

M. Okrusch · S. Matthes



Mineralogie

Eine Einführung in die spezielle Mineralogie,
Petrologie und Lagerstättenkunde

8. Auflage

 Springer

Martin Okrusch

Siegfried Matthes

Mineralogie

Eine Einführung in die spezielle Mineralogie,
Petrologie und Lagerstättenkunde



Martin Okrusch
Siegfried Matthes

Mineralogie

Eine Einführung in die spezielle Mineralogie,
Petrologie und Lagerstättenkunde

8., vollständig überarbeitete, erweiterte und aktualisierte Auflage

Mit 438 Abbildungen, davon 133 in Farbe

 Springer

Autoren

Professor Dr. Martin Okrusch

Lehrstuhl für Geodynamik
und Geomaterialforschung
Universität Würzburg
Am Hubland
97074 Würzburg

Professor Dr. Siegfried Matthes †

Bibliographische Information der Deutschen Bibliothek

Die Deutsche Bibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.ddb.de> abrufbar.

ISBN 978-3-540-78200-1 8. Auflage Springer Berlin Heidelberg New York

ISBN 978-3-540-78201-8 (e-Book)

Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt. Die dadurch begründeten Rechte, insbesondere die der Übersetzung, des Nachdrucks, des Vortrags, der Entnahme von Abbildungen und Tabellen, der Funksendung, der Mikroverfilmung oder der Vervielfältigung auf anderen Wegen und der Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen, bleiben, auch bei nur auszugsweiser Verwertung, vorbehalten. Eine Vervielfältigung dieses Werkes oder von Teilen dieses Werkes ist auch im Einzelfall nur in den Grenzen der gesetzlichen Bestimmungen des Urheberrechtsgesetzes der Bundesrepublik Deutschland vom 9. September 1965 in der jeweils geltenden Fassung zulässig. Sie ist grundsätzlich vergütungspflichtig. Zuwiderhandlungen unterliegen den Strafbestimmungen des Urheberrechtsgesetzes.

Springer ist ein Unternehmen von Springer Science+Business Media

springer.de

© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 1983, 1987, 1990, 1993, 1996, 2001, 2005, 2010

Printed in Germany

Die Wiedergabe von Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen usw. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, daß solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Umschlaggestaltung: Thomas Bauer, deblik, Berlin

Umschlagfoto: Klaus-Peter Kelber, Würzburg

Herstellung: Janett Sterrit-Brunner

Satz: Büro Stasch (stasch@stasch.com)

Druck und Bindung: Stürtz AG, Würzburg

Gedruckt auf säurefreiem Papier – 5 4 3 2 1 0

Für Irene



Vorwort zur 8. Auflage

Erfreulicherweise hat die 7. Auflage des Mineralogie-Lehrbuches bei Studenten und Hochschullehrern, aber auch bei interessierten Mineraliensammlern eine positive Aufnahme gefunden und war bereits nach zweieinhalb Jahren vergriffen. Auf Wunsch des Verlages wurde die notwendige Neuauflage nicht nur gründlich überarbeitet, sondern wiederum inhaltlich erweitert und durch zahlreiche neue Abbildungen bereichert. Dabei habe ich mich bemüht, konstruktive Kritik von Rezensenten und Anregungen von Kollegen weitgehend zu berücksichtigen. Äußerst hilfreich waren hierfür Übersichtsartikel, die in den letzten Jahren in Sammelbänden und Zeitschriften zu aktuellen Themen erschienen sind.

Das einführende Kapitel enthält jetzt eine umfassende, wenn auch kurz gefasste Darstellung der Kristallographie auf elementarer Grundlage. Ich hoffe mit diesem Beitrag, der von Ekkehart Tillmanns kritisch durchgelesen wurde, eine Lücke zu schließen, die mehrere Kollegen als Mangel empfunden hatten. Darüber hinaus wurde ein neuer Abschnitt zu den fachübergreifenden Forschungsgebieten Biomineralisation und medizinische Mineralogie eingefügt. Der Text zu diesem Gebiet, das sich zur Zeit in rasanter Entwicklung befindet, wurde durch Beiträge von Joachim Lorenz bereichert. Erfreulicherweise konnten die Texte zur speziellen Mineralogie durch neue Farbfotos von Mineralstufen veranschaulicht werden. Die Zahl der Zeichnungen von Kristallstrukturen wurde deutlich erhöht; farbige Darstellungen tragen dazu bei, auch komplexere Strukturen zu verstehen. Die Abschnitte zur technischen Anwendung von mineralischen Rohstoffe wurden – soweit das bei der stürmischen Entwicklung der Werkstoffwissenschaften möglich ist – aktualisiert. Neuaufnahme fanden die, auch technisch interessanten Mineralgruppen der Nitrate und der Borate, während die Texte zu den SiO_2 -Mineralen und den Feldspäten unter Mitwirkung von Hans Ulrich Bambauer und Herbert Kroll stark überarbeitet und erweitert wurden.

Auch im Teil II – Petrologie und Lagerstättenkunde – mussten an mehreren Stellen Verbesserungen durchgeführt und in der Literatur gebräuchliche Begriffe neu aufgenommen werden. Ausführlichere Darstellung erfuhren aktuelle Themen wie vulkanischer Explosivitätsindex, Supereruptionen und Supervulkane sowie Erstarrungsphänomene in Magmenreservoirs. Interessante Themen stellen die Kristallisationsfronten in Pegmatiten und die Zeitdauer der Pegmatit-Kristallisation dar. Neu aufgenommen wurde eine genetische Klassifikation der Pegmatite. Die wissenschaftliche Diskussion über Zusammensetzung, Herkunft und Zirkulation von hydrothermalen Lösungen wird nach wie vor mit großer Heftigkeit geführt; hier waren Aktualisierungen notwendig. Ein weiteres Dauerproblem stellt die Abgrenzung zwischen Sedimentgesteins-gebundenen hydrothermalen und sedimentären Lagerstätten dar; im Gegensatz zur 7. Auflage entschloss ich mich, die Karbonat-gebundenen Blei-Zink- und Fluorit-Lagerstätten vom Mississippi-Valley-Typ als hydrothermal einzustufen. Neu aufgenommen wurden die hydrothermalen Gold-Pyrit-Verdrängungslagerstätten vom Carlin-Typ; eine eingehendere Behandlung erfuhren die Buntmetall-Lagerstätten in Schwarzschiefern. Insgesamt habe ich mich bemüht, die weltwirtschaftliche Bedeutung von Erz- und Mineral-Lagerstätten noch stärker herauszuarbeiten und zu aktualisieren.

Ganz wesentliche Erweiterungen erfuhr der Teil III des Buches. Neben notwendigen Ergänzungen in den Kapiteln „Aufbau des Erdinnern“, „Meteorite“ sowie „Aufbau und Stoffbestand des Mondes“ wurde dem Geochemie-Kapitel ein Abschnitt über die Entstehung der chemischen Elemente angefügt. Außerdem kamen zwei ganz neue Kapitel „Unser Planetensystem“ und „Die Entstehung unseres Sonnensystems“ hinzu, in denen ich versucht habe, die faszinierenden Erkenntnisse, welche die Naturwissenschaften zu diesen Themenkreisen gewonnen haben, in aller gebotenen Kürze vorzustellen. Der Astrophysiker Karl Mannheim hat diese Texte kritisch durchgelesen und an vielen Stellen wertvolle Ergänzungen eingefügt. Zwar unterliegt es keinem Zweifel, dass wir diesen Erkenntnisgewinn in erster Linie astrophysikalischen Beobachtungen, Messdaten und Theorien verdanken. Trotzdem haben wir in den letzten Jahren so viel Neues über die geologisch-petrographische Beschaffenheit und den inneren Aufbau der erdähnlichen Planeten, der Asteroiden sowie der Riesen-Gas- und Eisplaneten und ihrer Monde erfahren, dass eine Darstellung im Rahmen dieses Mineralogie-Lehrbuches gerechtfertigt, ja zwingend notwendig erscheint. Interplanetarische Staubteilchen, deren mineralogische Zusammensetzung wir heute schon gut kennen, dokumentieren die Frühgeschichte unseres Sonnensystems, während interstellare, circumstellare und präsolare Staubteilchen in eine noch fernere Vergangenheit zurückweisen.

Angesichts der thematischen Breite dieses Lehrbuches war es wiederum zwingend geboten, kompetente Kollegen um kritische Durchsicht einzelner Kapitel oder Textabschnitte zu bitten. Hierfür bin ich Hans Ulrich Bambauer (Münster/Ostbevern), Herbert Kroll (Münster), Joachim Lorenz (Karlstein am Main), Karl Mannheim (Würzburg), Klaus Mezger (Münster) und Ekkehart Tillmanns (Wien) zu großem Dank verpflichtet. Sehr genossen habe ich vielseitige, anregende Diskussionen mit meinem Amtsnachfolger Hartwig Frimmel (Würzburg). Darüber hinaus danke ich meinen Würzburger Kollegen Eckard Amelingmeier, Anna Cord, Dorthée Kleinschrot, Reiner Klemd, Nikola Koglin, Uli Schüssler, Volker von Seckendorff, Thomas Will und Armin Zeh sowie Klaus Bente (Leipzig), Adi Bischof (Münster), Walter Borchardt-Ott (Münster/Altenberge), Paolo Forti (Bologna), Klaus Keil (Honolulu), Armin Kirfel (Bonn), Reinhard Kögler (Wunsiedel), Joachim Lorenz (Karlstein am Main), Bruce Marsh (Baltimore), Pete Mouginiis-Mark (Honolulu), Lutz Nasdala (Wien), Cees Passchier (Mainz), Hans-Peter Schertl (Bochum), Esther Schmädicke (Erlangen) und Wolfgang Siebel (Tübingen) für wertvolle Anregungen und hilfreiche Diskussionen, für Abbildungsvorlagen und sonstige Hilfen.

Ein besonderer Dank gilt wiederum Klaus-Peter Kelber (Würzburg) für die schönen Farbfotos sowie für die mühevollen Gestaltung der neuen Abbildungen, die ganz wesentlich zur Attraktivität dieser neuen Auflage beitragen. Franz Schwabenländer (Würzburg) danke ich für seine Hilfe bei vielfältigen Computer-Problemen. Den Verantwortlichen im Springer Verlag Dr. Chris Bendall, Janett Sterrit-Brunner und Dr. Wolfgang Witschel sei für die vertrauensvolle und konstruktive Zusammenarbeit herzlich gedankt. Mein besonderer Dank gilt Armin Stasch (Bayreuth), der das Layout des Buches wieder mit großem Können und Einfühlungsvermögen gestaltet hat.

Schließlich möchte ich meiner Frau wiederum ein ganz herzliches Dankeschön sagen, die mir eine unverzichtbare Hilfe beim Korrekturlesen war. Sie hat der verstärkten Arbeitsbelastung im letzten Jahr stets liebevolles Verständnis entgegen gebracht. Ihr widme ich dieses Werk.

Ich hoffe, dass auch die 8. Auflage des „Matthes“ vielen Studierenden der Geowissenschaften ein nützlicher Begleiter sein wird, der ihnen Freude an Mineralen und Gesteinen vermittelt und ihnen hilft, gesteins- und lagerstättenbildende Prozesse im Zusammenhang mit der globalen Tektonik unserer Erde und der erdähnlichen Planeten zu verstehen. Ich würde mich freuen, wenn es meinen Kollegen bei der Vorbereitung ihrer Lehrveranstaltungen gute Dienste leistet. Schließlich wünsche ich mir, dass das Buch neue Freunde unter den Mineraliensammlern findet, die an einem tieferen Eindringen in mineralogische Sachverhalte und Probleme interessiert sind.

Martin Okrusch Würzburg, im Juni 2009



Vorwort zur 7. Auflage

Bereits drei Jahre nach ihrem Erscheinen war die 6. Auflage des „Matthes“ vergriffen und der Verlag drängte auf die Vorbereitung einer Neuauflage. Das bot die Gelegenheit, den Inhalt des Lehrbuchs gründlich zu überarbeiten und an den modernen Wissensstand anzupassen. Die bewährte Gliederung in die Hauptteile „Spezielle Mineralogie“, „Petrologie und Lagerstättenkunde“ sowie „Stoffbestand und Bau von Erde und Mond“ blieb dabei erhalten. Allerdings schien es angezeigt, einige sehr umfangreiche Kapitel aufzuteilen, so dass das Buch jetzt aus 30 Kapiteln besteht. Die „Mineralogie“ wurde an vielen Stellen inhaltlich erweitert; zahlreiche neue Abbildungen kamen hinzu; dem stehen Streichungen veralteter Passagen und Straffungen des Textes gegenüber.

Das einführende Kapitel enthält jetzt Erklärungen zu wichtigen kristallographischen Grundbegriffen wie Kristallklasse, Bravais-Gitter und Miller'sche Indizes, die für das Verständnis der Mineralbeschreibungen in Teil I notwendig sind; auch die Einführung zur Petrographie wurde etwas ausführlicher gestaltet. Die spezielle Mineralogie wurde, soweit erforderlich, aktualisiert, wobei kristallstrukturelle Gesichtspunkte und die technische Verwendung von mineralischen Rohstoffen stärkere Beachtung fanden. Darüber hinaus mussten einige wichtige Minerale, z. B. der Perowskit, zusätzlich aufgenommen werden. Wesentliche Erweiterungen erfuhren die Kapitel zum Vulkanismus und Plutonismus, zur Petrologie der Magmatite sowie zur Lagerstättenkunde. Es war an der Zeit, vom Niggli-Schema der magmatischen Erzlagerstätten, das uns Älteren vertraut und lieb geworden war, aber nicht mehr gültig ist, Abschied zu nehmen. Dadurch war es notwendig, die theoretischen Grundlagen der pegmatitischen und hydrothermalen Lagerstättenbildung neu darzustellen, obwohl gerade hier noch viele Fragen offen sind. Im Einklang mit der internationalen Lagerstättenforschung musste die pneumatolytische Phase aufgegeben werden. Bei der Beschreibung einzelner Lagerstättentypen wurden Lagerstätten von weltwirtschaftlicher Bedeutung stärker herausgestellt. Im Kapitel über Sedimente und Sedimentgesteine erfuhren die Karbonatgesteine, die wichtigen sedimentären Erzlagerstätten und die marinen Evaporite eine ausführlichere Darstellung. In den Kapiteln über Gesteinsmetamorphose wurde Wert darauf gelegt, die theoretischen Grundlagen der metamorphen Gefügeprägung und der metamorphen Mineralgleichgewichte etwas eingehender zu behandeln. Völlig neu gestaltet und erweitert wurden die Kapitel zum Aufbau des Erdinnern, zum Aufbau und Stoffbestand des Mondes sowie über Meteorite. Ein neues Kapitel zur Einführung in die Geochemie einschließlich der Isotopen-Geochemie rundet die neue Auflage des „Matthes“ ab.

Auch bei der Neugestaltung des Werkes sollte dem ursprünglichen Ansatz von Siegfried Matthes, ein Lehrbuch für das Grundstudium in Mineralogie zu schreiben, gefolgt werden, wobei allerdings der Text an einigen Stellen über diese Anforderungen hinausgeht. Für Geowissenschaftler anderer Vertiefungsrichtungen wie Sedimentologie, Ingenieurgeologie, Hydrogeologie, Paläontologie oder Geophysik sowie für Kristallographen und Materialwissenschaftler reicht der behandelte Stoff auch für das Hauptstudium aus. Es bleibt zu wünschen, dass der „Matthes“ vielen Geowissenschaftlern in ihrem beruflichen Leben, aber auch mineralbegeisterten Laien als Nachschlagewerk gute Dienste tut. Voraussetzungen für ein erfolgreiches Arbeiten mit die-

sem Buch sind Grundkenntnisse in Experimentalphysik, anorganischer und möglichst auch in physikalischer Chemie sowie in allgemeiner Geologie; für Studierende der Mineralogie ist ein tieferes Eindringen in die Kristallographie selbstverständlich. Auch jungen Geowissenschaftlern und interessierten Laien sind heute die Grundzüge der Plattentektonik bekannt. Auf die Zusammenhänge zwischen gesteinsbildenden Vorgängen und plattentektonischen Prozessen wird im Text immer wieder hingewiesen; auf ein eigenes Kapitel zur Plattentektonik wurde daher verzichtet.

Das vorliegende Lehrbuch ist inhaltlich so weit gespannt, dass es für einen Autor nicht möglich ist, alle Kapitel mit gleicher Kompetenz zu behandeln. Zu bestimmten Fragestellungen habe ich daher den Rat von Fachkollegen eingeholt. Für wertvolle Hinweise, Anregungen und Abbildungsvorlagen danke ich meinen Würzburger Kollegen Eckard Amelingmeier, Roland Baumhauer, Sönke Brandt, Helga de Wall, Hartwig Frimmel, Frank Holzförster, Dorothee Kleinschrot, Reiner Klemm, Volker Lorenz, Reinhard Neder, Wolfgang Schubert, Bernhard Schulz, Uli Schüssler, Volker von Seckendorff, Thomas Will, Armin Zeh und Bernd Zimanowski sowie Hermann Bank (Idar-Oberstein), Adi Bischoff (Münster), Reinhard Boehler (Mainz), Ahmed El Goresy (Mainz), Birgit Gruner (Bonn), Wilhelm Heinrich (Potsdam), Friedhelm Henjes-Kunst (Hannover), Peter Herzig (Kiel), Gottfried Hirschmann (Hannover), Al Hofmann (Mainz), Francois Holtz (Hannover), Hans Kreuzer (Hannover), Peter Kukla (Aachen), Olaf Medenbach (Bochum), Knut Metzler (Münster), Thomas Oberthür (Hannover), Martin Pfliegaar (Heidenheim), Hans-Ulrich Schmincke (Kiel), Werner Schreyer (Bochum), Ludolf Schulz (Mainz), Fritz Seifert (Bayreuth), Hans-Adolf Seck (Köln), Dieter Stöffler (Berlin) und Eduard Woermann (Aachen). Zu besonderem Dank verpflichtet bin ich Eckard Amelingmeier, Reiner Klemm, Reinhard Neder, Uli Schüssler, Hans Adolf Seck (Köln) und Thomas Will, die einzelne Kapitel des Buches kritisch durchgelesen haben. Ihre konstruktive Kritik hat wesentlich zur Qualität des Werkes beigetragen – für noch verbliebene Irrtümer und Unklarheiten trage ich jedoch allein die Verantwortung! Für Kritik, Anregungen und Verbesserungsvorschläge bin ich jederzeit dankbar.

Ein herzlicher Dank und hohe Anerkennung gebührt wiederum Klaus-Peter Kelber für die mühevollen Reinzeichnungen der neuen Abbildungen und die neuen Mikrofotos, wobei er meine Wünsche immer wieder verständnisvoll erfüllte. Großer Dank auch an Franz Schwabenländer für seine geduldige Hilfe bei vielfachen Computer-Problemen. Dr. Wolfgang Engel, Renate Schulz und Luisa Tonarelli vom Springer-Verlag (Heidelberg) danke ich sehr für die vertrauensvolle Zusammenarbeit, für Geduld und Verständnis. Große Freude hatte ich bei der Zusammenarbeit mit Armin Stasch (Bayreuth), der das gelungene Layout des Buches gekonnt und mit großem Einfühlungsvermögen besorgte – herzlichen Dank dafür!

Ein ganz besonderes Dankeschön möchte ich meiner Frau Irene sagen, die mir beim Korrekturlesen des Textes eine unverzichtbare Hilfe war und die mir liebevolles Verständnis für die verstärkte Arbeitsbelastung in den letzten beiden Jahren entgegengebracht hat. Ihr widme ich den neuen Text.

Auch die 7. Auflage des „Matthes“ übergebe ich in der Hoffnung, dass das Buch neue Freunde unter den Studierenden der Mineralogie, Geologie und anderer Geowissenschaften, aber auch unter interessierten Mineraliensammlern finden möge. In einer Zeit, in der sich die geowissenschaftlichen Studiengänge an den deutschen Universitäten im Umbruch befinden, möge das hier vorgelegte Werk dazu beitragen, dass die Mineralogie weiterhin als eigenständige Stimme im Gesamtkonzert der Geowissenschaften zu hören ist.

Martin Okrusch Würzburg, im Januar 2005



Vorwort zur 1. Auflage

Das vorliegende Buch ist eine Einführung in die Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde auf genetischer Grundlage. Es widmet sich dem *speziellen* Teil des Faches, wobei Grundkenntnisse aus dem allgemeinen Teil – der allgemeinen Mineralogie und der Kristallographie – vorausgesetzt werden. Darüber hinaus sind neben geologischen Kenntnissen Grundlagen der allgemeinen, anorganischen und physikalischen Chemie an vielen Stellen sehr nützlich.

Im einleitenden Teil werden wichtige Begriffe erläutert und definiert. Im Teil I folgte eine Auswahl der häufigsten Minerale in übersichtlicher Form und in Anlehnung an die Systematik von H. Strunz. Teil II ist der Petrologie und Lagerstättenkunde gewidmet. Er gliedert sich: *A* in die magmatische Abfolge mit Systematik und Genese der magmatischen Gesteine einschließlich der Mineral- und Lagerstättenbildung, die mit magmatischen Vorgängen im Zusammenhang steht, *B* in die sedimentäre Abfolge mit den Verwitterungsprodukten, Sedimenten und Sedimentgesteinen einschließlich der Mineral- und Lagerstättenbildung, *C* die Gesteinsmetamorphose einschließlich der Ultrametamorphose und der Metasomatose. Ein abschließender Teil III widmet sich dem Stoffbestand von Erde und Mond und in einem kurzen Abschnitt auch den Meteoriten. Den einschlägigen experimentellen Zustandsdiagrammen – Ein-, Zwei- und Drei-Komponentensystemen – wird der ihnen ihrer Bedeutung nach zukommende Raum gewährt. An allen möglichen Stellen finden sich Hinweise auf die technisch-wirtschaftliche Bedeutung der Minerale, Gesteine und Lagerstätten als Rohstoffe.

Das Buch ist aus Vorlesungen und Übungen hervorgegangen, die der Verfasser im Laufe der Zeit seit 1950 an den Universitäten Frankfurt (M) und Würzburg durchgeführt hat. So ist der Inhalt des Buches in erster Linie den Bedürfnissen des Unterrichts an Universitäten und Hochschulen angepasst. Getroffene Auswahl und Umfang des Stoffes dieses speziellen Teiles des Faches entsprechen nach Ansicht des Verfassers weitgehend dem Lehrauftrag für das Grundstudium in Mineralogie. Für Studierende der Geologie und andere Studierende, die Mineralogie als Neben- bzw. Beifach wählen, dürfte das Buch auch bei den Anforderungen im Hauptstudium (Aufbaustudium) hilfreich sein. In allen Fällen kann es in Verbindung und zur Ergänzung von Vorlesungen und Übungen genutzt werden. Für das Weiterstudium und als Quellennachweis ist am Schluss des Buches ein Verzeichnis wichtiger Lehrbücher und Monographien aufgenommen worden. Das Buch richtet sich auch an diejenigen, die dem Fach Interesse entgegenbringen, um sich Grundkenntnisse zu erwerben oder es beruflich als Informationsquelle zu nützen. Verlag und Verfasser möchten glauben, dass das vorliegende Buch innerhalb des deutschsprachigen Schrifttums eine derzeit spürbare Lücke schließen hilft.

Die Kristallbilder sind dem Atlas der Kristallformen von V. Goldschmidt, die Kristallstrukturen größtenteils dem Strukturbericht entnommen und umgezeichnet worden. Die meisten Diagramme und Strichzeichnungen stammen aus dem zitierten Schrifttum, teilweise vereinfacht, andere ergänzt. Die Zahl der Autotypien wurde mit Rücksicht auf die Preisgestaltung des Buches niedrig gehalten.

Bei der Fertigung des Buches erfuhr ich aus dem hiesigen Institut mannigfaltige Hilfe. Herr Prof. Martin Okrusch übernahm die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Seine Ratschläge wurden als substantielle Verbesserungen dankbar anerkannt. Darüber hinaus gewährte er mir freundliche Hilfe beim Lesen der Korrektur. Herr Klaus Mezger vom hiesigen Institut unterstützte mich bei der Fertigung des Registers. Herr Klaus-Peter Kelber hat sich mit der sorgfältigen Ausführung der Zeichnungen und allen Mineralfotos große Verdienste um das Buch erworben. Die Originalaufnahmen zu den Abbildungen 145 und 146 stellte Herr Prof. K. R. Mehnert, Berlin, freundlicherweise zum Abdruck zur Verfügung. Die Fotos der Abb. 92 und 93 stammen vom Verfasser. Meine Tochter Heike hatte die lästige Aufgabe der Reinschrift des Manuskriptes übernommen. Allen sei für die gewährte Hilfe herzlich gedankt!

Schließlich habe ich dem Verlag für die jederzeit vertrauensvolle Zusammenarbeit, die Ausstattung des Buches und dessen erschwinglichen Preis zu danken, Herrn Dr. Konrad F. Springer für sein stets förderndes Interesse und Herrn Dr. Dieter Hohm für Mühewaltung und Umsicht während dieser Zusammenarbeit.

Würzburg, im Sommer 1983

Siegfried Matthes



Inhaltsverzeichnis

1	Einführung und Grundbegriffe	1
1.1	Minerale	2
1.2	Kristalle	4
1.2.1	Kristallmorphologie	5
1.2.2	Kristallstruktur	9
1.2.3	Kristallchemie	13
1.2.4	Kristallphysik	16
1.3	Mineralarten und Mineralvarietäten	29
1.4	Vorkommen der Minerale, speziell als Bestandteile der Erdkruste	29
1.5	Gesteine	30
1.5.1	Mineralinhalt	31
1.5.2	Beziehungen zwischen chemischer Zusammensetzung und Mineralinhalt: Heteromorphie von Gesteinen	31
1.5.3	Gefüge	31
1.5.4	Geologischer Verband	32
1.6	Mineral- und Erzlagerstätten	34
1.7	Abgrenzung der gesteinsbildenden Vorgänge	34
1.8	Mineralogische Wissenschaften und ihre Anwendungsgebiete in Technik, Industrie und Bergbau	35
1.9	Biomineralisation und medizinische Mineralogie (unter Mitwirkung von Joachim A. Lorenz)	36
1.9.1	Mineralbildung im Organismus	37
1.9.2	Medizinische Mineralogie	38
1.10	Bestimmung von Mineralen mit einfachen Hilfsmitteln	42
	Weiterführende Literatur	42
Teil I		
Spezielle Mineralogie – Eine Auswahl wichtiger Minerale		45
2	Elemente	47
2.1	Metalle	48
2.2	Metalloide (Halbmetalle)	53
2.3	Nichtmetalle	53
	Weiterführende Literatur	59
	Zitierte Literatur	60
3	Sulfide, Arsenide und komplexe Sulfide (Sulfosalze)	61
3.1	Metall-Sulfide mit M:S > 1:1 (meist 2:1)	62
3.2	Metall-Sulfide und -Arsenide mit M:S ≈ 1:1	63
3.3	Metall-Sulfide, -Sulfarsenide und -Arsenide mit M:S ≤ 1:2	68
3.4	Arsen-Sulfide	72
3.5	Komplexe Metall-Sulfide (Sulfosalze)	73
	Weiterführende Literatur	75

4	Halogenide	77
	Weiterführende Literatur	80
5	Oxide und Hydroxide	81
5.1	M ₂ O-Verbindungen	82
5.2	M ₃ O ₄ -Verbindungen	82
5.3	M ₂ O ₃ -Verbindungen	84
5.4	MO ₂ -Verbindungen	88
5.5	Hydroxide	91
	Weiterführende Literatur	93
	Zitierte Literatur	93
6	Karbonate, Nitrate und Borate	95
6.1	Calcit-Gruppe, $\bar{3}2/m$	96
6.2	Aragonit-Gruppe, $2/m2/m2/m$	99
6.3	Dolomit-Gruppe	101
6.4	Azurit-Malachit-Gruppe	102
6.5	Nitrate	103
6.6	Borate	103
	Weiterführende Literatur	105
	Zitierte Literatur	105
7	Sulfate, Chromate, Molybdate, Wolframate	107
7.1	Sulfate	108
7.2	Chromate	112
7.3	Molybdate und Wolframate	113
	Weiterführende Literatur	114
	Zitierte Literatur	114
8	Phosphate, Arsenate, Vanadate	115
	Weiterführende Literatur	118
9	Silikate	119
9.1	Inselsilikate (Nesosilikate)	121
9.2	Gruppensilikate (Sorosilikate)	129
9.3	Ringsilikate (Cyclosilikate)	132
9.4	Ketten- und Doppelkettensilikate (Inosilikate)	136
	9.4.1 Pyroxen-Familie	137
	9.4.2 Pyroxenoide	141
	9.4.3 Amphibol-Familie	142
9.5	Schichtsilikate (Phyllosilikate)	145
	9.5.1 Pyrophyllit-Talk-Gruppe	147
	9.5.2 Glimmer-Gruppe	148
	9.5.3 Hydroglimmer-Gruppe	150
	9.5.4 Sprödglimmer-Gruppe	150
	9.5.5 Chlorit-Gruppe	150
	9.5.6 Serpentin-Gruppe	151
	9.5.7 Tonmineral-Gruppe	152
	9.5.8 Apophyllit-Gruppe	154
9.6	Gerüstsilikate (Tektosilikate)	155
	9.6.1 SiO ₂ -Minerale	155
	9.6.2 Feldspat-Familie	164
	9.6.3 Feldspatoide (Foidite, Feldspatvertreter)	173
	9.6.4 Skapolith-Gruppe	175

9.6.5	Zeolith-Familie	175
	Weiterführende Literatur	179
	Zitierte Literatur	179
10	Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralen	181
	Weiterführende Literatur	185
	Zitierte Literatur	185
Teil II		
	Petrologie und Lagerstättenkunde	187
11	Magmatische Gesteine (Magmatite)	189
11.1	Einteilung und Klassifikation der magmatischen Gesteine	190
11.1.1	Zuordnung nach der geologischen Stellung und dem Gefüge	190
11.1.2	Klassifikation nach dem Mineralbestand	191
11.1.3	Chemismus und CIPW-Norm	194
11.2	Petrographie der Magmatite	197
11.2.1	Subalkaline Magmatite	198
11.2.2	Alkali-Magmatite	207
11.2.3	Karbonatite, Kimberlite und Lamproite	211
	Weiterführende Literatur	213
	Zitierte Literatur	213
12	Vulkanismus	215
12.1	Effusive Förderung: Lavaströme	217
12.2	Extrusive Förderung	219
12.3	Explosive Förderung	220
12.4	Gemischte Förderung: Stratovulkane	226
12.5	Vulkanische Dampf-tätigkeit	226
	Weiterführende Literatur	228
	Zitierte Literatur	229
13	Plutonismus	231
13.1	Die Tiefenfortsetzung von Vulkanen	232
13.2	Formen plutonischer und subvulkanischer Intrusivkörper	233
13.3	Innerer Aufbau und Platznahme von Plutonen	234
13.3.1	Interngefüge von Plutonen	234
13.3.2	Mechanismen der Platznahme	235
13.3.3	Layered Intrusions	236
	Weiterführende Literatur	237
	Zitierte Literatur	237
14	Magma und Lava	239
14.1	Chemische Zusammensetzung und Struktur magmatischer Schmelzen	240
14.2	Vulkanische Gase	240
14.3	Magmatische Temperaturen	241
14.3.1	Direkte Messungen	241
14.3.2	Schmelzversuche an natürlichen Gesteinen	241
14.4	Viskosität von Magmen und Laven	242
14.5	Löslichkeit von leichtflüchtigen Komponenten im Magma	243
	Weiterführende Literatur	245
	Zitierte Literatur	245

15	Bildung und Weiterentwicklung von Magmen	247
15.1	Magmatische Serien	248
15.2	Bildung von Stamm-Magmen	249
15.2.1	Basaltische Stamm-Magmen	249
15.2.2	Granitische Magmen	249
15.3	Magmenmischung	250
15.4	Magmatische Differentiation	250
15.4.1	Kristallisations-Differentiation	250
15.4.2	Entmischung im schmelzflüssigen Zustand (liquide Entmischung)	253
15.5	Assimilation	253
	Weiterführende Literatur	254
	Zitierte Literatur	254
16	Experimentelle Modellsysteme	255
16.1	Die Gibbs'sche Phasenregel	256
16.2	Experimente in Zweistoff- und Dreistoffsystemen	257
16.2.1	Experimente zur Kristallisationsabfolge basaltischer Magmen	257
16.2.2	Experimente zur Bildung SiO ₂ -übersättigter und SiO ₂ -untersättigter Magmen	263
16.2.3	Experimente zum Verhalten von Mafiten in basaltischen Magmen	269
16.3	Das Reaktionsprinzip von Bowen	273
16.4	Das Basalt-Tetraeder von Yoder und Tilley (1962)	276
16.5	Gleichgewichtsschmelzen und fraktioniertes Schmelzen	277
	Weiterführende Literatur	278
	Zitierte Literatur	278
17	Die Herkunft des Basalts	279
17.1	Basalte und Plattentektonik	280
17.2	Bildung von Basalt-Magmen durch partielles Schmelzen von Mantelperidotit	281
17.2.1	Das Pyrolit-Modell	281
17.2.2	Partielles Schmelzen von H ₂ O-freiem Pyrolit	281
17.2.3	Partielles Schmelzen von H ₂ O-haltigem Pyrolit	282
	Weiterführende Literatur	284
	Zitierte Literatur	284
18	Die Herkunft des Granits	285
18.1	Genetische Einteilung der Granite auf geochemischer Basis	286
18.2	Experimente zur Granitgenese	287
18.2.1	Einführung	287
18.2.2	Kristallisationsverlauf granitischer Magmen: Experimente im H ₂ O-gesättigten Modellsystem Qz–Ab–Or–H ₂ O	287
18.2.3	Experimentelle Anatexis: Experimente unter H ₂ O-gesättigten und H ₂ O-untersättigten Bedingungen im Modellsystem Qz–Ab–Or–H ₂ O	290
18.2.4	Das Modellsystem Qz–Ab–An–Or–H ₂ O	293
18.2.5	Das Modellsystem Qz–Ab–An–H ₂ O	293
18.2.6	Das natürliche Granitsystem	294
	Weiterführende Literatur	295
	Zitierte Literatur	295

19 Orthomagmatische Erzlagerstätten	297
19.1 Einführung	298
19.2 Lagerstättenbildung durch fraktionierte Kristallisation	298
19.2.1 Chromit- und Chromit-PGE-Lagerstätten	300
19.2.2 Fe-Ti-Oxid-Lagerstätten	301
19.3 Lagerstättenbildung durch liquide Entmischung von Sulfid- und Oxid-Schmelzen	302
19.3.1 Nickelmagnetkies-Kupferkies-PGE-Lagerstätten in Noriten und Pyroxeniten	302
19.3.2 Nickelmagnetkies-Kupferkies-Lagerstätten in Komatiiten	305
19.3.3 Magnetit-Apatit-Lagerstätten	305
19.4 Erz- und Mineral-Lagerstätten in Karbonatit-Alkalimagmatit-Komplexen	305
Weiterführende Literatur	306
Zitierte Literatur	306
20 Pegmatite	307
20.1 Theoretische Überlegungen	308
20.2 Geologisches Auftreten und Petrographie von Pegmatiten	309
20.3 Pegmatite als Rohstoffträger	311
20.4 Genetische Klassifikation der Pegmatite	312
Weiterführende Literatur	312
Zitierte Literatur	312
21 Hydrothermale Erz- und Minerallagerstätten	313
21.1 Grundlagen	314
21.2 Hydrothermale Imprägnationslagerstätten	316
21.2.1 Zinnerz-Lagerstätten	316
21.2.2 Wolfram-Lagerstätten	318
21.2.3 Molybdän-Lagerstätten	318
21.2.4 Porphyry Copper Ores	318
21.2.5 Imprägnationen mit ged. Kupfer (Typus Oberer See)	320
21.3 Hydrothermale Verdrängungslagerstätten	320
21.3.1 Skarnerz-Lagerstätten	320
21.3.2 Mesothermale Kupfer-Arsen-Verdrängungs-Lagerstätten	321
21.3.3 Hydrothermale Blei-Silber-Zink-Verdrängungslagerstätten	322
21.3.4 Hydrothermale Gold-Pyrit-Verdrängungslagerstätten vom Carlin-Typ	322
21.3.5 Metasomatische Siderit-Lagerstätten	322
21.3.6 Metasomatische Magnesit-Lagerstätten	322
21.4 Hydrothermale Erz- und Mineralgänge	323
21.4.1 Orogene Gold-Quarz-Gänge	324
21.4.2 Epithermale Gold- und Gold-Silber-Lagerstätten (subvulkanisch)	325
21.4.3 Mesothermale Kupfererzgänge	325
21.4.4 Blei-Silber-Zink-Erzgänge	326
21.4.5 Zinn-Silber-Wismut-Erzgänge des bolivianischen Zinngürtels	326
21.4.6 Wismut-Kobalt-Nickel-Silber-Uran-Erzgänge	327
21.4.7 Telethermale Antimon-Quarz-Gänge	328
21.4.8 Hydrothermale Siderit- und Hämatit-Erzgänge	328
21.4.9 Nichtmetallische hydrothermale Ganglagerstätten	329
21.4.10 Quarzgänge und hydrothermale Verkieselungen	329
21.4.11 Alpine Klüfte	329

21.5	Vulkanogen-sedimentäre Erzlagerstätten	329
21.5.1	Rezente hydrothermale Erzbildung in der Tiefsee: Black Smoker	329
21.5.2	Vulkanogene massive Sulfiderz-Lagerstätten (VMS-Lagerstätten)	332
21.5.3	Vulkanogen-sedimentäre Quecksilbererz-Lagerstätten	333
21.5.4	Vulkanogene Oxiderz-Lagerstätten	333
21.6	Sedimentgesteins-gebundene hydrothermale Lagerstätten	334
21.6.1	Sedimentär-exhalative Blei-Zink-Erzlagerstätten (Sedex-Lagerstätten)	334
21.6.2	Karbonat-gebundene Erz- und Mineral-Lagerstätten	335
	Weiterführende Literatur	335
	Zitierte Literatur	336
22	Verwitterung und mineralbildende Vorgänge im Boden	339
22.1	Mechanische Verwitterung	340
22.2	Chemische Verwitterung	340
22.2.1	Leicht lösliche Minerale	341
22.2.2	Verwitterung der Silikate	341
22.3	Subaerische Verwitterung und Klimazonen	343
22.4	Zur Abgrenzung des Begriffs Boden	343
22.5	Verwitterungsbildungen von Silikatgesteinen und ihre Lagerstätten	344
22.5.1	Residualtone und Kaolin	344
22.5.2	Bentonit	344
22.5.3	Bauxit	344
22.5.4	Fe- und Mn-reiche Laterite	345
22.5.5	Ni-reiche Laterite	345
22.5.6	Weitere Residual-Lagerstätten	346
22.6	Verwitterung sulfidischer Erzkörper	346
22.6.1	Oxidationszone	346
22.6.2	Zementationszone	347
22.6.3	Stabilitätsbeziehungen wichtiger Kupferminerale bei der Verwitterung	348
	Weiterführende Literatur	349
	Zitierte Literatur	349
23	Sedimente und Sedimentgesteine	351
23.1	Grundlagen	352
23.1.1	Einteilung der Sedimente und Sedimentgesteine	352
23.1.2	Gefüge der Sedimente und Sedimentgesteine	352
23.2	Klastische Sedimente und Sedimentgesteine	353
23.2.1	Transport und Ablagerung des klastischen Materials	353
23.2.2	Chemische Veränderungen während des Transports	353
23.2.3	Korngrößenverteilung bei klastischen Sedimenten und ihre Darstellung	354
23.2.4	Diagenese der klastischen Sedimentgesteine	354
23.2.5	Einteilung der Psaphite und Psammite	356
23.2.6	Schwerminerale in Psammiten	357
23.2.7	Fluviatile und marine Seifen	357
23.2.8	Metallkonzentrationen in ariden Schuttwannen (Lagerstätten vom Red-Bed-Typ)	361
23.2.9	Einteilung der Pelite	361
23.2.10	Diagenese von Peliten	362
23.2.11	Buntmetall-Lagerstätten in Schwarzschiefern	363
23.2.12	Übergang von der Diagenese zur niedriggradigen Metamorphose	364

23.3	Chemische und biochemische Karbonatsedimente und -sedimentgesteine	364
23.3.1	Einteilung der Karbonatgesteine	364
23.3.2	Löslichkeit und Ausscheidungsbedingungen des CaCO_3	365
23.3.3	Anorganische und biochemische Karbonat-Bildung im Meerwasser	366
23.3.4	Bildung festländischer (terrestrischer) Karbonatsedimente	367
23.3.5	Diagenese von Kalkstein	368
23.4	Eisen- und Mangan-reiche Sedimente	368
23.4.1	Ausfällung des Eisens und die Stabilitätsbedingungen der Fe-Mineralen	368
23.4.2	Sedimentäre Eisenerze	369
23.4.3	Sedimentäre Manganerze	371
23.4.4	Metallkonzentrationen am Ozeanboden	371
23.5	Kieselige Sedimente und Sedimentgesteine	372
23.6	Sedimentäre Phosphatgesteine	373
23.7	Evaporite (Salzgesteine)	373
23.7.1	Kontinentale (terrestrische) Evaporite	373
23.7.2	Marine Evaporite	375
	Weiterführende Literatur	377
	Zitierte Literatur	378
24	Metamorphe Gesteine	379
24.1	Grundlagen	380
24.1.1	Metamorphe Prozesse	380
24.1.2	Ausgangsmaterial metamorpher Gesteine	381
24.1.3	Abgrenzung der Gesteinsmetamorphose	382
24.1.4	Auslösende Faktoren der Gesteinsmetamorphose	383
24.2	Die Gesteinsmetamorphose als geologischer Prozess	385
24.2.1	Kontaktmetamorphose	386
24.2.2	Kataklastische Metamorphose und Mylonitisierung	390
24.2.3	Schockwellen- oder Impakt-Metamorphose	391
24.2.4	Hydrothermale Metamorphose	394
24.2.5	Regionalmetamorphose in Orogenzonen	394
24.2.6	Regionale Versenkungsmetamorphose	399
24.2.7	Regionale Ozeanbodenmetamorphose	399
24.3	Nomenklatur der regional- und kontaktmetamorphen Gesteine	400
24.3.1	Regionalmetamorphe Gesteine	400
24.3.2	Kontaktmetamorphe Gesteine	406
24.4	Das Gefüge der metamorphen Gesteine	407
24.4.1	Gefügerelikte	407
24.4.2	Das kristalloblastische Gefüge	408
24.4.3	Gefügeregelung bei metamorphen Gesteinen	409
24.5	Bildung von Migmatiten durch partielle Anatexis	415
24.5.1	Der Migmatitbegriff	415
24.5.2	Experimentelle Grundlagen für die anatektische Bildung von Migmatiten	416
24.5.3	Stoffliche Bilanz bei der Entstehung von Migmatiten	417
24.6	Metasomatose	417
24.6.1	Kontaktmetasomatose	418
24.6.2	Autometasomatose	420
24.6.3	Spilite als Produkte einer Natrium-Metasomatose	421
	Weiterführende Literatur	421
	Zitierte Literatur	422

25	Phasengleichgewichte und Mineralreaktionen in metamorphen Gesteinen	425
25.1	Gleichgewichtsbeziehungen in metamorphen Gesteinen	426
25.1.1	Feststellung des thermodynamischen Gleichgewichts	426
25.1.2	Die Gibbs'sche Phasenregel	426
25.1.3	Die freie Enthalpie: Stabile und metastabile Niveaus	428
25.2	Metamorphe Mineralreaktionen	430
25.2.1	Polymorphe Umwandlungen und Reaktionen ohne Freisetzung einer fluiden Phase	430
25.2.2	Entwässerungsreaktionen	433
25.2.3	Dekarbonisierungsreaktionen	438
25.2.4	Reaktionen, an denen H ₂ O und CO ₂ beteiligt sind	439
25.2.5	Oxidations-Reduktions-Reaktionen	441
25.2.6	Petrogenetische Netze	443
25.3	Geothermometrie und Geobarometrie	444
25.4	Druck-Temperatur-Entwicklung metamorpher Komplexe	446
25.4.1	Druck-Temperatur-Pfade	446
25.4.2	Druck-Temperatur-Zeit-Pfade	448
	Weiterführende Literatur	449
	Zitierte Literatur	449
26	Metamorphe Mineralfazies	451
26.1	Graphische Darstellung metamorpher Mineralparagenesen	452
26.1.1	ACF- und A'KF-Diagramme	452
26.1.2	AFM-Projektion	454
26.2	Das Faziesprinzip	457
26.2.1	Begründung des Faziesprinzips	457
26.2.2	Metamorphe Faziesserien	459
26.3	Übersicht über die metamorphen Fazies	460
26.3.1	Zeolith- und Prehnit-Pumpellyit-Fazies	460
26.3.2	Grünschieferfazies	460
26.3.3	Epidot-Amphibolit-Fazies	461
26.3.4	Amphibolitfazies	461
26.3.5	Granulitfazies	464
26.3.6	Hornfelsfazies	466
26.3.7	Sanidinitfazies	467
26.3.8	Blauschieferfazies	467
26.3.9	Eklogitfazies	469
	Weiterführende Literatur	472
	Zitierte Literatur	473

Teil III

Stoffbestand und Bau von Erde und Mond – unser Planetensystem

27	Aufbau des Erdinnern	477
27.1	Seismischer Befund zum Aufbau des Erdinnern	478
27.1.1	Physikalische Grundlagen	478
27.1.2	Ausbreitung von Erdbebenwellen im Erdinnern	479
27.1.3	Geschwindigkeitsverteilung der Erdbebenwellen im Erdinnern	480
27.2	Erdkruste	480
27.2.1	Ozeanische Erdkruste	481
27.2.2	Kontinentale Erdkruste	482
27.2.3	Die Erdkruste in jungen Orogengürteln	484
27.3	Erdmantel	484
27.3.1	Der oberste, lithosphärische Erdmantel und die Natur der Moho	484

27.3.2	Die Asthenosphäre als Förderband der Lithosphärenplatten	489
27.3.3	Übergangszone	490
27.3.4	Unterer Erdmantel	492
27.4	Erdkern	493
27.4.1	Geophysikalischer Befund	493
27.4.2	Chemische Zusammensetzung des Erdkerns	494
	Weiterführende Literatur	495
	Zitierte Literatur	495
28	Aufbau und Stoffbestand des Mondes	497
28.1	Die Kruste des Mondes	498
28.1.1	Hochlandregionen	498
28.1.2	Regionen der Maria	499
28.1.3	Minerale der Mondgesteine	500
28.1.4	Reste von Wasser im Regolith?	500
28.2	Innerer Aufbau des Mondes	501
28.3	Geologische Geschichte des Mondes	502
	Weiterführende Literatur	503
	Zitierte Literatur	503
29	Meteorite	505
29.1	Fallphänomene	506
29.2	Häufigkeit von Meteoriten	508
29.3	Haupttypen der Meteorite	508
29.3.1	Undifferenzierte Steinmeteorite: Chondrite	508
29.3.2	Differenzierte Steinmeteorite: Achondrite	513
29.3.3	Stein-Eisen-Meteorite (differenziert)	516
29.3.4	Eisenmeteorite (differenziert)	517
29.4	Tektite	519
	Weiterführende Literatur	520
	Zitierte Literatur	520
30	Unser Planetensystem	523
30.1	Die erdähnlichen Planeten	524
30.1.1	Merkur	524
30.1.2	Venus	526
30.1.3	Mars	529
30.2	Die Asteroiden	535
30.3	Die Riesenplaneten und ihre Satelliten	537
30.3.1	Astronomische Erforschung	537
30.3.2	Atmosphäre und innerer Bau der Riesenplaneten	538
30.3.3	Die Jupiter-Monde	539
30.3.4	Die Eismonde von Saturn, Uranus und Neptun	542
30.3.5	Die Ringsysteme der Riesenplaneten	545
30.4	Der Zwergplanet Pluto und sein Mond Charon: ein Doppelplanet	546
	Weiterführende Literatur	547
	Zitierte Literatur	548
31	Einführung in die Geochemie	549
31.1	Geochemische Gliederung der Elemente	550
31.2	Chemische Zusammensetzung der Gesamterde	552
31.3	Chemische Zusammensetzung der Erdkruste	554
31.3.1	Berechnungen des Krustenmittels: Clarke-Werte	554
31.3.2	Seltene Elemente und Konzentrations-Clarkes	556
31.4	Spurenelement-Geochemie magmatischer Prozesse	557

31.4.1	Grundlagen	557
31.4.2	Spurenelement-Fraktionierungen bei der Bildung und Differentiation von Magmen	559
31.4.3	Spurenelemente als Indikatoren für die geotektonische Position von magmatischen Prozessen	563
31.5	Isotopen-Geochemie	564
31.5.1	Einführung	564
31.5.2	Stabile Isotope	565
31.5.3	Einsatz radiogener Isotope in der Geochronologie	569
31.6	Entstehung der chemischen Elemente	577
	Weiterführende Literatur	578
	Zitierte Literatur	579
32	Die Entstehung unseres Sonnensystems	581
32.1	Frühe Theorien und erste Belege	582
32.2	Sternentstehung	582
32.3	Zusammensetzung des Solarnebels	583
32.4	Entstehung der Planeten	585
	Weiterführende Literatur	589
	Zitierte Literatur	590
	Anhang	591
A.1	Übersicht wichtiger Ionenradien und der Ionenkoordination gegenüber O^{2-}	591
A.2	Berechnung von Mineralformeln	591
A.3	Lernschema der subalkalinen Magmatite und der Alkali-Magmatite	594
	Literatur	595
	Abdruckgenehmigungen	596
Index		597

Einführung und Grundbegriffe

1.1
Minerale

1.2
Kristalle

1.3
Mineralarten und
Mineralvarietäten

1.4
Vorkommen der Minerale,
speziell als Bestandteile
der Erdkruste

1.5
Gesteine

1.6
Mineral- und
Erzlagerstätten

1.7
Abgrenzung der
gesteinsbildenden
Vorgänge

1.8
Mineralogische
Wissenschaften und ihre
Anwendungsgebiete in
Technik, Industrie und
Bergbau

1.9
Biomineralisation und
medizinische Mineralogie

1.10
Bestimmung von
Mineralen mit einfachen
Hilfsmitteln

1.1

1.1
Minerale

Mineralogie bedeutet wörtlich Lehre vom Mineral.

Der Begriff Mineral ist erst im ausgehenden Mittelalter geprägt worden. Er geht auf das mittellateinische *mina* = Schacht (*minare* = Bergbau treiben) zurück. Im Altertum, z. B. bei den Griechen und Römern, hat man nur von Steinen gesprochen. Es sind besonders die durch Glanz, Farbe und Härte ausgezeichneten Schmucksteine, denen man schon in vorgriechischer Zeit bei allen Kulturvölkern besondere Beachtung schenkte. Das *Steinbuch des Artostoteles* bringt bereits eine Fülle von Beobachtungen und Tatsachen.

Minerale sind chemisch einheitliche, natürliche Bestandteile der Erde und anderer Himmelskörper (Mond, Meteoriten, erdähnliche Planeten unseres und anderer Sonnensysteme). Von wenigen Ausnahmen abgesehen, sind Minerale anorganisch, fest und kristallisiert (Abb. 1.1).

Das Mineral, Plural: die Minerale oder gleichfalls gebräuchlich die Mineralien (verwendet in Mineraliensammlung oder Mineralienbörse etc.).

Diese sehr allgemein gehaltene Mineraldefinition wird im Folgenden schrittweise erläutert:

Minerale sind natürliche Produkte

Das bedeutet, sie sind durch natürliche Vorgänge und ohne Einflussnahme des Menschen entstanden. Ein künstlich im Laboratorium hergestellter Quarz z. B. wird als *synthetischer Quarz* vom natürlichen Mineral unterschied-

den. Der synthetische Quarz ist zwar physikalisch und chemisch mit dem natürlichen Quarz identisch, jedoch als Kunstprodukt im Sinn der obigen Definition kein Mineral. Man spricht allerdings von *Mineralsynthese* und meint die künstliche Herstellung eines Minerals mit allen ihm zukommenden Eigenschaften. Es ist auch üblich, z. B. einen künstlich hergestellten Smaragd von Edelsteinqualität als *synthetischen Edelstein* zu bezeichnen.

In ihrer weit überwiegenden Mehrzahl sind Minerale durch *anorganische Vorgänge* gebildet worden. Darüber hinaus gibt es aber auch wichtige biogene Prozesse, durch die Minerale in oder unter Mitwirkung von Organismen entstehen können. So bauen Calcit, Aragonit und Opal Skelette oder Schalen von Mikroorganismen und Invertebraten (Wirbellosen) auf; Apatit ist ein wesentlicher Bestandteil von Knochen und Zähnen der Wirbeltiere; elementarer Schwefel, Pyrit und andere Sulfidminerale können durch Reduktion unter dem Einfluss von Bakterien entstehen.

Minerale bilden die *Gemengteile von Gesteinen* und bauen als solche wesentliche Teile der Erde, des Mondes und der erdähnlichen Planeten auf. Derzeit zugänglich sind uns die kontinentale Erdkruste, Serien von Bohrkernen der ozeanischen Kruste und untergeordnet Fragmente des oberen Erdmantels. Wir müssen aber annehmen, dass der gesamte Erdmantel, der bis zu einer Tiefe von 2 900 km reicht, sowie der innere Erdkern (unterhalb einer Tiefe von etwa 5 100 km) aus Mineralen bestehen, über die allerdings nur theoretische oder hypothetische Vorstellungen existieren. Analoge Überlegungen gelten für den Mond, die erdähnlichen Planeten Merkur, Venus, Mars und dessen Satelliten sowie für die Asteroiden, kleine planetenähnliche Körper, welche die Sonne zwischen der Mars- und Jupiterbahn umkreisen. Proben der Mond-

Abb. 1.1.

Kristallgruppe von Quarz, Varietät Bergkristall, Arkansas/USA. Etwa natürliche Größe. (Foto: K.-P. Kelber)



kruste wurden durch die Apollo-Missionen der NASA der wissenschaftlichen Untersuchung zugänglich gemacht; Meteorite sind Bruchstücke aus dem Asteroidengürtel, die gelegentlich auf die Erde fallen (Kap. 29, S. 505 ff), seltener von der Oberfläche des Mars und des Mondes.

Minerale sind physikalisch und chemisch homogene (einheitliche) Festkörper und meist kristallisiert (Abb. 1.1)

Als *homogener Körper* lässt sich jedes Mineral auf mechanischem Weg in (theoretisch) beliebig viele Teile zerlegen, die alle die gleichen physikalischen und chemischen

Eigenschaften aufweisen. Man bezeichnet allgemein Materie als physikalisch und chemisch homogen, wenn beim Fortschreiten in einer Richtung immer wieder dieselben physikalischen und chemischen Verhältnisse (Eigenschaften) angetroffen werden und wenn sich diese gleichen Eigenschaften auch mindestens in parallelen Richtungen wiederholen. Alles andere wäre heterogen.

Die *chemische Homogenität* besteht darin, dass jedes Mineral eine ganz bestimmte oder in festgelegten Grenzen schwankende stoffliche Zusammensetzung aufweist. Diese lässt sich mit einer individuellen chemischen Formel ausdrücken.

Tabelle 1.1.
Chemische Einteilung der Minerale. (Vereinfacht nach Strunz 1982)

	Klasse	Abteilung	Beispiele
1.	Elemente	Gediegene Metalle	Kupfer Cu, Silber Ag, Gold Au, Platinmetalle, Quecksilber Hg
		Metalloide (Halbmetalle)	Arsen As, Antimon Sb, Wismut (Bismut) Bi
		Nichtmetalle	Graphit und Diamant C, Schwefel S, Selen Se, Tellur Te
2.	Sulfide		Galenit (Bleiglanz) PbS, Sphalerit (Zinkblende) ZnS, Argentit (Hoch-Silberglanz) Ag ₂ S
		Selenide	Naumannit α -Ag ₂ Se
		Telluride	Hessit α -Ag ₂ Te
		Arsenide	Löllingit FeAs ₂ , Sperryolith PtAs ₂
		Antimonide	Aurostibit AuSb ₂
		Bismutide	Froodit PbBi ₂
3.	Halogenide		Halit (Steinsalz) NaCl, Fluorit (Flussspat) CaF ₂
4.	Oxide		Korund Al ₂ O ₃ , Quarz SiO ₂ , Hämatit (Eisenglanz) Fe ₂ O ₃
	Hydroxide		Gibbsit γ -Al(OH) ₃ , Goethit α -FeOOH
5.	Karbonate		Calcit (Kalkspat) Ca[CO ₃]
	Nitrate		Nitratin (Natronsalpeter) Na[NO ₃]
	Borate		Sinhalit MgAl[BO ₄]
6.	Sulfate		Baryt (Schwerspat) Ba[SO ₄], Gips Ca[SO ₄] · 2H ₂ O
	Chromate		Krokoit Pb[CrO ₄]
	Molybdate		Wulfenit Pb[MoO ₄]
	Wolframate		Scheelit Ca[WO ₄]
7.	Phosphate		Apatit Ca ₅ [(F,Cl,OH)/(PO ₄) ₃]
	Arsenate		Mimetit Pb ₅ [Cl/(AsO ₄) ₃]
	Vanadate		Vanadinit Pb ₅ [Cl/(VO ₄) ₃]
8.	Silikate	Inselsilikate	Olivin (Mg,Fe) ₂ [SiO ₄]
		Gruppensilikate	Thortveitit Sc ₂ [Si ₂ O ₇]
	Ringsilikate	Dreiering	Benitoid BaTi[Si ₃ O ₉]
		Viererring	Axinit Ca ₂ (Mg,Fe)B[O/OH/(Si ₂ O ₇) ₂]
		Sechsering	Beryll Al ₂ Be ₃ [Si ₆ O ₁₈]
	Kettensilikate	Einfachketten	insbesondere Pyroxene wie Diopsid CaMg[Si ₂ O ₆]
		Doppelketten	Amphibole wie Tremolit Ca ₂ Mg ₅ [(OH) ₂ /Si ₈ O ₂₂]
Schichtsilikate		Glimmer wie Muscovit KAl ₂ [(OH,F) ₂ /AlSi ₃ O ₁₀]	
Gerüstsilikate		Feldspäte wie Kalifeldspat K[AlSi ₃ O ₈]	
9.	Organische Minerale		Whewellit CaC ₂ O ₄ · H ₂ O

Die weitaus überwiegende Zahl der Minerale sind *anorganische Verbindungen* (Tabelle 1.1). Nur sehr wenige Minerale stellen organische Verbindungen dar, wie beispielsweise das Calciumoxalat Whewellit $\text{Ca}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, das Benzensalz Mellit $\text{Al}_2\text{C}_6(\text{COO})_6 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ oder der Kohlenwasserstoff Fichtelit $\text{C}_{19}\text{H}_{34}$. Untergeordnet treten auch chemische Elemente auf. Öfter sind es einfache chemische Verbindungen mit ganz bestimmter Zusammensetzung, wie z. B. Quarz SiO_2 . Zahlreiche Minerale sind dagegen *Mischkristalle*, in denen ein einfacher oder gekoppelter Ersatz von Kationen oder Anionen stattfindet, z. B. $\text{Mg}^{2+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$ beim Olivin mit den Endgliedern Forsterit $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ und Fayalith $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ oder $\text{Na}^+\text{Si}^{4+} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+}$ beim Plagioklas mit den Endgliedern Albit $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ und Anorthit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Bei Mischkristallen können Veränderungen der Druck-Temperatur-Bedingungen während des Wachstums zu chemischem Zonarbau führen oder es kommt bei der Abkühlung zu nachträglicher Entmischung einer chemischen Verbindung aus einem ursprünglich homogenen Wirkkristall. Der Mineralbegriff schließt solche Inhomogenitäten mit ein.

Eine Aussage darüber, ob die Forderung der Homogenität einer Mineralprobe erfüllt ist, stößt beim Mineralbestimmen nach äußeren Kennzeichen immer wieder auf Schwierigkeiten, weil eine solche Entscheidung wesentlich von der Bezugsskala abhängt. So kann eine Probe mit bloßem Auge betrachtet durchaus homogen erscheinen, während sie sich unter dem Polarisationsmikroskop bei stärkerer Vergrößerung als uneinheitlich erweist. In Wirklichkeit liegt ein mikroskopisch feines Verwachsungsaggregat aus zahlreichen Mineralkörnern oder Mineralfasern vor. In vielen Fällen erweisen sich mikroskopisch homogene Minerale unter dem Elektronenmikroskop oder durch Röntgen-Beugungsanalyse als heterogen.

Minerale sind in aller Regel Festkörper

Die einzige Ausnahme bildet gediegenes (ged.) Quecksilber (elementares Hg), das bei Atmosphärendruck einen Schmelzpunkt von $-38,89^\circ\text{C}$ aufweist, sich also bei gewöhnlicher Temperatur in flüssigem Zustand befindet. (Wasser zählt nicht zu den Mineralen, wohl aber natürliches Eis.) Minerale sind meist *kristallisierte* Festkörper (Einkristalle), deren Bausteine (Atome, Ionen, Ionenkomplexe), ungeachtet zahlreicher Baufehler und Unregelmäßigkeiten, dreidimensional periodisch geordnet sind. (Der Kristallbegriff wird weiter unten detailliert erläutert.) Demgegenüber befinden sich nur wenige Minerale im *amorphen*, d. h. *nicht-kristallisierten* Zustand. Ihr Feinbau ist dann geometrisch ungeordnet. Zu ihnen gehören als bekanntester Vertreter der Opal $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ oder auch das seltene natürliche Kieselglas SiO_2 (Lechatelierit), das in der Natur als Bindemittel zusammengeschmolzener Sandkörper vorkommt und seine Entstehung einem Blitzschlag verdankt. Es wurde auch in mehreren Meteoritenkratern, den Einschlagstellen von großen Meteoriten auf der Erdoberfläche, vorgefunden. Die vulkanischen Gläser (Obsidian) zählen wegen ihrer häufig

heterogenen Zusammensetzung und ihres variablen Chemismus nicht zu den Mineralen. Sie werden den vulkanischen Gesteinen zugeordnet. Opal entwickelt wie alle amorph gebildeten Minerale im freien Raum unter dem Einfluss der Oberflächenspannung traubig-nierige Formen und niemals durch ebene Flächen begrenzte Polyeder (Kristallformen).

In den amerikanischen Lehrbüchern wird der Begriff *mineral* häufig auf kristallisierte Minerale beschränkt, während die nicht-kristallisierten Minerale wie Opal oder ged. Quecksilber als *mineraloids* (Mineraloide) bezeichnet werden. Diese Abgrenzung ist im deutschen Sprachraum nicht eingeführt.

Bernstein, ein fossiles Harz von Nadel- und Laubbäumen besonders des Tertiärs, ist ein amorphes Gemenge aus oxidierten Harzsäuren und Harzalkoholen mit der durchschnittlichen Zusammensetzung 78 Gew.-% C, 9,9 % H, 11,7 % O, 0,42 % S. Der Begriff Bernstein entspricht demnach nicht der Mineraldefinition.

Nichts mit Mineralen zu tun haben Begriffe wie Mineralwasser, Mineralöl, Mineralsalze in den Nahrungsmitteln etc. Bei diesen Bezeichnungen geht es lediglich um eine Herausstellung von Naturprodukten. Gelegentlich wird der Mineralbegriff aus völliger Unkenntnis fälschlich für chemische Elemente bzw. Ionen eingesetzt wie z.B. in dem Artikel „Superstar der Küche, die Tomate“ Reader's Digest, 1991, Nr. 5: „Sie ... enthält die Vitamine A, B, C und E sowie Mineralien (darunter Eisen, Kalzium und Kalium).“

1.2 Kristalle

Kristalle (grch. κρύσταλλος = Eis, übertragen auf den Bergkristall; Abb. 1.1) sind feste, homogene, anisotrope Körper mit dreidimensional periodischer Anordnung ihrer chemischen Bausteine (Atome, Ionen, Moleküle).

Der Kristallbegriff greift weit über die Mineralwelt hinaus; er umfasst ebenso alle kristallinen Substanzen, die im Labor und in technischen Betrieben künstlich gezüchtet oder durch Massenkristallisation hergestellt werden.

In einer *Kristallstruktur* sind die Atome, Ionen oder Molekülgruppen periodisch zu *Raumgittern* angeordnet, d. h. in bestimmten Richtungen treten sie immer wieder in gleichen Abständen auf (Translationsabstände der Gitterpunkte; Abb. 1.2). Jeder Kristall, d. h. auch jedes kristallisierte Mineral zeichnet sich durch einen ihm eigenen, geometrisch definierten Feinbau aus.

Als Ergebnis dieses Gitterbaus sind Kristalle *homogen*, d. h. sie sind physikalisch und chemisch einheitlich aufgebaut. Der Begriff der Homogenität lässt sich noch schärfer fassen, wenn man die *vektoriellen*, d. h. die richtungsabhängigen physikalischen Eigenschaften wie Härte, Kohäsion, Wärmeleitfähigkeit, elektrische Leitfähigkeit, Lichtbrechung und Doppelbrechung betrachtet. Ein Körper ist homogen, wenn er in parallelen Richtungen gleiches Verhalten zeigt. Aus der Feinstruktur von Kristallen ergibt sich weiter ihre *Anisotropie*, die bedeutet, dass die vektoriellen physikalischen Eigenschaften in unter-

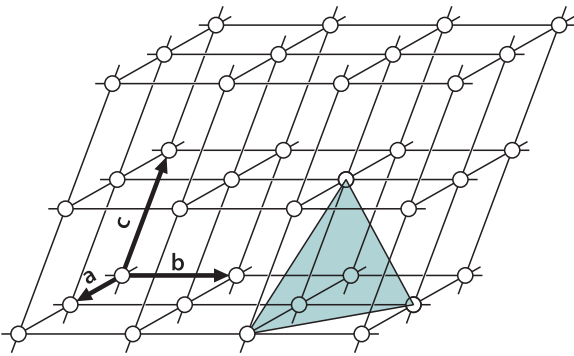


Abb. 1.2. Dreidimensionales Gitter (Raumgitter) mit trikliner Symmetrie. Die Translationsvektoren a , b , c sind verschieden lang und stehen nicht senkrecht aufeinander. Weitere Translationsvektoren sind z. B. die Flächendiagonalen in den Ebenen ab , bc , ac oder die Raumdiagonalen in abc . Die Einheitsfläche ist blau dargestellt. (Mod. nach Kleber et al. 1998)

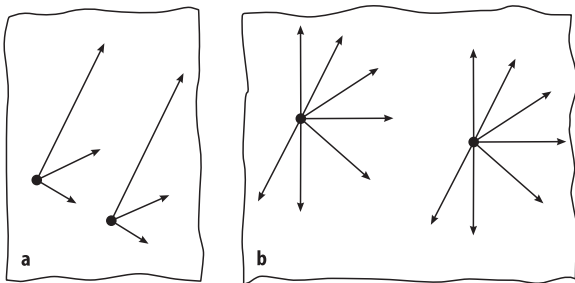


Abb. 1.3. **a** Schema eines homogenen, anisotropen Körpers: gleiches Verhalten in parallelen Richtungen, unterschiedliches Verhalten in verschiedenen Richtungen. **b** Schema eines homogenen, isotropen Körpers: gleiches Verhalten in allen Richtungen

schiedlichen Richtungen verschieden sind. Demgegenüber treten in isotropen Medien wie z. B. Glas in unterschiedlichen Richtungen gleiche vektorielle Eigenschaften auf (Abb. 1.3). Beispiele hierfür werden im Abschn. 1.2.4 Kristallphysik besprochen.

Es sei in diesem Zusammenhang daran erinnert, dass nicht nur Minerale, sondern fast alle anorganischen und sehr viele organische Festkörper sich im kristallisierten Zustand befinden. Als technische Produkte bestimmen Kristalle unser tägliches Leben vom Zucker bis zum Aspirin, vom Schwingquarz in unseren Uhren bis zum Mikrochip im Computer, vom Laserkristall bis zum Katalysator in unseren Fahrzeugen.

1.2.1 Kristallmorphologie

Bei freiem, nicht behindertem Wachstum werden Kristalle von ebenen Flächen begrenzt (Abb. 1.1), deren Richtungen im mathematischen Zusammenhang zum Raumgitter stehen. Die Bildung von Kristallflächen ist Ausdruck der Anisotropie der Wachstumsgeschwindigkeit:

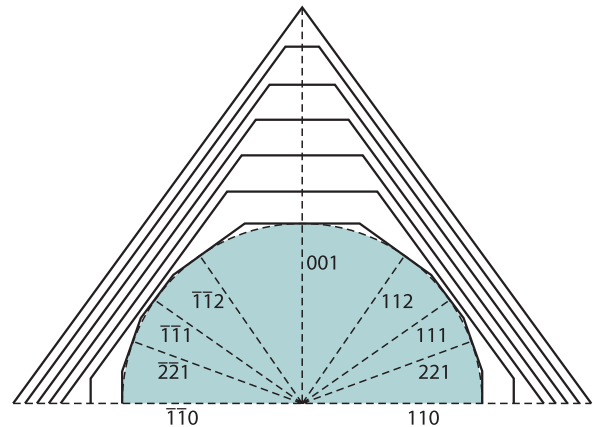


Abb. 1.4. Relative Wachstumsgeschwindigkeiten unterschiedlicher Kristallflächen beim Kalialaun $KAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$, ausgehend von einer geschliffenen Kugel. Die Flächen der Formen $\{110\}$, $\{221\}$ und $\{112\}$ wachsen rasch und verschwinden daher bald. Demgegenüber wachsen die Würfelflächen $\{100\}$ und die Oktaederflächen $\{111\}$ langsamer. Zum Schluss bleiben nur noch die am langsamsten wachsenden Oktaederflächen übrig. (Nach Spangenberg 1935 aus Kleber et al. 1998)

Rasches Wachstum in einer bestimmten Richtung führt dazu, dass zunächst angelegte Flächen zu Kanten oder Ecken entarten; langsames Wachstum führt dagegen zur Ausbildung größerer Kristallflächen (Abb. 1.4). Die Flächenkombinationen eines Kristallpolyeders (*Kristalltracht*) und die Größenverhältnisse der einzelnen Flächen (*Habitus*) sind von den jeweiligen Wachstumsbedingungen abhängig, insbesondere von Druck, Temperatur und chemischer Zusammensetzung der Schmelze oder Lösung, in denen der betreffende Kristall wächst. Kristalle gleicher Tracht können ganz unterschiedlichen Habitus aufweisen, z. B. planar, isometrisch, säulig, nadelig. Wegen gegenseitiger Behinderung in ihrem Wachstum können die meisten Kristalle ihre Kristallgestalt nicht oder nicht voll entwickeln. Das ist insbesondere beim Kristallisieren von Mineralen in der Natur der Fall: Minerale in Gesteinen besitzen nur selten gut ausgebildete Flächen (Abb. 1.34, S. 30).

Es gilt das *Gesetz der Winkelkonstanz*, das in seinen Grundzügen bereits von dem dänischen Arzt und Naturwissenschaftler Niels Stensen (latinisiert Nicolaus Steno 1638–1686) im Jahre 1669 am Quarz entdeckt wurde, allerdings in der Folgezeit in Vergessenheit geriet:

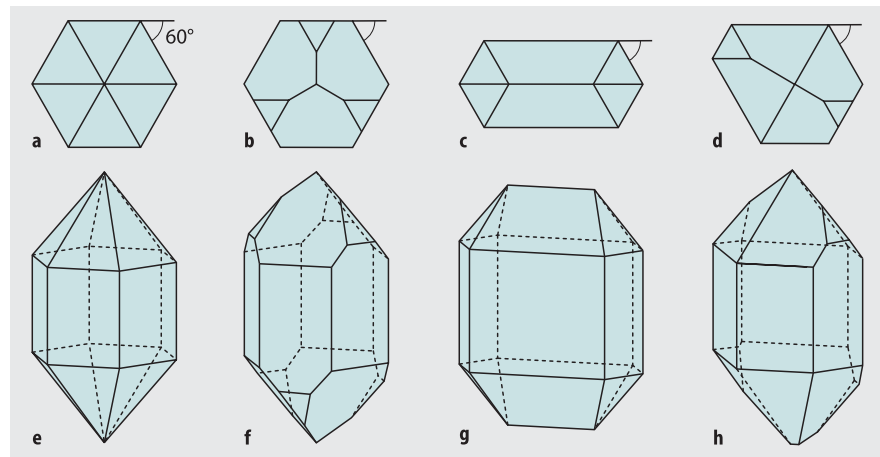
Alle zu einer Kristallart gehörenden, chemisch gleich zusammengesetzten Einzelkristalle schließen zwischen analogen Flächen stets gleiche Winkel ein.

Dieses Gesetz gilt uneingeschränkt, und zwar auch für Kristalle, die stark verzerrt gewachsen sind (Abb. 1.5).

Kristalle zeigen in ihrer äußeren (Ideal-)Gestalt und in der Verteilung ihrer vektoriellen physikalischen Eigenschaf-

Abb. 1.5.

Kristallverzerrungen beim Quarz. **a-d** Kopfbilder, **e-f** Parallelprojektionen. (Aus Ramdohr u. Strunz 1978)



ten Symmetrie-Eigenschaften, welche die symmetrische Anordnung der Bausteine (Atome, Ionen, Moleküle) in der Kristallstruktur widerspiegeln.

Symmetrie ist die gesetzmäßige Wiederholung eines Motivs (Borchardt-Ott 2002), z. B. eines Gitterpunktes oder einer Kristallfläche.

In der Kristallmorphologie lassen sich folgende *Symmetrie-Operationen* unterscheiden, wobei die dazugehörigen *Symmetrie-Elemente* durch einfache Symbole gekennzeichnet werden (Abb. 1.6):

- *Drehung* um eine einzählige, zweizählige, dreizählige, vierzählige und sechszählige Drehachse (1, 2, 3, 4, 6);
- *Spiegelung* an einer Spiegelebene (m);
- *Inversion*, d. h. Spiegelung an einem Inversionszentrum ($\bar{1}$);
- *Drehinversion*, d. h. Koppelung von Drehung und Inversion, an einer zweizähligen, dreizähligen, vierzähligen und sechszähligen Drehinversionsachse ($\bar{2} = m$, $\bar{3}$, $\bar{4}$, $\bar{6}$), d. h. beide Symmetrie-Operationen laufen als *ein* Vorgang hintereinander ab.

Aus der Kombination dieser Symmetrie-Elemente ergeben sich *32 Kristallklassen* (J. F. C. Hessel 1830). Im kristallinen Feinbau kommt als weitere Symmetrie-Operation noch die *Translation* der einzelnen Gitterpunkte hinzu. Durch Koppelung der Translation mit Drehungen und Spiegelungen entstehen *Gleitspiegelebenen* und *Schraubachsen* als neue Symmetrie-Elemente. Ihre Kombination führt zu *230 Raumgruppen*. Für die mathematische Beschreibung von Kristallstrukturen, insbesondere der Position von Gitterpunkten, Punktreihen und Netzebenen sowie der Lage der Flächen im Kristallpolyeder bezieht man sich auf unterschiedliche Koordinatensysteme, die der Symmetrie der Kristalle angepasst sind. Daraus ergeben sich *7 Kristallsysteme*, die durch die Längenverhältnisse ihrer Hauptachsen a, b, c und die Winkel zwischen diesen

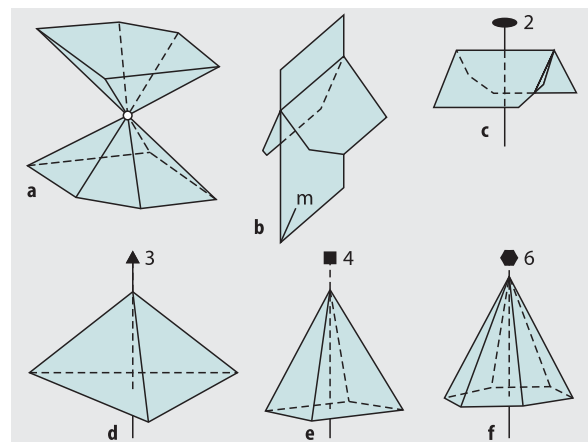


Abb. 1.6. Einfache Kristallformen, die durch Symmetrieoperationen entstehen. **a** Inversionszentrum $\bar{1}$: Pinakoid (Fläche und parallele Gegenfläche); **b** Spiegelebene: Doma (grch. δόμα = Dach); **c-f** 2-, 3-, 4- und 6-zählige Drehachsen: **c** Sphenoid (grch. Keil), **d** trigonale Pyramide, **e** tetragonale Pyramide, **f** hexagonale Pyramide

Achsen α (zwischen b und c), β (zwischen a und c), γ (zwischen a und b) gekennzeichnet sind. Beim trigonalen, tetragonalen und hexagonalen Kristallsystem sind die Achsen a und b gleich lang; man bezeichnet sie daher als a_1, a_2, a_3 . Eine analoge Bezeichnung gilt im kubischen System, in dem alle Achsen gleich lang sind.

Die Bezeichnung der 32 Kristallklassen folgt dem einfachen, international verbindlichen System von Hermann-Mauguin (Hermann 1935; Hahn 2002), das auf einer Kombination der Symbole für die Symmetrie-Elemente beruht. Wenn aus der Kombination von zwei Symmetrie-Elementen ein drittes resultiert, kann dieses weggelassen werden; daraus ergibt sich ein vereinfachtes Symbol. Das Hermann-Mauguin-System soll hier kurz erläutert und durch Mineralbeispiele dokumentiert werden. Außerdem werden noch die traditionellen Namen (nach Groth) angegeben, die sich aus der jeweils bestimmenden allgemeinen Kristallform in allgemeinen, nicht speziellen Lagen

ableiten. Eine Kristallform ist eine Menge äquivalenter Flächen, die durch eine oder mehrere Symmetrie-Operationen ineinander überführt werden. Kristallklassen mit wichtigen Mineralbeispielen sind durch einen Stern (*) gekennzeichnet. Für Minerale, die sonst im Text nicht erscheinen, wird die chemische Formel angegeben. Ein tieferes Eindringen in die Materie erfordert das Studium einschlägiger Lehrbücher der Kristallographie (Kleber et al. 1998; Borhardt-Ott 2008).

Triklines Kristallsystem:

$$a \neq b \neq c, \alpha \neq \beta \neq \gamma$$

(= bedeutet gleichwertig, \neq ungleichwertig bez. der Symmetrie)

Es ist zu beachten, dass sich diese Notierung auf den allgemeinen Fall bezieht; in seltenen Fällen können auch im triklinen System einmal gleich lange Achsen, z. B. $a = b$, oder gleiche Winkel, z. B. $\alpha = \gamma$ auftreten. Entscheidend für das Kristallsystem ist nämlich die Kombination von vorhandenen Symmetrie-Elementen, die eine bestimmte Metrik des Kristallgitters erzwingt. So weist der Spielwürfel mit $a = b = c$ und $\alpha = \beta = \gamma$ nicht kubische, sondern triklinen Symmetrie auf, weil er keinerlei Symmetrie-Elemente besitzt. Analoges gilt für die anderen nichtkubischen Kristallsysteme.

- **1, trkl.-pedial:** Asymmetrie. Beispiel: Aramayoit $\text{Ag}(\text{Sb,Bi})\text{S}_2$.
- *** $\bar{1}$, trkl.-pinakoidal:** Symmetriezentrum. Wichtige Minerale als Beispiele: Plagioklas (S. 168), Mikroklin (S. 172), Kyanit (S. 17, 126f).

Monoklines Kristallsystem:

$$a \neq b \neq c, \alpha = \gamma = 90^\circ, \beta > 90^\circ$$

- **2, mkl.-sphenoidisch:** Eine 2-zählige Drehachse // b. Beispiele: Klinotobermorit $\text{Ca}_5[\text{Si}_3\text{O}_8\text{OH}]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, Rohrzucker $\text{C}_{12}\text{H}_{22}\text{O}_{11}$ als wirtschaftlich wichtiges technisches Produkt.
- **m, mkl.-domatisch:** Eine Spiegelebene \perp b. Als Beispiel diene der Zeolith Skolezit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.
- ***2/m, mkl.-prismatisch:** Eine 2-zählige Drehachse, \perp darauf eine Spiegelebene. Zahlreiche wichtige Mineralbeispiele wie Sanidin und Orthoklas (S. 168), Klinopyroxene (S. 189), Klinoamphibole (S. 144), Glimmer (S. 148ff), Titanit (S. 129f), Gips (S. 140).

(Ortho-)rhombisches Kristallsystem:

$$a \neq b \neq c, \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$$

- **mm2, rh.-pyramidal:** Eine 2-zählige Drehachse // c mit zwei Spiegelebenen, die \perp aufeinander stehen und sich in der 2-zähligen Drehachse schneiden. Beispiele: Hemimorphit (Kieselzinkerz) $\text{Zn}_4[(\text{OH})_2/\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$, Bournonit $\text{CuPb}[\text{SbS}_3]$, Enargit (S. 67).
- **222, rh.-disphenoidisch:** Drei 2-zählige Drehachsen parallel a, b und c, die \perp aufeinander stehen. Beispiel: Epsomit $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

- ***2/m2/m2/m (mmm), rh.-dipyramidal:** Drei \perp aufeinander stehende Spiegelebenen; als Schnittlinien dieser Ebenen ergeben sich drei 2-zählige Drehachsen parallel a, b und c. Zahlreiche Mineralbeispiele wie Topas (S. 127), Andalusit (S. 126), Sillimanit (S. 126), Olivin (S. 122), Orthopyroxene (S. 138f), Orthoamphibole (S. 142), Anhydrit (S. 109), Baryt (S. 108), Aragonit (S. 99).

Tetragonales Kristallsystem:

$$a_1 = a_2 \neq c, \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$$

Hauptachse c ist eine 4-zählige Drehachse oder Drehinversionsachse; \perp dazu stehen die beiden Nebenachsen a_1 und a_2 .

- **4, tetr.-pyramidal:** 4-zählige Drehachse in c. Einziges Mineralbeispiel: Pinnoit $\text{Mg}[\text{B}_2\text{O}(\text{OH})_6]$.
- **$\bar{4}$, tetr.-disphenoidisch:** 4-zählige Drehinversionsachse in c. Beispiel: das Meteoriten-Mineral Schreibersit $(\text{Fe,Ni,Co})_3\text{P}$.
- **4/m, tetr.-dipyramidal:** 4-zählige Drehachse in c, \perp darauf eine Spiegelebene. Beispiele: Scheelit (S. 113), Skapolith-Gruppe (S. 175), Tief-Leucit (S. 173).
- **4mm, ditetr.-pyramidal:** Die 4-zählige Drehachse in c wird kombiniert mit zwei Spiegelebenen \perp a_1 und a_2 ; daraus resultieren weitere Spiegelebenen \perp zu den Winkelhalbierenden zwischen a_1 und a_2 . Beispiel: Diaboleit $\text{Pb}_2\text{Cu}(\text{OH})_4\text{Cl}_2$.
- *** $\bar{4}2m$, tetr.-skalenoedrisch:** Die 4-zählige Drehinversionsachse c ist Schnittlinie zweier \perp aufeinander stehender Spiegelebenen; deren Winkelhalbierende die beiden 2-zähligen Nebenachsen a_1 und a_2 bilden. Wichtige Beispiele: Chalkopyrit (Kupferkies, S. 66), Stannin (Zinnkies) $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$, Melilith (S. 129f).
- **422, tetr.-trapezoedrisch:** \perp zur 4-zähligen Drehachse c stehen 2 + 2 2-zählige Nebenachsen // a_1 und a_2 bzw. // zu deren Winkelhalbierenden. Beispiel: Tief-Cristobalit (S. 162).
- ***4/m2/m2/m (4/mmm), ditetr.-dipyramidal:** \perp zur 4-zähligen Drehachse c steht eine Spiegelebene; in der 4-zähligen Achse schneiden sich 2 + 2 Spiegelebenen, die \perp a_1 und a_2 bzw. \perp zu deren Winkelhalbierenden stehen; daraus resultieren 2 + 2 2-zählige Drehachsen // a_1 und a_2 bzw. // zu deren Winkelhalbierenden. Mehrere Mineralbeispiele wie Kassiterit (Zinnstein, S. 89), Rutil (S. 88), Anatas (S. 88), Stishovit (S. 162), Zirkon (S. 122f), Vesuvian (S. 132).

Trigonales Kristallsystem:

$$a_1 = a_2 = a_3 \neq c, \alpha = \beta = \gamma = 120^\circ$$

Hauptachse c ist eine 3-zählige Drehachse oder Drehinversionsachse; \perp dazu stehen drei Nebenachsen a_1 , a_2 und a_3 . Es besteht eine enge Verwandtschaft zum hexagonalen System.

- **3, trig.-pyramidal:** 3-zählige Drehachse c. Beispiel: Carlinit Tl_2S .
- **$\bar{3}$, (trig.-)rhomboedrisch:** 3-zählige Drehinversionsachse c. Mehrere wichtige Mineralbeispiele wie Ilmenit (S. 87), Dolomit (S. 101f), Phenakit $Be_2[SiO_4]$, Dioptas (S. 134).
- **$*3m$, trig.-pyramidal:** In der 3-zähligen Drehachse c schneiden sich drei Spiegelebenen, die $\perp a_1, a_2, a_3$ stehen. Beispiele Turmalin (S. 134f), Millerit NiS, Proustit und Pyrargyrit (S. 73).
- **$*\bar{3}2/m(\bar{3}m)$, ditrig.-skalenoeedrisch:** In der 3-zähligen Drehinversionsachse c schneiden sich drei Spiegelebenen, die $\perp a_1, a_2, a_3$ stehen; daraus resultieren die drei 2-zähligen Drehachsen // a_1, a_2, a_3 . Zahlreiche Mineralbeispiele wie Calcit (Kalkspat, S. 96f), Korund (S. 85), Hämatit (S. 86), Brucit $Mg(OH)_2$, ged. Wismut, Antimon und Arsen (S. 53).
- **$*32$, trig.-trapezoedrisch:** \perp auf der 3-zähligen Drehachse c stehen drei 2-zählige Drehachsen a_1, a_2, a_3 . Wichtigstes Mineralbeispiel ist der Tiefquarz (S. 156ff); weiter sind zu nennen Cinnabarit (Zinnober, S. 68), ged. Selen Se und Tellur Te.

Hexagonales Kristallsystem:

$$a_1 = a_2 = a_3 \neq c, \alpha = \beta = 90^\circ, \gamma = 120^\circ$$

Hauptachse c ist eine 6-zählige Drehachse oder Drehinversionsachse; senkrecht dazu stehen drei Nebenachsen a_1, a_2 und a_3 . Es besteht eine enge Verwandtschaft zum trigonalen System.

- **$*6$, hex.-pyramidal:** 6-zählige Drehachse c. Beispiel: Nephelin (S. 173)
- **$\bar{6}$ (= $3/m$), trig.-dipyramidal:** 6-zählige Drehinversionsachse c (identisch mit 3-zähliger Drehachse c und \perp darauf stehender Spiegelebene). Beispiel: Laurelit $Pb_7F_{12}Cl_2$.
- **$*6/m$, hex.-dipyramidal:** \perp zur 6-zähligen Drehachse steht eine Spiegelebene. Wichtigstes Beispiel: Apatit (S. 116f), ferner Pyromorphit und Vanadinit (S. 117f).
- **$6mm$, dihex.-pyramidal:** In der 6-zähligen Drehachse c schneiden sich 3 + 3 Spiegelebenen, die $\perp a_1, a_2, a_3$ bzw. \perp zu deren Winkelhalbierenden stehen. Beispiele: Wurtzit (S. 66), Greenockit CdS, Zinkit ZnO.
- **$\bar{6}m2$, ditrig.-dipyramidal:** Drei vertikale Spiegelebenen, die $\perp a_1, a_2, a_3$ liegen, schneiden sich in der 6-zähligen Drehinversionsachse c; daraus ergeben sich drei 2-zählige Drehachsen, die in den Spiegelebenen liegen und die Winkelhalbierenden zwischen a_1, a_2, a_3 bilden. Beispiele: Bastnäsit $(Ce, La, Y)[F/CO_3]$, Benitoid $BaTi[Si_3O_9]$.
- **622 , hex.-trapezoedrisch:** \perp zur 6-zähligen Drehachse c stehen 3 + 3 2-zählige Drehachsen // a_1, a_2, a_3 bzw. // zu deren Winkelhalbierenden. Beispiele: Hochquarz (S. 158, 161f), Kaliophilit $K[AlSiO_4]$.

- **$*6/m2/m2/m(6/mmm)$, dihex.-dipyramidal:** \perp zur 6-zähligen Drehachse c steht eine Spiegelebene; in der 6-zähligen Achse schneiden sich 3 + 3 Spiegelebenen, die $\perp a_1, a_2, a_3$ bzw. \perp zu deren Winkelhalbierenden stehen; daraus resultieren 3 + 3 2-zählige Drehachsen // a_1, a_2, a_3 bzw. // zu deren Winkelhalbierenden. Mehrere wichtige Mineralbeispiele wie Beryll (S. 132f), Molybdänit-2H, Graphit-2H (S. 53).

Kubisches Kristallsystem:

$$a_1 = a_2 = a_3, \alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3 = 90^\circ$$

Gemeinsames Kennzeichen aller fünf kubischen Kristallklassen sind 3-zählige Drehachsen oder Drehinversionsachsen, die // der Raumdiagonale des Würfels (RD) liegen und im Hermann-Mauguin-Symbol an zweiter Stelle genannt werden. An erster Stelle stehen die 4- oder 2-zähligen Drehachsen oder Drehinversionsachsen, die // a_1, a_2, a_3 liegen sowie die \perp darauf stehenden Spiegelebenen (m). An dritter Stelle werden die zweizähligen Drehachsen // zur Flächendiagonale des Würfels (FD) und die \perp darauf stehenden Spiegelebenen genannt.

- **23, kub.-tetraedrisch-pentagondodekaedrisch** (nicht zu verwechseln mit der trigonalen Kristallklasse 32!): Drei 2-zählige Drehachsen // a_1, a_2, a_3 , vier 3-zählige Drehachsen // RD. Beispiel: Ullmanit $NiSbS$, Langbeinit $K_2Mg_2[SO_4]_3$.
- **$*2/m\bar{3}(m\bar{3})$, kub.-disdokaedrisch:** Drei Spiegelebenen $\perp a_1, a_2, a_3$, vier 3-zählige Drehinversionsachsen // RD; daraus resultieren drei 2-zählige Drehachsen // a_1, a_2, a_3 . Beispiele: Wichtige Erzminerale wie Pyrit (S. 69), Skutterudit (S. 72), Gersdorffit $NiAsS$, Sperryolith $PtAs_2$.
- **$*\bar{4}3m$, kub.-hexakistetraedrisch:** Drei 4-zählige Drehinversionsachsen // a_1, a_2, a_3 , vier 3-zählige Drehachsen // RD, sechs Spiegelebenen \perp FD. Zahlreiche Beispiele wie Sphalerit (Zinkblende, S. 64), Tetraedrit und Tennantit (S. 74f), β -Boracit $\beta-Mg_3[Cl/B_7O_{13}]$, Sodalith (S. 174).
- **432, kub.-pentagonikositetraedrisch:** Drei 4-zählige Drehachsen // a_1, a_2, a_3 , vier 3-zählige Drehachsen // RD, sechs 2-zählige Drehachsen // FD. Petzit Ag_3AuTe_2 .
- **$*4/m\bar{3}2/m(m\bar{3}m)$, kub.-hexakisoktaedrisch:** Drei Spiegelebenen $\perp a_1, a_2, a_3$, vier 3-zählige Drehinversionsachsen // RD, 6 Spiegelebenen \perp FD; daraus resultieren drei 4-zählige Drehachsen // a_1, a_2, a_3 und sechs 2-zählige Drehachsen // FD. Zahlreiche wichtige Mineralbeispiele: ged. Kupfer, Silber, Gold und Platimetalle (S. 49f), Diamant (S. 54), Halit (Steinsalz, S. 78), Fluorit (Flussspat, S. 79f), Periklas MgO , Uraninit (S. 90f), Spinell (S. 82ff), Magnetit (S. 83f), Chromit (S. 84), Argentit (Silberglanz, S. 62f), Galenit (Bleiglanz, S. 63f), Granat-Gruppe (S. 124).

Die Bezeichnung der Kristallflächen im Kristallpolyeder und der entsprechenden Netzebenen in der Kristallstruktur erfolgt über die *Miller'schen Indizes*. Auf Grund der Kristallstrukturbestimmung mittels Röntgenbeugung wird eine Einheitsfläche gewählt, die auf dem Achsenkreuz des jeweiligen Kristallsystems Achsenabschnitte erzeugt (Abb. 1.2). Setzt man den Achsenabschnitt auf der b-Achse = 1, so ergibt sich ein Achsenverhältnis, das für jede Kristallart charakteristisch ist, z. B. beim orthorhombischen Topas $a:b:c = 0,528:1:0,955$. Diesem entspricht das Verhältnis der Gitterkonstanten der entsprechenden Kristallstruktur, die durch Röntgenbeugung ermittelt werden (vgl. Abschn. 1.2.2 Kristallstruktur), z. B. für die Topasstruktur $a_0 = 4,65 \text{ \AA}$, $b_0 = 8,80 \text{ \AA}$, $c_0 = 8,40 \text{ \AA}$ ($1 \text{ \AA} = 10^{-8} \text{ cm}$); $a_0:b_0:c_0 = 4,65:8,80:8,40 = 0,528:1:0,955$. Für die Miller'schen Indizes wählt man nun die reziproken Achsenabschnitte der einzelnen Flächen und macht diese ganzzahlig und teilerfremd, wobei die Einheitsfläche mit (111) indiziert wird (Abb. 1.7). Eine Fläche, die nur die a-Achse schneidet, also parallel zu b und c läuft bzw. diese im Unendlichen schneidet, hätte die Achsenabschnitte $1\infty\infty$, reziprok gerechnet (100). Analog dazu haben Flächen, die nur die b- oder die c-Achse schneiden, die Indizes (010) bzw. (001) (Abb. 1.7). Flächen parallel c, die a und b im gleichen Achsenabschnitt schneiden (immer bezogen auf das jeweilige Achsenverhältnis, das durch die Einheitsfläche definiert ist!) haben den Index (110); Flächen, die a im einfachen, b im doppelten Achsenabschnitt schneiden, hätten die Achsenabschnitte 12∞ , was – reziprok genommen und ganzzahlig gemacht – den Index (210) ergibt. Negative Achsenabschnitte werden durch einen Strich (–) über der entsprechenden Ziffer gekennzeichnet. Zur allgemeinen Kenn-

zeichnung der Flächenlagen verwendet man die Indizes (hkl), (hk0), (h0l) und (0kl) (Abb. 1.7). Für das trigonale und hexagonale System gelten die viergliedrigen Bravais-Indizes (hkil), wobei $i = -(h+k)$ ist, z. B. $(10\bar{1}0)$ für eine Prismenfläche beim Quarz. Bezieht sich die Indizierung nicht nur auf eine einzelne Fläche, sondern auf die gesamte *Form*, d. h. auf die Gemeinschaft äquivalenter Flächen, die durch eine oder mehrere Symmetrioperationen ineinander überführt werden, so setzt man die Miller- oder Bravais-Indizes in geschweifte Klammern, also z. B. $\{10\bar{1}0\}$ für das hexagonale Prisma beim Quarz.

Als *Zone* bezeichnet man eine Schar von Kristallflächen $(h_1k_1l_1)$, $(h_2k_2l_2)$, $(h_3k_3l_3)$, die sich in parallelen Kanten schneiden; Flächen, die einer Zone angehören, sind tautozonal. Das Zonensymbol [uvw] wird in eckige Klammern gesetzt. Für die Indizierung von Zonen gilt die Zonengleichung $hu + kv + lw = 0$, aus der sich z. B. ableiten lässt, dass die tetragonalen Prismenflächen (100), (010), $(\bar{1}00)$ und $(0\bar{1}0)$ alle zur Zone [001] gehören, die // der c-Achse verläuft. Demgegenüber gehören zwar die Flächen (100) und $(\bar{1}00)$ zur Zone [010], die parallel zur b-Achse verläuft, nicht aber (010 und $0\bar{1}0$).

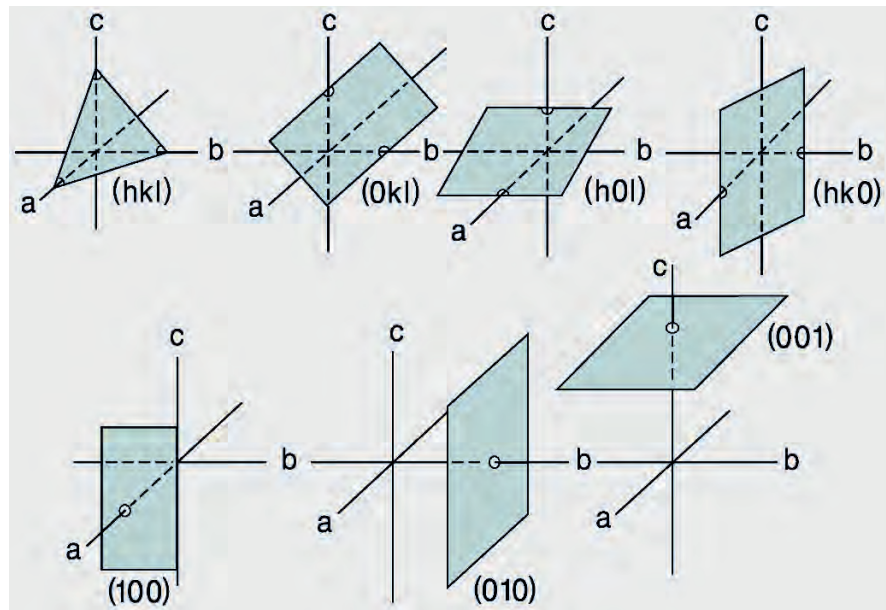
Für ein vertieftes Verständnis dieser kristallographischen Indizierungen sind das Durcharbeiten von geeigneten Kristallographie-Lehrbüchern (z. B. Kleber et al. 1998; Bochardt-Ott 2008) und die Teilnahme an kristallographischen Anfängerübungen unbedingt erforderlich.

1.2.2 Kristallstruktur

Bravais-Gitter

Wir hatten bereits darauf hingewiesen, dass zwischen äußerer Kristallgestalt und innerer Kristallstruktur eine

Abb. 1.7. Die Miller'schen Indizes für wichtige Flächenlagen in einem rhombischen Achsenkreuz. Unter den allgemeinen Flächenlagen (hkl) wird eine als Einheitsfläche (111) gewählt



grundsätzliche Korrespondenz besteht. Der wesentliche Unterschied liegt darin, dass in der Kristallstruktur die Translation als wichtige Deckoperation dazukommt. Diese tritt wegen der geringen Größe der Translationsbeträge im Ångström-Bereich ($1 \text{ \AA} = 10^{-8} \text{ cm}$) kristallmorphologisch nicht in Erscheinung. Wie Bravais (1811–1863) und Frankenheim (1801–1869) zeigen konnten, gibt es insgesamt 14 Translationsgruppen, die man als *Bravais-Gitter* bezeichnet. Diese können einfach (primitiv P), innenzentriert (I), basisflächenzentriert (C), allseits flächenzentriert (F) und rhomboedrisch (R) sein. Jedes Bravais-Gitter hat im jeweiligen Kristallsystem die höchstmögliche Symmetrie. Damit ergeben sich folgende Bezeichnungen, in denen die verkürzten Hermann-Mauguin-Symbole verwendet werden (Abb. 1.8):

- **Triklin:**
P $\bar{1}$ triklinen Gitter
- **Monoklin:**
P2/m einfaches monoklines Gitter
C2/m basisflächenzentriertes monoklines Gitter
- **Orthorhombisch:**
Pmmm einfaches orthorhombisches Gitter
Immm innenzentriertes orthorhombisches Gitter
Cmmm basisflächenzentriertes orthorhombisches Gitter
Fmmm allseits flächenzentriertes orthorhombisches Gitter
- **Hexagonal:**
P6/mmm hexagonales Gitter
- **Rhomboedrisch:**
R $\bar{3}m$ rhomboedrisches Gitter
- **Tetragonal:**
P4/mmm einfaches tetragonales Gitter
I4/mmm innenzentriertes tetragonales Gitter

- **Kubisch:**
Pm $\bar{3}m$ einfaches kubisches Gitter
Im $\bar{3}m$ innenzentriertes kubisches Gitter
Fm $\bar{3}m$ flächenzentriertes kubisches Gitter

Raumgruppen

Durch die Kombination von zwei-, drei-, vier- und sechszähligen Drehachsen 2, 3, 4 und 6 mit Translationen in Richtung des Translationsvektors τ , und zwar um unterschiedliche Beträge, entstehen die zwei-, drei-, vier- und sechszähligen *Schraubenachsen* $2_1, 3_1, 3_2, 4_1, 4_2, 4_3, 6_1, 6_2, 6_3, 6_4, 6_5$. Als Beispiel ist in Abb. 1.9a eine sechszählige Schraubenachse 6_1 dargestellt, durch die die Gitterpunkte 1, 2, 3, ... nach Art einer Wendeltreppe angeordnet sind. Der Translationsbetrag, um den ein Gitterpunkt

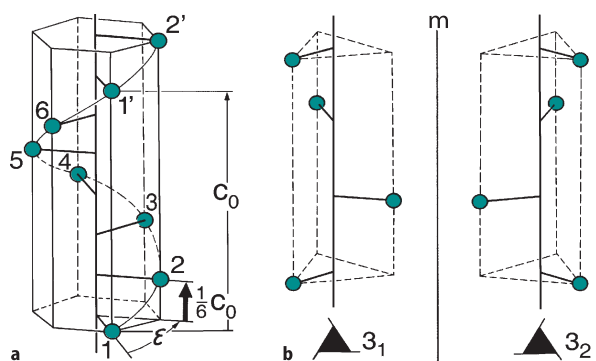
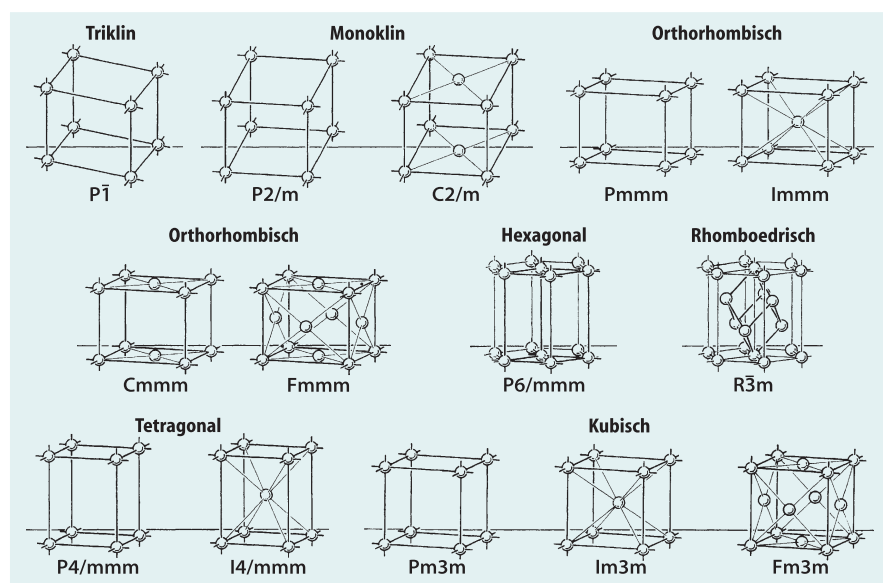


Abb. 1.9. Wirkungsweisen von Schraubenachsen. **a** 6-zählige Schraubenachse 6_1 mit dem Drehwinkel $\epsilon = 60^\circ$ und einer Translation in Richtung der c -Achse mit $c/6$. **b** Dreizählige Schraubenachsen mit dem Drehwinkel $\epsilon = 120^\circ$ und einer Translation in Richtung der c -Achse um $\frac{1}{3}c$ (3_1) = Linksschraubung bzw. $\frac{2}{3}c$ (3_2) = Rechtsschraubung. Beide Schraubenachsen verhalten sich spielerisch (enatiomorph) zur Spiegelebene m . (Nach Borchardt-Ott 2008)

Abb. 1.8. Die 14 Translationsgruppen der Kristalle (Bravais-Gitter) und ihre Symmetrien. (Nach Ramdohr u. Strunz 1978)



nach einer Drehung von 60° verschoben wird, beträgt $\tau/6$; erfolgt die Translation in Richtung der c -Achse wäre dieser Betrag $\frac{1}{6}c_0$. Abbildung 1.9b zeigt die Schraubenachsen 3_1 und 3_2 , bei denen jeweils nach Drehung um 120° ein Gitterpunkt in Richtung der c -Achse um die Translationsbeträge $\frac{1}{3}c_0$ und $\frac{2}{3}c_0$ verschoben wird. Man erkennt sofort, dass sich beide Schraubenachsen spiegelbildlich (*enantiomorph*) zueinander verhalten: durch 3_1 entsteht eine linksgewundene, durch 3_2 eine rechtsgewundene Schraubung. Ein wichtiges Beispiel für einen enantiomorphen Kristall ist der Quarz, wobei die Bezeichnung Links- und Rechtsquarz aus der Kristallmorphologie abgeleitet wurde (vgl. Abb. 9.44b,c, S. 159), zu einer Zeit, als noch keine Kristallstruktur-Bestimmungen möglich waren. Merke: Linksquarz hat die Schraubenachse 3_2 , Rechtsquarz die Schraubenachse 3_1 !

Kombiniert man eine Spiegelebene mit der Translation um eine halbe Gitterkonstante $a_0/2$, $b_0/2$ oder $c_0/2$ in Richtung der a -, b - oder c -Achse so erhält man die *Gleitspiegelebenen* a , b oder c (Abb. 1.10). Das Symbol n bezeichnet eine Gleitspiegelebene mit Gleitkomponenten in diagonaler Lage, d. h. $(a_0 + b_0)/2$, $(a_0 + c_0)/2$ oder $(b_0 + c_0)/2$; mit d bezeichnete Gleitspiegelebenen haben Gleitkomponenten $(a_0 + b_0)/4$, $(a_0 + c_0)/4$ oder $(b_0 + c_0)/4$.

Auf mathematischem Wege konnten E. Fedorow (1853–1919) und A. Schoenflies (1853–1928) zeigen, dass man durch Kombination der 14 Translationsgruppen mit allen denkbaren Symmetrieeoperationen wie Drehung, Spiegelung, Inversion, Drehinversion, Schraubung und Gleitspiegelung 230 unterschiedliche Möglichkeiten erhält, die 230 *Raumgruppen*.

Als Raumgruppe bezeichnet man die Gesamtheit aller Symmetrieeoperationen in einer Kristallstruktur oder eine Gruppe von Symmetrieeoperationen unter Einschluss der Gitter-Translation.

Die Raumgruppen-Symbole nach Hermann-Mauguin enthalten den Typ des Bravais-Gitters P, I, C, R und die Symmetrie-Elemente, z. B. $P\bar{1}$ in der Kristallklasse $\bar{1}$, $P2/m$, $P2_1/m$, $C2/m$, $P2/c$, $P2_1/c$, $C2/c$ in der Kristallklasse $2/m$ etc. Beispiele sind $P3_12$ und $P3_22$ beim Tiefquarz, $P6_222$ und $P6_422$ beim Hochquarz (Abb. 9.42, S. 156), $C2/m$ beim Sanidin und $P\bar{1}$ bei den Plagioklassen (Abb. 9.49, S. 166).

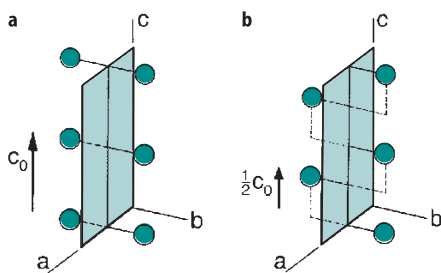


Abb. 1.10. Wirkungsweise **a** einer Spiegelebene $m = (010)$ und **b** einer Gleitspiegelebene $c = (010)$ mit der Gleitkomponente $c_0/2$. (Nach Borchardt-Ott 2008)

Kristallstruktur-Bestimmung mit Röntgenstrahlen

Wie aus Abb. 1.2 ersichtlich ist, ordnen sich die Atome, Ionen oder Molekülgruppen in einer Kristallstruktur zu *Netzebenen* an, die sich in bestimmten Abständen periodisch wiederholen. Die Translationsbeträge längs der kristallographischen Achsen a , b und c bezeichnet man als Gitterkonstanten a_0 , b_0 , c_0 ; sie bilden miteinander die Winkel α , β , γ . Die Netzebenenabstände und Gitterkonstanten der meisten anorganischen Kristalle liegen im Bereich von einigen Ångström bis einigen Zehner Ångström ($1 \text{ \AA} = 10^{-8} \text{ cm}$). In der Annahme, dass die Wellenlänge der Röntgenstrahlen in der gleichen Größenordnung liegt, führte der deutsche Physiker Max von Laue (1879–1960) zu ihrer quantitativen Bestimmung gemeinsam mit W. Friedrich und P. Knipping (1912) Beugungsexperimente mit Röntgenstrahlen durch. Dabei wurden Kristalle als Beugungsgitter benutzt, ähnlich wie man optische Gitter zur Bestimmung der Wellenlänge des sichtbaren Lichtes verwendet.

Durchstrahlt man einen Kristall mit einem Röntgenstrahl, so wird dieser Primärstrahl an den Netzebenen des Kristalls in verschiedene Richtungen abgelenkt und es kommt zu Interferenz-Erscheinungen. Die abgelenkten Wellen können auf einer Fotoplatte aufgefangen werden und erzeugen dort einen Schwärzungsfleck, den *Interferenzfleck*. Das dabei entstehende *Laue-Diagramm* lässt die Symmetrie des Kristalls erkennen unter der Voraussetzung, dass der Kristall orientiert, d. h. beispielsweise parallel zu einer Drehachse durchstrahlt wurde (Abb. 1.11). Damit war die Grundlage dafür gelegt, dass man mittels *Röntgenbeugung*

- die Symmetrie,
- die Raumgruppe,
- und die Feinstruktur

von Kristallen bestimmen kann. Die Beziehung zwischen der *Wellenlänge der Röntgenstrahlung* λ , dem *Netzebenen-*

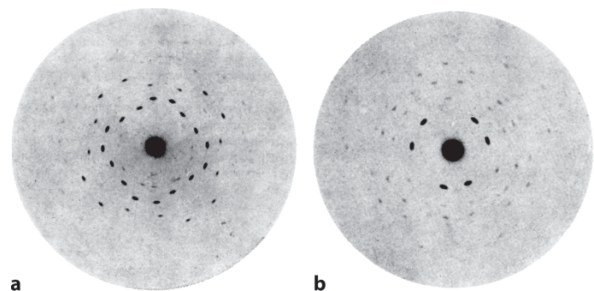


Abb. 1.11. Die erste Laue-Aufnahme, die 1912 Friedrich, Knipping u. Laue an Zinkblende (Sphalerit) durchführten. Blickrichtung **a** entlang der 4-zähligen, **b** entlang der 3-zähligen Achse des kubischen Kristalls (Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$). Die Anordnung der Interferenzflecken lässt die jeweilige Symmetrie deutlich erkennen. (Nach Friedrich et al. 1912)

Abstand d und dem *Beugungswinkel* (*Glanzwinkel*) θ wurde von dem englischen Physiker W. H. Bragg (1862–1942) und seinem Sohn W. L. Bragg (1890–1971) in einer einfachen Gleichung formuliert, der *Bragg'schen Gleichung*:

$$n\lambda = 2d\sin\theta \quad [1.1]$$

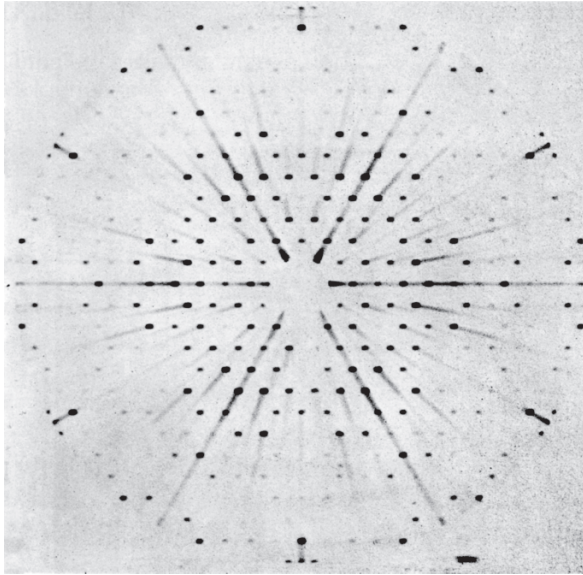
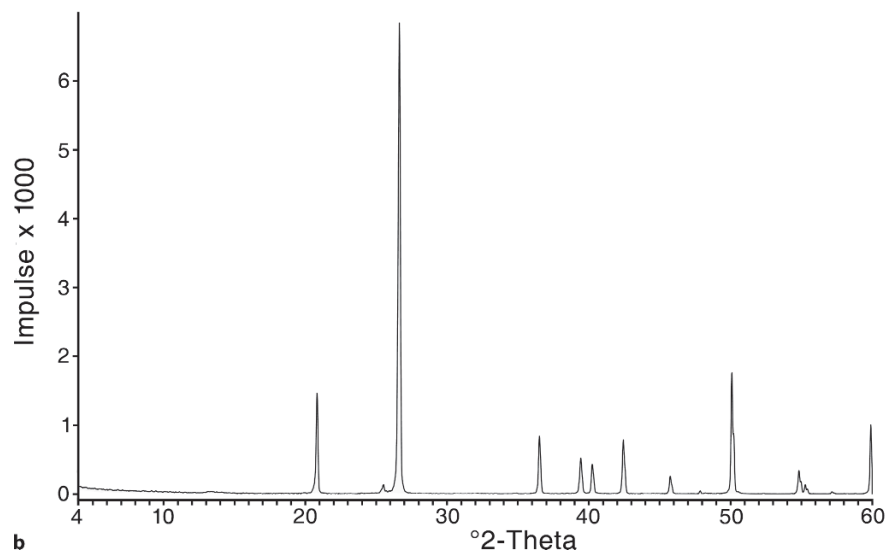
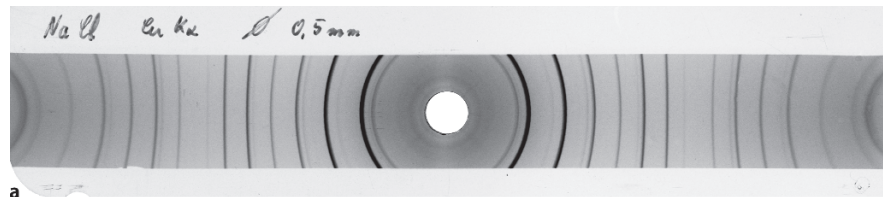


Abb. 1.12. Einkristall-Aufnahme (Präzessions-Methode) von Beryll. Blickrichtung entlang der 6-zähligen Achse des hexagonalen Kristalls (Kristallklasse $6/m2/m2/m$). (Aus Buerger 1977)

Abb. 1.13.

- a** Röntgen-Pulveraufnahme von Halit (Steinsalz, NaCl).
b Röntgen-Pulverdiffraktogramm von Quarz



wobei n eine ganze Zahl, die „Ordnung der Interferenz“ ist. Diese wichtigen Grundgleichung sagt aus, dass nur dann Beugung an einer bestimmten Netzebenenschar (hkl) im Kristall auftritt, wenn bei festgelegter Wellenlänge auch ein bestimmter Glanzwinkel vorliegt. Röntgenstrahl-Interferenzen sind also zu erwarten, wenn

- bei festgehaltenem Glanzwinkel θ die Wellenlänge λ variabel ist: „weißes Röntgenlicht“: *Laue-Methode* (Abb. 1.11),
- bei festgehaltener Wellenlänge λ (monochromatisches Röntgenlicht) der Glanzwinkel θ variabel ist.

Für die Variation von θ gibt es prinzipiell zwei Möglichkeiten:

- Der Kristall wird während der Röntgenaufnahme gedreht: *Drehkristall-* bzw. *Präzessions-Verfahren* (Abb. 1.12).
- Es wird eine große Menge kleiner Kristalle in beliebiger Orientierung durchstrahlt: *Pulver-* oder *Debye-Scherrer-Verfahren* (Abb. 1.13a).

Bei beiden Fällen können die Röntgenstrahl-Interferenzen auf einem Film registriert werden, auf dem sie Interferenz-Flecken oder -Linien bilden. Die Röntgenstrahl-Interferenzen lassen sich aber auch mittels eines Geiger-Müller-Zählrohrs registrieren; sie erscheinen dann in einem sog. Diffraktogramm als Intensitäts-Maxima (Peaks, Abb. 1.13b).

Die unterschiedlichen *Röntgenbeugungs-Verfahren* finden bei der Strukturanalyse von Mineralen und anderen kristallinen Substanzen Anwendung. Dabei kann man u. a. durch mathematische Fourier- oder durch direkte Methoden die periodische Verteilung der Elektronendichte bestimmen und so die Punktlagen der einzelnen Atome, Ionen oder Molekülgruppen ermitteln (Abb. 1.14a,b).

Für die mineralogische und materialkundliche Praxis sind *Röntgen-Pulververfahren*, insbesondere die *Pulverdiffraktometrie* von größter Bedeutung. Sie dienen zur raschen und einfachen Identifikation von Mineralen und anderen kristallinen Substanzen sowie zur Bestimmung ihrer Gitterkonstanten, wobei auch sehr feinkörnige Proben analysiert werden können. Mit Pulvermethoden lassen sich darüber hinaus Mineralgemenge, Gesteine und technische Produkte auf ihre Bestandteile untersuchen.

1.2.3 Kristallchemie

Grundprinzipien

In den Kristallstrukturen stehen die einzelnen Bausteine, nämlich Atome, Ionen und Molekülgruppen miteinander in gegenseitiger Wechselwirkung. Die Art der Wechselwirkungskräfte und ihre Stärke hängen wesentlich mit dem chemischen Bindungscharakter zusammen und bestimmen die physikalischen Eigenschaften von Kristallen. In erster Näherung kann man Atome und Ionen als starre Kugeln ansehen, die sich in der Kristallstruktur zu Kugelpackungen zusammenlagern. Dabei gelten nach V. M. Goldschmidt (1888–1947) und F. Laves (1906–1978) drei *Ordnungsprinzipien* (Borchardt-Ott 2008):

In Kristallstrukturen streben die Bausteine eine Ordnung an, die

- die dichteste Raumerfüllung ermöglicht (*Prinzip der dichten Packungen*),
- die höchstmögliche Symmetrie besitzt (*Symmetrieprinzip*) und
- die höchstmögliche Koordination aufweist, in der also möglichst viele Bausteine miteinander in Wechselwirkung treten können (*Wechselwirkungsprinzip*).

Arten der chemischen Bindung

Die *chemische Bindung* beruht wesentlich auf den Wechselwirkungen zwischen den Elektronen in den Außenschalen der Atome. Bekanntlich unterscheiden wir vier *Hauptbindungsarten*, die aber häufig in unterschiedlichen Kombinationen auftreten, also Mischbindungen bilden:

- *Ionenbindung (heteropolare Bindung)*
Ionenkristalle bestehen aus positiv geladenen Kationen

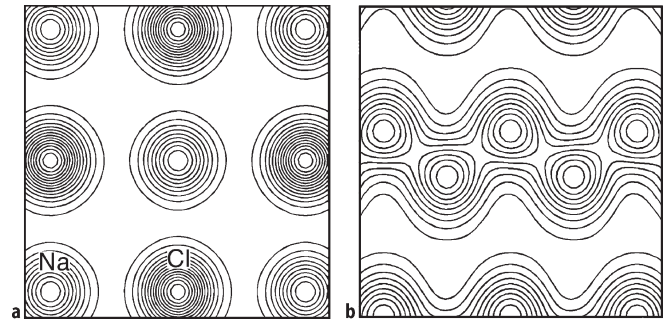


Abb. 1.14. Elektronendichte-Verteilungen in den Kristallstrukturen von **a** Halit NaCl, Projektion auf die Ebene (100), **b** Diamant C, Projektion auf die Ebene (110). In der Halit-Struktur überlappen sich die Elektronenhüllen der Na⁺ und Cl⁻-Ionen nicht: Ionenbindung. Demgegenüber zeigen die C-Atome in der Diamant-Struktur eine starke Überlappung ihrer Elektronenhüllen: Atombindung. (Armin Kirfel, unpubl.)

und negativ geladenen Anionen, die sich gegenseitig elektrostatisch anziehen und in der Regel unterschiedliche Größe besitzen. Kationen und Anionen streben danach, durch Abgabe bzw. Aufnahme von Valenzelektronen eine Konfiguration anzunehmen, die dem Edelgas-Typus entspricht. Die Stärke der Anziehung, die Bindungsstärke K , ist nach dem Coulomb'schen Gesetz

$$K = \frac{e_1 e_2}{d^2} \quad [1.2]$$

proportional der Ionenladung e und umgekehrt proportional ihrem Abstand. In idealen Ionenkristallen, wie z. B. im *Halit* (Steinsalz) NaCl, sind die Kationen, hier Na⁺, und die Anionen, hier Cl⁻, weitgehend als starre Kugeln ausgebildet, deren Elektronenhüllen sich nicht überlappen. Dieser Tatbestand lässt sich aus der Elektronendichte-Verteilung ableiten (Abb. 1.14a). Aus den Abständen ihrer Mittelpunkte kann man für die Anionen und Kationen jeweils Ionenradien berechnen (s. Anhang, Abb. A1, S. 591). Die Ionen streben eine dichte Packung an, wobei je nach Ionengröße unterschiedliche Koordinationen auftreten. So ist z. B. in der Halit-Struktur jedes Na⁺ von 6 Cl⁻ umgeben und umgekehrt, also [6]-koordiniert (vgl. Abb. 4.2, S. 78).

- *Atombindung (homöopolare Bindung, kovalente Bindung)*

Kristallarten, die nicht aus unterschiedlichen Bausteinen zusammengesetzt sind, können logischerweise keine Ionengitter bilden. Sie bestehen vielmehr aus gleichartigen, elektrisch neutralen Bausteinen, den Atomen. Allerdings spielen bei ihrer Bindung ebenfalls elektrische Kräfte, nämlich Wechselwirkungen zwischen positiv geladenen Atomkernen und negativ geladenen Elektronenhüllen, eine entscheidende Rolle. Die Bindung erfolgt über gepaarte Valenzelektronen mit gemeinsamer Bahn, wobei die Bahnebene etwa senkrecht zur Verbindungslinie der Atomkerne liegt.

Als Beispiel diene die *Diamantstruktur* (Abb. 2.11, S. 55). Die äußerste Schale des Kohlenstoff-Atoms ist mit $2s^2 2p^2$ -Elektronen besetzt. Im angeregten Zustand befindet sich jedoch je ein Elektron im $2s$ -Orbital und in den $2p_x$ -, $2p_y$ -, $2p_z$ -Orbitalen. Daraus entstehen vier neue sp^3 -Hybrid-Orbitale, die nach den Ecken eines Tetraeders hin ausgerichtet sind (Abb. 1.15). Jedes C-Atom kann also maximal vier C-Atome an sich binden, was zu einer Struktur mit Tetraeder- oder [4]-Koordination führt. Auch bei der Atombindung wird Edelgas-Konfiguration angestrebt; jedoch führt die Paarung der Valenzelektronen dazu, dass sich die Außenhüllen der Atome überlappen (Abb. 1.16), wie man an der Elektronendichte-Verteilung erkennt (Abb. 1.14b). Das Modell der starren, sich berührenden Kugeln ist daher nicht mehr anwendbar, und man sollte eher mit einem Kalotten-Modell arbeiten. Die Atombindung beim Diamanten ist außerordentlich stark, was seine extrem große Härte erklärt (Tabelle 1.2, S. 17).

Die weitaus überwiegende Zahl der Minerale stellt chemische Verbindungen dar, die aus mehreren Atomarten bestehen. Dementsprechend treten rein homöopolare Bindungen nur selten auf, sondern es dominieren Mischbindungen mit einem mehr oder weniger großen heteropolaren Anteil (Abb. 1.16). Bei den auch in dünnen Schnitten undurchsichtigen (opaken) Erzmineralen ist meist auch ein metallischer Bindungsanteil vorhanden.

▪ Metallbindung

Im Gegensatz zur Ionen- und zur Atombindung sind bei den Metallen die äußeren Valenzelektronen nicht lokalisiert, sondern bilden – anschaulich gesprochen – eine negativ geladene Elektronenwolke, die sich mit einer gewissen Aufenthaltswahrscheinlichkeit zwischen den positiv geladenen Atomrümpfen (das sind keine Ionen!) bewegt und diese voneinander ab-

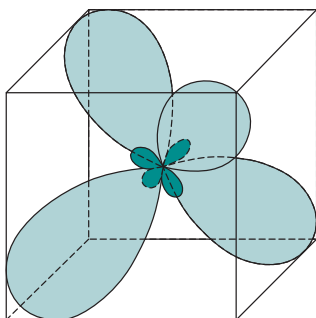
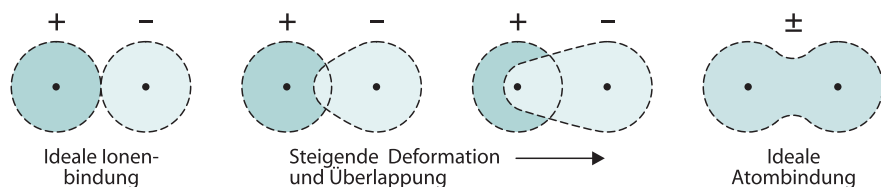


Abb. 1.15. Die vier sp^3 -Orbitale in der Diamantstruktur lassen tetraedrische Anordnung erkennen. (Nach Borhardt-Ott 2002)

Abb. 1.16. Übergang zwischen Ionenbindung und Atombindung nach Fajans. (Aus Kleber et al. 1998)



schirmt. In den Metallstrukturen streben die kugelförmig gedachten Atomrümpfe *dichteste Kugelpackungen* mit jeweils 12 nächsten Nachbarn an, d. h. sie sind [12]-koordiniert. Dabei lassen sich zwei unterschiedliche Arten von Stapelfolgen der atomaren Schichten unterscheiden, nämlich 123123 ... bei der kubisch dichtesten Kugelpackung und 121212 ... bei der hexagonal dichtesten Kugelpackung (Abb. 2.1a,b, S. 48). Die physikalischen Eigenschaften der meisten Metalle, Metalllegierungen, Metallsulfide und Metalloxide sind durch den dominierenden oder zumindest beachtlichen Anteil an metallischer Bindung bedingt, so insbesondere das opake Verhalten im Durchlicht und das starke Reflexionsvermögen im Auflicht.

▪ Van-der-Waals-Bindung

Die Van-der-Waals-Bindungskräfte sind im Vergleich mit den bisher behandelten Bindungsarten nur relativ schwach. Sie beruhen auf Restvalenzen, die entstehen, wenn in einer an sich elektrostatisch neutralen Gruppe von Atomen, Ionen oder Molekülen die Ladungsverteilung ungleichmäßig ist, so dass der Schwerpunkt der positiven und der negativen Ladungen nicht zusammenfällt. Zwischen solchen *Dipolen* ist eine elektrostatische Anziehung möglich, jedoch nimmt Wechselwirkungs-Energie mit der 6. Potenz des Abstandes ab, d. h. die Bindungsstärke K ist $\sim 1/d^6$. Ein wichtiges Beispiel für die Van-der-Waals-Bindung ist die Graphitstruktur. Wie Abb. 2.11c (S. 55) erkennen lässt, baut sich diese aus Schichten von kovalent gebundenen C-Atomen auf, die jeweils in planarer Anordnung von drei C umgeben, also [3]-koordiniert sind, während sich das 4. C-Atom sich in weitem Abstand in der darüber- bzw. darunter liegenden Schicht befindet. Daher bestehen zwischen den einzelnen Schichten nur schwache Van-der-Waals-Kräfte, was die blättchenförmige Spaltbarkeit und die extrem geringe Härte des Graphits erklärt. Van-der-Waals-Bindungen spielen auch in vielen Schichtsilikaten eine Rolle, so besonders im Pyrophyllit und im Talk (Abschn. 9.5.1, S. 147f, Tabelle 1.2).

Einige wichtige Begriffe der Kristallchemie

▪ Isotypie

Kristallarten, die in der gleichen Kristallstruktur kristallisieren, gehören einem Strukturtyp an. Man nennt sie auch isotyp (Borhardt-Ott 2008).

In der Regel besitzen isotype Kristalle die gleiche Raumgruppe, eine analoge chemische Formel sowie die gleiche Form und Anordnung der Koordinations-Polyeder. Demgegenüber spielen die Größe der Bausteine und die Bindungsverhältnisse keine Rolle. So sind die Halit-Struktur mit reiner Ionenbindung (Abb. 4.2, S. 78) und die Struktur von Galenit (Bleiglanz PbS; Abb. 3.3, S. 64) mit vorherrschender Metallbindung isotyp.

▪ Mischkristall-Bildung

Die Verwandtschaft von isotypen Strukturen wird größer, wenn sich die Bausteine gegenseitig ersetzen können (*Diadochie*). In solchen Fällen kommt es zur Bildung von Mischkristallen, die bei vielen Mineralen eine wichtige Rolle spielt.

Kristalle, in denen eine oder mehrere Punktlagen jeweils von zwei oder mehreren Bausteinen statistisch besetzt sind, nennt man Mischkristalle (Borchardt-Ott 2008).

Eine lückenlose Mischkristall-Reihe tritt z. B. zwischen den Metallen *Silber* und *Gold* auf. Diese bilden miteinander die Legierung (Ag,Au), die sich schon durch mechanisches Verpressen von reinen Ag- und Au-Kristallen bei erhöhten, aber weit unter den jeweiligen Schmelzpunkten liegenden Temperaturen erzeugen lässt. Dabei entsteht durch Diffusion über Zwischenstände ein Endzustand mit statistischer Ag-Au-Verteilung (Abb. 1.17). Auch viele gesteinsbildende Minerale sind Mischkristalle, z. B. der *Olivin* (Mg,Fe)[SiO₄] mit den reinen Endgliedern Forsterit Mg₂[SiO₄] und Fayalit Fe₂[SiO₄]. Voraussetzung für einen diadochen Ersatz von Atomen oder Ionen ist ungefähr gleiche Größe. Demgegenüber lassen sich Unterschiede in der chemischen Wertigkeit durch *gekoppelte Substitution* ausgleichen (*gekoppelter Valenzausgleich*). Ein wichtiges Mineralbeispiel hierfür sind die *Plagioklase* (Abschn. 9.6.2, S. 158) mit den Endgliedern Albit Na[AlSi₃O₈] und Anorthit Ca[Al₂Si₂O₈], bei denen der Ladungsausgleich durch die gekoppelte Substitution $\text{Na}^+\text{Si}^{4+} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+}$ erfolgt. In manchen Fällen ist eine Mischkristallbildung nur bei erhöhten Temperaturen möglich, während bei Temperatur-Erniedrigung eine *Entmischung* erfolgt. Das ist z. B. bei den Alkalifeldspäten (Abschn. 9.6.2, S. 167f) der Fall, die oberhalb von ca. 500 °C eine lückenlose Mischkristallreihe bilden, aber unterhalb dieser Temperatur zu fast reinem Mikroklin K[AlSi₃O₈] und fast reinem Albit Na[AlSi₃O₈] entmischen. Im Gegensatz zu den ähnlich großen Kationen Na⁺ und Ca²⁺ hat das K⁺ einen deutlich größeren Ionenradius und kann daher zusammen mit Na⁺ nur bei hohen Temperaturen von einer gemeinsamen Struktur toleriert werden.

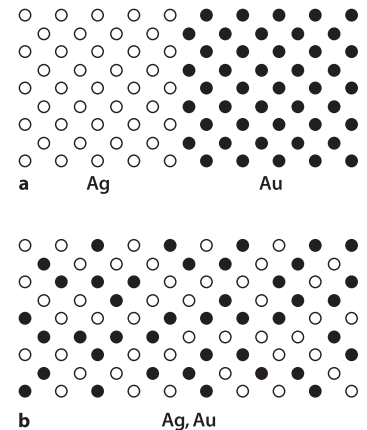
▪ Polymorphie

Polymorphie ist die Eigenschaft vieler chemischer Substanzen, in Abhängigkeit von den thermodynamischen Zustandsbedingungen in mehr als einer Kristallstruktur zu kristallisieren.

Beispiele für *polymorphe* Minerale sind rhombischer und monokliner Schwefel S, Graphit und Diamant C, Calcit und Aragonit Ca[CO₃], die SiO₂-Polymorphen Tiefquarz, Hochquarz, Tridymit, Cristobalit, Coesit und Stishovit. Die polymorphen Umwandlungen können in unterschiedlicher Weise erfolgen (z. B. Borchardt-Ott 2008):

- Bei Transformationen in *erster Koordination* verändert sich die Koordinationszahl der atomaren Bausteine. So steigt bei der Umwandlung von Calcit Ca^[6][CO₃] in Aragonit Ca^[9][CO₃] die Koordinationszahl des Calciums, wobei die Bindungen zwischen Ca²⁺ und [CO₃]²⁻ aufgebrochen und wieder neu geknüpft werden müssen. In ähnlicher Weise steigt die Koordination des Siliciums bei der Umwandlung von Coesit in Stishovit von [4] auf [6]. Wie die Druck-Temperatur-Diagramme Abb. 6.8 (S. 100) und Abb. 9.43 (S. 157) zeigen, gilt in beiden Fällen die Regel, dass die Koordinationszahl mit steigendem Druck zunimmt, mit steigender Temperatur dagegen abnimmt.
- Bei Transformationen in *zweiter Koordination* verändert sich die Koordinationszahl der atomaren Bausteine nicht. Die Anordnung der nächsten Nachbarn bleibt erhalten, während sich die Anordnung der übernächsten Nachbarn verändert. Dabei können die Umwandlungen (a) *displaziv* oder (b) *rekonstruktiv* sein. Ein gutes Beispiel dafür sind die Transformationen der SiO₂-Polymorphen Tiefquarz, Hochquarz und Tridymit (Abb. 1.18). Bei der displaziven Tiefquarz-Hochquarz-Umwandlung, die bei 573 °C (bei einem Druck von 1 bar) reversibel erfolgt, werden die [SiO₄]-Tetraeder lediglich

Abb. 1.17. a Struktur eines Ag- und eines Au-Kristalls, Projektion auf (001); b durch mechanisches Aneinanderpressen kommt es zur Diffusion der Ag- und Au-Atome und es entsteht ein (Ag,Au)-Mischkristall. (Nach Borchardt-Ott 2008)



verkippt. Demgegenüber erfordert die Hochquarz-Tridymit-Umwandlung bei 870 °C (1 bar) ein Aufbrechen der Bindungen zwischen den $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern und einen Neuaufbau der Struktur in Form von Sechseringen (vgl. auch Abschn. 9.6.1, S. 155ff). Zwei weitere wichtige Möglichkeiten für polymorphe Umwandlungen in zweiter Koordination sind (c) Transformationen durch *Ordnungs-Unordnungs-Vorgänge*, die z. B. bei den Feldspäten eine wichtige Rolle spielen (vgl. Abschn. 9.6.2, S. 164ff), und (d) Transformationen durch Änderung des Bindungscharakters, wie das bei der Umwandlung Graphit \rightleftharpoons Diamant der Fall ist. Bei der Schichtstruktur des Graphits kennen wir darüber hinaus

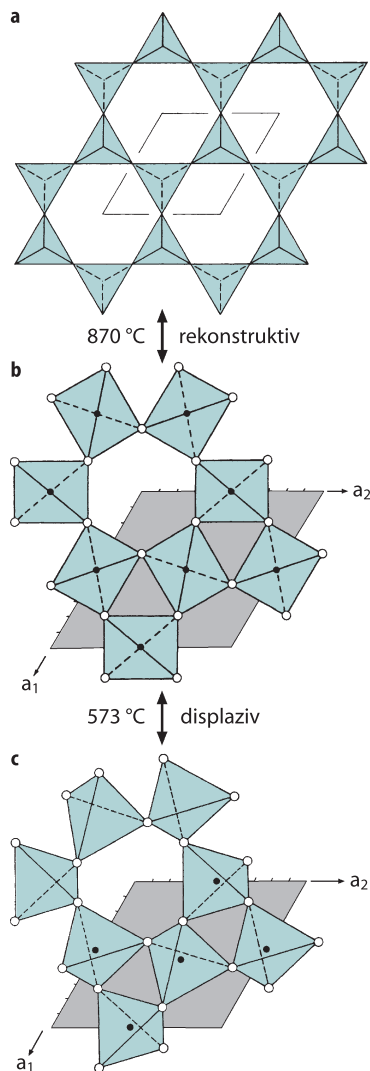


Abb. 1.18. Transformation in zweiter Koordination bei $\text{Si}^{[4]}\text{O}_2$ -Strukturen, projiziert auf (0001). **a** Tridymit (Raumgruppe $P6_3/mmc$), **b** Hochquarz ($P6_22$), **c** Tiefquarz ($P3_2$). Displazive Umwandlung Tiefquarz \rightleftharpoons Hochquarz, rekonstruktive Umwandlung Hochquarz \rightleftharpoons Tridymit (s. Text). • Si, ○ Sauerstoff. (Aus Borchardt-Ott 2008)

noch Unterschiede nach der Stapelfolge: Der hexagonale Graphit-2H weist eine Zweier-, der trigonale Graphit-3R eine Dreierperiode auf. Diesen speziellen Fall der Polymorphie, der auch bei den Schichtsilikaten (Abschn. 9.5, S. 145ff) eine wichtige Rolle spielt, bezeichnet man als *Polytypie*.

1.2.4 Kristallphysik

Härte und Kohäsion

Viele Minerale weisen eine deutliche *Anisotropie der Härte* auf und zeigen als Ausdruck einer anisotropen Verteilung der Kohäsionseigenschaften eine ausgeprägte *Spaltbarkeit*. So besitzt z. B. das Mineral Fluorit (Flussspat) CaF_2 auf der Würfelfläche {100} eine größere Härte als auf der Oktaederfläche {111}; beim Halit (Steinsalz) NaCl ist das nicht der Fall. Halit spaltet parallel zu den Würfelflächen, Fluorit parallel zu den Oktaederflächen (Abb. 1.19). Eine extrem große Anisotropie der Härte weist der Kyanit $\text{Al}_2[\text{O}/\text{SiO}_4]$ (Disthen: grch. $\delta\iota\varsigma$ = doppelt, $\sigma\theta\acute{\epsilon}\nu\omicron\varsigma$ = Festigkeit) auf, der in Längsrichtung die Mohs-Härte 4-4½, senkrecht dazu dagegen 6-7 hat (Abb. 1.20).

Als Härte bezeichnet man den Widerstand, den ein Festkörper mechanischen Eingriffen entgegengesetzt. Die Härteskala von Friedrich Mohs (1773-1839) beruht auf der Ritzhärte von 10 Standardmineralen, wobei das jeweils höher stehende vom darunter stehenden geritzt wird (Tabelle 1.2). Materialien bis Härte 2 werden vom Fingernagel, bis 5 vom Messer, bis 6 von einer Feile oder einer Stahlnadel geritzt; Materialien ab Härte 6 ritzen Fensterglas. Die Mohs-Skala ist also eine Relativskala. Quantitativ kann man die Härte dagegen mit einem Mikrohärteprüfer bestimmen, bei dem an der Frontlinse eines Mikroskop-Objektivs eine kleine Diamant-Pyramide montiert ist. Die damit bestimmte Eindrucks- oder *Mikrohärte* entspricht dem Druck, der auf die Mineraloberfläche ausgeübt wurde, um einen definierten Eindruck zu erzeugen; sie nimmt bei den Standard-Mineralen der Mohs-Skala nichtlinear und in ungleichen Sprüngen zu (Tabelle 1.2).

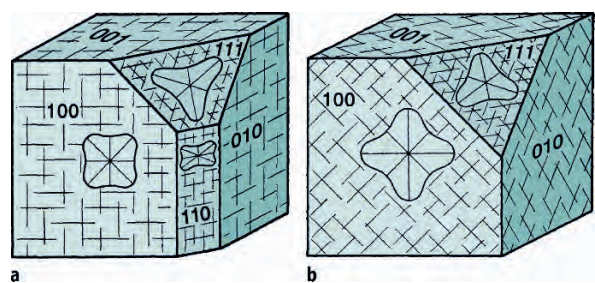


Abb. 1.19. Zwei als Würfel kristallisierte Minerale mit unterschiedlicher Spaltbarkeit und Verteilung der Härte, dargestellt durch Härtekurven. **a** Halit NaCl , Spaltbarkeit nach dem Würfel {100}; **b** Fluorit CaF_2 , Spaltbarkeit nach dem Oktaeder {111}. (Aus Kleber et al. 1998)

Abb. 1.20.

Starke Anisotropie der Härte beim Kyanit (Disthen) $\text{Al}_2[\text{O}/\text{SiO}_4]$, bedingt durch die Kristallstruktur. In Längsrichtung ($\parallel c$ -Achse) wird Kyanit von einer Stahlnadel (Härte 6) geritzt, in Querrichtung dagegen nicht. (Nach Ramdohr u. Strunz 1978)

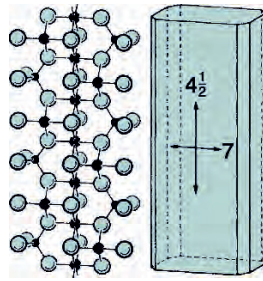


Tabelle 1.2. Mikrohärtigkeit der Standardminerale der Mohs'schen Härteskala. (Nach Broz et al. 2006)

Mohs-Härte	Mineral	Mikrohärtigkeit (in kbar ^a)
1	Talk	1,4 ± 0,3
2	Gips	6,1 ± 1,5
3	Calcit	14,9 ± 1,1
4	Fluorit	20,0 ± 1,0
5	Apatit	54,3 ± 3,3
6	Orthoklas	68,7 ± 6,6
7	Quarz	122 ± 6
8	Topas	176 ± 10
9	Korund	196 ± 5
10	Diamant	1 150

^a 1 kbar = 0,1 GPa.

Wärmeleitfähigkeit

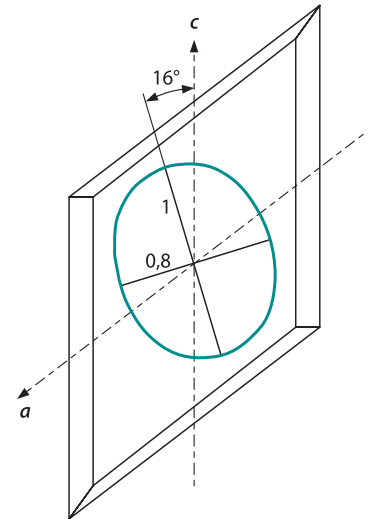
Auch die Wärmeleitfähigkeit von Kristallen verhält sich in den meisten Fällen anisotrop, wie das klassische Experiment von Sénarmont (1808–1862) beispielhaft zeigt (Abb. 1.21). Man überzieht eine Kristallfläche mit einer Wachsschicht und drückt auf diese nach dem Erkalten eine heiße Nagelspitze, die als punktförmige Wärmequelle wirkt. Das Wachs beginnt von innen nach außen fortschreitend zu schmelzen und beim Entfernen des heißen Nagels entsteht ein Schmelzwulst, der die Lage der Schmelz-Isotherme im Augenblick des Unterbrechens der Wärmezufuhr bezeichnet. Bei anisotropen Kristallen ist das eine Ellipse, deren längste Achse bei Gips 16° gegen die c -Achse geneigt ist; in dieser Richtung ist die Wärmeleitfähigkeit um 20 % größer als senkrecht dazu.

Die Wärmeleitfähigkeit λ ist eine Materialkonstante, die folgendermaßen definiert wird: Durch einen Stab der Länge l mit dem Querschnitt A , zwischen dessen Enden eine Temperatur-Differenz ΔT besteht, fließt in der Zeit t eine Wärmemenge Q . Diese ist proportional A , ΔT und t , aber umgekehrt proportional l . Es gilt also

$$Q = \lambda A \frac{\Delta T}{l} t \quad [1.3]$$

Abb. 1.21.

Gipskristall mit Wachs-Schmelzwulst auf der Fläche (010). Die Ellipse stellt eine Isotherme dar und kennzeichnet die Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit. (Nach Kleber et al. 1998)



wobei λ der Proportionalitätsfaktor ist. Bei Kristallen mit vorherrschender Atom- oder Ionenbindung ist die Wärmeleitfähigkeit meist gering, während sie bei Metallen oder Metall-Legierungen deutlich höher liegt. So ist λ für Quarz bei 0 °C \perp der c -Achse 7,25 und \parallel der c -Achse 13,2, für Silber dagegen $419 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Elektrische Eigenschaften

Die *elektrische Leitfähigkeit* von Kristallen variiert in enorm weiten Grenzen. So beträgt sie beim Silber, einem guten metallischen Leiter $6 \cdot 10^{17} \Omega^{-1} \text{ m}^{-1}$, beim Quarz, einem Isolator, dagegen $\perp c$ lediglich $3 \cdot 10^{-5} \Omega^{-1} \text{ m}^{-1}$, was einem Unterschied von 22 Größenordnungen entspricht! Wie bei allen elektrischen Leitern unterscheidet man auch bei Kristallen zwei Arten von Stromtransport:

1. Die *Ionenleitung* erfolgt durch Diffusion von Ionen durch die Kristallstruktur; sie spielt vor allem in Ionenkristallen bei erhöhten Temperaturen eine Rolle.
2. Die *Elektronenleitung* findet insbesondere bei Metallen und Metall-Legierungen mit überwiegend metallischer Bindung statt. Die komplexen Wechselwirkungsbeziehungen zwischen den Atomkernen und den Elektronen lassen sich nur durch quantenmechanische Betrachtungen näherungsweise beschreiben, können aber in grober Vereinfachung durch das *Bändermodell* erklärt werden (z. B. Kleber et al. 1998). Danach kann jeder Energiezustand von jeweils zwei Elektronen besetzt werden, wobei die einzelnen Niveaus (am absoluten Nullpunkt) bis zu einer bestimmten Grenze, der Fermi-Kante aufgefüllt sind. Die Fermi-Kante ist bei erhöhten Temperaturen durch thermische Anregung etwas verwaschen, aber immer noch deutlich. Das höchste voll aufgefüllte Band ist das *Valenzband*, das nächst höhere das *Leitungsband*. Nun können wir folgende Möglichkeiten unterscheiden (Abb. 1.22):

- Bei *metallischen Leitern* verläuft die Fermi-Kante genau durch das Leitungsband; dieses ist also teilweise aufgefüllt, teilweise leer. Aus einem angelegten elektrischen Feld können die Elektronen des Leitungsbandes Energie aufnehmen, werden beschleunigt und können die eng benachbarten, nächsthöheren Energieniveaus auffüllen. Die gerichtete Komponente der Elektronenbewegung, die daraus resultiert, erzeugt den elektrischen Strom.
- Bei *Isolatoren* ist das Valenzband vollkommen gefüllt, das Leitungsband dagegen leer. Zwischen beiden befindet sich eine breite „verbotene Zone“ von mehreren Elektronenvolt. Da sämtliche erreichbaren Energieniveaus schon besetzt sind, ist es den Elektronen nicht möglich, aus dem angelegten elektrischen Feld Bewegungsenergie aufzunehmen: eine elektrische Leitung findet nicht statt. Allerdings ist als Folge von Störstellen eine geringe Ionenleitung möglich. Bei erhöhter Temperatur, insbesondere in der Nähe des Schmelzpunktes, nimmt die Leitfähigkeit von Isolatoren zu.
- Bei *Halbleitern* ist die verbotene Zone zwischen Valenzband und Leitungsband relativ schmal; sie variiert zwischen 0,1 und 3 eV. Unterschiedliche Mechanismen, so z. B. thermische Anregung, können bewirken, dass Elektronen in das Leitungsband gehoben werden und so eine gewisse elektrische Leitfähigkeit, die *n-Leitung*, bewirken. Darüber hi-

naus erzeugen die „Löcher“, die durch den Verlust von Elektronen im Valenzband zurückbleiben, einen zusätzlichen Leitungseffekt, die *p-Leitung*. Die zahlreichen Möglichkeiten, mit denen man die elektronischen Eigenschaften von Halbleitern steuern kann, führen zu ihrer vielfältigen technischen Nutzung in praktisch allen Bereichen der elektronischen Hardware. Dabei arbeitet man zum einen mit hochreinen Halbleitersubstanzen, zum anderen aber mit Halbleitern, die gezielt mit *Fremdatomen dotiert* wurden. So kann die geringe Eigenleitfähigkeit von reinem Silicium und reinen Germanium durch den Einbau der fünfwertigen Elemente P oder As in die Si- bzw. Ge-Struktur erheblich gesteigert werden, wozu schon eine geringe Dotierung ausreicht. Atomare Zentren, die durch den Einbau von Fremdatomen entstehen, werden als *Donatoren* bezeichnet, wenn sie Elektronen an das Leitungsband abgeben, als *Akzeptoren* wenn sie Elektronen aus dem Valenzband aufnehmen und dadurch bewegliche Löcher erzeugen.

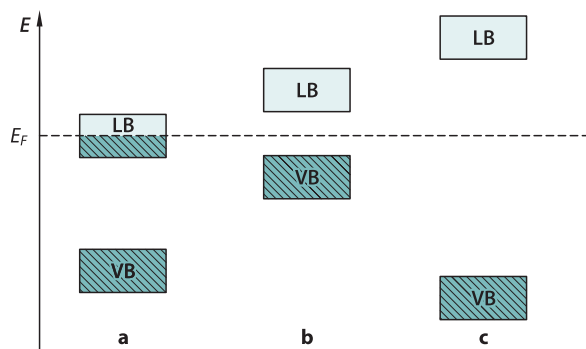
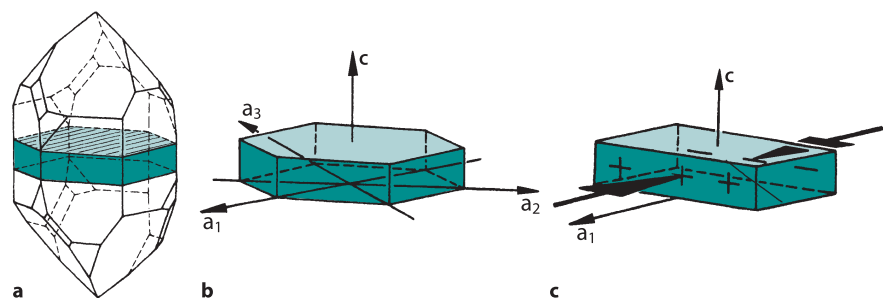


Abb. 1.22. Das Bändermodell zur Erklärung von **a** metallischen Leitern, **b** Halbleitern und **c** Isolatoren. E Energie der Elektronenzustände; VB Valenzband; LB Leitungsband, E_F Fermi-Kante. (Nach Kleber et al. 1998)

Piezoelektrizität. Durch den piezoelektrischen Effekt wird bei gerichteter mechanischer Beanspruchung wie Druck oder Zug eine ungleichen Verteilung der elektrischen Ladungen erzeugt, ein Vorgang, der umkehrbar ist: Beim Anlegen eines elektrischen Wechselfeldes kommt es zur pulsierenden Kompression und Dilatation, so dass mechanische Schwingungen entstehen. Piezoeffekte können nur dann auftreten, wenn die Druck- bzw. Zugrichtung parallel zu einer *polaren Achse* erfolgt, wenn also Richtung und Gegenrichtung strukturell und physikalisch ungleichwertig sind. Das ist bei den zweizähligen Achsen a_1 , a_2 und a_3 des Quarzes (Kristallklasse 32) der Fall (Abb. 1.23), weswegen reine, unverzwillingte Quarzkristalle vielfältige Anwendung als Schwing- und Steuerquarze finden (Abschn. 9.6.1, S. 162). Diese werden heute meist großtechnisch gezüchtet, da bei den natürlichen Bergkristallen die zweizähligen Achsen ihren polaren Charakter meist durch Verzwillingung eingebüßt haben. Piezoeffekte zeigen auch die Minerale Turmalin (Kristallklasse 3m; Abschn. 9.3, S. 135) und Sphalerit ZnS (Kristallklasse $\bar{4}3m$) sowie die Kristalle der D- und L-Weinsäure $C_4H_6O_6$ (Kristallklasse 2).

Abb. 1.23.

Piezoelektrischer Effekt beim Quarz. **a** Schnittlage der Quarzplatte im Quarzkristall; **b** Quarzplatte mit den polaren Achsen a_1 , a_2 und a_3 ; **c** Piezo-Effekt, erzeugt durch Druck in Richtung einer polaren Achse, hier a_1 . (Nach Borchardt-Ott 2008)



Pyroelektrizität. Beim pyroelektrischen Effekt führt eine thermische Behandlung zu einer elektrischen Aufladung an den polaren Enden eines Kristalls. So werden beim Erhitzen von Turmalin der Bereich der positiven c-Achse positiv, der Bereich der negativen c-Achse negativ aufgeladen; bei der Abkühlung kehrt sich die Aufladung um. Dieser Effekt resultiert aus der Tatsache, dass Turmalin ein permanentes elektrisches Dipolmoment besitzt, dessen Stärke von der Temperatur abhängt. Es stellt einen Vektor dar, dessen Lage sich bei Einwirkung von Symmetrie-Operationen nicht verändern darf. Daher sind nur diejenigen Kristallarten pyroelektrisch, die lediglich eine Drehachse oder eine Spiegelebene parallel zu einer Drehachse aufweisen; das gilt für die Kristallklassen 2, 3, 4, 6, mm2, 3m, 4mm und 6mm.

Magnetische Eigenschaften

Ein Elektron in einem Atom oder Ion verfügt über ein magnetisches Moment, das aus seinem Spin und/oder seiner Kreisbewegung resultiert. Bei den sog. Übergangselementen Eisen und Titan, die in Mineralen häufig auftreten, spielt der Spin die Hauptrolle. Die magnetischen Momente von zwei Elektronen mit antiparallelem Spin heben sich gegenseitig auf. Daher haben Atome und Ionen mit gepaarten Elektronen – über alle Elektronen summiert – kein magnetisches Moment; sie werden als *diamagnetisch* bezeichnet, ebenso die Kristalle, die aus solchen atomaren Bausteinen aufgebaut sind. Demgegenüber besitzen Atome und Ionen mit einem oder mehreren ungepaarten Elektronen im Mittel ein magnetisches Moment; sie sind *paramagnetisch*. Das magnetische Moment eines ungepaarten Elektrons ist ein *Bohr'sches Magneton* $\mu_B = 0,9274 \cdot 10^{-20}$ emu (Elektromagnetische Einheiten). Die meisten paramagnetischen Substanzen besitzen nur ein ungepaartes Elektron und haben dementsprechend nur das magnetische Moment von $1 \mu_B$. Jedoch neigen gerade die Übergangsmetalle mit den Ordnungszahlen 21–30 dazu, die fünf Plätze des 3d-Niveaus jeweils nur mit einem einzigen Elektron aufzufüllen und erst dann, wenn alle diese Plätze einfach besetzt sind, ein zweites Elektron einzubauen (Tabelle 1.3). Die einfache Besetzung der fünf 3d-Plätze wird als Hoch-Spin-, die

möglichst weitgehende doppelte Besetzung als Tief-Spin-Bedingung bezeichnet. Dementsprechend haben Mn^{2+} und Fe^{3+} je fünf ungepaarte 3d-Elektronen mit parallelem Spin: $5 \mu_B$. Fe^0 und Fe^{2+} haben je sechs 3d-Elektronen, davon zwei gepaarte mit antiparallelem Spin und vier ungepaarte mit parallelem Spin: $4 \mu_B$; darüber hinaus verfügt Fe^0 noch über zwei gepaarte 4s-Elektronen mit antiparallelem Spin. Ti^{3+} hat ein 3d-Elektron und dementsprechend $1 \mu_B$, während Ti^{4+} keine 3d-Elektronen und somit kein magnetisches Moment besitzt (Tabelle 1.3).

Für das magnetische Verhalten von Kristallen ist die Verteilung von paramagnetischen Atomen oder Ionen in der Kristallstruktur von ausschlaggebender Bedeutung.

- In *paramagnetischen* Kristallen sind die paramagnetischen Atome mit ihren Spins und damit mit ihren magnetischen Momenten statistisch verteilt und heben sich gegenseitig auf. Somit resultiert im Mittel kein magnetisches Moment.
- Als *ferrromagnetisch* bezeichnet man demgegenüber Kristallarten wie α -Eisen oder Magnetit $Fe^{2+}Fe_3^{2+}O_4$, bei denen zwischen benachbarten Fe-Atomen eine Austauschbeziehung besteht in der Weise, dass die magnetischen Momente in jeder Kristall-Domäne parallel angeordnet sind. Daraus resultiert ein hohes magnetisches Moment und damit eine große magnetische Massenssuszeptibilität.
- Es gibt aber auch Kristallarten, die aus zwei ferromagnetischen Teilstrukturen bestehen, in denen die ungepaarten Elektronen jeweils antiparallele Spinrichtung aufweisen. Bei *antiferromagnetischen* Kristallen heben sich die magnetischen Momente dieser Teilstrukturen genau auf, so dass im Mittel kein magnetisches Moment resultiert.
- Demgegenüber heben sich bei *ferrimagnetischen* Kristallen die magnetischen Momente in den Teilstrukturen nicht genau auf, weil ihre antiparallelen Momente nicht genau gleich groß sind, ihre Spinrichtung nicht exakt antiparallel ist oder weil Strukturdefekte oder Verunreinigungen in der Struktur auftreten. Über die gesamte Struktur gemittelt ergibt sich somit ein magnetisches Moment.

Tabelle 1.3.
Elektronen-Konfigurationen für Eisen und Titan

Schale	K			L			M			N	Magnetisches Moment
Orbital	1s	2s	2p	3s	3p	3d	4s				
Fe^0	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\uparrow\uparrow\uparrow$	$\uparrow\downarrow$		$4\mu_B$		
Fe^{2+}	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\uparrow\uparrow\uparrow$			$4\mu_B$		
Fe^{3+}	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow$	$\uparrow\uparrow\uparrow\uparrow\uparrow$			$5\mu_B$		
Ti^0	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow$	$\uparrow\uparrow$	$\uparrow\downarrow$		$2\mu_B$		
Ti^{3+}	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow$	\uparrow			$1\mu_B$		
Ti^{4+}	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow\uparrow\downarrow$				0		

$\uparrow\downarrow$ Gepaarte Elektronen mit antiparallelem Spin, \uparrow ungepaartes Elektron.

Ferro- und ferrimagnetische Kristalle besitzen eine charakteristische Temperatur, bei der sie paramagnetisch werden. Oberhalb dieses *Curie-Punktes*, der z. B. für Magnetit bei 578 °C liegt, werden die thermischen Schwingungen in der Kristallstruktur so groß, dass die Parallelität der atomaren Magnete verloren geht. Ebenso gehen antiferromagnetische Strukturen beim *Néel-Punkt* in den paramagnetischen Zustand über. So ist Ilmenit $\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_3$ bei Zimmertemperatur paramagnetisch, wird aber bei tieferer Temperatur antiferromagnetisch. Für geomagnetische Messungen und ihre Interpretation ist der Curie-Punkt von großer praktischer Bedeutung (vgl. Abschn. 5.2, S. 84).

Kristalloptik

Die optischen Eigenschaften im polarisierten Licht sind von größter Bedeutung für die Bestimmung von Mineralen in Gesteinen und Erzlagerstätten, aber auch von kristallinen Phasen in technischen Produkten. Kristalle, die in Dünnschliffen von ca. 25 μm (= 0,025 mm) Dicke durchsichtig oder durchscheinend sind, werden im *Durchlicht* untersucht, opake Kristalle dagegen in polierten An- oder Dünnschliffen im reflektierten *Auflicht*. Durch mikroskopische Untersuchungen können die Ausscheidungsfolge von Mineralen sowie ihre Gleichgewichts- und Reaktionsgefüge beurteilt werden; solche Beobachtungen liefern wesentliche Anhaltspunkte für die Rekonstruktion gesteins- und lagerstättenbildender Prozesse.

In diesem Lehrbuch können lediglich die Grundzüge der Polarisations-Mikroskopie behandelt werden. Für das eingehende Studium der kristalloptischen Methoden verweisen wir auf die einschlägigen Lehrbücher und Nachschlagewerke. Eine knappe Einführung in die Methoden der Durchlicht-Mikroskopie geben Müller u. Raith (1976); für eine vertiefte Behandlung verweisen wir auf Wahlstrom (1979) und Nesse (2004); die Bücher von Tröger et al. (1967, 1982) sowie Pichler u. Schmitt-Riegraf (1993) sind für die praktische Mikroskopie von Gesteinen zu empfehlen. Die methodischen Grundlagen der Auflicht-Mikroskopie werden in dem klassischen Werk von Schneiderhöhn (1952) behandelt; neuere Darstellungen stammen z. B. von Craig u. Vaughan (1981) und Mücke (1989). Für das praktische auflichtmikroskopische Arbeiten ist das Standardwerk von Ramdohr (1975) unerlässlich; hilfreich sind die Bildkartei der Erzmikroskopie von Maucher u. Rehwald (1961–1973) sowie die Bestimmungstabellen von Schneiderhöhn (1952) und Schouten (1962).

Grundlagen

Die Natur des Lichts und seine Wechselwirkung mit Materie können bekanntlich durch zwei unterschiedliche physikalische Theorien beschrieben werden, die sich gegenseitig ergänzen:

- Die *Lichtquanten-* oder *Korpuskular-Theorie* erklärt die Wechselwirkung von Licht und Materie im Bereich von Atomen und Molekülen in einer Kristallstruktur quantenphysikalisch. Danach besteht Licht aus Photonen, d. h. Korpuskeln der Masse 0, die sich wie Geschosse von einem Materiepunkt zum andern bewegen.
- Die *Wellentheorie* betrachtet Licht als Strahlungs-Energie, die in Form von elektromagnetischen Wellen von einem Materiepunkt zum anderen wandern. Die optischen Erscheinungen, die man beim Mikroskopieren im Dünnschliff oder Anschliff beobachtet, lassen sich mit der Wellentheorie beschreiben, wo man je nach Fragestellung zwei verschiedene Modelle anwendet:
 - Das *Strahlenmodell* beschreibt mit geometrischen Methoden die Ausbreitung der Lichtstrahlen im Raum, ihre Brechung und Reflexion sowie den Strahlengang in optischen Systemen, z. B. im Mikroskop (Strahlenoptik).
 - Das *Wellenmodell* fasst das Licht als Transversalwelle auf, die beim Durchgang durch Kristalle gebeugt und polarisiert wird, wobei es zu Interferenz-Erscheinungen kommt (Wellenoptik).

Das sichtbare Licht stellt nur einen begrenzten Ausschnitt aus einem kontinuierlichen Spektrum elektromagnetischer Strahlung dar. Es umfasst einen Wellenlängenbereich von 400–800 nm (1 nm = 10^{-7} cm), in dem die von J. Fraunhofer (1787–1826) im Sonnenspektrum gefundenen Spektrallinien enthalten sind. Nach dem Wellenmodell besteht weißes Licht aus einem Bündel von unendlich vielen Wellen unterschiedlicher Wellenlänge λ , die mit unterschiedlicher Amplitude A schwingen. Die Lichtintensität (= Helligkeit) ist proportional zu A^2 . Zwischen der Frequenz f , d. h. der Zahl der Wellenzyklen pro Sekunde (in Hz), der Lichtgeschwindigkeit v und der Wellenlänge λ besteht der folgende einfache Zusammenhang:

$$f = \frac{v}{\lambda} \quad [1.4]$$

Abgesehen von einigen Ausnahmen bleibt die Frequenz einer Lichtwelle konstant, unabhängig davon, welches Medium sie durchdringt. Da sich beim Eintritt von einem Medium in ein anderes die Lichtgeschwindigkeit v ändert, muss sich auch die Wellenlänge ändern: in optisch dichteren Medien, z. B. in Kristallen oder in Glas, ist v und damit auch λ geringer als in einem optisch dünneren Medium, z. B. in Luft (Abb. 1.24). Für den Durchgang von Lichtwellen durch Materie sind folgende Begriffe wichtig (Abb. 1.25a):

- Die *Wellenfront* ist die Fläche, die ähnliche Punkte benachbarter Wellen verbindet.
- Die *Wellennormale* ist die Fortpflanzungsrichtung der Welle; sie steht senkrecht auf der Wellenfront.
- Der *Lichtstrahl* ist die Richtung, in der sich die Lichtenergie fortpflanzt.

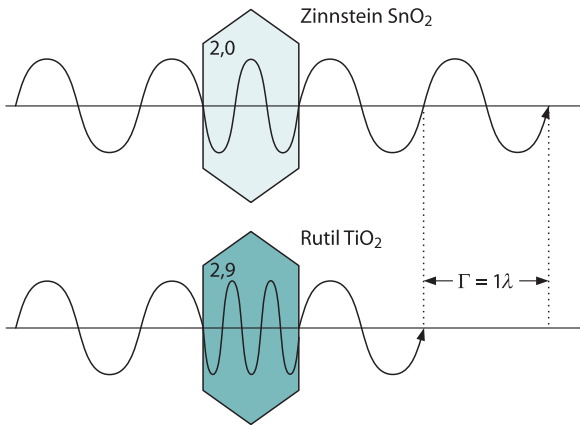


Abb. 1.24. Abhängigkeit der Wellenlänge in zwei Mineralen unterschiedlicher Brechungsindizes 2,0 und 2,9 und Wellen-Fortpflanzungsgeschwindigkeiten von 150 000 bzw. 103 500 km s⁻¹. (Nach Müller u. Raith 1976)

In optisch *isotropen* Medien wie in Glas oder in kubischen Kristallen ist die Lichtgeschwindigkeit in allen Richtungen gleich, so dass Lichtstrahl und Wellennormale parallel verlaufen (Abb. 1.25b). Demgegenüber ist in optisch *anisotropen* Medien, d. h. in allen nichtkubischen Kristallen die Lichtgeschwindigkeit in unterschiedlichen Richtungen verschieden, so dass Lichtstrahl und Wellennormale gewöhnlich nicht parallel zueinander verlaufen (Abb. 1.25c).

Grundzüge der Durchlicht-Mikroskopie

Lichtbrechung und Doppelbrechung

Beim Eintritt von einem optisch dünneren in ein optisch dichteres Medium wird ein Lichtstrahl zum Einfallslot hin gebrochen und umgekehrt. Diese Tatsache ist bedingt durch die Veränderung, die die Wellenlänge des Lichts und damit die Lichtgeschwindigkeit beim Eintritt in ein anderes Medium erleidet (Abb. 1.24). Es gilt das bekannte Brechungsgesetz von Snellius (1580–1626)

Der *Brechungsindex* ist definiert durch den Quotienten aus der Lichtgeschwindigkeit im Vakuum $v_v = 3,0 \cdot 10^{10}$ cm s⁻¹ = 300 000 km s⁻¹ und in einem Material v_n :

$$n = \frac{v_v}{v_n} \quad [1.5]$$

Ein hoher Brechungsindex entspricht also immer einer geringeren Lichtgeschwindigkeit und umgekehrt. Da v_v die maximal mögliche Lichtgeschwindigkeit darstellt, muss n stets >1 sein. Beispiele für Brechungsindizes von kubischen, d. h. *optisch isotropen* Kristallen sind in Tabelle 1.4 aufgeführt.

Man erkennt, dass der Brechungsindex von Diamant sehr stark mit der Wellenlänge variiert: Diamant hat eine große *Dispersion* der Lichtbrechung.

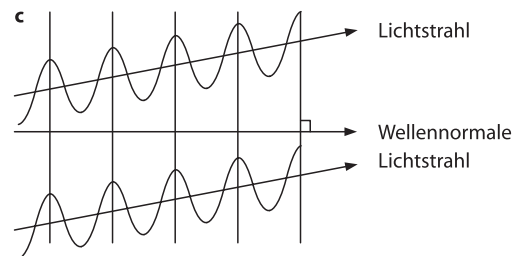
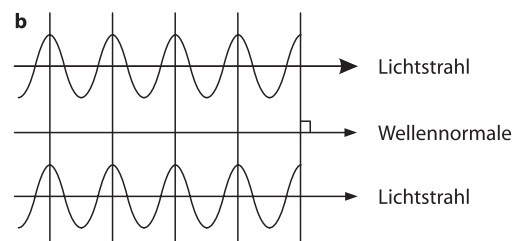
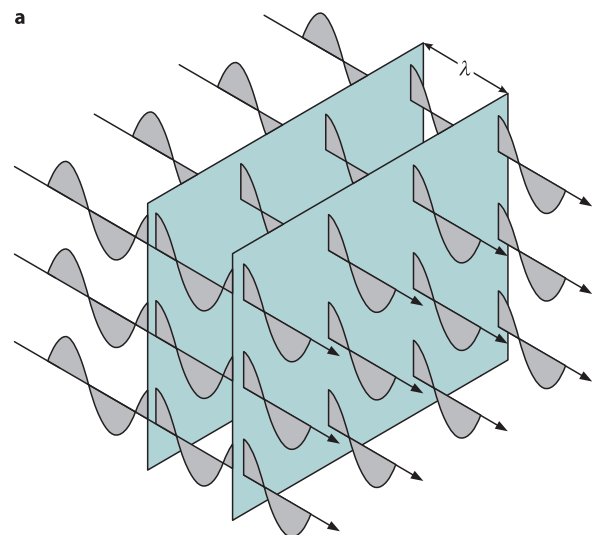


Abb. 1.25. **a** Wellenfronten sind Ebenen, die äquivalente Punkte benachbarter Wellen verbinden; ihr Abstand entspricht einer Wellenlänge. **b** In optisch isotropen Medien liegen Wellennormale und Lichtstrahl beide senkrecht auf der Wellenfront. **c** In optisch anisotropen Medien ist das nicht mehr der Fall: Wellennormale und Lichtstrahl laufen nicht mehr parallel zueinander. (Nach Nesse 2004)

Tabelle 1.4. Brechungsindizes kubischer, optisch isotroper Kristalle

Kristall	Formel	<i>n</i>
Fluorit (Flussspat)	CaF ₂	1,434
Halit (Steinsalz)	NaCl	1,544
Spinell	MgAl ₂ O ₄	1,714
Almandin-Granat	Fe ²⁺ Al ₂ [SiO ₄] ₃	1,830
Andradit-Granat	Ca ₃ Fe ³⁺ [SiO ₄] ₃	1,887
Diamant	C	
	für rotes Licht ($\lambda_c = 656,3$ nm)	2,410
	für violettes Licht ($\lambda_F = 396,8$ nm)	2,454

Im Durchlicht werden die relativen Unterschiede in der Lichtbrechung zweier Minerale oder zwischen einem Mineral und einem Einbettungsmittel (z. B. Kanadabalsam) erkennbar, wenn man die Beleuchtungsapertur durch Einengen der Aperturblende erniedrigt. Dadurch werden Risse, Unebenheiten und feinste Rauigkeiten an der Ober- und Unterseite des Minerals deutlicher; man beobachtet ein verstärktes Chagrin (frz. genarbttes Leder) und positive oder negative Reliefunterschiede. Sehr hilfreich ist die Becke'schen Lichtlinie, eine helle Linie, die beim Heben des Mikroskoptubus (oder Senken des Tisches) in das höherbrechende Medium hineinwandert (Drei-H-Regel). Die quantitative Bestimmung der Brechungsindizes erfolgt im Körnerpräparat unter Verwendung von Einbettungsflüssigkeiten unterschiedlicher Lichtbrechung (Immersion-Methode), z. B. auch durch Variation der Temperatur und/oder der verwendeten Wellenlänge von monochromatischem Licht (λ - T - oder λ - T -Methode). In früheren Zeiten wurden Mischkristall-Zusammensetzungen gesteinsbildender Minerale häufig durch Lichtbrechungs-Bestimmungen ermittelt. Diese indirekte und letztlich recht aufwendige Methode hat jedoch stark an Bedeutung eingebüßt, seitdem die direkte Mineralanalytik mit ortsauflösenden Methoden, insbesondere mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde routinemäßig möglich ist.

Die allermeisten Minerale sind nicht kubisch und verhalten sich dementsprechend *optisch anisotrop*. Sie besitzen unterschiedliche Brechungsindizes mit einem Maximalwert n_γ und einem Minimalwert n_α , die senkrecht aufeinander stehen. Die Differenz

$$\Delta n = n_\gamma - n_\alpha \quad [1.6]$$

bezeichnet man als *Hauptdoppelbrechung*, deren maximaler Betrag nur in Schnittlagen // der Ebene $n_\gamma - n_\alpha$ erkennbar ist. In beliebigen Schnittlagen liegen die Brechungsindizes zwischen diesen beiden Extremwerten: $n_\gamma \geq n'_\gamma \geq n'_\alpha \geq n_\alpha$, so dass die Werte für die Doppelbrechung $\Delta n = n'_\gamma - n'_\alpha$ dementsprechend geringer sind. Trägt man alle möglichen Brechungsindizes eines Kristalls im Raum auf, so erhält man ein Ellipsoid mit der längsten Achse $Z = n_\gamma$ und der kürzesten Achse $X = n_\alpha$, die *optische Indikatrix*. Dabei sind grundsätzlich zwei verschiedene Möglichkeiten zu unterscheiden:

1. Bei *optisch einachsigen Kristallen* mit trigonaler, tetragonaler und hexagonaler Symmetrie stellt die Indikatrix ein *Rotations-Ellipsoid* dar, bei dem entweder $Z (= n_\gamma)$ oder $X (= n_\alpha)$ die Rotationsachse bilden können. Im ersten Fall hat die Indikatrix eine gestreckte, im zweiten eine abgeplattete Form (Abb. 1.26a,b). Blickt man in Richtung der Rotationsachse, so beobachtet man naturgemäß einen Kreisschnitt, bei dem alle Brechungsindizes, nämlich entweder n_α oder n_γ , gleich groß sind. In dieser Richtung verhält sich der Kristall also scheinbar isotrop; man bezeichnet die Rotationsachse, die mit der trigonalen, tetragonalen oder hexagonalen Hauptachse des Kristalls zusammenfällt, als *optische Achse*. Ihre Richtung entspricht nicht notwendigerweise der Längserstreckung des Kristalls. Kristalle, in denen die opti-

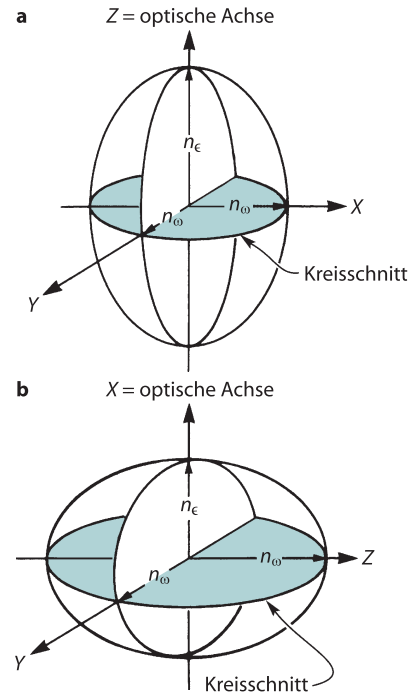


Abb. 1.26. Die Indikatrix für optisch einachsige (trigonale, tetragonale und hexagonale) Kristalle hat die Form eines Rotationsellipsoids; sie ist **a** gestreckt im optisch einachsigen positiven Fall (optische Achse $Z // n_\gamma = n_\epsilon$) und **b** abgeplattet im optisch negativen Fall (optische Achse $X // n_\alpha = n_\epsilon$). Blickt man in Richtung der optischen Achse, verhält sich der Kristall scheinbar optisch isotrop, da in dieser Blickrichtung alle Brechungsindizes gleich sind, entsprechend dem Kreisradius n_α entweder $= n_\alpha$ oder $= n_\gamma$. (Vereinfacht nach Nesse 2004)

- sche Achse mit $Z (= n_\gamma)$ zusammenfällt bezeichnet man als optisch positiv, z. B. Quarz (Abb. 1.26a), solche mit der optischen Achse $// X (= n_\alpha)$ dagegen als negativ, z. B. Calcit (Abb. 1.26b).
2. Bei *optisch zweiachsigen Kristallen* mit orthorhombischer, monokliner und trikliner Symmetrie ist die optische Indikatrix ein dreiaxsiges Ellipsoid mit den Hauptachsen Z, Y, X und n_γ als größtem, n_α als kleinstem Brechungsindex sowie einem Brechungsindex n_β , der \perp auf der Ebene $n_\alpha - n_\gamma$ steht: $n_\gamma \geq n'_\gamma \geq n_\beta \geq n'_\alpha \geq n_\alpha$ (Abb. 1.27a). Dreiaxsiges Ellipsoide besitzen zwei Kreisschnitte, die sich in der Y -Achse ($= n_\beta$) schneiden. Senkrecht auf diesen Kreisschnitten stehen die beiden optischen Achsen, die in einer Ebene $\perp Y (= n_\beta)$ liegen, der *optischen Achsenebene*. Blickt man in Richtung der optischen Achsen, so erscheint der Kristall optisch isotrop, da im Kreisschnitt naturgemäß immer nur der Brechungsindex n_β vorhanden ist (Abb. 1.27b). Zusammen mit den Hauptbrechungsindizes n_α, n_β und n_γ sowie der Hauptdoppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha$ stellt der Winkel der optischen Achsen $2V$ eine wichtige Materialgröße für die Mineralbestimmung dar. Sie liefert Hinweise auf die chemische Zusammensetzung und/oder den Strukturzustand von Mischkristallen,

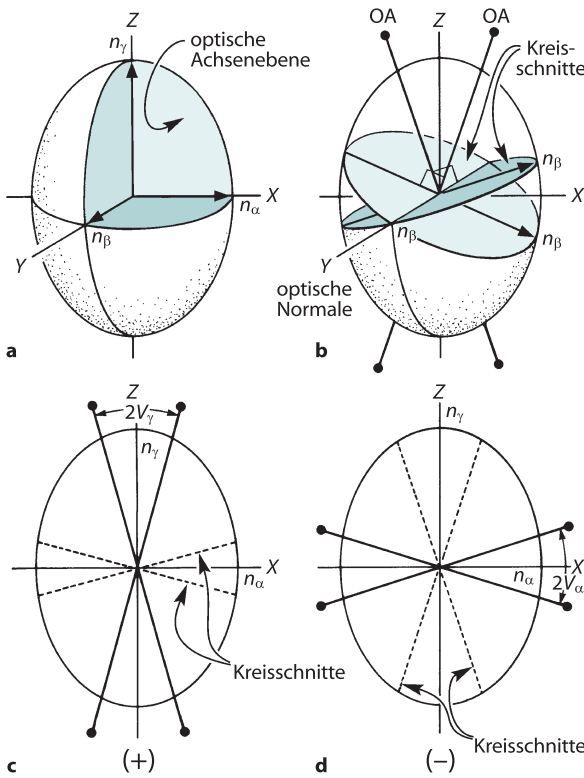


Abb. 1.27. Die Indikatrix für optisch zweiachsige (orthorhombische, monokline und trikline) Kristalle hat die Form eines dreiachsigen Ellipsoids. **a** Die drei Hauptbrechungsindizes $n_\alpha // X$, $n_\beta // Y$ und $n_\gamma // Z$; die optische Achsenebene steht senkrecht n_β . **b** In einem dreiachsigen Ellipsoid gibt es zwei Kreisschnitte, die sich in n_β schneiden; senkrecht auf den Kreisschnitten stehen die optischen Achsen, die Blickrichtungen der scheinbaren optischen Isotropie. **c** Optische Achsenebene für die zweiachsige positive Indikatrix: optischer Achsenwinkel $2V_\gamma$, d. h. $Z (= n_\gamma)$ liegt in der spitzen Winkelhalbierenden. **d** Optische Achsenebene für die zweiachsige negative Indikatrix: optischer Achsenwinkel $2V_\alpha$, d. h. $X (= n_\alpha)$ liegt in der spitzen Winkelhalbierenden. (Vereinfacht nach Nesse 2004)

z. B. bei den Feldspäten (Abschn. 9.6.2, S. 164ff). Kristalle, bei denen n_γ die spitze Bisektrix (Winkelhalbierende) des Achsenwinkels bildet, sind optisch positiv ($2V_\gamma$), solche mit n_α als spitze Bisektrix optisch negativ ($2V_\alpha$; Abb. 1.27c,d).

In orthorhombischen Kristallen liegen die Hauptachsen der Indikatrix $Z (= n_\gamma)$, $Y (= n_\beta)$ und $X (= n_\alpha)$ // den kristallographischen Achsen c oder b oder a (Abb 1.28a). Bei monoklinen Kristallen ist die Indikatrix gegen das Kristallgebäude einfach, in triklinen Kristallen doppelt geneigt (Abb. 1.28b,c).

Beim Lichtdurchgang durch einen optisch anisotropen, also doppelbrechenden Kristall beobachtet man eine Aufspaltung des Lichtes in zwei Transversalwellen unterschiedlicher Fortpflanzungs-Geschwindigkeit. Diese Tatsache lässt sich anhand eines klar durchsichtigen, hochdoppelbrechenden Calcit-Kristalls eindrucksvoll demonstrieren (Abb. 1.29). Solche Kristalle wurden früher in Island gewonnen und wurden daher als *Isländer Doppelspat* bezeichnet. Die schnellere Welle entspricht dem kleineren Brechungsindex n_ω , die langsamere dem größeren Brechungsindex n_γ . In optisch einachsigen (trigonalen, tetragonalen, hexagonalen Kristallen) unterscheidet man eine *ordentliche Welle* n_ω , die dem Snellius'schen Brechungsgesetz gehorcht, und eine *außerordentliche Welle* n_ϵ , bei der das nicht der Fall ist.

- n_ϵ entspricht der optischen Achse und ist im optisch positiven Fall $= n_\gamma$, im optisch negativen $= n_\alpha$;
- n_ω entspricht dem Kreisradius und ist im optisch positiven Fall $= n_\alpha$, im optisch negativen $= n_\gamma$.

Bei optisch zweiachsigen (orthorhombischen, monoklinen, triklinen) Kristallen gehorcht keine der beiden Wellen dem Brechungsgesetz.

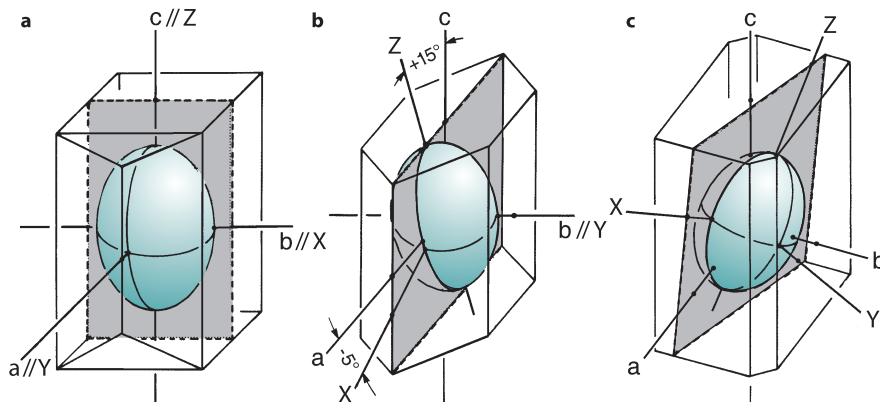
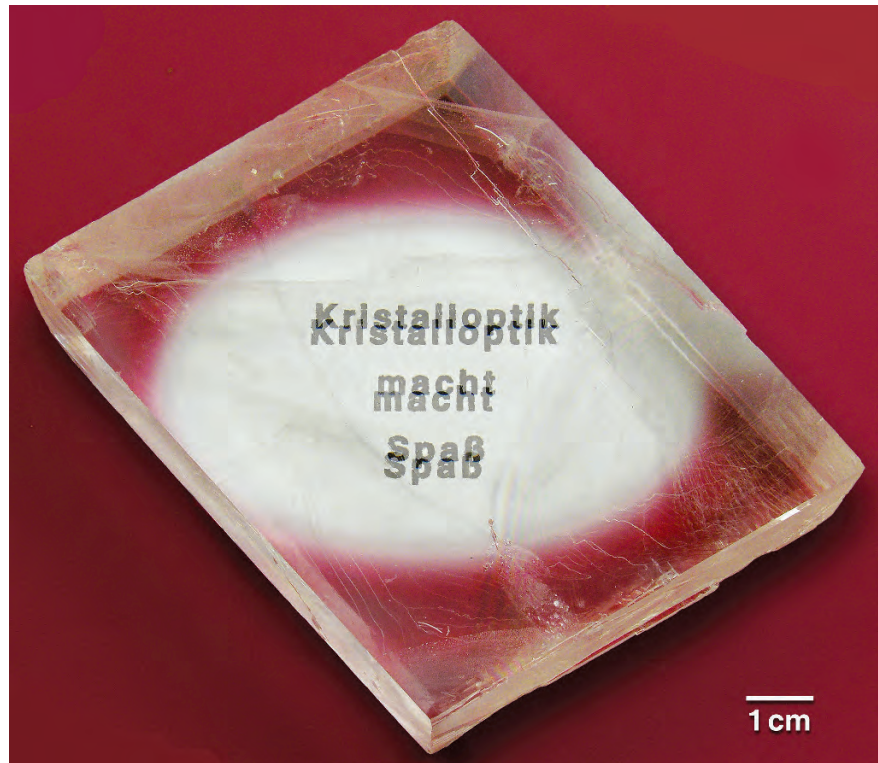


Abb. 1.28. Beziehungen zwischen Kristallbau und optischer Indikatrix. **a** Orthorhombische Kristalle: Die Achsen der optischen Indikatrix X, Y und Z fallen mit den Kristallachsen a, b und c zusammen; im vorliegenden Beispiel ist $a // Y, b // X$ und $c // Z$. In Schnitten nach ab und ac herrscht gerade, in Schnitten nach ab gerade oder symmetrische Auslöschung. **b** Monokline Kristalle: Die optische Indikatrix ist einfach geneigt, b fällt mit einer der Indikatrix-Achsen zusammen, in diesem Fall mit $Y (= n_\beta)$; die Auslöschungsschiefe sind: $c/Z = +15^\circ, a/X = -5^\circ$. **c** Trikline Kristalle: Die optische Indikatrix ist zweifach geneigt, a, b und c fallen nicht mit X, Y oder Z zusammen. Die optische Achsenebene XZ ist grau angelegt. (Nach Nesse 2004)

Abb. 1.29.

Calcit, Mexiko. Der Spaltkörper nach $\{10\bar{1}1\}$ besitzt als „Doppelspat“ optische Qualität; seine hohe Doppelbrechung ($\Delta = 0,1719$) ist durch die Verdoppelung der Schrift schon mit bloßem Auge erkennbar. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)



Interferenzfarben

Bei den natürlichen Lichtwellen, die sich in Luft ausbreiten, sind die Schwingungsvektoren statistisch um die Achse der Fortpflanzungsrichtung verteilt. Im Gegensatz dazu wird das Licht beim Eintritt in den Kristall *linear polarisiert*, d. h. die beiden Wellen, die sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit durch den Kristall bewegen, schwingen in zwei senkrecht aufeinander stehenden Ebenen. Daraus resultiert eine Laufzeit-Differenz, der *Gangunterschied* Γ (gemessen in nm), der proportional zur *Doppelbrechung* Δn und zur *Dicke* des Kristalls d ist:

$$\Gamma = d\Delta n \quad [1.7]$$

Hält man die Dicke eines Dünnschliffs möglichst konstant, d. h. nahe bei $25 \mu\text{m}$, so lässt sich aus dem Gangunterschied die Doppelbrechung berechnen.

Beim Polarisations-Mikroskop arbeitet man von vornherein mit linear polarisiertem Licht, das durch ein Polarisationsfilter unterhalb des Mikroskoptisches, den *Polarisator* erzeugt wird. Früher benutzte man dazu ein *Nicol'sches Prisma* (W. Nicol, 1768–1851), einen besonders präparierten, klar durchsichtigen Calcit-Kristall, der nur den linear polarisierten ordentlichen Strahl durchlässt, während der außerordentliche abgelenkt und absorbiert wird. Zusätzlich kann am oberen Ende des Strahlenganges ein weiterer Polarisationsfilter, der *Analysator*, eingeschaltet werden, dessen Schwingungsrichtung senkrecht zu der des Polari-

sators ist. Bei eingeschaltetem Analysator spricht man von *gekreuzten Nicols* (abgekürzt +Nic). Tritt linear polarisiertes Licht in den Kristall ein, wird dieses in zwei senkrecht zueinander schwingende, linear polarisierte Wellen aufgespalten, die sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit bewegen (Abb. 1.30) und miteinander interferieren.

Wir betrachten zunächst die Interferenzerscheinungen, die bei *monochromatischem Licht*, d. h. bei Licht einer bestimmten Wellenlänge λ auftreten. Beträgt der Gangunterschied zwischen den beiden Wellen $\Gamma = i\lambda$, wobei i eine ganze Zahl ist, so schwingen beide Wellen in entgegengesetzte Richtungen, sind also außer Phase. Wenn sie den Analysator erreichen, ergibt sich durch Vektoraddition eine resultierende Welle S , die senkrecht zur Schwingungsrichtung des Analysators verläuft, und daher ausgelöscht wird (Abb. 1.30a). Beträgt dagegen der Gangunterschied $\Gamma = (i + \frac{1}{2})\lambda$, so schwingen die beiden Wellen in der gleichen Richtung, also in Phase, und die resultierende Welle S liegt in der Schwingungsrichtung des Analysators, so dass sie verstärkt den Analysator durchläuft (Abb. 1.30b). Die Verhältnisse werden in Abb. 1.31 verdeutlicht, die einen keilförmig geschliffenen Quarzkristall zeigt. Da die Doppelbrechung dieses Kristalls konstant ist, hängt der Gangunterschied Γ nur von der jeweiligen Dicke des Quarzkeils ab. Man erkennt, dass beim ganzzahligen Vielfachen der Wellenlänge $i\lambda$ jeweils Minima im Lichtdurchgang auftreten und somit Auslöschung erfolgt, während es bei Gangunterschieden von $(i + \frac{1}{2})\lambda$ zum maximalen Lichtdurchgang kommt.

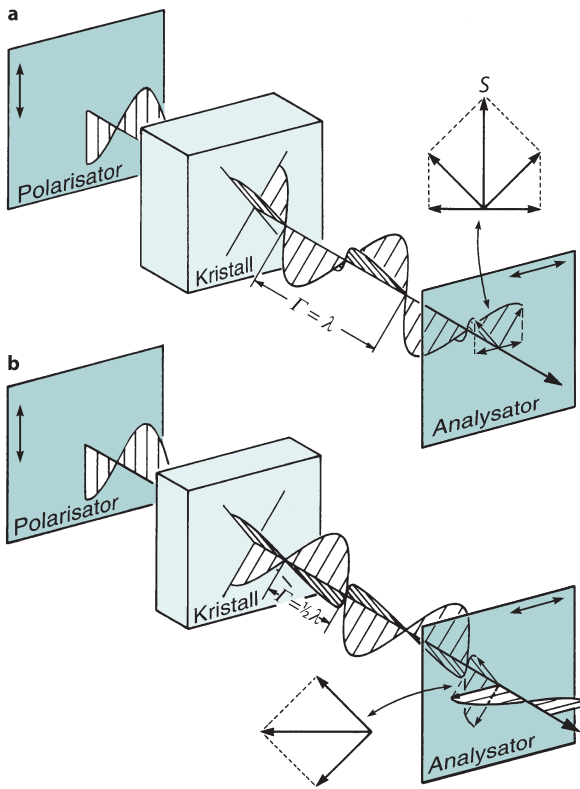


Abb. 1.30. Interferenzerscheinungen an einer doppelbrechenden Kristallplatte. **a** Der Gangunterschied ist gleich einer Wellenlänge: $\Gamma = \lambda$. **b** Der Gangunterschied ist eine halbe Wellenlänge: $\Gamma = \frac{1}{2}\lambda$. Erläuterung im Text. (Nach Nesse 2004)

Verwendet man statt monochromatischem *weißes Licht*, das aus unendlich vielen Wellenlängen zusammengesetzt ist, so spalten sich diese ebenfalls in senkrecht zueinander stehende Wellen auf, die miteinander interferieren. Für eine bestimmte Schlifffdicke wird die Doppelbrechung und damit der Gangunterschied für alle Wellenlängen ungefähr gleich sein. Da aber die Wellenlängen unterschiedlich sind, werden einige den Analysator in Phase, andere außer Phase erreichen und dementsprechend entweder ausgelöscht oder durchgelassen werden. Die Kombination der verschiedenen Wellenlängen, die den Analysator durchlaufen, ergibt die *Interferenzfarben*, die bei gleicher Schlifffdicke die Doppelbrechung Δn eines Minerals widerspiegeln. Optisch isotrope Minerale erscheinen bei +Nic schwarz, da Δn und damit auch $\Gamma = 0$ ist. Mit zunehmendem Gangunterschied verändern sich die Interferenzfarben von dunkelgrau über hellgrau, weiß, gelb zu rot 1. Ordnung. Mit steigenden Ordnungen von Γ wiederholt sich die Farbabfolge blau \rightarrow grün \rightarrow gelb \rightarrow rot mehrfach, wobei die Farben immer blasser werden. Bei einer Schlifffdicke von $0,025 \mu\text{m}$ zeigt Quarz mit $\Delta n_{\text{max}} = 0,009$ das Grau 1. Ordnung, Forsterit $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ dagegen das Grün 2. Ordnung entsprechend $\Delta n_{\text{max}} = 0,033$. *Anomale Interferenzfarben* treten auf, wenn die Doppelbrechung für die einzelnen Wellenlängen des weißen Lichtes sehr unterschiedlich ist: *Dispersion der Doppelbrechung*. Bei Mineralen mit insgesamt geringer Doppelbrechung, z. B. bei vielen Chloriten (Abschn. 9.5.5, S. 150f), beobachtet man *unternormale*, bei Mineralen mit hoher Doppelbrechung, z. B. beim Epidot (Abschn. 9.2, S. 130f), *übernormale* Interferenzfarben.

Auslöschungsschiefe

Zusätzlich zum Gangunterschied Γ und der Wellenlänge λ hängt die Lichtmenge T , die den Analysator verlässt, noch vom Winkel τ ab, den die optische Indikatrix mit der Schwingungsrichtung des Polarisators bildet:

$$T = \left[-\sin^2 180^\circ \frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\tau \sin 2(\tau - 90^\circ) 100 \right] \quad [1.8]$$

Man kann leicht erkennen, dass maximaler Lichtdurchgang erfolgt, wenn $\tau = 45^\circ, 135^\circ, 225^\circ, 315^\circ$ ist, während bei $\tau = 90^\circ, 180^\circ, 270^\circ, 360^\circ$ der Lichtdurchgang $T = 0$ ist. Dreht man also den Kristall um 360° , so beobachtet man viermal vollständige Auslöschung und – in Diagonallstellung – vier mal maximale Helligkeit. Wie wir aus Abb. 1.28 entnehmen können, ist bei monoklinen und triklinen Kristallen die optische Indikatrix zum Kristallgebäude einfach bzw. doppelt geneigt. Dementsprechend tritt Auslöschung ein, wenn der Kristall mit der Schwingungsrichtung des Polarisators einen entsprechenden Neigungswinkel bildet. So betragen z. B. beim monoklinen Kristall in Abb. 1.28b in der Schnittlage // der Fläche (010) die

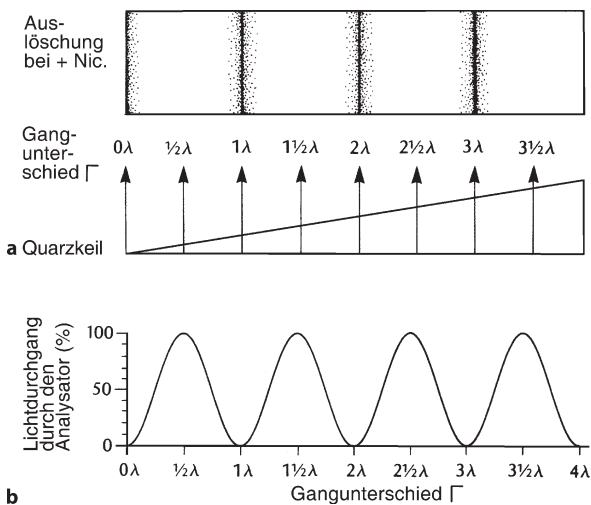


Abb. 1.31. Interferenzmuster eines Quarzkeils mit monochromatischem Licht. **a** Wenn der Gangunterschied ein ganzzahliges Vielfaches der Wellenlänge $\Gamma = i\lambda$ ist, interferieren die schnelle und die langsame Welle im Analysator destruktiv, so dass es zur Auslöschung kommt. Ist dagegen $\Gamma = (i + \frac{1}{2})\lambda$, so interferieren beide Wellen konstruktiv, so dass das Licht den Analysator mit maximaler Intensität verlässt. **b** Lichtdurchgang durch den Analysator (in %) in Abhängigkeit vom Gangunterschied. (Nach Nesse 2004)

Auslöschungsschiefen $Z/c = +15^\circ$ und $X/a = -5^\circ$. Demgegenüber herrscht in einem Schnitt // (100) stets gerade Auslöschung, ebenso wie das bei rhombischen (Abb. 1.28a) und selbstverständlich auch bei optisch einachsigen Kristallen der Fall ist. Bezüglich der Flächen $\{110\}$ herrscht symmetrische Auslöschung, da z. B. beim monoklinen Kristall in Abb. 1.28b die Ebene XZ den Spaltwinkel halbiert. Das ist beispielsweise bei Pyroxenen und Amphibolen der Fall, bei denen $\{110\}$ und $\{1\bar{1}0\}$ wichtige Spaltrisse darstellen (Abb. 9.27, 9.28, S. 136). Die Auslöschungsschiefe lässt sich allerdings nur dann messen, wenn die kristallographischen Richtungen durch Kristallflächen, Spaltrisse oder Zwillingsgrenzen eindeutig definiert sind.

Hilfsplättchen

Um festzustellen, in welcher Richtung eines Kristalls der größere oder der kleinere Brechungsindex, d. h. n'_γ oder n'_α liegen, verwendet man z. B. ein Hilfsplättchen aus Quarz oder Gips, kurz *Gipsplättchen* genannt. Dieses weist genau den Gangunterschied von 551 nm, entsprechend dem Rot 1. Ordnung auf und wird in Diagonalstellung zwischen dem Dünnschliff und dem Analysator in den Strahlengang eingeschoben. Fällt n_γ des Gipsplättchens mit n'_γ des Minerals zusammen, so addieren sich die Gangunterschiede, fällt es dagegen mit n'_α des Minerals zusammen, so subtrahieren sie sich (Abb. 1.32). So verändert sich das Grau 1. Ordnung bei Quarz mit $\Delta n_{\max} = 0,009$ bei Additionsstellung in das Blau 2. Ordnung, bei Subtraktionsstellung dagegen in das Gelb 1. Ordnung. Mithilfe des Gipsplättchens lässt sich auch feststellen, ob n_γ oder n_α // der längsten Achse von stängeligen Kristallen orientiert sind. Man spricht dann von positiver bzw. negativer Hauptzone oder Elongation (Abb. 1.32). Man beachte, dass diese nicht notwendiger Weise mit dem positiven oder negativen optischen Charakter identisch ist.

Konoskopische Achsenbilder

Bisher haben wir das Verhalten von doppelbrechenden Kristallen im *orthoskopischen Strahlengang* kennen

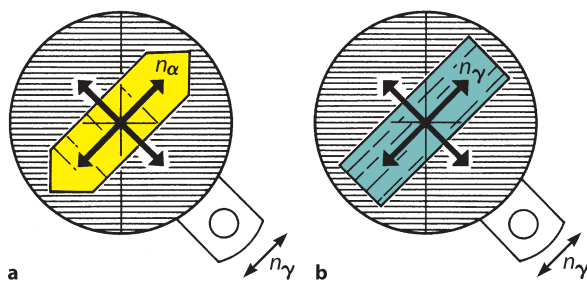


Abb. 1.32. Bestimmung des Charakters der Hauptzone mithilfe des Gipsplättchens Rot I. **a** Subtraktion: n_α liegt // der längsten Achse des Kristalls: negative Hauptzone. **b** n_γ liegt // der längsten Achse des Kristalls: positive Hauptzone. (Nach Müller u. Raith 1976)

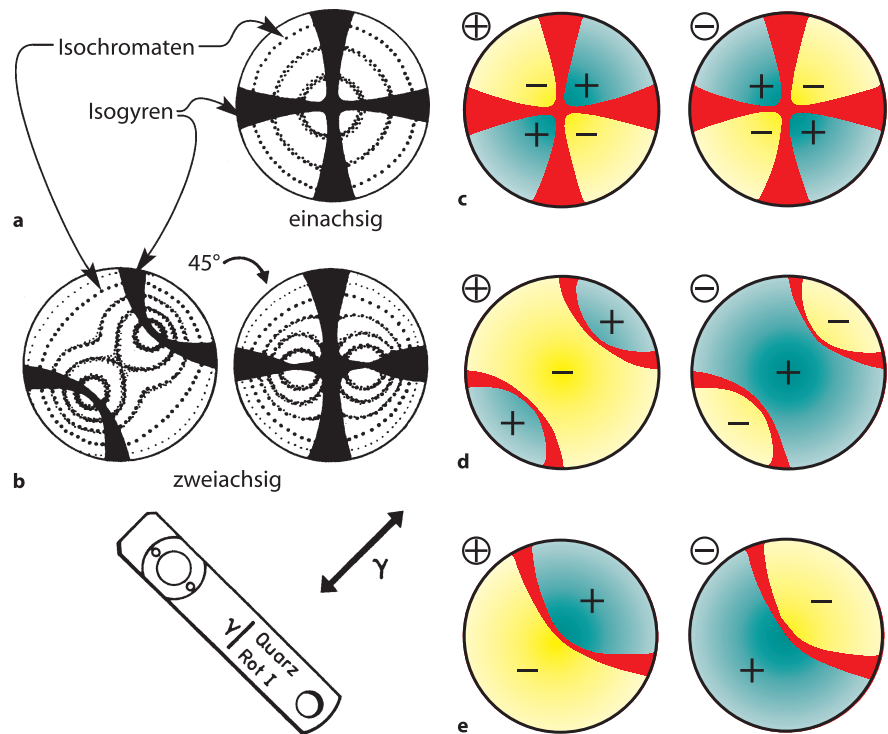
gelernt. Um festzustellen, ob ein Mineral optisch einachsiger oder zweiachsiger ist, muss man dagegen den *konoskopischen Strahlengang* verwenden. Bei diesem erzeugt man einen Strahlenkegel großer Öffnung, der einen Punkt des Kristalls in möglichst vielen Richtungen durchsetzt. Dafür verwendet man ein Objektiv starker Vergrößerung (45fach oder 50fach) und damit großer Apertur, eine Kondensorlinse zur entsprechenden Erhöhung der Beleuchtungsapertur und die Amici-Betrand'sche Hilfslinse oberhalb des Analysators. Zum näheren Verständnis der konoskopischen Methode muss auf die Lehrbücher der Kristallographie verwiesen werden.

Für die konoskopische Untersuchung eines *optisch einachsigen Minerals* sucht man ein Korn aus, das möglichst genau senkrecht zur optischen Achse geschnitten ist, das also im orthoskopischen Strahlengang bei +Nic möglichst dunkel erscheint. Dann erkennt man als typisches Interferenzbild ein schwarzes Kreuz, die *Isogyren*, die den vier Auslöschungsrichtungen entsprechen (Abb. 1.33a). In den vier Sektoren zwischen den Balken dieses Kreuzes, also in Diagonalstellung, sieht man farbige Kreis-Segmente, mit nach außen hin zunehmenden Interferenzfarben (Abb. 1.33a). Die Zahl der Farbringen, der *Isochromaten*, hängt vom Gangunterschied, d. h. von der Dicke des Kristalls und von seiner Doppelbrechung ab: In normaler Dünnschliffdicke von 25 μm sind das beim Quarz ($\Delta n_{\max} = 0,009$) nur wenige Ringe, beim Calcit ($\Delta n_{\max} = 0,172$) dagegen sehr viele. Die Bestimmung des optischen Charakters ist mit einem Gipsplättchen möglich: optisch positive Kristalle zeigen im rechten oberen Quadranten steigende, optisch negative Kristalle dagegen fallende Interferenzfarben (Abb. 1.33c). In Schnitten schräg zur optischen Achse steht das Achsenkreuz nicht genau in der Mitte des Gesichtsfeldes; es wandert beim Drehen des Mikroskopisches auf einer Kreisbahn, deren Durchmesser um so größer ist, je stärker die optische Achse geneigt ist. Bei besonders schiefer Schnittlage erkennt man lediglich den horizontalen und den vertikalen Balken des Kreuzes, die parallel zu den Schwingungsrichtungen von Polarisator und Analysator durch das Gesichtsfeld wandern.

Bei *optisch zweiachsigen Mineralen* sucht man eine Schnittlage möglichst nahe der spitzen Bisektrix des Achsenwinkels, erkennbar an relativ geringen Interferenzfarben. Die *Isogyren*, die den Auslöschungsrichtungen entsprechen, bilden in Diagonalstellung (Abb. 1.33b links) Hyperbeln, in deren Scheitelpunkten die optischen Achsen ausstechen; beim Drehen verändern sich die Hyperbeln, bis in Normalstellung ein Kreuz erscheint, das aber nicht mit dem Kreuz für optisch einachsige Kristalle zu verwechseln ist (Abb. 1.33b rechts). Der jeweilige Verlauf der *Isochromaten* ist aus Abb. 1.33b zu entnehmen. In Schnitten genau \perp zur optischen Achse, die man bei orthoskopischer Betrachtung an vollständiger Auslöschung bei +Nic erkennt, verläuft der Scheitelpunkt einer der beiden Hyperbeln genau durch das Fadenkreuz des Okulars,

Abb. 1.33.

Konoskopische Interferenzbilder **a** für optisch einachsige, **b** für optisch zweiachsige Kristalle (links in Diagonalstellung, rechts in Normalstellung). **c, d, e** Bestimmung des optischen Charakters mithilfe des Gipsplättchens Rot I (links: optisch positiv, rechts: optisch negativ): **c** optisch einachsiger Kristall, \perp zur optischen Achse geschnitten; **d** optisch zweiachsiger, \perp zu einer spitzen Bisektrix geschnitten; **e** optisch zweiachsiger, \perp zur optischen Achse geschnitten. (Vereinfacht nach Müller u. Raith 1976)



während die zweite Hyperbel nicht sichtbar ist (Abb. 1.33e). Aus Abb. 1.33d und e kann man entnehmen, wie man mittels des Gipsplättchens den optischen Charakter von zweiachsigen Kristallen ermittelt.

Eigenfarbe

Beim Durchgang des Lichtes durch einen Kristall vermindert sich in der Regel die Amplitude der Lichtwelle: es kommt zur *Absorption*. Diese erfolgt für die unterschiedlichen Wellenlängen des sichtbaren Lichts *selektiv*, d. h. in der Weise, dass eine oder mehrere Wellenlängen vollständig absorbiert, andere dagegen durchgelassen werden. Dadurch entsteht die Eigenfarbe, die ein wichtiges Erkennungsmerkmal für Minerale darstellt.

Die Stärke der Absorption hängt von der Dicke des Kristalls und von seiner chemischen Zusammensetzung ab, wobei Atome wie Fe, Mn, Ti, Cr, V eine wichtige Rolle spielen. Fe-freie Minerale, darunter auch die Feldspäte und Quarz, sind in Dünnschliffdicke farblos, während Fe-reichere, wie z. B. Amphibole, Biotit, Chlorit, Turmalin und Epidot, mehr oder weniger intensiv gefärbt sind. Bei optisch isotropen Mineralen ist die Eigenfarbe in jeder Schnittlage gleich. Dagegen verändert sie sich bei den optisch anisotropen Mineralen in Abhängigkeit von der Orientierung, da sich auch die Absorption von Licht unterschiedlicher Wellenlänge anisotrop verhält. Die größten Unterschiede in der Eigenfarbe und/oder in der Farbintensität sind in Richtung der Indikatrix-Achsen X, Y und Z erkennbar. Dementsprechend verhalten sich op-

tisch einachsige Minerale häufig *dichroitisch*, optisch zweiachsige *pleochroitisch*. Im folgenden geben wir zwei Beispiele für mögliche Absorptions-Schemata:

- Turmalin (Varietät Schörl):
X (blaugrau) \ll Z (olivbraun)
- Hornblende:
X (hell gelbgrün) < Y (gelbgrün) \approx Z (olivgrün)

Grundzüge der Auflichtmikroskopie

Bei stark absorbierenden, metallisch oder halbmatt glänzenden Kristallen, die schon in Schichtdicken von 0,01 oder 0,001 mm völlig undurchsichtig (*opak*) sind, können die bekannten Gesetze der Durchlicht-Mikroskopie auch nicht annäherungsweise angewandt werden. Neben den Brechungsindizes spielt hier der *Absorptionskoeffizient* eine erhebliche, z. T. sogar die beherrschende Rolle. In durchsichtigen Kristallen pflanzen sich die Lichtwellen *homogen* fort, so dass die Amplituden längs der Wellenfront gleich sind (Abb. 1.25). Demgegenüber verhält sich die Fortpflanzung des Lichtes in stark absorbierenden (*opaken*) Kristallen *inhomogen*: Schon nach kurzer Weglänge wird soviel Licht absorbiert, dass die Flächen gleicher Amplitude nicht mehr mit der Wellenfront zusammenfallen. In opaken Kristallen lassen sich die äußerst komplexen optischen Verhältnisse nicht mehr mit einer einfachen Indikatrix beschreiben, sondern man muss mit einer *komplexen Indikatrix* arbeiten. Diese besteht aus zwei Schalen, die *n*-Schale für die Brechungsindizes, die

k -Schale für den Absorptions-Koeffizienten, die sich bei optisch zweiachsigen Kristallen durchdringen.

- Bei *optisch isotropen* (kubischen) Kristallen bilden diese Schalen zwei konzentrische Kugeln, wobei bei schiefem Lichteinfall der Brechungsindex nicht konstant ist, sondern vom Einfallswinkel abhängt.
- Bei *optisch einachsigen* (trigonalen, tetragonalen, hexagonalen) Kristallen gibt es zwei Rotationsflächen mit gemeinsamer, aber verschieden langer Achse, die nur mäßig, aber erkennbar von der Form des Rotations-Ellipsoids abweichen; es gibt jeweils zwei Hauptwerte für n und k ; man kann ordentliche und außerordentliche Welle, positiven und negativen optischen Charakter unterscheiden.
- Bei *optisch zweiachsigen* (orthorhombischen, monoklinen, triklinen) Kristallen lassen sich drei Haupt-Brechungsindizes und drei Haupt-Absorptions-Koeffizienten voneinander unterscheiden, wobei die Hauptrichtungen für die n - und k -Schale im Allgemeinen nicht mehr zusammenfallen. Deshalb kann man auch nicht mehr von einem Charakter der Doppelbrechung sprechen. Die Form der n - und k -Schale, die sich durchdringen, weicht stark von der Ellipsoidform ab; die Hauptrichtungen jeder Schale stehen nicht mehr senkrecht aufeinander. Nur in den Richtungen, die den optischen Achsen bei durchsichtigen Kristallen entsprechen würden, pflanzen sich zwei linear polarisierte Wellen gleicher Geschwindigkeit, aber unterschiedlicher Absorption fort. Anstelle der optischen Achsen gibt es zwei *Windungsachsen*, längs denen sich nur eine zirkular polarisierte Welle fortpflanzt. In allen anderen Richtungen ist das Licht elliptisch polarisiert.

Anisotropie-Effekte bei gekreuzten Polarisatoren

Entsprechend der komplizierten optischen Verhältnisse werden im Auflicht bei +Nic keine Interferenzfarben, sondern Mischfarben erzeugt, die keine Auskunft über die Stärke der Doppelbrechung geben. Man kann nicht voraussagen, wo lebhafte oder nur graue oder weiße Farbtöne auftreten, und man kann keine Hilfsplättchen anwenden, um den optischen Charakter zu bestimmen.

Reflexionsvermögen und Eigenfarbe

Das Reflexionsvermögen für auffallendes Licht ist das Verhältnis des reflektierten Anteils J_R zur gesamten einfallenden Lichtintensität und wird in % angegeben:

$$R = \frac{J_R}{J_E} 100 \quad [1.9]$$

Das Reflexionsvermögen ist vom Brechungsindex n und dem Absorptionskoeffizienten k abhängig. Für optisch isotrope Kristalle gilt

$$R = \frac{(n-1)^2 + k^2}{(n+1)^2 + k^2} \quad [1.10]$$

Da das Reflexionsvermögen sehr stark von der Güte der Anschliff-Politur abhängt, ist seine quantitative Bestimmung mittels einer Fotozelle keine triviale Angelegenheit. Sie erfordert die Messung von Vergleichsstandards, die unter den gleichen Bedingungen wie die Probe geschliffen und poliert wurden.

Bei optisch anisotropen Kristallen, die jeweils zwei Extremwerte für n und k haben, gibt es zwei Extremwerte des Reflexionsvermögens:

$$R_1 = \frac{(n_1-1)^2 + k_1^2}{(n_1+1)^2 + k_1^2} \quad [1.11a]$$

$$R_2 = \frac{(n_2-1)^2 + k_2^2}{(n_2+1)^2 + k_2^2} \quad [1.11b]$$

Die Differenz $R_1 - R_2$ ist der *Reflexionspleochroismus*, auch *Bireflexion* genannt; er ist besonders stark bei Opakmineralen mit Schichtstruktur wie beim Graphit C und Molybdänit MoS_2 . Da die Stärke des Reflexionspleochroismus nicht nur durch die Richtungsabhängigkeit der Absorption, sondern auch stark von der Höhe der Doppelbrechung bestimmt wird, zeigen ganz durchsichtige, aber hochdoppelbrechende Karbonate wie Calcit $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ im Auflicht einen sehr starken Reflexionspleochroismus.

Insgesamt sind die *Farben*, die man in opaken Mineralen im Auflicht beobachtet, sehr viel zarter als bei gefärbten Mineralen im Durchlicht und die Farbunterschiede sind geringer. Darüber hinaus wechselt der Farb- und Reflexionseindruck sehr stark mit der unmittelbaren Umgebung. So wirkt Chalkopyrit CuFeS_2 gegen Sphalerit ZnS rein hellgelb, gegen ged. Gold jedoch trüb, matt und schmutzig olivgrün. Das hellste Mineral bestimmt den Helligkeits-Eindruck! Die Erzmikroskopie erfordert daher sehr viel Übung; das gilt besonders für die Bestimmung von Opakmineralen die isoliert in Silikat- oder Karbonatgesteinen liegen.

Verwendet man bei der Auflicht-Mikroskopie ein *Immersions-Objektiv*, fügt man also zwischen dem Erzschliff und der Frontlinse des Objektivs anstelle von Luft ($n = 1$) einen Tropfen *Immersionsöl*, z. B. mit dem Brechungsindex 1,515 ein, so verändern sich die Gleichungen (1.11a,b) folgendermaßen:

$$R_1 = \frac{(n_1 - 1,515)^2 + k_1^2}{(n_1 + 1,515)^2 + k_1^2} \quad [1.12a]$$

$$R_2 = \frac{(n_2 - 1,515)^2 + k_2^2}{(n_2 + 1,515)^2 + k_2^2} \quad [1.12b]$$

Wie man anhand dieser Gleichungen leicht zeigen kann, führt die Verwendung von Ölimmersion zu einer starken Abnahme des Reflexionsvermögens. Dadurch vertiefen sich die Farben, die Farbunterschiede werden deutlicher und der Reflexionspleochroismus verstärkt sich. Bei sehr starker Dispersion des Reflexionsvermögens kann sich sogar die Farbe ändern, wenn man Immersionsflüssigkeiten unterschiedlicher Lichtbrechung verwendet. So ist Covellin (Kupferindig) CuS in Luft tiefblau, in Wasser violettblau, in Zedernholzöl rotviolett, in Mono-Bromnaphthalin scharlachrot und in Jodmethylen orangerot.

Innenreflexe

Ein wichtiges diagnostisches Merkmal für viele opake Minerale sind die *Innenreflexe*, die durch interne Reflexion des Lichtes an Einschlüssen, Korngrenzen, Bruchflächen oder Spaltrissen entstehen. Das gilt besonders für Minerale mit mäßigem bis schwachem Reflexionsvermögen, wie z. B. Sphalerit (Zinkblende) ZnS. Die Farbe der Innenreflexe entspricht der *Strichfarbe*, die beim Reiben des Minerals auf einer Porzellanplatte erzeugt wird. In den meisten Fällen werden Innenreflexe erst sichtbar, wenn die Intensität des reflektierten Lichtes durch Kreuzung der Polarisatoren erniedrigt wird und/oder bei Verwendung von Ölimmersion.

Schleifhärte

Ähnlich wie Lichtbrechungs-Unterschiede im Durchlicht erzeugen Unterschiede in der Schleifhärte im Auflicht ein Relief, das sich auch in sehr guten Erzanschliffen nicht immer ganz vermeiden lässt und sogar ein wichtiges diagnostisches Hilfsmittel darstellt. In Analogie zur Becke'schen Lichtlinie beobachtete Schneiderhöhn (1922, 1952) eine helle Linie, die beim Heben des Tubus (bzw. beim Senken des Tisches) vom härteren ins weichere Mineral wandert. Prinzipiell kommt für die Diagnose von Erzmineralen auch die quantitative Bestimmung der Mikrohärtigkeit in Frage (s. S. 16f), doch wird heute allgemein die direkte chemische Analyse mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde bevorzugt.

1.3

Mineralarten und Mineralvarietäten

Zu einer *Mineralart* gehören alle Mineralindividuen mit übereinstimmender chemischer Zusammensetzung und Kristallstruktur. Dabei können sich die chemischen und physikalischen Eigenschaften von Individuum zu Individuum im Sinn von Mineralvarietäten innerhalb gewisser Grenzen unterscheiden. In der Zoologie und Botanik ist der Artbegriff Einheit der biologischen Systematik. Eine grundlegende Rolle spielt er in der Mineralogie nicht.

Es gibt rund 4000 definierte Mineralarten, von denen jedoch nur ein geringer Anteil gesteinsbildend auftritt (Tabelle 1.5) und/oder wirtschaftlich bedeutsam ist. Die meisten Mineralarten sind nicht sehr häufig oder ausgesprochen selten. Jährlich werden etwa 100 Minerale neu entdeckt, die allerdings meist extrem selten und oft nur in winzigen Exemplaren vorkommen. Geringe Unterschiede im Chemismus einschließlich des Spurenelementchemismus und bei den physikalischen Eigenschaften einschließlich Kristalltracht und Kristallhabitus führen bei einer gegebenen Mineralart in den meisten Fällen zur Unterscheidung von *Mineralvarietäten*. Bei der

Tabelle 1.5. Häufigkeit von Mineralen in der Erdkruste in Vol.-%. (Nach Ronov u. Yaroshevsky 1969)

Mineral	Vol.-%
Plagioklas	39
Alkalifeldspäte	12
Quarz	12
Pyroxene	11
Amphibole	5
Glimmer	5
Olivin	3
Tonminerale (+ Chlorit)	4,6
Calcit (+ Aragonit)	1,5
Dolomit	0,5
Magnetit (+ Titanomagnetit)	1,5
Andere (Granat, Kyanit, Andalusit, Sillimanit, Apatit etc.)	4,9

Mineralart Quarz unterscheidet man z. B. eine größere Anzahl von Varietäten wie: Bergkristall, Rauchquarz, Citrin, Amethyst, Rosenquarz.

1.4

Vorkommen der Minerale, speziell als Bestandteile der Erdkruste

Zur Beschreibung und Identifizierung eines Minerals gehören nicht nur seine kristallographischen, physikalischen und chemischen Eigenschaften, sondern auch Kenntnisse über sein Auftreten und Vorkommen in der Natur. Für Rückschlüsse auf seine Entstehungsbedingungen ist dieser Befund unerlässlich.

Minerale finden sich entweder auf Wänden von Klüften, Spalten oder Hohlräumen aufgewachsen oder sind als Bestandteile von Gesteinen eingewachsen bzw. miteinander verwachsen.

Die frei *aufgewachsenen* Minerale konnten die ihnen eigene Kristallform entwickeln (Abb. 1.1). Sie verdanken es dem günstigen Umstand, dass sie in einen freien Raum (Hohlraum, Kluft oder Spalte) ungehindert hineinwachsen konnten. Ihnen fehlen allerdings ebene Begrenzungen an ihrer Anwachsstelle, es sei denn, dass sie schwebend im Hohlraum oder in einem lockeren Medium gewachsen sind.

Unter *Kristalldruse* versteht man eine Vereinigung zahlreicher Kristalle, die auf einer gemeinsamen Unterlage aufsitzen bzw. aufgewachsen sind. Bei sehr vielen kleineren Kriställchen spricht man auch von einem Kristallrasen.

1.5

Geoden und *Mandeln* sind Mineralmassen, die runde Hohlräume im Gestein vollständig oder teilweise ausfüllen. Nicht selten enthalten sie im Innern eine Kristalldruse, so die bekannten Achatmandeln eine Amethystdruse. Die „Kristallkeller“ aus den Schweizer Alpen sind ausgeweitete Zerrklüfte mit bis zu metergroßen Individuen von Bergkristall oder Rauchquarz. Auch Gipshöhlen enthalten mitunter große und schön ausgebildete Kristalle von Gips (Abb. 7.6, S. 111).

Gesteinsbildende Minerale (Abb. 1.34) haben sich bei ihrem Wachstum, wenn sie gleichzeitig gewachsen sind, gegenseitig behindert. Sie weisen deshalb meist eine zufällige, kornartige Begrenzung auf. Eine solche Mineralausbildung im Gestein wird als *xenomorph* (grch. ξένος = fremd, μορφή = Gestalt) bezeichnet. In anderen Fällen sind gesteinsbildende Minerale dennoch von ebenen Flächen begrenzt. Ihre Form wird dann als *idiomorph* (grch. ἴδιος = eigen) bezeichnet. Idiomorph ausgebildete Minerale treten besonders als sog. *Einsprenglinge* in vulkanischen Gesteinen oder als sog. *Porphyroblasten* in metamorphen Gesteinen auf. Im 1. Fall handelt es sich um Frühausscheidungen aus einer Schmelze, im 2. Fall um Minerale mit überdurchschnittlichem Größenwachstum. *Mikrokristalline* Minerale lassen sich lediglich unter dem Mikroskop, *kryptokristalline* unter dem Elektronenmikroskop oder durch Röntgenbeugung identifizieren.

Als *Mineralaggregate* bezeichnet man beliebige, auch räumlich eng begrenzte natürliche Assoziationen der

gleichen oder verschiedener Mineralarten. Schön kristallisierte Mineralaggregate bzw. Kristalldrusen von kommerziellem oder Liebhaberwert werden Mineralstufen genannt (Abb. 1.1).

1.5 Gesteine

Gesteine (Abb. 1.34) sind Mineralaggregate, die räumlich ausgedehnte, selbständige geologische Körper bilden und wesentliche Teile der Erde, des Mondes und der erdähnlichen Planeten aufbauen. Der Gesteinsbegriff umfasst darüber hinaus die relativ seltenen natürlichen Gläser.

Im Unterschied zum Mineral sind Gesteine *physikalisch und chemisch heterogene* Naturkörper. Die Erfahrung zeigt, dass die verschiedenen Minerale nicht in allen denkbaren Kombinationen und Mengenverhältnissen gesteinsbildend auftreten. Auswahlprinzipien sind wirksam, und einige Kombinationen sind vorherrschend. Gesteine treten in selbständigen, zusammenhängenden, geologisch kartier- und profilierbaren Körpern auf. Wir wissen heute, dass die Erde bis in eine Tiefe von 2 900 km aus Gesteinen besteht. Gesteine der Erdkruste sind uns durch geologische Aufschlüsse über- und untertage (Bergwerke, Tunnel) sowie durch Tiefbohrungen bekannt; Gesteine des oberen Erdmantels werden durch tektoni-



Abb. 1.34.

Hypidiomorph-körniges Gefüge eines Granits, typisch für Tiefengesteine (Plutonite). Die Minerale haben sich bei ihrem Wachstum gegenseitig behindert: Plagioklas (*weiß*), Kalifeldspat, teilweise idiomorph ausgebildet (*rosa*), Quarz, meist xenomorph, (*grau*), Biotit (*schwarz*). Reichenbach (Dzierżoniów), Niederschlesien, Polen (Foto: K.-P. Kelber)

sche Prozesse oder durch tiefreichende Vulkane an die Oberfläche gebracht. Während der Apollo-Missionen konnten Gesteinsproben von der Kruste des Mondes gesammelt und zur Erde gebracht werden. Darüber hinaus kennt man Gesteinsfragmente aus dem Asteroidengürtel, vom Mars und selten auch vom Mond, die als Meteorite bezeichnet werden. Es ist mit Sicherheit anzunehmen, dass große Anteile der erdähnlichen Planeten unseres und anderer Sonnensysteme aus Gesteinen aufgebaut sind.

Gesteine werden charakterisiert durch ihre mineralogische und chemische Zusammensetzung, ihr Gefüge und ihren geologischen Verband. Aus diesen Eigenschaften lassen sich Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen eines Gesteins ziehen.

1.5.1

Mineralinhalt

In ihrer überwiegenden Mehrzahl bestehen Gesteine aus anorganischen, festen, kristallisierten Mineralen einer oder verschiedener Arten. Die meisten Gesteine sind *polymineralsch*, wie z. B. Granit, der sich aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit zusammensetzt. Demgegenüber sind *monomineralische* Gesteine wie Quarzit, (fast) ausschließlich aus Quarz, oder Marmor, im wesentlichen aus Calcit bestehend, viel seltener. Auch Gletschereis, das z. Zt. schätzungsweise 10 % der Erdoberfläche mit einem Gesamtvolumen von ca. 32 Millionen km³ einnimmt, ist ein monomineralisches Gestein. Man unterscheidet *Hauptgemengteile* und *Nebengemengteile* (*Akzessorien*). Letztere treten nur in untergeordneter Menge auf und sind für die Gesteinsklassifikation unwesentlich. Sie können aber für die Bildungsbedingungen eines metamorphen Gesteins oder für die Herkunft eines Sedimentgesteins (Schwerminerale) sehr charakteristisch sein oder wichtige Altersinformationen liefern (z. B. Zirkon). Neben Mineralen können natürliche Gläser, organische Festsubstanzen, Flüssigkeiten (Erdöl, Wasser) und Gase (Erdgas, Luft) am Aufbau von Gesteinen beteiligt sein. Von den ca. 4000 gut definierten Mineralarten sind nur etwa 250 gesteinsbildend, davon über 90 % Silicium-Verbindungen, d. h. Silikate und Quarz. Die häufigsten Minerale der Erdkruste sind in Tabelle 1.5 zusammengestellt.

1.5.2

Beziehungen zwischen chemischer Zusammensetzung und Mineralinhalt: Heteromorphie von Gesteinen

Gesteine gleicher chemischer Zusammensetzung können völlig verschiedene Mineralbestände haben. Diese wichtige Tatsache lässt sich durch unterschiedliche Bildungsbedingungen von Gesteinen bei geologischen Prozessen erklären; sie wird uns daher immer wieder beschäftigen. Zunächst seien einige Beispiele für die *Heteromorphie von Gesteinen* genannt:

Sedimentgestein	↔ Metamorphes Gestein
<i>Ton</i> (bestehend aus Tonmineralen und Quarz)	↔ <i>Staurolith-Glimmerschiefer</i> (bestehend aus Muscovit, Biotit, Staurolith, Granat, Quarz)
Vulkanisches Gestein	↔ Metamorphes Gestein
<i>Basalt</i> (bestehend aus Plagioklas, Klinopyroxen und Olivin)	↔ <i>Amphibolit</i> (bestehend aus Plagioklas und Amphibol)
Plutonisches Gestein	↔ Sedimentgestein
<i>Granodiorit</i> (bestehend aus Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und Biotit)	↔ <i>Grauwacke</i> (bestehend aus Quarz, Feldspäten, Tonmineralen und Gesteinsbruchstücken)

Die Art der in einem Gestein auftretenden Minerale hängt also einerseits von der chemischen Pauschalzusammensetzung des Gesteins, andererseits jedoch von Druck, Temperatur und anderen äußeren Zustandsbedingungen ab, die bei der Gesteinsbildung herrschten. Diese Beziehungen lassen sich durch Methoden der *Thermodynamik*, einer wichtigen Arbeitsrichtung der Physikalischen Chemie, modellieren.

1.5.3

Gefüge

Das Gefüge (engl. fabric) von Gesteinen umfasst folgende, nicht scharf gegeneinander abzugrenzende Begriffe: Struktur, Textur, Absonderung.

Struktur

Unter Struktur (engl. *texture* oder *microstructure*) versteht man die Art des Aufbaus aus den Einzelkomponenten, wie sie sich im Handstück oder unter dem Mikroskop beobachten lässt. Die Strukturbeziehungen in einem Gestein hängen wesentlich von der Art ab, in der sich die Temperatur, der Druck und andere Zustandsgrößen sowie die chemische Zusammensetzung eines Gesteins im zeitlichen Verlauf der Gesteinsbildung verändern. Diese Beziehungen lassen sich mit den Methoden der *Reaktionskinetik*, einer wichtigen Arbeitsrichtung der Physikalischen Chemie, modellieren.

Die Struktur eines Gesteins wird durch folgende Eigenschaften beschrieben:

Grad der Kristallinität.

- *holokristallin* = vollständig kristallisiert, z. B. Granit (Abb. 1.34),

- *hypokristallin* = teils aus kristallisierten Mineralen, teils aus Gesteinsglas bestehend, z. B. Rhyolith,
- *hyalin* = glasig = ganz oder im wesentlichen aus Gesteinsglas bestehend, z. B. Obsidian, das allerdings weitgehend sekundär entglast sein kann unter Bildung von Skelett-Kristallen (Mikrolithen), z. B. beim Pechstein.

Korngestalt. Nach der vollständigen, weniger vollständigen und fehlenden Ausbildung von Kristallflächen unterscheidet man *idiomorphe* → *panidiomorphe* → *hypidiomorphe* → *xenomorphe* Minerale.

Korngröße. Für magmatische und metamorphe Gesteine hat sich eine einfache Korngrößeneinteilung bewährt, die sich gut im Gelände anwenden lässt:

- *grobkörnig* > 5 mm mittlerer Korndurchmesser,
- *mittelkörnig* 5 – 1 mm,
- *feinkörnig* 1 – 0,1 mm,
- *dicht* < 0,1 mm (d. h. auch mit der Lupe nicht mehr auflösbar).

Korngrößeneinteilung bei Sedimentgesteinen: s. Abb. 23.1 (S. 352).

Korngrößenverteilung. Man unterscheidet *gleichkörnige* Gesteine, wie z. B. viele Granite, von *ungleichkörnigen*. So enthalten Gesteine mit *porphyrischem* Gefüge, z. B. viele Rhyolithe, mm- bis cm-große *Einsprenglinge* von Quarz oder Feldspäten in einer feinkörnigen bis dichten oder sogar glasigen *Grundmasse (Matrix)*. In metamorphen Gesteinen können grobkörnige *Porphyroblasten*, z. B. von Granat oder Staurolith in einem mittel- bis feinkörnigen *Grundgewebe* aus Biotit, Muscovit, Quarz und Plagioklas wachsen.

Kornbindung. Im Gegensatz zum allgemeinen Sprachgebrauch unterscheidet man in den Geowissenschaften *Lockergesteine* und *Festgesteine*, z. B.

- Sand ↔ Sandstein,
- Schotter ↔ Konglomerat,
- vulkanische Asche ↔ vulkanischer Tuff.

Textur

Die Textur von Gesteinen (engl. structure) beinhaltet die Anordnung gleichwertiger Gefügeelemente, wie Mineralgruppen, Blasenreihen, Lagen von Gesteinsfragmenten, im Raum. Texturale Merkmale werden im Aufschluss oder in hinreichend großen Gesteinsproben beurteilt, beziehen sich also im Allgemeinen auf größere Dimensionen als strukturelle.

Die Gesteinstextur wird unter folgenden Gesichtspunkten beschrieben:

Art der Raumerfüllung im Gestein (Porosität).

- *kompakt*: Tiefengesteine, z. B. Granit, Gabbro, metamorphe Gesteine, z. B. Gneis, Amphibolit;
- *blasig*: viele vulkanische Gesteine, wobei die Blasen oft mit Mineraldrusen oder Mandeln gefüllt sind, z. B. Melaphyr-Mandelstein (S. 205);
- *zellig* oder gar *schwammig*: poröse Basaltlaven;
- *schaumig*: Bims.

Räumliche Verteilung der Gefügeelemente (Verteilungsgefüge).

Viele Gesteine sind *statistisch* gesehen (nicht physikalisch!) *homogen*, d. h. in großen Bereichen eines Gesteinskörpers, z. B. eines Granitplutons treten pro Volumeneinheit immer die gleichen Minerale in etwa gleichen Mengenverhältnissen auf (Abb. 1.34). Demgegenüber gibt es auch ausgesprochen *heterogene* Gesteinskörper, z. B. mit *sphärolitischem Gefüge* = *Kugelgefüge* beim Orbiculit, *Lagengefüge* bei vielen Sedimentgesteinen und Metamorphiten, *Schlierengefüge* beim Migmatit (Abb. 24.27, 24.28, S. 414), *Schollengefüge*, z. B. bei Fremdgesteinseinschlüssen im Granit.

Räumliche Orientierung der Gefügeelemente (Orientierungsgefüge).

Viele Gesteine weisen ein *richtungsloses* („isotropes“) Gefüge auf, wie z. B. viele Tiefengesteine. Andere Gesteine zeigen eine mehr oder weniger ausgeprägte *Gefügeregelung*:

- *Fließgefüge (Fluidaltextur)* bei vielen Vulkaniten,
- *Anlagerungsgefüge*, d. h. *Schichtung* in Sedimentgesteinen (Parallelschichtung, Schrägschichtung) oder in schichtigen Intrusionen (layered intrusions),
- *tektonische Gefüge* wie Schieferung und Faltung in metamorphen Gesteinen (Abb. 24.9, S. 394, 24.19, S. 410).

In der Metallurgie wird der Textur-Begriff in einem engeren Sinn gefasst; danach besitzen metallische Werkstücke, die eine Gefügeregelung aufweisen, eine Textur. Dieser wesentlich enger gefasste Textur-Begriff wird z. T. auch in der Geologie verwendet.

Die Gesteinstextur bedingt die *Absonderung* übergeordneter Gesteinsbereiche, die im Aufschluss sofort ins Auge fällt, wie *Bankung*, die die Schichtung der Sedimentgesteine nachzeichnet, oder *Klüftung*, die z. B. zur quaderförmigen Absonderung und zur Verwitterung in sog. Wollsack-Formen beim Granit, zur säulenförmigen Absonderung beim Basalt führt (Abb. 12.5, S. 218); Pillow-Laven zeigen rundliche Absonderungsformen (Abb. 12.7).

1.5.4 Geologischer Verband

Entscheidend für das Verständnis gesteinsbildender Prozesse sind die geologischen Verbandsverhältnisse (Lagerungsform) der Gesteine, wie sie durch sorgfältiges Studium im Aufschluss rekonstruiert werden können. Grundsätzlich unterscheiden wir

- *konkordanten Verband* (lat. concordantia = Einmütigkeit), z. B. in einer kontinuierlich, d. h. ohne Unterbrechungen sedimentierten Folge von Sandsteinen und Tonsteinen, und
- *diskordanten Verband* (lat. discordantia = Widerspruch), bei dem zwei Gesteinsserien abweichende Lagerung aufweisen. Diese dokumentiert, dass zwischen der Bildung der beiden Gesteinsserien mindestens ein geologisches Ereignis stattfand. Dafür gibt es mehrere Möglichkeiten: Wenn das ältere Schichtpaket von dem darüber liegenden jüngeren lediglich durch eine unregelmäßig gewellte Erosionsfläche getrennt ist, spricht man von *Erosionsdiskordanz* (engl. disconformity). Ist dagegen das ältere Schichtpaket durch ein tektonisches Ereignis verkippt worden und unterliegt danach der

Abtragung, ehe das jüngere Schichtpaket auf der Erosionsfläche abgelagert wird, entsteht eine *Winkeldiskordanz* (engl. angular unconformity). Ein klassisches Beispiel ist der Aufschluss Siccar Point in Schottland, wo steilgestellte Grauwacken und Tonsteine des Silurs von flach lagernden Sandsteinen des Devons (Upper Old Red) überdeckt werden (Abb. 1.35). Auch der Kontakt zwischen kristallinem Grundgebirge, bestehend aus verfalteten und metamorphen Gesteinsserien mit eingeschalteten Tiefengesteinen und überlagerndem unmetamorphem Deckgebirge, ist eine typische Diskordanz (Abb. 1.36). Wenn magmatische Schmelzen in Form von Gängen oder Tiefengesteins-Körpern ihr Nebengestein durchsetzen, entstehen ebenfalls diskordante Kontaktverhältnisse (Abb. 1.37; 13.7, S. 236).

Abb. 1.35.

Winkeldiskordanz am Siccar Point, Berwickshire, Schottland. Steilgestellte, ca. 430 Millionen Jahre (430 Ma) alte Grauwacken und Tonsteine des Silurs werden von flach lagernden, ca. 370 Ma alten Sandsteinen des Devons (Upper Old Red) überdeckt. Diese weisen infolge tektonischer Verkippung eine schwache Neigung auf. Der schottische Privatgelehrte James Hutton (1726–1797) erkannte, dass die Ablagerung der silurischen Schichten, ihre Steilstellung, Heraushebung und Erosion sowie die erneute Meeresbedeckung und die Ablagerung der devonischen Schichten einen sehr langen Zeitraum erfordert. Er führte damit den Zeitbegriff in die Geologie ein: „What can we require, nothing but time.“ (Foto: M. Okrusch)



Abb. 1.36.

Der Fischfluss-Canyon im Süden Namibias erschließt die Diskordanz zwischen steilstehenden Gneisen des ca. 1200 Ma alten Namaqua-Komplexes und den flachlagernden, ca. 600–580 Ma alten Sandsteinen und Kalksteinen der unteren Nama-Gruppe. (Foto: J. A. Lorenz)



Abb. 1.37.

Drei unterschiedliche Generationen von magmatischen Gängen unterschiedlicher Zusammensetzung in einem Migmatit. 1. Dunkle Basalt-Gänge (Dolerit), 2. weiße Pegmatit-Gänge, 3. rosa Aplit-Gänge (vgl. Kap. 11). Der Migmatit entstand durch teilweise Aufschmelzung während der Kollision von West- und Ost-Gondwana bei der panafrikanischen Orogenese. Juttulhogget, Dronning Maud Land, Ostantarktika. Der rote Pfeil weist auf den kartierenden Geologen hin, der als Maßstab dient! (Foto: H. Frimmel)



Ausführlichere Darstellungen sind Lehrbüchern der allgemeinen Geologie zu entnehmen (z. B. Press u. Siever 2003).

Man sollte sich daran gewöhnen, bei der Geländearbeit Gesteinsverbände und Gesteine systematisch in folgender Reihenfolge anzusprechen: Verbandsverhältnisse → Absonderung → textuelle Merkmale → strukturelle Merkmale → Mineralbestand (soweit im Handstück erkennbar).

1.6

1.6 Mineral- und Erzlagerstätten

Als *Minerallagerstätte* bezeichnet man eine natürliche, räumlich begrenzte Konzentration von Mineralen in und auf der Erdkruste. *Erzlagerstätten* sind die natürlichen Fundorte von Erzen in und auf der Erdkruste einschließlich des Ozeanbodens.

Erze sind Mineralaggregate oder Gesteine aus Erzmineralen, in denen Metalle oder Metallverbindungen oder auch Kernbrennstoffe (mit Uran oder Thorium) konzentriert sind. Die metallhaltigen Minerale nennt man *Erzminerale*. Verwertbare Minerale, die keine metallischen Elemente enthalten, werden als *Nichterze* bezeichnet.

Bei genügender Konzentration von Mineralen oder Erzen entstehen *nutzbare (bauwürdige) Lagerstätten*, vorausgesetzt die Rohstoffe lassen sich technisch und wirtschaftlich gewinnen. Die Bauwürdigkeit hängt von einer

Reihe wirtschaftlicher, verkehrsgeographischer und politischer Randbedingungen ab, nicht zuletzt vom Weltmarktpreis. Auch bei nutzbaren Gesteinen, Salzen und fossilen Brennstoffen wie Kohle, Erdöl und Erdgas spricht man von Lagerstätten.

Nach technisch-wirtschaftlichen Gesichtspunkten lassen sich Erze in folgende Gruppen einteilen:

- *Erze der Eisenmetalle* (Eisen und die sog. Stahlveredler): Fe, Mn, Ni, Co, Cr, V, Ti, Mo, Re, W, Nb, Ta, Zr, Hf, Te.
- *Erze der Nichteisenmetalle* (sog. Buntmetalle, engl. base metals): Cu, Pb, Zn, Cd, Sn, Hg, As, Sb, Bi, Ga, In, Tl, Si, Ge.
- *Erze der Leichtmetalle*: Al, Mg, Be.
- *Erze der Edelmetalle*: Au, Ag, Pt und Pt-Metalle Ru, Rh, Pd, Os, Ir.
- *Erze der Lanthaniden (Seltenerd-Elemente)*.
- *Erze der Actiniden* (Kernbrennstoffe), insbesondere Uran (U) und Thorium (Th) sowie des Radiums.

1.7

1.7 Abgrenzung der gesteinsbildenden Vorgänge

Nach unserem heutigen Kenntnisstand, der sich im Laufe von 250 Jahren geowissenschaftlicher Forschung entwickelt hat, kommen für die Gesteinsbildung magmatische, metamorphe und sedimentäre Prozesse in Frage:

Magmatische Prozesse (Magmatismus): Erstarrung von Magmen (Silikat-Schmelzen, seltener auch Sulfid- oder Karbonat-Schmelzen) bei Abkühlung von sehr hohen Temperaturen durch Kristallisation von Mineralen oder durch Unterkühlung zu Gesteinsgläsern. Dabei entstehen *magmatische Gesteine (Magmatite)*.

Erfolgt die Förderung und Erstarrung der Magmen durch vulkanische Prozesse (Vulkanismus) an der Erdoberfläche unter Atmosphärendruck oder am Ozeanboden (submarin), so entstehen *vulkanische Gesteine (Vulkanite)*. Erstarren die Magmen dagegen im Erdinnern unter der Auflast mächtiger Gesteinsmassen, d. h. bei erhöhten Drücken (Plutonismus), bilden sich *plutonische Gesteine (Plutonite, Tiefengesteine)*. Die Erdkruste besteht zu über 60 Vol.-% aus magmatischen Gesteinen (Tabelle II.1, S. 187).

Metamorphe Prozesse (Gesteinsmetamorphose): Rekrystallisation und Reaktion von Mineralen in festen Gesteinen bei hohen bis sehr hohen Temperaturen und meist bei erhöhten bis sehr hohen Drücken, ohne Anwesenheit einer Schmelzphase. Dabei entstehen aus älteren magmatischen oder Sedimentgesteinen *metamorphe Gesteine (Metamorphite)*. Metamorphite sind zu etwa einem Viertel am Bau der Erdkruste beteiligt (Tabelle II.1, S. 187).

Sedimentäre Prozesse: Der sedimentäre Kreislauf umfasst

- die *Verwitterung* existierender Gesteine,
- die *Abtragung* und
- den *Transport* der Verwitterungsprodukte in fester oder gelöster Form,
- die *Ablagerung* des suspendierten Materials aus der Luft, aus Wasser oder Eis,
- die *Ausfällung* der gelösten Ionen oder die Ausflockung gelöster Kolloide in Form von Mineralneubildungen oder
- die Kristallisation des gelösten Materials in Form von Organismen-Hartteilen durch *biogene Prozesse*.

Es entstehen *Sedimente* und *Sedimentgesteine*; diese bilden nur eine relativ dünne Haut über dem *kristallinen Grundgebirge* aus Magmatiten und Metamorphiten oder fehlen ganz; ihr Anteil am Bau der Erdkruste beträgt daher weniger als 10 Vol.-% (Tabelle II.1, S. 187).

Daneben gibt es zwei wichtige Gesteinsgruppen, die durch eine Kombination zweier Arten von gesteinsbildenden Prozessen entstanden sind und dementsprechend deren charakteristische Gefügemerkmale in sich vereinigen:

Vulkanische Lockerprodukte (Pyroklastite): Vulkanische Aschen und Tuffe bestehen aus Glas- und oder Mineralfragmenten, die durch explosive vulkanische Prozesse gefördert und aus der Luft oder im Wasser sedimentiert werden. Dadurch zeigen sie – ähnlich wie Sedimente – häufig Schichtung, sind aber Vulkanite.

Migmatite: Bei der hochgradigen Gesteinsmetamorphose kann es zum teilweisen Aufschmelzen kommen. In solchen Gesteinsverbänden treten daher geschmolzene und feste Anteile nebeneinander auf, also magmatische neben metamorphen.

1.8 Mineralogische Wissenschaften und ihre Anwendungsgebiete in Technik, Industrie und Bergbau

Mineralogie umfasst als Überbegriff die folgenden mineralogischen Wissenschaften: Allgemeine Mineralogie (Kristallographie), spezielle Mineralogie, Petrologie (Gesteinskunde), Geochemie, Lagerstättenkunde, angewandte (technische) Mineralogie und Archäometrie. *Mineralogie ist die materialbezogene Geowissenschaft*; sie steht in engem Zusammenhang mit den anderen Geowissenschaften, insbesondere mit der Geologie und der Geophysik. Sie ist zugleich auch Teil der *Materialwissenschaften* und weist daher enge Beziehungen zur Physik, zur physikalischen Chemie, zur anorganischen und organischen Chemie auf. Mathematische Grundlagen sind unverzichtbar.

Kristallographie. Die Kristallographie (Kristallkunde) widmet sich den Gesetzmäßigkeiten des kristallisierten Zustandes der festen Materie, d. h. von Mineralen und von kristallisierten Kunstprodukten. Untersuchungsgegenstände sind anorganische und organische Stoffe, Einkristalle und Kristallaggregate. Diese Wissenschaft untersucht Eigenschaften, Vorgänge und Veränderungen an Kristallen und feinkristallinen Kristallaggregaten. Dabei spielen die *Kristallstruktur-Bestimmung* und ihre Methoden eine wichtige Rolle.

Aufgabe der *Kristallchemie* ist speziell die Aufklärung der Zusammenhänge zwischen der Anordnung der Bausteine (Atome, Ionen, Moleküle) in den Kristallen und ihrer chemischen Zusammensetzung. Auch die Auswirkungen von Kristallstruktur und chemischer Bindung in (Mineral-)Kristallen auf deren Eigenschaften gehört in dieses Gebiet. Selbstverständlich beschäftigen sich auch anorganische und organische Chemiker mit kristallchemischen Fragestellungen (Strukturchemie).

Aufgabe der *Kristallphysik* ist speziell die Aufklärung der Zusammenhänge zwischen den physikalischen Eigenschaften der Kristalle (mechanische, magnetische, elektrische, optische Eigenschaften etc.) und ihrer Kristallstrukturen. Enge Beziehungen bestehen naturgemäß zur Festkörperphysik.

Petrologie. Die Petrologie (Gesteinskunde) widmet sich dem Vorkommen, dem Mineralbestand, dem Gefüge, dem Chemismus und der Genese der Gesteine; sie hat naturgemäß eine besonders enge Beziehung zur Geologie. Sie geht heute weit über die reine Beschreibung von Gesteinen (*Petrographie*) hinaus und versucht, *gesteinsbildende Prozesse* zu rekonstruieren und zu modellieren. Eine wichtige Rolle spielen dabei die *experimentelle Pe-*

tologie und die physikalisch-chemisch orientierte *theoretische Petrologie*. Mit ihrer Hoch- und Höchstdruckforschung besitzt die experimentelle Petrologie Beziehungen zur Festkörperphysik und zur Werkstoffkunde. Die Gesteinskunde hat auch eine angewandte Richtung, die *technische Gesteinskunde*. Das dem Gestein analoge technische Produkt wird in der Industrie meistens als Stein bezeichnet.

Geochemie. Die Geochemie (Chemie der Erde) erforscht die Gesetz- und Regelmäßigkeiten der chemischen Elemente und Isotope und deren Verteilung in den Mineralen und Gesteinen, darüber hinaus auch in Naturprodukten organischer Abkunft (*organische Geochemie*). Ein wichtiges Forschungsgebiet ist die *Isotopengeochemie*. Dazu gehört auch die *radiometrische (isotopische) Altersbestimmung*, mit der das Bildungsalter von Mineralen und Gesteinen der Erde und des Mondes sowie von Meteoriten ermittelt wird. *Anwendungsgebiete der Geochemie* sind geochemische Prospektion (die Suche nach Lagerstätten mit Hilfe geochemischer Methoden) und, auf dem Gebiet des Umweltschutzes, die Feststellung von Spuren anorganischer Schadstoffe wie Cadmium, Quecksilber, Blei u. a. im Boden, in Deponien und in Gewässern.

Lagerstättenkunde. Die Lagerstättenkunde widmet sich der regionalen Verbreitung, dem stofflichen Inhalt sowie der Auffindung (Prospektion und Exploration) und Bewertung von natürlichen Rohstoffen (Erze, Steine und Erden, Industriemineralien, Energierohstoffe). Sie versucht, lagerstättenbildende Prozesse zu rekonstruieren und zu modellieren. Die *angewandte Lagerstättenkunde* befasst sich praxisorientiert mit Lagerstätten und darüber hinaus mit den technischen und wirtschaftlichen Bedingungen ihrer bergmännischen Gewinnung, ihrer Aufbereitung und Weiterverarbeitung aus geowissenschaftlicher Sicht (z. B. Schächter 2008). Die mineralischen Rohstoffe bilden einen Schwerpunkt in fast jeder industriellen Wirtschaft. Grundlagenfächer der Lagerstättenkunde sind neben Mineralogie, Petrologie und Geochemie insbesondere Geologie und Geophysik.

Technische Mineralogie. Nicht nur in der Lagerstättenkunde besitzt die Mineralogie technisch wichtige Anwendungsgebiete. Solche finden sich neben dem Bergbau, dem Hüttenwesen, den Industrien der Steine und Erden insbesondere in der keramischen Industrie, der Industrie feuerfester Erzeugnisse, der Zementindustrie, der Baustoffindustrie, der optischen Industrie, der Glasindustrie, der Schleifmittel- und Hartstoffindustrie, der Hightech-Keramik, der industriellen Kristallzüchtung und der Industrie der Schmuck- und Edelsteine, um nur die wichtigsten technischen Einsatzmöglichkeiten zu nennen.

Archäometrie. Die Archäometrie untersucht archäologische Funde mit naturwissenschaftlichen Methoden. So werden Objekte aus Naturstein, Metall, Glas und Keramik mit mineralogischen und geochemischen Analysemethoden charakterisiert mit dem Ziel, das Herkunftsgebiet der Rohstoffe einzugrenzen und Vorstellungen über (prä)historische technologische Verfahren zu gewinnen. Diese Arbeiten finden zunehmend das Interesse in der klassischen Archäologie und der Vor- und Frühgeschichte.

1.9 Biomineralisation und medizinische Mineralogie (unter Mitwirkung von Joachim A. Lorenz)

Wie wir gesehen haben, entstehen Minerale nicht nur durch anorganische gesteinsbildende Prozesse, sondern sie können sich auch im belebten Organismus durch biologische Vorgänge bilden; diese Vorgänge bezeichnet man als *Biomineralisation* (Dove et al. 2003). Mineralisiertes Gewebe spielt in Form von Stützgeweben, Exoskeletten und Endoskeletten eine entscheidende Rolle bei der Entwicklung von tierischen und pflanzlichen Organismen. Darüber hinaus dienen primär oder sekundär, z. B. bei der Diagenese (Abschn. 23.2.10, S. 362f, 23.3.5, S. 368f) kristallisierte Minerale als *Versteinerungsmittel*. Die durch Biomineralisation fossilisierten Tiere und Pflanzen stellen unverzichtbare Dokumente für die Rekonstruktion der biologischen Evolution und der Geschichte unserer Erde dar. Aus den Fossilresten kann man auf das relative Alter von Sedimentgesteinen, auf ihre Bildungsbedingungen und deren zeitliche und räumliche Veränderungen schließen. Darüber hinaus können isotopische Methoden dazu beitragen, das *Klima* zum Zeitpunkt der biogenen Mineralbildung sowie Veränderungen der Klimabedingungen über längere oder kürzere Zeiträume, ja sogar im jahreszeitlichen Wechsel zu rekonstruieren. Diese Forschungsergebnisse liefern wichtige Argumente bei der aktuellen Diskussion um den Klimawandel.

Die Mechanismen von Biomineralisations-Vorgängen im menschlichen und tierischen Körper, ihre Störungen und ihre pathologischen Entartungen sowie die Reaktion des Organismus auf mineralische Stäube und Gifte sind Gegenstand der *medizinischen Mineralogie*, einer interdisziplinären Forschungsrichtung im Grenzgebiet zwischen Mineralogie, Biochemie und Medizin (Sahai u. Schonen 2006, Sahai 2007). Darüber hinaus können wir aus den natürlichen Vorgängen der Biomineralisation viel über das Verhalten von anorganischen Materialien bei der Regeneration des menschlichen Knochengerüsts (Jones et al. 2007) und die knöchernen Integration von Endoprothesen und Implantaten im menschlichen Körper lernen.

1.9.1

Mineralbildung im Organismus

Mineralbildung durch Mikroorganismen

Zu den frühesten bekannten Zeugen biologischer Aktivität zählen die *Stromatolithen*, biogene Sedimentgesteine mit charakteristischem Lagenbau (Lamination), deren älteste Vertreter bei Pilbara in Westaustralien auf ca. 3,5 Milliarden Jahre (3,5 Ga) datiert werden konnten. Dabei handelt es sich um fossile Biofilme (Mikrobenmatten) aus den verschiedensten Mikroorganismen, hauptsächlich Cyanobakterien und Algen, seltener Pilze (Stromatoporoiden), die einerseits Schwebstoffe fixieren aber auch „gezielt“ Kalk fällen können. Gelegentlich sind die Mikroorganismen noch erkennbar, da sie sekundär durch Quarz fossilisiert (silifiziert) wurden. Diese sehr langsam wachsenden Gebilde konnten über sehr lange Zeiten der geologischen Vergangenheit Riffe bilden, da sie keine Fressfeinde hatten.

Die erzeugenden anaeroben Mikroorganismen waren zur oxygenen Photosynthese fähig. Der dabei gebildete Sauerstoff wurde zunächst für die Oxidation von Fe^{2+} zu Fe^{3+} und von Sulfiden zu Sulfaten verwendet. Erst nachdem der Sauerstoff durch diese Prozesse verbraucht war, nahm der Sauerstoff in der Erdatmosphäre schlagartig zu und durch diese *Sauerstoffkatastrophe* verringerten sich die Artenvielfalt und Verbreitung der Stromatolithen vor ca. 700 Ma schlagartig. Seit ca. 450 Ma werden sie sehr selten, da sie durch die mehrzelligen *Eukaryoten* in großem Umfang abgeweidet werden. Rezent können solche Biotope nur dort bestehen, wo infolge einer zu hohen Salinität keine Fressfeinde, z. B. Schnecken leben können, die diese Biofilme abweiden würden. Dies ist heute nur an wenigen Stellen gegeben, z. B. im Hamlin Pool der Shark Bay in Westaustralien oder im Mono Lake, Kalifornien (McNamara 2004; Reitner 1997).

Einzellige *Kalkalgen* (*Haptophyten*, *Coccolithophoriden*) und *Foraminiferen* (insbesondere die *Nummuliten* und *Globigerinen*) sind wichtige Bildner von Biomineralen. Sie verfügen über ein Außenskelett aus Mg-haltigem Calcit, das meist aus rundlichen Kalkplättchen besteht. Ihre Schalen bedecken mit ca. 130 Mio km² fast ein Drittel des Meeresbodens. Als Kreidekalk sind sie an den Küsten von Nord- und Ostsee, z. B. in Süd-England und auf Rügen aus der Kreidezeit überliefert. Eine Vielzahl von *Korallen* scheiden aus dem oberflächennahen Meerwasser ebenfalls magnesiumhaltigen Calcit aus und bilden daraus Korallenriffe, die in den tropischen Meeren die nährstoffarmen Küstenregionen säumen. Wie neuere Untersuchungen zeigen, gibt es auch in den immer dunklen Tiefen der Meere Lebewesen, die Kalk abscheiden. Diese akkumulieren sich zu Karbonat-Hügeln (engl. carbonate mounds), die von den Kontinentalschultern der Weltmeere bekannt und wohl sehr weit verbreitet sind (Dullo u. Henriot 2007).

In nahezu allen Gewässern der Erde kommen einzellige *Kieselalgen* (*Diatomeen*) vor, die am Beginn der Nahrungskette stehen. Sie bilden 10–100 µm große Skelette, die aus Opal $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ aufgebaut sind. Nach dem Absterben der

Algen werden die filigranen, porigen Teilchen im Sediment abgelagert. Sedimentgesteine, die ausschließlich aus Kieselalgen bestehen, werden als Diatomite bezeichnet (Abschn. 23.5, S. 372f). Die *Armleuchteralgen* (*Characeae*), die einzige rezente Familie der bis ins Devon zurück reichenden Ordnung *Charales*, bilden sogar *Baryt* $\text{Ba}[\text{SO}_4]$ in Form kleiner Körnchen, welche die Funktion eines Gleichgewichtsorgans (Statolith) einnehmen sollen.

Als bedeutende Gruppe der Mikroorganismen sind die *Radiolarien* anzusehen. Diese nur 0,03 bis einige mm großen, in den Weltmeeren sehr verbreiteten Lebewesen bauen ein Skelett auf, das meist aus Opal besteht. Nach dem Absterben der Radiolarien werden die Opalskelette auf dem Meeresboden sedimentiert und bedecken als Radiolarienschlamm einige Mio km² der tropischen Meere. Infolge von plattentektonischen Prozessen finden wir diese Sedimente auch außerhalb der Tropen als braune bis schwarze, sehr verwitterungsbeständige Radiolarite wieder. Eine kuriose Ausnahme bildet eine Gruppe von Radiolarien (*Acantharier*), deren Skelette aus Coelestin SrSO_4 bestehen.

Einen interessanten Fall der Mineralbildung im Organismus stellen manche *Bakterien* dar, die in der Lage sind, kleine Magnetit-Kristalle in einem Magnetosom zu synthetisieren. Sie können sich damit am Erdmagnetfeld orientieren und zielgerichtete Ortsveränderungen erreichen. Diese Eigenschaft teilen sie mit Insekten, Vögeln, Fischen und Säugetieren (Bleil u. von Dobeneck 2006).

Mineralbildung im pflanzlichen Organismus

Als Stabilisierungsbestandteil in höher organisierten pflanzlichen Geweben ist Opal weit verbreitet. In Gräsern und in Schachtelhalmen führt der Gehalt an Opal u. a. dazu, dass Gebisse von Fressfeinden stark abgenutzt werden. Bei der Brennnessel sind die Spitzen der mit Ca-Mineralen verstärkten Brennhaare aus Opal aufgebaut, so dass diese bei Berührung scharfkantig brechen und eine Wunde erzeugen können. In diese ergießt sich der unter Druck stehende Zellsaft aus Natriumformiat, Histamin und Acetylcholin und erzeugt das bekannte Brennen (Wimmenauer 1992).

Als Einschlüsse in lebenden *Pflanzen-Zellen* sind Kristalle von schwerlöslichem Calcium-Oxalat-Monohydrat und -Dihydrat $\text{Ca}[\text{C}_2\text{O}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$ bzw. $\text{Ca}[\text{C}_2\text{O}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ weit verbreitet. Sie bilden idiomorphe Solitärkristalle, Nadeln, morgensternförmige Kristallgruppen oder lockere Anhäufungen von 1–3 µm großen Kriställchen, sog. Kristallsand (von Denffer et al. 2002). Im Rhabarber (*Rheum rhabarbarum*) sind die Kristalle so groß, dass man diese zwischen den Zähnen spüren kann.

Ein wichtiges Beispiel für sekundäre *Permineralisation* ist die Entstehung von Kieselhölzern durch Einkieselung. Dabei werden die Holzzellen mit amorpher Kieselsäure gefüllt, die über Zwischenstufen in feinkristallinen Quarz (Chalcedon) umgewandelt wird (Abschn. 9.6.1, S. 161, 163f).

Mineralbildung im tierischen Organismus

Seit der „kambrischen Explosion“ vor etwa 545 Millionen Jahren entwickelten sich *wirbellose Tiere* (Invertebraten) mit Exoskeletten (Schalen) aus den CaCO_3 -Polymorphen Aragonit, Calcit und Vaterit oder aus Opal $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Dabei erfolgt das Kristallwachstum im tierischen Organismus in Zeiträumen von Tagen bis Monaten, also viel rascher, als das in der unbelebten Natur meist der Fall ist.

Die weltweit verbreiteten *Muscheln* und *Schnecken* sowie die seit der Kreidezeit ausgestorbenen *Ammoniten* sind (bzw. waren) in der Lage, Hüllen aus Karbonat zu erzeugen. Dabei gelingt es Muscheln, z. B. der auch bei uns heimischen Fluss-Perlmuschel, eine Schale aus Calcit zu bilden, während das Perlmutter aus Aragonit aufgebaut ist. Der attraktive Schillereffekt wird durch eine besondere Orientierung der plattenförmigen Kristalle erzeugt, ein eindrucksvolles Beispiel zielgerichteter, natürlicher Mineralsynthese. Die in diesen Tieren gebildeten Perlen bestehen ebenfalls aus Aragonit.

Auch *Schwämme* bauen Opal, seltener Calcit in ihre Körper ein. Einige Tierarten wie die *Seeigel* (*Echinoidea*) und die *Seegurken* (*Holothuroidea*) können das Wachstum von Calcit so steuern, dass dabei Einkristalle gebildet werden. Diese wären jedoch wegen ihrer guten Spaltbarkeit für den Aufbau von Zähnen ungeeignet, so dass diese im gleichen Tier aus feinkristallinem Calcit gebildet werden. Dass diese Fähigkeit mehrfach erfunden worden ist, belegen die an der Wende zum Perm, vor ca. 305 Ma, ausgestorbenen Trilobiten, deren Facettenaugen aus Calcit-Einkristallen bestanden. Diese Tiergruppe hatte „gelernt“, die Einkristalle so orientiert wachsen zu lassen, dass ihre starke Doppelbrechung ein gutes Sehen nicht verhinderte (Wimmenauer 1992).

Ebenfalls aus Calcit bestehen die Eier der *Vögel* und *Reptilien*, darunter auch der Dinosaurier. Diese Wunderwerke der Biomineralisation sind zwar von sprichwörtlichen Dünnhaut, aber trotzdem fest, glatt, dicht und dabei noch gasdurchlässig.

Im Sauerstoff-armen (anaeroben) Milieu können Schalen, Endoskelette und sogar Weichteile von Tieren durch *Pyrit* und *Markasit* FeS_2 vollständig verdrängt und so z. T. im kleinsten Detail erhalten bleiben. Beispiele für diese sekundäre Permineralisation sind Ammoniten und Fische im Posidonienschiefer des Lias (Untere Jurazeit, ca. 175 Ma).

Bio-Apatit in Knochen und Zähnen

Etwa seit dem Ende des Silurs, vor ca. 432 Ma, kam es zur Entwicklung der *Wirbeltiere*, deren Körper durch ein Endoskelett aus Gräten oder Knochen aus Apatit mechanisch widerstandsfähiger und beweglicher wurde und bei denen Zähne die Nahrungsaufnahme erleichterten. Die Mineralsubstanz in den Knochen sowie im Dentin und Zement der Zähne besteht aus 20–50 nm langen und 12–20 nm

(1 nm = 10^{-7} cm) dicken Kriställchen von *Bio-Apatit*, die parallel zur Längsachse eines faserförmigen Proteins, des Kollagen wachsen; der Mineralanteil beträgt ca. 70 Gew.-% (z. B. Pasteris et al. 2008). Demgegenüber sind die Apatit-Kriställchen im Zahnschmelz etwa 10 mal so lang und so dick und ihr Anteil liegt bei ca. 96 Gew.-%. Bio-Apatit unterscheidet sich durch seine chemische Zusammensetzung und seine physikalischen Eigenschaften deutlich von geologisch gebildetem Hydroxylapatit (vgl. Kap. 8, S. 116f). Das Mineralwachstum im extrazellulären Kollagen der Knochen wird durch Zellen kontrolliert, die man als *Osteoblasten* (grch. οστέον = Knochen, βλάστη = Spross) bezeichnet. Wenn diese von Mineralsubstanz umschlossen werden, entsteht ein anderer Typ von Zellen, die *Osteocyten*, die untereinander durch lange Kanäle kommunizieren können. Knochenzellen steuern die Bildung, den Umsatz oder die Resorption von Knochensubstanz im Körper und regulieren damit den Calcium-, Magnesium und Phosphat-Haushalt. Ist dieser gestört, kann es zu Knochenkrankungen wie Osteoporose kommen (Boskey 2007). Das Dentin kann durch die Einwirkung von chemischen Substanzen aus der Nahrung und von Bakterien angelöst werden, was z. B. zur Karies-Erkrankung führt. Andererseits lässt sich der Zahnschmelz auch durch Einsatz geeigneter Wirkstoffe remineralisieren (Boskey 2007).

1.9.2 Medizinische Mineralogie

Pathologische Biomineralisation

Zu den häufigsten pathologische Mineralbildungen im menschlichen und tierischen Körper gehören die *Nierensteine*, von denen 15 % der Männer und 6 % der Frauen betroffen sind (Wesson u. Ward 2007). Es handelt sich um komplex zusammengesetzte, feinkörnige Kristall-Aggregate, die im Urin wachsen, und zwar meist in den Nierenkanälchen, also dort, wo der Urin die Niere verlässt. Die Größe der Einzelkristalle liegt im Mikrometer- bis Submikrometer-Bereich, während die Nierensteine insgesamt gelegentlich Durchmesser von mehreren Zentimetern erreichen können. In der Regel herrscht das monokline *Calcium-Oxalat-Monohydrat* (COM) oder *Whewellit* $\text{Ca}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (Kristallklasse 2/m) als primärer Bestandteil vor; er bildet charakteristische monokline Prismen mit rautenförmigen Flächen. Demgegenüber zeigt *Calcium-Oxalat-Dihydrat* (COD) oder *Weddelit* $\text{Ca}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ mit der Kristallklasse 4/m tetragonale Bipyramiden. Außerdem können in Nierensteinen *Calcium-Oxalat-Trihydrat* (COT) $\text{Ca}_2\text{O}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, Hydroxylapatit $\text{Ca}_5[(\text{OH})/(\text{PO}_4)_3]$, Brushit $\text{Ca}[\text{H}/\text{PO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$ und verschiedene Formen von Harnsäure-Kristallen $\text{C}_5\text{H}_4\text{N}_4\text{O}_3$ auftreten. Durch bakterielle Infektionen kann es zur Bildung von Struvit $(\text{NH}_4)\text{Mg}[\text{PO}_4] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ kommen. Wie neue Untersuchungen von Wesson u. Ward (2007) zeigen, dürfte die Adhäsion

on der Kristallflächen von COM am Epithel der Nierenkanälchen entscheidend für das Wachstum von Nierensteinen sein. Andererseits wird die Bildung stabiler Kristall-Aggregate und damit das Wachstum von Nierensteinen durch Anwesenheit von COD behindert.

Pathologische Mineralstäube

Das Phänomen der „Staublung“ als Ausdruck für die Toxizität von Mineralstäuben war schon im Altertum bekannt. So beschreibt der griechische Arzt Hippokrates (ca. 460–375 v. Chr.), dass Bergleute in Erzgruben Schwierigkeiten beim Atmen haben, und der römische Schriftsteller Plinius d. Ä. (23–79 n. Chr.) erwähnt Methoden, mit denen sich Bergleute vor dem Einatmen von Stäuben schützen können. Der deutsche Bergbauexperte Georg Agricola (1494–1555) beschäftigt sich in seinem Standardwerk „De Re Metallica“ eingehend mit der Gefährlichkeit von Stäuben, die durch den Bergbau freigesetzt werden. Er beschreibt, wie diese in die Luftröhren und Lungen eindringen, das Atmen erschweren und durch ihre korrosiven Eigenschaften die Lungen buchstäblich „auffressen“. Nach seiner Schilderung waren im Bergbauggebiet der Karpaten Frauen mit bis zu sieben Männern verheiratet, da diese nacheinander an Staublung verstarben.

Pathologische Mineralstäube sind in ihrer Zusammensetzung sehr vielfältig; doch spielen SiO_2 -Minerale und Mineral-Fasern die weitaus wichtigste Rolle. Entscheidend für die Toxizität der Mineralstäube sind die mikromorphologischen Eigenschaften der einzelnen Staubpartikel und die Reaktivität ihrer Oberflächen. Diese wird erhöht durch scharfe Kristallkanten und Bruchflächen, durch Oberflächendefekte, schlecht koordinierte Ionen und freie Radikale (Fubini u. Fenoglio 2007). Wichtig ist auch die *Biodurabilität* der unterschiedlichen Staubpartikel: Einige Mineralstäube lösen sich relativ schnell im Körper auf, z. B. der Gips; andere bleiben wesentlich länger stabil und sind deswegen erheblich gesundheitsschädlicher, z. B. Quarzstaub. So werden Steinmetze bei der Bearbeitung von quarzhaltigen Gesteinen ohne Atemschutz lungenkrank, was als *Steinhauerkrankheit* beschrieben wurde. Darüber hinaus kann eine hohe, langjährige Belastung durch Quarzstaub zu einer verstärkten abrasiven Wirkung bei den Zähnen führen und als Berufskrankheit anerkannt werden.

Das Krankheitsbild der *Silikose* ist seit langem bekannt. Es wird besonders durch Quarz, fallweise auch durch die Hochtemperatur-Modifikationen Tridymit und Cristobalit ausgelöst (Abschn. 9.6.1, S. 162), während die Hochdruck-Modifikationen Coesit und Stishovit oder amorphes SiO_2 kaum eine gesundheitsschädigende Rolle spielen. Seit den 1950er Jahren wurden die Silikose und andere Quarzstaubbedingte Erkrankungen wie Lungenkrebs eingehend erforscht, doch sind bis jetzt die Mechanismen, die zur toxischen Reaktion der SiO_2 -Partikel mit dem Lungen-

gewebe führen, noch immer nicht eindeutig geklärt (Fubini u. Fenoglio 2007). Für die Silikose-Erkrankung ist nur der lungengängige Anteil des Quarzstaubes verantwortlich, der im Lungengewebe deponiert werden kann. Er ist mit dem bloßen Auge nicht mehr sichtbar, da sein aerodynamischer Durchmesser bei $<10 \mu\text{m}$ mit einem Schwerpunkt bei ca. $2,5 \mu\text{m}$ liegt.

Bei der heute aktuellen Feinstaub-Problematik, einem wichtigen Gegenstand der europäischen Politik, wird vorausgesetzt, dass Feinstaub per definitionem schädlich ist, d. h. ohne Rücksicht auf seine Natur bzw. seine Herkunft, was sicher nicht richtig ist. Für die Feinstaub-Richtlinie, die seit 2005 auch in deutschen Städten und Gemeinden gilt, wurde als Grenzwert ein Tagesmittelwert von $50 \mu\text{g PM}_{10}$ (d. h. für eine Partikelfraktion mit einem aerodynamischen Durchmesser um $10 \mu\text{m}$) eingeführt, der maximal an 35 Tagen im Jahr überschritten werden darf. Wie Untersuchungen mittels elektronenmikroskopischer und mineralogischer Verfahren zeigen, ist Feinstaub jedoch sehr unterschiedlich zusammengesetzt. So besteht z. B. im Rhein-Main-Gebiet der urbane Staub dieser Größenklasse nur zu etwa 10 % aus Rußpartikeln, aber es dominieren mineralische und biologische Partikel natürlichen Ursprungs, wie zum Beispiel Altsalz aus der Nordsee, das bei Nord- und Nordwest-Wetterlagen bis zu 50 % ausmachen kann. Diese Staubanteile lassen sich nicht verändern, schon gar nicht durch Einschränkungen des Verkehrs, so dass die bisherigen Maßnahmen als „blinder Aktionismus“ zu bezeichnen sind (Weinbruch et al. 2006). Vermeidbar wären dagegen andere menschliche Aktivitäten, wie z. B. das Abbrennen von Silvesterfeuerwerken mit ihren toxischen Stäuben durch die farbgebenden Salze, deren Emission zur ersten jährlichen Überschreitung des Grenzwertes führen.

Unter den zahlreichen Arten von *Mineralfasern*, die vom Menschen eingeatmet werden, sind nur einige toxisch, und zwar in erster Linie die natürlichen Mineralfasern die man als *Asbeste* bezeichnet. Von diesen gehören die meisten zur Amphibol-Familie (Abschn. 9.4.3, S. 145), darunter der Amosit (Grunerit), der Krokydolith (Magnesio-Riebeckit), der Anthophyllit-Asbest sowie Tremolit- und Aktinolith-Asbest (Fubini u. Fenoglio 2007). Demgegenüber gehört der Chrysotilasbest zur Serpentin-Gruppe (Abschn. 9.5.6, S. 152).

Asbeste erzeugen die Asbestose, eine Lungenerkrankung, welche die Lungenfunktion schwächt und oft tödlich verläuft; als Spätfolgen kann es zum Lungenkrebs kommen. Nach heutiger Kenntnis spielt die Faserform für die toxische Wirkung von Asbesten eine wichtige Rolle; besonders gefährlich sind die so genannten WHO-Fasern mit einem Durchmesser von $<3 \mu\text{m}$, einer Länge von $>5 \mu\text{m}$ und einem Verhältnis Länge/Durchmesser von $>3:1$ (Albracht u. Schwerdtfeger 1991). Demgegenüber werden kürzere Fasern durch eine bestimmte Zellart, die Alveolar-Makrophagen (AM) häufiger in der Lunge eingekapselt und vom Körper ausgeschieden (Fubini u. Fenoglio 2007). Wichtige Faktoren für die Toxizität der Asbestfasern sind auch ihre chemische Zusammensetzung, ihr Reaktionsvermögen und ihre Biodurabilität (Fubini u. Fenoglio 2007; Nolan et al. 2001). Wegen seines hohen Risikopotentials wird der technische Einsatz von Asbest in vielen westlichen Ländern stark eingeschränkt; insbesondere in der Europäi-

schen Union ist er ganz verboten. Andererseits wird in vielen Entwicklungsländern Asbest immer noch produziert und technisch genutzt, von einigen Ländern, z. B. Kanada, Indien und Russland, auch exportiert.

Weitere faserförmige Minerale mit gesundheitsschädlichen Eigenschaften sind das Kettensilikat Balangeroit, der Zeolith Erionit sowie die Schichtsilikate Halloysit (S. 153), Palygorskit und Sepiolith. Gesetzliche Regelungen für die Verwendung dieser Minerale stehen bislang noch aus (Hawthorne et al. 2007). Auch künstliche Mineralfasern (KMF), wie z. B. Wollastonit-Fasern (S. 141), die im Feuerfestbereich eingesetzt werden, haben sich als gesundheitsschädlich erwiesen. Bei ihrer Produktion wird heute darauf geachtet, dass kritische Längen-/Durchmesser-Verhältnisse vermieden werden oder die Fasern in einer Trägersubstanz gebunden sind. Weiter steuert man die chemische Zusammensetzung so, dass die Beständigkeit im menschlichen Gewebe gering ist. Bei natürlichen und künstlichen Mineralfasern soll der Kanzerogenitäts-Index $K_i \geq 40$ liegen, was man am RAL-Gütezeichen erkennen kann.

Toxische Elemente in Mineralen

Zahlreiche Minerale enthalten als Haupt- oder NebenkompONENTEN Schwermetalle, die *toxische Wirkungen* auf den menschlichen und tierischen Organismen ausüben. Hierzu gehören insbesondere *Arsen*, z. B. im Arsenopyrit FeAsS oder im Tennantit $\text{Cu}_{12}[\text{S}/\text{As}_4\text{S}_{12}]$, *Blei* im Galenit (Bleiglanz) PbS , *Quecksilber* im Cinnabarit (Zinnober) HgS und *Cadmium*, das häufig als Nebenelement im Sphalerit (Zinkblende) ZnS eingebaut ist. Gebunden als Sulfide sind diese Metalle im Organismus kaum löslich und somit ungiftig. Daher konnten trotz der Giftigkeit von Quecksilber und Blei im alten Ägypten Zinnober und Bleiglanz zur Herstellung von Schminken benutzt werden. Die Verwendung von Zinnober als roter Farbstoff war bis ins 19. Jahrhundert üblich, so dass man diesen in alten Briefmarkenstempeln zerstörungsfrei, z. B. mittels Röntgenbeugung, nachweisen und damit die Echtheit dieser Briefmarken belegen kann. Erst die Zerstörung der Sulfid-Mineralen durch natürliche Verwitterungsprozesse oder technische Verhüttungsverfahren führt zur Freisetzung der Schwermetalle. Deren Transport erfolgt dann meist mit dem Abgasstrom in die Luft, so dass diese Stoffe eingeatmet werden und sich in dieser Form als besonders toxisch erweisen (Merian 1991). Wirklich giftige Minerale sind selten, so insbesondere ged. Quecksilber Hg , Arsenolith und Claudetit (As_2O_3) sowie Witherit BaCO_3 ; andere sind nur als gesundheitsschädlich einzustufen wie z. B. Chalkanthit $\text{Cu}[\text{SO}_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$.

Lagerstätten, in denen Erzminerale von toxischen Schwermetallen angereichert sind, und ihre weitere Umgebung stellen geochemische Anomalien dar, in denen die Gehalte an toxischen Komponenten die heute zulässigen Grenzwerte weit überschreiten und oft auch ins Grundwasser gelangen. Abgänge von Grubenwässern, geothermischen Kraftwerken und Halden des Bergbaus können ein Gefahrenpotential für die Bevölkerung darstellen, dem

man – wenn nötig – durch geeignete Maßnahmen begegnen muss. Ein berühmtes Negativbeispiel aus der Vergangenheit ist der „Giftbach“ von Reichenstein (Złoty Stok) in Schlesien, durch den für viele Jahrzehnte die Abwässer einer Gold-Arsen-Lagerstätte abfließen. Der Rio Tinto in Spanien erhielt seinen Namen wegen der farbigen Metalloxide, die aus den Abwässern der in seinem Einzugsgebiet liegenden, größten Kupfererz-Lagerstätte Europas stammen (vgl. Abschn. 21.5.2, S. 333). Selbstverständlich sollten beim Abbau und bei der Verhüttung von Erzen mit toxischen Komponenten besondere Sicherheitsmaßnahmen beachtet werden, was jedoch gerade in Entwicklungs- und Schwellenländern oft nicht der Fall ist. So werden As-reiche australische Erze in Tsumeb (Namibia) verhüttet, weil hier die Vorgaben zur Luftreinhaltung unter dem australischen Niveau liegen.

Minerale als natürliche Strahlenquelle

Einige Minerale sind starke *radioaktive Strahler*. Hierzu gehören in erster Linie Uraninit (Uranpecherz, Pechblende) UO_2 bis U_3O_8 , und andere Uran-Mineralen sowie Thorianit ThO_2 , die ionisierende Strahlen emittieren. Als Reinelemente geben sie nur α -Strahlen ab und sind daher infolge der sehr langen Halbwertszeit nur schwache Strahler; jedoch erzeugen die kurzlebigen Tochterisotope der Zerfallsreihen α - und β -Strahlen. Insbesondere das kurzlebige ^{226}Ra ist als starker α - und γ -Strahler für die Strahlenbelastung durch Uranerze und deren Abfälle verantwortlich. Für den Abbau und die Verhüttung insbesondere von reichen Uran- und Thorium-Erzen sind daher erhöhte Sicherheitsvorkehrungen notwendig. Die Sanierung von stillgelegten Uran-Bergwerken, ihrer Abraumhalden und ihrer gesammelten Aufbereitungsabgänge (engl. tailings) erfordern eine hohen finanziellen Aufwand, wie er derzeit in den Bergbaugebieten von Aueniederschlema (Erzgebirge) und Ronneburg (Thüringen) geleistet wird. Die hohen Strahlungs Dosen beruhen hier auf dem Umstand, dass in der damaligen DDR zwar das Uran gewonnen und in die UdSSR exportiert wurde, nicht aber das Radium. Es gelangte vielmehr auf die Abraumhalden und bereitet dort Probleme, weil es u. a. die harte Gammastrahlung emittiert und darüber hinaus das radioaktive Zerfallsprodukt mehrerer Radium-Isotope, das Edelgas Radon (besonders ^{222}Rn) in die Luft abgibt. Die *Heilquellen* in Bad Kreuznach, Bad Schlema, Bad Brambach und St. Joachimsthal (Jachymov, Böhmen) enthalten hauptsächlich Radon, aber nur Spuren von Radium selbst. Man bezeichnet sie daher korrekt als Radonbäder.

Die toxische Wirkung von Radium wurde erstmals durch den New Yorker Zahnarzt Theodor Blum erkannt. Er beschrieb den sog. *Radium-Kiefer* bei Patientinnen, die als Ziffernblatt-Malerinnen mit Ra-haltiger Leuchtfarbe in Kontakt kamen, da sie ständig den Pinsel mit der Zungenspitze befeuchteten.

Manche Gesteine, die U- und Th-haltige Minerale, wenn auch nur in geringer Menge führen, geben kontinuierlich eine natürliche Strahlungs-dosis ab, welche die zulässigen Grenzwerte deutlich überschreitet. Hinzu kommen Belastungen aus der Inhalation des freiwerdenden Radon (^{222}Rn); wenn dieses während der Inhalation zerfällt, verbleiben die nicht gasförmigen Tochterprodukte in der Lunge und führen hier zu gesundheitlichen Schäden. So beruht die sog. *Schneeberger Krankheit* auf der Inhalation von Radon in Verbindung mit Quarz-Feinstaub, wobei sich die schädigenden Wirkungen potenzieren. Erhöhte Radon-Konzentrationen finden sich z. B. in Kellerräumen und in Erdgeschoss von Häusern, die aus Granit gebaut sind (z. B. im Fichtelgebirge).

„Heilsteine“?

Im Zuge der modernen Esoterik-Welle wurden vorwissenschaftliche Anschauungen aus der Antike und dem Mittelalter wieder belebt, nach denen Minerale Heilwirkung auf den menschlichen Organismus ausüben sollen. Als prominentes Beispiel für diese Vorstellungen seien die medizinischen Schriften der Benediktinerinnen-Äbtissin Hildegard von Bingen (1098–1179) erwähnt. In der immer mehr anschwellenden Literatur zur „Steinheilkunde“ werden detaillierte Empfehlungen zum Einsatz von Mineralen, seltener auch von Gesteinen für die Heilung ganz spezifischer Krankheiten oder zur Steigerung des körperlichen und seelischen Wohlbefindens gegeben. Einige dieser Publikation versuchen durchaus, dem interessierten Leser die Grundzüge der Mineralogie und Petrologie nahe zu bringen. Die angebliche Heilwirkung von Mineralen wird auf vielfältige Ursachen wie Kristallstruktur, chemische Zusammensetzung, Farbe, ja sogar auf die geologischen Bildungsbedingungen oder die Form des künstlichen Schliffes zurück geführt; jedoch bleiben die Autoren eine rationale Begründung für die angebliche Wirkungsweise schuldig. Statt dessen werden Querverbindungen zur Astrologie, zur chinesischen Medizin, zur indischen Chakren-Lehre und zu einer Art Halbwissen-Physik gezogen.

Wie wir gesehen haben, können bestimmte Minerale durchaus auf den menschlichen oder tierischen Organismus einwirken, und zwar häufig mit negativer, teilweise aber auch mit positiver Wirkung. Das ist aber nur möglich, wenn die Minerale in feiner Verteilung oder in Lösung vom Körper aufgenommen werden und mit dem körpereigenen Gewebe reagieren können, oder wenn Minerale und Gesteine eine hohe Dosis an natürlicher radioaktiver Strahlung abgeben, wie das z. B. bei Uran-haltigen Graniten der Fall ist. Diese Voraussetzungen sind jedoch bei den als „Heilstein“ empfohlenen Mineralen nicht erfüllt. Ihre angebliche Heilwirkung entbehrt daher jeder naturwissenschaftlichen Grundla-

ge und könnte bestenfalls auf Autosuggestion (Placebo-Effekt) beruhen. Ein schöner Rauchquarz-Kristall gibt im Kontakt mit dem menschlichen Körper keine Substanzen ab und erleidet keinerlei Veränderung; die Strahlung, die er angeblich aussendet, ist physikalisch nicht nachweisbar.

Eine solche „Strahlung“ müsste ähnliche Eigenschaften wie die physikalisch nachweisbaren Strahlenarten haben, so dass auch für sie ein Abstandsgesetz gelten. Darüber hinaus sollte die Heilwirkung dieser „Strahlen“ von der Größe der emittierenden Steine abhängig sein, weil große Stücke stärker strahlen müssten als kleine. Schließlich sollte es Interferenzen mit anderen Mineralen geben, was zu chaotischen Verhältnissen in der freien Natur oder in Mineraliensammlungen führen würde. Dies hätte auch zur Folge, dass in Mineral-Lagerstätten sehr hohe „Strahlungsdosen“ nachweisbar sein sollten – wenn es nicht auch eine Eigenabsorption gibt. Auch ein „energetisches Aufladen“ von „verbrauchten“ Steinen in der Sonne – wie bei dem Phänomen der Phosphoreszenz – kann nicht erklären, was das Mineral einst im Erdinneren ohne Sonne an „Strahlung“ aufgenommen haben soll, die das Sonnenlicht wieder einbringen kann.

Ins Reich der Phantasie gehören Aussagen wie „Als Stein mit großer innerer Spannung wirkt Rauchquarz geradezu spannungslösend. Er ist der klassische Anti-Streß-Stein, der bei Streßsymptomen hilft und die innere Neigung zu Streß vermindert. Rauchquarz erhöht die Belastbarkeit und hilft Widerstände zu überwinden. Auch körperlich baut Rauchquarz Spannungen ab. Er lindert dadurch Schmerzen und löst Krämpfe. Besonders hilfreich ist er bei Rückenbeschwerden. Weiterhin macht Rauchquarz unempfindlicher gegen Strahleneinflüsse und lindert Strahlenschäden. Er stärkt die Nerven.“ (M. Gienger 1997: Lexikon der Heilsteine).

Sind die oben beschriebenen Wirkungen bestenfalls Folge einer Mischung aus Placebo-Effekt und Freude an schönen Steinen zu werten, so kann die neue Praxis, Mineralpulver aus Korund, Diamant oder Quarz für das Einlegen ins Wasser oder gar für eine orale Aufnahme anzubieten, teilweise zu gefährlich Folgen führen. Wenn jemand z. B. Malachit-Pulver in größerer Menge zu sich nimmt, überschwemmt er den Körper mit dem Schwermetall Kupfer, das in der Form des Kupferkarbonat im Magen sicher nicht stabil ist und durch die Magensäure zumindest teilweise aufgelöst wird. Pulver aus Quarz (hier wertsteigernd als Bergkristall, Rosenquarz oder Amethyst bezeichnet) werden im Internet, auf Mineralienbörsen und in Heilsteinläden offen angeboten, u. a. um diese in Öle und Salben einzuarbeiten. Diese Pulver sind eindeutig als gesundheits-schädlich zu bezeichnen.

Zusammenfassend muss man feststellen, dass der Handel mit angeblichen „Heilsteinen“ in jeder Form reine Geschäftemacherei ist und als Scharlatanerie schärfstens abgelehnt werden muss.

1.10 Bestimmung von Mineralen mit einfachen Hilfsmitteln

Die Bestimmung von Mineralen nach äußeren Kennzeichen ist keine triviale Angelegenheit; sie erfordert vielmehr Beobachtungsgabe, ein gutes visuelles Gedächtnis, Übung und Erfahrung. Unerlässlich ist eine Lupe mit hinreichender Vergrößerung (10fach) und nicht zu kleinem Gesichtsfeld. Sehr hilfreich ist die Verwendung eines guten Binokularmikroskops.

Äußere Kennzeichen und physikalische Eigenschaften sind: Morphologische Ausbildung (Einkristall – Kristallaggregat – Gestein), Kristallform (Tracht – Habitus), Zwillingbildung, Flächenstreifung, Spaltbarkeit, Bruch, mechanisches Verhalten (Elastizität, Sprödigkeit, Dehnbarkeit), Ritzhärte, Dichte, Farbe (Farbwandlung), Glanz, Lichtdurchlässigkeit, Strich auf rauher Porzellanplatte, Fluoreszenz, magnetisches Verhalten, Radioaktivität. Hierzu leisten Bestimmungstabellen Hilfe (z. B. Hochleitner et al. 1996).

Weiterführende Literatur

Lehrbücher

- Best MG (2003) *Igneous and metamorphic petrology*, 2nd edn. Blackwell, Oxford
- Borchardt-Ott W (2008) *Kristallographie*, 7. Aufl. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Buerger MJ (1977) *Kristallographie*. de Gruyter, Berlin New York
- Craig JR, Vaughan (1981) *Ore microscopy and ore petrography*. Wiley, New York
- Higgins MD (2006) *Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology*. Cambridge University Press, Cambridge, UK
- Kleber W, Bausch H-J, Bohm J (1998) *Einführung in die Kristallographie*, 18. Aufl. Oldenbourg, München
- Klein C (1989) *Minerals and rocks. Exercises in crystallography, mineralogy and hand specimen petrology*. Wiley, New York
- Klein C, Hurlbut Jr. CS (1985) *Manual of mineralogy (after James D. Dana)*, 20th edn. Wiley, New York
- Mücke A (1989) *Anleitung zur Erzmikroskopie*. Enke, Stuttgart
- Müller G, Raith M (1976) *Methoden der Dünnschliffmikroskopie*, 2. Aufl. Clausthaler Tektonische Hefte 14, Ellen Pilger, Clausthal-Zellerfeld
- Nesse ND (2004) *Introduction to optical mineralogy*, 3rd ed. Oxford University Press, New York Oxford
- Pichler H, Schmitt-Riegraf C (1993) *Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff*, 2. Aufl. Enke, Stuttgart
- Press F, Siever R (2003) *Allgemeine Geologie – Eine Einführung in das System Erde*, 3. Aufl. Spektrum, Heidelberg Berlin Oxford
- Putnis A (1992) *Introduction to mineral sciences*. Cambridge University Press, Cambridge/UK
- Ramdohr P (1975) *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*, 4. Aufl. Akademie-Verlag Berlin.
- Ramdohr P (1976) *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon, Oxford
- Ramdohr P, Strunz H (1978) *Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie*, 16. Aufl. Enke, Stuttgart
- Rösler HJ (1991) *Lehrbuch der Mineralogie*, 5. Aufl. Enke, Stuttgart

- Schneiderhöhn H (1952) *Erzmikroskopisches Praktikum*. Schweizerbart, Stuttgart
- Selenium O (ed) (2005) *Essentials of medical geology – impacts of the natural environment on public health*. Elsevier, Amsterdam Oxford
- Tröger WE, Bambauer HU, Braitsch O, Taborszky F, Trochim HD (1967) *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Teil 2, Textband. Schweizerbart, Stuttgart
- Wahlstrom EE (1979) *Optical Crystallography*, 5th ed. Wiley & Son, New York
- Wenk HR, Bulakh A (2004) *Minerals. Their constitution and origin*. Cambridge University Press, Cambridge, UK
- Wimmenauer W (1985) *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*. Enke, Stuttgart
- Zoltai T, Stout JH (1985) *Mineralogy – concepts and principles*. Burgess, Minneapolis, Minnesota

Übersichtsartikel

- Boskey AL (2007) *Mineralization of bones and teeth*. *Elements* 3:385–391
- Dove PM, de Yoroero JJ, Weiner S (eds) (2003) *Biom mineralization*. *Rev Mineral Geochem* 54
- Fubini B, Fenoglio I (2007) *Toxic potentials of mineral dusts*. *Elements* 3:407–414
- Jones JR, Gentleman E, Polak J (2007) *Bioactive glass scaffolds for bone regeneration*. *Elements* 3:393–399
- Pasteris JD, Wopenka B, Valsami-Jones (2008) *Bone and tooth mineralization: Why apatite?* *Elements* 4:97–104
- Sahai N (2007) *Medical mineralogy and geochemistry: an interfacial science*. *Elements* 3:381–384
- Sahai N, Schoonen MAA (eds) (2006) *Medical mineralogy and geochemistry*. *Rev Mineral Geochem* 64
- Schächter N (2008) *Versorgung mit mineralischen Rohstoffen – eine Bestandsaufnahme*. *GMIT Geowissenschaftl Mitt* 32:6–13
- Wesson JA, Ward MD (2007) *Pathological biomineralization of kidney stones*. *Elements* 3:415–421

Nachschlagewerke

- Bernard JH, Hyršl J (2004) *Minerals and their localities*. Granit, Prag
- Hahn T (ed) (2002) *International tables for crystallography*. Vol A, Spacegroup symmetry, 5th edn. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
- Hochleitner R, von Philipsborn H, Weiner KL, Rapp K (1996) *Minerale Bestimmen nach äußeren Kennzeichen*, 3. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart
- Maucher A, Rehwald G (1961-1973) *Bildkartei der Erzmikroskopie*. Umschau, Frankfurt/Main
- Schouten C (1962) *Determination tables for ore microscopy*. Elsevier, Amsterdam
- Strunz H (1982) *Mineralogische Tabellen*, 8. Aufl. Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig, Leipzig
- Strunz H, Nickel EH (2001) *Strunz mineralogical tables*, 9th edn. Schweizerbart, Stuttgart
- Tröger WE, Bambauer HU, Taborszky F, Trochim HD (1982) *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Teil 1, Bestimmungstabellen, 5. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart

Zitierte Literatur

- Albracht G, Schwerdtfeger OA (Hrsg) (1991) *Herausforderung Asbest*. Universum, Wiesbaden

- Bleil U, von Dobeneck T (2006) Das Magnetfeld der Erde. In: Wefer G (Hrsg) Expedition Erde – Wissenswertes und Spannendes aus den Geowissenschaften, 2. Aufl. Geo Union, Alfred Wegener Stiftung, S 78–87
- Broz ME, Cook RF, Whitney DL (2006) Microhardness, toughness, and modulus of Mohs' scale minerals. *Am Mineral* 91:135–142
- Dullo W-Chr, Henriot JP (eds) (2007) Special Issue: Carbonate Mounds on the NW European Margin: a window into Earth History. *Internat J Earth Sci* 96:1–213
- Friedrich W, Knipping P, Laue M (1912) Interferenz-Erscheinungen bei Röntgenstrahlen. *Sitzungsber Kgl Bayer Akad Wiss* 1912:303–322
- Hawthorne FC, Oberti R, Della Ventura G, Mottana A (2007) Amphiboles: crystal chemistry, occurrence, and health issues. *Rev Mineral Geochem* 67, 545 p
- Hermann C (Hrsg) (1935) Internationale Tabellen zur Bestimmung von Kristallstrukturen, Bd. 1. Borntraeger, Berlin
- McNamara K (2004) Stromatolithes. Western Australian Museum, Perth, Australia, 29 p
- Merian E (ed) (1991) Metals and their compounds in the environment occurrence, analysis and biological relevance. VCH, Weinheim
- Nolan RP, Langer AM, Ross M, Wicks FJ, Martin RF (eds) (2001) Health effects of chrysotile asbestos: contribution of science to risk-management decisions. *Canad Mineral Spec Publ* 5, 304 p
- Reitner J (1997) Stromatolithe und andere Mikrobialithe. In: Steininger FF, Maronde D (Hrsg) Städte unter Wasser – 2 Milliarden Jahre. Kleine Senckenberg-Reihe 24, Senckenberg, Frankfurt am Main, 186 S
- Ronov AB, Yaroshevsky AA (1969) Chemical composition of the Earth's crust. In: Hart PJ (ed) The Earth's crust and upper mantle. American Geophysical Union, Washington DC, pp 37–62
- von Denffer D, Ehrendorfer F, Mägdefrau K, Ziegler H (2002) Strasburger Lehrbuch der Botanik für Hochschulen, 35. Aufl. Elsevier/Spektrum, Heidelberg Amsterdam
- Weinbruch S, Ebert M, Vester B (2006) Feinstaubexposition in urbanen Ballungsräumen: Ergebnisse der Elektronenmikroskopie. *GMIT Geowissenschaftliche Mitteilungen* 24, Juni 2006, S 8–14
- Wesson JA, Ward MD (2007) Pathological biomineralization of kidney stones. *Elements* 3:415–421
- Wimmenauer W (1992) Zwischen Feuer und Wasser. Gestalten und Prozesse im Mineralreich. Urachhaus Johannes Mayer, Stuttgart

Teil I

Spezielle Mineralogie

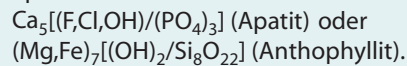
Eine Auswahl wichtiger Minerale

Zur Systematik der Minerale

Die Klassifikation der Minerale erfolgt in Anlehnung an die international bewährten *Mineralogischen Tabellen* von Strunz (1982) bzw. Strunz u. Nickel (2001) (Tabelle 1.1, S. 3). Sie beruht auf einer Kombination von chemischen und kristallchemischen Gesichtspunkten. Die Einteilung richtet sich nach den Anionen oder Anionengruppen (Anionenkomplexen), die viel besser geeignet sind, Gemeinsames herauszustellen, als die Kationen.

Bei den Silikaten bilden die kristallstrukturellen Eigenschaften ein ausgezeichnetes Gerüst für die Gliederung. In den chemischen Formeln von komplex zusammengesetzten Mineralen wie Phosphaten oder Silikaten werden die Anionengruppen in eckige Klammern gesetzt und Anionen erster und zweiter Art durch einen Schrägstrich (/) getrennt. Bei Mischkristallen werden Anionen und Kationen, die sich in der Kristallstruktur gegenseitig ersetzen können (Diadochie), durch Kommata getrennt und in runde Klammern gesetzt.

Beispiele:



Bei der Auflistung der physikalischen Eigenschaften der Minerale wird die Härte grundsätzlich nach der nichtlinearen relativen Härteskala von Mohs, die Dichte in Gramm pro Kubikzentimeter (g cm^{-3}) angegeben. Mengenangaben erfolgen in Gewichtsprozent (% Gew.-%), Volumenprozent (Vol.-%) oder Molekularprozent (Mol.-%). Die Nummerierung für chemische Mineralreaktion (in runden Klammern) und für physikalische Formeln [in eckigen Klammern] erfolgt kapitelweise.

Elemente

2.1 Metalle

2.2 Metalloide (Halbmetalle)

2.3 Nichtmetalle

Im elementaren Zustand treten in der Natur etwa 20 chemische Elemente auf. Darunter befinden sich gediegene (ged.) Metalle, Metalloide (Halbmetalle) und Nichtmetalle. Die Metalle sind meistens legiert: Sie neigen zur Mischkristallbildung, z. B. (Au, Ag). Die wichtigsten Vertreter sind in Tabelle 2.1 zusammengestellt.

Tabelle 2.1.
In der Natur elementar auftretende chemische Elemente

Metalle	
Kupfer-Gruppe	
ged. Kupfer	Cu
ged. Silber	Ag
ged. Gold	Au
Quecksilber-Gruppe	
ged. Quecksilber	Hg
Amalgam	(Hg,Ag)
Eisen-Gruppe	
ged. Eisen	α -Fe
Kamazit	α -(Fe,Ni) (Ni-ärmer)
Taenit	γ -(Fe,Ni) (Ni-reicher)
Platin-Gruppe	
ged. Platin	Pt
und Pt-Legierungen	z. B. (Pt, Ir)
Metalloide (Halbmetalle)	
Arsen-Gruppe	
ged. Arsen	As
ged. Antimon	Sb
ged. Wismut (Bismut)	Bi
Nichtmetalle	
Graphit	C
Diamant	C
Schwefel	S

2.1 Metalle

In den Kristallstrukturen der metallischen Elemente ist eine möglichst hohe Raumerfüllung und hohe Symmetrie angestrebt. Besonders bei Kupfer, Silber, Gold und den meisten Platin-Metallen, die jeweils flächenzentrierte kubische Gitter bilden, ist mit ihrer kubisch dichten Kugelpackung // {111} eine hohe Packungsdichte gewährleistet (Abb. 2.1). Innerhalb der Eisen-Gruppe mit ihrem teilweise innen-zentrierten kubischen Gittertyp (α -Fe, Kamazit) ist die Packungsdichte etwas geringer. Die physikalischen Eigenschaften, wie hohe Dichte, große thermische und elektrische Leitfähigkeit, Metallglanz, optisches Verhalten und mechanische Eigenschaften sind durch die Packungsdichte und die metallischen Bindungskräfte in den Metallstrukturen begründet. So verhalten sich Metalle opak, d. h. sie sind auch in einem Dünnschliff von nur 20–30 μm Dicke nicht durchsichtig. Die vorzügliche Deformierbarkeit der Metalle Au, Ag, Cu und Pt beruht auf der ausgeprägten Translation ihrer Strukturen nach den Ebenen // {111}, die am dichtesten mit Atomen besetzt sind.

In den Anordnungen der dichten Kugelpackungen (Abb. 2.1) sind die Atomkugeln (rein geometrisch gesehen) so dicht zusammengepackt, wie es überhaupt möglich ist. Bei ihnen ist jedes Atom von 12 gleichartigen Nachbarn im gleichen Abstand umgeben, d. h. seine Koordinationszahl ist [12]. Man unterscheidet die kubisch dichte Kugelpackung (kubisch flächenzentriertes Gitter) mit einer Schichtenfolge 123123 ... (rein schematisch) von der hexagonal dichten Kugelpackung. Bei ihr ist die Schichtenfolge 1212 ..., wobei jede 3. Schicht mit der 1. eine identische Lage aufweist. Die echten Metalle kristallisieren mit wenigen Ausnahmen in diesen Strukturen.

Kupfer, Cu

Ausbildung und Kristallformen. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$; ged. Kupfer (engl. native copper) tritt wie ged. Au und ged. Ag in dendritischen oder moosförmigen Aggregaten, häufig auch in plattigen bis massigen Formen auf. An den skelettartigen Aggregaten erkennbare Kristallformen sind meistens stark verzerrt (Abb. 2.2). Häufig sind Würfel, Rhombendodekaeder, Oktaeder oder deren

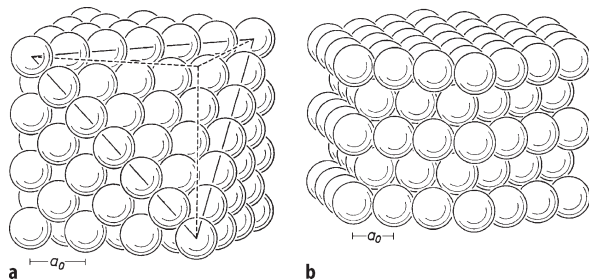


Abb. 2.1. a Kubisch dichteste Kugelpackung. b Hexagonal dichteste Kugelpackung. (Nach Ramdohr u. Strunz 1978)

Kombinationen entwickelt. Solche Wachstumsformen sind bei ged. Cu meist viel weniger zierlich ausgebildet als bei den beiden Edelmetallen, und die Kristalle sind größer als bei ged. Au.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt
Bruch	hakig, dehnbar
Härte	2½–3
Dichte	8,3–8,9
Schmelzpunkt	1 083 °C
Farbe, Glanz	kupferroter Metallglanz, matte Anlauf-farbe durch dünne Oxidschicht, Reflexionsvermögen ca. 73 % des ein-ge-strahlten Lichtes
Strich	kupferrot, metallglänzend

Struktur. Kubisch-flächenzentriert (Abb. 1.8, S. 10). Wegen seines wesentlich kleineren Atomradius von 1.28 Å bildet Cu keine Mischkristallreihen mit Ag und Au.

Chemismus. Ged. Cu kommt bis auf Spurengehalte relativ rein in der Natur vor.



Abb. 2.2. Ged. Kupfer mit dendritischem Wachstum, aber erkennbaren Kristallflächen, hauptsächlich Rhombendodekaeder {110}. Keweenaw-Halbinsel, Michigan, USA. Etwa natürliche Größe. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Vorkommen. Ged. Cu tritt relativ verbreitet, jedoch meistens nur in kleinen Mengen auf, so innerhalb der Verwitterungszone von Kupferlagerstätten. Die hydrothermale Verdrängungslagerstätte auf der Keweenaw-Halbinsel im Oberen See (Michigan, USA) lieferte stattliche Stufen von ged. Cu, die bis >20 t Gewicht erreichten und früher mit Hammer und Meißel zerkleinert wurden; sie befinden sich in vielen Mineraliensammlungen (Abb. 2.2).

Wirtschaftliche Bedeutung. Als Kupfererz ist ged. Cu von geringerer wirtschaftlicher Bedeutung, Hauptminerale sind Kupfersulfide.

Silber, Ag

Ausbildung und Kristallformen. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$, ged. Silber (engl. native silver) kommt meistens in draht-, haar- oder moosförmigen bis dendritischen Aggregaten vor. Bekannt sind die prächtigen „Silberlocken“ (Abb. 2.3), die nach einer Oktaederkante [110], der dichtest besetzten Gittergeraden, ihr bevorzugtes Wachstum entwickelt haben. Wohlausgebildete kubische Kriställchen sind relativ selten. Gelegentliche Zwillinge sind nach ihrer Zwillingsenebene (111) plattenförmig verzerrt.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt
Bruch	hakig, plastisch verformbar
Härte	2½–3

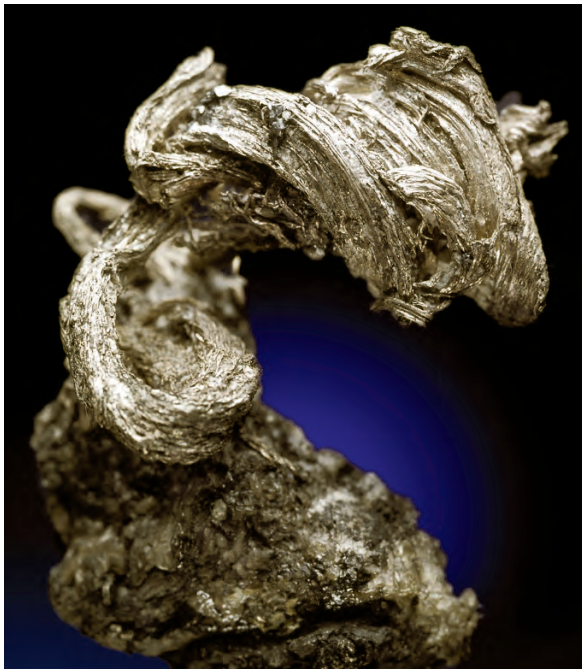


Abb. 2.3. Ged. Silber mit typisch lockenförmigem Wachstum, Kongsberg, Norwegen. Etwa natürliche Größe. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto K.-P. Kelber)

Dichte	9,6–12, rein 10,5
Schmelzpunkt	960 °C
Farbe, Glanz	silberweißer Metallglanz nur auf frischer Bruchfläche, meistens gelblich bis bräunlich angelaufen durch Überzug von Silbersulfid; Reflexionsvermögen von reinem Ag ca. 95 % des eingestrahnten Lichtes
Strich	silberweiß bis gelblich, metallglänzend

Struktur. Kubisch-flächenzentriert (Abb. 1.8).

Chemismus. Ged. Ag ist häufig mit Au, gelegentlich mit Hg, Cu und Bi legiert.

Vorkommen. In der sekundär entstandenen sog. Zementationszone sehr vieler Ag-führender Lagerstätten kann es lokal zu großen Anreicherungen von ged. Ag kommen.

Bedeutung. Im Gegensatz zu ged. Au spielt ged. Ag als Erzmineral in den Silberlagerstätten nur lokal eine Rolle.

Die wichtigsten Ag-Erzminerale sind einfache oder komplexe Sulfide, wie Argentit (Silberglanz) Ag_2S oder Freibergit (ein Ag-haltiges Fahlerz) $(Ag,Cu)_{10}(Fe,Zn)_2[(Sb,As)_4S_{13}]$, die als sog. Silberträger häufig Einschlüsse im Galenit (Bleiglanz) PbS bilden. Galenit ist das wichtigste Silbererz! Auch Ag-Selenide und -Telluride können für die Ag-Gewinnung Bedeutung haben.

Gold, Au

Ausbildung und Kristallform. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$. Ged. Gold (engl. native gold) bildet in der Natur undeutlich entwickelte Kriställchen mit unebener, gekrümmter Oberfläche, meistens Oktaeder {111}, seltener Würfel {100} oder Rhombendodekaeder {110}, daneben verschiedene Kombinationen dieser und anderer kubischer Formen. Meistens sind die Goldkriställchen stark verzerrt. Sie gruppieren sich zu bizarren, blech- bis drahtförmigen, meist dendritischen (skelettförmigen) Aggregaten (Abb. 2.4, 2.5). Verbreiteter ist ged. Au in winzigen,

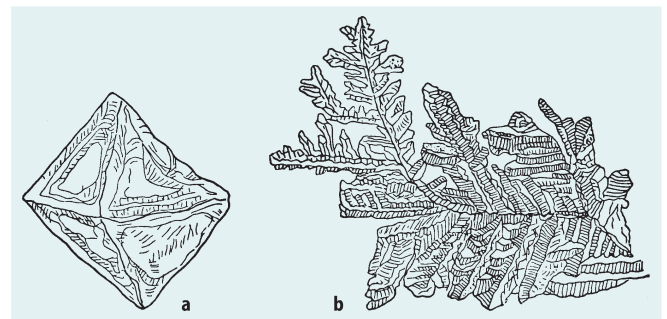


Abb. 2.4. Ged. Gold. **a** Oktaeder mit typisch gekrümmter Oberfläche, **b** mit dendritischem (skelettförmigem) Wachstum. (Aus Klein u. Hurlbut 1985)



Abb. 2.5. Kristallgruppe von ged. Gold in der man teilweise Oktaeder erkennt. Eagle's Nest, Kalifornien. Bildbreite: 11 mm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

mikroskopisch sichtbaren oder submikroskopischen Einschlüssen in sulfidischen Erzmineralen wie Pyrit (FeS_2) oder Arsenopyrit (FeAsS).

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt
Bruch	hakig, plastisch verformbar
Härte	2½–3
Dichte	reines Au 19,3, also wesentlich höher als bei ged. Ag und ged. Cu, mit zunehmendem Ag-Gehalt auf ca. 16 abnehmend
Schmelzpunkt	1 063 °C
Farbe, Glanz	goldgelber Metallglanz, durch Ag-Gehalt heller: keine Anlauffarben. Reflexionsvermögen für rotes Licht ca. 85 %, für grünes dagegen nur ca. 50 % des eingestrahlenen Lichtes; daher hat reines Gold einen rötlichen Farbton. Mit zunehmendem Ag-Gehalt wird grünes Licht zunehmend stärker reflektiert und bei einer Zusammensetzung $\text{Au}_{55}\text{Ag}_{45}$ (Elektrum) ist das Reflexionsvermögen für grünes, oranges und rotes Licht gleich, so dass diese Legierung rein silberweiß gefärbt ist

Strich

goldgelb, metallglänzend. Gold unterscheidet sich von gelb aussehenden Sulfiden wie Pyrit oder Kupferkies (Chalcopyrit) CuFeS_2 durch seinen goldfarbenen Strich auf rauher Porzellanplatte

Struktur. Kubisch-flächenzentriert (Abb. 1.8). Wegen der etwa gleichen Größe ($1,44 \text{ \AA}$) der Atomradien besteht eine lückenlose Mischkristallreihe zwischen Au und Ag.

Chemismus. Das natürliche Gold enthält meist 2–20 Gew.-% Silber. Legierungen mit 30 % Ag und mehr werden als *Elektrum* bezeichnet. Geringe Beimengungen von Cu und Fe kommen neben Spurengehalten weiterer Metalle, so auch von Platinmetallen, häufig vor.

Vorkommen. Im Unterschied zum primär gebildeten sog. *Berggold* kommt ged. Au auf sekundärer Lagerstätte in Form von Blättchen und Körnern oder sogar Klumpen (*Nuggets*) in Geröllablagerungen von Bächen oder Flüssen vor (Goldseifen), wo es als sog. *Seifengold* bzw. *Waschgold* aufgrund seiner hohen Dichte sowie seiner Beständigkeit gegen mechanische und chemische Verwitterung angereichert wird.

Bedeutung. Ged. Au ist als sog. *Freigold* das wichtigste Goldmineral und wichtigster Gemengteil von Golderzen. Chemische Verbindungen mit Au sind als Minerale sehr viel weniger verbreitet. Die wichtigste Au-Lagerstätte der Erde mit den weltweit größten Au-Vorräten ist die fossile Goldseife des Witwatersrand, Südafrika (Abschn. 23.2.7, S. 358ff).

Gewinnung und Verwendung. Die Gewinnung des Goldes aus Erzen kann durch Behandlung mit Hg (Amalgamierung) oder über Auslaugung auf Grund seiner Löslichkeit in KCN- oder NaCN-Laugen (Cyanidverfahren) erfolgen (Umweltprobleme). Schon geringe Gehalte von wenigen Gramm pro Tonne (g/t) können Goldlagerstätten bauwürdig machen.

Gold ist wichtigstes Währungsmetall, heute seltener auch Münzmetall (insgesamt 19 % der Gesamtmenge); am weitaus wichtigsten ist nach wie vor die Verarbeitung zu Schmuck (67 %). Gold wird ferner verwendet in der Computertechnologie, für Geräte der Chemie, als Zahngold und für Katalysatoren (insgesamt 13 %). Die 11 wichtigsten Förderländer für Gold sind (Förderung 2007 bzw. 2003*) Australien (280 t), Südafrika (270 t), VR China (250 t), USA (240 t), Peru (170 t), Russland (160 t), Indonesien (120 t), Kanada (100 t), Usbekistan (85 t*), Ghana (67 t*) und Papua-Neuguinea (62 t*).

Quecksilber, Hg

Ged. Quecksilber ist das einzige bei gewöhnlicher Temperatur flüssige Metall. Bei $-38,9 \text{ °C}$ geht es unter Atmosphärendruck (= 1 bar = 1 000 hPa) in den kristallisierten Zustand über. Es ist silberweiß, stark metall-

glänzend. Mit $D = 13,6$ hat es eine sehr hohe Dichte. Hg ist giftig und kann im Spurenbereich in der Natur als Schadstoff auftreten!

Ged. Hg kommt in kleinen Tropfen in der Verwitterungszone von Zinnobers-Lagerstätten (Cinnabarit, Zinnober HgS) vor. Gegenüber Cinnabarit ist es als Quecksilber-Erzmineral unbedeutend. Als natürliches *Amalgam* ist Hg mit Ag oder Au legiert.

Eisen, α -Fe

Ausbildung. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$, größere Blöcke, derbe Massen und knollige Aggregate.

Physikalische Eigenschaften.

Bruch	hakig
Härte	4–5
Dichte	7,9 (rein)
Farbe, Glanz	stahlgrau bis eisenschwarz, metallisch
Strich	stahlgrau
Weitere Eigenschaft	stark ferromagnetisch

Struktur und Chemismus. Kubisch-innenzentriertes Gitter des α -Fe (Abb. 1.8, S. 10), als Tieftemperaturform eine der vier Modifikationen des metallischen Eisens. Der Strukturunterschied zur Gold- und Platin-Gruppe bedingt die etwas unterschiedlichen mechanischen Eigenschaften.

Vorkommen von terrestrischem Eisen. Ged. Eisen tritt in der Erdkruste nur sehr selten auf; es enthält in der Regel nur wenig Ni. Unter den oxidierenden Einflüssen der Atmosphäre verwittert es in kurzer Zeit zu Eisenoxidhydraten (Limonit FeOOH). Knollen von ged. Fe bilden sich unter dem reduzierenden Einfluss von Kohlenflözen bei der

Kristallisation von basaltischen Schmelzen aus deren reichlichem Fe-Gehalt. Auch bei der Kristallisation der Mondbasalte ist häufig ged. Fe als akzessorischer Gemengteil gebildet worden, da der Mond keine sauerstoffhaltige Atmosphäre besitzt und daher reduzierende Bedingungen herrschen. Der Erdkern besteht aus Fe-Ni-Legierungen, ähnlich der chemischen Zusammensetzung von Eisenmeteoriten (Abschn. 27.4, S. 493ff).

Das kosmische Eisen. Kosmisches Eisen, das gelegentlich auf die Erdoberfläche gelangt, unterscheidet sich stets durch einen größeren Nickelgehalt. Es findet sich in *Meteoriten*, insbesondere in *Eisen- und Stein-Eisen-Meteoriten*, untergeordnet auch in *Chondriten* (Abschn. 29.3, S. 508ff). Die meisten Meteorite sind Bruchstücke größerer Körper aus dem Asteroidengürtel unseres Sonnensystems, die auf die Erdoberfläche gefallen sind (Kap. 29).

Der bisher größte bekannt gewordene Eisenmeteorit ist rund 60 t schwer und liegt bei der Farm Hoba-West im Norden Namibias (Abb. 29.2, S. 507). Ein 63,3 kg schwerer Eisenmeteorit ist 1916 bei Marburg an der Lahn gefallen. Das Meteoreisen ist meist nicht einheitlich zusammengesetzt. Die am häufigsten auftretenden *Oktaedrite* bestehen hauptsächlich aus 2 metallischen Mineralphasen, dem kubisch-innenzentrierten *Kamacit* (Balkeneisen) etwa $Fe_{95}Ni_5$ und dem kubisch-flächenzentrierten *Taenit* (Bandeisen) mit 27–65 Gew.-% Ni. Beide Phasen sind nach $\{111\}$ orientiert miteinander verwachsen; die Zwischenräume sind mit feinkristallinen *Kamacit-Taenit-Aggregaten* erfüllt, dem *Plessit* (Fülleisen). Durch Anätzen einer polierten Fläche mit verdünnter Salpetersäure tritt diese Struktur deutlich hervor. Man bezeichnet sie als *Widmannstätten-Figuren* (Abb. 2.6, 29.8). Die selteneren *Hexaedrite* bestehen fast nur aus *Kamacit*.

Abb. 2.6.

Kosmisches Nickeleisen (Fe, Ni). Eisenmeteorit (Oktaedrit) von Joe Wright Mountain, Arkansas, USA, gefunden 1884. Auf der gesägten, polierten und angeätzten Platte erkennt man die charakteristischen *Widmannstätten-Figuren*. Sperriges Gerüst aus *Kamacit* (Balkeneisen) mit schmalen Rändern von *Taenit* (Bandeisen), in den Lücken *Plessit* (Fülleisen). Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)



Platin, Pt

Ausbildung und Kristallformen. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$, nur selten kubische Kriställchen (Abb. 2.7), eher Körner oder abgerollte Klümpchen, meist mikroskopisch klein.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt
Bruch	hakig, dehnbar
Härte	4–4½, härter als Minerale der Gold-Gruppe
Dichte	15–19 in Abhängigkeit vom legierten Fe-Gehalt
Schmelzpunkt	1769 °C
Farbe, Glanz	stahlgrau, metallisch glänzend, oxidiert nicht an der Luft
Strich	silberweiß

Struktur und Chemismus. Ged. Platin hat ein kubisch-flächenzentriertes Gitter, ebenso die natürlich vorkommenden kubischen Pt-Metalle Pd und Ir (Abb. 1.8). Ged. Pt bildet immer Legierungen mit Fe, meist zwischen 4 und 21 %, in einzelnen Fällen auch darüber, sowie mit

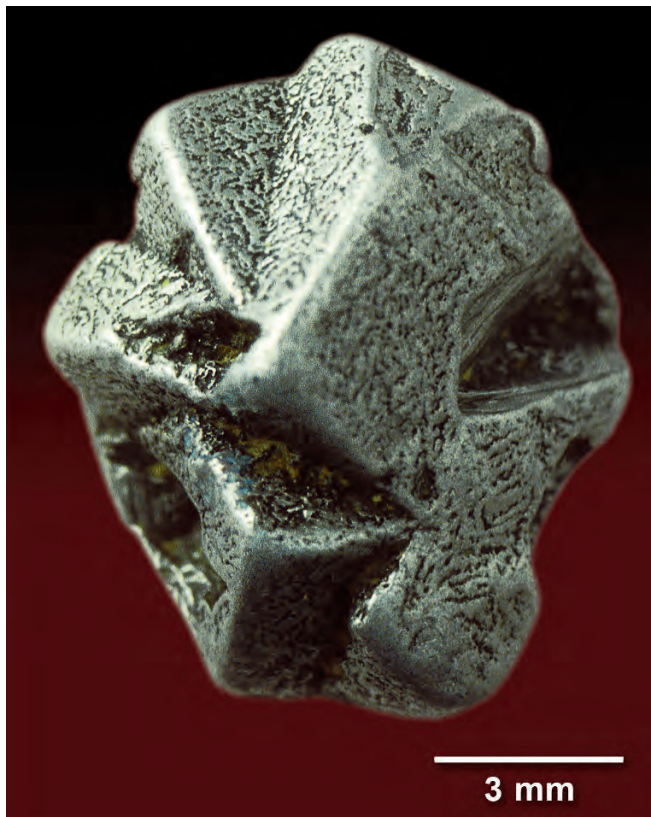


Abb. 2.7. Ged. Platin, Kristallgruppe mit Kristallformen des Würfels {100}. Kondior, Bezirk Chabarowsk, Ostsibirien. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

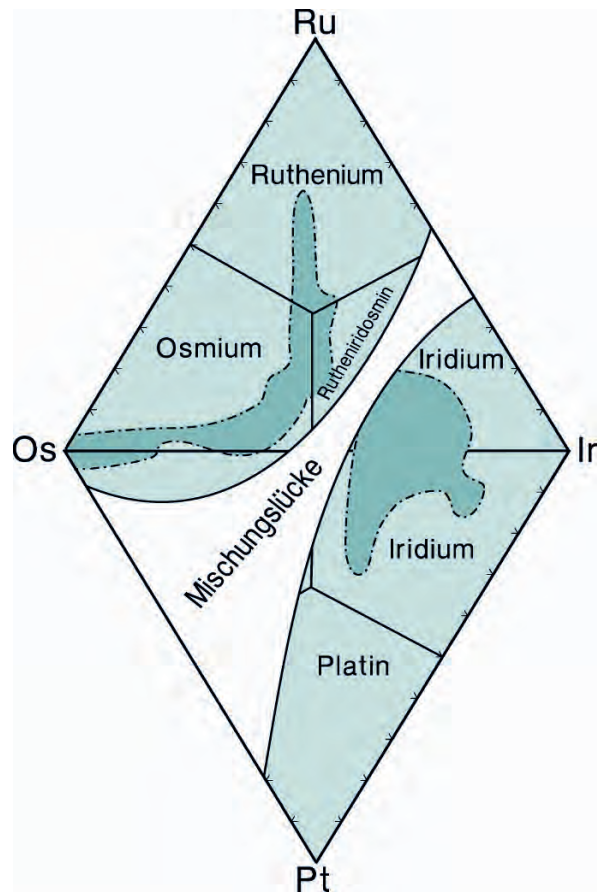


Abb. 2.8. Natürliche Mischkristalle der Platin-Metalle im System Os–Pt–Ir–Ru. Häufigste Zusammensetzungen: dunkel; seltenere Zusammensetzungen: hell; Mischungslücke: weiß. (Nach Cabri et al. 1996)

anderen Platinmetallen wie Ir, Os, Rh, Pd (Abb. 2.8), schließlich auch mit Cu, Au, Ni. Beispiele sind die Mischkristallreihe Pt–Pd, die bei >770 °C lückenlos ist, ferner *Platiniridium* (Pt, Ir), *Osmiridium* (Ir, Os), *Aurosmiridium* (Ir, Os, Au) mit je 25 % Os und Au, sowie *Polyxen* (Pt > Ir > Os > Rh > Pd > Ru), alle mit kubisch-dichtester Kugelpackung. Das Pt-Metall Os und die Legierung *Iridosmium* zeigen hexagonal dichteste Kugelpackung.

Vorkommen. Akzessorisch in ultramafischen Magmatiten, besonders Duniten, seltener auch in hydrothermalen Erzlagerstätten. Auf sekundärer Lagerstätte, in Platinseifen, kommt Pt in winzigen Plättchen, seltener als Nuggets vor. Mehrere Millimeter große, würfelige Kristalle von Ferroplatin wurden in der Seifen-Lagerstätte Kondior (Ostsibirien) gefunden (Fehr et al. 1995; Shcheka et al. 2004).

Verwendung. In der Elektroindustrie, zur Herstellung physikalischer und chemischer Geräte, als Katalysator, in der chemischen Industrie, in der Zahntechnik, für Schmuckgegenstände.

2.2 Metalloide (Halbmetalle)

Die Halbmetalle *Arsen*, *Antimon* und *Wismut (Bismut)* gehören alle dem gleichen Strukturtyp an. Ihr Feinbau entspricht einem einfachen kubischen Gitter, das in Richtung der 3-zähligen Achse etwas deformiert ist und die Raumgruppe $R\bar{3}m$ hat. Von den sechs Nachbarn eines jeden Atoms sind drei stärker, die anderen drei schwächer homöopolar gebunden. Dadurch entsteht eine leicht gewellte Schichtstruktur mit einer vollkommenen Spaltbarkeit // (0001). Die drei Halbmetalle haben ähnliche physikalische Eigenschaften. Sie sind relativ spröde und schlechtere Leiter von Wärme und Elektrizität als die Metalle.

Arsen, As

Ged. Arsen findet sich gewöhnlich in äußerst feinkristallinen, dunkelgrau angelaufenen, nierig-schaligen Massen, die auch als *Scherbenkobalt* bezeichnet werden. Auf frischen Bruchflächen ist ged. As hellbleigrau und metallglänzend, läuft an der Luft relativ schnell an und wird dabei dunkelgrau. $H = 3-4$. Ged. As kommt lokal in Erzgängen von Ag- und Ni-Co-Bi-Erzen vor.

Antimon, Sb

Ged. Antimon ist sehr viel seltener als ged. As; es tritt meist körnig und in Verwachsung mit Arsen auf. Es ist zinnweiß und metallisch glänzend. $H = 3-3\frac{1}{2}$.

Wismut (Bismut), Bi

Ged. Wismut (Bismut) tritt meist in charakteristischen dendritischen, federförmigen Wachstumsskeletten auf oder derb in blättrig-körnigen Aggregaten; die seltenen Kristalle sind würfelförmig. Ged. Bi zeigt silberweißen bis rötlichgelben Metallglanz, Strich grau. $H = 2-2\frac{1}{2}$. Ged. Bi kommt in Ag-Ni-Co- oder Sn-Ag-Erzgängen vor. Wichtiges Mineral zur Gewinnung des chemischen Elementes Bismut. Verwendung als Legierungsmetall besonders für niedrigschmelzende Legierungen und für pharmazeutische Präparate.

2.3 Nichtmetalle

Graphit, C

Ausbildung und Kristallformen. Kristallklasse $6/m2/m2/m$ (Graphit-2H), auch trigonal $\bar{3}m$ (Graphit-3R) in blättrigen bis äußerst feinschuppigen Massen, auch als hexagonale plättchenförmige Kristalle.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	vollkommen, Translation nach (0001)
Mechanische Eigenschaft	Blättchen sind unelastisch verbiegbar
Härte	1, sehr weich, schwarz abfärbend
Dichte	2,25
Farbe, Glanz	schwarz, metallglänzend, opak
Strich	schwarz
Weitere Eigenschaft	guter Leiter der Elektrizität

Struktur. Graphit besitzt eine typische Schichtstruktur (Abb. 2.11c). In jeder Schicht wird ein C von drei C im gleichen Abstand von $1,42 \text{ \AA}$ umgeben. Es werden 2-dimensional unendliche Sechsecknetze gebildet, an deren Ecken sich jeweils ein C befindet. Die übereinanderliegenden Schichten sind derart gegeneinander verschoben, dass ein Atom der 2. Schicht genau über der Mitte eines Sechsecks der 1. Schicht zu liegen kommt. Bei der häufigsten Struktur-Varietät, dem Graphit-2H befindet sich die dritte Schicht in identischer Lage mit der ersten. Die Schichtfolge ist also 121212. Der Abstand von Schicht zu Schicht ist mit $3,44 \text{ \AA}$ bedeutend größer als derjenige zwischen benachbarten C-Atomen innerhalb einer Schicht. Das ist darauf zurückzuführen, dass nur schwache Van-der-Waals-Restkräfte zwischen den Schichten wirken. Hierdurch werden die ausgezeichnete blättchenförmige Spaltbarkeit und Translatierfähigkeit nach (0001) sowie auch die starke Anisotropie anderer physikalischer Eigenschaften des Graphits verständlich. Im Graphit führen starke metallische Bindungskräfte innerhalb der Schichten zu guter elektrischer Leitfähigkeit.

Vorkommen. Akzessorisch als einzelne Schüppchen in vielen Gesteinen, in Nestern und Flözen innerhalb metamorpher Gesteine, hier teilweise von wirtschaftlicher Bedeutung. Graphit entsteht häufig bei der Metamorphose aus kohligen oder bituminösen Ablagerungen.

Industrielle Verwendung. Fertigung von Schmelztiegeln, Graphitelektroden, Bleistiftminen, Kohlestäbchen; Schmier- und Poliermittel; als Elektrographit Moderator in Atomreaktoren zur Abbremsung freiwerdender Neutronen in der Eisen-, Stahl- und Gießerei-Industrie.

Graphen und Fullerene. Durch extrem verfeinerte mikro-mechanische Spaltung gelang es seit 2004, aus Graphit sog. *Graphen* herzustellen; das sind Kohlenstoffblätter, die – ebenso wie Graphit – die Struktur eines Sechsecknetzes aufweisen, aber nur eine Atomlage dick sind (Geim und Kim 2008). Sie lassen sich zu Kohlenstoff-Nanoröhrchen oder durch Einbau von Fünfecken zu *Fullerenen* verbiegen. Die

Existenz dieser käfigförmigen Kohlenstoffmoleküle war bereits 1970 von dem japanischen Chemiker Eiji Oosawa theoretisch vorhergesagt worden, aber erst Kroto et al. (1985) machten sie als *Fullerene* international bekannt. Sie bestehen aus Netzen von Sechsecken und Fünfecken mit 60, 70, 76, 80, 82, 84, 86, 90 und mehr C-Atomen, wobei Moleküle, in denen keine Fünfecke aneinandergrenzen, am stabilsten sind. Ohne die Verwendung von Graphen als Vorstufe lassen sich Fullerene durch Verdampfung von Graphit unter reduziertem Druck in einer Schutzgas-Atmosphäre (Argon, Helium) oder aber durch Extraktion aus speziell präpariertem Ruß technisch herstellen. Das weitaus am besten bekannte Fulleren hat die Zusammensetzung C_{60} . Es wurde ebenso wie das C_{70} in natürlichem Graphit, in Impakt-Kratern (Abschn. 29.1, S. 507) und – zusammen mit natürlichem Kieselglas (Lechatelierit) – in Blitzröhren (Abschn. 9.6.1, S. 163) gefunden. In Zukunft könnten Fullerene als Katalysatoren, Schmiermittel, bei der Diamant-Synthese, als Halbleiter und Supraleiter verwendet werden, während für Graphen eine technische Nutzung, z. B. für Bauelemente von Einzelelektronen-Transistoren oder von Verbundwerkstoffen in Frage kommt.

Diamant, C

Diamant ist die Hochdruckmodifikation des Kohlenstoffs, die unter den Bedingungen der Erdoberfläche nur metastabil existiert. Allerdings verhindert eine hohe Aktivierungsenergie die Umwandlung in die stabile C-Modifikation Graphit.

Ausbildung und Kristallformen. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$. Wachstumsformen meistens Oktaeder, daneben Rhombendodekaeder, Hexakisoktaeder und Würfel, andere Formen nicht ganz so häufig (Abb. 2.9).

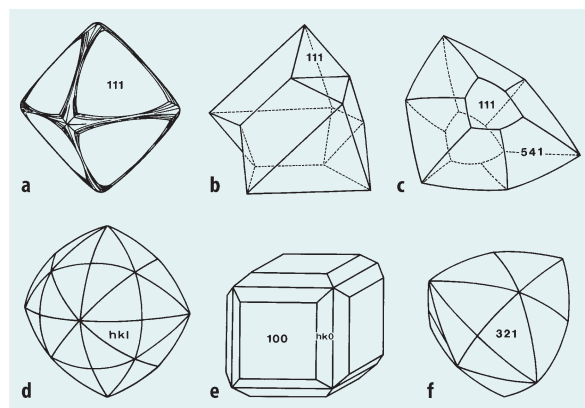


Abb. 2.9. Die häufigeren Wachstumsformen von Diamant: **a** Kombination von {111} mit gerundetem Hexakisoktaeder {hkl}; **b** Kontaktzwilling nach dem Spinellgesetz (111); **c** Zwilling nach (111) mit linsenförmigem Habitus kombiniert mit Hexakistetraeder {541}; **d** Hexakisoktaeder {hkl}; **e** {100} mit Tetrakisheptaeder {hk0}; **f** Hexakistetraeder {321}; kantengerundet

Durch Lösungsvorgänge gerundete Flächen, Ätzererscheinungen (Abb. 2.10) und Streifung der Flächen sind charakteristisch. Auch verzerrte und linsenförmig gerundete Kristalle sind nicht selten. Zwillingungsverwachsungen nach (111), dem Spinellgesetz, sind häufig; gewöhnlich abgeflacht nach (111).

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{111} vollkommen; sie ermöglicht die erste Stufe der Diamant-Bearbeitung, die Teilung
Bruch	muscheliger, spröde
Härte	10, härtestes Mineral (Standardmineral der Mohs-Skala), aber deutliche Unterschiede auf den verschiedenen Flächen und in den verschiedenen Richtungen auf einer Fläche (Anisotropie der Härte), wobei die Härte auf (111) > (110) ≥ (100) ist. Dadurch wird erst das Schleifen von Diamant möglich
Dichte	3,52
Lichtbrechung	$n_D = 2,419$ (gelbes Licht $\lambda_D = 589,0$ nm) sehr hoch; dabei starke Dispersion des Lichts (Farbenzerstreuung): für rotes Licht ($\lambda_C = 656,3$ nm): $n_C = 2,410$, für violettes Licht ($\lambda_F = 396,8$ nm): $n_F = 2,454$, Dispersionszahl $n_F - n_C = 0,044$; dadurch entsteht das geschätzte Feuer der geschliffenen Steine
Farbe, Glanz	die wertvollsten Steine sind völlig farblos („rein weiß“) oder zeigen einen leicht bläulichen Farbstich („River“: blauweiß), ande-



Abb. 2.10. Diamant-Oktaeder mit Ätzfiguren im Trägergestein Kimberlit, Kimberley, Südafrika. Bildgröße 25 × 25 mm. (Foto: O. Medenbach, Bochum; aus Medenbach und Wilk 1977, Abb. 8)

re sind sehr häufig schwach getönt, gelblich, grau oder grünlich. Reine, intensive Farben wie bei dem berühmten blauen Hope-Diamanten (Abb. 2.14) sind sehr selten. Gelbliche und grünliche Farbtöne sind durch geringe Gehalte an Stickstoff (max. 0,28 Gew.-%), blaue durch Spuren von Bor verursacht. Reine Diamanten sind durchsichtig, einschlussreiche dagegen nur durchscheinend oder undurchsichtig. Der charakteristische hohe Glanz des Diamanten wird als Diamantglanz bezeichnet. Die Wärmeleitfähigkeit ist sehr hoch, daher fühlen sich Diamanten kalt an

Struktur. In der Diamantstruktur sind 2 flächenzentrierte kubische Gitter mit den Atomkoordinaten 000 und $\frac{1}{4} \frac{1}{4} \frac{1}{4}$ ineinandergestellt (Abb. 2.11a). Jedes C-Atom ist von 4 Nachbaratomen tetraedrisch umgeben, die untereinander starke homöopolare Bindungskräfte aufweisen. Geometrisch bestehen // (111) dichtest mit Atomen besetzte, in sich gewellte Schichten mit C-C-Abständen von 1,54 Å (Abb. 2.11b). Zwischen diesen dichtest besetzten Netzebenen nach {111} besteht jeweils nur eine C-C-Bindung pro Atom. So ist es verständlich, dass die Oktaederflächen die besten Spaltflächen des Diamanten sind. Ein Vergleich mit der Graphitstruktur ergibt sich aus der Gegenüberstellung in Abb. 2.11b und c. [0001] in der Graphitstruktur entspricht [111] in der Diamantstruktur.

Vorkommen. Auf *primärer* Lagerstätte findet sich Diamant als akzessorischer Gemengteil in Kimberliten (Abb. 2.10) und Lamproiten, d. h. in Gesteinen, die in sehr tiefreichenden Vulkanen auftreten. Sie füllen als Schlotbreccien *vulkanische Durchschlagsröhren* (*Diatreme*, engl. *pipes*), die nach unten zu in massive Kimberlit- oder Lamproit-Gänge übergehen (Abb. 12.13, S. 224). Wie aus Abb. 2.15 hervorgeht, kann sich Diamant innerhalb

seines Stabilitätsfeldes nur in Erdtiefen von mindestens 140–170 km, also im Erdmantel, bilden (Stachel et al. 2005; Abschn. 27.3, S. 486f). Einige Diamanten stammen nachweislich aus dem Unteren Erdmantel, aus Tiefen von etwa 700 km (Abb. 27.15)! Trotz seines metastabilen Zustands ist Diamant überaus resistent gegen Verwitterungseinflüsse und überdauert mechanischen Transport. Aufgrund seiner hohen Dichte kann er daher in Fluss- und Strandsanden in Form von *Diamant-Seifen* sekundär angereichert werden, z. B. in den bedeutenden Lagerstätten der Namib-Wüste und im Offshore-Bereich Namibias.

Viele Fundstellen von Diamant sind bekannt geworden, aber nur wenige sind als Lagerstätten bemerkenswert. Seit ältesten Zeiten sind Diamanten in Indien gefunden worden; im 18. Jahrhundert wurden Vorkommen in Brasilien, 1869 in Südafrika, 1908 in Südwestafrika (heute Namibia) und 1955 im ostsibirischen Jakutien (Gruben Mir, Udachnaja und Jubilejnaja) entdeckt. Die seit 1970 aufgefundenen primären Lagerstätten in Westaustralien, Südastralien (Orroroo nördlich Adelaide) und New South Wales ließen Australien in kurzer Zeit zum wichtigsten Diamant-Produzenten aufsteigen. Die Argyle Mine im Norden von West-Australien, die erst 1979 bekannt wurde, ist derzeit die größte Diamantmine der Erde. In den letzten Jahren sind die wichtigen Diamant-Lagerstätten Akluilac, Lac de Gras und Snap Lake im Norden Kanadas entdeckt worden. Weitere Diamant-Vorkommen von weltwirtschaftlicher Bedeutung sind Guaniumo in Venezuela, São Luiz und São Francisco in Brasilien, Kankan in Guinea, Orapa und Jwaneng in Botswana sowie Monastery, Kimberley, Koffiefontein, Jagersfontein, Premier and Venetia in Südafrika (Levinson 1998; Harlow and Davies 2004; Gurney et al. 2005; Abb. 2.12). Im Jahr 2006 kamen 99,9 % der Weltförderung an Rohdiamant in Höhe von ca. 171 Mio. Karat (= 34 t) aus 8 Ländern: Russland, Botswana, Australien, Kongo, Südafrika, Kanada, Angola und Namibia.

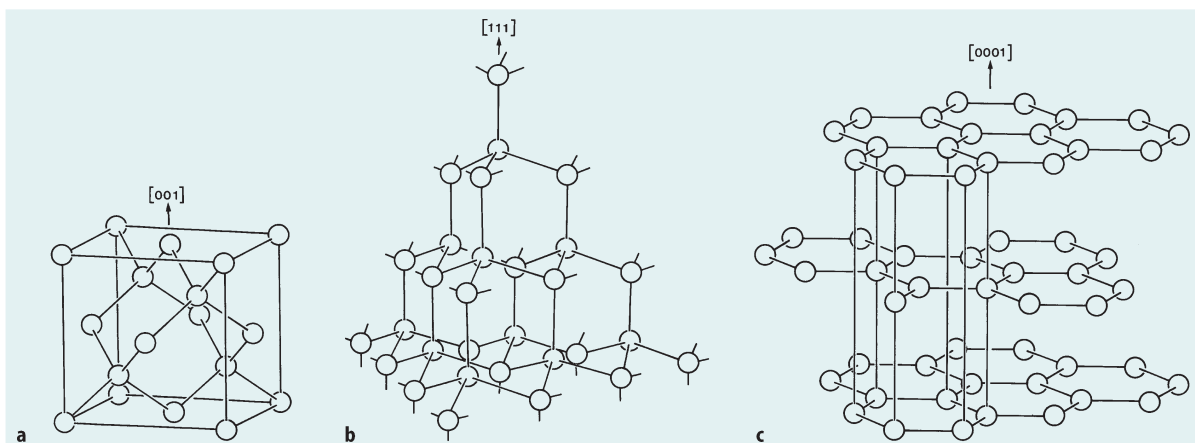


Abb. 2.11. a Struktur von Diamant, b, c Beziehung der Diamantstruktur (b) zur Graphitstruktur (c), Erläuterungen s. Text

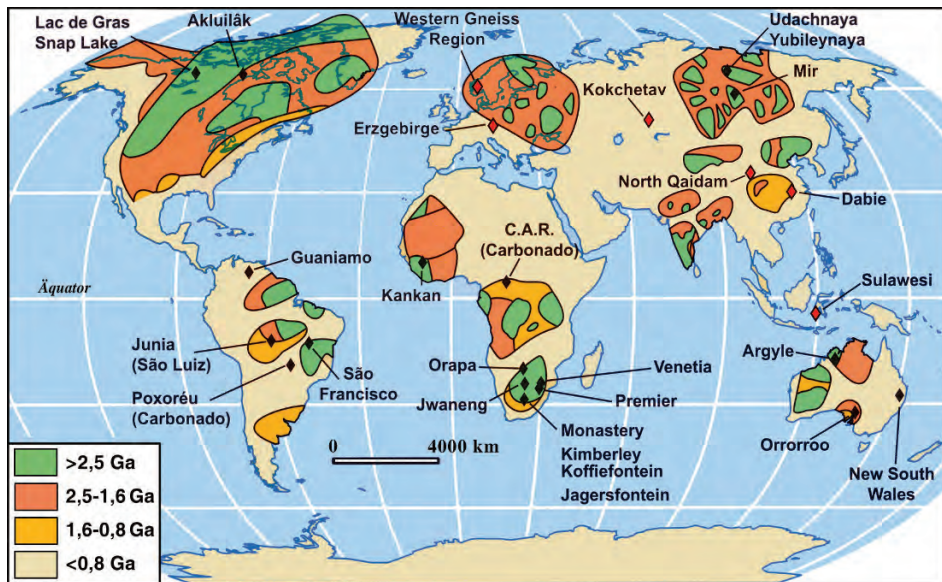


Abb. 2.12.

Die wichtigsten primären Diamant-Vorkommen der Erde. *Schwarze Rauten*: Schmuck- und Industrie-Diamanten aus Kimberliten und Lamproiten; *rote Rauten*: Mikrodiamanten in Ultra-Hochdruck-Metamorphiten. C.A.R.: Republik Kongo. Archaische Kratone: $>2,5$ Ga; altproterozoische Kratone: $2,5-1,6$ Ga; jungproterozoische Gesteinskomplexe: $1,6-0,8$ Ga; phanerozoische Gesteinskomplexe: $<0,8$ Ga. (Modifiziert nach Harlow und Davies 2005)

Die Gewichtseinheit von Edelsteinen, das metrische Karat = 200 mg, leitet sich von den Früchten des Johannesbrotbaumes *Ceratonia siliqua* ab, die im Schnitt 197 mg wiegen und früher von Edelsteinhändlern zum Wiegen von Diamanten und Gold verwendet wurden.

Auch in Krustengesteinen, die im Zuge von Kontinent-Kontinent-Kollisionen tief versenkt wurden und eine Ultrahochdruck-Metamorphose erlebten (Abschn. 24.2.5, S. 399, Abschn. 26.3.9, S. 471), haben sich bisweilen winzige Diamant-Kriställchen (Mikrodiamanten) gebildet (Ogasawara 2005), z. B. im Erzgebirge, in der westlichen Gneisregion Norwegens, im Kokchetav-Massiv Sibiriens, in Qaidam und Dabie Shan in China und auf der indonesischen Insel Sulawesi, früher Celebes (Abb. 2.12).

Gelegentlich findet man Diamant auch in Meteoritenkratern, in denen er sich beim Impakt unter den hohen Drücken der Schockwellen-Metamorphose (Abschn. 24.2.3, S. 392) aus Graphit in Kristallingesteinen gebildet hat. So wurden im Nördlinger Ries bereits 1977 durch russische Forscher Diamanten entdeckt; daneben treten auch *Lonsdaleit*, eine hexagonale Kohlenstoff-Modifikation mit Diamant-ähnlicher Kristallstruktur sowie *Moissanit* SiC auf (El Goresy et al. 2001, 2003; Schmitt et al. 2005). Darüber hinaus wurde im Ries- und im Popigai-Krater (Sibirien) eine neue kubische C-Modifikation entdeckt, die sich durch extrem große Härte und Dichte (2,49) auszeichnet (El Goresy et al. 2003).

Von besonderem Interesse ist das Auftreten von Diamanten in *Meteoriten*, das erstmals von Foote (1891) im Eisenmeteoriten von Canyon Diablo (Arizona) beobachtet wurde. Viele dieser Diamanten entstanden durch Schockwellen-Metamorphose (Abschn. 24.2.3, S. 392) aus Graphit, und zwar nicht – wie früher angenommen wurde – beim Aufprall von Meteoriten auf die Erdober-

fläche, sondern durch Impakt-Prozesse auf dem jeweiligen Meteoriten-Mutterkörper, wie erstmals Ringwood (1960) erkannt hatte (vgl. Harlow und Davies 2005). Daneben findet man häufig winzige, nur einige Nanometer (10^{-7} cm) große Diamanten (*Nanodiamanten*). Wie die Isotopen-Signaturen von Edelgasen, die in diesen Diamanten eingeschlossen sind, belegen, entstanden sie zumindest teilweise schon *präsolare*, d. h. vor der Entstehung und damit außerhalb unseres Sonnensystems, z. B. bei der Explosion von Supernovae (Huss 2005; vgl. Tabelle 32.1, S. 584.).

Wirtschaftliche Bedeutung. Diamant, wohl der begehrteste aller Edelsteine, wird am häufigsten in der Brillantform geschliffen (Abb. 2.13, 2.14). Durch Größenverhältnis, Anzahl und Winkel der Facetten wird mit dem Brillantschliff ein Maximum an Wirkung erreicht. Der seither größte Diamant wurde im Jahre 1905 in der Premier-Mine bei Pretoria gefunden. Er wog 3 106 Karat, das sind 621 g, und erhielt den Namen *Cullinan* (Abb. 2.14). Aus ihm wurden 105 Steine geschliffen, von denen der größte (530,2 Karat) im Zepter der britischen Kronjuwelen gefasst ist. Seit der Antike wurden schätzungsweise 3,4 Milliarden Karat (= 680 t) Diamant gefördert. Der Gesamtwert der Jahresproduktion von schleifwürdigen

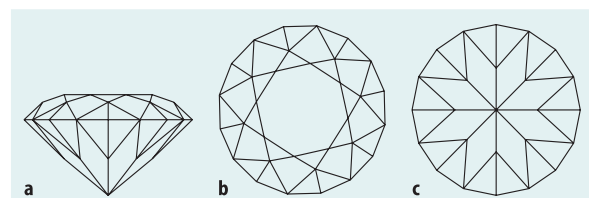


Abb. 2.13. Brillantschliff: a Seitenansicht; b Oberseite; c Unterseite



Abb. 2.14. Repliken von zwei berühmten Diamanten. Links: der große „Stern von Afrika“, als Tropfen geschliffen, farblos, Gewicht 530,2 Karat (= 106 g), in das englische Zepter gefasst. Es handelt sich um ein Spaltstück des „Cullinan“, des bisher größten Diamanten der Welt (3 106 Karat = 621,2 g), der in der Premier Mine, nordwestlich Pretoria, Südafrika gefunden wurde. Rechts: der „Hope“ ein kornblumenblauer Diamant, der aus Indien stammt und eine abenteuerliche Geschichte hat. (Foto: K.-P. Kelber)

Diamanten beträgt zur Zeit etwa 20 Milliarden US\$ (Harlow and Davies 2005).

Wichtig sind daneben die Industriediamanten, als *Bort* bezeichnet, die als Schleif- und Poliermittel, zur Herstellung von Trennscheiben, zur Besetzung von Bohrkronen und nicht zuletzt für die Bearbeitung der schleifwürdigen Diamanten verwendet werden. Im Jahre 2006 wurden ca. 129 t Industrie-Diamant mit einem Gesamtwert von fast 1 Milliarde US\$ auf den Markt gebracht.

Zu den Industrie-Diamanten gehören auch zwei Formen von polykristallinen Diamant-Aggregaten: *Carbonado* und *Framesit* (Heaney et al. 2005):

Carbonados. Carbonados (portugiesisch „verbrannt“) sind Diamantaggregate in Form schwarz gefärbter, koksartiger Knollen mit glatter Oberfläche, die meist Erbsen- bis Kirschröße haben. Der schwerste bisher gefundene Carbonado wog 3 167 Karat (= 633,2 g), war also schwerer als der Cullinan. Carbonados bestehen aus bis zu 200 µm großen Diamanten, die oft idiomorph sind und durch eine Grundmasse aus kleineren Diamanten (<0,5–20 µm Ø) verkittet werden. Charakteristisch ist ihre hohe Makroporosität mit einem Porenraum von bis zu 10 % und Hohlkanälen von >1 mm Ø. Ihre Wände sind mit Florencit $\text{CeAl}_3[(\text{OH})_6/(\text{PO}_4)_2]$, Goyazit $\text{SrAl}_3\text{H}[(\text{OH})_6/(\text{PO}_4)_2]$, Gorceixit $\text{BaAl}_3\text{H}[(\text{OH})_6/(\text{PO}_4)_2]$, Xenotim $\text{Y}[\text{PO}_4]$, Kaolinit, Kalifeldspat, Quarz und anderen, für die Erdkruste typischen, aber für den Erdmantel untypischen Mineralen ausgekleidet. Dazu passt, dass Carbonados niemals an Kimberlite oder Lamproite gebunden sind, also keine Bildungen aus dem Erdmantel darstellen. Carbonados treten hauptsächlich als detritische Schwerminerale in metamorphen

Konglomeraten mittelproterozoischen Alters (1–1,5 Ga) auf (Abb. 2.12). Sie überlagern den São-Francisco-Kraton in Brasilien und den Kongo-Kraton in Zentralafrika, die einstmals zu einer zusammenhängenden Landmasse gehörten. Da isotopische Datierungen an den Mineralen der Hohlkanäle hohe Alter von 2,6–3,8 Ga ergaben, dürften die Muttergesteine der Carbonados in diesen archaischen Kratonen zu suchen sein. Als Entstehungsursachen der Carbonados werden diskutiert (Heaney et al. 2005):

- Ultrahochdruck-Metamorphose im Zuge der frühesten Subduktionsprozesse,
- radioaktive Umwandlung von Kohlenwasserstoffen aus dem Erdmantel,
- Umwandlung von Biomassekonzentrationen durch Meteoriteneinschlag.

Framesite. Im Gegensatz zu den Carbonados werden Framesite in Kimberliten gefunden, stammen also eindeutig aus dem Erdmantel. Sie sind hellgrau oder braun gefärbt mit unregelmäßiger Oberfläche; ihre Makroporosität ist gering (1 % Porenraum). Ähnlich wie Carbonados bestehen die polykristallinen Aggregate aus idiomorphen Diamanten, die allerdings >200 µm groß werden und in einer feinkörnigen Grundmasse liegen. Framesite enthalten typische Minerale des Erdmantels wie rosa-gefärbten, Cr-reichen Pyrop- oder Almandin-Pyrop-Granat (S. 214), smaragdgrünen Cr-reichen Klinopyroxen (S. 140) und Chromit FeCr_2O_4 . Daneben tritt auch Cr-arme, aber Ca-reicherer Granat auf, wie er typischerweise in Eklogiten vorkommt (Abschn. 24.3.1, S. 405; Abschn. 26.3.9, S. 469ff), aber kein Omphacit (S. 140) oder Olivin (S. 122). Framesite werden in den Minen Premier und Venetia (Südafrika), Orapa und Jwaneng in Botswana sowie z. B. in der Mine Mir in Sibirien neben Schmuck-Diamanten gefördert. Die meisten Bearbeiter sind sich darüber einig, dass Framesite durch rasche Kristallisation von Kohlenstoff in begrenzten Bereichen des Erdmantels entstehen. Als Ausgangsmaterial kommen z. B. Karbonatit-Schmelzen, tief subduzierte Karbonatgesteine oder Anreicherungen von organischem Kohlenstoff in Frage (Heaney et al. 2005).

Die künstliche Herstellung von Diamant, die Diamantsynthese, ist im Jahr 1955 fast gleichzeitig in Schweden (ASEA) und in den USA (General Electric) gelungen. Dabei wird bei Drücken von 50–60 kbar (5–6 GPa) und 1 400 °C Graphit in Diamant umgewandelt, wobei geschmolzene Metalle, meist Ni und/oder Fe, auch Co, als Katalysatoren eingesetzt werden. Heute wird fast die Hälfte des Bedarfs an Industriediamanten synthetisch hergestellt (2006: 113 t, davon 52 t in den USA); diese sehr energieintensiven industriellen Produkte sind auf dem

Weltmarkt nur deswegen konkurrenzfähig, weil der Weltmarktpreis für natürliche Diamanten durch ein Kartell künstlich hoch gehalten wird. Außerhalb seines Stabilitätsfeldes wird Diamant mit der CVD-Synthese (Chemical Vapour Deposition) aus heißen Gasen abgeschieden. Dabei gelingt heute die Züchtung von reinen Einkristallen, die Dicken von 4,5 mm erreichen können (Hemley et al. 2005). Dieses Verfahren dient u. a. zur Beschichtung von Materialien, Herstellung von Verbundpulvern, Diamantfenstern als Sensoren in Raumsonden und Diamantstempelzellen für Hochdruck-Hochtemperatur-Experimente (Abschn. 27.3.4, S. 493).

Stabilität von Diamant und Graphit

Diamant ist gegenüber Graphit die unter höheren Drücken stabile Modifikation des Kohlenstoffs. Das geht bereits aus seiner größeren Dichte bzw. dichteren Packung seiner Atome hervor. Unter niedrigem Druck ist Diamant gegenüber Graphit die metastabile Phase. Die extrem langsame Umstellung des Diamantgitters in das Graphitgitter ist der Grund dafür, dass Diamant und Graphit unter Zimmertemperatur und Atmosphärendruck nebeneinander bestehen können. Für eine Umwandlung von Graphit in Diamant als stabile Phase sind mit zunehmend höherer Temperatur immer höhere Drücke notwendig, wie aus dem Druck-Temperatur-Diagramm des Kohlenstoffs (Abb. 2.15) hervorgeht.

Trägt man in dieses Diagramm zusätzlich den Verlauf eines (wahrscheinlichen) geothermischen Gradienten ein, so deutet der Schnitt E bei rund 40 kbar (= 4 GPa) den nötigen Mindestdruck für die Diamantbildung an. Ein solcher Belastungsdruck durch Überlagerndes Gestein würde in rund 140 km Tiefe innerhalb des oberen Erdmantels erreicht sein. Demgegenüber ist Graphit innerhalb der gesamten Erdkruste, an deren kontinentaler Untergrenze ein hydrostatischer Druck von im Durchschnitt rund 10 kbar (= 1 GPa) geschätzt wird, die stabile Form des Kohlenstoffs.

Moissanit, SiC

Moissanit ist ein nichtmetallisches Carbid, das gelegentlich in Meteoriten, in Meteoritenkratern, im kosmischen Staub sowie in Kimberliten, insbesondere als Einschluss in Diamanten vorkommt. Es tritt in mehreren Polytypen kubischer, hexagonaler und trigonaler Symmetrie auf; natürliches und synthetisches SiC hat überwiegend die Kristallklasse 6mm. Wegen seiner großen Härte von $9\frac{1}{2}$ wird SiC zur Verwendung als Schleif- und Poliermittel (*Carborund*) großtechnisch hergestellt. Die Lichtbrechung ist höher als beim Diamant, weswegen SiC-Kristalle von Edelsteinqualität gezüchtet und als Diamant-Imitationen verschliffen werden.

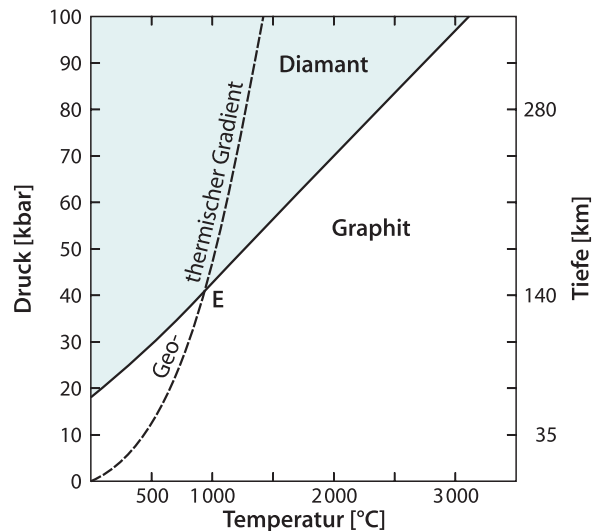


Abb. 2.15. Druck-Temperatur-Diagramm mit der Gleichgewichtskurve Graphit/Diamant. Eingetragen ist ferner der subkontinentale geothermische Gradient (Änderung der Temperatur mit zunehmender Erdtiefe), dessen Verlauf in der Erdkruste und im oberen Erdmantel sich mit geophysikalischen und petrologischen Methoden abschätzen lässt. (Nach Bundy et al. 1961 und Berman 1962; aus Ernst 1976)

Schwefel, α -S

Ausbildung und Kristallformen. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, oft in schönen aufgewachsenen Kristallen, meist mit bipyramidaler Tracht; oft zwei Bipyramiden, von denen die steilere, meistens $\{111\}$, vorherrscht, mit einem Längsprisma und der Basis $\{001\}$ kombiniert (Abb. 2.16a–c, 2.17). Bisweilen ist anstelle der Bipyramiden das rhombische Bisphenoid $\{111\}$ ausgebildet (erniedrigte Symmetrie: Abb. 2.16d). Viel häufiger tritt natürlicher Schwefel feinkristallin in Krusten oder Massen auf. Monokliner Schwefel (β -Schwefel) entsteht unterhalb seines Schmelzpunktes von 119°C als Kristallrasen in Vulkankratern. Er geht bei Abkühlung unterhalb $+95,6^\circ\text{C}$ sehr bald in den rhombischen α -Schwefel über.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	angedeutet
Bruch	muscheliger, spröde
Härte	$1\frac{1}{2}$ –2
Dichte	2,0–2,1
Farbe, Glanz	schwefelgelb, durch Bitumen braun, bei geringem Selengehalt gelborange gefärbt (Selen Schwefel); auf Kristallflächen Diamantglanz, auf Bruchflächen Fett- bzw. Wachs-glanz. In dünnen Splintern durchscheinend weiß
Strich	weiß

Struktur. Die Elementarzelle der Struktur des rhombischen Schwefels enthält die große Zahl von 128 Schwefelatomen. 8 S-Atome bilden jeweils ein ringförmiges elek-

Abb. 2.16.
 α -Schwefel: **a–c** Kristalle mit rhombisch-bipyramidalem Habitus; **d** mit disphenoidisch verzerrtem Habitus

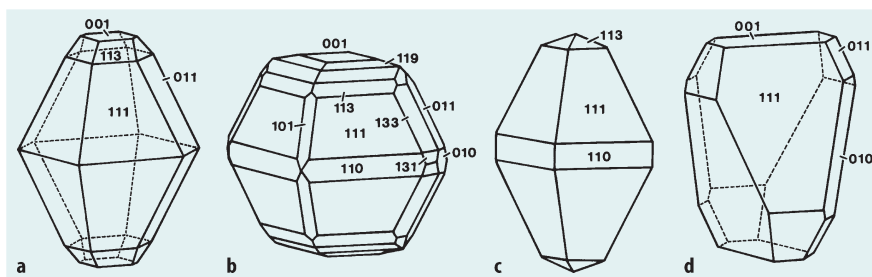


Abb. 2.17. Schwefelkristalle, z.T. mit braunen Überzügen aus Bitumen, auf Calcit, Agrigento, Sizilien. Bildbreite: 9 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

trisch geladenes Molekül, und die Elementarzelle enthält 16 derartige S_8 -Moleküle (Abb. 2.18). Die Bindungskräfte innerhalb der Ringe sind stark homöopolar. Zwischen den Ringmolekülen herrschen nur schwache Van-der-Waals-Bindungskräfte. Aus seiner Struktur erklären sich die schlechte Leitfähigkeit von Wärme und Elektrizität des Schwefels, die niedrige Schmelz- und Sublimations-Temperatur sowie die geringe Härte und Dichte.

Vorkommen. Schwefel wird aus vulkanischen Exhalationen und Thermen abgeschieden. Wirtschaftlich wichtiger ist die sedimentäre Bildung aus der Reduktion von Sulfaten durch die Tätigkeit von Schwefelbakterien.

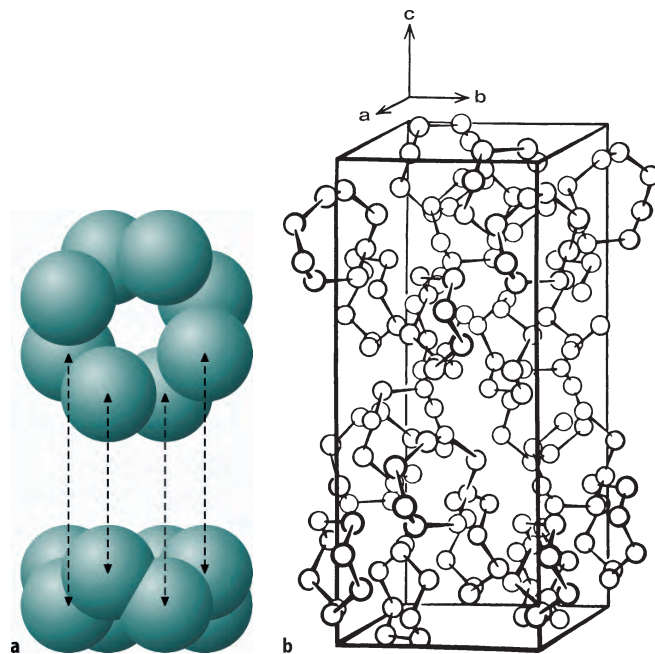


Abb. 2.18. **a** S_8 -Ringe des rhombischen Schwefels; **b** Elementarzelle mit 16 ringförmigen Molekülen S_8 , die in den Richtungen $[110]$ und $[1\bar{1}1]$ geldrollenartig aneinandergereiht sind. Diese Richtungen entsprechen den morphologisch wichtigsten Zonen des Schwefelkristalls. (Aus Klein u. Hurlbut 1985)

Wirtschaftliche Bedeutung. Herstellung von Schwefelsäure, Vulkanisieren von Kautschuk, in der Zellstoffindustrie, als Schädlingsbekämpfungsmittel, in der Pyrotechnik.

Weiterführende Literatur

- Anthony JW, Bideaux RA et al. (1990) Handbook of mineralogy, vol I: Elements, sulfides, sulfosalts. Mineral Data Publ, Tucson/Arizona
- Geim AK (2008) Wunderstoff aus dem Bleistift. Spektrum Wiss August 2008, 86–93
- Guerney JJ, Helmstaedt HH, le Roex AP, Nowicki TE, Richardson SH, Westerlund KJ (2005) Diamonds: Crustal distribution and formation processes in time and space and an integrated deposit model. Econ Geol 100th Anniversary vol, p 143–177
- Harlow GE (ed) (1998) The nature of diamonds. Cambridge University Press, Cambridge
- Harlow GE, Davies RM (2005) Diamonds. Elements 1:67–109
- Heaney PJ, Vicenzi EP, De S (2005) Strange diamonds: The mysterious origins of carbonado and framesite. Elements 1:85–89

- Hemley RJ, Chen Y-C, Yan C-S (2005) Growing diamond crystals by chemical vapor deposition. *Elements* 1:105–108
- Huss GR (2005) Meteoritic nanodiamonds: Messengers from the stars. *Elements* 1:97–100
- Mungall JE, Meurer WP (2004) Platinum group elements: Petrology, geochemistry, mineralogy. *Canad Mineral* 42:241–694
- Ogasawara (2005) Microdiamonds in ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *Elements* 1:91–96
- Stachel T, Brey GP, Harris JW (2005) Inclusions in sublithospheric diamonds: Glimpses of deep Earth. *Elements* 1:73–78
- Zitierte Literatur**
- Cabri LJ, Harris DC, Weiser TW (1996) The mineralogy and distribution of platinum group minerals (PGM) in placer deposits of the world. *Explor Mining Geol* 5:73–167
- El Goresy A, Gillet P, Chen M, Kunstler F, Graup G, Stähle V (2001) In situ discovery of shock-induced graphite-diamond phase transition in gneisses from the Ries crater, Germany. *Am Mineral* 86:611–621
- El Goresy A, Dubrovinsky LS, Gillet P, Mostefaoui S, Graup G, Drakopoulos M, Simionovici AS, Swamy V, Masaitis VL (2003) A novel cubic, transparent and superhard polymorph of carbon from the Ries and Popigai craters: Implications to understanding dynamic-induced natural high-pressure phase transitions in the carbon system. *LPSC* 34
- El Goresy A, Dubrovinsky LS, Gillet P, Mostefaoui S, Graup G, Drakopoulos M, Simionovici AS, Swamy V, Masaitis VL (2003) A new natural, superhard transparent polymorph of carbon from the Popigai impact crater, Russia. *CR Geoscience* 335:889–898
- Ernst WG (1976) *Petrologic phase equilibria*. Freeman, San Francisco
- Fehr T, Hochleitner R, Weiss S (1995) Sensationell: natürliche Platin-Kristalle aus Sibirien. *Lapis* 20(10):44–46
- Foote AE (1891) A new locality for meteoritic iron with a preliminary notice on the discovery of diamonds in the iron. *Amer J Sci* 42: 413–417
- Klein C, Hurlbutt Jr. CS (1985) *Manual of mineralogy* (after James D. Dana). 20th edn. Wiley, New York
- Kroto HW, Heath JR, O'Brien SC, Curl RF, Smalley RE (1985) C₆₀: Buckminsterfullerene. *Nature* 318:162–163
- Medenbach O, Wilk H (1977) *Zauberwelt der Mineralien*. Sigloch edition. Künzelsau Thalwil Salzburg
- Ramdohr P, Strunz H (1978) *Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie*, 16. Aufl. Enke, Stuttgart
- Ringwood AE (1960) The Novo Urei meteorite. *Geochim Cosmochim Acta* 20:1–2
- Schmitt RT, Lapke C, Kenkmann T, Stöffler D (1999) Impaktdiamanten aus dem Nördlinger Ries. *Ber Dt Mineral Ges, Eur J Mineral* 12 Beih 1:187
- Schmitt RT, Lapke C, Lingemann CM, Siebenschock M, Stöffler D (2005) Distribution and origin of impact diamonds in the Ries Crater, Germany. In: Kenkmann T, Hörz F, Deutsch H (eds) *Large meteorite impacts III*. *Geol Soc America Spec Paper* 384: 1–16
- Shcheka GG, Lehman B, Gierth E, Gömann K, Wallianos A (2004) Macrocystals of Pt-Fe alloy from the Kondyor PGE placer deposit, Khabarovskiy Kray, Russia: Trace element content, mineral inclusions and reaction assemblages. *Canad Mineral* 42:601–617

Sulfide, Arsenide und komplexe Sulfide (Sulfosalze)



3.1 Metall-Sulfide mit $M:S > 1:1$ (meist 2:1)

Zu dieser Mineralklasse gehört die größte Anzahl der Erzminerale. Viele von ihnen sind opak, d. h. sie sind auch in Dünnschliffen von 20–30 μm Dicke undurchsichtig; sie besitzen Metallglanz mit unterschiedlichem Farbton. Nichtopake sulfidische Erzminerale sind in dünnen Schichten durchscheinend, besitzen eine sehr hohe Lichtbrechung und zeigen z. T. Diamantglanz. Alle geben auf rauher Porzellanplatte einen diagnostisch verwertbaren Strich bei der Mineralbestimmung nach äußeren Kennzeichen.

3.2 Metall-Sulfide und -Arsenide mit $M:S \approx 1:1$

In den Kristallstrukturen der Sulfide herrschen Mischbindungen zwischen metallischen, heteropolaren und homöopolaren Bindungskräften vor. Insbesondere bei den auftretenden Schichtstrukturen trifft man auch Van-der-Waals-Bindungskräfte an.

3.3 Metall-Sulfide, -Sulfarsenide und -Arsenide mit $M:S \leq 1:2$

Die Unterteilung erfolgt nach Gruppen mit abnehmendem Metall-Nichtmetall-Verhältnis (Strunz u. Nickel 2001):

3.4 Arsen-Sulfide

1. Metall-Sulfide etc. mit Metall (M):Schwefel (S) $> 1:1$ (meist 2:1)
2. Metall-Sulfide etc. mit $M:S = 1:1$
3. Metall-Sulfide etc. mit $M:S < 1:1$
4. Arsen-Sulfide
5. Komplexe Metall-Sulfide (Sulfosalze)

3.5 Komplexe Metall-Sulfide (Sulfosalze)

Die früher im deutschen Sprachraum bewährte Einteilung dieser Mineralklasse in 4 Gruppen, nämlich *Kiese*, *Glanze*, *Blenden* und *Fahle*, besitzt für die Bestimmung nach äußeren Kennzeichen eine gewisse Aussagekraft. Deswegen werden diese alten deutschen Bezeichnungen hinter den internationalen Mineralnamen in Klammern beigefügt.

3.1

3.1 Metall-Sulfide mit M:S > 1:1 (meist 2:1)

Chalkosin (Kupferglanz), Cu₂S

Ausbildung. Kristallformen sind relativ selten entwickelt, gewöhnlich in kompakten Massen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	undeutlich nach {110}
Bruch	muschelrig
Härte	2½–3
Dichte	5,5–5,8
Farbe, Glanz	bleigrau auf frischem Bruch, Metallglanz, an der Luft matt und schwarz anlaufend
Strich	grauschwarz, metallisch glänzend

Struktur und Chemismus. Chalkosin ist dimorph, <103 °C monoklin, >103 °C hexagonal. Es gibt mehrere ähnlich zusammengesetzte Minerale, deren komplizierte Beziehungen bis jetzt nur teilweise geklärt sind.

Erwähnt sei hier der kubische *Digenit*, bei tiefen Temperaturen etwa Cu₉S₅; oberhalb ca. 75 °C ausgedehnte Mischkristallreihe von Cu₇S₄ bis Cu₂S.

Vorkommen. Primäres, hydrothermal gebildetes Erzmineral, sekundär in der Zementationszone von Kupferlagerstätten. Chalkosin verwittert leicht unter Bildung von Cuprit Cu₂O, mitunter ged. Kupfer und letztlich zu Cu-Hydrokarbonaten wie Azurit und Malachit.

Bedeutung. Chalkosin und Digenit sind sehr wichtige Cu-Erzminerale.

Bornit (Buntkupferkies), Cu₅FeS₄

Ausbildung. Kristallformen sind seltener, bisweilen Aggregate verzerrter Würfel, meist als massiges Erz.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	selten deutlich
Bruch	muschelrig
Härte	3
Dichte	4,9–5,1

Tabelle 3.1.

Metall-Sulfide mit M:S > 1:1

Mineral	Formel	Metallgehalt [%]	Temperatur [°C]	Kristallklasse
Chalkosin (Kupferglanz)	Cu ₂ S	Cu 79,8	>103 <103	Hexagonal 2/m
Bornit (Buntkupferkies)	Cu ₅ FeS ₄	Cu 63,3	>265 <200	4/m $\bar{3}$ 2/m 2/m2/m2/m
Argentit Akanthit	Ag ₂ S	Ag 87,1	>173 <173	4/m $\bar{3}$ 2/m 2/m
Pentlandit	(Ni,Fe) ₉ S ₈	Ni 30–35		4/m $\bar{3}$ 2/m

Farbe, Glanz	rötlich bronzefarben auf frischer Bruchfläche, bunt (rot und blau) anlaufend, zuletzt schwarz, Metallglanz
Strich	grauschwarz

Struktur. *Hoch-Bornit* hat eine Kristallstruktur ähnlich Sphalerit. Diese geht unterhalb ca. 265 °C in die metastabile kubische Struktur des *intermediären Bornits* über, der sich unterhalb ca. 200 °C in die stabile Tieftemperaturform umwandelt. *Tief-Bornit* ist nicht – wie früher angenommen – tetragonal, sondern rhombisch 2/m2/m2/m. In seinem Feinbau weist er komplexe Überstrukturen auf; Strukturdefekte lassen große Variationen im Cu:Fe:S-Verhältnis zu.

Chemismus. Zusammensetzung schwankt durch Löslichkeit für Cu₂S; etwas weniger für CuFeS₂. Bornit weist innerhalb des Systems Cu-Fe-S ausgedehnte Mischkristallbildung auf.

Vorkommen. Vorwiegend hydrothermal gebildetes Erzmineral, sekundär in der Zementationszone und sedimentär als Imprägnation. Bornit verwittert leicht unter zwischenzeitlicher Bildung von Chalkosin und Covellin CuS zu Azurit und Malachit.

Bedeutung. Bornit ist ein wichtiges Cu-Erzmineral.

Argentit und Akanthit (Silberglanz), Ag₂S

Ausbildung. Kristalle von Argentit zeigen kubische Formen, häufig dominiert die würfelige Tracht. Meist derb und massig, als sog. *Silberschwärze* pulverig. Gelegentlich pseudomorph nach ged. Silber.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt
Bruch	geschmeidig, mit dem Messer schneidbar; aus Silberglanz wurden in früherer Zeit Münzen geprägt
Härte	2–2½
Dichte	7,3
Farbe, Glanz	auf frischer Schnittfläche bleigrauer Metallglanz, unter Verwitterungseinfluss matter Überzug und schwarz anlaufend, schließlich pulveriger Zerfall
Strich	dunkelbleigrau, metallisch glänzend

Struktur. Argentit kristallisiert kubisch flächenzentriert und entsteht unter höherer Temperatur, bei Abkühlung Umwandlung in den monoklinen Akanthit.

Vorkommen. Primäres, hydrothermal gebildetes Erzmineral; als Einschluss im Galenit PbS; sekundär in der Zementationszone.

Bedeutung. Wichtiges Ag-Erzmineral, auch als wesentlicher Silberträger im Galenit.

Pentlandit, (Ni, Fe)₉S₈

Ausbildung. Gewöhnlich bildet Pentlandit Körner oder flammenförmige Entmischungslamellen im Pyrrhotin, kommt aber auch in körnigen Aggregaten zusammen mit diesem vor (Abb. 19.7, S. 304).

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	deutlich nach {111}
Bruch	spröde
Härte	3½–4
Dichte	4,6–5
Farbe, Glanz	bronzegelb, Metallglanz
Strich	schwarz

Unterscheidende Eigenschaft. Im Unterschied zu Pyrrhotin nicht magnetisch.

Struktur und Chemismus. Pentlandit hat eine Spinellstruktur (Abb. 5.2, S. 83). Das Verhältnis von Fe:Ni

ist nahe 1:1; gewöhnlich enthält Pentlandit auch etwas Co.

Vorkommen. Zusammen mit Pyrrhotin meistens als liquidmagmatische Ausscheidung, z. B. in der bedeutenden Nickellagerstätte von Sudbury, Ontario, Kanada.

Bedeutung. Pentlandit ist das wichtigste Ni-Erzmineral.

Nickel als metallischer Rohstoff. Ni ist in erster Linie ein wichtiger Stahlveredler. Nickelstahl enthält 2½–3½ % Ni, dabei erhöht Ni die Festigkeit und Korrosionsbeständigkeit des Stahls. Verwendung als Legierungsmetall in Form von Hochtemperaturwerkstoffen in der Kraftwerkstechnik, im Turbinen- und im chemischen Apparatebau sowie in der Galvanotechnik, als Münzmetall, Nickelüberzug, Katalysator etc.

3.2

Metall-Sulfide und -Arsenide mit M:S ≈ 1:1

3.2

Galenit (Bleiglanz), PbS

Ausbildung. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$, häufig gut ausgebildete Kristalle bis zu beträchtlicher Größe aus zahlreichen Fundorten; als Kristallformen (Abb. 3.1, 3.2) herrschen vor: {100} und {111} allein oder in Kombination (als sog. Kubooktaeder), daneben das Rhombendodekaeder {110} und das Trisoktaeder {221} und andere Formen. Gewöhnlich körnig oder spätig, oft feinkörnige bis dichte Erze bildend, bisweilen stark deformiert und gestriemt (sog. *Bleischweif*), Gleitzwilling.

Tabelle 3.2.
Metall-Sulfide und -Arsenide
mit M:S ≈ 1:1

Mineral	Formel	Metallgehalt [%]	Kristallklasse
Galenit (Bleiglanz)	PbS	Pb 86,6	$4/m\bar{3}2/m$
Sphalerit (Zinkblende)	α -ZnS	Zn 67,1	$\bar{4}3m$
Wurtzit	β -ZnS	Zn 67,1	6 mm
Chalkopyrit (Kupferkies)	CuFeS ₂	Cu 34,6	$\bar{4}2m$
Enargit	Cu ₃ AsS ₄	Cu 48,3	mm2
Nickelin (Rotnickelkies)	NiAs	Ni 43,9	$6/m2/m2/m$
Pyrrhotin (Magnetkies)	FeS – Fe ₅ S ₆		$6/m2/m2/m$
Covellin (Kupferindig)	CuS	Cu 66,4	$6/m2/m2/m$
Cinnabarit (Zinnober)	HgS	Hg 86,2	32

Abb. 3.1.

Galenit, verbreitete Flächenkombinationen; **a** Kubooktaeder: Kombination Würfel {100} und Oktaeder {111}; **b** Würfel {100}, Oktaeder {111}, vorherrschend **c, d** verschiedene Kombinationen aus Würfel {100}, Oktaeder {111}, Rhombendodekaeder {110}, Trisoktaeder {221} und Ikositetraeder {322}

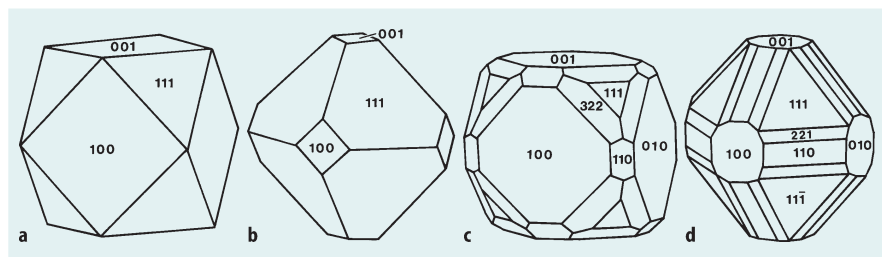
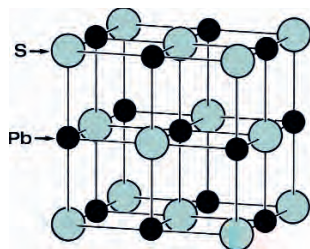




Abb. 3.2. Kristalle von Galenit in der Form des Kubooktaeders mit {100} und {111}, zusammen mit Calcit. Dalnegorsk, Primorskij Kraj (Ostsibirien). Bildbreite ca. 4 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Abb. 3.3. Kristallstruktur von Galenit



Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{100} vollkommen
Härte	2½–3
Dichte	7,4–7,6
Farbe, Glanz	bleigrau, gelegentlich matte Anlauffarben, starker Metallglanz auf den frischen Spaltflächen
Strich	grauschwarz

Struktur. Die PbS-Struktur (Abb. 3.3) entspricht geometrisch der NaCl-Struktur. Jedes Pb-Atom ist oktaedrisch von 6 S, jedes S-Atom seinerseits von 6 Pb ebenfalls oktaedrisch, d. h. mit der Koordinationszahl [6] umgeben.

Die Galenitstruktur besteht aus zwei kubisch-flächenzentrierten Teilgittern von Pb bzw. S, die mit einer Ver-

schiebung von ½a (a = Würfelkante) ineinandergestellt sind. Die Bindungskräfte im Gitter sind ausgesprochen metallisch.

Chemismus. PbS, Galenit weist gewöhnlich einen geringen Silbergehalt auf, meist zwischen 0,01 und 0,3 %, mitunter bis zu 1 %. Dieser geht nur teilweise auf einen diadochen Einbau von Ag im Galenitgitter zurück, häufiger auf Einschlüsse unterschiedlicher Silberminerale, vorwiegend von Ag-reichem Fahlerz (Freibergit; S. 75), Polybasit (Ag,Cu)₁₆Sb₂S₁₁, Proustit-Pyrargyrit (S. 73f), ged. Ag (S. 49), Silberglanz (S. 62) u. a.

Vorkommen. Zusammen mit Sphalerit weltweit verbreitet auf hydrothermalen Gängen und als hydrothermale Verdrängungsbildung in Kalksteinen, selten als sedimentäre Bildung. Ein imponierendes Beispiel für eine metamorphe Blei-Silber-Zink-Lagerstätte ist Broken Hill in New South Wales, eine der größten Erzanhäufungen der Erde.

Bedeutung. Wichtigstes und häufigstes Pb-Erzmineral und wegen seiner großen Verbreitung zugleich auch wichtigstes Silbererz.

Blei als metallischer Rohstoff. Verwendung für Akkumulatoren, Bleikabel, Bleiplatten, als Legierungsmetall, Tetraäthylblei (Antiklopfmittel im Benzin).

Sphalerit (Zinkblende), α-ZnS

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{4}3m$, kommt in gut ausgebildeten Kristallen vor (Abb. 3.4), oft tetraedrische Tracht; bei einer Kombination des positiven mit dem negativen Tetraeder lassen sich die beiden verschiedenen Tetraeder durch die Art ihres Glanzes und ihrer Ätzfiguren unterscheiden. Weitere verbreitete Form ist das Rhombendodekaeder {110}, bisweilen in Kombination mit dem positiven und negativen Tristetraeder {311} und $\{3\bar{1}1\}$. Durch wiederholte Verzwilligung nach einer Tetraederfläche ist die Form der Kristalle oft schwer bestimmbar. Darüber hinaus ist Sphalerit besonders als spätiges oder feinkörniges Erz weit verbreitet.

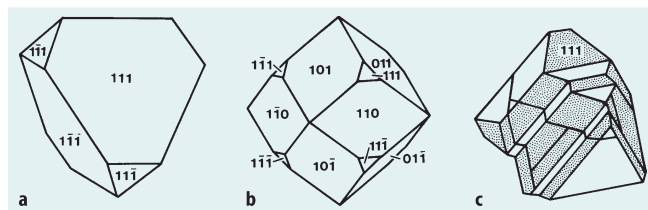


Abb. 3.4. Kristalltracht und Habitus bei Sphalerit; **a** tetraedrische Tracht; **b** das Rhombendodekaeder dominiert; **c** Zwillingsverwachsung nach (111)

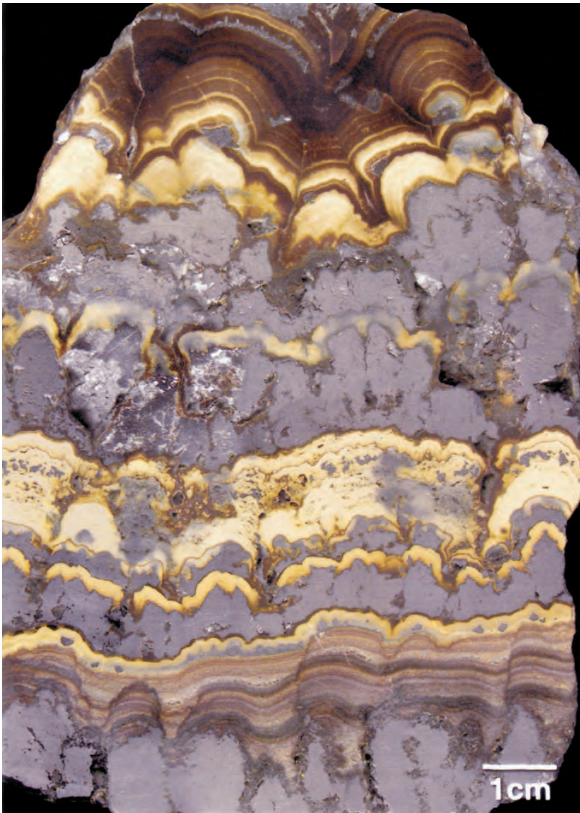


Abb. 3.5. Schalenblende. Olkusz (Polen). Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

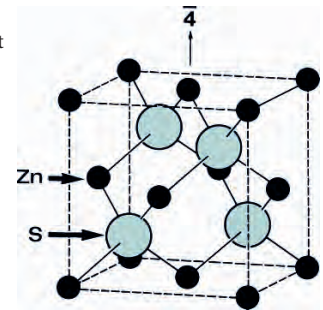
Als *Schalenblende* (Abb. 3.5) werden Stücke mit feinstängeliger, schalig-krustenartiger Struktur und nierenförmiger Oberfläche bezeichnet. Es handelt sich nur teilweise um reinen Sphalerit, häufiger um Verwachsungsaggregate von Zinkblende und Wurtzit \pm Galenit, \pm Pyrit/Markasit oder seltener auch um Wurtzit allein.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	nach $\{110\}$ vollkommen, spröde
Härte	$3\frac{1}{2}$ –4
Dichte	3,9–4,1
Farbe, Glanz	weiß (selten), gelb (sog. <i>Honigblende</i>), braun bis rot (sog. <i>Rubinblende</i>), ölgrün oder schwarz. Oft starker (<i>blendeartiger</i>) Glanz (Diamantglanz), besonders auf Spaltflächen. Durchsichtig bis lediglich kantendurchscheinend, niemals völlig opak
Strich	gelblich bis dunkelbraun, niemals schwarz

Struktur. Zn und S bilden für sich allein je ein flächenzentriertes kubisches Gitter (Abb. 3.6). Geometrisch sind diese beiden Gitter um $\frac{1}{4}$ ihrer Raumdiagonalen gegen-

Abb. 3.6. Kristallstruktur von Sphalerit



einander verschoben und ineinandergestellt. Jedes Zn-Atom ist tetraedrisch von 4 S-Atomen und jedes S-Atom von 4 Zn-Atomen umgeben. Die gegenseitige Koordinationszahl ist [4]. Man kann auch die Sphaleritstruktur aus der Diamantstruktur (Abb. 2.9a, S. 54) ableiten, derart, dass man eine Hälfte der C-Atome der Diamantstruktur durch Zn und die andere Hälfte durch S ersetzt. (Die Symmetrie der Kristallklasse wird damit von $4/m\bar{3}2/m$ auf $\bar{4}3m$ erniedrigt). Im Unterschied zur Diamantstruktur sind die Bindungskräfte in der Sphaleritstruktur nicht rein homöopolar, sondern besitzen einen heteropolaren Anteil. Daraus erklärt sich insbesondere auch die unterschiedliche Lage der Spaltflächen bei Sphalerit und Diamant: $\{110\}$ gegenüber $\{111\}$.

Chemismus. Sphalerit enthält fast immer Fe, d. h. es handelt sich dann um Mischkristalle zwischen ZnS und FeS, mit maximal 26 Mol.-% FeS. Mit zunehmendem Fe-Gehalt wird Sphalerit immer dunkler gefärbt. Daneben enthält Sphalerit gewöhnlich auch Mn und Cd, in geringen Mengen auch die seltenen Metalle In, Ga, Tl und Ge.

Stabilitätsbeziehung. Sphalerit ist bei Atmosphärendruck und gewöhnlicher Temperatur gegenüber dem im Folgenden zu besprechenden Wurtzit die *stabile* Modifikation von ZnS.

Vorkommen. Zusammen mit Galenit auf hydrothermalen Gängen, als Verdrängungsbildung im Kalkstein, auch syngedimentär und submarin-exhalativ (Black Smoker: Abb. 21.8, 21.9, S. 330).

Bedeutung. Wichtigstes und häufigstes Zn-Erzmineral. Als Beiprodukte werden die anderen genannten Elemente, besonders Cd, bei der Verhüttung von Zinkerzen mitgewonnen. Wegen der Giftigkeit von Cd sollten für Zinkhütten strenge Umweltschutz-Auflagen gelten.

Zink als metallischer Rohstoff. Verzinken von Eisen, für Drähte und Bleche, wichtiges Legierungsmetall (Messing), Verwendung in galvanischen Elementen. Außerdem findet Zinkblende in geringeren Mengen unmittelbare Verwendung bei der Herstellung von Zinkweiß und

Lithopon. Das als Beiprodukt gewonnene Cadmium wird in Ni-Cd- und Ag-Cd-Batterien, als Bestandteil leicht schmelzender Legierungen (Wood-Metall), in der Reaktorteknik, als Korrosionsschutz und als Farbstoff verwendet.

Wurtzit, β -ZnS

Ausbildung. Kristallklasse 6mm. Häufig in büscheligen oder radiafaserigen Aggregaten, oft zusammen mit Sphalerit als Verwachsung in der *Schalenblende*, pyramidal-kurzsäulige Kristalle sind unvollkommen ausgebildet und relativ selten.

Physikalische Eigenschaften. Die physikalischen Eigenschaften sind denen von Sphalerit sehr ähnlich, vollkommene Spaltbarkeit nach $\{10\bar{1}0\}$, nach (0001) deutlich.

Struktur. Die Koordinationsverhältnisse in der Wurtzitstruktur gleichen denen der Sphaleritstruktur. So ist Zn von vier S, S von vier Zn tetraedrisch umgeben. Unterschiede bestehen durch die Art der Überlagerung der dichtest besetzten Anionenebenen in den beiden Gittern. Die Sphaleritstruktur gleicht hiernach einer kubisch dichten, die Wurtzitstruktur einer hexagonal dichten Kugelpackung.

Stabilitätsbeziehung. Wurtzit ist zwar die Hochtemperaturmodifikation von ZnS, kann sich aber auch metastabil bei niedrigen Temperaturen aus sauren Lösungen bilden. Hohe Cd-Gehalte begünstigen ebenfalls die Bildung von Wurtzit.

Chalkopyrit (Kupferkies), CuFeS_2

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{4}2m$, bei den Kristallformen ist das tetragonale Bisphenoid vorherrschend, häufig kombiniert mit dem negativen Bisphenoid und dem tetragonalen Skalenoeder (Abb. 3.7). Gewöhnlich Zwillingungsverwachsungen nach (111) und stark verzerrte Kristalle. Meist kommt Chalkopyrit in derben bis feinkörnigen Massen vor.

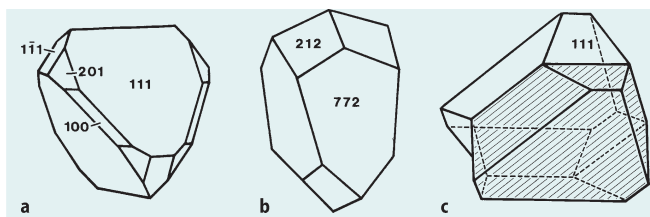


Abb. 3.7. Kristalltrachten bei Chalkopyrit; **a** das tetragonale Bisphenoid $\{111\}$ herrscht vor; **b** Kombination eines steilen tetragonalen Bisphenoids $\{772\}$ mit tetragonalem Skalenoeder $\{212\}$; **c** Zwilling nach Art der Spinellverzwillingung

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt
Bruch	muscheliger
Härte	$3\frac{1}{2}$ –4, viel geringer als diejenige von Pyrit FeS_2
Dichte	4,1–4,3
Farbe, Glanz	grünlich-gelber bis dunkelgelber (messingfarbener) Metallglanz, oft bunt angelauten
Strich	schwarz bis grünlich-schwarz

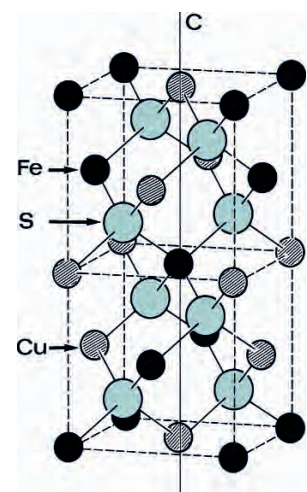
Struktur. Die Kristallstruktur von Chalkopyrit (Abb. 3.8) ist aus derjenigen der Zinkblende durch Verdoppelung der Elementarzelle bei gleichzeitigem Ersatz von zwei Zn durch Cu und Fe ableitbar. Die enge Strukturverwandtschaft zwischen Chalkopyrit und Sphalerit führt zu mikroskopisch feinen orientierten Verwachsungen beider Minerale.

Vorkommen. Chalkopyrit ist das verbreitetste Cu-Erzmineral. Liquidmagmatisches Ausscheidungsprodukt zusammen mit Magnetkies und Pentlandit. In hydrothermalen Gängen und Imprägnationen, insbesondere in porphyrischen Kupfer-Lagerstätten (Porphyry Copper Ores; Abschn. 21.2.4, S. 318ff), in Form von Stöcken (sog. Kiesstöcken) und Lagern in massiven Sulfidlagerstätten. Durch rezente submarin-exhalative Tätigkeit bildet sich Chalkopyrit zusammen mit anderen Sulfiden an mittelozeanischen Rücken (Black Smoker; Abb. 21.8, 21.9, S. 330).

Bei seiner Verwitterung entsteht ein inhomogenes Verwitterungserz (Kupferpecherz bzw. Ziegelerz), das aus Azurit $\text{Cu}_3[\text{OH}/\text{CO}_3]_2$, Malachit $\text{Cu}_2[(\text{OH})_2/\text{CO}_3]$, Cuprit Cu_2O , Covellin CuS , Bornit, viel Brauneisenerz (Limonit) FeOOH und anderen Mineralen besteht.

Bedeutung. Chalkopyrit ist nach Chalkosin das wirtschaftlich wichtigste Cu-Erzmineral.

Abb. 3.8. Kristallstruktur von Chalkopyrit



Enargit, Cu_3AsS_4

Ausbildung. Kristallklasse $mm2$, rhombisch (pseudohexagonal), die prismatischen Kristalle sind nach c gestreckt und vertikal gestreift, auch tafelig nach $\{001\}$; Drillinge. Gewöhnlich derb in strahligen oder spätig-körnigen Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{110\}$ vollkommen, $\{100\}$ und $\{010\}$ deutlich
Bruch	uneben, spröde
Härte	$3\frac{1}{2}$
Dichte	4,5
Farbe, Glanz	grau bis grauschwarz, blendeartiger Glanz, opak
Strich	schwarz

Struktur. Die Kristallstruktur ist derjenigen des Wurtzits ähnlich, wobei $\frac{3}{4}$ des Zn durch Cu und $\frac{1}{4}$ durch As ersetzt sind; dadurch kommt es zur Erniedrigung der Symmetrie.

Chemismus. As kann bis zu 6 % durch Sb ersetzt sein, etwas Fe und Zn sind gewöhnlich eingebaut.

Vorkommen. Auf hydrothermalen Gängen, als Verdrängung und Imprägnation.

Bedeutung. Enargit ist örtlich ein wichtiges Cu-Erzmineral.

Nickelin (Niccolit, Rotnickelkies), $NiAs$

Ausbildung. Kristallklasse $6/m2/m2/m$, nur sehr selten Kristallformen, gewöhnlich in derben, körnigen Massen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	nach $\{10\bar{1}0\}$ und $\{0001\}$ nur bisweilen erkennbar
Bruch	muscheliger, spröde
Härte	$5-5\frac{1}{2}$
Dichte	7,8
Farbe, Glanz	hell kupferrot, dunkler anlaufend, Metallglanz, opak
Strich	bräunlichschwarz

Struktur. Kristallisiert in der NiAs-Struktur, einem wichtigen Strukturtyp. Dieser kann durch eine hexagonal dichte Packung von As-Atomen beschrieben werden, in deren oktaedrischen Lücken die Ni-Atome sitzen; etwas As kann durch Sb diadoch ersetzt sein.

Vorkommen. Auf hydrothermalen Gängen.

Bedeutung. Nickelin ist ein lokal bedeutsames Ni-Erzmineral.

Pyrrhotin (Magnetkies), $FeS-Fe_5S_6$

Ausbildung. Äußere Kristallform $6/m2/m2/m$, die hexagonale Hochtemperaturmodifikation ist oberhalb $\sim 300^\circ\text{C}$ stabil. Ausgebildete Kristalle sind nicht sehr häufig, so als 6-seitige Tafeln aus Basispinakoid $\{0001\}$ und schmalen Prismen, vielfach rosettenförmig oder buchstapelartig angeordnet (Abb. 3.9). Meistens jedoch derb und eingesprengt, körnig bis blättrig.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	nach $\{0001\}$ und $\{11\bar{2}0\}$ in grobkörnigen Stücken deutlich
Bruch	muscheliger, spröde
Härte	4
Dichte	4,6–4,7
Farbe, Glanz	hell bronzefarben, mattbraun anlaufend, Metallglanz
Strich	grauschwarz
Weitere Eigenschaft	meist ferromagnetisch

Struktur. Die Kristallstruktur des Pyrrhotins entspricht dem NiAs-Typ mit S auf den As-Positionen und Fe auf den Ni-Plätzen. Dabei besitzt Pyrrhotin meist einen Unterschuss an Fe relativ zu S, wobei die Zusammensetzung zwischen



Abb. 3.9. Übereinander gestapelte Kristalle von Pyrrhotin neben Quarz (Bergkristall). Dalnegorsk, Primorskiy Kraj (Ostsibirien). Bildbreite ca. 3 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Fe_5S_6 und $\text{Fe}_{10}\text{S}_{11}$ variiert; die fehlenden Fe-Atome führen zu Leerstellen in der Struktur: *Subtraktions-Baufehler*. Strukturbestimmungen haben gezeigt, dass es in Abhängigkeit von Temperatur und Fe-Gehalt zahlreiche hexagonale, rhombische und monokline Strukturvarietäten (Polytypen) gibt. Im **Troilit** FeS , dessen Auftreten auf Meteorite beschränkt ist, sind alle Fe-Positionen besetzt.

Vorkommen. Häufiges Sulfid-Erzmineral, als akzessorischer Gemengteil in magmatischen und metamorphen Gesteinen; angereichert in liquidmagmatischen und metamorphen Erzlagerstätten, auch in Pegmatiten und auf hydrothermalen Gängen.

Chemismus. Im „Nickelmagnetkies“ liegen die Nickelgehalte und untergeordnete Co-Gehalte als Entmischungslamellen von Pentlandit $(\text{Ni,Fe})_9\text{S}_8$ vor (Abb. 19.7, S. 304).

Bedeutung. Der Pentlandit-führende Pyrrhotin ist ein sehr wichtiges Ni-Erz. Reiner Pyrrhotin ist kein Eisenerzmineral, wird aber gelegentlich zur Herstellung von Eisenvitriol oder Polierrot verwendet.

3.3 Covellin (Kupferindig), CuS

Ausbildung. Kristallklasse $6/m2/m2/m$, selten tafelige Kristalle, gewöhnlich derb, feinkörnig oder spätig.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	vollkommen nach (0001)
Härte	$1\frac{1}{2}$ –2
Dichte	4,6–4,8
Farbe, Glanz	blauschwarz bis indigoblau, halbmatt-schwarzer Glanz, in dünnen Blättchen durchscheinend; wegen seiner sehr hohen Dispersion der Lichtbrechung verändert Covellin seine Farbe bei Einbettung in Flüssigkeiten, er wird in Wasser violett, in hochlichtbrechenden Ölen rot
Strich	bläulichschwarz

Struktur. Schichtgitter.

Vorkommen und Bedeutung. Covellin bildet keine selbständigen Lagerstätten. In relativ kleinen Mengen kommt er in Kupfersulfid-haltigen Erzen als Sekundärmineral vor.

Cinnabarit (Zinnober), HgS

Ausbildung. Kristallklasse 32, bildet nur selten deutliche rhomboedrische bis dicktafelige Kristalle, meist derb-körnige bis dichte oder erdige Massen in Imprägnationen.

Abb. 3.10.

Stibnit, nadelförmig nach c gestreckte Flächenkombination



Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	nach $\{10\bar{1}0\}$ ziemlich vollkommen
Härte	2 – $2\frac{1}{2}$
Dichte	8,1
Farbe und Strich	rot, Diamantglanz, in dünnen Schüppchen durchscheinend, oft durch Einschlüsse von Bitumen verunreinigt (sog. Lebererz der Lagerstätte Idrija)

Kristallstruktur. Kann beschrieben werden als eine in Richtung der Raumdiagonale deformierte PbS -Struktur. Dabei nimmt Hg die Position von Pb ein.

Vorkommen. Als hydrothermale Imprägnation und Verdrängung in tektonisch gestörtem Nebengestein.

Bedeutung. Cinnabarit ist das wichtigste Hg-Erzmineral.

Verwendung von Quecksilber. Legierungsmetall, hauptsächlich als Zinn-Kupfer-Edelmetall (Ag,Au)-Amalgam in der Zahntechnik, für verschiedene Chemikalien und in physikalischen Geräten.

3.3 Metall-Sulfide, -Sulfarsenide und -Arsenide mit $M:S \leq 1:2$ (Tabelle 3.3)

Stibnit (Antimonit, Antimonglanz), Sb_2S_3

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, rhombische, nach c gestreckte, oft flächenreiche Kristalle (Abb. 3.10), meist vertikal gestreift, spieß- und nadelförmig, bisweilen büschelig oder wirr-strahlig aggregiert. Häufig // b wellenförmige, geknickte, gebogene oder gedrehte Kristalle. Als Erz häufig in derb-körnigen bis dichten Massen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	sehr vollkommen nach $\{010\}$ mit häufiger Translation in (010) // der c-Achse. Dadurch entsteht Horizontalstreifung auf den leicht wellig verbogenen Spaltflächen
Härte	2 – $2\frac{1}{2}$
Dichte	4,5–4,6
Farbe, Glanz	bleigrau, läuft metallschwärzlich bis bläulich an, starker Metallglanz, opak dunkelbleigrau
Strich	

Struktur. Die Kristallstruktur weist Doppelketten // c entsprechend der Streckung der Kristalle auf.

Vorkommen. In hydrothermalen Gängen.

Bedeutung. Stibnit ist das wichtigste Sb-Erzmineral.

Tabelle 3.3.
Metallische Sulfide, Sulfarsenide
und Arsenide mit M:S ≤ 1:2

Mineral	Formel	Elementgehalt [%]	Kristallklasse
Stibnit (Antimonit, Antimonglanz)	Sb ₂ S ₃	Sb 71,4	2/m2/m2/m
Molybdänit (Molybdänglanz)	MoS ₂	Mo 59,9	6/m2/m2/m
Pyrit (Eisenkies, Schwefelkies)	FeS ₂	Fe 46,6; S 53,8	2/m $\bar{3}$
Markasit	FeS ₂	Fe 46,6; S 53,8	2/m2/m2/m
Arsenopyrit (Arsenkies)	FeAsS	Fe 34,3; As 46	2/m
Cobaltin (Kobaltglanz)	(Co,Fe)AsS	Co+Fe 35,4	23
Löllingit	FeAs ₂	As 72,8	2/m2/m2/m
Safflorit	CoAs ₂	Co 28,2	2/m2/m2/m
Rammelsbergit	NiAs ₂	Ni 28,2	2/m2/m2/m
Skutterudit (Speiskobalt)	(Co,Ni)As ₃		2/m $\bar{3}$
Nickel-Skutterudit (Chloanthit)	(Ni,Co)As ₃		2/m $\bar{3}$

Verwendung. Antimon als Legierungsmetall, besonders in Blei- und Zinn-Legierungen, z. B. in Letternmetall, Schrot- und Lötzin, als Hartblei, Zusatz von Akkumulatorenblei; reinstes Sb in der Halbleiter-Technik.

Molybdänit (Molybdänglanz), MoS₂

Ausbildung. Kristallklasse 6/m2/m2/m, hexagonale, unvollkommen ausgebildete Tafeln, meistens in krummblättrigen, schuppigen Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	sehr vollkommen nach (0001), sehr biegsame, unelastische Spaltblättchen
Härte	1–1½, sehr gering
Dichte	4,7–4,8
Farbe, Glanz	bleigrau, Metallglanz
Strich	dunkelgrau
Weitere Eigenschaft	föhlt sich fettig an und föhrt ab

Struktur. Hexagonale Schichtstruktur mit // (0001) verlaufenden MoS₂-Schichten, die in sich valenzmäßig abgesättigt sind. Zwischen den Schichten schwache Van-der-Waals-Bindungskräfte, woraus sich die vollkommene Spaltbarkeit nach (0001) erklärt.

Chemismus. MoS₂ mit einem geringen Gehalt an Rhenium, bis zu 0,3 %.

Vorkommen. In Pegmatit-Gängen, als Imprägnationen in porphyrischen Molybdän-Lagerstätten.

Bedeutung. Molybdänit ist das wichtigste Mo-Erzmineral.

Verwendung. Molybdän ist ein wichtiger Stahlveredler (Molybdänstahl), legiert in Gusseisen, Verwendung in der Elektrotechnik. Wegen seines hohen Schmelzpunkts wird Mo als Reaktormetall und Baustoff in der Raketentechnik

sowie zur Herstellung hochwarmfester Legierungen verwendet. Molybdänit wird wegen seiner geringen Härte und vollkommenen Spaltbarkeit als Trockenschmierstoff und in zusammengesetzten Schmierstoffen eingesetzt.

Pyrit (Eisenkies, Schwefelkies), FeS₂

Ausbildung. Kristallklasse kubisch disdodekaedrisch 2/m $\bar{3}$, formenreich und auch in gut ausgebildeten Kristallen weit verbreitet. Als häufigste Form treten auf: Würfel {100}, Pentagondodekaeder {210}, Oktaeder {111} und Disdodekaeder {321}, häufig auch miteinander kombiniert (Abb. 3.11, 3.12). Die Würfelflächen des Pyrits sind meist gestreift, was die niedriger symmetrische Kristallklasse (2-zählige statt 4-zählige Drehachse a) andeutet. Es handelt sich um eine Wachstumsstreifung (sog. Kombinationsstreifung) im aufeinanderfolgenden Wechsel von Würfel- und Pentagondodekaederfläche. Durchkreuzungszwillinge sind nicht selten („Eisernes Kreuz“). Als Gemengteil von Erzen ist Pyrit meist wegen gegenseitiger Wachstumsbehinderung körnig ausgebildet.

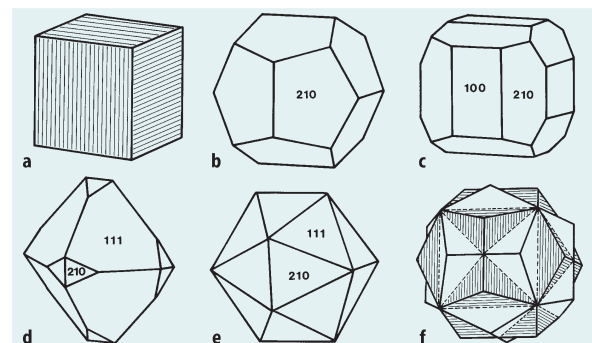


Abb. 3.11. Kristalltrachten bei Pyrit; **a** Würfel mit Kombinationsstreifung; **b** Pentagondodekaeder {210}; **c** Kombination Pentagondodekaeder {210} und Würfel {100}; **d, e** Kombination Oktaeder {111} mit Pentagondodekaeder {210}; **f** Durchdringungszwilling mit [001] als Zwillingsachse



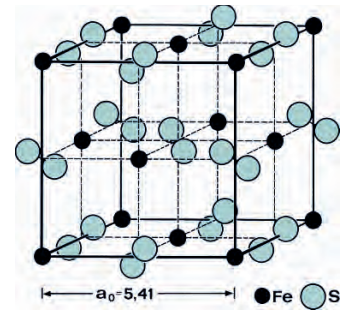
Abb. 3.12. Kristallgruppe von Pyrit mit der Flächenkombination Pentagondodekaeder {210} und Würfel {100} mit charakteristischer Streifung. Pasto Bueno (Peru). Bildbreite ca. 9 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg, Sammlung Schröder. (Foto: K.-P. Kelber)

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{100} sehr undeutlich
Bruch	muschelig, spröde
Härte	6–6½, für ein Sulfid ungewöhnlich hart (Unterscheidung von Chalkopyrit!)
Dichte	5,0
Farbe, Glanz	lichtmessinggelber Metallglanz, mitunter bunt angelaufen, opak
Strich	grün- bis bräunlichschwarz
Unterscheidung von ged. Au	Gold ist viel weicher, dehnbar und geschmeidig; es hat goldgelben Strich und eine vom Ag-Gehalt abhängige gold- bis weißgelbe Farbe

Struktur. Die Pyritstruktur (Abb. 3.13) hat geometrisch große Ähnlichkeit mit der NaCl-Struktur bzw. der PbS-Struktur (Abb. 3.3): Die Na⁺-Plätze sind im Pyrit von Fe besetzt, während in den Schwerpunkten der Cl⁻-Ionen die Zentren von hantelförmigen S₂-Gruppen sitzen. Die Achsen der S₂-Hanteln liegen jeweils // zu den 3-zähligen Achsen, aber in unterschiedlicher Orientierung; dadurch ergibt sich im Vergleich zum NaCl eine erniedrigte Sym-

Abb. 3.13. Kristallstruktur von Pyrit (s. Text)



metrie. Jedes Fe-Atom hat 6 S-Nachbarn im gleichen Abstand. Innerhalb der S₂-Hantel herrscht eine ausgesprochene Atombindung, zwischen ihr und dem Fe-Atom ist die Bindung metallisch.

Chemismus. Fe kann durch kleine Mengen von Ni oder Co ersetzt sein; mitunter winzige Einschlüsse von ged. Au.

Vorkommen. Pyrit ist das weitaus häufigste Sulfidmineral. Er besitzt ein weites Stabilitätsfeld und kommt überall dort vor, wo sich nur irgendwie eine stoffliche Voraussetzung bietet; er bildet oft mächtige Pyritlager (Kieslager, massive Sulfiderz-Lagerstätten), ist Bestandteil der meisten sulfidischen Erze, akzessorischer Gemengteile in vielen mafischen Gesteinen. Er tritt als Imprägnation oder Konkretion in vielen Sedimentgesteinen auf, in denen er sich im Sauerstoff-freien bis -armen (anaeroben) Milieu bildet, und zwar nicht selten aus dem Thiospinell *Greigit* Fe²⁺Fe³⁺S₄ als Vorläuferphase. Der atmosphärischen Verwitterung ausgesetzt, geht Pyrit über verschiedene Zwischenverbindungen schließlich in Eisenoxidhydrat FeOOH (Limonit, Brauneisenerz) über. Pseudomorphosen von Limonit nach Pyrit sind häufig.

Bedeutung als Rohstoff. Aus Pyriterzen wird Schwefelsäure gewonnen. Ihre Abröstungsrückstände, die sog. Kiesabbrände, werden als Eisenerz, Polierpulver und zur Herstellung von Farben verwendet. Örtlich wird Pyrit wegen seines Goldgehalts als Golderz abgebaut.

Markasit, FeS₂

Ausbildung. Kristallklasse 2/m2/m2/m, rhombische Modifikation von FeS₂. Einzelkristalle (Abb. 3.14) gewöhnlich tafelig nach {001}, seltener prismatisch nach [001], viel häufiger verzwilligt, als Viellinge in zyklischer Wiederholung in hahnenkammförmigen und speerartigen Gruppen (deshalb als Kammkies oder Speerkies bezeichnet). Vielfach auch strahlig oder in Krusten als Überzug anderer Minerale, dichte Massen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{110} unvollkommen
--------------	--------------------

Bruch	uneben, spröde
Härte	6–6½
Dichte	4,8–4,9, etwas niedriger als diejenige des Pyrits
Farbe, Glanz	Farbe gegenüber Pyrit mehr grünlich-gelb, grünlich anlaufend, Metallglanz, opak
Strich	grünlich- bis schwärzlichgrau

Struktur. Die Kristallstruktur des Markasits besitzt bei verminderter Symmetrie enge Beziehungen zur Pyritstruktur.

Die Stabilitätsbeziehungen zwischen Pyrit und Markasit sind noch nicht ganz geklärt. Experimentelle Untersuchungen haben gezeigt, dass Markasit relativ zu Pyrit und Pyrrhotin oberhalb rund 150 °C die metastabile Phase darstellt. Auch seine Vorkommen in der Natur sprechen für eine niedrige Bildungstemperatur des Markasits; dabei entsteht Markasit bevorzugt aus sauren Lösungen. Oberhalb etwa 400 °C geht Markasit in Pyrit über.

Arsenopyrit (Arsen kies), $FeAsS$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m, monokline (pseudorhomische) Kristalle sind prismatisch nach c oder nach a entwickelt. Die einfachste Tracht besteht aus einer Kombination von Vertikal- und Längsprisma $\{110\}$ und $\{014\}$ (Abb. 3.15). Die Streifung auf den Flächen $\{014\}$ // zur a-Achse dient als ein Bestimmungskennzeichen.

Zwillinge sind häufig, seltener auch Drillingsverwachsungen. Verbreitet als derb-körnige Massen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{110\}$ einigermaßen deutlich
Bruch	uneben, spröde
Härte	5½–6
Dichte	5,9–6,1
Farbe, Glanz	zinnweiß, dunkel anlaufend oder auch bunte Anlauffarben. Metallglanz, opak
Strich	schwarz

Struktur. Die Kristallstruktur von Arsenopyrit leitet sich aus der Markasitstruktur ab, wobei die Hälfte der S-Atome durch As-Atome ersetzt ist. Dabei kommt es zur Erniedrigung der Symmetrie von rhombisch zu monoklin.

Chemismus. Arsenopyrit zeigt häufig Abweichungen im Verhältnis As:S gegenüber der theoretischen Formel. Darüber hinaus kann Fe durch Co oder Ni diadoch ersetzt sein. Ähnlich wie Pyrit enthält Arsenopyrit nicht selten Einschlüsse von ged. Au.

Vorkommen. Verbreitet in hydrothermalen Gängen.

Bedeutung. Arsenopyrit ist das wichtigste As-Erzmineral.

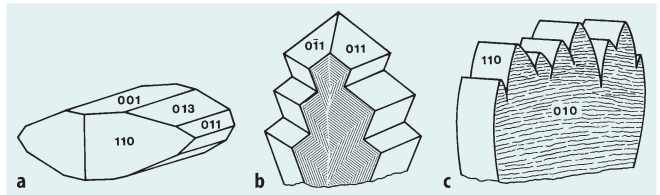


Abb. 3.14. Kristalltrachten bei Markasit; **a** Einkristall; **b** Zwillingkristall; **c** Vielling (s. Text)

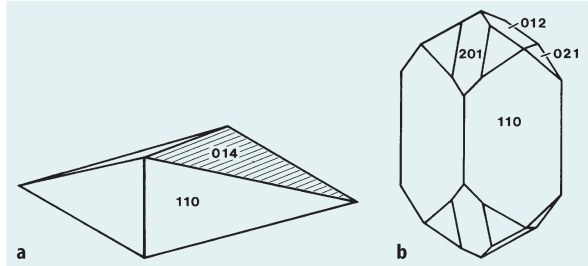


Abb. 3.15. Kristalltrachten bei Arsenopyrit; **a** einfachste Kombination aus Vertikalprisma $\{110\}$ und Längsprisma $\{014\}$; **b** flächenreichere Tracht, nach c gestreckt

Cobaltin (Kobaltglanz), $CoAsS$

Ausbildung. Kristallklasse 23, teilweise gut ausgebildete Kristalle mit $\{210\}$, häufig kombiniert mit Oktaeder und (seltener) Würfel, Würfelflächen gestreift wie bei Pyrit. Meist in derben und körnigen Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{100\}$ nicht immer deutlich
Bruch	uneben, spröde
Härte	5½
Dichte	6,3
Farbe, Glanz	(rötlich) silberweiß, rötlichgrau anlaufend. Metallglanz, opak
Strich	grauschwarz

Struktur. Dem Pyrit ähnliche Kristallstruktur, bei der unter Beibehaltung ihres gemeinsamen Schwerpunkts die Hälfte der S_2 -Paare durch As ersetzt ist; dadurch erniedrigt sich die Symmetrie.

Chemismus. Theoretisch 35,4 % Co enthaltend, jedoch ist stets ein Teil des Co durch Fe ersetzt, und zwar bis zu 10 %.

Vorkommen. Bisweilen auf hydrothermalen Gängen und metasomatischen Verdrängungs-Lagerstätten (Skarnerze).

Bedeutung. Wichtiges Co-Erzmineral.

Verwendung von Kobalt. Legierungsmetall (Hochtemperaturlegierungen), Metallurgie: Stahlveredler (Bestandteil verschleißfester Werkzeugstähle), im Chemiebereich (Farben, Pigmente, Glasuren, Katalysatoren).

Löllingit, FeAs₂

Ausbildung. Kristallklasse 2/m2/m2/m, Kristalle prismatisch entwickelt, meistens körnige bis stängelige Aggregate, derbe Massen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	(001) deutlich
Bruch	uneben, spröde
Härte	5, weicher als Arsenopyrit
Dichte	7,0–7,4
Farbe, Glanz	im frischen Bruch heller als Arsenopyrit, graue Anlauffarben, Metallglanz, opak
Strich	grauschwarz

Struktur. Markasit-Struktur.

Chemismus. Das Fe/As-Verhältnis schwankt gegenüber der idealen chemischen Formel. Häufig Gehalte an S, Sb, Co und Ni. Goldgehalte gehen auf winzige Einschlüsse zurück.

Vorkommen. In hydrothermalen Gängen, kontaktmetasomatisch.

Bedeutung. Als Löllingit-Erz wirtschaftliche Bedeutung für die Arsengewinnung.

Safflorit, CoAs₂

Ausbildung. Monoklin-pseudorhombisch, winzige Kristalle. Verbreitet sind die unter dem Erzmikroskop im Querschnitt hervortretenden sternförmigen Drillinge nach (011). Öfter derb-körnige oder feinstrahlige Aggregate.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	kaum deutlich
Bruch	uneben, spröde
Härte	4½–5½ mit Fe-Gehalt wechselnd
Dichte	6,9–7,3
Farbe, Glanz	zinnweiß, nachdunkelnd, Metallglanz, opak
Strich	schwarz

Chemismus. Diadocher Einbau von Fe, jedoch kaum von Ni anstelle von Co, d. h. es gibt keine Mischkristallreihe zwischen Safflorit und Rammelsbergit.

Vorkommen. Auf hydrothermalen Gängen.

Bedeutung. Co-Erzmineral. Safflorit ist viel verbreiteter als früher angenommen; er wurde häufig mit „Speiskobalt“ verwechselt (Ramdohr u. Strunz 1978).

Rammelsbergit, NiAs₂

Ausbildung. Rhombisch, kleine Kristalle, unter dem Erzmikroskop feiner Lamellenbau und zudem verzwilligt. Keine sternförmigen Drillinge wie bei Safflorit.

Physikalische Eigenschaften. Ähnlich denen von Safflorit.

Chemismus. Diadocher Einbau von Fe, kaum jedoch von Co anstelle von Ni.

Vorkommen. Wie Safflorit auf hydrothermalen Gängen.

Skutterudit (Speiskobalt), (Co,Ni)As₃ – Nickel-Skutterudit (Chloanthit), (Ni,Co)As₃

Lückenlose Mischkristallreihe.

Ausbildung. Kristallklasse 2/m $\bar{3}$, Kristallformen: Würfel, Oktaeder, seltener Rhombendodekaeder und Pentagondodekaeder {210} sowie deren Kombinationen. Meistens massig in dichtem bis körnigem Erz.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt
Bruch	uneben, spröde
Härte	5½–6
Dichte	6,4–6,8
Farbe, Glanz	zinnweiß bis stahlgrau, Anlauffarben, Metallglanz, opak
Strich	grauschwarz bis schwarz

Chemismus. Co und Ni werden stets durch etwas Fe ersetzt.

Vorkommen. In hydrothermalen Gängen. Bei beginnenden Verwitterungsprozessen bilden sich je nach Co/Ni-Verhältnis Überzüge mit pfirsichblütenfarbenem *Erythrin* (Kobaltblüte) $\text{Co}[\text{AsO}_4]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ oder grünem *Annabergit* (Nickelblüte) $\text{Ni}[\text{AsO}_4]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Bedeutung. Wirtschaftlich wichtige Co- und Ni-Erzminerale.

3.4 Arsen-Sulfide**Realgar, As₄S₄**

Ausbildung. Kristallklasse 2/m, monokline, kurzprismatische Kristalle, vertikal gestreift und meist klein. Gewöhnlich körnig, auch als feiner Belag. Oft zusammen mit Auripigment.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	(010) und (210) ziemlich vollkommen
Bruch	muschelrig, spröde
Härte	1½–2

Tabelle 3.4.
Arsen-Sulfide

Mineral	Formel	Elementgehalt [%]	Kristallklasse
Realgar	As ₄ S ₄	As 70,1	2/m
Auripigment	As ₄ S ₆	As 61,0	2/m

Dichte	3,4–3,5
Farbe, Glanz	rot bis orange, diamantähnlicher Glanz bis Fettglanz, an den Kanten durchscheinend bis durchsichtig, Zerfall unter Lichteinwirkung
Strich	orange-gelb

Struktur. Ringförmige Gruppen von As₄S₄ ähnlich den Ringen von S₈ im Schwefel. Innerhalb der Ringe homöopolare, zwischen den Ringen schwache Van-der-Waals-Bindungskräfte.

Chemismus. 70,1 % As, 29,9 % S.

Vorkommen. Tieftemperiert auf hydrothermalen Gängen und als Imprägnation zusammen mit Auripigment, Abscheidung aus Thermen und als Sublimationsprodukt vulkanischer Gase. Verwitterungsprodukt As- und S-haltiger Erzminerale.

Bedeutung. Heute nur noch geringe Bedeutung in der Pyrotechnik und der Gerberei-Industrie.

Auripigment, As₄S₆

Ausbildung. Kristallklasse 2/m, die monoklinen Kristalle sind meist klein, tafelig nach (010) oder mit kurzprismatischem Habitus. Vorwiegend derbe Massen oder als pulvriger Anflug. Häufig zusammen mit Realgar.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	(010) ziemlich vollkommen
Bruch	in (010) biegsam
Härte	1½–2
Dichte	3,4–3,5
Farbe, Glanz	zitronengelb, blendeartiger Fettglanz, auf der Spaltfläche Perlmutterglanz, durchscheinend, Strich gelb

Struktur. As₂S₃-Schichten parallel (010). Innerhalb dieser Schichten relativ feste homöopolare Bindungen, von Schicht zu Schicht nur schwache Van-der-Waals-Bindungskräfte. Die As-Atome sind jeweils von 3 S-Atomen umgeben.

Chemismus. 61 % As, 39 % S, bis zu 2,7 % isomorphe Gehalte an Sb.

Vorkommen. Häufig Umwandlungsprodukt von Realgar, im übrigen Vorkommen wie Realgar.

Bedeutung. Wird benutzt zur Herstellung IR-durchlässiger Gläser, in Foto-Halbleitern und als Pigment (Königsgelb).

3.5 Komplexe Metall-Sulfide (Sulfosalze)



mit A = Ag, Cu, Pb etc., B = As, Sb, Bi

Die komplexen Sulfide (Sulfosalze) bilden eine relativ große Gruppe verschiedenartiger Erzminerale; jedoch besitzen nur wenige eine größere Bedeutung. Sie unterscheiden sich von den bisher besprochenen Sulfiden und Arseniden dadurch, dass As und Sb innerhalb ihrer jeweiligen Kristallstruktur mehr oder weniger die Rolle eines Metalls spielen; in den Arseniden und Antimoniden nehmen dagegen As und Sb die Position des S ein (Tabelle 3.5).

Proustit (lichtes Rotgültigerz), Ag₃[AsS₃] – Pyrrargyrit (dunkles Rotgültigerz), Ag₃[SbS₃]

Beide Minerale kristallisieren im gleichen Gittertyp, doch bilden sie keine Mischkristallreihe. Sie besitzen ähnliche Kristallformen und physikalische Eigenschaften und treten in vergleichbaren Vorkommen auf.

Ausbildung. Kristallklasse 3m. Mitunter schöne, flächen- und formenreich entwickelte ditrigonal-pyramidale Kristalle, besonders bei Pyrrargyrit (Abb. 3.16). Tracht vorwiegend prismatisch, mit dominierendem hexagonalem Prisma {1120}, anderenfalls scheinbar skalenoeidrisch bzw. rhomboedrisch durch Auftreten ditrigonaler {2131} oder trigonaler {1011} Pyramiden (Abb. 3.16, 3.17); Zwillinge sind verbreitet; daneben sehr häufig auch derb und eingesprengt.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{1011} deutlich
Bruch	muschelrig, spröde
Härte	2–2½
Dichte	5,8 (Pyrrargyrit), 5,6 (Proustit)

Abb. 3.16.

Kristalltrachten bei Pyrrargyrit: hexagonales Prisma {1120}, trigonale Pyramiden {1011} {0112}, ditrigonale Pyramiden {2131} und {1231}

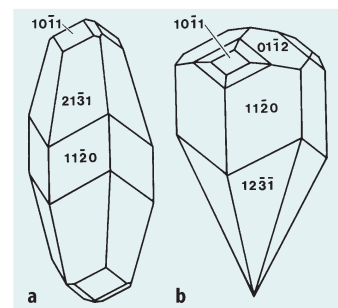


Tabelle 3.5.
Wichtige Sulfosalze

Mineral	Formel	Metallgehalt [%]	Kristallklasse
Proustit	$\text{Ag}_3[\text{AsS}_3]$	Ag 65,4	3m
Pyrargyrit	$\text{Ag}_3[\text{SbS}_3]$	Ag 59,7	3m
Tennantit (As-Fahlerz)	$\text{Cu}_{12}[\text{S}/\text{As}_4\text{S}_{12}]$		$\bar{4}3m$
Tetraedrit (Sb-Fahlerz)	$\text{Cu}_{12}[\text{S}/\text{Sb}_4\text{S}_{12}]$		$\bar{4}3m$

Farbe, Glanz, Strich *Pyrargyrit*: Im auffallenden Licht dunkelrot bis grauschwarz, im durchfallenden Licht rot durchscheinend, starker blendartiger Glanz, Strich kirschrot

Proustit: Scharlach- bis zinnoberrot (Abb. 3.17), wird am Licht oberflächlich dunkler, blendartiger Diamantglanz, durchscheinend bis fast durchsichtig, Strich scharlach- bis zinnoberrot

Die Unterscheidung zwischen Pyrargyrit und Proustit nach äußeren Kennzeichen allein ist dennoch nicht immer möglich!

Struktur. Die Kristallstrukturen von Pyrargyrit und Proustit lassen sich als rhomboedrische Gitter beschreiben, in denen SbS_3 - bzw. AsS_3 -Gruppen die Ecken und das Zentrum einer rhomboedrischen Zelle besetzen. Die SbS_3 - und AsS_3 -Gruppen bilden flache Pyramiden mit einer Sb- bzw. As-Spitze, in deren Lücken sich die Ag-Atome befinden. Jedes S-Atom hat 2 Ag-Atome als nächste Nachbarn.

Vorkommen. In hydrothermalen Gängen mit anderen edlen Silbermineralen.

Bedeutung. Pyrargyrit ist ein wichtiges und relativ häufiges Ag-Erzmineral, häufiger als Proustit. Beide kommen zusammen vor.

Tennantit (Arsenfahlerz), $\text{Cu}_{12}[\text{S}/\text{As}_4\text{S}_{12}]$ – Tetraedrit (Antimonfahlerz), $\text{Cu}_{12}[\text{S}/\text{Sb}_4\text{S}_{12}]$

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{4}3m$, Kristalle sind meist tetraedrisch ausgebildet (Abb. 3.18), Durchkreuzungszwillinge nicht selten. Häufig derb, eingesprengt oder körnig.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	keine
Bruch	muschelig, spröde
Härte	3–4½ wechselnd mit der chemischen Zusammensetzung
Dichte	4,6–5,1



Abb. 3.17. Proustit mit vorherrschender ditrigonaler Pyramide $\{21\bar{3}1\}$. Chanaracillo, Chile. Bildbreite ca. 2 mm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Farbe, Glanz stahlgrau, grünlich bis bläulich. Tetraedrit ist meistens dunkler als Tennantit; fahler Metallglanz, in dünnen Splittern nicht völlig opak

Strich grauschwarz bei Tetraedrit, rötlichgrau bis rotbraun bei Tennantit

Struktur. Die Kristallstruktur kann aus dem ZnS-Typ abgeleitet werden.

Chemismus. Fahlerze sind in erster Linie Kupferminerale, bei denen Teile des Cu durch Fe, Zn, Ag oder Hg diadoch ersetzt sein können. Zwischen Tetraedrit (Antimonfahlerz) und Tennantit (Arsenfahlerz) besteht außerdem eine lückenlose Mischungsreihe. In selteneren Fällen kann

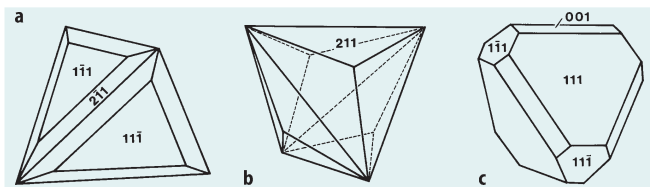


Abb. 3.18. Kristalltrachten bei Fahlerz; **a** Kombination Tetraeder $\{111\}$ mit Tristetraeder $\{211\}$; **b** Tristetraeder $\{211\}$; **c** Kombination zweier Tetraeder $\{111\}$ und $\{1\bar{1}1\}$ mit dem Würfel $\{100\}$ (nur als schmale diagonale Leisten erkennbar!)

zudem Bi das Sb diadoch ersetzen. Fe ist immer anwesend und kann bis zu 13 %, Zn maximal 8 % erreichen. Der nicht seltene Silbergehalt kann 2–4 %, im *Freibergit* bis 18 % betragen. Hg kann im *Schwazit* bis zu 17 % ausmachen, der so ein wichtiges Hg-Erzmineral darstellt.

Vorkommen. In hydrothermalen Gängen.

Bedeutung. Fahlerze sind wichtige Erzminerale von Ag, Cu und örtlich auch von Hg.

Weiterführende Literatur

- Anthony JW, Bideaux RA et al. (1990) Handbook of mineralogy, vol I: Elements, sulfides, sulfosalts. Mineral Data Publ, Tucson, Arizona
- Ramdohr P, Strunz H (1978) Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie, 16. Aufl. Enke, Stuttgart
- Ribbe PH (ed) (1974) Sulfide mineralogy. Min Soc America Short Course Notes, vol 1, Chelsea Michigan
- Strunz H, Nickel EH (2001) Strunz mineralogical tables, 9th edn. Schweizerbart, Stuttgart
- Vaughan DJ (ed) (2006) Sulfide mineralogy. Rev Mineral Geochem 61

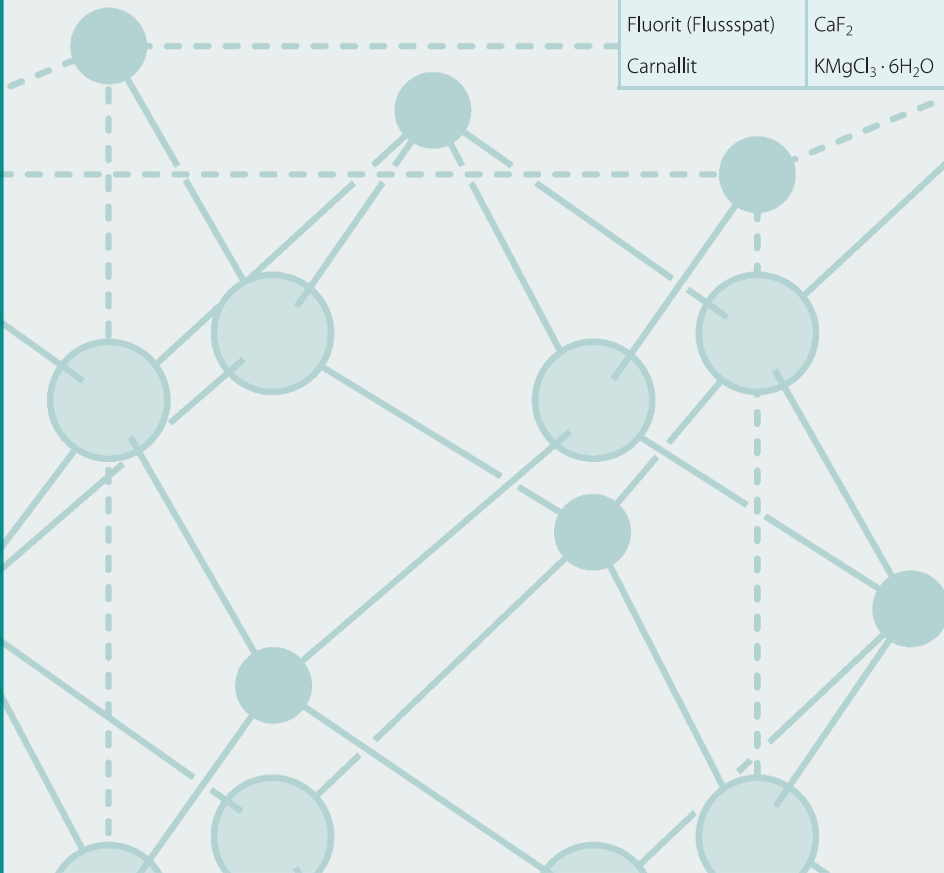
Halogenide



Die Minerale dieser Klasse enthalten in ihren Strukturen große elektronegativ geladene Halogenionen Cl^- , F^- , Br^- und I^- . Diese sind mit ebenfalls relativ großen Kationen von niedriger Wertigkeit koordiniert; der Bindungscharakter ist bevorzugt heteropolar. Ihre Strukturen besitzen z. T. die höchstmögliche Symmetrie $4/m\bar{3}2/m$, so die Minerale Halit, Sylvin und Fluorit. Die Minerale dieser Klasse sind farblos oder allochromatisch, d. h. durch Fremdionen oder Fremdeinschlüsse gefärbt. Sie besitzen eine geringe Dichte, niedrige Lichtbrechung, einen relativ schwachen Glanz und sind teilweise leicht in Wasser löslich.

Tabelle 4.1.
Die wichtigsten Halogenide

Mineral	Formel	Kristallklasse
Halit (Steinsalz)	NaCl	$4/m\bar{3}2/m$
Sylvin	KCl	$4/m\bar{3}2/m$
Fluorit (Flussspat)	CaF_2	$4/m\bar{3}2/m$
Carnallit	$\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	$2/m2/m2/m$



Halit (Steinsalz), NaCl

Ausbildung. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$, meistens Würfel $\{100\}$, (Abb. 4.1) in körnig-spätigen Aggregaten auch als Gestein, gelegentlich faserig. Pseudomorphosen von Ton nach Halit.

Physikalische Eigenschaften.

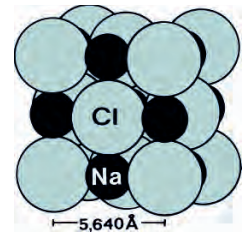
Spaltbarkeit	$\{100\}$ vollkommen, Translation auf $\{110\}$
Bruch	muscheliger, spröde
Härte	2
Dichte	2,1–2,2
Farbe, Glanz	farblos und durchsichtig, bisweilen rot oder gelb durch Einlagerung von Hämatit oder Limonit, grau durch Einschlüsse von Ton, braunschwarz durch Bitumen. Die gelegentliche Blaufärbung des Halits ist an Gitterstörstellen verschiedener Art geknüpft, sog. Farbzentren, und wird durch Bestrahlung hervorgerufen. Die Strahlungsquelle ist jedoch noch nicht genau bekannt
Weitere Eigenschaften	leicht wasserlöslich, salziger Geschmack



Abb. 4.1. Kristallgruppe von Halit (Steinsalz). Infolge von Skelettwachstum sind die Würfel­flächen $\{100\}$ nicht voll ausgebildet, sondern nur durch die Kristallkanten markiert. Koehn Dry Lake, Kalifornien (USA). Bildbreite ca. 5 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Abb. 4.2.

Die NaCl-Struktur als Packungsmodell. Die größeren Cl^- -Ionen bilden einen flächenzentrierten Würfel, in dessen Kantenmitten sich die Na^+ -Ionen befinden. Anionen und Kationen sind zueinander $[6]$ -koordiniert



Struktur. In der NaCl-Struktur besetzen Na^+ - und Cl^- -Ionen jedes für sich Punkte eines flächenzentrierten Würfels (Abb. 4.2). Beide Teilgitter sind geometrisch um $\frac{1}{2}$ Kantenlänge gegeneinander verschoben und ineinandergestellt. Jedes Na^+ wird durch 6 Cl^- , jedes Cl^- durch 6 Na^+ oktaedrisch koordiniert. Die schwachen heteropolaren Bindungskräfte zwischen zwei großen einwertigen Ionen bewirken die niedrige Härte. Die relativ dichte Ionenbesetzung // $\{100\}$ ist verantwortlich für die vollkommene Spaltbarkeit des Halits, zumal die Zahl der Bindungen etwas kleiner ist als senkrecht zu jeder anderen möglichen Ebene.

Vorkommen. Halit bildet einen Hauptbestandteil von *Evaporiten* (Ausscheidungs-Sedimenten), die mit Kalisalzen und Anhydrit- bzw. Gipsgesteinen wechsellagern. Als Ausblüherung in Steppen und Wüsten, am Rand von Salzseen, als Sublimationsprodukt von Vulkanen.

Wirtschaftliche Bedeutung. Als Gestein sehr wichtiger Rohstoff in der chemischen Industrie zur Gewinnung von metallischem Natrium, Soda, Ätznatron, Chlorgas und Salzsäure; Verwendung als *Gewerbesalz*, z. B. zur Wasserenthärtung, in der Futtermittelindustrie und als Konservierungsmittel, als *Auftausalz* (Streusalz) und als *Speisesalz*; Letzteres wird allerdings meist aus Salzsolen und Meeres-Salinen gewonnen.

Sylvin, KCl

Ausbildung. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$, $\{100\}$ häufig in Kombination mit $\{111\}$, meist körnig-spätige Aggregate.

Physikalische Eigenschaften. Ähnlich wie diejenigen des Halits.

Spaltbarkeit	$\{100\}$ vollkommen
Härte	2
Dichte	1,99, wenig niedriger als die von Halit
Farbe, Glanz	mit Halit vergleichbar
Unterscheidungsmerkmale gegenüber Halit:	<i>bittersalziger</i> Geschmack, rötlichviolette Flammenfärbung

Struktur. Mit Halit isotyp bei sehr ähnlichen Bindungskräften.

Chemismus. In den Salzlagerstätten enthält Sylvin nur sehr wenig Na. Jedoch können Sylvin und Halit als Sublimationsprodukt an Kraterrändern von Vulkanen bei Bildungstemperaturen über 500 °C eine lückenlose Mischkristallreihe bilden. Cl^- im Sylvin kann bis zu 0,5 % durch Br^- ersetzt sein. Der Einbau von Rb oder Cs anstelle von K geht über Spuren nicht hinaus.

Vorkommen. In Evaporiten und als Sublimationsprodukt von Vulkanen. *Sylvinit* ist ein Gestein aus Sylvin und Halit.

Wirtschaftliche Bedeutung. Sylvin als Gemengteil von Kalisalz ist Ausgangsprodukt für ein hochwertiges Kalidüngersalz; er ist Rohstoff in der chemischen Industrie zur Herstellung von Kaliverbindungen und bei der Glasherstellung.

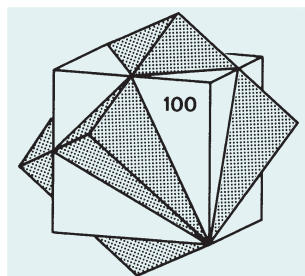
Fluorit (Flussspat), CaF_2

Ausbildung. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$, gut ausgebildete kubische Kristalle sind häufig, vorwiegend Würfel $\{100\}$, (Abb. 4.3, 4.4) bisweilen kombiniert mit $\{111\}$, $\{110\}$, Tetrakishexaeder und Hexakisoktaeder, seltener $\{111\}$ oder $\{110\}$ allein, weiterhin $\{100\}$ als Durchdringungszwillinge nach (111) (Abb. 4.3). Zonarbau. Derb in spätigen bis feinkörnigen, auch farbig gebänderten Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{111\}$ vollkommen
Härte	4 (Standardmineral der Mohs-Skala)
Dichte	3,0–3,5
Farbe	fast in allen Farben vorkommend, insbesondere grün, violett, gelb, farblos, auch schwarzviolett. Meist sind die Farben blass. Farbürsache unterschiedlich: entweder durch Spurenelemente, Baufehler in der Struktur oder radioaktive Einwirkung. Viele Fluorite zeigen im UV-Licht eine starke Fluoreszenz, bedingt durch den Eintritt von geringen Mengen an Seltenerd-Elementen in die Struktur anstelle des Ca^{2+} . Die tiefblauen bis schwarz-violetten Fluorite verdanken ihre Farbe der radioaktiven Strahlung eingewachsener Uranminerale.

Abb. 4.3. Fluorit-Würfel $\{100\}$, Durchdringungszwilling nach (111)



Dadurch wird ein Teil des Ca^{2+} zu metallischem Ca reduziert, das in kolloidaler Verteilung als farbgebendes Pigment wirkt. F^- wird zu F_2 -Gas oxidiert, das beim Zerschlagen dieser Fluorite entweicht, z. B. beim sog. *Stinkspat* von Wölsendorf in der bayerischen Oberpfalz. Glasglanz, durchscheinend bis durchsichtig

Glanz

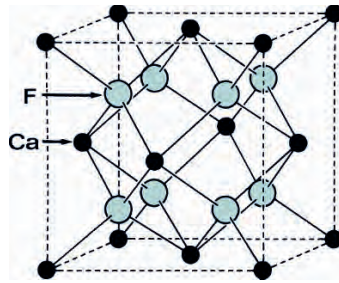
Struktur. Die Ca^{2+} -Ionen bilden einen flächenzentrierten Würfel, dessen Achtelwürfel durch die F^- -Ionen zentriert sind, d. h. diese bilden einen einfachen Würfel von halber Kantenlänge (Abb. 4.5). Ca^{2+} ist dabei würfelförmig von 8 F^- und F^- tetraedrisch von 4 Ca^{2+} umgeben. Die vollkommene Spaltbarkeit nach $\{111\}$ verläuft // zu den Netzebenen, die nur mit einer Ionenart besetzt sind.

Chemismus. In *Yttrifluorit* und *Cerfluorit* wird Ca^{2+} teilweise durch Y^{3+} bzw. Ce^{3+} ersetzt, wobei der Ladungsausgleich durch zusätzlichen Einbau von der F^- auf freie Gitterplätze erreicht wird; man spricht daher von *Additions-Baufehlern*.



Abb. 4.4. Fluorit mit würfelförmiger Tracht $\{100\}$. Grube Clara, Schwarzwald. Bildbreite 2 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Abb. 4.5.
Kristallstruktur von
Fluorit (s. Text)



Vorkommen. Als hydrothermale Gänge und Imprägnationen; daneben gewinnen schichtgebundene Fluorit-Lagerstätten in Sedimenten immer größere Bedeutung.

Bedeutung als Rohstoff. Fluorit ist ein wichtiger, vielseitig nutzbarer Rohstoff. Hauptsächliche Verwendung in der Metallurgie als Flussmittel (als sog. *Hüttenspat*) sowie zur Gewinnung von Fluss-Säure und von Fluorverbindungen in der Fluorchemie (als sog. *Säurespat*). Zur Herstellung künstlicher Kryolithschmelze (Na_3AlF_6), die der Tonerde für die elektrolytische Gewinnung von Al-Metall zugesetzt wird. Farbloser, völlig reiner Fluorit wird zu Linsen scharf zeichnender Objektive (Apochromate) verschliffen und besonders in der UV-Optik eingesetzt. Er wird allerdings nicht mehr aus natürlichen Vorkommen gewonnen, sondern durch Kristallzüchtung aus der Lösung künstlich erzeugt; die Jahresproduktion liegt bei ca. 200 t. Als *Keramikspat* wird Fluorit bei der Glas-, Email- und feinkeramischen Industrie eingesetzt.

Carnallit, $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, meist in körnigen Massen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	keine, muscheliger Bruch
Härte	1–2
Dichte	1,6
Farbe, Glanz	meist rötlich gefärbt durch Einlagerung von Hämatit-Schüppchen, die einen charakteristischen metallischen Schimmer hervorrufen; seltener gelb oder milchig weiß; Fettglanz
Weitere Eigenschaften	etwas bitterer Geschmack, hygroskopisch, leicht in Wasser löslich und zerfließlich

Struktur. Dreidimensionales Gerüst aus flächen- und eckenvernetzten KCl_6 -Oktaedern; in großen Hohlräumen befinden sich $\text{Mg}(\text{H}_2\text{O})_6$ -Oktaeder, die jeweils von 12 Cl^- -Ionen umgeben sind.

Chemismus. *Bromcarnallit* enthält teilweise Br^- anstelle von Cl^- .

Vorkommen. Bestandteil von Evaporiten, in denen er selbständig oder zusammen mit Steinsalz, Kieserit $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ und/oder anderen Salzmineralen die oberste Salzschiefer (*Carnallit-Region*) in den nord- und mitteldeutschen Kalisalz-Lagerstätten bildet, z. T. als sog. *Trümmer-Carnallit*.

Wirtschaftliche Bedeutung. Carnallit ist das wichtigste primäre Kalisalz-Mineral; er dient hauptsächlich zur Gewinnung von Kalidüngern und Mg. Aus Bromcarnallit wird Br gewonnen.

Weiterführende Literatur

Chang LLY, Howie RA, Zussman J (1996) Rock-forming minerals. Vol. 5B, 2nd edn, non-silicates: sulphates, carbonates, phosphates, halides. Longmans, Harlow, Essex/UK

Oxide und Hydroxide



5.1 M_2O -Verbindungen

5.2 M_3O_4 -Verbindungen

5.3 M_2O_3 -Verbindungen

5.4 MO_2 -Verbindungen

5.5 Hydroxide

In der Klasse der Oxide bildet der Sauerstoff Verbindungen mit ein, zwei oder mehreren Metallen. In ihren Kristallstrukturen liegen im Unterschied zu den Sulfiden jeweils annähernd Ionenbindungen mit teilweise Übergängen zur homöopolaren Bindung vor.

Durch Unterschiede in ihrem Metall-Sauerstoff-Verhältnis $M:O$ zeichnen sich mehrere Verbindungstypen ab, wie M_2O , MO , M_2O_3 und MO_2 . Neben diesen einfachen Oxiden gibt es kompliziertere oxidische Verbindungen mit zwei oder mehreren Metallionen wie $X^{[4]}Y^{[6]}O_4$, die als Spinelltyp bezeichnet werden. Im gewöhnlichen Spinell besetzt Mg^{2+} die tetraedrisch koordinierte Position von X und Al^{3+} die oktaedrisch koordinierte Position von Y, im Magnetit (Fe_3O_4) nehmen (Fe^{2+} , Fe^{3+}) die Position von X und (Fe^{3+} , Fe^{2+}) die Position von Y ein. Die wichtigsten Vertreter der Oxide sind in Tabelle 5.1 aufgeführt.

Mineral	Formel	Metallgehalt [%]	Kristallklasse
1. M_2O -Verbindungen			
Cuprit (Rotkupfererz)	Cu_2O	Cu 88,8	$4/m\bar{3}2/m$
2. M_3O_4 -Verbindungen			
Chrysoberyll	$BeAl_2O_4$		$2/m2/m2/m$
Spinell-Gruppe			
Spinell	$MgAl_2O_4$		$4/m\bar{3}2/m$
Magnetit (Magneisenerz)	Fe_3O_4	Fe 72,4	$4/m\bar{3}2/m$
Chromit (Chromeisenerz)	$FeCr_2O_4$	Cr 46,5	$4/m\bar{3}2/m$
3. M_2O_3 -Verbindungen (Korund-Ilmenit-Gruppe)			
Korund	Al_2O_3	Al 52,9	$\bar{3}2/m$
Hämatit (Eisenglanz)	Fe_2O_3	Fe 69,9	$\bar{3}2/m$
Ilmenit (Titaneisenerz)	$FeTiO_3$	Fe 36,8, Ti 31,6	$\bar{3}$
Perowskit	$CaTiO_3$		$2/m2/m2/m$
4. MO_2 -Verbindungen (Rutil-Gruppe)			
Rutil	TiO_2	Ti 60,0	$4/m2/m2/m$
Kassiterit (Zinnstein)	SnO_2	Sn 78,8	$4/m2/m2/m$
Pyrolusit	MnO_2	Mn 63,2	$4/m2/m2/m$
Manganate mit Tunnelstrukturen			
Uraninit (Uranpecherz)	UO_2 bis U_3O_8	U 88,2–84,8	$4/m\bar{3}2/m$
5. Hydroxide			
Gibbsit (Hydragillit)	$\gamma-Al(OH)_3$	Al 34,6	$2/m$
Diaspor	$\alpha-AlOOH$	Al 45,0	$2/m2/m2/m$
Goethit	$\alpha-FeOOH$	Fe 62,9	$2/m2/m2/m$
Lepidokrokit (Rubinglimmer)	$\gamma-FeOOH$	Fe 62,9	$2/m2/m2/m$

Tabelle 5.1.

Wichtige Vertreter der Oxide und Hydroxide. In der Natur sind Metallgehalte durch den Einbau von Fremdionen oder mechanische Beimengungen meist geringer als die hier angegebenen theoretischen Werte

5.1

5.1
M₂O-VerbindungenCuprit (Rotkupfererz), Cu₂O

Ausbildung. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$, Kristalle am häufigsten mit {111} und {100}, daneben {110}, oft in Kombinationen; mitunter größere aufgewachsene Kristalle, derbe, dichte bis körnige Aggregate, auch pulverige Massen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{111} deutlich
Bruch	uneben, spröde
Härte	3½–4
Dichte	6,1
Farbe, Glanz	rot durchscheinend bis undurchsichtig, derbe Stücke metallisch grau bis rotbraun. Vorzugsweise auf frischen Bruchflächen der Kristalle blendartiger Diamantglanz
Strich	braunrot

Vorkommen. Oxidationsprodukt von sulfidischen Kupfermineralen und ged. Cu. *Ziegelerz* ist ein rotbraunes Gemenge aus Cuprit und anderen Cu-Mineralen mit erdigem Limonit.

Bedeutung. Cuprit ist weit verbreitet, jedoch nur lokal ein wichtiges Cu-Erzmineral.

5.2

5.2
M₃O₄-VerbindungenChrysoberyll, BeAl₂O₄

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, Kristalle dicktafelig nach der Fläche {010}, die meist eine deutliche Streifung aufweist; daneben {010}, {001}, {101}, {012}; {111} ist oft groß entwickelt. Habitus und Flächenwinkel sind ähnlich wie bei Olivin (S. 122). Zwillinge häufig nach {103} mit einem Winkel nahe 60°.

Durchdringen sich drei Zwillinge dieser Art, so können scheinbar hexagonale Dipyramiden entstehen (Abb. 5.1).

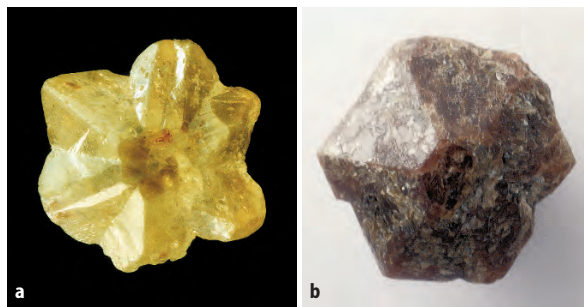


Abb. 5.1. Durchwachsungsdrillinge von **a** Chrysoberyll von Esperito Santo (Brasilien) und **b** Alexandrit von Novello Claims (Simbabwe). Sammlung Professor Dr. H. Bank (Idar-Oberstein). (Foto: K.-P. Kelber)

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	nach {001} deutlich
Bruch	muschelrig
Härte	8½, also sehr hoch
Dichte	3,7
Glanz	durchsichtig bis durchscheinend, Glasglanz, auf Bruchflächen Fettglanz
Farbe	grünlichgelb bis spargelgrün, z. T. mit wogendem Lichtschein (<i>Chrysoberyll-Katzenauge</i>); die durch Cr-Einbau smaragdgrün gefärbte Varietät <i>Alexandrit</i> wird bei Kunstlicht häufig rot; diese Erscheinung des <i>Changierens</i> ist durch die Existenz von zwei Banden im optischen Absorptionsspektrum bedingt: Gelb und Blau werden absorbiert, Grün und Rot durchgelassen

Struktur. ähnlich der Olivin-Struktur (Abb. 9.3, S. 122) das kleine Be²⁺ bildet [BeO₄]-Tetraeder, die über alle Ecken mit Al³⁺ verknüpft sind; dieses ist gegenüber O²⁻ oktaedrisch koordiniert. Analog zum Olivin könnte man daher die Chrysoberyll-Formel Al₂[BeO₄] schreiben.

Vorkommen. *Chrysoberyll* kommt in Al-reichen Pegmatiten und in metasomatisch veränderten Karbonatgesteinen (Skarnen) vor; *Alexandrit* bildet sich zusammen mit Smaragd (S. 133) in sog. *Blackwalls*, d. h. in fast reinen Biotitschiefern, die sich durch metasomatischen Stoffaustausch im Kontaktbereich von Serpentiniten mit Graniten, Granitgneisen oder Pegmatiten bilden (Abschn. 24.6.1, S. 419f), z. B. an der Tokowoja im Ural (Russland).

Bedeutung. Chrysoberyll-Katzenauge und Alexandrit sind geschätzte Edelsteine.

Spinell-Gruppe

Eine große Zahl von Oxid-Mineralen, einige Sulfide (z. B. Linneit Co₃S₄) und zahlreiche Kunstprodukte kristallisieren in der Spinellstruktur. Diese ist sehr flexibel und kann mindestens 30 verschiedene Elemente mit Wertigkeiten von +1 bis +6 als Kationen aufnehmen. Kennzeichnend für die Spinellstruktur ist eine kubisch-dichteste Kugelpackung der O-Ionen. In einer solchen existieren (bezogen auf 32 Sauerstoffe) insgesamt 64 tetraedrische und 32 oktaedrische Lücken, von denen in der Spinellstruktur jedoch nur 8 Tetraeder- und 16 Oktaeder-Lücken besetzt sind (Abb. 5.2). Bei den *Normal-Spinellen* mit dem Formeltyp X^[4]Y^[6]₂O₄ werden die 8 Tetraederplätze von 2-wertigen, die 16 Oktaederplätze von 3-wertigen Kationen besetzt; natürliche Beispiele sind Chromit Fe²⁺Cr³⁺O₄, Magnesiochromit Mg²⁺Cr³⁺O₄ und

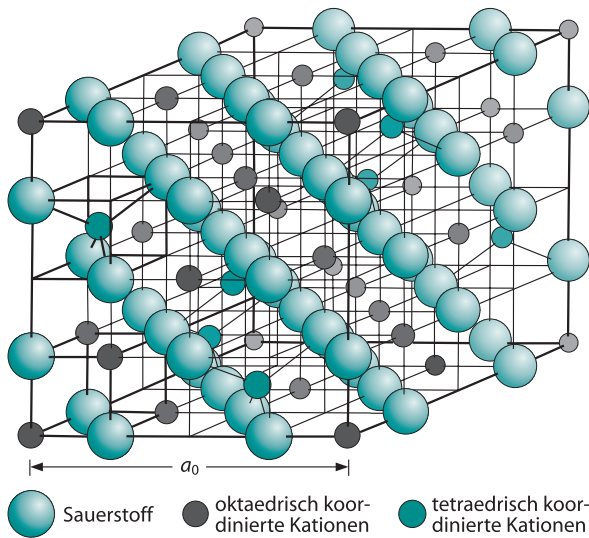


Abb. 5.2. Spinellstruktur. Kubisch dichte Kugelpackung von Sauerstoff und teilweiser Füllung der tetraedrischen und oktaedrischen Lücken. (Nach Lindsley 1976)

Hercynit $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2^{3+}\text{O}_4$. Bei den natürlichen *Invers-Spinellen* mit dem Formeltyp $\text{Y}^{[4]}[\text{X}^{[6]}\text{Y}^{[6]}]\text{O}_4$ dagegen werden die Tetraederplätze meist von 3-wertigen Kationen, die Oktaederplätze von 2- und 3-wertigen Kationen besetzt, z. B. Magnetit $\text{Fe}^{3+}[\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}]\text{O}_4$, Magnesioferrit $\text{Fe}^{3+}[\text{Mg}^{2+}\text{Fe}^{3+}]\text{O}_4$ und Jacobsit $\text{Fe}^{3+}[\text{Mn}^{2+}\text{Fe}^{3+}]\text{O}_4$; der inverse Ulvöspinell hat die Strukturformel $\text{Fe}^{2+}[\text{Ti}^{4+}\text{Fe}^{2+}]\text{O}_4$.

Der Antispinell-Strukturcharakter von Magnetit lässt sich aus seinem magnetischen Moment (Abschn. 1.2.4, S. 19f) ableiten, dass (reduziert auf den absoluten Nullpunkt = 0 K) $4,07 \mu_B$ trägt. Wäre Magnetit ein Normalspinell mit der Strukturformel $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$, so wären die Tetraederplätze mit 8 Fe^{2+} besetzt, deren magnetische Momente sich zu $8 \times 4 \mu_B = 32 \mu_B$ addierten; für die 16 mit Fe^{3+} besetzten Oktaederplätze ergäben sich $16 \times 5 \mu_B = 80 \mu_B$ mit entgegengesetzter Spinrichtung. Aus der Differenz würde sich ein gesamtes magnetisches Moment von $48 \mu_B$ oder – bezogen auf 4 Sauerstoffe – $6 \mu_B$, d. h. ein viel zu hoher Wert errechnen. Fasst man dagegen Magnetit als Inversspinell mit der Strukturformel $\text{Fe}^{3+}[\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}]\text{O}_4$ auf, so erhält man für die Tetraederplätze $8 \times 5 \mu_B = 40 \mu_B$, für die Oktaederplätze $8 \times 4 \mu_B + 8 \times 5 \mu_B = 72 \mu_B$. Als Differenz erhält man dann einen theoretischen Wert von $32 \mu_B$ bzw. $4 \mu_B$, der dem gemessenen magnetischen Moment sehr nahe kommt.

Viele Spinelle sind wahrscheinlich Übergangstypen zwischen der normalen und der inversen Kationenverteilung, so ist Spinell MgAl_2O_4 zu etwa $\frac{1}{2}$ ein Invers-Spinell. Im Folgenden werden daher nur die vereinfachten Mineralformeln angegeben. Als 2-wertige Kationen können sich in den natürlichen Spinellen Mg^{2+} , Fe^{2+} , Zn^{2+} oder Mn^{2+} , als 3-wertige Kationen Al^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} oder Cr^{3+} gegenseitig diadoch ersetzen. Dabei besteht eine vollkommene Mischbarkeit zwischen den 2-wertigen, eine nur wenig vollkommene zwischen den 3-wertigen Kationen. Die vielfältige Diadochie

äußert sich in den sehr verschiedenen physikalischen Eigenschaften dieser Mineralgruppe. Bei Syntheseprodukten mit Spinellstruktur werden die chemischen Zusammensetzungen der Mischkristalle gezielt variiert, um erwünschte technische Eigenschaften zu erzielen oder zu optimieren (*Material Design*).

Nach der chemischen Zusammensetzung unterscheidet man

- Aluminatspinelle, z. B. Spinell MgAl_2O_4 , Hercynit FeAl_2O_4 ,
- Ferritspinelle, z. B. Magnetit FeFe_2O_4 und
- Chromitspinelle, z. B. Chromit FeCr_2O_4 .

Aluminatspinelle

Ausbildung. Kristallklasse wie bei allen Spinellen $4/m\bar{3}2/m$, Kristalle meist oktaedrisch ausgebildet, seltener Kombinationen mit Rhombendodekaeder und Trisoktaeder, häufig verzwilligt nach {111}, dem sog. *Spinellgesetz*. Vielfach körnig.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	nach {111} kaum deutlich
Bruch	muschelig
Härte	$7\frac{1}{2}$ –8
Dichte	3,8–4,1
Farbe, Glanz	in vielen Farben durchsichtig bis durchscheinend, hiernach Varietäten: <i>Edler Spinell</i> , besonders rot mit Spuren von Cr, aber auch blau oder grün. <i>Hercynit</i> (FeAl_2O_4) und <i>Pleonast</i> , ein Mischkristall der Zusammensetzung $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$, schwarz, in dünnen Splittern grün durchscheinend. <i>Picotit</i> (Chromspinell) $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$, schwarz, in dünnen Splittern bräunlich durchscheinend; meist Glasglanz

Vorkommen. Überwiegend in metamorphen Gesteinen, sekundäre Anreicherung in Seifen.

Bedeutung. Der tiefrot gefärbte edle Spinell ist ein wertvoller Edelstein. Nach dem Schmelztropf-Verfahren des französischen Chemiker Verneuil lassen sich birnenförmige Spinell-Einkristalle in allen Farben synthetisieren.

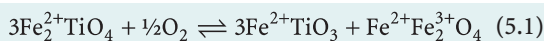
Magnetit (Magneteisenerz), Fe_3O_4

Ausbildung. Die kubischen Kristalle weisen vorwiegend Oktaeder {111} auf, seltener {110} oder die Kombination zwischen beiden. Zwillinge nach dem Spinellgesetz. Im Übrigen meist als derb-körniges Erz, daneben akzessorischer Gemengteil in verschiedenen Gesteinen. *Martit* ist eine Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	Teilbarkeit nach {111} angedeutet
Bruch	muschelrig, spröde
Härte	6
Dichte	5,2
Farbe, Glanz	schwarz, stumpfer Metallglanz, bisweilen blaugraue Anlauffarben, opak
Strich	schwarz
Besondere Eigenschaft	stark ferromagnetisch

Chemismus. Gesamt-Fe bis 72,4 %, häufig etwas Mg oder Mn^{2+} für Fe^{2+} und Al, Cr, Mn^{3+} , Ti^{4+} + Fe^{2+} für Fe^{3+} . Bei Abkühlung Ti-reicher Magnetite (*Titanomagnetite*) entmischt sich die Ulvöspinell-Komponente; oft kommt es zur Ausscheidung von Ilmenit-Lamellen // {111} nach der Oxidationsreaktion



Bei sehr schneller Abkühlung in vulkanischen Gesteinen unterbleibt aber häufig diese Entmischung.

Vorkommen. Als Differentiationsprodukt basischer Magmatite bedeutende Eisenerzlagerstätten bildend; akzessorischer Gemengteil in vielen Gesteinen, kontaktmetasomatisch in *Skarnen*, daneben metamorph aus anderen Fe-Mineralen, gemeinsam mit oder anstelle von Hämatit in gebänderten Eisensteinen, z. B. Itabiriten. Magnetit und der mit ihm isostrukturelle Thiospinell *Greigit* $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{S}_4$ werden in die Zellen von magnetotaktischen Bakterien eingebaut; daraus resultiert ihre Fähigkeit, sich im Magnetfeld der Erde auszurichten und entlang der Feldlinien zu wandern. Greigit bildet sich sedimentär im Sauerstoff-freien (anaeroben) Milieu und kann als Vorläufer-Phase für die sedimentäre Bildung von Pyrit dienen.

Bedeutung. Wichtigstes Eisenerzmineral. Das Vorkommen von Magnetit in magmatischen und metamorphen Gesteinen ermöglicht paläomagnetische Untersuchungen; so sind die Streifenmuster am Ozeanboden, durch die man das Sea Floor Spreading erkannt hatte, durch den Magnetit-Gehalt in ozeanischen Basalten bedingt. Beim Erstarren eines Basalt-Lavastroms werden die Magnetit-Kriställchen, die in der Lava fein verteilt sind, unter ihre Curie-Temperatur von 578 °C abgekühlt. Sie gehen vom paramagnetischen in den ferromagnetischen Zustand über, wobei sich die Fe^{2+} - und Fe^{3+} -Atome mit ihren vier bzw. fünf ungepaarten 3d-Elektronen parallel ausrichten (vgl. Abschn. 1.2.4, S. 19), und zwar zunächst in einzelnen Domänen der Kristallstruktur. Unter der Einwirkung des äußeren magnetischen Erdfeldes werden die magnetischen Momente der Magnetite im gesamten Lavastrom parallel ausgerichtet. Durch diese *thermoremanente Magnetisierung* können die Orientierung des Erdmagnetfeldes sowie die Inklination – und damit die geographische Breite – zum Zeitpunkt der vulkanischen Förde-

rung abgelesen werden. Voraussetzung hierfür ist allerdings, dass der Lavastrom nicht zu einem späteren Zeitpunkt wieder über die Curie-Temperatur aufgeheizt wurde. Wird z. B. im Zuge einer Gesteinsmetamorphose (vgl. Kap. 24) der Basalt in Amphibolit umgewandelt, so spiegeln die Magnetit-Kriställchen den magnetischen Zustand zum Zeitpunkt der erneuten Abkühlung auf unter 573 °C nach dem Höhepunkt des metamorphen Ereignisses wider.

Neuerdings ermöglichen auch Sedimente mit magnetotaktischen Bakterien paläomagnetische Messungen.

Chromit (Chromeisenerz), FeCr_2O_4

Ausbildung. Gewöhnlich körnig-kompaktes Erz bildend, auch eingesprengt in ultramafischen Gesteinen in schlieren- oder kokardenförmigen Aggregaten. Nur ganz selten treten kleine kubische Kristalle nach {111} auf.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt
Bruch	muschelrig, spröde
Härte	5½
Dichte	4,6
Farbe, Glanz	schwarz bis bräunlichschwarz, fettiger Metallglanz bis halbmattglanz, in dünnen Splittern braun durchscheinend
Strich	stets dunkelbraun

Chemismus. Zusammensetzung schwankend, bis 58 % Cr_2O_3 , Mischkristallbeziehungen zu Picotit (Mg,Fe^{2+}) $(\text{Cr,Al,Fe}^{3+})_2\text{O}_4$.

Vorkommen. In band- oder nesterförmiger Anordnung in ultramafischen Gesteinen, dort als magmatisches Differentiat entstanden (Abschn. 19.2.1, S. 300f), z. B. im Bushveld-Komplex, Südafrika, dem Haupterzeuger. Auch als kompakter Chromeisenstein. Sekundär als Seifenmineral, gelegentlich zusammen mit ged. Platin.

Bedeutung. Das einzige wirtschaftlich wichtige Cr-Erzmineral.

Verwendung. Stahlveredler. Chromstähle sind Legierungen von Cr und Fe (Ferrochrom mit 45–95 % Cr), oft unter Zusatz von Ni; galvanische Verchromung, feuerfeste Chromit-magnetitsteine, Cr-Salze für Pigmente in Farben und Lacken.

5.3 M_2O_3 -Verbindungen

Die O-Ionen bilden eine (annähernd) hexagonal dichte Kugelpackung und die Kationen, z. B. Al^{3+} , Fe^{3+} oder Ti^{4+} , besetzen $\frac{2}{3}$ der dazwischenliegenden oktaedrischen Lücken, in denen sie jeweils 6 O als nächste Nachbarn haben.

Korund, Al_2O_3

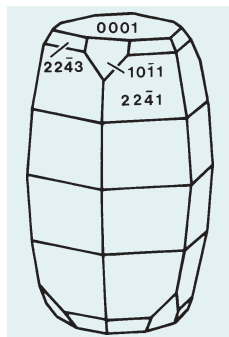
Ausbildung. Kristallklasse $\bar{3}2/m$, Kristalle mit prismatischem, tafeligem oder rhomboedrischem Habitus. Häufig treten verschiedene steile Dipyramiden gemeinsam auf. Dadurch entstehen charakteristische tonnenförmig gewölbte Kristallformen (Abb. 5.3, 5.4). Nicht selten kommen große Kristalle vor, die sich durch unebene und raue Flächen auszeichnen. Anwachsstreifen und Lamellenbau durch polysynthetische Verzwilligung in den meisten Kristallen. Diese Erscheinung ist als äußeres Kennzeichen in einer Streifung nach $\{0001\}$ und $\{10\bar{1}1\}$ erkennbar. Gewöhnlich tritt Korund in derben, körnigen Aggregaten auf. Gesteinsbildend im *Smirgel* oder als akzessorischer Gemengteil in manchen Gesteinen.



Abb. 5.3. Einkristalle von Korund (Varietät Rubin) im Gneis von Morogoro, Tansania. Bildbreite ca. 8 cm. (Foto: Rainer Altherr)

Abb. 5.4.

Flächenkombination von Korund: Dipyramiden $\{22\bar{4}1\}$, $\{22\bar{4}3\}$, Rhomboeder $\{10\bar{1}1\}$, Basispinakoid $\{0001\}$



Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	Absonderung nach den oben genannten Anwachsstreifen // $\{0001\}$ und $\{10\bar{1}1\}$
Bruch	muscheliger
Härte	9, außerordentlich hart (Standardmineral der Mohs-Skala)
Dichte	3,9–4,1
Farbe, Glanz	farblos bis gelblich- oder bläulichgrau bei sog. gemeinem Korund, kantendurchscheinend. Die edlen Korunde sind durchscheinend bis durchsichtig. Die rote Varietät <i>Rubin</i> enthält Cr als farbiges Spurenelement; blauer <i>Saphir</i> wird durch Fe + Ti, gelblichroter <i>Padparadscha</i> durch Cr und Gitterbaufehler gefärbt; gelbe, grüne und rosa Farbvarietäten von Korund werden ebenfalls als Saphir bezeichnet; eine farblose Varietät ist der <i>Leukosaphir</i> . <i>Sternsaphire</i> und <i>Sternrubine</i> enthalten orientiert eingewachsene Rutil-Nadelchen, die einen sternförmigen Lichtschein den <i>Asterismus</i> erzeugen; dieser ist am besten in rundlich geschliffenen Steinen (Cabochons) sichtbar, deren Basis senkrecht zur optischen Achse geschnitten ist

Struktur. Die Korund-Struktur besteht aus einer hexagonal dichtesten Sauerstoffpackung, in der $\frac{2}{3}$ der oktaedrischen Lücken mit Al besetzt sind. In Abb. 5.5a,b erkennt man $Al-O_3-Al$ -Baueinheiten, die alle Ecken und die Mitte der rhomboedrischen Einheitszelle besetzen.

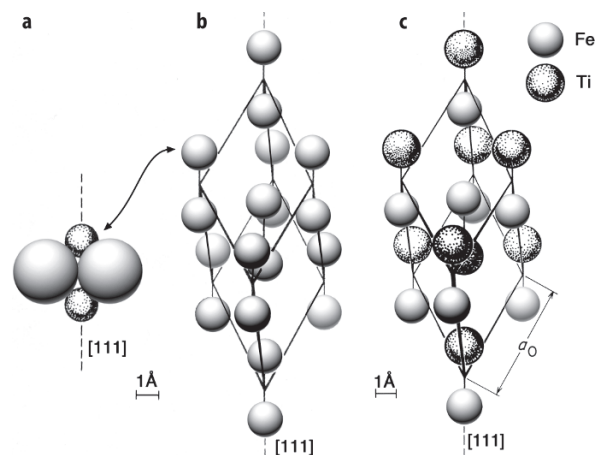


Abb. 5.5. Kristallstrukturen von Korund, Hämatit und Ilmenit. a Baueinheiten $Al-O_3-Al$ bzw. $Fe-O_3-Fe$. b Die rhomboedrische Zelle von Korund bzw. Hämatit; das Zentrum der Baueinheiten besetzt jede Ecke und die Mitte des Rhomboeders; die Sauerstoff-Triplets sind wegen der Übersichtlichkeit weggelassen. c Die Ilmenit-Struktur entspricht der Korund- bzw. Hämatit-Struktur, setzt sich jetzt aber aus $Fe-O_3-Ti$ -Baueinheiten zusammen. Fe und Ti bilden alternierende Kationenlagen. Die Sauerstoff-Triplets sind weggelassen. (Nach Lindsley 1976)

Vorkommen. Akzessorisch besonders in Pegmatiten, als Produkt der Kontakt- und Regionalmetamorphose von Gesteinen mit extremem Al-Überschuss, insbesondere von Bauxiten: Smirgel. Edle Varietäten in metamorphen Kalksteinen und Dolomiten, seltener auch in Gneisen (Abb. 5.3). Wirtschaftlich wichtiger ist das Vorkommen in Edelsteinseifen, in denen Rubin und Saphir wegen ihrer Härte und Verwitterungsbeständigkeit sekundär angereichert werden.

Korund als Rohstoff und Edelstein. Korund findet wegen seiner großen Härte Verwendung als Schleifmittel (Korundschleifscheiben, Schleifpulver, Smirgelpapier). Die edlen Varietäten Rubin und Saphir sind wertvolle Edelsteine. Anstelle des natürlichen Korunds wird heute körniger Korund durch elektrisches Schmelzen tonerdereicher Gesteine, insbesondere von Bauxit, hergestellt. Allerdings wird Korund schon seit einiger Zeit zunehmend durch das härtere Carborundum, SiC, ersetzt. Rubin und Saphir werden mit allen Eigenschaften natürlicher Steine seit langem nach dem Schmelztopfverfahren von Verneuil synthetisch hergestellt. Dabei entstehen birnenförmige Einkristalle bis zu etwa 6–8 cm Länge. Die Jahresproduktion liegt bei etwa 900 t. Industriell hergestellte Korunde finden nicht nur in der Schmuckindustrie Verwendung, sondern z. B. als Rubin-Laser.

Hämatit (Eisenglanz, Roteisenerz), Fe_2O_3

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{3}2/m$ wie Korund. Hämatit kommt in rhomboedrischen, bipyramidalen und tafeligen Kristallen vor, die oft außerordentlich formenreich sind (Abb. 5.6, 5.7). Als Flächen treten besonders auf: die Rhomboeder $\{10\bar{1}1\}$ und $\{10\bar{1}4\}$ und ein hochindiziertes ditrigonales Skalenoeeder $\{22\bar{4}3\}$. Infolge polysynthetischer Verzwillingung nach dem Rhomboeder $\{10\bar{1}1\}$ sind die Basisflächen $\{0001\}$ gewöhnlich mit einer Dreiecksstreifung bedeckt. Der Formenreichtum der Hämatitkristalle geht auf unterschiedliche Bildungsbedingungen zurück. Bei niedriger Temperatur herrscht z. B. dünntafeliger Habitus vor. Noch niedriger sind die Temperaturen für die aus Gelen entstandenen nierig-traubigen Formen mit radial-stängeligen bis radial-strahligen Aufbau anzusetzen. Mit ihrer stark glänzenden Oberfläche werden sie als *Roter Glaskopf* bezeichnet. Verbreitet tritt Hämatit besonders in derben, körnigen, blättrig-schuppigen oder auch dichten sowie erdigen Massen

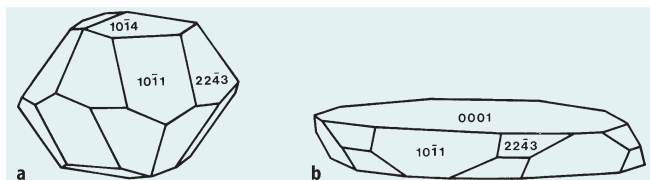


Abb. 5.6. Tracht und Habitus bei Hämatit: **a** vorherrschend Rhomboeder $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}4\}$ und Skalenoeeder $\{22\bar{4}3\}$; **b** tafelig nach dem Basispinakoid $\{0001\}$

auf. Solche tonhaltigen erdigen Massen bezeichnet man als *Rötel*, früher als Farberde verwendet.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	die Ablösung nach $\{0001\}$ infolge Translation wird besonders bei dünntafelig-blättrigem Hämatit (nicht ganz glücklich auch als Eisenglimmer bezeichnet) angetroffen. Ablösung auch nach Gleit-zwillingsebenen // $\{10\bar{1}2\}$
Bruch	muschelig, spröde
Härte	$5\frac{1}{2}$ – $6\frac{1}{2}$
Dichte	5,2
Farbe, Glanz	in dünnen Blättchen rot durchscheinend, als rot färbendes Pigment zahlreicher Minerale und Gesteine; Kristalle rötlich-grau bis eisenschwarz, mitunter bunte Anlauffarben; Kristalle und Kristallaggregate besitzen Metallglanz und sind opak, die dichten und erdig-zerreiblichen Massen sind rot gefärbt und unmetallisch
Strich	auch der schwarze Kristall besitzt stets einen kirschroten, bei beginnender Umwandlung in Limonit auch rotbraunen Strich

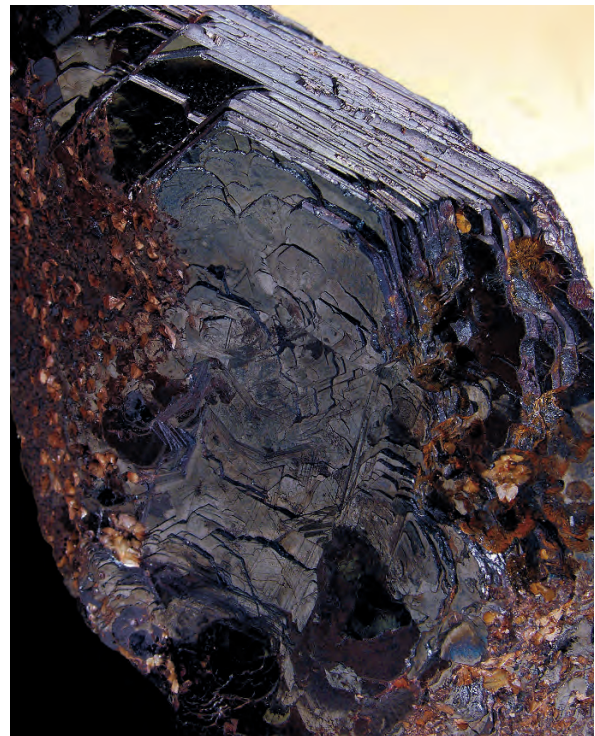


Abb. 5.7. Kristallgruppe von Hämatit in tafeliger Ausbildung (Eisenrose); neben dem vorherrschenden Basispinakoid $\{1000\}$ treten schmale, steile Rhomboederflächen $\{10\bar{1}1\}$ auf. Ouro Preto (Brasilien). Bildbreite ca. 5 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Struktur und Chemismus. Gleicher Strukturtyp wie Korund mit Fe-O₃-Fe-Baueinheiten (Abb. 5.5a,b) bei fehlender Mischkristallbildung zwischen beiden Mineralen. Lückenlose Mischkristallreihe mit Ilmenit bei hohen Temperaturen >950 °C, bei Temperaturerniedrigung Entmischung von Ilmenit-Lamellen. Geringe Gehalte an Mg, Mn und Ti.

Vorkommen. In hydrothermalen Gängen, metasomatisch an Kalksteine gebunden (z. B. Insel Elba), als Hauptgemengteil in gebänderten Eisensteinen (Jaspilit und Itabirit), als Nebengemengteil in metamorphen, seltener auch magmatischen Gesteinen, als vulkanisches Exhalationsprodukt, auf alpinen Klüften. Sekundär aus Magnetit (Martit); durch Verwitterungsvorgänge langsamer Übergang in Limonit.

Bedeutung. Als Roteisenerz bzw. Roteisenstein wichtiges Eisenerz zur Gewinnung von Stahl und Gusseisen, Verwendung von Roteisen als Pigment, Polierrot und roter Ockerfarbe; Rötöl ist ein Gemenge aus Ton und Hämatit, bei Naturvölkern zur Körperbemalung, in der Kunst zum Zeichnen verwendet.

Ilmenit (Titaneisenerz), FeTiO₃

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{3}$. Trigonal-rhomboedrische Kristalle mit wechselnder Ausbildung, rhomboedrisch bis dicktafelig (keine Skalenoeder oder hexagonale Dipyramiden wie bei Hämatit). Polysynthetische Verzwilligung nach {10 $\bar{1}$ 1} ähnlich wie bei Hämatit. Gewöhnlich derb in körnigen Aggregaten, als akzessorischer Gemengteil im Gestein, in dünnen glimmerartigen Blättchen lose in Sanden.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt, jedoch wie bei Hämatit Teilbarkeit nach {10 $\bar{1}$ 1} durch lamellaren Zwillingbau
Bruch	muschelrig, spröde
Härte	5½–6
Dichte	4,5–5,0, um so höher, je mehr Fe infolge höherer Bildungstemperatur enthalten ist
Farbe, Glanz	braunschwarz bis stahlgrau, nur auf frischem Bruch Metallglanz, sonst matt. In dünnen Splittern braun durchscheinend, sonst opak
Strich	schwarz, fein zerrieben dunkelbraun

Struktur und Chemismus. Die Kristallstruktur von Ilmenit ist derjenigen des Korunds und des Hämatits sehr ähnlich. Gegenüber der Korundstruktur werden in der Ilmenitstruktur die Plätze des Al³⁺ abwechselnd von Fe²⁺ und Ti⁴⁺ eingenommen (Abb. 5.5c). Ein derartiger Ersatz durch ungleichartige Atome führt zur Herabsetzung der Symmetrie. Mischkristallbildung mit Fe₂O₃, MgTiO₃ und MnTiO₃. Die Mischbarkeit mit Fe₂O₃ ist nur bei hoher Temperatur

unbeschränkt. Bei langsamer Abkühlung bilden sich im Ilmenit Entmischungslamellen von Hämatit // (0001).

Vorkommen. Als Differentiationsprodukt basischer magmatischer Gesteine, akzessorisch in vielen magmatischen und metamorphen Gesteinen, sekundär als Ilmenitsand an zahlreichen Meeresküsten.

Bedeutung. Ilmenit ist ein wichtiges Ti-Erzmineral.

Titan als metallischer Rohstoff. Ti-haltige Spezialstähle und Legierungen mit Fe (Ferrotitan) für Flugzeugbau und Raumfahrt. Herstellung von Titanweiß, eine Farbe von außergewöhnlicher Deckkraft, sowie von Glasuren. Als Eisenerz sind Ilmenit-führende Erze nicht geschätzt, weil Titan die Schlacke bei der Verhüttung des Erzes sehr viskos macht.

Perowskit, CaTiO₃

Ausbildung. Kristallklasse 2/m2/m2/m, aber nur wenig von der kubischen Symmetrie abweichend, würfelige, oktaedrische oder skelettförmig verzweigte Kristalle

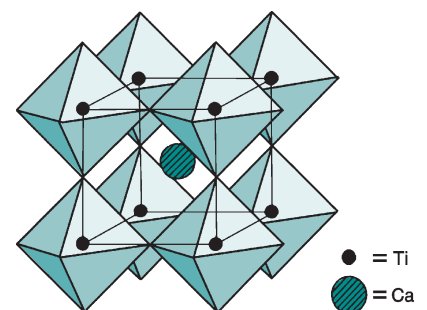
Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{100} ziemlich deutlich
Härte	5½
Dichte	4,0
Farbe, Glanz	undurchsichtig bis durchscheinend, schwarz, rötlichbraun, orangegelb oder honiggelb, Diamantglanz
Strich	grauweiß bis farblos

Struktur. Perowskit bildet einen mineralogisch wie technisch sehr wichtigen Strukturtyp, der durch eine sehr hohe Packungsdichte gekennzeichnet ist (Abb. 5.8). Ti ist oktaedrisch, also mit 6 Sauerstoffen koordiniert; in den Lücken zwischen den eckenverknüpften TiO₆-Oktaedern sitzt das große Ca, das jeweils von 12 Sauerstoffen umgeben ist. Im Gegensatz zur idealen kubischen Struktur sind die TiO₆-Oktaeder etwas verkippt. Die Position der großen Kationen X kann von über 20 Elementen wie Ca²⁺, Ba²⁺, Pb²⁺, K⁺, die der kleinen Kationen Y von fast 50 Elementen wie Ti⁴⁺, Zr⁴⁺, Sn⁴⁺, Nb⁵⁺, Ga³⁺ eingenommen werden.

Abb. 5.8.

Idealisierte Struktur von Perowskit mit TiO₆-Oktaedern und Ca in den großen Lücken. (Nach Náráy-Szabó 1943, aus Deer et al. 1962)



Chemismus. Natürlicher Perowskit kann beachtliche Mengen an Seltenerd-Elementen oder Alkalien anstelle von Ca, sowie Nb anstelle von Ti einbauen.

Vorkommen. Akzessorisch in alkalireichen Magmatiten, in Karbonatiten, Kimberliten und Pyroxeniten, lokal zu bauwürdigen Ti-Lagerstätten angereichert, z. B. in Bagagem, Brasilien.

Bedeutung. Während Perowskit CaTiO_3 als Ti-Erz nur lokale Bedeutung erlangt, baut $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ mit Perowskit-Struktur über 70 Vol.-%, CaSiO_3 -Perowskit ca. 7 Vol.-% des *unteren Erdmantels* auf; Silikat-Perowskite sind damit die wichtigsten Minerale der Erde (Abschn. 27.3.4, S. 492f). Unterschiedlich zusammengesetzte Perowskite mit piezoelektrischen Eigenschaften werden in großem Umfang *technisch hergestellt* und bilden die Grundlage für Elektrokeramiken. Je nach chemischer Zusammensetzung reicht ihr Verwendungsspektrum von Nichtleitern (Isolatoren) über Halbleiter zu metallischen Leitern und Hochtemperatur-Supraleitern. Der künstliche Perowskit SrTiO_3 dient unter dem Namen *Fabulit* als Diamant-Ersatz.

5.4

5.4 MO_2 -Verbindungen

Zu den wichtigsten Vertretern der MO_2 -Verbindungen gehören die SiO_2 -Minerale, insbesondere der Quarz. Nach ihrer Kristallstruktur gehören sie jedoch eher zu den Gerüstsilikaten und werden daher dort behandelt (Abschn. 9.6.1, S. 155ff).

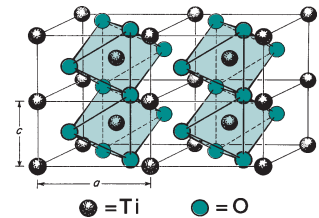
Rutil, TiO_2

Ausbildung. Kristallklasse $4/m2/m2/m$, die tetragonalen Kristalle besitzen dicksäuligen, stängeligen oder nadeligen Habitus (haarförmige Rutileinlagerungen im Quarz); Vertikalprismen mit Längsstreifung und Dipyramiden, charakteristische Kniezwillinge mit der Zwillingsenebene (101), Drillinge und Viellinge. Bisweilen kompakte Aggregate und Körner.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{110} vollkommen
Bruch	muschelrig, spröde
Härte	6–6½
Dichte	4,2–4,3
Farbe, Glanz	dunkelrot, braun bis gelblich, seltener schwarz, blendartiger Diamantglanz, durchscheinend, Lichtbrechung sehr hoch, etwa vergleichbar mit derjenigen von Diamant
Strich	gelblich bis bräunlich

Abb. 5.9. Rutil-Struktur mit Ketten von TiO_6 -Oktaedern. (Nach Lindsley 1976)



Struktur. In der Rutilstruktur sind die Ti-Ionen in annähernd gleichen Abständen von 6 O-Ionen oktaedrisch umgeben. Die Sauerstoff-Oktaeder sind über diagonale Kanten // (001) miteinander verknüpft und bilden unendliche Ketten // der c-Achse. Zwischen diesen deformierten Ketten besteht jeweils nur eine Verknüpfung durch das O-Ion einer gemeinsamen Oktaederecke (Abb. 5.9). TiO_2 ist *trimorph*. In der Natur kommen neben Rutil die beiden Minerale *Anatas* und *Brookit* vor, wenn auch in geringerer Verbreitung.

Chemismus. Manche Rutilite weisen beträchtliche Gehalte an Fe^{2+} , Fe^{3+} , Nb und Ta auf. Durch Ersatz von Ti^{4+} durch Fe^{2+} wird der elektrostatische Valenzausgleich für den Eintritt von Nb^{5+} und Ta^{5+} in das Rutilgitter ermöglicht.

Vorkommen. Akzessorisch in zahlreichen Gesteinen, oft als mikroskopischer Gemengteil, als dünne Nadelchen in Ton-schiefern und Phylliten, in höher metamorphen Gesteinen in größeren Kristallen, so auch in gewissen Pegmatiten. Sande und Sandsteine enthalten Rutil häufig als Schwermineral.

Bedeutung. Rutil ist ein wichtiges Ti-Mineral. Gelegentlich Rohstoff zur Gewinnung von Ti-Metall (über TiCl_4); Herstellung von TiN, verwendet als Hartwerkstoff, als goldfarbener Überzug von Werkzeugen zur spanenden Bearbeitung, als Modeschmuck.

Künstliche Herstellung. Industriell hergestellter Rutil ist ein hochwertiges Farbpigment (Titanweiß). Rutil-Einkristalle werden nach dem Verneuil-Verfahren in Form von Schmelzbirnen gezüchtet und wegen ihrer diamantähnlichen optischen Eigenschaften (hohe Lichtbrechung und Dispersion) als Diamant-Ersatz verwendet (Titania, Titania Night Stone), auch blau oder gelb gefärbt.

Kassiterit (Zinnstein), SnO_2

Ausbildung. Kristallklasse $4/m2/m2/m$, wie bei Rutil sind Prismen und Dipyramiden 1. und 2. Stellung die am meisten verbreiteten Kristallflächen. Wechselnde Entwicklung von Tracht und Habitus der Kristalle je nach Vorkommen. Entweder Vorherrschen der Dipyramide {111} ohne oder nur mit schmalem Prisma {110} oder gedrunen säulig mit Prismen und Dipyramiden 1. und 2. Stellung (Abb. 5.10a) oder gestreckt säulig mit guter Ausbildung von Prisma {110} und der ditetra-

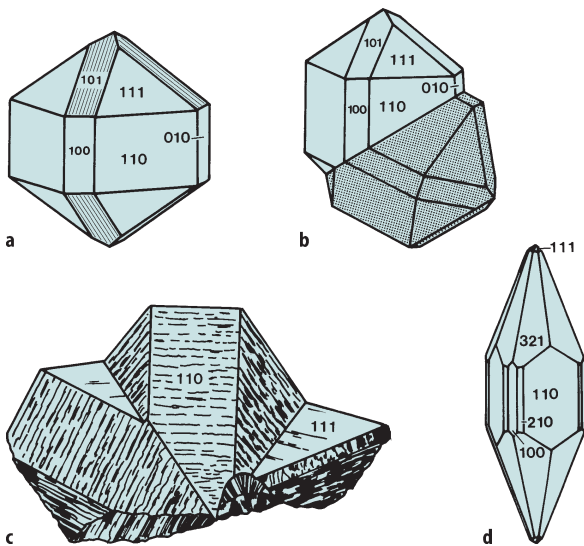


Abb. 5.10. Kassiterit: **a** kurzsäuliger Habitus; **b, c** Zwillinge nach (011) (sog. Visiergrauen); **d** „Nadelzinn“ nadelförmig nach der *c*-Achse

gonalen Dipyramide {321} oder schließlich langstängeligenadelig mit {110}, {111} und {321} als sog. *Nadelzinn* (Abb. 5.10d). Darüber hinaus tritt Kassiterit nierig-glaskopfförmig mit konzentrisch-schaliger Struktur als sog. *Holzzinn* auf. Alle Formen des Kassiterits sind stark von ihrer jeweiligen Bildungstemperatur abhängig. Die aufgeführte Reihenfolge entspricht etwa einer Abnahme der Temperatur.

Der gedrunzen säulige Kristalltyp des Kassiterits ist meist nach (011) verzwillingt (Abb. 5.10b,c). Die knieförmig gewinkelten Zwillingskristalle sind früher von den Bergleuten im sächsischen und böhmischen Erzgebirge als *Visiergrauen*, die gewöhnlichen unverzwillingten Kristalle bzw. Körner von Kassiterit als *Grauen* bezeichnet worden. Oft feinkörnige Imprägnation von Kassiterit in hydrothermal veränderten Graniten, vom Bergmann ehemals als *Zinnzwitter* bezeichnet.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{100} bisweilen angedeutet
Bruch	muscheliger, spröde
Härte	6–7
Dichte	6,8–7,1
Farbe, Glanz	gelbbraun bis schwarzbraun durch Beimengungen, selten fast farblos, auf Kristallflächen blendartiger Glanz, auf Bruchflächen eher Fettglanz, durchscheinend
Strich	gelb bis fast farblos

Struktur. Die Kristallstruktur des Kassiterits entspricht der Rutilstuktur (Abb. 5.9), d. h. mit oktaedrisch koordiniertem Sn.

Chemismus. Wegen des diadochen Ersatzes von Sn⁴⁺ durch Fremdionen, insbesondere von Fe²⁺, Fe³⁺, Ti, auch Nb, Ta und Zr ist der Sn-gehalt meist geringer als der theoretische Wert von 78,8 %.

Vorkommen. In Pegmatitgängen, hochhydrothermalen Imprägnationen (*Zinnreisen*) und Gängen, gelegentlich zusammen mit Sulfiden wie Stannin (Zinnkies) Cu₂FeSnS₄, in Zinngraniten. Wegen seiner hohen Dichte und Härte wird Kassiterit als Schwermineral sekundär in *Zinnseifen* angereichert; diese liefern etwa die Hälfte der Weltförderung.

Bedeutung. Das einzige wirtschaftlich wichtige Zinnerzmineral.

Zinn als metallischer Rohstoff. Herstellung von Weißblech, Zinngegenständen, Lagerwerkstoffen, von schwer oxidierbaren Legierungen wie Bronze, mit Blei legiert als Lötzinn; nur noch selten in der Keramik (Email und Farben).

Pyrolusit, β-MnO₂

Ausbildung. Kristallklasse 4/m2/m2/m, kommt in strahligen, traubig-nierigen oder zapfenförmigen Aggregaten (*Schwarzer Glaskopf*), in porösen, körnig-erdigen Massen, in krustenartigen Überzügen sowie als Konkretionen vor. Dendriten sind baum- bis moosförmige Abscheidungen auf Schicht- und Klüftflächen, die durch skelettförmiges Kristallwachstum entstanden sind. Viele Pyrolusite stellen Pseudomorphosen nach Manganit γ-MnOOH dar, der eine sehr ähnliche Kristallstruktur aufweist.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	an Kristallen deutlich nach {110}
Bruch	muscheliger, spröde
Härte	6–6½ bei gut ausgebildeten Kristallen („ <i>Polianit</i> “), 2–6 bei derbem Pyrolusit
Dichte	5,2 für Kristalle, <5 bei derbem Pyrolusit
Farbe, Glanz	dunkelgrau, Metallglanz, opak
Strich	schwarz

Struktur. Rutiltyp (Abb. 5.9), Mn befindet sich in oktaedrischer Koordination mit O.

Chemismus. Mn-Gehalt bis rund 63 %, meist zahlreiche fremde Beimengungen enthaltend, die z. T. absorptiv angelagert sind, häufig auch bis zu 1–2 % H₂O, daher die unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften.

Vorkommen. Bestandteil von Verwitterungserzen, oft neben Limonit, sedimentär.

Bedeutung. Wichtigstes Mn-Erzmineral.

Mn als metallischer Rohstoff. Vor allem Stahlveredler (Spiegeleisen und Ferromangan), Legierungsmetall mit anderen Metallen, Entschwefelung im Eisenhüttenprozess, Rohstoff in der chemischen Industrie und der Elektroindustrie (Trockenelemente), Entfärben von Glas.

Manganate mit Tunnelstrukturen

Struktur. Diese Minerale bestehen aus ringförmig angeordneten Doppelketten (mit quadratischen oder rechteckigen Querschnitten) von $[\text{MnO}_6]$ -Oktaedern, in denen Kationen wie K, Ba, Pb oder auch H_2O sitzen, z. B. *Romanèchit* $(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})\text{Mn}_5\text{O}_{10}$, *Hollandit* $(\text{Ba}, \text{K})(\text{Mn}, \text{Ti}, \text{Fe})_8\text{O}_{16}$, *Kryptomelan* $\text{KMn}_8\text{O}_{16}$, *Coronadit* $\text{PbMn}_8\text{O}_{16}$, *Todorokit* $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K}, \square)(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Al})_6\text{O}_{12} \cdot 3\text{--}4\text{H}_2\text{O}$ (\square zeigt an, dass dieser Strukturplatz nicht vollständig besetzt sein muss).

Vorkommen. Feinkörnige, nur röntgenographisch bestimmbare Gemenge dieser Manganate sowie von Pyrolusit, Manganit $\gamma\text{-MnOOH}$, Birnessit $(\text{Na}_{0,8}\text{Ca}_{0,4})\text{Mn}_4\text{O}_8 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ und Vernadit $\delta\text{-}(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Ca}, \text{Na})(\text{O}, \text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ bauen die Manganknollen in der Tiefsee auf, bilden Überzüge auf untermeerischen Basalten oder metallhaltige Sedimente an mittelozeanischen Rücken. Erdig-mulmige Massen aus unterschiedlichen Manganoxiden, die häufig Verwitterungsrückstände bilden, bezeichnet man als *Wad*. *Psilomelan* ist ein Gemenge aus Romanèchit; er kommt – wie Pyrolusit – in traubig-nierigen oder zapfenförmigen Aggregaten vor, die aus Gelen ausgeschieden wurden (*Schwarzer Glaskopf*), auch in Form von Ooiden. *Braunstein* ist ein ungenau definierter technischer Sammelbegriff für unterschiedliche Manganoxide.

Bedeutung. Natürliche und technisch hergestellte Manganate und andere Oxide mit Tunnelstrukturen haben eine beachtliche Mikroporosität, die technisch nutzbar ist (Pasero 2005):

- So wurde SYNROC, eine synthetische Verbindung der Zusammensetzung $\text{BaAl}_2\text{Ti}_6\text{O}_{18}$ mit Hollandit-Struktur, zur Immobilisierung von radioaktivem Cäsium verwendet (Ringwood et al. 1979).
- Manganoxide, z. B. Kryptomelan, könnten zur Dekontaminierung von Grubenwässern und industriellen Abwässern eingesetzt werden, um Schwermetallkationen wie Co^{2+} , Zn^{2+} und Cd^{2+} zu absorbieren.
- Durch photokatalytische Oxidation (z. B. Birnessit, Todorokit) könnten Böden verbessert und Umweltschäden behoben werden.
- Auch das Ionenaustauschvermögen von Manganaten und anderen Oxiden mit Tunnelstrukturen ist vielfältig nutzbar.

Uraninit (Uranpecherz, Pechblende), UO_2 bis U_3O_8

Ausbildung. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$, $\{111\}$ auch mit $\{100\}$ und $\{110\}$ kombiniert als Uraninit; jedoch sind gut ausgebildete Kristalle selten. Gewöhnlich derb, oft mit traubig-nieriger, stark glänzender Oberfläche als Uranpecherz.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{111\}$ deutlich
Bruch	muscheliger, spröde
Härte	5–6
Dichte	entsprechend dem Atomgewicht von U sehr hoch: 10,6, jedoch mit zunehmendem geologischen Alter auf 9–7,5 sinkend; traubig-nierig ausgebildetes Uranpecherz hat 6,5–8,5
Farbe, Glanz	schwarz, halbmatt bis pechartiger Glanz
Strich	bräunlichschwarz

Besondere Eigenschaft. Stark radioaktiv. Mit dem radioaktiven Zerfall der Uran-Isotope ^{238}U und ^{235}U entstehen drei stabile Blei-Isotope (^{206}Pb , ^{207}Pb und ^{208}Pb) neben Helium (α -Strahler). Die Pb-Menge ist gesetzmäßig abhängig vom Alter der betreffenden Uraninitprobe. Hierauf basieren die U-Pb- und die He-U-Methode der isotopischen Altersbestimmung (Abschn. 31.5.3, S. 574f). Unter den Isotopen der radioaktiven Zerfallsreihe von ^{238}U und ^{235}U befindet sich insbesondere auch das ^{226}Ra . Das Element *Radium*, das mit einem konstanten Anteil von 0,34 g/t im Uraninit enthalten ist, wurde 1898 durch das Ehepaar Curie in der Pechblende von St. Joachimsthal (Jachymov, Böhmen) entdeckt.

In der etwa 2 Ga alten Uranlagerstätte in Gabun (Westafrika) liefen spontan nukleare Kettenreaktionen ab, die zu einem Zerfall von ^{235}U durch Neutroneneinfang führten (Meshik 2006). Dabei wirkte einströmendes Grundwasser als Moderator, ähnlich wie in einem technischen Leichtwasser-Reaktor. Durch Analyse der Xenon-Isotopie konnte der komplexe Zerfallsprozess, der über hunderttausende von Jahren im Zweistundentakt ablief, im Detail rekonstruiert werden. Die freiwerdende Energie bei der Kernspaltung führte zur Erhitzung und zur Verdampfung des Wassers, wodurch der Prozess nach 30 Minuten zum Stillstand kam; nach 1½ Stunden war genügend Wasser nachgeströmt, um den Prozess erneut in Gang zu setzen. Die Durchschnittsleistung dieses natürlichen Kernreaktors betrug vermutlich weniger als 100 kW.

Struktur. Die Kristallstruktur des Uraninits entspricht dem Fluorittyp (Abb. 4.5). Durch den radioaktiven Einfluss ist die strukturelle Anordnung jedoch meist weitgehend zerstört.

Chemismus. Uraninit kristallisiert zunächst als UO_2 , wird jedoch stets teilweise aufoxydiert, so dass seine tat-

sächliche Zusammensetzung zwischen UO_2 und U_3O_8 ($= \text{U}^{4+}\text{O}_2 + 2\text{U}^{6+}\text{O}_3$) liegt. U wird z. T. durch Th und Seltenerd-Elemente, besonders Ce diadoch vertreten; durch den radioaktiven Zerfall bilden sich zusätzlich Pb und He. Dazu enthält Uranpecherz zahlreiche mechanische Einlagerungen.

Vorkommen. Gemengteil in Graniten (z. B. Rössing, Namibia), Nephelinsyeniten (z. B. Ilímaussaq, Grönland), Pegmatiten (z. B. Bancroft, Ontario) und hydrothermalen Gängen (Abschn. 21.4.6, S. 327f) und sauren Vulkaniten, z. B. in den Lagerstätten Strelsovsk (Russland), Dornot (Mongolei) und Nopal (Mexiko). Uraninit kommt auch sedimentär als Seifenmineral vor, so im goldführenden Quarzkonglomerat vom Witwatersrand in Südafrika und im Blind-River-Gebiet der Provinz Ontario (Kanada). Uranpecherz verwittert sehr leicht. Es wird zunächst zu UO_3 oxidiert; danach bilden sich unter Aufnahme von Fremdionen und H_2O leicht lösliche Hydroxide, Karbonate und Sulfate, später schwerer lösliche Phosphate, Arsenate, Vanadate und Silikate. Alle diese sekundären Uranminerale sind grellbunt gefärbt, insbesondere gelb, grün oder orange.

Bedeutung. Uranpecherz ist das wichtigste primäre Uranmineral zur Gewinnung von Uran. Aus ihm wird außerdem Radium gewonnen, das es in extrem geringer Menge enthält.

Gewinnung und Verwendung des Urans

Bemerkenswert ist, dass Uranpechblende, die früher bei der Silbergewinnung anfiel, noch vor der Entdeckung des Radiums zur Herstellung von Uranfarben verwendet wurde. Seit dem Ende des 19. Jahrhunderts nutzte man die Uranabgänge nach Verarbeitung dieser Erze zu Radium-Präparaten noch immer zum gleichen Zweck! Erst nach dem 2. Weltkrieg erlangte das Uran im Zusammenhang mit der Gewinnung und Nutzbarmachung der Kernenergie eine besondere weltwirtschaftliche Bedeutung. Selbst dann, wenn die Nutzung der Kernenergie in den kommenden Jahrzehnten stark zunehmen sollte, stehen weltweit genügend Vorräte zur Verfügung, um den Uranbedarf für die nächsten 100 Jahre zu decken (Macfarlane und Miller 2007). Die Verwendung der Uranoxide zur Herstellung von Leuchtfarben und zu fluoreszierendem Glas spielt nur noch eine begrenzte Rolle. Wegen seiner hohen Dichte wird abgereichertes Uran als Gegengewicht in Flugzeugen und Hochleistungssegelbooten eingesetzt, außerdem als panzerbrechende Munition.

Das bei der Verhüttung von Uranerzen gewonnene Radium wird v. a. in der Medizin verwendet.

5.5 Hydroxide

Alle Kristallstrukturen der Hydroxide weisen Hydroxylgruppen $(\text{OH})^-$ oder H_2O -Moleküle auf, wobei die Bindungskräfte generell schwächer als bei den Oxiden sind.

Gibbsit (Hydragillit), $\gamma\text{-Al}(\text{OH})_3$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m, feinfaserig bis schuppig.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	(001) vollkommen
Härte	$2\frac{1}{2}$ – $3\frac{1}{2}$
Dichte	2,4
Farbe, Glanz	farblos, weiß, Glasglanz, auf Spaltflächen Perlmutterglanz

Struktur. Sechseringe von kantenverknüpften $\text{Al}(\text{OH})_6$ -Oktaedern bilden hexagonale Schichten, die untereinander durch Van-der-Waals-Kräfte verbunden sind (Abb. 5.11).

Vorkommen. Bestandteil von *Bauxit* und *Laterit*, Gemengen aus Gibbsit, Böhmit $\gamma\text{-AlOOH}$ und Diaspor sowie Kaolinit, Quarz, Hämatit, Goethit, Rutil und Anatas. Es handelt sich um Verwitterungsprodukte, die z. T. sekundär umgelagert sind (Abschn. 22.5.3, S. 344f).

Bedeutung. Bauxit ist der wichtigste Rohstoff für die Gewinnung von Al-Metall, ferner für die Herstellung von synthetischem Korund und von Spezialkeramik.

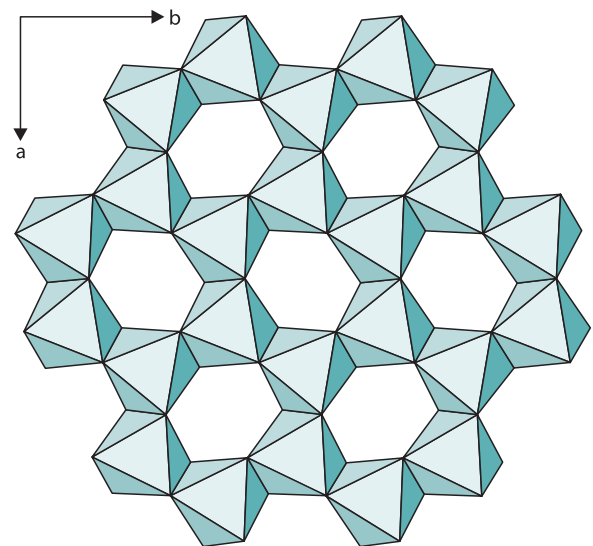


Abb. 5.11. Struktur von Gibbsit: Sechseringe aus kantenverknüpften $\text{Al}(\text{OH})_6$ -Oktaedern bilden Schichten // (001). (Nach Strunz und Nickel 2001)

Diaspor, α -AlOOH

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, tafelig nach (010), fein gestreift oder aufgeraut; größere Kristalle selten, meist in feinkörnigen Gemengen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	(010) sehr vollkommen, Bruch muschelrig, sehr spröde
Härte	recht hoch: $6\frac{1}{2}$ –7
Dichte	3,4
Farbe, Glanz	farblos, weißgrau, grünlich, bräunlich, Glasglanz, auf Spaltflächen Perlmutterglanz, durchsichtig bis durchscheinend

Struktur. Unendliche Doppelketten von $\text{Al}(\text{O},\text{OH})_6$ -Oktaedern //c, die unter sich durch Wasserstoff-Brückenbindungen miteinander verknüpft sind (Abb. 5.12).

Vorkommen. Bestandteil von *Bauxit* und *Laterit*, auch in niedriggradigen metamorphen Bauxiten (Diasporite).

Bedeutung. Bauxit als Al-Erz, Diasporit als Schleif- und Poliermittel.

Goethit (Nadeleisenerz), α -FeOOH

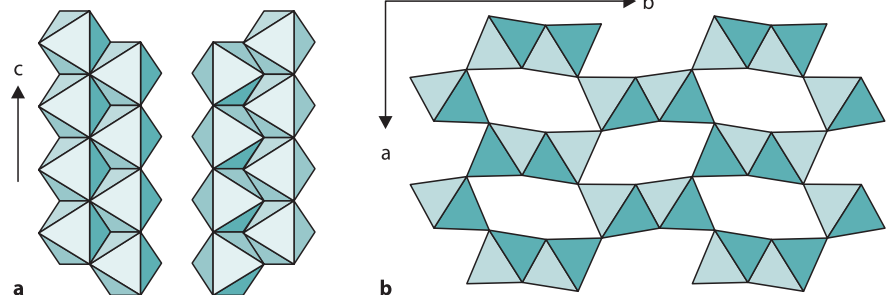
Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, die prismatisch-nadelartigen Kristalle sind nach c gestreckt, mit Längsstreifung und häufig kugelig-strahlige Aggregate bildend, als *Brauner Glaskopf* mit spiegelglatter Oberfläche, traubig-nierige, zapfenförmige und stalaktitähnliche Formen mit radialstrahligem Gefüge. In anderen Fällen derbe, dichte und poröse oder pulverartige Massen bildend. Pseudomorphosen nach verschiedenen Eisenmineralen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{010} vollkommen
Bruch	muschelig
Härte	5–5½
Dichte	4,5 im Mittel
Farbe, Glanz	schwarzbraun bis lichtgelb, halbmattlich auch seidenglänzend, daneben

Abb. 5.12.

Struktur von Diaspor α -AlOOH und Goethit α -FeOOH, Projektionen **a** auf (100), **b** auf (001). Kantenverknüpfte $\text{Al}(\text{O},\text{OH})_6$ - bzw. $\text{Fe}(\text{O},\text{OH})_6$ -Oktaeder bilden Doppelketten // der c-Achse, die versetzt miteinander durch Van-der-Waals-Kräfte verbunden sind. (Nach Strunz und Nickel 2001)



Strich

matt und erdig, in dünnen Splittern braun oder gelblich durchscheinend
braun bis gelblich

Struktur. Goethit kristallisiert in der Diaspor-Struktur.

Chemismus. Ungefähr 62 % Fe, wechselnder Gehalt an H_2O . Der aus Gelen kristallisierte Goethit (nur noch aus seinen äußeren Formen erschließbar) weist in seinen Aggregaten einen durchweg höheren H_2O -Gehalt in Form von absorbiertem oder kapillarem Wasser auf und hat dann die Formel $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$; dementsprechend liegt der Fe-Gehalt <62 %. Außerdem sind aus dem ehemaligen Gel Verunreinigungen wie z. B. Si, P, Mn, Al, V etc. übernommen worden.

Vorkommen. Goethit und Lepidokrokit (s. unten) sind typische Verwitterungsbildungen; sie treten insbesondere im „Eisernen Hut“ von primären Sulfiderz-Lagerstätten auf, daneben bilden sie marin-sedimentäre Eisenerze (Minette), Bohnerze, Raseneisenerze, See-Erze.

Limonit ist eine Sammelbezeichnung für amorphe bis kryptokristalline Gemenge von Goethit und Lepidokrokit, meist auch etwas Hämatit mit wechselnden Wassergehalten; häufig sind amorphe Kieselsäure, Phosphate, Tonminerale und organische Zersetzungsprodukte beteiligt. Der Eisengehalt erreicht meist nur 30–40 %.

Bedeutung. Eisenerz, jedoch meist arme Lagerstätten.

Lepidokrokit (Rubinglimmer), γ -FeOOH

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, dünne Täfelchen nach {010}, bisweilen auch divergent-blättrig angeordnet.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	(010) vollkommen, angedeutet nach (100), (001)
Härte	5
Dichte	4,0
Farbe, Glanz	in Splittern rot bis gelbbrot durchscheinend, lebhafter metallischer Glanz
Strich	bräunlichgelb bis orangebraun
Viele Eigenschaften sind denen des Goethits sehr ähnlich.	

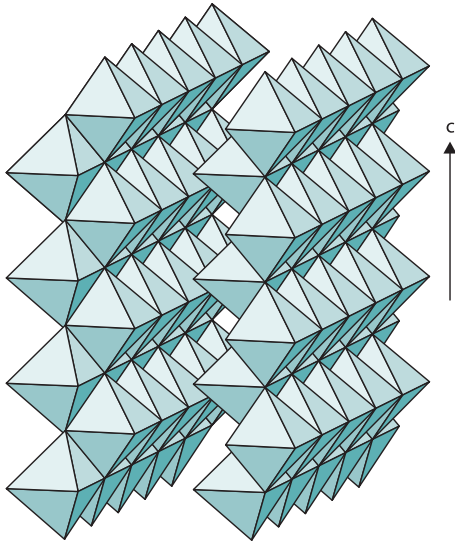


Abb. 5.13. Struktur von Böhmit γ -AlOOH und Lepidokrokit γ -FeOOH. Kantenverknüpfte $\text{Al}(\text{O},\text{OH})_6$ - bzw. $\text{Fe}(\text{O},\text{OH})_6$ -Oktaeder bilden Doppelschichten // (010). (Nach Strunz und Nickel 2001)

Struktur. Lepidokrokit kristallisiert in der Struktur von Böhmit γ -AlOOH; die FeO_6 -Oktaeder sind zu Doppelschichten // (010) angeordnet, die untereinander durch Wasserstoff-Brückenbindungen verknüpft werden (Abb. 5.13).

Vorkommen. Seltener als Goethit, Bestandteil des Limonits (s. oben).

Bedeutung. S. oben

Weiterführende Literatur

- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1962) Rock-forming minerals. Vol 5: Non-silicates. Longmans, London
- Grew ES (ed) (2002) Beryllium – mineralogy, petrology, geochemistry. Rev Mineral Geochem 50
- Lindsley DH (ed) (1991) Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance. Rev Mineral 25
- Macfarlane AM, Miller M (2007) Nuclear energy and uranium resources. Elements 3:185–192
- Pasero M (2005) A short outline of tunnel oxides. Rev Mineral Geochem 57:291–305
- Rumble III D (ed) (1976) Oxide minerals. Rev Mineral 3

Zitierte Literatur

- Lindsley DL (1976) The crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe-Ti oxides. In Rumble III D, ed (1976) Oxide minerals. Rev Mineral 3:L1–L88
- Meshik AP (2006) Natürliche Kernreaktoren. Spektrum der Wissenschaft, Juni 2006, S 85–90
- Ringwood AE, Kesson SE, Ware NG, Hibberson WO, Major A (1979) The SYNROC process: A geochemical approach to nuclear waste immobilization. Geochem J 13:141–165

Karbonate, Nitrate und Borate

6.1 Calcit-Gruppe, $\bar{3}2/m$

6.2 Aragonit-Gruppe, $2/m2/m2/m$

6.3 Dolomit-Gruppe

6.4 Azurit-Malachit-Gruppe

6.5 Nitrate

6.6 Borate

Tabelle 6.1.
Wasserfreie und wasserhaltige
Karbonate. Ionenradien nach
Whittacker u. Muntus 1970

Chemisch sind die Karbonate Salze der Kohlensäure H_2CO_3 . Strukturell ist ihnen ein inselartiger Anionenkomplex $[CO_3]^{2-}$ gemeinsam. Die zugehörigen Kationen können dabei einen kleineren oder einen größeren Ionenradius besitzen als das Ca^{2+} mit 1,08 Å. Die Karbonate mit einem kleineren Kation wie z. B. Mg^{2+} , Zn^{2+} , Fe^{2+} oder Mn^{2+} kristallisieren ditrigonal-skalenoedrisch wie Calcit $CaCO_3$ und haben *Calcit-Struktur* (Abb. 6.1). Demgegenüber kristallisieren die Karbonate mit größeren Kationen wie Sr^{2+} , Pb^{2+} oder Ba^{2+} mit einem Radius $>1,08$ Å rhombisch, und die Strukturen ihrer Karbonate entsprechen derjenigen des Aragonits $CaCO_3$. In der orthorhombischen *Aragonit-Struktur* haben diese größeren Kationen 9 O als nächste Nachbarn anstatt 6 O; es steht ihnen ein entsprechend größerer Raum in der Struktur zur Verfügung. Die hexagonale *Vaterit-Struktur* besteht aus Schichten von dicht gepackten $[CO_3]$ -Gruppen \perp (0001), die mit Schichten von [8]-koordiniertem Ca wechsellagern. Die Trimorphie des $CaCO_3$, das in der Calcit-, Aragonit- oder Vaterit-Struktur kristallisieren kann, erklärt sich wesentlich aus der mittleren Größe des Ca^{2+} und seinem mittleren Raumbedarf.

Bei den komplizierten Strukturen der Azurit-Malachit-Gruppe ist in sehr vereinfachter Beschreibung das Cu^{2+} oktaedrisch gegenüber O^{2-} und $(OH)^-$ koordiniert. Diese oktaedrischen Einheiten sind kettenförmig aneinandergereiht; es besteht über O-Brücken seitlich eine Verknüpfung mit den (CO_3) -Gruppen.

Wasserfreie Karbonate		Formel	Ionenradius [Å]	
Calcit-Gruppe ($\bar{3}2/m$), Kationen [6]-koordiniert	Calcit	$CaCO_3$	Ca^{2+}	1,08
	Siderit	$FeCO_3$	Fe^{2+}	0,69
	Rhodochrosit	$MnCO_3$	Mn^{2+}	0,75
	Smithsonit	$ZnCO_3$	Zn^{2+}	0,83
	Magnesit	$MgCO_3$	Mg^{2+}	0,80
Aragonit-Gruppe ($2/m2/m2/m$), Kationen [9]-koordiniert	Aragonit	$CaCO_3$	Ca^{2+}	1,26
	Strontianit	$SrCO_3$	Sr^{2+}	1,35
	Cerussit	$PbCO_3$	Pb^{2+}	1,41
	Witherit	$BaCO_3$	Ba^{2+}	1,55
Dolomit-Gruppe ($\bar{3}$), Kationen [6]-koordiniert	Dolomit	$CaMg(CO_3)_2$	Ca^{2+}	1,08
	Ankerit	$CaFe(CO_3)_2$	Mg^{2+}	0,80
			Ca^{2+}	1,08
			Fe^{2+}	0,69
Wasserhaltige Karbonate mit $(OH)^-$		Formel		
Azurit-Malachit-Gruppe ($2/m$)	Azurit	$Cu_3[(OH)/CO_3]_2$		
	Malachit	$Cu_2[(OH)_2/CO_3]$		

6.1
6.1 Calcit-Gruppe, $\bar{3}2/m$

Die Calcit-Struktur lässt sich als NaCl-Gitter beschreiben, das auf eine Ecke gestellt und in Richtung der Raumdiagonalen zusammengedrückt wird, wobei Na durch Ca und Cl durch den Schwerpunkt der CO_3 -Gruppe ersetzt ist (Abb. 6.1). Der Polkantenwinkel der rhomboedrischen Calcit-Zelle beträgt rund 103° statt 90° beim Würfel; die 3-zählige Drehinversionsachse $\bar{3}$ der Calcit-Struktur entspricht der Raumdiagonale des Würfels. Entsprechend der NaCl-Struktur wird jedes Ca oktaedrisch von 6 O umgeben. Die CO_3 -Komplexe sind planar // (0001) ausgerichtet, wobei jedes C von 3 O in der Art eines gleichseitigen Dreiecks umgeben wird. Die Bindungskräfte zwischen Ca^{2+} und $(\text{CO}_3)^{2-}$ sind wie in der NaCl-Struktur heteropolar. Sie werden viel leichter aufgebrochen als die festeren homöopolaren Bindungen zwischen C und O. Die vollkommene Spaltbarkeit des Calcits nach dem Spaltrhomboeder $\{10\bar{1}\}$ entspricht der vollkommenen Spaltbarkeit des Steinsalzes nach $\{100\}$. Diese Spaltbarkeit verläuft ebenfalls parallel zu den dichtest besetzten Netzebenen des Gitters, wobei die Zahl der Bindungen senkrecht zu diesen Ebenen besonders klein ist.

Abb. 6.1. Kristallstruktur von Calcit, Anordnung der Ionen in einem Spaltrhomboeder nach $\{10\bar{1}\}$, der Elementarzelle von Calcit. (Nach Evans 1976)

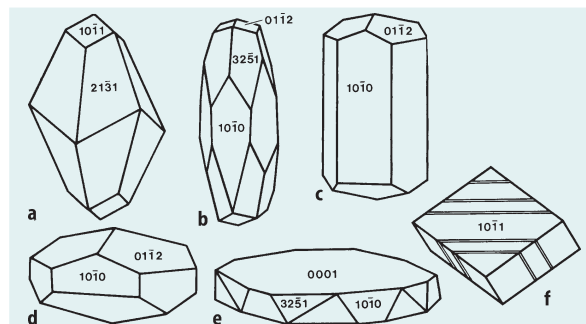
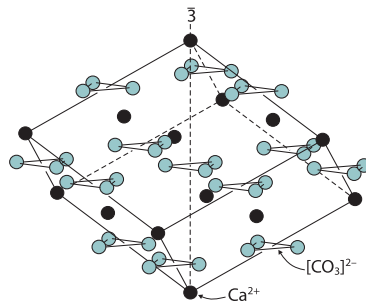


Abb. 6.2. Tracht und Habitus bei Calcit. **a** Ditrigonales Skalenoeeder $\{21\bar{3}1\}$ kombiniert mit Rhomboeder $\{10\bar{1}1\}$; **b** hexagonales Prisma $\{10\bar{1}0\}$ kombiniert mit ditrigonalem Skalenoeeder $\{32\bar{5}1\}$ und Rhomboeder $\{01\bar{1}2\}$; **c** hexagonales Prisma $\{10\bar{1}0\}$ kombiniert mit Rhomboeder $\{01\bar{1}2\}$; **d** Rhomboeder $\{01\bar{1}2\}$ kombiniert mit hexagonalem Prisma $\{10\bar{1}0\}$; **e** das Basispinakoid $\{0001\}$ dominiert stark gegenüber Prisma und Skalenoeeder; **f** Spaltrhomboeder mit polysynthetischer Druckzwillingslamellierung verursacht durch Gleitung nach $\{01\bar{1}2\}$

Calcit (Kalkspat), $\text{Ca}[\text{CO}_3]$

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{3}2/m$, ditrignonal-skalenoedrisch, an Kristallformen ungewöhnlich reich, mehr als 1 000 Flächenkombinationen (Tracht) sind beschrieben worden. Nach dem Vorherrschen einfacher Formen und ihrer Größenverhältnisse (Habitus) lassen sich 4 wichtige Ausbildungstypen unterscheiden:

- **Skalenoedrische** Ausbildung (Abb. 6.2a,b, 6.3), bei der das ditrigonale Skalenoeeder dominiert, am verbreitetsten $\{21\bar{3}1\}$, nicht selten durch ein flaches Rhomboeder abgestumpft oder seitlich durch Prismenflächen begrenzt.
- **Rhomboedrische** Ausbildung (Abb. 6.2d), bei der Rhomboeder verschiedener Stellung und Steilheit gegenüber anderen Flächen dominieren. Dabei ist die Flächenlage des Spaltrhomboeders $\{10\bar{1}1\}$ als Wachstumsfläche nicht so häufig wie bei den übrigen Mineralen der Calcitreihe anzutreffen.
- **Prismatische** Ausbildung (Abb. 6.2c), z. B. mit dem Prisma $\{10\bar{1}0\}$ und durch das Basispinakoid $\{0001\}$ oder ein stumpfes Rhomboeder $\{01\bar{1}2\}$ begrenzt, mit säuligem bis gedrungenem Habitus; bei sehr schmalen Prismen und überwiegen des Basispinakoids Übergang zur
- **tafeligen** Ausbildung (Abb. 6.2e, 6.4): das Basispinakoid $\{0001\}$ tritt ausschließlich hervor, alle anderen Flächen treten völlig zurück und sind höchstens schmal entwickelt; typisch ist der sog. *Blätterspat* mit seinem blättrigen Habitus.
- **Zwillingsbildung** ist bei Calcit sehr verbreitet, die häufigsten Zwillings Ebenen sind das Basispinakoid $\{0001\}$ oder das negative Rhomboeder $\{01\bar{1}2\}$, oft mit lamellarer Wiederholung. Diese *polysynthetische* Zwillingslamellierung ist auf Spaltflächen als feine Parallelstreifung erkennbar (Abb. 6.2f); in metamorphen Kalksteinen wird sie teilweise durch tektonische Verformung hervorgerufen. Druckzwillingslamellierung kann aber auch künstlich erzeugt werden, z. B. bei der Herstellung von Dünnschliffen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{10\bar{1}1\}$ vollkommen, $\{01\bar{1}2\}$ Gleitfläche
Härte	3 (Standardmineral der Mohs-Skala)
Dichte	2,7
Farbe, Glanz, optisches Verhalten	meist farblos, milchigweiß, durchscheinend bis klar durchsichtig, durch organische Einschlüsse braun bis schwarz; Perlmutterglanz. Optisch rein als Isländischer Doppelspat (Abb. 1.29, S. 24), sehr starke negative Doppelbrechung

Wichtiges Erkennungsmerkmal: Calcit löst sich leicht in kalten verdünnten Säuren unter heftigem Brausen.



Abb. 6.3. Calcit-Kristall mit vorherrschendem Skalenoeder $\{21\bar{3}1\}$ und Rhomboeder $\{10\bar{1}1\}$, Rauschenberg (Bayern). Bildbreite ca. 4 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Kristallchemie. Wegen ähnlicher Größe der Ionenradien bildet Calcit Mischkristalle mit Rhodochrosit (Manganspat), dagegen nur begrenzt mit Siderit (Eisenspat) und Smithsonit (Zinkspat). Die Diadochie von Ca^{2+} durch Mg^{2+} ist wegen unterschiedlicher Ionenradien unter gewöhnlichen Bedingungen außerordentlich gering.

Vorkommen. Calcit gehört zu den verbreitetsten Mineralen; er wird überwiegend *sedimentär* gebildet. So ist Calcit Hauptgemengteil von Kalksteinen und Mergeln und bildet häufig den Zement in klastischen Sedimenten. Als *biogenes* Mineral baut Calcit die Hartteile von Organismen auf; allerdings entsteht er meist erst sekundär durch Umwandlung von metastabilem Aragonit (S. 100). Auch bei der chemischen Fällung von CaCO_3 aus Meer- und Süßwasser bildet sich zunächst Aragonit, der im Laufe der Zeit in Calcit umgewandelt wird.

Calcit und/oder Aragonit sind alleinige Gemengteile in vielen Kalksintern, Thermalabsätzen und Tropfsteinen.

Weiter tritt Calcit als sog. *Gangart* (Nichterz) in Erzgängen und als Kluffüllung auf; *metamorph* in Marmoren.

Bemerkenswert ist die primär *magmatische* Bildung von Calcit und anderen Karbonaten, besonders in den Karbonatiten.

Technische Verwendung. Klar durchsichtige Kristalle von Calcit als Isländischer Doppelspat sind in der optischen



Abb. 6.4. Kristallgruppe von Calcit in tafeliger Ausbildung mit vorherrschendem Basispinakoid $\{0001\}$, St. Andreasberg, Harz. Bildbreite ca. 5 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Industrie nach wie vor begehrt. Die verschiedenen Kalksteine mit mehr oder weniger hohem oder ausschließlichem Calcitanteil bilden volkswirtschaftlich außerordentlich wichtige Rohstoffe: als Bau- und Dekorationssteine; polierfähige und schön aussehende Kalksteine werden als technischer Marmor, als weißer körniger Statuenmarmor (z. B. von Carrara, Italien), als Travertin oder als lithographischer Kalkstein eingesetzt.

Kalksteine finden breite Verwendung als Rohstoff in der Bauindustrie zur Herstellung von nichthydraulischen (Kalkmörtel) und hydraulischen Bindemitteln (Portlandzement), in der chemischen Industrie, bei der Glas- und Zellstoffherstellung, als Flussmittel in der Hüttenindustrie, in der Zuckertechnologie, als Düngerkalk, als Füllstoff und Weißpigment im Papier u. v. a.

Magnesit, $\text{Mg}[\text{CO}_3]$

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{3}2/m$, Kristalle mit einfacher rhomboedrischer Tracht $\{10\bar{1}1\}$, im Gestein eingewachsen, vorwiegend in spätigen (als sog. *Spat-* oder *Kristallmagnesit*) oder in dichten, mikrokristallinen Aggregaten, dann oft mit Gellituren (als sog. *Gelmagnesit*).

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	spätige Kristalle vollkommen nach $\{10\bar{1}1\}$
Bruch	muschelig bei Gelmagnesit
Härte	4–4½
Dichte	3,0
Farbe, Glanz	farblos, schneeweiß, grau- bis gelblichweiß, grauschwarz; auf Spaltflächen Glas- bis Perlmutterglanz, Gelmagnesit mit matter Bruchfläche

Struktur. Isotyp mit Calcit.

Chemismus. $MgCO_3$, Fe-haltiger Magnesit wird als *Breunnerit* bezeichnet.

Vorkommen. Als Spatmagnesit in räumlichem Verband mit Dolomitgesteinen oder dolomitischem Kalkstein, als Gelmagnesit in Einschaltungen in Serpentinesteinen als deren Zersetzungsprodukt.

Technische Bedeutung als Rohstoff. Zur Herstellung hochfeuerfester *Magnesit-Steine*, die zum Auskleiden von Sauerstoff-Konvertern (LD-Verfahren) und Elektroöfen bei der Stahlerzeugung dienen, wird Rohmagnesit bei 1500 °C zu MgO gesintert und anschließend mit Teer kalt gepresst. Vor der ersten Charge wird die Teer-Magnesit-Ausmauerung im Konverter gebrannt. Spezielle Steinformen, z. B. Düsensteine, werden vor dem Verlegen im Konverter in eignen Anlagen erhitzt. Durch kaustische Behandlung von Magnesit bei 800 °C gewinnt man $MgCl_2$ -Lauge; diese wird mit einem Füllstoff versehen und zu *Sorelzement* verarbeitet, aus dem feuerfeste Baumaterialien und Isoliermassen hergestellt werden. Die Gewinnung des *Metalls Mg* erfolgt derzeit nur untergeordnet aus Magnesit, vorwiegend aber aus Rückständen der K-Mg-Salz-Verarbeitung oder direkt aus dem Meerwasser.

Siderit (Eisenspat), $Fe[CO_3]$

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{3}2/m$, aufgewachsene Kristalle meist als sattelförmige Rhomboeder $\{10\bar{1}1\}$ mit gekrümmten Flächen, spätig in kompaktem Gestein, kugelförmige oder traubig-nierige Gebilde aus Siderit werden als *Sphärosiderit* bezeichnet.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{10\bar{1}1\}$ vollkommen
Härte	3½–4
Dichte	3,7–3,9
Farbe, Glanz	lichtgraugelb, mit zunehmendem Oxidationseinfluss gelblich bis gelbbraun und schließlich dunkelbraun, dabei bunt anlaufend; Glas- bis Perlmutterglanz, durchscheinend bis undurchsichtig

Struktur. Isotyp mit Calcit.

Chemismus. Fe 48,2 %, gewöhnlich mit einem größeren Gehalt an Mn^{2+} und etwas Ca^{2+} , auch diadocher Ersatz durch Mg^{2+} . Mit Rhodochrosit und Magnesit bestehen lückenlose Mischkristallreihen.

Vorkommen. In hydrothermalen Gängen, sedimentär oder metasomatisch; bei der Verwitterung Übergang in Limonit.

Bedeutung. Als Spateisenstein wegen seines häufigen Mangan-gehalts und seiner leichten Verhüttung wertvolles Eisenerz.

Rhodochrosit (Manganspat), $Mn[CO_3]$

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{3}2/m$. Meist nur winzige rhomboedrische Kriställchen $\{10\bar{1}1\}$ mit sattelförmig gekrümmten Flächen, auch in kleinen Drusen (Abb. 6.5), gewöhnlich körnig-spätige Aggregate, gebänderte Krusten mit traubig-nieriger Oberfläche und radialem Gefüge. In größeren Massen unansehnlich zellig-krustig oder erdig.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{10\bar{1}1\}$ vollkommen, spröde
Härte	3½–4
Dichte	3,5–3,6
Farbe, Glanz	Farben von blassrosa über rosarot bis himbeerfarben (<i>Himbeerspat</i> , Abb. 6.5); Glasglanz; durchscheinend bis undurchsichtig
Strich	weiß



Abb. 6.5. Rhodochrosit mit Quarz, Pasto Bueno, Peru. Bildbreite 3,8 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Struktur. Isotyp mit Calcit.

Chemismus. Eine lückenlose Mischkristallreihe besteht mit Siderit; weniger mit Calcit; nur sehr begrenzte Mischkristallbildung mit Magnesit und Smithsonit.

Vorkommen. Hydrothermales Gangmineral, Produkt der Oxidationszone.

Verwendung. Poliert als Schmuckstein und zur Herstellung kunstgewerblicher Gegenstände.

Smithsonit (Zinkspat), $Zn[CO_3]$

Ausbildung. Wie bei Rhodochrosit nur kleinere rhomboedrische Kristalle, meist derb in Krusten, nierige und zapfenförmige Aggregate, oft zerreiblich.

Physikalische Eigenschaften. Mechanische Eigenschaften ähnlich denen von Rhodochrosit.

Härte	4½
Dichte	4,4
Farbe, Glanz	farblos, gelblich, grünlich, bräunlich, zartviolett (durch Co^{2+}), bläulich (Cu^{2+}); starker Glasglanz, durchscheinend bis trüb

Struktur. Isotyp mit Calcit.

Chemismus. ZnO-Gehalt maximal 64,8 %, meistens Mn^{2+} und Fe^{2+} enthaltend, weniger Ca^{2+} oder Mg^{2+} , bisweilen Gehalt an Cd^{2+} .

Vorkommen. Produkt der Oxidationszone von Zinkerz-lagerstätten innerhalb von Kalksteinen. Sulfatische Zinklösungen, die bei der Verwitterung z. B. von Zinkblende entstehen, werden durch Kalkstein ausgefällt.

Bedeutung. Als Gemenge mit Hemimorphit (Kieselzinkerz) unter dem Namen *Galmei* wichtiges Zinkerz.

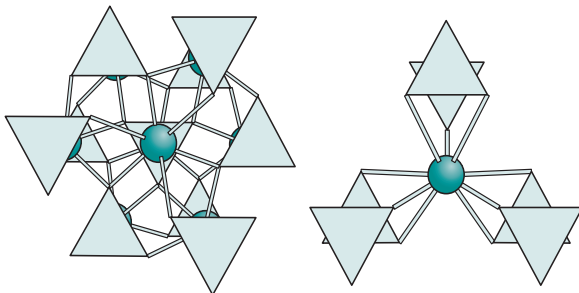


Abb. 6.6. Fragmente aus der Struktur von **a** Calcit, projiziert auf (0001) und **b** Aragonit projiziert auf (001). $[CO_3]^{2-}$: hellblaue Dreiecke, Ca^{2+} : dunkelblaue Kugeln. Beim Calcit ist Ca von sechs, beim Aragonit von neun Sauerstoffen umgeben. (Nach Strunz und Nickel 2001)

6.2 Aragonit-Gruppe, 2/m2/m2/m

Der Aragonit-Gruppe liegt die rhombische (pseudo-hexagonale) Aragonitstruktur zugrunde. Hierbei befinden sich (bei gewissen Unterschieden) die planaren CO_3 -Komplexe wie bei der Calcitstruktur // der Basis (001). Ca ist hier jedoch von 9 O als nächste Nachbarn umgeben (Abb. 6.6). Die höhere Koordinationszahl im Aragonit entspricht den größeren Kationenradien in der Aragonit-Gruppe, verglichen mit der Calcit-Gruppe (Tabelle 6.1).

Aragonit, $Ca[CO_3]$

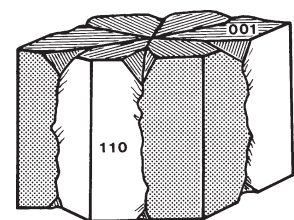
Ausbildung. Kristallklasse 2/m2/m2/m, prismatische Ausbildung der rhombisch-bipyramidalen Kristalle, häufiger nach c gestreckt mit spitzpyramidaler Endigung; gewöhnlich nadelig-strahlige Aggregate, häufiger Zwillinge nach {110}, Drillinge mit pseudo-hexagonaler Form und Verwachsungsnähten bzw. Längsfurchen (Abb. 6.7), auch polysynthetische Viellinge. Verbreitet tritt Aragonit in derben, feinkörnigen Massen und Krusten auf, auch als konzentrisch-schalige Kügelchen im *Pisolith* (Erbsenstein).

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{010} sehr undeutlich, {110} schlecht
Bruch	muschelig
Härte	3½–4, die etwas größere Härte gegenüber Calcit erklärt sich aus der größeren Zahl von Ca-O-Bindungen und der dichteren Packung des Gitters
Dichte	2,95, höher als bei Calcit wegen der dichteren Packung in der Aragonit-Struktur
Farbe, Glanz	farblos bis zart gefärbt; Glasglanz auf Kristallflächen, auf Bruchflächen Fettglanz, durchsichtig bis durchscheinend

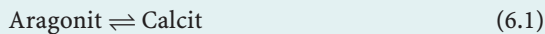
Erkennung. Wie Calcit löst sich Aragonit leicht in kalten verdünnten Säuren. Ein einfaches Unterscheidungsmerkmal ist die Meigen'sche-Reaktion: Pulver von Aragonit und anderen rhombischen Karbonaten sowie von Vaterit wird in Kobaltnitratlösung beim Sieden violett, während Pulver von Calcit und trigonalen Karbonaten sich fast nicht verändert.

Abb. 6.7. Aragonit: Drilling nach (110) mit pseudo-hexagonaler Symmetrie



Chemismus. CaCO_3 , diadocher Ersatz des Ca^{2+} besonders durch Sr^{2+} , auch Pb^{2+} .

Bildungsbedingungen und Vorkommen. Aragonit ist viel seltener als Calcit und nur begrenzt gesteinsbildend. Wegen seiner etwas dichteren Struktur als Calcit ist Aragonit die Hochdruckmodifikation von CaCO_3 , d. h. im Vergleich zu Calcit liegt sein Stabilitätsfeld im Bereich höherer Drücke und niedrigerer Temperaturen, wobei die Gleichgewichtskurve der Reaktion



etwa durch die Punkte 5 kbar/180 °C, 7 kbar/300 °C und 9 kbar/400 °C verläuft (Abb. 6.8). Stabil entsteht Aragonit daher unter den Bedingungen der Hochdruckmetamorphose, insbesondere in Subduktionszonen, in denen ein ungewöhnlich niedriger geothermischer Gradient herrscht (Abschn. 24.2.5, S. 398, Abschn. 26.3.8, S. 467ff).

Obwohl Aragonit bei niedrigen Drücken, insbesondere bei Bedingungen der Erdoberfläche nicht stabil ist, entsteht er doch metastabil in Hohlräumen vulkanischer Gesteine, setzt sich als Bestandteil von Sinterkrusten oder als Sprudelstein aus Thermalwässern oder Geysiren ab; er bildet sich organogen als Perlmuttertschicht natürlicher Perlen und der Schalen von Muscheln, Schnecken, Ammoniten, Korallen, Schwämmen und Algen, z. T. zusammen mit Calcit. Bei Anwesenheit eines Lösungsmittels oder längerem Reiben im Mörser geht Aragonit langsam in die stabile Form Calcit über; bei Erhöhung der Temperatur auf 400 °C (bei $P = 1$ bar) dagegen sehr schnell. Diese Umwandlung ist monotrop, d. h. sie ist nicht umkehrbar. Aragonit wandelt sich jedoch nicht in Calcit um, wenn seine Struktur durch Sr-Einbau stabilisiert wird.

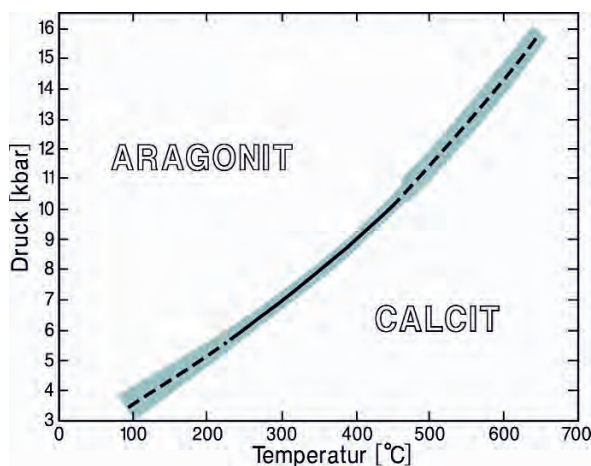


Abb. 6.8. Die Stabilitätsfelder von Calcit und Aragonit im Druck-Temperatur-Diagramm des Systems CaCO_3 . Der schattierte Bereich gibt die Unsicherheit der experimentellen Ergebnisse an. (Nach Johannes u. Puhan 1971)

Eine weitere, metastabile CaCO_3 -Modifikation ist der hexagonale *Vaterit*, der sich bei niedrigen Temperaturen aus wässrigen Lösungen ausscheidet und auch fossilbildend auftritt.

Strontianit, $\text{Sr}[\text{CO}_3]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, Kristalle wie Aragonit nadelig oder dünnstängelig und oft büschelig gruppiert, Zwillingsbildungen wie Aragonit. Verbreiteter sind stängelige und körnige Aggregate.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{110} deutlich
Bruch	muschelig
Härte	$3\frac{1}{2}$ –4
Dichte	3,8, deutlich höher als bei Aragonit
Farbe, Glanz	farblos oder durch Spurengehalte sehr schwach gefärbt; auf Kristallflächen Glas-, auf Bruchflächen Fettglanz, durchsichtig bis durchscheinend

Struktur. Isotyp mit Aragonit.

Chemismus. Stets wird Sr durch Ca diadoch ersetzt, maximal enthält Strontianit ca. 25 Mol.-% CaCO_3 -Komponente.

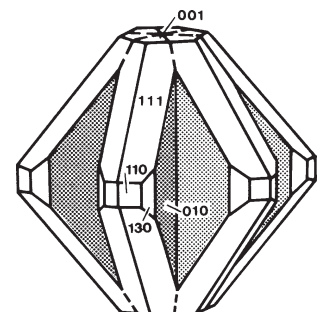
Vorkommen. Als Kluftfüllung in Kalksteinen oder Kalkmergeln, aus Gehalten des Nebengesteins stammend (*Lateralsekretion*); gelegentlich in hydrothermalen Lagerstätten und in Karbonatiten.

Technische Verwendung. In der Pyrotechnik, früher Bedeutung bei der Zuckergewinnung, Glas- und Keramikindustrie, Gewinnung des Metalls Strontium.

Cerussit (Weißbleierz), $\text{Pb}[\text{CO}_3]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, einzelne Kristalle oder in Gruppen aufgewachsen (Abb. 7.2) oder eingewachsen. Tafeliger Habitus nach {010} oder nadelig bis spießförmig. Viel häufiger Drillinge nach {110}, dadurch pseudo-hexagonal (Abb. 6.9), bei tafeliger Ausbildung stern- bis wabenförmige Verwachsungen, auch erdig-pulverig.

Abb. 6.9. Cerussit: pseudo-hexagonaler Drilling nach (110)



Physikalische Eigenschaften. Charakteristisch gegenüber Aragonit und Strontianit sind seine höhere Dichte, sein lebhafter Diamantglanz und seine wesentlich höhere Lichtbrechung mit $n_\gamma = 2,08$.

Spaltbarkeit	{110}, {021} wenig deutlich
Bruch	muschelrig, spröde
Härte	3–3½
Dichte	6,5
Farbe, Glanz	weiß, gelblich, braun; Diamantglanz, durchsichtig bis durchscheinend

Struktur. Isotyp mit Aragonit.

Vorkommen. In der Verwitterungs- und Auslaugungszone von Bleilagerstätten zusammen mit Bleiglanz, aus dem er sich als Sekundärmineral bildet.

Bedeutung. Gelegentlich wichtiges Bleierzmineral.

Witherit, $Ba[CO_3]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, Kristalle fast stets als Drillingsverwachsungen nach {110} mit pseudo-hexagonalen Dipyramiden, auch derb oder in stängelig-blättrigen Verwachsungen.

Physikalische Eigenschaften.

Ähnlich denen von Aragonit und Strontianit.

Spaltbarkeit	{010} deutlich
Bruch	muschelrig, spröde
Härte	3½
Dichte	4,3, höher als diejenige von Aragonit und Strontianit, jedoch niedriger als die von Cerussit
Farbe, Glanz	farblos, weiß, gelblich; Glasglanz, auf Bruchflächen Fettglanz

Struktur. Isotyp mit Aragonit.

Chemismus. Gewöhnlich mit geringen Beimengungen von Sr und Ca.

Vorkommen. Auf hydrothermalen Gängen; seltener als Aragonit, Strontianit oder Cerussit.

6.3 Dolomit-Gruppe

Das Mineral Dolomit $CaMg[CO_3]_2$ ist kein Mischkristall zwischen Calcit und Magnesit, sondern eine stöchiometrische Verbindung, ein Doppelsalz mit einem Verhältnis $Ca : Mg = 1 : 1$. Die Dolomit-Struktur ist analog der Calcit-Struktur gebaut – mit dem Unterschied, dass Ca^{2+} und Mg^{2+} abwechselnd schichtenweise in Ebenen // (0001) angeordnet sind. Die am Calcitkristall äußerlich erkenn-

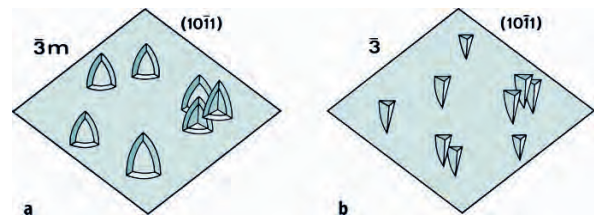


Abb. 6.10. Ätzfiguren auf der Spaltfläche (10T1) sind symmetrisch ausgebildet beim Calcit mit der Kristallklasse $\bar{3}2/m$ (a), asymmetrisch beim Dolomit mit der niedriger symmetrischen Kristallklasse $\bar{3}$ (b)

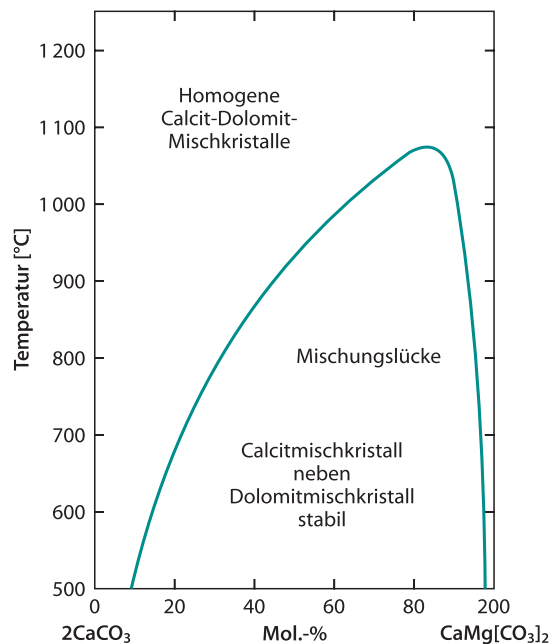


Abb. 6.11. Das isobare Temperatur-Konzentrations-Diagramm mit der Mischungslücke im System Calcit–Dolomit. Der CO_2 -Druck ist niedrig, etwa 50 bar, jedoch ausreichend, um eine Dekarbonatisierung zu verhindern. (Mod. nach Goldsmith u. Heard 1961)

baren Spiegelebenen // c entfallen am Dolomitkristall. Stattdessen treten in der Struktur Gleitspiegelebenen auf. Die Unterschiede in der Symmetrie werden sehr schön durch künstlich erzeugte Ätzfiguren auf den Rhomboederflächen von Calcit und Dolomit dokumentiert (Abb. 6.10).

Bei höherer Temperatur, etwa ab 500 °C, kann Dolomit etwas mehr Ca aufnehmen, als dem Verhältnis $Ca : Mg = 1 : 1$ entspricht, wie das Diagramm in Abb. 6.11 belegt. Außerdem zeigt dieses Diagramm, dass unter höherer Temperatur neben Dolomit gebildeter Calcit auch mehr Mg aufnehmen kann. Das führt zu einer vollkommenen Mischbarkeit zwischen Calcit und Dolomit etwa ab 1100 °C. Demgegenüber kann Magnesit auch unter so hohen Temperaturen nur relativ wenig Dolomit-Komponente aufnehmen. Die Zusammensetzung von Calcit, der gleichzeitig neben Dolomit gebildet wurde, kann als geologisches Thermometer benutzt werden, mit dem man die jeweiligen Bildungstemperatur dieser Paragenese abschätzen kann.

6.4 Dolomit, $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{3}$, die ein- und aufgewachsenen Kristalle besitzen fast stets das Grundrhomboeder $\{10\bar{1}1\}$ als Kristallform, nicht selten aus Subindividuen aufgebaut und mit sattelförmig gekrümmten Flächen.

Druckzwillinge nach $\{02\bar{2}1\}$ sind sehr viel seltener als bei Calcit und verlaufen // der kurzen und nicht der langen Diagonalen des Spaltrhomboeders. In körnigen Aggregaten gesteinsbildend.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{10\bar{1}1\}$ vollkommen
Bruch	muscheliger
Härte	$3\frac{1}{2}$ –4
Dichte	2,9–3
Farbe, Glanz	farblos, weiß, häufig auch zart gefärbt, gelblich bis bräunlich, nicht selten braunschwarz bis schwarz; Glasglanz, durchsichtig bis durchscheinend

Unterscheidung von Calcit. Im Gegensatz zu Calcit wird Dolomit von kalten verdünnten Säuren kaum angegriffen; dagegen wird er von heißer Säure unter lebhaftem Brausen leicht gelöst.

Vorkommen. Wichtiges gesteinsbildendes Mineral, in Kalksteinen und Marmoren auch neben Calcit auftretend; als Gangart in Erzgängen, als metasomatisches Verdrängungsprodukt aus Kalkstein.

Bedeutung als Rohstoff. Gebrannter Dolomit, mit Teer vermischt, wurde früher als billiger Ersatz für Magnesit-Steine in der Stahlindustrie verwendet, wo er zur basischen Auskleidung von Sauerstoff-Konvertern (LD-Verfahren) und Elektroöfen diente. Auch bei anderen metallurgischen Prozessen mit basischer Schlackenführung wurde gebrannter Dolomit eingesetzt, ferner als Rohstoff in der Feuerfest- und Baustoffindustrie.

Ankerit (Braunspat), $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg})[\text{CO}_3]_2$

Ausbildung. Kristallform und physikalische Eigenschaften wie Dolomit, jedoch Dichte und Lichtbrechung merklich höher; gelblichweiß, durch Oxidation von Fe^{2+} braun werdend.

Chemismus. Es besteht eine vollständige Mischreihe zwischen Dolomit und Ankerit bis maximal ca. 65 Mol.-% $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ -Komponente; Fe^{2+} und Mg können untergeordnet durch Mn^{2+} ersetzt sein.

Vorkommen. Als Gangart in Erzgängen, als Verdrängungsprodukt von Kalkstein, in manchen metamorphen Gesteinen.

6.4 Azurit-Malachit-Gruppe

Azurit (Kupferlasur), $\text{Cu}_3[(\text{OH})/\text{CO}_3]_2$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m$, mitunter in sehr guten Kristallen und flächenreichen Formen (Abb. 6.12), kurz-säulig bis dicktafelig, zu kugeligen Gruppen und Konkretionen aggregiert. Häufig derb, traubig-nierige Oberfläche, erdig und als Anflug.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{011\}$ und $\{100\}$ ziemlich vollkommen
Bruch	muscheliger
Härte	$3\frac{1}{2}$ –4
Dichte	3,8
Farbe, Glanz	azurblau (Abb. 6.12), in erdigen Massen hellblau; Glasglanz, durchscheinend
Strich	hellblau

Chemismus. Cu-Gehalt 55,3 %.

Vorkommen. Oxidationsprodukt von Fahlerz und Enargit, Mineral der Oxidationszone von Kupfererzen, Imprä-



Abb. 6.12. Azurit (blau) von Malachit-Aggregaten (grün) verdrängt, auf Smithsonit. Die türkisfarbigen, kugeligen Aggregate sind Rosasit $(\text{Zn},\text{Cu})_2[(\text{OH})_2/\text{CO}_3]$; weiß ist der extrem seltene Otavit $\text{Cd}[\text{CO}_3]$. Tsumeb, Namibia. Bildbreite 3 cm. Sammlung H. Frimmel, Leihgabe im Mineralogischen Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

nation in Sandsteinen. Häufig Übergang zu Malachit unter Wasseraufnahme: Pseudomorphosen von Malachit nach Azurit, z. B. von Tsumeb (Namibia).

Bedeutung. Im Mittelalter als Farbe für Gemälde verwendet.

Malachit, $\text{Cu}_2[(\text{OH})_2/\text{CO}_3]$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m, Kristalle selten, meist nadelig, haarförmig in Büscheln; häufiger derb, traubig-nierig mit glaskopfertiger Oberfläche, gebändert, erdig und als Anflug.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{201} gut, {010} deutlich
Bruch	muschelrig
Härte	3½–4
Dichte	4
Farbe, Glanz	dunkelgrün (Abb. 6.12), in erdigen Massen hellgrün; Glas- oder Seidenglanz, auch matt
Strich	lichtgrün

Chemismus. Cu-Gehalt 57,4 %.

Vorkommen. Verbreitetes Cu-Mineral, oft neben Azurit in der Oxidationszone von primären Kupfererzen, viel häufiger als Azurit. Imprägnation von Sandsteinen.

Wirtschaftliche Bedeutung. Örtlich wichtiges Kupfererz. In poliertem Zustand Verwendung als Schmuckstein, Verarbeitung zu Ziergegenständen.

6.5 Nitrates

Nitrates sind Salze der Salpetersäure HNO_3 , die aus inselartigen Anionenkomplexen $[\text{NO}_3]^-$ aufgebaut sind. Das wichtigste Nitrat, der Nitratin hat die Struktur von Calcit, während Niter Aragonitstruktur aufweist.

Nitratin (Natronsalpeter), $\text{Na}[\text{NO}_3]$

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{3}2/m$; rhomboedrische Kristalle selten, meist nur in körnigen Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{10 $\bar{1}$ 1} vollkommen
Bruch	muschelrig-spröde
Härte	1½–2
Dichte	2,3
Farbe, Glanz	Glasglanz, farblos, auch weiß, gelb, grau oder rötlich-braun
Löslichkeit	etwas hygroskopisch, leicht löslich in H_2O

Vorkommen. Ausschließlich in Trockengebieten, so in der Atacama-Wüste in Nordchile und Peru (Abschn. 23.7.1, S. 374).

Niter (Kalialpeter), $\text{K}[\text{NO}_3]$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m 2/m 2/m; bildet Aggregate von nadel- oder haarförmigen Kristallen, mehrlagige Ausblühungen oder körnige Krusten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{011} vollkommen
Härte	2
Dichte	2,1
Farbe, Glanz	farblos, weiß, grau, Glasglanz
Löslichkeit	nicht hygroskopisch, leicht löslich in H_2O

Vorkommen. Auf der Oberfläche von Böden, Felswänden, Mauern, in Kalksteinhöhlen, untergeordnet in den Nitratlagerstätten der Atacama-Wüste.

6.6 Borate

In den Boraten ist Bor gegenüber Sauerstoff sowohl [3]- als auch [4]-koordiniert, d. h. es bildet planare $[\text{BO}_3]^{3-}$ - bzw. $[\text{BO}_2\text{OH}]^{2-}$ -Dreiecke oder $[\text{BO}_4]^{5-}$ - bzw. $[\text{BO}_3\text{OH}]^{4-}$ -Tetraeder. Im ersten Falle ist der Ionenradius von Bor 0,10 Å, d. h. etwas größer als für $\text{C}^{[3]}$, im zweiten 0,20 Å, d. h. kleiner als für $\text{Si}^{[4]}$. Einige Boratminerale enthalten nur $[\text{BO}_3]^{3-}$ -Gruppen, wie der Sassolin (Borsäure) H_3BO_3 , andere nur $[\text{BO}_4]^{5-}$ -Tetraeder, wie der Sinhalit $\text{MgAl}[\text{BO}_4]$ mit Olivinstruktur (Abb. 9.3, S. 122); in vielen Fällen treten jedoch beide Bauelemente gemeinsam in der gleichen Struktur auf. Nach der Art ihrer Verknüpfung unterscheidet man – wie bei den Silikaten (Kap. 9) – Insel-, Ketten-, Schicht- und Gerüst-Strukturen. Wegen ihrer strukturellen Vielfalt werden die Borate neuerdings als eigene Klasse abgetrennt (Strunz und Nickel 2001).

Colemanit, $\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m; flächenreiche, kurzprismatische Kristalle nicht selten, sonst in derben, körnigen Massen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{010} vollkommen
Härte	4–4½
Dichte	2,4
Farbe, Glanz	farblos bis weiß, Glasglanz, durchsichtig bis durchscheinend.

Struktur. Eckenverknüpfte $[B^{3+}B_2^{4+}O_5(OH)_3]$ -Ringe, die aus jeweils zwei $[BO_3OH]$ -Tetraedern und einer planaren $[BO_2OH]$ -Gruppe bestehen, bilden wellenförmige Boratketten // c; Ketten aus $CaO_3(OH)_4H_2O$ -Polyedern verlaufen // a; beide Kettentypen sind über Ecken und Kanten verbunden und bilden stabile Schichten // (010) (Abb. 6.13a).

Vorkommen und Anwendung. Siehe Borax.

Borax, $Na_2[B_4O_5(OH)_4] \cdot 8H_2O$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m; häufig in prismatischen Kristallen, auch in körnigen Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{100} vollkommen, Bruch muschelig
Härte	2–2½
Dichte	1,7
Farbe, Glanz	farblos, weiß, grau, gelb; Fettglanz; durchscheinend; überzieht sich mit einer trüben Rinde von Tincalconit
Geschmack	süßlich-alkalisch
Löslichkeit	löst sich rasch in H_2O

Struktur. Kettenstruktur aus gewellte Ketten von kantenverknüpften $Na(H_2O)_6$ -Oktaedern // c sowie inselförmigen Bauelementen aus zwei planaren $[BO_2OH]$ -Gruppen und zwei $[BO_3OH]$ -Tetraedern (Abb. 6.13b,c).

Vorkommen. Borax ist das wichtigste Boratmineral; es bildet sich in ariden Gebieten hauptsächlich durch Verdunstung von abflusslosen Seen (Abschn. 23.7.1, S. 374) sowie durch Bodenausblühungen zusammen mit Kernit, Ulexit und Colemanit.

Wirtschaftliche Bedeutung. Borax ist der wichtigste Bor-Rohstoff, zugleich industrielles Zwischenprodukt für die Bor-Gewinnung aus anderen Boratmineralen. Bor hat eine breite Palette von technischen Anwendungen: zur Herstellung von Glasfasern, Porzellan, Email, von Wasch-, Arznei- und Düngemitteln, als Lösungsmittel für Metalloxide, als Flussmittel bei Verhüttungsprozessen, zur Herstellung von Bornitrid und Borkarbid, als Neutronenabsorber in Kernreaktoren, als Raketentreibstoff und als Zusatz in Motorentreibstoffen, zum Einsatz in Airbags.

Kernit, $Na_2[B_4O_6(OH)_2] \cdot 3H_2O$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m, z. T. in sehr großen Kristallen, in grobspätigen Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} und {100} vollkommen, z. T. faseriger Bruch
--------------	---

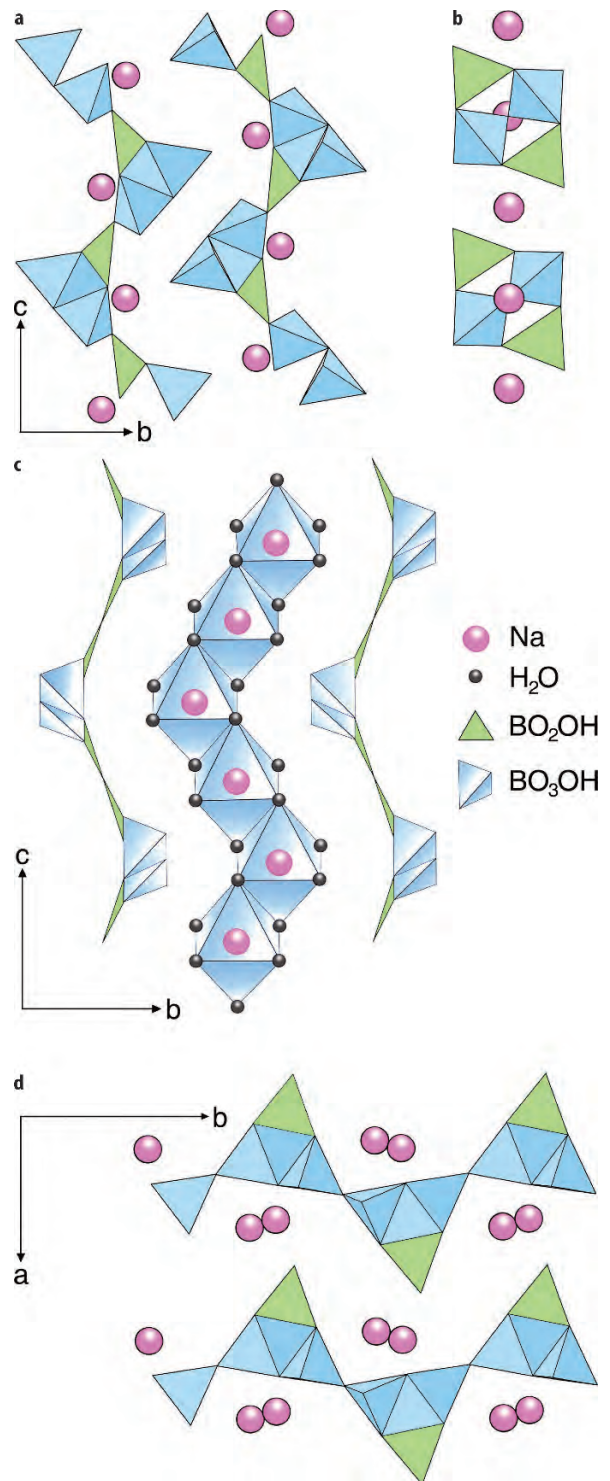


Abb. 6.13. Ausschnitte aus Boratstrukturen; **a** Colemanit: Borat-Ketten // der c-Achse, b-Achse horizontal; **b** Borax: Projektion auf (010), c-Achse vertikal; **c** Borax: Projektion auf (100), c-Achse vertikal, *dunkle Kreise*: H_2O ; **d** Kernit: Projektion auf (001), Borat-Ketten // der b-Achse. Legende für **a**, **b** und **d**: $[BO_3OH]$ -Tetraeder: blau, $[BO_2OH]$ -Dreiecke: grün, Kationen Ca oder Na: rote Kugeln. (**a**, **b** und **d** nach Strunz und Nickel 2001; **c** nach Klein und Hurlbutt 1985)

Härte	2½–3
Dichte	1.95
Farbe, Glanz	farblos oder weiß, Glasglanz; durchscheinend bis durchsichtig, oft wasserklar
Löslichkeit	löst sich langsam in H ₂ O

Struktur. Ketten aus eckenverknüpften [BO₄]-Tetraedern // b werden alternierend mit B(OH)-Gruppen verbunden, wodurch planare [BO₂OH]-Dreiecke entstehen. Die Ketten werden // a durch NaO₅(H₂O)-Polyeder und // c NaO₂(H₂O)₃-Polyeder vernetzt (Abb. 6.13d).

Vorkommen. Im Liegendbereich einer riesigen Bor-Lagerstätte (6,5 km lang, 1,5 km breit und 75 m mächtig) in Tertiär-Tonen der Mohave-Wüste (Kalifornien), zusammen mit Borax, Colemanit und Ulexit; Kernit entstand wahrscheinlich durch Entwässerung von Borax im Zuge einer schwachen Metamorphose; weiteres Vorkommen bei Tincalayu (Argentinien).

Anwendung. Siehe Borax.

Ulexit, CaNa[B₅O₆(OH)₆] · 5H₂O

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{1}$; feine Fasern, die zu lockeren, wattebauschartigen Gebilden („cottonballs“) aggregiert sind; gelegentlich auch parallelfaserig angeordnet mit faseroptischen Eigenschaften als „television stone“.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{010} vollkommen
Härte	2½, jedoch als Aggregat lediglich 1
Dichte	2
Farbe, Glanz	schneeweiß, Seidenglanz

Vorkommen und Anwendung. Siehe Borax.

Weiterführende Literatur

- Chang LLY, Howie RA, Zussman J (1996) Rock-forming minerals. Vol 5B, 2nd edn, non-silicates: Sulphates, carbonates, phosphates, halides. Longman, Harlow, Essex, UK
- Grew ES, Anovitz LM (eds) (1996) Boron – Mineralogy, petrology and geochemistry. Rev Mineral 33
- Lippmann F (1973) Sedimentary carbonate minerals. Springer, Berlin Heidelberg
- Reeder JR (ed) (1983) Carbonates: Mineralogy and chemistry. Rev Mineral 11
- Strunz H, Nickel EH (2001) Strunz mineralogical tables, 9th edn. Schweizerbart, Stuttgart

Zitierte Literatur

- Evans RC (1976) Einführung in die Kristallchemie. Walter de Gruyter, Berlin New York
- Goldsmith JR, Heard HC (1961) Subsolidus phase relations in the system CaCO₃-MgCO₃. J Geol 69:45–74
- Johannes W, Puhon D (1971) The calcite-aragonite transition, reinvestigated. Contrib Mineral Petrol 31:28–38
- Whittaker EJW, Muntus R (1970) Ionic radii for use in geochemistry. Geochim Cosmochim Acta 34:945–956

Sulfate, Chromate, Molybdate, Wolframate



7.1 Sulfate

7.2 Chromate

7.3 Molybdate und Wolframate

Bei den Kristallstrukturen der wasserfreien Sulfate bildet der Anionenkomplex $[\text{SO}_4]^{2-}$ mit S im Mittelpunkt ein leicht verzerrtes Tetraeder, an dessen Ecken sich 4 O befinden. Der $[\text{SO}_4]$ -Komplex wird durch starke homöopolare Bindungskräfte zusammengehalten, während die Bindungen zwischen $[\text{SO}_4]$ und den Kationen ausgesprochen heteropolar sind. Bei den Kristallstrukturen von Baryt, Coelestin und Anglesit mit ihren relativ großen Kationen Ba^{2+} , Sr^{2+} und Pb^{2+} bilden 12 O die nächsten Nachbarn in etwas verschiedenen Abständen. Dagegen ist das kleinere Ca^{2+} bei Anhydrit nur von 8 O-Nachbarn umgeben, die fast gleich weit entfernt sind. Der Anionenkomplex ist dabei weniger verzerrt. Daraus erklären sich geometrische Unterschiede in der Anhydrit-Struktur gegenüber Baryt. Man kann die rhombische Anhydrit-Struktur – wie auch die rhombischen Strukturen der Baryt-Gruppe – als deformierte NaCl-Struktur beschreiben, dessen Na-Ionen durch Ca-Ionen und die Cl-Ionen durch SO_4 -Tetraeder ersetzt sind.

Gips als wasserhaltiges Sulfat besitzt in seiner Kristallstruktur $[\text{SO}_4]^{2-}$ -Schichten // (010) mit starker Bindung zu Ca^{2+} . Diese Schichtenfolge wird seitlich durch Schichten von H_2O -Molekülen begrenzt. Die Bindung zwischen den H_2O -Molekülen nach Art von Van-der-Waals-Kräften ist schwach. Das erklärt die vorzügliche Spaltbarkeit des Gipses nach {010}.

Tabelle 7.1.
Die wichtigsten in der Natur vorkommenden Sulfate

Wasserfreie Sulfate	Formel	Kristallklasse
Baryt	$\text{Ba}[\text{SO}_4]$	2/m2/m2/m
Coelestin	$\text{Sr}[\text{SO}_4]$	2/m2/m2/m
Anglesit	$\text{Pb}[\text{SO}_4]$	2/m2/m2/m
Anhydrit	$\text{Ca}[\text{SO}_4]$	2/m2/m2/m
Wasserhaltige Sulfate	Formel	Kristallklasse
Gips	$\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	2/m



7.1

7.1
SulfateBaryt (Schwerspat), Ba[SO₄]

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, die rhombischen Kristalle sind oft gut ausgebildet (Abb. 7.1), bisweilen flächenreich, vorwiegend tafelig nach {001}; die Kombination Basispinakoid {001} mit dem Vertikalprisma {210} wird oft beobachtet, dem Spaltkörper entsprechend. Weiterhin kommen nach dem Querprisma {101} entsprechend b oder dem Längsprisma {011} entsprechend a gestreckte Kristalle häufiger vor. Meistens körnige oder blättrige Aggregate und tafelige Kristalle in hahnenkammartigen bis halbkugelförmigen Verwachsungen, bekannt als Barytrosen (Abb. 7.2).

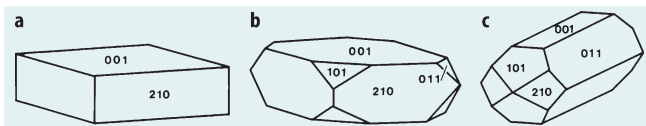


Abb. 7.1. Tracht und Habitus bei Baryt: **a** tafelig nach {001}; gestreckt nach der b -Achse; **c** gestreckt nach der a -Achse



Abb. 7.2. Barytrosen auf Cerussit, Mibladen, Marokko. Bildbreite ca. 10 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} sehr vollkommen, {210} vollkommen
Härte	3–3½
Dichte	4,5 ist für ein nichtmetallisch aussehendes Mineral auffallend hoch und diagnostisch verwertbar
Farbe, Glanz	farblos, weiß oder in verschiedenen blasen Farben; auf Spaltfläche (001) Perlmutterglanz, sonst Glasglanz, durchsichtig, viel häufiger trüb, durchscheinend bis undurchsichtig

Struktur. Spiegelsymmetrische, [10]-koordinierte [BaO₁₀]-Polyeder sind über vier Ecken und drei Kanten mit [SO₄]-Tetraedern verknüpft. Sie bilden Schichtverbände // {001}, in denen starke Bindungskräfte herrschen, die für die ausgezeichnete Spaltbarkeit nach {001} verantwortlich sind (Abb. 7.3).

Chemismus. BaSO₄, Sr²⁺ kann Ba²⁺ diadoch ersetzen.

Vorkommen. Sehr verbreitet; Hauptmineral in hydrothermalen Baryt-Gängen, als Gangart in Erzgängen und submarin-vulkanogenen Sulfidierz-Lagerstätten; als sedimentäre Bildung fein verteilt in Kalksteinen, Sandsteinen und Tonsteinen, bisweilen durch Bitumengehalt grauschwarz gefärbt; in pelagischen Sedimenten des Ostpazifik.

Bedeutung als mineralischer Rohstoff. Verwendung zum Beschweren des Spülwassers bei Erdöl- und Gasbohrungen, Rohstoff für weiße Farbe (Lithopone), zum Glätten von Kunstdruckpapier; als Bariummehl in der Medizin; als Strahlenschutz in der Röntgentechnik und in Kernkraftwerken; Bestandteil des Baryt-Betons (Schwerbeton); zur Darstellung von Bariumpräparaten in der chemischen Industrie.

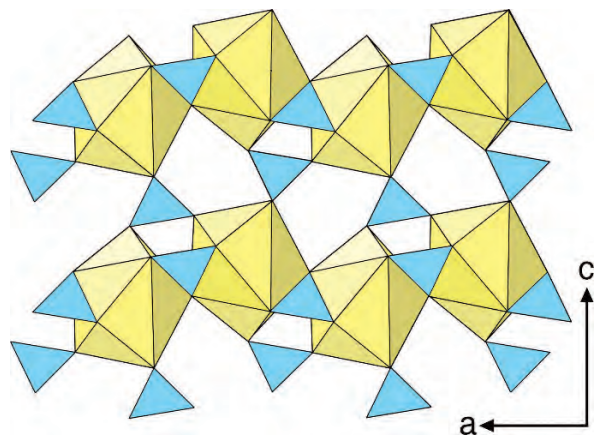


Abb. 7.3. Ausschnitt aus der Baryt-Struktur projiziert auf (010). Man erkennt [10]-koordinierte [BaO₁₀]-Polyeder (gelb), die über vier Ecken und drei Kanten mit [SO₄]-Tetraedern (blau) verknüpft sind. (Aus Strunz und Nickel 2001)

Coelestin, Sr[SO₄]

Ausbildung. Kristallklasse 2/m2/m2/m; Kristallformen ähnlich denen des Baryts, tafelförmig nach {001} oder prismatisch nach a oder b gestreckt, auf Klüften und in Hohlräumen von Kalkstein faserig, auch körnige und spätige Aggregate, mitunter in Form von Knollen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	wie Baryt nach {001} vollkommen, nach {210} weniger vollkommen
Bruch	muschelrig
Härte	3–3½
Dichte	3,9
Farbe, Glanz	farblos bis weiß, häufig blau oder bläulich (Name!) bis bläulichgrün; Perlmutterglanz und Glasglanz, auf muschelrigem Bruch Fettglanz, durchscheinend bis durchsichtig

Chemismus. Häufig diadoche Vertretung von Sr durch Ca oder Ba; zwischen Coelestin und Baryt besteht eine vollkommene Mischkristallreihe.

Vorkommen. Coelestin ist seltener als Baryt. Er kommt hauptsächlich in Sedimentgesteinen wie Dolomiten, dolomitischen Kalksteinen und Mergeln vor, wo er entweder als primäre Ausfällung auftritt oder sich durch metasomatischen Stoffumsatz von Anhydrit oder Gips mit Sr-reichen Wässern bildet, z. B. bei Bristol (England). Coelestin findet sich weiter auf Klüften und in Hohlräumen von Kalkstein und als Konkretion, seltener auf hydrothermalen Gängen oder in Blasen Hohlräumen von vulkanischen Gesteinen.

Verwendung als mineralischer Rohstoff. Wie Strontianit.

Anglesit, Pb[SO₄]

Ausbildung. Kristallklasse 2/m2/m2/m; die kleinen, jedoch oft gut ausgebildeten Kristalle sind vorwiegend tafelig, flächenreich und oft einzeln aufgewachsen, langprismatischer Habitus ist seltener, Kristallformen sind denen des Baryts ähnlich. Derbe Krusten auf Galenit neben Cerussit sind sekundär aus ersterem gebildet.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} vollkommen, {210} weniger deutlich
Bruch	muschelrig
Härte	3
Dichte	6,3, auffallend hoch
Farbe, Glanz	farblos bis zart gefärbt; Diamantglanz, durchsichtig bis durchscheinend

Chemismus. Bleigehalt 68,3%, mitunter erhebliche Ba-Gehalte.

Vorkommen. Als Sekundärmineral in der Oxidationszone von Bleiglanzvorkommen.

Wirtschaftliche Bedeutung. Als Bleimineral örtlich mit verhüttet.

Anhydrit, Ca[SO₄]

Ausbildung. Kristallklasse 2/m2/m2/m; Kristalle sind nicht häufig, Formen tafelig nach {001} bis prismatisch nach b, mitunter Druckzwillinglamellen sichtbar, fast immer derb, fein- bis grobkörnig bzw. spätig, gesteinsbildend.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	Drei ungleichwertige, senkrecht aufeinanderstehende Spaltbarkeiten, {001} sehr vollkommen, {010} vollkommen und {100} deutlich, fast würfelige Spaltkörper
Härte	3–3½
Dichte	2,9
Farbe, Glanz	farblos bis trüb-weiß, häufig bläulich, grau, auch rötlich; auf Spaltfläche (001) Perlmutterglanz, auf (010) Glasglanz, durchsichtig bis durchscheinend

Vorkommen. Auf Salzlagerstätten neben Steinsalz, hier metamorph aus Gipsstein. Unter dem Einfluss der Verwitterung wandelt sich Anhydrit unter Wasseraufnahme langsam in Gips CaSO₄ · 2H₂O um – mit etwa 60 % Volumenzunahme.

Bedeutung als mineralischer Rohstoff. Herstellung von Schwefelsäure; Zusatz zu Baustoffen; zur Herstellung eines rasch wirkenden Bindemittels (Anhydrit-Binder) und von Estrich.

Gips, Ca[SO₄] · 2H₂O

Ausbildung. Kristallklasse 2/m; die oft großen monoklinen Kristalle sind häufig tafelig ausgebildet nach dem seitlichen Pinakoid {010} (Abb. 7.4a,b), nicht ganz so oft prismatische (seltener nadelförmige) Entwicklung nach c, gut ausgebildete Kristalldrüsen oder Kristallrasen innerhalb von Höhlen (sog. Gipshöhlen; Abb. 7.6).

Nicht selten Zwillinge: Bei den sog. (echten) *Schwalbenschwanzzwillingen* (Abb. 7.4c) ist (100) Zwilling- und Verwachsungsebene, während es bei den sog. *Montmartre-Zwillingen* (Abb. 7.4d) aus dem Ton am Montmartre bei Paris die Ebene (001) ist. Montmartre-Zwillinge mit stets unterdrücktem Vertikalprisma sind meist linsenförmig gekrümmt. Nicht selten auch *Durchdringungszwillinge*. Derbe Massen von Gips sind feinkörnig bis spätig, als Fasergips spaltenfüllend. Rein weißer, feinkörniger Gips wird als *Alabaster* bezeichnet.

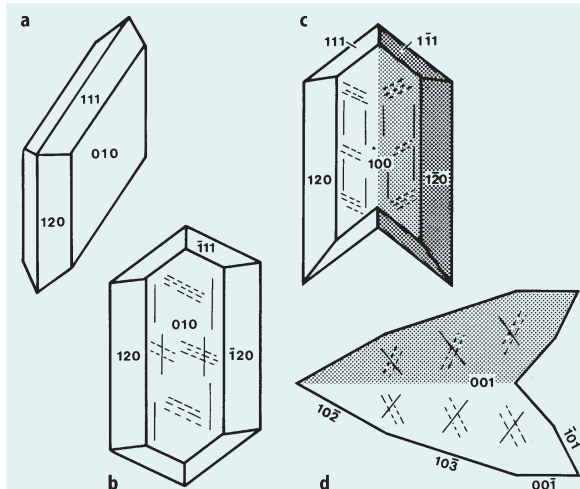


Abb. 7.4. Gips: Flächenkombinationen und Zwillinge mit rhombischen Prismen $\{111\}$, $\{\bar{1}\bar{1}\}$ und $\{120\}$ sowie dem Pinakoid $\{010\}$; **a** Einkristall tafelig nach $\{010\}$; **b** nach der c-Achse gestreckt mit angedeuteten Spaltbarkeiten; **c** echter Schwalbenschwanzzwilling nach $\{100\}$; **d** Montmartre-Zwilling nach $\{001\}$. (Aufstellung nach Ramdohr und Strunz 1978, Abb. 157)

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{010\}$ sehr vollkommen, $\{100\}$ deutlich, faserige Spaltbarkeit nach $\{111\}$ (Abb. 7.4b–d). Große, klare Spalttafeln nach $\{010\}$ werden als <i>Marienglas</i> bezeichnet. Spalttafeln unelastisch biegsam
Härte	2 (Standardmineral der Mohs-Skala)
Dichte	2,3
Farbe, Glanz	farblos, häufig gelblich, rötlich, durch Bitumeneinschlüsse grau bis braun gefärbt; durchsichtig bis durchscheinend; auf Spaltflächen: $\{010\}$ Perlmutterglanz, $\{100\}$ Glasglanz, $\{111\}$ Seidenglanz

Struktur. $[\text{CaO}_6(\text{H}_2\text{O})_2]$ -Polyeder sind über Kanten mit $[\text{SO}_4]$ -Tetraedern zu unendlichen Ketten in Richtung der c-Achse verbunden. Über Kantenverknüpfung von Polyedern und Tetraedern entstehen Doppelschichten // $\{010\}$, die durch Wasserstoff-Brückenbindungen zusammengehalten werden (Abb. 7.5). Daraus resultiert die vollkommene Spaltbarkeit nach $\{010\}$.

Vorkommen. Gips ist lokal ein wichtiges gesteinsbildendes Mineral. In Salzlagerstätten entsteht Gips sekundär aus Anhydrit durch Wasseraufnahme unter Verwitterungseinfluss im humiden Klima, konkretionäre Ausscheidung im Ton oder Mergel, Ausblühung aus sulfathaltigen Lösungen in Salzwüsten; in Sandwüsten treten häufig rosettenartige Aggregate von Gipskristallen auf, die voll von eingeschlossenen Sandkörnern sind (*Gipsrosen*, *Wüstenrosen*).

Einen besonderen Fall stellen die Gipshöhlen der Cueva de los Cristales in der Naica-Mine von Santo Domingo (Chihuahua, Mexiko) dar. Diese enthält bis zu 14 m lange, bis zu über 1 m dicke Riesenkristalle von Gips (Varietät Selenit), die bislang auf der Erde bekannt sind (Abb. 7.6). Die Kristalle zeigen gestreifte Prismenflächen mit den Indizierungen $\{120\}$, $\{140\}$ und $\{160\}$ sowie $\{\bar{1}\bar{1}\}$. Während das Pinakoid $\{010\}$ bei Kristallen von langprismatischem Habitus weniger gut entwickelt ist als bei den gewöhnlichen tafeligen Gips-Kristallen; bei den kurzprismatischen Kristallen von Naica fehlt $\{010\}$ ganz (García-Ruiz et al. 2007).

Naica ist eine weltwirtschaftlich bedeutende Lagerstätte vom Typ der Skarnerze, in der Zn, Pb, Ag und andere Wertmetalle angereichert wurden. Die Vererzung wurde vor 26 Ma durch den Stoffaustausch zwischen Kalksteinen der Unterkreide und heißen, hochsalinaren hydrothermalen Lösungen erzeugt (vgl. Abschn. 21.3.1, S. 321). Im späthydrothermalen Stadium entstand durch die Oxidation der Sulfidminerale verdünnte schweflige Säure H_2SO_3 , die mit den Kalksteinen unter Bildung von Ca-Sulfat-reichen Thermalwässern reagierte. Aus diesen schieden sich Anhydrit-Linsen aus, die unterhalb der 240 m-Sohle in den Kalksteinen weit verbreitet sind. Die Gipshöhlen entstanden vor 1–2 Ma, als die Thermalwässer in tektonische Störungszonen eindringen und im umgebenden Kalkstein Lösungshohlräume schufen.

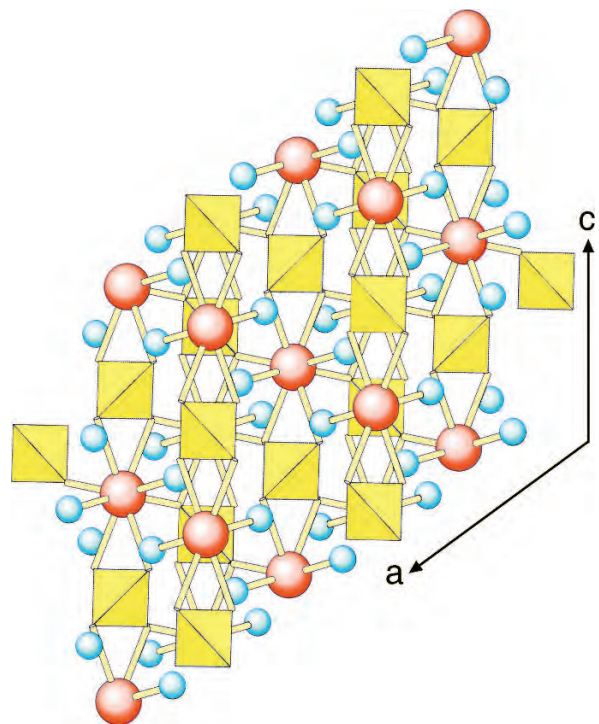


Abb. 7.5. Schnitt durch die Struktur von Gips // $\{010\}$ mit einer Doppelschicht aus kantenverknüpften $[\text{CaO}_6(\text{H}_2\text{O})_2]$ -Polyedern und $[\text{SO}_4]$ -Tetraedern (gelb). Ca^{2+} -Ionen: rote Kugeln, H_2O -Moleküle: blaue Kugeln. (Aus Strunz und Nickel 2001)

Die riesigen Gipskristalle in Naica sind ein exzellentes Beispiel für den Einfluss von Löslichkeitsgleichgewichten auf das Kristallwachstum (Garcia-Ruiz et al. 2007). Beim Anhydrit nimmt die Löslichkeit mit sinkender Temperatur deutlich zu, während sich diese bei Gips nur wenig verändert. Bei 59 °C überkreuzen sich beide Löslichkeitskurven, so dass jetzt Gips und Anhydrit gleiche Löslichkeit besitzen (Abb. 7.7). Die Temperatur der heutigen, Sulfat- und Karbonat-reichen, niedrigsalinaren Thermalwässer in der Naica-Grube variiert zwischen 48 und 59 °C. Wie Untersuchungen der Fluid-Einschlüsse zeigen, lag die Temperatur beim Wachstum der Gips-Kristalle in der Cueva de los Cristales bei etwa 54 °C, also in einem Bereich, in dem die Thermalwässer leicht an Anhydrit untersättigt waren, während Gips zu kristallisieren begann (Abb. 7.7). Bei diesen Temperaturen ist die Löslichkeitsdifferenz zwischen Anhydrit und Gips – d. h. die Gipsübersättigung – und damit auch die Keimbildungshäufigkeit extrem gering, so dass sich das Wachstum nur auf ganz wenige Kristalle konzentriert (García-Ruiz et al. 2007). Demgegenüber bilden sich bei niedrigeren Temperaturen sehr viel zahlreichere, aber kleinere Gips-Kristalle, wie das bei der nahegelegenen Cueva de las Espadas (Höhle der Schwerter) der Fall ist. In der Cueva de los Cristales trat nun der ungewöhnliche Fall ein, dass die günstigen Kristallisations- und Keimbildungsbedingungen für Gips bis in die Gegenwart hinein weitgehend unverändert erhalten blieben. Daher konnte sich das Wachstum der Gips-Kristalle so lange fortsetzen, bis die Grubenleitung gegen Ende der 1980er Jahre die Thermalwässer abpumpte und durch Zumischung von Oberflächenwasser die Temperatur absank. Ortsauflösende $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Isotopenanalysen (vgl. Abschn. 31.5.3, S. 574) an einer Probe, die ca. 5 cm unter der Oberfläche eines Riesenkristalls entnommen wurde, ergaben ein Alter von $34\,544 \pm 819$ Jahren. Rechnet man dieses Ergebnis hoch, so ergibt sich für das Wachstum der Gipskristalle ein Zeitraum von mehreren 100 000 Jahren. Dazu passend erbrachten experimentelle Untersuchungen eine Wachstumsgeschwindigkeit 0,004 mm pro Jahr, woraus sich für die größten Kristalle ein Alter von 250 000 Jahren abschätzen lässt (Lauritzen et al. 2007).

Technische Verwendung von Gipsstein. Bei Erhitzen auf 120–130 °C verliert Gips den größten Teil seines Kristallwassers. Er geht dabei in das Halbhydrat $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$

Abb. 7.6. ►

Riesenkristalle von Gips (Selenit) in der Gipshöhle Cueva de los Cristales in der Naica-Mine von Santo Domingo, Chihuahua, Mexiko. Sie zeigen den typischen Mondscheinanz, nach dem die Varietät Selenit ihren Namen erhalten hat. (Foto: Javier Trueba, Madrid, mit Genehmigung von Contacto/Agentur Focus, Hamburg)



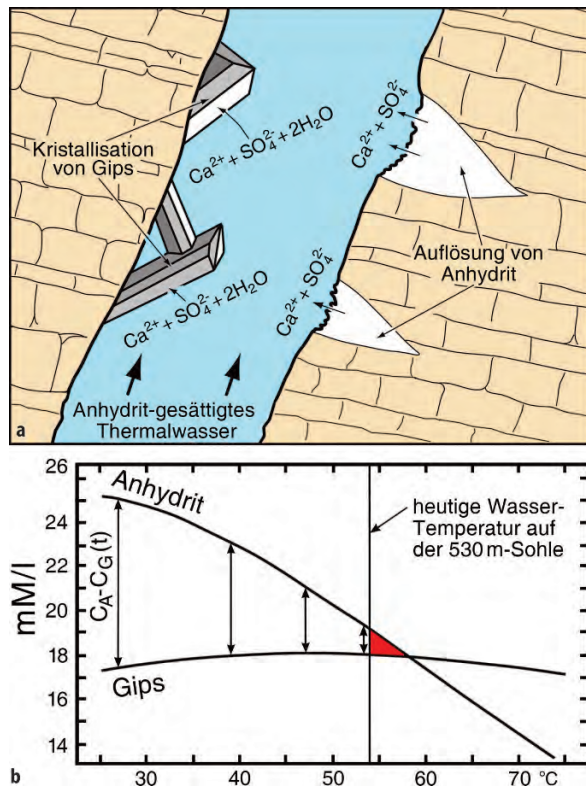


Abb. 7.7. a Schematischer Schnitt durch die Kluft in der Lagerstätte Naica, in der Anhydrit-Linsen aufgelöst werden und Riesengipskristalle in einem Anhydrit-gesättigten Thermalwasser bei einer Temperatur von ca. 54 °C wachsen. b Löslichkeitskurven von Gips und Anhydrit im Diagramm Löslichkeit (in mmol pro l) gegen die Temperatur. Die Gipskristalle wachsen im rot markierten Bereich. $C_A - C_G(t)$ ist die Löslichkeits-Differenz zwischen Gips und Anhydrit bei gegebener Temperatur. (Modifiziert nach Forti 2008)

über, das als Modell- oder Stuckgips technische Verwendung findet, ebenso zur Fertigung von Gipsplatten. Wird das Halbhydrat mit Wasser verrührt, so erhärtet und rekristallisiert der Brei in kurzer Zeit unter Wasseraufnahme und Bildung von Gips. Durch stärkeres Erhitzen des Rohgipses über 190 °C gibt dieser das ganze Wasser ab und wird tot gebrannt. Dabei kommt es zur Bildung einer metastabilen Modifikation von Anhydrit, dem hexagonalen $\gamma\text{-CaSO}_4$, bei noch höherem Erhitzen daneben zu $\beta\text{-CaSO}_4$. Gips verliert damit die Fähigkeit, das Wasser wieder rasch zu binden. Eine Wasseraufnahme vollzieht sich erst nach Tagen: Verwendung als Estrich- bzw. Mörtelgips.

Weitere Verwendung zur Gewinnung von Schwefelsäure und Schwefel, in der Zement- und Baustoffindustrie, als Hart- und Dentalgips, als Düngemittel. *Alabaster* wird zu Kunstgewerbe-Gegenständen verarbeitet.

In Konkurrenz zum Naturgips steht der Rauchgasgips (REA-Gips), der bei der Entschwefelung von Verbrennungsgasen fossiler Brennstoffe in Kraftwerken anfällt.

7.2 Chromate

Krokoit (Rotbleierz), $\text{Pb}[\text{CrO}_4]$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m; flächenreiche monokline Kristalle bis zu mehreren cm Größe, säulig, spießig oder nadelig ausgebildet (Abb. 7.8), auch derb, eingesprengt oder als Krusten und Anflüge.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	nach {110}, ziemlich vollkommen
Bruch	uneben bis muschelrig
Härte	2½
Dichte	5,9–6,1
Farbe, Glanz	rot, gelblichrot, orange (Abb. 7.8); Strich gelborange; diamant- bis harzartiger, bisweilen fettiger Glanz

Struktur. Analog zu Monazit (S. 116).

Vorkommen. Krokoit entsteht in Oxidationszonen von Pb-Lagerstätten, wenn Pb- und Cr-haltige Verwitterungslösungen zusammentreffen.



Abb. 7.8. Krokoit, Dundas, Tasmanien. Bildbreite 4 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

7.3 Molybdate und Wolframate

Wulfenit (Gelbbleierz), $\text{Pb}[\text{MoO}_4]$

Ausbildung. Kristallklasse 4/m, tetragonale Kristalle mit quadratischer, dünn- bis dicktafeliger oder pyramidalen Form; auch derb, dichte, drusige Aggregate, als Krusten und Anflüge; Wulfenit bildet manchmal Pseudomorphosen nach Galenit.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit nach {101}, ziemlich deutlich
 Bruch muscheliger, spröde
 Härte 3
 Dichte 6,7–6,9
 Farbe, Glanz gelb oder orangegelb, selten olivgrün, braun oder farblos; durchsichtig bis durchscheinend; Diamant- bis Harzglanz;

Struktur. Isotyp mit Scheelit.

Vorkommen. Wulfenit kommt in Oxidationszonen von Pb-Lagerstätten vor.

Scheelit, $\text{Ca}[\text{WO}_4]$

Ausbildung. Kristallklasse 4/m; die Kristalle weisen fast oktaedrische Formen durch Vorherrschen von der tetragonalen Dipyramiden {111} oder {112} auf (Abb. 7.9a,b), häufig schräge Streifung auf diesen Flächen durch Kombination mit anderen Dipyramiden, insbesondere $\{2\bar{1}3\}$, {101} und {211} (Abb. 7.9b); dadurch wird das Fehlen von Spiegelebenen // c angezeigt. Ergänzungszwillinge sind gegenüber einfachen Kristallen an der Streifung auf {112} kenntlich. Als Einzelkristalle aufgewachsen, häufig derb oder eingesprengt ist Scheelit neben Quarz u. U. übersehbar. Bisweilen überkrustet Scheelit Quarzkristalle.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit {101} deutlich
 Bruch uneben bis muscheliger, spröde
 Härte $4\frac{1}{2}$ –5
 Dichte 5,9–6,1, auffällig hoch, für die Diagnose wichtig
 Farbe, Glanz gelblich, grünlich oder grauweiß; kantendurchscheinend; auf Bruchflächen Fettglanz (ähnlich Quarz), auf Spaltflächen mitunter fast Diamantglanz; fluoresziert bläulich-weiß im kurzwelligen UV-Licht (diagnostisch wichtig)

Tabelle 7.2. Die wichtigsten Chromate, Molybdate und Wolframate^a

Mineral	Formel	Kristallklasse
Krokoit	$\text{Pb}^{(9)}\text{Cr}^{(4)}\text{O}_4$	2/m
Wulfenit	$\text{Pb}^{(8)}\text{Mo}^{(4)}\text{O}_4$	4/m
Scheelit	$\text{Ca}^{(8)}\text{W}^{(4)}\text{O}_4$	4/m
Wolframit	$(\text{Fe},\text{Mn})^{(6)}\text{W}^{(6)}\text{O}_4$	2/m

^a In eckigen Klammern hochgestellt werden die Koordinationszahlen gegenüber Sauerstoff angegeben.

Struktur. Die Kristallstruktur des Scheelits ist tetragonal-innenzentriert und entspricht einer verzerrten Zirkonstruktur. Sie besteht aus isolierten, in c-Richtung leicht abgeflachten $[\text{WO}_4]^{4-}$ -Tetraedern, die über O-Ca-O-Brücken miteinander zu einem 3-dimensionalen Gerüst verknüpft sind. Ca^{2+} ist gegenüber O [8]-koordiniert. In Richtung der c-Achse liegen Schraubenachsen mit unterschiedlichem Drehsinn.

Vorkommen. Vorzugsweise pegmatitische bis hochhydrothermale Bildung, in Paragenese mit Kassiterit (Zinnstein), kontaktmetasomatische, schichtgebundene Vererzung in metamorphem Kalkstein (Skarne).

Bedeutung. Neben Wolframit das wichtigste Erzmineral für Wolfram.

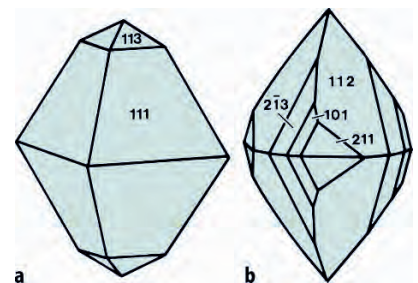
Wolframit, $(\text{Fe},\text{Mn})[\text{WO}_4]$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m, nicht selten in großen, nach {110} kurzprismatischen oder nach {100} dicktafeligen, auch stängeligen Kristallen; dabei sind Flächen der Zone [001] vertikal gestreift, auch Zwillinge nach (100); meist jedoch derb, in schalig-blättrigen oder stängeligen Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit (010) vollkommen; im Unterschied zu dunklem Sphalerit, der bisweilen ähnlich aussieht, tritt nur eine Spaltfläche auf; bei Kassiterit ist die Spaltbarkeit schlechter

Abb. 7.9. Scheelit: Kombination unterschiedlicher tetragonaler Dipyramiden



Härte	4–4½
Dichte	6,7–7,5, sehr hoch, zunehmend mit höherem Fe-Gehalt (d. h. höherem Ferberitanteil)
Farbe, Glanz	schwarz; blendeartiger Glanz
Strich	braun bis braunschwarz mit zunehmendem Fe-Gehalt

Chemismus. Wolframit bildet eine vollständige Mischkristallreihe zwischen den beiden Endgliedern FeWO_4 (Ferberit) und MnWO_4 (Hübnerit). Die fast reinen Endglieder kommen weniger häufig vor.

Struktur. Da in der Wolframit-Struktur W – ebenso wie Fe und Mn – in [6]-Koordinat auftritt, wird Wolframit jetzt den 1:2-Oxiden (XO_2) und nicht mehr den Wolframat zugeordnet (Strunz u. Nickel 2001).

Vorkommen. In pegmatitähnlichen Gängen mit viel Quarz und als hochhydrothermale Imprägnation häufig zusammen mit Kassiterit (Wolfram- und Zinnreisen). Auf sekundärer Lagerstätte in Seifen.

Wirtschaftliche Bedeutung. Wichtigstes Wolframerzmineral neben Scheelit. Wolfram ist Stahlveredler (Wolfram-

stahl), es zeichnet sich durch einen extrem hohen Schmelzpunkt aus ($T = 3410\text{ °C}$), deshalb wird es als Faden (Einkristall) in Glühbirnen verwendet; Wolframkarbid (Widia) hat fast die Härte von Diamant und dient u. a. der Herstellung von Spezialbohrkronen; zum Färben von Glas und Porzellan, in der Raketentechnik.

Weiterführende Literatur

- Alpers CN, Jambor JL, Nordstrom DK (eds) (2000) Sulfate minerals – crystallography, geochemistry and environmental significance. *Rev Mineral Geochem* 40
- Chang LLY, Howie RA, Zussman J (1996) Rock-forming minerals. Vol 5B, 2nd edn. Non-silicates: Sulphates, carbonates, phosphates, halides. Longmans, Harlow, Essex, UK
- Ramdohr P, Strunz H (1978) Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie, 16. Aufl. Enke, Stuttgart
- Strunz H, Nickel EH (2001) *Strunz Mineralogical Tables*, 9th edn. Schweizerbart, Stuttgart

Zitierte Literatur

- Forti P (2008) The Naica project. Submitted to *Episodes*
- García-Ruiz JM, Villasuso R, Ayora C, Canals A, Otálora F (2007) Formation of natural gypsum megacrystals in Naica, Mexico
- Lauritzen SE, Constantin S, Forti P (2007) Chronology and growth rate of the Naica gypsum crystals. In: Forti P (ed) *Le Grotte di Naica: esplorazione, documentazione, ricerca*. *Abstr of Papers*, p 49–50

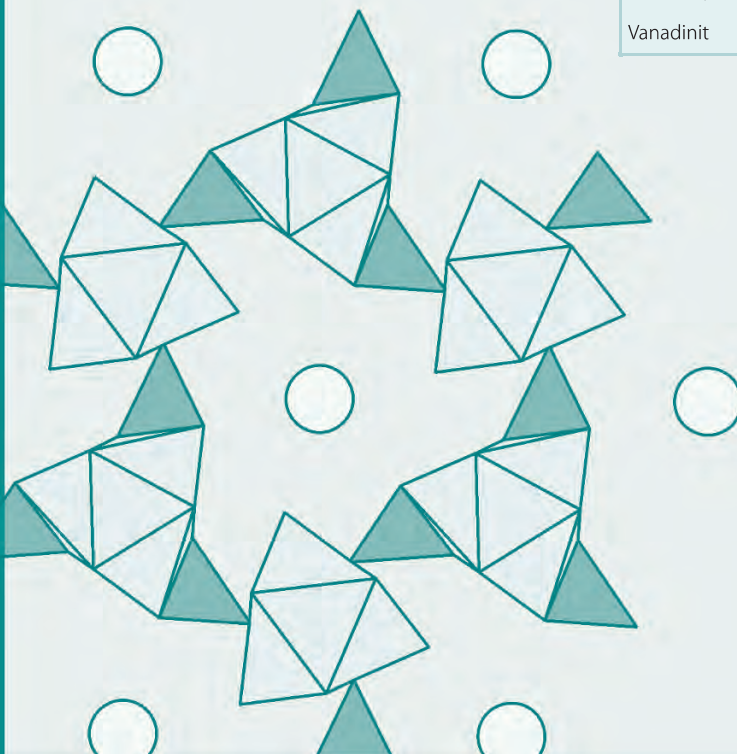
Phosphate, Arsenate, Vanadate



Diese Mineralklasse ist wegen umfangreicher Diadochie-Möglichkeiten ganz besonders artenreich. Alle Strukturen dieser Klasse enthalten tetraedrische Anionenkomplexe $[\text{PO}_4]^{3-}$, $[\text{AsO}_4]^{3-}$ und $[\text{VO}_4]^{3-}$ als wichtigste Baueinheiten, wobei sich P^{5+} , As^{5+} und V^{5+} diadoch vertreten können. Die Kationen sind gegenüber O [9]-koordiniert. Apatit, ihr wichtigster und häufigster Vertreter, enthält als zusätzliche Anionen 2. Stellung F, Cl und OH, die sich gegenseitig ersetzen können. Apatit-Struktur haben das Phosphat Pyromorphit, das Arsenat Mimetit und das Vanadat Vanadinit, in denen als Kation Pb^{2+} anstelle von Ca^{2+} eingebaut ist.

Tabelle 8.1.
Phosphate, Arsenate,
Vanadate

Mineral	Formel	Kristallklasse
Monazit	$\text{Ce}[\text{PO}_4]$	2/m
Xenotim	$(\text{Y},\text{Yb})[\text{PO}_4]$	4/m2/m2/m
Apatit	$\text{Ca}_5[(\text{F},\text{Cl},\text{OH})/(\text{PO}_4)_3]$	6/m
Pyromorphit	$\text{Pb}_5[\text{Cl}/(\text{PO}_4)_3]$	6/m
Mimetit (Mimetesit)	$\text{Pb}_5[\text{Cl}/(\text{AsO}_4)_3]$	6/m
Vanadinit	$\text{Pb}_5[\text{Cl}/(\text{VO}_4)_3]$	6/m



Monazit, $\text{Ce}[\text{PO}_4]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m$, tafelige oder prismatische monokline Kristalle oder Körner.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	nach $\{001\}$, vollkommen (Unterschied zu Zirkon!)
Bruch	muscheliger, spröde
Härte	5–5½
Dichte	4,6–5,4
Farbe, Glanz	hellgelb bis dunkelbraun, auch fast weiß; Harz- bis Glasglanz; durchscheinend

Struktur. Wichtigstes Bauelement sind // c orientierte Ketten aus $[\text{PO}_4]$ -Tetradern und kantenverknüpften $[\text{CeO}_9]$ -Polyedern, die sich abwechseln; diese werden // a durch Zickzack-Ketten von kantenverknüpften $[\text{CeO}_9]$ -Polyedern miteinander querverbunden. Die Struktur von Monazit ähnelt der des Zirkons (Abb. 9.7, S. 123).

Chemismus. Ce kann durch La, Nd und Th diadoch ersetzt werden; neben *Monazit-(Ce)* mit $\text{Ce} > (\text{La} + \text{Nd})$ unterscheidet man *Monazit-(La)* mit $\text{La} > (\text{Ce} + \text{Nd})$ und *Monazit-(Nd)* mit $\text{Nd} > (\text{La} + \text{Ce})$.

Vorkommen. Häufigstes Seltenerd-Mineral, verbreitet als akzessorischer Gemengteil in Graniten, Rhyolithen, Gneisen und Glimmerschiefern; angereichert in Pegmatiten, z. B. in Iveland (Norwegen) und Madagaskar, und in Karbonatiten; auf alpinen Klüften; sekundär in Seifen, Ufer- und Flussanden konzentriert (*Monazit-Sande*).

Verwendung. Zur technischen Darstellung von *Seltenerd-Metallen* wird Monazit aus Küstensanden in Australien (Hauptförderland), Indien, Malaysia, der VR China, den USA (Florida) und Brasilien gewonnen.

Wissenschaftlich wird Monazit – ähnlich wie Zirkon (S. 122f) – zur *radiometrischen Altersdatierung* nach der U-Pb-Methode eingesetzt (Abschn. 31.5.3, S. 574f).

Xenotim, $(\text{Y,Yb})[\text{PO}_4]$

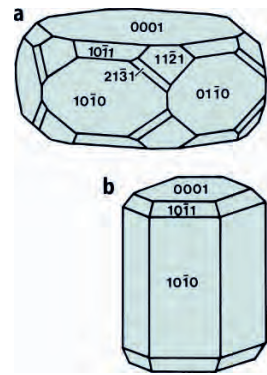
Kristallklasse $4/m2/m2/m$; Struktur ähnlich Monazit; Spaltbarkeit $\{100\}$ vollkommen; Härte 4–5; Dichte 4,5–5,1; Fettglanz; meist gelblich gefärbt.

Apatit, $\text{Ca}_5[(\text{F,Cl,OH})/(\text{PO}_4)_3]$

Ausbildung. Kristallklasse $6/m$; die hexagonal-dipyramidalen, prismatisch ausgebildeten Kristalle können sehr groß sein; mikroskopisch feine Nadelchen oder Prismen treten weitverbreitet als akzessorische Gemengteile in Gesteinen auf. Hexagonales Prisma 1. Stellung $\{10\bar{1}0\}$, Dipyramiden $\{10\bar{1}1\}$ und $\{11\bar{2}1\}$ sowie Basispinakoid

Abb. 8.1.

Tracht und Habitus bei Apatit: **a** flächenreicher, gedrungen-prismatischer Habitus; die Flächenkombination lässt erkennen, dass eine Spiegelebene senkrecht der c -Achse existiert, aber keine Spiegelebenen // c ; **b** flächenarmer, prismatischer Habitus



$\{0001\}$ bestimmen vorwiegend die Tracht der Kristalle (Abb. 8.1a,b, 8.2). Die klaren, gedrungen-prismatischen bis dicktafeligen Kristalle aus Kluft- und Drusenräumen sind stets flächenreicher entwickelt (Abb. 8.1a). Häufig derb, in stark verunreinigten, körnig-dichten Massen und kryptokristallin als Bestandteil des *Phosphorits*. Aus ehemals amorph-kolloidaler Substanz und von Organismen ausgeschiedenen Produkten gebildet, besitzen Phosphoritkrusten häufig traubig-nierige, auch stalaktit-ähnliche Oberflächen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	Absonderung prismatischer Kristalle nach $\{0001\}$, undeutlich nach $\{10\bar{1}0\}$
Bruch	uneben bis muscheliger
Härte	5 (Standardmineral der Mohs-Skala)
Dichte	3,2
Farbe, Glanz	farblos und in vielen Farben auftretend, wie gelblich-grün, bräunlich, blaugrün, violett; Glasglanz auf manchen Kristallflächen, Fettglanz auf muscheligem Bruch, klar durchsichtig bis kantendurchscheinend. Verwechslung mit anderen Mineralen möglich (Name von grch. $\alpha\pi\alpha\tau\acute{\alpha}\omega$ = täuschen, betrügen)
Strich	weiß

Struktur. Die $[\text{CaO}_9]$ -Polyeder sind über die Ecken miteinander verknüpft, um Ketten // der c -Achse zu bilden; diese sind in hexagonaler Anordnung mit $[\text{PO}_4]$ -Tetraedern ecken- und kantenverknüpft. In den entstehenden großen Hohlkanälen liegen die $(\text{OH})^-$, F- und Cl-Ionen (Abb. 8.3).

Chemismus. Die Anionen 2. Stellung F, Cl und OH können sich gegenseitig diadoch vertreten. Beim *Fluorapatit* herrscht F vor (am weitesten verbreitet), beim *Chlorapatit* Cl, im *Hydroxylapatit* OH. Im *Karbonatapatit* erfolgt teilweise ein gekoppelter Ersatz $[(\text{OH})^-/\text{PO}_4^{3-}] \rightleftharpoons [\text{O}^{2-}/\text{CO}_3^{2-}]$. Die (PO_4) -Gruppe kann darüber hinaus begrenzt durch (SO_4) bei gleichzeitigem Eintritt von (SiO_4) ersetzt sein, wobei der Ersatz von P^{5+} durch S^{6+} durch den Ersatz von P^{5+} durch Si^{4+} kompensiert wird.



Abb. 8.2. Apatit-Kristall mit der Flächenkombination hexagonales Prisma $\{10\bar{1}0\}$ und hexagonale Dipyramide $\{10\bar{1}1\}$ in Calcit, Sljudjanka, Sibirien. Bildbreite ca. 5 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Vorkommen. Als akzessorischer Gesteinsgemengteil sehr verbreitet, seltener als Hauptgemengteil; auf pegmatitisch-hochhydrothermalen Gängen und Imprägnationen; als flächenreiche, klare Kriställchen auf Klüften und in Drusen-Hohlräumen. Zusammen mit Kollagen und anderen Matrixproteinen ist Apatit der wichtigste Bestandteil der Zahn- und Knochensubstanz beim Menschen und den Wirbeltieren. In Knochen und im Dentin werden die Kristalle von *Bio-Apatit* 20–50 nm lang und 12–20 nm dick ($1 \text{ nm} = 10^{-6} \text{ mm}$); im Zahnschmelz sind sie etwa um das Zehnfache dicker und länger. Von geologisch gebildetem Hydroxylapatit unterscheidet sich Bio-Apatit durch seine nichtstöchiometrische chemische Zusammensetzung: ein hoher Anteil an $[\text{PO}_4]^{3-}$ ist durch $[\text{CO}_3\text{OH}]^{3-}$ ersetzt, so dass sein Ca/P-Verhältnis deutlich über dem theoretischen Wert von 1,67 liegt; kennzeichnend sind außerdem ein deutlicher (OH)-Unterschuss und Leerstellen in der Kristallstruktur. Diese Eigenschaften und seine geringe Korngröße, die zu einem großen Anteil an freier Oberfläche führt, machen Bio-Apatit leicht löslich und reaktionsfähig, z. B. mit Medikamenten. Die Apatit-Kristalle wachsen im menschlichen oder tierischen Gewebe in kurzen Zeiträumen von Tagen bis Monaten, und zwar zunächst mit stark fehlgeordneter Struktur

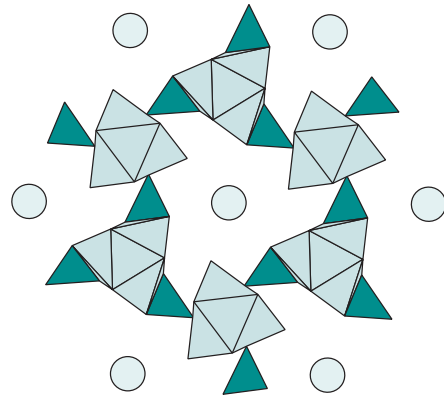


Abb. 8.3. Apatit-Struktur, projiziert entlang der *c*-Achse auf die (0001)-Ebene. Man erkennt die großen $[\text{CaO}_9]$ -Polyeder, die $[\text{PO}_4]$ -Tetramer (kleine dunkle Dreiecke) und die (OH,F,Cl)-Ionen (Kreise). (Nach Strunz u. Nickel 2001)

und einem hohen Gehalt an freien $[\text{HPO}_4]^{2-}$ -Ionen; erst im Lauf eines längeren Reifungs- und Rekristallisationsprozesses kommt es zur Bildung von besser geordneten Strukturen mit abnehmendem $[\text{HPO}_4]^{2-}$ -Gehalt, aber zunehmendem $[\text{CO}_3\text{OH}]^{3-}$ -Einbau (Boskey 2007). Über längere Zeiträume wird Apatit vorzugsweise in den Phosphorit-Lagerstätten angereichert, in denen er häufig Versteinigungssubstanz fossiler Knochen und Kotmassen (*Guano*) bildet.

Bedeutung. Apatit ist Hauptträger der Phosphorsäure im anorganischen Naturhaushalt. Apatit- bzw. Phosphorit-Lagerstätten liefern in erster Linie Rohstoffe für Düngemittel (nach Aufschluss zu löslichem mineralischem Dünger wie Superphosphat, Ammoniumphosphat oder Nitrophoska), Rohstoff für die chemische Industrie zur Gewinnung von Phosphorsäure und Phosphor. Darüber hinaus besitzen natürliche und industriell hergestellte Apatite oder Substanzen mit Apatit-Struktur eine beachtliche Mikroporosität (White et al. 2005). Die Hohlkanäle // *c* in der Apatit-Struktur ermöglichen vielfältige Ionenaustauschvorgänge, die in der Zukunft technisch nutzbar sein könnten, z. B. für Brennstoffzellen, zur Fotokatalyse und zur Speicherung von radioaktivem Abfall (Oelkers und Montel 2008).

Pyromorphit, $\text{Pb}_5[\text{Cl}/(\text{PO}_4)_3]$

Ausbildung. Kristallklasse 6/*m*, einfache prismatisch ausgebildete Kristalle mit Basis $\{0001\}$ und hexagonalem Prisma $\{10\bar{1}0\}$ sind häufig, $\{10\bar{1}0\}$ meist tonnenförmig gewölbt; in Gruppen aufsitzend, krustenartig als Anflug.

In Drusen, als nieren- bis kugelförmige Bildungen, selten nadelig.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt
Bruch	uneben, muschelig

Härte	3½–4
Dichte	6,7–7,0
Farbe, Glanz	meist grün (durch Spuren von Cu: „Grünbleierz“), braun („Braunbleierz“) oder gelb, grau oder farblos, seltener orangerot; auf Kristallflächen Diamant-, auf Bruchflächen Fettglanz, durchscheinend

Struktur. Isotyp mit Apatit.

Chemismus. (PO₄) wird teilweise durch (AsO₄) ersetzt, es besteht eine vollständige Mischreihe zu Mimetit Pb₅[(Cl)/(AsO₄)₃]. Pb kann zudem teilweise durch Ca dia- doch ersetzt werden.

Vorkommen. Pyromorphit ist Sekundärmineral in der Oxidationszone von sulfidischen Bleilagerstätten.

Mimetit (Mimetesit), Pb₅[Cl/(AsO₄)₃]

Ausbildung. Kristallklasse 6/m, dem Pyromorphit ähnliche Kristalle.

Physikalische Eigenschaften.

Farbe	gelb, braun, grün, auch grau bis farblos
Glanz	auf Kristallflächen Diamantglanz, auf Bruchflächen Fettglanz

Struktur. Isotyp mit Apatit.

Vorkommen. Innerhalb der Oxidationszone von Bleilagerstätten, die zugleich Arsenminerale führen.

Vanadinit, Pb₅[Cl/(VO₄)₃]

Ausbildung. Kristallklasse 6/m, prismatic ausgebildete Kristalle mit {0001}, {10 $\bar{1}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 1}, {21 $\bar{3}$ 1}.

Gerundete, tonnenförmige, aber auch tafelige Kristallformen (Abb. 8.4). Auch stängelig in traubenförmig-nierig ausgebildeten Aggregaten, derbe Massen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	Bruch uneben bis muschelig
Härte	3½
Dichte	6,9
Farbe, Glanz	rubinrot, orangegelb (Abb. 8.4), gelblich-braun, diamantähnlicher Glanz auf Kristallflächen; durchscheinend bis durchsichtig

Struktur. Isotyp mit Apatit.

Chemismus. Geringe As-Gehalte; (VO₄) kann teilweise durch (PO₄) ersetzt sein.



Abb. 8.4. Kristallgruppe von Vanadinit, Mibladen, Marokko. Tafelige Ausbildung mit vorherrschender Basisfläche {0001} und hexagonalem Prisma {10 $\bar{1}$ 0}. Bildbreite 1 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Vorkommen. Innerhalb der Oxidationszone von Bleilagerstätten, die sich im Verband mit Karbonatgesteinen befinden, abbauwürdige Lagerstätten.

Bedeutung. Als Vanadiumerz; Vanadium ist Legierungsmetall in Spezialstählen.

Weiterführende Literatur

- Boskey AL (2007) Mineralization of bones and teeth. *Elements* 3:385–391
- Chang LLY, Howie RA, Zussman J (1996) *Rock-forming minerals*, vol 5B, 2nd edn. Non-silicates: Sulphates, carbonates, phosphates, halides. Longmans, Harlow, Essex, UK
- Elliott JC (1994) *Structures and chemistry of apatites and other calcium orthophosphates*. Elsevier, Amsterdam
- Kohn MJ, Rakovan J, Hughes JM (eds) (2002) *Phosphates – geochemical, geobiological and materials importance*. *Rev Mineral Geochem* 48
- Nriagu JO, Moore PB (eds) (1984) *Phosphate minerals*. Springer, Berlin Heidelberg
- Oelkers EH, Montel J-M (2008) Phosphates and nuclear waste storage. *Elements* 4:113–116
- Pasteris JD, Wopenka B, Valsami-Jones E (2008) Bone and tooth mineralization: Why apatite? *Elements* 4:94–104
- Strunz H, Nickel EH (2001) *Strunz Mineralogical Tables*, 9th edn. Schweizerbart, Stuttgart
- Valsami-Jones E, Oelkers EH (eds) (2008) Phosphates and global sustainability. *Elements* 4:83–116
- White T, Ferraris C, Kim J, Madhavi S (2005) Apatite – An adaptive framework structure. In: Ferraris G, Merlino M (eds) *Micro- and mesoporous mineral phases*. *Rev Mineral Geochem* 57:307–401

Silikate

9.1 Insel­silikate (Nesosilikate)

9.2 Gruppensilikate (Sorosilikate)

9.3 Ringsilikate (Cyclosilikate)

9.4 Ketten- und Doppelkettensilikate (Inosilikate)

9.5 Schichtsilikate (Phyllosilikate)

9.6 Gerüstsilikate (Tektosilikate)

Die dominierende Rolle der natürlichen Silikate (einschließlich Quarz) besteht darin, dass sie mit einem Anteil von etwas über 90 Vol.-% am stofflichen Aufbau der Erdkruste beteiligt sind (Tabelle 1.5, S. 29). Darüber hinaus besitzen sie eine überragende technische und wirtschaftliche Bedeutung als mineralische Rohstoffe.

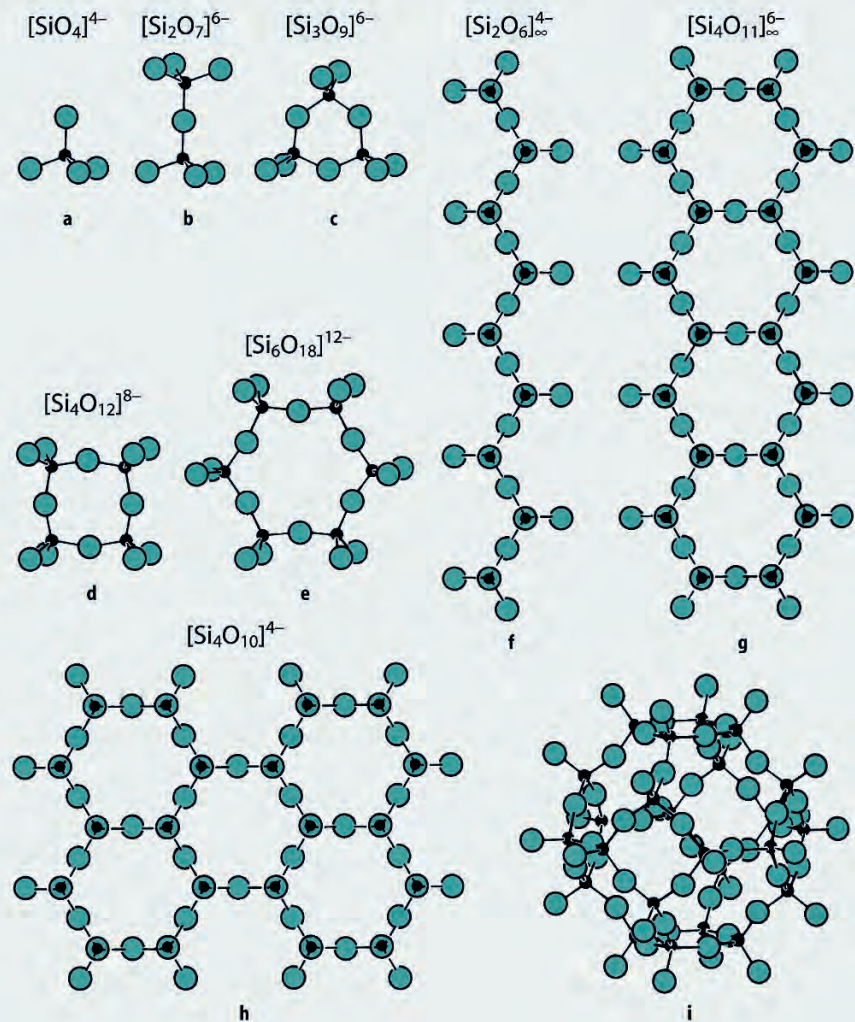


Abb. 9.1. Die Bauprinzipien der Silikatstrukturen. **a** Insel­silikate, **b** Gruppensilikate, **c–e** Ringsilikate: **c** Dreier­ringe, **d** Vierer­ringe, **e** Sechser­ringe; **f** Ketten­silikate, **g** Doppelkettensilikate, **h** Schicht­silikate, **i** Gerüst­silikate (Sodalith-Käfig)

Strukturprinzipien und Gliederung der Silikate

Die Silikate haben ein gemeinsames Strukturprinzip, nach dem eine relativ einfache Gliederung der zahlreich auftretenden silikatischen Minerale erfolgen kann (Abb. 9.1).

1. Die Silikatstrukturen zeichnen sich dadurch aus, dass Si stets tetraedrisch von 4 O als nächste Nachbarn umgeben ist. Das gilt ohne Rücksicht auf das Si:O-Verhältnis, wie es in der chemischen Summenformel zum Ausdruck kommt: SiO_3 , SiO_4 , SiO_5 , Si_2O_5 , Si_2O_7 , Si_3O_8 , Si_4O_{10} , Si_4O_{11} . Die 4 O nehmen die Ecken des fast regelmäßigen Tetraeders ein und berühren sich wegen ihrer Größe (1,27 Å) in ihren Einfluss-Sphären, so dass nur eine winzige Lücke zwischen ihnen für das kleine Si (0,34 Å) zur Verfügung steht. Das Si befindet sich, anders ausgedrückt, in der tetraedrischen Lücke der 4 O. Die Bindungskräfte zwischen Si und O innerhalb dieser Tetraeder sind wegen der polarisierenden Wirkung der kleinen und dabei hochwertigen Si-Atome stark in Richtung einer homöopolaren (Atom-)Bindung hin verlagert; man bezeichnet sie als sp^3 -Hybrid-Bindung. Daher treten in den Silikatstrukturen die stärksten Bindungskräfte innerhalb des $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeders auf.
2. Eine weitere für die Silikatstrukturen charakteristische Eigenschaft besteht darin, dass der Sauerstoff des Silikatkomplexes gleichzeitig 2 verschiedenen $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern angehören kann. Dadurch entstehen neben den inselförmig isolierten $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern als weitere Baueinheiten: Doppeltetraeder $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$, ringförmige Gruppen verschiedener Zusammensetzung wie $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$, $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$, $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$, eindimensional-unendliche Ketten und Doppelketten, zweidimensional-unendliche Schichten, schließlich dreidimensional-unendliche Gerüste.
3. Ein drittes wichtiges kristallchemisches Prinzip ist die Doppelrolle des 3-wertigen Al in den Silikatstrukturen. Auf Grund seines Ionenradius kann Al^{3+} gegenüber O sowohl in Sechserkoordination als $\text{Al}^{[6]}$ mit einem Ionenradius von 0,61 Å als auch in Viererkoordination als $\text{Al}^{[4]}$ mit einem Ionenradius von 0,47 Å auftreten und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraeder bilden. Damit ist das Al^{3+} in der Lage, anstelle des Si^{4+} in die tetraedrische Lücke einzutreten (*Alumosilikate*), aber auch an Stelle von Mg^{2+} (0,80 Å), Fe^{2+} (0,69 Å) oder Fe^{3+} (0,63 Å) u. a. in eine etwas größere oktaedrische Lücke mit 6 O als nächste Nachbarn (*Aluminiumsilikate*). Darüber hinaus können in derselben Kristallstruktur beide Koordinationsmöglichkeiten des Al-Ions verwirklicht sein.

Die Substitution von Si^{4+} durch Al^{3+} erfolgt wie jeder andere Ersatz ungleich hoch geladener Ionen durch einen elektrostatischen Valenzausgleich, d. h. durch einen Ausgleich der entstandenen Ladungsdifferenz. Die Höhe der Substitution des Si^{4+} durch Al^{3+} kann in den verschiedenen Silikatstrukturen das Verhältnis 1 : 1 nicht überschreiten. Ein Übergang von Alumosilikaten zu Aluminaten kommt daher nicht vor.

Ohne Kenntnis dieser Doppelrolle war eine vernünftige Systematik der Silikatminerale nicht möglich, ja in vielen Fällen konnte nicht einmal eine befriedigende chemische Formulierung erfolgen. Darüber hinaus treten viele Silikatminerale in wechselnden Mischkristallzusammensetzungen auf, die zunächst noch nicht überschaubar waren. Die Silikate wurden damals als Salze verschiedener Kieselsäuren aufgefasst. Erst mit den zunehmenden Kristallstrukturbestimmungen der wichtigsten Silikate ergab sich ein tieferer Einblick in ihren Aufbau und ihre verwandtschaftlichen Beziehungen. Die ersten Einteilungsvorschläge im Sinn der heutigen Systematik der Silikate gehen auf W. L. Bragg und F. Machatschki Ende der 20er Jahre des 20. Jahrhunderts zurück. Sie stellen noch heute die Grundlage der Kristallchemie der Silikate dar.

Die Systematik der Silikate wird nunmehr nach der Zunahme der Polymerisation des Si-O-Komplexes und der Art der Tetraederverknüpfung vorgenommen. Dabei lassen sich ausgliedern (Abb. 9.1):

- *Insel-silikate* (Nesosilikate, engl. auch ortho silicates) mit selbständigen $[\text{SiO}_4]^{4-}$ -Tetraedern. Beispiele: Forsterit $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$, Olivin $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$, Zirkon $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$. In einigen Insel-silikaten wie z. B. Topas $\text{Al}_2(\text{F,OH})_2/\text{SiO}_4$ treten außerdem zusätzliche Anionen, sog. Anionen 2. Stellung, wie F^- und $(\text{OH})^-$ hinzu.
- *Gruppensilikate* (Sorosilikate) mit endlichen Gruppen, im wesentlichen Doppeltetraeder der Zusammensetzung $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$, wobei zwei $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder über eine Tetraederecke durch einen gemeinsamen Sauerstoff miteinander verknüpft sind. Dieser sog. Brückensauerstoff gehört jedem der beiden Tetraeder zur Hälfte an. (Daher Si:O = 2:7). Beispiele: Melilith, hier das Endglied Gehlenit $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{SiAlO}_7]$, Epidot.
- *Ringsilikate* (Cyclosilikate, engl. auch ring silicates) mit selbständigen, geschlossenen Dreier-, Vierer- und Sechserringen aus $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern. Da auch in einem solchen Tetraederring jedes Si 2 seiner koordinierten O mit 2 benachbarten Tetraedern teilt, ergeben sich die folgenden Zusammensetzungen der Tetraederringe: $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$, $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$, $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$. Beispiele: Turmalin $\text{XY}_3\text{Al}_6[(\text{OH})_4/(\text{BO}_3)_3/(\text{Si}_6\text{O}_{18})]$ (S. 134f).

- **Ketten- und Doppelkettensilikate** (Inosilikate, engl. auch chain silicates) mit eindimensional unendlichen Tetraederketten oder Tetraederdoppelketten, wobei jedes Si 2 seiner O mit den in der Kettenrichtung benachbarten Si teilt. Das Verhältnis Si : O wird damit ebenso wie bei der Ringbildung 1 : 3. Bei dem wichtigsten Vertreter, der *Pyroxen-Familie*, liegt eine eindimensionale Verknüpfung von Tetraederverbänden der Zusammensetzung $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ vor. Beispiele: Hypersthen $(\text{Mg,Fe})_2^{[6]}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ oder Diopsid $\text{Ca}^{[8]}\text{Mg}^{[6]}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Bei den unendlichen Doppelketten sind 2 einfache Ketten von SiO_4 -Tetraedern seitlich miteinander über 1 Brückensauerstoff verbunden. Damit hat gegenüber der einfachen Kette jedes 2. Tetraeder ein weiteres O mit einem Tetraeder der Nachbarkette gemeinsam. Daher besitzt die Doppelkette die Zusammensetzung $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ als strukturelle Grundeinheit.

Die silikatische Doppelkette enthält freie Hohlräume, in die $(\text{OH})^-$ und F^- -Ionen eintreten können. Diese Anionen sind nicht an Si-Ionen gebunden, stellen vielmehr sog. Anionen 2. Stellung dar. Beispiele: *Amphibol-Familie* mit Anthophyllit $(\text{Mg,Fe})_7^{[6]}[(\text{OH})_2/(\text{Si}_8\text{O}_{22})]$ oder Tremolit $\text{Ca}_2^{[8]}\text{Mg}_5^{[6]}[(\text{OH},\text{F})_2/(\text{Si}_8\text{O}_{22})]$.

- **Schichtsilikate** (Phyllosilikate, engl. auch sheet silicates) mit zweidimensional unendlichen Tetraederschichten. Hier treten infolge weiterer Polymerisation $[\text{SiO}_4]$ -Tetraederketten in unbegrenzter Anzahl zu zweidimensionalen Schichten zusammen. Jedes $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder besitzt drei Brückensauerstoffe zu benachbarten Tetraedern. Das Si : O-Verhältnis wird damit zu 2 : 5 oder $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$ bzw. $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$.

Auch die silikatischen Schichten enthalten wie die Doppelketten freie Hohlräume, in die $(\text{OH})^-$ und F^- -Ionen eintreten können.

Beispiele:

- Pyrophyllit $\text{Al}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$
- Talk $\text{Mg}_3[(\text{OH})_2/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$
- Muscovit $\text{K}^+\{\text{Al}_2[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]\}^-$
- Phlogopit $\text{K}^+\{\text{Mg}_3[(\text{OH},\text{F})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]\}^-$

Bei den Glimmern Muscovit und Phlogopit sind $\frac{1}{4}$ der $\text{Si}^{[4]}$ -Plätze im Kristallgitter durch $\text{Al}^{[4]}$ ersetzt. Damit ist der innerhalb der geschweiften Klammer befindliche Komplex einfach negativ geladen und der elektrostatische Valenzausgleich kann durch Eintritt von K^+ erfolgen. Die Formel des Muscovits wird aus der Pyrophyllit-Formel, diejenige des Phlogopits aus der Talk-Formel abgeleitet.

- **Gerüstsilikate** (Tektosilikate, engl. auch framework silicates). In diesen Silikatstrukturen sind die $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder über sämtliche vier Ecken mit be-

nachbarten Tetraedern verknüpft. Jedem Si sind damit nur 4 halbe O zugeordnet. Daraus ergibt sich für das dreidimensionale Gerüst die Formel SiO_2 , identisch mit der Formel des Siliciumdioxids Quarz, einer elektrostatisch abgesättigten Struktur. Gerüstsilikate im eigentlichen Sinne sind nur möglich, wenn ein Teil des Si^{4+} durch Al^{3+} ersetzt ist. Dadurch erhält die Struktur eine negative Ladung, zu deren Absättigung der Einbau von Kationen notwendig ist. Da das dreidimensionale Gerüst stark aufgelockert ist, haben in den großen Hohlräumen große Kationen wie K^+ , Na^+ , Ca^{2+} etc. Platz. Es kommt zur Bildung von Alumosilikaten, wie z. B. den Feldspäten oder Feldspatvertretern.

In manchen Fällen sind in das lockere Gerüst noch große fremde Anionen (wie Cl^- , SO_4^{2-} etc.) oder selbständige Wassermoleküle eingebaut. Die Wassermoleküle sind in den betreffenden Silikaten besonders locker gebunden. Sie entweichen bei Temperaturerhöhung leicht aus der Struktur, ohne dass diese zusammenbricht. In mit Wasserdampf gesättigter Atmosphäre wird das Wasser wieder aufgenommen und eingebaut. Diese wasserreichen Gerüstsilikate gehören zu der umfangreichen, technisch wichtigen Mineralgruppe der *Zeolithe*.

Die lockere Packung der Gerüstsilikate führt zu relativ niedriger Dichte und zu relativ niedrigen Werten von Licht- und Doppelbrechung der betreffenden Minerale.

9.1 Inselsilikate (Nesosilikate)

Tabelle 9.1. Wichtige Inselsilikate

Minerale	Formel	Kristallklasse
Olivin	$(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$	2/m2/m2/m
Forsterit	$\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$	
Fayalit	$\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$	
Zirkon	$\text{Zr}[\text{SiO}_4]$	4/m2/m2/m
Granat-Gruppe	$\text{X}_3^{2+}\text{Y}_2^{3+}[\text{SiO}_4]_3$	4/m $\bar{3}$ 2/m
Al_2SiO_5 -Gruppe		
Sillimanit	$\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[4]}[\text{O}/\text{SiO}_4]$	2/m2/m2/m
Andalusit	$\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[5]}[\text{O}/\text{SiO}_4]$	2/m2/m2/m
Kyanit (Disthen)	$\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[6]}[\text{O}/\text{SiO}_4]$	$\bar{1}$
Topas	$\text{Al}_2[(\text{F})_2/\text{SiO}_4]$	2/m2/m2/m
Staurolith	$\text{Fe}_2\text{Al}_9[\text{O}_6(\text{O},\text{OH})_2/(\text{SiO}_4)_4]$	2/m
Chloritoid	$(\text{Fe,Mg,Mn})\text{Al}_2[\text{O}/(\text{OH})_2/\text{SiO}_4]$	$\bar{1}$ und 2/m
Titanit	$\text{CaTi}[\text{O}/\text{SiO}_4]$	2/m

Olivin, (Mg,Fe)₂[SiO₄]

Ausbildung. Kristallklasse 2/m2/m2/m, die rhombisch-dipyramidale Kristalle weisen häufig die Vertikalprismen {110} und {120} auf in Kombination mit dem Längsprisma {021}, dem Querprisma {101}, der Dipyramide {111} und dem seitlichen Pinakoid {010} (Abb. 9.2). Idiomorph als Einsprengling überwiegend in vulkanischen Gesteinen, häufig körnig, so als körniges Aggregat in den sog. *Olivinknollen* (Abb. 11.6b, S. 202f), die sich nicht selten als Einschlüsse in Basalten finden, in Peridotiten und in Silikatmarmoren.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{010} deutlich
Bruch	muscheliger
Härte	6½–7
Dichte	3,2 (Forsterit) bis 4,3 (Fayalit)
Farbe, Glanz	olivgrün, auch gelblichbraun bis rotbraun (abhängig vom Fayalit-Gehalt), Glasglanz auf Kristallflächen, Fettglanz auf Bruchflächen, durchsichtig bis durchscheinend

Struktur. Die Olivinstruktur kann man als eine // (100) angenähert hexagonal dichte Kugelpackung der Sauerstoffe beschreiben (Abb. 9.3). Dabei befindet sich Si in den kleineren tetraedrischen Lücken zwischen 4 O. Die Mg- bzw. Fe²⁺-Ionen nehmen die etwas größeren oktaedrischen Lücken mit 6 O als nächste Nachbarn ein.

Unter sehr hohen Drücken, etwa ab 50 kbar, geht die Olivinstruktur in die noch dichter gepackte Spinellstruktur über (Abschn. 27.3.3, S. 491).

Chemismus. Olivin bildet eine lückenlose Mischkristallreihe zwischen den beiden Endgliedern Forsterit Mg₂SiO₄ und Fayalit Fe₂SiO₄ (Abb. 16.14, S. 269f). In dem gewöhnlichen gesteinsbildenden Olivin überwiegt stets Forsterit mit 90–70 Mol.-% gegenüber Fayalit. Charakteristisch ist ein geringer diadocher Einbau von Ni²⁺ anstelle von Mg²⁺, auch von Mn²⁺ anstelle von Fe²⁺, letzteres besonders in den Fayalit-reichen Olivinen.

Vorkommen. Olivin ist ein wichtiges gesteinsbildendes Mineral in ultramafischen Gesteinen, nicht selten auch in Basalten als zonar gebaute Einsprenglinge mit Mg-rei-

Abb. 9.2.
Olivin

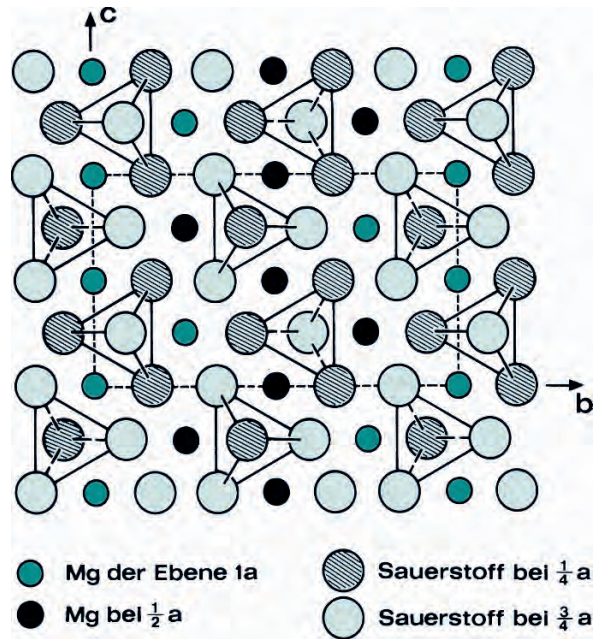
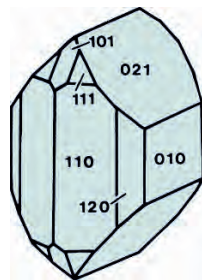


Abb. 9.3. Schema der Olivin-Struktur (Endglied Forsterit) // a in die (100)-Ebene projiziert. Zwischen den inselartigen SiO₄-Tetraedern (Si ist nicht eingezeichnet) liegt Mg^[6] innerhalb der oktaedrischen Lücken, d. h. dass Mg jeweils 6 O als nächste Nachbarn besitzt. (Nach Bragg u. Bragg, aus Evans 1976)

cherem Kern. Hauptgemengteil in den Gesteinen des Oberen Erdmantels, Gemengteil von Meteoriten, insbesondere Chondriten. Olivin wandelt sich unter Wasseraufnahme sekundär in Serpentin um.

Olivin als Rohstoff. Dunite, das sind fast monomineralische, aus Forsterit-reichem Olivin bestehende Gesteine, sind ein wichtiger Rohstoff zur Herstellung feuerfester Forsterit-Ziegel. *Chrysolith* oder *Peridot* sind klare, olivgrün gefärbte Olivin-Kristalle, die als Edelstein geschätzt werden.

Zirkon, Zr[SiO₄]

Ausbildung. Kristallklasse 4/m2/m2/m, die kurzsäuligen, meist eingewachsenen Kristalle weisen häufig eine einfache Kombination des tetragonalen Prismas {100} oder {110} mit der tetragonalen Dipyramide {101} auf; aber auch {101} allein oder flächenreichere Kristalle kommen vor (Abb. 9.4,

Abb. 9.4.
Zirkon

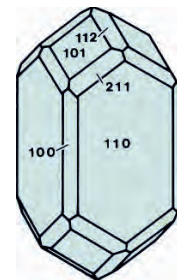




Abb. 9.5. Zirkon-Kristall mit zwei verschiedenen tetragonalen Dipyramiden {101} und {301} im Pegmatit. Hunza-Tal, Kaschmir. Bildbreite ca. 2 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

9.5); unter dem Mikroskop ist oft Zonarbau zu erkennen (Abb. 9.6). Häufig tritt Zirkon auch in Form loser abgerollter Körner auf sekundärer Lagerstätte auf (Zirkon-Seifen). Kristalltracht und Kristallhabitus des Zirkons hängen empfindlich von den Entstehungsbedingungen ab.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{100} unvollkommen
Bruch	muschelig
Härte	7½
Dichte	4,7 (relativ hoch)
Farbe, Glanz	gewöhnlich braun, auch farblos, gelb, orangerot, seltener grün; Diamant- oder Fettglanz, undurchsichtig bis durchscheinend, bei Edelsteinqualität auch durchsichtig

Struktur. Ähnlich wie beim Monazit sind die isolierten $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder mit Zickzack-Ketten aus kantenverknüpften $[\text{ZrO}_8]$ -Polyedern über Ecken- und Kanten verbunden und spannen so ein dreidimensionales Gerüst auf (Abb. 9.7). In manchen Fällen ist die Kristallstruktur des Zirkons durch radioaktiven Zerfall von Th und U, die anstelle von Zr in die Struktur eingebaut sind, mehr oder weniger stark

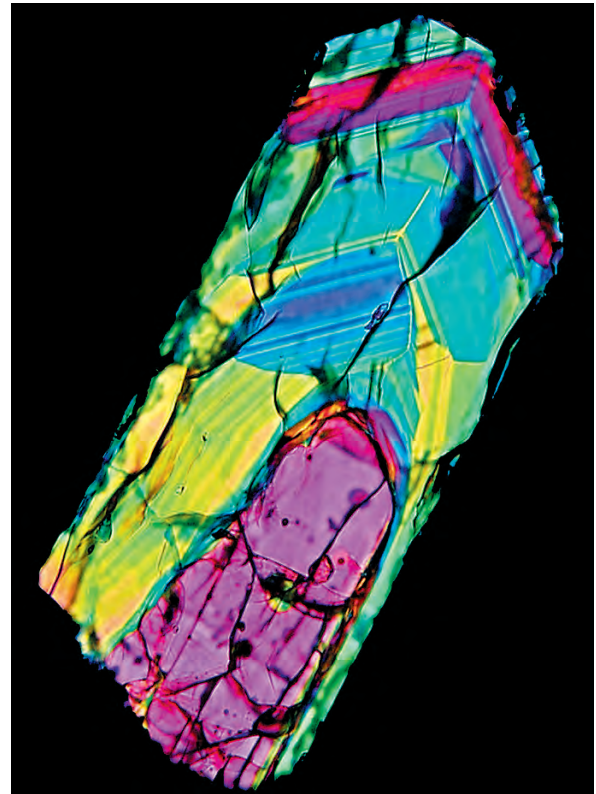


Abb. 9.6. Mikrofoto eines Zirkon-Kristalls aus einem Leukogranit nahe Dannemora, Adirondack Mountains, Staat New York (Nasdala et al. 2005). Schnitt parallel der c-Achse, Länge des Kristalls 360 μm (= 0,36 mm), Dicke des Dünnschliffs 30 μm , gekreuzte Polarisatoren (+Nic.). Der Kristall zeigt größtenteils primären Zonarbau und weist moderate Strahlenschädigung auf, erkennbar an einer deutlichen Verringerung der Doppelbrechung mit Interferenzfarben 2. Ordnung. Demgegenüber zeigt der rundliche, Uran-arme Kern hohe Interferenzfarben (rosarot 3. Ordnung), wie sie für Zirkon ohne nennenswerte Strukturschäden typisch sind. (Foto: Lutz Nasdala, Wien)

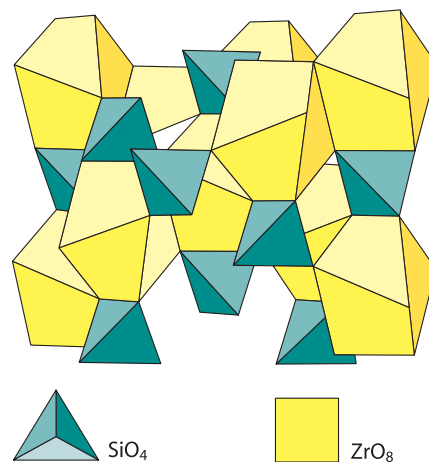


Abb. 9.7. Zirkon-Struktur, projiziert auf die Fläche (100): Kantenverknüpfte $[\text{ZrO}_8]$ -Polyeder (gelb) bilden Zickzack-Ketten, mit denen isolierte $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder (blau) über Ecken und Kanten zu einem Gerüst verbunden sind. (Aus Zoltai und Stout 1984)

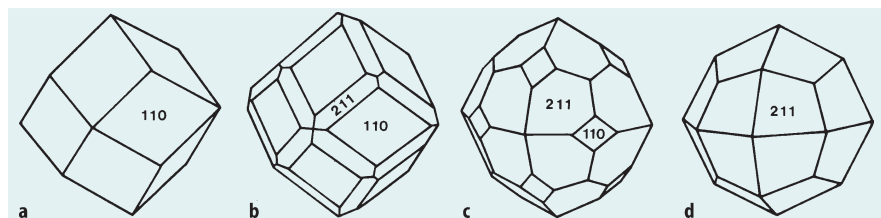
strahlengeschädigt (Abb. 9.6) oder sogar weitgehend zerstört: das Mineral ist in einen sog. *metamikten* Zustand übergeführt. Dadurch nehmen Dichte und Härte merklich ab.

Chemismus. Das Zirkonium in der Kristallstruktur wird stets bis zu einem gewissen Grad durch Hf, Th und U diadoch ersetzt. Hafnium wurde zuerst im Jahre 1922 im Zirkon aufgefunden. Darüber hinaus enthält Zirkon ein breites Spektrum an Spurenelementen, u. a. Seltene Erden und P.

Vorkommen. Als verbreiteter akzessorischer Gemengteil tritt Zirkon in mikroskopisch kleinen Kriställchen in vielen magmatischen und metamorphen Gesteinen auf, am häufigsten in Nephelinsyeniten und Pegmatiten, in letzteren auch in größeren Kristallen und lagerstättenkundlich bedeutsamer Anreicherung. Verbreitet als Schwermineral in Sanden und klastischen Sedimentgesteinen, angereichert in Seifen, auch Edelsteinseifen. Die sog. *pleochroitischen* Höfe um mikroskopisch kleine Zirkoneinschlüsse, vorzugsweise im Glimmer, gehen auf die radioaktive Einwirkung von Th und U zurück.

Bedeutung als mineralischer Rohstoff. Zirkon ist ein wichtiger mineralischer Rohstoff, so zur Gewinnung der Elemente Zr und Hf und von Zr-Verbindungen. Zr findet Verwendung als Legierungsmetall (Ferrozirkon) und Reaktormaterial. Zirkon-Niob-Legierungen werden als Supraleiter genutzt; Gläser aus Zr-(und Hf)-Fluoriden haben eine extrem hohe Durchlässigkeit im Infrarot und finden daher in der Glasfaser-Technik Verwendung. Zirkon zersetzt sich erst bei ca. 1 660 °C zu ZrO_2 (Zirkonia) und SiO_2 ; Zirkonia hat einen Schmelzpunkt von ca. 2 700 °C! Daher stellen schlickergegossene Ziegelsteine aus polykristallinem Zirkon oder Tiegelmateriale aus Zirkonia mechanisch widerstandsfähige, säurebeständige und hochfeuerfeste Werkstoffe dar. Poröse, ZrO_2 -basierte Keramik bildet hervorragende Wärmeisolatoren; in Behältern aus Zirkonia können Hochtemperaturgläser und Metalle, z. B. Platin, geschmolzen werden. Andere Verbindungen des Zirkoniums werden zu Glasuren in der keramischen Industrie und in der Glasindustrie verwendet. Durchsichtige, schön gefärbte Zirkone sind geschätzte Edelsteine, z. B. der bräunlich- bis rotorange gefärbte *Hyazinth*. Auch grün gefärbte Zirkone sind bekannt, während intensiv blau gefärbter, geschliffener Zirkon fast stets durch Brennen künstlich verändert wurde. Hauptförderländer für Zirkon von Edelsteinqualität sind derzeit Australien, Kambodscha, Myanmar (Burma), Sri Lanka und Thailand (Watson 2007).

Abb. 9.8. Granat, unterschiedliche Flächenkombinationen



Altersbestimmung. Wegen seines Th- und U-Gehalts wird Zirkon schon seit langem zur isotopischen Altersbestimmung von magmatischen und metamorphen Gesteinen genutzt, insbesondere mit der Uran-Blei-Methode (Abschn. 31.5.3, S. 574f). Die Datierung von Zirkonen, die als Schwermineral in Sedimentgesteinen vorkommen, kann Altersinformationen über das Abtragungsgebiet liefern, aus dem diese Zirkone stammen, und so wichtige Hinweise für die plattentektonische Rekonstruktion alter Kratone und Orogene geben. Wesentliche methodische Fortschritte in der Isotopenanalytik erlauben heute die Datierung von einzelnen Zirkon-Kristallen und sogar die ortsauflösende Altersbestimmung unterschiedlicher Wachstumsstadien in zonar gebauten Einzelzirkonen (Harley und Kelly 2007).

Granat-Gruppe, $X_2^+Y_2^3+[SiO_4]_3$

In dieser Strukturformel sind in natürlichen Granaten die Positionen folgendermaßen besetzt:

- $X^{2+} = Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca$
- $Y^{3+} = Al^{[6]}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, V^{3+}$

Endglieder der sog. *Pyralspit-Reihe* sind:

- Pyrop $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$
- Almandin $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$
- Spessartin $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$

Endglieder der sog. *Ugrandit-Reihe* sind:

- Uwarowit $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$
- Grossular $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$
- Andradit $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$

Darüber hinaus sind zahlreiche weitere Endglieder von Granat synthetisiert worden, die – wenn überhaupt – in der Natur nur eine sehr begrenzte Bedeutung besitzen, aber z. T. technisch wichtig sind.

Ausbildung. Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$, kubische Kristalle überwiegend Rhombendodekaeder $\{110\}$, auch Ikositetaeder $\{211\}$ und deren Kombinationen (Abb. 9.8), seltener auch in Kombination mit $\{hkl\}$, vorwiegend im Gestein eingewachsen, auch in gerundeten Körnern und Kornaggregaten, Zonarbau ist häufig.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	bisweilen Teilbarkeit nach {110} angedeutet
Bruch	muschelig, splittig
Härte	6½–7½ je nach der Zusammensetzung des Mischkristalls
Dichte	3,5–4,5 je nach der Zusammensetzung des Mischkristalls
Farbe, Glanz	Farbe mit der Zusammensetzung wechselnd; Pyrop-reicher Granat ist tiefrot, Almandin-reicher bräunlichrot, Spessartin-reicher gelblich- bis bräunlichrot, Grossular-reicher hell- bis gelbgrün oder braun- bis rotgelb, Andradit-reicher bräunlich bis schwarz. Gelbgrüne Farbe besitzt die Varietät <i>Topazolith</i> ; die Varietät <i>Demantoid</i> ist ebenfalls gelbgrün, zeigt aber Diamantglanz. <i>Melanit</i> , ein Ti-haltiger Andradit, erscheint makroskopisch tiefschwarz gefärbt, im Dünnschliff unter dem Mikroskop dunkelbraun durchscheinend. Der Cr ³⁺ -haltige <i>Uwarowit</i> ist dunkel smaragdgrün. Glas- bis Fettglanz, auch Diamantglanz, kantendurchscheinend

Struktur. Sie baut sich aus alternierenden, eckenverknüpften YO₆-Oktaedern und [SiO₄]-Tetraedern auf, die gewinkelte Ketten // den drei Würfelkanten der Einheitszelle bilden. Dadurch entsteht ein dreidimensionales Gerüst mit pseudokubischen Lücken, in denen die [8]-koordinierten X²⁺-Kationen sitzen (Abb. 9.9).

Experimentelle Untersuchungen haben gezeigt, dass die Bildung mancher Granate durch hohe bis sehr hohe Drücke begünstigt wird. Das gilt besonders für die Pyrop-reichen Granate, die auch unter *P-T*-Bedingungen des oberen Erdmantels existenzfähig sind.

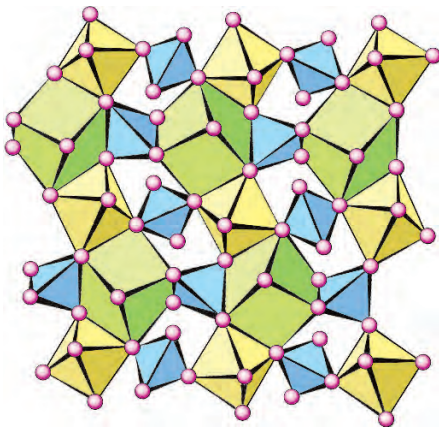


Abb. 9.9. Granat-Struktur, Ebene // {100}. Eckenverknüpfte [SiO₄]-Tetraeder (blau), [AlO₆]-Oktaeder (gelb) und verzerrte X^[8]-Hexaeder (grün). Sauerstoffe: rosa Kugeln. (Aus Zoltai u. Stout 1985)

Chemismus. Lückenlose Mischkristallreihen bestehen innerhalb der Pyropsit-Gruppe zwischen den Endgliedern Almandin-Pyrop und Almandin-Spessartin und innerhalb der Grandit-Gruppe zwischen Grossular und Andradit. Die Mischkristalle innerhalb der Pyropsitreihe können in der Natur meist bis zu etwa 30 Mol.-% Grossular- bzw. Andradit-Komponente aufnehmen. Im Melanit erfolgt der Ladungsausgleich über den gekoppelten Ersatz $2\text{Al}^{3+[6]} \rightleftharpoons \text{Ti}^{4+[6]}\text{Fe}^{2+[6]}$ oder $\text{Al}^{3+[6]}\text{Si}^{4+[4]} \rightleftharpoons \text{Ti}^{4+[6]}\text{Fe}^{2+[4]}$, d. h. in diesem Fall kann Fe²⁺ das Si in der Tetraederposition ersetzen.

Vorkommen. Granate sind wichtige gesteinsbildende Minerale, vorzugsweise in metamorphen Gesteinen und in den Granatperidotiten des oberen Erdmantels. Melanit tritt bevorzugt in alkalibetonen magmatischen Gesteinen auf. Topazolith ist ausschließlich Kluftmineral.

Wirtschaftliche Bedeutung. Schön gefärbte und klare Granate sind gelegentlich geschätzte Edelsteine, z. B. der Pyrop-reiche böhmische Granat, von anderer Fundstelle fälschlich als Kaprubin bezeichnet. Viel seltener ist der gelbgrüne Demantoid, der wegen seines fast diamantähnlichen Glanzes in geschliffener Form besonders begehrt ist.

Al₂SiO₅-Gruppe

Zu dieser trimorphen Gruppe gehören die Minerale Sillimanit, Andalusit und Kyanit (Disthen). Sillimanit Al^[6]Al^[4][O/SiO₄] und Andalusit Al^[6]Al^[5][O/SiO₄] kristallisieren rhombisch, Kyanit Al^[6]Al^[6][O/SiO₄] triklin. Die wechselnden Koordinationsverhältnisse des Al bei diesen drei Aluminiumsilikaten sind in Strukturunterschieden begründet. Vergleichbar sind bei ihnen die über gemeinsame Kanten verknüpften [AlO₆]-Oktaeder // zur *c*-Achse. Im Übrigen ist die Struktur von Kyanit dichter gepackt als diejenige der beiden anderen Modifikationen (Abb. 9.10a–c). Diese Kristallstrukturen erklären die Spaltbarkeiten nach {010} beim Sillimanit, {110} beim Andalusit sowie {100} und {010} beim Kyanit, außerdem die Anisotropie der Härte beim Kyanit (vgl. Abb. 1.20, S. 17). Die Stabilitätsbeziehungen der Al₂SiO₅-Minerale sind im *P-T*-Diagramm Abb. 25.2 (S. 427) dargestellt. Andalusit mit der geringsten Dichte ist auf die niedrigsten Drücke beschränkt. Er geht bei Drucksteigerung in Abhängigkeit von der Temperatur in die jeweils dichtere Phase über, entweder in Kyanit oder in Sillimanit. Sillimanit ist die stabile Hochtemperatur-Modifikation unter den drei polymorphen Mineralphasen. Er geht bei starker Zunahme des Drucks in Kyanit über. Alle drei Al₂SiO₅-Phasen können nur bei einer ganz bestimmten Druck-Temperatur-Kombination stabil nebeneinander bestehen, am sog. Tripelpunkt bei etwa 4 kbar und 500 °C. Al-Silikate geben wichtige Hinweise für die Druck-Temperatur-Bedingungen, unter denen ein metamorphes Gestein gebildet wurde.

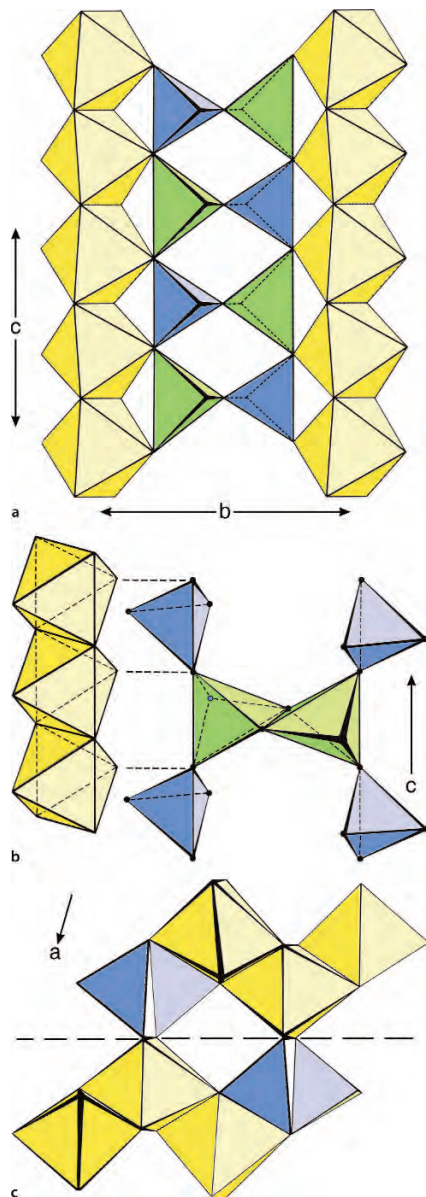


Abb. 9.10. Strukturen der Al-Silikate, Projektionen auf (100). **a** *Sillimanit* besteht aus Ketten von kantenverknüpften $[\text{AlO}_6]$ -Oktaedern // c (gelb), die alternierend durch isolierte, eckenverknüpfte $[\text{AlO}_4]$ -Tetraeder (grün) und $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder (blau) verbunden sind. **b** Auch *Andalusit* besteht aus $[\text{AlO}_6]$ -Oktaederketten // c (gelb), die über die Ecken abwechselnd von Paaren kantenverknüpfter $[\text{AlO}_5]$ -Polyeder (grün) und isolierter $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder (blau) zusammengehalten werden. **c** Demgegenüber ist die Struktur von *Kyanit* sehr viel dichter gepackt. Sie besteht aus Bändern von kantenverknüpften $[\text{AlO}_6]$ -Oktaedern // c (gelb); seitlich anhängende $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder (blau) stellen die Verbindung zu den Nachbarbändern dar. (Nach Papike 1987 aus Kerrick 1990)

Sillimanit, $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[4]}\text{[O/SiO}_4]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, nadelförmig in metamorphen Gesteinen, als *Fibrolith* faserig und in Büscheln, verfilzten Aggregaten oder Knoten auftretend.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{010}, die Prismen besitzen eine Querabsonderung
Härte	$6\frac{1}{2}$
Dichte	3,2
Farbe, Glanz	weiß, gelblichweiß, grau, bräunlich oder grünlich; Glasglanz, faserige Aggregate mit Seidenglanz, durchscheinend

Chemismus. Häufig mit geringem Gehalt an Fe^{3+} .

Vorkommen. Gemengteil metamorpher Al-reicher Sedimentgesteine (Metapelite) wie Glimmerschiefer und Paragneise.

Andalusit, $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[5]}\text{[O/SiO}_4]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, prismatische Kristallform nach c mit nahezu quadratischem Querschnitt senkrecht c . Das rhombische Prisma {110} und das Basispinakoid {001} dominieren, auch mit {101} und {011}. Im *Chiastolith* ist kohliges Pigment in bestimmten Sektoren des Kristalls angereichert, im Querschnitt \perp (001) in Form eines dunklen Kreuzes. Andalusit kommt auch in strahlig-stängeligen und körnigen Aggregaten vor.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{110} mitunter deutlich
Bruch	uneben, muschelig
Härte	$7\frac{1}{2}$
Dichte	3,2
Farbe, Glanz	grau, rötlich, dunkelrosa oder bräunlich; Glasglanz

Chemismus. Häufig geringer Gehalt an Fe und Mn. *Viridin* ist ein Mn-reicher Andalusit.

Vorkommen. Gemengteil metamorpher Sedimentgesteine mit hohem Al-Gehalt (Metapelite), insbesondere Glimmerschiefer (Abschn. 24.3, S. 403); bisweilen in Quarz eingewachsen. Häufig kommt Andalusit auch in Al-reichen magmatischen Gesteinen wie Rhyoliten, Graniten, Apliten und Pegmatiten, aber auch in Migmatiten vor (Clarke et al. 2005). Oft ist Andalusit oberflächlich in feinschuppigen Hellglimmer umgewandelt, mitunter Pseudomorphosen von Hellglimmer nach Andalusit. In kohlenstoffhaltigen Tonschiefern, die thermisch überprägt sind, hat sich häufig die Varietät *Chiastolith* in säulenförmigen Kristallen gebildet.

Kyanit (Disthen), $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[6]}\text{[O/SiO}_4]$

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{1}$, breitstängelig nach c mit gut ausgebildetem Pinakoid {100}, diese Fläche ist oft flachwellig gekrümmt und quergestreift; daneben {010} und {110} bzw. $\{1\bar{1}0\}$, seltener durch {001} begrenzt.

Verbreitet Zwillingsbildung nach (100). Eingewachsen in metamorphen Gesteinen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit, Bruch	{100} vollkommen, {010} deutlich; (001) ist Absonderungsfläche, (100) ist zugleich Translationsfläche mit Translationsrichtung [100], d. h. // a. Daraus ergibt sich ein faseriger Bruch nach (001) und auffällige Wellung auf (100)
Härte	Kyanit besitzt eine ausgesprochene Anisotropie der Ritzhärte auf der Fläche (100), nämlich $4-4\frac{1}{2}$ // [001], dagegen $6-7$ // [010], daher der Name „Disthen“ (Abb. 1.20, S. 17)
Dichte	3,7, die Dichte von Kyanit als Hochdruckmodifikation ist deutlich höher als diejenige der beiden anderen Polymorphen
Farbe, Glanz	Farbe verschieden intensiv blau (Abb. 9.11), daher der Name Kyanit (grch. κύανος = blau); daneben auch blauviolett, grünlichblau, grünlich bis bräunlichweiß; Glasglanz, auf (100) Perlmutterglanz, kantendurchscheinend bis fast durchsichtig

Chemismus. Geringe Gehalte an Fe^{3+} und Cr^{3+} .

Vorkommen. Ausschließlich auf metamorphe Sedimentgesteine mit hohem Al-Gehalt (Metapelite) beschränkt, sekundär in manchen Sanden angereichert.

Bedeutung als mineralischer Rohstoff. Andalusit, Sillimanit und Kyanit sind ganz spezielle Rohstoffe für hochfeuerfeste Erzeugnisse und Porzellane (Isolatoren).

Mullit, etwa $Al^{[6]}Al^{[4]}_2[O/Si_{0,8}O_{3,9}]$

Mullit bildet eine lückenlose Mischkristallreihe mit variablem Al:Si-Verhältnis meist zwischen 5:2 und 4:1. In der Natur kommt Mullit in hochgradig kontaktmetamorphen Tonsteinen vor (Abschn. 26.3.7, S. 467); Typlokalität ist die Seabank-Villa auf der Insel Mull (Schottland). Künstlicher Mullit ist ein Hauptbestandteil von Porzellan und feuerfester Keramik (Abschn. 9.5.7, S. 153).

Topas, $Al_2[F_2/SiO_4]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, flächenreiche rhombische Kristalle, Tracht und Habitus sehr verschieden (Abb. 9.12), ein- und aufgewachsen; sehr formenreich: über 140 verschiedene Trachten sind beschrieben worden. Meist herrschen längsgestreifte Vertikalprismen vor, besonders {110}, daneben {120} und {130}, außerdem die Längsprismen {011}, {021} und {041}, dazu die rhombischen Dipyramiden {113}

und {112} und das Basispinakoid {001}. Häufig auch in stängeligen Aggregaten (Varietät *Pykniit*) oder körnig.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} vollkommen
Bruch	muschelig
Härte	8 (Standardmineral der Mohs-Skala)
Dichte	3,5
Farbe, Glanz	farblos, hellgelb, weingelb, meerblau, grünlich oder rosa; Glasglanz, klar durchsichtig bis durchscheinend



Abb. 9.11. Kyanit auf Quarz, Minas Gerais, Brasilien. Länge des größeren Kristalls ca. 10 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

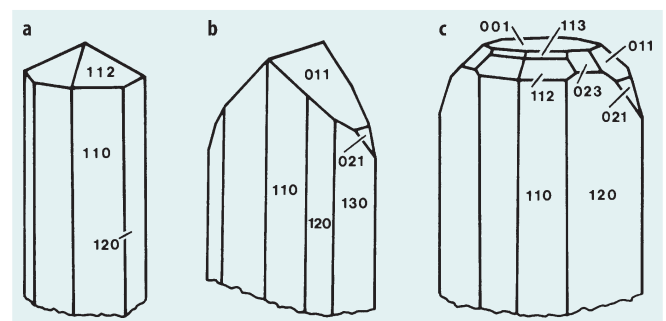


Abb. 9.12. Topas, unterschiedliche Flächenkombinationen

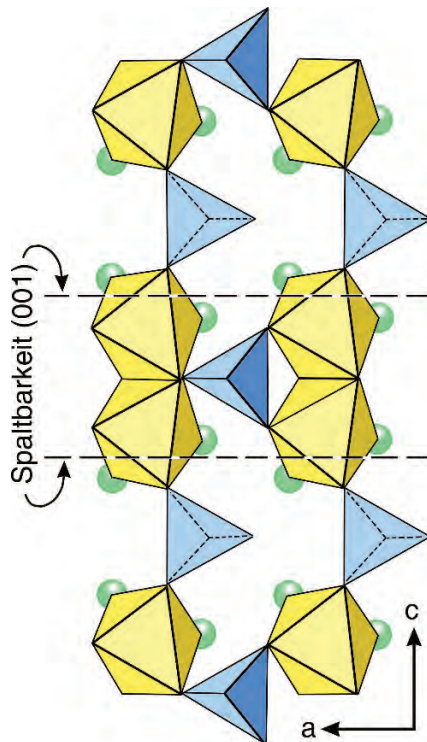


Abb. 9.13. Topas-Struktur, Projektion auf (010). Zweiergruppen von kantenverknüpften $[\text{AlO}_4\text{F}_2]$ -Oktaedern (gelb, F = grün) werden über die Ecken mit isolierten $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern (blau) zu einem Gerüst verbunden. Die vollkommene Spaltbarkeit nach $\{001\}$ ist durch gerissene Linien angedeutet; sie durchschneidet nur Al-O- und Al-F-Bindungen. (Nach Ribbe und Gibbs 1971)

Struktur. Die Kristallstruktur von Topas (Abb. 9.13) kann als eine dichte Anionenpackung aus O und F beschrieben werden, in der tetraedrische Lücken durch Si mit 4 Anionen als nächste Nachbarn und oktaedrische Lücken durch Al mit 6 Anionen als nächste Nachbarn besetzt sind. F kann bis zu einem gewissen Grad durch (OH) ersetzt sein.

Vorkommen. Topas ist ein typisches Mineral in hochhydrothermalen Verdrängungslagerstätten (Greisen), oft zusammen mit Kassiterit (Zinnstein); Drusenmineral, in großen Kristallen in Granitpegmatiten, sekundär in Edelseifen.

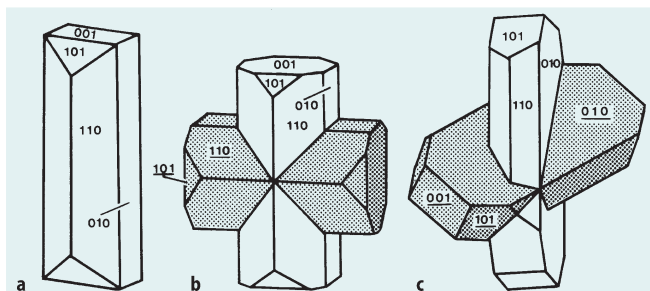


Abb. 9.14. Staurolith: a Einkristall; b–c Durchkreuzungszwillinge

Wirtschaftliche Bedeutung. Wasserklar durchsichtiger und schön gefärbter Topas ist als geschliffener Stein wegen seines relativ hohen Glanzes geschätzt (*Edeltopas* der Juweliere).

Staurolith, $\text{Fe}_2\text{Al}_9[\text{O}_6(\text{O},\text{OH})_2]/(\text{SiO}_4)_4]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m$, relativ flächenarme prismatische Kristalle mit $\{110\}$, $\{101\}$ und den Pinakoiden $\{010\}$ und $\{001\}$ (Abb. 9.14a, 9.15). Häufig treten charakteristische Durchkreuzungszwillinge (daher der Name Staurolith von grch. $\sigma\tau\alpha\upsilon\rho\acute{\omicron}\varsigma$ = Kreuz, $\lambda\acute{\iota}\theta\omicron\varsigma$ = Stein) mit fast rechtwinkliger Durchkreuzung nach (032) (Abb. 9.14b) oder mit einem Durchkreuzungswinkel von etwa 60° nach (232) auf (Abb. 9.14c, 9.15).

Physikalische Eigenschaften.

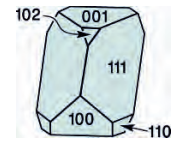
Spaltbarkeit	$\{010\}$ bisweilen deutlich
Bruch	uneben, muschelig
Härte	7–7½
Dichte	3,7–3,8



Abb. 9.15. Staurolithkristalle in Glimmerschiefer bilden Durchkreuzungszwillinge nach (232) mit einem Winkel von 60° ; die Flächen $\{010\}$ und $\{110\}$ herrschen vor. Keivy, Kola-Halbinsel, Russland. Bildbreite ca. 6 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Farbe, Glanz	gelbbraun, braun bis schwarzbraun, auch rotbraun; Glasglanz, matt auf Bruchflächen, kantendurchscheinend bis undurchsichtig
Weitere Eigenschaft	oft enthalten die Kristalle zahlreiche Einschlüsse, besonders von Quarz

Abb. 9.16.
Flächenkombinationen bei Titanit



Titanit, $\text{CaTi}[\text{O}/\text{SiO}_4]$

Struktur. Die relativ komplizierte Kristallstruktur besitzt eine annähernd kubisch dichteste Kugelpackung, in der Al oktaedrisch, Si und – ungewöhnlicherweise! – auch Fe^{2+} tetraedrisch koordiniert sind. Sehr vereinfacht lässt sich die Struktur durch 8 Einheiten der Kyanit-Struktur mit abwechselnd zwischengelagerten $\text{Fe}_2\text{AlO}_3(\text{OH})$ -Schichten // (100) beschreiben. Die nicht selten auftretenden Parallelverwachsungen zwischen Staurolith (010) und Kyanit (100) mit gemeinsamer c-Achse sind auf diese Weise erklärbar.

Chemismus. In der oben aufgeführten chemischen Formel des Stauroliths kann Fe^{2+} durch Mg und Al durch Fe^{3+} bis zu einigen Prozenten ersetzt sein. Auch Mn^{2+} und Zn^{2+} können Fe^{2+} bis zu einem gewissen Grad ersetzen.

Vorkommen. Charakteristischer Gemengteil Fe- und Al-reicher metamorpher Sedimentgesteine (Metapelite), häufig neben almandinbetontem Granat und Biotit. Sekundär als Schwermineral in Sanden und Sandsteinen.

Chloritoid, $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{Al}_2[\text{O}/(\text{OH})_2/\text{SiO}_4]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m$ oder $\bar{1}$, sechsseitige Tafeln, meist aus polysynthetischen Zwillingslamellen bestehend, die übereinander geschichtet sind, sehr einfache Kristallformen, oft in radialstrahligen Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} vollkommen
Härte	6½
Dichte	3,5–3,8
Farbe, Glanz	dunkelgrün bis schwarz, in dünnen Plättchen grasgrün; Glasglanz

Struktur. Dicht gepackte Oktaederschichten mit den Zusammensetzungen $\text{Al}(\text{O}, \text{OH})_6$ und $\text{Fe}(\text{O}, \text{OH})_6$ wechselagern // (001) und werden durch isolierte $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder verknüpft.

Chemismus. Al kann teilweise durch Fe^{3+} , Fe^{2+} durch Mg ersetzt werden, insbesondere bei steigenden Bildungsdrücken (*Mg-Chloritoid*); *Ottrelith* ist ein Mn-reicher Chloritoid.

Vorkommen. Charakteristischer Gemengteil Fe- und Al-reicher metamorpher Sedimentgesteine (Metapelite), entsteht bei niedrigeren Metamorphose-Temperaturen als Staurolith.

Ausbildung. Kristallklasse $2/m$, überwiegend tafelige, prismatische, keilförmige (Varietät *Sphen* von grch. σφήν = Keil), in magmatischen Gesteinen häufig Briefkuvertförmige Kristalle mit monoklinen Prismen {111} sowie den Pinakoiden {100}, {001} und {102} (Abb. 9.16).

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{110}, auch {111}, bisweilen deutlich
Bruch	muscheliger, spröde
Härte	5–5½
Dichte	3,4–3,6
Farbe, Glanz	gelbgrün bis grün in der Varietät <i>Sphen</i> alpiner Klüfte, braun bis dunkelbraun in Titaniten magmatischer Gesteine; starker Harz- bis Glasglanz

Struktur. Die Struktur baut sich aus isolierten $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern auf, die durch $[\text{CaO}_7]$ -Polyeder und $[\text{TiO}_6]$ -Oktaeder verknüpft werden.

Chemismus. Ca kann diadoch durch Y (bis hin zum *Yttrotitanit*), Ce und andere Seltenerd-Elemente, Ti durch Al, Fe^{3+} , Nb und Ta ersetzt werden.

Vorkommen. Verbreiteter akzessorischer Gemengteil in Magmatiten, besonders in Dioriten, Syeniten und Nephelinsyeniten, sowie in Metamorphiten, besonders Amphiboliten. Die Varietät *Sphen* kommt auf alpinen Klüften vor.

Wirtschaftliche Bedeutung. Gelegentlich zu Edelsteinen verschleifbar.

9.2 Gruppensilikate (Sorosilikate)

9.2

Melilith-Reihe: Gehlenit, $\text{Ca}_2\text{Al}^{[4]}[\text{Al}^{[4]}\text{SiO}_7]$ – Äkermanit, $\text{Ca}_2\text{Mg}^{[4]}[\text{Si}_2\text{O}_7]$

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{4}2m$, kurzsäulige, dicktafelige oder quaderartige Kristalle, im Gestein eingewachsen oder in Hohlräumen aufgewachsen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} oft deutlich, gelegentlich {110}
Härte	5–6
Dichte	2,9–3,0
Farbe, Glanz	farblos, häufiger gelb, braun; auf frischem Bruch Fettglanz

Tabelle 9.2.
Wichtige Gruppensilikate

Minerale	Formel	Kristallklasse
Melilith		
Gehlenit	$\text{Ca}_2\text{Al}^{[4]}[\text{Al}^{[4]}\text{SiO}_7]$	$\bar{4}2m$
Åkermanit	$\text{Ca}_2\text{Mg}^{[4]}[\text{Si}_2\text{O}_7]$	$\bar{4}2m$
Lawsonit	$\text{CaAl}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$	$2/m2/m2/m$
Epidot	$\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})\text{Al}_2[\text{O}/\text{OH}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$	$2/m$
Zoisit	$\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{O}/\text{OH}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$	$2/m2/m2/m$
Vesuvian	$\text{Ca}_{19}\text{Al}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[(\text{OH})_{10}/(\text{SiO}_4)_{10}/(\text{Si}_2\text{O}_7)_4]$	$4/m2/m2/m$

Chemismus. Lückenlose Mischkristallreihe zwischen den beiden Endgliedern durch den gekoppelten Ersatz $\text{Al}^{3+}\text{Al}^{3+} \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+}\text{Si}^{4+}$, zusätzlich diadocher Einbau von Na und K für Ca, Fe^{2+} für Mg und Fe^{3+} für Al.

Struktur. $[\text{SiO}_4]$ - und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraeder sind untereinander zu $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ bzw. $[\text{AlSiO}_7]$ -Gruppen verknüpft, daneben gibt es einen weiteren Typ von $[\text{AlO}_4]$ - und (ungewöhnlich!) $[\text{MgO}_4]$ -Tetraedern; alle Tetraeder sind schichtenartig // (001) angeordnet und werden durch Ca–O-Bindungen miteinander verknüpft, wobei Ca gegenüber O in [8]-Koordination auftritt.

Vorkommen. In Ca-reichen, Si-untersättigten Vulkaniten, wie Melilith-Nepheliniten, Melilithbasalten oder Melilithiten; Gehlenit kommt auch in kontaktmetamorphen Kalksteinen vor. Als technisches Produkt ist Melilith (insbesondere Åkermanit) Bestandteil von Hüttenschlacken und Zementklinkern.

Lawsonit, $\text{CaAl}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, eingewachsen im Gestein, Kristalle tafelig nach dem Pinakoid {010}, in Kombination mit dem rhombischen Prisma {101} sowie den Pinakoiden {100} und {001} (Abb. 9.17a), gelegentlich auch nach b gestreckt.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit {010} vollkommen, {100} gut, {101} deutlich, spröde

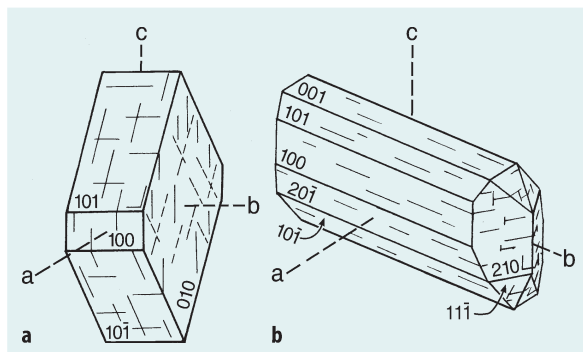


Abb. 9.17. Flächenkombinationen **a** bei Lawsonit, **b** bei Epidot

Härte 6
Dichte 3,1
Farbe, Glanz farblos oder graublau, Glasglanz

Struktur. Die Lawsonitstruktur besteht aus Ketten von $[\text{Al}(\text{O}, \text{OH})_6]$ -Oktaedern, die // b verlaufen und die untereinander durch $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ -Gruppen // c eckenverknüpft werden.

Chemismus. Entspricht weitgehend der Ideal-Zusammensetzung.

Vorkommen. Als charakteristisches Mineral der niedrig-gradierten Hochdruckmetamorphose tritt Lawsonit in Blauschiefern auf.

Epidot, $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})\text{Al}_2[\text{O}/\text{OH}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m$, die sehr formenreichen Kristalle sind prismatisch entwickelt und nach b gestreckt (Abb. 9.17b). Dabei sind zahlreiche gestreifte Flächen innerhalb der Zone [010] ausgebildet, so die Pinakoide {001} und {100}, seitlich begrenzt durch die Vertikalprismen {110} und {210} sowie weitere Flächen.

Häufig in körnigen oder stängeligen Aggregaten vorkommend, mitunter zu Büscheln gruppiert. Es treten auch Zwillingkristalle auf.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit {001} vollkommen, {100} weniger vollkommen
Bruch uneben bis muschelig
Härte 6–7
Dichte 3,3–3,5, anwachsend mit steigendem Fe-Gehalt
Farbe gelbgrün bis olivgrün, Fe-reicher Epidot (auch *Pistazit* genannt) ist schwarzgrün, die Fe-arme Varietät *Klinozoisit* grau, der Mn-reiche *Piemontit* rosa und der Cer-Epidot *Allanit* (*Orthit*) pechschwarz gefärbt
Glanz starker Glasglanz auf den Kristallflächen, kantendurchscheinend bis durchsichtig

Struktur. Die Kristallstruktur von Epidot enthält als Anionengerüst sowohl inselförmig angeordnete $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder als auch isolierte $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ -Gruppen. Drei verschiedene, kantenverknüpfte Oktaeder-Gruppen $[\text{Al,Fe}^{3+}\text{O}_6]$ bilden Ketten // der b-Achse, von denen die M1-M3-Ketten gewinkelt, die M2-Ketten gerade sind (Abb. 9.18b,c). Diese Ketten sind mit den beiden inselförmigen Gruppen zu einem dreidimensionalen Gerüst verbunden (Abb. 9.18a). Die großen, [8]-koordinierten Ca^{2+} -Ionen nehmen unterschiedlich geformte Lücken der Struktur ein, die mit A1 und A2 bezeichnet werden, wobei der Ca-O-Abstand variiert.

Chemismus. „Epidot“ ist Gruppenname für die vollständige Mischkristallreihe zwischen den (theoretischen) Endgliedern *Klinozoisit* (mit $\text{Al}:\text{Fe}^{3+} = 3:0$) und *Epidot* (mit $\text{Al}:\text{Fe}^{3+} = 2:1$). Im *Klinozoisit*-Endglied sind also alle Oktaederpositionen mit Al besetzt, während im *Epidot*-Endglied die M3-Position Fe^{3+} enthält. Mischkristalle mit <40 Mol.-% *Epidot*-Endglied werden als *Klinozoisit*, solche mit >40 Mol.-% *Epidot*-Endglied als *Epidot* bezeichnet. Der Name „*Pistazit*“ für Fe-reichen *Epidot* ist international nicht mehr gebräuchlich

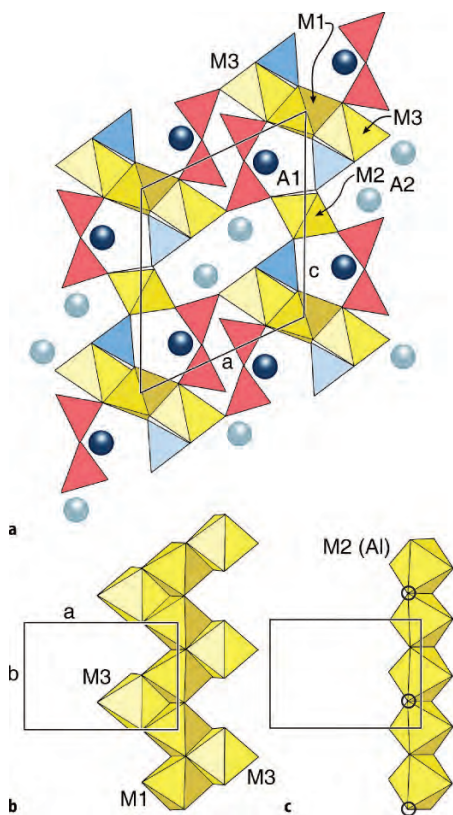


Abb. 9.18. Struktur von *Klinozoisit*. **a** Projektion auf (010). Kantenverknüpfte $[\text{Al,Fe}^{3+}\text{O}_6]$ -Oktaeder (gelb) bilden Ketten // der b-Achse, wobei die M1- und M3-Oktaeder **(b)** gewinkelt, die M3-Oktaeder **(c)** gerade sind (kleine offene Kreise: H^+ -Ionen). Diese Ketten werden durch isolierte $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder (blau) und $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ -Gruppen (rot) zu einem Gerüst **(a)** verbunden, in dessen A1- und A2-Lücken das große Ca^{2+} -Ion sitzt (große blaue Kugeln). (Nach Armbruster et al. 2006)

und sollte besser vermieden werden. Beim theoretischen *Ferriepidot*-Endglied (mit $\text{Al}:\text{Fe}^{3+} = 1:2$) befindet sich Fe^{3+} auf den M1- und M3-Plätzen; Zusätzlich bestehen zahlreiche weitere Möglichkeiten für den Einbau fremder Kationen mit passendem Ionenradius (Armbruster et al. 2006). So wird beim *Piemontit* das Al auf der M3-Position durch Mn^{3+} ersetzt.

Weitere mögliche Fremdionen sind V^{3+} auf M1 und Fe^{3+} auf M3 beim *Vanadoepidot*, V^{3+} auf M3 beim *Mukhinit*, Cr^{3+} auf M3 beim *Tawmawit* bzw. C^{3+} auf M1 und M3 beim *Chromotawmawit* sowie Mn^{3+} auf M1 und M3 beim *Manganpiemontit*.

Die großen Lücken in der *Epidot*-Struktur mit den Positionen A1 und A2 sind bei den meisten Vertretern der *Epidot*-Gruppe mit Ca^{2+} besetzt. Dieses kann teilweise durch Sr^{2+} und Pb^{2+} auf A2 oder durch Mn^{2+} auf A1 ersetzt werden. Beim *Allanit* (*Orthit*) werden auf der A2-Position Ce^{3+} und andere dreiwertige Seltenerd-Elemente anstelle von Ca^{2+} eingebaut. Der Ladungsausgleich erfolgt über einen gekoppelten Ersatz $\text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+} \rightleftharpoons \text{Ce}^{3+}\text{Fe}^{2+}$, bei dem Al^{3+} gegen Fe^{2+} auf der M3-Position ausgetauscht wird.

Auch hier gibt es weitere gekoppelte Substitutionsmöglichkeiten durch Mg^{2+} und Mn^{2+} auf M3, z. T. kombiniert mit Mn^{3+} , Fe^{3+} , V^{3+} und/oder Cr^{3+} oder auch Mg^{2+} , Fe^{2+} und/oder Mn^{2+} auf M1.

Vorkommen. Verbreiteter Gemengteil in metamorphen Gesteinen, z. B. in Grünschiefern, *Epidot*-Amphiboliten und Blauschiefern. In magmatischen Gesteinen als sekundäres Zersetzungsprodukt, z. B. von Ca-reichen Plagioklasen („*Saussurit*“). Als Kluftmineral mitunter in sehr gut ausgebildeten, flächenreichen Kristallen.

Zoisit, $\text{Ca}_2\text{Al}_3[(\text{O}/\text{OH})/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, nach b gestreckt oder isometrisch, meist im Gestein eingewachsen; breitstängelige, faserige oder spätige Aggregate oder in derben Massen; gut ausgebildete Kristalle sind oft verbogen, geknickt oder zerbrochen.

Physikalische Eigenschaften.

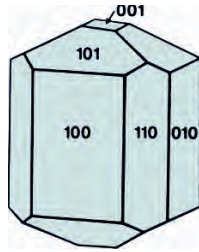
Spaltbarkeit	{100} vollkommen
Bruch	uneben
Härte	6
Dichte	3,2–3,4
Farbe, Glanz	grau, braungrau, grünlich, die Mn-haltige Varietät <i>Thulit</i> ist rosa. <i>Tansanit</i> ist ein blauer <i>Zoisit</i> , der als Edelstein verschliffen wird; Glasglanz, auf (100) z. T. Perlmutterglanz

Struktur. Ähnlich *Epidot*.

Chemismus. Nur geringer Einbau von Fe^{3+} und Mn^{3+} .

Vorkommen. In metamorphen Gesteinen, z. B. in *Eklogiten*.

Abb. 9.19.
Flächenkombinationen bei
Vesuvian



Vesuvian, $\text{Ca}_{10}\text{Al}_{10}(\text{Mg,Fe})_3[(\text{OH,F})_{10}/(\text{SiO}_4)_{10}/(\text{Si}_2\text{O}_7)_4]$

Ausbildung. Kristallklasse $4/m2/m2/m$, die tetragonalen Kristalle sind meist kurzprismatisch, seltener auch stängelig (Varietät *Egeran*), tafelig, mitunter auf Prismenflächen parallel der c -Achse gestreift. Die ditetragonal-dipyramidalen Kristalle sind mitunter gut ausgebildet mit Basispinakoid $\{001\}$, tetragonalen Prismen $\{100\}$ und $\{110\}$, ditetragonalem Prisma $\{210\}$, tetragonaler Dipyramide $\{101\}$, ditetragonaler Dipyramide $\{211\}$ (Abb. 9.19); oft sehr flächenreich; auch körnig entwickelt, z. T. gesteinsbildend.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	kaum erkennbar
Bruch	muscheliger-splittrig
Härte	6–7
Dichte	3,3–3,5, abhängig vom variierenden Chemismus
Farbe, Glanz	am häufigsten verschiedene Gelb-, Braun- oder Grüntöne; an Kanten oft durchscheinend, Glas- bis Fettglanz

Kristallstruktur. Die komplizierte Struktur enthält $[\text{SiO}_4]^{4-}$ -Tetraeder und $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ -Gruppen. Die Ca^{2+} -Ionen sind von 8, die Mg^{2+} - und Fe^{2+} -Ionen von 6 O umgeben. Es bestehen Beziehungen zur Granat-Struktur.

Chemismus. Die Vesuvian-Struktur kann weitere Nebenelemente einbauen, so Alkalien (Li, Na, K), Mn, Be, Pb, Sn, Ti, Cr, Ce und andere Seltene Erden, B, H_2O , F, teilweise bis zu einigen Gew.-%.

Vorkommen. Gesteinsbildend in Kontaktmarmoren und Kalksilikatgesteinen, in vulkanischen Auswürflingen (z. B. am Vesuv) und als Kluffmineral.

9.3

9.3 Ringsilikate (Cyclosilicate)

Beryll, $\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$

Ausbildung. Kristallklasse $6/m2/m2/m$, z. T. gut ausgebildete Kristalle mit hexagonalem Prisma $\{10\bar{1}0\}$ und Basispinakoid $\{0001\}$ (Abb. 9.20, 9.21a), daneben auch dihexagonale Dipyramiden wie $\{10\bar{1}1\}$ und $\{11\bar{2}1\}$ (Abb. 9.21b). Auftreten

Tabelle 9.3. Die wichtigsten Ringsilikate

Mineral	Formel	Kristallklasse
Beryll	$\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	$6/m2/m2/m$
Cordierit	$(\text{Mg,Fe}^{2+})_2(\text{Al}_2\text{Si})^{[4]}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{18}]$	$2/m2/m2/m$
Diopas	$\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	$\bar{3}$
Turmalin	$\text{X}^{[9]}\text{Y}_3^{[6]}\text{Z}_6^{[6]}[(\text{OH})_4/(\text{BO}_3)_3/(\text{Si}_6\text{O}_{18})]$	$3m$



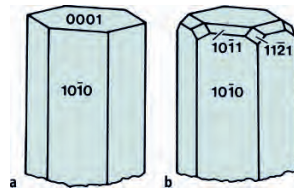
Abb. 9.20. Beryll-Kristall aus einem Pegmatit von Minas Gerais, Brasilien. Gewicht 54 kg, Länge 60 cm. Sammlung Professor Dr. Hermann Bank, Idar-Oberstein; z. Z. als Leihgabe im Mineralogischen Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

von weiteren dihexagonalen Dipyramiden verschiedener Stellung und Steilheit besonders an klaren Kristallen innerhalb von Drusenräumen. Die Kristalle des eingewachsenen, gemeinen Berylls sind hingegen minder flächenreich. Von diesem werden Riesenkristalle bis zu 18 m Länge, 3,5 m Durchmesser und 380 t Gewicht erwähnt (Rickwood 1981). Auch als stängelige Kristalle in Gruppen vorkommend.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	(0001) unvollkommen
Bruch	uneben bis muscheliger-splittrig
Härte	$7\frac{1}{2}$ –8
Dichte	2,7–2,8

Abb. 9.21.
Beryll: **a** einfache Tracht;
b mit zusätzlichen hexagonalen Dipyramiden



Nach **Farbe** und **Durchsichtigkeit** unterscheidet man folgende Varietäten:

- **Gemeiner Beryll** gelblich bis grünlich; trübe, höchstens kantendurchscheinend; Kristallflächen sind fast glanzlos. Seltener treten auch wasserklare, völlig farblose Kristalle von Beryll auf.
- **Aquamarin** meergrün über blaugrün bis blau, weniger gute Qualität auch blassblau; wasserhell durchsichtig; auf Kristallflächen Glasglanz; mitunter in relativ großen Kristallen.
- **Smaragd** tiefgrün (smaragdgrün) bis blassgrün bei schlechter Qualität; nicht selten einschliessreich, durch Spurengehalte von Cr^{3+} oder V^{3+} gefärbt, kostbarster Edelberyll.
- **Rosaberyll** (Morganit) blaßrosa bis dunkelrosa; enthält Mn^{3+} .
- **Goldberyll** gelb bis grünlichgelb
- **Goshenit** farblos

Struktur. In der Beryll-Struktur sind die $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ -Ringe in Schichten // (0001) angeordnet. Der elektrostatische Valenzausgleich außerhalb der Sechseringe wird durch starke Bindungskräfte der kleinen Be^{2+} - und Al^{3+} -Ionen zwischen den Ringen gewährleistet. Dabei ist das sehr kleine Be^{2+} von je 4 und Al von je 6 O umgeben (Abb. 9.22). Wegen der Verknüpfung der $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder durch $[\text{BeO}_4]$ -Tetraeder kann man Beryll auch als Gerüstsilikat auffassen. Innerhalb der übereinandergestapelten Sechseringe befinden sich // c Kanäle, die gitterfremden, teilweise großen Ionen (Na^+ , K^+ , Cs^+ , Li^+ , OH^- , F^-), Atomen (He) oder Molekülen (H_2O) Platz bieten. Diese Einlagerungen haben eine relativ geringe Wirkung auf die Geometrie der Kristallstruktur.

Vorkommen. Lokal massiertes Auftreten in Pegmatitkörpern oder in deren Umgebung. Vorkommen des edlen Berylls auch in Drusenräumen, Smaragd eingesprengt im Gestein.

Bedeutung als Rohstoff. Beryll ist wichtigstes Beryllium-Mineral zur Gewinnung des Leichtmetalls Be, aus dem leichte, stabile Legierungen mit Mg und Al für den Flugzeugbau hergestellt werden. Hauptsächlich (zu 70–80 %) wird Be jedoch zur Herstellung von Berylliumbronzen, d. h. Cu-Legierungen mit 0,5–2 % Be eingesetzt, die z. B. in der Elektrotechnik auf Grund ihrer guten elektrischen und thermischen Leitung Verwendung finden; Legie-

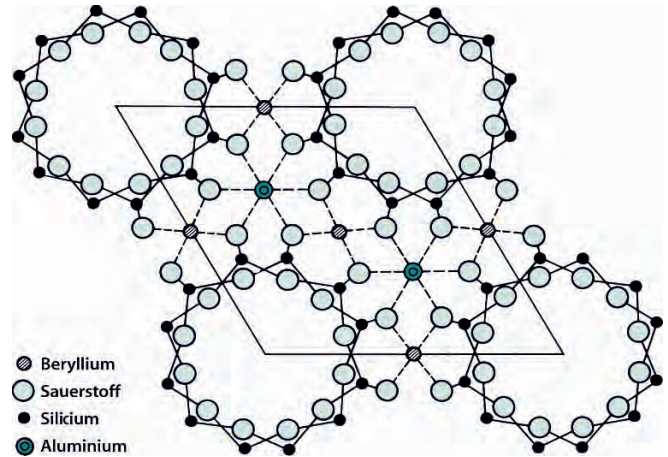


Abb. 9.22. Kristallstruktur von Beryll $\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ auf die (0001)-Ebene projiziert. Die Si_6O_{18} -Ringe liegen in unterschiedlicher Höhe. (Nach Bragg u. West 1926)

rungsmetall auch mit Fe; in kleinen Atomreaktoren als günstiges Hülsenmaterial (Moderator) für Brennstoffstäbe. Berylliumglas wird wegen seiner geringen Absorption der Röntgenstrahlen als Austrittsfenster von Röntgenröhren verwendet.

Die edlen Berylle sind wertvolle Edelsteine. Smaragd zählt zu den kostbarsten unter ihnen. Er kristallisiert – teilweise zusammen mit Alexandrit (S. 82) in Biotitschiefern oder Talkschiefern als Bestandteile von sog. Blackwalls (Abschn. 24.6.1, S. 419, Abb. 24.31). Seit 1942 werden in den USA synthetische Smaragde in einer für Schmuckzwecke brauchbaren Größe und Qualität industriell hergestellt. Die synthetische Darstellung des Smaragds in schleifbarer Qualität war zuerst 1935 der I. G. Farbenindustrie A. G. in Bitterfeld gelungen: die künstlichen Schmucksteine wurden unter dem Namen „Igemerald“ zu Werbezwecken eingesetzt.

Cordierit, $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Al}_2\text{Si})^{[4]}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{18}]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m2/m2/m$, relativ selten idiomorphe Kristalle, kurzsäulig und stets eingewachsen im Gestein, pseudohexagonal, Durchkreuzungszwillinge nach $\{110\}$, verbreitet derbe und körnige Aggregate.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	(100) bisweilen angedeutet
Bruch	muschelig, splittig
Härte	7
Dichte	2,6
Farbe, Glanz	grau bis gelblich, zart blaßblau bis violettblau, bei stärker gefärbten Individuen mit bloßem Auge sichtbarer Pleochroismus; auf Bruchflächen Fettglanz (dem Quarz sehr ähnlich), kantendurchscheinend bis durchsichtig

Struktur. Die Kristallstruktur des Cordierits ähnelt derjenigen des Berylls, wobei die Plätze des Be^{2+} durch Al^{3+} und Si^{4+} eingenommen werden. Der elektrostatische Valenzausgleich erfolgt durch den gekoppelten Ersatz von $\text{Be}^{2+}\text{Si}^{4+} \rightleftharpoons \text{Al}^{3+}\text{Al}^{3+}$. Die Ringe aus 6 $[\text{SiO}_4]$ - bzw. $[\text{AlO}_4]$ -Tetraedern, die wie beim Beryll Hohlkanäle bilden, sind untereinander durch weitere Tetraeder verknüpft und bilden ein dreidimensionales Gerüst, wobei alles vorhandene Al [4]-koordiniert ist. Wegen des wichtigen Strukturmotivs der $[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{18}]$ -Ringe, der Ähnlichkeit mit der Beryll-Struktur, des Fehlens der großen Alkali- und Erdalkali-Ionen und der Wichtigkeit von [6]-koordiniertem Mg und Fe^{2+} wird Cordierit nicht als Gerüstsilikat sondern als Ringsilikat aufgefasst (Strunz u. Nickel 2001).

Chemismus. Bei den meisten Cordieriten dominiert Mg über Fe^{2+} . Aus den chemischen Analysen geht außerdem ein sehr wechselnder H_2O -Gehalt im Cordierit hervor. Die Wassermoleküle befinden sich in den großen Kanälen // c der Struktur, die durch die $[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{18}]$ -Ringe aufgebaut werden.

Vorkommen. Vorzugsweise in metamorphen Gesteinen; sekundär wird Cordierit unter Wasseraufnahme in ein Gemenge von Hellglimmer und Chlorit (*Pinit*) umgewandelt.

Verwendung. Wegen seines geringen Wärmeausdehnungskoeffizienten dient Cordierit als silikatkeramischer Werkstoff zur Herstellung temperaturwechselbeständiger Gebrauchsgegenstände, z. B. kochfester Geschirre.

Schön gefärbter, durchsichtiger Cordierit wird gelegentlich als Edelstein geschliffen.

Dioptas, $\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{3}$; kurzprismatisch-rhomboedrische Kristalle, einzeln, als Gruppen oder in Krusten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{10 $\bar{1}$ 1} gut
Bruch	muschelig bis uneben
Härte	5
Dichte	3,3
Farbe, Glanz	smaragdgrün; glasglänzend; durchsichtig bis durchscheinend

Struktur. Stark deformierte $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ -Ringe bilden enge Kanäle, die kein Aus- und Einwandern von H_2O gestatten (anders als bei den Zeolithen, Abschn. 9.6.5, S. 175f).

Vorkommen. In Oxidationszonen von Cu-Lagerstätten.

Verwendung. Gelegentlich als Schmuckstein verschliffen.

Turmalin-Gruppe, $X^{[9]}Y_3^{[6]}Z_6^{[6]}[(\text{OH})_4/(\text{BO}_3)_3/(\text{Si}_6\text{O}_{18})]$

In dieser komplexen Formel sind die unterschiedlichen Positionen in der Kristallstruktur mit folgenden Kationen besetzt, wobei es eine Fülle von Substitutions-Möglichkeiten gibt (z. B. Hawthorne und Henry 1999):

- X = Ca, Na, K, □ (Leerstelle)
- Y = Li, Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al, Cr^{3+} , V^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+}
- Z = Mg, Al, Fe^{3+} , V^{3+} , Cr^{3+}
- T = Si, Al, (B)
- V = (OH), O
- W = (OH), F, O

Ausbildung. Kristallklasse 3m, ditrigonal-pyramidale Kristalle mit dominierenden vertikal verlaufenden Prismen, so {10 $\bar{1}$ 0} allein oder kombiniert mit dem hexagonalen Prisma {11 $\bar{2}$ 0}. Die polar ausgebildeten Kristalle zeigen als Endbegrenzung mehrere trigonale Pyramiden wie {10 $\bar{1}$ 1}, {02 $\bar{2}$ 1} (oben) und {01 $\bar{1}$ 1} (unten) (Abb. 9.23b,c). Im Schnitt senkrecht c oft gerundet (ähnlich einem sphärischen Dreieck; Abb. 9.23a, 9.25). Es handelt sich um eine Scheinrundung durch Vizinalflächen. Die vertikal verlaufenden Prismenflächen sind meist gestreift (Abb. 9.23a, 9.24, 9.25).

Die Kristalle besitzen neben gedrungenem Habitus häufiger nadelförmige Ausbildung, vorzugsweise zu radial- oder büschelförmigen Gruppen angeordnet, sog. Turmalinsonnen. Die Kristalle sind aufgewachsen oder im Gestein eingewachsen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	mitunter Absonderung // (0001)
Bruch	muschelig
Härte	7–7½
Dichte	3,0–3,3
Farbe, Glanz	Farbe wechselt stark mit der Zusammensetzung, sehr zahlreiche Farbnuancen („Edelstein des Regenbogens“), starker Pleochroismus (Turmalinzange!); gut sichtbarer Zonar-

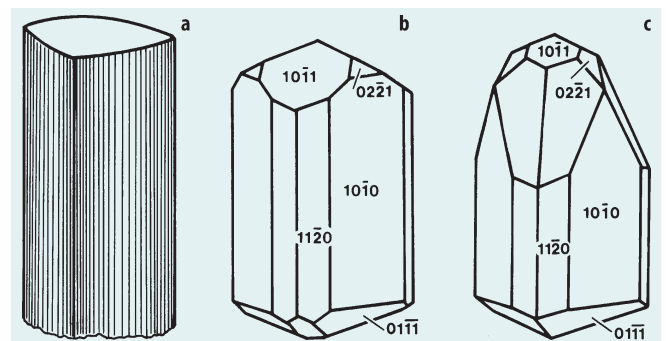


Abb. 9.23. Turmalin: **a** Vertikalstreifung und Rundung im Schnitt \perp der c-Achse; **b, c** polare Ausbildung der Kristalle mit verschiedenen trigonalen Pyramiden als Endbegrenzung



Abb. 9.24. Turmalin, Minas Gerais, Brasilien. Bildbreite 6 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

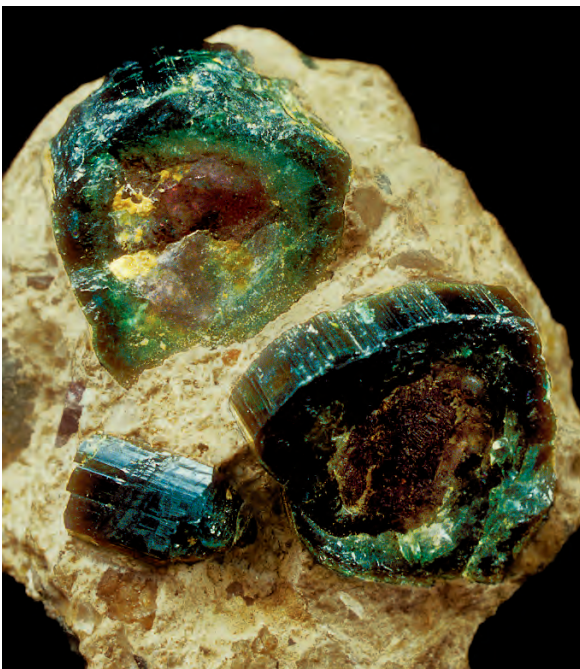


Abb. 9.25. Scheingerundete Kristalle von Turmalin mit ausgeprägtem Zonarbau in einem Pegmatit von Omaruru, Namibia. Bildbreite 3 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

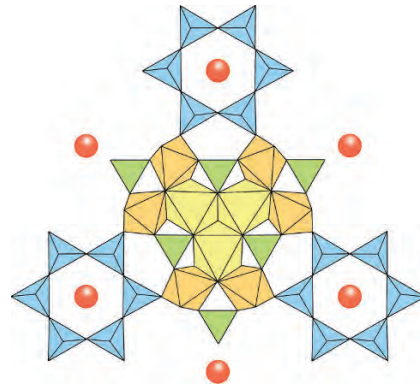


Abb. 9.26. Turmalin-Struktur, Projektion auf (0001). Die dreizählige Drehachse und die Scheinrundung sind klar zu erkennen. Eckenverknüpfte $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder (blau) bilden Sechseringe, $[\text{YO}_4(\text{OH})_2]$ -Oktaeder (hellgelb) und $[\text{ZO}_5\text{OH}]$ -Oktaeder (dunkelgelb) sind untereinander über Kanten, mit den $[\text{BO}_3]$ -Dreiecken (grün) dagegen über Ecken verknüpft; die großen X-Atome sind als rote Kugeln dargestellt. (Nach Strunz und Nickel 2001)

bau durch verschiedene Färbung in Schnitten \perp und $\parallel c$, etwa roter Kern und grüner Randsaum (Abb. 9.25), auch die Enden der Turmalin-Kristalle besitzen häufig eine abweichende Färbung; auf Kristallflächen Glasglanz, durchsichtig bis kantendurchscheinend in Splintern

Besondere Eigenschaft durch polare Ausbildung sind die Kristalle pyro- und piezoelektrisch

Struktur (Abb. 9.26). Die $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder, die zu hexagonalen $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ -Ringen angeordnet sind, liegen mit ihrer Basis $\parallel (0001)$ und zeigen mit ihren freien O-Atomen in die gleiche Richtung. Bor bildet trigonale $[\text{BO}_3]$ -Ringe. Kantenverknüpfte $[\text{ZO}_5\text{OH}]$ -Oktaeder bilden links- und rechtssinnig gewundene Schraubenachsen $\parallel c$, die untereinander über Ecken sowie durch Dreiergruppen von kantenverknüpften $[\text{YO}_4(\text{OH})_2]$ -Oktaedern verbunden sind. Die großen X-Atome liegen über den 6 freien O-Atomen der $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ -Ringe und unter den 3 O-Atomen der $[\text{BO}_3]$ -Ringe. Die X-Atome sind nur sehr schwach gebunden, und die X-Position kann sogar teilweise unbesetzt sein.

Chemismus. Komplizierte chemische Zusammensetzung durch Möglichkeiten umfangreicher Mischkristallbildung. Dabei unterscheidet man je nach der überwiegenen Besetzung der X-Position

- Alkali-Turmaline
- Ca-Turmaline
- Leerstellen-Turmaline

Die theoretischen Endglieder der Turmalin-Gruppe sind in Tabelle 9.4 zusammengestellt.

Farbvarietäten. Der tiefschwarze, Fe-reiche Turmalin wird als *Schörl* bezeichnet; betont Mg-reich ist der braune bis grünlichbraune *Dravit*; der viele Farben zeigende *Elbait* enthält Li; Turmalin-Varietäten von Edelsteinqualität sind neben dem Elbait der grüne, Cr-haltige *Verdelith*

Tabelle 9.4. Besetzung der X-, Y-, Z-, V und W-Position in den theoretischen Endgliedern der Turmalin-Gruppe nach Hawthorne und Henry (1999)

	X	Y ₃	Z ₆	V ₃	W
Alkali-Turmaline					
Elbait	Na	Li _{1,5} Al _{1,5}	Al ₆	(OH) ₃	(OH)
Dravit	Na	Mg ₃	Al ₆	(OH) ₃	(OH)
Chromdravit	Na	Mg ₃	Cr ₆	(OH) ₃	(OH)
Schörl	Na	Fe ₃ ²⁺	Al ₆	(OH) ₃	(OH)
Olenit	Na	Al ₃	Al ₆	O ₃	(OH)
Buergerit	Na	Fe ₃ ³⁺	Al ₆	O ₃	F
Povondrait	Na	Fe ₃ ³⁺	Fe ₄ ³⁺ Mg ₂	(OH) ₃	O
Ca-Turmaline					
Uvit	Ca	Mg ₃	Al ₅ Mg	(OH) ₃	F
Hydroxy-Feruvit	Ca	Fe ₃ ²⁺	Al ₅ Mg	(OH) ₃	(OH)
Liddicoatit	Ca	Li ₂ Al	Al ₆	(OH) ₃	F
Leerstellen-Turmaline					
Rossmanit	□	LiAl ₂	Al ₆	(OH) ₃	(OH)
Foitit	□	Fe ₂ ²⁺ Al	Al ₆	(OH) ₃	(OH)
Magnesiofoitit	□	Mg ₂ Al	Al ₆	(OH) ₃	(OH)

(Abb. 9.24) und der rosarote bis rote *Rubellit*, der Mn-, Li- und Cs-haltig ist; nicht so häufig kommt der blaue *Indigolith* vor; selten gibt es auch farblosen Turmalin.

Vorkommen. Turmalin ist häufiger akzessorischer Gemengteil in Pegmatiten oder hochhydrothermal beeinflussten Graniten, hier auch Drusenmineral. Als mikroskopischer Gemengteil in den verschiedensten Gesteinen sehr verbreitet; auch als detritisches Schwermineral und als Mineralneubildung in Sedimenten.

Verwendung. Durchsichtige und dabei schön gefärbte rote, grüne, mehrfarbige, seltener auch blau gefärbte Turmaline werden als Edelsteine geschliffen.

9.4

9.4 Ketten- und Doppelkettensilikate (Inosilikate)

Zu den Ketten- und Doppelkettensilikaten gehören zwei wichtige Gruppen von gesteinsbildenden Mineralen:

- Pyroxene und
- Amphibole.

Die Struktur der *Pyroxene* baut sich aus *Ein-fachketten* mit dem Verhältnis Si:O = 1:3, die der *Amphibole* aus *Doppelketten* mit dem Verhältnis Si:O = 4:11 auf (Abb. 9.1f,g, S. 119). In ihren kristallographischen, physikalischen und chemischen Eigenschaften sind sich die beiden Gruppen ziemlich ähnlich. In beiden Gruppen gibt es rhombische und monokline Vertreter.

Abb. 9.27.

Pyroxen, Schnitt \perp [001] mit angedeuteter Spaltbarkeit nach {110}. Rechts daneben die enge Beziehung zur Pyroxen-Struktur mit ihren relativ schwächeren seitlichen Bindungskräften zwischen den [SiO₃]-Ketten, die // c verlaufen. Spaltwinkel 87° bzw. 93°

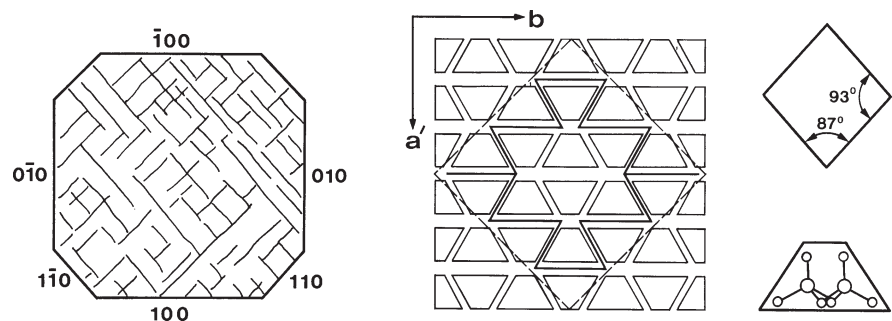
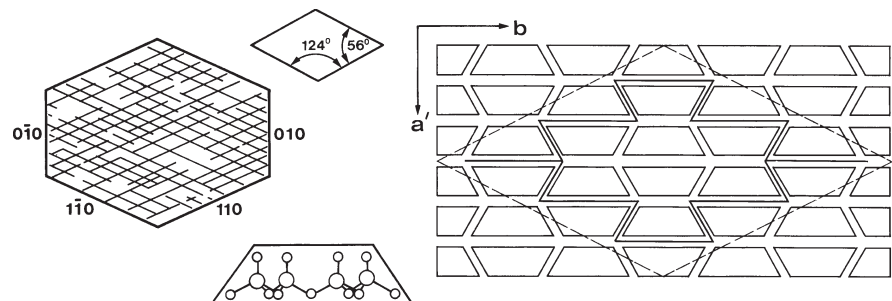


Abb. 9.28.

Amphibol, Schnitt \perp [001] mit vollkommener Spaltbarkeit nach {110}. Rechts daneben die enge Beziehung zur Amphibol-Struktur mit ihren relativ schwächeren seitlichen Bindungskräften zwischen den [Si₄O₁₁]-Doppelketten, die // c verlaufen. Spaltwinkel 124° bzw. 56°



Die Kationen sind bei den Pyroxenen und Amphibolen weitgehend die gleichen, jedoch enthalten die Amphibole (OH)⁻, untergeordnet auch F⁻ als Anionen 2. Stellung. Hieraus erklären sich die etwas geringere Dichte und die niedrigere Lichtbrechung der Amphibole gegenüber den Pyroxenen.

Während die Pyroxene meist eher kurzprismatische Kristalle bilden, zeigen die Amphibole häufiger langprismatische, stängelige oder sogar dünnadelig-faserige Ausbildungen. Wichtiges Unterscheidungsmerkmal unter dem Mikroskop sind die unterschiedlichen Spaltwinkel zwischen (110) und (1 $\bar{1}$ 0) von 87° bei den Pyroxenen und 124° bei den Amphibolen (Abb. 9.27, 9.28). Darüber hinaus besitzen die Amphibole eine weitaus vollkommeneren Spaltbarkeit mit durchhaltenden Spaltflächen und viel höherem Glanz auf diesen Flächen. Die prismatische Spaltbarkeit bricht in beiden Fällen die schwachen Bindungskräfte zwischen den Kationen und den Ketten bzw. Doppelketten auf, niemals jedoch die relativ starken Si-O-Bindungen innerhalb einer Kette (Abb. 9.27, 9.28).

Pyroxene kristallisieren meist bei höheren Temperaturen als der jeweils seinem Chemismus nach entsprechende Amphibol. Pyroxen gehört zu den frühen Ausscheidungen einer sich abkühlenden silikatischen Schmelze in der Natur. Amphibol kristallisiert z. B. aus wasserreicheren Schmelzen oder er entsteht mit der Abnahme der Temperatur unter Anwesenheit von H₂O sekundär aus Pyroxen.

9.4.1 Pyroxen-Familie

Der Chemismus der Pyroxene (Abb. 9.29a,b) kann durch die allgemeine Formel X^[8]Y^[6][Z₂O₆] ausgedrückt werden. Die Position von X können die folgenden Kationen einnehmen: Na⁺, Ca²⁺, Fe²⁺, Mg²⁺, Mn²⁺, die Position von Y: Fe²⁺, Mg²⁺, Mn²⁺, Zn²⁺, Fe³⁺, Al³⁺, Cr³⁺, V³⁺ und Ti⁴⁺, die Position von Z: im wesentlichen Si⁴⁺ und Al³⁺. Viele Klinopyroxene können in erster Näherung als Glieder des 4-Komponenten-Systems CaMgSi₂O₆-CaFeSi₂O₆-Mg₂Si₂O₆-Fe₂Si₂O₆ („Pyroxen-Trapez“) betrachtet werden (Abb. 9.29a,b). Die monoklinen Pyroxen-Mischkristallreihe Mg₂Si₂O₆-Fe₂Si₂O₆ (Klinoenstatit-Klinoferrosilit) ist in irdischen Gesteinen ungewöhnlich. Pigeonit tritt nur unter niedrigen Drücken auf (vgl. hierzu auch den pseudobinären Schnitt Protoenstatit-Diopsid bei 1 bar Druck; Abb. 16.16, S. 271). Ca₂Si₂O₆ (Wo) kommt als Wollastonit in der Natur vor, wird jedoch nicht zu den Pyroxenen gerechnet, sondern zu den Pyroxenoiden (Abschn. 9.4.2, S. 141f).

Die Kristallstruktur der Pyroxen-Gruppe zeichnet sich durch [SiO₃]²⁻- bzw. [Si₂O₆]⁴⁻-Ketten // zur c-Achse aus (Abb. 9.1, S. 119). Diese Einfachketten werden seitlich abgesättigt durch die Kationen X und Y. Die größeren X-Kationen, bei Diopsid z. B. Ca²⁺, beim Jadeit Na⁺, besitzen etwas schwächere Bindungskräfte und sind gegenüber O [8]-koordiniert. Die kleineren Y-Kat-

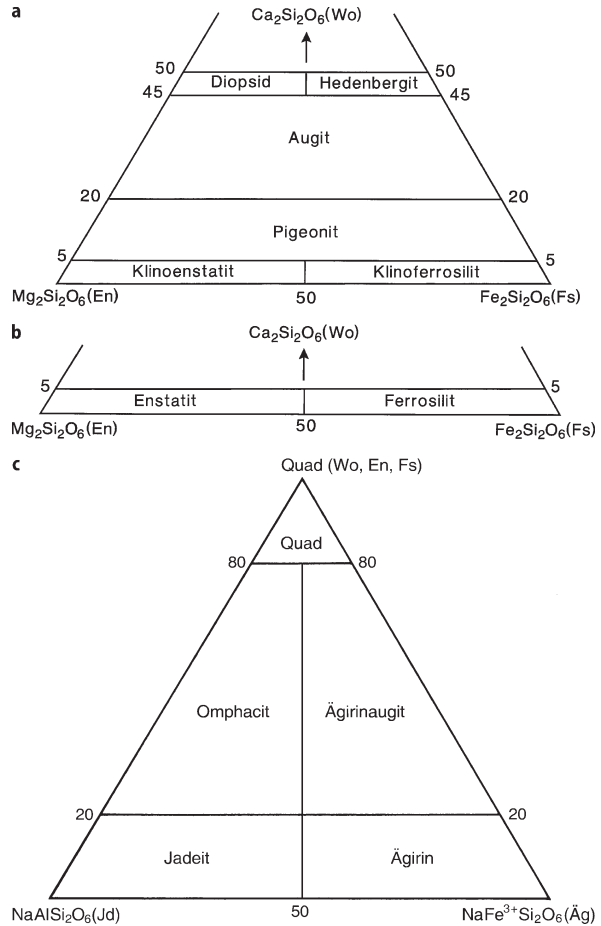


Abb. 9.29. Nomenklatur von **a** Ca-Mg-Fe-Klinopyroxenen, **b** Orthopyroxenen und **c** Mischkristallen zwischen Jadeit (Jd), Ägirin (Äg) und Ca-Mg-Fe-Klinopyroxenen (Quad) nach Morimoto et al. (1988). Jadeit und Omphacit treten in hochdruckmetamorphen Gesteinen auf (Abschn. 24.3.1, S. 405, 26.3.8, S. 467ff, 26.3.9, S. 469ff)

ionen, im Diopsid Mg²⁺, im Jadeit Al³⁺, sind demgegenüber [6]-koordiniert. Als Beispiel ist in Abb. 9.30 die Jadeit-Struktur dargestellt. Man erkennt unendliche, parallele Ketten von eckenverknüpften [SiO₄]-Tetraedern und kantenverknüpften [AlO₆]-Oktaedern, die beide in Richtung der c-Achse verlaufen und über Ecken miteinander verbunden sind. Das große Na⁺-Kation sitzt in den Lücken der Struktur. *Klinopyroxene*, bei denen die X- und Y-Positionen durch verschieden große Kationen besetzt sind, haben monokline Symmetrie. Demgegenüber sind in den rhombischen *Orthopyroxenen*, z. B. im Hypersthen, die Kationenpositionen annähernd gleich groß, und deshalb besteht hier ausschließlich [6]-Koordinierung (X = Y) und die Symmetrie wird höher. Diese Symmetriehöherung wird durch eine Art submikroskopischer Verzwilligung // (100) unter Verdoppelung der Elementarzelle hervorgerufen. Die monoklinen Formen der Reihe Klinoenstatit – Klinohypersthen sind in der Natur recht selten.

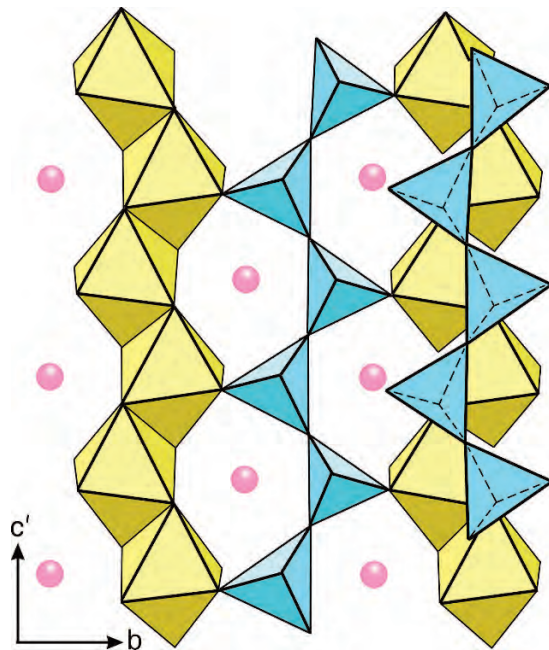


Abb. 9.30. Jadeit-Struktur, etwa in Richtung der a-Achse projiziert. Eckenverknüpfte $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder (blau) und kantenverknüpfte $[\text{AlO}_6]$ -Oktaeder (gelb) bilden unendliche Ketten // c, die über Ecken miteinander verbunden sind; die großen Na^+ -Kationen sitzen in den Lücken der Struktur. (Nach Burnham et al. 1967 aus Deer et al. 1978)

Tabelle 9.5.
Wichtige Pyroxene

Minerale	Formel	Mischkristall-Bereich	Kristallklasse
Mg-Fe-Pyroxene			
Enstatit	$\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	$\text{En}_{100}\text{Fs}_0$ – $\text{En}_{90}\text{Fs}_{10}$	2/m2/m2/m
Bronzit	$(\text{Mg,Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	$\text{En}_{90}\text{Fs}_{10}$ – $\text{En}_{70}\text{Fs}_{30}$	2/m2/m2/m
Hypersthen	$(\text{Mg,Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	$\text{En}_{70}\text{Fs}_{30}$ – $\text{En}_{50}\text{Fs}_{50}$	2/m2/m2/m
Ferrohypersthen	$(\text{Fe,Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	$\text{En}_{50}\text{Fs}_{50}$ – $\text{En}_{30}\text{Fs}_{70}$	2/m2/m2/m
Pigeonit	etwa $\text{Ca}_{0,25}(\text{Mg,Fe})_{1,75}[\text{Si}_2\text{O}_6]$		2/m
Ca-Pyroxene			
Diopsid	$\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	$\text{Di}_{100}\text{Hd}_0$ – $\text{Di}_{90}\text{Hd}_{10}$	2/m
Salit	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$	$\text{Di}_{90}\text{Hd}_{10}$ – $\text{Di}_{50}\text{Hd}_{50}$	2/m
Ferrosalit	$\text{Ca}(\text{Fe,Mg})[\text{Si}_2\text{O}_6]$	$\text{Di}_{50}\text{Hd}_{50}$ – $\text{Di}_{10}\text{Hd}_{90}$	2/m
Hedenbergit	$\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	$\text{Di}_{10}\text{Hd}_{90}$ – $\text{Di}_0\text{Hd}_{100}$	2/m
Augit	$(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al})[(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]$		2/m
Na-Pyroxene			
Jadeit	$\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$		2/m
Ägirin (Akmit)	$\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$		2/m
Na-Ca-Pyroxene			
Omphacit	Mischkristall aus Jadeit und Augit		2/m
Ägirinaugit	Mischkristall aus Ägirin und Augit		2/m
Lithiumpyroxen			
Spodumen	$\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$		2/m

Das Subcommittee on Pyroxenes der Commission on New Minerals and Mineral Names (CNMMN) der International Mineralogical Association (IMA) hat vorgeschlagen, bei den Orthopyroxenen die bislang gebräuchlichen Namen Bronzit, Hypersthen und Ferrohypersthen nicht mehr zu verwenden (Morimoto et al. 1988). Dieser Vorschlag geht jedoch vollständig an der Realität vorbei, da diese herkömmlichen Namen in zahlreichen Gesteinsbezeichnungen (z. B. Bronzitit) und in der Meteoriten-Nomenklatur (z. B. Hypersthen-Chondrit) verwendet werden. Ebenso behalten wir in Tabelle 9.5 die Zwischenglieder Salit und Ferrosalit in der Mischkristallreihe Diopsid–Hedenbergit bei, die sich als praktisch erwiesen haben.

Die Lage der wichtigsten Pyroxene im sog. Pyroxen-Trapez Diopsid (Di) – Hedenbergit (Hd) – Enstatit (En) – Ferrosilit (Fs) zeigt Abb. 9.29a,b, während die Mischkristalle zwischen den Endgliedern Jadeit (Jd), Ägirin (Äg) und den Ca-Mg-Fe-Pyroxenen (Quad = Wo + En + Fs) in Abb. 9.29c dargestellt sind. Die wichtigsten Pyroxene sind in Tabelle 9.5 aufgeführt.

Mg-Fe-Pyroxene

Enstatit, $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – Ferrosilit, $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Ausbildung. Kristallklasse meist 2/m2/m2/m (Orthopyroxene), selten 2/m. Gute Kristalle sind nicht sehr häufig; gewöhnlich körnig oder blättrig, massig entwickelte Aggregate, gesteinsbildend.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	nach dem Vertikalprisma {110} deutlich, wie bei allen Pyroxenen Spaltwinkel nahe 90°, // zu der schwächsten seitlichen Bindung der SiO ₃ -Ketten (Abb. 9.27). Häufig wird eine Absonderung nach (100) beobachtet mit oft geknickter oder wellig verbogener Fläche infolge Translation
Härte	5½–6
Dichte	3,2–3,6, mit dem Fe-Gehalt anwachsend
Farbe	graugrün (Enstatit), dunkelbraun (Hypersthen); kantendurchscheinend
Glanz	matter Glanz auf Spaltflächen nach {110}, auf der Absonderungsfläche (100) zeigt Bronzit bronzartigen, Hypersthen kupferroten Schiller, bedingt durch feine tafelige Entmischungskörper von Ilmenit, die nach dieser Ebene eingelagert sind

Chemismus. Lückenlose Mischkristallreihe zwischen den Endgliedern Enstatit Mg₂[Si₂O₆] – Ferrosilit Fe₂[Si₂O₆] (Abb. 9.29) von nahezu En₁₀₀ bis En₁₀Fs₉₀; reiner Ferrosilit wurde bislang in der Natur nicht beobachtet. Die Aufnahmefähigkeit für Ca²⁺ ist in Orthopyroxenen gering und kann maximal 5 Mol.-% Ca₂[Si₂O₆]-Komponente erreichen.

Vorkommen. Orthopyroxene sind in magmatischen Gesteinen recht verbreitet; sie können wegen einer ausgehenden Mischungslücke auch neben Ca-Pyroxenen im gleichen Gestein im Gleichgewicht auftreten. Die Mg-reicheren Glieder der Orthopyroxene kommen in ultramafischen Magmatiten, mitunter auch in deren metamorphen Äquivalenten vor. Orthopyroxene sind typisch für hochgradig metamorphe Gesteine, insbesondere Pyroxen-Granulite.

Die **monokline Reihe Klinoenstatit – Klinoferrosilit** kommt in der Natur nur sehr selten vor, so z. B. gelegentlich in skelettförmigen Kristallen in vulkanischen Gesteinen. Klinoenstatit ist in Meteoriten beobachtet worden.

Ca-Pyroxene**Diopsid, CaMg[Si₂O₆] – Hedenbergit, CaFe[Si₂O₆] – Augit, (Ca,Na)(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)₂O₆]**

Diopsid und Hedenbergit bilden eine vollständige Mischkristallreihe (Abb. 9.29a) mit nahezu linearer Änderung von Dichte und Brechungsindizes. Im Augit besteht eine vielfältige Diadochie mit den gekoppelten Substitutionen Ca²⁺(Mg,Fe²⁺) ⇌ Na⁺(Al,Fe³⁺) und (Mg,Fe²⁺)^[6]Si^[4] ⇌ Al^[6]Al^[4], wobei das *Tschermaks Molekül* CaAl^[6][Al^[4]SiO₆] nicht als Pyroxen-Endglied vorkommt. Bei einem Gehalt von 3–5 % TiO₂ liegt *Titan-*

augit vor, mit den charakteristischen Anwachskegeln, die unter dem Mikroskop sichtbar sind und auch als Sanduhrstruktur bezeichnet werden (Abb. 11.11a, S. 212f).

Ausbildung. Kristallklasse 2/m, Diopsid mit Vorherrschen von {100} und {010} und fast rechteckigem Querschnitt. Augit ist gewöhnlich kurzsäulig mit Vorherrschen von Vertikalprisma {110} und Längsprisma {111}, daneben die Pinakoide {100} und {010} (Abb. 9.31, 9.32). Das gilt besonders für gut ausgebildete Kristalle der Varietät *basaltischer Augit*; diese zeigen auch Zwillinge nach (100) oder Durchkreuzungszwillinge nach (101). Diopsid, Salit, Ferrosalit und Hedenbergit treten häufiger in körnigen Aggregaten auf.

Abb. 9.31.

Tracht und Habitus bei Pyroxenen. **a** Augit (Stellung des Kristalls um 180° um c gedreht); **b** Akmit mit nach c gestrecktem Habitus

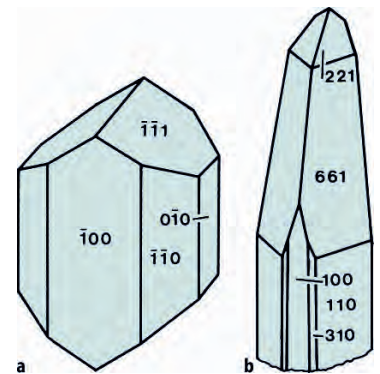


Abb. 9.32. Kristalle von Diopsid (hellgrün) und Grossular (Var. Hessonit, rot). Mussa-Alpe, Piemont, Italien. Bildbreite ca. 1 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{110} unvollkommen bis wechselnd deutlich, Absonderung nach (100) durch Translation bei der Varietät <i>Diallag</i>
Bruch	muschelrig, spröde
Härte	5½–6½
Dichte	3,2 (reiner Diopsid) bis 3,55 (reiner Hedenbergit); im gleichen Bereich liegen Augite unterschiedlicher Zusammensetzung
Farbe, Glanz	Diopsid grau bis graugrün, als Chromdiopsid smaragdgrün, Hedenbergit schwarzgrün, die Varietät <i>gemeiner Augit</i> ist grün bis bräunlichschwarz, pechschwarz ist der Fe- und Ti-reiche <i>basaltische Augit</i> . Matter, seltener lebhafter Glanz auf den Spalt- und Kristallflächen

Vorkommen. Augit ist ein weitverbreitetes gesteinsbildendes Mineral; er bildet den dunklen Gemengteil im Tiefengestein Gabbro, basaltischer Augit ist sein Gegenstück im Basalt, dem wichtigsten vulkanischen Gestein.

Diopsid kommt in metamorphen dolomitischen Kalksteinen, in Diopsid-Amphiboliten und Pyroxen-Granuliten vor, Hedenbergit in Fe-reichen kontaktmetasomatischen Gesteinen, die als *Skarn* bezeichnet werden.

Pigeonit, $\text{Ca}_{0,25}(\text{Mg,Fe})_{1,75}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Vom Hypersthen unterscheidet sich dieser Ca-arme monokline Pyroxen durch einen Gehalt an 5–15 Mol.-% $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_4$ -Komponente (Abb. 9.29a). Als Einsprengling in basaltischen Gesteinen mit prismatischem, nach c gestrecktem Habitus, braun, grünlichbraun bis schwarz gefärbt, kann Pigeonit gegenüber den meisten übrigen Pyroxenen nur mikroskopisch oder röntgenographisch identifiziert werden.

Pigeonit tritt gewöhnlich als ein frühes Kristallisationsprodukt in heißen basaltischen Laven auf, die eine sehr schnelle Abkühlung erfahren haben. Bei langsamer Abkühlung beobachtet man oft eine komplizierte lamellenförmige Entmischung von Augit in Wirtkristallen von Ca-ärmerem Pigeonit oder Orthopyroxen (engl. *inverted pigeonite*). Diese Phänomene lassen sich anhand des pseudobinären Systems $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (En)– $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (Di) erklären (Abb. 16.16, S. 271).

Alkali-Pyroxene**Ägirin (Akmit), $\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$**

Ausbildung. Kristallklasse 2/m, nadelige Kristalle mit steilen Endflächen als Begrenzung (Abb. 9.31b). Häufig büschelige Aggregate.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	nach {110}, deutlicher als bei anderen Pyroxenen
Härte	6–6½
Dichte	3,5
Farbe	grün oder rötlichbraun bis schwarz; durchscheinend; Glasglanz bis Harzglanz

Chemismus. *Ägirinaugit* ist ein Mischkristall aus den Endgliedern Ägirin und Augit, hat also $\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})$ sowie $\text{Al}^{[6]}$ und $\text{Al}^{[4]}$ anstelle von NaFe^{3+} . Er ist häufiger als das reine Endglied Ägirin. Zonarbau mit Augit im Kern und Ägirinaugit in einem Randsaum des Kristalls ist verbreitet.

Vorkommen. Ägirin und Ägirinaugit sind häufige Gemengteile in alkalibetonten magmatischen Gesteinen, besonders in solchen mit Natronvornacht (Abb. 11.10a, S. 210f); sie werden aber auch metamorph gebildet.

Jadeit, $\text{NaAl}^{[6]}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m; meist in faserig-verfilzten Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Härte	6½–7, damit etwas größer als diejenige der übrigen Pyroxene
Dichte	3,3–3,5
Farbe	blassgrün bis tiefgrün, auch farblos

Chemismus. Fe^{3+} kann im Jadeit die Position von $\text{Al}^{[6]}$ einnehmen. *Omphacit* ist ein Mischkristall aus Augit- und Jadeit-Komponente.

Vorkommen. Als ausgesprochenes Hochdruckmineral tritt Jadeit in Blauschiefern, Jadeitgneisen und reinen Jadeitgesteinen (Jade) auf. Er entsteht bei der Hochdruck- und Ultrahochdruck-Metamorphose aus Albit (Natronfeldspat) nach der Reaktion



(Abb. 24.1, S. 382). Ungewöhnlich hohe Drücke bei mäßigen Temperaturen, d. h. ungewöhnlich geringe geothermische Gradienten sind in Subduktions- und kontinentalen Kollisions-Zonen realisiert. Auch Omphacit, der zusammen mit Granat das Gestein Eklogit bildet, ist ein Hochdruckmineral.

Verwendung. Schön gefärbte Jade ist ein geschätzter Schmuckstein und wird zur Fertigung kunstgewerblicher Gegenstände verwendet. Wegen seiner hervorragenden mechanischen Eigenschaften war Jade in prähistorischer Zeit begehrter Rohstoff zur Fertigung von Waffen und Gerät.

Spodumen, $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m$; z. T. in metergroßen Riesenkristallen (bis 90 t schwer!), oft angeraut, angeätzt und // c gestreift; grobspätige oder nach (100) breitstrahlige Aggregate.

Physikalische Eigenschaften.

Härte	$6\frac{1}{2}$ –7
Dichte	3,0–3,2
Farbe	farblos, weiß, hellgrau, rosa, gelblich, grün; oft getrübt, aber auch wasserklar

Chemismus. Li^+ kann durch Na^+ , Al durch Fe^{3+} diadoch ersetzt werden.

Vorkommen. Spodumen ist ein charakteristisches Mineral in Li-reichen Pegmatiten; durch hydrothermale Umkristallisation entstehen die glasklaren, farblosen oder schön gefärbten Edelspodumene, insbesondere *Kunzit* (rosa bis violettrosa) und *Hiddenit* (grün).

Verwendung. Wichtiger Rohstoff zur Gewinnung von Li-Salzen. Kunzit und Hiddenit werden als Edelsteine verschliffen.

9.4.2

Pyroxenoide

Die allgemeine chemische Formel der Pyroxenoide ist $\text{M}[\text{SiO}_3]$ oder ein Vielfaches davon, mit M überwiegend Ca, Mg, Fe und Mn. Wie die Pyroxene weisen die Pyroxenoide unendliche Einfachketten von $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern auf, doch sind die Identitätsabstände in Richtung der c-Achse größer. Nach der Systematik von Liebau (1959, 1985) bilden die $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder in den Pyroxenen Zweier-Einfachketten, in den Pyroxenoiden dagegen Dreier-Einfachketten (z. B. Wollastonit), Fünfer-Einfachketten (z. B. Rhodonit) und Siebener-Einfachketten (z. B. beim Mondmineral Pyroxferroit $(\text{Ca,Fe})_7[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$; vgl. Abb. 9.33). Daraus ergeben sich auch jeweils unterschiedliche Anordnungen der [6]-koordinierten Kationen.

Wollastonit, $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$, vereinfacht $\text{Ca}[\text{SiO}_3]$

Ausbildung. Wollastonit tritt in unterschiedlichen Modifikationen auf. Tieftemperatur-Formen sind der triklinen Wollastonit-Tc (Kristallklasse $\bar{1}$) und der monoklinen Wollastonit-2M (Parawollastonit, $2/m$); über $1\,150\text{ °C}$ tritt der triklinen Pseudowollastonit (Cyclo wollastonit) auf, der aus Dreierketten $[\text{Si}_3\text{O}_9]$ aufgebaut ist. Selten in Form tafeliger oder nadeliger Kristalle, meist in derben, feinfaserigen, strahligen oder stängeligen Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{100} und {001} vollkommen
Härte	$4\frac{1}{2}$ –5

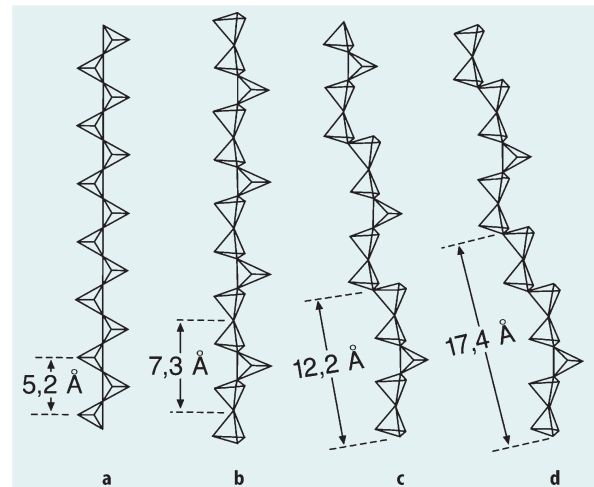
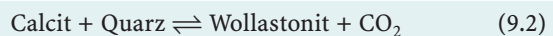


Abb. 9.33. SiO_4 -Tetraeder-Einfachketten bei Pyroxenen und Pyroxenoiden. **a** Zweier-Einfachkette: Pyroxene; **b** Dreier-Einfachkette: Wollastonit; **c** Fünfer-Einfachkette: Rhodonit; **d** Siebener-Einfachkette: Pyroxferroit. (Nach Liebau 1959)

Dichte	2,8–3,1
Farbe, Glanz	gewöhnlich weiß, auch schwach gefärbt; durchscheinend; Glasglanz, auf Spaltflächen auch Perlmutterglanz, in feinfaserigen Aggregaten seidenglänzend

Chemismus. Wollastonit kann beachtliche Gehalte an Mg, Fe und Mn aufweisen.

Vorkommen. Typisches Mineral kontaktmetamorpher kiesiger Kalksteine, wo es insbesondere nach der Reaktion



entsteht: Wollastonit-Marmore. Pseudowollastonit in pyrometamorph überprägten vulkanischen Auswürflingen.

Verwendung. Als keramischer Werkstoff, Füllstoff in Kunststoffen, Farben, Klebstoffen, Isolierstoffen, Bauelementen und als Asbest-Ersatz (Schmelzpunkt $1\,540\text{ °C}$).

Rhodonit, $(\text{Mn,Ca,Fe})_5[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{1}$; prismatische oder tafelige Kristalle selten, meist in derben, rosafarbenen bis fleischroten Massen, die von schwarzen Manganoxid-Adern durchzogen werden.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{100} und {001} vollkommen
Härte	$5\frac{1}{2}$ – $6\frac{1}{2}$
Dichte	3,4–3,7
Farbe, Glanz	lichtfleischrot, rosenrot, braunrot; Glasglanz, auf Spaltflächen perlmuttartig

Chemismus. Mischkristalle mit wechselnden Gehalten an $Mn \gg Ca > Fe^{2+} \geq Mg$.

Vorkommen. Überwiegend in metamorphen Mangan-Lagerstätten.

Verwendung. Verarbeitung zu Schmucksteinen und kunstgewerblichen Gegenständen.

9.4.3

Amphibol-Familie

Der Chemismus der Amphibole kann durch die allgemeine Formel $A_{0-1}B_2C_5[(OH,F)_2/T_8O_{22}]$ ausgedrückt werden. Die einzelnen Plätze in der Struktur können durch folgende Kationen eingenommen werden:

- A = Na^+ , seltener K^+ , □
- B = Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+}
- C = Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+}
- T = Si^{4+} , Al^{3+}

Dabei ist der Ersatz von Al^{3+} durch Fe^{3+} sowie zwischen Ti^{4+} und den anderen Ionen der Y-Position begrenzt, ebenso der Ersatz von Si^{4+} durch Al^{3+} .

Wie bei der Pyroxen-Gruppe ist bei den Amphibolen die monokline Symmetrie am häufigsten. Bei den rhombischen *Orthoamphibolen* sind wie bei den entsprechenden Pyroxenen in der Struktur alle Kationenplätze [6]-koordiniert. In den *Klinoamphibolen* ist das Verhältnis der [6]-: [8]-koordinierten Gitterplätze 5:2, in den *Klinopyroxenen* 2:2. Im Unterschied zur Pyroxenstruktur besteht jeweils in der Mitte der 6-zähligen Ringe der Doppelketten eine Lücke für die Aufnahme eines relativ großen 1-wertigen Anions 2. Stellung wie (OH) und F; die großen A-Gitterplätze werden ganz oder teilweise mit Na in [10]- oder [12]-Koordination besetzt, bleiben aber auch häufig als Leerstelle unbesetzt (□). In Abb. 9.36 ist die Struktur eines monoklinen Ca-Amphibols beispielhaft dargestellt und erläutert.

In Analogie zur Pyroxen-Gruppe können die Amphibole in die folgenden Reihen aufgeteilt werden. Ihre Nomenklatur ist der Arbeit von Leake et al. (1997) zu entnehmen.

Die *rhombischen Mg-Fe-Amphibole* bilden eine lückenlose Mischkristallreihe, die vom fast reinen Anthophyllit $(Mg)_7[(OH)_2/Si_8O_{22}]$ bis zum Ferroanthophyllit mit maximal etwa 65 Mol.-% $Fe_7[(OH)_2/Si_8O_{22}]$ -Komponente reicht. In der rhombischen Gedrit – Ferrogedrit-Reihe wird $(Mg, Fe^{2+})^{[6]}Si^{[4]}$ teilweise gegen $Al^{[6]}Al^{[4]}$ ausgetauscht (Tschermak-Substitution). Ohne Übergang bestehen daneben die *monoklinen Mg-Fe-Am-*

phibole der Cummingtonit-Grunerit-Reihe, mit vollständiger Mischbarkeit zwischen den fast reinen Mg- und Fe-Endgliedern. Eine lückenlose Mischkristallreihe gibt es auch zwischen den reinen Endgliedern Tremolit und Ferroaktinolith; am verbreitetsten ist der Aktinolith, der etwa in der Mitte zwischen den beiden Endgliedern liegt. Zwischen den rhombischen bzw. monoklinen Mg-Fe-Amphibolen einerseits und der Reihe Tremolit – Ferroaktinolith andererseits besteht eine große Mischungslücke. Aus diesem Grund können z. B. Anthophyllit oder Cummingtonit (oder beide) im gleichen Gestein neben Tremolit im Gleichgewicht auftreten.

Mg-Fe-Amphibole

Anthophyllit – Ferroanthophyllit, $(Mg, Fe)_7[(OH)_2/Si_8O_{22}]$

Gedrit – Ferrogedrit, $(Mg, Fe)_5Al_2[(OH)_2/Al_2Si_6O_{22}]$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m2/m2/m; stängelig bis nadelförmig, häufig büschelig gruppiert, faserig als *Anthophyllitasbest.*

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{210} vollkommen, oft Querabsonderung der Stängel
Härte	5½–6
Dichte	2,9–3,2; Gedrit 2,9–3,6
Farbe, Glanz	gelbgrau bis gelbbraun oder nelkenbraun, je nach Fe-Gehalt; mit bronzefarbenem Schiller

Vorkommen. In Mg-reichen metamorphen Gesteinen, z. B. in Anthophyllit-Cordierit-Gneisen.

Cummingtonit – Grunerit, $(Mg, Fe)_7[(OH)_2/Si_8O_{22}]$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m; faserig-nadelige Ausbildung, oft radialstrahlig-büschelig gruppiert.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{110} gut
Härte	4–6
Dichte	3,0–3,6 (je nach Fe-Gehalt)
Farbe, Glanz	lichtgrün bis graugrün, beige, bräunlich; seidenartig glänzend

Vorkommen. In metamorphen Gesteinen; Grunerit tritt zusammen mit Hämatit oder Magnetit sowie Quarz in gebänderten Eisensteinen auf.

Verwendung. Feinfaseriger Grunerit (*Amosit*) wird gelegentlich als Asbest verarbeitet.

Tabelle 9.6.
Wichtige Amphibol-Endglieder

Minerale	Formel	Kristallklasse
Mg-Fe-Mn-Amphibole		
Anthophyllit-Ferroanthophyllit	$\square(\text{Mg,Fe}^{2+})_7[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$	2/m2/m2/m
Gedrit-Ferrogedrit	$\square(\text{Mg,Fe}^{2+})_5\text{Al}_2[(\text{OH})_2/\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$	2/m2/m2/m
Cummingtonit-Grunerit	$\square(\text{Mg,Fe})_7[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$	2/m
Li-Amphibole		
Holmquistit-Ferroholmquistit	$\square\text{Li}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_3\text{Al}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$	2/m2/m2/m
Klinoholmquistit-Klino-Ferroholmquistit	$\square\text{Li}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_3\text{Al}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$	2/m
Ca-Amphibole		
Tremolit-Aktinolith-Ferroaktinolith	$\square\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_5[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$	2/m
Magnesiohornblende-Ferrohornblende	$\square\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_4(\text{Al,Fe}^{3+})[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_7\text{O}_{22}]$	2/m
Tschemakit-Ferro-/Ferritschemakit	$\square\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_3(\text{Al,Fe}^{3+})_2[(\text{OH})_2/\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$	2/m
Edenit-Ferroedenit	$\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_5[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_7\text{O}_{22}]$	2/m
Pargasit-Ferropargasit	$\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_4\text{Al}[(\text{OH})_2/\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$	2/m
Magnesiost Hastingsit-Hastingsit	$\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_4\text{Fe}^{3+}[(\text{OH})_2/\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$	2/m
Kaersutit-Ferropaersutit	$\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_4\text{Ti}[(\text{OH})_2/\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{23}]$	2/m
Na-Ca-Amphibole		
Richterit-Ferrorichterit	$\text{NaCaNa}(\text{Mg,Fe}^{2+})_5[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$	2/m
Magnesiokatophorit-Katophorit	$\text{NaCaNa}(\text{Mg,Fe}^{2+})_4(\text{Al,Fe}^{3+})[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_7\text{O}_{22}]$	2/m
Magnesiotaramit-Taramit	$\text{NaCaNa}(\text{Mg,Fe}^{2+})_3\text{AlFe}^{3+}[(\text{OH})_2/\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$	2/m
Winschit-Ferrowinchit	$\square\text{CaNa}(\text{Mg,Fe}^{2+})_4(\text{Al,Fe}^{3+})[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$	2/m
Barroisit-Ferrobarrisit	$\square\text{CaNa}(\text{Mg,Fe}^{2+})_3\text{AlFe}^{3+}[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_7\text{O}_{22}]$	2/m
Na-Amphibole		
Glaukophan-Ferroglaukophan	$\square\text{Na}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_3\text{Al}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$	2/m
Magnesioriebeckit-Riebeckit	$\square\text{Na}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_3\text{Fe}^{3+}[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$	2/m
Eckermannit-Ferroeckermanit	$\text{NaNa}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_4\text{Al}[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$	2/m
Magnesioarfvedsonit-Arfvedsonit	$\text{NaNa}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_4\text{Fe}^{3+}[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$	2/m

Ca-Amphibole

Tremolit, • $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$ –
Aktinolith („Strahlstein“), $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$

Ausbildung Kristallklasse 2/m; prismatische, stängelige oder nadelige Kriställchen mit Querabsonderung, häufig ist das Vertikalprisma {110} als Wachstumsfläche ausgebildet (Abb. 9.34a), mitunter divergentstrahlig, büschelig bis garbenförmig angeordnet (Abb. 9.35); auch faserig als Tremolit- oder Aktinolithasbest; bisweilen feinnadelig und in wirrfaserig-verfilzten Massen, die als *Nephrit* bezeichnet werden; sie sind denen des Jadeits sehr ähnlich und werden oft fälschlich auch als Jade bezeichnet.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit {110} vollkommen, Querabsonderung
 Härte 5–6
 Dichte 3,0–3,5 (je nach Fe-Gehalt)
 Farbe, Glanz Tremolit: rein weiß, grau oder lichtgrün; ausgesprochener Seidenglanz. Aktinolith: hell- bis dunkelgrün je nach Fe-Gehalt, bei feinnadeliger Entwicklung auch blaßgrün bis grau-grün

Vorkommen. Verbreiteter Gemengteil in metamorphen Gesteinen, z. B. in Tremolit-Marmoren und Aktinolith-schiefern; gelegentlich als Klufftmineral.

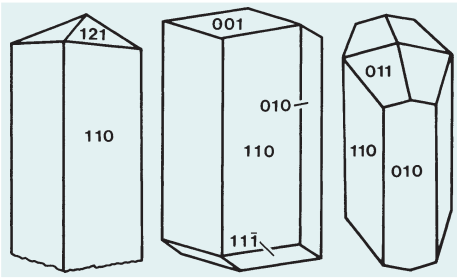


Abb. 9.34. Amphibole, unterschiedliche Flächenkombinationen: **a** Aktinolith; **b, c** Hornblende, wobei Bild **c** um 90° gegenüber **b** um die *c*-Achse gedreht ist

Verwendung von Nephrit. Wie Jadeit Werkstoff für Schmuck- und Kunstgegenstände, in prähistorischer Zeit für Steinwaffen und Geräte.

Hornblende,
 $(\text{Na,K})_{0-1}(\text{Ca,Na})_2(\text{Mg,Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5[(\text{OH},\text{F})_2/(\text{Si,Al})_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$

Nomenklatur. In Übereinstimmung mit Deer et al. (1997) verwenden wir die Bezeichnung Hornblende als Sammelname für alle Ca-Amphibole mit $\text{Al}^{[4]} > 0,5$, Ca in der B-Position $> 1,5$ und Ca in der A-Position $< 0,5$ pro Formeleinheit. Es handelt sich um eine ausgedehnte Mischkristallreihe mit zahlreichen Endgliedern, von denen nur Magnesio-/Ferrohornblende, (Ferro-)Tschermakit, (Ferro-)Edenit, (Ferro-)Pargasit und (Magnesio-)Hastingsit erwähnt seien (Tabelle 9.6).

Ausbildung. Kristallklasse 2/m; gedrungen prismatische Kristalle, die Vertikalzone mit {110} und {010} neben dem Längsprisma {011} herrschen vor (Abb. 9.34b,c), senkrecht zur *c*-Achse pseudohexagonaler Querschnitt. Zuweilen ist zusätzlich das vordere Pinakoid {100} entwickelt, zahlreiche weitere Flächenkombinationen sind möglich. Viel häufiger als unregelmäßig begrenzte Körner oder Stängel im Gestein eingewachsen. Wie bei Augit sind Zwillinge nach (100) verbreitet.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{110} vollkommen, viel besser als bei Augit, zudem größerer Winkel des Spaltkörpers: 124°
Härte	5–6
Dichte	3,0–3,5
Farbe, Glanz	gemeine Hornblende: grün, dunkelgrün bis dunkelbraun; basaltische Hornblende: tiefschwarz; Glasglanz bis blendeartiger, halbmattglänzender Glanz auf Kristall- und Spaltflächen, kantendurchscheinend
Strich	farblos

Chemismus. Komplizierte und stark variierende Zusammensetzung mit wechselnden Ionenverhältnissen insbesondere von Ca/Na, Mg/Fe²⁺, Al^[6]/Fe³⁺, Al^[4]/Si und OH/F. Nach der chemischen Zusammensetzung mehrere Namen für Varietäten: Die tiefschwarze *basaltische Hornblende* zeichnet sich insbesondere durch höhere Gehalte an Fe³⁺ und Ti gegenüber der *gemeinen Hornblende* aus.



Abb. 9.35. Aktinolith, St. Gotthard, Schweiz. Bildbreite 4 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

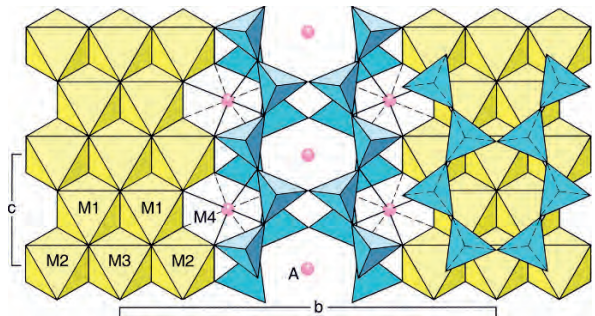


Abb. 9.36. Kristallstruktur eines Ca-Amphibols, projiziert auf (100). Die Doppelkette aus eckenverknüpften [(Si,Al)O₄]-Tetraedern (blau) bildet sechszählige Ringe, in denen die großen A-Kationen Na⁺ und K⁺ (rote Kugeln) in [10]-Koordination sitzen. In den kantenverknüpften Oktaedern (gelb) sind die C-Kationen mit O und (OH) [6]-koordiniert; dabei lassen sich drei verschieden große Positionen M1, M2 und M3 unterscheiden, in denen die C-Kationen je nach ihrer Größe bevorzugt eingebaut werden (linke Seite abgedeckt). Auf den [8]-koordinierten Gitterplätzen M4 sitzen bei den Ca- und Na-Amphibolen hauptsächlich die großen B-Kationen Ca²⁺ und Na⁺ (rote Kugeln). (Nach Sueno et al. 1973 aus Deer et al. 1997)

Vorkommen. Hornblende ist der wichtigste und am meisten verbreitete gesteinsbildende Amphibol. Sie kommt sowohl in Magmatiten, z. B. in Dioriten, Syeniten, Basalten und Andesiten, als auch in Metamorphiten, insbesondere in Amphiboliten und Hornblendegneisen vor. *Uralit* ist eine feinfaserige Hornblende, die sich sekundär aus

Augit bildet und diesen unter Erhaltung seiner äußeren Kristallform ersetzt (*Pseudomorphose*).

Na-Amphibole

Glaukophan – Ferroglaukophan,



Ausbildung. Kristallklasse 2/m; prismatisch oder in stängelkörnigen, auch feinfilzigen Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{110} vollkommen
Härte	5½–6
Dichte	3,0–3,3
Farbe, Glanz	blau, dunkel- bis schwarzblau mit Zunahme des Fe-Gehalts; Glasglanz, in feinfilzigen Aggregaten auch Seidenglanz, kantendurchscheinend

Chemismus. Lückenlose Mischkristallreihe zwischen den Mg- und Fe²⁺-Endgliedern, zusätzlich kann Al durch Fe³⁺ ersetzt werden mit Übergängen zur Mischkristallreihe Magnesioriebeckit-Riebeckit. Na-Amphibole im Übergangsbereich zwischen der Glaukophan-Ferroglaukophan- und der Magnesioriebeckit-Riebeckit-Reihe werden auch als *Crossit* bezeichnet; dieser praktische Name taucht leider in der modernen Amphibol-Nomenklatur von Leake et al. (1997) nicht mehr auf.

Vorkommen. Lokal wichtiges gesteinsbildendes Mineral, jedoch ausschließlich in metamorphen Gesteinen wie Glaukophanschiefern (Blauschiefern); entstanden unter Hochdruck-Niedrigtemperatur-Bedingungen, wie sie besonders in Subduktionszonen und kontinentalen Kollisionsszonen realisiert sind; oft zusammen mit Aragonit, Lawsonit, Epidot und Jadeit.

Magnesioriebeckit – Riebeckit,



Arfvedsonit, Na^ANa₂^BFe₄²⁺(Fe³⁺,Al)[(OH)₂/Si₈O₂₂]

Ausbildung. Kristallklasse 2/m; meist in körnig-stängeligen Aggregaten eingewachsen; die feinfaserige Form von Riebeckit heißt *Krokydolith*.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{110} vollkommen
Härte	5 (Riebeckit) bis 6 (Magnesioriebeckit)
Dichte	3,1–3,4 (je nach Fe-Gehalt)
Farbe	blau bis graublau, mit zunehmendem Fe-Gehalt tintenblau bis schwarzblau

Chemismus. Lückenlose Mischkristallreihe zwischen den Mg- und Fe²⁺-Endgliedern; durch den Ersatz von Fe³⁺ \rightleftharpoons Al Mischkristallbildung mit (Ferro-)Glaukophan.

Vorkommen. Dunkler Gemengteil in magmatischen Gesteinen mit Na-Vormacht, besonders Alkaligraniten, mitunter auch in metamorphen Gesteinen. *Krokydolith* kommt als matt grünlichblaue bis tintenblaue Kluffüllung vor.

Verwendung. Krokydolith besitzt technische Bedeutung als hochwertiger Asbest; dieser ist verspinnbar und dabei hitze- und säurebeständig. Krokydolith-Nadeln in der Atemluft können im Lungengewebe mehrere Jahre überdauern, bis sie endgültig aufgelöst werden, haben also eine große Biodurabilität (Werner et al. 1995); sie können daher zu starken Gesundheitsschädigungen (Asbestose) und schließlich zu Krebs führen. Verkieselter und durch Oxidationsvorgänge veränderter Krokydolith ist als goldbraunes *Tigerauge* ein geschätzter Ornament- und Schmuckstein.

Arfvedsonit ist makroskopisch und chemisch dem Riebeckit ähnlich. Er kommt jedoch nur als Gemengteil von magmatischen Gesteinen mit Na-Vormacht vor.

9.5

Schichtsilikate (Phyllosilikate)

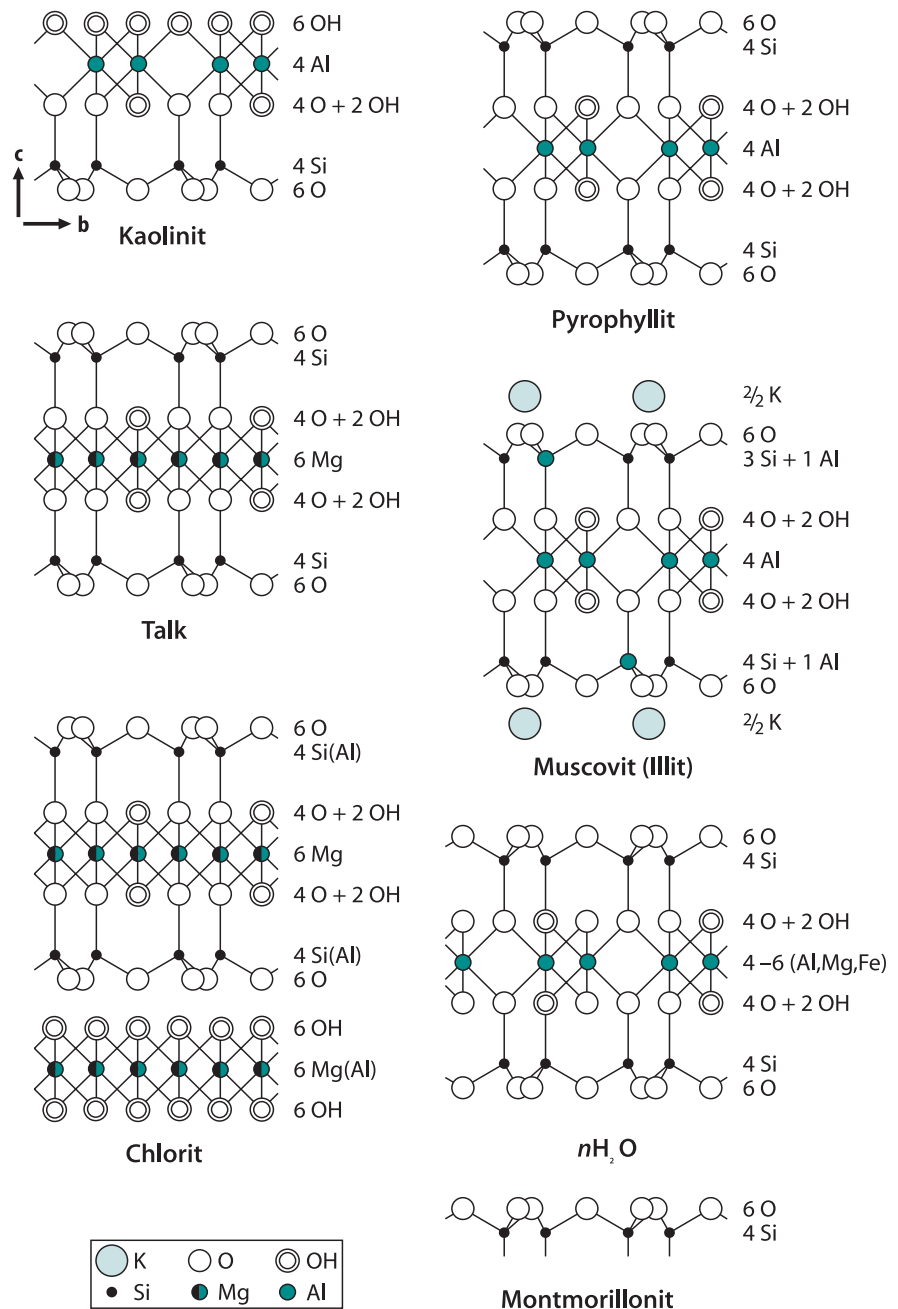
9.5

Die Schichtsilikat-Strukturen sind aus zweidimensional unendlichen Schichten aus Sechseringen von [SiO₄]-Tetraedern aufgebaut, deren Spitzen alle in eine Richtung zeigen (Abb. 9.1, 9.37). Das Si:O-Verhältnis ist damit 2:5 bzw. [Si₄O₁₀]⁴⁻. In den Zentren der Sechseringe befinden sich meist (OH)-Ionen in gleicher Höhe wie die freien O-Atome an den Spitzen der [SiO₄]-Tetraeder. Je 2 O und 1 (OH) bilden ein Dreieck, dessen Größe angenähert der Dreiecksfläche von [MgO₆]- oder [AlO₆]-Oktaedern entspricht. Dadurch können die Tetraederschichten mit Schichten aus oktaedrisch koordinierten Kationen verknüpft werden. Man unterscheidet Zwei- und Dreischichtstrukturen (Abb. 9.37).

- **Zweischichtstrukturen:**
Bei den Zweischichtstrukturen sind die freien Tetraederspitzen aller [Si₄O₁₀]-Schichten nach derselben Seite hin gerichtet. Hier sind die Kationen, im wesentlichen Mg²⁺ oder Al³⁺, jeweils von 2 O der benachbarten Tetraederspitzen und zusätzlich von 4 (OH)⁻ oktaedrisch umgeben und abgesättigt. Auf diese Weise ist in den Zweischichtgittern je eine Mg(OH)₂- oder Al(OH)₃-Schicht mit je einer [Si₄O₁₀]-Schicht verknüpft. Derartige Zweischichtgitter weisen auf: *Serpentin* Mg₆[(OH)₈/Si₄O₁₀] und Kaolinit Al₄[(OH)₈/Si₄O₁₀].
- **Dreischichtstrukturen:**
Bei den Dreischichtstrukturen sind die freien Sauerstoffe der Tetraederspitzen gegeneinander gerichtet. Hier verknüpfen Kationen wie Mg²⁺ oder Al³⁺ in oktaedrischer Koordination gegenüber O und OH oben und unten je eine benachbarte [Si₄O₁₀]-Tetraederschicht

Abb. 9.37.

Kristallstrukturen der Schichtsilikate, Übersicht. In den gewählten Schnittlagen bilden die kristallographischen Achsen *b* und *c* einen rechten Winkel. (Mod. nach Searle u. Grimshaw 1959)



miteinander. Es kommt zu einer regelmäßigen, sandwichartigen Wechselfolge Tetraederschicht – Oktaederschicht – Tetraederschicht. Zu diesem Strukturtyp gehören Talk, Pyrophyllit und die Glimmer.

Bei *Talk* $Mg_3[(OH)_2/Si_4O_{10}]$ ist jedes Mg^{2+} von 4 O und 2 (OH) in [6]-Koordination umgeben. Wird Mg^{2+} durch Al^{3+} ersetzt wie im *Pyrophyllit* $Al_2[(OH)_2/Si_4O_{10}]$, so ist der elektrostatische Valenzausgleich dadurch gewährleistet, dass jeder dritte Kationenplatz unbesetzt bleibt. Werden alle Oktaederzentren durch zweiwertige Kationen besetzt, so wird die Besetzung als

trioctaedrisch bezeichnet. Werden nur $\frac{2}{3}$ der vorhandenen oktaedrischen Plätze durch dreiwertige Kationen besetzt, so spricht man von einer *dioktaedrischen* Besetzung (Abb. 9.37). Die Dreierschichten sind in sich abgesättigt und werden untereinander nur durch schwache Van-der-Waals-Kräfte zusammengehalten; deswegen sind Pyrophyllit und Talk fein zerreiblich.

Glimmer besitzen Dreischichtstrukturen, in denen in den Tetraederschichten einzelne Si durch Al^{IV} ersetzt werden; maximal ist das bis zur Hälfte der Si-Atome möglich. Damit reichen die Ladungen von

Mg²⁺ bzw. Al³⁺ nicht mehr aus, um die Schichten abzusättigen. Als Ladungsausgleich treten dann zwischen die Dreischichtenpakete große Kationen ein wie K⁺, Na⁺ oder auch Ca²⁺. Ihre Bindungskräfte sind bei den großen niedrigwertigen Kationen und der hohen Koordinationszahl [12] nur relativ schwach.

Wird in der Struktur von Pyrophyllit Al₂[(OH)₂/Si₄O₁₀] ¼ der Si⁴⁺-Positionen durch Al³⁺ ersetzt und das so entstandene Ladungsdefizit durch Eintritt von K⁺ zwischen seine Schichtpakete ausgeglichen, so ergibt sich die *Muscovit*-Struktur entsprechend der Formel: K⁺{Al₂[(OH)₂/AlSi₃O₁₀]}⁻. Aus der Struktur des Talks erhält man auf die gleiche Weise diejenige des Phlogopits K⁺{Mg₃[(OH)₂/AlSi₃O₁₀]}⁻. Muscovit ist durch seine ⅔-Besetzung der oktaedrischen Plätze dioktaedrisch, während die Glimmer Phlogopit und Biotit K{(Mg,Fe²⁺)₃[(OH)₂/AlSi₃O₁₀]} zu den trioktaedrischen Glimmern zählen.

Die relativ starken Bindungskräfte Si-O (und Al-O) innerhalb einer Tetraederschicht und die enge Bindung zur Oktaederschicht erklären die sehr vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis {001} zwischen den Schichtpaketen bei fast allen Schichtsilikaten. Charakteristisch für diese Mineralgruppe ist das Auftreten von Polytypen unterschiedlicher Symmetrie bei der gleichen Mineralart, die sich meist nur röntgenographisch unterscheiden lassen; so treten u.a. monokline (2M₁, 1M), triklone (Tc) und trigonale (3T) Polytypen auf.

9.5.1

Pyrophyllit-Talk-Gruppe

Pyrophyllit, Al₂[(OH)₂/Si₄O₁₀]

Struktur. Dioktaedrische Dreischichtstruktur (Abb. 9.37).

Ausbildung. Zwei Polytypen: monokliner Pyrophyllit-2M (2/m) und trikloner Pyrophyllit-Tc ($\bar{1}$); tafelige Kristalle oder strahlige bis blättrige, fächerförmige Aggregate.

Physikalische Eigenschaften.

Sehr ähnlich denen von Talk, sichere Identifizierung nur röntgenographisch, daher früher häufig als gesteinsbildendes Mineral übersehen.

Spaltbarkeit	{001} vollkommen, Spaltblättchen sind biegsam, jedoch nicht elastisch
Härte	1–1½,
Dichte	2,8
Farbe, Glanz	weiß, grau, grünlich, gelblich; durchscheinend bis undurchsichtig; perlmuttgerglänzend oder matt

Chemismus. Höchstens geringer Einbau von Fe und Mg.

Vorkommen. In niedriggradigen Al-reichen metamorphen Gesteinen (Metapeliten), z. B. in Phylliten.

Verwendung. Ähnlich Talk, v. a. aber als Feuerfest-Material, oft in Kombination mit Zirkon, z. B. Pyrophyllit-Zirkon-Pfannensteine für die Stahlindustrie, ferner Isolations-Keramiken, Wandfliesen, als Füllstoff für Papier, Kunststoffe, Kautschuk und Seifen, als Trägerstoffe für Insektizide.

Talk, Mg₃[(OH)₂/Si₄O₁₀]

Ausbildung. Kristallklasse meist 2/m, daneben auch triklone und rhombische Polytypen; Kristalle mit 6-seitiger (pseudohexagonaler) Begrenzung sind relativ selten, meist in schuppig-blättrigen Aggregaten, Talk massig-dicht als *Speckstein* (*Steatit*).

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} vollkommen, Spaltblättchen sind biegsam, jedoch nicht elastisch
Härte	1 (Standardmineral der Mohs-Skala), fühlt sich fettig an
Dichte	2,7
Farbe	zart grün, grau oder silberweiß
Glanz	Perlmutterglanz, durchscheinend

Struktur. Trioktaedrisches Dreischichtsilikat (Abb. 9.37). Die Schichtpakete sind in sich abgesättigt und werden untereinander lediglich durch schwache Van der Waals'sche Restkräfte gebunden. Daraus erklärt sich die vollkommene Spaltbarkeit nach {001}.

Chemismus. Geringer Einbau von Fe und Al.

Vorkommen. Talk entsteht durch hydrothermale Umwandlung Mg-reicher, basischer bis ultrabasischer Gesteine, wobei er Olivin, Pyroxen oder Amphibol verdrängt, bisweilen unter Erhaltung ihrer äußeren Umrisse (Pseudomorphosen); in Mg-reichen metamorphen Gesteinen, z. B. Talkschiefer, gemeinsam mit Kyanit in Weißschiefern (hochdruckmetamorph).

Bedeutung als Rohstoff. Für die technische Verwendung sind der hydrophobe (wasserabweisende) Charakter und das gute Absorptionsvermögen für organische Stoffe wichtig. Gemahlener Talk wird in der Industrie als *Talkum* bezeichnet, Verwendung in der Glas-, Farben- und Papierindustrie, als Schmiermittel, als Grundstoff für Kosmetika und Arzneimittel, als Füllstoff für Kunststoffe, als Träger von Schädlings-Bekämpfungsmitteln.

Speckstein und Talk gehen beim Erhitzen in ein sehr zähes, festes und hartes (Härte 6–7) Gemenge aus Cristobalit und Klinoenstatit über, das in der Technik als *Steatit* bezeichnet wird und als Feinkeramik und Elektrokeramik verwendet wird. In manchen Kulturen, z. B. bei den Inuit (Eskimos) dient Speckstein zur Herstellung von Kleinskulpturen. An deutschen Schulen ist die Verwendung von Speckstein im Kunst- und Werkunterricht wegen möglicher Gehalte an Asbest (S. 152) nicht mehr erlaubt.

Tabelle 9.7.
Wichtige Schichtsilikate

Minerale	Formel	Besetzung der Oktaederschicht
Pyrophyllit-Talk-Gruppe Strukturtyp: Dreischichtsilikate		
Pyrophyllit	$\text{Al}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	dioktaedrisch
Talk	$\text{Mg}_3[(\text{OH})_2/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	trioktaedrisch
Glimmer-Gruppe Strukturtyp: Dreischichtsilikate		
Muscovit	$\text{KA}^{[6]}[(\text{OH})_2/\text{Al}^{[4]}\text{Si}_3\text{O}_{10}]$	dioktaedrisch
Paragonit	$\text{NaAl}_2[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	dioktaedrisch
Phlogopit	$\text{KMg}_3[(\text{OH},\text{F})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	trioktaedrisch
Biotit	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_3[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	trioktaedrisch
Lepidolith	$\text{K}(\text{Li},\text{Al})_{2,5-3}[(\text{F},\text{OH})_2/(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}]$	tri- (bis di-)oktaedrisch
Zinnwaldit	$\text{K}(\text{Fe}^{2+},\text{Li},\text{Al},\square)_3[(\text{OH},\text{F})_2/(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}]$	tri- (bis di-)oktaedrisch
Hydroglimmer-Gruppe Strukturtyp: Dreischichtsilikate		
Illit	$(\text{K},\text{H}_3\text{O})\text{Al}_2[(\text{H}_2\text{O},\text{OH})_2/(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}]$	dioktaedrisch
Sprödglimmer-Gruppe Strukturtyp: Dreischichtsilikate		
Margarit	$\text{CaAl}_2[(\text{OH})_2/\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}]$	dioktaedrisch
Chlorit-Gruppe Strukturtyp: Vierschichtsilikate		
Klinochlor	$(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_3[(\text{OH})_2/(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}] \cdot (\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_3(\text{OH})_6$	trioktaedrisch
Serpentin-Gruppe Strukturtyp: Zweischichtsilikate		
Lizardit	$\text{Mg}_6[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	trioktaedrisch
Antigorit	$\text{Mg}_6[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	trioktaedrisch
Chrysotil	$\text{Mg}_6[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	trioktaedrisch
Tonmineral-Gruppe Strukturtyp: Zwei- oder Dreischichtsilikate		
Kaolinit	$\text{Al}_4[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	dioktaedrisch
Halloysit	$\text{Al}_4[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	dioktaedrisch
Chrysokoll (Kieselkupfer)	$\sim\text{Cu}_4\text{H}_4[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$	dioktaedrisch
Montmorillonit (Smectit)	$\sim(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe})_2[(\text{OH})_2/(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}] \cdot \text{Na}_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4$	dioktaedrisch
Vermiculit	$\sim\text{Mg}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{3+},\text{Al})[(\text{OH})_2/(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}] \cdot \text{Mg}_{0,35}(\text{H}_2\text{O})_4$	trioktaedrisch

9.5.2 Glimmer-Gruppe

Die Glimmer sind di- oder trioktaedrische Dreischichtsilikate (Abb. 9.37). Gemeinsam ist ihnen die strukturell begründete, sehr vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis {001}. Die Spaltblättchen zeigen Perlmutterglanz und sind elastisch biegsam. Die nicht sehr häufigen prismatischen Kristalle sind bei monokliner Symmetrie pseudohexagonal begrenzt. Die geringe Ritzhärte auf (001) erreicht 2–3, die Dichte liegt zwischen 2,7 und 3,2.

Muscovit, $\text{KA}^{[6]}[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$

Ausbildung. Am häufigsten ist die monokline Modifikation Muscovit-2M₁, mit Kristallklasse 2/m; seltener sind der oft fehlgeordnete monokline Muscovit-1M bzw. -1Md und der trigonale Muscovit-3T mit der Kristallklasse 32. Kris-

talle mit 6-seitigem Umriss sind selten, können aber in Pegmatiten als metergroße Tafeln auftreten; überwiegend bildet Muscovit aber blättrige, schuppige Aggregate, oft verwachsen mit Biotit; feinschuppiger bis dichter Muscovit wird als *Sericit* bezeichnet. Zwillinge häufig mit (001) als Verwachungsfläche.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} sehr vollkommen, Translation nach (001)
Härte	Härte 2–2½
Dichte	2,8–2,9
Farbe, Glanz	hell silberglänzend („Hellglimmer“), farblos, gelblich, grünlich; Perlmutterglanz auf den Spaltflächen

Chemismus. Es besteht eine nur relativ geringe Mischbarkeit mit den übrigen di- oder trioktaedrischen Glimmern.

K^+ kann in geringem Maß durch Na^+ , Rb^+ oder Cs^+ , $Al^{[6]}$ durch Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} u. a. ersetzt werden; bei den Anionen 2. Stellung kann $(OH)^-$ durch F^- vertreten sein. Ge- koppelte Substitution $Mg^{[6]}Si^{[4]} \rightleftharpoons Al^{[6]}Al^{[4]}$ im *Phengit*. Grüner Cr-haltiger Muscovit heißt *Fuchsit*.

Vorkommen. Muscovit ist ein sehr verbreitetes Mineral in Metamorphiten wie Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen, in Magmatiten, z. B. mit Biotit in sog. Zweiglimmergraniten, auch in Sandsteinen. Sericit ist häufig sekundäres Umwandlungsprodukt, z. B. von Feldspäten.

Verwendung als Rohstoff. Wegen seiner guten Wärme- und Elektro-Isolation wird Muscovit technisch genutzt.

Paragonit, $NaAl_2[(OH)_2/AlSi_3O_{10}]$

Makroskopisch und mikroskopisch dem Muscovit sehr ähnlicher Hellglimmer; beide lassen sich nur röntgenographisch oder durch Analytik mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde unterscheiden; daher wurde Paragonit als gesteinsbildendes Mineral vielfach übersehen. Er tritt nicht selten in schwach- bis mittelgradig metamorphen, Al-reichen Gesteinen (Metapeliten) auf.

Phlogopit, $KMg_3[(OH,F)_2/AlSi_3O_{10}]$

Ausbildung und Eigenschaften. Kristallklasse $2/m$ beim häufigen $2M_1$ -Phlogopit, nicht selten in prismatischen Kristallen mit pseudo-hexagonaler Begrenzung; er neigt zur Ausbildung größerer Kristalle.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} sehr vollkommen
Härte	Härte $2\frac{1}{2}$ –3
Dichte	2,75–3,0
Farbe	gelbbraun bis grünlichgelb, auch fast farblos

Chemismus. Phlogopit im engeren Sinne ist das Mg-Endglied einer lückenlosen Mischkristallreihe mit Biotit, wobei Mg^{2+} durch Fe^{2+} ersetzt wird; dagegen ist die Mischkristallbildung mit Muscovit außerordentlich begrenzt; häufig Ersatz des (OH) durch F , bis hin zum Fluorphlogopit mit $F > (OH)$.

Vorkommen. In Mg-reichen Magmatiten wie Kimberlit und Lamproit, den Trägergesteinen der Diamanten sowie in Metamorphiten wie Phlogopitschiefern und Phlogopitmar-moren. Phlogopit ist noch im oberen Erdmantel stabil.

Technische Verwendung. Wie Muscovit.

Biotit, $K(Mg,Fe^{2+})_3[(OH)_2/AlSi_3O_{10}]$

Ausbildung. Kristallklasse $2/m$, seltener sechsseitige kristallographische Begrenzung, dann fast stets aufge-

wachsen; meist in einzelnen unregelmäßig begrenzten Blättchen oder in schuppigen Aggregaten im Gestein ein-gewachsen. Häufig Zwillingbildung mit (001) als Ver-wachungsebene.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} sehr vollkommen
Härte	$2\frac{1}{2}$ –3
Dichte	2,8–3,2
Farbe, Glanz	dunkelgrün, bräunlichgrün, hellbraun, dunkelbraun bis schwarzbraun. Perl-mutterglanz auf den Spaltflächen

Chemismus. Gegenüber Phlogopit ist ein Teil des Mg^{2+} durch Fe^{2+} sowie durch Fe^{3+} , $Al^{[6]}$ und Ti^{4+} ersetzt; zum Ladungsausgleich wird in der Tetraederschicht teilweise $Al^{[4]}$ anstelle von Si eingebaut. Biotite bilden eine lücken-lose Mischkristallreihe zwischen Phlogopit und den Fe-reichen Endgliedern *Annit* $KFe_3^+[(OH)_2/AlSi_3O_{10}]$ bzw. *Siderophyllit* $K(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_3[(OH)_2/(Si, Al)_4O_{10}]$. Schwarzbraun gefärbte, Fe-reiche Biotite werden als *Lepidomelan* bezeichnet.

Vorkommen. Biotit ist ein sehr verbreitetes gesteinsbil-dendes Mineral, das in Magmatiten, so z. B. Graniten, Gra-nodioriten und deren Pegmatiten, und auch in Meta-morphiten, z. B. Glimmerschiefern und Gneisen, auftritt.

Lepidolith, $K(Li, Al)_{2,5-3}[(F, OH)_2/(Si, Al)_4O_{10}]$ und Zinnwaldit, $K(Fe^{2+}, Al, Li, \square)_3[(OH, F)_2/(Si, Al)_4O_{10}]$

Struktur und Chemismus. Wegen seines geringen Ionenra-dius sitzt Li^+ nicht auf den Zwischengitterplätzen in [12]-Koordination, sondern ersetzt das [6]-koordinierte Al^{3+} in den Oktaederschichten. Bei einem Li:Al-Verhältnis von 1:1 ergäbe sich ein vollständiger Ladungsausgleich und eine ideale trioktaedrische Besetzung.

Tatsächlich variiert das Li:Al-Verhältnis sehr stark, so dass der Ladungsausgleich über eine entsprechende Variation im Si:Al-Verhältnis in der Tetraederschicht oder durch Leerstellen in der Oktaederschicht erfolgen muss; Es besteht somit ein Übergang zur dioktaedrischen Besetzung.

Ausbildung. Kristallklasse $2/m$ bei den $2M$ - und $1M$ -Poly-typen, trigonal (32) beim $3T$ -Polytyp. *Lepidolith* meist als Blättchen oder Schüppchen, z. T. in halbkugeligen Ag-gregaten; schöne Kristalle sind selten. Dagegen bildet *Zinnwaldit* tafelige Kristalle mit 6-seitigem Umriss, meist fächerförmig gruppiert und aufgewachsen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} vollkommen
Härte	$2\frac{1}{2}$ –4
Dichte	Lepidolith 2,8–2,9, Zinnwaldit 2,9–3,1

Farbe, Glanz Lepidolith: weiß bis blass rosarot oder pfirsichblütenfarben; Perlmutterglanz auf den Spaltflächen; die Färbung wird durch einen geringen Gehalt an Mn^{2+} verursacht; Zinnwaldit: blassviolett, silbergrau, gelblich, bräunlich, auch fast schwarz („Rabenglimmer“); Perlmutterglanz

Vorkommen. *Lepidolith* tritt zusammen mit anderen Lithhaltigen Mineralen in Pegmatiten auf; *Zinnwaldit* bildet sich unter hochhydrothermalen Bedingungen neben Zinnstein, Topas, Fluorit und Quarz.

Technische Verwendung. Gewinnung des Leichtmetalls Lithium für Speziallegierungen; zur Herstellung von Li-Salzen, pyrotechnischen Artikeln und Spezialgläsern.

9.5.3

Hydroglimmer-Gruppe

Illit, $(K,H_3O)Al_2[(H_2O,OH)_2/(Si,Al)_4O_{10}]$

Struktur. Illit (Hydromuscovit) ist ein dioktaedrisches, (seltener) trioktaedrisches Dreischichtsilikat mit glimmerähnlicher Struktur, ein Hydroglimmer, bei dem K^+ teilweise durch H_3O^+ ersetzt ist. Vorherrschend ist der 1M-, seltener der 2M₁-Polytyp.

Ausbildung. Häufig ist Illit sehr feinkörnig (<20 µm) ausgebildet oder erreicht sogar kolloidale Dimensionen (<2 µm) und wird dann zu den *Tonmineralen* gerechnet (S. 152).

Vorkommen. Illite sind wichtiger Bestandteil von Böden, Tiefsee-Sedimenten (roter Tiefseeton), Ziegeleitenen, Mergeln, Tonsteinen, Grauwacken, aber auch von bereits schwach metamorphen Gesteinen wie Tonschiefern. Die weit verbreiteten dioktaedrischen Illite entstammen wahrscheinlich der Verwitterung von Muscovit oder von Kalifeldspäten. Andererseits kann Illit auch aus Montmorillonit durch Kaliaufnahme entstehen. Darüber hinaus bildet sich Illit in Alterationszonen um heiße Quellen sowie verbreitet bei der Diagenese und niedrigstgradiger Metamorphose von tonigen Sedimenten; dabei rekristallisiert er unterschiedlich stark; die sog. *Illit-Kristallinität* gilt als Maß für die temperaturabhängige Kornvergrößerung des Illits im Grenzbereich Diagenese/Metamorphose.

9.5.4

Sprödglimmer-Gruppe

Margarit, $CaAl_2[(OH)_2/Al_2Si_2O_{10}]$

Struktur. Dioktaedrisches Dreischichtsilikat mit Ca in der Zwischenschicht und 2 $Al^{[4]}$ in der Tetraederschicht.

Ausbildung. Meist keine wohlausgebildeten Kristalle, schuppige oder blättrige Aggregate.

Physikalische Eigenschaften. Wegen des Einbaus von Ca^{2+} anstelle von K^+ oder Na^+ werden die Zwischenschicht-Bindungen verstärkt, während der Ersatz von Si^{4+} durch $Al^{3+[4]}$ die Bindungen innerhalb der Tetraederschicht schwächt. Deswegen ist die Spaltbarkeit nach {001} etwas weniger vollkommen als bei Muscovit; die Spaltblättchen sind spröde und zerbrechlich: Sprödglimmer.

Härte 3½–4½

Dichte 3,0–3,1

Farbe, Glanz weiß, rötlichweiß, perlgrau; starker Perlmutterglanz, durchscheinend

Chemismus. $CaAl^{[4]}$ kann z. T. durch $NaSi^{[4]}$, $Al^{[6]}$ durch Fe und Mg ersetzt werden.

Vorkommen. Gemengteil in Ca-Al-reichen metamorphen Gesteinen, z. B. in metamorphen Bauxiten (Smirgel).

Von den zahlreichen trioktaedrischen Sprödglimmern sei an dieser Stelle nur der monokline *Clintonit* $CaMg_2(Al,Mg)[(OH)_2/(Si,Al)_4O_{10}]$ genannt.

9.5.5

Chlorit-Gruppe

Die Chloritstruktur besteht aus Vierschicht-Paketen, in denen sich eine talkähnliche Schicht aus Tetraeder-Oktaeder-Tetraeder-Einheiten und eine brucitähnliche Zwischenschicht aus $[(Mg,Fe)(O,OH)_6]$ - oder $[Al(O,OH)_6]$ -Oktaedern abwechseln (Abb. 9.37). Als einfachstes Endglied ergäbe sich die Formel $Mg_3[(OH)_2/Si_4O_{10}] \cdot Mg_3(OH)_6$, die jedoch kein Chlorit ist, sondern für die Serpentin-Gruppe gilt. In den meisten Chloriten ist Mg in der talk- und in der brucitähnlichen Schicht teilweise durch Al, Fe^{2+} und Fe^{3+} ersetzt. Außerdem ersetzt $Al^{[4]}$ teilweise Si. So besteht ein breites Spektrum von Mischkristall-Zusammensetzungen, die eigene Varietätennamen erhalten haben. Seit Bayliss (1975) werden jedoch alle Mg-reichen Chlorite mit $Mg > Fe$ als *Klinochlor*, die Fe-reichen als *Chamosit* bezeichnet.

Daneben gibt es noch chloritähnliche Schichtsilikate, in denen eine dioktaedrische pyrophyllitähnliche Schicht mit einer trioktaedrisch brucitähnlichen Schicht wechsellagert, z. B. *Sudoit* $(Al,Fe)_2[(OH)_2/(Si,Al)_4O_{10}] \cdot Mg_2Al(OH)_6$ und *Cookeit* $Al_2[(OH)_2/AlSi_3O_{10}] \cdot LiAl_2(OH)_6$.

Klinochlor, $(Mg,Fe,Al)_3[(OH)_2/(Si,Al)_4O_{10}] \cdot (Mg,Fe,Al)_3(OH)_6$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m; mitunter treten säulenförmige Kristalle auf, die pseudohexagonal mit Basispinakoid {001} ausgebildet sind, ähnlich wie die Glimmer. Oft bildet Klinochlor unregelmäßig begrenzte Blättchen, schuppige oder geldrollenförmige Aggregate.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} sehr vollkommen, die Spaltblättchen sind biegsam, jedoch nicht elastisch wie diejenigen von Glimmer
Härte	2–3
Dichte	je nach Zusammensetzung sehr variabel 2,6–3,0
Farbe	grün in wechselnden Tönen, selten fast farblos oder auch fast schwarz, durch Spurenelemente mitunter abweichende Färbung

Vorkommen. Wichtiges gesteinsbildendes Mineral in meist niedriggradigen metamorphen Gesteinen, z. B. Grünschiefer; sekundäres Umwandlungsprodukt aus Biotit, Granat, Pyroxen oder Amphibol in Metamorphiten und Magmatiten; Kluft- und Drusenmineral.

Chamosite (Thuringite) sind Fe^{2+} - Fe^{3+} -reiche Chlorite, die in manchen marinen Eisenerzen vorkommen.

9.5.6**Serpentin-Gruppe, $\text{Mg}_6[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$**

Zu dieser Gruppe gehören mehrere Strukturvarietäten. Am verbreitetsten sind *Lizardit* (monoklin m, trigonal 3 oder 3m, hexagonal 6 oder 6mm), *Antigorit* (Blätterserpentin, monoklin) und *Chrysotil* (Faserserpentin, monoklin 2/m, orthorombisch mm2). Serpentine haben eine Zweischichtstruktur, bestehend aus einer Tetraederschicht und einer brucitähnlichen Oktaederschicht. Diese Struktureinheit ist elektrostatisch abgesättigt, so dass von Struktureinheit zu Struktureinheit nur schwache Bindungen nach Art der Van-der-Waals-Restkräfte bestehen. Die pseudo-hexagonal angeordneten $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder zeigen alle in die gleiche Richtung; in den brucitähnlichen Oktaederschichten sind jeweils 3 (OH) durch 2 Spitzen-Sauerstoffe ersetzt.

Im Vergleich etwa zum Al in der Kaolinit-Struktur (Abb. 9.37) ist das Mg etwas größer, so dass die Oktaederschicht der Serpentin-Mineralen etwas aufgeweitet ist. Dadurch passen die Gitterabstände zwischen Oktaeder- und Tetraederschicht nicht genau aufeinander. Diese metrische Unstimmigkeit („misfit“) führt bei Chrysotil zu einer Krümmung und Einrollung der beiden Schichten, wobei sich die Tetraederschicht auf der Innen- und die Oktaederschicht auf der Außenseite der Chrysotilröllchen befindet (Abb. 9.38b). Die Chrysotilröllchen erscheinen makroskopisch als Fasern mit rund 200 Å Durchmesser (Abb. 9.38c). Beim Antigorit (Blätterserpentin) wird der Misfit dadurch ausgeglichen, dass die Doppelschichten sich aus Modulen aufbauen, die jeweils nach 8 $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern in die Gegenrichtung umklappen; dadurch entsteht eine wellenartige, „modulierte“ Struktur der blättchenförmigen Kristalle (Abb. 9.38c). Im Gegensatz dazu weist Lizardit eine ebene 1:1-Schichtstruktur auf.

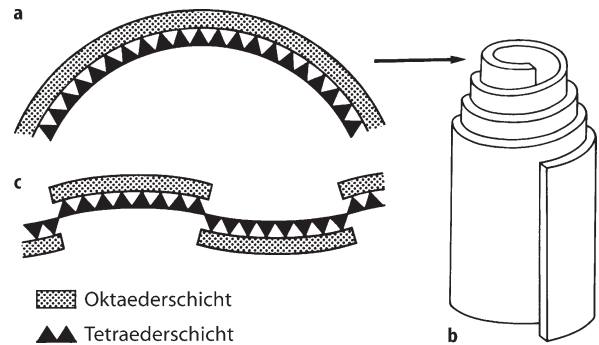


Abb. 9.38. a Schematische Darstellung einer möglichen Krümmung der Schichten in der Chrysotil-Struktur; b nach elektronenmikroskopischer Aufnahme eines Chrysotil-Röllchens, schematisch, c schematische Darstellung der Antigorit-Struktur. (a, c nach Klein u. Hurlbut 1985)

Lizardit, Antigorit (Blätterserpentin), Chrysotil (Faserserpentin)

Ausbildung. Serpentin bildet meist völlig dichte Aggregate; mikroskopisch blättrig oder schuppig, beim Chrysotil faserig; gut ausgebildete Kristalle sind sehr selten. Die unterschiedlichen Polytypen lassen sich nur durch Röntgenbeugung und das Elektronenmikroskop identifizieren.

Physikalische Eigenschaften. Alle drei Serpentin-Mineralien zeigen ähnliche Eigenschaften und sind daher selbst mikroskopisch nur schwierig und mit großer Übung zu unterscheiden.

Kohäsion	Spaltbarkeit nach {001} bei Lizardit und Antigorit makroskopisch kaum sichtbar; auch die faserige Teilbarkeit bei Chrysotil ist oft undeutlich; demgegenüber zeigen die äußerst biegsamen Fasern des Chrysotil-Asbests weitest gehende mechanische Teilbarkeit. Serpentinesteine (Serpentinite) haben splittigen bis muscheligen Bruch, sind mild und politurfähig
Härte	3–4, bisweilen härter durch Verkieselung
Dichte	2,5–2,6
Farbe, Glanz	vorherrschend grün in allen Abstufungen, aber auch blaugelb oder weiß, durch Spurenelemente mitunter abweichende Färbung; feinverteilter Magnetit färbt Serpentinite grau, schwarz oder braun, seltener rötliche Färbung durch feinverteilter Hämatit; oft sind Serpentinite geadert und farbig geflammt; Chrysotil-Asbest zeigt Seidenglanz

Vorkommen. Nach Wicks u. O’Hanley (1988) ist Lizardit das bei weitem häufigste Serpentin-Mineral, gefolgt von Antigorit und Chrysotil. Lizardit, z. T. auch Antigorit, bilden sich bei der niedriggradigen Metamorphose von

ultrabasischen Gesteinen, insbesondere auch von Peridotiten des oberen Erdmantels (Abschn. 27.3.1, S. 486ff); dabei werden Olivin, daneben auch Pyroxen oder Amphibol unter Wasseraufnahme verdrängt (Hydratisierung); *Bastit* ist eine Pseudomorphose von Lizardit nach Enstatit oder Bronzit. Bei Temperaturerhöhung wandelt sich in Serpentiniten Lizardit in Antigorit um; in solchen prograd metamorphen Serpentiniten treten häufig Kluffüllungen von feinfaserigem Chrysotil bzw. Chrysotil-Asbest auf, seltener auch von blättrigem Kluff-Antigorit. Serpentinite sind wichtige Bestandteile von Ophiolith-Komplexen (Abschn. 27.7, S. 481).

Chemismus. Begrenzter Einbau von Fe und Al. Beim Antigorit gehen durch das Umklappen der Module jeweils 3 Mg und 6 (OH) pro Einheitszelle verloren; dadurch weicht seine Zusammensetzung etwas von der oben angegebenen Formel ab.

Technische Verwendung. *Chrysotil-Asbest* besitzt eine vielseitige Verwendung: als hochwertiger Rohstoff zur Herstellung von verspinnbarem Asbestgarn und hochfeuerfestem Asbestgewebe, als Asbestfilter, Asbestpappe und Asbestplatten, Dichtungen, als Isolationsmittel in der Wärme- und Elektrotechnik, Asbestzement (Eternit) etc.

Wegen Gesundheitsgefährdung ist die Verwendung von Asbest jetzt stark eingeschränkt, in Deutschland verboten. Allerdings zeigen experimentelle Untersuchungen von Hume u. Rimstidt (1992), dass sich Chrysotil-Fasern mit einem Durchmesser von 1 µm bereits nach etwa 9 Monaten im Lungengewebe auflösen. Wegen dieser geringen Biodurabilität dürfte Chrysotil-Asbest weniger toxisch als z. B. Krokydolith-Asbest sein. Serpentinite wird geschliffen und poliert für Wandverkleidungen verwendet sowie zu kunstgewerblichen Gegenständen verarbeitet.



Abb. 9.39. Kaolinit mit pseudohexagonalem Umriß der Blättchen. Größe: ~1 µm Ø, Aufnahme mit dem Elektronenmikroskop. Kaolin von Zettlitz bei Karlsbad (Karlovy Vary), Böhmen

Weitere Serpentin-Mineralie

- *Népoit* (früher „Garnierit“) $(\text{Ni,Mg})_6[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ ist ein Ni-reicher Lizardit, der zusammen mit anderen Ni-Hydrosilikaten einen Bestandteil wichtiger Nickelerze bildet.
- *Greenalith* $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{<6}[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ ist ein Bestandteil wichtiger Eisenerze. Die grünlichen submikroskopischen Blättchen bilden meist unregelmäßig gerundete bis kugelförmige Aggregate. Sie treten nur in präkambrischen, marin-sedimentären Bändererzen vermutlich als diagenetische Bildung auf.

9.5.7 Tonmineral-Gruppe

Zu dieser Gruppe gehören äußerst feinblättrige Schichtsilikate kolloidaler Größenordnung (<2 µm), die als Bestandteile des Bodens sowie tonhaltiger Sedimente und Sedimentgesteine auftreten. Tone sind unverfestigte Sedimente, die im Wesentlichen aus Partikeln <20 µm bestehen, unter denen die silikatischen Tonminerale mengenmäßig vorherrschen. Tonminerale lassen sich wegen ihrer geringen Größe nur mit Hilfe der Röntgenbeugung exakt bestimmen. Sie haben meist die chemische Zusammensetzung von Wasser- bzw. (OH)-haltigen Alumosilikaten. In einigen von ihnen treten ersatzweise unbedeutende Mengen von Mg-, Fe-, Alkali- oder Erdalkali-Ionen in ihre Strukturen ein.

Den tonhaltigen Sedimenten und der Bodenkrume verleihen Tonminerale charakteristische Eigenschaften wie die Fähigkeit der reversiblen An- und Einlagerung von H₂O-Molekülen. Tonminerale können teilweise quellen oder schrumpfen und bedingen die Plastizität von Tonen. Teilweise haben sie die Fähigkeit, Ionen austauschbar zu adsorbieren. Sie verleihen den Böden die bedeutsame Fähigkeit zur Wasserbindung sowie zur Nährstoffadsorption und -abgabe.

Kaolinit, $\text{Al}_4[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$

Struktur. Dioktaedrische Zweischichtstruktur (Abb. 9.37).

Ausbildung. Mitunter sind pseudo-hexagonale Kristalle der Kristallklasse $\bar{1}$ ausgebildet und elektronenmikroskopisch nachweisbar (Abb. 9.39); überwiegend feinkörnige Aggregate in dichten, bröckeligen oder mehligten Massen, die mit Wasser plastisch werden.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{001} vollkommen, Spaltblättchen biegsam, feste Tone und Kaoline haben erdig-muscheligen Bruch
Härte	1
Dichte	2,1–2,6

Farbe reiner Kaolin ist weiß; Kaolintone sind durch Fremdbeimengungen gelb, grünlich oder bläulich gefärbt

Vorkommen. Kaolinit ist ein sehr wichtiges und weit verbreitetes Tonmineral. Er entsteht durch Verwitterung (Kali-)feldspatreicher Gesteine wie Granit, Rhyolith, Arkose, oder durch Einwirkung thermaler bzw. hydrothermalen Wässer auf diese, wobei pH-Werte <6 realisiert sein müssen; Pseudomorphosen nach gesteinsbildenden Al-Silikaten, insbesondere Feldspäten, sind häufig. Hauptgemengteil von Kaolin (Porzellanerde), Bestandteil vieler Tone, von sauren, tropischen Böden und Lateriten, auch in Tiefseesedimenten.

Bedeutung als Rohstoff. Ton und Kaolin (china clay) sind außerordentlich wichtige und auch relativ verbreitete Rohstoffe für die keramische Industrie (Fayence und Porzellan). Beim Erhitzen auf 350 °C entweicht das gebundene Wasser; bei Brenntemperaturen von ca. 1 200 °C erfolgt die Umwandlung in das Al-Silikat Mullit (S. 127), eine wesentliche kristalline Komponente im Porzellan. Feuerfeste Tone mit sehr hoher Schmelztemperatur finden als Schamotteziegel in der Metallurgie Verwendung. Sogenannte Ziegeltoner sind zur Herstellung von Mauerziegeln besonders gut geeignet. Kaolin dient als Füllmittel und Appretur in der Papierindustrie und ist Rohstoff für die Gewinnung von Al₂O₃ (Tonerde). Suspensionen feindisperser Tone sind zur Stabilisierung der Bohrlochwände beim Niederbringen von Bohrlöchern notwendig. In der pharmazeutischen Industrie wird Kaolin (Bolus alba) als Füllstoff für kosmetische medikamentöse Puder eingesetzt.

Chemisch gleich zusammengesetzt wie Kaolinit, aber monoklin sind die Tonminerale *Dickit* (farblos, weiß, gelblich, bräunlich) und *Nakrit* (weiß, gelblich, auch grünlich), die auf hydrothermalen Lagerstätten vorkommen.

Halloysit, Al₄[(OH)₈/Si₄O₁₀] · 2H₂O

Zweischichtsilikat mit Schichten von H₂O-Molekülen zwischen den kaolinitartigen Zweischichtpaketen (Abb. 9.37, S. 146); durch den Misfit entstehen spiralförmige Röllchen. Der Verlust der eingelagerten Wassermoleküle bei der Entwässerung ist im Unterschied zum Verhalten von Montmorillonit irreversibel. Halloysit ist ein häufiges Verwitterungsprodukt vulkanischer Gläser, entsteht jedoch auch hydrothermal; er ist Bestandteil vieler Tone und Böden.

Chrysokoll (Kieselkupfer), ~Cu₄H₄[(OH)₈/Si₄O₁₀] · nH₂O

Ausbildung. Kristallsystem orthorhombisch; derb, traubig-nierig bis stalaktitisch, gelartig dicht oder in Krusten.

Physikalische Eigenschaften.

Härte 2–4
Dichte 2,0–2,2
Farbe, Glanz hellblau, bläulichgrün oder grün; fettig glasglänzend oder matt, halb durchsichtig bis undurchsichtig

Kristallstruktur. Ähnlich Halloysit.

Vorkommen. Als sekundäres Cu-Mineral mit 30–36 % Cu in Oxidationszonen von Cu-Lagerstätten, oft zusammen mit Malachit, Azurit und Cuprit.

Verwendung. Lokal als Kupfererz; zu Schmuckzwecken; als Antifouling-Zusatz für Schiffsanstriche.

Montmorillonit (Smectit),



Struktur und Zusammensetzung. Montmorillonit ist ein dioktaedrisches Dreischichtsilikat sehr variabler Zusammensetzung, die durch die oben angegebene Formel nur angenähert wiedergegeben wird. Na kann z. T. durch Ca ersetzt werden. Durch Einbau von Wasserschichten wird die Struktur in der c-Dimension stark aufgeweitet (Abb. 9.37). Je nach dem Wassergehalt ändert sich durch innerkristalline Quellung oder Schrumpfung der Gitterabstand. Zur *Montmorillonit-Reihe* gehören auch der grüngefärbte, Fe³⁺-reiche *Nontronit*, der Ca-Al-reiche *Beidellit* sowie trioktaedrische Schichtsilikate wie der Mg-reiche *Saponit*, und der Li-haltige *Hectorit*.

Ausbildung und physikalische Eigenschaften. Mild, fein zerreiblich und mit Wasser quellend, wird aber nicht wirklich plastisch.

Vorkommen. Montmorillonit ist ein wasserspeicherndes Mineral im Boden. Er ist vorherrschendes Tonmineral im *Bentonit*, der sich bei der Verwitterung oder hydrothermalen Zersetzung von – insbesondere basischen – magmatischen Gesteinen und vulkanischen Aschen bildet. Als wichtiger Bestandteil v. a. in tropischen Böden, auch in Tiefseeböden.

Montmorillonitreiche Tone als Rohstoff. Technisch wichtig sind die enorme Quellfähigkeit, das große Ionenaustauschvermögen, z. B. für toxische Schwermetalle wie Zn, Pb, Cr, Cu sowie die Aufnahmefähigkeit für Farbstoffe, Öle und Gase. Dadurch sind Montmorillonit-reiche Tone und Bentonite wichtige Rohstoffe mit erstaunlich vielfältiger Verwendung, z. B. als Zusatz zu keramischen Massen, als Absorptionsmittel bei der Trinkwasseraufbereitung und der Abwasserreinigung, beim Entfärben von Lösungen, Bleichen von Speiseölen, Entfernung von Proteinen aus Bier, zur Weinschönung, zum Entfetten von Wolle, als Fett- und Schmiermittelverdicker, als Pelletiermittel für Erze, als Tierfutter,

zur Tierpflege, als Trägermaterial für Insektizide und Pestizide, als Bohrspülmittel bei Tiefbohrungen, z. B. in der Erdölindustrie, zur Abdichtung von Schadstoffdeponien.

Vermiculit, $\sim \text{Mg}_2(\text{Mg,Fe}^{3+},\text{Al})[(\text{OH})_2/(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}] \cdot \text{Mg}_{0,35}(\text{H}_2\text{O})_4$

Struktur und Zusammensetzung. Vermiculit ist ein komplex zusammengesetztes, trioktaedrisches Schichtsilikat, das geordnete Struktur mit monokliner Symmetrie (2/m), aber auch völlig ungeordnete Struktur aufweisen kann. Vielfältige Substitutionen führen in den Oktaeder- und Tetraeder-Schichten zu einem Ladungsdefizit, das durch die leicht austauschbaren Kationen der Zwischenschicht ausgeglichen wird. Durch den Einbau von H_2O -Molekülen zwischen den Silikat-Schichten ist Vermiculit *quellfähig*.

Ausbildung. In submikroskopisch feinkörnigen Aggregaten (Teilchengröße $< 2 \mu\text{m}$), aber auch als gröbere Blättchen, Flocken, Platten und Tafeln (bis $> 10 \text{ cm}$ groß).

Physikalische Eigenschaften.

Härte	$\sim 1\frac{1}{2}$
Dichte	2,2–2,6
Farbe, Glanz	bronze- bis gelblichbraun oder grünlich bis tiefgrün; perlmutt- bis bronzeglänzend
besondere Eigenschaft	Vermiculit bläht sich bei raschem Erhitzen auf $> 850 \text{ }^\circ\text{C}$ z. T. würmchenförmig (daher der Name!) bis auf das 30-fache seines Ausgangsvolumens auf: <i>expandierter Vermiculit</i>

Vorkommen. Vermiculit entsteht vorwiegend durch Abbau von Phlogopit oder Biotit infolge von Verwitterung und/oder durch Einwirkung zirkulierender Grundwässer und/oder von hydrothermalen Lösungen. Mehr als 90 % der Weltförderung kommen aus den USA und Südafrika (Palabora, Transvaal).

Verwendung. Vor allem im expandierten Zustand ist Vermiculit ein wichtiger Werkstoff; er wird in der Bauindustrie als Schall-, Wärme- und Kälte-dämmstoff und als Betonzuschlag, als Verpackungsmaterial zum Stoß- und Wärmeschutz sowie zum Aufsaugen von Flüssigkeiten bei Glasbruch, als Kationenaustauscher und zur Speicherung von Nährstoffen bei der Kultur von Garten- und Zimmerpflanzen genutzt.

Wechselagerungs-Tonminerale

Neben den aufgeführten Tonmineralen kommen besonders in jungen pelitischen Sedimenten sog. Wechselagerungs-Tonminerale (Mixed-Layer-Minerale) vor, die aus zwei oder drei verschiedenen Tonmineralen zusam-

mengesetzt sind. Die häufigsten Wechselagerungs-Strukturen bestehen aus Illit- und Montmorillonit-Lagen, die in regelmäßiger oder unregelmäßiger Folge in der c-Richtung gestapelt sind. Regelmäßige Wechselagerungsminerale sind teilweise mit eigenen Namen bezeichnet worden.

9.5.8

Apophyllit-Gruppe

Apophyllit, $\text{KCa}_4[\text{F,OH}]/(\text{Si}_4\text{O}_{10})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Struktur. Apophyllit hat eine ungewöhnliche Einschichtstruktur. Sie besteht aus 4- und 8-zähligen Ringen von $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern, die über ihre Ecken zu Schichten // (001) verknüpft werden und durch die großen Kationen Ca, Na und K miteinander verbunden sind (Abb. 9.40). Neben dem F können auch (OH)-Gruppen eingebaut werden.

Chemische Zusammensetzung. Das F/(OH)-Verhältnis wechselt mit den Endgliedern Fluorapophyllit und Hydroxyapophyllit. Daneben gibt es noch den Natroapophyllit $\text{NaCa}_4[\text{F}/(\text{Si}_4\text{O}_{10})_2] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Ausbildung. Kristallklase 4/m2/m2/m, Natroapophyllit 2/m2/m2/m; die Kristalle sind fast stets aufgewachsen und zeigen häufig eine Kombination von {110} und {101}, z. T. mit {001} und {210}; der Habitus kann dipyramidal, prisma-tisch, tafelig (Abb. 9.61, S. 178) oder würfelig sein. Oft bildet Apophyllit blätterige, schalige oder körnige Aggregate.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	(001) vollkommen
Bruch	uneben, spröde
Härte	$4\frac{1}{2}$ –5
Dichte	2,3–2,4

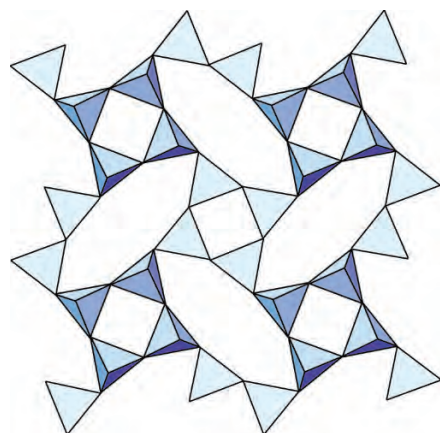


Abb. 9.40. Die $[\text{SiO}_4]$ -Tetraederschicht von Apophyllit, projiziert auf die Ebene (001). Die SiO_4 -Tetraeder bilden Viererringe, wobei die Spitzen alternierend nach oben und nach unten zeigen. (Nach Strunz und Nickel 2001)

Farbe, Glanz	farblos, weiß, rötlich- oder gelblichweiß, rosenrot, lichtgrünlich, (Abb. 9.60, 9.61) bräunlich; ausgezeichneter Perlmutterglanz mit eigentümlichem, charakteristischem Lichtschein (daher der veraltete Name „Ichthiophalm“ = Fischaugenstein)
Bes. Eigenschaft	Beim Erhitzen entweicht die Hälfte des Wassers kontinuierlich; der Rest geht bei 250 °C verloren; vor dem Lötrohr blättert Apophyllit auf (grch. αποφύλλειν = abblättern) und schmilzt unter Aufblähen zu einem weißen Glas

Vorkommen. Vorwiegend in Blasenräumen von Basalten und ähnlichen Vulkaniten, oft zusammen mit Zeolithen (Abb. 9.60, 9.61), Calcit u. a., seltener als Drusenmineral in Graniten; als Kluftfüllung in Syeniten, metamorphen Gesteinen und Erzlagerstätten.

9.6 Gerüstsilikate (Tektosilikate)

Die silikatischen Gerüststrukturen lassen sich aus SiO_2 -Strukturen ableiten, indem ein Teil des Si^{4+} durch Al^{3+} ersetzt wird. Dadurch entstehen Alumosilikate: $[\text{Si}_4\text{O}_8] \rightarrow \text{K}^+[\text{AlSi}_3\text{O}_8]^-$ (Kalifeldspat). Der Ersatz durch Al^{3+} in [4]-Koordinat ion kann maximal das Verhältnis 1 : 1 erreichen, so z. B. im Anorthit $\text{Ca}^{2+}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]^{2-}$. Die $[\text{SiO}_4]$ - und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraeder sind bei diesen Alumosilikaten über alle 4 O-Ecken mit 4 Nachbar-Tetraedern räumlich vernetzt. Der durch den beschriebenen Ersatz erforderliche elektrostatische Valenzausgleich vollzieht sich in diesen dreidimensional unendlichen Gerüststrukturen durch den Eintritt von Alkali- oder Erdalkali-Ionen. Die weitmaschigen Gerüststrukturen bieten außerdem teilweise Platz für zusätzliche tetraederfremde Anionen oder bei der Mineral-Gruppe der Zeolithe für den Eintritt von Wassermolekülen (vgl. Tabelle 9.9, S. 164).

9.6.1 SiO_2 -Minerale

Kristallstrukturen

In Tabelle 9.8 sind die wichtigsten kristallisierten und amorphen Modifikationen des SiO_2 aufgeführt, die aus der Natur und als Syntheseprodukte bekannt sind. In ihren Kristallstrukturen haben Quarz, Tridymit, Cristobalit und Coesit gemeinsam, dass sie aus $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern aufgebaut sind, die ein dreidimensional zusammenhängendes Gerüst bilden. Damit gehört jedes O zu 2 Si und es entfallen auf jedes Si-Ion nur $\frac{1}{2}$ Sauerstoff-Ionen, woraus sich die Formel SiO_2 ergibt.

Die wechselnde gegenseitige Verdrehung der zusammenhängenden SiO_4 -Tetraeder ergibt bei unterschiedlicher Symmetrie eine verschiedengradig aufgelockerte Kristallstruktur. Bei der relativ lockeren Quarz-Struktur (Abb. 9.41) bilden die SiO_4 -Tetraeder zusammenhängende, rechts- oder linkssinnig gewundene Spiralen in der kristallographischen c-Richtung (Abb. 9.42). Die Identitätsperiode der Kette besteht aus 3 Tetraedern. Dichte (Tabelle 9.8) und Lichtbrechung n_β von Tridymit 1,47, Quarz 1,55 und Coesit 1,59 sind ein zahlenmäßiger Ausdruck der unterschiedlichen Packungsdichte der Strukturen.

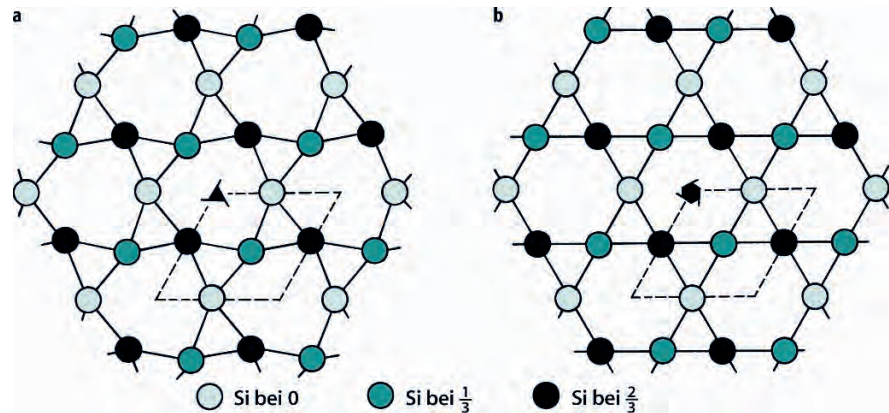
Da die SiO_2 -Strukturen elektrostatisch abgesättigt sind, können – abgesehen von Spurenelementen – keine weiteren Kationen eingebaut werden, obwohl in den weit-



Abb. 9.41. Dieses Modell zeigt die relativ lockere Sauerstoffpackung des Quarzes (die Kugeln entsprechen dem Sauerstoff). Prismen- und Rhomboederflächen sind angedeutet. In den winzigen tetraedrischen Lücken zwischen 4 Sauerstoffkugeln befindet sich das kleine Si. Die unregelmäßige Absonderung des muscheligen Bruchs des Quarzes verläuft innerhalb der relativ großen Lücken zwischen den geringsten Bindungskräften der Struktur. (Original im Mineralogischen Museum, Universität Würzburg, Entwurf E. Eberhard)

Abb. 9.42.

Die Strukturen von trigonalem Tiefquarz (a) und hexagonalem Hochquarz (b) projiziert auf die (0001)-Ebene senkrecht zur morphologischen c-Achse, die als 3- bzw. 6 zählige Schraubenachse ausgebildet ist. Anstelle der $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder sind lediglich die Si-Atome in unterschiedlichen Niveaus eingezeichnet. Der strukturelle Übergang von Hoch- zu Tiefquarz beruht auf einer Einwinkelung der Si-O-Si-Bindungsrichtungen. (Nach Strunz 1982)

Tabelle 9.8. SiO_2 -Minerale

Mineral	Kristallklasse	Dichte [g cm^{-3}]
Tiefquarz	32	2,65
Hochquarz	622	2,53
Tief-Tridymit	2/m oder 222	2,26
Hoch-Tridymit	6/m2/m2/m	2,22
Tief-Cristobalit	422	2,32
Hoch-Cristobalit	4/m $\bar{3}$ 2/m	2,20
Moganit	2/m	2,55
Coesit	2/m	3,01
Stishovit	4/m2/m2/m	4,35
Lechatelierit	amorph	2,20
Opal ($\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$)	amorph	2,1–2,2

maschigen Tetraeder-Gerüsten dafür genügend Raum wäre. Erst der teilweise Ersatz von Si^{4+} durch Al^{3+} erzeugt negative Ladungen, die durch Einbau von 1- oder 2-wertigen Kationen neutralisiert werden, wie z. B. beim Kalifeldspat $\text{K}^+[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]^-$ oder Anorthit $\text{Ca}^{2+}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]^{2-}$.

In der Struktur der Hochdruckmodifikation Coesit ist das Si gegenüber O wie bei den übrigen SiO_2 -Modifikationen noch tetraedrisch, im Stishovit hingegen höher, oktaedrisch koordiniert, wobei die $[\text{SiO}_6]$ -Oktaeder teilweise kantenverknüpft sind und Ketten // c bilden: Stishovit hat die gleiche Struktur wie Rutil TiO_2 (Abb. 5.9, S. 88). Die damit verbundene dichtere Packung kommt in der noch höheren Dichte von 4,35 und dem hohen Brechungsindex $n_\beta = 1,81$ besonders zum Ausdruck.

Die Phasenbeziehungen im Einstoffsystem SiO_2

Die Stabilitätsfelder der SiO_2 -Modifikationen sind bis zu Drücken von weit über 100 kbar (= 10 GPa) experimentell erforscht. Von den aus der Natur und von Syntheseprodukten her bekannten kristallinen Modifikationen

des SiO_2 sind nur sechs stabil und im Druck-Temperatur-Diagramm (P - T -Diagramm) (Abb. 9.43) dargestellt. Bei einem Druck von 1 bar (≈ 1000 hPa) und einer Temperatur von 573 °C wandelt sich der trigonal-trapezoedrische Tiefquarz (32) unter Erhaltung seiner äußeren Kristallform und ohne Verzögerung in den strukturell sehr ähnlichen hexagonal-trapezoedrischen Hochquarz (622) um, und zwar reversibel. Diese Transformation ist displaziv, denn die Symmetrieänderung wird lediglich durch eine geringe Verkippung der $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder erreicht, deren Kanten beim Hochquarz genau senkrecht zur c-Achse stehen, beim Tiefquarz aber leicht geneigt sind (Abb. 1.18, S. 16). Der Umwandlungsvorgang erfolgt daher ohne Energieverlust oder Energiegewinn: er ist *enantiotrop*.

Allerdings wissen wir seit den Untersuchungen von Bachheimer (1980), dass bei der $\alpha \rightleftharpoons \beta$ -Umwandlung von Quarz in einem engen Temperaturbereich von 573 bis 574,5 °C (bei 1 bar) eine intermediäre Übergangsphase Quarz 3q auftritt (Raaz et al. 2003).

Bei 1 bar Druck und weiterer Wärmezufuhr wandelt sich der Hochquarz bei 870 °C rekonstruktiv in Tridymit um, und zwar in die hexagonale Modifikation Hoch-Tridymit (Abb. 1.18); bei 1470 °C geht dieser in die kubische Modifikation Hoch-Cristobalit über. Die Übergänge in Hoch-Tridymit und Hoch-Cristobalit machen ein Aufbrechen der Tetraederverbände erforderlich. Wegen der starken Verzögerung dieser Umwandlung kann Hochquarz in den Stabilitätsfeldern von Tridymit und Cristobalit metastabil erhalten bleiben und bei rund 1730 °C unmittelbar zum Schmelzen gebracht werden (Abb. 9.43). Die Umwandlung von Hochquarz in Tridymit kann jedoch ohne Verzögerung erfolgen, wenn Fremdionen zugegeben werden, wie z. B. Alkali-Ionen.

Die beiden Hochtemperaturphasen Tridymit und Cristobalit sind auf relativ niedrige Drücke beschränkt. Hoch- und Tiefquarz dagegen haben sehr große Existenzfelder, die weite P - T -Bereiche innerhalb der Erdkruste und Teile des obersten Erdmantels umfassen. Das ist einer der Gründe, weshalb Quarz zu den am meisten verbreiteten Mineralen der Erdkruste zählt. Demgegenüber

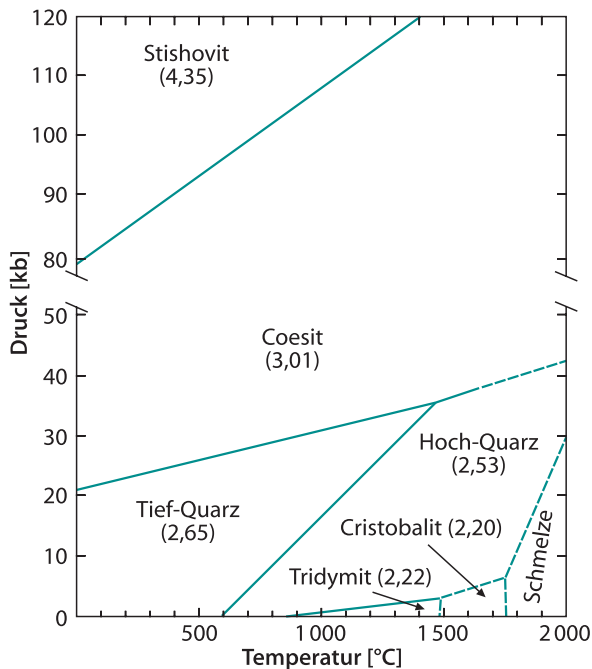


Abb. 9.43. Die Stabilitätsfelder der SiO_2 -Modifikationen im P - T -Diagramm. In Klammern gesetzt sind die Dichten (g cm^{-3}). (Mod. nach Schreyer 1976)

haben die Peridotite des Erdmantels kein freies SiO_2 , so dass in ihnen kein Quarz auftreten kann. Quarz kann sich im Unterschied zu Tridymit und Cristobalit nur innerhalb seines Stabilitätsfelds bilden. Seine Anwesenheit in einem vulkanischen Gestein z. B. bedeutet, dass seine Kristallisationstemperatur aus schmelzflüssiger Lava nicht wesentlich höher als 870°C gewesen sein kann.

Die Umwandlungstemperatur für Tiefquarz in Hochquarz steigt bei *positivem* Verlauf der Umwandlungsgrenze (Abb. 9.43) um $21,2^\circ\text{C}$ pro kbar Druck an, d. h. bei einem Belastungsdruck von 2 kbar entsprechend einer Tiefe von 6 km in der Erdkruste liegt die Umwandlungstemperatur um rund 42°C höher, also bei rund 616°C . Wegen der enantiotropen Umwandlung $\text{Hochquarz} \rightleftharpoons \text{Tiefquarz}$ kann diese Abhängigkeit nicht als *geologisches Thermometer* verwendet werden, da die Hochquarz-Struktur nicht abgeschreckt werden kann. Auch das Auftreten von Tridymit und Cristobalit kann man nicht als geologisches Thermometer verwenden, da diese SiO_2 -Modifikationen auch metastabil im Stabilitätsfeld von Quarz gebildet werden können und die Umwandlung bei ihnen sehr träge verläuft.

Unter sehr hohen Drücken von 20–40 kbar (2–4 GPa) wandelt sich Quarz in die Hochdruckmodifikation Coesit um (Abb. 9.43). Dieser geht bei einer weiteren beachtlichen Druckerhöhung auf 80–100 kbar in Stishovit über. Nach in-situ-Röntgenbeugungs-Experimenten erfolgt die Coesit \rightleftharpoons Stishovit-Umwandlung bei Zimmertemperatur ($298\text{ K} = 25^\circ\text{C}$) bei ca. 80 kbar (Yagi u. Akimoto 1976, bei $1700\text{ K} (= 1427^\circ\text{C})$ bei ca. 120 kbar (Swamy et al. 1994).

Kühlt man eine reine SiO_2 -Schmelze ab, so erstarrt diese v. a. wegen ihrer hohen Viskosität als Kieselglas in einem metastabilen Zustand.

In Lösungen kann SiO_2 als Kieselsäure H_4SiO_4 bzw. in den Ionen H_3SiO_4^- , $\text{H}_2\text{SiO}_4^{2-}$ vorliegen. Darüber hinaus kommt Kieselsäure in Form von Kolloiden vor, deren Teilchen eine Größe von 10^3 – 10^9 Atomen haben. Diese Kolloide können zu Gelen koagulieren, die sehr schwammige, wasserreiche Flocken bilden. In weitestgehend entwässerter Form kommen diese Gele als Opal in der Natur vor.

Spezielle Mineralogie der SiO_2 -Minerale

Tiefquarz, SiO_2

Ausbildung. Kristallklasse 32, die trigonal-trapezoedrischen Kristalle sind meist prismatisch ausgebildet. Das hexagonale Prisma $\{10\bar{1}0\}$, meist mit Horizontalstreifung (Abb. 9.44a–d), dominiert und wird bei den vorwiegend aufgewachsenen Kristallen nur einseitig durch Rhomboederflächen begrenzt. Das positive Rhomboeder (bzw. Hauptrhomboeder) $\{10\bar{1}1\}$ ist häufig größer entwickelt als das negative Rhomboeder $\{01\bar{1}1\}$ und zeigt einen deutlichen Glanz. Über den Kanten des Prismas befinden sich nicht selten außerdem winzige Flächen eines trigonalen Trapezoeders (wegen ihrer Form auch als Trapezflächen bezeichnet) $\{51\bar{1}1\}$ und einer trigonalen Dipyramide (auch als Rhombenfläche bezeichnet) $\{11\bar{2}1\}$. Diese kleinen Flächen sind, wenn sie überhaupt auftreten, häufig nur 1- oder 2-mal ausgebildet, weil Quarzkristalle meist ein verzerrtes Wachstum aufweisen (Abb. 9.44d). Je nachdem, ob die Trapezflächen links oder rechts vom Hauptrhomboeder auftreten, unterscheidet man zwischen Links- und Rechtsquarz (Abb. 9.44b,c). Neben den aufgewachsenen Kristallen kommen bei Tiefquarz (sehr viel seltener) auch schwebend gebildete Kristalle vor, die dann beidseitig entwickelt sind. Bekannt sind die Suttroper Quarze, Doppelender von modellartig hexagonal erscheinender Entwicklung. Neben der prismatischen Trachtentwicklung sind besonders in manchen alpinen Vorkommen Quarzkristalle mit spitzrhomboedrischer Trachtentwicklung zu finden. Infolge mehrerer steiler Rhomboederflächen erscheinen diese Kristalle nach einem Ende hin (bei einseitiger Ausbildung) mehr oder weniger stark zugespitzt.

Verbreitet weisen gerade die Kristalle des Tiefquarzes bei strenger Winkelkonstanz eine ungleichmäßige Flächenentwicklung und starke Verzerrung auf (Abb. 1.5, S. 6; Abb. 9.44d). Hier dient die oben bereits erwähnte horizontale Streifung der Prismenflächen (Abb. 9.44a) zur Orientierung des Kristalls.

Die natürlichen Quarzkristalle sind im Unterschied zu den synthetischen Quarzen fast stets verzwilligt, wodurch die polaren 2-zähligen Achsen und damit technisch wichtige physikalische Eigenschaften wie Piezoe-

lektrizität verlorengehen. Die wichtigsten unter den zahlreichen Zwillingsgesetzen des Quarzes sind:

- *Dauphinéer- oder Schweizer-Gesetz* (Abb. 9.44e): Zwei gleichgroße Rechtsquarz- oder Linksquarkristalle (RR oder LL) mit c als Zwillingsachse sind gegeneinander um 60° gedreht und miteinander parallel verwachsen. Damit unterscheiden sie sich, wie alle sog. Ergänzungszwillinge, äußerlich nur bei genauerem Hinsehen von einfachen Kristallen. Es kommen nämlich dabei die Prismenflächen der beiden verzwillingten Individuen zur Deckung, und die Flächen des positiven Rhomboeders des einen fallen mit den Flächen des negativen Rhomboeders des anderen Individuums zusammen. Gewundene *Verwachsungsnähte* auf den Prismen- und Rhomboederflächen, die eine Verzwillingung anzeigen, sind nur erkennbar, wenn man die Quarzkristalle mit Flusssäure anätzt. Solche Zwillingsnähte sollten nicht mit den etwa // c verlaufenden *Suturen* des Makromosaikbaus verwechselt werden, der für gewöhnliche Bergkristalle typisch ist. Nur wenn die kleinen Trapezoeder- und/oder Dipyramidenflächen entwickelt sind, lässt sich entscheiden, ob RR oder LL vorliegt. Das Dauphinéer-Gesetz ist oft an den Bergkristallen und Rauchquarzen der Westalpen gut ausgebildet.
- *Brasilianer-Gesetz* (Abb. 9.44f): Ein Rechts- und ein Linksquarkristall (RL) gleicher Größe durchdringen sich symmetrisch mit $(11\bar{2}0)$ als Symmetrieebene, wobei die positiven Rhomboederflächen des einen mit den positiven Rhomboederflächen des anderen Individuums zusammenfallen. Allerdings sind die kritischen Trapezoederflächen, die drei mal paarweise – jeweils links und rechts über einer Prismenkante – auftreten sollten, in der Realität kaum jemals gut sichtbar, so dass Abb. 9.44f nur als Prinzipskizze zu verstehen ist! Brasilianer Zwillinge treten

häufig an Amethysten brasilianischer Fundpunkte auf. Dauphinéer- und Brasilianer-Gesetz können auch zusammen am selben Quarzkristall vorkommen; solche Vierlinge haben scheinbar hexagonale Symmetrie.

- *Japaner-Gesetz* (Abb. 9.44g): Dieses seltene Gesetz entsteht durch Verwachsung zweier Kristalle mit fast rechtwinkelig ($84^\circ 33'$) zueinander geneigten c -Achsen.

Häufiger als in gut ausgebildeten Kristallen liegt Tiefquarz in körnigen Verwachsungsaggregaten vor, wobei die Individuen infolge Wachstumsbehinderung ihre Kristallform nicht ausbilden konnten.

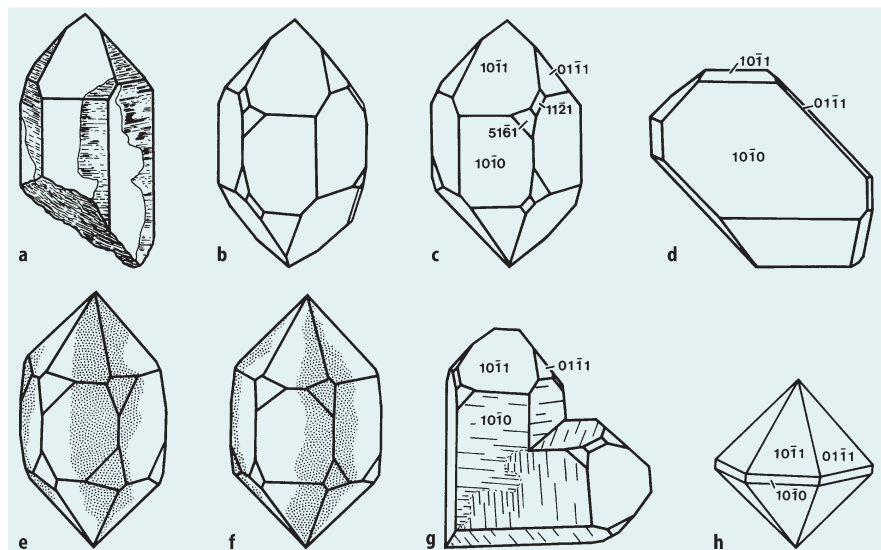
Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt bis auf selten beobachtete Ausnahmen
Bruch	muschelig
Härte	7 (Standardmineral der Mohs-Skala), die große Härte und die fast fehlende Spaltbarkeit erklären sich aus den allseitig starken Si-O-Bindungen der Quarzstruktur
Dichte	2,65
Farbe	reiner Quarz ist farblos wie die Varietät Bergkristall; die wichtigsten gefärbten Varietäten sind unten aufgeführt
Glanz	Glasglanz auf den Prismenflächen, Fettglanz auf den muscheligen Bruchflächen, durchscheinend bis durchsichtig
Lichtbrechung	$n_e = 1,5442$, $n_o = 1,5533$ (Na-Licht)

Varietäten des Tiefquarzes. Man unterscheidet nach Farbe, Ausbildung, Transparenz und anderen Eigenschaften zahlreiche Varietäten des Tiefquarzes. Nur die makrokristallinen Varietäten treten in Kristallformen auf. Die

Abb. 9.44.

Tiefquarz. **a** Zwillingskristall mit Zwillingsnähten und Querstreifung; **b** Linksquarz; **c** Rechtsquarz; **d** stark verzerrter Quarzkristall; **e** Dauphinéer Zwilling (LL); **f** Brasilianer Zwilling (RL); **g** Japaner Zwilling; **h** Hochquarz



mikrokristallinen Varietäten bilden derbe, dichtkörnige oder dichtfasrige Massen, die muschelrig brechen.

Nach ihrer Internstruktur lassen sich bei Quarzkristallen grundsätzlich zwei Typen unterscheiden (Bambauer et al. 1961, 1962):

- *Gewöhnliche Quarze* zeigen einen radialen Mosaikbau aus makroskopisch sichtbaren Kristalldomänen. Häufig sind vertikale Suturen $\approx // c$ erkennbar, welche die horizontale Streifung auf den Prismenflächen $\{10\bar{1}0\}$ durchschneiden. Dieser Typ tritt vor allem bei Dauphinée-Zwillingen auf, z. B. beim größten Teil der alpinen Kluffquarze.
- *Lamellenquarze* bestehen aus einem konzentrischen Fachwerk aus niedrig-symmetrischen Lamellen und sind daher optisch anomal 2-achsig. Die Lamellensysteme sind auf den Kristallflächen nicht sichtbar. Bevorzugt beobachtet man diesen Typ bei Brasilianer-Zwillingen; er wurde nur bei einem kleinen Teil der alpinen Kluffquarze gefunden.

Die mannigfaltigen Farben von Quarzkristallen sind meist durch Fremdionen bedingt, deren Mengenanteil in Lamellenquarzen wesentlich höher als in gewöhnlichen Quarzen ist, jedoch 0,1 Gew.-% nur selten überschreitet (Lehmann und Bambauer 1973; Jung 1992; Rossmann 1994). Die Spurenelemente sind nicht gleichmäßig in einem Kristall verteilt, sondern in bestimmten Wachstums-Sektoren – und innerhalb dieser auch zonar – unterschiedlich stark angereichert, wobei in der Regel $\{10\bar{1}1\} > \{01\bar{1}1\} > \{10\bar{1}0\}$ gilt (Bambauer 1961). Die Folge ist eine zonare Farbverteilung in vielen Quarzen. Die Fremdionen besetzen entweder *Gitterplätze* des Si in der Quarzstruktur oder *Zwischengitterplätze* in den Kanälen $// c$. Wird ein Si^{4+} -Gitterplatz durch ein Kation geringerer Wertigkeit, z. B. Al^{3+} oder Fe^{3+} ersetzt, so erfolgt der Ladungsausgleich durch ein Kation auf einem benachbarten Zwischengitterplatz, z. B. durch Li^+ , d. h. durch die Substitution $\text{Si}^{4+} \rightleftharpoons \text{Al}^{3+}\text{Li}^+$ bzw. $\text{Fe}^{3+}\text{Li}^+$. Eine weitere Möglichkeit ist der Ersatz von O^{2-} durch $(\text{OH})^-$, z. B. $\text{Si}^{4+}\text{O}^{2-} \rightleftharpoons \text{Al}^{3+}(\text{OH})^-$ bzw. $\text{Fe}^{3+}(\text{OH})^-$. Diese Art des Ladungsausgleichs spielt eine wesentliche Rolle bei „feuchten“ Quarzen, die aus hydrothermalen Klüften oder Drusen stammen; demgegenüber dominieren in den „trockenen“ Pegmatit-Quarzen die Al-Li-Farbzentren (Guzzo et al. 1997). Außer der Eigenfärbung durch den Einbau von Ionen der Übergangsmetalle, z. B. Fe oder Mn, können Farbzentren durch ionisierende Strahlung entstehen. In synthetischen Quarzkristallen lassen sich die meisten der natürlichen Quarzfarben erzeugen, darüber hinaus aber noch weitere, in der Natur bisher nicht gefundene Farben (Lehmann und Bambauer 1973). Seltener sind die Farben bei makrokristallinem Quarz durch *feinste Ausscheidung von fremden Mineralen* bedingt. Nach der Farbe lassen sich folgende *makrokristalline Varietäten* unterscheiden:

- *Bergkristall* (Abb. 1.1, S. 2): farblos, wasserklar durchsichtige und stets von Kristallflächen begrenzte Varietät, von Millimeter- bis zu Metergröße, meist auf Klüften oder in Hohlräumen vorkommende Kristallgruppen, in Drusen oder als Kristallrasen auf einer Gesteinsunterlage aufsitzend.
- *Rauchquarz*: rauchbraun, durchsichtig bis durchscheinend (Abb. 10.1, S. 182). Vorkommen ähnlich denen des Bergkristalls, jedoch seltener. Es handelt sich ausschließlich um gewöhnliche Quarze. Ursache der Färbung sind Defektelektronenstellen (Punktdefekte), die infolge natürlicher radioaktiver γ -Strahlung (auch Höhenstrahlung) aus Al-Li- und Al-(OH)-Farbzentren entstehen. Dabei nimmt die Tendenz zur Rauchquarzbildung mit zunehmendem Anteil an Li-Al-Farbzentren zu (Guzzo et al. 1997). In alpinen Klüften bildet Rauchquarz Kristalle, die über 200 kg Gewicht erreichen können; auch in Pegmatiten kommt Rauchquarz vor, z. B. im Fichtelgebirge, im Bayerischen Wald und in Brasilien, ebenso in Graniten, z. B. dem Kirchberger Granit im Vogtland. Schwarzer oder fast schwarzer Rauchquarz wird als *Morion* bezeichnet. Die Farbe geht beim Glühen zurück. Auch in der Natur dürfte es Quarze – z. B. in Graniten – geben, die ursprünglich dunkel gefärbt waren, aber durch natürliches Aufheizen auf ca. 100–200 °C wieder farblos wurden (King et al. 1987).
- *Citrin*: zitronengelb, durchsichtig bis durchscheinend. Die Farbe entsteht durch natürliche ionisierende Bestrahlung von Rauchquarz, die in der Struktur Baufehler erzeugen. Weitaus häufiger werden jedoch künstlich bestrahlter oder auf 300 °C erhitzter Rauchquarz oder thermisch behandelte Amethyst als „Citrin“ auf dem Edelsteinmarkt angeboten. Manche Amethyste enthalten Zonen von orange-braun gefärbtem natürlichem Citrin, dessen Farbe durch Fe^{3+} -Farbzentren bedingt ist. Beispiele sind aus Hyderabad (Indien), Minas Gerais und Mato Grosso (Brasilien) sowie – besonders schön – aus der Anahí-Mine in Bolivien bekannt (Schultz-Güttler 2008).
- *Amethyst*: violett durchscheinend, bisweilen violette Farbe fleckig-trüb, auch mit zonarer oder streifiger Farbverteilung; prächtige Kristalldrusen in Hohlräumen vulkanischer Gesteine auf Achat aufsitzend, sog. *Geoden*, besonders spektakulär in Brasilien (Abb. 9.45). Ursache der violetten Färbung sind Farbzentren von Fe^{3+} -Li und Fe^{3+} -OH auf den Tetraederplätzen oder Einlagerung von $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ in den Kanälen der Quarzstruktur, die durch Gammastrahlung aktiviert werden. Dabei wird das Eisen auf den ungewöhnlichen vierwertigen Valenzzustand Fe^{4+} oxidiert (Lehmann und Moore 1966; vgl. Rossmann 1994). Durch Brennen von Amethyst erzeugter citrinfarbener Quarz wird im Edelsteinhandel oft fälschlich und irreführend als „Goldtopas“ oder „Madeiratopas“ bezeichnet, eine Bezeichnung, die nach der Internationalen Nomenkla-



Abb. 9.45. Amethyst-Kristalle in einer Achat-Geode. Irai, Rio Grande do Sul, Brasilien. Durchmesser 38 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

tur von Edel- und Schmucksteinen nicht mehr zulässig ist. Amethyst kommt auch in körnigen Aggregaten vor.

- **Rosenquarz:** rosarot durchscheinend bis kantendurchscheinend, milchig-trüb. Rosenquarz kommt in massigen hydrothermalen Gängen vor, in denen er grobkörnige Aggregate, nur selten auch schöne Einkristalle bildet. Auch Pegmatite können massigen Rosenquarz, zusammen mit riesigen Kalifeldspat-Kristallen, gelegentlich auch mit Beryll führen. Als Ursache der Färbung von massigem Rosenquarz werden der Einbau von Ti^{3+} in den Kanälen der Quarzstruktur, oder aber von Fe^{2+} auf den Tetraeder- und von Ti^{4+} auf Zwischengitterplätzen angenommen. Daneben kann aber auch Tyndall-Streuung an orientiert eingelagertem Rutil TiO_2 und/oder dem Borsilikat Dumortierit für die rosa Farbe verantwortlich sein (z. B. Henn 2008). Häufig erzeugen orientiert eingelagerte Rutil-Nadeln das Phänomen des *Asterismus*, d. h. eine strahlige oder sternförmige Lichtfigur in rundlich geschliffenem Rosenquarz (Cabochons). Manche der seltenen Einkristalle von Rosenquarz sind Titan-frei und enthalten stattdessen Phosphor; man nimmt daher Al-O-P-Farbzentren als Ursache für die Färbung an. Bei anderen Rosenquarz-Einkristallen dürfte die Farburgabe in einem Einbau von Ti^{4+} auf den Tetraeder- und von Ti^{3+} auf den Zwischengitterplätzen zu suchen sein (vgl. Rossman 1994).
- **Grüner Quarz (Prasiolith)** kommt in der Natur sehr selten vor. In den bisher bekannten Fällen handelt es sich um Amethyste, die durch natürliche Erhitzung, z. B. durch vulkanische Laven oder durch natürliche UV-Strahlung der Sonne in Prasiolith umgewandelt wurden. Der im Edelsteinhandel angebotene Prasiolith wird jedoch meist durch Erhitzen von Amethyst künstlich hergestellt (Schultz-Güttler et al. 2008).

- **Gemeiner Quarz:** farblos, meist trüb und lediglich kantendurchscheinend, Kristalle in kleinen Drusen Hohlräume füllend, auf derbem Quarz aufsitzend, Fett- bis Glasglanz. Wesentlicher Gemengteil in zahlreichen Gesteinen, als Gangquarz Spalten füllend, oft milchigtrüb durch unzählige Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse.

Bei gemeinem Quarz und Bergkristall unterscheidet man häufig *Varietäten*, die auf *Wachstumseigenheiten* zurückzuführen sind:

- **Gedrehte Quarze** (schweizerisch „Gwindel“) gehören ausschließlich zum Typ der gewöhnlichen Bergkristalle. Sie bestehen aus zahlreichen, aneinander gewachsenen Einkristallen, von denen jeder um einen kleinen Betrag gegen den vorhergehenden verdreht ist, wobei der Drehsinn jeweils gleich bleibt. Dabei lassen sich linksgewundene und rechtsgewundene Gwindel unterscheiden. Manche der Einzelkristalle sind gut als Individuen erkennbar, bei anderen gehen die einzelnen Prismen- und Rhomboederflächen ineinander über, so dass der Eindruck von einheitlichen, aber gekrümmten Flächen entsteht.
- **Kappenquarz:** Bei ihm weisen die Kristalle Wachstumszonen parallel zu den Rhomboederflächen auf, die sich als kappenförmige Schalen relativ leicht abschlagen lassen.
- **Sternquarz:** Er bildet radialstrahlige Aggregate.
- **Babylonquarz:** Bei ihm verjüngt sich die Prismenzone des Kristalls mit treppenartig aufeinanderfolgenden Rhomboederflächen.
- **Zellquarz:** Er zeigt zellig-zerhackte Formen.
- **Fensterquarz:** Er zeichnet sich durch bevorzugtes Kantenwachstum aus. Die Flächenmitten sind aus Substanzmangel beim Wachstum als Fenster zurückgeblieben.

Das ist nur eine kleine Auswahl einer historisch weit zurückliegenden, oft phantasievollen Namensgebung.

Schließlich gehen zahlreiche *Varietäten* auf *Einschlüsse* im Quarz oder innige *Verwachsungen* von Quarz mit parallelfaserigen bis stängelig-nadeligen Fremdmineralen zurück.

- **Milchquarz:** Im Milchquarz sind es winzige Flüssigkeitseinschlüsse, die den Quarz milchig-trüb erscheinen lassen.
- **Tigerauge** und **Falkenauge:** Sie bestehen aus verkie-seltem Amphibolasbest (Krokydololith). Im Tigerauge ist der blaue Asbest durch Oxidation des Fe^{2+} zu Fe^{3+} bronzegelb schillernd, im Falkenauge unverändert blau, im geschliffenen und polierten Zustand wogender Seidenglanz, das *Chatoyieren*.
- Gewöhnliches **Katzenauge**, richtiger **Quarzkatzenauge:** Es ist ebenfalls ein mehr oder weniger pseudomorph verquarzter graugrüner, faseriger Amphibol (Aktinolith) von asbestförmiger Beschaffenheit.

- *Saphirquarz* oder *Blauquarz*: Das ist gemeiner Quarz mit orientiert eingelagerten winzigen Rutil-Nadelchen in kolloider Größenordnung, die eine trübe Blaufärbung verursachen können.
- *Prasem*: Ist lauchgrün gefärbter derber Quarz, dessen Farbe ebenfalls auf eingelagerte, winzige Amphibol-Nadelchen zurückgeht.
- *Aventurinquarz*: Er ist durch Einlagerung winziger Glimmerschüppchen grünlich schillernd.
- *Eisenkiesel*: Derb oder in Kristallaggregaten auftretend, ist durch Fe-Oxide und Fe-Hydroxide gelb, braun oder rot gefärbt.

Zu den *mikro-* bis *kryptokristallinen Varietäten* des Quarzes gehören die Chalcedon- und die Jaspis-Gruppe.

- *Chalcedon*: Schließt alle mikro- und kryptokristallinen, *parallelfaserig* strukturierten, makroskopisch dichten Quarzvarietäten ein. Sie enthalten häufig etwas Moganit und, entsprechend ihrer Abkunft, bisweilen noch röntgenamorphe Opalsubstanz. In solchen Fällen ist Chalcedon nachweislich aus einem Kieselsäuregel entstanden. Wegen submikroskopisch kleiner Poren und H₂O-Gehalten von 0,5–2 % ist die Dichte auf 2,59–2,61 erniedrigt; auch die Härte ist kleiner als bei Quarz. Vorkommen in Hohlräumen vulkanischer Gesteine, in manchen Erzlagerstätten, als Versteinerungsmittel von Baumstämmen (*Kieselholz*).
- *Chalcedon* im engeren Sinne: Ist meist bläulich gefärbt, besitzt häufig eine glaskopffartige, nierig-traubige Oberfläche und ist bei seiner dichtfaserigen Ausbildung splittrig brechend. Mit Flüssigkeit gefüllte Chalcedon-Mandeln werden als *Enhydros* bezeichnet.
- *Carneol*: ist ein fleischfarbener Chalcedon, der häufig als Schmuckstein verschliffen wird.
- *Achate*: Sind rhythmisch gebänderte, feinschichtige und oft Hohlräume umschließende Chalcedone. Als sog. Achat-Mandeln füllen sie Hohlräume in manchen vulkanischen Gesteinen (Abb. 9.46).
- *Onyx*: ist ein speziell schwarzweiß gebänderter, *Sardonyx (Sarder)* ist ein braunweiß gebänderter Chalcedon bzw. Achat.
- *Chrysopras*: In guter Qualität ein begehrter Edelstein, ist durch Ni-Ionen grün gefärbt.
- *Moosachat*: Besitzt graue, moosähnlich gezeichnete dendritische Einschlüsse. Besonders bei den Achaten gibt es zahlreiche mit Phantasienamen belegte Spielarten.

Bei den Vertretern der *Jaspis-Gruppe* ist im Unterschied zu denen der Chalcedon-Gruppe die mikro- bis kryptokristalline Quarzsubstanz *feinkörnig* beschaffen. Jaspis im engeren Sinn ist meist intensiv (schmutzig) braun, rot, gelb oder grün gefärbt, seine makroskopisch derb-dichten Massen sind spröde und brechen muschelig, häufig schwach wachsglänzend, kantendurchschei-



Abb. 9.46. Achat-Geode im Rhyolith von Sailauf (Spessart) mit typischer rhythmischer Bänderung in zwei Richtungen. Zunächst erfolgte die Mineralabscheidung aus der Lösung konzentrisch-schalig an den Rändern der Geode, danach im Drusenraum parallel zur Erdoberfläche. Die Achat-Geode stellt somit eine geologische Wasserwaage dar. Bildbreite ca. 4,5 cm. (Foto: J. A. Lorenz, Karlstein am Main)

rend bis undurchsichtig. Vorkommen u. a. als Bestandteil von Kieselhölzern, von Hornstein, von gebändertem Eisenstein (Jaspilit). Zur Jaspis-Gruppe gehören zahlreiche Varietäten, so u. a.:

- *Plasma*: Dunkelgrün durch Fe²⁺, Chlorit-Einschlüsse.
- *Heliotrop*: Wie Plasma, jedoch durch blutrote Tupfen aus Hämatit (Fe₂O₃) ausgezeichnet. Verwendung als Schmuckstein.
- *Hornstein (Feuerstein, Flint, engl. Chert)*: Tritt in Knollenform als Konkretion bzw. Sekretion auf und enthält mitunter noch röntgenamorphe Opalsubstanz.
- *Porzellanjaspis, Bandjaspis*: Als Porzellan- oder Bandjaspis bezeichnete Varietäten sind entsprechend ihrer inhomogenen Beschaffenheit und ihrer Genese eher als Gesteine einzustufen.

Hochquarz, SiO₂

Kristallklasse 622, die Eigenschaften des hexagonal-trapezoedrischen Hochquarzes sind denen des Tiefquarzes

sehr ähnlich. Als Hochquarz gebildeter Quarz unterscheidet sich durch seine Kristalltracht. Bei ihr tritt in gedrunge- nen Kristallen die hexagonale Dipyramide $\{10\bar{1}1\}$ allein oder kombiniert mit schmalem, hexagonalem Prisma $\{10\bar{1}0\}$ auf (Abb. 9.44h). Bekannt ist das Vorkommen des Hochquarzes als sog. Quarz-Dihexaeder-Einsprenglinge in vulkanischen Gesteinen wie Rhyolithen bzw. Quarzporphyren. Diese Einsprenglinge sind als Hochquarz bei einer Temperatur $>573\text{ °C}$ auskristallisiert. Bei ihrer Abkühlung erfolgte die enantiotrope Umwandlung in eine *Paramorphose*, die aus Domänen mit Tiefquarzstruktur besteht, jedoch unter Erhaltung der äußeren Kristallform. Dabei kommt es zu sprunghafter, wenn auch relativ geringer Änderung verschiedener physikalischer Eigenschaften.

Quarz als Rohstoff

Quarz ist ein wichtiger Rohstoff für die Herstellung von Glas, speziell auch von *Quarzglas*, einem Spezialglas, das aus reinem SiO_2 besteht. Quarz findet Verwendung in der keramischen Industrie, der Feuerfestindustrie (Silikatesteine), der Baustoffindustrie (Silikatbeton). Quarz dient außerdem der Herstellung von *Siliciumcarbid* (Carborundum, SiC) in der Schleifmittelindustrie; er ist als Rohstoff an verschiedenen Erzeugnissen der chemischen Industrie beteiligt, z. B. bei der Herstellung von *Silikon*en (Schmiermittel, hydraulische Flüssigkeiten, Lackgrundlage etc.), von *Silikagel* (Verwendung als Absorptionsmittel, zum Trocknen von Gasen etc.). Schließlich dient reiner Quarz zur Züchtung von *Silicium-Einkristallen* (Reinstsilicium) für die Solarindustrie und die Halbleiterindustrie (Herstellung von Transistoren etc.); die Jahresproduktionen liegen bei 39 000 t mit stark steigender Tendenz bzw. 12 000 t (Ackermann 2008). Edle Varietäten des Quarzes sind als Schmuck- oder Edelstein geschätzt, wie Amethyst, Rauchquarz, Citrin, Rosenquarz, Chrysopras, Achat oder Onyx. Hochwertige und reine Quarzkristalle finden Verwendung in der optischen Industrie, als *Piezoquarze* zur Steuerung elektrischer Schwingungen (z. B. in der Quarzuhr) und in der Elektroakustik bei der Erzeugung von Ultraschall (als Wandler in Mikrofonen, Lautsprechern und Ultraschallgeräten), als *Steuerquarze* zur genauen Abstimmung der Frequenz von Rundfunkwellen etc. Da die Vorräte an hochwertigen, insbesondere unverzwilligten Quarzkristallen praktisch erschöpft sind, werden in der Technik nur noch künstliche Quarzkristalle verwendet. Diese werden in großen Hochdruckautoklaven bei Drucken von 1 000–1 700 bar und Temperaturen von 350–400 °C aus alkalischer wässriger Lösung gezüchtet (Hydrothermal-synthese), wobei Bruchstücke von reinem natürlichen Quarz den Bodenkörper bilden; die Wachstumsgeschwindigkeit beträgt ca. 1,3 mm pro Tag. Die derzeitige Jahresproduktion liegt bei ca. 1 000 t.

Achat und seine Varietäten dienen zur Herstellung von Schmuck, Gemmen, Kameen und kunstgewerblichen Gegenständen; dafür wird Achat oft künstlich gefärbt. Wegen seiner großen Zähigkeit dient Achat auch als Rohstoff für die Fabrikation von Lagersteinen in der feinmechanischen und Uhren-Industrie, von Kugelmöhlen, Reibschalen und Pistillen sowie für Poliersteine.

Tridymit und Cristobalit, SiO_2

Hoch-Tridymit bildet kleine 6-seitig begrenzte grauweiße Täfelchen der Kristallklasse $6/m2/m2/m$, vorwiegend zu Drillingen gruppiert in fächerförmiger Anordnung. Hoch-Cristobalit hat die Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$ und erscheint in winzigen hellen oktaedrischen Kriställchen. Beide kommen in Blasenräumen vulkanischer Gesteine vor. Cristobalit ist z. B. auch aus der Grundmasse von Trachyten beschrieben worden. Beide Minerale sind Bestandteil vieler Opale (s. u.).

Moganit, SiO_2

Dieses mikrokristalline SiO_2 -Mineral mit der Kristallklasse $2/m$ wurde von Flörke et al. (1984) in einem Ignimbrit-Strom von Mogan (Gran Canaria) entdeckt. Es kommt sehr häufig als untergeordneter Bestandteil von Achaten vor; mit zunehmendem Alter wird Moganit allerdings immer mehr in mikrokristallinen Quarz umgewandelt, so dass er in präsilurischen Achaten (älter als ca. 445 Ma) nicht mehr nachgewiesen werden konnte (Moxon und Rios 2004). Die Moganit-Struktur besteht aus alternierenden Lagen von Links- und Rechtsquarz, die // $(10\bar{1}0)$ angeordnet sind und ein dreidimensionales Gerüst aus eckenverknüpften $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern bilden (Miehe und Graetsch 1992).

Coesit und Stishovit, SiO_2

Die Hochdruckmodifikationen Coesit (Kristallklasse $2/m$) und Stishovit ($4/m2/m2/m$) bilden sich bei der Schockwellen-Metamorphose beim Einschlag großer Meteoriten (Abschn. 24.2.3, S. 392); sie treten daher in Meteoritenkratern, so im Nördlinger Ries, als mikroskopischer Gemengteil zusammen mit Kieselglas auf. In nichtgeschockten kristallinen Gesteinen wurde Coesit erstmals in einem Pyropquarzit des Dora-Maira-Massivs in den italienischen Alpen entdeckt (Chopin 1984). Nach diesem sensationellen Fund wird Coesit jetzt immer häufiger in Gesteinen gefunden, die eine Ultrahochdruck-Metamorphose als Ergebnis von kontinentalen Kollisionen erlebt haben (Abschn. 26.3.9, S. 471f), so in Eklogiten Westnorwegens, des Erzgebirges, der Westalpen und des Dabie Shan (China). Da die Peridotite des oberen Erdmantels kein freies SiO_2 haben, kann in ihnen kein Coesit vorkommen. Wohl aber wird er gelegentlich in Eklogiten gefunden, die in den Erdmantel versenkt und durch tief-

reichenden Vulkanismus in vulkanischen Durchschlagsröhren (sog. Pipes) als *Xenolith*e (grch. ξένος = fremd, λίθος = Stein) wieder an die Erdoberfläche gebracht wurden. In Gesteinen des tieferen Erdmantels (unterhalb ca. 680 km) könnte wieder freies SiO₂ in Form von Stishovit auftreten (Abschn. 27.3.3, S. 490).

In den Mars-Meteoriten vom Shergottit-Typ (Abschn. 29.3.2, S. 514f) wurde neben Stishovit *Seifertit* gefunden, eine orthorhombische (2/m2/m2/m) Höchstdruckmodifikation von SiO₂ mit der Dichte 4,3. Er entstand bei einer Schockwellen-Metamorphose durch Umwandlung von Tridymit oder Cristobalit, wobei wahrscheinlich Drucke von 350 kbar überschritten wurden (El Goresy et al. 2008).

Lechatelierit, SiO₂

Natürliches Kieselglas hat sich durch Blitzeinschläge in reine Quarzsande unter lokaler Schmelzung des Quarzes gebildet. Solche *Blitzröhren*, auch als *Fulgurite* bezeichnet, werden 1–3 cm dick und bis zu einigen Metern lang. Natürliches Kieselglas gelangt auch in Meteoritenkratern zur Ausbildung.

Opal, SiO₂ · nH₂O

Ausbildung. Amorph, glasartige und dichte Massen, bisweilen in nierig-traubiger oder stalaktitischer Ausbildung in typischer Gelform.

Physikalische Eigenschaften.

Bruch	muschelrig
Härte	5½–6½
Dichte	2,0–2,2, vom H ₂ O-Gehalt abhängig
Farbe, Glanz	wasserklar farblos oder in blassen Farben; dunklere Farben gehen auf Verunreinigungen zurück; Glasglanz oder Wachsglanz, durchsichtig bis milchig-durchscheinend; die edlen Opale zeigen anmutiges Farbenspiel, das als <i>Opalisieren</i> bezeichnet wird

Struktur. Mit *Röntgenbeugung* lassen sich mehrere Opaltypen unterscheiden:

- Opal-A ist gelähnlich amorph; er wird unterteilt in Opal-AN (Hyalit, Glasopal) und Opal-AG (Edelopal und Potchopal).
- Opal-C besteht aus Cristobalit, Opal-CT aus stark fehlgeordneten Cristobalit-Tridymit-Stapelfolgen (Flörke et al. 1985). Eine 3-dimensionale Ordnung ist erst mit dem Übergang in krypto- bis mikrokristallinen Quarz der Varietäten Chalcedon oder Jaspis erreicht. Dabei nehmen Härte, Dichte und Lichtbrechung zu. Rund 25 % der Si-O-Si-Bindungen in der Opalstruktur sind durch Einbau von endständigen Hydroxylionen aufgebrochen: Si-(OH).

Elektronenmikroskopisch konnte gezeigt werden, dass röntgenamorphe Opale aus Kieselgel-Kügelchen von 150–400 nm (= 1 500–4 000 Å) Durchmesser aufgebaut sind. Im gemeinen Opal (ohne Farbenspiel) liegen Kügelchen verschiedener Größe unregelmäßig nebeneinander, während im Edelopal Bereiche gleich großer Kügelchen in regelmäßiger Anordnung und dicht gepackt auftreten. Das bunte Farbenspiel des Edelopals kommt durch Streuung, Beugung und Reflexion des einfallenden Lichtes an diesen Kügelchen und den dazwischen liegenden Hohlräumen bzw. Hohlraumfüllungen (Luft, Wasser, Kieselgel-Zement) zustande (z. B. Ramdohr u. Strunz 1978, Abb. 186, S. 528).

Chemismus. Der H₂O-Gehalt des Opals liegt zwischen 4 und 9 %, gelegentlich erreicht er 20 %.

Vorkommen. Opal entsteht durch Ausfällung von Kieselsäure aus SiO₂-reichen hydrothermalen Lösungen oder als Zersetzungsprodukt jungvulkanischer Gesteine, wobei das entstehende Kieselgel allmählich eintrocknet; als *Kieselsinter* krustenförmiger Absatz aus Thermalquellen und Geysiren (*Geysirit*); in Hohlräumen und Klüften von vulkanischen Gesteinen; in Grundwasserhorizonten von Sandsteinen und Mergeln; als Bestandteil von Kieselsäure abscheidenden Organismen (Diatomeen, Radiolarien, Kieselchwämme) und daraus gebildeten Gesteinen wie *Diatomiten* und *Radiolariten*; als Versteinerungsmittel von opalisierenden Muscheln und Hölzern.

Die Bildung von Kieselhölzern (versteinerten Baumstämmen) stellt keine *Verkieselung*, d. h. keinen Ersatz der Zellsubstanz durch SiO₂ dar. Vielmehr kommt es zur *Einkieselung*, d. h. zur Hohlraumfüllung der Holzporen mit SiO₂, durch Diffusion von Kieselsäure Si(OH)₄ in das Holz hinein, wobei sich nach der Gleichung



zunächst ein SiO₂-Gel ausscheidet (Landmesser 1994). Erst allmählich führt ein Reifungsprozess nacheinander zur Bildung von Opal-A → Opal-CT → Opal-C und schließlich zu stark fehlgeordnetem Chalcedon. Nach der Ostwaldschen Stufenregel wird also aus einem instabilen Ausgangsprodukt über metastabile Zwischenstufen schließlich ein stabiles Endprodukt erreicht (vgl. Abb. 25.5, S. 430).

Varietäten von Opal.

- *Hyalit (Glasopal)* Glasglänzend und wasserklar mit traubig-nieriger Oberfläche, meist als krustenförmiger Überzug in den Hohlräumen vulkanischer Gesteine.
- *Edelopal*: Ausgezeichnet durch sein lebhaftes buntes Farbenspiel (Opalisieren). Edelopal ist in guter Qualität ein wertvoller Edelstein.
- *Hydrophan (Milchopal)*: Milchigweiß, geht durch Wasserverlust aus Edelopal hervor.
- *Feueropal*: Bernsteinfarben bis hyazinthrot, durchscheinend, bisweilen von Edelsteinqualität.

- **Gemeiner Opal:** Mit verschiedener unreiner Färbung, derb und wachsglänzend, kantendurchscheinend bis undurchsichtig; hoher Gehalt an nichtflüchtigen Verunreinigungen.
- **Holzopal:** Unter Wahrung der Struktur des Holzes von gelber bis braunroter Opalsubstanz durchsetztes Holz, meist von Baumstämmen; häufig erfolgt Übergang in Jaspis bzw. Chalcedon. Neuerdings wurde die Beteiligung von Hoch-Tridymit festgestellt.
- **Kieselgur, Tripel:** Lockere, feinporöse Massen oder Gesteine aus Opalsubstanz, vorwiegend aus Opalpanzern von Diatomeen oder Radiolarien bestehend, teilweise nachträglich umkristallisiert in kryptokristallinen

Quarz oder in Tief-Cristobalit. Durch seine Eigenschaften wie enorme Saugfähigkeit und Wärmedämmung findet Kieselgur vielseitige technische Verwendung.

9.6.2

Feldspat-Familie (Tabelle 9.9)

(unter Mitwirkung von Hans-Ulrich Bambauer und Herbert Kroll)

Kristallstruktur und Phasenbeziehungen bei den Feldspäten

Mit einer Beteiligung von über 50 Vol.-% sind die Feldspäte die häufigste Mineralgruppe der Erdkruste. Im Erdmantel fehlen Feldspäte völlig.

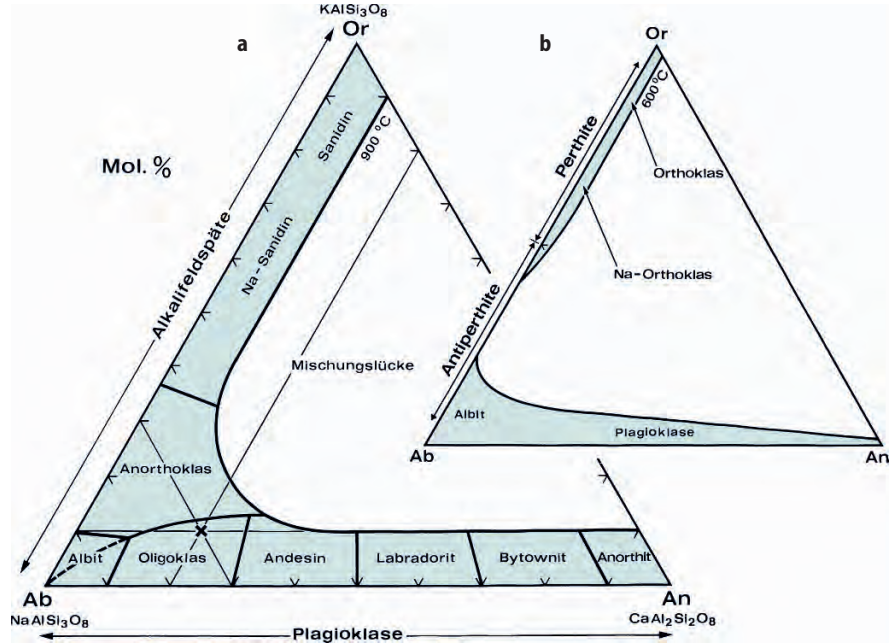
Tabelle 9.9.

Die wichtigsten Gerüstsilikate (SiO_2 -Minerale s. Tabelle 9.8)

Feldspat-Familie		Formel	Kristallklasse
Alkalifeldspäte und Ba-Feldspäte	Sanidin	$(\text{K},\text{Na})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	2/m
	Orthoklas	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	2/m
	Mikroklin	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	$\bar{1}$
	Adular	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	2/m
	Anorthoklas	$(\text{Na},\text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	2/m oder $\bar{1}$
	Hyalophan	$(\text{K},\text{Ba})[(\text{Al},\text{Si})_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	2/m
	Celsian	$\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	2/m
Plagioklase	Albit	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	$\bar{1}$
	Anorthit	$\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	$\bar{1}$
Feldspatoide (Foide, Feldspatvertreter)		Formel	Kristallklasse
Foide ohne tetraederfremde Anionen	Nephelin	$(\text{Na},\text{K})[\text{AlSiO}_4]$	6
	Leucit	$\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$	4/m bzw. 4/m $\bar{3}2/m$
Foide mit tetraederfremden Anionen	Sodalithreihe		$\bar{4}3m$
	Sodalith	$\text{Na}_8[(\text{Cl}_2/\text{AlSiO}_4)_6]$	
	Nosean	$\text{Na}_8[(\text{SO}_4)/(\text{AlSiO}_4)_6]$	
	Hauyn	$(\text{Na},\text{Ca},\text{K},\square)_{8-4}[(\text{SO}_4)_{2-1}/(\text{AlSiO}_4)_6]$	
Skapolith-Gruppe		Formel	Kristallklasse
Marialith		$\text{Na}_8[\text{Cl}_2/(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_6]$	4/m
Mejonit		$\text{Ca}_8[\text{CO}_3/(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)_6]$	4/m
Sulfat-Mejonit		$\text{Ca}_8[\text{SO}_4/(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)_6]$	4/m
Zeolith-Familie		Formel	Kristallklasse
Natrolith		$\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	mm2
Thomsonit		$\text{NaCa}_2[\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	2/m2/m2/m
Analcim		$\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$	4/m $\bar{3}2/m$ (auch 4/m2/m2/m oder 2/m2/m2/m)
Laumontit		$\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$	2/m
Phillipsit		$\sim\text{K}_2(\text{Na},\text{Ca}_{0,5})_4[\text{Al}_6\text{Si}_{10}\text{O}_{32}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	2/m
Heulandit		$\sim(\text{Na},\text{K})\text{Ca}_4[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}] \cdot 24\text{H}_2\text{O}$	2/m
Stilbit (Desmin)		$\sim\text{NaCa}_4[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}] \cdot 30\text{H}_2\text{O}$	2/m
Chabasit		$(\text{Ca}_{0,5},\text{Na},\text{K})_4[\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{24}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	$\bar{3}2/m$

Abb. 9.47.

Mischkristallbildung im ternären Feldspatsystem bei **a** 900 °C und **b** 600 °C. **a** Nomenklatur der Hochtemperatur-Alkalifeldspäte und der Plagioklas-Reihe. Bei rund 900 °C gibt es zwischen Or und Ab keine Mischungslücke. **b** Unterhalb 600 °C (bei 1 bar Druck) beginnt sich eine Mischungslücke zu öffnen, wobei es zu perthitischer und antiperthitischer Entmischung kommt. Auch die ternäre Mischungslücke des Systems vergrößert sich. Wie im Text ausgeführt, stellen „Orthoklas“ und „Na-Orthoklas“ metastabile Paramorphosen mit monokliner Morphologie dar, die bei der Umwandlung von (K,Na)-Sanidin zu Mikroklin entstanden sind. (Mod. nach Deer et al. 1963)



Chemische Zusammensetzung der Feldspäte. Die Zusammensetzung der meisten Feldspäte kann im Dreistoffsystem $KAlSi_3O_8$ (Or, *Orthoklas*) – $NaAlSi_3O_8$ (Ab, *Albit*) – $CaAl_2Si_2O_8$ (An, *Anorthit*) ausgedrückt werden (Abb. 9.47, 9.48). Die Feldspatzusammensetzungen zwischen Or und Ab werden als *Alkalifeldspäte*, diejenigen zwischen Ab und An als *Plagioklas* bezeichnet. Die gebräuchlichsten Mineralnamen einer weiteren Untergliederung der beiden Reihen sind in Abb. 9.47 eingetragen. Zwischen Or und An besteht eine ausgedehnte Mischungslücke. Natürliche Feldspatzusammensetzungen, die in dieses Feld zu liegen kommen, gibt es nicht. So existiert z. B. kein ternärer Feldspat, dessen Or : Ab : An-Verhältnis 1 : 1 : 1 entspricht. Auf diese Weise lassen sich die meisten Feldspäte in erster Näherung als binär betrachten (Abb. 9.47, 9.48). In der Natur treten die Plagioklas deutlich häufiger auf als die Alkalifeldspäte.

Um die chemische Zusammensetzung eines Feldspats zu charakterisieren, bedient man sich des Or-Ab-An-Verhältnisses in Mol.-%, wie z. B. $Or_{10}Ab_{70}An_{20}$. Dieser Zusammensetzung würde der mit **x** in Abb. 9.47a eingetragene K-Oligoklas entsprechen.

Barium-Feldspäte sind selten; das reine Endglied $Ba[Al_2Si_2O_8]$ heißt *Celsian* (Cn); die Mischkristalle zwischen Cn und Or werden als *Hyalophane* bezeichnet.

Kristallstruktur der Feldspäte. Die Kristallstruktur der Feldspäte weist ein gemeinsames Bauprinzip auf: $[SiO_4]$ - und $[AlO_4]$ -Tetraeder bilden 4-zählige Ringe, die // der a-Achse kurbelwellen-förmig aneinandergereiht und über gemeinsame Sauerstoffbrücken nach Art eines dreidimensionalen Gerüsts miteinander verknüpft sind (Abb. 9.49a). Einwertige (K^+ , Na^+) oder 2-wertige (Ca^{2+} , Ba^{2+}) Kationen befinden sich in den relativ großen Hohlräumen des Tetraedergerüsts.

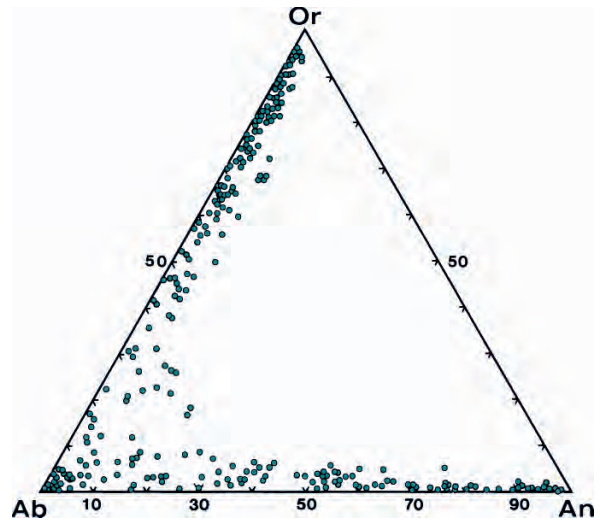


Abb. 9.48. Die begrenzte Mischkristallbildung im System der Feldspäte. Dem Diagramm liegen rund 300 chemische Feldspatanalysen zugrunde. (Nach Deer et al. 1963, Abb. 46)

Sie sind gegenüber O mit ihrer hohen Koordinationszahl nicht ganz regelmäßig koordiniert. Dabei begünstigt das große K^+ -Ion mit einem Ionenradius von 1,59 Å monokline Symmetrie, während Feldspäte mit den kleineren Kationen Na^+ (1,24 Å) und Ca^{2+} (1,20 Å) triklin sind (Abb. 9.49d).

Al,Si-Ordnungsvorgänge bei Feldspäten

Die Symmetrie eines Feldspates wird jedoch nicht nur durch seine chemische Zusammensetzung, sondern auch durch seinen *Strukturzustand* bestimmt. Das gilt insbesondere für die Verteilung von Al und Si auf die 4 ver-

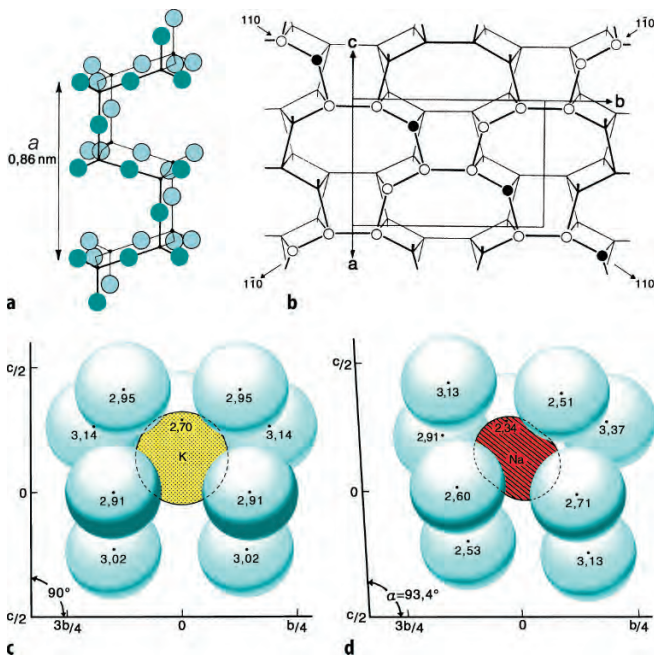


Abb. 9.49. Die Kristallstruktur der Feldspäte. **a** Wesentliches Bauelement ist die kurbelwellenartige Kette aus Viererringen von $[\text{SiO}_4]$ - und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraedern, Blick \perp zur a-Achse (aus Smith und Brown 1988). **b** Feldspatstruktur, Blick \perp zu (001), sog. Hundekopf-Projektion: Verknüpfung von vier „Kurbelwellen“; dargestellt sind nur $\text{Si}^{[4]}$ (weiß) und $\text{Al}^{[4]}$ (schwarz), die Sauerstoff-Atome sind auf den Verbindungslinien zu denken. Bei einer ungeordneten Al,Si-Verteilung wie im Fall des *Sanidins* würde \perp b eine Spiegelebene und parallel dazu eine zweizählige Achse entstehen und monokline Symmetrie $2/m$ resultieren. In der Zeichnung ist der Fall des *Tief-Mikroklin*s gezeigt: bei maximal geordneter Al,Si-Verteilung sind alle $\text{Al}^{[4]}$ -Atome entlang der $[110]$ -Translation angeordnet und die Symmetrie reduziert sich auf $\bar{1}$. Mit zunehmender $\text{Al}^{[4]}$ -Anreicherung auf diesen Punktlagen dehnt sich der Kristall in $[110]$ -Richtung aus und entsprechend schrumpft er in $[1\bar{1}0]$ -Richtung; diese Tatsache lässt sich zur röntgenographischen Bestimmung der Al,Si-Verteilung verwenden (Kroll 1973). **c, d** Die Koordination der nächsten Sauerstoff-Atome um die großen Kationen K^+ und Na^+ bei Raumtemperatur, Blick auf die bc-Ebene unter Angabe der jeweiligen Abstände K-O und Na-O in Å auf den Sauerstoff-Atomen. **c** Beispiel *Sanidin*: die O^{2-} -Anordnung um das relativ große K^+ genügt monokliner Symmetrie $2/m$. **d** Beispiel *Analbit*: das relativ kleine Na^+ kann seine Sauerstoff-Umgebung nicht hinreichend aufspannen, so dass trotz ungeordneter Al,Si-Verteilung trikliner Symmetrie $\bar{1}$ resultiert. Erst Aufheizen auf >980 °C bewirkt die displazive Transformation in Monalbit $2/m$. Hingegen ist bei kurzzeitigem Aufheizen die Symmetriehöhen eines triklinen, Al,Si-geordneten Feldspats nicht möglich, da dieses die Al,Si-Verteilung nicht ändern würde (Ribbe 1983a)

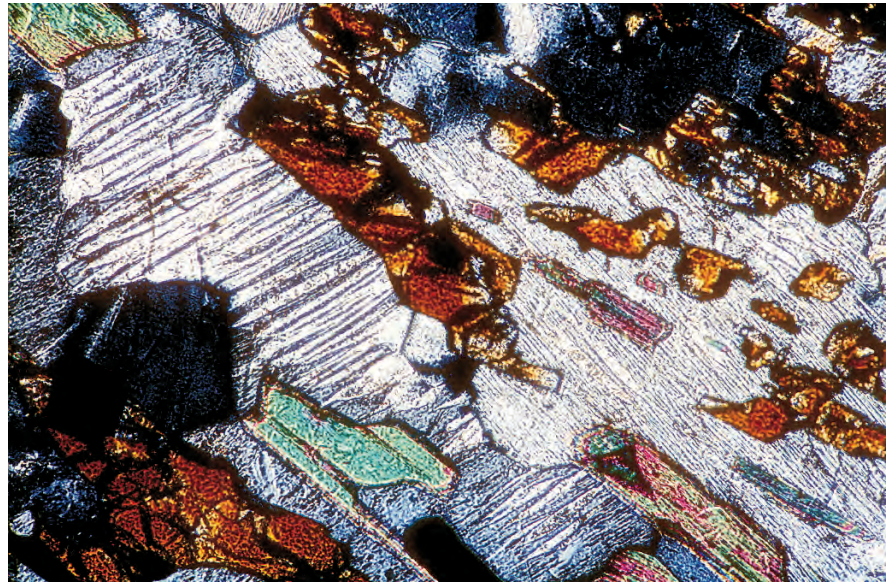
schiedenen Tetraederplätze (Abb. 9.49b), die von der Bildungstemperatur des Feldspats und seiner Abkühlungsgeschichte abhängig ist. Grundlegende Erkenntnisse hierzu wurden seit etwa 1950 von Fritz Laves und seiner Schule herausgearbeitet (Laves 1960). Neben der chemischen Zusammensetzung ist die Al,Si-Verteilung von besonderem Einfluss auf die physikalischen, insbesondere die optischen Eigenschaften der Feldspäte.

Unter den in Gesteinen häufigsten Alkalifeldspäten mit der Zusammensetzung $\text{Or}_{100}\text{Ab}_{00}$ bis $\text{Or}_{30}\text{Ab}_{70}$ lassen sich unter Gleichgewichtsbedingungen zwei Modifikationen unterscheiden (Abb.9.51): *Sanidin* (monoklin, $C2/m$) als stabile Hochtemperaturform mit weitgehend ungeordneter Al,Si-Verteilung und *Mikroklin* (triklin, $C1$) als stabile Tieftemperaturform mit weitgehend bis maximal geordneter Al,Si-Verteilung, wobei Al einen bestimmten Gitterplatz, nämlich $T_1(\text{O})$ bevorzugt (Abb. 9.49b). Der Übergang wird als diffusive Transformation bezeichnet und erfolgt durch Al,Si-Diffusion. Die Umwandlungstemperatur liegt bei $T_{\text{diff}} \approx 450\text{--}480$ °C. Da die Ordnungsgeschwindigkeit in aller Regel niedriger ist als die Wachstumsgeschwindigkeit, wachsen Alkalifeldspäte bei allen Bildungstemperaturen Al,Si-ungeordnet als Sanidin, also auch metastabil im Stabilitätsbereich des Mikroklin! Primäre Bildung von Tief-Mikroklin findet man als Rarität vor allem in ausgesprochenen Tieftemperatur-Paragenesen. Unabhängig von der Bildungstemperatur wählt man den Zusatz „Hoch“ für weitgehend ungeordnet und „Tief“ für maximal geordnet: Hoch-Sanidin und Tief-Mikroklin. Die Umwandlung Sanidin \rightarrow Mikroklin ist extrem träge, denn für die intrakristalline Al,Si-Diffusion besteht bei der niedrigen Umwandlungstemperatur T_{diff} eine hohe kinetische Barriere. Zudem ist zu beachten, dass sich Grenzflächen trikliner Domänen in einer monoklinen Matrix bilden müssen. Als Folge entstehen im Sanidin über submikroskopische Stadien letztlich zahlreiche mikroskopische Domänen, die im Endstadium aus maximal geordnetem Tief-Mikroklin bestehen, d. h. die Umwandlung geht nicht einkristallin vorstatten. Die Mikroklin-Domänen sind nach dem Mikroklin-Gesetz verzwilligt; dadurch entsteht die wohlbekannte „Mikroklingitterung“ (siehe Zwillingsbildungen, Abb. 9.53). Die träge Umwandlung kann durch „katalytische“ Einflüsse beschleunigt werden: z. B. durch Anwesenheit fluider Phasen bei hohem H_2O -Druck oder durch mechanische Spannungen. Letztlich ist das Produkt der Umwandlung eine *Paramorphose von Mikroklin nach Sanidin*. Ist deren Aufbau submikroskopisch, so nennt man sie *Orthoklas*, ist die Gitterung mikroskopisch und deutlich, so spricht man von *Mikroklin*. Alle diese Paramorphosen zeigen die monokline Morphologie des Sanidins (Abb.9.52), sie sind im Aussehen getrübt bis undurchsichtig. Metastabil erhalten, wasserklaren Sanidin findet man noch am ehesten in rasch abgekühlten Vulkaniten. Wegen der genannten Ungleichgewichte ist die Al,Si-Verteilung, die leicht durch Röntgenbeugung zu bestimmen ist, in der Regel nicht als geologisches Thermometer zu verwenden, wohl aber der Umwandlungspunkt, der sich ggf. im Gestein lokalisieren lässt (Bambauer et al. 2005).

Auf der Ab-Seite des binären Systems ist die Polymorphie vielgestaltiger (Abb.9.51). Das Na-Äquivalent zum Sanidin ist der Monalbit (monoklin, $C2/m$) mit ungeordneter Al,Si-Verteilung, der vermutlich nur als künstliche

Abb. 9.50.

Mikrofoto eines Kalifeldspats mit typischer lamellarer Entmischung (Mesoperthit), neben Korund (hohes Relief, gelbliche Interferenzfarben) und Phlogopit (bunte Interferenzfarben). Korundgneis von Morogoro (Tansania). Gekreuzte Polarisatoren (+Nic.), Bildbreite ca. 1 mm (Foto: M. Okrusch)



Bildung existiert. Unter Gleichgewichtsbedingungen, d. h. bei langsamer Abkühlung, tritt bei 980 °C folgende diffusive Transformation ein: Monalbit (C2/m) → Albit (Cī), wobei über intermediäre Ordnungszustände der maximal geordnete Tief-Albit erreicht wird. Alle Ordnungs/Unordnungs-Übergänge sind reversibel, d. h. ein Al,Si-geordneter Alkalifeldspat lässt sich durch Erhitzen wieder in den ungeordneten Zustand überführen. Indessen wandelt sich bei rascher Abkühlung Monalbit ohne Änderung der Al,Si-Verteilung bei 980 °C displaziv um: Monalbit (C2/m) ⇌ Analbit (Cī). Die Umwandlung ist reversibel und vergleichbar Hoch-Cristobalit ⇌ Tief-Cristobalit. Analbit ist also Al,Si-ungeordnet und bei keiner Temperatur stabil; daher ist er auch nicht im Zustandsdiagramm Abb. 9.51 dargestellt.

Bei den Plagioklassen sind Kristallstruktur und Phasenübergänge durch das sich ändernde Si:Al-Verhältnis von Albit $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ zu Anorthit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ und durch den gekoppelten Valenzausgleich $\text{Na}^+\text{Si}^{4+} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+}$ zusätzlich kompliziert (Carpenter 1994). Auch hier gibt es Hoch- und Tief-Zustände. Jedoch zeigt reiner Anorthit mit dem Si:Al-Verhältnis von 1:1 eine maximal geordnete Al,Si-Verteilung. Wäre das nicht der Fall, würden sich in der Struktur Al-O-Al und Si-O-Si-Kontakte ergeben, die energetisch ungünstig sind. Dieses *Al-Vermeidungsprinzip* gilt für die Ordnungsvorgänge in allen Feldspäten.

Entmischungsvorgänge bei Feldspäten

Im *Zweistoff-System* KAlSi_3O_8 (Or)– $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Ab) (Abb. 9.51) können sich nur bei relativ hoher Temperatur unter niedrigen Drücken homogene Alkalifeldspäte ausscheiden (vgl. auch Abb. 16.12, S. 266). So bilden sich bei Temperaturen >980 °C und gegebener Schmelz-

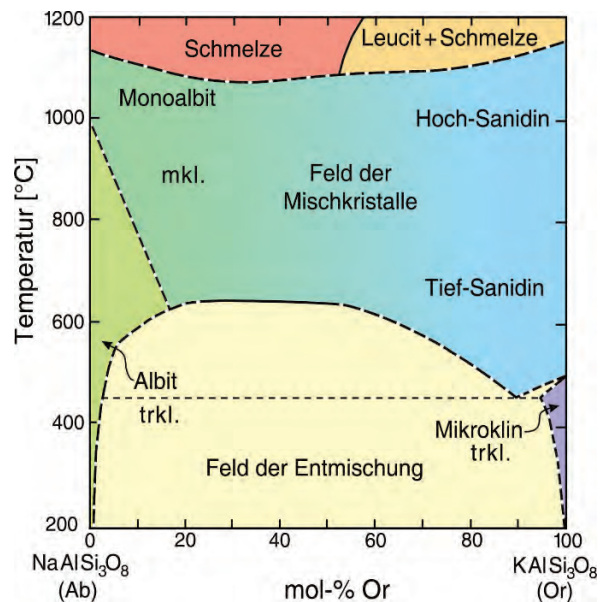


Abb. 9.51. Phasendiagramm für den Subsolidus-Bereich des binären Systems $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Albit, Ab)– KAlSi_3O_8 (Kalifeldspat, Or) mit der Bezeichnung der stabilen Phasen und einer weiten Mischungslücke unterhalb 600 °C. Die Liquidus-Solidus-Beziehungen sind in Abb. 16.12 (S. 266) dargestellt. Abkürzungen: *mkl.* für monoklin, *trkl.* für triklin. Erläuterungen siehe Text. (Nach Smith und Brown 1988, Ab-Seite nach Kroll et al. 1980, Or-Seite nach Kroll et al. 1991 korrigiert)

zusammensetzung Mischkristalle Monalbit–Sanidin, bei etwas niedrigeren Temperaturen Albit–Sanidin. Bei einer Abkühlung unter eine Temperaturgrenze von rund 650 °C beginnt (wenn zur Einstellung des Gleichgewichts genügend Zeit bleibt) ein Zerfall in zwei Teilkomponenten entsprechend der glockenförmigen Entmischungskurve (Solvus) in Abb. 9.51. Die gegenseitige Aufnahmefähigkeit für die andere Komponente schwindet mit Abnahme

Tabelle 9.10.
Die wichtigsten Zwillings-
gesetze der Plagioklasse

Zwillingsgesetz	Zwillingsachse	Verwachsungsebene	Gruppengesetz
Bei <i>monokliner</i> und <i>trikliner</i> Symmetrie mögliche Zwillingsgesetze der Feldspäte			
Karlsbader Gesetz	[001] = c	(010)	Kantengesetz
Manebacher Gesetz	⊥ (001)	(001)	Normalengesetz
Bavenoer Gesetz (rechts)	⊥ (021)	(021)	Normalengesetz
Bavenoer Gesetz (links)	⊥ (0 $\bar{2}$ 1)	(0 $\bar{2}$ 1)	Normalengesetz
Nur bei <i>trikliner</i> Symmetrie mögliche Zwillingsgesetze			
Albit-Gesetz	⊥ (010)	(010)	Normalengesetz
Periklin-Gesetz	[010] = b	Rhombischer Schnitt aus (h0l)- Ebene variabel in der Zone [010]	Kantengesetz

⊥ (010): Normalengesetz) oder die Normale auf einer Kristallkante (Kantennormalengesetz) sein kann. Man unterscheidet nach Zahl und Anordnung der Zwillingsindividuen einfache (häufig bei Orthoklas) und polysynthetische Zwillinge (in der Regel bei Plagioklas und bei Mikroklin; Abb. 9.53). Häufig beobachtet man aber auch komplizierte Zwillingsstöcke mit einfacher oder polysynthetischer Wiederholung, bei denen oft verschiedene Zwillingsgesetze kombiniert auftreten. Neben den Makrozwillingen können die Ausmaße der einzelnen Zwillingsindividuen bis zu Abmessungen weniger Elementarzellen hinabreichen. Das Karlsbader, Manebacher und Bavenoer Gesetz bilden sich nur primär beim Kristallwachstum (*Wachstumswillinge*). Das Albit- und Periklin-Gesetz können beim Kristallwachstum, durch Deformation (Deformations-Zwillinge bei den Plagioklasen) oder auch bei der polymorphen Umwandlung (*Transformationszwillinge*) entstehen. Wichtigstes Beispiel hierfür ist das Mikroklin-Gesetz: die monokline Morphologie des umgewandelten Sanidins wird von mikroskopisch feinen Bereichen aus triklinem Tief-Mikroklin ausgefüllt, die nach dem Albit- und dem Periklin-Gesetz polysynthetisch angeordnet sind (Abb. 9.53). Dabei wird beim Albit-Gesetz die Spiegelebene des Sanidins (2/m) als Zwillingslebene, beim Periklin-Gesetz die zweizählige Achse des Sanidins als Zwillingsachse übernommen. Das Albit-Gesetz ist vermutlich das am häufigsten auftretende Zwillingsgesetze in der Natur.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit: Im Wesentlichen nach {001} (vollkommen) und {010} (meist nur deutlich), durch etwas weniger starke Bindungen in der Kristallstruktur angelegt. Die beiden Spaltflächen schneiden sich in der a-Achse, und zwar bei den monoklinen Feldspäten (Sanidin) unter einem Winkel von 90°. Das gilt auch für die Paramorphosen (Orthoklas und Mikroklin) mit monokliner Morphologie: die feine Mikroklinverzwillingung

führt zu einer „monoklinen“ „Aggregat-spaltbarkeit“. Bei den triklinen Feldspat-kristallen weicht der Winkel nur wenig von 90° ab, bei Mikroklin-Einkristallen würde er nur ca. 30', bei den Plagioklasen maximal 4–5° in Abhängigkeit vom An-Gehalt betragen.

Härte

6 (Standardmineral der Mohs-Skala), also relativ groß, bedingt durch die starke, nach allen Seiten hin wirkenden (Al,Si)-O-Bindungen in der Kristallstruktur

Dichte

Relativ gering, bedingt durch die lockere Gerüststruktur; Alkalifeldspäte 2,5–2,6, Plagioklasse 2,6–2,8, je nach An-Gehalt

Farbe, Glanz

Fast durchweg hell: weiß, grau, gelblich, grünlich oder hellrosa, auch rot durch mikroskopisch bis submikroskopisch feine Einlagerungen von Hämatit; die Spaltflächen besitzen häufig Perlmuttglanz

Alkalifeldspat-Reihe, (K,Na)[AlSi₃O₈] (Kristallklasse 2/m oder $\bar{1}$)

(K,Na)-Sanidin

Sanidin ist die monokline Hochform von Alkalifeldspat (2/m), unter Gleichgewichtsbedingungen auch Hochtemperaturform, als Hoch-Sanidin weitgehend (nicht maximal!) Al,Si ungeordnet, als Tief-Sanidin im Rahmen der Symmetrie 2/m etwas geordnet. Dabei besteht eine vollständige Mischungsreihe zwischen Sanidin und Monalbit. Die Mischkristalle sind in der Natur durch rasche Abkühlung metastabil als (K,Na)-Sanidin in frisch aussehenden, relativ jungen Vulkaniten und deren Tuffen erhalten und sind dann häufig dünntafelig nach {010} entwickelt (Abb. 9.52a). Wasserklare Durchsichtigkeit spricht für fehlende Entmischung, Trübung deutet u. a. das Vorliegen von Kryptoperthiten an. Sanidin kann sich auch metastabil im Stabilitätsbereich des Mikroklin bilden (z. B. Adular). Insgesamt lassen sich die bei Ortho-

klas und Mikroklin erwähnten Wachstumswillinge nach dem Karlsbader, Bavenoer und Manebacher Gesetz auf primären Sanidin zurückführen (Abb. 9.52c,e,f).

(K,Na)-Orthoklas

(K,Na)-Orthoklase sind Paramorphosen mit monokliner Morphologie (2/m), die metastabile Produkte der Umwandlung von (K,Na)-Sanidin auf dem Weg zum Tief-Mikroklin darstellen, also kinetisch gestrandete Zwischenzustände repräsentieren. Daher sind sie gemeinlich glänzend und für das Auge leicht getrübt (selten) bis meistens undurchsichtig. Solche Orthoklase sind mikroskopisch weitgehend inhomogen und bestehen aus überwiegend submikroskopischen Domänen verschiedener Größe mit trikliner Al,Si-Verteilung. Diese Domänen sind nur mit dem Transmissions-Elektronenmikroskop (TEM) auflösbar; soweit sie eine gewisse Größe erreicht haben, erkennt man ein recht variables Erscheinungsbild: Dieses reicht von schlecht definierten, unregelmäßigen Bereichen mit \varnothing von etwa 100–1 000 Å bis zu solchen, die nahe $\varnothing \approx 1 \mu\text{m}$ sich der mikroskopischen Auflösung nähern und ähnlich dem mikroskopischen Bild von Mikroklin (s. u.)

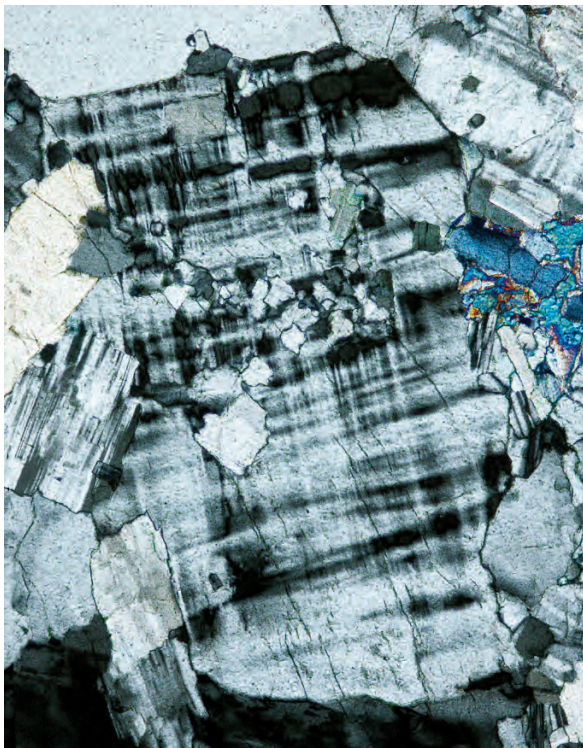


Abb. 9.53. Mikroklin mit deutlich sichtbarer Zwillingsgitterung nach dem Albit- und Periklin-Gesetz, neben Plagioklas (mit polysynthetischer Verzwillingung), Quarz und Biotit (lebhaftes Interferenzfarben). Aplitgranit Myn-Aral am Balchasch-See, Kasachstan. Wegen der makroskopischen Blaufärbung des Mikroklin trägt dieses Gestein den Handelsnamen „Amazonit“ und wird als Dekorationsstein verwendet. +Nic. Bildbreite ca. 1,5 mm. (Foto: K.-P. Kelber)

nach dem Mikroklin-Gesetz verwachsen sind. In einem einzelnen K-Feldspat können mehr oder weniger mikroskopisch homogen erscheinende Orthoklas-Bereiche in Bereiche mit mikroskopisch erkennbarer Mikroklingitterung übergehen. Derartige Orthoklase liegen sehr häufig als Mikroperthite vor. Wachstumswillinge (des ehemaligen Sanidins) nach dem Karlsbad-, dem Baveno- oder dem Manebach-Gesetz sind häufig zu beobachten. Orthoklas gehört demzufolge nicht ins Zustandsdiagramm der Alkalifeldspäte (Bambauer et al. 1989).

Orthoklase können dicktafelig nach $\{010\}$ (Abb. 9.52b) oder nach a gestreckt (Abb. 9.52d) oder kurzprismatisch nach dem Vertikalprisma $\{110\}$ (Abb. 9.55) entwickelt sein. Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz (Abb. 9.52c) mit c als Zwillingsachse bzw. (100) als Zwillings- und (010) als unregelmäßige Verwachsungsebene sind verbreitet. Etwas weniger häufig ist die Verzwillingung nach dem Bavenoer Gesetz mit Zwillings- und Verwachsungsebene (021) oder $(0\bar{2}1)$ (Abb. 9.52e), noch seltener das Manebacher Gesetz mit (001) als Zwillings- und Verwachsungsebene (Abb. 9.52f), wobei die Kristalle nach a gestreckt sind. Orthoklas kommt gewöhnlich in körnigspätigen Kristallen als Hauptgemengteil in vielen hellen Plutoniten vor, wobei er häufig idiomorphe bis panidiomorphe Einsprenglinge bildet.

Mikroklin

Tief-Mikroklin ist die triklone ($\bar{1}$), stabile Tieftemperaturform des K-Feldspats mit maximaler Al,Si-Ordnung (Abb. 9.49b); submikroskopische Orthoklas-Mikroklin-Verwachsungen sind in den Gesteinen weit verbreitet, doch sind sie bei allen Temperaturen metastabil. Tief-Mikroklin ist stets ein sehr Ab-armer bis nahezu reiner K-Feldspat (Abb. 9.51). Idiomorphe Einkristalle von Mikroklin, d. h. solche, die auch triklone Morphologie ($\bar{1}$) zeigen, sind sehr selten; im Vergleich zu monoklinen Feldspäten treten dann statt des Vertikalprismas $\{110\}$ die Pinakoiden $\{110\}$ und $\{1\bar{1}0\}$ auf. Auch die Metrik der K-Feldspäte ist sehr ähnlich, z. B. ist der Winkel zwischen dem Basispinakoid $\{001\}$ und dem seitlichen Pinakoid $\{010\}$ bei Mikroklin $89^{\circ}30'$ gegenüber 90° bei Sanidin und Orthoklas (siehe auch Spaltbarkeit). Jedoch tritt Mikroklin in der Regel als Paramorphose von Mikroklin nach Sanidin auf, d. h. soweit erkennbar, mit monokliner Morphologie. Wie bei Orthoklas können auch Wachstumswillinge (des ehemaligen Sanidins) nach dem Karlsbad-, Baveno- und Manebach-Gesetz auftreten. Im Gegensatz zu Orthoklas bestehen die Paramorphosen aus mikroskopisch gut auflösbaren, im Idealfall klar definierten, oft lamellaren Einkristallbereichen, die $\varnothing \approx 100 \mu\text{m}$ erreichen und bevorzugt nach dem Mikroklin-Gesetz verzwillingt sind (Bambauer et al. 1989). Es entsteht so ein nach dem Albit- und Periklin-Gesetz gegittertes Lamellensystem, das in Schnittlagen $\approx // \{001\}$ (unter +Nic.) gut sichtbar

ist und ein mikroskopisches Identifizierungsmerkmal des Mikroklin darstellt (Abb. 9.53). Orthoklas und Mikroklin – wie hier beschrieben – sind Produkte des gleichen Umwandlungsvorgangs und somit nicht streng zu trennen.

Mikroklin-Perthite sind neben Orthoklas die verbreiteten Kali- bzw. Alkalifeldspäte in Plutoniten. In großen bis riesengroßen Individuen ist Mikroklin der Hauptgemengteil der meisten Pegmatite. In deren Hohlräumen kommen auch gut ausgebildete Individuen vor, wie der relativ seltene blaugüne *Amazonit* (Abb. 9.54)

Im sog. Schriftgranit (Abb. 20.3, S. 310) werden Mikroklin-Individuen orientiert von Quarzstängeln durchwachsen. Dieses Gefüge wird meist durch simultane Kristallisation von Quarz und Kalifeldspat aus einer H₂O-reichen Restschmelze erklärt. Mikroklin ist der verbreitetste Alkalifeldspat in metamorphen Gesteinen; Mesoperthite, d. h. Alkalifeldspäte die sich ungefähr zu gleichen Teilen aus Mikroklin- und Albit-Lamellen aufbauen (Abb. 9.50), sind typisch für die hochmetamorphen Granulite. Mikroklin findet sich darüber hinaus im Detritus klastischer Sedimentgesteine, so besonders in Arkosen, ist aber auch als primäre (sog. authigene) Bildung in Sedimentgesteinen anzutreffen.



Abb. 9.54. Gruppe von Amazonit-Individuen in kurzprismatischer Ausbildung mit der Flächenkombination {001}, {110}, {010} und {20 $\bar{1}$ } und deutlich sichtbarer Aggregat-Spaltbarkeit nach (001). Pikes Peak, Colorado. Bildbreite 11 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Bedeutung von Orthoklas und Mikroklin als Rohstoff. Beide Minerale sind wichtige Rohstoffe in der Keramikindustrie (Porzellan, Glasuren), der Glasindustrie und für die Herstellung von Email.

Die Varietät *Mondstein* ist ein milchig getrüübter Kalifeldspat mit kryptoperthitischer Entmischung. Bei seiner Verwendung als Edelstein ist sein bläulich-wogender Lichtschein geschätzt, der bei gewölbt geschliffener Oberfläche (Cabochon) hervortritt.

Adular

Dieser Kalifeldspat besitzt in der Regel monokline Kristallformen mit der besonderen Adulartracht durch Vorherrschen von {110} und {10 $\bar{1}$ } und Fehlen oder weitgehendes Zurücktreten von {010} (Abb. 9.52g). Adular kommt in alpinen Klüften vor, wo er metastabil, d. h. Al,Si-ungeordnet bei relativ niedrigen Temperaturen gewachsen ist. Folglich enthalten Adulare nur sehr wenig Ab-Komponente. Adulare können eine sehr eigene innere Ausbildung zeigen, die dem Orthoklas ähnlich sein kann. In einem sehr charakteristischen Lamellengefüge können Adulare kontinuierliche Übergänge zwischen strukturellen Sanidin- und Mikroklin-Zuständen aufweisen, und es gibt sogar Beispiele von Tief-Mikroklin mit der charakteristischen Zwillingsgitterung (Bambauer und Laves 1960).

Anorthoklas

Kristallklasse $\bar{1}$. Dieser morphologisch monokline Alkalifeldspat liegt im Übergangsbereich zwischen Na-Sanidin und Na-Feldspat und weist meist einen deutlichen Gehalt an Anorthit-Komponente auf (Abb. 9.47a, 9.48).

Anorthoklas bildet sich nur unter hoher Temperatur und bleibt in vulkanischen Gesteinen bei schneller Abkühlung als solcher erhalten. Es handelt sich nicht um einen strukturell definierten Feldspat, sondern um ein Gemenge submikroskopischer Feldspatphasen variabler Zusammensetzung und Verwachsung (Bambauer 1988). Alkalifeldspäte mit rhombus- bis linsenförmigem Umriss („*Rhombenfeldspäte*“, Abb. 9.52h) aus den sog. Rhombenporphyren der permischen Magmatit-Provinz des Oslo-Grabens (Süd-Norwegen) sind Anorthoklas.

Plagioklas-Reihe Na[AlSi₃O₈] – Ca[Al₂Si₂O₈] (Kristallklasse $\bar{1}$)

Plagioklas ist der Sammelbegriff für die triklinen Mischkristalle zwischen Na[AlSi₃O₈] und Ca[Al₂Si₂O₈] einschließlich der beiden Endglieder Albit und Anorthit. Die besonderen Namen Oligoklas, Andesin, Labradorit und Bytownit werden heute meist durch Angabe der Molekularproportionen ersetzt wie z. B. Ab₆₂An₃₄Or₄ (Andesin). Innerhalb dieser Mischkristallreihe ändern sich die physikalischen Konstanten und die geometrischen Eigenschaften der Kristalle kontinuierlich zwischen den beiden Endgliedern (Tabelle 9.11).

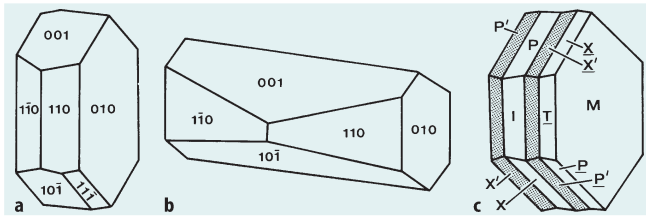


Abb. 9.55. Unterschiedlicher Habitus und Zwillingsbildungen bei Plagioklas; **a** Albit, dicktafelig nach {010}; **b** Periklin gestreckt nach der b-Achse; **c** polysynthetischer Zwilling nach dem Albit-Gesetz; $M = \{010\}$, $P = \{001\}$, $I = \{110\}$, $x = \{10\bar{1}\}$

Plagioklaskristalle sind meist verzwillingt, vorzugsweise nach dem Albit- und/oder dem Periklingsesetz. Diese beiden Gesetze treten fast stets in lamellarer Wiederholung auf (Abb. 9.55c, ferner Abb. 11.5b, 11.6a, 11.7b, 11.8a). Diese polysynthetische Verzwilligung ist oftmals bereits mit bloßem Auge auf den Spaltflächen (001) bzw. (010) als feines parallel verlaufendes Liniensystem erkennbar. Das ist ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal gegenüber Orthoklas und Mikroklin. Häufig kommen komplexe Zwillingsstöcke vor, in denen das Albitgesetz mit dem Karlsbader, seltener mit dem Bavenoer oder dem Manebacher Gesetz kombiniert ist.

Albit, An_0 – An_{10}

Monalbit ($2/m$) wurde bei hohen Temperaturen experimentell hergestellt, kommt aber in der Natur nicht vor. Im Stabilitätsbereich des Albits, der bis zu sehr hohen Temperaturen reicht, findet der Al,Si-Ordnungsvorgang im metrischen triklinen Zustand statt (Abb. 9.51). Somit entfällt – anders als beim Kalifeldspat – die Bildung trikliner Domänen und damit die kinetische Hemmung, so dass reiner Na-Feldspat häufig als Tief-Albit vorliegt. Gut ausgebildete, aufgewachsene Kristalle von Albit treten im Albit- oder Periklintyp auf. Kristalle im Albittyp (Abb. 9.55a) sind nach c etwas gestreckt und zugleich tafelig bis dünn tafelig nach {010} entwickelt; Kristalle im Periklintyp sind nach der b-Achse gestreckt (Abb. 9.55b). Albitkristalle sind farblos, durchscheinend bis durchsichtig, Kristalle im Periklintyp sind milchig-trüb oder durch winzige Einschlüsse von Chlorit grün gefärbt.

Kristalle vom Albittyp kommen in Hohlräumen von Graniten oder Pegmatiten als Drusenmineral vor, hier bisweilen orientiert auf Orthoklas bzw. Mikroklin aufgewachsen. Kristalle nach dem Periklintyp sind Bestandteile alpiner Klüfte. Eingewachsen kommt Albit als verbreiteter Gemengteil in hellen, alkalibetonen magmatischen Gesteinen oder deren Pegmatiten vor. Er ist ebenso verbreiteter Gemeng-

teil in niedriggradigen metamorphen Gesteinen, z. B. Albitphylliten, Albitgneisen und Grünschiefern. Authigen kann sich Albit bei der Diagenese von Sandsteinen bilden.

Oligoklas, An_{10} – An_{30}

In großer Verbreitung eingewachsen in hellen magmatischen Gesteinen, ebenso in mittelgradigen metamorphen Gesteinen. Die Varietät *Aventurinfieldspat* („Sonnenstein“) ist durch eingelagerte Schüppchen von Hämatit rot gefärbt und goldgelb schillernd. In seltenen Fällen ist die schon erwähnte Peristerit-Lücke daran erkennbar, dass das mikroskopisch feine, lamellare Entmischungsgefüge einen Mondstein-artigen Lichtschein verursacht (Ribbe 1983b).

Andesin, An_{30} – An_{50}

Seltener in aufgewachsenen Kristallen, verbreitet eingewachsen als Gemengteil mesokrater magmatischer Gesteine, z. B. in Andesiten und Dioriten, ebenso Gemengteil mittelgradiger metamorpher Gesteine.

Labradorit, An_{50} – An_{70}

Als Gemengteil eingewachsen in dunklen magmatischen Gesteinen, insbesondere in Basalten und Gabbros, und in basischen metamorphen Gesteinen, hauptsächlich in Amphiboliten. Bei tiefen Temperaturen tritt im Labradorit eine etwa von An_{45} bis An_{62} reichende Mischungslücke auf, durch die submikropische Entmischungslamellen entstehen, die sog. Böggild-Verwachsung. Diese kann bei geeigneter Ausbildung und je nach Lamellendicke zu einem roten bis blauen Farbenspiel Anlass geben, das als Labradorisieren bezeichnet wird. Der Effekt ist nahe der Spaltfläche (010) am besten sichtbar (Bolton et al. 1966; Ribbe 1983b). Gesteine mit labradorisierendem Plagioklas werden poliert und als Ornamentstein verwendet.

Bytownit, An_{70} – An_{90}

Gemengteil in sehr basischen magmatischen und metamorphen Gesteinen. Auch beim Bytownit gibt es bei tiefen Temperaturen eine Mischungslücke im Bereich von An_{66} bis An_{95} mit submikroskopisch feinsten Lamellen, der sog. Huttenlocher-Verwachsung.

Anorthit, An_{90} – An_{100}

Seltener als die übrigen Plagioklaszusammensetzungen. Die durch Flächen begrenzten Kristalle sind dickta-

Tabelle 9.11.
Tief-Albit und Anorthit

Mineral	Dichte [g cm^{-3}]	Brechungsquotient n_γ	Spaltwinkel (001)(010)
Tief-Albit	2,62	1,538	$86^\circ 24'$
Anorthit	2,76	1,590	$85^\circ 50'$

felig nach $\{010\}$ entwickelt und kommen als Drusenmineral in Ca-reichen vulkanischen Auswürflingen und basaltischen Tuffen vor, als ein relativ seltener Gemengteil in stark unterkieselten Ca-reichen magmatischen Gesteinen sowie in mittel- bis hochgradig metamorphen Kalken und Kalkmergeln (Silikatmarmore, Kalksilikatgesteine).

9.6.3

Feldspatoide (Foide, Feldspatvertreter)

Die Feldspatoide unterscheiden sich durch ihren geringeren SiO_2 -Gehalt von den Alkalifeldspäten. Sie können nicht im Gleichgewicht mit Quarz auftreten, da sich sonst die entsprechenden Feldspäte bilden würden. Feldspatoide kristallisieren aus alkalireichen, SiO_2 -armen silikatischen Schmelzen.

Feldspatoide ohne tetraederfremde Anionen

Nephelin, $(\text{Na},\text{K})[\text{AlSiO}_4]$

Ausbildung. Kristallklasse 6, die kleinen kurzprismatischen Kristalle haben gewöhnlich nur das hexagonale Prisma $\{10\bar{1}0\}$ und das Basispinakoid $\{0001\}$ entwickelt, seltener auch $\{10\bar{1}1\}$ und $\{11\bar{2}0\}$. Diese Kristalle lassen ihre niedrige hexagonal-pyramidale Symmetrie durch ihre asymmetrischen Ätzfiguren auf den Flächen des hexagonalen Prismas erkennen (Abb. 9.56a), sonst nur durch einen röntgenographischen Nachweis. Nephelin ist meist im Gestein eingewachsen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{10\bar{1}0\}$ unvollkommen
Bruch	muschelig
Härte	5½–6
Dichte	2,6
Farbe	grau, grünlich oder rötlich
Glanz	Auf Kristallflächen Glasglanz, auf Bruchflächen Fettglanz; Durch Entmischung der $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$ -Komponente (<i>Kalsilit</i>) entsteht die trübe, undurch-

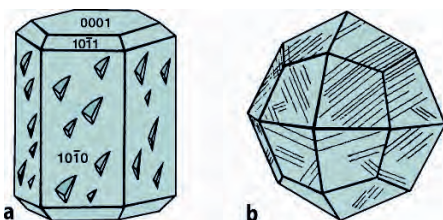


Abb. 9.56. **a** Nephelin-Kristall mit asymmetrischen Ätzfiguren auf den Flächen des hexagonalen Prismas; **b** Icositetraeder $\{211\}$ (Leucitoeder) von ehemaligem Hoch-Leucit, paramorph umgewandelt in Lamellen von Tief-Leucit, orientiert // $\{110\}$

sichtige oder durchscheinende, auf den muscheligen Bruchflächen ölig glänzende Varietät *Eläolith*, die makroskopisch dem Quarz ähnelt

Struktur und Chemismus. Kantenverknüpfte $[\text{SiO}_4]$ - und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraeder bilden Sechseringe, die durch andere Tetraeder zu einem Gerüst verknüpft sind. Da das Si:Al-Verhältnis genau 1:1 ist, sind Si und Al in der Struktur geordnet (Al-Vermeidungsprinzip). Na^+ kann bis zu etwa ¼ durch K^+ ersetzt werden. Besonders deutlich wird der SiO_2 -Unterschuss des Feldspatvertreters, wenn man die Oxidformeln von Nephelin $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ und Albit $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ miteinander vergleicht.

Vorkommen. Nephelin ist ein wichtiges Mineral in SiO_2 -untersättigten magmatischen Gesteinen mit Na-Vorwacht. Im Unterschied zu Leucit tritt Nephelin nicht nur in Vulkaniten, z. B. in Phonolithen, Nephelintephriten, Nephelinbasaniten und Nepheliniten auf, sondern auch häufig in Plutoniten wie Nephelinsyeniten und deren Pegmatiten, gelegentlich sogar in metamorphen Gesteinen.

Nephelin als Rohstoff. Als Feldspatersatz in der keramischen Industrie. Nephelin-reiche magmatische Gesteine der Kola-Halbinsel sind wichtiger Rohstoff für die Gewinnung von Aluminium in Russland.

Leucit, $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$

Wie man schon aus dem Vergleich der Struktur-, besser noch der Oxidformeln erkennt, ist Leucit ($\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$) gegenüber Kalifeldspat ($\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$) unterkieselt.

Struktur. In der Leucit-Struktur befinden sich die K-Ionen in den weiten Hohlräumen des lockeren Gerüsts aus allseitig verknüpften $(\text{Al},\text{Si})\text{O}_4$ -Tetraedern, die 4-, 6-, 8- und 12-zählige Ringe bilden. K^+ besitzt gegenüber O [12]-Koordination; es kann nur in geringem Maße durch Na^+ ersetzt werden. Der kubische Hoch-Leucit (Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$), ist bei Temperaturen $>605^\circ\text{C}$ beständig; er wandelt sich bei Temperaturerniedrigung in den tetragonalen Tief-Leucit ($4/m$) um, wobei die kubischen Kristallformen äußerlich erhalten bleiben.

Ausbildung. Der kubische Hoch-Leucit weist als Hochtemperaturform häufig modellhaft gut ausgebildete Icositetraeder $\{211\}$ auf, die auch als Leucitoeder bezeichnet werden. Kristalle von ehemaligem Hoch-Leucit stellen – ähnlich wie Mikroklin – Paramorphosen dar, in denen Domänen aus Tief-Leucit komplizierte Zwillingstöcke bilden (Abb. 9.56b). Die Lamellen sind oft nach $\{110\}$ orientiert und mikroskopisch bei +Nic durch ihre Anisotropie meist gut sichtbar. Die Leucitkristalle sind fast stets im Gestein eingewachsen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt
Bruch	muschelig
Härte	5½–6
Dichte	2,5
Farbe, Glanz	farblos, grauweiß bis weiß, auch gelblich; Glas- oder Fettglanz, trüb, durchscheinend

Bildungsbedingungen und Vorkommen. Leucit ist ein charakteristisches Mineral SiO_2 -untersättigter vulkanischer Gesteine mit K-Vormacht wie Leucitphonolithe, Leucit-tephrite, Leucitbasanite und deren Tuffe.

Er fehlt im Allgemeinen in echten Plutoniten und in metamorphen Gesteinen, weil sein Kristallisationsgebiet mit zunehmendem Wasserdruck immer kleiner wird (Abb. 16.12, S. 266); ab $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 2,6$ kbar kann sich Leucit auch aus unterkieselten Schmelzen nicht mehr ausscheiden.

Technische Verwendung. Leucit-reiche Gesteine bilden lokal einen Rohstoff für die Gewinnung kalihaltiger Düngemittel.

Feldspatoide mit tetraederfremden Anionen: Sodalith-Reihe**Sodalith, $\text{Na}_8[\text{Cl}_2/(\text{AlSiO}_4)_6]$ oder als Merkformel 3NaAlSiO_4 (Nephelin) · NaCl****Nosean, $\text{Na}_8[(\text{SO}_4)/(\text{AlSiO}_4)_6]$** **Hauyn, $(\text{Na,Ca,K},\square)_{8-4}[(\text{SO}_4)_{2-1}/(\text{AlSiO}_4)_6]$**

Struktur. In der Gerüststruktur der Sodalithreihe sind geordnete $[\text{SiO}_4]$ - und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraeder so miteinander verknüpft, das käfigartige Hohlräume von kubo-oktaederischer Symmetrie (sog. *Sodalith-Käfige*; Abb. 9.1i, 9.57) entstehen, die jeweils durch 6 Viererringe // $\{100\}$ und 8 Sechsering // $\{111\}$ begrenzt werden. In diesen Hohlräumen sitzen die großen Anionen $[\text{Cl}]^-$ und $[\text{SO}_4]^{2-}$ sowie die Kationen Na^+ und Ca^{2+} . Auch bei vielen Zeolithen treten Sodalith-Käfige als strukturelle Bausteine auf (Abschn. 9.6.5).

Ausbildung. Kristallklasse $\bar{4}3m$; gerundete, bisweilen korrodierte, im Gestein eingewachsene Kristalle oder körnige Aggregate, nur relativ selten bilden sie aufgewachsene Kristalle, dann das Rhombendodekaeder $\{110\}$ als vorherrschende Kristallform.

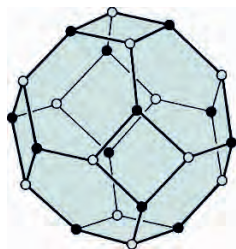


Abb. 9.57. Sodalith-Käfig. Im Vergleich zur Darstellung in Abb. 9.2i sind die Sauerstoffe weggelassen, um die Käfig-Struktur deutlicher zu machen. (Nach Seel et al. 1974)

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{110\}$ vollkommen; Bruch muschelig bis uneben
Härte	5–6
Dichte	Sodalith 2,3, Nosean 2,3–2,4, Hauyn 2,5
Farbe, Glanz	Farblos, weiß, aschgrau bis tiefblau (ultramarinblau); sehr oft blau in unterschiedlichen Tönen, besonders beim Hauyn; durchsichtig, durchscheinend, gelegentlich sogar undurchsichtig; glas- bis fettglänzend. Die blaue Färbung wird durch unterschiedliche Elektronenzentren in der $[\text{SO}_4]$ -Anionengruppe in der Struktur verursacht

Chemismus. Sodalith enthält höchstens geringe Mengen an K^+ und Ca^{2+} anstelle von Na^+ sowie Fe^{3+} anstelle von Al^{3+} ; Nosean und Hauyn bilden eine lückenlose Mischkristallreihe und enthalten stets etwas Cl^- anstelle von $[\text{SO}_4]^{2-}$ sowie z. T. beachtliche Anteile an K^+ und etwas Fe^{3+} .

Vorkommen. Sodalith kommt besonders in alkalibetonten Plutoniten (Nephelinsyeniten und deren Pegmatiten) sowie als mikroskopischer Gemengteil in vulkanischen Gesteinen (Phonolithen und Alkalibasalten) vor, außerdem als aufgewachsene Kriställchen in vulkanischen Auswürflingen. Sodalith entsteht auch durch metasomatische Umwandlung (Fenitisierung). Nosean und Hauyn sind fast ganz auf Alkalivulkanite wie Alkalibasalte und Phonolithe sowie vulkanische Auswürflinge beschränkt.

Verwendung. Derbe, kräftig ultramarinblaue, durch Fenitisierung entstandene Sodalith-Massen von Ontario (Kanada), Indien, Brasilien und Namibia werden zu kunstgewerblichen Gegenständen, Steinketten sowie Boden- und Fassadenplatten verarbeitet. Es gibt eine Vielzahl von synthetischen Materialien mit Sodalith-Struktur, von denen einige als Molekularsieve verwendet werden.

Lasurit, $(\text{Na,Ca})_8[\text{S}_2/(\text{AlSiO}_4)_6]$

Am häufigsten ist der kubische Lasurit-1C mit der Kristallklasse $\bar{4}3m$; daneben treten der orthorhombische Lasurit-6O mit $2/m2/m2/m$ und der trikline Lasurit-4A mit der seltenen Kristallklasse 1 auf. Nur selten tritt Lasurit in Form gut ausgebildeter Kristalle mit $\{110\}$ auf; fast stets bildet er dichtkörnige, blaue Massen mit gelbglänzenden Pyrit-Einschlüssen, oft auch mit Anteilen von Calcit. Dieses Gemenge wird mit dem Gesteinsnamen *Lapis lazuli* bezeichnet und ist ein geschätzter Schmuckstein, der bereits seit dem Altertum in Afghanistan abgebaut wird. Der Chemismus von Lasurit entspricht dem künstlichen Farbstoff Ultramarin.

9.6.4 Skapolith-Gruppe

Skapolithe sind feldspatähliche Gerüstsilikate mit den tetraederfremden Anionen Cl^- – auch F^- , $(\text{OH})^-$ – sowie $[\text{CO}_3]^{2-}$ und $[\text{SO}_4]^{2-}$. Sie bilden eine lückenlose Mischkristallreihe zwischen den Endgliedern.

Marialith, $\text{Na}_8[\text{Cl}_2/(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_6]$ und Mejonit, $\text{Ca}_8[\text{CO}_3/(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)_6]$ bzw. Sulfat-Mejonit, $\text{Ca}_8[\text{SO}_4/(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)_6]$

Ausbildung. Kristallklasse 4/m; aufgewachsene Kristalle bilden gedrungene, seltener langgestreckte tetragonale Prismen mit dominierendem {100}, ferner {110}, {111} und {101}; das Auftreten der selteneren Formen {121} oder {210} oder von Ätzfiguren deutet an, dass Skapolith nicht zur höchstsymmetrischen tetragonalen Kristallklasse gehört; meist aber findet man Skapolith eingewachsen im Gestein.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{110} vollkommen, {100} deutlich;
Bruch	muschelig, spröde
Härte	5–6
Dichte	2,5–2,8, je nach Marialith/(Sulfat-) Mejonit-Verhältnis
Farbe, Glanz	farblos oder weiß, mit Glasglanz bis Fettglanz; durch Zersetzung und/oder Hämatit-Entmischung grau, grünlich, rötlich, ja ziegelrot, trübe

Struktur. Lockere Gerüststruktur mit Viererringen aus $[(\text{Si},\text{Al})\text{O}_4]$ -Tetraedern, die // c zu Kanälen angeordnet sind; in den kleineren Hohlräumen sitzen die Kationen Na^+ und Ca^{2+} , in den größeren die tetraederfremden Anionen Cl^- , $[\text{CO}_3]^{2-}$ und $[\text{SO}_4]^{2-}$.

Vorkommen. In (auto-)metasomatisch umgewandelten Gesteinen, z. B. Gabbros; in Metamorphiten, z. B. in Skapolithgneisen und Granuliten; auf alpinen Klüften.

9.6.5 Zeolith-Familie

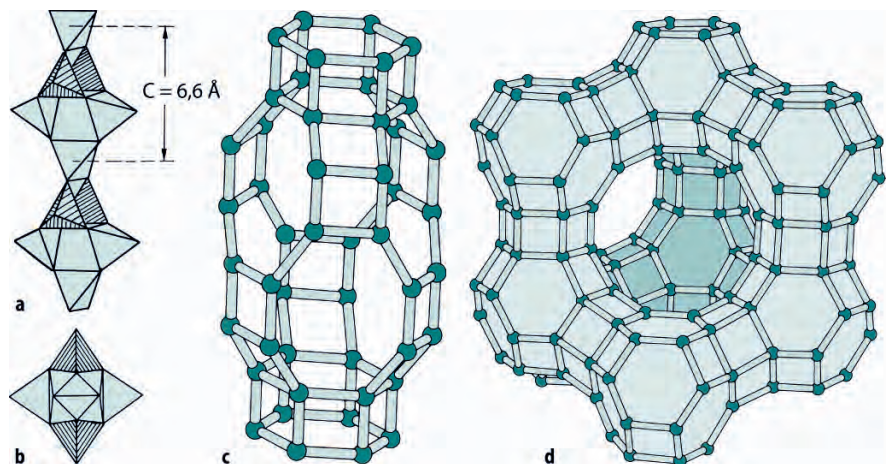
Zeolithe sind Gerüstsilikate mit besonders weitmaschig angelegten Strukturen, großen Hohlräumen oder Kanälen (Abb. 9.58). In diesen Zwischenräumen befinden sich große Kationen (Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , auch Ba^{2+} und Sr^{2+}) und besonders auch H_2O -Moleküle, als Zeolithwasser bezeichnet. Eine lockere Bindung macht die Kationen austauschbar. Das Zeolithwasser kann schon bei mäßigem Erhitzen stufenweise ausgetrieben werden, ohne dass das Alumosilikatgerüst zusammenbricht (Name „Kochstein“ von grch. ζέω = sieden). Bedeutsam ist, dass die Zeolithe verlorenes Wasser wieder aufnehmen können.

Viele Zeolithe haben sehr komplexe chemische Formeln, über die nicht immer Einigkeit besteht (Coombs et al. 1998; Bish u. Ming 2001). Wir geben die Zeolith-Formeln nach Armbruster u. Gunter (2001) an, jedoch z. T. in stark vereinfachter Form. Bei Zeolith-Mischkristallen wird das jeweils vorherrschende Alkali- oder Erdalkali-Ion hinter dem Namen angegeben, z. B. Heulandit-Ca, Stilbit-Na.

Die lockeren Strukturen der Zeolithe wirken sich auch auf physikalische Eigenschaften aus. So liegen Härte ($3\frac{1}{2}$ – $5\frac{1}{2}$), Dichte (2,0–2,4) und Lichtbrechung (1,48–1,50) deutlich niedriger als bei den Feldspäten. Die Kristalle sind meist farblos oder weiß, höchstens durch Beimengungen zart gefärbt.

Auch in ihrem Auftreten in der Natur haben Zeolithe viel Gemeinsames. Ihre häufig gut ausgebildeten Kristalle füllen Hohlräume oder Klüfte meist innerhalb magmatischer, besonders jungvulkanischer Gesteine, so in Basalten und Phonolithen. In winzigen Kriställchen bilden Zeolithe Umwandlungsprodukte von Gesteinsgläsern und vulkanischen Tuffen, so besonders auf dem Ozeanboden und in kontinentalen Salzseen. Einige Zeolithe, insbesondere Laumontit und Heulandit, sind kritische Minerale der Diagenese und der niedrigstgradigen Metamorphose (Zeolithfazies).

Abb. 9.58. Kristallstrukturen von Zeolithen. **a** Kette aus $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern (einfarbig) und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraedern (schraffiert) von Faserzeolithen, z. B. Natrolith. **b** Blick in Kettenrichtung // c. **c** Chabasit-Käfig. **d** Faujasit-Käfig. (Nach Gottardi u. Galli 1985)



Technische Bedeutung der Zeolithe

Ihre strukturellen Eigenschaften (Abb. 9.58) machen die Zeolithe zu Ionen- bzw. Basen-Austauschern, sog. Permutiten. So können Na-Zeolithe aus hartem Wasser Ca^{2+} -Ionen aufnehmen im Austausch gegen die eigenen Na^+ -Ionen. Die dann an Ca^{2+} -Ionen gesättigten Zeolithe lassen sich für eine weitere Verwendung mit Hilfe von Na^+ -reichen Lösungen wieder regenerieren. Für die Aufbereitung des Wassers werden synthetische Zeolithe eingesetzt.

Entwässerte Zeolithe sind in der Lage, auch Atome oder Moleküle anderer Art bis zu einem gewissen Partikeldurchmesser aufzunehmen. Diese Fähigkeit ermöglicht es, Zeolithe als sog. Molekularsiebe technisch für die fraktionierte Reinigung von Gasen bzw. Gasgemischen, insbesondere Edelgasen, einzusetzen.

Die wichtigsten Zeolithe

Unter den zahlreichen Zeolithen seien nur die wichtigsten angeführt. Nach äußeren Kennzeichen wurde die Zeolith-Familie in folgende Gruppen eingeteilt:

- Faserzeolithe
- Blätterzeolithe
- Würfelzeolithe

Natürlich ist die Morphologie jeweils strukturell begründet.

Natrolith, $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Ausbildung. Faserzeolith der Kristallklasse $\text{mm}2$, in langprismatisch-nadeligen (Abb. 9.59a) und haarförmigen Kristallen, meist zu Büscheln oder radialstrahlig bis kugelig gruppiert, dabei sind die einzelnen Kristalle // c gestreift.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{110} deutlich entsprechend den schwächeren Bindungskräften zwischen den // c kettenförmig aneinandergereihten $(\text{Al},\text{Si})\text{O}_4$ -Tetraedern; Bruch muschelrig
Härte	5–5½
Dichte	2,2–2,6
Farbe, Glanz	meist farblos, weiß, seltener zart gefärbt; Glas bis Seidenglanz; durchsichtig bis durchscheinend

Struktur. Kantenverknüpfte $[\text{SiO}_4]$ - und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraeder bilden Ketten // der c -Achse (Abb. 9.58a,b); diese werden durch weitere $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder zu einem dreidimensionalen Gerüst von Vierer- und Achtringen verbun-

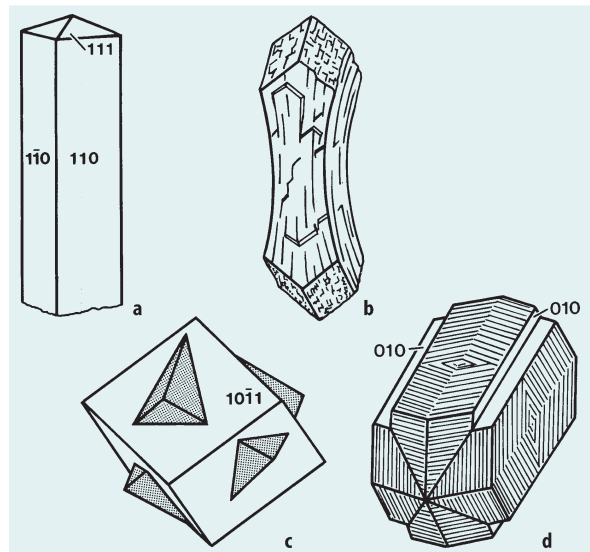


Abb. 9.59. Kristalltrachten, Zwillinge und Viellinge bei Zeolithen. **a** Einkristall von Natrolith; **b** Bündel von Durchkreuzungszwillingen von Stilbit (Desmin); **c** Chabasit, Durchkreuzungszwilling nach (0001); **d** Phillipsit, zwei Zwillinge durchkreuzen sich unter Erhalten einer pseudotetragonalen Symmetrie

den. Dadurch entstehen große Kanäle, in denen Na^+ -Ionen und H_2O -Moleküle sitzen.

Mesolith, $\text{Na}_2\text{Ca}_2[\text{Al}_6\text{Si}_9\text{O}_{30}] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Dieser häufige Faserzeolith (Abb. 9.60) hat die gleiche Kristallklasse $\text{mm}2$ sowie ähnliche Ausbildung, physikalische Eigenschaften und Struktur wie Natrolith.

Thomsonit, $\text{NaCa}_2[\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Ausbildung. Kristallklasse $2/\text{m}2/\text{m}2/\text{m}$; Kristalle relativ selten, meist fächerförmige oder kugelige Aggregate.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	{010} vollkommen, {100} deutlich; Bruch uneben, spröde
Härte	5–5½
Dichte	2,3–2,4
Farbe, Glanz	weiß, auch gräulich, gelblich, rötlich; Glasglanz, auf Spaltflächen Perlmutterglanz; durchscheinend bis trübe

Analcim, $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$

Ausbildung. Kristallklasse $4/\text{m}\bar{3}2/\text{m}$, oft modellhaft gut ausgebildete Ikositetraeder {211} wie bei Leucit, auch in körnigen Aggregaten. Manche Analcime weichen schwach von der kubischen Symmetrie ab und sind dann tetragonal ($4/\text{m}2/\text{m}2/\text{m}$) oder rhombisch ($2/\text{m}2/\text{m}2/\text{m}$).



Abb. 9.60. Mesolith auf Apophyllit, Nasik, Indien. Bildbreite 7 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	fehlt
Bruch	uneben, muschelig
Härte	5–5½
Dichte	2,3
Farbe	farblos, mitunter graue, rötliche oder grünliche Tönung
Glanz	Glasglanz

Struktur und Chemismus. Viererringe aus $[\text{SiO}_4]$ - und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraedern bilden ein Leucit-ähnliches Gerüst mit 6-, 8- und 12-zähligen Ringen; parallel zu den 3-zähligen Achsen entstehen Kanäle, die sich nicht überschneiden; in diesen sitzen die H_2O -Moleküle und die Na^+ -Ionen. Na^+ kann bis zu einem gewissen Grad durch K^+ oder Ca^{2+} ersetzt werden und zum Valenzausgleich Si^{4+} durch Al^{3+} .

Vorkommen. In Blasenräumen und Klüften von Basalten und anderen Vulkaniten. Besonders in vulkanischen Tuffen finden sich gelegentlich große durchsichtige Kristalle. Auf Erzgängen, z. B. St. Andreasberg (Harz). In vielen Basalten und Phonolithen zusammen mit

Nephelin oder anderen Foiden. Der sog. *Sonnenbrand* der Basalte ist meist durch fein verteilten Analcim im Gestein bedingt. Sonnenbrenner-Basalte sind wegen ihrer Neigung zu grusigem Zerfall für technische Anwendungen ungeeignet. Analcim entsteht auch als authigene Neubildung in Sedimenten, in zersetzten Tuffen und bei der niedriggradigen Metamorphose.

Laumontit, $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$

Ausbildung. Langsäulige, vertikal gestreifte Kristalle (Kristallklasse 2/m), in stängeligen oder erdigen Aggregaten.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit:	$\{010\}$ und $\{100\}$ vollkommen, spröde
Härte	3–3½
Dichte	2,3
Glanz	Glasglanz, auf Spaltflächen Perlmutterglanz; jedoch zersetzt sich Laumontit an der Luft unter H_2O -Verlust und wird bald matt, trübe und bröckelig

Struktur. 4-zählige Ringe aus $[\text{SiO}_4]$ - und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraedern sind zu einem Gerüst verknüpft, in dem Sechser- und Zehneringe sowie große Kanäle // der a-Achse auftreten; in diesen sitzen Ca^{2+} und H_2O .

Phillipsit, $\sim\text{K}_2(\text{Na}, \text{Ca}_{0,5})_4[\text{Al}_6\text{Si}_{10}\text{O}_{32}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m; typisch sind Durchkreuzungs-Zwillinge, -Vierlinge (Abb. 9.59d) oder -Zwölflinge; letztere entstehen, wenn sich drei Vierlinge nahezu rechtwinklig durchkreuzen; bei Ausfüllung der einspringenden Winkel gleicht der sich ergebende pseudokubische Zwölfling äußerlich einem Rhombendodekaeder.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit	$\{010\}$ und $\{001\}$ eben wahrnehmbar; Bruch uneben, spröde
Härte	5
Dichte	2,2
Farbe, Glanz	farblos, gelblich-weiß; Glasglanz; durchscheinend, seltener durchsichtig

Chemismus. Die Formel nach Bish u. Ming (2001) ist stark vereinfacht wiedergegeben; es gibt Phillipsite mit K-, Na- und Ca-Vormacht; außerdem kann Ba enthalten sein.

Struktur. Schichten aus 4- und 8-zähligen Ringen von $[\text{SiO}_4]$ - und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraedern sind durch 4-zählige Ringe verknüpft, so dass Kanäle // der a- und der b-Achse entstehen, die sich überschneiden.

Heulandit, $\sim(\text{Na},\text{K})\text{Ca}_4[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}] \cdot 24\text{H}_2\text{O}$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m, Kristalle dünn- oder dicktafelig nach {010} oder nach der a-Achse gestreckt, oft einzeln aufgewachsen, aber auch in blättrigen, schaligen oder spätigen Aggregaten, im Gestein eingewachsen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit: {010} sehr vollkommen, Bruch uneben, spröde
 Härte 3½–4
 Dichte 2,2
 Farbe, Glanz farblos, weiß, gelblich, rosa, durch eingelagerte Hämatit-Schüppchen auch ziegelrot; Perlmutterglanz auf Kristall- und Spaltflächen {010}, sonst Glasglanz; durchscheinend

Struktur und Chemismus. Baueinheiten, bestehend aus je zwei Vierer- und Fünferingen von $[\text{SiO}_4]$ - und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraedern, sind zu Schichten // (001) verknüpft. Es entstehen offene Kanäle aus Zehner- und Achterrungen, die sich überschneiden. Die Formel nach Bish u. Ming (2001) ist stark vereinfacht wiedergegeben; Ca^{2+} kann in erheblichem Umfang durch Sr^{2+} , Ba^{2+} , Mg^{2+} sowie durch die doppelte Anzahl von K^+ und Na^+ ersetzt werden.

Stilbit (Desmin), $\sim\text{NaCa}_4[\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}] \cdot 30\text{H}_2\text{O}$

Ausbildung. Kristallklasse 2/m, meist in charakteristischen garbenförmigen Büscheln (Abb. 9.59b, 9.61), die als Durchkreuzungs-Zwillinge monokliner Einzelkristalle zu deuten sind, nicht ganz so häufig in stängelig-strahligen Gruppierungen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit {010} vollkommen
 Härte 3½–4
 Dichte 2,1–2,2
 Farbe, Glanz farblos oder zart gefärbt; auf Spaltflächen Perlmutterglanz; durchscheinend bis durchsichtig

Struktur und Chemismus. Die gleichen Baueinheiten wie beim Heulandit sind zu einem Gerüst verknüpft, die Kanäle aus Zehneringen // der a- und Achterrungen // der c-Achse enthalten. Die Formel ist vereinfacht (Bish u. Ming 2001); Ca^{2+} kann durch 2 Na^+ und 2 K^+ ersetzt werden.

Chabasit, $(\text{Ca}_{0,5},\text{Na},\text{K})_4[\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{24}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$

Ausbildung. Würfelzeolith der Kristallklasse $\bar{3}2/m$, in würfelähnlichen Rhomboedern mit Polkantenwinkel von $85^\circ 14'$. Kristallformen $\{10\bar{1}1\}$ allein oder in Kombina-



Abb. 9.61. Büschelige Kristallgruppen von Stilbit (weiß) und Apophyllit (hellgrün), Poona, Indien. Bildbreite 6 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

tion mit kanten- und eckenabstumpfenden Flächen wie $\{01\bar{1}2\}$ oder $\{02\bar{2}1\}$. Häufig Durchkreuzungs-Zwillinge nach (0001) (Abb. 9.59c), wobei die Ecken des einen Individuums über die Flächen des anderen Individuums vorspringen.

Physikalische Eigenschaften.

Spaltbarkeit $\{10\bar{1}1\}$ bisweilen deutlich, sonst muscheliger Bruch
 Härte 4½
 Dichte 2,1
 Farbe, Glanz farblos oder weiß, seltener zart gefärbt; Glasglanz, durchsichtig bis durchscheinend

Struktur. Typisches Element der Gerüststruktur ist der langgestreckte Chabasit-Käfig, bestehend aus 2 Sechser-, 6 Achter- und 12 + 6 Viererringen (Abb. 9.58c). Beim Faujasit $\text{Na}_{20}\text{Ca}_{12}[\text{Al}_{60}\text{Si}_{132}\text{O}_{384}]_2 \cdot 235\text{H}_2\text{O}$ (!) (Kristallklasse $4/m\bar{3}2/m$) sind Sodalith-Käfige über Sechseringe zu einer kubischen Gerüststruktur verknüpft (Abb. 9.58d).

Weiterführende Literatur

Allgemein

- Anthony, JW, Bideaux RA, Bladh KW, Nichols MC (1995) Handbook of mineralogy, vol II: Silica, silicates, Part 1 and 2. Mineral Data Publ, Tucson, Arizona
- Ferraris G, Merlino S (eds) (2005) Micro- and mesoporous mineral phases. Rev Mineral 36
- Klein C, Hurlbut Jr CS (1985) Manual of mineralogy (after James D. Dana). 20th edn. Wiley, New York
- Liebau F (1985) Structural chemistry of silicates, structure, bonding, and classification. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Strunz H (1982) Mineralogische Tabellen, 8. Aufl. Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig, Leipzig
- Strunz H, Nickel EH (2001) Strunz Mineralogical Tables, 9th edn. Schweizerbart, Stuttgart

Insel-, Gruppen- und Ringsilikate

- Armbruster T (Chairman), et al. (2006) Recommended nomenclature of epidote-group minerals. Eur J Mineral 18:551–567
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1982) Rock-forming minerals, vol 1A, 2nd edn, Ortho silicates. Longman, London
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1986) Rock-forming minerals, vol 1B, 2nd edn, Disilicates and ring silicates. Longman, Harlow, Essex, UK
- Grew ES (ed) (2002) Beryllium – Mineralogy, petrology, geochemistry. Rev Mineral Geochem 50
- Grew ES, Anovitz LM (eds) (1996) Boron – Mineralogy, petrology and geochemistry. Rev Mineral 33
- Hanchar JM, Hoskin PWO (2003) Zircon. Rev Mineral Geochem 53
- Harley SL, Kelly NM (2007) Zircon – Tiny but timely. Elements 3:13–18
- Hawthorne FC, Henry DJ (1999) Classification of minerals from the tourmaline group. Eur J Mineral 11:201–215
- Kerrick DM (ed) (1990) The Al₂SiO₅ polymorphs. Rev Mineral 22
- Liebscher A, Franz G (2004) Epidotes. Rev Mineral Geochem 56
- Ribbe PH (ed) (1982) Ortho-silicates. Rev Mineral 5

Kettensilikate

- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1978) Rock-forming minerals, vol 2A, 2nd edn, Single-chain silicates. Longman, London
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1997) Rock-forming minerals, vol 2B, 2nd edn, Double-chain silicates. Geol Soc, London
- Hawthorne FC, Oberti R, Della Ventura G, Mottana A (eds) (2007) Amphiboles: Crystal chemistry, occurrence, and health issues. Rev Mineral Geochem 67
- Prewitt CT (ed) (1980) Pyroxenes. Rev Mineral 7
- Veblen DR (ed) (1981) Amphiboles and other hydrous pyriboles – Mineralogy. Rev Mineral 9A
- Veblen DR, Ribbe PH (eds) (1982) Amphiboles: petrology and experimental phase relations. Rev Mineral 9B

Schichtsilikate

- Bailey SW (ed) (1984) Micas. Rev Mineral 13
- Bailey SW (ed) (1988) Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). Rev Mineral 19
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1962) Rock-forming minerals, vol 3, Sheet silicates. Longman, London
- Heim D (1990) Tone und Tonminerale. Enke, Stuttgart
- Jasmond K, Lagaly G (Hrsg) (1993) Tonminerale und Tone. Steinkopff, Darmstadt

- Mottana A, Sassi FP, Thompson Jr JB, Guggenheim S (2002) Micas: Crystal chemistry and metamorphic petrology. Rev Mineral Geochem 46
- Velde B (1992) Introduction to clay minerals. Chapman & Hall, London

Gerüstsilikate

- Bambauer HU (1966) Feldspat-Familie. In: Tröger WE (Hrsg) Optische Bestimmungen der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Textband. Nägele & Obermiller, Stuttgart
- Bambauer HU (1988) Feldspäte – Ein Abriß. Neues Jahrb Mineral Abh 158:117–138
- Bish DL, Ming DW (eds) (2001) Natural zeolites: Occurrence, properties, applications. Rev Mineral Geochem 45
- Coombs DS (Chairman) et al. (1998) Recommended nomenclature for zeolite minerals: Report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. Eur J Mineral 10:1037–1081
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1963) Rock forming minerals, vol 4, Framework silicates. Longmans, London
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (2001) Rock forming minerals, vol. 4A, Framework silicates: Feldspars. 2nd edn. Geol Soc, London
- Gottardi G, Galli E (1985) Natural zeolites. Springer, Berlin Heidelberg New York Tokyo
- Graetsch H (1994) Structural characteristics of opaline and microcrystalline silica minerals. Rev Mineral 29:209–232
- Heaney PJ, Prewitt CT, Gibbs GV (eds) (1994) Silica – physical behavior, geochemistry and materials applications. Rev Mineral 29
- Jung L (1992) High purity natural quartz. Quartz Technology, Inc., Liberty Corner, New Jersey
- Mumpton FA (ed) (1977) Mineralogy and geology of natural zeolites. Rev Mineral 4
- Ribbe PH (ed) (1983) Feldspar mineralogy. Rev Mineral 2, 2nd edn
- Rossmann GR (1994) Colored varieties of the silica minerals. Rev Mineral 29:433–467
- Rykart R (1989) Quarz-Monographie. Ott, Thun, Schweiz
- Smith JV (1974) Feldspar minerals, vol 1 and 2. Springer, Berlin Heidelberg
- Smith JV, Brown WL (1988) Feldspar minerals, vol 1, 2nd edn. Springer, Berlin Heidelberg

Zitierte Literatur

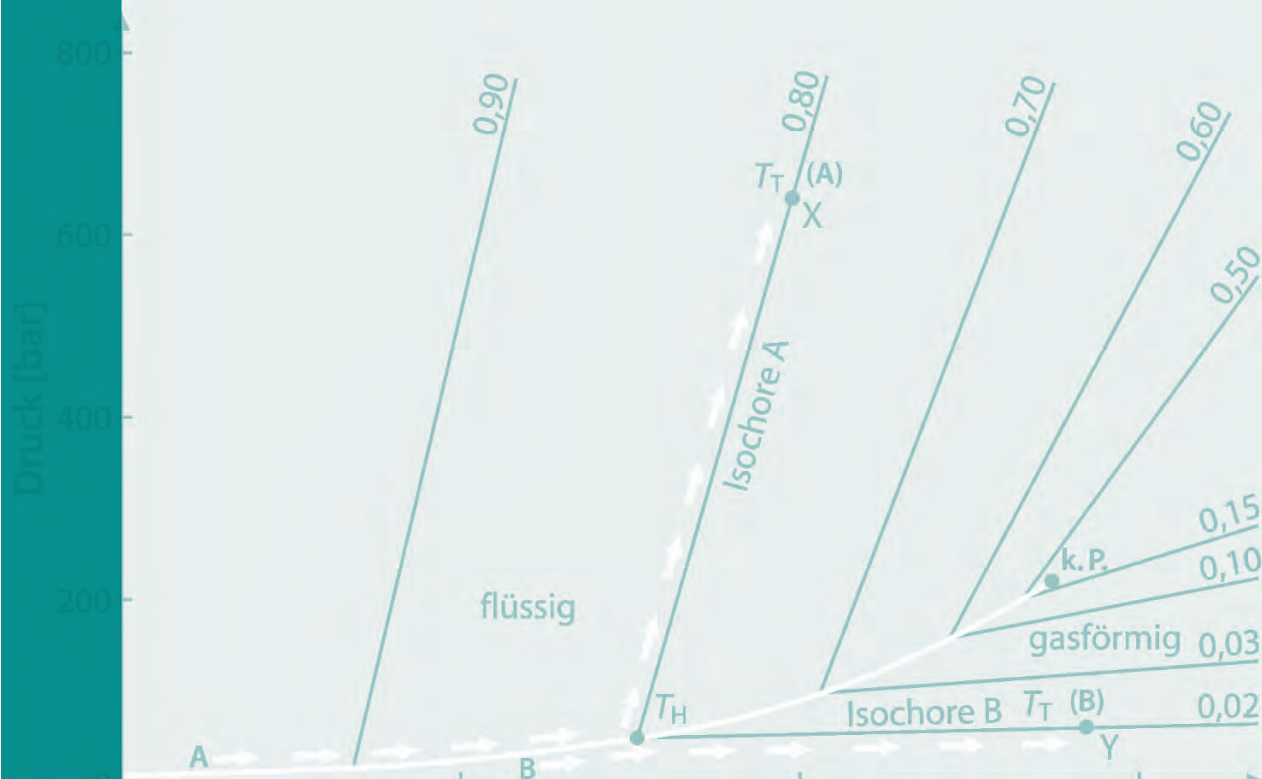
- Ackermann L (2008) Die Entwicklung der Kristallzüchtung – vom Verneuil-Verfahren bis zu den heutigen High-Tech-Methoden. Unpubl. Vortrag Gemmologisches Symposium zum 80. Geburtstag von Hermann Bank, Idar-Oberstein, 24./25.05. 2008
- Armbruster T, Gunter ME (2001) Crystal structures of natural zeolites. In: Bish DI, Ming DW (eds) Natural zeolites: Occurrence, properties, applications. Rev Mineral Geochem 45:1–67
- Bachheimer JP (1980) An anomaly in the β -phase near the $\alpha \rightleftharpoons \beta$ transition of quartz. J Phys Lett 41:L559–L561
- Bambauer HU (1961) Spurenelementgehalte und γ -Farbzentren in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen. Schweiz Mineral Petrogr Mitt 41:335–369
- Bambauer HU, Laves F (1960) Zum Adularproblem. Schweiz Min Petr Mitt 40:177–205
- Bambauer HU, Lehmann G (1969) Farbe und Farbveränderungen von Quarzen. Z Dt Gemmol Ges, Sonderheft 3:41–49
- Bambauer HU, Brunner GO, Laves F (1961) Beobachtungen über Lamellenbau an Bergkristallen. Z Krist 116:173–181
- Bambauer HU, Brunner GO, Laves F (1962) Wassersoff-Gehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit. Schweiz Mineral Petrogr Mitt 42:121–236

- Bambauer HU, Krause C, Kroll H (1989) TEM-investigation of the sanidine/microcline transition across metamorphic zones: The K-feldspar varieties. *Eur J Mineral* 1:47–58, Erratum 1:605
- Bambauer HU, Bernotat W, Breit U, Kroll H (2005) Perthitic alkali feldspar as indicator mineral in the Central Swiss Alps. Dip and extension of the surface of the microcline/sanidine transition isograd. *Eur J Mineral* 17:69–80, Erratum 17:944
- Bayliss P (1975) Nomenclature of trioctahedral chlorites. *Canad Mineral* 13:178–180
- Bolton HC, Bursill LA, McLaren AC, Turner RG (1966) On the origin of the colour of labradorite. *Phys Stat Sol* 18:221–230
- Bragg WL, West J (1926) The structure of beryl, $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$. *Proc Roy Soc London, A*, 111:691–714
- Carpenter MA (1994) Subsolidus phase relations of the plagioclase feldspar solid solution. In: Parsons I (ed) *Feldspars and their reactions*. Kluwer, Dordrecht Boston London, p 221–269
- Chopin C (1984) Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: A first record and some consequences. *Contrib Mineral Petrol* 86:107–118
- Clarke DB, Dorais M, Barbarin B, et al. (2005) Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks. *J Petrol* 46:441–472
- El Goresy A, Dera P, Sharp TG, Prewitt CT, Chen M, Dubrovinsky L, Wobenka B, Boctor NZ, Hemley RJ (2008) Seifertite, a dense orthorhombic polymorph of silica from the Martian meteorites Shergotty and Zagami. *Eur J Mineral* 20:523–528
- Evans RC (1976) Einführung in die Kristallchemie. de Gruyter, Berlin New York
- Flörke OW, Flörke U, Giese U (1984) Moganite – A new microcrystalline silica-mineral. *Neues Jahrb Mineral Abhandl* 149:325–336
- Flörke OW, Graetsch H, Miede G (1985) Die nicht- und mikrokristallinen SiO_2 -Minerale – Struktur, Gefüge und Eigenschaften. *Mitt Österr Mineral Ges* 130:103–108
- Guzzo PL, Iwasaki F, Iwasaki H (1997) Al-related centers in relation to γ -irradiation – Response in natural quartz. *Phys Chem Minerals* 24:254–263
- Henn U (2008) Einschlüsse als Farbursache in Quarz. Unpubl. Vortrag Gemmologisches Symposium zum 80. Geburtstag von Hermann Bank, Idar-Oberstein, 24./25.05. 2008
- Hume LA, Rimstidt JD (1992) The biodurability of chrysotile asbestos in human lungs. *Amer Mineral* 77:1125–1128
- King BC, Blackburn WH, Dennen WH (1987) Inferences drawn from clear and smoky quartz in granitic rocks. *Neues Jahrb Mineral Abhandl* 156:325–341
- Kroll H (1973) Estimation of the Al,Si distribution of feldspars from lattice translations $\text{Tr}110$ and $\text{Tr}1\bar{1}0$ I. Alkali feldspars. *Contrib Mineral Petrol* 39:141–156
- Kroll H, Bambauer HU (1981) Diffusive and displacive transformation in plagioclase and ternary feldspar series. *Amer Mineral* 66:763–769
- Kroll H, Bambauer HU, Schirmer U (1980) The high albite–monalbite and analbite–monalbite transitions. *Amer Mineral* 65:1192–1211
- Kroll H, Krause C, Voll G (1991) Disordering, re-ordering and unmixing in alkali feldspars from contact-metamorphosed quartzites. In: Voll G, Töpel J, Pattison DRM, Seifert F (eds) *Equilibrium and kinetics in contact-metamorphism: The Ballachulish igneous complex and its aureole*. Springer, Heidelberg, p 267–296
- Landmesser M (1994) Zur Entstehung von Kieselhölzern. *extraLapis* 7, Versteinertes Holz, p 49–79, München
- Laves F (1960) Al/Si-Verteilungen, Phasen-Transformationen und Namen der Alkalifeldspäte. *Z Krist* 113:265–296
- Leake BE (Chairman) et al. (1997) Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Eur J Mineral* 9:623–651
- Lehmann G, Bambauer HU (1973) Quarzkristalle und ihre Farben. *Angew Chem* 85:281–289
- Lehmann G, Moore WJ (1966) Color center in amethyst quartz. *Science* 152:1061–1062
- Liebau F (1959) Über die Kristallstruktur des Pyroxmangits (Mn,Fe,Ca,MgSiO_3). *Acta Cryst* 12:177–181
- Meagher EP (1980) Silicate garnets. In: Ribbe PH (ed) *Orthosilicates*. *Rev Mineral Geochem* 45:25–66
- Miede G, Graetsch H (1992) Crystal structure of moganite: A new structure type for silica. *Eur J Mineral* 4:693–706
- Morimoto N (Chairman) et al. (1988) Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on Pyroxenes, Commission on New Minerals and Mineral Names, Int. Mineral. Assoc. *Am Mineral* 73:1123–1133
- Moxon T, Rios S (2004) Moganite and water content as a function of age in agate: An XRD and thermogravimetric study. *Eur J Mineral* 16:269–278
- Nasdala L, Hanchar JM, Whitehouse MJ, Kronz A (2005) Long-term stability of alpha particle damage in natural zircon. *Chem Geol* 220:83–103
- Ramdohr P, Strunz H (1978) *Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie*, 16 Aufl. Enke, Stuttgart
- Raz U, Girsperger S, Thompson AB (2003) Direct observations of a double phase transition during the low high transformation in quartz single crystals to 700 °C and 0.6 Gpa. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 83:173–182
- Ribbe PH (1983a) The chemistry, structure and nomenclature of feldspars. In: Ribbe PH (ed) *Feldspar mineralogy*. *Rev Mineral* 2:1–20
- Ribbe PH (1983b) Exsolution textures in ternary and plagioclase feldspars; interference colors. In: Ribbe PH (ed) *Feldspar mineralogy*. *Rev Mineral* 2(2nd ed):241–270
- Ribbe PH, Gibbs GV (1971) The crystal structure of topaz and its relation to physical properties. *Amer Mineral* 56:24–30
- Rickwood, PC (1981) The largest crystals. *Am Mineral* 66:885–907
- Schreyer W (1976) Hochdruckforschung in der modernen Gesteinskunde. Rhein Westf Akad, Westdeutscher Verlag, Opladen, Vorträge N259
- Schulz-Güttler R, Henn U, Milisenda CC (2008) Grüne Quarze – Farbursachen und Behandlung. *Z Dt Gemmol Ges* 57:63–74
- Searle AB, Grimshaw RW (1959) The chemistry and physics of clays, 3rd edn. Ernest Benn, London
- Seel F, Schäfer G, Güttler H-J, Simon G (1974) Das Geheimnis des Lapis lazuli. *Chemie in unserer Zeit* 8:65–71
- Sueno S, Cameron M, Papike JJ, Prewitt CT (1973) The high temperature crystal chemistry of tremolite. *Amer Mineral* 58:649–664
- Swamy V, Saxena SK, Sundmann B, Zhang J (1994) A thermo-dynamic assessment of silica phase diagram. *J Geophys Res* 99:11787–11794
- Watson EB (2007) Zircon in technology and everyday life. *Elements* 3:52
- Werner AJ, Hochella MF, Guthry Jr GD, Hardy JA, Aust AE, Rimstidt JD (1995) Asbestiform riebeckite (crocidolite) dissolution in the presence of Fe chelators: Implications for mineral-induced disease. *Am Mineral* 80:1093–1103
- Wicks FJ, O'Hanley DS (1988) Serpentine minerals: Structure and petrology. In Bailey SW (ed) *Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)*. *Rev Mineral* 19:91–167
- Yagi T, Akimoto S (1976) Direct determination of coesite-stishovite transition by in situ X-ray measurements. *Tectonophysics* 35:259–270
- Zoltai T, Stout JM (1984) *Mineralogy – Concepts and principles*. Burgess, Minneapolis, Minnesota

Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralen

Reiner Klemm

Während des Wachstums oder der Rekristallisation von Mineralen können neben kristallinen Körpern auch Flüssigkeiten eingeschlossen werden. Flüssigkeitseinschlüsse (engl. fluid inclusions) werden oft übersehen, da sie mit einem Durchmesser von normalerweise $<1\ \mu\text{m}$ – $0,1\ \text{mm}$ sehr klein sind. In vielen Fällen sind sie $<0,01\ \text{mm}$. Größere Einschlüsse bis zu mehreren Millimetern sind selten. Die ersten Arbeiten über Flüssigkeitseinschlüsse erschienen bereits vor über 130 Jahren. Nach 1900 erlebte diese Forschungsrichtung einen schnellen Aufschwung. Wichtige Ergebnisse der jüngsten Forschung (bis 1984) wurden von Roedder (1984) zusammengefasst. Ein ausführlicher Abriss wird in den Lehrbüchern von Roedder (1984), Shepherd et al. (1985) und Leeder et al. (1987) gegeben. Das Ziel der Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen ist die Ermittlung von physikalischen Daten wie Temperatur, Druck, Dichte und Zusammensetzung der Flüssigkeiten. Diese Daten ermöglichen Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen ihrer Wirtminerale.



Eigenschaften

Das Einschlussvolumen beträgt normalerweise weniger als 1 % des Gesamtvolumens des Wirtkristalls, selten bis zu 5 %. Die *Form* der Flüssigkeitseinschlüsse kann einer negativen Kristallform des kristallographischen Aufbaus des Wirtkristalls entsprechen; jedoch weitaus häufiger ist sie rund, oval oder unregelmäßig ausgebildet (Abb. 10.1, 10.2a). Die *Einschlussfüllung* besteht oft aus einer Flüssigkeit und einer Gasblase, die sich durch Volumenkontraktion der Flüssigkeit beim Abkühlen des Gesteins gebildet hat. Die Flüssigkeit ist normalerweise eine wässrige Lösung, in der Salze gelöst sind. In den meisten Fällen handelt es sich um Na-, K-, Ca-, Mg-, Fe-Chloride; von anderen Salzen wird seltener berichtet. Häufig beobachtet werden Einschlüsse von reinem CO₂ oder CO₂-H₂O, während reine CH₄-Einschlüsse seltener sind. CO₂ und CH₄ können sowohl als Gas als auch als Flüssigkeit eingeschlossen werden. Verhältnismäßig häufig werden sog. Tochterminerale in den Flüssigkeitseinschlüssen beobachtet, die in den Einschlüssen während der Abkühlungsphase aus den übersättigten Lösungen auskristallisieren. Kristalle dagegen, die während der Bildung des Flüssigkeitseinschlusses eingeschlossen wurden, bezeichnet man als *Festeinschlüsse* (solid inclusions) (Abb. 10.2b). In einigen sehr schnell erstarrten magmatischen Gesteinen wird von Silikatglas-Einschlüssen berichtet, die auch Schmelzeinschlüsse oder magmatische Einschlüsse genannt werden. Alle Arten dieser Flüssigkeitseinschlüsse haben gemeinsam, dass sie abgeschlossene und stofflich selbständige Körper sind, die während der Entstehung des Wirtkristalls und/oder der nachfolgenden Prozesse, denen das Wirtmineral ausgesetzt war, entstanden sind.

Primäre und sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse

In den Mineralen gibt es *mehrere Generationen* von Flüssigkeitseinschlüssen:

- *Primäre* Flüssigkeitseinschlüsse entstehen während des Wachstums eines Minerals. Häufig befinden sie sich auf Wachstumszonen der Minerale (Abb. 10.3a,b).
- *Sekundäre* Einschlüsse bilden sich dagegen erst *nach* der Kristallisation des Wirtminerals. Sie sind an verheilte Risse oder Brüche im Mineral gebunden (Abb. 10.2a).
- Als *pseudosekundär* werden Flüssigkeitseinschlüsse bezeichnet, die zwar während des Wachstums des Wirtkristalls gebildet wurden, aber häufig Eigenschaften der sekundären Einschlüsse aufweisen (Abb. 10.3a,b). Niemals kreuzen sie allerdings die Korngrenzen ihrer Wirtminerale im Gegensatz zu den sekundären Einschlüssen.

Primäre und pseudosekundäre Flüssigkeitseinschlüsse repräsentieren die physikalisch-chemischen Bedingungen zur Zeit der Entstehung des Wirtminerals. Da sekundäre Einschlüsse erst nach der Kristallisation des Wirtminerals gefangen werden, spiegeln sie spätere Einflüsse auf das Mineral bzw. auf das Gestein wider. Um Aussagen über die Entwicklungsgeschichte eines Minerals treffen zu können, ist deshalb eine Unterscheidung der verschiedenen Einschlusstypen, die oft nebeneinander vorkommen, unerlässlich. Das häufigste Wirtmineral für Flüssigkeitseinschlüsse ist Quarz, aber auch in Mineralen wie Granat, Kyanit, Pyroxen, Karbonat und Apatit sind Flüssigkeitseinschlüsse beobachtet worden.

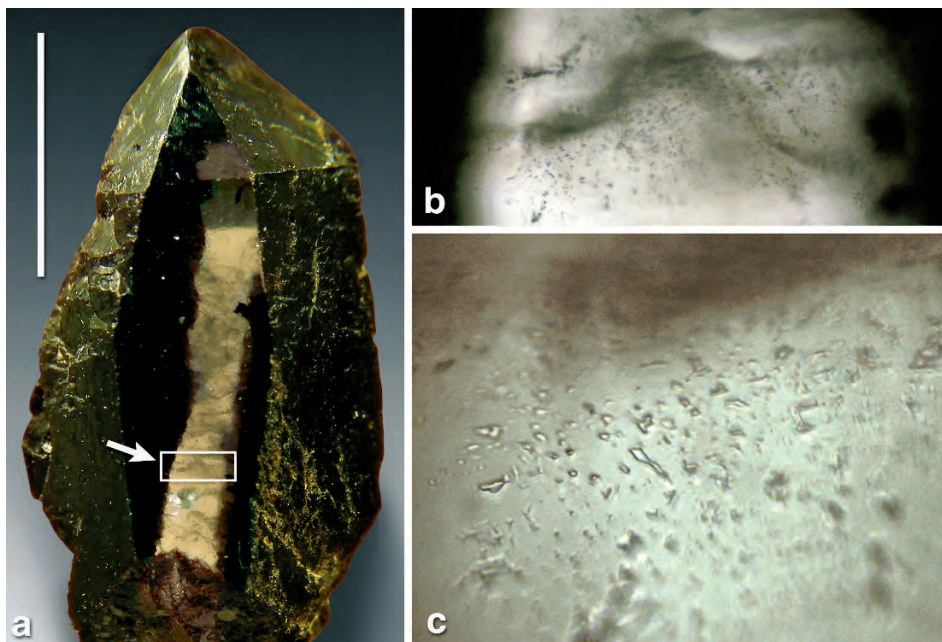
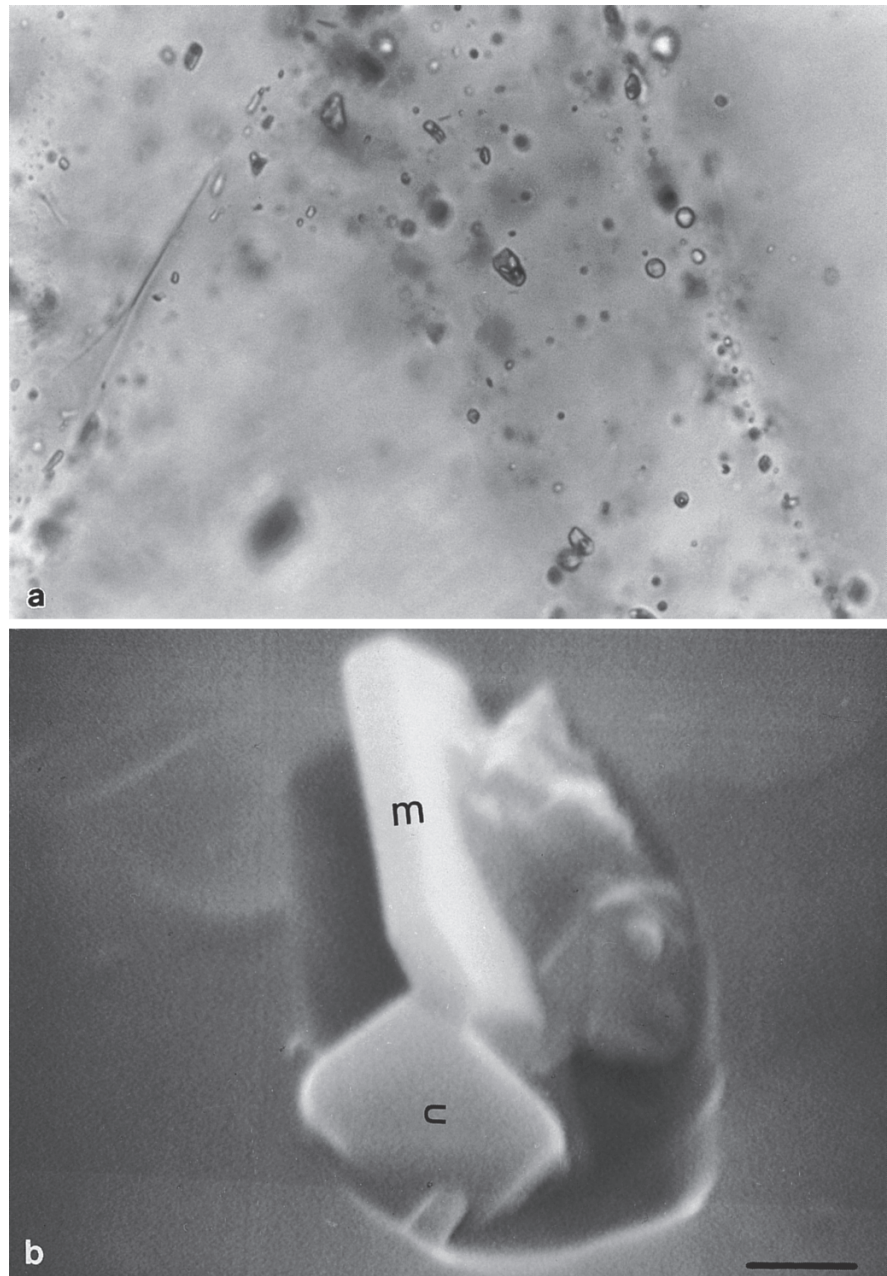


Abb. 10.1.

Rauchquarz-Kristall von Wettlingen (Mittelfranken) mit farbloser Zone, die zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse enthält. **a** Maßstab 5 cm; **b** vergrößerter Ausschnitt, Bildbreite 1,5 cm; **c** stark vergrößerter Ausschnitt, Bildbreite 0,5 cm. Sammlung K. Wiedmann (Crailsheim). (Foto: K.-P. Kelber)

Abb. 10.2.

Einschlüsse in Mineralen.
a Mikrofoto von sekundären, oval und unregelmäßig begrenzten Ein- und Mehrphaseneinschlüssen in magmatischem Quarz von Varkenskraal (Südafrika). Vergrößerung 630fach;
b Ovaler Flüssigkeitseinschluss mit Mineraleinschlüssen und Tochtermineralen in magmatischem Quarz von Varkenskraal, Muscovit (*m*) und Calcit (*c*). Aufnahme mit dem Raster-Elektronenmikroskop (REM), Maßstab: 1 μm . (Aus Shepherd et al. 1985)



Mikrothermische Untersuchungen

Mikrothermometrische Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen werden normalerweise mit kommerziellen Heiz-Kühltisch-Systemen durchgeführt, die einen Temperaturbereich von -196 bis $+600$ °C abdecken sollten. Durch die mikrothermometrische Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen werden physikalisch-chemische Daten (Druck-Temperatur-Zusammensetzung der Flüssigkeit, P - T - X) ermittelt, die die Bildungsbedingungen (primäre und pseudosekundäre Einschlüsse) und spätere geologischen Ereignisse (sekundäre Einschlüsse) von

Mineralen und deren Wirtgesteinen charakterisieren. Voraussetzungen hierfür sind:

1. die stoffliche Homogenität der Flüssigkeit zum Zeitpunkt des Einschließens,
2. die Erhaltung des Einschlussinhalts während der weiteren geologischen Entwicklung,
3. ein konstantes Volumen der Flüssigkeitseinschlüsse seit dem Zeitpunkt des Einschließens.

Sind diese Voraussetzungen nicht oder nur teilweise erfüllt, so muss dies in der Interpretation der P - T - X -Da-

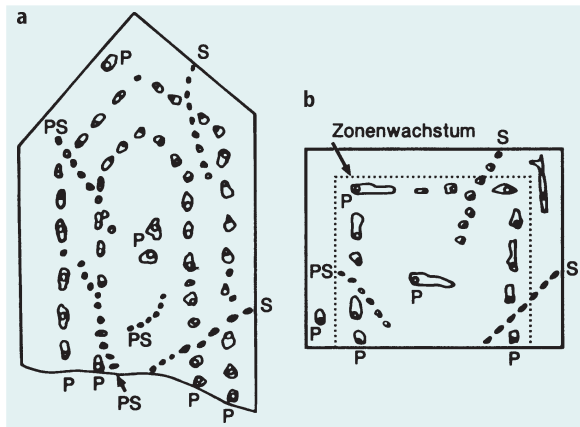


Abb. 10.3. Einschlüsse in Mineralen. Prinzipskizze zur Anordnung primärer (P), sekundärer (S) und pseudosekundärer (PS) Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz und Fluorit. **a** Quarz, Schnitt parallel zur c-Achse; **b** Fluorit, Schnitt parallel zur Würfel­fläche. (Aus Shepherd et al. 1985)

ten berücksichtigt werden, was nicht selten mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden ist. Sind z. B. die Punkte 2 und 3 nicht oder nur teilweise erfüllt, so spricht man von einer Reäquilibration der Einschlüsse, was besonders durch die retrograde Überprägung von hochgradigen metamorphen Gesteinen wie Eklogiten und Granuliten beachtet werden muss. Solche Reäquilibrationen treten v. a. in Quarz auf und sind häufig nur bei genauer struktureller und mikrothermometrischer Bearbeitung der Flüssigkeitseinschlüsse erkennbar (Klemd et al. 1995). Bei vielen anderen geologischen Vorgängen, wie bei der Bildung von hydrothermalen Erzlagerstätten oder Erdöllagerstätten, der Diagenese von Sedimenten sowie magmatischen und gering- bis mittelgradigen metamorphen Prozessen, sind diese Voraussetzungen jedoch erfüllt. In solchen Fällen kann man normalerweise bei der Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen voraussetzen, dass das unter Laborbedingungen beobachtete Volumen und damit die Dichte des Einschlusses den Bildungsbedingungen entspricht. Daher kann, bei bekannter Zusammensetzung des Einschlussinhalts (s. unten), eine *Isochore*, d. h. eine Linie konstanten Volumens in einem *P-T*-Diagramm konstruiert werden (Abb. 10.4). In einem geschlossenen System bleibt der Einschlussinhalt erhalten; deshalb bewahrt der Einschluss neben dem konstanten Volumen auch seine Dichte aus dem Bildungsbereich. Hieraus folgt, dass der Einschluss an einem bestimmten *P-T*-Punkt (T_T) der Isochore eingefangen worden sein muss. Die Dichte des Einschlussinhalts wird während eines experimentellen Heizvorgangs durch Homogenisierung der verschiedenen Phasen der Flüssigkeitseinschlüsse bestimmt. So homogenisiert die Gasblase eines Zweiphaseneinschlusses, der aus einer Flüssigkeit und einer Gasblase besteht, bei der Homogenisierungstemperatur T_H (Abb. 10.4) entweder in die flüssige Phase (Einschluss A) oder in die Gasphase

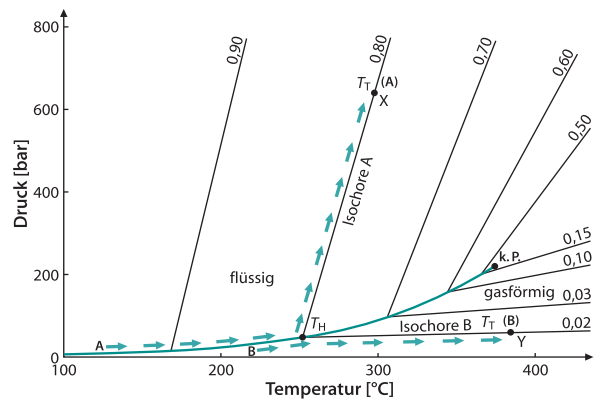


Abb. 10.4. *P-T*-Diagramm mit den Isochoren für reines H_2O . Weiterhin wird das Verhalten von zwei verschiedenen Einschlüssen A und B, die unterschiedliche Dichten besitzen, während des Aufheizvorgangs mit dem Heiz-Kühl-Tisch dargestellt (Pfeile). Obwohl die Einschlüsse dieselbe Homogenisierungstemperatur (T_H) besitzen, ergeben sich aus den unterschiedlichen Dichten unterschiedliche Einschließungs­temperaturen (T_T) und die Homogenisierung findet entweder in die flüssige (A) oder in die gasförmige Phase (B) statt. Die Dichten entlang der Isobaren sind in $g\ cm^{-3}$ angegeben; k. P. bezeichnet den kritischen Punkt auf der Dampfdruckkurve. (Mod. nach Shepherd et al. 1985)

(Einschluss B). Hierbei wird die Gasblase während des Heizvorgangs entweder immer kleiner, bis sie schließlich verschwindet, oder sie wird immer größer, bis der Flüssigkeitssaum aufgezehrt ist. Bei T_H beginnt die Isochore auf der Siedekurve ihre Fortsetzung in das homogene Zustandsfeld, je nach Dichte entweder in das flüssige oder gasförmige Feld (Abb. 10.4). Kann nun T oder P durch eine unabhängige Temperatur- oder Druckabschätzung bestimmt werden, so wird der *P-T*-Bereich der Bildungsbedingungen des Flüssigkeitseinschlusses anhand des Schnittpunkts mit der Isochore ermittelt. Wurde der Einschluss jedoch als Zweiphaseneinschluss entlang der Siedekurve eingeschlossen, so ist die Homogenisierungstemperatur gleich der Bildungstemperatur. Weiterhin können die Einschlussbedingungen ermittelt werden, wenn das Wirtmineral chemisch *unterschiedliche* Flüssigkeitseinschlüsse enthält, die gleichzeitig eingefangen worden sind. Da die H_2O -Isochoren im Diagramm steiler als z. B. die CO_2 -Isochoren verlaufen, müssen sie sich schneiden und geben somit die Einschließungsbedingungen der Flüssigkeitseinschlüsse wieder.

Zusammensetzung

Die Zusammensetzung von Flüssigkeitseinschlüssen wird häufig anhand von kryometrischen Messungen bestimmt. So hat reines H_2O einen Gefrierpunkt bei $0\ ^\circ C$, während in der Natur vorkommende H_2O -reiche Flüssigkeiten normalerweise gelöste Salze enthalten und daher niedrigere Gefrierpunkte besitzen. Die durch den Kühlvorgang ermittelten Gefrierpunktserniedrigungen erlauben die Bestimmung der mengenmäßig vorwiegen-

den, in der Flüssigkeit gelösten Salze und ihren Gehalt. Die so ermittelte Konzentration oder Salinität der Lösung wird in Gew.-% NaCl äquivalent angegeben. Die Konzentration und die Art der Zusammensetzung einer Lösung geben Informationen über die Genese der betreffenden Flüssigkeit. Weiterhin lassen sich unterschiedliche Flüssigkeiten leicht anhand ihrer unterschiedlichen Gefrierpunkte (z. B. $\text{CO}_2 = -56,6^\circ\text{C}$; $\text{CH}_4 = -82,1^\circ\text{C}$, $\text{N}_2 = -209,6^\circ\text{C}$) unterscheiden. Mit der kryometrischen Methode des Heiz-Kühl-Tisches können also die Hauptbestandteile einer Flüssigkeit an deren physikalisch-chemischen Eigenschaften bestimmt werden. Die Kryometrie umfasst alle Einschlussuntersuchungen unter dem Mikroskop, die mit Hilfe eines speziellen kryometrischen Tisches (Kühltisch, Gefriertisch, Kühlkammer u. ä.) ausgeführt werden. Für eine genauere Bestimmung des Einschlussgehalts sind aufwendigere Methoden wie Ultramikroanalyse, Lasermikroanalyse oder Raman-Spektroskopie notwendig. Die auf diese Art gewonnenen Erkenntnisse, insbesondere über die genaue chemische Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse, sind nicht oder nur schwer durch andere Untersu-

chungsmethoden wie thermodynamische Modellierungen und die Analyse stabiler Isotopen zu erhalten; denn ausschließlich Flüssigkeitseinschluss-Untersuchungen vermitteln einen direkten Einblick in die genaue chemische Zusammensetzung von mineralbildenden Lösungen.

Weiterführende Literatur

- Klemd R (1989) Flüssigkeits-Einschlüsse (Hinweise auf die Bildungsbedingungen von Lagerstätten). *Geowissenschaften* 6: 182–186
- Leeder O, Thomas R, Klemm W (1987) *Einschlüsse in Mineralien*. Enke, Stuttgart
- Roedder E (1984) *Fluid inclusions*. *Rev Mineral* 12
- Shepherd TJ, Rankin AH, Alderton DHM (1985) *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie, Glasgow-London

Zitierte Literatur

- Klemd R, Bröcker M, Schramm J (1995) Characterisation of amphibole-facies fluids of Variscan eclogites from the Orlica-Snieznik dome (Sudetes, SW Poland). *Chem Geol* 119:101–113

Teil II

Petrologie und Lagerstättenkunde

Zur Systematik der Gesteine

Aufgrund ihrer Entstehung (Genese) lassen sich folgende drei umfangreiche Gesteinsgruppen unterscheiden, die durch unterschiedliche gesteinsbildende Prozesse entstehen (s. auch Kap. 1):

- magmatische Gesteine (Magmatite),
- Sedimente und Sedimentgesteine,
- metamorphe Gesteine (Metamorphite).

Wie ein Blick auf geologische Karten, z. B. auf die von Mitteleuropa, eindrucksvoll zeigt, besteht die oberflächennahe Erdkruste überwiegend aus Sedimentgesteinen und nicht verfestigten Sedimenten. Das gleiche gilt für die Ozeanböden, wie durch zahlreiche Bohrungen zur Gewinnung von Erdöl oder zu rein wissenschaftlichen Zwecken belegt wurde. Demgegenüber dominieren in tieferen Bereichen der Erdkruste magmatische und metamorphe Gesteine. Unter den Ozeanböden sind es fast ausschließlich Basalte und Gabbros, während in der kontinentalen Erdkruste Granite und Granodiorite sowie daraus gebildete Metamorphite vorherrschen. Kenntnisse über die Zusammensetzung der Erdkruste gewinnen wir aus Bergwerken, Tunneln und Tiefbohrungen. So erreichte die geowissenschaftliche Tiefbohrung auf der Kola-Halbinsel (Russland) eine Endteufe von 12 260 m, die kontinentale Tiefbohrung der Bundesrepublik Deutschland (KTB) bei Windischeschenbach in der Oberpfalz (Bayern) kam bei 9 101 m zum Stehen. Auf indirektem Wege vermitteln tektonisch gehobene und tiefgreifend abgetragene Krustenbereiche Aufschlüsse über den Aufbau der Erdkruste (s. Kap. 27, S. 480ff).

Die folgende Tabelle gibt eine Abschätzung der Häufigkeit von Gesteinen in der Erdkruste in Vol.-%:

Tabelle II.1.
Häufigkeit von Gesteinen in der Erdkruste (nach Ronov u. Yaroshevsky 1969)

Gesteinsart	Häufigkeit in der Erdkruste [Vol.-%]	
Magmatische Gesteine		64,7
<i>davon</i>		
Granite	10,4	
Granodiorite, Diorite	11,2	
Syenite	0,4	
Basalte, Gabbros	42,5	
Peridotite, Dunite	0,2	
Sedimentgesteine		7,9
Metamorphe Gesteine		27,4

Magmatische Gesteine (Magmatite)

11.1 Einteilung und Klassifikation der magmatischen Gesteine

11.2 Petrographie der Magmatite

Magmatische Gesteine (Magmatite, Eruptivgesteine, engl. igneous rocks) sind (im Wesentlichen) Kristallisationsprodukte aus einer natürlichen glutheißen silikatischen Schmelze, dem *Magma*. Gelegentlich kommen auch *karbonatische*, *oxidische* oder *sulfidische* Magmen in der Natur vor.

An aktiven Vulkanen kann man die Förderung magmatischer Schmelzen in eindrucksvoller Weise direkt beobachten. Bei der *effusiven* Förderung fließen relativ dünnflüssige *Laven* an der Erdoberfläche oder auf dem Meeresboden aus; bei der *extrusiven* Förderung werden sie als zäher Brei heraus gedrückt. In beiden Fällen werden vulkanische Gase, insbesondere H_2O , CO_2 und Schwefeldämpfe freigesetzt. Diese heftigen Entgasungen belegen, dass in den Magmen des Erdinnern leichtflüchtige Komponenten gelöst sind. Effusiv und extrusiv geförderte Laven erstarren rasch zu feinkörnigen vulkanischen Gesteinen, z. T. sogar zu vulkanischen Gläsern wie Obsidian oder Pechstein. Erreichen die leichtflüchtigen Komponenten einen gewissen Mengenanteil, so kommt es zur Blasenbildung und Fragmentierung des Magmas. Die Folge ist der *explosive* Vulkanismus, bei dem flüssige Lavateile in die Atmosphäre ausgeworfen werden und ganz oder teilweise im Flug erstarren. Es werden vulkanische Fragmente – neben erstarrter Lava auch Gesteinsbruchstücke und Einzelminerale – unterschiedlicher Größenordnung sedimentiert, die von vulkanischen Schlacken bis zu vulkanischen Aschen reichen. Häufig kommt es zur Bildung mächtiger Schichten von *vulkanischer Asche*, die diagenetisch zu *vulkanischem Tuff* verfestigt wird. Ablagerungen von vulkanischen *Glutwolken* und *Glutlawinen* bezeichnet man als *Schmelztuffe* oder *Ignimbrite*. Diese, aus vulkanischem Lockermaterial bestehenden Ablagerungen werden unter dem Begriff pyroklastische Gesteine (Pyroklastite) zusammengefasst; unverfestigte Pyroklastite jeder Art und Korngröße bezeichnet man als *Tephra*. *Stratovulkane* (Schichtvulkane) sind durch eine vielfältige Wechselagerung von Laven und Tuffen gekennzeichnet; sie enthalten außerdem *Gänge* (engl. dikes), die diese Schichtenfolge diskordant durchsetzen oder als Lagergänge (engl. sills) nahezu konkordant zwischen den Schichten liegen. Diese Beobachtung zeigt, dass magmatische Schmelzen in das Vulkangebäude *intrudiert* sind.

Erreichen Magmen nicht die Erdoberfläche oder den Meeresboden, sondern bleiben in größerer Erdtiefe stecken, so wird ihre Entgasung durch die Gesteinsbedeckung verhindert. Der oft recht heterogene silikatische Schmelzbrei, das Magma, in dem neben viel gelöstem Gas auch bereits Kristalle oder Kristallaggregate abgeschieden sind, kristallisiert in der Tiefe unter Bildung mittel- bis grobkörniger *Plutonite* (Tiefengesteine), z. B. als Granit. An der Existenz der flüssigen Lava, dem Ausgangsprodukt vulkanischer Gesteine, besteht kein Zweifel. Auch sind alle Laven nachweislich aus der Tiefe gefördert worden. Demgegenüber kann die Existenz von Magmen in der Tiefe nur indirekt aus ihren Kristallisationsprodukten, den Plutoniten, erschlossen werden, die heute durch Abtragung an der Erdoberfläche freigelegt sind: Noch niemand hat je das Mag-



ma der Tiefe gesehen; auch konnten bislang weder direkte noch indirekte Messungen mit Hilfe von Instrumenten vorgenommen werden, die seine Substanz oder das Ausmaß seiner Existenz betreffen.

Trotzdem wird die Existenz von magmatischen Schmelzen im Erdinnern durch zahlreiche Beobachtungen gestützt. So sichern lokale Zusammenhänge mit aktiven Vulkanen das Vorhandensein von basaltischen *Magma-Kammern* in nicht allzu großer Tiefe innerhalb der Erdkruste, so z. B. unter der Insel Hawaii oder der Insel Vulcano. Plutone weisen häufig diskordante Kontakte mit ihrem Nebengestein auf und enthalten *Xenolithe* (Nebengesteins-Schollen). Durch den thermischen Einfluss des kristallisierenden Magmas wird das Nebengestein kontaktmetamorph verändert: es entstehen *Kontaktthöfe*. Durch Experimente an natürlichen Gesteinen oder in stark vereinfachten Modellsystemen bei hohen Temperaturen und Drücken kann das Aufschmelzverhalten von Gesteinen und die Kristallisation von magmatischen Schmelzen modelliert werden.

11.1

11.1 Einteilung und Klassifikation der magmatischen Gesteine

11.1.1 Zuordnung nach der geologischen Stellung und dem Gefüge

Wie oben dargelegt, kann eine Grobeinteilung der magmatischen Gesteine zunächst einmal nach ihrer geologischen Stellung vorgenommen werden. Rückschlüsse auf ihren Bildungsort (Kristallisationsort) lassen sich bereits aus den Verbandsverhältnissen ziehen. Hiernach unterscheidet man:

1. *Plutonite*,
2. *Vulkanite* und
3. *subvulkanische* (hypabyssische) Gesteine, insbesondere *Ganggesteine* (Plutonit-Porphyre, Dolerite, Granophyre, Aplite, Pegmatite, Lamprophyre).

Je nach ihrem Bildungsort weisen magmatische Gesteine charakteristische Gefügemerkmale auf, die zur Klassifikation verwendet werden können (vgl. Abschn. 1.5, S. 30ff).

Vulkanite. Sie bilden sich im Zuge vulkanischer Ereignisse an der Erdoberfläche (subaerisch) oder am Meeresboden (submarin), gelegentlich auch unter Gletschern. *Effusiv* und *extrusiv* geförderte *vulkanische Laven* weisen häufig Fließgefüge auf; sie sind oft kompakt, in vielen Fällen aber auch blasig (Mandelstein), zellig, schwammig oder sogar schaumig (Bims). Ihre Struktur ist häufig porphyrisch mit *Einsprenglingen* in einer feinkristallinen bis dichten *Grundmasse*, die granular oder filzig, z. T. auch kryptokristallin entwickelt sein kann (Abb. 11.7a,b, 11.8a, 11.10a,b, 11.11b). Häufig ist die Grundmasse sogar hy-

pokristallin oder hyalin (glasig) entwickelt, wobei allerdings oft Mikrolithe oder winzige Kristallite als Entglasungsprodukte auftreten (Abb. 11.8b).

Bei den *Einsprenglingen* kann man drei verschiedene Arten unterscheiden:

- *Phänokristen* (grch. φαίνω = sichtbar machen) oder Einsprenglinge im engeren Sinne sind relativ früh aus der Schmelze auskristallisiert;
- *Antekristen* (lat. ante = vor) stammen entweder aus einem Vorläufermagma oder wurden durch Mischung mit einem anderen Magma in das vorliegende Magma eingetragen (Hildreth 2001);
- *Xenokristen* (grch. ξένος = fremd) sind Fremdminerale, die aus dem festen Nebengestein stammen.

Vulkanische Lockerprodukte (Pyroklastika) sind meist durch eine hohe Porosität gekennzeichnet. Aus der Luft abgelagerte *vulkanische Aschen*, sekundär verfestigt zu *vulkanischen Tuffen*, zeigen häufig Schichtung; demgegenüber weisen *Ignimbrite (Schmelztuffe)*, die aus Glutwolken und Glutlawinen abgelagert wurden, meist keine Schichtung, dafür aber oft Fließgefüge auf. Sie werden schon bei oder kurz nach ihrer Förderung durch Verschweißen von Schmelzanteilen mehr oder weniger stark verfestigt.

Subvulkanische Gesteine (Ganggesteine). Sie sind als magmatische Gänge (Dikes) und Lagergänge (Sills), aber auch in Form von *Stöcken* in oberflächennahen (hypabyssischen bzw. subvulkanischen) Bereichen der Erdkruste intrudiert; sie können auch als Bestandteil von Vulkanbauten auftreten. Subvulkanische Gesteine sind stets kompakt und holokristallin; sie weisen häufig ein porphyrisches Gefüge auf, wobei die Grundmasse fein- bis mittelkörnig ausgebildet ist (*Plutonit-Porphyre*). Dunkle, meist porphyrische Ganggesteine heißen *Lamprophyre*, helle, feinkörnige Ganggesteine *Aplite* und helle, sehr grobkörnige Ganggesteine *Pegmatite*.

Plutonite. Sie entstehen durch Kristallisation von magmatischen Schmelzen in der Tiefe und bilden in der Erdkruste geologische Körper unterschiedlicher Form und Größe: *Plutone*. *Batholithe* sind plutonische Massen, deren Oberflächenanschnitt mehr als 100 km² beträgt; sie sind durch multiple Magmenintrusionen entstanden, setzen sich also aus mehreren Plutonen zusammen. Plutonite sind stets kompakt und holokristallin; sie zeigen bisweilen Fließgefüge. Typisch ist ein gleichkörniges, mittel- bis grobkörniges Gefüge mit hypidiomorpher Ausbildung der Gemengteile. Daneben treten auch porphyrische bzw. porphyrtartige Varietäten auf, wobei allerdings die Großkristalle häufig Einschlüsse anderer Minerale enthalten, also relativ spät kristallisiert sind und demnach keine früh ausgeschiedenen Einsprenglinge darstellen.

Dreidimensionale Gefügeanalyse. In neuerer Zeit gewinnt die 3D-Analyse von Gesteinsgefügen zunehmend an Bedeutung, wofür grundsätzlich zwei Gruppen von Methoden zur Anwendung kommen (Jerram und Higgins 2007):

- Zweidimensionale Gefügeanalyse von parallelen Gesteinsschnitten. Hierfür wird ein Gesteinsblock entweder schrittweise abgeschliffen oder – besser – durch parallele Schnitte in Scheiben zerlegt, aus denen sich dann Dünnschliffe herstellen lassen.
- Dreidimensionale Computer-Tomographie (CT), wie sie z. B. in der Medizin seit längerem Anwendung findet. Ein Gesteinsblock wird mit Röntgen-, Synchrotron-, Gamma- oder Elektronenstrahlen oder auch mit sichtbarem Licht durchstrahlt, wodurch man sequentielle 2D-Bilder erzeugt, die zu einem virtuellen 3D-Bild vereinigt werden.

11.1.2

Klassifikation nach dem Mineralbestand

Eine detaillierte Einteilung (Klassifikation, Systematik) der magmatischen Gesteine (Magmatite) wird nach dem Mineralbestand, dem Chemismus oder nach beiden Kriterien vorgenommen. Wegen der Bedeutung der Feldspäte basiert jede mineralogische Systematik wesentlich auf der Art und der Menge des Feldspats. Dabei ergibt sich als Regel: Je größer der prozentuale Anteil von SiO₂ in einem magmatischen Gestein ist, um so größer ist der Anteil an Alkalifeldspat und um so größer der Albit-Gehalt im Plagioklas, dafür um so kleiner der Anteil an dunklen Gemengteilen (Mafiten).

Aufbauend auf Vorschlägen von Streckeisen (1967) wurde die mineralogische Klassifikation der magmatischen Gesteine (igneous rocks) durch die International Union of Geological Sciences (IUGS) verbindlich geregelt (z. B. Streckeisen 1974, 1976, 1980; Le Maitre 1989; Le

Bas u. Streckeisen 1991; Woolley et al. 1996). Dabei hat man der Einteilung der magmatischen Gesteine nach ihrem Mineralbestand den Vorzug gegeben. Diese Empfehlungen betreffen Vulkanite, Plutonite und Lamprophyre (dunkle Ganggesteine) neben speziellen Randgruppen.

Soweit möglich, erfolgt die Klassifikation der Vulkanite und Plutonite auf der Basis des *modalen Mineralbestandes* (*Modus, Modalbestand*), d. h. dem prozentualen Anteil der in einem Gestein vorhandenen Minerale (in Vol.-%). Dieser wird durch ein Punktzählverfahren unter dem Mikroskop mittels einer Hilfsapparatur, dem Pointcounter, quantitativ bestimmt oder – einfacher – halbquantitativ abgeschätzt. Bei vulkanischen Gläsern oder bei Vulkaniten mit einem gewissen Glasanteil ist das natürlich nicht möglich; auch bei Vulkaniten mit mikro- bis kryptokristalliner Grundmasse lässt sich der Modalbestand nicht bestimmen, da viele Mineralkörner wegen ihrer Kleinheit nicht identifizierbar sind oder in verschiedenen Ebenen des 20–30 µm dicken Dünnschliffs liegen. Umgekehrt bieten auch sehr grobkörnige Plutonite Schwierigkeiten bei der Bestimmung ihres Modalbestands. So kann man leicht abschätzen, dass in einem Dünnschliff von 20 × 30 mm Fläche bei einem Gestein mit mittlerem Korndurchmesser von 5 mm nur etwa 20–25 Körner auftreten. Das ist für eine hinreichende statistische Genauigkeit zu wenig, so dass für eine Gesteinsprobe mehrere Dünnschliffe ausgezählt werden müssen. In all diesen Fällen wird man die chemische Zusammensetzung heranziehen und aus ihr einen künstlichen Mineralbestand, die *Norm*, errechnen (s. unten).

Grundlage der Klassifikation der Magmatite sind 5 Mineralgruppen, zu denen die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale der Magmatite gehören:

▪ Felsische (helle) Minerale

Q Quarz (und andere SiO₂Minerale)

A Alkalifeldspäte (Sanidin, Orthoklas, Mikroklin, Perthite, Anorthoklas, Albit bis zu einem An-Gehalt von 5 Mol.-%)

P Plagioklas (An_{05–100})

F Feldspatoide (Foide, Feldspatvertreter: Leucit, Nephelin, Sodalith, Nosean, Hauyn u. a.)

▪ Mafische (dunkle) Minerale, Mafite:

M Glimmer, Amphibole, Pyroxene, Olivin u. a. sowie die *opaken Minerale* (z. B. Magnetit, Ilmenit) und weitere *Akzessorien* (z. B. Zirkon, Titanit, Apatit)

Unterscheidung nach dem gesamten Mengenanteil der Mafite (M):

- Hololeukokrate Magmatite: <10 Vol.-% Mafite
- Leukokrate Magmatite: 10 – 35 Vol.-% Mafite
- Mesokrate Magmatite: 35 – 65 Vol.-% Mafite
- Melanokrate Magmatite: 65 – 90 Vol.-% Mafite
- Holomelanokrate (ultramafische) Magmatite: >90 Vol.-% Mafite

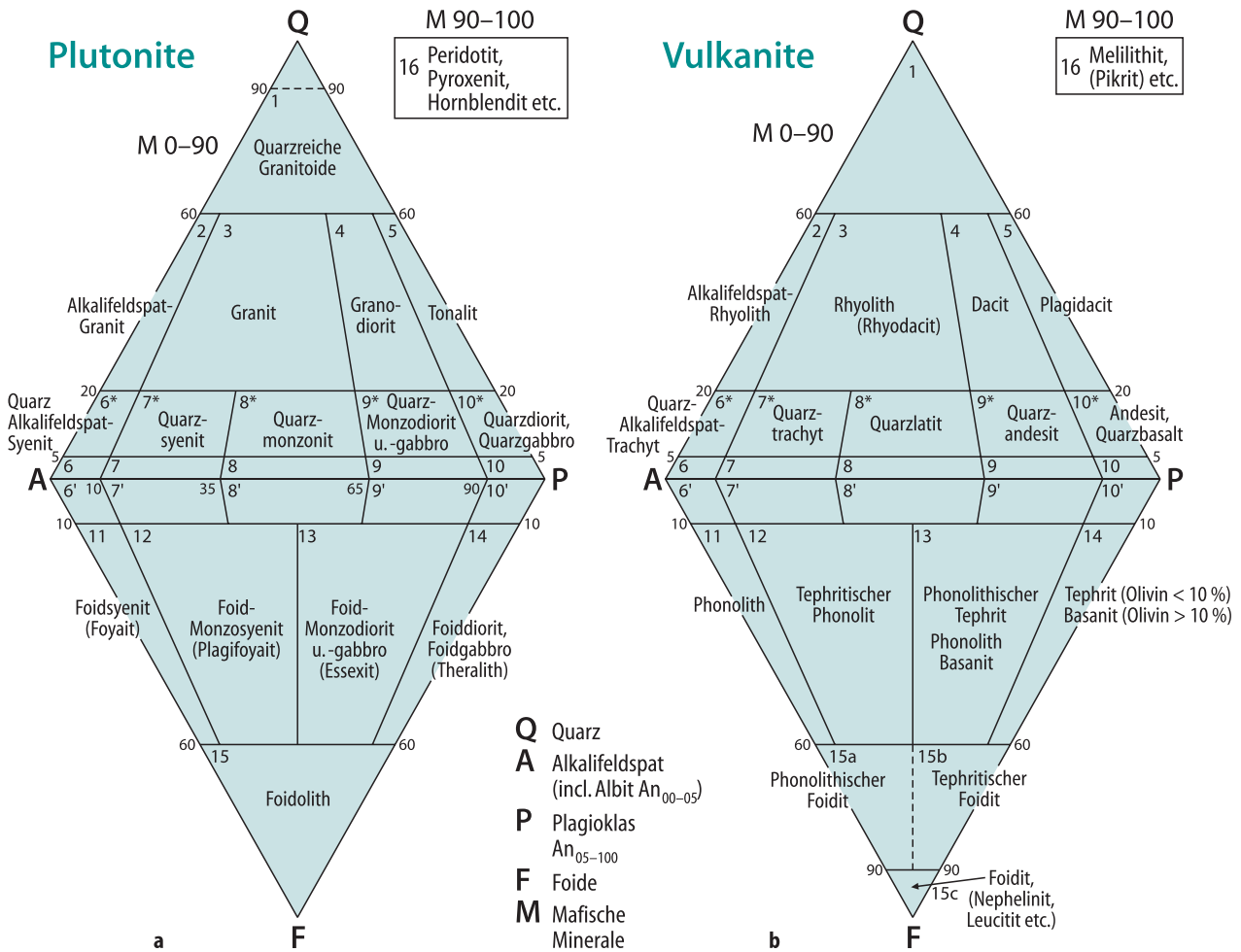


Abb. 11.1. IUGS-Klassifikation der Plutonite und Vulkanite im Doppeldreieck Q–A–P–F nach dem modalen Mineralbestand. Erläuterungen im Text. Früher gebräuchliche Bezeichnungen in Klammern. Gesteinsnamen der Felder 6–10' in Tabelle 11.1. (Nach Streckeisen 1974, 1980; Le Maitre 1989; Le Bas u. Streckeisen 1991)

Alle magmatischen Gesteine mit $M < 90$ Vol.-% – und das ist der weitaus überwiegende Teil – werden nach den im Gestein anwesenden hellen (felsischen) Gemengteilen klassifiziert. Dabei werden die Modalbestände in das Doppeldreieck Q–A–P–F projiziert, und zwar jeweils für Plutonite und Vulkanite gesondert (Abb. 11.1 und Tabelle 11.1). Bei Quarz-führenden Gesteinen werden die Molprozentage $Q + A + P = 100$, bei Foid-führenden Gesteinen $A + P + F = 100$ gesetzt und diese Mengenverhältnisse in das obere bzw. untere Dreieck eingetragen. Diese Anordnung ist möglich, weil in einem Gestein Quarz und Feldspatoide nicht im Gleichgewicht nebeneinander auftreten können. Die Magmatite des mittleren Gürtels führen als helle Gemengteile im Wesentlichen nur Feldspäte. Chemisch ausgedrückt befinden sich im oberen Dreieck mit freiem Quarz SiO_2 -übersättigte, im mittleren Streifen SiO_2 -gesättigte und im unteren Dreieck mit Feldspatoiden SiO_2 -untersättigte Gesteine. Die in die Doppeldreiecke eingebrachten Gesteinsnamen sind teil-

weise Sammelnamen für eine größere Gesteinsgruppe. So ist bei der Sammelbezeichnungen Alkalifeldspat-Granit, -Syenit, -Rhyolith, -Trachyt der jeweilige Alkalifeldspat zu spezifizieren, z. B. Mikroklin-Granit, Albit-Rhyolith.

Die dunklen Gemengteile (Mafite) werden bei der IUGS-Klassifikation zunächst vernachlässigt; sie können aber zur näheren Kennzeichnung eines Gesteins dienen, z. B. Hornblendegranit. Bei mafischen Plutoniten der Gabbro-Gruppe (Feld 10 in Abb. 11.1) werden Gesteine aus Klinopyroxen (Cpx) + Plagioklas als Gabbro, solche aus Orthopyroxen (Opx) + Plagioklas als Norit und solche aus Olivin (Ol) + Plagioklas als Troktolith bezeichnet (Abb. 11.2b,c); Gesteine aus Ol + Cpx / Opx + Plag heißen Olivin-Gabbros bzw. Olivin-Norite, Gesteine aus Opx + Cpx + Plag nennt man Gabbro-Norite. Anorthosite (nach „Anorthose“, der alten französischen Bezeichnung für Plagioklas) bestehen zu >90 Vol.-% aus Plagioklas (Abb. 11.2b). Die ebenfalls im Feld 10 liegenden Diorite bestehen meist aus

Tabelle 11.1. Plutonite und Vulkanite in den Feldern 6–10 und 6'–10' des Doppeldreiecks Q–A–P–F (Abb. 11.2)

Nr.	Plutonit	Vulkanit
6	Alkalifeldspat-Syenit	Alkalifeldspat-Trachyt
7	Syenit	Trachyt
8	Monzonit	Latit
9	Monzodiorit Monzogabbro	Andesit (Basalt)
10	Diorit Gabbro, Anorthosit	(Andesit) Basalt
6'	Foidführender Alkalifeldspatsyenit	Foidführender Alkalifeldspattrachyt
7'	Foidführender Syenit	Foidführender Trachyt
8'	Foidführender Monzonit	Foidführender Latit
9'	Foidführender Monzodiorit Foidführender Monzogabbro	Foidführender Andesit (Foidführender Basalt)
10'	Foidführender Diorit Foidführender Gabbro	(Foidführender Andesit) Foidführender Basalt

Amphibol + Plagioklas. Trotzdem erfolgt die Unterscheidung von den Gabbros – nicht ganz logisch und für Feldgeologen unpraktisch! – nach dem mittleren An-Gehalt der Plagioklase: An > 50 Mol.-% beim Gabbro, An < 50 Mol.-% beim Diorit. Demgegenüber wird die Unterscheidung zwischen den in Feld 9 und 10 liegenden Vulkaniten Basalt und Andesit – abweichend von der modalen Gliederung – nach dem SiO₂-Gehalt der Gesteine vorgenommen: Basalte haben <52 Gew.-%, Andesite >52 Gew.-% SiO₂; dabei liegen Andesite überwiegend in Feld 9*, Basalte überwiegend in Feld 10 und 10* des Q–A–P–Dreiecks (Abb. 11.2).

Bei den *ultramafischen Magmatiten* mit M >90 Vol.-% ist für die Gliederung der Mengenanteil der dunklen Gemengteilen maßgebend, wobei das Dreieck Ol–Opx–Cpx verwendet wird (Abb. 11.2a). Ultramafische Gesteine mit Olivin-Gehalten >40 Vol.-% (bezogen auf Ol + Opx + Cpx = 100) werden allgemein als Peridotite (nach der heute nur noch in der Gemmologie verwendeten Bezeichnung „Peridot“ für Olivin) bezeichnet, solche mit <40 Vol.-% als Pyroxenite. Die einzelnen Gesteinsbezeichnungen sind Abb. 11.2a zu entnehmen.

Bewährt hat sich im Unterricht ein *Lernschema*, aus dem die Mineralzusammensetzungen für die wichtigsten Magmatite in beabsichtigter Vereinfachung leicht abzulesen sind (Tafeln 1 und 2 des Anhangs).

Subvulkanische Gesteine (Ganggesteine), die in ein oberflächennahes Krustenniveau intrudiert sind, können den gleichem Mineralbestand und Chemismus wie die entsprechenden Plutonite und Vulkanite aufweisen. Mitunter haben sie auch eigene, charakteristische Gefüge:

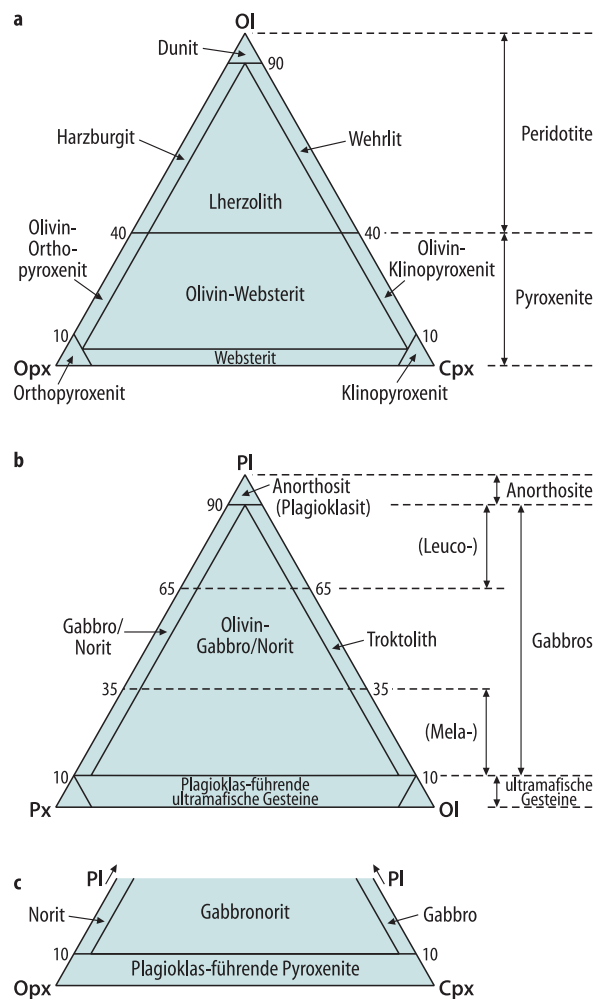


Abb. 11.2. IUGS-Klassifikation **a** der ultra-mafischen Plutonite (Peridotit- und Pyroxenit-Gruppe) und **b, c** der mafischen Plutonite (Gabbro-Gruppe); opake Minerale ≤5 Vol.-%. Erläuterungen im Text

- *Plutonit-Porphyre* sind Ganggesteine mit porphyrischem Gefüge, z. B.
 - Granitporphyr mit Einsprenglingen von Alkalifeldspat,
 - Gabbroporphyr mit Einsprenglingen von Plagioklas.
- *Leukokrate (helle) Ganggesteine*
 - *Granophyr* ist ein feinkörniger Granit, bestehend aus unregelmäßig verzahnten, „mikrographischen“ Verwachsungen von Alkalifeldspat und Quarz.
 - *Felsit* ist ein in der angelsächsischen Literatur gebräuchlicher Sammelname für helle, feinkörnige bis dichte Quarz-Feldspat-reiche Ganggesteine ohne charakteristische Korngefüge.
 - *Aplit* zeigt ebenfalls feinkörnige Gefüge, ist jedoch aus isometrischen Körnern von Kalifeldspat (meist Mikroklin-Mikroperthit) ± Plagioklas (An_{0,5-20}) + Quarz ± Muscovit ± Turmalin aufgebaut.

Den weitaus höchsten Wert besitzt in den meisten magmatischen Gesteinen SiO₂. Er liegt, wenn man von extremen Zusammensetzungen absieht, zwischen 40 und 75 % (Tabelle 11.3, 11.4). Dabei sind 2 *Häufigkeits-maxima* bei 52,5 und 73,0 % SiO₂ festgestellt worden. Sie

Tabelle 11.4. Chemische Durchschnitts-Zusammensetzungen (Oxide, Gew.-%) einer Auswahl wichtiger Vulkanite. (Nach Nockolds 1954)

Oxide	Basalt	Andesit	Dacit	Rhyolith	Phonolith
SiO ₂	50,83	54,20	63,58	73,66	56,90
TiO ₂	2,03	1,31	0,64	0,22	0,59
Al ₂ O ₃	14,07	17,17	16,67	13,45	20,17
Fe ₂ O ₃	2,88	3,48	2,24	1,25	2,26
FeO	9,05	5,49	3,00	0,75	1,85
MnO	0,18	0,15	0,11	0,03	0,19
MgO	6,34	4,36	2,12	0,32	0,58
CaO	10,42	7,92	5,53	1,13	1,88
Na ₂ O	2,23	3,67	3,98	2,99	8,72
K ₂ O	0,82	1,11	1,40	5,35	5,42
P ₂ O ₅	0,23	0,28	0,17	0,07	0,17
H ₂ O ⁺	0,91	0,86	0,56	0,78	0,96
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00 ^a

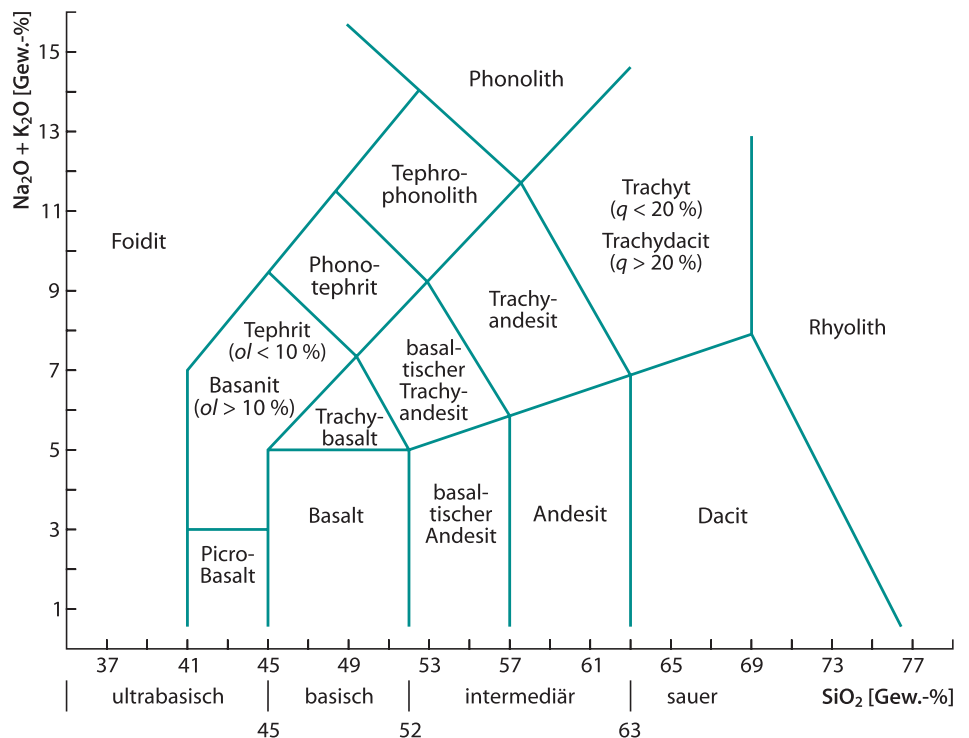
^a 100,0 schließt bei Phonolith 0,23 % Cl und 0,13 % SO₃ ein.

gehören zu den beiden häufigsten Magmatitgruppen, der Basalt- und der Granit-Granodiorit-Gruppe. Bei den am meisten verbreiteten Magmatiten liegt der Al₂O₃-Wert zwischen 10 und 20 %, MgO zwischen 0,3 und 30 %, FeO (einschl. Fe₂O₃) zwischen 4 und 12 %, CaO zwischen 0,5 und 12 %, K₂O zwischen 0,2 und 6,0 % und Na₂O zwischen 0,5 und 9 %. Alle anderen Oxide haben kleinere Werte oder sind nur in sehr geringen Mengen vorhanden. Ihre Variationsbreite hält sich bei den gewöhnlichen Magmatittypen in Grenzen.

Nur wenige, relativ seltene Magmatite können extremere chemische Zusammensetzungen aufweisen als die in den Tabellen 11.3 und 11.4 aufgeführten, so z. B. die *Karbonatite*, eine interessante Gesteinsgruppe, die überwiegend aus Karbonaten zusammengesetzt ist. Bei ihnen kann CO₂ 31,8 % erreichen, während SiO₂ mitunter kaum über einen Spurengehalt hinausgeht. Diese Gesteinsgruppe besitzt auch sonst einen ungewöhnlichen Chemismus, indem sie z. B. hohe Konzentrationen an relativ seltenen Elementen enthält.

Die Zuordnung der chemischen Hauptelemente innerhalb der verschiedenen Magmatite ist nicht zufällig. So haben magmatische Gesteine z. B. mit *hohem SiO₂-Wert* gleichzeitig auch *relativ hohe Alkaliwerte*, jedoch relativ niedrige CaO- und MgO-Werte und umgekehrt. Deshalb bietet sich auch der *Gesteinschemismus als Grundlage für eine Klassifikation der magmatischen Gesteine* an, wofür es zahlreiche Möglichkeiten gibt. Für eine *Klassifikation vulkanischer Gesteine*, bei denen sich der modale Mineral-

Abb. 11.3. Chemische Klassifikation der Vulkanite im Diagramm Na₂O + K₂O gegen SiO₂ nach Le Bas et al. (1992). *q* = normativer Quarz, *ol* = normativer Olivin



bestand nicht bestimmen lässt, empfiehlt die IUGS das TAS-Diagramm (TAS = *Total Alkali vs. Silica*) nach Le Bas et al. (1986, 1992), in dem Gew.-% ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) gegen Gew.-% SiO_2 aufgetragen ist (Abb. 11.3).

Der Chemismus ermöglicht so auch eine Erfassung der hyalinen und hypokristallinen Vulkanite. Darüber hinaus hat eine chemische Gesteinsklassifikation auch noch weitere Vorteile: Durch die modernen instrumentellen Analysemethoden, insbesondere Röntgenfluoreszenz-Spektroskopie (XRF) und induktiv gekoppelte Plasma-Spektroskopie (ICP), lassen sich Gesteinsanalysen viel rascher durchführen als Modalanalysen. Außerdem gehen sie von einer deutlich größeren Probenmenge aus (i. Allg. ca. 2 kg) als die Modalanalyse eines Dünnschliffs, sind also repräsentativer. Deswegen beobachtet man in jüngster Zeit eine Hinwendung zu geochemischen Gesteinsklassifikationen. Allerdings ist zu bedenken, dass wegen der *Heteromorphie der Gesteine* sich aus der chemischen Zusammensetzung eines Gesteins nicht zwangsläufig auch sein Mineralbestand ergibt; deshalb sind die Bestimmung des Mineralinhalts und – soweit möglich – eine zumindest halbquantitative Abschätzung des Modalbestandes unverzichtbar.

Zu den ältesten und am besten ausgearbeiteten chemischen Klassifikationen der magmatischen Gesteine zählt das *CIPW-System* (benannt nach den 4 amerikanischen Petrologen Cross, Iddings, Pirsson und Washington). Diesem System liegt die CIPW-Norm zugrunde, ein normativer Mineralbestand, der nach bestimmten Regeln errechnet wird (z. B. Wimmenauer 1985, S. 23 f.). Die CIPW-Norm besteht aus einer Anzahl von sog. *Standardmineralen* (Tabelle 11.5), deren Anteil in Gew.-% angegeben wird. Mit ihnen werden Stoffgruppen der chemischen Analyse zusammengefasst und damit der komplexe Magmatit-Chemismus anschaulicher gemacht. Unterschiede zum Modalbestand ergeben sich zwangsläufig, weil die meisten Standardminerale vereinfachte Endglieder der tatsächlichen Mineralgemengteile darstellen und (OH)-haltige Standardminerale nicht vorgesehen sind. So geht z. B. das in den Glimmern enthaltene K^+ in das Standardmineral Kalifeldspat (*or*) ein. In Magmatiten mit zwei Feldspäten verteilt sich der Anteil des Standardminerals Albit (*ab*) auf Plagioklas und Alkalifeldspat. Deshalb ist eine Darstellung der CIPW-Norm-Minerale im Doppeldreieck Q–A–P–F nicht ohne weiteres möglich.

Die CIPW-Norm spielt zum Vergleich chemischer Eigenschaften von magmatischen Gesteinen eine wichtige Rolle. So können die Sättigungsgrade an SiO_2 oder das Verhältnis von Al_2O_3 gegenüber den Alkalien ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) und CaO besser beurteilt, verglichen und eingestuft werden. Die Auswirkungen auf den normativen Mineralbestand durch Kombination verschiedener Sättigungs- bzw. Untersättigungsgrade von SiO_2 und Al_2O_3 sind in Tabelle 11.6 ausgeführt:

Eine SiO_2 -Übersättigung tritt durch normatives Q, diejenige von Al_2O_3 gegenüber ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) und CaO durch normatives C hervor (links oben in Tabelle 11.6).

Mit beginnender, noch recht schwacher SiO_2 -Untersättigung wird zunächst ein Teil des *hy* durch das (unterkieselte) *ol* ersetzt. Verfolgen wir die Entwicklung in vertikaler Richtung in Tabelle 11.6 weiter, so wird mit etwas stärkerer Untersättigung ein Teil des *ab* durch *ne* ersetzt. Wird die SiO_2 -Untersättigung noch größer, so wird *ab* durch *ne*, *or* teilweise oder vollständig durch *lc* ersetzt.

Bei einer Al_2O_3 -Übersättigung gegenüber den Alkalien und CaO, also im Fall $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$, tritt normativ C auf. Das bedeutet jedoch nicht, dass Korund im *modalen* Mineralbestand des Gesteins enthalten sein muss; vielmehr enthalten C-normative Gesteine andere Al-reiche Minerale, insbesondere Muscovit $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Nimmt der Aluminium-Überschuss (in Tabelle 11.6 nach rechts) weiter ab, indem Al_2O_3 nur noch $>(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, jedoch $<(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ ist, dann tritt normativ kein C mehr auf. Es erscheint zusätzlich *di* neben *hy* und/oder *ol*, während *an* noch immer vorhanden ist. Die Präsenz des Al_2O_3 -Gehalts im Gestein

Tabelle 11.5. Standardminerale der CIPW-Norm

Mineralname	Symbol	Molekül
Salische Gruppe		
Quarz	Q	SiO_2
Korund	C	Al_2O_3
Kalifeldspat	or	$\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$
Albit	ab	$\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$
Anorthit	an	$\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$
Leucit	lc	$\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$
Nephelin	ne	$\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$
Kaliophililit	kp	$\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$
Femische Gruppe		
Diopsid	di	$\text{CaO} \cdot (\text{Mg,Fe})\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$
Wollastonit	wo	$\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$
Hypersthen	hy	$(\text{Mg,Fe})\text{O} \cdot \text{SiO}_2$
Olivin	ol	$2(\text{Mg,Fe})\text{O} \cdot \text{SiO}_2$
Akmit	ac	$\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$
Magnetit	mt	$\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$
Hämatit	hm	Fe_2O_3
Ilmenit	il	$\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$
Apatit	ap	$3,3\text{CaO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5$
Pyrit	pr	FeS_2
Calcit	cc	$\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$

Tabelle 11.6.

Auswirkungen von SiO₂- und Al₂O₃-Übersättigung, -Sättigung und -Untersättigung auf die CIPW-Norm

	Al ₂ O ₃ > (K ₂ O + Na ₂ O + CaO) (Al ₂ O ₃ -Überschuss)		(K ₂ O + Na ₂ O + CaO) > Al ₂ O ₃ > (K ₂ O + Na ₂ O)		(K ₂ O + Na ₂ O) > Al ₂ O ₃ (Al ₂ O ₃ -Unterschuss)	
	Q or ab an C	hy	Q or ab an	di hy	Q or ab	ac di hy
SiO ₂ -Überschuss	Q or ab an C	hy	Q or ab an	di hy	Q or ab	ac di hy
SiO ₂ reicht nicht voll aus zur Bildung von Hypersthen	or ab an C	hy ol	or ab an	di hy ol	or ab	ac di hy ol
SiO ₂ reicht nicht voll aus zur Bildung von Albit	or ab ne an C	ol	or ab ne an	di ol	or ab ne	ac di ol
SiO ₂ reicht nicht voll aus zur Bildung von Orthoklas	or lc ne an C	ol	or lc ne an	di ol	or lc ne	ac di ol

wäre modal neben Plagioklas durch Biotit oder/und Amphibol angezeigt. Wird schließlich Al₂O₃ < (K₂O + Na₂O) (rechte vertikale Reihe in Tabelle 11.6), so tritt wegen der geringen Gehalte an Al₂O₃ kein *an* mehr auf und ein Na₂O-Überschuss führt zu *ac*; wegen des CaO-Überschusses vergrößert sich die Menge an *di*, teilweise auf Kosten von *hy*. Für den modalen Mineralbestand des betreffenden Gesteins bedeutet dies das Auftreten von Na-Pyroxen und/oder Na-Amphibol. Die Umrechnungsregeln der CIPW-Norm schließen entsprechend Tabelle 11.6 aus, dass folgende Normminerale zusammen auftreten können:

- Q mit ol, ne, lc
- hy mit ne, lc
- C mit di, ac
- an mit ac

Eine modifizierte, computergerechte Form der CIPW-Norm, die Standard Igneous Norm (SIN), wurde von Verma et al. (2003) erarbeitet.

Die chemische Zusammensetzung von magmatischen Gesteinen spiegelt genetische Prozesse bei der Bildung und Weiterentwicklung von Magmen im Kontext der Plattentektonik wider. Wichtige Hinweise bieten die Gehalte an Haupt- und Spurenelementen, insbesondere auch an Seltenerd-Elementen, die stabilen Isotope von Sauerstoff und Schwefel sowie radiogene Isotopensysteme (Rb-Sr, Sm-Nd). Auf diese Fragen soll am Beispiel der wichtigen Gesteinsgruppe Basalt (Kap. 17, S. 279ff) und Granit (Kap. 18, S. 285ff) sowie im Kap. 31 (S. 549ff) näher eingegangen werden.

11.2

Petrographie der Magmatite

Auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung werden die magmatischen Gesteine grundsätzlich in *Alkali-Magmatite* und *subalkaline Magmatite* eingeteilt. Bezogen auf den gleichen SiO₂-Wert besitzen die Alkali-Magmatite höhere (K₂O + Na₂O)-Gehalte als die subalkalinen Magmatite, wie das in Abb. 15.2 (S. 248) am Beispiel der Hawaii-Basalte dokumentiert wird. Bei den subalkalinen Magmatiten ist Mol.-% (K₂O + Na₂O) < Al₂O₃.

Auf Grund geochemischer Kriterien lassen sich diese beiden Hauptgruppen weiter untergliedern, wobei diese Einteilung nicht nur formale sondern durchaus auch genetische Bedeutung haben kann. Man spricht dann von magmatischen Reihen oder Serien. In der folgenden Übersicht sind auch die englischen Begriffe zum Vergleich mit aufgeführt:

1. Alkali-Magmatite, Alkali-Serie (engl. alkaline rock suite, alkaline magma series)
 - a) Na-betont (sodic)
 - b) K-betont (potassic)
 - c) K-reich (high-K)
2. Subalkaline Magmatite, (engl. subalkaline rock suite, subalkaline magma series)
 - a) Kalkalkali-Magmatite, Kalkalkali-Serie (calcalkaline rock suite, calcalkaline magma series)
 - K-arm (low-K type)
 - medium-K type
 - K-reich (high K-type)

b) Tholeiit-Serie (tholeiitic rock suite, tholeiitic magma series)

Die Abgrenzung zwischen der Kalkalkali- und der Tholeiit-Reihe erfolgt anhand des AFM-Dreiecks (Abb. 15.3, S. 248).

Hinweis: Früher, insbesondere in der deutschen Literatur, wurden die subalkalinen Magmatite in ihrer Gesamtheit als Kalkalkali-Magmatite bezeichnet.

Die geochemischen Unterschiede zwischen den beiden Hauptgruppen spiegeln sich im Modalbestand der einzelnen Gesteinstypen wider. Bei den leukokraten *Alkali-Magmatiten* sind Alkalifeldspäte oft die einzige Feldspatart. In den mesokraten und melanokraten Alkali-Magmatiten kommt An-reicher Plagioklas hinzu. Feldspatoide sind typisch, insbesondere Nephelin in Na-betonen, Leucit in K-betonen und K-reichen Alkali-Magmatiten. Zwangsläufig fehlen jedoch Foide in den leukokraten Vertretern, wenn diese Quarz führen. Charakteristische mafische Gemengteile in Alkali-Magmatiten sind Na-Pyroxene und Na-Amphibole neben dunklem, Fe-reichem Biotit (Lepidomelan). Die *subalkalinen Magmatite* unterscheiden sich von den Alkali-Magmatiten durch das völlige Fehlen von Anorthoklas, Feldspatoiden, Na-Pyroxenen und Na-Amphibolen.

Wegen ihrer weitaus größeren Verbreitung werden zunächst die subalkalinen Magmatite beschrieben, danach erst die Alkali-Magmatite.

11.2.1

Subalkaline Magmatite (Abb. 11.1, 11.2 und Tafel A.1)

Subalkaline Plutonite

Granit

Helles (leukokrates), mittel- bis grobkörniges, meist massiges Gestein, das in seinem Modalbestand das große Feld 3 im Q–A–P-Dreieck einnimmt (Abb. 11.1). Bei Bedarf kann man eine weitere Einteilung in Syenogranite mit $A > P$ und Monzogranite mit $A \approx P$ vornehmen.

Mineralbestand. Helle (felsische) Gemengteile sind: Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz. Kalifeldspat ist Orthoklas oder Mikroklin, oft mit makroskopisch sichtbarer perthitischer Entmischung (lamellen- oder aderförmig). Größere Kristalle von Kalifeldspat sind gewöhnlich dicktafelig nach {010} und nach dem Karlsbader Gesetz einfach verzwilligt (im Handstück durch ungleiches Einspiegeln

der beiden Individuen erkennbar). Plagioklas ($An \leq 30$) unterscheidet sich durch seine feine polysynthetische Zwillingslamellierung auf den Spaltflächen (Albit- und Periklingesetz) vom Orthoklas oder Mikroklin. Quarz, rauchgrau, ist an seinem muscheligen Bruch mit Fettglanz immer kenntlich. Dunkler (mafischer) Gemengteil ist fast stets Biotit (braun, dunkel- bis schwarzbraun, auch dunkelgrün), bis zu 10 Vol.-% am Mineralbestand beteiligt. Häufig tritt neben Biotit auch Muscovit auf, der zu den mafischen Gemengteilen gerechnet wird (Zweiglimmergranite). Hinzu kommt gelegentlich grüne bis bräunliche Hornblende neben Biotit oder allein (Hornblendegranit). Blassgrüner Augit ist seltener (Augitgranit). Die akzessorischen Gemengteile treten nur teilweise makroskopisch hervor: Es beteiligen sich Zirkon, Titanit, Apatit (im Wesentlichen Fluorapatit) und die opaken Minerale Magnetit, Ilmenit, häufig auch Pyrit und andere.

Gefüge. Das Gefüge des Granits ist gewöhnlich richtungslos körnig ausgebildet; es gibt aber auch Granite, die Fließregelung zeigen. Plagioklas und die dunklen Gemengteile weisen teilweise ebene Begrenzung durch Flächen auf, sind also hypidiomorph, die Akzessorien z. T. auch idiomorph. Im Unterschied zu ihnen sind die Körner von Kalifeldspat meist, die von Quarz immer unregelmäßig begrenzt, also xenomorph ausgebildet. Diese Kombination führt zu dem sog. *hypidiomorph-körnigen Gefüge* des Granits, aber auch anderer Plutonite. In solchen Gefügen ist angenähert eine Ausscheidungsfolge der Gemengteile aus dem granitischen Magma erkennbar, auch als Rosenbusch-Regel bezeichnet. Daneben gibt es in weiter Verbreitung Granite, deren Gefüge dieser Regel nicht genügt, weil es durch spät- bis nachmagmatische Rekristallisation von Mineralen, sog. *Endoblastese*, beeinflusst ist. Durch diesen Vorgang entstehen Großkristalle von Kalifeldspat, die verbreitet Einschlüsse von Plagioklas enthalten. Bei solchen Kalifeldspat-Endoblasten, die nicht mit echten Einsprenglingen verwechselt werden dürfen, ist häufig eine Kristallgestalt angedeutet. Man spricht in diesem Falle von einem *porphyrtigen* Gefüge des Granits. Beim *Rapakivi-Gefüge*, benannt nach dem Rapakivi-Granit in Süd-Finnland, werden rundliche, einige Zentimeter große Kristalle von Kalifeldspat durch einen Mantel von Oligoklas-Körnern umgeben; diese Feldspat-Aggregate liegen in einer mittelkörnigen Grundmasse (Abb. 11.4).

Granodiorit (Abb. 11.5a)

Mineralbestand. Der Übergang von Granit vollzieht sich durch modale Zunahme von Plagioklas gegenüber Kalifeldspat, der bis auf rund 10 Vol.-% des Feldspatgehalts zurückgehen kann. Gleichzeitig steigt der An-Gehalt von Plagioklas etwas an ($An \geq 30$). Mit Erhöhung des Volu-

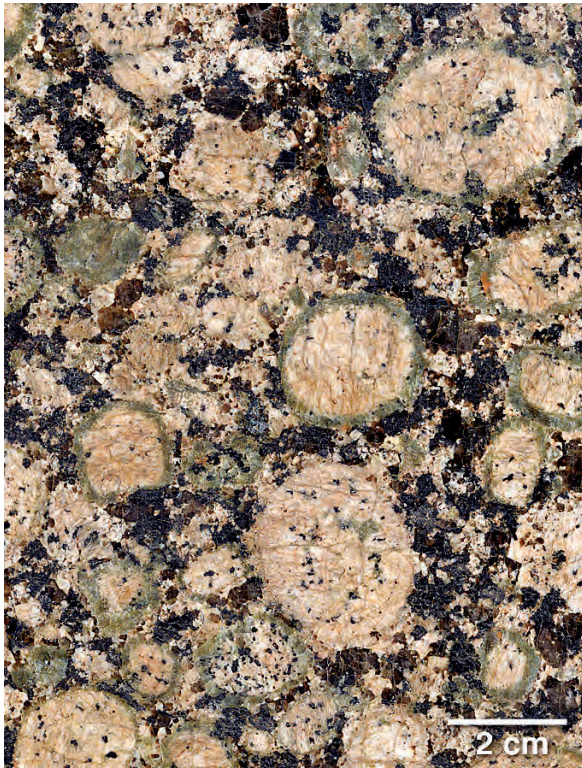


Abb. 11.4. Rapakivi-Gefüge in einem Syenit von Ylämaa, Finnland. Rundliche Einsprenglinge von Kalifeldspat (rosa, mit zahlreichen Einschlüssen von Amphibol), umgeben von einem Mantel von Oligoklas-Körnern (grünlichgrau) in einer mittelkörnigen Grundmasse aus Kalifeldspat, Oligoklas und Amphibol. (Foto: K.-P. Kelber)

menanteils von Plagioklas nimmt auch der Gehalt an dunklen Gemengteilen, wie Biotit und/oder Hornblende, seltener Augit, zu. Da fließende Übergänge zu Granit bestehen, ist eine makroskopische Zuordnung zwischen Granit oder Granodiorit am Handstück nicht immer eindeutig möglich.

Vorkommen. Granit und Granodiorit sind die häufigsten Plutonite. Größere Granitplutone befinden sich im Grundgebirge Mitteleuropas, besonders im Harz, Odenwald, Schwarzwald, den Vogesen, im Thüringer Wald, Fichtelgebirge, dem Oberpfälzer und Bayerischen Wald, Böhmerwald, dem Österreichischen Waldviertel, im Erzgebirge, Iser- und Riesengebirge, dem Lausitzer Gebirge und in den Alpen.

Technische Verwendung für Granit und Granodiorit. Das bei den meisten Granitplutonen anzutreffende Kluftsystem ist für die Gewinnung von Werk- und Pflastersteinen aller Art von großer Bedeutung. Durch seine Dickbankigkeit lassen sich häufig große Blöcke gewinnen, die als Ornamentsteine, Grabdenkmäler oder für die Monumentalarchitektur geeignet sind oder zu Fassaden- und

Fußbodenplatten gesägt werden; die Blöcke und Platten werden in rauhem, oft geflammtem oder im poliertem Zustand verarbeitet. Wegen der billigeren Wasserfracht finden schwedische Granite in ganz Deutschland, besonders in Norddeutschland, Verwendung.

Tonalit und Trondhjemit

Tonalit ist ein gleichkörniges, massiges Gestein bestehend aus Quarz (>20 Vol.-% der hellen Gemengteile), Plagioklas (An_{30-50}), Biotit > Hornblende; der Kalifeldspat-Anteil liegt <10 Vol.-% des Feldspatgehaltes; Vorkommen z. B. im Adamello-Pluton (Südalpen). *Trondhjemit* ist reicher an Quarz und ärmer an dunklen Gemengteilen; der Angehalt der Plagioklase liegt meist <30 Mol.-%. Verbreitete Akzessorien sind Allanit, Epidot, Apatit, Zirkon, Titanit und Titanomagnetit.

Die *TTG-Suite*, bestehend aus Tonaliten, Trondhjemiten und Granodioriten baut etwa 90 % der juvenilen kontinentalen Kruste auf, die während des Archaikums, d. h. im Zeitraum zwischen 4,0 und 2,5 Ga gebildet wurde (Jahn et al. 1981; Martin et al. 1983, 2005). Daneben gibt es jedoch auch phanerozoische TTG-Suiten, die an Gebirgszüge im Bereich konvergenter Plattenränder gebunden sind, z. B. im Westen der USA.

Diorit (Abb. 11.5b)

Graugrünes, meist mittelkörniges, mesokrates Gestein von massiger Ausbildung.

Mineralbestand. Heller Gemengteil ist Plagioklas (An_{30-50}), während Kfs, die <10 Vol.-% der Feldspäte ausmachen, und Quarz, der <5 Vol.-% der hellen Gemengteile ausmacht, oft auch ganz fehlen. Quarzreichere Diorite werden als *Quarzdiorite* bezeichnet. Dunkler Gemengteil ist gewöhnlich eine dunkelgrüne Hornblende, daneben auch Biotit, der im Glimmerdiorit vorherrscht, Augitdiorit ist seltener. Akzessorien wie bei Granit und Granodiorit, Titanit ist sehr häufig, Zirkon tritt zurück.

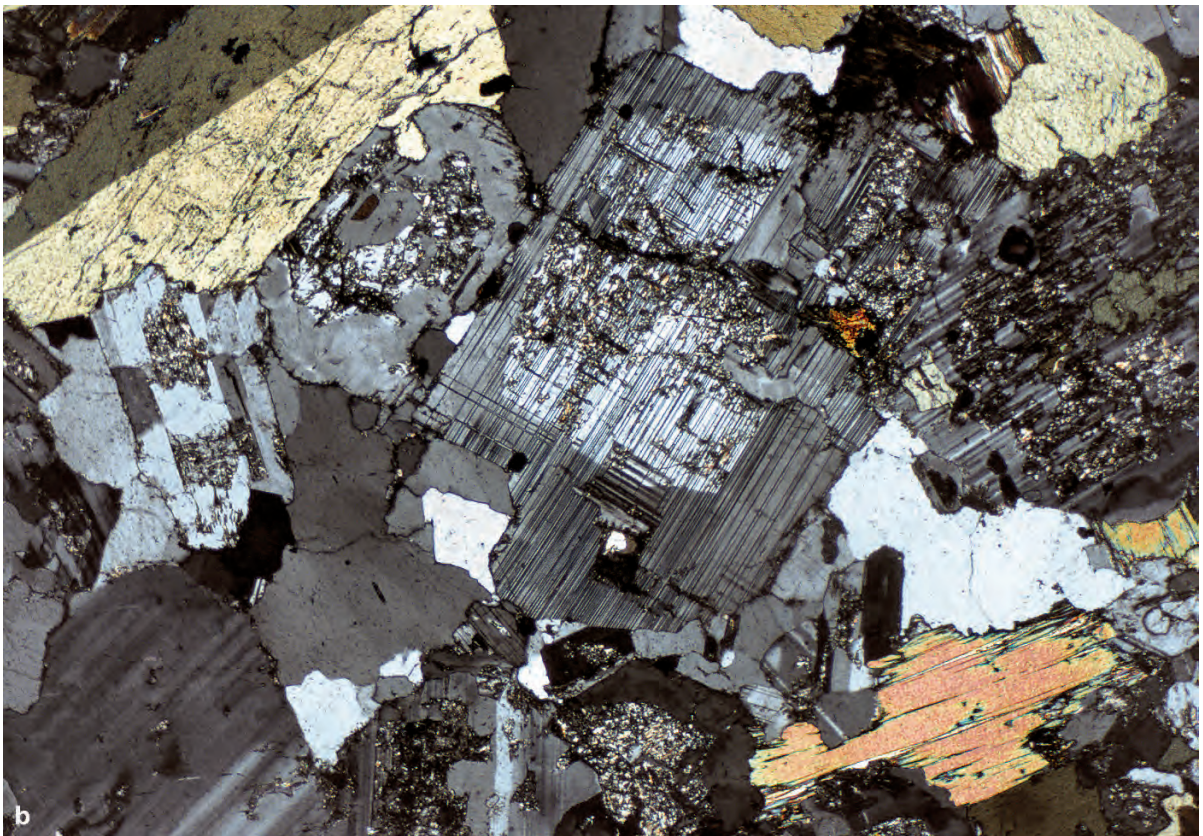
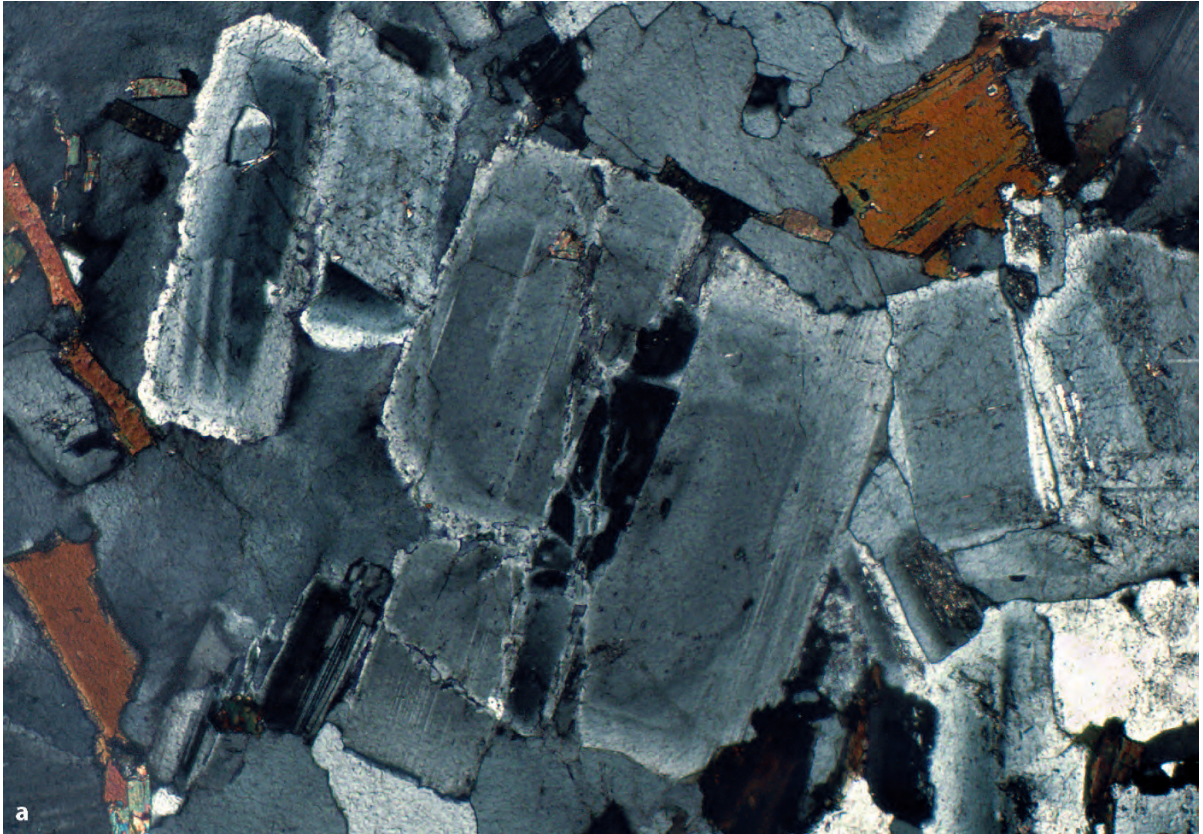
Gefüge. Hypidiomorph-körnig.

Vorkommen. Größere Dioritkörper finden sich in Mitteleuropa besonders im Thüringer Wald, Bayerischen Wald, Vorpessart, Odenwald, Schwarzwald und in den Vogesen.

Verwendung. Wie Granit und Granodiorit.

Gabbro (Abb. 11.2b,c, S. 193, Abb. 11.6a)

Melanokrates bis mesokrates, mittel- bis grobkörniges, meist massiges Gestein.



Mineralbestand und Varietäten. Plagioklas (An_{50-90}) in dicktafeligen Körnern, oft mit makroskopisch sichtbaren Zwillingsstreifen nach dem Albit- und Periklingesetz, Klinopyroxen (Diopsid bis Augit), mitunter mit bräunlichem Schiller auf den Absonderungsflächen nach (100) (*Diallag*). Gabbros mit Orthopyroxen (Bronzit bis Hypersthen) anstelle von Klinopyroxen werden als *Norit* bezeichnet, solche mit Klinopyroxen + Orthopyroxen als *Gabbro-norit*, mit Olivin als *Olivingabbro* bzw. *Olivinnorit* (Abb. 11.2b,c); als weitere Mafite können magmatisch gebildete, braune Hornblende und/oder brauner Biotit auftreten: Hornblendegabbro, Biotit-Hornblende-Gabbro, Biotitgabbro; Quarzgabbros enthalten einen Quarz-Anteil von 5–20 Vol.-% der hellen Gemengteile; *Gabbrodiorit* ist ein Übergangsglied zum Diorit mit Plagioklas um An_{50} .

Akzessorien sind besonders Apatit, Ilmenit oder Titanomagnetit, nicht selten Pyrrhotin (Magnetkies), Pyrit und etwas Chalkopyrit (Kupferkies). Häufig sind die Pyroxene sekundär (spätmagmatisch) in Gemenge von Aktinolith umgewandelt (Uralitisierung).

Gefüge. Hypidiomorph-körnig; häufig Kumulatgefüge (s. unten).

Vorkommen. Gabbros und Norite bilden schichtige Intrusivmassen (*Layered Intrusions*) von oft riesiger Ausdehnung (Abb. 13.5, 13.6, S. 235). Magmatische Schichtung entsteht durch das Absinken schwerer Olivin- und Pyroxen-Kristalle in der Schmelze, die sich lagig zu sog. *Kumulaten* anreichern (Abb. 19.2, S. 299). Die wichtigsten Beispiele sind Bushveld (Südafrika), Sudbury (Ontario, Kanada), Stillwater (Montana, USA), Skaergaard (Grönland, Abb. 13.6). Layered Intrusions sind Träger wichtiger Erzlagerstätten von Ni, Pt-Metallen, Cr und Ti (Kap. 19). In Mitteleuropa finden sich kleinere Gabbro-Plutone im Harz, Odenwald, Schwarzwald, Bayerischen Wald und in den Sudeten.

Gabbros bauen die untere ozeanische Erdkruste in einer Mächtigkeit von einigen Kilometern auf (Abb. 27.7, S. 481).

Technische Verwendung. Gabbro wird wegen seiner hohen Druckfestigkeit bevorzugt zu Straßen- und Bahnschotter und Splitt verwendet.

◀ **Abb. 11.5.** Mikrofotos von Plutoniten. **a** *Granodiorit*, Steinbruch am Lindberg, Intrusivgebiet von Fürstenstein, Bayerischer Wald. Hauptgemengteile: Plagioklas (mit polysynthetischer Verzwillingung nach dem Albit-Gesetz sowie ausgeprägtem Zonarbau), Kalifeldspat (extrem xenomorph, z. B. Mitte links), Quarz und Biotit (braun). Gekreuzte Polarisatoren (+Nic.). Bildbreite ca. 3 mm. **b** *Quarzdiorit*, Märkerwald, östlich Bensheim, Odenwald. Hauptgemengteile: Plagioklas (polysynthetische Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz sowie Zonarbau, Anorthit-reiche Zonen stark serizitisiert), Hornblende (verzwillingt, links oben), Biotit (rechts unten) und Quarz. +Nic. Bildbreite ca. 4 mm. (Fotos: K.-P. Kelber)

Zur Gabbro-Gruppe rechnen auch: *Troktolith* (Forellenstein), bestehend aus Plagioklas (An_{70-90}) und (serpentinisiertem) Olivin als wesentliche Gemengteile.

Anorthosit

Anorthosit ist ein hololeukokrates Gestein, das überwiegend aus Plagioklas (An_{20-90}) besteht und fast keine mafischen Gemengteile enthält; Anorthosite kommen zusammen mit Gabbros in Layered Intrusions vor oder bilden eigene Massive von großer Ausdehnung, z. B. den Kunene-Komplex in Süd-Angola und Nord-Namibia und den Lac-Saint-Jean-Komplex in Quebec (Kanada) Anorthosite sind häufig mit Charnockiten (Abschn. 24.3.1, S. 404) assoziiert.

Peridotit (Abb. 11.2a, Abb. 11.6b)

Holomelanokrates (ultramafisches) Gestein, mittel- bis grobkörnig, auch sekundär dichtkörnig durch Serpentinisierung (vorwiegend) des Olivins.

Mineralbestand. Olivin (Ol, teilweise in Serpentin umgewandelt), Orthopyroxen (Enstatit, Bronzit oder Hypersthen) und/oder Klinopyroxen (diopsidischer Augit), bisweilen Hornblende oder wenig Phlogopit, akzessorisch Chromspinell (Picotit), Chromit, Magnetit.

Varietäten (Abb. 11.2a). *Dunit* fast nur aus Ol bestehend, *Harzburgit* mit Ol + Opx (Hypersthen), *Wehrlit* mit Ol + Cpx (diopsidischer Augit), *Lherzolit* mit Ol + Opx (Bronzit) + Cpx (Abb. 11.6b).

Hornblendeperidotit mit Hornblende neben oder anstelle von Pyroxen, *Granatperidotit* mit Pyrop-reichem Granat.

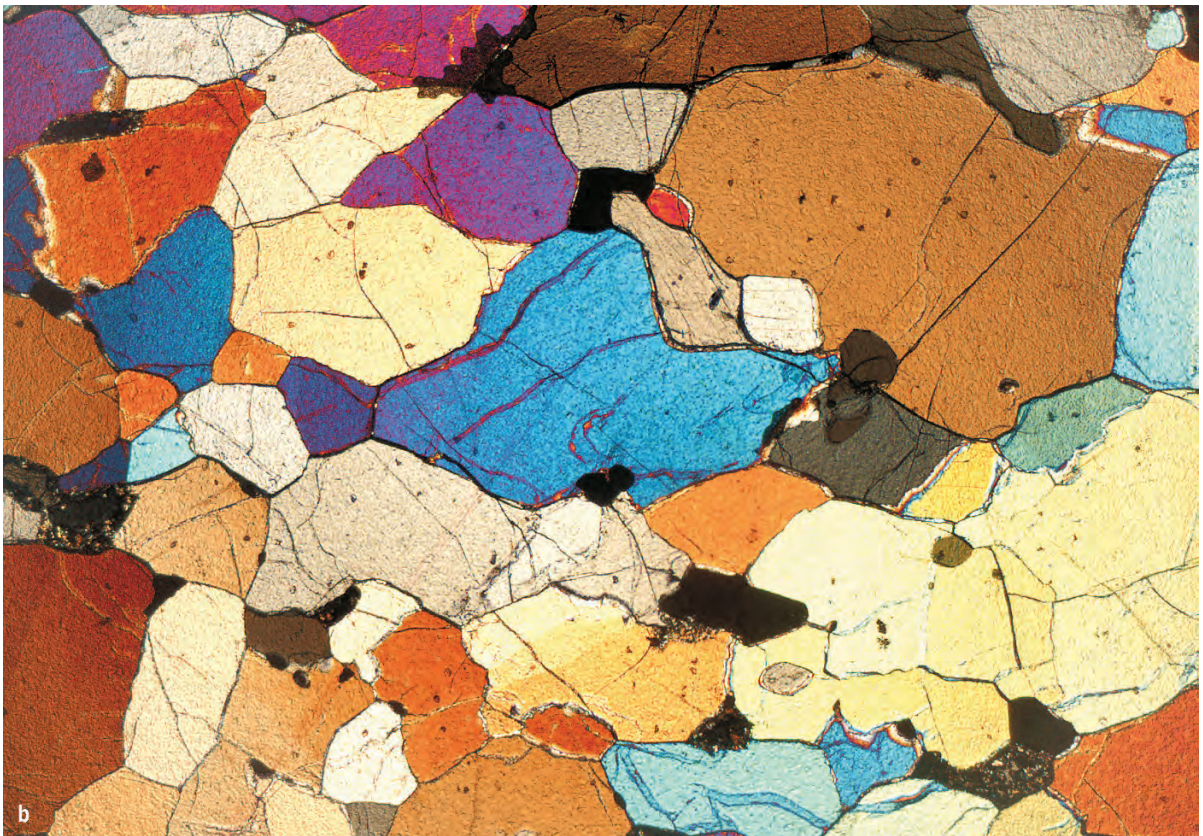
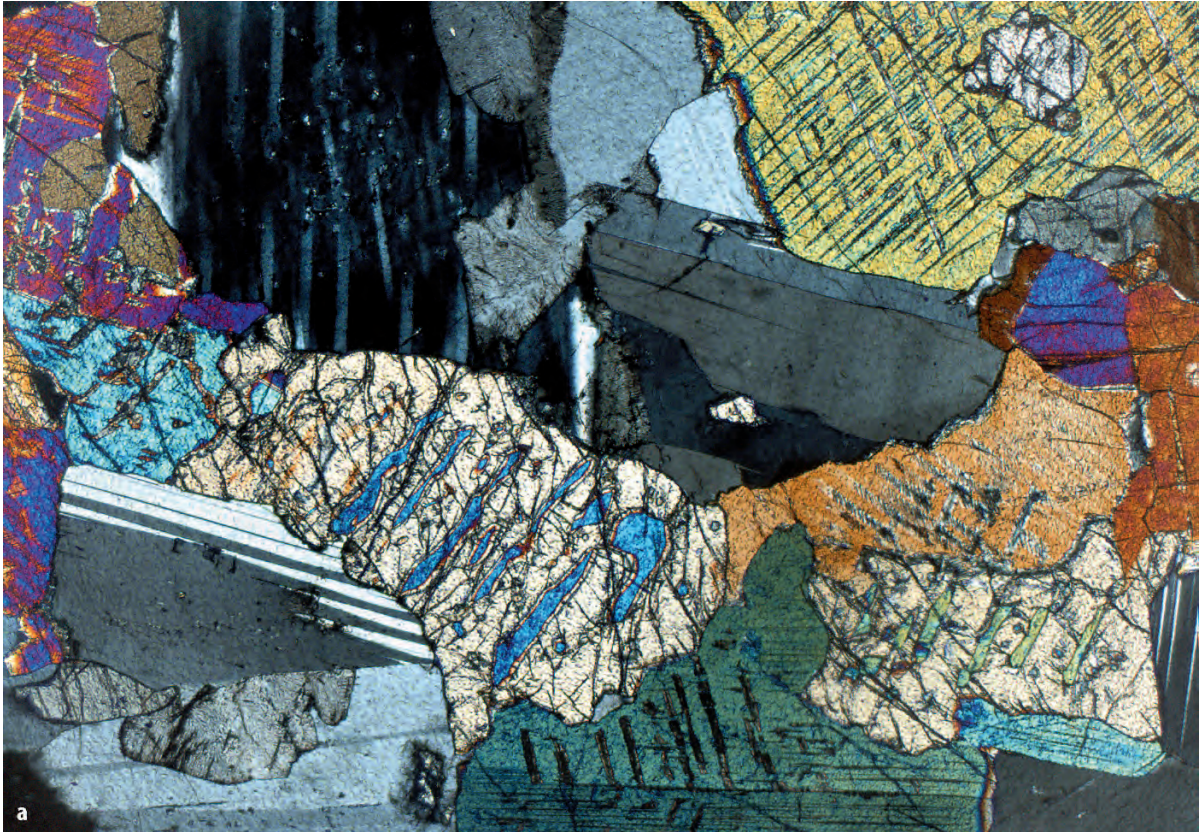
Vorkommen. Zum Beispiel im Odenwald, Schwarzwald, Harz (Bad Harzburg), in den Vogesen, Pyrenäen (Lherz), in Südspanien (Ronda), in den Südalpen (Ivreazone), in Mittelnorwegen (Åheim), Zypern (Troodos-Masiv), Oman, Neuseeland; als Fremdeinschlüsse (Xenolithe) in basaltischen Gesteinen.

Subalkaline Vulkanite

Wegen ihres feinen Kornes ist eine makroskopische Bestimmung sehr erschwert oder undurchführbar. Eine gewisse Orientierung können bei porphyrischem Gefüge die Einsprenglinge geben.

Rhyolith (Liparit) (Abb. 11.7a)

Leukokrates, dicht- bis feinkörniges Gestein mit gelegentlichen Einsprenglingen, bisweilen glasig. Der Chemismus entspricht dem von Alkalifeldspat-Graniten und Syeno-Graniten.



Mineralbestand. Einsprenglinge von Sanidin (oft tafelig nach {010}), Plagioklas (An_{10-30}) und Quarz mit Hochquarztracht. Nur spärlich sind dunkle Gemengteile vorhanden, besonders Biotit. Die Grundmasse enthält sehr oft Glas, Fließgefüge werden häufig beobachtet.

Hyaline Rhyolithe sind verbreitet: *Obsidian*, vorwiegend schwarz, muscheliger Bruch, kantendurchscheinend; *Pechstein*, braun bis dunkelgrün, mit trübem Wachsglanz, oft mit makroskopischen Kristalleinsprenglingen (Sanidin); *Perlit*, bläulichgrün bis bräunlich, bestehend aus körnig-schaligen Glaskügelchen von Hirsekorn- bis Erbsengröße als Hauptmasse des Gesteins (Abb. 11.8b); Perlit und Pechstein unterscheiden sich von Obsidian durch höhere Wassergehalte; sie führen winzige Kriställchen (Mikrolithe) oder skelettförmige Kristalle unterschiedlicher Art als Entglasungsprodukte. *Bimsstein* ist ein Rhyolithglas, das bei vulkanischen Explosionen aufgeschäumt wurde, es ist blasig-schaumig, seidenglänzend, auf dem Wasser schwimmend. Die Bezeichnung *Quarzporphyr* für das sekundär veränderte, in Mitteleuropa jungpaläozoische Äquivalent des Rhyoliths sollte nicht mehr verwendet werden.

Vorkommen. Beispiele: Karpatenraum, Eganäen (Norditalien), Insel Lipari, Insel Milos (Kykladen), Insel Arran (Schottland), Island.

Technische Verwendung. Rhyolith wird als Kleinpflaster, Sockelsteine, Packlager und Schotter genutzt; Perlit dient wegen seiner Blähfähigkeit zur Herstellung von schall- und wärmeisolierenden Leichtbaustoffen, für Schaumglasziegel, für Filter und Oberflächenkatalysatoren sowie bei der Zementierung von Erdölbohrungen.

Obsidian z. B. von Lipari und von Milos wurde in der Jüngeren Steinzeit in großem Umfang zu Pfeilspitzen und Messern verarbeitet; Kultur der Azteken in Mexiko; Bimsstein findet Verwendung als Leichtbaustoff.

Dacit und Rhyodacit

Vulkanit-Äquivalente von Granodiorit und (Monzo-)Granit.

Mineralbestand. Einsprenglinge von Plagioklas und Quarz mit Tracht des Hochquarzes, im Rhyodacit auch etwas Sanidin. Dunkler Gemengteil ist vorwiegend Hornblende, etwas seltener auch Biotit. Die Grundmasse enthält oft Glas.

◀ **Abb. 11.6.** Mikrofotos von Plutoniten. **a** *Gabbro*, Südschweden. Hauptgemengteile: Plagioklas (polysynthetisch verzwilligt), Klinopyroxen (mit Entmischungen von Opx) und Orthopyroxen (mit Entmischungen von Cpx, Mitte). +Nic. Bildbreite ca. 4 mm. **b** *Peridotit* (Spinell-Lherzolith), vulkanischer Auswürfling, Dreiser Weiher, Eifel. Hauptgemengteil: Olivin, untergeordnet Klinopyroxen, Orthopyroxen (z. B. obere Bildhälfte, Mitte) und Spinell. +Nic. Bildbreite ca. 5 mm. (Fotos: K.-P. Kelber)

Andesit (Abb. 11.7b)

Vulkanit-Äquivalent von Quarz-Monzodiorit bis Quarz-Diorit (Feld 9* und 10* in Abb. 11.1), meist porphyrisch mit feinkörniger bis dichter, grau, grünlich-schwarz oder rötlich-braun gefärbter Grundmasse.

Mineralbestand. Einsprenglinge von Plagioklas (An_{30-50} oder höher), häufig deutlicher Zonarbau mit spektakulärem Wechsel von An- und Ab-reicheren Zonen, An-Gehalt generell zum Rand hin abnehmend, ferner Hornblende, Biotit, diopsidischer Augit und Hypersthen. Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Titanit und Titanomagnetit. Die Grundmasse enthält nicht selten Glas. *Boninite* sind Hyalo-Andesite, die Einsprenglingen von Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und wenig Chromspinell in einer glasigen Grundmasse führen.

Vorkommen. Beispiele: Eganäen, Karpatenraum, Kaskaden-Gebirge (USA), Andenvulkane. Andesite sind die wichtigsten Vulkanite der Kalkalkali-Reihe; sie sind charakteristisch für konvergente Plattenränder. Zusammen mit Daciten und Rhyolithen bauen sie die Vulkanreihen von Orogengürteln und Inselbögen oberhalb von Subduktionszonen auf, z. B. rings um den Pazifischen Ozean. Zusammenfassend werden die vulkanischen Suiten aus Andesit-Dacit-Rhyolith als *Adakite* bezeichnet (Defant und Drummond 1990; Martin 2005). Der Name *Porphyrit* für das sekundär veränderte vulkanische Äquivalent des Andesits sollte nicht mehr verwendet werden.

Tholeiitbasalt (Tholeiit) (Abb. 11.8a)

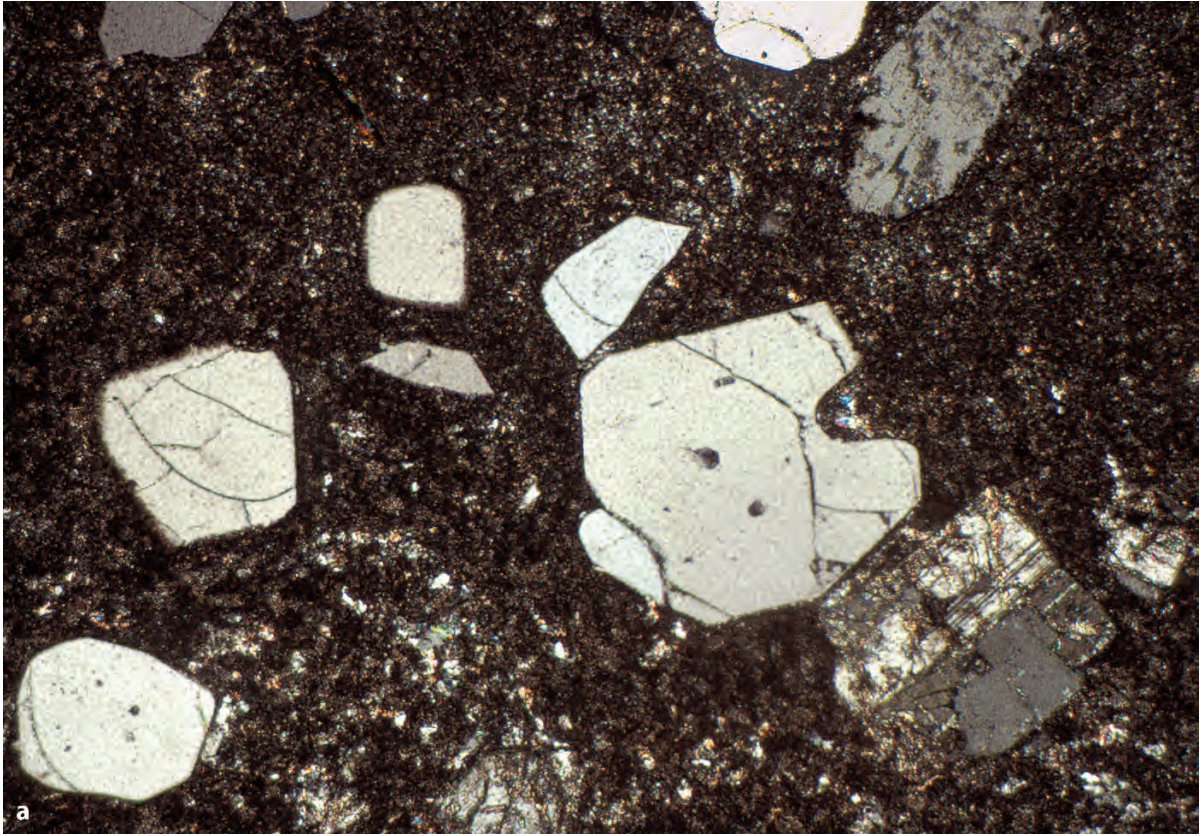
Vulkanitäquivalent des Gabbros. Melanokrates, dicht- bis mittelkörniges, gelegentlich porphyrisches Gestein, dunkelgrau bis schwarz gefärbt.

Mineralbestand. Plagioklas (Einsprenglinge mit An_{70-95} , als Bestandteil der Grundmasse An_{50-70}), basaltischer Augit schwarz, eisenreich; als Einsprengling oder Bestandteil der Grundmasse, häufig Pigeonit, seltener Hypersthen, bei Führung von Olivin (nur als Einsprengling) *Olivintholeiit* (Abb. 11.8a).

Quarzholeiit mit normativem Quarz (Feld 10* in Abb. 11.1b), gelegentlich tiefbrauner Biotit oder schwarze basaltische Hornblende als zusätzliche mafische Gemengteile. Akzessorien: Apatit, Titanomagnetit, Ilmenit, mitunter Opal.

In der Grundmasse von Basalten kann Glas enthalten sein, jedoch selten in größeren Mengen.

Varianten. *Dolerit* (in den USA häufig als Diabas bezeichnet) ist ein mittelkörniger Basalt, der als subvulkanisches Ganggestein in Gängen (engl. dikes; Abb. 1.37, S. 34) und Lagergängen (engl. sills) vorkommt (vgl. Abschn. 13.2, S. 233) und



häufig ophitisches Gefüge aufweist (Abb. 16.9, S. 263). **Basaltmandelstein:** Durch entweichendes Gas aus erkalender Basaltlava entsteht eine blasenreiche Randzone, die zu blasigem Gefüge führt. Solche Blasen Hohlräume werden spätvulkanisch sekundär durch Absätze von Calcit oder Chlorit, bisweilen auch durch Opal, Chalcedon oder Achat, stellenweise mit schönen Kristalldrüsen von Amethyst oder mit Zeolithen gefüllt.

Vorkommen. In der Rhön, dem Vogelsberg, der Eifel, in Südschweden, auf den Inseln Mull und Skye (Schottland), Island, Grönland, Hawaii. Als *kontinentale Flutbasalte* nehmen sie riesige Gebiete ein (s. Abschn. 12.1, S. 218f). Submarin fließen Tholeiitbasalte als ozeanische Flutbasalte aus. Darüber hinaus werden sie an den mittelozeanischen Rücken, d. h. an divergenten Plattenrändern gefördert, und zwar effusiv als Pillowlaven, darunter intrusiv als Gänge (*Sheeted Dikes*, s. Abb. 27.7, S. 481); sie bauen so in einer Mächtigkeit von ca. 3–4 km die oberen Lagen der ozeanischen Erdkruste auf.

Folgende Bezeichnungen waren früher im (mittel)europäischen Schrifttum und in geologischen Karten gebräuchlich, werden aber nicht mehr von der IUGS empfohlen:

Diabas: Schwach metamorphes Äquivalent des Tholeiitbasalts mit starker sekundärer Umwandlung. Es sind grün aussehende („Grünstein“), dicht- bis mittelkörnige, gelegentlich auch porphyrische Gesteine. Bei intrusiver Platzname als Gang oder Lagergang nicht selten auch doleritisch grob mit ophitischem Gefüge, bei Förderung als effusive, submarine Lava auch als Diabas-Mandelstein ausgebildet. Von frischen Tholeiitbasalten unterscheidet sich Diabas durch die sekundären Umwandlungen von Plagioklas in feinkörnige Gemenge von Zoisit oder Epidot, Sericit, Calcit, Albit u. a. (Saussurit) und von Pyroxen in grüne Hornblende oder Aktinolith (Uralit) und etwas Chlorit. Vorkommen: Verbreitung über weite Regionen der ganzen Erde, besonders auch im Varistikum Mitteleuropas. Die Verwendung des Begriffs „Diabas“ ist nicht einheitlich. So bezeichnet man in den USA Dolerit als „Diabas“. Nach Wimmenauer (1985, S. 106 f.) sind Diabase subvulkanische Gesteine der Gabbrofamilie, die in Gängen und Lagergängen auftreten. Wegen dieser Mehrdeutigkeit empfiehlt es sich, den Begriff Diabas ganz zu streichen.

Melaphyr: Sekundär umgewandeltes Äquivalent des Olivintholeiits, ein melanokrates, in frischem Zustand schwarz aussehendes Gestein,

◀ **Abb. 11.7.** Mikrofotos von Vulkaniten mit porphyrischem Gefüge. **a** *Rhyolith*, Hartkoppe bei Sailauf, Spessart. Einsprenglinge: Quarz (z. T. mit Dihexader-Umrissen und Korrosionsbuchten), Kalifeldspat (merklich kaolinisiert, oben rechts), Plagioklas (polysynthetisch verzwillingt) und Biotit (weitgehend in Hämatit umgewandelt, kaum erkennbar); feinkristalline Grundmasse aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und feinverteilter Hämatit als färbendes Pigment. +Nic. Bildbreite ca. 3,5 mm. **b** *Andesit*, Mount Rainier, Kaskaden-Gebirge, Staat Washington, USA. Einsprenglinge: Plagioklas (polysynthetisch verzwillingt, mit ausgeprägtem Zonarbau) und braune basaltische Hornblende (gelbliche Interferenzfarben); feinkristalline Grundmasse aus Plagioklas, Hornblende und Opakmineralen. +Nic. Bildbreite ca. 2,5 mm. (Fotos: K.-P. Kelber)

dicht- bis feinkörnig, auch porphyrisch ausgebildet. Besonders die dicht- bis feinkörnigen Varietäten zeigen mikroskopisch ein sog. Intersertalgefüge. Dabei ist zwischen den sich leicht berührenden Plagioklas-Leisten zersetzte Glassubstanz vorhanden. Bekannt sind die *Melaphyrmandelsteine*, z. B. im permischen Vulkangebiet des Saar-Nahe-Beckens, mit Hohlraumfüllungen von Chalcedon bzw. Achat.

Technische Verwendung basaltischer Gesteine. Wegen ihrer hohen Druckfestigkeit als Schotter und Splitt.

Pikrit

Holomelanokrates (ultramafisches), fein-, mittel-, gelegentlich grobkörniges, schwarzgrünes Gestein, häufig auch mit porphyrischem Gefüge.

Mineralbestand. Olivin, bis auf Kornreste in Serpentin umgewandelt. Augit, seltener Enstatit-Bronzit, primäre Hornblende kommt nur untergeordnet vor; Biotit bzw. Phlogopit ist sporadischer Gemengteil in fast allen Pikriten.

Akzessorien: Apatit, Magnetit, Chromspinell (Picotit). Mit Plagioklas Übergang zu *Pikritbasalt*.

Vorkommen. Überwiegend subvulkanisch, insbesondere in den unteren Bereichen von Lagergängen, d. h. entstanden durch Anreicherung abgesunkener Olivine und Pyroxene.

Komatiit

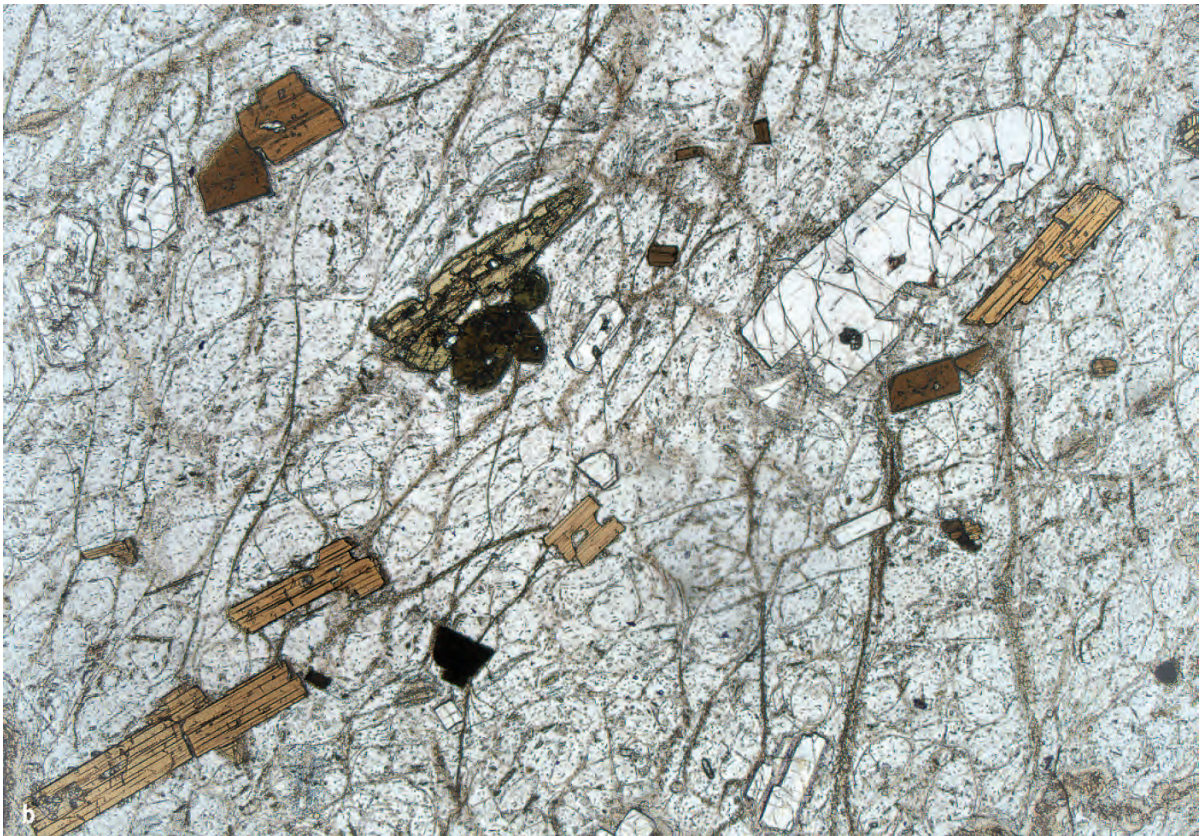
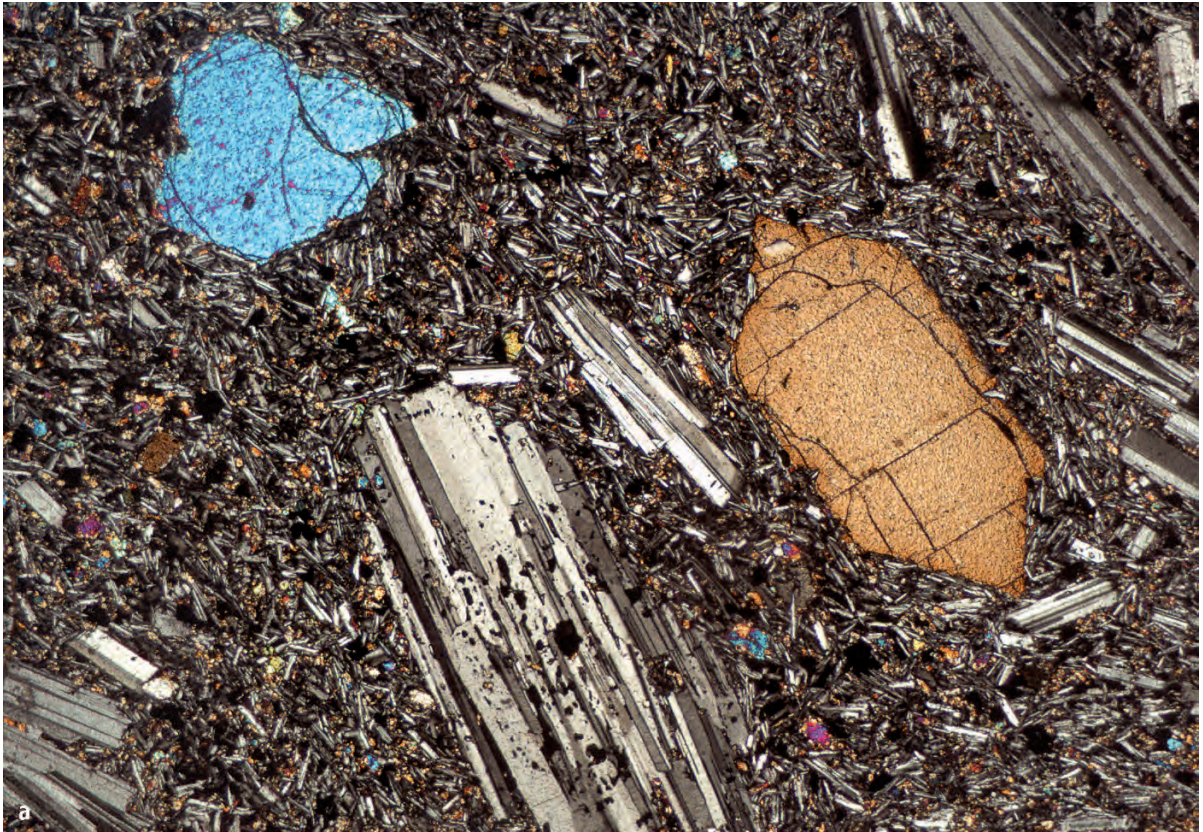
Ultramafisches bis melanokrates Lavagestein, benannt nach dem Komati River in Südafrika.

Mineralbestand. Olivin (stark serpentiniert), Augit, Chromspinell, Glas, in basaltischen Komatiiten auch Plagioklas. Komatiite sind oft niedriggradig metamorph überprägt unter Bildung von Serpentin, Tremolit, Talk und Chlorit.

Gefüge. Typisch sind die sog. *Spinifexgefüge* (Abb. 11.9), d. h. ein skelettartiges Wachstum von Olivin, Augit, z. T. auch von Plagioklas, entstanden durch rasche Kristallisation aus einer stark unterkühlten Schmelze. Spinifexgefüge sind daher meist auf die oberen Lagen von Lavaströmen beschränkt; nach unten gehen sie in porphyrische oder Kumulatgefüge über.

Vorkommen. Als Bestandteil der Peridotit-(Tholeiit-)Basalt-Assoziation (*Grünstein-Gürtel*) der archaischen Schildregionen (Kratone): Südafrika, Kanada, Australien.

Wissenschaftliche Bedeutung. Ihre Anwesenheit belegt, dass im Archaikum auf der Erde heiße, ultramafische Magmen ausgeflossen sind; daher war der geothermische Gradient, d. h. die Temperatur-Zunahme mit der Erdtiefe, größer als im Proterozoikum und im Phanerozoikum.



11.2.2

Alkali-Magmatite (Abb. 11.1, Tafel A.2)

Alkali-Plutonite

Alkalifeldspat-Granit (Alkaligranit)

Wie Granit ist er ein leukokrates, hypidiomorph-körniges Gestein. Der Name ist nach dem IUGS-Vorschlag auf Granit-Varietäten begrenzt, bei denen der Plagioklasanteil entsprechend dem QAPF-Feld 2 (Abb. 11.1) weniger als 10 % des totalen Feldspatgehalts beträgt. Wenn diese Granite als Mafite Na-Amphibol und/oder Na-Pyroxen führen (was meistens der Fall ist) kann man die Sammelbezeichnung Alkaligranit verwenden.

Mineralbestand. Alkalifeldspat (Orthoklas- oder Mikroklinperthit), sehr wenig Plagioklas, Quarz, eisenreicher, schwarzbrauner Biotit (Lepidomelan) oder Natronamphibol (z. B. Riebeckit) und/oder Natronpyroxen (Ägirin) in Prismen oder Körnern. Akzessorien: Zirkon, Apatit und

weitere ganz spezifische Minerale. Albitgranite führen als Alkalifeldspat reinen Albit.

Vorkommen. Alkalifeldspat-Granite treten viel weniger häufig als Kalkalkaligranit auf, meist zusammen mit Alkalisyenit, Nephelinsyenit und anderen Alkaliplutoniten z. B. im Oslogebiet in Südnorwegen, an mehreren Stellen in Schweden, in Grönland.

Alkalifeldspat-Syenit (Alkalisyenit)

Alkalifeldspat-Syenite (Feld 6 in Abb. 11.1) sind durch Quarz-Gehalte von <5 % der leukokraten Gemengteile und Plagioklas-Anteile von <10 % des totalen Feldspatgehalts gekennzeichnet.

Mineralbestand. Orthoklas- oder Mikroklinperthit, auch Anorthoklas, nur wenig Plagioklas, eisenreicher Biotit (Lepidomelan), Natronamphibol (z. B. Riebeckit), Natronpyroxen (Ägirin, Ägirinaugit), auch als Säume um Diopsid. Akzessorien: honiggelber Titanit, Apatit, Zirkon.

Die Varietät *Larvikit* enthält etwa 90 % Anorthoklas sowie wenig Titanaugit ± Biotit (Lepidomelan). Anorthoklas, kenntlich an seinen spitz-rautenförmigen Querschnitten, zeigt z. T. blauschillerndes Farbenspiel, was auf antiperthitische Entmischung der Or-Komponente zurückgeht; da der verbleibende Wirtkristall ein Oligoklas ist, kann man die Larvikite auch zu den Monzoniten stellen.

Vorkommen. Zwischen Oslo und dem Langesundfjord in Südnorwegen.

◀ **Abb. 11.8.** Mikrofotos von Vulkaniten mit porphyrischem Gefüge und deutlicher Fließregelung. **a** *Olivintholeiit*, Großer Ararat, Türkei. Einsprenglinge von Plagioklas (mit leistenförmigem Habitus, polysynthetisch verzwilligt) und Olivin (mit bunten Interferenzfarben) in einer feinkristallinen Grundmasse aus Plagioklas, Augit und Magnetit. +Nic. Bildbreite ca. 5 mm. **b** *Pechstein*, Hlinik, Ungarn, mit perlitischem Gefüge. Es dominiert die glasige (hyaline) Grundmasse; diese zeigt runde und bogenförmige Kontraktionsrisse, auf denen sich bevorzugt feinkristalline Entglasungsprodukte gebildet haben. Wenige Einsprenglinge von Plagioklas (farblos), Biotit (rötlichbraun, deutliche Spaltbarkeit) basaltischer Hornblende (olivbraun, Mitte) und Opakmineralen. Bildbreite ca. 5 mm. 1 Nic. (Fotos: K.-P. Kelber)

Abb. 11.9.

Mikrofoto von *Komatiit* mit typischem *Spinifex-Gefüge*, benannt nach einer spitzen Grasart in Australien. Zwischen meist skelettartigen Olivinkristallen, die merklich serpentisiert sind, befindet sich Glasmatrix (im Bild schwarz), die nadelförmige Kriställchen von Augit als Entglasungsprodukte enthält (sichtbar besonders am oberen Bildrand). Spinifex-Gefüge entsteht durch schnelle Erstarrung einer ehemals heißen, stark unterkühlten Schmelze. Komatiitlava, Timmins, Ontario, Kanada. +Nic. Bildbreite ca. 12 mm. (Foto: K.-P. Kelber)



Technische Verwendung. Bekannt als geschliffener Ornamentstein zur Verblendung von Fassaden und zum Innenausbau, für Grabsteine.

Monzonit

Mesokrater, hypidiomorph-körniger Plutonit mit *Kali-Vormacht*.

Mineralbestand. Übergang aus Alkalisyenit durch Zunahme des Plagioklas-Anteils mit höherem An-Gehalt (An_{40-60}), gleichlaufende Zunahme des Gehalts an mafischen Gemengteilen, vorzugsweise Biotit.

Vorkommen. Monzoniegebiet und Predazzo in Südtirol, Meißener Massiv in der Elbtalzone Sachsens.

Nephelinsyenit

In stärker unterkieselten Alkalisyenit treten neben Alkalifeldspat auch Feldspatoide als wesentliche Gemengteile auf. Nehmen die Gehalte auf >10 Vol.-% der hellen Gemengteile zu, spricht man von **Foidsyeniten**. Am häufigsten sind Nephelinsyenite. Das Synonym *Foyait* wird in der IUGS-Nomenklatur nicht mehr verwendet.

Mineralbestand. Alkalifeldspäte wie Orthoklas- oder Mikroklinperthit oder Anorthoklas; auch Albit kann auftreten. Nephelin (Varietät Eläolith) ist durch Entmischung der Kalsilit-Komponente grau oder durch Einschlüsse von Hämatit rötlich gefärbt, zeigt muscheligen Bruch und Fettglanz (makroskopisch dem Quarz ähnlich); er ist xenomorph ausgebildet, seltener idiomorph durch Wachstumsflächen begrenzt. Seine sekundäre Umwandlung in ein Haufwerk von Zeolith ist verbreitet. Neben Nephelin tritt sehr häufig als Foid blassfarbener bis tiefblauer Sodalith auf, idiomorph nach {110} oder als Zwickelfülle; mit seinem modalen Vorkommen Übergang in *Sodalithsyenit*; auch Nosean kann vorhanden sein. Ganz selten tritt in Plutoniten Pseudoleucit auf, ein Gemenge aus Kalifeldspat + Nephelin, pseudomorph nach idiomorphem Leucit {211}. Als mafische Gemengteile finden sich hellgrüner bis farbloser Diopsid, dunkelfarbiger Ägirin in dünnen, oft büschelig gruppierten Nadelchen; Ägirinaugit bildet demgegenüber eher gedrungene Kristalle mit zonarer Umwachsung eines Diopsidkerns; auch Titanaugit kommt vor. Der Amphibol ist wiederum ein Natronamphibol (z. B. Arfvedsonit); oft tritt dunkelbrauner Biotit (Lepidomelan) hinzu. Akzessorien sind vorzugsweise Minerale mit Seltenen Erden sowie zahlreiche Ti- und Zr-haltige Silikate.

Shonkinit ist ein melanokrater Nephelinsyenit (M > 60 Vol.-%).

Vorkommen. Beispiele: Oslogebiet in Südnorwegen, Kola-Halbinsel, Karpatenraum, Mittelschweden, Serra de Monchique in Portugal. Bekannt ist der subvulkanische Shonkinit vom Katzenbuckel im Odenwald.

Technische Verwendung. In Kanada und den USA werden ausgedehnte Nephelinsyenit-Vorkommen in großem Umfang wirtschaftlich genutzt. Sie bilden einen wichtigen Rohstoff für die Glasherstellung. In der Keramik wird das Gestein häufig als Ersatz für Feldspat verwendet.

Foidmonzodiorit und Foidmonzogabbro (Essexit)

Meso- bis melanokrates, hypidiomorph-körniges Gestein. (Feld 13 in Abb. 11.1).

Mineralbestand. Plagioklas (An_{40-60} , mehr oder weniger idiomorph ausgebildet) > Alkalifeldspat (Na-Orthoklas- oder Na-Mikroklinperthit, oft als Saum um Plagioklas oder Zwickelfülle), Foide. Als dunkler Gemengteil überwiegt Pyroxen (diopsidischer Augit, Titanaugit und/oder Ägirinaugit), daneben Fe-reiche Hornblende oder Biotit. Olivin, wenn vorhanden, ist meistens in Serpentin umgewandelt. Akzessorien sind Apatit, Titanit und opake Fe-Ti-Oxide. Foid-führende Plutonite mit geringem oder fehlendem Alkalifeldspat heißen *Foiddiorite* und *Foidgabbros* (*Theralithe*; Feld 14 in Abb. 11.1)

Vorkommen. Beispiele: Kaiserstuhl, Böhmisches Mittelgebirge, Südnorwegen.

Foidolite

Plutonite, deren Foidanteil 60–100 Vol.-% der hellen Gemengteile beträgt (Feld 15 in Abb. 11.1). Als Beispiel sei der melanokrate *Ijolith* genannt, bestehend aus Nephelin, Ägirinaugit, ± Biotit sowie akzessorischem Apatit und Titanit.

Alkali-Vulkanite

Trachyt

Leukokrates, dicht- oder feinkörniges, auch porphyrisches Gestein, holokristallin, auch hypokristallin. Vulkanit-Äquivalent des Alkalisyenits.

Mineralbestand. Einsprenglinge: Na-Sanidin oder Anorthoklas, auch Plagioklas (An_{20-30} , gelegentlich höher), in einzelnen Varietäten Feldspatoide, Na-Pyroxen, auch diopsidischer Augit und/oder Na-Amphibol (z. B. Riebeckit), Biotit. Die Grundmasse besteht aus fluidal angeordneten Leisten von Na-Sanidin, Na-Pyroxen (Ägirin) neben diopsidischem Augit, Na-Amphibol, zuweilen Biotit, auch Glas-

substanz. Akzessorien sind Apatit, Titanit, Magnetit, Zirkon, nicht selten auch etwas Quarz, Tridymit oder Cristobalit. Daneben gibt es glasreiche Trachyte bis zu Trachygläsern (Obsidian), ebenso Trachyt-Bimssteine.

Vorkommen. Beispiele: Drachenfels im Siebengebirge, Westerwald, Böhmisches Mittelgebirge, Auvergne in Zentralfrankreich, Insel Ischia, Phlegräische Felder bei Neapel, Kanarische Inseln, Azoren.

Phonolith (Abb. 11.10a)

Grau bis grünliches oder bräunliches, dicht- bis feinkörniges, auch porphyrisches Gestein. Als Einsprenglinge treten makroskopisch mitunter hervor: Na-Sanidin, Nosean oder Hauyn, Nephelin oder Leucit in idiomorph ausgebildeten Kristallen. Daraus ergeben sich verschiedene Varietäten. Phonolith ist das Vulkanit-Äquivalent des Foidsyenits. Das Gestein sondert häufig in dünnen Platten ab, die beim Anschlagen klingen („Klingstein“ von grch. φωνή = Klang).

Mineralbestand. Na-Sanidin, auch Anorthoklas, Nephelin und andere Feldspatoide, besonders Leucit oder Nosean. Mafische Gemengteile sind Ägirin, Ägirinaugit und/oder Na-Amphibol, bisweilen auch Melanit, ein Ti-haltiger Andradit-Granat. Die Grundmasse enthält selten etwas Glas. Fluidalgefüge durch annähernd parallel angeordnete Leisten von Sanidin ähnlich dem Trachyt. In Blasenräumen häufig viele Arten von Zeolithen (Natrolith, Chabasit u. a.). Der Phonolith i. e. S. führt als Foid Nephelin; herrscht ein anderes Foid vor, so spricht man von: *Leucitphonolith*, *Sodalithphonolith*, *Noseanphonolith* (Abb. 11.10a). Übergang zu Trachyt ist verbreitet. Phonolith kann auch als Phonolithbimsstein entwickelt sein.

Vorkommen. Beispiele. Laacher See-Gebiet (Eifel), Rhön, Kaiserstuhl, Hegau, Böhmisches Mittelgebirge, Auvergne (Französisches Zentralmassiv), Kanarische Inseln.

Alkalibasalte und Alkali-Olivinbasalte

Alkalibasalte (mit normativem $ol < 5\%$) und Alkali-Olivinbasalte (mit $ol > 5\%$) sind durch einen höheren Gehalt an Alkalien, meistens Na, relativ zu Al und Si gekennzeichnet; dadurch treten normative, z. T. auch modale Gehalte an Nephelin auf, wobei allerdings $ne < 5\%$ bleibt (Feld 10' in Abb. 11.1). Bei höheren normativen und modalen Foid-Gehalten spricht man von Tephriten und Basaniten (s. unten). Im Basalttetraeder von Yoder u. Tilley (1962) liegen die darstellenden Punkte der Alkali-Olivinbasalte links von der kritischen Ebene der SiO_2 -Untersättigung, diejenigen der Olivintholeiite dagegen rechts dieser Ebene (Abb. 16.21, S. 276).

Gefüge und Mineralbestand. Ähnlich den Olivin-Tholeiiten und Tholeiitbasalten.

Vorkommen. Das Auftreten von Alkali-(Olivin-) basalten neben Tholeiiten ist charakteristisch für ozeanische Inseln, z. B. Hawaii. Sie treten jedoch auch innerhalb von kontinentalen, nichtorogenen Regionen auf, so in intrakontinentalen Grabenzonen (rift valleys), z. B. im Ostafrikanischen Grabensystem, im Oslogebiet, im Rheintalgraben und den hessischen Gräben (Westerwald, Vogelsberg), in der Eifel sowie in der Basin and Range Province (USA).

Im weiteren Sinne gehören zu den Alkalibasalten die Varietäten:

- *Hawaiiit*: Plagioklas (An_{30-50}), Augit, Olivin, \pm Foide (meist in Feld 9' und 10' in Abb. 11.1);
- *Mugearit*: Plagioklas (An_{10-30}), Augit, \pm Olivin, \pm Foide (meist in Feld 9 und 9');
- *Trachybasalt*: mit geringen Mengen an Alkalifeldspat (meist Sanidin) neben vorherrschendem Plagioklas (Übergang zum *Latit*), Augit bis Ägirinaugit, Olivin \pm Foide.

Tephrit und Basanit (Tabelle 11.7)

Melanokrate, SiO_2 -untersättigte Gesteine (Feld 14 in Abb. 11.1) mit dicht- bis feinkörnigem, auch porphyrischem Gefüge; gröbere Varianten werden wie bei den Tholeiiten als Dolerite bezeichnet.

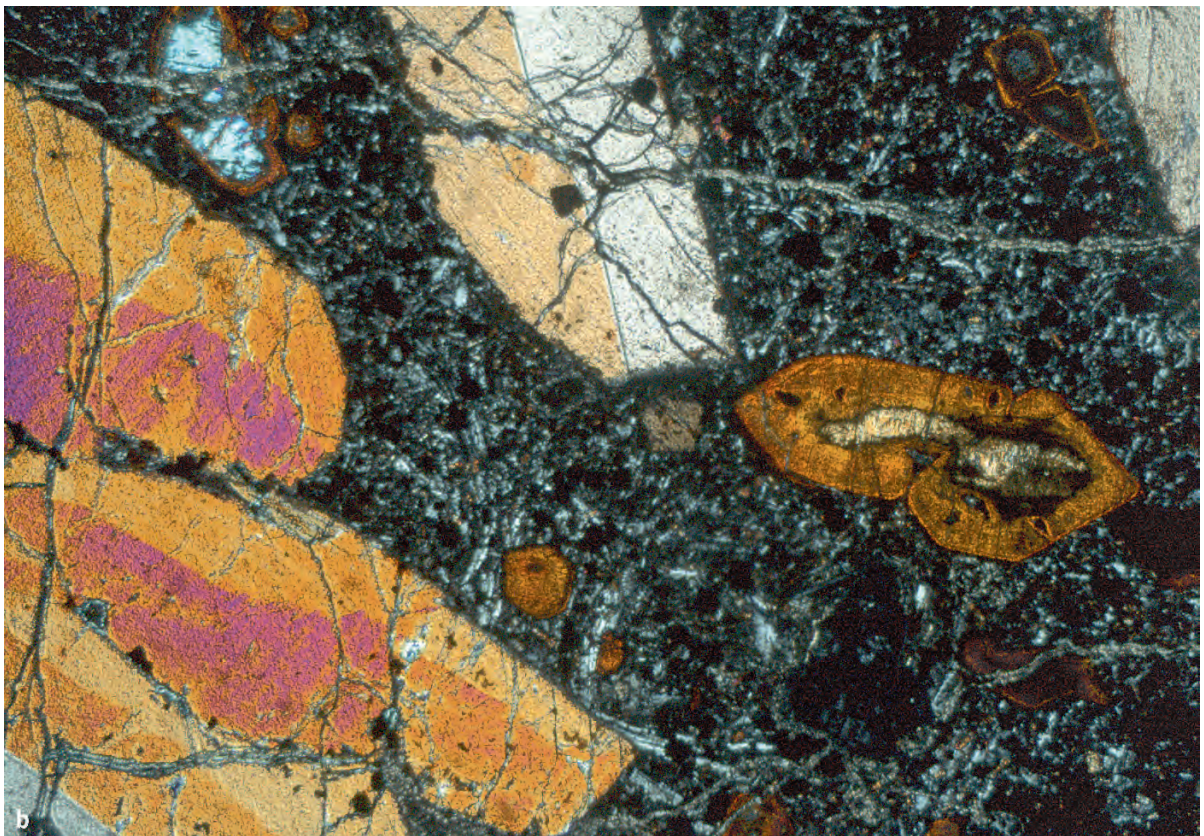
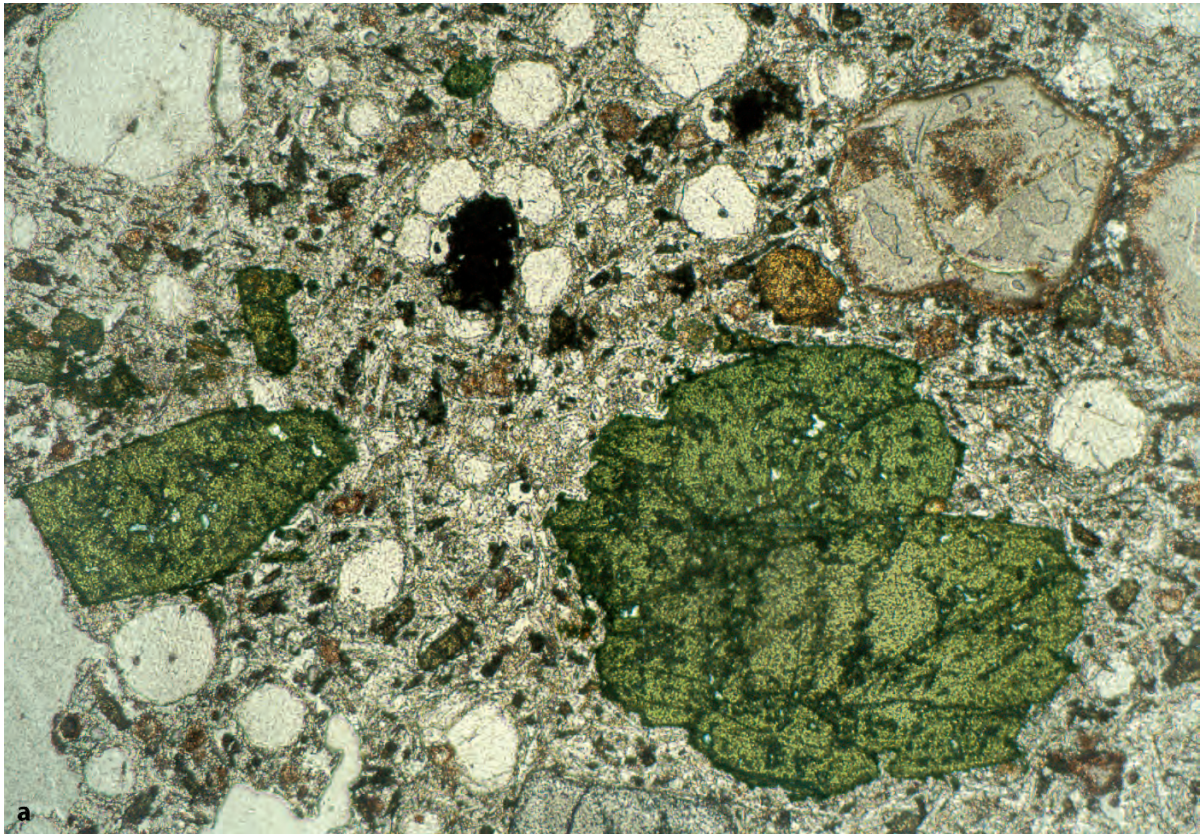
Mineralbestand. Stets Plagioklas (An_{50-70}) und Foide, dunkle Gemengteile sind Titanaugit, diopsidischer Augit, auch Amphibol. Einsprenglinge bilden Plagioklas, Leucit und Pyroxen, in den Basaniten auch Olivin. Die Grundmasse enthält mitunter auch geringe Mengen von Glas. Akzessorien: besonders Magnetit und Apatit.

Limburgit ist ein Nephelinbasanit mit glasiger Grundmasse und Einsprenglingen von Titanaugit, Olivin und Titanomagnetit (Abb. 11.10b).

Vorkommen. Beispiele: Laacher-See-Gebiet (Eifel), Rhön, Kaiserstuhl, Thüringen, Böhmisches Mittelgebirge, Auvergne, Kanarische Inseln und Inseln des mittelatlantischen Rückens; *Leucittephrit* bzw. *Leucitbasanit* speziell im Kaiserstuhl, Laacher-See-Gebiet, Duppauer Gebirge (Nordböhmen), Monte Somma und Vesuv, Roccamonfina in Mittelitalien.

Tabelle 11.7. Tephrite und Basanite

Helle Gemengteile \ Mafite	Klinopyroxen	
	ohne Olivin	mit Olivin
Nephelin + Plagioklas	Nephelintephrit	Nephelinbasanit
Leucit + Plagioklas	Leucittephrit	Leucitbasanit



◀ **Abb. 11.10.** Mikrofotos von Alkalivulkaniten, mit porphyrischem Gefüge. **a** *Leucit-Nosean-Phonolith*, Rieden, Laacher-See-Gebiet, Eifel. Einsprenglinge: Leucit (farblos, z. T. mit Ikositetraeder-Umriss), Nosean (grau mit braunem Rand) und Ägirinaugit (grünlich bis bräunlich); feinkristalline Grundmasse aus Alkalifeldspat, Nephelin, Leucit, Nosean und Ägirinaugit. 1 Nic. Bildbreite ca. 5 mm. **b** *Limburgit* (Hyal-Nephelinbasanit), Limberg bei Sasbach, Kaiserstuhl. Einsprenglinge: Titanaugit (mit Zonar- und Sektorenbau, z. T. verzwilligt) und Olivin (weitgehend in bräunlichen Iddingsit umgewandelt, ein feinstkörniges Gemenge aus Montmorillonit, Chlorit, Goethit, Hämatit u. a.); hypokristalline Grundmasse aus Plagioklas, Nephelin, Augit, Magnetit und Gesteinsglas. +Nic. Bildbreite ca. 5 mm. (Fotos: K.-P. Kelber)

Foidite: Nephelinit und Leucitit (Abb. 11.11a,b)

Basaltähnliche Gesteine, die als helle Gemengteile nur Nephelin und/oder Leucit neben wenig Hauyn und Sanidin enthalten (Abb. 11.1, Feld 15c). Unter den Mafiten (M meist >50 Vol.-%) dominieren unterschiedliche Klinopyroxene: Titanaugit, basaltischer Augit, auch Ägirin oder Diopsid. Bei Anwesenheit von Olivin oder Melilith spricht man von Olivin- bzw. Melilith-Nepheliniten oder -Leucititen. Akzessorien sind Apatit, Melanit, Titanit, Perowskit, Chromit. Vorkommen: Laacher See-Gebiet (Eifel), Rhön, Vogelsberg, Löbauer Berg (Oberlausitz), Nordböhmen, Toskana, Ostafrikanisches Grabensystem.

11.2.3

Karbonatite, Kimberlite und Lamproite

Karbonatite

Karbonatite sind relativ seltene magmatische Gesteine mit >50 Vol.-% Karbonatmineralen, die zuerst von Brögger (1921) aus dem Fen-Gebiet in Südnorwegen beschrieben wurden. Sie treten geologisch in Schloten, Gängen und als Lavaströme auf und kommen meist zusammen mit foidreichen Vulkaniten (Phonolithe, Nephelinite) oder Plutoniten (Nephelinsyenite, Ijolithe) vor. Auch Pyroklastika aus Karbonatitmaterial sind bekannt.

Mineralbestand. Hauptkarbonatminerale sind Calcit, Dolomit, Ankerit und Siderit, die gewöhnlich 70–90 Vol.-% ausmachen; daneben können als Silikatminerale Forsterit, Melilith, Diopsid, Ägirin, Ägirinaugit, Wollastonit, Calcium- und Alkali-Amphibole, Phlogopit, Alkalifeldspäte und Nephelin auftreten; Akzessorien sind Apatit, Pyrochlor $(Ca,Na,Ba,Sr,Ce,Y)_2(Nb,Ta)_2(O,OH,F)_7$, Titanit, Zirkon, Nb-haltiger Perowskit $CaTiO_3$, Fe-Ti-Oxide, Sulfide und zahlreiche seltene Minerale mit Seltenerelementen, Th, U etc. Nach der Art der Karbonatminerale unterscheidet man Calcitkarbonatite, Dolomitkarbonatite, Ferrokarbonatite (mit Ankerit oder

Siderit) und die seltenen Natrokarbonatite (mit Na-K-Ca-Karbonaten).

Vorkommen. Vor allem in Alkaligesteinskomplexen, besonders in Ringkomplexen, häufig innerhalb von intrakontinentalen Riftzonen; Fen-Distrikt (Südnorwegen), Insel Alnö (Mittelschweden), Kola-Halbinsel (Russland), Kaiserstuhl, Palabora (Südafrika), Namibia, im ostafrikanischen Grabensystem, wo u. a. der Oldoinyo Lengai (Tansania) als aktiver Natrokarbonatit-Vulkan auftritt.

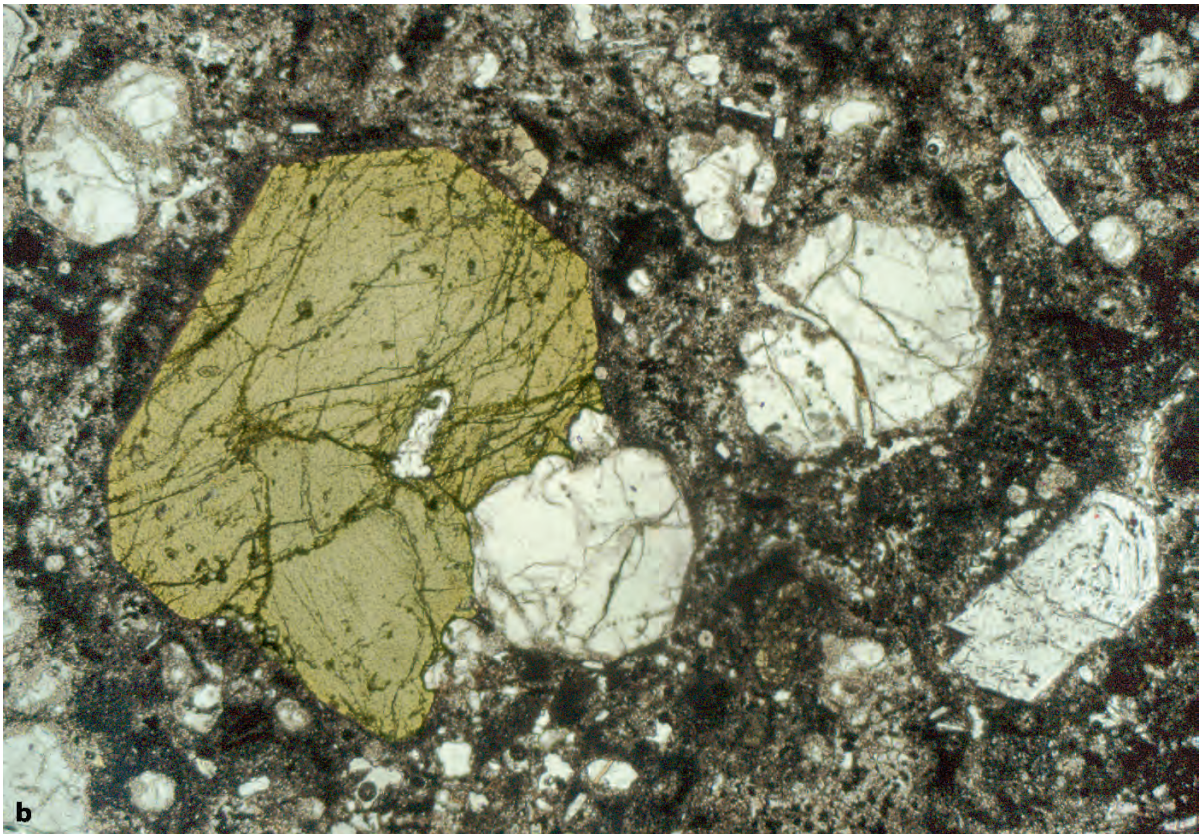
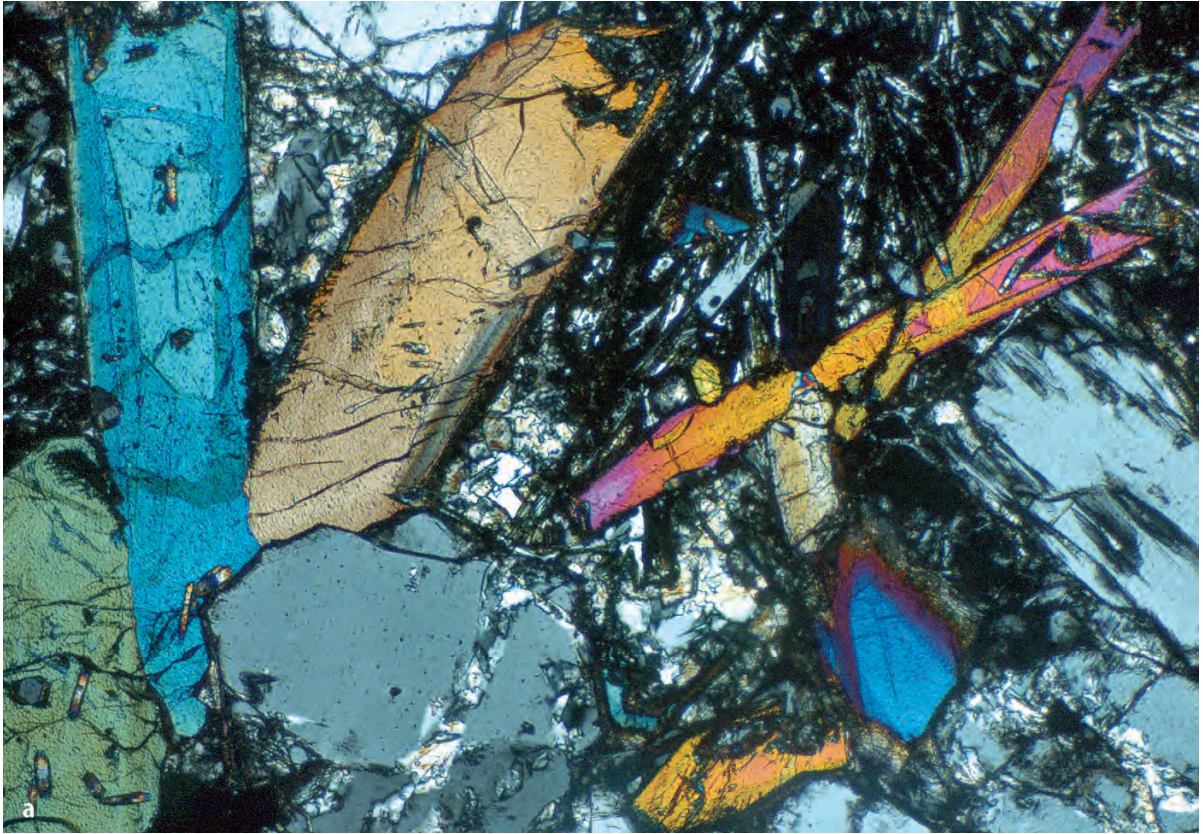
Wirtschaftliche Bedeutung. An Karbonatitvorkommen sind nicht selten Lagerstätten von Apatit (Kola-Halbinsel) und von nutzbaren Mineralen mit Nb und SEE oder Sulfiden (Palabora) gebunden (Abschn. 19.4, S. 305f).

Kimberlite

Kimberlite sind ultramafische Vulkanite bis Subvulkanite. Es handelt sich um Glimmerperidotite, die meist porphyrisches Gefüge aufweisen und die serpentinisiert und karbonatisiert sind.

Mineralbestand. Olivin (meist in Serpentin oder Karbonat umgewandelt) und (Fe-)Phlogopit (oft zu Vermiculit zersetzt) bilden Einsprenglinge; die Grundmasse enthält wechselnde Anteile von Serpentin, Karbonat, Pyroxen, Tremolit-Aktinolith, Hydroglimmer, Zeolithe, Magnetit und Cr-Spinell. Charakteristische Nebengemengteile sind außerdem Apatit, Monticellit $CaMg[SiO_4]$, Rutil und Perowskit $CaTiO_3$, Pyrop-reicher Granat, Enstatit und Cr-Diopsid sind ebenfalls häufig und bilden meist größere Körner; sie stammen aus dem Herkunftsort des Kimberlit-Magmas (Xenokristalle). Viele Kimberlite sind zudem Trägergesteine für *Diamant*, der nicht selten in schleifwürdigen Kristallen auftritt (Abb. 2.10, 2.14, S. 54, 57).

Geologische Stellung und Gefüge. Kimberlite treten gewöhnlich an der Erdoberfläche in vulkanischen Durchschlagsröhren (Diatremen, engl. pipes) in Form von Tuffen und Schlotbreccien auf, die durch explosiven Vulkanismus entstanden sind; nach unten zu gehen sie in massive Gänge und Lagergänge über (Abb. 12.13, S. 224). Nach Lorenz (1998) wird der explosive Kimberlit-Vulkanismus nahe der Erdoberfläche durch den Kontakt des heißen Kimberlit-Magmas mit kaltem Grundwasser ausgelöst. Diesen Vorgang bezeichnet man als Phreatomagmatismus. Wie Abb. 2.15 (S. 58) zeigt, benötigt Diamant zu seiner Bildung Mindestdrücke von 45–55 kbar (im Temperaturbereich von 1 000–1 500 °C), entsprechend einer Tiefe von 140–170 km. Diamantführende Kimberlite müssen somit aus großen Erdtiefen stammen; die in ihnen häufig enthaltenen Bruchstücke von Granat-



◀ **Abb. 11.11.** Mikrofotos von Alkalivulkaniten. **a** *Nephelinit*, Löbauer Berg, Oberlausitz. Es dominieren Verwachsungen von hypidiomorphem Nephelin (graue Interferenzfarben, teilweise in Natrolith umgewandelt) und Titanaugit (bunte Interferenzfarben, mit typischem Sektorenbau); in den Zwickeln feinkörnige Grundmasse aus Nephelin, Plagioklas, Augit und Opakmineralen. +Nic. Bildbreite ca. 3,5 mm. **b** *Tephritischer Leucitit*, Vesuv, Lava von 1944. Einsprenglinge: Augit (gelblichgrün mit schwachem Zonarbau), Leucit (farblos, Ikositetraeder) und Plagioklas (farblos, unten rechts); feinkristalline Grundmasse aus Plagioklas, Leucit, Biotit und Opakmineralen. 1 Nic. Bildbreite ca. 4,5 mm. (Fotos: K.-P. Kelber)

peridotit geben daher Aufschluss über die Zusammensetzung des Erdmantels.

Vorkommen und Bedeutung. Wie in Abschn. 27.3.1 (S. 486f) näher begründet wird, treten Kimberlite ausschließlich in Kontinentalschilden (Kratonen) auf, so im südlichen und westlichen Afrika, in Sibirien, in Kanada, neuerdings auch in Finnland. Als primäre Diamantlagerstätten sind Kimberlite von überragender weltwirtschaftliche Bedeutung.

Lamproite

Die in Gängen auftretenden Lamproite gehören ungewöhnlich K-reichen Magmatitserien an und bestehen aus Olivin, Diopsid, Phlogopit, Leucit, Sanidin und einem K-reichen Amphibol in unterschiedlichen Mengenteilen. Akzessorien sind: Perowskit, Nephelin, Apatit neben weiteren, an Seltenen Erden reichen Mineralen. Durch ihre *Diamantführung* haben Lamproite an wirtschaftlichem Interesse gewonnen: Diamantlagerstätte Argyle (Westaustralien).

Weiterführende Literatur

- Best MG (2003) *Igneous and metamorphic petrology*, 2nd edn. Blackwell, Oxford
- Best MG, Christiansen EH (2001) *Igneous petrology*. Blackwell, Malden, Mass., USA
- Hersum TG, Marsh BD (2007) *Igneous textures: On the kinetics behind the words*. Elements 3:247–252
- Higgins MD (2006) *Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology*. Cambridge University Press, Cambridge, England
- Jerram DA, Higgins MD (2007) 3D analysis of rock textures: Quantifying igneous microstructures. Elements 3:239–245
- Le Maitre RW (ed) (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Oxford
- Wimmenauer W (1985) *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*. Enke, Stuttgart

Zitierte Literatur

- Brögger WC (1921) Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. Vit Selsk Skr Mat Nat Klasse 1920, 1, 494 pp. Kristiania (Oslo)
- Charlier BLA, Wilson CJN, Lowenstern JB, Blake S, van Calsteren PW, Davidson JP (2005) Magma generation at a large, hyperactive silicic volcano (Taupo, New Zealand) revealed by U-Th and U-Pb systematics in zircons. J Petrol 46:3–32
- Defant MJ, Drummond MS (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347:662–665
- Hildreth W (2001) Unpublizierter Vortrag bei der Penrose Conference „Longevity and dynamics of rhyolitic magma systems“, cit. Charlier et al. (2005)
- Jahn BMM, Glikson AY, Peucat J-J, Hickman AH (1981) REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, western Australia: Implications for the early crustal evolution. Geochim Cosmochim Acta 45:1633–1652
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A, Zanettin B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J Petrol 27:745–750
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, Woolley AR (1992) The construction of the total alkali-silica chemical classification of volcanic rocks. Mineral Petrol 46:1–22
- Le Bas MJ, Streckeisen AL (1991) The IUGS systematics of igneous rocks. J Geol Soc London 148:825–833
- Lorenz V (1998) Zur Vulkanologie von diamantführenden Kimberlit- und Lamproit-Diatremen. Z Dt Gemmol Ges 47:5–30
- Martin H, Chauvel C, Jahn BM (1983) Major and trace element geochemistry and crustal evolution of granodioritic Archean rocks from eastern Finland. Precambrian Res 21:159–180
- Martin H, Smithies RH, Rapp R, Moyen J-F, Champion D (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79:1–24
- Nockolds SR (1954) Average chemical composition of some igneous rocks. Bull Geol Soc America 65:1007–1032
- Ronov AB, Yaroshevsky AA (1969) Chemical composition of the Earth's crust. In: Hart PJ (ed) *The Earth's crust and upper mantle*. Geophys Monogr 13:37–57. AGU, Washington/DC
- Streckeisen AL (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks (Final report of an inquiry). Neues Jahrb Mineral Abh 107:144–240
- Streckeisen AL (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks. Geol Rundsch 63:773–788
- Streckeisen AL (1976) To each plutonic rock its proper name. Earth Sci Rev 12:1–34
- Streckeisen AL (1980). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Geol Rundsch 69:194–207
- Verma SP, Torres-Alvarado IS, Velasco-Tapia F (2003) A revised CIPW norm. Schweiz Mineral Petrogr Mitt 83:197–216
- Woolley AR, Bergman, S, Edgar AD, Le Bas MJ, Mitchell, RH, Rock NMS, Scott Smith BH (1996) Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. Canad Mineral 34:175–186
- Yoder HS, Tilley CF (1962) Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. J Petrol 3:342–532

Vulkanismus

12.1 Effusive Förderung: Lavaströme

12.2 Extrusive Förderung

12.3 Explosive Förderung

12.4 Gemischte Förderung: Stratovulkane

12.5 Vulkanische Dampftätigkeit

Der Vulkanismus ist für Geologen und Petrologen von besonderem Interesse, da er einer der wenigen geologischen Prozesse ist, die sich unmittelbar beobachten lassen. Vulkane sind geologische Gebilde, die durch den Ausbruch von magmatischen Schmelzen und/oder Gasen aus dem Erdinnern an die Erdoberfläche oder auf den Meeresboden entstehen. Als Vulkane im geographischen Sinne bezeichnet man die Hügel oder Berge, die durch Anhäufung von vulkanischem Gesteinsmaterial gebildet wurden.

Es gibt heute nahezu 800 aktive Vulkane, davon einige mit Dauertätigkeit, wie der Stromboli (Äolische Inseln), der Ätna (Sizilien), der Kilauea (Hawaii). Der Izalco in El Salvador befand sich als „Leuchtturm des Pazifik“ von 1770 bis 1957 in Dauertätigkeit. Wie Abb. 12.1 zeigt, konzentrieren sich die jungen und aktiven Vulkane auf die tektonisch mobilen Zonen der Erde, die gleichzeitig durch große Erdbebenhäufigkeit gekennzeichnet sind. Diese sind die divergenten Plattenränder (mittelozeanische Rücken), die konvergenten Plattenränder (Subduktionszonen), die intrakontinentalen Riftzonen und schließlich die Gebiete über sog. Plumes oder Hot Spots (Abschn. 17.1, S. 280), insbesondere ozeanische Inseln wie Hawaii. Für die Bevölkerung in den betroffenen Gebieten ist es eine Existenzfrage zu wissen, ob ein Vulkan wirklich erloschen ist oder ob der Vulkanismus nur ruht. So galt der Vorläufervulkan des Vesuv, der Monte Somma, lange Zeit als erloschen, bis er im Jahre 79 n. Chr. wieder einen verheerenden Ausbruch erlebte.

Nach einer Abschätzung von Bottinga et al. (1983) werden auf der Erde in jeder Sekunde etwa 1 300 t Lava gefördert, der weitaus größte Anteil davon submarin.



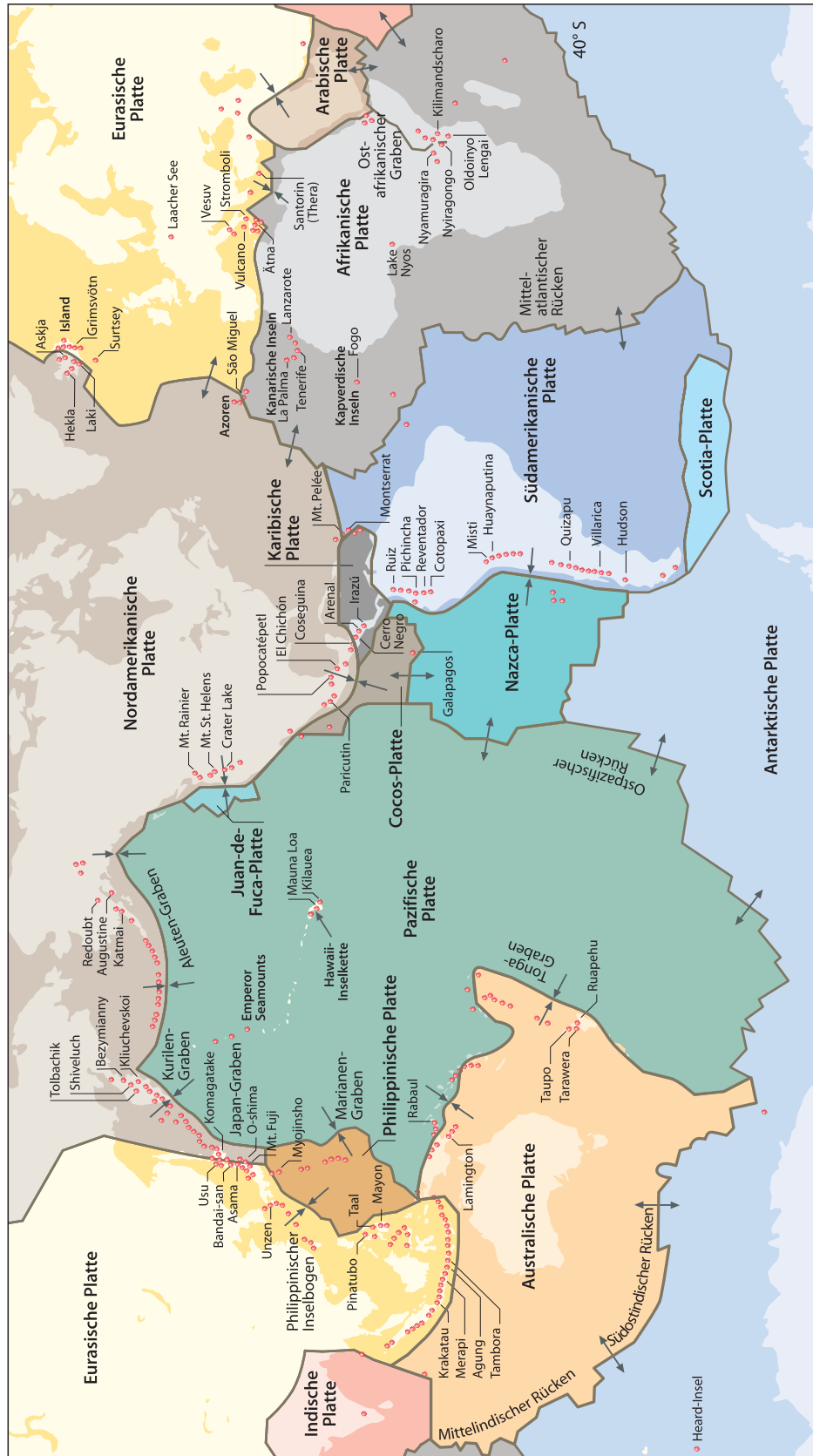


Abb. 12.1. Vulkanismus und Plattentektonik. Globale Verteilung aktiver und ruhender Vulkane und die wichtigsten Lithosphärenplatten. Man erkennt eine eindrucksvolle Konzentration der vulkanischen Aktivität an den konvergenten Plattenrändern oberhalb von Subduktionszonen (*konvergierende Pfeile*). Von den zahlreichen Vulkanen an divergenten Plattenrändern, insbesondere mittelozeanischen Rücken (*divergente Pfeile*) sind nur solche dargestellt, die aus dem Meeresspiegel herausragen. Für den rezenten Hot-Spot-Vulkanismus im ozeanischen und kontinentalen Intraplattenbereich gibt es nur wenige, aber prominente Beispiele. (Aus Schmincke 2000)

12.1 Effusive Förderung: Lavaströme

Der überwiegende Teil der effusiv geförderten Laven ist dünnflüssig und heiß (Abb. 12.2, 12.3) und besitzt basaltische Zusammensetzung (mit 40–60 % SiO_2). Solche Laven können – auch auf flach geneigten Hängen – mehr als 150 km weit fließen, wobei der individuelle Strom oft nur Dicken von wenigen Metern erreicht. Demgegenüber sind viskosere Laven naturgemäß viel weniger geeignet, große Entfernungen zurückzulegen; sie können daher nur auf steilen Hängen fließen. Deswegen bilden SiO_2 -reichere rhyolithische Laven viel seltener Ströme, wie z. B. der berühmte Obsidianstrom von Rocche Rosse auf Lipari. Effusive Lavaförderung kann große Ausmaße annehmen; so



Abb. 12.2. Ausbruch des Ätna im Jahr 1975. Man erkennt den tätigen Krater mit strombolianischer Tätigkeit und den daraus ausfließenden Pahoehoe-Lavastrom. (Foto: M. Pflgebraar, Heidenheim)

Abb. 12.3. Pahoehoe-Lava vom 16. Juli 1991, Kilauea, Insel Hawaii, nahe der Mündung in den Pazifischen Ozean. Die glutflüssige Lava ist von einer dünnen Erstarrungshaut überzogen, die teils glatt, teils gerunzelt ist: Fladen- und Stricklava. (Foto: Pete Mougini-Mark, University of Hawaii)



wurden beim Ausbruch der Laki-Spalte auf Island kurzzeitig schätzungsweise $7\,200\text{--}8\,700\text{ m}^3/\text{s}$ gefördert (Thordarsson und Self 1993). Zum Vergleich: der Rhein bei Köln führt normalerweise $2\,000\text{ m}^3/\text{s}$!

Heiße, dünnflüssige und gasarme Laven werden international als *Pahoehoe-Laven* (sprich pah'-ho-ih-ho-ih) bezeichnet, ein Ausdruck, der zunächst auf Hawaii verwendet wurde. Bei konstanter Fließgeschwindigkeit bildet sich eine Haut mit glatter oder gestriemter Oberfläche: Fladenlava (Abb. 12.3); bei Beschleunigung der Fließbewegung wird die Erstarrungshaut in Schollen zerbrochen: Schollenlava; Störungen des Fließvorgangs bei noch nicht ganz erstarrter Haut führen zur Bildung von Seil- oder Stricklava (Abb. 12.3, 12.4). Mit abnehmender Temperatur eines Lavastroms geht Pahoehoe-Laven in *Aa-Lava* (sprich ah-ah') oder Brockenlava über, die wegen ihrer höheren Viskosität langsamer fließt. Oft spielt auch eine steigende Verformungsrate, z. B. beim Fließen über einen steilen Hang eine zusätzliche Rolle. Der Lavastrom beginnt zu „klumpen“; an seiner Oberseite bilden sich zackige bis rundliche, z. T. aufgeblähte Schlacken, die von der Stirn des Lavastroms herunterfallen und von diesem überfahren werden. So entsteht die typische Zonierung von Aa-Strömen: Top- und Basis-Breccien, randliche Schlackenwälle und ein massives Zentrum (Schmincke 2000). Beim Abkühlen mächtigerer, kompakter Lavaströme tritt ein Volumenverlust ein. Dieser wird über ein System von polygonalen Klüften ausgeglichen, die senkrecht zur Abkühlungsfläche stehen: *Säulenbasalte* (Abb. 12.5).

Bei submariner Förderung von Pahoehoe-Lava entstehen typische kissen-, genauer gesagt schlauchartige Formen: *Pillowlaven*. Entscheidend für ihre Bildung ist



Abb. 12.4. Seilava von 1858, Vesuv. (Foto M. Okrusch)



Abb. 12.5. Säulenbasalt der Vulkaninsel Staffa (Innere Hebriden, Schottland). (Foto M. O.)

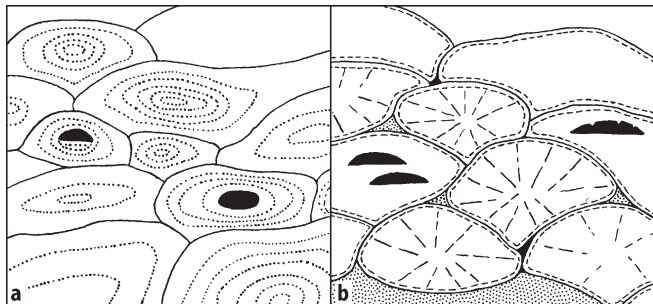


Abb. 12.6. Schematische Darstellung von subaerisch ausgeflossener Pahoehoe-Lava (links) und submariner Pillowlava (rechts). Im Gegensatz zur Pahoehoe-Lava, die nur konzentrische Absonderung zeigt, besitzt die Pillowlava radialstrahlige Absonderung, eine glaskige Außenhaut, sowie Hyaloklastite und sedimentäres Material in den Zwickeln (punktiert). Hohlräume sind schwarz dargestellt. (Mod. nach MacDonald 1972)

die rasche Abschreckung im Kontakt mit dem kalten Meerwasser, durch die sich die einzelnen Lava-Anteile mit einer Glaskruste umgeben. Die umlaufende Kruste, Sackungsformen und radialstrahlige Absonderung der Pillows sind Hinweise darauf, dass sich diese noch im plastischen Zustand übereinander lagerten (Abb. 12.6,



Abb. 12.7. Basaltpillow aus einem submarinen Lavastroms eines Vorläufer-Vulkan des Ätna. Burgfelsen von Aci Castello (Sizilien). Man beachte den Bergschuh als Größenvergleich. (Foto M. O.)

12.7). Dabei wurde die Glashaut zerrieben und in den Zwickeln zwischen den Pillows angereichert. Solche Anhäufungen von Glasscherben bezeichnet man als *Hyaloklastit*; er wird durch Reaktion mit dem Meerwasser häufig zu einer kollophoniumartigen, bräunlich, gelblich oder orange gefärbten Substanz, dem *Palagonit* zersetzt. Pillowbasalte können auch entstehen, wenn Laven in Kontakt mit feuchtem Schlamm oder mit Gletschereis geraten.

Wenn die effusive Tätigkeit basaltischer Laven weit überwiegt, entstehen (fast) reine *Lavavulkane*, die im Allgemeinen durch mehrere Förderfolgen gebildet wurden.

Lavadecken

Lavadecken sind flächenhaft ausgedehnte Lava-Überflutungen, die sich innerhalb kontinentaler Platten gebildet haben und fast stets als Linearausbrüche aus Spalten gefördert wurden (*Plateaubasalte*, *kontinentale Flutbasalte*).

Mehr als 2,5 Mio. km² der Festländer sind seit Beginn des Mesozoikums von basaltischen Laven überflutet worden. Im kontinentalen Bereich der Erdkruste haben sich daraus im Lauf geologischer Zeiträume ausgedehnte Plateaus mit Mächtigkeiten bis zu etwa 3 000 m gebildet, deren treppenartige Geländeformen zur Bezeichnung *Trappbasalte* Anlass gaben. Dabei sind die einzelnen Teildecken meistens nur 5–15 m mächtig. Die größten Vorkommen von kontinentalen Flutbasalten befinden sich im Parana-Becken (Südamerika: 750 000 km²), im Gebiet des Columbia- und Snake Rivers (Nordwesten der USA: 400 000 km²), in Indien (Deccan-Trapp: 650 000 km²), im Karoo- und Etendeka-Gebiet (südliches Afrika). In Europa treten Plateaubasalte besonders in Schottland, Island und Südschweden auf. Die Förderung solcher Lavamassen, die rezent nicht mehr beobachtet wurde, muss erhebliche globale Auswirkungen auf Klima und Vegetation gehabt haben. Sie ist wahrscheinlich eine wesentliche

Ursache von Massenausterbe-Ereignissen (engl. mass extinction) im Phanerozoikum (Courtilot 2004; Ernst et al. 2005; Hough et al. 2006; Keller 2005). White und Saunders (2005) nehmen an, dass die drei größten Massenausterbe-Ereignisse am Ende des Perms, am Ende der Trias und am Ende der Kreide auf ein zufälliges – vielleicht nicht ursächliches? – Zusammentreffen von großen Flutbasalt-Ereignissen und dem Impact eines riesigen Asteroiden oder Kometen zurückgehen (Abschn. 29.1, S. 507).

Schildvulkane

Schildvulkane sind schildartig flache, in ihrem Grundriss kreisförmige Vulkanbauten, die ozeanische Inseln aufbauen. Ihre Flanken weisen meist geringe Neigungen von 4–6° auf. Der Name leitet sich vom Buckelschild römischer Soldaten ab, dem sie in ihrer Form gleichen. Neben den Lavadecken gehören die Schildvulkane vom Hawaii-Typ zu den größten zusammenhängenden vulkanischen Gesteinskörpern der Erdoberfläche; so besitzt der Mauna Loa einen Basisdurchmesser von ca. 400 km, ist ca. 10 km hoch und ragt über 4 km aus dem Meer heraus (Abb. 30.5, S. 533). Wichtige Schildvulkane auf Hawaii sind ferner der Mauna Kea und der kleinere parasitäre Kilauea; auf seinem flachen Gipfelplateau befindet sich der Pitkrater des Halemaumau, der zeitweise von einem Lavasee erfüllt ist (Abb. 12.8). Demgegenüber sind die Schildvulkane vom Islandtyp deutlich kleiner und besitzen steilere Flanken. Der größte bislang bekannte Schildvulkan ist der Mons Olympus auf dem Mars mit einem Basisdurchmesser von 550–600 km und einer Höhe von ca. 26 000 m über NN (Abschn. 30.1.3, Abb. 30.5, S. 533).

Schildvulkane entstehen durch Übereinanderfließen zahlreicher dünnflüssiger Lavaströme, die häufig aus *Spalten* gefördert werden: Spalten-Effusionen. Bei der Eruption entstehen spektakuläre Lavavorhänge („Curtains of Fire“), die aus einzelnen Lavafontänen zusammengewachsen sind. Daneben gibt es auch Gipfel-Effusionen aus einem *zentralen Förderkanal*; diese führen häufig zur Bildung von *Lavaseen*, in denen dünnflüssige, heiße Lava den steilwandigen Einsturzkrater erfüllt (Abb. 12.8).

Submarine Effusionen (Ozeanboden-Basalte)

Diese Vorgänge finden in erster Linie im Bereich der mittelozeanischen Rücken statt, wo ozeanische Kruste ständig neu gebildet und durch das Sea-Floor-Spreading von diesen divergenten (konstruktiven) Plattengrenzen mit Geschwindigkeiten von einigen Zentimetern pro Jahr wegbewegt wird. Die Vulkane der mittelozeanischen Rücken bestehen zu einem großen Teil aus Strömen von Pillowlaven (Abb. 21.8d, S. 330); sie sind aus verzweigten Lavaschläuchen aufgebaut, deren Größe von der Basis nach oben abnimmt. Tiefbohrungen haben jedoch gezeigt, dass in diese Pillowlaven häufig mehrere Meter mächtige, kompakte Lavadecken ein-

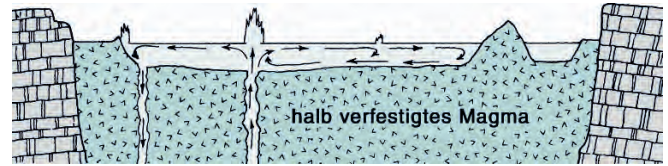


Abb. 12.8. Durchschnitt durch den Lavasee Halemaumau im Gipfelplateau des Kilauea (Hawaii) mit Lavazirkulation, primären und sekundären Lavafontänen. (Mod. nach MacDonald 1972)

geschaltet sind, die wahrscheinlich am Anfang einer Eruption und mit höherer Eruptionsrate gefördert wurden als die Pillowlaven (Schmincke 2000).

Darüber hinaus weiß man heute, dass es auch am Ozeanboden große Flutbasalt-Plateaus gibt, die die kontinentalen Flutbasalte an Ausdehnung noch übertreffen, so das Otong-Java-Plateau (West-Pazifik), das Kerguelen-Plateau (Süd-Indik), das Broken-Ridge-Plateau (Süd-Indik) u. a. (Coffin u. Eldholm 1994). Produkte des submarinen Vulkanismus sind schließlich Seamounts und die Sockel vulkanischer Inseln. Sieht man von der dünnen Bedeckung durch Meeres-Sedimente ab, besitzen die Ozeanbodenbasalte, die in einem Zeitraum von der späten Trias bis heute gefördert wurden und noch werden, insgesamt eine gewaltige Ausdehnung, die um ein Vielfaches größer ist als die der kontinentalen Flutbasalte. Zusammen mit diesen gehören die ozeanischen Flutbasalte zu den *großen magmatischen Provinzen* (engl. *Large Igneous Provinces*, LIP), die auf *Plumes* im Erdmantel zurückgeführt werden (Ernst et al. 2005; Kerr et al. 2005).

12.2 Extrusive Förderung

Sehr viskose Laven, meist von Rhyolith-, Trachyt-, Phonolith- oder Dacit-Zusammensetzung (55–75% SiO₂), können nur schwer fließen. Sie werden daher teigartig herausgepresst und bilden steilwandige Lavamassen über der Ausbruchsstelle, die bei der Erstarrung zu Blöcken zerfallen: *Blocklava*.

Lavadome (Staukuppen, Quellkuppen)

Lavadome wachsen durch Nachrücken des hochviskosen Magmas von innen heraus oder durch Stapelung kurzer, viskoser Lavaströme; ihre erstarrende Oberfläche wird rissig und es entsteht eine brecciöse Außenzone, ein Agglomerat. Wenn Lavadome an geneigten Hängen im heißen, nur oberflächlich erstarrten Zustand abreißen (Abb. 12.9), können katastrophale Glutlawinen abgehen. Beispiele von *Staukuppen* sind der Puy de Dôme (Auvergne) sowie der Lassen Peak (Kalifornien), der Mount Saint Helens (Washington) und andere junge Vulkane der nordwest-amerikanischen Vulkankette, die bei der Subduktion der

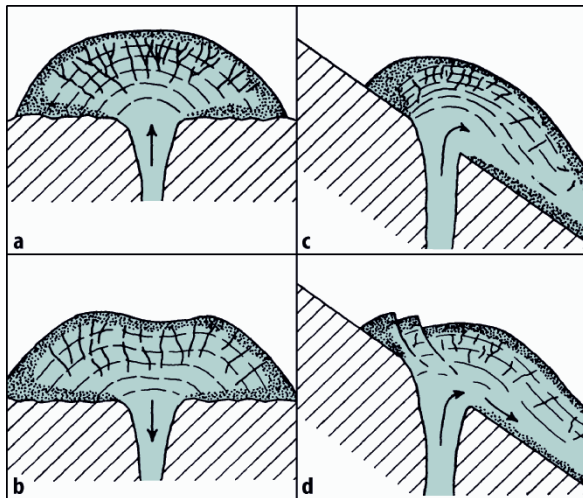


Abb. 12.9. Schematische Querschnitte von Lavadomen mit angedeuteten Fließlinien bzw. Rissen und Agglomeraten der Randzonen (punktiert). Links: Dom auf annähernd flachem Gelände, **a** beim Lavaaufstieg, **b** nach Zurücksinken der Lava in den Schlot; rechts: Dom auf geneigtem Hang, **c** Anfangsstadium, **d** Abreißen und Abfließen des Doms. (Mod. nach MacDonald 1972)

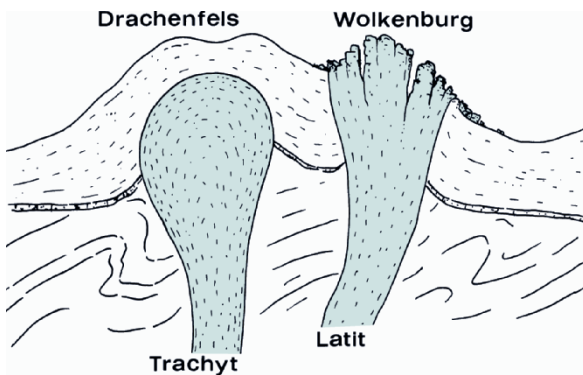


Abb. 12.10. Querkuppe und Staukuppe: Die Querkuppe des Drachenfels mit Tuffmantel; Staukuppe der Wolkenburg ohne jede vorherige Tuffbedeckung wie aus dem diskordanten Verband zu erkennen ist. (Nach Scholtz 1931)

Juan-de-Fuca-Platte unter die Nordamerikanische Platte aktiv geworden sind (Abb. 12.1).

Im Unterschied zu den Staukuppen sind die *Querkuppen* unter Tuffbedeckung gebildet worden, wie der Hohentwiel im Hegau oder der Drachenfels im Siebengebirge (Abb. 12.10). Staukuppen und Querkuppen bilden meistens Bergkegel mit steilen Flanken.

Lavanadeln (Stoßkuppen)

Wenn die Lava ganz besonders zäh ist, wird sie bereits beim ersten Kontakt mit der Luft praktisch fest. Sie wird dann als kompakter Lavafropfen aus dem Schlot herausgeschoben, der insgesamt glasig erstarrt oder im Inneren noch glutflüssig, aber sehr viskos ist. Oft brechen

die oberen Teile ab und es können noch kleinere Felsnadeln aus der Spitze herausgedrückt werden. Lavanadeln entstehen relativ selten, und zwar meist in Verbindung mit älteren Lavadomen, wie das bei der berühmten Felsnadel der Montagne Pelée auf der Kleinen Antilleninsel Martinique der Fall war. Im Anschluss an eine verheerende Glutlawinen- und Glutwolkentätigkeit (s. unten) wurde die Lavanadel von November 1902 bis September 1903 aus dem Vulkankrater fast senkrecht herausgedrückt und erreichte eine Höhe von 350 m, wobei mehrere Wachstums- und Abbruchphasen miteinander abwechselten und zuletzt noch eine 2., kleinere Nadel entstand. Inzwischen ist die ehemalige Felsnadel durch Erosion fast völlig abgetragen.

12.3 Explosive Förderung

Explosive Vulkanausbrüche gehören zu den verheerendsten geologischen Ereignissen, die in der Menschheitsgeschichte gewaltige Opfer gefordert haben: Tambora (Indonesien) 1815: 93 000 Tote, Krakatau (Indonesien) 1883: 36 000 Tote, Montagne Pelée (Martinique, Kleine Antillen) 1902: 29 000 Tote. Auch in der Menge des gefördert Materials ist der explosive Vulkanismus von größter Bedeutung und wird nur noch von submarinen Effusionen übertroffen. An Land machen Pyroklastika über 90 % der vulkanischen Förderungen in historischer Zeit aus (Sapper 1927).

- Der erste Schritt für einen explosiven Vulkanausbruch ist zunächst der Auftrieb des Magmas im Schlot, ausgelöst entweder durch Dichte-Erniedrigung des Magmas infolge der Kristallisation von Mineralen an den Seitenwänden einer Magmenkammer oder durch Druckerhöhung infolge neuer, nachströmender Magmenschübe aus der Tiefe.
- Der zweite Schritt, d. h. die Blasenbildung und explosive Beschleunigung wird dann durch zwei Vorgänge ausgelöst, die sich überlagern können: (1) durch Übersättigung an magmatischen Gasen oder (2) durch Wechselwirkung mit externem Wasser, insbesondere Grundwasser, und einen daraus resultierenden *phreatomagmatischen Ausbruch* (Schmincke 2000).

Pyroklastische Systeme bestehen aus mehreren Zonen (Abb. 12.11). Die Blasenbildung setzt im Dachbereich der Magmenkammer ein und verstärkt sich im Schlot. Wenn das Blasenvolumen etwa 65 % erreicht hat, kippt das System um und es kommt zur *Fragmentierung* des Magmas, wobei die Scherung der aufsteigenden Schmelze die entscheidende Rolle spielt. Das System besteht jetzt aus Lavafetzen (auch Gesteinsbruchstücken und Kristallen), die in einem Gasstrom nach oben bewegt werden. In der *Eruptionssäule* über der Schlotmündung wird das

Gemisch aus Partikeln und Gas durch Expansion der magmatischen Gase stark, z. T. auf Überschallgeschwindigkeit beschleunigt und steigt auf.

Nach Sparks (1986) gliedern sich Eruptionssäulen in zwei Bereiche: In der *Gasschubregion* wird das Gemisch mit Geschwindigkeiten zwischen 100 und 600 m/s einige 100 m bis wenige Kilometer hoch in die Atmosphäre geschossen; dabei verliert es durch Ausfallen großer Pyroklasten und durch Ansaugen von kalter Luft rasch an Dichte. Dadurch erweitert sich der scharf gebündelte Gasschubteil blumenkohlartig zur *konvektiven Eruptionssäule*. Diese ist heißer als die umgebende Luft und erhält deswegen Auftrieb; sie kann daher bis in Höhen von über 50 km aufsteigen. Wenn sie Luftschichten gleicher Dichte erreicht, breitet sie sich schirmartig aus (Abb. 12.11). Falls jedoch der Gasschubteil oder Teile davon sich nicht mit genügend Luft mischen, um die Gesamtdichte unter die Dichte der Atmosphäre zu bringen, kann die gesamte Eruptionssäule oder Randbereiche davon kollabieren: Es entstehen absteigende Glutlawinen, aus denen Aschenwolken aufsteigen (Abb. 12.11).

Die Intensität des explosiven Vulkanismus lässt sich nach Walker (1973) durch zwei Parameter klassifizieren:

1. durch den Fragmentierungsgrad der pyroklastischen Förderprodukte F , gemessen durch den prozentualen Korngrößenanteil <1 mm, und
2. durch die flächenhafte Verbreitung der pyroklastischen Ablagerungen D , gemessen durch die Fläche innerhalb der Isopache, die 0.01 % der maximalen Mächtigkeit beträgt.

Der *vulkanische Explosivitäts-Index* (VEI) ist durch die Masse an gefördertem Material definiert, wobei nach Pyle (2000) folgende Gleichung gilt:

$$\text{VEI} = \log_{10} \text{ der geförderten Pyroklastika in kg} - 7 \quad [12.1]$$

Tabelle 12.1. Beispiele für den vulkanischen Explosivitäts-Index (VEI). (Aus Miller und Wark 2008)

VEI	Höhe der Eruptionswolke (km)	Gefördertes Volumen (km ³)	Häufigkeit auf der Erde	Beispiel
0	<0,1	$\sim 10^{-6}$	täglich	Kilauea, Hawaii
1	0,1–1	$\sim 10^{-5}$	täglich	Stromboli, Italien
2	1–5	$\sim 10^{-3}$	wöchentlich	Galeras, Kolumbien 1993
3	3–15	$\sim 10^{-2}$	jährlich	Nevado del Ruiz, Kolumbien 1985
4	10–25	$\sim 10^{-1}$	~alle 10 Jahre	Soufrière, Westindien 1995
5	>25	>1	~alle 50 Jahre	Mount St. Helens, USA 1980
6	>25	~ 10	~alle 100 Jahre	Pinatubo, Philippinen 1991
7	>25	>100	~alle 1 000 Jahre	Tambora, Indonesien 1815
8	>25 (bis 55)	$>1 000$	alle 10 000 bis 100 000 Jahre	Supereruptionen, z. B. Toba, Sumatra vor 74 000 Jahren

Bei einer Förderung von 10^{10} kg beträgt der VEI also 3. Beispiele sind in Tabelle 12.1 aufgeführt. Einen vergleichbaren Index für die Magnitude der vulkanischen Förderung kann man auch bei effusiver Vulkantätigkeit angeben.

Im Folgenden werden die wichtigsten Typen des explosiven Vulkanismus beschrieben (Schmincke 2000).

Hawaiianische Tätigkeit: Lavafontänen

Wie bereits erwähnt, ist die effusive Vulkantätigkeit häufig mit der Bildung von Lavafontänen oder Lavavorhängen verknüpft, die bis zu 500 m hoch werden können; es wird also Lava explosiv in die Luft geschleudert

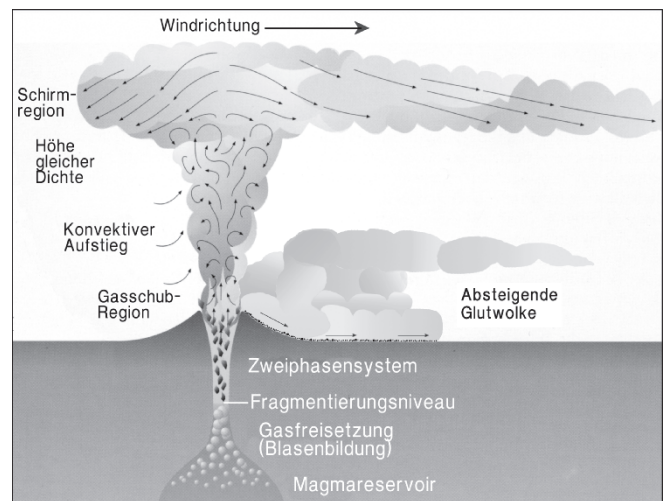


Abb. 12.11. Schematische Darstellung eines pyroklastischen Systems: *Magmasäule* mit nach oben zunehmender Blasenbildung, *Fragmentierungsniveau* und Umkippen in ein System aus Partikeln und Gas; *Eruptionssäule* mit Gasschubregion, konvektivem Hauptteil und Schirmregion; absteigende *Glutlawine* mit aufsteigenden Aschenwolken. (Mod. nach Schmincke 1986, Abb. 9.1; 2000, Abb. 10.1)

Abb. 12.12.

Lavafontäne vom 13. August 1984, Pu'u-O'o-Krater, Hawaii. (Foto: Pete Mougini-Mark, University of Hawaii)



(Abb. 12.12). Dabei sind Zerkleinerungsgrad und flächenhafte Verbreitung der Ablagerungen gering: $F < 10\%$, $D < 0,05 \text{ km}^2$. Wesentliche Ursache für die Entstehung von Lavafontänen ist die rasche Aufstiegs- geschwindigkeit des Magmas in der Tiefe ($>0,5\text{--}1 \text{ m/s}$), die wesentlich größer ist als die Wachstumsgeschwindigkeit der Gasblasen.

Strombolianische Tätigkeit: Lavawurftätigkeit

Der Name strombolianische Tätigkeit leitet sich vom Vulkan Stromboli (Äolische Inseln) ab, dessen andauernde Lavawurftätigkeit schon in der Antike bekannt war. Aus mehreren kleinen Öffnungen in der Kraterwanne werden in Zeitabständen von 10–30 min Lavafetzen in die Luft geschleudert. Die kühlere, viskosere Haut der langsam aufsteigenden Lavasäule wird durch die aufsteigenden Gase zerrissen. Im Gegensatz zur hawaiianischen Tätigkeit wird das System von der Aufstiegs- geschwindigkeit der rapide wachsenden Gasblasen bestimmt, während die des Magmas $<0,1 \text{ m/s}$ bleibt. Blasen, die 1,5 km unter der Erdoberfläche einen Durchmesser von 1 mm hatten, werden beim Aufstieg der Magmasäule durch Diffusion und Druckentlastung in 3–15 Stunden auf 1 m anwachsen, wobei große Blasen schneller aufsteigen als kleinere und zusammenwachsen. Schließlich entwickelt sich durch die zunehmende Aufstiegs- geschwindigkeit von bis zu 70 m/s eine Kettenreaktion, die in einem Tiefenbereich von 220–20 m unter der Erdoberfläche zur Explosion führt (Schmincke 2000; Harris und Ripepe 2007). Die Geschwindigkeit der ausgeworfenen Lava- fetzen beträgt 100–400 m/s. Bei der strombolianischen Tätigkeit kann F knapp 20 % und D eine Fläche von 5 km^2 erreichen. Der VEI liegt typischerweise bei 1.

Aschenfälle

Bei explosivem Vulkanismus stärkerer Energie kommt es zu mehr oder weniger ausgedehnten Aschenfällen, d. h. der Fragmentierungsgrad (F) und damit die flächenhafte Verbreitung der pyroklastischen Ablagerungen (D) werden größer. Mit steigender Intensität unterscheidet man Typen, die nach dem Ausbruch der Fossa di *Vulcano* (1888) und des *Vesuv* (1631) benannt wurden, aber quantitativ nicht genau definiert sind. Die energiereichste und verheerendste Form des explosiven Vulkanismus ist die *plinianische Tätigkeit*, bei der große Mengen an Bims- tephra gefördert und weit verbreitet werden (D bis zu $50\,000 \text{ km}^2$, gelegentlich mehr); F kann bis auf 90 % ansteigen. Neben dieser Fallout-Tephra wird ein Teil des geförderten Materials in Form von pyroklastischen Strömen oder durch Ringwolken (base surges) am Boden transportiert (s. unten). Wegen des großen Massenverlusts im Erdinnern kommt es in der Folge von plinianischen Ereignissen häufig zum Einbruch einer großen *Caldera*. Es besteht heute kein Zweifel mehr, dass viele, wenn nicht alle plinianischen Eruptionen *phreatomagmatisch* sind, d. h. durch den Einbruch von externem Wasser ausgelöst oder verstärkt wurden.

Diese Art der explosiven Tätigkeit wurde nach dem römischen Schriftsteller Plinius d. J. benannt, dem wir die erste ausführliche Beschreibung einer Vulkaneruption verdanken, bei der sein Onkel Plinius d. Ä. ums Leben kam: der Ausbruch des Monte Somma von 79 n. Chr. Bei diesem katastrophalen Ausbruch wurde die Stadt Pompeji durch Bimsaschen, die Stadt Herculaneum durch einen heißen Aschenstrom zugedeckt und vollständig zerstört. Auch heute noch stellen der Vesuv und die nahe gelegenen Campi Flegrei (s.u.) eine erhebliche potentielle Gefahr für die Millionenstadt Neapel und die gesamte Region dar. Ein erneuter plinianischer Ausbruch könnte verheerende Folgen haben. Wichtige plinianische

Ereignisse in vorgeschichtlicher Zeit sind die Ausbrüche des Laacher-See-Vulkans (Eifel) ca. 10 900 v. Chr. und der Vulkan-Insel Santorin (Kykladen) ca. 1 400 v. Chr., bei der die dortige minoische Zivilisation weitgehend zerstört wurde. Eine der verheerendsten vulkanischen Katastrophen der jüngeren Geschichte war der Ausbruch des Krakatau (Indonesien); seine erste Explosion wurde im Umkreis von 150 km, die zweite auf 7 % der Erdoberfläche gehört; durch die ausgelöste Flutwelle wurden 36 000 Menschen getötet. Noch verheerender war die Eruption des Tambora-Vulkans auf den kleinen Sunda-Inseln (Indonesien), die 1815 erfolgte und 50 000 Menschenleben forderte (VEI = 7). In jüngster Zeit hat die plinianische Eruption des Mount Saint Helens (Washington) am 18. Mai 1980 großes öffentliches und wissenschaftliches Interesse erregt und eine intensive interdisziplinäre Erforschung des explosiven Vulkanismus veranlasst (vgl. Schmincke 2000). Durch die Explosion wurde ein Lavadom zerstört, der seit dem 17. April 1980 kontinuierlich angewachsen war. Der vulkanische Explosivitäts-Index VEI lag bei 5. Lediglich aufgrund der dünnen Besiedelung des Gebiets konnte eine große Katastrophe vermieden werden: jedoch lag die Zahl der Todesopfer immerhin noch bei 80. Demgegenüber kamen 1982 beim plinianischen Ausbruch des El Chichón (Mexiko) etwa 2 000 Menschen um. Große öffentliche Aufmerksamkeit gewann der Ausbruch des Pinatubo (Luzon, Philippinen) im Jahr 1991, bei dem pro Sekunde ca. 200 000 m³ Pyroklastika gefördert wurden; daraus entwickelten sich gewaltige Schlammströme (Lahars, s.u.; vgl. Newhall und Punongbayan 1996).

Pyroklastische Ströme, Glutwolken und Glutlawinen

Pyroklastische Ströme gehören zu den verheerendsten vulkanischen Phänomenen. Sie bestehen aus einer glutheißen Suspension von Festpartikeln in einem vulkanischen Gas, die sich – ähnlich wie eine schwere Flüssigkeit – mit großer Geschwindigkeit am Boden ausbreitet. Für Menschen in ihrem Wirkungsbereich gibt es keine Rettung. Der Festanteil besteht aus Glas- und Bims-Fragmenten unterschiedlicher Korngröße, Kristallen und Gesteinsblöcken. Den pyroklastischen Strömen eilen heiße, aschenarme Druck- oder Schockwellen (*base surges*) voraus, die sich ringförmig mit 100–400 km/h ausbreiten, ähnlich wie das bei Atomexplosionen beobachtet wurde. Sie haben verheerende Auswirkungen. Mit Schmincke (2000) können wir heute drei Typen von pyroklastischen Strömen unterscheiden:

1. Bei hochexplosiven plinianischen Eruptionen bilden sich, wie Abb. 12.11 zeigt, materialreiche pyroklastische Ströme, die überwiegend aus Bimsaschen bestehen und als gröbere Festpartikel Glasscherben, Bimsapilli (s. unten), Kristalle und Gesteinsbruchstücke führen. Sie werden fast immer aus großen Calderen gefördert, die infolge des Massenverlusts einbrechen. Es entstehen ausgedehnte, mächtige Decken von *Ignimbrit*, die Täler auffüllen, also Geländeunterschiede ausgleichen. Ignimbrite zeigen keine Schichtung, sind aber häufig chemisch zoniert und spiegeln so die kompositionelle Zonierung der sich leerenden Magmenkammer wider.
2. *Glutlawinen* (pyroklastische Blockströme) vom Typ des Mt. Pelée (1902) entstehen, wenn hochviskose, meist andesitische oder dacitische Magmen domartig aus dem Rand eines Krater herausgedrückt werden, abbrechen und als Gemisch aus heißen Blöcken und Aschen zu Tal gehen. Die Staukuppe Mt. Pelée, die am 5. April 1902 entstanden war, lieferte zwischen dem 8. April und dem 9. Juni mehrfach Glutlawinen, die durch das Tal der Rivière blanche abgingen. Spektakuläre Beispiele von Glutlawinen lieferte der Merapi (Java), besonders bei seinen letzten Ausbrüchen von 1994 und 1998.
3. Begleitet werden pyroklastische Ströme von *base surges*, d. h. Schockwellen aus hochverdünnten Aschenströmen, die sich mit hoher Geschwindigkeit über Berg und Tal bewegen. Im Falle des Mt.-Pelée-Ausbruchs übersprangen sie die Talflanken der Rivière blanche und rasten mit enorm hoher Geschwindigkeit hangabwärts auf die Stadt St. Pierre zu, die bereits am 8. April 1902 vollständig zerstört wurde. Dabei musste der Tod von 28 000 Menschen beklagt werden; nur zwei Strafgefangene überlebten in ihrem Verlies.

Supereruptionen und Supervulkane

Als Supereruptionen bezeichnet man explosive Vulkanausbrüche, bei denen innerhalb relativ kurzer Zeit riesige Mengen von $>10^{15}$ kg, entsprechend $>1\,000\text{ km}^3$, vulkanischer Lockerprodukte durch Aschenfälle und pyroklastische Ströme gefördert wurden (VEI ≥ 8). Vulkane, in denen zumindest eine Supereruption stattfand, werden als *Supervulkane* bezeichnet (Miller und Wark 2008), von denen bisher nahezu 50 bekannt sind, und zwar ausschließlich in Bereichen von dicker kontinentaler Erdkruste. Solche außergewöhnlich großen Ereignisse kommen nur alle 10 000 bis 100 000 Jahre vor und sind aus historischer Zeit nicht bekannt (Tabelle 12.1). So fand die Supereruption des Yellowstone-Vulkans (Wyoming) vor 2 Millionen in einem kontinentalen Intraplatten-Bereich über einem Hot Spot statt. Die Supereruption des Long-Valley-Vulkans (Kalifornien) erfolgte vor 760 000 Jahren in einem Krustenbereich mit Dehnungstektonik. Demgegenüber waren die Supereruptionen des Toba-Vulkans (Sumatra) vor 74 000 und des Taupo-Vulkans (Neuseeland) vor 26 500 Jahren an konvergente Plattenränder in Bereichen oberhalb von Subduktionszonen gebunden.

Durch die Taupo-Supereruption wurden Ignimbrit-Ablagerungen in einer Ausdehnung von $>20\,000\text{ km}^2$ gefördert, während die Aschenfall-Ablagerungen – soweit sie $>10\text{ cm}$ mächtig sind – sich in einem Bereich von 10 Mill. km² nachweisen lassen, dünnere Aschenschichten sind noch in einem erheblich größeren Areal erkennbar. Die Aschenwolke des Toba-Vulkans nahm wahrscheinlich ein Gebiet ein, dass im Norden fast bis zum Himalaya, im Westen bis zum Horn von Afrika, im Südwesten nahezu bis Madagaskar, im Südosten bis nahe an die australische Westküste und im Nordosten bis an die Philippinen reichte.

Die enormen Massendefizite im Erdinnern, die durch solche vulkanischen Megaereignisse in kürzester Zeit entstehen, müssen durch Einbrüche riesiger Calderen ausgeglichen werden, die Durchmesser von fast 100 km erreichen können. Daher fehlen in Supervulkanen die typischen Oberflächenformen gewöhnlicher Vulkanbauten (Miller und Wark 2008).

Wie auch sonst beim explosiven Vulkanismus besitzen die Magmen der Supervulkane ein großes Explosivpotential. Dieses ist bedingt durch einen hohen Gehalt an leichtflüchtigen Komponenten, meist H_2O , die als Gasblasen in der Schmelze eingeschlossen sind, verbunden mit einer hohen Viskosität des Magmas, das typischerweise Dacit-, häufiger Rhyolith-Zusammensetzung mit SiO_2 -Gehalten von ca. 65–70 bzw. 72–76 Gew.-% hat. Durch die Zähigkeit der Schmelze wird das Platzen der Gasblasen zunächst verhindert. Diese können sich immer mehr ausdehnen, bis schließlich die erste Gasblase platzt und dadurch kettenreaktionsartig die Explosion ausgelöst wird. Die Besonderheit der Supereruptionen liegt in der enormen Menge von eruptierbarem Magma mit Kristallgehalten von <50 Vol.-%, das sich im oberen Bereich eines viel größeren Magmenreservoirs befindet. Dieses ist größtenteils mit einem Kristallbrei, bestehend aus >50 Vol.-% Kristallen, gefüllt und geht randlich in ein vollkristallines granitisches Gestein über. Nach geophysikalischen Messungen und der Analyse der pyroklastischen Ablagerungen, des Bishop-Tuffs, dürfte die Magmenkammer des Long-Valley-Vulkans einen horizontalen Durchmesser von fast 30 km und eine Höhe von 12 km gehabt haben (Hildreth und Wilson 2007; Bachmann und Bergantz 2008; Abb. 13.1, S. 232). Wie isotopische Altersdatierungen an Zirkonen (Abschn. 31.5.3, S. 574f) belegen, wurden Magmenkammern von Supervulkanen im Laufe von zehntausenden bis hunderttausenden von Jahren mehrfach mit neuen Magmenschüben gefüllt, ehe es zur explosiven Förderung kam (Reid 2008). Wahrscheinlich spielte das Eindringen von heißen, aus dem Erdmantel stammenden Basalt-Magmen in die SiO_2 -reichen Krustengesteine bzw. in das Magmenreservoir eine entscheidende Rolle bei der Auslösung von Supereruptionen.

Vulkanische Schutt- und Schlammströme (Lahars)

Vulkanische Schutt- und Schlammströme (Lahars) gehören zu den gefährlichsten Begleiterscheinungen des explosiven Vulkanismus. Sie können bis 60 km, in Extremfällen sogar 300 km weit fließen, bewegen sich rasch und haben große Zerstörungskraft; durch sie werden etwa 10 % der Todesfälle bei Vulkanausbrüchen verursacht (Schmincke 2000). Lahars entstehen, wenn sich pyroklastische Ströme in Flussläufe ergießen, bei starken Regenfällen oder auf Vulkanen, die mit Schnee oder Gletschern bedeckt sind. Das war z. B. beim Nevado del Ruiz (Kolumbien) der Fall, dessen Ausbruch 1985 etwa

25 000 Menschenleben kostete, und zwar überwiegend durch Lahars. Warnungen vor der Gefährlichkeit des schneebedeckten Vulkans wurden von den Behörden nicht beachtet. Demgegenüber waren beim Ausbruch des Pinatubo (Luzon, Philippinen) 1991 nur etwa 350 Tote zu beklagen, weil die Behörden auf Grund der Warnungen von Wissenschaftlern die Bevölkerung aus den Tälern, in denen die zahlreichen Lahars abgingen, rechtzeitig evakuierte.

Maare, Diatreme und Tuffringe

Diatreme sind mit vulkanischem Lockermaterial gefüllte Durchschlagsröhren, die von einem Tuffring umgeben sind, der häufig mit einem See gefüllt ist. Sie sind das Ergebnis heftiger vulkanischer Explosionen, die meist durch den Einbruch von Grundwasser, also phreatomagmatisch ausgelöst werden (z. B. Lorenz 1974, 1998). Beispiele sind die Eruptivschlote der Schwäbischen Alb und die Maare der Eifel.

Eine besondere Art von Diatremen sind die *Kimberlit-Pipes*, z. B. im südlichen und westlichen Afrika und in Sibirien. Diese Durchschlagsröhren enthalten *brecciierten Kimberlit* (frisch als „blue ground“, verwittert als

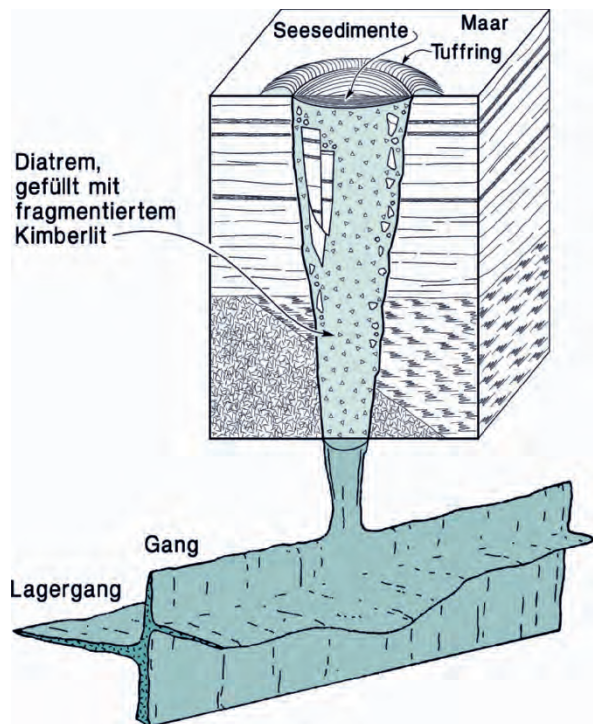


Abb. 12.13. Idealisierter Schnitt durch ein Diatrem (vulkanische Durchschlagsröhre), gefüllt mit einer Kimberlit-Breccie. Es mündet an der Erdoberfläche in einem Maar, das von einem Tuffring umgeben und von Seesedimenten erfüllt ist. Nach unten zu geht das Diatrem in eine Gangspalte über, die als Zufuhrkanal für das aufsteigende Kimberlit-Magma diente. Dieses erstarrte ruhig zu einem nicht brecciierten Kimberlit-Gang (dike) und bildet schichtparallele Lagergänge (sills). (Mod. nach Best 2003)

„yellow ground“ bezeichnet), der stellenweise Diamant führt. Er geht nach unten zu in Gänge und Lagergänge von kompaktem Kimberlit über (Abb. 12.13).

Pyroklastische Gesteine

Bei der explosiven Förderung wird neben flüssigen Lavafetzen auch festes oder halbfestes Material ausgeworfen. Zu diesen Pyroklastika gehören früh ausgeschiedene Kristalle, Bruchstücke älterer Laven sowie magmafremdes Material der Schlotwandungen oder des Untergrunds. Dieses Material sedimentiert insgesamt je nach der Korngrößenordnung und Dichte in geringerer oder weiterer Entfernung des fördernden Vulkans und bildet pyroklastische Gesteine. Obwohl sie häufig Schichtung zeigen, stellen wir sie nicht zu den Sedimenten oder Sedimentgesteinen, weil sie nicht aus Verwitterungsprodukten hervorgegangen sind.

Unverfestigte Pyroklastite. Sie werden als *Tephra* bezeichnet. Nach Korngröße und Art der einzelnen Pyroklasten ergibt sich folgende Gliederung:

- *Vulkanische Aschen:* staubfeine bis sandige Lockerstoffe mit mittlerer Korngröße < 2 mm, die aus zerplatzter Schmelze (Glasaschen) oder aus feinst zerriebenem Material der Schlotwandungen oder aus einem Gemenge von beiden bestehen.
- *Lapilli* (ital. „Steinchen“; mittlere Korngröße 2–64 mm): entweder Bruchstücke älterer Laven und Schlacken oder – als Kristall-Lapilli – ausgeworfene Einsprenglinge (Olivin, Augit, Amphibol, Plagioklas) der im übrigen noch flüssigen Schmelze oder Bims-Lapilli (s. unten).
- Im Korngrößenbereich > 64 mm unterscheidet man
 - *Lavablöcke:* eckige Bruchstücke von älteren Lavakörpern, die ausgeworfen wurden, angereichert zu Breccien (z. B. Schlotbreccien).
 - *Vulkanische Bomben:* juvenile Lavafetzen die im Flug eine aerodynamische, z. B. gedrehte und zugespitzte Form angenommen haben.
 - *Wurfschlacken:* im Flug erstarrte, schwach aufgeblähte Förderprodukte.
 - *Schweißschlacken:* Sie erreichen noch teilweise unverfestigt den Boden und sintern dort zusammen: Es entstehen Schweißschlackenbänke oder Schweißschlackenkegel. Allgemein werden Anhäufungen von vulkanischen Bomben ebenfalls als *Agglomerate* bezeichnet. Vulkane mit hohem Anteil von Wurf- und Schweißschlacken heißen *Schlackenkegel*, die sich insbesondere bei strombolianischer Tätigkeit bilden.
- Als *Bims* bezeichnet man stark aufgeblähte, hochporöse und glasig erstarrte Lavafetzen, die in größeren Mengen bei plinianischen Ausbrüchen gefördert werden. Da sie spezifisch leicht sind, schwimmen sie auf dem Wasser. Nach der Korngröße unterscheidet man Bimsaschen, Bimslapilli, Bimssteine.

Bims ist ein wichtiger Industrierohstoff. Die wirtschaftlich bedeutendsten Bimslagerstätten Deutschlands gehen auf den Ausbruch des Laacher-See-Vulkans zurück. Sie befinden sich im Raum des Neuwieder Beckens mit einer mittleren Mächtigkeit von 3–5 m auf einer Fläche von ca. 240 km² und werden hier in großem Maßstab abgebaut. Aus Bims des Neuwieder Beckens werden die sog. Bimsbaustoffe hergestellt.

Die heißen, dünnflüssigen basaltischen Schmelzen in den Lavafontänen Hawaiis können sehr gasreich sein und blähen sich dann bei der Förderung auf, so dass die Gasblasen platzen. Dabei entstehen bimsartige Lavafetzen, die zu einem äußerst zarten Gewebe aus fadenförmiger Basaltlava erstarren, dem *Retikulit*. Wenn die Fontänen hoch in den Himmel aufschießen, werden die Schmelztropfen vom Wind verweht und dabei an den Rändern ausgezogen. Diese Glasgebilde nennt man nach der hawaiianischen Vulkangöttin „Pelées Haar“ oder „Pelées Tränen“.

- *Ignimbrite* (Schmelztuffe, engl. welded tuff) sind Absätze von Glutwolken und Glutlawinen, die besonders in ihren unteren Teilen durch Kollabieren der Bimsfragmente und Zusammensintern verfestigt sind, wobei es zu Ähnlichkeiten mit Laven kommen kann.

Sekundäre Verfestigung. Bei der *sekundären Verfestigung* von Pyroklastiten entstehen *vulkanische Tuffe*, und zwar je nach Korngröße Aschen- und Lapillituffe; bei einem höheren Anteil von Grobkomponenten spricht man auch von Bomben- oder Schlackentuffen; Bimse werden zu Bimstufen verfestigt. Bei der Verfestigung wird als Folge von vulkanischer Dampftätigkeit, von Verwitterungsprozessen oder durch Diagenese Poren-Zement zugeführt oder er entsteht bei der Umwandlung von glasigen Bestandteilen. Im letzteren Fall kommt es zu Neubildung von Tonmineralen, verschiedenen Zeolithen oder/und SiO₂-Mineralen.

- *Bentonite* sind Glastuffe, die durch Entglasung in Montmorillonit oder ein ähnliches Tonmineral umgewandelt sind.
- *Palagonittuffe* enthalten Fragmente von dunklem basaltischem Glas – als Sideromelan bezeichnet – das durch Wasseraufnahme in *Palagonit* (s. oben) umgewandelt ist. Aus diesem amorphen Zwischenprodukt entstehen Montmorillonit (Smectit) und Zeolithe, v. a. Phillipsit.
- *Tuffite* sind umgelagerte Pyroklastika. Sie entstehen, wenn Aschen bzw. Tuffe bei folgenden Erosionsprozessen während eines kürzeren oder längeren Transportwegs mit pelitischem Material vermengt werden und eine gemeinsame Sedimentation erfolgt. Bei geringerem pyroklastischem Anteil spricht man von tuffitischen Sedimenten.

- Bezeichnungen wie *Rhyolithtuff*, *Trachyttuff* oder *Phonolithtuff* sind nur dann sinnvoll, wenn gleichzeitig geförderte Lava entsprechender Zusammensetzung nachweisbar ist. Eine Einordnung ist über die chemische Zusammensetzung möglich.

12.4

12.4 Gemischte Förderung: Stratovulkane

Aus einem Wechsel von extrusiver, effusiver und explosiver Tätigkeit entstehen Stratovulkane; sie setzen sich aus *Lavaströmen* und dazwischengeschalteten Pyroklastit-Lagen zusammen (Abb. 12.14); oft sind auch Ignimbrite eingeschaltet. Stratovulkane sind sehr viel verbreiteter als die reinen Lavavulkane. Dabei gibt es lavaarme und lavareiche Arten, und es bestehen zudem Übergänge zu den Lavavulkanen. Der Bau von Stratovulkanen kann außerordentlich kompliziert sein. Bekannteste Beispiele sind der Monte Somma-Vesuv und der Ätna in Italien sowie die Vulkaninselgruppe Santorin (Kykladen); typische Vertreter sind auch andesitische und dacitische Vulkane über den Subduktionszonen rund um den Pazifik.

Die einfachste Form eines Stratovulkans ist die eines Bergkegels mit konkaven Flanken. Er besitzt oben auf seiner Spitze einen Krater, aus dem zunächst die Ausbrüche erfolgen. Überschreitet ein solcher Vulkan eine gewisse Höhe, so ist die Festigkeit seiner Außenhänge dem Druck der Lavasäule im Schlot allmählich nicht mehr gewachsen, und es brechen Radialspalten auf. Es kann zu Flankenausbrüchen kommen. Wenn sich die Spalten mit Lava füllen, entstehen *Radialgänge*. Haben diese Spalten die Form von Kegelmänteln, die zum Schlot hin einfallen, so erstarrt die eindringende Lava zu *Kegalgängen* (*cone sheets*); demgegenüber stehen Ringgänge (*ring dikes*) steil. Beispiele bieten durch Erosion freigelegte ehemalige Vulkane auf der Halbinsel Ardnamurchan in Schottland. Dringt

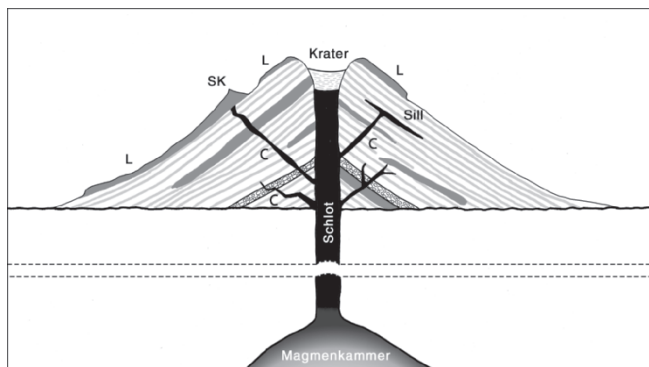


Abb. 12.14. Profil durch einen typischen Stratovulkan mit zentralem Kegel, Krater, zentralem Schlot über der Magmenkammer, Kegalgängen (Cone Sheets, C), die z. T. als Zufuhrkanäle für subterminale Kegel (SK), Lavaströme (L) und Sills dienen

Lava oberflächennah *konkordant zwischen die Schichtfugen* des Stratovulkans ein, so entstehen *Lagergänge* (*sills*). Dabei bahnt sich die Intrusion auf einer früheren Oberfläche des Stratovulkans, die sich geologisch als Diskontinuität auswirkt, den Weg.

Wenn Lagergänge eines erloschenen Vulkans durch Erosion freigelegt sind, kann man sie leicht mit effusiven Lavaströmen verwechseln. Von diesen unterscheiden sich Lagergänge jedoch durch das Fehlen einer Schlackenkruste, durch stellenweises Überspringen in ein anderes Schichtniveau sowie durch Frittungserscheinungen am Nebengestein des Hangenden und Liegenden.

12.5 Vulkanische Dampftätigkeit

Wenn die Sättigungsgrenze der in einem Magma gelösten leichtflüchtigen (volatilen) Komponenten überschritten wird, bildet sich eine freie Gasphase. Wie wir gesehen haben, kann das zu explosiver Vulkantätigkeit führen. In Pausen oder nach Erlöschen der vulkanischen Aktivität kommt es jedoch zu relativ ruhiger Entgasung, z. B. aus dem offenem Schlot oder aus Gesteinsspalten des Vulkanbaus (Abb. 14.1, S. 239). Unter den geförderten Gasen dominieren H_2O (35–90 Mol.-%) und CO_2 (5–50 Mol.-%), gefolgt von S-Dämpfen ($H_2S + SO_2 + SO_3$, zusammen 2–30 Mol.-% gerechnet als SO_2) sowie HCl und HF. Weiter wurden nachgewiesen CO , H_3BO_3 , Carbonylsulfid COS , NH_3 , CH_4 , Rhodanwasserstoff $HCNS$, H_2 , Ar u. a. Allerdings ist H_2O -Dampf nur zum geringeren Teil juvenil-magmatisch. Wie durch Deuterium- und Tritium-Analysen nachgewiesen wurde, stammt der Hauptanteil aus erhitztem Grund- und Oberflächenwasser; außerdem bildet sich H_2O auch durch Oxidation vulkanischer Gase neu (s. unten). Die Löslichkeit der meisten volatilen Komponenten in Silikat-schmelzen nimmt mit sinkendem Druck mäßig bis stark ab. So kann eine Rhyolith-Schmelze bei einem Druck von ca. 2 kbar entsprechend einer Tiefe von 7 km fast 6 Gew.-% H_2O lösen, bei Atmosphärendruck an der Erdoberfläche jedoch nur noch 0.1 Gew.-%. Dabei nimmt die Löslichkeit in der Reihenfolge $F \rightarrow H_2O \rightarrow Cl \rightarrow S \rightarrow CO_2$ ab, d. h. CO_2 entgast schon relativ früh und in größerer Tiefe, H_2O oder F dagegen relativ spät und in einem höheren Niveau. In den am weitesten verbreiteten basaltischen Magmen ist CO_2 die wichtigste *juvenile* Volatil-Komponente, gefolgt von H_2O , S-Dämpfen, F, Cl u. a. Höher sind die juvenilen H_2O -Gehalte in basaltischen, andesitischen und dacitischen Magmen, die in Vulkanen über Subduktionszonen gefördert werden. In rhyolithischen Magmen überwiegt der H_2O -Anteil sehr stark, da die H_2O -Löslichkeit mit steigendem SiO_2 -Gehalt zunimmt, während CO_2 , S-Dämpfe und F zurücktreten (Schmincke 2000).

Dank wesentlicher instrumenteller Fortschritte bei der Fernerkundung haben sich unsere Kenntnisse über die volatilen Komponenten in vulkanischen Eruptionswolken stark verbessert. So wird SO_2 durch boden- und satellitengestützte UV-Korrelations-Spektrometer COSPEC (Ultraviolet Correlation Spectrometer) und das Ozon-Messgerät TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) bestimmt, während CO_2 und H_2S durch flugzeuggestützte Sensoren, H_2O und CO_2 durch bodengestützte Fourier-Transformations-IR-Spektrometrie (FTIR) analysiert werden (De Vivo et al. 2005).

Dampftätigkeit bei offenem Schlot

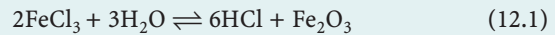
Diese Art der Tätigkeit gehört zu den eindrucksvollsten Begleiterscheinungen des aktiven Vulkanismus. Sie ist ruhig und relativ gleichmäßig bei weit offenem Schlot und mäßiger Dampfförderung, erscheint aber mehr stoßweise bei stärkerer Förderung. Besonders faszinierend ist die Dampftätigkeit, wenn die Schlotöffnung sehr eng ist, so dass den Dampfmassen der Austritt erschwert wird. Alle paar Minuten brechen die Dampfstrahlen brüllend und zischend hervor und ballen sich erst in einiger Höhe über der Schlotöffnung zu Wolken. Die Dampfförderung bei offenem Schlot ist an relativ dünnflüssige Laven gebunden. So haben z. B. der Ätna und der Vesuv monate- oder jahrelang im Zustand rhythmischer Dampftätigkeit verharret.

Fumarolen- und Solfataren-Tätigkeit

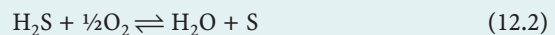
Der Begriff *Fumarole* (lat. fuma = Rauch, Dampf) umfasst alle vulkanischen Gas- und Dampf-Exhalationen, die aus Spalten und Löchern ausströmen und deren Temperatur wesentlich höher ist als die Lufttemperatur. Das Einsetzen von verstärkter Fumarolen-Tätigkeit kann einen erneuten Vulkan-Ausbruch ankündigen, umgekehrt ist ihr Fehlen keine Garantie für das endgültige Erlöschen eines Vulkans. Häufig sind Fumarolen auf konzentrischen oder radialen Spalten angeordnet. An der Austrittsstelle wird das umgebende Gestein durch die Fumarolengase innerhalb weniger Jahre zu einem weißen bis grauen Ton zersetzt, der je nach Wassergehalt fest bis dünnflüssig ist. Die graue Farbe wird durch winzige Pyrit-Kriställchen erzeugt, die im Schlamm fein verteilt sind.

Hochtemperatur-Fumarolen mit Temperaturen von ca. 1000–650 °C treten in Kratern und Spalten von Vulkanen auf, die noch tätig oder vor kurzem tätig gewesen sind und bei denen sich noch glutflüssiges Magma in der Tiefe befindet. Viel verbreiteter sind *Tieftemperatur-Fumarolen* mit ungefähr 650–100 °C. Nahe der Austrittsstelle der Fumarolen kommt es zur Sublimation von chemischen Komponenten, die bei höherer Temperatur und höherem Druck in vulkanischen Gasen gelöst waren und mit ihnen transportiert wurden (*Gastransport*). Dadurch werden NaCl , KCl , NH_4Cl , AlCl_3 , FeCl_3 und As_4S_4 als *Fumarolenprodukte* gebildet. FeCl_3 färbt auch im aktiven Stadium des Vulkans die Eruptionswolke zeitweise orangerot; oft wird es durch Wasserdampf zu *Hämatit*

umgesetzt, der sich in schwarzglänzenden, tafeligen Kriställchen krustenartig auf zersetzter Lava abscheidet:



Solfataren sind H_2S -haltige Tieftemperatur-Fumarolen. Sie setzen v. a. elementaren *Schwefel*, aber auch Realgar As_4S_4 ab, z. B. in der Solfatara bei Pozzuoli in den Campi Flegrei bei Neapel, die sich seit dem Altertum im gleichen Zustand befindet. Dort bestehen die ausströmenden Gase speziell aus überhitztem Wasserdampf mit relativ geringen Beimengungen von H_2S und CO_2 . Dabei schwankt die Temperatur zwischen 165 und 130 °C. Der Luftsauerstoff oxidiert H_2S zu H_2SO_3 , wobei nach der Reaktion



freier Schwefel als Zwischenprodukt ausgefällt wird, der sich rund um die Austrittsstellen als monokline Kriställchen abscheidet. Die sauren Fumarolengase zersetzen die umgebenden vulkanischen Gesteine, deren Kationen teilweise ausgelaugt werden, und es bilden sich Sulfate wie Anhydrit, Gips, Epsomit $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, Alunit $\text{KAl}_3[(\text{OH})_6/(\text{SO}_4)_2]$ und Kalialaun $\text{KAl}[\text{SO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$.

Borhaltige Fumarolen, als *Soffionen* bezeichnet, setzen die flüchtige Borsäure H_3BO_3 als weiße Schüppchen ab, das Mineral *Sassolin* $\text{H}_3[\text{BO}_3]$. Lokal kommt es dabei zur Bildung von Borlagerstätten, die nur noch gelegentlich genutzt werden.

Die wirtschaftliche Bedeutung von vulkanischem Schwefel ist meist gering. Große, bauwürdige Schwefellagerstätten entstehen durch bakterielle Reduktion von Sulfaten.

Thermen und Geysire

Thermen (Thermalquellen, heiße Quellen) zählen zu den langandauernden postvulkanischen Erscheinungen, die das letzte Stadium der Wärmeabgabe eines erloschenen Vulkans bilden. Sie können sich aber auch ohne Beziehung zum Vulkanismus in Gebieten mit erhöhtem Wärmefluss bilden, z. B. im Bereich größerer Störungszonen, wie im Eger-Graben mit berühmten Badeorten wie Karlsbad (Karlovy Vary, Tschechien).

Thermen sind weit verbreitet und fördern in erster Linie verdampftes Grundwasser: In Wüsten gibt es keine heißen Quellen. Ihre Temperatur ist nicht höher als der Siedepunkt des Wassers bei dem entsprechenden Luftdruck, d. h. etwa 100 °C im Meeresspiegel-Niveau (z. B. Campi Flegrei), etwa 90 °C in 3000 m über NN (z. B. am Ätna). Während ihrer Zirkulation auf Klüften und Spalten des Nebengesteins lösen sie geringe Mengen von deren Substanz und treten als *Mineralquellen* an die Erdoberfläche aus. Manche Thermen fördern reichlich H_2S (*Schwefelquellen*) oder CO_2 (*Säuerlinge*).

Geysire (Geysir) sind periodisch aufsteigende heiße Springquellen, die ihre Herkunft der Aufheizung des Grundwassers verdanken. Dieses sickert entlang von Störungen in den Untergrund ein, sammelt sich in einem Speichergestein, z. B. einem porösen Sandstein, wo es – z. B. durch Wärmezufuhr aus einer Magmenkammer – erhitzt wird. Das heiße Wasser steigt entlang von Störungen auf, bis es durch Druckentlastung nahe der Erdoberfläche seinen Siedepunkt erreicht und als Dampf-Wasser-Fontäne herausgeschleudert wird. Nach dem Ausbruch füllt sich die Spalte mit kühlerem Grundwasser und es beginnt ein neuer Zyklus. Die Hauptgebiete liegen auf Island (nach dem dort befindlichen Großen Geysir wurde das Phänomen benannt), im Yellowstone-Nationalpark (Wyoming, USA) und auf der Nordinsel Neuseelands.

Beim Abkühlen scheiden Thermalwässer einen Teil der gelösten Stoffe aus. Dabei bilden sich Mineralkrusten und *Sinter*, vorwiegend Kalk- oder Kieselsinter. Das abgeschiedene CaCO_3 ist mineralogisch vorwiegend Aragonit, das abgeschiedene $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ Opal. Ein Ausscheidungsrythmus kommt häufig durch eine zarte Bänderung zum Ausdruck. Die beobachtete Buntfärbung wird durch Beimengungen von Spurenelementen hervorgerufen. Im Yellowstone-Park bestehen die prächtigen Sinterterrassen von Mammoth Springs aus CaCO_3 , der Geysir Old Faithful setzt Kieselsinter ab. Die Aragonitsinter des *Karlsbader Sprudelsteins* zeichnen sich teilweise durch erbsenähnliches Ooidgefüge aus und werden deshalb als Erbsenstein (Pisolith) bezeichnet. Durchdringen Thermalwässer blasiges vulkanisches Gestein, können die Hohlräume mit Mineralabscheidungen gefüllt werden. Am häufigsten trifft man an: Opal, Chaledon (besonders dessen Varietät Achat: Abb. 9.45, 9.46, S. 160f), Quarz, Calcit oder Kristalldrüsen von Zeolithen, besonders Chabasit, Natrolith, Stilbit oder Heulandit. Wegen ihrer äußerlich geschlossenen, abgerundeten Form bezeichnet man solche Füllung als *Mandeln* oder *Geoden*. In ihrem Innern bleibt häufig noch freier Raum übrig, in dem gut ausgebildete Kristalle wachsen können. So enthalten *Achatgeoden* häufig Kristalldrüsen von Amethyst (Abb. 9.45, S. 160).

Früher wurden besonders schön gefärbte Achatgeoden bei Idar-Oberstein (Nahe) abgebaut und gaben Anlass zu einer bodenständigen Schmuck- und Edelsteinindustrie. Auswanderer aus dem Nahetal entdeckten die viel größeren Achat- und Amethyst-Lagerstätten in Südbrasilien und Uruguay, die große wirtschaftliche Bedeutung besitzen und jetzt das Rohmaterial für die Idar-Obersteiner Schleifereien liefern.

Geothermische Energie

Heiße Quellen und Geysire dienten seit undenklichen Zeiten zum Baden, Waschen und Kochen. Darüber hinaus wurden auch gelöste Salze durch Abdampfen gewonnen, z. B. die Borsäure in den Soffionen von Larderello im jungen Vulkangebiet der Toskana (Italien). Hier wur-

de seit 1904 der Heißdampf, der sich durch Aufheizung von eingesichertem Oberflächenwasser bildet, zur Erzeugung von elektrischer Energie genutzt. Das Wasser wird in porösen Karbonat-Gesteinen des Lias und der oberen Trias, in permischen Sandsteinen und Konglomeraten (Verrucano), sowie in darunter liegenden präkambischen bis frühpaläozoischen Glimmerschiefern und Gneisen gespeichert. Nach oben zu werden diese Wasserreservoir durch relativ undurchlässige eozäne Flysch-Sedimente (Argille scagliose) abgedichtet. Durch eine in der Tiefe vermutete Magmenkammer wird das Wasser auf 96–230 °C aufgeheizt und steht unter Drücken von 5–32 bar. Der hochgespannte Heißdampf wird durch Bohrlöcher, die bis zu 4 km tief sind und einen seismischen Reflektor, den H-Horizont erreichen, an die Erdoberfläche gebracht und auf Turbinenschaufeln geleitet, deren Material unempfindlich gegen Korrosion durch H_3BO_3 sein muss. Die Sonden bleiben durchschnittlich 12–15 Jahre aktiv und liefern 30–300 t Dampf pro Stunde. Die derzeitige Stromerzeugung in Larderello liegt bei 583 MW. Im Bereich eines zweiten Reflektors, des K-Horizonts, sind überkritische Fluide gespeichert (vgl. Abschn. 16.1, S. 256), die bis jetzt nicht zur Energieerzeugung genutzt werden (Bertini et al. 2006). Auch andere bedeutende Kraftwerke liegen in jungen Vulkangebieten, so The Geysers (Kalifornien) mit 1 500 MW, Wairaki (Neuseeland) 200 MW und Krafla (Island). Beim Abteufen eines Bohrloches für geothermische Energie hat man an der Krafla eine Magmenkammer angebohrt; das führte zur Förderung von Lava aus dem Bohrloch (Krafft 1984).

Weiterführende Literatur

- Best MG (2003) *Igneous and metamorphic petrology*, 2nd edn. Blackwell, Oxford
- Best MG, Christiansen (2001) *Igneous petrology*. Blackwell, Malden, Mass., USA
- De Vivo B, Lima A, Webster JD (2005) Volatiles in magmatic-volcanic systems. *Elements* 1:19–24
- Ernst RE, Buchan KL, Campbell IH (2005) Frontiers in large igneous province research. *Lithos* 79:271–297
- Francis P (1993) *Volcanoes – a planetary perspective*. Clarendon Press, Oxford
- Houghton BF, Gonnermann HM (2008) Basaltic explosive volcanism: Constraints from deposits and models. *Chem Erde* 68:117–140
- Kerr AC, England RW, Wignall PB (eds) (2005) *Mantle plumes: Physical processes, chemical signatures, biological effects*. *Lithos* 79(vii–x):1–504
- MacDonald GA (1972) *Volcanoes*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey
- Schmincke H-U (1986, 2000) *Vulkanismus*, 1. und 2. Aufl. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt
- Schmincke, U (2004) *Volcanism*. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Sigurdsson H, et al. (eds) (2000) *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, London
- Wark DA, Miller CF (eds) (2008) *Supervolcanoes*. *Elements* 4:11–49
- Wolff F von (1929/1931) *Der Vulkanismus*. II Spezieller Teil. 1. Die Neue Welt. 2,1. Der Atlantische Ozean. Enke, Stuttgart

Zitierte Literatur

- Bachmann O, Bergantz G (2008) The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements* 4:17–21
- Bertini, G, Casini M, Gianelli G, Pandeli E (2006) Geological structure of a long-living geothermal system, Larderello, Italy. *Terra Nova* 18:163–169
- Bottinga Y, Calas G, Coutures J-P, Mathieu J-C (1983) Liquid silicates at Cassis; A conference report. *Bull Mineral* 106:1–3
- Coffin MF, Eldholm O (1994) Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Rev Geophys* 32:1–36
- Courtillot V (2004) Mass extinctions in the Phanerozoic: A single cause and if yes which? *Ber Deutsche Mineral Ges, Eur J Mineral* 16, Beih 2:26
- Harris A, Ripepe M (2007) Synergy of multiple geophysical approaches to unravel explosive eruption conduit and source dynamics – A case study from Stromboli. *Chem Erde* 67:1–35
- Hildreth W, Wilson CJN (2007) Compositional zoning of the Bishop Tuff. *J Petrol* 48:951–999
- Hough ML, Shields GA, Evins LZ, Strauss H, Henderson RA, Mackenzie S (2006) A major sulphur isotope event c. 510 Ma: A possible anoxia-extinction-volcanism connection during the Early-Middle Cambrian transition? *Terra Nova* 18:257–263
- Keller G (2005) Biotic effects of late Maastrichtian mantle plume volcanism: Implications for impacts and mass extinctions. *Lithos* 79:317–341
- Krafft M (1984) *Führer zu Vulkanen Europas. 1: Island*, Allgemeines. Enke, Stuttgart
- Lorenz V (1974) On the formation of maars. *Bull Volcanol* 37:183–204
- Lorenz V (1998) Zur Vulkanologie von diamantführenden Kimberlit- und Lamproit-Diatremen. *Z Dt Gemmol Ges* 47:5–30
- Miller CF, Wark DA (2008) Supervolcanoes and their explosive supereruptions. *Elements* 4:11–16
- Newhall C, Punongbayan R (eds) (1996) *Fire and mud, eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Univ Washington Press, Hongkong
- Pyle DM (2000) The sizes of volcanic eruptions. In: Sigurdsson H, et al. (eds) *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, London
- Reid MR (2008) How long does it take to supersize an eruption? *Elements* 4:23–28
- Sapper K (1927) *Vulkankunde*. Engelhorn, Stuttgart
- Scholtz H (1931) Die Bedeutung makroskopischer Gefügeuntersuchungen für die Rekonstruktion fossiler Vulkane. *Z Vulkanol* 14:97–117
- Sparks RSJ (1986) The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull Volcanol* 48:3–15
- Thordarsson T, Selfs S (1993) The Laki (Skaftar Fires) and Grimsvötn eruptions in 1783–1785. *Bull Volcanol* 55:233–263
- Walker GPL (1973) Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme. *Geol Rundsch* 62:431–446
- White RV, Saunders AD (2005) Volcanism, impact and mass extinctions: Incredible or credible coincidences. *Lithos* 79:299–316

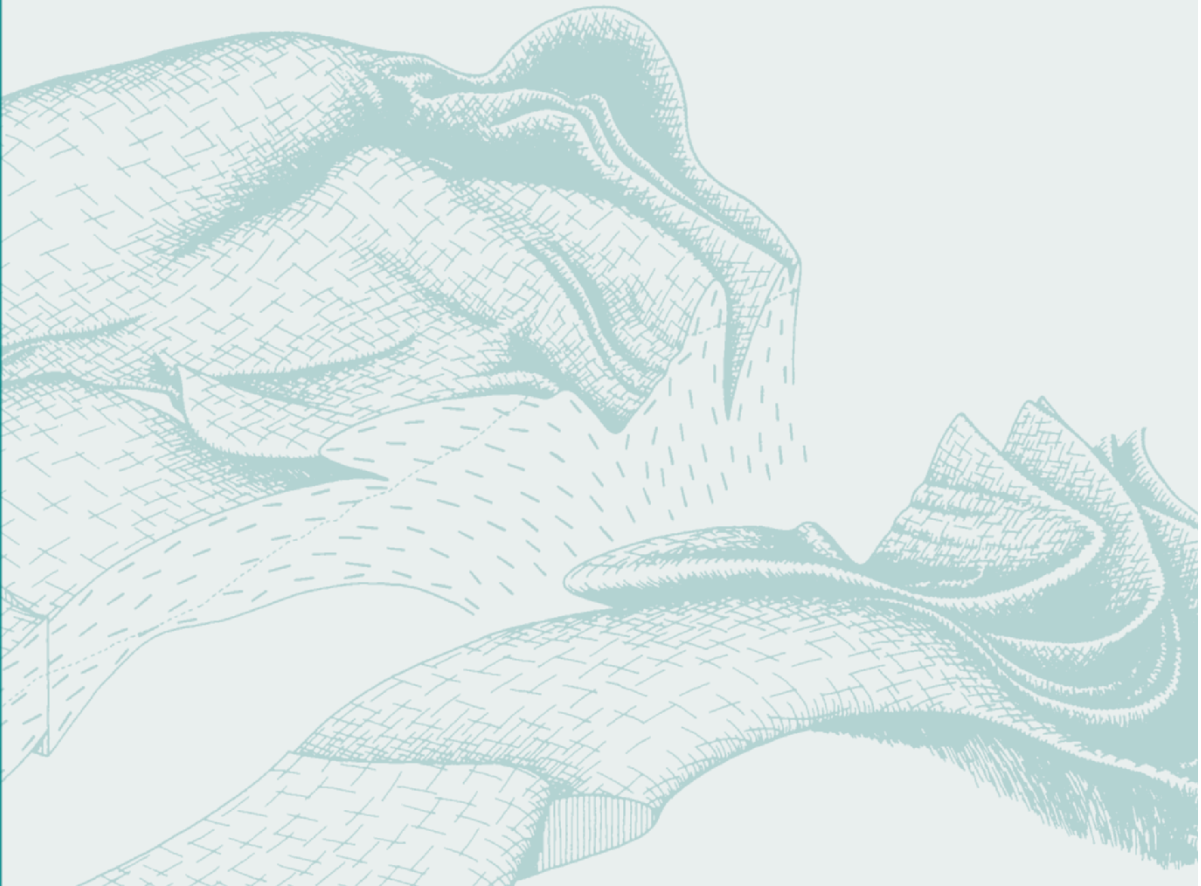
Plutonismus

13.1 Die Tiefenfortsetzung von Vulkanen

13.2 Formen plutonischer und subvulkanischer Intrusivkörper

13.3 Innerer Aufbau und Platznahme von Plutonen

Bleiben Magmen im Erdinnern stecken und kristallisieren unter der Auflast mächtiger Gesteinsmassen, d. h. bei erhöhten Drücken, so bilden sich *Plutonite (Tiefengesteine)*. Im Gegensatz zum Vulkanismus entziehen sich die Prozesse des Plutonismus der unmittelbaren Beobachtung; sie lassen sich daher nur indirekt aus den Verbandsverhältnissen und Gefügen der Plutonite erschließen.



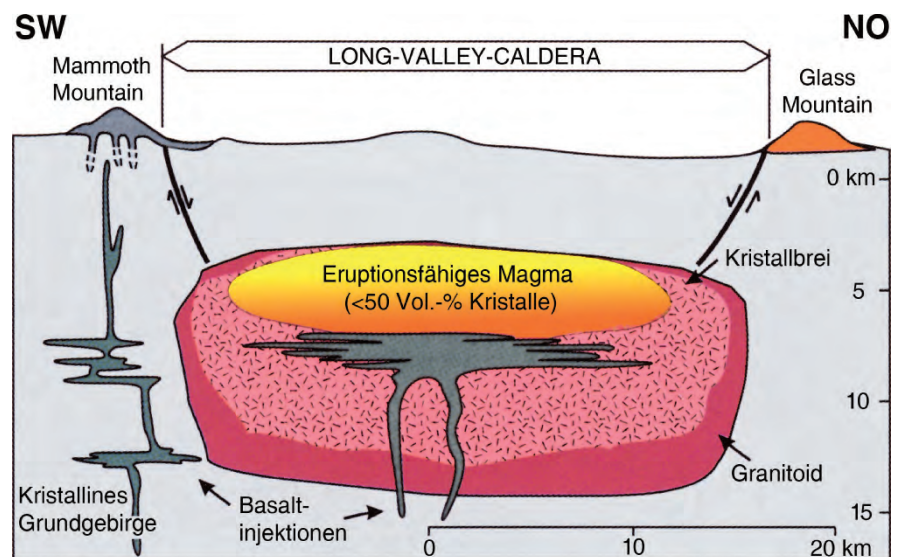
13.1 Die Tiefenfortsetzung von Vulkanen

Die *Tiefenfortsätze der Vulkane* bezeichnet man als Subvulkane. Viele Vulkane besitzen in nicht allzu großer Tiefe eine (oder mehrere) ihnen zugehörige Magmenkammern. Aus ihnen werden die effusiv, extrusiv oder explosiv geförderten Laven des Vulkans gespeist. Das Verhalten von Magmen in Magmenreservoirs wird wesentlich vom Mengenanteil der Kristalle (Phänokristen, Antekristen und Xenokristen) beeinflusst, der in Abhängigkeit von Druck, Temperatur und chemischer Zusammensetzung des Magmas zwischen 0 und 100 % variieren kann. Bei einem Kristallgehalt von < 50 Vol.-% ist das Magma noch fließ- und damit eruptionsfähig. Wir bezeichnen einen zusammenhängenden Bereich im Erdinnern, in dem fließfähiges Magma gespeichert ist, als *Magmenkammer* (Bachmann und Bergantz 2008). Steigt der Kristallanteil, z. B. als Folge von Abkühlung auf 50–60 Vol.-% an, so entsteht ein Kristallbrei, in dem sich die Kristalle gegenseitig berühren. Es bildet sich ein festes Skelett, in dessen Lücken die restliche Schmelze sitzt. Ein solcher Kristallbrei kann daher weder sein Nebengestein intrudieren, noch im Zuge von vulkanischen Ereignissen ausfließen oder explosiv gefördert werden; er verhält sich ähnlich wie ein steifer Schwamm (Marsh 1981; Hildreth 2004). Magmenkammer und Kristallbrei bilden zusammen das *Magmenreservoir* (Bachmann und Bergantz 2008). Magmenkammern und Magmenreservoirs lassen sich selbstverständlich nicht direkt beobachten. Ihre Form kann man jedoch durch geophysikalische Methoden, insbesondere durch seismische Tomographie, ihren Inhalt durch die vulkanischen Förderprodukte rekonstruieren. Ein gut untersuchtes Beispiel ist das ca. 30 km breite, ca. 12 km dicke Magmenreservoir, das unter der Caldera des 760 000 Jahre alten Long-Valley-Supervulkans existiert (Abb. 13.1). In seinem oberen Bereich enthielt dieses Magmenreservoir eine Magmenkammer mit fließfähigem Rhyolith-Magma (Kristallanteil < 50 Vol.-%), das explosiv als Bishop-Tuff gefördert wurde. Das fließfähige Magma ging seitlich und nach unten in einen Kristallbrei (> 50 % Kristalle) über, während die Randbereiche bereits vollständig zu einem granitischen Gestein auskristallisiert waren. Injektionen von heißem Basalt-Magma aus dem Erdmantel führten zu erneuter Aufheizung und lösten wahrscheinlich die Supereruption aus.

Kristallisiert das Magma im Magmenreservoir durch Abkühlung aus, so bilden sich – je nach Tiefenlage – Subvulkanite, die nicht selten gröberkörnig ausgebildet sind, etwa als doleritischer Basalt. Magmatite, die in tiefer gelegenen Magmenkammern auskristallisiert sind, können bereits ein typisches Plutonitgefüge besitzen. In der ozeanischen Erdkruste (Abb. 27.7, S. 481) beobachtet man den Übergang von effusiv geförderten Basaltlaven zum subvulkanischen Sheeted-Dike-Komplex und schließlich zum plutonischen Gabbro. Subvulkanische Gesteine vermitteln also nach ihrem geologischen Auftreten und ihrem Gefüge zwischen Vulkaniten, deren Bildung man direkt beobachten kann, und Plutoniten, deren Platznahme und Kristallisation sich prinzipiell jeder direkten Beobachtung entziehen. Dies ist ein wichtiges Argument dafür, dass plutonische Gesteine in der Tat durch Kristallisation von magmatischen Schmelzen entstanden sind. Eine scharfe Grenze zwischen subvulkanischen und plutonischen Intrusionen lässt sich nicht ziehen.

Erinnert sei daran, dass es Gesteine gibt, die in Form von Gängen, Lagergängen und Stöcken in ein oberflächennahes (hypabyssisches) Niveau intrudiert sind, ohne dass ein Zusammenhang mit einem Vulkan nachweisbar ist. In manchen Fällen lassen sich solche Ganggesteine wie Plutonit-Porphyre, Dolerite, Pegmatite und Aplite von tiefer liegenden Plutoniten ableiten.

Abb. 13.1. Vereinfachtes Querprofil durch das Magmenreservoir unterhalb der Caldera des Long-Valley-Supervulkans (Kalifornien). Der Vertikalmaßstab und die relativen Volumenanteile des eruptionsfähigen Magmas, des Kristallbreis, des randlichen Granitoids und der Basalt-Injektionen sind nur annäherungsweise bekannt. (Aus Bachmann und Bergantz 2008)



13.2 Formen plutonischer und subvulkanischer Intrusivkörper

Da in der Erdkruste keine Hohlräume vorhanden sind, muss für die Intrusion von Magmen Platz geschaffen werden. Dafür sind – besonders im oberflächennahen Bereich – lithologische Inhomogenitätsflächen und tektonische Schwächezonen hilfreich. So dringen subvulkanische *Lagergänge*, die Mächtigkeiten bis zu 300 m erreichen können, konkordant zwischen die Schichtflächen von Sedimentstapeln ein, wobei der Dachbereich entsprechend angehoben wird; prominente Beispiele sind der Whin Sill (Nordengland) und der Palisade Sill (New York). Demgegenüber durchsetzen steil stehende *Gänge* das Nebengestein diskordant auf tektonischen Störungen; Gangschwärme, wie sie z. B. auf der Insel Arran (Schottland) oder auf der Sinai-Halbinsel (Ägypten) spektakulär ausgebildet sind, deuten auf Dehnungstektonik hin, durch die sich die Erdkruste aufweitet. Auch die Radialgänge, Ringgänge und Cone Sheets, die sich im Zuge von Vulkanausbrüchen bilden können, setzen sich in ein subvulkanisches Niveau fort.

Nicht gangförmige Intrusivkörper werden unabhängig von ihrer Größe und Form ganz allgemein als *Plutone* bezeichnet. Sie durchbrechen ihr Nebengestein häufig diskordant (Abb. 13.2, 13.3), passen sich aber in manchen Fällen in ihrer Form den geologischen Strukturen des Nebengesteins (Abb. 13.2a,b, 13.7) an. So halten sich *Lakkolithe* an flach liegende Schichtfugen oder Schieferungsflächen und wölben diese uhrglasförmig empor (Abb. 13.3a); sie sind meist plankonvex oder bikonvex linsenförmig ausgebildet,

wobei ein gangförmiger Zufuhrkanal an der dicksten Stelle zu vermuten ist. Konkav-konkave Körper, die in gefaltete Gesteine intrudiert sind, werden als *Sichelstöcke* (Harpolithe oder Phacolith, Abb. 13.3b) bezeichnet, trichterförmig nach der Tiefe hin verjüngte als *Ethmolithe* (Abb. 13.3c). Kleine, rundliche Intrusivkörper, welche die Schichtung oder Schieferung diskordant durchsetzen oder in massige Gesteine intrudieren, nennt man *Stöcke* (Abb. 13.3d).

Die diskordanten Plutone des gefalteten Grundgebirges sind meist kuppelförmig entwickelt.

Hierzu gehören die Granitplutone des Varistikums in Mitteleuropa mit einer Größenordnung zwischen 5 und

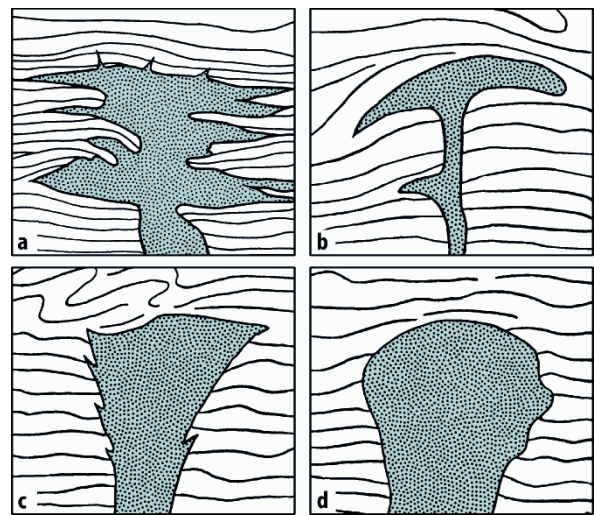


Abb. 13.3. Formen subvulkanischer und plutonischer Intrusionen. a Lakkolith, b Sichelstock (Phacolith), c Ethmolith, d Stock

Abb. 13.2.

Der Brandberg-Batholith in Namibia, ein Alkaligranit-Komplex von Unterkreide-Alter (ca. 130 Ma), der während des Aufbrechens von Gondwana in paläozoische Karoo-Sedimente und kretazischen Etendeka-Vulkanite intrudiert ist. Diese geschichteten Nebengesteine sind an den Flanken der Intrusion erkennbar (Foto: M. Okrusch)



40 km Durchmesser. Beispiele sind die Granite im Harz (Brocken- und Ramberg-Granit), Fichtelgebirge, Oberpfälzer Wald, Erzgebirge und den Sudeten sowie die Diorite und Gabbros des Odenwaldes. Einfache Plutone haben im Grundriss kreisförmige, andere eine ovale Begrenzung. Im letzteren Fall sind sie einem Streckungs- bzw. Dehnungsakt des sich formenden Orogens angepasst (Längs- und Querplutone). Bei ihnen treffen wir konkordante wie diskordante Kontakte zum Nebengestein an. Nicht selten sind kleine Plutone lediglich kuppelförmige Aufbrüche größerer darunterliegender Plutone oder Batholithe.

13.3

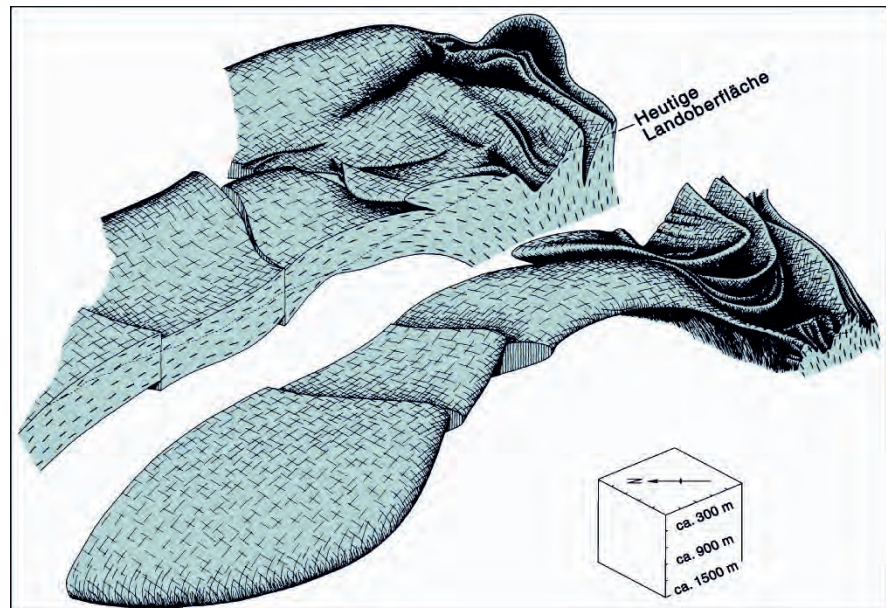
Größere Plutone von $>100 \text{ km}^2$ Flächenausdehnung wurden wegen ihrer unbekanntenen Tiefenfortsetzung auch als *Batholithe* bezeichnet. Es gibt allerdings Hinweise darauf, dass sie sich nicht bis in die „ewige Tiefe“ fortsetzen, sondern eher eine bettdeckenartige Form haben (Abb. 13.4), ähnlich Lopolithen (s. unten). Außerdem sind sie recht komplex zusammengesetzt und bestehen typischerweise aus einer Folge von zeitlich und stofflich verschiedenen Magmen-Intrusionen.

Beispiele sind der orogene Sierra-Nevada-Batholith in Kalifornien (Abb. 13.4), der sich während der Kreidezeit bei der Subduktion der pazifischen unter die nordamerikanische Platte gebildet hat, und der anorogene Brandberg-Batholith in Namibia (Abb. 13.2) der, ebenfalls in der Kreide, beim Aufbrechen Gondwanas intrudierte.

Die Mehrzahl der Plutone besteht petrographisch aus leukokraten und mesokraten Plutoniten, insbesondere aus Graniten und Granodioriten. Daneben gibt es aber auch sehr prominente mafische Intrusionen, die sich überwiegend aus Gabbro oder Norit aufbauen und untergeordnete Anteile

Abb. 13.4.

Orthogonale Projektion des Rattlesnake-Mountain-Plutons (Kalifornien). (Nach MacColl 1964, aus Best 2003)



von Peridotit, Pyroxenit und Anorthosit enthalten. Ihrer Form nach handelt es sich meist um *Lopolithe*, d. h. um große, meist konkordante Intrusionen, deren zentraler Bereich über dem (vermuteten) Zufuhrkanal eingesunken ist. Daraus resultiert ihre konkav-konvexe, löffel- bis schüsselförmige Gestalt (Abb. 13.5, 13.6) Typisch für ihren inneren Aufbau ist die magmatische Schichtung (igneous layering). Man spricht daher von *Layered Intrusions* (s. unten).

13.3

Innerer Aufbau und Platznahme von Plutonen

Wie bereits oben angedeutet, besteht für die Platznahme von großen plutonischen Intrusionen grundsätzlich ein *Raumproblem*, d. h. die Frage, wie der Platz für die riesenhaften Magmenvolumina geschaffen wurde, die in die Erdkruste intrudieren. Zur Lösung dieses Problems bedarf es sorgfältiger Analysen der Interngefüge von Plutonen und der Externgefüge des intrudierten Nebengesteins. Diese Studien sind – nach grundlegenden Arbeiten von Hans Cloos in den 30er Jahren des 20. Jahrhunderts – erst in jüngster Zeit wieder verstärkt in Angriff genommen worden (vgl. z. B. Hutton 1996).

13.3.1

Interngefüge von Plutonen

Auch im Pluton verändert die Schmelze durch Fließen ihren Ort. Dabei herrschen aufsteigende Bewegungen vor. Die Richtung des Fließens ermittelt man aus der Richtung seiner Spuren. Fixiert wird nur der letzte Bewegungszustand und nur die relative Bewegung zu den benachbarten Bereichen. Für das Studium dieser Relativbewegungen der plutonischen Schmelze ist jede Art von

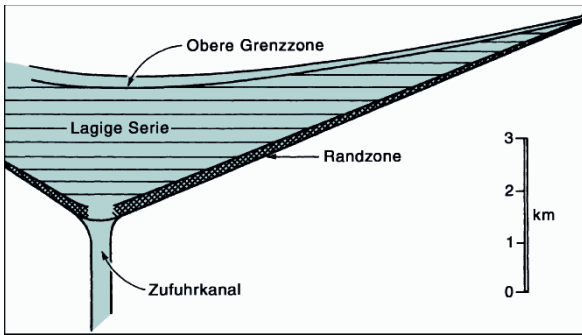


Abb. 13.5. Vereinfachter Schnitt durch die Muscox Layered Intrusion (Kanada), einen typischen Lopolith. (Mod. nach Smith u. Kapp 1963, aus Carmichael et al. 1974)

Inhomogenität von Bedeutung, wie bereits ausgeschiedene Kristalle, Schlieren in der Schmelze oder Einschlüsse (Xenolithe) von Fremdmaterial aus der Tiefe oder dem Nebengestein. Feste Bestandteile wie Kristalle sind gerichtet, halbflüssige wie Schlieren gerichtet und verformt. Fließspuren bilden oft ein oder mehrere Fließgewölbe ab, womit sich der Aufstiegsweg der plutonischen Schmelze bis zu einem gewissen Grad rekonstruieren lässt (Abb. 13.4).

Neben den *Fließspuren* befinden sich im Pluton *Bruchspuren* (Abb. 13.4). So überwiegen in einem oberen plutonischen Stockwerk mit scharfen Kontakten zum Nebengestein die bruchtektonischen Erscheinungen. Nach unten hin nehmen mit unscharfen Kontakten eher die fließtektonischen Erscheinungen zu.

Ein besonderes Merkmal – als Folge von Bruch- und Fließtektonik – ist die *gerichtete Teilbarkeit des Gesteins im Pluton*, durch die im Gesteinskörper Ablösungsflächen von unterschiedlicher Beschaffenheit entstehen. Das dadurch entstehende Klufnetz hat große wirtschaftliche Bedeutung für die Gewinnung von Naturstein in großen Blöcken bis hinab zum Pflasterstein.

13.3.2 Mechanismen der Platznahme

Nach der zusammenfassenden Diskussion von Hutton (1996) lassen sich folgende Platznahme-Mechanismen unterscheiden:

- Kesseleinbrüche (Cauldron Subsidences),
- Magmatic Stoping (magmatisches Aufstemmen),
- gewaltsame Platznahme: Diapirismus und Ballooning,
- Platznahme im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen.

Kesseleinbrüche (Cauldron Subsidences)

Wenn bei Vulkanausbrüchen Magmenkammern in der Tiefe geleert werden, kann es entlang der Ringspalten zum Absinken zylinderförmiger Gesteinspakete kom-

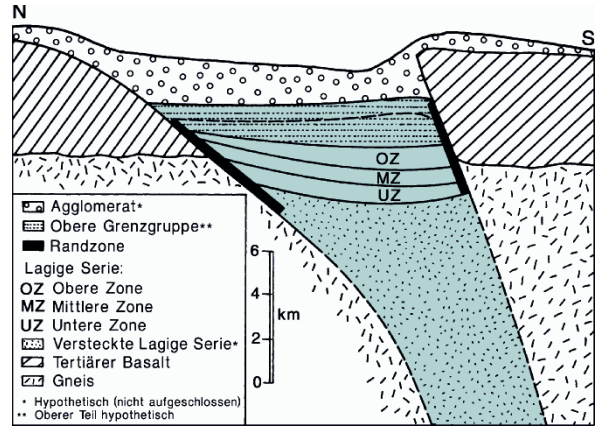


Abb. 13.6. Vereinfachter Schnitt durch die Skaergaard Layered Intrusion (Grönland). (Mod. nach Wager u. Brown 1968, aus Carmichael et al. 1974)

men. In den freiwerdenden Raum intrudiert Magma und kristallisiert unter Bildung eines Plutons aus. Kesseleinbrüche spielen nur in oberflächennahen Krustenniveaus, maximal in Tiefen von ca. 4 km, eine Rolle. Ein Beispiel ist der Glen-Coe-Komplex (Schottland).

Magmatic Stoping

Wenn Magma entlang von Rissen in das Nebengestein eindringt, werden diese sich infolge von Stressvergrößerung an den Rissenden weiter öffnen. (Zur Definition von Stress s. Abschn. 24.1.4, S. 384f) Dabei werden insbesondere aus dem Dachbereich große Blöcke mit Durchmessern von Zehner-, ja Hundertermetern herausgelöst, die nach unten weg-sacken und teilweise aufgeschmolzen werden (Abb. 13.7). Der dadurch freiwerdende Raum wird von aufsteigendem Magma gefüllt. Dieser Vorgang spielt für die Platznahme von Graniten zweifellos eine gewisse Rolle, besonders in höheren Krustenniveaus, wo Bruchsysteme leichter aufreißen können.

Gewaltsame Platznahme: Diapirismus und Ballooning

Unter *Diapirismus* versteht man ganz allgemein den vertikalen Aufstieg eines rundlichen Körpers geringerer Dichte in einem dichteren Medium, z. B. eines Salzdoms in einer Sedimentfolge. Nach dem Stokes'schen Gesetz ist die Geschwindigkeit v des Aufstiegs

$$v = \frac{\Delta\rho gr^2}{\eta_c} \tag{13.1}$$

wobei $\Delta\rho$ der Dichteunterschied zwischen beiden Medien, r der Radius des kugelförmig gedachten Körpers geringerer Dichte, g die Erdbeschleunigung und η_c die Viskosität des Nebengesteins ist. Wie experimentelle Untersuchungen und Modellierungen zeigen, wird das Nebengestein beim Aufstieg eines Magmenkörpers duktil de-

Abb. 13.7.

Intrusionskontakt zwischen Tonstein- und Siltstein-Schichten der ca. 1130 Ma alten, mesoproterozoischen Hogfonna-Formation (Ahlmannryggen-Gruppe) und dem Diorit des ca. 1110 Ma alten Kullen-Lagerganges. Grunehogna-Nunatak, westliches Dronning-Maud-Land, Antarktika. Man erkennt deutlich, wie die Sedimentschichten durch das eindringende Diorit-Magma aufblättern, aus ihrem Verband heraus gelöst werden und auf Grund ihrer höheren Dichte nach unten wegsacken: ein typisches Beispiel für Magmatic Stopping. (Foto: C. Harris)



formiert und umfließt diesen, wobei es über dem Dach zur Plättung, an den Flanken zur vertikalen Streckung und im Schwanzbereich zusätzlich zur Einschnürung der Streckungsgefüge kommt. Auch im aufsteigenden Magmakörper entstehen selbstverständlich Fließgefüge. Der diapirische Aufstieg wird gestoppt, wenn der Dichtekontrast infolge Abkühlung und Kristallisation des Plutons verschwindet. Gut untersuchte Beispiele sind die Granitplutone von Criffel und Arran (Schottland).

Detaillierte Untersuchungen an Plutonen, die man als Diapire interpretiert hatte, zeigen jedoch häufig umlaufende Plättungsgefüge, ähnlich wie in der Haut eines aufgeblasenen Ballons. Diese weisen darauf hin, dass sich der Magmenkörper nach seiner Platznahme radial in alle Richtungen ausgedehnt hatte, wahrscheinlich infolge des sukzessiven Nachschubs neuer Magmen. Dieser Vorgang des *Ballooning* kann in vielen Fällen so stark dominieren, dass Gefüge der ursprünglichen Platznahme durch Diapirismus und/oder Stopping weitgehend ausgelöscht sind. Als Beispiele seien die Granitplutone von Flamanville (NW-Frankreich) und Ardara (Irland) genannt.

Platznahme im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen

Es wurde schon lange angenommen, dass Plutone für ihre Platznahme tektonische Schwächezonen benutzen. Jedoch erst seit etwa 1970 konnte durch sorgfältige Gefügeuntersuchungen an Plutonen und ihrem Nebengestein nachgewiesen werden, dass die Intrusion zeitgleich mit dem tektonischen Ereignis, also *syntektonisch* erfolgte. So konnte man z. B. zeigen, dass das Deformationsgefüge der

externen Scherzone sich direkt in den Pluton hinein fortsetzt, dort aber bereits vor der endgültigen Erstarrung, also magmatisch gebildet wurde (Hutton 1996). Darüber hinaus sind Minerale, die sich im Kontakthof des Plutons kontaktmetamorph gebildet haben (Abschn. 24.2.1, S. 386ff), ebenfalls noch deformiert. Viele Plutone sind nachweislich an *Blattverschiebungen* gebunden, z. B. die einfachen Plutone vom Pull-Apart-Typ wie der Syenit-Granit-Pluton von Meißen, seltener an *extensionale Scherzonen* wie der Queternoq-Pluton (Südgrönland). 1988 konnte erstmals im Französischen Zentralmassiv nachgewiesen werden, dass Granite auch entlang von *Überschiebungen* und steilen *Aufschiebungen* intrudieren können. Ein weiteres wichtiges Beispiel ist der Great Tonalite Sill in Alaska und British Columbia, der ca. 1000 km lang und ca. 20 km mächtig ist.

13.3.3 Layered Intrusions

Wie bereits oben erwähnt, stellen die großen schichtigen Intrusionen der Erde einen besonders interessanten Sonderfall von Plutonen dar. Darüber hinaus sind sie von hohem wirtschaftlichen Interesse, weil an sie Lagerstätten von Platinmetallen, Nickel, Chrom, Titan und Vanadium von Weltbedeutung gebunden sind. Die meisten großen Layered Intrusions wurden im Zeitraum Archaikum bis mittleres Proterozoikum gebildet, wie Stillwater (Montana) mit einem Alter von 2,7 Ga und einer Flächenausdehnung von 4400 km², Windimurra (West-Australien, ca. 2,8 Ga, 2300 km²), Great Dike (Simbabwe; 2,5 Ga, 3300 km²), Bushveld (Südafrika; 2,1 Ga, 66000 km²,

Abb. 19.4, S. 300) und Sudbury (Ontario, Kanada; 1,85 Ga, 1 300 km², Abb. 19.6, S. 303). Nur wenige und meist kleinere Komplexe entstanden im jüngeren Proterozoikum oder im Paläozoikum, wie Muscox (Canada, ca. 1,2 Ga, 3 500 km², Abb. 13.5), Duluth (Minnesota, 1,1 Ga, 5 000 km²), Berkreim-Sogndal (Norwegen, 930 Ma, 230 km²) und Fongen-Hyllingen (Norwegen; 405 Ma; 160 km²). Die berühmte Skaergaard-Intrusion (Grönland, 100 km²) intrudierte erst im Eozän vor ca. 55 Ma. Sie soll hier als Beispiel kurz behandelt werden.

Nach der grundlegenden Arbeit von Wager u. Brown (1968) bildet die Skaergaard-Intrusion einen asymmetrisch-trichterförmigen Körper, der präkambrische Gneise und tertiäre Basalte durchsetzt und eine geschichtete Internstruktur aufweist (Abb. 13.6). Der oberste Bereich, von dem die Autoren annehmen, dass es sich um vulkanische Agglomerate gehandelt hat, ist vollkommen abgetragen. Demgegenüber ist die Upper Border Group (obere Grenzgruppe) noch teilweise erhalten; sie besteht aus Gabbros und Fe-reichen Dioriten mit einzelnen granitischen Lagen („Granophyr“). Darunter folgt die *Layered Series* (lagige Serie), die sich in drei Zonen gliedert:

- Obere Zone: Sie besteht aus Fe-reichem Gabbro mit Fe-reichem Olivin.
- Mittlere Zone: Sie besteht aus Gabbro ohne Olivin.
- Untere Zone: Sie besteht aus Gabbro mit Mg-reichem Olivin.

Die nicht aufgeschlossene Hidden Layered Series macht schätzungsweise 70 % des gesamten Plutons aus und besteht wahrscheinlich ebenfalls aus mafischen, aber auch aus ultramafischen Plutoniten. Typisch für die Layered Series ist ein ausgeprägter rhythmischer Lagenbau (*rhythmic layering*). Die einzelnen Lagen, 5–40 cm dick, stellen meist gradierte Einheiten dar, in denen die Gehalte an Mafiten, insbesondere Augit und Olivin, zurücktretend Fe-Ti-Oxide, von oben nach unten zunehmen, der Plagioklas-Anteil dagegen abnimmt. Dazu kommt noch ein *cryptic layering*, d. h. der An-Gehalt der Plagioklase, der Fo-Gehalt der Olivine und der Mg-Gehalt der Augite nehmen vom höchsten bis zum tiefsten Niveau der Layered Series kontinuierlich zu. In der Marginal Border Group liegen abgeschreckte magmatische Schmelzen vor, die vielleicht Hinweise auf ursprüngliche Stamm-Magma liefern könnten (Abschn. 15.2, S. 249ff).

Charakteristisch für Layered Intrusions sind *Kumulatgefüge*, die darauf hinweisen, dass die Bildung der La-

gen auf eine Art *magmatischer „Sedimentation“*, d. h. auf Absaigern der schweren Mafite zurück zu führen ist (Abb. 15.4, 15.6, S. 251f). Bei der Kompaktion der mafitenreichen Lagen wird die restliche *Interkumulus-Schmelze* zunehmend herausgedrückt und wandert nach oben ab; diesen Vorgang nennt man *Filterpressung* (Abb. 19.2, S. 299). Umgekehrt können die leichteren Plagioklase in der Schmelze aufschwimmen und sich in höheren Zonen anreichern. In Wirklichkeit sind die Prozesse, die zum Layering führen, sehr viel komplexer: So spielen z. B. Konvektionsströme, die Zufuhr neuer Magmenschübe und spätere Rekristallisations-Erscheinungen eine wichtige Rolle. Für ein vertieftes Studium sei auf den von Cawthorne (1996) herausgegebenen Sammelband verwiesen.

Weiterführende Literatur

- Bachmann O, Bergantz G (2008) The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements* 4:17–21
- Best MG (2003) *Igneous and metamorphic petrology*, 2nd edn. Blackwell, Oxford
- Best MG, Christiansen EH (2001) *Igneous petrology*. Blackwell, Malden, Mass., USA
- Carmichael ISE, Turner FJ, Verhoogen J (1974) *Igneous petrology*. McGraw-Hill, New York
- Cawthorne RG (ed) (1996) *Layered intrusions*. Elsevier, Amsterdam
- Hildreth W (2004) Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: Several contiguous, but discrete systems. *J Volcan Geotherm Res* 136:169–198
- Marsh BD (1981) On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contrib Mineral Petrol* 78:85–98
- Wager LR, Brown GM (1968) *Layered igneous rocks*. Oliver & Boyd, Edinburgh-London

Zitierte Literatur

- Hutton DHW (1996) The „space problem“ in the emplacement of granite. *Episodes* 19:114–119
- MacColl RSJ (1964) Geochemical and structural studies in batholithic rocks of Southern California: Part 1, structural geology of Rattlesnake Mountain Pluton. *Geol Soc America Bull* 75:805–822
- Smith CH, Kapp HE (1963) The Muscox Intrusion, a recently discovered layered intrusion in the Coppermine River area, Northwest Territories, Canada, *Min Soc America Spec Paper* 1:30–35

Magma und Lava

14.1 Chemische Zusammensetzung und Struktur magmatischer Schmelzen

14.2 Vulkanische Gase

14.3 Magmatische Temperaturen

14.4 Viskosität von Magmen und Laven

14.5 Löslichkeit von leichtflüchtigen Komponenten im Magma

Wie wir gesehen haben, werden bei Vulkanausbrüchen glutheiße Gesteinschmelzen aus dem Erdinnern gefördert, die unter stürmischer Entgasung ausfließen oder explosiv herausgeschleudert werden. Man muss daraus schließen, dass im Erdinnern glutheiße Schmelzen existieren, in denen leichtflüchtige (volatile) Komponenten gelöst sind. Die meisten Laven, die an die Erdoberfläche gefördert werden, enthalten bereits Kristalle, die in einer Magmenkammer oder beim Aufstieg gewachsen sind; sie bilden Einsprenglinge in vulkanischen Gesteinen. Als *Magma* bezeichnet man dementsprechend *glutheiße Gesteinschmelzen des Erdinnern, die neben leichtflüchtigen Bestandteilen meist auch Kristalle enthalten können*. Es muss daran erinnert werden, dass „Magma“ ein theoretischer Begriff ist; denn niemand hat ein Magma je gesehen! Wir beobachten lediglich die vielfältigen Entgasungsprozesse von Lava an der Erdoberfläche, die ein wesentliches Merkmal des Vulkanismus sind (Abb. 14.1) und bei explosiver Entbindung der Gase oft eine verheerende Rolle spielen. Solche Prozesse belegen eindringlich, dass die Menge an leichtflüchtigen Komponenten, die im Magma gelöst sind, groß sein muss. Aber auch die ruhiger verlaufende Entgasung z. B. von ausfließenden Lavaströmen beeindruckt durch die enormen Mengen geförderter Gase. Weitere Schlüsse über das Magma der Tiefe werden aus seinen Kristallisationsprodukten, den Vulkaniten und Plutoniten, gezogen.

Abb. 14.1.
Vulkanische Dampftätigkeit am Hauptkrater des Ätna. (Foto: M. Okrusch)



14.1 Chemische Zusammensetzung und Struktur magmatischer Schmelzen

Wie man aus der Häufigkeitsverteilung magmatischer Gesteine sofort sieht, haben Magmen in ihrer weit überwiegenden Mehrzahl *silikatische* Zusammensetzung, während Karbonat- und Sulfid-Magmen nur selten auftreten. Silikatschmelzen und -gläser bestehen aus $[\text{SiO}_4]$ - und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraedern, die zu Gruppen ähnlich denen in Silikatstrukturen vernetzt sind, wie $[\text{AlSiO}_4]_n^-$, $[\text{AlSi}_2\text{O}_6]_n^-$, $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_n^-$, $[\text{Si}_2\text{O}_6]_n^{4-}$, $[\text{Si}_2\text{O}_7]_n^{6-}$ oder Ringen wie $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$ (Abb. 14.2). $\text{Si}^{[4]}$ und $\text{Al}^{[4]}$ mit ihren starken sp^3 -Hybrid-Bindungen zum Sauerstoff spielen also die Rolle von *Netzwerkbildnern*. Demgegenüber wirken die freien Kationen Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} u. a., aber auch Al in [6]-Koordinat, deren Bindung mit O – wegen ihres höheren ionaren Anteils – schwächer ist, als *Netzwerkmodifizierer* (Netzwerkmodifizierer). Der Grad der Vernetzung nimmt also mit dem relativen Anteil an SiO_2 , aber auch mit sinkender Temperatur zu. Bei hoher Temperatur enthält die Schmelze viele freie $[\text{Si,AlO}_4]$ -Gruppen; mit der Abkühlung erfolgt eine zunehmende Polymerisation und der Übergang in zunehmend komplexere Konfigurationen. Daher weisen Si-arme und/oder heißere Magmen eine geringere Viskosität auf als Si-reichere bzw. weniger heiße (s. unten). Unter den leichtflüchtigen Komponenten kann insbesondere $(\text{OH})^-$ die Rolle eines Netzwerkmodifizierers spielen, wie weiter unten gezeigt wird. Interessierte Leser seien auf die Artikel von Henderson (2005), Calas et al. (2006) und Henderson et al. (2006) hingewiesen.

14.2 Vulkanische Gase

Während der Eruptionsphase eines Vulkans werden enorme Mengen an vulkanischen Gasen ausgestoßen, deren quantitative Bestimmung schwierig, aber nicht unmöglich ist. Aus flüssiger Basaltlava austretende Gase wurden zuerst im Lavasee Halemaumau im Kilauea-Krater auf der Insel Hawaii eingefangen und analysiert. Es wurde festgestellt,

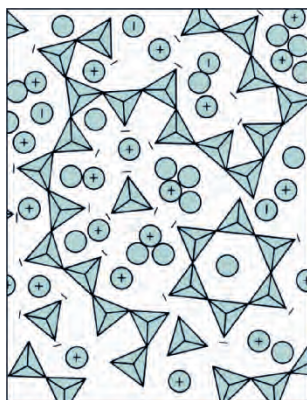
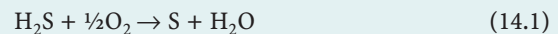


Abb. 14.2. Strukturschema einer Silikatschmelze. Kationen \oplus , Anionen \ominus , neutrale Teilchen \circ ; darüber hinaus inselartige $[\text{SiO}_4]^{4-}$ -Tetraeder und solche, die zu Sechseringen oder zu Ketten polymerisiert sind. In einem Magma wären die kleinen neutralen Teilchen hauptsächlich H_2O -Moleküle und die neutralen $[\text{SiO}_4]$ -Gruppen würden durch $\text{Si}(\text{OH})_4$ ersetzt sein. (Nach Mueller und Saxena 1977)

dass die Beteiligung der verschiedenen Gasphasen sehr schwankt. Dabei herrscht Wasserdampf vor, der jedoch zum größten Teil aus verdampftem Grundwasser herrührt. Aus jüngerer Zeit stammen weitere zuverlässige Gasbestimmungen aus verschiedenen Eruptionsstadien des Ätna. Auch gibt es Möglichkeiten, aus Sublimationsprodukten, die sich an den Vulkanschloten oder innerhalb der Erstarrungskruste der Lavakörper aus heißen, sich entbindenden Dämpfen absetzen, einen Teil dieser Gase indirekt zu bestimmen. Das ist auch aus Gaseinschlüssen in Mineralen der magmatischen Gesteine, so aus solchen in Olivin-Einsprenglingen von Olivinbasalten, möglich.

Insgesamt gesehen sind die wichtigsten vulkanischen Gasspezies H_2O (35–90 Mol.-%), CO_2 (5–50 Mol.-%) und SO_2 bzw. H_2S (2–30 Mol.-%), während Cl_2 , HCl , F_2 , HF , SiF_4 , H_3BO_3 , COS , CS_2 , CO , CH_4 und H_2 zurücktreten. Zahlreiche weitere Gase kommen nur in sehr kleinen Mengen vor. Gelbrotes FeCl_3 färbt die Eruptionswolke zeitweise orange. Bei den Schwefeldämpfen dominieren SO_2 und H_2S , wobei SO_2 im Vergleich zu H_2S durch höhere Temperaturen und/oder höhere Sauerstoffkonzentrationen begünstigt wird. Durch Reaktion mit dem Luftsauerstoff kann H_2S nach der Reaktion



zu elementarem Schwefel oxidiert werden, der sich am Kraterand niederschlägt, oder es erfolgt eine weitere Oxidation zu SO_2 oder SO_3 . Im Einzelnen gibt es je nach dem Gesteinstyp große Unterschiede in der Zusammensetzung vulkanischer Gase. Wie Messungen auf Hawaii gezeigt haben, sind die CO_2 -Gehalte in basaltischen Magmen häufig höher als man früher angenommen hatte. Somit kommt man auf etwa vergleichbare Anteile an CO_2 , H_2O und SO_2 neben deutlichen Mengen an HF und HCl . Demgegenüber überwiegt in rhyolithischen Magmen der H_2O -Gehalt stark (Schmincke 2000).

Der Anteil an leichtflüchtigen Komponenten, die in Magmen gelöst werden können, hängt nicht nur von Druck und Temperatur, sondern (mit Ausnahme des CO_2) auch vom SiO_2 -Gehalt des Magmas und damit von seiner Viskosität ab. Nach Analysen an abgeschreckten Gesteinsgläsern und an Glaseinschlüssen in Mineralen sowie aus experimentellen Daten (s. unten) kann man in Magmen unterschiedlicher Zusammensetzung folgende H_2O -Gehalte abschätzen (aus Schmincke 2000):

- Tholeiite mittelozeanischer Rücken 0,1–0,2 Gew.-%,
- Tholeiite ozeanischer Inseln 0,3–0,6 Gew.-%,
- Alkalibasalte 0,8–1,5 Gew.-%,
- Basalte an Subduktionszonen 2–3 Gew.-%,
- Basanite und Nephelinite 1,5–2 Gew.-%,
- Andesite und Dacite von Inselbögen sowie von aktiven Kontinentalrändern 2–4 Gew.-%,
- Rhyolithe bis ca. 7 Gew.-%.

Beim Aufstieg eines Magmas wird die Sättigungsgrenze der volatilen Komponenten in der Reihenfolge $\text{CO}_2 \rightarrow \text{SO}_2/\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{HCl} \rightarrow \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{HF}$ überschritten und es bildet sich eine freie Gasphase, zunächst in Form von Bläschen. Für eine vertiefende Beschäftigung mit dem Problem der magmatischen Gase sei auf Schmincke (2000) verwiesen.

14.3 Magmatische Temperaturen

14.3.1 Direkte Messungen

Magmatische Temperaturen können selbstverständlich nur an Laven direkt gemessen werden. Wegen ihrer Gefährlichkeit – hohe Temperaturen, Explosionsgefahr, Austritt giftiger Gase – kann man solche Messungen am ehesten bei ruhigen Effusionen oder an Lavaseen durchführen. In der Tat wurden die ersten Temperaturbestimmungen durch Daly (1909) und Shepherd (1911) an der Oberfläche des Lavasees Halemaumau durchgeführt, wobei die Temperatur nach der Farbe der Schmelze bestimmt wurde, die unabhängig vom Chemismus ist (Tabelle 14.1). Die Temperatur wird entweder rein visuell abgeschätzt oder mit einem *Pyrometer* gemessen, d. h. mit einem Fernrohr, das im Gesichtsfeld einen regelbaren elektrischen Glühfaden als Vergleichsstandard besitzt. Die Temperatur dieses Fadens kann so lange variiert werden, bis seine Farbe mit der der Lava übereinstimmt. Die Pyrometermethode findet auch heute noch in der Vulkanologie und in der Technik Anwendung. Mit dieser Methode fanden Daly und Shepherd Temperaturen von etwa 1 000 °C.

Eine weitere Methode ist der Vergleich mit Substanzen bekannten Schmelzpunktes. Hierfür werden in der Stahl-, Keramik- und Feuerfestindustrie schon lange *Sege-Kegel* verwendet, kleine Kegel aus Porzellanmasse, die bei bestimmten Temperaturen schmelzen. In einer grundlegenden Studie montierte Jaggar (1917) Seger-Kegel in Stahlrohren und tauchte diese in unterschiedliche Tiefen des Lavasees Halemaumau ein. Dadurch konnte er die Temperaturverteilung im See ermitteln und am See-

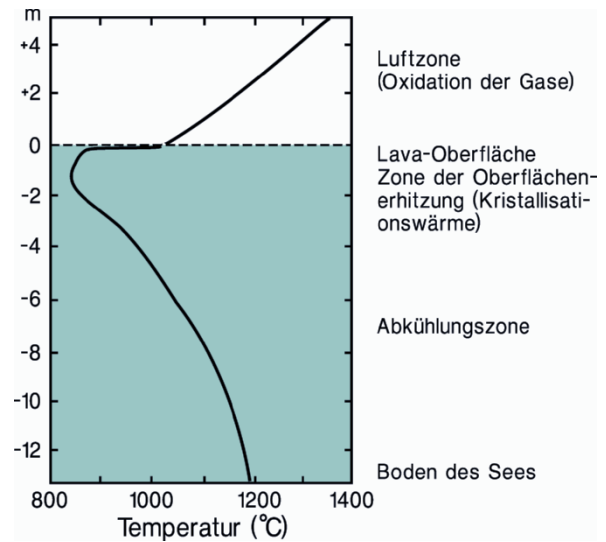


Abb. 14.3. Temperaturverteilung im Lavasee Halemaumau, Kilauea-Krater (Hawaii) und in den darüber befindlichen brennenden Gasen. (Nach Jaggar 1917, aus Barth 1962)

boden eine Maximaltemperatur von 1 170 °C messen. Wie Abb. 14.3 erkennen lässt, nimmt die Lavatemperatur vom Seeboden zur Oberfläche kontinuierlich ab, um dort infolge frei werdender Kristallisationswärme wieder auf etwa 1 000 °C anzusteigen, d. h. auf den Wert, der früher durch Pyrometermessungen gefunden wurde. Infolge dieser exothermen Reaktion kann die Kristallisation von Lavaströmen um Monate verzögert werden, wie beim Ausbruch des Hekla-Vulkans (Island) von 1947 gezeigt wurde.

In der modernen Vulkanologie erfolgt die Temperaturbestimmung von Laven meist mit Thermoelementen oder mit optischen Pyrometern (Pinkerton et al. 2002). Ungeachtet der starken Streuung kann man mit Sicherheit aussagen, dass die SiO_2 -ärmeren Laven wie z. B. die basaltischen mit Temperaturen zwischen rund 1 200 und 1 000 °C viel heißer sind als die SiO_2 -reicheren dacitischen und rhyolithischen Laven mit Temperaturen von 950–750 °C.

14.3.2 Schmelzversuche an natürlichen Gesteinen

Solche Versuche wurden von französischen Forschern bereits im 19. Jahrhundert durchgeführt, wobei allerdings der ursprünglich vorhandene Gehalt an leichtflüchtigen Komponenten, insbesondere H_2O , nicht berücksichtigt werden konnte. Erst mit der Einführung von Hochdruck-Autoklaven können Aufschmelz- und Kristallisations-Experimente bei hohen Temperaturen und Drücken durchgeführt werden, bei denen die Schmelzen jeweils an H_2O gesättigt sind, d. h. der Wasserdampfdruck ist gleich dem Gesamtdruck: $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$. Mit solchen Hydrothermal-Experimenten kann man die Liquidus- und

Tabelle 14.1. Farbe und Temperatur von Schmelzen

Farbe	Temperatur [°C]
Weiß	>1 150
Goldgelb	1 090
Orange	900
Hell kirschrot	700
Dunkelrot	625 – 550
Gerade noch sichtbar rot	475

Soliduskurven natürlicher Gesteine im $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$ -Diagramm bestimmen. Bei einem gegebenen Druck kristallisiert nämlich ein Magma nicht bei einer bestimmten Temperatur sondern über ein Temperaturintervall aus. Dabei wird die Bildung der ersten Kristalle als *Liquidus*-, das Verschwinden der letzten Schmelze als *Solidustemperatur* bezeichnet.

Die grundlegenden Versuche an natürlichen Basalten unterschiedlicher Zusammensetzung wurden von Yoder u. Tilley (1962) durchgeführt. Sie ermittelten für die olivin-tholeiitische Kilauea-Lava von 1921 bei Atmosphärendruck ($P = 1$ bar) – also ohne Anwesenheit von H_2O – eine Liquidustemperatur (T_L) von ca. 1250°C und eine Solidustemperatur (T_S) von ca. 1050°C ; das Kristallisationsintervall ΔT beträgt also etwa 200°C . Mit zunehmendem H_2O -Druck nimmt T_L deutlich, T_S sogar stark ab; dementsprechend wird ΔT größer. So ist bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kbar: $T_L = 1140^\circ\text{C}$, $T_S = 880^\circ\text{C}$, $\Delta T = 260^\circ\text{C}$, bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kbar: $T_L = 1120^\circ\text{C}$, $T_S = 780^\circ\text{C}$, $\Delta T = 340^\circ\text{C}$ (Abb. 14.4). Die experimentellen Ergebnisse bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10$ kbar sind allerdings geologisch nicht mehr relevant; denn bei erhöhten Drücken in der Erdkruste reicht der Wassergehalt mit Sicherheit nicht mehr aus, um das Magma an H_2O zu sättigen. Die von Yoder u. Tilley (1962)

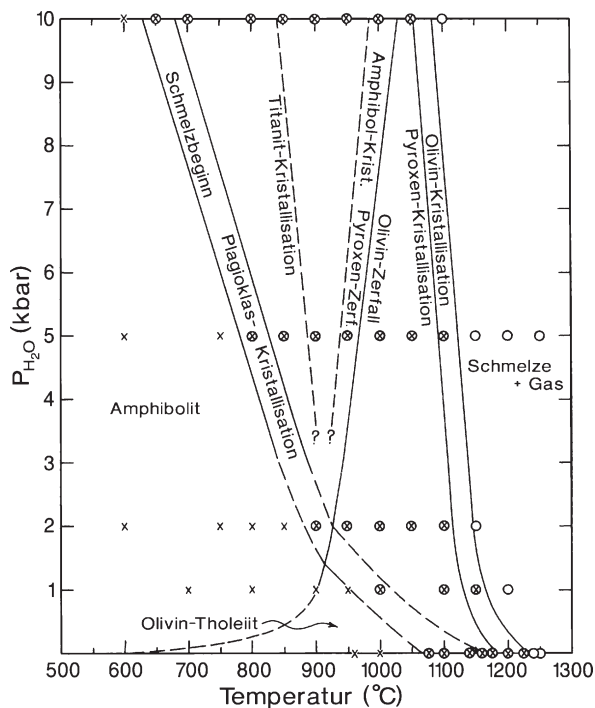


Abb. 14.4. Ergebnisse von Schmelz- und Kristallisationsversuchen im System Olivin-Tholeiit- H_2O (Lava von 1921, Kilauea-Caldera, Hawaii) bei einem trockenen Druck von 1 bar und H_2O -Drücken von 1, 2, 5 und 10 kbar. Mit zunehmenden H_2O -Drücken nehmen die Liquidus- und Solidus-Temperaturen ab und das Kristallisationsintervall wird größer. \circ Schmelze, \otimes Schmelze plus Kristalle, \times Kristalle. (Nach Yoder u. Tilley 1962)

experimentell bestimmten Liquidus- und Soliduskurven für basaltische Vulkanite anderer Zusammensetzung verlaufen prinzipiell ähnlich, wenn auch zu höheren oder niedrigeren Temperaturen verschoben. Dabei sind die Liquidustemperaturen bei 1 bar meist etwas höher, als an aktiven Vulkanen ermittelt wurde. Das ist ein Hinweis, dass die in der Natur geförderten Magmen bereits ihren Liquidus überschritten hatten, was in der Anwesenheit von Einsprenglingskristallen, z. B. von Olivin zum Ausdruck kommt.

Bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ kbar ergibt sich mit abnehmender Temperatur folgende Kristallisationsabfolge: Beim Unterschreiten der Liquidus-Kurve scheidet sich zunächst Olivin, dann Pyroxen und kurz vor Erreichen der Soliduskurve Plagioklas aus; das Stabilitätsfeld von Amphibol wird erst im Subsolidus-Bereich erreicht. Demgegenüber bildet sich bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kbar bereits im Bereich zwischen Liquidus- und Soliduskurve Amphibol, während Olivin und Pyroxen instabil werden und verschwinden. Das entstehende „Gestein“ ist bei $P_{\text{H}_2\text{O}} < 1,5$ kbar ein Olivin-Tholeiit bzw. Olivin-Gabbro, bei $> 1,5$ kbar ein Hornblende-Gabbro.

Schon vorher hatten Tuttle u. Bowen (1958) ähnliche Untersuchungen an natürlichen Graniten durchgeführt, die später von Luth et al. (1964) und anderen Autoren fortgesetzt wurden. Dabei ergaben sich prinzipiell ganz ähnliche Liquidus- und Soliduskurven, die jedoch bei deutlich tieferen Temperaturen liegen; das Kristallisationsintervall ΔT ist geringer. So ist bei $P = 1$ bar: $T_L = 1120^\circ\text{C}$, $T_S = 960^\circ\text{C}$, $\Delta T = 160^\circ\text{C}$, bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kbar: $T_L = 900^\circ\text{C}$, $T_S = 720^\circ\text{C}$, $\Delta T = 180^\circ\text{C}$, bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4$ kbar: $T_L = 750^\circ\text{C}$, $T_S = 660^\circ\text{C}$, $\Delta T = 90^\circ\text{C}$ (vgl. auch Abschn. 18.2, S. 287ff).

14.4 Viskosität von Magmen und Laven

Die Viskosität von Magmen und Laven hängt von ihrer Temperatur, dem Umgebungsdruck, ihrem Chemismus, dem Gehalt an leichtflüchtigen Komponenten und dem Anteil an bereits ausgeschiedenen Kristallen ab. Bereits die geologische Erfahrung lehrt, dass basaltische Laven mit ihrem relativ niedrigen SiO_2 -Gehalt geringere Viskosität aufweisen als dacitische, rhyolithische oder trachytische Laven mit ihrem relativ höheren SiO_2 -Gehalt. Die basaltischen Pahoehoe-Laven der Insel Hawaii sind fast so dünnflüssig wie Öl, Fließgeschwindigkeiten von $10\text{--}20$ km/h sind gängig; maximal werden etwa 60 km/h erreicht. Im Gegensatz dazu war die dacitische Lava der Montagne Pelée so viskos, dass sie überhaupt nicht fließen konnte. Bei gleicher Zusammensetzung ist eine heiße Schmelze sehr viel weniger viskos als eine kältere: Eine basaltische Lava hat bei 1400°C ein Viskositätsmodul von 140 Poise, bei 1150°C eins von ca. $80\,000$ Poise; zum Vergleich: bei Zimmertemperatur hat Wasser $0,1$ Poise, Glycerin 10 Poise.

Der Viskositätsmodul η wird definiert als die Kraft, die notwendig ist, um in einer Flüssigkeitsschicht von 1 cm^2 Fläche und 1 cm Dicke die obere gegen die untere Schichtfläche mit einer Geschwindigkeit von 1 cm s^{-1} in Parallelbewegung zu halten. Anders ausgedrückt: η ist die Scherspannung (gemessen in Pa) bezogen auf die Verformungsrate (gemessen in s^{-1}): $1 \text{ Poise} = 0,1 \text{ Pa s}$.

Bei *Newtonschen Flüssigkeiten* sind Scherspannung und Verformungsrate proportional, bei ihnen genügt schon eine unendlich kleine Scherspannung, um sie zum Fließen zu bringen. In der Natur zeigen nur ganz niedrigviskose Laven ohne Gasblasen und Kristalle Newtonsches Verhalten. Bei den meisten Laven muss dagegen eine endliche Schubkraft aufgewendet werden, bevor sie zu fließen beginnen (*Fließgrenze*, engl. yield strength); sie werden *Binghamsche Flüssigkeiten* genannt.

Viskositätsmessungen können in der Natur an Lavaströmen und an Lavaseen oder im Laboratorium an künstlichen Silikatschmelzen vorgenommen werden. Dabei wurde gezeigt, dass die Viskosität der SiO_2 -reicheren Schmelzen um mehrere Größenordnungen höher ist als bei SiO_2 -ärmeren, z. B. den basaltischen (Abb. 14.5).

Laven mit höherer Viskosität besitzen eine größere Neigung zu glasiger (hyaliner) Erstarrung, weil das Diffusionsvermögen der chemischen Elemente und der Kristallisationsvorgang in einer solchen Schmelze stark gehemmt sind. Das sind die SiO_2 -reicheren Laven von Rhyolith- oder Trachytzusammensetzung, die zu Obsidian oder Pechstein erstarren können (s. S. 203, 206f).

Darüber hinaus ist der Viskositätsgrad einer natürlichen Schmelze entscheidend für den Aufstieg und ihr Intrusionsvermögen in einen gegebenen Gesteinsver-

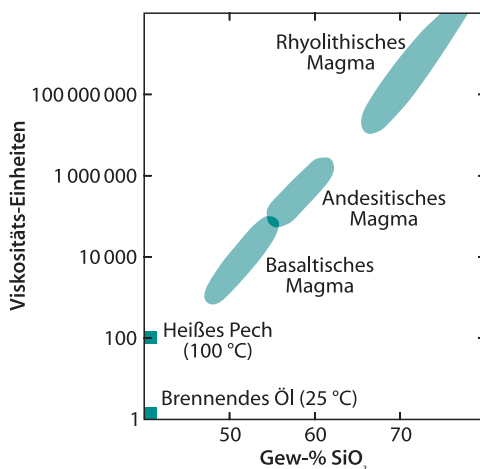


Abb. 14.5. Die Viskosität des Magmas wird maßgebend vom SiO_2 -Gehalt beeinflusst. Der SiO_2 -Gehalt wächst vom basaltischen zum rhyolithischen Magma an. Je höher die Viskosität eines Magmas ist, um so geringer ist die Fähigkeit des Fließens. Zum Vergleich sind die viel geringeren Viskositäten von brennendem Öl und von heißem Pech eingetragen. (Nach Flint u. Skinner 1974)

band. Er beeinflusst ebenso die Sonderung von frühausegeschiedenen Kristallen im Magma, die im Allgemeinen von der Dichte der umgebenden Schmelze abweichen. So stiegen die in der Vesuvlava zuerst abgeschiedenen Kristalle von Leucit wegen ihrer geringeren Dichte auf und reicherten sich an ihrer Oberfläche schwimmend an. In vielen Basaltlaven sinken andererseits die spezifisch schwereren Olivin- und Pyroxenkristalle zu Boden und bilden dort einen Bodensatz, sie akkumulieren, wie das insbesondere in mächtigen Lagergängen oder in Layered Intrusions beobachtet werden kann. Alle diese Vorgänge werden bei großer Viskosität gehemmt.

Dabei drängt sich die Frage auf, wie sich die Viskosität von Magmen mit den erhöhten Drücken des Erdinneren ändert. Zur Klärung dieser Frage bieten sich Experimente mit der Kugelfallmethode an. Bei erhöhten Drücken und Temperaturen werden Pulver von Mineralen oder Gesteinen, auf denen eine Metallkugel (z. B. aus Pt) liegt, künstlich geschmolzen; in dieser Schmelze sinkt die Kugel ab und der Fallweg, den sie in einer bestimmten Zeit zurücklegt, ist ein Maß für die Viskosität. Auf diesem Wege kam Kushiro (1976) zu dem zunächst überraschenden Ergebnis, dass bei einem Druckanstieg von 1 bar auf 25 kbar – bei einer konstanten Temperatur von $1350 \text{ }^\circ\text{C}$ – der Viskositätsmodul einer trockenen Jadeitschmelze etwa um eine Zehnerpotenz abnimmt, d. h. die Schmelze wird immer beweglicher. Weitere Experimente zeigten, dass dieses Ergebnis auch für andere Silikatschmelzen von Rhyolith- bis Basaltzusammensetzung gilt, und zwar für solche, die Si-reich sind und/oder ein $(\text{Na} + \text{K}) / \text{Al}$ -Verhältnis nahe 1 haben. Bei ihnen ist der Anteil der Brückensauerstoffe in O-Si-O-Bindungen (BO) größer als der an Nichtbrückensauerstoffen (NBO): $\text{BO} / (\text{BO} + \text{NBO}) > 0,5$. Offenbar findet in diesen Schmelzen bei isothermer Druckerhöhung zunehmend ein Übergang $\text{Al}^{[4]} \rightarrow \text{Al}^{[6]}$ statt, so dass der Anteil an Netzwerkbildern kleiner wird. Ist dagegen $\text{BO} / (\text{BO} + \text{NBO}) < 0,5$, so nimmt die Viskosität mit steigendem Druck zu, weil die Struktur dichter gepackt wird und die Bindungskräfte zunehmen (Scarfe et al. 1987). Von großem Einfluss auf die Viskosität von Silikatschmelzen ist darüber hinaus der Gehalt an leichtflüchtigen Komponenten, insbesondere H_2O bzw. (OH) und F.

14.5 Löslichkeit von leichtflüchtigen Komponenten im Magma

Durch grundlegende Experimente konnte bereits Goranson (1931) zeigen, dass die Löslichkeit von Wasser in Silikatschmelzen (Albit, Albit-Kalifeldspat-Gemenge, natürlicher Obsidian) bei gegebener Temperatur mit steigendem Druck zunimmt. So können bei $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ und 1 kbar Druck etwa 5 Gew.-%, bei 5 kbar fast 10 Gew.-% H_2O gelöst werden. Demgegenüber nimmt die Löslich-

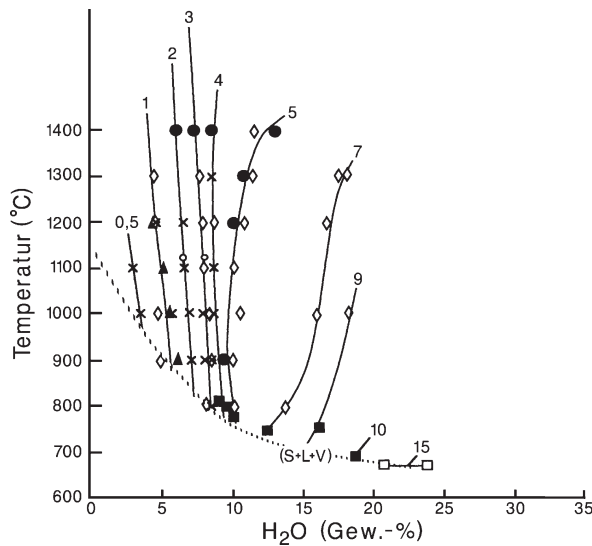


Abb. 14.6. Löslichkeitsisobaren von H₂O in einer Albitschmelze bei unterschiedlichen Temperaturen und Drücken (in kbar) nach experimentellen Ergebnissen unterschiedlicher Autoren. Mit steigendem Druck nimmt die Löslichkeit bei gegebener Temperatur zu; bei steigender Temperatur haben die Löslichkeitsisobaren zunächst einen negativen Verlauf (retrograde Löslichkeit), schwenken aber bei Drücken von >4 kbar allmählich in eine positive Steigung um (prograde Löslichkeit). (Nach Paillat et al. 1992)

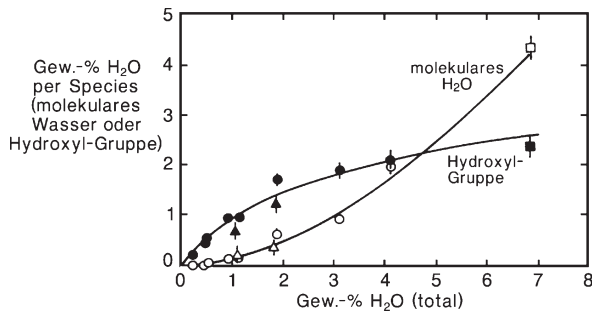


Abb. 14.7. Anteil an Hydroxyl-Gruppen (geschlossene Symbole) und molekularem H₂O (offene Symbole), die in Silikatgläsern gelöst sind, in Abhängigkeit vom Gesamtwasser-Gehalt. Kreise: Rhyolithgläser; Dreiecke: Basaltgläser; Quadrat: Albitglas. (Nach Stolper 1982)

keit bei konstantem Druck mit steigender Temperatur zunächst ab: sie ist *retrograd*. Jedoch gilt das nur für relativ niedrige Drücke: ab 4 kbar ändert sich die Steigung der Löslichkeitsisobaren von negativ zu positiv, d. h. isobare Temperaturerhöhung führt nun zu einer Steigerung der Löslichkeit: sie wird *prograd* (Abb. 14.6).

Die Frage, in welcher Form das gelöste Wasser in Silikatschmelzen vorliegt, wurde durch infrarot-spektroskopische Analysen an Basalt-, Rhyolith- und Albitgläsern gelöst (z. B. Stolper 1982, u. a.). Danach wird Wasser zunächst überwiegend in Form von (OH)-Gruppen eingebaut, während der Anteil an H₂O-Molekülen gering ist. Mit zunehmender Wasseraufnahme steigt je-

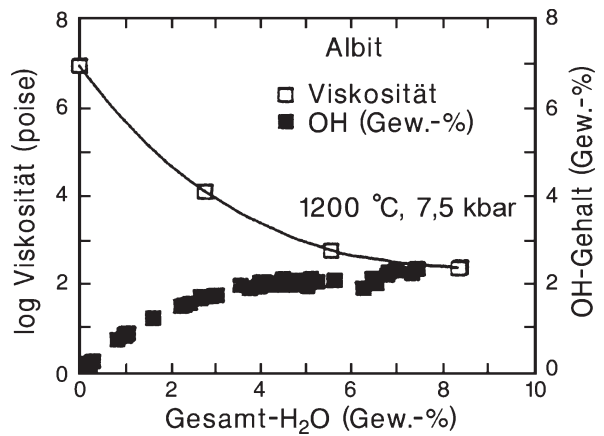
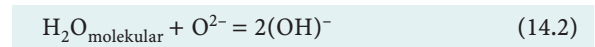


Abb. 14.8. Erhöhung des (OH)-Gehalts (Silver u. Stolper 1989; rechte Ordinate) und Erniedrigung der Viskosität (Dingwell 1987; linke Ordinate) mit steigendem H₂O-Gehalt einer Albitschmelze. (Nach Lange in Carroll u. Holloway 1997)

doch der Gehalt an molekularem H₂O immer stärker an, während der des (OH) kaum noch zunimmt (Abb. 14.7). Dieser Befund hat natürlich eine große Bedeutung für die Rolle von (OH) als Netzwerkwandler und damit für die Viskosität wasserhaltiger Schmelzen. Nach der einfachen Gleichung



werden für die Bildung von (OH)-Gruppen aus H₂O-Molekülen Brückensauerstoffe des Silikatgerüsts benötigt; der Vorgang wirkt also depolymerisierend: mit zunehmendem (OH)-Gehalt nimmt der Viskositätsmodul zu. Nach Abb. 14.7 können aber der (OH)-Gehalt nicht beliebig gesteigert und die Viskosität nicht entsprechend gesenkt werden; ab 4–5 Gew.-% Gesamt-H₂O ist für beide eine Sättigung erreicht (Abb. 14.8).

Die ursprünglichen Gehalte an leichtflüchtigen Komponenten in natürlichen Magmen lassen sich durch die mikroskopische Untersuchung von Schmelzeinschlüssen in Einsprenglings-Kristallen rekonstruieren (vgl. Kap. 10). Häufig bestehen diese Einschlüsse, welche die komplexe geochemische Entwicklung des magmatischen Systems in einer Magmenkammer widerspiegeln, aus mehreren, nicht miteinander mischbaren Teilschmelzen. Diese lassen sich durch eine Vielzahl moderner mikrochemischer Methoden analysieren (De Vivo et al. 2005). So beobachtet man neben einer Silikatschmelze häufig eine oder mehrere dünnflüssige Schmelzen, die an unterschiedlichen volatilen Komponenten angereichert sind; sie können unterschiedliche Tochterkristalle sowie Gasblasen, insbesondere von CO₂ enthalten.

Wie wir bereits in Abschn. 12.5 (S. 226ff) gezeigt hatten, werden beim Aufstieg des Magmas infolge der Druckentlastung in unterschiedlicher Tiefenlage nacheinander

die einzelnen Gasspezies freigesetzt, wobei die Löslichkeit einer leichtflüchtigen Komponente auch von der chemischen Zusammensetzung des Magmas abhängt. Daneben führt in der Magmenkammer das Wachstum von Kristallen, die meist keine oder nur geringe Gehalte an volatilen Komponenten aufweisen, ebenfalls zur Entgasung des Magmas. Beide Prozesse können in der Folge explosiven Vulkanismus auslösen. Andererseits kann bei der Abkühlung des Magmas retrograde Löslichkeit (Abb. 14.6) die Freisetzung von Gasen verzögern.

Die Löslichkeit einer leichtflüchtigen Komponente kann zudem durch andere Volatile beeinflusst werden. So setzen z. B. steigende CO_2 -Gehalte die Löslichkeit von H_2O in einer Rhyolith-Schmelze herab: Bei 2 kbar und 900°C kann eine CO_2 -freie Schmelze fast 6 Gew.-% H_2O aufnehmen, bei einem CO_2 -Gehalt von 0.125 Gew.-% kann dagegen kein H_2O mehr gelöst werden (Newman und Lowenstern 2002).

Weiterführende Literatur

- Behrens H, Gaillard F (2006) Geochemical aspects of melts: Volatiles and redox behavior. *Elements* 2:275–280
- Best MG, Christiansen EH (2001) *Igneous petrology*. Blackwell, Malden, Mass., USA
- Calas G, Henderson GS, Stebbins JF (2006) Glasses and melts: Linking geochemistry and material science. *Elements* 2:265–268
- Carroll MR, Holloway JR (eds) (1994) Volatiles in magmas. *Rev Mineral* 30
- Dingwell DB (2006) Transport properties of magmas: Diffusion and rheology. *Elements* 2:281–286
- Henderson GS (2005) The structure of silicate melts: A glass perspective. *Canad Mineral* 43:1921–1958
- Henderson GS, Calas G, Stebbins JF (2006) The structure of silicate glasses and melts. *Elements* 2:269–273
- Hersum TG, Marsh BD (2007) *Igneous textures: On the kinetics behind the words*. *Elements* 3:247–252
- Marsh BD (1981) On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contrib Mineral Petrol* 78:85–98
- Marsh BD (2006) Dynamics of magmatic systems. *Elements* 2: 287–292
- Schmincke H-U (2000) *Vulkanismus*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt
- Stebbins JF, McMillan PF, Dingwell DB (eds) (1995) Structure, dynamics and properties of silicate melts. *Rev Mineral* 32

Zitierte Literatur

- Barth TFW (1962) *Theoretical petrology*, 2nd edn. Wiley, New York London Sydney
- Dingwell DB (1987) Melt viscosities in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O-F}_2\text{O}^{-1}$. In: Mysen BO (ed) *Magmatic processes: Physicochemical principles*. The Geochemical Society, Spec Publ 1: 423–438
- Flint RF, Skinner BJ (1974) *Physical geology*. Wiley, New York
- Goranson RW (1931) The solubility of water in granitic magmas. *Am J Sci* 222:481–501
- Jaggard TA Jr (1917) Volcanologic investigations at Kilauea. *Am J Sci* 194:161–220
- Kushiro I (1976) Changes in the viscosity and structure of melt $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ composition at high pressures. *J Geophys Res* 81:6347–6350
- Lange RA (1994) The effect of H_2O , CO_2 , and F on the density and viscosity of silicate melts. In Carroll MR, Holloway JR (eds) (1994) *Volatiles in magmas*. *Rev Mineral* 30:331–369
- Luth WD, Jahns RH, Tuttle PF (1964) The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J Geophys Res* 69:759–773
- Mueller RF, Saxena K (1977) *Chemical petrology*. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Newman S, Lowenstern JB (2002) VOLATILECALC: A silicate melt- $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ solution model written in Visual Basic for Excel*. *Computers Geosci* 28:597–604
- Paillat O, Elphick SC, Brown WL (1992) The solubility of water in $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ melts: A re-examination of Ab- H_2O phase relationships and critical behaviour at high pressures. *Contrib Mineral Petrol* 112:490–500
- Pinkerton H, James M, Jones A (2002) Surface temperature measurements of active lava flows on Kilauea volcano, Hawai'i. *J Volcan Geotherm Res* 113:159–176
- Scarfe CM, Mysen BO, Virgo D (1987) Pressure dependence of the viscosity in silicate melts. In: Mysen O (ed) *Magmatic processes: physicochemical principles*. The Geochemical Society Spec. Publ 1:59–67
- Shepherd ES (1911) Temperature of fluid lava from Halemaumau, July 1911. *I Rep Haw Volc Observ Boston*, p 47–51
- Silver L, Stolper E (1989) Water in albitic glasses. *J Petrol* 30:667–709
- Stolper E (1982) Water in silicate glasses: an infrared spectroscopic study. *Contrib Mineral Petrol* 81:1–17
- Tuttle OF, Bowen NL (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol Soc America Mem* 74:1–153
- Yoder HS, Tilley CF (1962) Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J Petrol* 3:342–532

Bildung und Weiterentwicklung von Magmen

15.1 Magmatische Serien

15.2 Bildung von Stamm-Magmen

15.3 Magmenmischung

15.4 Magmatische Differentiation

15.5 Assimilation

Es ist schon lange bekannt, dass die zahlreichen Typen von magmatischen Gesteinen nicht isoliert betrachtet werden dürfen. Vielmehr bestehen zwischen den Vulkaniten oder Plutoniten, die in einer bestimmten Region (*Magmatische Provinz*) gefördert wurden, zeitliche und räumliche Zusammenhänge. Die unterschiedlichen Gesteinsarten einer magmatischen Provinz sind häufig durch Übergänge miteinander verknüpft; in ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung zeigen sie charakteristische Variationen oder sie weisen gewisse Grundgemeinsamkeiten, z. B. generell hohe K-Gehalte, auf. Man kann daher die einzelnen Gesteinstypen nicht auf eine ebenso große Zahl selbständig gebildeter primärer Stamm-Magmen zurückführen. Vielmehr bilden sie Glieder von *magmatischen Serien*, die sich mit sinkender Temperatur durch unterschiedliche geologische Prozesse aus einem Stamm-Magma entwickelt haben. Die Trennung eines gegebenen Stamm-Magmas in verschiedene, stofflich unterschiedliche, meist aber durch gewisse Übergänge miteinander verbundene Teilmagmen wird als *magmatische Differentiation* bezeichnet. Darüber hinaus können sich Magmen durch *Magmenmischung* oder durch *Assimilation* von Nebengestein in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung verändern.

15.1 Magmatische Serien

Ausgehend von verschiedenen *basaltischen Stamm-Magmen* (primäre Magmen) unterscheidet man drei wichtige Gesteinsserien von Vulkaniten, die mit zunehmendem SiO₂-Gehalt einer magmatischen Differentiation zugeordnet werden können. Dabei sind die ersten beiden subalkalin, die dritte alkalin:

- *Tholeiit-Serie:*
tholeiitischer Basalt → Andesit → Dacit → Rhyolith
- *Kalkalkali-Serie:*
kalkalkaliner Basalt → Andesit → Dacit → Rhyolith
- *Alkali-Serie:*
Alkalibasalt → Trachyandesit → Trachyt/Phonolith

Diese Serien gehen in erster Linie auf Beobachtungen von Gesteinsverbänden in vielen magmatischen Provinzen der Erde zurück, wobei noch mehrere Unterserien ausgeschieden wurden. Bei vollständigem Ablauf enden die subalkalinen Serien mit rhyolithischen, die alkaline Serie mit trachytischen oder phonolithischen Differentiaten.

Magmatische Serien können in sog. Harker-Diagrammen dargestellt und unterschieden werden, in denen die chemischen Hauptkomponenten Al₂O₃, Fe₂O₃^{tot}, MgO, CaO, Na₂O und K₂O gegen SiO₂ (jeweils in Gew.-%) aufgetragen werden. Dabei ergibt sich die allgemeine Tendenz, dass mit steigendem SiO₂-Gehalt Fe₂O₃^{tot}, MgO und CaO abnehmen, Na₂O und K₂O dagegen zunehmen (Abb. 15.1). Um magmatische Differentiationsreihen zu veranschaulichen, werden darüber hinaus noch weitere

binäre oder ternäre Variationsdiagramme verwendet, in denen Haupt- und/oder Spurenelemente gegeneinander aufgetragen werden, z. B. Ni und Cr gegen MgO. Zur Unterscheidung zwischen alkalinen und subalkalinen Serien hat sich das Variationsdiagramm (Na₂O + K₂O) gegen SiO₂ bewährt (Abb. 15.2). Die Alkalimagmatite können in einem K₂O/Na₂O-Diagramm in Na-betonte, K-betonte und K-reiche Serien weiter untergliedert werden. Letztere entwickeln SiO₂-arme Vulkanite wie z. B. Leucittephrit, Leucitbasanit oder Leucitit als Differentiate.

Unterschiede zwischen den beiden subalkalinen Serien bestehen z. B. darin, dass bei der tholeiitischen Entwicklung am Anfang des Fraktionierungsprozesses das Fe/Mg-Verhältnis stärker anwächst, während in Kalkalkali-Serien das Fe/Mg-Verhältnis durch Frühabscheidung von Fe-Ti-Oxiden sinkt. So ist der Anteil intermediärer Differentiate, etwa solcher mit andesitischer Zu-

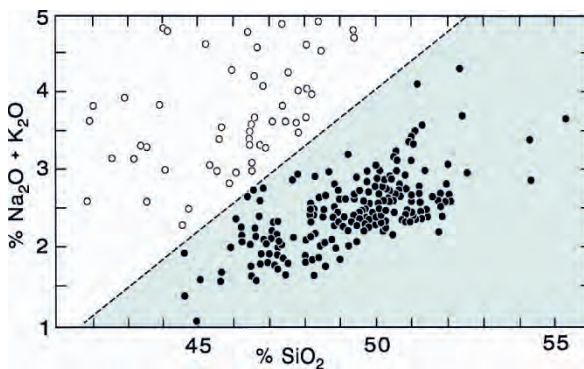


Abb. 15.2. Grenze zwischen Tholeiitbasalten und Alkalibasalten aus Hawaii im Diagramm (Na₂O + K₂O) gegen SiO₂. ● Tholeiitbasalte, ○ Alkalibasalte. (Nach Macdonald u. Katsura 1964)

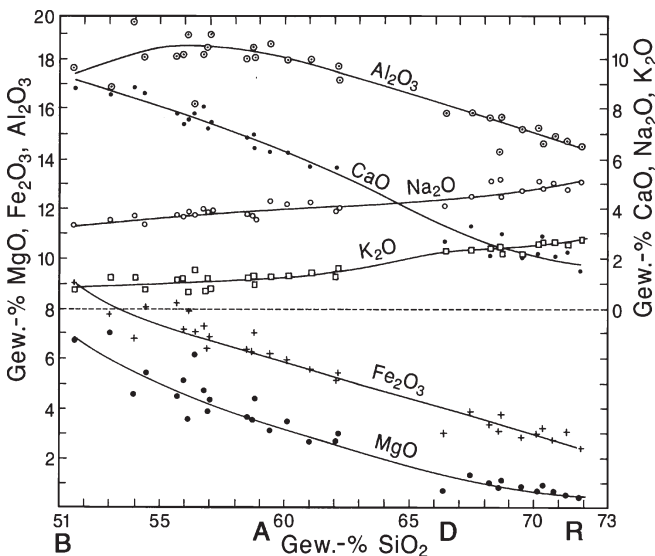


Abb. 15.1. Harker-Diagramm für die kalkalkalische Vulkanit-Serie des Crater Lake, Kaskaden-Provinz, Oregon, mit der typischen Entwicklung Basalt (B) → Andesit (A) → Dacit (D) → Rhyolith (R). (Nach Williams 1942, mod. aus Carmichael et al. 1974)

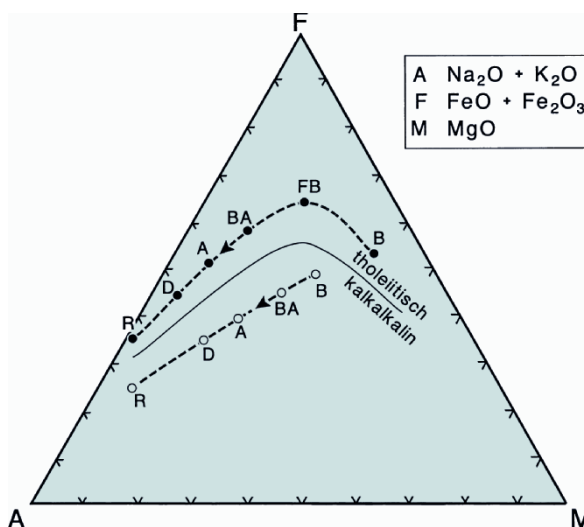


Abb. 15.3. AFM-Dreieck mit tholeiitischem und kalkalkalinem Trend. Erläuterung im Text. B tholeiitischer bzw. kalkalkaliner Basalt, FB Ferrobasalt, BA basaltischer Andesit, A Andesit, D Dacit, R Rhyolith. (Aus Wilson 1989)

sammensetzung, bei der Kalkkalkalserie größer. Diese Unterschiede in der Magmenentwicklung kommen im AFM-Dreieck (Abb. 15.3) durch unterschiedliche Trends zum Ausdruck. Zudem besteht von vornherein ein deutlicher Unterschied im Al-Gehalt zwischen den basischen tholeiitischen Gliedern und den entsprechenden Gliedern der Kalkkalkalserie mit ihren High-Alumina-Basalten.

Im Folgenden wollen wir die geologischen Prozesse kennen lernen, die als Ursachen für magmatische Entwicklungen in Frage kommen.

15.2 Bildung von Stamm-Magmen

Primäre Stamm-Magmen entstehen durch teilweises Aufschmelzen (partielle Anatexis) von festem Gesteinsmaterial des oberen Erdmantels und der unteren Erdkruste. Für das Verständnis dieser Prozesse sind Kenntnisse über den Aufbau und die Zusammensetzung des Erdinnern erforderlich. Diese werden in der ausführlichen Darstellung in Kap. 27 (S. 477ff) vermittelt.

15.2.1 Basaltische Stamm-Magmen

Wie wir gesehen haben, stellen Basalte die wichtigsten vulkanischen Gesteine dar, die erdweit in großer Verbreitung auftreten. Es unterliegt keinem Zweifel, dass die basaltischen Magmen durch *partielle Anatexis* aus ultramafischen Gesteinen des oberen Erdmantels entstehen. Für eine Mantelabkunft sprechen bereits die hohen Eruptionstemperaturen der Basalt-Laven mit rund 1 100–1 200 °C; denn die Temperaturen an der Kruste-Mantel-Grenze, der Mohorovičić-Diskontinuität (s. Abschn. 27.2, S. 480ff), die unter den Ozeanböden in 5–7 km, unter den Kontinenten in 30–60 km Tiefe liegt, erreichen maximal nur etwa 600 °C (Chapman 1986). Auch der Basalt-Chemismus sowie die mitgeführten Fragmente von Spinell- und Granatperidotit, die als Xenolithe in Alkalibasalten und Kimberliten vorkommen, sind wichtige Belege für die Bildung von Basalt-Magmen im oberen Erdmantel. Direkte Hinweise dafür fanden Eaton u. Murata (1960), als sie wenige Monate vor einer neuen Eruption des Kilauea-Vulkans auf Hawaii eine seismische Unruhe in ca. 60 km Tiefe feststellten und geophysikalisch die stationäre Ansammlung des basaltischen Magmas in einer subvulkanischen Magmenkammer bis zum Ausbruch des Vulkans verfolgen konnten. Allerdings sagt dieser interessante Befund nur etwas über die Mindesttiefenlage des Aufschmelzortes im oberen Erdmantel aus; dieser kann noch wesentlich tiefer gelegen haben. Die Ergebnisse von Hochdruck-Experimenten in vereinfachten Modellsystemen trugen entscheidend dazu bei, Aufschmelzvorgänge, die zur Bildung von Basalt-Magmen führen, besser zu verstehen (Kap. 17). Das partielle Schmelzen von

Mantelmaterial wird durch eine Kombination folgender Prozesse ermöglicht:

Druckentlastung in aufsteigenden Mantelbereichen, sog. Plumes, die Teile von Konvektionszellen bilden, führt zur Erniedrigung der Solidustemperatur.

Durch solche großräumigen, aufwärts gerichteten Konvektionsströmungen kommt es zugleich zur *Wärmezufuhr* und damit zur Temperaturerhöhung im umgebenden Erdmantel. Demgegenüber dürfte die *radioaktive Wärmeproduktion* im Erdmantel eine geringere Rolle spielen, da in Peridotiten chemische Elemente mit radioaktiven Isotopen (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K) in wesentlich geringeren Konzentrationen vorkommen als in Gesteinen der Erdkruste.

Durch lokale *Anreicherung leichtflüchtiger Komponenten*, wie H_2O , F oder CO_2 wird die Solidustemperatur herabgesetzt.

15.2.2 Granitische Magmen

Die enorm große Förderung von intermediärem und saurem Magma innerhalb der aktiven, orogenen Kontinentalränder, so in der Küstenregion von Nord- und Südamerika, kann unmöglich allein aus der subduzierten ozeanischen Platte stammen. Auch ist die Menge von Graniten in Orogenzonen (Syn-Collision Granites, syn-COLG, Volcanic Arc Granites, VAG, im Sinne von Pearce et al. 1984) und in kontinentalen Intraplattenbereichen (Within-Plate Granites, WPG) viel zu groß, um durch Differentiation von basaltischen Stamm-Magmen erklärt zu werden. Deshalb muss *partielle Anatexis* innerhalb der kontinentalen Unterkruste einen überwiegenden Anteil geliefert haben. Wahrscheinlich erfolgte dieser Vorgang im Laufe der geologischen Geschichte in mehreren Schritten (Wedepohl 1991; Johannes u. Holtz 1996):

Durch partielles Schmelzen des peridotitischen Erdmantels bildeten sich schon im Archaikum große Mengen mafischer Magmatite, aus denen die mafische Unterkruste entstand.

In dieser führte partielles Schmelzen von hydratisierten mafischen Gesteinen (Amphiboliten) zur Bildung von Tonalit-Magmen, während Restgesteine aus mafischem Granulit zurückblieben.

Schließlich schmolzen die Unterkrusten-Tonalite partiell auf, wodurch Granit-Magmen und granulitische Restgesteine entstanden. Darüber hinaus können Granit-Magmen auch durch partielle Anatexis metamorpher Sedimente im Zuge der regionalen Gesteinsmetamorphose entstehen (s. Abschn. 18.2.3, S. 290ff und Abschn. 24.5, S. 415ff).

Bei allen diesen Vorgängen muss jedoch berücksichtigt werden, dass – im Gegensatz zum Archaikum – die Temperaturen in der kontinentalen Unterkruste normalerweise nicht ausreichen, um Gesteine zum partiellen Schmelzen zu bringen. Sie erreichen maximal 610 °C in junger Kruste und 370 °C in der Kruste alter, stabiler Kontinente (Chapman 1986), auch wenn man radioaktive Wärmeproduktion durch den Zerfall von Radionukliden berücksichtigt (Abschn. 31.5.3, S. 569f). Wahrscheinlich liefern große mafische Intrusionen, die aus dem Erdmantel stammen, die externe Wärmezufuhr, die für ein partielles Aufschmelzen der Unterkruste notwendig ist. Dieser Vorgang wird als *Magmatic Underplating* bezeichnet.

Für den Aufstieg von Granit-Magmen in der Erdkruste ist der *Aufschmelzgrad* von besonderer Bedeutung. Ist dieser gering, so kann sich die Schmelze von ihrem Muttergestein trennen und in weitgehend flüssigem Zustand aufsteigen. Bei höheren Aufschmelzgraden entstehen zunächst *Migmatite* (s. Abschn. 24.5, S. 415ff) und schließlich *Granitmagmen*, die aus Schmelze und kristallinen Restmineralen bestehen. Der *rheologisch kritische Schmelzanteil*, bei dem die Festigkeit eines Gesteins so weit erniedrigt ist, dass es sich als Magma verhält, liegt im Bereich von etwa 25–40 % (z. B. Arzi 1978)

15.3 Magmenmischung

Bereits 1851 hatte Robert Bunsen vorgeschlagen, die magmatische Entwicklungsreihe vom Basalt zum Rhyolith auf Island durch die Mischung eines basaltischen und eines rhyolithischen Stamm-Magmas zu erklären. Larsen et al. (1938) beschrieben Andesite und Dacite in der San-Juan-Vulkan-Provinz (Colorado), die in einer homogenen Grundmasse Plagioklas-Einsprenglinge mit sehr unterschiedlicher Zusammensetzung und Art des Zonarbaus enthalten. Diese Beobachtung führte zu der Annahme, dass zwei Magmen mit unterschiedlichen Einsprenglings-Plagioklasen in einer Magmenkammer vermischt wurden, ehe es zur endgültigen magmatischen Förderung kam.

Dem Prozess der Magmenmischung als Modell für die Entstehung komagmatischer Schmelzen wird eine zunehmend bedeutsame Rolle zugeschrieben.

So lassen sich z. B. viele der geochemischen und petrographischen Merkmale von Basalten mittelozeanischer Rücken (MORB) dadurch erklären, dass sich bereits differenziertes basaltisches Magma in den Magmenkammern unter den mittelozeanischen Rücken mit unveränderter primärer Mantel-Schmelze, die aus der Tiefe periodisch aufsteigt, vermischt. Es ist zu erwarten, dass derartige basische Magmen eine weitgehend vollständige Mischbarkeit untereinander aufweisen. Auch bei der

Entstehung von Layered Intrusions und den damit verknüpften Erzlagerstätten dürfte Magmenmischung eine wichtige Rolle spielen.

Laborversuche haben gezeigt, dass die Mischbarkeit von silikatischen Schmelzen insbesondere von ihrer Viskosität und Fließgeschwindigkeit abhängt. Größere Viskositäten oder Viskositätsunterschiede behindern die Mischbarkeit. So ist zu erwarten, dass sich SiO₂-reiche Magmen untereinander oder mit basaltischen Magmen nur unvollständig mischen. Das Ergebnis sind z.B. Plutonite mit schlierigem Gefüge. Auch die Entstehung des Rapakivi-Gefüges (vgl. Abschn. 11.2.1, S. 198, Abb. 11.4) führt man auf die Mischung von zwei Magmen unterschiedlicher Zusammensetzung und Temperatur zurück. Dabei wird das neue, heißere Magma abgeschreckt, und es kommt zur orientierten Aufwachsung von Oligoklas auf Kalifeldspat; beim Anti-Rapakivi-Gefüge ist die Kristallisationsabfolge umgekehrt (Hibbard 1981).

15.4 Magmatische Differentiation

Dieser Begriff umfasst alle Vorgänge, bei denen aus einem homogenen Stamm-Magma mehrere Fraktionen entstehen, die schließlich zu Magmatiten unterschiedlicher Zusammensetzung kristallisieren. Der weitaus wichtigste Prozess ist die *Kristallisations-Differentiation*, deren experimentelle Grundlagen in Kap. 16 behandelt werden. Es gilt das Bowen'sche Reaktionsprinzip, das weiter unten erläutert wird (s. Abschn. 16.3, S. 273ff). Daneben spielen in einzelnen Fällen die *liquide Entmischung* von Magmen eine Rolle. Auch *chemische Gradienten* in einer Magmenkammer und *Gastransport*, d. h. der Transport von chemischen Komponenten, die in aufsteigenden Gasblasen gelöst sind, wurden als mögliche Ursachen für die magmatische Differentiation diskutiert, aber kaum näher untersucht.

15.4.1 Kristallisations-Differentiation

Eine verbreitete Ursache für eine magmatische Differentiation ist die *fraktionierte Kristallisation*, d. h. die sukzessive Abtrennung von auskristallisierten Mineralen aus einem Magma. Da dieser Vorgang im Wesentlichen eine Wirkung der Schwerkraft ist, bezeichnet man ihn auch als eine *gravitative Differentiation*. Am häufigsten ist das *Absinken* (Absaugern) früh ausgeschiedener Kristalle von größerer Dichte im Magma, so dass eine spezifisch leichtere, stofflich veränderte Restschmelze übrig bleibt.

Wendet man das Stoke'sche Gesetz

$$v = \frac{\Delta\rho g r^2}{\eta_1} \quad [15.1]$$

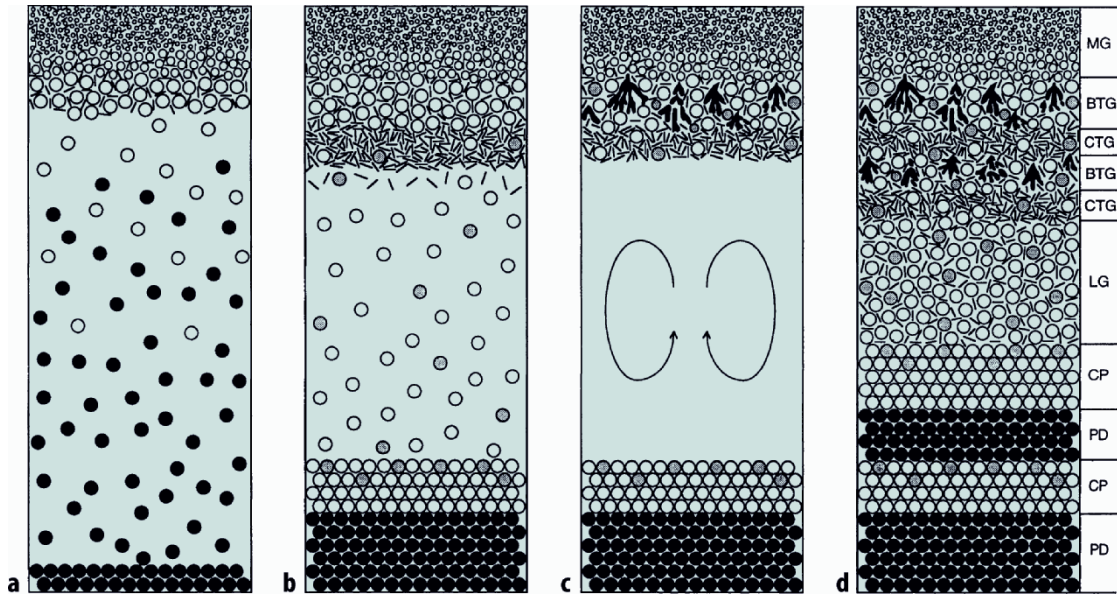


Abb. 15.4. Schema für die Bildung magmatischer Schichtung durch gravitative Kristallisationsdifferentiation in einem Lagergang von 400–600 m Mächtigkeit (Centre-Hill-Komplex, Kanada). **a** Aus einem Basalt-Magma scheiden sich Olivin (*Ol*, ●) und Klinopyroxen (*Cpx*, ○) aus, die unterschiedlich schnell nach unten absaigern; es bildet sich ein Olivinkumulat (Peridotit, *PD*); am Hangend-Kontakt des Lagergangs kristallisiert eine feste, feinkörnige Kruste aus Randgabbro (marginal gabbro, *MG*), darunter befindet sich ein Kristallbrei, der reich an *Cpx* und Plagioklas (*I*) ist. **b** Beim Absinken wird ein Teil des *Ol* in Orthopyroxen (*Opx*, graue Kreise) umgewandelt (Abb. 16.15, 16.16, S. 270f), der absinkt; es entsteht ein *Opx-Cpx-Kumulat* (*CP*); Plagioklas steigt auf und reichert sich im oberen Kristallbrei an. **c** Ein neuer Magmenschub intrudiert und vermischt sich mit der Restschmelze, wobei der obere Kristallbrei teilweise abgerieben wird. In der stagnierenden, an Fe und Si angereicherten Interkumulus-Schmelze kristallisieren fingerförmige Kristalle von Fayalith (*schwarz*), die sich stets vom Hangend-Kontakt weg verzweigen (branching textured gabbro: *BTG*); darunter entsteht eine Gabbro-Zone mit aggregiertem Plagioklas (clotted textured gabbro *CTG*). **d** In gleicher Weise bilden sich weitere Zyklen, so dass im Liegenden *Ol*- und *Opx-Cpx-Kumulate* (*PD* und *CP*) und im Hangenden *BTG* und *CTG* miteinander abwechseln. Zuletzt kristallisiert die restliche Schmelze zu einem Leuko-Gabbro (*LG*). (Nach Thèriault u. Fowler 1996, mit freundlicher Genehmigung des Verlages Elsevier)

auf gravitative Fraktionierungsvorgänge an, so erkennt man, dass die Geschwindigkeit (v) des Absinkens oder Aufsteigens von Kristallen in der Schmelze vom Dichteunterschied zwischen Kristall und Schmelze ($\Delta\rho$), dem Radius (r) der kugelförmig gedachten Kristalle höherer oder niedrigerer Dichte und von der Viskosität der Schmelze (η_1) abhängt ($g = \text{Erdbeschleunigung}$). Dabei nimmt v mit $\Delta\rho$ linear, mit r dagegen exponentiell zu. Daher können weniger dichte, aber größere Silikat-Kristalle wie Olivin und Pyroxen oder Plagioklas schneller absinken bzw. aufsteigen als dichtere, aber kleinere Erzminerale wie Magnetit, Ilmenit oder Chromit.

Die abgeschiedenen *Kumulus-Kristalle* reichern sich als Bodensatz (*Kumulat*) in der Magmenkammer an. Durch *Filterpressung* wird die Restschmelze aus dem kompaktierenden Kumulat herausgedrückt; die verbleibenden Schmelzreste bezeichnet man als *Interkumulus-Schmelze* (Abb. 15.4) Die abgesaigerten Minerale sind reich an Mg, Fe, Cr und Ni, während die Restschmelze an Si, Al, Na und K angereichert ist (Abb. 15.5). Auch leichtere Minerale können sich als Erstausscheidungen frühzeitig in einer etwas schwereren Schmelze absondern und nun umgekehrt *aufsteigen*, was zur Bildung von sog. *Flotationskumulaten* führt. Ein überzeugendes Beispiel

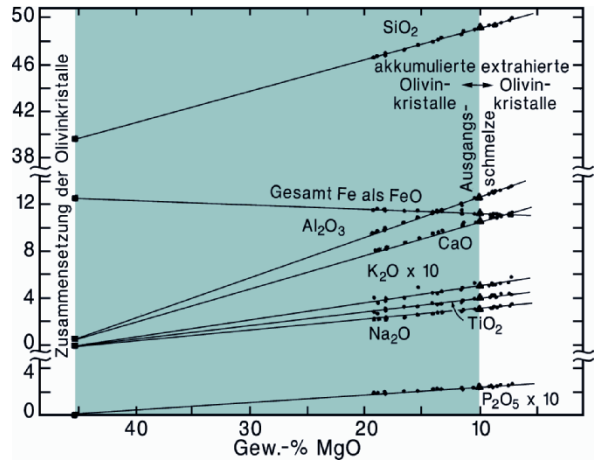


Abb. 15.5. Harker-Diagramm für die Laven des Kilauea-Ausbruchs von 1959 (Hawaii). Das SiO_2 -ärmste, CaO-, MgO- und FeO-reichste Glas dürfte etwa dem Stamm-Magma entsprechen (▲). Die durchschnittliche Zusammensetzung der Olivin-Einsprenglinge hat einen Forsterit-Anteil von 87,5 Mol.-% (■). Die analysierten Gesteinsproben (●) sind entweder unterschiedlich stark an Olivin angereichert (*blauer Bereich*) oder verarmt (*weißer Bereich*). Dementsprechend verändert sich der Gesteins-Chemismus, und zwar entlang von Linien, die durch den Olivin- und den Glas-Chemismus definiert sind. (Nach Murata u. Richter 1966, aus Best 1982)

Abb. 15.6.

Magmatische Schichtung im Bushveld-Komplex. Ein gewöhnlicher Norit wird überlagert von einer Lage aus Plagioklas-reichem, sehr grobkörnigem Norit mit bis zu Zentimeter-großen Orthopyroxen-Kristallen (*hellbraune Flecken*). (Foto Reiner Klemd)



für diesen Typ der gravitativen Differentiation war das Schlotmagma des Vesuvus. Hier stiegen früh ausgeschiedene Leucitkristalle von geringerer Dichte als schwimmender Kristallbrei in der etwas dichteren Restschmelze auf. Auch die großen Anorthosit-Massive der Erde werden heute als Flotationskumulate von riesigen Mengen basaltischer Schmelzen interpretiert. Da der Kristallisationszeitraum eines Magmas bei langsamer Abkühlung recht groß ist, kann ein derartiger gravitativer Sondereungsprozess zwischen Kristallkumulat und Restschmelze sich mehrfach wiederholen, wenn die Kristalle immer wieder von der Restschmelze getrennt werden oder die Zufuhr frischer Magmenschübe den Vorgang erneut anstößt (Abb. 15.4).

Kumulatgefüge treten vorwiegend innerhalb von basaltischen Lagergängen oder in Layered Intrusions auf (s. Abschn. 13.3.3, S. 236f). Die größte von ihnen ist der Bushveld-Komplex, ein Lopolith mit Ausmaßen von 450×350 km, einem Oberflächenanschnitt von $66\,000$ km² und einer Dicke von 9 km. Er zeigt einen vielfältigen Lagenwechsel aus Peridotit, Pyroxenit, Gabbro, Norit und Anorthosit (Abb. 15.6). Im tieferen Teil des Körpers treten 15 Bänder aus Chromit mit Mächtigkeiten bis zu 1 m auf (Abb. 19.5, S. 301), darüber 25 Bänder aus Magnetit. Im oberen Teil des ausgedehnten Körpers befinden sich verschiedene leukokrate Differentiate bis hin zur Granit-Zusammensetzung.

Nach Gleichung [15.1] können Kristalle in der Schmelze nur dann effektiv absaugern oder aufschwimmen, wenn sie eine bestimmte Mindestgröße erreicht haben, wobei es sich in vielen Fällen um Antekristen handeln dürfte. Das Fehlen solcher Kristalle ist wohl die Ursache dafür, dass man in vielen Lagergängen, aber auch in großen Lakolithen jegliche Hinweise auf eine gravitative Differen-

tiation vermisst. Als alternative Erklärung kann man mit Marsh (2006) das Modell der *Erstarrungsfronten* (solidification fronts) heranziehen. Danach schreitet die Kristallisation eines Magmas von den Rändern der Magmenkammer nach innen hin fort, wobei sich die Restschmelze in Richtung auf SiO₂- und H₂O-reichere Zusammensetzungen entwickeln kann.

Ein interessantes Fallbeispiel ist der Lavasee Makaopuhi auf Hawaii (Wright und Okamura 1977). Dieser entstand 1965 durch Einströmen eines Basalt-Magmas, in dem zahlreiche große Olivinkristalle suspendiert waren. Innerhalb von Tagen und Wochen bildeten sich an der Oberfläche und am Boden des Sees Erstarrungskrusten, die als Erstarrungsfronten langsam nach innen wanderten. Kontinuierlich durchgeführte Bohrungen durch den erstarrenden Lavasee zeigten, dass die Olivin-Kristalle teils in der oberen Erstarrungskruste eingeschlossen, größtenteils aber abgesaugert waren und ein dickes Kumulat am Boden des Sees bildeten. Der Rest der Lava kristallisierte dagegen zu einem homogenen, undifferenzierten Basalt. Ein SiO₂-reiches Differentiationsprodukt hatte sich in diesem Fall nicht gebildet.

In höher differenzierten, SiO₂-reicheren Magmen wird die Viskosität so hoch und damit die Sink- oder Steiggeschwindigkeit von früh ausgeschiedenen Kristallen so gering, dass eine Kristallisationsdifferentiation auf konventionellem Weg nicht mehr möglich ist. Von Sparks et al. (1984) und Baker u. McBirney (1985) wurde daher das Modell einer *konvektiven Fraktionierung* entwickelt. Danach kristallisieren an den Seitenwänden einer Magmenkammer Minerale aus, wodurch eine hochdifferenzierte Schmelze entsteht, die wegen ihrer geringen Dichte an den Innenwänden konvektiv nach oben steigt.

15.4.2 Entmischung im schmelzflüssigen Zustand (liquide Entmischung)

Die Entmischung von Silikatschmelzen im flüssigen Zustand wurde um 1900 als bedeutender Prozess bei der magmatischen Entwicklung angesehen und diente zur Erklärung von bimodalen Magmatit-Assoziationen wie Basalt – Rhyolith oder von dunklen und hellen Ganggesteinen. Heute wissen wir durch experimentelle Untersuchungen, dass liquide Entmischungen in Silikatschmelzen sich auf extreme Zusammensetzungen beschränken, z. B. auf ultrabasische Schmelzen, die ungewöhnlich reich an K und Fe sind oder hohe CO₂-Gehalte aufweisen. Die meisten Petrologen sind sich daher einig, dass liquide Entmischung kein wichtiger Prozess für die Differentiation eines silikatischen Stamm-Magmas ist.

Eine interessante Ausnahme stellt wohl die großräumige Differentiation des Intrusivkörpers von Sudbury, Ontario (Kanada; Abschn. 19.3.1, S. 302f) dar, der aus drei mächtigen magmatischen Schichten besteht: einer ca. 850 m mächtigen Norit-Lage im Liegenden, einer ca. 400 m mächtigen Übergangszone aus Quarzabbro und einer ca. 1 800 m mächtigen Lage von Granophyr (Mikrogranit) im Hangenden. Der Sudbury-Komplex verdankt seine Entstehung einem gigantischen Meteoriteneinschlag, durch den innerhalb von ca. 2 Minuten die kontinentale Erdkruste und Teile des obersten Erdmantels in einem Bereich von 90 km Ø und 30 km Tiefe aufschmolzen. Dabei entstand eine überhitzte Impaktschmelze mit einem Volumen von rund 30 000 km³ und einer Temperatur von ca. 1 700 °C. Nach Zieg und Marsh (2005) stellte sie eine Emulsion dar, in der die unterschiedlichsten Anteile des aufgeschmolzenen Untergrundes in Form von hochviskosen Tropfen und Klumpen nebeneinander vorlagen, quasi eine geschmolzene Breccie. Ab einem Radius von > ca. 6 mm erfolgte die physikalische Dichtentrennung der unterschiedlichen Tropfen rascher als die chemische Homogenisierung durch Diffusion, so dass die dunklen Schmelzanteile absaigerten, die hellen aufstiegen, ein Vorgang, der von Zieg und Marsh (2005) als *viscous emulsion differentiation* bezeichnet wird. Innerhalb einiger Jahre waren zwei Magmaschichten entstanden, in denen sich getrennte Konvektionszellen bildeten, durch die es zur raschen Homogenisierung der beiden Magmaschichten kam. Noch verbliebene feste Gesteinsanteile wurden im Grenzbereich zwischen beiden Schichten, der Übergangszone, angereichert. Durch konduktiven Wärmetransport kühlten sich die Magmaschichten in einem Zeitraum von 10 000 bis 100 000 Jahren ab, wobei die Erstarrungsfronten von oben und unten her nach innen hin vordrangen. Dadurch kristallisierte die obere Schicht zu Granophyr, die untere zu Norit aus.

Während bei gewöhnlichen Silikatmagmen eine liquide Entmischung nicht stattfindet, ist die gegenseitige Löslichkeit von Silikat- mit Sulfid- und Oxidschmelzen nur sehr begrenzt. Ihre Entmischung vollzieht sich bereits in einem sehr frühen Stadium bei beginnender Abkühlung des Stamm-Magmas, wobei sich die aussondernde Sulfidschmelze wegen ihrer größeren Dichte tropfen- und schlierenförmig am Boden der silikatischen Hauptschmelze ansammelt. Es kommt dabei zur Bildung bedeutender sulfidischer Erzlagerstätten (Abschn. 19.3, S. 302ff). Klare Hinweise für liquide Entmischung gibt es auch in Apatit-Magnetit-Lagerstätten, die an Diorite gebunden sind. Philpotts (1967) konnte zeigen, dass schon bei hohen Temperaturen Phosphat-reiche, Eisenoxid-reiche und dioritische Schmelzen miteinander im Gleichgewicht gestanden haben. Schließlich gibt es experimentelle Ergebnisse (z. B. Lee und Wyllie 1997) und Geländebefunde, die zeigen, dass Karbonat- und Silikat-Magmen nur sehr begrenzt miteinander mischbar sind. So könnten Nephelinit-Karbonatit-Assoziationen in Ignimbriten im ostafrikanischen Grabensystem auf liquide Entmischung zurückzuführen sein (Le Bas 1977). Ein überzeugendes Beispiel ist das gemeinsame Auftreten von Trachytglas und Karbonatit-Asche in einem Ignimbrit von Kenya (Macdonald et al. 1993).

15.5 Assimilation

Bei seiner Platznahme befindet sich ein Magma meist im Ungleichgewicht mit dem *Nebengestein* bzw. mit einigen der Nebengesteinsminerale. Dadurch setzt ein komplexer Reaktionsmechanismus ein, bei dem Nebengestein partiell aufgeschmolzen werden kann; einzelne Nebengesteinsminerale werden mit der Schmelze unter Bildung neuer Minerale reagieren, andere unverändert bleiben. Durch diesen Vorgang der Assimilation kann ein Stamm-Magma oder Teile davon chemisch verändert werden (Kontamination). In diesem Zusammenhang erinnern wir uns an den Prozess des „Magmatic Stopping“ bei der Platznahme von Magmen, durch den das Nebengestein mechanisch und chemisch in einzelne Schollen zerlegt wird (Abschn. 13.3.2, S. 235f, Abb. 13.7). Hinweise auf Assimilationsprozesse liefern am ehesten Gesteine, die reich an „unverdauten“ Nebengesteinsschollen sind, oder die Schlieren enthalten, bei denen der Unterschied zwischen umgebendem Plutonit und aufgenommenem Nebengestein verschwimmt. Man sagt, ein solches Magma wirke unausgereift.

Assimilationsprozesse finden ihre Begrenzung in ihrem hohen Energiebedarf. Die meisten Magmen enthalten bereits ausgeschiedene Kristalle, sind also nicht über ihre Liquidustemperatur überhitzt. Sie werden daher nicht sehr große Nebengesteinsvolumina assimilieren können. Selbstverständlich können nur diejenigen Fremdgesteine partiell aufgeschmolzen werden, deren

Liquidustemperatur unter der des intrudierenden Magmas liegt. Es gilt die Umkehrung des Bowen'schen Reaktionsprinzips (Abschn. 16.3, S. 273ff). Sehr widerstandsfähig gegen Assimilation sind monomineralische Gesteine wie Quarzit.

Trotz dieser Einschränkungen werden für die chemischen Charakteristika von magmatischen Serien häufig Assimilationsvorgänge in Kombination mit fraktionierter Kristallisation verantwortlich gemacht. Solche AFC-Prozesse (AFC = Assimilation + Fractional Crystallisation) lassen sich oft gar nicht petrographisch nachweisen, sondern nur indirekt aus der Geochemie erschließen. So können z. B. Rb-Sr- und Sm-Nd-Isotopenanalysen darauf hinweisen, dass eine basaltische Schmelze aus dem Erdmantel eine „krustale Komponente“ aufgenommen hat, was nur durch Assimilation von Krustengesteinen möglich ist. Ein klassisches und gut untersuchtes Beispiel für die Wirksamkeit von AFC-Prozessen auf die Magmenentwicklung ist der Somma-Vesuv-Vulkankomplex. Die Ergebnisse von geochemischen und isotopengeochemischen Analysen von Piochi et al. (2006) machen wahrscheinlich, dass die Assimilation von Karbonatgesteinen eine wichtige Rolle bei der Bildung der stark unterkieselten, kalireichen Magmen gespielt hat, wie das bereits von Rittmann (1933) vermutet worden war.

Weiterführende Literatur

- Best MG (1982, 2003) *Igneous and metamorphic petrology*, 1st, 2nd edn. Freeman, San Francisco
- Best MG, Christiansen EH (2001) *Igneous petrology*. Blackwell, Malden, Mass., USA
- Carmichael ISE, Turner FJ, Verhoogen J (1974) *Igneous petrology*. McGraw-Hill, New York
- Johannes W, Holtz F (1996) *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Marsh BD (2006) Dynamics of magmatic systems. *Elements* 2: 287–292
- Mitchell RH (2005) Carbonatites and Carbonatites and Carbonatites. *Canad Mineral* 43:2049–2068
- Pirajno F (2004) Hotspots and mantle plumes: global intraplate tectonics, magmatism and ore deposits. *Mineral Petrol* 82:193–216
- Wilson M (1989) *Igneous petrogenesis*. Harper Colliis, London

Zitierte Literatur

- Arzi AA (1978) Critical phenomena in the rheology of partially molten rocks. *Tectonophysics* 44:173–184

- Baker BH, McBirney AR (1985) Liquid fractionation. Part III: Geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation. *J Volcanol Geotherm Res* 24:55–81
- Chapman DS (1986) Thermal gradients in the continental crust. In Dawson JB, Carswell DA, Hall J, Wedepohl KH (eds) *The nature of the lower continental crust*. *Geol Soc Spec Publ* 24:23–34, London
- Eaton JP, Murata KT (1960) How volcanoes grow. *Science* 132:925–938
- Hibbard MJ (1981) The magma mixing origin of mantled feldspar. *Contrib Mineral Petrol* 76:158–170
- Larsen ES, Irving J, Gonjer FA, Larsen ES 3rd (1938) Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado. 7. The plagioclase feldspars. *Am Mineral* 23:227–257
- Le Bas MH (1977) *Carbonate-nephelinite volcanism: An African case history*. Wiley, New York
- Lee WJ, Wyllie PJ (1997) Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0 to 2.5 Gpa compared with mantle melt compositions. *Contrib Mineral Petrol* 127:1–16
- Macdonald GA, Katsura T (1964) Chemical composition of Hawaiian lavas. *J Petrol* 5:82–133
- Macdonald R, Kjarsgaard BA, Skilling IP, Davies GR, Hamilton DL, Black S (1993) Liquid immiscibility between trachyte and carbonate in ash flow tuffs from Kenya. *Contrib Mineral Petrol* 114:276–287
- Murata KJ, Richter DH (1966) The settling of olivine in Kilauea magma as shown by lavas of the 1959 eruption. *Am J Sci* 264:34–57
- Pearce JA, Harris NBW, Tindle AG (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol* 25:956–983
- Philpotts AR (1967) Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Econ Geol* 62:303–315
- Piochi M, Ayuso R, De Vivo B, Somma R. (2006) Crustal contamination and crystal entrapment during polybaric magma evolution at Mt. Somma-Vesuvius volcano, Italy: Geochemical and Sr isotope evidence. *Lithos* 86:303–329
- Rittmann A (1933) Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas. *Z Vulkanol* 15:8–94
- Sparks RSJ, Huppert HE, Turner JS (1984) The fluid dynamics of evolving magma chambers. *Phil Trans R Soc London A* 310: 511–534
- Thériault RD, Fowler AD (1996) Gravity driven and in situ fractional crystallization processes in the Centre Hill complex, Atibiti Subprovince, Canada: Evidence from bilaterally-paired cyclic units. *Lithos* 39:41–55
- Wedepohl KH (1991) Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geol Rundsch* 80:207–223
- Wright TL, Okamura RT (1977) Cooling and crystallization of tholeiitic basalt, 1965 Makaopuhi lava lake, Hawaii. *US Geol Survey Prof Paper* 1004:1–78
- Zieg MJ, Marsh BD (2005) The Sudbury Igneous complex: Viscous emulsion differentiation of a superheated impact melt sheet. *GSA Bull* 117:1427–1450

Experimentelle Modellsysteme

16.1 Die Gibbs'sche Phasenregel

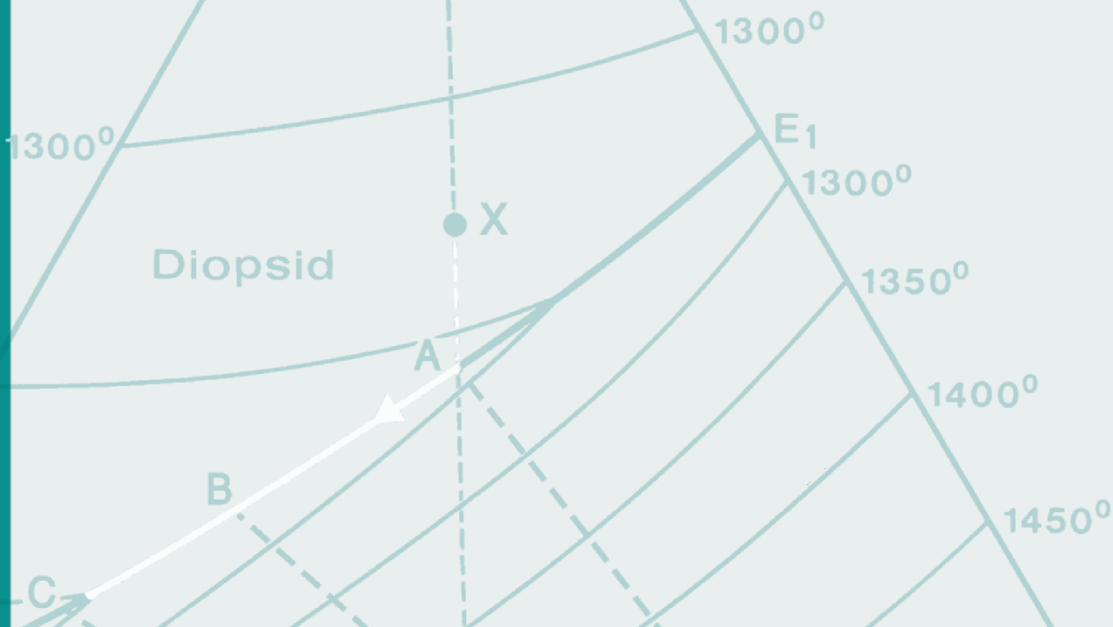
16.2 Experimente in Zweistoff- und Dreistoffsystemen

16.3 Das Reaktionsprinzip von Bowen

16.4 Das Basalt-Tetraeder von Yoder und Tilley (1962)

16.5 Gleichgewichtsschmelzen und fraktioniertes Schmelzen

Zum Verständnis der Regeln, die bei der Kristallisation von Mineralen (Mineralparagenesen und Gesteinen) aus Silikatschmelzen herrschen, haben experimentelle Untersuchungen unschätzbare Beiträge geliefert. Solche Experimente wurden seit Beginn des 20. Jahrhunderts im Geophysical Laboratory der Carnegie Institution in Washington, D.C. (USA), später auch an anderen Instituten durchgeführt, und zwar zunächst an sehr einfachen Silikatsystemen unter trockenen Bedingungen und bei 1 bar Druck. Später erfolgten solche Untersuchungen an zunehmend komplizierteren Systemen oder natürlichen Gesteinen (s. Abschn. 14.3.2, S. 241f) und bei viel höheren Drücken unter Anwesenheit leichtflüchtiger Komponenten, besonders H_2O . Damit konnten auch die komplexeren, (OH)-haltigen gesteinsbildenden Minerale erfasst und dadurch die experimentellen Bedingungen den natürlichen Verhältnissen schrittweise angenähert werden. Selbstverständlich sind die experimentell gewonnenen petrologischen Modelle im Einzelfall nur mit kritischen Einschränkungen anwendbar, wobei wir grundsätzlich zwischen zwei Grenzfällen unterscheiden müssen, der Gleichgewichtskristallisation und der fraktionierten Kristallisation. Die Kristallisation eines Magmas in der Natur ist ein sehr komplexer Prozess, der noch dazu in viel größeren zeitlichen und räumlichen Dimensionen abläuft als im Experiment. Trotzdem konnten durch die experimentelle Petrologie Erkenntnisse von prinzipieller Bedeutung für das Verständnis der Bildung und Differentiation von Magmen gewonnen werden.



16.1 Die Gibbs'sche Phasenregel

Wie wir gesehen haben, entstehen magmatische Gesteine durch Kristallisation von Mineralen aus magmatischen Schmelzen oder (seltener) durch glasige Erstarrung von Magmen, wobei leichtflüchtige Komponenten in Form von Gasen freigesetzt werden. Aus dem homogenen Mehrstoffsystem Schmelze wird beim Kristallisationsvorgang ein *heterogenes Mehrstoffsystem*, bestehend aus Kristallen einer oder mehrerer Art(en) + Schmelze \pm Gas. Das kristallisierende Magma besteht also aus unterschiedlichen Phasen.

Wir definieren als *Phasen (Ph)* eines heterogenen Mehrstoffsystems alle Teile dieses Systems, die sich physikalisch unterscheiden lassen, z. B. unter dem Mikroskop, dem Elektronenmikroskop, durch Röntgenbeugung, durch ihre Dichte und ihre magnetischen Eigenschaften. Phasen können sein: unterschiedliche Kristallarten, Schmelze oder auch mehrere, nicht miteinander mischbare Schmelzen sowie ein fluide oder eine Gasphase.

Als *Komponenten (C)* eines Systems bezeichnen wir die geringste Zahl der unabhängigen chemischen Bestandteile, die notwendig sind, um die am System beteiligten Phasen aufzubauen.

Die Zahl der Komponenten ist in den meisten Fällen nicht gleich der Zahl der vorhandenen chemischen Elemente, sondern meist kleiner als diese, weil die Elementverhältnisse häufig durch die Stöchiometrie festgelegt werden, z. B. SiO_2 anstelle von Si und O oder $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ anstelle von Na_2O , Al_2O_3 und SiO_2 bzw. Na, Al, Si, O. Eine wichtige Ausnahme sind Mehrstoffsysteme mit ged. Metallen, z. B. den Platinmetallen; denn die Metall-Legierungen sind nicht stöchiometrisch zusammengesetzt.

Die *Freiheitsgrade (F)* eines Systems sind gegeben durch die Zahl der Zustandsvariablen, die den Zustand eines Systems verändern können. Hier sind in erster Linie Druck (P), Temperatur (T) und Konzentrationsvariable (X) zu nennen, während elektrische, magnetische, Kapillar- oder Gravitationskräfte sowie die Oberflächenspannung im Allgemeinen außer Acht gelassen werden.

Es gilt die von William Gibbs (1874) entwickelte *Phasenregel*

$$F = C - Ph + 2 \quad [16.1]$$

die wir anhand eines P - T -Diagramms für das Einstoff-System H_2O erläutern wollen (Abb. 16.1). Hier ist die Zahl der unabhängigen Komponenten, in diesem Fall H_2O ,

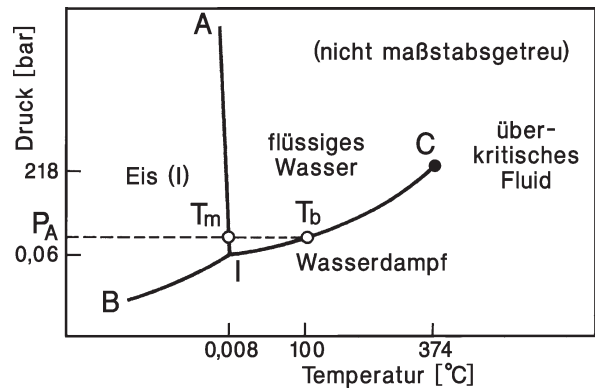


Abb. 16.1. Einstoff-System H_2O (s. Text)

$C = 1$. Es treten insgesamt drei Phasen auf, nämlich Eis I, flüssiges Wasser und Wasserdampf. Diese stehen am Punkt I, einem sog. *Tripelpunkt*, miteinander im Gleichgewicht, d. h. es gilt $Ph = 3$. Somit ist die Zahl der Freiheitsgrade $F = 1 - 3 + 2 = 0$: man kann also weder P noch T verändern, ohne das Gleichgewicht des Systems, d. h. die Koexistenz von Eis I, Wasser und Wasserdampf aufzuheben: Der Tripelpunkt I ist ein *invarianter Punkt*.

An der Schmelzkurve A-I koexistieren Eis I und flüssiges Wasser; es gilt $F = 1 - 2 + 2 = 1$. Das bedeutet, die Zahl der Freiheitsgrade ist gleich 1; es kann entweder P oder T frei verändert werden, ohne das Gleichgewicht, nämlich die Koexistenz von Eis I und Wasser, zu verändern. Man kann entweder P oder T frei wählen, während jeweils der andere Parameter dadurch festgelegt ist: Kurve I-A ist eine *univariante Gleichgewichtskurve*. Die gleiche Aussage gilt für die Sublimationskurve I-B und die Siedekurve I-C, an denen Wasserdampf mit Eis I bzw. mit Wasser koexistiert. Die Siedekurve endet am kritischen Punkt C bei $P_C = 218$ bar und $T_C = 371$ °C, an dem Wasser und Wasserdampf aufhören, eigene Phasen zu sein, und bei dem Wasserdampf nicht mehr durch Druckerhöhung verflüssigt werden kann; man spricht jetzt von einer *fluiden Phase*.

Ausgehend vom Stabilitätsfeld von Eis I kreuzt man bei isobarer Temperaturerhöhung (z. B. bei Atmosphärendruck $P_A = 1$ bar) nacheinander bei T_m die Schmelzkurve und bei T_b die Siedekurve und kommt so in die Stabilitätsfelder von Wasser und Wasserdampf. In diesen 3 Feldern ist jeweils nur 1 Phase stabil; es gilt somit $F = 1 - 1 + 2 = 2$, d. h. man kann jetzt P und T frei wählen ohne das System zu verändern, es sei denn man stößt an eine univariante Gleichgewichtskurve. Die Stabilitätsfelder dieser drei Phasen sind also *divariant*.

In diesem Zusammenhang sei auf das anomale Verhalten von Wasser hingewiesen: Beim H_2O hat die Schmelzkurve A-I eine negative Steigung, d. h. mit Druckerhöhung erniedrigt sich die Schmelztemperatur, wie man beim Schlittschuh- oder Skilaufen praktisch ausprobieren kann. Bei gleichen P - T -Bedingungen hat Eis I eine geringere Dichte als flüssiges Wasser, so dass Eisberge auf dem Wasser schwimmen können. Wasser dehnt sich beim Gefrieren aus; es kommt zur Frostsprengung (Abschn. 21.1).

16.2 Experimente in Zweistoff- und Dreistoffsystemen

Wie wir am Beispiel der SiO_2 -Minerale (Abb. 9.43, S. 157) gezeigt haben, lassen sich in einem Einkomponenten-System die Stabilitätsfelder der einzelnen Phasen, die univarianten Gleichgewichtskurven und die invarianten Punkte in einem P - T -Diagramm darstellen. In einem Zweikomponenten-System (Zweistoffsystem) ist das nicht mehr möglich, weil jetzt drei Veränderliche vorliegen, nämlich Druck, Temperatur und die Konzentration X der beiden Komponenten: Es kommt also noch eine *Konzentrationsvariable* hinzu. Eine Darstellung wäre daher nur in einem räumlichen Diagramm möglich, es sei denn, man hält eine Veränderliche, z. B. den Druck konstant: Man erhält ein *isobares T-X-Diagramm*. Die Kenntnis einfacher binärer Silikatsysteme ist eine wichtige Voraussetzung, um komplexere Drei- oder Mehrkomponenten-Systeme zu verstehen, in denen man z. B. das Kristallisationsverhalten von Basalt-Magmen modellieren kann.

16.2.1 Experimente zur Kristallisationsabfolge basaltischer Magmen

Zweistoffsystem Diopsid–Anorthit

Das System Diopsid–Anorthit, das von Bowen (1915, 1928) experimentell bearbeitet wurde, kann in erster Annäherung bereits als Modell für die Kristallisation basaltischer Magmen aufgefasst werden. Es handelt sich um ein einfaches eutektisches System, d. h. die beiden Komponenten Di ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) und An ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) bilden weder Mischkristalle noch Verbindungen miteinander (Abb. 16.2).

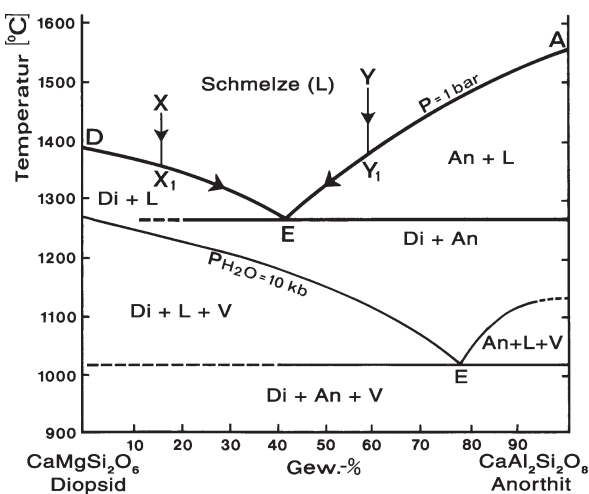


Abb. 16.2. Das binäre eutektische System Diopsid ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$)–Anorthit ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) bei $P=1\text{ bar}$ (nach Bowen 1915, 1928) und das System Di–An– H_2O bei $P_{\text{H}_2\text{O}}=10\text{ kbar}$ (nach Yoder 1965)

Bei einem Druck von $P=1\text{ bar}$ ist der Schmelzpunkt von Diopsid 1391°C , der von Anorthit 1553°C . Durch Zumischung der jeweils anderen Komponente werden die Schmelz- bzw. Kristallisationspunkte erniedrigt, und zwar bei kleinen Beimengungen proportional zu den zugesetzten Molen (Raoult-Van t'Hoff'sches Gesetz). Es entstehen zwei leicht gekrümmte Liquiduskurven, die sich bei einer niedrigst schmelzenden Zusammensetzung mit einem Mengenverhältnis von 58 Gew.-% Di und 42 Gew.-% An treffen, dem *eutektischen Punkt E* bei 1274°C (grch. $\epsilon\nu = \text{gut}$, $\tau\eta\kappa\tau\acute{o}\varsigma = \text{geschmolzen}$). An ihm koexistieren Kristalle von Diopsid und Anorthit mit einer Schmelze *eutektischer Zusammensetzung*: Es handelt sich um einen isobar invarianten Punkt.

Demgegenüber treten an den beiden Liquiduskurven Anorthit oder Diopsid jeweils im Gleichgewicht mit Schmelzen *unterschiedlicher* Zusammensetzung auf; die Liquiduskurven sind also univariant, d. h. man kann – bei konstantem Druck – entweder nur die Temperatur oder nur die Zusammensetzung der Schmelze variieren, ohne das Gleichgewicht des Systems zu stören. Das Einphasenfeld der Schmelze oberhalb der beiden Liquiduskurven ist divariant. Unterhalb der waagerechten Soliduskurve koexistieren Kristalle von reinem Diopsid und reinem Anorthit miteinander.

Aus dem Diagramm lässt sich entnehmen, dass die Ausscheidungsfolge der beiden Kristallarten nicht von der Höhe ihrer Schmelzpunkte abhängt, sondern ganz wesentlich von der *Ausgangszusammensetzung* der Schmelze, d. h. von deren normativen Di/An-Verhältnis. Kühlen wir eine Schmelze mit der Ausgangszusammensetzung $X (= \text{Di}_{85}\text{An}_{15})$ ab, so erreichen wir bei einer Temperatur von ca. 1350°C (Punkt X_1) die Liquiduskurve und Diopsid kristallisiert. Bei weiterer Temperaturerniedrigung längs $X_1\text{E}$ scheidet sich nun Diopsid im Gleichgewicht mit der Schmelze aus, wobei seine Menge kontinuierlich zunimmt. Das führt zu einer relativen Anreicherung der An-Komponente in der Schmelze. Sobald bei $T_E = 1274^{\circ}\text{C}$ der eutektische Punkt E erreicht ist, kristallisieren bei konstanter Temperatur Diopsid und Anorthit im Mengenverhältnis 58:42 gleichzeitig aus, bis die Schmelze aufgebraucht ist. Der Gesamtmodalbestand dieses basaltischen Gesteins entspricht selbstverständlich der Ausgangszusammensetzung der Schmelze $\text{Di}_{85}\text{An}_{15}$. Das einfache Zweistoffsystem Di–An hilft uns also zu verstehen, wie ein Basalt mit Einsprenglingen von Klinopyroxen in einer kristallinen Grundmasse aus Klinopyroxen und Plagioklas entstanden sein kann.

Wählen wir eine 2. Ausgangszusammensetzung der Schmelze $Y (\text{Di}_{40}\text{An}_{60})$, so kristallisiert bei Temperaturerniedrigung auf ca. 1380°C (Y_1) zuerst reiner Anorthit im Gleichgewicht mit der Schmelze aus. Durch kontinuierliche Zunahme von Anorthit entlang $Y_1\text{E}$ wird das Di/An-Verhältnis der Schmelze immer größer, bis bei 1274°C der eutektische Punkt E erreicht ist und jetzt

Diopsid- und Anorthit gemeinsam kristallisieren. Auf diese Weise lässt sich die Bildung eines Basalts mit Einsprenglingen von Plagioklas in einer kristallinen Grundmasse aus Klinopyroxen und Plagioklas im eutektischen Mengenverhältnis erklären.

Wir halten fest: Es scheidet sich zuerst diejenige Kristallart aus, die in der Schmelze als Komponente im Überschuss relativ zur eutektischen Zusammensetzung vorhanden ist.

Bei **Erhöhung des Gesamtdrucks im wasserfreien System** steigen die Schmelztemperaturen von Diopsid um ca. 12 °C/kbar (Boettcher et al. 1982), die von Anorthit dagegen nur um ca. 2 °C/kbar an (Goldsmith 1980); auch die eutektische Temperatur erhöht sich entsprechend und die Lage des Eutektikums verschiebt sich etwas in Richtung der An-Komponente, wie das aus dem Blockdiagramm (Abb. 16.3) zu entnehmen ist. Es gilt die Clausius-Clapeyron'sche Gleichung für die Schmelzpunkterhöhung mit dem Druck:

$$\frac{dT}{dP} = \frac{T(V_1 - V_s)}{L_p} = \frac{\Delta V}{\Delta S} \quad [16.2a]$$

- Dabei ist:
- V_s = Molvolumen der festen Phase
 - V_1 = Molvolumen der Schmelze
 - L_p = molare Schmelzwärme (bei konstantem Druck)
 - $L_p / T = \Delta S$ = Entropiedifferenz des Schmelzvorgangs

Mit Ausnahme von Wasser (s. oben) gilt stets $V_1 > V_s$, was bedeutet, dass der Zähler in der Gleichung positiv ist. Die Schmelzwärme wird verbraucht, d. h. sie wird dem System

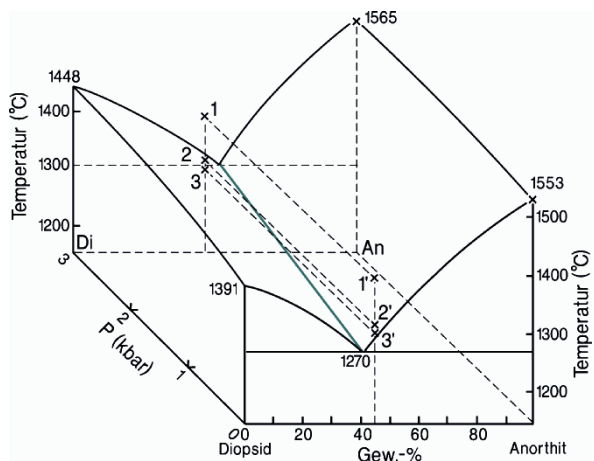


Abb. 16.3. H₂O-freies Zweistoffsystem Diopsid–Anorthit bei erhöhten Drücken bis 3 kbar (= 0,3 GPa). Erläuterung im Text. (Mod. nach Correns 1968)

zugeführt; sie ist daher ebenfalls positiv. Daraus ergibt sich, dass dT/dP stets ein positives Vorzeichen haben muss: die Schmelztemperatur nimmt mit dem Druck zu.

Durch diesen experimentellen Befund lässt sich das Auftreten von zwei unterschiedlichen Einsprenglingsgenerationen, wie sie oft in Vulkaniten beobachtet werden, erklären (Abb. 16.3): Eine Schmelze z. B. der Zusammensetzung $Di_{55}An_{45}$ kühlt sich in einer Magmenkammer unter hohem Druck ab ($1 \rightarrow 2$), wodurch sich Einsprenglinge von Diopsid ausscheiden (Punkt 2). Bei raschem Aufstieg in eine oberflächennahe Magmenkammer sinkt der Druck, während die Temperatur sich zunächst kaum erniedrigt. Dadurch wird entlang der Linie $2 \rightarrow 2'$ die Liquidusfläche durchstoßen; die ausgeschiedenen Diopsid-Kristalle stehen jetzt im Ungleichgewicht mit der Schmelze und werden teilweise resorbiert. Punkt $2'$ befindet sich rechts vom Eutektikum, d. h. bei weiterer Abkühlung auf $3'$ scheiden sich nunmehr Einsprenglinge von Anorthit aus. Auch ein vollständig kristallines Gestein kann bei Druckentlastung, z. B. entlang der Linie $3 \rightarrow 3'$ wieder aufschmelzen.

Anders liegen die Verhältnisse bei **erhöhtem Wasserdampfdruck** im System Diopsid–Anorthit–H₂O. Im Gegensatz zum wasserfreien System kann jetzt bei der Kristallisation der Schmelze zusätzlich eine Gasphase mit einem Molvolumen V_g auftreten. In diesem Falle wäre $V_1 < (V_s + V_g)$ und die Clausius-Clapeyron'sche Gleichung erhielte folgende Form:

$$\frac{dT}{dP} = \frac{T(V_1 - V_s - V_g)}{L_p} \quad [16.2b]$$

Hier werden der Zähler und somit auch dT/dP negativ: Mit Erhöhung des Wasserdampfdrucks erniedrigen sich daher die Schmelzpunkte von Diopsid und Anorthit und die eutektische Temperatur. Bei $P_{H_2O} = 5$ kbar ist T_E ca. 1 100 °C, bei 10 kbar ca. 1 020 °C (Abb. 16.2). Da der Schmelzpunkt von Anorthit viel stärker sinkt als der von Diopsid, verschiebt sich das Eutektikum stark nach der Anorthit-Seite hin (Yoder 1965).

In komplexen geologischen Systemen, z. B. bei der Kristallisation von Magmen, sind neben P und T häufig auch noch die Partialdrücke oder – bei nichtidealen Gasen – die Fugazitäten der leichtflüchtigen Komponenten H₂O, CO₂, HF, O₂ u. a. als Zustandsvariable zu berücksichtigen. Die Zahl der möglichen Freiheitsgrade würde sich dann entsprechend erhöhen.

Zweistoffsystem Albit–Anorthit

Basalte enthalten als Feldspat niemals reinen Anorthit, sondern einen An-reichen Plagioklas. Deswegen ist das Zweistoffsystem Anorthit–Albit für die Differentiation basaltischer Magmen von großem Interesse. Im Gegensatz zum System Diopsid–Anorthit besteht zwischen den beiden Komponenten $CaAl_2Si_2O_8$ (An) und $NaAlSi_3O_8$ (Ab) bei hohen Temperaturen eine *lückenlose Mischkristallreihe* $Plag_{ss}$ (ss steht für engl. solid solution). Das Schmelzdiagramm zeigt daher eine konvexe Liquiduskurve und eine konkave Soliduskurve, die sich kontinu-

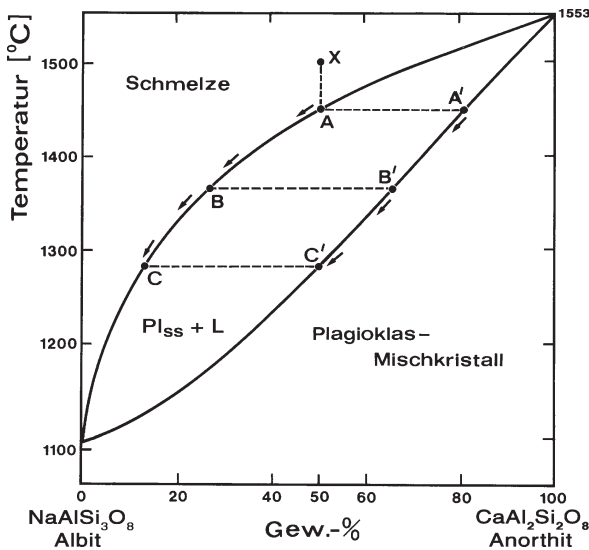


Abb. 16.4. Zweistoffsystem Albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)-Anorthit ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) mit Mischkristall-Bildung bei $P = 1$ bar. (Nach Bowen 1913, 1928)

ierlich vom Schmelzpunkt des reinen Anorthits entlang ABC bzw. A'B'C' bis hinunter zum Schmelzpunkt des reinen Albits entwickeln: die sog. „Zigarre“ (Abb. 16.4). Bei einem **Druck von $P = 1$ bar** schmilzt Anorthit bei 1553 °C, Albit bei 1118 °C (Bowen 1913, 1928).

Bei Abkühlung einer Schmelze X der Zusammensetzung $\text{An}_{50}\text{Ab}_{50}$ kristallisiert bei 1450 °C (A) ein Plagioklas A' aus, dessen Zusammensetzung man an der Soliduskurve ablesen kann: Mit ca. $\text{An}_{80}\text{Ab}_{20}$ ist er viel Anreicher als die Schmelze. Bei weiterer Abkühlung entwickelt sich die Zusammensetzung der Schmelze entlang der Liquiduskurve und wird Ab-reicher; sie befindet sich nicht mehr im Gleichgewicht mit dem früh ausgeschiedenen Plagioklas; dieser wird daher instabil und reagiert mit der Schmelze unter Bildung eines Ab-reicheren Plag_{ss} B', der mit der Schmelze B koexistiert. Mit der weiteren Abkühlung und unter laufender Einstellung des thermodynamischen Gleichgewichts ändern sowohl die Schmelze als auch der sich ausscheidende Plagioklas kontinuierlich ihre Zusammensetzung, die Schmelze längs der Liquiduskurve ABC und die Mischkristalle längs der Soliduskurve A'B'C'. Dementsprechend wächst der Mengenanteil von Plagioklaskristallen in der Schmelze. Die Ausscheidung von Plagioklas ist beendet, wenn bei einer Temperatur von 1285 °C der Mischkristall C' die ursprüngliche Schmelzzusammensetzung X $\text{An}_{50}\text{Ab}_{50}$ erreicht hat. Der letzte Tropfen Schmelze ist sehr Ab-reich, nämlich etwa $\text{An}_{15}\text{Ab}_{85}$.

Die eingezeichneten *Konoden* (Verbindungslinien) A-A', B-B', C-C' z. B. geben Schmelzzusammensetzungen an, die bei einer bestimmten Temperatur mit einem ganz bestimmten Plag_{ss} im Gleichgewicht stehen. Dabei ist der Mischkristall immer An-reicher als die mit ihm im Gleichgewicht befindliche Schmelze.

Voraussetzung für die Gleichgewichtseinstellung in diesem System ist, dass die Plagioklas-Mischkristalle in der Schmelze verbleiben und sich dadurch jeweils der temperaturbedingten Schmelzzusammensetzung durch Reaktion anpassen können. Gleichsinnig zur kontinuierlichen Änderung der Schmelzzusammensetzung $A \rightarrow C$ läuft mit kontinuierlich fallender Temperatur eine ebenso kontinuierliche Änderung der Mischkristallzusammensetzung $A' \rightarrow C'$. Entfernt man dagegen die gebildeten Plagioklase ständig aus der Schmelze, so wäre diese am Punkt C bei 1285 °C nicht aufgebraucht. Sie würde bei weiterer Abkühlung immer Na-reicher werden und strebe am Ende einer Albit-Zusammensetzung zu. Das ist ein Modell für *fraktionierte Kristallisation*, wie sie bei der magmatischen Differentiation eine wichtige Rolle spielt. Wenn früh ausgeschiedene, An-reiche Plagioklase gravitativ aus einem Basalt- bzw. Gabbro-Magma entfernt werden, wird dieses relativ Ab-reicher und kann in Richtung \rightarrow Andesit/Diorit oder \rightarrow Dacit/Granodiorit differenzieren.

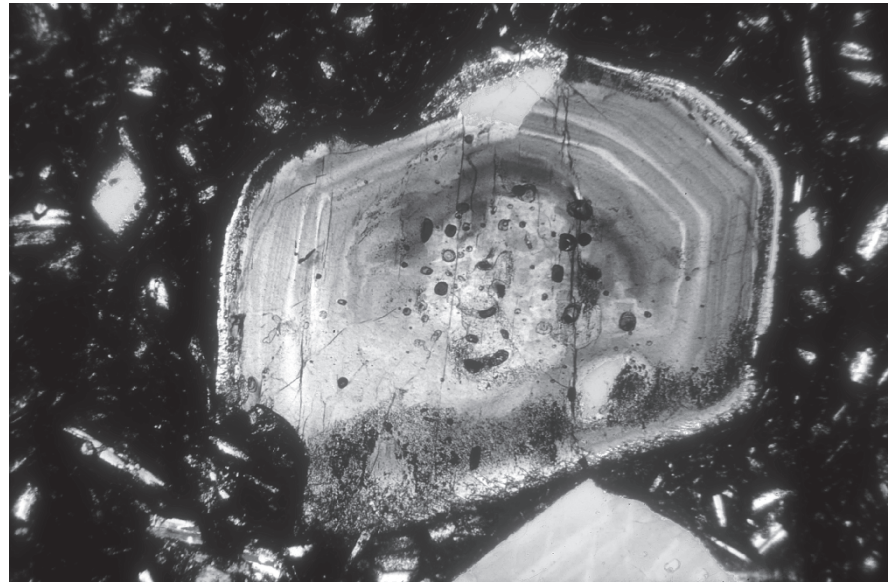
Bei der Änderung der Plagioklas-Zusammensetzung findet in den großen Lücken der Plagioklas-Struktur ein $\text{Ca} \rightleftharpoons \text{Na}$ -Austausch statt; zugleich muss aber auch im $[(\text{Si},\text{Al})\text{O}_4]$ -Tetraeder-Gerüst Al durch Si ersetzt werden. Diese intrakristalline Diffusion ist kinetisch sehr gehemmt, so dass – besonders bei schneller Abkühlung – wegen zu geringer Diffusionsgeschwindigkeit ein Kern des zuerst gebildeten Plagioklases erhalten bleibt, der von einem Ab-reicheren Saum umgeben und zugleich vor einer weiteren Reaktion abgeschirmt wird. Auf diese Weise verschiebt sich die Pauschalzusammensetzung des verbleibenden Systems in Richtung Albit, in gleicher Weise wie bei der gravitativen Abtrennung An-reicher Plagioklase. In der Tat zeigen natürliche Plagioklase, insbesondere in Andesiten und Daciten häufig *Zonarbau* (Abb. 16.5), wobei sich meist mehrere Zonen mit immer geringeren An-Gehalten unterscheiden lassen (*normaler Zonarbau*). In anderen Fällen beobachtet man bei genereller Abnahme des An-Gehalts einen Wechsel zwischen An- und Ab-reicheren Zonen (*alternierender* oder *oszillierender Zonarbau*). Ganz generell spricht der Zonarbau von Plagioklas und anderen Mineralen für eine unvollkommene Einstellung des Gleichgewichts während der Kristallisation, insbesondere durch Unterkühlung, aber auch durch Variationen im Druck, H_2O -Druck oder der Magmenzusammensetzung (Smith und Brown 1988, S. 471 ff).

Aus Abb. 16.4 kann man ablesen, dass auch der Beginn einer *isobaren Aufschmelzung* eines Plagioklases von seiner chemischen Zusammensetzung abhängt: Ab-reichere Plagioklase beginnen bei niedrigeren Temperaturen aufzuschmelzen als An-reichere Plagioklase, jedoch stets innerhalb des Temperaturintervalls der Schmelzpunkte der reinen Komponenten Albit und Anorthit.

Wie man der Clausius-Clapeyron'schen Gleichung (16.2b) entnehmen kann, sinken bei **erhöhtem Wasser-**

Abb. 16.5.

Plagioklas-Einsprengling (längster Durchmesser ca. 2 mm) mit alternierendem Zonarbau in der Dacit-Lava von 1915, Lassen Peak, Kalifornien. +Nic. (Mikrofoto M. Okrusch)



dampfdruck im System Ab–An–H₂O die Schmelzpunkte von Anorthit und Albit, z. B. bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kbar auf 1 234 °C bzw. 748 °C (Yoder 1968); ebenso verlagert sich natürlich die Solidus- und Liquiduskurve zu niedrigeren Temperaturen hin, wobei die „Zigarre“ ihre Form verändert. Dem entsprechend erniedrigt sich auch der Kristallisations- bzw. Schmelzbeginn eines Plagioklases bei zunehmendem H₂O-Druck.

Dreistoffsystem Diopsid–Anorthit–Albit

Das System Diopsid–Anorthit–Albit (Abb. 16.6–16.8) kann als ein vereinfachtes, an SiO₂ gesättigtes, Fe-freies Basalt-system angesehen werden (Bowen 1915, 1928; Kushiro 1973). Von den flankierenden Zweistoffsystemen sind uns zwei bereits bekannt, nämlich das System Ab–An mit lückenloser Mischkristallbildung (Abb. 16.4) und das System Di–An mit Eutektikum E₁ bei 1 274 °C (Abb. 16.2). Auch das Zweistoffsystem Di–Ab kann in erster Näherung als binär angesehen werden mit einem Eutektikum E₂ bei 1 085 °C nahe der Ab-Seite (Abb. 16.6, 16.7).

Dabei vernachlässigen wir, dass Diopsid in begrenztem Umfang die Komponenten NaAlSi₃O₆ (Jadeit) und CaAl₂SiO₆ (Ca-Tschermak's Molekül) aufnehmen kann. Darüber hinaus sind die Verhältnisse nahe der Ab-Ecke des Dreistoffsystems erheblich komplizierter: Das Zweistoffsystem Di–Ab ist nicht im strengen Sinne binär.

Wir können nun, wie das Blockbild (Abb. 16.6) zeigt, aus den flankierenden Zweistoffsystemen ein Dreistoffsystem konstruieren. Die Basis bildet das Konzentrationsdreieck Ab–An–Di, senkrecht darauf steht die Temperaturachse. Der Druck wird mit $P = 1$ bar konstant gehalten. Die beiden Eutektika der Systeme Di–An E₁ und Di–Ab E₂ werden durch eine kotektische Linie E₁–E₂ miteinander verbunden. An ihr stoßen zwei Liquidusflächen

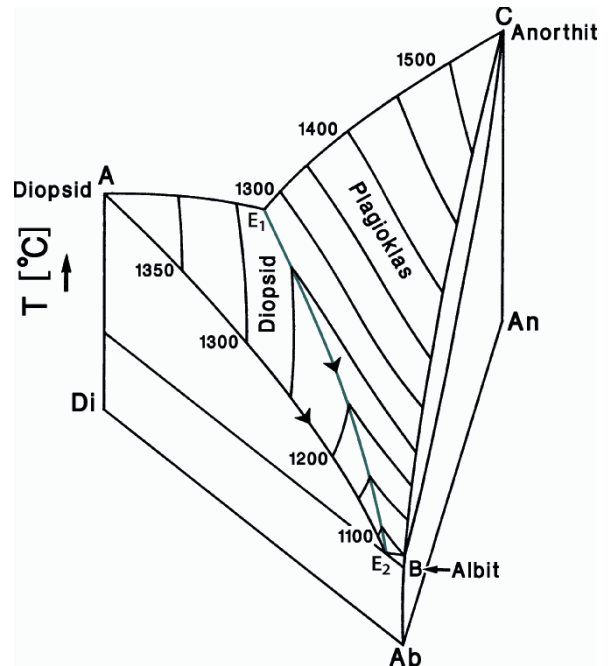


Abb. 16.6. Blockdiagramm des Dreistoffsystems Diopsid–Albit–Anorthit bei $P = 1$ bar. (Aus Correns 1968)

Di–E₁–E₂ und Ab–An–E₁–E₂ aneinander, an denen entweder Diopsid oder Plagioklas-Mischkristall als Liquidusphasen aus der Schmelze auskristallisieren. Diese Flächen sind *divariant*: Nach der Gibb'schen Phasenregel $F = C - Ph + 2 = 3 - 2 + 2 = 3$ erhält man 3 Freiheitsgrade. Da der Druck konstant gehalten wird, kann man die Temperatur und die Zusammensetzung der Schmelze ändern, ohne die Koexistenz von Diopsid oder Plagioklas mit der Schmelzphase zu zerstören. An der kotektischen Linie, die man als thermisches Tal betrachten kann,

kristallisieren Diopsid und Plagioklas-Mischkristall gemeinsam aus der Schmelze. Da jetzt drei Phasen miteinander im Gleichgewicht stehen, handelt es sich um eine *univariante Kurve*.

Invariante Punkte existieren im Dreistoffsystem Di–An–Ab nur in den flankierenden Zweistoffsystemen Di–An und Di–Ab: Es sind die beiden eutektischen Punkte E_1 und E_2 . Invariante Punkte können in Dreistoffsystemen z. B. dann auftreten, wenn alle 3 Randsysteme eutektisch sind. Dann entstehen 3 kotektische Linien, die sich in einem ternären Eutektikum E_T treffen (s. Abb. 16.22, S. 277). An diesem Punkt koexistieren 3 kristalline Phasen mit einer Schmelze definierter Zusammensetzung. Es folgt: $F = 3 - 4 + 2 = 1$; wird der Druck konstant gehalten, bleibt kein Freiheitsgrad mehr übrig.

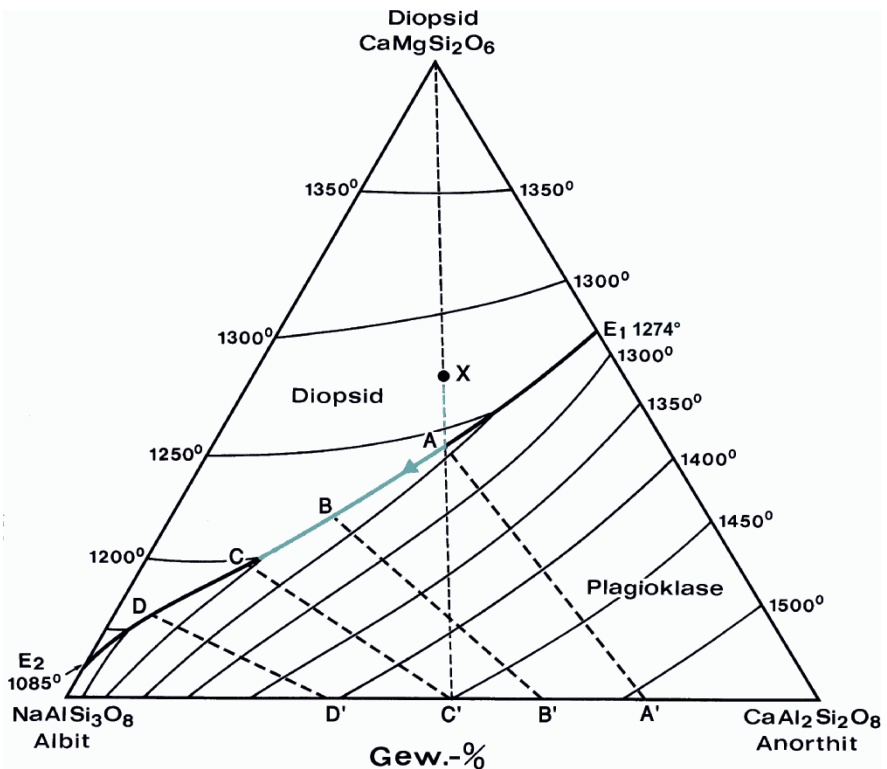
Um den Kristallisationsverlauf im Dreistoffsystem Di–An–Ab besser darstellen zu können, projizieren wir die beiden Liquidusflächen und die kotektische Linie auf die Konzentrationsebene Ab–An–Di, wobei die Temperaturen in Form von Isothermen dargestellt werden (Abb. 16.6, 16.7). Man liest sie wie die Höhenlinien einer topographischen Karte; ihr Verlauf entspricht in unserem Fall einem Tal zwischen zwei Bergen. Die in Abb. 16.7 eingezeichneten Konoden A–A', B–B', C–C' und D–D' verbinden Schmelz-Zusammensetzungen auf der kotektischen Kurve mit den Plagioklas-Mischkristallen, mit denen diese Schmelzen im Gleichgewicht stehen. Wichtig ist, dass jede Schmelze gegebener Zusammensetzung auf der Liquidusfläche von Plagioklas einen einzigartigen Kristallisationsverlauf hat. Dadurch ergeben sich für

die fraktionierte Kristallisation mehr Möglichkeiten als in Zweistoffsystemen.

Kushiro (1973) analysierte die Zusammensetzung koexistierender Schmelzen und Plagioklas-Mischkristalle, die er im Dreistoffsystem Di–An–Ab experimentell hergestellt hatte, mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde. Daraus resultiert eine Plagioklas-„Zigarre“, die von der im reinen System Ab–An abweicht (Abb. 16.8b). Die „Soliduskurve“ in Abb. 16.8b – genauer: die Projektion der Solidusfläche auf die Ab–An–T-Ebene – ergibt sich direkt aus diesen experimentellen Bestimmungen (+); die „Liquiduskurve“ stellt eine Projektion der kotektischen Linie auf die An–Ab–T-Ebene dar. Somit lässt sich das An/Ab-Verhältnis einer Schmelze, die mit einem bestimmten Plagioklas-Mischkristall (z. B. C') koexistiert, an der Liquiduskurve in Abb. 16.8b ablesen. Zieht man nun in Abb. 16.8a von dem entsprechenden Punkt (L_c) auf der Ab–An-Seite eine Gerade zur Di-Ecke, so schneidet diese Gerade die kotektische Linie E_1 – E_2 in einem Punkt. Dieser gibt die ternäre Schmelzzusammensetzung C an, die mit dem Plagioklas C' im Gleichgewicht steht. Anmerkung: Die von Kushiro (1973) ermittelten Temperaturen in Abb. 16.8b weichen etwas von den Isothermen in Abb. 16.7 (nach Bowen 1915, 1928) ab.

In einem ersten Beispiel gehen wir von einer Schmelz-Zusammensetzung X aus (Abb. 16.7), deren Chemismus 50 % $Ab_{50}An_{50}$ und 50 % Di entspricht. Sie liegt also innerhalb des Ausscheidungsfeldes von Diopsid. Kühlt man eine solche Schmelze ab, so wird bei ca. 1275 °C die Liquidusfläche erreicht und Diopsid beginnt zu kristallisieren. Bei weiterer Abkühlung ändert sich unter fort-dauernder Ausscheidung von Diopsid die Zusammensetzung der Schmelze auf der Liquidusfläche entlang des gestrichelt eingezeichneten geraden Kristallisationspfades

Abb. 16.7. Dreistoffsystem Diopsid–Albit–Anorthit bei $P = 1$ bar. Projektion der Liquidusfläche auf die Konzentrationsebene. Die kotektische Linie E_1 – E_2 ist durch ◀ gekennzeichnet. Eingetragen ist die Kristallisationsbahn (farbig) einer Schmelze der Zusammensetzung X mit darstellendem Punkt im Diopsidfeld sowie die Konoden zwischen Schmelzzusammensetzungen auf der kotektischen Linie und koexistierenden Plagioklas-Mischkristallen. (Nach Bowen 1928 und Kushiro 1973)



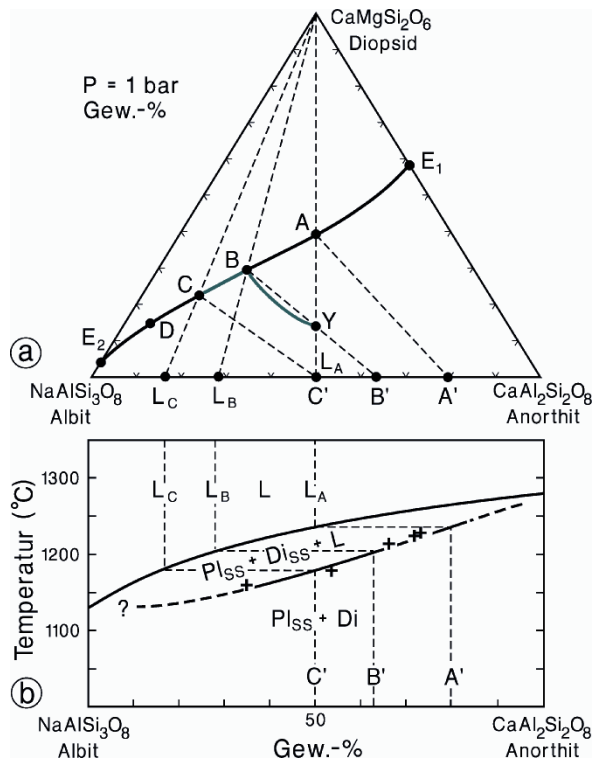


Abb. 16.8. a Dreistoffsystem Diopsid-Albit-Anorthit bei $P = 1$ bar. Eingezeichnet ist die Kristallisationsbahn (farbig) einer Schmelze der Zusammensetzung Y mit darstellendem Punkt im Plagioklasfeld. Daten nach Bowen (1928). b Zusammensetzung von Plagioklas-Mischkristallen, die an der kotektischen Linie E_1-E_2 mit Diopsid und Schmelze (L) koexistieren; die dazu gehörige Liquidusfläche wurde von Diopsid auf die Ab-An-Temperatur-Ebene projiziert. Erläuterung im Text. Nach Kushiro (1973)

des $X \rightarrow A$. Dieser ergibt sich als Verlängerung der Verbindungslinie zwischen der Diopsid-Ecke und dem Projektionspunkt der ursprünglichen Schmelzzusammensetzung X. Bei ca. 1235°C ist schließlich das thermische Tal der kotektischen Linie E_1-E_2 erreicht. Nun kristallisiert neben Diopsid gleichzeitig Plagioklas aus. Wir wissen aus der Projektion (Abb. 16.8b), dass der Plag_{ss} , der mit Schmelze A im Gleichgewicht steht, die Zusammensetzung A' ($\text{An}_{80}\text{Ab}_{20}$) hat, also wesentlich Anreicherter ist als die koexistierende Schmelze A. Das wird aus dem Konoden-Verlauf $A-A'$ deutlich (Abb. 16.7).

Bei weiterer Abkühlung verändert sich die Schmelzzusammensetzung stetig entlang der kotektischen Linie E_1-E_2 und wird zunehmend Ab-reicher, da sie kontinuierlich mit dem soeben ausgeschiedenen Plag_{ss} reagiert. Bei ca. 1200°C sind Schmelze B mit Diopsid und Plag_{ss} der Zusammensetzung B' ($\text{An}_{63}\text{Ab}_{37}$) im Gleichgewicht. Kühlt man weiter bis auf ca. 1180°C ab, so hat Plagioklas schließlich die Zusammensetzung C' ($\text{An}_{50}\text{Ab}_{50}$) erreicht; damit ist – Gleichgewichtseinstellung vorausgesetzt – bei Punkt C die Schmelze aufgebraucht. Durch

die experimentell bestimmte Konode $C-C'$ ist mit der letzten Plagioklas-Zusammensetzung zugleich die letzte Schmelzzusammensetzung angezeigt.

Nicht ganz so einfach überschaubar ist der Kristallisationsverlauf, wenn man von einer Ausgangsschmelze der Zusammensetzung Y mit 85 % $\text{An}_{50}\text{Ab}_{50}$ und 15 % Di ausgeht, die im Plagioklasfeld liegt (Abb. 16.8). Beim Abkühlen erreicht man die Liquidusfläche bei 1375°C , wo zunächst ein An-reicher Plagioklas A' ($\text{An}_{80}\text{Ab}_{20}$) auskristallisiert. Bei weiterer Abkühlung scheidet sich immer mehr Plag_{ss} aus, der durch Reaktion mit der Schmelze immer Ab-reicher wird; gleichzeitig wird die Schmelze zunehmend reicher an Di und bekommt ein höheres Ab/An-Verhältnis. Die Schmelzzusammensetzung folgt dabei einer leicht gekrümmten Kristallisationsbahn von Y nach B.

Bei ca. 1200°C (1220°C) erreicht die Schmelze die Zusammensetzung B auf der kotektischen Linie. Der koexistierende Plagioklas hat die Zusammensetzung B' ($\text{An}_{63}\text{Ab}_{37}$), wie die experimentell gefundene Konode $B-B'$ anzeigt. (Eine jede Schmelze, deren Ausgangszusammensetzung auf der Konode $B-B'$ liegt, besitzt eine eigene Kristallisationsbahn, die immer die kotektische Linie E_1-E_2 bei B erreicht.) Ab B kristallisiert unter weiterer Abkühlung Diopsid gemeinsam mit Plagioklas, dessen Zusammensetzung immer Ab-reicher wird. Dabei verändert sich auch die Zusammensetzung der Schmelze längs der kotektischen Linie E_1-E_2 . Vorausgesetzt, dass sich das Gleichgewicht laufend eingestellt hat, ist bei ca. 1180°C (1200°C) die Schmelze bei Punkt C aufgebraucht. Der letzte Schmelztropfen bei C enthielt etwa 22 % Di-Komponente und 78 % Plag -Komponente der Zusammensetzung $\text{An}_{16}\text{Ab}_{84}$. Entsprechend der ursprünglichen Schmelzzusammensetzung Y besteht das Kristallinat aus 15 % Diopsid und 85 % Plagioklas $\text{An}_{50}\text{Ab}_{50}$.

Wir haben bei unseren Betrachtungen bislang die Einstellung eines thermodynamischen Gleichgewichts vorausgesetzt. In der Natur ist das häufig nicht oder nur unvollkommen der Fall, wie der verbreitete Zonarbau der Plagioklasse belegt. Wenn z. B. bei der Ausgangszusammensetzung Y (Abb. 16.8) An-reicher Plagioklas als Kern zonierter Kristalle oder gravitativ aus dem System entfernt würde, ginge die Kristallisation auf einer neuen Bahn weiter, die die kotektische Kurve erst unterhalb B erreichte. Die letzte Schmelze könnte dann erst bei D anstelle von C aufgebraucht sein, also wesentlich höhere Ab-Gehalte aufweisen; dementsprechend würde auch der zuletzt kristallisierende Plagioklas Ab-reicher als es der ursprünglichen Schmelzzusammensetzung entspricht. Das entstehende „Gestein“ wäre dann kein Basalt bzw. Gabbro mehr, sondern ein Andesit bzw. Diorit. Umgekehrt würde ein gravitatives Absaugern von Diopsid bei der Kristallisation der Schmelze X (Abb. 16.7) die Ab/An-Verhältnisse von Schmelzen und Plagioklasen nicht beeinflussen; der entstehende Basalt hätte lediglich einen geringeren Mafiten-Anteil.

Das Dreistoffsystem Diopsid–Anorthit–Albit erklärt das Auftreten von Klinopyroxen- oder Plagioklas-Einsprenglingen in einer feinkörnigen Grundmasse aus Klinopyroxen + Plagioklas in vielen Basalten zumindest qualitativ. Dabei sind allerdings die Einsprenglinge in einer tief liegenden Magmenkammer, d. h. bei erhöhtem Druck, gewachsen, während die Grundmasse an oder nahe der Erdoberfläche aus der rasch abgekühlten Schmelze kristallisiert ist. Auch das Vorkommen von mehreren Einsprenglingsgenerationen lässt sich durch Variation des Drucks erklären, wie auf S. 258 gezeigt wurde. Einsprenglingsfreie Basalte haben entweder eine Zusammensetzung entsprechend der kotektischen Linie oder sind bei ihrer Förderung rasch abgekühlt.

Anhand des Di-An-Ab-Systems könnte man auch das *ophitische Gefüge* erklären, das für viele größer körnige, doleritische Basalte typisch ist (Abb. 16.9): Es besteht aus einem sperrigen Gerüst von Plagioklas, der sich entlang der Liquidusfläche Ab–An–E₁–E₂ ausgeschieden hat; bei Erreichen der kotektischen Linie wird das Plagioklas-Gerüst von großen, xenomorphen Klinopyroxenen überwachsen.

70 % SiO₂ ab, so wird bei ca. 1 230 °C die Liquiduskurve erreicht und es kristallisiert Tridymit. Bei weiterer Abkühlung scheidet sich immer mehr Tridymit aus, bis bei 1 060 °C das Eutektikum E₁ erreicht ist, an dem es zu gemeinsamer Kristallisation von Albit und Tridymit kommt. Es entsteht also ein „Alkalirhyolith“ mit Einsprenglingen von Tridymit; bei weiterer Abkühlung kommt es theoretisch zur Umwandlung Tridymit → Hochquarz → Tiefquarz, doch kann wegen der trägen Reaktionskinetik Tridymit auch metastabil erhalten bleiben.

Befinden wir uns zwischen dem flachen Albit-Maximum und dem Eutektikum E₁, so hat die Schmelze eine *alkalitrachytische* Zusammensetzung, z. B. U mit 55 % SiO₂. Beim Abkühlen dieser Schmelze wird bei ca. 1 080 °C, d. h. nur wenig unterhalb des Schmelzpunktes von Albit die Liquiduskurve erreicht, wo sich nun Albit ausscheidet. Mit weiterer Abkühlung nimmt seine Menge geringfügig zu; denn schon bei 1 060 °C wird das Eutektikum E₁ erreicht, wo Albit und Tridymit gemeinsam kristallisieren. Es liegt jetzt ein „Alkalitrachyt“ mit Albit-Einsprenglingen vor. Eine analoge Kristallisationsabfolge mit Erstausscheidung von Albit-Einsprenglingen beobachten wir, wenn die Schmelzzusammensetzung zwischen Albit und dem Eu-

16.2.2

Experimente zur Bildung SiO₂-übersättigter und SiO₂-untersättigter Magmen

Zweistoffsystem Nephelin–SiO₂

Dieses System ist für das Verständnis von SiO₂-übersättigten und SiO₂-untersättigten Magmatiten von grundlegendem Interesse (Greig u. Barth 1938; Schairer u. Bowen 1947). Wie wir gesehen haben, kann Nephelin Na[AlSiO₄] als Feldspatvertreter nicht neben freiem SiO₂ im Gleichgewicht auftreten; beide würden zu Albit Na[AlSi₃O₈] reagieren. Aus diesem Grunde finden ja die Magmatite in den Dreiecken Q–A–P und A–P–F der IUGS-Nomenklatur ihren eindeutigen Platz (Abb. 11.1, S. 192). Wir lernen also einen neuen Systemtyp kennen, der durch das Auftreten einer *stöchiometrischen Verbindung*, nämlich Albit, zwischen den beiden Komponenten NaAlSiO₄ (Ne) und SiO₂ gekennzeichnet ist. Wie man in Abb. 16.10 erkennt, bildet Albit ein Maximum mit einem Schmelzpunkt von 1 118 °C bei *P* = 1 bar. An dieser Stelle kann man das System in zwei einfachere eutektische Teilsysteme auftrennen, nämlich Albit–SiO₂ mit E₁ bei 1 060 °C und Albit–Nephelin mit E₂ bei 1 068 °C.

Auf der SiO₂-Seite würde Cristobalit (Schmelzpunkt 1 713 °C) nur in extrem SiO₂-reichen Schmelzen und bei sehr hohen Temperaturen als Liquidusphase auftreten, unterhalb 1 470 °C dagegen Tridymit (vgl. Abb. 9.43, S. 157). Kühlen wir z. B. eine *alkalirhyolithische* Schmelze X mit

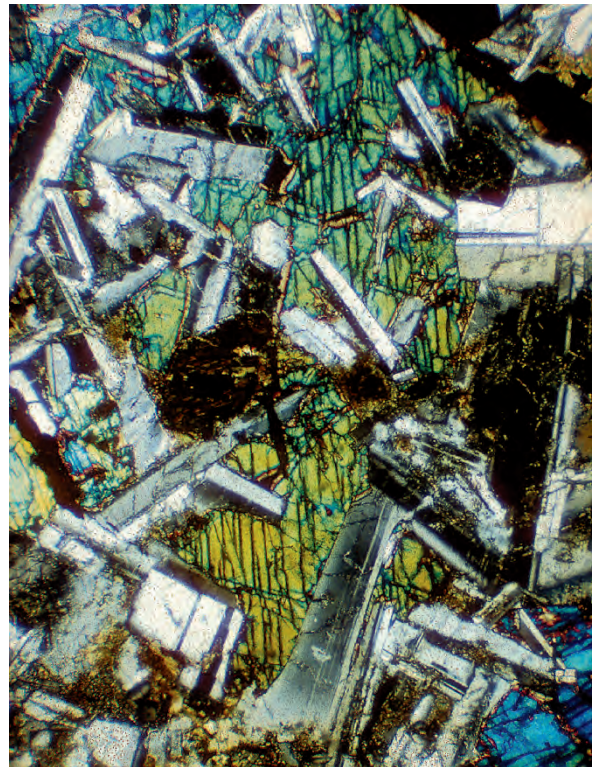
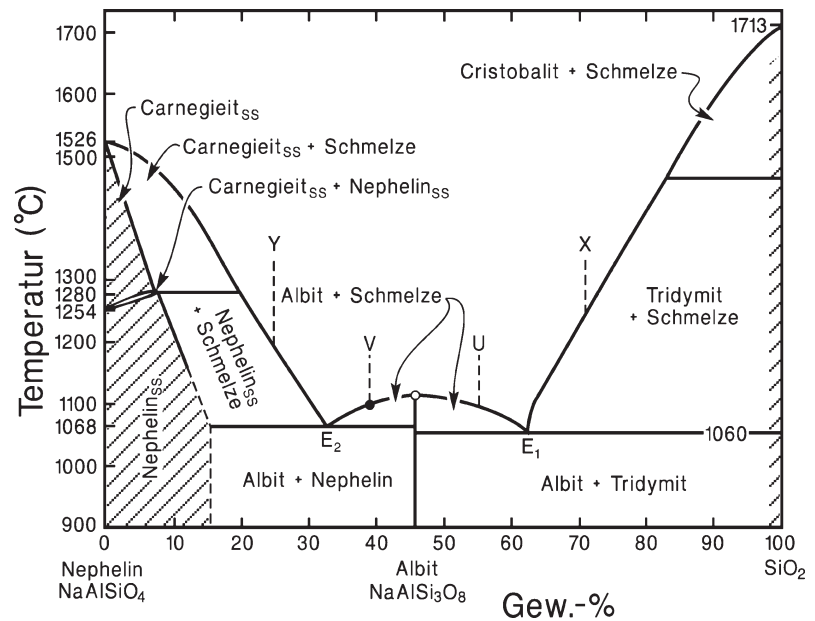


Abb. 16.9. Ophitisches Gefüge aus panidiomorphen Plagioklasleisten (mit typischer Zwillingslamellierung), die von einem einheitlichen Augitkristall (mit bunten Interferenzfarben) überwachsen werden. Doleritischer Basalt, Lahn-Dill-Gebiet. +Nic. Bildbreite ca. 5 mm. (Foto: M. Okrusch)

Abb. 16.10.

Zweistoffsystem Nephelin $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - SiO_2 mit der stöchiometrischen Verbindung Albit $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Erläuterung im Text. (Nach Greig u. Barth 1938)



tektikum E_2 liegt, also die Zusammensetzung eines Nephelin-führenden Albittrachyts hat, z. B. V mit 40 % SiO_2 .

Es ist bemerkenswert, dass Magmen, die knapp rechts oder links vom Albit-Maximum liegen, also in ihrer Zusammensetzung sehr ähnlich sind, in ganz unterschiedliche Richtung differenzieren müssen. Wenn Albit aus einer leicht SiO_2 -übersättigten Schmelze gravitativ fraktioniert, führt das zu stärkerem SiO_2 -Überschuss bis maximal E_1 ; erfolgt dagegen die Fraktionierung aus einer leicht SiO_2 -untersättigten Schmelze, führt das zu stärkerem SiO_2 -Unterschuss bis minimal E_2 . Das flache Albit-Maximum wirkt also als *thermische Barriere* für die Bildung SiO_2 -über- oder -untersättigter Magmenreihen.

Das gilt allerdings nicht mehr für sehr hohe Drücke (z. B. 16 kbar bei 600 °C, 27 kbar bei 1200 °C), weil dann Albit zu Jadeit $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ + Quarz SiO_2 zerfällt (Abb. 24.1, S. 382). Darüber hinaus treten auf der Nephelin-Seite zwei Komplikationen auf: 1. Nephelin kann bis zu 15 % zusätzliche SiO_2 -Komponente aufnehmen. 2. Reiner Nephelin wandelt sich bei 1254 °C in seine Hochtemperatur-Modifikation Carnegieit um; bei SiO_2 -Sättigung des Nephelin liegt diese Umwandlungstemperatur bei 1280 °C. Da es sich in beiden Fällen um Mischkristalle handelt, erfolgt die Umwandlung über einen Temperatur-Bereich, in dem Si-reicherer Nephelin mit etwas Si-ärmerem Carnegieit koexistiert (die kleine „Zigarre“ in Abb. 16.10). Da Carnegieit nicht als Mineral in der Natur vorkommt, ist sein Auftreten im System Nephelin- SiO_2 nur von theoretischem Interesse.

Kühlen wir eine Schmelze der Zusammensetzung Y mit 25 % SiO_2 ab, so wird bei etwa 1200 °C die Liquiduskurve erreicht und es kristallisiert Nephelin mit etwa 10 % SiO_2 -Überschuss. Bei weiterer Abkühlung scheidet sich immer mehr Nephelin aus, der durch Reaktion mit der Schmelze SiO_2 -reicher wird, bis bei 1068 °C das

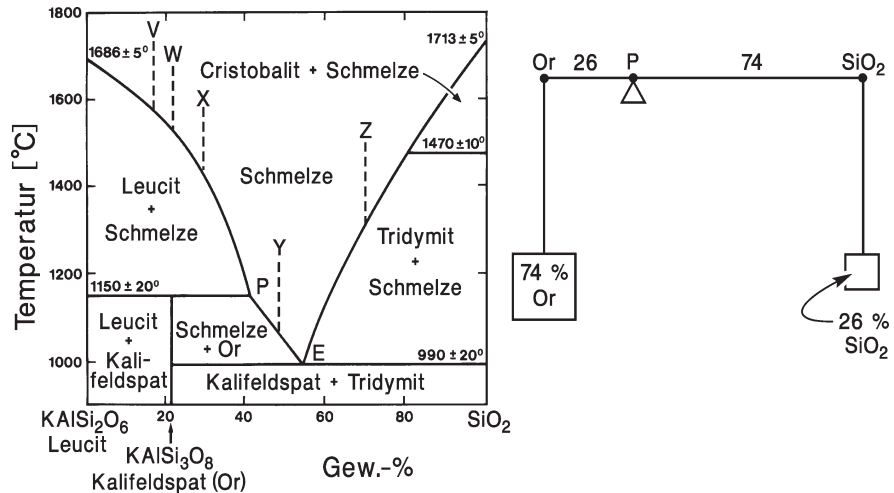
Eutektikum E_2 erreicht wird, wo Nephelin (mit ca. 15 % SiO_2 -Überschuss) und Albit gemeinsam kristallisieren. Das entstehende „Gestein“ ist ein Phonolith mit Einsprenglingen von Nephelin.

Zweistoffsystem Leucit- SiO_2

Analog zum System Nephelin- SiO_2 existiert auch in diesem System, das von Schairer u. Bowen (1947, 1955) experimentell bearbeitet wurde, eine *stöchiometrische Verbindung* zwischen den Komponenten KAlSi_3O_8 (Lct) und SiO_2 , nämlich Kalifeldspat $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Man würde daher wieder ein Maximum mit den beiden Teilsystemen Leucit-Kalifeldspat und Kalifeldspat- SiO_2 erwarten. Das ist jedoch nicht der Fall. Legt man einen reinen Albitkristall in ein Platinschiffchen und erhitzt ihn im Muffelofen auf >1118 °C, so schmilzt er zu einer Albit-Schmelze gleicher Zusammensetzung. Führt man diesen Versuch jedoch mit einem reinen Kalifeldspat-Kristall aus, so kommt es bei Erhitzen auf >1150 °C zur Kristallisation von *Leucit* im Gleichgewicht mit einer SiO_2 -reicheren Schmelze: Kalifeldspat schmilzt *inkongruent*, Albit dagegen kongruent. Als Ergebnis wird das Maximum, das wir beim Kalifeldspat erwartet hatten, durch das Feld Leucit + Schmelze abgeschnitten: man spricht von einem *verdeckten Maximum* (Abb. 16.11).

Kühlt man bei $P = 1$ bar eine Schmelze V mit 15 % SiO_2 ab, so wird bei etwa 1600 °C die Liquiduskurve erreicht und es kristallisiert Leucit. Dieser scheidet sich bei weiterer Abkühlung entlang der Liquiduskurve aus, wobei die Schmelze immer SiO_2 -reicher wird. Beim Reaktionspunkt $P = 1150$ °C liegt die Zusammensetzung der Schmelze schon weit jenseits der Kalifeldspat-Zusammensetzung. Jetzt kommt es zur *peritektischen Reaktion*

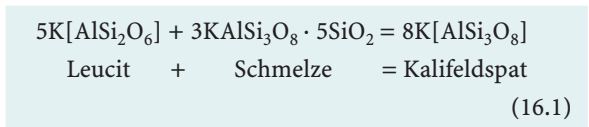
Abb. 16.11. Zweistoffsystem Leucit KAlSi_2O_6 - SiO_2 mit der stöchiometrischen Verbindung Kalifeldspat $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (nach Schairer u. Bowen 1947). Rechts: Erklärung der Hebelregel. Erläuterung im Text. (Nach Schairer u. Bowen 1947)



(grch. περί = um herum, τηκτός = geschmolzen), d. h. Leucit reagiert mit der SiO_2 -übersättigten Schmelze unter Bildung von Kalifeldspat (Or).

Die Zusammensetzung der Schmelze ergibt sich nach der Hebelregel $\text{Kraft} \times \text{Kraftarm} = \text{Last} \times \text{Lastarm}$ aus dem reziproken Abstands-Verhältnis $\text{Or}-\text{P} : \text{P}-\text{SiO}_2$ zu 74 Gew.-% Or und 26 Gew.-% SiO_2 (Abb. 16.11). Um daraus das Molverhältnis von Or und SiO_2 in der Schmelze zu berechnen, teilen wir die Gewichtsprozent der beiden Komponenten durch ihre jeweiligen Molekulargewichte. Das ergibt für Or $74 : 278,34 = 0,27$, für SiO_2 $26 : 60,085 = 0,43$. Ganzzahlig gemacht errechnet sich also für Schmelze P folgendes Molverhältnis $\text{Or} : \text{SiO}_2 = 3 : 5$. Dieses gilt für einen Druck von 1 bar; mit Druck-erhöhung würde es sich verändern.

Am peritektischen Punkt (Reaktionspunkt) P läuft die Reaktion



bei konstanter Temperatur so lange ab, bis alle Schmelze der Zusammensetzung $3\text{Or} + 5\text{SiO}_2$ verbraucht ist. P ist also ein isobar-isotherm invarianter Punkt. Da die Ausgangsschmelze V zwischen der Leucit- und der Kalifeldspat-Zusammensetzung liegt, bleibt nach Ablauf der Reaktion noch Leucit übrig; damit ist die gesamte Schmelze zu einem Gemenge aus Leucit und Kalifeldspat kristallisiert, entsprechend einem *Leucitphonolith*. Kühlt man eine Schmelze W ab, die genau die Kalifeldspat-Zusammensetzung hat, so wird bei ca. 1530 °C die Liquiduskurve erreicht und es scheidet sich wiederum Leucit aus, bis beim peritektischen Punkt P die obige Reaktion einsetzt. Jetzt wird – Gleichgewichtseinstellung voraus gesetzt – aller Leucit in Kalifeldspat umgewandelt, wobei die gesamte Schmelze verbraucht wird. Das entstehende „Gestein“ entspricht einem *Alkalifeldspat-Trachyt*. Auch aus der Schmelze X, die mit 30 % SiO_2 bereits SiO_2 -übersättigt ist, kristallisiert bei ca. 1430 °C zunächst Leucit aus, der sich

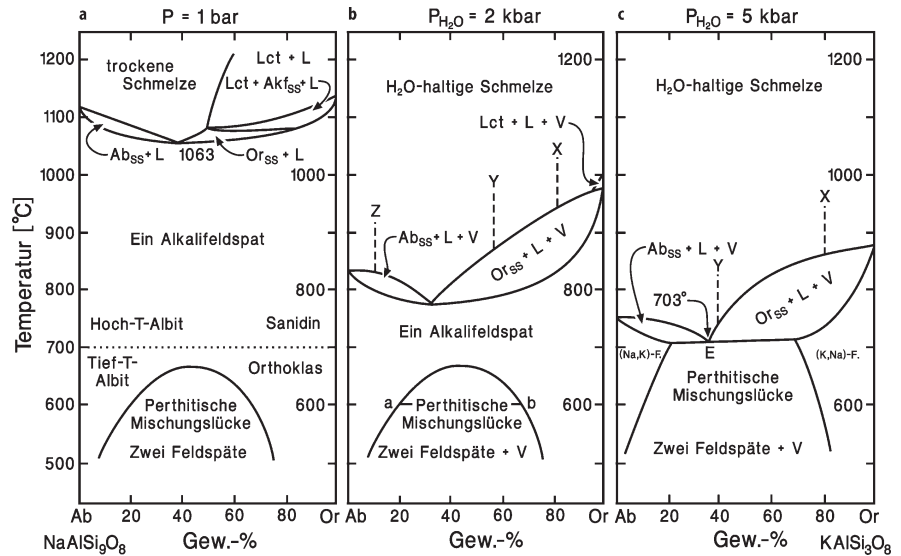
bei P entsprechend der peritektischen Reaktion in Kalifeldspat umwandelt. Jetzt bleibt aber noch Schmelze übrig, aus der sich bei sinkender Temperatur Kalifeldspat ausscheidet, bis bei 990 °C der eutektische Punkt erreicht ist. Hier kristallisieren Kalifeldspat und Tridymit gemeinsam im eutektischen Mengenverhältnis von 58,5:41,5 (Gew.-%). Das entstehende „Gestein“, ein *Alkalifeldspat-Rhyolith* enthält Kalifeldspat-Einsprenglinge in einer Grundmasse aus Kalifeldspat + Tridymit. In SiO_2 -reicheren Schmelzzusammensetzungen, z. B. Y mit 50 % SiO_2 kommt das inkongruente Schmelzen von Kalifeldspat nicht mehr zum Tragen. Jetzt scheidet sich sofort Kalifeldspat aus, zu dem am eutektischen Punkt Tridymit hinzutritt. Die Kristallisation der Schmelze Z mit 70 % SiO_2 erfolgt ganz analog zum System Nephelin- SiO_2 (Abb. 16.10, Schmelze X).

Das inkongruente Schmelzen von Kalifeldspat ist petrogenetisch sehr wichtig. Bei gravitativer *Fraktionierung* von Leucit aus den Schmelzen V, W oder X oder bei unvollständiger Umwandlung $\text{Leucit} \rightarrow \text{Kalifeldspat}$ verschiebt sich die Zusammensetzung in Richtung SiO_2 , also auf das Eutektikum zu. Daher können sich SiO_2 -untersättigte, Leucit-normative Schmelzen, wie z. B. V, zu SiO_2 -übersättigten Schmelzen entwickeln (aber nicht umgekehrt!), was im System Nephelin- SiO_2 unmöglich ist. Während das offene Maximum in diesem System eine thermische Barriere darstellt, ist das bei einem verdeckten Maximum nicht der Fall.

Im wasserfreien System bleibt das inkongruente Schmelzen von Kalifeldspat erhalten, bis bei ca. 19 kbar und 1445 °C der Tripelpunkt Kalifeldspat-Leucit-Schmelze erreicht ist und das Leucitfeld im P-T-Diagramm verschwindet (Lindsley 1966). Demgegenüber konnte schon Goranson (1938) zeigen, dass im System Leucit- SiO_2 - H_2O Kalifeldspat schon ab $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2,6$ kbar kongruent schmilzt, demnach also als thermische Barriere wirkt. Dieses Beispiel zeigt wieder eindrucksvoll, welche wichtige Rolle das Wasser für die magmatische Entwicklung spielt.

Abb. 16.12.

Das (pseudo-)binäre System Albit $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ –Kalifeldspat KAlSi_3O_8 mit Mischkristall-Bildung und Mischungslücke bei Drücken von $P = 1$ bar, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kbar und $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kbar. $L =$ Schmelze, $V = \text{H}_2\text{O}$ -Dampf (vapour). Erläuterungen im Text. (Bowen u. Tuttle 1950; Morse 1970)



Zweistoffsystem Albit–Kalifeldspat

Bekanntlich zeigen die Alkalifeldspäte bei hohen Temperaturen eine lückenlose Mischkristallbildung zwischen den Endgliedern Albit $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (Ab) und Kalifeldspat $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (Or), während es bei Abkühlung zur Entmischung von Albit in Kalifeldspat (Perthit) bzw. von Kalifeldspat in Albit (Antiperthit) kommt (Abb. 9.50, 9.51, S. 167). Wir lernen hier einen neuen Typ von Zweistoffsystem kennen, der durch ein *Schmelzminimum* und eine *Mischungslücke (Solvus)* gekennzeichnet ist. Experimentelle Untersuchungen im System Ab–Or bei $P = 1$ bar und Ab–Or– H_2O bei unterschiedlichen H_2O -Drücken (Bowen und Tuttle 1950; Morse 1970) haben gezeigt, dass sich mit steigendem H_2O -Druck das Feld der lückenlosen Mischkristallreihe der Alkalifeldspäte (Akf_{ss}) immer mehr verkleinert und schließlich ganz verschwindet (Abb. 16.12).

Wie wir gesehen haben, schmilzt Albit durchweg kongruent, d. h. er geht bei einer vom Druck abhängigen Temperatur in eine gleich zusammengesetzte Schmelze über (Abb. 16.10). Demgegenüber schmilzt Kalifeldspat bei H_2O -Drücken unterhalb 2,6 kbar inkongruent zu Leucit und einer gegenüber der Kalifeldspat-Zusammensetzung SiO_2 -reicheren Schmelze (Abb. 16.11). Diese Tatsache kommt natürlich auch im System Ab–Or zum Tragen. So existiert bei $P = 1$ bar ein ausgedehntes Feld zwischen $\text{Or}_{100}\text{Ab}_0$ und $\text{Or}_{50}\text{Ab}_{50}$ (jeweils Gew.-%), in dem Leucit (Lct) die Liquidusphase bildet. Erst im Bereich zwischen $\text{Or}_{50}\text{Ab}_{50}$ und dem Schmelzminimum bei $\text{Or}_{36}\text{Ab}_{64}$ und 1063°C tritt ein Or-haltiger Akf-Mischkristall (Or_{ss}) als Liquidusphase auf, links des Minimums scheidet sich ein Ab-reicher Akf_{ss} (Ab_{ss}) aus der Schmelze (L) aus. Zwischen den Feldern $\text{Lct} + \text{L}$ und $\text{Or}_{ss} + \text{L}$ schaltet sich ein Feld ein, in dem wegen der peritektischen Reaktion $\text{Leucit} + \text{SiO}_2$ -reiche Schmelze = Kalifeldspat $_{ss}$ alle drei Phasen miteinander koexistieren (Abb. 16.12a).

Die Kurven, die dieses Feld begrenzen, sind univariant; denn man kann entweder die Temperatur oder die Zusammensetzung von Schmelze oder von Alkalifeldspat frei wählen. Nach der Phasenregel $F = C - Ph + 2 = 2 - 3 + 2 = 1$ bleibt jedoch kein Freiheitsgrad mehr übrig, wenn man den Druck konstant hält. Deshalb ist das System bei $P = 1$ und $P_{\text{H}_2\text{O}} < 2,6$ bar kein echtes Zweistoffsystem, sondern stellt einen pseudobinären Schnitt durch das Dreistoffsystem Ne – Lct – SiO_2 dar.

Bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kbar sind entsprechend der Clausius-Clapeyron'schen Gleichung

$$\frac{dT}{dP} = \frac{T(V_1 - V_s - V_g)}{L_p} \tag{16.2b}$$

die Liquidus- und Soliduskurven und das Schmelzminimum zu erheblich niedrigeren Temperaturen hin verschoben. Das Feld der primären Leucit-Ausscheidung ist fast ganz verschwunden; dadurch werden die Verhältnisse sehr viel einfacher (Abb. 16.12b). Kühlen wir unter Gleichgewichtsbedingungen eine Ausgangsschmelze X der Zusammensetzung $\text{Or}_{80}\text{Ab}_{20}$ ab, so wird bei ca. 940°C die Liquiduskurve erreicht und es scheidet sich nahezu reiner Or aus. Bei weiterer Abkühlung reagiert dieser Akf_{ss} mit der Schmelze; beide werden Ab-reicher, bis Or_{ss} bei ca. 830°C die Zusammensetzung der Ausgangsschmelze, also $\text{Or}_{80}\text{Ab}_{20}$ erreicht und der letzte Schmelztropfen die Zusammensetzung $\text{Or}_{45}\text{Ab}_{55}$ hat. Bei weiterer Abkühlung im *Subsolidus-Bereich* bleibt der Akf-Mischkristall $\text{Or}_{80}\text{Ab}_{20}$ erhalten; denn erst bei Temperaturen $< 500^\circ\text{C}$ wird die Flanke des Solvus erreicht.

Anders liegen die Verhältnisse, wenn wir eine Ab-reichere Ausgangsschmelze, z. B. Y ($\text{Ab}_{45}\text{Or}_{55}$) abkühlen. Bei etwa 860°C kristallisiert an der Liquiduskurve ein Or_{ss} mit $\text{Or}_{88}\text{Ab}_{12}$ aus, der bei weiterer Abkühlung durch Reaktion mit der Schmelze Ab-reicher wird. Die Kristallisation ist beendet, wenn Or_{ss} die Zusammensetzung der Aus-

gangsschmelze Y ($\text{Ab}_{45}\text{Or}_{55}$) erreicht hat: Die letzte Schmelzzusammensetzung von etwa $\text{Or}_{32}\text{Ab}_{68}$ entspricht nahezu dem Schmelzminimum bei etwa 770 °C. Wichtig ist, dass bei *fraktionierter Kristallisation* von Or_{ss} zwar Albit-reiche, aber keine reine Albit-Schmelze entstehen kann; denn die Kristallisationsabfolge muss immer am Schmelzminimum enden. Analoge Verhältnisse ergeben sich, wenn wir eine Albit-reiche Schmelze Z ($\text{Or}_{10}\text{Ab}_{90}$) entweder unter Gleichgewichtsbedingungen oder fraktioniert kristallisieren lassen. Kühlen wir im *Subsolidus-Bereich* den Akf_{ss} der Zusammensetzung Y $\text{Ab}_{45}\text{Or}_{55}$ weiter ab, so erreicht man bei etwa 660 °C den Solvus und es kommt zur perthitischen Entmischung von Ab_{ss} . Bei weiterer Temperaturerniedrigung wird – Gleichgewichtseinstellung vorausgesetzt – der Or_{ss} -Wirt immer Or-reicher, der entmischte Ab_{ss} immer Ab-reicher (s. auch Abb. 9.51, S. 167).

Das Mengenverhältnis der koexistierenden Akf-Phasen lässt sich über die *Hebelregel* berechnen: Bei 600 °C ist das Verhältnis der Strecken $aY : Yb = 80 : 20$; es koexistiert also 80 % Or_{ss} der Zusammensetzung $\text{Or}_{69}\text{Ab}_{31}$ mit 20 % Ab_{ss} ($\text{Or}_{20}\text{Ab}_{80}$).

Wie der Vergleich zwischen Abb. 16.11a und 16.11b zeigt, wird das Feld, in dem ein einheitlicher Alkalifeldspat-Mischkristall existieren kann, mit zunehmendem H_2O -Druck immer kleiner, weil die Soliduskurven absinken und der Solvus ansteigt.

Bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ kbar}$ ist es zum Schnitt von Soliduskurve und Solvus gekommen und es gibt keine lückenlose Mischkristallreihe Ab-Or mehr; aus dem Schmelzminimum ist ein Eutektikum geworden (Abb. 16.12c). Kühlen wir unter Gleichgewichtsbedingungen eine Schmelze X der Zusammensetzung $\text{Or}_{80}\text{Ab}_{20}$ ab, so wird bei ca. 850 °C die Liquiduskurve erreicht und es scheidet sich fast reiner Or_{ss} aus. Dieser wird bei weiterer Abkühlung durch Reaktion mit der Schmelze immer Ab-reicher, bis der Or_{ss} bei 725 °C die Zusammensetzung der Ausgangsschmelze X erreicht hat. Der letzte Schmelztropfen besitzt mit ca. $\text{Or}_{32}\text{Ab}_{68}$ noch nicht ganz die eutektische Zusammensetzung von ca. $\text{Or}_{28}\text{Ab}_{72}$. Diese könnte nur erreicht werden, wenn die Ausgangsschmelze X unter Abtrennung von Or_{ss} *fraktioniert* kristallisiert. Kühlt man den Mischkristall $\text{Or}_{80}\text{Ab}_{20}$ im Subsolidus-Bereich weiter ab, so wird bei ca. 585 °C der Solvus erreicht und die perthitische Entmischung von Ab_{ss} beginnt (s. oben). Aus einer Ab-reicheren Schmelze Y ($\text{Or}_{40}\text{Ab}_{60}$) würde bei ca. 755 °C der erste Or_{ss} mit der Zusammensetzung $\text{Or}_{88}\text{Ab}_{12}$ auskristallisieren. Bei der eutektischen Temperatur von 703 °C hätte er durch Reaktion mit der Schmelze – Gleichgewichtseinstellung vorausgesetzt – die Zusammensetzung $\text{Or}_{72}\text{Ab}_{28}$ erreicht. Es ist daher noch Schmelze der eutektischen Zusammensetzung $\text{Or}_{35}\text{Ab}_{65}$ übrig, die jetzt zu einem Gemenge aus $\text{Ab}_{ss} + \text{Or}_{ss}$ kristallisiert. Die Zusammensetzung dieser beiden Mischkristalle ändert sich bei weiterer Abkühlung entlang der Flanken des Solvus. So koexistieren bei 600 °C etwa 54 %

Ab_{ss} ($\text{Or}_8\text{Ab}_{92}$) mit 46 % Or_{ss} ($\text{Or}_{78}\text{Ab}_{22}$), vorausgesetzt das Gleichgewicht hat sich eingestellt. Für die Kristallisation von Ausgangsschmelzen, deren Zusammensetzung links vom Eutektikum liegen, z. B. Z ($\text{Or}_{15}\text{Ab}_{85}$), gelten analoge Kristallisationspfade.

Der in Abb. 16.12c dargestellte Systemtyp stellt einen allgemeineren Fall dar, aus dem sich 1. das System mit lückenloser Mischkristallbildung wie Albit–Anorthit (Abb. 16.4) und 2. das einfache eutektische System wie Diopsid–Anorthit (Abb. 16.2) als Spezialfälle ableiten lassen: Im Fall 1 wird die eine Liquidus-Solidus-„Zigarre“ immer größer, bis die kleinere „Zigarre“ und der Solvus ganz verschwinden. Im Fall 2 wandern die gekrümmten Anteile der Soliduskurven und die Flanken des Solvus immer mehr nach außen, bis sie mit den Ordinaten zusammenfallen; d. h. es findet überhaupt keine Mischkristallbildung mehr statt.

Aus den experimentellen Ergebnissen lassen sich für die Natur wichtige Befunde ableiten:

1. In vulkanischen Gesteinen hat Leucit einen weiten Bildungsbereich; bei rascher Abkühlung kann die peritektische Reaktion ausbleiben und Leucit metastabil erhalten bleiben.
2. Homogene Mischkristalle von Alkalifeldspat sind in vulkanischen Gesteinen verbreiteter als in ihren Plutonit-Äquivalenten.
3. Granite und Syenite, die nur *einen* – entweder homogenen oder perthitisch entmischten – Alkalifeldspat enthalten, sind bei relativ hohen Temperaturen und niedrigen H_2O -Drücken kristallisiert. Sie werden als *Hypersolvus*-Granite bzw. -Syenite bezeichnet (Tuttle und Bowen 1958).
4. *Subsolvus*-Granite und -Syenite, die primär Ab-reichen Plagioklas neben Alkalifeldspat enthalten, wurden bei erhöhten H_2O -Drücken gebildet.

Dreistoffsystem Nephelin–Kalsilit– SiO_2

Dieses System, das bei $P = 1 \text{ bar}$ von Bowen (1937) und Schairer (1950) experimentell bearbeitet wurde, ist für das Differentiationsverhalten von hellen Magmentypen von großem Interesse (Abb. 16.13). Die Verbindungslinie Ab–Or teilt das System

- in einen SiO_2 -übersättigten Teil SiO_2 –Ab–Or, das *Granitsystem*, durch das man die Kristallisationsabfolge von Rhyolithen, Graniten, Quarztrachyten und Quarzsyeniten modellieren kann, und
- einen SiO_2 -untersättigten Teil Ab–Or–Ks–Ne, der die Kristallisation von Phonolithen und Nephelinsyeniten beschreibt.

Wir kennen bereits die flankierenden Zweistoffsysteme Ne– SiO_2 (Abb. 16.10), Lct– SiO_2 (Abb. 16.11) und den pseudobinären Schnitt Ab–Or (Abb. 16.12a). Zwischen

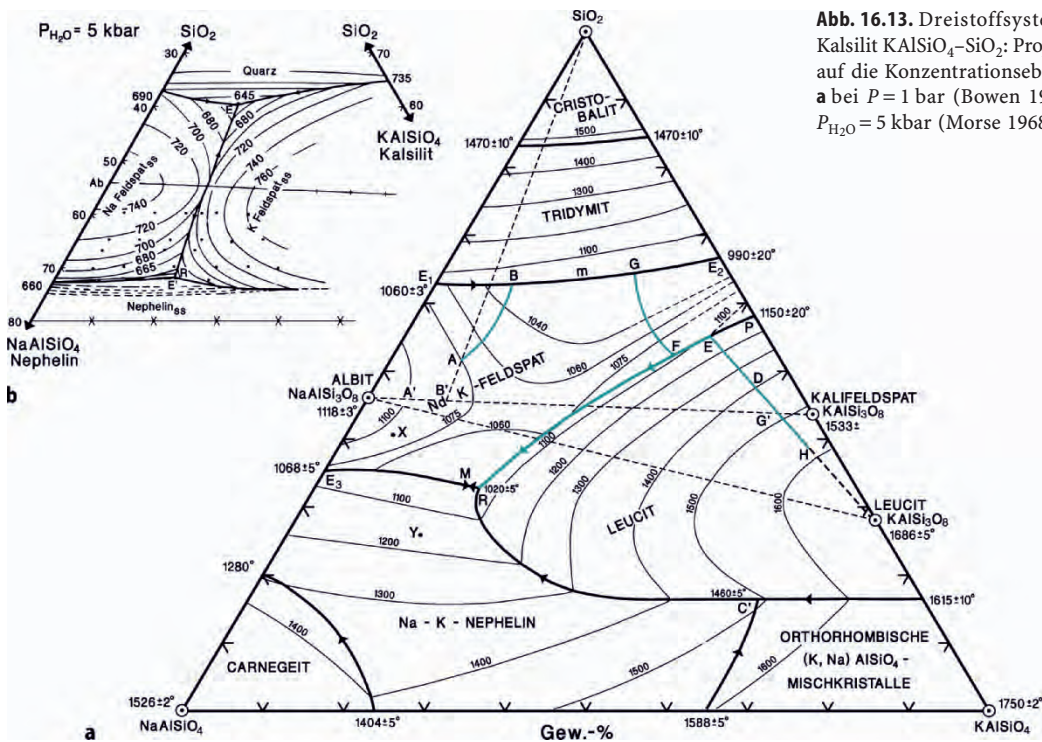


Abb. 16.13. Dreistoffsystem Nephelin $\text{NaAlSi}_3\text{O}_4$ -Kalsilit KAlSiO_4 - SiO_2 : Projektion der Liquidusfläche auf die Konzentrationsebene. Erläuterung im Text. **a** bei $P = 1$ bar (Bowen 1937; Schairer 1950); **b** bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kbar (Morse 1968)

den Komponenten $\text{NaAlSi}_3\text{O}_4$ (Ne) und KAlSiO_4 (Kalsilit, Ks) bestehen bei hohen Temperaturen Mischkristallreihen, von denen uns nur die (Na,K)-Nephelin-Mischkristalle (Ne_{ss}) interessieren.

Wir betrachten wiederum die Projektion der Liquidusfläche auf die Konzentrationsebene, wobei die „Topographie“ an den eingetragenen Isothermen erkennbar ist (Abb. 16.13a). Die beiden Eutektika E_1 (1060°C) zwischen Tridymit und Albit und E_2 (990°C) zwischen Tridymit und Kalifeldspat sind durch eine kotektische Linie verbunden, die ein ternäres Schmelzminimum (m) besitzt. An dieser Linie koexistieren Tridymit, Alkalifeldspat-Mischkristalle und SiO_2 -übersättigte Schmelze. Vom Eutektikum E_3 (1068°C) zwischen Nephelin und Albit geht ebenfalls eine kotektische Linie aus, an der Akf_{ss} mit Ne_{ss} und Schmelze im Gleichgewicht stehen. Sie besitzt ein weiteres ternäres Schmelzminimum (M) und trifft sich im invarianten Punkt R bei 1020°C mit einer weiteren kotektischen Linie, an der Ne_{ss} mit Lct und Schmelze koexistiert. Darüber hinaus geht von Punkt R eine Reaktionskurve (Peritektikale) aus, an der Leucit mit Schmelze unter Bildung von Alkalifeldspat_{ss} reagiert; diese trifft auf den peritektischen Punkt P im flankierenden Zweistoffsystem Lct- SiO_2 . Ausgehend vom Maximum im Zweistoffsystem Ne-SiO₂ bildet die Verbindungslinie Ab-Or eine thermische Barriere, deren Wirkung allerdings durch das inkongruente Schmelzen von Kalifeldspat beeinträchtigt wird.

Wir wollen die Kristallisationsverläufe einiger Schmelzen rekonstruieren (Abb. 16.13a).

Zusammensetzung A. Beim Abkühlen auf die Liquidusfläche scheidet eine Schmelze A zunächst einen Ab_{ss} der Zusammensetzung A' aus. Bei weiterer Abkühlung folgt die Zusammensetzung der Schmelze einer gekrümmten Kristallisationsbahn, die bei B auf die kotektische Linie E_1 - E_2 stößt. Hier scheiden sich Ab_{ss} und Tridymit gemeinsam aus, bis nahe beim Schmelzminimum (m) bei 1063°C die letzte Schmelze verbraucht ist. Das Endprodukt der Gleichgewichtskristallisation besteht aus etwa 15 % Trd und 85 % Ab_{ss} der Zusammensetzung B' ($\text{Or}_{23}\text{Ab}_{77}$), wie sich nach der Hebelregel berechnen lässt. Das entspräche einem Quarz-Albit-Trachyt. Bei *fraktionierter Kristallisation* von Ab_{ss} kann das ternäre Schmelzminimum m erreicht werden.

Zusammensetzung D. Die Zusammensetzung D liegt zwar ebenfalls im SiO_2 -übersättigten Teil des Konzentrationsdreiecks Ne-Ks-SiO₂, jedoch bereits im Leucitfeld. Daher kristallisiert aus Schmelze D an der Liquidusfläche zunächst Leucit aus. Bei weiterer Abkühlung ändert sich die Schmelzzusammensetzung infolge der Leucit-Ausscheidung entlang der geraden Linie D → E. Bei E setzt die peritektische Reaktion ein, bei der Lct mit der SiO_2 -übersättigten Schmelze zu Or_{ss} reagiert, wobei der Kristallisationspfad der Reaktionskurve P-R folgt. Bei F ist aller Leucit verbraucht und die Kristallisationsbahn verläuft nun entlang der gekrümmten Kurve von F nach G, wo die kotektische Linie E_1 - E_2 erreicht wird. Das Kristallisationsprodukt besteht nun aus ca. 9 % Trd und 81 % Or_{ss} der Zusammensetzung G' ($\text{Or}_{89}\text{Ab}_{11}$), entsprechend einem Quarz-Sandin-

Trachyt. Bei *fraktionierter Kristallisation* von Or_{ss} kann das ternäre Schmelzminimum (m) erreicht werden. Wird jedoch Leucit durch gravitative Fraktionierung oder als gepanzertes Relikt an der weiteren Reaktion mit der Schmelze gehindert, so verlässt die Kristallisationsbahn bei E oder zwischen E und F die Reaktionskurve und erreicht die kotektische Linie E_1-E_2 .

Zusammensetzung H. Auch die Zusammensetzung H liegt im Leucitfeld, aber nun im SiO_2 -untersättigten Teil des Dreistoffsystems. Somit scheidet sich beim Erreichen der Liquidusfläche ebenfalls Leucit aus, und bei weiterer Abkühlung verändert sich die Schmelzzusammensetzung unter kontinuierlicher Leucit-Ausscheidung entlang der geraden Linie $H \rightarrow D \rightarrow E$. Bei E kommt es zur Reaktion des Leucit mit der SiO_2 -übersättigten Schmelze unter Bildung von Or_{ss} . Der Kristallisationspfad folgt der Reaktionskurve P-R, bis der isobare Reaktionspunkt R erreicht ist, wo jetzt $Lct + L$ zu $Akf_{ss} + Ne_{ss}$ reagieren. Temperatur und Schmelzzusammensetzung bleiben konstant, bis die Schmelze verbraucht ist. Das gebildete „Gestein“ ist ein Leucitphonolith; die Zusammensetzung der koexistierenden Alkalifeldspat- und (Na,K)-Nephelin-Mischkristalle muss durch Analyse mit einer Elektronenstrahl-Mikrosonde bestimmt werden, die Schairer 1950 noch nicht zur Verfügung stand. Bei *Leucit-Fraktionierung* könnte die Schmelze einen Kristallisationspfad in den SiO_2 -übersättigten Teil des Systems, z. B. $F \rightarrow G$ verfolgen und die kotektische Linie zwischen E_2 und m erreichen.

Aus Schmelzen der Zusammensetzungen X und Y scheiden sich an der Liquidusfläche Ab_{ss} bzw. Ne_{ss} aus, deren Zusammensetzungen ganz auf der Na-reichen Seite liegen. Bei weiterer Abkühlung wird die kotektische Linie E_3-R erreicht, wo beide Mischkristalle unter laufender Änderung ihres Chemismus gemeinsam kristallisieren, bis das Schmelzminimum M erreicht ist. Das „Gestein“ ist ein Phonolith aus Ab_{ss} und Ne_{ss} , deren genaue Zusammensetzung wir nicht kennen.

Aus den experimentellen Ergebnissen im Dreistoffsystem Ne-Ks- SiO_2 bei $P = 1$ bar (Abb. 16.13a) oder bei H_2O -Drücken von $< 2,6$ kbar können wir folgendes lernen:

1. Unter Gleichgewichtsbedingungen können aus Magmen, deren Zusammensetzung unterhalb der Verbindungslinie Ab-Or liegt, keine quarzhaltigen, aus Magmen-Zusammensetzungen oberhalb dieser Linie keine foidhaltigen Magmatite entstehen.
2. Jedoch kann bei rascher Abkühlung von Magmen, deren Zusammensetzungen im Ausscheidungsfeld von Leucit liegen, dieser *metastabil* in einer SiO_2 -reichen Grundmasse erhalten bleiben, was in der Natur nicht selten beobachtet wird.
3. Pseudoleucit, ein Gemenge aus Nephelin und Alkalifeldspat, entsteht durch Reaktion bei Punkt R.

Bei **erhöhten H_2O -Drücken** im System Ne-Ks- SiO_2 - H_2O wird das Ausscheidungsfeld von Leucit immer mehr eingeschränkt und verschwindet ab 4 kbar ganz (Sood 1981). Dadurch wird die Rolle der Verbindungslinie Ab-Or als thermische Barriere immer stärker ausgeprägt. Bei $P_{H_2O} = 5$ kbar (Morse 1968) sind im SiO_2 -übersättigten und SiO_2 -untersättigten Teil des Systems anstelle der Minima je ein ternäres Eutektikum E (645 °C) und E' (638 °C) getreten. Diese sind durch eine kotektische Linie miteinander verbunden, die dort, wo sie die Linie Ab-Or kreuzt, ein Maximum hat (Abb. 16.13b). Es gibt vier wichtige Ausscheidungsfelder, in denen Quarz, Ab_{ss} , Or_{ss} und Ne_{ss} jeweils die Liquidusphasen bilden.

Auf der kotektischen Linie E-E' befindet sich nahe E' ein Reaktionspunkt R, an dem Analcim $Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$ nach der Reaktion $Ab_{ss} + L = Anl + Or_{ss}$ gebildet wird. Deshalb existiert zwischen den Ausscheidungsbereichen von Ab_{ss} und Ne_{ss} ein schmales Analcimfeld, so dass bei hohen H_2O -Drücken Ab_{ss} und Ne_{ss} nicht im Gleichgewicht koexistieren können.

16.2.3 Experimente zum Verhalten von Mafiten in basaltischen Magmen

Zweistoffsystem Forsterit-Fayalit

Wie wir gesehen haben, bilden die Olivine eine lückenlose Mischkristallreihe (Abb. 16.14), so dass sich der gleiche Systemtyp ergibt wie bei den Plagioklasen (Bowen u. Schairer 1935). Bei einem Druck von 1 bar liegt der Schmelzpunkt von Forsterit (Fo) bei 1 890 °C, von Fayalit (Fa) bei 1 205 °C. Aufgrund seines extrem hohen Schmelzpunkts ist Fo-reicher Olivin ein hochfeuerfestes Mineral, das große technische Bedeutung besitzt.

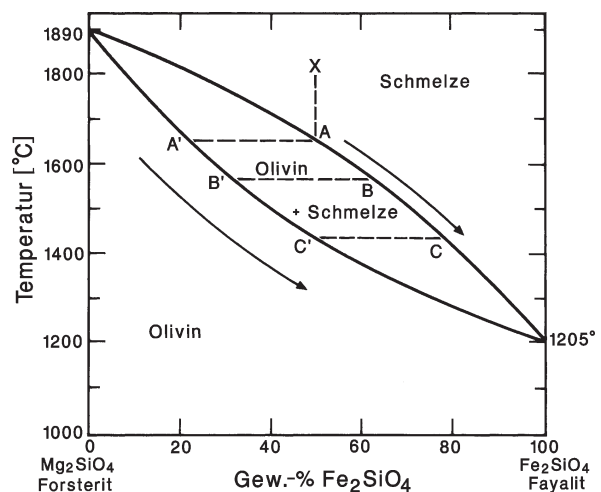


Abb. 16.14. Zweistoffsystem Forsterit Mg_2SiO_4 -Fayalit Fe_2SiO_4 mit lückenloser Mischkristall-Bildung bei $P = 1$ bar. (Nach Bowen u. Schairer 1935)

Kühlen wir eine Schmelze der Zusammensetzung X mit $\text{Fo}_{50}\text{Fa}_{50}$ (Abb. 16.14) auf rund 1650°C ab, so wird bei A die Liquiduskurve erreicht und es scheidet sich ein Fo-reicher Olivin-Mischkristall A' ($\text{Fo}_{80}\text{Fa}_{20}$) ab, entsprechend dem Schnittpunkt der horizontal verlaufenden Konode A-A' auf der Soliduskurve. Bei weiterer Abkühlung werden entsprechend der Pfeilrichtung sowohl die Mischkristalle als auch die jeweils verbleibende Schmelze immer reicher an der Fa-Komponente. Bei rund 1570°C z. B. wäre, unter der Voraussetzung, dass sich das thermodynamische Gleichgewicht laufend eingestellt hat, ein Mischkristall B' mit einer Schmelze B im Gleichgewicht. Bei 1440°C hat Olivin_{ss} die Zusammensetzung C' = $\text{Fo}_{50}\text{Fa}_{50}$ erlangt, die dem Ausgangs-Chemismus der Schmelze entspricht. Damit ist die Schmelze aufgebraucht; der letzte Schmelztropfen hat die Zusammensetzung C = $\text{Fo}_{22}\text{Fa}_{78}$.

Chemischer Zonarbau in Olivin-Einsprenglingen mit Mg-reichem Kern und Fe-reichem Saum ist in Vulkaniten sehr verbreitet, weil sich durch die schnelle Abkühlung des Magmas oft kein Gleichgewicht zwischen Kristallen und Schmelze einstellen kann. Dadurch bliebe im vorliegenden Beispiel auch unterhalb 1440°C – je nach dem Ausmaß des Ungleichgewichts – bei weiterer Abkühlung noch Schmelze erhalten, die noch Fa-reicher als Schmelze C wäre. Entsprechend würden die Fo-reichen Kerne von einem Olivinsaum umwachsen, der einen noch höheren Fa-Gehalt als $\text{Fo}_{50}\text{Fa}_{50}$ hat. Zu einer Verschiebung des Pauschalchemismus und zur Bildung Fa-reicher Restschmelzen kann es auch durch Absaigern der früh ausgeschiedenen Fo-reichen Olivine kommen. Dieser experimentelle Befund ist von großer petrologischer Bedeutung. Er erklärt beispielsweise das Auftreten von Fayalit-führenden Ferrogabbros und Granophyren, die in Layered Intrusions, z. B. in der Skaergaard-Intrusion (Ost-Grönland) aus Fe-reichen Restmagmen kristallisiert sind (z. B. Wager u. Brown 1968). Manche Basalte enthalten als Zwickelfüllung zwischen den früher ausgeschiedenen Mineralen Letztkristallite von fast reinem Fayalit.

Zweistoffsystem Forsterit– SiO_2

Ähnlich wie im System Leucit– SiO_2 (Abb. 16.11) besteht zwischen den Komponenten Mg_2SiO_4 (Fo) und SiO_2 eine *stöchiometrische Verbindung*: Enstatit $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (bzw. dessen Hochtemperaturmodifikation Protoenstatit). Dieser schmilzt bei niedrigen Drücken ebenfalls *inkongruent* unter Bildung von Forsterit und einer SiO_2 -übersättigten Schmelze (Bowen u. Anderson 1914; Bowen 1928).

Kühlen wir bei $P = 1$ bar eine SiO_2 -untersättigte Schmelze W ab, so wird bei ca. 1670°C die Liquiduskurve erreicht und es scheidet sich so lange Forsterit aus, bis der peritektische Punkt P bei 1557°C erreicht ist (Abb. 16.15). Jetzt setzt die Reaktion



ein, wobei – Gleichgewicht vorausgesetzt – die gesamte Schmelze verbraucht wird. Das entstehende „Gestein“ besteht aus Forsterit + Protoenstatit. Auch aus Schmelze X mit der Zusammensetzung $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ kristallisiert zunächst Forsterit aus, der aber bei P vollständig zu Enstatit reagiert, wenn das Gleichgewicht eingestellt wird. Das Gleiche gilt für die SiO_2 -übersättigte Schmelze Y; doch bleibt jetzt bei der Reaktion von Forsterit zu Protoenstatit noch eine SiO_2 -reichere Restschmelze übrig, die sich unter Ausscheidung von Enstatit bis zum eutektischen Punkt E (1543°C) entwickelt, wo es zur gemeinsamen Kristallisation von Protoenstatit + Cristobalit kommt. Demgegenüber scheidet Schmelze Z gar keinen Forsterit sondern sofort Protoenstatit aus, bis das Eutektikum E erreicht wird.

Bei Drücken von $>2,6$ kbar im H_2O -freien System schmilzt Enstatit kongruent (Boyd et al. 1964). Demgegenüber bleibt im System Forsterit– SiO_2 – H_2O das inkongruente Schmelzen von Enstatit bis zu hohen H_2O -Drücken erhalten (Kushiro u. Yoder 1969). Die Verhältnisse liegen also genau umgekehrt wie im System Leucit– SiO_2 ($-\text{H}_2\text{O}$).

Natürliche Basalt-Magmen enthalten im Vergleich zu den Schmelzen W, X, Y und Z noch Plagioklas- und Diopsid-Komponente, wodurch die jeweiligen Liquidus-Temperaturen drastisch gesenkt werden. Auch der Einbau von Fe^{2+} in die beiden koexistierenden Mineralphasen Forsterit und Enstatit erniedrigt alle Temperaturen des Kristallisations- bzw. Reaktionsbereichs beträchtlich, wie z. B. das Zweistoffsystem Forsterit–Fayalit

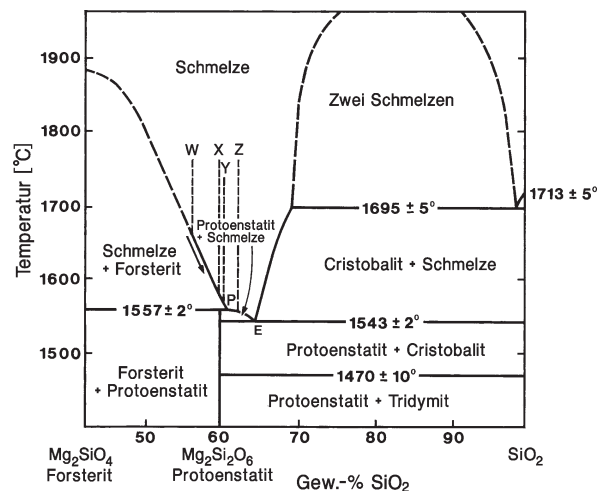


Abb. 16.15. Zweistoffsystem Forsterit Mg_2SiO_4 – SiO_2 mit der stöchiometrischen Verbindung Enstatit $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Erläuterungen im Text. (Aus Bowen 1928)

(Abb. 16.14) zeigt. Die so modifizierten Schmelzen könnten als Modell für Olivintholeiit- (W), Tholeiit- (X) und Quarztholeiit-Magmen (Y, Z) dienen. Zur *Fraktionierung* von Olivin kann es kommen, wenn dieser in der Schmelze gravitativ absaugert oder als „gepanzertes Relikt“ vor vollständige Reaktion zu Protoenstatit geschützt und dadurch aus dem System entfernt wird. Dann kann ein SiO₂-untersättigtes Olivintholeiit-Magma zu einem SiO₂-übersättigten Quarztholeiit-Magma differenzieren (aber nicht umgekehrt).

Von Greig (1927) wurde im SiO₂-reichen Teil des Systems Forsterit-SiO₂ die liquide Entmischung von zwei Silikatschmelzen experimentell nachgewiesen, zu der es bei einer Temperatur von >1695 °C, d. h. knapp unterhalb des Schmelzpunkts von Cristobalit kommt (Abb. 16.5). Dieser Befund ist jedoch für natürliche Bedingungen ohne Bedeutung und daher nur von theoretischem Interesse.

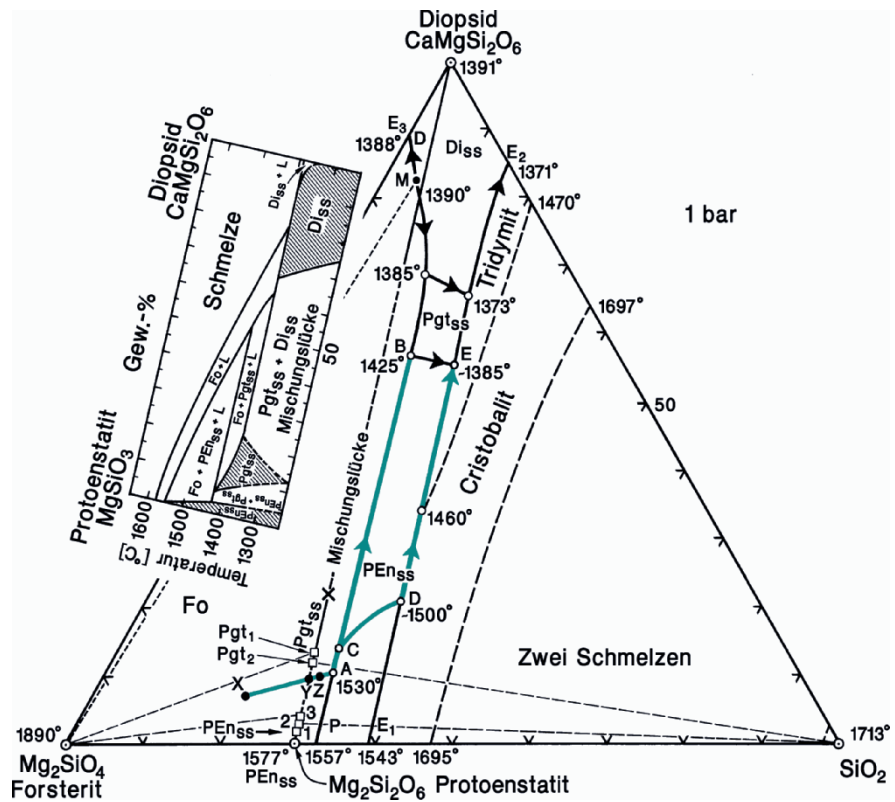
Dreistoffsystem Diopsid-Forsterit-SiO₂

Dieses komplexe System, das bereits von Bowen (1914), später von Boyd u. Schairer (1964) und Kushiro (1972) bei P = 1 bar experimentell bearbeitet wurde, dient als Modellsystem für die Ausscheidungsbeziehungen der dunklen Gemengteile in einer tholeiitischen Schmelze. Obwohl es dem Anfänger häufig Verständnisschwierigkeiten bereitet, soll es wegen seiner großen petrologischen Bedeutung hier besprochen werden.

Wie beim Dreistoffsystem Di-An-Ab (Abb. 16.7) betrachten wir die Projektion der Liquidusfläche auf die Konzentrationssebene Di-Fo-SiO₂ bei konstantem Druck von 1 bar.

Wesentliche Grundlage bildet das flankierende Zweistoffsystem Forsterit-SiO₂, das wir soeben kennengelernt haben, mit dem *Peritektikum* P bei 1557 °C und dem *Eutektikum* E₁ bei 1543 °C (Abb. 16.15). Die flankierenden Zweistoffsysteme Diopsid-SiO₂ und Forsterit-Diopsid sind eutektisch; die *Eutektika* E₂ bei 1371 °C und E₃ bei 1388 °C liegen in der Nähe der Diopsid-Ecke (Abb. 16.16). E₁ und E₂ werden durch eine *kotektische Linie* verbunden, an der Cristobalit (Crs) bzw. Tridymit (Trd) jeweils mit Mischkristallen von Protoenstatit (PE_{ss}), Pigeonit (Pgt_{ss}) oder Diopsid (Di_{ss}) sowie Schmelze koexistieren. Eine weitere kotektische Linie, an der Fo, Di_{ss} und Schmelze miteinander im Gleichgewicht stehen, geht vom Eutektikum E₃ aus, überschreitet ein flaches offenes Maximum bei 1390 °C und endet bei 1385 °C. Hier stößt sie mit einer *Reaktionskurve* zusammen, die vom peritektischen Punkt P ausgeht. An ihr koexistieren nacheinander PE_{ss} und Pgt_{ss} mit Fo und Schmelze (L). Die Felder von PE_{ss} und Pgt_{ss} werden ebenfalls durch eine Reaktionskurve getrennt, während zwischen Pgt_{ss} und Di_{ss} eine kotektische Linie verläuft. An diesen univarianten Kurven stehen jeweils 2 dieser Pyroxen-Mischkristalle miteinander sowie mit Schmelze im Gleichgewicht. Analog zum Zwei-

Abb. 16.16. Dreistoffsystem Diopsid CaMgSi₂O₆- Forsterit Mg₂SiO₄- SiO₂ bei P = 1 bar. Projektion der Liquidusfläche auf die Konzentrationssebene. Eingezeichnet sind die Kristallisationsbahnen (farbig) von Schmelzen der Ausgangszusammensetzungen X, Y und Z unter Gleichgewichtsbedingungen. Erläuterungen im Text. Die Mischkristalle PE₁, PE₂ und PE₃ sind mit 1, 2, 3 markiert. Einsatz: Pseudobinärer Schnitt Mg₂Si₂O₆ (En)-CaMgSi₂O₆ (Di) mit den Liquidus- und Soliduskurven sowie den Mischungslücken zwischen unterschiedlichen Pyroxenphasen. (Nach Kushiro 1972)



stoffsystem Fo–SiO₂ (Abb. 16.15) erkennt man also auch im Dreistoffsystem Fo–Di–SiO₂ die drei Ausscheidungsfelder von Fo, PEn (und den anderen Pyroxen-Mischkristallen) und Crs bzw. Trd sowie das Feld der liquiden Entmischung. Unterbrechungen in der Verbindungslinie PEn–Di deuten zwei Mischungslücken in den Pyroxen-Zusammensetzungen an, die man dem pseudobinären Schnitt PEn–Di entnehmen kann (Abb. 16.16, Einsatz). Weiterhin erkennt man in Abb. 16.16, dass – entsprechend dem verdeckten Maximum im binären System Fo–SiO₂ (Abb. 16.15) – das ausgedehnte primäre Ausscheidungsfeld des Forsterits fast die gesamte pseudobinäre Verbindungslinie PEn–Di der Pyroxen-Zusammensetzungen überdeckt. Lediglich die Di-reichen Cpx-Mischkristalle nahe der Di-Ecke schmelzen kongruent.

Der pseudobinäre Schnitt En–Di (Abb. 16.16, Einsatz) zeigt, dass bei Liquidus-Temperaturen PEn_{ss}, Pgt_{ss} und Di_{ss} mit Fo und Schmelze im Gleichgewicht stehen, während im Subsolidus-Bereich die Pyroxen-Mischkristalle PEn_{ss} + Pgt_{ss} sowie Pgt_{ss} + Di_{ss} miteinander koexistieren. Mit sinkender Temperatur erweitern sich die beiden Mischungslücken, wodurch das Stabilitätsfeld von Pgt_{ss} auskeilt. An einem invarianten Reaktionspunkt bei etwa 1235 °C zerfällt der letzte Pgt_{ss} (mit etwa 13 % Di-Komponente) in PEn_{ss} und Di_{ss}. Ab 1100 °C beginnt sich PEn_{ss} unter Reaktion mit Di_{ss} in Di-reicheren Orthoenstatit (OEn_{ss}) umzuwandeln; es gibt zwei Koexistenzfelder PEn_{ss} + OEn_{ss} und OEn_{ss} + Di_{ss}, bis bei 985 °C reiner PEn in OEn übergegangen ist (in Abb. 16.16, Einsatz nicht mehr dargestellt). Durch die experimentell bestimmten Phasenbeziehungen im pseudobinären Schnitt En–Di erklären sich die weit verbreiteten Entmischungen von Klinopyroxen in Orthopyroxen und umgekehrt (Abb. 11.6a, S. 202); das gilt insbesondere für den *inverted pigeonite*, einen Pigeonit mit Entmischungslamellen von Augit. Es sei allerdings darauf hingewiesen, dass nach neueren Experimenten von Longhi u. Boudreau (1980) bereits zwischen 1445 °C und 1385 °C Orthoenstatit als zusätzliche Phase auftritt, dann aber wieder verschwindet. Dadurch werden die Verhältnisse noch etwas komplizierter, ohne dass sich die grundsätzliche Aussage des Systems ändert. Wir stützen uns daher auf die Ergebnisse von Kushiro (1972).

Kühlt man eine Schmelze X der Zusammensetzung 80 % Fo + 5 % Di + 15 % SiO₂, die im primären Ausscheidungsfeld des Forsterits liegt (Abb. 16.16), bis zur Temperatur der Liquidusfläche ab, so ändert sich ihre Zusammensetzung unter fortwährender Ausscheidung von Fo entlang der Kristallisationsbahn X → A. Bei A wird die Reaktionskurve zwischen den Ausscheidungsfeldern von Fo und Pyroxen erreicht und die peritektische Reaktion von Fo mit SiO₂-übersättigter Schmelze zu PEn_{ss} setzt ein. Dem pseudobinären Schnitt (Abb. 16.16, Einsatz) kann man entnehmen, dass eine Schmelze A mit etwa 10 % Di-Komponente mit einem fast Di-freien PEn₁ koexistiert. Bei weiterer Abkühlung geht die Reaktion Fo + L = PEn_{ss} weiter, wobei sich die Schmelze entlang der Reaktionskurve entwickelt und immer Di-reicher wird; auch PEn_{ss} wird etwas Di-reicher. Beim invarianten Punkt B (ca. 1425 °C) kristallisiert bei konstanter Temperatur Pgt_{ss} neben PEn_{ss} aus, bis die Schmelze aufgebraucht ist. Das entstehende „Gestein“ besteht aus dem

restlichen Forsterit sowie den beiden Pyroxen-Mischkristallen PEn₃ und Pgt₁.

Kühlen wir eine Ausgangsschmelze Y ab, die auf der Verbindungslinie PEn–Di liegt, so scheidet sich bei Erreichen der Liquidusfläche wiederum zuerst Forsterit aus und die Zusammensetzung der Schmelze ändert sich kontinuierlich bis A, wo die Reaktion Fo + L = PEn_{ss} einsetzt. Bei weiterer Abkühlung entwickelt sich die Schmelzzusammensetzung wieder entlang der Reaktionskurve von A nach B, wo – im Unterschied zur Kristallisationsabfolge der Schmelze X – nicht nur alle Schmelze sondern auch aller Forsterit aufgebraucht ist. Das Kristallisationsprodukt besteht schließlich nur aus zwei verschiedenen Pyroxenen PEn₃ und Pgt₁.

Nun wählen wir noch eine Ausgangsschmelze Z, die bereits rechts der Verbindungslinie Di–PEn, aber noch innerhalb des primären Ausscheidungsfeldes von Forsterit liegt. Die anfänglichen Schritte der Kristallisation und die Änderung der Schmelzzusammensetzung stimmen mit beiden Ausgangszusammensetzungen X und Y überein. Nur ist in diesem Fall der abgeschiedene Forsterit früher aufgebraucht als die Schmelze. Das ist bei etwa 1530 °C (Punkt C in Abb. 16.16) der Fall. Mit weiterer Abkühlung verlässt deshalb der Kristallisationspfad die peritektische Reaktionskurve, quert das Feld des Protoenstatits entlang C → D und erreicht bei ca. 1500 °C die kotektische Linie, an der PEn_{ss}, Cristobalit und Schmelze koexistieren. Mit weiterer Abkühlung scheidet sich daher PEn_{ss}, der kontinuierlich Di-reicher wird, gemeinsam mit Cristobalit bzw. bei niedriger Temperatur mit Tridymit aus. Wenn die Zusammensetzung der Schmelze Punkt E (ca. 1385 °C) erreicht hat, kristallisiert Pigeonit neben Protoenstatit und Tridymit aus, bis die Schmelze aufgebraucht ist. Das zuletzt vorliegende Kristallaggregat besteht aus den Phasen PEn₂, Pgt₂ und Tridymit (und wahrscheinlich einem Rest von Cristobalit, der sich nur träge in Tridymit umwandelt).

Wir haben bei unseren Betrachtungen über das System Di–Fo–SiO₂ bislang die Einstellung eines thermodynamischen Gleichgewichts vorausgesetzt. In der Natur ist das häufig nicht oder nur unvollkommen der Fall. Stellt sich das Gleichgewicht *nicht* ein, so weichen die Kristallisationsbahnen mehr oder weniger von den dargelegten idealisierten Bedingungen ab. Ungleichgewichte können in der Natur dadurch entstehen, dass die ausgeschiedenen Forsteritkristalle aus einem oder mehreren der folgenden Gründe nicht mit der Schmelze reagieren konnten:

- Die Forsteritkristalle werden von der verbleibenden Schmelze gravitativ getrennt oder die Schmelze wird aus dem bestehenden Kristallbrei ausgepresst.
- Ein dicker Reaktionssaum von Pyroxen infolge von zu geringer Diffusionsgeschwindigkeit schützt den verbleibenden Forsterit-Kern vor einer weiteren Reaktion mit der umgebenden Schmelze.

- Auch die zonare Verwachsung von drei verschiedenen Pyroxenarten in einem Tholeiitbasalt des Vogelsberges mit der Ausscheidungsfolge Orthopyroxen (Enstatit-Hypersthen) → Pigeonit → diopsidischer Augit (Abb. 16.17) kann auf mangelnde Einstellung des Gleichgewichts durch schnelle Abkühlung der betreffenden Lava erklärt werden und lässt sich durch das Dreistoffsystem Fo-Di-SiO₂ gut verstehen.

Bei fehlender Einstellung des Gleichgewichts und ohne jede Aufzehrung des zuerst ausgeschiedenen Forsterits würde bei allen drei Ausgangsschmelzen X, Y und Z der Kristallisationspfad bereits ab Punkt A in einer leicht gekrümmten Kurve unter Ausscheidung von PE_{ss} das Protoenstatit-Feld queren, bis die kotektische Linie erreicht ist. Die Schmelzzusammensetzung ändert sich nun entlang dieser Grenzkurve, wobei nacheinander $PE_{ss} + Crs$, $PE_{ss} + Trd$, $Pgt_{ss} + Trd$, und $Di_{ss} + Trd$ gemeinsam kristallisieren, bis bei 1371 °C der eutektische Punkt E₂ erreicht ist (Abb. 16.16). Fraktionierung von Olivin kann also von einer SiO₂-untersättigten Schmelze X zu einer SiO₂-übersättigten Restschmelze eutektischer Zusammensetzung E₂ führen. In Übereinstimmung mit diesem Modell enthalten Tholeiite in ihrer Grundmasse häufig SiO₂-reiches Glas oder Quarz-Plagioklas-Verwachsungen; diese sind aus einer sauren Restschmelze kristallisiert, die durch weitgehende Fraktionierung von mafischen Gemengteilen, z. B. Olivin entstanden ist.

16.3 Das Reaktionsprinzip von Bowen

Die experimentellen Untersuchungen in vereinfachten Modellsystemen haben gezeigt, dass silikatische Schmelzen nur selten in Form einfacher Eutektika kristallisieren. Vielmehr spielen die *Reaktionsbeziehungen* zwischen früh ausgeschiedenen Kristallen und der verbliebenen Restschmelze eine wichtige Rolle, die sich auch in natürlichen Gesteinen sehr häufig unmittelbar beobachten lassen. Dabei endet der Kristallisationspfad oft nicht erst an einem binären oder ternären Eutektikum, sondern irgendwo auf einer kotektischen Linie. Wie der amerikanische Petrologe N.L. Bowen als erster erkannt hatte, lässt sich die Entwicklung magmatischer Serien auf diesem Wege mindestens in Grundzügen erklären. Bowen (1928) hat die Ausscheidungsfolge bei der Kristallisation eines basischen (etwa olivinbasaltischen) Magmas unter der Bezeichnung *Reaktionsprinzip* zusammengefasst; dabei unterscheidet er grundsätzlich zwei Arten von Reaktionsserien (Abb. 16.19):

- diskontinuierliche Reaktionsserien und
- kontinuierliche Reaktionsserien

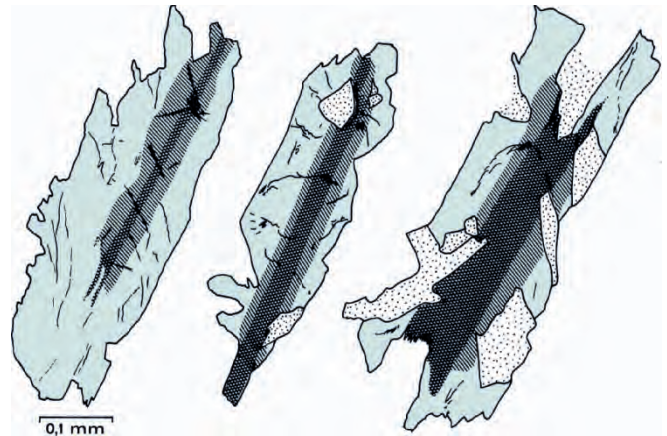


Abb. 16.17. Zonare Verwachsungen von Orthopyroxen (Enstatit-Hypersthen), Pigeonit und diopsidischem Augit als Einsprenglinge in Tholeiitbasalt des Vogelsbergs. *Kreuzschraffur:* Orthopyroxen; *Einfachschraffur:* Pigeonit; *hellschattiert:* Augit; *punktiert:* Plagioklas. (Nach Ernst u. Schorer 1969)

Diskontinuierliche Reaktionsserien (Abb. 16.19). Sie werden von *Reaktionspaaren* gebildet, bei denen eine früh ausgeschiedene Mineralart mit der Restschmelze unter Bildung einer neuen Mineralart reagiert. Solche Reaktionen vollziehen sich in Abhängigkeit vom Druck bei einer bestimmten Temperatur, dem Peritektikum oder – bei Mischkristallen – entlang einer Reaktionskurve über ein begrenztes Temperaturintervall hinweg. Ein wichtiges Beispiel ist die peritektische Reaktion Forsterit + Schmelze → Enstatit (Abb. 16.15, 16.16). Werden die Forsteritkristalle von der Schmelze getrennt, kann diese Reaktion nicht vollständig ablaufen, so dass sich die Zusammensetzung der Schmelze mit fallender Temperatur zum Eutektikum hin verschiebt. Ein solcher Prozess der fraktionierten Kristallisation führt zur Anreicherung von SiO₂ und zur Verarmung an MgO in der verbliebenen Restschmelze. Da die beiden Mischkristalle Olivin und Orthopyroxen bei höheren Temperaturen zunächst bevorzugt Mg²⁺ gegenüber Fe²⁺ einbauen, kommt es in der natürlichen Restschmelze außerdem zu einer Anreicherung von Fe²⁺ gegenüber Mg²⁺, was zu einem typischen Tholeiit-Trend im AFM-Dreieck führt (Abb. 15.3, S. 248).

Die folgenden Schritte innerhalb der diskontinuierlichen Reaktionsreihe (Mg,Fe)- und Ca-(Mg,Fe) Pyroxen → Hornblende und Hornblende → Biotit sind viel komplizierter, da diese Reaktionen die Aufnahme von Wasser einschließen und der Partialdruck (bzw. die Fugazität) von H₂O eine zunehmende Rolle spielt. Daneben ändert sich die Schmelzzusammensetzung unter zunehmender Anreicherung der Alkalien und von Fe gegenüber Mg. Naturbeobachtungen und experimentelle Daten lassen keinen Zweifel aufkommen, dass auch diese später ausgeschiedenen Minerale im Wesentlichen den diskontinuierlichen Reaktionen entsprechend dem Bowen-Schema unterliegen.

Kontinuierliche Reaktionsserien (Abb. 16.19). Sie entstehen durch die Reaktion von früh ausgeschiedenen *Mischkristallen* mit der Schmelze. Dabei werden kontinuierlich neue Mischkristalle der *gleichen* Mineralart so lange gebildet, bis die Schmelze aufgebraucht ist. Wichtigstes Beispiel ist die Mischkristallreihe der Plagioklase (Abb. 16.4, S. 259) als Hauptvertreter der felsischen Minerale in basischen und intermediären Magmen. Ihre Entwicklung findet – druckabhängig – innerhalb eines ausgedehnten Temperaturbereichs statt. Mit fallender Temperatur wird die Schmelze, die mit den sich ausscheidenden Plagioklas-Mischkristallen im Gleichgewicht steht, immer reicher an Ab- und ärmer an An-Komponente. Bei chemischem Ungleichgewicht bilden sich Plagioklaskristalle mit Zonarbau, wobei der Kern An-reicher, die Außenzonen Ab-reicher sind, allerdings häufig mit sog. Rekurrenzen (alternierender Zonarbau: Abb. 16.5). Bei Entfernung von An-reichen Plagioklas-Mischkristallen aus der Schmelze wird die Restschmelze gegenüber der Ausgangsschmelzzusammensetzung an Na_2O und SiO_2 angereichert, an CaO und Al_2O_3 dagegen verarmt (Anorthit: $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$, Albit: $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$). K_2O reichert sich ebenfalls in der Restschmelze an und wird bei der Bildung von Biotit und Alkalifeldspäten verbraucht. Im Unterschied zu den Plagioklasen gibt es bei den *Alkalifeldspäten*, die bei der Kristallisation von sauren Magmen eine zunehmend bedeutende Rolle spielen, zwei Entwicklungsreihen, die von Or-reichen oder Ab-reichen Zusammensetzungen ausgehen und sich im Schmelz-Minimum treffen (Abb. 16.12, 16.13).

Bei den mafischen Gemengteilen stellt man mit sinkender Temperatur eine zunehmende Tendenz zur Anreicherung von Fe^{2+} auf Kosten von Mg fest. Ein wichtiges Beispiel ist die Mischkristallreihe der *Olivine* (Abb. 16.14), bei der sich – ausgehend von fast reinem Fo_{ss} – durch Reaktion mit der Schmelze kontinuierlich immer Fa-reichere Mischkristalle bilden. Bei fraktionierter Kristallisation von Fo-reichem Olivin kann schließlich eine fast reine Fayalit-Schmelze gebildet werden. Naturbeobachtungen, insbesondere in Layered Intrusions zeigen, dass bei der Kristallisation basaltischer Magmen die Mischkristallreihen der *Pyroxene* sich gleichsinnig von Mg- zu Fe-reicheren Gliedern entwickeln:

- diopsidischer Augit → Augit → hedenbergitischer Augit,
- Enstatit → Bronzit sowie Mg-reicherer → Fe-reicherer Pigeonit (Abb. 16.18).

In der vorliegenden Darstellung des Bowen-Schemas (Abb. 16.19) fallen die Temperaturen von oben nach unten. Genaue Temperaturwerte können selbstverständlich nicht angegeben werden, da die natürlichen Magmen einen viel komplexeren Chemismus haben als die vereinfachten Modellsysteme. Jedoch bringt das Schema zum Ausdruck, dass sich bei fallender Temperatur je ein Vertreter der diskontinuierlichen neben einem solchen der kontinuierlichen Rei-

he ausscheidet. So hatte schon der deutsche Petrograph Harry Rosenbusch (1882) mikroskopisch beobachtet, dass in natürlichen Magmatiten neben Olivin und Pyroxen ein An-reicher Plagioklas (Bytownit-Labradorit), dagegen zusammen neben Hornblende und Biotit ein Ab-reicherer Plagioklas (Andesin-Oligoklas) kristallisiert und das im Sinne einer Ausscheidungsfolge interpretiert (Rosenbusch-Regel). Allerdings sind später häufig Ausnahmen von dieser Regel beobachtet worden, so kommen in Andesiten und Daciten auch relativ An-reiche Plagioklase neben Amphibolen und Biotit vor. Ob die Erstausscheidung mit einem mafischen oder einem felsischen Mineral beginnt, hängt wesentlich von der Ausgangszusammensetzung der Schmelze ab, wie das am Beispiel des Dreistoffsystems Di–An–Ab gezeigt wurde (Abb. 16.7, 16.8, S. 261f).

Die Mineralfolge der diskontinuierlichen Reaktionsreihen zeigt mit der Temperaturerniedrigung eine zunehmende Polymerisation der $[(\text{Si},\text{Al})\text{O}_4]$ -Tetraeder vom Inselsilikat Olivin über die Ketten- und Doppelkettensilikate Pyroxen und Hornblende zum Schichtsilikat Biotit.

Wie Bowen (1928) zeigen konnte, lassen sich einige wichtige Magmentypen durch Kristallisationsdifferentiation eines basaltischen Magmas erklären. Dabei sind die Reaktionsbeziehungen innerhalb der Reaktionsreihen Olivin → Biotit und Bytownit → Albit sowie zwischen den ausgeschiedenen Mineralen und den Restschmelzen von Bedeutung. Schematisch lässt sich der Differentiationsverlauf nach folgendem Prinzip erläutern (Abb. 16.20):

Bei Abkühlung eines basaltischen Magmas kristallisieren als Hauptminerale zuerst Olivin und Bytownit aus, wodurch sich die Zusammensetzung der verbleibenden Restschmelze in Richtung → Andesit ändert. Nun sind zwei Fälle denkbar:

1. Gleichgewichtskristallisation:

Die ausgeschiedenen Kristalle bleiben im Kontakt mit der Schmelze und reagieren mit dieser unter Bildung von

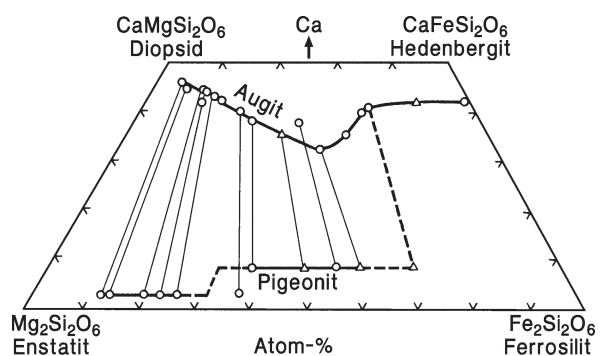


Abb. 16.18. Kristallisationstrends von Ca-reichen Pyroxenen (Augite) und Ca-armen Pyroxenen (Orthopyroxene, Pigeonite) in der Layered Intrusion des Busvelds, Südafrika. Pyroxen-Zusammensetzungen nach chemischen Analysen (*Kreis*), nach optischen und/oder röntgenographischen Bestimmungen (*Dreieck*). (Nach Atkins 1969)

Orthopyroxen, Pigeonit und Augit (Abb. 16.16) sowie Labradorit (Abb. 16.4). Bei vollständiger Reaktion kann die gesamte Schmelze verbraucht werden: Es entsteht ein Basalt oder – bei höherem Druck – ein Gabbro.

2. Fraktionierte Kristallisation:

Die ausgeschiedenen Kristalle werden von der Schmelze getrennt. Solange noch nicht viele Kristalle abgeschieden und die heiße Schmelze noch wenig viskos ist, dürfte das am ehesten gravitativ durch Aufschwimmen der Bytownit- und Absaigern der Olivin-Kristalle geschehen, während bei größerem Kristallanteil die Restschmelze durch Filterpressung aus einem Olivin-Kumulat heraus gedrückt würde. Bei mangelnder Rührwirkung wegen zu geringer Konvektion in der Magmenkammer kann sich Olivin auch mit einem Reaktionsaum von Pyroxen, Bytownit mit Ab-reicheren Rändern umgeben und so als gepanzerte Relikte vor weiterer Aufzehrung geschützt werden. Nun liegt eine andesitische Restschmelze vor, die entweder zu einem Andesit (oder Diorit) auskristallisieren kann oder einer weiteren Fraktionierung unterworfen wird. Dabei dürfte der wesentliche Trennmechanismus in der Filterpressung liegen. Im Zuge der fraktionierten Kristallisation nehmen die Gehalte an SiO₂, Na₂O und K₂O in der Schmelze allmählich immer stärker zu. Es entstehen Restschmelzen, aus denen Rhyolithe oder Granite kristallisieren können. Mengenmäßig ergibt sich gegenüber der ursprünglichen Basalt-Schmelze nur

relativ wenig Rhyolith-Schmelze als Restdifferentiat. Da Olivin, Pyroxen und die Feldspäte keine (OH)-Gruppen einbauen, werden bei der fraktionierten Kristallisation auch H₂O (und andere leichtflüchtige Komponenten) in den Restschmelzen immer stärker angereichert. Schließlich können sich hydrothermale Lösungen bilden, aus denen sich z. B. Zeolithe ausscheiden.

Somit ist klar, dass in der Tat andesitische, rhyolithische und trachytische Restschmelzen durch Kristallisationsdifferentiation eines Basalt-Magmas erklärt werden können. Es wäre jedoch ein Fehler anzunehmen, dass das immer oder auch nur in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle so sein muss. Hiergegen spricht bereits das Zurücktreten von Basalten oder Gabbros in vielen Andesit-Dacit-Rhyolith- bzw. Tonalit-Granodiorit-Granit-Assoziationen. Auch der enorm große Anteil von granitisch-granodioritischem Material am Aufbau der oberen kontinentalen Erdkruste schließt eine Fraktionierung von basaltischen Magmen als wesentlichen Bildungsmechanismus aus. Andererseits gibt das Bowen'sche Reaktionsprinzip eine gute qualitative Erklärung für das gemeinsame Vorkommen bestimmter Minerale wie Olivin-Labrador, Andesin-Hornblende, Oligoklas-Kalifeldspat-Quarz-Biotit. Es hilft weiterhin, das Verhalten von Nebengestein bei der Assimilation durch Magmen besser zu verstehen: Infolge inkongruenten Schmelzens gilt dann z. B. die diskontinuierliche Reaktionsserie in um-

Abb. 16.19. Die Reaktionsserien nach Bowen

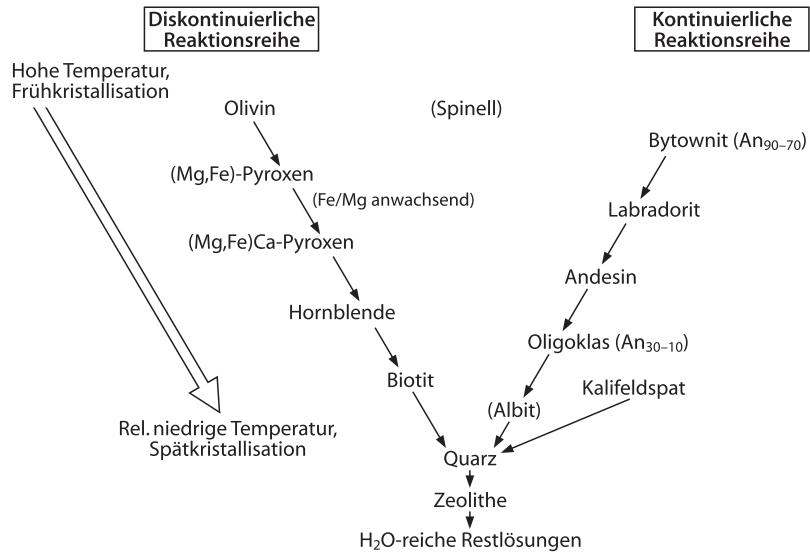
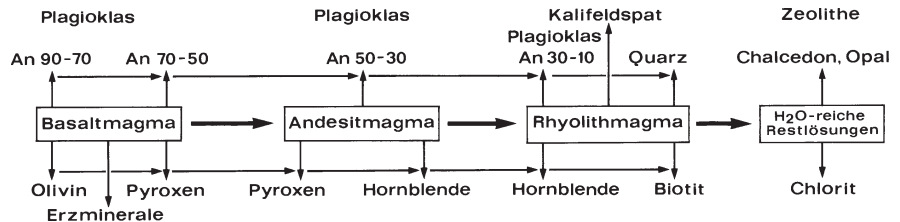


Abb. 16.20. Das Schema der magmatischen Differentiation eines tholeiitischen Magmas in Verbindung mit den Reaktionsserien von Bowen



gekehrter Reihenfolge. Mögliche Reaktionsreihen hängen von der Zusammensetzung des Stamm-Magmas, vom P - T -Bereich der Kristallisation sowie vom Gehalt an H_2O und anderen leichtflüchtigen Komponenten ab. Gegenüber den komplexen Prozessen in der Natur stellt jede Reaktionsreihe eine starke Vereinfachung dar.

16.4

16.4 Das Basalt-Tetraeder von Yoder und Tilley (1962)

Wie wir gesehen haben, lässt sich der Differentiationsverlauf eines basaltischen Magmas recht gut anhand des Modellsystems Di–An–Ab (Abb. 16.6–16.8) verstehen. Dieses System gibt jedoch keine Antwort auf die wichtige Frage nach der Entstehung SiO_2 -übersättigter und SiO_2 -untersättigter basischer Magmen. Hierfür müssen als zusätzliche Komponenten noch Forsterit, Nephelin und SiO_2 berücksichtigt werden, so dass wir es mit einem Fünfstoff-System Fo–Di–An–Ne–Qz zu tun hätten. Vereinfachend können wir zunächst die Komponente An vernachlässigen und kommen so zum Vierstoff-System Fo–Di–Ne–Qz, dem vereinfachten Basalt-Tetraeder nach Yoder u. Tilley (1962; Abb. 16.21). Auf der Kante Ne–Qtz tritt als binäre Verbindung Albit (Ab) auf, der im entsprechenden Zweistoffsystem ein Temperaturmaximum bildet (Abb. 16.10, S. 264), während die Verbindung Enstatit (En) auf der Linie Fo–Qtz durch inkongruentes Schmelzen gekennzeichnet ist (Abb. 16.15, 16.16). Alle wichtigen Zweistoff- und Dreistoffsysteme, die für die Kristallisation einer basaltischen Schmelze von Bedeutung sind und experimentell genau untersucht wurden, können in dieses Tetraeder eingeordnet werden.

Erweitert man das Vierstoff-System Fo–Di–Ne–Qtz um die Komponenten An und FeO, so erhält man bereits ein recht naturnahes, allerdings K_2O -freies Basaltsystem, in das man alle wichtigen basaltischen Gesteine mit Ausnahme der Leucit-führenden eintragen kann. Fo wird durch Olivin, En durch Opx (Enstatit-Hypersthen), Di durch Cpx (Augit) und Ab durch Plagioklas (Pl) ersetzt (Abb. 16.21). Für Ne können auch andere Feldspatoide, z. B. Nosean oder Hauyn eintreten.

Das Basalt-Tetraeder Fo–Di–Ne–Qz bzw. Ol–Cpx–Ne–Qz wird durch 2 Ebenen, nämlich die *Ebene der SiO_2 -Sättigung* Ab–Di–En und die *kritische Ebene der SiO_2 -Untersättigung* Ab–Di–Fo in drei Räume eingeteilt (Abb. 16.21):

- In den rechten Raum Cpx–Opx–Pl–Qz fallen die *Qz-normativen Tholeiite*,
- in den mittleren Raum Pl–Cpx–Opx–Ol die *Olivin-tholeiite*,
- in den linken Raum Cpx–Pl–Ol–Ne die *Ne-führenden Alkalibasalte* (Ne-Tephrite, Ne-Basanite und Nephelinite).

Wie wir aus den experimentellen Ergebnissen im Zweistoffsystem Fo– SiO_2 (Abb. 16.15) und im Dreistoffsystem

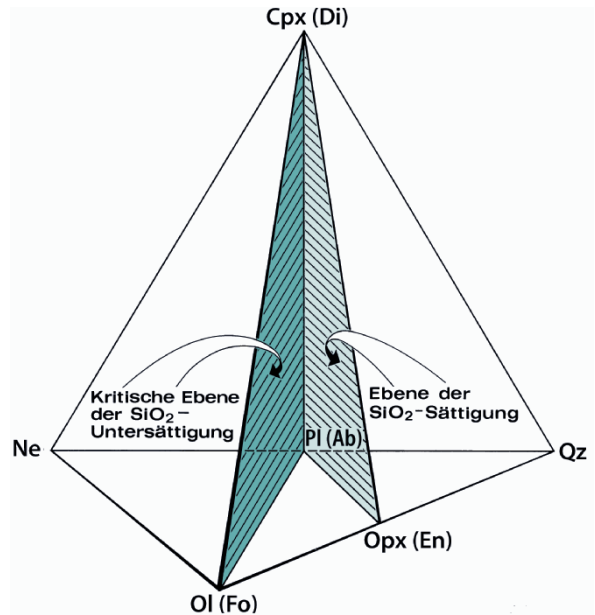


Abb. 16.21. Das Basalt-Tetraeder von Yoder u. Tilley (1962) in Form des erweiterten, Fe-haltigen Basaltsystems Klinopyroxen–Olivin–Nephelin–Quarz mit Plagioklas (Pl) anstelle von Ab, Orthopyroxen (Opx) anstelle von En und Klinopyroxen (Cpx) anstelle von Di

Di–Fo– SiO_2 (Abb. 16.16) wissen, ermöglicht das inkongruente Schmelzen von Enstatit, dass sich SiO_2 -untersättigte Magmen durch fraktionierte Kristallisation von Forsterit zu SiO_2 -übersättigten Magmen entwickeln können, wenn auch nicht umgekehrt. Die Ebene Ab–Di–En ist also in eine Richtung hin durchlässig. Das gilt auch für erhöhte H_2O -Drücke, während im H_2O -freien („trockenen“) System bei Drücken von $>2,6$ kbar Enstatit kongruent schmilzt und die Ebene Ab–Di–En dann eine thermische Schwelle darstellen würde. Im Zweistoffsystem Ne– SiO_2 bildet Albit ein Maximum (Abb. 16.10); das hat zur Folge, dass die Ebene Ab–Di–Fo als thermische Barriere zwischen den Ne-normativen Alkalibasalt-Magmen und den Ol- bis Qz-normativen Tholeiit-Magmen wirkt, die in keine Richtung hin durchlässig ist. Deswegen müssen bei fraktionierter Kristallisation, jedenfalls bei Drücken $<2,6$ kbar, getrennte Magmenreihen entstehen. Aus einem alkalibasaltischen Stamm-Magma kann sich daher durch fraktionierte Kristallisation von Nephelin und/oder Forsterit keine quarztholeiitische Restschmelze entwickeln, sondern nur nephelinitische, basanitische, tephritische oder phonolithische Teilmagmen. Umgekehrt entwickeln sich aus einem tholeiitischen Stamm-Magma nur andesitische, dacitische und rhyolithische Teilmagmen. Bei hohen Drücken, wie sie im Erdmantel realisiert sind, gelten diese Verhältnisse nicht mehr, weil Plagioklas instabil wird. So schmilzt im H_2O -freien System Anorthit oberhalb 10 kbar (= 1 GPa) inkongruent zu Korund und Schmelze, Albit oberhalb 32 kbar (= 3,2 GPa) zu Jadeit + Schmelze (Lindsley 1968); somit kann Ab nicht mehr als thermische Barriere wirken.

16.5 Gleichgewichtsschmelzen und fraktioniertes Schmelzen

Wie wir in Abschn. 15.2 (S. 249f) gezeigt hatten, entstehen Magmen durch partielle Aufschmelzung (Anatexis) von Gesteinen des Erdmantels und der unteren Erdkruste. Bevor wir diese Prozesse am Beispiel der Basalt- und Granit-Magmen (Kap. 17 und 18) eingehender behandeln, sollen einige grundsätzliche Gesichtspunkte beleuchtet werden. Auch hier kann man theoretisch zwei extreme Fälle unterscheiden, die in der Natur allerdings selten in reiner Form realisiert sein dürften:

- Gleichgewichtsschmelzen und
- fraktioniertes Schmelzen.

Gleichgewichtsschmelzen. Beim Gleichgewichtsschmelzen bleibt die gebildete Schmelze im Kontakt mit dem kristallinen Residuum, so dass sich beim fortschreitenden Schmelzvorgang jeweils ein chemisches Gleichgewicht zwischen Schmelze und Residuum einstellen kann. Ein einfaches Beispiel bietet das bereits behandelte Zweistoffsystem Ab–An (Abb. 16.4, S. 259). Beim Aufschmelzen eines Plagioklases C' der Zusammensetzung $An_{50}Ab_{50}$ bildet sich zunächst die Ab-reichere Schmelze C $An_{15}Ab_{85}$. Wenn diese bei weiterer Temperaturerhöhung im Kontakt mit dem Plagioklas verbleibt und mit diesem reagiert, verändert sich ihre Zusammensetzung kontinuierlich entlang der Liquiduskurve und wird immer Anreicherter. Der Schmelzvorgang ist beendet, wenn die Schmelze die Zusammensetzung $An_{50}Ab_{50}$ erreicht hat, die dem ursprünglichen Plagioklas-Chemismus entspricht. Das Gleichgewichtsschmelzen von Gesteinen verhält sich also spiegelbildlich zum Kristallisationsvorgang eines Magmas.

Fraktioniertes Schmelzen. Beim fraktionierten Schmelzen wird die gebildete Schmelze aus dem System entfernt, so dass sie nicht mit dem kristallinen Rest reagieren kann. Dabei verändert sich die Schmelzzusammensetzung nicht kontinuierlich, sondern stufenweise. Entwickelt sich z. B. beim Gleichgewichtsschmelzen eines Plagioklases C' $An_{50}Ab_{50}$ die Schmelzzusammensetzung C in Richtung B $An_{35}Ab_{65}$ und wird diese Schmelze aus dem System entfernt, so bleibt ein Residuum-Plagioklas B' $An_{72}Ab_{28}$ übrig. Dieser kann weiter aufschmelzen, bis die Schmelze eine Zusammensetzung von maximal $An_{72}Ab_{28}$ erreicht hat. Wir erzeugen also zwei Teilschmelzen der Zusammensetzung $An_{35}Ab_{65}$ und $An_{72}Ab_{28}$. Analoge Überlegungen gelten für andere Typen von Zweistoff- sowie für Dreistoff- und Mehrstoff-Systeme (Presnall 1969).

Wir wollen das anhand des H_2O -freien Dreistoffsystems Forsterit (Fo)–Diopsid (Di)–Pyrop (Prp) erläutern, das als Modellsystem für die Bildung von Basalt-

Magmen durch partielle Aufschmelzung von Granat-Peridotit im oberen Erdmantel dienen kann. Es wurde von Davis u. Schairer (1965) bei einem Druck von 40 kbar (= 4 GPa), entsprechend einer Tiefe im Erdmantel von ca. 130 km experimentell untersucht und von Yoder (1976) ausführlich diskutiert. Alle drei flankierenden Zweistoffsysteme sind eutektisch; es existieren daher 3 kotektische Linien, die sich in einem invarianten Punkt E_T treffen, an dem Fo, Di, Prp und Schmelze miteinander koexistieren. Er kann in erster Näherung als ternäres Eutektikum betrachtet werden (Abb. 16.22). Wir unterscheiden wieder die beiden Extremfälle:

Gleichgewichtsschmelzen. Heizen wir einen Granat-Peridotit der Zusammensetzung X auf, so bildet sich bei 1670 °C eine Erstschmelze der eutektischen Zusammensetzung E_T , die im Vergleich zum Ausgangsgestein stark an Fo verarmt ist. Bei weiterer Temperaturerhöhung und nach vollständiger Lösung des Di verändert sich die Schmelzzusammensetzung entlang der kotektischen Linie $E_T \rightarrow E_3$, bis bei A aller Pyrop in die Schmelze gegangen ist. (Punkt A ergibt sich aus dem ursprünglichen Di/Prp-Verhältnis im Ausgangsgestein.) Nur bei sehr starker Temperaturerhöhung kann sich das Schmelzen entlang dem Pfad $A \rightarrow X$ fortsetzen. Umgekehrt würde sich bei *fraktionierter Kristallisation* einer Schmelze X die Schmelz-Zusammensetzung kontinuierlich entlang dem Kristallisationspfad $X \rightarrow A \rightarrow E_T$ entwickeln.

Fraktioniertes Schmelzen. Werden wenige Prozent der eutektischen Erstschmelze E_T aus dem System entfernt, so bewegt sich die Zusammensetzung des kristallinen Residuums in Richtung X'. Bei fortgesetzter Wärmezufuhr

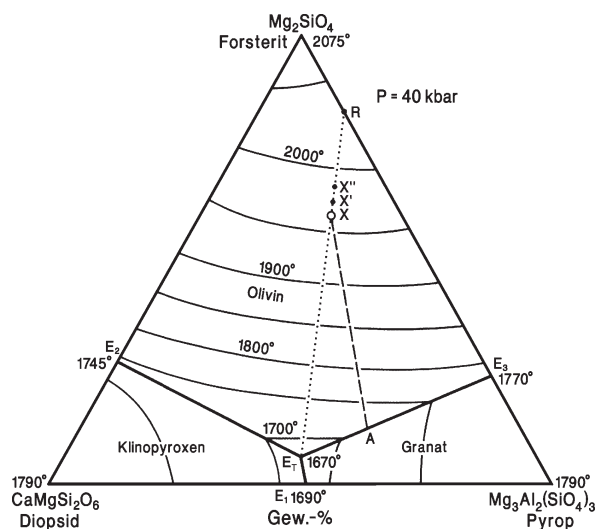


Abb. 16.22. Dreistoffsystem Forsterit (Mg_2SiO_4)–Diopsid ($CaMgSi_2O_6$)–Pyrop ($Mg_3Al_2(SiO_4)_3$) bei $P = 40$ kbar. Projektion der Liquidusfläche auf die Konzentrationsebene. (Nach Davis u. Schairer 1965 aus Yoder 1976)

bildet sich aus X' weiterhin eutektische Schmelze der Zusammensetzung E_T . Wenn wiederum geringe Anteile dieser Schmelze entfernt werden, verschiebt sich die Zusammensetzung des Residuums nach X'' , aus dem wieder eutektische Schmelze E_T entstehen kann. Temperatur und Schmelzzusammensetzung bleiben also konstant, bis im Residuum die Di-Komponente völlig aufgebraucht ist entsprechend der Zusammensetzung R im flankierenden Zweistoffsystem Fo–Prp. Jetzt kommt die Schmelzbildung bis auf Weiteres zum Erliegen. Erst wenn das Gestein auf 1770 °C aufgeheizt ist, entsteht eine neue Schmelze mit der Zusammensetzung des binären Eutektikums E_3 . Fraktioniertes Schmelzen führt also zu zwei Schmelzen unterschiedlicher Zusammensetzung E_T und E_3 .

Im Gleichgewichtsfall würde das vollständige Aufschmelzen des Granat-Peridotits X eine sehr hohe Temperatur von ca. 1960 °C erfordern; beim fraktionierten Schmelzen wären dafür >2000 °C nötig. Wegen des großen Temperaturintervalls zwischen Solidus- und Liquiduskurve (z. B. Abb. 14.4, S. 242) gilt ganz allgemein, dass Gesteine praktisch nie vollständig, sondern lediglich *partiell aufschmelzen*. Daraus folgt, dass die entstehenden Magmen eine andere Zusammensetzung aufweisen müssen als ihr Ausgangsgestein; d. h. nach Abtrennung der Schmelze bleibt ein Restgestein übrig. Dieses ist an *inkompatiblen Elementen* (Abb. 31.1, S. 552) wie K, Rb, Ba, Sr, P, Ti, Zr, U, Th, Nb und Zr verarmt, d. h. an solchen, die bevorzugt in die Schmelze gehen.

Weiterführende Literatur

- Morse SA (1980) Basalts and phase diagrams. Springer, New York Heidelberg Berlin
 Sood MK (1981) Modern igneous petrology. Wiley, New York
 Yoder HS (1976) Generation of basaltic magma. Nat Acad Sci, Washington/DC
 Yoder HS (ed) (1979) The evolution of igneous rocks. Princeton Univ Press, Princeton, New Jersey
 Yoder HS, Tilley CE (1962) Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J Petrol 3:342–532

Zitierte Literatur

- Atkins FB (1969) Pyroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa. J Petrol 10:222–249
 Boettcher AL, Burnham CW, Windom KE, Bohlen SR (1982) Liquids, glasses, and the melting of silicates to high pressures. J Geol 90:127–138
 Bowen NL (1913) The melting phenomena of plagioclase feldspars. Am J Sci 185:577–599
 Bowen NL (1914) The ternary system: Diopside–forsterite–silica. Am J Sci 188:207–264
 Bowen NL (1915) The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related magmas. Amer J Sci 190:161–185
 Bowen NL (1928) The evolution of igneous rocks. Dover Publ, New York (Nachdruck 1956)
 Bowen NL (1937) Recent high-temperature research and its significance in igneous geology. Am J Sci 233:1–21

- Bowen NL, Andersen O (1914) The binary system MgO–SiO₂. Am J Sci 187:487–500
 Bowen NL, Schairer JF (1935) The system MgO–FeO–SiO₂. Am J Sci 229:151–217
 Bowen NL, Tuttle OF (1950) The system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–H₂O. J Geol 58:489–511
 Boyd FR, England JL, Davis TC (1964) Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite, MgSiO₃. J Geophys Res 69:2101–2109
 Boyd FR, Schairer JF (1964) The system MgSiO₃–CaMgSi₂O₆. J Petrol 6:275–309
 Correns CW (1968) Einführung in die Mineralogie, 2. Aufl (Nachdruck 1981). Springer, Berlin Heidelberg New York
 Davis BTC, Schairer JF (1965) Melting relations in the join diopside–forsterite–pyrope at 40 kilobars and at one atmosphere. Carnegie Inst Washington Yearb 64:123–126
 Ernst TH, Schorer G (1969) Die Pyroxene des „Maintrapps“, einer Gruppe tholeiitischer Basalte des Vogelsberges. Neues Jahrb Mineral Monatsh 1969:108–130
 Goldsmith JR (1980) The melting and breakdown of plagioclase at high pressures and temperatures. Am Mineral 65:272–284
 Goranson RW (1938) Silicate–water systems: Phase equilibria in the NaAlSi₃O₈–H₂O and KAlSi₃O₈–H₂O systems at high temperatures and pressures. Am J Sci 235A:71–91
 Greig JW (1927) Immiscibility in silicate melts. Am J Sci 213:1–44, 133–154
 Greig JW, Barth TWF (1938) The system Na₂O·Al₂O₃·SiO₂ (nepheline, carnegieite) – Na₂O·Al₂O₃·6SiO₂. Am J Sci (5) 235A:93–112
 Kushiro I (1972) Determination of liquidus relations in synthetic silicate systems with electron probe analysis: The system forsterite–diopside–silica at 1 atmosphere. Am Mineral 57:1260–1271
 Kushiro I (1973) The system diopside–anorthite–albite: Determination of compositions of coexisting phases. Carnegie Inst Washington Yearb 72:502–507
 Kushiro I, Yoder HS (1969) Melting of forsterite and enstatite at high pressures under hydrous conditions. Carnegie Inst Wash Yearb 67:153–161
 Lindsley DH (1966) Melting relations of KAlSi₃O₈: Effects of pressure up to 40 kilobars. Am Mineral 51:1793–1799
 Lindsley DH (1968) Melting relations of plagioclase at high pressures. New York State Mus Sci Mem 18:39–46
 Longhi J, Boudreau AE (1980) The orthoenstatite liquidus field in the system forsterite–diopside–silica at one atmosphere. Am Mineral 65:563–573
 Morse SA (1968) Syenites. Carnegie Inst Washington Yearb 67:112–120
 Morse SA (1970) Alkali feldspars with water at 5 kb pressure. J Petrol 11:221–251
 Presnall DC (1969) The geometric analysis of partial fusion. Am J Sci 267:1178–1194
 Schairer JF (1950) The alkali feldspar join in the system NaAlSiO₄–KAlSiO₄–SiO₂. J Geol 58:512–517
 Schairer JF, Bowen NL (1947) Melting relations in the systems Na₂O–Al₂O₃–SiO₂ and K₂O–Al₂O₃–SiO₂. Am J Sci 245:193–204
 Schairer JF, Bowen NL (1955) The System K₂O–Al₂O₃–SiO₂. Am J Sci 253:681–746
 Smith JV, Brown WL (1988) Feldspar minerals, vol 1, 2nd edn. Springer, Berlin Heidelberg New York
 Tuttle OF, Bowen NL (1958) Origin of granite in the light of experimental data studies in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂–H₂O. Geol Soc America Mem 74:1–153
 Wager LR, Brown GM (1968) Layered igneous rocks. Freeman, San Francisco
 Yoder HS (1965) Diopside–anorthite–water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism. Carnegie Inst Wash Yearb 64:82–89
 Yoder HS (1968) Albite–anorthite–quartz–water at 5 kb. Carnegie Inst Wash Yearb 66:477–478

Die Herkunft des Basalts

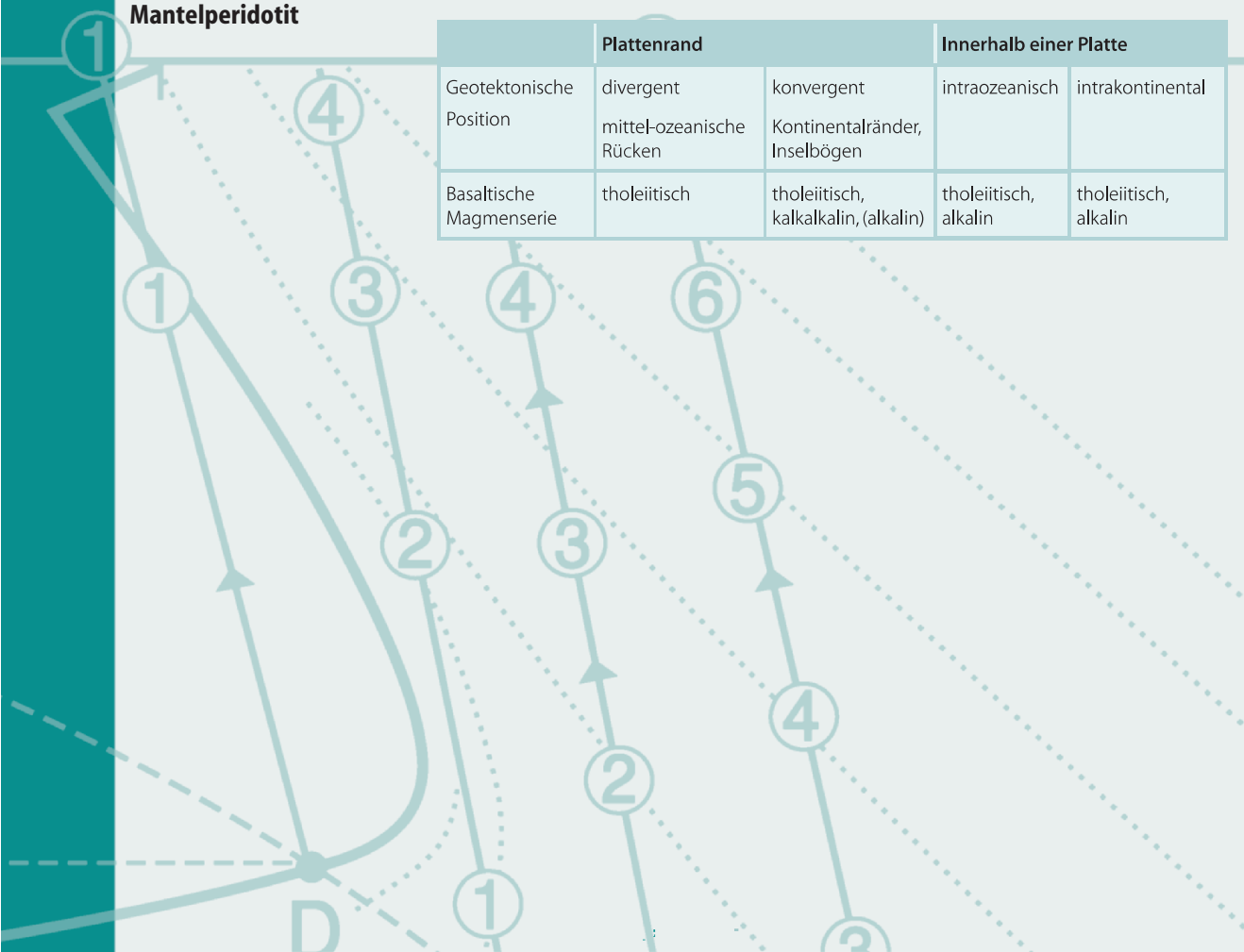
17.1 Basalte und Plattentektonik

17.2 Bildung von Basalt-Magmen durch partielles Schmelzen von Mantelperidotit

Basalte stellen die wichtigste Gruppe der vulkanischen Gesteine dar, die weltweit in großer Verbreitung auftreten. Bildung, Differentiation und Förderung basaltischer Magmen haben enge Beziehungen zur Plattentektonik (z. B. Pearce u. Cann 1973; Tabelle 17.1). Experimentelle Untersuchungen in vereinfachten Modellsystemen und an natürlichen Gesteinen haben viel dazu beigetragen, die Entstehung von Basalt-Magmen durch partielle Anatexis von Peridotit im Oberen Erdmantel besser zu verstehen.

Tabelle 17.1. Plattentektonische Stellung von Basalten

Geotektonische Position	Plattenrand		Innerhalb einer Platte	
	divergent mittel-ozeanische Rücken	konvergent Kontinentalränder, Inselbögen	intraozeanisch	intrakontinental
Basaltische Magmenserie	tholeiitisch	tholeiitisch, kalkalkalin, (alkalin)	tholeiitisch, alkalin	tholeiitisch, alkalin



17.1 Basalte und Plattentektonik

Basalte der mittelozeanischen Rücken. Basalte der mittelozeanischen Rücken (Mid-Ocean Ridge Basalts, MORB) sind an *divergente Plattenränder* gebunden, wobei sich die vulkanische Aktivität im Wesentlichen auf die innersten Talungen des Riftsystems beschränkt. Durch Sea-Floor Spreading wird die neugebildete ozeanische Kruste nach außen befördert, so dass die MOR-Basalte als Ozeanbodenbasalte (Ocean-Floor Basalt, OFB) große Teile der ozeanischen Kruste aufbauen. Es handelt sich überwiegend um Olivintholeiite, die durch sehr niedrige Gehalte an K und an inkompatiblen Spurenelementen (s. unten) wie Ba, Sr, P, U, Th und Zr ausgezeichnet sind (Low-K Tholeiite). In den Magmenkammern unter den mittelozeanischen Rücken kommt es zu Differentiationsprozessen durch fraktionierte Kristallisation, wobei z. B. Ferrobasalte oder sogar ozeanische Plagiogranite einerseits und Olivin-Pyroxenreiche Kumulate andererseits als Differentiationsprodukte entstehen. Allerdings werden diese Prozesse immer wieder durch Zufuhr von neuen Magmenschüben unterbrochen, die sich mit den älteren, fraktionierten Magmen mischen. Bei stärkerem Aufschmelzgrad im Erdmantel könnten auch primär *ultrabasische*, pikritbasaltische Magmen entstehen, die erst auf ihrem Weg nach oben in einer subvulkanischen Magmakammer zu olivintholeiitischem Magma differenzieren (s. Abschn. 17.2 und Kap. 16).

Basaltmagmen müssen also nicht in allen Fällen unveränderte Stamm-Magmen sein.

Basalte an konvergenten Plattenrändern. An konvergenten Plattenrändern werden die Basalte der ozeanischen Erdkruste zusammen mit ihrer dünnen Sedimentdecke bis weit in Mantelbereiche der hangenden kontinentalen Platte subduziert (Abb. 27.17, S. 489). Unter zunehmender Versenkung und Erwärmung unterliegt die subduzierte Platte zunächst einer prograden Metamorphose (Abb. 26.8, S. 458). Freiwerdendes H₂O erniedrigt die Solidus-Temperaturen des subduzierten Gesteinsmaterials, und es kommt in der subduzierten Platte oder in dem darüberliegenden Mantelkeil zur partiellen Aufschmelzung. Die gebildeten Magmen steigen in der kontinentalen Lithosphärenplatte auf und sammeln sich in subvulkanischen Magmenkammern. Auf ihrem Weg nach oben und in den Magmenkammern selbst kommt es zur Veränderung der Stamm-Magmen durch Magmenmischung, fraktionierte Kristallisation und Assimilation von Krustenmaterial (ACF-Prozesse, Abschn. 15.5, S. 253f). In den entstehenden *magmatischen Gebirgsbögen* und *Inselbögen* werden *Tholeiite* (*Volcanic Arc Tholeiites* VAT einschließlich *Inselbogen-Tholeiiten*,

Island Arc Tholeiites, IAT; Low-K-Tholeiites, LKT) bis *Kalkalkali-Basalte* (Calc-alkaline Basalt, CAB), seltener Alkalibasalte (sog. Shoshonite) gefördert; dazu treten als charakteristische Vulkanite in großer Verbreitung *Andesite* sowie Dacite und Rhyolithe auf. Der Vulkanismus, etwa an den Kontinentalrändern und in den Inselbögen um den Pazifischen Ozean – oft mit seismischer Aktivität verbunden – ist infolge der großen Gehalte an überkritischem H₂O und anderen Gasen in der geförderten Schmelze in hohem Grad explosiv. Das gilt natürlich besonders für SiO₂-reichere Schmelzen mit hoher Viskosität. In der Tiefe steckengebliebene Magmen mit gleicher Genese bilden Batholithe oder zahlreiche kleinere Plutone, die sich aus Tiefengesteins-Äquivalenten der Kalkalkali-Serie, im Wesentlichen aus Graniten, Granodioriten und Tonaliten, untergeordnet aus Dioriten und Gabbros, zusammensetzen.

Ozeanische und kontinentale Intraplatten-Basalte. Die Bildung von Basaltmagmen, die im Zuge des *ozeanischen* und *kontinentalen Intraplattenvulkanismus* gefördert werden, ist an aufsteigende Mantel-Plumes gebunden, die sich an der Erdoberfläche als sog. Hot Spots durchpausen. In diesen Plumes kommt es zum partiellen Aufschmelzen des Mantel-Peridotits, wobei die Zusammensetzung der gebildeten Stamm-Magmen von Druck und Temperatur am Aufschmelzort sowie vom (seinerseits *T*-abhängigen) Grad der Aufschmelzung gesteuert wird. Ein theoretisches Beispiel ist in Abb. 17.3 und Tabelle 17.2 gegeben.

- *Alkalibasalte der ozeanischen Inseln* (Ocean Island Alkaline Basalt, OIA-Basalt) treten zusammen mit Ocean-Island-Tholeiiten (OIT) auf. Sie zeigen eine große Variationsbreite bis hin zu stark alkalibetonen Zusammensetzungen mit Übergängen zu Nephelinit im letzten Stadium der Lavaförderungen. Die Basalte von Hawaii sind ein besonders gut untersuchtes Vorkommen (Abb. 15.3, S. 248).
- *Basalte der ozeanischen Plateaus* (ozeanische Flutbasalte) sind Intraplattenbasalte, die wahrscheinlich an riesige Mantel-Plumes (Super-Plumes) gebunden sind. In ihren geochemischen Charakteristika haben sie jedoch eher Ähnlichkeiten mit MORB.
- *Kontinentale Plateaubasalte* (Continental Flood Basalts, CFT) treten als mächtige Deckenergüsse *innerhalb* stabiler Kontinentalregionen auf (*kontinentale Intraplattenbasalte*). Sie werden von nur geringen Mengen von Alkalibasalt begleitet. Plateaubasalte sind reicher an K und an inkompatiblen Spurenelementen als MORB. Das gilt in verstärktem Maße für die *Alkalibasalte in kontinentalen Riftzonen*.

17.2 Bildung von Basalt-Magmen durch partielles Schmelzen von Mantelperidotit

17.2.1 Das Pyrolit-Modell

Als Muttergesteine von Basaltmagmen kommen Klinopyroxen-arme ultramafische Gesteine, wie Dunite oder Harzburgite, die vorwiegend aus Olivin und Orthopyroxen, d. h. im Wesentlichen aus SiO_2 , $(\text{Mg,Fe})\text{O}$ und wenig CaO bestehen, nicht in Frage. In ihnen wären chemische Komponenten, die für Basalte typisch sind, insbesondere Al_2O_3 und Na_2O , nicht oder nur in viel zu geringer Menge enthalten, und auch die CaO -Gehalte wären zu niedrig. Aus einer Fülle von Beobachtungen und Überlegungen erarbeiteten Green u. Ringwood (1967a) das *Pyrolit-Modell* (Abschn. 27.3.1, S. 486ff). Danach bestehen *fertile* (d. h., „fruchtbare“) Mantelgesteine chemisch aus 75 % Dunit + 25 % Basalt. Der Al_2O_3 -Gehalt dieser – zunächst einmal theoretisch konstruierten – Gesteine beträgt etwa 4 % und steckt in geringen Anteilen von Plagioklas, Spinell oder Pyrop-reichem Granat oder aber als Tschermak's Moleküle $\text{CaAl}^{[6]}[\text{Al}^{[4]}\text{SiO}_6]$ und $\text{MgAl}^{[6]}[\text{Al}^{[4]}\text{SiO}_6]$ im Pyroxen selbst. Green u. Ringwood (1967a) konnten experimentell zeigen, dass im Erdmantel mit zunehmendem Druck die Paragenesen $\text{Ol} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} \rightarrow \text{Ol} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Spl} \rightarrow \text{Ol} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Grt}$ stabil sind. Das Stabilitätsfeld der Paragenese $\text{Ol} + \text{Al-haltiger Opx} + \text{Al-haltiger Cpx}$ liegt in einem ähnlichen Druckbereich wie Spinell-Pyrolit, aber bei höheren Temperaturen (s. Abb. 27.14, S. 487). Spinell- und Granat-Lherzolithe mit ca. 15 % Cpx, die als vulkanische Auswürflinge vorkommen, haben chemische Zusammensetzungen, die dem theoretischen Pyrolit weitgehend entsprechen.

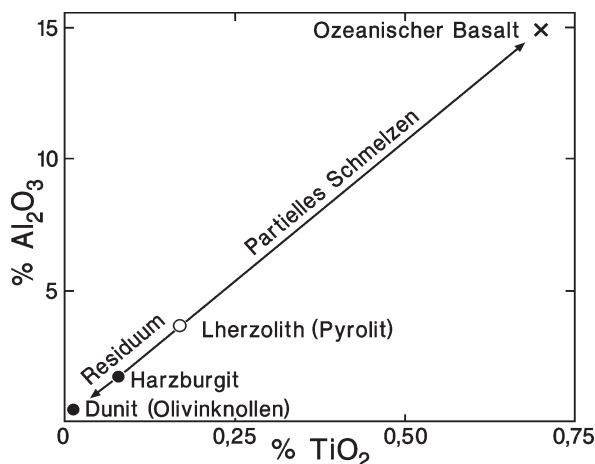


Abb. 17.1. Beim partiellen Aufschmelzen eines Granat-Lherzolites werden Al_2O_3 und TiO_2 in der basaltischen Schmelze angereichert, während das Residuum aus Dunit oder Harzburgit an diesen Komponenten verarmt. (Nach Brown u. Mussett 1993)

Beim partiellen Aufschmelzen von Pyrolit gehen Al und Na, besonders aber die *inkompatiblen Elemente* bevorzugt in die Basaltschmelze, während die verbleibenden Restgesteine, die ganz überwiegend aus $\text{Ol} + \text{Opx} \pm \text{Cpx}$ bestehen, an diesen Elementen verarmt sind (Abb. 17.1). Hierbei lassen sich zwei Gruppen von inkompatiblen Elementen unterscheiden (Abschn. 31.1, S. 552):

- *Großionige lithophile Elemente* (large ionic lithophil elements, LIL-Elemente) wie K, Rb, Ba und Sr passen wegen ihrer großen Ionenradien (meist $>1,2 \text{ \AA}$) besser in die offene, ungeordnete Struktur einer Silikatschmelze als in die Kristallstrukturen von Ol , Opx und Cpx .
- *Elemente hoher Feldstärke* (high field strength elements, HFS-Elemente) wie Ti, P, U, Th und Nb besitzen ein Ionenpotential = Verhältnis von Ionenladung : Ionenradius von >2 ; sie passen ebenfalls schlecht in die Olivin- und Pyroxen-Strukturen.

17.2.2 Partielles Schmelzen von H_2O -freiem Pyrolit

Wie Experimente in vereinfachten Modellsystemen oder an natürlichen Peridotiten (z. B. von Yoder, Kushiro, Green u. Ringwood, O'Hara, Stolper, Jaques u. Green u. a.), erfordert das partielle Schmelzen von Peridotiten pyrolitisch-

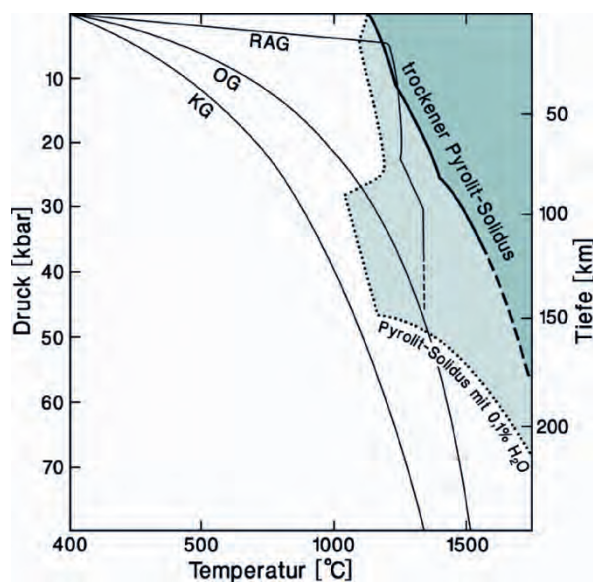


Abb. 17.2. P-T-Diagramm zum Aufschmelzverhalten des oberen Erdmantels. *Dicke Linie:* Der Pyrolit-Solidus im H_2O -freien System (Takahashi u. Kushiro 1983); die Unstetigkeiten ergeben sich aus dem Wechsel der Paragenesen $\text{Ol} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} \rightarrow \text{Ol} + \text{Al-haltiger Opx} + \text{Al-haltiger Cpx} \rightarrow \text{Ol} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Grt}$ (vgl. auch Abb. 27.14, S. 487). *Punktierte Linie:* Pyrolit-Solidus für 0,1 % H_2O (Ringwood 1975). RAG: Geotherm unter den Achsen mittelozeanischer Rücken (Bottinga u. Allègre 1978), OG: ozeanischer Geotherm, KG: kontinentaler Geotherm. (Clark u. Ringwood 1964)

scher Zusammensetzung sehr hohe Temperaturen. Entsprechend der Clausius-Clapeyron'schen Gleichung [16.2a] nimmt die Solidustemperatur für H_2O -freie („trockene“) Pyrolite mit steigendem Druck zu. Wegen der unterschiedlichen Pyrolit-Paragenesen (s. oben) verläuft die Soliduskurve nicht stetig, sondern weist Knicke auf. In Abb. 17.2 erkennt man, dass die Soliduskurve durch die geothermischen Gradienten unter stabilen Kontinental-schilden (*kontinentaler Geotherm*) oder unter den Ozeanen (*ozeanischer Geotherm*) nicht geschnitten wird. Die Temperaturzunahme mit der Tiefe reicht also für ein partielles Schmelzen von H_2O -freiem Pyrolit nicht aus.

Lediglich stark erhöhte geothermische Gradienten, wie sie z. B. unter den Achsen von mittelozeanischer Rücken realisiert sind, überschneiden sich mit dem „trockenen“ Pyrolit-Solidus, so dass es an divergenten Plattenrändern schon in relativ geringer Tiefe (ca. 15–40 km) zum partiellen Aufschmelzen von H_2O -freiem Mantelmaterial kommen kann. So bilden sich im Grenzbereich zwischen Plagioklas- und Spinell-Pyrolit bei etwa 11 kbar Tholeiite mit MORB-ähnlicher Zusammensetzung, die bei etwas niedrigeren Drücken Qtz-normativ, bei höheren Drücken Ol-normativ sind (Presnall et al. 1979; Jaques u. Green 1980; Takahashi u. Kushiro 1983).

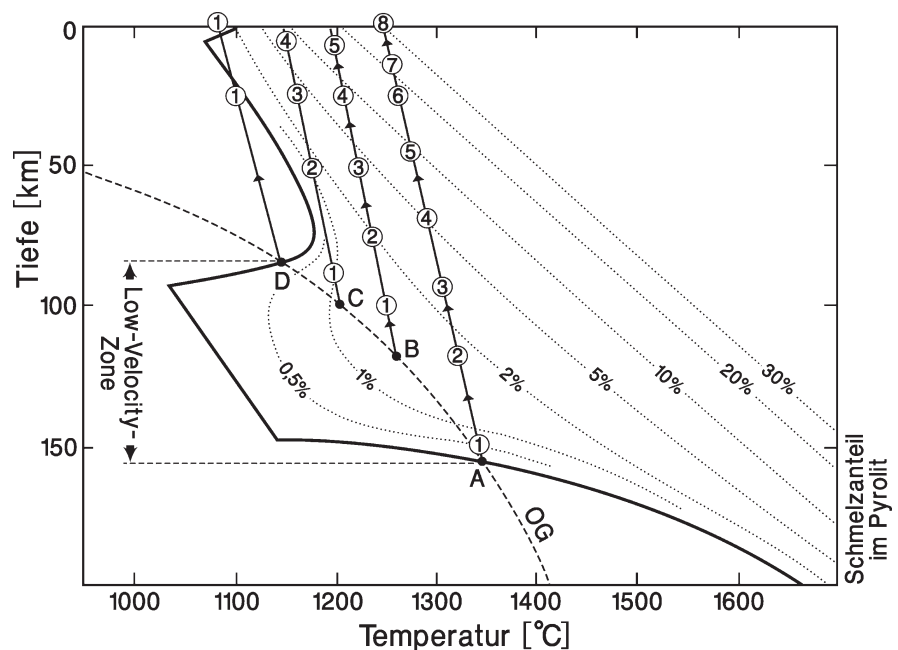
17.2.3 Partielles Schmelzen von H_2O -haltigem Pyrolit

Anders liegen die Verhältnisse, wenn Pyrolit geringe Mengen an (OH)-haltigen Mineralen wie Amphibol oder Phlogopit enthält. Der Pyrolit-Solidus erhält jetzt eine ganz andere Form, die durch die obere Stabilitätsgrenze dieser Minerale bestimmt ist; er schneidet daher zumin-

dest den ozeanischen Geotherm (Ringwood 1975). Bei einem Gesamt- H_2O -Gehalt von 0,1 % erfolgt diese Überschneidung in einem Tiefenbereich von 85–160 km (Abb. 17.2). Neben H_2O können auch andere leichtflüchtige Komponenten, insbesondere CO_2 den Pyrolit-Solidus erniedrigen.

Wie in Abb. 17.3 schematisch dargestellt, variiert der Aufschmelzgrad bei einem H_2O -Gehalt von 0,1 % und bei Temperaturen und Drücken, die dem ozeanischen Geotherm entsprechen, zwischen 0,5 und 1,5 %. Durch diesen geringen Schmelzanteil wird die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen verringert. Damit lässt sich die Zone erniedrigter Wellengeschwindigkeiten im oberen Erdmantel, die *Low-Velocity Zone*, erklären, die bereits 1926 durch den deutschen Geophysiker Beno Gutenberg erkannt wurde; sie liegt in wechselnden Tiefenbereichen zwischen 60 und 260 km (Abschn. 27.3.2, S. 489f). Die mit dem partiellen Schmelzen verbundene Dichte-Erniedrigung reicht aus, um diese Mantelbereiche als *Diapire* aufsteigen zu lassen, wobei das auslösende Moment wohl meist in tektonischen Vorgängen zu suchen ist. Die Aufstiegsgeschwindigkeit ist ausreichend hoch, um einen vollständigen Wärmeaustausch mit der Umgebung zu verhindern. Die Manteldiapire kühlen sich also nur *adiabatisch* ab; ihr *P-T*-Pfad entfernt sich daher stark vom geothermischen Gradienten. Mit abnehmender Erdtiefe nimmt wegen der zunehmenden Druckentlastung der Aufschmelzgrad bei diesem *Dekompressions-Schmelzen* immer stärker zu und kann 30 % erreichen (Ringwood 1975, 1979). Die chemische Zusammensetzung der gebildeten Magmen und des Restgesteins wird von den *P-T*-Bedingungen am jeweiligen Aufschmelzort, besonders aber vom Aufschmelzgrad gesteu-

Abb. 17.3.
P-T-Diagramm zur Bildung basaltischer Magmen durch partielles Schmelzen des Erdmantels. Dicke Linie: Solidus von Pyrolit mit 0,1 % H_2O ; OG: ozeanischer Geotherm; dünn-punktiert: Linien gleichen Aufschmelzgrades. Die Art des gebildeten basaltischen Magmas hängt vom Aufschmelzgrad und den jeweiligen *P-T*-Bedingungen ab (Tabelle 17.2). (Nach Ringwood 1975)



ert: Je geringer der Schmelzanteil, desto höher ist der relative Anteil an inkompatiblen Elementen in der Schmelze, je höher der Aufschmelzgrad, desto Mg-reicher ist die Schmelze. So dürften Olivin-Nephelinite und Basanite Schmelzanteile von 1–5 %, Alkali-Olivin-Basalte von 5–10 %, Tholeiite von 15–25 %, Pikrite von 30 % repräsentieren. Unter den extrem hohen geothermischen Gradienten, wie sie im Archaikum herrschten, wurden sogar Aufschmelzgrade von 60 % erreicht, durch die Komatiit-Magmen gebildet wurden (Ringwood 1979). Bei geringem Aufschmelzgrad bleiben Lherzolithe (Ol + Opx + Cpx ± Spl ± Grt), bei höheren Aufschmelzgraden dagegen Harzburgite (Ol + Opx) oder Dunite (Ol) als verarmte Restgesteine übrig (Abb. 17.4). Durch den unterschiedlichen Aufschmelzgrad beim Dekompressionsschmelzen, der in Abhängigkeit von den *P-T*-Bedingungen erreicht wird, können magmatische Serien entstehen (Tabelle 17.2).

Als Beispiel für eine solche Entwicklung diene Punkt A auf dem ozeanischen Geotherm in etwa 160 km Tiefe. Bei etwa 1350 °C schmilzt hier etwa 0,5 % des H₂O-haltigen Pyrolits auf. In diesem geringen Schmelzanteil sammeln sich alle *inkompatiblen* chemischen Elementen.

Es wird zunächst ein Kimberlit-Magma (A1) gebildet. Mit steigenden Schmelzanteilen entstehen verschiedene alkalibasaltische Magmen (A2)–(A5); bei einem Aufschmelzgrad von etwa 18 % in 25 km Tiefe (A6) wird zunehmend die Al₂O₃-Komponente in der Schmelze gelöst, so dass jetzt ein High-Al-Olivintholeiit gebildet wird und als Restgestein ein Harzburgit (Ol + Opx) übrig bleibt. Bei noch höheren Aufschmelzgraden wird verstärkt Opx in die Schmelze inkorporiert unter Bildung von Olivintholeiiten (A7) und tholeiitischen Pikriten (A8); es bleiben jetzt Dunite als Restgesteine übrig. Wir erinnern uns daran, dass in Alkalibasalten häufig Xenolithe von Harzburgit, seltener auch von Dunit vorkommen. Bei den Diapiren B und C ergeben sich analoge basaltische Serien (Tabelle 17.2). Demgegenüber verlässt Diapir D bei seinem adiabatischen Aufstieg den Bereich des partiellen Schmelzens und erreicht als Hochtemperatur-Peridotit weitgehend unverändert die Erdoberfläche.

Auch in tieferen Bereichen des Erdmantels, insbesondere in der Übergangszone zwischen oberem und unterem Erdmantel sowie an der Kern-Mantel-Grenze kommt es zum partiellen Schmelzen von Mantelgesteinen. Solche teilgeschmolzenen Bereiche steigen als Diapire in den oberen Erdmantel auf. Auch tief subduzierte Fragmente von ozeanischer Erdkruste können im tiefen Erdmantel aufschmelzen (Abschn. 27.3.4, S. 492f).

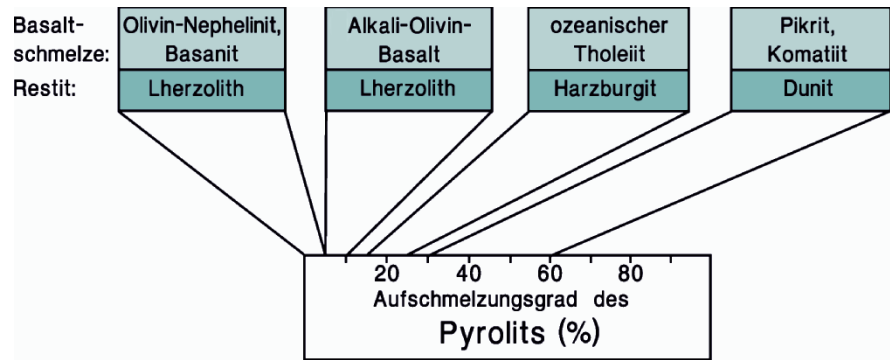
Tabelle 17.2.

Beziehungen zwischen Aufschmelzgrad und Zusammensetzung basaltischer Magmen (Abb. 17.3). (Nach Ringwood 1975)

Tiefe der Magmen-Separation [km]	Diapir in Abb. 17.3	Magmentyp	Aufschmelzgrad [%]
Erdoberfläche	A	(8) Tholeiitischer Pikrit	30
25		(7) Olivin-Tholeiit	
70		(6) High-Al-Olivin-Tholeiit	
150		(5) Olivin-Basalt	
	A (160 km)	(4) Alkali-Olivin-Basalt	0,5
		(3) Basanit	
		(2) Olivin-Nephelinit	
		(1) Kimberlit	
5–10	B	(5) Quarz-Tholeiit	15
50		(4) High-Al-Basalt	
100		(3) Alkali-Olivin-Basalt	
		(2) Basanit	
	B (120 km)	(1) Olivin-Nepelinit	1
Nahe Erdoberfläche	C	(4) Quarz-Tholeiit	8
25		(3) High-Al-Basalt	
90		(2) Basanit	
		(1) Olivin-Nephelinit	
	C (100 km)		1
	D (70 km)	Hochtemperatur-Peridotit	<1

Abb. 17.4.

Die Zusammensetzung unterschiedlicher Basalt-Schmelzen und ihrer Restgesteine in Abhängigkeit vom Aufschmelzgrad des Pyrolits. (Nach Ringwood 1979)



Weiterführende Literatur

- Brown GC, Mussett AE (1993) *The inaccessible earth*, 2nd edn. Chapman & Hall, London
- Green DH, Ringwood AE (1967b) Genesis of basaltic magmas. *Contrib Mineral Petrol* 15:103–190
- Jackson I (ed) (1998) *The Earth's mantle: Composition, structure, and evolution*. Cambridge University Press, Cambridge, UK
- Ringwood AE (1975) *Composition and petrology of the Earth's mantle*. McGraw-Hill, New York
- Ringwood AE (1979) *Origin of the Earth and Moon*. Springer, New York

Zitierte Literatur

- Bottinga Y, Allègre CJ (1978) Partial melting under spreading ridges. *Phil Trans Roy Soc London A* 288:501–525

- Clark SP, Ringwood AE (1964) Density distribution and constitution of the mantle. *Rev Geophys* 2:35–88
- Green DH, Ringwood AE (1967a) The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planet Sci Lett* 3:151–160
- Jaques AL, Green DH (1980) Anhydrous melting of peridotite at 0–15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib Mineral Petrol* 73:287–310
- Pearce JA, Cann JR (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci Lett* 19:290–300
- Presnall DC, Dixon JR, O'Donnell TH, Dixon SA (1979) Generation of mid-ocean ridge tholeiites. *J Petrol* 20:3–35
- Takahashi E, Kushiro I (1983) Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Am Mineral* 68:859–879

Die Herkunft des Granits

18.1 Genetische Einteilung der Granite auf geochemischer Basis

18.2 Experimente zur Granitgenese

Zusammen mit Granodioriten und Tonaliten stellen Granite die wichtigste Gruppe von Plutoniten dar. Durch experimentelle Untersuchungen im vereinfachten Modellsystem $Qz-Or-Ab (-An)-H_2O (-CO_2)$ konnte nachgewiesen werden, dass sich granitische Magmen durch partielle Anatexis von Gesteinen der unteren Erdkruste bilden. Damit wurden ältere Modelle der „Transformisten“, nach denen Granite nicht magmatisch, sondern durch metasomatische Umwandlung metamorpher Gesteine entstehen, widerlegt. In ihrer Zusammensetzung spiegeln Granite die unterschiedlichen plattentektonischen Situationen wider, in denen sie gebildet wurden.

18.1 Genetische Einteilung der Granite auf geochemischer Basis

In Abschn. 15.2.2 (S. 249f) hatten wir gezeigt, dass sich Granitmagmen hauptsächlich durch partielles Schmelzen von tonalitischen Gesteinen der unteren Erdkruste oder von hochmetamorphen Sedimenten bilden. Diese unterschiedlichen Herkunftsgesteine drücken sich in charakteristischen Gehalten an Haupt- und Spurenelementen, insbesondere auch an Seltenerd-Elementen (SEE), sowie in der Isotopen-Geochemie der Granite aus. Schon Shand (1927, 1943) unterschied nach dem Molekularverhältnis von Al_2O_3 zu K_2O , Na_2O und CaO :

- peraluminose Granite mit $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$,
- metaluminose Granite mit $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$,
- peralkaline Granite mit $\text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$.

Peraluminose Granite. Bei peraluminosen Graniten ist der Al_2O_3 -Anteil höher, als zur Bildung von Alkalifeldspäten und Plagioklas notwendig ist. Deshalb können sich neben *Biotit* noch Al-reiche Mafite wie *Muscovit*, Granat, Cordierit oder sogar Sillimanit/Andalusit bilden. In der CIPW-Norm kommt der Al_2O_3 -Überschuss in einem normativen Korund-Wert *C* zum Ausdruck. Diopsid oder Hornblende werden im peraluminosen Granit allgemein nicht gebildet, weil alles CaO an Plagioklas gebunden ist.

Metaluminose Granite. Demgegenüber ist bei den metaluminosen Graniten genügend CaO vorhanden, um neben Biotit noch Ca-haltige Mafite wie *Hornblende*, *Diopsid* und/oder Titanit bilden zu können.

Peralkaline Granite. Bei peralkalinen Graniten liegt ein Überschuss an K_2O , Na_2O und CaO über Al_2O_3 vor. Gewöhnlich wird in diesem Fall K_2O fast vollständig, jedoch Na_2O und CaO nur teilweise zur Sättigung von Al_2O_3 im Alkalifeldspat und Plagioklas verbraucht. Der Überschuss an Na_2O und CaO wird zur Bildung Al_2O_3 -freier Minerale wie dem *Na-Pyroxen* Ägirin (Akmit) $\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, dem *Na-Amphibol* Riebeckit $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3\text{Fe}^{3+}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$ und Diopsid $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$ verwendet; Biotit ist meist Fe-reich (Lepidomelan).

Die Shand'sche Gliederung spiegelt bereits die unterschiedlichen Ausgangsgesteine wider, aus denen sich Granit-Magmen durch partielle Anatexis gebildet haben. Viel deutlicher wird das jedoch bei der *genetischen Einteilung* in I-Typ-, S-Typ-, A-Typ- und M-Typ-Granite, die ebenfalls auf geochemisch-mineralogischer Grundlage erfolgt. Sie weist darüber hinaus einen starken Bezug zur modernen Plattentektonik auf (Chappell u. White 1974, 1992; Pitcher 1983; Bowden et al. 1984; Pearce et al. 1984; vgl. auch Abschn. 31.4.3, S. 563f).

I-Typ-Granite (Igneous source rocks). Sie sind vorwiegend metaluminos im Sinne von Shand (1943) und besitzen $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ -Verhältnisse von $< 1,1$, relativ hohe Na_2O - und CaO -Gehalte und $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse. Neben Biotit ist Hornblende der wichtigste dunkle Gemengteil; zusätzlich können diopsidischer Pyroxen und Titanit auftreten; Magnetit ist verbreitet. Das initiale Isotopenverhältnis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ liegt meist bei $< 0,706$, was auf die Beteiligung einer chemischen Mantelkomponente hindeutet (vgl. Abschn. 31.5.3, S. 572f). I-Typ-Granite führen verbreitet Hornblende-reiche Einschlüsse mit magmatischem Gefüge, ein Hinweis darauf, dass sie sich von basischen Ausgangsgesteinen der Unterkruste ableiten. Die meisten der petrographisch komplex zusammengesetzten Granit-Granodiorit-Batholithe entlang seismisch aktiver Kontinentalränder an konvergenten Plattengrenzen wie Synkollisions-Granite (syn-COLG) und Volcanic-Arc-Granite (VAG) gehören dem I-Typ an. Wir treffen sie in großer Verbreitung z. B. innerhalb der südamerikanischen Kordilleren oder den Gebirgsketten im Westen der USA an. Hoch aufgestiegene I-Typ-Granite entwickeln häufig Kontakthöfe, in denen das kühlere Nebengestein durch thermische Metamorphose überprägt ist (s. Abschn. 24.2.1, S. 386ff).

S-Typ-Granite (Sedimentary source rocks). Sie sind peraluminos und stets C-normativ. Neben Biotit führen sie auch Al-Überschuss-Mineralen wie Muscovit, z. T. auch Granat oder Cordierit, seltener Andalusit oder Sillimanit, aber keine Hornblende, Klinopyroxen oder Titanit; Ilmenit ist das wichtigste Opakmineral. Die K_2O -Gehalte und das $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnis sind relativ hoch. Das initiale Isotopenverhältnis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ liegt meist $> 0,706$, ein Hinweis auf krustale Bildung. S-Typ-Granite enthalten häufig Einschlüsse und dunkle Schlieren aus Restgesteinen vorwiegend sedimentärer Abkunft; dies zeigt, dass diese Magmen durch partielles Schmelzen von vorwiegend Al_2O_3 -reichen Metamorphiten sedimentärer Herkunft entstanden sind. S-Typ-Plutone befinden sich innerhalb von Orogengürteln vorwiegend mit Anzeichen einer Kontinent-Kontinent-Kollision (Synkollisions-Granite, syn-COLG). Hier erfolgte die Platznahme der Granite während oder am Ende einer Regionalmetamorphose. Bei syntektonischer Intrusion und konkordanter Einformung liegen sie als *Granitgneise* vor. Die *posttektonische* Platznahme in einem höheren Krustenniveau führte zur Ausbildung meist kleinerer Plutone, häufig mit thermischen Kontakthöfen. Diese Diapire von S-Typ-Granit haben ihre Wurzeln innerhalb tieferer Orogenteile mit hochgradiger Regionalmetamorphose und partieller Aufschmelzung in Zonen regionaler Anatexis. In den stark abgetragenen variscischen Grundgebirgsanschnitten Mitteleuropas z. B. finden sich reichlich Aufschlüsse von S-Typ-Graniten, jedoch auch solche des I-Typs.

A-Typ-Granite (Anorogenic source rocks). Sie weisen alkali-reiche Zusammensetzungen mit hohem ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)- und niedrigen CaO-Gehalten auf; trotzdem sind sie nicht immer peralkalin, sondern – wegen entsprechend hoher Al_2O_3 -Gehalte – häufig metaluminos oder sogar peraluminos. Charakteristisch sind hohe Werte der inkompatiblen Spurenelemente wie Zr, Y, Ga, Nb, Zn und SEE (außer Eu) und extrem variable Initialverhältnisse von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703–0,720). Als mafischer Gemengteil ist ein grüner Biotit typisch; daneben können Na-Amphibole und Na-Pyroxene auftreten. A-Typ-Granite werden als *anorogenes* Aufschmelzungsprodukt der Unterkruste angesehen, wobei die fluide Phase arm an H_2O (anhydrous), aber reich an Fluor ist. A-Typ-Granite können große Batholithe bilden. Sie treten darüber hinaus auch in Form von Ringkomplexen auf, die durch Kesseleinbrüche entstanden sind (Abschn. 13.3.2, S. 235f), oder als Bestandteile von Layered Intrusions (Abschn. 13.3.3, S. 236f). Granite mit Rapakivi-Gefüge (Abb. 11.4, S. 199) besitzen häufig A-Typ-Charakter (Bonin 2007). Der A-Typ ist der einzige Granittyp, der nicht an Plattengrenzen gebunden ist. Er tritt vorwiegend innerhalb kontinentaler Riftzonen auf (Intraplatten-Granite, Within-Plate Granites, WPG; z. B. Haapala et al. 2005). Auch die 4,4–3,9 Milliarden Jahre (Ga) alten Granit-Bruchstücke im Regolith der Mond-Oberfläche (Kap. 28) weisen wahrscheinlich A-Typ-Charakter auf (Bonin 2007).

M-Typ-Granite (Mantle source rocks). Diese Granite sind am stärksten kalkalkalibetont. Die Na_2O - und CaO-Gehalte sind höher, die K_2O -Gehalte niedriger als in I-Typ-Graniten; das initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis liegt bei 0,704, d. h. nahe am typischen Mantelwert (0,703). Als Mafite treten Biotit, Hornblende und Pyroxen auf. M-Typ-Granite kommen meist nur in kleineren Körpern vor; sie stellen direkte Manteldifferentiate unter den Inselbögen dar.

18.2 Experimente zur Granitgenese

18.2.1 Einführung

Das System Kalifeldspat ($\text{Or} = \text{KAlSi}_3\text{O}_8$) – Albit ($\text{Ab} = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) – Anorthit ($\text{An} = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) – Quarz ($\text{Qz} = \text{SiO}_2$) – Wasser (H_2O) kann als vereinfachtes System für die Genese von Graniten, darüber hinaus auch von Granodioriten, Tonaliten und Quarzdioriten, angesehen werden. Die femischen Komponenten (MgO , FeO) der dunklen Gemengteile bleiben unberücksichtigt. Dieses Fünfstoff-System ist als Ganzes experimentell noch nicht untersucht; jedoch sind seine wichtigsten Teilsysteme bekannt. Da natürliche Granite zu mehr als 80 % aus den normativen Komponenten Qz, Ab und Or bestehen, ging man zunächst vom sog. *Haplogranit*-System $\text{Qz-Ab-Or-H}_2\text{O}$ aus;

erst später wurden das Tonalit-System $\text{Qz-Ab-An-H}_2\text{O}$ und das Haplogranodiorit-System $\text{Qz-Ab-Or-An-H}_2\text{O}$ untersucht, die wegen der langsamen chemischen Diffusion in der Kristallstruktur der Plagioklase größere experimentelle Probleme boten.

Schmelzversuche wurden zuerst von Tuttle u. Bowen (1958) im H_2O -freien System Qz-Ab-Or bei $P = 1$ bar und im H_2O -gesättigten System $\text{Qz-Ab-Or-H}_2\text{O}$ bis $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4$ kbar durchgeführt und später von Luth et al. (1964) auf H_2O -Drücke von 4–10 kbar erweitert. Dabei konnten die thermischen Minima bzw. Eutektika, deren Schmelzzusammensetzungen sowie die Phasenbeziehungen zwischen Kristallen und Schmelzen bestimmt werden. Diese klassischen Untersuchungsergebnisse wurden durch Experimente bei erhöhten H_2O -Drücken bis 35 kbar (= 3,5 GPa) bestätigt (z. B. Huang u. Wyllie 1975; Johannes 1984). Darüber hinaus wurde eine Fülle von experimentellen Ergebnissen aus dem Granitsystem publiziert, die vor allem folgende Probleme betreffen (Johannes u. Holtz 1996):

- Phasenbeziehungen in H_2O -untersättigten Granitsystemen,
- Löslichkeit von H_2O und mafischen Komponenten in granitischen Schmelzen,
- Einfluss von H_2O und anderen leichtflüchtigen Komponenten (F, Cl, B_2O_3 etc.) auf die physikalischen Eigenschaften von granitischen Schmelzen wie zum Beispiel ihre Viskosität,
- Phasenbeziehungen in Haplogranodioriten und in noch komplexeren synthetischen Systemen sowie in natürlichen Graniten, Granodioriten und Tonaliten,
- Schmelzbildung durch Entwässerung von (OH)-haltigen Mineralen wie Muscovit, Biotit oder Amphibol in hochmetamorphen Ausgangsgesteinen von Graniten bei H_2O -Untersättigung (*Dehydrationsschmelzen*).

Alle diese experimentellen Ergebnisse bilden wichtige Beiträge zur Klärung der Granitgenese in der Natur. Im Rahmen dieses Buches können wir nur eine sehr begrenzte Auswahl treffen.

18.2.2 Kristallisationsverlauf granitischer Magmen: Experimente im H_2O -gesättigten Modellsystem $\text{Qz-Ab-Or-H}_2\text{O}$

Dieses System ist sehr gut geeignet, die Kristallisationsabfolge in granitischen Schmelzen unter Gleichgewichtsbedingungen und bei Kristallfraktionierung zu modellieren. Es handelt sich um das SiO_2 -übersättigte Teilsystem des Dreistoff-Systems Ne-Ks-SiO_2 , das wir in Kap. 16 (Abb. 16.12) bereits kennen gelernt hatten. Abbildung 18.1 zeigt wiederum die Projektion der Liquidusfläche auf die H_2O -freie Grundfläche mit den Isothermen. Da H_2O im Überschuss vorhan-

den ist, braucht es als Komponente graphisch nicht dargestellt zu werden. Bei dem hier gewählten H_2O -Druck von 2 kbar schmilzt Kalifeldspat immer noch inkongruent, so dass nahe der Or-Ecke des Systems ein winziges Ausscheidungsfeld des Leucits besteht, das allerdings für die folgenden Überlegungen bedeutungslos ist. Die flankierenden Zweistoff-Systeme $Or-SiO_2-(H_2O)$ und $Ab-SiO_2-(H_2O)$ weisen Eutektika bei $770^\circ C$ (E_1) bzw. $745^\circ C$ (E_2) auf, die durch eine kotektische Linie mit einem ternären Minimum M von $685^\circ C$ miteinander verbunden sind. Das System der Alkalifeldspäte $Or-Ab-(H_2O)$ besitzt ein binäres Minimum m bei $800^\circ C$, das bei H_2O -Drücken um 5 kbar in ein binäres Eutektikum übergeht (Abb. 16.12, S. 266); schon bei etwa 3 kbar ist das ternäre Minimum zum ternären Eutektikum geworden (Abb. 18.3).

Die Isothermen der Liquidusfläche (Abb. 18.1) zeigen einen steilen Temperaturanstieg zur Qz-Ecke an. Weniger steil ist ihr Anstieg gegen die Or- und besonders gegen die Ab-Ecke hin. Zwischen dem ternären Minimum M und dem binären Minimum m befindet sich ein thermisches Tal. Schärfer ausgeprägt ist das thermische Tal der kotektischen Linie, die vom Minimum M nach den beiden eutektischen Punkten E_1 und E_2 leicht ansteigt. Sie teilt die Liquidusfläche in zwei Teilgebiete, die Ausscheidungsfelder von Quarz und von Alkalifeldspäten.

Kühlt man eine Schmelze der Zusammensetzung $X = Qz_{50}Ab_{25}Or_{25}$ ab, so wird bei ca. $850^\circ C$ die Liquidusfläche erreicht und es beginnt Quarz im Gleichgewicht mit der Schmelze auszukristallisieren, wobei eine H_2O -reiche fluide Phase frei wird. Bei weiterer Abkühlung setzt sich die Qz-Ausscheidung fort und die Schmelzzusammensetzung verändert sich entlang einer geraden Linie, bis bei Punkt A die kotektische Linie erreicht ist. Jetzt

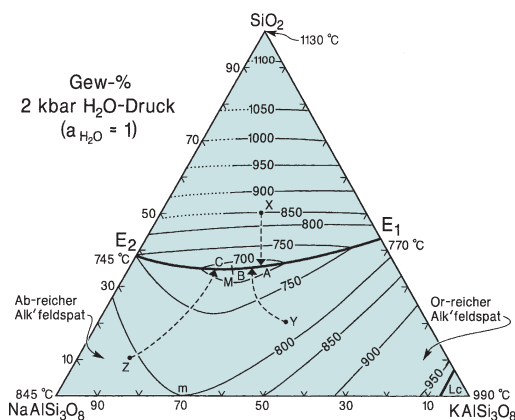


Abb. 18.1. Das Modellsystem Quarz (Qz) SiO_2 -Albit (Ab) $NaAlSi_3O_8$ -Kalifeldspat (Or) $KAlSi_3O_8-H_2O$ bei 2 kbar H_2O -Druck. Projektion der Liquidusfläche auf die wasserfreie Basis des Qz-Ab-Or- H_2O -Tetraeders. E_1 und E_2 sind Eutektika; M kennzeichnet die Zusammensetzung des Schmelzminimums auf der kotektischen Linie mit 35 % Qz, 40 % Ab, 25 % Or. Das System ist H_2O -gesättigt. (Nach Tuttle u. Bowen 1958 aus Winkler 1979)

beginnt neben Qz die Ausscheidung eines Alkalifeldspat-Mischkristalls (Akf_{ss}) der Zusammensetzung $\sim Or_{86}Ab_{14}$, der also deutlich Or-reicher ist als die Schmelze (vgl. Abb. 16.12). Bei weiterer Abkühlung verändert sich die Schmelzzusammensetzung unter fortschreitender Kristallisation von Qz und Or_{ss} entlang der kotektischen Linie E_1-E_2 zum Temperaturminimum M hin, bis die Schmelze aufgebraucht ist. Dabei wird der Akf_{ss} durch Reaktion mit der Schmelze immer Ab-reicher; das entstehende „Gestein“ wäre ein *Hypersolvus-Granit* aus 50 % Quarz und 50 % eines einheitlichen Akf_{ss} $Or_{50}Ab_{50}$; dieser würde sich erst bei weiterer Abkühlung nach Erreichen des Solvus in Or_{ss} und Ab_{ss} entmischen (Abb. 16.12). Der Chemismus des letzten Schmelzrestes muss experimentell bestimmt werden. Unter Gleichgewichtsbedingungen wird die Zusammensetzung des kotektischen Minimums M meist nicht erreicht, während bei fraktionierter Kristallisation von Qz die letzte Restschmelze dem Chemismus von M entsprechen könnte (s. unten).

Eine Schmelze der Zusammensetzung $Y = Qz_{20}Or_{45}Ab_{35}$ würde beim Abkühlen auf $\sim 780^\circ C$ die Liquidusfläche erreichen und Or-reichen $Or_{ss} \sim Or_{88}Ab_{12}$ ausscheiden. Bei weiterer Abkühlung verändert sich die Schmelzzusammensetzung unter kontinuierlicher Kristallisation von Or_{ss} entlang einer gekrümmten Bahn, bis bei Punkt B die kotektische Linie erreicht wird; hier kristallisieren Qz und Or_{ss} gemeinsam, wobei der Akf_{ss} immer Ab-reicher wird. (vgl. Abb. 16.12, S. 266). In der Nähe des ternären Minimums ist der letzte Schmelzrest verbraucht und der entstehende *Hypersolvus-Granit* hat die Zusammensetzung 20 % Quarz + 80 % Akf_{ss} $Or_{56}Ab_{44}$. Eine analoge Entwicklung nimmt eine Schmelze der Zusammensetzung Z ($Qz_{10}Or_{10}Ab_{80}$); doch scheidet sich bei $800^\circ C$ zunächst fast reiner Albit aus. Dieser erreicht erst bei weiterer Gleichgewichtskristallisation die Endzusammensetzung $\sim Ab_{89}Or_{11}$. Die Schmelzzusammensetzung folgt der gekrümmten Kristallisationsbahn, die bei C auf die kotektische Linie trifft und nicht ganz das ternäre Minimum M erreicht. Das entstehende „Gestein“ ist ein Quarz-Albit-Syenit.

In vielen Fällen wird die Kristallisation granitischer Magmen nicht unter Gleichgewichtsbedingungen erfolgen, sondern es wird zu Fraktionierungsprozessen kommen. Wie mehrfach betont, sind die wesentlichen Prozesse dafür das Absaigern der früh ausgeschiedenen Quarz- oder Alkalifeldspat-Kristalle, die Entfernung der Restschmelze durch Filterpressung oder Zonarbau der Alkalifeldspäte. In Abb. 18.2 sind die *Fraktionierungskurven* – jetzt bei $P_{H_2O} = 1$ kbar – in das Dreistoff-System Qz-Ab-Or- (H_2O) eingetragen (Tuttle u. Bowen 1958). Diese verlaufen, ausgehend von der Qz-, Ab- oder Or-Ecke, jeweils in Richtung auf die kotektische Linie zu, bei der Quarz und Alkalifeldspat gemeinsam kristallisieren. Im Bereich Qz- E_1-E_2 scheidet sich Qz als Liquidusphase aus; da die Qz-Zusammensetzung konstant

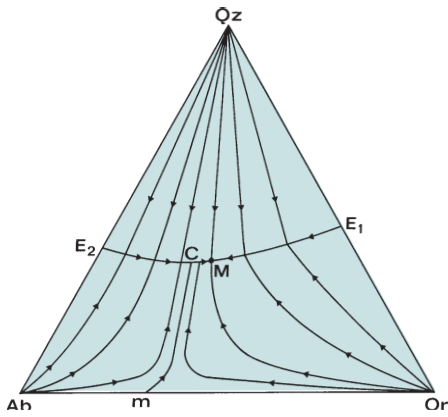


Abb. 18.2. Isobare Fraktionierungskurven im Modellsystem Quarz-Albit-Kalifeldspat-H₂O bei $P_{H_2O} = 1$ kbar projiziert auf die wasserfreie Ebene des Tetraeders. Beschreibung im Text. (Nach Tuttle u. Bowen 1958, Abb. 30)

bleibt, müssen die Fraktionierungskurven geradlinig von der Qz-Ecke ausstrahlen; d. h. die Feldspat-Zusammensetzung wird durch die Qz-Fraktionierung nicht beeinflusst. Der Kristallisationspfad ist derselbe wie bei der Gleichgewichtskristallisation, nur dass das ternäre Minimum M in der Regel erreicht wird. Unterhalb der kotektischen Linie E_1 - E_2 scheiden sich zuerst Or- oder Ab-reicher Akf aus, je nach der Ausgangszusammensetzung der Schmelze. Wegen der Änderung des Or-Ab-Verhältnisses im Akf_{ss} und in der Schmelze sind die Fraktionierungskurven gekrümmt. Im Feld E_1 -M-Or scheidet sich ein K-reicher Feldspat aus, der von immer Ab-reicheren Zonen umgeben wird. Auch im Feld Or-M-C-m kommt ein Or-reicher Alkalifeldspat zur Ausscheidung, der zunächst von Ab-reicheren Zonen umgeben wird. Dann ändert sich jedoch die Richtung der Fraktionierungskurve, so dass die äußeren Zonen wieder Or-reicher werden. Dieser experimentelle Befund entspricht der Naturbeobachtung, nach der bei Alkalifeldspäten sowohl normaler als auch inverser Zonarbau auftreten kann. Sobald die Kristallisationsbahn entsprechend der Pfeilrichtung einen Punkt zwischen C und M auf der kotektischen Linie E_1 - E_2 erreicht hat, beginnt die gleichzeitige Ausscheidung von Qz, bis die Schmelze beim ternären Minimum M aufgebraucht ist. Die fraktionierte Kristallisation im Feld Ab- E_2 -C-m verläuft analog, nur dass jetzt ein Ab-reicher Akf-Kern von immer Or-reicheren Zonen umgeben wird: inverser Zonarbau.

Das Dreieck in Abb. 18.3 zeigt Schmelzzusammensetzungen von ternären thermischen Minima und Eutektika im H₂O-gesättigten System Qz-Ab-Or (-H₂O). Die gewonnenen experimentellen Daten belegen, dass sich das (Qz : Ab : Or)-Verhältnis dieser Schmelzen mit steigendem H₂O-Druck kontinuierlich ändert, wobei der Anteil der Ab-Komponente immer mehr zunimmt. Tuttle u. Bowen

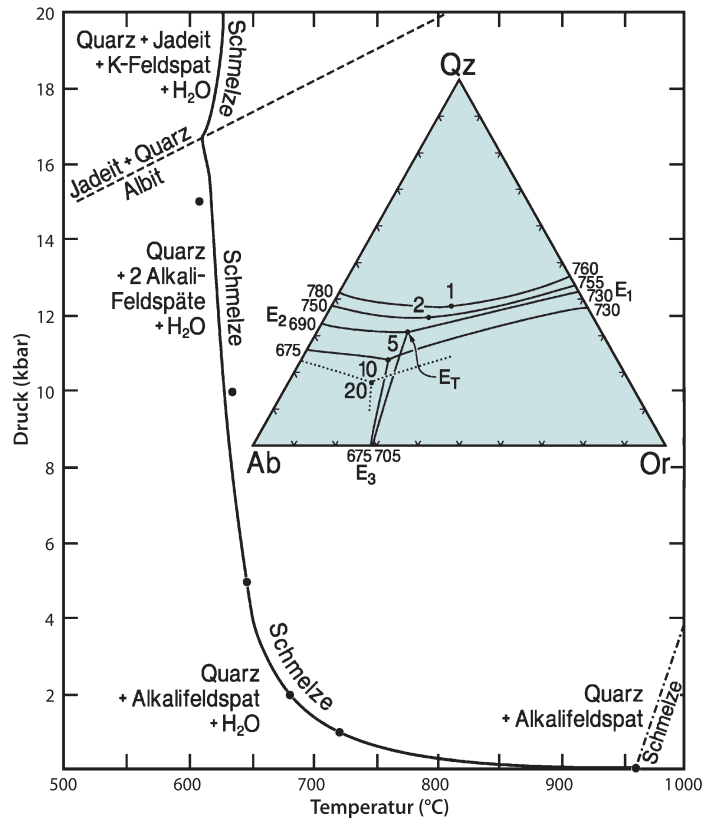


Abb. 18.3. Druck-Temperatur-Diagramm mit der H₂O-gesättigten Soliduskurve im System Qz-Ab-Or-H₂O und Qz-Jd-Or-H₂O (ausgezogene Kurve). Die gestrichelte Linie ist die Stabilitätsgrenze von Albit nach höheren Drücken hin. Die strich-punktierte Kurve ist der Solidus des trockenen Schmelzens im System Qz-Ab-Or bis knapp 4 kbar Druck. Eingefügt ist das Qz-Ab-Or-(H₂O)-Dreieck mit den kotektischen Kurven und den H₂O-gesättigten Minima und Eutektika bei (H₂O)-Drücken von 1–20 kbar. (Nach verschiedenen Autoren aus Johannes u. Holtz 1996)

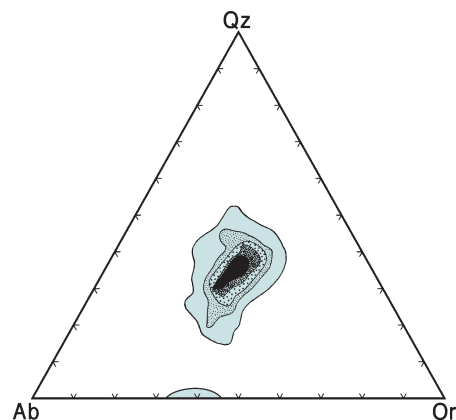


Abb. 18.4. Häufigkeitsverteilung granitischer Plutonite aus der Analysensammlung von Washington mit mehr als 80 Gew.-% normativem Qz + Ab + Or. Das Häufigkeitsmaximum liegt nahe bei den ternären Minima bzw. Eutektika für P_{H_2O} von 0,5–5 kbar. (Aus Tuttle und Bowen 1958)

(1958) konnten zeigen, dass natürliche Granite und Rhyolithe, die zu >80 % aus den Norm-Mineralen Qz + Ab + Or bestehen, ganz überwiegend in die Nähe des ternären Minimums bzw. Eutektikums im System Qz–Ab–Or–(H₂O) bei H₂O-Drücken von 0,5–5 kbar fallen (Abb. 18.4). Das kann als wichtiges Kriterium für ihre magmatische Abkunft betrachtet werden.

Bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 20$ kbar beträgt der Ab-Anteil im ternären Eutektikum >60 %, während der Qz-Anteil auf <20 % gesunken ist. Deswegen dürften beim partiellen Schmelzen von sehr tief versenkten Krustenteilen – z. B. bei Kontinent-Kontinent-Kollision – keine granitischen, sondern eher (quarz-)syenitische Magmen entstehen. Wie experimentelle Ergebnisse zeigen, gilt das auch für den Fall der H₂O-Untersättigung, der in der tiefen Kruste sehr wahrscheinlich ist.

18.2.3

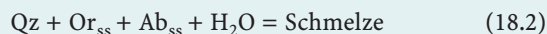
Experimentelle Anatexis: Experimente unter H₂O-gesättigten und H₂O-untersättigten Bedingungen im Modellsystem Qz–Ab–Or–H₂O

Bei der Bildung und Kristallisation granitischer Magmen sind H₂O-gesättigte Bedingungen eher die Ausnahme: in der Regel herrscht dagegen H₂O-Untersättigung. Für die Bildung H₂O-gesättigter Silikat-Schmelzen sind nämlich beachtliche H₂O-Gehalte notwendig, die in der tieferen Erdkruste oder gar im oberen Erdmantel nicht oder höchstens in extremen Ausnahmefällen zur Verfügung stehen; so enthält eine wassergesättigte Granit-Schmelze bei einem Druck von 5 kbar bereits nahezu 10 Gew.-% H₂O (Johannes u. Holtz 1996). Trotzdem stellt die H₂O-gesättigte Granit-Soliduskurve eine sehr wichtige Grenzbedingung dar, unter der sich granitische Magmen bilden können bzw. auskristallisieren.

Das Druck-Temperatur-Diagramm (Abb. 18.3) zeigt die Soliduskurve von H₂O-gesättigten Schmelzen im System Qz–Ab–Or–H₂O bis zu einem H₂O-Druck von 20 kbar. Diese Kurve gibt die jeweiligen Schmelztemperaturen der Minima bzw. der ternären Eutektika bei entsprechenden H₂O-Drücken an. Bis zu $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 3$ kbar existiert in diesem System ein einheitlicher Akf-Mischkristall; die Schmelzreaktion lautet also

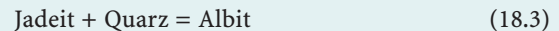


Ab $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 3$ kbar koexistieren zwei Alkalifeldspäte miteinander und mit Quarz (Seck 1971). Die Schmelzreaktion lautet dementsprechend

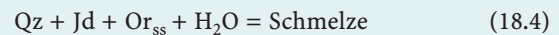


Wir erinnern uns daran, dass im Qz-freien System Ab–Or–H₂O Solvus und Solidus etwa bei $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 5$ kbar zum Schnitt kommen (Abb. 16.12c, S. 266).

Bei rund 17 kbar und 620 °C wird die obere Druck-Stabilitätsgrenze von Albit erreicht und die Soliduskurve wird durch Reaktionskurve



geschnitten. Daher gilt jetzt die Schmelzreaktion



Bis zum Einsetzen dieser Reaktion hat die Soliduskurve eine negative Steigung. Da nach der Clausius-Clapeyron'schen Gleichung

$$\frac{dT}{dP} = \frac{T(V_1 - V_s - V_{fl})}{L_p} \quad (18.1)$$

(s. S. 258) negativ wird, nimmt die Solidustemperatur mit steigendem H₂O-Druck ab, und zwar zunächst dramatisch: Mit einem Druckanstieg von 1 bar bis 1 kbar sinkt die Solidustemperatur von 960 auf 720 °C, d.h. um 240 °C, was hauptsächlich auf eine starke Erniedrigung des Molvolumens von Wasserdampf zurückzuführen ist. Danach verläuft die Soliduskurve zunehmend steiler; denn mit steigendem Druck nimmt die Kompressibilität von Wasserdampf immer mehr ab, d. h. die Erniedrigung seines Molvolumens mit dem Druck wird immer geringer. Beim Schnittpunkt mit der Gleichgewichtskurve (18.3) erhält die Soliduskurve sogar eine schwach positive Neigung, die sie bis zu hohen Drücken beibehält, wie Experimente bis 35 kbar zeigen (Huang u. Wyllie 1975).

Eine weitere Grenzbedingung nach hohen Temperaturen hin ist die Soliduskurve im H₂O-freien System Qz–Ab–Or, die nach der Clausius-Clapeyron'schen Gleichung in der Form

$$\frac{dT}{dP} = \frac{T(V_1 - V_s)}{L_p} \quad (18.2)$$

eine positive Steigung hat. In Abb. 18.3 ist die trockene Granit-Soliduskurve nur bis 4 kbar/1 000 °C eingetragen; in ihrem weiteren Verlauf bleibt die positive Steigung erhalten; sie wird allerdings bei 25 kbar etwas steiler (Huang u. Wyllie 1975). Zwischen beiden Soliduskurven befindet sich ein weites P-T-Feld, das sich nach zunehmenden Drücken hin vergrößert. In ihm verläuft eine Schar von Soliduskurven, die für unterschiedliche Grade der H₂O-Untersättigung gelten.

Eine Möglichkeit, H₂O-untersättigte Bedingungen im Experiment zu realisieren, ist das Hinzufügen einer weiteren leichtflüchtigen (volatilen) Komponente zum Wasser, so z. B. CO₂. Im System Qz–Ab–Or–H₂O–CO₂ erhöhen sich demnach die Solidustemperaturen mit Abnahme des Molenbruchs $X_{\text{H}_2\text{O}} = \text{H}_2\text{O} / (\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)$ (Abb. 18.5). An Stelle des Molenbruchs $X_{\text{H}_2\text{O}}$ wird meist die H₂O-Aktivität $a_{\text{H}_2\text{O}}$ angegeben, um der Tatsache Rechnung zu

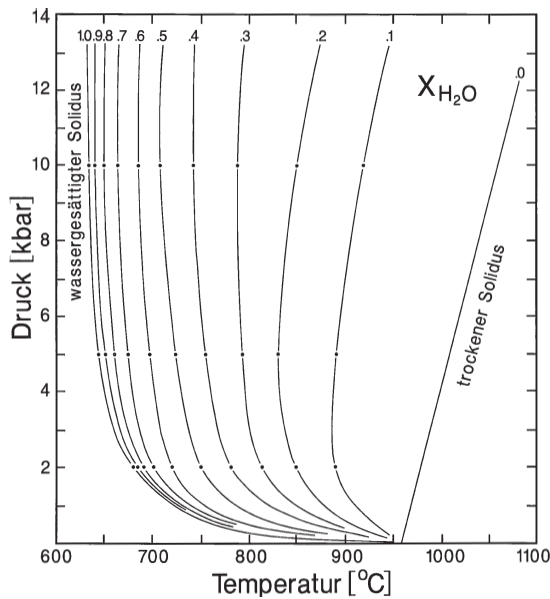


Abb. 18.5. Druck-Temperatur-Diagramm mit den Soliduskurven im Modellsystem Qz-Ab-Or-H₂O-CO₂ für unterschiedliche Molbrüche $X_{\text{H}_2\text{O}} = \text{H}_2\text{O} / (\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)$. (Nach Ebadi u. Johannes 1991, aus Johannes u. Holtz 1996)

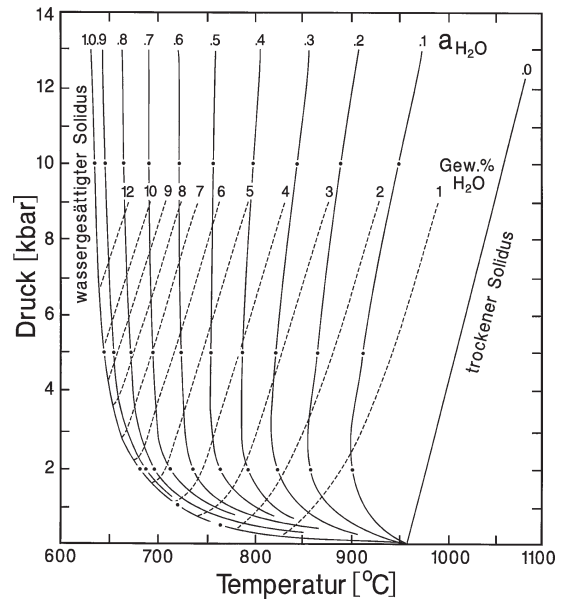


Abb. 18.6. Druck-Temperatur-Diagramm mit den Soliduskurven (*durchgezogen*) im System Qz-Ab-Or-H₂O-CO₂ für unterschiedliche H₂O-Aktivitäten $a_{\text{H}_2\text{O}}$ sowie den Liquiduskurven (*gestrichelt*) für bestimmte Wassergehalte. (Nach Johannes u. Holtz 1996)

tragen, dass sich H₂O und CO₂ bei erhöhten Drücken nicht als ideale Gase verhalten.

Für die Aktivität der Komponente i gilt $a_i = \gamma_i X_i$; der Aktivitätskoeffizient γ_i ist in der Regel P - T -abhängig und kann experimentell bestimmt werden. Wie der Vergleich von Abb. 18.5 und 18.6 zeigt, ist der Verlauf der T - $X_{\text{H}_2\text{O}}$ - und T - $a_{\text{H}_2\text{O}}$ -Kurven sehr ähnlich. Die angegebenen Aktivitäten wurden für eine fluide Phase berechnet, die nur aus H₂O und CO₂ besteht. Dabei ist nicht berücksichtigt, dass bei hohen Drücken und Temperaturen silikatische Komponenten, insbesondere SiO₂, im Fluid gelöst werden (z. B. Kennedy et al. 1962). Das würde zu einer weiteren „Verdünnung“, d. h. zu einer Erniedrigung von $a_{\text{H}_2\text{O}}$ im Fluid führen, zu deren Ausmaß jedoch keine experimentellen Daten vorliegen.

Wenn ein Gestein bei gegebenem H₂O-Druck bis zur Solidus-Temperatur aufgeheizt wird, beginnt es zu schmelzen, wobei zunächst eine Schmelze entsteht, deren Qz-Ab-Or-Verhältnis dem ternären Minimum bzw. Eutektikum bei diesem H₂O-Druck entspricht. Der *Aufschmelzgrad* hängt von der erreichten Temperatur und vom H₂O-Gehalt ab. Die *Liquiduskurven*, die in diesem System experimentell bestimmt wurden, geben den Mindestgehalt an H₂O an, der nötig ist, um eine Quarz-Alkalifeldspat-Paragenese kotektischer Zusammensetzung vollständig aufzuschmelzen. Bei isothermer Druckerhöhung steigt dieser Mindest-H₂O-Gehalt an, während er bei isobarer Temperaturerhöhung abnimmt, z. B. bei 5 kbar und einer Steigerung der Temperatur von 645 auf 875 °C von ca. 10 auf 2 Gew.-% (Abb. 18.6). Deshalb können bei hohen Temperaturen durch Dehydrations-schmelzen relativ hohe Schmelzanteile erzeugt werden, was bei niedrigen Temperaturen nicht der Fall ist.

Heizt man bei einem Druck von 5 kbar ein Mineralgemenge aus 31 Gew.-% Qz + 31 Gew.-% Ab + 36 Gew.-% Or sowie 2 Gew.-% H₂O auf, so wird bei 645 °C die Soliduskurve erreicht und es bildet sich eine H₂O-gesättigte Erstschnmelze der kotektischen Zusammensetzung 31 % Qz + 47 % Ab + 22 % Or, die fast 10 Gew.-% H₂O enthält. Da aber nur 2 Gew.-% H₂O im System vorhanden sind, kann der Schmelzanteil lediglich 20 % betragen. Mit steigender Temperatur nimmt jedoch der Mindest-H₂O-Gehalt, der für die H₂O-Sättigung notwendig ist, immer mehr ab, so dass der Schmelzanteil kontinuierlich zunehmen kann. Bei 785 °C ist die Liquiduskurve für 4 Gew.-% H₂O erreicht; nun sind bereits 50 % des Ausgangsgemenges geschmolzen. Zum vollständigen Aufschmelzen käme es, wenn man bei 880 °C auf die Liquiduskurve für 2 Gew.-% H₂O – entsprechend dem ursprünglichen H₂O-Gehalt – trifft (Johannes u. Holtz 1996, S. 53). Wie man aus Abb. 18.6, in der neben den Liquiduskurven auch die Soliduskurven für unterschiedliche $a_{\text{H}_2\text{O}}$ dargestellt sind, entnehmen kann, ist die H₂O-Aktivität im System während des Schmelzprozesses von 1 auf <0,2 gesunken. Die partiell gebildete Schmelze ändert ihre Zusammensetzung mit fortschreitendem Schmelzvorgang. Sie startet mit einer H₂O-gesättigten eutektischen Zusammensetzung von 31 % Qz + 47 % Ab + 22 % Or, verändert sich entlang der kotektischen Kurve $E_T \rightarrow E_1$ in Abb. 18.3 und endet – Gleichgewichtsbedingungen vorausgesetzt – bei der Ausgangszusammensetzung von 31 % Qz + 31 % Ab + 36 % Or. Wegen der ständig sinkenden H₂O-Aktivität lässt sich allerdings der Verlauf des Gleichgewichtsschmelzens in der Ebene Qz-Ab-Or nicht eindeutig darstellen; die gleiche Schwierigkeit würde auch für fraktioniertes Schmelzen gelten. Experimentelle Daten zeigen, dass bei Erniedrigung von $a_{\text{H}_2\text{O}}$ die Ab:Or-Verhältnisse der ternären Minima bzw. Eutektika leicht, bei 10 kbar sogar deutlich abnehmen, während die Qz:(Ab + Or)-Verhältnisse annähernd unverändert bleiben (Johannes u. Holtz 1996, Abb. 2.20).

Wie aus Abb. 18.3 hervorgeht, können in der Tiefe gebildete granitische Magmen nur so weit in der Erdkruste auf-

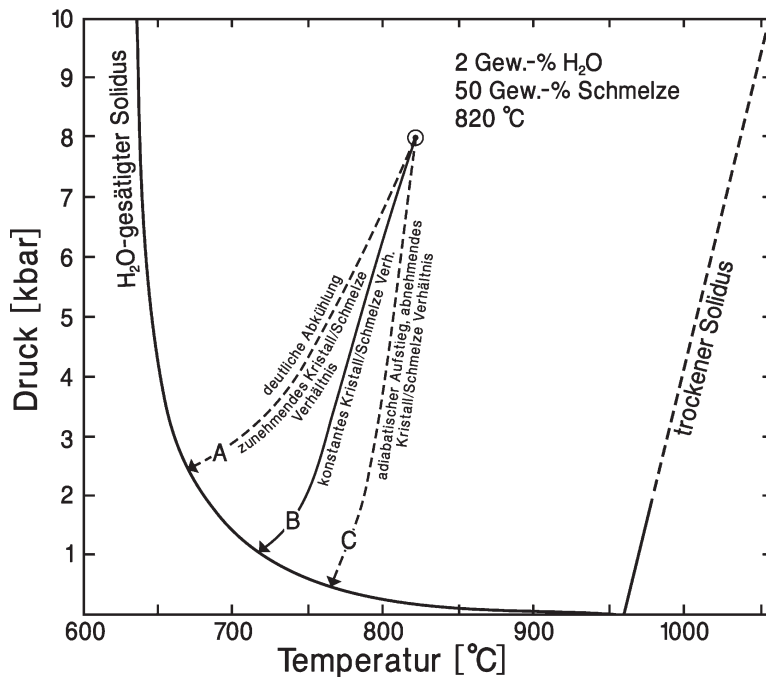


Abb. 18.7.

Das Druck-Temperatur-Diagramm zeigt die schematischen Aufstiegswege eines granitischen Magmas mit einem Schmelzanteil von 50 %. A Pfad mit langsamem Aufstieg und starker Abkühlung, so dass die Schmelze kristallisiert. B Pfad ohne Kristallisation oder Aufschmelzung, d. h. mit konstantem Kristall-Schmelze-Verhältnis. C Pfad mit adiabatischem Aufstieg, so dass es zum Aufschmelzen kommt. (Nach Johannes u. Holtz 1996)

steigen, bis sie die P - T -Bedingungen des H_2O -gesättigten Solidus erreichen. Daher können Granit-Magmen, die weit über diesen Solidus aufgeheizt sind und geringe H_2O -Gehalte aufweisen, in ein höheres Krustenniveau intrudieren als weniger heiße und H_2O -reichere. Dabei spielt die Aufstiegs- und Abkühlungsrate eine wichtige Rolle.

Nach Johannes u. Holtz (1996) können wir drei Fälle unterscheiden. Wir wollen sie anhand eines Granit-Magmas, das bei $P = 8$ kbar, $T = 820$ °C und einem Gesamt- H_2O -Gehalt von 2 Gew.-% gebildet wurde, erläutern (Abb. 18.7). Da bei diesen P - T -Bedingungen die Schmelze mit 4 Gew.-% H_2O gesättigt ist, beträgt der Aufschmelzgrad 50 % (Abb. 18.6), d. h. er liegt über dem *rheologisch kritischen Schmelzanteil* von ca. 25–40 % (s. Abschn. 15.2.2, S. 250). Daher kann das gebildete Magma als Kristallbrei in der Kruste aufsteigen.

1. Beim Pfad A erfolgt der Aufstieg so langsam, dass sich das Magma durch Ableitung der Wärme in die Umgebung, d. h. durch *konduktiven Wärmetransport* abkühlt. Dadurch kommt es zur Kristallisation, so dass das Kristall-Schmelze-Verhältnis kontinuierlich zunimmt, ebenso die H_2O -Aktivität (vgl. Abb. 18.6). Bei 2,5 kbar und 670 °C wird die H_2O -gesättigte Soliduskurve erreicht und das gesamte Magma kristallisiert aus. Der Granitpluton hat demnach eine Intrusionstiefe von knapp 10 km (Abb. 18.7).
2. Demgegenüber ist der Aufstiegs Pfad C nahezu *adiabatisch*, d. h. das Magma steigt so rasch auf, dass kaum Wärmeaustausch mit der Umgebung erfolgen kann. Daher kommt es zum Dekompressionsschmelzen, und das Verhältnis Kristalle zu Schmelze nimmt mit dem

Aufstieg kontinuierlich ab. Die H_2O -Aktivität verändert sich dabei zunächst nur wenig und steigt erst bei Drücken unterhalb ca. 2 kbar stark an. Die H_2O -gesättigte Soliduskurve wird bei einem Druck von etwa 500 bar – entsprechend einem sehr seichten Intrusionsniveau von knapp 2 km – und 765 °C erreicht, wo das Magma erstarrt (Abb. 18.7).

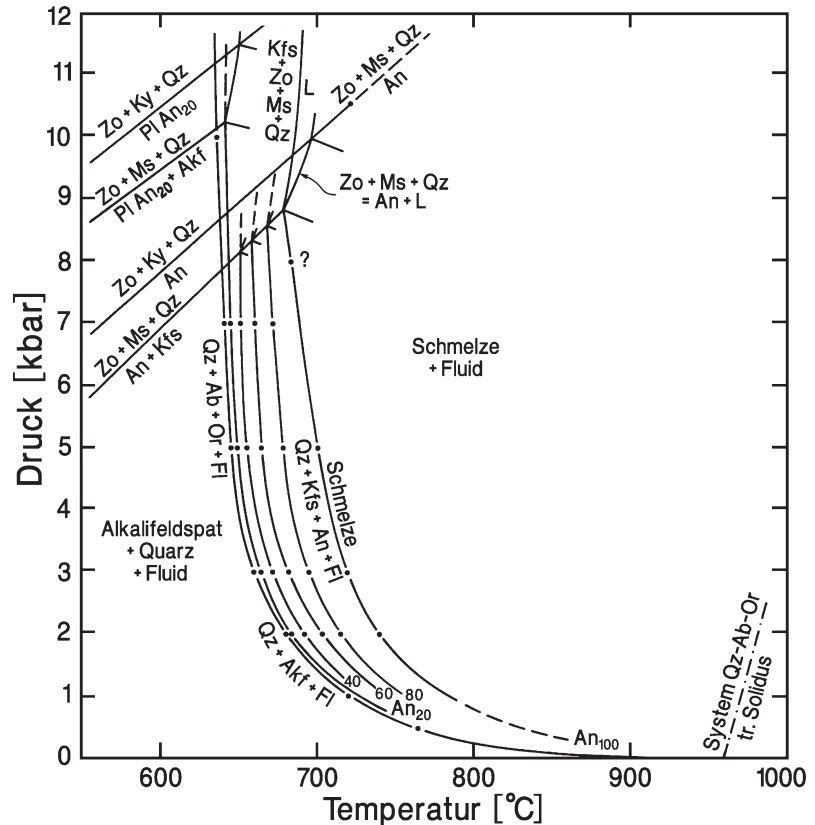
3. Der Aufstiegs Pfad B liegt zwischen diesen beiden Extremfällen. Die Abkühlungsrate nimmt gerade einen solchen Wert an, dass beim Aufstieg weder Kristallisation noch Schmelzen stattfindet; das Kristall-Schmelze-Verhältnis bleibt also konstant. Das Magma erstarrt, wenn die H_2O -gesättigte Soliduskurve bei ca. 1 kbar entsprechend einer Tiefe von knapp 4 km und einer Temperatur von 720 °C getroffen wird.

Ausgehend von einer Soliduskurve für a_{H_2O} von etwa 0,33 werden beim Aufstieg des Granitmagmas die Soliduskurven für immer höhere H_2O -Aktivitäten gekreuzt, bis der H_2O -gesättigte Solidus mit $a_{H_2O} = 1$ erreicht ist. Dementsprechend muss sich auch die Zusammensetzung der Schmelze, die ja den ternären Minima bzw. Eutektika für unterschiedliche H_2O -Aktivitäten entspricht, und damit auch die Zusammensetzung des kristallinen Residuums verändern.

Aus den experimentellen Ergebnissen folgt, dass der weit überwiegende Anteil der granitischen Magmen als Plutone in der Erdkruste stecken bleiben. Nur ungewöhnlich heiße, H_2O -arme Granit-Magmen, die nahezu adiabatisch aufsteigen, können die Erdoberfläche erreichen und im Zuge von Vulkanausbrüchen in Form rhyolitischer Laven, Tuffe oder Ignimbrite gefördert werden. Das ist jedoch viel seltener der Fall als die Intrusion von Graniten.

Abb. 18.8.

H₂O-gesättigte Soliduskurven im System Qz–Ab–An–Or–H₂O für unterschiedliche An:(An + Ab)-Verhältnisse. Eingetragen sind außerdem die oberen Druck-Stabilitätskurven für Anorthit + Kalifeldspat, Anorthit, Plagioklas (An₂₀) + Kalifeldspat und Plagioklas (An₂₀). (Nach Johannes 1984)



18.2.4

Das Modellsystem Qz–Ab–An–Or–H₂O

Die experimentellen Ergebnisse im Haplogranit-System Qz–Ab–Or–H₂O gelten – streng genommen – nur für plagioklasfreie Alkalifeldspat-Granite. Sehr viele Granite und Granodiorite enthalten jedoch Plagioklas neben Alkalifeldspat, so dass man die Komponente An (Anorthit = Ca₂Al₂Si₂O₈) berücksichtigen sollte.

Das System Qz–Ab–An–Or–H₂O ist infolge der lückenlosen Mischkristallreihe im Zweistoff-System Ab–An (Abb. 16.4, S. 259) *nicht* eutektisch. Es gibt also keine Schmelzzusammensetzung, die einem bestimmten Temperaturminimum oder Eutektikum entspricht. Bei gegebenem Druck und einer bestimmten Pauschalzusammensetzung existiert daher immer ein Temperaturintervall zwischen der H₂O-gesättigten Solidus- und der Liquiduskurve, d. h. zwischen dem beginnenden und dem vollständigen Schmelzen von Graniten mit Zusammensetzungen, die den ternären Minima bzw. Eutektika entsprechen. Wie Abb. 18.8 zeigt, nimmt die Solidustemperatur mit anwachsendem An-Gehalt des Plagioklases zu, wobei allerdings der Temperaturanstieg bei Plagioklasen mit niedrigen An-Gehalten, wie sie für Granite und Granodiorite typisch sind, sehr gering ist. Nach Johannes (1984) wächst die Solidustemperatur bei H₂O-Drücken von 2 bzw. 5 kbar nur

um 3 bzw. 4 °C an, wenn Albit durch einen Plagioklas An₂₀ ersetzt wird, bei An₄₀ sind es 11 bzw. 10 °C. Dementsprechend haben Unterschiede im An-Gehalt eines relativ Ab-reichen Plagioklases nur einen geringen Einfluss auf den Beginn des partiellen Schmelzens bei der Anatexis, wohl aber auf die Zusammensetzung der Schmelzen.

Bereits vor dem Albit (Gleichung (18.3)) erreicht Anorthit seine obere Druckstabilität unter Bildung von Zoisit und Kyanit. Bei Anwesenheit von Kalifeldspat kann zusätzlich auch Muscovit als Abbauphase auftreten. Die entsprechenden Reaktionsgleichungen sind Abb. 18.8 zu entnehmen.

18.2.5

Das Modellsystem Qz–Ab–An–H₂O

Dieses Kalium-freie System ist von großem Interesse für das Verständnis der Bildung und Kristallisationsabfolge tonalitischer Magmen. Die flankierenden Zweistoff-Systeme Qz–An und Qz–Ab sind eutektisch, wobei die eutektischen Temperaturen bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kbar 930 bzw. 685 °C (Tuttle u. Bowen 1958; Stewart 1967), bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kbar 815 bzw. 685 °C betragen (Yoder 1968). Die beiden binären Eutektika werden durch eine kotektische Linie miteinander verknüpft. Die Verhältnisse sind ganz analog zum Dreistoff-System Di–An–Ab (Abb. 16.6–16.8, S. 260f).

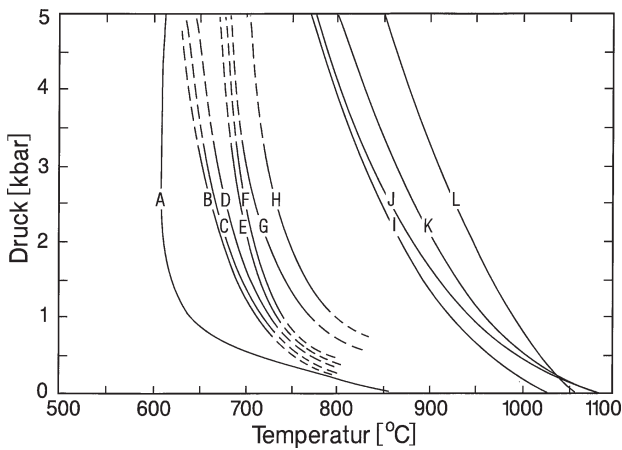


Abb. 18.9. Druck-Temperatur-Diagramm mit den H_2O -gesättigten Soliduskurven unterschiedlicher Gesteine: A Pegmatit, B Granit, C, D Quarzmonzonite, E, F Granodiorite, G, H Tonalite, I Alkalibasalt, J Olivintholeit, K High-Alumina-Basalt, L Eklogit. (Nach verschiedenen Autoren aus Piwinskii u. Wyllie 1970)

18.2.6

Das natürliche Granitsystem

Bei den Untersuchungen in den Systemen $Qz-Ab-Or-H_2O$, $Qz-Ab-An-Or-H_2O$ und $Qz-Ab-An-H_2O$ wurden felsische Komponenten wie Fe_2O_3 , FeO und MgO , die in den Mafiten der granitischen Gesteinen wie Biotit oder Amphibol eingebaut sind, vernachlässigt. Auch ein Al_2O_3 -Überschuss über $CaO + Na_2O + K_2O$ (peraluminos) oder $Na_2O + K_2O$ (metaluminos), der z. B. zur Bildung von Muscovit oder anderen Al-reichen Mineralen führt, wurde nicht berücksichtigt. Hier stellen Versuche, die an natürlichen Gesteinsproben wie an metamorphen Tonsteinen (Metapeliten), (Meta-)Grauwacken, Graniten und Tonaliten durchgeführt wurden, eine wichtige Ergänzung zu den experimentellen Modellsystemen dar. Unter H_2O -gesättigten Bedingungen mit Wasseraktivitäten von $a_{H_2O} = 1$ wurden u. a. die Soliduskurven von Pegmatiten, Graniten, Granodioriten, Quarzmonzoniten und Tonaliten bestimmt. Wie Abb. 18.9 zeigt, besitzen die H_2O -gesättigten Soliduskurven felsischer Plutonite (B–H) bei annähernd gleichem Verlauf nur relativ geringe Temperaturunterschiede und liegen im P - T -Diagramm dicht beieinander. Demgegenüber verlaufen die H_2O -gesättigten Soliduskurven basaltischer Gesteine (I–L) bei wesentlich höheren Temperaturen. So beträgt die Temperaturdifferenz zwischen dem H_2O -gesättigten Granit- (B) und Alkalibasalt-Solidus (I) bei $P_{H_2O} = 1$ kbar ca. 200 °C, bei 5 kbar ca. 150 °C.

Die Solidustemperaturen, speziell auch von Granitsystemen, werden im Wesentlichen durch den jeweiligen Gesteins-Chemismus bzw. den Mineralbestand und den H_2O -Druck kontrolliert, unabhängig von der anwesenden Wassermenge. Wie wir gezeigt hatten, würden geringe Mengen an H_2O am Solidus auch nur geringe Mengen an

Schmelze hervorbringen. Diese solidusnahe Erstschnmelze ist H_2O -gesättigt.

Ein großer Fortschritt bahnte sich in den Experimenten an natürlichen Proben bei H_2O -untersättigten Bedingungen mit $a_{H_2O} < 1$ an. Wyllie (1971) schloss aus seinen Versuchsergebnissen, dass Magmen, die als Produkt einer partiellen Aufschmelzung unterschiedlicher Gesteine entstehen, gewöhnlich aus einer H_2O -untersättigten Granitschmelze in einem Kristallbrei bestehen. Diese heterogenen Schmelzprodukte sind über einen breiten Temperaturbereich hinweg beständig, eine wichtige Erkenntnis, die seither in zahlreichen Details immer wieder bestätigt wurde (Abb. 20.1a, S. 308). Maßgeblich für Zusammensetzung und Menge von granitischen Schmelzen, die sich innerhalb tieferer bis mittlerer Krustenteile bilden, sind also der Chemismus des Ausgangsgesteins, die Höhe der Temperatur und die verfügbare Wassermenge bei gegebenem Druck. Für die Herkunft des benötigten Wassers kommen folgende Prozesse in Frage:

- H_2O wird frei im zugrundeliegenden Ausgangsgestein durch Entwässerungsschmelzen (Dehydrations-schmelzen) an Ort und Stelle. Maßgebend dafür sind die Menge und die oberen Stabilitätsgrenzen der H_2O -liefernden mafischen Minerale wie Muscovit, Biotit oder Hornblende des Altbestands, in dem sie unter verschiedenen P - T -Bedingungen mit assoziierten H_2O -freien Mineralphasen reagieren (Abschn. 24.5.2, S. 416f, 25.2.2, S. 437f). Geeignete Ausgangsgesteine für die Granitbildung, die reich an H_2O -liefernden Mineralen sind, stellen z. B. Metapelite, Metagrauwacken oder glimmerreiche Granitgneise, aber auch Tonalite dar.
- H_2O wird frei bei Entwässerungsreaktionen aus subduzierter ozeanischer Kruste (vgl. Abb. 26.8, S. 458) noch unterhalb von Solidustemperaturen einer granitischen Schmelze.
- H_2O wird frei aus metamorphen Entwässerungsreaktionen, die in einem angrenzenden Kristallinabschnitt ebenfalls noch unterhalb der Solidustemperatur einer granitischen Schmelze ablaufen. Diese H_2O -Quelle kann nur in einem relativ lokalen Rahmen eine gewisse Bedeutung haben.

Die granitische Schmelze, die sich oberhalb der Solidustemperatur bildet, nimmt das frei gewordene und frei werdende Wasser auf. Mit ansteigender Temperatur vergrößert sich der Schmelzanteil, und die Untersättigung der Schmelze an H_2O wächst an, wie das bereits im einfachen Modellsystem $Qz-Ab-Or-H_2O$ erläutert wurde (Abb. 18.6). Die als Restite innerhalb der Schmelze verbliebenen Reaktionsprodukte aus Altbestand bestehen – neben Quarz, Kalifeldspat oder Plagioklas – aus Granat, Cordierit und Sillimanit/Kyanit oder aus Orthopyroxen und Klinopyroxen. Sondern sich granitische Magmen in der tieferen Erdkruste unter hohen Drücken von den Restgesteinen ab, so können weitgehend H_2O -freie

oder H₂O-arme Metamorphite entstehen, die man als *Granulite* bezeichnet (s. Abschn. 26.3.5, S. 464f).

Entwässerungsschmelzen von Hornblende-führenden Ausgangsgesteinen (Amphiboliten) wird als ein wichtiger erster Schritt in der Entwicklung kontinentaler Erdkruste seit dem Archaikum angesehen. Dieser Vorgang führte offenbar zur Bildung *tonalitischer* Magmen, während basische Granulite als Restgesteine zurückblieben. In den auf diese Weise gebildeten, ausgedehnten Tonalit-Arealen kam es in einem weiteren Schritt des Entwässerungsschmelzen zur Bildung *granitischer* Magmen (Wedepohl 1991).

Die wichtigsten Ergebnisse von Schmelzexperimenten an felsischem, metalumischem und peralumischem Ausgangsmaterial lassen sich folgendermaßen zusammenfassen (Johannes u. Holtz 1996, S. 261 und 263):

1. Die anfänglichen Schmelztemperaturen, die in vielen natürlichen H₂O-gesättigten felsischen Gesteinen festgestellt wurden, sind ähnlich. Dieser Befund bestätigt die Ergebnisse, die im Modellsystem Qz–Ab–Or gewonnen wurden.
2. Innerhalb gegebener Grenzen hat die pauschale Zusammensetzung eines aus Quarz + Feldspat bestehenden Gesteins nur wenig Einfluss auf die einsetzende Schmelzzusammensetzung; jedoch ändert sich die Zusammensetzung der Schmelze mit Veränderung von P , T und $a_{\text{H}_2\text{O}}$.
3. Granitische Magmen sind nicht H₂O-gesättigt. Sie bestehen vielmehr aus H₂O-untersättigter Schmelze und unterschiedlichen Mengen suspendierter Kristalle.
4. Soweit H₂O die einzige leichtflüchtige Komponente ist, sind die Solidustemperaturen von Graniten unabhängig von der H₂O-Menge im System. Jedoch kontrolliert der H₂O-Gehalt die prozentualen Schmelzanteile und die Liquidustemperatur bei gegebener Pauschalzusammensetzung innerhalb der Randbedingungen P , T und $a_{\text{H}_2\text{O}}$.
5. Granitische Magmen können sich in einem weiten P - T -Bereich bilden und auskristallisieren.
6. Die meisten granitischen Magmen entstehen bei hohen Temperaturen (>800 °C), wobei sich eine enge Beziehung zwischen der Intrusion von Gabbro-Magmen und der Entstehung von Graniten andeutet (Magmatic Underplating). Granite mit Bildungstemperaturen <800 °C werden oft als Schmelzprodukte von Krustengesteinen angesehen, insbesondere die peraluminosen Leukogranite, z. B. des Himalayas (z. B. Scaillet et al. 1995).

Experimentelle Ergebnisse von Sisson et al. (2005) zeigen, dass auch durch partielles Schmelzen von basaltischen Gesteinen unter Bedingungen der mittleren bis unteren Erdkruste granitische bzw. rhyolithische Magmen entstehen können.

Weiterführende Literatur

- Bonin B (2007) A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97:1–29
- Haapala I, Rämö OT, Frindt S (2005) Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism. *Lithos* 80:1–32
- Johannes W, Holtz F (1996) *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer, Berlin Heidelberg New York Tokyo
- Rämö OT (ed) (2005) *Granitic systems*. *Lithos* 80 (Ilmari Haapala Volume), 402 p
- Tuttle OF, Bowen NL (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂–H₂O. *Geol Soc Am Mem* 74, 153 p

Zitierte Literatur

- Bowden P, Batchelor RA, Chappell BW, Didier J, Lameyre J (1984) Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: A discussion. *Phys Earth Planet Int* 35:1–40
- Chappell BW, White AJR (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol* 8:173–174
- Chappell BW, White AJR (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans Roy Soc Edinburgh, Earth Sci* 83:1–26
- Ebadi A, Johannes W (1991) Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz–Ab–Or–H₂O–CO₂. *Contrib Mineral Petrol* 106:286–295
- Huang WL, Wyllie PJ (1975) Melting reactions in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂ to 35 kilobars, dry and with excess water. *J Geol* 83:737–748
- Johannes W (1984) Beginning of melting in the granite system Qz–Ab–Or–An–H₂O. *Contrib Mineral Petrol* 86:264–273
- Kennedy GC, Wasserburg GJ, Heard HC, Newton RC (1962) The upper three-phase region in the system SiO₂–H₂O. *Am J Sci* 260:501–521
- Luth WC, Jahns RH, Tuttle OF (1964) The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J Geophys Res* 69:759–773
- Pearce JA, Harris NBW, Tindle AG (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol* 25:956–983
- Pitcher WS (1983) Granite type and tectonic environment. In: Hsu K (ed) *Mountain building processes*. Academic Press, London, pp 19–40
- Piwinskii AJ, Wyllie PJ (1970) Experimental studies of igneous rock series: Felsic body suite from the Needle Point pluton, Wallowa Batholith, Oregon. *J Geol* 78:52–76
- Scaillet B, Pichavant M, Roux J (1995) Experimental crystallization of leucogranite magmas. *J Petrol* 36:663–705
- Seck HA (1971) Alkali feldspar-liquid and alkali feldspar-liquid-vapor relationships at pressures of 5 and 10 kbar. *N Jahrb Mineral Abhandl* 115:140–163
- Shand SJ (1943) *Eruptive rocks*, 2nd edn. Wiley, New York
- Sisson TW, Ratajeski K, Hankins WB, Glazner AF (2005) Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contrib Mineral Petrol* 148:635–661
- Stewart DB (1967) Four phase curve in the system CaAl₂Si₂O₈–SiO₂–H₂O between 1 and 10 kilobars. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 47:35–39
- Wedepohl KH (1991) Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geol Rundsch* 80:207–223
- Winkler HGF (1979) *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 5th edn. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Wyllie PJ (1971) Experimental limits for melting in the earth's crust and upper mantle. *Geophys Monogr Series* 14:279–301
- Yoder HS (1968) Albite-anorthite-quartz water at 5 kb. *Carnegie Inst Washington Yearb* 66:477–478

Orthomagmatische Erzlagerstätten

19.1 Einführung

19.2 Lagerstättenbildung durch fraktionierte Kristallisation

19.3 Lagerstättenbildung durch liquide Entmischung von Sulfid- und Oxid-Schmelzen

19.4 Erz- und Mineral-Lagerstätten in Karbonatit-Alkalimagmatit-Komplexen

Zunächst seien einige allgemeine Bemerkungen zur Genese und Gliederung von Lagerstätten vorausgeschickt:

Durch magmatische Prozesse (Plutonismus und Vulkanismus) können Schwermetalle oder andere geochemisch seltene Elemente über den geochemischen Durchschnitt der Erdkruste angereichert werden. Es kommt zur Kristallisation von Erz- und Industriemineralen, die bauwürdige oder sogar weltwirtschaftlich bedeutsame Erz- und Minerallagerstätten bilden können.

In vielen Fällen erfolgt die magmatische Lagerstättenbildung schon während der Kristallisation des Magmas, oft relativ früh in der magmatischen Entwicklung: *orthomagmatische Lagerstätten*. Häufig scheiden sich Erz- oder Industriemineralen im Anschluss an die Kristallisation eines magmatischen Gesteins aus wässrigen Restschmelzen oder Restlösungen aus; zu diesen *spätmagmatischen Lagerstätten* gehören die *Pegmatite* (Kap. 20) sowie *hydrothermale Gänge und Adern*. In anderen Fällen werden fertige Gesteinskomplexe von vulkanischen Dämpfen oder heißen Lösungen (*Hydrothermen*) durchsetzt, in denen Schwermetalle oder seltene chemische Elemente transportiert werden. Es entstehen z. B. *hydrothermale Imprägnationen* oder – durch Reaktion mit dem Nebengestein – *hydrothermale Verdrängungen*. Oft stammen die hydrothermalen Lösungen nicht von einem kristallisierenden Magma-Körper ab, sind also nicht juvenil, sondern es handelt sich um meteorisches Wasser, Ozeanwasser oder fossiles Wasser, das in Gebieten mit erhöhtem geothermischem Gradienten, z. B. im Dachbereich einer magmatischen Intrusion oder einem mittelozeanischen Rücken aufgeheizt wurde. Daher werden die hydrothermalen Erz- und Minerallagerstätten in einem eigenen Kapitel (Kap. 21) behandelt. Ist eine Erz- oder Minerallagerstätte gleichzeitig mit ihrem Nebengestein (z. B. orthomagmatisch) entstanden, bezeichnet man sie als *syngenetisch*; wurde sie später als das Nebengestein gebildet (z. B. als hydrothermale Verdrängung) handelt es sich um eine *epigenetische Lagerstätte*.

Insgesamt sind die Prozesse der Lagerstättenbildung außerordentlich komplex. In einer Erz- oder Minerallagerstätte können syngenetische und epigenetische Prozesse miteinander kombiniert sein; orthomagmatische und spätmagmatische Vorgänge können sich überschneiden. Die Vielzahl von seltenen Elementen und leichtflüchtigen Komponenten, die bei der Lagerstättenbildung eine Rolle spielen, machen aussagekräftige experimentelle Untersuchungen in vereinfachten Modellsystemen schwierig, oft sogar unmöglich. Von einer befriedigenden Lagerstätten-systematik auf genetischer Grundlage sind wir daher noch weit entfernt. Die Klassifikationen von Paul Niggli (1929) und Hans Schneiderhöhn (zuletzt 1962) mit ihrer scharfen Trennung von magmatischer Frühkristallisation, Hauptkristallisation und Restkristallisation können heute nicht mehr aufrecht erhalten werden. Die Systematik von Waldemar Lindgren (zuletzt 1933) wurde zwar von Guilbert und Park (1986) erweitert und modernisiert, wird aber von diesen Autoren selbst noch nicht als endgültig angesehen. Zunehmendes Interesse finden die Beziehungen zwischen Lagerstättenbildung und Plattentektonik (z. B. Sawkins 1990; Evans 1993).

19.1 Einführung

Bei der Kristallisation basischer Magmen kommt es oft zur Anreicherung von Erzmineralen, durch die wirtschaftlich bedeutsame Erzlagerstätten von Chromit, Titanomagnetit, Ilmenit, Nickelmagnetkies, Chalkopyrit (Kupferkies) und Platinmetallen (Legierungen von Platin-Gruppen-Elemente PGE) entstehen können. Zwei Bildungsmechanismen sind dabei von großer Wichtigkeit:

1. die Anreicherung von *Erzkristallisaten* im Zuge von Vorgängen der *fraktionierten Kristallisation* und
2. die Bildung von sulfidischen oder oxidischen *Erz-Schmelzen* durch *liquide Entmischung* aus Sulfid-(Oxid-)führenden Silikat-Schmelzen.

Sehr häufig spielen bei diesen Vorgängen leichtflüchtige Komponenten, insbesondere H_2O , eine wesentliche Rolle.

Das Prinzip dieser Prozesse wollen wir anhand des hypothetischen Modellsystems Gabbro (Silikat)–Oxid–Sulfid verständlich machen (Guilbert u. Park 1986). Abbildung 19.1a zeigt die Projektion der Liquidusfläche auf die Konzentrationsebene mit drei binären Eutektika, drei kotektischen Linien und einem ternären Eutektikum. Bei Veränderung der äußeren Bedingungen, z. B. durch Hinzufügen von CO_2 zur fluiden Phase treten in diesem System Bereiche auf, in denen keine einheitliche Schmelze mehr existiert, sondern z. B. Silikat- und Sulfid-Schmelzen oder Silikat- und Oxid-Schmelzen miteinander koexistieren. Die Zusammensetzungen dieser koexistierenden Schmelzen, z. B. A und B, C und D, F und G, sind durch Konoden miteinander verbunden (Abb. 19.1b). Wir wollen die Kristallisationspfade von zwei silikatischen Schmelzen verfolgen, die geringe Anteile an Oxid- und Sulfid-Schmelze gelöst enthalten.

Kühlt man die Schmelze X mit einem Sulfid/Oxid-Verhältnis von etwa 50:50 ab, so kristallisieren Silikat-Mineralen wie Olivin, Pyroxen und Plagioklas aus. Bei weiterer Abkühlung und Fraktionierung dieser Silikat-Phasen entwickelt sich die Schmelzzusammensetzung in Richtung der kotektischen Linie E_1 – E_T , wo sich bei Punkt P Silikate und Oxide gemeinsam aus der Schmelze ausscheiden (Abb. 19.1c). Setzt man den Fraktionierungsvorgang fort, wird das ternäre Eutektikum E_T erreicht und es kristallisiert zusätzlich Sulfid aus. Fraktionierte Kristallisation kann also aus einem Gabbro-Magma X zu sulfidischen Erzkörpern führen, die geringe Gehalte an Oxiden enthalten können.

Kühlt man dagegen Schmelze Y mit einem Sulfid/Oxid-Verhältnis von ca. 85:15 ab, so wird nach Ausscheidung von Silikaten das Gebiet erreicht, in dem eine Silikat-Schmelze A mit einer Sulfid-Schmelze B koexistiert. Entfernt man bei weiterer Abkühlung die Silikat-Kristalle und die Tröpfchen von sulfidreicher Schmelze aus dem System, so wird Punkt m erreicht, bei dem nun wieder eine einheitliche Schmelze dieser Zusammensetzung mit Silikat-Kristallen im Gleichgewicht steht. Unter Silikat-Fraktionierung erreicht der weitere Abkühlungspfad bei Punkt Q die kotektische Linie, wo es wiederum zu Oxid-Kristallisation kommt. Aus der Gabbro-Schmelze Y bildet sich also durch liquide Entmischung ein sulfidreiches Erz, durch fraktionierte Kristallisation ein oxidreiches Erz.

In Wirklichkeit sind die erzbildenden Prozesse in der Natur viel komplizierter. Insbesondere spielen leichtflüchtige Komponenten eine wichtige Rolle.

19.2

19.2 Lagerstättenbildung durch fraktionierte Kristallisation

Bei der fraktionierten Kristallisation von basischen Magmen kommt es zur Anreicherung oxidischer Erzminerale wie Chromit, Ilmenit und Titanomagnetit sowie von Platinmetallen (PGE-Legierungen). Solche Erze sind häufig an schichtige Intrusionen (Layered Intrusions) von Gabbro bzw. Norit oder an deren Differentiate gebunden, die durch ultramafische Gesteine wie Dunite, Peridotite und Pyroxenite oder felsische Gesteine wie Anorthosit repräsentiert werden. Die Erze können geschlossene Erzkörper und Erzlagen bilden oder sind als unter-

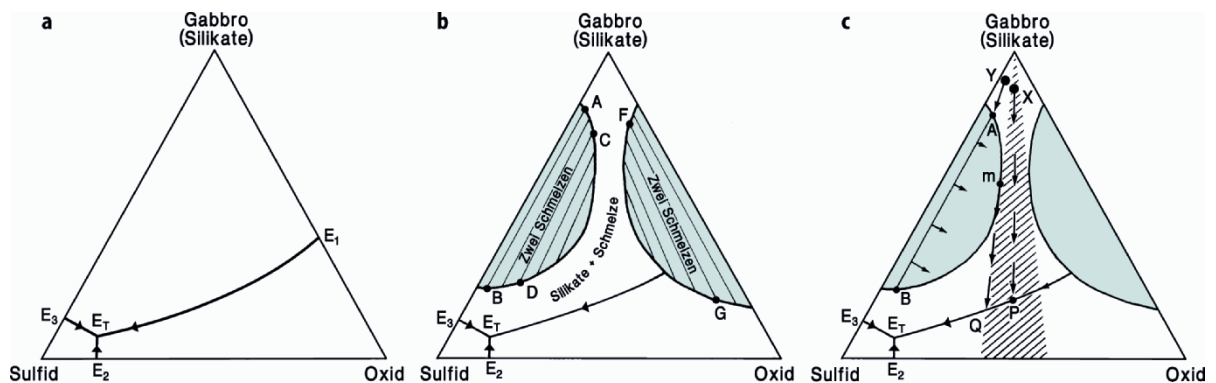


Abb. 19.1. Schematische Darstellung eines Modellsystems Gabbro (Silikate)–Oxid–Sulfid. **a** Projektion der Liquidusfläche auf die Konzentrationsebene mit drei kotektischen Linien und einem ternären Eutektikum E_T . **b** Dasselbe System mit zwei Bereichen von liquider Entmischung; die Zusammensetzungen koexistierender Silikat- und Sulfid-Schmelzen bzw. Silikat- und Oxid-Schmelzen sind durch Konoden miteinander verbunden. **c** Unterschiedliche Kristallisationspfade von zwei ähnlich zusammengesetzten Ausgangsschmelzen X mit fraktionierter Kristallisation und Y mit liquider Entmischung + fraktionierter Kristallisation (s. Text). (Mod. nach Guilbert u. Park 1986)

geordnete Gemengteile im Gestein verteilt. Typisch für schichtige Intrusionen sind Kumulatgefüge. Wie bereits in Abschn. 15.4.1 (S. 250ff) beschrieben, sind die mechanischen Prozesse, die zur Bildung von Kumulaten führen, sehr komplex. Gravitatives Absaigern oder Aufschwimmen auf Grund der Dichte-Unterschiede zwischen Kristallen und Schmelze und Filterpressung sind mit Sicherheit nicht die einzigen Mechanismen; Konvektionsvorgänge, Dichteströmungen (engl. density currents) und in-situ-Kristallisation am Boden der Magmenkammer spielen eine wichtige, fallweise sogar die entscheidende Rolle.

Wendet man das Stoke'sche Gesetz

$$v = \frac{\Delta\rho g r^2}{\eta_1} \quad [19.1]$$

auf gravitative Fraktionierungsvorgänge an, so erkennt man, dass die Geschwindigkeit (v) des Absinkens oder Aufsteigens von Kristallen in der Schmelze vom Dichteunterschied zwischen Kristall und Schmelze ($\Delta\rho$), dem

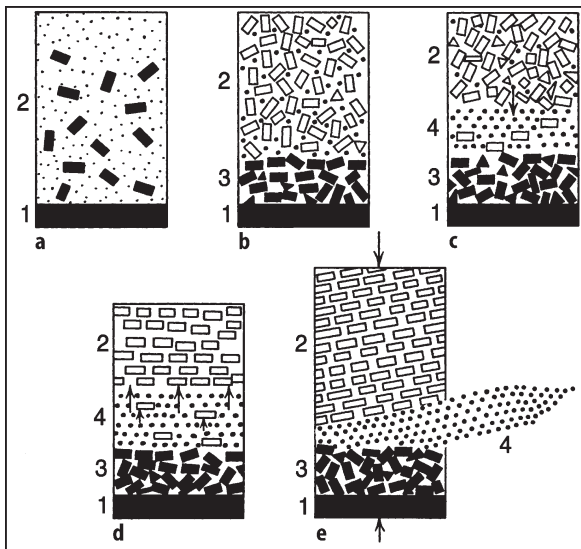


Abb. 19.2. Bildung einer Oxid-Schmelze durch fraktionierte Kristallisation von Silikaten. Erläuterungen im Text. (Nach Bateman 1951, aus Stanton 1972)

Radius (r) der kugelförmig gedachten Kristalle höherer oder niedrigerer Dichte und von der Viskosität der Schmelze (η_1) abhängt (g = Erdbeschleunigung). Dabei nimmt v mit $\Delta\rho$ linear, mit r dagegen exponentiell zu. Daher können weniger dichte, aber größere Silikat-Kristalle schneller absinken oder aufsteigen als dichtere, aber kleinere Erzminerale. Berücksichtigt man diese Tatsache und die Überlegungen, die wir im schematischen „Dreistoff“-System Silikat-Oxid-Sulfid (Abb. 19.1) angestellt hatten, so wird klar, dass oxidische Erzkörper nicht unbedingt „Frühkristallite“ basischer Magmen darstellen müssen, sondern auch relativ spät durch *fraktionierte Kristallisation von Silikat-Mineralen* entstehen können.

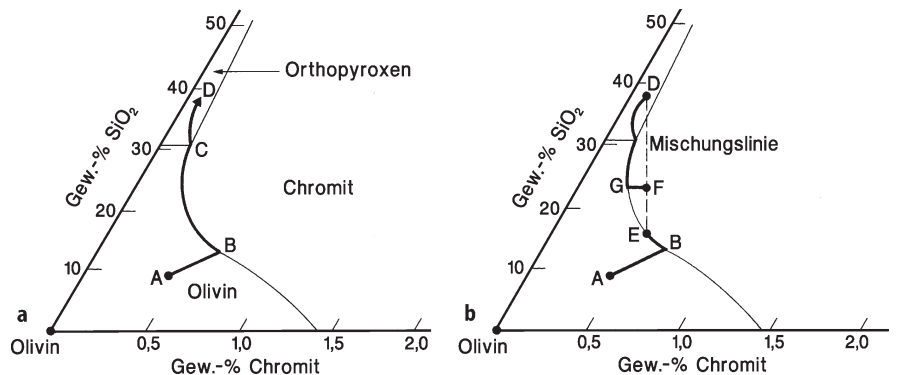
Das soll an einem einfachen Beispiel erläutert werden (Abb. 19.2a-e):

- a Ein basisches Magma intrudiert und wird am Boden der Magmenkammer abgeschreckt (1: Abschreckungszone). Aus dem Magma (2) scheidet sich eine erste Generation von Silikat-Kristallen, z. B. Olivin und/oder Pyroxen, aus.
- b Diese reichern sich als Kumulat (3) über der Abschreckungszone (1) an, während aus dem Magma eine zweite Silikat-Generation, z. B. Plagioklas, kristallisiert. Die Restschmelze, die ein Netzwerk zwischen den Kristallen bildet, ist an Oxid-Komponente, aber auch an leichtflüchtigen Komponenten, z. B. H_2O , angereichert.
- c,d Die Plagioklasen werden in der Dachregion der Magmenkammer angereichert und bilden dort ein Kumulat (2); infolgedessen konzentriert sich die Oxid-Fluid-reiche Restschmelze immer mehr im mittleren Bereich der Magmenkammer, z. B. durch Filterpressung (4). Bei Erreichen der kotektischen Linie in Abb. 19.1 kristallisieren Oxide und Silikate gemeinsam aus; es bildet sich ein schichtiger Erzkörper, der auch spät gebildete Silikat-Kristalle enthält. Eine gravitative Trennung dieser Oxid- und Silikat-Kristalle wird durch ihre geringe Größe behindert oder verhindert.
- e Da die oxidreiche Erzschmelze einen hohen Anteil an leichtflüchtigen Komponenten, z. B. H_2O , enthält, hat sie eine geringe Viskosität und verhält sich relativ mobil; sie kann daher schon vor ihrer Kristallisation aktiv in das Nebengestein intrudieren oder auch passiv ausgepresst werden (4).

Eine weitere, elegante Möglichkeit zur Erklärung von Oxid-Erzkörpern ist die *Magmen-Mischung*, die nach Irvine (1977) anhand des einfachen Dreistoff-Systems Chromit-Olivin- SiO_2 erläutert werden soll (Abb. 19.3a,b). Im flankierenden Zweistoff-System Olivin- SiO_2 tritt die Verbindung Orthopyroxen auf (vgl. Abb. 16.15, S. 270), die bei niedri-

Abb. 19.3.

Bildung von Chromit-Lagerstätten durch Magmenmischung, erläutert an Hand des Dreistoff-Systems Chromit-Olivin- SiO_2 . a Kristallisationspfad einer Schmelze A: A → B → C → D. b Bildung einer Chromit-Vererzung F durch Mischung der hochdifferenzierten Schmelze D mit einem neuen Schub von primitiverem Magma, das die Zusammensetzung E erreicht hat (s. Text). Man beachte den stark vergrößerten Maßstab für die Chromit-Gehalte. (Mod. nach Irvine 1977, aus Evans 1993)



gem Druck inkongruent schmilzt; das flankierende Zweistoff-System Olivin–Chromit hat ein Eutektikum bei etwa 1,5 % Chromit-Komponente. Aus einer Schmelze der Zusammensetzung A kristallisiert zunächst Olivin aus. Wenn bei B die kotektische Linie erreicht wird, kommt es zur gemeinsamen Ausscheidung von Olivin und Chromit. Der Kristallisationspfad folgt der kotektischen Linie B → C, bis bei Punkt C die peritektische Reaktion zu Orthopyroxen einsetzt und z. B. bei D die fraktionierte Kristallisation beendet ist (Abb. 19.3a). Die entstehenden Dunite oder Harzburgite weisen nur geringe Chromit-Gehalte von <1 % auf. Die Situation ändert sich dagegen, wenn in die Magmenkammer ein frischer Schub von primitivem basischen Magma A eindringt, das nur bis Punkt E fraktioniert und sich mit der differenzierten Schmelze D mischt. Jetzt liegt die Magmen-Zusammensetzung im Ausscheidungsfeld von Chromit, z. B. bei F, und es kristallisiert so lange Chromit aus, bis die kotektische Linie bei G wieder erreicht wird (Abb. 19.3b). Auf diese Weise können aus einem basaltischen Magma mit relativ geringen Cr-Gehalten Lagen oder Schlieren von Chromiterz entstehen.

19.2.1 Chromit- und Chromit-PGE-Lagerstätten

Chromit ist das einzige wirtschaftlich wichtige Cr-Erzmineral und seine Vorkommen als *Chromeisenstein* bil-

den wichtige Lagerstätten dieses Stahlveredlungsmetalls. Man unterscheidet grundsätzlich zwei verschiedene Typen von Chromit-Lagerstätten:

- stratiforme Chromit-Lagerstätten und
- podiforme (alpinotype) Chromit-Lagerstätten

Stratiforme Chromit-Lagerstätten (Bushveld-Typ). Sie sind an schichtige Norit-Intrusionen in tektonisch stabilen Kratonen gebunden. Die weltweit größten Lagerstätten dieses Typs mit insgesamt 94 % der Weltvorräte an Chromit liegen im südlichen Afrika. Der *Bushveld-Komplex* in Südafrika ist ein riesiger trichterförmiger Intrusivkörper mit einer Oberflächenausdehnung von 460 × 250 km und einer maximalen Mächtigkeit von 7,6 km (Abb. 19.4), der seine Entstehung einem „Hot Spot“ im Erdmantel verdankt. Er besteht aus 2 Hauptintrusionen, einem etwa 2 100 Ma (Ma = Millionen Jahre) alten Gabbro bis Norit mit Lagen von Harzburgit, Pyroxenit (insbesondere Bronzinit), Lherzololith und Anorthosit sowie dem etwas jüngeren Bushveld-Granit, der sehr genau auf 2 054,4 ± 1,8 Ma datiert wurde (Walraven u. Hatting 1993). Die bis zu 2 m mächtigen chromitreichen Bänder befinden sich im unteren Teil der Norit-Intrusion (Abb. 19.4), insbesondere in der sog. kritischen Zone (Abb. 19.5); sie lassen sich im Gelände auf mehr als 100 km im Streichen

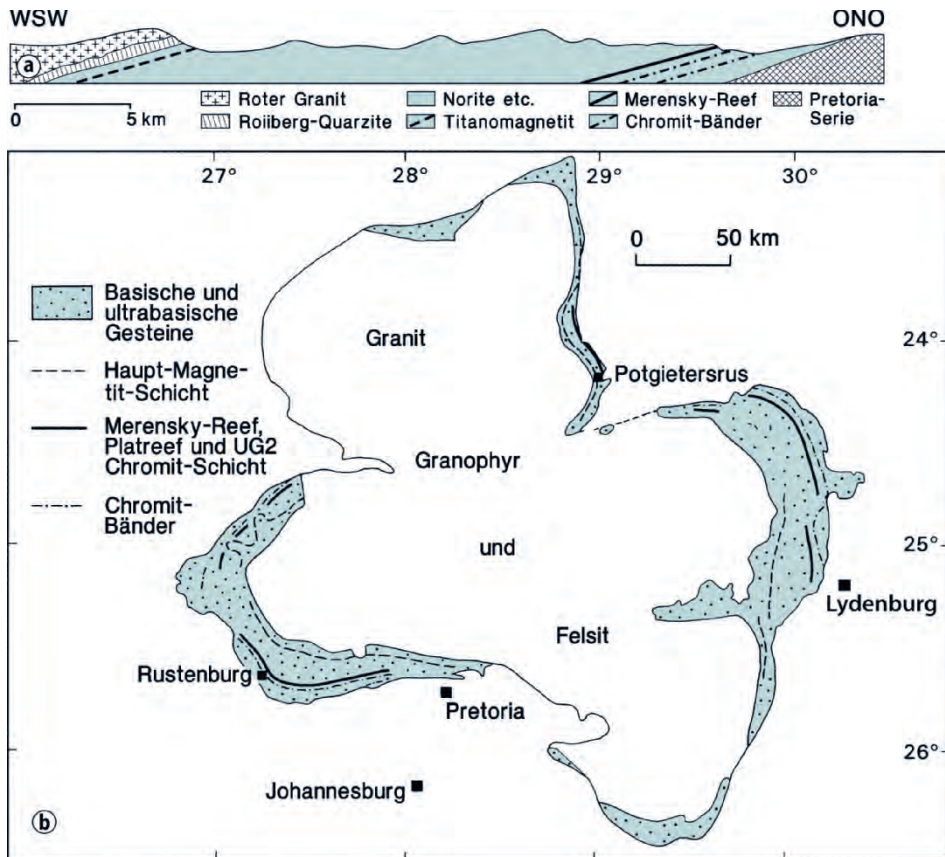


Abb. 19.4. a Profil durch den Ostteil des Bushveld-Komplexes in der Gegend westl. von Lydenburg. (Nach Wagner 1929, aus Schneiderhöhn 1958). b Vereinfachte geologische Karte des Bushveld-Komplexes, Transvaal (Republik Südafrika). (Nach Evans 1993)

Abb. 19.5.

Chromitit-Bänder im Bushveld-Komplex, obere Subzone (UG-1) der Kritischen Zone. Die Chromitit-Lagen, die hier nur einige Zentimeter mächtig sind, bestehen zu ca. 70 Vol.-% aus Chromit; sie sind in Anorthosite (Plagioklas An_{78-80}) eingeschaltet. Brücke über den Dwars River zwischen Lydenburg und Loskop Dam, östliches Bushveld. Der Aufschluss ist ein National Monument. (Foto: Reiner Klemm)



verfolgen. Die Vorräte belaufen sich auf mindestens 2 300 Mio. t, etwa 70 % der Weltvorräte. Der *Great Dyke* („Großer Gang“) in Simbabwe ist ein etwa N-S-streichender, 530 km langer und maximal 9,5 km breiter schichtiger Intrusiv-Komplex. Er ist ca. 2 575 Ma alt und stellt das älteste Beispiel für eine große kontinentale Riftzone, ein „Failed Rift“ dar. In den maximal 45 cm mächtigen Chromititbändern stecken beachtliche Chromreserven.

Nicht selten sind stratiforme Chromit-Lagerstätten mit bauwürdigen Anreicherungen von *Platinmetallen* (PGE) verknüpft. Ein wichtiges Beispiel ist der sog. UG2-Chromitit-Horizont im *Bushveld-Komplex*, der mit Gehalten von 3,5–19 g/t PGE und Vorräten von $5,4 \cdot 10^9$ t inzwischen das berühmte Merensky Reef (s. Abschn. 19.3.1, S. 303f) an Bedeutung übertrifft. Im Bushveld gibt es auch kleine schlotförmige Dunitkörper, die wesentlich reicher an legierten Platinmetallen sind, aber nur geringe wirtschaftliche Bedeutung besitzen. Auch im Gebiet von Nischnij Tagil im Ural sind PGE- und Chromit-Vererzungen miteinander verknüpft; allerdings werden hier die PGE überwiegend aus sekundären Seifen-Lagerstätten gewonnen (Abschn. 23.2.7, S. 358).

Ebenfalls zum Bushveld-Typ gehört die stratiforme Chromit-Lagerstätte Mount Bolshaya Varaka in der Layered Intrusion von Imandra (Kola-Halbinsel, Russland), wobei allerdings die PGE-Mineralie erst sekundär, durch postmagmatische hydrothermale Vorgänge angereichert wurden (Barkov und Fleet 2004).

Podiforme (alpinotype) Chromit-Lagerstätten. Sie sind an Ophiolith-Komplexe gebunden, d. h. an Späne von ozeanischer Lithosphäre, die obduziert wurden und als Deckenkomplexe Bestandteile von Orogenen bilden. Ihr Alter ist paläozoisch, oft aber jünger. Die Chromit-

Vererzung steckt meist in Harzburgiten, deren Olivin häufig serpentiniert ist. In diesem Nebengestein findet sich Chromit in Bändern, Schlieren, Knollen oder kokardenförmigen Aggregaten. Geringere Mengen davon sind in Körnern eingesprengt. Die bedeutendsten Lagerstätten liegen im Ural, z. B. im ultrabasischen Massiv von Kempirsai. Dieses verfügt nicht nur über Chromiterz-Reserven von 90 Mio. t, sondern enthält zusätzlich gewaltige PGE-Reserven von mindestens 250 t, und zwar vorwiegend Ir, Ru und Os (Distler et al. 2008). Die meisten podiformen Chromit-Lagerstätten von wirtschaftlicher Bedeutung, insbesondere auf dem Balkan, auf Zypern (Troodos-Komplex), in der Türkei, den Philippinen, in Neu-Kaledonien und auf Kuba, sind viel kleiner. Insgesamt enthalten podiforme Chromit-Lagerstätten nur 4 % der Weltvorräte an Cr.

19.2.2 Fe-Ti-Oxid-Lagerstätten

Wichtigste Erzminerale sind *Ilmenit* ($FeTiO_3$) und *Titanomagnetit* mit wirtschaftlich interessanten Vanadium-Gehalten. Titanomagnetit besteht aus einem Wirtkristall von Magnetit, in dem Entmischungslamellen von Ilmenit // {111} sowie von Spinell und/oder Ulvöspinell // {100} eingelagert sind (Abschn. 5.2, S. 82ff). Die Fe-Ti-Oxiderze sind an Anorthosite gebunden, wobei sich folgende zwei Typen unterscheiden lassen:

Layered Intrusions. In Layered Intrusions entstehen durch fraktionierte Kristallisation von Gabbro- bzw. Norit-Magmen Anorthosit-Lagen aus sehr basischem Plagioklas. Dabei können sich – ähnlich wie in Abb. 19.2 schematisch dargestellt – V-Ti-Fe-reiche oxidische Restschmelzen bilden, die bei Erhöhung der Sauerstoff-Fugazität zu Tita-

nomagnetit-Lagerstätten auskristallisieren. Das bekannteste Beispiel ist die Titanomagnetit-Lage im oberen Bereich des *Bushveld-Komplexes* (Abb. 19.4), die erhebliche V-Reserven enthält. Weitere Beispiele sind der *Stillwater-Komplex* in Montana (USA) und der *Duluth-Gabbro-Komplex* in Minnesota (USA).

Anorthosit-Massive. Große *Anorthosit-Massive*, meist von proterozoischem Alter, haben sich wahrscheinlich durch fraktionierte Kristallisation von riesigen Mengen basaltischer Schmelze an der Krusten-Mantel-Grenze gebildet und sind als Kristallbrei in die mittlere Kruste intrudiert (Ashwall 1993). Sie können erhebliche Ilmenit-Konzentrationen enthalten. Die Lagerstätten von *Tellnes* im Anorthosit-Gürtel Südnorwegens und von *Lac Tio* im Gebiet des *Allard Lake* in Quebec (Kanada) stellen mit Erzreserven von 300 bzw. 125 Mio. t die größten Ilmenit-Vererzungen der Erde dar. Die bekanntesten Lagerstätten von Taberg und Routivaara (Schweden) sind auflässig.

19.3

19.3 Lagerstättenbildung durch liquide Entmischung von Sulfid- und Oxid-Schmelzen

Wie bereits durch die frühen Experimente des Geophysical Laboratory in Washington gezeigt werden konnte, sind die meisten silikatischen Magmen untereinander beliebig mischbar (Bowen 1928). Demgegenüber herrschen zwischen silikatischen und sulfidischen sowie oxidischen, karbonatischen oder phosphatischen Schmelzen nur begrenzte Mischbarkeiten, wie das in Abb. 19.1b schematisch gezeigt wurde. Die liquide Entmischung (Liquation) einer bei hoher Temperatur einheitlichen Schmelze in zwei Teilschmelzen, die mit fortschreitender Abkühlung nicht mehr mischbar sind, setzt oberhalb der Liquidustemperatur des Systems ein. Dabei kommt es zur Verteilung der chemischen Elemente auf die beiden Teilschmelzen.

In die *Sulfid-Schmelzen* gehen große Mengen von Fe, der weitaus größte Teil von Ni, Cu und Co, dazu der im Magma befindliche Gehalt an Platinmetallen (neben Pt vorwiegend Pd) ein (z. B. Naldrett 1989; Arndt et al. 2005; Barnes und Lightfoot 2005; Cawthorn et al. 2005). Die spezifisch schweren Sulfid-Schmelzanteile können sich zu größeren Tropfen vereinigen, die innerhalb der Magmenkammer zu Boden sinken, dort meist *nach* den Silikaten auskristallisieren und kompakte Erzmassen bilden. Darüber folgt eine Zone, in der Sulfid-Schlieren und -Tropfen im Wirtgestein verteilt sind, und schließlich Norite oder Pyroxenite mit geringen, nicht bauwürdigen Erzgehalten. Zur Entmischung von Sulfid-Schmelzen kann es nur dann kommen, wenn das Ausgangs-Magma an Schwefel gesättigt ist. Die Analyse der $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Isotopen-Verhältnisse kann Hinweise auf die Herkunft des

Schwefels geben. Diese weisen z. B. in den Sulfiden des Sudbury-Komplexes eindeutig auf eine Quelle im Erdmantel hin. Demgegenüber ist die Isotopen-Signatur in den Sulfiderzen der triassischen Gabbro-Intrusion von Norilsk am Jenissei (Sibirien) sedimentär: Das basische Magma wurde durch Assimilation von Gipsen an Schwefel angereichert (Evans 1993).

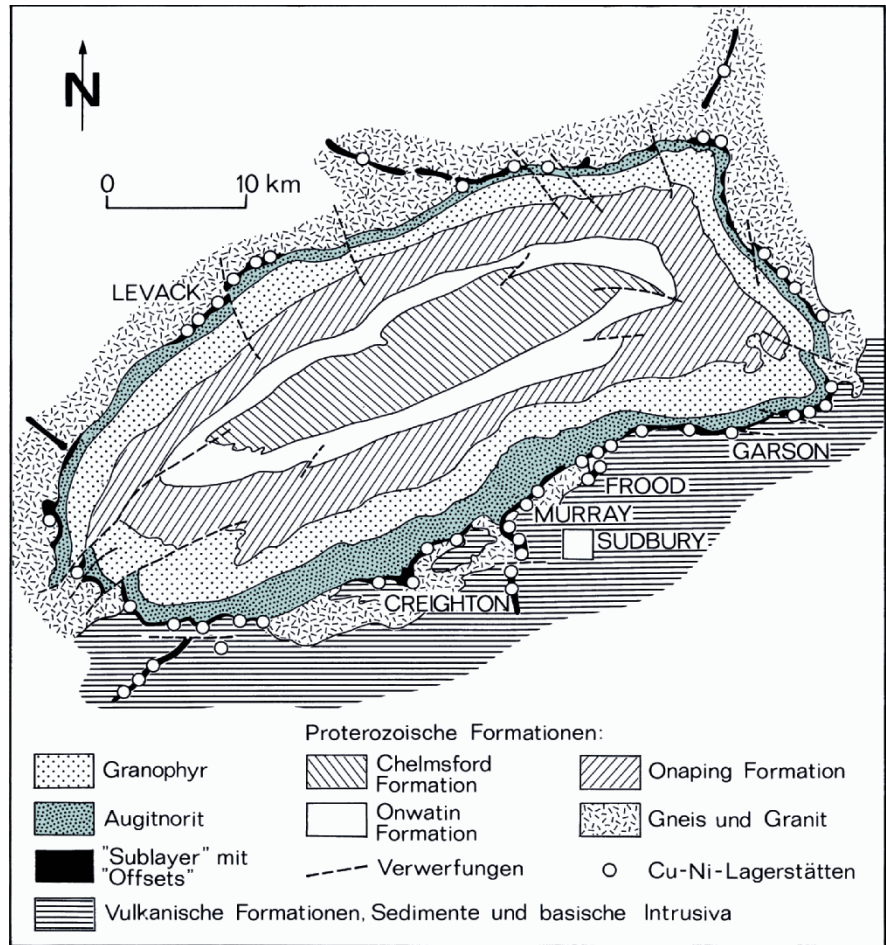
Wichtige Erzminerale sind *Pyrrhotin* Fe_{1-x}S , *Pentlandit* $(\text{Ni},\text{Fe})_9\text{S}_8$ und *Chalkopyrit* CuFeS_2 . Unter dem Erzmikroskop erkennt man, dass Pentlandit charakteristische, flammenförmige Entmischungskörper im Pyrrhotin bildet oder sich auf den Korngrenzen des Pyrrhotins befindet (Abb. 19.7). Diese Verwachsungsaggregate, die man als Nickelmagnetkies bezeichnet, entstanden durch Entmischung aus einem Hochtemperatur-Mischkristall bei Abkühlung auf $<610\text{ }^\circ\text{C}$.

19.3.1 Nickelmagnetkies-Kupferkies-PGE-Lagerstätten in Noriten und Pyroxeniten

Die bedeutendste liquidmagmatische Nickel-Lagerstätte ist an den schichtigen Intrusivkörper von Norit bei *Sudbury* (Ontario, Kanada) gebunden (Abb. 19.6). Sie ist das bislang größte bekannte Nickelvorkommen magmatischer Entstehung. Als wesentliche Erzminerale enthält das Sudbury-Erz Pyrrhotin mit Pentlandit-Entmischungen, Pentlandit mit Pyrrhotin-Entmischungen und Chalkopyrit (Abb. 19.7) neben Pyrit und Magnetit. Über Jahrzehnte lieferte Sudbury fast 80 % der Ni- und 35 % der Pt-Pd-Weltproduktion und ist immer noch einer der größten Ni-Produzenten der Erde. Heute werden Erze mit durchschnittlich 1,2 % Ni, 1,1 % Cu, 0,4 g/t Pt und 0,4 g/t Pd gefördert (Keays und Lightfoot 2004).

Die Lagerstätte liegt im Basisbereich eines trichterförmigen Lopolithen von 60 km Länge und 30 km Breite, der vor etwa 1 850 Ma in präkambrischen Gesteinsserien des Kanadischen Schildes Platz nahm. Er besteht vom Hangenden zum Liegenden aus drei Einheiten, einem Granophyr (Mikrogranit), einem Quarzgabbro, einem Augit-Norit und dem sog. Sublayer, bestehend aus Gabbros, Noriten, Dioriten, magmatische Brekzien mit Lagen, Linsen und Adern von Sulfiderz. Daneben treten überall noch steilstehende, gangartige Sulfid-erkörper auf, die als *Offsets* ins Nebengestein vordringen. Die Entstehung der Sudbury-Struktur und der dazugehörigen Erzkörper wird heute von den meisten (aber nicht allen) Forschern durch die *Impakt-Theorie* erklärt, die zuerst von Dietz (1964) entwickelt wurde. Danach wurde die Aufschmelzung von Gesteinen des oberen Erdmantels und der Erdkruste, die Intrusion des Norits und des Mikrogranits sowie die Bildung der Erzkörper durch die Schockwelle beim Einschlag (Impakt) eines großen Meteoriten ausgelöst (Abschn. 24.2.3, S. 391ff).

Abb. 19.6. Geologische Übersichtskarte des Lagerstättenbezirks von Sudbury (Ontario) mit den wichtigsten Cu-Ni-Lagerstätten. (Aus Evans 1993)



Zieg und Marsh (2005) und Marsh (2006) entwickelten für dieses Ereignis folgendes Szenario: Der massive Meteorit mit einem Durchmesser von ca. 12 km durchschlug innerhalb von 2 Minuten die gesamte kontinentale Erdkruste und den obersten Bereich des Erdmantels, wodurch ein kurzlebiger Krater von ca. 30 km Tiefe und ca. 90 km Durchmesser entstand. Innerhalb weiterer 5 Minuten relaxierte dieser gewaltige Hohlraum und es bildete sich ein Multi-Ring-Krater von ca. 200 km Durchmesser, der mit einem 3 km tiefen Magma-See von ca. 30 000 km³ Inhalt gefüllt wurde. Während der Meteorit stellenweise eine Temperatur von etwa 2500 °C erreichte und daher vollständig verdampfte, hatte das Magma „nur“ eine Temperatur von ca. 1700 °C, lag aber damit weit über seiner Liquidus-Temperatur von ca. 1200 °C. Diese überhitzte Impaktschmelze stellte eine Emulsion dar, in der die unterschiedlichsten Anteile des aufgeschmolzenen Untergrundes in Form von hochviskosen Tropfen und Klumpen nebeneinander vorlagen, quasi eine geschmolzene Breccie. Durch physikalische Dichte-Trennung der größeren Tropfen, die rascher erfolgte als die chemische Homogenisierung durch Diffusion, saigerten die dunklen Schmelzanteile ab, während die hellen aufstiegen. Durch diesen Vorgang, der *viscous emulsion differentiation*, entstanden innerhalb einiger Jahre zwei Magmaschichten, die durch Konvektion homogenisiert wurden, während es im Grenzbereich zwischen beiden Schichten, der Übergangszone, zur Anreicherung von noch verbliebenen festen Gesteinsanteilen kam. Während eines Zeitraums von 10 000 bis 100 000 Jahren führte konduktiver Wärmetransport zur Abkühlung der beiden Magmaschichten, wobei die obere Schicht zu einem Granophyr, die untere zu einem Norit auskristallisierte (vgl. Abschn. 15.4.2, S. 253).

Nach Keays und Lightfoot (2004) wurden in der überhitzten Impaktschmelze alle Sulfidminerale aufgelöst, die im durchgeschlagenen Gesteinsverband vorhanden waren, wodurch sich Durchschnittsgehalte von ca. 61 g/t Ni, 59 g/t Cu, 4 mg/t Pd und 4 mg/t Pt ergaben. In dem 1700 °C heißen Magma konnte etwa 5 mal so viel Schwefel gelöst werden, wie das am Liquidus möglich ist. Bei der Abkühlung des Magmas wurde die Sättigungsgrenze für S unterschritten. Es kam zur Bildung und zum Absaugern von Ni-Cu-PGE-Schmelzen, die im Sublayer angereichert wurden und in Form der Offsets ins Nebengestein intrudierten.

Die Offsets werden als Intrusionen von Sulfid-Schmelze in das durch den Schock zerbrochene Nebengestein gedeutet (z. B. Keays und Lightfoot 2004). Es lässt sich allerdings nicht ausschließen, dass im Gebiet von Sudbury schon vor dem Impakt-Ereignis eine thermische Anomalie im Erdmantel (Hot Spot) existierte, der zur Bildung von Mantelschmelzen führte. Die ursprünglich runde Form des Impakt-Kraters (Abschn. 29.1, S. 506f) wurde später bei der Grenville-Orogenese elliptisch verformt.

Ein weiteres bemerkenswertes Beispiel ist das *Merensky-Reef* im Bushveld-Komplex (Abb. 19.4), das 1924 von

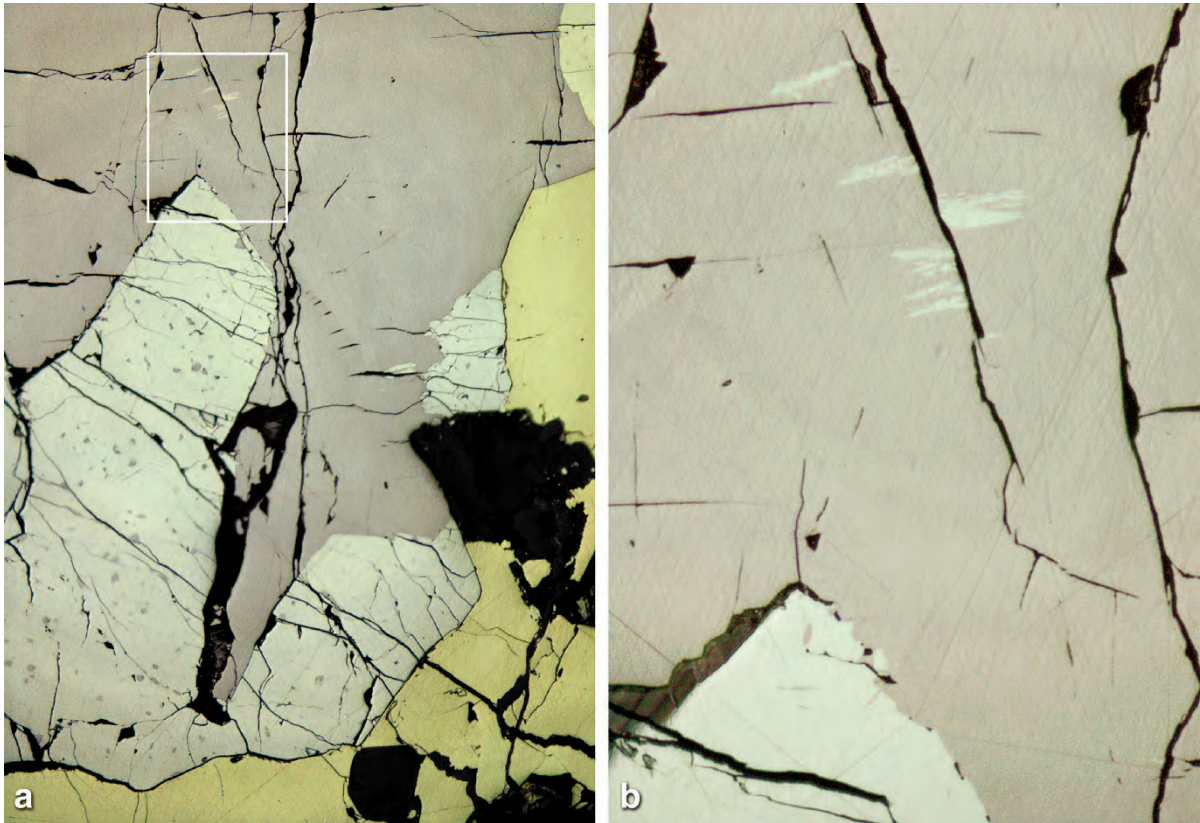


Abb. 19.7. Nickelmagnetkies aus der Lagerstätte Sudbury (Ontario, Kanada). Körner von Pyrrhotin (hell rötlichbraun) mit flammen-förmigen Entmischungslamellen von Pentlandit (gelblichweiß) neben Körnern von Pentlandit mit fleckig entmischttem Pyrrhotin sowie Chalkopyrit (goldgelb) und Silikatmineralen (dunkelgrau bis fast schwarz). Mikrofoto im reflektierten Licht bei 1 Nic. **a** Übersichtsfoto, Bildbreite 0,9 mm; **b** Detailfoto des markierten Ausschnitts, Bildbreite 0,2 mm. (Foto: K.-P. Kelber)

Andries Lombaard entdeckt, von dem deutschen Bergbau-Ingenieur Dr. Hans Merensky näher untersucht und auf Wunsch von Lombaard nach ihm benannt wurde. Es handelt sich um eine Lage von sehr grobkörnigem, feldspatführendem Pyroxenit bis Norit, die in ihrem Gefüge an einen *Pegmatit* erinnert und sich durch ihren viel höheren Gehalt an Platinmetallen von den meisten orthomagmatischen Sulfiderz-Lagerstätten unterscheidet. Das Merensky-Reef ist meist 30–90 cm mächtig und lässt sich mit Unterbrechungen auf mehrere 100 km im Gelände verfolgen. Im Liegenden und Hangenden wird sie durch Chromit-Bänder begrenzt, in deren Bereich die maximalen PGE-Gehalte auftreten. Der Sulfidanteil erreicht rund 3 %, stellenweise etwas mehr. Sulfidminerale sind im Wesentlichen *Pyrrhotin*, *Pentlandit*, *Chalkopyrit* und *Pyrit*. Der Anteil an Pentlandit gegenüber Pyrrhotin ist etwa 10- bis 20-mal so hoch und der Gehalt an Platinmetallen mit 3–11 g/t Gestein deutlich größer als in Sudbury. Die bekannten Reserven liegen bei $3,3 \cdot 10^9$ t, im neu entdeckten *Platreef* im NE-Teil des Bushveld-Komplexes sogar bei $4,1 \cdot 10^9$ t mit PGE-Gehalten von 7–27 g/t. Etwa 60 % der Platinmetalle sind im Kristallgitter von Pentlandit, Pyrrhotin und Pyrit eingebaut; 40 %

bilden eigene *PGE-Mineral*e wie Cooperit (Pt,Pd)S, Braggit (Pt,Pd,Ni)S, Sperrylith PtAs₂, Laurit RuS₂, Stibiopalladinit Pd₅Sb₂ und ged. Ferroplatin; ferner tritt ged. Gold auf. Die Elemente Pt und Pd überwiegen sehr stark gegenüber der Summe der übrigen Platinmetalle. Obwohl eine orthomagmatische Entstehung des Merensky-Reefs unbestritten ist (Naldrett 1989, 2005; Kruger 2005), werden die Prozesse, die zur Konzentration der PGE führten, sehr kontrovers diskutiert. Ballhaus u. Stumpfl (1986) gehen von liquider Entmischung einer Sulfid- und einer Silikat-Schmelze aus; dabei entstand eine chloridreiche wässrige fluide Phase, in der die PGE gelöst wurden und aus der sie bei weiterer Abkühlung auskristallisierten. In manchen Fällen hat eine postmagmatische Überprägung durch hydrothermale Fluide zur Rekrystallisation und Umlagerung der PGE-Mineralen geführt, wie das z. B. im Merensky-Reef, im J-M-Reef des Stillwater-Komplexes (Montana, USA) und in der Lagerstätte Raglan (Quebec, Kanada) beschrieben wird (Prichard et al. 2004; Polovina et al. 2004; Seabrook et al. 2004).

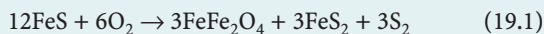
Ähnliche PGE-Lagerstätten sind an den Great Dike (Simbabwe), die ultramafische Jinchuan-Intrusion (China) und an die Gabbro-Intrusionen von Norilsk und

Talnakh am unteren Jenissei (Sibirien) gebunden. Mit 100 t PGE/Jahr ist Norilsk mit großem Abstand der wichtigste Platinmetall-Produzent der Russischen Föderation.

19.3.2

Nickelmagnetkies-Kupferkies-Lagerstätten in Komatiiten

Komatiite sind ultramafische Vulkanite mit extrem hoher Liquidus-Temperatur, die – meist metamorph überprägt – archaische Grünstein-Gürtel aufbauen. Ihre Förderung in Form von Laven und Gängen belegt, dass während des Archaikums ein erheblich höherer geothermischer Gradient geherrscht hatte als später im Proterozoikum und Phanerozoikum. Liquide Entmischung von Sulfid-Schmelzen führte zur Bildung beachtlicher Ni- und Cu-Konzentrationen mit Pyrrhotin, Pentlandit, Chalkopyrit und Pyrit als wichtigste Erzminerale; der PGE-Anteil ist gering. An der Basis der Lavaströme finden sich massive Erzkörper; mit scharfer Grenze folgt eine Zone von ultrabasischem Gestein, das von einem Netzwerk von Sulfid-erz durchsetzt wird; darüber folgen – wiederum scharf abgegrenzt – Ultramafitite mit geringen oder fehlenden Erzgehalten (Barnes et al. 2004; Stone et al. 2004). Häufig wurden die Erzkonzentrationen, die an Komatiite gebunden sind, durch die metamorphe Überprägung verändert. Dabei kam es zum oxidativen Abbau von Pyrrhotin unter Bildung von Pyrit und Magnetit nach der Gleichung



und damit zur relativen Anreicherung von Ni (Stone et al. 2004). Wirtschaftlich wichtige Beispiele sind der Kambalda-Distrikt in Westaustralien, die Alexo-Mine bei Timmins in Ontario (Kanada) sowie einige Lagerstätten in Simabawe und Südafrika (Komati River).

An pikritische *Tholeiit*-Laven sind die Sulfid-erze von Petsamo (Petchenga) in Karelien (Russland) und von Lynn Lake in Manitoba (Kanada) gebunden.

19.3.3

Magnetit-Apatit-Lagerstätten

Bei hohen Gehalten an leichtflüchtigen Komponenten wie H_2O , CO_2 , F, Cl, P_2O_5 und B_2O_3 können sich auch oxidische Erzmagmen im flüssigen Zustand absondern und selbständige Intrusivkörper bilden oder sogar als Laven ausfließen. Eine solche liquidmagmatische Entstehung wird für die wirtschaftlich sehr bedeutende Eisenerz-lagerstätte von *Kiruna* in Nordschweden angenommen, wobei umstritten ist, ob die Erz-Schmelzen intrusiv oder extrusiv gefördert wurden. (Manche Autoren bevorzugen sogar eine vulkanogene Genese; Abschn. 21.5.4, S. 333f). Es handelt sich um enorm große Metallkonzentrationen mit 60–67 % Fe und bis zu 5 % P. Die Erzkörper der 7 Einzel-lagerstätten sind in felsische bis intermediäre (sub)vul-

kanische Gesteine eingeschaltet, die deformiert und metamorph überprägt sind. Der größte Erzkörper *Kiruna-vaara* ist 40 km lang und 80–90 m mächtig; er wird im derzeit größten Untertagebergwerk der Welt abgebaut.

Der Magnetit-Eisenerz von *Kiruna* enthält Ti-freien Magnetit mit eingesprengtem oder in Streifen angereichertem Fluorapatit $\text{Ca}_5[\text{F}/(\text{PO}_4)_3]$. Magnetit ist teilweise sekundär in Hämatit umgewandelt (Martitisierung). Durch Einwirkung der fluiden Phase haben sich besonders in den randlichen Partien der Erzkörper Skapolith, ein feldspatähnliches Na-Ca-Gerüstsilikat mit OH, CO_3 , SO_4 , Cl (Abschn. 9.6.4, S. 175), Albit und/oder Turmalin gebildet. Auch das Nebengestein ist häufig vom Erzkörper ausgehend sekundär skapolithisiert und albitisiert. Das *Kiruna*-Erz spielt für die europäische und besonders für die deutsche Schwermetallindustrie eine bedeutende Rolle, nicht zuletzt wegen seines zusätzlichen hohen Phosphorgehalts.

Weitere Eisenerzvorkommen dieser Art sind z. B. Grängesberg (Schweden), Pea Ridge und Iron Mountain (Missouri), Cerro de Mercado und Durango (Mexiko) sowie Savage River (Tasmanien). Darüber hinaus sind wirtschaftlich wichtige Magnetit-Apatit-Vererzungen an Karbonatite gebunden, die im folgenden Abschnitt beschrieben werden.

19.4

Erz- und Mineral-Lagerstätten in Karbonatit-Alkalimagmatit-Komplexen

Karbonatite und foidführende Alkalimagmatite sind häufig, aber nicht immer miteinander assoziiert. Sie bilden Intrusivkomplexe, z. T. in Form von Ringkomplexen, sowie Gangschwärme und Vulkane in intrakontinentalen Riftzonen, oder sie sind an größere Störungszonen im Bereich von stabilen Kratonen gebunden. In vielen Fällen lässt sich eine Hot-Spot-Situation annehmen. Es unterliegt keinem Zweifel, dass sich Karbonatite durch liquide Entmischung von Mantelschmelzen gebildet haben. Dabei kommt es zur Anreicherung von Apatit, Magnetit, SEE-Mineralen wie Monazit (Ce,La,Nd)[PO_4] und Bastnäsit (Ce,La,Nd,Y) [(F,OH)/ CO_3], von Zr-Mineralen wie Zirkon und Baddeleyit ZrO_2 sowie dem Nb-Mineral Pyrochlor $(\text{Ca,Na})_2\text{Nb}_2(\text{O,OH,F})_7$. Daneben können Karbonatit-Alkalimagmatit-Komplexe Industriemineralien wie Fluorit, Baryt und Strontianit in wirtschaftlich bedeutenden Mengen enthalten.

So befindet sich die weltgrößte Erzreserve für Seltenerd-Elemente im *Mountain-Pass-Karbonatit* in Kalifornien (USA). Ebenfalls an Karbonatit-Alkalimagmatit-Komplexe sind die berühmten Magnetit-Apatit-Lagerstätten von Chibina und Kovdor auf der *Kola-Halbinsel* (Russland) sowie von Sokli (Finnland) gebunden. Die Apatit-Konzentrate enthalten hier wirtschaftlich interessante Mengen von SrO und Re_2O_3 .

Im ca. 2 Milliarden Jahre (2 Ga) alten Karbonatit-Alkalimagmatit-Komplex von *Palabora* in Transvaal (Südafrika) treten bauwürdige Konzentrationen von Chalko-

pyrit-Erz auf, die im zweitgrößten Tagebau der Welt abgebaut werden. Die Sulfid-Vererzung hat sich in einem sehr frühen Stadium der magmatischen Entwicklung durch liquide Entmischung einer Kupfersulfid-Schmelze gebildet. Als Beiprodukte werden Magnetit, Apatit, Au, Ag, PGE, U, Zr u. a. gewonnen. Ein nahegelegener Tagebau wurde in einem Apatit-reichen Pyroxenit angelegt, der die derzeit größte magmatische Apatit-Lagerstätte der Erde darstellt (Evans 1993). Schließlich wird in Palabora noch das Industriemineral Vermiculit, ein quellfähiges Schichtsilikat (Abschn. 9.5.7, S. 154) gewonnen.

Weiterführende Literatur

- Arndt NT, Leshner CM, Czamanske GK (2005) Mantle-derived magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, p 5–23
- Ashwal LD (1993) *Anorthosites*. Springer, Berlin Heidelberg New York Tokyo
- Barnes SJ, Hill RET, Perring SE, Dowling SE (2004) Litho-geochemical exploration for komatiite-associated Ni-sulfide deposits: Strategies and limitations. *Mineral Petrol* 82:259–293
- Barnes S-J, Lightfoot PC (2005) Formation of magmatic nickel sulfide deposits and processes affecting their copper and platinum group element contents. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, p 179–213
- Cawthorn RG, Barnes SJ, Ballhaus C, Malitch KN (2005) Platinum group element, chromium, and vanadium deposits in mafic and ultramafic rocks. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, p 215–249
- Evans AM (1993) *Ore geology and industrial minerals*, 3rd edn. Blackwell Science, Oxford
- Guilbert JM, Park CF (1986) *The geology of ore deposits*, 4th edn. Freeman, New York
- Keays RR, Lightfoot PC (2004) Formation of Ni-Cu-platinum group element sulfide mineralization in the Sudbury Impact Melt Sheet. *Mineral Petrol* 82:217–258
- Kruger FJ (2005) Filling the Bushveld Complex magma chamber: Lateral expansion, roof and floor interaction, magma unconformities, and the formation of giant chromitite, PGE and Ti-V-magnetite deposits. *Mineral Depos* 40:451–472
- Naldrett AJ (1989) *Magmatic sulphide deposits*. Oxford Univ Press, New York
- Naldrett AJ (2005) A history of our understanding of magmatic Ni-Cu sulfide deposits. *Canad Mineral* 43:2069–2098
- Pirajno F (2004) Hotspots and mantle plumes: Global intraplate tectonics, magmatism and ore deposits. *Mineral Petrol* 82:193–216
- Sawkins FJ (1990) *Metal deposits and plate tectonics*, 2nd edn. Springer, Berlin Heidelberg
- Schneiderhöhn H (1962) *Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung*, 4. Aufl. Gustav Fischer, Stuttgart
- Stanton RL (1972) *Ore petrology*. McGraw-Hill, New York
- Stone WE, Beresford (2004) New frontiers in research on NiS-PGE mineralization: Introduction and overview. *Mineral Petrol* 82:179–182

Zitierte Literatur

- Ballhaus CG, Stumpfl EG (1986) Sulfide and platinum mineralization in the Merensky Reef: Evidence from hydrous minerals and fluid inclusions. *Contrib Mineral Petrol* 94:193–204
- Barkov AY, Fleet ME (2004) An unusual association of hydrothermal platinum-group minerals from the Imandra Layered Complex, Kola Peninsula, northwestern Russia. *Canad Mineral* 42:455–467
- Bateman JD (1951) The formation of late magmatic oxide ores. *Econ Geol* 53:404–426
- Bowen NL (1928) *The evolution of igneous rocks*. Dover Publ, New York (Nachdruck 1956)
- Dietz RS (1964) Sudbury structure as an astrobleme. *J Geol* 72: 412–434
- Distler VV, Kryachko VV, Yudovskaya MA (2008) Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirsai ophiolite complex. *Mineral Petrol* 92:31–58
- Groves DI, Marchant T, Maske S, Cawthorn RG (1986) Composition of ilmenites in Fe-Ni-Cu sulfides and host rocks, Insizwa, Southern Africa: Proof on coexisting immiscible sulfide and silicate liquids. *Econ Geol* 81:725–731
- Irvine TN (1977) Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation. *Geology* 5:273–277
- Lindgren W (1933) *Mineral deposits*, 2nd edn. Mc-Graw Hill, New York
- Niggli P (1929) *Ore deposits of magmatic origin*. Thomas Murby, London
- Polovina JS, Hudson DM, Jones RE (2004) Petrographic and geochemical characteristics of postmagmatic hydrothermal alteration and mineralization in the J-M Reef, Stillwater Complex, Montana. *Canad Mineral* 42:261–277
- Prichard HM, Barnes S-J, Maier WD, Fisher PC (2004) Variations in the nature of the platinum-group minerals in a cross-section through the Merensky Reef at Impala Platinum: Implications for the mode of formation of the reef. *Canad Mineral* 42:423–437
- Schneiderhöhn H (1958) *Die Erzlagerstätten der Erde. Band I. Die Erzlagerstätten der Frühkristallisation*. Gustav Fischer, Stuttgart
- Seabrook, CL, Prichard HM, Fisher PC (2004) Platinum-group minerals in the Raglan Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, Cape Smith, Quebec, Canada. *Canad Mineral* 42:485–497
- Stone WE, Heydari M, Seat Z (2004) Nickel tenor variations between Archean, komatiite-associated nickel sulphide deposits, Kambalda ore field: The metamorphic modification model revisited. *Mineral Petrol* 82:295–316
- Wagner PA (1929) *The platinum deposits and mines of South Africa*. Edinburgh
- Walraven F, Hattingh E (1993) Geochronology of the Nebo granite, Bushveld Complex. *South Afric J Geol* 96:31–41

Pegmatite

20.1 Theoretische Überlegungen

20.2 Geologisches Auftreten und Petrographie von Pegmatiten

20.3 Pegmatite als Rohstoffträger

20.4 Genetische Klassifikation der Pegmatite

Pegmatite sind sehr grobkörnige bis riesenkörnige magmatische Gesteine, in denen Einzelkristalle bis mehrere Meter groß werden können. Sie bilden sich aus silikatischen Restschmelzen, die an H_2O , F, B_2O_3 und anderen leichtflüchtigen Komponenten angereichert sind. Prinzipiell kann jeder Plutonit als Pegmatit ausgebildet sein. So hatten wir bereits das Merensky-Reef im Bushveld-Komplex als Beispiel für einen mafischen bis ultramafischen Pegmatit kennen gelernt (Abschn. 19.3.1, S. 302ff). Jedoch bilden *Granit-Pegmatite* den überwiegenden Hauptanteil. Sie führen häufig hohe Gehalte an seltenen Elementen wie Li, Be, Sn, W, Rb, Cs, Nb, Ta, SEE und U, die – wegen großer Ionenradien oder hoher Feldstärken – nicht oder nur in Spuren in die Hauptgemengteile von Graniten eingebaut werden können. Diese Elemente verhalten sich also *inkompatibel* gegenüber Quarz, Feldspäten, Glimmern u. a. Mafiten und werden daher in den wässrigen Restschmelzen angereichert. Granit-Pegmatite sind somit wichtige Rohstoffträger. Von großer wirtschaftlicher Bedeutung sind darüber hinaus auch die *Syenit-Pegmatite* und *Nephelin-Syenit-Pegmatite*.

20.1 Theoretische Überlegungen

Um die Entwicklung eines granitischen Magmas bis hin zum *pegmatitischen Stadium* zu verstehen, können wir zunächst auf den experimentellen Untersuchungen im vereinfachten Granit-System Qz-Or-Ab(-An)-H₂O (Abschn. 18.2, S. 287ff) aufbauen. Grundlegend dabei ist die Löslichkeit von H₂O in der Schmelze. Wir betrachten das T-X-Diagramm Granit-H₂O (Abb. 20.1a), das von Whitney (1975) an einem synthetischen, Fe- und Mg-freien Modellgranit, bestehend aus 26,5 % Qz, 34 % Or, 32 % Ab und 7,5 % An bei einem konstantem Gesamtdruck von 2 kbar bestimmt wurde. Dargestellt sind die Liquiduskurve A-B-C, die Soliduskurve D-E, die Löslichkeitskurve von H₂O in der Schmelze F-B und die Grenzkurve zwischen H₂O-Untersättigung und H₂O-Übersättigung B-D. Die maximale Löslichkeit von H₂O in der Granitschmelze, die bei 840 °C ($P = 2$ kbar) erreicht ist, beträgt ca. 6,5 Gew.-% (Punkt B). Mit steigender Temperatur nimmt die H₂O-Löslichkeit ab, wie man aus dem Verlauf der Kurve B-F entnehmen kann; man bezeichnet dieses Verhalten als *retrograde Löslichkeit*. Demgegenüber kann man an der Grenzkurve B-D den H₂O-Gehalt in der Schmelze *nicht* ablesen, da das Diagramm kein Zweistoff-System, sondern nur einen *pseudobinären Schnitt* durch das Mehrstoff-System Granit-H₂O darstellt.

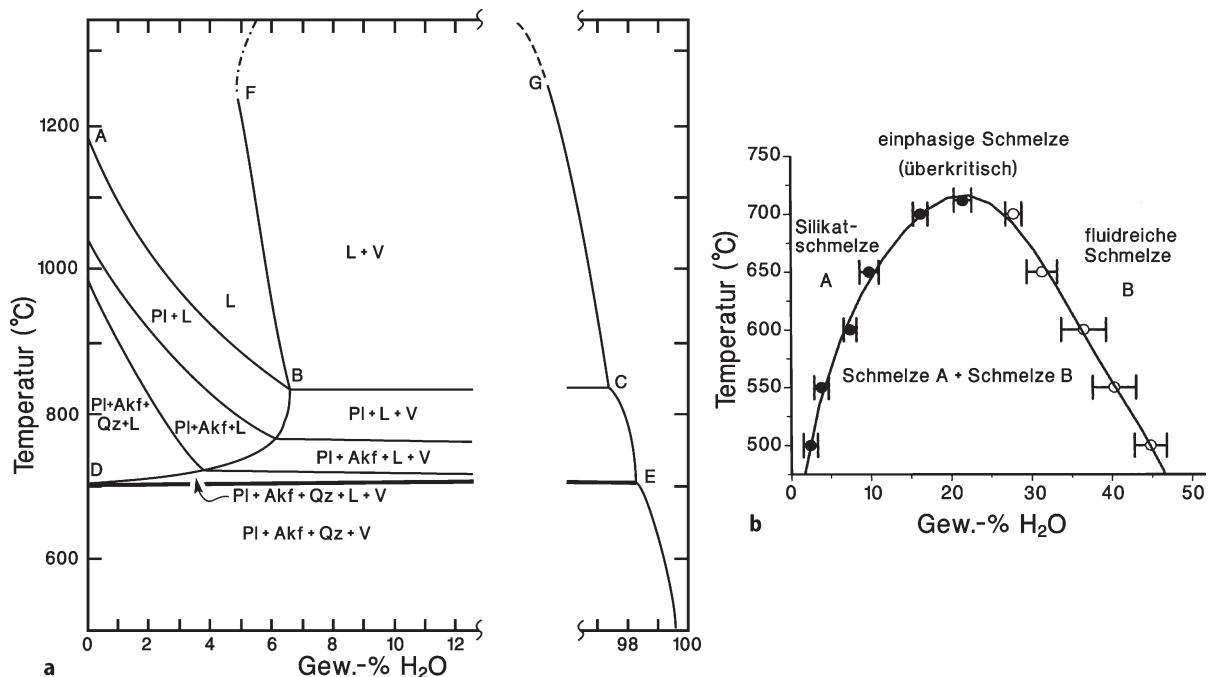


Abb. 20.1. **a** T-X-Diagramm für das System Granit-H₂O bei $P_{\text{tot}} = 2$ kbar. Erläuterungen im Text. (Nach Whitney 1975). **b** H₂O-Gehalte von Schmelzeinschlüssen im Pegmatit-Quarz von Ehrenfriedersdorf (Sächsisches Erzgebirge) in Abhängigkeit von der Temperatur bei einem Gesamtdruck von ca. 1 kbar. Schmelze A zeigt prograde, Schmelze B retrograde Löslichkeit von H₂O. Oberhalb des kritischen Punktes bei 712 °C liegt nur eine einheitliche H₂O-reiche überkritische Schmelzphase vor. (Nach Thomas et al. 2000)

Schematisch gezeigt ist auch die Löslichkeit der Granit-Komponenten im Wasserdampf G-C-E, die mit sinkender Temperatur abnimmt. Beide Kurven treffen sich im kritischen Punkt des Systems, oberhalb dessen es zwischen Schmelzphase und Dampfphase keinen Unterschied mehr gibt, sondern nur noch eine einheitliche fluide Phase existiert (Abb. 16.1, S. 256). Aus experimentellen Untersuchungen im einfachen Modellsystem Ab-H₂O lässt sich jedoch entnehmen, dass überkritisches Verhalten von granitischen Schmelzen im *reinen* Modellsystem Qz-Or-Ab (-An)-H₂O in der Erdkruste nur bei unrealistisch hohen Temperaturen von weit über 1500 °C zu erwarten ist; erst bei Drücken des oberen Erdmantels sinkt der kritische Punkt auf <1000 °C ab (z. B. Paillat et al. 1992; Sowerby u. Keppler 2002).

Aus einem H₂O-freien Granit-Magma kristallisieren bei Erreichen der Liquiduskurve bei ca. 1180 °C (Punkt A) nacheinander Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz aus, bis bei 700 °C (Punkt D) die Soliduskurve unterschritten wird. Die gleiche Ausscheidungsfolge ergibt sich für ein Granit-Magma mit 2 % H₂O, wobei jedoch die Liquidustemperatur auf ca. 1030 °C sinkt. Bei weiterer Abkühlung wird die Schmelze immer H₂O-reicher und es wird – abhängig von der genauen Zusammensetzung der Schmelze – die Grenzkurve B-D überschritten. Jetzt wird eine H₂O-reiche Dampfphase (V) freigesetzt, die zunächst Bläschen in der Schmelze bildet oder in Form von Flüssigkeitseinschlüssen (Kap. 10, S. 181ff) in die wachsenden Kristalle eingeschlossen wird. Man bezeichnet das Sieden bei Abkühlung und/oder bei Druckentlastung als *retrogrades Sieden*, wie wir es im täglichen Leben z. B. beim Öffnen

einer Seltersflasche beobachten können. Unterhalb der Linie B–C koexistieren Pl + L + V miteinander; bei weiterer Abkühlung kommen Akf und Qz hinzu (Abb. 20.1a).

Nach Jahns u. Burnham (1969) können Granite mit pegmatitischem Gefüge bereits im unteren Bereich der Liquiduskurve A–B entstehen, wo das Magma schon sehr H₂O-reich ist. Entscheidend für die Entstehung von typischen riesenkörnigen Pegmatiten ist aber das Auftreten einer eigenen Dampfphase nach Überschreiten der Grenzkurve B–D, durch die die Diffusionsgeschwindigkeit und damit das Kristallwachstum enorm begünstigt werden. Gleichzeitig können sich durch Abschreckung der an H₂O verarmten Restschmelze feinkörnige Apliten bilden, wie sie häufig mit Pegmatiten assoziiert sind. Unterhalb der Soliduskurve D–E ist die letzte Schmelze verschwunden; es bleibt nur noch die Dampfphase übrig, aus der sich späte Mineralbildungen ausscheiden können. Bei Unterschreiten der kritischen Temperatur (für reines Wasser 374 °C) kondensiert der Dampf und es entsteht eine hydrothermale Lösung.

Gegenüber dem vereinfachten System Qz–Or–Ab–An–H₂O hat die Beteiligung von zusätzlichen leichtflüchtigen Komponenten wie F oder B₂O₃ sowie von seltenen Elementen wie Li oder Be dramatische Änderungen zur Folge:

1. Die Liquidus- und Solidus-Temperaturen sinken beträchtlich. So ergab die experimentelle Kristallisation einer Granitschmelze mit erhöhten Gehalten an Li, B, F und P bei 2 kbar für die Punkte A ca. 950 °C, B ca. 700 °C und D ca. 450 °C (London 1992). Damit entspräche die Temperaturspanne zwischen B und D etwa dem Bereich, der für die Bildung der meisten Pegmatite angenommen wird.
2. Die Löslichkeit von H₂O in der Granitschmelze steigt an, z. B. bei den Experimenten von London et al. (1989) bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kbar auf maximal 11,5 % bei Punkt B.
3. Die kritischen Temperaturen, oberhalb derer man nicht mehr zwischen Schmelzphase und Dampfphase unterscheiden kann, sinken drastisch, so dass man insbesondere gegen Ende des pegmatitischen Stadiums mit der Existenz von überkritischen Fluiden rechnen kann (z. B. Thomas et al. 2000, 2003; Sowerby u. Keppeler 2002). Überkritisches oder unterkritisches Verhalten hängen sehr stark vom Belastungsdruck und von der chemischen Zusammensetzung der Fluide ab.

Somit unterliegt es keinem Zweifel, dass die Genese von Pegmatiten sehr viel komplizierter und vielgestaltiger ist, als man aus dem vereinfachten Granit-System ableiten kann.

Darauf weisen z. B. Untersuchungen an Schmelz- und Flüssigkeitseinschlüssen hin, die von Thomas et al. (2000, 2003) an Mineralen eines Pegmatits von Ehrenfriedersdorf im Sächsischen Erzgebirge durchgeführt wurden. Danach waren an der Pegmatitbildung zwei Silikatschmelzen beteiligt, die miteinander im Gleichgewicht standen.

Bei einem Druck von etwa 1 kbar und 500 °C enthielt Schmelze A ca. 2,5 %, Schmelze B ca. 47 % H₂O. Mit zunehmender Temperatur nahm der H₂O-Gehalt in Schmelze A zu (prograde Löslichkeit), in Schmelze B dagegen ab (retrograde Löslichkeit); die beiden Löslichkeitskurven vereinigen sich in einem kritischen Punkt bei 712 °C und 21 % H₂O, über dem nur noch eine einheitliche, überkritische Schmelzphase existiert (Abb. 20.1b). Die wasserreiche Schmelze B ist an B₂O₃, Cl und Cs angereichert, während F und P₂O₅ bevorzugt in der wasserarmen Schmelze A gelöst werden. Bei der Abkühlung der Schmelzen schied sich im Temperaturbereich von 650–550 °C Cassiterit aus (Rickers et al. 2006). Bei Abkühlung beider Schmelzen wurde eine Bor-reiche, stark salzhaltige (hypersaline) Lauge freigesetzt, aus der bei etwa 400–370 °C eine zweite Cassiterit-Generation auskristallisierte. Außerdem war eine H₂O-reiche Dampfphase vorhanden.

Der Nachweis von zwei miteinander koexistierenden Schmelzen mit unterschiedlichen Gehalten an H₂O und starker Fraktionierung der seltenen Elemente erweitert das einfache Modell von Jahns u. Burnham (1969) und bietet realistische Hinweise darauf, wie sich Pegmatite in der Natur bilden könnten.

20.2 Geologisches Auftreten und Petrographie von Pegmatiten

20.2

Wegen ihrer hohen Gehalte an leichtflüchtigen Komponenten weisen die Pegmatit-Schmelzen eine geringe Viskosität auf und sind daher sehr beweglich. So gelangen sie in aufgerissene Spalten oder in Hohlräume innerhalb des Plutons, aus dem sie stammen, oder in dessen Nebengestein. Als Füllungen von Spalten bilden sie Pegmatitgänge, als Füllungen größerer Hohlräume selbständige Pegmatitstöcke, die nicht selten beachtliche Ausmaße erreichen.

Pegmatitgänge sind wechselhaft ausgebildet: häufig an- und abschwellend in ihrer Mächtigkeit, bauchig oder linsenförmig, seltener plattenförmig. Das Nebengestein durchsetzen sie diskordant; in anderen Fällen passen sie sich abwechselnd konkordant oder diskordant einem älteren, vorgegebenen Gefüge des Nebengesteins an. Pegmatitgänge treten besonders häufig im Randbereich, insbesondere im Dachbereich von Granitplutonen und deren Nachbarschaft auf. Mitunter ist die Außenzone feinkörnig (*aplitisch*) entwickelt (Abb. 20.2). Größere, Pegmatitstöcke, aber auch Pegmatitgänge zeigen häufig eine gut ausgebildete *zonare Anordnung* der Mineralausscheidungen. Dabei durchsetzen oder verdrängen die Mineralbildungen der inneren Zonen die der Außenzonen, niemals umgekehrt. In den Kernzonen ist häufig Quarz angereichert, der als Bergkristall in verbleibende Drusen-Hohlräume hineinwächst (Abb. 20.2). Dieser Zonarbau wurde durch fraktionierte Kristallisation der Pegmatit-Schmelze oder durch liquide Entmischung erklärt; in manchen Fällen könnte eine spätere fluide Phase die inneren Teile des Pegmatitkörpers verdrängt haben. Nach London (2005) lassen sich der Zonarbau und andere Gefügemerkmale von Pegmatiten, wie

- häufige Orientierung der Kristalle etwa senkrecht zum Salband,
- schriftgranitische Verwachsungen von Quarz und Kalifeldspat,
- Bildung von Skelett-Kristallen

durch überhastetes Kristallwachstum aus einer unterkühlten, und damit übersättigten Schmelze erklären. Dabei entstanden an den Grenzen des Magmenkörpers Kristallisationsfronten, an denen hauptsächlich das Wachstum von Quarz und Kalifeldspat stattfand. Inkompatible Elemente (Abb. 31.1, S. 552), wie Li, Be, B und F, wurden in diese Minerale nicht eingebaut, sondern vor der Wachstumsfront hergeschoben, so dass es zur zonaren Anreicherung der entsprechenden seltenen Minerale kam.

Dieser Vorgang der natürlichen Zonenreinigung findet in der technischen Kristallzucht als *Zonenschmelzen* Anwendung; dabei wird durch einen bewegten Induktionsofen, der den Kristall umgibt, eine Schmelzzone durch den Kristall geführt, welche die Verunreinigungen vor sich her schiebt.

In diesem Zusammenhang ist interessant, dass man für viele Pegmatite ungewöhnlich kurze Abkühlungszeiten abgeschätzt hat, was die Unterkühlung der Schmelze erklären würde (vgl. London 2005). So soll der 20 m mächtige Harding-Pegmatit in New Mexico innerhalb von 3–5 Monaten nach seiner Platznahme bis zum Solidus abgekühlt sein. Für den 2 m mächtigen Little-Three-Pegmatitgang bei Ramona (Kalifornien) wurde eine Abkühlzeit von 25 Tagen abgeschätzt, und die berühmten, 30 cm dicken Edelstein-Pegmatite von Himalaya-San Diego (Kalifornien) sollen sogar nur wenig mehr als eine Woche benötigt haben, um die Solidus-Temperatur zu erreichen.

Als Hauptgemengteile führen *Granit-Pegmatite* Quarz, Mikroklin bzw. Mikroklinperthit, \pm Albit oder Oligoklas,

Muscovit, \pm Biotit, \pm Turmalin und seltenere Minerale. *Syenit-Pegmatite* bestehen aus Alkalifeldspat, Alkalipyroxen, Biotit, Amphibol, Nephelin oder wenig Quarz und einer Vielzahl von seltenen Mineralen. Die Verwachsungsstrukturen lassen teils auf eine mehr oder weniger gleich-

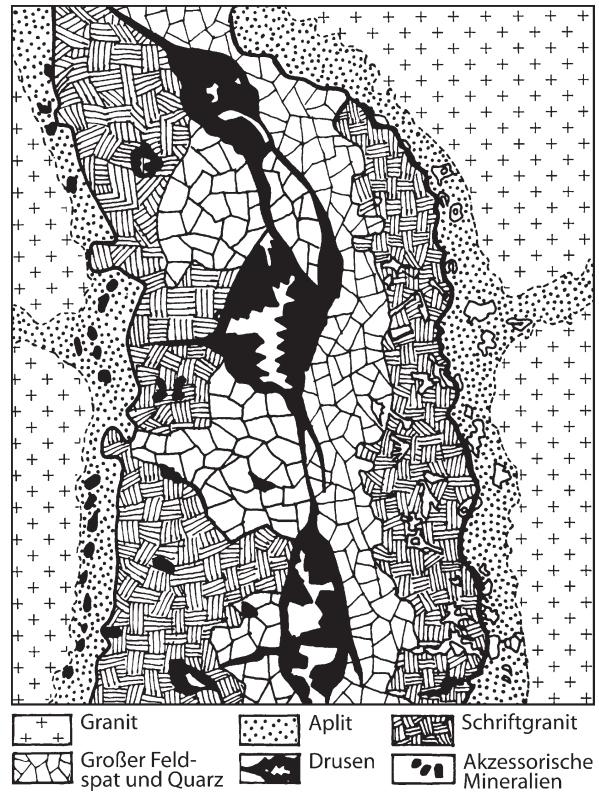
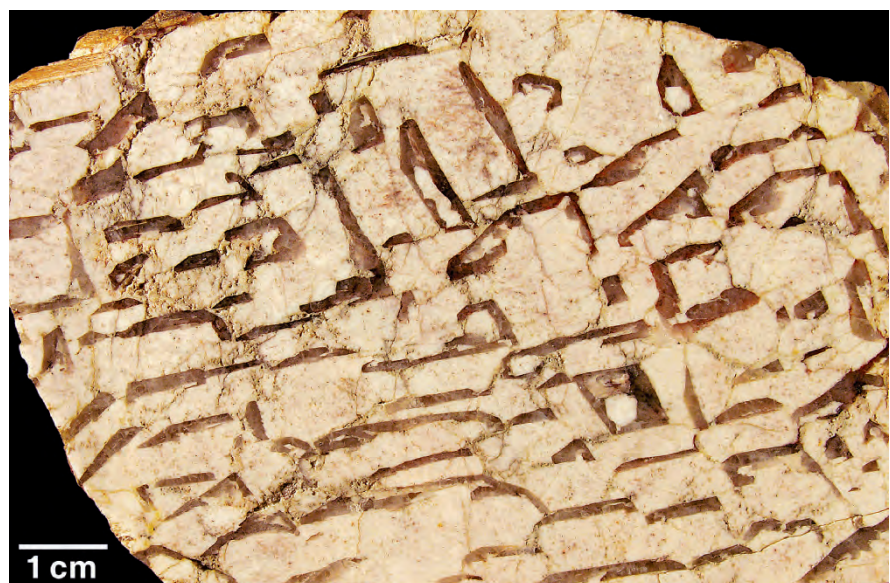


Abb. 20.2. Pegmatitgang, Mursinka, Ural, mit Drusenräumen in der Gangmitte. Gangmächtigkeit etwa 2 m. (Nach Betehtin, aus Schneiderhöhn 1961)

Abb. 20.3.

Pegmatit mit schriftgranitischem Gefüge. Graphische (runitische) Verwachsung von Mikroklin als Wirtskristall (rosa) und Quarz (mittel- bis dunkelgrau). Kniebrüche bei Glattbach, Vorspesart. (Foto: K.-P. Kelber)



zeitige Kristallisation, teils auf sekundäre Verdrängungen schließen. Gleichzeitiges Wachstum wird meist für den sog. *Schriftgranit* angenommen, in dem die Quarzindividuen orientiert im Mikroklin bzw. Mikroklinperthit eingewachsen sind (Abb. 20.3). Dieses graphische oder runitische Verwachsungsgefüge wird häufig als kotektische Ausscheidung aus einer Restschmelze gedeutet; jedoch sind die Quarz:Feldspat-Verhältnisse oft geringer als den kotektischen Kurven im vereinfachten Granit-System Qz–Ab–Or–H₂O (Abb. 18.3, S. 289) bei niedrigen Drücken entspricht.

Häufig enthalten die Pegmatite *Riesenkristalle*. Glimmer von mehr als 1 m Ø, Kalifeldspäte, Berylle oder Spodumene von mehreren Metern Länge sind nicht selten beobachtet worden. Dieser Riesenwuchs ist Ausdruck der ungewöhnlich günstigen Bedingungen, die die H₂O-reichen pegmatitischen Schmelzen im Hinblick auf Keimauslese und Kristallwachstum bieten.

20.3 Pegmatite als Rohstoffträger

Viele Pegmatit-Vorkommen besitzen beachtliche wirtschaftliche Bedeutung. Aus ihnen können wichtige Industrie-Mineralien wie Feldspäte und Glimmer gewonnen werden. Darüber hinaus kommt es in der pegmatitischen Phase zur Anreicherung *seltener Elemente* wie Lithium, Beryllium, Bor, Barium, Strontium, Rubidium, Cäsium, Niob, Tantal, Zirkonium, Hafnium, Seltene Erden, Uran, Thorium und Phosphor. Auch Zinn, Wolfram und Molybdän können in Pegmatiten konzentriert sein, in manchen Fällen sogar Kupfer und Gold. Dabei gibt es auch regionale Schwerpunkte: *Pegmatit-Provinzen*. Nach den geförderten Industriemineralien und metallischen Rohstoffen unterscheidet man folgende Pegmatite:

1. **Feldspat-Pegmatite** sind am verbreitetsten. Charakteristische Nebengemengteile treten zurück. Vorkommen gibt es im Bayerischen Wald, in der Oberpfalz, im Vorpessart. Größere europäische Vorkommen finden sich u. a. in Südnorwegen und anderen skandinavischen Ländern. Feldspat ist ein wichtiger Rohstoff der keramischen Industrie, z. B. der Porzellanindustrie.
2. **Glimmer-Pegmatite** enthalten große Tafeln von Muscovit oder auch Phlogopit. Berühmte Vorkommen liegen im Petaca-Distrikt (New Mexico, USA), im Uluguru-Gebirge in Tansania, in Sri Lanka und in Bengalen (Indien). Beide Glimmerarten sind Rohstoffe für die Elektroindustrie, hier besonders als Kondensatormaterial. Heute erfolgt meist ein technischer Ersatz durch synthetische Glimmer.
3. **Lithium-Pegmatite** sind reich an Spodumen LiAl[Si₂O₆], z. T. mit Riesenkristallen bis zu 16 m Größe, und/oder den Lithiumglimmern *Lepidolith* oder *Zinnwaldit*. Daneben enthalten die Pegmatite der Black Hills (South Dakota, USA) Amblygonit LiAl[(F,OH)/PO₄].

Weitere weltwirtschaftlich wichtige Vorkommen sind Kings Mountain (North Carolina, USA) und Echassières (Frankreich); die größten Reserven befinden sich in der Republik Kongo (Zaire). Das Leichtmetall Li wird für die Herstellung von Glas, Keramik und zahlreichen Li-Verbindungen benötigt, außerdem dient es als Flussmittel in der Aluminium-Metallurgie. Als Beiprodukte werden aus Li-Pegmatiten Be, Rb, Cs, Zr, Ti, Nb, Ta und Sn gewonnen.

4. **Beryllium-Pegmatite** sind reich an *Beryll*, der bis zu 16 m lange Kristalle bilden kann (Abb. 9.20, S. 132). Die wichtigsten Vorkommen liegen in Russland und Brasilien. Das Leichtmetall Be findet vielfältige technische Anwendung (s. Abschn. 9.3, S. 133).
5. **Edelstein-Pegmatite** enthalten die edlen Varietäten von Beryll (insbesondere Aquamarin), Turmalin (Abb. 9.24, 9.25, S. 135), Topas, Spodumen, Alkalifeldspat (Amazonit (Abb. 9.54, S. 171), Mondstein) oder Rosenquarz u. a., wobei verschleifbares Material fast nur in Kristalldrusen vorkommt. Fundpunkte liegen besonders in Minas Gerais (Brasilien), Madagaskar, Namibia und im Ural.
6. Pegmatite mit **Uran- und Thoriummineralen**, insbesondere Uraninit U₃O₈ und Thorianit ThO₂. Am bedeutendsten sind z. Z. die Lagerstätten im Gebiet von Bancroft (Ontario, Kanada).
7. **Niobat-Tantalat-Pegmatite** mit Columbit-Mischkristallen (Fe,Mn)(Ta,Nb)₂O₆, dem Ta-reichen Endglied Tantalit und mit Mineralen der Seltenerd-Elemente stellen Restdifferentiate von Alkali-Graniten dar. Der weltweite Bedarf an Tantaloxid hat in den letzten 10 Jahren enorm zugenommen und liegt derzeit bei ca. 1 400 t mit einem Weltmarktpreis von 80 US\$/kg (Melcher et al. 2008). Tantal ist ein strategisch wichtiges Metall für die Elektronikindustrie; es wird zur Herstellung von miniaturisierten Tantal-Kondensatoren verwendet, die z. B. in Mobiltelefonen, Laptops und Kraftwagen eingesetzt werden. Die größten Vorkommen sind der Greenbushes-Pegmatit im westlichen Australien, ein Gebiet, das 61 % des Weltbedarfs an Ta deckt, gefolgt von Brasilien (18 %) und Kanada (5 %) mit der Lagerstätte des Tanco-Pegmatits am Bernic Lake (Manitoba). In den afrikanischen Ländern, die insgesamt 16 % der Weltproduktion an Ta liefern, wird das Columbit-Tantalit-Konzentrat „Coltan“, das „schwarze Gold“, aus stark verwitterten Pegmatiten, aber auch aus Seifen-Lagerstätten gewonnen (Abschn. 23.2.7, S. 358), von denen die Kenticha-Mine in Äthiopien und die Lagerstätte Alto Ligonha in Mosambik am bedeutendsten sind. Wichtige Vorkommen liegen auch im „Tantalite Valley“ (Süd-Namibia) und in Simbabwe.

In den zentralafrikanischen Krisengebieten der Republik Kongo und seiner Nachbarländer werden Coltan-Konzentrate z. T. durch Kleinbergbau gewonnen und illegal zur Finanzierung von Bürgerkriegen vermarktet („Blutcoltan“).

Auch die Zinn-Pegmatite von Süd-Thailand liefern Ta. Aus den mehr als 50 Pegmatiten des Petaca-Distrikts (New Mexico, USA) werden neben Glimmern Be, Nb, Ta, Bi, U, Th und SEE gewonnen.

8. **Zirkon-Titan-Pegmatite** führen Zirkon, Titanit $\text{CaTi}[\text{O}/\text{SiO}_4]$ und viele seltene Minerale; sie sind besonders an Nephelinsyenite gebunden. Lange bekannte Vorkommen liegen im Langesundfjord (Südnorwegen), bei Miask im Ural (Russland) und in Grönland.
9. **Phosphatpegmatite** führen Apatit, Amblygonit $\text{LiAl}[(\text{F},\text{OH})/\text{PO}_4]$, Triphylin $\text{Li}(\text{Fe},\text{Mn})[\text{PO}_4]$, Monazit $\text{Ce}[\text{PO}_4]$ und zahlreichen seltenen Phosphatmineralen. Hierzu gehören z. B. das Pegmatitvorkommen von Hagen-dorf in der Oberpfalz, einer der größten Pegmatitkörper Europas, sowie das Vorkommen von Varuträsk in Schweden.
10. **Zinn-Pegmatite** mit Kassiterit, Wolframit und Molybdänit in unterschiedlichen Mengenverhältnissen. Als Beispiele seien die Pegmatite der Black Hills (South Dakota) und Maine (USA) genannt.

Im Verband mit hochgradig metamorphen Gesteinen des tieferen Grundgebirges stehen häufig pegmatitähnlich aussehende Gesteinspartien an, die oft einen scharfen Kontakt zum hochmetamorphen Nebengestein vermissen lassen; sie gehören zu den hellen Bestandteilen (Leukosomen) von *Migmatiten* und haben keine Beziehung zu einem Pluton oder einem anderen magmatischen Körper. Solche pegmatitähnlich aussehenden Partien („Pegmatoid“) entstehen durch partielles Aufschmelzen (Anatexis) im tieferen metamorphen Grundgebirge. Sie bestehen überwiegend aus Quarz und Feldspäten im kotektischen Mengenverhältnis (Abb. 18.3, S. 289), während Biotit und andere metamorphe Minerale zurücktreten.

Im Unterschied zu echten Granit-Pegmatiten fehlen die typischen Begleitminerale.

20.4

20.4 Genetische Klassifikation der Pegmatite

Unter genetischen Gesichtspunkten kann man drei verschiedene Pegmatit-Familien unterscheiden (Černý und Ercit 2005; Černý et al. 2005; Martin und De Vito 2005):

1. Pegmatite der *NYF-Familie* sind an Nb > Ta, Y und F, ferner an Be, SEE, Sc, Ti, Zr, Th und U angereichert. Sie stellen Differentiationsprodukte von subaluminosen bis metaaluminosen A- und I-Typ-Graniten dar, die meist anorogen, im Zusammenhang mit Dehnungs-tektonik intrudiert sind.
2. Demgegenüber ist die *LCT-Familie* durch die Anreicherung von Li, Cs und Ta sowie Rb, Be, Sn, B, P und F gekennzeichnet. Sie leiten sich hauptsächlich aus peraluminosen S-Typ-, seltener aus I-Typ-Graniten ab, die im Bereich von konvergenten Plattenrändern ober-

halb von Subduktionszonen syn- bis spätrogen gefördert wurden.

3. Die gemischte *NYF+LCT-Familie* weist Merkmale beider Gruppen auf.

Weiterführende Literatur

- Černý P (Hrsg) (1982) Short course in granitic pegmatites in science and industry. Mineral Assoc Canada, Winnipeg
- Černý P, Ercit TS (2005) The classification of granitic pegmatites revisited. *Canad Mineral* 43:2005–2026
- Černý P, Blevin PL, Cuney M, London D (2005) Granite-related ore deposits. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol. p 337–370
- Evans AM (1993) Ore geology and industrial minerals, 3rd edn. Blackwell Science, Oxford
- Grew ES (ed) (2002) Beryllium – mineralogy, petrology, geochemistry. *Rev Mineral Geochem* 50
- Grew ES, Anovitz LM (eds) (1996) Boron – mineralogy, petrology and geochemistry. *Rev Mineral* 33
- London D (2005) Granitic pegmatites: An assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos* 80:281–303
- Martin RF, De Vito C (2005) The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *Canad Mineral* 43:2027–2048
- Schneiderhöhn H (1961) Die Erzlagerstätten der Erde, Bd II: Die Pegmatite. Gustav Fischer, Stuttgart
- Schneiderhöhn H (1962) Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung, 4. Aufl. Gustav Fischer, Stuttgart

Zitierte Literatur

- Jahns RH, Burnham CW (1969) Experimental study of pegmatite genesis. I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ Geol* 64:843–864
- London D (1992) The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Canad Mineral* 30:499–540
- London D, Morgan GB, Hervig RL (1989) Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass + H₂O at 200 MPa and the internal differentiation of pegmatites. *Contrib Mineral Petrol* 102:1–17
- Melcher F und BGR-Gruppe Coltan (2008) Herkunftsnachweis von „Blutcoltan“ aus Zentralafrika. *GMIT, Geowiss Mitt* 31:18–20
- Paillet O, Elphick SC, Brown WL (1992) The solubility of water in NaAlSi₃O₈ melts: A re-examination of Ab–H₂O phase relationships and critical behaviour at high pressures. *Contrib Mineral Petrol* 112:490–500
- Rickers K, Thomas R, Heinrich W (2006) The behaviour of trace elements during the chemical evolution of the H₂O-, B-, and F-rich granite-pegmatite-hydrothermal system at Ehrenfriedersdorf, Germany: A SXFR study of melt and fluid inclusions. *Mineral Depos* 41:229–245
- Sowerby JR, Keppler H (2002) The effect of fluorine, boron and excess sodium on the critical curve in the albite–H₂O system. *Contrib Mineral Petrol* 143:32–37
- Thomas R, Webster JD, Heinrich W (2000) Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. *Contrib Mineral Petrol* 139:394–401
- Thomas R, Förster H-J, Heinrich W (2003) The behaviour of boron in a peraluminous granite-pegmatite system and associated hydrothermal solutions: A melt and fluid-inclusion study. *Contrib Mineral Petrol* 144:457–472
- Whitney JA (1975) The effects of pressure, temperature, and X_{H₂O} on phase assemblages in four synthetic rock compositions. *J Geol* 83:1–27

Hydrothermale Erz- und Minerallagerstätten

21.1 Grundlagen

Der Übergang vom pegmatitischen zum hydrothermalen Stadium ist fließend. Es bestehen, physikalisch-chemisch gesehen, keine Unterschiede zwischen der Lösungsfähigkeit H_2O -reicher Schmelzen, überkritischer Fluide oder unterkritischer Lösungen. Unterschiede hängen von den Zustandsbedingungen Temperatur, Druck sowie Konzentration der leichtflüchtigen Komponenten in dem betreffenden System ab. Hydrothermale Lagerstätten können *innerhalb der Erdkruste* entstehen in Form von

21.2 Hydrothermale Imprägnationslagerstätten

21.3 Hydrothermale Verdrängungslagerstätten

- hydrothermalen Imprägnationen,
- hydrothermal-metasomatischen Verdrängungen
- oder hydrothermalen Erz- und Mineralgängen,

21.4 Hydrothermale Erz- und Mineralgänge

die allerdings auch häufig in Kombination auftreten können. Darüber hinaus können sich hydrothermale Lagerstätten auch bilden

21.5 Vulkanogen-sedimentäre Erzlagerstätten

- *am Meeresboden*: submarin-vulkanogene (submarin-exhalative) Erzlagerstätten,
- *an der Erdoberfläche (subaërisch)*: Produkte der Fumarolen oder Ausscheidungen von Thermalquellen (Abschn. 12.5, S. 226ff).

21.6 Sedimentgesteins- gebundene hydrothermale Lagerstätten

21.1 Grundlagen

Wie wir in Abschn. 20.1 (S. 308) gesehen haben, kommt es bei der Kristallisation von H₂O-haltigen Granit-Magmen zur Freisetzung einer H₂O-reichen Dampfphase durch retrogrades Sieden (Abb. 20.1a, Grenzkurve B–D) oder einer salinaren fluiden Phase, in der neben H₂O weitere leichtflüchtige Komponenten wie F, Cl, H₃BO₃ sowie seltene chemische Elemente, insbesondere auch Schwermetalle gelöst sind. Art und Menge der gelösten Komponenten haben einen entscheidenden Einfluss darauf, welche Prozesse sich im Einzelnen abspielen. Diese reagieren sehr empfindlich auf Änderungen von Druck und Temperatur, insbesondere auf Schwankungen im Verhältnis von Belastungsdruck und H₂O-Druck, die z. B. im Dachbereich eines kristallisierenden Granit-Plutons oder einer subvulkanischen Intrusion häufig vorkommen. So kann plötzliche Druckentlastung durch tektonische Bewegungen spontan zum *retrograden Sieden* (engl. second boiling) führen.

Da die freigesetzte Dampfphase ein wesentlich größeres Volumen als die Schmelze einnimmt, kommt es zur Zerrüttung des Gesteinsverbandes (*hydraulic fracturing*). Daher kann der Dampf auf Spalten und Rissen in den Randbereich der Intrusion oder ins Nebengestein abdestillieren, wobei es zur Ausscheidung schwerlöslicher Verbindungen wie Kassiterit SnO₂, Wolframit (Fe,Mn)[WO₄], Scheelit Ca[WO₄], Molybdänit MoS₂, Chalkopyrit CuFeS₂, Hämatit, Fluorit, Topas, Turmalin, Li-Glimmer oder Quarz auf *Gängen* und *Adern* kommt. Darüber hinaus wird das Nebengestein in der Nachbarschaft der Gänge, in den oberen bzw. randlichen Teilen des Granitplutons oder in seiner unmittelbaren Nachbarschaft durch solche Mineralbildungen *imprägniert* oder *verdrängt*. Ihre Abscheidung vollzieht sich fast stets in einem begrenzten Bereich von höchstens einigen 100 m Ausdehnung, so dass die sog. *Stockwerkhöhe* des Bergbaus bei diesen Lagerstätten relativ gering ist.

Die bisher beschriebenen Prozesse sind also eindeutig mit magmatischen Prozessen verknüpft. Sie finden bei relativ hohen Temperaturen von >400 °C statt; es handelt sich um *spätmagmatisch-hydrothermale Lagerstätten* (Guilbert u. Park 1986).

In der mitteleuropäischen Literatur wurden die sehr charakteristischen Mineralbildungen aus der Dampfphase im Temperaturbereich zwischen etwa 500 und 400 °C traditionell als *pneumatolytisches Stadium* bezeichnet (z. B. Schneiderhöhn 1962). Jedoch hat sich dieser Begriff international nicht durchgesetzt, so dass er hier nicht mehr verwendet werden soll.

Das *hydrothermale Stadium* i. e. S. wurde traditionell mit dem Ausscheidungsgebiet unterhalb der kritischen Temperatur der wässrigen Lösung (ca. 400 °C; für reines

H₂O ist $T_c = 374$ °C) bis hinunter zu seinem Siedepunkt (~100 °C) gleichgesetzt; es besteht aber kein Zweifel, dass hydrothermale Prozesse in einem Temperaturbereich zwischen 700 und 50 °C ablaufen können (Evans 1993). Nicht selten treten in hydrothermalen Gängen *kolloforme Gefüge* auf, in denen gebänderte Mineralaggregate sphärische, Nieren-, Kokarden- oder Girlanden-artige Formen bilden. Diese Gefüge belegen zwar eine Ausscheidung aus ziemlich tieftemperierten, aber nicht notwendigerweise kolloidalen Lösungen (Roedder 1968).

Nach ihrer Bildungstemperatur teilte Lindgren (1933) die hydrothermalen Lagerstätten i. e. S. in *katathermale* (400–300 °C), *mesothermale* (300–200 °C), *epithermale* (200–100 °C) und (*tele*)*thermale* Lagerstätten (<100 °C) ein. Diese Klassifikation wird auch heute noch benutzt, doch sollte man berücksichtigen, dass die Erzgenese durch weitere Zustandsparameter wie Druck, chemische Zusammensetzung (z. B. Salinität), pH-Wert und Redoxpotential der hydrothermalen Lösungen gesteuert wird.

Zusammensetzung der hydrothermalen Lösungen. Direkte Anhaltspunkte für die chemische Zusammensetzung hydrothermalen Lösungen und ihren physikalischen Zustand bieten aktive Hydrothermal-Systeme in geothermischen Feldern. Beispiele sind die Au-As-Lagerstätte von Waiotapu, Neu-Seeland (Brown and Simmons 2003), oder die Baryt-Pyrit-Mineralisation im Thermalfeld von Wiesbaden (Schwenzer et al. 2001; Wagner et al. 2005) sowie die weltweiten Hydrothermal-Aktivitäten an den Mittelozeanischen Rücken mit Bildung der Black Smoker (Abschn. 21.5.1, S. 329ff). Darüber hinaus stellen *Flüssigkeitseinschlüsse* in hydrothermalen Mineralen besonders wichtige Indikatoren für die Zusammensetzung und Salinität der Fluide in erloschenen hydrothermalen Systemen sowie für die Druck-Temperatur-Bedingungen bei der Mineralbildung dar (vgl. Kapitel 10).

Helgeson (1964) definiert die hydrothermalen Lösungen als konzentrierte, schwach dissoziierte, alkalischchloridreiche Elektrolytlösungen, in denen die schwerflüchtigen Komponenten in Form von Ionen oder Komplexen, im niedriggradigen, epithermalen Bereich auch in kolloidaler Form als Sole gelöst sind.

Hydrothermale Lösungen sind meist schwach sauer bis schwach alkalisch; hydrothermale Tiefenwässer sind oft reduziert, doch kann es bei Aufstieg an die Erdoberfläche zur Oxidation durch Zutritt von Luftsauerstoff und/oder Mischung mit Grundwasser kommen. Flüssigkeitseinschlüsse in hydrothermalen Erzlagerstätten bestehen überwiegend aus H₂O; stellenweise enthalten sie auch reichlich CO₂ und geringere Gehalte an H₂S, CH₄ und N₂. Gelöste Kationen sind hauptsächlich Na, K, Ca, Mg, Fe und Si; das dominierende Anion ist Cl⁻ mit geringeren Gehalten an HCO₃⁻ und SO₄²⁻ (Roedder und Bodnar 1997).

Oberflächennahe Fluide weisen meist eine geringere *Salinität* als das Ozeanwasser ($\approx 3,5$ Gew.-%) auf; diese kann nur durch Verdunstung gesteigert werden. Demgegenüber besitzen höher temperierte Fluide in größerer Erdtiefe deutlich erhöhte Salinitäten, die durch unterschiedliche Prozesse bedingt sein können: Lösung von Salzgesteinen (Evaporite; Abschn. 23.7, S. 373f), Hydratation des Nebengesteins, Sieden des Fluids bei Druckentlastung oder retrogrades Sieden bei Abkühlung, wobei es zur Abtrennung einer Dampfphase und zur Bildung einer salzhaltigen Lauge kommt (vgl. Abschn. 20.1, S. 308f). Über die Gehalte an Lagerstätten-relevanten Schwermetallen wie Cu, Zn, Pb, Ag und Au in Flüssigkeitseinschlüssen liegen bislang nur wenige Analysendaten vor; jedoch können sie durchaus einige 1000 g/t erreichen (vgl. Kesler 2005). Experimentell konnte nachgewiesen werden, dass die meisten Schwermetalle in hydrothermalen Lösungen in Form von Komplexen mit Cl^- , Gold dagegen mit HS^- als Liganden transportiert werden (Wood und Samson 1998; Stefanson und Seward 2004).

Bei Temperatur- und Druckerniedrigung und/oder Änderung der Wasserstoffionen-Konzentration (pH-Wert) und des Redoxpotentials (Eh-Wert) wird nacheinander die Sättigungsgrenze der schwerflüchtigen Komponenten überschritten und es kommt zur Ausscheidung von mehr oder weniger charakteristischen Mineralparagenesen. Schwankungen dieser Zustandsparameter können dabei immer wieder zu Rekurrenzen oder zu *Telescoping*, d. h. zu räumlicher Überschneidung von unterschiedlichen Mineralparagenesen, führen. Von besonderer Bedeutung für die Ausscheidungsfolge von Erzmineralen ist die *elektrochemische Spannungsreihe* $\text{Au} > \text{Ag} > \text{Hg} > \text{Cu} > \text{Pb} > \text{Co} > \text{Fe} > \text{Zn} > \text{Mn}$. Treffen z. B. Metall-Lösungen auf sulfidische Erze, so werden edlere Metalle mit stärker elektropositivem Charakter ausgefällt.

Herkunft und Zirkulation der hydrothermalen Lösungen. Untersuchungen der Sauerstoff- und Wasserstoff-Isotopenverhältnisse in hydrothermalen Mineralen und deren Flüssigkeitseinschlüssen haben ergeben, dass viele Hydrothermen nicht *juvenil* sind, also nicht aus *magmatischen* Restlösungen stammen. Hydrothermale Lösungen können auch durch *metamorphe* Prozesse aus Gesteinen freigesetzt werden oder als *meteorisches* Wasser aus dem atmosphärischen Kreislauf stammen; hierzu gehören versickerte Oberflächenwässer, Grundwasser, Formationswässer, Seewasser und Meerwasser.

Obwohl die Zirkulation von hydrothermalen Lösungen ein großräumiger, durchgreifender Prozess ist, beschränkt sich der Fluidtransport überwiegend auf besonders permeable Zonen im Gesteinsverband; denn die hydraulische Leitfähigkeit von Gesteinen ist äußerst variabel und kann Unterschiede von bis zu 13 Größenordnungen aufweisen (Cathless 1997). Man unterscheidet daher generell zwei Typen von Fluidsystemen (vgl. Kesler 2005):

- *Offene* (engl. *unconfined*) *Fluidsysteme* entwickeln sich relativ oberflächennah, z. B. in Sedimentationsbecken, wo Niederschläge durch relativ kalte, unverfestigte oder spröde deformierte Gesteinsverbände einsickern. Sie stehen nahezu unter hydrostatischem Druck und können jederzeit wieder aufgefüllt und so aktiv gehalten werden. Diese Fluid-Erneuerung geschieht entweder direkt aus den Niederschlägen oder durch Zufluss von topographischen Hochgebieten. Wenn solche Systeme in größerer Tiefe aufgeheizt werden, steigen die Fluide in tektonischen Schwächezonen, z. B. entlang von Störungen auf und bilden Thermalquellen, aus denen sich Kalk- oder Kieselsinter abscheiden können (Abschn. 12.5, S. 228).
- *Kanalisierte* (engl. *confined*) *Fluidsysteme* liegen in größerer Erdtiefe, stehen daher unter höheren Belastungsdrücken durch die überliegenden Gesteinsmassen, sind höher temperiert und befinden sich im Bereich duktiler Verformung. Sie werden durch die Zufuhr von magmatischen oder metamorphen Fluiden oder durch tektonische oder sedimentäre Prozesse angetrieben, durch die isolierte Fluid-Reservoirs entstehen. Wenn der Fluid-Druck den Belastungsdruck übersteigt, oder wenn tektonische Störungen ein Reservoir durchschlagen, wird das Fluid in das benachbarte offene System ausgetrieben (Cox et al. 2005).

Der *Porenraum* von Fluidsystemen wird gewöhnlich mit Quarz, Calcit oder Anhydrit gefüllt. Während Quarz bei niedrigen Temperaturen prograde Löslichkeit besitzt, sind Calcit und Anhydrit unter hydrothermalen Bedingungen meist retrograd löslich. Dementsprechend werden Calcit und Anhydrit bei der Wiederauffüllung von offenen Fluidsystemen im absteigenden Ast von Konvektionszellen, d. h. im Gebiet erhöhter Temperatur ausgefällt, Quarz dagegen im aufsteigenden Ast, in dem sich die Fluide abkühlen (z. B. Rimstidt 1997).

Entsprechend ihrer Herkunft weisen hydrothermale Lösungen recht unterschiedliche Temperaturen und Salinitäten auf (vgl. Kesler 2005). So sind magmatische Restlösungen mit Temperaturen von 350–700 °C z. T. recht heiß und besitzen sehr variable Salinitäten, die in einigen Laugen bis 70 Gew.-% NaCl-Äquivalent betragen können. Demgegenüber zeigen hydrothermale Lösungen, die bei der Gesteinsmetamorphose durch Entwässerungsreaktionen (Abschn. 25.2.2, S. 433ff) freigesetzt werden, deutlich niedrigere Salinitäten von maximal 6 % NaCl-Äquivalent und liegen in einem Temperaturbereich von meist 250–400 °C. Die Fluidsysteme, die an den mittelozeanischen Rücken und im Backarc-Bereich am Meeresboden austreten, zeigen Temperaturen von 200–400 °C und ähnliche Salinitäten wie das Meerwasser. Aus ihnen entstanden in der geologischen Vergangenheit und entstehen noch heute massive Sulfiderz-Lagerstätten (VMS-Lagerstätten; Abschn. 21.5.1 und 21.5.2). Demgegenüber weisen die Fluide, aus denen die sedimentär-exhalativen

(Sedex-)Lagerstätten (Abschn. 21.6.1, S. 334f) gebildet wurden, generell höhere Salinitäten bis ca. 15 Gew.-% NaCl-Äquivalent auf, liegen aber meist in einem ähnlichen Temperaturbereich von 200–300 °C. Deutlich kühler (100–200 °C) und hochsalinar (meist 15–25 NaCl-Äquivalent) sind Formationswässer (engl. basinal brines), die zur Bildung der Mississippi-Valley-(MVT-)Lagerstätten geführt haben (Abschn. 21.6.2, S. 335).

Herkunft der Wärme. Während magmatische Restlösungen oder metamorph gebildete Hydrothermen ihren Wärmeinhalt mitbringen, muss versickertes meteorisches Wasser in der Erdkruste aufgeheizt werden, um Konvektionszellen von hydrothermalen Lösungen zu schaffen und so den Aufstieg von Hydrothermen zu ermöglichen. Solche Aufheißvorgänge können in Gebieten mit einem überdurchschnittlichen geothermischen Gradienten stattfinden, insbesondere im Dachbereich von magmatischen Intrusionen bzw. über Magmenkammern oder in Gebieten mit Dehnungstektonik. Als Wärmequelle kommt darüber hinaus der Zerfall radioaktiver Elemente (U, Th, K) in Graniten und Gneisen der kontinentalen Erdkruste in Frage.

Herkunft der Metallgehalte. Es gibt sichere Hinweise darauf, dass Metallgehalte von Hydrothermal-Lagerstätten nicht primär aus einem kristallisierenden Pluton stammen müssen, sondern durch die Hydrothermen aus dem Nebengestein ausgelaugt wurden. So können z. B. Spurengehalte von Pb aus Feldspäten, von Zn und Cu aus Biotit mobilisiert und in den Hydrothermen konzentriert werden. Sogar die Goldgehalte des großen Gold-Quarz-Ganges Mother Lode in Kalifornien oder der Goldlagerstätte von Yellowknife in Kanada werden jetzt aus dem Nebengestein abgeleitet. Von solchen Auslaugungsprozessen müssen natürlich Gesteinsvolumina betroffen sein, die erheblich größer sind als die daraus abgeleiteten Hydrothermal-Lagerstätten. Schon vor reichlich 100 Jahren hatte der Würzburger Geowissenschaftler Fridolin von Sandberger (1826–1898) in seiner Theorie der *Lateralsekretion* versucht, Erzgänge auf diese Weise zu erklären.

Hydrothermal bedeutet also nicht zwangsläufig auch magmatogen!

In Übereinstimmung mit dieser Erkenntnis ist der räumliche Zusammenhang der hydrothermalen Bildungen mit magmatischen Vorgängen in der Natur nicht immer erkennbar. Das gilt vorzugsweise für die epithermalen und telethermalen Bildungen. Dort, wo die Herkunft wahrscheinlich ist, unterscheidet man *plutonische*, *subvulkanische*, untergeordnet auch *vulkanische* hydrothermale Bildungen bzw. Lagerstätten. Die durchschnittliche Bildungstiefe der plutonischen hydrothermalen Abfolge wird auf 0,5–3 km, bei der typisch subvulkanischen Abfolge auf 0,3–1 km Tiefe geschätzt. Bei zonaler Anordnung hö-

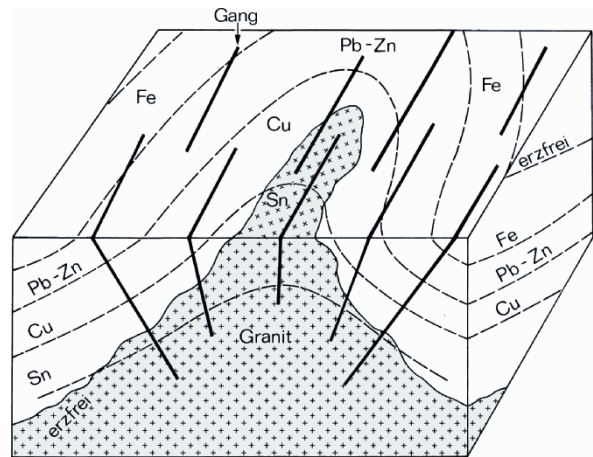


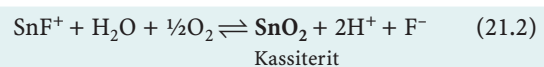
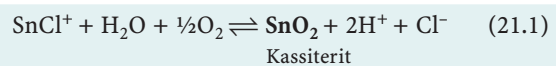
Abb. 21.1. Granitgebundene Vererzung. Zonare Abfolge von Sn, Cu, Pb-Zn, Fe mit zunehmendem Abstand vom Granitkontakt. Beispiel aus Cornwall, SW-England. (Aus Evans 1993)

her- bis niedriger-thermaler Erzparagenesen um einen granitischen Intrusivkörper wie z. B. in Cornwall, SW-England, ist die *magmagebundene Abkunft der Lagerstätte* meistens zweifelsfrei (Abb. 21.1). Mit zunehmender Entfernung der Lagerstätte vom Granit-Kontakt wurde hier die Abfolge Sn → Cu → Pb-Zn → Fe beobachtet.

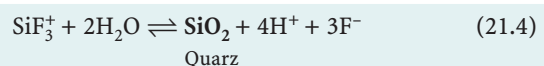
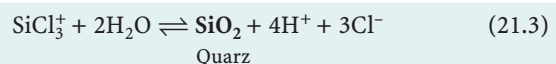
21.2 Hydrothermale Imprägnationslagerstätten

21.2.1 Zinnerz-Lagerstätten

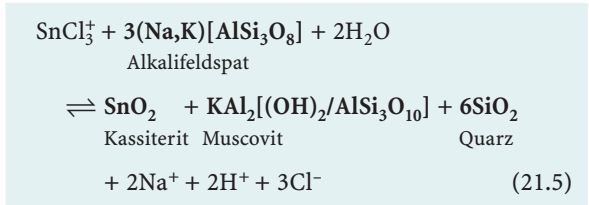
Die Lösung von Zinn in hochhydrothermalen Lösungen erfolgt in Form von wässrigen Komplexen mit unterschiedlichen Liganden wie Cl⁻, F⁻ und (OH)⁻. Bei Abnahme der Temperatur oder der Salinität oder bei Zunahme des pH-Wertes oder des Redoxpotentials scheidet sich Kassiterit aus, z. B. durch folgende Reaktionen:



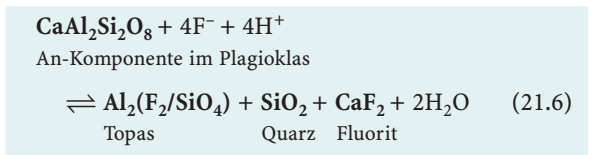
Dabei wird Sn²⁺ zu Sn⁴⁺ aufoxidiert (Lehmann 1990). Analoge Reaktionen kann man für die Ausscheidung von Quarz aus der fluiden Phase formulieren:



Die Verdrängung von Alkalifeldspat im Granit durch Kassiterit erfolgt häufig unter gleichzeitiger Neubildung von Quarz und Hellglimmer nach folgender Reaktion:



Die freiwerdenden Säuren, insbesondere HCl und HF, bewirken darüber hinaus eine Umwandlung des primären Feldspats in Topas unter Ausscheidung von Quarz und Fluorit:



Unter dem Einfluss von BO₃⁻ und Li-haltigen Lösungen entstehen darüber hinaus Turmalin und Li-Glimmer.

Gesteine, die durch Umwandlung von Graniten im pegmatitisch-hydrothermalen Übergangsbereich entstanden sind, werden mit dem alten sächsischen Bergmannsbegriff *Greisen* bezeichnet; der Vorgang selbst heißt *Vergreisung*.

Unter den primären Lagerstätten des Zinns spielen Zinngreisen und assoziierte Kassiteritgänge weitaus die bedeutendste Rolle. In Paragenese mit *Kassiterit* treten *Quarz*, *Topas* oder *Turmalin*, *Lithiumglimmer* und *Wolframit* auf; häufige, aber eher untergeordnete Begleitminerale sind *Apatit*, *Fluorit*, *Scheelit*, *Molybdänit* und *Hämatit*.

Zinngreisen sind meist an die *Dachregion granitischer Plutone* gebunden. Dabei handelt es sich stets um die jüngsten, SiO₂- und alkalireichsten Granitkörper innerhalb einer Granitregion, die in Kassiterit-führende Greisen umgewandelt sind. Man unterscheidet eine grobkörnige Varietät, den eigentlichen Greisen, und eine feinkörnige Varietät, die von den sächsischen Bergleuten als *Zwitter* bezeichnet wurde.

Bei dem Verdrängungsvorgang, der zur Bildung von Greisen aus Granit führt, werden die Feldspäte durch Topas oder Turmalin, Quarz und Kassiterit, die ehemaligen primären Glimmer des Granits durch Li-Glimmer ersetzt. In einem der klassischen Gebiete des Zinnbergbaus, dem östlichen und mittleren Erzgebirge, liegt z. B. stets *Topasgreisen* vor; in Cornwall, wo bereits die Phönizier Bergbau betrieben hatten, tritt dagegen *Turmalingreisen* auf. Auch in den derzeit reichsten Zinn-

lagerstätten Europas in Nordportugal und NW-Spanien wird Turmalingreisen abgebaut.

In der Zinnlagerstätte von Altenberg im östlichen Erzgebirge ist die Scheitelregion eines aufgewölbten Granitkörpers bis zu 250 m Tiefe weitgehend in einen dichtkörnigen Greisen, den *Altenberger Zwitterstock*, umgewandelt (Abb. 21.2). Es handelt sich um diffuse Imprägnationszonen, bestehend aus einem dichtgescharten Netzwerk von Klüften, die mit feinkörnigem Kassiterit gefüllt sind (Abb. 21.3). Der intensive Bergbau, der seit 1458 in bis zu 90 kleineren Bergbaubetrieben erfolgte, hatte dazu geführt, dass die alten Weitungsbaue 1620 schließlich zusammenbrachen. So entstand die *Altenberger Pinge*, in der bis 1990 ununterbrochen Bergbau betrieben wurde.

Kassiterit-Gänge treten z. B. im benachbarten *Zinnwald* (Činovec, Erzgebirge, Tschechien) auf. Sie führen oft gut ausgebildete, gedrungen-prismatische Kassiterit-Kristalle mit {111} und {110} in gleich großer Entwicklung; sie sind sehr häufig nach (011) verzwillingt und

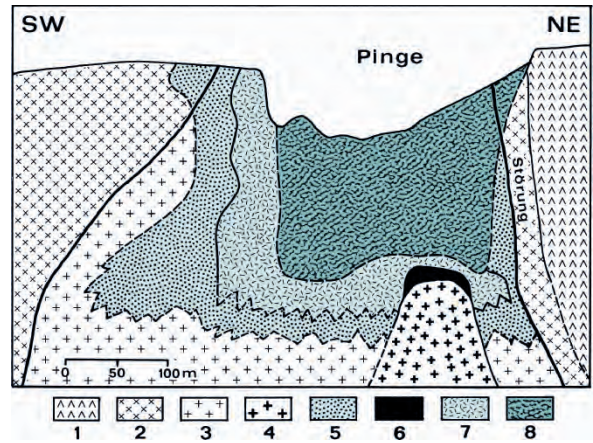
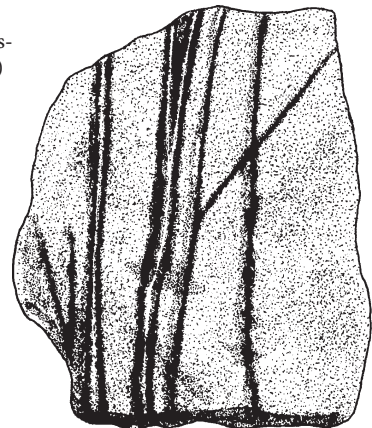


Abb. 21.2. Profil durch den teilweise in Greisen übergeführten Granitstock von Altenberg, Erzgebirge. 1 Rhyolith (Quarzporphyr), 2 Granitporphyr, 3 Außengranit (Zinngranit), 4 Innengranit, 5 Granit mit Greisen, 6 Randpegmatit (*Stockscheider*, teilweise durch Topas verdrängte Feldspäte als Varietät *Pyknit*), 7 Greisen, 8 Greisenbruchmassen der Pinge. (Nach Schlegel, umgezeichnet aus Baumann et al. 1979)

Abb. 21.3. Sog. Zwitterbänder (Kassiterit-Imprägnationen) im dichten Greisen von Altenberg, Erzgebirge. (Nach Beck 1903)



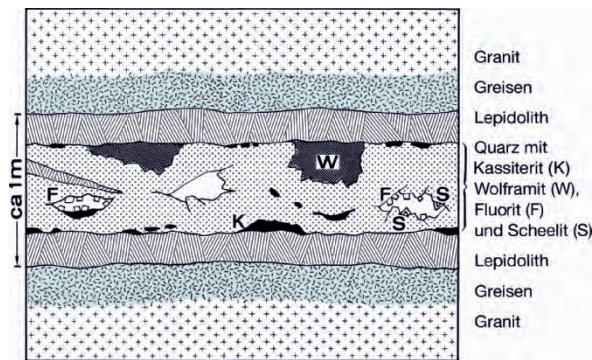


Abb. 21.4. Erzgang mit Kassiterit, Wolframit und Scheelit mit Greisenzone an den Salbändern, Zinnwald, Erzgebirge. (Nach Beck 1903)

werden wegen ihres Aussehens als Visiergrauen bezeichnet. (Abb. 5.10, S. 89). Begleitminerale sind Wolframit, Scheelit und Fluorit; die Außenzonen der Gänge bestehen aus Lepidolith (Abb. 21.4).

Die Zinnerzgreisen des Erzgebirges, Cornwalls, des Französischen Zentralmassivs und der Iberischen Halbinsel sind an Kollisionsgranite des Variscischen Orogens gebunden. Viele weltwirtschaftlich wichtige Zinnlagerstätten sind im Backarc-Bereich von spät-paläozoischen bis mesozoischen Subduktions-Orogenen entstanden. Hierzu gehören Lagerstätten in den peruanischen und bolivianischen Anden (s. unten), im Yukon-Distrikt (NW-Kanada), in Korea, in der Jangxi-Provinz (Volksrepublik China) und in Neu-Süd-Wales (Australien). Von großer weltwirtschaftlicher Bedeutung ist der südostasiatische Zinggürtel des spätkretazischen bis frühtertiären Inselbogens, der sich von Burma über Thailand und Malaysia bis zum Indonesischen Archipel erstreckt und etwa die Hälfte der Welt-Zinnproduktion liefert. Am bekanntesten sind die Vorkommen der malaiischen Halbinsel und auf den indonesischen Inseln Bangka und Billiton, die als Zinninseln bezeichnet werden. Heute vollzieht sich der Abbau allerdings vorrangig auf sekundären Seifenlagerstätten (Abschn. 23.2.7, S. 360).

Die Zinnerzgänge im Zinggürtel der bolivianischen Anden werden bei den hydrothermalen Ganglagerstätten (Abschn. 21.4.5, S. 326f) behandelt.

21.2.2

Wolfram-Lagerstätten

Wolframit (Fe,Mn)[WO₄] ist ein ständiger Begleiter auf vielen Zinnerz-Lagerstätten, besonders auf den *Kassiterit-Gängen*. Viele Zinnerz-Lagerstätten enthalten stellenweise oder in der gesamten Lagerstätte so viel Wolframit, dass sie gleichzeitig als Wolfram-Lagerstätten anzusprechen sind. Das ist nicht nur im sächsischen Erzgebirge, in Cornwall oder in Nordportugal (z. B. Panasqueira) und Nordwest-Spanien der Fall, sondern auch in weiteren wichtigen Vorkommen der Erde. Es gibt jedoch auch Wolframit-Gänge, in denen Zinnstein fehlt. Die Verwachsungsstruktur der

Wolframterze unterscheidet sich durch den stängeligen Kristallhabitus des Wolframits von derjenigen der Zinnerze. Außerdem ist die Mineralparagenese meist einfacher. Sie besteht in vielen Fällen nur aus Quarz, Wolframit und etwas Turmalin in der dunklen Varietät Schörl, der bei flüchtigem Ansehen leicht mit Wolframit verwechselt werden kann. Die wirtschaftlich wichtigsten Wolframit-Lagerstätten befinden sich in Korea, der Volksrepublik China, in Burma, Thailand und Indonesien.

21.2.3

Molybdän-Lagerstätten

Molybdänit MoS₂ ist meist auch in den Zinn- und Wolfram-Lagerstätten anwesend und wird teilweise als Nebenprodukt aus diesen Vorkommen mit gewonnen. Die weitaus bedeutendste Molybdän-Lagerstätte, die zeitweilig bis zu 80 % an der Weltproduktion beteiligt war, ist die *Climax-Mine* in Colorado (USA) mit Durchschnittsgehalten von 0,25 % Mo und Vorräten von über 500 Mio. t Mo-Erz. Hier werden die äußeren Zonen eines größeren Körpers von Granodiorit-Porphyr in einen dichtkörnigen, zwitterähnlich aussehenden Greisen umgewandelt. Molybdänit imprägniert in einem dichten Netzwerk feiner Klüfte den Greisen. Kreuz und quer verlaufende Quarztrümer enthalten neben Molybdänit auch zuweilen etwas Kassiterit, Wolframit und teilweise viel Pyrit. Die zentraleren Partien des Granodiorit-Porphyr sind völlig verkieselt. Es handelt sich um eine typische *Stockwerkvererzung*. Gleicher Entstehung ist die benachbarte *Henderson-Mine* mit Erzvorräten von ca. 300 Mio. t und Gehalten von 0,4 % Mo.

21.2.4

Porphyry Copper Ores

Hochhydrothermale (katathermale) Imprägnationslagerstätten des Cu sind an die Dachbereiche von magmatischen Intrusionen, meist von I-Typ-Graniten, Granodioriten, Tonaliten, seltener auch von Monzoniten und Dioriten gebunden. Oft sind es die subvulkanischen bis vulkanischen Ausläufer dieser Plutone (Abb. 21.5), insbesondere Trachyandesite, Dacite und Andesite mit typisch porphyrischem Gefüge. Daraus leitet sich die Bezeichnung *Porphyry Copper Ores* für diese Lagerstätten ab. (Die deutsche Übersetzung „Porphyryerze“ wäre etwas missverständlich.) Die Erze treten nicht massiv, sondern in feiner Verteilung auf; sie füllen ein feines Klüftnetz aus (*Stockwerkerz*, *stockwork ore*) oder imprägnieren den Porenraum des Gesteins (*disseminiertes Erz*, *disseminated ore*); daneben gibt es vererzte Breccienzonen, die in den vulkanischen Bereich überleiten können. Die Entstehung des Klüftnetzes und der Breccien kann zumindest teilweise durch Hydraulic Fracturing als Folge retrograden Siedens erklärt werden; die Porosität ist eine Folge von spätmagmatischen Alterationserscheinungen, die für die

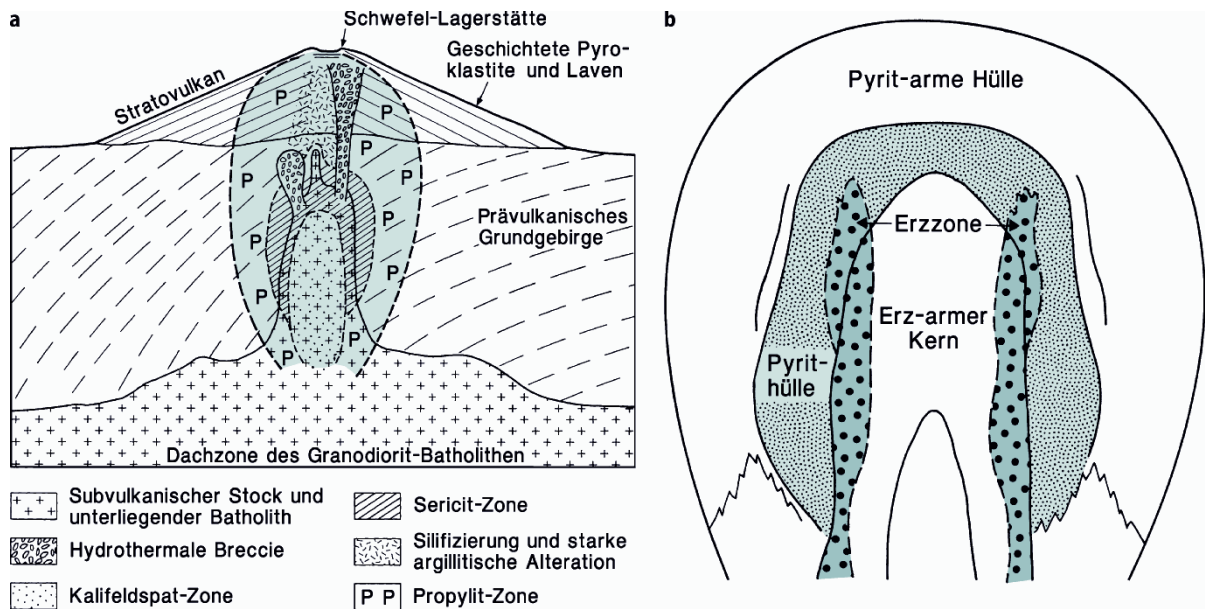


Abb. 21.5. Schematische Darstellung einer Porphyry-Copper-Vererzung. **a** Alterationszonen. **b** Vererzungszonen. (Nach Sillitoe 1973 und Lowell u. Guilbert 1970, aus Evans 1993)

se Lagerstätten typisch sind (s. unten). Damit ergeben sich klare genetische Zusammenhänge zum kristallisierenden Magmenkörper. Die Ähnlichkeiten dieser Vererzungen mit Greisen-Lagerstätten sind unübersehbar.

Geochronologische Untersuchungen und thermische Modellierungen sprechen dafür, dass die hydrothermale Aktivität gewöhnlich 50 000 bis 500 000 Jahre andauerte; jedoch spielte sich die Bildung von einigen großen Cu-Lagerstätten in mehreren Episoden ab, die sich insgesamt über Zeiträume von mehreren Millionen Jahren erstreckten (Seedorf et al. 2005).

Porphyry Copper Ores sind die größten und wirtschaftlich bedeutendsten Kupfererz-Lagerstätten, die mehr als die Hälfte der derzeitigen Weltproduktion an Kupfer liefern. Daneben werden teilweise noch Mo sowie Au und Ag gewonnen.

Haupterzminerale sind Chalkopyrit CuFeS_2 , Enargit Cu_3AsS_4 , Molybdänit MoS_2 sowie Pyrit. Es handelt sich um relativ arme Lagerstätten mit 0,3–2 % Cu sowie maximal 0,06 % Mo, 4,3 g/t Ag und 0,6 g/t Au, die aber wegen ihrer großen räumlichen Ausdehnung enorme Metallreserven darstellen.

Da ein selektiver Abbau von Stockwork Ore, Disseminated Ore und Nebengestein nicht möglich ist, können Imprägnationserze nur als Ganzes gewonnen werden, was lediglich in sehr großen Bergwerken, bevorzugt in Tagebauen, wirtschaftlich ist. Die modernen technischen Möglichkeiten gestatten heute den Abbau von armen Primärlagerstätten. Demgegenüber waren in früherer Zeit meist nur die Oxidations- und Zementationszonen (Abschn. 22.6, S. 346ff) bauwürdig, in denen die Metallgehalte durch Verwitterungsvorgänge sekundär angereichert waren.

Kennzeichnend für Porphyry Copper Ores ist die starke *spätmagmatische Alteration* des Plutons und seines Nebengesteins durch die Einwirkung der hydrothermalen Lösungen, wobei es nur in geringem Ausmaß zu Verdrängungserscheinungen kam. Je nach vorherrschender Mineralneubildung unterscheidet man von innen nach außen folgende Zonen (Abb. 21.5a):

- Kalifeldspat-Zone mit sekundärem Kalifeldspat, Biotit und Chlorit,
- Sericit-Zone mit Quarz, Sericit, Pyrit, untergeordnet Chlorit, Illit und Rutil,
- Argillit-Zone mit Kaolinit, Montmorillonit und Pyrit,
- Propylit-Zone mit Chlorit, Epidot, Pyrit und Calcit.

Die *Cu-Erzkörper* können im Intrusivkörper, im Nebengestein oder in beiden auftreten; sie konzentrieren sich im Grenzbereich zwischen Kalifeldspat- und Sericit-Zone (Abb. 21.5b); Pyrit dominiert in der Sericit-Zone und nimmt über die Argillit- zur Propylit-Zone hin ab. Untersuchungen an Fluid-Einschlüssen und stabilen Isotopen (Abb. 31.11d, S. 566) weisen darauf hin, dass die alterierenden Lösungen teilweise aus dem kristallisierenden Pluton selbst stammen, teilweise aufgeheizte meteorische Wässer darstellen. Chalkopyrit wurde ausschließlich in der Mischungszone beider Fluid-Systeme ausgefällt. Die magmatogenen Hydrothermalen sind sehr heiß (*katathermal*) mit Temperaturen zwischen 700 und 550 °C und enthalten hohe Anteile an Cl-Ionen, die für den Metalltransport wichtig sind. Der Metallgehalt der Hydrothermalen wird überwiegend als juvenil-magmatisch angesehen, stammt also wahrscheinlich nicht aus dem Nebengestein.

Porphyry Copper Ores bilden sich an konvergenten Plattenrändern über der subduzierten ozeanischen Lithosphärenplatte (Abb. 27.17, S. 489). Dabei ist die Kombination Cu–Ag–Au häufig, doch nicht immer an Inselbögen, die Kombination Cu–Mo an Orogenzonen der Kontinentalränder gebunden. Die Zahl der Lagerstätten ist außerordentlich groß. Erwähnt seien Bingham (Utah) mit Vorräten von 2 700 Mio. t, die in riesigen Tagebauen gewonnen werden, Morenci und San Manuel–Kalamazoo (Arizona), Butte (Montana, s. auch Abschn. 21.4.3, S. 325f), Santa Rita (New Mexico), Lornex und Valley Copper (Kanada), Cananea (Mexiko), Cerro Colorado (Panama), Chuquicamata (Chile) mit 9 400 Mio. t Vorräten, Panguna (Papua Neu-Guinea), Sar Cheshmeh (Iran) und Kounrad (Kasachstan).

Einem *subvulkanischen Imprägnationstyp* werden zwei bedeutende Kupfererz-Lagerstätten Europas zugerechnet: Maidan Pek und Bor in Serbien. In der Lagerstätte *Maidan Pek* gibt es diffuse Vererzungszonen und vererzte Ruschelzonen neben unregelmäßigen Erzkörpern innerhalb eines propylitisierten Andesitmassivs als unmittelbarem Nebengestein. Erzminerale sind insbesondere Chalkopyrit, Molybdänit und Pyrit in verschiedenen Modalverhältnissen. In der Lagerstätte *Bor* erkennt man mehrere Vererzungsphasen, die nacheinander abliefen. Die Vererzung des Andesits begann mit einer Imprägnation von *Pyrit*. Anschließend kam es zur Bildung von reichen Erzimprägnationen durch Enargit, (Hoch)-Chalkosin Cu_2S und Covellin Cu_2S .

Einige der großen Porphyry-Copper-Lagerstätten besitzen hohe Goldreserven (Bierlein et al. 2006; Frimmel 2008). Das gilt ganz besonders für das Goldvorkommen von Grasberg in Indonesien, das mit Vorräten von ca. 6 800 t Au wohl die zweitgrößte Gold-Anreicherung der Erde darstellt. Weiter sind zu nennen die Lagerstätten Ok Tedi (ca. 1 130 t Au) und Porgera (ca. 1 110 t Au) in Papua-Neuguinea (z. B. Garwin et al. 2005), Boddington im australischen Yilgarn-Kraton (ca. 1 280 t Au), Kalmakyrsk in Usbekistan (ca. 1 300 t Au), Bingham in Utah (ca. 1 000 t Au), Cananea in Mexiko (ca. 1 270 t Au) sowie die zahlreichen Gold-Lagerstätten in den südamerikanischen Anden wie Bajo de la Alumbrera in Argentinien, Chuquicamata und La Escondida in Chile und der Cajamarca-Distrikt in Peru (z. B. Sillitoe und Perelló 2005). Viele dieser Lagerstätten sind an K-reiche Kalkkali-Magmatite, z. B. Shoshonite gebunden (Müller und Groves 2000).

21.2.5

Imprägnationen mit ged. Kupfer (Typus Oberer See)

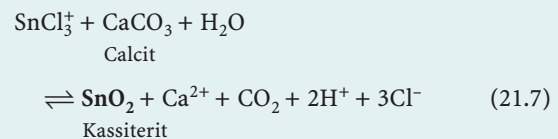
Nicht vergleichbar mit den Porphyry Copper Ores ist ein Imprägnationstyp auf der *Keweenaw-Halbinsel* im Lake Superior (Michigan, USA). Hier ist eine mächtige Serie von Basaltströmen aus dem Proterozoikum mit brecciös-schlackiger Oberfläche entwickelt, die mit

ged. Cu, Chlorit, Epidot, verschiedenen Zeolithen, Apophyllit, Prehnit, Pumpellyit, Quarz und Calcit hydrothermal imprägniert sind. Die lokal hohe Konzentration an ged. Cu in Form spektakulärer Dendrit-Kristalle, z. T. von >20 t Gewicht, ist einmalig und Proben davon sind in vielen Mineraliensammlungen vertreten (Abb. 2.2, S. 48). Von den meisten Forschern wird angenommen, dass hydrothermale sulfidische Kupferlösungen aus der Tiefe feinverteilten Hämatit (Fe_2O_3) in der Lava-Oberfläche reduziert haben, wobei ged. Cu kristallisierte.

21.3

Hydrothermale Verdrängungslagerstätten

Hydrothermale Verdrängungslagerstätten entstehen in leicht reaktionsfähigen Gesteinen, insbesondere in Kalksteinen und Dolomiten oder ihren metamorphen Äquivalenten, den Marmoren. Dabei erfolgt ein *metasomatischer Stoffaustausch* zwischen dem Karbonatgestein mit hydrothermalen Lösungen, wobei Calcit oder Dolomit durch Erzminerale von Sn, W, Mo, Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Ag, Co, As, Bi, Hg und Mg ersetzt werden. Als Beispiel diene die Reaktion



Solche Verdrängungen können große Ausmaße erreichen, sind jedoch oft ungleichmäßig verteilt und unberechenbar. Hydrothermale Verdrängungen, die mit Erzgängen verknüpft sind, werden im Abschn. 21.4 behandelt.

21.3.1

Skarnerz-Lagerstätten

Skarnerze entstehen fast immer im Kontaktbereich zwischen magmatischen Intrusionen und karbonatischem Nebengestein (Kalkstein oder Dolomit). Dabei kommt es häufig zu erheblichen metasomatischen Stoffwanderungen, wobei dem Karbonatgestein insbesondere Si, Al, Fe und Mg sowie Neben- und Spurenelemente zugeführt werden. Es bilden sich charakteristische Ca-Mg-Fe-Silikate wie Grossular-Andradit-Granat, Diopsid-Hedenbergit, Wollastonit, Tremolit-Aktinolith, ferner Epidot, Vesuvian und andere Minerale, auch solche mit F-, Cl- oder Bor-Gehalten. Das Auftreten von Topas oder Turmalin ist jedoch untypisch. Verdrängungserscheinungen und Reaktionssäume bei diesen Silikaten sind verbreitet. Ihre Korngrößen sind oft erheblich. Die bei diesem Prozess entstehenden harten und zähen Kalksilikat-Felsen werden nach einem alten schwedischen Bergmannsausdruck als *Skarn* bezeichnet. Aus ihrem Mineralbestand und ihren

Tabelle 21.1. Die wichtigsten Typen von Skarnerzen. (Stark vereinfacht aus Evans 1993)

Lagerstättentyp	Schwermetalle	Erzminerale	Derzeit wichtigste Lagerstätte		
			Name	Geschätzte Erzvorräte [Mio. t]	Durchschnittsgehalte [%]
Ca-Kupfer	Cu, Mo, (W, Zn)	Chalkopyrit, Bornit, Pyrit, Hämatit, Magnetit	Twin Buttes, Arizona	500	Cu: 0,8
Ca-Eisen	Fe, (Cu, Co, Au)	Magnetit, (Chalkopyrit, Cobaltin, Pyrrhotin)	Sarbai, Kasachstan	725	Fe: 40
Mg-Eisen	Fe, (Cu, Zn)	Magnetit, (Pyrit, Chalkopyrit, Pyrrhotin, Pyrit)	Sheregesh, S-Sibirien, Russland	234	Fe: 35
Ca-Wolfram	W, Mo, Cu, (Zn, Bi)	Scheelit, Molybdänit, Chalkopyrit, Pyrrhotin, Pyrit	MacMillan Pass, Kanada	63	W: 0,75
Ca-Blei-Zink	Zn, Pb, Ag, (Cu, W)	Sphalerit, Galenit, Chalkopyrit, Arsenopyrit	Naica, Mexiko	21	Zn: 3,8; Pb: 4,5; Cu: 0,4; Ag: 150 g/t; Au: 0,3 g/t
Ca-Molybdän	Mo, W, (Cu, Bi, Zn)	Molybdänit, Scheelit, Bismuthinit, Pyrit, Chalkopyrit	Little Boulder Creek, Idaho	>100	Mo: 0,1
Ca-Zinn	Sn, (Be, W)	Kassiterit, Arsenopyrit, Stannin, Pyrrhotin	Moina, Tasmanien	30	Sn: 0,15

Flüssigkeits-Einschlüssen lassen sich für die erzbringenden Fluide meist hohe Bildungstemperaturen von 650–500 °C sowie hohe Salinitäten von >50 Gew.-% NaCl-Äquivalent ableiten. Erst im Lauf der Zeit werden die Fluide kühler (<400 °C) und weniger salzreich (<20 Gew.-% NaCl-Äquivalent; Meinert et al. 2005).

In manchen Fällen werden durch H₂O-reiche Dämpfe oder Fluide Schwermetall-Komplexe transportiert. Durch Reaktion mit dem karbonatischen Nebengestein kommt es zur Bildung von Erzanreicherungen und von bauwürdigen Skarnerz-Lagerstätten unterschiedlichster Art. Sie sind überwiegend an syn- bis spätörogene Granit- bis Granodiorit-Plutone gebunden, die an konvergenten Plattenrändern in die kontinentale Oberplatte intrudierten. Die wichtigsten Typen von Skarnerz-Lagerstätten (Tabelle 21.1) entstanden durch metasomatische Verdrängung von Kalksteinen (Ca-Skarne), nur wenige von Dolomiten (Mg-Skarne).

Kontaktmetasomatisch werden vorwiegend *sulfidische* (Pyrrhotin, Pyrit, Sphalerit, Galenit, Chalkopyrit) oder *oxidische* (Magnetit, Hämatit) Erzminerale abgeschieden, stets in sehr unregelmäßigen Verdrängungskörpern. Klassische Kontaktlagerstätten mit Skarnebildung sind die Hämatiterze der Insel Elba, die aber nicht mehr im Abbau stehen. Eine der bedeutendsten Erzlagerstätten dieser Art war lange Zeit die Eisenerz-Lagerstätte von Magnitogorsk im Südrural mit Magnetit als Haupterzmineral. Die Lagerstätte Antamina in Peru ist einer der größten Produzenten an Kupfer und Zink mit Vorräten von 556 Mio. t und Durchschnittsgehalten von 1,1 % Cu, 2,8 % Zn und 0,04 % Mo. Einige Skarnerz-Lagerstätten produzieren als Nebenprodukt Gold; die gesamten Vorräte in diesem Lagerstättentyp werden weltweit auf ca. 1 470 t Au geschätzt (Frimmel 2008).

Die bedeutende Ca-Skarne-Lagerstätte Naica in Chihuahua, Mexiko (Tabelle 21.1) hat durch die Bildung von riesigen Gipskristallen (Abb. 7.6, 7.7, S. 111f) weltweite Aufmerksamkeit erregt.

Die Vererzung steckt in Kalksteinen der Unterkreide (Alb) und ist an Felsit-Gänge gebunden, deren Alter mit der K-Ar-Methode (Abschn. 31.5.3, S. 575ff) auf ca. 26 Ma datiert ist (Megaw et al. 1988). Wahrscheinlich stammen diese Gänge von einem magmatischen Tiefenkörper in 2–5 km Tiefe ab. Die heißen (240–490 °C), hochsalinaren (31–63 Gew.-% NaCl-Äquivalent) hydrothermalen Lösungen durchsetzten die Gänge und das karbonatische Nebengestein auf tektonischen Schwächezonen und Schichtgrenzen, wobei die Karbonate intensiv in Kalksilikat-Mineralen umgewandelt wurden. Die wichtigsten Erzminerale sind Pyrit, Pyrrhotin, Sphalerit, Galenit und Chalkopyrit (Megaw et al. 1988; vgl. Tabelle 21.1).

Skarnerz-Lagerstätten mit *Scheelit* CaWO₄ spielen weltwirtschaftlich eine immer größere Rolle. Bedeutende Vorkommen sind Macmillan Pass und Tungsten (Kanada), King Island (nördlich Tasmanien), Sangdong (Korea) und Pine Creek (Kalifornien, USA). Wegen seiner Unauffälligkeit im umgebenden Skarn wird Scheelit leicht übersehen. Er lässt sich bei der Prospektion am einfachsten durch seine starke UV-Fluoreszenz feststellen. Bedeutung können auch kontaktmetasomatische Skarnlagerstätten mit Anreicherungen von Mo und Sn haben.

21.3.2 Mesothermale Kupfer-Arsen-Verdrängungs-Lagerstätten

An hydrothermalen Reaktionskontakten mit Kalken und Dolomiten kann es zu bedeutenden Anreicherungen von Kupfererz kommen. Der bekannteste Vertreter dieses Typs ist die Lagerstätte von *Tsumeb* im Otavi-Bergland (Nord-

Namibia), die von 1907 bis 1997 fast ununterbrochen im Abbau stand. Haupterzminerale sind Chalkosin, Enargit, Tetraedrit-Tennantit (Fahlerz), Galenit und Cd-reicher Sphalerit; das Ge-Erzmineral Germanit $\text{Cu}_{13}\text{Fe}_2\text{Ge}_2\text{S}_{16}$ wurde hier gefunden. Berühmt ist Tsumeb wegen der unerreichten Artenfülle von Sekundärmineralen innerhalb der ausgedehnten Oxidationszonen. Noch im Abbau befindet sich die nahe gelegene Lagerstätte Kombat mit Bornit, Tennantit, Chalkopyrit und Galenit als primäre Erzminerale sowie sekundär gebildetem Chalkosin und ged. Kupfer.

21.3.3

Hydrothermale Blei-Silber-Zink-Verdrängungslagerstätten

Verdrängungslagerstätten mit Galenit und Sphalerit in Kalkstein oder dolomitischem Kalkstein sind recht verbreitet; jedoch ist ihre genetische Stellung häufig umstritten. An gewinnbaren Blei-, Zink- und Silbererzen und an Erzvorräten übertreffen sie die entsprechenden Ganglagerstätten (s. unten) erheblich. Ein Teil davon ist unter höheren Temperaturen gebildet und deshalb als kata- bis mesothermal einzustufen.

Zu den *hochtemperierten* Blei-Zink-Verdrängungslagerstätten gehören z. B. Leadville (Colorado, USA), wo ein felsischer Subvulkanit eine karbonische Kalkstein-Quarzit-Folge intrudierte, *Trepča* (Südostserbien) als eine der wichtigsten Pb-Zn-Ag-Lagerstätten in Europa, Iglesias in Sardinien als wichtigster Pb-Zn-Ag-Erzeuger Italiens, und Laurion (Attika, Griechenland), dessen Gruben bereits im Altertum betrieben wurden.

Bei den *niedrigtemperierten* Blei-Zink-Verdrängungslagerstätten vom Mississippi-Valley-Typ ist ein Zusammenhang mit magmatischen Intrusionen nicht erkennbar. Für sie wird eine niedrig-thermale oder eine sedimentäre, vielleicht spät-diagenetische Entstehung diskutiert (vgl. Abschn. 21.6.2, S. 335).

21.3.4

Hydrothermale Gold-Pyrit-Verdrängungslagerstätten vom Carlin-Typ

Die Gold-Lagerstätten vom Carlin-Typ – benannt nach dem bedeutenden Vorkommen von Carlin in Nevada – sind an das Backarc-Becken hinter dem jungen Orogengürtel der Sierra Nevada gebunden und entstanden vor etwa 42–36 Ma im Zusammenhang mit Dehnungs-Tektonik. Die erzbringenden Fluide hatten mäßige Temperaturen von ca. 180–240 °C und eine geringe Salinität von ca. 2–3 NaCl-Äquivalent; sie enthielten <4 Mol.-% CO_2 , <0,4 Mol.-% CH_4 und ausreichend H_2S für den Transport von Au. Die erzbringenden Fluide, deren Herkunft noch umstritten ist, stiegen in steilstehenden Störungszonen auf und wurden in flachliegenden Erzfallen gefangen. Dort reagierten sie mit tonigen Kalksteinen von altpaläozoischem Alter und verdrängten diese

unter Bildung von Pyrit, Markasit und Arsenopyrit. In diesen Sulfidmineralen ist Gold in Form feinsten Partikel eingeschlossen, teils auch in den Kristallstrukturen eingebaut (Cline et al. 2005). Die großen Lagerstätten in Nevada, außer Carlin noch Newmont, Betze Post und Cortez gehören zu den wichtigsten Goldvorkommen der Erde, die insgesamt Vorräte von ca. 10 000 t Au aufweisen (Frimmel 2008).

21.3.5

Metasomatische Siderit-Lagerstätten

Metasomatische Siderit-Lagerstätten haben sich dort gebildet, wo aufsteigende (aszendente) Fe-haltige hydrothermale Lösungen mit Kalkstein oder Marmor reagieren konnten. Die bekannteste und bedeutendste Lagerstätte dieser Art ist der *Erzberg* in der *Steiermark*, wo ein altpaläozoischer Kalkstein über seine Schichtfugen hinweg wolkig-diffus vererzt wurde. Es lässt sich eine Umwandlungsfolge Calcit → Dolomit → Ankerit $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe})[\text{CO}_3]_2$ → Siderit erkennen. Auf diese Weise ist ein riesenhafter, geschlossener Körper von Mn-haltigem Spateisenstein entstanden, der nur geringe Mengen an Pyrit, Chalkopyrit, Fahlerzen und Cinnabarit führt. Die Erze werden in einem mächtigen Tagebau mit rund 70 Etagen und unter Tage gewonnen. Die Lagerstätte enthielt insgesamt 500 Mio. t Erz, von denen mehr als die Hälfte abgebaut ist; die Gehalte liegen bei 32 % Fe und 2 % Mn (Petraschek u. Pohl 1992).

Vergleichbare Vorkommen von Bedeutung finden sich um Hüttenberg in Kärnten (Hüttenberger Erzberg), in der Slowakei, im Banat (Rumänien), in Tunesien und Algerien. Die beachtlichen Vorkommen bei Bilbao (Nordspanien), die sog. Bilbaoerze, die für die deutschen Hütten von großer Bedeutung waren, sind von oben her weitgehend in sekundäre Oxidationserze umgewandelt.

Entlang der Randspalten des Thüringer Waldes und bei Bieber im Spessart ist der Zechsteinkalk bzw. -dolomit stellenweise metasomatisch in Siderit umgewandelt. Einige dieser Spateisenstein-Vorkommen wurden bergmännisch abgebaut.

21.3.6

Metasomatische Magnesit-Lagerstätten

Auch späterer Magnesit (*Spatmagnesit*) bildet sich durch metasomatische Verdrängung aus Kalkstein mit Dolomit als Zwischenprodukt. Mg-haltige Hydrothermen bewirken eine schrittweise Verdrängung des Ca^{2+} durch Mg^{2+} . Die Herkunft der Lösungen ist noch immer umstritten. Als alternatives Modell wurde eine *frühdia-genetische* Entstehung der Spatmagnesit-Lagerstätten diskutiert.

Spatmagnesit-Vorkommen haben die größte Verbreitung im Bereich der Ostalpen (Österreich). Dort bilden sie unregelmäßige stockförmige Körper innerhalb von

Kalksteinen und Dolomiten der Grauwackenzone. Die Hauptvorkommen liegen bei Radenthein (Kärnten) sowie Trieben und Veitsch (Steiermark). Ihr Abbau vollzieht sich vorwiegend über Tage.

Magnesit dient neben der Gewinnung des Leichtmetalls Magnesium, besonders als Rohstoff für die Herstellung von *Sintermagnesit* in der Feuerfestindustrie für Ziegel zum Auskleiden von Sauerstoff-Konvertern (LD-Verfahren) und Hochöfen. Daneben wird Magnesit als *kaustischer Magnesit* bei etwa 800 °C gebrannt, um das CO₂ zu entfernen; das dabei entstehende MgO wird zur Gewinnung von Sorelzement und zur Fertigung von Leichtbauplatten verwendet.

21.4 Hydrothermale Erz- und Mineralgänge

Voraussetzung für die Entstehung hydrothermaler Erz- und Mineralgänge ist das Vorhandensein von sich öffnenden tektonischen *Spalten*, in denen die hydrothermalen Lösungen Platz nehmen und auskristallisieren können, z. B. auf duktilen Scherzonen, Verwerfungen, Überschiebungen oder Spannungsrissen. Typisch sind sog. *Pinch-and-Swell-Strukturen*, bei denen die Mächtigkeit des Erzganges stark variiert, weil er Nebengesteinslagen unterschiedlicherer Kompetenz durchsetzt (Abb. 21.6). Hydrothermalgänge bilden meist kompakte Aggregate aus Erzmineralen und Gangart; in verbleibenden Hohlräumen können sich auch Mineraldrusen mit freien Kristallendigungen entwickeln. Nicht selten werden hydrothermale Erzgänge auch von hydrothermalen Imprägnationen oder Verdrängungen begleitet.

Die Erzminerale sind die Träger der gewinnbaren Metalle. Von den Bergleuten werden diese Teile des Ganges auch als Erzmittel bezeichnet im Unterschied zu den

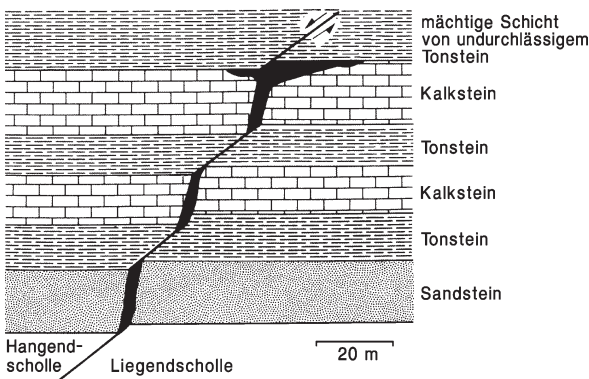


Abb. 21.6. Erzgang auf einer Abschiebung mit gut entwickelter Pinch-and-Swell-Struktur. Im Bereich der kompetenten Sandstein- und Kalkstein-Lagen ist der Erzgang relativ mächtig, während er in den inkompetenteren Tonstein-Horizonten nahezu auskeilt. Unterhalb einer mächtigen Schicht von undurchlässigem Tonstein biegt der Gang in die Horizontale um. (Nach Evans 1993)

nichtopaken Begleitmineralen, der sog. *Gangart*, dem tauben Mittel. Zu den Gangarten rechnen im Wesentlichen Quarz, Calcit, Dolomit und andere Karbonate sowie Fluorit und Baryt, die wichtige Industriemineralien darstellen und meist aus erzfreien Hydrothermalgängen gewonnen werden. Häufig spiegelt die Gangart die Zusammensetzung des Nebengesteins wider, aus dem sie offensichtlich mobilisiert wurde, z. B. Quarz bei silikatischem, Calcit bei karbonatischem Nebengestein.

Die Ausscheidung des Mineralinhalts der Gänge erfolgt meist gleichzeitig mit den tektonischen Öffnungsbewegungen, dem Aufreißen der Spalte. Das kann in mehreren Etappen geschehen. Dabei entspricht die symmetrische zonale Anordnung verschiedener Mineralparagenesen, die man häufig in Hydrothermalgängen beobachtet (Abb. 21.7), der *Ausscheidungsfolge*. Stets befinden sich die älteren, generell bei höherer Temperatur gebildeten Paragenesen an den Gangrändern (dem sog. *Salband*), die jüngeren, etwas niedriger temperierten Paragenesen in der Gangmitte.

Änderungen in den verschiedenen Mineralparagenesen im Streichen eines Ganges bezeichnet man als *vertikalen* bzw. *lateralen Fazieswechsel* oder als *primären Teufenunterschied*. Dieser ist bei den subvulkanischen Ganglagerstätten infolge kürzerer Transportwege und schnellerer Abkühlung weniger ausgeprägt: Die verschiedenen Mineralparagenesen erscheinen teleskopartig ineinandergeschoben (*Telescoping*). Die praktische Bedeutung des Fazieswechsels für die Prospektion der Erze sowie für bergbau- und aufbereitungsstechnische Fragen ist offensichtlich.

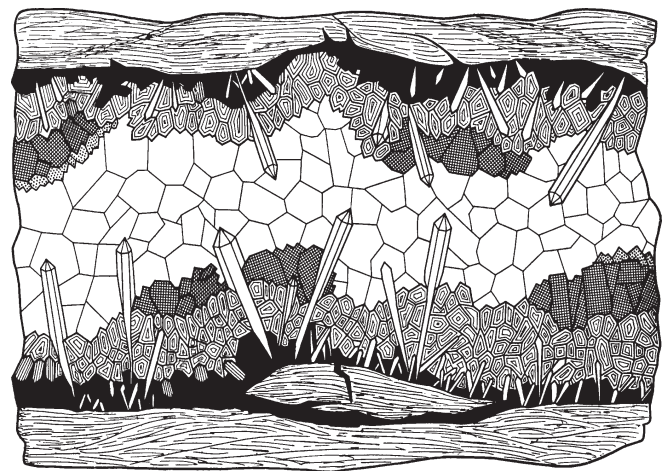


Abb. 21.7. Symmetrischer Erzgang aus der Grube Himmelfirst-Fundgrube bei Brand-Erbisdorf (Erzgebirge). Nebengestein: Gneis: säulenförmiger Quarz I mit Sphalerit (*schwarz*), Arsenopyrit (*längsgestreift*), Rhodochrosit (*zonar*), Galenit (*Kreuzschraffur*), Chalkopyrit (*punktiert*), Calcit in der Gangmitte (*weiß*). (Nach Maucher, umgezeichnet aus Schneiderhöhn 1941)

Aus der geradezu verwirrenden Fülle des Mineral- und Erzinhalt der verschiedenen, überaus zahlreich auftretenden hydrothermalen Gänge heben sich sog. *persistente Paragenesen* hervor, die weltweit vorkommen und immer wieder gleich bleiben. Sie wurden zur Grundlage für ein Schema von *Gangformationen*, das lange Zeit als Prinzip für eine Systematik hydrothermalen Lagerstätten aller Strukturtypen diente.

Die Bezeichnung „Gangformation“ war im sächsischen Bergbau schon lange gebräuchlich. Der Freiburger Mineraloge August Breithaupt (1791–1873) erkannte als erster, dass für genetische Schlussfolgerungen *Mineralparagenesen* wichtig sind und nicht ein einzelnes, besonders auffälliges Mineral. Dieses Prinzip hat sich ganz allgemein für die Petrologie als fruchtbar erwiesen.

21.4.1 Orogene Gold-Quarz-Gänge

Wirtschaftlich noch immer wichtig sind die erdweit verbreiteten Gold-Quarz-Gänge. Sie wurden von Groves et al. (1998) als *orogen* bezeichnet, weil sie im Zusammenhang mit kompressiven und transpressiven Deformationsprozessen an konvergenten Plattenrändern und in Kollisionsorogenen entstanden sind. In einem Teil dieser Lagerstätten ist auch ein räumlicher und zeitlicher Zusammenhang mit granitoiden Intrusionen nachweisbar (vgl. Frimmel 2008).

Subduktions- und kollisionsbezogene thermische Ereignisse führten zur episodischen Erhöhung des geothermischen Gradienten und zur Gesteinsmetamorphose. Dabei entstanden hydrothermale Lösungen, die sehr weite Wanderungswege zurücklegen konnten. Dementsprechend kann es in orogenen Gold-Quarz-Gangsystemen zur Au-Abscheidung in extrem großen Teufenbereichen vom oberflächennahen Niveau bis hinunter zu 15–20 km Tiefe kommen. Die einzelnen Gänge besitzen Mächtigkeiten zwischen 0,5 und 3 m; sie können sich – jeweils gegeneinander versetzt – zu ausgedehnten Gangzügen aneinander reihen; der größte bekannte Gangzug ist der berühmte Mother Lode in Kalifornien mit einer Länge von ca. 270 km. Die erzführenden Fluide weisen einen sehr weiten Temperatur-Bereich von ca. 300–600 °C auf, haben eine relativ geringe Salinität und sind nahezu neutral; sie enthalten stets erhöhte Gehalte von $\geq 0,5$ Mol.-% CO_2 sowie teilweise CH_4 . In ihnen wird Au in Form reduzierter S-Komplexe transportiert (Groves et al. 1998).

Der *Mineralinhalt* der Gold-Quarz-Gänge ist einfach. Neben 97–98 % Quarz als Gangart enthalten sie vor allem Pyrit, Arsenopyrit, Chalkopyrit und gelegentlich etwas Stibnit. *Ged. Gold* tritt nur selten als *Freigold* auf, das mit dem bloßen Auge sichtbar ist (Abb. 2.5, S. 50). Meist bildet es jedoch als „vererztes“ oder *unsichtbares Gold* nur mikroskopisch kleine Einschlüsse im Quarz, Pyrit oder Arsenopyrit; es ist bis zu 10–20 % mit Ag legiert; daneben treten auf einigen Gängen auch Au-Ag-Telluride wie Petzit

Ag_3AuTe_2 auf (Ciobanu et al. 2006). Stellenweise sind Übergänge zu Turmalin-führenden Gold-Quarz-Gängen zu beobachten. Das Alter der Lagerstättenbildung reicht von archaisch (Barberton-Greenstone-Belt, Südafrika: 3 200 Ma) bis Tertiär (Obere Monte-Rosa-Decke, Westalpen ≤ 33 Ma).

Eine weitverbreitete Gruppe von Gold-Quarz-Gängen ist an *archaische Grünstein-Gürtel* gebunden, deren ursprünglicher Goldgehalt durch Granit-Intrusionen mobilisiert und in Gängen angereichert wurde. In den großen präkambrischen Kratonen der Erde können hunderte oder tausende von Einzellagerstätten mit sehr unterschiedlichen Gold-Gehalten und Vorräten auftreten. Die meisten untertage abgebauten Lagerstätten enthalten 4–8 g/t, z. T. sogar 10–15 g/t Au; im Tagebau können noch Gehalte von 1–2 g/t bauwürdig sein. Ein prominentes und noch heute sehr bedeutendes Beispiel ist die Goldene Meile von Kalgoorlie im Yilgarn-Block (Westaustralien) mit Vorräten von ca. 2 080 t Au (z. B. Robert et al. 2005; Frimmel 2008). Weiter zu nennen sind die klassischen Goldfelder von Ballarat und Bendigo in Victoria (Australien) mit ca. 660 t Au, wo die Gold-Quarz-Gänge als charakteristische Sattelgänge in aufgeblättern Faltscheiteln Platz genommen haben, der Kolar-Distrikt in Mysore (Indien), die Distrikte von Timmins-Porcupine (mit einer Gesamtproduktion von 1 530 t Au) und Kirkland Lake in der Superior-Provinz Ontarios (z. B. Robert et al. 2005) sowie von Yellowknife in den North-West Territories (Kanadischer Schild), ferner Lagerstätten im Barberton Greenstone Belt (Südafrika) und in Simbabwe.

Proterozoisches Alter besitzen die Gold-Lagerstätten Ashanti in Ghana (früher Goldküste) mit Vorräten von fast 3 200 t Au, Telfer im australischen Paterson-Orogen (ca. 1 530 t Au), die Homestake Mine in Süd-Dakota mit Vorräten von ca. 1 240 t Au und ungewöhnlich hohen Gehalten von 8,3 g/t Au (Frimmel 2008) sowie die Lagerstätten am Südrand des Sibirischen Kratons am Oberlauf von Jenissei und Lena, im Aldan-Hochland und in Transbaikalien. Mit Vorräten von ca. 1 360 t Au ist Sukhoi Log an der Lena eine bedeutende Goldlagerstätte; sie sitzt in proterozoischen Schwarzschiefern, aus denen das Gold wahrscheinlich in frühpaläozoischer Zeit mobilisiert wurde (z. B. Yakubchuk et al. 2005). Für die permische Lagerstätte von Muruntau im Tien-Shan-Orogen West-Uzbekistans, die mit Vorräten von ca. 6 140 t Au z. Zt. die drittgrößte Gold-Anreicherungen der Erde darstellt, konnte nachgewiesen werden, dass die erzbringenden Fluide einen juvenilen Anteil aus dem Erdmantel enthalten (Graupner et al. 2006).

Zahlreiche Gold-Quarz-Gänge treten in jungen Orogenzonen von oberjurassischem bis neogenem Alter im Bereich konvergenter Plattenränder auf. Hierzu gehört das Revier des Mother Lode in der Sierra Nevada (Kalifornien) und von Fairbanks im Yukon-Distrikt (Alaska/Kanada).

Bereits 3000 v. Chr. wurde in Ägypten Gold aus Quarzgängen gewonnen. Noch älter ist der Goldbergbau in Simbabwe, der auf vorgeschichtliche Zeit zurückgeht (Land Ophir). In Europa war der Goldbergbau in den Hohen Tauern während des Altertums bis zum Mittelalter bedeutsam. Der Abbau der Gold-Quarz-Gänge von Brandholz-Goldkronach im Fichtelgebirge hatte seine Blütezeit im ausgehenden Mittelalter. Ende des 18. Jahrhunderts standen diese Gruben unter der Leitung des bekannten Naturforschers Alexander von Humboldt. Die letzte, ganz kurze Betriebsperiode ging im Jahr 1925 zu Ende.

21.4.2 Epithermale Gold- und Gold-Silber-Lagerstätten (subvulkanisch)

Auch die Golderze der *subvulkanischen Abfolge* sind vorwiegend an *junge Orogenzonen* im Bereich konvergenter Plattenränder geknüpft. Erzgänge und Erzimprägnationen stehen in enger Beziehung zu subvulkanischen Intrusivstöcken, zu Vulkanschloten und zu Tuffablagerungen. Petrographisch handelt es sich um Kalkalkali-Magmatite wie Andesite, Dacite, die K-reichen Shoshonite und Rhyolithe (Müller und Groves 2000). Die Erze sind an vulkanische Spalten und Ruschelzonen gebunden und mitunter breccios entwickelt. Kristalldrüsen füllen zahlreiche Hohlräume. Besonders die oberflächennahen Gänge und Mineralabscheidungen besitzen bei starkem Telescoping eine vielfältige Überlagerung der Paragenesen.

Erzminerale und Gangarten sind auffällig artenreich. Das hier weißgelb aussehende Freigold ist stark silberhaltig (*Elektrum*). Es ist mit Gangarten und Sulfiden innig verwachsen. Gold ist außerdem im Pyrit eingelagert. Charakteristisch für die subvulkanische Abfolge sind außerdem *Goldtelluride* und *Goldsele-nide* sowie viele *edle Silbererzminerale* wie Argentit-Akanthit (Silberglanz), gediegen Silber, Proustite, Pyrrargyrit, Freibergit, silberreicher Galenit. Viele der Edelmetall-haltigen Gänge gehen nach der Tiefe hin in Pb-Zn-Cu-Gänge über. Eine solche Gangverschlechterung, aber auch das Gegenteil, eine Gangverbesserung, werden im Bergbau als *primärer Teufenunterschied* sehr beachtet. Gangarten sind Calcit, Quarz (häufig als Amethyst), Chalcedon, Rhodochrosit und verschiedene Zeolithe. Das Nebengestein ist durch *Propylitisierung* grünlich zersetzt, wobei sich auf Kosten der magmatischen Gemengteile Chlorit, Pyrophyllit, Kaolinit, Dickit, Illit, Epidot, Albit, Adular, Quarz, Calcit, Alunit $KAl_3[(OH)_6/(SO_4)_2]$ und Pyrit als Sekundärminerale gebildet haben.

Nach Simmons et al. (2005) entstanden $Au \pm Ag \pm Cu$ -Vererzungen mit Quarz + Alunit \pm Pyrophyllit \pm Dickit \pm Kaolinit aus Fluiden, die überwiegend magmatischen Ursprungs sind und nur geringe Anteile von Oberflächenwasser enthielten. Ihre Temperatur variierte zwischen 180 und 320 °C, ihre Salinität lag meist bei $<5-10$, erreichte aber auch Werte von >30 Gew.-% NaCl-Äquivalent. Demgegenüber wurden Vererzungen mit den Gangarten Quarz

\pm Calcit \pm Adular \pm Illit aus zirkulierenden Oberflächenwässern abgeschieden, die in der Tiefe auf 150–300 °C aufgeheizt wurden, jedoch höchstens einen geringen magmatischen Anteil besaßen. Bei Au-Ag- und Ag-Au-Vererzungen lag die Salinität dieser Fluide bei <5 , stieg aber bei Ag-Pb-Zn-Vererzungen auf Werte von >20 Gew.-% NaCl-Äquivalent an.

In Europa sind Vorkommen von Golderzen der subvulkanischen Abfolge an den andesitisch-dacitischen Magmatismus des Karpaten-Innenrandes gebunden. Die wichtigsten Lagerstätten liegen im slowakischen Erzgebirge, dem Vihorlot-Gutiner-Gebirge und dem Siebenbürgener Erzgebirge in Rumänien. Reich an subvulkanischen Golderzen sind auch die Inselbögen um den Pazifik (z. B. Garwin et al. 2005), so Ladolam auf der Insel Lihir (Papua-Neuguinea), Baguio (Philippinen) und Emperor (Fidschi-Inseln). Mit Vorräten von ca. 2 070 t Au besitzt Ladolam weltwirtschaftliche Bedeutung (Frimmel 2008).

Immer noch bedeutend sind zwei Lagerstätten in den USA: *Cripple Creek* in Colorado – mit durchschnittlich 20–30 g/t Au – ist an Alkali-Vulkanite gebunden und befindet sich im Back-Arc-Bereich der Rocky Mountains. Der *Comstock Lode* in Nevada stellt eine der größten Metallanreicherungen der Erde dar, aus der seit 1859 235 t Au und 5 500 t Ag gefördert wurden; die reichen Erzkörper („Bonanzas“) lassen sich bis in eine Teufe von 900 m verfolgen; der größte von ihnen enthielt 1,4 Mio. t Erz mit Durchschnittsgehalten von 54 g/t Au und 850 g/t Ag (Sawkins 1990). Auch in den zahlreichen Vorkommen Mexikos tritt Au gegen Ag stark zurück. Bedeutende Au-Reserven enthalten die Lagerstätten El Indio (Chile) und ganz besonders Yanacocha (Peru) mit Vorräten von ca. 1 960 t Au (Frimmel 2008).

21.4.3 Mesothermale Kupfererzgänge

Der prominenteste Vertreter dieses Typs ist die Lagerstätte von *Butte*, Montana (USA), die zu den reichsten Kupfervorkommen der Erde zählt. Aus ihm wurden von 1880 bis 1964 7,3 Mio. t Cu, 2,2 Mio. t Zn, 1,7 Mio. t Mn, 0,3 Mio. t Pb, 20 000 t Ag, 78 t Au sowie beachtliche Mengen an Bi, Cd, Se, Te und Schwefelsäure gefördert (Evans 1993). Mehrere Systeme von Gangspalten, oft dicht geschart, durchsetzen einen großen, 78 Ma alten Granodiorit-Körper, den Boulder-Batholithen. Die mächtigsten Erzgänge können 1–2 km lang werden; eigenartig ist ihre Zerfaserung in zahlreiche kleine Adern, die als Horsetail-Struktur bezeichnet wird. Die Vererzung ist zonar angeordnet: In der Zentralzone treten die reichsten Kupfererze mit Hoch-Chalkosin und Enargit auf; nach außen folgt eine Übergangszone mit höherem Sphalerit-Anteil, und die Randzone ist reicher an Pb und Ag, bis die Gänge randlich erzleer endigen. Am südlichen Rand der

Zentralzone treten zahlreiche Molybdänit-Quarz-Adern auf. Oft wird das Nebengestein durch Gangtrümer oder feinverteiltes Erz nach Art der Porphyry Copper Ores (Abschn. 21.2.4, S. 318ff) imprägniert. Heute konzentriert sich die Erzgewinnung auf diese ärmeren Bereiche, die durch große Tagebaue erschlossen werden.

Mesothermale Gänge mit Chalkopyrit ± Bornit ± Tetraedrit-Tennantit ± Pyrit und Quarz oder Siderit als Gangarten sind innerhalb des mitteldeutschen Raums weit verbreitet und wurden früher an vielen Stellen abgebaut. Im Siegerland gehen sie nach den zentralen Teilen des Gebiets hin in reine Sideritgänge über. Auch die Kupfer-Erzgänge von Mitterberg (Salzburg, Österreich) gehören hierher. Keine dieser Lagerstätten ist heute noch bauwürdig.

21.4.4 Blei-Silber-Zink-Erzgänge

Die wesentlichen Erzminerale der silberführenden Blei-Zink-Erzgänge sind Galenit, Sphalerit und Pyrit, daneben meist auch Chalkopyrit und Minerale der Fahlerzgruppe, in gewissen Gängen auch Arsenopyrit. Zahlreiche weitere Erzminerale sind oft nur erzmikroskopisch erkennbar. Galenit enthält häufig 0,01–0,3 %, stellenweise fast 1 % Ag. Die meisten *Silberträger* wie Freibergit, Proustit, Pyrargyrit, Polybasit ($\text{Ag,Cu}_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$) u. a. sind im Galenit *mechanisch eingeschlossen*. Lamellen von Silberglanz (Argentit bzw. Akanthit), die im Galenit // {100}, seltener // {111}, eingelagert sind, gehen wohl teilweise auf Entmischungsvorgänge zurück, da die Galenit-Struktur bei hydrothermalen Bedingungen bis zu 2 % Ag_2S aufnehmen kann. Demgegenüber existiert eine lückenlose Mischkristallreihe zwischen PbS und AgBiS_2 , die sich unterhalb ca. 200 °C zu Galenit und Tief-Schapbachit AgBiS_2 entmischen. Sphalerit enthält kaum Ag, dafür häufig Cd und als Spurenmetalle Ga, In, Tl und Ge. Durch erhöhte Fe-Gehalte ist Sphalerit (Zn,Fe)S braunschwarz bis schwarz gefärbt. Die Mineralparagenesen der Ag-haltigen Pb-Zn-Erzgänge sind vorwiegend als *mesothermal* einzustufen. Nur die etwas *höherthermalen Gänge* unter ihnen enthalten *edle Silbererzminerale* wie Argentit-Akanthit (Silberglanz), Proustit-Pyrargyrit, Silberfahlerze, *ged. Ag* und viele seltenere Vertreter. Als *Gangarten* der Pb-Ag-Zn-Gänge treten in unterschiedlichen Kombinationen auf: Quarz, Calcit, Dolomit, Ankerit (Braunspat), Siderit, Rhodochrosit, Baryt und/oder Fluorit.

Das *Gefüge* dieser Gänge ist recht wechselvoll. Neben Lagen- und Bänderzen, oft mit symmetrischer Anordnung (Abb. 21.7), gibt es Breccienzerze, Ringel- und Kokardenerze, teilweise mit schönen Kristalldrüsen in den Hohlräumen der Gangmitte. Die unterschiedlichen Bedingungen, unter denen sich die verschiedenen Generationen eines Minerals gebildet haben, machen sich häufig in Unterschieden von Tracht und Habitus der Kristalle, in der Kristallgröße oder der Färbung bemerkbar.

Das Variscische Gebirge in Mitteleuropa ist sehr reich an hydrothermalen Pb-Zn-Gängen, die z. T. seit dem Mittelalter im Abbau standen und zeitweise eine große wirtschaftliche Bedeutung hatten; heute ist der Abbau ausnahmslos eingestellt. Als typische, hervorragend untersuchte Beispiele sind die Bergbaureviere von *Freiberg*, *Marienberg* und *Annaberg* im sächsischen *Erzgebirge* zu nennen, deren Abbau erst 1990 endgültig zum Erliegen kam. Im Freiburger Revier wurden zwischen 1168 und 1969 mehr als 1 000 Erzgänge aufgeschlossen und vorwiegend auf Pb, Ag und Zn abgebaut. Das Alter dieser Gänge ist spätvariscisch; eine unmittelbare Beziehung zu den Granit-Intrusionen des Erzgebirges ist nicht nachweisbar. Auch im berühmten *Clausthaler Gangrevier* im *Oberharz* wurden bereits seit 1180 W-O-streichende, lang-aushaltende Pb-Zn-Erzgänge abgebaut. Wie neue Untersuchungen zeigen (Möller u. Lüders 1993), hat die Vererzung ein triassisches bis jurassisches Alter, ist also postvariscisch. Der Transport der Schwermetalle erfolgte in Form von Cl-Komplexen in hypersalinen Laugen; bei der Mischung mit S-führenden Fluiden kam es zur Erzabscheidung. Nach der Tiefe hin nimmt Galenit und damit der Ag-Gehalt im Erz zugunsten von Sphalerit ab, bis die Gänge endgültig vertauben. Dieser primäre Teufenunterschied wirkte sich als eine Gangverschlechterung ungünstig auf die Rentabilität des Bergbaus aus. Die Pb-Zn-Gänge von Straßberg-Neudorf im Ostharz lieferten besonders schöne Mineralstufen, die sich in vielen Sammlungen befinden. Erwähnt seien ferner die Pb-Zn-Gänge des *Rheinischen Schiefergebirges*, so im Ruhrkarbon, bei Ramsbeck im Sauerland, im Bergischen Land und im Grubenbezirk von Holzappel-Bad Ems-Braubach sowie des mittleren und südlichen *Schwarzwaldes* (Kinzigtal, Schauinsland, Münstertal).

Die bedeutendsten variscischen Pb-Zn-Erzgänge Europas liegen in der Sierra Morena (Spanien), so die Ag-reiche Lagerstätte *Linares*. Früher waren die Ag-reichen Pb-Zn-Erzgänge von *Přibram* in Böhmen wirtschaftlich wichtig.

Die hydrothermalen Pb-Ag-Zn-Erzgänge im Coeur d'Alene-Bezirk in Idaho (USA) sind an mesozoische Intrusionen gebunden, die während der Laramischen Orogenese an einem konvergenten Plattenrand gefördert wurden. Es handelt sich um den größten Ag-Distrikt der Welt, der seit 1879 ca. 43 000 t Ag, 10 Mio. t Pb, 3 Mio. t Zn und 200 000 t Cu gefördert hat.

21.4.5 Zinn-Silber-Wismut-Erzgänge des bolivianischen Zinnürtels

Im Gebiet von Cerro de Potosi, Llallagua und Oruro in den *bolivianischen Anden* treten im *subvulkanischen Niveau* Kassiterit-Gänge und Zinngreisen auf, die an jungtertiäre vulkanische Förderschloten geknüpft sind. Da

die Förderwege der zinnführenden Fluide infolge rascher Abkühlung relativ kurz waren, kam es zum *Telescoping* von Mineralabscheidungen aus Fluiden und hydrothermalen Lösungen unterschiedlicher Temperatur. Bei etwas niedrigerer Bildungstemperatur haben Kassiterit-Kristalle nadeligen Habitus (*Nadelzinn*, Abb. 5.10d, S. 89) und sind häufig in büscheligen Kristallgruppen angeordnet. Daneben ist hier *Stannin* (*Zinnkies*) $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$ das wichtigste Zinn-Erzmineral. Die hochtemperierten Kassiterit-Gänge gehen in *mesothermale* Sn-Ag-Bi-Erzgänge über, die Kassiterit, Stannin und seltenere Sulfostannate sowie Bismuthinit Bi_2S_3 und verschiedene *komplexe Silberminerale* führen. Darüber hinaus treten zahlreiche Sulfidminerale auf, eingebettet in sehr unterschiedliche Gangarten. Neben Nadelzinn kann Kassiterit auch in traubig-nieriger Form als *Holzzinn* ausgebildet sein, was auf eine Ausscheidung im Gelzustand aus *telethermalen* Lösungen hinweist. Der *bolivianische Zinn-gürtel* ist die zweitwichtigste Zinnprovinz der Erde, in der eine wirtschaftliche Sn-Gewinnung allerdings nur möglich ist, wenn Ag als Beiprodukt gewonnen werden kann. Llallagua ist die weltgrößte Zinngrube, in der Primärerz abgebaut wird; sie fördert seit Beginn des 20. Jahrhunderts über 500 000 t Sn. Schon im 16. Jahrhundert, zur Zeit der spanischen Konquistatoren, wurden die Ag-Vorkommen dieses Gebiets abgebaut, die allerdings ihren sagenhaften Ag-Reichtum einer sekundären Anreicherung durch Verwitterung verdanken. Immerhin enthalten die Erzgänge von Cerro de Potosi noch 150–250 g/t Ag neben 0,3–0,4 % Sn. Der San-Rafael-Gang, am Nordende des bolivianischen Zinn-gürtels in Peru gelegen, gilt derzeit als der reichste Zinnerz-Gang der Welt mit Durchschnittsgehalten von ca. 5 % Sn und 0,16 % Cu sowie Erzvorräten von ca. 14 Mio. t (Mlynarczyk et al. 2003).

21.4.6 Wismut-Kobalt-Nickel-Silber-Uran-Erzgänge

Die Vererzung tritt meist in einfachen, scharf begrenzten Spaltengängen auf. Die vielfältigen *Mineralparagenesen* lassen sich überwiegend als *epithermal* einstufen.

Die reinen *Silbererzgänge* dieser Gruppe spielen heute wirtschaftlich überhaupt keine Rolle mehr; die zugehörigen Gruben sind längst stillgelegt. In der berühmten Grube von *Kongsberg* (Süd-norwegen) kam es zur Ausfällung von ungewöhnlich großen Mengen an ged. Silber, und zwar dort, wo die hydrothermalen Lösungen pyrit-haltige Amphibolite durchsetzten (*Gangveredelung*). Ged. Ag wurde in Form prächtiger Silberlocken (Abb. 2.3, S. 49) sowie in draht-, moos- und plattenförmigen Aggregaten gefunden, die spektakuläre Sammlerstücke darstellen. Große Blöcke von ged. Ag waren in Kongsberg keine Seltenheit.

Reiche Ag-Erzgänge wurden bis 1910 auch bei *St. Andreasberg* im Harz abgebaut. Ihr Mineralinhalt ist durch mehrere zeitlich aufeinanderfolgende, unterschiedlich temperierte Paragenesen gekennzeichnet. Sie enthielten u. a. ged. Ag, verschiedene *komplexe Silbererzminerale*, insbesondere *Dyskrasit* Ag_3Sb , ged. As in

konzentrischschaliger Entwicklung (sog. *Scherbenkobalt* der Bergleute) und seltener ged. Sb, während Galenit und Sphalerit zurücktraten. Die Andreasberger Gänge zeichnen sich außerdem in ihren jüngeren Paragenesen durch hervorragend ausgebildete und gut kristallisierte Mineraldrusen mit edlen Silbermineralen, flächenreichen Calcitkristallen (Abb. 6.4, S. 97) und verschiedenen Zeolithen aus.

Viel verbreiteter sind Erzgänge, in denen *edle Silberminerale* zusammen mit *Nickel-* und *Kobaltmineralen* in abbauwürdigen Konzentrationen auftreten. Ihr ältester Bergbaudistrikt liegt im *westlichen Erzgebirge* um den Hauptort *Schneeberg*. In einem *oberen Gangstockwerk* befinden sich ged. Ag und *Argentit-Akanthit* (Silberglanz) zusammen mit zahlreichen weiteren edlen Silbermineralen neben *Nickel-* und *Kobaltarseniden* (Safflorit-Rammelsbergit, Cobaltin-Chloanthit) und Baryt als Gangart. Bei einer gut ausgebildeten Zonierung (primärer Teufenunterschied) geht diese Ganggruppe in dem darunter befindlichen Stockwerk unter steter Abnahme des Silbergehalts der Erze in immer *Bi-reichere Gänge* mit ged. *Wismut* und untergeordnet Bismuthinit über. Dabei werden die Nickel-Kobalt-Arsenide immer reicher an Co. In diesen *Bi-Co-Erzen* wird Quarz zur häufigsten Gangart. Mit weiterer Tiefe tritt schließlich Uraninit (Uranpecherz) als Erzmineral immer mehr hervor (s. unten).

Bergwirtschaftlich lagen im 15. Jahrhundert reiche Silbergruben mit ungewöhnlichen Einzelfunden vor. Im 17. und 18. Jahrhundert wurde dieser Bergbaubezirk durch die Gewinnung des Co zu Herstellung der kobaltblauen Farbe berühmt. Die Bi-Erze wurden vom 18. bis ins 20. Jahrhundert mitgewonnen. Heute sind alle diese Gruben auflässig. Das gleiche gilt für die einst bedeutenden Co-Ni-Bi-Gänge von Bieber im Spessart und von Richelsdorf in Nordhessen.

Ein ähnliches Gangsystem von großer wirtschaftlicher Bedeutung befindet sich bei *Cobalt* (Ontario, Kanada) und steht seit seiner Entdeckung im Jahre 1903 im Abbau. Die sehr zahlreichen kleinen Gänge bilden ein Gangnetz und führen ged. Ag und andere Ag-Minerale sowie Co-Arsenide. Man nimmt an, dass der Metallinhalt der Hydrothermen aus dem Nebengestein mobilisiert wurde (Lateralsekretion). Bis 1973 wurden im Cobalt-Distrikt 26 000 t Ag, 20 000 t Co, 7 300 t Ni, und 2 300 t Cu gefördert (Guilbert u. Park 1986).

Als tiefstes Stockwerk des *westerzgebirgischen Gangreviers* sind bei Schneeberg, Aue und *St. Joachimsthal* (Jachymov, Tschechien) *Uranerze* mit *Silber-Kobalt-Nickel-Wismut-Erzen* bergbaulich erschlossen. Uranpecherz zeigt häufig Glaskopf-Ausbildung, wurde also bei niedrigen Temperaturen aus dem Gelzustand ausgeschieden oder später umgelagert. Es befindet sich in dichtem, hornsteinartigem Quarz mit Einschlüssen von feinverteilterm Hämatit, rotbraunem Calcit und dunkelvioletterm Fluorit als Gangart. Die Färbung der Gangart weist auf Veränderung durch radioaktive Strahlung hin.

Der Bergbau bei St. Joachimsthal geht bis ins 16. Jahrhundert zurück. Von dem dort gewonnenen Silber leitet sich die alte Münzeinheit *Thaler* und letztlich auch der *Dollar* ab. Etwa von 1750 bis 1820 ging der Bergbau auf Co-Ni-Erze und seit Mitte des 19. Jahrhunderts auf Uranerz um, das zunächst zur Herstellung von Uranfarben diente. Im Jahre 1898 entdeckte das Ehepaar Curie in den Rückständen der Joachimsthaler Uranerze das chemische Element *Radium*. Anschließend wurde dieses Erz Ausgangsprodukt für die Gewinnung von Radiumsalzen. Die Entdeckung der Kernspaltung des Isotops ^{235}U führte zum Bau und Einsatz von Atombomben, aber auch zur friedlichen Nutzung der Kernenergie. Dadurch erfuhr nach dem Ende des 2. Weltkriegs die Uran-Förderung bei Jachymov einen enormen Aufschwung, kam jedoch 1965 zum Erliegen.

Bei Schneeberg und Aue wurden die U-führenden Gangteile nach dem 2. Weltkrieg zur Tiefe hin aufgeschlossen und durch die Deutsch-Sowjetische Wismut-AG unter großem Einsatz auf Uran abgebaut. Dieses diente zunächst ausschließlich der sowjetischen Atomrüstung. Die Abraumhalden dieses Uran-Bergbaus stellen heute ein erhebliches Umweltproblem dar.

Zur gleichen Mineralparagenese gehören die zahlreichen Uranerz-Lagerstätten im *Athabaska-Becken* (Saskatchewan, Kanada, z. B. Uranium City) mit U-Gehalten bis zu 9 % im Vorkommen Cigar Lake. Weiter sind zu nennen die jetzt auflässigen Lagerstätten am *Great Bear Lake* (North-West Territories, Kanada) sowie die Lagerstätte *Jabiluka* (Northern Territory, Australien), die über die zweitgrößten U-Reserven der Erde verfügt. Eine der reichsten hydrothermalen Uranlagerstätten ist *Chingolobwe* (Provinz Shaba, Kongo/Zaire), wo katathermale Uran- sowie Co-Ni-Cu-Erzgänge in Dolomiten aufsetzen. Wegen der höheren Bildungstemperatur zeigt *Uraninit* keine Gelttextur, sondern bildet würfelige Kristalle und körnig-kristalline Massen. Die mächtige Verwitterungszone führt zahlreiche sekundäre Uranminerale, die durch auffallende grelle Farben hervortreten, sowie spektakuläre Anreicherungen von Malachit. Erwähnt sei hier das Auftreten von natürlichen Kernreaktoren, z. B. in der Uran-Lagerstätte von Oklu in Gabun (Äquatorialafrika), die hunderttausende von Jahren in „Betrieb“ waren und dabei die gleichen Abfallstoffe produzierten wie natürliche Kernkraftwerke.

In Europa haben die z. T. recht reichen Uran-Erzgänge im Französischen Zentralmassiv auch heute noch wirtschaftliche Bedeutung. Die U-Vererzungen im Fluorit-Revier bei Wölsendorf (Oberpfalz) und von Wittichen (Schwarzwald) sind nicht bauwürdig.

21.4.7 Telethermale Antimon-Quarz-Gänge

Diese artenarme Paragenesen-Gruppe wurde aus tief-temperierten Hydrothermen abgegliedert. Das *Antimonerz* tritt in einfachen Gängen, vererzten Ruschelzonen, Imprägnationszonen und als Verdrängungen auf. Eine Beziehung zu einem Pluton ist meist nicht erkennbar. Hingegen zeigen subvulkanische Vorkommen fast stets eine Bindung an einen jungen Vulkanismus. Einziges Sb-

Mineral ist *Stibnit* Sb_2S_3 , der körnige, feinfilzige oder stängelig-strahlige Aggregate bildet.

Die hydrothermalen Antimonvorkommen sind vorzugsweise an die jungalpidischen Gebirgsketten Europas und Asiens, also an Kollisionsorogene, geknüpft. Die reichsten Lagerstätten finden sich im Südwesten der Volksrepublik *China*, insbesondere in der Provinz Hunan. Neben den vorherrschenden *Antimonit-Quarz-Gängen* gibt es noch sehr produktive hydrothermale Verdrängungslagerstätten von Antimonit + Galenit + Arsenopyrit in Karbonat-Gesteinen. Bedeutende europäische Lagerstätten liegen bei Schlaining im Burgenland (Österreich), in den slowakischen Karpaten, in Rumänien, Serbien und besonders in der Türkei. Auch in Bolivien und Mexiko sind sehr bemerkenswerte Vorkommen vorhanden. Lediglich von historischem Interesse sind die Antimonitgänge unweit Goldkronach (Fichtelgebirge).

21.4.8 Hydrothermale Siderit- und Hämatit-Erzgänge

Hydrothermale Erzgänge mit Siderit (Spateisenstein) und Hämatit (Roteisenstein) sind relativ weit verbreitet, besitzen jedoch im Unterschied zu den Verdrängungslagerstätten (Abschn. 21.3.5) wirtschaftlich nur noch geringe Bedeutung. Siderit tritt in zahlreichen höher-thermalen Erzgängen als Gangart auf. Wenn schließlich die Metallsulfide im epithermalen Stockwerk immer mehr zurücktreten, entwickeln sich monomineralische Sideritgänge.

Unzählige, zu Gangzügen angeordnete *Spateisenstein-Gänge* sind besonders im *Siegerland* verbreitet. Neben *manganhaltigem Siderit* führen sie meist etwas Quarz und wenig Chalkopyrit. Die diadoche Vertretung von Fe^{2+} durch Mn^{2+} im Siderit führt zu einem Mangangehalt der Erze bis zu 6 %. Der Bergbau im Siegerland war mindestens seit der La-Tène-Zeit (ca. 500 v. Chr.) aktiv, wurde aber 1965 endgültig eingestellt.

Auch *Hämatit-Erzgänge* sind weit verbreitet, doch ist ihre wirtschaftliche Bedeutung gering. Erzmineral ist fast ausschließlich Hämatit in dichter Ausbildung oder in Form radialfaseriger, glaskopffartiger Knollen, mitunter auch blätterig oder feinschuppig. Gangart ist meist Quarz, der als Hornstein oder Eisenkiesel ausgebildet ist. Nach der Tiefe gehen die Hämatitgänge in pyritführende Quarzgänge über oder keilen aus. Hämatitgänge wurden lokal abgebaut, so bei Bad Lauterberg im Harz, im Thüringer Wald und im Erzgebirge.

Häufig kommen auf den Eisenerzgängen auch gleichzeitig *oxidische Manganerze* vor. Sie bestehen überwiegend aus Pyrolusit, Romanèchit (Psilomelan), Manganit MnOOH und Hausmannit Mn_3O_4 , nicht selten als schöne Kristalldrusen. Früher wurden solche Manganerze z. B. bei Ilmenau und Elgersburg (Thüringer Wald) und bei Ilfeld (Harz) abgebaut; heute spielen sie keine Rolle mehr.

21.4.9

Nichtmetallische hydrothermale Ganglagerstätten

Hierzu gehören Gänge mit *Fluorit*, *Baryt* oder *Quarz* bzw. Gemenge dieser Minerale. Sie wurden aus schwermetallfreien hydrothermalen Lösungen ausgeschieden, die nur SiO_2 -Sole oder/und Ca -, Ba -, SO_4 -Ionen und CO_2 enthielten. Diese Komponenten, besonders SiO_2 , wurden aus dem Nebengestein ausgelaugt (*Lateralsekretion*).

Fluorit-Gänge sind überwiegend *meso-* bis *epithermal*, in vielen Vorkommen sogar *katathermal*. Auf gemischten Gängen mit Baryt ist Fluorit meist älter als Baryt. Das Gefüge der Fluoritgänge ist sehr grobspätig, bandförmig und im Ganginnern nicht selten von prächtigen Kristalldrusen erfüllt.

Fluorit-Gänge wurden früher in vielen Ländern Europas abgebaut, sind aber meist erschöpft. Das gilt auch für die deutschen Vorkommen bei Wölsendorf in der Oberpfalz, im Harz, Thüringer Wald und im Vogtland. Noch im Abbau befindet sich die Grube „Clara“ bei Ober-Wolfach im Schwarzwald (Abb. 4.4, S. 79), die 1652 erstmals urkundlich erwähnt wurde und heute ca. 50 000 t Baryt und ca. 30 000 t Fluorit fördert (Baumgärtel und Burow 2003). Weltwirtschaftliche Bedeutung hat die Fluorit-Ganglagerstätte von Montroc im südlichen Französischen Zentralmassiv, die ein Unterkreide-Alter hat. Bislang wurden 3,5 Mill. t Fluorit gewonnen; Vorräte in gleicher Größenordnung sind nachgewiesen (Munoz et al. 2005). Die reichsten Ganglagerstätten von Fluorit befinden sich in Mexiko, z. B. im Bergbau-Distrikt von Taxco, ferner in Illinois und Kentucky (USA).

Eine viel größere wirtschaftliche Bedeutung haben *schichtgebundene Fluorit-Lagerstätten* in Kalksteinen (s. Abschn. 21.6.2, S. 335).

Auch hydrothermale *Baryt-Gänge* sind in Deutschland sehr verbreitet: Spessart, Odenwald, Rheinisches Schiefergebirge, Schwarzwald, Harz, Werragebiet, Thüringer Wald, Vogtland und Erzgebirge. Jedoch sind nur noch wenige im Abbau, z. B. bei Dreislar (Sauerland). Baryt bildet grobchalig-spätige Massen, die nach der Tiefe hin durch jüngeren Quarz verdrängt werden, wobei sich oft gut entwickelte Pseudomorphosen nach Baryt bilden, z. B. bei Reichenbach im Odenwald. Häufig führen Barytgänge gleichzeitig auch Fluorit. Wie bei Fluorit gibt es schichtgebundene Baryt-Lagerstätten, z. B. im französischen Zentralmassiv.

21.4.10

Quarzgänge und hydrothermale Verkieisungen

Quarzgänge sind im abgetragenen Orogen eine sehr verbreitete Erscheinung; sie stellen in einigen Fällen die erzleeren (tauben) Endigungen von Erzgängen dar. Quarz ist ein *Durchläufermineral* und über weite Teile des magmatischen Geschehens hinweg beständig. Viele Quarzgänge und Verkieisungen sind sekretionärer Natur und gehen auf Mobilisation aus dem Nebengestein zurück. Zu den höherthermalen

Quarzgängen gehört der *Pfahl*, der sich längs einer SO-NW-streichenden Verwerfungszone im Bayerischen Wald auf 140 km verfolgen lässt, wenn auch mit Unterbrechungen. Niedrigthermal sind die mächtigen Gangzüge im Taunus.

21.4.11

Alpine Klüfte

Alpine Zerrklüfte sind allseits abgeschlossene Hohlräume, in denen sich aus hydrothermalen Lösungen ungewöhnlich gut kristallisierte Minerale ausgeschieden haben. Die Kristallstufen oder Kristallrasen stellen gesuchte Sammlerstücke dar. Das Nebengestein in unmittelbarer Nähe der Kluft ist sehr häufig sichtbar ausgelaugt, und die gebildeten Mineral-Paragenesen sind denen im Nebengestein sehr ähnlich. Beide Fakten sprechen dafür, dass die gelösten Stoffe, überwiegend SiO_2 , unmittelbar aus dem Nebengestein mobilisiert und *nicht* aus der Tiefe zugeführt wurden. Zu den wichtigsten alpinen Kluftmineralen zählen: Quarz mit unterschiedlicher Entwicklung von Tracht und Habitus, Albit, Adular, Hämatit, Anatas, Titanit (Varietät Sphen), Chlorit.

21.5

Vulkanogen-sedimentäre Erzlagerstätten

21.5.1

Rezente hydrothermale Erzbildung in der Tiefsee: Black Smoker

Divergente Plattenränder sind die wichtigsten Orte des aktiven Vulkanismus. An den mittelozeanischen Rücken der Erde, die insgesamt eine Länge von fast 60 000 km aufweisen, werden jährlich etwa 3 km^3 Lava gefördert, d. h. ungefähr 3-mal so viel wie von den übrigen Vulkanen der Erde zusammen. Die langgestreckten Magmenkammern liegen in einer Tiefe von nur 2–3 km. Im Scheitelgraben des Ostpazifischen Rückens gelang der Besatzung des amerikanischen Unterseebootes „Alvin“ im Frühjahr 1979 eine faszinierende Entdeckung. In einer Wassertiefe von 2 600 m konnten sie erstmals die hydrothermale Bildung einer sulfidischen Erzlagerstätte direkt beobachten (Corliss et al. 1979). Die bis zu $>400^\circ\text{C}$ heißen hydrothermalen Lösungen treten in Form von Fontänen am Meeresboden aus, wo es zur Ausfällung von Schwermetall-Sulfiden und anderen Mineralen kommt (z. B. Tivey u. Delaney 1986; Turner et al. 1993; Herzig 1994; von Damm et al. 1997; Hannington et al. 2005). Wegen ihrer dunklen Färbung durch feinverteilte Erzpartikel (hauptsächlich Pyrrhotin, ferner Pyrit und Sphalerit) werden die heißen Fontänen als *black smoker* (schwarze Raucher) bezeichnet; daneben gibt es auch *white smoker*, in denen die abgeschiedenen Mineralpartikel überwiegend aus Baryt und amorpher Kieselsäure bestehen (Abb. 21.8).

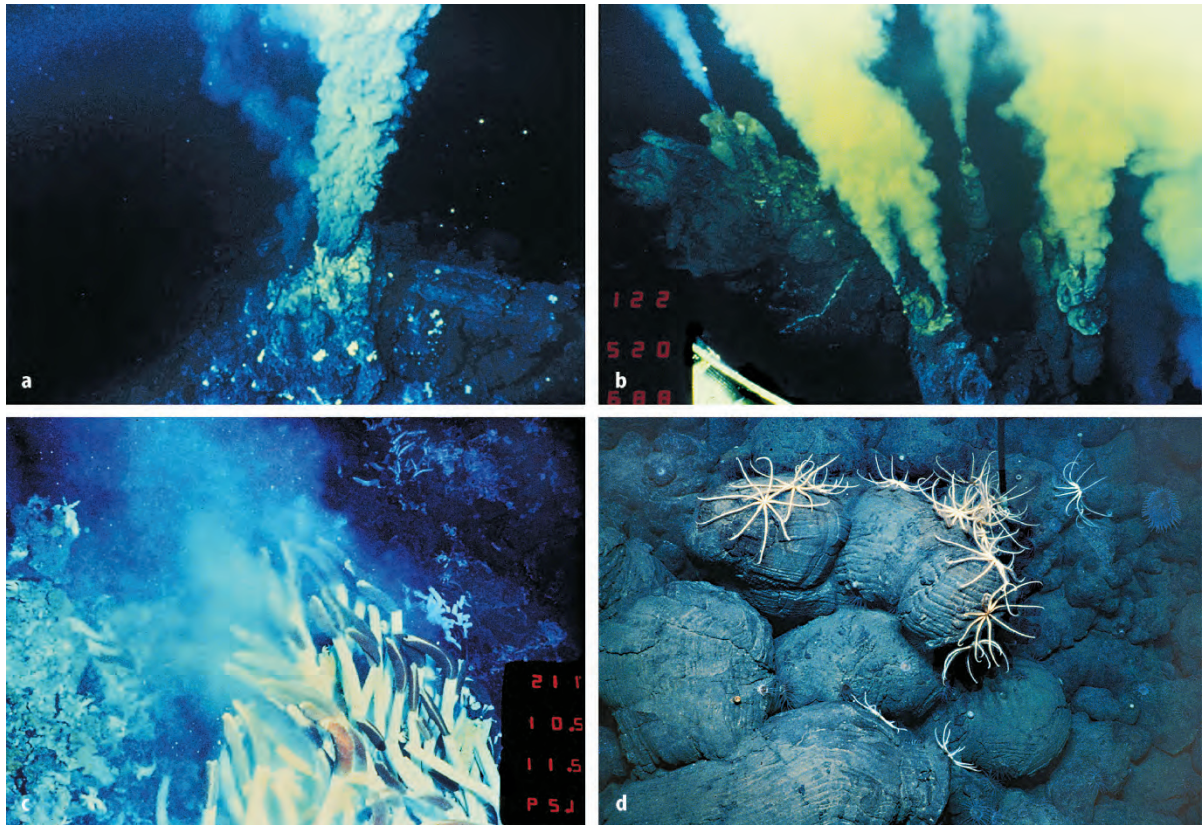


Abb. 21.8. Black Smoker (a) und White Smoker (b) am Grunde des Pazifischen Ozeans in 1700 m Wassertiefe. Sie wurden 1989 durch das französische Tauchboot „Nautilé“ im Vai-Lili-Hydrothermalgebiet am Valu-Fa-Rücken, Südwestpazifik entdeckt. Die schwarze Farbe der 340 °C heißen Fontäne ist auf feinverteilte Kriställchen von Schwermetall-Sulfiden zurück zu führen, die im Kontakt zwischen der heißen Quelle und dem 2 °C kalten Meerwasser ausgefällt wurden. Demgegenüber besteht der 334 °C heiße Rauch des White Smokers überwiegend aus hellen Mineralpartikeln wie Baryt und Kieselsäure. (Die Fotos wurden von Peter M. Herzig, GEOMAR, Kiel, zur Verfügung gestellt.) c Röhrenwürmer der Spezies *Riftia pachyptila* von einer Black-Smoker-Lebensgemeinschaft des Ostpazifischen Rückens. Woods Hole Oceanographic Institution, Woodshole, MA, USA. d Submarin ausgeflossene Basaltlaven mit typischem Pillowgefüge mit Seesternen (Brisingidae) aus 2380 m Wassertiefe am Ostpazifischen Rücken, 18,5° S. (Foto: Vesna Marchig, Hannover)



Abb. 21.9. Längsschnitt durch einen Black-Smoker-Schlott, Lau-Becken, Süd-West-Pazifik. In dem aufgeschnittenen Schlott erkennt man den zentralen Fluidkanal; er besteht aus Chalkopyrit, der bei ca. 300 °C aus der Lösung auskristallisierte. Im Außenbereich finden sich Sphalerit, Pyrit und Baryt. (Foto: P. M. Herzig, GEOMAR, Kiel)

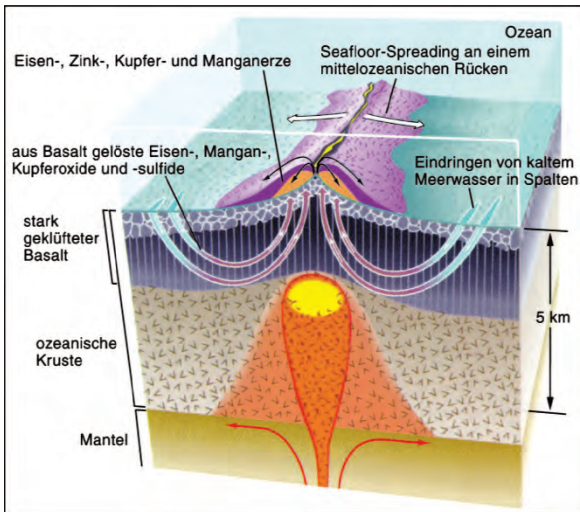


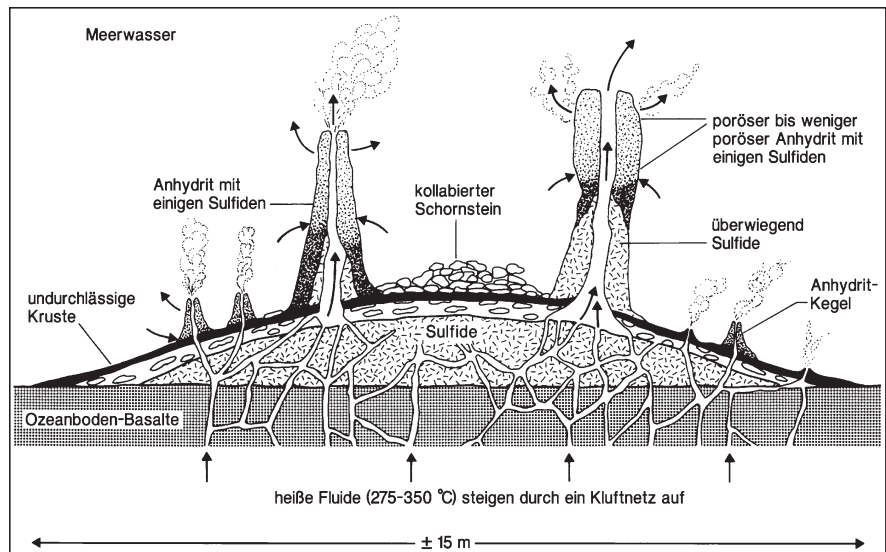
Abb. 21.10. Modell zur Entstehung von Black Smokern im Bereich eines mittelozeanischen Rückens. Erläuterungen im Text. (Aus Press und Siever 2003)

Wie in Abb. 21.10 schematisch dargestellt ist, sind die schwarzen und weißen Raucher Ausdruck von *hydrothermalen Konvektionszellen* (z. B. Goodfellow u. Franklin 1993). Sie werden aus Meerwasser gespeist, das auf Klüften und Spalten in die Ozeanboden-Basalte einsickert und über den ozeanischen Magmenkammern auf ca. 500 °C erhitzt wird. Gleichzeitig nimmt der pH-Wert von ca. 8 (Meerwasser) bis auf 2 ab, und der zunächst reichlich vorhandene Sauerstoff wird durch Oxidation von Fe²⁺ zu Fe³⁺ in den Basalt-Mineralen verbraucht. Die nun entstehende hydrothermale Lösung ist heiß und aggressiv; sie kann in großem Umfang Cu, Zn, Fe, Mn, S und andere Elemente aus dem basaltischen Gestein auslaugen und anreichern. Wegen ihrer geringeren Dichte steigen die Hydrothermen wieder zum Meeresboden auf,

wobei sie sich abkühlen. Schon beim Aufstieg, besonders aber im direkten Kontakt mit dem 2 °C kalten, sauerstoffreichen Meerwasser werden die Hydrothermen schlagartig abgekühlt, pH-Wert und Redoxpotential steigen an. Es kommt zur Bildung übersättigter Sulfidlaugen und zur Mineralabscheidung.

Um die Austrittsstellen der Hydrothermen bilden sich konische bis säulenförmige *Erzschornsteine*, die um mehrere Zentimeter pro Tag wachsen und bis zu 6, seltener sogar 20 m hoch werden können, bevor sie kollabieren. Sie sind zonar gebaut: Die inneren und unteren Anteile, in denen die höchste Ausscheidungstemperatur herrschte, bestehen hauptsächlich aus Sulfiden wie Chalkopyrit, ± Pyrrhotin, ± Cubanit CuFe₂S₃, ± Bornit Cu₅FeS₄ u. a. mit einzelnen Anhydrit-Adern; danach folgt eine Zone mit Pyrit, Sphalerit, Wurtzit und Anhydrit. Nach außen und oben zu nimmt der Sulfid-Gehalt immer mehr ab und es dominieren Anhydrit, Baryt und amorphe Kieselsäure (Abb. 21.9, 21.11). Diese Schornsteine sitzen *Erzhügeln* auf, die sich aus dem Material kollabierter Schornsteine, aber auch durch direkte Mineralausfällungen bilden. Wiederholte Erzabscheidung aus den zirkulierenden Hydrothermal-Lösungen führt zur Rekristallisation der Erzminerale, zur Kornvergrößerung und zum Ausfüllen von Hohlräumen (Abb. 21.11). So entstehen massive Anreicherungen von Buntmetall-Sulfiden, die ebenfalls eine temperaturbedingte Zonierung aufweisen: Die heißeren Innenzonen (>300 °C) bestehen überwiegend aus Cu-Fe-Sulfiden, während nach außen zu Zn-Fe-Sulfide mit Baryt, Anhydrit und amorphe Kieselsäure vorherrschen; in diesen kühleren Teilen scheiden sich auch Ag-führende Sulfosalze und etwas Galenit ab; die Ag-Gehalte können bis zu 16 g/t betragen. Im östlichen Axialtal des südlichen Explorer-Rückens im Pazifik (etwa 350 km westlich von Vancouver Island) wurden Massiv-erzhügel mit durchschnittlich 150 m Basisdurchmesser

Abb. 21.11. Erzschornsteine und Erzhügel auf dem Ozeanboden. (Nach Barnes 1988, aus Evans 1993)



und 5 m Dicke beobachtet. Der TAG-Hügel auf dem Mittelatlantischen Rücken in 26° N ist 250 m breit, 50 m hoch und enthält 4,5 Mio. t Erz (Evans 1993). Da die Erz-
hügel im Laufe der Zeit durch jüngere Meeressedimente überdeckt werden, stellen sie *schichtgebundene Erz-
lagerstätten* dar (z. B. Marchig et al. 1986).

21.5.2

Vulkanogene massive Sulfiderz-Lagerstätten (VMS-Lagerstätten)

Auch für die Entstehung von VMS-Lagerstätten werden *hydrothermale Konvektionszellen* angenommen, auf deren Existenz viele Beobachtungen und Daten hinweisen: Meerwasser dringt durch permeable Gesteine unter Auf-
heizung mehrere Kilometer tief in die ozeanische Kruste ein, wo Metalle gelöst werden. Nach Wiederaufstieg und Austritt der Hydrothermen am Meeresboden werden die Metalle als Sulfide gefällt (z. B. Franklin et al. 2005). Viele VMS-Lagerstätten weisen in der Tat Ähnlichkeiten mit den rezenten Erz-
hügeln der Tiefsee auf, können allerdings z. T. erheblich größere Dimensionen erreichen. Häufig, wenn auch nicht immer, zeigen sie eine Zonierung, die auf eine Temperaturzunahme der erzbringenden Lösungen in mehreren Stadien hindeutet (Evans 1993):

1. Mischung von relativ kühlen (ca. 200 °C) Hydrothermen mit kaltem Meerwasser führt zur Abscheidung von feinkörnigem Sphalerit, Galenit, Pyrit, Tetraedrit, Baryt und wenig Chalkopyrit („*Schwarzerz*“).
2. Bei Temperaturerhöhung auf ca. 250 °C kommt es zu fortgesetzter Erzabscheidung sowie zur Rekristallisation und Kornvergrößerung der Erzminerale.
3. Durch Zufuhr von 300–350 °C heißen, Cu-reichen Hydrothermen werden die Erzminerale in den inneren Teilen des Erzkörpers zunehmend durch Chalkopyrit verdrängt („*Gelberz*“).
4. Aus noch heißeren (350–400 °C), aber Cu-armen Hydrothermen scheidet sich Pyrit ab, der die innersten Teile des Erzkörpers dominiert.

Während der gesamten Entstehungsperiode des Erz-
hügels bildet sich in den Zufuhrkanälen der erzbringenden Hydrothermen ein Netzwerk von Erzadern, das *Stock-
werkerz*, bestehend aus Pyrit + Chalkopyrit + Quarz. Gleichzeitig kommt es in den kühleren Bereichen über und um den Erzkörper zur Ausscheidung von *Exhaliten*, bestehend aus einem eisenschüssigen Hornstein (engl. *ferruginous chert*), der aus Hämatit und Chalcedon besteht.

Andere VMS-Lagerstätten sind eher schüsselförmig ausgebildet. Man nimmt an, dass sie aus Hydrothermal-Lösungen ausgeschieden wurden, die eine höhere Salinität und Dichte als das Meerwasser besaßen. Sie bildeten deshalb in submarinen Hohlformen geschichtete Laugentümpel (engl. *brine pools*), aus denen sich die Erze ausschieden.

Untersuchungen von Wasserstoff- und Sauerstoff-Isotopen weisen darauf hin, dass die erzbringenden Hydrothermen, aus denen die VMS-Lagerstätten gespeist wurden, zum überwiegenden Teil versickertes und aufgeheiztes Meerwasser darstellten. Daneben gibt es jedoch auch Hinweise auf die Beteiligung von primär-magmatischen Lösungen, aber gelegentlich auch von Oberflächenwasser. Eine Beziehung zum submarinen Vulkanismus ist in vielen Fällen nachweisbar, wobei man nach der geotektonischen Situation unterschiedliche Typen unterscheiden kann (Evans 1993):

- Die VMS-Lagerstätten vom *Zyperntyp* sind an Ozeanboden-Tholeiite gebunden, die zusammen mit dem Sheeted-Dike-Komplex, Gabbros und Peridotiten bzw. Serpentiniten Bestandteile von sog. Ophiolith-Serien darstellen (Abb. 21.10). Es handelt sich um obduzierte Späne von ozeanischer Lithosphäre, die als Deckenkomplexe in phanerozoischen Orogenengürteln auftreten. Die Erzlagerstätten wurden ursprünglich in ozeanischen Rift-Zonen gebildet, die in der Nähe konvergenter Plattenränder lagen. Typlokalität sind die Pyrit-Chalkopyrit-Erze des Troodos-Massivs der Insel Zypern. Weltweit gibt es zahlreiche weitere Vorkommen von unterschiedlichem geologischen Alter, so bei Bathurst in New Brunswick (Kanada), in Neufundland, in Mexiko, auf Kuba, in Ecuador und Kolumbien, in Japan, auf den Philippinen, in Indonesien, im Ural und in der Türkei. Neben Cu werden häufig aus diesen Lagerstätten, die Vorräte von mehreren Mio. t Erz beinhalten, auch Zn, Pb und Au gewonnen.
- VMS-Lagerstätten vom *Besshi-Typ*, benannt nach der größten japanischen Pyrit-Kupferkies-Lagerstätte auf Schikoku in der metamorphen Außenzone SW-Japans, wurden in einem epikontinentalen oder Back-Arc-Bereich gebildet. Sie sind dem Zypern-Typ in der Bindung an mafische Vulkanite und in der Metallführung (Cu-Zn ± Au ± Ag) ähnlich, doch treten als Begleitgesteine zusätzlich mächtige, feinschichtige, tonig-sandige Sedimente (Turbidite) und Tuffe auf. Viele metamorph überprägte VMS-Lagerstätten, die sog. *Kieslager*, gehören zu diesem Typ, z. B. in den Alpen oder in den norwegischen Kaledoniden, wo einige noch im Abbau stehen.
- Bedeutsame VMS-Lagerstätten mit Cu-Zn-Pb(± Au ± Ag)-Erzen gehören zum *Kuroko-Typ*, benannt nach dem Vorkommen Kuroko im Kosaka-Distrikt (Japan). Sie sind an kalkalkaline Vulkanite, überwiegend Andesite, Dacite und Rhyolithe geknüpft, die z. T. Lavadome bilden. Der Vulkanismus fand in einem flachmarinen Milieu in Riftzonen des Back-Arc-Bereichs statt. Er war teilweise explosiv, wie das Auftreten von vulkanischen Breccien und Tuffen belegt. Die feingeschichteten Erze zeigen vom Hangenden zum Liegenden eine ausgeprägte stratigraphische Abfolge: (1) überlagern-

de vulkanische Tuffe und Sedimente, (2) eisenschüssige Hornsteine, (3) barytreiche Erzzone, (4) Kuroko-Erzzone (Schwarzerz) mit Sphalerit + Galenit + Baryt, (5) Oko-Erzzone (Gelberz) mit Pyrit + Chalkopyrit, nach außen in die Sekkoko-Zone mit Anhydrit + Gips + Pyrit übergehend, (6) Keiko-Erzzone mit Cu-haltigem und SiO₂-reichem disseminierten Erz und Stockwerk-Erz, (7) silifizierte Rhyolithe, Dacite oder Andesite und deren Tuffe im Liegenden.

Mehr als 100 VMS-Lagerstätten vom Kuroko-Typ findet man auf einer Länge von 800 km auf der Innenseite des japanischen Inselbogens, gebunden an mittelmiozäne Vulkanite. Weitere wirtschaftlich wichtige Vorkommen, die zum Kuroko-Typ gerechnet werden, liegen im Ambler-Distrikt (Nord-Alaska), in den Appalachen, in der Sierra Nevada (Kalifornien), in Tasmanien sowie im 250 km langen Iberischen Pyrit-Gürtel. Hier steht die größte VMS-Lagerstätte der Welt, zugleich die größte Cu-Lagerstätte Europas, Rio Tinto im Huelva-Distrikt in Südspanien, die sich bereits seit 3 000 Jahren im Abbau befindet. Die Vorräte an Chalkopyrit-Pyrit-Erz betragen ca. 500 Mio. t mit Durchschnittsgehalten von 1,6 % Cu, 2,0 % Zn, 1,0 % Pb sowie einigen g/t Au und Ag. Eine weitere, weltwirtschaftlich bedeutende VMS-Lagerstätte im Iberischen-Pyrit-Gürtel ist Neves Corvo in Portugal mit Sulfid-Vorräten von 300 Mio. t, von denen 100 Mio. t durchschnittlich 3,5 % Cu und 3,5 % Zn enthalten (Rosa et al. 2008). Ähnlichkeit mit dem Kuroko-Typ besitzen die weltwirtschaftlich wichtigen VMS-Lagerstätten mit Cu + Zn + Ag ± Au im archaischen Abitibi-Grünstein-Gürtel (Kanada), insbesondere im Noranda-Gebiet (Quebec) und in Kidd Creek bei Timmins (Ontario), wo Erzvorräte von über 155 Mio. t mit Gehalten 2,5 % Cu, 6,0 % Zn, 0,2 % Pb und 63 g/t Ag entdeckt wurden.

Einen eigenen *Ural-* oder *Cu-Zn-Pyrit-Typ* bilden riesige VMS-Lagerstätten im Süd-Ural, die an felsische Vulkanite paläozoischen Alters gebunden sind. Sie sind vor allem durch ihre hohen Edelmetall-Gehalte wirtschaftlich besonders interessant, wobei die Ag-Gehalte hauptsächlich an Tennantit (Fahlerz) gebunden sind, während Au in Form winziger Einschlüsse in Pyrit, Chalkopyrit und Sphalerit auftritt. Die Vorräte der meisten dieser Lagerstätten, z. B. Uselginsk, liegen bei >2 000 t Ag und 50–500 t Au. Außerdem sind beachtliche PGE-Gehalte vorhanden, die während der metamorphen Überprägung der Vererzung aus hydrothermalen Lösungen abgeschieden wurden (Vikentyev et al. 2004; Herrington et al. 2005).

Eine Reihe von ehemaligen VMS-Lagerstätten in Finnland und Schweden sind hoch-metamorph überprägt. Hierzu gehört die bedeutende Kupferlagerstätte von Outokumpu (Nordfinnland) im karelischen Schild, die im Verband mit ultramafischen Gesteinen liegt. Haupterzminerale sind Chalkopyrit und Pyrrhotin.

21.5.3

Vulkanogen-sedimentäre Quecksilbererz-Lagerstätten

Quecksilbererze sind vorwiegend an Zerrüttungs- und Breccienzonen gebunden. Oft imprägnieren sie porösen Sandstein oder klüftigen Kalkstein, wobei das Nebengestein in vielen Fällen bituminös ist. Die Bindung an einen jungen Vulkanismus ist meist deutlich. Einziges primäres Erzmineral ist *Cinnabarit* (Zinnober) HgS, der sich nicht selten auch aus rezenten Thermen abscheidet.

Die reichste Quecksilber-Lagerstätte der Erde ist *Almadén*, am Nordrand der Sierra Morena in Südspanien gelegen, die bereits seit dem Altertum im Abbau stand. In porösem Sandstein befinden sich drei durchhaltende, schichtgebundene Imprägnationshorizonte mit Cinnabarit. In den reichsten Erzpartien wird auch der Quarz verdrängt. Der Hg-Lagerstättenbezirk in der *Toskana* (Italien), gebunden an junge Vulkanite, war bis Mitte des 20. Jahrhunderts der größte der Erde; doch ist auch die Hauptlagerstätte *Monte Amiata*, deren Abbau bis in die Zeit der Etrusker zurück reicht, jetzt auflässig. Eine dritte wichtige europäische Lagerstätte befindet sich bei *Idrija* (Slowenien). Das dort geförderte Erz ist durch seinen Bitumengehalt nicht rot, sondern stahlgrau gefärbt.

Weitere Quecksilbervorkommen dieser Art befinden sich in einem ausgedehnten Gürtel längs der pazifischen Küstenregion Kaliforniens (USA). Die bekanntesten Minenbezirke sind New Almaden und New Idria. Die bedeutendsten Quecksilberlagerstätten Russlands liegen im Donezbecken.

In früheren Jahrhunderten waren einige Quecksilbergruben in der *Rheinpfalz* bedeutend, so u. a. am Landsberg bei Obermoschel und bei Stahlberg. Hier spielen tektonisch beeinflusste Kontakte zwischen Vulkaniten und Sedimentgesteinen des Rotliegenden als Vererzungszonen eine Rolle.

21.5.4

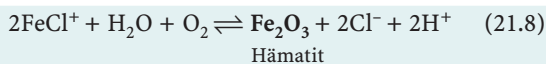
Vulkanogene Oxiderz-Lagerstätten

Enthalten die submarinen Hydrothermen größere Mengen von FeCl⁺, so kommt es zur Bildung von Eisenoxiden. Es gibt alle Übergänge zwischen Magnetit-führenden VMS-Lagerstätten über Magnetit-Pyrit-Erze mit wenig Chalkopyrit und Sphalerit bis hin zu vulkanogenen Magnetit- und/oder Hämatit-Lagerstätten, die z. T. hohe Apatit-Gehalte aufweisen. In einigen der bedeutendsten Lagerstätten erkennt man vulkanische Durchschlagsröhren (Pipes), die als Zufuhrkanäle für die erzbringenden Hydrothermen gedient haben und mit Stockwerk-Erzen gefüllt sind. So enthält die Riesenlagerstätte Olympic Dam (Südaustralien) 2 000 Mio. t von Hämatit-Breccie mit durchschnittlich 1,6 % Cu, 0,06 % U₃O₈, 0,5 % SEE, 3,5 g/t Ag und 0,5 g/t Au. Mit Vorräten von fast 2 000 t Au gehört Olympic Dam zu den bedeutenden Goldreserven der Erde (Frimmel 2008). Weitere Beispiele sind die Lagerstätten Savage River (Tasmanien), Irkutsk am

Baikalsee (Sibirien) sowie im Bafq-Distrikt (Iran). Olympic Dam und das etwas kleinere Ernest Henry (Queensland) gehören zum neu etablierten Typus der *Eisenoxid-Kupfer-Gold-Lagerstätten* (IOCG = Iron Oxide-Copper-Gold deposits), die in unterschiedlichen geotektonischen Positionen auftreten und deren Genese bis jetzt noch nicht voll verstanden ist (Williams et al. 2005). Gemeinsames Kennzeichen der zu diesem Typ gerechneten Gold-Lagerstätten ist eine großräumige Brecciation und metasomatische Alteration des Nebengesteins. Jedoch ist ein Zusammenhang mit magmatischer Aktivität nicht in allen Fällen offensichtlich. Diese Einschränkung gilt z. B. für die IOCG-Lagerstätten der Wernecke Mountains im Yukon-Gebiet Kanadas (Hunt et al. 2005). Für die Eisenoxid-führende Cu-Au-Lagerstätte Aitik in Nordschweden, die derzeit größte im Abbau befindliche Kupfermine Europas, sowie für andere nordschwedische Cu-Au-Lagerstätten wird ebenfalls eine Zugehörigkeit zum IOCG-Typ vermutet (Weiher und Williams 2005).

Neuerdings werden viele der in Abschn. 19.3.3 (S. 305) als orthomagmatisch beschriebenen Magnetit-Apatit-Lagerstätten als vulkanogen gedeutet (Evans 1993), so insbesondere Kiruna (Nord-Schweden), Cerro de Mercado (Mexiko) und Savage River (Tasmanien).

In Deutschland wurden die schichtigen (stratiformen) Roteisenstein-Lagerstätten im Mittel- bis Oberdevon des *Lahn-Dill-Gebiets* (Hessen) schon lange als exhalativ-sedimentär gedeutet. Sie sind an basische Laven (z. T. Pillowlaven), Tuffe und Tuffite geknüpft, die im submarinen Milieu hydrothermal überprägt (spilitisiert) wurden; daneben gibt es körnige Intrusiv-Diabase und Keratophyre. Unter oxidierenden Bedingungen wurde Hämatit nach der Gleichung



ausgeschieden und gleichzeitig nach Gleichung (21.3) (S. 316) SiO_2 ausgefällt, so dass der Roteisenstein durch Imprägnation von Quarz kieselig ausgebildet ist. Diese Roteisensteinlagerstätten spielten bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts eine große wirtschaftliche Rolle.

21.6

21.6 Sedimentgesteins-gebundene hydrothermale Lagerstätten

21.6.1 Sedimentär-exhalative Blei-Zink-Erzlagerstätten (Sedex-Lagerstätten)

Die weltweit verbreiteten, stratiformen Sedex-Lagerstätten sind Metallproduzenten von großer wirtschaftlicher Bedeutung; wie die VMS-Lagerstätten können sie sehr große Dimensionen annehmen (Large 1983; Leach et al. 2005; Large et al. 2005). Es handelt sich um schichtge-

bundene Erzanreicherungen, die am Boden von lokalen Meeresbecken abgesetzt wurden, z. B. in Laugentümpeln (brine pools). Die Temperaturen der Lösungen lagen meist $<200^\circ\text{C}$, können aber in manchen Fällen ca. 275°C erreicht haben (Leach et al. 2005). Wie fossile Erzschorne- steine und Stockwerkvererzungen beweisen, geht die Metallanreicherung auf eine langdauernde hydrothermale Aktivität zurück, die allerdings nicht in der Tiefsee, sondern im Flachmeer, besonders in kontinentnahen oder intrakratonischen Riftzonen erfolgte und von aktiver Sedimentation begleitet war. Die Metalle wurden also aus relativ dicken Krustenteilen mobilisiert, wobei man annimmt, dass sich die Konvektionszellen aus versickerndem Meerwasser und aufgeheizten Hydrothermen im Laufe der Zeit stufenweise immer weiter nach unten verlegten, in einigen Fällen bis 15 km tief (Russell et al. 1981). Im Gegensatz zu den VMS-Lagerstätten ist ein direkter Zusammenhang mit Vulkanismus nur selten erkennbar, z. B. in Mt. Isa (Queensland, Australien). Rezente Beispiele sind der Golf von Kalifornien, wo noch heute Sulfide und Baryt ausgefällt werden, sowie die Erzanreicherungen des Atlantis-II-Tiefs im Roten Meer. Neben Zn (ca. 5–19 %) und Pb (ca. 0,5–11 %) enthalten die Sedex-Lagerstätten bis zu 1 % Cu, bis zu 175 g/t Ag sowie etwas Au. Vorherrschende Erzminerale sind Pyrit, Pyrrhotin, Sphalerit und Galenit mit untergeordneten Gehalten von Chalkopyrit, Bornit, Covellin u. a.

Deutschland verfügte über zwei wichtige Sedex-Lagerstätten von beachtlicher wirtschaftlicher Bedeutung: Der Rammelsberg bei Goslar im Harz und Meggen im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). Beide sind während der Varistischen Orogenese deformiert und schwach metamorph überprägt worden. Am *Rammelsberg* treten zwei dicke, plattenförmige Erzkörper auf, die in stark gefalteten und verworfenen mitteldevonischen Tonschiefern eingeschaltet sind. Neben den Buntmetallen Zn, Pb und Cu, wurden Ag und Au gewonnen. Der Abbau des Rammelsberg-Erzes begann etwa um das Jahr 900. Die Erzförderung wurde 1988 eingestellt, nachdem die Vorräte bis auf Reste abgebaut waren. Die UNESCO hat das Erzbergwerk unterdessen zum Weltkulturerbe erklärt. Die Sedex-Lagerstätte *Meggen* ist an verfaltete mittel- bis oberdevonische Tonschiefer und Kalksteine gebunden. Bis 1992 wurden vorwiegend Zn, untergeordnet Pb und Cu sowie Baryt gefördert. Wirtschaftliche Bedeutung haben die irischen Sedex-Lagerstätten Navan, Silvermines and Tynagh.

Viele hochmetamorphe „Kieslager“ werden als ehemalige Sedex-Lagerstätten interpretiert, so Gamsberg (Südafrika), Howard's Pass und Sullivan (Kanada), Mount Isa (Queensland, Australien) und McArthur River (Northern Territory, Australien). Hierzu gehört auch eine der größten und bekanntesten Blei-Zink-Lagerstätten der Erde, *Broken Hill* in New-South-Wales (Australien).

Auch die 1967 entdeckte *stratifforme Scheelit-Lagerstätte* vom Felbertal (Hohe Tauern, Österreich), eine der welt-

größten Wolfram-Gruben, ist wahrscheinlich exhalativ-sedimentärer Entstehung, wurde allerdings ebenfalls metamorph überprägt (Höll u. Maucher 1981). In der Folgezeit fand man ähnliche Lagerstätten in Spanien, Pakistan, Süd-Korea, New Mexico (USA) und bei Broken Hill (NSW, Australien). Zum Sedex-Typ gehört wahrscheinlich auch die *Sn-Lagerstätte* von Chanpo (Dachang, China).

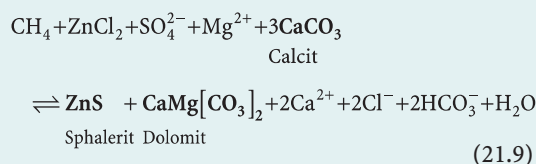
21.6.2

Karbonat-gebundene Erz- und Mineral-Lagerstätten

Blei-Zink-Verdrängungslagerstätten vom Mississippi-Valley-Type (MVT-Lagerstätten)

Die schichtgebundenen, epigenetischen Blei-Zink-Verdrängungslagerstätten vom MVT-Typ enthalten als Erzminerale silberarmen bis silberfreien Galenit, Sphalerit und Wurtzit (Schalenblende), gelförmigen Pyrit (sog. Gelpyrit) und Markasit, gelegentlich auch Chalkopyrit. Neben den Karbonaten bilden Fluorit und Baryt typische Gangarten. Im Gegensatz zu den Sedex-Lagerstätten (Abschn. 21.6.1) sind sie eindeutig epigenetisch gebildet worden, wahrscheinlich während der späten Diagenese. Die erzführenden Lösungen sind niedrig-temperierte (meist <150 °C), hochsalinare (15–25 % NaCl äquivalent) Formationswässer (engl. basinal brines, connate brines) oder zirkulierende Oberflächenwässer, die vorwiegend Dolomite, seltener Kalksteine verdrängen. Die Karbonat-sedimente wurden in flachen Meeresbecken abgelagert, z. B. im intrakratonischen Bereich oder in Failed Rifts wie dem Amazonas-Rift (Brasilien) und dem Benue-Trog (Nigeria). Für den Transport und die Ausfällung der Metalle gibt es vier unterschiedliche Modelle (Evans 1993):

1. Transport als Metall-Bisulfid-Komplex; Ausfällung im Kontakt mit kaltem Grundwasser.
2. Transport als Metall-Chlorid-Komplex; Ausfällung durch Mischung mit einer H₂S-haltigen Lösung (Mischungsmodell).
3. Transport von Metall als Chlorid-Komplex und von Schwefel als SO₄²⁻-Ion in der gleichen Lösung; Ausfällung durch bakterielle Reduktion des Sulfats im Kontakt mit organischer Substanz oder durch eine anorganische Reduktion mit Methan nach der Gleichung



(Petraschek u. Pohl 1992).

4. Transport als metall-organischer Komplex mit H₂S in der gleichen Lösung; Ausfällung durch Abkühlung.

MVT-Lagerstätten enthalten gewöhnlich 3–15 %, lokal bis zu 50 % Pb + Zn; die Vorräte der einzelnen Lagerstätten-Distrikte variieren meist zwischen 50 und 500 Mio. t (Evans 1993). Sie gehören somit zu den wichtigsten Lieferanten von Zn, Pb, lokal auch von Ag, Cu, Cd oder Ge. Weltwirtschaftlich bedeutende MVT-Lagerstätten befinden sich in Nordamerika, so in Südwest-Wisconsin im oberen Mississippi Valley, im Tri-State-District an der Grenze zwischen Oklahoma, Missouri (Joplin) und Kansas, bei Viburnum (SO-Missouri), in Tennessee sowie bei Pine Point (Northwest Territory, Kanada). Die wichtigsten europäischen MVT-Lagerstätten liegen in Oberschlesien (Südpolen). Ähnliche Verdrängungslagerstätten in den südlichen Kalkalpen, z. B. Bleiberg-Kreuth (Kärnten), sind heute ohne wirtschaftliche Bedeutung.

Karbonat-gebundene Fluorit-Lagerstätten

Karbonat-gebundene Fluorit-Lagerstätten weisen sehr große Vorräte auf, die oft im Tagebau gewonnen werden können. Daher besitzen sie eine viel größere wirtschaftliche Bedeutung als hydrothermale Fluorit-Gänge (Abschn. 21.4.9, S. 329). Wichtige Lagerstätten gehören zum MVT-Typ, wie z. B. im Cave-in-Rock-Distrikt in den Staaten Illinois und Kentucky (USA) und in Nordmexiko, eine der größten Fluorit-Provinzen der Welt, sowie bei Marico in West-Transvaal (Südafrika).

Weiterführende Literatur

- Barnes HL (1988) Ores and minerals. Open Univ Press
 Barnes HL (ed) (1997) Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3rd edn. Wiley, New York
 Bierlein F, Groves DI, Goldfarb RJ, Dubé B (2006) Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. Mineral Depos 40:874–886
 Černý P, Blevin PL, Cuney M, London D (2005) Granite-related ore deposits. Econ Geol 100th Anniversary Vol, p 337–370
 Ciobanu CL, Cook NJ, Spry PG (eds) (2006) Special issue: Telluride and selenide minerals in gold deposits – How and why? Mineral Petrol 87:163–384
 Cline JS, Hofstra AH, Muntean JL, Tosdal RM, Hickey KA (2005) Carlin-type gold deposits in Nevada: Critical geologic characteristics and viable models. Econ Geol 100th Anniversary Vol, p 451–484
 Cox SF (2005) Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust. Econ Geol 100th Anniversary Vol, p 39–75
 Evans AM (1993) Ore geology and industrial minerals, 3rd edn. Blackwell Science, Oxford
 Franklin JM, Gibson HL, Jonasson IR, Galley AG (2005) Volcanogenic massive sulfide deposits. Econ Geol 100th Anniversary Vol, p 523–560
 Frimmel HE (2008) Earth's continental gold endowment. Earth Planet Sci Lett 267:45–55
 Garwin S, Hall R, Watanabe Y (2005) Tectonic setting, geology, and gold and copper mineralization in Cenozoic magmatic arcs of Southeast Asia and the West Pacific. Econ Geol 100th Anniversary Vol, p 891–930
 Goldfarb RJ, Baker T, Dubé B, Groves DI, Hart CJR, Gosselin P (2005) Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. Econ Geol 100th Anniversary Vol, p 407–450

- Grew ES, Anovitz LM (eds) (1996) Boron – Mineralogy, petrology and geochemistry. *Rev Mineral* 33
- Guilbert JM, Park CF (1986) The geology of ore deposits, 4th edn. Freeman, New York
- Hannington MD, de Ronde CEJ, Petersen S (2005) Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, p 111–141
- Herrington RJ, Zaykov VV, Maslennikov VV, Brown D, Puchkov VN (2005) Mineral deposits of the Urals and links to geodynamic evolution. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, p 1069–1095
- Kesler SE (2005) Ore-forming fluids. *Elements* 1:13–18
- Large RR, Bull SW, McGoldrick PJ, Walters S, Derrick GM, Carr GR (2005) Stratiform and stratabound Zn-Pb-Ag deposits in Proterozoic sedimentary basins, Northern Australia. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, p 931–963
- Leach DL, Sangster DF, Kelley KD, Large RR, Garven G, Allen CR, Gutzmer J, Walter S (2005) Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, p 561–607
- Meinert LD, Dipple GM, Nicolescu S (2005) World skarn deposits. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, p 299–336
- Petrascchek WE, Pohl W (1992) Lagerstättenlehre, 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart
- Press F, Siever R (2003) Allgemeine Geologie – Eine Einführung in das System Erde, 3. Aufl. Spektrum, Heidelberg Berlin Oxford
- Rimstidt DJ (1997) Gangue mineral transport and deposition. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed. Wiley, New York, pp 487–516
- Robert F, Poulsen KH, Cassidy KF, Hodgson CJ (2005) Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, pp 1001–1033
- Roedder E, Bodnar RJ (1997) Fluid inclusion studies in hydrothermal ore deposits. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed. Wiley, New York, pp 657–698
- Sawkins FJ (1990) Metal deposits and plate tectonics, 2nd edn. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Schneiderhöhn H (1962) Erzlagerstätten. Kurzvorträge zur Einführung und Wiederholung, 4. Aufl. Gustav Fischer, Stuttgart
- Seedorff E, Dilles JH, Proffett JM Jr, Einaudi MT, Zurcher L, Stavast WJA, Johnson DA, Barton MD (2005) Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, pp 251–298
- Sillitoe RH, Perelló J (2005) Andean Copper Province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. *Econ Geol* 100th Anniversary Volume, pp 845–890
- Simmons SF, White NC, John DA (2005) Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, pp 485–522
- Stanton RL (1972) *Ore petrology*. McGraw-Hill, New York
- Williams PJ, Barton MD, Johnson DA, Fonbote L, De Haller A, Mark G, Oliver NHS, Marschik R (2005) Iron oxide – copper gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible models of origin. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, pp 371–405
- Yakubchuk AS, Shatov VV, Kirwin D, Edwards A, Tomurtogoo O, Badarch G, Buryak VA (2005) Gold and base metal metallogeny of the Central Asian orogenic supercollage. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, pp 1035–1068
- Brown KL, Simmons SF (2003) Precious metals in high-temperature geothermal systems in New Zealand. *Geothermics* 23:619–625
- Corliss JG, Dymond J, Gordon LI, et al. (1979) Submarine thermal springs on the Galapagos rift. *Science* 203:1073–1083
- Goodfellow WD, Franklin JM (1993) Geology, mineralogy and geochemistry of massive sulfides in shallow cores, Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge. *Econ Geol* 88:2037–2064
- Graupner T, Niedermann S, Kempe U, Klemd R, Bechtel A (2006) Origin of ore fluids in the Muruntau gold system: Constraints from noble gas, carbon isotope and halogen data. *Geochim Cosmochim Acta* 70:5356–5370
- Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann SG, Robert F (1998) Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol Rev* 13:7–27
- Helgeson HC (1964) *Complexing and hydrothermal ore deposition*. Macmillan, New York
- Herzig PM (1994) Erzfabriken in der Tiefsee – Die Erforschung mariner Rohstoffvorkommen. *die waage* 33:20–27
- Höll R, Maucher A (1981) The stratabound ore deposits in the eastern Alps. In: Wolf KH (ed) *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*, vol 5. Elsevier, Amsterdam, pp 1–36
- Hunt J, Baker T, Thorkelson D (2005) Regional-scale Proterozoic IOCG-mineralized breccia systems: Examples from the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. *Mineral Depos* 40:492–514
- Large DE (1983) Sediment-hosted massive sulphide lead-zinc deposits: An empirical model. In: Sangster DF (ed) *Short course in sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits*. Mineral Ass Canada, Victoria, Canada, pp 1–29
- Lehmann B (1990) Metallogeny of tin. *Lecture Notes Earth Sci*, 32, 211 pp. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Lindgren W (1933) *Mineral Deposits*. 2nd ed. Mc-Graw Hill, New York
- Lowell JD, Guilbert JM (1970) Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ Geol* 65:373–408
- Marchig V, Erzinger J, Heinze P-M (1986) Sediment in black smoker area of the East Pacific Rise (18.5° S). *Earth Planet Sci Lett* 79:93–106
- Megaw PKM, Ruiz J, Tittle SR (1988) High-temperature, carbonate-hosted Pb-Zn-Ag(Cu) deposits of northern Mexico. *Econ Geol* 83:1856–1885
- Młynarczyk MSJ, Sherlock RL, William-Jones AE (2003) San Rafael, Peru, geology and structure of the worlds richest tin lode. *Mineral Depos* 38:555–567
- Möller P, Lüders V (ed) (1993) Formation of hydrothermal vein deposits. A case study of the Pb-Zn, barite and fluorite deposits of the Harz Mountains. *Monogr Ser Mineral Depos* 30, 291 ff, Borntraeger, Berlin Stuttgart
- Müller D, Groves DL (2000) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, 3rd edn. Springer, Berlin Heidelberg New York Tokio
- Munoz M, Premo WR, Courjault-Radé P (2005) Sm-Nd dating of fluorite from the worldclass Montroc fluorite deposit, southern Massif Central, France. *Mineral Depos* 39:970–975
- Roedder E (1968) The noncolloidal origin of „colloform“ textures in sphalerite ores. *Econ Geol* 63:451–471
- Rosa CJP, McPhie J, Relvas JMRS, Pereira Z, Oliveira T, Pacheco N (2008) Facies analyses and volcanic setting of the giant Neves Corvo massive sulfide deposit, Iberian Pyrite Belt, Portugal. *Mineral Depos* 43:449–466
- Russell MJ, Solomon M, Walshe JL (1981) The genesis of sediment-hosted, exhalative zinc and lead deposits. *Mineral Depos* 16:113–127
- Schneiderhöhn H (1941) *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde*. Gustav Fischer, Jena
- Schwenzer SP, Tommaseo CE, Kersten M, Kirnbauer T (2001) Speciation and oxidation kinetics of arsenic in thermal springs of Wiesbaden spa, Germany. *Fresenius J Anal Chem* 371:927–933

Zitierte Literatur

- Baumann L, Nikolsky IL, Wolf M (1979) Einführung in die Geologie und Erkundung von Lagerstätten. Verlag Glückauf, Essen
- Baumgärtel U, Burow J (2003) Grube Clara. *Aufschluss* 54:273–404
- Beck R (1903) *Lehre von den Erzlagerstätten*. Borntraeger, Berlin

- Sillitoe RH (1973) The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Econ Geol* 68:799–815
- Stefansson A, Seward TM (2004) Gold (I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500 °C at 500 bar. *Geochim Cosmochim Acta* 68:4121–4143
- Tivey MK, Delaney JR (1986) Growth of large sulfide structures on the Endeavour Segment of the Juan da Fuca Ridge. *Earth Planet Sci Lett* 79:303–317
- Turner RJW, Ames DE, Franklin JM, Goodfellow WD, Leitch CHB, Höy T (1993) Character of active hydrothermal mounds and nearby altered hemipelagic sediments in the hydrothermal areas of Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge: Data of shallow cores. *Canad Mineral* 31:973–995
- Vikentyev IV, Yudovskaya MA, Mokhov AV, Kerzin AL, Tsepin AV (2004) Gold and PGE in massive sulfide ore of the Uzelginsk deposit, southern Urals, Russia. *Canad Mineral* 42:651–665
- von Damm KL, Buttermore LG, Oosting SE, Bray AM, Fornari DJ, Lilley MD, Shanks WC III (1997) Direct observation of the evolution of a seafloor “black smoker” from vapor to brine. *Earth Planet Sci Lett* 149:101–111
- Wagner T, Kirnbauer T, Boyce AJ, Fallick AE (2005) Barite-pyrite mineralization of the Wiesbaden thermal spring system, Germany: A 500-kyr record of geochemical evolution. *Geofluids* 5:124–139
- Weihed P, Williams PJ (2005) Metallogeny of the northern Fennoscandian Shield: A set of papers on Cu-Au and VMS deposits of northern Sweden. *Mineral Dep* 40:347–350

Verwitterung und mineralbildende Vorgänge im Boden

22.1 Mechanische Verwitterung

22.2 Chemische Verwitterung

22.3 Subaerische Verwitterung und Klimazonen

22.4 Zur Abgrenzung des Begriffs Boden

22.5 Verwitterungsbildungen von Silikatgesteinen und ihre Lagerstätten

22.6 Verwitterung sulfidischer Erzkörper

Der Begriff *Verwitterung* umfasst alle Veränderungen, welche Gesteine und Minerale im Kontakt mit Atmosphäre und Hydrosphäre erleiden (von Engelhardt 1973). Dabei zählen zur *subaerischen* Verwitterung alle Vorgänge, die in Berührung mit der Atmosphäre ablaufen, zur *subaquatischen* Verwitterung alle entsprechenden Vorgänge, die unter Wasserbedeckung stattfinden.

Die Verwitterungsprodukte bilden am *Ort ihrer Entstehung* die *Böden*, nach ihrem *Transport* die *Sedimente* und *Sedimentgesteine*, beide definitionsgemäß Gesteine. Das *Ausgangsmaterial* der Verwitterung und der sedimentbildenden Vorgänge sind magmatische, metamorphe Gesteine und ältere Sedimentgesteine, deren Substanz bereits einen sedimentbildenden Prozess durchgemacht hat.

Man unterscheidet zwischen *mechanischer* (physikalischer) und *chemischer* Verwitterung. Bei alleiniger mechanischer Verwitterung zerfallen die anstehenden Gesteine in lockere Massen, ohne dass dabei eine chemische Veränderung festgestellt werden kann. Bei jedem natürlichen Verwitterungsablauf sind meist beide Arten der Verwitterung in wechselnden Verhältnissen beteiligt.



22.1

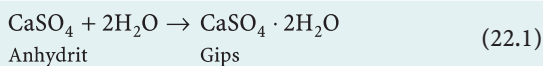
22.1 Mechanische Verwitterung

Man unterscheidet im Wesentlichen *Temperaturverwitterung*, *Frostsprenzung* und *Salzsprenzung*. Ihr Auftreten und ihre Intensität werden stark von klimatischen Faktoren bestimmt. Die Temperaturverwitterung und die Salzsprennung treten am auffälligsten in den heißen Trockengebieten in Erscheinung. Die Frostverwitterung ist auf die mittleren und hohen Breiten und auf die Hochgebirge beschränkt. Die mechanische Verwitterung liefert im Wesentlichen das Material für die klastischen Sedimente und Sedimentgesteine.

Temperaturverwitterung. Sie wird durch den Wechsel starker Sonneneinstrahlung (*Insolation*) und darauffolgender Abkühlung ausgelöst. Die Oberfläche exponierter Gesteinsblöcke wird stärker erwärmt (und abgekühlt) als ihre darunter befindlichen Teile. Das führt zwangsläufig zu Spannungen im Gestein, die schließlich einen scherenartigen Zerfall des Gesteins bewirken. Da sich zudem dunkle Mineralgemengteile im Gestein infolge größerer Wärmeabsorption meist stärker ausdehnen als die benachbarten hellen Gemengteile, kommt es allmählich zu einer Lockerung des Kornverbandes, die mit einem grusartigen Zerfall des betreffenden Gesteins endet (Abb. 22.1).

Frostverwitterung. Sie wird durch das anomale Verhalten von Wasser ermöglicht, das beim Übergang in Eis unter gewöhnlichem Druck eine Volumenvergrößerung von rund 9 % erfährt. So kann das in Poren und größeren Hohlräumen eingeschlossene Wasser im Gestein erhebliche Drücke aufbauen, wenn die Temperatur unter den Gefrierpunkt sinkt. Der Druck erreicht theoretisch maximal 2 060 bar bei $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$. Für die Sprengwirkung und damit den Gesteinszerfall sind die Gestalt der Poren, der ursprüngliche Füllungsgrad mit Wasser (er muss für eine wirksame Frostverwitterung mehr als 91 % erreichen) und die Abkühlungsgeschwindigkeit maßgebend.

Salzsprennung. Sie besteht in ihrer wichtigsten Art darin, dass wasserfreie Salze unter Volumenvermehrung Kristallwasser aufnehmen. Bei einer Hydratisierung von Anhydrit zu Gips nach der Gleichung



ist als Wirkung der Salzsprennung ein Druck bis zu maximal 1 080 bar errechnet worden.

Auch verschiedene Na-Salze können durch Wasseraufnahme und Kristallisation im ariden oder semiariden Klima Gesteinszerfall hervorrufen. Die Umkristallisation erfolgt durch starke Veränderung der relativen Luftfeuchtigkeit, wenn die Poren mit hochkonzentrierten Lösungen oder

Kristallen dieser Salze gefüllt sind. Dabei wandern die gesättigten Salzlösungen aus den kleinen in die großen Poren ein, wo das Kristallwachstum bevorzugt stattfindet.

22.2

22.2 Chemische Verwitterung

Die mechanische Verwitterung liefert wichtige Voraussetzungen für den Angriff der chemischen Verwitterung, da das mechanisch zerkleinerte Gesteinsmaterial chemischen Reaktionen leichter zugänglich ist (Abb. 22.1). Hingegen weist die vom Eis glattgeschliffene Oberfläche der Rundhöcker Skandinaviens seit Rückzug des Inlandeises kaum Anzeichen einer chemischen Verwitterung auf.

Wasser, verstärkt durch die darin *gelösten Ionen und Gase*, wirkt in erster Linie als Agens bei chemischen Umsetzungen der Minerale und Gesteine bei der subaërischen Verwitterung. Für die Bilanz des Wassers auf der kontinentalen Erdkruste ist von Bedeutung, dass im kontinentalen Durchschnitt die Menge der Niederschläge die Verdunstung



Abb. 22.1. Verwitterung eines Granits. Die freiliegende Felswand ist der Temperaturverwitterung ausgesetzt, was zum schaligen Abplatzen des Gesteins führt (*unten*). Entlang von drei etwa senkrecht aufeinander stehenden Kluftsystemen wandert Oberflächenwasser in den Gesteinsverband ein und führt zur Frostsprennung und zur chemischen Verwitterung. Dabei entstehen die typischen Wollsackformen (*oben*). Nordküste der Insel Bornholm (Dänemark). (Foto: D. Reinsch)

übertrifft. Durch diesen Wasserüberschuss sind die auf der Landoberfläche anstehenden Gesteine einem fortschreitenden Prozess der chemischen Verwitterung ausgesetzt. Die überschüssigen Niederschläge durchsetzen die Verwitterungszone und reagieren allmählich mit den anwesenden Mineralen. Die dadurch entstehenden sehr verdünnten Elektrolytlösungen wandern allmählich über das Grund- oder Oberflächenwasser ab. Sammelbecken dieser Lösungen sind letztlich die *Ozeane*. Nur ein relativ kleiner Teil endet in den *abflusslosen Becken* der Kontinente.

Auch die *Mikroflora* (Bakterien, Pilze, Flechten) trägt zur chemischen Zersetzung der Gesteine in nicht unbedeutendem Maß bei, in erster Linie dadurch, dass sie organische Säuren (H^+ -Ionen) freisetzt.

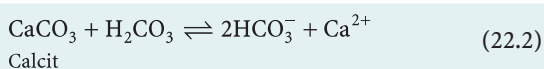
In den unteren Teilen der Verwitterungszone enthalten die durch eingesickerte Niederschläge entstandenen Lösungen Stoffe, die aus dem chemischen Abbau der Minerale und Gesteine stammen, neben solchen, die sich aus der Zersetzung von organischem Material und aus der Tätigkeit der Mikroorganismen ableiten. Diese Lösungen sind an CO_2 bzw. HCO_3^- angereichert und enthalten verschiedene organische Säuren (Huminsäuren). Lokal können auch unterschiedliche Mengen an Schwefelsäure H_2SO_4 beteiligt sein, die sich aus der Umsetzung von Sulfiden mit O_2 und H_2O bildet; auch aus dem S-Gehalt von Eiweiß kann im Boden H_2SO_4 entstehen. Deshalb reagieren Lösungen des Verwitterungsbodens meist sauer mit einem pH-Wert bis 3. In selteneren Fällen wird eine alkalische Reaktion mit pH-Werten bis höchstens 11 erreicht. In der *Verwitterungszone* werden sowohl oxidierende als auch reduzierende Bedingungen angetroffen.

Unterschiedliche Minerale besitzen in den stark verdünnten Verwitterungslösungen sehr verschiedene Löslichkeiten. Die meist sehr langsamen Lösungsprozesse laufen im offenen System ab; ein thermodynamisches Gleichgewicht wird dabei nur selten erreicht. Die einzelnen Stadien der Auflösung können in der Natur in zahlreichen Fällen unmittelbar beobachtet werden. Außerdem lassen sich im Laboratorium Untersuchungen darüber anstellen.

22.2.1

Leicht lösliche Minerale

Leicht löslich sind Halit NaCl , Sylvit KCl und andere Salzminerale. Ihr Verhalten bei Verwitterungsvorgängen hat nur im *trockenen (ariden) Klima* Bedeutung. Im *feuchten (humiden) Klima* sind auch Gips $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ oder Anhydrit CaSO_4 relativ leicht löslich. Etwas komplizierter verläuft die Auflösung der Karbonate, so die Lösung von Calcit oder Dolomit. Hier spielt im Wasser gelöste Kohlensäure eine entscheidende Rolle. Es besteht die folgende Gleichgewichtsreaktion:



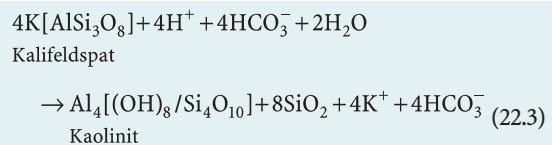
Das im Wasser als HCO_3^- gelöste CO_2 stammt aus der Atmosphäre oder aus dem Zerfall organischer Substanz. Zusätzliches CO_2 wird aus organischen Prozessen aufgenommen. Die Löslichkeit des Calcits steigt mit dem Kohlensäuregehalt des Wassers an. Da mit zunehmender Temperatur die Löslichkeit des Wassers für Kohlensäure abnimmt, wird Calcit mit Temperaturerhöhung des Wassers weniger löslich.

22.2.2

Verwitterung der Silikate

Von besonderer Bedeutung ist die Verwitterung der Silikate, weil diese als wichtigste Gemengteile der Gesteine mit rund 79 Vol.-% am Aufbau der Erdkruste beteiligt sind. In dieser Zahl sind die Feldspäte als die verbreitetste Mineralgruppe mit rund 58 Vol.-% enthalten. Der Zerfall der *Feldspäte* bei der Verwitterung kann daher als Modellfall betrachtet werden (Füchtbauer 1988).

Die Na^+ - und K^+ -Ionen der Feldspäte gehen relativ leicht in Lösung. Das lässt sich in einem einfachen Experiment nachweisen, bei dem man das fein zerkleinerte Mineralpulver bei Zimmertemperatur mit destilliertem Wasser benetzt. Die in Lösung gegangenen Alkali-Ionen sind durch die alkalische Reaktion nach kurzer Zeit nachzuweisen. Viel langsamer gehen Al und Si in Lösung. Aus ihnen entsteht in saurem Milieu schließlich das Tonmineral Kaolinit als Verwitterungsneubildung nach der folgenden Reaktion:



Dabei geht man vom Hauptagens der chemischen Verwitterung, dem CO_2 - bzw. HCO_3^- -haltigen Regenwasser aus. Ganz allgemein lässt sich die chemische Verwitterung als eine H^+ -Aufnahme und eine damit ausgelöste Freisetzung von Alkali-, Erdkali-Ionen und SiO_2 ansehen (z. B. Press u. Siever 1995). Ähnlich verhalten sich im Prinzip auch die übrigen Gerüstsilikate, so z. B. *Leucit*. Minerale dieses Strukturtyps können bei der Verwitterung restlos in Lösung gehen.

Bei den *Schichtsilikaten*, speziell den Glimmern, bleiben nach Herauslösung von Ionen Schichtreste der ursprünglichen Kristallstruktur erhalten. Bei Verwitterung im feuchten Klima wird zunächst K^+ aus trioktaedrischen (Biotit) und dioktaedrischen Glimmern (Muscovit) aus der Zwischenschicht herausgelöst. Ladungsausgleich erfolgt bei Biotit durch Austausch gegen Hydroxonium-Ionen H_3O^+ : Es entstehen Hydroglimmer. Darüber hinaus findet Oxidation von Fe^{2+} zu Fe^{3+} und Austausch von Al gegen Si in der Tetraederschicht statt. Äußerlich bleichen die Biotitblättchen aus und werden gold- bis blassgelb. Dieser Verwitterungsvorgang bei Biotit wird auch

als *Baueritisierung* bezeichnet. Beim eisenfreien Muscovit verläuft der Verwitterungsabbau wesentlich langsamer als bei Biotit. *Amphibole* und *Pyroxene* sind leichter löslich als Quarz und die Glimmer.

Verwitterungsneubildungen: Tonminerale und Al- und Fe-Hydroxide

Wie wir am Beispiel der Feldspat-Verwitterung (Gleichung 22.3) gesehen haben, können aus den zersetzten Mineralen der Ausgangsgesteine noch während des Verwitterungsvorgangs neue Minerale als *Verwitterungsneubildungen* entstehen, besonders die als *Tonminerale* bezeichneten Schichtsilikate. Sie bilden sich pseudomorph nach primär vorhandenen Schichtsilikaten, insbesondere aus di- und trioktaedrischen Glimmern. Dabei wird K^+ teilweise oder ganz fortgeführt und die Schichtladung entsprechend verringert. Aus beiden Glimmerstrukturen können *Illite* gebildet werden, das sind unvollständige Glimmer, die weniger K^+ und ein höheres Si/Al-Verhältnis aufweisen als z. B. der normale Muscovit. In manchen Verwitterungsböden führt ein ähnlicher Umwandlungsvorgang über Übergangsstrukturen zur Bildung von *Vermiculit* $\sim Mg_2(Mg, Fe^{3+}, Al)[(OH)_2/(Si, Al)_4O_{10}] \cdot Mg_{0,35}(H_2O)_4$, einem Schichtsilikat mit Quellfähigkeit. Häufig entstehen aus Glimmern Tonminerale mit *Wechselagerungsstrukturen* zwischen Illit und Montmorillonit (Mixed-Layer-Mineral) mit Übergängen zum reinen quellfähigen Montmorillonit $\sim Al_{1,67}Mg_{0,33}[(OH)_2/Si_4O_{10}]Na_{0,33}(H_2O)_4$.

Charakteristisch für alle Tonminerale ist, dass sie extrem feinblättrig sind, weshalb sie mit dem gewöhnlichen Polarisationsmikroskop nicht bestimmt werden können. Hierzu müssen das Raster-Elektronenmikroskop (REM), das Transmissions-Elektronenmikroskop (TEM; Abb. 9.39, S. 152) und die Röntgenpulverdiffraktometrie (XRD) angewendet werden.

Noch häufiger kristallisieren Tonminerale aus *Verwitterungslösungen* aus; daneben kommt es zur Neubildung von Fe- und Al-Oxiden und -Hydroxiden sowie von SiO_2 . Art und Mengenanteil der Verwitterungsneubildungen werden durch Klimafaktoren gesteuert.

In den *Trockengebieten arider Klimazonen* scheiden sich die verschiedenartigsten Salze besonders der Alkalien und Erdalkalien aus Verwitterungslösungen durch Verdunstung aus, teilweise an Ort und Stelle, teilweise nach einem geringen Wanderweg. Ausblühungen von Halit, Soda $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ oder Gips sind am meisten verbreitet.

Die weniger gut löslichen Bestandteile der Verwitterungslösungen wie Si, Al und Fe scheiden sich in *feuchten (humiden) Klimazonen* an Ort und Stelle oder nach einem geringen Wanderweg der Lösung aus. Es kommt bereits während des Verwitterungsvorgangs zu Mineralneubildungen. Diese sind wegen ihrer geringen Korngröße von 10^{-5} und 10^{-7} cm, d. h. im Gebiet der Kolloide, von großer Bedeutung für die Beschaffenheit des Bodens.

Diese winzigen Neubildungen sind mehr oder weniger gut kristallisiert, teilweise auch röntgenamorph. Es handelt sich neben kolloidalen Al-Hydroxiden (*Alumogel*) vorwiegend um kristallisierte Al- und Fe-Hydroxide wie *Gibbsit* $\gamma-Al(OH)_3$, *Böhmit* $\gamma-AlOOH$, *Diaspor* $\alpha-AlOOH$ und *Goethit* $\alpha-FeOOH$ sowie die Al-Silikate *Kaolinit* $Al_4[(OH)_8/Si_4O_{10}]$ und *Halloysit* $Al_4[(OH)_8/Si_4O_{10}] \cdot 2H_2O$.

Das Verhalten von Si und Al in der Verwitterungslösung

Das Diagramm in Abb. 22.2 zeigt die Löslichkeit von Al_2O_3 und SiO_2 bei Zimmertemperatur (25 °C) und Normaldruck ($P = 1$ bar) in Abhängigkeit vom pH-Wert.

pH-Wert: Bei Zimmertemperatur (25 °C) und Normaldruck ($P = 1$ bar) hat das Ionenprodukt von reinem Wasser oder einer neutralen Lösung den Zahlenwert $\approx 10^{-14}$, wobei die Konzentration der $[H^+]$ - und der $[OH^-]$ -Ionen gleich ist; da nun $[H^+] \cdot [OH^-] \approx 10^{-14}$, so gilt $[H^+] = [OH^-] \approx \sqrt{10^{-14}} \approx 10^{-7}$. Saure Lösungen enthalten mehr $[H^+]$ - als $[OH^-]$ -Ionen; es gilt also $[H^+] > 10^{-7} > [OH^-]$; für alkalische Lösungen gilt umgekehrt $[OH^-] > 10^{-7} > [H^+]$. Vereinfachend definiert man als pH-Wert den negativen Logarithmus der $[H^+]$ -Ionen-Konzentration; das bedeutet, der Neutralpunkt liegt bei $pH = 7$; saure Lösungen haben pH-Werte von 7–0, alkalische Lösungen pH-Werte von 7–14.

Man erkennt, dass SiO_2 in einem weiten pH-Bereich schwach löslich ist; im alkalischen Bereich nimmt die Löslichkeit von SiO_2 dagegen stark zu. Die gelöste *Kieselsäure* geht bei Überschreiten ihrer Löslichkeit in der

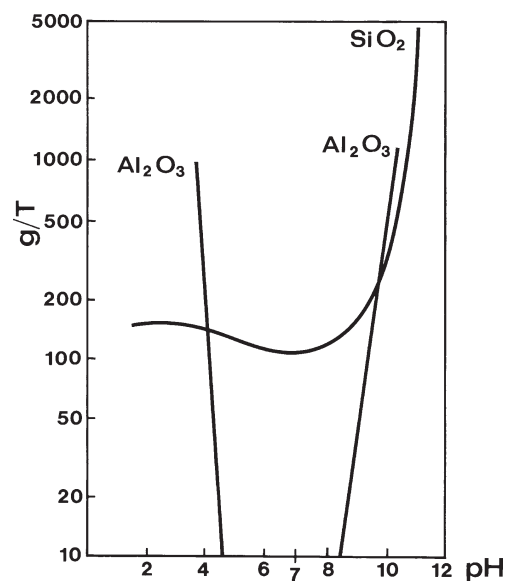


Abb. 22.2. Löslichkeiten von SiO_2 -Gel und Al-Hydroxid in Abhängigkeit vom pH-Wert. (Aus Correns 1968)

Verwitterungslösung zunächst in den *Solzustand* über. Es scheiden sich schwebende hydratisierte Teilchen von kolloidalen Korngrößen ab, die als *hydrophile* (lyophile) Sole bezeichnet werden. Die Übersättigung kann durch Verdunstung des Wassers oder durch Abnahme der Alkalinität (Unterschreitung von $\text{pH} \sim 8,5$) ausgelöst werden, wie Abb. 22.2 erkennen lässt. Eine derartige Ansäuerung der Lösung erfolgt in der Natur durch Zutritt von Kohlensäure, z. B. aus der Zersetzung organischer Substanz.

Im Gegensatz dazu nimmt die Löslichkeit von Al_2O_3 in stark saurer ($\text{pH} < 4$) und in stark alkalischer Umgebung ($\text{pH} > 9$) erheblich zu, während es in der Nähe des Neutralpunkts aus schwach saurer bzw. schwach alkalischer Lösung als Al-Hydroxid ausgefällt wird. In der Natur können alkalische Lösungen durch Zuführung von Kohlensäure sauer, andererseits saure Lösungen bei Verlust der enthaltenen Kohlensäure, etwa durch Erwärmung, alkalisch werden. Eine Neutralisierung saurer Lösungen in der Natur kann auch beim Zusammentreffen mit Kalkstein eintreten. Die Ausfällung von Al-Hydroxiden, wie der Minerale *Diaspor*, *Böhmit* oder *Gibbsit*, spielt bei der Bildung von Laterit-Böden und von Bauxit bei der tropischen und subtropischen Verwitterung eine wichtige Rolle.

Bei *gleichzeitiger Übersättigung* der Lösung scheiden sich SiO_2 und Al-Hydroxide unter Bildung von Tonmineralen wie *Kaolinit*, *Halloysit* oder *Montmorillonit* gemeinsam aus. Nach dem Modelldiagramm (Abb. 22.2) liegt das gemeinsame Ausscheidungsgebiet in der Nähe des Neutralpunkts im schwach alkalischen bis schwach sauren Gebiet. Es hängt wesentlich vom Al/Si-Verhältnis in der Lösung ab, ob Kaolinit bzw. Halloysit oder Montmorillonit auskristallisiert. Ob bei Anwesenheit von K^+ in der Lösung auch Illit neu gebildet werden kann, ist derzeit noch nicht gesichert.

22.3 Subaerische Verwitterung und Klimazonen

Die subaerische Verwitterung strebt in den verschiedenen klimatisch bedingten Verwitterungszonen der Erde verschiedenen Verwitterungsprodukten zu:

- In den *ariden* und *extrem kalten, arktischen Klimazonen* tritt fast ausschließlich die mechanische Verwitterung in Erscheinung.
- In den *feucht-kühlen* und *feucht-gemäßigten Klimazonen* führt die Verwitterung zu Produkten, die außer Quarz und wenigen anderen, der Verwitterung gegenüber resistenten Mineralarten Neubildungen von Illit, Vermiculit, Montmorillonit neben Kaolinit oder Halloysit enthalten.
- In den *feucht-tropischen Klimazonen* werden die anstehenden Gesteine schneller und intensiver durch den Verwitterungsvorgang zersetzt. Es wird im Schnitt viel mehr SiO_2 relativ zu Al_2O_3 wegge-

führt, und es kommt zu Verwitterungsneubildungen in wechselnden Mengenverhältnissen von Gibbsit, Böhmit, Diaspor und besonders auch Kaolinit. Übersättigung an Fe führt zur Abscheidung des Eisens als Goethit oder Hämatit.

22.4 Zur Abgrenzung des Begriffs Boden

Unter Boden versteht man die oberste Schicht der Erdkruste, in der die beschriebenen Verwitterungsvorgänge ablaufen (von Engelhardt 1973). Sie wird auch als Kritische Zone (CZ) bezeichnet, in der chemische, biologische, physikalische und geologische Prozesse in komplizierter Weise zusammenwirken, um auf der Erdoberfläche Leben zu ermöglichen (z. B. Brantley et al. 2007). Der Boden bedeckt unverändertes Gestein und dient Pflanzen und Tieren als Standort und Lebensraum. Auch Bodenbakterien spielen eine große Rolle. Neben Lockermassen befinden sich im Boden Lösungen, die verdunsten oder über Flüsse und Grundwasser schließlich das Meer erreichen.

Im Boden werden *Transportvorgänge durch Lösungen* beobachtet, die von der Erdoberfläche in die Tiefe, teilweise auch entgegengesetzt gerichtet sind. Sie werden durch eindringende Niederschläge und Änderung des Grundwasserspiegels ausgelöst. Durch Wirkung dieser Lösungen bildet sich in der Regel ein typisches *dreischichtiges Bodenprofil* aus:

- Die oberste Schicht, der *A-Horizont*, hervorgegangen aus zersetztem Gestein, ist reich an organischem Material (Humus) und weist eine Verarmung an Alkalien und Erdalkalien auf.
- Der darunter befindliche *B-Horizont* ist reich an Tonmineralen und enthält gelegentlich viel Eisenhydroxid in Form von Limonit, der zu *Ortstein* verfestigt sein kann. Die neugebildeten Minerale haben sich aus eingesickerten, gesättigten Verwitterungslösungen abgeschieden.
- Der darunter befindliche *C-Horizont* besteht aus dem mechanisch zerfallenden, chemisch noch weitgehend unveränderten Gestein.

Bei tropischen Böden ist der oberste Teil des A-Horizonts häufig in Form von Krusten entwickelt, die reich an Fe-(Mn-)Oxiden (*Ferricrete*), Calcit (*Calcrete*) oder SiO_2 (*Silcrete*) sind. Sie entstehen durch die Verdunstung aufsteigender Lösungen. Die Tiefe eines Bodenprofils ist nicht nur abhängig vom Ausmaß der chemischen Verwitterung, sondern auch vom Grad der Erosion. Für die detaillierte Beschreibung der Bodenprofile, die Klassifizierung der verschiedenen Bodentypen und ihre geographische Verbreitung sei auf Lehrbücher der Bodenkunde verwiesen (z. B. Scheffer u. Schachtschabel 2009).

22.5 Verwitterungsbildungen von Silikatgesteinen und ihre Lagerstätten

Es handelt sich um terrestrische Bildungen, die verschiedenen Ausgangsgesteinen und unterschiedlichen klimatischen Verhältnissen ihre Entstehung verdanken. Neben *autochthonen* gibt es *allochthone* (umgelagerte) Verwitterungsprodukte.

22.5.1 Residualtone und Kaolin

Residualtone und Kaolin entstehen aus feldspatreichen Ausgangsgesteinen, insbesondere aus Graniten, Rhyolithen, und Arkosen, in humiden, feucht-gemäßigten oder regenreichen, feuchttropischen Klimazonen mit reichlichen Niederschlägen, Humusbildung und Anwesenheit organischer Säuren. Die sauren Verwitterungslösungen sind gleichzeitig an Si und Al gesättigt, und es kommt bei mittleren pH-Werten (Abb. 22.2) zur gemeinsamen Ausscheidung von SiO_2 und Al_2O_3 in Form *silikatischer Tonminerale* wie Kaolinit: *siallitische Verwitterung*. Im Unterschied dazu gehen bei der *allitischen Verwitterung* SiO_2 und Al_2O_3 getrennte Wege, wobei Al-Hydroxide ausgeschieden werden.

Die nicht umgelagerten (autochthonen) Kaolinvorkommen (*Residual-Kaoline*) enthalten meist resistente Minerale (Verwitterungsreste) des Ausgangsgesteins, vor allem Quarz. Solche Lagerstätten befinden sich in Europa z. B. bei Hirschau-Schnaittenbach (Oberpfalz), bei Kemmlitz und Meißen (Sachsen), bei Halle (Sachsen-Anhalt), bei Pilsen (Plzeň) und Karlsbad (Karlovy Vary, Tschechien), im französischen Zentralmassiv (z. B. Limoges), im iberischen Massiv und in Cornwall. Kaolin wird je nach Qualität in der keramischen und chemischen Industrie, in der Papierindustrie sowie als Füllstoff technisch verwendet.

Wirtschaftliche Bedeutung haben auch umgelagerte, *sedimentäre Kaoline*, die z. B. in Brasilien, Georgia und South Carolina (USA) vorkommen, außerdem auch Kaolin-Lagerstätten, die durch hydrothermale oder thermale Umwandlungsvorgänge entstanden sind (*Hydrothermal-Kaoline*). Diese sind z. B. an Zinnreisen gebunden, wie bei St. Austell (Cornwall), oder sie treten in der Nachbarschaft von Goldquarz-Gängen auf, z. B. bei Banska Stiavnica (Schemnitz, Siebenbürgen), Comstock Lode (Nevada) und Cripple Creek (Colorado).

22.5.2 Bentonit

Bentonit ist ein *Montmorillonit*-reiches Verwitterungsprodukt aus vulkanischen Tuffen, das wertvolle technische Eigenschaften wie Quellfähigkeit, Ionenaustauschvermögen und Thixotropie besitzt. Thixotrope Substanzen gehen vom Gel- in den Sol-Zustand über und wer-

den weich, wenn sie bewegt werden, während sie beim Stehen fester werden. Bentonite werden daher u. a. als Bindeton, für Bohrspülungen, als Filterstoff oder Bleicherde zur Wasserreinigung sowie als Walkerde zur Entfettung von Wolle genutzt. Von weltwirtschaftlicher Bedeutung sind die Bentonit-Lagerstätten in den USA: South Dakota, Arizona, Montana und Wyoming (Fort Benton) sowie in Westkanada, die insgesamt die Hälfte der Weltförderung liefern. In Bayern liegen nutzbare Bentonit-Lagerstätten in der obermiozänen Süßwasser-Molasse im Raum Moosburg–Landshut–Mainburg.

22.5.3 Bauxit

In tropisch-wechselfeuchten bis semiariden Klimazonen mit längerer Niederschlagszeit und anschließender Trockenzeit führt die chemische Verwitterung größtenteils zu einer annähernden Trennung des Si vom Al. Einer gemeinsamen Auslaugungsperiode in der Regenzeit folgt in der Trockenzeit mit einsetzender Verdunstung ein kapillarer Aufstieg der Lösungen; gleichzeitig ändert sich ihr pH-Wert: Die vorher schwach saure Verwitterungslösung reagiert nunmehr schwach alkalisch. Das führt zur bevorzugten Anreicherung von Aluminium unter Bildung von Al-Hydroxiden, während die Alkali- und Erdalkali-Metalle sowie Silicium abgeführt werden. Dabei entstehen *Bauxite* (nach dem Ort Les Baux in Südfrankreich benannt), die zu den fossilen Böden zählen. Häufig sind Bauxite umgelagert, dann können sie auch Merkmale von Sedimenten zeigen. Zwischen Bauxiten und Tonen bestehen Übergänge (toniger Bauxit, bauxitischer Ton). Bauxite bilden erdige oder kompakte Massen; häufig enthalten sie *Ooide*, radialstrahlige Körper von kugelig bis ovaler Form, die meist 0,5–1 mm groß sind, oder *Pisolithe*, radialstrahlige Körper von Erbsengröße und eher unregelmäßiger Form.

Die *Einteilung der Bauxite* wird häufig nach dem Ausgangsgestein bzw. der Entstehungsart vorgenommen, so in Silikatbauxit bzw. Lateritbauxit oder Kalkbauxit bzw. Karstbauxit (z. B. Valeton 1972, 1983). Dem Silikatbauxit liegen magmatische oder metamorphe Gesteine, dem Kalkbauxit Sedimentgesteine, vor allem tonreiche Kalksteine, zugrunde.

Die wichtigsten Minerale der Bauxite sind: (1) Gibbsite $\gamma\text{-Al}(\text{OH})_3$ als häufigstes Mineral insbesondere der Silikatbauxite, (2) Böhmit $\gamma\text{-AlOOH}$ und Diaspor $\alpha\text{-AlOOH}$ als Gemengteile der Kalkbauxite und (3) das amorphe Gel des $\text{Al}(\text{OH})_3$ Alumogel. Dazu kommen als *Nebengemengteile* besonders Kaolinit, Quarz, Hämatit und Goethit.

Das Bodenprofil der *Silikatbauxite* enthält meist eine *Konkretionszone*, in der Bauxit in knollenförmigen Konkretionen (Abschn. 23.2.4, S. 355) vorkommt. Daneben treten kaolinitische Tone mit siallitischer Verwitterung und Kaolinit als Hauptgemengteil auf.

Lagerstätten von Silikatbauxit sind weltweit verbreitet; sie befinden sich z. B. auf dem Plateau de verwitterten Deccan-Trappbasalte in Indien, in Surinam, im tropischen Afrika, in Indonesien und Australien.

Wirtschaftlich völlig unbedeutend sind die winzigen Vorkommen im Raum des Vogelsbergs und der Rhön in Hessen, die als Reste warm-feuchter Verwitterungsdecken von Basalten aus dem Tertiär zu erklären sind.

Kalkbauxite bilden vorwiegend Hohlraumfüllungen in verkarsteten tonhaltigen Kalksteinen und sollten daher neutraler als *Karstbauxite* bezeichnet werden. Sie bestehen vorwiegend aus Böhmit, bei Umlagerung zunehmend aus Diaspor. In Europa gibt es Vorkommen in Südfrankreich mit der Typuslokalität Les Baux, als Dolinenfüllung in den Karstgebieten Istriens und Dalmatiens in Kroatien, in Ungarn, Italien, Griechenland und anderen Ländern des Mittelmeerraums.

Bauxit ist das wichtigste Aluminiumerz, wobei nur Lagerstätten mit Mindestgehalten von 45–50 Gew.-% Al_2O_3 sowie <20 % Fe_2O_3 und <5 % SiO_2 bauwürdig sind. Wegen des energieaufwendigen Verhüttungsprozess wird Bauxit meist zu Standorten mit billiger Energie, z. B. Wasserkraft (Norwegen) transportiert. Darüber hinaus verwendet man Bauxit für die Herstellung von technischem Korund (Elektrokorund), Spezialkeramik und Tonerdezement.

22.5.4

Fe- und Mn-reiche Laterite

Die Rot- und Gelbfärbung des Bauxits geht auf feindisperse Beimengungen von Fe-Hydroxid FeOOH zurück, das bei der Bildung des Bauxits gleichzeitig mit ausgeschieden wird. An nicht wenigen Stellen wurde das Eisen (auch zusammen mit Mangan) auf kleinerem Raum konzentriert. Auf diese Weise sind die *Laterit-Eisenerze* entstanden, von denen es sehr zahlreiche Vorkommen auf der Erde gibt (z. B. Valeton 1972, 1983; Freyssinet et al. 2005). Bauwürdig sind allerdings nur Vorkommen, die sich aus basischen oder ultrabasischen Gesteinen gebildet haben und in denen daher neben Fe, Cr, Ni und Ti als wertvolle Nebenelemente angereichert sind. Ein gutes Beispiel sind die Conakry-Erze (Guinea), die durch Verwitterung von Duniten entstanden sind, mit 52 % Fe, 1,8 % Cr, 0,15 % Ni und 0,5 % Ti (Evans 1993). Weitere Vorkommen liegen z. B. in Guayana, Kuba, Indonesien und auf den Philippinen.

Die sog. *Basalteisensteine* des Vogelsberges, die bis in die Zeit nach dem 2. Weltkrieg abgebaut wurden, entstanden durch Verwitterung im tropisch-wechselfeuchten Klima der Tertiärzeit, wobei der Eisen-gehalt großer Basaltkörper ausgelaugt wurde. Noch innerhalb des mehr oder weniger stark verwitterten Basalts wurde der Fe-Gehalt konzentriert und kam in schalig-kugeligen Körpern zur Abscheidung.

Mineralogisch bestehen die aus den zirkulierenden Verwitterungslösungen hervorgegangenen Brauneisen-

erze aus Goethit (Nadeleisenerz) $\alpha\text{-FeOOH}$. Die radialstrahlig angeordneten, stängeligen Kriställchen des Goethits bilden Aggregate mit glänzenden, traubig-nierig ausgebildeten Oberflächen nach Art des braunen Glaskopfs. Die Kristallisation des Goethits aus ehemaligen Gelen ist damit angezeigt. Dafür sprechen auch die zahlreichen kolloidalen Beimengungen, die aus dem Gelzustand übernommen wurden.

Durch intensive tropische Verwitterung von relativ Mn-reichen Gesteinen oder von silikatischen oder karbonatischen Mn-Erzen kann es zu erheblichen sekundären Anreicherungen von Mangan kommen. Dabei wird Mn durch H_2CO_3 -haltige Wässer aus den Gesteinen im Untergrund gelöst und durch Zutritt von Sauerstoff in Form von Mn-Oxiden und Mn-Hydroxiden ausgefällt, teilweise unter Mitwirkung von Mikroorganismen. Die weichen Reicherze werden von einer harten Erzkuste überdeckt. Ein weltwirtschaftlich wichtiges Beispiel ist die Lagerstätte Nsuta (Ghana), deren Reicherze bis zu 50 % Mn enthalten können.

22.5.5

Ni-reiche Laterite

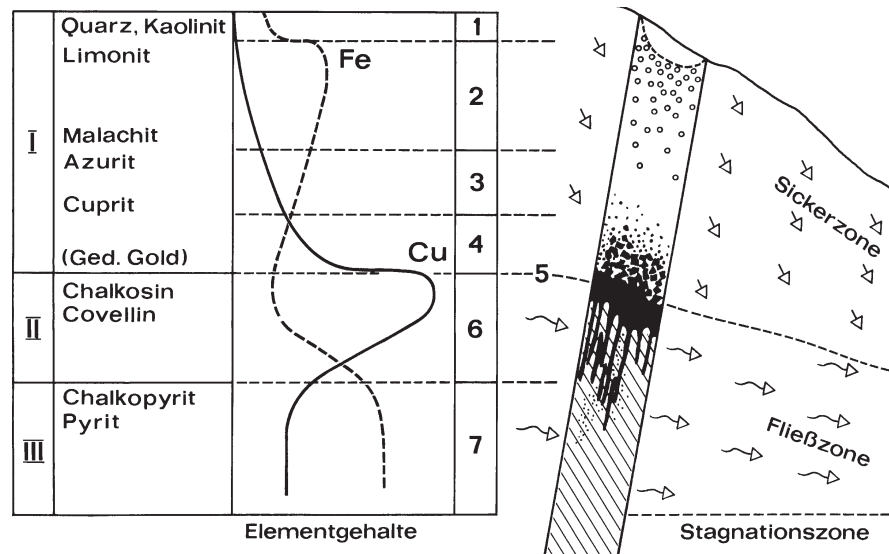
Bei der Verwitterung ultramafischer Gesteine wie Peridotite, Dunite oder Serpentinite im tropisch-wechselfeuchten Klima kann es zur Bildung von residualen Ni-reichen Lateriten kommen. Das Nickel stammt aus dem Olivin, in dessen Struktur Ni^{2+} anstelle von Mg^{2+} eingebaut ist (maximal 0,7 Gew.-% NiO). Unter warm-feuchten Klimabedingungen wird Ni von sauren Lösungen bevorzugt aufgenommen und scheidet sich – zusammen mit SiO_2 – als Nickel-Hydrosilikat in konzentrierter Form aus, wenn die Lösung mit dem Einsickern in die tiefer liegende Verwitterungszone schließlich neutral bis schwach alkalisch reagiert. Daher entwickeln sich die Ni-reichen Laterit-Horizonte meist unter einer Fe-reichen lateritischen Verwitterungsdecke, in der sich auch das Element Co im Mineral *Asbolan* $0,5[(\text{Co},\text{Ni})(\text{OH})_2] \cdot [\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}]$ angereichert hat.

Ni-Träger in diesen Erzen sind durch Ni grünlich gefärbte Schichtsilikate, häufig in Form gebänderter, nierig-traubiger Krusten. Am verbreitetsten ist der smaragd- bis blaugrüne *Népoit* (früher „Garnierit“) $(\text{Ni},\text{Mg})_6[(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, ein Ni-Serpentin; ferner treten auf *Willemsit* (früher „Pimelit“) ein Ni-Talk $(\text{Ni},\text{Mg})_3[(\text{OH})_2/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ sowie Ni-haltige Chlorite und Vermiculite (früher „Schuchardit“).

Die wichtigsten, derzeit im Abbau befindlichen *Nickel-Lagerstätten* dieser Art sind: Nicaro und Moa Bay auf Kuba mit Erzvorräten von insgesamt 150 Mio. t und Durchschnittsgehalten von ca. 2 % Ni + Co, Surigao (Philippinen: ca. 65 Mio. t Erz, ca. 1,9 % Ni + Co), Doniambo (Neukaledonien: ca. 50 Mio. t Erz, ca. 3 % Ni + Co), Greenvale (Queensland, Australien: ca. 45 Mio. t Erz, 2,1 % Ni + Co), Cerro Matoso (Kolumbien: ca. 30 Mio. t Erz, 3 % Ni + Co) und Riddle (Oregon, USA: ca. 20 Mio. t

Abb. 22.3.

Oxidations- und Zementationszone innerhalb eines hydrothermalen Cu-Erzgangs durch die Einwirkung von Sicker- und Grundwasser von der Oberfläche her. Von oben nach unten unterscheidet man: I Oxidationszone, II Zementationszone, III Primärerzzone. Detaillierte Gliederung: 1 Auslaugungszone; 2 Eiserner Hut (Gossan): stark oxidierte Erze mit hohem Fe-Gehalt; 3 Umbildungszone vorwiegend von Cu-Sulfiden; 4 Übergangszone; 5 Grundwasserspiegel; 6 Anreicherung von edleren Metallen (Cu, Ag etc.), Zementation, 7 weitgehend unbeeinflusstes Primärerz. (Umgezeichnet und ergänzt nach Baumann et al. 1979)



Erz, 1,5 % Ni + Co) (Evans 1993). Dieser Lagerstättentyp spielt weltwirtschaftlich gegenüber den sulfidischen Nickelerten vom Typ Sudbury Abschn. 19.3.1, S. 302f) eine immer bedeutendere Rolle. In den Lateriten von Range Well (West-Australien), die ebenfalls aus ultramafischen Gesteinen gebildet wurden, ist Cr auf durchschnittlich 3,6 % mit Vorräten von ca. 30 Mio. t Erz angereichert.

22.5.6

Weitere Residual-Lagerstätten

Verwitterung von primären Erzlagerstätten kann zu beachtlichen Anreicherungen von Au, Ti, Zr, Y, SEE, Nb und Ta in Lateriten oder Bauxiten führen. Die Bauxite von Boddington bei Perth (West-Australien) enthalten Erzreserven von 45 Mio. t mit Durchschnittsgehalten von 1,8 g/t Au. Auch die Au-Lagerstätten der Distrikte Coolgardie (West-Australien) und Cloncurry (Queensland) werden von Au-haltigen Laterit-Horizonten überlagert, in denen Gold-Nuggets mit Gewichten bis zu 600 g gefunden wurden. Über Alkali-Gesteinen des Parana-Beckens (Südamerika) entwickelten sich Laterite mit ca. 20 % TiO_2 in Form von Anatas mit Vorräten von insgesamt 300 Mio. t; in einigen dieser Vorkommen sind Baddeleyit ZrO_2 , Phosphate und Seltenerd-Mineralien konzentriert. Im Verwitterungshorizont des Karbonatits von Mount Weld bei Laverton (Westaustralien) kam es zur Bildung von Lateriterzen mit 9,4 % SEE (Vorräte 7,5 Mio. t), 0,3 % Y_2O_3 (6 Mio. t), 1,9 % Nb_2O_5 (23 Mio. t) und 0,1 % Ta_2O_5 (2 Mio. t).

22.6

22.6

Verwitterung sulfidischer Erzkörper

Es ist schon lange bekannt, dass es bei der Verwitterung sulfidischer Erzkörper, z. B. von Erzgängen oder Porphyry

Copper Ores, zu beachtlichen sekundären Metall-Anreicherungen kommen kann (z. B. Sillitoe 2005). Sulfide werden bei der atmosphärischen Verwitterung leichter gelöst als die Silikate der Gesteine. Wir wollen von einem relativ einfach zusammengesetzten sulfidischen Erzgang ausgehen, dessen primäres Erz nur Pyrit (FeS_2) und Chalkopyrit (CuFeS_2) enthält. Anhand von Abb. 22.3 betrachten wir die ablaufenden Verwitterungsvorgänge, die von der Erdoberfläche aus nach der Tiefe hin in das primäre Erz vordringen. Man unterscheidet drei Zonen:

- I Oxidationszone,
- II Zementationszone,
- III Primärerzzone.

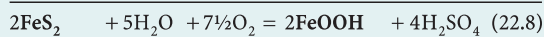
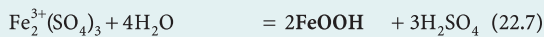
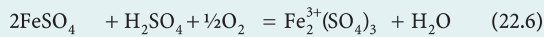
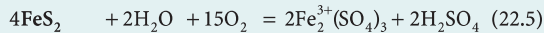
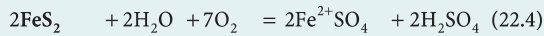
22.6.1

Oxidationszone

Die Oxidationszone liegt oberhalb des Grundwasserspiegels, dessen Höhe jahreszeitlich schwankt. Von der Erdoberfläche her dringen Niederschläge als Sickerwässer ein, die – gegen die Tiefe hin abnehmend – reichlich Sauerstoff und häufig Kohlensäure enthalten. In Gegenwart von Luftsauerstoff werden verschiedene Metallionen niedriger Oxidationsstufe in eine höhere übergeführt. Hierbei werden insbesondere die Erzminerale mit Fe^{2+} -Ionen erfasst, wobei schließlich Limonit (Abschn. 5.5, S. 92) entsteht.

Im oberen Teil der Oxidationszone bewirken große Niederschlagsmengen schließlich eine Auslaugung des Metallgehalts, so z. B. des Eisens, wenn die Lösung sauer ist. Es verbleiben schließlich skelett- bis zellenförmige Auslaugungsreste von Quarz mit charakteristischen Überzügen aus gelb- bis schwarzbraunem Limonit. Nicht selten liegt Malachit als leuchtendgrüner erdiger Anflug vor. Auch Kaolinit bildet sich meist aus den oberflächlichen Verwitterungslösungen.

In etwas *tieferen Bereichen* der Oxidationszone reichern sich bei Erzkörpern mit Pyrit und Chalkopyrit oft beachtliche Mengen von Fe in Form von Limonit (Brauneisenerz) an (Gleichung 22.7 und 22.8). Bei der Oxidation von Pyrit können neben Schwefelsäure relativ kurzlebige Fe^{2+} - oder Fe^{3+} -Sulfate als Zwischenprodukte entstehen (Gleichung 22.4, 22.5, 22.6).



Pyrit
Limonit

Gleichung (22.8) ist der Gesamtumsatz. H_2SO_4 ist in $2\text{H}^+ + \text{SO}_4^{2-}$ dissoziiert.

Der vorwiegend über den Gelzustand abgeschiedene und erst später kristallin gewordene Limonit besitzt deshalb fast stets traubig-nierige Ausbildung und Eigenschaften des braunen Glaskopfs; er besteht überwiegend aus Goethit (Nadeleisenerz) α -FeOOH. Der Ausbiss der Oxidationszone wird von den Bergleuten im deutschsprachigen Raum als *Eiserner Hut*, im Englischen als *Gossan* bezeichnet; er gibt den Prospektoren wichtige Hinweise auf Primärerze. Die Minerale der Oxidationszone treten teilweise in gut ausgebildeten Kristallen auf, teilweise bilden sie dichte, körnige, strahlige oder blättrige Aggregate. Noch häufiger sind sie Bestandteil unansehnlicher, schlackenähnlicher oder erdig-zerreiblicher Massen. Charakteristisch sind Konkretionsformen, die auf ehemalige Gele hinweisen wie eine nierig-traubige oder stalaktitähnliche Ausbildung.

Während Pyrit als Oxidationsprodukt lediglich Brauneisenerz liefert, geht Kupfer zunächst in ein komplexes Verwitterungsgemenge über. Es besteht aus dem sog. *Kupferpecherz*, einem pechschwarz aussehenden, dichten Gemenge aus Cuprit Cu_2O , Limonit und Resten von Chalkopyrit oder aus erdigem, rot gefärbtem *Ziegelerz*. Nicht selten enthält der neu gebildete Cuprit auch etwas gediegen Cu. Kohlen-säurehaltige Verwitterungslösungen oder ein geologischer Verband des Erzes mit Kalkstein führen zur Entstehung und gelegentlichen Anreicherung von Malachit $\text{Cu}_2[(\text{OH})_2/\text{CO}_3]$, zurücktretend auch von Azurit $\text{Cu}_3[\text{OH}/\text{CO}_3]_2$, der allmählich in Malachit übergeht (Abb. 6.12, S. 102). Dieser bildet häufig büschelige Aggregate oder Anflüge, seltener auch Pseudomorphosen nach Azurit, wie in der berühmten Lagerstätte von Tsumeb (Namibia, Abschn. 21.3.2, S. 321f). Begrenzt findet sich in Oxidationszonen von Cu-Lagerstätten auch smaragdgrüner Dioptas $\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Weiterhin treten in Oxidationszonen je nach Primärerz folgende wichtige Minerale auf:

- *Ag-haltige Erze*: ged. Silber, örtlich Chlorargyrit AgCl ;

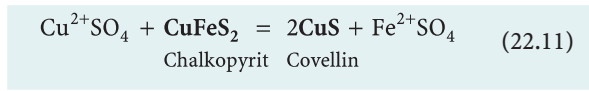
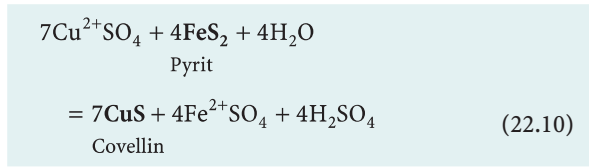
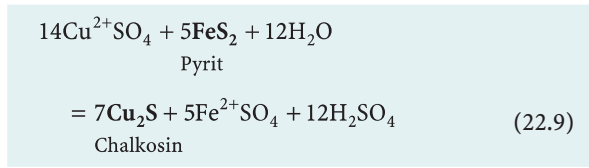
- *Au-haltige Erze*: sog. Senfgold, als hellgelbe, erdig aussehende Abscheidung, winzige Goldflitterchen in mulmigem Limonit oder skelettförmigem Quarz;
- Cerussit $\text{Pb}[\text{CO}_3]$ (Abb. 6.9, S. 100), Anglesit $\text{Pb}[\text{SO}_4]$, Krokotit $\text{Pb}[\text{CrO}_4]$ (Abb. 7.8, S. 112), Wulfenit $\text{Pb}[\text{MoO}_4]$, Pyromorphit $\text{Pb}_5[\text{Cl}/(\text{PO}_4)_3]$, Mimetit $\text{Pb}_5[\text{Cl}/(\text{AsO}_4)_3]$, Vanadinit $\text{Pb}_5[\text{Cl}/(\text{VO}_4)_3]$ (Abb. 8.4, S. 118);
- *Zn-Erze*: Smithsonit $\text{Zn}[\text{CO}_3]$, Hemimorphit $\text{Zn}_4[(\text{OH})_2/\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$; Galmei ist Sammelname für unreine Gemenge überwiegend aus Smithsonit und Hemimorphit;
- *Hg-Erze*: ged. Quecksilber;
- *U-Erze*: die umfangreiche Gruppe der sog. Uranglimmer; das sind U-Phosphate, U-Arsenate, U-Silikate, U-Hydroxide oder Uranate mit Ca, Ba, Cu, Mg, Fe^{2+} oder anderen Kationen; alle besitzen grelle Farben, so gelb, orange, rot oder grün;
- *Mn-Erze*: Pyrolusit β - MnO_2 , in ähnlicher Ausbildung wie Limonit und oft innig verwachsen mit diesem, ferner Romanèchit, Todorokit, Kryptomelan (s. Abschn. 5.4, S. 90), amorphe Manganoxide („Manganogel“) sowie Lithiophorit $(\text{Al},\text{Li})(\text{Mn}^{4+},\text{Mn}^{3+})\text{O}_2(\text{OH})_2$.

Häufige kleine *Goldgehalte* im Pyrit können bei seiner Oxidation von Eisen(III)-Sulfat-Lösungen aufgenommen werden, wie auch aus Experimenten hervorgeht. Diese Lösungen kommen in *tieferen Teilen* der Oxidationszone vor, wobei der *reduzierende* Einfluss immer stärker wird, z. B. durch den anwesenden Pyrit des Primärerzes. Dabei wird Eisen(III)-Sulfat-Lösung unbeständig und geht in Eisen(II)-Sulfat-Lösung über, die Au nur sehr beschränkt aufnehmen kann, so dass es noch innerhalb der unteren Oxidationszone nahe des Grundwasserspiegels zur *Ausscheidung von ged. Gold* auf engerem Raum kommt. So weist die unterste, 1–2 m mächtige Schicht der Oxidationszone in der bedeutenden VMS-Kupferlagerstätte von Rio Tinto, Spanien (Abschn. 21.5.2, S. 333) Au-Gehalte von 15–30 g/t auf gegenüber nur 0,2–0,4 g/t im Primärerz. Bei größeren Au-Gehalten der Primärlagerstätte können in der tieferen Oxidationszone Au-Konzentrationen spektakuläre Ausmaße erreichen.

22.6.2 Zementationszone

Innerhalb der Zementationszone (II), im Wesentlichen im Bereich des oszillierenden Grundwasserspiegels, beeinflussen sich die als Sulfate in Lösung gegangenen Metalle gegenseitig, und zwar entsprechend ihrer jeweiligen Stellung innerhalb der *elektrochemischen Spannungsreihe* der Metalle. Dabei scheidet sich das Sulfid des jeweils edleren Metalls, im vorliegenden Fall dasjenige des Kupfers als Kupfersulfid, bevorzugt ab, und das Eisen geht als $\text{Fe}^{2+}\text{SO}_4$ in Lösung. Anstelle von Chalkopyrit im Primärerz bilden sich neue Kupferminerale mit höheren Cu-Gehalten, so *Tief-Chalkosin* α - Cu_2S , Djurleit $\text{Cu}_{1,96}\text{S}$, Tief-Digenit $\text{Cu}_{1,8}\text{S}$, Anilit $\text{Cu}_{1,75}\text{S}$, *Covellin* CuS oder *Bornit* Cu_5FeS_4 .

Die möglichen Vorgänge veranschaulichen die folgenden chemischen Reaktionsgleichungen:



Die *Silbergehalte* einer Lagerstätte werden in einem derartigen Verwitterungsprofil meist noch etwas oberhalb der Zone ausgeschieden, in der sekundäre Kupfererze zementativ angereichert sind. Das in der Oxidationszone als Sulfat in Lösung gegangene Silber wird unter reduzierenden Bedingungen vorwiegend als Akanthit $\alpha\text{-Ag}_2\text{S}$ und nur teilweise als ged. Silber ausgefällt. Ag-reiche Zementationszonen haben in der ersten Periode des örtlichen Bergbaus vorübergehend zu großer wirtschaftlicher Blüte geführt, bis unterhalb des Grundwasserspiegels die viel ärmeren Primärerze angefahren wurden. Als Beispiel für diese *sekundären Teufenunterschiede* sei aus dem europäischen Raum das sächsische Erzgebirge genannt. Die reichsten und mächtigsten Oxidations- und Zementationszonen treten in ariden und tropisch-ariden

Klimazonen auf, da dort die Lage des Grundwasserspiegels stärker schwankt.

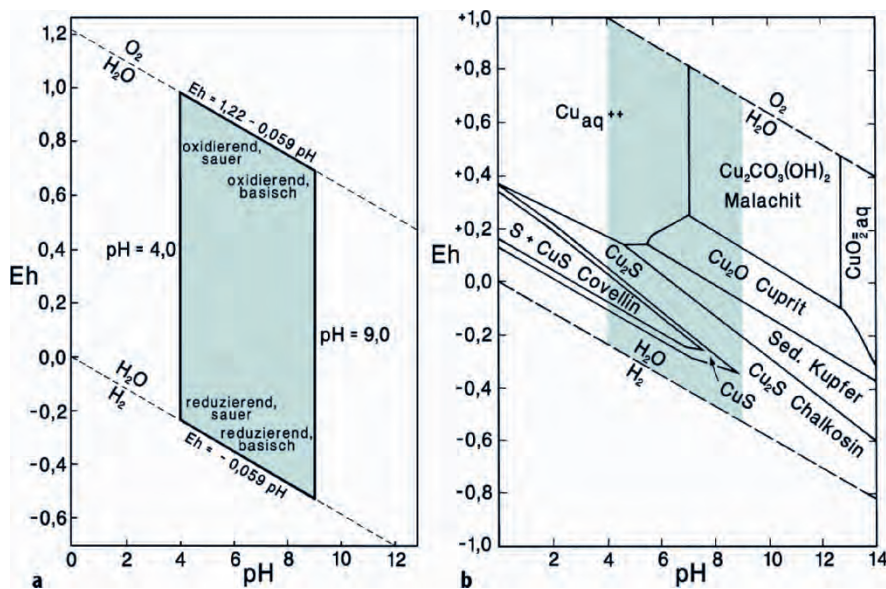
In sulfidischen Erzkörpern, die lediglich weniger edle Metalle wie Pb, Zn, Fe, Co, Ni enthalten, ist keine ausgeprägte Zementationszone entwickelt. Der Übergang zwischen der Oxidationszone und den unverwitterten Sulfiden der Primärerzzone ist eher verschwommen. Im Unterschied zu den Cu-Ag- oder Au-Lagerstätten kann man bei ihnen kaum mit sekundären Teufenunterschieden rechnen.

22.6.3 Stabilitätsbeziehungen wichtiger Kupferminerale bei der Verwitterung

Das Stabilitätsdiagramm im Modellsystem $\text{Cu-S-O}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$, das wesentlich aus theoretischen Daten gewonnen wurde, zeigt die Stabilitätsfelder von Malachit, Cuprit, ged. Kupfer, Chalkosin und Covellin in wässriger Lösung in Abhängigkeit vom Redoxpotential (Eh) und dem pH-Wert bei einer konstanten Temperatur von 25 °C und einem konstanten Totaldruck von 1 bar (Abb. 22.4).

Zur Kennzeichnung von Lösungen wird neben dem pH-Wert häufig auch das *Redoxpotential* Eh angegeben. Es bezeichnet die Stärke der Lösung im Hinblick auf seine Oxidations- oder Reduktionseigenschaften im Vergleich zu einer Bezugselektrode, der *normalen Wasserstoff-Elektrode*. Das Redoxpotential wird in Volt angegeben (Nullpunkt $\pm 0,0$ V). Es ist ein Maß für die Menge an Elektronen, die in einer Lösung zur Reduktion zur Verfügung stehen. Die Redoxpotentiale sind von der Konzentration und der Temperatur der betreffenden Lösungen abhängig. Die in der Natur ermittelten Eh-Werte liegen meist zwischen +0,6 und -0,5 V.

Abb. 22.4. a Feld der Eh-pH-Bedingungen, die gewöhnlich im oberflächennahen Milieu realisiert sind (Nach Krauskopf 1979); b Stabilität einiger wichtiger Kupferminerale im Modellsystem $\text{Cu-H}_2\text{O-O}_2\text{-S-CO}_2$ bei 25 °C und 1 bar Gesamtdruck im Eh-pH-Diagramm. (Nach Anderson, in Garrels u. Christ 1965)



Das Diagramm (Abb. 22.4) stellt die große Bedeutung des Eh-pH-Verhältnisses in Verwitterungslösungen heraus, speziell für das ausführlicher besprochene Verwitterungsprofil eines einfach zusammengesetzten Kupfererzes. Dabei wird manche aus dem Naturbefund gezogene Folgerung bestätigt.

Malachit und Cuprit als typische Neubildungen in der Oxidationszone erfordern für ihre (stabile) Bildung ein relativ hohes Eh in alkalischer bis neutraler Verwitterungslösung. Chalkosin und Covellin als typische Neubildungen der Zementationszone entstehen dagegen unter reduzierenden Bedingungen bei relativ niedrigen Eh-Werten. Für die Bildung von Chalkosin spielt der pH offensichtlich keine entscheidende Rolle, während das Existenzfeld von Covellin hauptsächlich im sauren Milieu liegt.

Weiterführende Literatur

- Brantley SL, Goldhaber MB, Ragnarsdottir KV (2007) Crossing disciplines and scales to understand the Critical Zone. *Elements* 3:307–314
- Engelhardt W von (1973) Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. Schweizerbart, Stuttgart
- Freyssinet P, Butt CRM, Morris RC, Piantone P (2005) Ore-forming process related to lateritic weathering. *Econ Geol 100th Anniversary Vol*, p 681–722
- Füchtbauer H (1988) Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart

- Garrels RM, Christ CL (1965) *Solutions, minerals and equilibria*. Harper & Row, New York
- Jasmund K, Lagaly G (Hrsg) (1993) *Tonminerale und Tone – Struktur, Eigenschaften, Anwendung und Einsatz in Industrie und Umwelt*. Steinkopff, Darmstadt
- Krauskopf KB (1979) *Introduction to geochemistry*, 2nd edn. McGraw-Hill, New York
- Maynard JB (1983) *Geochemistry of sedimentary ore deposits*. Springer, New York Heidelberg Berlin
- Scheffer F, Schachtschabel P (2009) *Lehrbuch der Bodenkunde*, 16. Aufl. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg Berlin
- Sillitoe RH (2005) Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits. *Econ Geol 100th Anniversary Vol*, p 723–768
- Valeton I (1972) *Bauxites*. Elsevier, Amsterdam New York
- Valeton I (1983) Paleoenvironment of lateritic bauxites with vertical and lateral differentiation. *Geol Soc London Spec Publ* 11:77–90
- Velde B (1985) *Clay minerals – A physico-chemical explanation of their occurrence*. Elsevier, Amsterdam

Zitierte Literatur

- Baumann L, Nikolsky IL, Wolf M (1979) *Einführung in die Geologie und Erkundung von Lagerstätten*. Verlag Glückauf, Essen
- Correns CW (1968) *Einführung in die Mineralogie*, 2. Aufl. Springer, Berlin Heidelberg New York (Nachdruck 1981)
- Evans AM (1993) *Ore geology and industrial minerals*, 3rd edn. Blackwell Science, Oxford
- Press F, Siever R (1995) *Allgemeine Geologie – Eine Einführung*. Spektrum, Heidelberg Berlin Oxford

Sedimente und Sedimentgesteine

23.1 Grundlagen

Die sedimentäre Abfolge umfasst die folgenden Prozesse, die sich in einem zeitlichen Ablauf aneinander reihen:

23.2 Klastische Sedimente und Sedimentgesteine

Verwitterung → Transport → Ablagerung bzw. Ausscheidung → Diagenese.

23.3 Chemische und biochemische Karbonatsedimente und -sedimentgesteine

Sedimente sind also Produkte der mechanischen und chemischen Verwitterung, die nach Transport abgelagert wurden (Correns 1968). Der Transport erfolgt bereits durch die Schwerkraft (Bergstürze) sowie durch die Transportmittel Wasser, Wind und Eis. Die Ablagerung erfolgt durch die Schwerkraft. Die transportierten Stoffe können sich mechanisch absetzen, als Kolloide ausflocken, aus chemischen Lösungen ausgefällt werden oder auf dem Umweg über Organismen zur Ausscheidung gelangen.

23.4 Eisen- und Mangan-reiche Sedimente und Sedimentgesteine

Nach dieser Definition gehören Pyroklastite oder eine Schnee- bzw. Eisdecke *nicht* zu den Sedimenten, weil sie zwar durch Schwerkraft sedimentiert, jedoch keine Produkte der Verwitterung darstellen. Auch Böden werden hier nicht als Sediment bezeichnet, weil ihre Bestandteile im Wesentlichen an Ort und Stelle geblieben sind und nicht transportiert wurden. Hingegen zählen die Salzlagerstätten zu den Sedimenten; denn sie sind in Lösung gegangene Produkte der chemischen Verwitterung, die anschließend einen Transportweg zurückgelegt haben.

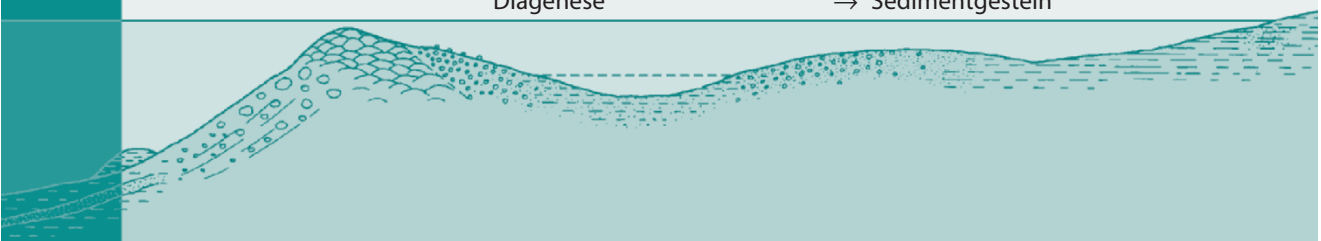
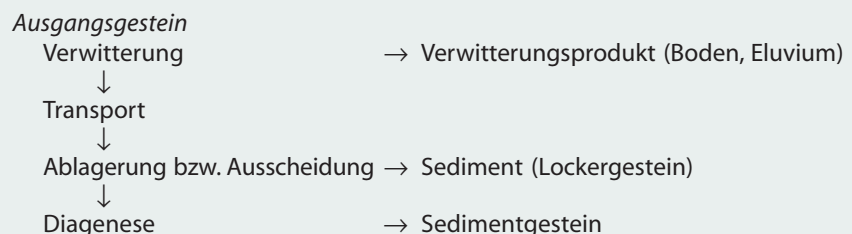
23.5 Kieselige Sedimente und Sedimentgesteine

Die Bildung der Sedimente und Sedimentgesteine vollzieht sich also in folgenden Schritten:

23.6 Sedimentäre Phosphatgesteine

1. mechanische und/oder chemische Verwitterung,
2. Transport durch Schwerkraft, Wasser, Wind und Eis,
3. Ablagerung oder Ausscheidung und ggf.
4. Verfestigung (Diagenese):

23.7 Evaporite (Salzgesteine)



23.1

23.1
Grundlagen

23.1.1

Einteilung der Sedimente und Sedimentgesteine

Man unterscheidet zwischen klastischen Sedimenten bzw. Sedimentgesteinen, die durch mechanische Anhäufung von Fragmenten und Einzelkörnern entstanden sind, und chemischen (sowie biochemischen) Sedimenten bzw. Sedimentgesteinen, die als Kolloide ausgeflockt, aus anorganischen oder organischen Lösungen ausgefällt oder auf dem Umweg über Organismen ausgeschieden wurden. Dabei enthalten klastische Sedimente meist auch chemisch gefällte Substanzen und die chemischen Sedimente etwas klastisches Material (Mineral- und Gesteins-Detritus).

Klastische Sedimente. Die klastischen Sedimente (griech. κλάσσειν = zerbrechen; vgl. Tabelle 23.1) bzw. Sedimentgesteine werden nach ihrer Korngröße gegliedert in:

- Psephite (grch. πσέφος = Brocken)
mittlere Korndurchmesser > 2 mm
- Psammite (grch. πσάμμος = Sand)
mittlerer Korndurchmesser 2–0,02 mm
- Pelite (grch. πέλος = Schlamm)
mittlerer Korndurchmesser < 0,02 mm

In Abb. 23.1 ist die im deutschen Sprachraum übliche weitere Untergliederung und Benennung nach DIN 4022 für den technischen Gebrauch eingetragen. International verbreitet ist die Skala nach Wentworth (1922), die

auf der Maschenweite von standardisierten Siebsätzen basiert. Im Einzelnen informieren hierüber die Bücher der Sedimentpetrographie (z. B. Tucker 1985; Pettijohn et al. 1987; Füchtbauer 1988).

Chemische Sedimente. Die chemischen Sedimente werden vorwiegend nach ihrem Chemismus bzw. Stoffbestand unterteilt. Hier bestehen teilweise Überschneidungen mit *biochemischen* und *organogenen* Sedimenten, so bei den Kalksteinen, Dolomitgesteinen, Phosphatgesteinen und Kieselschiefern, etwas weniger bei sedimentären Eisen-erzen und sedimentären Kieslagern. Reine Ausscheidungssedimente stellen die Evaporite (z. T. Salzgesteine) dar. Bei den Kohlegesteinen und Ölschiefern bestehen Beziehungen zu den klastischen Sedimenten.

23.1.2

Gefüge der Sedimente und Sedimentgesteine

Das am meisten hervortretende Gefügemerkmal der Sedimente und Sedimentgesteine ist die *Schichtung*, eine vertikale Gliederung im Sediment, die durch Materialwechsel verursacht wird. Die Schichtung ist das Ergebnis von Schwankungen in der Materialzufuhr, die z. B. jahreszeitlich bedingt sein können, wie das beim glazialen Bänderton der Fall ist. Bei den chemischen Sedimenten kommen Bänderungen durch rhythmische Ausfällung zustande. Ungeschichtet sind allerdings organische Riffkalke, glaziale Schotter, häufig auch Breccien oder Konglomerate, mitunter massige Sandsteine.

Bei Psammiten kann es sowohl durch Wasser- als auch durch Windeinwirkung zu einer welligen Ausbildung der Sedimentoberfläche kommen. Strömungsrippeln sind ein-

Abb. 23.1.

Korngrößeneinteilungen und Benennung von klastischen Sedimenten

Korn-Ø	Einteilung		Bezeichnung	Einteilung nach DIN 4022	Korn-Ø, mm
0,2 µ 2 µ 0,02 mm	peli- tisch	Kolloid-	Pelite	Ton	0,002
		Fein-Ton			
		Grob-			
0,2 mm 2 mm	psammi- tisch	Fein-	Psammite	Schluff (Silt)	0,0063
		Sand			
		Grob-			
2 cm 20 cm	psephi- tisch	Fein-	Psephite	Kies	6,3
		Kies			
		Grob-			
		Blöcke		Steine	20

seitig, Oszillationsrippeln durch das Vor und Zurück der Wellenbewegung symmetrisch angelegt. Bei wechselnder Strömungsrichtung in verzweigten Fluss-Systemen (braided river systems) oder Flussdeltas oder wechselnder Windrichtung bei Dünen zeigen Sande bzw. Sandsteine Schrägschichtung (engl. cross bedding, entsprechend dem im Deutschen nicht mehr verwendeten Begriff Kreuzschichtung). Gradierete Schichtung (graded bedding) kommt durch einen kontinuierlichen Korngrößenwechsel von grob nach fein zustande, z. B. in Trübestrom-Ablagerungen (Turbiditen).

23.2 Klastische Sedimente und Sedimentgesteine

Klastische Sedimente und Sedimentgesteine setzen sich aus unterschiedlichen *Verwitterungsprodukten* zusammen, aus

1. Verwitterungsresten,
2. Verwitterungsneubildungen,
3. Ionen oder Ionenkomplexen, die sich in Lösung befinden; zudem aus Kolloiden, suspendiert in Lösung.

Zu den *Verwitterungsresten* zählt in erster Linie Quarz, weil er in den verschiedenen Ausgangsgesteinen weit verbreitet und zudem mechanisch und chemisch schwer angreifbar ist. Stammen die Verwitterungsreste aus ariden Klimaten mit geringer chemischer Verwitterung, so bleiben auch andere gesteinsbildende Minerale wie Feldspäte und Glimmer als Verwitterungsreste erhalten. Ebenso enthalten Sedimente häufig widerstandsfähige Gesteinsfragmente als Verwitterungsreste.

Zu den *Verwitterungsneubildungen* gehören in erster Linie Tonminerale, die entweder unmittelbar aus Verwitterungslösungen kristallisieren wie Kaolinit, Halloysit oder Montmorillonit oder durch Umbildung aus Glimmern des Ausgangsgesteins entstehen wie z. B. die Illite. Psephite und Psammite wie Konglomerate und Sandsteine bestehen ganz vorwiegend aus Verwitterungsresten; bei den Peliten hingegen können Verwitterungsneubildungen stärker beteiligt sein oder vorherrschen.

Klastische Sedimente die fast ausschließlich aus Quarz und anderen Silikat-Mineralen bestehen, werden als *siliciklastisch* bezeichnet. Daneben enthalten auch Karbonatgesteine klastische Komponenten oder bestehen vollständig aus diesen; das gilt insbesondere für Kalkturbidite (Abschn. 23.3.3).

23.2.1 Transport und Ablagerung des klastischen Materials

Das wichtigste Transportmittel des subaerischen Verwitterungsmaterials ist das Wasser der Flüsse. Nachdem das Verwitterungsmaterial durch Niederschläge flächenhaft abge-

tragen ist, wird es den Flüssen zugeführt und in die Sammelbecken der kontinentalen Senken und der Meere transportiert. Für den Transportweg spielt die Korngröße der klastischen Bestandteile die wesentliche Rolle. Die im Flusswasser suspendierten Feinanteile erreichen fast immer das offene Meer, während die größeren klastischen Bestandteile meist unterwegs längs der Flussläufe oder in Senken noch innerhalb des kontinentalen Bereichs abgelagert werden.

Die Transportvorgänge sind zudem mit mechanischen und chemischen Sortierungs- und Konzentrationserscheinungen verbunden, die Zusammensetzung und relative Häufigkeit der Sedimente bedingen. Aus der Bodenfracht der Flüsse entstehen bevorzugt grobklastische Sedimente, so Psephite und Psammite, aus den feinen Suspensionen Pelite und aus den im Wasser gelösten Ionen oder Ionenkomplexen die chemischen Sedimente.

Während seines Transportwegs ist das Verwitterungsmaterial mechanischen und chemischen Angriffen ausgesetzt. Die mechanischen Veränderungen betreffen in erster Linie das am Boden bewegte gröbere Material (Fluss-Schotter), das in Abhängigkeit von der Länge des Transportwegs – im ersten Teil stärker, im letzten Teil schwächer – unter Verringerung seiner Korngröße immer mehr gerundet wird. Härtere Gesteinsfragmente benötigen für den Endwert der Rundung natürlich einen längeren Transportweg. Minerale von geringerer Härte und guter Spaltbarkeit werden leichter zerrieben und treten deshalb im Sediment vorwiegend in kleineren Kornfraktionen auf. In den marinen oder terrestrischen Sammelbecken schließen sich weitere Transportvorgänge an, ehe es zur endgültigen Ablagerung kommt.

23.2.2 Chemische Veränderungen während des Transports

Chemische Veränderungen erfährt das von den Flüssen transportierte und ins Meer getragene Material insbesondere durch Berührung mit dem Meerwasser, bevor es nach seiner Ablagerung von jüngerem Material bedeckt wird. Die chemischen Veränderungen sind den Verwitterungsvorgängen im Boden analog, wenn es auch teilweise zu besonderen Mineralneubildungen kommt. So entstehen z. B. die grünen Körner von Glaukonit als Produkte der submarinen Verwitterung in den Schelfbereichen der Meere. Das Mineral Glaukonit ist ein dioktaedrisches Schichtsilikat der Zusammensetzung $\sim (K,Na)(Fe^{3+},Mg,Fe^{2+})[(OH)_2/(Si,Al)_4O_{10}]$. Mit dem Begriff subaquatische Verwitterung hat Paul Niggli (1952) alle chemischen Prozesse zusammengefasst, die während des Transports und der Ablagerung unter Wasser ablaufen.

Die Ausscheidung der gelösten Stoffe erfolgt in einem komplexen chemischen System, nicht zuletzt durch die Beteiligung von biologischen Prozessen. Von besonderer Art sind die Konzentrationsvorgänge, die zu sedimentären Eisen- und Manganerz-Lagerstätten, sedimentäre Sulfiderzlagerstätten oder sedimentären Phosphat-Lagerstätten führen.

23.2.3 Korngrößenverteilung bei klastischen Sedimenten und ihre Darstellung

Die Transport- und Ablagerungsvorgänge führen bei klastischen Sedimenten und Sedimentgesteinen zu charakteristischen Korngrößenverteilungen. Je nach Korngröße erfolgt ihre Bestimmung durch direktes makroskopisches Ausmessen, durch Sieben, durch Schlämmen, durch Ausmessen unter dem Binokularmikroskop oder dem Rasterelektronenmikroskop oder durch Pipettieren. Die unterschiedlichen Korngrößenklassen stellt man in einfachen Histogrammen oder in Häufigkeitskurven (*Kornverteilungskurven*) dar, wobei als Abszisse die Korngrößenklassen im logarithmischen Maßstab, als Ordinate ihre jeweilige Häufigkeit aufgetragen wird (Abb. 23.2). Anschaulich sind auch *Kornsummenkurven*, bei denen – beginnend mit der feinsten Korngrößenklasse – der Mengenanteil jeder folgenden größeren Klasse zur jeweiligen Summe aller kleineren Klassen hinzugezählt wird (Abb. 23.2; vgl. Müller 1964).

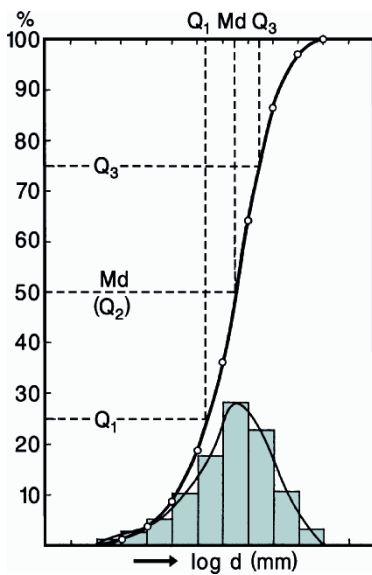
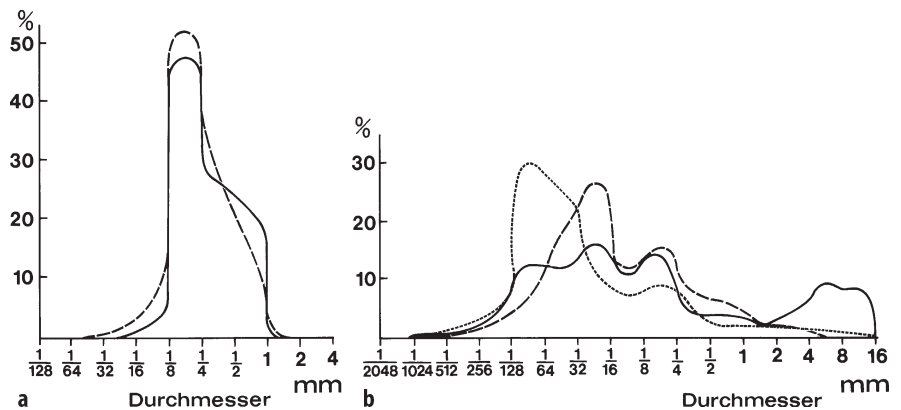


Abb. 23.2. Darstellung der Korngrößenverteilung eines klastischen Sediments als Histogramm, Häufigkeitskurve (*dünne Linie*) und Kornsummenkurve (*fette Linie*). (Nach Müller 1964)

Abb. 23.3. **a** Korngrößenverteilung eines Flussandes (—) und eines Dünenandes (----). **b** Korngrößenverteilung unterschiedlicher Geschiebemergel. (Aus Correns 1939)



Die Kornsummenkurve stellt das Integral der Häufigkeitskurve dar; jeder Wendepunkt entspricht einem Maximum der Häufigkeitskurve. Als *Quartilmaße* bezeichnet man die Punkte auf der Kornsummenkurve, auf der jeweils 25, 50 und 75 % des Kornhaufwerks kleiner sind als die durch diese Punkte gekennzeichnete Korngröße; sie werden als Q_1 , $Q_2 = Md$ (Median) und Q_3 bezeichnet (Müller 1964).

Die genannten Kurven vermitteln ein anschauliches Bild der Korngrößenverteilung und lassen bereits erste Schlüsse auf die Transport- und Ablagerungsbedingungen zu. So lassen die Häufigkeitskurven von Fluss- und Dünenanden eine gute Kornklassierung erkennen, während diese bei Geschiebemergeln, die vom Eis der Inlandgletscher transportiert und abgelagert wurden, sehr viel schlechter ist (Abb. 23.3a, b).

Neben der Korngrößenverteilung ist der Rundungsgrad der klastischen Körner, etwa derjenigen des Quarzes, von großer Bedeutung. Hier muss auf die einschlägigen Lehrbücher der Sedimentpetrographie verwiesen werden.

23.2.4 Diagenese der klastischen Sedimentgesteine

Unter *Diagenese* werden nach Füchtbauer (1988) alle Veränderungen verstanden, die in einem subaquatisch abgelagerten Sediment nahe der Erdoberfläche bei niedrigen Drücken und Temperaturen vor sich gehen.

Die Diagenese beginnt ohne scharfe Grenzen bereits während der Ablagerung und geht ebenso ohne scharfe Grenze mit steigenden Temperaturen und Drücken in die Metamorphose (Kap. 24) über. In den verschiedenen Sedimentgruppen verlaufen die Diageneseprozesse unterschiedlich, so dass sich die einzelnen Diagenesestadien kaum parallelisieren lassen.

Alle wichtigen Prozesse der Diagenese gehen vom Porenraum des betreffenden Sediments aus. Dabei sind sowohl die festen Mineral- und Gesteinspartikel (Detritus) als auch die enthaltenen Flüssigkeiten (Porenlösungen) und Gase beteiligt, die im Porenraum enthalten sind. Mit der Versenkung des Sedimentpakets verringert sich der Porenraum unter dem Gewicht der Auflast durch jüngere Sediment-

bedeckung. Dabei wandert ein Teil der Porenlösung nach oben, und es erfolgt Verfestigung durch Kompaktion. Die Körner des Sediments bekommen einen engeren Kontakt miteinander, ihre Packung wird dichter.

Neben den mechanischen Vorgängen, insbesondere der Kompaktion, finden chemische Reaktionen zwischen den Porenlösungen und den Mineralfragmenten statt, wobei es zu Auflösungserscheinungen, Mineralneubildungen und Verdrängungsreaktionen kommt. Im absinkenden Schichtenverband findet ein Stoffaustausch zwischen den Tonmineralen und der Porenlösung statt. Unter erhöhtem Belastungsdruck spielt Drucklösung eine wichtige Rolle (Abb. 24.25, S. 412). Diese wird durch die Anwesenheit eines Porenraums begünstigt, in dem die Porenlösung zirkulieren kann. An Kornkontaktflächen, die senkrecht oder unter einem großen Winkel zur Richtung des Belastungsdrucks liegen, ist die Löslichkeit höher als im Druckschatten; deshalb werden hier Mineralkörner selektiv aufgelöst. Das gelöste Material wird im benachbarten Porenraum wieder ausgeschieden, so dass es dort zum Kornwachstum kommt. In einem späteren Stadium der Diagenese vermindert sich mit der Abnahme der Porosität die Durchlässigkeit des tonigen Sedimentgesteins zusehends. Schließlich verschwindet der Porenraum in größerer Versenkungstiefe und die für die Diagenese charakteristischen Umsetzungen hören auf. Es bahnt sich ein Übergang zu metamorphen Reaktionen an, die sich vorwiegend an die Korngrenzen anlehnen. Mit beginnender Gesteinsmetamorphose ist der Porenraum geschlossen (von Engelhardt 1973). Trotzdem kann auch dann noch Drucklösung stattfinden, vorausgesetzt es existiert ein dünner Fluid-Film auf den Korngrenzen (s. auch Abschn. 24.4.3, S. 412).

Sandsteine. In Sandsteinen beobachtet man z. B. häufig Säume von klarem, neugebildetem Quarz um die klastischen Quarzkörner. Diese Anwachssäume sind nicht selten von Kristallflächen begrenzt. Bei Übersättigung der Porenlösung entsteht feinkristalliner Quarz, der die Poren füllt. Alkalifeldspäte (Albit oder Kalifeldspat mit Adulartracht) kommen in zahlreichen Sandsteinen als authigene *Neubildungen* durch Diagenese vor, oft sind sie als Umwachsungssaum um detritischen Feldspat entwickelt. Auch Karbonate (Calcit, Dolomit) werden als Porenfüllung zwischen den Quarzkörnern im Sandstein angetroffen. Voraussetzung hierfür sind in vielen Fällen ehemalige Reste von Organismen, die dem Sand beigemischt waren. Nach deren Auflösung entsteht durch Ausfällung ein feinkristallines karbonatisches Bindemittel anstelle des freien Porenraums.

Tonminerale. Auch Tonminerale, besonders Kaolinit, sind als diagenetische Neubildung im Sandstein häufig. Diese bilden sich unmittelbar durch Auskristallisation aus kalium- und aluminiumhaltiger Porenlösung oder stellen Umwandlungsprodukte von detritischem Feldspat dar, z. T.

in Form von Umwandlungs-Pseudomorphosen. In vielen Sandsteinen bilden sich tri- oder dioktaedrische Chlorite diagenetisch, in tieferversenkten Sedimentfolgen auch unterschiedliche Zeolithe. Bei entsprechender chemischer Beschaffenheit der Porenlösung scheiden sich bei diagenetischen Vorgängen Anhydrit, Baryt oder Sulfide zwischen den detritischen Körnern aus. Auch akzessorische Schwermineralkörner (S. 357), die sie sich gegenüber Verwitterungseinflüssen meist resistent verhalten, werden nicht selten durch die Porenlösung angegriffen.

Pelite. Bei den Peliten spielt Verdichtung (Kompaktion) durch den Belastungsdruck eine größere Rolle als bei den Psammiten. Aus geometrischen Gründen können die blättrigen Tonminerale eine stärkere Kompression erfahren als die gerundeten Sandkörner. Zudem ist der ursprüngliche Porenraum bei Tonen viel größer. Die Prozesse der chemischen Diagenese von Tonen laufen nach von Engelhardt (1973) in erster Linie zwischen den anwesenden Tonmineralen ab. Einige Tonmineralarten werden aufgezehrt, andere entstehen durch Um- oder Neubildung an ihrer Stelle. Kaolinit, Montmorillonit und weitere Tonminerale mit quellfähigen Schichten treten mit dem Einsetzen diagenetischer Prozesse gegenüber Illit und Chlorit immer mehr zurück. Die Umkristallisation schlecht geordneter detritischer Illite führt zu einer Zunahme der Illit-Kristallinität.

Durch alle diese Vorgänge werden lockere Sedimente zu festen Sedimentgesteinen (Tabelle 23.1).

Als Ergebnis der Diagenese enthalten pelitische (und karbonatische s. unten) Sedimentgesteine häufig *Konkretionen*. Das sind knollige bis abgeplattet-linsenförmige, oft auch etwas unregelmäßig geformte Körper, die als Kern nicht selten einen Fossilrest umschließen. Konkretionen bilden sich bevorzugt bei starken stofflichen Unterschieden im pelitischen Sediment und sind deshalb in bestimmten Horizonten innerhalb eines pelitischen Schichtenverbands gehäuft. Das konzentrische Wachstum der Konkretion entzieht der Umgebung Substanz. Konkretionen in Peliten bestehen vorwiegend aus Calcit, Dolomit, Siderit (Bestandteil des Toneisensteins), Apatit (im Phosphorit), Gips (als Kristallaggregat mit gut ausgebildeten Kristallen), Pyrit oder Markasit.

Tabelle 23.1. Klastische Sedimente und Sedimentgesteine

	Locker	Diagenese	Verfestigt
<i>Psephite</i>	Schutt Schotter (Kies)	→	Breccie Konglomerat
<i>Psammite</i>	Sand	→	Sandstein
<i>Pelite</i>	Staub (trocken) Schlamm (wassererfüllt)	Silt Ton	→ → Siltstein Tonstein

23.2.5

Einteilung der Psephite und Psammite

Einteilung der Psephite

Zur Einteilung der Psephite wird der Rundungsgrad herangezogen. Ein lockeres Sediment, das zu >50 % aus eckigen Mineral- oder Gesteinsbruchstücken mit mittlerem Korndurchmesser >2 mm besteht, wird als Schutt, verfestigt als Breccie bezeichnet. Ein entsprechendes Sediment mit gerundeten Mineral- und/oder Gesteinsbruchstücken (sog. Geröll) heißt Schotter (Kies), in verfestigter Form Konglomerat (Abb. 23.6, S. 359). Die Grenzen zwischen Konglomeraten und Breccien sind nicht scharf, da Übergänge im Rundungsgrad der Grobkomponenten bestehen. Man unterscheidet weiterhin monomikte von polymikten Psephiten, je nachdem, ob das Gestein aus einer oder mehreren Mineral- oder Gesteinsarten zusammengesetzt ist. So wird z. B. ein Konglomerat nach der in ihm vorherrschenden Mineral- oder Gesteinsart als Quarz- oder Granitkonglomerat bezeichnet. Nagelfluh ist ein bekanntes polymiktes Konglomerat der Molasse des Alpenvorlands, insbesondere in der Schweiz. Aus der Art der Komponenten in einem Psephit kann man häufig auf das Einzugsgebiet schließen und daraus mitunter paläogeographische Schlüsse ziehen. Der Rundungsgrad der Gerölle gibt Hinweise auf die Entfernung des Liefergebiets.

Einteilung der Psammite

Die Gliederung der Psammite mit mittleren Korngrößen zwischen 2 und 0,02 mm wird bei Sanden nach der Kornart (Kornzusammensetzung) und bei Sandsteinen nach der Kornart und dem Bindemittel vorgenommen. Die Größe der einzelnen Sandkörner kann gelegentlich 2 mm übersteigen, denn es lassen sich keine scharfen Grenzen zwischen den Psammiten und den Psephiten ziehen. Psammite bestehen meist aus umlagerten Verwitterungsresten. Quarz ist das weitaus verbreitetste Mineral der

Psammite. Viele Sande bestehen fast nur aus Quarz; daneben sind beachtliche Mengen von Feldspat und Hellglimmer beteiligt. Andere Gemengteile sind untergeordnet und häufig nur mikroskopisch oder nach künstlicher Anreicherung feststellbar.

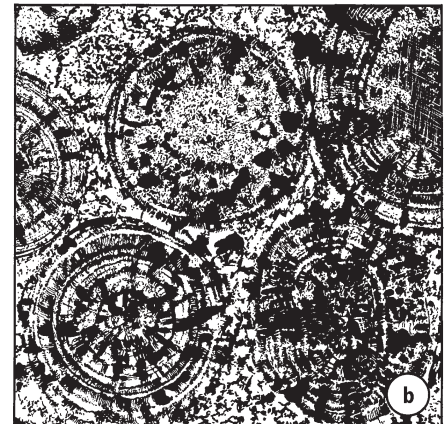
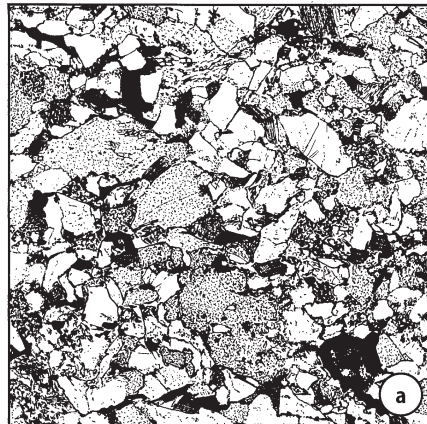
Quarzsande und Quarzsandsteine. Sie sind die häufigsten Psammite. Quarzsandsteine haben kieseliges bis toniges oder karbonatisches Bindemittel. Kiesel sandsteine sind Sandsteine mit einem außerordentlich feinkörnigen Bindemittel aus Quarz. Sie werden oft als Quarzite bezeichnet. Sandsteine mit viel Calcit als Bindemittel nennt man Kalksandsteine. Hier gibt es alle Übergänge zur Gruppe der Kalksteine, teilweise auch mit Fossilresten. Sandsteine mit überwiegend tonigem Bindemittel, die sehr verwitterungsanfällig sind, bilden Übergänge zu Silt und Ton bzw. Siltstein und Tonstein. Sandsteine gehören zu den wichtigsten Bausteinen. Ihre bautechnischen Eigenschaften und ihre Resistenz gegenüber Umweltschäden hängen maßgeblich vom Bindemittel ab.

Arkosen. Das sind Sandsteine mit einem größeren Gehalt an Feldspäten. Durch die zusätzliche Anwesenheit von Glimmer können Arkosen mitunter einem Granit oder Gneis äußerlich recht ähnlich werden, so dass gelegentlich das Mikroskop zur Entscheidung herangezogen werden muss. Allerdings ist der Feldspat der Arkosen oft stark kaolinisiert oder in Hellglimmer umgewandelt. Arkosen sind meist aus nur wenig weit transportiertem Verwitterungsgrus von Granit gebildet worden.

Grauwacken. Unter dem Sammelnamen Grauwacke fasst man schlecht sortierte, grau bis graugrün gefärbte klastische Sedimentgesteine aus Quarz, Gesteinsresten (Gesteinsdetritus), etwas Feldspat (vorwiegend Plagioklas) zusammen. Sie enthalten auch Chlorit, Hydroglimmer sowie etwas Karbonat- und Tonsubstanz, die auch als Bindemittel auftreten können (Abb. 23.4a). Chemisch unterscheiden sich Grauwacken häufig durch $K_2O < Na_2O$ gegenüber den übrigen Sandsteinen mit $K_2O > Na_2O$. In-

Abb. 23.4.

a Grauwacke, kantige Kornformen, Quarz (*hell*), Feldspat (*getrübt*) neben Gesteinsbruchstücken und Geröllchen, Harz, Bildbreite ca. 4 mm. **b** Oolithischer Kalkstein mit konzentrisch-schaligen Kalkooiden, kristallines Bindemittel aus Calcit. Harliberg bei Vienenburg, Bildbreite ca. 2 mm



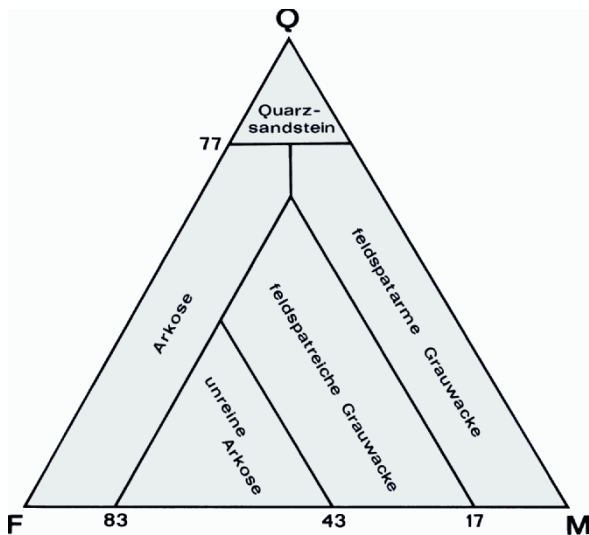


Abb. 23.5. Klassifikationsschema der Psammite im Dreieck Q (Quarz und Kieselschiefer)–M (Glimmer und Chlorit)–F (Feldspäte und Kaolinit). (Nach Krynine 1948)

Tabelle 23.2. Durchschnittliche chemische Zusammensetzung von Tonen und Sanden. (Aus Correns 1968)

	Tone, Tonsteine und Tonschiefer (Ø von 277 Proben nach Wedepohl)	Sande und Sandsteine (Ø von 253 Proben nach Clarke)
SiO ₂	58,9	78,7
TiO ₂	0,77	0,25
Al ₂ O ₃	16,7	4,8
Fe ₂ O ₃	2,8	1,1
FeO	3,7	0,3
MnO	0,1	0,01
MgO	2,6	1,2
CaO	2,2	5,5
Na ₂ O	1,6	0,5
K ₂ O	3,6	1,3
H ₂ O	5,0	1,3
P ₂ O ₅	0,16	0,04
CO ₂	1,3	5,0

nerhalb von *Turbiditen* (Trübestrom-Ablagerungen) stellen Grauwacken die grobkörnigen und oft grobbankigen Schichtglieder dar, die zum Hangenden hin allmählich in Pelite übergehen: gradierte Schichtung (S. 362).

Von den zahlreichen Vorschlägen für eine quantitative Einteilung (Klassifikation) der verschiedenen Psammite hat sich die Grobeinteilung von Krynine (1948) als gleicher-

maßen geeignet für den Feld- und Laborgebrauch erwiesen (Abb. 23.5). Sein Klassifikationsschema grenzt im Konzentrationsdreieck Q (Quarz und Kieselschiefer)–M (Glimmer und Chlorit)–F (Feldspäte und Kaolinit) die Gesteinsnamen Quarzsandstein, Arkose, unreine Arkose, Feldspat-reiche und Feldspat-arme Grauwacke gegeneinander ab. Der Mineralinhalt der anteiligen Gesteinsfragmente wird den freien Mineralen hinzugerechnet. Zu den Gesteinsnamen können weitere Merkmale wie Farbe, Gefüge, Bindemittel, Nebengemengteile und Herkunft hinzugefügt werden. In Tabelle 23.2 ist die durchschnittliche chemische Zusammensetzung von Sanden und Sandsteinen derjenigen von Tonen und Tonsteinen gegenübergestellt.

23.2.6 Schwerminerale in Psammiten

Ein besonderes Interesse verdienen akzessorische Gemengteile der Sande und Sandsteine, die im Vergleich zu den Hauptgemengteilen eine größere Dichte (>2,9 g/cm³) aufweisen und daher als Schwerminerale bezeichnet werden. Sie können als Hinweise auf das Ausgangsgestein bzw. das Einzugsgebiet oder zur stratigraphischen Korrelation in Fossil-leeren Gesteinsserien herangezogen werden, besonders auch zur Parallelisierung von Bohrprofilen etwa bei der Erdölexploration.

In den meisten Fällen sind Schwerminerale widerstandsfähige Verwitterungsreste, die alle Verwitterungsprozesse überstanden und – ähnlich wie Quarz – oft Eigenschaften aus ihrem Primärgestein bewahrt haben. Nicht selten weisen sie einen diagenetischen Anwachsraum auf. Zu den wichtigsten Schwermineralen gehören in der Reihenfolge abnehmender Stabilität (Füchtbauer 1988): Turmalin, Zirkon, Rutil, Apatit, Granat, Staurolith, Kyanit (Disthen), Epidot, Amphibol, Pyroxen und Olivin. Einige Schwerminerale können bei der Diagenese neu gebildet werden, so Turmalin, Zirkon, Anatas und Brookit (TiO₂), Apatit u. a.

23.2.7 Fluvatile und marine Seifen

Die mechanische Kraft des fließenden Wassers oder heftige Wellen- und Gezeitenbewegung am Meeresstrand führen zur Zerkleinerung und Klassierung des aufbereiteten Materials nach der Korngröße, gleichzeitig aber auch zur Sortierung der Minerale nach der Dichte. Dabei kann es zur Anreicherung von nutzbaren Schwermineralen und zur Bildung von nutzbaren Lagerstätten kommen. Eine derartige Mineralanreicherung bezeichnet man als Seife (engl. placer; z. B. Garnett u. Bassett 2005). Minerale, die sich in Seifen anreichern, besitzen außer ihrer höheren Dichte eine besondere chemische Resistenz, relativ große Härte; häufig fehlt ihnen eine ausgeprägte Spaltbarkeit. Nach dem Mineralinhalt unterscheidet man eine Reihe von

Schwermetallseifen, insbesondere Edelmetallseifen, sowie Edelsteinseifen, nach ihrer Entstehung alluviale oder fluviatile (Fluss-), litorale (Strand-) und äolische Seifen. Eluviale Seifen befinden sich nahe am verwitterten Muttergestein und haben nur einen kurzen Transportweg erlebt. Da die Gewinnung von Seifen-Lagerstätten im Tagebau und unter Einsatz von schwerem Gerät erfolgen kann, sind – im Gegensatz zu den Primärvorkommen – auch Lagerstätten mit geringeren Durchschnittsgehalten oft noch bauwürdig.

In den Schwermetallseifen sind u. a. angereichert: ged. Gold (Dichte ρ 16–19 g/cm³, je nach dem Ag-Gehalt), ged. Platin und Platin-Legierungen (ρ 17–19), Kassiterit (Zinnstein, ρ 6,8–7,1), Ilmenit (ρ 4,5–5,0), Magnetit (ρ 5,1) und Columbit-Tantalit (Fe,Mn)(Ta,Nb)₂O₆ (ρ etwa zwischen 5,2 und 7,8, mit dem Ta/Nb-Verhältnis steigend). Die wirtschaftliche Bedeutung der Ilmenit- und Magnetit-Seifen, die sich besonders als Strandseifen finden, ist noch gering. Demgegenüber finden Columbit-Niobit-Seifen zunehmendes Interesse, weil Ta ein wichtiges Metall für die Elektronik-Industrie ist (Abschn. 20.3, S. 311). In allen Seifen ist wegen seiner großen Verbreitung und mechanischen wie chemischen Resistenz Quarz stark angereichert, ungeachtet seiner relativ geringen Dichte von 2,65.

Edelmetall-Seifen

Ged. Gold kommt in den Seifen meist in kleinen dünnen Blättchen vor. Durch die Bewegungen des Schotters ist es ausgewalzt worden. Viel seltener tritt das Seifengold in gerundeten Körnern auf, den sog. Nuggets, die meist Erbsen- bis Nussgröße aufweisen, in Einzelfällen sogar Gewichte von 60–70 kg erreichen können.

Seifengold ist stets Ag-ärmer als das sog. Berggold der primären Au-Lagerstätten. Da die Goldkörner flussabwärts immer Ag-ärmer werden, wird die relative Anreicherung des Au auf bevorzugte Lösung von Ag zurückgeführt. Daneben beobachtet man unter dem Mikroskop konkretionäres Wachstum solcher Goldnuggets um ein vorhandenes Goldkörnchen als Kern, was eine zwischenzeitliche Lösung von Au voraussetzt. Die Mobilität des Au unter oxidierenden, oberflächennahen Bedingungen geht wahrscheinlich auf die Bildung von Au-Komplexen mit Cl⁻, Br⁻, CN⁻ als Liganden zurück. Dabei spielen organische Verbindungen wie Huminsäuren, die aus vorhandener Humussubstanz gebildet wurden, eine wichtige Rolle. Experimente über die Löslichkeit des Goldes haben gezeigt, dass Gold in Form metallorganischer Komplexe in humussäurehaltigem Wasser gelöst werden kann. Dabei dient als Oxidationsmittel häufig MnO₂.

Goldseifen treten in fast allen größeren primären Goldbezirken der Erde auf und sind von größter wirtschaftlicher Bedeutung. Riesengoldseifen (engl. giant placer goldfields) mit einer jeweiligen Gesamtförderung von >148 t sind in auffälliger Weise an die pazifischen Orogenen gebunden, wo während der tertiären Orogenese

Gold-Quarz-Gänge als Primärlagerstätten gebildet wurden (Abschn. 21.4.1, S. 324f) und ständig hohe Hebungsraten der Gebirge für große Konzentrationen von Seifengold sorgten (Evans 1973). Beispiele sind die Goldbezirke von Fairbanks (Alaska), des Yukon-Distrikts am Klondike (Alaska und NW-Territorium von Kanada), von British Columbia (Kanada), Kalifornien (USA), Kolumbien und in benachbarten Staaten im NW von Südamerika, Neuseeland sowie am oberen Jenissei und am Oberlauf der Lena (Sibirien); reiche, PGE-führende Au-Seifen treten in Primorje, dem äußersten Osten Russlands auf. In Deutschland wurde Gold früher aus den Alpenflüssen Isar, Inn und Salzach gewaschen und sogar zur Münzprägung verwendet. Das Rheingold, das aus dem Oberrhein bei Breisach gewonnen wurde, findet schon in der Edda Erwähnung; aus ihm wurden die Rheindukaten geprägt. Mit der Rheinregulierung im 19. Jahrhundert ging allerdings die Gewinnung von Seifengold zurück; doch arbeiten noch heute am Rhein Hobby-Goldwäscher.

Fluss-Seifen mit Platin-Legierungen sind besonders aus dem Raum Nischnij Tagil (Ural) bekannt; sie liefern zwar noch immer einen wesentlichen Anteil der russischen PGE-Produktion, werden jedoch neuerdings von der PGE-Seifen-Lagerstätte Kondjor (Jakutien) übertroffen, die 5 t PGE/Jahr produziert und damit an zweiter Stelle hinter der Primärlagerstätte Norilsk steht (Shcheka et al. 2004). Weitere Vorkommen befinden sich auf der Insel Sachalin, in Alaska und Kolumbien.

Fossile Goldseifen

Ältere, dem jetzigen Sedimentzyklus genetisch nicht angehörende Seifen werden als fossile Seifen bezeichnet. Eine wirtschaftlich sehr bedeutende Seifenlagerstätte dieser Art enthält die archaische, radiometrisch für einen Zeitraum zwischen 2 985 ±14 und 2 780 ±3 Ma datierte Witwatersrand-Supergruppe in Transvaal (Südafrika), eine mächtige Serie von Sandsteinen und Konglomeraten (z. B. Frimmel 2004). Der Goldgehalt ist auf Konglomerat-Horizonte beschränkt, die aus Quarzgeröllen und einem quarzreichen und Pyrit-führenden Bindemittel bestehen (Abb. 23.6). In diesem Bindemittel ist Gold fein verteilt und günstigenfalls unter dem Erzmikroskop nachweisbar. In ganz seltenen Ausnahmefällen erkennt man Gold schon mit freiem Auge (Abb. 23.7). Die elektronenmikroskopische Betrachtung zeigt, das Gold in zwei verschiedenen Formen vorkommt: Selten bildet es rundliche Partikel von 0,1–0,2 mm Ø, die eindeutig als sedimentärer Detritus transportiert wurden (Abb. 23.8, links); häufiger dagegen ist Gold sekundär rekristallisiert und hydrothermal mobilisiert (Abb. 23.8, rechts).

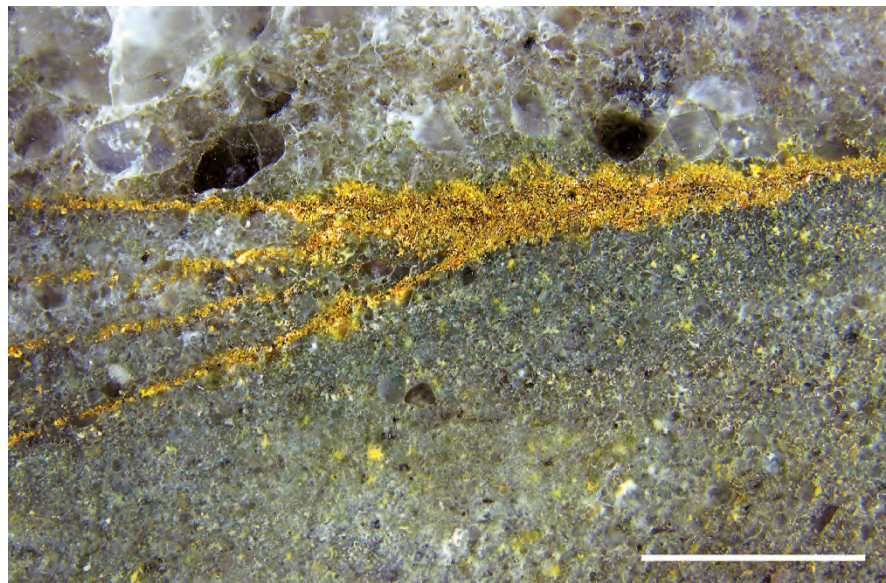
Es besteht kein Zweifel, dass die Lagerstätte Witwatersrand eine riesige *Delta-Ablagerung* darstellt, die wahrscheinlich in ein Becken im Vorland eines archaischen Inselbogens geschüttet wurde (Minter et al. 1993;

Abb. 23.6.

Das goldführende Konglomerat vom Witwatersrand in Südafrika (West-Driefontein-Goldmine). Die nuss- bis eigroßen Gerölle bestehen meist aus Quarz und sind von einem quarzhaltigen, schwach metamorphen Bindemittel verkittet. Im Bindemittel befindet sich äußerst feinkörniges ged. Au. Der gleichzeitig anwesende Pyrit besitzt nach vorherrschender Auffassung keine Beziehung zum Gold. Zu den enthaltenen Schwermineralen rechnet auch Uranpecherz. (Foto: K.-P. Kelber)

**Abb. 23.7.**

Anreicherung von ged. Gold im Bereich der Hangendgrenze eines schräggeschichteten Quarzsandsteins der Welkom-Formation (Witwatersrand-Supergruppe). Über einer Erosions-Diskordanz folgt das Konglomerat des Basal Reefs, das eine neue Sedimentschüttung in einem Delta markiert (Abb. 23.9). Man erkennt drei Foreset-Lagen, die im Frontbereich des vorrückenden Deltas abgelagert wurden und sich zu einer Bottomset-Lage vereinigen. Das Gold bildet teils deutliche Nuggets, teils ist es später noch rekristallisiert oder mobilisiert worden (Abb. 23.8). Welkom, Witwatersrand, Südafrika. Länge des Maßstabs 1 cm (Foto: H. Frimmel)



Frimmel 2002, 2007). Günstig für die Goldanreicherung war eine hohe Verwitterungs- und Transport-Rate, die durch extrem lebensfeindliche Klimabedingungen und eine fehlende Pflanzendecke bedingt war. Es herrschte eine CO₂-reiche Atmosphäre, die einen hohen Treibhauseffekt zur Folge hatte; der Sauerstoff-Partialdruck dürfte bei nur 0,001 bar, der pH-Wert der Wasserhülle (Hydrosphäre) bei 6, also im sauren Bereich gelegen haben (Frimmel 2004). Die tiefgründige Verwitterung hatte wohl auch zur Folge, dass ähnliche Lagerstätten wie der Witwatersrand rasch abgetragen wurden und daher heute

nicht mehr erhalten sind. Eine spätere Versenkung der Serie des Witwatersrand führte zur Mobilisierung von Au und metamorpher Umkristallisation.

Das *primäre Herkunftsgebiet* des Goldes ist z. Zt. noch unbekannt. Jedoch sprechen ungewöhnlich hohe Os-Gehalte im Gold dafür, dass dieses magmatischen Ursprungs ist, wobei man mit einer hohen Aufschmelzrate in einem relativ heißen Erdmantel rechnen muss. In diesem Zusammenhang sei daran erinnert, dass im Archaikum auch die heißen ultrabasischen Komatiit-Magmen gefördert wurden (Abschn. 11.2.1, S. 205).

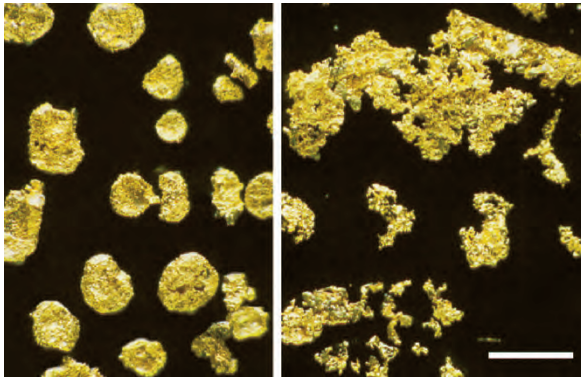


Abb 23.8. Kontrastierende morphologische Typen von ged. Gold aus dem gleichen Handstück wie Abb. 23.7, gewonnen durch Auflösung des Silikat-Anteils in Flusssäure. *Links:* Gerundete bis diskenförmige Partikel, die als sedimentärer Detritus transportiert wurden. *Rechts:* Hydrothermal mobilisiertes Gold. Maßstab 0,2 mm. (Foto: H. Frimmel, aus Frimmel 2002)

Nach der Theorie von Frimmel (2007) wurde der wesentliche Anteil des Goldes, das jetzt in unterschiedlichen Erzlagerstätten konzentriert ist, während eines riesigen *Gold-Events* in archaischer Zeit, vor etwa 3 Ga, aus dem Erdmantel in die Erdkruste transportiert. Zu dieser Zeit erreichte die Temperatur des Erdmantels ihr Maximum und die vertikalen, durch Erdmantel-Plumes ausgelösten tektonischen Bewegungen wurden durch die subhorizontale Plattentektonik abgelöst. Während etwa 40 % des Goldgehaltes der Erdkruste noch heute in der fossilen Goldseife des Witwatersrandes konzentriert sind, wurde der Rest des krustalen Goldes wiederholt einem großräumigen Recycling unterworfen, wobei plattentektonische Prozesse sowie magmatische und hydrothermale Fluid-Zirkulation die wesentliche Rolle spielten. Dieses Gold ist heute überwiegend in Gold-Quarz-Gängen und anderen hydrothermalen Goldlagerstätten (Kap. 21) oder in jungen Goldseifen konzentriert.

Witwatersrand ist die bedeutendste Au-Lagerstätte und zugleich die größte Goldreserve der Welt, die seit mehreren Jahrzehnten zwischen 40 und 50 % der Weltproduktion an Gold lieferte; zwischen 1886 und 1983 waren es insgesamt über 35 000 t Au. Die Durchschnittsgehalte des geförderten Au-Erzes gingen von 10 g/t auf jetzt etwa 6 g/t Gestein zurück. Durch gleichzeitige Anwesenheit von Osreichen PGE-Legierungen sowie von Uraninit (UO_2), der ebenfalls als Seifenmineral angesehen wird, besitzt die Lagerstätte eine zusätzliche Bedeutung.

Ähnliche fossile Au-Lagerstätten finden sich im Blind-River-Gebiet am Huron-See (Ontario) und in der Serra de Jacobina (Bahia, Brasilien).

Zinnseifen

Seine physikalischen und chemischen Eigenschaften machen Kassiterit zu einem typischen Seifenmineral. In der Umgebung der meisten primären Zinnerz-Lagerstätten finden sich daher auch Zinn-Seifen. Begleitminerale sind häufig auch andere widerstandsfähige Schwerminerale der hoch-hydrothermalen Primärparagenese.

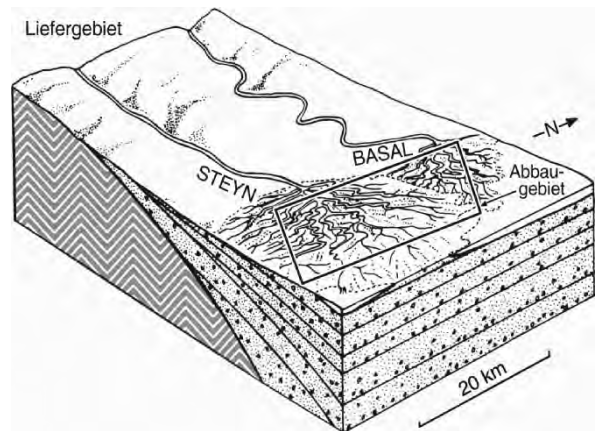


Abb. 23.9. Das Blockdiagramm veranschaulicht die Anreicherung von Seifengold in mächtigen Delta-Ablagerungen von zwei archaischen Fluss-Systemen, die nach dem Steyn-Reef und dem Basal-Reef benannt sind. (Nach Minter et al. 1993)

Ein größerer Teil des wichtigen Gebrauchsmetalls Zinn wird aus derartigen Seifen gewonnen. Wirtschaftlich bedeutende Vorkommen davon finden sich z. B. an vielen Stellen in Südostasien, in der Volksrepublik China, in Nigeria und Kongo/Zaire. Fluss-Seifen wurden im frühen Mittelalter und wahrscheinlich bereits in vorgeschichtlicher Zeit im sächsischen Erzgebirge und in Cornwall zur Gewinnung von Zinn abgebaut.

Edelstein-Seifen

In Edelstein-Seifen sind schleifwürdige Steine im Vergleich zu den Primärlagerstätten relativ angereichert, da rissige und einschussreiche Mineralkörner beim Transport zerkleinert werden. Besonders die edlen Korund-Varietäten Rubin und Saphir werden aus Fluss-Seifen gewonnen. Die weltwirtschaftlich wichtigsten Rubin-Lagerstätten befinden sich in Burma, besonders bei Mogok im Gebiet östlich des Irawadi-Oberlaufs; weitere wichtige Vorkommen liegen in Sri Lanka, Thailand und Afghanistan.

Auch die berühmten Pyrop-Granate des Böhmisches Mittelgebirges, deren Nutzung bis ins frühe Mittelalter zurückgeht, wurden teilweise aus Seifen gewonnen. Heute werden bei Podsedice mächtige Schutthorizonte, die 16–18 g/t Granat führen, mit schwerem Gerät abgebaut und aufbereitet; die Tagesförderung beträgt 45 kg Granat, davon sind 5 kg schleifwürdig (Schlüter u. Weischat 1990). Muttergestein des Pyrops sind serpentinierte Granatperidotite des oberen Erdmantels, die in vulkanischen Durchschlagsröhren auftreten.

Beachtliche wirtschaftliche Bedeutung besitzen die Diamant-Seifen in der südlichen Namib-Wüste, die 1908 von dem schwarzen Bahnarbeiter Zacharias Lewela und dem deutschen Eisenbahnbeamten August Stauch entdeckt wurden und seitdem kontinuierlich in Abbau stehen. Gegenwärtig konzentriert sich die Förderung, die

hauptsächlich im Offshore-Bereich erfolgt, auf das Gebiet von Oranjemund im Südwesten Namibias.

23.2.8 Metallkonzentrationen in ariden Schuttwannen (Lagerstätten vom Red-Bed-Typ)

Die Kupfer-, Silber- oder Uran-Radium-Vanadium-Erze vom Red-Bed-Typ befinden sich als schichtige Imprägnationen im Verwitterungsschutt arider Wannen. Es wird angenommen, dass der Metallgehalt aus der Verwitterung, Abtragung und Auslaugung umliegender älterer Lagerstätten stammt. Ein langandauernder Verwitterungsprozess und eine Konzentration des Metallgehalts im Grundwasser werden für die Entstehung des Lagerstättentyps vorausgesetzt. Charakteristisch ist die bevorzugte Vererzung fossiler Pflanzenreste.

An den Kupfererzen beteiligen sich als Erzminerale Tief-Chalkosin und ähnliche Cu-Sulfide, Bornit, Covellin und als jüngere sekundäre Bildungen Cuprit, Malachit und andere Minerale. Die Silbererze enthalten Akanthit, ged. Silber und Chlorargyrit AgCl , die Uranerze insbesondere Carnotit $\text{K}_2[\text{UO}_2/\text{VO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, hervorgegangen aus Uranpecherz.

Typuslokalitäten sind die zahlreichen Kupfervorkommen des Red-Bed-Typs aus dem Südwesten der USA, zu denen auch Silberlagerstätten gehören. Innerhalb des gleichen Raums in den USA gibt es genetisch ähnlich einzuordnende Uran-Radium-Vanadium-Lagerstätten, die an Sandstein-Formationen sehr verschiedenen geologischen Alters gebunden sind. Die Hauptvorkommen auf dem Colorado-Plateau bilden gemeinsam den größten Uranlieferanten der USA. Das Uranerz vom *Roll-Front-Typ* befindet sich in Sandsteinen von fossilen Flussrinnen. Der Metallinhalt stammt von granitischen Gesteinen des benachbarten präkambrischen Grundgebirges, das unter Bedingungen eines tropisch-wechselfeuchten Klimas verwitterte. Dabei wurde Uran als U^{6+} gelöst und transportiert, bis es in Kontakt mit Sedimenten kam, die reich an organischem Material waren. An der zungenförmigen Redoxfront, die im Querschnitt einem Brötchen (engl. roll) ähnelt, kam es zur Reduktion und Ausfällung als UO_2 .

In Europa liegen die wichtigsten Kupfervorkommen des Red-Bed-Typs verteilt auf Senken des Rotliegenden nördlich und südlich des Ostteils der Sudeten, in Polen und Tschechien. Die permischen Kupfersandsteine im westlichen Ural-Vorland in Russland erfuhren dieselbe genetische Einstufung.

23.2.9 Einteilung der Pelite

Pelite (Tone) sind die Absätze der feinsten Partikel aus den Gewässern. Neben Verwitterungsresten sind es vorwiegend Verwitterungsneubildungen. Dazu kommen

fallweise mehr oder weniger zersetzte organische Substanz bzw. Reste von Kalk- oder Kieselgerüsten von Organismen sowie Neubildungen im Sediment wie z. B. Pyrit oder Markasit.

Für eine *genauere Klassifizierung* der pelitischen Sedimente ist unter allen Umständen eine Mengenabschätzung der vorhandenen Minerale mit Röntgenbeugung notwendig. Dabei ist die Kenntnis der anwesenden Tonminerale am wichtigsten. Mit ihnen kann man z. B. kaolinitische von illitischen und montmorillonitischen Tönen unterscheiden. Zudem sind Angaben über Quarz- und Feldspatgehalt oder andere Minerale zu machen.

Äolische Staubsedimente. Äolische Stäube entstehen dort, wo freiliegende Locker- und Festgesteine der Deflation (Ausblasung) bzw. Korrosion durch den Wind ausgesetzt sind, so ganz besonders freiliegende Ablagerungen in Wüsten, Periglazialgebieten und Überflutungsräumen der großen Ströme. Aus solchen Gebieten der Erdoberfläche wird feinkörniges Material von immer wieder auftretenden Stürmen ausgeblasen und oft über Tausende von Kilometern weit verfrachtet. Bekannt sind insbesondere die Staubstürme der Sahara, die häufig Staubfälle im Mittelmeerraum, ja gelegentlich in Mitteleuropa verursachen. Die Mineralzusammensetzung der Stäube hängt vom jeweiligen Herkunftsgebiet ab.

Löss. Das ist das wichtigste fossile Staubsediment; es ist ungeschichtet, nur schwach verfestigt und porös; die Mineralgemengteile sind gut sortiert; die Korngrößenverteilung ist stets ähnlich, unabhängig vom geographischen Auftreten. Im Mineralbestand von Löss herrschen Quarz und Feldspäte vor; daneben beteiligen sich Calcit, Glimmer und Tonminerale an seiner Zusammensetzung; geringe Gehalte an Fe-Hydroxiden bedingen seine gelbliche Farbe; rotbraun bis dunkelbraun verwitterten Löss bezeichnet man als Lösslehm. Häufig enthält Löss unregelmäßig-knollig geformte Calcit-Konkretion, die Lösskindel. Löss entstand während des Pleistozäns durch Staubausschwehungen aus Kältewüsten und unverfestigten glazialen oder fluvioglazialen Ablagerungen. Er besitzt auf der nördlichen Halbkugel eine relativ große Verbreitung, so z. B. in Mitteleuropa, im Mittelwesten der USA und am Hoangho in China, wo er noch heute durch Staubstürme sekundär umgelagert wird.

Schlamm. Als Schlamm werden nach Füchtbauer (1988) Mischungen von Wasser mit Ton- und Siltmaterial bezeichnet, die nach Wasser- oder Windtransport subaquatisch abgelagert wurden. Daneben gibt es aber auch nichtklastische, biogene Schlämme (Radiolarien-, Diatomeen- und Globigerinenschlamm). Der weitaus größte Teil des in den Meeren sedimentierten Schlammes

wird durch die Flüsse aus den Kontinenten als Schwebgutfracht zugeführt. Darüber hinaus lagern sich Schlämme aus Trübeströmen (engl. turbidity currents) ab, das sind hochdichte Suspensionen von reichlich Lockermaterial in Wasser (auch in Luft oder vulkanischen Gasen). Ausgelöst durch Sturmwellen, Tsunamis, Erdbeben oder Sedimentüberfrachtung gehen solche Trübestrome im Schelfbereich an den Kontinentalrändern besonders häufig ab. Kommen sie zu Ruhe, setzt sich die Sedimentfracht in der Reihenfolge ihrer Korngröße Sand → Silt → Ton ab. Es entsteht gradierte Schichtung, die für Trübestromablagerungen (Turbidite) charakteristisch ist.

Die zyklischen Gefügeentwicklungen von Turbiditen, die sog. Bouma-Zyklen sind für die Interpretation des Sedimentationsprozesses, des Ablagerungsmilieus (sedimentäre Fazies) und seiner geotektonischen Position sowie für die Erdöl-Exploration von großem Interesse (Bouma 1962).

Nach Ablagerung des terrigenen Schwebstoffmaterials in den marinen und limnischen Sedimentationsräumen bestehen die Schlämme vor allem aus silikatischen Tonmineralen, Quarz, Feldspäten, Karbonaten und organischen Substanzen. Diese terrigenen silikatischen Schlämme bedecken etwa $\frac{1}{2}$ des Meeresbodens. Sie finden sich vor allem innerhalb der Schelfgebiete und an den Kontinentalabhängen bis zu einer Meerestiefe von 2 km. Beispiele solcher rezenten Schlammablagerungen sind die Wattensedimente der Nordsee, die hemipelagischen (festlandnahen) Grün- und Blauschlicke und der pelagische rote Ton in den Ozeanbecken der Tiefsee. Die rotbraune Farbe des roten Tiefseetons wird durch Fe- und Mn-Oxide hervorgerufen, die nur unter oxidierenden Bedingungen bestandfähig sind. Der größte Teil des Meeresbodens besteht jedoch aus biogenen Schlämmen, wobei Globigerinenschlamm weitaus vorherrscht.

23.2.10 Diagenese von Peliten

Durch diagenetische Verfestigung entstehen aus lockeren Stäuben und Schlämmen Siltsteine und Tonsteine (Tabelle 23.1). Sie zeigen häufig eine feine Lamination mit schichtparallelen Ablösungsflächen, die jedoch keine echte Schieferung darstellt. Diese früher Schiefer-ton genannten Sedimente werden heute als schiefrige Silt- und Tonsteine (engl. shale) bezeichnet. Demgegenüber zeigt Ton-schiefer (slate) eine echte, oft transversal zur Schichtung verlaufende Schieferung, die durch beginnende Metamorphose entstanden ist.

Die diagenetischen Veränderungen richten sich weitgehend nach der Zusammensetzung des Sediments, nach dessen Porenlösung und nach der Sedimentbedeckung.

Durch das Auflagerungsgewicht jüngerer Sedimentschichten ändern sich zugleich Porosität und Gefüge des frisch abgesetzten Schlamms. Dabei vollzieht sich eine Verdichtung des Schlamms unter Abnahme seines Wassergehalts durch Kompaktion. Durch zunehmende Überlagerung von Sedimentschichten wird die Wasserzirkulation verlangsamt, und die Porenlösung reagiert mit der Mineralsubstanz. Dabei betreffen Prozesse der chemischen Diagenese von tonigen Sedimenten in erster Linie den Tonmineralbestand. Je nach Art der Beimengungen unterscheidet man im Einzelnen karbonatische, kieselige oder bituminöse Tonsteine. Bei der Diagenese von Peliten kann es zum authigenen Wachstum von Silikat-Mineralen kommen, insbesondere von Alkalifeldspäten, die trotz ihrer niedrigen Bildungstemperatur alle Übergänge von – metastabil – ungeordneter zu vollständig geordneter Si-Al-Verteilung zeigen: Hoch-Albit → Tief-Albit, Adular → Mikroklin.

Karbonatische Tonsteine. Bei den karbonatischen Tonsteinen besitzen besonders die *Mergel*, Mischungen aus Kalk und Ton (Abb. 23.10), eine große Verbreitung. Das Karbonat kann als Detritus eingeschwemmt sein; häufiger geht der Karbonatgehalt auf Kalkskelette von Plankton oder auf biochemisch ausgefallenen Calcit zurück.

Mergel und mergelige Gesteine unterschiedlicher Zusammensetzung sind wichtige Rohstoffe, z. B. für die Herstellung von Portlandzement (Abb. 23.10).

Bituminöse Tonsteine. Die bituminösen Tonsteine (Öl- und Schwarzschiefer) sind gut geschichtet, von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe, führen stets Pyrit und besitzen einen größeren Gehalt an organischem Kohlenstoff. Hierzu gehören z. B. die Graptolithenschiefer des Silurs, die Posidonienschiefer des Lias z. B. bei Holzmaden (Württemberg) und der eozäne Ölschiefer von Messel bei Darmstadt (Hessen). Die anoxischen Bedingungen begünstigen die Fossilhaltung; deswegen sind Holzmaden und Messel berühmte Fossilfundstätten. Für die Entstehung bituminöser Tonsteine werden Bedingungen angenommen, wie sie rezent z. B. im Schwarzen Meer anzutreffen sind. Die detritischen Sedimentteilchen und das abgestorbene Plankton aus den oberen Wasserschichten gelangen während ihrer Sedimentation in tiefere, H_2S -haltige Wasserschichten, in denen infolge mangelnder Zirkulation und Durchmischung mit dem Oberflächenwasser sauerstoffarme, anaerobe Bedingungen herrschen. Dabei findet eine langsame biochemische Zersetzung und Umwandlung der organischen Substanz statt, die vorwiegend aus Plankton besteht. Bakterien bewirken eine Reduktion des SO_4^{2-} im Meerwasser und in den Porenlösungen des Sediments sowie des Eiweiß-Schwefels zu Sulfid. Es entsteht H_2S , das mit Fe-haltigen Mineralen des Sediments reagiert. Es bildet sich vorzugsweise Pyrit FeS_2 . Dieser tritt fein verteilt in Form sog. Fram-

Abb. 23.10.
Benennung und technische Verwendung der Reihe Kalkstein–Mergel–Ton. (Aus Correns 1968)

	95	85	75	65	% Kalk		35	25	15	5
Hochprozentiger Kalkstein	Mergeliger Kalk	Mergelkalk	Kalkmergel	Mergel			Tonmergel	Mergelton	Mergeliger Ton	Hochprozentiger Ton (Kaolin)
	5	15	25	35	% „Ton“ (= Nichtkarbonat)		65	75	85	95
	10	25		30	40	75		90		
Weißkalk	Wasserkalk		Zementkalk	Roman- kalk	Portlandzement		Ziegelton		Feuerfester Ton	
	90	75	70	60	% CaCO ₃		25	10		

boide (frz. framboise = Himbeere) auf – das sind mikroskopisch kleine, rundliche Kornaggregate, in denen die Pyrit-Kriställchen die Zellen ehemaliger Bakterien füllen – oder er reichert sich in Konkretionen an. Neben Pyrit treten im pelitischen Sediment in geringen Mengen auch andere Schwermetallsulfide auf, so Sphalerit, Galenit und Chalkopyrit. Im neutralen bis schwach sauren Milieu wird Markasit anstelle von Pyrit gebildet.

23.2.11

Buntmetall-Lagerstätten in Schwarzschiefern

Schichtgebundene Buntmetall-Vererzungen in karbonatischen oder siliciklastischen Schwarzschiefern entstanden in großen Sedimentbecken, in denen große Fluidsysteme wirksam waren (z. B. Hitzman et al. 2005). Die Schwarzschiefer enthalten Cu- und Cu-Fe-Sulfide in feiner Verteilung oder in Form kleiner Adern. Die Metalle könnten aus unterlagernden Sedimenten des Red-Bed-Typs (Abschn. 23.2.8) oder von den umgebenden Festländern stammen und wurden durch mäßig- bis hochsalinare, niedrig- bis mäßig-temperierte Fluide transportiert. Der Schwefel könnte von überlagernden Salzgesteinen (Evaporiten: Abschn. 23.7) stammen, die im Meer oder in Binnenseen abgelagert wurden. Die Ausfällung der Sulfid-Mineralen erfolgte durch unterschiedliche Reduktions-Prozesse, an denen z. B. Kohlenwasserstoffe und/oder Bakterien beteiligt waren. Lagerstätten dieses Typs sind sehr verbreitet, jedoch besitzen nur wenige von ihnen Weltformat. Drei solcher „Supergiant Deposits“ liefern zusammen etwa 23 % der Weltjahres-Förderung an Cu und darüber hinaus noch weitere Buntmetalle, insbesondere Co und Ag:

- der Kupferschiefer im Zechstein-Becken von Norddeutschland und Südpolen (Schlesien),
- der neoproterozoische Sambische Kupfergürtel in Zentralafrika und
- das paläoproterozoische Kodaro-Udokan-Becken in Sibirien.

Die etwas kleineren Cu-Lagerstätten im Paradox-Becken von Utah und Colorado (USA) enthalten Vorräte von ca. 37 Millionen t Cu; sie liegen in Ton- und Siltsteinen, die an der Wende Jura/Kreide abgelagert wurden und werden von mächtigen marinen Evaporit-Folgen überlagert.

Kupferschiefer

Im Kupferschiefer, einem geringmächtigen, bituminösen Tonmergel der Werrafolge des unteren Zechsteins, sind die Metalle Cu, Pb und Zn als Sulfide angereichert worden. Bemerkenswerte Konzentrationen erfuhren auch V, Mo, U, Ni, Cr, Co, Ag und viele weitere Elemente. Erzminerale sind Chalkosin Cu₂S, Chalkopyrit CuFeS₂, Bornit Cu₅FeS₄, Covellin CuS, Tennantit Cu₁₂[S/As₄S₁₂], Galenit PbS, Sphalerit ZnS und Pyrit FeS₂.

Das Zechsteinmeer, aus dem der Kupferschiefer abgelagert wurde, transgredierte auf das kristalline Grundgebirge oder auf Sandsteine und Konglomerate des Oberrotliegenden, die örtlich gebleicht sind, das „Weißliegende“ der Bergleute. Über dem Kupferschiefer wurden Dolomite und Kalksteine sowie Evaporite (Anhydrite) der Werrafolge sedimentiert. Während der Diagenese kam es zur Bildung einer Alterationsfront, von den Bergleuten *Rote Fäule* genannt. Sie schneidet die Schichtgrenzen und erfasst teilweise die Rotliegend-Sandsteine, den Kupferschiefer, die Karbonatgesteine und den Werra-Anhydrit. Oberhalb der Roten Fäule setzt die Cu-Vererzung ein, gefolgt von der Pb-Zn-Vererzung.

Es war lange umstritten, ob der Metallinhalt von den umgebenden Festländern ins Zechsteinmeer transportiert oder durch submarine Thermen, also sedimentär-exhalativ, zugeführt wurde. Nach heutiger Auffassung erfolgte die Fällung der Sulfid-Mineralen zunächst frühdiagenetisch durch bakterielle Sulfat-Reduktion (BSR). Während einer späteren, tektonisch kontrollierten Mineralisationsphase wurde der Metallgehalt jedoch durch hydrothermale Lösungen mobilisiert und sekundär angereichert, wobei thermochemische Sulfat-Reduktion (TSR) eine Rolle spielte (z. B. Bechtel et al. 2001). Die be-

deutendsten Abbaureviere befinden sich derzeit in den Regionen Rudna und Lubin im südlichen Polen, mit durchschnittlichen Cu-Gehalten von 1,5 % und Reserven von 3 000 Mio. t Erz. Durch diese Lagerstätten wird Polen zum größten Cu-Produzenten Europas. Die deutschen Kupferschiefer-Vorkommen im Raum Mansfeld (Sachsen-Anhalt) wurden etwa seit dem Jahr 1200 abgebaut; sie hatten früher große wirtschaftliche Bedeutung, sind aber seit 1990 auflässig.

23.3 Sambischer Kupfergürtel

Die Lagerstätten des mittelperozoischen Sambischen Kupfergürtels, die in Sambia und in Shaba (Kongo/Zaire) eine der größten Cu-Provinzen und die größte Co-Konzentration der Erde bilden, besitzen große Ähnlichkeiten mit dem Kupferschiefer, sind jedoch metamorph überprägt (Hitzman et al. 2005). Sie lieferten um 1985 immerhin ca. 17 %, 1989 jedoch nur noch ca. 7 % der Weltproduktion an Cu; seitdem ist die Tendenz rückläufig (Evans 1993). Die Metallgehalte haben sich unter stark reduzierenden Bedingungen aus wässrigen Lösungen ausgeschieden. Von einigen Lagerstättenforschern wird vermutet, dass die Erzlösungen aus tieferreichenden Spaltensystemen zugeführt wurden. Im südlichen Kongo/Zaire ist es außerdem zu Metallanreicherungen in der Oxidationszone gekommen.

23.2.12 Übergang von der Diagenese zur niedriggradigen Metamorphose

In einem späteren Stadium der Diagenese sind Porosität und Durchlässigkeit der pelitischen Sedimentgesteine nur noch gering. Die anwesenden Minerale kommen nur noch mit kleineren Mengen an Porenlösung in Berührung, so dass die Lösungs- und Ausfällungsreaktionen immer mehr zurück gehen und bei weiterer Versenkung und Kompaktion ganz aufhören. Andererseits wird bei steigenden Temperaturen und Drücken das Übergangsbereich zur Metamorphose erreicht, bei der sich die ablaufenden Reaktionen im Wesentlichen an den Korngrenzen der Minerale vollziehen. Dabei wird in zunehmendem Maß das thermodynamische Gleichgewicht angestrebt (Kap. 24, 25).

Montmorillonit, Kaolinit und Illit-Montmorillonit-Wechselagerungen werden im Verlauf der späteren Diagenese abgebaut, Illit bzw. Hellglimmer und Chlorit entstehen neu. Mit der Umkristallisation der strukturell nur schlecht geordneten Detritus-Illite erhöht sich bei ansteigender Temperatur die *Illit-Kristallinität*. Diese ist definiert durch die zunehmenden Schärfe der Reflexe im Röntgenbeugungsdiagramm; sie wird gemessen an der Halbwertsbreite des 10 Å-Reflexes (001) von Illit bezogen auf die Halbwertsbreite des (10 $\bar{1}$ 1)-Reflexes von Quarz. Die Illit-Kristallinität ist ein Maß für den Grad

der Diagenese und der beginnenden Metamorphose. Als spät-diagenetische Bildung in Tonsteinen tritt teilweise auch das Schichtsilikat Pyrophyllit $Al_2[(OH)_2/Si_4O_{10}]$ auf, das von vielen Forschern bereits als Kriterium für das Einsetzen der niedriggradigen Metamorphose angesehen wird. Mit steigendem Grad der Diagenese nimmt das Reflexionsvermögen von kohlgiger Substanz, z. B. von Vitrit unter dem Auflichtmikroskop zu.

23.3 Chemische und biochemische Karbonatsedimente und -sedimentgesteine

Verwitterungslösungen mit Gehalten an Ca^{2+} , CO_3^{2-} und HCO_3^- -Ionen werden durch Flüsse weggeführt und erreichen Binnenseen oder den Ozean. Infolge von Verdunstung kommt es zur Übersättigung und rein anorganischen Mineralausscheidungen: es entstehen chemische Karbonatsedimente. Häufiger jedoch erfolgt die Karbonatabscheidung unter Mitwirkung von Organismen, was zur Bildung von biochemischen Karbonatsedimenten führt. Sedimentbildung in Süßwasserseen wird als limnisch, solche im Meer als marin bezeichnet.

Karbonatische Sedimente und Sedimentgesteine sind wesentlich seltener als klastische; sie weisen je nach Genese eine große Gefügevielfalt auf. Der größte Teil der Karbonatgesteine zählt zu den marinen Flachwasserablagerungen im Bereich der stabilen Schelfgebiete der Erde, wo sie überwiegend chemisch und biochemisch, z. T. auch klastisch entstanden sind. Als sedimentbildende Minerale treten Calcit, Aragonit und Dolomit auf. Dazu kommen fallweise kleinere Mengen an Quarz, Alkalifeldspäten und Tonmineralen. Aus Siderit bestehende karbonatische Sedimente spielen eine geringere, wenn auch wirtschaftlich bedeutende Rolle. Über die technische Verwendung von Kalksteinen, Mergeln und Tonen informiert Abb. 23.10.

23.3.1 Einteilung der Karbonatgesteine

Klassifikation nach der Korngröße. Nach ihrer vorwiegenden Korngröße lassen sich Karbonatgesteine in Kalkrudite (>2 mm), Kalkarenite (2 mm–62 μ m) und Kalklutite (<62 μ m) einteilen.

Klassifikation nach dem Gefüge. Genetisch aussagekräftiger ist die Gefügeklassifikation von Folk (1962), bei der folgende Komponenten unterschieden werden: (1) Partikel oder Körner, (2) Matrix, hauptsächlich feinkörniger Mikrit und (3) Zement, hauptsächlich gröberkörniger, drusiger Sparit. Für die Partikel werden folgende Abkürzungen verwendet: Bio für Skelett-Fragmente, Oo für Ooide (s. u.), Pel für Peloide, d. h. linsenförmige Partikel, Intra für Intraklasten (Gerölle u. ä.). Die Kombination von

einer oder zwei dieser Abkürzungen mit den Nachsilben Mikrit und Sparit ergibt den Gesteinsnamen, z. B. Biosparit, Bio-Oomikrit (Abb. 23.11). Ein Biolithit ist ein in situ gebildetes Karbonatgestein, z. B. ein Stromatolith oder ein Rifffkalk (s. u.); als Dismikrit wird ein Kalkstein mit Fenstergefüge bezeichnet, bestehend aus einem Mikrit mit Hohlräumen, die oft mit Sparit gefüllt sind.

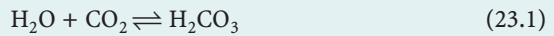
Nach ihrem *Ablagerungsmechanismus* unterscheidet man bei Karbonaten eine Reihe von Gefügetypen, die in Abb. 23.12 zusammengestellt sind.

Klassifikation nach dem Dolomit-Gehalt. Danach ergibt sich folgende Einteilung:

- Kalkstein: <10 % Dolomit,
- dolomitischer Kalkstein (dolostone): 10–50 % Dolomit,
- calcitischer Dolomit: 50–90 % Dolomit,
- Dolomit: >90 % Dolomit.

23.3.2 Löslichkeit und Ausscheidungsbedingungen des CaCO₃

Bei den Gleichgewichten zwischen festem CaCO₃ und wässriger Lösung in Gegenwart von CO₂ als Gasphase sind folgende Ionen beteiligt: Ca²⁺, CO₃²⁻, HCO₃⁻, H⁺, OH⁻. Daneben spielt der CO₂-Partialdruck (P_{CO₂}) in der Gasphase, mit der sich die zugehörige Lösung im Gleichgewicht befindet, eine besondere Rolle. CO₂ löst sich als H₂CO₃ im Wasser nach der Gleichung



Geht ein Kalksediment bzw. ein Kalkstein in schwach CO₂-haltigem Wasser in Lösung, so kann das mit der folgenden Gleichung beschrieben werden:

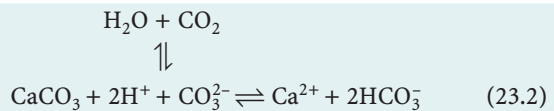


Abb. 23.11. Klassifikation der Kalksteine nach ihrem Gefüge. (Nach Folk 1962, aus Tucker 1985)

Karbonatpartikel	Bezeichnung der Kalksteine			
	zementiert durch Sparit		mit mikritischer Matrix	
Skelettfragmente (Bioklasten)	Biosparit		Biomikrit	
Ooide	Oosparit		Oomikrit	
Peloide	Pelsparit		Pelmikrit	
Intraklasten	Intrasparit		Intramikrit	
In-situ-Bildung	Biolithit		Kalkstein mit Fenstergefüge-Dismikrit	

(Allochthone Kalke) Primäre Komponenten während der Sedimentation, nicht organogen gebunden				(Autochthone Kalke) Primäre Komponenten während der Sedimentation, organogen gebunden				
weniger als 10% Komponenten > 2 mm		mehr als 10% Komponenten > 2 mm		Boundstone (Biolithit)				
mit Mikrit (< 0,03 mm)		ohne Mikrit		Matrix-Gefüge	Partikel-Gefüge	Organismen als Sedimentfänger	Organismen als Sedimentbinder	Organismen als Gerüstbildner
Schlamm-Gefüge		Partikel-Gefüge						
weniger als 10% Komponenten	mehr als 10% Komponenten							
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone

Abb. 23.12. Gefügeklassifikation der Kalksteine aufgrund der Ablagerungsvorgänge. (Nach Dunham 1962, mit Ergänzungen von Embry u. Klovan 1971, aus Tucker 1985)

Dabei stammen die HCO_3^- -Ionen einmal aus der Dissoziation von H_2CO_3 , zum anderen aus der Reaktion von H^+ mit CaCO_3 entsprechend dem Vorgang



Gleichung (23.2) beschreibt die wesentliche Reaktion bei der Auflösung von CaCO_3 während der chemischen Verwitterung von Kalkstein und bei der Verkarstung von Kalkformationen unter Höhlenbildung. Der rückläufige Prozess entspricht der Ausfällung von CaCO_3 aus Meer- oder Süßwasser, als Bindemittel im Sediment oder z. B. beim Wachstum von Tropfstein-Gebilden (Stalaktiten und Stalakmiten).

Jeder Prozess, der den Anteil an CO_2 anwachsen lässt, vergrößert die Löslichkeit von CaCO_3 , während jede Verminderung des CO_2 die Ausfällung von CaCO_3 einleitet. Auch die Wirkung der Wasserstoffionenkonzentration (pH-Wert), die ebenfalls eine wichtige Rolle spielt, kann mit den Gleichungen (23.2) und (23.3) erklärt werden. Bei hohem pH verläuft die Reaktion nach der linken Seite hin unter Ausfällung, bei niedrigem pH hingegen nach rechts unter Auflösung von CaCO_3 ; H_2CO_3 ist gegenüber HCO_3^- die stärkere Säure.

Die Löslichkeit von CaCO_3 in reinem Wasser nimmt – im Unterschied zu den meisten anderen Salzen – mit steigender Temperatur ab. Außerdem löst sich CO_2 ebenso wie andere Gase in wärmerem Wasser weniger gut als in kühlerem. Die Zunahme des Drucks – unabhängig von seiner Einwirkung auf die Löslichkeit von CO_2 – erhöht die Löslichkeit des CaCO_3 zunächst nur relativ geringfügig. Erst in sehr großen Meerestiefen nimmt die Löslichkeit von CaCO_3 so stark zu, dass sich karbonatische Sedimente nicht mehr bilden können.

Als *Karbonat-Kompensationstiefe* (CCD, engl. carbonate compensation depth) bezeichnet man das Niveau, in der die Auflösungsrate von Karbonaten ihre Ausscheidungsrate übersteigt.

Die CCD unterliegt großen Schwankungen; in Ozeanen der tropischen Klimazonen liegt sie für Calcit bei etwa 4500–5000 m, für Aragonit ca. 1000 m tiefer. Aus einer CaCO_3 -gesättigten Lösung wird Kalksubstanz ausgeschieden, wenn die Temperatur zunimmt oder P_{CO_2} in der Gasphase abnimmt oder wenn beide Einflüsse vorhanden sind. Auf der anderen Seite wird Kalkstein aufgelöst, wenn die Temperatur abnimmt und/oder P_{CO_2} ansteigt. So entziehen z. B. Pflanzen durch ihren Assimilationsvorgang der Lösung CO_2 ; es kommt zur Abscheidung von CaCO_3 mit der Folge einer Überkrustung der Pflanzenteile durch Kalksubstanz. Dabei entsteht der sog. Kalktuff. An Quellenaustritten beobachtet man oft die Bildung von *Kalksinter*. Seine Abscheidung erfolgt mit der Erwärmung des Quellwassers unter gleichzeitiger Entbindung eines Teils des gelösten CO_2 .

Erniedrigung des CO_2 -Partialdrucks, der Menge des im Wasser gelösten CO_2 und/oder des pH-Wertes sowie Erhöhung der Temperatur führen zur Übersättigung und begünstigen die Ausscheidung von CaCO_3 .

23.3.3

Anorganische und biochemische Karbonat-Bildung im Meerwasser

Marine Karbonatsedimente enthalten neben ausgefällten Mineralen meist auch biogenes Material. Die marine anorganische Ausscheidung von Kalksedimenten erfolgt vorwiegend in flachen Meeresteilen.

Anorganische Ausfällung von CaCO_3 . Wir wissen seit langem, dass das Oberflächenwasser des Meeres CaCO_3 -gesättigt, in tropischen Gebieten sogar übersättigt ist. Trotzdem erfolgt die Ausfällung von CaCO_3 aus übersättigter Lösung nur unter bestimmten Voraussetzungen, z. B. bei der Anwesenheit von Keimen, die in dem feinsten Zerreibsel der tierischen Kalkschalen vorliegen können. Mitunter scheiden sich aus dem an CaCO_3 gesättigten Wasser flacher Meeresteile *Ooide* aus; das sind CaCO_3 -Aggregate von kugelig bis ovaler Gestalt und konzentrisch-strahligem Schalenbau, die Durchmesser von 0,25–2 mm, meist von 0,5–1 mm besitzen. Die aus Ooiden aufgebauten Gesteine werden als *Oolith* (Oosparite, Oomikrite) bezeichnet (Abb. 23.4b, S. 356, Abb. 23.11). Die Ooide schweben im Wasser, bis sie zu einer gewissen Größe angewachsen sind, und werden dann zu einem oolithischen Kalkstein sedimentiert. Der Schalenbau der Ooide entspricht einem Wechsel von Ruhe und Bewegung im Flachwasser. Zudem deutet die äußere Oberfläche der Körner auf anschließenden Abrieb, Transport und klastische Sedimentation hin. Die oft erheblichen Mächtigkeiten mariner Kalkablagerungen erklären sich aus der fortlaufenden Zufuhr von CaCO_3 -gesättigtem Meerwasser durch die Meeresströmungen.

Zur primären Ausscheidung von Dolomit kommt es bei der Bildung von Evaporit-Serien (Abschn. 23.7.2, S. 376) oder bei der Mischung von Salzwasser und Süßwasser im strandnahen Bereich.

Biochemische Karbonat-Bildung. An vielen Stellen entstehen Kalksedimente in flachen Meeresteilen der Schelfregion in Verbindung mit einer reichen Entwicklung von kalkbildenden Organismen, die ihre Schalen oder Gerüste aus CaCO_3 aufbauen. Bei den Pflanzen sind es insbesondere die Kalkalgen, bei den Tieren vorwiegend Foraminiferen (die Art *Globigerina*), Korallen, Kalkschwämme, Bryozoen, Brachiopoden, Echinodermen, Mollusken u. a., von denen viele riffbildend sind. Schon im Präkambrium und Kambrium entstanden durch die metabolische Aktivität von Blaugrünalgen karbonatische Erhebungen, die sog. *Stromatholithe*.

Riffe. Riffe sind karbonatische Hügelstrukturen, die von kolonienbildenden oder einzeln lebenden Invertebraten aufgebaut werden und ein wellenresistentes Gerüst besitzen (z. B. Tucker 1985). Sie bestehen hauptsächlich aus kalkigen Außenskeletten, sind ungeschichtet und stellen wichtige Speichergesteine für Erdöl und Erdgas dar. Im Verlauf der Erdgeschichte waren fast alle wirbellosen Tierarten am Aufbau von Riffen beteiligt, so Stromatoporen im Ordovizium bis Devon, Pterokorallen im Silur bis Karbon, phylloide Algen im Karbon bis Perm, Cyclokorallen seit der Trias, Schwämme in Trias und Jura, Rudisten-Muscheln in der Kreide sowie Korallen und Corallinaceen in der Gegenwart. Bei den riffbildenden Organismen unterscheidet man Gerüstbildner (z. B. Korallen), Gerüstbinder, die das Gerüst umkrusten und verstärken (z. B. Kalkalgen und Bryozoen), und Riffbewohner (z. B. Bohrmuscheln, Algen, Echinodermen und Raubfische). Wichtige Rifftypen sind die kleinen, rundlichen Kuppenriffe (engl. patch reef), die konischen Säulenriffe (engl. pinnacle reef), Barriereriffe, die von der Küste durch eine Lagune getrennt sind, Saumriffe, die sich entlang der Küste erstrecken und Atolle mit eingeschlossener Lagune.

Für die rezente Bildung von Korallenriffen gelten eine Reihe von Bedingungen, die wahrscheinlich auch in der geologischen Vergangenheit für das Riffwachstum wichtig waren:

- hohe Wassertemperatur: optimales Wachstum bei 25 °C,
- geringe Wassertiefe: Hauptwachstum bis <10 m,
- geringe Toleranzbreite für die Salinität und
- Begünstigung des Riffwachstums durch intensive Wellentätigkeit und fehlende Zufuhr von terrigenen Silt- und Tonpartikeln (z. B. Tucker 1985).

Dementsprechend entwickeln sich Riffe im Schelfbereich an den Rändern von Epikontinental-Meeren, wo sie – günstige Temperaturbedingungen vorausgesetzt –

die Karbonatplattform begrenzen (Abb. 23.13). Sie zeigen einen dreiteiligen Aufbau:

1. Vorriff (engl. fore reef): Es hat einen steilen Außenhang und einen Hangfuß aus grobem Riffschutt, der zum offenen Meer hin in Kalkturbidite übergeht, die zwischen die pelagischen Karbonatschlämme der Tiefsee eingeschaltet sind.
2. Riffkern (engl. reef core) mit der Riff-Plattform.
3. Rückriff (engl. back reef): Es wird aus Riffschutt, Karbonatsanden und Oolithen gebildet und leitet in die Karbonatplattform mit ihren Lagunen über, in der Karbonatsande und Karbonatschlämme abgelagert werden.

Marine Kalksteine enthalten also neben anorganisch oder biochemisch ausgefälltem CaCO₃ häufig klastische Komponenten, wie mechanisch aufbereitete Hartteile von Fossilien oder Erosionsprodukte älterer Kalksteine, oder bestehen überwiegend aus diesen. Zusätzlich kann bereits während der Sedimentation eine chemische CaCO₃-Abscheidung wirksam werden, die von diagenetischen Vorgängen meist nur schwer abzugrenzen ist.

Kreide. Das ist ein dichtkörniger organogener Kalkstein, der ausschließlich aus Schalen von Mikroorganismen, besonders von Foraminiferen besteht. Er enthält diagenetisch gebildete Konkretionen von feinkristallinem SiO₂ (Feuerstein, Flint, engl. chert), die lagenweise angereichert sind.

23.3.4 Bildung festländischer (terrestrischer) Karbonatsedimente

Hier treten Kalkausscheidungen als Oberflächenkalke in Trockengebieten, als Absätze aus Quellen und Flüssen oder als Ablagerungen in Binnenseen auf.

Die *Oberflächenkalke* oder Krustenkalke (Calcrete) sind an Trockenregionen gebunden. Während der Tro-

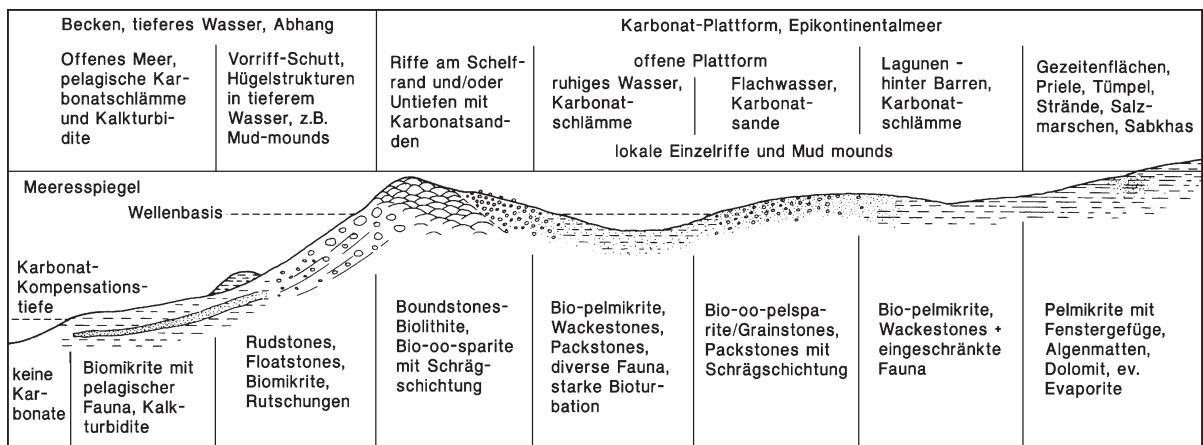


Abb. 23.13. Die wichtigsten marinen Bildungsbereiche von Karbonatsedimenten und ihre charakteristische Faziesausbildung. (Nach Tucker 1985)

ckenzeit steigt das Wasser der Verwitterungslösungen kapillar im Boden auf und verdunstet an der Oberfläche. Dabei scheiden sich die am schwersten löslichen Salze zuerst aus, so das CaCO_3 .

In Regionen mit reichlicheren Niederschlägen gelangen die Ca^{2+} - und HCO_3^- -Ionen über das Grundwasser in Quellen, Bäche und Flüsse. Tritt das Grundwasser als Quelle aus oder erfolgt eine Zerteilung des Flusswassers etwa in einer Kaskade, so kommt es unter gleichzeitiger Erwärmung des Wassers zur unmittelbaren Freisetzung des gelösten CO_2 und damit zur Ausfällung von CaCO_3 nach Gleichung (23.2). Es entstehen *Kalksinter*. Oft bildet sich ein poröser Kalkstein, der Travertin, etwas irreführend auch als Kalk- oder Quelltuff bezeichnet. Travertin ist ein geschätzter Baustein besonders zur Verkleidung von Fassaden.

In Binnenseen treten feinkörnige Kalkschlämme auf, die als *Seekreide* bezeichnet werden. Häufig wird in diesem Fall die Ausscheidung von CaCO_3 durch die Anwesenheit eines üppigen Pflanzenwuchses gefördert.

23.3.5

Diagenese von Kalkstein

In rezenten unverfestigten Karbonatsedimenten der Flachsee werden vorwiegend metastabiler Aragonit und Mg-reicher Calcit beobachtet. Demgegenüber bestehen Kalksteine älterer geologischer Formationen, besonders von vortertiärem Alter nur aus normalem Mg-armem Calcit. Man nimmt an, dass bei der Verfestigung von lockerem Kalksediment zu Kalkstein die beiden metastabilen Minerale aufgelöst wurden und gewöhnlicher Calcit neu kristallisierte, es sei denn, das Sediment war bereits ursprünglich aus reinem Calcit zusammengesetzt. Organische Komponenten wie Huminsäuren haben einen deutlichen Einfluss auf die Diageneseprozesse von Kalkstein. Auch im Kalkstein gibt es verbreitet authigene Neubildungen verschiedener Silikate, am häufigsten sind Alkalifeldspäte, wie sie auch in pelitisch-psammitischen Sedimenten beobachtet werden, und zwar überwiegend Albit.

Dolomitische Kalksteine entstehen früh- bis spätdiagenetisch durch Einwirkung magnesiumhaltiger Porenlösungen auf primär sedimentierte Kalke, solange noch ein Porenvolumen vorhanden ist (*Dolomitisierung*). Rezente frühdiagenetische Dolomit-Bildung beobachtet man im Küstenbereich und in der Flachsee, so bei Florida, auf der Bahamabank, in der Karibik und im Persischen Golf (z. B. Tucker 1985). Zwischen den Mineralen Calcit und Dolomit besteht bei der Sedimentation und Diagenese eine ausgedehnte Mischungslücke, wobei Dolomit nach Abb. 6.11 (S. 101) fast reines $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ sein sollte. Trotzdem wird unter diesen Tieftemperaturbedingungen metastabil mehr Ca in die Dolomit-Struktur eingebaut,

als es dem stöchiometrischen Verhältnis entspricht (Füchtbauer 1988). Der Ca-Überschuss bleibt über längere geologische Zeiträume hinweg erhalten, wie zahlreiche paläozoische Ca-Dolomite beweisen. Umgekehrt kann es bei der Diagenese von Dolomiten auch zur Neubildung von Calcit kommen (Dedolomitisierung).

23.4

Eisen- und Mangan-reiche Sedimente

23.4.1

Ausfällung des Eisens und die Stabilitätsbedingungen der Fe-Minerale

Die wichtigsten Minerale in den Fe-reichen Sedimenten sind: Goethit $\alpha\text{-FeOOH}$, Hämatit, Magnetit, Siderit, Chamosit (ein Fe-reicher Chlorit) und in besonderen Fällen Pyrit.

Für die Ausfällung des Eisens aus den natürlichen wässrigen Lösungen und die Stabilitätsbeziehungen der Fe-Minerale sind insbesondere das Redoxpotential Eh und die Wasserstoffionenkonzentration pH ausschlaggebend. Als Beispiel diene ein Eh-pH-Diagramm, das für hohe Karbonat- und niedrige Sulfid-Gehalte in der Lösung gilt (Abb. 23.14). Bei hohem Eh, d. h. unter stark oxidierenden Bedingungen, besitzt Hämatit ein weites Stabilitätsfeld, während sich Siderit fast nur unter reduzierenden Bedingungen, d. h. bei negativen Eh-Werten ausscheidet. Pyrit entsteht ebenfalls unter reduzierenden Bedingungen, wobei sich sein Stabilitätsfeld mit Zunahme des $\text{S}^{2-}/\text{CO}_2$ -Verhältnisses in der Lösung stark erweitert. Magnetit existiert unter stark reduzierenden Bedingungen und im basischen Bereich; doch dehnt sich sein Stabilitätsfeld mit Abnahme von S^{2-} und CO_2 in der Lösung bis fast in den Neutralbereich aus. Fe-Silikate können sich nur bei reichlichen SiO_2 - und niedrigen CO_2 -Gehalten und hohem pH ausscheiden.

Im Grundwasser ist der Fe-Gehalt normalerweise recht gering; bei Sauerstoffunterschuss ist Fe^{2+} in Form von Ferrosalzen gelöst, am häufigsten als Karbonat, Chlorid oder Sulfat. Im gut durchlüfteten Oberflächenwasser neigen derartige Lösungen durch den vorhandenen Sauerstoff zu Hydrolyse und Oxidation dieser Salze unter Bildung von $\text{Fe}(\text{OH})_3$, wobei ein Teil davon in die kolloidale Form übergeht. Eine relativ bescheidene Menge des Eisens wird als Fe^{3+} -Oxid-Hydrosol durch das Flusswasser transportiert. Das ist auf längere Strecken hin nur möglich, wenn eine Stabilisierung durch kolloidale organische Substanz, sog. Schutzkolloide, erfolgt. Diese Kolloide besitzen positive Ladungen und werden so über weite Entfernungen hin transportiert, ohne ausgefällt zu werden. Voraussetzung ist, dass die Konzentration an Elektrolyten niedrig bleibt und dass negativ geladene Kolloide nicht in größerer Menge in das Flusswasser ge-

langen. Anderenfalls käme es unterwegs zur Ausfällung des Eisens.

Sobald das Flusswasser das Meer erreicht, flocken die eisenhaltigen Kolloide durch den hohen Elektrolytgehalt des Meerwassers noch im Schelfbereich aus. Die Auscheidung erfolgt vor allem in Abhängigkeit vom dort herrschenden Redoxpotential als Hydroxid (Goethit), Karbonat (Siderit), Silikat (Chamosit u. a.) oder auch als Sulfid (Pyrit). Die Flocken setzen sich häufig an die im Wasser des Küstenbereichs aufgewirbelten Mineralfragmente an. Durch weitere Anlagerung von Flocken an Eigen- und Fremdkerne kommt es zu einer konzentrischen Umschaltung. Bei einer gewissen Größe können sich diese Ooide, die wir schon bei den marinen Kalksteinen beschrieben hatten, nicht mehr im Wasser schwebend halten und sinken zu Boden. Dabei entstehen eisenreiche oolithische Sedimente. Das Gefüge dieser Oolithe lässt erkennen, dass die Ooide wie bei den oolithischen Kalksteinen zerbrochen sind; bisweilen weisen die Oolithe Trümmererzstrukturen auf. Bei genügender Konzentration von Fe kommt es zur Bildung von marin-sedimentären oolithischen Eisenerzen.

Unsere jetzigen Flüsse führen meist nur sehr geringe Mengen an Fe, und auch der Fe-Gehalt des heutigen Ozeanwassers ist extrem gering, so im offenen Meer 1 mg/m³ Wasser. In der geologischen Vergangenheit müssen daher bei der Bildung der bedeutenden sedimentären Fe-Lagerstätten in den festländischen Liefergebieten besondere, Fe-anreichernde Verwitterungsprozesse geherrscht haben, wie sie in der Jetztzeit nirgends auf der Erde beobachtet werden. Alternativ kann man annehmen, dass Fe-reiche Lösungen durch submarin-vulkanische Exhalationen zugeführt wurden.

In Binnenseen, Sümpfen und Mooren, wo es an stabilisierenden organischen Kolloiden nicht mangelt und dazu die Konzentration an Elektrolyten zu gering ist, um eisenhaltige Kolloide auszufällen, erfolgt die Ausfällung des Eisens ausschließlich durch Bakterien und Pflanzen. Das Fe³⁺-Oxid-Hydrosol wird reduziert und Siderit scheidet sich aus. Für die Bildung einer terrestrischen Eisenerzlagerstätte ist Voraussetzung, dass die Zufuhr an klastischem Material gering bleibt.

23.4.2

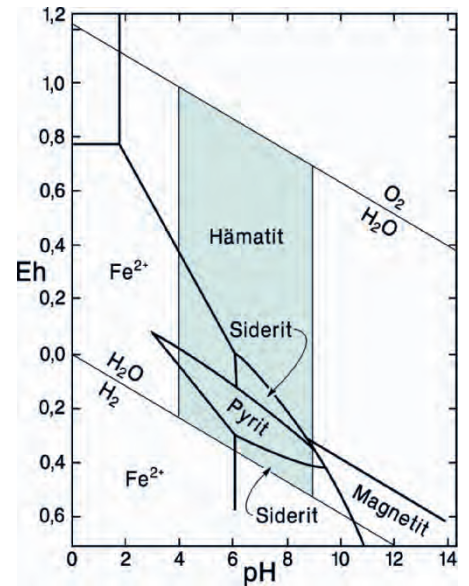
Sedimentäre Eisenerze

Die sedimentären Eisenerze und die eisenreichen Sedimentgesteine können in folgende Hauptgruppen aufgliedert werden (James 1954; Evans 1993):

- gebänderte Eisenformationen (Banded Iron Formations/BIF),
- phanerozoische Eisensteine (Phanerozoic ironstones),
- terrestrische Eisenerze.

Abb. 23.14.

Eh-pH-Diagramm für die Stabilitätsfelder von Fe²⁺- und Fe³⁺-Ionen in Lösung sowie für die Minerale Hämatit, Magnetit, Pyrit und Siderit. Das Feld der gewöhnlichen Eh-pH-Bedingungen im oberflächennahen Milieu ist farbig hinterlegt. Gesamtaktivität des gelösten Karbonats 1-molar, des gelösten S 10⁻⁶-molar, des gelösten Fe 10⁻⁶-molar. (Nach Garrels u. Christ 1965, aus Krauskopf 1979)



Gebänderte Eisenformationen (Banded Iron Formations/BIF)

Sie stellen die größten Eisenreserven der Erde dar und sind daher von überragender wirtschaftlicher Bedeutung. Neben der heute international akzeptierten Bezeichnung BIF gibt es noch regionale Namen wie Itabirit (nach Itabira in Brasilien), Jaspilit, Hämatitquarzit, Spekularit oder Taconit (in den USA). Die sedimentäre Bildung der BIF erfolgte zu 90 % im Paläo- bis Mesoproterozoikum, als in einem relativ engen Zeitraum zwischen 2,5 und 1,9 Ga mindestens 10¹⁴–10¹⁵ t Fe abgelagert wurden (Gross 1991). Kennzeichnet für die BIF ist eine Feinschichtung, bedingt durch einen Lagenwechsel aus Eisenerz, Hornstein (Chert, Jaspis) und Tigerauge, einem verkieselter Amphibolasbest (Krokydolith), bei dem Fe²⁺ zu Fe³⁺ oxidiert ist (Abb. 23.15); die 0,5–3 cm mächtigen Schichten sind in sich noch einmal im Millimeter- oder Zehntelmillimeter-Bereich feincliniert. Allerdings sind die ursprünglichen Sedimentstrukturen häufig durch – z. T. hochgradige – metamorphe Überprägung weitgehend unkenntlich geworden. Es unterliegt keinem Zweifel, dass die BIF durch chemische oder biochemische Ausfällung entstanden sind, z. B. unter Mitwirkung von Organismen wie Blaugrün-Algen, Pilzen oder Bakterien. Umstritten ist allerdings, ob der Metallinhalt von den benachbarten Landmassen herantransportiert oder durch submarine vulkanische Exhalationen gefördert wurde.

Nach der Art der Erzminerale können vier Faziestypen unterschieden werden:

- Oxidfazies, die wichtigste BIF-Fazies: Hämatit und/oder Magnetit,
- Karbonatfazies: Siderit,

- Silikatfazies: Fe-reiche Schichtsilikate wie Greenalith (S. 152), Chamosit (S. 151), Glaukonit (S. 353), Minnesotait (ein Fe-reicher Talk) und Stilpnomelan (S. 383), der möglicherweise bereits eine metamorphe Bildung ist,
- Sulfidfazies: Pyrit.

Die BIF lassen sich in zwei Haupttypen unterteilen:

Superior-Typ. BIF vom Superior-Typ wechsellagern mit Quarziten, schwarzen Mergeltonen und anderen Sedimenten, die im flachen Seewasser von Kontinental-schelfen, abgeschnürten Meeresbecken, vorrückenden Küstenlinien oder intrakratonischen Becken abgelagert wurden; eine direkte Verknüpfung mit Vulkaniten ist nicht erkennbar. Die Erze liegen meist in Oxid-, Karbonat- und Silikat-Fazies vor. Wichtige Lagerstätten dieses Typs befinden sich in der namensgebenden Lake-Superior-Provinz Nordamerikas, wo sie sog. Ranges bilden, insbesondere die Cuyuna-, Mesabi- und Vermillion-Range (Minnesota), die Penokee-Gogebic-Range (Wisconsin-Michigan), die Marquette- und Menominee-Range (Michigan) sowie die Gunflint-Range, der Steep-Rock-Distrikt und der Michipicoten-Distrikt (Ontario, Canada). Von ihnen ist die Mesabi-Range am produktivsten. Weitere weltwirtschaftlich wichtige BIF-Lagerstätten dieses Typs befinden sich im Labrador-Trog (Kanada), bei Krivoj Rog und Kursk in der Ukraine, im Bihar-Orissa-Gebiet (Indien), in der Hamersley Range (West-Australien; Abb. 23.15) sowie in Minas Gerais (Brasilien).

Algoma-Typ. BIF vom Algoma-Typ liegen in der Oxid-, Karbonat- und Sulfid-Fazies vor. Sie sind häufig an archaische Grünstein-Gürtel gebunden, treten aber auch in jüngeren Formationen auf. Charakteristisch ist die Wech-

sellagerung mit Grauwacken-Vulkanit-Assoziationen, was häufig als Indiz für eine vulkanisch-exhalative Bildung angesehen wird. Wichtige Lagerstätten dieses Typs liegen im archaischen Abitibi-Grünstein-Gürtel am Kirkland Lake und bei Temagami (Ontario), in der Vermillion-Range (Minnesota), im Yilgarn-Block und Pilbara-Distrikt (West-Australien), in Liberia und Guayana (Westafrika) sowie in Simbabwe und Transvaal (südliches Afrika).

Phanerozoische Eisensteine (Phanerozoic ironstones)

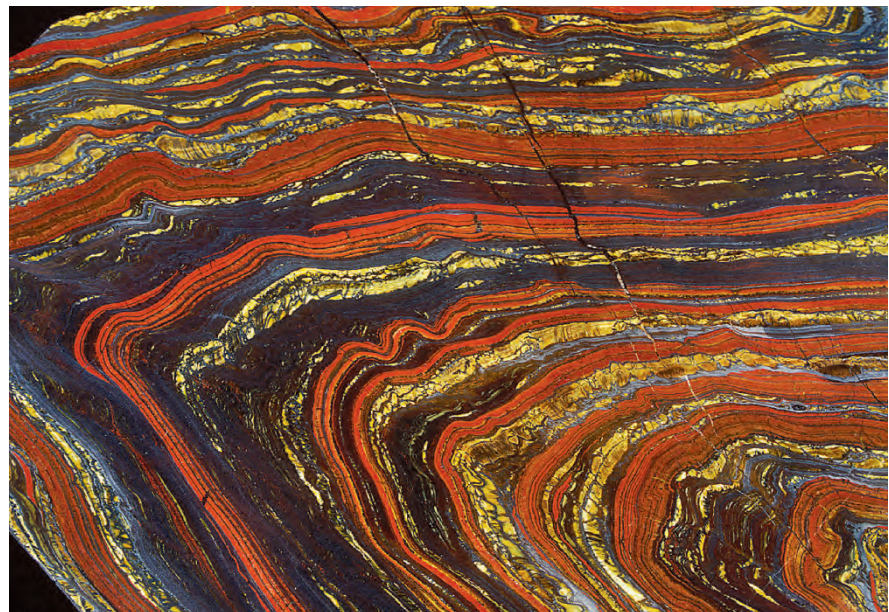
Diese im Flachseebereich abgelagerten Eisenerze waren früher von großer wirtschaftliche Bedeutung, die jedoch kontinuierlich zurückgeht. Es lassen sich zwei verschiedene Typen unterscheiden:

Oolithische Hämatit-Chamosit-Siderit-Erze vom *Clinton-Typ*, benannt nach der Lagerstätte Clinton in Alabama (USA) mit Durchschnittsgehalten von ca. 40–50 % Fe, besitzen meist altpaläozoisches Alter. Ein wirtschaftlich wichtiges Beispiel ist die Lagerstätte Wabana in Neufundland (Kanada). Kleinere Vorkommen von oolithischen Chamosit-Thuringit-Erzen im Ordovizium Thüringens sind heute ohne Bedeutung.

Eisenerze vom *Minette-Typ* bestehen meist aus Siderit, Chamosit, Hämatit und Limonit; sie sind überwiegend oolithisch ausgebildet. Bei den Minette-Erzen aus dem Dogger von Mittelengland, Lothringen, Luxemburg sowie bei den gleich alten, heute nicht mehr abgebauten Oolithen in Baden, Württemberg und Franken bestehen die Ooide aus Limonit, die Grundmasse aus Calcit, Siderit oder Chamosit. Diese Erze führen durchschnittlich 30 % Fe, meist >20 % SiO₂ und 5–20 % CaO; die hohen Karbonatgehalte gestatten häufig die Verhüttung ohne Zusatz von Flussmitteln.

Abb. 23.15.

Eisenerz der Banded Iron Formation (BIF) vom Superior-Typ. Man erkennt eine verfaltete Wechsellagerung von Hämatit (hell- bis dunkelblau), Tigerauge (gelb) und rotem Jaspis. Hamersley Range, Australien. Bildbreite ca. 15 cm. Mineralogische Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)



Die ehemals wichtigste Fe-Lagerstätte Deutschlands mit Vorräten von bis zu 4 000 Mio. t Erz liegt im Salzgitter-Distrikt im nördlichen Harzvorland. Sie umfasst oolithische Eisenerze von Lias-, Malm- und Kreide-Alter sowie Trümmereisenerze der Kreide. Diese bestehen aus Brandungsgeröllen von Toneisenstein aus dem Lias und dem Dogger, die in synsedimentär absinkenden, durch Salztektonik angelegten Senken zusammen geschwemmt und zu Limonit oxidiert wurden. Zusätzlich kam es zur marinen Ausscheidung von limonitischen Ooiden. Die Matrix zwischen den Trümmern und Ooiden ist wechselnd tonig, mergelig, kalkig, ankeritisch oder sideritisch. Insgesamt wurden 340 Mio. t Eisenerz gewonnen und im Stahlwerk Salzgitter verhüttet. Der letzte Untertage-Abbau dieses Distrikts, der Schacht Konrad, wird als Endlager für schwach radioaktive Abfälle offen gehalten.

Terrestrische Eisenerze

Eisenerze terrestrischer Entstehung waren in früheren Zeiten z. T. von Bedeutung für die lokale Fe-Gewinnung, sind aber heute wirtschaftlich uninteressant. Hierzu gehören:

- Sideritische Kohleneisensteine (blackbands) und Toneisensteine (claybands). Beide bestehen aus Siderit, kohligter Substanz und pelitischem Detritus und treten zusammen mit Kohlenablagerungen auf.
- See- und Sumpferze (Raseneisenerz) bestehen aus Limonit, der sich noch unter rezenten Bedingungen in Binnenseen und Sümpfen v. a. in nördlicheren Breiten ausscheidet. Raseneisenerz bildet erdige, oft mit Sandkörnern verkrustete Lagen innerhalb oder oberhalb von Torflagern.

23.4.3

Sedimentäre Manganerze

Eisen und Mangan verhalten sich geochemisch sehr ähnlich; ihre Trennung bei sedimentären Prozessen im Meer oder im Süßwasser stellt ein viel diskutiertes Problem dar. Die Hauptrolle dabei dürften Unterschiede im Redoxpotential spielen. Bei gleicher Temperatur und gleichem pH-Wert wird Eisen als $\text{Fe}(\text{OH})_3$ bereits bei niedrigeren Eh-Werten ausgefällt als Mangan in Form von MnO_2 (Maynard 1983). Dabei könnte die Mischung des Meerwassers mit sauerstoffreichen Oberflächenwässern im küstennahen Bereich eine wichtige Rolle spielen. In vielen Fällen sind sedimentäre Mn-Erze erst sekundär durch tropische Verwitterung zu bauwürdigen Lagerstätten angereichert, wie z. B. in Nsuta (Ghana, Abschn. 22.5.4, S. 345).

Präkambrische Manganerze

Häufig sind sedimentäre Manganerze mit Fe-Erzen vom BIF-Typ vergesellschaftet; sie sind dementsprechend

oft deformiert und metamorph überprägt. In den sog. Gonditen dominieren metamorph gebildete Silikate wie Spessartin, Mn-Pyroxene, Mn-Amphibole und Braunit $\text{Mn}^{2+}\text{Mn}_6^{3+}[\text{O}_8/\text{SiO}_4]$; karbonatische Manganerze bestehen überwiegend aus Rhodochrosit. Die ursprüngliche Ablagerung der Mn-Sedimente erfolgte im Flachseebereich intrakratonischer Becken, wobei einige Autoren eine vulkanisch exhalative Herkunft der Metalle annehmen. Wichtige Vorkommen liegen in Orissa (Indien), Minas Gerais (Brasilien), Bolivien, Gabun (Äquatorialafrika) und Ghana (Westafrika). Von weltwirtschaftlicher Bedeutung ist das Kalahari-Erzfeld in der altproterozoischen Transvaal-Sequenz (Südafrika) mit Erzvorräten von etwa 13 000 Mio. t. Der größte Bergbau ist Mawatwan, wo ein 20 m mächtiges Erzflöz durchschnittlich 38 % Mn enthält. Ein europäisches Vorkommen ist Jacobi in der Ostkarpathen (Rumänien).

Phanerozoische Manganerze

Die marin-sedimentären Manganerzlagerstätten von Nikopol am unteren Dnjepr (Ukraine) und Tschiaturi am Südhang des Kaukasus (Georgien) wurden im Flachseebereich des südkrainischen Oligozän-Beckens abgelagert. Die Erze bestehen aus Oolithen, Konkretionen und erdigen Massen von Pyrolusit und Romanèchit (Psilomelan); eine Karbonatfazies besteht aus Rhodochrosit und Manganocalcit. Diese Mn-Lagerstätten besaßen früher eine überragende wirtschaftliche Bedeutung, die jedoch wegen relativ geringer Mn-Gehalte – in Nikopol 15–25 % – deutlich zurückgegangen ist. Heute sind die viel reicheren kretazischen Mn-Erze von Groote Eylandt (Nord-Australien) mit Durchschnittsgehalten von 51 % Mn und Vorräten von 300 Mio. t weltwirtschaftlich viel wichtiger.

23.4.4

Metallkonzentrationen am Ozeanboden

Die Manganknollen der Tiefseebecken des Pazifischen und des Indischen Ozeans (Abb. 23.16) könnten für die Zukunft bedeutsame Metallreserven darstellen; jedoch ist ihre Gewinnung derzeit zu kostenaufwändig und wäre mit erheblichen ökologischen Risiken verbunden. Diese Konkretionen sind durch einen Ausfällungsprozess beim Zusammentreffen von gelöstem Mn^{2+} mit dem relativ hohen Sauerstoffgehalt des kalten Tiefenwassers als Gel ausgeflockt worden und bestehen so hauptsächlich aus einer röntgenamorphen Substanz. Hauptmetalle sind Mn und Fe. Erst durch spätere diagenetische Vorgänge sind kristallisierte, wasserhaltige Oxide und Hydroxide komplexer Zusammensetzung entstanden, insbesondere Todorokit (S. 90), Birnessit und Vernadit. Die Knollen enthalten weitere Schwermetalle in auffallend hohen, jedoch unterschiedlichen Konzentrationen, so insbesondere Ni, Cu und Co. Diese Buntmetalle sind adsorptiv

Abb. 23.16.

Manganknollen vom Boden des Pazifischen Ozeans, ca. 1575 km südöstlich Hawaii, Wassertiefe 5200 m. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)



angelagert. Die Knollen aus dem Knollengürtel des nördlichen Pazifiks enthalten im Mittel 27,0 % Mn, 1,3 % Ni, 1,2 % Cu und 0,2 % Co. Aus dem konzentrisch-schaligen Aufbau der Knollen wird geschlossen, dass sie auf dem Ozeanboden über geologische Zeiträume hinweg gewachsen sind, und zwar um etwa $1 \text{ mm}/10^6$ Jahre. Ihre Metallgehalte werden aus kontinentalem Verwitterungsmaterial und/oder submarinen vulkanischen Exhalationen abgeleitet.

23.5

23.5 Kieselige Sedimente und Sedimentgesteine

Solche Sedimentbildungen bestehen aus nichtdetritischen SiO_2 -Mineralen wie Opal, Chalcedon, Jaspis oder makrokristallinem Quarz. Fallweise kann die kieselige Mineralsubstanz anorganisch und/oder biogen ausgefällt sein. Die Mineralumbildung bei der folgenden Diagenese führt von instabilem biogenem Opal über fehlgeordneten Tief-Cristobalit/-Tridymit zu stabilem Tief-Quarz. Auf diese Weise haben sich z. B. viele jetzt aus Quarz bestehende Hornsteine umgebildet.

Für die Auflösung und Abscheidung von SiO_2 aus wässriger Lösung ist die Kenntnis seiner Löslichkeit in Abhängigkeit von Temperatur und pH-Wert der Lösung von großer Bedeutung. Dabei haben die kristallinen Formen des SiO_2 , so Quarz, Tridymit oder Cristobalit, eine viel geringere Löslichkeit als die amorphen Formen wie Opal. Mit zunehmender Temperatur zwischen 0 und 200°C nimmt die Löslichkeit von SiO_2 stetig linear zu. Bis zu einem pH-Wert von etwa 9 ist Kieselsäure als $\text{Si}(\text{OH})_4$ -Molekül relativ schwach löslich, wobei ihre Lös-

lichkeit innerhalb dieses pH-Bereichs etwa in gleicher Höhe bleibt (Abb. 22.2, S. 342). Bei höherem pH steigt die Löslichkeit durch Ionisierung des $\text{Si}(\text{OH})_4$ sehr stark an, etwa auf das 30 bis 50fache.

Ausscheidung und Diagenese kieseliger Sedimente

Flusswasser enthält SiO_2 in echter Lösung, jedoch nur in außerordentlich geringen Gehalten. Ebenso ist der SiO_2 -Gehalt des Meerwassers nur sehr klein. Deshalb tritt eine Ausfällung oder Ausflockung nicht ein.

Im SiO_2 -Kreislauf des Ozeans ist die Kieselsäure biogener Herkunft. Organismen wie Radiolarien, Diatomeen oder Kieselchwämme nehmen SiO_2 auf und verwenden es für den Aufbau ihrer Skelettsubstanz, die aus Opal besteht. Ihre Gerüste sind so verbreitete Bestandteile der kieseligen Sedimente, die rezent als Diatomeen- bzw. Radiolarien-Schlicke vorliegen. Im Süßwasser setzt sich die poröse Diatomeen-Erde ab, die auch als Kieselgur bezeichnet wird. Auch hier bestehen die Diatomeen-Gerüste aus Opal. Je nach ihrem Verfestigungsgrad werden diese biogen-kieseligen Sedimente auch als Polierschiefer oder Tripel bezeichnet. In diesen Lockersedimenten liegt SiO_2 als röntgenamorpher Opal-A vor. Bei der diagenetischen Verfestigung kommt es durch Auflösungs- und Rekristallisationsprozesse zur Bildung von Pozellanit, bestehend aus kristallinem, aber stark fehlgeordnetem Opal-CT, und schließlich von Hornstein (Chert) bestehend aus Chalcedon bzw. Quarz.

Dementsprechend sind in den kieseligen Sedimentgesteinen älterer Formationen gewöhnlich nur die grobschaligen Radiolarien relictisch erhalten geblieben, so

im Radiolarit. Sie erscheinen unter dem Mikroskop in veränderter Form als Chaledon-Sphärolithe. *Radiolarite* sind dichte, scharfkantig brechende Gesteine mit muscheligen Bruch. Die meisten Radiolarite sind durch ein Fe-Oxid-Pigment, das sich zwischen faserigem Chaledon befindet, bräunlich gefärbt. Zu den Radiolariten gehören auch die *Lydite* (*Kieselschiefer*), die meist durch ein kohliges Pigment schwarz gefärbt sind. In ihnen sind die ehemaligen Radiolaritengerüste fast immer vollständig zerstört.

Auch Kieselschwämme liefern die Substanz für kieselige Sedimentabscheidungen. So gehen die knollenförmigen Hornstein-Konkretionen (Flint, Feuerstein) innerhalb der oberen Kreideformation auf diagenetisch mobilisierte Kieselsäure aus ehemaligen Kieselschwämmen zurück. Die Hornsteine bestehen überwiegend aus Chaledon, d. h. sehr feinkörnigen (<30 µm), verzahnten Quarz-Kriställchen, und können amorphe Opal-Substanz enthalten.

Technische Verwendung der Diatomeenerde (Kieselgur)

Die Eigenschaften der Diatomeenerde, ihr enorm großes Adsorptionsvermögen und die geringe Leitfähigkeit von Wärme und Schall, machen sie zu einem wertvollen technischen Rohstoff. So findet das weiche, im trockenen Zustand leichte und sich filzig anfühlende Gestein Verwendung als Absorbens, Zünd- und Sprengstoffzusatz (Dynamit), Isolations- und Filtriermaterial, z. B. zur Reinigung von Ölen oder Getränken wie Bier. Vorkommen von Diatomeen-Erde werden vielerorts im Tagebau gewonnen. Innerhalb der Bundesrepublik gibt es die meisten Vorkommen in der Lüneburger Heide.

23.6 Sedimentäre Phosphatgesteine

Phosphorite

Phosphorite sind meist unreine Gemenge aus schlecht kristallisierten bis amorphen Phosphaten, häufig Ca-Phosphaten, mit detritisch-kalkigem Material. Die mineralogische Zusammensetzung ist oft nicht genau bekannt. Wichtigstes Mineral der Phosphorite ist ein Karbonat-Fluor-Apatit $\text{Ca}_5[(\text{F},\text{O})/(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_3]$, bei dem die PO_4 -Gruppe teilweise durch CO_3 ersetzt ist. Er wurde zunächst kolloidal ausgefällt und kristallisierte später zu feinkörnigem Apatit um.

Phosphorite sind knollig, streifig oder oolithisch ausgebildet. Wahrscheinlich ist nur ein geringer Teil der Phosphorsäure anorganischer Herkunft; der größere Teil stammt vielmehr aus der Zersetzung von Phytoplankton und tierischen Hartteilen. Die rezenten und fossilen Phosphoritlager wurden in flachen Meeresbecken oder

im Küstenbereich abgelagert. Seit dem Präkambrium sind sie in fast allen Formationen entstanden, besonders jedoch in der Kreide und dem Tertiär. Wirtschaftlich bedeutsame Vorkommen befinden sich besonders in Marokko, Algerien, Tunesien und in Florida (USA).

Guano

Guano bildet sich durch Reaktion von flüssigen Exkrementen von Wasservögeln mit Kalkstein. Er besteht aus einem feinkörnigen Gemenge von Ca-Phosphaten, insbesondere Brushit $\text{CaH}[\text{PO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, Monetit $\text{Ca}[\text{PO}_3\text{OH}]$, Whitlockit $\text{Ca}_9(\text{Mg},\text{Fe})[\text{PO}_3\text{OH}/(\text{PO}_4)_6]$ sowie einem relativ F-armem Karbonat-Hydroxyl-Apatit. Guano-Ansammlungen finden sich vor allem auf Inseln und Küstenstreifen in den Äquatorialregionen, so in Chile und auf der Insel Nauru im südwestlichen Pazifik. Guano, der aus Exkrementen von Fledermäusen entsteht, kann sich in bauwürdiger Menge in Höhlen anreichern, z. B. bei Carlsbad (New Mexico) und in Malaysia.

Bedeutung der Phosphate in Technik und Umwelt

Phosphate sind unersetzbare Rohstoffe zur Produktion von Phosphatdüngemitteln, zur Herstellung technischer Phosphorsäure für die chemische Industrie und von Phosphorsalzen für verschiedene Industriezweige.

Große Phosphatmengen, die aus der landwirtschaftlichen Düngung oder aus Waschmitteln ins Abwasser gelangen, führen zu einer Eutrophierung der Gewässer, wodurch ein übermäßiges Wachstum des Planktons begünstigt wird. Dieses bewirkt durch starken Sauerstoffverbrauch ein Absterben von Fauna und Flora. Ein Teil des P wird an die organische Substanz oder die Tonfraktion gebunden transportiert. In Waschmitteln werden anstelle von Phosphaten heute vorwiegend industriell hergestellte Zeolithe eingesetzt (Abschn. 9.6.5, S. 176).

22.6

23.7 Evaporite (Salzgesteine)

23.7

23.7.1 Kontinentale (terrestrische) Evaporite

Die wesentlichen Ionen des Süßwassers HCO_3^- , Ca^{2+} und SO_4^{2-} stammen überwiegend aus der Verwitterung von magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen. Daher werden die kontinentalen Salzabscheidungen in den heutigen Salzseen stark von den anstehenden Gesteinen bzw. Böden im Einzugsgebiet der Wasserzuführung beeinflusst. Die wichtigsten Minerale der kontinentalen Evaporite sind in Tabelle 23.3 aufgeführt. Neben Ca-Karbonaten, Ca-Sulfaten und Halit bilden sich auch Karbonate und Sulfate der Alkalien, wie Natron (Soda),

Tabelle 23.3. Die wichtigsten Minerale der terrestrischen Evaporite

	Mineral	Formel
Karbonate	Aragonit, Calcit	$\text{Ca}[\text{CO}_3]$
	Dolomit	$\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$
	Natron (Soda)	$\text{Na}_2[\text{CO}_3] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
	Trona	$\text{Na}_3\text{H}[\text{CO}_3]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Sulfate	Gips	$\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Anhydrit	$\text{Ca}[\text{SO}_4]$
	Mirabilit (Glaubersalz)	$\text{Na}_2[\text{SO}_4] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
	Thenardit	$\text{Na}_2[\text{SO}_4]$
	Epsomit	$\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Borate	Kernit	$\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_6(\text{OH})_2] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
	Borax	$\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
	Colemanit	$\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$
	Ulexit	$\text{CaNa}[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_6] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Chloride	Halit (Steinsalz)	NaCl
Nitrate	Nitratin (Natronsalpeter)	$\text{Na}[\text{NO}_3]$
	Niter (Kalisalpeter)	$\text{K}[\text{NO}_3]$

Mirabilit (Glaubersalz) und Thenardit, die in marinen Salzgesteinen als Primärausscheidungen nicht auftreten.

Man unterscheidet drei Formen von terrestrischen Salzbildungen, die entweder örtlich nebeneinander oder in zeitlicher Folge nacheinander auftreten (Lotze 1957):

- Salzausblühungen und Salzkrusten,
- Salzsümpfe und Salzpflanzen,
- Salzseen.

Salzausblühungen und Salzkrusten

Sie bilden sich in oder auf trockenem Boden, vor allem in Steppen und Halbwüsten, in sog. Salzsteppen. Die Salze werden aus dem Verwitterungsschutt durch den Tau aus kapillar aufsteigendem Grundwasser ausgefällt. Die Abscheidungen bestehen hauptsächlich aus Calcit bzw. Aragonit, Gips oder Halit (Steinsalz). Diese und andere Salze reichern sich am Ort der Ausscheidung als Oberflächenkrusten an, da zum Abtransport nicht genügend Wasser vorhanden ist.

Die Nitrat-Lagerstätten der Atacama-Wüste in Nordchile und Peru stellen einen extremen und eigenartigen Fall der Wüstensalzbildung dar, der auf besondere klimatische Verhältnisse zurückgeht. Diese Wüste liegt in einem Hochplateau zwischen Kordillere und Küstenkordillere in unmittelbarer Nähe der Meeresküste. Hier herrschen starke Temperaturunterschiede, wobei extreme Trockenheit regelmäßig mit schweren Nebeln, die vom

nahen Pazifik hereinbrechen, abwechselt. Der Wüstenstaub liefert reichlich Kondensationskerne und es finden ständig statische Entladungen der Luftelektrizität statt. Dadurch wird der Luftstickstoff zu Salpetersäure oxidiert und in den Nebeltröpfchen niedergeschlagen. Alternativ wird die Nitratbildung durch bakterielle Oxidation erklärt; darüber hinaus können Nitrat-Ionen aus Guano oder aus vulkanischen Tuffen ausgelaugt worden sein. Mit den Kationen des verwitterten Gesteinsuntergrunds bilden sich Na- und K-Salpeter, die sich zusammen mit anderen Salzmineralen wie Halit, Na-Sulfaten und Na-Boraten durch Lösung und Wiederausfällung anreichern und wegen des Wassermangels nicht weggeführt werden können. Die ausgeschiedenen Salze verkitten Sande, Schotter und Schuttdecken zu einer bis zu 2 m mächtigen Kruste, die als Caliche bezeichnet wird. Der Nitratgehalt beträgt meist 7–8 %, lokal bis 60 %, wobei $\text{NaNO}_3 \gg \text{KNO}_3$ ist. Die chilenischen Salpeter-Lagerstätten werden seit etwa 1830 in zahlreichen Abbaufeldern ausgebeutet; z. Z. beträgt die Jahresförderung etwa 750 000 t. Diese deckt allerdings nur <0,3 % des Weltbedarfs an Stickstoff, während die Hauptmenge synthetisch aus Luftstickstoff gewonnen wird. Praktisch genutzt wird auch der hohe Jodgehalt der chilenischen Lagerstätten.

Salzsümpfe und Salzpflanzen

In Salzsümpfen scheidet sich das Salz in oder auf erdigem Schlamm aus, der von konzentrierter Salzlösung oder festem Salz durchsetzt wird. Salzpflanzen weisen sporadische Wasserbecken zwischen ausgetrockneten Flächen auf, die gewöhnlich von einer Salzkruste bedeckt sind. Bekannte Beispiele sind die Schotts am Nordrand der Sahara in Algerien und Tunesien, die Makarikari-Salzpflanze in Botswana und die Etoscha-Pflanze in Namibia. Salzpflanzen bilden Übergänge zu Salzseen.

Salzseen

Die meisten Salzseen befinden sich in ariden Klimazonen. Größtenteils handelt es sich um abflusslose Konzentrations-Seen, aus denen sich Na- und K-Karbonate sowie Halit aus wässriger Lösung abscheiden. Bekannte Beispiele sind der Lake Natron und der Lake Magadi, der Typlokalität des Minerals Magadiit $\text{Na}_2\text{Si}_{14}\text{O}_{29} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, im Ostafrikanischen Grabensystem.

In zahlreichen Salzseen sind auch Borate in gewinnbaren Mengen zur Abscheidung gelangt, so ganz besonders in Kalifornien und in der Türkei. Aus den kalifornischen Lagerstätten werden etwa 90 % des Bedarfs an Bor gedeckt. Hier treten als Borminerale besonders Kernit, Borax, Ulexit und Colemanit auf (Tabelle 23.3).

Es wird übereinstimmend angenommen, dass das Bor in diesen lakustrinen Borat-Lagerstätten durch vulkanische Thermen in den sedimentären Zyklus gelangt ist.

23.7.2 Marine Evaporite

Der Salzgehalt des Meerwassers

Das Meerwasser bildet den größten Vorrat an gelösten Alkali- und Erdalkali-Chloriden und -Sulfaten auf der Erdoberfläche. Der Salzgehalt des Meerwassers, seine Salinität, beträgt durchschnittlich 35 ‰, unterliegt aber erheblichen lateralen und vertikalen Schwankungen. Trotzdem ist das gegenseitige Verhältnis der gelösten Bestandteile sehr konstant. Wie aus Tabelle 23.4 hervorgeht, stehen den vier wichtigsten Kationen Na^+ , K^+ , Mg^{2+} und Ca^{2+} drei wichtige Anionen Cl^- , SO_4^{2-} und HCO_3^- gegenüber. Neben diesen Hauptkomponenten enthält das Meerwasser noch etwa 70 Nebenbestandteile, von denen besonders Br^- , BO_3^{3-} und Sr^{2+} eine wichtige Rolle spielen. Br ist immerhin so stark angereichert, dass es in den USA aus dem Meerwasser technisch gewonnen werden kann. Die wichtigsten Kationen stammen aus Verwitterungs- und Auflösungsprozessen auf dem Kontinent, während die Anionen Cl^- , SO_4^{2-} und HCO_3^- wesentlich auf Entgasungsprozesse der tieferen Gesteinszonen der Erdkruste und des Erdmantels zurückgeführt werden.

Leichtlösliche Salzminerale können sich nur ausscheiden, wenn die Konzentration der chemischen Hauptkomponenten des Meerwassers durch Verdunstungsvorgänge sehr stark erhöht ist, d. h. Übersättigung eintritt. Ehe z. B. die Abscheidung von K-Mg-Salzen einsetzen kann, muss die Wassermenge auf etwa 1/10 der ursprünglichen Menge eingeengt sein. Derartige Bedingungen sind in der Natur nur relativ selten verwirklicht (s. unten). Die Ausscheidungsfolge der verschiedenen leichtlöslichen Salzminerale im komplexen Mehrstoffsystem Meerwasser hängt neben der Temperatur insbesondere von den Konzentrationsverhältnissen in der Lösung ab, wobei neben stabilen auch metastabile Gleichgewichte eine wichtige Rolle spielen (z. B. Braitsch 1971). Zudem werden die früher ausgeschiedenen Salzminerale im Zuge diagenetischer oder metamorpher Umwandlungsvorgänge häufig durch jüngere Mineralphasen verdrängt, nicht selten unter Beteiligung hinzutretender Restlaugen.

Tabelle 23.4. Hauptbestandteile des Meerwassers bei 35 ‰ Salzgehalt. (Aus Correns 1968)

Kationen	[g/kg]	Anionen	[g/kg]
Na^+	10,75	Cl^-	19,345
K^+	0,39	Br^-	0,065
Mg^{2+}	1,295	SO_4^{2-}	2,701
Ca^{2+}	0,416	HCO_3^-	0,145
Sr^{2+}	0,008	BO_3^{3-}	0,027

Salzminerale und Salzgesteine

In den Salzlagerstätten sind etwa 50 Haupt- und Nebenminerale nachgewiesen worden, von denen in Tabelle 23.5 die allerwichtigsten aufgeführt sind. (Eine Ausnahme bildet Bischofit, der in den marinen Salzlagerstätten außerordentlich selten vorkommt.)

Salzgesteine unterscheiden sich durch ihre große Wasserlöslichkeit, durch ihre hohe Plastizität und ihre relativ geringe Dichte von den übrigen Sedimenten und Sedimentgesteinen. Die wichtigsten Typen sind:

- *Halitit* ist ein nahezu monomineralisches Salzgestein aus Halit (Steinsalz). Es bildet sehr mächtige Lager. Durch tonig-sulfatische Zwischenlagen kommt eine rhythmische Schichtung zustande.
- *Sylvinit*, das kalireichste Gestein, besitzt als Hauptgemengteil Sylvinit neben Halit. Meist ist eine Schichtung durch Wechsellagerung der beiden Minerale erkennbar.
- *Carnallitit* besteht vorwiegend aus Carnallit und Halit.
- *Hartsalze* sind Kalisalze mit zusätzlichen Sulfatgehalten:
- *kieseritisches Hartsalz*: es besteht aus Kieserit + Sylvinit + Halit,
- *anhydritisches Hartsalz*: es besteht aus Anhydrit + Sylvinit + Halit ± Kieserit.

Daneben gibt es weitere Salzgesteine, die eher regionale Bedeutung haben.

Voraussetzungen für die Entstehung mariner Evaporite

Die natürliche Konzentration von Salzen im Meerwasser bis hin zur Übersättigung ist unter folgenden Voraussetzungen möglich: In einem Meeresbecken, das durch eine Schwellenzone oder eine Meerenge weit-

Tabelle 23.5. Die wichtigsten Minerale der marinen Evaporite

	Mineral	Formel
<i>Karbonate</i>	Dolomit	$\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$
<i>Chloride</i>	Halit	NaCl
	Sylvinit	KCl
	Carnallit	$\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
	Bischofit	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
<i>Sulfate</i>	Anhydrit	$\text{Ca}[\text{SO}_4]$
	Gips	$\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Kieserit	$\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$
	Polyhalit	$\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
<i>Chlorid und Sulfat</i>	Kainit	$\text{KMg}[\text{Cl}/\text{SO}_4] \cdot 2,75\text{H}_2\text{O}$

gehend vom offenen Meer abgeschnürt ist, muss ein kontinuierlicher oberflächlicher Nachfluss von Meerwasser gewährleistet sein, ein Rückfluss der konzentrierten Lösung jedoch verhindert werden. Über die Schwellenzone strömt Meerwasser in dem Maß nach, wie es im anschließenden Becken verdunstet. Zudem darf durch besondere klimatische Bedingungen die Menge des verdunsteten Beckenwassers nicht durch Zuführung von Flusswasser oder durch Niederschläge kompensiert werden. Damit können sich in einem flachen Meeresbecken aus einer gut durchwärmten Lösung gewaltige Salzmächtigkeiten von einigen 100 m ausscheiden, wozu bei einem einmaligen Eindunstungsvorgang eine Meerestiefe von mehreren Kilometern nötig wäre. Dieses Modell eines Salzablagerungsbeckens wurde bereits durch Ochsenius (1877) unter Hinweis auf die Vorgänge innerhalb der Karabugas-Bucht am Ostrand des Kaspischen Meers begründet. Seine sog. Barrentheorie ist in ihren Grundzügen durch die neuere Salzforschung immer wieder bestätigt worden.

Primäre Kristallisation und Diagenese mariner Evaporite

Die primäre Kristallisation der marinen Evaporite erfolgt bei zunehmender Einengung der Meeressalze in folgender Reihenfolge: Zuerst kristallisieren die relativ schwerlöslichen Ca- und Ca-Mg-Karbonate Aragonit, Calcit und Dolomit aus. Die Ausscheidung von Gips beginnt erst, wenn rund 70 % des Meerwassers verdunstet sind. Danach folgen Halit bei rund 89 % und schließlich die Kalisalze Kainit, Carnallit, Sylvin und viele andere. Aus einer extrem eingengten Meeressalze bildet sich am Ende Bischofit $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Wenn gesättigte Salzlösungen durch Zutritt von Meerwasser an Konzentration verlieren, scheiden sich Evaporite in umgekehrter Reihenfolge aus.

Eine solche Folge von progressiven und rezessiven Ausscheidungen wird als *salinärer Zyklus* bezeichnet. Ein typisches Beispiel hierzu ist die Salzfolge der Zechstein-Evaporite in Mitteleuropa. Diese Zyklen sind in Mittel- und Norddeutschland, unter der Nordsee, in Dänemark, den Niederlanden, England und Polen mit unterschiedlicher Mächtigkeit und Vollständigkeit ausgebildet.

Die Ausscheidungsfolge mariner Evaporite kann in erster Näherung im Modellsystem $\text{Na-K-Ca-Mg-SO}_4\text{-Cl-H}_2\text{O}$ modelliert werden. Wenn man davon ausgeht, dass Ca-Sulfat schon sehr früh kristallisiert und NaCl stets im Überschuss vorhanden ist, so lassen sich die Verhältnisse im Konzentrationsdreieck $\text{K}_2\text{-Mg-SO}_4$ darstellen. Wir betrachten zunächst die stabilen Gleichgewichte bei Atmosphärendruck = 1 bar und Zimmertemperatur = 25 °C (Abb. 23.17a). Nach Ausscheidung von Ca-Sulfat ist das Mol-Verhältnis $\text{Mg}:\text{K}_2:\text{SO}_4 = 70:7:23$. Aus einer solchen Lösung sollte sich zunächst Blödit $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ausscheiden, gefolgt von Epsomit. Mit weiterer Konzentration der Salzlauge folgt deren Zusammensetzung dem farbig gezeichneten Kristallisationspfad, und durch Reaktion mit den bereits ausgeschiedenen Phasen würden sich nacheinander Kainit, Kieserit und Carnallit bilden. Der letzte Tropfen Lauge würde schließlich mit Kieserit, Carnallit und Bischofit koexistieren. Bei dieser theoretischen Kristallisationsabfolge wird das Stabilitätsfeld von Sylvin nicht erreicht, obwohl er das wichtigste Kalisalz-Mineral in der Natur ist. Diese Diskrepanz könnte gelöst werden, wenn man annimmt, dass die Bildung von komplexen K-Mg-Salzen wie Kainit kinetisch gehemmt ist. Dadurch würden sich die Stabilitätsfelder von Sylvin und Carnallit metastabil erweitern und es käme zu einer frühen Sylvin-Kristallisation (Abb. 23.17b).

Am Anfang der Meerwassereindunstung folgt, wie oben hervorgehoben wurde, auf die Karbonatausscheidung die Kristallisation von Gips. In der Folge der Salzlagerstätten der geologischen Vergangenheit befindet sich jedoch über den Karbonaten meist ein mächtiges Lager von Anhydrit. Diese Diskrepanz führte zu einer anhaltenden Diskussion um die primäre Ausscheidung des Anhydrits aus dem Meerwasser. Wir wissen heute, dass sich wegen seiner begünstigten Keimbildung zunächst Gips als metastabile Phase ausgeschieden hat, der sich während der Diagenese in den stabilen Anhydrit umwandelte. Dieser Vorgang wurde durch die Erhöhung von Temperatur und Belastungsdruck durch das auflagernde Deckgebirge begünstigt.

Der nach dem Gips auskristallisierende Halit erfährt in den Salzgesteinen keine Umwandlung, wohl aber ein Teil der primär ausgeschiedenen K-Mg-Verbindungen, wobei Übersättigung in den konzentrierten Salzlauge häufig zur metastabilen Salzausscheidung führt. Erfolgen die Umwandlungen in stabile Mineralassoziationen

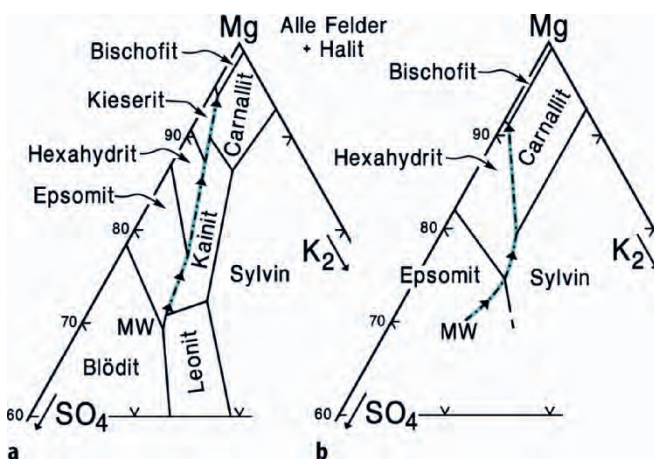


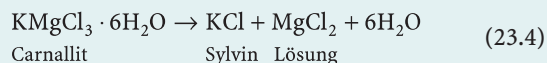
Abb. 23.17. Das System $\text{Na-K-MgSO}_4\text{-Cl-H}_2\text{O}$ bei 25 °C und 1 bar. a Stabile Gleichgewichte, b metastabile Gleichgewichte. (Aus Holser 1981)

geologisch frühzeitig, werden sie noch der Diagenese zugerechnet, weil sie bei gleichen Temperaturen stattfinden wie die Ausscheidung der primären Salzminerale (Braitsch 1971).

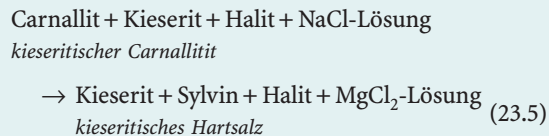
Metamorphose mariner Evaporite

Viele Salzminerale reagieren empfindlich auf die nachträgliche Einwirkung von Lösungen, auf Temperaturerhöhung oder mechanische Beanspruchung, wobei es zu Mineralreaktionen, Stofftransporten und Änderungen in der Elementverteilung zwischen koexistierenden Salzmineralen kommt. Nach Borchert u. Muir (1964) sind somit alle Kriterien für eine Gesteinsmetamorphose gegeben. Nur sind bei der Salzmetamorphose die Temperaturen viel niedriger als bei der Metamorphose von Silikatgesteinen.

Bei den Salzgesteinen unterscheidet man gewöhnlich drei verschiedene Arten von Metamorphose, je nachdem, ob Lösungseinwirkung, Temperatur oder mechanische Beanspruchung dominieren. Da Salzminerale wie Carnallit, Sylvin oder Halit extrem wasserlöslich sind, spielt die Lösungsmetamorphose die Hauptrolle; sie wurde in allen deutschen Kalisalzlagerstätten des Zechsteins festgestellt. Hierbei ist die inkongruente Carnallit-Zersetzung unter Neubildung von Sylvin nach der Reaktion



wichtig. Dabei wird kieserithaltiger Carnallit durch ungesättigte Salzlösungen in kieseritisches Hartsalz umgewandelt:



Die NaCl-Lösungen sind auf Spalten eingedrungen, die MgCl₂-Lösungen nach dem Umwandlungsprozess in die Umgebung abgewandert.

Salztektonik

Wegen ihrer geringeren Dichte befinden sich Salzschichten in einer instabilen Lagerung gegenüber den sie überdeckenden silikatischen oder karbonatischen Sedimenten. Salzgesteine steigen daher häufig in Form von Salzstöcken (Salzdiapiren) auf; dabei schleppen sie die jüngeren Schichten hoch, durchbrechen und überkippen diese, wobei die Salzkörper intern deformiert werden (Salztektonik, Halokinese). An der Oberfläche solcher Salzdiapire oder von kuppelförmigen Salz-Aufwölbungen kommt es zu Lösungserscheinungen durch einwanderndes Grundwasser und zur

Neubildung von Gips und Kainit in einem sog. Gips- bzw. Kainit-Hut. Diese Vorgänge sollten nach Kühn (1979) nicht zur Lösungsmetamorphose, sondern zu den Verwitterungsbildungen gerechnet werden.

Wirtschaftliche Bedeutung von marinen Evaporiten

Halit (Steinsalz) ist ein vielseitiger und wichtiger Rohstoff für die chemische Industrie, so für die gesamte Chlorchemie, auf deren Basis Kunstfasern (Chemiefasern) gewonnen werden. Aus Halit werden weitere chemische Grundstoffe erzeugt wie z. B. metallisches Natrium, Natronlauge NaOH, Chlorgas Cl₂ und Salzsäure HCl. Auf diesen Basisverbindungen bauen wiederum zahlreiche großindustrielle Prozesse zur Herstellung von Waschmitteln, Textilfasern, Papier und Zellstoff auf. Daneben ist Halit für die menschliche Nahrung unverzichtbar; es findet in der Lebensmittelindustrie und als Streusalz Verwendung.

Kalisalze sind wichtige Rohstoffe u. a. für die Erzeugung verschiedener Düngemittel und in der chemischen Industrie. Die bedeutendsten Förderländer für Kalisalze sind derzeit Kanada, Russland und Deutschland, wo insbesondere die auf dem Weltmarkt begünstigten Sulfatdüngemittel hergestellt werden.

In großindustriellem Maßstab werden auch Anhydrit- und Gipsgesteine genützt, so für die Herstellung von Schwefelsäure und Ammoniumsulfat sowie als Rohstoff in der Zement- und Baustoffindustrie, z. B. zur Herstellung von Gipskarton-Platten. Gips wird außerdem in der Keramik- und Porzellanindustrie, in der Medizin und Dentalchemie sowie im Kunstgewerbe (Modellgips) verwendet.

Salzdiapire und ihr unmittelbares Nebengestein bieten hervorragende Erdöl- und Erdgas-Fallen. Hierzu gehören besonders die porösen Gesteine des Gipsshutes, die aufgewölbten Schichten im Hangenden und die hochgeschleppten Nebengesteine an den Flanken von Salzstöcken. Solche Strukturen liefern wesentliche Anteile der Welterdölproduktion, so im Gebiet des Persischen Golfes, im Golf von Mexiko, in Texas und Louisiana (USA), in Rumänien, in der Nordsee und – heute ohne Bedeutung – in Norddeutschland. In tiefliegenden Kavernen von Salzstöcken werden chemische und radioaktive Abfallstoffe deponiert.

Weiterführende Literatur

- Blatt H (1982) Sedimentary petrology. Freeman, San Francisco
 Borchert H, Muir RO (1964) Salt deposits: The origin, metamorphism and deformation of evaporites. Van Nostrand, London
 Braitsch O (1971) Salt deposits, their origin and composition. Springer, Berlin Heidelberg
 Burns RG (ed) (1981) Marine minerals, 2nd edn, Rev Mineral 6
 Cathless LM III, Adams JJ (2005) Fluid flow and petroleum and mineral resources in the Upper (<20 km) Continental Crust. Econ Geol 100th Anniversary Vol, pp 77–110

- Clout JMF, Simonson BM (2005) Precambrian iron formations and iron-formation hosted iron ore deposits. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, pp 643–679
- Engelhardt W von (1973) *Sediment-Petrologie III. Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen*. Schweizerbart, Stuttgart
- Evans AM (1993) *Ore geology and industrial minerals*, 3rd edn. Blackwell Science, Oxford
- Friedman GM, Sanders JE, Kopaska-Merkel DC (1992) *Principles of sedimentary deposits: Stratigraphy and sedimentology*. Macmillan, New York
- Frimmel H (2004) Archean atmospheric evolution: evidence from the Witwatersrand gold fields, South Africa. *Earth Sci Rev* 70:1–46
- Frimmel H (2008) Earth's continental crustal gold endowment. *Earth Planet Sci Lett* 267:45–55
- Füchtbauer H (1988) *Sedimente und Sedimentgesteine*, 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart
- Füchtbauer H, Müller G (1970) *Sediment-Petrologie II. Sedimente und Sedimentgesteine*. Schweizerbart, Stuttgart
- Garnett RHT, Bassett NC (2005) Placer deposits. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, pp 813–843
- Garrels RM, Christ CL (1965) *Solutions, minerals and equilibria*. Harper and Row, New York
- Greensmith JT (1978) *Petrology of sedimentary rocks*, 6th edn. Allen & Unwin, London
- Hitzman M, Kirkham R, Broughton D, Thorson J, Selley D (2005) The sediment-hosted stratiform copper ore systems. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, pp 609–642
- Jasmund K, Lagaly G (Hrsg) (1993) *Tonminerale und Tone – Struktur, Eigenschaften, Anwendung und Einsatz in Industrie und Umwelt*. Steinkopff, Darmstadt
- Krauskopf KB (1979) *Introduction to geochemistry*, 2nd edn. McGraw-Hill, New York
- Large RR, Bull SW, McGoldrick PJ, Walters S, Derrick GM, Carr GR (2005) Stratiform and stratabound Zn-Pb-Ag deposits in Proterozoic sedimentary basins, Northern Australia. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, pp 931–963
- Leeder MR (1982) *Sedimentology: Process and product*. Unwin Hyman, London
- Lippmann F (1973) *Sedimentary carbonate minerals*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York
- Lotze F (1957) *Steinsalz und Kalisalze*. Borntraeger, Berlin
- Maynard JB (1983) *Geochemistry of sedimentary ore deposits*. Springer, New York Heidelberg Berlin
- Müller G (1964) *Sediment-Petrologie I. Methoden der Sediment-Untersuchung*. Schweizerbart, Stuttgart
- Petraschek WE, Pohl W (1992) *Lagerstättenlehre*, 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart
- Pettijohn FJ, Potter PE, Siever R (1987) *Sand and sandstone*, 2nd edn. Springer, New York
- Reading HG (ed) (1996) *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*, 3rd edn. Blackwell, Oxford
- Selley D, Broughton D, Scott R, Hitzman M, Bull S, Large R, McGoldrick P, Croaker M, Pollington N, Barra F (2005) A new look at the geology of the Zambian Copperbelt. *Econ Geol* 100th Anniversary Vol, pp 965–1000
- Tucker ME (1985) *Einführung in die Sedimentpetrologie*. Enke, Stuttgart
- Velde B (1985) *Clay minerals – A physico-chemical explanation of their occurrence*. Elsevier, Amsterdam

Zitierte Literatur

- Bechtel A, Sun Y, Püttmann W, Hoernes S, Hoefs J (2001) Isotopic evidence for multi-stage metal enrichment in the Kupferschiefer from the Sangerhausen Basin, Germany. *Chem Geol* 276:31–49
- Bouma AH (1962) *Sedimentology of some flysch deposits; A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam
- Correns CW (1939) *Die Sedimentgesteine*. In: Barth TFW, Correns CW, Eskola P (Hrsg) *Die Entstehung der Gesteine*. Springer, Berlin (Nachdruck 1970)
- Correns CW (1968) *Einführung in die Mineralogie*, 2. Aufl. Springer, Berlin Heidelberg New York (Nachdruck 1981)
- Dunham RJ (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham WE (ed) *Classification of carbonate rocks*. *Mem Ass Petrol Geol* 1:108–121, Tulsa (USA)
- Embry AF, Klovan JE (1971) A late Devonian reef tract on north-eastern Banks Island, Northwest Territories. *Bull Canad Petrol Geol* 19:730–781
- Folk R (1962) Spectral subdivision of limestone types. In: Ham WE (ed) *Classification of carbonate rocks*. *Mem Ass Petrol Geol* 1:62–84
- Frimmel H (2002) Genesis of the World's largest gold deposits. *Science* 297:1815–1817
- Gross GA (1991) Genetic concepts for iron-formation and associated metalliferous sediments. *Econ Geol Monogr* 8:51–81
- Holser WT (1981) Mineralogy of evaporites. In: Burns RG (ed) *Marine minerals*. *Rev Mineral* 6:211–294
- James HL (1954) Sedimentary facies of iron formation. *Econ Geol* 49:235–293
- Krynine PD (1948) The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. *J Geol* 56:130–165
- Kühn R (1979) Diagenese in Evaporiten. *Geol Rundsch* 68: 1066–1075
- Minter WEL, Goedhart M, Knight J, Frimmel HE (1993) Morphology of the Witwatersrand gold grains from the Basal Reef: Evidence for their detrital origin. *Econ Geol* 88:237–248
- Niggli P (1952) *Gesteine und Minerallagerstätten*, 2. Bde. Exogene Gesteine und Minerallagerstätten. Birkhäuser, Basel
- Ochsenius K (1877) *Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze*. Halle a. d. Saale
- Schlüter J, Weischat W (1990) Böhmischer Granat – Heute. *Der Tagebau von Posedice*. *Lapis* 15/2:28–30
- Shcheka GG, Lehmann B, Gierth E, Gömann K, Wallianos A (2004) Macrocystals of Pt-Fe alloy from the Kondyor PGE placer deposit, Khabarovskiy Krai, Russia: Trace element content, mineral inclusions and reaction assemblages. *Canad Mineral* 42:601–617
- Wentworth CK (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J Geol* 30:377–392

Metamorphe Gesteine

24.1 Grundlagen

24.2 Die Gesteinsmetamorphose als geologischer Prozess

24.3 Nomenklatur der regional- und kontaktmetamorphen Gesteine

24.4 Das Gefüge der metamorphen Gesteine

24.5 Bildung von Migmatiten durch partielle Anatexis

24.6 Metasomatose

Unter Gesteinsmetamorphose versteht man die Summe aller Umwandlungen, mit denen ein Gestein auf Veränderungen der physikalisch-chemischen Bedingungen im Erdinnern, insbesondere von Druck und Temperatur, reagiert. Dabei entstehen aus magmatischen, sedimentären oder (bereits) metamorphen Ausgangsgesteinen neue, metamorphe Gesteine (Metamorphite), die sich in ihrem *Gefüge*, ihrem *Mineralbestand*, bisweilen sogar in ihrem *Chemismus* vom Ausgangsgestein unterscheiden. Während bei der konventionellen Metamorphose der feste Zustand im Wesentlichen erhalten bleibt, kann es bei hochgradiger Metamorphose zum teilweisen Aufschmelzen von Gesteinen kommen (*partielle Anatexis*). Mit der beginnenden Absonderung von Schmelze ist das Grenzgebiet zur Magmenbildung erreicht (*Ultrametamorphose*). *Polymetamorphe Gesteine* haben mehrere verschiedene Metamorphoseakte erlebt.



24.1 Grundlagen

24.1.1 Metamorphe Prozesse

Metamorphe Reaktionen

Die Anpassung an einen neuen physikalisch-chemischen Gleichgewichtszustand erfolgt meist durch Mineralreaktionen, die zu neuen, unter den veränderten *P-T*-Bedingungen stabilen Mineralgesellschaften (Mineralparagenesen) führen. In vielen Fällen sind diese neu gebildeten Minerale bzw. Mineralparagenesen für einen begrenzten *P-T*-Bereich charakteristisch. Man spricht dann von *Indexmineralen* oder *kritischen Mineralen* bzw. Mineralparagenesen. Die Neueinstellung des physikalisch-chemischen Gleichgewichts erfordert geologische Zeiträume; sie erfolgt deshalb oft nicht vollständig. Aus diesem Grunde können Mineralrelikte, die noch aus dem Ausgangsgestein stammen oder die im Verlauf der *prograden* (aufsteigenden) *Metamorphose* bei Erhöhung von Druck und Temperatur gebildet wurden, erhalten bleiben. Umgekehrt werden Minerale, die sich beim *Höhepunkt* der *Metamorphose* gebildet haben, unter sinkenden *P-T*-Bedingungen teilweise oder vollständig *retrograd* abgebaut (s. unten). Die Rekonstruktion der *prograden* und *retrograden* *Metamorphose*-Entwicklung ist eines der wesentlichen Forschungsziele der Petrologie metamorpher Gesteine.

Die metamorphe Umkristallisation erfolgt im Wesentlichen unter Erhaltung des *festen Zustands*. Allerdings ist auf den Korngrenzen fast immer ein hauchdünner Film von fluider Phase vorhanden, der als Lösungs- und Transportmedium wirkt und so das Kornwachstum und Korn-Korn-Reaktionen in überschaubaren geologischen Zeiträumen ermöglicht. Reine Feststoffreaktionen laufen unter den Temperaturen, die gewöhnlich bei der *Metamorphose* zur Verfügung stehen, zu langsam ab und sind daher die Ausnahme.

Isochemische und allochemische Metamorphose

Die chemische Zusammensetzung des Ausgangsgesteins erfährt bei der Gesteinsmetamorphose meist *keine* Änderung. Das betrifft sowohl die Haupt- als auch die Neben- und Spurenelemente. In erster Näherung erfolgen viele metamorphe Prozesse annähernd *isochemisch*, d. h. ohne wesentliche Zufuhr und Abfuhr von chemischen Komponenten. Wenn z. B. ein ehemaliger Bänderton durch *Metamorphose* umkristallisiert, so bleibt seine Bänderung im metamorphen Gestein noch immer er-

kennbar. Die feinen, sedimentär angelegten stofflichen Unterschiede werden durch den metamorphen Mineralbestand fixiert und im metamorphen Gestein übernommen. Ein streng geschlossenes System liegt allerdings nur selten vor: Mobile Komponenten wie H_2O und CO_2 , die durch *Entwässerungs-* bzw. *Dekarbonatisierungsreaktionen* freigesetzt werden, können wandern und werden im Zuge der *prograden* *Metamorphose* zunehmend ausgetrieben; sie können aber auch wieder in den Gesteinverband zurückkehren und zu *retrograden* Mineralbildungen z. B. von Sericit, Chlorit oder Calcit führen.

In den meisten Fällen bilden sich bei der aufsteigenden *Metamorphose* – trotz weitgehender Erhaltung der chemischen Pauschalzusammensetzung – neue Mineralparagenesen, z. B.

- Tonstein (Quarz + Kaolinit + Illit + Chlorit)
→ Staurolith-Glimmerschiefer + H_2O
(Quarz + Muscovit + Biotit + Staurolith + Kyanit)
- Kieseliger Dolomit (Quarz + Dolomit)
→ Kalksilikatfels + CO_2 (Diopsid)

Viel seltener finden bei der metamorphen Umkristallisation keine (wesentlichen) Mineralneubildungen statt. Das gilt insbesondere für (nahezu) monomineralische Gesteine, z. B.

- Reiner Kalkstein → *Marmor*
- Quarzsandstein mit kieseligem Bindemittel → *Quarzit*
- Reiner Kieselschiefer → *Quarzit*

Aber auch polymineralische Gesteine können ohne Änderung des Mineralbestandes metamorph umkristallisieren, z. B.

- Granit (Quarz + Mikroklin + Oligoklas + Biotit)
→ Granitgneis (Quarz + Mikroklin + Oligoklas + Biotit)

Nur in besonderen, wenn auch nicht seltenen Fällen kommt es zur *allochemischen* *Metamorphose* unter Zufuhr und Abfuhr chemischer Komponenten, d. h. in einem weitgehend offenen System. Es erfolgen Austauschreaktionen zwischen dem Gestein und überkritischen Fluiden oder hydrothermalen Lösungen, die zugeführt werden und lokal einen erheblichen Stoffaustausch bewirken können. Eine solche *Metamorphose* mit beachtlicher Stoffänderung (Stoffzufuhr oder Stoffabfuhr) nennt man *Metasomatose*. Sie findet bevorzugt im Wirkungsbereich einer Kontaktmetamorphose statt, die dann als *Kontaktmetasomatose* bezeichnet wird.

Letztlich ist auch die *partielle Anatexis* ein allochemischer *Metamorphose*vorgang. Er führt zur Auftrennung des ursprünglichen Gesteinsverbandes in helle (leukokrate) Anteile, die auf ehemalige Schmelzen zu-

rückgehen, und dunklere Restgesteine (Restite); diese meist unruhig texturierten Gesteine bezeichnet man als *Migmatite* (Abschn. 24.5, S. 414ff).

Prograde und retrograde Metamorphose

Vielfach lassen Metamorphosevorgänge in ihrer zeitlichen und räumlichen Entwicklung einen *prograden* (aufsteigenden) Charakter erkennen, der durch einen stetigen Anstieg der Temperatur bedingt ist; in manchen Fällen wirkt sich auch ein starker Druckanstieg zusätzlich oder sogar bestimmend aus. Unter günstigen Umständen kann man die Entwicklung der prograden Metamorphose innerhalb einer Gesteinsprobe anhand von Mineralrelikten festmachen, die z. B. als Einschlüsse in Großkristallen (*Porphyroblasten*) von Granat oder Staurolith erhalten sind. Nicht selten beobachtet man in der regionalen Verteilung kritischer Mineralparagenesen einen zonalen Aufbau. Diese *Mineralzonen* zeigen eine systematische Zunahme der maximalen *P-T*-Bedingungen, die beim Höhepunkt der prograden Metamorphose erreicht wurden, sowie entsprechende Unterschiede in den geothermischen Gradienten an.

Bei der nachfolgenden Heraushebung und Abkühlung des metamorphen Gesteinsverbandes werden die Minerale, die beim Höhepunkt der Metamorphose gebildet wurden, teilweise wieder abgebaut, wobei sich *retrograde* Mineralphasen bilden. Weit verbreitet sind z. B. die Sericitisierung von Plagioklas oder Andalusit, die Chloritisierung von Biotit oder Granat und die Pinitisierung von Cordierit. In manchen Fällen kommt es zu einer durchgreifenden *retrograden Metamorphose* (Diaphthorose), bei der höhergradige Paragenesen mehr oder weniger vollständig in niedriggradige Paragenesen umgewandelt werden. Allerdings verhindern die geringeren Temperaturen oft eine vollständige Gleichgewichtseinstellung, so dass Mineralrelikte des höhergradigen Metamorphosestadiums noch erhalten bleiben. Bei der retrograden Metamorphose laufen meist Hydratisierungs- oder Karbonatisierungsreaktionen ab, die eine Zufuhr von H_2O und/oder CO_2 notwendig machen. Da der Fluidtransport durch tektonische Bewegungshorizonte und Störungszonen begünstigt wird, ist die Bildung von retrograden Metamorphiten häufig nur auf lokale tektonische Schwächezonen beschränkt und klingt seitlich rasch ab.

Bei der Abkühlung von Magmatitkörpern können deren eigene Restlösungen mit den magmatischen Mineralen reagieren, wobei metamorphe Minerale gebildet werden. Auch diesen Vorgang der *Autometamorphose* bzw. *Autometasomatose* rechnet man zur retrograden Metamorphose. Dabei bestehen häufig Überschneidungen mit hydrothermalen Prozessen und deren Mineralbildungen.

24.1.2 Ausgangsmaterial metamorpher Gesteine

Nicht selten liefern metamorphe Gesteine Hinweise auf ihr vormetamorphes Ausgangsmaterial (Edukt, Protolith). Wichtige Kriterien hierfür sind *Gefügerelikte* wie sedimentäre Schichtung oder magmatisches Layering, *Mineralrelikte* wie ehemalige Pyroxen-Einsprenglinge sowie geochemische und isotope-geochemische Charakteristika. Das Ausgangsmaterial kann durch verschiedene Vorsilben gekennzeichnet werden (Tabelle 24.1):

Bei der isochemischen Metamorphose spiegelt die chemische Zusammensetzung eines metamorphen Gesteins die des vormetamorphen Ausgangsmaterials wider. Dabei hat sich folgende Einteilung als nützlich erwiesen:

Metapelite.

Ausgangsmaterial: pelitische, Al-reiche Sedimente wie Tone und Tonsteine, Al-reiche Grauwacken.

Typische Minerale: Helleglimmer, Chlorit, Biotit, Granat, Chloritoid, Staurolith, Cordierit, Kyanit, Sillimanit, Andalusit; Quarz ist immer vorhanden; Albit oder Plagioklas treten mengenmäßig zurück; Kalifeldspat entsteht erst bei höherem Metamorphosegrad aus Muscovit.

Quarz-Feldspat-reiche Metamorphite.

Ausgangsmaterial: Granite, Granodiorite, Tonalite, Trondjemite (Plagiogranite), Rhyolite, Ignimbrite, Arkosen, Al-arme Grauwacken, Sandsteine.

Typische Minerale: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Chlorit oder Biotit, z. T. Muscovit; bei niedrigem Metamorphosegrad Albit + (Klino-)Zoisit anstelle von

Tabelle 24.1.

Vorsilben zur Kennzeichnung vormetamorpher Ausgangsgesteine

Vorsilbe		Bedeutung	Beispiele
Meta-	+ Name des Ausgangsgesteins	Die Abkunft wird als sicher angenommen	Metagranit, Metagrauwacke, Metapelite (= metamorpher Ton- oder Siltstein)
Ortho-	+ Name des metamorphen Gesteins	Eine magmatische Abkunft gilt als wahrscheinlich	Orthogneis, Orthoamphibolit
Para-	+ Name des metamorphen Gesteins	Eine sedimentäre Abkunft gilt als wahrscheinlich	Paragneis

Plagioklas; bei Hochdruck-Metamorphose anstelle der Anorthit-Komponente Lawsonit und/oder (Klino-)Zoisit oder auch Grossular-Komponente im Granat, anstelle der Albit-Komponente Jadeit + Quarz.

Metamorphe Kalksteine, Dolomite und Mergel.

Typische Minerale: Calcit, Dolomit, Ankerit sowie Kalksilikate wie Tremolit, Diopsid, Grossular-Andradit-Granat, Vesuvian, Wollastonit, (Klino-)Zoisit und Epidot, auch Mg-Silikate wie Forsterit und Phlogopit.

Metabasite.

Ausgangsmaterial: vorwiegend basische Magmatite, insbesondere Basalte und deren Tuffe, aber auch Gabbros.

Typische Minerale: bei niedrigem Metamorphosegrad Albit, Epidot, Chlorit, Aktinolith; bei steigendem Metamorphosegrad Plagioklas, grüne oder braune Hornblende, Granat, Diopsid, bei sehr hohen Temperaturen auch Orthopyroxen; bei Hochdruck-Metamorphose Glaukophan, Lawsonit, Epidot, Chlorit, Albit oder Jadeit, Omphacit, Granat.

Metamorphe Ultramafitite.

Ausgangsmaterial: Peridotite, Pyroxenite, Serpentinite.
Typische Minerale: Serpentin-Minerale, Talk, Brucit, Magnesit, Chlorit, Anthophyllit, Cummingtonit, Olivin; bei hohem Metamorphosegrad Orthopyroxen.

Eisen- und/oder Mangan-reiche Metamorphite.

Ausgangsmaterial: Fe- und/oder Mn-reiche Hornsteine (Cherts), Eisen- und Manganerze der Gebänderten Eisen-Formation (BIF).
Typische Minerale: Quarz, Hämatit, Magnetit, Spessartin und andere, sonst seltene Mn-Silikate und Mn-Oxide, Grunerit, Stilpnomelan, Chloritoid oder Ottrelith (Mn-Chloritoid); bei Hochdruck-Metamorphose Ägirin oder Ägirin-augit, Riebeckit sowie die komplexen Fe-Mn-Silikate Deerit, Howieit und Zussmanit.

Metabauxite.

Typische Minerale: Diaspor oder Korund, Chloritoid, Kyanit, Margarit.

24.1.3 Abgrenzung der Gesteinsmetamorphose

Tieftemperaturbegrenzung

Ausgeschlossen vom Begriff der Gesteinsmetamorphose sind Umwandlungen, die sich bei niedrigen Temperaturen an oder nahe der Erdoberfläche abspielen, insbesondere alle Verwitterungs- und Zementationsvorgänge (s. Kap. 22). Die Grenze zwischen der *Diagenese* (Kap. 23) und der Gesteinsmetamorphose ist fließend; sie hängt stark von der Zusammensetzung der betroffenen Sedimentgesteine ab. Daher gibt es eine unscharf begrenzte Übergangszone, die auch als *Anchimetamorphose* bezeichnet wird (Harrassowitz 1927). In Gesteinen geeigneter Zusammensetzung, z. B. in Tonsteinen registriert man die ersten metamorphen Mineralneubildungen im Temperaturbereich von etwa 150 ± 50 °C (Abb. 24.1). In anderen Gesteinen müssen diese Temperaturen deutlich überschritten sein, ehe eine Metamorphose erkennbar wird. Andererseits gibt es in den *Salzgesteinen* bereits bei etwa 80 °C Reaktionen, die den Mineralbestand so durchgreifend verändern, dass man von Metamorphose sprechen kann (Abschn. 23.7.2, S. 377). Auch der Prozess der *Inkohlung*, den man ebenfalls als Metamorphose auffas-

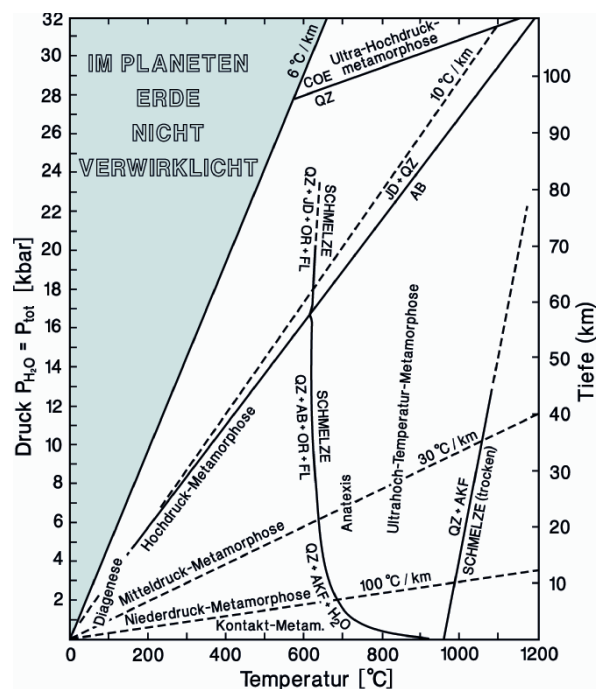


Abb. 24.1. Druck-Temperatur-Diagramm zur Abgrenzung der konventionellen Metamorphose gegen die Diagenese und die Anatexis sowie zu den P - T -Bedingungen unterschiedlicher Drucktypen der Metamorphose. Gleichgewichtskurven: Quarz \rightleftharpoons Coesit nach Bose u. Ganguly (1995); Jadeit + Quarz \rightleftharpoons Albit nach Holland (1980); H_2O -gesättigter und trockener Granit-Solidus nach Johannes u. Holtz (1996)

sen kann, erfolgt schon bei niedrigen Temperaturen (Teichmüller, in Frey 1987). Beim Übergang Diagenese → Metamorphose beobachtet man insbesondere folgende Vorgänge (vgl. auch Frey u. Kisch, in Frey 1987):

- Drastische Reduzierung der Porosität bis zum völligen Verschwinden (von Engelhardt 1960).
- Bildung einer durchgreifenden Schieferung (oft transversal zur Schichtung), bedingt durch Parallel-Orientierung von Schichtsilikaten. In diesem Sinne sind Tonschiefer bereits als (anchi-)metamorphe Gesteine aufzufassen.
- Zunahme der Illit-Kristallinität (Abschn. 23.2.12, S. 364) → Übergang von der stark fehlgeordneten Illit-Modifikation 1Md in den gut kristallisierten 2M₁-Illit → Umwandlung von Illit in Muscovit (bzw. Sericit).
- Zunahme der Reflektivität von kohligem Substanz, z. B. Umwandlung von Vitrinit → in Graphit, der im Auflicht an seiner starken Doppelbrechung erkennbar ist.
- Neubildung von typisch metamorphen Mineralen wie Pyrophyllit, Ferrokarpolith ($(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_2[(\text{OH})_4/\text{Si}_2\text{O}_6]$), Glaukophan, Lawsonit, Paragonit, Prehnit $\text{Ca}_2\text{Al}[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$, Pumpellyit $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[(\text{OH})_2/\text{H}_2\text{O}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$ oder Stilpnomelan $\sim \text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_8[(\text{OH})_8/(\text{Si}, \text{Al})_{12}\text{O}_{28}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Insgesamt unterscheidet sich die Metamorphose von der Diagenese durch die weitgehende Annäherung der Mineralgesellschaften an ein thermodynamisches Gleichgewicht (Lippmann 1977). Bei den niedrigen Temperaturen der Diagenese reagieren die Silikat-Mineralen noch sehr träge, weil die kinetischen Hemmungen auf dem Weg zum chemischen Gleichgewicht für die meisten Sedimentsysteme außerordentlich groß sind. So enthalten Gesteine, die durch Diagenese oder Anchimetamorphose geprägt sind, oft mehr Minerale als nach der Gibbs'schen Phasenregel im Gleichgewicht auftreten können. Demgegenüber genügen Mineralparagenesen, die beim Höhepunkt der Metamorphose in typisch metamorphen Gesteinen gebildet werden, meist der Phasenregel.

Hochtemperaturbegrenzung

Nach der oben gegebenen Definition schließen wir die partielle Anatexis in den Prozess der Gesteinsmetamorphose mit ein, solange sich das betreffende Gestein noch überwiegend im festen Zustand befindet, d. h. bei Schmelzanteilen von maximal 20–30 Vol.-%. Die ersten anatektischen Schmelzen, die sich aus einem breiten Spektrum metamorpher Stoffbestände – z. B. metamorphe Granite, Granodiorite, Tonsteine, Grauwacken – bilden können, haben aplitgranitische Zusammensetzung. Demgegenüber können aus Metamorphiten basaltischer Zusammensetzung tonalitische Schmelzen entstehen.

Dabei hängt die Temperatur des Schmelzbeginns vom Druck und der chemischen Zusammensetzung des metamorphen Gesteins ab, die Menge der gebildeten Schmelze vom H₂O-Gehalt im System (Abb. 18.5, 18.6, S. 291f). Die H₂O-gesättigte Solidus-Kurve von Granit im System Qz–Ab–Or–H₂O verläuft durch die P-T-Kombinationen 630 °C/10 kbar, 640 °C/6 kbar und 720 °C/1 kbar, während der Schmelzbeginn von Metamorphiten basaltischer Zusammensetzung – im unteren bis mittleren Druckbereich – bei deutlich höheren Temperaturen, z. B. 740 °C/6 kbar und 950 °C/1 kbar liegt (Abb. 18.9, S. 294). Bei Erhöhung der Temperatur über die jeweilige Soliduskurve steigt der Schmelzanteil in Abhängigkeit vom H₂O-Angebot, bis es zur Bildung intrusionsfähiger Magmen kommt. Im H₂O-freien („trockenen“) System liegen die Soliduskurven für Granite bei ca. 960 °C (2 kbar) und 1060 °C (10 kbar), für Basalte um ca. 100 °C höher. Als maximale Metamorphosetemperaturen in „trockenen“ granulitischen Gesteinen der unteren Erdkruste wurden 900–1100 °C abgeschätzt.

In der Erdkruste variiert die obere Temperaturgrenze der Metamorphose in Abhängigkeit von Druck, chemischer Zusammensetzung und H₂O-Gehalt in einem weiten Bereich zwischen etwa 630 und 1100 °C. Der Übergang von der Gesteinsmetamorphose zum Magmatismus ist fließend. Noch höhere Temperaturen muss man für Metamorphosevorgänge im Erdmantel annehmen.

24.1.4

Auslösende Faktoren der Gesteinsmetamorphose

Die Gesteinsmetamorphose ist meist eine Anpassung von Mineralbestand und Gefüge des Gesteins an veränderte Temperatur- und/oder Druckbedingungen. Dabei ist die Zuführung von thermischer Energie der bei weitem wichtigere physikalische Faktor. Durch Wärmezufuhr kommt es zu Reaktionsvorgängen zwischen den sich berührenden Mineralkörnern, weil die meisten Mineralumwandlungen der Metamorphose endotherm ablaufen.

Herkunft der thermischen Energie

Die für eine Temperatursteigerung notwendige thermische Energie kann aus einer zunehmenden *Versenkung* stammen, wie sie z. B. Basalte einer subduzierten ozeanischen Kruste oder die Sedimentfolge in einem Akkretionskeil erfahren. Der dabei erreichte Temperaturanstieg liegt allerdings nur in der Größenordnung von 10 °C/km Sediment-Auflast, ist also relativ gering (Abb. 24.1, Abb. 26.8a, S. 458).

Eine viel stärkere Temperaturzunahme wird durch einen zusätzlichen *Magmaaufstieg* in Orogenzonen erreicht, z. B. in der kontinentalen Oberplatte oder in einem Inselbogen über einer Subduktionszone. Über den dabei entstehenden Wärmedomen oder Wärmebeulen kann der geothermische Gradient örtlich oder regional bis zu mehr als 100 °C/km erreichen (Abb. 24.1, 26.8a, S. 458). Die aus dem Magma abgegebene Wärme bewirkt im angrenzenden Nebengestein eine thermische Umkristallisation. Eine ausschließlich durch Wärmezufuhr ausgelöste Umkristallisation liegt besonders bei der *Kontaktmetamorphose* und der *Pyrometamorphose* vor.

Weiterhin können örtliche oder regionale Wärmezufuhren auf *radioaktive Zerfallsreaktionen* oder auf *tektonische Reibung* (sog. *Friktionswärme*) zurückgehen. In den tieferen Teilen der Erdkruste muss auch mit Wärmezufuhren aus dem oberen Erdmantel gerechnet werden.

Die Wirkung des Drucks

Druck wirkt bei der Gesteinsmetamorphose meist als *Belastungsdruck* (lithostatischer Druck, engl. geostatic, oder lithostatic pressure) P_1 , der sich aus der Auflast der überlagernden Gesteinsschicht ergibt. Die Beziehung zwischen Belastungsdruck P_1 und *Tiefe* h ist durch folgende Gleichung gegeben:

$$P_1 = \rho \times g \times h \quad (24.1)$$

Dabei ist ρ die mittlere Gesteinsdichte, gemessen in g/cm^3 bzw. kg/m^3 , und g die Erdbeschleunigung von $0,98 \text{ m}/\text{s}^2$. Der Druck wird im SI-System in Pascal (Pa) angegeben, $1 \text{ Pa} = 1 \text{ kg}/\text{m}/\text{s}^2$. Unter einer Gesteinssäule von 1 km Länge herrscht also bei einer mittleren Dichte von $2,7 \text{ g}/\text{cm}^3$ (z. B. Granit) ein Belastungsdruck von

- $P_1 = 2700 \text{ kg}/\text{m}^3 \times 9,8 \text{ m}/\text{s}^2 \times 1000 \text{ m} = 264,6 \times 10^5 \text{ Pa} = 265 \text{ bar}$,

bei einer mittleren Dichte von $3,0 \text{ g}/\text{cm}^3$ (z. B. Basalt) von

- $P_1 = 3000 \text{ kg}/\text{m}^3 \times 9,8 \text{ m}/\text{s}^2 \times 1000 \text{ m} = 294 \times 10^5 \text{ Pa} = 294 \text{ bar}$.

Somit ergeben sich für die Erdkruste je nach der mittleren Dichte des überlagernden Gesteinspakets Drücke von 250–300 bar je km Tiefe. An der Untergrenze der kontinentalen Erdkruste, die meist in Tiefen von 30–40 km liegt, herrschen Belastungsdrücke um 10 kbar (= 1 GPa), während an der Basis der ozeanischen Erdkruste nur knapp 2 kbar erreicht werden. Die größte zu erwartende Tiefe innerhalb der heutigen kontinentalen Kruste einschließlich der jungen orogenen Gebirgsketten beträgt etwa 70 km mit Drücken in der Größenordnung von 20 kbar an deren Basis. Metamorphe Gesteine, die in kontinentalen Kollisionzonen

gebildet wurden, können die charakteristischen Hochdruckminerale Coesit (Abb. 9.43, S. 157) oder sogar Diamant (Abb. 2.15, S. 58) führen, die auf Bildungsdrücke oberhalb 25–30 kbar bzw. 35–45 kbar entsprechend Versenkungstiefen von ca. 100 km und mehr hinweisen.

Für die meisten metamorphen Vorgänge kann man annehmen, dass der Belastungsdruck P_1 , dem ein Gestein unterliegt, nahezu in allen Richtungen gleich ist, also annähernd *hydrostatisch* wirkt. Durch tektonische Vorgänge wird ein Gestein in unterschiedlichen Richtungen unterschiedlichen Drücken ausgesetzt; es steht unter *Spannung* (engl. *stress*). Die Hauptspannungswerte, die auf einen Punkt in einem Gestein einwirken, werden gewöhnlich durch die drei Hauptachsen σ_1 , σ_2 und σ_3 eines Spannungs- bzw. Stress-Ellipsoids dargestellt. Als *mittleren Stress* definiert man $\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) : 3$, als *differentiellen Stress* $\sigma_{\text{diff}} = \sigma_1 - \sigma_3$. Differentieller Stress ist die Ursache für permanente *Verformung* (engl. *strain*) in einem Gestein, wobei sich Form und Volumen von Gesteinskörpern verändern. Ändert sich zusätzlich die relative Lage der Minerale im Gestein oder von Gitterblöcken in einer Kristallstruktur, so spricht man von *Deformation* (Passchier u. Trouw 1996). Deformationsprozesse

- prägen die Gefügeeigenschaften metamorpher Gesteine entscheidend;
- schaffen Wanderungswege für fluide Phasen;
- begünstigen Mineralreaktionen durch Vermehrung von Kornkontakten, wobei die Reaktionsgeschwindigkeit vergrößert und die Aktivierungsenergie erniedrigt werden.

Nicht verändert durch Stress werden dagegen die Stabilitätsfelder von Mineralen und Mineral-Paragenesen: Im Gegensatz zu früheren Annahmen gibt es keine „Stressminerale“ oder „Antistressminerale“. Experimente haben gezeigt, dass unter den üblichen Metamorphosebedingungen (wie mittlere bis hohe Temperaturen, Anwesenheit von H_2O und geringen Verformungsraten) die Festigkeit von Gesteinen nicht ausreicht, um Stressdifferenzen von mehr als wenigen 10 bar oder bestenfalls wenigen 100 bar auszuhalten; darüber hinaus würde die Fließgrenze des Gesteins überschritten werden. Aus diesem Grund könnte auch ein möglicher *tektonischer Überdruck* (tectonic overpressure) nur sehr geringe Beträge annehmen; er würde keinesfalls ausreichen, um z. B. die Bildung von Hochdruckmineralen in metamorphen Gesteinen zu erklären.

Bei geringen Temperaturen und Belastungsdrücken und/oder hohen Verformungsraten werden Mineralkörner *spröde deformiert*: es kommt zur *kataklastischen Metamorphose* (Abschn. 24.2.2, S. 390). Sind dagegen Temperaturen und Belastungsdrücke höher und/oder die Verformungsraten geringer, wie das bei der Regional-

metamorphose in Orogenzonen (Abschn. 24.2.5, S. 394ff) generell der Fall ist, so werden die Mineralkörner *duktil* deformiert. Das äußert sich durch Gitterdefekte in der Kristallstruktur wie Versetzungen, durch Translation (Karbonate, Glimmer), Bildung von Druckzwillingslamellen (Feldspäte, Karbonate), undulöse Auslöschung (besonders bei Quarz), Verbiegungen (Glimmer, Kyanit) und/oder durch Subkornbildung. Die Grenzen zwischen duktiler und Sprödeformation liegen bei den einzelnen Mineralen sehr unterschiedlich. So können Serpentine, Tonsteine, Kalksteine, Gipse oder Salzgesteine schon bei niedrigen Temperaturen rekristallisieren, werden verfaltet und geschiefert, während Quarz-Feldspat-reiche Gesteine wie Granite und Gneise der Kataklyse unterliegen. Bei *elastischer* Deformation werden die Veränderungen der Kornform vollkommen rückgängig gemacht: es kommt zur *Erholung* (engl. recovery).

Wenn die Metamorphose unter hydrostatischem Druck *ohne* Anzeichen von Deformationen im Gesteinsgefüge stattfindet, spricht man von einer *statischen* Metamorphose. Treten Deformationen auf, so liegt eine *kinetische* oder *dynamische* Metamorphose vor.

Fluide und Fluiddrücke

Häufig enthalten metamorphe Gesteine auf den Korngrenzen, in Poren und in Kluft- oder Spaltensystemen eine *fluide Phase*, die insbesondere aus den Komponenten H_2O und/oder CO_2 , aber auch anderen leichtflüchtigen Komponenten wie CO , CH_4 , HCl , HF , H_3BO_3 , O_2 , H_2 u. a. besteht.

Die fluide Phase in metamorphen Systemen wird in der Literatur unterschiedlich als Dampf, Gas, Flüssigkeit, Fluid oder überkritisches Fluid bezeichnet. Da die kritischen Punkte der leichtflüchtigen Komponenten bei niedrigen P - T -Bedingungen liegen (für reines H_2O bei $P_C = 218$ bar, $T_C = 371$ °C, für reines CO_2 bei $P_C = 73$ bar, $T_C = 31$ °C) spielen sich viele metamorphe Prozesse im überkritischen Bereich ab, in dem es keinen scharfen Unterschied zwischen Gas (Dampf) und Flüssigkeit mehr gibt. Daher ist die Bezeichnung fluide Phase oder Fluid angemessen. Generell nimmt die Dichte des Fluids mit steigender Temperatur ab und mit steigendem Druck zu. Da T und P mit der Tiefe zunehmen, gleichen sich die thermische Expansion und druckbedingte Kompression annähernd aus. So weicht bei einem geothermischen Gradienten von 15 °C/km bis zu einer Tiefe von 35 km die Dichte von H_2O nur geringfügig vom Wert $1,0$ g/cm³ ab, der unter Oberflächenbedingungen gilt. Bei einem geothermischen Gradienten von 50 °C/km und einer Tiefe von 15 km liegt die Dichte von H_2O bei ca. $0,67$ g/cm³ (vgl. Best 2003, S. 75ff, 488ff). Unter den natürlichen Fluiden besitzt H_2O ein ungewöhnlich große Lösungsfähigkeit insbesondere für Alkalien, aber auch für SiO_2 . H_2O -reiche Fluide sind dementsprechend niemals ganz rein, sondern enthalten stets gelöste Ionen. Sie besitzen daher höhere kritische Werte als reines H_2O .

Der gesamte Druck P_{fl} , den ein Fluid auf einen Gesteinsverband ausübt, ergibt sich aus der Summe der Partialdrücke der vorhandenen Fluid-Spezies, $P_{fl} = P_{H_2O} + P_{CO_2} + \dots$

Unter den erhöhten Drücken, wie sie bei der Gesteinsmetamorphose häufig realisiert sind, verhalten sich die Fluid-Spezies nicht ideal, so dass für thermodynamische Berechnungen anstelle der Partialdrücke die Fugazitäten f_{H_2O} , f_{CO_2} , ... eingesetzt werden müssen. Analog zur Aktivität a_i (Abschn. 18.2.3, S. 291) gilt für Fluide und Gase $f_i = \gamma_i P_i$, wobei der Fugazitätskoeffizient γ_i in der Regel P - T -abhängig ist.

Der *Fluiddruck* wirkt gleichmäßig in alle Richtungen, ist also hydrostatisch. In vielen Fällen, insbesondere bei der niedrig- bis mittelgradigen Metamorphose, kann man in erster Näherung annehmen, dass die Fluide etwa unter dem gleichen Belastungsdruck P_1 bzw. Gesamtdruck P_{tot} stehen wie das feste Gestein. In diesem Falle ist der Fluiddruck gleich dem Belastungsdruck $P_{fl} \approx P_1 = P_{tot}$ oder bei starkem Überwiegen einer Fluid-Spezies z. B. $P_{tot} = P_1 \approx P_{fl} \approx P_{H_2O}$ bzw. $P_{tot} = P_1 \approx P_{fl} \approx P_{CO_2}$. In anderen Fällen ist dagegen der Fluidanteil zu gering, um einen Fluiddruck aufzubauen, der dem Belastungsdruck entspricht; es gilt dann $P_{fl} < P_1$. Dieser Fall tritt insbesondere bei hochgradiger Metamorphose ein und/oder dann, wenn das Ausgangsgestein sehr wenig (OH)- oder CO_2 -haltige Minerale enthält, aus denen durch Entwässerungs- oder Dekarbonatisierungsreaktionen H_2O oder CO_2 freigesetzt werden können.

Die Bedingung $P_{fl} < P_1$ gilt auch für den Fall, dass die fluide Phase über ein offenes Kluft- oder Spaltensystem mit der Erdoberfläche Verbindung hat, was jedoch eher für Diageneseprozesse zutreffen dürfte. Dabei würde z. B. ein H_2O -reiches Fluid der Dichte $\sim 1,0$ g/cm³ unter dem Druck stehen, der durch die Wassersäule aufgebaut wird, so dass – je nach mittlerer Dichte der überlagernden Gesteinssäule – $P_{H_2O} \approx 0,3 P_1$ gelten würde.

Bei der aufsteigenden Metamorphose führen Entwässerungs- und Dekarbonatisierungsreaktionen zu einer ständigen Freisetzung von Fluiden. Diese wandern auf Korngrenzen, Klüften und Spalten nach oben ab, so dass ein annähernd stationärer Zustand mit $P_{fl} \approx P_1$ erhalten bleibt. Trotzdem kann vorübergehend ein *Überdruck* der fluiden Phase (engl. *fluid overpressure*), d. h. die Bedingung $P_{fl} > P_1$ aufgebaut werden. Dieser Zustand bleibt jedoch nie lange erhalten, weil die Gesteinsfestigkeit hierfür nicht ausreicht: Es kommt zum *hydraulischen Zerbersten* (engl. *hydraulic fracturing*) im Gestein, wobei sich Klüfte bilden, in denen sich aus dem Fluid Kluftminerale ausscheiden, die den Mineralen im Nebengestein entsprechen.

24.2 Die Gesteinsmetamorphose als geologischer Prozess

24.2

Metamorphe Gesteine entstehen durch Anpassung an sich ändernde P - T - X -Bedingungen in der Erdkruste. Solche Veränderungen werden durch unterschiedliche geologische Prozesse ausgelöst, die zu ganz verschiedenen Metamorphosetypen führen können. Metamorphe Gesteinskomplexe sind somit wichtige Zeugen der geologischen Geschichte einer Region, insbesondere

auch von plattentektonischen Vorgängen. Metamorphosevorgänge können in ihrer Wirkung auf einige Meter begrenzt, aber auch auf tausende von Quadratkilometern ausgedehnt sein. Dementsprechend gibt es Metamorphoseprozesse von mehr lokaler, aber auch solche von regionaler Bedeutung. Bevor wir auf die Regionalmetamorphose, die in ihren unterschiedlichen Ausprägungen zweifellos die größte geologische Bedeutung hat, näher eingehen, sollen zunächst die Metamorphosetypen mit eher lokal begrenzter Einwirkung beschrieben werden.

24.2.1

Kontaktmetamorphose

Kontaktmetamorph gebildete Gesteine sind Produkte einer thermischen Umkristallisation und Mineralneubildung im Nebengestein eines magmatischen Intrusivkörpers. Auch in das intrudierende Magma gelangte Nebengesteinsschollen (Xenolithe) können so verändert werden. Magmatische Intrusivkörper können sein:

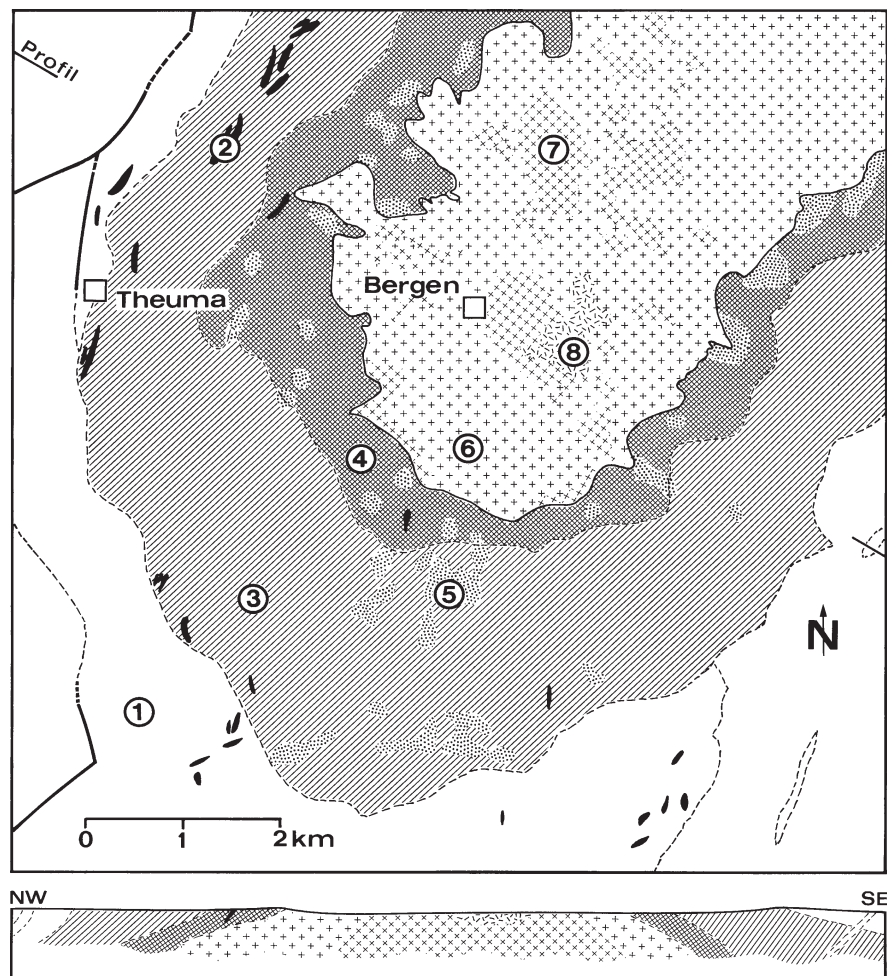
- *Plutone*, deren Magmen in das nicht metamorphe, anchimetamorphe oder bereits metamorphe Grundgebirge höherer kontinentaler Krustenabschnitte aufgestiegen sind;
- basaltische *Gänge* oder *Lagergänge*.

Kontaktmetamorphose an Plutonen

Heiße Magmenkörper, die in kälteres Nebengestein eindringen, heizen dieses auf und lösen so metamorphe Umkristallisationen und Mineralneubildungen aus. Dieser Vorgang vollzieht sich meist ohne tektonische Deformation, rein statisch. Da die Temperatur vom Kontakt nach außen hin rasch abnimmt, ist der Einwirkungsbe- reich der Aufheizung, *Kontaktthof* oder *Kontaktaureole* (engl. contact aureole, thermal aureole) genannt, lokal begrenzt und überschreitet nur selten einige Kilometer. Das starke Temperaturgefälle hat weiter zur Folge, dass der Metamorphosegrad im Kontaktthof von innen nach außen rasch abnimmt, so dass die Intensität der Umkristallisation mit der Entfernung vom Kontakt immer geringer wird.

Abb. 24.2.

Die Kontaktaureole des Granit-Plutons von Bergen am Westrand des westerzgebirgischen Granitmassivs. (1) Unveränderter Tonschiefer des Ordoviziums, (2) Amphibolit, teilweise kontaktmetamorph überprägt, (3) Zone der Knoten- und Fruchtschiefer, (4) Zone des Andalusit-Cordierit-Hornfelses, (5) Bereiche kontaktmetasomatischer Turmalinisierung, (6) mittelkörniger Granit, (7) mittel- bis grobkörniger, porphyrtartig ausgebildeter Granit, (8) feinkörniger Granit. (In Anlehnung an Weise und Uhlemann 1914: Geologische Karte von Sachsen, Bl. Nr. 143)



Die Wirkung der prograden Kontaktmetamorphose lässt sich am besten an *pelitischen Sedimentgesteinen* verfolgen, wie bereits von Harry Rosenbusch (1877) in seiner klassischen Arbeit über den Kontakthof von Barr-Andlau in den Vogesen gezeigt wurde. Als typisches und gut aufgeschlossenes Beispiel wollen wir den *Kontakthof des Bergener Granitplutons*, einem Ausläufer des westerzgebirgischen Granitmassivs, besprechen (Abb. 24.2).

Der Bergener Granitpluton intrudierte gegen Ende der variscischen Orogenese in eine anchimetamorphe Folge von pelitischen Sedimentgesteinen, die typische Transversalschieferung aufweisen. Im Westen sind es durch kohliges Pigment schwarz gefärbte, im Hauptteil helle, sandig-tonig gebänderte Tonschiefer (die sog. Phycodenschichten), die im Osten in Phyllite übergehen. Eingeschaltet in diese pelitische Serie sind unreine Kalksteine sowie tektonisch deformierte Lagergänge von Diabas und Lagen von Diabastuff.

Nach Gefüge und Mineralbestand der kontaktmetamorph veränderten Phycodenschichten lassen sich innerhalb der Kontaktaureole drei Zonen ausscheiden. Allerdings ist die Grenze zwischen den beiden äußeren Zonen unscharf, so dass diese in der Karte zusammengefasst wurden. Vom unveränderten Tonschiefer zum Granit hin treten auf:

- a Knoten- und Fruchtschiefer mit kaum veränderter Grundmasse,
- b Fruchtschiefer mit schwach umkristallisiertem, glimmerreichem Grundgewebe (Abb. 24.3) und
- c dickbankig-massiver Andalusit-Cordierit-Glimmer-Hornfels.

In der *Zone (a)* mit schwächster Einwirkung der Kontaktmetamorphose treten aus der kaum veränderten Grundmasse des Tonschiefers winzige Knoten hervor, die aus feinschuppigem Chlorit bestehen. Diese Chloritknoten werden mit Annäherung an die *Zone (b)* größer und nehmen dabei eine längliche Form an, die Ähnlichkeit mit derjenigen eines Getreidekorns aufweist (daher Fruchtschiefer). Diese Gebilde sind Pseudomorphosen nach Cordierit, wie sich an relativ seltenen Relikten nachweisen lässt.

Die Grundmasse besteht neben Akzessorien aus einem schuppigen Filz von Chlorit und Sericit, der Körner von detritischem Quarz umschließt. Die anchimetamorphe Schieferung ist noch vollständig erhalten.

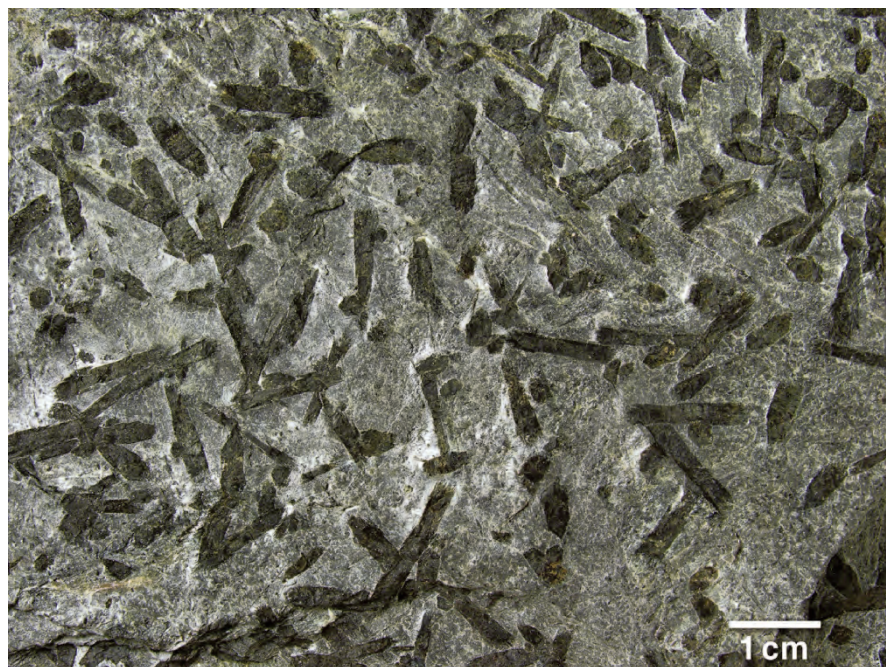
In der *Zone (b)* sind die getreidekornförmigen Cordierite nur selten retrograd in Chlorit umgewandelt. Sie treten zudem reichlicher auf und sind mit einer Länge von durchschnittlich 3–6 mm größer entwickelt; sie sind mit ihrer Längsrichtung vorzugsweise parallel zur Transversalschieferung orientiert. (Ganz allgemein bezeichnet man metamorph gebildete Kristalle, die durch ihr Größenwachstum aus einem feineren Grundgewebe hervortreten, als *Porphyroblasten*.) Querschnitte mit 6-zähligen Umriss (Abb. 24.3) lassen unter dem Mikroskop bei +Nic einen Sektorenbau erkennen, der die Cordierit-Porphyroblasten als Durchwachungsdrillinge nach (110) aufweist. Ihre auffallende schwarze Färbung ist durch die wolke Anreicherung eines feinen kohligen Pigments verursacht, das beim Cordierit-Wachstum siebförmig (poikiloblastisch) umschlossen wurde.

Im Fruchtschiefer der *Zone (b)* sind die Minerale des Grundgewebes bis auf spärliche Reste von detritischem Quarz eindeutig metamorphe Neubildungen, insbesondere von grünbraunem Biotit, Muscovit und Quarz neben zahlreichen Akzessorien. Das Neuwachstum der Glimmer bewirkt einen feinen Seidenglanz auf den noch immer erkennbaren Schieferungsflächen. Wegen ihrer hervorragenden technischen Eigenschaften werden die Fruchtschiefer dieser *Zone* noch heute als begehrter Werkstein gewonnen. Der *schwarze Tonschiefer* im Westteil der Aureole, der reich an kohligem Pigment ist, enthält in der *Zone (b)* Andalusit in der Varietät Chiestolith. Seine Porphyroblasten erreichen bis zu 1 cm Länge und sind oberflächlich in Sericit umgewandelt. Cordierit tritt in diesen Schiefnern nicht auf.

In der *Zone (c)*, die selten mehr als 1 km breit wird, gehen die Fruchtschiefer mit weiterer Annäherung an den Granitkontakt in glimmerreichen Andalusit-Cordierit-Hornfels über. Dieser ist bläulichgrau bis bläulichschwarz gefärbt, feinkörnig, massig und zeigt splitterigen Bruch. Makroskopisch ist reichlich Cordierit als runde, blauschwarze Flecken erkennbar, während sich Andalusit, der

Abb. 24.3.

Fruchtschiefer, kontaktmetamorph überprägter Tonschiefer mit Cordierit-Porphyroblasten (*dunkelgrau*), die vorwiegend mit *c //* zur Schieferungsebene des ehemaligen Tonschiefers gewachsen sind; nur einzelne Porphyroblasten liegen senkrecht dazu und lassen den pseudohexagonalen Querschnitt von Cordierit-Drillingen nach (110) erkennen. Das silbergrau gefärbte Grundgewebe ist nur schwach umkristallisiert. Theuma, Vogtland. Handstück // zur Schieferungsfläche. (Foto: S. Matthes)



siebartige (poikiloblastische) Einschlüsse von Quarz enthält, mit bloßem Auge kaum identifizieren lässt. Schüppchen von braunem Biotit treten makroskopisch eher hervor als der helle Muscovit. Das Grundgewebe ist bei den Hornfelsen völlig entregelt, so dass keine Schieferung mehr erkennbar ist. Dagegen bleibt die ehemalige Schichtung, insbesondere der sedimentär angelegte Lagenwechsel zwischen tonigen, glimmerreichen und mehr sandigen, quarzreichen Lagen auch im massigen Hornfels noch immer sichtbar. Der metamorphe Mineralbestand spiegelt die unterschiedliche chemische Zusammensetzung der Sedimentlagen wider.

Die in der Zone (b) kontaktmetamorph überprägten Lagergänge von Diabas und Einschaltungen von Diabastuff sind in *körnige Amphibolitkörper* umgewandelt worden. Oft haben sich Relikte von ophitischem Gefüge erhalten, die allerdings in den Amphiboliten der Zone (c) infolge stärkerer Umkristallisation fehlen. In den jetzt metamorphen Tufflagen, die einen gewissen Mangan-gehalt aufweisen, sind zusätzlich Porphyroblasten von Spessartinreichem Granat über das Grundgewebe hinweggesprosst, das sie poikiloblastisch umschließen (Abb. 24.24, S. 412). Die ehemals mergeligen Kalksteine liegen jetzt als *Kalksilikat-Felse* vor.

Es gibt weltweit zahlreiche Kontaktaureolen, die petrologisch gut untersucht sind (Kerrick 1991); als prominentes Beispiel sei der Kontakthof des Intrusivkomplexes von Ballachulish in Schottland erwähnt (Voll et al. 1991).

Die periplutonische Kontaktmetamorphose läuft im Hinblick auf die chemischen Haupt-, Neben- und Spurenelemente in vielen Fällen *isochemisch* ab, wenn man von der Freisetzung von H₂O oder CO₂ durch thermische Zerfallsreaktionen absieht. Diese Fluide bewegen sich bei weiterer Aufheizung in die kühleren Teile der Aureole. Es gibt jedoch auch zahlreiche Fälle, in denen man einen metasomatischen Stofftransport vom kristallisierenden Magmenkörper in das Nebengestein nachweisen kann.

So lassen sich in den Zonen (c) und (b) des Bergener Kontakthofs sowie im Granitkörper selbst Bereiche mit Turmalin (Schörl) auskartieren, der sich auf feinen Klüften, meist zusammen mit Quarz ausgeschieden hat, aber auch häufig Cordierit oder Biotit im Hornfels verdrängt. Diese im spätmagmatischen Stadium einsetzende Kontaktmetasomatose geht auf H₃BO₃-haltige Fluide zurück, die Restdifferentiate des Granit-Magmas darstellen. In einer anderen, dicht benachbarten Kontaktaureole des westerzgebirgischen Granitmassivs steht der bekannte Topasbrockenfels des Schneckensteins an, aus dem im 18. Jahrhundert schleifwürdiger Topas bergmännisch gewonnen wurde. Das Kontaktgestein besteht aus einem stark brecciierten Phyllit, der durch Bor-Metasomatose turmalinisiert und während einer anschließenden Fluor-Metasomatose topasiert und verquarzt wurde.

Aus der thermischen Überprägung unreiner Karbonatgesteine bilden sich *Kalksilikat-Felse* mit Andraditreichem Granat, Ca-reichem Pyroxen der Diopsid-Hedenbergit-Reihe, Fe-reicher Hornblende, Aktinolith u. a. Karbonatgesteine sind besonders reaktionsfähig und dort, wo die Möglichkeit besteht, auch aufnahmefähig für fluid-transportierte Schwermetalle. Hierbei kommt es gelegentlich zur Bildung nutzbarer *Skarnerz-Lagerstätten* (s. Abschn. 21.3.1, S. 320f).

Kontaktmetamorphose an magmatischen Gängen und Lagergängen

Die Kontaktwirkung von oberflächennah intrudierten magmatischen Gängen (dikes) und Lagergängen (sills) auf das Nebengestein ist wegen ihrer geringen Dicke, ihres relativ kleinen Magmenvolumens und der geringen Wärmekapazität räumlich eng begrenzt. Die Kontaktsäume auf beiden Seiten von Gängen betragen meist nur wenige Zentimeter, an mächtigeren Lagergängen mehrere Meter. Eine Kontaktwirkung tritt am deutlichsten bei Basaltgängen in Erscheinung, da Basalt-Magmen Temperaturen über 1000 °C erreichen. Hier kann es im Nebengestein zur Kristallisation von Hochtemperaturmineralen, z. T. sogar zum partiellen Schmelzen kommen. Diese Hochtemperaturmetamorphose wird auch als *Pyrometamorphose* bezeichnet.

Kontaktwirkungen von Basaltgängen auf *Sandsteine* sind Frittung (Zusammenbacken), Glasbildung und mitunter säulenförmige Absonderung. Die Quarzkörner sind zerborsten unter randlicher Umwandlung in Tridymit. Das tonig-mergelige Bindemittel ist zu einem bräunlichen Glas geschmolzen, in dem sich neben Kristallskeletonen (sog. Mikrolithen) zahlreiche Kriställchen von Spinell (oder Magnetit), Cordierit und Pyroxen gebildet haben. *Tonige Sedimente* werden in dichte, bräunliche oder grau gefärbte Massen, die splittrig brechen, umgewandelt. Die gelegentliche Umwandlung von Hochquarz in Tridymit, die unter Atmosphärendruck ($P = 1$ bar) bei 870 °C erfolgt (Abb. 9.43, S. 157), zeigt, dass bisweilen sehr hohe Temperaturen erreicht werden. Dabei können – trotz der meist sehr geringen Belastungs- und H₂O-Drücke – Tone oder die tonige Matrix von Sandsteinen partiell aufschmelzen und es entstehen glasführenden Gesteine, die man als *Buchite* bezeichnet (Abb. 26.11, S. 467). In *Karbonatgesteinen*, die in einzelnen Blöcken losbrechen und in geringer Tiefe als Xenolithe in gasarme basaltische Schmelze geraten, können bei der hochgradigen Thermometamorphose relativ seltene Ca- und Ca-Mg-Mineralen entstehen (Abschn. 26.3.7, S. 467).

Im Kontakt mit Alkaligesteinsmagmen kommt es bei der Pyrometamorphose von pelitischen Sedimentgesteinen zu einer beachtlichen Alkalimetasomatose. Es bilden sich *Sanidinite* mit Na-Sanidin als Hauptgemengteil (Abschn. 26.3.7). Diese leuchtend weiß gefärbten Gesteine treten im jungen Vulkangebiet um den Laacher See (Ost-Eifel) häufig als Auswürflinge auf.

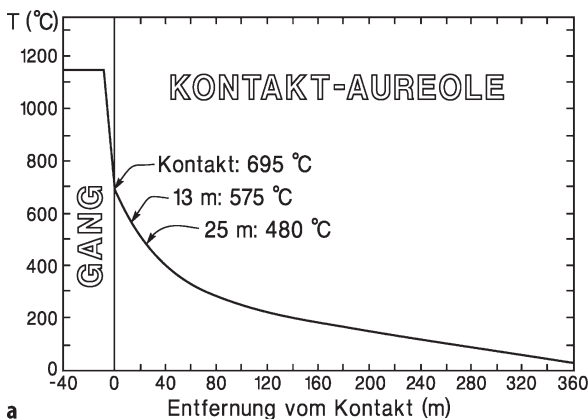
Auch bei der Kontaktmetamorphose an basaltischen *Lagergängen* kann das Nebengestein metasomatisch verändert werden. So führt Na-Metasomatose zur Albit-Bildung in Tonschiefern, wie das z.B. an Diabas-Lagergängen im variscischen Grundgebirge Mitteleuropas häufig beobachtet wird. Im Anfangsstadium bilden sich dabei *Spilosite*, erkennbar an kleinen Flecken, vergleichbar mit den beschriebenen Fleckschiefern; bei höhergradiger kontaktmetamorpher Überprägung entstehen hornfelsartig dichte, splittrig brechende *Adinole* bzw. deren gebänderte Varietät *Desmosite*.

Räumliche und zeitliche Temperaturverteilung in Kontaktaureolen

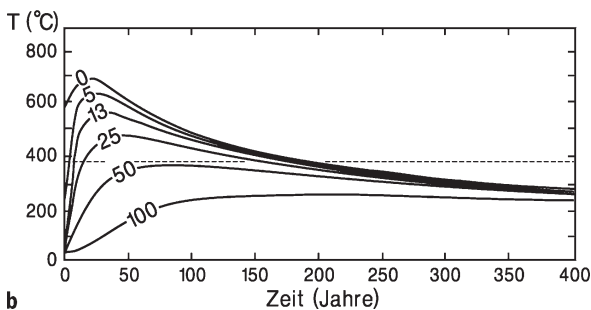
Die *Ausdehnung* von Kontakthöfen hängt wesentlich von der Größe des Plutons und seiner Wärmekapazität ab. Die räumliche und zeitliche Temperaturverteilung in einer Kontaktaureole lässt sich durch Modellrechnungen abschätzen, wie sie zuerst von Jaeger (1957, 1959) durchgeführt wurden (vgl. Turner 1968, 1981). Bei der Intrusion des Magmas kühlt sich dieses bis zur vollständigen Kristallisation ab und heizt gleichzeitig das Nebengestein auf eine Temperatur auf, die direkt am Kontakt ihr Maximum T_K erreicht und nach außen hin abnimmt.

Dabei sind insbesondere folgende Faktoren zu berücksichtigen:

- Intrusionstemperatur des Magmas T_I , abhängig von der Zusammensetzung, z. B. 1000 °C für Gabbro, ca. 800 °C für Granodiorit,
- ursprüngliche Temperatur des Nebengesteins T_N ,



a



b

Abb. 24.4. Räumliche und zeitliche Temperaturverteilung in der Kontaktaureole am Kontakt zwischen einem tertiären Dolerit-Sill und einem oberkretazischen Kalkstein. Intrusionstemperatur 1150 °C, Temperatur des Kalksteins 30 °C. **a** Maximal erreichte Temperatur in Abhängigkeit von der Entfernung zum Kontakt. Im Abstand von 25 m beobachtet man die erste Rekrystallisation von Calcit; in 13 m Abstand kommt es zur ersten Bildung von Wollastonit. **b** Zeitliche Temperatur-Entwicklung mit Linien gleichen Abstandes vom Kontakt (0, 5, 13, 25, 50, 100 m). Die gestrichelte waagerechte Linie gibt die Mindesttemperatur von 380 °C für die Wollastonit-Bildung an. Erläuterung im Text. (Nach Abu El-Enen et al. 2004)

- Wärmeleitfähigkeit des Nebengesteins k , gemessen in $\text{cal}/(\text{cm und } ^\circ\text{C})$ bzw. $\text{W}/(\text{Mol und K})$,
- Wärmekapazität C_p des Nebengesteins, gemessen in $\text{kJ}/(\text{Mol und K})$,
- Kristallisationswärme, die bei der Erstarrung des Magmas frei wird, gemessen in kJ/kg .

Beträgt z. B. die Intrusionstemperatur eines Granodiorit-Magmas $T_I = 800$ °C und die des Nebengesteins $T_N = 100$ °C, so würde nach den Berechnungen von Jaeger (1957, 1959) unmittelbar am Kontakt eine Temperatur von $T_K = 450$ °C erzeugt werden. Berücksichtigt man allerdings die bei der Erstarrung des Magmas frei werdende Kristallisationswärme, die in der Größenordnung von einigen 100 kJ/kg liegt, so würde sich T_K um etwa 100–120 °C erhöhen. Andererseits würde T_K um 20–40 °C absinken, wenn das Nebengestein wassergesättigt wäre und das vorhandene Porenwasser verdampfen müsste. Auch die endothermen Entwässerungs- und Dekarbonisierungsreaktionen in der Kontaktaureole führen zu einer T -Erniedrigung in ähnlicher Größenordnung.

Hält man alle genannten Parameter konstant, so hängt die Maximaltemperatur T_m , die in einer bestimmten Entfernung vom Kontakt zu irgend einem Zeitpunkt erreicht wird, nur von der *Mächtigkeit* des Intrusivkörpers ab. Diesen stellen wir uns vereinfacht als vertikalen plattenförmigen oder zylindrischen Körper vor, der in einem Akt intrudiert und ohne Konvektion erstarrt ist. Am besten lässt sich daher die T -Verteilung um Gänge bzw. Lagergänge modellieren.

Als Beispiel nehmen wir einen tertiären Dolerit-Sill von ca. 80 m Mächtigkeit, der im Nordteil der Sinai-Halbinsel in oberkretazische Kalksteine intrudierte und im Hangenden und Liegenden Kontaktaureolen erzeugte (Abu El-Enen et al. 2004).

Dabei kam es in einer Entfernung von 25 m vom Kontakt zu ersten Rekrystallisationserscheinungen von Calcit, in 13 m Entfernung zur ersten Neubildung von Wollastonit $\text{Ca}[\text{SiO}_3]$; näher zum Kontakt hin entstanden darüber hinaus Grossular-Andradit-Granat und Klinopyroxen der Diopsid-Hedenbergit-Reihe. Aus geologischen Überlegungen muss man mit sehr niedrigen Belastungsdrücken von ca. 100 bar rechnen. Unter diesen Bedingungen und unter Annahme eines $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ -Verhältnisses = 0,25 in der Gasphase beträgt die Mindesttemperatur für die Wollastonit-Bildung ca. 380 °C (s. Abb. 25.11, S. 438). Die Temperatur T_I des Basalt-Magmas dürfte bei ca. 1150 °C, die des Nebengesteins bei ca. 30 °C gelegen haben. Setzt man für die oben angegebenen physikalischen Parameter realistische Werte ein, so kann man berechnen, dass das Nebengestein direkt am Kontakt mit dem Dolerit-Sill auf $T_K = \text{ca. } 695$ °C aufgeheizt wurde. In 13 m Entfernung vom Kontakt, dem Ort des ersten Auftretens von Wollastonit, betrug die Maximaltemperatur 575 °C, 25 m vom Kontakt 480 °C (Abb. 24.4a). Betrachtet man die zeitliche Temperaturentwicklung in der Kontaktaureole (Abb. 24.4b), so erkennt man, dass in 13 m Entfernung die Mindesttemperatur von 380 °C für die Wollastonit-Bildung über einen Zeitraum von etwa 170 Jahren überschritten wurde, und zwar maximal um ca. 195 °C. In 25 m Entfernung betrug dieser Zeitraum ca. 140 Jahre und die Temperatur wurde nur um ca. 100 °C überschritten. Das reichte offenbar für eine Wollastonit-Bildung noch nicht aus!

Selbstverständlich sind bei größeren Intrusivkörpern die räumliche Ausdehnung der Kontaktaureolen und die Zeitdauer der Kontaktmetamorphose erheblich größer als am Gang-Kontakt. So heizt ein Granodiorit-Pluton ($T_1 = 800\text{ °C}$) der Dicke $D = 1\text{ km}$ das Nebengestein ($T_N = 100\text{ °C}$) bis zu einer Entfernung von 330 m vom Kontakt auf $>400\text{ °C}$ auf, während diese Temperatur bei einem Pluton von $D = 10\text{ km}$ bis zu einer Entfernung von 3,3 km überschritten wurde. Die zeitliche T -Entwicklung in einem Kontakthof ist eine Funktion von D^2 . Dadurch verlängert sich die Abkühlungsgeschichte mit steigender Mächtigkeit der Magmenmasse enorm. Ein plattenförmiger Granodiorit-Pluton von 2 km Mächtigkeit braucht etwa 50 000 bis 100 000 Jahre, um vollständig abzukühlen, einer von 4 km Mächtigkeit sogar etwa 500 000 Jahre. Im letzteren Fall bleibt direkt am Kontakt eine Temperatur von nahezu 500 °C etwa 300 000 Jahre lang erhalten; nach 500 000 Jahren beträgt die Temperatur immer noch ca. 420 °C . Demgegenüber wurden 1 km vom Kontakt entfernt 420 °C erst nach 200 000 Jahren erreicht; nach 500 000 Jahren ist die Temperatur bereits wieder auf 380 °C gefallen (Turner 1981, Abb. 1.6, 1.7).

24.2.2

Kataklastische Metamorphose und Mylonitisierung

Die kataklastische Metamorphose ist an tektonische Störungszonen, wie Verwerfungen, Auf- und Abschiebungen sowie Überschiebungsbahnen gebunden. Sie wirkt auf das Gestein und seinen Mineralinhalt im wesentlichen durch *mechanische Beanspruchung* ein, wobei gerichteter Druck (differenzieller Stress) eine entscheidende Rolle spielt. Unter relativ niedrigen Temperaturen und Belastungsdrücken und/oder hohen Verformungsraten wird die Gesteinsfestigkeit überschritten, es kommt zum Bruch und zum kataklastischen Fließen. Dabei werden die Minerale *spröde* deformiert, zerbrochen und zerrieben, Vorgänge die als *Kataklase* (Zerbrechung) bezeichnet werden. Es entstehen tektonische oder Reibungsbreccien und Kataklastite. Zwischen beiden Gesteinsvarietäten bestehen Unterschiede im Grad der mechanischen Beanspruchung.

Reibungsbreccien (Kakirite). Sie sind von einem dichten Kluftnetz und von Rutschstreifen durchsetzt und neigen daher zu einem polyedrischen Zerfall im cm-dm-Bereich. Die Kataklase im Innern der Zerfallskörper ist nach dem mikroskopischen Befund relativ schwach. Der Matrixanteil liegt bei $<10\text{ Vol.-%}$.

Kataklastite. Sie bestehen aus eckigen Gesteins- und Mineralbruchstücken, wobei der Matrixanteil auf $>50\text{ Vol.-%}$ ansteigt. Das feinere Trümmermaterial (die *Kataklastiten*) bilden sog. Mörtelkränze um größere Mineralbruchstücke (*Porphyroklasten*). Beispiele sind u. a. die

sog. Protogin-Granite der Schweizer Zentralalpen. Mineralneubildungen finden nur auf Klüften statt. Gesteine mit 10–50 Vol.-% Matrix bezeichnet man als *Protokataklastite*, extrem deformierte mit $>90\text{ Vol.-%}$ Matrix als *Ultrakataklastite*.

In duktilen Scherzonen können bei erhöhten Temperaturen und Belastungsdrücken sowie bei hohen Verformungsraten intrakristalline Deformationsmechanismen zum *kristallplastischen Fließen* führen: Es kommt zur *Mylonitisierung*. Der Übergang von der spröden zur duktilen Deformation hängt von der Kristallstruktur der betroffenen Minerale ab. So verhält sich z. B. Quarz schon bei sehr niedrigen Temperaturen duktil, so dass Quarzkörner in Kataklastiten häufig undulöse Auslöschung zeigen. Demgegenüber können Granat und Pyroxene bis zu Temperaturen von $500\text{--}600\text{ °C}$ noch spröde deformiert werden.

Mylonite (grch. μύλη = Mühle). Sie unterscheiden sich von Kataklastiten durch ihre geschieferte Matrix, die häufig augenförmige Porphyroklasten umflasert, eine geflammte Streifung aufweist und Bewegungsbahnen abbildet; Glimmer sind zu langaushaltenden Zügen ausgewalzt. Häufig ist auch ein Streckungslinear (Abschn. 24.4.3, S. 411) erkennbar. In mylonitisch beanspruchten Graniten finden sich in den Trümmerzonen aus Kalifeldspat häufig auch Neubildungen von Sericit. Hat der Mengenanteil der Matrix auf Kosten der gröberen Mineralbruchstücke auf über 90 Vol.-% zugenommen, so spricht man von *Ultramyloniten*. Diese erinnern in ihrem Aussehen oft an Tonschiefer, wobei die feinsten Fragmente meist Korngrößen von $<0,02\text{ mm}$ besitzen. Im Gegensatz zu Kataklastiten ist die Matrix der Mylonite duktil deformiert, doch können größere Porphyroklasten durch Spröddeformation zerbrochen sein.

Bei der kataklastischen Metamorphose und Mylonitisierung reichen die Temperaturen für eine Umkristallisation oder zur Neubildung metamorpher Minerale meist nicht aus. In anderen Fällen kann die Bewegungsenergie bei der starken Deformation in *Reibungswärme* (*Friktionswärme*) umgesetzt werden, die zur Temperaturerhöhung führt. Es entstehen *Hartschiefer*, die eine schwach rekristallisierte Matrix und eine charakteristische, durch Deformation erzeugte Bänderung aufweisen. Bei noch stärkerer Umkristallisation bilden sich *Blastomylonite*, die in ihrem Gefüge bereits an regionalmetamorphe Gesteine aus Orogenzonen erinnern. Bei starker Sericitisierung und Chloritisierung sehen diese Gesteine ähnlich wie Phyllite (Abschn. 24.3.1, S. 400, 403) aus und werden dann als *Phyllonit* (aus *Phyllit* und *Mylonit*) bezeichnet. Bei extremer T -Erhöhung durch freigesetzte Frikionswärme kann es sogar zum partiellen Aufschmelzen von Myloniten oder Ultramyloniten kommen. Dabei entstehen schmale Äderchen von Glassubstanz, die zwischen die Kornfragmente oder nichtgeschmolzene Matrixanteile

eindringen. Man bezeichnet diese Gläser als *Hyalomylonit* oder *Pseudotachylit*, da sie äußerlich einem schwarzen Basaltglas (Tachylit) ähneln. Stellenweise können Pseudotachylite auch mehrere Meter mächtig werden, so im Ruhlaer Kristallin-Komplex (Thüringer Wald) oder in der Woodruff-Thrust-Zone in Zentral-Australien.

Der Übergang von der kataklastischen Metamorphose zur Regionalmetamorphose in Orogenzonen ist fließend. Spielen bei der Regionalmetamorphose Deformationsprozesse eine wesentliche Rolle, so spricht man von Dynamometamorphose oder Dislokationsmetamorphose. Diese Begriffe sollten nicht als Synonyme für die kataklastische Metamorphose verwendet werden.

24.2.3

Schockwellen- oder Impakt-Metamorphose

Schlagen große Meteoriten mit kosmischer Geschwindigkeit auf die Oberfläche von Planeten auf, so erzeugen sie auf Grund ihrer hohen kinetischen Energie *Schockwellen*. Diese bewegen sich mit mehrfacher Schallgeschwindigkeit durch den Gesteinsuntergrund und breiten sich halbkugelförmig aus (Abb. 24.5a–c). Hierbei treten im Zentrum für Bruchteile von Sekunden Spitzendrücke bis zu einigen Megabar (1 Mbar = 1 000 kbar = 100 GPa) und Temperaturen bis zu einigen 10 000 °C auf. Erst in einigen Kilometern Entfernung vom Kollisionszentrum ist eine Druck- und Temperaturerhöhung nicht mehr zu registrieren (z. B. French u. Short 1968; Stöffler 1972). Nach der Gleichung $E = \frac{1}{2}mv^2$ erreicht ein Meteorit der Masse $m = 10\,000\text{ t}$, der mit kosmischer Geschwindigkeit von $v = 20\text{ km/s}$ aufschlägt, eine kinetische Energie von $E = 2 \cdot 10^{15}$ Joule = 550 Mio. kWh. Das ist wesentlich mehr, als durch einen konventionellen Explosivstoff gleicher Masse erzeugt wird.

Die höchste Geschwindigkeit, die ein Körper im Abstand Sonne–Erde erreichen kann, liegt bei 42 km/s; bei höherer Geschwindigkeit würde der Körper dem Schwerefeld der Sonne entfliehen. Die Bahngeschwindigkeit der Erde beträgt 29,9 km/s. Je nachdem, ob der Meteorit frontal auf die Erde zu oder ihr hinterher fliegt, erreicht seine Geschwindigkeit maximal 72 km/s, minimal 12 km/s. Meist liegen die kosmischen Geschwindigkeiten bei 20–60 km/s (d. h. etwa 70 000–220 000 km/h). Kleinere Meteoriten werden durch die Erdatmosphäre so stark gebremst, dass sie nicht mehr mit kosmischer, sondern nur noch mit Fallgeschwindigkeit von 0,00978 km/s (= 35 km/h) auf die Erde auftreffen.

Die hohe kinetische Energie beim Aufschlag großer Meteoriten, wird vernichtet durch

- mechanische Bildung eines Meteoritenkraters,
- Entstehung von Schockwellen,
- Erhitzung des Gesteinsuntergrundes,
- Erhitzung des Meteoriten selbst.

Wenn nur 10 % der Gesamtenergie durch das Aufheizen des Meteoriten verbraucht werden, muss dieser

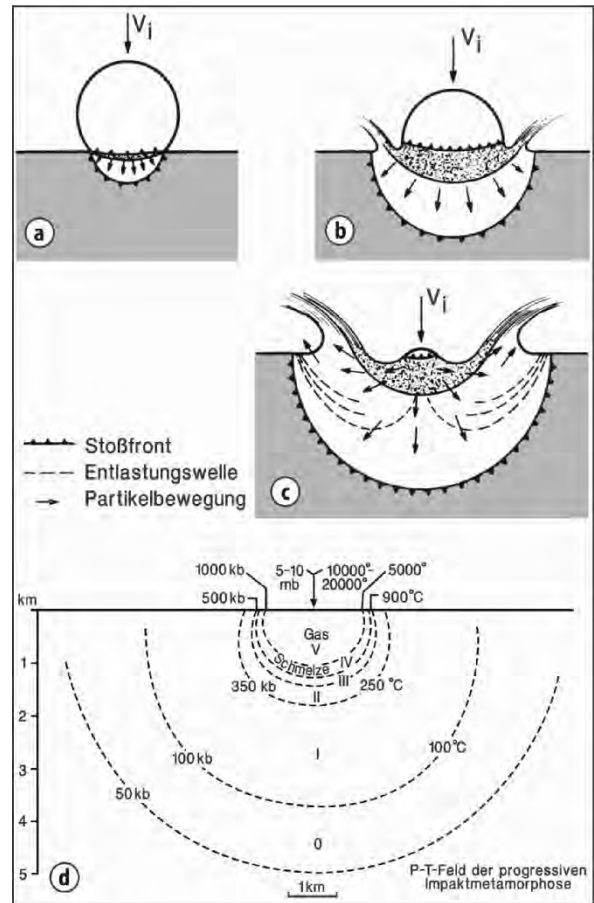


Abb. 24.5. a–c Einschlag eines sphärischen Projektils (= Meteorit) mit der hohen Geschwindigkeit v_i auf einen ebenen Festkörper (= Gesteinsuntergrund). Unregelmäßige Rasterung: durch die Stoßwelle komprimierter Teil des Projektils. In Anlehnung an Gault et al. (1968) nach Gall et al. (1975). d Intensitätszonen der Impakt-Metamorphose im Untergrund des Nördlinger Rieses: Maximaldrücke beim Durchgang der Stoßfront und Resttemperaturen nach deren Durchgang. (Nach Gall et al. 1975)

vollständig verdampfen. Dieses Ergebnis steht im Einklang mit der Tatsache, dass Meteoriten, die große Krater erzeugt haben, niemals gefunden worden sind. Das gilt z. B. für den *Ries-Krater* um die Stadt Nördlingen (Reg. Bez. Schwaben, Bayern), der mit einem Durchmesser von 25 km und einer Tiefe von 600 m zu den größten der Erde zählt. Er entstand vor $14,8 \pm 0,7$ Ma (Gentner et al. 1961) durch den Einschlag eines 0,5–1 km großen Meteoriten, der mit kosmischer Geschwindigkeit in die Schwäbische Alb einschlug und eine kinetische Energie von ca. 10^{17} Joule lieferte. Viel kleiner ist der exzellent erhaltene *Barringer-Krater* in Arizona, der lediglich einen Durchmesser von 1,3 km besitzt und etwas über 100 m tief ist (Abb. 29.1, S. 506). Er wurde durch einen etwa 63 000 t schweren Eisenmeteoriten erzeugt, der vor $49\,000 \pm 850$ Jahren (Phillips et al. 1991) mit einer Geschwindigkeit von 15 km/s aufschlug; von diesem Meteoriten wurden

immerhin noch Bruchstücke mit einem Gesamtgewicht von 30 t gefunden. Demgegenüber hat der schwerste bekannte Meteorit der Erde, der noch in einem Stück erhalten ist, kaum einen nennenswerten Krater erzeugt: Der ca. 60 t schwere Eisenmeteorit auf der *Farm Hoba West* bei Grootfontein (Namibia) hat nur eine flache Mulde in die Kalahari-Sande gegraben (Abb. 29.2, S. 507).

Die energiereichen Schockwellen (Stoßwellen), die beim Einschlag großer Meteoriten entstehen, bewegen sich unter schnellem Energieverlust von der Einschlagstelle konzentrisch weg. Die Drücke in der Stoßfront, die Resttemperatur nach der Druckentlastung und damit auch der Grad der Impakt-Metamorphose nehmen nach außen hin ziemlich rasch ab, so dass sich eine konzentrische Anordnung von Metamorphose-Zonen 0–V ergibt (Abb. 24.5d). Im Einzelnen erzeugt die Schockwellen-Metamorphose folgende Wirkungen (z. B. Langenhorst und Deutsch 1998):

Kataklase. Kataklase der Minerale (Abb. 24.6) lässt sich in allen Bereichen feststellen, nimmt aber von außen nach innen an Intensität zu; sie ist in der Zone 0 relativ schwach, in den Zonen I–III wesentlich stärker. Ein besonderes Charakteristikum sind die *Shatter Cones* (Strahlenkegel); das sind strahlenförmige Gebilde, die in feinkörnigen Sedimentgesteinen, z. B. in den dichten Malm-Kalken der Schwäbischen Alb auftreten und bei mäßigen Stoßwellen-Drücken von 20–100 kbar gebildet wurden (Abb. 24.7).

Plastische Deformationen (Zone I–III). Bei Überschreiten ihrer Elastizitätsgrenze werden Minerale entlang kristallographischer Richtungen plastisch deformiert. In Quarz,

Feldspäten und anderen Mineralen entstehen planare Deformationsgefüge (planar deformation features, PDF), wie Scharen paralleler Gleitebenen und Deformationsbänder, sowie Mosaikgefüge; Dichte, Licht- und Doppelbrechung werden erniedrigt. Schichtsilikate zeigen oft Knickbänder; Druckzwillinge, oft mit ungewöhnlicher kristallographischer Orientierung, werden besonders in Amphibolen und Pyroxenen beobachtet.

Polymorphe Phasenumwandlungen (Zone I–III). Als Hoch- bzw. Höchstdruckmodifikationen von SiO_2 entstehen aus Quarz bzw. diaplektischem Quarzglas (s. unten) Coesit (Abb. 24.8) und Stishovit. Wahrscheinlich bildet sich Stishovit – die einzige SiO_2 -Modifikation mit Si in [6]-Koordinatation entsprechend der Rutil-Struktur (Abb. 5.9, S. 88) – bereits beim Durchgang der Schockwelle, während Coesit erst nachträglich bei der Druckentlastung kristallisiert. Coesit wurde im Ries-Krater erstmals durch die amerikanischen Forscher Chao und Shoemaker (Chao et al. 1960) nachgewiesen. Dadurch konnten sie die Impakt-Theorie, die bereits 1904 von E. Werner zur Diskussion gestellt worden war, bestätigen und die von den meisten regionalen Geologen bevorzugte Deutung der Ries-Struktur als vulkanischer Explosionskrater widerlegen. Darüber hinaus lässt sich in Impaktgesteinen des Nördlinger Rieses die Umwandlung von Graphit in Diamant beobachten (El Goresy et al. 2001a; Schmitt et al. 2005); ebenso treten dort, wie auch z. T. in anderen Meteoriten-Kratern, weitere Hochdruckmodifikationen des Kohlenstoffs (El Goresy et al. 2003), Moissanit SiC (Schmitt et al. 2000) sowie hochdichte Rutil-Phasen mit α - PbO_2 - und ZrO_2 -Struktur (El Goresy et al. 2001b,c) auf.

Abb. 24.6.

Schockwellen-beanspruchter Amphibolit mit zahlreichen charakteristisch radial und konzentrisch verlaufenden Riss-Systemen in Hornblende (*Hbl*) und in noch stärker beanspruchtem Plagioklas (*Pl*). Sichtbar sind außerdem Bahnen und Verzweigungen aus diaplektischem Glas (im Bild dunkel). Bohrkern 731,5 m der Bohrung Nördlingen 1973. Bildbreite ca. 4,5 mm. (Foto: S. Matthes)

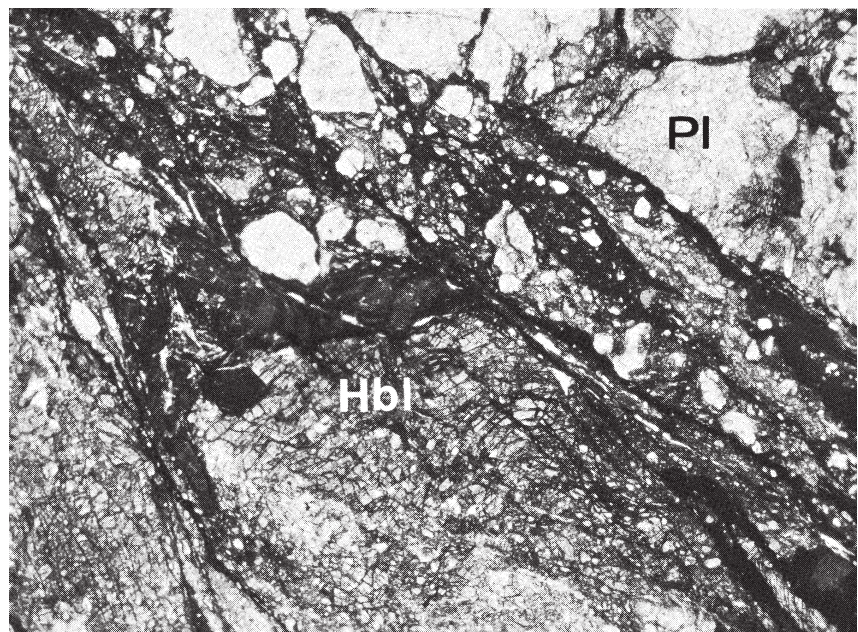




Abb. 24.7. Shatter cones im Malm-Kalk im Steinheimer Becken bei Heidenheim (Schwäbische Alb), einem kleinen Impakt-Krater, der während des Ries-Ereignisses gebildet wurde. Aufsammlung K. Ernstson (Würzburg). Natürliche Größe. (Foto: K.-P. Kelber)

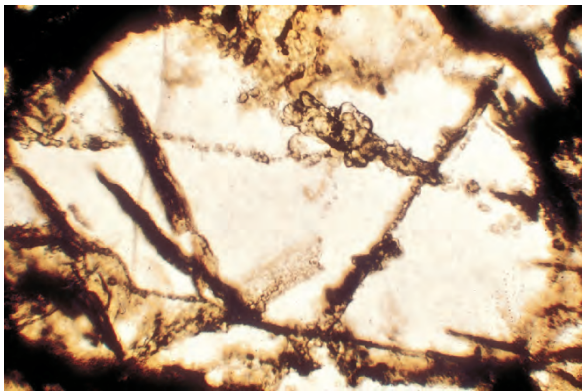


Abb. 24.8. Coesit in diaplektischem Glas. Aufhauen, Nördlinger Ries. Bildbreite ca. 720 μm (Foto: D. Stöffler)

Diaplektische Gläser (Zone II und III) (von Engelhardt et al. 1967). Sie entstehen offenbar nur aus Gerüstsilikaten, insbesondere aus Quarz und Feldspäten, bei Spitzendrücken von oberhalb ca. 350 kbar. Im Gegensatz zu Gläsern, die durch Unterkühlung schockinduzierter Schmelzen entstanden sind, lassen diaplektische Gläser noch Kornomänen und Restumrisse der ursprünglichen Minerale erkennen, Fließstrukturen und Blasen fehlen, Dichte und Lichtbrechung sind höher als bei echten Gläsern gleicher chemischer Zusammensetzung.

Thermische Zersetzung, Aufschmelzung und Verdampfung. Diese Vorgänge sind nur in den inneren Bereichen (Zone IV und V) möglich, in denen nach der Druckentlastung noch eine Resttemperatur herrscht, die größer ist als die jeweilige Zersetzungs-, Schmelz- oder Verdampfungstemperatur der einzelnen Minerale oder des gesamten Gesteins. Amphibole und Glimmer zerfallen zu feinkörnigen Aggregaten von (OH)-freien Mineralen; in Gesteinen mit Kalifeldspat, Na-reichem Plagioklas und Quarz entstehen selektiv Teilschmelzen, die glasig oder in Form feinkris-

talliner Aggregate erstarren. Bei höheren Schockwellendrücken von >600 kbar und entsprechend hohen Resttemperaturen von >1 500 °C schmilzt das gesamte Gestein (Zone IV). Manchmal werden die so entstandenen Schmelzmassen so groß, dass sie langsam abkühlen und zu holo- oder hypokristallinen Gesteinen erstarren, die Vulkaniten entsprechender Zusammensetzung sehr ähnlich sind. Rascher abgekühlte Schmelzen erstarren zu inhomogenen Gläsern. Im Zentrum des Impakts kommt es bei Spitzendrücken von >800 kbar und Resttemperaturen von >3 000 °C zur Verdampfung der Gesteine (Zone V).

Bereits während der *Kompressionsphase* beim Einschlag des Meteoriten, die nur etwa $\frac{1}{2}$ s dauert, kommt es zur Durchmischung der zerkleinerten und teilweise geschmolzenen Gesteinsmassen. Noch stärker ist das bei der nachfolgenden *Exkavationsphase* der Fall, die durch die Entspannung der komprimierten Materie bedingt ist. Noch während des Einschlags durchläuft den sich verformenden Meteoriten eine Entlastungswelle, die sich im Untergrund fortsetzt (Abb. 24.5c). Sie besitzt nur Schallgeschwindigkeit, ist also langsamer als die Schockwelle. Dementsprechend dauert die Exkavationsphase etwa 10 000-mal so lange wie die Kompressionsphase, d. h. etwa 1 $\frac{1}{2}$ Stunden. Durch die Druckentlastung wird das komprimierte Material divergent ausgeworfen. Dabei werden geschmolzene Anteile aerodynamisch verformt, und es entstehen charakteristische Glasbomben, die „Flädle“ des Ries-Kraters. Diese bilden einen wesentlichen Anteil des *Suevit*, einer Impaktbreccie, deren Komponenten hauptsächlich aus den tiefsten Teilen von Impakt-Kratern stammen; sie enthält einen hohen Anteil an Gesteins- und Mineralglas, so Kieselglas (Lechatelierit) aus aufgeschmolzenem Quarz in einer Matrix aus Montmorillonit. Die Bezeichnung *Suevit* wurde zuerst für Gesteine des Ries-Kraters im bayerischen Regierungsbezirk Schwaben (lat. *suevia*) geprägt, wird aber heute international angewendet. *Suevite* treten bevorzugt in jüngeren Meteoritenkratern auf. Viel verbreiteter sind Trümmersmassen, in denen Gesteinsfragmente vorherrschen, die keine oder nur eine schwache Schockwellenmetamorphose erfahren haben, wie die *Bunte Breccie* im Ries.

Die Schockwellenmetamorphose ist der einzige Metamorphosetyp, der auch auf dem Mond nachzuweisen ist. Da auf unserem Trabanten eine Atmosphäre fehlt und daher keine chemische Verwitterung stattfindet, sind auch sehr alte Meteoritenkrater noch in großer Zahl vorhanden und ausgezeichnet erhalten. Das Gleiche gilt für die Schockwellen-metamorphen Gesteine, die durch zeitlich aufeinanderfolgende Impakt-Ereignisse gebildet wurden, und einen wesentlichen Bestandteil des *Regoliths*, der über die Mondoberfläche verbreiteten Schuttschicht, darstellen. (vgl. auch Kap. 28, S. 497ff).

Unterirdische Kernexplosionen, durch die Schockwellen künstlich erzeugt werden, führen zu ganz ähnlichen metamorphen Veränderungen im Nebengestein.

24.2.4 Hydrothermale Metamorphose

Heiße Lösungen oder Dämpfe, die auf einem Kluffnetz oder entlang tektonischer Störungszonen einwandern, erzeugen Veränderungen im Nebengestein, wobei die primären Minerale durch hydrothermale Neubildungen verdrängt werden (Coombs 1961). Solche Vorgänge sind verbreitet, beschränken sich aber meist auf schmale Bereiche in unmittelbarer Nachbarschaft der Klüfte. Zur großräumigen Umwandlung des Nebengesteins kommt es jedoch in aktiven geothermischen Feldern, d. h. in Gebieten, in denen heiße Quellen oder Wasserdampf in größerem Umfang gefördert und zur Energiegewinnung genutzt werden (Utada 2001). Bohrungen bis in Tiefen von einigen hundert Metern erbrachten mit steigender Temperatur (bis etwa 250 °C) die Neubildung von Zeolithen (Abschn. 9.6.5, S. 175ff) wie Mordenit $(\text{Na,Ca,K})_6[\text{AlSi}_5\text{O}_{12}]_8 \cdot 28\text{H}_2\text{O}$, Analcim $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$, Laumontit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$ und Wairakit $\text{Ca}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ sowie von Albit und/oder Adular. Die am besten untersuchten Beispiele sind Wairaki auf der Nordinsel Neuseelands, Onikobe und Hakone auf der Insel Honshu (Japan) und der Yellowstone-Nationalpark (Wyoming, USA). Kennzeichnend für diese Gebiete ist ein ungewöhnlich großer geothermischer Gradient, der bis auf 1 000 °C/km ansteigen kann. Zu umfangreichen hydrothermalen Alterationen kommt es auch im Zuge hydrothermalen Aktivität an den mittelozeanischen Rücken (Black Smoker, Abschn. 21.5.1, S. 329ff) und bei der Bildung hydrothermalen Erzlagerstätten z. B. von Porphyry Copper Ores (Abschn. 21.2.4, S. 318ff).

Abb. 24.9.

Große offene Falte in metamorphen Sedimentgesteinen der Gembok-River-Formation des panafrikanischen Damara-Orogens. Man erkennt eine Wechselagerung von Karbonatgesteinen (gelblich bis bräunlich) und Turbiditen (dunkel), die vor ca. 550–500 Millionen Jahre gefaltet und metamorph überprägt wurden. Rhino Wash, Ugab-Gebiet, Nord-Namibia. (Foto: M. Okrusch)



24.2.5 Regionalmetamorphose in Orogenen

In den präkambrischen Kratonen und in den phanerozoischen Orogengürteln der Erde nehmen metamorphe Gesteine Areale in einer Ausdehnung von hunderten oder tausenden von Quadratkilometern ein. Metamorphoseprozesse erreichen hier also – im Gegensatz zu den bisher besprochenen Metamorphosetypen – regionale Ausmaße. Sie stehen offensichtlich im Zusammenhang mit großräumigen Gebirgsbildungen (Orogenesen). Diese sind – zumindest während des Phanerozoikums und des Proterozoikums – mit plattentektonischen Vorgängen wie Subduktion oder Kontinent-Kontinent-Kollision verknüpft.

In ihrer typischen Ausbildung ist die Regionalmetamorphose weder rein dynamisch noch rein statisch-thermisch. Kennzeichnend ist vielmehr ein kompliziertes Zusammenspiel von Deformation, durch welche die Gesteine geschiefert und gefaltet werden, und regionaler Aufheizung, die zur metamorphen Um- und Neukristallisation führt (Abb. 24.9, 24.20–24.23). Diese Vorgänge können sich innerhalb einer oder in mehreren aufeinander folgenden Gebirgsbildungsphasen mehrfach wiederholen. Als typische Produkte der Regionalmetamorphose entstehen *kristalline Schiefer*, z. B. Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise, Amphibolite und Granulite. Sie unterscheiden sich in ihren Gefügemerkmalen markant von den ungeschieferten Hornfelsen der Kontaktaureolen, aber auch von den nicht oder nur schwach rekristallisierten Kataklasiten und Myloniten. Blastomylonite gehören bereits zu den kristallinen Schiefnern.

Wie in den Kontaktaureolen lassen sich auch in regionalmetamorphen Gebieten häufig *Zonen gleich starker*

metamorpher Umwandlung auskartieren, allerdings in erheblich größerer Ausstrichsbreite. Diese sind durch *kritische Minerale* oder Mineralparagenesen dokumentiert, die bei der prograden Metamorphose gebildet wurden und häufig die *P-T*-Bedingungen beim Höhepunkt der Metamorphose widerspiegeln. Begrenzt werden diese *Mineralzonen* durch *Isograden*; das sind die Verbindungslinien zwischen den Punkten, an denen das erstmalige Auftreten eines kritischen Minerals (auch als *Indexmineral* bezeichnet) im Gelände beobachtet wird. Tatsächlich stellen Isograden gekrümmte Flächen dar, die das Orogen durchsetzen; kartiert werden ihre Schnittlinien mit der derzeitigen Landoberfläche. Vielfach kommt es in der höchstgradierten Metamorphosezone bereits zur partiellen Anatexis; es entstehen *Migmatite* in regionaler Ausdehnung. Kennzeichnend ist weiter die räumliche Verknüpfung von hochgradigen Metamorphiten und/oder Migmatiten mit Plutonen granitischer, granodioritischer oder tonalitischer Zusammensetzung, die während oder im Anschluss an die Regionalmetamorphose intrudiert sind. Dabei lassen sich regionalmetamorphe Prägung und kontaktmetamorphe Überprägung nicht immer klar auseinanderhalten. Man spricht daher auch von *regionaler Kontaktmetamorphose*.

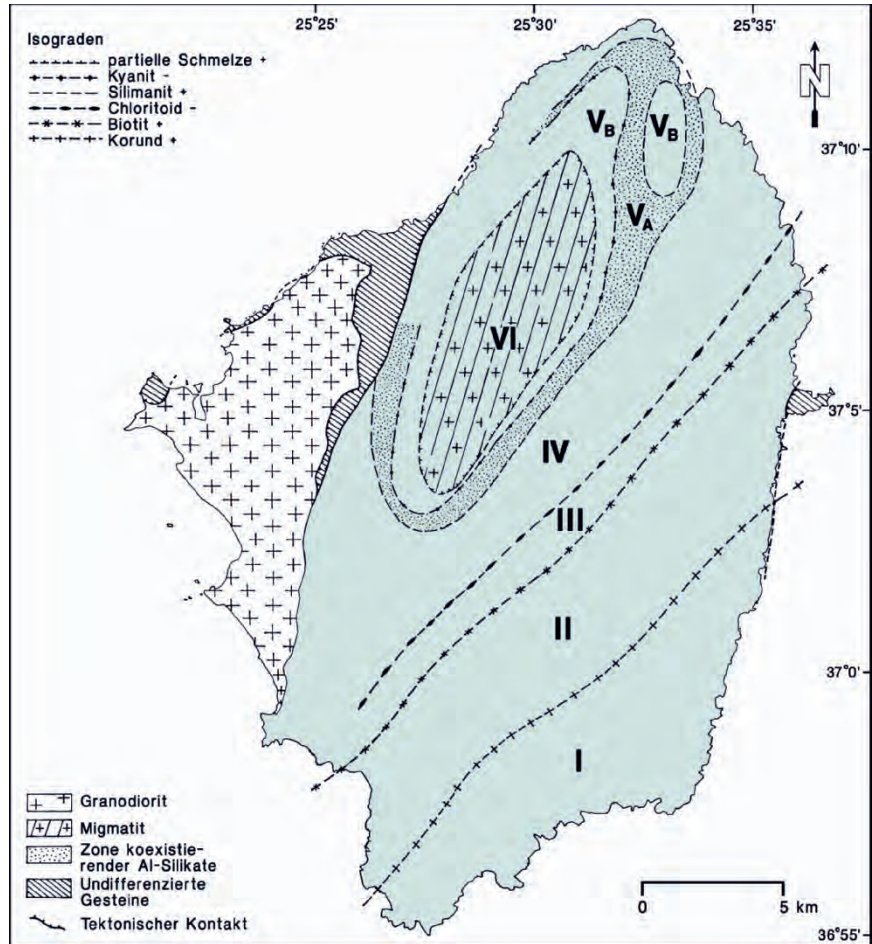
Niederdruck- und Mitteldruckmetamorphose

Die Zonengliederung nach metamorphen Indexmineralen wurde erstmals von Barrow (1893, 1912) und Tilley (1925) im Dalradian der schottischen Kaledoniden erkannt und auskartiert. In *Metapeliten* sind diese sog. *Barrow-Zonen* durch folgende Mineralparagenesen gekennzeichnet:

1. *Chloritzzone*: Phengitischer Hellglimmer + Chlorit ± Mikroklin + Albit + Quarz;
2. *Biotitzzone*: Biotit + Chlorit + Muscovit + Albit + Quarz;
3. *Granatzzone*: Almandin-reicher Granat + Biotit + Muscovit + Albit/Oligoklas + Quarz;
4. *Staurolithzone*: Staurolith + Almandin + Biotit + Muscovit + Oligoklas + Quarz;
5. *Kyanitzzone*: Kyanit ± Staurolith + Almandin + Biotit + Muscovit + Oligoklas + Quarz;
6. *Sillimanitzzone*: Sillimanit + Almandin + Biotit + Kalifeldspat + Oligoklas + Quarz.

Kritische Mineralparagenesen in *Metabasiten* und *Kalksilikat-Gesteinen* zeigen eine analoge Zonengliederung.

Abb. 24.10. Vereinfachte geologische Karte der Kykladen-Insel Naxos mit den Isograden und Mineralzonen in Metapeliten und Meta-bauxiten. (Nach Jansen u. Schuiling 1976)



Inzwischen wurden in vielen Teilen der Welt Kristallgebiete mit gut ausgebildeten metamorphen Mineralzonen beschrieben. Beispiele sind der Damara- und Kaoko-Gürtel in Namibia, die durch die panafrikanische Orogenese gebildet wurden, das paläozoische Kristallin von Vermont und New Hampshire im Nordosten der USA, das variscische Kristallin des nördlichen Bayerischen Waldes, die alpidisch geprägten Keuper- und Lias-Schichten in den Schweizer Zentralalpen und im nördlichen Alpenvorland. Nicht immer entspricht die gefundene Zonenfolge den klassischen Barrow-Zonen. Häufig wurden abweichende Indexminerale und Mineralparagenesen beobachtet, die auf Unterschiede in der regionalen Verteilung der *P-T*-Bedingungen beim Höhepunkt der Metamorphose und auf unterschiedliche geothermische Gradienten bei der Orogenese hinweisen. Ein gutes Beispiel hierfür ist Schottland selbst. In den metamorphen Gesteinen des Dalradians nördlich Aberdeen treten, wie bereits Harker (1932) erkannt hatte, Andalusit und Cordierit als zusätzliche Indexminerale auf. Damit ergibt sich eine abweichende Zonenfolge, die von Read (1952) als *Buchan-Typ* bezeichnet und dem klassischen Barrow-Typ gegenübergestellt wurde. Wir wissen heute, dass die Mineralzonierung des Buchan-Typs insgesamt auf einen höheren geothermischen Gradienten, d. h. auf eine stärkere Temperaturzunahme mit der Tiefe hinweist. Solche regi-

onalen Unterschiede lassen sich gut verstehen, wenn man die Isothermenverteilung in einem Orogen-Gürtel in der kontinentalen Oberplatte über einer Subduktionszone betrachtet (Abb. 26.8, S. 458).

Als weiteres intruktives Beispiel für eine Mittel-*P/T*-Metamorphose wollen wir den metamorphen Komplex der Kykladen-Insel *Naxos* behandeln, einen Bestandteil des Kykladen-Kristallins. Dieses besteht im Wesentlichen aus einer permomesozoischen Sedimentfolge mit eingeschalteten Vulkaniten, die einem voralpidischen Kristallin aufliegen. Während der alpidischen Orogenese wurde dieser Gesteinsverband polymetamorph geprägt, gefolgt von einer Phase magmatischer Aktivität. Abgesehen von präalpidischen Relikten geht der metamorphe Komplex von *Naxos* überwiegend auf klastische Sedimente und verkarstete Kalksteine zurück, die in Karsttaschen Bauxite enthalten. Diese mesozoische Sedimentserie erlebte im Eozän eine Hochdruckmetamorphose (s. unten), deren Relikte noch im SE-Teil der Insel erhalten sind. Darauf folgte an der Wende Oligozän/Miozän eine prograde Mitteldruckmetamorphose, die eine ausgeprägte Zonenfolge metamorpher Indexminerale in *Metapeliten* und *Metabauxiten* erzeugte (Abb. 24.10; Jansen u. Schuiling 1976; Feenstra 1985):

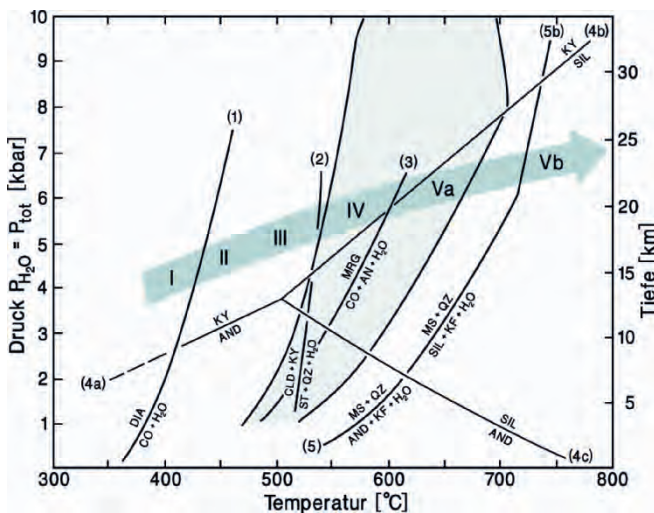
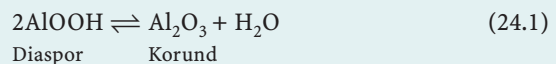


Abb. 24.11. *P-T*-Diagramm zur quantitativen Abschätzung der regionalen Metamorphose-Entwicklung auf der Insel *Naxos* (mittelblauer Pfeil mit den Mineralzonen I bis Vb). Experimentell bestimmte Gleichgewichtskurven einiger wichtiger Mineral-Reaktionen: (1) Diaspor \rightleftharpoons Korund + H_2O nach Haas (1972); (2) Chloritoid + Kyanit \rightleftharpoons Staurolith + Quarz + H_2O nach Richardson (1968); (3) Margarit \rightleftharpoons Korund + Anorthit + H_2O nach Chatterjee (1974); (4a) Kyanit \rightleftharpoons Andalusit, (4b) Kyanit \rightleftharpoons Sillimanit und (4c) Andalusit \rightleftharpoons Sillimanit nach Holdaway und Mukhopadhyay (1993); (5a) Muscovit + Quarz \rightleftharpoons Andalusit/Sillimanit + Kalifeldspat + H_2O nach Chatterjee und Johannes (1974); (5b) Muscovit + Quarz + H_2O \rightleftharpoons Sillimanit/Kyanit + Schmelze nach Storre und Karotke (1972). Helle Schattierung: Stabilitätsfeld der Paragenese Staurolith + Granat + Biotit (+ Muscovit + Quarz) nach Spear u. Cheney 1989

I. Diaspor-Chloritoid-Zone. Die Diaspor-Chloritoid-Zone ist durch das Auftreten von Diaspor und Chloritoid in metamorphen Bauxiten gekennzeichnet, der von Kyanit, der Niedrig-*T*-/Hoch-*P*-Modifikation von $Al_2[O/SiO_4]$ (Abb. 24.11) begleitet wird; auch Pyrophyllit kommt noch vor. Metapelite führen die Paragenese

Quarz + Albit + Muscovit \pm Paragonit + Chlorit
 \pm Chloritoid \pm Granat.

II. Korund-Chloritoid-Zone. Die Korund-Chloritoid-Zone beginnt mit dem ersten Auftreten von Korund in Metabauxiten entsprechend der Entwässerungsreaktion



(Korund-Isograde). Sonst ändern sich die Mineralparagenesen in Metabauxiten und Metapeliten nicht.

III. Biotit-Chloritoid-Zone. Die Biotit-Chloritoid-Zone ist durch das erste Auftreten von Biotit in Metapeliten gekennzeichnet, während Paragonit verschwindet. Die Paragenese lautet

Quarz + Albit + Muscovit + Biotit + Chlorit
 \pm Chloritoid \pm Granat.

In Metabauxiten kommt es zur verbreiteten Neubildung des Sprödglimmers Margarit, der mit Korund und Chloritoid koexistiert.

Wärmebeulen oder Wärmedome bezeichnet. Ihre Entstehung wird letztlich durch Prozesse im Erdmantel ausgelöst.

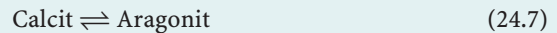
Nach dem Modell der Plattentektonik entstehen Wärmedome an konvergenten Plattenrändern oberhalb von Subduktionszonen, d. h. in Inselbögen oder Orogengürteln vom Andentyp (Abb. 26.8, S. 458), oder auch in Orogengürteln, die durch Kontinent-Kontinent-Kollision entstanden sind. Der Wärmetransport wird durch Mantel-Diapire besorgt, die durch partielles Aufschmelzen der subduzierten ozeanischen oder kontinentalen Platte entstehen. Sie steigen als Kristall-Schmelz-Brei durch den darüberliegenden, schwereren Erdmantel und die Erdkruste der kontinentalen Oberplatte auf. Die mit diesen Diapiren nach oben beförderte Wärme, die eine beulenartige Verteilung hat, führt zur prograden Metamorphose und partieller Anatexis. Dadurch entstehen in der Unterkruste Granit-Magmen, die ihrerseits in höhere Krustenstockwerke intrudieren können. Ein Beispiel ist der Granodiorit von Naxos, der vor etwa 15 Ma, im Anschluss an die Regionalmetamorphose intrudierte und dabei die konzentrische Zonenfolge der Indexminerale diskordant abschnitt (Abb. 24.10). Plutonite miozänen Alters sind im Kykladen-Kristallin weit verbreitet und definieren einen ausgeprägten Hochtemperatur-Gürtel (Altherr et al. 1982).

Ein Teil der Magmen, die durch partielle Anatexis in der subduzierten Platte gebildet werden, wird in Form vulkanischer Laven, Ignimbrite und Aschen gefördert. Es entstehen Kalkalkali-Vulkanite, die für Inselbögen und Orogenzonen vom Anden-Typ charakteristisch sind.

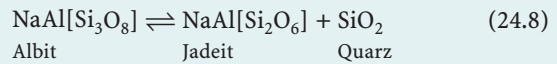
Hochdruckmetamorphose und Ultrahochdruckmetamorphose

Auch die Gesteine der *absinkenden Lithosphärenplatte* unterliegen der Regionalmetamorphose, die jetzt aber einen ganz anderen Charakter hat. Die relativ kalten ozeanischen Sedimente sowie die Basalte und Gabbros der *ozeanischen Kruste* werden durch den Subduktionsvorgang relativ rasch, d. h. mit Geschwindigkeiten von einigen Zentimetern pro Jahr in große Tiefen transportiert und dabei zunehmend höheren Drücken ausgesetzt. Wegen der schlechten Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen ist damit zunächst keine wesentliche Temperaturerhöhung verbunden, so dass sich die Isothermen nach unten hin durchbeulen (Abb. 26.8). Die ozeanische Kruste der abtauchenden Platte wird dabei in *Eklogit* umgewandelt; das ist ein Gestein von basaltischem Chemismus mit der Paragenese Granat + Omphacit ± Kyanit ± Zoi-sit/Epidot ± Phengit. Aus den weniger tief versenkten Anteilen der ozeanischen Platte entstehen *Blauschiefer*, die als Indexminerale den blauen Na-Amphibol Glaukophan sowie Lawsonit, Jadeit oder Omphacit, phengitischen Hellglimmer, z. T. auch Aragonit führen. Auch die Sedimente im *Akkretionskeil* zwischen subduzierter ozeanischer und hangender kontinentaler Platte werden hochdruckmetamorph überprägt. Dabei entsteht in Karbonat-Sedimen-

ten Aragonit, in Meta-peliten z. B. Ferrokarpholith $(\text{Fe,Mg})\text{Al}_2[(\text{OH,F})_4\text{Si}_2\text{O}_6]$. Wichtige Reaktionen, die eine Druckabschätzung erlauben, sind



und



(Abb. 24.1, S. 382). Der *P-T*-Bereich für die Bildung typischer Blauschiefer liegt zwischen etwa 7 kbar bei 200–300 °C und 15 kbar bei 400–500 °C, entsprechend einem geothermischen Gradienten um 10 °C/km. Es kommt also nicht auf die absolute Höhe des Druckes an, sondern auf das *P/T-Verhältnis*: Ein Druck von 6 kbar bei einer Temperatur von 600 °C wie in der Stauolith-Zone von Naxos würde einer Mitteldruckmetamorphose entsprechen. Die Paragenesen der Hochdruckgesteine bleiben nur erhalten, wenn diese durch tektonische Prozesse rasch wieder herausgehoben werden. Andernfalls führt die nachfolgende Wärmezufuhr zur Erhöhung des thermischen Gradienten und damit zur Neubildung von Mitteldruckparagenesen. Hochdruckgesteine, die auf ozeanische Basalte und Gabbros sowie assoziierte Sedimente zurückgehen, sind in den alpidischen Orogengürtel rund um den Pazifik weit verbreitet, z. B. in der Franciscan Formation Kaliforniens, im Shuksan-Gürtel (Staat Washington), in Alaska, in Japan oder in Neukaledonien, ebenso in den eurasischen Faltegürteln, z. B. in den Alpen, in der Türkei oder im Tian Shan.

In vormaligen Orogenen treten Blauschiefer und Eklogite, die aus subduzierten ozeanischen Basalten oder Gabbros gebildet wurden, deutlich seltener auf. Hier herrschen Metamorphite vom Mitteldruck- oder Niedrigdrucktyp vor. Nach dem Aktualitätsprinzip muss man jedoch annehmen, dass auch auf diese älteren Orogenesen plattentektonische Modelle anwendbar sind: Hochdruckmetamorphite wären demnach späteren Metamorphose-Ereignissen zum Opfer gefallen. Der älteste bekannte Eklogit, der wahrscheinlich durch Subduktion einer ozeanischen Lithosphärenplatte gebildet wurde, liegt im proterozoischen Usagara-Gürtel in Tansania. Nach radiometrischen Altersbestimmungen ist er ca. 2 Ga alt (Möller et al. 1995). Plattentektonische Modelle gelten vielleicht nicht mehr für die Bildung der Erdkruste im *Archaikum*, da während der frühen Erdgeschichte generell ein höherer geothermischer Gradient herrschte. Zwar wurden für die Entstehung der 2,6–3,6 Ga alten Grünsteingürtel (*greenstone belts*) ebenfalls plattentektonische Szenarien entwickelt, doch dürften alternative Deutungen, die von stärkeren vertikalen Bewegungen bei nur geringer horizontaler Verschiebungsrates ausgehen, größere Wahrscheinlichkeit besitzen (Hamilton 1998).

Auch bei der Subduktion von *kontinentaler Kruste* kann es zur Bildung von Hochdruckgesteinen kommen. Ein typisches Beispiel ist wiederum das Kykladen-Kristallin, in dem die permomesozoischen Sedimente auf Graniten und Gneisen von präalpidischem Alter abgelagert wurden. Als Bestandteil der Apulischen Mikroplatte wurde dieser Gesteinsverband im Eozän unter den europäischen Kontinent subduziert und hochdruckmeta-

morph überprägt. Die dabei entstandenen Blauschiefer, Jadeitgneise und Eklogite sind auf einigen Kykladen-Inseln noch gut erhalten, besonders auf Sifnos und Syros (z. B. Okrusch u. Bröcker 1990), während sie z. B. auf Naxos durch die nachfolgende prograde Barrowtyp-Metamorphose an der Wende Oligozän/Miozän – bis auf geringe Relikte im SE-Teil der Insel – vollständig ausgelöscht sind.

Bei der enormen Krustenverdickung im Zuge der *Kontinent-Kontinent-Kollision* können ultrahohe Drücke erreicht werden. Die Anwesenheit der Hochdruckmodifikation von SiO₂ Coesit in eklogitischen Gesteinen, z. B. im Dora-Meira-Massiv (West-Alpen), im Erzgebirge, in Norwegen und im Dabie Shan (China), spricht für Mindestdrücke von 25–30 kbar, entsprechend Versenkungstiefen von über 100 km. Noch höhere Mindestdrücke von 35–40 kbar werden durch die Anwesenheit von Diamant angezeigt, so im Erzgebirge, in der westlichen Gneis-Region Norwegens, im Kokchetav-Massiv (Sibirien) und im Orogengürtel von Su-Lu und Dabie Shan (China). Bei der kontinentalen Kollision zwischen der Indischen und der Eurasischen Platte werden z. Z. in der Hindukush-Zone Graphit-reiche Tonsteine und Karbonat-Sedimente in so große Tiefen subduziert, dass daraus *heute* Diamant- und Coesit-führende Ultrahochdruckgesteine entstehen dürften (Searle et al. 2001).

Paired metamorphic belts

Miyashiro (1972) erkannte, dass in jungen Orogenen zwei etwa parallel zueinander laufende, annähernd gleich alte metamorphe Gürtel von kontrastierendem Charakter auftreten können, die denselben Subduktions- oder Kollisionsprozess dokumentieren:

- ein Hochdruckgürtel mit Blauschiefern, der die subduzierte Platte repräsentiert, und
- ein Nieder- bis Mitteldruckgürtel mit prograden Mineralzonen, Migmatiten, granitischen bis tonalitischen Intrusionen und Kalkalkali-Vulkaniten, der an einem aktiven Kontinentalrand oder einen Inselbogen gebildet wurde.

Als Beispiele seien der Sanbagawa-Gürtel (Hoch-*P/T*) und der Ryoke-Gürtel (Nieder-*P/T*) in Japan, das Franciscan und die Sierra Nevada in Kalifornien sowie der Wakatipu- und der Tasman-Gürtel in Neuseeland genannt. In anderen Fällen liegen die Verhältnisse nicht so modellhaft klar. So ist in den Westalpen die Hochdruckmetamorphose eindeutig älter als die spätere Lepontinische Phase, in der es zur Ausbildung eines Wärmedoms in den Lepontinischen Alpen kam.

Demgegenüber findet der oligo-/miozäne Mitteldruckgürtel im Kykladen-Kristallin, den wir am Beispiel von Naxos kennengelernt haben, seine Entsprechung in einem Hochdruckgürtel in den externen Helleniden. Er wird auf Kreta und dem Peloponnes durch typische Blauschiefer, Aragonit- und Lawsonit-führende Karbonatgesteine sowie Ferrokarpholith-führende Metapelite dokumentiert. Dieser *paired*

belt entstand durch einen Subduktionsvorgang an der Wende Oligozän/Miozän, der von SW nach NE gerichtet war (Altherr et al. 1982; Seidel et al. 1982). Er muss von der älteren Subduktionsphase unterschieden werden, die die eoziänen Hochdruckgesteine im Kykladen-Kristallin erzeugte.

Eine dritte Phase der Subduktion findet derzeit am Südrand der Ägäis südlich von Kreta statt, wo es zur Bildung des Hellenischen Tiefseegrabens kommt. Der dazu gehörige Hochtemperaturgürtel wird in den Kykladen durch einen jungen vulkanischen Inselbogen mit den Vulkaninseln Milos, Santorin und Kos dokumentiert. Die Inselgruppe Santorin erlebte um 1400 v. Chr. einen verheerenden plinianischen Ausbruch, und der Vulkanismus blieb dort bis in die jüngste Zeit aktiv.

24.2.6 Regionale Versenkungsmetamorphose

Coombs (1961) hat als erster darauf hingewiesen, dass es einen Typus der Regionalmetamorphose gibt, der nur auf eine Versenkung von Sedimentpaketen zurückgeht, ohne dass es zu durchgreifenden Deformationsvorgängen und zur Ausbildung einer Schieferung kommt. Dabei werden meist keine sehr hohen Metamorphosetemperaturen erreicht, so dass die metamorphe Umkristallisation unvollständig bleibt; Reliktgefüge des Ausgangsmaterials sind oft noch erhalten und eine Abgrenzung von Diagenese-Prozessen ist schwierig. Als metamorphe Minerale bilden sich Zeolithe, z. B. Laumontit, bei etwas höheren *P-T*-Bedingungen auch Prehnit Ca₂Al[(OH)₂/AlSi₃O₁₀] und Pumpellyit Ca₂(Mg,Fe²⁺)(Al,Fe³⁺)₂[(OH)₂/H₂O/SiO₄/Si₂O₇]. Erstmals wurde die Versenkungsmetamorphose auf der Südinself Neuseelands beschrieben, wo Grauwacken der Trias in einem langgestreckten, absinkenden Sedimentationstrog abgelagert, diagenetisch verändert und schließlich schwach metamorph überprägt wurden. Ähnliche Vorkommen hat man in anderen phanerozoischen Orogengürteln, aber auch in proterozoischen Sedimentations-Trögen und -Becken kennengelernt, z. B. im Nordwesten Australiens.

In manchen Fällen erfolgt auch die Hochdruckmetamorphose in Subduktionszonen ohne wesentliche Deformation und besitzt so den Charakter einer Versenkungsmetamorphose. Das ist jedoch keineswegs die Regel.

24.2.7 Regionale Ozeanbodenmetamorphose

Dieser Metamorphosetyp ist in seiner Bedeutung erst durch die Fahrten des Forschungsschiffes *Glomar Challenger* sowie durch das internationale Deep Sea Drilling Program (DSDP) und das Ocean Drilling Program (ODP) erkannt worden (Melson u. van Andel 1966; Miyashiro et al. 1970, 1971). Dabei wurden aus dem Bereich der mittelozeanischen Rücken sowohl frische als auch metamorph überprägte Pillow-Basalte, Basalte des Sheeted-Dike-Komplexes, seltener auch Gabbros und Peridotite durch submarines Baggern (dredging) oder durch Bohrungen gewonnen. Die

metamorphen Gesteine sind undeformiert, zeigen also noch verbreitet magmatische Reliktgefüge. Mit zunehmendem Grad der Metamorphose entstehen folgende Minerale neu (Humphris u. Thompson 1978; Gillis u. Thompson 1993):

1. Zeolithe, z. B. Analcim, Heulandit, Natrolith, Mesolith, Skolezit;
2. Prehnit, Epidot, Chlorit, Calcit;
3. Albit, Aktinolith bis Magnesio-Hornblende, Epidot, Chlorit, Talk, Quarz, Titanit;
4. Plagioklas, Aktinolith bis Magnesio-Hornblende, Epidot, Chlorit, Biotit, Quarz, Titanit.

Wegen der geringen Mächtigkeit der ozeanischen Erdkruste von ca. 5–6 km (Abschn. 27.2.1, S. 481f) sind die Drücke der Ozeanbodenmetamorphose gering. Die notwendigen Temperaturen werden erreicht, weil in den mittelozeanischen Rücken – bedingt durch das ständige Aufdringen basaltischer Magmen – ein übernormal großer geothermischer Gradient herrscht (Abb. 26.9, S. 459). Demgegenüber findet in den übrigen Bereichen der ozeanischen Kruste keine Metamorphose statt, da dort ein normaler geothermischer Gradient herrscht, so dass an der Krustenbasis lediglich Temperaturen von 100–200 °C erreicht werden. Ein wichtiges Kennzeichen der Ozeanbodenmetamorphose sind charakteristische Veränderungen des Gesteins-Chemismus durch Stoffaustausch mit zirkulierendem, erhitztem Meerwasser. Diese Vorgänge werden in Abschn. 24.6.3 (S. 421f) näher behandelt. Sie führen auch zur Entstehung von Black und White Smokers und zur hydrothermalen Erzbildung am Ozeanboden (Abschn. 21.5.1, S. 329ff).

24.3

24.3 Nomenklatur der regional- und kontaktmetamorphen Gesteine

Die Nomenklatur metamorpher Gesteine stützt sich ziemlich konsequent auf Gefüge und Mineralbestand. Zur Kennzeichnung des *Gefüges* dienen wenige Sammelbegriffe wie Phyllit, Schiefer, Gneis, Granulit oder Fels; diese werden durch Hinzufügen charakteristischer Minerale und/oder besonderer Gefügeeigenschaften präzisiert, z. B. Staurolith-Glimmerschiefer, Flasergneis. Bei der Regionalmetamorphose führt das Zusammenspiel von Deformation und Umkristallisation fast immer zu Gesteinen mit ausgezeichneten planaren und/oder linearen Parallelgefügen, die man ganz allgemein als *kristalline Schiefer* bezeichnet. Bei ihnen beobachtet man als wichtige Gefügeelemente Schieferungsflächen (sog. S-Flächen) und/oder Faltenachsen, Fältelungsachsen oder Lineare (sog. B-Achsen). Umgekehrt führt die Kontaktmetamorphose zu einer schrittweisen Entregelung des Gefüges bis hin zur Bildung von richtungslosen Gefügen bei *Hornfelsen*. An-

dere Gruppen von metamorphen Gesteinen leiten ihre Namen vom *Mineralbestand* ab – ohne Berücksichtigung des Gefüges, z. B. Amphibolit, Quarzit. Im Gegensatz zu den Magmatiten werden Bezeichnungen von metamorphen Gesteinen fast nie von Lokaltäten abgeleitet; Lokalnamen werden nur im lokalen bzw. regionalen Zusammenhang verwendet, z. B. Haibacher Gneis im Spessart, Beerbachit im Odenwald, Bündner Schiefer in den Schweizer Alpen. Ein *quantitativer Klassifikationsvorschlag* für kristalline Schiefer wurde von Fritsch et al. (1967) vorgelegt. Derzeit bemüht sich eine IUGS-Subkommission um eine allgemein akzeptierte Nomenklatur der metamorphen Gesteine (Schmid et al. 2002).

24.3.1 Regionalmetamorphe Gesteine

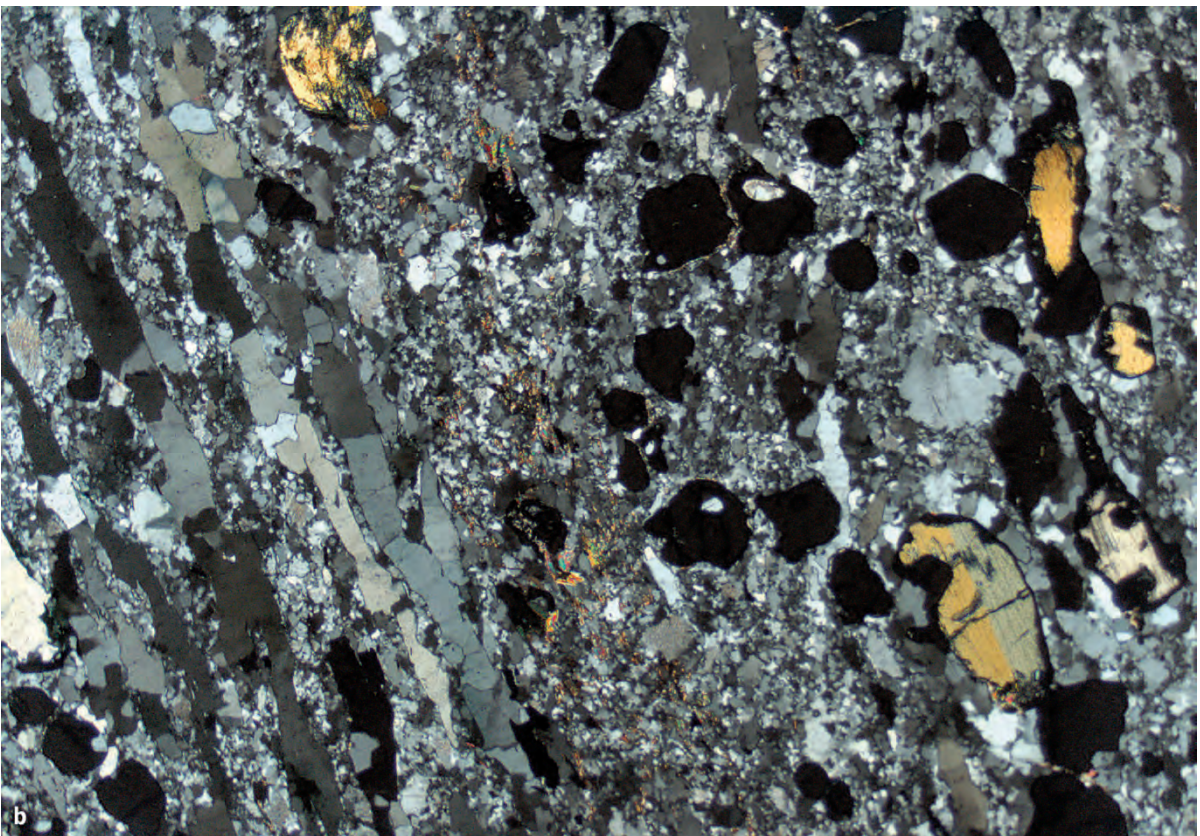
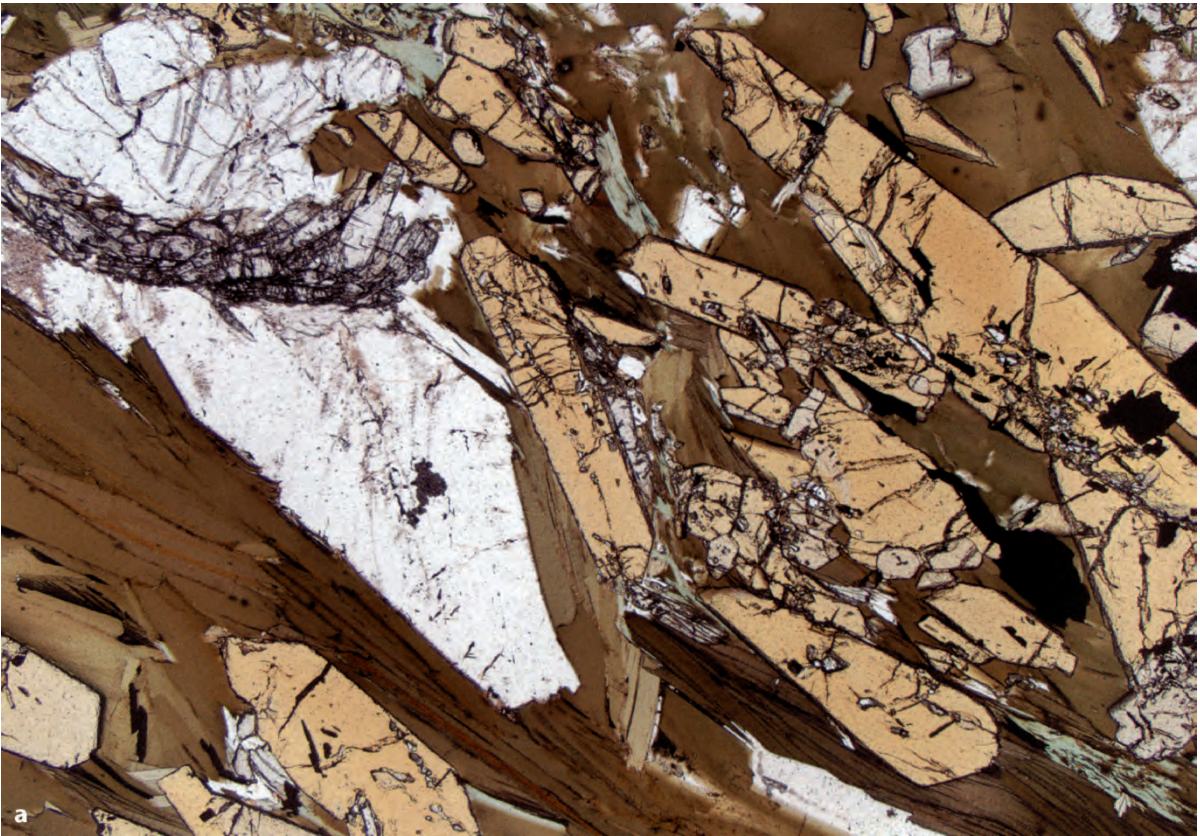
Tonschiefer

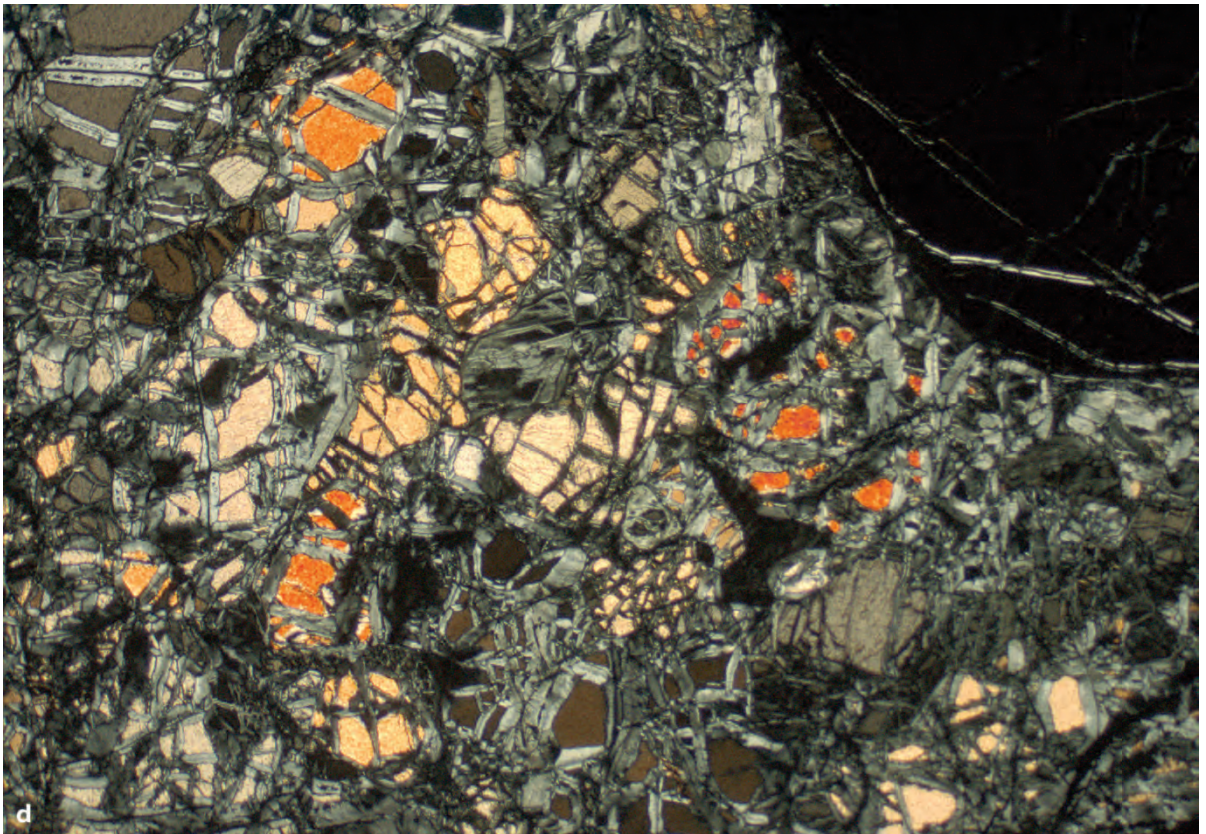
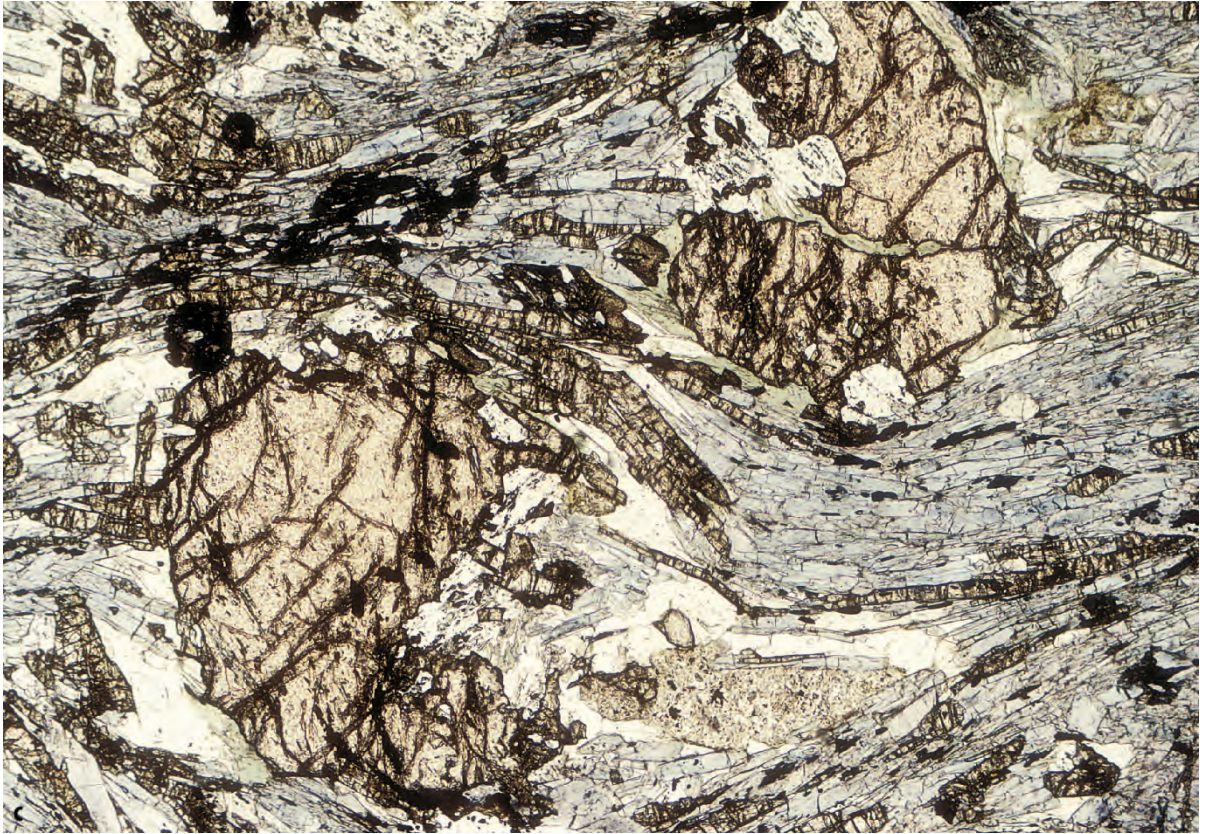
Tonschiefer (engl. slates) sind äußerst schwach metamorphe (anchimetamorphe) tonige Gesteine mit ausgeprägter Schieferung (engl. slaty cleavage), die oft die ehemalige Schichtung transversal schneidet. Die sehr feinkörnigen Gesteine sondern in dünnen Platten (Dachschiefer, Tafelschiefer) oder nach zwei sich kreuzenden Schieferungen stängelig ab (Griffelschiefer). Hauptgemengteile sind Schichtsilikate (Sericit, Chlorit) sowie Quarz und/oder Karbonate. Ihr Menganteil hat großen Einfluss auf die technischen Eigenschaften und damit auf die praktische Verwendung von Tonschiefern. So sind Dachschiefer, die z. B. im Harz, im Thüringischen und im Rheinischen Schiefergebirge über Jahrhunderte abgebaut wurden, relativ quarzreich. Bisweilen führen Tonschiefer Porphyroblasten von Pyrit, z. B. die Ballachulish Slates in Schottland.

Phyllite

Als Phyllite bezeichnet man feinkörnige, sehr dünn-schieferige Gesteine, deren Schichtsilikate als zusammenhängender Überzug in der Schieferungsebene erscheinen; diese

Abb. 24.12a,b. Mikrofotos von metamorphen Gesteinen. **a** *Staurolith-Glimmerschiefer*, Fuchsgraben (Vorspessart). Hauptgemengteile Biotit (braun, z. T. retrograd in grünlichen Chlorit umgewandelt), Staurolith (rötlichgelb) und Plagioklas (farblos), untergeordnet Kyanit (grau, oben links). 1 Nic., Bildbreite ca. 5 mm. **b** *Heller Granulit*, mit ausgeprägtem Plättungsgefüge, Röhrsdorf, Sächsisches Granulitgebirge. Überwiegend helle Gemengteile: Quarz (als Plattenquarz // der xy-Ebene des Gefüges orientiert) sowie feinkörnige Gemenge aus Alkalifeldspat (Mesoperthit) und Plagioklas; dunkle Gemengteile Granat (fast schwarz), Kyanit (gelbliche Interferenzfarben, z. T. verzwillingt oder postkristallin deformiert, kenntlich an undulöser Auslöschung, häufig von Granatsäumen umwachsen) sowie wenig feinschuppiger Biotit (retrograd gebildet, bunte Interferenzfarben). Leicht entkreuzte Nic., Bildbreite ca. 5 mm. (Fotos: K.-P. Kelber)





weisen daher einen charakteristischen Seidenglanz auf. Häufig beobachtet man eine Feinfältelung, oft begleitet von einer Runzelschieferung (engl. crenulation cleavage). Das Korn ist im Mittel etwas gröber als bei Tonschiefern, aber feiner als bei Glimmerschiefern. Abgesehen von einzelnen Porphyroblasten – z. B. Albit, Chloritoid, Karbonat – können die Mineralgemengteile nicht mit der Lupe erkannt werden. Am Mineralbestand sind feinschuppige Schichtsilikate (Blättchendurchmesser < 0,1 mm) insbesondere Hellglimmer (Sericit, Paragonit), Chlorit, seltener Biotit zu >50 Vol.-% beteiligt. Zweitwichtigster Gemengteil ist Quarz, ferner können Albit, Chloritoid, Granat (Spessartin-Almandin-reich), Calcit, Dolomit, Ankerit u. a. Minerale beteiligt sein, z. T. auch namensgebend: Albitphyllit, Chloritoidphyllit. Phyllitische Gesteine mit 50–80 Vol.-% Quarz heißen *Quarzphyllite*, solche mit Karbonatgehalten von 10–50 Vol.-% *Karbonatphyllite* oder *Kalkphyllite*. Ausgangsmaterial: Pelitische, Al-reiche Sedimente, wie Tone, Ton- und Siltsteine, Al-reiche Grauwacken, z. T. mit kieseligen oder karbonatischen Beimengungen.

Glimmerschiefer

Glimmerschiefer (engl. mica schists) sind mittel- bis grobkörnige metapelitische Gesteine mit ausgeprägtem Schieferungsgefüge. Im Gegensatz zu den Phylliten können die einzelnen Gemengteile meist schon mit freiem Auge oder der Lupe erkannt werden. Glimmer, insbesondere Muscovit und Biotit, seltener Paragonit sind zu mehr als 50 Vol.-% am Modalbestand beteiligt, in zweiter Linie Quarz. Charakteristische Nebengemengteile können namensgebend sein, z. B. Granat-Glimmerschiefer, Staurolith-Glimmerschiefer (Abb. 24.12a) u. a. *Quarz-Glimmerschiefer* enthalten 50–80 Vol.-% Quarz, *Kalk-Glimmerschiefer* 10–50 Vol.-% Karbonate (Calcit, Dolomit, Ankerit). Das Ausgangsmaterial ist das gleiche wie bei den Phylliten.

Typische Glimmerschiefer enthalten nur wenig Feldspat; die Grenze liegt bei etwa 20 Vol.-%. Kristalline Schiefer mit höheren Feldspatgehalten wurden im deutschen Schrifttum traditionell als Gneis bezeichnet. Es gibt jedoch auch metamorphe Gesteine mit hohem Feldspatgehalt, die ein typisches Schiefergefüge aufweisen. Diese sollten daher ebenfalls als Schiefer bezeichnet werden, wie das im angelsächsischen und z. T. im alpinen Schrifttum seit langem üblich ist (Wenk 1963).

Gesteine mit *Schiefer-Gefüge* spalten vorzüglich in Millimeter- bis Zentimeter-dünne Scheiben nach den Schieferungsflächen (S) oder in dünne Stängel nach den Faltenachsen (B); Gesteine mit *Gneis-Gefüge* spalten in Zentimeter- bis Dezimeter-dicke Platten parallel S oder in zylindrische Körper parallel B: *Schiefer spalten in dünnere Scheiben als Gneise* (Wenk 1963).

Gneise

Gneise (engl. gneiss) sind demnach mittel- bis grobkörnige, feldspatreiche Gesteine mit ausgeprägtem Gneis-Gefüge. Typisch ist ein Lagengefüge, bei dem sich helle, granoblastische (s. Abschn. 24.4.2, S. 408f) Bereiche aus Quarz und Feldspäten mit dunkleren Lagen oder Strähnen abwechseln. Diese bestehen vorwiegend aus Glimmern (auch Chlorit) oder Amphibolen und können als charakteristische Nebengemengteile Granat, Cordierit, Kyanit, Sillimanit, Epidot u. a. führen.

Gneise im engeren Sinne führen Kalifeldpat, der daher im Gesteinsnamen nicht gesondert erwähnt werden muss: z. B. Muscovit-Biotit-Gneis, Cordierit-Sillimanit-Gneis. Kalifeldspat-freie Gneise sollten als Plagioklas-Gneise bezeichnet werden, z. B. Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneis, Hornblende-Plagioklas-Gneis, Muscovit-Chlorit-Albit-Gneis. In hochdruckmetamorphen Gesteinen kann die An-Komponente von Plagioklas vollständig zu Lawsonit, die Ab-Komponente zu Jadeit + Quarz abgebaut werden. Auf diese Weise entstehen z. B. Jadeitgneise.

Verbreitet in der regionalen Literatur sind Gefügebezeichnungen wie Flaser-, Stängel-, Platten-, Körnel-, Perl-, Streifen- oder Lagengneis.

Ausgangsmaterial: Granite, Granodiorite, Tonalite, Trondjhemite, Syenite, Arkosen, Grauwacken, Feldspat-Sandsteine. Bei höherem Metamorphosegrad nimmt auch in *metapelitischen* Stoffbeständen der Anteil von Gneisen auf Kosten der Glimmerschiefer zu, weil der Feldspatgehalt infolge von Entwässerungsreaktionen größer wird. So reagieren nach Gleichung (24.5a) Muscovit und Quarz unter Bildung von Kalifeldspat + Sillimanit + H₂O. Gneise mit sedimentärem Ausgangsmaterial werden als *Paragneise*, solche magmatischer Herkunft als *Orthogneise* oder spezifischer z. B. als Granitgneise bezeichnet.

Felse (Granofelse)

Fels oder Granofels (engl. granofels) ist ein Sammelname für massige metamorphe Gesteine sehr unterschiedlicher Zusammensetzung, die keinerlei Gefügeregelung erkennen lassen. Beispiele sind: Quarz-Albit-Fels, Chlorit-Hornblende-Fels, Granat-Glimmer-Fels, Augit-Plagioklas-Fels.

◀ **Abb. 24.12c,d.** Mikrofotos von metamorphen Gesteinen. **c** Granat-Glaukophanit, Nordküste der Insel Samos, Griechenland. Birnenförmig rotiertem Granat (rosa), Glaukophan (blau), Epidot (gelblich) und Phengit (farblos mit Spaltrissen). 1 Nic. Bildbreite ca. 4 mm. **d** *Pyrop-Serpentinit*, Zöblitz, Sächsisches Erzgebirge. Typisches Maschengefüge aus Serpentin-Mineralen (Lizardit und Chrysotil, graue Interferenzfarben), die den primären Mineralbestand des ehemaligen Peridotits bis auf geringe Relikte von Olivin (meist bunte Interferenzfarben) und Orthopyroxen (selten, z. B. unten rechts) verdrängen; Pyrop-reicher Granat (oben rechts, schwarz) ist fast vollständig erhalten. + Nic. (Fotos: K.-P. Kelber)

Granulite

Granulite sind hochgradig metamorphe, fein- bis mittelkörnige Gesteine, die wesentlich aus einem granoblastischen, geregelten Kornmosaik von Alkalifeldspat + Plagioklas + Quarz + Mafiten oder von Plagioklas + Mafiten bestehen. Typisch ist ein *gebändertes* Erscheinungsbild, bedingt durch einen Lagenwechsel von hellen und dunklen Mineralen; wegen des Zurücktretens von Schichtsilikaten fehlt eine Schieferung. Alkalifeldspat ist meist ein Orthoklas-Perthit, z. T. mit sehr hohem Anteil an Albit-Lamellen (Mesoperthit); Plagioklas zeigt häufig antiperthitische Entmischung. Das Auftreten von plattig bis diskenförmig deformiertem Quarz (Abb. 24.12b) wurde früher als Charakteristikum für Granulite angesehen; jedoch fehlen Platten- oder Diskenquarze häufig in Granuliten. Dunkle Gemengteile sind Orthopyroxen (meist ein Al-reicher Hypersthen), Klinopyroxen (ein Na-Al-Fe³⁺-führender Diopsid-Hedenbergit-Mischkristall), Granat (Pyrop-Almandin-betont) und stellenweise auch Cordierit. Prograd gebildeter Amphibol ist, soweit vorhanden, bräunlich gefärbt, prograd Biotit ist Mg-reich, bis hin zum Phlogopit; prograd Muscovit fehlt. Als Al-Silikate treten Kyanit oder Sillimanit auf; typisches Ti-Mineral ist Rutil. Nach ihrem Mineralbestand lassen sich die Granulite folgendermaßen einteilen (in Anlehnung an Scheumann 1961 u. Scharbert 1963):

1. Helle Granulite: Mafite <30 Vol.-%

Alkalifeldspat + Plagioklas + Quarz (>10 Vol.-%)

- Granulit i. e. S.: + Granat + Kyanit/Sillimanit;
- Cordierit-Granulit: + Granat + Cordierit + Sillimanit;
- Pyroxen-Granulit: + Orthopyroxen und/oder Klinopyroxen + Granat;
- Amphibol-Granulit: + Granat + Amphibol + Klinopyroxen.

Ausgangsmaterial: leukokrate Plutonite und Vulkanite, Arkosen, Grauwacken, Tonsteine.

2. Dunkle Granulite: Mafite >30 Vol.-%, Quarz <10 Vol.-% Die „Trappgranulite“ der alten sächsischen Geologen

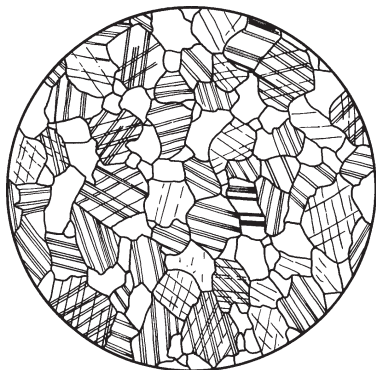


Abb. 24.13.

Marmor, gleichmäßig-körniges Gestein aus Calcit mit polysynthetischer Zwillingslamellierung nach {01 $\bar{1}$ 2}. Carrara (Toskana, Italien), Bildbreite ca. 2,3 mm

werden im internationalen Schrifttum ebenfalls als Pyroxen-Granulite bezeichnet. Exakter, wenn auch international wenig eingeführt, sind folgende Bezeichnungen:

- Pyriklasit: Plagioklas + Ortho-/Klinopyroxen ± Granat ± Quarz (<10 Vol.-%) und
- Pyribolit: Plagioklas + Ortho-/Klinopyroxen + Amphibol ± Granat ± Quarz (<10 Vol.-%).

Ausgangsmaterial: intermediäre bis basische Vulkanite und Plutonite.

Die *Charnockit-Serie* umfasst eine Reihe Orthopyroxen-führender Gesteine mit magmatischem Gefüge und granitischer (*Charnockit*), monzonitischer (*Mangerit*, *Jotunit*) und tonalitischer Zusammensetzung (*Enderbit*), die oft mit Anorthositen und Noriten, aber auch mit Granuliten assoziiert sind. Häufig sind die Gesteine der Charnockit-Serie metamorph überprägt; daher werden ihre Namen sowohl für magmatische als auch für metamorphe Gesteine angewendet. Die hellen Charnockite führen neben Mikroklin-Perthit und Quarz etwas Plagioklas + Orthopyroxen ± Klinopyroxen ± Granat. Der Name Charnockit leitet sich vom Grabmal des Job Charnock (†1693) ab, dem Gründer von Kalkutta (Indien).

Quarzite

Quarzite bestehen zu >90 Vol.-% aus Quarz; sie enthalten als Nebengemengteile häufig Muscovit bzw. Sericit, auch Chlorit, Granat, Kyanit, Sillimanit, Turmalin, Graphit u. a. Beträgt deren Anteil >10 Vol.-%, spricht man von Sericit-Quarzit, Granat-Quarzit, Graphit-Quarzit usw., bei >20 Vol.-% Schichtsilikaten von Quarzphylliten bzw. Quarz-Glimmerschiefern. Feinkörnige Gesteine aus Quarz + Spessartin-reichem Granat werden als Coticules (Wetzschiefer) bezeichnet. Quarzite entstehen bei der Regional- und Kontaktmetamorphose aus kieseligen Sandsteinen oder Hornsteinen (cherts), wobei die detritischen Quarzkörner und das Bindemittel eine Sammelkristallisation durchmachen.

Marmore

Marmore (engl. marbles) sind mittel- bis grobkörnige Metamorphite, die zu >90 Vol.-% aus Karbonaten, insbesondere aus Calcit (Abb. 24.13) und/oder Dolomit (*Dolomit-Marmore*), seltener aus Ankerit bestehen. Sie werden regional- oder kontaktmetamorph aus ziemlich reinen Karbonatgesteinen gebildet. Häufige Nebengemengteile sind Graphit oder Phlogopit. Bei der Metamorphose von mergeligen Kalksteinen entstehen *Silikat-Marmore* mit >10 Vol.-% an Silikat-Mineralen wie Phlogopit, Tremolit, Diopsid, Vesuvian, Grossular, Epidot, Chondroit Mg₅[(OH,F)₂/(SiO₄)₂] und/oder Forsterit. Manche Marmore führen Spinell und/oder Korund, bisweilen von Edelsteinqualität. *Ophicalcite* sind Marmore mit einem Gehalt an Serpentin-Mineralen in streifiger oder fleckiger Verteilung.

Marmore wurden früher als Werkstein in der Außen- und Innenarchitektur von Repräsentativbauten eingesetzt; heute werden sie vorwiegend zur Herstellung von Wand- und Bodenplatten abgebaut. Reine Marmore finden technische Verwendung als Statuenmarmor; berühmte Vorkommen liegen bei Carrara in der Toskana (Italien), wo z. B. die Handelssorten *statuario* und *arabescato* gewonnen werden, auf der Kykladen-Insel Paros (Griechenland) und am Pentelikon-Gebirge bei Athen.

Kalksilikat-Felse und Kalksilikat-Gneise

Steigt der Silikat-Anteil auf >50 Vol.-%, so gehen Silikat-Marmore in Kalksilikat-Felse (engl. calc-silicate rocks) oder in Kalksilikat-Gneise (diese mit ausgeprägtem Lagengefüge) über. Sie bestehen überwiegend aus Ca- und Ca-Fe-Mg-Silikaten wie Pyroxen der Diopsid-Hedenbergit-Reihe, Grossular-Andradit-Granat, Vesuvian, Tremolit, Wollastonit ± Quarz und wechselnden Gehalten an Calcit. Ausgangsgesteine sind unreine Kalksteine und Mergel. Fe-reiche Kalksilikat-Felse bezeichnet man als Skarn (s. unten).

Amphibolite

Amphibolite sind mittel- bis grobkörnige Metabasite, die überwiegend aus Amphibol (meist grüne oder braune Hornblende) + Plagioklas bestehen. Diopsid-reicher Pyroxen, Granat, Epidot oder Zoisit, Biotit und Quarz sind häufig vorhanden und können bei höheren Gehalten nennenswert sein, z. B. Epidot-Amphibolit. Die Amphibole sind meist eingeregelt und definieren so eine ausgeprägte Schieferung, die zu plattiger Absonderung des Gesteins führt; sind die Amphibole zusätzlich // der B-Achsen eingeregelt, sondert der Amphibolit stängelig ab. Daneben gibt es auch massige Amphibolite ohne Paralleltexur. Bei Gehalten von >20 Vol.-% Quarz spricht man von *Hornblende-Plagioklas-Gneisen*. *Hornblendefelse* oder *Hornblendeschiefer* sind sehr arm an Plagioklas oder plagioklasfrei. Ausgangsgesteine der Amphibolite sind ganz überwiegend Basalte und Andesite bzw. deren Tuffe sowie Gabbros.

Grünschiefer

Grünschiefer (engl. greenschist) ist ein Sammelbegriff für grün gefärbte, feinkörnige Metabasite mit ausgeprägter Schieferung, oft auch Kleinfältelung, die im Wesentlichen aus den grünen Mineralen Chlorit, Epidot und Aktinolith sowie aus Sericit, Albit ± Quarz ± Karbonat bestehen. Nicht geschieferte Metabasite der gleichen Zusammensetzung werden im Englischen als *greenstones* bezeichnet. Ausgangsgesteine sind basische Vulkanite und Plutonite wie bei den Amphiboliten.

Blauschiefer, Glaukophanschiefer, Glaukophanit

Blauschiefer (engl. blueschists) sind tiefblau bis grünlichblau gefärbte Metabasite, die charakteristisch für die Hochdruckmetamorphose sind. Sie bestehen überwiegend aus Glaukophan neben Pumpellyit, Lawsonit, Chlorit, phengitischem Hellglimmer und Albit; bei höheren Temperaturen treten auch Almandin-Granat sowie Epidot anstelle von Lawsonit (Abb. 24.12c), bei höheren Drücken tritt Jadeit anstelle von Albit auf. Infolge der bevorzugten Orientierung der Glaukophan-Nadeln // S, z. T. auch // B besitzen diese Gesteine eine ausgeprägte Schieferung mit plattiger oder stängeliger Absonderung; sie können aber auch massig entwickelt sein und sollten dann mit dem gefügeneutralen Namen *Glaukophanit* bezeichnet werden. Ausgangsmaterial: basische Vulkanite und Plutonite wie bei den Amphiboliten.

Eklogit

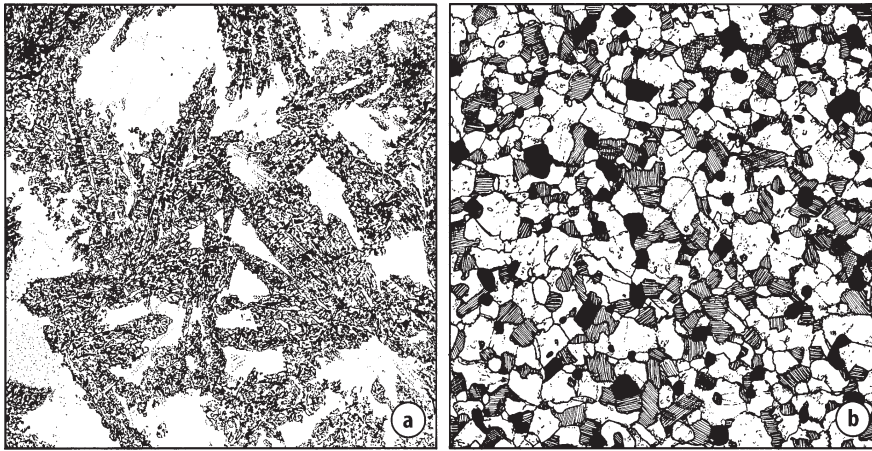
Eklogite sind mittel- bis grobkörnige, massige oder gebänderte Metabasite bestehend aus grünem Omphacit (Augit-Jadeit-Mischkristall) und Granat (Almandin-Pyrop-reich mit merklichem Grossular-Anteil); Nebengemengteile sind Quarz, Kyanit, Zoisit, Phengit und Rutil. In Eklogiten, die mit Blauschiefern assoziiert sind, kann Epidot anstelle von Zoisit, Titanit anstelle von Rutil auftreten; unter sehr hohen Drücken gebildete Eklogite erkennt man an Relikten von Coesit. Eklogite entstehen im Zuge der Hochdruck- und Ultrahochdruck-Metamorphose aus Basalten oder Gabbros. Ihre Gesteinsdichte ist mit 3,3–3,5 g/cm³ merklich höher als die von Basalt (ca. 3,0 g/cm³).

Serpentinite und andere ultramafische Metamorphite

Serpentinite sind dichte, massige bis schiefrige ultramafische Metamorphite, die vorwiegend dunkelgrün gefärbt sind. Sie bestehen überwiegend aus den Serpentin-Mineralen Lizardit, Antigorit oder Chrysotil (Abb. 24.12d) und enthalten häufig Magnetit, Talk, Chlorit, Amphibol und Karbonate. Häufige Mineralrelikte von Olivin, Orthopyroxen, Diopsid-reichem Klinopyroxen und Pyrop-reichem Granat zeigen, dass Serpentinite durch retrograde Metamorphose von *Peridotiten* gebildet wurden, wobei es zu starker H₂O-Aufnahme kam. Umgekehrt führt die prograde Metamorphose von Serpentiniten zu Entwässerungsreaktionen und zur Neubildung von Olivin, Pyroxenen und Granat.

Technische Verwendung: Geschliffene und polierte Serpentinite werden für Fassadenplatten, besonders im Innenausbau, und zur Herstellung kunstgewerblicher Gegenstände verwendet.

Durch metasomatischen Stoffaustausch zwischen Serpentiniten einerseits und Pegmatiten, Graniten oder Granitgneisen andererseits entstehen nahezu monomineralische ultramafische Metamorphite wie *Talkschie-*

**Abb. 24.14.**

a Ultramafischer (Mg-reicher) Hornfels, entstanden aus kontaktmetamorph überprägtem Serpentin. Gemengteile: Fingerförmige Porphyroblasten von Olivin (*dunkel* im Bild), Talk (*hell*) und etwas Magnetit (*opak*). Kirchbühl bei Erben-dorf (Oberpfalz). Bildbreite ca. 12 mm.
b Pyroxenhornfels (sog. Beerbachit) mit gleichkörnigem Gefüge, durch kontaktmetamorphe Überprägung eines Amphibolits entstanden. Gemengteile: An-reicher Plagioklas (*hell*), Hypersthen und Diopsid (*dunkel*) sowie Magnetit und Ilmenit (*opak*). Magnetsteine bei Nieder-Beerbach (nördlicher Odenwald). Bildbreite ca. 5 mm. (Zeichnung: K.-P. Kelber)

fer, Chloritschiefer, Aktinolithschiefer und Biotitschiefer. Solche sog. *Blackwall*-Assoziationen (Abschn. 24.6.1, S. 419f) sind wichtige Muttergesteine für die Edelstein-Mineraler Smaragd und Alexandrit.

24.3.2

Kontaktmetamorphe Gesteine

Hornfels

Hornfelse i. e. S. sind massige, dicht- bis feinkörnige Gesteine, die durch eine periplutonische Kontaktmetamorphose gebildet wurden. Sie zeigen splitterigem Bruch, wobei die Splitter an den Kanten durchscheinend sind; daraus leitet sich die Bezeichnung „Hornfels“ ab. Sie sind vollständig zu einem granoblastischen Mosaik-Gefüge umkristallisiert. Manche Hornfelse sind schwach porphyroblastisch. Primär geregelte Gefüge des Ausgangsgesteins, z. B. Schichtung bei Sedimentgesteinen oder Schieferung bei Tonschiefern, werden durch die kontaktmetamorphe Überprägung weitgehend entregelt.

Im erweiterten Sinn bezeichnet man jedes Gestein, das unter Bedingungen der mittel- bis hochgradigen Kontaktmetamorphose gebildet wurde, als Hornfels.

Je nach Chemismus des Ausgangsgesteins und dem Mineralbestand lassen sich unterscheiden:

- metapelitische Hornfelse: Andalusit/Sillimanit, Cordierit, Biotit, Muscovit oder Kalifeldspat, Quarz, \pm Plagioklas, z. B. Andalusit-Cordierit-Hornfels; Ausgangsmaterial: Tonsteine, Tonschiefer.
- Kalksilikat-Hornfelse: Diopsid, Grossular, Vesuvian, Wollastonit, Epidot, \pm Plagioklas, \pm Calcit; Ausgangsmaterial: mergelige Kalksteine, Kalkmergel.
- Hornblende-Hornfels: Hornblende, Plagioklas, \pm Biotit; Pyroxen-Hornfels: Orthopyroxen und/oder Klinopyroxen, Plagioklas (Abb. 24.14b). Ausgangsmaterial: basaltische Gesteine und deren Tuffe, Amphibolite.

- Ultramafische (Mg-reiche) Hornfelse (Abb. 24.14a): Olivin, Talk, Amphibol (Tremolit, Cummingtonit/Anthophyllit), Enstatit, \pm Chlorit, \pm Spinell; Ausgangsmaterial: Serpentin.

Skarn

Skarne entstehen aus Kalksteinen und Dolomiten durch metasomatischen Stoffaustausch im Kontakt mit magmatischen Intrusionen. Sie sind in der Regel grobkörnig und führen hauptsächlich Ca-Fe-Silikate wie Hedenbergit, Fe-reiche Amphibole, Andradit-reichen Granat, Epidot, dazu seltenere Silikate, verwachsen mit sulfidischen, oxidischen oder anderen Erzmineralen. In den USA werden Skarne auch als *Tactite* bezeichnet. Skarnerz-lagerstätten haben z. T. große wirtschaftliche Bedeutung (Abschn. 21.3.1, S. 320f).

Knoten-, Fleck-, Frucht- und Garbenschiefer

Bei der niedriggradigen Kontaktmetamorphose ist die Umkristallisation unvollständig und die Entregelung des Gefüges unterbleibt. Daher ist das ehemalige Schieferungsgefüge von Tonschiefern oder Phylliten noch weitgehend erhalten. Das namengebende Schiefer-Gefüge ist also ein Reliktgefüge. Im feinkörnigen Grundgewebe bilden sich auf den Schieferungsebenen Porphyroblasten in Form von Knoten, Flecken, Getreidekörnern (daher „Fruchtschiefer“) oder garbenartigen Aggregaten, die aus Cordierit, Andalusit (Varietät Chialolith), Biotit oder Chlorit bestehen (Abb. 24.3, S. 387). Bei mergeligen Schiefern entstehen garbenförmige Porphyroblasten von Amphibol. Das makroskopische Aussehen des Grundgewebes wird durch zusammenhängende Hellglimmer-Schichten bestimmt.

Spilosit, *Desmosit* und *Adinol* sind durch Na-Metasomatose albitisierte tonige Gesteine im Kontakt mit basaltischen Lagergängen (Abschn. 24.6.1, S. 419).

24.4 Das Gefüge der metamorphen Gesteine

Für das Verständnis der Gesteinsmetamorphose sind Gefügestudien besonders wichtig; denn in den Gefügeeigenschaften spiegelt sich die – oft sehr komplizierte – Bildungsgeschichte eines metamorphen Gesteins wider. Dabei müssen drei Gesichtspunkte beachtet werden:

- Definitionsgemäß entstehen metamorphe Gesteine aus bereits vorhandenem Gesteinsmaterial, das seine Entstehung älteren magmatischen, sedimentären oder auch metamorphen Vorgängen verdankt. Das Gefüge des Ausgangsgesteins (auch als Edukt bezeichnet) kann bei der metamorphen Überprägung noch als Gefügerelikt erhalten bleiben und scheint durch das neu erworbene metamorphe Gefüge durch, ähnlich wie bei einem Palimpsest, einer Handschrift, bei der die ursprüngliche Schrift weggeschabt und von einer neuen überschrieben wurde.
- Bei der konventionellen Metamorphose wachsen die Minerale unter wesentlicher Erhaltung des festen Zustands; es entsteht das kristalloblastische Gefüge (Becke 1903), das für metamorphe Gesteine charakteristisch ist und das sich von magmatischen Gefüge oft markant unterscheidet.
- Bei der Regionalmetamorphose wachsen die Minerale häufig unter gerichtetem Druck (differentiallem Stress); sie werden deformiert und es kommt zur Gefügeregelung.

24.4.1 Gefügerelikte

Trotz intensiver Rekristallisation lassen metamorphe Gesteine noch in vielen Fällen Gefügerelikte des Ausgangsmaterials erkennen. Ihre Erhaltung wird vor allem durch eine geringe Intensität der Deformation begünstigt, während die Höhe der *P-T*-Bedingungen offenbar eine geringere Rolle spielt.

So konnten Kukla et al. (1990) in Sillimanit-führenden Metaturbiditen des panafrikanischen Damara-Gürtels (Namibia), die immerhin Temperaturen von 600–660 °C und H₂O-Drücke von 3–4 kbar gesehen haben, ein ganzes Spektrum von sedimentären Gefügen wie gradierte Schichtung, Schrägschichtung, Strömungsmarken, Belastungsmarken u. a. nachweisen und die gesamte Folge mehrerer Bouma-Zyklen (Abschn. 23.2.9, S. 362) zuordnen (Abb. 24.15). Bezeichnenderweise waren die Sedimentgefüge in den ehemals psammitischen Schichtgliedern, die relativ wenig von der Deformation betroffen wurden (low-strain zones), wesentlich besser erhalten als in den viel stärker deformierten Metapelit-Lagen (high-strain zones). Erst mit dem Auftreten der ersten Partialschmelzen in der Migmatitzone des Damara-Orogens verschwinden die sedimentären Gefügerelikte in den Meta-Turbiditen (Abb. 24.28, S. 414).

Als äußerst widerstandsfähig gegen metamorphe Überprägung erweisen sich Gesteine mit grobkörnigen magmatischen Gefügen wie Gabbros oder grobklastische Geröll-Komponenten in Sedimentgesteinen. Ein besonders instruktives Beispiel hierfür sind die Konglomerat-Gneise von Mittweida in Sachsen. In seltenen Fällen ist sogar der ehemalige *Fossil-Inhalt* von Sedimentgesteinen noch erhalten geblieben. So sind z. B. in hochmetamorphen Lias-Kalken des Lukmanier-Gebietes (Schweiz) noch Belemniten, Cardien und andere Makrofossilien gut erkennbar. Auch pflanzliche Mikrofosilien wie Pterophyten und Sporen wurden gelegentlich in Metasedimenten nachgewiesen und zur Alterseinstufung verwendet, so z. B. im kristallinen Grundgebirge des Vorpessarts (Reitz 1987). Ganz allgemein lässt sich eine

Abb. 24.15.

Trogförmige Schrägschichtung und Strömungsmarken (flute casts, oberhalb des Taschenmessers) in Staurolith- und Sillimanit-führenden Metaturbiditen der Kuiseb-Formation, Damara-Gürtel, Khomas-Hochland (Namibia). (Foto: P. Kukla)



Wechsellagerung von Metamorphiten unterschiedlicher Zusammensetzung, z. B. von Glimmerschiefern und Marmoren auf eine ehemals sedimentäre Anlage zurückführen.

Hinweise auf *magmatische Ausgangsgesteine* liefern ebenfalls reliktsche Verbandsverhältnisse, z. B. von ehemaligen Gängen oder Lagergängen mit ihrem Nebengestein. Pillow-Gefüge, wie sie in den Hochdruckgesteinen bei Zermatt im Wallis (Schweiz) modellhaft aufgeschlossen sind, weisen auf submarine Basalte als Ausgangsgesteine hin. Orthogneise, die sich von Graniten, Granitporphyren oder Rhyolithen mit porphyrischem Gefüge ableiten lassen, enthalten häufig augenartige Porphyroklasten von Kalifeldspat, die als Inseln in blastomylonitischen Gefügebereichen erhalten geblieben sind (sog. Kern-Mantel-Gefüge). Beispiele sind die Rotgneise des Sächsischen Erzgebirges und ähnliche Gesteine im mitteleuropäischen Varistikum, z. B. der Goldbacher Orthogneis im Vorspessart oder die „Porphyroide“ des sächsisch-thüringischen Kristallins, aber auch die Zentralgneise des Tauern-Fensters (Ostalpen). Gabbroide Gefügerelikte zeigen z. B. die sog. Flasergabbros in der Münchberger Gneismasse (im Nordosten Bayerns) oder auf den Inseln Syros und Samos im Blauschiefer-Gürtel der Kykladen. In Amphiboliten finden sich gelegentlich Relikte von ehemaligen Klinopyroxen-Einsprenglingen, z. B. im Odenwald, oder von ehemaligem ophitischen Gefüge, z. B. im Spessart.

24.4.2

Das kristalloblastische Gefüge

Wie der Wiener Petrograph Friedrich Becke (1903) als erster erkannte, führt die metamorphe Umkristallisation, die unter wesentlicher Erhaltung des festen Zustands erfolgt, zu anderen Gefügebildern als die Kristallisation aus einer Schmelze. Bei der magmatischen Erstarrung ist zunächst ein ungehindertes Wachstum der früh ausgeschiedenen Kristalle möglich, während bei der Metamorphose die einzelnen Mineralindividuen in enger Berührung und in Konkurrenz zu ihren Nachbarn wachsen müssen. Becke bezeichnet diesen Gefügetypus als kristalloblastisch (grch. βλάστη = Spross). Da die Metamorphose überwiegend unter erhöhten Drücken stattfindet, sind metamorphe Gesteine stets kompakt, niemals blasig oder zellig. Bei der Metamorphose kommt es nicht zur Abschreckung von Gesteinsschmelzen; deswegen sind metamorphe Gesteine stets holokristallin und enthalten keine Skelettkristalle. Lediglich Pseudotachylite können Gesteinsglas enthalten.

Kennzeichnend für das kristalloblastische Gefüge ist die Ausbildung von *Berührungsparagenesen*, durch die eine Annäherung an ein thermodynamisches Gleichgewicht beim Höhepunkt der Metamorphose angezeigt wird.

Dabei gibt es keine ausgeprägte Kristallisationsabfolge unter den Gemengteilen, wie sie bei den magmati-

schen Gesteinen häufig auftritt. Metamorph gebildete Großkristalle stellen keine Einsprenglinge dar, die früh aus einer Schmelze auskristallisiert sind, sondern sie sind als *Porphyroblasten* in einem bereits kristallisierten Grundgewebe gewachsen. Sie enthalten häufig Einschlüsse von Mineralen, die auf dem *prograden* Metamorphosepfad gebildet wurden (*Internrelikte*). Einschlussreihen im Innern von Porphyroblasten können mitunter ein älteres, *helizitisches* Gefüge abbilden, z. B. eine ältere Schieferung oder Feinfältelung. Helizitische Gefüge sind für die Aufklärung älterer Vorgänge bei der Gesteinsmetamorphose genetisch wertvoll. Auf dem *retrograden* Metamorphosepfad werden die Gleichgewichtsparagenesen des Metamorphosehöhepunktes abgebaut, und zwar meist unvollständig (Abschn. 24.1.1, S. 380f). Vergleichbare Mineralfolgen können auch verschiedene Metamorphoseakte einer Polymetamorphose dokumentieren.

Ein metamorphes Gefüge ist *granoblastisch* (lat. granum = Korn), wenn die vorherrschenden Minerale eine isometrische Gestalt besitzen und keine bevorzugte Wachstumsrichtung auftritt. Blatt-, stängel- oder faserförmige Kristalle und die durch sie dominierten Gefüge wurden in der Nomenklatur von Becke als lepidoblastisch, nematoblastisch oder fibroblastisch bezeichnet. Diese Begriffe sind jedoch überflüssig und sollten nicht mehr verwendet werden (Paschier u. Trouw 1996, S. 47). Das gleiche gilt für die Bezeichnungen idioblastisch, subidioblastisch und xenoblastisch für metamorphe Minerale, die durch kristallographische Wachstumsflächen begrenzt sind bzw. wo diese fehlen. Hier genügen die Begriffe *idiomorph* (engl. euhedral), *subidiomorph* (subhedral) und *xenomorph* (anhedral).

Bereits Becke (1903) hatte die wichtigsten metamorphen Minerale nach abnehmender *Formenergie* zu einer *kristalloblastischen Reihe* angeordnet. Formenergie ist die Fähigkeit eines Minerals, seine eigene Kristallform gegen den Widerstand der umgebenden Minerale auszubilden. Zu idiomorpher Entwicklung neigen besonders Inselsilikate wie Granat, Titanit, Staurolith, Kyanit, An-

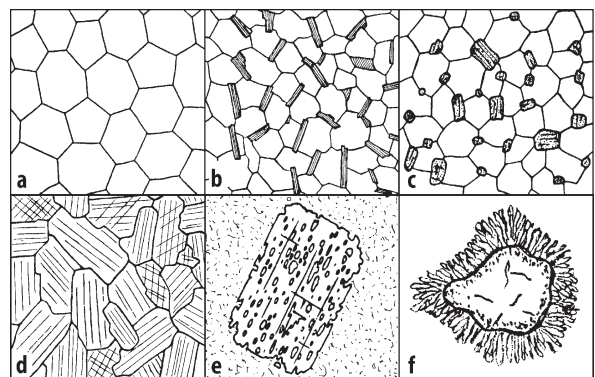


Abb. 24.16. Beispiele für Kornverwachsungen in metamorphen Gesteinen: **a–c** granoblastisch polygonal: **a** Quarz, **b** Quarz + Biotit, **c** Quarz + Pyroxen; **d** dekussat (gekreuzt): Amphibol; **e** poikiloblastisch: Albit; **f** Kelyphit: Reaktionssaum von Klinopyroxen + Spinell um Pyrop-reichen Granat im Granat-Peridotit von Gorduno (Tessin, Schweiz). (**a–e** aus Spry 1983)

dalusit, Zirkon oder Topas, aber auch Pyrit, Magnetit oder Spinell. Bei Ketten- und Schichtsilikaten sind ebene Wachstumsflächen nur noch teilweise entwickelt, so {110} bei Amphibolen oder {001} bei Glimmern und Chlorit. Trigonale Karbonate bilden als Porphyroblasten das Rhomboeder {10 $\bar{1}$ 1} aus. Xenomorph sind meist Gerüstsilikate wie Quarz, Feldspäte und Cordierit entwickelt.

Metamorphe Gefüge werden auch nach der Art der Kornverwachsung charakterisiert. *Polygonal-Gefüge* (Abb. 24.16a–c) treten verbreitet in Gesteinen mit granoblastischem Gefüge, wie Hornfelsen (24.14b), Quarziten, Marmoren (Abb. 24.13), glimmerarmen Gneisen und Granuliten auf. Bei ausgereiften granoblastisch-polygonalen Gefügen berühren sich häufig drei Körner in Tripelpunkten unter Winkeln von annähernd 120° (Abb. 24.16a). Dekussate (gekreuzte) Gefüge beobachtet man bei der Verwachsung von länglichen Körnern, z. B. Amphibolen oder Glimmern, die beliebig orientiert sind (Abb. 24.16d). In anderen Fällen kommt es zu einer innigen Durchdringung unterschiedlicher Mineralarten. Oft enthalten Porphyroblasten, z. B. von Albit, Granat oder Staurolith so zahlreiche Einschlüsse älterer Minerale, dass ein siebartiges Gefüge resultiert. Dieses wird als *poikoblastisch* (grch. ποικίλος = verschieden) bezeichnet (Abb. 24.16e). Retrograde Abbaureaktionen führen häufig zu lamellaren oder wurmartigen Verwachsungen von zwei oder mehr Mineralphasen, die man ganz allgemein als *Symplektite* bezeichnet. *Myrmekite* sind Symplektite aus Plagioklas und wurmartigem Quarz in Kontakt mit Kalifeldspat. Feinverwachsene, polymineralische oder monomineralische Reaktionsprodukte können ein Mineral-korn radialstrahlig umgeben; man spricht dann von *Korona*-Gefügen; ein Spezialfall ist der *Kelyphit* (grch. κέλυφος = Nussschale), eine feinstrahlige Reaktionszone aus Klinopyroxen oder Amphibol + Spinell um Pyrop-reichen Granat gegen Olivin (Abb. 24.16f).

24.4.3 Gefügeregelung bei metamorphen Gesteinen

Grundbegriffe

Durch Umkristallisation unter statischen Bedingungen, wie sie meist bei der Kontaktmetamorphose vorliegen, entsteht ein richtungsloses Gefüge, bei dem keine bevorzugte Regelung der Kristalloblasten festzustellen ist. Dagegen erfolgt die Regionalmetamorphose meist unter gerichtetem Druck (differentiellem Stress); es kommt zur Verformung (strain) und damit zur Gefügeregelung. Durch *Strain* wird die *Form* eines Gefügeelements verändert, z. B. wird eine Kugel zu einem Ellipsoid verformt, dem Strain-Ellipsoid mit den Hauptachsen X, Y und Z. Der Begriff der *Deformation* ist weiter gefasst; Deformationsvorgänge führen darüber hinaus zur Translation und Rotation von Gefügeelementen, wie Mineralen oder

Mineralgruppen (Passchier und Trouw 1996). Bei der Deformation von Gesteinen spielen gleitende Teilbewegungen entlang von Scharen paralleler Gleitebenen, die *laminare Gleitung*, eine besonders wichtige Rolle. Das deformierte Gestein gleitet dabei in einzelnen dünnen zusammenhaltenden Lamellen. Dabei unterscheidet man zwischen *homogener* und *inhomogener* Deformation, deren Kennzeichen man in folgender Weise anschaulich machen kann (Abb. 24.17): Auf dem Schnitt eines dicken brotschichtigen Buches werden Figuren aufgezeichnet. Wenn man den Rücken des Buches nach oben biegt, beobachtet man die Deformation der aufgemalten Figuren.

Im rechten, nicht gebogenen Teil des Buches ist jedes Blatt gegenüber dem darüber liegenden um einen bestimmten Betrag nach links gegliedert; es ist homogen deformiert.

- Bei *homogener Deformation* bleiben gerade, parallele Linien bzw. Flächen gerade und parallel, Parallelogramme bleiben Parallelogramme, Parallelepipede bleiben Parallelepipede; Kreise werden zu Ellipsen, Kugeln zu Ellipsoiden verformt (Sander 1950).
- Bei *inhomogener Deformation*, wie man sie im linken Teil des Buches beobachtet, ist das nicht mehr der Fall: Hier sind die Seiten des Buches *gefaltet*, wobei die Geraden verbogen und Kreise zu gekrümmten Figuren – nicht zu Ellipsen – deformiert sind.

Wie in unserem Modell gehen homogene Deformationen auch in der Natur leicht in *inhomogene Deformationen* über, die meist größere Gesteinsvolumina erfassen als die homogenen. Hierzu gehören Faltungen durch Biegungen wie die *Biegegleitfalten* (Abb. 24.17b, links). Porphyroblasten beginnen zu rollen; schichtweise angeordnete helizitische Einschlüsse lassen oft die Ausgangslage des Porphyroblasten erschließen und Rotationsachse und Rotationswinkel bestimmen (Abb. 24.22, S. 411).

Grundsätzlich können wir bei der *homogenen Deformation* zwei verschiedene Arten von Scherung unterscheiden, die einfache und die reine Scherung. Zwischen diesen gibt es jedoch meist Übergänge, die allgemeine Scherung.

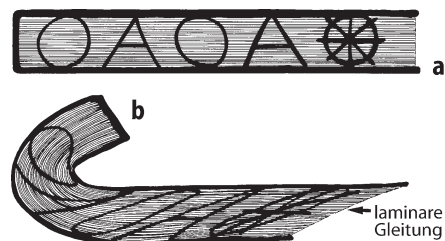


Abb. 24.17. Laminare Gleitung an den Blättern eines Buches: **a** undeformiert; **b** verformt: *rechts* homogene und *links* inhomogene Deformation. (Nach Sander, aus Eskola 1939)

- Bei der *einfachen Scherung* (engl. *simple shear*) erfolgt die Deformation parallel zu einer Ebene konstanter Orientierung, die unter einem Winkel zu den Achsen der Verkürzung Z und der Streckung X liegt. Die Teilchen eines Gefügeelements bewegen sich auf parallelen Bahnen parallel zu den Scherflächen und die Achsen X und Z des Strain-Ellipsoids rotieren in Scherichtung. Dementsprechend verläuft die einfache Scherung *nicht-koaxial* zu X und Z (Abb. 24.18a). Gute Beispiele sind die Scherung eines Kartenstapels in einer Richtung oder der Seiten eines Buches (Abb. 24.17b, rechts).
- Bei der *reinen Scherung* (engl. *pure shear*) werden die Gefüge-Elemente in Richtung der X -Achse des Strain-Ellipsoids verkürzt, senkrecht dazu ausgedehnt; die Teilchen bewegen sich auf gekrümmten Bahnen, die symmetrisch zu den Achsen des Strain-Ellipsoids verlaufen. Dabei führt eine *Streckung* in X ($X > Y = Z$) zu prolater (zigarrenartiger) Form, während eine *Plättung* nach YX ($Z < Y = X$) oblate (pfannkuchenartige) Formen erzeugt, wie das z. B. bei den Platten-

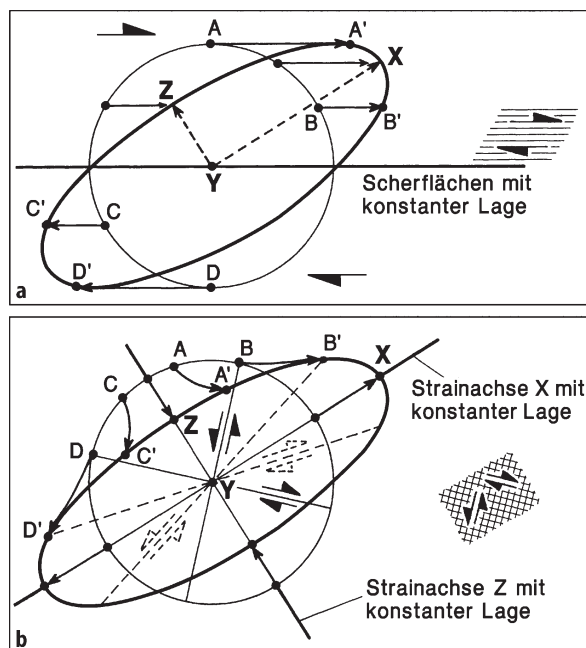
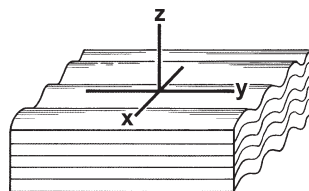


Abb. 24.18. Lage der Verformungsachsen XYZ und der Teilchen-Trajektorien $A \rightarrow A'$, $B \rightarrow B'$ etc. **a** bei einfacher Scherung, **b** bei reiner Scherung. Obwohl die Deformation in beiden Fällen den gleichen Wert erreicht, erfahren die Teilchen $A, B, C, D \dots$ ganz unterschiedliche Relativ-Bewegungen. (Vereinfacht nach Eisbacher 1996)

Abb. 24.19. Gefügekoordinaten xyz in einem Handstück mit leichter Fältelung nach der y -Koordinate (Faltungs-Achse), xy ist die Schieferungsebene



quarzen in manchen Granuliten der Fall ist. In beiden Fällen verläuft die Deformation parallel zu den Achsen des Strain-Ellipsoids, ist also *koaxial* (Abb. 24.18b).

Die Gefügekoordinaten eines tektonisch deformierten Gesteins werden auf ein rhombisches Achsenkreuz mit den Achsen x, y und z bezogen, die manchmal, häufig jedoch nicht mit den Hauptachsen XYZ des Strain-Ellipsoids zusammenfallen. In unserem Beispiel ist die Gleitebene (Scherfläche) xy als Schieferungsebene sichtbar; y ($= B$) ist die Fältelungsachse, die senkrecht auf xz steht (Abb. 24.19). Zur Bezeichnung der verschiedenen Flächenlagen im Achsenkreuz xyz verwendet man die kristallographischen Indizes hkl (Abb. 1.7, S. 9). Flächen in der Zone parallel zur y -Achse werden z. B. als $(h0l)$ -Flächen bezeichnet. Petrographische Dünnschliffe von metamorphen Gesteinen sollten stets in den Ebenen xz (d. h. $\perp y$) und/oder yz angelegt werden, um aussagekräftige Informationen über die Gefügemerkmale eines Gesteins zu gewinnen.

Arten der Gefügeregelung

Deformationsvorgänge führen zur bevorzugten Orientierung von Mineralkörnern und damit zur Gefügeregelung. Dabei lassen sich prinzipiell zwei verschiedene Regelungstypen unterscheiden:

- Formregelung:** Bei der Formregelung (Regelung nach der Korngestalt; engl. *dimensional preferred orientation*) werden langprismatische, säulige, nadelige, plattige oder blättchenförmige Minerale subparallel angeordnet.
- Gitterregelung:** Bei der Gitterregelung (Regelung nach der Kristallstruktur; engl. *lattice preferred orientation*) werden strukturell bedingte Merkmale von Mineralen, wie optische Achsen, Kristallflächen oder Spalt-ebenen subparallel orientiert.

Bei vorhandener Formregelung zeigt das betreffende Mineral natürlich stets auch eine Gitterregelung.

Als Ergebnis der Gefügeregelung bilden sich planare oder lineare Parallelgefüge aus, die auch verfaltet sein können:

- Planare Parallelgefüge (mit S-Flächen):** Sie entstehen durch einfache Scherung oder Plättung; es kommt zur Ausbildung einer oder mehrerer Schieferungen, wobei die Formregelung von Glimmern und anderen Schichtsilikaten oft eine wichtige Rolle spielt.

Der englische Begriff *foliation* umfasst zwei Unterbegriffe: *Cleavage*, der meist für feinkörnige, niedrig metamorphe Gesteine gebraucht wird, insbesondere Tonschiefer (*slaty cleavage*) und Phyllite; *schistosity* wird auf gröberkörnige, höher metamorphe Gesteine angewendet.

- **Lineare Parallelgefüge** (mit B-Achsen): Sie treten in metamorphen Gesteinen ebenfalls häufig auf. Lineationen entstehen z. B. als Rutschstreifen auf Harnisch-Flächen, durch Formregelung langgestreckter Minerale, durch Streckung von Gefügeelementen (Streckungslinear), z. B. Geröllen, durch Überschneidung von zwei verschiedenen Schieferungsebenen, durch Fältelungen und Crenulationen (Runzelungen); auch Faltenachsen können sich als Lineationen bemerkbar machen.

Sehr häufig ist die Gesteinsmetamorphose mit mehreren Deformationsphasen $D_1, D_2, D_3 \dots$ verknüpft, die sich in der Ausbildung unterschiedlicher Schieferungen $S_1, S_2, S_3 \dots$ oder Falten-Generationen $F_1, F_2, F_3 \dots$ äußern können. Dabei können die verschiedenen Deformationen durchaus zu einem einzigen prograden und retrograden Metamorphosezyklus gehören. In vielen Fällen entsteht bei der Faltung der ersten Schieferung S_1 eine zweite Schieferung S_2 (Abb. 24.20).

Beziehungen zwischen Deformation und Kristallisation

Wie schon mehrfach betont, ist die Regionalmetamorphose durch ein vielfältiges Zusammenspiel von Deformations- und Umkristallisationsvorgängen gekennzeichnet. Häufig lässt sich die zeitliche Aufeinanderfolge dieser Prozesse durch sorgfältige Gefügestudien unter dem Mikroskop zumindest teilweise entschlüsseln. Danach kann die Kristallisation eines metamorphen Minerals prätektonisch, syntektonisch oder posttektonisch in Bezug auf eine bestimmte Deformationsphase erfolgen. Prätektonisch gewachsene Minerale können postkristallin deformiert werden (Abb. 24.21). Beim syntektonischen Wachstum eines Granat-Porphyroblasten, wie es in Abb. 24.22b in einzelnen Stadien (1–5) schematisch dargestellt ist, bilden die helizitischen Einschlüsse S-förmige

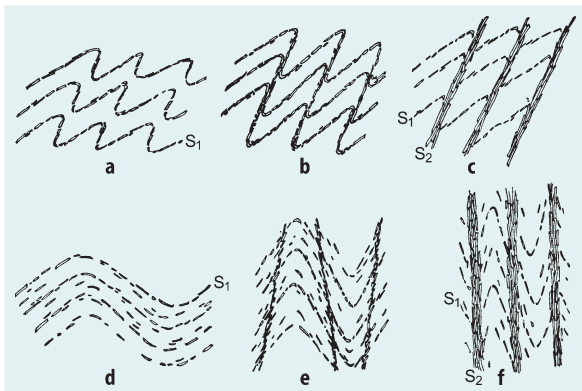


Abb. 24.20. Entwicklung einer zweiten Schieferung S_2 durch Verfaltung einer ersten Schieferung S_1 : **a–c** bei asymmetrischer Faltung; **d–f** bei symmetrischer Faltung. (Aus Spry 1983)

Einschlusswirbel, die entgegen dem Uhrzeigersinn (Pfeile) rotiert sind und damit den Drehsinn sichtbar machen. Es folgt im Stadium (6) ein posttektonisches Wachstum in einem Randsaum, der von der Deformation nicht mehr beeinflusst wurde (vgl. hierzu Robyr et al. 2007). Demgegenüber werden die helizitischen Einschlussreihen lediglich gedreht, wenn ein Porphyroblast postkristallin deformiert wird. Bei posttektonischer Kristallisation bleibt die – gerade oder gefältelte – Anordnung der Einschlüsse in einem Porphyroblasten in der gleichen Anordnung erhalten, wie sie vor der Kristallisation bestand (Abb. 24.23, 24.24).

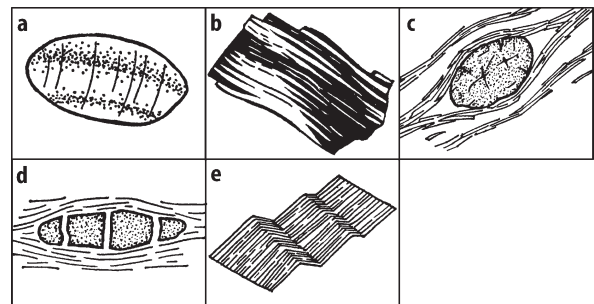


Abb. 24.21. Kennzeichen für postkristalline Deformation: **a** undeutliche Auslöschung und Deformationsbänder in einem Quarzkorn; **b** Plagioklas mit gewellten Deformationszwillingen; **c** zerbrochener, **d** fragmentierter Granat, jeweils von Glimmerbahnen ($// S$) umflossen; **e** genickter Biotit. (Nach Spry 1983)

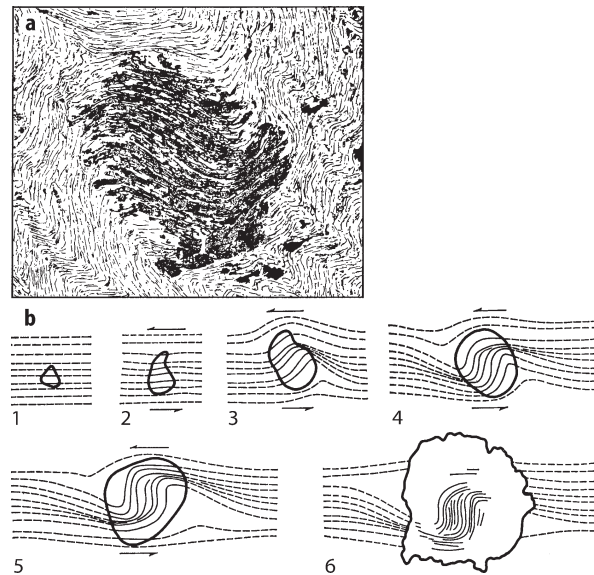


Abb. 24.22. Syntektonisches Granat-Wachstum: **a** S-förmig rotierender Granat-Porphyroblast, sog. *Schneeball-Granat*, im Granat-Glimmerschiefer der Pioramulde, Camperio, Lukmanierstraße (Schweiz). Das Wachstum des Granats ist gleichzeitig mit der Deformation des Gesteins erfolgt. **b** Granatporphyroblast, Ablauf seines syntektonischen Wachstums mit Rotation entgegen dem Uhrzeigersinn um ca. 95° (Pfeile) in einzelnen Stadien (1–5). Im Anschluss an die Rotation wächst der Granat posttektonisch weiter (6). (Nach Spry 1983)

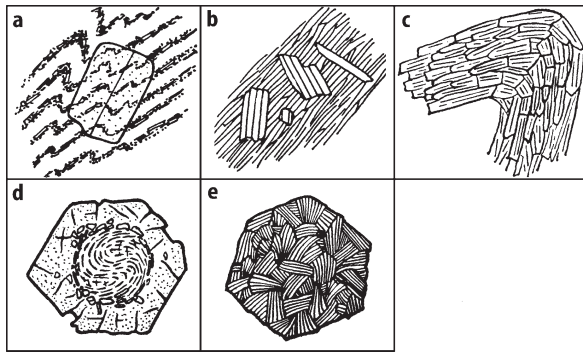


Abb. 24.23. Kennzeichen posttektonischer Kristallisation: **a** verfallenes Schieferungsgefüge, das von einem Albit-Porphyrblasten überwachsen wird; die helizitischen Einschlüsse bilden ein Interngefüge (S_1), das mit dem Externgefüge (S_2) übereinstimmt, also unverletzt ist; **b** Glimmer, sog. *Querglimmer* wachsen in beliebigen Winkeln zur Schieferung; **c** scheitförmige Glimmer zeichnen bei ihrem Wachstum eine ältere Falte nach; sie bilden einen *Polygonalbogen*; **d** zweiphasig gewachsener Granat: ein syntektonischer Schneeball-Granat wird posttektonisch von einer idiomorphen Außenzone umwachsen; **e** Ungeregeltes Chlorit-Aggregat, pseudomorph nach Granat. (Nach Spry 1983)

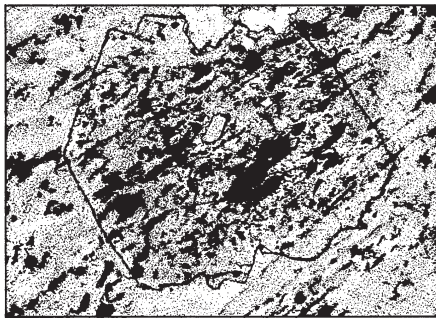


Abb. 24.24. Granat-Porphyrblast, idiomorph nach $\{110\}$ entwickelt, umschließt unverlegtes Grundgewebe. Die Sprossung des Granats erfolgte, nachdem eine ältere sehr niedriggradige Regionalmetamorphose zur Gefügeregelung und Umkristallisation des Grundgewebes geführt hatte. Kontaktmetamorph überprägter Diabastuff aus der Zone der Fruchtschiefer, Theuma (Vogtland). Bildbreite ca. 2 mm. (Foto S. Matthes)

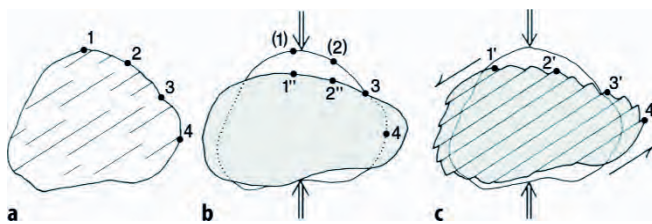


Abb. 24.25. Deformation eines Quarzkorns durch intrakristalline Deformation und Drucklösung im Vergleich. **a** Ursprüngliche Kornform mit den Punkten 1–4; **b** durch Drucklösung wird v. a. der obere Teil des Quarzkorns aufgelöst, wodurch die Punkte 1 und 2 verschwinden; Punkt 3 bleibt erhalten, Punkt 4 wird vom \perp zur Druckrichtung wachsenden Quarzkorn eingeschlossen; die ehemalige Korngrenze ist durch eine Reihe von Einschlüssen (*punktiert*) erkennbar; **c** durch intrakristalline Deformation, z. B. Versetzungsgleiten, verändert sich die Kornform und es kommt zur Wanderung der Punkte $1 \rightarrow 1'$, $2 \rightarrow 2'$, $3 \rightarrow 3'$, $4 \rightarrow 4'$. (Nach Elliott 1973, aus Best 2003)

Deformationsmechanismen

Nachdem wir bislang die Deformationsprozesse eher deskriptiv behandelt haben, wollen wir nun die Mechanismen, die zur Deformation metamorpher Gesteine führen, zumindest kurz beleuchten. Für eine eingehendere Darstellung sei auf das Standardwerk von Passchier und Trouw (1996) verwiesen, in dem auch die mikroskopischen und elektronenmikroskopischen Kriterien, an denen man die verschiedenen Deformationsmechanismen erkennen kann, beschrieben werden.

Deformationsvorgänge hängen von den *lithologischen Eigenschaften* eines Gesteins wie Mineralbestand, Zusammensetzung von intergranularen Fluiden, Formregelung oder Gitterregelung der Mineralkörner, Porosität und Permeabilität ab.

Sie werden aber auch von *externen Zustandsparametern* wie Temperatur, lithostatischem Druck, differentiellem Stress, Fluid-Druck und Verformungsrate (Strainrate) kontrolliert.

Es sollen zunächst Prozesse bei niedriger Temperatur und hoher Strainrate, danach solche mit zunehmend höherer Temperatur und geringer Strainrate behandelt werden.

Kataklastisches Fließen. Wie in Abschn. 24.2.2 (S. 390f) dargelegt, ist kataklastisches Fließen ein rein mechanischer Prozess, wobei das Gestein bei niedrigen Temperaturen und hoher Strainrate spröde deformiert wird. Dabei kann es zur rein mechanischen Formregelung von Gesteinsbruchstücken oder Mineralen kommen, die als Grobkomponenten in einer feinkörnigen Matrix bewegt werden.

Drucklösung. Wir hatten die Drucklösung ja bereits bei der Diagenese (Abschn. 23.2.4, S. 355) kennengelernt. Sie kann auch in metamorphen Gesteinen ein wichtiger Deformationsmechanismus sein, vorausgesetzt, es existiert ein dünner Fluidfilm auf den Korngrenzen. An Kontaktpunkten, die senkrecht oder unter hohem Winkel zur Verkürzungsrichtung stehen, herrscht erhöhter differentieller Stress. Hier unterliegen Mineralkörner, besonders von Quarz und Calcit, selektiver Auflösung, während es in Bereichen mit geringerem differentiellen Stress zur Wiederausfällung und damit zum Kornwachstum senkrecht zur Verkürzungsrichtung kommt (Abb. 24.25a,b). Dieser Vorgang ist am besten an Einschlussreihen, welche die ehemaligen Korngrenzen nachzeichnen, zu erkennen.

Intrakristalline Deformationen. Zu den wichtigsten Mechanismen, die bei der Gesteinsmetamorphose eine Rolle spielen, gehören intrakristalline Deformationen. Durch zeitlich begrenzte Einwirkung von differentiellem Stress kann die Form eines Kristalls nicht beliebig verändert

werden, weil sich der Abstand zwischen zwei Gitterpunkten nur um einen minimalen Betrag verändern lässt. Bei Stressentlastung kommt es zur Erholung und zur Wiederherstellung der ursprünglichen Kornform: das Mineral wird *elastisch* deformiert. Wird dagegen der Stress längere Zeit aufrechterhalten, so wird die *Fließgrenze* (engl. yield stress) überschritten und der Kristall muss sich *plastisch* verformen (Abb. 24.25a,c). Das ist nur möglich, wenn sich die relative Position der Atome und Atomgruppen in der Kristallstruktur dauerhaft verändert, was durch das *Wandern von Strukturdefekten* geschieht. Dabei bleibt die Kristallstruktur als solche erhalten und es kommt auch nicht zum mechanischen Bruch (Abb. 24.26).

Jeder Kristall enthält Strukturdefekte, wobei sich Punktdefekte und Liniendefekte (Versetzungen) unterscheiden lassen. Bei *Punktdefekten* fehlen Atome an bestimmten Punkten der Kristallstruktur, wodurch Leerstellen entstehen, oder die Atome befinden sich auf Zwischen-gitterplätzen. Baut man Teile von Gitterebenen zusätzlich in die Struktur ein, so entstehen *Stufenversetzungen*; verschiebt man einen Teil der Kristallstruktur um einen Gitterblock, bilden sich *Schraubenversetzungen*. Beide Versetzungstypen treten häufig kombiniert auf. Richtung und Betrag der Gitterverschiebung werden durch den Burgers-Vektor angegeben (z. B. Kleber et al. 1998).

Das Wandern von Versetzungen bezeichnet man als *Versetzungsgleiten* (engl. *dislocation glide*). Dieses wird behindert, wenn sich in der Kristallstruktur ein Fremdkörper, z. B. ein Mineraleinschluss befindet. Das Hindernis kann jedoch dadurch überwunden werden, dass Leerstellen in die Versetzungsebene einwandern (Passchier u. Trouw 1996, Abb. 13.10). Dadurch können die Versetzungen das Hindernis überklettern, ein Vorgang, der als *Versetzungskriechen* (engl. *dislocation creep*) bezeichnet wird. Intrakristalline Deformation durch Versetzungsgleiten ist an bestimmte kristallographische Richtungen gebunden; sie führt daher zur *Gitterregelung*.

Einige Minerale, insbesondere Plagioklas und Calcit, lassen sich durch die Bildung von lamellaren *Druckzwillingen* (*Deformationszwillingen*) verformen. Während Wachstumzwillinge gerade oder gestufte Zwillings-ebenen aufweisen, laufen Druckzwillingslamellen meist spitz zu und keilen aus, z. B. bei Plagioklas gegen die Kornmitte (Abb. 24.21b), beim Calcit zum Kornrand hin.

Wird in bestimmten Bereichen eines deformierten Kristalls die Zahl der Stufen- und Schraubenversetzungen erhöht, so kommt es zu einem Anstieg der inneren

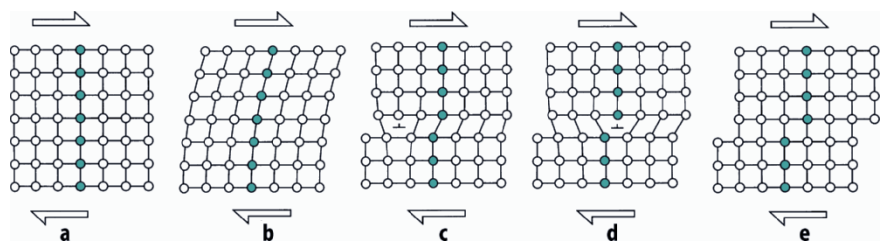
Strainenergie, die einen Beitrag zur gesamten Freien Enthalpie des Systems leistet (Abschn. 25.1.3, S. 428ff). Diese ist proportional zur *Versetzungsdichte*, d. h. der Gesamtlänge der Versetzungen bezogen auf ein bestimmtes Gesteinsvolumen. Eine hohe Versetzungsdichte äußert sich z. B. mikroskopisch in *undulöser Auslöschung* bei gekreuzten Polarisatoren, wie man sie beim Quarz häufig beobachtet (Abb. 24.21a). Um die Versetzungsdichte und damit die innere Strainenergie zu minimieren, treten Ordnungsmechanismen in Aktion, die man unter dem Begriff *Erholung* (*recovery*) zusammenfasst. Dabei konzentrieren sich die Versetzungen immer mehr in bestimmten Zonen; dadurch entstehen *Deformationsbänder* (Abb. 24.21a), und schließlich zerfällt der Kristall in *Subkörner*, die durch *Kleinwinkelkorngrenzen* (engl. *subgrain boundaries*) voneinander geschieden werden.

Rekristallisation. Ein weiterer Prozess zur Minimierung der inneren Strain-Energie ist die *Rekristallisation*, bei der Kristalle mit niedriger Versetzungsdichte auf Kosten von solchen mit hoher Versetzungsdichte wachsen. Das kann durch *Korngrenzenwanderung* oder durch *Subkornrotation* geschehen. Allgemein werden die Prozesse der Erholung und Rekristallisation durch hohe Temperaturen begünstigt, während eine hohe Strain-Rate die Verzerrung von Kristallstrukturen begünstigt und zur Erhöhung der Versetzungsdichte führt. *Dynamische Rekristallisation* findet unter andauernder, *statische Rekristallisation* bei ausklingender oder fehlender Deformation statt.

Ein idealer Kristall müsste unendlich groß sein. Da das in der Realität nicht der Fall sein kann, stellen auch die Korngrenzen bereits einen Strukturdefekt dar. Dementsprechend leistet auch die Oberflächenenergie zur gesamten Freien Enthalpie des Systems einen Beitrag. Dieser wird erniedrigt, wenn der relative Flächenanteil der Korngrenzen reduziert wird (*grain boundary area reduction*). Deshalb besteht bei der Rekristallisation metamorpher Gesteine eine starke Tendenz zur Ausbildung großer, polygonaler Kristalle mit ebenen Korngrenzen. Bei Mineralen, die nur schwach anisotrop sind, bei denen also die Oberflächenenergie wenig richtungsabhängig ist, wird die Ausbildung von Gleichgewichtsgefügen begünstigt; hierbei treffen sich die Körner unter Tripelpunkten von nahezu 120° (Abb. 24.16a, S. 408). Das ist z. B. bei Quarz, Feldspäten,

Abb. 24.26.

Deformation eines Kristalls durch Bewegung einer Stufenversetzung von links nach rechts; dadurch wird die obere Hälfte des Kristalls um eine Gitterkonstante nach rechts verschoben. Zur Verdeutlichung ist eine Gitterebene blau markiert; Blickrichtung \perp zur Stufenversetzung. (Nach Passchier u. Trouw 1996)



Cordierit, Granat, Karbonaten, bei Pyrit und Magnetit der Fall. Demgegenüber ist die Oberflächenenergie bei Amphibolen oder Glimmern stark anisotrop, so dass bevorzugt die Flächen {110} bzw. (001) ausgebildet werden und dementsprechend die Winkel von 120° abweichen (Abb. 24.16b–d).

Kristalloplastische Deformation. Bei sehr hohen Temperaturen kann es zur kristalloplastischen Deformation durch Diffusionskriechen im festen Zustand (engl. solid-state diffusion creep) kommen, bei dem Leerstellen durch die

Kristallstruktur oder entlang von Korngrenzen wandern. Besonders in feinkörnigen Mineral-Aggregaten können Kristalle aneinander vorbeigleiten, begünstigt durch eine intergranulare Fluid-Phase (*grain-boundary sliding*). Dieser Prozess spielt wahrscheinlich die Hauptrolle, wenn Gesteine *superplastisch deformiert* werden. Der in der Metallurgie geprägte Begriff der *Superplastizität* bezieht sich auf sehr feinkörnige Aggregate (<10 µm) von isometrischen Kristallen, die trotz Deformation unter sehr hohen Strain-Raten keine starke Form- oder Gitterregelung aufgeprägt bekommen.

Abb. 24.27.

Metatektischer Migmatit, gesägte und polierte Platte eines nordischen Geschiebes. Als *Paläosom* erkennt man (1) einen glimmerreichen, metapelitischen Paragneis (*dunkel*) mit vereinzelt sandigen Lagen (*Mitte links*) und (2) einen wesentlich Plagioklasseren Paragneis, der wohl auf eine ehemalige Grauwacke zurückgeht (*ganz rechts und links oben*). Nach den Verbandsverhältnissen lassen sich zwei verschiedene *Leukosom*-Typen unterscheiden: Der metapelitische Paragneis enthält *granitische Metatekte*, die lagenweise parallel zur Schieferung eingeschaltet und teilweise von dunklen Restitlagen (*Melanosomen*) gesäumt sind. Diese Metatekte sind durch partielle Aufschmelzung des Paragneises entstanden, und zwar wahrscheinlich in situ (Ektekte).

Demgegenüber geht ein zweiter Typ von granitischem Metatekt eindeutig auf eine Teilschmelze zurück, die von außen zugeführt wurde und ver-



mutlich auf einer Störung in den Gneisverband eingedrungen ist (Entekt). Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

Abb. 24.28.

Diatektischer Migmatit in der höchstgradigen Metamorphosezone des panafrikanischen Damara-Orogens. Das inhomogen-schlierige Fließgefüge mit Resten von metatektischem Gneis entstand durch einen partiellen Aufschmelzprozess vor ca. 530 Ma; jüngere Granitgänge (*rechts*) intrudierten vor ca. 505 Ma (Kukla et al. 1991; Jung und Mezger 2001). Davetsaub, Khomas-Hochland, Namibia. (Foto: P. Kukla)



24.5 Bildung von Migmatiten durch partielle Anatexis

Migmatite (grch. $\mu\gamma\mu\alpha$ = Mischung) sind komplex texturierte Gesteine, die sich aus metamorphen und magmatischen Anteilen zusammensetzen. Beide lassen sich im Aufschluss und im Handstück voneinander unterscheiden (Abb. 24.27, 24.28). Migmatite treten im Verband mit hochgradig metamorphen Gesteinen auf, und zwar meist in tiefangeschnittenen Bereichen der kontinentalen Erdkruste. Aus dieser Verknüpfung, den Gefügemerkmalen und Ergebnissen von Hydrothermal-Experimenten lässt sich ableiten, dass Migmatite meist durch partielles Aufschmelzen entstehen, wenn bei der prograden Metamorphose die H_2O -gesättigten Soliduskurven der metamorphen Gesteine überschritten werden und/oder wenn es zum Dehydratationsschmelzen (OH)-haltiger Minerale kommt. Man spricht dann von *Ultrametamorphose*.

Migmatite sind zwar typisch für archaische und proterozoische Kratone wie den Kongo-Kraton, den Fennoskandischen und den Kanadischen Schild; sie sind aber durchaus nicht auf diese beschränkt. So sind die Migmatite im kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes, des Bayerischen und des Böhmerwaldes während der variscischen Orogenese, die Migmatite im Wärmedom von Naxos während der alpidischen Orogenese entstanden.

24.5.1 Der Migmatitbegriff

Der Begriff Migmatit wurde von Sederholm (1907) eingeführt mit dem Hinweis, dass bestimmte Gneise im Fennoskandischen Metamorphikum wie „gemischte Gesteine“ aussehen. Migmatite sind makroskopisch außerordentlich heterogene Gesteine mit teils metamorphen, teils aber magmatisch aussehendem Gefüge. Bereits Sederholm hatte erkannt, dass die besonderen Gefügeeigenschaften von Migmatiten nur durch eine teilweise Aufschmelzung von hochmetamorphen Gneisen zu erklären sind. Diese frühe Erkenntnis, dass bei der Bildung von Migmatiten bereits Bedingungen des partiellen Schmelzens erreicht wurden, ist seit der Mitte des 20. Jahrhunderts durch Hydrothermal-Experimente voll bestätigt worden.

Dietrich und Mehnert (1961) haben *folgende Definitionen* gegeben (vgl. auch Mehnert 1971):

1. Als *Paläosom* (oder *Mesosom*) bezeichnet man das unveränderte, hochmetamorphe Ausgangsgestein eines Migmatits (Abb. 24.27).

2. Als *Neosom* bezeichnet man das durch selektive Aufschmelzprozesse migmatisch veränderte Gesteinsprodukt. Bei ihm wird unterschieden zwischen *Leukosom* und *Melanosom* (Abb. 24.27).

- a *Leukosome* weisen im Vergleich zum Paläosom höhere Gehalte an hellen Mineralen wie Quarz, Kalifeldspat und/oder Plagioklas auf. Sie sind also von granitischer, granodioritischer oder tonalitischer Zusammensetzung. Charakteristische Gefüge magmatischer Kristallisationsprodukte sind erkennbar, eine Gefügeregelung fehlt meist. Leukosome stellen fast stets Produkte der partiellen Aufschmelzung (Anatexis) dar; sie werden dann auch mit dem genetischen Begriff *Metatekt* bezeichnet. Die Leukosome eines Migmatits können durch Aufschmelzvorgänge *in situ*, d. h. an Ort und Stelle entstanden oder aus größeren Krustentiefen zugeführt worden sein (s. unten).
- b *Melanosome* stellen die *Restgesteine* (*Restite*) einer partiellen in-situ-Aufschmelzung dar. Dementsprechend enthalten sie hauptsächlich dunkle (mafische) Minerale, wie Biotit, Cordierit, Granat, Hornblende oder Pyroxen, sowie Alreiche Minerale, wie Sillimanit, die – wie im hochmetamorphen Gneis – meist eingeregelt sind.

Durch die wechselvolle Anordnung von Leukosom und Melanosom erhalten die Migmatite oft höchst unruhige Gefüge, die auf großer Fläche, z. B. an den skandinavischen Schärenküsten, sehr beeindruckend sein können. Das Leukosom kann im Migmatit aderförmig, lagenförmig oder diffus zwischen breccienförmig zerlegtem Paläosom verteilt sein. Das Paläosom ist andererseits im Leukosom nicht selten in Form von Schollen oder Schlieren verteilt bis hin zu einer nebelhaften (nebulitischen) Homogenisierung zwischen beiden. Häufig werden ehemalige Faltexturen als Fließfalten (ptygmatische Falten) abgebildet.

Im Anfangsstadium eines partiellen Aufschmelzprozesses bilden sich zunächst *Metatexite* (Abb. 24.27). Sie bestehen aus dem Leukosom, hellen Metatekten, die den Schmelzanteil repräsentieren, und dunklen Restgesteinspartien, dem Melanosom. Bei weitergehender bis nahezu vollständiger Aufschmelzung geht das Parallelgefüge zunehmend verloren, und es entstehen schlierige (nebulitische) Migmatite, stellenweise mit Übergängen zu nahezu homogenen, magmatisch aussehenden Gesteinspartien. Solche Migmatite bezeichnet man als *Diatexite*. Bei ihnen lassen sich die aufgeschmolzenen Anteile von den nicht aufgeschmolzenen z. T. kaum unterscheiden (Abb. 24.28). In der anatektischen Zone des südlichen Schwarzwaldes sind z. B. die graduellen Übergänge von Metatexiten zu Diatexiten genau untersucht worden.

Der Schmelzanteil, der sich in einem metamorphen Gestein unter einem gegebenen Druck zu bilden vermag, hängt nicht nur von der Höhe der erreichten Temperatur und dem H_2O -Gehalt ab, sondern auch von der pauschalen Gesteinszusammensetzung, insbesondere vom Mengenanteil an hellen und dunklen Gemengteilen und vom Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Verhältnis. So kann bei geeigneten P - T - a_{H_2O} -Bedingungen ein granitischer Orthogneis fast vollständig, ein Metapelite dagegen nur partiell aufschmelzen. Daher können Metatexite und Diatexite in einem Kristallgebiet in enger Nachbarschaft nebeneinander auftreten.

Lagige Migmatite, die Metatexiten ähneln, können sich auch durch metamorphe Segregation im Subsolidus-Bereich bilden. Wichtiges Kriterium für die Anwesenheit einer Schmelze ist das diskordante Verhalten von Leukosomen (z. B. Sawyer u. Barnes 1988).

24.5.2

Experimentelle Grundlagen für die anatektische Bildung von Migmatiten

Bei der partiellen Anatexis metamorpher Gesteine unter Anwesenheit von Wasser gehen hauptsächlich Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas in die Schmelze ein. Demgegenüber werden zunächst nur sehr geringe Mengen von dunklen Gemengteilen in der Schmelze gelöst. Sie bilden zusammen mit einem Überschuss an Plagioklas und/oder Quarz sowie Biotit oder Hornblende und Reaktionsprodukten wie Cordierit, Sillimanit, Granat oder Pyroxen das kristalline Restgestein (Restit).

Bereits in Abschn. 18.2 (S. 287ff) hatten wir die experimentellen Grundlagen für die anatektische Bildung granitischer, granodioritischer und tonalitischer Schmelzen im vereinfachten Modellsystem Qz - Ab - An - Or - H_2O behandelt. Hier wollen wir nun Ergebnisse von Hydrothermal-Experimenten kennenlernen, mit denen das Schmelzverhalten natürlicher Tonsteine, Grauwacken und anderer klastischer Sedimentgesteine untersucht wurde (zusammenfassend dargestellt von Winkler 1979). Derartige Gesteine werden bei der prograden Gesteinsmetamorphose zu Glimmerschiefern und Paragneisen umgeprägt. Die experimentell erzeugten Schmelzerscheinungen geben wichtige Hinweise auf die natürlichen Bildungsmechanismen von Migmatiten.

Aus einem natürlichen Ton entsteht im Experiment unter einem H_2O -Druck von 2 kbar eine anatektische Schmelze von leukogranitischer Zusammensetzung bei einer Temperatur zwischen 700 und 720 °C. (In Analogie zu Abb. 18.9, S. 294 nimmt diese Temperatur bei steigendem H_2O -Druck merklich ab). Bei 730 °C waren bereits 40–50 % des Tons aufgeschmolzen, wobei die kotektische Erstschnmelze stets ärmer an Al_2O_3 , jedoch reicher an SiO_2 und an Alkalien ist als der ursprüngliche Ton. Mit ansteigender Temperatur änderte sich die Schmelzzusammensetzung von leukogranitisch über normalgranitisch zu granodioritisch. Bei 810 °C war aus dem ehemaligen Ton bereits bis zu 80 % Schmelze entstanden. Der nicht aufgeschmolzene metamorphe Rest des ehemaligen Tons bestand

aus An-reichem Plagioklas und verschiedenen dunklen Gemengteilen als Reaktionsprodukten.

Grauwacken besitzen höhere Alkaligehalte als Tone. Sie begannen deshalb unter dem gleichen H_2O -Druck bereits bei 685 °C zu schmelzen, weil sich ihr Qz - Ab - Or -Verhältnis unter einem Druck von 2 kbar näher am Temperaturminimum M (Abb. 18.3, S. 289) befindet. Mit ansteigender Temperatur änderte sich die Zusammensetzung der Schmelze wie im Fall des Tons von leukogranitisch über normalgranitisch zu tonalitisches. Bei etwa 780 °C waren 70–95 % der ehemaligen Grauwacke aufgeschmolzen.

Ähnliche experimentelle Ergebnisse wurden an verschiedenen Biotit-führenden Meta-Sedimenten erhalten. So setzte bei einem Staurolith- und Granat-führenden Metapelite aus dem Spessart die partielle Aufschmelzung unter einem H_2O -Druck von 7 kbar bei einer Temperatur von rund 660 °C ein. Das entspricht annähernd der Temperatur an der Soliduskurve eines Gemenges von Plagioklas (An 30) + Quarz + H_2O im Modellsystem Qz - Ab - An - H_2O (Johannes u. Holtz 1996, Abb. 6.1).

Auf *Orthogneise* granitischer Zusammensetzung lässt sich das vereinfachte Modellsystem Qz - Ab - Or - H_2O anwenden; in diesem beträgt die Temperatur des Schmelzminimums bei $P_{H_2O} = 5$ kbar etwa 640 °C (Abb. 18.3).

Die granitischen Erstschnmelzen, die mit Erreichen der Solidus-Temperatur in einem metamorphen Gestein entstanden sind, kristallisieren zu einem Gemenge aus Quarz + Kalifeldspat + Plagioklas aus; sie bilden die Leukosome eines Migmatits. Diese sind im Vergleich zum Paläosom an SiO_2 , Na_2O und K_2O angereichert, während gleichzeitig FeO , MgO und CaO im Melanosom relativ zunehmen.

Wie die experimentellen Untersuchungen im einfachen Modellsystem gezeigt haben, sind diese Erstschnmelzen an H_2O gesättigt. Dabei sinkt mit steigender Temperatur der H_2O -Gehalt, der notwendig ist, um die Schmelze mit H_2O zu sättigen; dementsprechend kann der Aufschmelzgrad zunehmen (Abb. 18.6, S. 291). Bei einem ursprünglichen H_2O -Gehalt von 2 Gew.-% und einem Gesamtdruck von 5 kbar, können am Solidus bei 645 °C nur 20 % Schmelze gebildet werden, da 10 Gew.-% H_2O für die Sättigung nötig sind; demgegenüber beträgt der Schmelzanteil bei 785 °C bereits 50 %, bei 880 °C sogar 100 %, da der für die Sättigung notwendige H_2O -Anteil auf 4 bzw. 2 Gew.-% gesunken ist. Das für diesen partiellen Schmelzvorgang erforderliche H_2O stammt aus Entwässerungsreaktionen bei der prograden Metamorphose (Abschn. 25.2.2, S. 433ff), die z. T. noch unterhalb der Solidus-Temperatur abgelaufen sind oder während des Aufschmelzens oberhalb der Solidus-Temperatur im Melanosom ablaufen. Dementsprechend bestehen Melanosome von Migmatiten größtenteils aus H_2O -freien Mafiten als Mineralneubildungen neben verbliebenen mafischen Mineralresten.

Paragenesen mit (OH)-haltigen Mineralen können auch bei sehr geringer H_2O -Aktivität oder ohne Anwesenheit eines freien, H_2O -reichen Fluids partiell aufschmelzen. Diesen Vorgang bezeichnet man als *Dehydratationsschnmelzen*. Ein Beispiel ist der Abbau von Muscovit in Gegenwart von Quarz und Albit nach Reaktion (25.11a)

(Abb. 25.10, S. 437), der bei einem Gesamtdruck von 5 kbar bei ca. 660 °C abläuft. Demgegenüber erfordert das Dehydratationsschmelzen von Biotit oder Amphibol deutlich höhere Temperaturen. So schmelzen Amphibolite druckabhängig erst über ca. 800 °C und bringen zudem mengenmäßig weniger Leukosom hervor als Metapelite oder gar Metagrauwacken. Deswegen werden Amphibolite – ebenso wie Quarzite und Kalksilikat-Gesteine – meist von der Anatexis verschont; in Migmatit-Gebieten trifft man sie häufig als kaum veränderte Einschlusskörper, sog. Resisters, an.

24.5.3 Stoffliche Bilanz bei der Entstehung von Migmatiten

In seinen klassischen Arbeiten zur Genese der Migmatite im Schwarzwald hatte Mehnert (zusammengefasst 1971) das Modell der pauschalen Stoffkonstanz entwickelt. Danach würde für den einfachen Fall der partiellen In-situ-Anatexis gelten:

$$\text{Paläosom} = \text{Leukosom} + \text{Melanosom}$$

(Abb. 24.29). Schon Mehnert war jedoch klar, dass die Verhältnisse meist viel komplizierter sind. Insbesondere treten in Migmatiten sehr häufig Leukosome auf, die nicht an Ort und Stelle gebildet wurden, sondern von außerhalb, insbesondere aus tieferen Krustenteilen zugeführt wurden. Diese Leukosome wurden auch als *Entekte* bezeichnet, im Gegensatz zu den in situ gebildeten *Ektekten*. Da eine sichere Unterscheidung zwischen diesen beiden

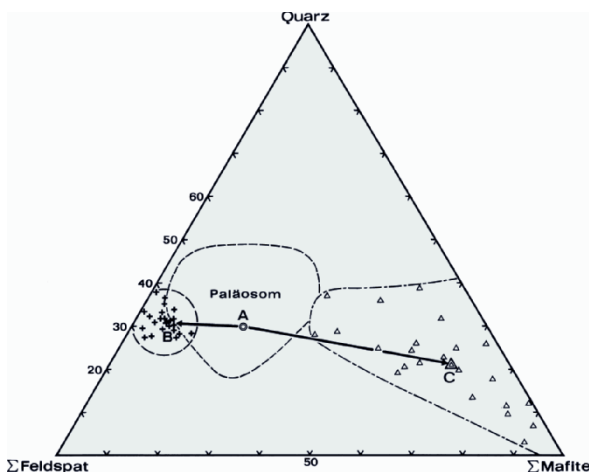


Abb. 24.29. Der Modalbestand von Metatexiten aus dem Schwarzwald im Konzentrationsdreieck Quarz–Σ Feldspat–Σ Mafite (Vol.-%). A Biotit-Plagioklas-Gneis als Paläosom: Altbestand; B granitähnliche Leukosome: Metatekte; C Melanosome: dunkle Restgesteinspartien (Restite). Die Mittelwerte (*große Signaturen*) liegen auf einer annähernd geraden Verbindungslinie B–C. Dieses Ergebnis spricht für einen Sonderungsprozess $A \rightarrow B + C$ (s. hierzu auch Abb. 24.27). (Nach Mehnert 1971, mit freundlicher Genehmigung des Verlags Elsevier)

Typen nicht immer möglich ist, sollte man eher den neutraleren Ausdruck Metatekt verwenden. Das sicherste Kriterium ist der dunkle Restit-Saum, von dem typische Ektekte oft begleitet werden, was bei Entekten nicht der Fall ist. Man muss jedoch auch damit rechnen, dass in situ gebildete Metatekte auf Quarz-Feldspat-reiche Lagen zurückgehen, die bereits *primär* im sedimentären Ausgangsgestein als sandige Lagen vorhanden waren, z. B. in einem Sedimentpaket mit gradierter Schichtung. In diesem Falle käme es bei geeigneten P - T - $a_{\text{H}_2\text{O}}$ -Bedingungen zu selektiver Aufschmelzung, während die benachbarten glimmerreichen (ehemals tonigen) Lagen noch nicht schmelzen (Johannes 1988). Dabei können durchaus in-situ-Leukosome ohne ausgeprägten Restit-Saum entstehen. Eine weitere, zusätzliche Möglichkeit zur selektiven Anatexis ist ein kanalisierter Fluidfluss, durch den die H_2O -Aktivität lagenweise erhöht wird. Stoffbilanzrechnungen in Migmatit-Gebieten sind also keine triviale Angelegenheit (z. B. Olsen in Ashworth 1985).

Darüber hinaus könnte bei der Migmatisierung auch ein lokal begrenzter metasomatischer Stoffaustausch stattfinden; doch ist mit der Wirksamkeit regionaler „metasomatischer Fronten“, die in der Diskussion um die Entstehung von Migmatiten und Graniten um die Mitte des 20. Jahrhunderts eine Rolle gespielt haben, nicht zu rechnen.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, dass zumindest S-Typ-Granite in tieferen Krustenteilen durch partielle Anatexis von hochmetamorphen Sedimenten entstehen. Allerdings wurde bisher nur selten eine direkte räumliche Verbindung zwischen Migmatiten und Granitplutonen und damit ein unmittelbarer genetischer Zusammenhang nachgewiesen. Das überzeugendste Beispiel ist das Trois-Seigneurs-Massiv in den französischen Pyrenäen (Wickham 1987). Wie wir in Abschn. 15.2.2 (S. 249f) gesehen haben, entstehen granitische Magmen darüber hinaus über einen mehrstufigen Prozess: Dehydratationsschmelzen von Amphibolit in tiefen Krustengebieten führt zunächst zur Bildung tonalitischer Magmen, während basische Pyroxengranulite als Restite zurückbleiben. In einem zweiten Schritt schmelzen die Unterkrusten-Tonalite auf; es entstehen Granit-Magmen und granulitische Restgesteine.

24.6 Metasomatose

Nur in besonderen, wenn auch nicht seltenen Fällen kommt es im Zusammenhang mit der Gesteinsmetamorphose zu Umsetzungen und Austauschreaktionen mit überkritischen Fluiden oder hydrothermalen Lösungen, die sich auf den Korngrenzen zwischen den Mineralkörnern als Intergranularfilm bewegen. Sie können lokal einen erheblichen Stoffaustausch, d. h. eine Zufuhr und/oder Abfuhr von chemischen Komponenten bewirken, wobei das betroffene Gestein im

Wesentlichen im festen Zustand verbleibt. Ein solcher Vorgang wird als *Metasomatose* bezeichnet. Demgegenüber ist die intrakristalline Diffusion von Ionen, Atomen oder Ionengruppen innerhalb der Mineralkörner ein viel zu langsamer Vorgang, um einen effektiven Stoffaustausch zu gewährleisten.

Metasomatose-Prozesse sind meist eine zeitliche Nachwirkung oder räumliche Fernwirkung magmatischer Vorgänge. So finden sie bevorzugt im Bereich einer Kontaktmetamorphose statt und werden dann als Kontaktmetasomatose bezeichnet. Hier können die Stoffumsätze lokal sehr groß sein. Haben derartige Vorgänge im Anschluss an die magmatische Kristallisation innerhalb des Magmatitkörpers selbst stattgefunden, so spricht man von einer Autometasomatose.

Auch bei der Bildung von Migmatiten können lokal metasomatische Vorgänge auftreten. Demgegenüber läuft die Regionalmetamorphose meist ohne größere Stoffverschiebungen ab. Allerdings muss man berücksichtigen, dass insbesondere H₂O-reiche Fluide, die bei Entwässerungsreaktionen freigesetzt werden, chemische Komponenten aus dem Gestein lösen und wegtransportieren können, so dass das Modell einer isochemischen Metamorphose nicht immer streng erfüllt ist. Bei Metasomatose-Prozessen besitzt H₂O als Transportmittel für weniger mobile Komponenten oder als Reaktionspartner eine große Bedeutung.

24.6.1

Kontaktmetasomatose

Bor-, Fluor- und Chlor-Metasomatose

Bei der Besprechung der periplutonischen Kontaktmetamorphose (Abschn. 24.2.1, S. 386ff) hatten wir bereits Beispiele von periplutonischer Kontaktmetasomatose beschrieben; daher werden sie an dieser Stelle nur kurz erwähnt. Das gilt auch für den Fall einer Bor- und einer Bor-Fluor-Metasomatose mit Bildung von Turmalin und Topas in Kontaktaureolen des westerzgebirgischen Granitmassivs. Hier und in zahlreichen anderen Vorkommen stammen die flüchtigen B- und F-Verbindungen aus den Restdifferentiaten eines Granitplutons. Bekannt sind insbesondere die intensiven Turmalinisierungszonen innerhalb mehrerer Granitanschnitte und deren Kontaktaureolen in Cornwall. Verdrängungsvorgänge haben hier und an anderen Orten mitunter zu monomineralischen Turmalinfelsen geführt. Turmalin und Topas verdrängen meist nicht nur den Hornfels, sondern auch randliche Teile des Granits selbst und dessen Gangfolge, besonders Aplitgänge. Hieraus schließt man, dass die Metasomatose erst nach der Platznahme und Kristallisation des Plutons bei der periplutonischen Kontaktmetamorphose erfolgte.

Im Unterschied hierzu beobachtet man gelegentlich an den Kontakten von Gabbrokörpern den Einfluss einer *Chlor-Metasomatose*, die zur Bildung von Skapolith (S. 175), Chlorapatit und anderen Cl-haltigen Mineralen führt. Bekannt hierfür ist das Vorkommen von Bamble in Südnorwegen. Bei dem Skapolithisierungs-Prozess muss es gleichzeitig zu einer Na-Metasomatose gekommen sein.

Bildung von Skarnen und Skarnerz-Lagerstätten

Karbonatgesteine sind besonders reaktionsfähig. Unter dem Einfluss metasomatischer Stofftransporte, bei denen hauptsächlich Si, Al, Fe und Mg zugeführt werden, entstehen *Skarne* mit charakteristischen Ca-Mg-Fe-Mineralen wie Grossular-Andradit-Granat, Diopsid-Hedenbergit, Wollastonit, Tremolit-Aktinolith, Epidot, Vesuvian u. a. Dort, wo die Fluide auch Schwermetalle transportierten, führte metasomatischer Stoffaustausch zur Bildung von *Skarnerz-Lagerstätten*, in denen vorwiegend sulfidische oder oxidische Erzminerale, wie Pyrrhotin, Pyrit, Sphalerit, Galenit und Chalkopyrit sowie Magnetit und Hämatit in meist unregelmäßigen Verdrängungskörpern angereichert wurden (Abschn. 21.3.1, S. 320f). Daneben kam es andernorts zur Bildung hochhydrothormaler Imprägnationen mit Anreicherung von Wolframit, Molybdänit und Kassiterit. An Stelle von Wolframit tritt in kontaktmetasomatisch verdrängten Karbonatgesteinen naturgemäß das Ca-Wolframat Scheelit auf. Die wirtschaftlich wichtigsten Skarnlagerstätten sind in Tabelle 21.1 (S. 321) zusammengestellt. Ähnlichkeiten mit Skarnerz-Lagerstätten haben die polymetamorphen Sulfiderz-Lagerstätten des baltischen Schildes, die einst eine sehr große Bedeutung hatten, wie Falun in Mittelschweden und Boliden in Nordschweden.

Alkali-Metasomatose

Die Alkalimetasomatose mit Zufuhr von Na und K kann ein besonderes petrologisches Interesse beanspruchen. Vorzugsweise neigen Alkali- und Karbonatit-Magmen zu einem derartigen metasomatischen Stoffaustausch mit ihrer Umgebung.

Bekannt hierfür ist besonders der Fen-Distrikt in Südnorwegen, wo die mittelproterozoischen Granitgneise der Telemark-Serie vor ca. 580 Ma durch die Intrusion von Foidolithen, insbesondere Ijolithen (Abschn. 11.2.2, S. 208) und Nephelin-Syeniten, von Karbonatiten und von ultramafischen Alkali-Lamprophyren in mehreren Stadien kontaktmetasomatisch umgewandelt wurden. Dabei entstanden Na-Pyroxene wie Ägirin und Ägirinaugit, Na-Amphibole wie Riebeckit, Magnesio-Arvedsonit und (Ferro-)Richterit Na₂Ca(Mg,Fe)₃[(OH,F)₂/Si₈O₂₂], Phlogopit, Stilpnomelan sowie Alkalifeldspäte, insbesondere Perthit mit variablem Na/K-Verhältnis und fast reiner Albit (Kresten und Morogan 1986; Andersen 1989). Brögger (1921), der diese Vorgänge erstmals untersucht hatte, bezeichnete das Endprodukt dieser Na-Metasomatose als Fenit und den Vorgang als Fenitisierung.

Durch hydrothermale Aktivität kam es im Fen-Gebiet zu bauwürdigen Konzentrationen von Hämatit im Karbonatit („Rödberg“). Von 1652 bis 1927 wurden fast 1 Mio. t Eisenerz mit durchschnittlich 50 % Fe, 0,45 % P und 1–2 % Mn gefördert. Wirtschaftlich interessant ist auch die Anreicherung von Nb, Y, Th und SEE mit den Mineralen Pyrochlor $(\text{Ca},\text{Na})_2\text{Nb}_2(\text{O},\text{OH},\text{F})_7$, Columbit $(\text{Fe},\text{Mn})(\text{Nb},\text{Ta})_2\text{O}_6$, Monazit $\text{Ce}[\text{PO}_4]$, Synchronit $\text{Ca}(\text{Y},\text{Ce},\text{La},\text{Nd})[\text{F}/(\text{CO}_3)_2]$ und Parisit $\text{Ca}(\text{Ce},\text{La},\text{Nd})_2[\text{F}_2/\text{CO}_3]_3$. Trotz beachtlicher Reserven wurde diese Vererzung nur in dem kurzen Zeitraum zwischen 1953 und 1965 auf Niob abgebaut, wobei die Gewinnung von zunächst 1,23 t auf zuletzt 2,73 t Nb_2O_5 anstieg.

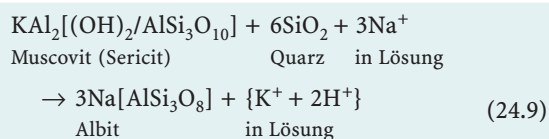
Vorgänge der Fenitisierung sind auch von zahlreichen anderen Stellen beschrieben worden, besonders um Karbonatitkörper. Viele Gemeinsamkeiten mit dem Fen-Distrikt weist z. B. das klassische Vorkommen auf der Insel Alnö vor der schwedischen Ostsee-Küste auf.

Ein interessantes Beispiel für Fenitisierung ist das Natursteinvorkommen „Namibia Blue“ bei Swartbooisdrif an der Nordgrenze Namibias, das sich derzeit im Abbau befindet. Hier wurden die Anorthosite des proterozoischen Kunene-Intrusiv-Komplexes durch Alkalireiche Lösungen, die von Karbonatiten abstammen, metasomatisch umgewandelt, wobei sich tiefblauer Sodalith neben Albit, Cancrinit $(\text{Na},\text{Ca},\square)_8[(\text{CO}_3,\text{SO}_4)_2/(\text{AlSiO}_4)_6] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, Muscovit, Biotit und zahlreichen seltenen Mineralen bildete (Drüppel et al. 2005).

Sanidinite sind pyrometamorph überprägte Glimmerschiefer und Phyllite, die unter dem Einfluss von Alkalimagneten eine intensive Alkali-Metasomatose erfahren haben. Dabei kam es insbesondere zur Neubildung von Na-Sanidin, aber auch von Ägirin und Na-Amphibolen. Typusregion ist das pleistozäne Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel, wo leuchtend weiß gefärbte Sanidinite als vulkanische Auswürflinge in Alkalibasalten und Foiditen sowie deren Tuffen auftreten.

Alkali-, speziell *K-Metasomatose*, beobachtet man gelegentlich auch im Kontaktbereich von Granit-Intrusionen oder in Einschlüssen im Granit (Abb. 24.30). Sie macht sich durch Bildung von Kalifeldspat-Porphyrblasten bemerkbar, die gegen den Granit hin an Größe und Menge zunehmen. Eine derartige Kalifeldspatisierung wurde auch an einem Granitmassiv des südlichen Schwarzwalds beschrieben.

Als Prozess der *Na-Metasomatose* wurde die reichliche Neubildung von Albit gedeutet, die am Kontakt von Basalt-Lagergängen in angrenzenden Tonschiefern stattfinden kann, wobei allochemische Reaktionen vom Typ



ablaufen. Dabei entstehen zunächst fleckige *Spilosite*, bei stärkerer kontaktmetamorpher Veränderung hornfelsartig dichte und splittrig brechende *Adinole* oder gebänderte *Desmosite*. Als Na-Quelle wird das kristallisierende Basaltmagma angesehen, das allerdings meist keine

auffallend hohen Na-Gehalte aufweist. Eine alternative Erklärung gibt Grünhagen (1980) für die Adinolbildung im nordöstlichen Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). Danach sind die Basaltgänge in diagenetisch nur schwach verfestigte Sedimente intrudiert, die noch einen hohen Anteil von NaCl-haltigem Porenwasser enthielten, das durch die Wärmezufuhr bei der Intrusion mobilisiert wurde. Dementsprechend wäre in diesem Falle die Albitisierung nicht durch eine *externe* Na-Metasomatose ausgelöst worden, sondern durch *internen* Stoffaustausch zwischen Sediment und Porenwasser.

Bildung von Smaragd- und Alexandrit-Lagerstätten in Blackwalls

Sehr deutliche, wenn auch in ihrem räumlichen Ausmaß recht begrenzte metasomatische Stoffwanderungen treten am Kontakt von Serpentiniten mit leukokraten Gesteinen, insbesondere mit Graniten, Pegmatiten oder Gneisen auf. Dabei entstehen nahezu monomineralische Reaktionszonen mit der Abfolge Serpentin → Talkschiefer → Aktinolithschiefer → Chloritschiefer → Biotit- oder Phlogopitschiefer → Granit/Pegmatit/Gneis. Die auffällig dunklen Biotit- und Chloritsäume werden als *Blackwalls* bezeichnet. Treibende Kraft für diesen Vorgang ist die starke Differenz im chemischen Potential der beteiligten Komponenten, die bei ihrer Stoffwanderung eine unterschiedlich Reichweite erkennen lassen: $\text{Si} > \text{Ca} > \text{Al} > \text{K}$. Außerdem kann sich im Granit- bzw. Pegmatitgang der SiO_2 -Entzug (Desilizierung) durch einen modalen Verlust an Quarz bis zum Auftreten von Korund bemerkbar machen.

Die Migration von mobilen Nebenelementen lässt innerhalb der Phlogopitzone Apatit und Turmalin entstehen. In einzelnen Fällen ist in den granitischen Stoffbeständen das seltene Element Beryllium so weit angereichert, dass farbloser Beryll und/oder Chrysoberyll kristallisieren können. Wanderung des mobilen Be in das

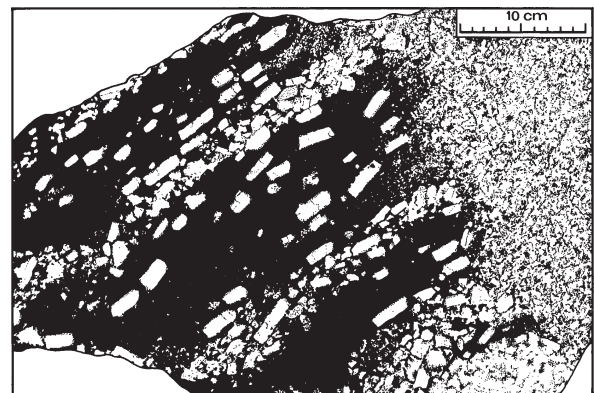


Abb. 24.30. Kalifeldspatblastese durch Kalizufuhr in einem Amphibolit-Einschluss im Granodiorit von Tittling im Bayerischen Wald. (Nach Mehnert 1971, mit freundlicher Genehmigung des Verlags Elsevier)

ultrabasische Nebengestein kann dann zur Bildung der grün gefärbten Varietäten Smaragd und Alexandrit führen, wobei Chrom als färbendes Spurenelement aus dem Serpentin stammt (Abb. 24.31). Dieses Zusammentreffen von zwei chemischen Elementen, die sonst nicht gemeinsam vorkommen, wurde erstmals von dem russi-



Abb. 24.31. Smaragd in Talkschiefer, Mingora, Pakistan. Bildbreite 3 cm. Mineralogisches Museum der Universität Würzburg. (Foto: K.-P. Kelber)

schon Geochemiker Alexander Fersmann (1929) im berühmten Smaragd-Vorkommen der Tokowoja im Ural (Abb. 24.32) beschrieben und interpretiert. Vergleichbarer Entstehung ist die Smaragd-Alexandrit-Lagerstätte der Novello Claims (Simbabwe). Auch das Smaragd-Vorkommen im Habachtal (Hohe Tauern), das allerdings kaum schleifwürdige Steine, aber schöne Sammlerstufen liefert, weist eine typische Blackwall-Zonierung auf, wobei die Be-Träger keine Pegmatite, sondern Granat-Glimmerschiefer und Biotit-Albit-Gneise sind.

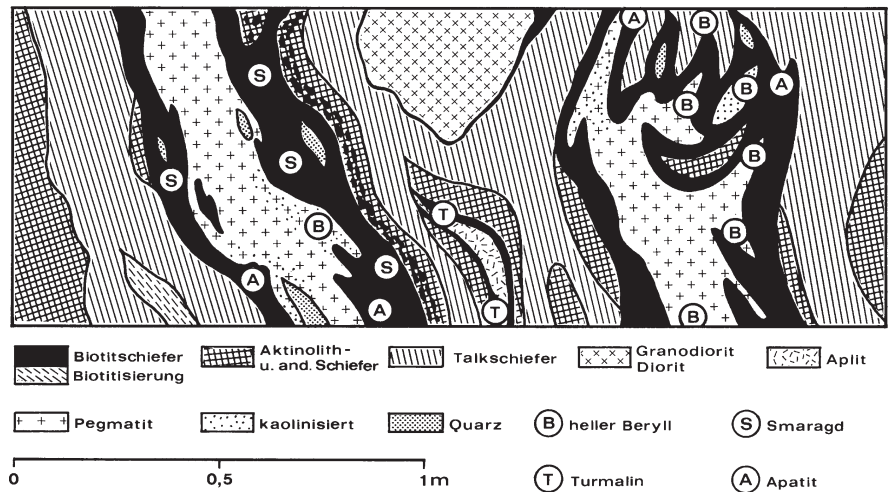
24.6.2 Autometasomatose

Unter Autometasomatose verstehen wir alle stofflichen Umsetzungen innerhalb eines Magmatikörpers im Anschluss an dessen Auskristallisation.

Dabei wirken Fluide unterschiedlicher Temperatur ein, die Restdifferentiate der magmatischen Kristallisation darstellen (vgl. Abschn. 20.1, 21.2). Bei niedrigeren Temperaturen (<100 °C) können autometasomatische Umwandlungen auch durch Thermalwässer erzeugt werden.

Hochhydrothermale Bildungen: Das sind *Kassiterit-Vererzungen*, die an die Dachregion von Granitplutonen gebunden sind. Die betreffenden Teile des Granits sind in Topas- oder Turmalingreisen umgewandelt worden (Abschn. 21.2.1, S. 317). Zur *niedriger temperierten* Autometasomatose mit hydrothermalen und thermalen Einwirkungen gehören Vorgänge der Propylitisierung, Sericitisierung und Kaolinisierung, die bei der Bildung von Porphyry Copper Ores (Abschn. 21.2.4, S. 319) eine wichtige Rolle spielen, ferner die Alunitisierung unter Bildung von Alunit $KAl_3[(OH)_6/(SO_4)_2]$, die Zeolithisierung, Karbonatisierungserscheinungen, Verkieselungen und die autometasomatischen Serpentinisierungs-Vorgänge.

Abb. 24.32. Metasomatische Reaktionszonen (Blackwalls) zwischen Pegmatitgängen und Serpentin. Profil durch die Smaragd-Lagerstätte Tokowoja im Ural. (Nach Fersmann 1929, umgezeichnet nach Schneiderhöhn 1961)



Zitierte Literatur

- Abu El-Enen, MM, Okrusch M, Will TM (2004) Contact metamorphism and metasomatism at a dolerite-limestone contact in the Gebel Yelleq area, Northern Sinai, Egypt. *Mineral Petrol* 81:135–164
- Altherr R, Kreuzer H, Wendt I, Lenz H, Wagner GA, Keller J, Harre W, Höhndorf A (1982) A Late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece). *Geol Jahrb* E23:97–164
- Andersen T (1989) Carbonatite-related contact metasomatism in the Fen complex, Norway: Effects and petrogenetic implications. *Mineral Mag* 53:395–414
- Barrow G (1893) On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the southern Highlands of Scotland, and its accompanying metamorphism. *Quart J Geol Soc London* 49:330–358
- Barrow G (1912) On the geology of lower Dee-side and the southern Highland Border. *Proc Geol Assoc* 23:274–290
- Becke F (1903) Über Mineralbestand und Struktur der Kristallinen Schiefer. *Denkschr Akad Wiss Wien* 75:97 ff.
- Bose K, Ganguly J (1995) Quartz-coesite transition revisited: Reversed experimental determination at 500–1200 °C and retrieved thermodynamical properties. *Am Mineral* 80:231–238
- Brögger WC (1921) Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. *Norsk Vidensk Selsk Skr I, Math Naturv kl No 9*, Oslo
- Chao ECT, Shoemaker EM, Madsen BM (1960) First natural occurrence of coesite. *Science* 133:882
- Chatterjee ND (1974) Synthesis and upper thermal stability limit of 2M-margarite, $\text{CaAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 54:753–767
- Chatterjee ND, Johannes W (1974) Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M₁-muscovite, $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$. *Contrib Mineral Petrol* 48:89–114
- Coombs DS (1961) Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian J Sci* 24:203–215
- Dietrich RV, Mehnert KR (1961) Proposal for the nomenclature of migmatites and associated rocks. 21st Internat Geol Congr Norden, Copenhagen 1960, *Proc* 14:56–67
- Drüppel K, Hoefs J, Okrusch M (2005) Finitizing processes induced by ferrocarbonatite magmatism at Swartbooisdrif, NW Namibia. *J Petrol* 46:377–406
- El Goresy, A, Gillet P, Chen M, Kunstler F, Graup G, Stähle V (2001a) In situ discovery of shock-induced graphite-diamond phase transition in gneisses from the Ries crater, Germany. *Am Mineral* 86:611–621
- El Goresy A, Chen M, Gillet P, Dubrovinsky L, Graup G, Ahuja R (2001b) A natural shock-induced dense polymorph of rutile with α -PbO₂ structure in the suevite from the Ries Crater in Germany. *Earth Planet Sci Letters* 192:485–495
- El Goresy A, Chen M, Dubrovinsky L, Gillet P, Graup G (2001c) An ultradense polymorph of rutile with seven-coordinated titanium from the Ries Crater. *Science* 293:1467–1470
- El Goresy A, Dubrovinsky LS, Gillet P, Mostefaoui S, Graup G, Drakopoulos M, Simionovici AS, Swamy V, Masaitis VL (2003) A novel cubic, transparent and superhard polymorph of carbon from the Ries and Popgai Craters: Implications to understanding dynamic-induced natural high-pressure phase transitions in the carbon system. *Lunar Planet Sci* 34 (CD-ROM)
- Elliott DS (1973) Diffusion flow laws in metamorphic rocks. *Geol Soc America Bull* 84:2645–2664
- Engelhardt W von (1960) *Der Porenraum der Sedimente*. Springer, Berlin Göttingen Heidelberg
- Engelhardt W von, Arndt J, Stöffler D, Müller WF, Jeziorowski H, Gubser RA (1967) Diaplektische Gläser in den Breccien des Ries von Nördlingen als Anzeichen der Stoßwellenmetamorphose. *Contrib Mineral Petrol* 15:93–107
- Eskola P (1939) Die metamorphen Gesteine. In: Barth TFW, Correns CW, Eskola P (1939) Die Entstehung der Gesteine. Springer Berlin, 3. Teil, S 263–407 (Reprint 1970)
- Feenstra A (1985) Metamorphism of bauxites on Naxos, Greece. *Geologica Ultraiectina* 39:1–206, Alblasterdam, Niederlande
- Fersmann AE (1929) Geochemische Migration der Elemente. III. Smaragdgruben im Uralgebirge. *Abhandl Prakt Geol Bergwirtschaftslehre* 18:74–116
- French BM, Short NM (eds) (1968) Shock metamorphism of natural materials. Mono Book Corp, Baltimore
- Frey M (ed) (1987) Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow
- Fritsch W, Meixner H, Wieseneder H (1967) Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. *Neues Jahrb Mineral Monatsh* 1967:364–376
- Gall H, Müller D, Stöffler D (1975) Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfsmassen des Impaktkraters Nördlinger Ries. *Geol Rundschau* 64:915–947
- Gault DE, Quaide WL, Overbeck VR (1968) Impact cratering mechanics and structures. In: French and Short (1968)
- Gillis KM, Thompson G (1993) Metabasalts from the Mid-Atlantic Ridge: New insights into hydrothermal systems in slow-spreading crust. *Contrib Mineral Petrol* 113:502–523
- Grünhagen H (1980) Petrographie und Genese der Adinole an einem Diabaskontakt im nordöstlichen Sauerland. *Neues Jahrb Mineral Abhandl* 140:253–272
- Haas H (1972) Diaspore-corundum equilibrium determined by epitaxis of diaspore on corundum. *Am Mineral* 57:1375–1385
- Hamilton WB (1998) Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precamb Res* 91:143–179
- Harker A (1932) *Metamorphism*. 2nd edn 1939, 3rd edn 1950, reprint 1974. Methuen, London
- Harrassowitz H (1927) Anchemetamorphose, das Gebiet zwischen Oberflächen- und Tiefenumwandlung der Erdkruste. *Oberhess Ges Natur- und Heilkunde Gießen, Naturwiss Abt Ber* 12:9–15
- Holdaway MJ, Mukhopadhyay B (1993) A reevaluation of the stability relations of andalusite: Thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates. *Am Mineral* 78:298–315
- Holland TJB (1980) The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200 °C. *Am Mineral* 65:129–134
- Humphris SE, Thompson G (1978) Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochim Cosmochim Acta* 42:127–136
- Jaeger JC (1957) The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet. *Am J Sci* 255:306–318
- Jaeger JC (1959) Temperatures outside a cooling intrusive sheet. *Am J Sci* 257:44–54
- Jansen JBH, Schuiling ED (1976) Metamorphism on Naxos: Petrology and geothermal gradients. *Am J Sci* 276:1225–1253
- Johannes W (1988) What controls partial melting in migmatites? *J Metam Geol* 6:451–465
- Johannes W, Holtz F (1996) *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer, Heidelberg, Berlin New York
- Jung S, Mezger K (2001) Geochronology in migmatites – a Sm-Nd, U-Pb and Rb-Sr study from the Proterozoic Damara Belt (Namibia): implications for polyphase development of migmatites in high-grade terranes. *J Metam Geol* 19:77–97
- Kleber W, Bausch H-J, Bohm J (1998) *Einführung in die Kristallographie*, 18. Aufl. Verlag Technik Berlin
- Kresten P, Morogan V (1986) Finitization at the Fen complex, southern Norway. *Lithos* 19:27–42
- Kukla PA, Kukla C, Stanistreet IG, Okrusch M (1990) Unusual preservation of sedimentary structures in sillimanite-bearing metaturbidites of the Damara Orogen, Namibia. *J Geol* 98:91–99

- Kukla C, Kramm U, Kukla PA, Okrusch M (1991) U-Pb monazite data relating to metamorphism and granite intrusion in the north-western Khomas Trough, Damara Orogen, central Namibia. *Communs Geol Surv Namibia* 7:49–54
- Langenhorst F, Deutsch A (1998) Minerals in terrestrial impact structures and their characteristic features. In Marfunin AS (ed) *Mineral matter in space, mantle, ocean floor, biosphere, environmental management, and jewelry*. *Advanced Mineralogy* vol 3: 95–119
- Lippmann F (1977) Diagenese und beginnende Metamorphose bei Sedimenten. *Bull Acad Serbe Sci Nat, T LVI*, No 15
- Melson WG, Andel TH van (1966) Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22° N latitude. *Marine Geol* 4:165–186
- Miyashiro A (1972) Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Am J Sci* 272:629–656
- Miyashiro A, Shido F, Ewing M (1970) Petrologic models for the Mid-Atlantic Ridge. *Deep Sea Res* 17:109–123
- Miyashiro A, Shido F, Ewing M (1971) Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N. *Phil Trans Roy Soc London A* 268:589–603
- Möller A, Appel P, Mezger K, Schenk V (1995) Evidence for a 2 Ga subduction zone: Eclogites in the Usagaran belt of Tanzania. *Geology* 23:1067–1070
- Okrusch M, Bröcker M (1990) Eclogites associated with high-grade blueschists in the Cycladic archipelago, Greece: A review. *Eur J Mineral* 2:451–478
- Phillips FM, Zreda MG, Smith SS, Elmore D, Kubik PW, Dorn RI, Roddy DJ (1991) Age and geomorphic history of Meteor Crater, Arizona, from cosmogenic ³⁶Cl and ¹⁴C in rock varnish. *Geochim Cosmochim Acta* 55:2695–2698
- Read HH (1952) Metamorphism and migmatization in the Ythan Valley, Aberdeenshire. *Trans Edinburgh geol Soc* 15:265–279
- Reitz E (1987) Palynologie in metamorphen Serien: I. Silurische Sporen in einem granatführenden Glimmerschiefer des Vor-Spessart. *Neues Jahrb Geol Paläont Monatsh* 1987:699–704
- Richardson SW (1968) Staurolite stability in a part of the system Fe–Al–Si–O–H. *J Petrol* 9:467–488
- Robyr M, Vonlanthen P, Baumgartner LP, Grobety B (2007) Growth mechanism of snowball garnets from the Lukmanier Pass area (Central Alps, Switzerland): a combined μ CT/EPMA/EBSD study. *Terra Nova* 19:240–244
- Rosenbusch H (1877) *Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone*. *Abhandl Geol Spezialkarte Elsass-Lothringen* 1:80–393
- Sander B (1950) *Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper*, 2. Teil: Die Korngefüge. Springer, Wien
- Sawyer EW, Barnes S-J (1988) Temporal and compositional differences between subsolidus and anatexitic migmatite leucosomes from the Quetico metasedimentary belt, Canada. *J Metam Geol* 6:437–450
- Scharbert HG (1963) Zur Nomenklatur der Gesteine in Granulitfazies. *Tschermaks Mineral Petrol Mitt* (3)8:591–598
- Scheumann KH (1961) „Granulit“, eine petrographische Definition. *Neues Jahrb Mineral Monatsh* 1961:75–80
- Schmid R, Fettes D, Harte B, Davis E, Desmons J, Siivola J (2002) Towards a unified nomenclature in metamorphic petrology. 1. How to name a metamorphic rock. A proposal on behalf of the IUGS Subcomm. on the systematics of metamorphic rocks. Web version of 31.7.2002, 16 pp
- Schmitt RT, Lapke C, Kenkmann T, Stöffler D (2000) Impaktdiamanten aus dem Nördlinger Ries. *Ber Deutsche Mineral Ges, Eur. J Mineral* 12, Beih 1:187
- Schmitt RT, Lapke C, Lingemann CM, Siebenschock M, Stöffler D (2005) Distribution and origin of impact diamonds in the Ries crater, Germany. In Kenkmann T, Hörz F, Deutsch H (eds): *Large meteorite impacts III*. *Geol Soc America Spec Paper* 384: 299–314
- Schneiderhöhn H (1961) *Die Erzlagerstätten der Erde, Bd II. Die Pegmatite*. Fischer, Stuttgart
- Searle M, Hacker BR, Bilham R (2001) The Hindu Kush seismic zone as a paradigm for the creation of ultrahigh-pressure diamond- and coesite-bearing continental rocks. *J Geol* 109:143–153
- Sederholm JJ (1907) Om granit och gneis deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. *Finland Comm Géol Bull* 23, 110 pp
- Seidel E, Kreuzer H, Harre W (1982) A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geol Jahrb* E23:165–206
- Spear FS, Cheney IT (1989) A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂–Al₂O₃–FeO–MgO–K₂O–H₂O. *Contrib Mineral Petrol* 101:149–164
- Stöffler D (1972) Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes. I. Behavior of minerals under shock compression. *Fortschr Mineral* 49:50–113
- Storre B, Karotke E (1972) Experimental data on melting reactions of muscovite in the system K₂O–Al₂O₃–SiO₂–H₂O to 20 Kb water pressure. *Contrib Mineral Petrol* 36:343–345
- Tilley CE (1925) Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. *Quart J Geol Soc London* 81:100–112
- Turcotte DL, Oxburgh ER (1972) Mantle convection and the new global tectonics. *Ann Rev Fluid Mech* 4:33–68
- Utada M (2001) Zeolites in hydrothermally altered rocks. In: Bish DL, Ming DW (eds) *Natural zeolites: Occurrence, properties, applications*. *Rev Mineral Geochem* 45:305–322
- Vallance TG (1965) On the chemistry of pillow lavas and the origin of spilites. *Mineral Mag* 34:471–481
- Voll G, Töpel J, Pattison DRM, Seifert F, eds (1991) *Equilibrium and kinetics in contact metamorphism: The Ballachulish Igneous Complex and its aureole*. Springer, Berlin Heidelberg New York Tokio
- Wenk E (1963) Zur Definition von Schiefer und Gneis. *Neues Jahrb Mineral Monatsh* 1963:97–107
- Wickham SM (1987) Crustal anatexis and granite petrogenesis during low-pressure regional metamorphism: The Trois Seignurs Massif, Pyrenees, France. *J Petrol* 8:127–169
- Winkler HGF (1979) *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 5th edn, Springer, Berlin Heidelberg New York

Phasengleichgewichte und Mineralreaktionen in metamorphen Gesteinen

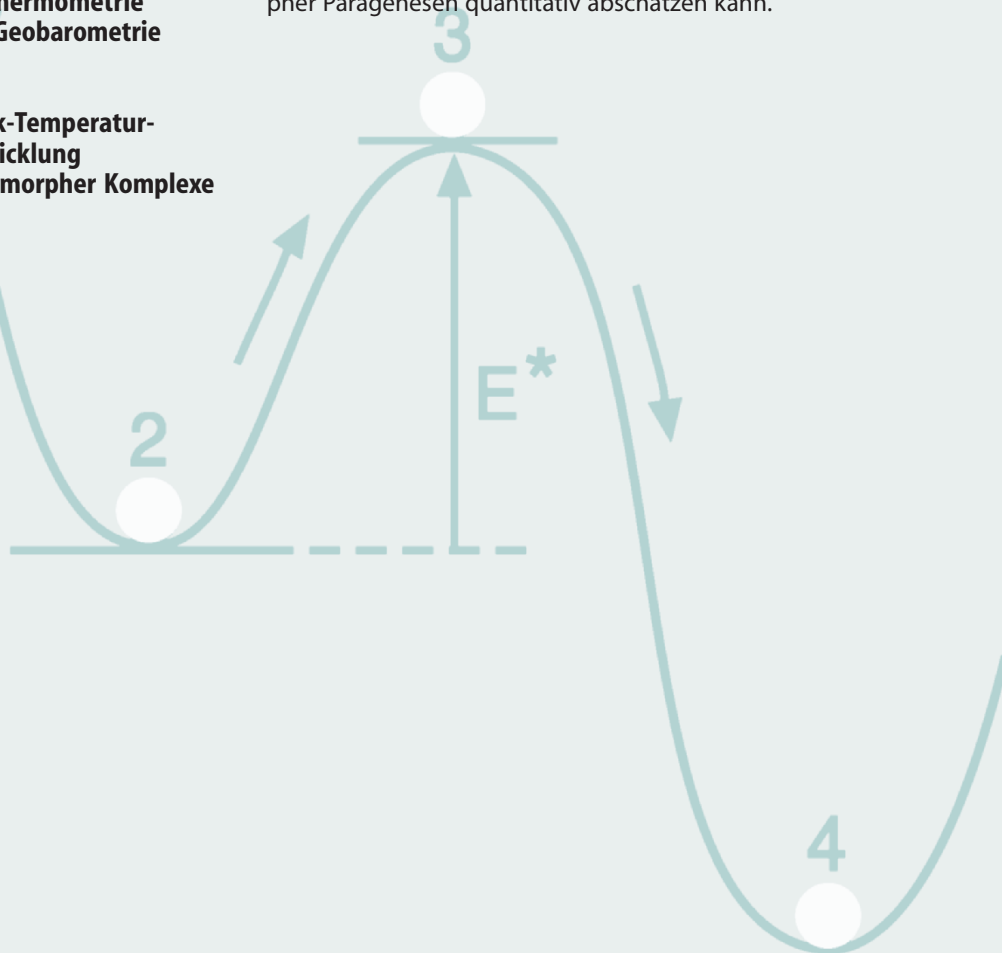
25.1 Gleichgewichtsbeziehungen in metamorphen Gesteinen

25.2 Metamorphe Mineralreaktionen

25.3 Geothermometrie und Geobarometrie

25.4 Druck-Temperatur-Entwicklung metamorpher Komplexe

Wie wir im vorausgehenden Kapitel gezeigt hatten, führt die Gesteinsmetamorphose zu tiefgreifenden Veränderungen im Gefüge und im Mineralbestand von Gesteinen. Durch prograde und retrograde Mineralreaktionen entstehen neue Mineralgesellschaften, die eine schrittweise Anpassung an die sich verändernden P - T -Bedingungen dokumentieren. Dabei kann – zumindest beim Höhepunkt der Metamorphose – ein thermodynamisches Gleichgewicht erreicht oder annähernd erreicht werden, so dass man von *Gleichgewichtsparagenesen* sprechen kann. Im folgenden Kapitel wollen wir wichtige Mineralreaktionen und die dabei entstehenden Paragenesen näher kennenlernen. Darüber hinaus sollen die Methoden diskutiert werden, mit denen man die Stabilitätsbedingungen metamorpher Paragenesen quantitativ abschätzen kann.



25.1

25.1 Gleichgewichtsbeziehungen in metamorphen Gesteinen

25.1.1

Feststellung des thermodynamischen Gleichgewichts

Metamorphe Gesteine sind Produkte einer komplizierten Entwicklung, auf der ein prograder und ein retrograder *P-T*-Pfad durchlaufen wurde. Als Folge davon kann man in den meisten metamorphen Gesteinen unter dem Mikroskop vielfältige Ungleichgewichtsgefüge erkennen, die sich als Ergebnis prograder oder retrograder Reaktions-schritte interpretieren lassen:

- *Zonarbau bei Mischkristallen*, z. B. bei Granat, Amphibolen, Plagioklas oder Epidot, bildet den prograden oder retrograden *P-T*-Pfad ab, kann aber auch durch Elementfraktionierungen bedingt sein, z. B. bevorzugten Einbau von Mn im Granat. Da Granat optisch isotrop ist, kann sein Zonarbau oft nur durch Analysen mit der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) erkannt werden.
- *Mineralrelikte* von magmatischen oder sedimentären Ausgangsgesteinen, von älteren Metamorphose-Ereignissen oder des prograden *P-T*-Pfades können metastabil erhalten sein, meist in Form von Einschlüssen in Porphyroblasten.
- *Reaktionsgefüge* zwischen zwei oder mehreren Mineralarten, oft in Form von Symplektiten oder Reaktionskoronen, weisen meist auf den retrograden *P-T*-Pfad hin (Abb. 25.1).

Ein klarer Hinweis für Ungleichgewichte ist das Nebeneinanderauftreten von inkompatiblen (unverträglichen) Mineralphasen wie z. B. Quarz neben Forsterit, Quarz

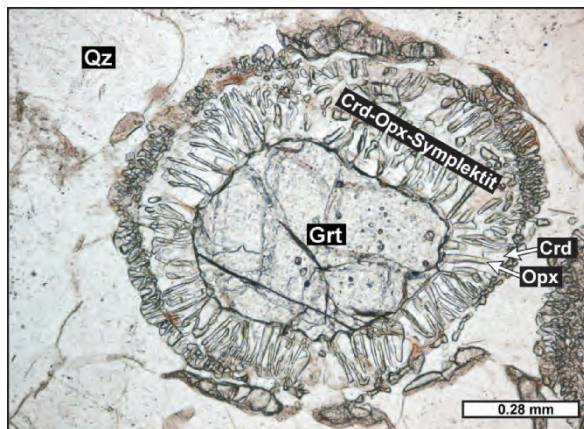


Abb. 25.1. Reaktionskorona von Cordierit (*Crd*) + Orthopyroxen (*Opx*) um Granat (*Grt*) entsprechend der Reaktion Granat + Quarz ($Qz \rightleftharpoons Crd + Opx$). Basischer Granulit, Epupa-Komplex, Namibia (Maßstab auf Bild). 1 Nic. (Foto: Sönke Brandt)

neben Korund oder Graphit neben Hämatit. Die jeweilige Inkompatibilität dieser Mineralpaare wurde experimentell bestätigt.

Demgegenüber lässt sich die Frage, ob im Zuge dieser Entwicklung irgendwann einmal ein thermodynamisches Gleichgewicht eingestellt wurde, – streng genommen – nicht eindeutig beantworten. Wichtigstes Kriterium für eine Gleichgewichtseinstellung sind gemeinsame Kornkontakte zwischen koexistierenden Mineralen. So kann z. B. die Mineralkombination Staurolith + Granat + Biotit + Muscovit + Plagioklas + Quarz in einem Metapelit nur dann als Gleichgewichtsparagenese angesprochen werden, wenn man durch sorgfältige mikroskopische Untersuchungen sichergestellt hat, dass sich alle diese Minerale gegenseitig berühren. Nur dann ist die Annahme gerechtfertigt, dass beim Höhepunkt eines Metamorphoseprozesses Gleichgewichtsbedingungen (nahezu) erreicht wurden. Die Chancen hierfür sind umso größer, je höher die Drücke und besonders die Temperaturen bei der Metamorphose waren und je größer der Zeitraum war, der dafür zur Verfügung stand. Darüber hinaus begünstigen auch Deformationsprozesse, die die Zahl der Kornkontakte erhöhen und Wege für einen erhöhten Fluidfluss öffnen, die Einstellung von Mineralgleichgewichten.

Ein weiteres wichtiges Kriterium für Gleichgewichtseinstellung ist die Gültigkeit der Gibbs'schen Phasenregel (Kap. 16). Ihre Anwendung auf metamorphe Gesteine ist unverzichtbar, jedoch nicht in allen Fällen trivial (z. B. Seifert 1978).

25.1.2

Die Gibbs'sche Phasenregel

Bei seiner Untersuchung über die Hornfelse im Oslo-Gebiet (Südnorwegen) hatte V. M. Goldschmidt (1911) zuerst erkannt, dass eine Beziehung zwischen dem Chemismus und dem Mineralbestand dieser metamorphen Gesteine besteht. Er folgerte, dass ein thermodynamisches Gleichgewicht erreicht sein müsse, so dass die Gibbs'sche Phasenregel angewendet werden kann. Diese legt fest, wie viele Mineralphasen bei einem gegebenen Gesteins-Chemismus maximal in einem metamorphen (oder magmatischen) Gestein nebeneinander im Gleichgewicht auftreten können. Dabei gelten folgende Definitionen (Abschn. 16.1, S. 256):

Als *Phasen (Ph)* bezeichnet man die Teile eines Systems, z. B. eines Gesteins, die sich physikalisch unterscheiden lassen. Ein metamorphes Gestein besteht aus einer oder mehreren kristallinen Phasen (Minerale), die bei ihrer Bildung fast immer im Gleichgewicht mit einer fluiden Phase gestanden haben; in Migmatiten war zusätzlich eine Schmelzphase vorhanden.

Als *Komponenten* (*C*) eines Systems bezeichnet man die Mindestzahl der selbständigen chemischen Bestandteile, die zum Aufbau der Phasen erforderlich sind.

Die *Freiheitsgrade* (*F*) oder Varianz eines Systems sind durch die Zahl der Zustandsvariablen gegeben, die den Zustand eines Systems verändern können. Diese sind in erster Linie Druck (*P*) und Temperatur (*T*).

Berücksichtigt man nur *P* und *T* als Zustandsvariable, so gilt die Gibbs'sche Phasenregel in der Form:

$$F = C - Ph + 2 \quad [25.1a]$$

Die Gibbs'sche Phasenregel gilt für ein bestimmtes System, d. h. für einen endlichen Bereich, der für die Betrachtung ausgewählt wird, z. B. für den Inhalt eines Platintiegels, für einen Dünnschliff, für ein Handstück oder für einen Granit-Pluton. Nehmen wir z. B. eine Linse von Silikat-Marmor in einem Gneis, so können wir als System den Marmor + den umgebenden Gneis, den Marmor allein, nur einen Teil davon oder als *idealisiertes System* die Paragenese Calcit + Phlogopit + Forsterit, die im Silikat-Marmor vorkommt, auswählen. In einem *offenen System* können Energie und Masse mit der Umgebung ausgetauscht werden. Durch Stoffzufuhr und -abfuhr chemischer Komponenten verändert sich die Pauschalzusammensetzung des Systems: Metasomatose (Abschn. 24.6, S. 417f). Bei der Reaktion der Marmorlinse mit dem umgebenden Gneis würde die Linse zum offenen System. Ein *geschlossenes System* tauscht zwar Energie mit seiner Umgebung aus, aber ein Massentransport findet nicht statt, z. B. bei einer isochemischen Metamorphose.

Wir wollen die Anwendung der Gibbs'schen Phasenregel an Hand des Einstoffsystems Al_2SiO_5 erläutern, in dem

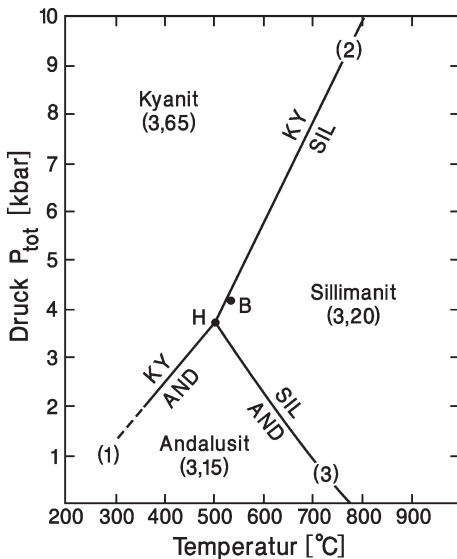


Abb. 25.2. Das System der Al_2SiO_5 -Polymorphen mit den Gleichgewichtskurven (1) Kyanit \rightleftharpoons Andalusit, (2) Kyanit \rightleftharpoons Sillimanit und (3) Andalusit \rightleftharpoons Sillimanit nach Holdaway u. Mukhopadhyay (1993) mit Angaben der Dichten in g/cm^3 ; *H* Tripelpunkt; *B* Tripelpunkt nach Bohlen et al. (1991)

also die Zahl der Komponenten $C = 1$ ist. Insgesamt drei Phasen gibt es, nämlich die Al_2SiO_5 -Polymorphen Kyanit, Andalusit und Sillimanit (Abb. 25.2). Sie besitzen ausgedehnte Stabilitätsfelder, in denen sie nur allein auftreten.

Diese Felder sind divariant, denn es gilt: $F = 1 - 1 + 2 = 2$, d. h. die Zahl der Freiheitsgrade ist 2. *P* und *T* lassen sich also beliebig variieren, ohne dass sich etwas am Zustand des Systems ändert.

Demgegenüber sind die Gleichgewichtskurven, an denen jeweils zwei Al_2SiO_5 -Polymorphen miteinander koexistieren, univariant, da $F = 1 - 2 + 2 = 1$ ist. Daher kann man entweder nur *T* oder *P* beliebig variieren, ohne den Zustand des Systems zu stören. Wenn man z. B. bei der Reaktion Andalusit \rightleftharpoons Sillimanit die Gleichgewichtstemperatur erhöht, muss sich zwangsläufig der Gleichgewichtsdruck erniedrigen; wenn man bei *T*-Steigerung gleichzeitig *P* erhöht oder konstant hält, wird Andalusit instabil und man kommt in das divariante Stabilitätsfeld von Sillimanit.

Der Tripelpunkt, an dem alle drei Al_2SiO_5 -Polymorphen miteinander koexistieren, ist invariant; denn es gilt $F = 1 - 3 + 2 = 0$; dementsprechend sind die beiden Zustandsvariablen *P* und *T* fixiert; sonst wird der Zustand des Systems verändert.

Analoge Überlegungen gelten für Mehrstoffsysteme, in denen nach der Phasenregel eine entsprechend größere Zahl von Mineralphasen miteinander im Gleichgewicht stehen können. Da die meisten metamorphen Mineralparagenesen über ein größeres *P-T*-Intervall hinweg stabil sind, sollte stets $F = 2$ sein, so dass divariante Gleichgewichte mit $Ph = C$ die Regel wären. Das ist die „Mineralogische Phasenregel“ von V. M. Goldschmidt. Im Dreistoffsystem $CaO-MgO-SiO_2$ z. B. sind bei unterschiedlichem Verhältnis der Komponenten und unterschiedlichen *P-T*-Bedingungen die folgenden sechs Mineralphasen möglich: Enstatit, Wollastonit, Diopsid, Forsterit, Periklas (MgO) und Quarz. Nach der Phasenregel können in einem System mit $C = 3$ höchstens jeweils $Ph = 3$ Minerale im thermodynamischen Gleichgewicht stabil nebeneinander auftreten: En-Wo-Qz oder En-Di-Qz oder Di-Fo-Per.

Ganz allgemein existieren in einem *n*-Komponenten-System $n + 2$ divariante *P-T*-Bereiche, in denen *n* Phasen miteinander koexistieren. Diese Felder werden durch $n + 2$ univariante Gleichgewichtskurven voneinander getrennt, an denen $n + 1$ Phasen miteinander im Reaktionsgleichgewicht stehen. Die Gleichgewichtskurven treffen sich in einem invarianten Punkt, wo die Zahl der koexistierenden Phasen mit $n + 2$ am größten ist. Die relative räumliche Anordnung der Gleichgewichtskurven um den invarianten Punkt lässt sich mit der wichtigen Methode konstruieren, die 1915–1925 von F. A. H. Schreinemakers entwickelt und von Zen (1966) zusammenfassend dargestellt wurde. Ihre Beschreibung würde den Rahmen dieses Lehrbuchs sprengen, so dass auf spezielle Lehrbücher der Metamorphoselehre verwiesen werden muss (z. B. Yardley 1989; Will 1998).

In der Realität gibt es zahlreiche Ausnahmen von der „Mineralogischen Phasenregel“, d. h. es treten mehr Pha-

sen auf, als nach der Zahl der gewählten unabhängigen Komponenten zu erwarten wären. So enthalten viele Metapelite mehr als zwei oder sogar drei Al_2SiO_5 -Polymorphen nebeneinander, wie wir das am Beispiel des Kristallins von Naxos (Abschn. 24.2.5, S. 396ff) gezeigt haben. Die tatsächliche oder scheinbare Verletzung der Phasenregel kann mehrere Gründe haben, wie wir am Beispiel von Abb. 25.2 erläutern wollen:

- Bei der prograden oder retrograden Neubildung von Sillimanit bleiben Kyanit oder Andalusit im Stabilitätsfeld von Sillimanit metastabil erhalten (s. unten); es liegt also Ungleichgewicht vor.
- Das Gestein repräsentiert tatsächlich P - T -Bedingungen, die genau auf einer univarianten Gleichgewichtskurve oder sogar einem invarianten Punkt liegen. Die Koexistenz von zwei bzw. drei Al_2SiO_5 -Phasen entspricht also tatsächlich einem univarianten bzw. invarianten Gleichgewicht.

Leider ist es in vielen Fällen nicht möglich, zwischen diesen beiden Alternativen zu unterscheiden. Wir werden jedoch später Beispiele kennenlernen, bei denen in metamorphen Gesteinen tatsächlich univariante Gleichgewichte eingefroren wurden.

Zu einer scheinbaren Verletzung der Phasenregel kommt es auch, wenn die Zahl der unabhängigen chemischen Komponenten zu niedrig angesetzt wurde. So enthalten die Al_2SiO_5 -Polymorphen stets etwas Fe_2O_3 , das bevorzugt in Andalusit eingebaut wird. Somit erhöht sich C um 1, und es können über einen begrenzten P - T -Bereich Fe-reicherer Andalusit und Fe-ärmerer Sillimanit im divarianten Gleichgewicht miteinander koexistieren: $F = (1 + 1) - 2 + 2 = 2$. Auch sonst ist es oft schwierig zu entscheiden, ob chemische Komponenten, die sich in Mischkristallen gegenseitig diadoch vertreten, als zwei gesonderte oder als eine Komponente aufgefasst werden sollen, z. B. als MgO und FeO oder als $(\text{Mg,Fe})\text{O}$.

Andererseits ist in metamorphen Gesteinen, z. B. bei Metabasiten oder Metapeliten die Zahl der beteiligten Phasen oft kleiner als die Zahl der Komponenten. Dadurch wird die Phasenregel selbstverständlich nicht verletzt; es erhöht sich lediglich die Varianz. Wenn z. B. in einem Zweistoff-System in einem bestimmten P - T -Feld nur eine Phase vorhanden ist, so gilt $F = 2 - 1 + 2 = 3$. Das Feld ist also trivariant und es kann eine weitere Variable berücksichtigt werden, z. B. die FeO/MgO -Verhältnisse der beteiligten Minerale. In solchen Fällen kann es schwierig sein, Kriterien für evtl. bestehende Mineralungleichgewichte aus der Phasenregel abzuleiten.

Bislang waren wir von der vereinfachenden Annahme ausgegangen, dass der Belastungsdruck P_1 gleich dem Druck der fluiden Phase, dem Fluiddruck P_{fl} sei. Das ist jedoch – wie wir in Abschn. 24.1.4 (S. 385f) gesehen hat-

ten – durchaus nicht immer der Fall. Gerade unter den P - T -Bedingungen der hochgradigen Metamorphose, unter denen z. B. Granulite entstehen, gilt häufig $P_{fl} < P_1$. In diesem Falle müssen also zwei Druckparameter als Zustandsvariable berücksichtigt werden, und die Gibbs'sche Phasenregel erhält die Form

$$F = C - Ph + 3 \quad [25.1b]$$

In vielen Fällen setzt sich die fluide Phase aus unterschiedlichen Spezies zusammen, die unterschiedliche Partialdrücke oder genauer Fugazitäten (S. 385) aufweisen, wie $f_{\text{H}_2\text{O}}$, f_{CO_2} , f_{O_2} u. a. Diese stellen ebenfalls Zustandsvariablen dar, die den Zustand eines Systems entscheidend beeinflussen können. Damit würde sich die Zahl der Freiheitsgrade entsprechend erhöhen. Andererseits stellen H_2O und CO_2 Komponenten im Sinne der Phasenregel dar, da sie als (OH)-Gruppe in viele Silikatminerale eingebaut werden bzw. Karbonatminerale bilden. Fügen wir z. B. dem oben angeführten Dreistoffsystem CaO - MgO - SiO_2 als weitere Komponente CO_2 hinzu, so können in den divarianten Feldern Calcit, Magnesit oder Dolomit als eine weitere Mineralphase zu den vorhandenen Silikat-Mineralen hinzutreten und z. B. die Paragenese En-Wo-Qz-Cal bilden. Ist in diesem Falle $P_1 > P_{fl} = P(\text{CO}_2)$, so würde die Phasenregel in der Form von Gleichung (25.1b) gelten.

25.1.3

Die freie Enthalpie: Stabile und metastabile Niveaus

Der thermodynamische Gleichgewichtszustand, in dem sich ein Mineral oder eine Mineralparagenese befindet, kann durch die freie Enthalpie (G) (engl. Gibbs' free energy) quantitativ beschrieben werden. Es handelt sich

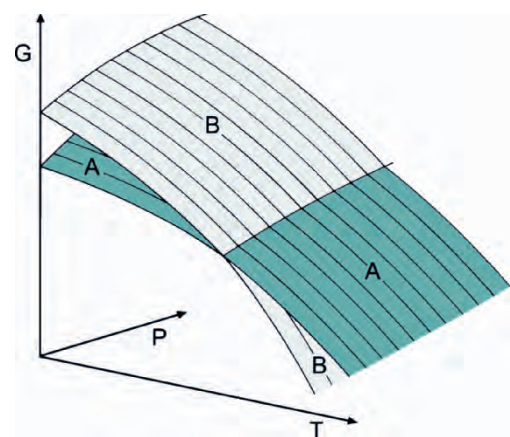


Abb. 25.3. Potentialflächen zweier polymorpher Phasen A und B im G - P - T -Raum. Die Phase mit der jeweils niedrigeren freien Enthalpie G ist die stabilere. Die Projektion der Schnittlinie auf die P - T -Fläche ergibt eine univariante Gleichgewichtskurve. (Nach Seifert 1978)

um eine grundlegende Zustandsfunktion, deren Ableitung den Rahmen dieses Lehrbuchs überschreiten würde; es sei hier auf einschlägige Lehrbücher verwiesen (z. B. Will 1998). Jedes System strebt einem Zustand minimaler freier Enthalpie zu. In einem Einstoffsystem wird also stets die polymorphe Phase thermodynamisch stabil sein, die unter der gewählten Kombination von Zustandsvariablen den geringsten Wert von G aufweist; in einem Mehrstoffsystem ist es jeweils die Phasenkombination mit dem geringsten G .

Wir beschränken uns auf ein Einstoffsystem mit den Phasen A, B und C und die Zustandsvariablen P und T . Im G - P - T -Raum ist jeder Phase, z. B. A und B in Abb. 25.3, eine Potentialfläche zugeordnet (Seifert 1978). Da diese Flächen stetig sind, schneiden sie sich in einer Schnittlinie, entlang der $G_A = G_B$ ist: Es herrscht ein univariantes thermodynamisches Gleichgewicht. Im linken Teil des Diagramms ist A die stabilere Phase, im rechten Teil die Phase B. Das sagt aber noch nichts über die absolute Stabilität von A und B aus; denn die Potentialfläche der Phase C könnte noch niedriger liegen. Die Projektion der Schnittlinie auf die P - T -Ebene erzeugt eine univariante Gleichgewichtskurve, an der A und B miteinander koexistieren. Diese trennt zwei divariante Bereiche, in denen jeweils A (*links*) und B (*rechts*) die stabilere Phase darstellen. Schneidet sich die Potentialfläche der dritten Phase C mit den bereits vorhandenen, entstehen als Schnittlinien zwei weitere univariante Gleichgewichtskurven. Schließlich ergibt sich für alle drei Flächen ein gemeinsamer Schnittpunkt, in dem $G_A = G_B = G_C$ ist und ab dem alle drei Phasen miteinander im Gleichgewicht koexistieren; das System ist also an dieser Stelle invariant.

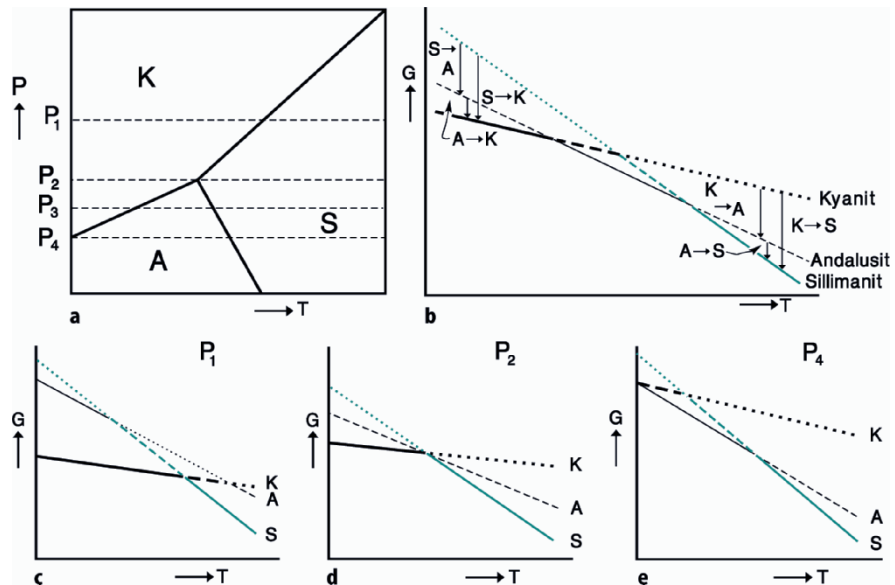
Wir wollen die Verhältnisse am Beispiel des Einstoffsystems Al_2SiO_5 näher erläutern (Seifert 1978).

In Abb. 25.4b ist die T -Abhängigkeit von G bei einem konstanten Druck dargestellt, z. B. P_3 in Abb. 25.4a. Die einzelnen Stabilitätsniveaus überschneiden sich an Punkten stabiler oder metastabiler Gleichgewichts. Bei $P_3 = \text{const}$ und relativ niedriger Temperatur ist Kyanit die stabilste Phase, bei höherer Temperatur Andalusit und bei der höchsten Temperatur Sillimanit. Die seit langem bekannte Ostwald'sche Stufenregel sagt aus, dass ein hochgradig metastabiler Zustand meist nicht direkt in den stabilen Zustand übergeht. Es werden vielmehr zunächst Phasen gebildet, die einem mittleren Stabilitätsniveau entsprechen. So bildet sich bei niedrigerer Temperatur aus dem am wenigsten stabilen Sillimanit nicht direkt der stabile Kyanit, sondern zunächst metastabiler Andalusit. Umgekehrt wandelt sich bei hoher Temperatur Kyanit nicht direkt in den stabilen Sillimanit um, sondern über das Zwischenstadium der Andalusitbildung. Bei mittlererer Temperatur wird stabiler Andalusit auf dem Weg Sillimanit \rightarrow Kyanit \rightarrow Andalusit oder Kyanit \rightarrow Sillimanit \rightarrow Andalusit gebildet. Entsprechende Abfolgen können analog für die Druckniveaus P_1, P_2 und P_4 abgeleitet werden (Abb. 25.4c-e).

In natürlichen Gesteinen kann die Ostwald'sche Stufenregel Verletzungen der Phasenregel erklären. So bleibt in Metapeliten Andalusit häufig metastabil erhalten, obwohl das Stabilitätsfeld von Sillimanit bereits erreicht wurde. Dabei entsteht in vielen Fällen Sillimanit nicht direkt aus Andalusit, sondern über komplexe Reaktionen aus Hellglimmern, wobei nadelig ausgebildeter Sillimanit (Fibrolith) epitaktisch auf Biotit-Blättchen aufwächst.

Bei der Bestimmung von Gleichgewichtskurven durch Hochdruck-Hochtemperatur-Experimente muss die Ostwald'sche Stufenregel unbedingt beachtet werden. Verwendet man nämlich hochreaktive Ausgangsmaterialien wie Gläser, Gele oder sehr feingepulverte Substanzen, die einem sehr hohen Stabilitätsniveau (hohes G) entsprechen, so kommt es leicht zur metastabilen Bildung einer Phase, z. B. von Andalusit anstelle von Sillimanit. Will man aus einer hochreaktiven Ausgangssubstanz Sillimanit kristallisieren, so fällt das System von einem sehr

Abb. 25.4. G - T -Schnitte durch das Einstoffsystem Al_2SiO_5 bei unterschiedlichen Drücken. **a** P - T -Diagramm mit vier Drücken P_1 bis P_4 . **b** G - T -Diagramm für den Druck P_3 . *fett*: Kyanit, *dünn*: Andalusit, *farbig*: Sillimanit; das niedrigste Stabilitätsniveau ist mit *ausgezogenen Linien* dargestellt, das mittlere *gestrichelt*, das höchste *punktiert*. Die *Pfeile* deuten mögliche stabile und metastabile Reaktionsfortschritte an. **c-e** G - T -Diagramme für die Drücke P_1, P_2 und P_4 . (Nach Seifert 1978)



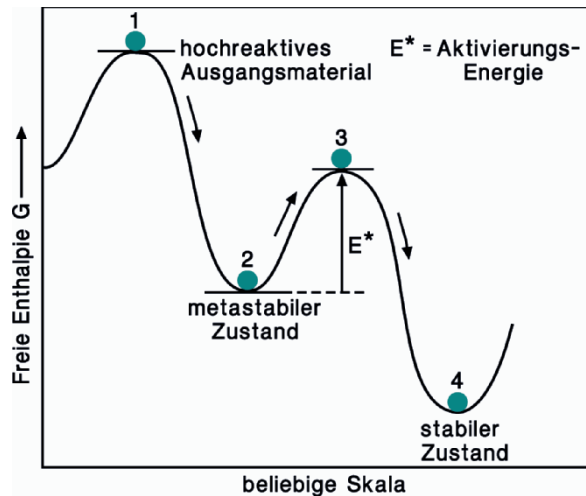


Abb. 25.5. Veranschaulichung unterschiedlicher Niveaus der freien Enthalpie G für einen instabilen, metastabilen und stabilen Zustand. Die Kugel fällt vom höchsten G -Niveau (1) in den Potentialtrog des metastabilen G -Niveaus (2). Um den Potentialtrog des stabilen Niveaus (4) zu erreichen, muss zunächst der Potentialberg (3) überwunden werden; dafür muss man eine Aktivierungsenergie E^* aufwenden. Bei der Synthese von Sillimanit aus einer hochreaktiven Substanz (1) wird zunächst metastabiler Andalusit (2) gebildet, dessen Umwandlung in stabilen Sillimanit (4) die Überwindung des Potentialberges (3), d. h. eine Aktivierungsenergie erfordert. (In Anlehnung an Ernst 1976)

hohen G -Niveau leicht in das zu hohe metastabile G -Niveau vom Andalusit, einem Potentialtrog, der vom tiefsten Potentialtrog, dem G -Niveau von Sillimanit durch einen Berg getrennt wird (Abb. 25.5). Die Umwandlung metastabiler Andalusit \rightarrow stabiler Sillimanit erfordert daher eine zusätzliche Aktivierungsenergie E^* .

Die Nichtbeachtung dieser Tatsache hat in den frühen Experimenten der 1950er und 1960er Jahre zu irrtümlichen Ergebnissen geführt. Deswegen setzt man heute zur Bestimmung einer univarianten Gleichgewichtskurve – anstelle von hochreaktiven Ausgangssubstanzen – alle Mineralphasen ein, die an der Reaktion beteiligt sind. Durch Röntgen-Pulver-Diffraktometrie stellt man fest, welche Minerale im Experiment zu- und welche abgenommen haben, auf welcher Seite der Gleichgewichtskurve (Abschn. 25.2) man sich demnach befindet.

25.2

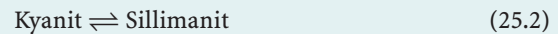
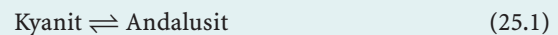
25.2 Metamorphe Mineralreaktionen

Experimentell bestimmte Mineralreaktionen haben in den letzten Jahrzehnten einen entscheidenden Beitrag zur Klärung der Bildungsbedingungen metamorpher Gesteine geliefert. Trotzdem muss man sich im Klaren darüber sein, dass derartige Reaktionen gewöhnlich nur vereinfachte Versionen von viel komplexeren Vorgängen bei der Gesteinsmetamorphose darstellen. Grundsätzlich werden metamorphe Reaktionen so formuliert, dass die Hochtemperaturparagenese rechts steht.

25.2.1 Polymorphe Umwandlungen und Reaktionen ohne Freisetzung einer fluiden Phase

Bei diesen Reaktionen sind leichtflüchtige Komponenten wie H_2O oder CO_2 nicht beteiligt. Daher bleiben Änderungen im Fluid-Druck bzw. im P_1/P_H -Verhältnis ohne Einfluss auf die Stabilitätsfelder der reagierenden Mineralphasen. Trotzdem laufen die Reaktionen fast immer in Gegenwart einer fluiden Phase ab, die als Transportmedium den Reaktionsablauf entscheidend beschleunigen kann. Das gilt insbesondere für überkritische H_2O -reiche Fluide, in denen Silikatminerale gut löslich sind.

Wir wollen zunächst das uns schon bekannte Einstoffsystem Al_2SiO_5 näher behandeln. Das P - T -Diagramm (Abb. 25.2) lässt drei univariante Gleichgewichtskurven für die Reaktionen



erkennen, die sich in einem invarianten Punkt, dem Tripelpunkt treffen; an ihm koexistieren alle drei Minerale miteinander im Gleichgewicht. Das divariante Stabilitätsfeld von Andalusit, der Phase mit der geringsten Dichte (3,15) ist auf die niedrigsten Drücke beschränkt. Er geht bei Drucksteigerung in Abhängigkeit von der Temperatur in die jeweils dichtere Phase Kyanit (3,65) oder Sillimanit (3,20) über. Sillimanit ist darüber hinaus zugleich die stabile Hochtemperaturmodifikation dieses Systems. Die polymorphen Umwandlungen können sich mit oder ohne katalytische Beteiligung einer fluiden Phase vollziehen. Da an der Umwandlung nur OH-freie Minerale beteiligt sind, ist der H_2O -Gehalt der fluiden Phase ohne Einfluss auf die Position der univarianten Kurven im P - T -Diagramm.

Das Phasendiagramm von Al_2SiO_5 ist für die Abschätzung metamorpher P - T -Bedingungen außerordentlich wichtig (vgl. auch Abb. 25.7, S. 433). Leider führte die experimentelle Bestimmung durch unterschiedliche Arbeitsgruppen zunächst zu sehr widersprüchlichen Ergebnissen, die das Vertrauen der Feldgeologen in die experimentelle Petrologie stark erschütterten. Wesentlicher Grund für die auftretenden Schwierigkeiten ist die Tatsache, dass die drei Phasen sehr geringe Differenzen in der freien Enthalpie G aufweisen. Deshalb muss im Experiment besonders darauf geachtet werden, die metastabile Bildung einer Phase zu verhindern. Darüber hinaus wird die Stabilität von Sillimanit noch durch die mit steigender Temperatur zunehmende Al-Si-Unordnung in seiner Kristallstruktur beeinflusst. Das heute allgemein akzeptierte Phasendiagramm wurde von Holdaway (1971) erarbeitet und – mit gerin-

gen Modifikationen – von Holdaway und Mukhopahyay (1993) bestätigt. Danach liegt der Tripelpunkt bei 504 ± 20 °C und $3,75 \pm 0,25$ kbar. Der von Bohlen et al. (1991) ermittelte Tripelpunkt bei 530 ± 20 °C und $4,2 \pm 0,3$ kbar stimmt damit innerhalb der Fehlergrenze überein. Dieser Vergleich gibt einen guten Anhaltspunkt über die Genauigkeit, die bei der experimentellen Bestimmung von metamorphen Mineralreaktionen überhaupt zu erreichen ist.

Die Richtigkeit experimenteller Bestimmungen kann durch thermodynamische Berechnungen überprüft werden. Wie wir im vorigen Abschnitt gezeigt hatten, ist an einer univarianten Gleichgewichtskurve die freie Enthalpie G der beiden beteiligten Phasen gleich, d. h. $\Delta G = 0$. Für den Fall des thermodynamischen Gleichgewichts gilt für die P - und T -Abhängigkeit von ΔG die vereinfachte Gleichung

$$\Delta G_{P,T} = 0 = \Delta H^\circ - T\Delta S^\circ + (P - 1)\Delta V^\circ \quad [25.2]$$

Dabei sind: ΔH° die Enthalpiedifferenz einer Reaktion, ΔS° die Entropiedifferenz und ΔV° die Differenz der Molvolumina bei dieser Reaktion, jeweils bei Zimmertemperatur ($= 25$ °C $= 298$ K) und Atmosphärendruck ($= 1$ bar). Für die beteiligten Minerale lassen sich H° und S° aus kalorimetrischen Messungen, V° aus der Dichte oder – sehr genau – durch Röntgen-Pulver-Diffraktometrie ermitteln. Nach Holdaway u. Mukhopadhyay (1993) gelten für das Al_2SiO_5 -System die in Tabelle 25.1 aufgeführten Werte.

Als erstes berechnen wir die Gleichgewichtstemperaturen der drei Reaktionen für einen Druck von $P = 1$ bar. Dabei fällt das letzte Glied von Gleichung [25.2] weg und man kann mit $\Delta G = 0$ die Gleichung nach T auflösen:

$$T_{1\text{bar}} = \frac{\Delta H^\circ}{\Delta S^\circ}$$

Für die Gleichgewichtskurve Kyanit \rightleftharpoons Andalusit ergibt sich dabei

$$T_{1\text{bar}} = \frac{4040}{8,74} = 462 \text{ K} = 189 \text{ °C}$$

Analog lässt sich $T_{1\text{bar}}$ für die metastabile Verlängerung der Gleichgewichtskurve Kyanit \rightleftharpoons Sillimanit zu 327 °C berechnen. Beide Werte stimmen innerhalb der Fehlergrenze mit den experimentell bestimmten Schnittpunkten überein. Demgegenüber erscheint der für die Gleichgewichtskurve Andalusit \rightleftharpoons Sillimanit berechnete Wert für $T_{1\text{bar}} = 672$ °C deutlich zu niedrig. Das liegt am gekrümmten Verlauf dieser Kurve, der durch die mit steigender Temperatur zunehmende Al-Si-Unordnung in der Sillimanit-Struktur bedingt ist.

Jetzt berechnen wir die Steigung der drei Gleichgewichtskurven nach der Clausius-Clapeyron'schen Gleichung (Abschn. 16.2.1, S. 258) in der Form

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S^\circ}{\Delta V^\circ} \quad [25.3]$$

Dabei muss wegen der Umrechnung von V° (cm^3) $= 10 \times V^\circ$ (J/bar) mit dem Faktor 10 multipliziert werden. Es ergibt sich für die Gleichgewichtskurven

Kyanit \rightleftharpoons Sillimanit:

$$\frac{dP}{dT} = 10 \times \frac{12,22}{5,78} = 21,14 \frac{\text{bar}}{\text{K}} \approx 2 \frac{\text{kbar}}{100 \text{ °C}}$$

Kyanit \rightleftharpoons Andalusit:

$$\frac{dP}{dT} = 10 \times \frac{8,74}{7,40} = 11,8 \frac{\text{bar}}{\text{K}} \approx 1,2 \frac{\text{kbar}}{100 \text{ °C}}$$

Andalusit \rightleftharpoons Sillimanit:

$$\frac{dP}{dT} = 10 \times \frac{3,48}{-1,62} = -21,48 \frac{\text{bar}}{\text{K}} \approx -2,1 \frac{\text{kbar}}{100 \text{ °C}}$$

Man kann leicht überprüfen, wie gut diese berechneten Steigungen mit den experimentell ermittelten übereinstimmen (Abb. 25.2)!

Tabelle 25.1.
Thermodynamische Daten für die Al_2SiO_5 -Polymorphen bei $P = 1$ bar und $T = 298$ K ($= 25$ °C)

Phase	S° [J/mol und K]	H° [kJ/mol]	V° [cm^3]
Kyanit	82,86	-2593,70	44,08
Andalusit	91,60	-2589,66	51,48
Sillimanit	95,08	-2586,37	49,86
Daraus ergeben sich für die drei univarianten Reaktionen folgende Differenzwerte von Produkt minus Reaktant:			
	ΔS° [J/mol und K]	ΔH° [J/mol]	ΔV° [cm^3]
Kyanit \rightleftharpoons Sillimanit	12,22	7330	5,78
Kyanit \rightleftharpoons Andalusit	8,74	4040	7,40
Andalusit \rightleftharpoons Sillimanit	3,48	3290	-1,62

Für die Berechnung des Tripelpunktes formen wir Gleichung [25.2] um:

$$T = \frac{\Delta H^\circ}{\Delta S^\circ} + (P - 1) \frac{\Delta V^\circ}{\Delta S^\circ} \\ = T_{1\text{bar}} + (P - 1) \frac{1}{dP/dT} \quad [25.2a]$$

Setzen wir die entsprechenden Werte für die drei Gleichgewichtskurven ein, so ergibt sich:

$$T_{\text{Ky/Sill}} = 600 \text{ K} + (P - 1) \frac{1}{21,14} \\ T_{\text{And/Sill}} = 945 \text{ K} + (P - 1) \frac{1}{-21,48}$$

Da sich am Tripelpunkt beide Gleichgewichtskurven treffen, kann man beide Gleichungen gleichsetzen und nach P auflösen; damit erhält man:

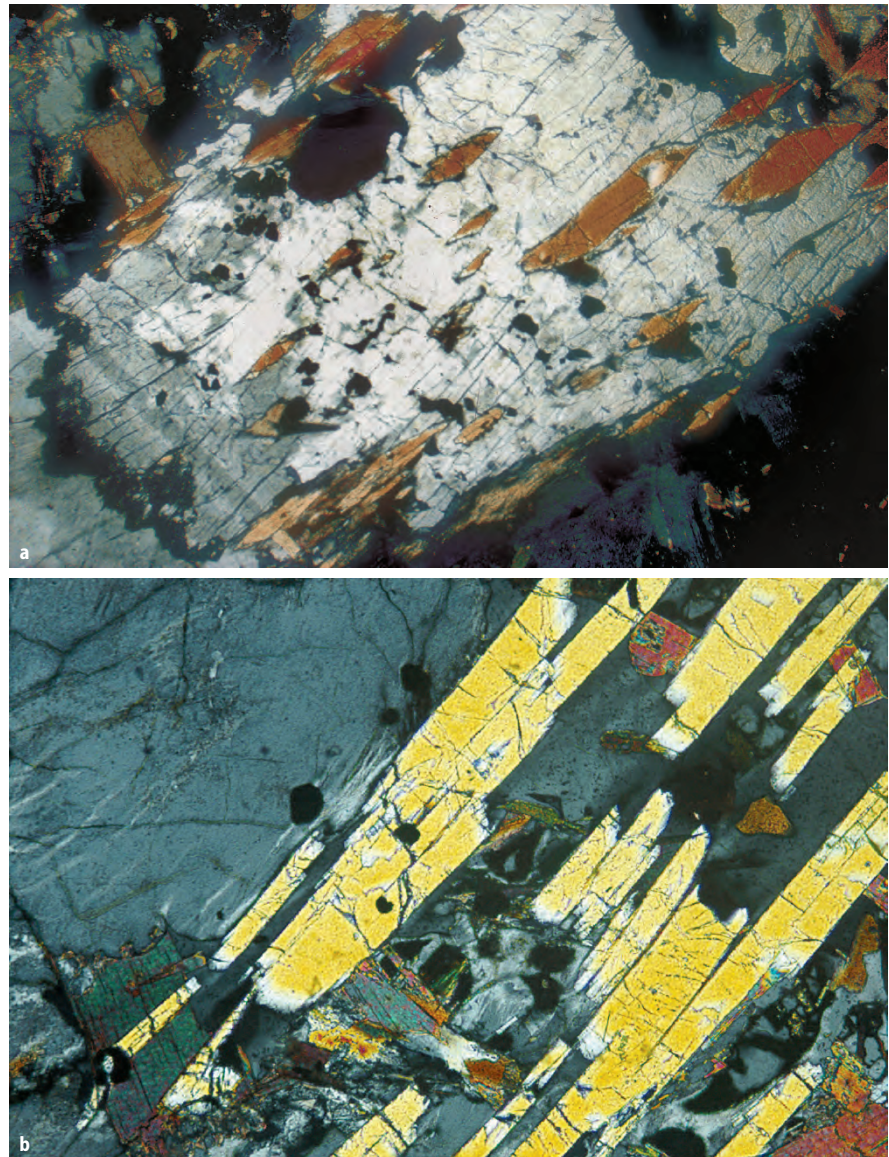
$$P_{\text{Trip}} = \frac{345}{0,094} + 1 = 3671 \text{ bar} = 3,7 \text{ kbar}$$

Setzt man diesen Wert in die Ausdrücke für $T_{\text{Ky/Sill}}$, $T_{\text{And/Sill}}$ und $T_{\text{Ky/And}}$ ein, so ergeben sich übereinstimmende Werte für $T_{\text{Trip}} = 774 \text{ K} = 501 \text{ }^\circ\text{C}$. Die so berechnete P - T -Kombination stimmt innerhalb der Fehlergrenze mit den experimentell bestimmten Werten von Holdaway u. Mukhopadhyay (1993) überein.

In der Natur sind zahlreiche Gebiete bekannt geworden, in denen alle zwei oder sogar drei Al_2SiO_5 -Polymorphen nebeneinander auftreten. Die Frage, ob hier wirk-

Abb. 25.6.

a Orientierte Verdrängung von Andalusit durch Sillimanit (rötlich-gelbe Interferenzfarben); *links oben* Cordierit und Biotit, Kontaktaureole von Steinach bei Vohenstraus (Oberpfalz), Bildbreite ca. 4 mm, +Nic. **b** Paragenese Sillimanit (hellgelbe Interferenzfarben) + Kalifeldspat (*oben links*) mit perthitischer Entmischung + Cordierit (z. B. *Mitte* und *rechts unten*) + Biotit (z. B. *unten links* und *rechts*). Steinach-Aureole, Oberpfalz, Bildbreite ca. 3,5 mm, +Nic. (Foto: K.-P. Kelber)

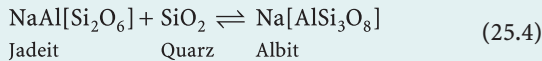


lich univariante bzw. invariante Gleichgewichtsparagenesen oder metastabile Relikte vorliegen, kann nur durch sehr sorgfältige mikroskopische Untersuchungen geklärt werden. So dokumentiert Abb. 25.6a die Verdrängung von Andalusit durch Sillimanit, wobei die folgenden kristallographischen Orientierungsbeziehungen gefunden wurden: $c_{\text{And}} // c_{\text{Sil}}$, $b_{\text{And}} // a_{\text{Sil}}$ und $a_{\text{And}} // b_{\text{Sil}}$ (Okrusch 1969).

Darüber hinaus wissen wir, dass sich die Stabilitätsgrenzen von Kyanit, Andalusit und Sillimanit etwas verschieben, wenn Al durch Fe^{3+} diadoch ersetzt wird. Es können dann über ein begrenztes P - T -Intervall zwei Al_2SiO_5 -Polymorphe miteinander koexistieren, z. B. Fe^{3+} -reicherer Andalusit neben Fe^{3+} -ärmerem Sillimanit. Damit werden aus den univarianten Gleichgewichtskurven divariante Bänder, aus dem Tripelpunkt ein P - T -Feld. Für die Praxis sind jedoch diese Modifizierungen nicht sehr bedeutend; sie gehen in der Fehlergrenze der experimentellen Bestimmungen unter.

Bei Temperaturen über 1000 °C und bei niedrigen Drücken zerfällt die Hochtemperaturmodifikation Sillimanit in Mullit und freies SiO_2 . Mullit hat etwa die Formel $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[4]}_{1,2}[\text{O}/\text{Si}_{0,8}\text{O}_{3,9}] = 5,5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$. Die Verbindung Al_2SiO_5 existiert nicht mehr. Mullit ist dann das einzige stabile Aluminiumsilikat im Beisein von wasserfreier Schmelze.

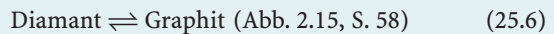
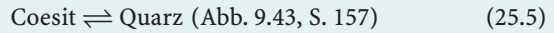
Eine andere Art von Reaktionen ohne Beteiligung von H_2O oder CO_2 , ist die Modellreaktion:



Durch die Gleichgewichtskurve (Abb. 24.1, S. 382) wird die obere Temperaturstabilität bzw. die untere Druckstabilität von Jadeit in Gegenwart von Quarz definiert: Jadeit-führende Gesteine entstehen im Zuge einer Hochdruckmetamorphose, d. h. bei einem hohen P/T -Verhältnis (s. unten). Allerdings benötigt natürlicher Jadeit zu seiner Bildung etwas niedrigere Drücke, da er meist Di-

opsid- und Akmit-Komponente enthält. Das gleiche gilt für das Eklogit-Mineral Omphacit, einen Mischkristall aus Augit + Jadeit (+ Akmit).

In jüngster Zeit wurde erkannt, dass in Gesteinen, die eine Ultrahochdruckmetamorphose erlebt haben, die Hochdruckmodifikationen Coesit SiO_2 oder sogar Diamant C auftreten können. Damit sind die Gleichgewichtskurven der beiden polymorphen Umwandlungen



wichtige Indikatoren für Ultrahochdruckmetamorphose.

25.2.2 Entwässerungsreaktionen

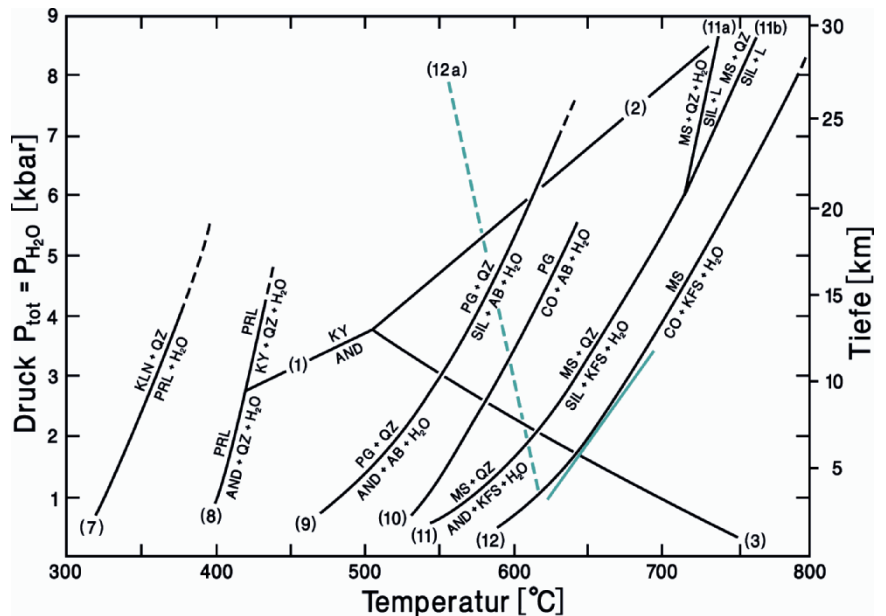
Entwässerungsreaktionen bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}}$

Entwässerungsreaktionen (engl. dehydration reactions) sind Reaktionen, bei denen durch Temperaturerhöhung H_2O freigesetzt wird. Die Mehrzahl der metamorphen Reaktionen, von denen wir einige bereits in Kap. 24 (Abb. 24.11, S. 396) kennengelernt hatten, gehört zu dieser Gruppe. Sie besitzen deshalb eine besondere Bedeutung.

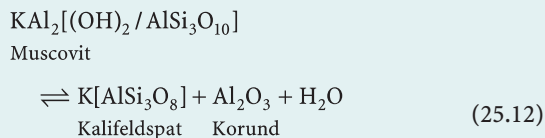
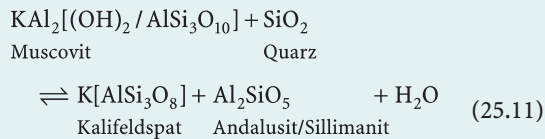
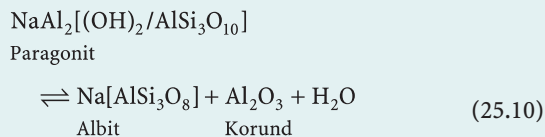
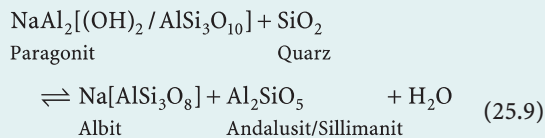
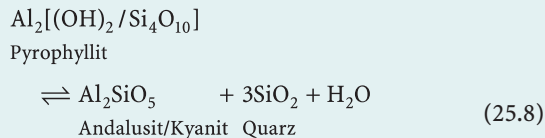
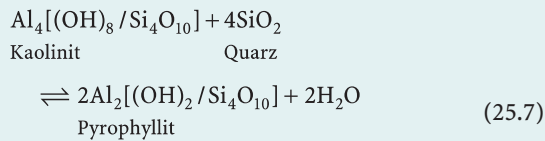
Im Hochdruckexperiment tritt H_2O gewöhnlich als Überschussphase auf; es wird damit zum druckübertragenden Medium, und der Partialdruck des Wassers (Wasserdampfdruck) entspricht dem Gesamtdruck des Systems $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{fl}} = P_{\text{total}}$. Man bezeichnet experimentelle Anordnungen dieser Art als Hydrothermalexperimente und stellt die Ergebnisse der Gleichgewichtsuntersuchungen in $P_{\text{H}_2\text{O}}$ - T -Diagrammen dar. Bei der prognaden Me-

Abb. 25.7.

P - T -Diagramm mit den Gleichgewichtskurven für Entwässerungsreaktionen in Metapeliten: 7 Kaolinit + Quarz \rightleftharpoons Pyrophyllit + H_2O (nach Thompson 1970); 8 Pyrophyllit \rightleftharpoons Andalusit/Kyanit + Quarz + H_2O (nach Hemley 1967 und Kerrick 1968); 9 Paragonit + Quarz \rightleftharpoons Albit + Andalusit/Sillimanit + H_2O (nach Chatterjee 1972); 10 Paragonit \rightleftharpoons Albit + Korund + H_2O (nach Chatterjee 1970); 11 Muscovit + Quarz \rightleftharpoons Kalifeldspat + Andalusit/Sillimanit + H_2O (nach Chatterjee u. Johannes 1974); 11a Muscovit + Quarz + H_2O \rightleftharpoons Sillimanit/Kyanit + Schmelze (nach Storre u. Karotke 1972); 11b Muscovit + Quarz \rightleftharpoons Sillimanit/Kyanit + Schmelze (H_2O -frei) (nach Storre 1972); 12 Muscovit \rightleftharpoons Kalifeldspat + Korund + H_2O (nach Chatterjee u. Johannes 1974); farbige Tangente: berechnete Steigung von Kurve 12 für $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kbar und $T = 950$ K; gestrichelte farbige Linie: berechnete Steigung für $P_{\text{H}_2\text{O}} = \text{const} = 1$ kbar bei $P_{\text{tot}} = 2$ kbar und $T = 950$ K. Zum Vergleich ist das Al_2SiO_5 -Phasendiagramm aus Abb. 25.6 eingetragen

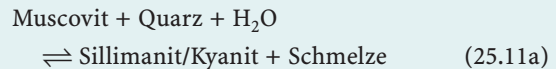


tamorphose von pelitischen Sedimentgesteinen vollziehen sich mit fortschreitender Temperaturerhöhung u. a. die folgenden Entwässerungsreaktionen, die für die Abschätzung von metamorphen *P-T*-Bedingungen sehr wichtig sind (Abb. 25.7):

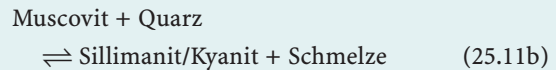


Das wichtigste Tonmineral Kaolinit zerfällt mit beginnender Metamorphose bei Anwesenheit von Quarz unter Freisetzung von H_2O in Pyrophyllit (Abb. 25.7, Kurve (7)). Wenn gleichzeitig K-Ionen anwesend sind, entsteht allerdings Muscovit. Pyrophyllit, früher häufig übersehen, ist in Tonschiefern und Phylliten recht verbreitet. Unter höheren Temperaturen geht Pyrophyllit in Andalusit oder Kyanit und Quarz über, wobei ebenfalls H_2O freigesetzt wird (Abb. 25.7, Kurve (8)). Die Gleichgewichtskurven für den Zerfall von Paragonit + Quarz und von Paragonit allein (Abb. 25.7, Kurve (9), (10)) sowie von Muscovit + Quarz und von Muscovit allein (Abb. 25.7, Kurve (11), (12)) liegen wesentlich höher. Die Paragenesen Sillimanit + Kalifeldspat (Abb. 25.6b) und

Korund + Kalifeldspat (Abb. 9.50, S. 167) dokumentieren bereits eine hochgradige Metamorphose. K-Einbau in Paragonit verschiebt Kurve (9) und (10) zu etwas höheren, Na-Einbau in Muscovit (11) und (12) zu etwas niedrigeren Temperaturen. Bei erhöhten H_2O -Drücken enden die Entwässerungskurven (9)–(12) an invarianten Punkten, an denen H_2O -gesättigte Schmelzkurven, z. B.



oder Dehydratations-Schmelzkurven, z. B.



abzweigen (Abb. 25.7).

Für Entwässerungsreaktionen ist typisch, dass die Gleichgewichtskurven eine positive Steigung haben. Das lässt sich folgendermaßen erklären: Das Gesamtmolvolumen und die Gesamtentropie der Reaktionsprodukte sind meist deutlich größer als die der Ausgangsparagenese, weil das Molvolumen und die Entropie des freigesetzten H_2O viel größer sind als die der festen Phasen. Damit werden ΔV und ΔS positiv, so dass die Gleichgewichtskurven nach der Clausius-Capeyron'schen Gleichung (25.3) eine positive Steigung aufweisen.

Die Clausius-Capeyron'sche Gleichung erhält für Entwässerungsreaktionen in erster Näherung die folgende vereinfachte Form:

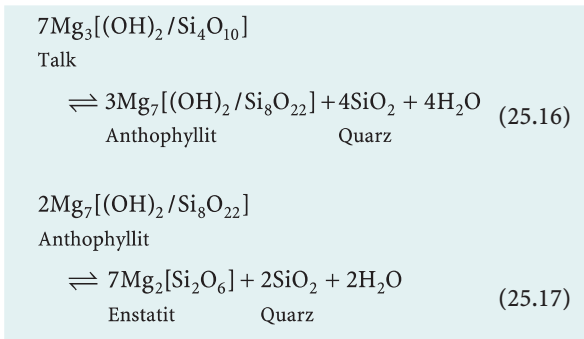
$$\frac{dP}{dT} = 10 \times \frac{\Delta S_{\text{solids}}^{T/1\text{bar}} + S_{\text{H}_2\text{O}}^{T,P}}{\Delta V_{\text{solids}}^{\circ} + V_{\text{H}_2\text{O}}^{T,P}} \quad [25.4]$$

Dabei ist $\Delta S_{\text{solids}}^{T/1\text{bar}}$ = Entropiedifferenz der festen Phasen bei gegebener Temperatur und 1 bar, $\Delta V_{\text{solids}}^{\circ}$ = Differenz der Molvolumina der festen Phasen bei 1 bar und 298 K (= 25 °C), $S_{\text{H}_2\text{O}}^{T,P}$ und $V_{\text{H}_2\text{O}}^{T,P}$ Entropie und Molvolumen von H_2O bei der gegebenen *P-T*-Kombination. In Tabelle 25.2 sind die entsprechenden thermodynamischen Daten für die Teilnehmer der Reaktion (25.12) zusammengestellt.

Aus diesen Werten ergibt sich mit Gleichung [25.4]:

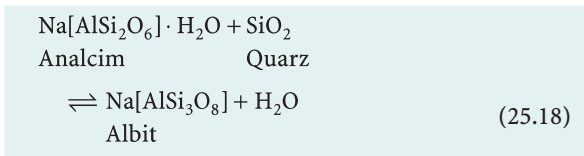
$$\begin{aligned} \frac{dP}{dT} &= 10 \times \frac{-58,53 + 154,04}{-6,085 + 33,091} = 10 \times \frac{95,51}{27,006} \\ &= 35,4 \frac{\text{bar}}{\text{K}} \approx 3,5 \frac{\text{kbar}}{100 \text{ } ^\circ\text{C}} \end{aligned}$$

Die Steigung der Reaktionskurve (25.12) bei einem H_2O -Druck von 2 kbar und einer Temperatur von ca. 680 °C beträgt also ca. 3,5 kbar/100 °C. Legt man diese Steigung als Tangente an die Gleichgewichtskurve (25.12) in Abb. 25.7 bei entsprechendem *P* und *T* an, so erkennt man eine gute Übereinstimmung.

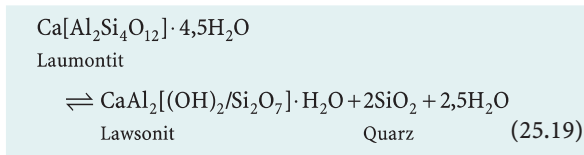


Die Reaktionen (25.15) und (25.17) sind gute Beispiele dafür, dass bei erhöhten Drücken die Gleichgewichtskurven von Entwässerungsreaktionen eine negative Steigung erhalten können, weil das $\Delta V_{\text{solids}}^{T,P}$ immer negativer wird und nicht mehr durch das positive $V_{\text{H}_2\text{O}}^{T,P}$ kompensiert werden kann.

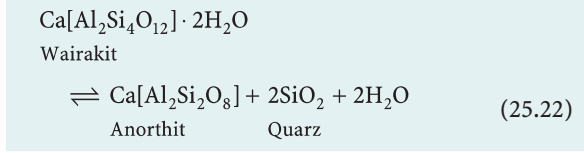
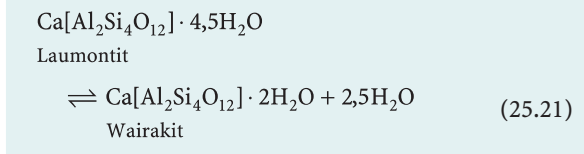
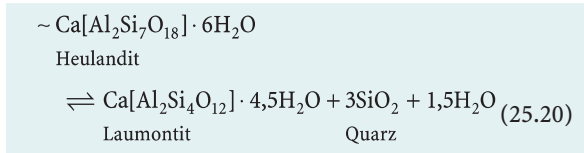
In manchen Fällen findet eine so starke Abnahme im Gesamtvolumen der festen Phasen statt, d. h. $\Delta V_{\text{solids}}^{T,P}$ wird so negativ, dass die Gleichgewichtskurve schon bei niedrigen Drücken eine negative Steigung erhält. Als Beispiel diene die Reaktion (Abb. 25.9):



Es gibt bei Zeolithen aber auch Entwässerungsreaktionen, bei denen sowohl das Gesamtmolvolumen als auch die Gesamtentropie der festen Phasen stark abnehmen. Daraus ergibt sich $-\Delta S/-\Delta V$, so dass die Steigung der Gleichgewichtskurve dP/dT wieder positiv wird. Das ist z.B. bei folgender Reaktion der Fall (Abb. 25.9):

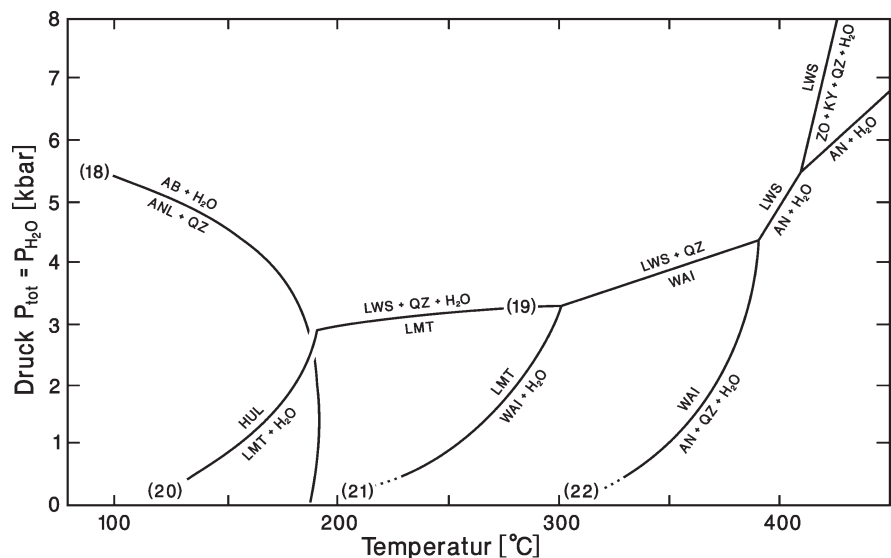


Sie definiert die obere Druckstabilität des Zeoliths Laumontit, die kaum T -abhängig ist. Wie bei Reaktion (25.18) wird hier bei Zunahme des H_2O -Drucks H_2O freigesetzt. Demgegenüber besitzen die Gleichgewichtskurven der Entwässerungsreaktionen von Heulandit, Laumontit und Wairakit, für die ebenfalls negative ΔS - und ΔV -Werte gelten, eine Form, die gewöhnlichen Entwässerungskurven entspricht (Abb. 25.9):



Die Reaktionen (25.18) bis (25.22) sind von großem Interesse für die Abschätzung von P - T -Bedingungen bei der niedriggradigen Regional- und Ozeanbodenmetamorphose sowie bei der hydrothermalen Metamorphose.

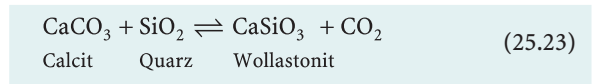
Abb. 25.9. P - T -Diagramm mit den Gleichgewichtskurven für Entwässerungsreaktionen von Zeolithen. 18 Analcim + Quarz \rightleftharpoons Albit + H_2O (nach Thompson 1971); 20 Heulandit \rightleftharpoons Laumontit + H_2O (nach Cho et al. 1987); 19 Laumontit \rightleftharpoons Lawsonit + Quarz + H_2O und 21 Laumontit \rightleftharpoons Wairakit + H_2O (nach Liou 1971); 22 Wairakit \rightleftharpoons Anorthit + Quarz + H_2O (nach Liou 1970); obere Stabilitätsgrenze von Lawsonit (nach Liou 1971)



Diese Reaktionen beschreiben das H₂O-gesättigte Schmelzen bzw. das Dehydratationsschmelzen von Muscovit in Gegenwart von Quarz und Plagioklas bei unterschiedlichem X_{H₂O} (letztere ist in Abb. 25.10 nicht dargestellt; vgl. Abb. 25.7). Erst ab X_{H₂O} < 0,5 existiert ein Feld, in dem aus dem konventionellen Muscovit-Abbau in Gegenwart von Quarz nach Reaktion (25.11) Kyanit anstelle von Andalusit oder Sillimanit entsteht. Daraus folgt, dass die Bildung von Kyanit-führenden Granuliten relativ „trockene“ Bedingungen erfordert, es sei denn, Migmatitgefüge weisen auf partielles (Dehydrations-)Schmelzen hin. Allgemein gilt, dass die Gleichgewichtskurven von Entwässerungsreaktionen nur dann zur T-Abschätzung der Metamorphose verwendet werden können, wenn man unabhängige Informationen über den Gesamtdruck und den H₂O-Gehalt der fluiden Phase hat.

25.2.3 Dekarbonatisierungsreaktionen

Bei der Metamorphose von unreinen, SiO₂- und/oder Al₂O₃-haltigen Karbonat-Gesteinen wird CO₂ allein oder zusammen mit H₂O freigesetzt. Die bekannteste Dekarbonatisierungsreaktion ist der Abbau von Calcit in Gegenwart von Quarz zu Wollastonit nach der Reaktion



Wie Abb. 25.11 erkennen lässt, hat die Gleichgewichtskurve dieser Reaktion bei P_{total} = P_{CO₂} eine ähnliche Form wie die meisten Entwässerungsreaktionen, d. h. eine po-

sitive Steigung und eine deutliche Krümmung im unteren Druckbereich. Dabei ist der Druckeinfluss auf die Gleichgewichtstemperatur der Reaktion beachtlich: sie beträgt bei P_{CO₂} = 0,5 kbar etwa 550 °C, bei 3 kbar dagegen ca. 780 °C. Deshalb verwundert es nicht, dass Bedingungen für die Wollastonit-Bildung eher in Kontaktareolen erreicht werden als bei der Regionalmetamorphose, bei der die Paragenese Calcit + Quarz bis zu Temperaturen >700 °C stabil sein kann. Allerdings verschieben sich – analog zu den Entwässerungsreaktionen – die Gleichgewichtskurven von Dekarbonatisierungsreaktionen zu niedrigen Temperaturen hin, wenn die fluide Phase neben CO₂ auch andere Gasspezies, z. B. H₂O enthält, d. h. P_{tot} = P_{fl} = P_{CO₂} + P_{H₂O} ... wird. In Abb. 25.11 sind die Gleichgewichtskurven der Reaktion (25.23) für unterschiedliche X_{CO₂} = CO₂ / (CO₂ + H₂O) dargestellt, und zwar für X_{CO₂} = 0,75, 0,50, 0,25, 0,13 sowie für P_{CO₂} = const = 1 bar. Ist dagegen P_{tot} > P_{fl} = P_{CO₂}, so zweigt von der Kurve für X_{CO₂} = 1 – analog zu Abb. 25.7 – eine Kurve mit steiler negativer Steigung ab, z. B. bei P_{CO₂} = 1 kbar. Aus diesen Erörterungen folgt, dass man die Reaktion (25.22) nur dann zur T-Abschätzung der Metamorphose verwenden kann, wenn man über unabhängige Kriterien für den Gesamtdruck sowie die Partialdrücke von CO₂ und H₂O verfügt.

Die Gesamtentropiezunahme der Reaktion (25.23) liegt in der gleichen Größenordnung wie bei Entwässerungsreaktionen. Demgegenüber ist das ΔV_{solids}^o stark negativ, da Calcit und Quarz deutlich geringere Dichten als Wollastonit haben:

$$\begin{aligned} \Delta V_{\text{solids}}^{\circ} &= V_{\text{Wo}}^{\circ} - (V_{\text{Cal}}^{\circ} + V_{\text{Qz}}^{\circ}) \\ &= 39,260 - (36,934 + 22,688) = -20,362 \end{aligned}$$

Daher erhalten die Gleichgewichtskurven bei erhöhten CO₂-Drücken eine negative Steigung. Das gleiche gilt auch für andere Dekarbonatisierungsreaktionen; allerdings reagieren Dolomit und Magnesit mit Quarz bereits bei niedrigeren Temperaturen als Calcit. Die negative Steigung der Kurve für P_{CO₂} = 1 bar in Abb. 25.11 ergibt sich aus der sinngemäßen Anwendung von Gleichung [25.5a].

Wir wollen anhand der Reaktion (25.23) die Anwendung der Gibbs'schen Phasenregel auf Systeme mit einer fluiden Phase erläutern. Wenn diese nur aus CO₂ besteht, also für den Fall P_{tot} = P_{fl} = P_{CO₂}, befinden wir uns im Dreistoffsystem CaO–SiO₂–CO₂, die Zahl der Komponenten ist also gleich 3. Wenn man vom Calciumoxid absieht, das als Mineral nur sehr selten bei der Pyrometamorphose gebildet wird, gibt es insgesamt 4 Phasen, nämlich Calcit, Quarz, Wollastonit und die fluide Phase, die als Reaktionspartner gemeinsam an der Gleichgewichtskurve auftreten. Diese ist univariant; denn es gilt F = C - Ph + 2 = 3 - 4 + 2 = 1. Man hat also nur einen Freiheitsgrad und kann entweder T oder P_{CO₂} unabhängig variieren, ohne den Zustand des Systems zu stören. Demgegenüber koexistieren in den divarianten Feldern jeweils

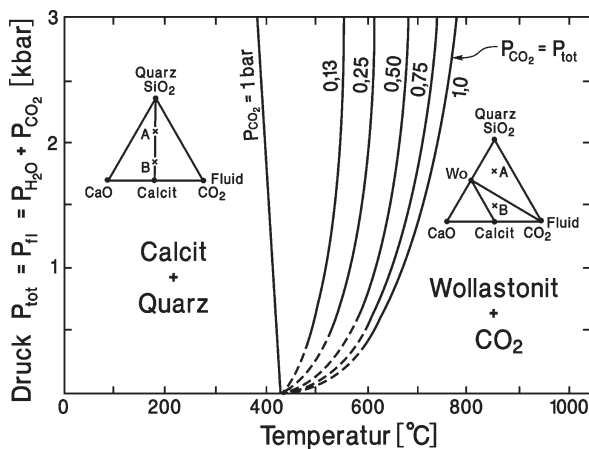


Abb. 25.11. Gleichgewichtskurven der Reaktion (25.23) Calcit + Quarz \rightleftharpoons Wollastonit + CO₂ für X_{CO₂}-Werte von 1,0, 0,75, 0,5, 0,25 und 0,13 bei P_{tot} = P_{fl} = P_{CO₂} + P_{H₂O} sowie für P_{CO₂} = 1 bar nach experimentellen Daten von Harker u. Tuttle (1956) und Greenwood (1967) aus Winkler (1979). Im Dreistoffsystem CaO–SiO₂–CO₂ sind die Phasenbeziehungen für zwei verschiedene Gesteins-Chemismen durch Knoten dargestellt

maximal drei Phasen miteinander: $F = 3 - 3 + 2 = 2$, so dass T und P_{CO_2} frei wählbar sind. In Abb. 25.11 sind die möglichen Phasenkombinationen im Konzentrationsdreieck $CaO-SiO_2-CO_2$ für zwei verschiedene Gesteinschemismen A und B durch den jeweiligen Konodenverlauf dargestellt. Auf der linken Seite der Gleichgewichtskurve koexistieren in beiden Gesteinen Calcit und Quarz. Durch Reaktion (25.23) wird die Konode Calcit-Quarz gebrochen und durch die Konode Wollastonit-Fluid ersetzt. Dabei können je nach Ausgangszusammensetzung entweder Quarz oder Calcit übrig bleiben. Dementsprechend ist in Gestein A die Paragenese Quarz-Wollastonit (-Fluid) stabil, in Gestein B dagegen Wollastonit-Calcit (-Fluid).

Für den Fall $P_{total} = P_{fluid} = P_{CO_2} + P_{H_2O}$ gewinnt das System einen zusätzlichen Freiheitsgrad und die Clausius-Clapeyron'sche Gleichung erhält die Form $F = C - Ph + 3$. Mit $F = 3 - 4 + 3 = 2$ wird die univariante Gleichgewichtskurve der Reaktion (25.23) zur divarianten Fläche im $P-T-P_{CO_2}$ - oder $P-T-X_{CO_2}$ -Raum. Es hat sich als nützlich erwiesen, Reaktionen, an denen die Komponenten H_2O und CO_2 als Partner beteiligt sind, in isobaren $T-X_{CO_2}$ -Diagrammen, d. h. bei $P_{total} = const$ zu behandeln. Diesen Diagrammtyp wollen wir im folgenden Abschnitt kennenlernen.

25.2.4 Reaktionen, an denen H_2O und CO_2 beteiligt sind

Solche Reaktionen spielen bei der aufsteigenden Metamorphose von unreinen Kalksteinen, insbesondere von Mergeln, eine ganz wichtige Rolle. Ihre Gleichgewichtskurven werden in $T-X_{CO_2}$ -Diagrammen dargestellt, die isobare Schnitte durch den $P_{fl}-T-X_{CO_2}$ -Raum bilden; es handelt sich um die Schnittlinien der divarianten Gleichgewichtsfläche bei einem bestimmten P_{total} (Abb. 25.12a). Da der Gesamtdruck konstant gehalten wird, verzichtet man auf einen Freiheitsgrad, so dass wieder $F = C - Ph + 2$ gilt. Damit werden die Gleichgewichtskurven im $T-X_{CO_2}$ -Schnitt wiederum univariant. Nach Greenwood (1967) lässt sich die Steigung

dieser Kurven aus einem partiellen Differential berechnen, das der Clausius-Clapeyron'schen Gleichung analog ist. Dabei wird vorausgesetzt, dass die Aktivitätskoeffizienten γ von H_2O und CO_2 konstant sind, so dass man mit den Molenbrüchen $X_{H_2O} = H_2O / (H_2O + CO_2)$ und $X_{CO_2} = CO_2 / (H_2O + CO_2) = 1 - X_{H_2O}$ arbeiten kann:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial X_{CO_2}} \right)_{P_{fl}, \gamma} = \frac{RT}{\Delta S} \times \left(\frac{v_{CO_2}}{X_{CO_2}} - \frac{v_{H_2O}}{X_{H_2O}} \right) \quad [25.6]$$

Dabei sind v_{CO_2} und v_{H_2O} die Zahl der an der Reaktion beteiligten Mole CO_2 bzw. H_2O und R die ideale Gaskonstante. Wir erinnern uns daran, dass die Reaktanten negativ, die Reaktionsprodukte positiv gerechnet werden. Nach Greenwood (1967) kann man fünf verschiedene Fälle unterscheiden, die im $T-X_{CO_2}$ -Diagramm Abb. 25.12b schematisch dargestellt sind.

1. Reaktionen, bei denen nur CO_2 frei wird: $v_{H_2O} = 0, v_{CO_2} > 0$

Wenn ΔS positiv ist, was meist zutrifft, wird

$$\left(\frac{\partial T}{\partial X_{CO_2}} \right)_{P_{fl}, \gamma}$$

positiv, d. h. die Gleichgewichtskurve hat im $T-X_{CO_2}$ -Diagramm eine positive Steigung; sie schneidet die T -Achse bei $X_{CO_2} = 1$ bei der maximal möglichen Temperatur und nähert sich mit sinkender Temperatur asymptotisch der T -Achse bei $X_{CO_2} = 0$ (Abb. 25.12b, 25.13). Beispiel: Reaktion (25.23) und analoge Dekarbonatisierungsreaktionen, wie

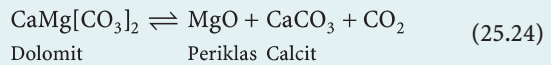
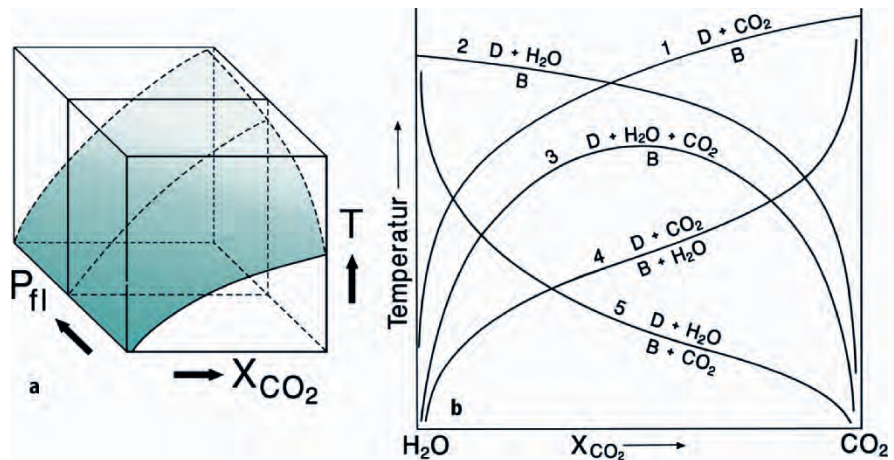


Abb. 25.12.
a Gleichgewichtsfläche (schattiert) einer Dekarbonatisierungsreaktion im $P_{fl}-T-X_{CO_2}$ -Raum; ein isobarer Schnitt ($P_{fl} = const$) erzeugt eine univariante Gleichgewichtskurve im $T-X_{CO_2}$ -Diagramm. **b** Schematisches $T-X_{CO_2}$ -Diagramm für eine H_2O-CO_2 -Fluidphase bei $P_{fl} = const$. Veranschaulicht wird die Form von univarianten Gleichgewichtskurven der fünf verschiedenen Reaktionstypen (nach Greenwood 1967); B und D sind feste Phasen definierter Zusammensetzung. (Mod. aus Miyashiro 1994)



2. Reaktionen, bei denen nur H₂O frei wird: $v_{H_2O} > 0, v_{CO_2} = 0$

Bei positivem ΔS wird

$$\left(\frac{\partial T}{\partial X_{CO_2}} \right)_{P, \gamma}$$

und damit auch die Steigung der Gleichgewichtskurve negativ. Beispiele: alle reinen Entwässerungsreaktionen.

3. Reaktionen, bei denen sowohl CO₂ als auch H₂O frei werden: $v_{H_2O} > 0, v_{CO_2} > 0$

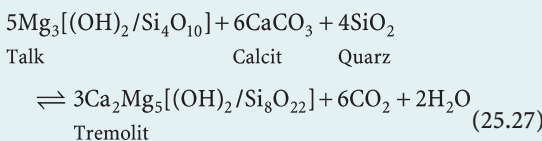
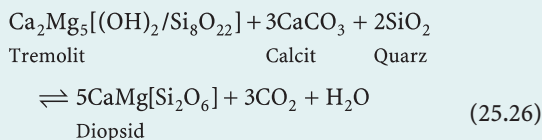
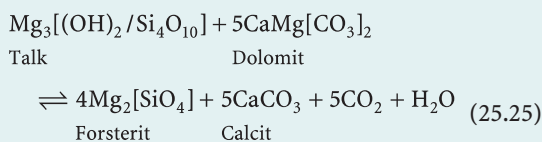
Die Gleichgewichtskurve erreicht ein Maximum, und zwar dort, wo

$$X_{CO_2} = \frac{v_{CO_2}}{v_{CO_2} + v_{H_2O}}$$

ist, da an dieser Stelle

$$\left(\frac{\partial T}{\partial X_{CO_2}} \right)_{P, \gamma}$$

und damit die Steigung der Gleichgewichtskurve 0 wird. Das lässt sich leicht zeigen, wenn man den Ausdruck für X_{CO_2} in Gleichung [25.6] einsetzt und umformt. Ebenso wird schnell klar, dass für ein kleines X_{CO_2} die Steigung positiv, für ein großes dagegen negativ werden muss. Die Gleichgewichtskurve nähert sich mit sinkender Temperatur sowohl bei $X_{CO_2} = 0$ als bei $X_{CO_2} = 1$ asymptotisch der T -Achse (Abb. 25.11b). Als Beispiele seien einige wichtige Reaktionen im Kalksilikat-System CaO–MgO–SiO₂–CO₂–H₂O genannt (Abb. 25.12):



Für Gleichung (25.25) liegt das Maximum bei

$$X_{CO_2} = \frac{5}{5+1} = 0,83$$

für die Gleichungen (25.26) und (25.27) bei

$$X_{CO_2} = \frac{6}{6+2} = \frac{3}{3+1} = 0,75$$

4. Reaktionen, bei denen H₂O verbraucht, CO₂ wird frei: $v_{H_2O} < 0, v_{CO_2} > 0$

Die beiden leichtflüchtigen Komponenten stehen also auf entgegengesetzten Seiten der Reaktionsgleichung. Dadurch entstehen Gleichgewichtskurven mit einem Wendepunkt anstelle eines Maximums; sie haben – analog zu Fall 1 – eine positive Steigung im T - X_{CO_2} -Diagramm und nähern sich sowohl auf der Hoch- T -Seite bei $X_{CO_2} = 1$ als auch der Tief- T -Seite bei $X_{CO_2} = 0$ asymptotisch der T -Achse an (Abb. 25.12b, Abb. 25.13). Der Wendepunkt liegt dort, wo die 2. Ableitung von

$$\left(\frac{\partial T}{\partial X_{CO_2}} \right)_{P, \gamma}$$

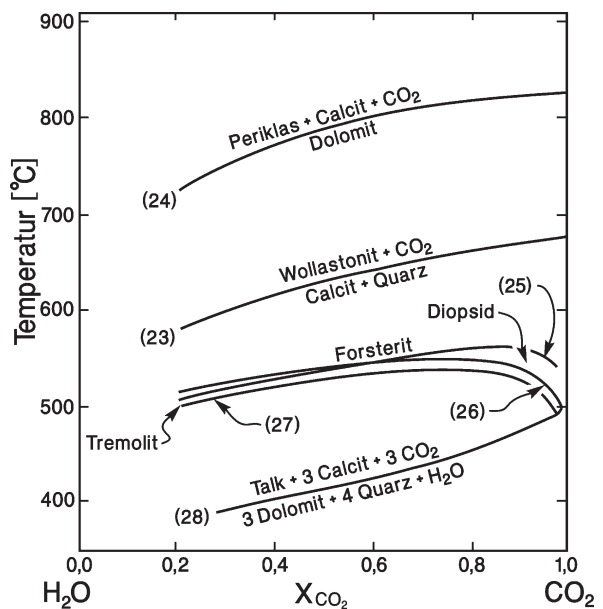
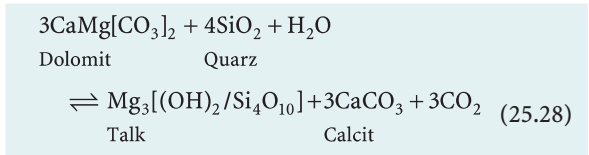


Abb. 25.13. T - X_{CO_2} -Diagramm für $P_H = 1$ kbar für verschiedene Reaktionen im Kalksilikat-System CaO–MgO–SiO₂–CO₂–H₂O. 23 Calcit + Quarz \rightleftharpoons Wollastonit + CO₂; 24 Dolomit \rightleftharpoons Periklas + Calcit + CO₂; 25 Talk + Dolomit \rightleftharpoons Forsterit + Calcit + CO₂ + H₂O; 26 Tremolit + Calcit + Quarz \rightleftharpoons Diopsid + CO₂ + H₂O; 27 Talk + Calcit + Quarz \rightleftharpoons Tremolit + CO₂ + H₂O; 28 Dolomit + Quarz + H₂O \rightleftharpoons Talk + Calcit + CO₂. (Nach verschiedenen Autoren aus Miyashiro 1973)

nach ∂X_{CO_2} gleich 0 wird. Als Beispiel für diesen häufigen Reaktionstyp diene die Bildung von Talk nach der Gleichung



Die Veränderung von

$$\left(\frac{v_{\text{CO}_2}}{X_{\text{CO}_2}} - \frac{v_{\text{H}_2\text{O}}}{X_{\text{H}_2\text{O}}} \right) = \frac{3}{X_{\text{CO}_2}} + \frac{1}{X_{\text{H}_2\text{O}}}$$

mit der Variation von X_{CO_2} lässt sich leicht berechnen. Wie man aus Tabelle 25.4 ablesen kann, ist bei niedrigen und hohen X_{CO_2} -Werten die Steigung der Gleichgewichtskurve sehr steil und flacht sich zum Wendepunkt bei X_{CO_2} nahe 0,6 zunehmend ab.

5. Reaktionen, bei denen CO₂ verbraucht und H₂O frei wird

Auch hier stehen die beiden leichtflüchtigen Komponenten auf unterschiedlichen Seiten der Reaktionsgleichung, so dass die Gleichgewichtskurven ebenfalls einen Wendepunkt haben, aber – analog zu Fall 2 – eine negative Steigung besitzen. Reaktionen diesen Typs sind in der Natur selten.

25.2.5 Oxidations-Reduktions-Reaktionen

In der Atmosphäre tritt Sauerstoff überwiegend als freies Molekül O₂ auf, wobei sein Partialdruck P_{O_2} ca. 0,21 bar beträgt, entsprechend seinem Volumenanteil von 20,8 Vol.-%.

Tabelle 25.4. Veränderung von $(v_{\text{CO}_2}/X_{\text{CO}_2}) - (v_{\text{H}_2\text{O}}/X_{\text{H}_2\text{O}})$ mit X_{CO_2} für Reaktion (25.28)

X_{CO_2}	$(v_{\text{CO}_2}/X_{\text{CO}_2}) - (v_{\text{H}_2\text{O}}/X_{\text{H}_2\text{O}})$
0	∞
0,1	31
0,2	16,3
0,3	11,4
0,4	9,2
0,5	8,0
0,6	7,5
0,7	7,6
0,8	8,8
0,9	13,3
1,0	∞

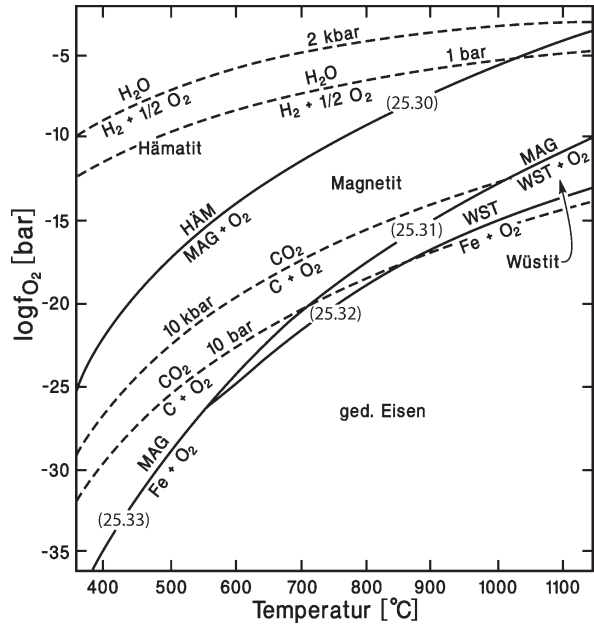
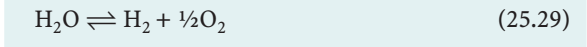


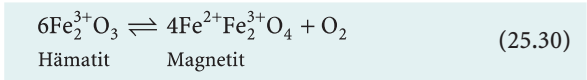
Abb. 25.14. T - f_{O_2} -Diagramm mit den univarianten Gleichgewichtskurven, die die Stabilitätsfelder von Hämatit, Magnetit, Wüstit und ged. Eisen begrenzen. Der Druck-Einfluss auf die festen Phasen kann vernachlässigt werden. Eingetragen sind weiter die Dissoziations-Gleichgewichte für H₂O bei $P = 1$ bar und $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kbar sowie für CO₂ bei $P_{\text{CO}_2} = 10$ bar und 10 kbar. (Nach Miyashiro 1973)

Dagegen liegt in der Erdkruste und im Erdmantel Sauerstoff überwiegend in gebundener Form vor, insbesondere in Silikaten, Oxiden wie Magnetit, Hämatit und Ilmenit sowie Karbonaten. Darüber hinaus enthält die fluide Phase neben H₂O, CO₂ und anderen Gasspezies auch O₂ und H₂, die teilweise durch die Dissoziation von H₂O nach der Redoxreaktion

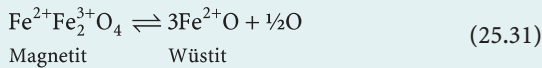


gebildet werden. Bei den erhöhten P - T -Bedingungen der Metamorphose sollte man anstelle des O₂-Partialdrucks P_{O_2} genauer den Begriff der O₂-Fugazität f_{O_2} verwenden. Wie das T - f_{O_2} -Diagramm (Abb. 25.14) zeigt, ist der Druck-einfluss auf diese Reaktion beachtlich; so zersetzt sich H₂O bei 600 °C und $P = 1$ bar bereits bei $f_{\text{O}_2} = 10^{-8}$ bar, bei 600 °C und $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kbar dagegen erst dann, wenn f_{O_2} auf 10^{-6} bar steigt.

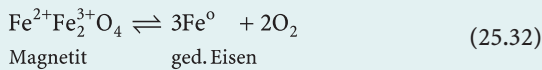
Während der Sauerstoffpartialdruck bei der atmosphärischen Verwitterung bei 0,21 bar liegt und auch bei Sedimentationsvorgängen meist hoch ist, finden metamorphe und magmatische Prozesse meist bei deutlich geringerem f_{O_2} statt. So verläuft die Gleichgewichtskurve der Reaktion



die das Stabilitätsfeld von Magnetit zu hohen Sauerstoff-Fugazitäten abgrenzt, durch die Punkte $T = 400\text{ °C}/f_{\text{O}_2} = 10^{-21}\text{ bar}$, $600\text{ °C}/10^{-12}\text{ bar}$ und $1000\text{ °C}/10^{-5}\text{ bar}$. Die obere Stabilitätsgrenze von Magnetit, die durch die Reaktionen

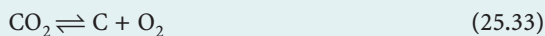


und



definiert wird, ist durch die Punkte $400\text{ °C}/10^{-33}\text{ bar}$, $600\text{ °C}/10^{-22}\text{ bar}$ und $1000\text{ °C}/10^{-11}\text{ bar}$ festgelegt (Abb. 25.14). Im Gegensatz zur Dissoziationsreaktion von H_2O (25.29) ist der Einfluss des Gesamtdrucks auf diese Feststoff-redoxreaktionen gering.

Aus Abb. 25.14 wird deutlich, dass die Dissoziationskurven von H_2O fast vollständig im Stabilitätsfeld von Hämatit verlaufen. Daher dürfte in metamorphen und magmatischen Gesteinen lediglich Hämatit als opake Eisenoxidphase auftreten, wenn der Sauerstoffanteil, der in der Gasphase vorhanden ist, nur durch die H_2O -Dissoziation nach Reaktion (25.29) kontrolliert würde. Das ist aber nicht der Fall; denn in Gesteinen treten häufig auch Magnetit und Ilmenit als Opakphasen auf. Daher sollte f_{O_2} geringer bzw. der H_2 -Anteil größer sein, als durch Gleichung (25.28) gegeben ist. Eine Erklärungsmöglichkeit ist die Anwesenheit von organischer Substanz oder – bei höherem Metamorphosegrad – von Graphit, der z. B. in metamorphen Sedimentgesteinen häufig beobachtet wird. In erster Näherung könnte man dann die Reaktion



anwenden, deren Gleichgewichtskurven für 10 bar und 10 kbar Gesamtfluiddruck überwiegend in den Stabilitätsfeldern von Magnetit und Wüstit liegen. Daneben können auch die Reaktionen $\text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{CO} + \frac{1}{2}\text{O}_2$ und $\text{C} + 2\text{H}_2 \rightleftharpoons \text{CH}_4$ zur Kontrolle von f_{O_2} und f_{H_2} beitragen. In der Tat ist Methan CH_4 , das relativ reduzierende Bedingungen anzeigt, in Flüssigkeitseinschlüssen metamorpher Minerale nachgewiesen worden (Kap. 10, S. 181ff) und kann in Graphit-haltigen Metasedimenten einen beträchtlichen Anteil der fluiden Phase ausmachen. Bei gegebenen P - T -Bedingungen dominiert in diesen Gesteinen CH_4 bei niedrigem f_{O_2} , H_2O bei mittlerem f_{O_2} und CO_2 bei hohem f_{O_2} . Mit steigender Temperatur und sinkendem Druck nimmt der H_2O -Gehalt in der fluiden Phase ab; dabei wird Graphit nach der Reaktion $2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{CO}_2 + \text{CH}_4$ zunehmend abgebaut (Ohmoto u. Kerrick 1977).

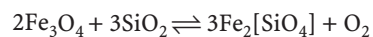
Ganz allgemein lässt sich die Sauerstoff-Fugazität im Experiment über *univariante Gleichgewichtskurven von Oxid- und Oxid-Silikat-Reaktionen* festlegen, wenn P_{tot} und T bekannt sind. So koexistieren im Zweistoffsystem Fe-O an der Gleichgewichtskurve der Reaktion (25.30) die beiden festen Phasen Hämatit und Magnetit sowie eine Gasphase miteinander. Von den drei Zustandsvariablen T , P_{tot} und f_{O_2} wird P_{tot} konstant gehalten, so dass die Gibb'sche Phasenregel die Form $F = C - Ph + 2$ annimmt. Mit $F = 2 - 3 + 2 = 1$ ist die Gleichgewichtskurve in der Tat univariant, d. h. bei gegebenem T ist f_{O_2} automatisch festgelegt. Folgende univariante Gleichgewichtsreaktionen werden im Experiment häufig als Puffersysteme zur Kontrolle der Sauerstoff-Fugazität eingesetzt:

HM: Hämatit–Magnetit-Puffer nach Reaktion (25.30)

NNO: Nickel–Nickeloxid-Puffer nach der Reaktion

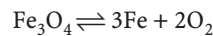


FMQ: Fayalit–Magnetit + Quarz-Puffer nach der Reaktion



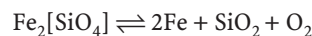
MW: Magnetit–Wüstit-Puffer nach Reaktion (25.31)

IM: Magnetit–ged. Eisen-Puffer nach der Reaktion



IW: Wüstit–ged. Eisen-Puffer nach Reaktion (25.32)

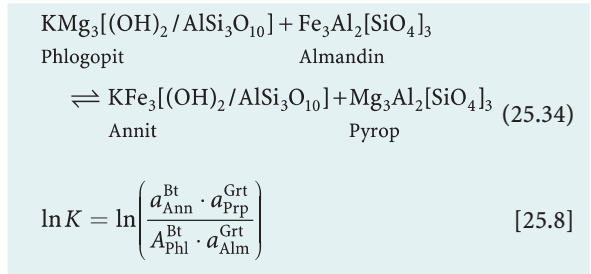
IQF: ged. Eisen + Quarz–Fayalit-Puffer nach der Reaktion



In der experimentellen Praxis wird zur Kontrolle der O_2 -Fugazität die sog. Doppelkapselmethode angewendet (Eugster 1957). Dabei wird die Ausgangsmischung z. B. für die Reaktion Staurolith + Quarz \rightleftharpoons Cordierit + Andalusit + H_2O in eine Edelmetallkapsel eingebracht; diese wird von einer größeren Edelmetallkapsel umgeben, in der sich die Puffermischung, z. B. FMQ, zusammen mit H_2O befindet. Bei den definierten P - T -Bedingungen des Experiments stellt der FMQ-Puffer eine definierte O_2 -Fugazität ein, die ihrerseits das Dissoziationsgleichgewicht von H_2O (25.29) beeinflusst. Dadurch wird eine bestimmte H_2 -Fugazität eingestellt. Das kleine Wasserstoffmolekül ist in der Lage, durch das Kapselmaterial hindurch zu diffundieren und so das Gleichgewicht (25.29) auch in der inneren Kapsel zu steuern. Dadurch wird das f_{O_2} , das durch die Puffermischung definiert ist, auch in der inneren Kapsel eingestellt. Die oben genannten Puffermischungen liefern somit eine schrittweise f_{O_2} -Skala.

Fe^{2+} -haltige Silikate wie Almandin-reicher Granat oder Staurolith sind bei gegebener Temperatur und gegebenem Gesamtdruck nur über einen bestimmten f_{O_2} -Bereich sta-

wobei ΔG die Differenz der freien Enthalpie des Austauschgleichgewichts darstellt. K ist die Gleichgewichtskonstante und errechnet sich aus den Aktivitäten a_i der jeweiligen chemischen Elemente bzw. Mineral-Endglieder in den beteiligten Mischkristallen. So gilt beispielsweise für das Kationen-Austauschgleichgewicht zwischen Granat und Biotit



Dabei lassen sich die Aktivitäten a_i nach der Gleichung $a_i = \gamma_i \cdot X_i$ aus den Molenbrüchen $X_i = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ berechnen, wenn man die Aktivitätskoeffizienten γ_i kennt. Für die Temperaturabhängigkeit von $\ln K$ bei konstantem Druck gilt die Gleichung

$$\left(\frac{\partial \ln K}{\partial T} \right)_P = \frac{\Delta H_{P,T} + (P-1)\Delta V}{RT^2} \quad [25.9]$$

für die Druckabhängigkeit von $\ln K$ bei konstanter Temperatur:

$$\left(\frac{\partial \ln K}{\partial P} \right)_T = -\frac{\Delta V}{RT} \quad [25.10]$$

(z. B. Will 1998). Aus diesen Gleichungen wird klar, dass Austauschgleichgewichte, die ein großes ΔH und ein kleines ΔV aufweisen, besonders gut als Geothermometer geeignet sind, weil der Druckeinfluss gering ist. Umgekehrt sind Reaktionen mit großem ΔV und geringem ΔH stark abhängig vom Druck, aber nur wenig von der Temperatur: sie eignen sich gut als Geobarometer. Für konstante $\ln K$ -Werte gilt die Gleichung:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial P}{\partial T} \right)_{\ln K} &= \frac{\Delta S_{P,T} - R \ln K}{\Delta V} \\ &= \frac{\Delta H_{P,T} - R \ln K}{T \Delta V} \quad [25.11] \end{aligned}$$

die der Clausius-Clapeyron'schen Gleichung entspricht. Aus ihr folgt ebenfalls, dass $(\partial P/\partial T)_{\ln K}$ groß werden muss, wenn ΔH groß ist. Es ergeben sich im P - T -Diagramm Isoplethen, d. h. Linien für unterschiedliche $\ln K$ -Werte, die eine steile Steigung aufweisen und daher als Geothermometer dienen können. Ist demgegenüber ΔV groß, so wird $(\partial P/\partial T)_{\ln K}$ klein und es ergeben sich Isoplethen für unterschiedliche $\ln K$ -Werte mit flacher Steigung: Es ergibt sich ein Geobarometer (Abb. 25.17).

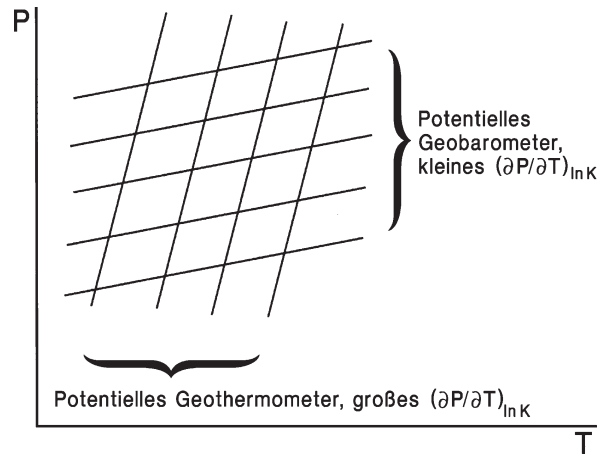


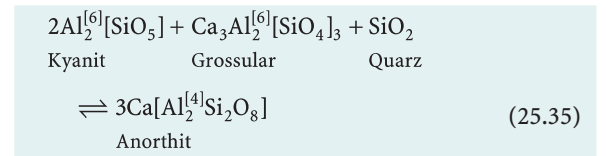
Abb. 25.17. Schematische Position möglicher Geothermometer und Geobarometer im P - T -Diagramm. (Nach Will 1998)

An den Kreuzungspunkten der Isoplethen eines Geothermometers und eines Geobarometers lässt sich die jeweilige P - T -Kombination ablesen, bei der ein Metamorphoseprozess in etwa abgelaufen ist.

Häufig gibt man z. B. in P - T -Pseudoschnitten Linien gleicher Zusammensetzung für ein bestimmtes Mineral an, z. B. für Granat, der sich im Austauschgleichgewicht mit Chlorit und Staurolith befindet (Abb. 25.16); auch diese Linien werden als Isoplethen bezeichnet.

Als Geothermometer sind besonders Kationen-Austauschgleichgewichte vom Typ der Reaktion (25.34) geeignet, die gewöhnlich ein geringes ΔV , aber ein großes ΔH aufweisen. Weitere Beispiele sind die Mineralpaare Granat-Klinopyroxen, Granat-Orthopyroxen, Granat-Cordierit, Granat-Amphibol, Granat-Phengit, Klinopyroxen-Orthopyroxen, Magnetit-Ilmenit und Calcit-Dolomit (Will 1998).

Demgegenüber sind sog. Massentransfer-Reaktionen als Geobarometer geeignet. Bei ihnen liegen die Kationen, die zwischen Reaktanten und Produkten ausgetauscht werden, in unterschiedlicher Koordination vor, z. B. als $\text{Al}^{[4]}$ und $\text{Al}^{[6]}$, was ein großes ΔV der Austauschreaktion zur Folge hat. Ein bekanntes Beispiel ist das sog. GASP-Barometer (Grossular-Al-Silikat-SiO₂-Plagioklas) nach der Reaktion



Weitere Barometer dieses Typs beruhen auf den Gleichgewichten Grossular-Almandin-Granat + Rutil = Ilmenit + Anorthit + Quarz (GRIPS), Almandin-Granat + Rutil = Ilmenit + $\text{Al}_2[\text{SiO}_5]$ + Quarz (GRAIL), Cordierit = Pyrop-Almandin-Granat + Sillimant + Quarz, Albit = Jadeit + Quarz u. a. (Will 1998).

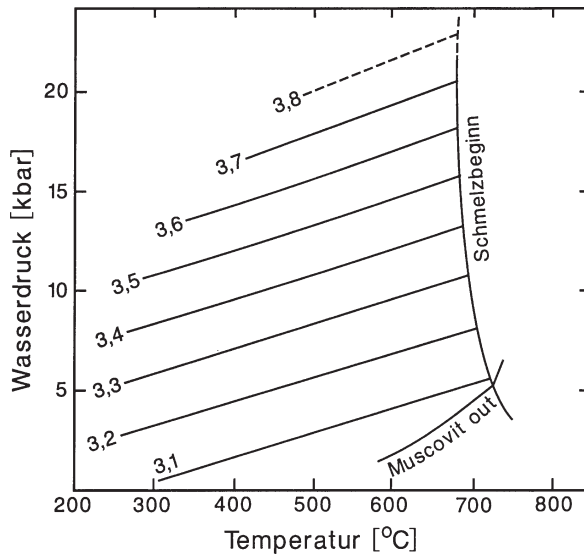


Abb. 25.18. Phengit-Barometer. Isoplethen für Si-Gehalte im Phengit im Gleichgewicht mit Kalifeldspat, Phlogopit, Quarz und H_2O im P - T -Diagramm (nach Massonne u. Schreyer 1987). Obere Temperaturgrenze für Muscovit + Quarz nach den Reaktionen (25.11) und (25.11a)

25.4

Häufige Anwendung findet auch das Phengit-Geobarometer, das auf dem Si-Gehalt im Phengit nach der gekoppelten Substitution $Al^{[6]}Al^{[4]} \rightleftharpoons Mg^{[6]}Si^{[4]}$ beruht. Voraussetzung ist, dass Muscovit in Paragenesen des KMAH-Systems gemeinsam mit Phlogopit + Kalifeldspat + Quarz oder mit Talk + Phlogopit + Kyanit auftritt (Massonne u. Schreyer 1987, 1989). Da der Einfluss von Fe im KMAH-System bekannt ist, kann auch Biotit anstelle des selteneren Phlogopits vorliegen. In Abb. 25.18 sind die Si-Isoplethen im Phengit für die erstere Paragenese dargestellt. Man erkennt, dass die Si-Gehalte sehr stark vom Druck, aber viel weniger von der Temperatur abhängen. So kann das Diagramm als ein ziemlich empfindliches Geobarometer zur Abschätzung des Drucks in der Natur herangezogen werden, ohne dass die Temperatur der Metamorphose genau bekannt sein muss. Die Anwendung des Phengit-Geobarometers hat für Metagranite oder Metaarkosen mit Biotit, Phengit (Muscovit), Kalifeldspat und Quarz als metamorphe Paragenese breite Anwendung gefunden. In günstigen Fällen kann man aus reliktischem Phengit auf eine vorangegangene Hochdruckmetamorphose schließen.

Der Kationenaustausch zwischen koexistierenden Mineralen erfolgt über Diffusionsvorgänge, wobei die Diffusionsgeschwindigkeiten mit sinkender Temperatur abnehmen. Unterhalb einer bestimmten Temperatur, der *Schließungstemperatur*, findet keine Diffusion mehr statt und das eingestellte Austauschgleichgewicht wird eingefroren. Liegt der Temperaturhöhepunkt einer Metamorphose oberhalb der Schließungstemperatur des verwendeten Geothermometers, so kann noch Diffusion stattfinden und die Austauschgleichgewichte werden zurück-

gestellt: Die berechnete Temperatur entspricht nicht dem erreichten Temperaturmaximum, sondern einem Punkt auf dem retrograden P - T -Pfad. Aus diesem Grunde sollte man nach Möglichkeit unterschiedliche Geothermometer und Geobarometer zur Abschätzung der P - T -Entwicklung eines metamorphen Gesteins verwenden.

Dabei sollte man berücksichtigen, dass sich die Schließungstemperatur für den Kationenaustausch zwischen einem bestimmten Mineralpaar nicht exakt ermitteln lässt, weil sie von reaktionskinetischen Parametern wie der Aufheizungs- oder Abkühlungsrate, der Verformungsrate oder dem Fluidfluss im Gestein beeinflusst wird.

In günstigen Fällen lassen sich durch Austauschgleichgewichte auch Stadien des prograden P - T -Pfades quantitativ ermitteln, z. B. über die Mikrosondenanalyse von Mineraleinschlüssen in zonar gebauten Granaten. Der Zonarbau von Mineralen wird auch bei der Gibbs-Methode der differentiellen Thermodynamik zur Rekonstruktion von P - T -Pfadern verwendet (Spear 1988; Spear et al. 1991; Zeh u. Holness 2003).

25.4 Druck-Temperatur-Entwicklung metamorpher Komplexe

Die Rekonstruktion der räumlichen und zeitlichen Druck-Temperatur-Entwicklung metamorpher Komplexe ist ein zentrales Anliegen der geologischen Forschung. Hierdurch gewinnt man wichtige Informationen über die Mechanismen der Gebirgsbildung, die in der geologischen Vergangenheit wirksam waren und noch heute wirksam sind. Ganz allgemein führen krustenbildende Prozesse wie Subduktion, Kontinent-Kontinent-Kollision, kontinentales Rifting, verbunden mit Plutonismus und Vulkanismus, sowie die Entstehung neuer ozeanischer Kruste an den mittelozeanischen Rücken zur Störung eines ehemals stabilen geothermischen Gradienten (engl. steady-state geotherm) und damit zu Veränderungen von Druck und Temperatur in Raum und Zeit. Als Folge laufen prograde und retrograde Mineralreaktionen ab, die sich durch sorgfältige mikroskopische Beobachtungen herausarbeiten und unter Einsatz von Mikrosonden-Analysen möglichst auch stöchiometrisch formulieren lassen.

25.4.1 Druck-Temperatur-Pfade

Auf der Grundlage dieser Beobachtungen kann man den Druck-Temperatur-Pfad (P - T -Pfad), den ein metamorphes Gestein durchlaufen hat, quantitativ formulieren, wobei man petrogenetische Netze, insbesondere Pseudoschnitte (Abb. 25.16), sowie Geothermometer und Geobarometer in sinnvoller Kombination verwendet. Auch die Isochoren von Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralen werden zur P - T -Ab-

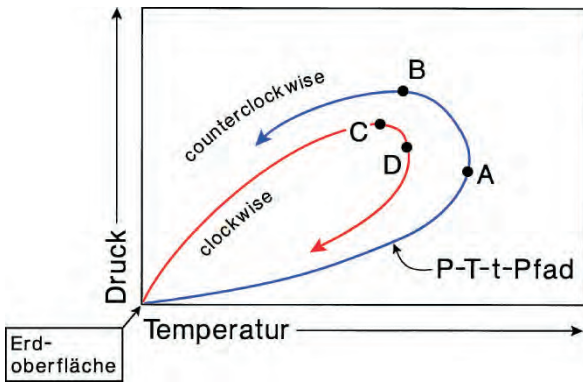


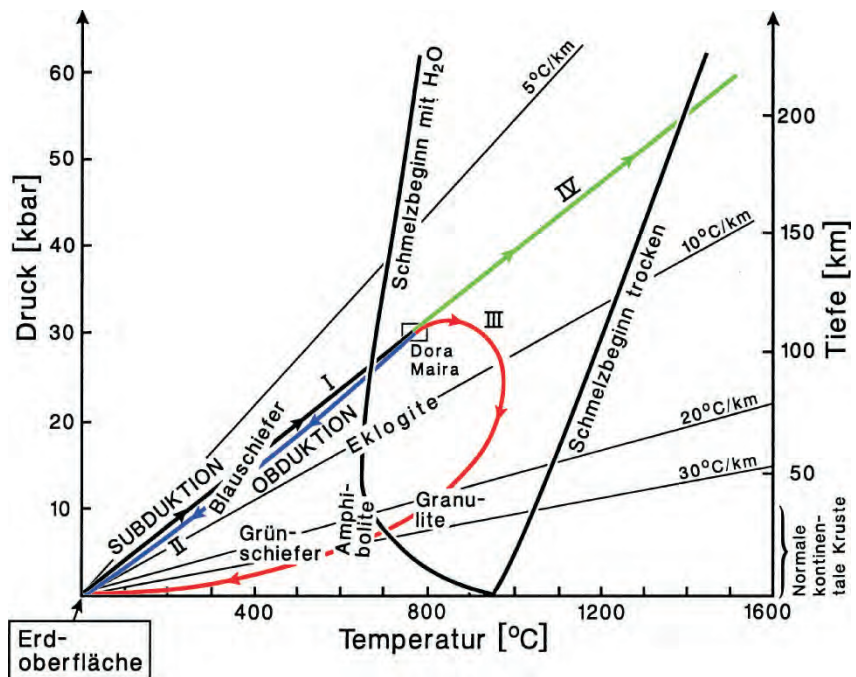
Abb. 25.19. Zwei unterschiedliche Typen von *P-T*-Pfad: ein Pfad verläuft im Uhrzeigersinn (clockwise), der andere im Gegenuhrzeigersinn (counterclockwise). Die eingetragenen Punkte *B* und *C* sind jeweils Druckmaxima, die Punkte *A* und *D* Temperaturmaxima

schätzung mit herangezogen (Abb. 10.3). In manchen Fällen lassen sich einzelne Deformationsphasen $D_1, D_2, D_3, \dots, D_n$ bestimmten, prograd oder retrograd gebildeten Mineralen zuordnen und so Druck-Temperatur-Deformationspfade (*P-T-D*-Pfade) rekonstruieren.

Wie Abb. 25.19 zeigt, lassen sich prinzipiell zwei Typen von *P-T*-Pfad unterscheiden, die im Uhrzeigersinn oder im Gegenuhrzeigersinn verlaufen. Sie spiegeln unterschiedliche Mechanismen der Gebirgsbildung wider, können aber durchaus nebeneinander in unterschiedlichen Bereichen eines Orogens vorkommen. Dabei fällt der Temperaturhöhepunkt der Metamorphose (*A* und *D*) häufig nicht mit dem erreichten Druckmaximum (*B* und *C*) zusammen.

Abb. 25.20.

P-T-Diagramm mit vier möglichen *P-T*-Pfad von krustalen Gesteinen, die tief subduziert und unterschiedlich rasch exhumiert wurden. Eingetragen sind außerdem die Kurven des Schmelzbegins eines Alkali-granits unter Anwesenheit von H_2O und trocken sowie die linear verlaufenden geothermischen Gradienten. (Nach Schreyer 1988)



***P-T*-Pfade im Uhrzeigersinn (clockwise *P-T* paths).** Diese Pfade wurden in vielen Kristallingebieten nachgewiesen und von England u. Thompson (1984) theoretisch modelliert. Sie entstehen durch Prozesse der Krustenverdickung im Zuge von Subduktions- und kontinentalen Kollisionsvorgängen. Dabei erfolgt zunächst eine starke Druck-erhöhung, während die Temperaturzunahme wesentlich geringer ist (vgl. auch Abb. 26.8, S. 458). Erst allmählich kommt es infolge von radioaktiver Wärmeproduktion, Wärmeleitung und/oder advektiver Wärmezufuhr durch magmatische Intrusionen zur regionalen Aufheizung des versenkten Krustenteils ohne starke Druckzunahme, also nahezu isobar. Die Aufheizung setzt sich jedoch noch weiter fort, wenn es bereits zur Druckentlastung durch isostatischen Aufstieg des verdickten Gebirges kommt: Dieses wird durch Erosion abgetragen und/oder zergleitet tektonisch entlang flacher Abschiebungen (engl. low-angle normal faults), wodurch die Kruste verdünnt wird. Nach einer Phase nahezu isothermaler Dekompression mündet der *P-T*-Pfad in einen normalen geothermischen Gradienten ein (Abb. 25.20). Im Zuge einer solchen Entwicklung können zunächst Hochdruck- und Ultrahochdruckgesteine wie Blauschiefer und Eklogite entstehen, die mit zunehmender Temperatur und unter Anwesenheit einer H_2O -haltigen fluiden Phase mehr oder weniger vollständig durch Mitteldruckparagenesen vom Barrow-Typ verdrängt werden und sogar der partiellen Anatexis unterliegen können, wie das am Beispiel des *P-T*-Pfad I (schwarz) + III (rot) in Abb. 25.20 dargestellt ist.

Eine bessere Überlebenschance für Hochdruck- und Ultrahochdruckgesteine durch tektonische Vorgänge,

z. B. durch Deckenüberschiebungen sehr rasch in höhere Krustenbereiche zurückgeführt werden. Es entstehen dann haarnadelförmige *P-T*-Pfade, bei denen der prograde und der retrograde Ast nahezu parallel verlaufen, wie das z. B. bei den Ultrahochdruckgesteinen des Dora-Maira-Massivs (Abschn. 26.3.9, S. 471f) mit der Paragenese Pyrop + Coesit der Fall war (Abb. 25.20). Der aufsteigende Ast I des *P-T*-Pfades dokumentiert ein frühes Stadium der Kontinent-Kontinent-Kollision und folgt dementsprechend einem sehr geringen geothermischen Gradienten von ca. 7 °C/km. Bei rund 800 °C und 30 kbar werden die Bildungsbedingungen dieser Ultrahochdruckparagenese erreicht. Der retrograde Ast II (blau) des *P-T*-Pfades verläuft etwa parallel zum prograden, was auf eine rasche tektonische Heraushebung hinweist. Darüber hinaus begünstigte ein Mangel an H₂O und die besondere Kristallgröße des Granats die reliktsche Erhaltung der Ultrahochdruckparagenese Pyrop + Coesit, während das feinkörnige, glimmerreiche Nebengestein retrograd überprägt wurde. Inzwischen gibt es eine Reihe von Beispielen, bei denen Ultrahochdruckparagenesen in tief subduzierter kontinentaler Kruste noch reliktsch erhalten blieben (Abschn. 26.3.9, S. 471f).

Die Verfolgung des Subduktionspfades I in noch größere Manteltiefe bis zu etwa 200 km Tiefe (IV, grün) würde mit steigender Temperatur – in Abhängigkeit von der H₂O-Fugazität – zu einer vermehrten selektiven Aufschmelzung der hochmetamorphen kontinentalen Kruste führen; denn der angenommene Geotherm schneidet die beiden eingezeichneten Schmelzkurven. Die relativ saure, in diesem Fall wahrscheinlich syenitisch zusammengesetzte Schmelze könnte mit dem umgebenden ultramafischen Mantelperidotit reagieren. In der sich absondernden, durch fortschreitende Kontamination veränderten Schmelze vermutet man den Anfang einer globalen Magmenbildung ausgelöst durch eine Kontinent-Kontinent-Kollision.

***P-T*-Pfade im Gegenuhrzeigersinn (counter-clockwise *P-T* paths).** Diese Pfade können entstehen, wenn durch magmatische Intrusionen advektiv Wärme zugeführt wird, z. B. im Bereich von Inselbögen oder von Orogengürteln oberhalb von Subduktionszonen (Abb. 25.19, 26.8, S. 458). Dabei kommt es in einem relativ flachen Krustenniveau zunächst zu nahezu isobarer Aufheizung, die regionale Ausmaße annehmen kann, wenn die Menge der gefördertten Magmen groß genug ist. Man spricht dann von regionaler Kontaktmetamorphose. Erst im Zuge einer nachfolgenden Krustenverdickung, z. B. bedingt durch Deckenüberschiebungen, steigt der Druck an, danach erfolgt nahezu isobare Abkühlung. Es entstehen Niederdruckgesteine vom Buchan-Typ.

25.4.2 Druck-Temperatur-Zeit-Pfade

Von großem Interesse sind der zeitliche Ablauf und die Dauer von Metamorphosevorgängen. Diese können, wie am Beispiel der Kontaktmetamorphose (Abschn. 24.2.1,

S. 389) gezeigt wurde, modelliert werden, wobei allerdings die Grenzparameter oft nicht genau bekannt sind. Es wäre daher wichtig, wenn man an einzelne Abschnitte eines *P-T*-Pfades direkt bestimmte Zeitangaben heranschreiben und so Druck-Temperatur-Zeit-Pfade (*P-T-t*-Pfade) rekonstruieren könnte. Nur so ist es auch möglich zu entscheiden, ob der ermittelte *P-T*-Pfad wirklich auf ein einziges Metamorphoseereignis zurückgeht oder ob sich in ihm mehrere Ereignisse unterschiedlichen Alters verbergen. Wie wir in Abschn. 31.5.3 (S. 569ff) zeigen werden, lassen sich Minerale, die radiogene Isotope enthalten, über radioaktive Zerfallsreihen, insbesondere $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$, $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{86}\text{Sr}$ und $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$, datieren. Auch bei radiometrischen (isotopischen) Altersbestimmungen kann man das Prinzip der Schließungstemperaturen anwenden, wobei die oben angegebenen Einschränkungen gelten. So wird für U-Pb-Datierungen an Zirkon und Monazit eine Schließungstemperatur angenommen, die >900 °C bzw. >750 °C liegt; für Sm-Nd-Datierungen an Granat beträgt sie ca. 600 °C, für Rb-Sr-Datierungen an Muscovit ca. 500 °C sowie für K-Ar-Datierungen an Muscovit und Biotit ca. 400 bzw. 300 °C, allerdings jeweils mit relativ großen Unsicherheiten. Trotzdem kann man durch die Datierung unterschiedlicher Minerale eines Gesteins mit unterschiedlichen Isotopensystemen Zeitmarken an den Höhepunkt der Metamorphose und an bestimmte Punkte auf dem retrograden Ast des *P-T*-Pfades setzen, während eine Datierung des prograden *P-T*-Pfades naturgemäß kaum möglich ist.

Dabei muss selbstverständlich vorausgesetzt werden, dass alle datierten Minerale innerhalb des gleichen Metamorphoseereignisses gewachsen sind. Das ist insbesondere beim Zirkon mit seiner sehr hohen Schließungstemperatur oft nicht der Fall. Häufig liefern einzelne Zirkone oder Kernbereiche von Zirkonen noch Altersinformationen, die auf vorhergehende magmatische oder metamorphe Ereignisse hinweisen: Die Temperatur, die beim Höhepunkt der Metamorphose erreicht wurde, war nicht hoch genug, um das Isotopensystem zurückzustellen. So können Zirkone in Orthogneisen, die noch magmatische Morphologie zeigen, das Intrusionsalter des magmatischen Ausgangsgesteins datieren (Abb. 31.15, S. 575). Umgekehrt zeigen abgerundete Zirkone in Metasedimenten häufig ein U-Pb-Alter, das ihre Herkunft von einem älteren Krustenteil, z. B. einem archaischen Kraton erweist; sie wurden als detritische Schwerminerale in das Sedimentationsbecken transportiert, das im Zuge der späteren Orogenese metamorph geprägt wurde. Häufig enthalten zonar gebaute Zirkone ältere detritische oder magmatisch gebildete Kernbereiche; diese werden von Zonen umgeben, die während eines oder mehrerer Metamorphose-Ereignisse gewachsen sind (z. B. Harley u. Kelly 2007). Um diese wichtigen Informationen quantitativ zu fassen, ist die Isotopenanalyse mit einer *Sensitive High-Resolution Micro-Probe* (SHRIMP) oder mit anderen ortsauflösenden Analysemethoden erforderlich.

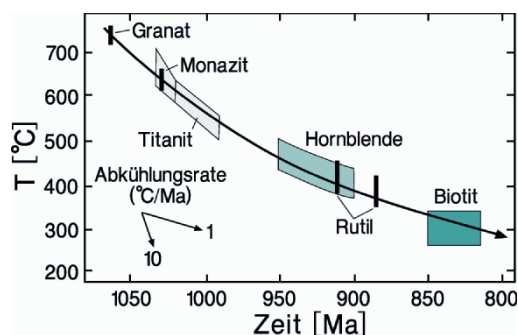


Abb. 25.21. Temperatur-Zeit-Entwicklung des Adirondack-Kristallins (New York, USA) nach U-Pb-Datierungen an Granat, Monazit, Titanit und Rutil sowie K-Ar-Datierungen an Hornblende und Biotit. Die farbige angelegten Bereiche geben die Unsicherheiten bei den Schließungstemperaturen an. (Nach Mezger et al. 1990, aus Spear 1993)

In Abb. 25.21 ist die Temperatur-Zeit-Entwicklung des hochmetamorphen Adirondack-Kristallins (New York, USA) dargestellt, das bei Höhepunkt der Metamorphose im Neoproterozoikum Temperaturen von ca. 750°C und Drücke von ca. 7,5 kbar erlebt hatte. Durch U-Pb-Datierungen an einem Granat wurde das Alter dieses Metamorphose-Ereignisses zu 1064 ± 3 Ma bestimmt; U-Pb-Datierungen an Monazit, Titanit und Rutil sowie K-Ar-Datierungen an Hornblende und Biotit liefern zunehmend geringere Alterswerte, die erkennen lassen, dass sich die Abkühlung auf ca. 300°C über einen Zeitraum von fast 250 Ma hinzog. Dabei verlangsamte sich die Abkühlungsrate von ca. 4°C/Ma auf ca. 1°C/Ma (Mezger et al. 1990). Die Hebungsrates des Adirondack-Kristallins wurde mit ca. 0,05 mm/Jahr abgeschätzt. Im Vergleich dazu steigen junge Orogenzonen, z. B. das Himalaya-Gebirge derzeit mit Raten von 0,2–0,5 mm/Jahr, stellenweise sogar mit 4 mm/Jahr auf.

Weiterführende Literatur

- Bucher K, Frey M (2002) Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Berlin Heidelberg New York
- Ernst WG (1976) Petrologic phase equilibria. Freeman, San Francisco
- Harley SL, Kelly NM (2007) Zircon – tiny but timely. Elements 3: 13–18
- Harley SL, Melly NM, Möller A (2007) Zircon behaviour and the thermal history of mountain chains. Elements 3:25–30
- Miyashiro A (1994) Metamorphic petrology. UCL Press, London
- Powell R, Guiraud M, White RW (2005) Truth and beauty in metamorphic phase equilibria: Conjugate variables and phase diagrams. Canad Mineral 43:21–33
- Rubatto D, Hermann J (2007) Zircon behaviour in deeply subducted rocks. Elements 3:31–3
- Seifert F (1978) Bedeutung und Nachweis von thermodynamischem Gleichgewicht und die Interpretation von Ungleichgewichten. Fortschr Mineral 55:111–134
- Spear FS (1993) Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineral Soc America, Washington, DC
- Will TM (1998) Phase equilibria in metamorphic rocks – thermodynamic background and petrological applications. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Yardley BWD (1989) An introduction to metamorphic petrology. Longman, Burnt Mill, Harlow, England

Zitierte Literatur

- Berman RG (1988) Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. J Petrol 29:445–522
- Bohlen SR, Montana A, Kerrick DM (1991) Precise determinations of equilibria kyanite \rightleftharpoons sillimanite and kyanite \rightleftharpoons andalusite and a revised triple point for Al_2SiO_5 polymorphs. Am Mineral 76:677–680
- Chatterjee ND (1970) Synthesis and upper stability of paragonite. Contrib Mineral Petrol 27:244–257
- Chatterjee ND (1972) The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrences. Contrib Mineral Petrol 34:288–303
- Chatterjee ND, Johannes W (1974) Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M_1 -muscovite, $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$. Contrib Mineral Petrol 48:89–114
- Chernosky JV Jr., Day HW, Caruso LJ (1985) Equilibria in the system $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$: Experimental determination of the stability of Mg-anthophyllite. Am Mineral 70:223–236
- Cho M, Maruyama S, Liou JG (1987) An experimental investigation of heulandite-laumontite equilibrium at 1 000 to 2 000 bar P_{fluid} . Contrib Mineral Petrol 97:43–50
- England PC, Thompson AB (1984) Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. Part I: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. J Petrol 25:894–928
- Eugster HP (1957) Heterogeneous reactions involving oxidation and reduction at high temperatures. J Chem Phys 26:1760–1761
- Evans BW, Johannes W, Oterdoom H, Trommsdorff V (1976) Stability of chrysotile and antigorite in the serpentinite multisystem. Schweiz Mineral Petrogr Mitt 56:79–93
- Goldschmidt VM (1911) Die Kontaktmetamorphose im Kristiania-Gebiet. Oslo Vidensk Skr, I Math-Nat K1, no 11
- Greenwood HJ (1961) The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{H}_2\text{O}-\text{argon}$: Total pressure and water pressure in metamorphism. J Geophys Res 66:3923–3946
- Greenwood HJ (1967) Mineral equilibria in the system $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. In: Abelson PH (ed) Researches in Geochemistry. pp 542–567, Wiley, New York
- Gruner BB (2000) Metamorphoseentwicklung im Kaokogürtel, NW-Namibia: Phasenpetrologische und geothermobarometrische Untersuchungen panafrikanischer Metapelite. Freiburger Forschungshefte C486:221 pp
- Harker RI, Tuttle OF (1956) Experimental data on the $P_{\text{CO}_2}-T$ curve for the reaction calcite + quartz = wollastonite + carbon dioxide. Am J Sci 254:239–256
- Hemley JJ (1967) Stability relations of pyrophyllite, andalusite, and quartz at elevated pressures and temperatures. Am Geophys Union Trans 48:224
- Holdaway MJ (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. Am J Sci 271:97–131
- Holdaway MJ, Mukhopadhyay B (1993) A reevaluation of the stability relations of andalusite: Thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates. Am Mineral 78:298–315
- Holland TJB, Powell R (1985) An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results. J Metam Geol 3:343–370
- Holland TJB, Powell R (1990) An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: The system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{C}-\text{H}_2-\text{O}_2$. J Metam Geol 8:89–124
- Hsu LC (1968) Selected phase relationships in the system $\text{Al}-\text{Mn}-\text{Fe}-\text{Si}-\text{O}-\text{H}$: A model for garnet equilibria. J Petrol 9:40–83
- Kennedy GC, Holser WT (1966) Pressure-volume-temperature and phase relations of water and carbon dioxide. Geol Soc America Mem 97:371–384

- Kerrick DM (1968) Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 kilobars and 3.9 kilobars water pressure. *Am J Sci* 266:204–214
- Kerrick DM (1972) Experimental determination of muscovite + quartz stability with $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{total}}$. *Am J Sci* 272:946–958
- Liou JG (1971) P - T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - SiO_2 - H_2O . *J Petrol* 12:379–411
- Massonne HJ, Schreyer W (1987) Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib Mineral Petrol* 96:212–224
- Massonne HJ, Schreyer W (1989) Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite barometers. *Eur J Mineral* 1:391–410
- Mezger K, Rawnsley CM, Bohlen SR, Hanson GN (1990) U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: Implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts., New York. *J Geol* 99:415–428
- Miyashiro A (1973) *Metamorphism and metamorphic belts*. Allen & Unwin, London
- Ohmoto H, Kerrick D (1977) Devolatilization equilibria in graphite systems. *Am J Sci* 277:1013–1044
- Okrusch M (1969) Die Gneishornfelse um Steinach in der Oberpfalz. Eine phasenpetrologische Analyse. *Contrib Mineral Petrol* 22:32–72
- Schreyer W (1988) Subduction of continental crust to mantle depths: Petrological evidence. *Episodes* 11:97–104
- Spear FS (1988) The Gibbs method and Duhem's theorem: The quantitative relationships among P , T , chemical potential, phase composition, and reaction progress in igneous and metamorphic systems. *Contrib Mineral Petrol* 99:249–256
- Spear FS, Peacock SM, Kohn MJ, Florence FP, Menard T (1991) Computer programs for petrological P - T - t path calculations. *Am Mineral* 76:2009–2012
- Storre B (1972) Dry melting of muscovite + quartz in the range $P_s = 7$ kb to $P_s = 20$ kb. *Contrib Mineral Petrol* 37:87–89
- Storre B, Karotke E (1972) Experimental data on melting reactions of muscovite + quartz in the system K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O to 20 Kb water pressure. *Contrib Mineral Petrol* 36:343–345
- Thompson AB (1970) A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. *Am J Sci* 268:454–458
- Thompson AB (1971) Analcite-albite equilibria at low temperatures. *Am J Sci* 271:79–92
- Winkler HGF (1979) *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 5th edn. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Zeh A, Holness M (2003) The effect of reaction overstep on garnet microstructures in metapelitic rocks of the Ilesha Schist Belt, SW Nigeria. *J Petrol* 44:967–994
- Zen E-An (1966) Construction of pressure-temperature diagrams for multicomponent systems after the method of Schreinemakers – A geometric approach. *US Geol Survey Bull* no 1225, 56 pp

Metamorphe Mineralfazies

26.1 Graphische Darstellung metamorpher Mineralparagenesen

26.2 Das Faziesprinzip

26.3 Übersicht über die metamorphen Fazies

Durch prograde Mineralreaktionen entstehen in metamorphen Gesteinen – je nach ihrer chemischen Zusammensetzung – charakteristische Mineralparagenesen. Diese repräsentieren beim Höhepunkt der Metamorphose zumindestens angenähert ein thermodynamisches Gleichgewicht und spiegeln dementsprechend die erreichten Drücke und Temperaturen wider. Die Gesamtheit aller Paragenesen, die in metamorphen Gesteinen mit *unterschiedlichem Chemismus*, aber bei etwa *gleichen P-T-Bedingungen* gebildet wurden, definieren eine metamorphe Fazies.

26.1 Graphische Darstellung metamorpher Mineralparagenesen

Die überwiegende Mehrzahl der Silikatgesteine besteht aus den zwölf Hauptkomponenten SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 und H_2O ; dazu kommt im Fall von karbonathaltigen Gesteinen wie Kalkglimmerschiefern oder Kalksilikatfelsen noch CO_2 . Um die Phasenbeziehungen in einem metamorphen Gestein übersichtlich darstellen zu können, muss die Komponentenzahl sinnvoll eingeschränkt werden. Eine graphische Darstellung ist nur im Vierkomponentensystem (Tetraeder) technisch möglich; übersichtlicher kann sie im Dreikomponentensystem (Dreieck) gestaltet werden.

26.1.1

ACF- und A'KF-Diagramme

Der finnische Petrograph Pentti Eskola führte die ACF- und A'KF-Diagramme ein, in denen die Phasenbeziehungen sehr verschiedener metamorpher Stoffbestände veranschaulicht werden können. Die Berechnung stützt sich auf folgende Überlegungen:

1. Die Gewichtsprozentage der chemischen Analyse werden in Molzahlen umgerechnet, d. h. Gew.-% dividiert durch das Molekulargewicht.
2. Es werden nur SiO_2 -übersättigte Gesteine, d. h. solche mit freiem Quarz (oder einer anderen SiO_2 -Modifikation) dargestellt. In diesen können jeweils nur die Minerale mit dem höchstmöglichen SiO_2 -Gehalt stabil sein, z. B. Enstatit, nicht aber Forsterit, Andalusit, nicht aber Korund. Daher übt der Gehalt an SiO_2 im Gesteins-Chemismus oder der Modalanteil von Quarz keinen Einfluss auf die Phasenbeziehungen der übrigen anwesenden Minerale aus, und SiO_2 muss als Komponente nicht berücksichtigt werden. Demgegenüber müssen bei SiO_2 -Untersättigung, z. B. in metamorphen Ultramafiten oder in Metabauxiten andere Phasendiagramme verwendet werden, in denen SiO_2 als Komponente dargestellt wird.
3. H_2O und CO_2 lassen sich als vollständig mobile Komponenten auffassen. Ihre Fugazitäten bzw. ihre Partialdrücke $-f_{(\text{H}_2\text{O})} \sim P_{(\text{H}_2\text{O})}$, $f_{(\text{CO}_2)} \sim P_{(\text{CO}_2)}$ – werden daher wie der Gesamtdruck und die Temperatur als externe Zustandsvariable betrachtet, die nicht in die Diagramme eingehen.
4. P_2O_5 steckt ausschließlich im Apatit, TiO_2 ganz überwiegend im Rutil, Ilmenit und Titanit. Diese akzessorischen Minerale sind für die Phasenbeziehungen zunächst ohne Belang, so dass man auf ihre Darstellung verzichtet und so diese beiden Komponenten einspart.

Will man *Gesteinsanalysen* in ACF- und A'KF-Diagramme projizieren, so müssen Korrekturen für diese Akzessorien angebracht werden, wobei ihre Menge durch Modalanalyse bestimmt oder abgeschätzt werden muss. Für P_2O_5 ist eine äquivalente Menge an CaO (nämlich entsprechend der Apatit-Formel das 3,3fache), für TiO_2 die äquivalente Menge an FeO (Ilmenit) oder an CaO (Titanit) abzuziehen. Man beachte aber, dass Phasendiagramme wie das ACF- und das A'KF-Dreieck in erster Linie zur Darstellung von Phasenbeziehungen zwischen koexistierenden Mineralen dienen, weniger zur Projektion von Gesteinsanalysen.

5. Von den noch verbleibenden acht Komponenten werden jeweils $\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}$ sowie $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ zusammengefasst.

Die Berechnung wird nun in folgender Weise durchgeführt, wobei $[\text{FeO}] = \text{Mole FeO}$ bedeutet:

ACF-Diagramm

$$A = [\text{Al}_2\text{O}_3] + [\text{Fe}_2\text{O}_3] - ([\text{Na}_2\text{O}] + [\text{K}_2\text{O}])$$

$$C = [\text{CaO}]$$

$$F = [\text{MgO}] + [\text{FeO}] + [\text{MnO}]$$

$$A + C + F = 100$$

A'KF-Diagramm

$$A' = [\text{Al}_2\text{O}_3] + [\text{Fe}_2\text{O}_3] - ([\text{Na}_2\text{O}] + [\text{K}_2\text{O}] + [\text{CaO}])$$

$$K = [\text{K}_2\text{O}]$$

$$F = [\text{FeO}] + [\text{MgO}] + [\text{MnO}]$$

$$A' + K + F = 100$$

Rechenbeispiele werden im Anhang (S. 592f) gegeben.

In beiden Fällen wird also das Al, das mit Na im Albit oder mit K im Kalifeldspat gebunden ist, nicht berücksichtigt; im A'KF-Diagramm bleibt auch der Al-Anteil unberücksichtigt, der mit Ca im Anorthit steckt. Die Nichtdarstellung von Na_2O in beiden Diagrammen ist ein wesentlicher Nachteil, ebenso die Zusammenfassung von $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO}$ oder von $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$. Abgesehen davon können die wichtigsten Silikatminerale, die in metamorphen Gesteinen auftreten, in ACF- und A'KF-Diagrammen dargestellt werden (Abb. 26.1); mit Ausnahme von Na-Silikaten wie Albit, Jadeit oder Paragonit. In Abb. 26.2 sind die ungefähren Bereiche der chemischen Zusammensetzung von magmatischen und sedimentären Gesteinen eingetragen, die als häufige Ausgangsgesteine von Metamorphiten in Frage kommen. Aus dem Vergleich von Abb. 26.1 und 26.2 erkennt man, dass sich die Phasenbeziehungen in Kalksilikatgesteinen oder in Metabasiten im ACF-Dreieck, die der glimmerreichen Metapelite dagegen besser im A'KF-Dreieck darstellen lassen.

Binäre Mischkristalle werden im ACF- und A'KF-Diagramm als fette Linie zwischen zwei Endgliedern, ternäre Mischkristalle als Feld dargestellt. Jeweils zwei ko-

Abb. 26.1. Projektion wichtiger metamorpher Minerale im ACF- und A'KF-Diagramm. (Nach Winkler 1979)

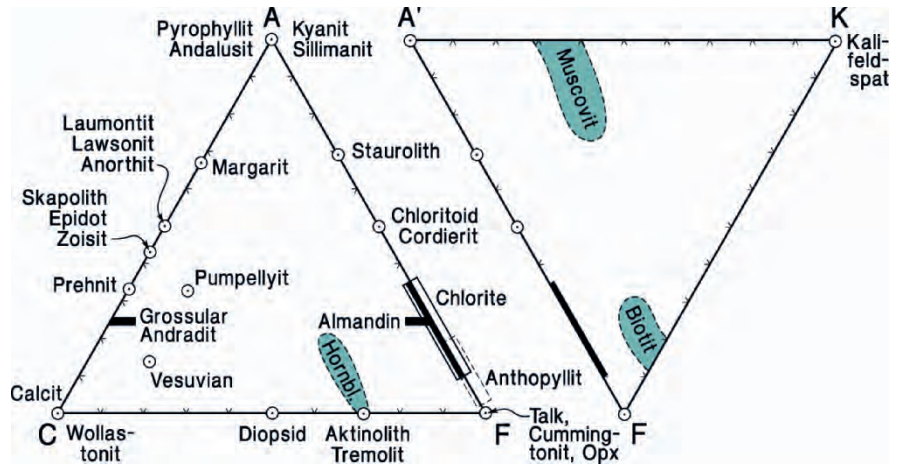
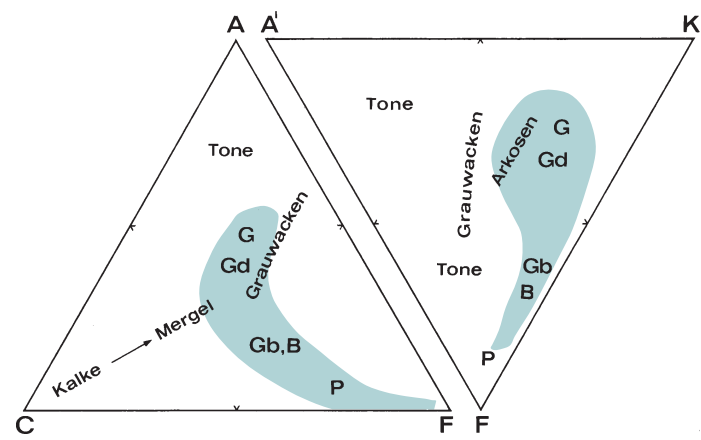


Abb. 26.2. Ungefähre Bereiche von chemischen Zusammensetzungen wichtiger magmatischer und sedimentärer Gesteinsgruppen im ACF- und A'KF-Diagramm. G Granit, Gd Granodiorit, Gb Gabbro, B Basalt, P Peridotit



existierende Minerale werden durch Konoden miteinander verbunden, koexistierende Mischkristalle durch Konodenbündel. Die Konoden begrenzen Phasendreiecke, in denen jeweils drei Minerale miteinander und mit den Überschussphasen Quarz + Fluid im Gleichgewicht stehen; dazu kommen im ACF-Dreieck der Albit-Anteil im Plagioklas ± Kalifeldspat ± Muscovit, im A'KF-Dreieck der Albit-Anteil im Kalifeldspat sowie Plagioklas. Auf einem Konodenbündel oder innerhalb der Fläche eines Teildreiecks können die Gesteins-Chemismen beliebig variieren, ohne dass sich die Mineralparagenese ändert; lediglich das modale Mengenverhältnis der koexistierenden Minerale verschiebt sich. Erst wenn die chemische Zusammensetzung eine begrenzende Konode überschreitet, entsteht eine neue Paragenese.

Fallen bei der Projektion von Gesteinsanalysen in ACF- und A'KF-Diagrammen die darstellenden Punkte nicht in die „richtigen“ Dreiphasenfelder bzw. Konodenbündel, so liegt das meist an einer Unterkorrektur oder Überkorrektur für die Akzessorien.

Treten in einem bestimmten Gesteinsvolumen mehr als drei der möglichen Phasen auf, kommt es zu kreuzenden Konoden. Dafür kann es folgende Erklärungen geben:

- Die Gibbs'sche Phasenregel ist verletzt: Das Gestein repräsentiert thermodynamisches Ungleichgewicht. Manchmal lässt sich dieses Problem lösen, wenn man einen kleineren Bereich eines Dünnschliffs betrachtet, in dem ein lokales Gleichgewicht eingestellt wurde.
- Im Gestein ist eine univariante oder divariante Mineralreaktion eingefroren; die Probe wurde im Gelände z. B. auf einer Isograden entnommen oder es sind ein oder mehrere Reaktanten metastabil erhalten geblieben.
- Die Zahl der gewählten Komponenten ist zu gering. So kann z. B. ein erhöhter TiO₂-Gehalt Biotit zu höheren Temperaturen stabilisieren, so dass die Vernachlässigung dieser Komponente ungerechtfertigt ist. Umgekehrt senkt ein erhöhter MnO-Gehalt die untere Stabilitätsgrenze von Granat ab; daher kann die Zusammenfassung von MnO mit FeO und MgO zu einer Komponente unberechtigt sein. Bei vielen Mineralreaktionen verändert sich das Fe/Mg-Verhältnis der beteiligten Phasen laufend; diese gleitenden (kontinuierlichen) Reaktionen sind divariant, so dass eine Zusammenfassung von FeO und MgO nicht zulässig ist. Das Gleiche gilt für divariante und multivariante Reaktionen mit wechselndem Fe₂O₃/Al₂O₃- und/oder anderen Oxidverhältnissen.

Eine weitere Schwierigkeit bei der Berechnung von *ACF*- und *A'KF*-Diagrammen ist, dass man bei der Mikrosondenanalytik von Silikatmineralen das $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis nicht direkt bestimmen, sondern nur bestenfalls abschätzen kann.

Als klassisches Beispiel für die Anwendung des *ACF*-Dreiecks gelten die *Hornfelse der Osloregion* in Süd-norwegen, die bereits durch V. M. Goldschmidt (1911) eingehend bearbeitet wurden. Die kontaktmetamorphe Überprägung der unterschiedlichen sedimentären Ausgangsgesteine erfolgte weitgehend *isochemisch*. Ihre chemische Zusammensetzung variiert von karbonatfreien bis karbonatarmen Tonsteinen zu tonarmen Kalksteinen und überstreicht somit weite Bereiche des *ACF*-Diagramms. Entsprechend dem unterschiedlichen Gesteins-Chemismus unterscheidet Goldschmidt 10 sog. Hornfelsklassen, die durch folgende Zwei- oder Dreiphasen-Paragenesen gekennzeichnet sind (Abb. 26.3).

1. Andalusit–Cordierit
2. Andalusit–Cordierit–Plagioklas
3. Cordierit–Plagioklas
4. Cordierit–Plagioklas–Hypersthen
5. Plagioklas–Hypersthen
6. Plagioklas–Hypersthen–Diopsid
7. Plagioklas–Diopsid
8. Plagioklas–Diopsid–Grossular
9. Diopsid–Grossular
10. Diopsid–Grossular–Wollastonit

Zu diesen Mineralen können noch Quarz, Kalifeldspat und Biotit hinzukommen; der Quarz-Gehalt nimmt mit steigender Klassennummer ab und fehlt in den Klassen 8–10 oft ganz; statt dessen tritt häufig Calcit auf. (Quarz-freie Paragenesen dürften streng genommen nicht im *ACF*-Dreieck dargestellt werden!)

ACF- und *A'KF*-Diagramme geben für unterschiedliche chemische Ausgangszusammensetzungen die Mine-

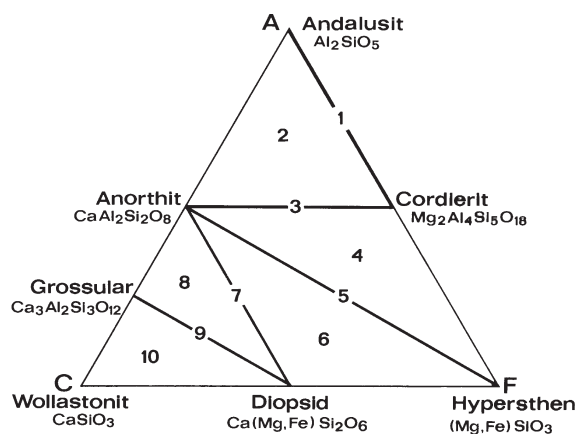


Abb. 26.3. *ACF*-Diagramm der 10 Hornfels-Klassen nach Goldschmidt (1911), entsprechend der Pyroxen-Hornfelsfazies von Eskola (1939). In allen Klassen können Quarz, Kalifeldspat und Biotit hinzukommen

ralparagenesen an, die sich innerhalb eines begrenzten Druck-Temperatur-Bereichs im Gleichgewicht befinden. Kristallisationswege, wie sie z. B. im ternären Zustandsdiagramm Diopsid–Albit–Anorthit (Abb. 16.7, S. 261) dargestellt sind, lassen sich nicht ablesen. *ACF*- und *A'KF*-Dreiecke sagen weiterhin aus, dass Minerale, die nicht durch Konoden miteinander verbunden sind, nicht nebeneinander im Kontakt auftreten, also keine Berührungsparagenese bilden, z. B. Cordierit und Diopsid oder Hypersthen und Grossular. Beobachtet man unter dem Mikroskop alternative Mineralkombinationen für den gleichen Gesteins-Chemismus, so müssen diese unter veränderten Druck-Temperatur-Bedingungen gebildet worden sein. Für sie wäre dann ein anderes *ACF*-Dreieck mit entsprechend verändertem Konodenverlauf zu zeichnen.

26.1.2 AFM-Projektion

Bei zahlreichen metamorphen Gesteinen genügen das *ACF*- und das *A'KF*-Dreieck, um mit diesen drei Komponenten die wichtigsten Gleichgewichtsbeziehungen der auftretenden Mineralparagenesen herauszustellen, jedoch nicht bei allen. Wie wir festgestellt hatten, liegt ein wesentlicher Nachteil dieser Diagramme in der Zusammenfassung von FeO und MgO zu einer Komponente, was oft nicht gerechtfertigt ist. Zwar herrscht in vielen mafischen Mineralen unbegrenzte Diadochie zwischen Mg und Fe^{2+} , doch wird die gegenseitige Vertretbarkeit bei bestimmten *P-T*-Bedingungen nach der einen oder anderen Seite hin eingeschränkt. So koexistiert bei mäßigen Temperaturen und Drücken ein Fe-reicher Granat mit einem Mg-reichen Cordierit. Aus dieser Tatsache ergeben sich Paragenesen, in denen vier Minerale im Gleichgewicht nebeneinander auftreten, z. B. Granat–Cordierit–Biotit–Kalifeldspat (–Quarz). Diese können im *A'KF*-Dreieck nicht ohne kreuzende Konoden dargestellt werden, widerspre-

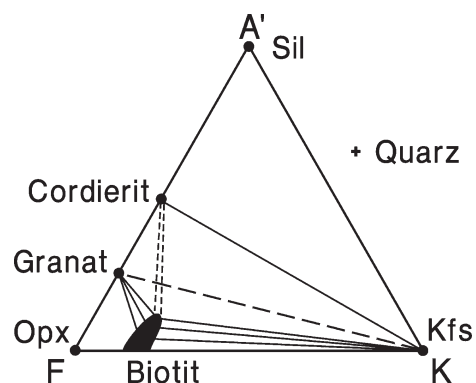


Abb. 26.4. Die Darstellung der Paragenese Granat–Cordierit–Biotit–Kalifeldspat im *A'KF*-Dreieck ist ohne kreuzende Konoden nicht möglich. Die Zusammenfassung von FeO und MgO zu einer Komponente F ist nämlich nicht zulässig, weil alle drei mafischen Minerale unterschiedliche Fe^{2+}/Mg -Verhältnisse haben

chen also scheinbar der Gibb'schen Phasenregel (Abb. 26.4). Deshalb empfiehlt es sich für viele metamorphe Gesteine, insbesondere für Metapelite, FeO und MgO als unabhängige Komponenten, d. h. getrennt darzustellen.

Thompson (1957) entwickelte hierfür ein *AKFM-Tetraeder* mit den fünf Hauptkomponenten SiO₂ (im Überschuss), Al₂O₃, FeO, MgO und K₂O. Die Phasenbeziehungen werden auf eine Ebene projiziert, die durch die *AFM*-Fläche des Tetraeders verläuft (Abb. 26.5a). Als Projektionspunkt dient in allen Gesteinen, die Muscovit enthalten, d. h. besonders in niedrig- bis mittelgradigen Metapeliten, *Muscovit*. In muscovitfreien, aber Kalifeldspatführenden Gesteinen, d. h. besonders in hochgradigen Metapeliten, wird dagegen *Kalifeldspat* als Projektionspunkt benutzt. Diese Minerale werden dementsprechend nicht in der *AFM*-Projektion dargestellt, ebenso Quarz, der – wie bei den *ACF*- und *A'KF*-Dreiecken – voraussetzungsgemäß im Überschuss vorhanden sein muss. Zu beachten ist, dass bei der *AFM*-Projektion Fe₂O₃ nicht mit

Al₂O₃ zusammengefasst, sondern vernachlässigt wird; das Gleiche gilt für MnO. Bei der Berechnung der Granat-Position müssen die äquivalenten Al₂O₃-Anteile subtrahiert werden, die in den Endgliedern Spessartin (= 1/3MnO) und Grossular (= 1/3CaO) gebunden sind. Analog zu den *ACF*- und *A'KF*-Dreiecken erfolgt die Berechnung auf der Grundlage von Molzahlen nach folgendem Schema:

1. Mit *Muscovit* als Projektionspunkt:

$$A = [Al_2O_3] - 3[K_2O]$$

$$M = [MgO]$$

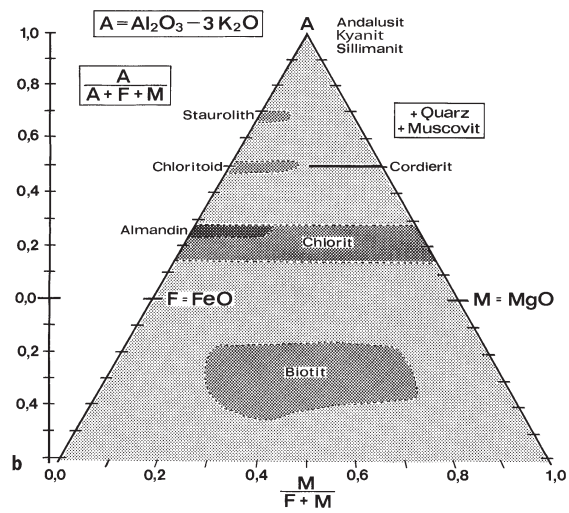
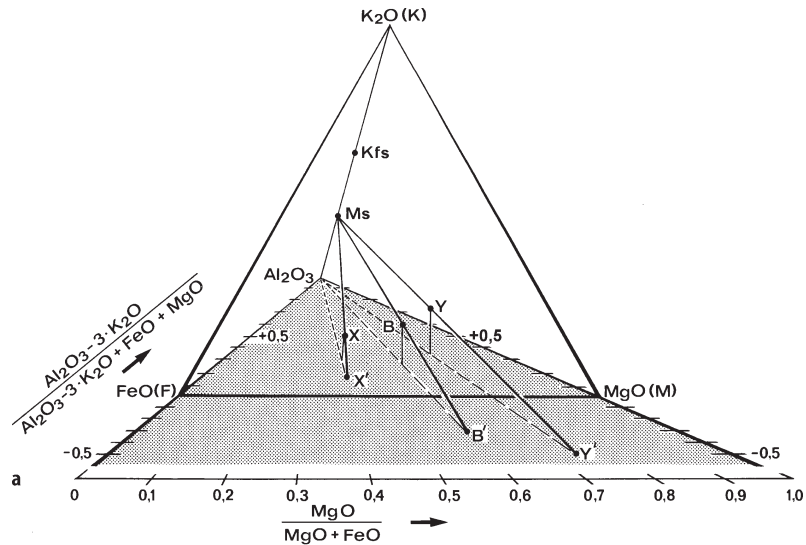
$$F = [FeO]$$

Senkrechte Skala: $\frac{A}{A + F + M}$

Waagerechte Skala: $\frac{M}{M + F}$

Abb. 26.5.

AFM-Projektion; **a** *AKFM*-Tetraeder Al₂O₃-K₂O-FeO-MgO mit der Projektionsebene $A = [Al_2O_3] - F = [FeO] - M = [MgO]$, die sich über die Dreiecksseite *F-M* hinaus erstreckt. Alle Punkte innerhalb des Tetraeders können vom Projektionspunkt *Ms* (*Muscovit*) auf diese Ebene projiziert werden. Die darstellenden Punkte *X*, *Y* und *B* liegen innerhalb des Tetraeders und werden als Punkte *X'*, *Y'* und *B'* auf die *AFM*-Ebene projiziert. Dabei kommen *Y'* und *B'* jenseits der Linie *F-M* zu liegen, während Projektionspunkte von *K*-freien Mineralen in das *AFM*-Dreieck fallen. **b** *AFM*-Projektion der wichtigsten Mineralzusammensetzungen mit Projektionspunkt *Muscovit*. (Nach Best 2003)



Erläuterung. Bei K_2O -haltigen Mineralen muss eine zu K_2O äquivalente Menge Al_2O_3 abgezogen werden. Diese ist $3[K_2O]$ entsprechend der Muscovit-Zusammensetzung $KAl_2[(OH)_2/AlSi_3O_{10}] = K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$. Bei Biotit ergeben sich für $A/(A + F + M)$ negative Werte, da $[K_2O] > [Al_2O_3]$ ist; Biotit projiziert also unterhalb der FM -Kante des $AKFM$ -Tetraeders (Abb. 26.5a). Projektionspunkte von K-freien Mineralen wie Chlorit, Cordierit, Chloritoid, Almandin-Pyrop-Granat und Staurolith liegen dagegen im AFM -Dreieck. Mischkristallbildung durch Substitution von Fe^{2+} für Mg^{2+} in diesen Mineralen wird durch eine Strecke parallel zur Seite $F-M$ zum Ausdruck gebracht. Besteht zusätzlich eine Substitution durch Al, wie besonders bei Chlorit oder Biotit, so erweitert sich die Strecke zu einem Band oder einem Feld (Abb. 26.5b). Ein zur Paragenese gehörender Muscovit kann voraussetzungsgemäß *nicht* dargestellt werden.

2. Mit Kalifeldspat als Projektionspunkt

$$A = [Al_2O_3] - [K_2O]$$

$$M = [MgO]$$

$$F = [FeO]$$

$$\text{Senkrechte Skala: } \frac{A}{A + M + F}$$

$$\text{Waagerechte Skala: } \frac{M}{M + F}$$

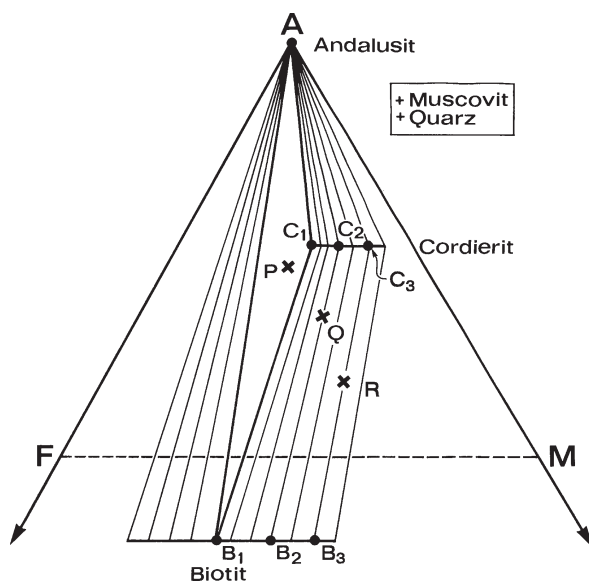


Abb. 26.6. AFM -Projektion von zwei Paragenesen aus metapelitischen Hornfels. Gestein P: Biotit (B) + Cordierit (C) + Andalusit (+ Muscovit + Quarz), Gesteine Q und R: Biotit + Cordierit (+ Muscovit + Quarz). Zum Gestein P gehören C_1 und B_1 , zu Q: C_2 und B_2 , zu R: C_3 und B_3

Oder einfacher: prozentuale Berechnung mit

$$A + F + M = 100$$

Erläuterung. Ist Kalifeldspat Projektionspunkt, so werden alle Minerale auf das AFM -Dreieck projiziert.

Rechenbeispiele werden im Anhang (S. 592f) gegeben.

Die AFM -Projektion ist grundsätzlich nicht für die Darstellung von Gesteinszusammensetzungen konzipiert worden. Will man das trotzdem tun, so sind entsprechende Korrekturen vorzunehmen, z. B. für die FeO -Gehalte im Ilmenit $FeO \cdot TiO_2$ und Magnetit $FeO \cdot Fe_2O_3$, die nicht in der AFM -Projektion dargestellt werden. Somit wird $F = [FeO] - [TiO_2] - [Fe_2O_3]$. $[MnO]$ kann für die Kalkulation von F zu $[FeO]$ addiert werden, da Mn^{2+} in vielen Silikatmineralen Fe^{2+} ersetzt.

Eine mögliche Anwendung der AFM -Projektion zeigt Abb. 26.6, in der Mineralparagenesen in drei pelitischen Hornfels P, Q und R dargestellt sind, die unter Bedingungen der Hornblende-Hornfels-Fazies (Abschn. 26.3.6, S. 466) gebildet wurden. Zum Gesteinschemismus P gehört die Paragenese Andalusit + Biotit + Cordierit + (Muscovit + Quarz), zu den Gesteinschemismen Q und R die Paragenese Biotit + Cordierit + (Muscovit + Quarz). Aus dem Konodenverlauf kann man die Mg/Fe -Verhältnisse koexistierender Cordierite und Biotite ablesen. Wie bei den ACF - oder $A'KF$ -Diagramm ändern sich der Konodenverlauf und die Mischkristallzusammensetzungen der koexistierenden Mineralphasen mit den physikalischen Bedingungen der Metamorphose. Die Endpunkte des Phasendreiecks Bt_1 - Cr_1 -Andalusit sind bei gegebenen P - T -Bedingungen fixiert, während der Gesteins-Chemismus innerhalb des Dreiecks frei variieren kann: Wenn sich Punkt P in Richtung auf A verschiebt, würde sich an der Paragenese und den Mineralzusammensetzungen nichts ändern; lediglich der modale Andalusit-Anteil würde zu Lasten von Biotit und Cordierit zunehmen. Demgegenüber werden die Mg/Fe -Verhältnisse der Zweiphasen-Paragenese Biotit + Cordierit (+ Muscovit + Quarz) nicht nur von P und T, sondern auch durch das $MgO/(MgO + FeO)$ -Verhältnis im Gesamtgestein kontrolliert: Zum Gestein Q gehören die Fe -reicheren Minerale Bt_2 und Cr_2 , zum Gestein R die Mg -reicheren Minerale Bt_3 und Cr_3 . Eine Verschiebung des Pauschalchemismus entlang der Konoden würde dagegen nur zu einer Veränderung des modalen Biotit-Cordierit-Verhältnisses führen. Die AFM -Projektion bringt bei pelitischem Chemismus derartige Phasenbeziehungen besser zum Ausdruck als ein ACF - oder ein $A'KF$ -Diagramm.

Vergleichbare Projektionen können auch für andere Stoffbestände entwickelt werden, z. B. für Metabasite im $ACFM$ -Tetraeder mit Projektionspunkt Plagioklas (Robinson et al. 1982).

26.2 Das Faziesprinzip

26.2.1 Begründung des Faziesprinzips

Metamorphe Gesteine repräsentieren in ihren Mineralparagenesen Druck-Temperatur-Bedingungen, die beim Höhepunkt der Metamorphose erreicht wurden. Schon G. H. Williams (1890) erkannte, dass die große Vielfalt der metamorphen Mineralparagenesen nicht allein auf Unterschiede in der chemischen Pauschalzusammensetzung zurückgeht, sondern wesentlich durch Unterschiede in den Metamorphosebedingungen verursacht wird. Seit Beginn des 20. Jahrhunderts wurden Metamorphite nach ihrem *Metamorphosegrad* eingeteilt. Ganz ohne experimentelle Grundlagen, nur anhand von Gefügemerkmalen konnte G. Barrow (1893) belegen, dass im Schottischen Hochland die *Zonenfolge der metamorphen Indexminerale* von der Chlorit- zur Sillimanit-Zone (Abschn. 24.2.5, S. 395f) einen Anstieg im Metamorphosegrad dokumentiert, nicht umgekehrt. F. Becke (1903) und U. Grubenmann (1904) nahmen eine Gliederung nach sog. *Tiefenstufen* vor und unterschieden mit aufsteigenden *P-T*-Bedingungen *Epizone*, *Mesozone* und *Katazone* (vgl. auch Grubenmann u. Niggli 1924).

Eine strengere physikalisch-chemische Betrachtungsweise führten V. M. Goldschmidt und P. Eskola in die Metamorphoselehre ein. Sie betrachteten die metamorphen Mineralparagenesen als Systeme im *physikalisch-chemischen Gleichgewicht*, auf die man die Gibbs'sche Phasenregel anwenden kann. Bei seiner Untersuchung der Hornfelse des Oslo-Gebiets konnte Goldschmidt (1911) den Nachweis erbringen, dass bei der hochgradigen Aufheizung in der Kontaktaureole ein chemisches Gleichgewicht erreicht wurde und dass sich der Mineralbestand mit dem wechselnden Gesteins-Chemismus nach bestimmten Regeln ändert (Abb. 26.3). Analoge Beziehungen zwischen Gesteins-Chemismus und Mineralbestand fand Eskola (1915) in regionalmetamorphen Gesteinen des Orijärvi-Gebietes im Südwesten Finnlands. Jedoch erwiesen sich hier andere Mineralparagenesen als stabil:

Orijärvi-Gebiet	Oslo-Gebiet
Muscovit + Quarz	Alkalifeldspat + Andalusit
Muscovit + Biotit	Alkalifeldspat + Cordierit
Biotit + Hornblende	Alkalifeldspat + An-reicher Plagioklas + Hypersthen
Anthophyllit	Hypersthen

Die Unterschiede zwischen beiden Vorkommen begründete Eskola zu Recht damit, dass die *P-T*-Bedingungen der Metamorphose im Oslo-Gebiet höher waren als im Orijärvi-Gebiet. Auf dieser Grundlage wurde von ihm

der Begriff der metamorphen Mineralfazies eingeführt und folgendermaßen definiert (Eskola 1939):

„Zu einer bestimmten Fazies werden die Gesteine zusammengefasst, welche bei identischer Pauschalzusammensetzung einen identischen Mineralbestand aufweisen, aber deren Mineralbestand bei wechselnder Pauschalzusammensetzung gemäß bestimmten Regeln variiert.“

Begründet wurde das Prinzip der Mineralfazies aus der Erfahrungstatsache, dass die Mineralparagenesen der metamorphen Gesteine in vielen Fällen den Gesetzen der chemischen Gleichgewichtslehre gehorchen.

Das Konzept der Mineralfazies setzte sich relativ spät durch, fand aber seit dem 2. Weltkrieg in Europa und in Übersee zunehmende Anwendung und Verbreitung. Es erwies sich als außerordentlich fruchtbar für die metamorphe Petrologie, weil es wesentliche Impulse für die Erforschung metamorpher Gesteine im Gelände und für die experimentelle Bestimmung von Mineralgleichgewichten vermittelte.

Eine modernere Definition des Faziesbegriffs wurde von Turner (1981) gegeben; sie lautet in Übersetzung:

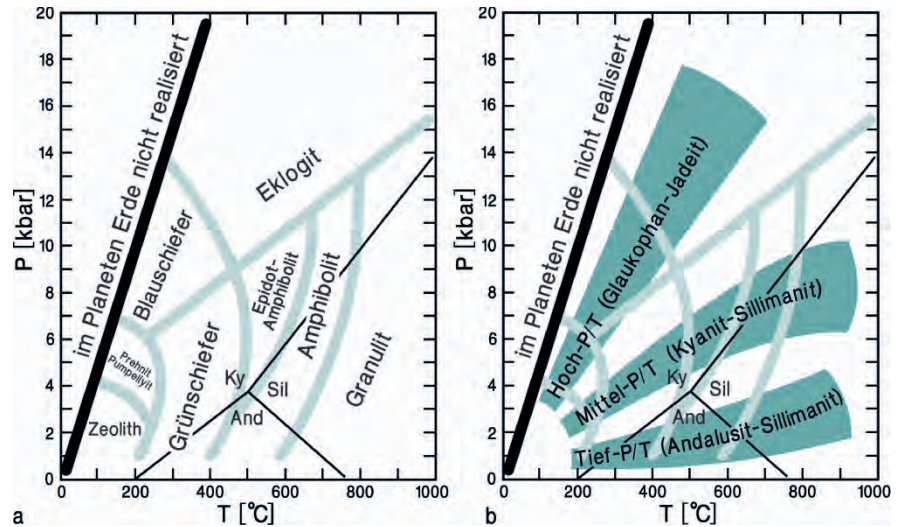
Eine metamorphe Fazies ist eine Serie metamorpher Mineralparagenesen, die in Zeit und Raum wiederholt zusammen vorkommen, so dass eine konstante und daher vorhersagbare Beziehung zwischen Mineralbestand und Gesteins-Chemismus besteht.

Hierzu sind noch folgende Erläuterungen notwendig:

1. Wichtig ist, dass eine Fazies durch ein Serie von Paragenesen bestimmt wird, nicht durch die Paragenese in einem einzelnen Gestein (obwohl einzelne Gesteine namengebend sind).
2. Daraus folgt, dass es unmöglich ist, die einzelnen Mineralfazies im *P-T*-Feld oder im P_1 - P_n -*T*-Raum scharf gegeneinander abzugrenzen; denn die Paragenesen, die eine Fazies definieren, bilden sich nicht gleichzeitig, sondern nacheinander über ein gewisses *P-T*-Intervall und werden auch nicht gleichzeitig abgebaut.
3. Die Definition einer metamorphen Fazies beruht auf Mineralparagenesen, die unter dem Mikroskop zu *beobachten* sind und deren regionale Verteilung man *kartieren* kann. Die *experimentelle Bestimmung* und *thermodynamische Berechnung* von Gleichgewichtsbeziehungen metamorpher Minerale ist ein davon *unabhängiger Forschungsansatz* (Abschn. 25.2, S. 430ff), der wichtige Anhaltspunkte für die *P-T*-Bedingungen vermittelt, unter denen die Paragenesen einer metamorphen Fazies gebildet wurden: *Geländepetrologie* und *experimentelle Petrologie* ergänzen sich in ihren *Aussagen und regen sich gegenseitig an*.

Abb. 26.7.

a *P-T*-Diagramm mit der ungefähren Position der metamorphen Mineralfazies. Die Grenzen sind unscharf. Zum Vergleich sind die Stabilitätsfelder der Al_2SiO_5 -Polymorphen Kyanit, Andalusit und Sillimanit nach Holdaway (1971) eingetragen. **b** *P-T*-Diagramm der metamorphen Fazies-Serien. Die Hoch-*P/T*-Serie ist charakteristisch für Subduktionszonen, die Mittel-*P/T*-Serie für die Lithosphären-Platte über einer Subduktionszone und für kontinentale Kollisionszonen, die Niedrig-*P/T*-Serie für vulkanische Bögen und mittelozeanische Rücken (vgl. Abb. 26.8, 26.9). (Mod. nach Spear 1993)

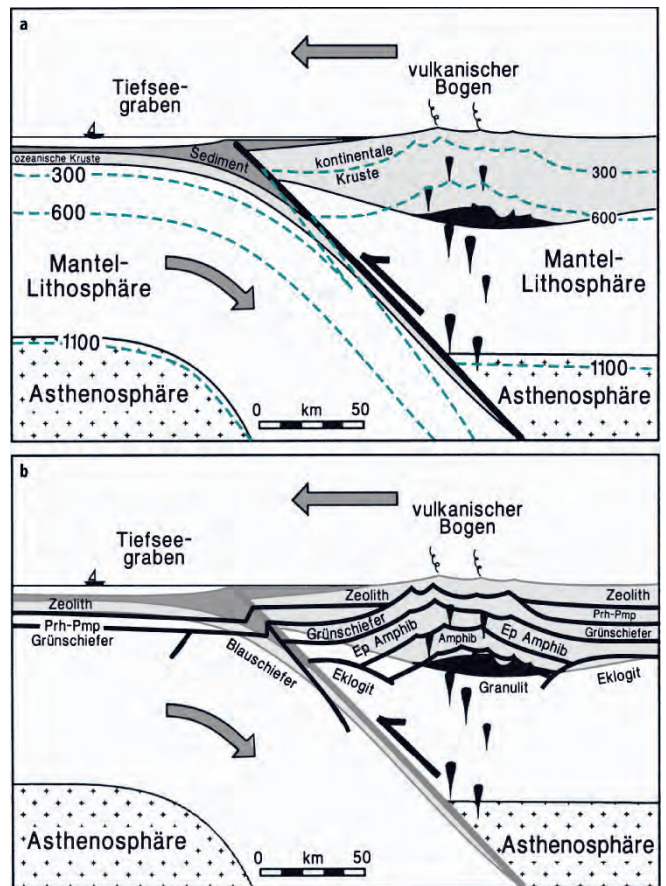


- Das Fazies-Prinzip beruht auf der (idealisierenden) Annahme, dass beim Höhepunkt eines Metamorphoseereignisses ein thermodynamisches Gleichgewicht eingestellt wurde, angezeigt durch Berührungsparagenesen. Auf dem prograden und retrograden Metamorphosepfad oder während eines früheren Metamorphoseereignisses kann das gleiche Gestein auch *P-T*-Bedingungen anderer Mineralfazies durchlaufen haben, die sich an Hand von Reliktmineralen oder Mineralneubildungen nachweisen lassen.
- Bei gegebenem Gesteins-Chemismus ist es möglich, die betreffende Mineralparagenese vorauszusagen, wenn die anderen Paragenesen der gleichen Fazies bekannt sind. Kleinere Variationen innerhalb einer Fazies können kleineren Unterschieden im Gesteins-Chemismus oder den *P-T*-Bedingungen zugeschrieben werden.
- Aus beobachteten Mineralparagenesen lassen sich nur sehr allgemeine Aussagen über das Ausgangsmaterial machen (z. B. Metapelite, Metabasite). Für eine genauere Ansprache müssen Gefügerelikte und Mineralrelikte gefunden sowie der Haupt- und Spurenelement-Chemismus analysiert werden.

seine Bezeichnungen sind auch heute noch allgemein anerkannt: Zeolithfazies, Grünschieferfazies, Epidot-Amphibolit-Fazies, Amphibolitfazies, Granulitfazies, Eklogitfazies, Pyroxen-Hornfelsfazies, Sanidinitfazies. Dazu kommen noch die Prehnit-Pumpellyit-Fazies, die von Coombs (1960, 1961) von der Zeolith-Fazies abge-

Die einzelnen Mineralfazies wurden von Eskola (1939) nach Gesteinen benannt, in denen die jeweils fazies-kritischen Mineralparagenesen häufig enthalten sind;

Abb. 26.8. Schematisches Profil durch einen konvergenten Plattenrand. **a** Verlauf der Isothermen, **b** Verteilung der metamorphen Mineralfazies: Infolge der Subduktion kalter ozeanischer Lithosphäre tauchen die Isothermen in die Subduktionszone ab und es kommt zur Hochdruckmetamorphose. Umgekehrt sind die Isothermen im Bereich des vulkanischen Bogens aufgebeult, ein Effekt, der durch den advektiven Wärme-Transport der aufsteigenden Kalkalkalimagmen verstärkt wird: Niederdruckmetamorphose, die nach außen zu allmählich in die Mittel- und Hochdruckmetamorphose übergeht. (Nach Ernst 1976, aus Spear 1993)



trennt wurde, sowie die Albit-Epidot-Hornfels- und Hornblende-Hornfels-Fazies (Turner u. Verhoogen 1960). Wie Abb. 26.7a zeigt, nehmen die meisten metamorphen Fazies einen großen P - T -Bereich ein. Es hat daher nicht an Versuchen gefehlt, diese in *Subfazies* zu unterteilen (Turner u. Verhoogen 1960; Winkler 1965, 1967). Eine solche Untergliederung ist in vielen Regionen durchaus sinnvoll, oft aber nicht allgemein anwendbar und sollte keinesfalls übertrieben werden: Nicht jede neu aufgefundene Mineralparagenese kann eine neue Subfazies begründen; nicht jedes P - T -Feld, das durch univariante Gleichgewichtskurven begrenzt wird, definiert eine Subfazies!

26.2.2 Metamorphe Faziesserien

Wie wir in Abschn. 24.2.5 (S. 394ff) gesehen haben, dokumentieren die P - T -Bedingungen der Metamorphose geothermische Gradienten, d. h. die Temperaturzunahme mit der Tiefe bzw. mit dem Druck (dT/dP). Das kommt auch in der Abfolge metamorpher Fazies in einer bestimmten Region, z. B. in einem Orogengürtel zum Ausdruck. Aus dieser Tatsache leitete Miyashiro (1961) drei metamorphe *Faziesserien* ab, die unterschiedlichen *Drucktypen* (engl. baric types) der Metamorphose entsprechen (Abb. 26.7b):

- **Hochdruck-**(= Hoch- P/T)-Faziesserie: Zeolith-Fazies → Prehnit-Pumpellyit-Fazies → Blauschiefer-Fazies → Eklogit-Fazies; charakteristische Minerale sind Glaukophan und Jadeit; der typische geothermische Gradient variiert um $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$.
- **Mitteldruck-**(= Mittel- P/T)-Faziesserie: Zeolith-Fazies → Grünschiefer-Fazies → Epidot-Amphibolit-Fazies → Amphibolit-Fazies → Granulit-Fazies; charakteristische Al_2SiO_5 -Polymorphen sind Kyanit und Sillimanit; der typische geothermische Gradient variiert um $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$.
- **Niederdruck** (= Niedrig- P/T)-Faziesserie: Zeolith-Fazies → Grünschiefer-Fazies → Amphibolit-Fazies → Granulit-Fazies; charakteristische Al_2SiO_5 -Polymorphen sind Andalusit und Sillimanit; der typische geothermische Gradient liegt bei $90\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$.
- In *Kontakt-Aureolen* sind bei meist niedrigen Drücken noch höhere geothermische Gradienten realisiert. Dabei ergibt sich die Abfolge: Albit-Epidot-Hornfels-

Fazies → Hornblende-Hornfels-Fazies → Pyroxen-Hornfels-Fazies; bei der *Pyrometamorphose* entstehen Paragenesen der Sanidinit-Fazies.

Die Faziesserien liefern einen wesentlichen Hinweis auf die geotektonische Position, in der ein Krustenteil metamorph geprägt wurde. In Abb. 26.8 und 26.9 ist die Verteilung von metamorphen Fazies an einem konvergenten und einem divergenten Plattenrand schematisch dargestellt. Die *Subduktion* der relativ kalten ozeanischen Lithosphärenplatte führt zum Abtauchen der Isothermen nach unten, so dass bei der Metamorphose eine Hoch- P/T -Faziesserie entsteht. In der überschobenen kontinentalen Lithosphärenplatte kommt es im vulkanischen Bogen durch magmatische Intrusionen und advektiven Wärmetransport zur (regionalen) Kontaktmetamorphose und zur Entwicklung einer Niedrig- P/T -Faziesserie; nach außen geht diese in eine Mittel- P/T -Faziesserie über (Abb. 26.8). Auch am *mittelozeanischen Rücken* führt advektive Wärmezufuhr zur Aufbeulung der Isothermen und daher zu einem hohen geothermischen Gradienten: die Ozeanbodenmetamorphose erfolgt demnach unter Bedingungen einer Niedrig- P/T -Faziesserie (Abb. 26.9).

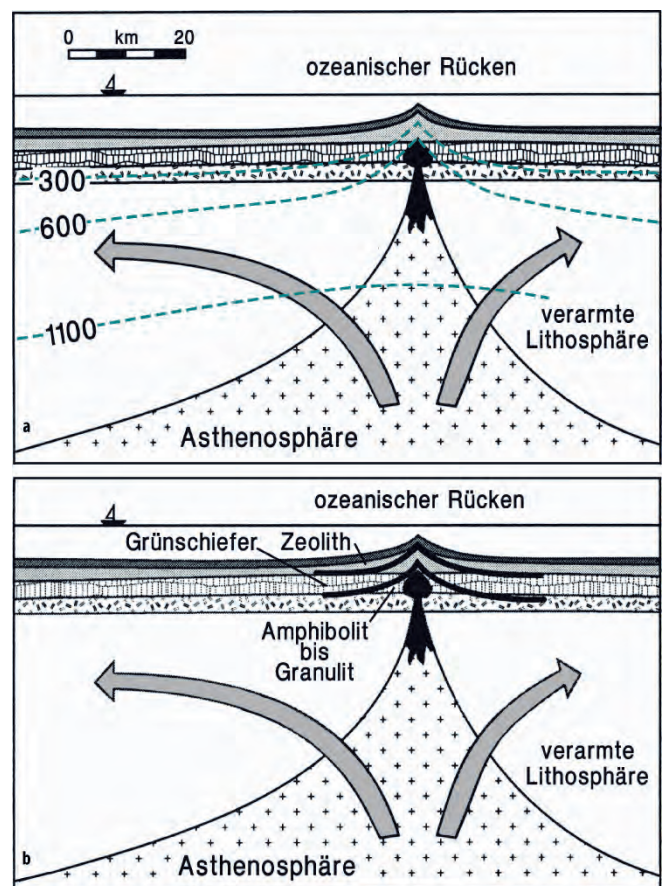


Abb. 26.9. Schematisches Profil durch einen divergenten Plattenrand. **a** Verlauf der Isothermen in der ozeanischen Lithosphäre (vgl. auch Abb. 27.7, S. 481), **b** Verteilung der metamorphen Mineralfazies. Am mittelozeanischen Rücken sind die Isothermen durch advektiven Wärmetransport in der Umgebung des Rückens aufgewölbt. Die Umwandlung von Basalten und Gabbros der ozeanischen Kruste in Grünschiefer und Amphibolite erfordert die Zufuhr von H_2O . (Nach Ernst 1976, aus Spear 1993)

26.3

26.3 Übersicht über die metamorphen Fazies

26.3.1

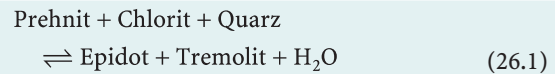
Zeolith- und Prehnit-Pumpellyit-Fazies

Die Zeolithfazies repräsentiert die P - T -Bedingungen der niedrigstgradigen Gesteinsmetamorphose; sie schließt sich bei leichter Temperaturerhöhung unmittelbar an die Diagenese an. Die Prehnit-Pumpellyit-Fazies repräsentiert demgegenüber etwas höhere Drücke. Beide Fazies treten bei der Versenkungsmetamorphose, bei der hydrothermalen Metamorphose in aktiven geothermischen Feldern, im niedrigsten Temperaturabschnitt der Regionalmetamorphose und bei metamorphen Vorgängen unter dem Ozeanboden auf. Die Umkristallisation ist in beiden Fazies meist unvollkommen. Vulkanite mit einem hohen Anteil an reaktionsfähigem Glas wie Rhyolithe, Dacite oder Andesite und deren Tuffe, oder Grauwacken mit reichlich pyroklastischem Material stellen sich am leichtesten auf diese Fazies ein. Andere Ausgangsprodukte zeigen unter denselben P - T -Bedingungen kaum metamorphe Mineralneubildungen; so werden bei der Metamorphose basischer Vulkanite z. T. sofort Paragenesen der Grünschieferfazies gebildet, ohne dass vorher Zeolithe entstehen. Relikte von detritischen Mineralen und Gefügerelikte von magmatischen Gesteinen bleiben häufig erhalten.

Als typische Minerale der Zeolithfazies treten in Metavulkaniten und Metagrauwacken besonders *Analcim*, *Heulandit*, *Laumontit* und *Wairakit* auf, in assoziierten Metapeliten hauptsächlich Tonminerale mit Wechsellagerungsstruktur (Mixed-Layer-Tonminerale, Abschn. 9.5.7, S. 154); dazu kommen noch Kaolinit, Illit, Chlorit und Quarz. Nach Coombs (1960, 1961) vollzieht sich die prograde Metamorphose in der Zeolithfazies in vielen Fällen bei ansteigender Temperatur durch Entwässerungsreaktionen, bei denen Ca-Zeolithe in der Folge Stilbit → Heulandit → Laumontit → Wairakit gebildet werden. Dabei erfordert die Bildung von Laumontit Temperaturen von ca. 155 °C bei 1 kbar und ca. 180 °C bei 2 kbar H_2O -Druck, die von Wairakit 350 °C/1 kbar und ca. 370 °C/2 kbar (Abb. 25.9, S. 436). In den Zonen mit Laumontit und Wairakit können auch Albit und/oder Adular gebildet werden. Bei H_2O -Drücken von über 3–4 kbar werden Laumontit und Wairakit zu Lawsonit + Quarz abgebaut.

Unter höheren P - T -Bedingungen kommt es zu komplexen Reaktionen der Ca-Zeolithe mit anwesenden Schichtsilikaten, wobei *Pumpellyit* $Ca_2(Mg,Fe^{2+})(Al,Fe^{3+})_2(OH)_2/H_2O/SiO_4/Si_2O_7$ und *Prehnit* $Ca_2Al[(OH)_2/AlSi_3O_{10}]$ gebildet werden. Mit ihnen können Wairakit, Epidot, Chlorit, Paragonit, Albit und Quarz koexistieren. Prehnit ist bei niedrigen, Pumpellyit bei erhöhten H_2O -Drücken stabil; das Stabilitätsfeld der Paragenese Pumpellyit + Prehnit + Chlorit + Quarz liegt etwa im Bereich von

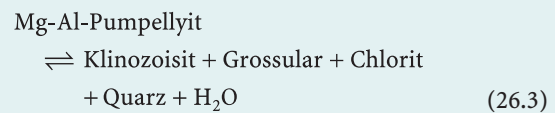
200–280 °C und P_{H_2O} 1–4 kbar (Bucher u. Frey 2002). Der Beginn der Grünschieferfazies wird durch die Reaktionen



und



markiert, die bis zu $P_{H_2O} = 6$ kbar wenig druckabhängig im Temperaturbereich zwischen ca. 270 und 310 °C ablaufen (Bucher u. Frey 2002). Demgegenüber liegt die obere Stabilitätsgrenze von Fe-freiem Pumpellyit *allein* nach der Reaktion



bei höheren Temperaturen von 325 °C/2 kbar, 370 °C/5 kbar und 390 °C/8 kbar P_{H_2O} (Schiffman u. Liou 1980).

Eingehend untersuchte Vorkommen von Gesteinen in Zeolithfazies finden sich besonders in Neuseeland und in Japan, solche in Prehnit-Pumpellyit-Fazies besonders in den Helvetischen Decken der Alpen und in metamorph überprägten Ozeanboden-Basalten.

26.3.2

Grünschieferfazies

Die Phasenbeziehungen in der Grünschieferfazies lassen sich aus den ACF - und $A'KF$ -Diagrammen in Abb. 26.10a ablesen, wobei sich ein Vergleich mit der Lage der wichtigsten Gesteins-Chemismen, die in Abb. 26.2 dargestellt sind, empfiehlt. *Metabasite*, d. h. metamorphe Gesteine von basaltischem Chemismus liegen bei niedriggradiger Metamorphose als Grünschiefer vor, die hauptsächlich Aktinolith + Chlorit + Epidot + Albit ($An < 10$) als Mineral-Paragenese führen. Fallweise können Stilpnomelan $\sim K(Fe,Mg,Mn)_8[(OH)_8/(Si,Al)_{12}O_{28}] \cdot 2H_2O$ oder Biotit, daneben Calcit und/oder Quarz hinzutreten. In *Mg-reichen Metabasiten* bilden sich Paragenesen mit Talk ± Tremolit ± Chlorit ± Biotit/Phlogopit ± Quarz; bei SiO_2 -*Untersättigung* entsteht *Serpentin*. Dabei liegen die oberen Stabilitätsgrenzen der Serpentin-Mineralen Lizardit und Chrysotil bei niedrigeren Temperaturen als die von Antigorit nach Reaktion (25.13) (Abb. 25.8, S. 435).

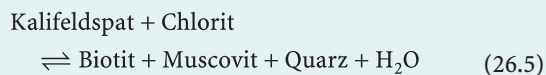
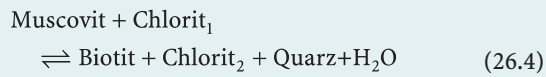
Pelitische Ausgangsgesteine werden in *Phyllite* umgewandelt, in denen Muscovit + Chlorit + Quarz ± Paragonit ± Pyrophyllit ± Albit miteinander koexistieren. Nicht selten treten auch Stilpnomelan *oder* Chloritoid, mit zunehmender Temperatur auch Biotit in Metapeliten

der Grünschieferfazies auf, wobei sich zwei *Subfazies* unterscheiden lassen:

1. die niedriger gradierte Quarz-Albit-Muscovit-*Chlorit*-Subfazies (Abb. 26.10a) und
2. die höher gradierte Quarz-Albit-Epidot-*Biotit*-Subfazies.

Subfazies (1) entspricht der Barrow'schen *Chloritzone*, Subfazies (2) der *Biotitzone*.

Ein charakteristisches Mineral von *Subfazies* (1) ist *Stilpnomelan*, der in Subfazies (2) nicht mehr vorkommt. Stilpnomelan kann makroskopisch und mikroskopisch leicht mit Biotit verwechselt werden; ein gutes Unterscheidungsmerkmal ist seine Querabsonderung nach (010), die dem Biotit fehlt. Die Entstehung von Stilpnomelan wird durch ein hohes Fe/Mg-Verhältnis und einen relativ niedrigen Al-Gehalt im Gestein begünstigt, Voraussetzungen, die in manchen Metasedimenten, in basischen Tuffen, in Metabasalten oder in Banded Iron Formations gegeben sind. In Gesteinen mit hohem Al-Gehalt und hohem Fe/Mg-Verhältnis bildet sich *Chloritoid* ($\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}$) $\text{Al}_2[\text{O}(\text{OH})_2/\text{SiO}_4]$ als typisches Mineral in Metapeliten schon in Subfazies (1), häufiger aber bei höheren Temperaturen der Subfazies (2). Kennzeichnend für die höher gradierte *Subfazies* (2) ist das Auftreten von *Biotit*, der sich durch folgende Mineralreaktionen bildet:



Biotit kann also mit Muscovit und einem Al-reicheren Chlorit₂ koexistieren. Während Chlorit in Subfazies (1) noch mit Mikroklin im Gleichgewicht auftritt, ist das in Subfazies (2) nicht mehr der Fall. Pyrophyllit zerfällt bei 400–450 °C nach der Entwässerungsreaktion (25.8) zu Kyanit oder Andalusit + Quarz + H₂O (Abb. 25.7, S. 433).

Darüber hinaus kann sich in Metapeliten auch Spessartin-reicher *Granat* bilden.

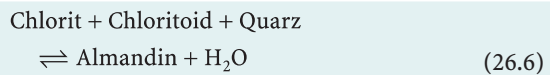
In *reinen Kalksteinen* und *Dolomiten* findet bei der aufsteigenden Metamorphose lediglich eine *isophas* *Umkristallisation* statt, durch die *Marmore* bzw. *Dolomitmarmore* entstehen. In *kieseligen Kalksteinen* und *Dolomiten* laufen dagegen Dekarbonatisierungsreaktionen ab, die zur Bildung von *Kalksilikat-Gesteinen* führen. Als Minerale koexistieren: Calcit ± Dolomit + Chlorit + Quarz + Epidot ± Tremolit/Aktinolith. In Subfazies (1) können Dolomit, Ankerit oder Magnesit noch zusammen mit Quarz auftreten. In Subfazies (2) bilden sich durch die Dekarbonatisierungsreaktionen, (25.28) und (25.27), Talk oder Tremolit/Aktinolith (Abb. 25.13, S. 440). Calcit hingegen kann auch noch bei höheren Temperaturen der Subfazies (2) und der Amphibolitfazies mit Quarz koexistieren.

Insgesamt sprechen die verfügbaren experimentellen Daten dafür, dass die obere Temperaturgrenze der Grünschieferfazies bei einem mittleren geothermischen Gradienten etwa bei 500 °C liegt.

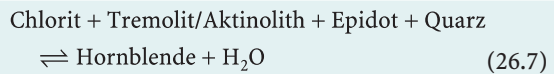
26.3.3 Epidot-Amphibolit-Fazies

Diese Fazies setzt das *P-T*-Feld der Grünschieferfazies zu höheren Temperaturen und Drücken fort; sie wird von einigen Wissenschaftlern auch als deren höchsttemperierte Subfazies angesehen. *Metabasite* sind meist feinkörnige Amphibolite, die hauptsächlich aus Hornblende + Albit + Epidot bestehen; zusätzlich können noch Almandin-betonter Granat, Biotit, Mg-Chlorit, Calcit und/oder Quarz auftreten. Aus *pelitischen* Sedimentgesteinen bilden sich Phyllite oder Glimmerschiefer mit der Mineral-Paragenese Muscovit + Biotit + Quarz + Almandin-betonter Granat sowie zusätzlich Chloritoid, Mg-Chlorit, Kyanit, Epidot und/oder Albit (Abb. 26.10b).

Die Epidot-Amphibolit-Fazies entspricht der Barrow'schen *Almandinzone*. Von der Grünschieferfazies ist sie durch das Auftreten von *Almandin-reichem Granat* anstelle von Fe-haltigem Chlorit in Metapeliten und von *Hornblende* anstelle von Tremolit/Aktinolith in Metabasiten unterschieden, wobei u. a. folgende Reaktionen ablaufen:



und



Wie in der Grünschieferfazies ist *Albit* neben *Epidot* stabil. Wenn Chlorit vorhanden ist, so ist dieser Mg-reich; er kann je nach Gesteins-Chemismus mit Almandin-reichem Granat und Chloritoid oder Biotit koexistieren, wie sich aus der *AFM*-Projektion (Abb. 26.5b) ableiten lässt. Der Bereich der Epidot-Amphibolit-Fazies ist etwa durch die *P-T*-Kombinationen 460 °C/9 kbar, 500 °C/3 kbar und 660 °C/11,5 kbar gegeben (Abb. 26.7a).

26.3.4 Amphibolitfazies

Mit der progressiven Metamorphose von der Grünschiefer- oder Epidot-Amphibolit-Fazies zur Amphibolitfazies treten *entscheidende Mineralumwandlungen* ein, wobei die folgenden Minerale hinzukommen: Staurolith, Sillimanit, Anthophyllit, Cummingtonit, Diopsid und Grossular- bzw. Andradit-reicher Granat (Abb. 26.10c). Mg-reicher Chlorit kann in Abwesenheit von Quarz noch stabil sein.

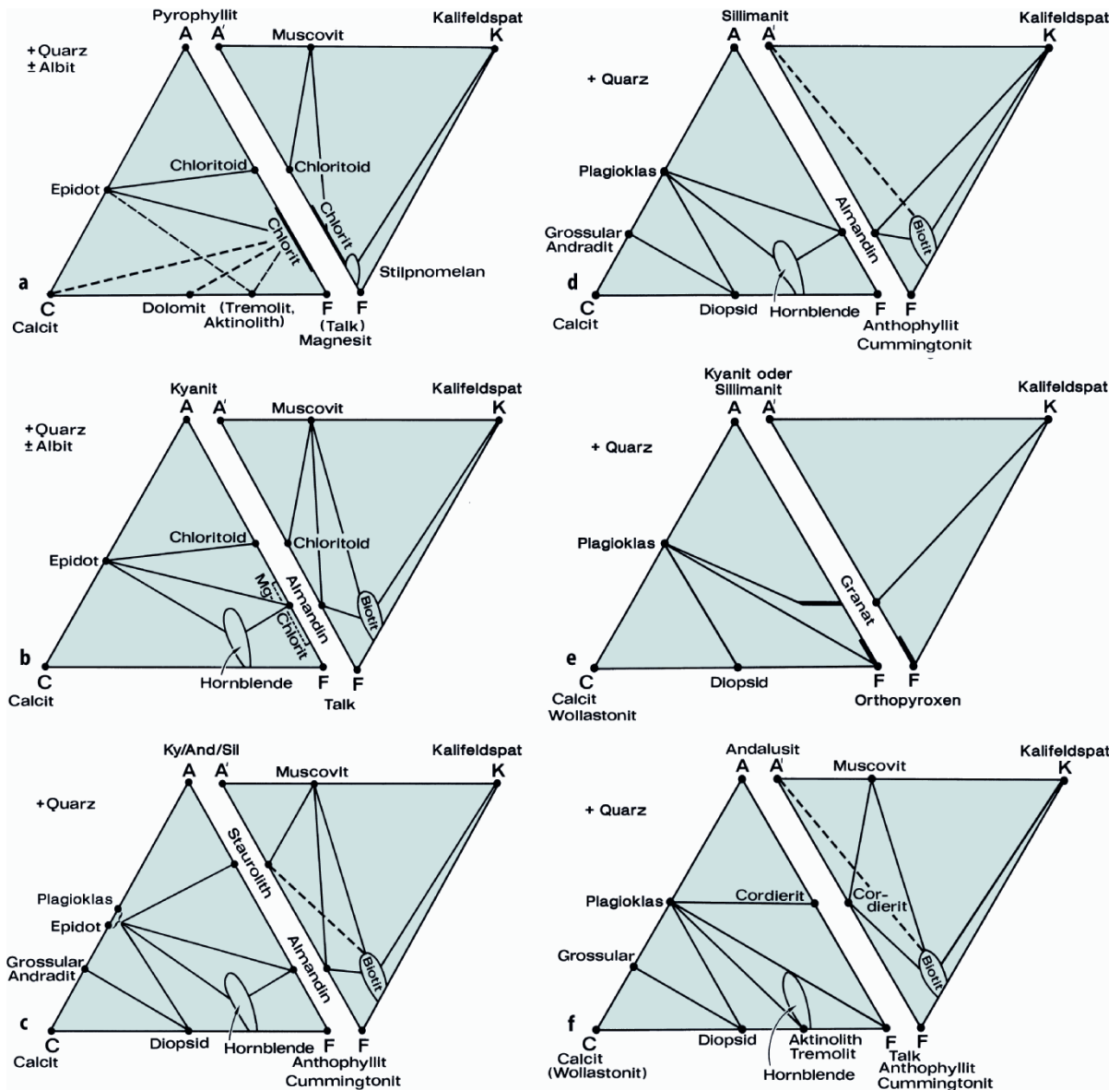


Abb. 26.10. ACF- und A'KF-Diagramme: a Grünschieferfazies; b Epidot-Amphibolit-Fazies; c niedriggradige Amphibolitfazies; d hochgradige Amphibolitfazies; e Granulitfazies; f Hornblende-Hornfelsfazies

Metabasite

Metabasite liegen als mittel- bis grobkörnige *Amphibolite* vor, in denen die kritische Paragenese Hornblende + Plagioklas (meist An 30–50) auftritt. Daneben können Almandin-betonter Granat oder Diopsid sowie Biotit und Quarz beteiligt sein. Epidot ist im niedrig gradierten Bereich der Amphibolitfazies noch stabil und wird erst bei höheren Temperaturen zugunsten der Anorthit-Komponente im Plagioklas und von Grossular-Andradit-Granat abgebaut. In metamorphen Ultrabasiten beobachtet man die Paragenese Hornblende + Anthophyllit und/ oder + Cummingtonit.

Kieselige Karbonate

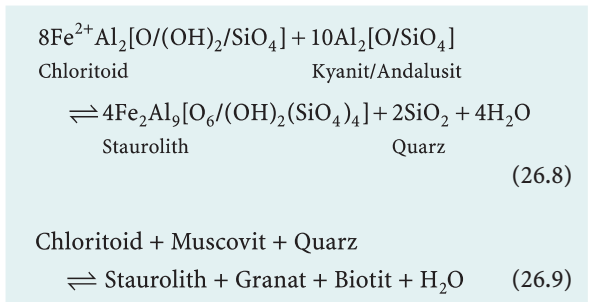
Aus kieseligen Karbonaten entstehen *Silikat-Marmore* und *Kalksilikat-Gesteine* (Kalksilikat-Gneise und Kalksilikat-Felse) mit den Paragenesen Calcit + Tremolit ± Quarz, Calcit + Diopsid + Grossular-reicher Granat ± Quarz oder bei SiO₂-Unterschuss Calcit + Diopsid + Forsterit. Dabei laufen u. a. Reaktionen (25.27), (25.26) und (25.25) ab, deren Gleichgewichtstemperaturen stark vom P_f und X_{CO₂} abhängen, aber generell bei >500 °C liegen (Abb. 25.13, S. 440). Demgegenüber erfordert die Wollastonit-bildende Reaktion (25.23) deutlich höhere Temperaturen, die am ehesten in der hochgradigen

Amphibolitfazies erreicht werden. Aus reinem Kalkstein oder Dolomit bilden sich durch isophasen Umkristallisation mittel- bis grobkörnige Marmore.

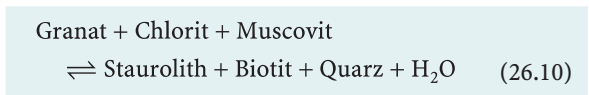
Metapelite

Eine Unterteilung der Amphibolitfazies in verschiedene *Subfazies* bietet sich v. a. auf Grund der Phasenbeziehungen in *Metapeliten* an. So erlaubt der Abbau von Muscovit in Gegenwart von Quarz unter Bildung von Andalusit/Sillimanit + Kalifeldspat bzw. zu Kyanit/Sillimanit + Schmelze nach Reaktion (25.11), (25.11a) und (25.11b) (Abb. 25.7, S. 433 und 25.10) die Gliederung in eine niedriggradige und eine hochgradige Amphibolitfazies. Zusätzlich ergeben sich aus dem Auftreten der Al₂SiO₅-Polymorphen Andalusit, Sillimanit und Kyanit (Abb. 25.7) Felder von niedrigen, mittleren und höheren Drücken.

Bei einem *mittleren* geothermischen Gradienten, *d. h. in der Mitteldruck-Faziesserie*, entspricht die *niedriggradige Amphibolitfazies* der Barrow'schen *Staurolith- und Kyanitzone*. Aus Tonsteinen und Grauwacken bilden sich *Glimmerschiefer* und *Paragneise*, in denen hauptsächlich Muscovit + Biotit + Almandin-betonter Granat ± Staurolith ± Kyanit/Sillimanit + Quarz + Plagioklas miteinander im Gleichgewicht stehen. Das Auftreten von Staurolith neben Granat und – je nach Druck – von Kyanit oder Sillimanit neben Staurolith ist bezeichnend für den niedrigstgradigen Bereich der Amphibolitfazies. Staurolith bildet sich u. a. nach folgenden Reaktionen



und

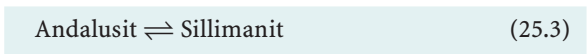


Nach unterschiedlichen experimentellen Ergebnissen und thermodynamischen Berechnungen liegt die untere Stabilitätsgrenze der Paragenese Staurolith + Granat + Biotit (+ Muscovit + Quarz) in Metapeliten bei etwa 515 °C/3 kbar, 540 °C/5 kbar und 560 °C/8 kbar *P*_{H₂O} (vgl. Abb. 24.11, S. 396). Allerdings erfordert die Staurolith-Bildung hohe Al₂O₃/(K₂O + Na₂O + CaO) und FeO/MgO-Verhältnisse im Gesteins-Chemismus. Da Granat und Staurolith unter Bedingungen der Amphibolitfazies ein deutlich höheres Fe/Mg-Verhältnis aufweisen als Biotit,

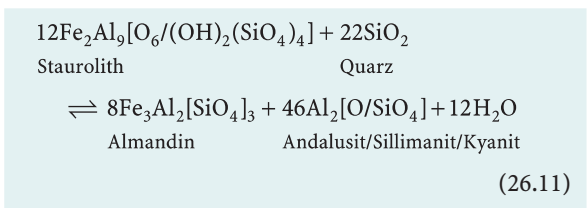
ist die Zusammenfassung von FeO und MgO zu einer Komponente streng genommen nicht zulässig. Daher weist die Paragenese Staurolith + Granat + Biotit + Muscovit (+ Quarz) im A'KF-Dreieck kreuzende Konoden auf (Abb. 26.10c), was man bei der Darstellung in der AFM-Projektion vermeiden kann. Noch im Bereich der niedriggradigen Amphibolitfazies werden – je nach Druck – die Gleichgewichtskurven der Reaktionen



bzw.



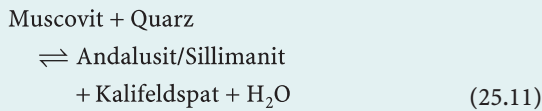
und damit die *erste Sillimanit-Isograde* überschritten (Abb. 24.11, Abb. 25.7), wobei Sillimanit noch mit Muscovit und Quarz koexistiert. Allerdings erfolgt die Sillimanit-Bildung nicht immer durch direkte Verdrängung von Kyanit oder Andalusit, sondern durch komplexere Reaktionen, an denen Muscovit und Biotit beteiligt sind. Typisch ist eine enge Verwachsung von Sillimanit und Biotit, wobei Orientierungsbeziehungen auf ein epitaktisches Wachstum hinweisen. Darüber hinaus kommt es zum Abbau von Staurolith, z. B. nach der Reaktion



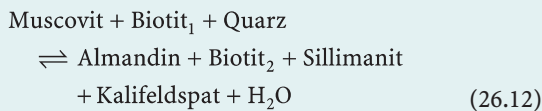
deren Gleichgewichtskurve etwa durch die Punkte 585 °C/2 kbar und 660 °C/7 kbar gegeben ist (vgl. auch Abb. 24.11, S. 396). Im ACF-Dreieck entfällt damit die Konode Andesin–Staurolith, im A'KF-Diagramm die Konode Muscovit–Staurolith. Damit vergrößern sich die stofflichen Bereiche, in denen sich Al₂[O/SiO₄]-Minerale bilden können; diese treten jetzt im Berührungskontakt mit Almandin auf (Abb. 26.10d).

In der niedriggradigen Amphibolitfazies trennt die Konode Biotit–Muscovit im A'KF-Dreieck zwei Zusammensetzungsbereiche:

1. In *Metapeliten* können die Al₂[O/SiO₄]-Polymorphen sowie Staurolith oder Almandin nicht mit Kalifeldspat koexistieren.
2. In *Orthogneisen*, z. B. in Metagraniten oder Metagranodioriten, aber auch in Meta-Arkosen, ist die Paragenese Quarz + Kalifeldspat + Plagioklas (An 20–30) + Biotit + Muscovit stabil (Abb. 26.10c). Erst mit dem Muscovit-Zerfall in Gegenwart von Quarz nach der Entwässerungsreaktion

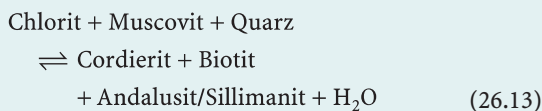


oder den entsprechenden Schmelzreaktionen (25.11a) und (25.11b) wird die Konode Muscovit + Biotit gebrochen, so dass in der *hochgradigen Amphibolitfazies* jetzt auch in Metapeliten Kalifeldspat mit Almandin und/oder Sillimanit koexistieren kann: In der Barrow'schen Zonenfolge wird die *zweite Sillimanit-Isograde* gekreuzt. Die Gleichgewichtstemperatur von Reaktion (25.11) liegt bei $P_{\text{tot}} = P_{\text{fl}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ von 2 bar bei ca. 620 °C, bei 5 kbar bei ca. 690 °C; die H₂O-gesättigte Schmelzreaktion (25.11a) erfordert bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = 8$ kbar ca. 730 °C, das H₂O-freie Dehydratations-Schmelzen (25.11b) bei $P_{\text{tot}} = 8$ kbar ca. 750 °C (Abb. 25.7, S. 433). Daneben kann auch die komplexere, gleitende Entwässerungsreaktion



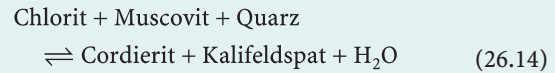
stattfinden, bei der Biotit₁ ein höheres Fe/Mg-Verhältnis hat als Biotit₂. Durch diese Reaktionen erhöht sich das Feldspat-Glimmer-Verhältnis in Metapeliten, die daher eher als *Paragneise* entwickelt sind. Häufige Paragenesen bei einem mittleren geothermischen Gradienten sind Sillimanit + Almandin-reicher Granat ± Biotit + Kalifeldspat + Plagioklas + Quarz oder Almandin-reicher Granat + Biotit + Kalifeldspat + Plagioklas + Quarz (Abb. 26.10d).

Bei einem *höheren geothermischen Gradienten*, entsprechend der *Niederdruck-Faziesserie*, tritt anstelle von Kyanit zunächst Andalusit, bei höheren Temperaturen dann Sillimanit auf (Reaktion 25.3). Beide können mit Muscovit und Quarz koexistieren. Nach Überschreiten der Entwässerungsreaktion (25.11) reagieren Muscovit + Quarz zu Andalusit oder Sillimanit + Kalifeldspat. Die Gleichgewichtskurven der Reaktionen (25.3) und (25.11), die sich bei ca. 2 kbar $P_{\text{H}_2\text{O}}$ und ca. 610 °C kreuzen, definieren vier Paragenesenfelder: Andalusit + Muscovit + Quarz, Sillimanit + Muscovit + Quarz, Andalusit + Kalifeldspat und Sillimanit + Kalifeldspat (Abb. 25.7). Ein wichtiges Mg-Fe-Silikat ist Cordierit, der sich nach der Reaktion

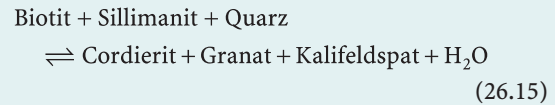


bilden kann. Neben Andalusit oder Sillimanit tritt Cordierit häufig zusammen mit Almandin-reichem Granat auf, dagegen nur selten mit Staurolith, dessen Stabilitätsfeld zu niedrigen Drücken hin immer mehr schrumpft

(Abb. 24.11, S. 396). Beim Übergang von der niedrig-gradierten zur hochgradierten Amphibolitfazies bildet sich Cordierit nach der Reaktion



Außerdem verschwindet die Paragenese Sillimanit + Biotit nach der Reaktion

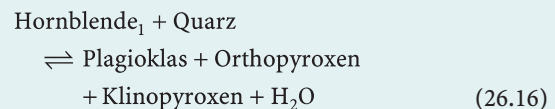


Diese Reaktion dokumentiert sich in den berühmten Sillimanit-freien Höfen in Cordierit, wie sie z. B. in den Cordierit-Gneisen des Bayerischen Waldes und des Schwarzwaldes verbreitet sind. Sillimanit-Einschlüsse beschränken sich hier auf die Kernzonen der Cordierite und vermeiden so den Kontakt mit den Biotiten im Grundgewebe.

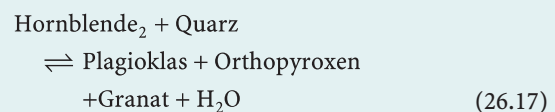
26.3.5 Granulitfazies

Metamorphe Gesteine in Granulitfazies (Abb. 26.10e) treten am häufigsten als Bestandteile des tiefabgetragenen präkambrischen Grundgebirges auf; Hochdruckgranulite dokumentieren *P-T*-Bedingungen der kontinentalen Unterkruste (Abschn. 27.2.2, S. 482ff).

Metabasite liegen in der Granulitfazies als *basische Pyroxengranulite*, genauer als Pyriklasite und Pyribolite vor, die bei niedrigen bis mittleren Drücken durch die kritische Paragenese Plagioklas + Orthopyroxen gekennzeichnet sind. Orthopyroxen ist typischerweise Al-reich, enthält also einen hohen Anteil an Mg-Tschemaks Molekül $\text{MgAl}^{[6]}[\text{Al}^{[4]}\text{SiO}_6]$ entsprechend der gekoppelten Substitution $\text{MgSi} \rightleftharpoons \text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[4]}$. Bei der aufsteigenden Metamorphose von Metabasiten werden Hornblenden unterschiedlicher Zusammensetzung durch die gleitende Reaktionen

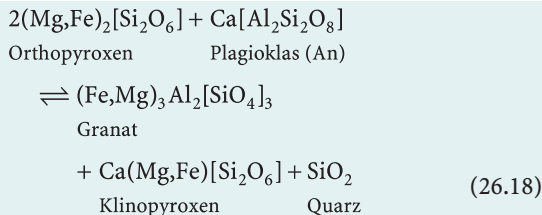


und



sukzessive abgebaut, wobei Hornblende₂ Al-reicher als Hornblende₁ ist. Es entstehen die Paragenesen Plagioklas

+ Orthopyroxen + Klinopyroxen ± Quarz und Plagioklas + Orthopyroxen + Pyrop-Almandin-reicher Granat ± Biotit ± Quarz (Abb. 26.10e). Unter etwas höherem H_2O -Druck und/oder niedrigerer Temperatur kann auch noch Hornblende als Bestandteil der Paragenese erhalten bleiben. Bei Druckerhöhung wird die Konode Plagioklas-Orthopyroxen im ACF-Dreieck durch die (vereinfachte) Reaktion



gebrochen, so dass jetzt die Paragenesen Granat + Klinopyroxen + Plagioklas + Quarz oder in sehr basischen Granuliten Granat + Klinopyroxen + Orthopyroxen stabil werden. Somit ergibt sich eine Einteilung der Granulitfazies in eine Niederdruck- und Hochdruck-Subfazies. Bei einer nahezu isothermalen Druckentlastung (Dekompression) von Hochdruck-Granuliten kehrt sich die Richtung der Reaktion um; dabei bilden sich häufig spektakuläre Koronagefüge von Orthopyroxen + Plagioklas um Granat oder andere Reaktions-Symplektite (Abb. 25.1, S. 426).

Helle Granulite leiten sich entweder von klastischen Sedimenten wie Tonsteinen, Grauwacken oder Arkosen, aber auch von felsischen Magmatiten, wie Graniten oder Rhyolithen ab. Kritische Paragenesen sind Quarz + Alkalifeldspat + Plagioklas + Almandin-Pyrop-reicher Granat + Kyanit/Sillimanit oder + Al-reicher Orthopyroxen (Abb. 26.10e), bei niedrigeren Drücken auch + Cordierit. Dabei sind z. T. die gleichen Entwässerungsreaktionen abgelaufen wie beim Übergang von der niedrig- zur hochgradierten Amphibolitfazies, z. B. (25.11), (25.11a), (25.11b), (26.11) und (26.12). Prograd gebildeter Biotit ist meist nur untergeordnet vorhanden und stets Mg-reich (Phlogopit). Unterschiede gegenüber der hochgradigen Amphibolitfazies liegen besonders im Auftreten von Al-reichem Orthopyroxen in vielen Granuliten. Solche *felsischen Pyroxen-Granulite* bezeichnet man als *Charnockite*, die allerdings auch durch magmatische Kristallisation von granitischen Magmen bei hohen Drücken entstehen können. Alkalifeldspat enthält typischerweise ungefähr gleiche Anteile der Komponenten Ab und Or und entmischt sich bei der Abkühlung als *Mesoperthit*. Seine ursprüngliche Zusammensetzung lag also oberhalb des Solvus-Maximums im Zweistoffsystem Albit-Kalifeldspat, was auf hohe Bildungstemperaturen hinweist (Abb. 16.12, S. 266).

Kennzeichnend für Gesteine in Granulitfazies ist das Zurücktreten oder Fehlen von (OH)-haltigen Mineralen. Daraus kann man schließen, dass bei der granulitfazialen

Metamorphose eine geringe H_2O -Aktivität herrschte, wofür es zwei Erklärungsmöglichkeiten gibt:

- Bei der prograden Metamorphose kann es unter P - T -Bedingungen der hochgradigen Amphibolitfazies zum partiellen Aufschmelzen unter Bildung von Migmatiten kommen (Abschn. 24.5, S. 414ff), wie sie in der Tat in vielen Granulit-Gebieten beobachtet werden. H_2O wurde in den granitischen Schmelzen gelöst und mit diesen wegtransportiert; es gilt daher $P_{fl} \approx P_{H_2O} < P_{tot}$. Zurück blieben relativ „trockene“ *Restgesteine* (Restite), die reich an (OH)-freien Mafiten wie Granat, Cordierit, Orthopyroxen, Sillimanit oder Kyanit sind.
- Der H_2O -Gehalt in der fluiden Phase wird durch eine Zufuhr von CO_2 , z. B. aus dem Erdmantel verdünnt, d. h. es gilt $P_{tot} \approx P_{fl} \approx P_{H_2O} + P_{CO_2}$. Diese Möglichkeit wurde z. B. für die Entstehung der charnockitischen Granulite in Südindien und Sri Lanka diskutiert.

Wie wir in Abschn. 25.2.2 (Abb. 25.7, 25.10) gezeigt hatten, führen beide Bedingungen dazu, dass sich die Gleichgewichtskurven von Entwässerungsreaktionen zu niedrigeren Temperaturen hin verschieben. Dementsprechend könnten granulitfaziale Metamorphite durchaus schon bei P - T -Bedingungen der hochgradigen Amphibolitfazies entstehen, vorausgesetzt, die H_2O -Aktivität war gering. Allerdings spricht bereits das verbreitete Auftreten von Al-reichem Orthopyroxen und von Mesoperthit dafür, dass die meisten Granulite bei hohen Temperaturen gebildet wurden und dass die Granulitfazies im P - T -Diagramm ein eigenes Feld einnimmt (Abb. 26.7a). Allerdings haben manche Granulite, darunter auch die Granulite des Sächsischen Granulit-Gebirges, zunächst ein Eklogit-fazielles Stadium durchlaufen (O'Brien 2006).

Derzeit sind sogar 20 Granulit-Gebiete auf der Erde bekannt, die P - T -Bedingungen einer *Ultrahochtemperatur-Metamorphose* mit Temperaturen um 1000 °C erlebt haben (vgl. Harley 1998). Beispiele sind die Gneishülle der Rogaland-Intrusion in Südnorwegen, der Epupa-Komplex in Nordwest-Namibia, die Palni Range in Südindien und die Rauer-Gruppe in der Ostantarktis. Kennzeichnend für diesen Metamorphosetyp ist das Auftreten der sonst seltenen Silikate Sapphirin $Mg_7Al_9[O_4/Al_9Si_3O_{36}]$, Osumilith und Kornerupin oder sogar des Hochtemperatur-Klinopyroxens Pigeonit. Für Sapphirin-führende Orthopyroxen-Sillimanit-Gneise des Epupa-Komplexes schätzen Brandt et al. (2007) Temperaturen von 1000–1100 °C bei Drücken um 10 kbar ab. Solche P - T -Bedingungen sind in der unteren Erdkruste realisiert, wobei zusätzlich eine ungewöhnlich große Wärmezufuhr durch magmatische Intrusionen in regionalem Maßstab notwendig ist. Für den Epupa-Komplex kommt der Kunene-Intrusiv-Komplex, eine der größten Anorthosit-Intrusion der Erde, als Wärmelieferant in Frage.

26.3.6 Hornfelsfazies

Am Kontakt mit magmatischen Intrusionen entwickeln sich Mineralparagenesen, die weitgehend der Niederdruckserie der Regionalmetamorphose entsprechen. Wegen ihrer geringen räumlichen Ausdehnung kann man innerhalb einer Kontaktaureole die Belastungsdrücke als etwa konstant ansehen; sie liegen meist zwischen 0,5 und 2 kbar. Demgegenüber nehmen die Temperaturen vom Plutonit-Kontakt nach außen hin rasch ab (Abschn. 24.2.1, S. 389); direkt am Kontakt von basischen Intrusionen, z. B. Gabbros, können Maximaltemperaturen von ca. 800 °C erreicht werden.

Während die Pyroxen-Hornfelsfazies, die den 10 Hornfelsklassen von V. M. Goldschmidt (1911) entspricht, bereits von Eskola (1915, 1939) ausgegliedert worden war, wurden die Hornblende-Hornfels- und die Albit-Epidot-Hornfelsfazies erst von Turner u. Verhoogen (1960) eingeführt. Wegen der großen Ähnlichkeit der Paragenesen werden diese jedoch von vielen Autoren zur Niederdruck-Amphibolitfazies bzw. zur Niederdruck-Grünschieferfazies gerechnet. Das Faziesprinzip beruht ja auf der Beziehung zwischen Gesteins-Chemismus und Mineralbestand, nicht auf der geologischen Situation und dem Gesteinsgefüge! Trotz dieser Einschränkungen sollen die Hornblende-Hornfels- und die Pyroxen-Hornfelsfazies im Folgenden kurz besprochen werden.

Hornblende-Hornfelsfazies

Am Plutonitkontakt sind Paragenesen der Hornblende-Hornfelsfazies am häufigsten entwickelt, wobei man – wie in der Amphibolitfazies – einen niedrig- und einen hochgradierten Bereich unterscheiden kann.

Bei dem auf S. 386ff ausführlicher beschriebenen Beispiel der Kontaktmetamorphose am Bergener Granitpluton haben sich, wie das auch sonst häufig der Fall ist, zwei breite Gesteinszonen entwickelt, die zwar sehr unterschiedliche Gesteinsgefüge aufweisen, jedoch beide zur Hornblende-Hornfelsfazies gehören. Die Pyroxen-Hornfelsfazies wäre an einem Granitkontakt auch nicht zu erwarten, weil die Temperatur dazu nicht ausgereicht hätte; die Albit-Epidot-Hornfelsfazies ist im Bergener Kontakthof nicht erkennbar.

Metabasite in Hornblende-Hornfelsfazies enthalten als Mineralparagenesen: Hornblende + Plagioklas (Andesin) ± Diopsid ± Quarz ± Biotit ± Anthophyllit (Abb. 26.10f). In kontaktmetamorphen Ultrabasiten führt Reaktion (25.13) zur Paragenese Olivin + Talk (+ Mg-Chlorit); bei höheren Temperaturen entsteht nach Reaktion (25.14) Anthophyllit (Abb. 25.8, S. 435). Aus *kieseligen Karbonaten* und *Kalkmergeln* bilden sich die Paragenesen Calcit + Tremolit ± Quarz, Calcit + Diopsid + Grossular-reicher Granat ± Quarz oder bei SiO₂-Unterschuss Calcit + Diopsid + Forsterit, die z. B. nach den Reaktionen (25.27), (25.26) und (25.25) gebildet werden (Abb. 25.13); Para-

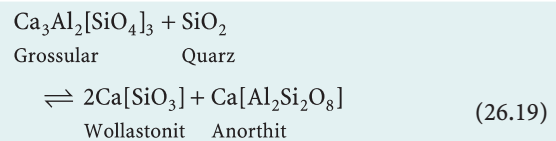
genesen mit Wollastonit + Quarz (Reaktion 25.23) erfordern höhere Temperaturen und/oder niedrigere CO₂-Partialdrücke (Abb. 25.11, 25.13).

Unter niedriggradigen Bedingungen ist in *Metapeliten* die Paragenese Muscovit + Biotit + Cordierit + Andalusit + Quarz + Plagioklas stabil (Abb. 26.10f), bei deren Bildung z. B. Reaktion (26.13) abläuft. Ist der Ausgangs-Chemismus ärmer an Al₂O₃ und reicher an K₂O als gewöhnlich, dann entsteht Quarz + Muscovit + Biotit + Cordierit. Nur bei höheren Drücken, d. h. in einem ungewöhnlich tiefen Intrusionsniveau kann bei der Kontaktmetamorphose auch Almandin-reicher Granat kristallisieren. Mit steigenden Temperaturen, z. B. bei ca. 570 °C/1 kbar P_{H₂O}, zerfällt Muscovit in Gegenwart von Quarz unter Bildung von Andalusit + Kalifeldspat nach Reaktion (25.11), analog zum Übergang von der niedriggradierten zur hochgradierten Amphibolitfazies. Wie man aus Abb. 25.7 entnehmen kann, ist bei niedrigen Drücken noch eine deutliche Temperatursteigerung notwendig, um das Stabilitätsfeld von Sillimanit zu erreichen, z. B. auf ca. 700 °C bei 1 kbar Druck.

Pyroxen-Hornfelsfazies

Neben dem Auftreten von Sillimanit in Metapeliten sind für die Pyroxen-Hornfelsfazies die Paragenesen Plagioklas + Orthopyroxen + Klinopyroxen oder + Cordierit kritisch (Abb. 26.3), die auch in der Niederdruck-Granulitfazies stabil sind. Beide Pyroxenarten sind durch Zerfallsreaktionen aus Hornblende entstanden, z. B. nach Reaktion (26.16). *Metabasite* weisen demnach die Paragenese Orthopyroxen + Diopsid + Plagioklas (Labradorit) ± Biotit ± Quarz auf. In metamorphen Ultramafiten führt Reaktion (25.15) schon bei ca. 630 °C/1 kbar P_{H₂O} zur Bildung von Orthopyroxen aus Anthophyllit + Forsterit, während Anthophyllit allein erst bei ca. 730 °C/1 kbar nach Reaktion (25.17) zu Enstatit + Quarz abgebaut wird (Abb. 25.8, S. 435).

Metapelite führen Biotit + Cordierit + Sillimanit + Kalifeldspat + Plagioklas + Quarz, wobei Cordierit + Kalifeldspat nach Reaktion (26.14) gebildet wurden. In *kieseligen Karbonaten* entstehen Wollastonit + Diopsid + Grossular ± Vesuvian ± Biotit/Phlogopit. Grossular ist bei den niedrigen Drücken und hohen Temperaturen der Pyroxen-Hornfelsfazies neben Quarz nicht mehr stabil, sondern reagiert nach folgender Gleichung aus:



Demgegenüber ist Grossular allein noch bei hohen Temperaturen und Drücken stabil, allerdings nur bei sehr niedrigem X_{CO₂} der fluiden Phase.

26.3.7

Sanidinitfazies

Die Sanidinitfazies umfasst das *P-T*-Gebiet der Pyrometamorphose, das sich teilweise mit den Kristallisationsbedingungen vulkanischer Gesteine in der Schlussphase ihrer Erstarrung überschneidet. Nach niedrigeren Temperaturen hin schließt sich an die Sanidinitfazies die Pyroxen-Hornfelsfazies an. Gesteine in Sanidinitfazies treten als Einschlüsse (Xenolithe) in vulkanischen Gesteinen auf, so z. B. im jungen Vulkangebiet um den Laacher See (Ost-Eifel), oder sie bilden Kontaktsäume an basischen Gängen und Lagergängen. Wegen der kurzen Dauer der thermischen Einwirkung wird trotz der hohen Temperaturen ein chemisches Gleichgewicht zwischen den Mineralneubildungen meist nur unvollkommen erreicht.

Charakteristische Minerale der Sanidinitfazies sind Sanidin, Anorthoklas, Plagioklas mit Hochtemperaturstruktur, Wollastonit, Tridymit, Cristobalit, Sillimanit und/oder Mullit sowie Orthopyroxen (Hypersthen) und/oder Pigeonit. Sanidin, der oft reich auftritt, verdankt seine Entstehung einer gleichzeitigen metasomatischen Alkalizufuhr aus alkalibasaltischen Magmen, z. B. in den Leucit-Tephriten des Laacher-See-Gebietes. In Quarz-Feldspat-reichen oder pelitischen Gesteinen kommt es häufig zum partiellen Aufschmelzen. Solche Gesteine mit einem hohen Anteil an Gesteinsglas, das neugebildete Kriställchen von Cordierit, Mullit, Korund, Spinell oder Tridymit einschließt, bezeichnet man als Buchite (Abb. 26.11). Pyrometamorph überprägte Xenolithe von SiO_2 -haltigem Kalkstein führen verbreitet Wollastonit; dieser kommt auch in Kombination mit An-reichem Plagiog-

klas vor, weil Grossular nicht mehr stabil ist. Daneben können seltene Ca-Silikate wie Rankinit $\text{Ca}_3[\text{Si}_2\text{O}_7]$, Larnit $\beta\text{-Ca}_2[\text{SiO}_4]$ und Spurrit $\text{Ca}_5[\text{CO}_3/(\text{SiO}_4)_2]$ sowie Ca-Mg-(Al-)Silikate wie Merwinit $\text{Ca}_3\text{Mg}[\text{SiO}_4]_2$, Monticellit $\text{CaMg}[\text{SiO}_4]$ und Melilith $\text{Ca}_2(\text{Mg,Al})[(\text{Si,Al})\text{SiO}_7]$ auftreten.

26.3.8

Blauschieferfazies

Die Blauschieferfazies (Glaukophanschieferfazies) gehört der Hochdruck-Faziesserie an, deren Entwicklung an konvergente Plattenränder gebunden ist. Dabei werden die kühlen Vulkanite und Sedimente der ozeanischen Platte sowie die Sedimente des Akkretionskeils zunehmend tiefer versenkt, wobei sie nur langsam aufgeheizt werden. So herrscht in einer Subduktionszone z. B. in 50 km Tiefe nur eine Temperatur von 300–500 °C entsprechend einem geothermischen Gradienten von ca. 6–10 °C/km (Abb. 26.7). Die meisten Glaukophangesteine sind aus mesozoischen bis känozoischen, also jüngeren Orogengürteln bekannt. Wichtige Beispiele finden sich in der Franciscan Formation in Kalifornien, in Neu-Kaledonien, in Japan, im Tauern-Fenster (Ostalpen), in den Penninischen Decken der Westalpen, in Kalabrien, auf Korsika sowie im Kykladen-Kristallin und auf der Insel Kreta (Griechenland). In paläozoischen und proterozoischen Orogenen sind Blauschiefer häufig durch spätere, höhergradierte metamorphe Überprägungen bis auf geringe Relikte ausgelöscht worden, z. B. in den Appalachen (USA). Das bekannteste Vorkommen von variscischen Blauschiefern in Europa ist die Ile de Groix in der südlichen Bretagne (Frankreich).

Abb. 26.11.

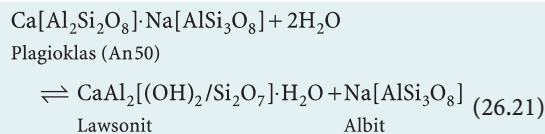
Buchit aus dem Kasseler Grund bei Bieber im Spessart. Xenolith von Buntsandstein, der im Kontakt mit einem Basaltgang teilweise aufgeschmolzen wurde. Zwischen den gerundeten Quarz- und Feldspat-Körnern des Sandsteins liegt ein farbloses Glas, das rechteckige Kriställchen von Cordierit und nadeligem Mullit sowie wolkige Anhäufungen von dunklem Spinell einschließt. Bildbreite 1 mm. (Foto: J. A. Lorenz, Karlstein am Main)



Kennzeichnend für die Blauschieferfazies ist der blaue Na-Amphibol *Glaukophan*, dessen Stabilitätsfeld allerdings noch nicht genau bekannt ist. Nach Experimenten von Maresch (1977) liegt seine untere Druckgrenze bei *mindestens* 4 kbar, wahrscheinlich aber höher, und steigt im Temperaturbereich von 350–550 °C auf ca. 10,5 kbar an; die obere *T*-Stabilitätsgrenze dürfte bei ungefähr 550°, vielleicht aber noch höher liegen (vgl. Yardly 1989). Für die prograde Bildung von Glaukophan kann man folgende, stark vereinfachte Reaktion annehmen:



Ein weiteres fazieskritisches Mineral ist *Lawsonit*, der sich in basischen Vulkaniten direkt aus magmatischem Plagioklas bilden kann, und zwar nach folgender schematischen Gleichung:

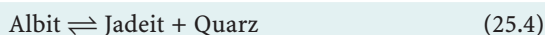


Wie man aus Abb. 25.9 (S. 436) entnehmen kann, ist Lawsonit in Gegenwart von Quarz bei H₂O-Drücken oberhalb von 3 kbar (200 °C) bis 4,5 kbar (~400 °C) stabil; danach steigt die obere Stabilitätsgrenze steil an. Bei höheren Temperaturen wird Lawsonit zugunsten von Epidot abgebaut (s. unten). Charakteristisch für die Blauschieferfazies ist weiterhin das Auftreten von Aragonit, der als Hochdruckmodifikation von CaCO₃ bei Drücken oberhalb 5 kbar (bei 180 °C) und 9 kbar (bei 400 °C) stabil ist (Abb. 6.8, S. 100). Allerdings ist Aragonit nur noch in relativ niedrig temperierten Blauschiefer metastabil erhalten geblieben. Die polymorphe Umwandlung



ist nämlich eine *topotaktische Reaktion*, bei der keine Bindungen in der Kristallstruktur aufgebrochen werden müssen; diese Reaktion erfolgt daher bei erhöhten Temperaturen sehr rasch: So würde der Reaktionsfortschritt bei 250 °C etwa 100 mm pro 1 Ma, bei 100 °C dagegen nur ca. 0,001 mm pro 1 Ma betragen (Carlson u. Rosenfeld 1981).

Bei noch höheren Drücken von 7 kbar (250 °C) bis 11 kbar (400 °C) tritt in Blauschiefer-faziellen Gesteinen *Jadeit* + Quarz anstelle von Albit auf, entsprechend der Reaktion



(Abb. 24.1, S. 382). Natürlicher Jadeit ist allerdings meist ein Mischkristall, der wechselnde Anteile der Komponenten Akmit NaFe³⁺[Si₂O₆] und Diopsid Ca(Mg,Fe²⁺)[Si₂O₆] enthält; dadurch verschiebt sich die Gleichgewichtskurve

zu etwas geringeren Drücken. Typische Hellglimmer der Blauschieferfazies sind *Phengit*, ein Mg-Si-reicher Muscovit, aber auch *Paragonit*. Wenn die Komponente Na₂O auf koexistierenden Mineralphasen wie Glaukophan, Paragonit, Albit oder Jadeit verteilt ist, lassen sich konventionelle ACF- und A'KF-Diagramme, aber auch die AFM-Projektion nicht mehr anwenden. In diesen Fällen kann man z. B. ein ANFM-Diagramm benutzen.

Niedriggradierte und/oder schwach deformierte Gesteine in Blauschieferfazies lassen häufig noch Mineral- und Gefügerelikte der magmatischen Ausgangsgesteine, z. B. von Pillow-Basalten oder Gabbros, erkennen; Metasedimente zeigen oft noch die ehemalige Schichtung. In diesen Fällen ist eine Schieferung nur schwach ausgebildet oder fehlt. Auf der anderen Seite trifft man auch stark umkristallisierte Gesteine mit grobkörnigem, kristalloblastischem Gefüge an, die oft eine ausgeprägte Schieferung zeigen und/oder intensiv gefaltet sind (Abb. 24.12c, S. 402).

Je nach dem Auftreten von Lawsonit oder Epidot lassen sich zwei verschiedene Subfazies unterscheiden, deren Grenzen allerdings sehr stark vom Gesteins-Chemismus abhängen (Evans 1990):

- Lawsonit-Blauschieferfazies und
- Epidot-Blauschieferfazies

Lawsonit-Blauschieferfazies

Diese Subfazies ist wesentlich durch das Stabilitätsfeld von Lawsonit in Gegenwart von Glaukophan definiert. *Metabasite* liegen als feinkörnige Glaukophanschiefer oder Glaukophanite mit den Paragenesen Glaukophan + Lawsonit + Albit/Jadeit ± Pumpellyit ± Phengit ± Chlorit ± Aragonit vor. In den assoziierten Metasedimenten können sich in Abhängigkeit vom Gesteins-Chemismus und von variierenden *P-T*-Bedingungen vielfältige Mineralgesellschaften bilden.

So entwickelt sich in Meta-Grauwacken der Franciscan Formation in Kalifornien eine Folge von Paragenesen, die einer Druckzunahme der Metamorphose entspricht:

- Quarz + Albit + Lawsonit + Stilpnomelan + Muscovit + Chlorit + Calcit,
- Albit + Lawsonit + Aragonit,
- Jadeitischer Pyroxen + Lawsonit + Aragonit.

Die Paragenese Lawsonit + Jadeit ist bei Temperaturen <400 °C und bei Drücken von 8–12 kbar stabil.

Im Hochdruckgürtel der externen Helleniden treten in Metapeliten als kritische Minerale u. a. Pyrophyllit, das Chlorit-ähnliche Schichtsilikat Sudoit (Mg,Fe²⁺)₂Al₃[(OH)₈AlSi₃O₁₀], das Kettensilikat Fe-Mg-Karpholith (Fe,Mg)Al₂[(OH,F)₄/Si₂O₆] und Chloritoid auf. Die Mineralparagenesen (jeweils + Paragonit + Phengit + Quarz ± Albit) deuten auf eine regionale Zunahme der *P-T*-Bedingungen von ca. 300 °C/8 kbar in Ost-Kreta bis ca. 450 °C/17 kbar auf dem Peloponnes hin (Theye u. Seidel 1991; Theye et al. 1992):

- Ost-Kreta: Chlorit + Pyrophyllit ± Fe-Mg-Karpholith
oder Sudoit + Chlorit + Pyrophyllit;
- Mittel-Kreta: Chloritoid + Fe-Mg-Karpholith + Chlorit
oder Pyrophyllit + Chloritoid + Fe-Mg-Karpholith;
- West-Kreta: Chloritoid + Mg-Karpholith + Chlorit
oder Pyrophyllit + Chloritoid;
- Peloponnes: Chloritoid + Mg-Karpholith + Chlorit
oder Chloritoid + Mg-Karpholith + Pyrophyllit
oder Chloritoid + Chlorit + Granat.

In West-Kreta kann in Na-reicheren Metasedimenten zusätzlich Ferroglaukophan neben Albit, auf dem Peloponnes Glaukophan neben Na-Pyroxen $\sim \text{Jd}_{50}\text{Akm}_{50}$ vorhanden sein. Weiterhin finden sich in West-Kreta Ca-Al-reiche Metasedimente, die reichlich Lawsonit führen und die mit fossilhaltigen Aragonit-Marmoren wechsellagern.

Epidot-Blauschieferfazies

In Anwesenheit zusätzlicher Mineralphasen wie Glaukophan, Ca-Amphibol oder Klinopyroxen wird das Stabilitätsfeld von Lawsonit + Quarz stark eingeschränkt. Der Übergang von der Lawsonit- in die Epidot-Blauschieferfazies erfolgt über eine Reihe komplexer Reaktionen, deren Gleichgewichtskurven durch variable Mg/Fe^{2+} - und Fe^{3+}/Al -Verhältnisse im Glaukophan zu Bändern ausgedehnt werden. Die beiden kritischen Paragenesen Lawsonit + Glaukophan und Epidot + Glaukophan überlappen sich so in einem breiten Intervall von etwa 320–370 °C bei 10 kbar und etwa 400–460 °C bei 15 kbar (Evans 1990). Experimentell bestimmt wurden lediglich die Gleichgewichtskurven der Reaktionen



und



die bei ca. 430 °C/10 kbar und 480 °C/15 kbar verlaufen (Heinrich u. Althaus 1988). Zu höheren Temperaturen und Drücken geht die Epidot-Blauschieferfazies in die Eklogitfazies über, zu höheren Temperaturen und niedrigeren Drücken in die Epidot-Amphibolit-Fazies bzw. die Grünschieferfazies.

Ein gutes Beispiel für die Epidot-Blauschieferfazies sind die eozänen Hochdruckgesteine auf der Insel Samos im Ostteil des Kykladen-Kristallins. In Glaukophaniten tritt verbreitet die Paragenese Glaukophan + Epidot + Albit + Chlorit + Phengit + Paragonit + Quarz auf. Metagabbros führen Albit + Epidot + Chlorit + Ca-Amphibol ± Phengit ± Glaukophan, stellenweise auch Zoisit oder Omphacit, aber nicht in Gegenwart von Granat. Glaukophan und Chloritoid treten verbreitet in Metasedimenten auf, jedoch niemals gemeinsam. Wichtige Paragenesen in Metapeliten sind Glaukophan oder Chloritoid + Chlorit + Phengit + Paragonit + Albit + Quarz, in

Al_2O_3 -reicheren Stoffbeständen auch Chloritoid + Kyanit + Phengit + Paragonit + Quarz + Chlorit. In Kalkphylliten und Marmoren wurden die Paragenesen Ankerit ± Calcit + Phengit + Chlorit + Epidot + Glaukophan oder Ankerit + Chloritoid + Phengit + Quarz beobachtet. Für die Hochdruckgesteine von Samos können Temperaturen um 500 °C und Drücke von 12–14 kbar abgeschätzt werden. Demgegenüber repräsentieren Granat-Glaukophanite und assoziierte Granat-Glimmerschiefer im Nordteil der Insel bereits Übergänge in die Eklogitfazies mit *P-T*-Bedingungen von etwa 520 °C/19 kbar beim Höhepunkt der Metamorphose (Will et al. 1998).

26.3.9 Eklogitfazies

Eklogite sind metamorphe Gesteine von *basaltischem* Chemismus mit der charakteristischen Mineralparagenese *Granat + Omphacit*.

Fallweise treten als Nebengemengteile hinzu: Quarz, Kyanit, Zoisit oder Epidot, Phengit, Ca-Amphibol, Glaukophan und Rutil oder Titanit. Granat ist hauptsächlich ein Mischkristall aus wechselnden Anteilen der Komponenten Almandin, Pyrop und Grossular. Omphacit ist ein ebenso komplex zusammengesetzter Klinopyroxen, der neben den Komponenten Diopsid und Hedenbergit auch aus Jadeit $\text{NaAl}^{[6]}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, Akmit $\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ sowie Ca-Tschermak's und Mg-Tschermak's Molekül $\text{CaAl}^{[6]}[\text{Al}^{[4]}\text{SiO}_6]$ bzw. $\text{MgAl}^{[6]}[\text{Al}^{[4]}\text{SiO}_6]$ besteht. Kennzeichnend ist das Fehlen von Plagioklas, dessen Albit-Komponente als Jadeit in den Omphacit eingebaut wird, während die Anorthit-Komponente in Form von Grossular in den Granat eingeht (vgl. Abschn. 27.3, Reaktion (27.1), S. 485). Der Übergang von der lockeren Gerüststruktur des Plagioklas in die dichter gepackten Strukturen des Ketten-silikats Omphacit und des Inselsilikats Granat sowie der Koordinationswechsel $\text{Al}^{[4]} \rightarrow \text{Al}^{[6]}$ führt zu der hohen Dichte des Eklogits von ca. 3,5 g/cm³.

Zur verbreiteten Bildung von Eklogiten kommt es bei der tiefen Subduktion von Basalten und Gabbros der ozeanischen Erdkruste (Abb. 26.8, Abschn. 24.2.5, S. 398; Abb. 27.17, S. 489). Darüber hinaus können auch kontinentale Krustenbereiche unter eklogitfazielle Bedingungen geraten, wenn eine Lithosphärenplatte im Zuge einer Kontinent-Kontinent-Kollision von einer anderen überschoben und dadurch tief versenkt wird. Dabei werden auch Gesteine von nicht-basaltischem Chemismus eklogitfaziell überprägt.

In den klassischen Eklogit-Vorkommen, z. B. in der Münchberger Gneismasse (Oberfranken, z. B. Okrusch et al. 1991, O'Brien 1993) oder im Erzgebirge (z. B. Schmädicke 1994), treten Eklogite als isolierte Linsen auf, die in *amphibolitfazielle* Metasedimente eingelagert sind. Man glaubte daher, dass die Eklogite als tektonische Späne in ihre, bezüglich des Druckes niedriger gradierte Umgebung eingeschuppt worden seien („*Fremdmodell*“) und nahm an, dass die Eklogitfazies nur durch einen einzigen Gesteinstyp, nämlich den Eklogit, repräsentiert würde. Inzwischen sind auch Gesteine mit völlig abweichendem Chemismus beschrieben worden, deren Mineralparagenesen der Eklogitfazies zuzuordnen sind, wie z. B. der berühmte Meta-Granodiorit des

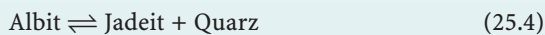
Monte Mukrone in der Sesia-Zone, Westalpen (Compagnoni u. Maffeo 1973). Außerdem hat man im amphibolitfazialen Nebengestein Mineralrelikte der Eklogitfazies nachgewiesen und konnte zeigen, dass die Eklogite und ihr Nebengestein eine gemeinsame *P-T*-Entwicklung durchgemacht haben („*In-situ-Modell*“). Die scheinbaren Diskrepanzen sind reaktionskinetisch begründet: Eklogite verhalten sich gegenüber Deformationsvorgängen und retrograden Überprägungen wesentlich resistenter als z. B. Metapelite und wurden daher oft nur randlich in Amphibolite oder Glaukophanite umgewandelt. Demgegenüber erfuhren die benachbarten Metasedimente häufig durchgreifende Veränderungen in ihrem Mineralbestand.

Die Eklogitfazies ist eine Hochdruck-Fazies, die ein sehr breites *P-T*-Feld einnimmt (Abb. 26.7a), das sich jedoch auf Grund von kritischen Mineralparagenesen noch weiter untergliedern lässt. Danach kann man folgende Gruppen unterscheiden:

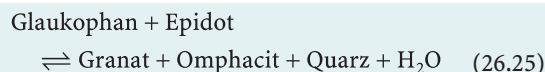
- eklogitfazielle Gesteine im Verband mit Blauschiefern,
- eklogitfazielle Gesteine im Verband mit Gneisen und Granuliten,
- eklogitfazielle Gesteine mit Ultrahochdruckparagenesen,
- Eklogite als Xenolithe in Kimberliten und Alkalibasalten.

Eklogitfazielle Gesteine im Verband mit Blauschiefern

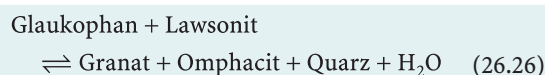
Die untere Druckgrenze der Eklogitfazies wird durch die Gleichgewichtskurve der Reaktion



definiert, die untere Temperaturstabilität durch die kontinuierlichen Reaktionen



und



Dadurch erfolgt ein gleitender Übergang von der Blauschieferfazies in die Eklogitfazies. Dementsprechend findet man in vielen Blauschieferarealen Lagen und Linsen von Eklogit. Diese stellen entweder Relikte einer retrograden Umwandlung von der Eklogitfazies in die Blauschieferfazies dar, oder es handelt sich um eine isofazielle Koexistenz.

So beobachtet man auf der Insel Sifnos im Kykladen-Kristallin einen wiederholten Lagenwechsel von Eklogiten, Glaukophaniten, und Glaukophan-führenden Jadeit-Gneisen mit \pm Glaukophan-führenden Metasedimenten wie Marmoren, Glimmerschiefern und Quarziten, die auf eine ehemalige vulkanosedimentäre Serie zurückgehen (Schliestedt 1986; Schliestedt u. Okrusch 1988). Dabei

leiten sich die Eklogite und Glaukophanite von zwei Basalt-Typen ab, die sich in ihrem Gesteins-Chemismus deutlich voneinander unterscheiden; die Ausgangsgesteine der (Glaukophan-)Jadeit-Gneise sind Andesite, Dacite und Rhyolithe. Man beobachtet folgende Paragenesen (\pm Titanit \pm Rutil):

- Eklogite: Omphacit + Granat + Epidot \pm Phengit \pm Glaukophan \pm Quarz;
- Glaukophanite: Glaukophan + Epidot + Granat + Paragonit \pm Phengit \pm Chloritoid \pm Omphacit + Quarz;
- (Glaukophan-)Jadeit-Gneise: Jadeit + Quarz + Glaukophan + Paragonit \pm Phengit \pm Epidot + Granat;
- Quarzite: Quarz + Phengit + Paragonit \pm Granat \pm Glaukophan \pm Omphacit \pm Epidot.

Als Besonderheit treten Quarzite mit dem typischen Hochdruckmineral Deerit ($\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}$)₆($\text{Fe}^{3+}, \text{Al}$)₃[$\text{O}_3/(\text{OH})_5/\text{Si}_6\text{O}_{17}$] auf, die als weitere Phasen noch Ägirinaugit, Riebeckit und Magnetit führen.

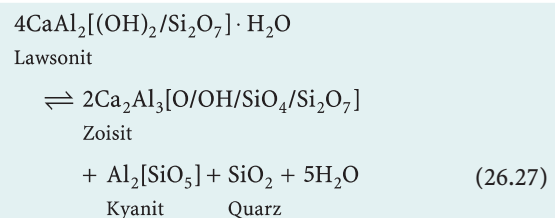
Pseudomorphosen von Klinozoisit + Paragonit (\pm Phengit) \pm Quarz nach Lawsonit deuten an, dass bei der prograden Metamorphose das Stabilitätsfeld der Lawsonit-Blauschieferfazies durchschritten und die Gleichgewichtskurve von Reaktion (26.24) gekreuzt wurde. Die Abwesenheit der Paragenese Omphacit + Kyanit (s. unten) begrenzt die möglichen Metamorphosedrücke auf maximal ca. 20 kbar. Die neuesten Abschätzungen der *P-T*-Bedingungen erbrachten Temperaturen von 550–600 °C und Drücke von 15–20 kbar (Schmädicke u. Will 2003).

Eine weitere interessante Assoziation von Eklogiten und Blauschiefern findet sich im Ophiolith-Komplex von Zermatt–Saas-Fee in den Walliser Alpen, die eine Hochdruck-metamorph überprägte ozeanische Lithosphäre der Tethys repräsentiert (Bearth 1973). Man erkennt noch Gefügerelikte von Pillow-Basalten. Die Pillows bestehen aus Eklogit mit der Paragenese Omphacit + Granat + Epidot \pm Glaukophan \pm Paragonit \pm Phengit + Quarz + Rutil, der durch ein zweites Metamorphoseereignis teilweise in Granat-Amphibolit umgewandelt wurde. Die ehemaligen Hyaloklastite sind dagegen Glaukophanite der Paragenese Glaukophan + Granat + Epidot \pm Paragonit \pm Chloritoid \pm Rutil \pm Titanit. Auch in der Franciscan Formation Kaliforniens treten stellenweise Eklogite im Verband mit Blauschiefern auf.

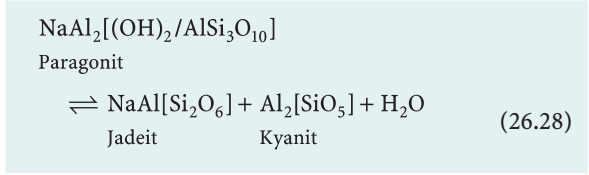
Eklogitfazielle Gesteine im Verband mit Gneisen und Granuliten

Kennzeichnend für diesen Typ, zu dem z. B. die Eklogite in der Münchberger Gneismasse, im Erzgebirge, im Tauernfenster (Ostalpen) und in Westnorwegen gehören, ist die Paragenese Omphacit + Granat \pm Kyanit \pm Zoisit \pm Phengit \pm Ca-Amphibol + Quarz + Rutil.

Dabei zeigt das gemeinsame Auftreten von Kyanit und Zoisit in Gegenwart von Quarz, dass die oberere thermische Stabilitätsgrenze von Lawsonit nach der Reaktion



überschritten worden ist. Nach der experimentellen Bestimmung von Schmidt u. Poli (1994) ist Lawsonit oberhalb ca. 525 °C bei 17 kbar und ca. 565 °C bei 20 kbar nicht mehr stabil. Wichtig ist ferner die Koexistenz von Omphacit und Kyanit, aus der sich Mindestdrücke für diesen Bereich der Eklogitfazies abschätzen lassen. Grundlage dafür ist die obere Druckstabilität von Paragonit nach der Reaktion



deren Gleichgewichtskurve im Temperaturbereich von 550 bis 650 °C bei Drücken von ca. 25 kbar verläuft (Holland 1979). Für die Bildung von Omphacit + Kyanit nach der Gleichung



liegt diese Mindestdruckgrenze umso niedriger, je geringer der Jd-Gehalt von Omphacit ist, z. B. für die Paragenese Omphacit $\text{Jd}_{50}\text{Di}_{50}$ + Kyanit bei ca. 20 kbar.

Ein interessantes Beispiel für *Metasedimente* in Eklogitfazies stellen die *Weißschiefer* dar, Metapelite die nach ihrem Chemismus auf einen extrem Mg-reichen Salzton aus dem Milieu von Evaporiten zurückgehen (Kulke u. Schreyer 1973, Schreyer 1974). Seit ihrem ersten Auffinden in einem Ausläufer des westlichen Himalaya-Gebirges in Afghanistan sowie in Sambia sind mehrere weitere Vorkommen, besonders in den Westalpen, bekannt geworden. Weißschiefer sind fast immer mit Eklogiten assoziiert und können daher in die Eklogitfazies eingeordnet werden. Allerdings nimmt ihre kritische Mineralparagenese Kyanit + Talk + Quarz nach Schreyer (1988) ein extrem weites *P-T*-Feld ein, mit Temperaturen von 550–810 °C und Drücken von 6 kbar bis hinauf zu 45 kbar (Abb. 26.12).

Eklogitfazielle Gesteine mit Ultrahochdruckparagenesen

Kennzeichnend für Gesteine, die eine Ultrahochdruckmetamorphose erlebt haben, ist das Auftreten von Coesit, den man inzwischen weltweit in zahlreichen Eklogitvorkommen nachweisen konnte, so im Dora-Maira-Massiv und der Zone von Zermatt–Saas-Fee in den Westalpen, in den Rhodopen (Griechenland), im Erzgebirge, in Westnorwegen, in Mali, im Matsyutov-Komplex (Südrural), im Makbal-, Atbashy- und Kokchetav-Komplex (Kasachstan), im Himalaya-Gebirge, auf den Inseln Java und Sulawesi (Indonesien) sowie in den Kristallingürteln von Dabie Shan und Su Lu Westchinas (Chopin 2003).

Da sich Coesit (Dichte 3,01) bei Druckentlastung sehr rasch in Tiefquarz (2,65) umwandelt, bleibt er nur

dann metastabil erhalten, wenn er in Mineralen hoher Festigkeit eingeschlossen ist, die quasi als Hochdruckautoklav wirken. Das ist in erster Linie Granat. So entdeckte Chopin (1984) erstmals Coesit als Mineralphase in Kristallin-Gesteinen, die keine Schockwellenmetamorphose (Abschn. 24.2.3, S. 392f) erlebt hatten, als Einschluss in Kristallen von nahezu reinem Pyrop (Prp_{90-98}) in einem Granat-Quarzit des Dora-Maira-Massivs (Westalpen).

Wie man in Abb. 26.13 erkennt, ist Coesit randlich bereits in Quarz umgewandelt; häufig ist die Reaktion



in den Einschlüssen bereits vollständig abgelaufen. Wegen des Dichteunterschieds nimmt Quarz ein erheblich größeres Volumen ein als Coesit und sprengt daher das einschließende Mineral. Die entstehenden Sprengrisse (Abb. 26.13) sind typisch für Coesit-führende Gesteine, stellen aber keinen schlüssigen Beweis für die ehemalige Anwesenheit von Coesit dar. Im Grundgewebe des Quarzits hat sich kein Coesit mehr erhalten.

Die kritische Mineral-Paragenese Quarz/Coesit + Pyrop + Phengit + Talk + Kyanit + Jadeit + Rutil in den Granat-Quarziten von Dora Maira gibt – zusätzlich zum Auftreten von Coesit – wichtige Hinweise auf hohe Metamorphosedrücke. So wurde die obere Druck-Stabilität von Paragonit nach Reaktion (26.28) unter Bildung von Kyanit + Jadeit überschritten. Außerdem lief die Reaktion

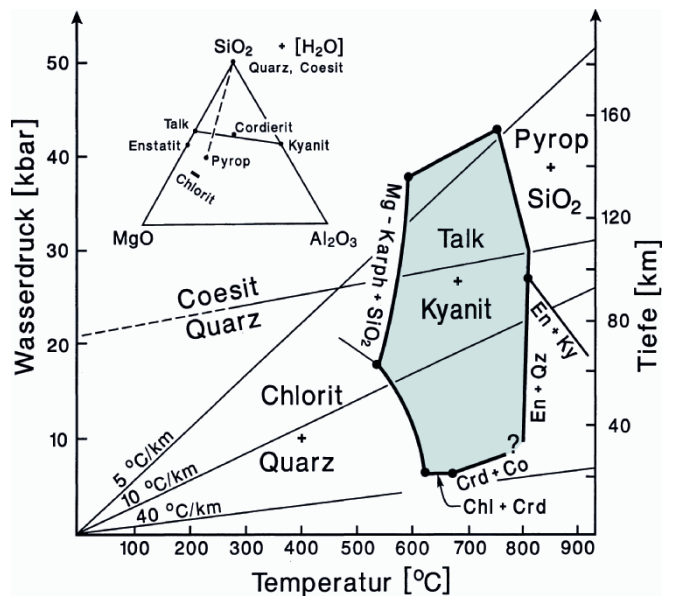
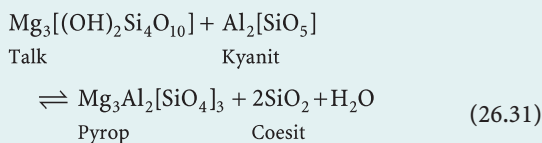
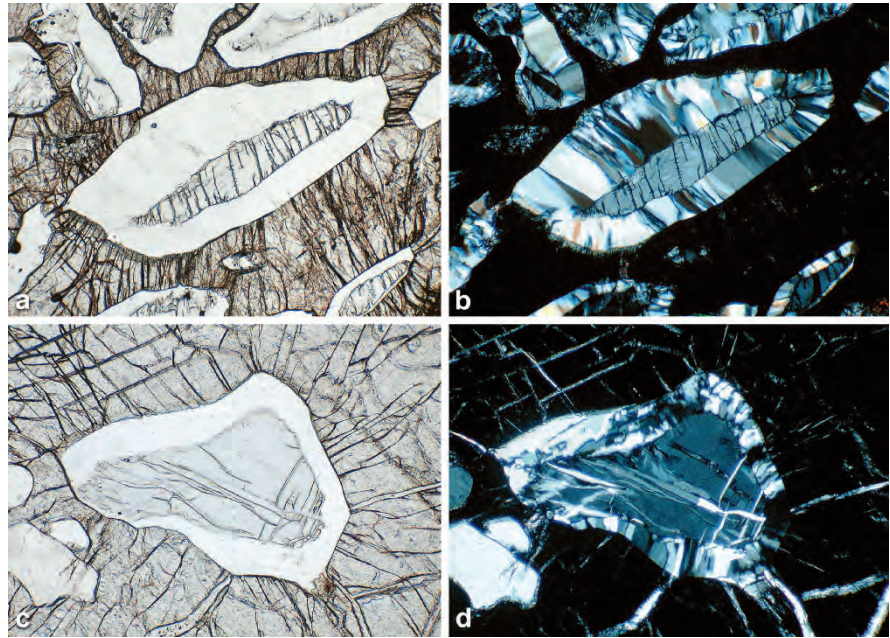


Abb. 26.12. *P-T*-Diagramm mit den Stabilitätsfeldern von Talk + Kyanit und von Pyrop + SiO₂ im Modellsystem MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (MASH). Dieses ist in der Hilfsfigur links oben in einer Projektion auf die H₂O-freie Dreiecksfläche dargestellt. In das *P-T*-Diagramm sind linear verlaufende geothermische Gradienten eingetragen. (Nach Schreyer 1988, leicht vereinfacht)

Abb. 26.13.

Pyrop mit Einschlüssen von Coesit, einer Hochdruck-Modifikation von SiO_2 , mit randlichen Säumen von palisadenartigem Quarz. Durch Volumenexpansion bei der nachträglichen Umwandlung von Coesit in Quarz hat sich ein auffälliges System radial verlaufender Sprengrisse im Pyrop gebildet, besonders deutlich in **c** und **d**. Dora-Maira-Massiv, Westalpen (Nord-Italien). **a** und **c** 1 Nic., **b** und **d** +Nic. Schliffdicke ca. 30 μm , Bildbreite ca. 1 mm. (Foto: H.-P. Schertl, Bochum)



ab, deren Gleichgewichtskurve im reinen MASH-System univariant ist, aber durch Fe-Einbau im Granat divariant wird, so dass alle vier reagierenden Minerale nebeneinander auftreten können. Aus Abb. 26.12 lässt sich ableiten, dass sich diese Paragenese bei Drücken von >30 kbar entsprechend einer Versenkungstiefe von >110 km gebildet haben muss. Die Temperaturen könnten *maximal* im Bereich von $750\text{--}800$ °C gelegen haben, würden sich aber erniedrigen, wenn $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_1$ war. Daraus ergibt sich – ähnlich wie in der Blauschieferfazies – ein geringer geothermischer Gradient von $5\text{--}8$ °C/km (vgl. Abb. 25.20, S. 447).

Weitere kritische Minerale, die neben Coesit und Pyrop in eklogitfazialen, insbesondere auch Ultrahochdruck-Metamorphosen Sedimenten eine Rolle spielen können, sind Mg-Chloritoid und Mg-Stauroolith. Nach experimentellen Untersuchungen im reinen MASH-System erfordert ihre Bildung Mindestdrücke von ca. 18 kbar (bei ca. 550 °C) bzw. ca. 14 kbar (bei $760\text{--}870$ °C) (Schreyer 1988).

Die Entdeckung von Diamant in kristallinen Gesteinen des Kokchetav-Massivs, im Su-Lu- und Dabie-Shan-Gürtel, in Westnorwegen und neuerdings im Erzgebirge (Nasdala u. Massonne 2000) erweitert den Bereich der Eklogitfazies noch zu erheblich höheren Drücken von mindestens etwa 40 kbar.

Eklogite als Xenolithe in Kimberliten und Alkalibasalten

Neben den überwiegenden Peridotiten bringen Kimberlite und Alkalibasalte auch untergeordnet Einschlüsse von Eklogiten an die Erdoberfläche. Bei diesen handelt es sich in vielen Fällen um Bruchstücke von ozeanischer Erdkruste, die bis in Tiefen des Erdmantel subduziert und dabei in Eklogit umgewandelt wurden.

Daneben könnten Basalt-Magmen, die im oberen Erdmantel durch partielle Anatexis gebildet wurden, ihrer vulkanischen Förderung entgangen und an ihrem Entstehungsort unter hohen Drücken zu Eklogiten kristallisiert sein. Diese würden also magmatische Gesteine darstellen, eine Möglichkeit, die durch Hochdruckexperimente von Yoder u. Tilley (1962) betätigt wurde. Vorkommen von Eklogit-Xenolithen finden sich z. B. im südlichen Afrika, in Australien und auf Hawaii.

Weiterführende Literatur

(Siehe auch Kap. 24 und 25)

- Best, MG (2003) *Igneous and metamorphic petrology*, 2nd edn. Freeman, San Francisco
- Bucher K, Frey M (2002) *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 7th edn. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Ernst WG (1976) *Petrologic phase equilibria*. Freeman, San Francisco
- Miyashiro A (1973) *Metamorphism and metamorphic belts*. Allen & Unwin, London
- Miyashiro A (1994) *Metamorphic petrology*. UCL Press, London
- Spear FS (1993) *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineral Soc America, Washington, DC
- Yardley BWD (1989) *An introduction to metamorphic petrology*. Longman, Burnt Mill, Harlow, Essex, England

Zitierte Literatur

- Bearth P (1973) Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 53:299–334
- Becke F (1903) Über Mineralbestand und Struktur der Kristallinen Schiefer. *Denkschr Akad Wiss Wien* 75:97 ff
- Brandt S, Will TM, Klemd R (2007) Magmatic loading in the proterozoic Epupa Complex, NW Namibia, as evidenced by ultrahigh-temperature sapphirine-bearing orthopyroxene-sillimanite-quartz granulites. *Prec Research* 153:143–178
- Carlson WD, Rosenfeld JL (1981) Optical determination of topotactic aragonite-calcite growth kinetics: Metamorphic implications. *J Geol* 89:615–638
- Chopin C (1984) Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: A first record and some consequences. *Contrib Mineral Petrol* 86:107–118
- Chopin C (2003) Ultrahigh-pressure metamorphism: Tracing continental crust into the mantle. *Earth Planet Sci Lett* 212:1–14
- Compagnoni R, Maffeo B (1973) Jadeite-bearing metagranites l. s. and related rocks in the Mount Mucrone area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 53:355–378
- Coombs DS (1960) Lower grade mineral facies in New Zealand. *Internat Geol Congr 21st Sess Rep Part 13*:339–351, Copenhagen
- Coombs DS (1961) Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian J Sci* 24:203–215
- Eskola P (1915) On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. *Bull Comm géol Finlande* 44 (English summary p 109–145)
- Eskola P (1939) Die metamorphen Gesteine. In: Barth TF, Correns CW, Eskola P (1970) Die Entstehung der Gesteine – Ein Lehrbuch der Petrogenese, 3. Teil. Springer, Berlin, S 263–407 (Neudruck)
- Evans BW (1990) Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos* 25:3–23
- Goldschmidt VM (1911) Die Kontaktmetamorphose im Kristiania-gebiet. *Oslo Vidensk Skr, I Math-Nat Kl*, no 11
- Grubenmann U (1904, 1910) Die kristallinen Schiefer, 1. und 2. Aufl. Borntraeger, Berlin
- Grubenmann U, Niggli P (1924) Die Gesteinsmetamorphose. I: Allgemeiner Teil. Borntraeger, Berlin
- Harley SL (1998) On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. In: Treloar PJ, O'Brien PJ (eds) What drives metamorphism and metamorphic reactions? *Geol Soc London, Spec Publ* 138:81–107
- Heinrich W, Althaus E (1988) Experimental determination of the reactions 4 Lawsonite + 1 Albite = 1 Paragonite + 2 Zoisite + 2 Quartz + 6 H₂O and 4 Lawsonite + 1 Jadeite = 1 Paragonite + 2 Zoisite + 1 Quartz + 6 H₂O. *Neues Jahrb Mineral Monatsh* 1988:516–528
- Holdaway MJ (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer J Sci* 271:97–131
- Holland TJB (1979) Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H₂O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na₂O–Al₂O₃–SiO₂–H₂O, with applications to eclogites and blueschists. *Contrib Mineral Petrol* 68:293–301
- Kulke H, Schreyer W (1973) Kyanite-talc schist from Sar e Sang, Afghanistan. *Earth Planet Sci Lett* 18:324–328
- Liou JG, Kim HS, Maruyama S (1983) Prehnite-epidote equilibria and their petrologic applications. *J Petrol* 24:321–342
- Maresch WV (1977) Experimental studies on glaucophane: An analysis of present knowledge. *Tectonophysics* 43:109–125
- Miyashiro A (1961) Evolution of metamorphic belts. *J Petrol* 2:277–311
- Nasdala L, Massonne H-J (2000) Microdiamonds from the Saxonian Erzgebirge, Germany: *In-situ* micro-Raman characterisation. *Eur J Mineral* 12:495–498
- O'Brien PJ (1993) Partially retrograded eclogites of the Münchberg Massif, Germany: Records of a multistage Variscan uplift history in the Bohemian Massif. *J Metamorph Geol* 11:241–260
- O'Brien PJ (2006) Type-locality granulites: high-pressure rocks formed at eclogite-facies conditions. *Mineral Petrol* 86:161–175
- Okrusch M, Matthes S, Klemd R, O'Brien PJ, Schmidt K (1991) Eclogites at the northwestern margin of the Bohemian Massif: A review. *Eur J Mineral* 3:707–730
- Robinson P, Spear FS, Schumacher JC, Laird J, Klein C, Evans BW, Doolan BL (1982) Phase relations in metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory. In: Veblen DR, Ribbe PH (eds) *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. *Rev Mineral* 9B:1–227
- Schiffman P, Liou JG (1980) Synthesis and stability relations of Mg-Al pumpellyite, Ca₄Al₃MgSi₆O₂₁(OH)₇. *J Petrol* 21:441–474
- Schliestedt M (1986) Eclogite-blueschist relationships as evidenced by mineral equilibria in the high-pressure metabasic rocks of Sifnos (Cycladic Islands), Greece. *J Petrol* 27:1437–1459
- Schliestedt M, Okrusch M (1988) Meta-acidites and silicic meta-sediments related to eclogites and glaucophanites in northern Sifnos, Cycladic Archipelago, Greece. In: Smith DC (ed) *Eclogites and eclogite-facies rocks*, 291–334. Elsevier, Amsterdam
- Schmädicke E (1994) Die Eklogite des Erzgebirges. *Freiberger Forschungshefte C456*, 338 pp. Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig Stuttgart
- Schmädicke E, Will TM (2003) Pressure-temperature evolution of blueschist facies rocks from Sifnos, Greece, and implications for the exhumation of high-pressure rocks in the Central Aegean. *J Metam Geol* 21:799–811
- Schmidt MW, Poli S (1994) The stability of lawsonite and zoisite at high pressures: Experiments in CASH to 92 kbar and implications for the presence of hydrous phases in subducted lithosphere. *Earth Planet Sci Lett* 124:105–118
- Schreyer W (1974) Whiteschist: A new type of metamorphic rock formed at high pressures. *Geol Rundschau* 63:597–609
- Schreyer W (1988) Experimental studies on metamorphism of crustal rocks under mantle pressures. *Mineral Mag* 52:1–26
- Theye T, Seidel E (1991) Petrology of low-grade high-pressure metapelites from the External Hellenides (Crete, Peloponnese) – A case study with attention of sodic minerals. *Eur J Mineral* 3:343–366
- Theye T, Seidel E, Vidal O (1992) Carpholite, sudoite, and chloritoid in low-grade high-pressure metapelites from Crete and the Peloponnese, Greece. *Eur J Mineral* 4:487–507
- Thompson JB Jr (1957) The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am Mineral* 42:842–858
- Turner FJ, Verhoogen J (1960) *Igneous and metamorphic petrology*. 2nd ed, McGraw-Hill, New York
- Turner FJ (1981) *Metamorphic petrology*. Mineralogical, field, and tectonic aspects, 2nd edn. McGraw-Hill, New York
- Will T, Okrusch M, Schmädicke E, Chen G (1998) Phase relations in the greenschist-blueschist-amphibolite-eclogite facies in the system Na₂O–CaO–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O, with application to metamorphic rocks from Samos, Greece. *Contrib Mineral Petrol* 132:85–102
- Williams GW (1890) The greenstone schist areas of the Menominee and Marquette regions of Michigan. *US Geol Surv Bull* no 62
- Winkler HGF (1965, 1967) *Die Genese der metamorphen Gesteine*, 1. und 2. Aufl. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Winkler HGF (1979) *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 5th edn. Springer, New York Heidelberg Berlin
- Yoder HS, Tilley CE (1962) Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J Petrol* 3:342–532

Teil III

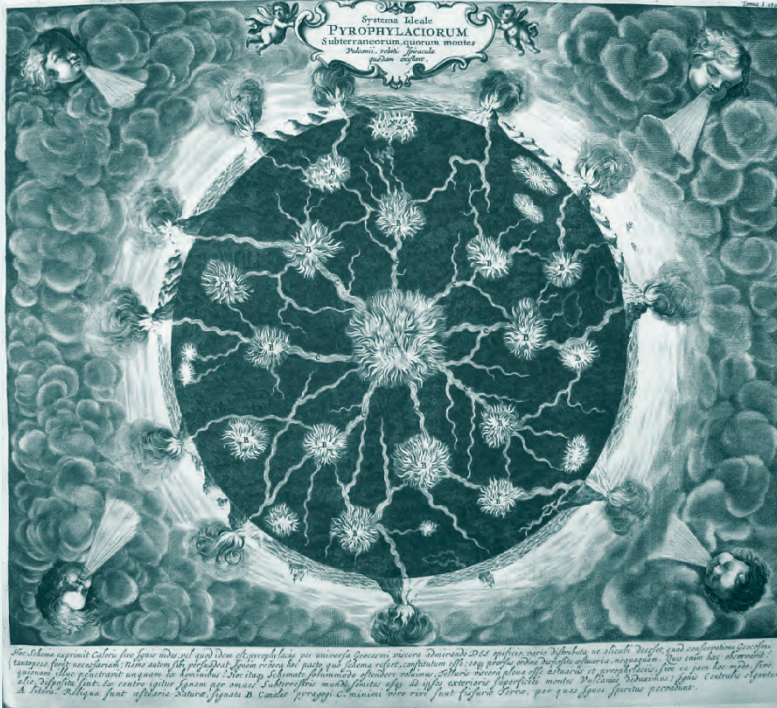
Stoffbestand und Bau von Erde und Mond – unser Planetensystem

Von Pyragogi und Pyrophyllacia

Bereits im 17. Jahrhundert entwickelten die Universalgelehrten René Descartes (1596–1650) und Athanasius Kircher (1602–1680) dezidierte, wenn auch voneinander abweichende Vorstellungen über den Aufbau des Erdinnern. Kirchers Vorstellungen waren geprägt von traumatischen Erlebnissen auf einer Süditalien-Reise, auf der er am Ätna, Stromboli und Vesuv den aktiven Vulkanismus mit seinen erschreckenden optischen, akustischen und Geruchs-Erscheinungen kennen lernte. Geradezu zwangsläufig kam er in seinem Werk *Mundus Subterraneus* (1665) – nach Ellenberger (1999) „die erste Enzyklopädie der Geologie“ – zu einem heißen Erdinnern, in dem ein Zentralfeuer brannte, das über ein Netzwerk von Kanälen (*Pyragogi*) mit zahlreichen Feuerherden (*Pyrophyllacia*) und den Vulkanen an der Erdoberfläche verbunden ist (siehe Abbildung). Die Vorstellung vom heterogenen Bau des Erdin-

nern, das zwar von Kircher als heiß, aber in weiten Bereichen als fest angesehen wurde, mutet durchaus modern an. Man könnte das Zentralfeuer mit dem Erdkern, die Pyrophyllacien mit den modernen Hot Spots vergleichen. Den Schalenbau der Erde hat Kircher noch nicht vorausgesehen – hier erscheint das von Descartes 1644 entwickelte Modell der Erde als „erkalteter Stern“ mit einem glühenden Kern und mehreren Schalen erheblich moderner.

Substantielle Theorien über den Bau des Erdinnern konnten erst entwickelt werden, nachdem zu Beginn des 20. Jahrhunderts geophysikalische, insbesondere seismische Messmethoden und Rechenverfahren zur Verfügung standen. Durch sie konnte die Existenz des Schalenbaus nachgewiesen und die Tiefenlage der Grenzflächen mit hoher Genauigkeit bestimmt werden (Kap. 27). Vorstellungen über die chemische und mineralogische Zusammensetzung der einzelnen Erdschalen verdanken wir der Geochemie (seit etwa 1920) und der experimentellen Petrologie (seit etwa 1960) sowie dem Studium der Meteoriten (Kap. 29), die als Bruchstücke von Asteroiden wichtige Analogmaterialien für das Erdinnere darstellen. Durch Datierungen mit radiogenen Isotopen konnte das Alter der Erde auf 4,555 Milliarden Jahre bestimmt werden. Unbemannte und bemannte Weltraummissionen ermöglichten seit 1959 geophysikalische Messungen auf Mond, Venus und Mars und seit 1969 direkte mineralogische und geochemische Analysen von Mondgesteinen sowie an Meteoriten, die vom Mond und Mars stammen (Kap. 29). Dadurch verfügen wir jetzt über fundierte Vorstellungen vom inneren Aufbau und Stoffbestand des Mondes und der erdähnlichen Planeten (Kap. 28, 30).



Aufbau des Erdinnern

27.1 Seismischer Befund zum Aufbau des Erdinnern

27.2 Erdkruste

27.3 Erdmantel

27.4 Erdkern

Tabelle 27.1. Volumen, Masse und Dichte von Erdkruste, Erdmantel und Erdkern

	Volumen [%]	Masse [%]	Mittlere Dichte [g/cm ³]
Erdkruste	0,8	0,4	2,8
Erdmantel	83,0	67,2	4,5
Erdkern	16,2	32,4	11,0
Gesamterde			5,53

Durch die bahnbrechenden Forschungsergebnisse der Geophysik seit Beginn des 20. Jahrhunderts ist der Schalenbau der Erde, der bereits durch Descartes (1644) vorausgeahnt worden war, gesichertes Erkenntnis. Danach gliedert sich die Erde in drei relativ scharf begrenzte Schalen von unterschiedlicher Dichte, Masse und Volumen: Erdkruste, Erdmantel und Erdkern (Tabelle 27.1). Darüber hinaus haben Ergebnisse der experimentellen Petrologie und Geochemie wesentlich dazu beigetragen, plausible Modelle vom inneren Aufbau sowie von der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung des Erdinnern zu entwickeln.

Bei einem Radius von durchschnittlich 6 370 km ist uns der allergrößte Teil des Erdkörpers unzugänglich. *Direkte Aufschlüsse* vermitteln Tunnel, Bergwerke und Tiefbohrungen:

- Der Mont-Blanc-Tunnel zwischen Chamonix und Courmayeur durchsticht die Westalpenkette in 1 395 m über N. N. und wird von ihr um ca. 3 000 m überragt.
- Die tiefsten Bergwerke der Erde im Goldrevier des Witwatersrands (Südafrika) liegen in einer Teufe von ca. 4 500 m.
- Die bislang tiefste kontinentale Tiefbohrung auf der Kolahalbinsel (Russland) erreichte 1985 eine Endteufe von 12 260 m; das sind etwa 2 ‰ des Erdradius!
- Zwei weitere übertiefe Bohrungen in kontinentalen Kristallingesteinen wurden im Rahmen des Kontinentalen Tiefbohrprogramms der Bundesrepublik Deutschland (KTB) bei Windischeschenbach in der Oberpfalz niedergebracht, wobei die durchgehend gekernte KTB-Vorbohrung (1989) 4 000 m und die KTB-Hauptbohrung (1990–1994) 9 101 m Endteufe erreichten.
- Durch das internationale Deep Sea Drilling Program DSPD wurde im Jahre 1976 vor der spanischen Küste die ozeanische Erdkruste unter dem Atlantik bis zu einer Endteufe von 3 930 m durchbohrt.

Wesentlich tiefere Einblicke ins Erdinnere erlauben geologische Vorgänge. Als Folge *tektonischer Hebungen* und durch tiefgreifende *Abtragung* werden uns Anteile der Erdkruste, seltener auch des oberen Erdmantels zugänglich, die ursprünglich in großer Tiefe gelegen haben. So müssen *Krustengesteine*, die *Coesit* oder sogar *Diamant* führen (und keine *Schockwellen-Metamorphose* erlebt haben) ursprünglich in mindestens 80 bzw. 140 km Tiefe gelegen haben, einen normalen geothermischen Gradienten vorausgesetzt. Gesteinsfragmente (Xenolithe) ultramafischer Gesteine, die durch *Vulkanausbrüche* an die Erdoberfläche gebracht wurden, vermitteln ein Bild vom Aufbau des *oberen Erdmantels*. Schließlich geben noch Mineraleinschlüsse in Diamanten lückenhafte Informationen über tiefere Teile des Erdmantels.

Wesentliche Befunde zum Aufbau des gesamten Erdinnern lassen sich jedoch auf *indirektem* Wege über seismische Messungen gewinnen, vergleichbar der medizinischen Röntgenanalyse oder der Computertomographie des menschlichen Körpers.

27.1 Seismischer Befund zum Aufbau des Erdinnern

27.1.1 Physikalische Grundlagen

Bei Erdbeben und künstlichen Explosionen, insbesondere auch bei unterirdischen Kernexplosionen, entstehen verschiedenartige Raumwellen, die das Erdinnere durchdringen und mittels Seismographen in weltweit verteilten Erdbebenstationen aufgezeichnet werden. Hier sollen nur zwei der unterschiedlichen Typen von Erdbebenwellen betrachtet werden (Abb. 27.1a, b):

- **P-Welle:** Longitudinal-Welle = Verdichtungswelle, die in der Fortpflanzungsrichtung schwingt;
- **S-Welle:** Transversal-Welle = Scherwelle, die senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung schwingt.

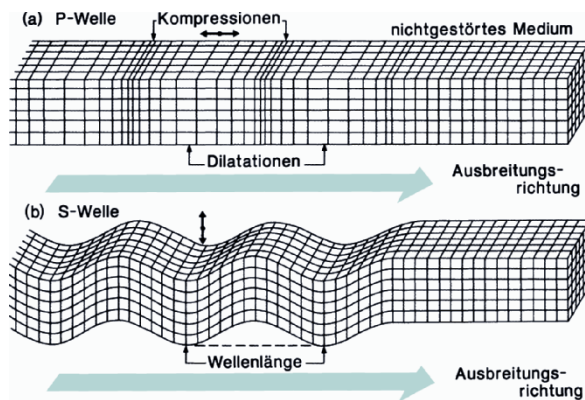


Abb. 27.1. Erdbebenwellen. **a** P-Welle = Longitudinalwelle = Verdichtungswelle; **b** S-Welle = Transversalwelle = Scherwelle. (Mod. nach Brown u. Mussett 1993)

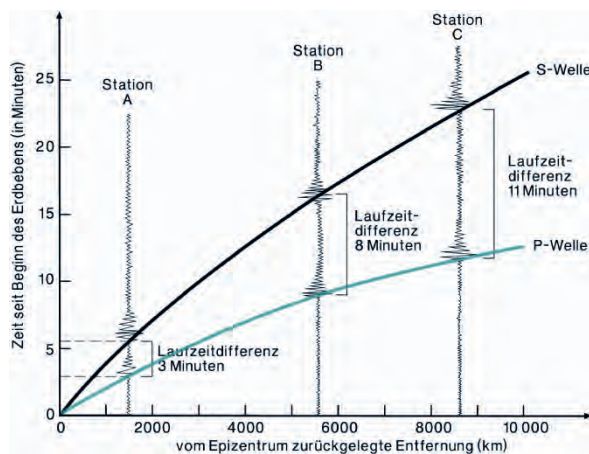


Abb. 27.2. Laufzeit-Kurven für P- und S-Wellen, die an drei Erdbeben-Stationen A, B und C registriert werden. (Aus Press u. Siever 1995)

Diese Wellen werden vom Seismographen als erster, primärer (P) bzw. als zweiter, sekundärer (S) Haupteinsatz registriert (Abb. 27.2). Die *Geschwindigkeit* der P- und S-Wellen hängt in gesetzmäßiger Weise von wichtigen physikalischen Konstanten ab, welche die mechanischen Eigenschaften des Erdkörpers beschreiben:

Kompressionsmodul. Der Kompressionsmodul K (engl. bulk modulus, incompressibility) beschreibt die relative Volumenverminderung $-dV$ bzw. Dichteerhöhung $+d\rho$ bei Zunahme des allseitigen Drucks um dP (Abb. 27.3a):

$$K = -\frac{VdP}{dV} = \frac{\rho dP}{d\rho} \quad [27.1]$$

(gemessen in kbar bzw. MPa).

Schubmodul. Der Schubmodul μ (= Scherungsmodul, engl. rigidity) beschreibt den Widerstand einer Masse gegen elastische Formveränderungen. Legt man an einen Gesteinsblock die Schubspannung τ (gemessen in kbar oder MPa) an, so erfährt dieser eine Scherung um den Winkel α (in Bogenmaß), der τ proportional ist (Abb. 27.3b). Es gilt

$$\tau = \mu \cdot \alpha \quad [27.2]$$

Der Proportionalitätsfaktor ist der Schubmodul μ , der die gleiche Dimension wie die Schubspannung, also kbar bzw. MPa hat.

Dichte. Die mittlere Dichte ρ der Erde beträgt $5,53 \text{ g/cm}^3$, ist also wesentlich höher als die Dichte wichtiger Gesteine wie Granit $\approx 2,7$, Basalt $\approx 3,0$, Peridotit $\approx 3,3$ oder Eklogit $\approx 3,5 \text{ g/cm}^3$. Daraus folgt, dass im Erdinnern Massen mit wesentlich höherer Dichte vorhanden sein müssen, als die von herkömmlichen Gesteinen.

Für die Geschwindigkeit von P- und S-Wellen gelten nun folgende einfache Gleichungen:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad [27.3]$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad [27.4]$$

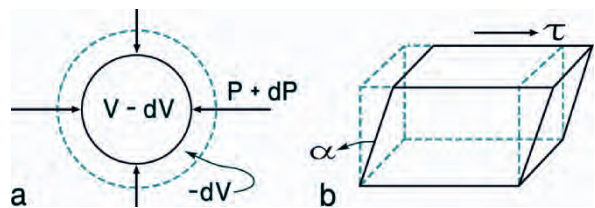


Abb. 27.3. Definition von physikalischen Konstanten. **a** Kompressionsmodul, **b** Schubmodul. (Aus Kertz: Einführung in die Geophysik, 1970 © Elsevier GmbH, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg)

Bei Berücksichtigung des Kraftwirkungsgesetzes $K = m \cdot b$ kann man sich leicht überzeugen, dass der Quotient aus Druck und Dichte zu cm^2/s^2 führen muss; die Wurzel daraus ergibt die Einheit der Geschwindigkeit cm/s .

Aus den Gleichungen [27.3] und [27.4] geht hervor, dass an jedem Punkt des Erdinnern $v_p > v_s$ sein muss und dementsprechend die P-Wellen stets vor den S-Wellen an der Erdbebenstation eintreffen. Da der Schubmodul ein Maß für den Widerstand einer Masse gegen *elastische* Formveränderungen ist, gilt für Flüssigkeiten $\mu = 0$, weil diese lediglich plastisch deformiert werden. Daher sinkt nach Gleichung [27.4] die Geschwindigkeit der S-Wellen in flüssigen Medien auf $v_s = 0$, und die Geschwindigkeit der P-Wellen wird nach Gleichung [27.3] ebenfalls deutlich geringer.

27.1.2

Ausbreitung von Erdbebenwellen im Erdinnern

Die komplizierten Ausbreitungsvorgänge der Erdbebenwellen im Erdinnern lassen sich am besten durch den Verlauf der Wellenstrahlen beschreiben. Analog zur Optik gelten das Reflexions- und das Brechungsgesetz: An Grenzflächen werden die Wellenstrahlen reflektiert, wobei Einfallswinkel = Ausfallswinkel ist. Beim Eintritt aus einem seismisch dünneren in ein seismisch dichteres Medium wird der Wellenstrahl zum Einfallslot hin gebrochen.

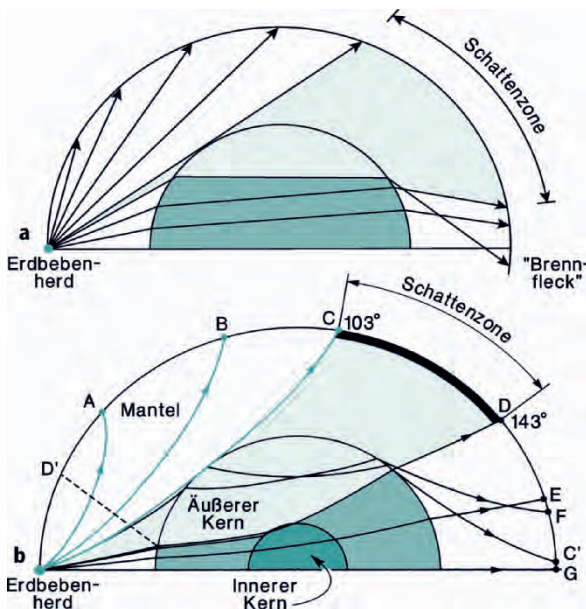


Abb. 27.4. Wellenausbreitung im Erdinnern. **a** Vereinfachtes Zweischalenmodell mit jeweils konstanter Fortpflanzungsgeschwindigkeit in Mantel und Kern: Gerade Wellenstrahlen (nach Kertz: Einführung in die Geophysik, 1970 © Elsevier GmbH, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg). **b** Realistischeres Dreischalenmodell aus Erdmantel, innerem und äußerem Erdkern, wobei sich die physikalischen Eigenschaften und die Wellengeschwindigkeiten innerhalb jeder Schale kontinuierlich ändern; daher sind die Wellenstrahlen gekrümmt. *Farbige Linien:* P- und S-Wellen, *schwarze Linien:* P-Wellen. (Mod. nach Brown u. Mussett 1993)

Wir verfolgen die Ausbreitung der Wellenstrahlen zunächst in einem sehr stark vereinfachten Modell des Erdinnern, das aus einem homogenen Mantel und einem homogenen Kern besteht (Abb. 27.4a). Ein fächerförmiges Strahlenbündel durchläuft den Mantel ungestört und geradlinig; flacher verlaufende Strahlen treffen dagegen auf die Kern-Mantel-Grenze auf; sie werden dort zum Einfallslot hin, beim Verlassen des Kerns vom Einfallslot weg gebrochen und dadurch in einem „Brennfleck“ konzentriert. Zwischen beiden Strahlenbündeln befindet sich ein breites Gebiet, in dem überhaupt keine Erdbebenwellen registriert werden, der „Schatten des Kerns“, wie er sich bei der Registrierung natürlicher Erdbebenwellen auch tatsächlich beobachten lässt. Gegenüber diesem vereinfachten Modell muss man jedoch berücksichtigen, dass sich die physikalischen Eigenschaften und damit auch die Geschwindigkeit der P- und S-Wellen innerhalb von Erdmantel und Erdkern kontinuierlich ändern. Daraus ergibt sich, dass sich die Wellenstrahlen im Erdinnern nicht geradlinig, sondern auf gekrümmten Bahnen fortpflanzen. Dabei gilt – wie in der Optik – das Prinzip von Pierre de Fermat (†1665), wonach sich ein Strahl unter allen möglichen Wegen denjenigen auswählt, der die geringste Laufzeit erfordert.

Wir benutzen nun ein realistischeres Erdmodell, in dem die Wellenstrahlen gekrümmten Bahnen folgen und das aus einem Mantel, einem äußeren und einem inneren Kern besteht (Abb. 27.4b). Wie im vereinfachten Modell lassen sich drei verschiedene Bereiche unterscheiden:

- 0–103° vom Erdbebenherd entfernt: Die Erdbebenstationen registrieren sowohl P-Wellen als auch S-Wellen (Station A, B, C), z. T. auch in reflektierter Form (z. B. Station D').
- 103–143° vom Erdbebenherd entfernt: Schattenzone, in der praktisch keine Erdbebenwellen registriert werden, was auf eine *Unstetigkeitsfläche* in 2900 km Tiefe schließen lässt. Eine geringe „Aufhellung“ des Schattens kann man durch folgende Tatsachen erklären:
 - durch Grenzflächenwellen, die an der Unstetigkeitsfläche entlang laufen;
 - durch P-Wellen, die an einer zweiten, *inneren Unstetigkeitsfläche* in ca. 5100 m Tiefe reflektiert werden;
 - eine antipodische Aufhellung des Kernschattens könnte durch einen überdurchschnittlichen Anstieg von v_p bedingt sein (s. unten).
- >143° vom Erdbebenherd entfernt: Im „Brennfleck“ werden wiederum Erdbebenwellen registriert, aber nur noch *P-Wellen*, keine S-Wellen mehr (Station D, E, F, C', G). Aus dieser Tatsache folgt, dass sich unterhalb der Unstetigkeitsfläche in 2900 km Tiefe ein Gebiet mit *flüssigem Aggregatzustand* befindet; dieses ist nicht elastisch verformbar ($\mu = 0$), kann also nach Gleichung [27.4] keine Transversalwellen durchlassen ($v_s = 0$).

Aus Abb. 27.4b ergeben sich also zwei Unstetigkeitsflächen, die eine äußere feste Schale, den *Erdmantel*, von einer mittleren flüssigen Schale, dem *äußeren Erdkern*, und diesen wiederum von einem *inneren Erdkern* abgliedern.

27.1.3 Geschwindigkeitsverteilung der Erdbebenwellen im Erdinnern

Eine wesentliche Verfeinerung unseres Bildes vom Erdaufbau ergibt sich, wenn man die *Geschwindigkeit* der P- und S-Wellen in Abhängigkeit von der Erdtiefe *z* aufträgt (Abb. 27.5a, b). Da sowohl v_p und v_s als auch die *Gradienten* dv_p/dz und dv_s/dz direkt von den Quotienten K/ρ und μ/ρ abhängen, müssen abrupte oder allmähliche Änderungen der Gradienten auf entsprechende Änderungen dieser physikalischen Konstanten zurückgehen, wie das in Abb. 27.6 z. B. für die Dichte dargestellt ist. Danach ergibt sich folgende Gliederung: *Erdkruste*, *oberer Erdmantel*, *Übergangszone*, *unterer Erdmantel*, *äuße-*

rer Erdkern und *innerer Erdkern*. Dieser auf seismischem Wege herausgearbeitete Schalenbau lässt sich auch stofflich, d. h. *petrologisch* und *geochemisch* interpretieren. Dabei werden allerdings – wie oben dargelegt – *direkte* Beobachtungen nach der Tiefe hin immer spärlicher und fehlen im unteren Erdmantel sowie im Erdkern ganz.

Es sei darauf hingewiesen, dass es einen erheblichen Aufwand an geophysikalischen Messungen und Berechnungen erfordert, die Veränderung von v_p , v_s , K , μ und ρ mit der Tiefe zu modellieren. Seismogramme enthalten komplexe Informationen über unterschiedliche Wellentypen, die interferieren, sich gegenseitig verstärken oder auslöschen; ihre Auswertung gleicht der Entzifferung eines verschlüsselten Textes (Allègre 1992). Das scheinbar einfache Bild, das in Abb. 27.5 auf Grund von seismischen Modellierungen dargestellt ist, gehört zu den ganz großen Leistungen der Geophysik!

27.2 Erdkruste

Die Erdkruste wird von dem darunter liegenden Erdmantel durch die *Mohorovičić-Diskontinuität* getrennt, die von dem kroatischen Geophysiker Andreiji Mohorovičić (1909) entdeckt wurde. Diese kurz *Moho* genannte Grenze ist durch einen relativ raschen Anstieg der P-Wellen-Geschwindigkeit von ca. 6,5–7,0 auf ca. 8,0–8,3 km/s und einen entsprechenden Anstieg von v_s bedingt (Abb. 27.5b). Die Moho liegt unter den Tiefseeböden ca. 5–7 km, unter den Kontinenten meist ca. 30–40, stellenweise sogar bis ca. 60 km, und unter den jungen Faltengebirgen bis zu 90 km tief. Die Dicke der Erdkruste vari-

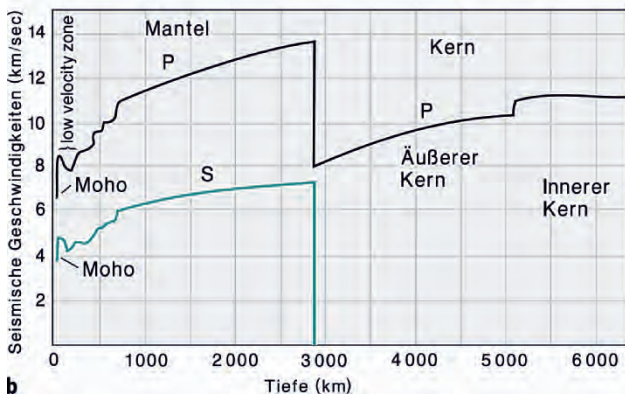
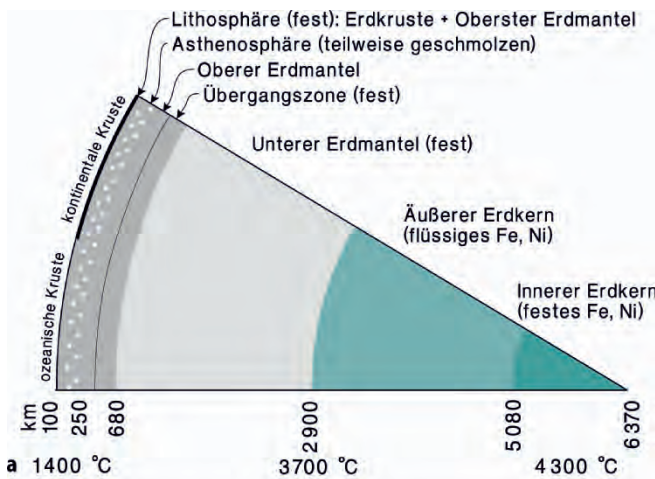


Abb. 27.5. Seismischer Befund zum Aufbau der Erde. **a** Erdsektor nach Ringwood (1979); **b** Veränderung der Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen mit der Tiefe im Erdmantel und im Erdkern nach Hart et al. (1977)

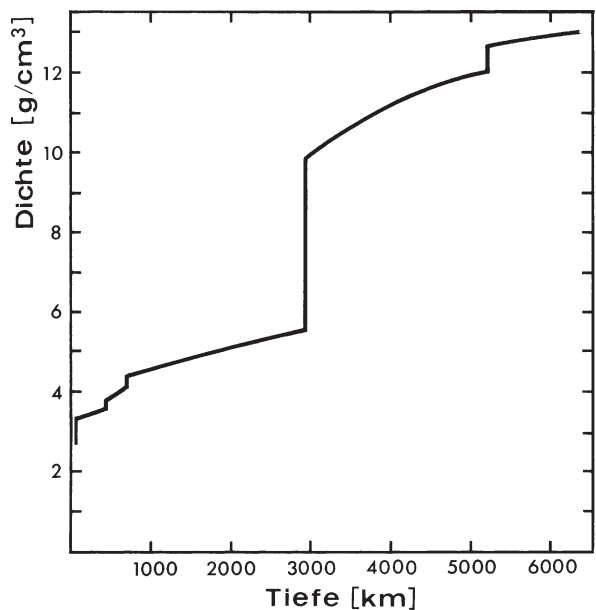


Abb. 27.6. Zunahme der Dichte mit der Erdtiefe. (Nach Clark u. Ringwood 1964)

iert dementsprechend je nach der geologischen Situation eines Gebietes. Ebenso ist die Moho unterschiedlich scharf ausgebildet, wobei die Unschärfe unter stabilen Kontinenten vielleicht einige 100 m beträgt, unter den Ozeanböden noch geringer ist. In Orogengürteln ist die Moho oft schlecht ausgebildet oder verdoppelt; unter den mittelozeanischen Rücken fehlt sie meist ganz.

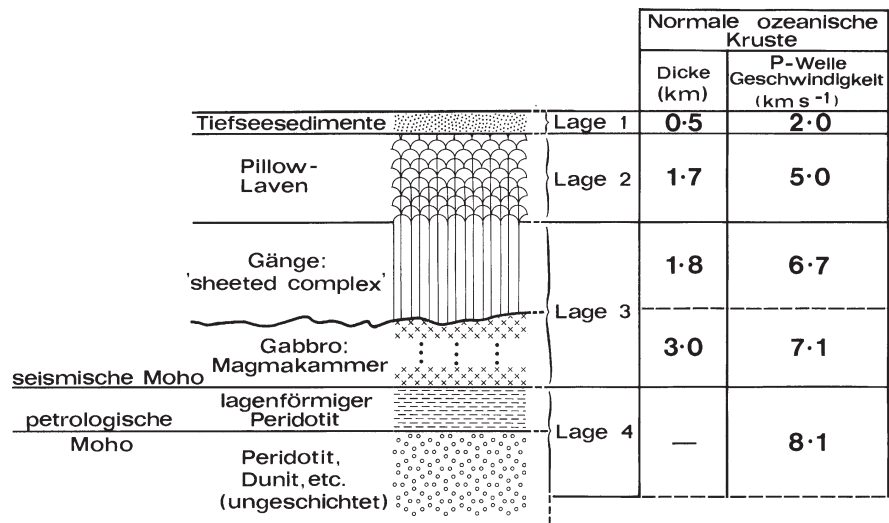
27.2.1 Ozeanische Erdkruste

Informationen über den Aufbau der ozeanischen Kruste erhalten wir durch *seismische Messungen* und durch *submarine Bohrungen* im Rahmen der internationalen Deep-Sea-Drilling- und Ocean-Drilling-Programme (DSDP und ODP), insbesondere durch die amerikanischen Forschungsschiffe *Glomar Challenger* und *Joides Resolution*. Weitere wichtige Informationen liefern *Ophiolith-Komplexe*; das sind Späne von hochgeschuppter ozeanischer Lithosphäre, die tektonische Decken in Faltengebirgen bilden. Sie enthalten – wenn auch nicht immer vollständig – das gesamte Inventar der ozeanischen Erdkruste und des darunter liegenden Erdmantels. Gegenüber Bohrungen haben sie den Vorteil, dass sie dreidimensionale Aufschlüsse bieten und darüber hinaus Bereiche erschließen, die bis jetzt noch nicht erbohrt werden konnten. Bekannte Beispiele sind der Vourinos-Komplex in Nordgriechenland, der Troodos-Komplex auf Zypern und zahlreiche weitere Vorkommen in den Dinariden und Helleniden, der Semail-Komplex im Oman, mehrere Vorkommen in Indonesien und Papua-Neuguinea sowie der Bay-of-Islands-Komplex in Neufundland (Kanada). Aus der Zusammenschau der verfügbaren Informationen ergibt sich ein relativ einfacher, lagenförmiger Aufbau, der in Abb. 27.7 schematisch dargestellt ist. Dabei sind die angegebenen Mächtigkeiten und P-Wellengeschwindigkeiten für die einzelnen Lagen nur Näherungswerte, die im Detail variieren können:

- *Lage 1: Tiefsee-Sedimente*; ihre Mächtigkeit beträgt selbstverständlich an den mittelozeanischen Rücken 0 m und nimmt zum Kontinent hin stetig zu; an passiven Kontinentalrändern kann sie mehrere km betragen. Die ältesten in situ befindlichen Tiefseesedimente wurden in der obersten Trias-Zeit abgelagert.
- *Lage 2: Submarin ausgeflossene Pillow-Laven* basaltischer Zusammensetzung (MORB).
- *Lage 3a: Sheeted-Dike-Komplex*, Basaltgänge (MORB), die in vertikal aufreißenden Spalten ineinander intrudierten.
- *Lage 3b: Gabbros*, die erstarrten Magmenkammern der ozeanischen Basalte.
- *Lage 4a: Peridotite* mit Kumulatgefügen, entstanden durch gravitatives Absaugern von Olivin und Pyroxen in der Magmenkammer. Seismische Messungen „sehen“ die Grenze Gabbro-Peridotit als scheinbare Kruste-Mantel-Grenze: *Seismische Moho*.
- *Lage 4b: Harzburgite* und *Lherzolithe* des oberen Erdmantels: *Petrographische Moho*, die durch seismische Methoden nicht als Grenze erkannt wird.

Mittelozeanische Rücken stellen eine eigene, bedeutende petrographische Provinz dar, in der durch submarinen Vulkanismus ozeanische Erdkruste ständig neu gebildet wird. Es handelt sich also um konstruktive (divergente) Plattenränder. Kennzeichnend ist eine merklliche negative Bougier-Anomalie, das ist eine auf die Topographie (in diesem Fall Meerwasser mit geringer Dichte) korrigierte Schwereanomalie. Dieses Schweredefizit ist über den Axialzonen am höchsten und nimmt zum Rand hin ab. Unverfestigte Tiefseesedimente sind weitgehend abwesend, während Pillowbasalte der *Lage 2* am Meeresboden anstehen. *Lage 3* geht allmählich in einen Mantel mit anomal geringen P-Wellen-Geschwindigkeiten von meist 7,1–7,3 km/s über. Eine Moho ist schlecht, in vielen Gebieten gar nicht entwickelt; der Wärmeffluss

Abb. 27.7. Schematisches Tiefenprofil durch die ozeanische Lithosphäre (=ozeanische Erdkruste + oberster Erdmantel) nach seismischen Messungen, Tiefseebohrungen und Beobachtungen in typischen Ophiolith-Komplexen. Die Dicke der einzelnen Lagen und die seismischen Geschwindigkeiten können regional stark variieren. (Nach Brown u. Mussett 1993)



ist hoch und Basaltvulkanismus ist verbreitet. Alle diese Tatsachen weisen darauf hin, dass die mittelozeanischen Rücken die Zonen von aufsteigenden Konvektionsströmen im Erdmantel sind, verbunden mit partieller Anatexis (Abb. 27.17, S. 489).

Als Bestandteil von ozeanischen Lithosphärenplatten wird die ozeanische Kruste durch das *sea floor spreading* mit Geschwindigkeiten von einigen Zentimetern pro Jahr bewegt und an *konvergenten (destruktiven) Plattenrändern* unter kontinentale Lithosphären-Platten subduziert. Dabei entstehen Inselbögen und Orogengürtel vom Andentyp. (Abb. 27.17). An *passiven Kontinentalrändern* beginnt die ozeanische Erdkruste, die hier dicker ist als gewöhnlich, jenseits der Schelfbereiche, den vom Meer überfluteten Kontinentalrändern. Eine übernormale Mächtigkeit von bis zu 20 km erreicht die ozeanische Erdkruste auch im Bereich ozeanischer Inseln (z. B. Hawaii) und in den Gebieten mit ozeanischen Flutbasalt-Plateaus (Abschn. 12.1, S. 219).

27.2.2

Kontinentale Erdkruste

Eine detaillierte Auswertung der Geschwindigkeiten von Erdbebenwellen legte schon früh den Gedanken nahe, dass sich die kontinentale Erdkruste in mehrere Schichten gliedert, wobei die Verhältnisse wesentlich komplizierter sind als bei der ozeanischen Kruste. Ganz allgemein ergibt sich folgende Grobgliederung:

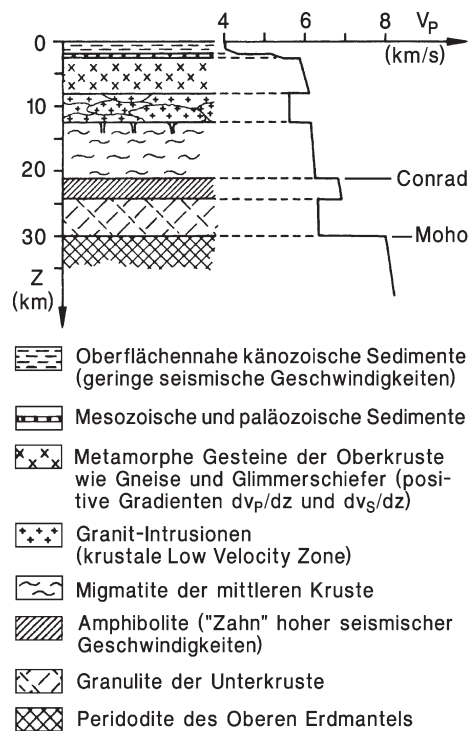


Abb. 27.8. Stark schematisiertes Tiefenprofil durch die kontinentale Erdkruste. (Nach Mueller 1977)

Unverfestigte Sedimente und verfestigte Sedimentgesteine. Sie besitzen sehr unterschiedliche Mächtigkeiten, können aber – bis auf eine dünne Bodenkrume – auch ganz fehlen.

Kontinentale Oberkruste. Vorstellungen über ihren petrographischen Aufbau gewinnen wir aus zahlreichen Beobachtungen in den Kristallingebieten der Erde, insbesondere in den archaischen und proterozoischen Kontinentalkernen (Kratonen) wie Fennoscandia, Laurentia u. a., die durch tiefreichende Abtragung freigelegt wurden. Danach besteht die *Oberkruste* überwiegend aus Quarz-Feldspat-reichen Metamorphiten und Migmatiten sowie aus Granit- und Granodiorit-Plutonen. Die durchschnittliche Dichte dieser Gesteine beträgt etwa $2,7 \text{ g/cm}^3$, die P-Wellen-Geschwindigkeiten liegen bei ca. $6,0 \text{ km/s}$. Basaltische Vulkanite mit höheren Dichten sind eher untergeordnet vorhanden, wenn man von den großen Arealen kontinentaler Flutbasalte (Abschn. 12.1, S. 218) absieht. Eine *krustale Low-Velocity-Zone*, in der v_p auf $<6,0 \text{ km/s}$ absinkt, wird von Mueller (1977) durch ein gehäuftes Auftreten von Granit-Lakkolithen und/oder einen erhöhten Fluid-Anteil erklärt (Abb. 27.8). Ein äußerst komplexes Modell für den Aufbau der kontinentalen Oberkruste in der bayerischen Oberpfalz ergab sich aus den umfangreichen geologischen und geophysikalischen Untersuchungen im KTB-Zielgebiet und durch die KTB-Vor- und -Hauptbohrung selbst (Abb. 27.9) (z. B. Hirschmann 1996).

Kontinentale Unterkruste. Diese ist häufig, aber nicht immer, durch einen Dichtesprung von der Oberkruste getrennt, die *Conrad-Diskontinuität* (Conrad 1925). Sie liegt meist in 15–25 km Tiefe, ist jedoch generell nicht so gut ausgeprägt wie die Moho und auch nicht weltweit entwickelt. In Deutschland wurde die Conrad kurz nach dem 2. Weltkrieg durch die Sprengung einer unterirdischen Munitionsfabrik bei Haslach im Schwarzwald und durch eine große Sprengung auf der Insel Helgoland seismisch registriert. Nach dem von Mueller (1977) entwickelten Modell (Abb. 27.8) ist die Conrad lediglich durch einen „Zahn“ erhöhter Wellengeschwindigkeit bedingt, der auf eine wenige Kilometer mächtige Lage von Amphibolit zurückgehen könnte. Danach sinken v_p und v_s wieder ab. Die Unterkruste besteht wahrscheinlich aus einer gebänderten Wechsellagerung von hellen und dunklen Granuliten, wie sie in den steilgestellten metamorphen Serie der *Ivrea-Zone* in den Südalpen (Abb. 27.10) oder in Kalabrien (Südalien) modellhaft aufgeschlossen sind. Diese hochmetamorphen Gesteine, die meist (OH)-freie Mineral-Paragenesen aufweisen und z. T. Restit-Charakter besitzen, sind häufig das Ergebnis mehrfacher metamorpher Prägnungen unter hohen Temperaturen und selektiver Aufschmelzung. Dadurch kam es im Verlauf langer geologischer Zeiträume zu einer Verarmung an leichtflüchtigen Komponenten. Mit dem frei werdenden Wasser wanderten u. a. auch U und Th, die für die radioaktive Wärmeproduktion wichtig sind, in höhere Krustenbereiche ab.

Abb. 27.9.

Die obere Erdkruste im KTB-Zielgebiet bei Windischeschenbach in der Oberpfalz (Bayern) nach seismischen Messungen entlang der Profile Crossline 230 und KTB 8502 (Inline 360), nach geologischen Beobachtungen und den Ergebnissen der KTB-Vorbohrung und -Hauptbohrung (dicke, vertikale, nach unten abgeknickte Linie). ZEV: Zone von Erbendorf-Vohenstrauss. (Nach Hirschmann 1996, mit freundlicher Genehmigung des Verlags Elsevier)

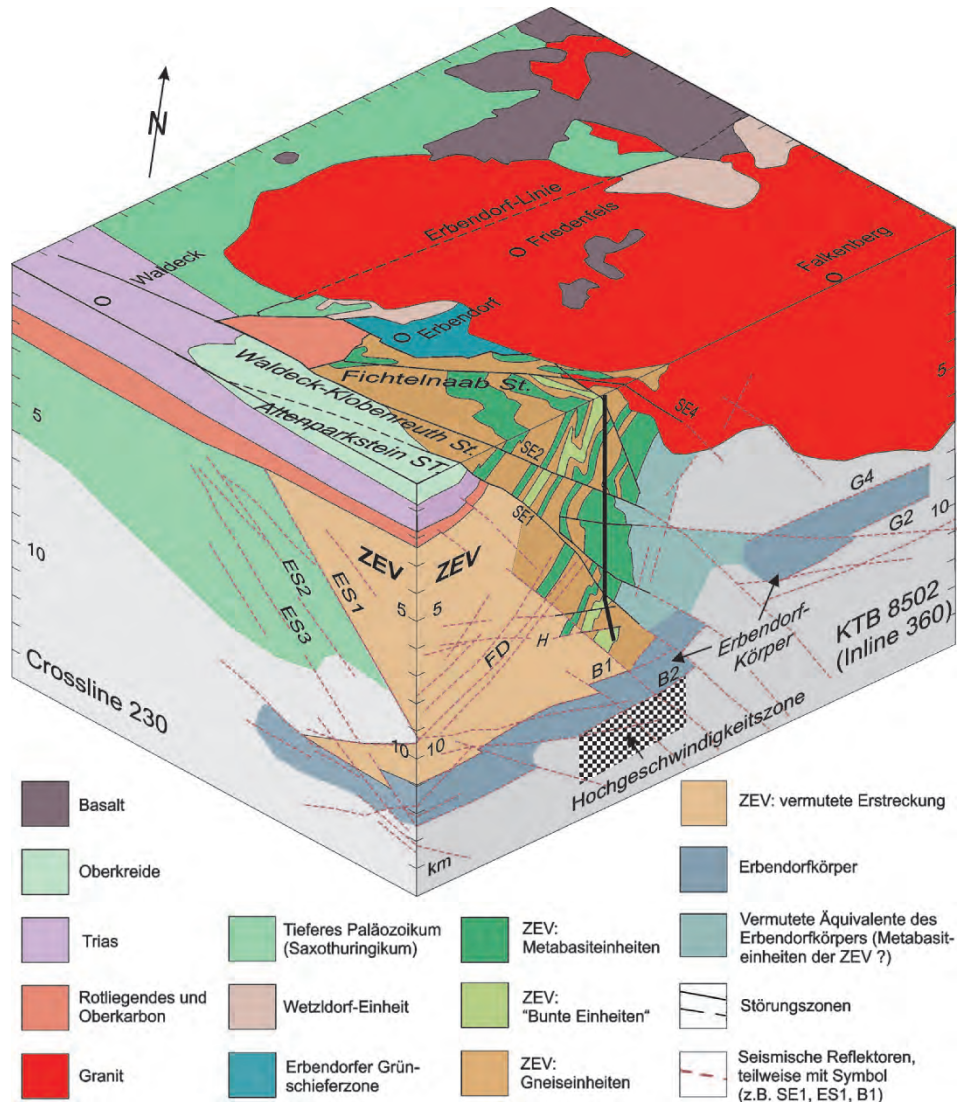
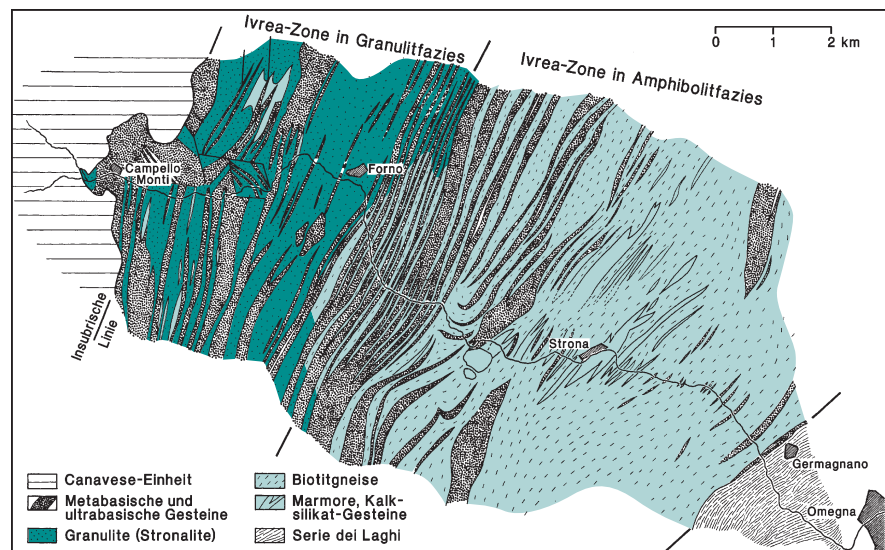


Abb. 27.10.

Geologische Karte des steil stehenden Krustenprofils der Ivrea-Zone im Valle Strona (Südalpen). Der granulitfazielle Abschnitt entspricht der Unterkruste, der amphibolitfazielle der Oberkruste. (Nach Aufnahmen von Bertolani, 1959–1965, aus Mehnert 1975)



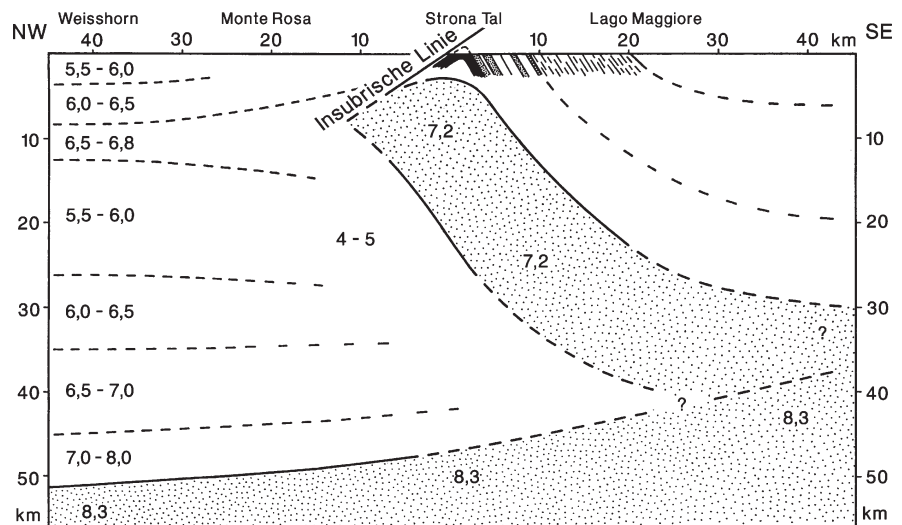
27.3

27.2.3
Die Erdkruste in jungen Orogengürteln

Kontinent-Kontinent-Kollisionsvorgänge führen dazu, dass in jungen, aktiven Orogengürteln die Erdkruste bis zu 70 km, im Himalaya-Gebirge sogar bis 90 km dick werden kann. So zeigen seismische und gravimetrische Messungen, dass die Dicke der Erdkruste vom Alpenvorland gegen die Zentralalpen ständig zunimmt. Unter den penninischen Decken bildet sich eine Krustenwurzel von relativ geringer Dichte, die bis zu Tiefen von 55 km herunterragt. Diese Krustenverdickung ist das Ergebnis des noch heute andauernden Kollisionvorgangs, bei dem die Afrikanische unter die Eurasische Platte subduziert wird. Diese *Krustenverdopplung* führt zu recht komplizierten Strukturen, wie sie z. B. durch ein seismisches Profil, das vom Weißhorn (Wallis) bis in die Poebene reicht, gefunden wurden (Berkhemer 1968; Giese 1968; s. Abb. 27.11). Unter diesem Teil der Zentralalpen steigt die P-Wellen-Geschwindigkeit zunächst von 5,5 bis auf 6,8 km/s an, nimmt aber von ca. 12–15 km Tiefe an wieder auf 5,5–6,0 km/s ab. Diese ca. 13 km dicke krustale Low-Velocity-Zone enthält lokal Bereiche mit noch geringeren P-Wellen-Geschwindigkeiten von 4–5 km/s, in denen derzeit partielle Anatexis stattfinden dürfte. Ab Teufen von etwa 26–28 km Tiefe nimmt v_p wiederum zu und erreicht oberhalb der Moho ungewöhnlich hohe Werte von 7,0–8,0 km/s, die auf starke Beteiligung von mafischen bis ultramafischen Gesteinen hinweisen. (Im eigentlichen Erdmantel ist $v_p = 8,3$ km/s.) Weiter südöstlich fanden die Geophysiker den „Vogelkopf“, eine auffallende Struktur, die durch die Aufstülpung einer Schicht von (ultra)mafischen Gesteinen mit $v_p = 7,2$ km/s bedingt ist. Sie wird von gebänderten Granuliten der Unterkruste (v_p 6,5–6,8 km/s) und Biotitgneisen der Oberkruste (v_p 6,0–6,5 km/s) überlagert, die in der Ivrea-Zone aufgeschlossen sind (Abb. 27.10). Gesteine, die dem „Vogelkopf“ entsprechen könnten, stehen im basischen Hauptkörper der Ivrea-Zone an.

Abb. 27.11.

Seismisches Profil durch den Ivrea-Körper (sog. Vogelkopf) und die angrenzenden Teile der Zentral-Alpen (links) sowie der Ivrea-Zone (Abb. 27.10) und der Poebene (rechts). Die Zahlen geben die jeweiligen P-Wellen-Geschwindigkeiten an. (Nach Berkhemer 1968 und Giese 1968 aus Mehnert 1975)

27.3
Erdmantel27.3.1
Der oberste, lithosphärische Erdmantel
und die Natur der Moho

Die Erdkruste und der oberste Teil des Erdmantels bauen die ozeanischen und kontinentalen *Lithosphären-Platten* auf. Die Krusten-Mantel-Grenze, die Moho ist definiert als die schmale Zone, in der die Geschwindigkeiten der Erdbebenwellen sprunghaft zunehmen: v_p steigt von etwa 6,5–7,0 bis auf etwa 8,0–8,3 km/s an. Durch Experimente (z. B. Birch 1963) konnte nachgewiesen werden, dass nur wenige Gesteine die erforderlichen physikalischen Eigenschaften besitzen, um die Geschwindigkeiten im obersten lithosphärischen Erdmantel zu erklären, nämlich

- *Eklogit*, ein metamorphes Gestein, das überwiegend aus Granat und Omphacit besteht (Abschn. 24.3.1, S. 405), und
- *Peridotit*, ein magmatisches oder metamorphes Gestein aus Olivin + Orthopyroxen + Klinopyroxen (\pm Spinell \pm Granat).

Eine weitere wichtige Randbedingung für die chemische Zusammensetzung des Erdmantels ist die Tatsache, dass nur im Erdmantel *Basalt-Magmen* durch *partielle Aufschmelzung* (Anatexis) entstehen können (vgl. Abschn. 17.2, S. 281ff). Legt man gewöhnliche geothermische Gradienten zugrunde, so wird an der Krustenbasis unter den Kontinenten lediglich eine Temperatur von 400–600 °C, unter den Ozeanen sogar nur 100–200 °C erreicht (Abb. 27.12). Daher ist es äußerst unwahrscheinlich, dass die ca. 1 200 °C heißen Basalt-Magmen in der Erdkruste entstehen können. Direkte Hinweise für eine Bildung von Basalt-Magmen im oberen Erdmantel fanden Eaton u. Murata (1960): Wenige Monate vor einem erneuten Ausbruch des Kilauea-Vul-

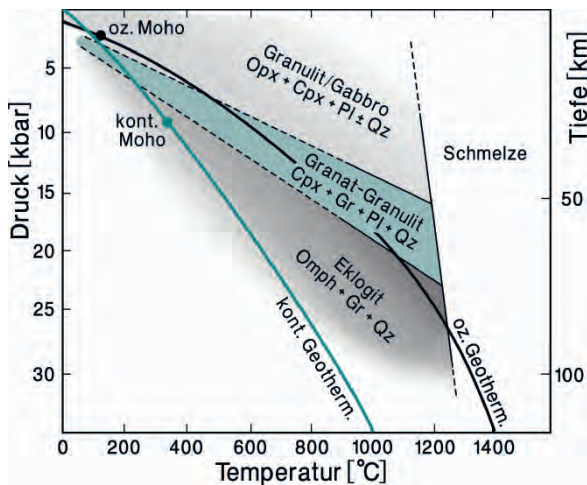
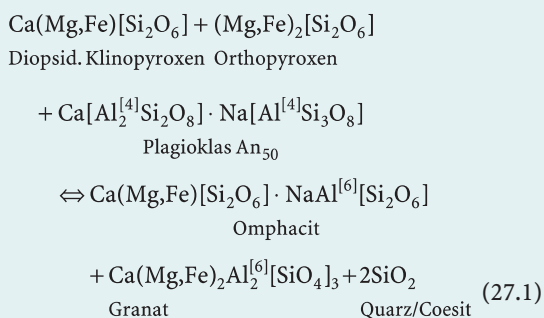


Abb. 27.12. P-T-Diagramm zur Basalt → Eklogit-Umwandlung. Stabilitätsfelder von Gabbro bzw. Pyroxen-Granulit (Pyriklasit), Granat-Granulit (Granat-Pyriklasit) und Eklogit nach Experimenten von Green und Ringwood (1967a) sowie Yoder u. Tilley (1962). Qz steht für Quarz oder Coesit. Ozeanischer und kontinentaler Geotherm nach Clark u. Ringwood (1964)

kans auf Hawaii stellten sie eine seismische Unruhe in ca. 60 km Tiefe fest, die sie als Strömung des Magmas vom Aufschmelzort in eine Magmen-Kammer interpretierten.

Eklogit als Baumaterial des Oberen Erdmantels?

Ein eklogitischer Erdmantel wurde bereits durch Fermor (1914) vermutet und in ähnlicher Weise auch von Goldschmidt (1922) und Holmes (1927) vertreten. Da Eklogit die gleiche chemische Zusammensetzung wie Basalt, Gabbro oder basischer Pyroxen-Granulit (Pyriklasit) aufweist, wäre die ozeanische und die kontinentale Moho durch einen *isochemischen Phasenübergang* Basalt/Gabbro → Eklogit bzw. Pyriklasit → Eklogit bedingt, entsprechend der schematischen Reaktionsgleichung:



Eine analoge Reaktion lässt sich mit Olivin anstelle von Orthopyroxen formulieren. In beiden Fällen führt der Phasenübergang zu einer Erhöhung der Gesteinsdichte von etwa 3,0 auf etwa 3,5 g/cm³. Diese Verdich-

tung ist hauptsächlich durch den Zusammenbruch von Plagioklas mit seiner relativ lockeren Gerüststruktur bedingt, wobei Albit als Jadeit-Komponente in das Kettensilikat Omphacit, Anorthit als Grossular-Komponente in das Inselsilikat Granat eingebaut wird. Diese beiden Eklogit-Mineralen besitzen erheblich dichtere Strukturen als Plagioklas; darüber hinaus bewirkt der Koordinations-Wechsel Al^[4] → Al^[6] eine zusätzliche Verdichtung.

Zur Überprüfung dieser Hypothese wurden Hochdruck-Hochtemperatur-Experimente durchgeführt (z. B. Yoder u. Tilley 1962; Kushiro u. Yoder 1966; Green u. Ringwood 1967a u. v. a.), wobei konventionelle Hydrothermalautoklaven aber auch hydraulische Hochdruckpressen wie die Belt- und die Sechs-Stempel-Apparatur zur Anwendung kamen (zur Methodik vgl. Ernst 1976).

Die Ergebnisse dieser Experimente haben klar gezeigt, dass Eklogit nicht als Baumaterial für den oberen Erdmantel in Frage kommt:

- Die isochemische Umwandlung von Basalt/Gabbro/Pyriklasit → Eklogit erfolgt nicht an einer scharfen Grenze, sondern über ein *Intervall*, dessen Breite mit der Temperatur und der chemischen Zusammensetzung variiert. Gleichung (27.1) stellt nur die Summe von mehreren Teilreaktionen dar, durch die Plagioklas allmählich abgebaut, Granat neu gebildet wird. Im isothermen Schnitt umfasst der Übergangsbereich, in dem schon Granat, aber noch Plagioklas nebeneinander auftreten, einem P-Bereich von einigen kbar Breite, was einer Dicke von mehreren Kilometern entspricht. Wir wissen aber, dass die Moho eine relativ scharfe Grenze darstellt, die meist nur eine Unschärfe von wenigen 100 m besitzt. Noch breiter wird das Übergangsfeld, wenn man dem geothermischen Gradienten folgt (Abb. 27.12).
- Der Druck der Basalt → Eklogit-Umwandlung nimmt mit steigender Temperatur zu. Man sollte daher annehmen, dass unter den Ozeanböden, wo ein hoher geothermischer Gradient herrscht, die Moho tiefer liegt als unter den Kontinenten mit ihrem geringeren geothermischen Gradienten. Aber gerade das Gegenteil ist der Fall (Abb. 27.12)!

Darüber hinaus sprechen noch weitere geophysikalische und petrologische Argumente gegen einen eklogitischen Mantel:

- Die *Dichte* von frischen Eklogiten variiert zwischen 3,4 und 3,6 g/cm³. Demgegenüber ergeben sich aus den seismischen Geschwindigkeiten im lithosphärischen Erdmantel geringere Dichten von 3,24 bis 3,32 g/cm³ (reduziert auf Atmosphärendruck = 1 bar), mit denen die Dichtewerte von Peridotiten – 3,25–3,40, im Mittel 3,32 g/cm³ – sehr viel besser übereinstimmen.

- Die *Poisson-Zahl*, $\sigma = \frac{1}{2}R^2 - (2/R^2) - 1$ mit $R = v_p/v_s$ beträgt im oberen Erdmantel unter stabilen Kontinentalgebieten 0,245–0,260, für Mg-reichen Olivin 0,245–0,255, für Eklogite jedoch 0,30–0,32.
- Die seismischen Wellengeschwindigkeiten im oberen Erdmantel sind richtungsabhängig, dieser ist also *seismisch anisotrop*. Formulieren wir diese Anisotropie $\Delta v = v_{\max} - v_{\min}$ als prozentualen Anteil bezogen auf die mittlere Geschwindigkeit V_m , d. h. $100\Delta v/V_m$, so liegt diese im lithosphärischen Erdmantel bei 3–9 %, in Peridotiten bei 3–10 %, in Eklogiten jedoch nur bei 0,5–3 %. Die geringere seismische Anisotropie von Eklogiten ist auf ihren hohen Granat-Gehalt zurückzuführen.
- Man müsste Eklogit zu 100 % aufschmelzen, um ein Basalt-Magma gleicher Zusammensetzung zu erhalten. Da aber der gesamte Erdmantel S-Wellen leitet, ist eine vollständige Aufschmelzung ausgeschlossen. Die Tatsache, dass Eklogit die gleiche Zusammensetzung wie Basalt hat, ist also geradezu ein Hauptargument gegen einen eklogitischen Erdmantel!
- Eklogite treten nur sehr selten als Auswürflinge in vulkanischen Tuffen oder als Einschlüsse in Basalt-Laven auf; in Kimberliten (s. unten) beträgt ihr Anteil durchschnittlich 5 %.

Aus allen diesen Beobachtungen folgt, dass der Erdmantel nicht aus Eklogit *bestehen* kann; trotzdem ist wahrscheinlich, dass er bereichsweise Eklogit *enthält*. Die basaltische ozeanische Erdkruste wird ja bei Subduktionsvorgängen allmählich in Eklogit umgewandelt und verschwindet nach dem Modell der Plattentektonik in Form großer Eklogit-Blöcke in den Tiefen des Erdmantels (Abb. 27.17). Dabei wirkt begünstigend, dass die Dichte von Eklogit (~3,5) etwas höher ist als die von Peridotit (~3,3). Darüber hinaus können sich Basalt-Magmen, die durch partielle Anatexis gebildet werden, aber im Erdmantel stecken bleiben, unter Manteldrücken zu Eklogit-Segregaten auskristallisieren (Abb. 27.16).

Peridotit als Baumaterial des oberen Erdmantels: Das Pyrolit-Modell

Diese Hypothese wurde bereits von Washington (1925) vertreten und hat seit der Mitte des 20. Jahrhunderts immer mehr Anhänger gefunden. Ganz besonders wurde das Konzept eines Peridotit-Mantels von Alfred Ringwood (1962) zusammen mit D. H. Green, S. P. Clark, I. D. MacGregor, F. R. Boyd u. a. weiter entwickelt und präzisiert (insbesondere Green u. Ringwood 1967b; Ringwood 1975). Für einen Peridotit-Mantel sprechen folgende Argumente:

- Peridotite haben *Dichten* um $3,3 \text{ g/cm}^3$, wie sie für den lithosphärischen Erdmantel zu fordern sind; sie

zeigen entsprechende P-Wellen-Geschwindigkeiten um 8,1 km/s, passende *Poisson-Zahlen* von etwa 0,25 und vergleichbare seismische *Anisotropie-Werte* mit einem relativen Δv -Anteil von 3–9 %.

- In *Ophiolith-Komplexen* sind Peridotite (bzw. Serpentine) ein wesentlicher Bestandteil (Abb. 27.7).
- Xenolithe* von *Spinell-Lherzolith*, untergeordnet von Harzburgit und Dunit (sog. Olivinknollen) treten besonders in Vulkaniten der Reihe Alkali-Olivin-Basalt – Basanit – Nephelinit sehr häufig und in großer Verbreitung auf, und zwar überwiegend in Tuffen, Schlotbrekzien und Mandelsteinen. Weltweit sind über 200 Vorkommen bekannt, darunter auch die jungen Vulkanite der Rhön und der Eifel mit dem bekannten Vorkommen am Dreiser Weiher.

Xenolithe von *Granat-Lherzolith*, untergeordnet von Granat-Pyroxenit, selten jedoch von Eklogit, finden sich in *Kimberlit-Diatremen* (Abschn. 11.2.3, S. 211ff), die überwiegend in archaischen Kontinentalschilden (Kratonen), z. B. im südlichen Afrika, Sibirien oder Kanada auftreten. Es handelt sich um vulkanische Durchschlagsröhren, die mit einer Kimberlit-Breccie („blue ground“, verwittert



Abb. 27.13. Die auflässige Diamant-Mine in Kimberley (Südafrika), das „Big Hole“. *Oben:* verwitterte Kimberlit-Breccie („yellow ground“); *Mitte:* frische Kimberlit-Breccie („blue ground“); *unten:* Nebengestein, hauptsächlich Basalte der Karoo-Formation (Foto S. Matthes)

tert als „yellow ground“) gefüllt sind und nach unten zu in Gänge und Lagergänge von massivem Kimberlit übergehen (Abb. 12.13, S. 224, Abb. 27.13). Sowohl der Kimberlit als auch die Xenolithe selbst können Diamant enthalten und müssen daher aus tiefen Bereichen des Erdmantels stammen. Das Gleiche gilt für die *Lamproite* Australiens. Setzt man etwa 1 000 °C als wahrscheinliche Temperatur des Kimberlit-(bzw. Lamproit-)Magmas an, so beträgt der Mindestdruck für die Diamantentstehung 45 kbar, entsprechend einer Tiefe von etwa 140 km. Wie man aus Abb. 27.15 entnehmen kann, liegt die Obergrenze der Diamantstabilität unter den Kratonen, wo ein relativ geringer geothermischer Gradient herrscht, in

etwa 130 km Tiefe und sinkt unter den Tiefseeböden auf etwa 190 km ab.

Green u. Ringwood (1963) nahmen für den gesamten Erdmantel eine chemische Zusammensetzung an, die aus 3 Teilen Dunit und 1 Teil Basalt besteht; diesen Gesteins-Chemismus nannten sie *Pyrolit* (Tabelle 27.2). Aus ihm kann sich durch partielles Aufschmelzen maximal 25 % Basalt-Magma bilden, aber natürlich auch weniger (Abschn. 17.2, S. 281ff). Ringwood (1975) verfeinerte das Pyrolit-Modell noch etwas, in dem er z. B. die ultra-

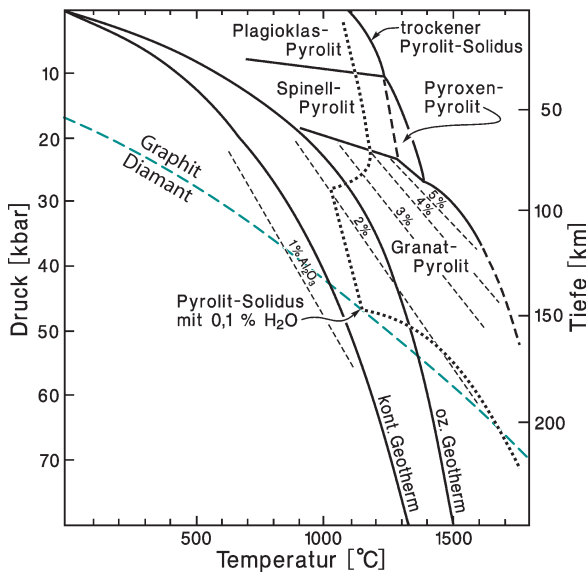


Abb. 27.14. P-T-Diagramm mit den Stabilitätsfeldern von Plagioklas-Pyrolit, Pyroxen-Pyrolit, Spinell-Pyrolit und Granat-Pyrolit nach Experimenten von Green und Ringwood (1967b). Als gestrichelte Linien sind die Al_2O_3 -Gehalte in Orthopyroxen im Gleichgewicht mit Granat angegeben. Dicke Linie: trockener Pyrolit-Solidus, punktiert: Solidus für Pyrolit mit 0,1 % H_2O . Blau gestrichelte Linie: Gleichgewichtskurve Graphit-Diamant nach Bundy et al. (1961) und Berman (1962). Ozeanischer und kontinentaler Geotherm nach Clark und Ringwood (1964)

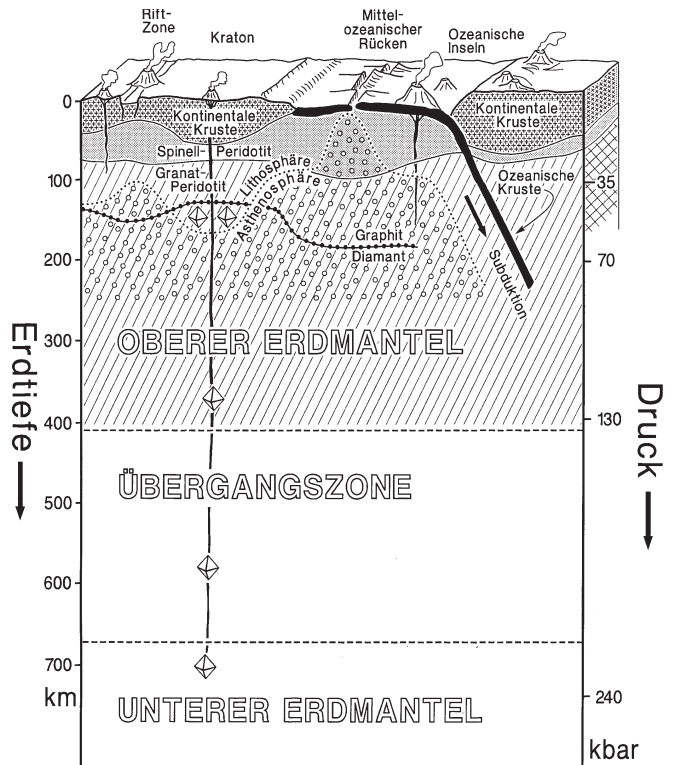


Abb. 27.15. Schematischer Schnitt durch die Lithosphäre (Erdkruste + oberster Erdmantel), die Asthenosphäre und tiefere Teile des Erdmantels; eingetragen ist der Verlauf der Stabilitätsgrenze Graphit/Diamant. (Mod. nach Stachel u. Brey (2001))

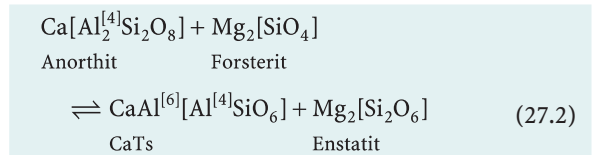
Tabelle 27.2. Ableitung des theoretischen Modell-Pyrolits und Vergleich mit natürlichem Granat-Lherzolith. (Nach Green u. Ringwood 1963; Ringwood 1975; Brown u. Mussett 1993)

Oxid [Gew.-%]	Dunit-Mittel	Basalt-Mittel	3 Dunit + 1 Basalt	Pyrolit Ringwood 1975	Granat-Lherzolith
SiO ₂	41,3	50,8	43,7	45,1	45,3
Al ₂ O ₃	0,54	14,1	3,9	4,6	3,6
FeO _{tot}	7,0	11,7	8,2	8,4	7,3
MgO	49,8	6,3	39,0	38,1	41,3
CaO	0,01	10,4	2,6	3,1	1,9
Na ₂ O	0,01	2,2	0,6	0,4	0,2
K ₂ O	0,01	0,8	0,2	0,02	0,1
Gesamt	99,77	96,3	98,2	99,7	99,7

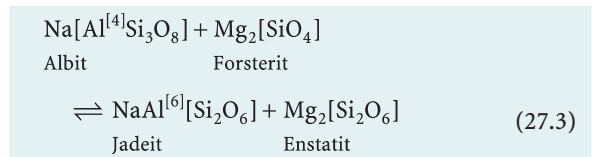
mafischen Anteile von Ophiolith-Komplexen zum Vergleich heranzog. Das Pyrolit-Modell steht darüber hinaus mit der Vorstellung in Einklang, dass die Erde eine ähnliche Zusammensetzung hat wie die wichtigste Meteoriten-Gruppe, die *Chondrite* (Abschn. 29.3.1, S. 508ff). Tabelle 27.2 lässt die große chemische Ähnlichkeit von natürlichen Granat-Lherzolith und dem theoretischen Modell-Pyrolit erkennen. Es wird aber auch deutlich, dass Granat-Lherzolith noch etwas reicher an MgO, aber bereits etwas verarmt an den Basalt-Komponenten Al₂O₃, FeO^{tot}, CaO und Na₂O ist.

Grundlegende experimentelle Untersuchungen von Green u. Ringwood (1967b) zeigten, dass Pyrolit bei unterschiedlichen *P-T*-Bedingungen im Erdinnern unterschiedliche Mineralparagenesen ausbildet (Abb. 27.14). Diese unterscheiden sich hauptsächlich durch die Mineralphasen, in denen die Komponente Al₂O₃ eingebaut wird.

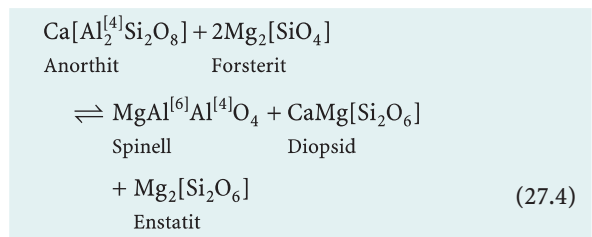
1. Plagioklas-Pyrolite. Sie enthalten die Paragenese Olivin » Orthopyroxen > Klinopyroxen > Plagioklas und sind bei Temperaturen, die dem normalen kontinentalen oder ozeanischen Geotherm entsprechen, nur bei Drücken < ca. 5 kbar stabil. Sie können also nicht im subkontinentalen Mantel auftreten, da dort die Moho meist in Tiefen liegt, die Drücken von >10 kbar entsprechen. Plagioklas-Pyrolite sind am ehesten im Bereich von mittelozeanischen Rücken zu erwarten, da dort ein anomal großer geothermischer Gradient herrscht. Bei Druckerhöhung wird der Al-Gehalt der Plagioklase nach den Modellreaktionen



und



als Ca-Tschemaks Molekül (CaTs), untergeordnet als Jadeit-Molekül in die Pyroxene eingebaut, oder es bildet sich Spinell als eigene Al-Phase, z. B. nach der Gleichung

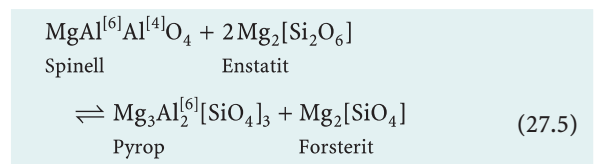


Damit entstehen:

2. Spinell-Pyrolite. Sie enthalten die Paragenese Olivin » Orthopyroxen > Klinopyroxen > Spinell, deren Stabilitätsfeld bis zu Maximal-Drücken von ca. 14–18 kbar am kontinentalen bzw. ozeanischen Geotherm reicht (Abb. 27.14). Bei isobarer Temperaturerhöhung können die Pyroxene immer mehr Al in ihre Kristallstruktur aufnehmen, so dass Spinell als eigene Al-Phase verschwindet.

Damit entstehen:

3. Pyroxen-Pyrolite. Sie enthalten die Paragenese Olivin » Al-reicher Orthopyroxen > Al-reicher Klinopyroxen. Ihr Stabilitätsfeld liegt bei sehr hohen Temperaturen oberhalb von ca. 1240–1300 °C und in einem Druckbereich von ca. 10–30 kbar. Pyroxen-Pyrolite kann man daher nur bei extrem hohen geothermischen Gradienten erwarten, wie sie an den mittelozeanischen Rücken realisiert sind. Bei Druckerhöhung und/oder Temperaturerniedrigung können die Pyroxene immer weniger Al in Form von Ca- oder Mg-Tschemaks Molekül (CaTs, MgTs) aufnehmen und es bildet sich Pyrop-reicher Granat. Ebenso reagiert Spinell mit Orthopyroxen unter Bildung von Pyrop-reichem Granat und Olivin nach der Gleichung



Somit entstehen:

4. Granat-Pyrolite. Sie enthalten die Paragenese Olivin (ca. 57 %) + Orthopyroxen (ca. 17 %) + Klinopyroxen (ca. 12 %) + Granat (ca. 14 %), die im lithosphärischen Erdmantel am weitesten verbreitet ist. Wie man aus Abb. 27.14 entnehmen kann, wird das Stabilitätsfeld von

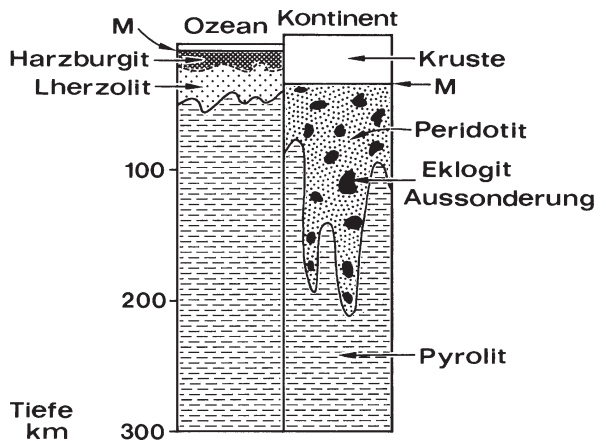


Abb. 27.16. Schematische Darstellung zur chemischen Inhomogenität des oberen Erdmantels unterhalb der ozeanischen (*links*) und kontinentalen Erdkruste (*rechts*). Harzburgit: Olivin + Orthopyroxen + Chromit; Lherzolith: Olivin + Klinopyroxen + Orthopyroxen + Spinell. (Aus Ringwood 1979)

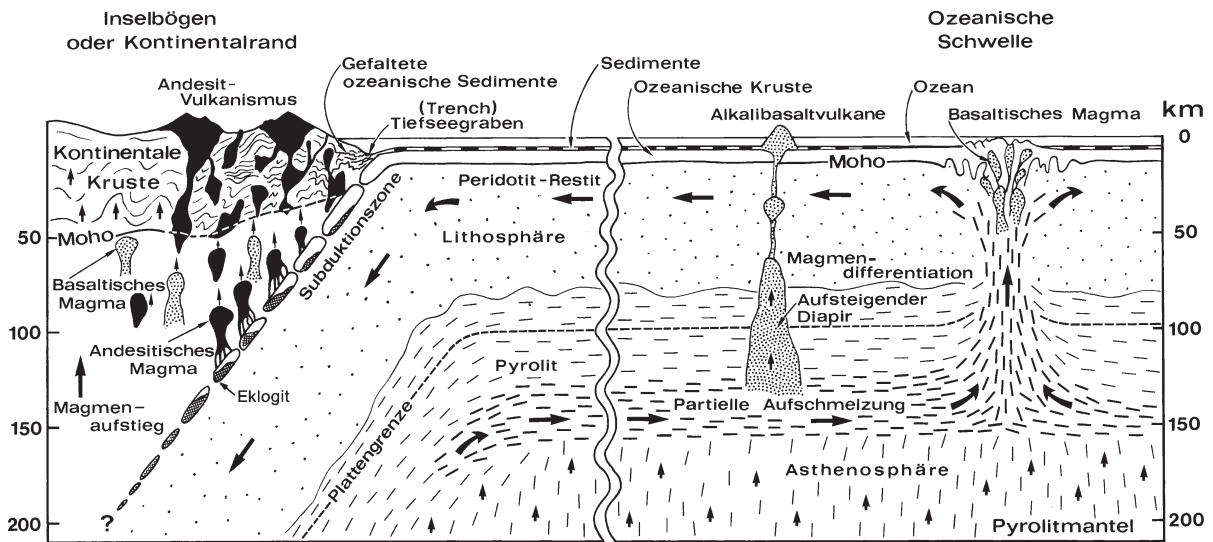


Abb. 27.17. Petrologisches Modell der Plattentektonik; Erläuterungen im Text. (Mod. nach Ringwood 1979)

Granat-Pyrolit unter den Kontinenten schon in geringerer Tiefe (ca. 45 km) erreicht als unter den Ozeanböden (ca. 60 km). Natürliche Granat-Lherzolithe, die den gleichen Mineralbestand aufweisen und dem theoretischen Granat-Pyrolit chemisch sehr ähnlich sind (Tabelle 27.2), treten – wie schon erwähnt – verbreitet als Xenolithe in Kimberliten und Lamproiten auf; darüber hinaus bilden sie tektonische Schubspäne in Orogen-Gürteln, so auf der Alpe Arami bei Bellinzona (Tessin), bei La Charme in den Vogesen und bei Åheim (Norwegen).

Wie schon in Abschn. 17.2 (S. 281ff) erläutert, konnte experimentell gezeigt werden, dass durch *partielle Anatexis* von Pyrolit Basalt-Magmen entstehen, wobei Lherzolithe, Harzburgite oder Dunite als Restgesteine zurückbleiben (z. B. Green u. Ringwood 1967c; Jaques u. Green 1980). Diese Aufschmelzprozesse führen neben der mineralogischen zusätzlich noch zu einer *chemischen Heterogenität* des lithosphärischen Erdmantels. Durch Bildung und vulkanische Förderung von Basalt-Magmen verarmen gewisse Bereiche des Erdmantels an K, Na, Ca, Al und Si sowie an *inkompatiblen Spurenelementen* wie Be, Nb, Ta, Sn, Th, U, Pb, Cs, Li, Rb, Sr und SEE, während Mg relativ angereichert wird. Somit bestehen weite Teile des lithosphärischen Erdmantels nicht mehr aus *fertilem* („fruchtbarem“) Pyrolit, sondern aus *verarmtem* (*depleted*) Peridotit, insbesondere aus Harzburgit und Lherzolithe (Abb. 27.16, 27.17). Ihr Anteil ist im subkontinentalen Erdmantel größer als im subozeanischen, weil dieser durch das *sea floor spreading* zu den Subduktionszonen transportiert und dort in den tiefen Mantel zurückgeführt wird: Es gibt keine ozeanische Lithosphäre, die älter als ca. 200 Mio. Jahre ist. Demgegenüber hatte die kontinentale Mantel-Lithosphäre viel mehr Zeit, um durch partielle Anatexis und vulkanische Förderung

der dabei entstehenden Basalt-Magmen einen fertilen Pyrolit in einen verarmten Peridotit umzuwandeln.

Aus Abb. 27.14 geht hervor, dass eine Aufschmelzung von H_2O -freiem („trockenem“) Pyrolit nur möglich ist, wenn wesentlich höhere Temperaturen erreicht werden, als dem ozeanischen Geotherm entspricht. Das ändert sich jedoch drastisch, wenn man annimmt, dass der Erdmantel einen geringen Anteil an H_2O enthält. So verläuft die Soliduskurve eines Pyrolits, der nur 0,1 Gew.-% H_2O enthält, bereits bei erheblich geringeren Temperaturen als der trockene Pyrolit-Solidus und durchläuft im Druckbereich zwischen etwa 25 und 50 kbar ein deutliches Minimum, das vom ozeanischen Geotherm geschnitten wird: Hier kann es zur partiellen Anatexis und zur Bildung von etwa 0,5–1 Gew.-% Schmelze kommen (Abb. 17.2, S. 281). Interessanterweise fällt dieser Bereich in etwa mit der *Low-Velocity-Zone* im oberen Erdmantel zusammen.

27.3.2

Die Asthenosphäre als Förderband der Lithosphärenplatten

Bereits 1926 hatte der deutsche Geophysiker Beno Gutenberg erkannt, dass in Tiefen von etwa 60–250 km die Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen um etwa 3–6% geringer werden, wobei dieser Effekt für v_s – relativ gesehen – wesentlich ausgeprägter ist als für v_p (Abb. 27.5b). Da die S-Wellen aber trotzdem weiter geleitet werden, muss auch dieser Teil des oberen Erdmantels, den man als *Low-Velocity-Zone* (LVZ) bezeichnet, prinzipiell aus festem Material bestehen. In unterschiedlicher tektonischer Umgebung liegt die LVZ in unterschiedlicher Tiefe und ist verschieden deutlich ausgebildet. So erkennt man sie unter den Kontinenten sehr viel schlechter als unter den Ozeanen, gebietsweise auch gar nicht. Zur Erklärung dieses Verhaltens kann man Abb. 27.14 (S. 487)

heranziehen, die zeigt, dass sich unter den *Ozeanen* aus einem Pyrolit mit 0,1 Gew.-% H_2O in einem Tiefenbereich von etwa 100–170 km eine Teilschmelze bildet, die 0,5–1 Gew.-% ausmacht. Dieser Schmelzanteil verringert den Schubmodul μ und damit nach Gleichung [27.3] und [27.4] (S. 478) auch v_p und v_s . Von einem mittleren *kontinentalen* Geotherm wird der Solidus für einen Pyrolit mit 1 Gew.-% H_2O nicht geschnitten; es bedarf also eines höheren H_2O -Gehalts im Pyrolit oder eines übernormalen geothermischen Gradienten, um im kontinentalen Mantel partielle Anatexis zu bewirken.

Als *Asthenosphäre* (grch. $\alpha\sigma\theta\epsilon\nu\acute{o}\varsigma$ = schwach) definiert man den Bereich, in dem sich der obere Erdmantel bei vertikalen und horizontalen Bewegungen, d. h. bei *Isostasie* und *sea floor spreading*, als relativ mobil, also fließfähig erweist.

Häufig wird die Asthenosphäre mit der LVZ gleich gesetzt, was allerdings eine zu starke Vereinfachung ist (Brown u. Mussett 1993). Man muss aber festhalten, dass Asthenosphäre und LVZ etwa in gleicher Tiefe liegen und wahrscheinlich auf den gleichen Vorgang zurück gehen, nämlich das Erreichen von Temperaturbedingungen der partiellen Anatexis. Für das Modell der Plattentektonik kommt der Asthenosphäre eine entscheidende Rolle zu: Starre Lithosphärenplatten bewegen sich auf der fließfähigen Asthenosphäre. Wesentliche Aspekte der Plattentektonik sind in Abb. 27.17 schematisch dargestellt:

- *Divergender (konstruktiver) Plattenrand* zwischen zwei ozeanischen Lithosphärenplatten. Diese setzen sich zusammen aus ozeanischer Erdkruste und aus lithosphärischem Erdmantel, bestehend aus verarmtem Peridotit, der von fertilem Pyrolit unterlagert wird. Aus der darunter befindlichen Asthenosphäre steigt tholeiitbasaltisches Magma (MORB) empor, das am mittelozeanischen Rücken neue ozeanische Kruste generiert.
- Aus der Asthenosphäre aufsteigende Manteldiapire beliefern Vulkane des ozeanischen Intraplattenbereichs; solche ozeanischen Inseln bestehen aus Alkalibasalten, aber auch aus Tholeiiten (Beispiel: Hawaii).
- *Konvergenter (destruktiver) Plattenrand*: Eine ozeanische Lithosphärenplatte wird unter eine kontinentalen Lithosphärenplatte, bestehend aus einer dicken Kruste und dem darunter liegenden Erdmantel aus verarmtem Peridotit, subduziert. Topographisch äußern sich eine Subduktionszone in einem Tiefsee-graben (engl. Trench), z. B. dem Tonga-Graben mit 10 882 m oder dem Philippinen-Graben mit 10 793 m Tiefe; geophysikalisch werden sie als Benioff-Zonen registriert (Benioff 1955). In ihnen sind Erdbebenherde entlang einer schräg (15–85°, meist um 45°) einfallenden Fläche konzentriert, die sich bis in Tiefen von ca. 700 km verfolgen lässt.

Der Kräfteplan innerhalb von Benioff-Zonen lässt sich aus sog. *Herdlösungen* berechnen. Diese ergeben Druckspannungen in Richtung der subduzierten Platte, Zugspannungen senkrecht dazu, während direkt unter dem Tiefsee-graben Zugspannungen in Richtung der Platte, Druckspannungen senkrecht dazu herrschen.

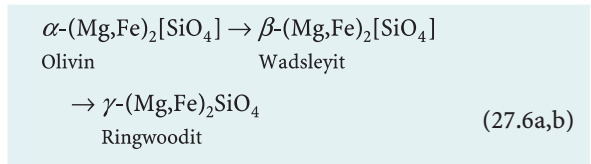
Die subduzierte H_2O -haltige ozeanische Kruste unterliegt einer *Hochdruckmetamorphose*, wobei Blauschiefer und Eklogite gebildet werden. Bei erhöhten Temperaturen kommt es zur partiellen Aufschmelzung unter Bildung und Förderung von Magmen der Kalkalkali-Serie, die vulkanische Inselbögen oder magmatische Gebirgsbögen vom Andentyp aufbauen. Typisch sind Vulkanite der Reihe Tholeiitbasalt → Andesit → Dacit → Rhyodacit → Rhyolith sowie Plutonite vom I-Typ, insbesondere Granite, Granodiorite und Tonalite (GGT-Serie). Damit verknüpft ist eine orogene Regionalmetamorphose vom Nieder- bis Mitteldruck-Typ (Abschn. 24.2.5, S. 394ff, Abb. 26.8, S. 458).

Unterhalb der Asthenosphäre steigen v_p und v_s wieder an; die auf 1 bar reduzierte Dichte von 3,3–3,4 g/cm³ des Erdmantels entspricht der eines Granat-Pyrolits (Abb. 27.18).

27.3.3 Übergangszone

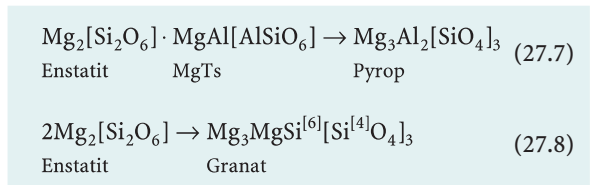
Die Übergangszone ist geophysikalisch definiert als Bereich zwischen etwa 400 und 750 km Tiefe, in dem die Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen einen stark wechselnden aber – gemittelt – übernormalen Gradienten dv_p/dz und dv_s/dz aufweisen. Birch und Presnal waren die ersten, die in den 30er Jahren des vorigen Jahrhunderts diese Unstetigkeiten auf Hochdrucktransformationen von Silikat-Mineralen zurückführten (Birch 1952). Diese wandeln sich dabei in dichtere Modifikationen mit dichter gepackten Kristallstrukturen um. Wir hatten solche Übergänge bereits bei der Umwandlung der relativ lockeren Schichtstruktur von Graphit in die kubisch dichte Kugelpackung von Diamant, (Abb. 2.11 S. 55; Abb. 2.15, S. 58) oder beim Übergang von Coesit $Si^{[4]}O_2$ in Stishovit $Si^{[6]}O_2$ (Abb. 9.43, S. 157) mit Rutil-Struktur (Abb. 5.9, S. 88) kennengelernt. Die konventionellen Hydrothermalautoklaven und Hochdruckpressen reichten nicht mehr aus, um die im tieferen Erdmantel vermuteten Phasenübergänge direkt experimentell zu bestimmen. Man war daher auf Experimente mit *Germanaten* analoger Kristallstruktur angewiesen, bei denen die strukturellen Umwandlungen und der Koordinationswechsel $Ge^{[4]} \rightarrow Ge^{[6]}$ bei erheblich niedrigeren Drücken ablaufen als bei den Silikaten. Durch die Erfindung der *Diamantstempel-Zelle* können jetzt jedoch Drücke bis 2 megabar (= 2 000 kilobar = 200 Gpa) bei Temperaturen bis 5 000 °C, entsprechend den *P-T*-Bedingungen des Erdkerns erreicht werden (z. B. Boehler 2000).

In einer Tiefe von etwa 400 km befindet sich eine erste Unstetigkeit, die als 400 km- oder 20°-Diskontinuität bezeichnet wird. Im Gegensatz zur Moho beträgt ihre Breite mehrere Zehner-Kilometer. Für die Phasenübergänge, die für den Anstieg von v_p und v_s verantwortlich sind, lassen sich eine von Reihe Modellreaktionen formulieren (Ringwood 1975, 1991; Abb. 27.18). Ab etwa 400 km Tiefe und bei Temperaturen von etwa 1 400 °C beginnt die Umwandlung von *Olivin* in Phasen gleicher chemischer Zusammensetzung aber höherer Dichte:



In der Olivin-Struktur sitzen Mg^{2+} und Fe^{2+} in den oktaedrischen Lücken einer annähernd hexagonal dichten Kugelpackung von Sauerstoff, sind also [6]-koordiniert, während Si^{4+} die kleineren tetraedrischen Lücken einnimmt. (Abb. 9.3, S. 122). Bei Druckerhöhung wandelt sich Olivin zunächst in die dichter gepackte β -Phase *Wadsleyit* um, wobei eine Dichtezunahme um ca. 8 % erreicht wird. Wegen des Fe-Gehalts von Olivin ($\text{Fo} \sim 89$) ist Reaktion (27.6a) nicht univariant, sondern stellt ein divariantes Gleichgewicht dar, d. h. über ein bestimmtes Druckintervall koexistiert Fe-reicherer Olivin mit Fe-ärmerem *Wadsleyit* (Abb. 27.19). Ebenso gleitend erfolgt im Tiefenbereich von 500–530 km die Umwandlung von *Wadsleyit* in *Ringwoodit*, die $\gamma\text{-(Mg,Fe)}_2\text{SiO}_4$ -Phase mit Spinell-Struktur (Abb. 5.2, S. 83); damit ist eine erneute Dichtezunahme von ca. 2 % verbunden.

Schon ab etwa 300 km Tiefe beginnt der Abbau von *Ortho-* und *Klinopyroxen* zugunsten von *Granat*. Dieser Vorgang, der in etwa 460 km Tiefe (bei ca. 1 500 °C) abgeschlossen ist, lässt sich u. a. durch folgende Modellreaktionen beschreiben:



Dabei entsteht aus Mg-Tschermak's Molekül zusammen mit einer äquivalenten Menge En reiner Pyrop, aus Enstatit allein ein Pyrop-reicher Granat-Mischkristall, in dem bis zu 25 % des Si [6]-koordiniert ist: der *Majorit*. Abbau von CaTs-haltigem Orthopyroxen oder von diopsidischem Klinopyroxen liefert die Grossular-Komponente im Granat. In etwa 600 km Tiefe würde ein pyrolitischer Erdmantel aus etwa 54 Vol.-% Ringwoodit + 46 Vol.-% Majorit bestehen. Natürlichen Majorit fanden Moore und Gurney (1985) als Einschlüsse in Diamanten, die dementsprechend aus der Übergangszone stammen müssen.

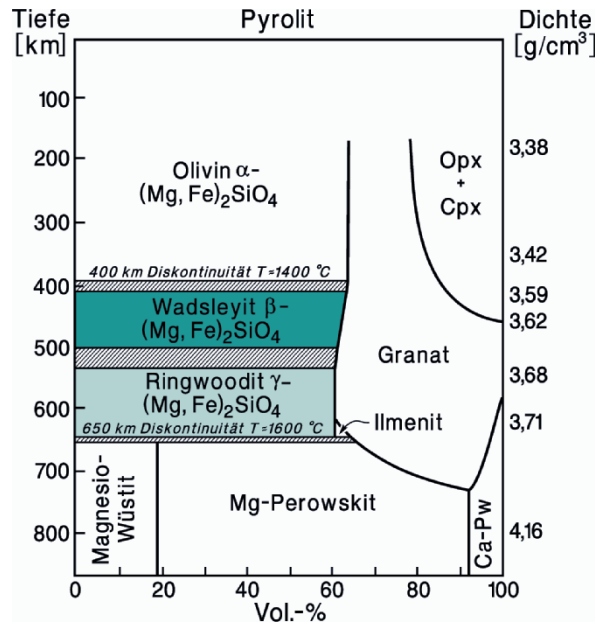


Abb. 27.18. Mögliche Mineral-Paragenesen und auf $P = 1$ bar reduzierte Gesteinsdichten für einen Modell-Erdmantel von Pyrolit-Zusammensetzung bis zu einer Tiefe von ca. 850 km auf der Grundlage von Hochdruckexperimenten. Temperaturwerte nach dem geothermischen Gradienten von Brown und Shankland (1981). (Nach Ringwood 1991)

Es gibt geophysikalische Hinweise darauf, dass die subduzierten ozeanischen Lithosphärenplatten an der Untergrenze der Übergangszone in etwa 650 km Tiefe horizontal abgelenkt werden, wodurch der Subduktionsvorgang zum Abschluss kommt. Analog zum umgebenen Mantel finden in der subduzierten Platte Phasenumwandlungen statt, an denen auch (OH)-haltige Minerale beteiligt sind. So besteht in ca. 550 km Tiefe ein ehemaliger Harzburgit zu ca. 90 Vol.-% aus (OH)-haltigem Ringwoodit + untergeordnet (OH)-haltigem Majorit und Stishovit, während ein ehemaliger Eklogit der ozeanischen Kruste in einen *Granatit* aus ca. 90 Vol.-% Majorit + ca. 10 Vol.-% Stishovit umgewandelt wird. Da Granatit eine etwas geringere Dichte als der untere Erdmantel hat, sollte er sich als Schicht in etwa 650 km Tiefe anreichern. Demgegenüber könnten Gemenge aus ehemaligem Harzburgit und Granatit „Megalithe“ bilden; das sind relativ kühle, viskose Körper, die in den unteren Erdmantel hineinreichen und sich durch Konvektionsvorgänge allmählich in ihm auflösen (Ringwood 1991). Beim Transport der ozeanischen Kruste in die Tiefe wird es darüber hinaus zur partiellen Anatexis und zum chemischen Stoffaustausch mit dem verarmten Lherzoliten und Harzburgiten der absinkenden Lithosphärenplatte kommen, die dadurch refertilisiert werden. Solche wieder angereicherten Peridotite könnten über der Granatit-Schicht angehäuft werden; sie würden die Quelle von *Mantel-Plumes* und somit die Ursache von Hot spots und den dadurch ausgelösten Intraplattenvulkanismus bilden.

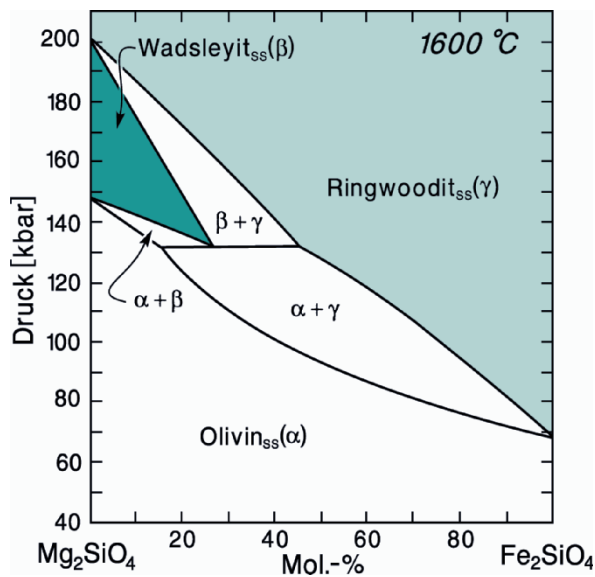


Abb. 27.19. Zweistoffsystem Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 bei $T = \text{const} = 1600\text{ °C}$ im Druckbereich zwischen 4 und 22 Gpa (40–220 kbar). Reiner Fayalith α - Fe_2SiO_4 wandelt sich bei ca. 68 kbar in die γ -Phase mit Spinellstruktur um; reiner Forsterit α - Mg_2SiO_4 geht bei ca. 148 kbar in die β -Phase Wadsleyit über, die sich bei ca. 200 kbar in die γ -Phase umwandelt. Bei $(\text{Mg},\text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ -Mischkristallen erfolgen die Phasenübergänge $\alpha \rightarrow \beta$ und $\beta \rightarrow \gamma$ über divariante Felder. (Nach Akaogi et al. 1989)

Wasser im Erdmantel

Durch die Subduktion von Lithosphärenplatten, die (OH) - und H_2O -haltige Minerale enthalten, kann Wasser tief in den Erdmantel transportiert werden. (vgl. Ohtani 2005). Unter den P - T -Bedingungen des normalen Erdmantels wären diese Minerale meist nicht stabil, wohl aber am unternormalen geothermischen Gradienten in der abtauchenden, relativ kühlen Lithosphärenplatte. Im subduzierten *Mantel-Peridotit* treten als H_2O -haltige Phasen zunächst Chlorit- und Serpentin-Minerale auf (Abschn. 9.5.5 und 9.5.6, S. 150f), die allmählich in die sog. 10-Å-Phase $\text{Mg}_3[\text{H}_6/\text{Si}_4\text{O}_{14}]$ übergeht, in der die $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder-Schichten Abstände von $c_0 = 10\text{ Å}$ aufweisen. Bei höheren Drücken bilden sich dann die *dichten H_2O -haltigen Mg-Silikat-Phasen (dense hydrous magnesium silicates DHMS)*, die erstmals von Ringwood u. Major (1967) synthetisiert wurden. So sind bei Drücken des Oberen Erdmantels die DHMS-Phasen A $\text{Mg}_7[(\text{OH})_6/\text{Si}_2\text{O}_8]$ und E $\text{Mg}_{2,4}[\text{Si}_{1,25}\text{H}_{2,4}\text{O}_6]$ stabil, während in der Übergangszone und im oberen Bereich des Unteren Erdmantels nacheinander die Phasen C $\text{Mg}_{10}[\text{Si}_3\text{O}_{14}(\text{OH})_4]$ und D $\text{Mg}_{1,14}[\text{Si}_{1,73}\text{H}_{2,81}\text{O}_6]$ im subduzierten Mantel-Peridotit stabil werden. Da Wadsleyit bis zu 3 und Ringwoodit 1,0–2,2 Gew.-% H_2O aufnehmen können, sind diese – theoretisch wasserfreien – Hochdruck-Phasen tatsächlich die wichtigsten H_2O -Minerale in der Übergangszone, deren Speicherkapazität immerhin 0,5–1 Gew.-% H_2O

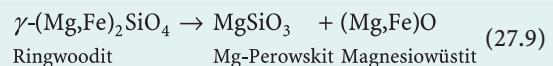
beträgt. Demgegenüber liegt der H_2O -Gehalt der unterschiedlichen Perowskit-Phasen nur im ppm-Bereich, so dass der Untere Erdmantel lediglich H_2O -Gehalte von <0,2 Gew.-% aufnehmen kann (Ohtani 2005).

Wie wir gesehen haben, werden *ozeanische Basalte* bei ihrer Subduktion nacheinander in Blauschiefer und Eklogite umgewandelt. Der dabei entstehende Lawsonit $\text{CaAl}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$ enthält bis zu 11,5 Gew.-% H_2O , wird allerdings bereits bei Drücken von ca. 100 kbar, die einer Tiefe von ca. 300 km entsprechen, instabil. Beim Abbau von Hellglimmern in Eklogiten und in Hochdruck-metamorphen Sedimentgesteinen bilden sich die (OH) -haltigen Al-Phasen Diaspor AlOOH und Phase Π (Pi) $\text{Al}_3[(\text{OH})_3/\text{Si}_2\text{O}_7]$, die jedoch bereits bei 60 kbar mit SiO_2 zu Topas-OH $\text{Al}_2[(\text{OH})_2/\text{SiO}_4]$ reagieren (Wunder et al. 1993a,b). Dieser geht bei 110 kbar und 1000 °C durch Reaktion mit SiO_2 in die Phase Egg AlSi_3OH über (z. B. Schmidt et al. 1998), die ihrerseits bei 220 kbar (1000 °C), d.h. im Grenzbereich Übergangszone/Unterer Erdmantel in die Höchstdruck-Phasen Stishovit und δ - AlOOH zerfällt (Sano et al. 2004). Es sei daran erinnert, dass die Stabilitätsfelder dieser (OH) -haltigen Phasen im Bereich eines unternormalen geothermischen Gradienten liegen, wie er für subduzierte Lithosphärenplatten typisch ist.

27.3.4

Unterer Erdmantel

Die Grenze zwischen Übergangszone und unterem Erdmantel wird in einer Tiefe von ca. 650–680 km durch einen deutlichen Dichtesprung von ca. 3,7 auf 3,9 markiert, die *650-km-Diskontinuität*. Petrologisch ist diese Grenze durch den Zerfall von Ringwoodit in eine MgSiO_3 -Phase mit *Perowskit*-Struktur (Abb. 5.8, S. 87) + *Magnesiowüstit* $(\text{Mg},\text{Fe})\text{O}$ bedingt, der bei Drücken von etwa 240 kbar (bei ca. 2200 °C) abläuft (Ito u. Takahashi 1989; Chudinovskikh u. Boehler 2001):



Neben diesen beiden Phasen bleibt Majorit-Granat zunächst noch stabil; er wird aber zunehmend in Mg-Perowskit und – abgeleitet aus der Grossular-Komponente – in Ca-Perowskit $(\text{Ca},\text{Fe})\text{SiO}_3$ abgebaut und verschwindet ab 720 km Tiefe vollständig (Abb. 27.18). Zwischen den beiden Perowskit-Phasen herrscht nur eine sehr begrenzte Mischkristallbildung. Al und Na werden wahrscheinlich vollständig in den Mg-Perowskit eingebaut, so dass es – entgegen früherer Annahmen (z. B. Ringwood 1975, 1982) – nicht zur Bildung eigener Al- und Na-Al-Hochdruckphasen kommt (Ringwood 1991).

Geophysikalisch ist der untere Erdmantel durch unternormale Gradienten der P - und S -Wellen-Geschwindigkeiten dV_P/dz und dV_S/dz gekennzeichnet (Abb. 27.5b). In ca. 1050 und 1250 km Tiefe treten kleinere Sprünge auf, die petrologisch noch nicht erklärt sind. Geht man davon aus, dass der untere Erdmantel ebenfalls eine

Pyrolit-Zusammensetzung hat, so hätte er einen Modalbestand von etwa 19 Vol.-% Magnesiowüstit + 72 Vol.-% Mg-Perowskit + 9 Vol.-% Ca-Perowskit (Abb. 27.19). Eine solche Paragenese konnten O'Neill u. Jeanloz (1990) durch Hochdruckexperimente bei 540 kbar und 1 900 °C aus einem natürlichen Peridotit von Pyrolit-ähnlicher Zusammensetzung herstellen. Eine natürliche Paragenese des unteren Erdmantels entdeckten Harte u. Harris (1994) als Einschlüsse in Diamanten.

Von anderen Arbeitsgruppen wird allerdings auch die Meinung vertreten, dass der untere Erdmantel einen Pauschal-Chemismus hat, der vom Modell-Pyrolit abweicht und eher einer Perowskit-Zusammensetzung entspricht. Die wissenschaftliche Diskussion um diese Frage ist noch im Gange (z. B. Hofmann 1997; Javoy 1999).

Es ist seit langem bekannt, dass die untersten 300 km des Erdmantels, die *D''-Schicht*, anomal niedrige seismische Geschwindigkeiten aufweisen mit sehr geringen oder sogar negativen Gradienten dv_p/dz und dv_s/dz . Diese Tatsache lässt sich am ehesten durch einen gewissen Schmelzanteil erklären, für dessen Existenz auch Ergebnisse von Hochdruck-Hochtemperatur-Experimenten mit der Diamantzelle sprechen (Boehler 2000). Verantwortlich für diesen Schmelzanteil ist wahrscheinlich die Subduktion von ozeanischer Lithosphäre bis zur Kern/Mantel-Grenze, die bereits von Ringwood (1979) vermutet worden war und heute ziemlich gesichert erscheint (z. B. Hirose u. Lay 2008). Da dieses Material eine geringere Dichte hätte als die überlagernden Mantelgesteine, könnte es in Form von *Mantel-Plumes* aufsteigen, thermische Energie aus dem Bereich der Kern-Mantel-Grenze nach oben transportieren und somit den *Hot-Spot-Vulkanismus* auslösen.

Hochdruck-Hochtemperatur-Experimente mit einer Laser-beheizten Diamantstempel-Zelle in Verbindung mit in-situ-Röntgen-Diffraktometrie haben gezeigt, dass sich bei einem Druck von 1 250 kbar (= 125 Gpa) und einer Temperatur von 2 130 °C Perowskit (mit der Raumgruppe Pbnm) in eine neue $MgSiO_3$ -Phase *Post-Perowskit* umwandelt. Diese ist ebenfalls orthorhombisch, hat aber eine andere Raumgruppe Cmcm, wobei die $[SiO_6]$ -Oktaeder in Schichten $\perp b$ angeordnet sind. Das Vorherrschen von Post-Perowskit in Manteltiefen von 2 600 bis 2 900 km könnte viele der seismischen Eigenschaften in der *D''-Schicht* erklären (Hirose u. Lay 2008).

Die Frage, ob Mantel-Plumes aus dem Bereich der 650-km-Diskontinuität oder der *D''-Schicht* über der Kern-Mantel-Grenze stammen, ist bislang heftig umstritten. Neuerdings konnten Montelli et al. (2004) durch seismische Tomographie mindestens sechs gut definierte Plumes nachweisen, die bis in den untersten Erdmantel reichen: Diese liegen unter Ascension, den Azoren, den Kanarischen Inseln, den Oster-Inseln, Samoa und Tahiti; wahrscheinlich reicht auch der schlechter aufgelöste Hawaii-Plume so tief. Daneben gibt es andere Plumes, die aus dem oberen Erdmantel stammen.

Die *Temperatur* an der Untergrenze des Erdmantels wird auf $4\,200 \pm 500$ °C abgeschätzt (Brown u. Mussett 1993).

27.4 Erdkern

27.4.1 Geophysikalischer Befund

Die Kern-Mantel-Grenze wurde bereits von Oldham (1906) vermutet. Er schloss aus der langen Laufzeit von P-Wellen, die in einer zum Erdbebenherd antipodisch liegenden seismischen Station aufgenommen werden, dass die Welle durch ein Medium mit geringem v_p gegangen sein muss. Die exakte Tiefenlage der Kern-Mantel-Grenze wurde bereits 1914 durch den deutschen Geophysiker Beno Gutenberg zu 2 900 km berechnet, ein Wert der später von Jeffreys (1939) auf $2\,898 \pm 3$ km (!) verfeinert wurde – eine erstaunliche Leistung von Beno Gutenberg! Heute wissen wir aus aufwendigen geophysikalischen Modellierungen, dass auch die Kern-Mantel-Grenze eine gewisse Topographie besitzt, ihre Tiefenlage also um den mittleren Wert von ca. 2 900 km variiert. Inge Lehmann (1936) vermutete bereits eine Gliederung in einen äußeren und einen inneren Erdkern. Sie erkannte den Schatten des Kerns und – zusammen mit Jeffreys (1939) – die leichte Aufhellung des Kernschattens, den sie mit einem abrupten Anstieg von v_p im inneren Kern erklärte (Abb. 27.4).

Äußerer Erdkern

Nach der Gleichung

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad [27.4]$$

muss der äußere Erdkern, in dem die S-Wellen-Geschwindigkeit auf 0 absinkt (Abb. 27.5b), *flüssig* sein. Denn in Medien, die nicht elastisch verformbar sind, wie das bei Flüssigkeiten der Fall ist, wird der Schubmodul $\mu = 0$. In diesem Fall muss die P-Wellen-Geschwindigkeit entsprechend der Gleichung

$$v_p = \sqrt{\frac{\frac{4}{3}\mu + K}{\rho}} = \sqrt{\frac{K}{\rho}} \quad [27.3]$$

ebenfalls absinken, und zwar auf ca. 8 km/s; sie steigt dann mit normalem Gradienten dv_p/dz wieder an und erreicht an der Untergrenze des Äußeren Kerns einen Wert von über 10 km/s. Im Grenzbereich zum inneren Kern wird dv_p/dz möglicherweise 0 oder sogar negativ; unterschiedliche seismische Modellierungen führen hier zu unterschiedlichen Lösungen. Man bezeichnet dieses Gebiet als *Zwischenzone*, die von etwa 4 800 bis 5 120 km reicht.

Innerer Erdkern

Im inneren Erdkern nehmen die P-Wellen-Geschwindigkeiten ziemlich plötzlich auf 11,2 km/s zu, steigen dann

aber kaum noch an. Eine empirische Studie zur Variation des Kompressionsmoduls K mit dem Druck führte Bullen (1949) zu der Annahme, dass der innere Kern fest sei. Nach Gleichung (27.3) kann die scharfe Zunahme von ν_p folgende Gründe haben:

- Ein plötzliches Absinken der Dichte ρ ist unwahrscheinlich, da das zu einer instabilen Schichtung im Erdinnern führen würde.
- Eine sprunghafte Zunahme von K würde der (K,P) -Hypothese widersprechen, nach der im Erdinnern dK/dP , d. h. die Zunahme des Kompressionsmoduls mit dem Druck, überwiegend stetig verläuft.
- Daher dürfte die wesentliche Ursache für den abrupten Anstieg von ν_p darin liegen, dass der Schubmodul μ wieder einen messbaren Wert annimmt, was bedeutet, dass der innere Kern elastisch verformbar, also fest ist.

27.4.2 Chemische Zusammensetzung des Erdkerns

Wie wir aus Abb. 27.6 entnehmen können, liegt die Dichte des äußeren Kerns an der Kern-Mantel-Grenze bei ca. $9,9 \text{ g/cm}^3$ und steigt bis zur Grenze des inneren Kerns auf ca. $12,2 \text{ g/cm}^3$ an. Für den inneren Kern ist ein Dichtebereich von etwa $12,6\text{--}13,0 \text{ g/cm}^3$ wahrscheinlich. Legt man die kosmochemische Häufigkeit der Elemente zugrunde, wie sie sich aus der spektroskopischen Analyse der Sonne und anderer Fixsterne sowie aus dem Studium von Meteoriten ermitteln lässt, so kommt als wesentliche chemische Komponente des Erdkerns nur metallisches Eisen in Frage, das bei den P - T -Bedingungen an der Kern-Mantel-Grenze eine Dichte von ungefähr $10,6 \text{ g/cm}^3$ hat. Aus diesen Dichtewerten folgt, dass im inneren Kern noch ein *schwereres* Element zugemischt sein muss. Hierfür kommt in erster Linie das Nickel in Frage, das kosmochemisch häufig ist, das passende Atomgewicht hat und das wichtigste Legierungsmetall im

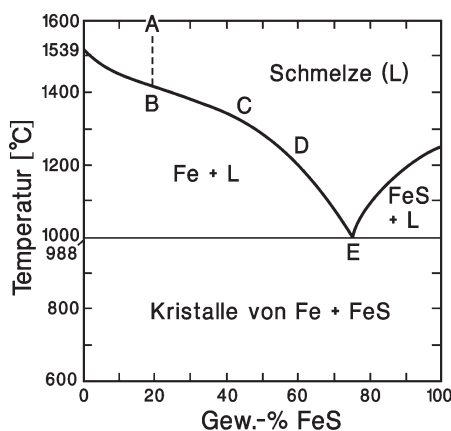


Abb. 27.20. Zweistoffsystem Fe–FeS bei $P = 1$ bar. (Nach Hansen u. Anderko 1958, aus Brown u. Mussett 1993)

Meteor-Eisen bildet (Abschn. 29.3.4, S. 517ff). Man kann daher annehmen, dass der *innere Kern* aus ca. 80 % Fe und 20 % Ni besteht. Demgegenüber müssen im *äußeren Kern* noch leichtere, kosmochemisch häufige Elemente zugemischt sein, von denen Silicium, Schwefel und Sauerstoff die wahrscheinlichsten sind; sie dürften gemeinsam mit etwa 10–15 % am Aufbau des *gesamten* Erdkerns beteiligt sein (Poirier 1994; Javoy 1999).

Durch Hochdruckexperimente im System Fe–FeO konnte gezeigt werden, dass unter den P - T -Bedingungen des Erdkerns *Sauerstoff* mit Eisen eine metallische Legierung bildet, deren Schmelzpunkt deutlich niedriger ist als der von reinem Fe (Ringwood 1991).

Für die Rolle von *Schwefel* spricht, dass Troilit FeS in Eisenmeteoriten (Abschn. 29.3.4, S. 517ff) als wichtige Mineralphase auftritt. Ein S-Gehalt von 8–12 % würde ausreichen, um die Dichte des äußeren Kerns zu erklären. Im System Fe–FeS existiert bei Atmosphärendruck ($= 1$ bar) ein Eutektikum bei 988 °C mit einem Fe:FeS-Verhältnis von ca. 25:75 Gew.-% (Abb. 27.20). Man kann davon ausgehen, dass auch bei den hohen Drücken und Temperaturen, die im Erdkern herrschen, ein solches Eutektikum vorhanden ist. Allerdings sagt uns die Clausius-Clapeyron'sche Gleichung

$$\frac{dP}{dT} = \frac{T(V_l - V_s)}{Lp} = \frac{\Delta V}{\Delta S} \quad [27.5]$$

dass die Schmelzpunkte der reinen Phasen und die eutektische Temperatur höher liegen werden; letztere trägt im Grenzbereich zwischen äußerem und innerem Kern ca. 4400 °C (Jeanloz 1990). Auf alle Fälle erniedrigt die Zumischung der FeS-Komponente den Schmelzpunkt

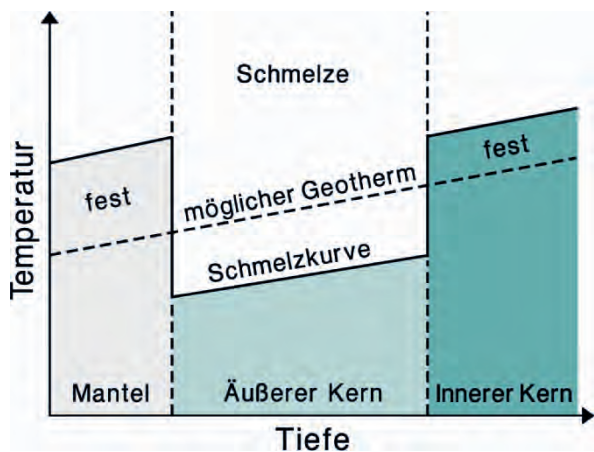


Abb. 27.21. Schematische Darstellung der Liquidustemperaturen T_L (ausgezogene Linie) des unteren Erdmantels, des äußeren Erdkerns und des inneren Erdkerns in Abhängigkeit von Druck und chemischer Zusammensetzung. Erdmantel und innerer Kern sind fest, weil T_L oberhalb, der äußere Kern dagegen flüssig, weil T_L unterhalb des geothermischen Gradienten (gestrichelte Linie) liegt. (Aus Brown and Mussett 1993)

von reinem Fe. Kühlt man eine Schmelze A der Zusammensetzung $\text{Fe}_{80}\text{FeS}_{20}$ bis zur Liquiduskurve ab, so scheiden sich bei B Kristalle von reinem Fe aus. Dabei verändert sich die Zusammensetzung der Schmelze in Richtung entlang der Liquiduskurve auf das Eutektikum hin: $B \rightarrow C \rightarrow D$. Jedoch sind die Temperaturen im Erdkern zu hoch, um das Eutektikum E zu erreichen, d. h. eine vollständige Kristallisation der Fe-FeS-Schmelze findet nicht statt. Diese muss, wie Abb. 27.21 schematisch zeigt, einen niedrigeren Schmelzpunkt haben, als es der Temperatur im äußeren Erdkern entspricht, damit dieser flüssig ist. Haben die ausgeschiedenen Eisen-Kristalle eine bestimmte Größe erreicht (Stoke'sches Gesetz: Abschn. 19.2, S. 299), so können sie in der an FeS angereicherten Schmelze gravitativ absaugern und damit den inneren Kern vergrößern. Dieser Absaugungsprozess, durch den im Laufe der Erdgeschichte der innere Kern auf Kosten des äußeren Kerns immer mehr anwächst, führt zu ständiger heftiger Konvektion, die dadurch begünstigt wird, dass die Viskosität der Eisen-Schmelze im äußeren Erdkern wahrscheinlich nicht größer ist als die von Wasser unter Bedingungen der Erdoberfläche! Damit hätten wir eine sehr effektive Antriebskraft für den geomagnetischen Dynamo, der das Magnetfeld der Erde aufbaut.

Weiterführende Literatur

- Bass JD, Parise JB (2008) Deep Earth and recent developments in mineral physics. *Elements* 4:157–163
- Bass JF, Sinogeikin SV, Li B (2008) Elastic properties of minerals: A key for understanding the composition and temperature of Earth's interior. *Elements* 4:165–170
- Brown GC, Mussett AE (1993) *The inaccessible Earth*, 2nd edn. Chapman & Hall, London
- Ernst WG (1976) *Petrologic phase equilibria*. Freeman, San Francisco
- Fiquet G, Guyot F, Badro J (2008) The Earth's lower mantle and core. *Elements* 4:177–182
- Frost DJ (2008) The upper mantle and transition zone. *Elements* 4:171–176
- Gass IG, Smith PJ, Wilson RCL (1971) *Understanding the Earth*. Artemis, Horsham, Sussex
- Hemley RJ (1998) Ultrahigh-pressure mineralogy: Physics and chemistry of the Earth's deep interior. *Rev Mineral* 37
- Hirose K, Lay T (2008) Discovery of post-perovskite and new views on the core-mantle boundary region. *Elements* 4:183–189
- Karato S, Wenk H-R (2002) Plastic deformation of minerals and rocks. *Rev Mineral Geochem* 51
- Kertz W (1970) *Geophysik*. BI-Hochschultaschenbücher 275/275a. Bibliographisches Institut, Mannheim Wien Zürich
- Ohtani H (2005) Water in the mantle. *Elements* 1:25–30
- Pirajno F (2004) Hotspots and mantle plumes: Global intraplate tectonics, magmatism and ore deposits. *Mineral Petrol* 82: 193–216
- Press F, Siever R (1994) *Earth*, 6th edn. Freeman, New York
- Press F, Siever R (1995) *Allgemeine Geologie*. Spektrum, Heidelberg Berlin Oxford
- Richter CF (1958) *Elementary seismology*. Freeman, San Francisco
- Ringwood AE (1975) *Composition and petrology of the earth's mantle*. McGraw-Hill, New York
- Ringwood AE (1979) *Origin of the Earth and Moon*. Springer, New York
- Ringwood AE (1982) Phase transformation and differentiation of subducted lithosphere: Implication for mantle dynamics, basalt petrogenesis and crustal evolution. *J Geol* 90:611–643
- Ringwood AE (1991) Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle. *Geochim Cosmochim Acta* 55:2083–2110

Zitierte Literatur

- Akaogi M, Ito E, Navrotsky A (1989) Olivine-modified spinel-spinel transitions in the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$: Calorimetric measurements, thermochemical calculations, and geophysical application. *J Geophys Res* 94:15771–15685
- Allègre C (1992) *From stone to star. A view of modern geology*. Harvard University Press, Cambridge Mass, London
- Benioff H (1955) Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity. In: Poldervaart A (ed) *Crust of the Earth (A Symposium)*. Geol Soc America Spec Paper 62:61–74
- Berkhemer H (1968) *Topographie des „Ivrea-Körpers“*, abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 48:235–246
- Berman R (1962) Graphite-diamond equilibrium boundary. 1st Internat Congr Diamonds in Industry. Ditchling Press, Sussex, England, pp 291–295
- Birch F (1952) Elasticity and constitution of the earth's interior. *J Geophys Res* 57:227–286
- Birch F (1963) Some geophysical applications of high pressure research. In: Paul W, Warschauer D (eds) *Solids under pressure*. McGraw-Hill, New York, pp 137–162
- Boehler R (2000) High pressure experiments and the phase diagram of lower mantle and core materials. *Rev Geophys* 38:221–245
- Brown JM, Shankland TJ (1981) Thermodynamic properties in the Earth and determined from seismic profiles. *Geophys J Roy Astron Soc* 66:579–596, London
- Bullen E (1949) Compressibility-pressure hypotheses and Earth's interior. *Mon Not Roy Astron Soc Geophys Suppl* 5:355–368
- Bundy FP, Bovenkerk HP, Strong HM, Wentorf Jr HR (1961) Diamond-graphite equilibrium line from growth and graphitization of diamond. *J Chem Phys* 35:383–391
- Chudinovskikh L, Boehler R (2001) High-pressure polymorphs of olivine and the 660-km seismic discontinuity. *Nature* 411:574–577
- Clark SP, Ringwood AE (1964) Density distribution and constitution of the mantle. *Rev Geophys* 2:35–88
- Conrad V (1925) Laufzeitkurven des Tauernnebels vom 28. Nov. 1923. *Mitt Erdbeben Komm Wien* No 59
- Eaton JP, Murata KJ (1960) How volcanoes grow. *Science* 132: 925–938
- Ellenberger F (1999) *History of geology. Vol. 2: The great awakening and its first fruits – 1660–1810*. Balkema, Rotterdam/Brookfield VT
- Fermor LL (1914) The relationship of isostasy, earthquakes and vulcanicity to the earth's infra-plutonic shell. *Geol Mag* 51:65–67
- Giese P (1968) Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 48:261–284
- Goldschmidt VM (1922) Über die Massenverteilung im Erdinnern, verglichen mit der Struktur gewisser Meteoriten. *Naturwiss* 42:1–3
- Green DH, Ringwood AE (1963) Mineral assemblages in a model mantle composition. *J Geophys Res* 68:937–945
- Green DH, Ringwood AE (1967a) An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim Cosmochim Acta* 31:767–833
- Green DH, Ringwood AE (1967b) The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance to upper mantle structure. *Earth Planet Sci Lett* 3:151–160

- Green DH, Ringwood AE (1967c) The genesis of basaltic magmas. *Contrib Mineral Petrol* 15:103–190
- Gutenberg B (1914) Über Erdbebenwellen VIIA. Beobachtungen an Registrierungen von Fernbeben in Göttingen und Folgerungen. *Nachr Ges Wiss Göttingen, math-phys Kl* 1914 (1):125ff
- Hansen M, Anderko K (1958) *Constitution of binary alloys*, 2nd edn. McGraw-Hill, New York
- Hart, RS, Anderson DL, Kanamori H (1977) The effect of attenuation on gross Earth models. *J Geophys Res* 82:1647–1654
- Harte B, Harris JW (1994) Lower mantle mineral association preserved in diamonds. *Mineral Mag* 58A:284–285
- Hirschmann G (1996) The structure of a Variscan terrane boundary: Seismic investigation – drilling – models. *Tectonophysics* 264:327–339
- Hofmann AW (1997) Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature* 385:221–229
- Holmes A (1927) Some problems of physical geology and the earth's thermal history. *Geol Mag* 64:263–278
- Ito E, Takahashi E (1989) Post-spinel transformation in the system Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 and some geophysical Implications. *J Geophys Res* 94:10637–10646
- Jaques AL, Green DH (1980) Anhydrous melting of peridotite at 0–16 Kb pressure and genesis of tholeiitic basalts. *Contrib Mineral Petrol* 73:287–310
- Javoy M (1999) *Chemical Earth models*. CR Acad Sci Paris, Earth Planet Sci 329:537–555
- Jeanloz R (1990) The nature of the Earth's core. *Ann Rev Earth Planet Sci* 18:357–386
- Jeffreys H (1939) The times of P, S and SKS velocities of P and S. *Not Roy Astron Soc Geophys Suppl* 4:498–533
- Kushiro A, Yoder HS (1966) Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *J Petrol* 7:337–362
- Lehmann I (1936) *Bur Centr Séism Trav Sci* 14:3–31
- Mehnert KR (1975) The Ivrea Zone. A model of the deep crust. *Neues Jahrb Mineral Abhandl* 125:158–199
- Mohorovičić A (1910) Das Beben vom 8. X. 1909. *Jahrb metereol Observ Zagreb für 1909* 9:1–63
- Montelli R, Nolet G, Dahlen FA, Masters G, Engdahl ER, Hung S-H (2004) Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the Mantle. *Science* 303:338–343
- Moore RO, Gurney JJ (1985) Pyroxene solid solution in garnets included in diamonds. *Nature* 318:553–555
- Mueller ST (1977) A new model of the continental crust. In: *The Earth's Crust*. Geophys Monogr 20:289–317, Amer Geophys Union
- Oldham RD (1906) The constitution of the earth, as revealed by earthquakes. *Quart J Geol Soc London* 62:456–473
- O'Neill B, Jeanloz R (1990) Experimental petrology of the lower mantle: A natural peridotite taken to 54 Gpa. *Geophys Res Lett* 77:1477–1480
- Poirier J-P (1994) Light elements in the Earth's outer core: A critical review. *Phys Earth Planet Int* 85:319–337
- Ringwood AE (1962) A model for the upper mantle. *J Geophys Res* 64:857–867
- Ringwood AE, Major A (1967) High-pressure reconnaissance investigations in the system Mg_2SiO_4 – MgO – H_2O . *Earth Planet Sci Lett* 2:130–133
- Sano A, Ohtani E, Kubo T, Funakoshi K (2004) In situ X-ray observation of decomposition of hydrous aluminum silicate $AlSiO_3OH$ and aluminum oxide hydroxide at high pressure and temperature. *J Phys Chem Solids* 65:1547–1554
- Schmidt MW, Finger LW, Angel RJ, Dinnebier RE (1998) Synthesis, crystal structure and phase relations of $AlSiO_3OH$, a high-pressure hydrous phase. *Amer Mineral* 83:881–888
- Stachel T, Brey G (2001) Reise zum Mittelpunkt der Erde. Einschlüsse in Diamanten als Botschafter aus den Tiefen unserer Erde. *Naturwiss Rundschau* 54:184–191
- Washington HS (1925) The chemical composition of the Earth. *Am J Sci* 209:351–378
- Wunder B, Medenbach O, Krause W, Schreyer W (1993a) Synthesis, properties and stability of $Al_3Si_2O_7(OH)_3$ (phase Pi), a hydrous high-pressure phase in the system Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O (ASH). *Eur J Mineral* 5:637–649
- Wunder B, Rubie CD, Ross CR, Medenbach O, Seifert F, Schreyer W (1993b) Synthesis, stability and properties of $Al_2SiO_4(OH)_2$: A fully hydrated analogue of topaz. *Amer Mineral* 78:285–297
- Yoder HS, Tilley CE (1962) Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J Petrol* 3:342–532

Aufbau und Stoffbestand des Mondes



28.1 Die Kruste des Mondes

28.2 Innerer Aufbau des Mondes

28.3 Geologische Geschichte des Mondes

Der Mond umkreist die Erde in einer Entfernung von durchschnittlich 384 400 km. Er besitzt einen Radius von 1 738 km (ca. $\frac{1}{4}$ des Erdradius); seine mittlere Dichte beträgt nur $3,34 \text{ g/cm}^2$, ist also wesentlich geringer als die der Erde. Schon die unbemannten Weltraum-Missionen der UdSSR (Lunik seit 1959) und der USA (Ranger und Surveyor seit 1964) haben grundlegende Erkenntnisse über den Aufbau des Mondes und die petrographische Zusammensetzung der Mondoberfläche erbracht. Von unschätzbarem Wert für die geologische Erforschung waren die bemannten Apollo-Missionen der USA, die erstmals eine direkte Probenahme und geophysikalische Experimente auf der Mondoberfläche erlaubten. Die Apollo-11-Astronauten Neil Armstrong und Edwin Aldrin betraten am 20. Juli 1969 als erste Menschen den Mond. Im Zuge der Apollo-Missionen 11 bis 17 und der sowjetischen Luna-Missionen 16, 20 und 24 wurden zwischen 1969 und 1976 insgesamt fast 2 200 Gesteinsproben mit einem Gesamtgewicht von über 380 kg auf dem Mond gesammelt (Taylor 1975). Nach einer Pause von 13 Jahren wurde 1990 die japanische Experimentalsonde Hirten in eine Umlaufbahn um den Mond geschossen; sie kartierte 95 % der gesamten Mondoberfläche. Weitere erfolgreiche Mond-Missionen waren die amerikanische Lunar Prospektor (1998), die europäische ESA Smart-1 (2004), die japanische Kaguya (3. Oktober 2007) und die chinesische Chang'e (24. Oktober 2007).

Wie geophysikalische Daten belegen, weist der Mond wie die Erde einen *Schalenbau* auf, wobei sich ebenfalls eine Gliederung in Kruste, Mantel und Kern ergibt. Im Gegensatz zur Erde ist die endogene geologische Dynamik des Mondes jedoch bereits vor etwa 3 Milliarden Jahren zum Erliegen gekommen: Auf dem Mond finden also keine tektonischen Prozesse und kein Vulkanismus mehr statt. Da der Mond keine Atmosphäre besitzt und die Mondoberfläche frei von Wasser ist, gibt es auch keine Verwitterungs- und Sedimentationsprozesse auf dem Mond. Die exogene Dynamik erfolgt ausschließlich durch ein ständiges Bombardement mit Meteoriten. Dadurch werden die Gesteine der Mondkruste tiefgründig zu einer Schuttschicht, den Regolith zerkleinert, und es entsteht die typische Kraterlandschaft des Mondes.

28.1

28.1 Die Kruste des Mondes

Die obere Kruste des Mondes besteht aus zwei wesentlichen Regionen, die sich durch ihr *Reflexionsvermögen (Albedo)* unterscheiden und die große magmatische Provinzen (engl. Large Igneous Provinces LIP) darstellen (Ernst et al. 2005). Die *Hochländer* bestehen aus hellen, Feldspat-reichen Gesteinen und weisen eine raue Topographie auf, während die ebenen *Maria* (Plural von lat. *Mare*) mit dunklen Basalt-Laven gefüllt sind (z. B. Warren 2005; vgl. Abb. 28.1).

28.1.1 Hochlandregionen

Die Hochländer des Mondes wurden ursprünglich aus Gesteinen aufgebaut, die überwiegend ein hypidiomorph-körniges Gefüge aufweisen, wie es für irdische Plutonite typisch ist. Sie gehören zur sog. ANT-Gruppe, die hauptsächlich aus Anorthositen, Noriten und Troktoolithen besteht und sich geochemisch in mehrere Suiten gliedern lässt (z. B. Shearer u. Papike 1999):

- *Anorthosite* bis anorthositische Gabbros (ferroan anorthosites) bestehen überwiegend aus Plagioklas, sind

daher Ca-Al-reich und weisen Mg/(Mg + Fe)-Verhältnisse von ca. 0,4–0,75 auf. Die Mondkruste stellt bei weitem das größte Anorthosit-Massiv dar, das bislang in unserem Sonnensystem bekannt ist (Warren 1990).

- Die *Mg-Suite* setzt sich aus Noriten, Gabbro-noriten, Gabbros und Troktoolithen, untergeordnet aus Duniten zusammen, d. h. aus Gesteinen, die deutlich reicher an Mafiten sind und generell höhere Mg/(Mg + Fe)-Verhältnisse von ca. 0,7–0,9 sowie erhöhte Na/(Na + Ca)-Verhältnisse zeigen. Sie gehen ohne scharfe Grenze über in die
- *Alkali-Suite*, deren Gesteine generell niedrigere Mg/(Mg + Fe)- und höhere Na/(Na + Ca)-Verhältnisse aufweisen. Hierzu gehören alkalische Anorthosite und Gabbro-norite sowie Granite und Rhyolithe, die nur in Form winziger Fragmente gefunden wurden (Smith u. Steele 1976).

Ebenfalls in den Hochländern wurden die *KREEP-Basalte* gefördert, die durch hohe Gehalte K, SEE (REE), P, Zr, Ba und U gekennzeichnet sind. Eine Zusammenfassung unserer heutigen Kenntnisse über die Geochemie und Isotopengeochemie von Mondgesteinen geben Shearer u. Borg (2007).

Auffälligstes Merkmal der Hochlandregion sind die unzähligen *Impakt-Krater*, die durch Meteoriteneinschläge erzeugt wurden. Die Stoßwellen dieser Impakt-Ereignisse haben die ursprünglichen Gesteine tiefgründig zerrüttet unter Bildung einer breccienförmigen, von

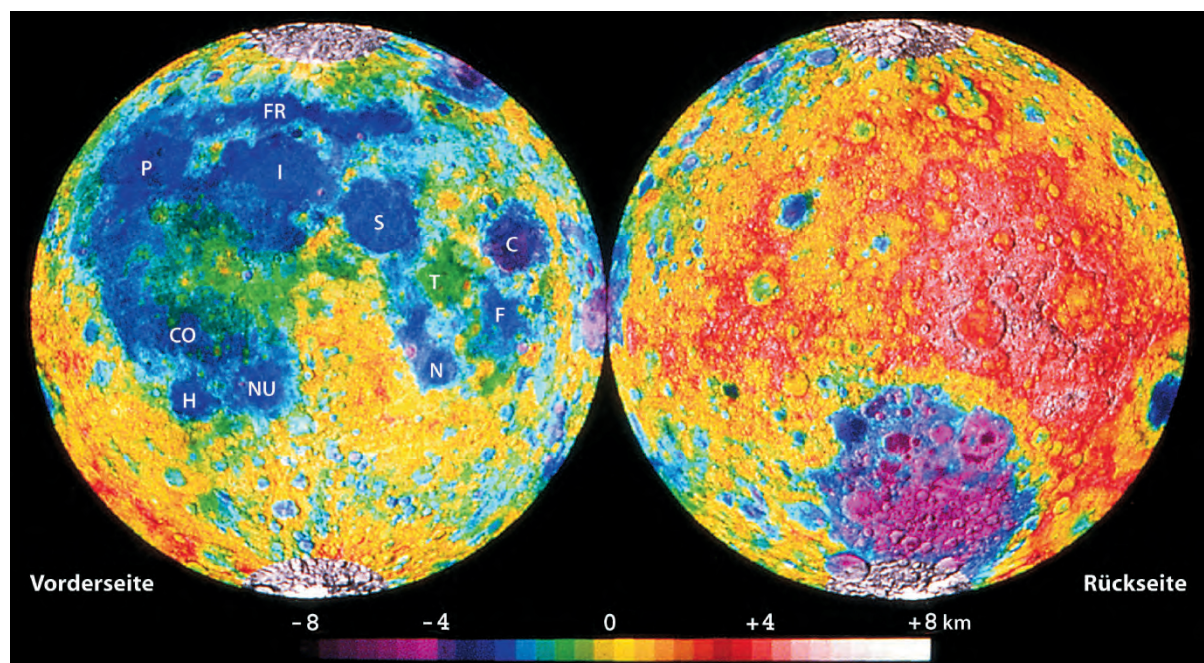


Abb. 28.1. *Clementine* Laser-Altimeter-Karten der Mond-Topographie. Die Vorderseite des Mondes ist durch die Häufung von Maria gekennzeichnet: Oceanus Procellarum (P), Mare Frigoris (FR), M. Imbrium (I), M. Serenitatis (S), M. Tranquillitatis (T), M. Crisium (C), M. Fecunditatis (F), M. Nectaris (N), M. Nubium (NU), M. Humorism (H), M. Cognitum (CO). Im Gegensatz zur Vorderseite weist die Rückseite des Mondes ein erheblich lebhafteres Relief auf. Die große rundliche Struktur auf der südlichen Rückseite ist das Südpol-Aitken-Becken mit einer Maximaltiefe von 12 km und einem Durchmesser von 2600 km. (Quelle: Verändert mit freundlicher Genehmigung der NASA, <http://science.nasa.gov/headlines/y2005/images/lola/>)

Staub durchsetzten Schuttschicht, dem Regolith (Abb. 28.2). Dieser ist über die gesamte Mondoberfläche hin verbreitet und kann nach seismischen Messungen bis zu etwa 10 km mächtig werden; er enthält große Gesteinsblöcke bis zu vielen Kubikmetern Größe. Wie wir in Abschn. 24.2.3 (S. 391ff) ausführlich dargelegt hatten, reicht die Wirkung der Stoßwellen von Kataklyse der Mineralkörner bis zu deren vollständiger Aufschmelzung. Dabei bildete sich mitunter Glas in Form winziger Kügelchen. Der Regolith kann durch die Schockwellen zu einer Impakt-Breccie verfestigt sein, in der Gesteins-, Mineral- und Glasbruchstücke in eine feinere Grundmasse eingebettet sind (Abb. 28.2). Nicht selten weisen die Breccien auch metamorphe Umkristallisationsgefüge auf. Im Jahr 1979 wurden auf der Erde die ersten *Mond-Meteorite* (Lunaite) entdeckt (Abschn. 29.3.2, S. 516). Es handelt sich um Bruchstücke von lunaren Breccien, die teils aus den Hochländern, teils aber auch aus den Maria stammen.

Isotopen-Analysen des Regoliths oder einzelner Gesteinsfragmente der Hochlandregion ergaben einen Altersbereich von etwa 4,5–4,2 Ga, in dem die Bildung der ersten Mondkruste stattfand. Das Alter unseres Planetensystems beträgt 4,555 Ga (Abschn. 29.3.1, S. 508,511; Abschn. 31.5.3, S. 569ff).

28.1.2 Regionen der Maria

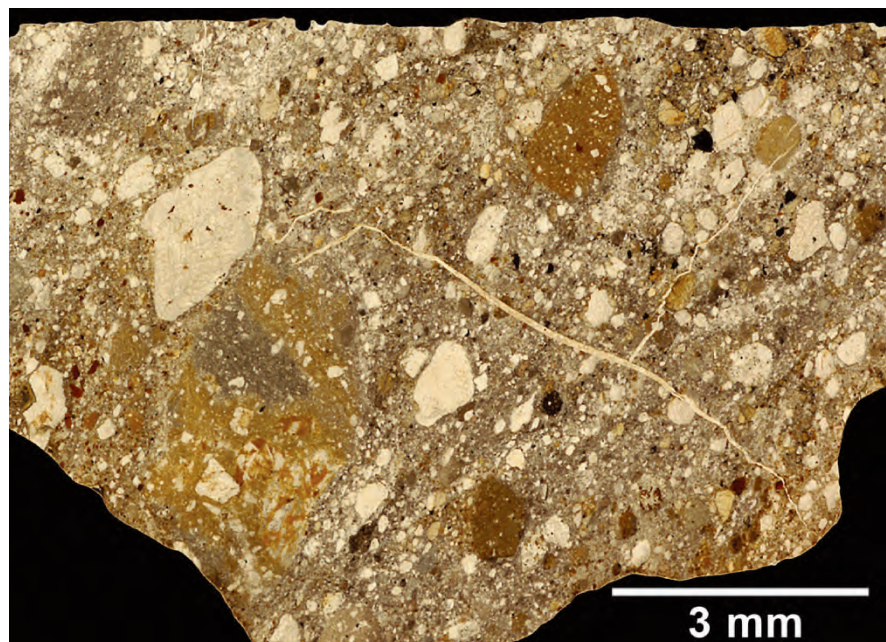
Im Gegensatz zu den Hochländern bestehen die *Maria* des Mondes aus Basalten, die jünger sind als die Gesteine der Hochländer. Obwohl die Mare-Basalte auf der Seite, die

von der Erde aus sichtbar ist, eine beachtlich große Fläche einnehmen, beträgt ihr Flächenanteil insgesamt nur etwa 17 % der Mondoberfläche. Ihr Volumenanteil an der gesamten Mondkruste wird auf höchstens 1 % geschätzt. An den Rändern der Maria beobachtet man die *Wrinkle Ridges*. Das sind unregelmäßig gewundene und segmentierte Höhenzüge mit sanften Oberflächenformen, die bis zu 35 km breit und 100 m hoch werden und sich auf mehrere hundert km Länge verfolgen lassen. Sie enthalten langgestreckte Riftzonen und vulkanische Krater sowie Aufschlüsse, die an Gänge erinnern. Wahrscheinlich entstanden die *Wrinkle Ridges* durch Spalten-Effusionen oder durch vulkanische Ereignisse entlang von Brüchen.

Die Mare-Basalte stellen verschiedene Varianten *tholeiitischer Basalte* dar, die den Basalten der ozeanischen Erdkruste recht ähnlich sind. Wie diese weisen die Mondbasalte unterschiedliche Korngröße, z. T. auch porphyrisches Gefüge auf; sie enthalten mitunter Anteile von Gesteinsglas. Es ist anzunehmen, dass die sehr dünnflüssigen basaltischen Laven der Maria durch mehrfache Spalteneffusionen gebildet wurden, deren Lavaströme sich flächenhaft übereinander stapelten, analog den irdischen Flutbasalten. Die Dicke der Lavadecken wird im Mittel auf 400 m geschätzt.

Im Vergleich zu den Plagioklas-reichen Gesteinen der Hochlandregion sind die Mare-Basalte generell Al-ärmer; gegenüber irdischen Tholeiitbasalten sind sie etwas ärmer an Na und Si. Das Fehlen von Fe^{3+} -haltigen Mineralen sowie das gelegentliche akzessorische Auftreten von metallischem Eisen (Fe,Ni) oder Troilit FeS spricht dafür, dass bei der Kristallisation der lunaren Basalte eine geringe Sauerstoff-Fugazität herrschte. H_2O -haltige Minerale fehlen in den Mare-Basalten vollständig, (OH)-

Abb. 28.2. Mondbreccie Kalahari 008. Dieser Steinmeteorit (Achondrit) wurde im September 1999 bei Kuke in der Kalahari (Botswana) gefunden. Die polymikte Breccie vom Mond enthält unterschiedliche Gesteinsbruchstücke, insbesondere von Anorthosit (weiß), aber auch von Impaktschmelz-Breccien (bräunlich bis dunkelgrau), die in einer feinerkörnigen, klastischen Matrix liegen. (Foto: Institut für Planetologie, Universität Münster)



haltige Minerale sind äußerst selten, was auf die weitgehende oder vollständige Abwesenheit von H₂O-haltigen Fluiden hinweist. Nach ihrem Chemismus lassen sich drei Gruppen von Mare-Basalten unterscheiden:

- eine *High-Ti-Gruppe* (FETI), die besonders reich an Fe²⁺ und Ti ist (>9 % TiO₂),
- eine *Low-Ti-Gruppe* mit 1,5–9 % TiO₂ und
- eine *Very-Low-Ti-Gruppe* (VLT) mit <1,5 % TiO₂.

Die geochemischen Unterschiede zwischen diesen Gruppen werden – wie bei den irdischen Basalten – aus dem unterschiedlichen Grad der partiellen Aufschmelzung im Mondmantel erklärt, zusätzlich auch durch Unterschiede bei der Assimilation von Hochlandgesteinen und der fraktionierten Kristallisation beim Magmenaufstieg (AFC-Prozesse).

Das Alter der Mondbasalte wurde durch Isotopenanalysen zu 4,0–3,0 Ga bestimmt, mit einem deutlichen Schwerpunkt bei 3,8–3,2 Ga. Die Hauptperiode von vulkanischer Aktivität, während der die meisten Maria mit Basalt-Laven gefüllt wurden, dauerte also rund 600 Ma. Seit 3,0 Ga unterlag die Mondoberfläche nur relativ geringen Veränderungen. Erosion und Transport von Gesteinsmaterial beschränken sich auf Meteoriteneinschläge und auf Auswirkungen des *Sonnenwindes*, eines von der Sonne kommenden Protonenbeschusses.

28.1.3

Minerale der Mondgesteine

Da im Rahmen dieses Buches nur eine ganz knappe Übersicht gegeben werden kann, sei auf die ausführlicheren Darstellungen von Smith (1974) sowie Smith u. Steele (1976) verwiesen. Zu den wichtigsten Mineralen in fast allen Mondgesteinen gehören Anorthit-reicher *Plagioklas* (meist um An₉₀) und *Klinopyroxene* wie Augit, Titanaugit, Hedenbergit und Pigeonit, in den Gesteinen der Hochländer auch Orthopyroxene (Enstatit-Hypersthen). Daneben ist *Olivin* (meist um Fa₃₀) als Haupt- oder Nebengemengteil in vielen Mondgesteinen verbreitet, während *Amphibole* extrem selten sind. Ein mafischer Gemengteil, der bislang nur auf dem Mond gefunden wurde, ist das trikline Silikat *Pyroxferroit* (Ca,Fe)(Fe,Mn)₆[Si₇O₂₁], dessen Struktur durch Siebener-Einfach-Ketten von [SiO₄]-Tetraedern gekennzeichnet ist (Abb. 9.33d, S. 141). *Alkalifeldspäte* wurden nur selten aufgefunden. In den KREEP- und High-Ti-Basalten tritt als Kristallisationsprodukt von Restschmelzen das hexagonale Inselsilikat *Tranquillityit* Fe₈²⁺Ti₃(Zr,Y)₂[O₁₂/(SiO₄)₃] auf, das bisher nur auf dem Mond gefunden und nach dem Mare Tranquillitatis benannt wurde. In den wenigen Granit- und Rhyolith-Fragmenten kommen neben Plagioklas, Alkalifeldspat (Ba-Sanidin) und Quarz auch ungewöhnliche

Feldspäte vor, deren Zusammensetzung An₅₀Or₄₀Ab₁₀ in der Mischungslücke liegt (vgl. Abb. 9.28, S. 117); sie müssen daher unter Ungleichgewichtsbedingungen kristallisiert sein. Von den SiO₂-Mineralen findet man in den Mare-Basalten Cristobalit und Tridymit als späte Ausscheidungen, während Quarz extrem selten ist.

Von den Fe²⁺-Ti-Oxiden ist Ilmenit FeTiO₃ sehr verbreitet und bildet in vielen Mondgesteinen einen Hauptgemengteil, während Ulvöspinell Fe₂²⁺TiO₄, Rutil TiO₂ und Perowskit CaTiO₃ seltener als Akzessorien auftreten. Orthorhombischer Armalcolit mit der idealen Formel Fe_{0,5}²⁺Mg_{0,5}Ti₂O₅ wurde als Nebengemengteil in Mondgesteinen gefunden und nach den Apollo-11-Astronauten Armstrong, Aldrin und Collins benannt; in irdischen Gesteinen bildet er Mischkristalle mit Pseudobrookit Fe₂³⁺TiO₅. Weitere Akzessorien sind Spinell MgAl₂O₄, Chromit FeCr₂O₄, Zirkon Zr[SiO₄], Baddeleyit ZrO₂ und (OH)-freier Apatit Ca₅[(F,Cl)/(PO₄)₃]. Whitlockit Ca₉(Mg,Fe)[PO₃OH/(PO₄)₆], Troilit FeS, Cohenit Fe₃C, Schreibersit (Fe,Ni)₃P sowie metallisches Eisen (Fe,Ni,Co) kannte man bislang nur aus Meteoriten (Tabelle 29.2, S. 510).

28.1.4

Reste von Wasser im Regolith?

Entsprechend seiner geringen Gravitation besitzt der Mond keine Atmosphäre im eigentlichen Sinn, sondern lediglich eine *Exosphäre*, die zu etwa gleichen Teilen aus He, Ne, Ar und H₂ aufgebaut ist und Spuren von CH₄, NH₃ und CO₂, aber kein H₂O enthält. Diese Komponenten stammen überwiegend aus dem Sonnenwind; lediglich Ar entsteht teilweise aus dem Zerfall von radioaktivem ⁴⁰K in den Mondgesteinen. Der Regolith steht praktisch unter Vakuum mit einem Druck von 3 × 10⁻⁵ bar (= 3 × 10⁻⁸ hPa); die Oberflächen-Temperaturen variieren zwischen 130 °C am Tag und –160 °C in der Nacht. Unter diesen Bedingungen würde H₂O sofort verdampfen, H₂O-Eis würde sublimieren. Die einzige Möglichkeit für die Existenz von H₂O-Eis auf dem Mond wären die Böden von tiefen, permanent beschatteten Kratern in den Polargebieten des Mondes, z. B. in oder nahe dem riesigen Südpol-Aitken-Becken. Hinweise darauf wurden von der japanischen Mondsonde Hiten (1990) und der amerikanischen Lunar Prospector (1998) gefunden (Feldmann et al. 1998), jedoch kürzlich wieder in Frage gestellt (Campbell et al. 2003). Das einzige H₂O, das bis jetzt von einer Mond-Mission zurück gebracht wurde, ist in den Schichtsilikaten eines erbsengroßen kohligen Chondrits gebunden (Abschn. 29.3.1, S. 513), einem primitiven Meteorit, der auf die Mondoberfläche gefallen war. Fragmente solcher H₂O-haltigen Meteorite, die auch in geologischen Zeiträumen ihr Wasser nicht abgegeben haben, könnten vielleicht in tiefen Mondkratern der Polargebiete existieren (Zolenski 1997).

28.2 Innerer Aufbau des Mondes

Wie wir gesehen haben, ist die Mondkruste von einer mehreren Kilometer dicken *Regolith-Schicht* bedeckt. Diese ist durch geringe P- und S-Wellen-Geschwindigkeiten gekennzeichnet, die allmählich nach der Tiefe hin ansteigen. Erst in ca. 25 km Tiefe erreicht v_p einen Wert von 6,7 km/s, der bis zur Kruste-Mantel-Grenze nur noch geringfügig auf 6,8 km/s zunimmt (Abb. 28.3). Sieht man von den *Mare-Basalten* ab, so besteht der obere Bereich der festen, subregolithischen Mondkruste im Durchschnitt aus *anorthositischem Gabbro* mit 26–28 % Al_2O_3 , der untere Bereich aus *Norit* mit ca. 20 % Al_2O_3 (z. B. Warren 1990; Shearer u. Papike 1999). Die Dicke der Mondkruste variiert zwischen etwa 60 km auf der erd zugewandten und ca. 86 km auf der erdabgewandten Seite; lediglich im Bereich der *Mascons*, den großen positiven Schwere-Anomalien, die in Maria oder großen Impakt-Kratern auftreten, ist die Krustendicke geringer (Abb. 28.5).

An der Kruste-Mantel-Grenze steigen die P-Wellen-Geschwindigkeiten abrupt von 6,8 auf 8,1 km/s an; sie sinken nach unten hin allmählich wieder auf 7,9 km/s ab, um in 1 000 km Tiefe erneut auf 8,0 km/s zuzunehmen (Nakamura et al. 1976). Nach dem alternativen Mo-

dell von Goins et al. (1977) sinkt v_p in 500 km Tiefe abrupt ab und bleibt dann bis mindestens 1 000 km konstant (Abb. 28.3). Der *obere Mondmantel* hat eine mittlere Dichte von 3,29 g/cm³; er setzt sich nach Ringwood (1979), der sich auf das Modell von Nakamura et al. (1976) stützt, bis zu einer Tiefe von 100 km aus *Kumulaten von Olivin* (Fo₈₈) zusammen. Darunter folgt ein *refraktärer Dunit* (Fo₈₈₋₉₀), der nach der Bildung von basaltischen Magmen durch partielles Aufschmelzen noch als Restit übrig geblieben ist.

Ab 350–400 km Tiefe geht dieser Dunit in einen *Fe-reicheren Olivin-Pyroxenit* der mittleren Dichte 3,49 g/cm³ über (Ringwood 1979). Somit weicht der *untere Mondmantel* in seiner Zusammensetzung vom oberen Mondmantel ab und entspricht wahrscheinlich noch dem ursprünglichen, nicht durch partielles Schmelzen verarmtem Mantelgestein (Abb. 28.4, 28.5). Die Herde der seismischen Aktivität, die gelegentlich auf dem Mond registriert wird, liegen im unteren Mondmantel, und zwar hauptsächlich in Tiefen um 1 000 km. Mit Stärken von <2 auf der Richter-Skala sind diese *Mondbeben* recht schwach; sie werden durch Gezeitenkräfte, nicht durch tektonische Bewegungen ausgelöst. Die ca. 1 000 km dicke Lithosphäre des Mondes ist also tektonisch stabil, ganz im Gegensatz zur viel dünneren Erdlithosphäre, die durch eine aktive „Wärmemaschine“ in ständiger tektonischer Bewegung gehalten wird (z. B. Taylor 1975).

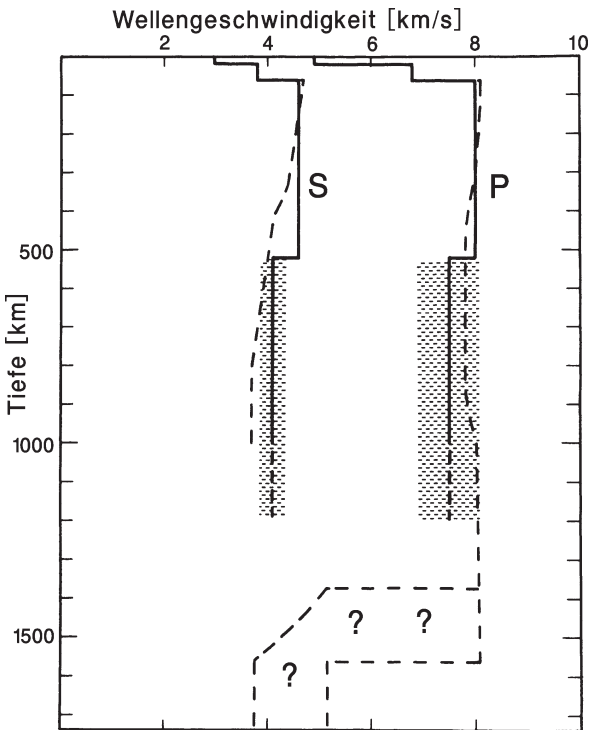


Abb. 28.3. Veränderungen der Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen mit der Tiefe im Inneren des Mondes; (---) nach Nakamura et al. (1976), (—) nach Goins et al. (1977). (Aus Ringwood 1979)

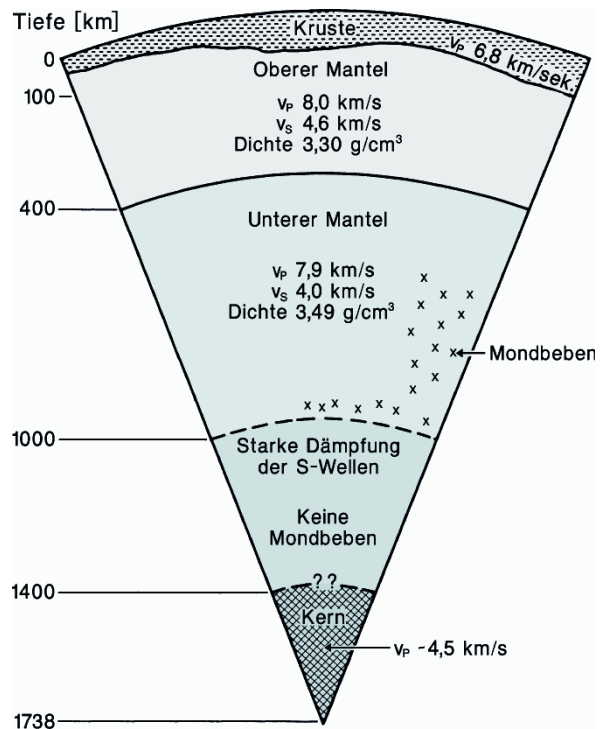


Abb. 28.4. Der innere Aufbau des Mondes. (Nach Nakamura et al. 1976 und Goins et al. 1977, mod. aus Ringwood 1979)

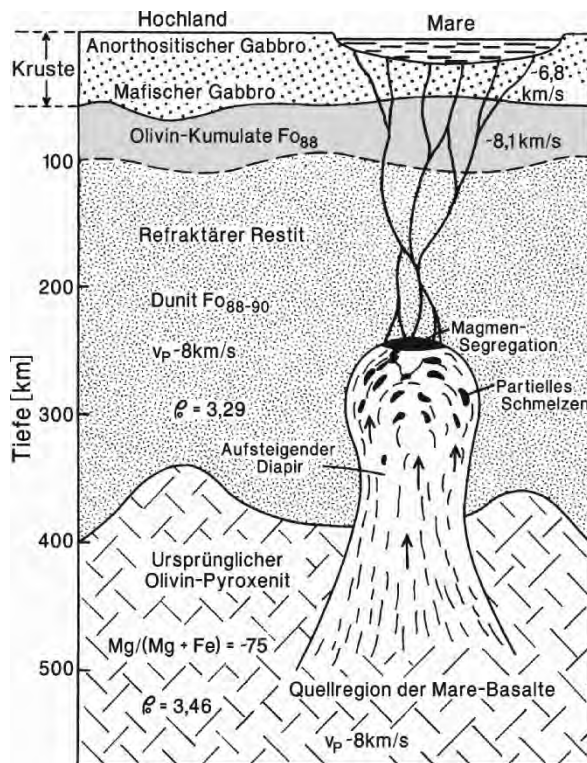


Abb. 28.5. Der Aufbau der Mondlithosphäre mit schematischer Darstellung der Entstehung von Mare-Basalt-Magmen. (Vereinfacht nach Ringwood 1979)

Zu stärkeren Mondbeben kommt es allerdings bei großen Impakt-Ereignissen, so im Jahre 1972, als ein ca. 1 t schwerer Meteorit auf der erdabgewandten Seite des Mondes aufschlug. Dabei wurde die wichtige Entdeckung gemacht, dass unterhalb einer Tiefe von ca. 1 000 km die P-Wellen-Geschwindigkeiten abgeschwächt und keine S-Wellen mehr registriert werden (Taylor 1975). In Analogie zur Erde spricht man daher auch von einer *Mond-Asthenosphäre*, die sich zwischen etwa 1 000 und 1 400 km erstreckt. Allerdings ist die Anwesenheit einer partiellen Schmelze in diesem Tiefenbereich zwar wahrscheinlich (z. B. Taylor 1975), aber noch nicht gesichert (Ringwood 1979).

Mit den seismischen Daten ist die Annahme eines *metallischen Ni-Fe-Kernes* vereinbar, der jedoch – im Gegensatz zum Erdkern – weniger als 2 % der gesamten Mondmasse ausmacht (Abb. 28.4). Seine Existenz würde die Magnetisierung der Mondgesteine erklären.

28.3

28.3 Geologische Geschichte des Mondes

Da die geologische Entwicklung des Mondes vor etwa 3,0 Ga weitestgehend abgeschlossen war, haben wir über seine frühe Geschichte bessere Vorstellungen als für die Erde, die noch heute geologisch aktiv und daher ständigen Veränderungen unterworfen ist. Deswegen sind die Erkenntnisse,

die für den Mond gewonnen wurden, von größtem Interesse für das Verständnis der frühen Erdgeschichte. Im folgenden geben wir eine knappe Übersicht über die Geschichte des Mondes (H. H. Schmitt 1991; Shearer u. Papike 1999; Spudis 1999; Hartmann u. Neukum 2001; Warren 2005).

Entstehung des Mondes. Vor etwa 4,55 Ga entstand der Mond zusammen mit der Erde und den anderen Planeten unseres Sonnensystems. Für diesen Vorgang werden hauptsächlich zwei alternative Modelle diskutiert:

- heterogene Akkretion (Anlagerung) von relativ kaltem kosmischem Staub etwa gleichzeitig mit der Erdentstehung oder
- katastrophale Abtrennung von einer bereits existierenden und teilweise differenzierten Erde, etwa durch den Einschlag eines riesigen kosmischen Körpers von Mars-Dimensionen, dem *Giant Impact* (z. B. Cameron 1996; Righter 2007; vgl. Abschn. 32.4, S. 588f, Abb. 32.4).

Frühe Differentiation und Krustenbildung. Im Zeitraum zwischen etwa 4,5 und 4,4 Ga fand die frühe Differentiation und Krustenbildung des Mondes statt, wofür wiederum zwei Möglichkeiten in Frage kommen:

- Multiple Aufschmelzvorgänge führten zu Bildung isolierter *Magmenkammern*, in denen Differentiation stattfand. Es entstanden große Layered Intrusions, bestehend aus mächtigen Anorthosit-Lagen, die von mafischen Kumulaten unterlagert wurden. Diese stellten später die Quellregion für die Mare-Basalte dar.
- Bevorzugt wird heute dagegen das Modell eines *lunaren Magma-Ozeans* (LMO), bestehend aus einer feischen basaltischen Schmelze hoher Dichte. Dabei ist allerdings noch umstritten, ob der gesamte Mond geschmolzen war oder nur seine äußeren 400–500 km (z. B. Warren 1990; H. H. Schmitt 1991; Shearer u. Papike 1999). Bei der beginnenden Kristallisation des LMO kam es zum Absaugern mafischer Kumulate und zum Aufsteigen Plagioklas-reicher Diapire, die die frühe, anorthositisch zusammengesetzte Kruste des Mondes aufbauten. Das älteste Mondgestein ist ein Bruchstück von noritischem Ferroan Anorthosit aus einer Impakt-Breccie, das ein relativ ungenaues Sm-Nd-Isochronen-Alter von 4562 ± 68 Ma erbrachte (Alibert et al. 1994; vgl. Abschn. 31.5.3, S. 573f). Demgegenüber bestand der obere Mondmantel aus ultramafischen Gesteinen und enthielt Restschmelzen von KREEP-Zusammensetzung.

Präenectaris-Stadium. Das Präenectaris-Stadium vor ca. 4,5–3,92 Ga ist durch katastrophale Meteoriten-Bombardements gekennzeichnet, die allerdings schon früher eingesetzt hatten. Dadurch entstanden große Impakt-Krater und die frühe Mondkruste wurde intensiv brecciiert. Par-

tielle Anatexis führte zur erneuten Magmen-Bildung und zur Intrusion von Plutoniten der Ferroan-Anorthosit-Suite (ca. 4,5–4,3 Ma), der Mg-Suite (ca. 4,5–4,15 Ma) und der Alkali-Suite (ca. 4,35–4,0 Ga) sowie zur Förderung der KREEP-Basalte (4,05–3,8 Ga) und der ersten Mare-Basalte (ab ca. 4,2 Ga). Durch diese magmatische Aktivität wurde die frühe Mondkruste konsolidiert. Es entstanden die großen alten (pränectarischen) Becken und es kam zum isostatischen Ausgleich in der Mondlithosphäre.

Nectaris-Stadium. Im Nectaris-Stadium vor ca. 3,92–3,85 Ga bildeten sich durch fortgesetzte Impakt-Ereignisse die großen jungen Becken wie das Mare Nectaris und das Mare Imbrium. Es kam zur Schockschmelzung sowie zur Bildung von Schuttströmen (engl. debris flows) und von Auswurf-Decken (engl. ejecta blankets), die als Regolith den größten Teil der Mondoberfläche bedeckten. Die Mondkruste war jetzt genügend stabilisiert, um die Existenz von Mascons und negativen Schwere-Anomalien zu ermöglichen.

Imbrium-Stadium. Während dieses Stadiums vor 3,85–3,15 Ma wurden das Mare Imbrium und das Mare Orientale sowie die meisten der übrigen Maria des Mondes gebildet und es entstanden zahlreiche Impakt-Krater. Die Förderung der *Mare-Basalte* fand vor 3,95–3,0 Ga, d. h. überwiegend während des Imbrium-Stadiums statt und setzte sich mit veränderter Aktivität bis ca. 2,9, vielleicht noch bis ca. 2,6 Ga fort. Die Mare-Basalt-Magmen entstanden durch partielle Anatexis, die allmählich immer tiefere Bereiche des Mondmantels erfassten. Dabei entstanden die Magmen der High-Ti-Gruppe in geringerer Tiefe und durch geringere Aufschmelzgrade als die der VLT-Gruppe. Die Magmen flossen in Form von Lavadecken aus oder intrudierten oberflächennah als Lagergänge. Daneben führte ein früher explosiver Vulkanismus zur Bildung von Schuttdecken aus krustalem Material. Später wurden auch basaltische Pyroklastika explosiv gefördert, die aus dem bereits differenzierten Mondmantel stammten, während die leichtflüchtigen Komponenten wohl aus undifferenzierten Mantelbereichen unterhalb ca. 400 km abzuleiten sind.

Eratosthenes-Stadium (3,15–1,0 Ga). Zu Beginn dieses Stadiums flossen die jüngsten Mare-Basalte aus. Die Meteoriten-Krater sind etwas weniger frisch als die Krater des Kopernikus-Stadiums.

Kopernikus-Stadium. Im Zeitraum von ca. 1,0 Ga bis heute entstanden durch Meteoriteneinschläge, die in ihrer Häufigkeit abnahmen, in allen Bereichen der Mondoberfläche *Strahlenkrater* wie z. B. Kopernikus, der ein Alter von etwa 0,85 Ga hat. Die Vertiefung, Durchmischung und Reifung der *Regolith-Decke* setzte sich fort, wobei auch Gase des Sonnenwindes eingeschlossen wurden. Ungelöst ist das Problem der *hellen Wirbel* (engl. bright swirls), die eine markante Erscheinung auf der Mondoberfläche darstellen.

Weiterführende Literatur

- Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) (1999) *The new solar system*. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK
- Ernst EL, Buchan KL, Campbell IH (2005) *Frontiers in Large Igneous Province research*. Lithos 79: 271–297
- Hartmann WK, Phillips RJ, Taylor CJ (eds) (1986) *Origin of the Moon*. Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas
- Jolliff BL, Wieczorek MA, Shearer CK, Neal CR (eds) (2006) *New views of the Moon*. Rev Mineral Geochem 60
- Mason B, Melson WG (1970) *The lunar rocks*. Wiley-Interscience, New York
- Neukum G, Ivanov BA, Hartmann WK (2001) Cratering records in the inner solar system in relation to the lunar reference system. *Space Sci Rev* 96:55–86
- Papike JJ (ed) (1998) *Planetary materials*. Rev Mineral 36
- Righter K (2007) Not so rare Earth? New developments in understanding the origin of the Earth and Moon. *Chem Erde* 67: 179–200
- Ringwood AE (1979) *Origin of the Earth and Moon*. Springer, New York Heidelberg Berlin
- Shearer CK, Borg LE (2006) Big return on small samples: Lessons learned from the analysis of small lunar samples and implications for the future scientific exploration of the Moon. *Chem Erde* 66:163–185
- Spudis PD (1999) *The Moon*. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) *The new solar system*. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK, pp 125–140
- Taylor SR (1975) *Lunar Science: A post-Apollo view*. Pergamon, New York
- Taylor SR (1982) *Planetary Science: A lunar perspective*. Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas
- Unsöld A, Baschek B (2005) *Der neue Kosmos*, 7. Aufl. Korrigierter Nachdruck, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York
- Warren PH (2005) *The Moon*. In: Davis AM (ed) *Meteorites, comets, and planets*. Elsevier, Amsterdam Oxford, pp 559–599
- Zolenski ME (2005) Extraterrestrial water. *Elements* 1:39–43

Zitierte Literatur

- Alibert C, Norman MD, McCulloch MT (1994) An ancient Sm-Nd age for a ferroan noritic anorthosite clast from lunar breccia 67016. *Geochim Cosmochim Acta* 58:2921–2926
- Cameron AGW (1996) The origin of the Moon and the single impact hypothesis. *Icarus* 126:126–137
- Campbell DB, Chandler JF, Hine A, Nolan M, Campbell PP (2003) Radar imaging of the lunar poles. *Nature* 426:137–138
- Feldmann WC, Maurice S, Binder AB, Barraclough BL, Elphic RC, Lawrence DJ (1998) Fluxes of fast and epithermal neutrons from Lunar Prospector: Evidence for water ice at the Lunar poles. *Science* 281:1496–1500
- Goins NR, Dainty A, Toksöz MN (1977) The deep seismic structure of the Moon. *Proc Eighth Lunar Sci Conf* 1:471–486
- Nakamura Y, Duennebier F, Latham G, Dorman J (1976) Structure of the lunar mantle. *J Geophys Res* 81:4818–4824
- Schmitt HH (1991) Evolution of the Moon: Apollo model. *Am Mineral* 76:773–784
- Shearer CK, Papike JJ (1999) Magmatic evolution of the Moon. *Am Mineral* 84:1469–1494
- Smith JV (1974) Lunar mineralogy: A heavenly detective story. Presidential address, Part I. *Am Mineral* 59:231–243
- Smith JV, Steele IM (1976) Lunar mineralogy: A heavenly detective story. Part II. *Am Mineral* 61:1059–1116
- Warren PH (1990) Lunar anorthosites and the magma-ocean plagioclase-floating hypothesis: Importance of FeO enrichment in the parent magma. *Am Mineral* 75:46–58

Meteorite



29.1 Fallphänomene

29.2 Häufigkeit von Meteoriten

29.3 Haupttypen der Meteorite

29.4 Tektite

Meteorite sind Bruchstücke extraterrestrischer Körper, die den Flug durch die Erdatmosphäre überleben und auf der Erdoberfläche aufschlagen. Die meisten Meteorite unterscheiden sich in ihrem Gefüge von irdischen Gesteinen. Wichtige Meteoriten-Mineralen kommen auch auf der Erde häufig vor, andere dagegen sind hier unbekannt. Bisher wurden in Meteoriten keine chemischen Elemente nachgewiesen, die es nicht auch auf der Erde gibt. Allerdings weisen Meteorite oft höhere Gehalte an Nickel sowie den Platingruppen-Metallen Ir, Os und Rh auf und führen neben oxidiertem Eisen, das insbesondere in den Silikat-Mineralen gebunden ist, metallisches Eisen in Form von Fe-Ni-Legierungen. Das Bildungsalter der meisten Meteoriten liegt bei etwa 4,6 Ga; sie sind also wesentlich älter als die ältesten derzeit bekannten irdischen Gesteine aus dem Acasta-Gneis-Komplex im Nordwesten Kanadas, deren Alter mit ca. 4,03 Ga bestimmt wurde (Bowring u. Williams 1999). Meteorite weisen demnach in eine Zeit, in der unser Sonnensystem entstanden ist. Die überwiegende Mehrzahl der Meteoriten stellen Bruchstücke von kollidierten *Asteroiden* dar; diese *Mutterkörper* stammen aus dem Asteroiden-Gürtel, der sich zwischen den Umlaufbahnen der Planeten Mars und Jupiter befindet. Einige Meteorite wurden beim Einschlag großer kosmischer Körper aus den Oberflächen des *Mars* und des *Erdmondes* herausgeschlagen und gerieten in den Anziehungsbereich der Erde.

Schon zu Beginn des 19. Jahrhunderts teilte man die Meteorite in Eisenmeteorite und Steinmeteorite ein; dazu kam später die Übergangsgruppe der Stein-Eisen-Meteorite. Heute weiß man, dass die Chondrite, eine wichtige Gruppe der Steinmeteorite, undifferenziert sind und die „Urmaterie“ in der frühen Bildungsphase des Sonnensystems repräsentieren; demgegenüber stellen die Achondrite, die Stein-Eisen-Meteorite und die Eisenmeteorite bereits Differentiationsprodukte eines Aufschmelzprozesses dar. Meteorite werden nach ihrem Fundort benannt.

29.1 Fallphänomene

Extraterrestrische Körper, die beim Eindringen in die Erde ein Aufleuchten hervorrufen, bezeichnet man als *Meteoroid*. Jeden Tag dringen etwa 1 000 bis 10 000 t von kosmischem Material in die Erdatmosphäre ein, von denen jedoch der überwiegende Anteil in Höhen zwischen 40 und 120 km verglüht. Das gilt insbesondere für die Stecknadelkopf-großen interplanetarischen Staubteilchen (Interplanetary Dust Particles, IPDs), deren Leuchtspuren wir als Sternschnuppen oder *Meteore* (grch. μετέωρος = vom Himmel kommend, Himmels- oder Lufterscheinung) kennen und die von Kometen stammen. So wird der periodisch wiederkehrende Sternschnuppen-Schauer der Leoniden, der alljährlich im Zeitraum vom 16. bis 18. November zu beobachten ist, vom Kometen Temple Tuttle erzeugt. Viel seltener zu beobachten ist dagegen eine andere Form der Meteore, die *Feuerbälle*. Sie entstehen durch das vollständige oder teilweise Verglühen von großen kosmischen Körpern in der Erdatmosphäre, begleitet von gewaltigen Schallerscheinungen.

Meteoroiden erreichen den Anziehungsbereich der Erde mit kosmischen Geschwindigkeiten (Abschn. 24.2.3, S. 391ff), die zwischen den Extremwerten 12 und 72 km/s variieren, je nachdem ob die Körper der Erde hinterher oder ihr entgegen fliegen. Beim Eintritt in die Erdatmosphäre entsteht Reibungshitze, durch die Meteoroiden aufgeschmolzen und verdampft werden. Dabei kommt es zur Ionisierung der freigesetzten Atome. Schon nach kurzer Zeit nehmen die Ionen die fehlenden Elektronen wieder auf, und es wird Energie in Form von Licht frei: es kommt zum *Rekombi-*

nationsleuchten. Der entstehende *Feuerball* ist meist um ein Hundertfaches größer als der sie erzeugende Meteoroid. Ist dieser so groß, dass in geringen Höhen von ca. 10–30 km noch Material übrig bleibt, so erlischt der Feuerball und der Rest fällt als *Meteorit* zu Boden.

Sehr große Meteoriten von mehreren 100 t Gewicht und mehreren 100 m Durchmesser behalten ihre kosmische Geschwindigkeit weitgehend bei; sie erzeugen beim Aufschlag auf die Erdoberfläche Impakt-Krater und eine Schockwellen-Metamorphose im Nebengestein (Abschn. 24.2.3, S. 391ff). Bislang sind etwa 150 große Meteoritenkrater auf der Erde bekannt, darunter der etwa 15 Ma alte Krater des Nördlinger Ries, der Chicxulub-Krater auf der Halbinsel Yucatán (Mexiko), die Siljan-Struktur in Schweden, die Sudbury-Struktur in Ontario (Abschn. 19.3.1, S. 302ff) und die Vredefort-Struktur in Südafrika, mit 2,2 Ga der älteste auf der Erde bekannte Impaktkrater (vgl. Norton 2002, Appendix G; Reimold u. Gibson 2005; Reimold 2007). Der Ries-Krater hat einen Durchmesser von ca. 25 km. Er wurde von einem 0,5–1 km großen kosmischen Körper – wahrscheinlich einem Steinmeteoriten – erzeugt, der mit einer Geschwindigkeit von 20–50 km/s durch die Erdatmosphäre schoss und nahezu ungebremst aufprallte. Dabei wurden Spitzendrücke von ca. 500–1 000 Gpa (= 5–10 Mbar) und Temperaturen von 20 000–30 000 °C erzeugt. Bei den großen Meteoritenkratern war die freigesetzte Schockwellenenergie so groß, dass der erzeugende Meteorit beim Aufschlag vollständig verdampfte (Abb. 24.5d, S. 391). Demgegenüber sind in der Umgebung des berühmten Barringer-Krater in Arizona (Abb. 29.1), der nur 1,3 km breit ist, noch etwa 20 000 Bruchstücke eines

Abb. 29.1.

Der Barringer-Meteoriten-Krater in Arizona, vor 49 700 Jahren durch den Einschlag eines großen Eisenmeteoriten entstanden. (Foto: David J. Roddy, US Geological Survey, Flagstaff, Arizona)



Abb. 29.2.

Der 60 t schwere Eisenmeteorit *Hoba* auf Farm Hoba-West bei Grootfontein (Namibia); der größte Meteorit der Erde, der noch in einem Stück erhalten ist. Es handelt sich um einen Ni-reichen Ataxit (S. 519). (Foto: J. A. Lorenz)



Eisenmeteoriten, des „Canyon Diablo“ im Gesamtgewicht von ca. 30 t gefunden worden. Die ursprüngliche Masse des Körpers, der vor $49\,700 \pm 850$ Jahren einschlug (Phillips et al. 1991), lag etwa bei 63 000 t, seine Geschwindigkeit bei 15 km/s. *Kleinere Meteorite* werden auf Fallgeschwindigkeit abgebremst und dringen maximal einige Meter tief in den Erdboden ein, wie z. B. der Eisenmeteorit auf der Farm Hoba-West bei Grootfontein (Namibia), mit ca. 60 t Gewicht der größte bisher bekannte Meteorit, der in einem Stück erhalten ist (Abb. 29.2). Besonders schnelle Meteorite explodieren beim Abbremsen in der Atmosphäre und gehen als *Meteoritenschauer* nieder, die kreis- oder ellipsenförmige Streufelder bis zu mehreren 100 km² Ausdehnung bilden, z. B. bei Stannern (Stonařov, Mähren), Pultusk (Polen), Gibeon (Namibia), Allende (Mexiko) und Jilin (VR China).

Auf der Erde wurden die meisten Meteoritenkrater durch Gesteinsverwitterung und Erosion zerstört oder mit Sedimenten überdeckt, lassen sich also nicht mehr nachweisen. Demgegenüber sind auf dem *Mond* Meteoritenkrater jeden Alters wohl erhalten, weil hier eine Atmosphäre und fließendes Wasser fehlen, so dass keine Verwitterung, Erosion und Sedimentation stattfinden. Die exogene Dynamik des Mondes wird geradezu von Meteoriteneinschlägen geprägt: die Mondoberfläche ist eine Kraterlandschaft (Kap. 28).

Zweifellos stellen Einschläge von Meteoriten eine Gefahr für die Menschheit dar. Allerdings ist die statistische Wahrscheinlichkeit, dass ein Mensch durch einen Meteoriten zu Schaden kommt, minimal. So gibt es bislang keine Berichte von Todesfällen, die durch Meteorite verursacht wurden, wohl aber von leichteren Verletzungen, so 1954 in Sylacauga (Alabama, USA) und 1994 bei Marbella (Spanien). Auch Sachschäden werden gelegentlich durch Meteoritenfälle ausgelöst: So durchschlug am 1. März 1988 ein 1,2 kg schwerer Steinmeteorit die Glasscheibe eines Gewächshauses in Trebbin bei Potsdam. Aufsehen erregte der „Autounfall“, der sich am 9. Oktober 1992 im Staat New York ereignete, als der 12,5 kg schwere Meteorit Peekshill das Heck eines Chevrolet durchbohrte (Kleinschrot 2003).

Mit katastrophalen Auswirkungen auf die Lebewelt ist dagegen zu rechnen, wenn ein riesiger kosmischer Körper auf die Erde aufprallt. So stellten Alvarez et al. (1980) die Theorie auf, dass das Massenaussterbe-Ereignis an der Wende Kreide-Tertiär, das den Dinosauriern endgültig den Garaus machte, auf den Impakt eines riesigen Asteroiden oder Kometen vor ca. 65 Ma zurückzuführen sei. Grundlage für diese Annahme war ihre Entdeckung von ungewöhnlich hohen Iridium-Gehalten in einer dünnen Tonschicht, die die Kreide-Tertiär-Grenze markiert, die berühmte *Iridium-Anomalie*. Später fand man in dieser Schicht in weltweiter Verbreitung Quarzkörner mit planaren Elementen, die durch eine Schockwellen-Metamorphose entstanden sind (Abschn. 24.2.3, S. 392). Es wird angenommen, dass der Chicxulup-Krater, mit etwa 180 km Durchmesser der größte Impakt-Krater der Erde, auf dieses Ereignis zurückgeht (Hildebrandt et al. 1991). Auch das große Artensterben an der Eozän-Oligozän-Grenze vor ca. 35 Ma ist mit einer Ir-Anomalie verknüpft und könnte daher durch ein Impakt-Ereignis ausgelöst worden sein. Im Gegensatz dazu ist das zweiphasige Massenaussterbe-Ereignis an der Perm-Trias-Grenze vor 251,4 Ma, dem schätzungsweise 75–90 % aller Tier- und Pflanzenarten auf der Erde zum Opfer fielen, nicht durch eine signifikante Ir-Anomalie gekennzeichnet. Trotzdem könnte auch hier ein Asteroiden-Impakt eine Rolle gespielt haben: In der Grenzschicht treten *Fullerene* auf, das sind Kohlenstoffmoleküle, die aus Ketten von 60 bis zu einigen hundert C-Atomen bestehen und zu käfigförmigen Gebilden verwoben sind. In ihrem Inneren fanden Becker et al. (2001) Edelgase mit Isotopen-Verhältnissen, die auf der Erde unbekannt sind, wohl aber denen in Meteoriten und interplanetarischen Staubpartikeln ähneln.

Auf einen möglichen Zusammenhang zwischen Massenaussterbe-Ereignissen und Förderungsphasen kontinentaler Flutbasalte wurde in Abschn. 12.1 (S. 218f) hingewiesen.

29.2 Häufigkeit von Meteoriten

Tabelle 29.1 gibt einen Überblick über die Häufigkeit der Haupttypen von Meteoriten, gegliedert nach Fällen und Funden.

Als *Fälle* bezeichnet man Meteorite, deren Absturz man tatsächlich beobachtet hat.

Das neueste Beispiel in Mitteleuropa ist der Chondrit *Neuschwanstein*, dessen Eintritt in die Atmosphäre am 6. April 2002 als Feuerball über den Bayerischen Alpen gesichtet wurde. Von dem ursprünglich ca. 600 kg schweren Körper gingen wahrscheinlich 7–15 kg in einem etwa 700 × 1 000 m großen Gebiet südöstlich Füssen nieder, wo in der Tat bislang drei Bruchstücke von 1,75 kg (am 14. Juli 2002), 1,63 kg (am 27. Mai 2003) und 2,844 kg (am 29. Juni 2003) aufgefunden wurden (Heinlein 2002; Oberst et al. 2004).

Der neueste beobachtete Fall eines Meteoriten ereignete sich bei der Ortschaft *Carancas*, 11 km südlich der Stadt Desaguadero am Titicaca-See (Südperu). Am 15. September 2007 überflog ein massiver Feuerball mit hell leuchtendem Kopf und weißem Schweif, von NNO kommend, den Titicaca-See und schlug mit einer Geschwindigkeit von etwa 700 km/h fast senkrecht in den Erdboden des Altiplano ein. Der Meteorit höhnte eine 13–14 m breite und ca. 5 m tiefe Grube aus, die sich rasch mit Wasser füllte. Der Einschlag war von mehreren Explosionen begleitet, die ca. 15 Minuten andauerten und noch in Desaguadero gehört wurden, während in 1 km Entfernung Fensterscheiben zu Bruch gingen. Nach Modellierungen von Kenkmann et al. (2008) drang der Meteorit mit einer Geschwindigkeit von ca. 14 km/s ($\approx 50\,000$ km/h) unter einem Winkel von 15° in die Erdatmosphäre ein, wobei etwa zwei Drittel seiner Masse verglühte. Die gefundenen Bruchstücke wurden als Chondrit identifiziert (s. u.).

Funde sind Meteoriten, die irgendwann in der Vergangenheit unbeobachtet vom Himmel fielen und meist nur zufällig entdeckt wurden.

Seit einigen Jahren suchen internationale Expeditionen gezielt und erfolgreich nach Meteoriten (Bischoff 2001). Geeignete Gebiete dafür sind die Blauis-Felder der Antarktis; das sind schneefreie Gletscher, die an einer Barriere im Untergrund, z. B. an einem Bergrücken, aufgestaut und nach oben gedrückt werden. Dadurch konzentrieren sich Meteoriten, die in einem größeren Areal gefallen sind, auf engem Raum und werden durch Wind- und Sonneneinwirkung freigelegt. Auch in den großen Sandwüsten der Erde, insbesondere in der Sahara und in Australien, wird neuerdings gezielt nach Meteoriten gesucht, z. T. sogar von Privatsammlern.

Wie aus Tabelle 29.1 hervorgeht, wurde bislang Material von über 900 Meteoritenfällen geborgen. Unter diesem dominieren mit nahezu 87 % ganz klar die Chondrite, gefolgt von den Achondriten, den Eisenmeteoriten und den Stein-Eisen-Meteoriten. Eine noch deutlichere Vorherrschaft erbrachten die ca. 1 550 neuen Meteoriten, die in über 7 000 Einzelstücken in der Antarktis gefunden wurden: Von ihnen konnten mehr als 96 % als Chondrite identifiziert werden. Ein abweichendes und irreführendes Bild ergibt sich, wenn man die Statistik der ca. 1 660 Zufallsfunde von Meteoriten betrachtet, die bislang weltweit gemacht wurden. Zwar dominieren auch hier die Chondrite, jedoch nur mit ca. 54 %, während die Eisenmeteoriten immerhin ca. 41 % ausmachen und auch die Stein-Eisen-Meteoriten noch vor den Achondriten rangieren. Eisen- und Stein-Eisen-Meteoriten unterscheiden sich durch ihre ungewöhnlich hohe Dichte und ihr Aussehen markant von irdischen Gesteinen und fallen so auch dem Laien auf. Allerdings werden von vielen Findern angerostete Erzstücke, insbesondere von Markasit- bzw. Pyrit-Konkretionen, oder metallurgische Hüttenprodukte irrtümlich für Eisenmeteorite gehalten. Im Gegensatz dazu werden Chondrite häufig, Achondrite fast immer mit irdischen Gesteinen verwechselt.

29.3 Haupttypen der Meteorite

Ebenso wie irdische Gesteine werden auch Meteorite nach ihrem Gefüge, ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrem Mineralbestand klassifiziert (z. B. Krot et al. 2005). Daraus lassen sich wichtige Befunde für die frühe Geschichte unseres Sonnensystems und den inneren Aufbau der erdähnlichen Planeten ableiten. Die wichtigsten Meteoritenminerale sind in Tabelle 29.2 zusammengestellt.

29.3.1 Undifferenzierte Steinmeteorite: Chondrite

Nach der Zahl der beobachteten Fälle und der Neufunde in der Antarktis bilden Chondrite mit Abstand die größte Meteoritengruppe (Tabelle 29.1; vgl. Scott u. Krot 2005). Chondrite sind Bruchstücke von Asteroiden, die seit ihrer Bildung niemals so stark aufgeheizt wurden, dass es zu Aufschmelzprozessen in diesen Meteoritenmutterköpern kam. Daher wurden die Metall- und die Silikatphase nicht voneinander getrennt, und es liegen Hochtemperatur- und Tieftemperaturminerale im Ungleichgewicht nebeneinander vor. Chondrite stellen daher „Urmaterie“ dar, die eine frühe Bildungsphase unseres Sonnensystems repräsentieren. Isotopische Altersbestimmungen (Abschn. 31.5.3, S. 569ff) erbrachten ein Alter von $4,555 \pm 0,010$ Ga.

Ein charakteristischer Bestandteil der meisten Chondrite sind die *Chondren* (grch. χόνδρος = Körnchen), rundliche Gebilde von 0,2 bis einigen Millimeter Durchmesser, die aus Olivin, Ortho- oder Klinopyroxen sowie einem Feldspat-ähnlichen Glas bestehen und meist 40–90 Vol.-% eines Chondriten ausmachen (Abb. 29.3a–d) Sie sind in eine sehr feinkörnige *Matrix* von <0,1 mm Korngröße eingebettet, die sich aus einem Gemenge von Silikaten, Oxiden, Sulfiden und Metallen, besonders Ni-

Fe-Legierungen, in einigen Chondriten auch aus organischen Substanzen zusammensetzt. Eingesprengt in die Matrix sind neben den Chondren größere Körner von Olivin und Pyroxen, unregelmäßige, bis einige Millimeter große Körner von metallischem Nickeleisen, Troilit (um 5 Vol.-%), ferner Chromit, Apatit und einige seltene Minerale, die bisher nur in Meteoriten gefunden wurden, z. B. Niningerit und Oldhamit. Hochschmelzende (refraktäre), Ca-Al-reiche Einschlüsse (CAI) bestehen aus un-

Tabelle 29.1.
Häufigkeit von Meteoriten-Typen. (Nach Lipschitz u. Schultz 1998, mit Ergänzungen nach Norton 2002)

Meteoriten-Typ	Fälle	Alte Funde ^a	Funde Antarktis	Gesamtzahl der Funde ^c	
Chondrite	784	897	7004 (1476)	Chondrite	13918
C1 (= CI)	5	0	1		
C2 (= CM und CR)	18	15	172		
Andere C	12	15	91		
E	13	11	72		
H	276	405	3059		
L	319	350	3341		
Andere	0	0	5		
Achondrite	69	46^b	214^b	Achondrite	525
Asteroiden					
Howardite	18	3	21		
Eukrite	23	7	82		
Diogenite	9	0	13		
Aubrite	9	1	33		
Angrite	1	0	2		
Ureilite	4	6	31		
Andere	1	2	9		
Mars					
Shergottite	2	13 ^b	5		
Nakhlite	1	3 ^b	1		
Chassignit	1	0	0		
Orthopyroxenit	0	0	1 ^b		
Mond					
Anorthosit-Breccie	0	8 ^b	12 ^b		
Mare-Basalt(-Breccie)	0	2 ^b	2 ^b		
Mare-Breccie	0	0	2 ^b		
Olivin-Norit	0	1 ^b	0		
Steinmeteorite				Unklassifiziert	5781
Stein-Eisen-Meteorite	10	57	32 (14)	Stein-Eisen-M.	104
Lodranite	1	0	3		
Mesosiderite	6	22	25		
Pallasite	3	35	4		
Eisenmeteorite	42	683	51 (35)	Eisenmeteorite	815

^a Ohne Neufunde in der Sahara, der Australischen Wüste und im Oman. Die Zahl der antarktischen Meteoriten erniedrigt sich, wenn man berücksichtigt, dass jeweils mehrere der gefundenen Einzelstücke zu einem Fall gehören. Die korrigierten Werte sind für die Hauptgruppen in Klammern angegeben.

^b Mars- und Mond-Achondrite ergänzt nach Norton (2002) nach Neufunden in Australien, Oman und der Sahara (Spalte 2) sowie der Antarktis (Spalte 3).

^c Gesamtzahl der Funde, unkorrigiert für Paarungen, nach Grady (1999) aus Bischoff (2001).

Tabelle 29.2. Meteoritenminerale

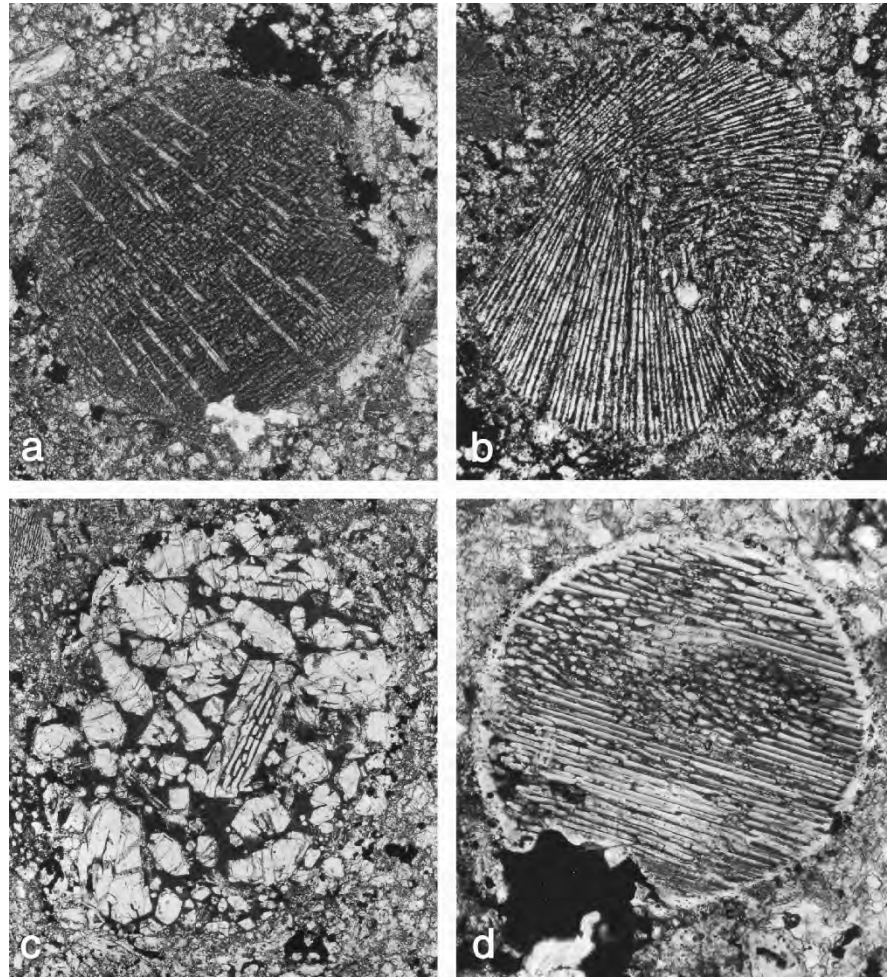
Silikate (Mischkristalle und Endglieder)		Elemente und Metalle (Fortsetzung)	
Olivin:	(Mg,Fe,Ca) ₂ [SiO ₄]	Kupfer	Cu
Fayalit	Fe ₂ [SiO ₄]	Nickel	Ni
Forsterit	Mg ₂ [SiO ₄]	Legierungen verschiedener Metalle	
Kirschsteinit	CaFe[SiO ₄]	Oxide	
Ringwoodit	γ-(Mg,Fe) ₂ [SiO ₄]	Chromit	FeCr ₂ O ₄
Klinopyroxen:		Grossit	CaAl ₄ O ₇
Diopsid	CaMg[Si ₂ O ₆]	Hibonit	CaAl ₁₂ O ₁₉
Fassait	Ca(Mg,Ti,Al)[(Si,Al) ₂ O ₆]	Magnetit	Fe ₃ O ₄
Hedenbergit	CaFe[Si ₂ O ₆]	Perowskit	CaTiO ₃
Pigeonit	(Fe,Mg,Ca) ₂ [Si ₂ O ₆]	Spinell	MgAl ₂ O ₄
Orthopyroxen:	(Mg,Fe) ₂ [Si ₂ O ₆]	Carbide, Nitride, Phosphide, Sulfide, Arsenide, Sulfarsenide, Chloride	
Enstatit	Mg ₂ [Si ₂ O ₆]	Cohenit	(Fe,Ni) ₃ C
Ferrosilit	Fe ₂ [Si ₂ O ₆]	Carlsbergit	CrN
Majorit	Mg ₃ (Mg,Si)[SiO ₄] ₃	Osbornit	TiN
Feldspäte:		Barringerit	(Fe,Ni) ₂ P
Kalifeldspat	K[AlSi ₃ O ₈]	Schreibersit	(Fe,Ni) ₃ P
Plagioklas	(Na,Ca)[(Si,Al) ₃ O ₈]	Chalcopyrit	CuFeS ₂
Albit	Na[AlSi ₃ O ₈]	Daubréelith	FeCr ₂ S ₄
Anorthit	Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈]	Niningerit	(Mg,Fe)S
Quarz	SiO ₂	Oldhamit	CaS
Cristobalit, Tridymit	Hochtemperatur-SiO ₂	Pentlandit	(Fe,Ni) ₉ S ₈
Melilith	Ca ₂ (Al,Mg)[(Si,Al) ₂ O ₇]	Sphalerit	(Zn,Fe)S
wasserhaltige Silikate		Troilit	FeS
z. B. Serpentin	3MgO · 2SiO ₂ · 2H ₂ O	Cobaltin	CoAsS
Elemente und Metalle		Rammelsbergit	NiAs ₂
Diamant	C	Lawrencit	FeCl ₂
Graphit	C	Phosphate	
Kamacit α-Fe	(FeNi) (4–7 % Ni)	Apatit	Ca ₅ [(F,OH,Cl)/(PO ₄) ₃]
Taenit γ-Fe	(FeNi) (20–50 % Ni)	Merrillit	Ca ₉ Na(Mg,Fe)[PO ₄] ₇
Tetrataenit	(FeNi) (50 % Ni)	Whitlockit	Ca ₉ (Mg,Fe)[PO ₃ OH/(PO ₄) ₆]

terschiedlichen Ca-Al-Silikaten und -Oxiden; sie weisen sehr unterschiedliche Gefüge auf und sind teils wie Chondren, teils unregelmäßig geformt (Bischoff u. Keil 1983; Scott u. Krot 2005). Früher wurden sie für weitgehend unveränderte, frühe Kondensate aus dem Solarnebel gehalten (Abschn. 29.5.4, 29.5.5). Heute weiß man jedoch, dass sie bereits eine komplexe thermische Geschichte hinter sich haben (MacPershon 2005). Ein weiterer interessanter Bestandteil der Chondrite sind die amöboiden Olivin-Aggregate (AOA). Diese unregelmäßig geformten, bis 1 mm langen Objekte bestehen aus feinkörnigem Olivin, Nickeisen, sowie Al-Diopsid, Anorthit, Spinell und seltenem Melilith.

Bereits Rose (1864) und Tschermak (1885) haben die von ihnen beobachteten Chondren-Typen beschrieben, gezeichnet und fotografiert; eine umfassende petrographische Studie an mehr als 1 600 Chondren wurde von Gooding und Keil (1981) durchgeführt. Danach unterscheidet man *porphyrische Chondren* mit Olivin- und/oder Pyroxen-Einsprenglingen (Abb. 29.3c), *gestreifte* oder *Balken-Chondren* aus tafelförmigen Olivin-Kristallen (Abb. 29.3d), *radial gestreifte Pyroxen-Chondren* (Abb. 29.3b), *körnige Pyroxen-* und *Pyroxen-Olivin-Chondren*, *kryptokristalline Chondren* sowie die seltenen *metallischen Chondren*. Dementsprechend zeigen Chondren eine große Variationsbreite in ihrer chemischen Zusammen-

Abb. 29.3.

Mikrofotos unterschiedlicher Gefügetypen von Chondren im LL5-Chondrit *Tuxtuc* (Mexico). **a** Pyroxenchondre; **b** radial gestreifte Pyroxenchondre; **c** porphyrische Chondre; **d** gestreifte Olivinchondre. Länge der horizontalen Bildkante: **a** 2,3 mm, **b** 1,5 mm, **c** 3,4 mm, **d** 0,8 mm. (Foto: K.-P. Kelber, aus Kleinschrot 2003)



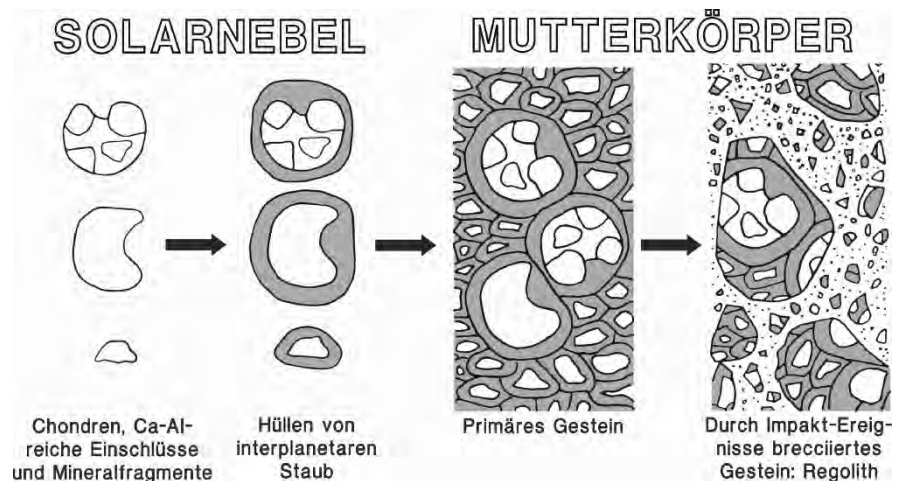
setzung von FeO-arm (Typ I) bis FeO-reich (Typ II) und SiO₂-arm (Zusatz A) bis SiO₂-reich (Zusatz B); so z. B. gehören Fe-arme, SiO₂-reiche Chondren dem Typ IB an. Die Entstehung der Chondren wird bereits seit langem kontrovers diskutiert (vgl. Zanda 2004; Scott u. Krot 2005). Man deutet sie heute als sehr rasch abgeschreckte Schmelztröpfchen, die in der Akkretionsphase unseres Sonnensystems vor ca. 4,568 – 4,562 Ga (Amelin et al. 2002; Bouvier et al. 2008) bei Temperaturen von 1 450–1 900 °C gebildet wurden, und zwar wohl größtenteils durch das Aufschmelzen von Staubaggregaten (Abschn. 32.4, S. 585). Beim Entstehen der Proto-Planeten wurden die Chondren, die CAI und einzelne Mineralkörner von kosmischem Staub umhüllt und zusammengebacken (Metzler et al. 1992; vgl. Abb. 29.4).

Dieser *Akkretionsprozess* führte zu einer unterschiedlich starken thermischen Überprägung der Chondrite, was eine zunehmende Rekristallisation und Kornvergrößerung der Matrix zur Folge hatte. Dadurch wurden die Chondren immer stärker in die Matrix integriert und lassen sich zunehmend schlechter identifizieren. Darüber hinaus begünstigt

die Aufheizung den Ionenaustausch und damit die Einstellung des thermodynamischen Gleichgewichts zwischen den Mineralphasen. Nach dem Grad der thermischen Überprägung unterscheiden van Schmus u. Wood (1967) sechs *petrographische Gefügetypen*, von denen Typ 1–3 nicht äquilibrium, Typ 4–6 dagegen äquilibrium sind, entsprechend Temperaturbereichen von <150–600 °C bzw. 600–950 °C (Norton 2002). In Typus 2 und 3 sind die Chondren klar, in Typ 4 gut definiert, in Typ 5 noch erkennbar, in Typ 6 dagegen schlecht erkennbar. Typus 1, der keine Chondren enthält, und Typus 2 kommen nur in kohligem Chondriten vor (s. unten). Durch Impact-Ereignisse können Chondrite mehr oder weniger stark metamorph überprägt werden. Das führt zur Breccierung und zur Bildung von Schockadern, in denen sich Ringwoodit und Majorit, die Hochdruckmodifikationen von Olivin und Pyroxen (Abschn. 27.3.3, S. 491) gebildet haben.

Unabhängig von ihrem Gefüge werden die Chondrite nach ihrer *chemischen Zusammensetzung* und ihrem *Mineralbestand* in sechs Haupttypen eingeteilt, die hier kurz charakterisiert werden (z. B. Meibom u. Clark 1999).

Abb. 29.4.
Modell der Akkretions- und Brecciation-Geschichte der CM-Chondrite. (Nach Metzler et al. 1992)



Enstatit-Chondrite (E)

Die Enstatit-Chondrite bestehen zum größten Teil aus reinem Enstatit ($\text{En}_{100}\text{Fs}_0$), untergeordnet Olivin (mit <1 Mol.-% Fayalit-Komponente) und ca. 5 Vol.-% Plagioklas. Sie enthalten so gut wie kein Eisenoxid, sondern das gesamte Eisen (ca. 22–23 Gew.-%) ist zu Metall (17–23 Gew.-%) reduziert oder als Sulfid gebunden. Darüber hinaus treten in ihnen ungewöhnliche Sulfide von Mg, Mn, Cr und Ti auf, d. h. von Metallen die sonst an Sauerstoff gebunden sind. Bei der Bildung des Enstatit-Chondrit-Mutterkörpers muss also nur sehr wenig Sauerstoff zur Verfügung gestanden haben. Je nachdem, ob der Gehalt an Gesamt-Fe hoch oder niedrig ist, unterscheidet man EH- bzw. EL-Chondrite. E-Chondrite können in den petrographischen Gefügetypen 3–6 ausgebildet sein.

Gewöhnliche Chondrite (H, L, LL)

Gewöhnliche Chondrite sind stärker oxidiert als die E-Chondrite. Sie werden nach ihrem Gesamt-Fe-Gehalt und ihrem Oxidationsgrad gegliedert in:

- **Olivin-Bronzit-Chondrite, H (high iron):**
Gesamt-Fe 25–30 %, metallisches Fe 15–19 %, Orthopyroxen Fs_{12-30} , Olivin Fa_{16-19} ;
- **Olivin-Hypersthen-Chondrite, L (low iron):**
Gesamt-Fe 20–24 %, metallisches Fe 4–9 %, Orthopyroxen Fs_{30-50} , Olivin Fa_{21-25} ;
- **Amphoterite, LL (low iron, low metal):**
Gesamt-Fe 19–22 %, metallisches Fe 0,3–3 %, Olivin Fa_{26-32} .

Wie aus Tabelle 29.1 hervorgeht, stellen die H- und L-Chondrite die wichtigsten Meteoritengruppen überhaupt dar. Nach ihrer unterschiedlichen thermischen

Überprägung gehören gewöhnliche Chondrite den Gefügetypen 3–6 an und werden danach z. B. als H3 oder L6 bezeichnet. Der kürzlich gefallene Meteorit Carancas ist ein H4/5-Chondrit (Schultz et al. 2008).

Nach K-Ar-Datierungen von Trierlof et al. (2007) weisen L-Chondrite ein „Entgasungsalter“ von 470 ± 6 Ma auf. Zu diesem Zeitpunkt kam es zu einer heftigen Kollision zwischen dem einige 100 km großen Mutter-Asteroiden der L-Chondrite und einem zweiten, mehrere km großen Asteroiden. Durch dieses thermische Ereignis wurde die isotopische Uhr, die ursprünglich das Entstehungsalter dieser Chondrite von ca. 4,56 Ga anzeigte, zurückgestellt. Interessanterweise fand man in einem Steinbruch bei Kinnekulle in Mittelschweden eine ungewöhnlich große Anhäufung von mehr als 40 „fossilen“ L-Chondriten, die in einem Kalkstein des mittleren Ordoviziums eingesedimentiert waren. Nach geologischen Datierungen hat dieser Kalkstein ein Alter von 467 ± 2 Ma, das also innerhalb der Fehlergrenze mit dem Entgasungsalter übereinstimmt und so das Alter des Kollisions-Ereignisses bestätigt. Durch die Schockwellen-Metamorphose, die durch die Kollision ausgelöst wurde, entstanden in Olivinkörnern als Hochdruck-Mineral Lamellen von Ringwoodit sowie polykristalline Aggregate von Ringwoodit und Majorit. Die hohen Temperaturen und Drucke, die für ihr Wachstum notwendig waren, müssen mindestens einige Sekunden bestanden haben (Chen et al. 2004).

Rumuruti-Chondrite (R)

Dieser relativ seltene, oft stark verwitterte Typ wurde 1977 erkannt, aber erst 1993 als eigene Gruppe definiert, nachdem man eine frische Probe im Berliner Museum für Naturkunde analysiert hatte (Schulze et al. 1994). Diese stammt aus einem Meteoritenschauer, der 1934 nahe Rumuruti (Kenya) niedergegangen war. Bis jetzt sind insgesamt 16 R-Chondrite gefunden worden (Bischoff 2001). Bei einem Gesamt-Fe-Gehalt von 24–25 % enthalten die R-Chondrite fast kein metallisches Fe, sind also stark oxidiert. Hauptmineral (ca. 70 Vol.-%) ist Fe-reicher Olivin Fa_{38-41} neben Plagioklas, Klinopyroxen, Troilit FeS, Pyrrhotin Fe_{1-x}S . R-Chondrite gehören den Gefügetypen 3–6 an.

Kohlige Chondrite (C)

Kohlige Chondrite (engl. carbonaceous chondrites) erinnern in ihrem Aussehen an Holzkohlenbriketts; sie sind oft sehr brüchig, verwittern rasch und wurden daher nur von wenigen Findern als Meteorite erkannt. Während gewöhnliche Chondrite meist eine Porosität von <10 % aufweisen, liegt sie bei den meisten kohligen Chondriten bei >20 % (Consolmagno et al. 2008). Erst mit der gezielten Suche nach Meteoriten in den antarktischen Blaeisfeldern hat sich die Zahl der bekannten C-Chondrite drastisch erhöht (Tabelle 29.1). Kennzeichnend für die C-Chondrite ist ein hoher Gehalt an Kohlenstoff, Wasser und anderen leichtflüchtigen Elementen, was auf niedrige Bildungstemperaturen hinweist.

Die primitivsten kohligen Chondrite sind die *CI* (= *CI-1*) *Chondrite* (benannt nach dem Fall von Ivuna, Tansania). Sie haben eine ähnliche chemische Zusammensetzung wie die Photosphäre der Sonne, wenn man von den geringeren Gehalten an H, He, O, N und C absieht. *CI*-Chondrite enthalten 17–22 Gew.-% H₂O. Das bekannteste Beispiel dieses extrem seltenen Typs ist Orgueil, gefallen am 14. Mai 1864 nördlich Toulouse (Frankreich). Er besteht überwiegend aus Serpentin-ähnlichen Schichtsilikaten und Montmorillonit, ferner aus Fe-Ni-Sulfiden, Magnetit, Karbonaten und Sulfaten. Neben den fünf bekannten Fällen wurde ein *CI*-Chondrit in der Antarktis, ein weiterer durch die Apollo-12-Mission (1969) im Oceanus Procellarum des Mondes gefunden. *CI*-Chondrite enthalten keine Chondren, gehören also dem Gefügetyp 1 an.

Eine Ausnahme bildet der Meteorit Tagish Lake, der am 18. Januar 2000 über dem Yukon-Territorium (NW-Kanada) niederging; er entspricht chemisch einem *CI*-Chondrit, hat aber Chondren; er ist also nach dem Gefüge als *C2*-Chondrit zu klassifizieren.

Alle anderen Typen von kohligen Chondriten enthalten einen mehr oder weniger hohen Anteil an porphyrischen Olivin-Chondren, daneben nicht-porphyrische Chondren, hochschmelzende (refraktäre) Einschlüsse, insbesondere *CAI*, und Einzelkörner von Olivin in einer feinkörnigen Matrix. *CM*- und *CR*-*Chondrite* gehören überwiegend dem Gefügetyp 2 an und werden daher auch als *CM2*- bzw. *CR2*-Chondrite bezeichnet. In beiden Typen sind Serpentin-ähnliche Schichtsilikate ein wichtiger Bestandteil der feinkörnigen Matrix. Die Chondren der *CM2*-*Chondrite* (Typ Mighei, Ukraine) sind meist <0,5 mm groß; daneben sind einzelne Kristalle von Olivin und von metallischem Nicker Eisen sowie Mineral-Aggregate bestehend aus Olivin und refraktären Ca-Al-Ti-Mineralen wie Hibonit, Melilith, Perowskit, Spinell und Fassait vorhanden. Der H₂O-Gehalt beträgt 3–11 Gew.-%. Die *CR*-*Chondrite* (Typ Renazzo, Italien) enthalten ca. 0,7 mm-große Chondren sowie refraktäre Einschlüsse, außerdem 5–8 Vol.-% Nicker Eisen. Die *CO3*-*Chondrite* (Typ Ornans, Frankreich) haben einen hohen

Anteil (ca. 60 Vol.-%) an Chondren, die jedoch nur Durchmesser von 0,1–0,4 mm erreichen; in den *CAI* kommen die gleichen Hochtemperatur-Mineralen wie im *CM2*-Typ vor. Der Gehalt an metallischem Nicker Eisen liegt bei 1–6 Vol.-%.

Demgegenüber enthalten die *CV3*-*Chondrite* (Typ Vigarano, Italien) einen geringeren Anteil an Chondren und *CAI*, die jedoch Korngrößen von 0,5–2 mm erreichen; der (Fe,Ni)-Gehalt ist geringer als beim *CO3*-Typ. Der bekannteste Vertreter dieses Typs ist der Meteorit *Allende*, der am 8. Februar 1969 in der Provinz Chihuahua als Meteoritenschauer niederging. Die zahlreichen Bruchstücke haben ein Gesamtgewicht von etwa 2 t und lieferten daher reichlich Material für wissenschaftliche Untersuchungen, die zur erstmaligen Entdeckung der Ca-Al-reichen Einschlüsse (*CAI*) führten.

Eine seltene, hochoxydierte Gruppe von kohligen Chondriten sind die *CK*-*Chondrite* (Typ Karoonda, Australien), die als einzige C-Chondrite auch in den höher temperierten Gefügetypen 4–6 ausgebildet sind. Sie enthalten etwa 15 Vol.-% an porphyrischen Olivin-Chondren, untergeordnet Balken-Olivin-Chondren (um 0,8 mm groß), ferner äquilibrierte Olivine, Ca-reiche und Ca-arme Pyroxene, Magnetit und andere Opakphasen, darunter auch seltene PGE-Sulfide. Der Anteil an metallischem Nicker Eisen ist dagegen sehr gering.

Eine seltene Gruppe stellen die metallreichen *CH*- und *CB*-Chondrite dar, die zu den primitivsten, aber auch umstrittensten Meteoriten überhaupt gehören (Krot et al. 2006, 2007). Sie zeigen keine metamorphe Überprägung. *CH*-*Chondrite* bestehen überwiegend aus kleinen, nur 20–70 µm großen, kryptokristallinen Chondren und weisen hohe Gehalte (ca. 20 %) an zonierten (Fe,Ni)-Körnern auf. Wahrscheinlich stellen diese Metallkörner, die Chondren und die seltenen refraktären Einschlüsse Kondensate des ursprünglichen Solarnebels dar (Abschn. 32.4, S. 585f). Die *CB*-*Chondrite* bestehen zu ca. 70 % aus (Fe,Ni)-Körnern und enthalten 0,1–7 mm große Chondren, die teils kryptokristallin ausgebildet sind, teils Skelettkristalle von Olivin enthalten. Ihr Anteil an refraktären Einschlüssen ist gering, aber viel höher als im *CH*-Typ. Durch isotopische Datierungen wurden für die Chondren Alter von $4\,562,7 \pm 0,5$ bis $4\,567,6 \pm 0,1$ Ma bestimmt (vgl. Amelin et al. 2002; Bouvier 2008); sie sind also nur wenig älter als unser Sonnensystem. Die *CB*-Chondrite entstanden vermutlich durch einen riesigen Zusammenstoß zwischen Planeten-Embryonen innerhalb der protoplanetarischen Akkretions Scheibe, aus der unser Sonnensystem gebildet wurde (Abschn. 32.4, S. 585f).

29.3.2

Differenzierte Steinmeteorite: Achondrite

Achondrite sind Steinmeteorite, die aus einem ursprünglich primitiven Material durch Aufschmelz- und Differenzierungsprozesse in einem Meteoriten-Mutterkörper ent-

standen sind. Sie führen keine Chondren und ähneln in ihrem Gefüge irdischen Gesteinen. Daher wurden nur sehr wenige Achondrite von ihren Findern als Meteorite erkannt, aber auch die Zahl der beobachteten Fälle und der Neufunde in der Antarktis ist im Vergleich zu den Chondriten deutlich geringer (Tabelle 29.1). Demnach handelt es sich insgesamt um eine relativ seltene Meteoritengruppe. Die Achondrite bestehen im Wesentlichen aus Pyroxenen, Olivin und Plagioklas, deren chemische Zusammensetzung und Mengenanteil stark variieren. Nebengemengteile sind Quarz oder Tridymit, Phosphate, Chromit und Troilit. Die Gefügemerkmale sprechen dafür, dass die Achondrite durch Kristallisation aus einem Magma entstanden sind. Viele von ihnen sind allerdings durch spätere Impakt-Ereignisse zerbrochen worden; sie stellen jetzt Breccien aus verschiedenartigen magmatischen Bruchstücken in einer feinkörnigen Matrix dar. Die meisten Achondrite haben Asteroiden als Mutterkörper; einige stammen jedoch vom Mars und vom Mond.

Asteroiden-Achondrite

HED-Gruppe. Die überwiegende Mehrzahl der Achondrite gehört zu dieser Gruppe, bestehend aus Howarditen, Eukriten und Diogeniten. Diese weisen große Ähnlichkeiten mit terrestrischen Basalten, aber auch charakteristische Unterschiede zu diesen auf.

Eukrite setzen sich aus nahezu reinem Anorthit und dem Ca-armen Klinopyroxen Pigeonit zusammen; sie enthalten geringe Mengen an metallischem Eisen. Im Mineralbestand der *Diogenite* dominiert Orthopyroxen (Hypersthen) neben geringeren Mengen an Plagioklas, Olivin, Troilit und Chromit. *Howardite* sind Impaktbreccien, die aus eukritischem und diogenitischem Material bestehen. Man nimmt an, dass die HED-Achondrite Bruchstücke des Asteroiden 4 Vesta darstellen. Dabei dürften die Eukrite aus Lavaströmen an der Oberfläche des Mutterkörpers, die Diogenite aus seiner Unterkruste oder dem Mantel stammen. U-Pb- und Pb-Pb-Datierungen an Zirkonen aus fünf basaltischen Eukriten mit unterschiedlich starker impaktmetamorpher Überprägung ergaben gut übereinstimmende Alterswerte zwischen $4\,545 \pm 15$ und $4\,555 \pm 13$ Ma, entsprechend dem frühen Basalt-Vulkanismus auf dem Eukrit-Mutterkörper im Anfangsstadium unseres Planetensystems (Misawa et al. 2005).

Aubrite. Sie sind brecciöse Enstatit-Achondrite, die in ihrem Mineralbestand den Enstatit-Chondriten sehr ähnlich sind, allerdings viel geringere Gehalte an metallischem Nickeleisen und Troilit aufweisen. Sie entstanden wahrscheinlich durch partielles Aufschmelzen im Inneren eines enstatit-chondritischen Mutterkörpers, wodurch sich ein metallischer Nickeleisen-Kern und

ein Aubrit-Mantel bildeten. Demgegenüber besteht die Kruste des Mutterkörpers nach wie vor aus undifferenziertem, aber metamorph überprägtem Enstatit-Chondrit (Norton 2002).

Angrite. Die sehr seltenen Angrite setzen sich überwiegend aus dem Ca-Al-reichen Klinopyroxen Fassait zusammen; daneben führen sie geringe Mengen an Olivin, Anorthit, Spinell, Troilit und metallischem Nickeleisen. Olivin ist ungewöhnlich Ca-reich (1–2 % CaO) und kann Entmischungslamellen von Kirschsteinit $\text{CaMg}[\text{SiO}_4]$ enthalten. Das isotopische Alter der Howardite, Eukrite, Aubrite und Angrite liegt zwischen 4,4 und 4,6 Ga (Norton 2002; Amelin 2008).

Ureilite. Sie zeigen ein Kumulat-Gefüge aus grobkörnigen Kristallen von Olivin (Fa_{6-13}) und Pigeonit, die von opaken Adern umgeben und durchsetzt werden. Diese sind ungewöhnlich reich an Kohlenstoff, der in Form von Graphit oder – bedingt durch Schockwellen-Metamorphose – von Diamant oder Lonsdaleit (Abschn. 2.3, S. 56) auftritt; ferner sind ged. (Fe,Ni), Cohenit und Troilit beteiligt. Der hohe C-Gehalt und eine ähnliche Isotopen-Zusammensetzung sprechen dafür, dass Ureilite und kohlige Chondrite einen gemeinsamen Ursprung haben.

Primitive Achondrite. Schließlich gibt es noch eine Gruppe von relativ *primitiven Achondriten*, die in ihrem Mineralbestand den Chondriten ähneln. *Acapulcoite* und *Lodranite* bestehen etwa zu gleichen Teilen aus Olivin (Fa_{13}) und Orthopyroxen (Fs_{16}) sowie aus etwa 20 Gew.-% (Fe,Ni)-Metall. Sie stammen wahrscheinlich aus dem gleichen Mutterkörper und dürften Reste eines partiellen Aufschmelzprozesses darstellen, der unterschiedliche Grade erreicht hatte. *Brachinite* ähneln irdischen Duniten; sie bestehen zu etwa 90 Vol.-% aus Olivin (Fa_{33}), etwas Diopsid sowie geringen Mengen an Troilit und Chromit. *Winonaite* ähneln den Silikat-Einschlüssen in Eisenmeteoriten (s. unten).

Mars-Meteorite: Die SNC-Gruppe der Achondrite

Zur SNC-Gruppe gehören die Shergottite, Nakhilite und Chassignite, die in ihrem Gefüge und ihrem Mineralbestand stark an terrestrische Magmatite erinnern. *Shergottite* sind basaltische Gesteine, die – anders als die Eukrite – auch in ihrem Mineralbestand große Ähnlichkeit mit irdischen Basalten aufweisen. Hauptgemengteile sind Pigeonit, Augit, Olivin und Plagioklas An_{43-57} , der allerdings durch Schockwellen-Metamorphose weitgehend in ein Feldspat-Glas, den Maskelynit umgewandelt worden ist. Dabei entstanden auch die Hochdruck-Modifikationen von SiO_2 wie Stishovit und Seifertit (El Goresy et al. 2008). Weitere Nebengemengteile sind Titanomagnetit und Ilmenit sowie geringe Mengen an

Quarz, Fayalit und Pyrrhotin. Die Gehalte an Na im Plagioklas und an Fe^{3+} im Titanomagnetit sind für Meteorite ungewöhnlich. Abbildung 29.5 zeigt den Shergottit Dar al Gani 476, einen Olivinbasalt mit porphyrischem Gefüge; er enthält Einsprenglinge von stark zoniertem Olivin $\text{Fo}_{78 \rightarrow 56}$ in einer Grundmasse aus Klinopyroxen, Maskelynit, Ti-Magnetit und Ilmenit.

Die *Nakhlite* entstanden aus Lavaströmen oder flachen Intrusionen von Basaltmagma (Treiman 2005). Sie bestehen aus Kumulaten von ca. 80 Vol.-% Augit und 5–10 Vol.-% Olivin (Fa_{65-68}); im Interkumulus-Bereich finden sich hauptsächlich Plagioklas und/oder Glas zusammen mit idiomorphem Titanomagnetit, Pigeonit, Kalifeldspat und Akzessorien. Olivin und Augit enthalten mehrphasige Einschlüsse, die das ehemalige Magma repräsentieren. Bemerkenswerterweise ist Olivin teilweise zu Iddingsit alteriert, was die Anwesenheit von freiem H_2O erfordert. In der Grundmasse treten als Alterations-Mineralen Halit, Siderit und Anhydrit/Gips auf.

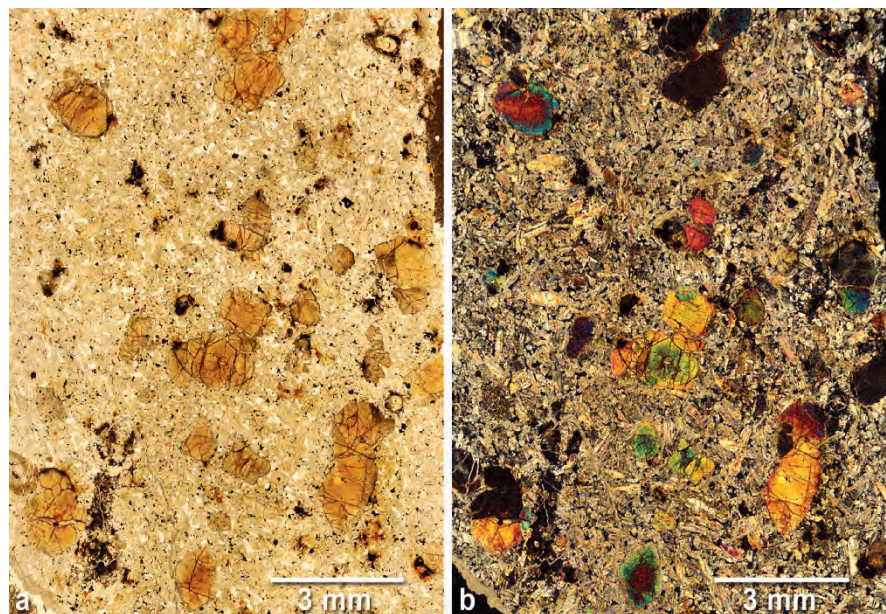
Für die *Chassignite* ist bislang nur ein einziges Beispiel bekannt, der Fall von Chassigny (Frankreich). Ähnlich wie terrestrische Dunite bestehen sie zu etwa 90 Vol.-% aus Olivin (Fa_{32}); untergeordnete Gemengteile sind Orthopyroxen (Fs_{12-28}), Chromit und Plagioklas (An_{16-37}), der durch Schockwellenbeanspruchung weitgehend in diaplektisches Glas umgewandelt wurde.

Die Zusammensetzung der SNC-Achondrite legt nahe, dass ihre Kristallisation unter Beteiligung von Alkalien und unter stärker oxidierenden Bedingungen erfolgte, als in den Mutterkörpern der übrigen Achondrite. Ähnliche Verhältnisse herrschen dagegen bei der Kristallisation irdischer Basalt-Magmen. Darüber hinaus lieferten isotopische Datierungen an drei Nakhlit-Proben ungewöhnlich geringe Alterswerte zwischen 1,22 und 1,34 Ga.

Rb-Sr-, Sm-Nd und U-Pb-Datierungen an unterschiedlichen Mineralen des Shergottits Zagami ergaben gut übereinstimmende Alterswerte von 166 ± 6 , 166 ± 12 und 156 ± 6 Ma (Borg et al. 2005). Da die untersuchten Meteorite nur geringe Schockbeanspruchung zeigen, dürften diese jungen Alter kaum ein Impakt-Ereignis datieren, sondern nahe am tatsächlichen Kristallisationsalter der Gesteine liegen. Wie wir gesehen hatten, erbrachte die isotopische Datierung der Chondrite und der meisten Achondrite wesentlich höhere Alter von 4,4–4,6 Ga, und auch die Mondgesteine sind mit Werten zwischen 4,5 und 3,1 Ga wesentlich älter (Abschn. 28.3, S. 502f). Daraus muss man schließen, dass als Mutterkörper für die Nakhlite (und die anderen SNC-Achondrite) nur ein großer erdähnlicher Planet in Frage kommt, auf dem – wie auf unserer Erde – noch lange nach seiner Bildung magmatische Aktivität herrschte. Ein direkter Beweis für die Herkunft vom Mars ergaben Gasanalysen am antarktischen Shergottit EETA 79001, der im Zuge eines Impakt-Ereignisses stark geschockt wurde, wobei es zur Aufschmelzung und zur Bildung von Schockadern und Glaskügelchen kam. In diese Gläser wurden Edelgase, Wasserstoff, Deuterium, Stickstoff und CO_2 eingeschlossen, die in ihrem Mengenverhältnis und ihrer Isotopen-Signatur, z. B. dem D/H-Verhältnis, ziemlich genau der Marsatmosphäre entsprechen, wie sie durch die Viking-Sonden ermittelt wurden. Das Alter des Impakt-Ereignisses konnte durch Isotopen-Analyse des stark geschockten Achondrits Shergotty zu 360 Ma bestimmt werden (Jagoutz u. Wänke 1986). Um von einer Planetenoberfläche weggeschleudert zu werden, muss ein Gesteinsstück mindestens auf die *Entweichgeschwindigkeit* beschleunigt werden; diese beträgt beim Mars 5 km/s, beim Mond dagegen nur 2,4 km/s.

Abb. 29.5.

Dünnschliff des Marsmeteoriten Dar al Gani 476, gefunden am 1. Mai 1998, aufgenommen im Durchlicht unter Verwendung von **a** einem Nicol und **b** bei +Nic. Der Olivinbasalt (Shergottit) enthält millimetergroße Einsprenglinge von Olivin (mit gelblich-brauner Eigenfarbe und bunten Interferenzfarben) in einer Grundmasse aus Klinopyroxen (hellgelbe Eigenfarbe), Maskelynit, einem Plagioklasglas (farblos, bei +Nicols ausgelöscht) und Opakmineralen. (Foto: Institut für Planetologie, Universität Münster)



Mondmeteorite: Lunaite

Die ersten drei Mondmeteorite wurden 1979 und 1980 von japanischen Forschern in den Yamato-Bergen der Antarktis gefunden, aber nicht als Lunaite erkannt. Erst der Meteorit ALHA 81005, der 1982 nahe Allan Hills im Victorialand (Antarktis) von einer amerikanischen Gruppe entdeckt wurde, konnte eindeutig als anorthositische Breccie identifiziert werden, die aus einem der lunaren Hochländer stammt; später wurden auch Basalte und Breccien der Maria des Mondes gefunden (vgl. Abschn. 28.1.2, S. 499f). Die Lunaite unterscheiden sich in ihrem Gesamtgesteins-Chemismus, ihrer Isotopen-Geochemie und ihrer Mineral-Chemie deutlich von den übrigen Achondriten (sowohl der HED- als auch der SNC-Gruppe) und ebenso von irdischen Basalten. Bis zum Jahre 2001 sind in der Antarktis, in der Sahara und im Oman insgesamt 21 Mondmeteorite gefunden worden, unter denen anorthositische Breccien (Abb. 29.5) stark überwiegen (Norton 2002).

29.3.3

Stein-Eisen-Meteorite (differenziert)

Die Übergangsgruppe der Stein-Eisen-Meteorite stellt nach ihrem Gefüge, ihrem Mineralbestand und ihrer Genese eine äußerst heterogene Gruppe von seltenen Meteoritentypen dar. Sie wird nur durch wenige beobachtete Fälle und Neufunde in der Antarktis, aber durch relativ viele Zufallsfunde repräsentiert (Tabelle 29.1).

Lodranite und Acapulcoite

Diese Meteorite hatten wir bereits als relativ primitive *Asteroiden-Achondrite* kennen gelernt. Man könnte sie wegen ihres hohen Anteils an metallischem Nickeleisen (etwa 20 Vol.-%) ebenso als Stein-Eisen-Meteorite klassifizieren, wie das in Tabelle 29.1 geschehen ist.

Mesosiderite

Auch die Mesosiderite, die etwa zu gleichen Mengenteilen aus ged. Nickeleisen und Silikat-Mineralen bestehen, werden neuerdings genetisch zu den Achondriten gerechnet (Norton 2002). Sie stellen – ähnlich wie die Howardite – Impakt-Breccien dar. Das Metall, das 7–10 Gew.-% Ni in Legierung enthält, bildet entweder klumpige Kornaggregate, die von den Silikaten umgeben sind, oder ist gleichmäßig in der Silikat-Matrix verteilt und umhüllt größere Silikatfragmente. Unter den Silikat-Mineralen dominieren Plagioklas (Anorthit) und Orthopyroxen (Hypersthen), während Pigeonit und Olivin zurücktreten. Die Silikatminerale liegen etwa im gleichen Mengenverhältnis vor wie in den Howarditen, zu denen auch geochemische Ähnlichkeiten bestehen, z. B. in der

Sauerstoffisotopie. Man nimmt heute an, dass das Nickeleisen der Mesosiderite eine exotische Komponente darstellt, die einem Asteroiden durch ein Impakt-Ereignis zugemischt wurde, der bereits in metallischen Kern und silikatischen Mantel differenziert war. Bei der Schockwellenmetamorphose wurde ein Teil des Metallkerns wieder aufgeschmolzen und in die silikatische Impakt-Breccie injiziert; diese stellt selbst eine Mischung aus dem Gesteinsmaterial des Impaktors und des Rezipienten dar (Norton 2002).

Pallasite

Eine ganz andere Genese muss für die seltene Meteoritengruppe der Pallasite angenommen werden, von denen bislang nur drei Fälle und vier antarktische Neufunde bekannt sind. Wegen ihrer hohen Dichte und ihres auffälligen Gefüges wurden sie allerdings immerhin 35-mal bei Zufallsfunden als Besonderheit erkannt und konnten als Meteoriten identifiziert werden (Tabelle 29.1). Die erste Beschreibung dieser Meteoritengruppe verdanken wir dem Forschungsreisenden Peter Simon Pallas (1741–1811), der im Jahre 1772 eine 700 kg schwere Eisenmasse untersuchte, die 1749 bei Krasnojarsk (Sibirien) gefunden worden war.

Der deutsche Physiker Ernst Chladni (1756–1827) war der erste, der 1794 am Beispiel des Pallasiten Krasnojarsk einen extraterrestrischen Ursprung der Meteoriten postulierte und einen Zusammenhang mit meteorischen Leuchterscheinungen, insbesondere mit Feuerbällen, herstellte. Trotz anfänglicher Widerstände berühmter Zeitgenossen wie Johann Wolfgang von Goethe, Alexander von Humboldt und Georg Christoph Lichtenberg setzte sich diese Auffassung relativ rasch durch. Dazu trugen nicht zuletzt spektakuläre Meteoritenfälle bei, die um die Jahrhundertwende in Europa niedergingen, z. B. 1794 bei Siena (Italien), 1795 bei World Cottage (Yorkshire) und 1803 bei L'Aigle (nahe Paris). Schließlich verhalf die Entdeckung der Asteroiden Ceres (Piazzi 1801) und Pallas (Olbers 1802) Chladnis Theorie endgültig zum Durchbruch.

Pallasite bestehen zu 95 Vol.-% aus metallischem Nickeleisen und Olivin in stark wechselnden Mengenverhältnissen, wobei der Anteil von ged. (Fe,Ni) zwischen 28 und 88 Gew.-% variiert. In jedem Fall bildet die Metallphase eine zusammenhängende Masse, die durchscheinende, gelblich bis gelblich-grün gefärbte Olivinkörner einschließt; dadurch entsteht ein spektakuläres Gesteinsgefüge, das in anpolierten Platten am besten zur Wirkung kommt (Abb. 29.6). Olivin bildet Einzelkristalle von wenigen mm bis 2 cm Durchmesser oder mehrere Zentimeter große Aggregate. Nebengemengteile sind Troilit, Schreibersit und Chromit, die an den Rändern der Olivinkörner auftreten. Nach dem Mineral-Chemismus lassen sich zwei Gruppen unterscheiden:

Die *Hauptgruppe* (main group, MG), zu der die meisten bekannten Pallasite gehören, enthält Olivine mit Fa_{11-19} und Metall mit 14–16 % Ni.

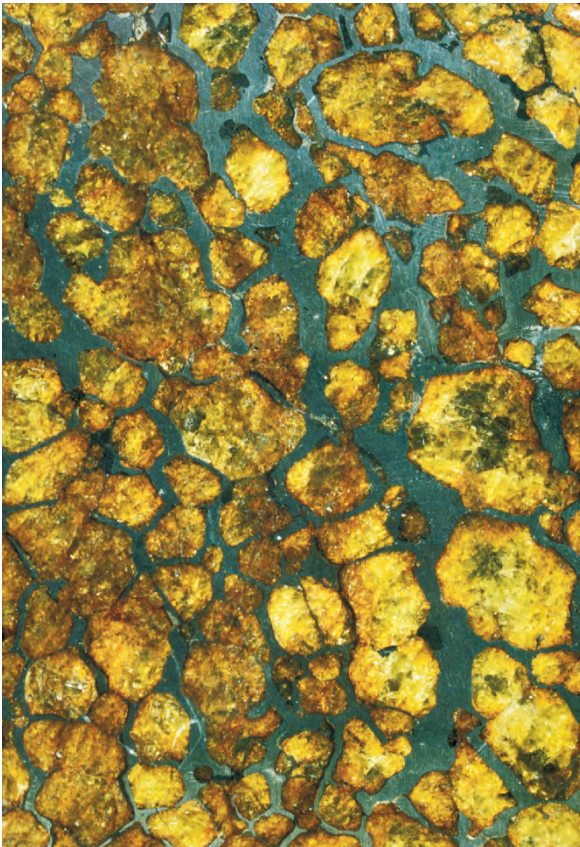


Abb. 29.6. Pallasit von Imilac (Chile). Olivin-Kristalle, eingebettet in ein zusammenhängendes Netzwerk von metallischem Nickel-eisen. Bildbreite ca. 14 cm. (Foto K.-P. Kelber)

Die kleine Gruppe des *Eagle-Station-Trios* (ES, benannt nach einem Vorkommen in Kentucky) führt etwas Fe-reichere Olivine mit Fa_{20-21} und Metall mit 8–12 % Ni.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass Pallasite aus dem Bereich der Kern-Mantel-Grenze eines Meteoriten-Mutterkörpers stammen müssen, wobei beide Bereiche ursprünglich im schmelzflüssigen Zustand vorlagen. Bei der Kristallisation des geschmolzenen Mantels saigerten Olivin-Kristalle ab, die über der (Fe,Ni)-Schmelze akkumuliert und infolge gravitativer Instabilität in der obersten Schicht der Metallschmelze suspendiert wurden. Hierfür können zwei Mechanismen verantwortlich gemacht werden:

- Eine Schockwelle, die durch einen Impact ausgelöst wurde, drückt die Olivin-Kristalle von oben in die (Fe,Ni)-Schmelze hinein.
- Konvektionsvorgänge in der Metallschmelze führen dazu, dass diese von unten her die Olivinschicht injiziert.

In beiden Fällen ist eine rasche Kristallisation der Metallschmelze notwendig, um zu verhindern, dass sich beide Phasen durch Aufschwimmen der Olivin-Körner wieder voneinander trennen.

29.3.4 Eisenmeteorite (differenziert)

Eisenmeteorite spiegeln die Kernzusammensetzungen von differenzierten Asteroiden wider. Somit stellen sie ein Analogon für den Kern der Erde und der anderen erdähnlichen Planeten dar. Berücksichtigt man die beobachteten Fälle und die antarktischen Neufunde, sind die Eisenmeteorite noch seltener als die Achondrite; trotzdem ist das vorhandene Probenmaterial sehr umfangreich, weil Eisenmeteorite wegen ihrer Schwere und ihres metallischen Aussehens sehr häufig gefunden wurden (Tabelle 29.1)

Der französische Chemiker Joseph Louis Proust (1754–1826) wies 1799 den Ni-Gehalt in Eisenmeteoriten nach. Durch systematische Analysen erkannte der Berliner Apotheker und Mineralchemiker Martin Heinrich Klaproth (1743–1817) die wesentlichen Unterschiede zwischen irdischem Eisen und Meteoreisen und erbrachte damit wichtige Argumente für eine extraterrestrische Herkunft der Meteorite im Sinne der Chladnischen Theorie. Er scheute jedoch zunächst vor der Publikation seiner Befunde zurück „... aus Besorgnis, darüber in einen gelehrten Streit verflochten zu werden ...“ (Klaproth 1803). Seine Ergebnisse wurden jedoch durch Howard (1802) und Vauquelin (1803) in vollem Umfang bestätigt.

Eisenmeteorite bestehen hauptsächlich aus unterschiedlichen (Fe,Ni)-Legierungen:

- *Kamacit* (Balkeneisen) α -(Fe,Ni) mit kubisch-innenzentrierter Kristallstruktur,
- *Taenit* (Bandeisen) γ -(Fe,Ni) mit kubisch flächenzentrierter Struktur,
- *Plessit* (Fülleisen) stellt ein feinkörniges Gemenge aus beiden Phasen dar.

Kamacit enthält <7,5 Ni, während koexistierender Taenit stets höhere Ni-Gehalte aufweist. Eine wichtige Mineralphase in den Eisenmeteoriten ist Troilit, während Daubréelith, Chromit, Schreibersit, Cohenit, Lawrencit, Graphit und andere Minerale meist seltener auftreten.

Nach ihrem Gefüge und ihrem Mineralbestand lassen sich die Eisenmeteorite in *Hexaedrite*, *Oktaedrite* und *Ataxite* untergliedern, eine Einteilung, die auf den Wiener Petrographen Gustav Tschermak (1836–1927) aus dem Jahr 1883 zurückgeht. Die unterschiedlichen Strukturen dieser Gefügetypen lassen sich am besten auf ebenen, polierten Oberflächen erkennen, die man mit verdünnter Salpetersäure anätzt (Abb. 2.6, S. 51). Die Gefügemerkmale spiegeln Unterschiede im Kamacit-Taenit-Verhältnis wider, das wiederum vom pauschalen Fe-Ni-Verhältnis des Eisenmeteoriten und den Phasenbeziehungen im *Zweistoffsystem Fe-Ni* kontrolliert wird (Abb. 29.7). Unterhalb der Soliduskurve (Schmelzpunkt von reinem Eisen 1 528 °C, von reinem Nickel 1 452 °C) existiert bis ca. 900 °C (bei $P = 1$ bar) eine lückenlose Mischkristallbildung zwischen Fe und Ni, wobei kubisch-flächenzentrierter Taenit

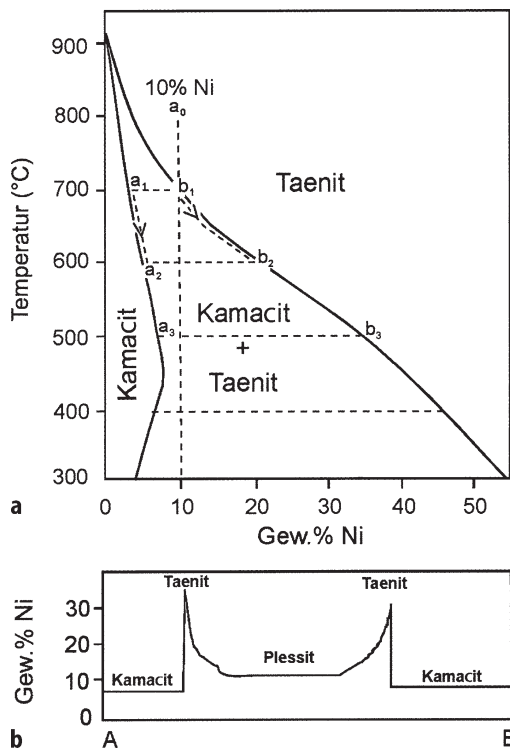


Abb. 29.7. **a** Zweistoff-System Fe-Ni: Phasenbeziehungen im Subsolidus-Bereich zur Erklärung der Gefügetypen von Eisenmeteoriten. Erläuterungen im Text. **b** Mikrosonden-Analysen der Ni-Verteilung in einem Profil Kamacit-Taenit-Plessit-Taenit-Kamacit mit der typischen M-Form. (Nach Goldstein u. Axon 1973, aus Kleinschrot 2003)

γ -(Fe,Ni) die einzige stabile (Fe,Ni)-Legierung darstellt. Bei ca. 900 °C wandelt sich reines Fe in die kubisch-innenzentrierte α -Phase Kamacit um, und es öffnet sich ein Zweiphasengebiet (Solvus), in dem Mischkristalle von Ni-ärmerem Kamacit und Ni-reicherem Taenit miteinander koexistieren können. Anhand dieses Diagramms (Abb. 29.7) wollen wir die Gefügetypen der Eisenmeteorite erläutern.

Oktaedrite (O)

Die Ni-Gehalte in Oktaedriten, der wichtigsten Gruppe der Eisenmeteorite, variieren zwischen 6,5 und 12,7 Gew.-%. Auf polierten und angeätzten Platten von Oktaedriten erkennt man die charakteristischen *Widmannstätten'schen Figuren*, bestehend aus Parallelscharen von breiten Kamacit-Balken, die parallel zu den Seiten eines Oktaeders {111} angeordnet sind (Abb. 29.8) und von dünnen Taenit-Lamellen umsäumt werden; diese schließen häufig eine Fülle von feinkörnigen Kamacit-Taenit-Gemengen, dem Plessit ein (Abb. 2.6, S. 51). Bei der Ätzung durch HNO_3 erweisen sich die Taenit-Lamellen als relativ widerstandsfähig und ragen heraus, während die empfindlicheren Kamacit-Balken eingetieft werden.

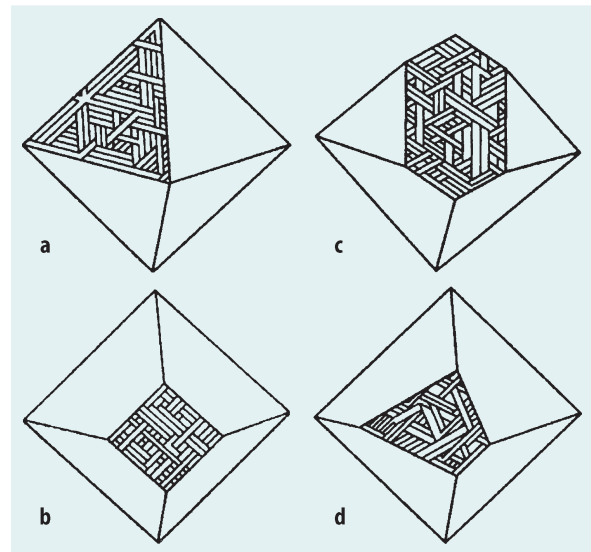


Abb. 29.8. Räumliche Anordnung der Kamacitbalken in Oktaedriten: Widmannstätten'sche Figuren bei verschiedenen Schnittlagen. **a** Oktaederfläche {111}; **b** Rhombendodekaeder-Fläche {110}; **c** Würfelfläche {100}; **d** beliebige Schnittlage. (Nach Tschermak 1894, aus Kleinschrot 2003)

Die Widmannstätten'schen Figuren wurden bereits 1804 von dem Engländer G. Thomson beschrieben und abgebildet. Ohne Kenntnis dieser Arbeit entdeckte sie der Österreicher Alois von Widmannstätten (1808) vier Jahre später neu und dokumentierte sie in Form von Natur-Selbstdrucke, indem er die angeätzten Oktaedrit-Platten als Druckstöcke benutzte. Eine Publikation erfolgte jedoch erst durch C. von Schreibers (1820), der die Bezeichnung Widmannstätten'sche Figuren einführte.

Mikrosonden-Analysen erbrachten Ni-Gehalte von maximal 7,5 Gew.-% Ni im Kamacit und von ca. 30–35 Gew.-% Ni im koexistierenden Taenit (Abb. 29.7b). Diese Tatsache lässt sich nach Abb. 29.7a folgendermaßen erklären: Kühlt man einen Taenit-Mischkristall der Zusammensetzung $a_0 = \text{Fe}_{90}\text{Ni}_{10}$ auf 700 °C ab (b_1), so beginnen sich Lamellen von Ni-ärmerem Kamacit auszuscheiden (a_1), die parallel zu den Oktaederflächen des ehemaligen Taenit-Einkristalls angeordnet sind. Bei weiterer Abkühlung nimmt der Ni-Gehalt im Kamacit etwas, im koexistierenden Taenit dagegen stark zu, z. B. auf ca. 21 % bei 600 °C (b_2) und ca. 34 % bei 500 °C (b_3). Gleichzeitig steigt das Kamacit:Taenit-Verhältnis immer stärker an, wie sich aus Abb. 29.7a unter Anwendung der Hebelregel (Abb. 16.11, S. 265) leicht ablesen lässt. Dadurch werden die Kamacit-Balken immer breiter, während Taenit nur noch dünne Lamellen bildet. Unterhalb 500 °C wird die Festkörperdiffusion zwischen den beiden (Fe,Ni)-Phasen so träge, dass sich nur noch bei langsamer Abkühlung ein Gleichgewicht gemäß Abb. 29.7a einstellen kann; das gilt insbesondere für die Diffusion der Ni-Atome in die flächenzentrierte Taenit-Struktur. Bei rascherer Abkühlung reichert sich Ni an den Taenit-

Grenzen gegen Kamacit bis auf ca. 35 % an, während das Innere der Taenit-Bänder Ni-ärmer bleibt; zusätzlich bildet sich ein feinkörniges Gemenge von Taenit und Kamacit, der Plessit. Dadurch ergibt sich bei der ortsauflösenden Mikrosonden-Analyse für die Ni-Verteilung das typische M-Profil (Abb. 29.7b). Für die Entstehung der Widmannstätten'schen Figuren hat man im Temperaturbereich zwischen 700 und 450 °C Abkühlungsraten von etwa 100 °C bis zu 1 °C pro Millionen Jahre berechnet. Deshalb können diese Strukturen im Labor nicht nachgeahmt werden (Heide und Wlotzka 1988).

Eine *Feinuntergliederung* der Oktaedrite in sechs Untergruppen erfolgt nach der Breite der Kamacit-Balken, die generell umgekehrt proportional zum Gesamt-Ni-Gehalt der Probe ist (z. B. Buchwald 1975). Je höher der Ni-Gehalt ist, desto mehr Taenit bleibt übrig und umso feiner werden die Kamacit-Balken. So enthalten die groben Oktaedrite Ogg und Og mit Balkenbreiten von >1,3 mm Ni-Gehalte von 6,5–7,2 %, mittlere Oktaedrite Om (0,5–1,3 mm) 7,4–10,3 % Ni und feine Oktaedrite Of, Off und Opl (<0,5 mm) 7,8–12,7 % Ni. Unabhängig davon unterteilt Wasson (1985) die Oktaedrite in 22 *chemische Gruppen* IA bis IVB, für deren Definition die Verhältnisse Ga:Ni, Ge:Ni und Ir:Ni maßgebend sind. Meteoriten dieser Gruppen dürften von unterschiedlichen Meteoriten-Mutterkörpern stammen.

Einige Oktaedrite führen *Silikat-Einschlüsse*. Diese bestehen z. B. in den grobkörnigen Oktaedriten der chemischen Gruppe IAB aus Fe-armem Orthopyroxen (Fs₄₋₉) und Olivin (Fa₁₋₄) sowie Plagioklas in etwa chondritischen Mengenverhältnissen. Geochemische Ähnlichkeiten legen nahe, dass diese Oktaedrite zum gleichen Mutterkörper wie die *Winonaite* gehören, eine Gruppe der primitiven Achondrite. Wahrscheinlich fand in diesem Asteroiden nur eine unvollständige Differentiation in Kern und Mantel statt. Demgegenüber enthalten die IIE-Oktaedrite Silikat-Einschlüsse, die aus Fe-reicherem Orthopyroxen und Augit in einer feinkörnigen Plagioklas-Matrix bestehen und ein amöboides Gefüge aufweisen. Deformationslamellen bei den Pyroxenen und Schockschmelzungserscheinungen beim Plagioklas weisen darauf hin, dass diese Oktaedrite bei der Kollision zweier, verschieden großer Mutterkörper gebildet wurden (Norton 2002).

Hexaedrite (H)

Diese relativ seltene Gruppe von Eisenmeteoriten ist durch Ni-Gehalte von <6 % gekennzeichnet. Daher erfolgt die Umwandlung von der ursprünglichen γ -(Fe,Ni)-Phase Taenit in die α -(Fe,Ni)-Phase Kamacit über ein kleines Temperaturintervall (Abb. 29.7a), so dass sich keine gesonderten Taenit-Lamellen ausbilden können. Vielmehr entstehen einheitliche Kamacit-Hexaeder {100}, die auf polierten und angeätzten Flächen keine Widmannstätten'schen Figuren erkennen lassen. Charakteristisch sind demgegenüber die *Neumann'schen Linien*, Parallelscharen feiner Zwillinglamellen von 1–10 μm Dicke, die entsprechend der kubischen Symmetrie in zwölf

verschiedenen Orientierungen auftreten können; sie wurden nach ihrem Entdecker Franz Ernst Neumann (1848) benannt. Es handelt sich um Produkte einer Deformationsverzwillingung, ausgelöst durch ein intensives Schockereignis. Hexaedrite gehören nur einer chemischen Klasse an, die durch hohe Ga/Ni- und Ge/Ni-, aber wechselnde Ir/Ni-Verhältnisse gekennzeichnet ist (Wasson 1985).

Ataxite (D)

Bei hohen Ni-Gehalten wird der Solvus im Zweistoff-System Fe–Ni erst bei relativ niedrigen Temperaturen erreicht, z. B. in einer Legierung mit 20 % Ni erst bei etwa 600 °C (Punkt b₂ in Abb. 29.7a). Da bei dieser Temperatur die Diffusionsgeschwindigkeit schon gering ist, wird die Ausscheidung von Kamacit-Lamellen im Taenit immer mehr erschwert. Es gibt gleitende Übergänge von plessitischen Oktaedriten (Opl) in *Ni-reiche Ataxite*, die makroskopisch strukturlos sind und daher von Tschermak (1883) als „Dichteisen“ bezeichnet wurden (daher die Abkürzung „D“). Mikroskopisch bestehen die Ni-reichen Ataxite, die 16–30 % Ni enthalten, aus winzigen Kriställchen von Taenit, die von einer dünnen Kamacit-Schicht umhüllt werden und in eine Plessitmasse eingebettet sind. Daneben gibt es auch *Ni-arme Ataxite* mit <10 % Ni, die überwiegend aus sehr feinkörnigem Kamacit bestehen; sie entstanden wahrscheinlich durch sekundäre Aufheizung und Abkühlung von Oktaedriten oder Hexaedriten im Kosmos. Obwohl Ataxite die kleinste Gruppe der Eisenmeteorite bilden, stellen sie doch einen prominenten Vertreter, den 60 t schweren Hoba-Meteoriten (Abb. 29.2).

29.4 Tektite

Tektite sind rundliche, zentimetergroße Glaskörper von pechschwarzer, flaschengrüner oder gelblicher Farbe, die offenbar im Flug erstarrte Schmelztropfen darstellen. Ihr Gewicht liegt meist bei wenigen Gramm, kann aber in Ausnahmefällen mehrere 100 g erreichen; der größte bisher bekannte Tektit wiegt 3,2 kg. Die Form von Tektiten variiert stark, doch sind sie häufig linsen- oder diskenförmig, nicht selten auch tropfenförmig ausgebildet. Die Oberfläche zeigt meist charakteristische Riefen oder Grübchen, die durch Lösungserscheinungen bei der Verwitterung entstanden sind. Frische Tektite, besonders aus Australien, bestehen aus einem linsenförmigen Kern und einem äußeren, nach hinten abgelenkten Ring; diese Form wird durch aerodynamische Ablation erklärt, d. h. durch Verdampfung der Schmelze beim Flug durch die Atmosphäre mit Überschall-Geschwindigkeit. Unter dem Mikroskop zeigen Tektite häufig Fließgefüge, das durch Glasschlieren unterschiedlich

cher chemischer Zusammensetzung abgebildet wird; außerdem werden winzige Einschlüsse von Lechatelierit (Kieselglas) beobachtet, die auf geschmolzene Quarzkörnchen zurückgehen. Das weist auf Temperaturen von $>1730\text{ °C}$ hin (Abb. 9.43, S. 157).

Tektite werden in wenigen, weit voneinander entfernten Gebieten der Erdoberfläche gefunden, wo sie jedoch weit ausgedehnte Streufelder bilden. Die größten Gebiete liegen in Australien und Tasmanien (*Australite*), in der südostasiatischen Inselwelt (*Philippinite*, *Javaite*, *Billitonite*) sowie in Indochina (*Indochinite*); kleinere Streufelder befinden sich an der Elfenbeinküste (Westafrika), im Bereich des Flusses Moldau in Böhmen und Mähren (*Moldavite*) sowie in Texas (*Bediasite*). Tektitfunde in Georgia und Massachusetts sind zweifelhaft.

In ihrer chemischen Zusammensetzung unterscheiden sich Tektite von allen bekannten Meteoriten-Typen, was ihren extraterrestrischen Ursprung unwahrscheinlich macht: Sie zeigen meist hohe SiO_2 -Gehalte von 68–85 %, 9,5–16,5 % Al_2O_3 , 1–4 % MgO , $<0,1\text{--}2,5\%$ Fe_2O_3 , 1–7 % FeO^{tot} , $<0,05\text{--}4\%$ CaO , 0,5–2,5 % Na_2O , 1–3,5 % K_2O ; fast immer ist $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$; die H_2O -Gehalte liegen generell $<0,05\%$, sind also sehr gering. Insgesamt passen Tektite in ihrem Chemismus viel besser zu irdischen Sedimentgesteinen, wie Sandsteinen, Grauwacken, Tonsteinen oder Löss, als zu Obsidianen oder Pechsteinen. Das schließt ihre vulkanische Entstehung aus, zumal ihre Fundorte im Allgemeinen nicht in der Nähe von entsprechenden Vulkanen liegen.

Ein zeitlicher Zusammenhang zwischen der Entstehung der Moldavite und dem Ries-Impaktereignis konnte durch K-Ar-Altersdatierungen wahrscheinlich gemacht werden. Gentner et al. (1961) fanden für sechs Moldavite einen mittleren Alterswert von $14,7 \pm 0,7\text{ Ma}$, für acht Suevit-Gläser des Nördlinger Rieses (Abschn. 24.2.3, S. 391ff) den gleichen Mittelwert von $14,8 \pm 0,7\text{ Ma}$. Diese Daten wurde durch Ar-Ar-Datierungen mittels einer Laser-Sonde bestätigt: Riesgläser erbrachten Alter von $14,3 \pm 0,2$, Moldavite $14,32 \pm 0,08\text{ Ma}$ (Buchner et al. 2003; Laurenci et al. 2003). Man nimmt heute an, dass beim Einschlag des Ries-Meteoriten tonige Sande der Oberen Süßwassermolasse (Mittelmiozän) aufgeschmolzen und noch während des Einschlags Jetstrahl-artig mit hoher Geschwindigkeit herausgeschleudert wurden (von Engelhardt et al. 2005). Beim Transport über 300–400 km durch die Luft zerspritzten die anfangs dezimetergroßen Glaskörper und wurden durch die Reibung in der Atmosphäre erneut stark erhitzt und z. T. aufgeschmolzen. Alternativ könnten die Moldavite durch Kondensation einer Wolke von verdampftem Gestein, Schmelztropfen und Staub erklärt werden. Für die Tektite der Elfenbeinküste und den Bosumtwi-Krater in Ghana wurde ein übereinstimmendes Alter von ca. 1,2 Ma gefunden.

Weiterführende Literatur

Lehrbücher und Sammelbände

- Buchwald VF (1975) Handbook of iron meteorites. Their history, distribution, composition and structure. University of California Press, Berkeley Los Angeles London
- Davis AM (ed) (2005) Meteorites, comets, and planets. Treatise in Geochemistry 1. Elsevier, Oxford UK
- Grady MM (2000) Catalogue of meteorites, 4th ed. The Natural History Museum London, UK
- Heide F, Wlotzka F (1988) Kleine Meteoritenkunde, 3. Aufl. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Kleinschrot D (2003) Meteorite – Steine, die vom Himmel fallen. Beringeria, Sonderheft 4, 89 pp, Würzburg
- Lipschutz ME, Schultz L (1998) Meteorites. In Weissman P, McFadden L-A, Johnson T (eds) The Encyclopedia of the Solar System. Academic Press, San Diego, pp 629–671
- Norton OR (2002) The Cambridge Encyclopedia of meteorites. Cambridge University Press, Cambridge, UK
- Norton O, Chitwood LA (2008) Field guide to meteors and meteorites. Springer-Verlag, London
- Papike JJ (ed) (1998) Planetary materials. Rev Mineral 36
- Rollinson H (2007) Early Earth systems. A geochemical approach. Blackwell, Malden, MA, USA
- Unsöld A, Baschek B (2005) Der neue Kosmos, 7. Aufl, 1. korrigierter Nachdruck. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Wasson JT (1985) Meteorites. Their record of early solar system history. Freeman, New York

Übersichtsartikel

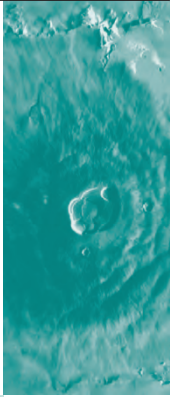
- Gilmour I (Structural and isotopic analysis of organic matter in carbonaceous chondrites. In: Davis AM (ed) Meteorites, comets, and planets. Elsevier, Oxford UK, pp 269–290
- Krot AN, Keil K, Goodrich CA, Scott ERD, Weisberg MK (2005) Classification of meteorites. In: Davis AM (ed) Meteorites, comets, and planets. Elsevier, Oxford UK, pp 83–128
- MacPershon GJ (2005) Calcium – aluminum-rich inclusions in chondritic meteorites. In: Davis AM (ed) Meteorites, comets, and planets. Elsevier, Oxford UK, pp 201–246
- Scott ERD, Krot AN (2005) Chondrites and their components. In: Davis AM (ed) Meteorites, comets, and planets. Elsevier, Oxford, pp 144–200
- Zanda B (2004) Chondrules. Earth Planet Sci Lett 224:1–17

Zitierte Literatur

- Alvarez LW, Alvarez W, Asaro F, Michel HV (1980) Extraterrestrial cause for the Cretaceous Tertiary extinction. Science 208:1095–1108
- Amelin Y (2008) U-Pb ages of angrites. Geochim Cosmochim Acta 72:221–232
- Amelin Y, Krot AN, Hutcheon ID, Ulyanov AA (2002) Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminum-rich inclusions. Science 297:1678–1683
- Becker L, Poreda RJ, Hunt AG, Bunch TE, Rampino M (2001) Impact event at the Permian-Triassic boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in fullerene. Science 291:1530–1533
- Bischoff A (2001) Meteorite classification and the definition of new chondrite classes as a result of recent meteorite search expeditions in hot and cold deserts. Planet Space Sci 49:769–776
- Bischoff A, Keil K (1983) Ca-Al-rich chondrules and inclusions in ordinary chondrites. Nature 303:588–592

- Borg LE, Edmunson J, Asmerom Y (2005) Constraints on the U-Pb systematics of Mars inferred from a combined U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study of the Martian meteorite Zagami. *Geochim Cosmochim Acta* 69:5819–5830
- Bouvier A, Wadhwa M, Janney P (2008) Pb-Pb isotope systematics in an Allende chondrule. *Geochim Cosmochim Acta* 72:A106
- Bowring SA, Williams IS (1999) Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contrib Mineral Petrol* 134:3–16
- Buchner E, Seyfried H, van den Bogaard P (2003) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of glass particles in Graupensand sediments (Grimmfinger Formation, North Alpine Foreland Basin). *Int J Earth Sci* 92:1–6
- Cheng M, El Goresy A, Gillet P (2004) Ringwoodite lamellae in olivine: Clues to olivine-ringwoodite phase transition mechanisms in shocked meteorites and subducted slabs. *PNAS Proc Nat Acad Sci USA* 101:15033–15037
- Consolmagno GJ, Britt DT, Macke RJ (2008) The significance of meteorite density and porosity. *Chem Erde* 68:1–29
- El Goresy A, Dera P, Sharp TG, Prewitt CT, Chen M, Dubrovinsky L, Wobbenka B, Boctor NZ, Hemley RJ (2008) Seifertite, a dense orthorhombic polymorph of silica from the Martian meteorites Shergotty and Zagami. *Eur J Mineral* 20:523–528
- Gentner W, Lippolt HJ, Schaefer OA (1961) Das Kalium-Argon-Alter der Gläser des Nördlinger Rieses und der böhmisch-mährischen Tektite. *Geochim Cosmochim Acta* 27:191–200
- Goldstein JI, Axon HJ (1973) The Widmannstätten figure in iron meteorites. *Naturwissenschaften* 60:313–321
- Gooding JL, Keil K (1981) Relative abundances of chondrule primary textural types and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics* 16:17–43
- Grady MM (1999) Meteorites from cold and hot deserts: How many, how big, and what sort? Workshop on Extraterrestrial Materials from Cold and Hot Deserts. Kwa-Maritane, Pilanesberg, South Africa
- Heinlein D (2002) Meteoritenfall in den bayerischen Alpen. *Sterne und Weltraum* 2002, Heft 6:66–67
- Hildebrandt AR, Penfield GT, Kring DA, Pilkington M, Camargo ZA, Jacobsen SB, Boynton WV (1991) Chicxulub Crater; A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater in the Yucatán Peninsula, Mexico. *Geology* 19:867–871
- Jagoutz E, Wänke H (1986) Sr and Nd systematics of Shergotty meteorite. *Geochim Cosmochim Acta* 50:939–953
- Kenkmann T, Artemieva NA, Poelchau MH (2008) The Carancas event of September 15, 2007: Meteorite fall, impact conditions, and crater characteristics. *Lunar Planet Sci* 39:1094.pdf
- Kleine T, Mezger K, Palme H, Scherer E, Münker C (2005) Early core formation in asteroids and late accretion of chondrite parent bodies: Evidence from ^{182}Hf - ^{182}W in CAIs, metal-rich chondrites, and iron meteorites. *Geochim Cosmochim Acta* 69:5805–5818
- Krot AN, Petaev MI, Keil K (2005) Mineralogy and petrology of Al-rich objects and amoeboid olivine aggregates in the CH carbonaceous chondrite North West Africa 739. *Chem Erde* 66:57–76
- Krot AN, Ivanova MA, Ulyanov AA (2007) Chondrules in the CB/CH-like carbonaceous chondrite Isheyevo: Evidence for various chondrule-forming mechanisms and multiple chondrule generations. *Chem Erde* 67:283–300
- Laurenci A, Bigazzi G, Balestrieri ML, Bouška W (2003) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of the Central European tektite-producing impact event. *Meteor Planet Sci* 38:887–893
- Meibom A, Clark BE (1999) Evidence for the insignificance of ordinary chondritic material in the asteroidal belt. *Meteoritics Planet Sci* 34:7–24
- Metzler K, Bischoff A, Stöffler D (1992) Accretionary dust mantles in CM chondrites: Evidence for solar nebula processes. *Geochim Cosmochim Acta* 56:2873–2897
- Misawa K, Yamaguchi A, Kaiden H (2005) U-Pb and ^{207}Pb - ^{206}Pb -ages of zircons from basaltic eucrites: Implications for early basaltic volcanism on the eucrite parent body. *Geochim Cosmochim Acta* 69:5847–5861
- Oberst J, Heinlein D, Köhler U, Spurný P (2004) The multiple meteorite fall of Neuschwanstein: Circumstances of the event and meteorite search campaigns. *Meteoritics Planet Sci* 39:1605–1626
- Phillips FM, Zreda MG, Smith SS, Elmore D, Kubik PW, Dorn RI, Roddy DJ (1991) Age and geomorphic history of meteor crater, Arizona, from cosmogenic ^{36}Cl and ^{14}C in rock varnish. *Geochim Cosmochim Acta* 55:2695–2698
- Reimold U (2007) Revolution in the Earth sciences: Continental drift, impact and other catastrophs. *South African J Geol* 110:1–46
- Reimold WU, Gibson RL (2005) Meteorite impact! The danger from the space and South Africa's mega-impact, the Vredefort structure. Van Rensburg, Johannesburg
- Ringwood AE (1960) The Novo Urei meteorite. *Geochim Cosmochim Acta* 20:1–2
- Schultz PH, Harris RS, Tancredi G, Ishitsuka J (2008) Implications of the Carancas meteorite impact. *Lunar Planet Sci* 39:2409.pdf
- Schulze H, Bischoff A, Palme H, Spettel B, Dreibus G, Otto J (1994) Mineralogy and chemistry of Rumuruti: The first meteorite fall of the new R chondrite group. *Meteoritics* 29:275–286
- Treiman AH (2005) The nakhlite meteorites: Augite-rich igneous rocks from the Mars. *Chem Erde* 65:203–270
- Trielloff M, Schmitz B, Korochantseva E (2007) Kosmische Katastrophe im Erdaltertum. *Sterne und Weltraum* 6:28–35
- Tschermak G (1883) Beitrag zur Classification der Meteoriten. *Sitzungsber Akad Wiss Wien* 88 (1):347–371
- van Schmus WR, Wood JA (1967) A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochim Cosmochim Acta* 31:747–765
- von Engelhardt W, Berthold C, Wenzel T, Dehner T (2005) Chemistry, small-scale inhomogeneity, and formation of moldavites as condensates from sands vaporized by the Ries impact. *Geochim Cosmochim Acta* 69:5611–5626

Unser Planetensystem



30.1 Die erdähnlichen Planeten

Nach ihrer Entfernung von der Sonne, ihrer Größe, Masse und Dichte sowie ihrem inneren Aufbau gliedern sich die Planeten unseres Sonnensystems in vier unterschiedliche Gruppen (Abb. 30.1, Tabelle 30.1):

30.2 Die Asteroiden

30.3 Die Riesenplaneten und ihre Satelliten

30.4 Der Zwergplanet Pluto und sein Mond Charon: ein Doppelplanet

1. Zusammen mit der Erde nehmen die *kleinen, erdähnlichen Planeten* Merkur, Venus und Mars den innersten Bereich des Sonnensystems ein. Sie besitzen einen kleineren Durchmesser und eine kleinere Masse als die Erde, aber mit Werten zwischen 3,93 (Mars) und 5,43 (Merkur) eine ähnliche mittlere Dichte wie die Erde (5,53). Aus diesen hohen Dichtewerten lässt sich schließen, dass die kleinen Planeten überwiegend aus Mineralen bestehen, aber nur einen geringen Eisanteil enthalten und dass sie ähnlich wie die Erde in eine silikatische Lithosphäre und einen Nickel-Eisen-Kern differenziert sind.
2. Die zahlreichen Kleinplaneten des *Asteroidengürtels* haben sehr verschiedene Dichten. Sie bestehen überwiegend aus silikatischen Mineralen mit unterschiedlichen Mengenanteilen von ged. Nickel-Eisen. Wie wir aus dem Studium der Meteorite (Kapitel 29) wissen, sind viele der Asteroiden nur wenig differenziert und spiegeln mehr oder weniger den primitiven Urzustand unseres Sonnensystems wider. Andere Asteroiden haben jedoch eine Trennung in metallischen Kern und silikatische Lithosphäre durchgemacht.
3. Demgegenüber sind die *äußeren Riesenplaneten* Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun erheblich größer als die Erde und besitzen ein Vielfaches der Erdmasse; jedoch sind ihre mittleren Dichten wesentlich geringer und variieren lediglich zwischen 0,70 (Saturn) und 1,57 (Neptun). Sie enthalten daher einen deutlich geringeren Mineralanteil und bestehen überwiegend aus Gasen und Eis, wobei mit zunehmender Entfernung von der Sonne der Gasanteil abnimmt, während der Mineral- und insbesondere der Eisanteil zunehmen. Mit ihren Satelliten stellen die Riesenplaneten selbst kleine Planeten-Systeme dar.
4. Der äußerste Bereich unseres Planetensystems, der *Kuiper-Gürtel* enthält wiederum eine Fülle von sog. *Trans-Neptun-Objekten* (TNO), die teils lediglich die Größe von Asteroiden haben, teils aber in die neue Klasse der *Zwergplaneten* gehören. Ihr prominentester Vertreter ist Pluto, der nur über einen winzigen Bruchteil der Erdmasse verfügt und eine geringe mittlere Dichte von 2,2 aufweist.



Abb. 30.1. Unser Planetensystem. Man erkennt die Umlaufbahnen der erdähnlichen Planeten Merkur, Venus, Erde (mit dem Erdmond) und Mars, den Asteroiden-Gürtel, die Riesenplaneten Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun mit ihren Satelliten und Ringsystemen sowie den Doppel-Planeten Pluto – Charon. Auf seiner elliptischen Bahn nähert sich ein Komet unserem Sonnensystem. Man erkennt den Kopf und den zweigeteilten Schweif: den schmalen Plasmaschweif und den gekrümmten, diffusen Staubschweif (gelb). Im Hintergrund ist die Sternwolke unserer Galaxie, die Milchstraße sichtbar. (Nach einem Gemälde von Detlev van Ravenswaay, Science Photo Library)

30.1

30.1 Die erdähnlichen Planeten

30.1.1 Merkur

Astronomische Erforschung

Merkur war bereits den Sumerern im 3. Jahrtausend v. Chr. bekannt. Obwohl die griechischen Astronomen dem Planeten die unterschiedlichen Namen Apoll und Hermes, je nach seiner Sichtbarkeit am Morgen- oder Abendhimmel gaben, wussten sie, dass es sich um ein und den selben Planeten handelt. Wegen seiner schnellen Bewegung am Himmel benannten ihn die Römer nach dem Götterboten Mercurius. Im Jahr 1639, nach der Erfindung des Fernrohrs, entdeckte Giovanni Battista Zupi, dass der Merkur wie der Mond Phasen zeigt und bewies damit seinen Umlauf um die Sonne.

Wegen der großen Sonnennähe ist der Merkur von der Erde aus nicht leicht zu beobachten, da er am Himmel niemals in einem größeren Winkelabstand als 28° östlich oder westlich der Sonne erscheint. Auch die Erforschung mit Raumsonden begegnet größeren technischen Schwierigkeiten. Hierfür sind insbesondere die hohe Temperatur

von maximal 467°C während des Tages und der extreme Abfall auf -183°C in der Nacht, die intensive Strahlung, der erhöhte Teilchenbeschuss aus dem Sonnenwind und die starke Gravitation der Sonne verantwortlich. Durch drei Vorbeiflüge der NASA-Sonde Mariner 10 konnten 1974/1975 immerhin 45 % der Merkur-Oberfläche kartiert werden. Am 3. August 2004 startete die NASA-Sonde Messenger, die innerhalb von $6\frac{1}{2}$ Jahren dreimal am Merkur vorbeifliegen soll. Bei einem ersten Vorbeiflug am 14. Januar 2008 wurden bisher unbekannte Gebiete aufgenommen. Die europäische Raumfahrt-Organisation ESA und die japanische Raumfahrtbehörde JAXA planen für 2013 den Einsatz der Merkur-Sonde BepiColombo (Spohn et al. 2001).

Exosphäre

Wie der Erdmond verfügt der Merkur über keine Atmosphäre im eigentlichen Sinne, sondern nur über eine Exosphäre, deren Druck auf der Oberfläche des Planeten lediglich 10^{-15} bar beträgt! Sie enthält neben H_2 und He, die wahrscheinlich aus dem Sonnenwind stammen, noch O_2 sowie interessanterweise Na und K, die vermutlich aus dem Gesteinsmaterial der Merkur-Oberfläche freigesetzt wurden (Potter u. Morgan 1985, 1986; vgl. Taylor u. Scott 2005).

Tabelle 30.1. Einige Bahnelemente und physikalische Eigenschaften der Planeten. (Nach Unsöld u. Baschek 2005)

Planet/ Asteroid	Siderische Umlaufzeit (a)	Siderische Rotations- dauer (d)	Große Halbachse der Bahn		Äquatoria- ler Radius (R/R_{Erde})	Masse (m/m_{Erde})	Mittlere Dichte ρ (g/cm^3)	Neigung des Äquators gegen die Bahnebene (°)	Exzen- trizität
			(AE)	(10^6 km)					
Merkur	0,241	58,65	0,387	57,9	0,38	0,055	5,43	2	0,206
Venus	0,615	243,0 ^a	0,723	108,2	0,952	0,82	5,24	3	0,007
Erde	1,000	0,997	1,000	149,6	1,00 ^b	1,00 ^c	5,52	23,5	0,017
Mond		27,32			0,27	0,012	3,34	6,7	
Mars	1,881	1,03	1,524	227,9	0,53	0,11	3,93	23,9	0,093
Asteroiden z. B. Ceres	4,601		2,766	413,5					0,077
Jupiter	11,87	0,41	5,205	779	11,2	317,8	1,33	3,1	0,048
Saturn	29,63	0,45	9,576	1432	9,41	95,2	0,69	26,7	0,055
Uranus	84,67	0,72	19,28	2884	4,01	14,6	1,26	97,9	0,047
Neptun	165,5	0,67	30,14	4509	3,81	17,1	1,64	28,8	0,010
Pluto	251,9	6,39	39,88	5966	0,18	0,002	2,20	122	0,248

AE = Astronomische Einheit = Entfernung Sonne–Erde.

^a Retrograde Rotation.

^b Erdradius = 6 378,1 km.

^c Erdmasse = $5,97 \cdot 10^{24}$ kg.

Ursprünglich bezeichnete man als Exosphäre (grch. ἐξο = außen, σφαίρα = Kugel⁴) die äußerste Schicht der Erdatmosphäre mit gleichzeitigem Übergang in den interplanetaren Raum, zu dem sie nach Definition der NASA bereits gehört. Der Begriff wird sinngemäß auch auf erdähnliche Planeten und Monde angewendet, die überhaupt keine Atmosphäre besitzen.

Oberflächenformen

Die Oberfläche des Merkur ist von zahlreichen *Meteoritenkratern* unterschiedlicher Größe übersät, deren relatives Alter man aus der jeweiligen Überschneidung der Impaktstrukturen erschließen kann. Der Formenschatz ist ähnlich wie bei den Mondkratern: Die kleineren Krater sind schüsselförmig, während die größeren flache Innenbereiche mit oder ohne zentrale Erhebung und terrassierte Innenwände aufweisen. Frischere Krater zeigen helle oder dunkle Höfe oder Strahlensysteme. Allerdings hat der Merkur wegen seiner größeren Masse eine 2,5 mal größere Gravitation als der Mond, so dass die Auswurfmassen wesentlich weniger weit fliegen. Das Streugebiet der Ejekta beträgt nur 65 % eines gleich großen Meteoritenkraters auf dem Mond. Ein interessantes Phänomen sind die gebogenen Steilstufen, die in 20–500 m Länge die Merkur-Oberfläche durchziehen und relative Höhen von mehreren hundert bis 2 000 m erreichen. Auf dem Merkur hat man bis jetzt keinerlei Hinweise auf aktiven Vulkanismus, Plattentektonik oder andere endogene Prozesse gefunden, die noch heute andauern.

Ähnlich wie auf dem Mond lassen sich auf dem Merkur zwei wesentliche Landschaftstypen unterscheiden, nämlich die Hochlandregionen und die Tiefebene. Dazu

kommt als Besonderheit das Caloris-Becken und sein antipodisches Gegenstück (Vilas 1999).

Hochlandregionen. Die Hochländer des Merkur bestehen aus Gebieten mit hoher Kraterdichte, die mit flachwelligen Zwischenkrater-Ebenen abwechseln und häufig von diesen überdeckt oder umschlossen werden. Allerdings ist auch in den Kraterlandschaften auf den Hochländern des Merkur die Kraterdichte geringer als auf den Mond-Hochländern, was insbesondere für Krater von <50 km \varnothing gilt. Die Zwischenkrater-Ebenen entstanden wahrscheinlich während einer intensiven Phase des Meteoriten-Bombardements vor 4,2–4,0 Ga. Dabei wurden weite Teile der Hochländer mit Auswurf-Decken von riesigen Meteoriteneinschlägen zugeschüttet oder aber mit vulkanischen Laven überflutet, die aus dem Inneren des Planeten gefördert wurden (z. B. Taylor u. Scott 2005). Als Folge verschwanden bevorzugt die kleineren, primär gebildeten Krater. Heute findet man auf den Zwischenkrater-Ebenen meist nur Krater von <15 km \varnothing , die häufig zu Gruppen oder Ketten angeordnet sind, längliche, flache Formen zeigen und/oder an einem Ende offen sind. Solche Krater entstanden erst sekundär durch Gesteinsbruchstücke, die beim Einschlag größerer Meteoriten losgerissen wurden.

Tiefebene. Diese flachen Ebenen treten im Inneren und in der Nachbarschaft des riesigen Caloris-Beckens sowie am Boden anderer großer Becken und in der Nordpolarregion des Merkur auf. Sie sind noch kraterärmer als die Zwischenkrater-Ebenen, dürften also jünger als diese sein.

Wahrscheinlich entstanden sie gegen Ende der Periode des heftigen Meteoriten-Bombardements vor 3,8 Ga. Dabei könnten riesige Auswurf-Decken entstanden sein, welche die Tiefebene überschüttet haben. Andererseits führt eine Neuauswertung der Mariner-10-Aufnahmen zu der Annahme, dass die Tiefebene teils mit Impakt-Schmelzen, teils aber auch mit vulkanischen Laven überdeckt sind (Vilas 1999).

Das *Caloris-Becken*, mit einem Durchmesser von ca. 1 340 km der größte Impaktkrater des Merkurs, entstand vor ca. 3,85 Ga durch den Einschlag eines riesigen kosmischen Körpers von etwa 150 km Ø. Es wird von 100–150 km breiten, 1 000–2 000 m hohem Ringgebirgen umgeben, die aus Auswurfsmassen und Impaktschmelzen bestehen. Der flache Beckenboden wird kreuz und quer von zahlreichen runzelförmigen Graten und Störungen durchzogen und zeigt wenige, meist frische Meteoritenkrater. Der katastrophale Einschlag, bei dem die Energie von einer Trillion 1-Megatonnen-Wasserstoffbomben freigesetzt wurde, erzeugte starke Erdbebenwellen, die den gesamten Planeten durchliefen und sich – zusammen mit Oberflächen-Wellen – im Antipodenbereich des Caloris-Beckens fokussierten. In einem Gebiet, etwa so groß wie die gesamte Fläche von Frankreich und Deutschland, wurde hier die Merkur-Kruste um bis zu 1 km angehoben und bis in große Tiefen zerblockt. Das dabei entstandene Gewirr von riesigen tektonischen Blöcken hat alle älteren Strukturen zerschnitten.

Innerer Aufbau und chemische Zusammensetzung

Die hohe mittlere Dichte des Merkurs führt zwangsläufig zur Annahme eines *Fe-reichen Metallkerns*, dessen Radius ungefähr $\frac{3}{4}$ des Gesamtradius und 70 % seiner Gesamtmasse ausmacht. Wegen der Kleinheit des Merkurs sollte dieser Kern bereits weitgehend kristallisiert sein, so dass höchstens eine dünne Schale, in der neben Fe und Ni noch ein weiteres leichtes Element, z. B. Schwefel angereicht ist, im schmelzflüssigen Zustand vorliegt (s. Abschn. 27.4.2, S. 494f).

Deswegen ist das schwache *Magnetfeld*, das durch Mariner 10 beim Merkur festgestellt wurde, nur schwer zu erklären; denn der geringe Schmelzanteil dürfte kaum ausreichen, um den Antrieb eines geomagnetischen Dynamos zu ermöglichen. Außerdem dürfte die geringe Rotationsgeschwindigkeit des Merkurs den Aufbau eines solchen Dynamo-Systems behindern. Möglicherweise liegt beim Merkur eine remanente Magnetisierung vor, die ursprünglich im flüssigen Kern entstand und heute im festen Kern eingefroren ist (Vilas 1999).

Die *gebogenen Steilhänge*, die so charakteristisch für die Merkur-Oberfläche sind, könnten ursprünglich auf Abschiebungen zurück gehen, die durch Dehnungs-Tektonik bei der Expansion des heißen Metallkerns angelegt wurden. Bei der Kristallisation des Kerns kam es zu einer leichten Schrumpfung des Planeten, und es entwickelte sich ein kompressives Spannungsfeld mit Überschiebungs-Tektonik.

Im Vergleich zum Mond zeigen die Tiefebene des Merkurs kein wesentlich geringeres *Reflexionsvermögen (Albedo)* als die Hochländer. Diese Tatsache weist auf relativ geringe Gehalte an FeO (<3 Gew.-%) und TiO₂ in den Merkur-Gesteinen hin, ähnlich wie bei den lunaren Anorthositen. Dazu passen die erhöhten Ca- und Na-Gehalte, die durch IR-Spektren angezeigt werden (vgl. Taylor u. Scott 2005). Aus diesen Beobachtungen könnte man ableiten, dass die gesamte Merkur-Kruste aus Anorthositen besteht und vielleicht – wie für den Mond angenommen – in einem Magma-Ozean gebildet wurde. Allerdings müssten in diesem Fall die Oberflächen der Tiefebene größtenteils von Auswurf-Decken eingenommen werden, was noch keineswegs unumstritten ist. Nach einem alternativen Modell, für das einige Oberflächenformen in den Merkur-Tiefländern sprechen, wurden aus dem Innern des Planeten ungewöhnlich Fe-Ti-arme basaltische Magmen gefördert, welche die Tiefebene überflossen. Beim derzeitigen, immer noch sehr mageren Erkenntnisstand lässt sich nicht entscheiden, welches dieser beiden Modelle wahrscheinlicher ist.

Wassereis auf dem Merkur?

Bei der Sonnennähe des Merkurs mit Oberflächen-Temperaturen von maximal 467 °C ist die Anwesenheit von Eis eigentlich nicht zu erwarten. Trotzdem gibt es in der Umgebung der beiden Pole etwa zwanzig Gebiete, die sich durch eine ungewöhnlich hohe Radar-Reflektivität auszeichnen. Das könnte ein Hinweis darauf sein, dass hier in permanent beschatteten Kratern in der Tat H₂O-Eis vorhanden ist. Jedoch können auch andere stärker reflektierende Substanzen, z. B. Anflüge von ged. Schwefel, Metallsulfide, metallische Kondensate oder Halit-Niederschläge zur Erklärung herangezogen werden (Slade et al. 1992).

30.1.2 Venus

Astronomische Erforschung

Als unser nächster Nachbar reflektiert die Venus den größten Teil des Sonnenlichtes, das diesen Planeten bescheint, und ist so nach Sonne und Mond das hellste Objekt am Himmel. Als Abendstern ist die Venus noch einige Stunden nach Sonnenuntergang am Westhimmel sichtbar; als Morgenstern erscheint sie kurz vor Sonnenaufgang. In vielen antiken Kulturen wurde sie als Göttin verehrt, z. B. als Aphrodite bei den Griechen und als Venus bei den Römern (vgl. Hunt u. Moore 1982). Die Beobachtung der Venus-Phasen überzeugten Galileo Galilei (1564–1642) davon, dass das heliozentrische Weltbild von Nikolaus Kopernikus (1473–1543) richtig und das geozentrische Weltbild von Ptolemäus (ca. 100–160 n. Chr.) falsch ist. Bereits Edmund Halley (1656–1742) sagte voraus, dass

sich die Entfernung Erde–Sonne (= 1 AE) anhand der Venus-Durchgänge durch die Sonne berechnen lässt, was im Juni 1769 erstmals mit akzeptabler Genauigkeit gelang, u. a. auch durch die Haiti-Expedition von James Cook (1728–1779). In den 1920er Jahren wurden erste UV-Fotografien von der Venus gemacht und 1932 führten spektroskopische Untersuchungen zur zufälligen Entdeckung des hohen CO₂-Gehaltes in der Venus-Atmosphäre (Fegley 2005).

Durch den Vorbeiflug der Raumsonde Mariner 2 trat 1962 die Venus-Forschung, die bis dahin nur auf bodengestützten Messungen basierte, in eine neue Phase. Seitdem war die Venus mehrfach das Ziel von Weltraum-Missionen, so der amerikanischen Raumsonden Mariner 5 und 10 (1967, 1973), Pioneer Venus 1 und 2 (1978), Magellan (1989), Galileo (1989) und CASSINI (1997) sowie der sowjetischen Raumsonden Venera 5 bis 16 (1969–1983) und Vega 1 und 2 (1983). Die Raumsonden flogen teils in größerer Nähe an der Venus vorbei, teils umrundeten sie den Planeten oder landeten weich auf seiner Oberfläche, was im Jahr 1970 erstmals Venera 7 gelang (Fegley 2005). Die Fülle von wissenschaftlichen Ergebnissen, die durch diese Weltraum-Missionen erzielt wurden, vermitteln bereits ein recht anschauliches Bild vom inneren Bau der Venus und ihrer Atmosphäre.

Atmosphäre und Klima

Wie schon seit längerem bekannt, besteht die Atmosphäre der Venus zum weit überwiegenden Teil aus CO₂ mit einem Mengenanteil von $96,5 \pm 0,8 \%$. Den Rest bildet hauptsächlich Stickstoff N₂ ($3,5 \pm 0,8 \%$), während alle andere Gasspezies wie SO₂, H₂O, Ar, CO, He, Ne, OCS, H₂S, HDO, HCl im ppm-Bereich (part per million = g/t) liegen oder sogar im ppb-Bereich (part per billion) wie Kr, SO, S, HF und Xe. Die meisten Gase sind durch Entgasung der Venus freigesetzt worden; lediglich die Edelgase Ar, Ne, und Xe dürften noch teilweise primordial sein, d. h. auf die ursprüngliche Entstehung unseres Planetensystems zurückgehen (Fegley 2005).

Von allen Planeten hat Venus die höchste Albedo, die mit 75 % etwa 2,6 mal so groß wie die der Erde ist. Während 66 % der absorbierten Sonnenergie die Erdoberfläche erreicht, nehmen bei der Venus die oberste Atmosphäre und die Wolkenschicht in 70 km Höhe bereits 70 % der Solarenergie auf, weitere 19 % werden in der unteren Atmosphäre absorbiert und nur 11 % erreichen die Oberflächen des Planeten. Die geringe IR-Durchlässigkeit des in der Lufthülle dominierenden CO₂ erzeugt einen Super-Treibhauseffekt, der hohe Temperaturen von ca. 470 °C auf der Venus-Oberfläche bewirkt. Auch der mittlere Luftdruck von 95,6 bar (= 95 600 hPa) ist wesentlich höher als auf der Erde (ca. 1 bar = 1 000 hPa). In der Wolkenschicht in etwa 45–70 km Höhe über der Venus-Oberfläche spielen sich eine Reihe von interessanten fotochemischen

Reaktionen ab, auf die wir hier nicht eingehen können (Fegley 2005). Aufgrund des extrem geringen H₂O-Gehalts in der Atmosphäre ist die Venus ein trockener, praktisch wasserfreier Planet. Die Abgabe des Wassers an den Weltraum erfolgte wahrscheinlich während einer frühen Episode, in der der Treibhauseffekt nach Art einer Kettenreaktion heftig zunahm. Dabei könnten Entgasungsprozesse bei den häufigen Vulkanausbrüchen eine Rolle gespielt haben (Heald 1999).

Oberflächenformen

Trotz der dicken Wolkenschicht ist die Oberfläche der Venus durch Radar-Untersuchungen von bodengestützten Radio-Teleskopen und insbesondere von Raumsonden gut bekannt. So wurden durch die Magellan-Sonde 98 % der Planeten-Oberfläche mit einer Auflösung von 120–300 m aufgenommen. Im Gegensatz zur Erde nehmen flache *Tiefenebenen* ca. 85 % der Venus-Oberfläche ein; sie sind überwiegend vulkanischen Ursprungs; Lavaströme sind weit verbreitet. Nur etwa 15 % der Venus-Oberfläche sind *Bergländer* mit rauen Landschaftsformen. In Aphrodite Terra erreichen sie Höhen von etwa 3 000–4 000 m, in den Maxwell Mountains im Kontinent-artigen Hochland Ishtar Terra sogar 12 000 m.

Wie auf dem Merkur und auf dem Mond ist die Venus-Oberfläche durch eine Fülle von *Meteoriten-Kratern* geprägt; jedoch ergaben ihre Verbreitung und ihr Alter überraschende Befunde. Während man auf dem Mond, dem Merkur und dem Mars Gebiete größerer und geringerer Kraterdichte unterscheiden kann und die Krater ganz unterschiedliche Alter aufweisen, sind die etwa 1 000 Krater der Venus etwa gleichmäßig auf der Oberfläche verteilt, zeigen relativ frische Formen und dürften nicht älter als etwa 500 Ma sein. Für die Erklärung dieses Befundes gibt es zwei kontrastierende Hypothesen (Saunders 1999):

1. Eine aktualistische *Gleichgewichts-Hypothese* nimmt an, dass vulkanische Eruptionen die Meteoriten-Krater so schnell zerstören, wie sie gebildet wurden, so dass auf der Venus stets etwa die gleiche Menge an Kratern vorhanden ist.
2. Demgegenüber wird die Hypothese einer *globalen Katastrophe* heute stärker favorisiert. Sie geht davon aus, dass besonders heftige vulkanische Eruptionen vor ca. 500 Ma die gesamte Venus-Oberfläche umgestalteten und alle älteren Meteoriten-Krater zerstörten. Ein solches Ereignis würde auch dazu geführt haben, dass die Zeugnisse der älteren geologischen Geschichte der Venus verloren gingen.

Unabhängig von dieser Problematik zeigen die Meteoriten-Krater der Venus interessante Details, die z. T. auf den Einfluss der dichten Atmosphäre zurückgehen. So gibt es keine intakten Krater mit kleineren Durchmessern als

3 km, was bedeutet, dass keine Objekte von $<30\text{ m } \varnothing$ den Venusboden mit so hoher Geschwindigkeit erreicht haben, um bei ihrem Einschlag einen Krater zu erzeugen. Kleinere Objekte wurden entweder in der Atmosphäre zerstört oder soweit abgebremst, dass sie nur mit Fallgeschwindigkeit auftrafen. Allerdings zeigen die häufig beobachteten dunklen Flecken, dass auch kleine Meteoroiden, die niemals den Venusboden erreichten, Schockwellen und starke Winde erzeugten, durch die die Venus-Oberfläche pulverisiert und geglättet oder mit Auswurfs-Decken überzogen wurde. Krater mit Durchmessern von $<30\text{ km}$ sind gewöhnlich unregelmäßig oder bestehen aus Kratergruppen, was darauf hinweist, dass größere Meteoroiden beim Flug durch die Venus-Atmosphäre in Einzelstücke zerbrochen sind. Wie auch auf Mars, Merkur und Mond, gibt es häufig Hinweise auf schrägen Impakt, auf das Ausfließen von Impaktschmelzen und auf windverblasene Auswurfsmassen (Saunders 1999).

Vulkanismus

Alle Befunde sprechen dafür, dass der Vulkanismus auf der Venus bis in die jüngste geologische Vergangenheit eine wichtige Rolle spielte. Dabei wurden überwiegend Basalte, aber auch SiO_2 -reichere Laven gefördert. Insbesondere die Tiefländer sind weitgehend von Lavaströmen und ausgedehnten Plateaubasalten überdeckt. Unter den ca. 100 Vulkanbauten der Venus kann man folgende Typen unterscheiden (Saunders 1999):

- *Kleine Schildvulkane* mit $<20\text{ km}$ Basis- \varnothing , rundlichen Umrissen und Gipfelkratern sind am häufigsten; sie bilden oft Gruppen und lassen Lavaströme erkennen. Die vulkanische Tätigkeit, die zu diesem Vulkantyp führte, dürfte wesentlich zur Entstehung der Venus-Kruste beigetragen haben.
- Rundliche *Lavadome* mit $20\text{--}100\text{ km}$ Basis- \varnothing zeigen steile Hänge und flache Gipfelbereiche mit einem rundlichen oder länglichen Zentralschlot. Sie erinnern an irdische Lavadome, die aus relativ viskosen, stärker differenzierten, SiO_2 -reichen magmatischen Schmelzen gebildet wurden. Hinweise auf explosiven Vulkanismus sind vorhanden; dieser wird durch den hohen Luftdruck auf der Venus-Oberfläche begünstigt, der die Entgasung der Magmen verzögert.
- *Große Schildvulkane* mit $>100\text{ km}$ Basis- \varnothing weisen häufig Lavaströme auf, die radial aus dem Gipfelbereich abfließen. Ein typischer Vertreter ist Sapas Mons mit einem Basis-Durchmesser von 400 km und einer Höhe von $1\,500\text{ m}$; in seinem Gipfelbereich zeigt er eine Einbruchs-Caldera, und seine Lavaströme erstrecken sich auf hunderte von Kilometern über die von Störungen durchzogene Ebene.
- Eine Sonderform der großen Venus-Vulkane bilden die *Coronae*; sie sind durch große, konzentrische Ring-

brüche gekennzeichnet, aus denen wiederholt Lavaströme ausfließen. In der weiteren Umgebung beobachtet man Systeme von Radialspalten. Es wird angenommen, dass diese Vulkanbauten auf den Aufstieg von Mantel-Plumes zurückgehen.

- Ein auffallendes Landschaftselement auf der Venus sind mäandrierende „Fluss-Systeme“ die gigantischen Lava-Tunneln gleichen; der größte von ihnen, Baltis Vallis, ist $6\,800\text{ km}$ lang. Da Wasser auf der Venus-Oberfläche fehlt, müssen hier sehr dünnflüssige Laven geflossen sein, die z. B. die chemische Zusammensetzung von Komatiiten oder Karbonatiten hatten.

Die sowjetischen Raumsonden Venera 13 und 14 sowie Vega 2 führten an kleinen, bis 3 cm langen Bohrkernen des Venusbodens röntgenfluoreszenzspektroskopische Analysen durch. Sie erbrachten chemische Zusammensetzungen, die denen von irdischen Ozeanboden-Basalten (MORB) oder von K-reichen Alkalibasalten (Leucit-Basalten) ähneln (vgl. Fegley et al. 2005).

Tektonik und innerer Aufbau

Anders als bei Erde, Mond und Mars besitzen die Hoch- und Tiefländer der Venus etwa gleiches Alter und haben eine ähnliche geologische Entwicklung durchgemacht. Einen ausgeprägten Gegensatz, wie er zwischen den alten Kratonen und den jungen Ozeanböden der Erde oder den Hochländern und den Maria des Mondes existiert, gibt es auf der Venus nicht. Die Hochländer der Venus repräsentieren nicht die früheste Phase der Krustenbildung auf diesem Planeten, sondern sind im Zuge einer komplexen Deformationsgeschichte entstanden, an der Bruch- und Faltungs-Tektonik beteiligt waren und die den gesamten Globus erfasste (Saunders 1999; Heald 1999). Dabei entstanden intensiv zerblockte Krustenteile, die *Tesserae* (lat. Täfelchen), die in den Hochländern noch erhalten sind, wenn sie auch heute nur $<10\%$ der Planeten-Oberfläche ausmachen. Sie könnten in Bereichen von aufsteigenden Mantel-Plumes entstanden sein, wo es zu verstärktem Vulkanismus mit Bildung von vulkanischen Plateaus und zur Krustenverdickung kam; die nachfolgende Abkühlung führte dann zum gravitativen Kollaps und zur tektonischen Zerblockung. Eine andere Hypothese zieht die hohe Oberflächen-Temperatur der Venus in Betracht und geht davon aus, dass der Planet während der meisten Zeit seiner Geschichte eine leicht verformbare Unterkruste hatte. Dementsprechend war die Strainrate an seiner Oberfläche sehr groß, was die planetenweite Entstehung der *Tesserae* begünstigte. Erst in einem späten Stadium der geologischen Geschichte nahm der Wärmefluss ab und damit sank auch die Strainrate.

Die nachfolgende Entwicklung ist durch mehrere Phasen intensiver vulkanischer Aktivität bestimmt. Dadurch wurden riesige Gebiete in den Tiefländern mit Lava-

strömen und Plateaubasalten überdeckt, in denen die Tesserae buchstäblich ertranken. Es entstanden die großen Tiefland-Ebenen, die z. T. von breiten Riftzonen und Wrinkle Ridges (s. Abschn. 28.1.2, S. 499) durchzogen werden. In den Hochländern sind tektonische Störungen sowie Horst- und Graben-Strukturen weit verbreitet, wobei man mindestens zwei sich kreuzende Systeme von Strukturen unterscheiden kann.

Auf der Venus fehlen jegliche Anzeichen dafür, dass heute plattentektonische Prozesse ablaufen und es ist sehr fraglich, ob sie in der geologischen Vergangenheit jemals stattgefunden haben. Zwar sind die großen Schildvulkane und die Coronae meist an Riftzonen gebunden, die bevorzugt im Äquatorialbereich des Planeten auftreten, doch gibt es im Gegensatz zur Erde keine linearen Vulkan-Ketten, die auf die Bildung von mittelozeanischen Rücken oder von Subduktionszonen hinweisen. Auf der Erde wird Ozeanwasser durch Subduktionsprozesse in den Erdmantel transportiert und dadurch die Solidus-Temperatur der Mantelgesteine gesenkt (Abb. 17.3, S. 282ff). So kommt es zur Entstehung einer fließfähigen Schicht, der *Asthenosphäre* (Abb. 27.17, S. 489), durch die Konvektionsvorgänge im tiefen Erdmantel von den Plattenbewegungen der Lithosphäre abgekoppelt werden. Auf der praktisch wasserfreien Venus ist das nicht der Fall; eine Asthenosphäre fehlt und der Stil der planetaren Tektonik ist ein völlig anderer. Allerdings machen theoretische Modelle wahrscheinlich, dass der *Mantel* der Venus – ähnlich wie der Erdmantel – einen Lagenbau aufweist. Möglicherweise gab es wechselnde Phasen von Kontraktion und Extension, die alle 300–750 Ma miteinander abwechselten. Dabei wurden durch Konvektionsvorgänge im Oberen Venus-Mantel planetenweit tektonische Bewegungen erzeugt. Beim Aufstieg von Mantel-Plumes kam es zur Dehnungstektonik und zum Vulkanismus, bei deren Absinken zur Kompressionstektonik mit Stapelung der heißen, „plastischen“ Venus-Kruste. In jüngster Zeit hat die Intensität der Tektonik und des Vulkanismus wahrscheinlich nachgelassen.

Obwohl wir zur Zeit noch keine direkten Informationen über das tiefe Innere der Venus besitzen, spricht die hohe mittlere Dichte von 5,24 für einen *metallischen Kerns* (Abb. 30.2). Es ist jedoch umstritten, ob dieser schon vollständig fest oder noch teilweise flüssig ist und sich noch im Stadium der fortschreitenden Kristallisation befindet. Ein eigenes Magnetfeld wurde bei der Venus nicht festgestellt, was an ihrer geringen Rotations-Geschwindigkeit liegen könnte. Die Kern-Mantel-Grenze dürfte in einer Tiefe von ca. 3 250 km liegen; die Dicke der Venus-Kruste variiert zwischen 40 und 100 km, wobei die größten Krustendicken in den Tesserae-Gebieten auftreten (Fegley 2005).

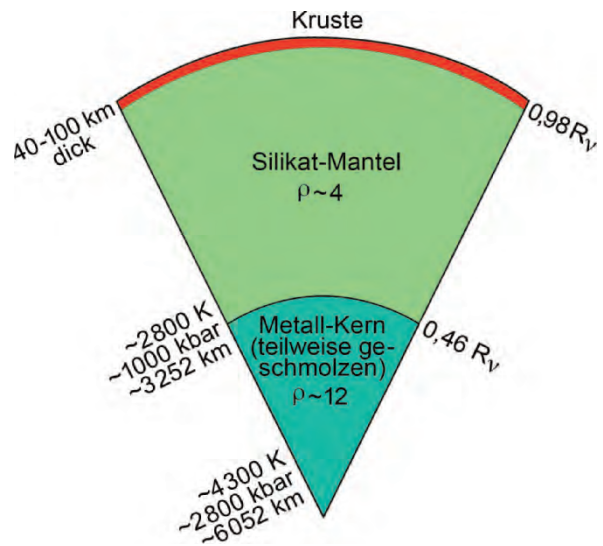


Abb. 30.2. Der innere Aufbau der Venus. (Nach Fegley 2005)

30.1.3

Mars

Astronomische Erforschung

Schon seit langem hat der Mars, der „Rote Planet“, die Phantasie des Menschen angeregt; er ist mit Sicherheit der erste extraterrestrische Planet, den jemals ein Mensch betreten wird. Die Existenz von Leben auf dem Mars wurde und wird noch heute für möglich gehalten. Man dachte sogar daran, dass auf dem „Roten Planeten“ eine höhere Zivilisation existiert, die vielleicht der irdischen weit überlegen sei, wie das in den Romanen von Kurd Lasswitz (1897) „Auf zwei Planeten“ oder von H. G. Wells (1898) „Krieg der Welten“ anschaulich geschildert wird. Lineare Strukturen, die 1877 Giovanni Schiaparelli (1835–1910) auf der Marsoberfläche entdeckt zu haben glaubte und als „Marskanäle“ bezeichnete, interpretierte man später als System von künstlichen Kanälen, durch die Wasser von den Polen zu den äquatorialen Wüsten geleitet werden sollte.

Bereits seit der beginnenden Neuzeit war der Mars aber auch Gegenstand ernsthafter astronomischer Forschung. Auf der Grundlage der sehr genauen Vermessungen der Planetenpositionen des Mars durch Tycho Brahe (1546–1601) konnte Johannes Kepler (1571–1630) die elliptische Bahn des Planeten berechnen und daraus die drei Keplerschen Gesetze ableiten. Christiaan Huygens (1629–1695) berechnete die Eigenrotation des Mars auf 24,5 Stunden, was dem heute gültigen Wert von 24,623 h erstaunlich nahe kommt. Die weißen Polkappen des Mars wurden bereits 1666 von Giovanni Domenico Cassini (1625–1712) beschrieben. 1784 bestimmte Wilhelm Herschel (1738–1822) die Neigung der Rotationsachse gegen die Umlaufbahn. Die ersten Karten des Mars wurden 1830 von Wilhelm Beer (1797–1850) und – mit größerer Genauigkeit – 1869 von Richard Proctor (1837–1888) angefertigt.

Erst die Fotos der amerikanischen Raumsonden Mariner 4, 6 und 7, die in den Jahren 1964 und 1969 nahe am Mars vorbeiflogen, veränderten diese Vorstellungen grundsätzlich, da sie eine offensichtlich leblose Kraterlandschaft, ähnlich wie der auf dem Mond zeigten. Jedoch wurde dieses Bild 1971 erneut revidiert, als Mariner 9 in eine Umlaufbahn um den Planeten einschwenkte und mehrere tausend Fotos von einer sehr abwechslungsreichen, dem Mond sehr unähnlichen Mars-Oberfläche lieferte. Diese Befunde wurden im gleichen Jahr von der sowjetische Raumsonde Mars 3 ergänzt und bestätigt. Wichtige Ergebnisse erzielten die beiden amerikanischen Viking-Sonden, die 1976 in eine Umlaufbahn um den Mars geschickt wurden und die Viking Lander auf dem Marsboden aussetzten. Über vier Jahre übermittelten diese Geräte eine Fülle von Daten, erbrachten aber keinen Hinweis auf Leben.

Im Jahr 1997 wurde die amerikanische Raumsonde Mars Pathfinder gestartet, deren kleines Marsmobil Marsrover Sojourner wichtige Analysenergebnisse über die Gesteine in der Umgebung der Landestelle gewann. Die Raumsonde Mars Global Surveyor kartierte von 1997 bis 2006 die gesamte Marsoberfläche mit einer Auflösung von einigen hundert Metern, ja bis herunter zu 10 m (Carr 1999). Seit 2003 sendet die europäische ESA-Raumsonde Mars Express Daten von einer Umlaufbahn um den Mars; jedoch ging das dazugehörige Landegerät Beagle 2 leider verloren. Durch die NASA wurden seit 2001 insgesamt 15 weitere Raumsonden zum Mars geschickt, von denen im Jahr 2004 Spirit und Opportunity weich landeten und Marsmobile zur Beprobung und Analyse von Gesteinen ausschickten. Am 26. Mai 2008 landete Phoenix in der Nähe des Mars-Nordpols, wo sie mit einem Greifarm Proben aus 50 cm Tiefe holen kann, um im Dauerfrost-Boden Schmelzwasser nachzuweisen.

Atmosphäre und Klimaverhältnisse

Der Mars besitzt eine sehr dünne Atmosphäre, die zu ca. 95 % aus CO₂ besteht, gefolgt von 2,7 % N₂, 1,6 % Ar, 0,13 % O₂ und 0,006 % H₂O sowie 2,5 ppm Ne, 0,3 ppm Kr und 0,08 ppm Xe (z. B. McSween 2005). Der mittlere Luftdruck auf der Marsoberfläche beträgt lediglich 0,00636 bar (= 6,36 hPa), also nur ein Bruchteil des Luftdrucks, der auf der Erdoberfläche herrscht. Allerdings machen die Ergebnisse der Weltraum-Missionen wahrscheinlich, dass der Mars in der geologischen Vergangenheit eine wesentlich dichtere Atmosphäre besaß, die jedoch wegen seiner – im Vergleich zu Merkur, Erde und Venus – relativ geringen mittleren Dichte ($3,9335 \pm 0,0004 \text{ g/cm}^3$) und Gravitationskraft allmählich an den Weltraum verloren ging. Die dünne Mars-Atmosphäre mit ihrem – absolut gesehen – geringen CO₂-Gehalt vermag nur wenig Sonnenwärme zu speichern, so dass der Mars fast keinen Treibhauseffekt besitzt (Jakosky 2005; McSween 2005). So liegt die mittlere Oberflächen-Temperatur bei etwa $-50 \text{ }^\circ\text{C}$, jedoch mit erheblichen

Schwankungen. In Äquaturnähe werden am Tag $20 \text{ }^\circ\text{C}$, nachts dagegen nur $-85 \text{ }^\circ\text{C}$ erreicht.

Die Exzentrizität der Marsbahn ist etwa 5,5 mal so groß wie die der Erdbahn, was starke Auswirkungen auf die Jahreszeiten hat. Die Südhalbkugel befindet sich während des Sommers in größter Sonnennähe (Perihel), während des Winters dagegen in größter Sonnenferne (Aphel); auf der Nordhalbkugel ist es umgekehrt. Daher sind die Jahreszeiten im Süden wesentlich ausgeprägter als im Norden, der ein ausgeglicheneres Klima besitzt. Die Sommer-Temperaturen können im Süden bis zu $30 \text{ }^\circ\text{C}$ höher sein als im Norden.

Die Eisschichten auf den Polkappen repräsentieren langfristige Klimaschwankungen in der Größenordnung von 10 000 Jahren, die auf eine chaotische Variation der Achsenneigung zwischen 0 und 60° in den letzten 10 Ma zurückgehen. In der geologischen Vergangenheit war das Klima des Mars heißer und feuchter (Jakosky 1999).

Oberflächenformen

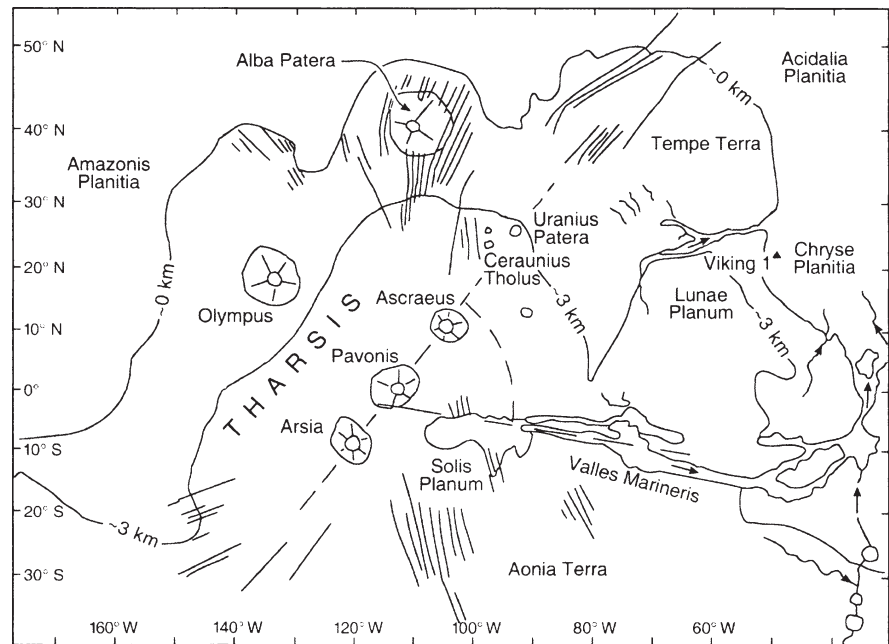
Der Mars zeigt eine ausgesprochen ungleichmäßige Verteilung seiner geologischen und geomorphologischen Merkmale. Der Hauptteil seiner Südhalbkugel und kleinere Anteile der Nordhalbkugel – insbesondere in der weiteren Umgebung des 330° -Meridians – werden von stark zerkraterten Hochländern mit Höhen von 1 000–40 000 m über NN eingenommen. Hierzu gehören die *Tharsis*- und die *Elysium-Schwelle*, riesige Erhebungen der Marskruste mit aufgesetzten Vulkanbauten (Abb. 30.3). Im Gegensatz dazu werden die größten Teile der Nordhalbkugel, aber deutlich geringere Teile der Südhalbkugel von flachen Tiefebene mit geringer Kraterdichte eingenommen. Ein auffälliges Element bildet hier das riesige Impakt-Becken Hellas. Etwa die Hälfte der Mars-Oberfläche ist mit einer Hülle von rotem, feinkörnigem Staub bedeckt.

Auf Grund der Kraterhäufigkeit lassen sich auf dem Mars drei stratigraphische Groseinheiten unterscheiden, das *Noachium*, das *Hesperium* und das *Amazonium* (Tanaka 1986; Hartmann u. Neukum 2001). Die zeitliche Grenze zwischen Noachium und Hesperium liegt bei 3,7–3,5 Ga, die zwischen Hesperium und Amazonium bei 3,3–2,9 Ga. In den Hochländern, die ins Noachium gehören, haben sich die Landformen seit 3,5 Ga nur wenig verändert. Wahrscheinlich wurden sie während der Phase des heftigen Meteoriten-Bombardements vor 3,9–3,8 Ga geprägt, das wir bereits aus der Geschichte des Mondes kennen (Abschn. 28.3, S. 502f). Demgegenüber ist das noachische Grundgebirge in den Tiefländern weitgehend durch Vulkanite und Sedimente des Hesperiums und des Amazoniums überdeckt. Im Vergleich zu den Mond-Hochländern weisen die noachischen Hochländer des Mars charakteristische Unterschiede auf (z. B. Carr 1999):

- In den Mars-Hochländern ist der Erhaltungszustand der Krater sehr viel schlechter, was auf stärkere Erosions-Prozesse hinweist.

Abb. 30.3.

Die Topographie des Tharsis-Plateaus auf dem Mars mit den großen Schildvulkanen. (Nach Faure u. Mensing 2007)



- Auf dem Mars gibt es *verzweigte Talsysteme*, die sich auf tausende von Kilometern verfolgen lassen und an irdische Flusssysteme erinnern. An der Ostflanke der Tharsis-Schwelle erstreckt sich ein äquatorial ausgerichtetes *Canyon-System* von 2000–7000 m Tiefe, die Valles Marineris (Abb. 30.3), das offensichtlich an tektonische Störungen gebunden ist, aber stellenweise durch riesige Bergrutsche erweitert wurde. Die Canyons sind teilweise mit mächtigen Sedimentfolgen gefüllt, die wohl z. T. See-Ablagerungen darstellen. Manche der Canyons entspringen in sog. *Chaotischen Terrains*, die vermutlich durch riesige Hochwasser-Ereignisse entstanden sind. Diese wurden z. B. durch katastrophale Entleerung von Seen in den Canyons oder durch plötzliche Eruptionen von Grundwasser ausgelöst, das sich unter Permafrost-Böden angesammelt hatte, wobei es zu flächenhaften Bodeneinbrüchen kam.
- In den Mars-Hochländern erstrecken sich zwischen den Kratern ausgedehnte, flache Ebenen, die vermutlich während oder kurz nach dem heftigen Meteoriten-Bombardement durch intensiven Vulkanismus mit hoher Förderrate entstanden sind.
- Im Gegensatz zum Mond bestehen die Auswurfsdecken in der Umgebung der Mars-Krater aus einer Folge dünner Lagen, die nach außen von wohldefinierten, gelappten Steilrändern begrenzt werden. Diese Formen können dadurch erklärt werden, dass zur Zeit des Meteoriten-Impakts der Marsboden mit Wasser oder Eis bedeckt war.

Alle diese Beobachtungen weisen darauf hin, dass in der geologischen Vergangenheit Wasser auf dem Mars

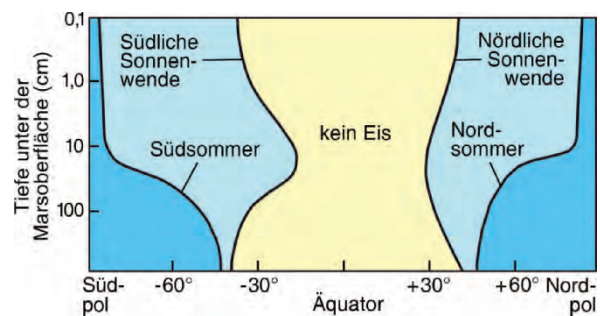


Abb. 30.4. Modell zur Stabilität von H_2O -Eis im Boden des Mars. Vorausgesetzt ist, dass die Mars-Atmosphäre gut durchgemischt ist und genügend Wasserdampf enthält, um eine H_2O -Schicht von 12 μm Dicke auf der Mars-Oberfläche zu erzeugen. (Nach Carr 1999)

existierte. Bei gleichmäßiger Bedeckung der gesamten Planeten-Oberfläche kann man eine Wassertiefe von 500 m abschätzen; auf der Erde wären das 3 km (Carr 1999). Eine immer noch ungelöste Frage ist nun, wohin dieses Wasser verschwunden ist. Ein Teil des ursprünglichen Wassers ist wahrscheinlich als H_2O -Eis fixiert. Unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen ist Eis bis zu Breiten von 30–40° nördlich und südlich des Äquators sowohl an der Mars-Oberfläche als auch im Untergrund instabil; es würde in die Atmosphäre sublimieren. Dagegen könnte in höheren Breiten im Winter Eis im Dauerfrost-Boden unter der Mars-Oberfläche existieren, in den Polar-Regionen sogar ganzjährig (Abb. 30.4). Hier könnte auch Schmelzwasser vorhanden sein, dessen Nachweis ein wichtiges Ziel der Raumsonde Phoenix ist. Die weißen Polkappen des Mars, die bereits 1666 von Cassini entdeckt wurden, bestehen dagegen aus CO_2 -Eis.

Vulkanismus und Tektonik

Besonders eindrucksvoll sind die Vulkanbauten auf dem Mars. Hierzu gehören vor allem die großen Schildvulkane Arsia Mons, Pavonis Mons und Ascraeus Mons auf der Tharsis-Schwelle sowie der isolierte *Olympus Mons* nordwestlich davon (Abb. 30.3, 30.5). Diese Vulkane entstanden während des Amazoniums, also in einer relativ späten Phase der Marsentwicklung, im Zusammenhang mit aufsteigenden Mantel-Plumes (z. B. McSween 2005). Mit einem Basisdurchmesser von 550–600 km und einer Höhe von ca. 26 000 m über NN bzw. ca. 24 000 m über der umgebenden Hochebene ist *Olympus Mons* der größte bisher bekannte Schildvulkan unseres Planetensystems. Er übertrifft an Größe bei weitem den Mauna Loa auf Hawaii, den größten Schildvulkan der Erde mit einem Basisdurchmesser von 120 km, der sich „nur“ 9 100 m über dem Boden des Pazifik erhebt (Abb. 30.5). Ähnlich wie die anderen nahe gelegenen Vulkane zeigt Olympus Mons in seinem Gipfelbereich eine komplex zusammengesetzte Gipfel-Caldera mit dem riesigen Durchmesser von ca. 90 km, was auf eine entsprechend große Magmenkammer im Inneren des Vulkans schließen lässt. An der Basis von Olympus Mons beobachtet man eindrucksvolle Steilstufen, die bis zu 6 000 m hoch werden (Abb. 30.5). Man nimmt an, dass die großen Schildvulkane des Mars über einen Zeitraum von mehreren Milliarden Jahren aktiv waren. Die Vielzahl der übereinander geflossenen Lavaströme sind in unterschiedlichem Maß von verschiedenen alten Kratern durchsetzt (z. B. McSween 2005; Head 1999). Dabei weisen die jüngsten Lavaströme von Olympus Mons eine sehr geringe Kraterdichte auf und dürften nicht älter als 100–200 Ma sein (Hartmann u. Neukum 2001).

Daneben gibt es auf den Hochebenen des Mars wie Elysium Planitia und Amazonis Planitia (Abb. 30.3) *Flutbasalte*, deren Alter bis etwa 2 Ga zurückreicht, während die geringe Kraterdichte der jüngsten, ungewöhnlich frischen Lavaströme auf Alter von nur 20–3 Ma hinweist (Hartmann u. Neukum 2001). In der Nähe des Impakt-Beckens Hellas liegt der Vulkan Tyrrhena Patera, dessen Förderprodukte geschichtet und tief erodiert sind. Es handelt sich wahrscheinlich um *Pyroklastite*, die SiO₂-reichere Zusammensetzungen aufweisen als die Basaltlaven der Schildvulkane.

Mit einer Längserstreckung von 4 000 km und Höhen bis zu 10 000 m über NN stellt die riesige *Tharsis-Schwelle*, deren Bildung bis in das Noachium zurückreicht, das herausragende tektonische Element des Mars dar. Die Schwelle ist von einem ausgedehnten System von radialen tektonischen Gräben und konzentrischen Kompressions-Rücken umgeben, die fast ein Drittel der Mars-Oberfläche beeinflussen (Abb. 30.3). So ist das riesige Canyon-System der Valles Marineris, das sich von der Ostflanke der Tharsis-Schwelle auf mehr als 4 000 km nach Osten verfolgen lässt, tektonisch angelegt. Das gesamte Bruchsystem ist offensichtlich durch gravitativen Kollaps entstanden, der auf die enorme Krustenverdickung im Be-

reich der Tharsis-Schwelle zurückgeht. Wir wissen noch nicht, welche Mantel-Prozesse dafür verantwortlich sind, dass im Bereich der Tharsis- und der Elysium-Schwelle über Zeiträume von mehreren Milliarden Jahren Krustenverdickung und Vulkanismus stattfanden. Im Gegensatz zur Erde hat es auf dem Mars niemals plattentektonische Prozesse gegeben; es herrscht Vertikal-Tektonik, die vermutlich stärker durch endotherme und exotherme Phasenübergänge im Inneren des Planeten gesteuert wird, als das im Erdinneren der Fall ist (Head 1999).

Zusammensetzung der Marsgesteine

Die besten Daten über die chemische und mineralogische Zusammensetzung von Marsgesteinen liefern die *Meteorite* aus der Gruppe der *SNC-Achondrite* (Shergottite, Nakhlite, Chassignite), die von der Oberfläche des Mars stammen (vgl. Abschn. 29.3.2, S. 514f). Sie stellen *Basalte* und *ultramafische Kumulate* dar, die entsprechenden irdischen Gesteinen sehr ähneln, jedoch – bezogen auf das Mg/Si-Verhältnis – einen geringeren Al-Gehalt sowie meist höhere Verhältnis von volatilen zu refraktären Elementen (z. B. K/La) aufweisen (vgl. McSween 2005).

Die Geochemie der basaltischen Shergottite ist in unterschiedlichem Maß durch die Assimilation von krustalen Gesteinen modifiziert worden, wobei es zur Anreicherung inkompatibler Elemente kam. Das zeigt sich an zunehmend erhöhten LREE/HREE-, Rb/Sr- und Nd/Sm-Verhältnissen sowie an hohen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr- und niedrigen ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-Initialwerten (vgl. Abschn. 31.5.3, S. 572f). Darüber hinaus waren die assimilierten Krustengesteine stärker oxidiert als die basaltischen Magmen aus dem Mars-Mantel.

Mit Ausnahme des Mars-Meteoriten ALH84001, dessen Alter mit isotopischen Methoden zu etwa 4,5 Ga bestimmt wurde, erbrachten die SNC-Achondrite relativ junge isotopische Alter von 1,22–1,66 Ga (Borg et al. 2005); sie entstanden also in der jüngeren geologischen Periode des Mars, dem Amazonium.

In-situ-Analysen von Marsgesteinen sind selten. Mittels Röntgenfluoreszenz- und Alpha-Protonen-Röntgenspektrometrie analysierten die Rover der Viking- und Mars-Pathfinder-Sonden hauptsächlich den Marsboden, der maximal bis in Tiefen von einigen Zentimetern beprobt wurde. Diese lockeren Staubsedimente sind durch Windtransport homogenisiert worden, stellen also keine unveränderten Proben der unterlagernden Gesteine dar. Sie erbrachten über Tausende von Kilometern etwa die gleiche Zusammensetzung, die in vieler Hinsicht den basaltischen Shergottiten ähneln. Die chemische in-situ-Analyse an einem staubfreien Mars-Gestein im Hochland Chryse Planitia ergab – überraschenderweise – eine *Andesit*-Zusammensetzung (z. B. Rieder et al. 1997; Wänke et al. 2001; McSween 2005). Wie durch thermische Emissions-Spektroskopie (TES) gezeigt wurde, könnten die Böden in den nördlichen Tiefen des Mars, die früher einmal von einem Ozean bedeckt waren, ebenfalls andesitische Zu-

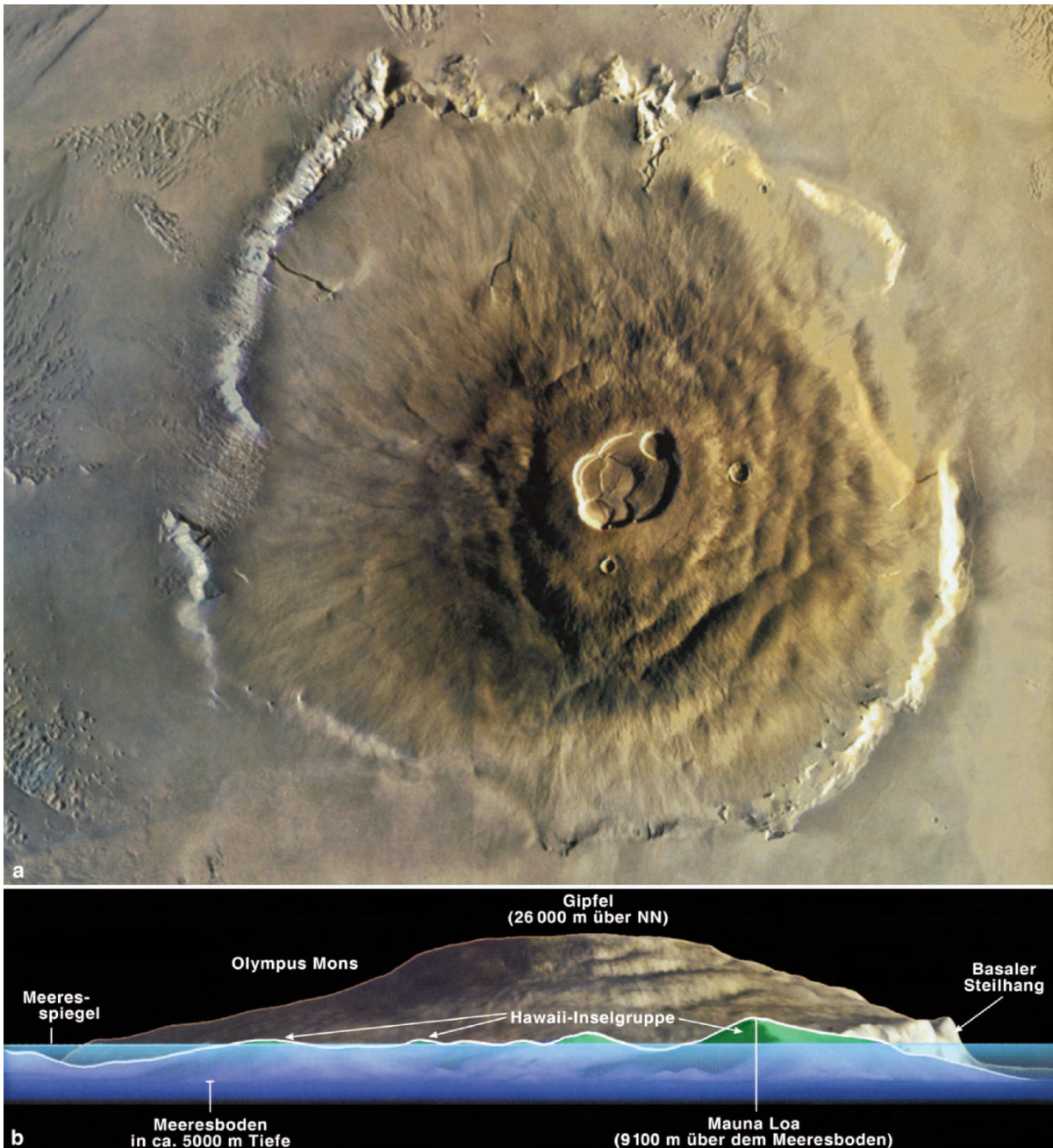


Abb. 30.5. **a** Luftbild des Schildvulkans Olympus Mons mit einer Höhe von 24000 m über der unterlagernden Hochebene und 26000 m über NN. Man erkennt die große, komplexe Gipfelcaldera, Lavaströme unterschiedlichen Alters, die randlichen Steilhänge sowie junge Meteoriten-Krater. **b** Die Seitenansicht zeigt den spektakulären Steilhang an der SO-Flanke von Olympus Mons; zum Größenvergleich ist der größte Schildvulkan der Erde, der Mauna Loa auf Hawaii eingezeichnet. (Nach Carr 1999)

sammensetzung haben. Jedoch liegen möglicherweise auch mechanische Mischungen von Basalt und Andesit oder verwitterte Basalte vor, die praktisch die gleichen TES-Spektren aufweisen wie Andesit. Obwohl die TES-Analysen durch die Allgegenwart von Eisenoxiden erschwert wird, scheint sicher zu sein, dass die Marsböden hohe Anteile der magmatischen Minerale Plagioklas und

Pyroxen enthalten, während Quarz fehlt. Als Umwandlungsprodukte dürften Mischungen unterschiedlicher Tonminerale und/oder Palagonit, das Zersetzungsprodukt von basaltischem Glas (Abschn. 12.1, S. 218), dominieren. Ein zweifelsfreier Nachweis von Sulfaten und Karbonaten auf der Marsoberfläche ist bisher nicht gelungen (McSween 2005).

Innerer Aufbau

Im Gegensatz zum Merkur und zur Venus besitzen wir durch die Mars-Pathfinder-Mission (1997) sehr genaue Messungen des Trägheitsmomentes vom Mars. Danach und auf Grund seiner mittleren Dichte von $3,93 \text{ g/cm}^3$ unterliegt es keinem Zweifel, dass der Mars einen Metallkern besitzt. Die Differentiation in Kern, Mantel und Kruste fand bereits während seiner frühesten geologischen Geschichte statt; das isotopische Alter des Mars-Meteoriten ALH84001 von ca. 4,5 Ga weist auf diese frühe Phase der Krustenbildung hin. Die Messdaten von Mars Global Surveyor sprechen für eine durchschnittliche *Krustenmächtigkeit* von mindestens 40–50 km. Sie steigt in der Tharsis-Schwelle auf >100 km an, um den isostatischen Ausgleich für die riesigen Schildvulkane zu gewährleisten, die dieser Schwelle aufsitzen.

Bis jetzt liegen uns keine Xenolithe vor, die direkte Hinweise auf die chemische und mineralogische Zusammensetzung des *Mars-Mantel* geben könnten. Jedoch führen Modellrechnungen von Wänke u. Dreibus (1988) sowie Lodders u. Fegley (1997), die auf der Geochemie bzw. der Isotopengeochemie von kohligem Chondriten und SNC-Achondriten beruhen, zu gut übereinstimmenden Ergebnissen. Danach besteht der Obere Mars-Mantel zu 38–43 Gew.-% aus Ortho- und Klinopyroxen, zu 51–52 % aus Olivin und zu 5–9 % aus Granat, hat also ein geringeres Olivin-/Pyroxen-Verhältnis und ist etwas Granatärmer als der Obere Erdmantel (vgl. Abschn. 27.3.1, S. 486ff, Abb. 27.18). An einer chemischen Pauschalzusammensetzung, die dem Modell von Wänke u. Dreibus (1988) entspricht, wurden von Bertka u. Fei (1997) Hochdruck-Experimente durchgeführt. Danach entsteht in einer Manteltiefe von ca. 1 000 km die Paragenese Wadsleyit $\beta\text{-(Mg,Fe)}_2\text{SiO}_4$ + Klinopyroxen, die sich in ca. 1 270 km Tiefe in Ringwoodit $\gamma\text{-(Mg,Fe)}_2\text{SiO}_4$ + Majorit-Granat $\text{Mg}_3\text{MgSi}^{[6]}[\text{Si}^{[4]}\text{O}_4]_3$ umwandelt; ab 1 700 km Manteltiefe herrschen Perowskit-Phasen vor.

Nach dem geochemischen Modell von Wänke u. Dreibus (1988) nimmt der *Kern* ca. 22 % der Gesamtmasse des Mars ein. Danach befände sich die Kern/Mantel-Grenze in einer Tiefe von ca. 1 950 km; jedoch sind – modellabhängig – Abweichungen von einigen hundert Metern von diesem Wert möglich. Die nach diesem Modell berechnete Kernzusammensetzung des Mars liegt bei 53 % Fe, 8 % Ni und 39 % FeS, wobei möglicherweise vorhandene Gehalte an Wasserstoff und Kohlenstoff in Form von FeH bzw. Fe_7C_3 nicht berücksichtigt sind. Andere Modellrechnungen kommen im Grundsatz zu ähnlichen Ergebnissen, wenn auch mit abweichenden Fe/Ni-Verhältnissen (Bertka u. Fei 1998; McSween 2005).

Die Marsmonde Phobos und Deimos

Die beiden kleinen Satelliten des Mars, Phobos und Deimos wurden 1877 von dem amerikanischen Astronomen Asaph Hall entdeckt. *Deimos* (grch. δειμος = Schrecken) hat eine fast exakte Kreisbahn mit einem Radius von 23 459 km und benötigt für einen Marsumlauf 1 Tag 6 h 18 min. Wie der Erdmond wendet er dem Mars immer die gleiche Seite zu. Demgegenüber hat die Bahn von *Phobos* (grch. φόβος = Furcht) eine größere Exzentrizität mit einer Halbachse von nur 9 378 km. Für seinen Umlauf benötigt er lediglich 7 h 39 min 12 s, so dass er zweimal am Tag aufgeht, und zwar – wegen seiner scheinbar retrograden Umlaufbahn – vom Mars aus gesehen im Westen. Durch die Nähe zum Mars kommt es praktisch bei jedem Umlauf des Phobos zu einer Mond- und einer partiellen Sonnenfinsternis.

Phobos und Deimos besitzen lediglich Durchmesser von 22 bzw. 12 km und sind unregelmäßig geformt. Die Oberfläche von Deimos lässt nur relativ wenige Meteoritenkrater erkennen. Im Gegensatz dazu weist Phobos zahlreiche Einschlagkrater auf, von denen der Krater Stickney mit einem Durchmesser von ca. 10 km der größte ist. Der Einschlag des planetarischen Körpers, der diesen Krater schuf, muss Phobos beinahe vollständig zerstört haben; der Impakt erzeugte ein System von Rissen, die an der Oberfläche z. T. als Rillen sichtbar sind. Wegen seiner geringen Entfernung unterliegt Phobos den Gezeitenkräften des Mars; er nähert sich diesem immer mehr an, was in ca. 40 Ma zum Auseinanderbrechen und zum Absturz von Phobos führen wird (Hartmann 1999). Wie der Erdmond sind beide Marsmonde von einer Staubschicht bedeckt, die auf Deimos dicker als auf Phobos ist. Da die russischen Raumsonden Fobos 1 und 2 (1988) verloren gingen, bevor sie ihr anspruchsvolles Messprogramm durchführen konnten, besitzen wir noch keinerlei Analysendaten über die Zusammensetzung dieser Regolith-Hüllen. Immerhin wurden von diesen Sonden noch Gasausbrüche auf Phobos beobachtet, bei denen möglicherweise Wasserdampf gefördert wurde.

Mit mittleren Dichten von 1,9 bzw. $1,7 \text{ g/cm}^3$ haben Phobos und Deimos eine ähnliche Zusammensetzung wie die kohligem Chondriten (Abschn. 29.3.1, S. 513) und sind damit wesentlich primitiver als die in Kern, Mantel und Kruste differenzierten erdähnlichen Planeten. Alle bisherigen Befunde sprechen dafür, dass beide Satelliten aus dem Asteroiden-Gürtel stammen, und zwar vermutlich aus dem Gebiet der Trojaner, also in erheblich größerem Abstand von der Sonne als der Mars (s. u.). Infolge gravitativer Störungen, die der Riesenplanet Jupiter ausgelöst hatte, wurden sie aus ihrer Bahn abgelenkt und vom Mars eingefangen.

30.2 Die Asteroiden

Astronomische Erforschung

Nach der von Johann Daniel Titius (1729–1796) und Johann Elert Bode (1747–1826) entdeckten Regel (Kapitel 32) müsste zwischen den Umlaufbahnen von Mars und Jupiter in 2,8 AE (= 2,8 mal die Entfernung Sonne–Erde) noch ein weiterer Planet existieren, was jedoch nicht der Fall ist. Im Rahmen des ersten internationalen Forschungsverbundes organisierte der Direktor der Sternwarte Gotha Baron Franz Xaver von Zach (1754–1832) Ende des 18. Jahrhunderts eine systematische Suche nach diesem fehlenden Planeten, die 1801 schließlich zur Entdeckung des Asteroiden (1) Ceres führte.

Dieser war in der Neujahrsnacht 1800/1801 von Guiseppe Piazzi (1746–1826) in der Sternwarte Palermo als schwaches Objekt entdeckt worden, aber wegen seiner Wanderung in Richtung Sonne wieder verloren gegangen. Trotzdem gelang es dem berühmten deutschen Mathematiker Carl Friedrich Gauss (1777–1855), mit der von ihm entwickelten Methode der Kleinsten Quadrate die Umlaufbahn zu berechnen, so dass am 31. Dezember 1801 Heinrich Wilhelm Olbers (1758–1840) Ceres wieder auffinden konnte.

In den Jahren 1802 und 1807 entdeckte Olbers die Asteroiden (2) Pallas und (4) Vesta, während der Asteroid (3) Juno 1803 von Karl Ludwig Harding erkannt wurde. Erst 1846 gelang die Entdeckung von (5) Astraea. Danach wurden in rascher Folge weitere Asteroiden gefunden und bis 1890 war ihre Zahl auf 300 angewachsen. Seit 1890 konnte man auch die Spuren sehr lichtschwacher Objekte auf die Fotoplatte bannen, was die Entdeckung zahlreicher weiterer Asteroiden und die Berechnung ihrer Umlaufbahnen ermöglichte. Einen weiteren großen Schub erhielt die Asteroidenforschung seit 1990 durch die Computer-gestützten CCD-Kameratechnik, durch die amerikanischen Raumsonden Galileo (1991), NEAR-Shoemaker (1997), Deep Space 1 (1999) und Stardust 2002 sowie die japanische Raumsonde Hayabus (2005). Die Rosetta-Sonde der ESA erreichte 2008 den Asteroiden (2867) Steins und wird 2010 nahe dem Asteroiden (21) Lutetia vorbeifliegen, ehe sie 2014 auf dem Kometen Tschurjunov-Gerasimenko landen wird.

Der *Asteroiden-* oder *Planetoiden-Gürtel* stellt einen fast 2 AE breiten wulstartigen Gürtel dar, der aus einer Fülle kleiner planetarischer Körper aufgebaut ist; er erreicht etwa 2,1–3,3 AE von der Sonne entfernt seine größte Dichte. Bislang sind etwa 220 000 Asteroiden entdeckt, nummeriert und benannt worden; noch viel mehr blieben bislang unentdeckt und ihre tatsächliche Anzahl dürfte in die Millionen gehen. Eine große Zahl von Asteroiden, die als *Trojaner* bezeichnet werden, umkreisen die Sonne im Bereich der Jupiterbahn, und zwar ungefähr 60° vor oder hinter diesem Riesen-Planeten (Chapman 1999).

Die Bahnen der Trojaner werden durch die Massenanziehung von Sonne und Jupiter marginal stabilisiert; sie bilden sog. Lagrange-Punkte des eingeschränkten Dreikörperproblems der Himmelsmechanik, an denen sich die Gravitationskräfte benachbarter Himmelskörper und die Zentripetalkraft der Bewegung gegenseitig aufheben.

Entstehung

Ohne Zweifel waren die Asteroiden und ihre Vorläufer ursprünglich Planetesimale, aus denen bei der Bildung unseres Sonnensystems die Planeten entstanden (vgl. Abschn. 32.4, S. 586). Das gelang jedoch im Fall des Asteroiden-Gürtels nicht, weil die Planetesimale durch gravitationale Störungen in ausgelängte, geneigte Umlaufbahnen gezwungen wurden, was ein allmähliches Zusammenwachsen zu einem Planeten verhinderte. Stattdessen kam es immer wieder zu Zusammenstößen mit Geschwindigkeiten in der Größenordnung von 5 km/s, was meist katastrophale Fragmentierungen, nur selten ein Zusammenbacken zur Folge hatte. Die Ursache der gravitationalen Störungen liegt höchstwahrscheinlich in der gewaltigen Jupitermasse, die etwa das 318-fache der Erdmasse beträgt. Möglicherweise führte die Gravitationskraft des Jupiter direkt zu Bahnstörungen der Planetesimale, oder aber einige der größeren Planetesimale gerieten in die Nähe des Jupiters, wurden versprengt und auf stark exzentrische Umlaufbahnen gezwungen. Dadurch kam es zu nahen Begegnungen mit der Hauptmenge der Asteroiden, die beschleunigt und in abweichende Umlaufbahnen gebracht wurden. Die meisten der früh gebildeten Asteroiden könnten durch Kollisionen mit den vom Jupiter versprengten Planetesimalen oder durch gegenseitige Zusammenstöße zerstört worden sein (Chapman 1999).

Kollisionsgeschichte

Gegenüber dem riesigen Volumen des Asteroiden-Gürtels ist die Gesamtmasse der Asteroiden verschwindend gering. Trotzdem besteht während der $\approx 4,570$ Ga langen Geschichte unseres Sonnensystems immer wieder die Chance zu kleineren oder größeren Kollisionen, die zur Bildung von Impaktkratern, aber auch zur vollständigen Fragmentierung führen können. Dabei erreichen die Bruchstücke oft nicht die notwendige Entweichgeschwindigkeit, so dass sie sich erneut zu einem Asteroiden oder einem System von zwei oder mehreren Körpern zusammenballen können. Bei hinreichend großen Kollisionen wird der Asteroid jedoch vollständig zerstört, und die Bruchstücke werden als *Asteroiden-Familie* im Raum zerstreut, wenn auch mit ähnlichen Umlaufbahnen. Beispiele sind die nach ihrem japanischer Entdecker benannte Hirayama-Familie, ferner die Themis-, Eos- und Koronis-Familien, deren einzelnen Körper sich durch ähnliche Spektral-Eigenschaften als zusammengehörig erweisen (Chapman 1999). Manche der kleineren Asteroiden bestehen nur noch aus Anhäufungen von zahllosen Gesteins-

brocken, die lediglich durch Gravitationskräfte zusammengehalten werden, wie z. B. der Doppelasteroid (4769) Castalia oder der 5,1 km lange und 1,8 km breite Asteroid (1620) Geographos, der wahrscheinlich das langgestreckteste Objekt des Sonnensystems darstellt. Manche dieser planetaren „Schutthaufen“ sind vermutlich nicht durch Kollisionen, sondern durch interne Gezeitenkräfte beim Beinahe-Zusammenstoß mit der Erde oder der Venus entstanden (Chapman 1999).

Größe und Form

Aller Wahrscheinlichkeit nach sind Asteroiden heute kalte, leblose Körper ohne Lufthülle. Der größte Asteroid, (1) Ceres besitzt einen Durchmesser von ca. 930 km und nimmt mehr als ein Viertel der Masse des gesamten Asteroiden-Gürtels ein. Die Durchmesser der nächstgrößten Asteroiden, (2) Pallas und (4) Vesta, betragen etwas mehr als 500 km. Erwartungsgemäß sind kleinere Asteroiden zunehmend häufiger, bis hin zu den unzähligen Objekten von km-Größe und den noch kleineren Körpern, die man höchstens bei Annäherung an die Erde erkennt. Manche Asteroiden haben ungefähr kugelige Gestalt; andere zeigen ausgelängte oder unregelmäßige Formen, die auf Fragmentierungs-Prozesse hinweisen, denen sie ausgesetzt waren. Obwohl das mit bodengestützten Teleskopen nur schwierig zu erkennen ist, dürften Asteroiden häufig von *Satelliten* umrundet werden. So wurde von der Raumsonde Galileo der 1,5 km große Satellit Dactyl entdeckt, der den Asteroiden (243) Ida umkreist.

Zusammensetzung und innerer Aufbau

Erste Hinweise auf die Zusammensetzung von Asteroiden lassen sich bereits aus ihren Reflexions-Spektren gewinnen, in denen das Reflexionsvermögen (Albedo) in Abhängigkeit von der Wellenlänge aufgetragen ist. Nach den Absolutwerten der Albedo, besonders aber nach der Form der Reflexionskurven kann man 14 verschiedene Typen unterscheiden, die sich zumindest teilweise an bekannten Meteoriten-Typen eichen lassen (vgl. Chapman 1999). Seit den grundlegenden Untersuchungen des deutschen Physikers Ernst Chladni (1756–1827) wissen wir nämlich, dass die allermeisten Meteorite aus dem Asteroiden-Gürtel stammen und somit für direkte mineralogische und geochemische Analysen zur Verfügung stehen (Kapitel 29). Deswegen sind die Asteroiden in ihrer Zusammensetzung und ihrem inneren Aufbau besser bekannt als jeder andere planetarische Körper, einschließlich unserer Erde und dem Mond!

Die Asteroiden im äußeren, sonnenfernen Bereich des Gürtels wurden lediglich durch äußere Einflüsse,

wie Kollisionen, Meteoritenbeschuss oder Gezeitenkräfte in ihrem Erscheinungsbild verändert, während sie in ihrer stofflichen Zusammensetzung noch die „Urmaterie“ repräsentieren, aus der sie in der Frühzeit unseres Sonnensystems entstanden sind. Allerdings wurden sie während der ersten Millionen Jahre nach ihrer Entstehung soweit aufgeheizt, dass Wassereis schmelzen und H_2O in ihr Inneres einsickern konnte, was zur Bildung von H_2O -haltigen Mineralen führte. Asteroiden dieses Typs, z. B. (1) Ceres, werden durch die ganz primitive Meteoritengruppe der *kohligen Chondrite* repräsentiert (Abschn. 29.3.1, S. 513). Andere Asteroiden, wie (433) Eros oder (16) Psyche sind infolge von Impakt- und Kollisionsvorgängen mehr oder weniger stark metamorph rekrystallisiert; sie entsprechen in ihrem Gefüge und Mineralbestand den *gewöhnlichen Chondriten* bzw. den *Enstatit-Chondriten*. (Abschn. 29.3.1, S. 512).

Asteroiden im inneren, sonnennäheren Bereich des Gürtels wurden nach ihrer Entstehung durch den Zerfall des radiogenen Aluminium-Isotops ^{26}Al stark aufgeheizt. Dadurch konnte es zur partiellen Aufschmelzung und zu einer Differentiation in Kruste, Mantel und Metallkern kommen (z. B. Kleine et al. 2005a). So ähneln die *Achondrite* (Abschn. 29.3.2, S. 513f) weitgehend Gesteinen der Erdkruste und dürften daher aus der Kruste von Asteroiden stammen. Beispielweise stimmen die Reflexions-Spektren von (4) Vesta und (44) Nysa gut mit denen von Eukriten bzw. von Aubriten überein. Demgegenüber repräsentieren die *Eisenmeteorite* (Abschn. 29.3.4, S. 517ff) den Nickel-Eisen-Kern von Meteoriten-Mutterkörpern und stellen somit ein wichtiges Indiz für die uns unzugänglichen metallischen Kerne der erdähnlichen Planeten dar. Analog kann man die *Stein-Eisen-Meteorite* als mechanische Mischung aus Kern- und Mantel-Bereichen von Asteroiden interpretieren (vgl. Abschn. 29.3.3, S. 516f). Es gehört zu den großen Glücksfällen, dass einige der in Kern, Mantel und Kruste differenzierten Asteroiden durch Kollisionen gespalten wurden, so dass ihr tiefes Inneres freigelegt wurde und Bruchstücke davon als Meteoriten auf die Erde fallen konnten.

Erdnahe Asteroiden

Die Zahl der Asteroiden mit >1 km \varnothing , die sich in der Nähe der Erdumlaufbahn bewegen, dürfte bei nahezu 2 000 liegen (Chapman 1999), kleinere Objekte, insbesondere mit 10–100 m \varnothing sind noch sehr viel häufiger. Asteroiden, deren Bahnen sich auf 1,3 AE der Sonne nähern bezeichnet man als *Amors*, solche, deren Bahn die Erdbahn schneidet, als *Apollos*; insgesamt wurden

bereits über 400 dieser planetarischen Körper entdeckt. Dazu kommen noch zwei Dutzend *Atons*, deren Umlaufbahnen Halbachsen von kleiner als 1 AE aufweisen. Asteroiden, deren Umlaufbahnen so gestört sind, dass sie eine Planetenbahn kreuzen, sind relativ kurzlebige Objekte. Nach wenigen Ma stürzen sie entweder in die Sonne ab, treffen einen terrestrischen Planeten oder werden durch die Anziehungskraft des Jupiter in den Weltraum abgelenkt.

Wie wir gesehen haben, waren Meteoritenfälle in der Frühzeit unseres Sonnensystems häufiger als jetzt. Sie sind verantwortlich für die Kraterlandschaften, die wir heute noch auf Merkur, Venus und Mond beobachten. Wahrscheinlich haben sie darüber hinaus Material zur Krustenbildung der erdähnlichen Planeten beigesteuert. Möglicherweise haben volatilreiche Asteroiden und Kometen bei ihren Aufprall auf der Erde Wasser und organische Verbindungen in die Erdkruste eingetragen und so die Entstehung des Lebens auf der Erde ermöglicht. Andererseits werden Einschläge von riesigen kosmischen Körpern auf der Erde für Massenaussterbe-Ereignisse in der geologischen Vergangenheit verantwortlich gemacht (Abschn. 29.1, S. 507). Die statistische Wahrscheinlichkeit, dass einer der bekannten erdnahen Asteroiden mit der Erde kollidiert, ist gering: Ein solches Ereignis trifft schätzungsweise nur einmal in mehreren hunderttausend Jahren ein. Trotzdem stellen erdnahe Asteroiden eine potentielle Gefahr für die menschliche Zivilisation dar. Andererseits können sie in Zukunft als günstige Basislager für weiter reichende Planeten-Missionen genutzt werden. Aus diesen Gründen ist Asteroiden-Forschung ein wichtiger Zweig der Weltraumforschung.

Am 17. Februar 1997 wurde die Mission Near Earth Asteroid Rendezvous (NEAR) gestartet, die eine Erforschung der Asteroiden (253) Mathilde und (433) Eros zum Ziel hatte. Am 27. Oktober 1997 flog NEAR in einer Entfernung von 1 200 km an Mathilde vorbei und erreichte am 14. Februar 2000 die Umlaufbahn um Eros, der zunächst in 350 km Höhe, später in 50 km Höhe umrundet wurde. Entgegen der ursprünglichen Planung landete die Sonde am 12. Februar 2001 sicher auf der Oberfläche des Asteroiden und übermittelte bis zum 28. Februar 2001 Daten von seiner Oberfläche.

30.3 Die Riesenplaneten und ihre Satelliten

30.3.1 Astronomische Erforschung

Die Riesenplaneten *Jupiter* und *Saturn* sind mit dem bloßen Auge sichtbar und waren bereits im Altertum bekannt. Vermutlich wurde auch *Uranus* schon in vor-

geschichtlicher Zeit von scharfen Beobachtern am Nachthimmel gesehen; jedoch ist er bei den heutigen Lichtverhältnissen kaum mit freiem Auge zu erkennen. Wilhelm Herschel entdeckte ihn 1781 mittels eines Teleskops, hielt ihn jedoch zunächst für einen neuen Kometen. Nachdem man die Umlaufbahn von Uranus über mehrere Dekaden beobachtet hatte, erkannte man Bahnstörungen und damit scheinbare Abweichungen von den Keplerschen Gesetzen. Auf Grund dieser Beobachtungen sagten J. C. Adams und U. J. J. Le Verrier im Jahr 1846 unabhängig voneinander voraus, dass ein noch weiter entfernter Planet existieren müsste. Dieser wurde noch am gleichen Abend, als diese Voraussage bei ihnen eintraf, von G. Galle und H. L. D'Arrest entdeckt und *Neptun* benannt. Allerdings weiß man heute, dass bereits Galileo Galilei 1612 den Neptun gesehen, ihn aber nicht als Planeten erkannt hatte. Vermutungen über Bahnstörungen beim Neptun, die sich jedoch später als irrig erwiesen, lösten eine vergebliche Suche nach einem weiteren Riesenplaneten, dem „Transneptun“, aus, führten aber 1930 zur Entdeckung der Zwergplaneten *Pluto* durch Clyde Tombaugh (Lunine 2005).

Bereits 1610 hatte Galileo Galilei die vier großen Jupiter-Monde Io, Europa, Ganymed und Callisto entdeckt, während Christiaan Huygens (1659) die Saturnringe und Giovanni Domenico Cassini (1676) die erste große Lücke in der Ringfolge erkannten. In der Folgezeit konnten durch die Qualitätsverbesserung von bodengestützten Teleskopen und durch das Hubble-Weltraum-Teleskop, das seit 1990 die Erde in 590 km Höhe in 95 min einmal umkreist, weitere Satelliten der großen Planeten entdeckt werden. Einen großen Schritt nach vorn bedeuteten die Vorbeiflüge der amerikanischen Raumsonden Pioneer 10 und 11 (1973/1974), Voyager 1 und 2 (Start 1979), Ulysses (Start 1992), Galileo (Start 1995) und Cassini-Huygens (Start 2000), denen die Entdeckung mehrerer Jupiter- und Saturn-Monde sowie der meisten heute bekannten Uranus- und Neptun-Monde zu verdanken ist. Im Juli 2008 hatte Voyager 1 einen Weg von 17,2 Milliarden km oder 115 mal die Entfernung Erde–Sonne (115 AE) zurückgelegt und nähert sich der Grenze unseres Planetensystems.

Trotz dieser Fortschritte hatten die Ergebnisse der Planetenforschung zunächst wenig Bezug zu den stellaren Prozessen im gesamten Universum und waren daher für die meisten Astrophysiker nur von begrenztem Interesse. Das änderte sich in den 1990er Jahren, als die ersten Riesenplaneten *außerhalb* unseres Planetensystems entdeckt wurden (Wolszczan u. Frail 1992; Mayor u. Queloz 1995). Inzwischen gibt es insgesamt über 300 Objekte in dieser Klasse, von denen Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun mit Abstand am besten untersucht sind. Von einigen Riesenplaneten außerhalb unseres Sonnensystems wie beispielsweise HD209458 (Lunine 2005) sind Bahndaten, Größe und Masse bekannt.

30.3.2 Atmosphäre und innerer Bau der Riesenplaneten

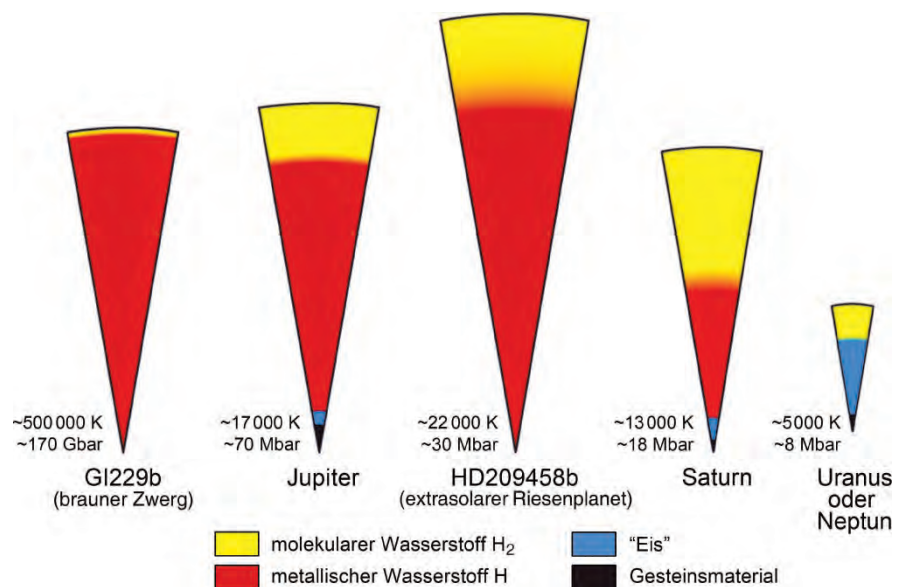
Bereits 1932 hatte Wildt mittels teleskopischer Spektroskopie Methan CH_4 und Ammoniak NH_3 als Bestandteile der Jupiter-*Atmosphäre* entdeckt. Methan ist auch in den Atmosphären der übrigen Riesenplaneten vorhanden, während die Anwesenheit von NH_3 für Saturn sicher, für Uranus und Neptun fraglich ist; möglicherweise enthält die Neptun-Atmosphäre statt dessen Stickstoff N_2 . Aus der geringen mittleren Dichte der Riesenplaneten wurde schon länger vermutet, dass diese in ihrem Innern *Wasserstoff* enthalten müssten, jedoch konnten erst Kiess et al. (1960) in den Atmosphären von Jupiter Wasserstoff spektroskopisch nachweisen, was später auch für die anderen Riesenplaneten gelang. Bei einem Druck von ca. 1 bar und Temperaturen von -108 °C (Jupiter) bis -197 °C (Uranus) liegt Wasserstoff in den Planeten-Atmosphären in Form gasförmiger H_2 -Moleküle vor. Die Existenz von *Helium* in den Atmosphären der Riesenplaneten konnte erstmals durch die Raumsonde Voyager mit unterschiedlichen Methoden sicher gestellt werden. Nach neuesten Messungen ist das molare He/H-Verhältnis für die oberen Schichten von Jupiter $0,1359 \pm 0,0027$, von Saturn $0,135 \pm 0,025$, von Uranus $0,152 \pm 0,033$ und von Neptun $0,190 \pm 0,032$; für Jupiter und Saturn ist das He/H-Verhältnis ähnlich wie in den äußeren Bereichen der Sonne. Als untergeordnete Gasbestandteile wurden in der Jupiter-Atmosphäre H_2O , PH_3 , H_2S , AsH_3 , GeH_4 , Ne, Ar, Kr und Xe, in der Saturn-Atmosphäre PH_3 , AsH_3 und GeH_4 nachgewiesen (Lunine 2005).

Wie man aus astrophysikalischen Messungen, Schockwellen-Experimenten und thermodynamischen Modellierungen ableiten kann, zeigen die Riesenplaneten in ihrem Innern einen verwachsenen Lagenbau (Abb. 30.6). Danach bestehen die *Riesen-Gasplaneten Jupiter und Saturn*

bis zu großer Tiefe aus Wasserstoff und Helium, die bei Drucken von >100 kbar allmählich in den *flüssigen* Zustand übergehen. Bei weiterer Druckerhöhung auf ca. 1 Mbar und bei einer Temperatur von ca. 6000 K beginnen die Bindungen der H_2 -Moleküle aufzubrechen und Wasserstoff geht in eine *flüssige metallische* Modifikation über, die aus Protonen H^+ in einem Elektronengas besteht. Wegen seiner metallischen Bindung stellt Wasserstoff im Innern von Jupiter und Saturn einen guten elektrischen Leiter dar, durch den elektrische Ströme fließen können. Bei der Rotation dieser Planeten entstehen daher starke Magnetfelder. Die Bedingungen für den Übergang molekulares $\text{H}_2 \rightarrow$ metallisches H sind beim Jupiter bereits in einer Tiefe von ca. 10000 km unterhalb der obersten Wolkenschicht, d. h. bei ca. 16 % seines Gesamtradius gegeben. Dagegen werden die notwendigen Drücke beim Saturn wegen seiner viel geringeren Masse erst deutlich tiefer, bei etwa 45 % seines Gesamtradius erreicht (Abb. 30.6). Möglicherweise gibt es im Inneren der beiden Planeten eine Zone, in der flüssiges H und He nicht mehr homogen miteinander mischbar sind; He würde dann in Form von Tropfen nach unten absaugen und sich erst in größerer Tiefe wieder im flüssigen H auflösen. Chemische Elemente mit höherer Ordnungszahl als H und He sind vermutlich im tiefen Inneren von Jupiter und Saturn kontinuierlich verteilt und nicht in diskreten Lagen angereichert. Wahrscheinlich besitzen beide Planeten einen Kern, dessen Radius etwa 10 % des Gesamtradius beträgt; seine Masse ist beim Jupiter etwa 10 mal, beim Saturn etwa 3 mal so groß wie die Erdmasse und liegt in einer ähnlichen Größenordnung wie die Gesamtmasse von Uranus ($= 14,6 M/M_E$) und Neptun ($= 17,1 M/M_E$). Vermutlich besteht der äußere Kern von Jupiter und Saturn aus Eis und geht in einen inneren Kern aus festem Gesteinsmaterial über (Abb. 30.6; Hubbard 1999; Lunine 2005).

Abb. 30.6.

Innerer Aufbau der Riesenplaneten unseres Sonnensystems und des extrasolaren Riesenplaneten HD209458b sowie des braunen Zwerges G1229b. (Nach Lunine 2005, mit freundlicher Genehmigung des Verlages Elsevier)



Es besteht kein Zweifel, dass sich zumindest Jupiter in der Frühphase seiner Entwicklung noch sternähnlich verhielt. Bei seiner Kondensation zum Riesenplaneten wurde potentielle Gravitationsenergie in thermische Energie umgewandelt, die durch Strahlung freigesetzt wurde, so dass Jupiter damals regelrecht glühte (z. B. Hubbard 1999; Owen 1999). Diese Tatsache war von großem Einfluss auf die frühe Entwicklung der Jupiter-Monde. Noch heute lösen die gewaltigen Gezeitenkräfte von Jupiter die Vulkantätigkeit auf dem Jupiter-nächsten Mond Io aus (s. u.).

Der extrasolare Riesen-Gasplanet HD209458b besteht überwiegend aus Wasserstoff und Helium; der Übergang vom molekularen H_2 zu metallischem H erfolgt bereits in einer Tiefe von 20 % des Gesamtradius (Abb. 30.6).

In den deutlich kleineren und masseärmeren *Riesen-Eisplaneten Uranus* und *Neptun* sind schwerere Elemente mit Atomgewichten >4 deutlich angereichert. Diese Planeten besitzen etwa 5 000 km dicke *Atmosphären*, die überwiegend aus molekularem H_2 bestehen und ca. 15 bzw. 19 Mol-% He enthalten. Unterhalb dieser atmosphärischen Hülle wird ein Druck von etwa 100 kbar überschritten, so dass H_2 jetzt in den flüssigen Zustand übergeht. Demgegenüber werden Drücke von 1 Mbar, die für den Übergang molekulares $H_2 \rightarrow$ metallisches H notwendig sind, auch in größerer Tiefe niemals erreicht. Der weit überwiegende Hauptanteil von Uranus und Neptun setzt sich aus einer Mischung von flüssigem H_2 , He, H_2O -reichem „Eis“ und Gesteinsmaterial zusammen. Unter der Bezeichnung „Eis“ versteht man eine „heiße Suppe“ aus H_2O , CH_4 , NH_3 sowie weiteren chemischen Verbindungen, die aus diesen Molekülen bei hohen Temperaturen und Drücken gebildet wurden (Hubbard 1999). Vermutlich besitzen Uranus und Neptun Kerne, deren Radius etwa 15 % des Gesamtradius ausmacht und in denen festes Gesteinsmaterial konzentriert ist (Abb. 30.6).

Problematisch ist die Abgrenzung von Jupiter-ähnlichen Riesenplaneten, die sich – wie in Kapitel 32 dargestellt – aus einer protoplanetaren Gas-Staub-Scheibe entwickeln, von den *braunen Zwergsternen*, die – ähnlich wie die „eigentlichen“ Sterne – durch Verdichtung des interstellaren Mediums entstehen. In beiden Fällen reicht die innere Temperatur, z. B. 17 000 K beim Jupiter und 22 000 K beim HD209458b, nicht für das Wasserstoffbrennen aus, für das mindestens 5×10^6 K erforderlich sind (Abschn. 31.6). Allerdings ist bei den *braunen Zwergsternen* mit einer Masse von $\geq 0,013$ Sonnenmassen bereits das Deuterium-Brennen, d. h. die Reaktion ${}^2D \rightarrow {}^3He$ möglich, was bei den Riesenplaneten noch nicht der Fall ist. Die Grenzziehung zu den braunen Zwergsternen wird dementsprechend bei 0,013 Sonnenmassen vorgenommen, während die Grenze zwischen den braunen Zwergen und den „eigentlichen“ Sternen bei 0,08 Sonnenmassen liegt.

30.3.3

Die Jupiter-Monde

Die galileischen Monde zeigen erstaunliche Unterschiede in ihrem inneren Aufbau, wie sich bereits aus ihrer mittleren Dichte ablesen lässt. Diese beträgt bei Io 3,53, bei Europa 2,99, bei Ganymed 1,94 und bei Kallisto 1,85 g/cm^3 , entsprechend Silikat-Anteilen von ca. 100, 94, 58 und 52 % bei diesen Monden (Tabelle 30.2, S. 544). Ihre geologische Entwicklung wurde und wird von ihrem riesigen Mutterplaneten gesteuert, der in seiner Frühphase noch thermische Energie ausstrahlte und auch heute noch durch gewaltige Gezeitenkräfte einen erheblichen Einfluss auf seine Satelliten ausübt. Aus der unterschiedlichen Entfernung von Jupiter resultiert eine Entwicklung vom Jupiter-fernen primitiven, kaum differenzierten Mond Kallisto bis hin zum vollständig differenzierten, geologisch aktiven Mond Io in Jupiter-Nähe (Abb. 30.7). Gemeinsames Kennzeichen der galileischen Monde ist eine hohe Albedo, die selbst beim dunkelsten Jupiter-Mond Callisto noch doppelt so hoch wie beim Erdmond ist. Während Io auch im Infrarot eine starke Reflektivität besitzt, beobachtet man bei Europa, Ganymed und Callisto eine starke IR-Absorption, was auf die Anwesenheit von Wassereis hinweist (Johnson 1999; 2005).

Außer den galileischen Monden wird Jupiter noch von einem schwachen Ringsystem (Abschn. 30.3.5, S. 577f) und von 12 kleineren Satelliten umrundet, über deren inneren Aufbau noch nichts bekannt ist. Drei der inneren Monde Thebe, Andrastea und Metis haben mittlere Dichten von 2,8–3,0, Amalthea dagegen nur 0,85 g/cm^3 ; die Dichten der acht äußeren Monde liegen bei ca. 2,6 g/cm^3 . Die Ringe dürften von der Zerstörung naher Satelliten durch Gezeitenkräfte herrühren.

Io

Wie nirgendwo sonst in unserem Sonnensystem wird die *Oberfläche* von Io durch *aktiven Vulkanismus* bestimmt, der 1979 – als erstem auf einem anderen Himmelskörper! – durch die fotografischen Aufnahmen von Voyager 1 nachgewiesen wurde. Schon 4 Monate später zeigten Bilder von Voyager 2, dass bereits mehrere Eruptionen zum Erliegen gekommen, andere dagegen neu in Tätigkeit gesetzt worden waren. Bis jetzt sind nahezu 100 aktive Vulkane auf Io bekannt. Die 20 Jahre später aufgenommenen Bilder der Raumsonde Galileo belegen, dass sich die Oberfläche von Io in ständiger Veränderung befindet. Mit einem Alter von wenigen Ma gehört sie zu den jüngsten Oberflächen in unserem Sonnensystem. Im Gegensatz zu Merkur, Venus, Mars und zum Erdmond weist Io kaum Impaktkrater auf, da diese durch vulkanische Ablagerungen immer wieder zugeeckt oder durch vulkanische Prozesse zerstört wurden und

heute noch werden. Vulkankrater und Calderen sind das dominierende Landschaftselement auf Io; nicht weniger als 200 Calderen mit Durchmessern von >20 km wurden bislang entdeckt; sie ähneln den irdischen Calderen, werden aber bis zu 400 km groß und teilweise mehrere Kilometer tief. Sie enthalten häufig Seen aus geschmolzenem Schwefel (Abb. 30.8). Der hufeisenförmige Lavasee in der Loki-Region hat einen Durchmesser von 200 km; in der Nähe beobachtet man eine 180 km lange Eruptionsspalte. Der Vulkan Haemus Mons hat einen Basis-Ø von 200×100 km und eine Höhe von ca. 10 000 m über NN. Neben Vulkanformen gibt es auch bis zu 9 000 m hohe Berge, die nicht vulkanischen Ursprungs, sondern vermutlich durch tektonische Prozesse entstanden sind.

Während man zunächst darüber diskutierte, ob auf Io neben kühleren Schwefel-Laven auch heiße Silikat-Laven gefördert werden, konnten erdgestützte IR-Untersuchungen große *Hot Spots* mit Temperaturen bis zu 1 700 °C nachweisen. Darüber hinaus zeigten spektroskopische Untersuchungen, die von der Galileo-Mission (1995–2003) an Eruptionen von mehreren aktiven Vulkanen durchgeführt wurden, dass die geförderten, dünnflüssigen Laven Temperaturen von deutlich > ~1 230 °C besitzen, also silikatisch sind. Offensichtlich handelt es sich nicht nur um gewöhnliche basaltische, sondern sogar um Mg-reiche ultrabasische Magmen, ähnlich denen der Komatiite

(vgl. Johnson 2005). Nach einer Abschätzung von Johnson (1999) werden auf Io jährlich mindestens 500 km³ Lava gefördert, 100 mal so viel wie auf der Erde!

Neben diesem Silikat-Vulkanismus gibt es jedoch auf Io noch das auffallende vulkanische Phänomen der riesigen, pilzförmigen *Plumes* (Rauchwolken), die von vulkanischen Zentren ausgehen und sich bis in Höhen von bis zu 400 km erheben (Abb. 30.8). Sie erinnern an irdische Geysire, bestehen aber nicht aus Wasser, sondern aus flüssigem SO₂ (±S?), das im Kontakt mit heißen Silikatmagma aufkocht. Wenn der überhitzte SO₂-Dampf die Io-Oberfläche erreicht, sublimiert er zu SO₂-Schnee, der in einer kalten Gaswolke mit Geschwindigkeiten bis zu 1 km/s nach oben befördert und im Vakuum hoch über Io pilzförmig ausgeblasen wird. Allmählich regnet der SO₂-Schnee wieder herab und bedeckt kreisförmige oder ovale Gebiete der Io-Oberfläche mit seinen Ablagerungen. Im Gegensatz zu vulkanischen Explosionen, wie wir sie von der Erde kennen, sind die Plumes auf Io also relativ langlebige Phänomene (Johnson 1999, 2005). Neben elementarem Schwefel und SO₂ wurde als untergeordnete Komponente auf der Oberfläche von Io auch Halit NaCl nachgewiesen (Johnson 2005).

Io besitzt eine äußerst dünne *Atmosphäre* von ca. 120 km Höhe, die sich überwiegend aus SO₂ zusammensetzt; die Ionosphäre reicht bis 700 km Höhe und besteht aus S-, O-, Na- und K-Ionen. Der Teilchenverlust, der durch

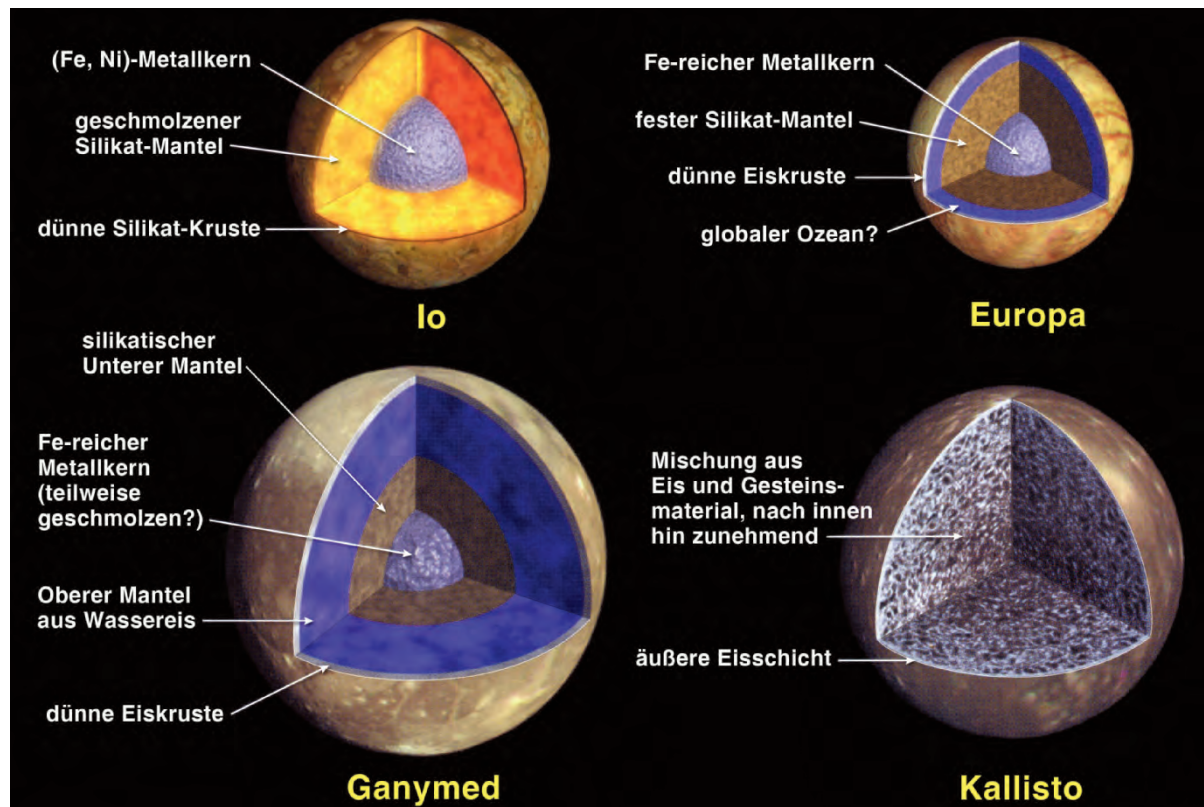


Abb. 30.7. Der innere Aufbau der Marsmonde Io, Europa, Ganymed und Callisto (vgl. Text). (Nach Johnson 1999)

Wechselwirkung mit der Magnetosphäre von Jupiter entsteht, wird durch die ständige vulkanische Aktivität immer wieder ausgeglichen. Auf der Oberfläche von Io herrscht lediglich ein Luftdruck von 1 μbar , verglichen mit ca. 1 bar (= 1000 hPa) auf der Erdoberfläche; die Oberflächentemperatur liegt bei etwa $-140\text{ }^\circ\text{C}$. Im Gegensatz zu den übrigen galileischen Jupiter-Monden gibt es auf Io so gut wie kein Wasser, was auf eine frühe Phase der Erwärmung hinweist.

In seinem *inneren Aufbau* zeigt Io eine deutlichen Schalenbau, ähnlich dem der erdähnlichen Planeten. Eine dünne Kruste aus Silikat-Gesteinen wird immer wieder von silikatischen Magmen oder von SO_2 (-S)-Plumes durchbrochen, die aus einem geschmolzenen Silikat-Mantel gespeist werden (Abb. 30.7, 30.8). Der Kern von Io hat einen Radius von mindestens 450 km und besteht überwiegend aus Nichteisen, vielleicht mit Anteilen von Troilit. Die Differentiation von Io in Kern, Mantel und Kruste wurde wahrscheinlich deswegen möglich, weil sich der nahe Jupiter zu Beginn seiner Entwicklung sternähnlich verhielt (s. o.). Der Planet produzierte daher genügend Hitze, um seine inneren Satelliten aufzuheizen, was zur Folge hatte, dass auf Io Wasser und andere leichtflüchtige Komponenten entweichen konnten. Zusätzliche Wärme wurde durch Kollision mit Planetesimalen, durch radioaktiven Zerfall von kurzlebigen Radioisotopen, besonders ^{26}Al , und durch Gezeitenkräfte erzeugt. Heute wird der Vulkanismus auf Io hauptsächlich durch die periodische Änderung der Gezeitenkräfte von Jupiter verursacht, die 6000 mal stärker sind als die der Erde und die durch Europa und Ganymed noch verstärkt werden. Dadurch wird Io regelrecht durchgeknetet und aufgeheizt, wobei es infolge der Bahnexzentrizität zu Gezeitenbergen von etwa 300 m Höhe kommt (Johnson 1999, 2005).

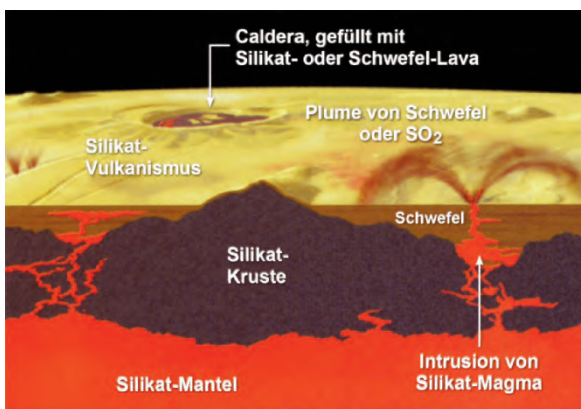


Abb. 30.8. Schematische, nicht maßstäbliche Darstellung von geologischen Phänomenen und des inneren Aufbaus des Jupiter-Mondes Io (siehe Text). (Nach Johnson 1999)

Europa

Aufnahmen des Hubble-Weltraum-Teleskops konnten zeigen, dass Europa über eine sehr dünne *Atmosphäre* verfügt, deren Druck lediglich 10^{-11} bar beträgt. Sie besteht überwiegend aus Sauerstoff, der durch die Zersetzung von Wassereis unter dem Einfluss der Sonnenstrahlung freigesetzt wurde, wobei das flüchtigere H_2 fast vollständig in den Weltraum entweichen konnte. Darüber hinaus enthält die Europa-Atmosphäre noch geringe Mengen an Na und K (Johnson 2005).

Im Gegensatz zu Io ist die *Oberfläche* von Europa vollständig mit einer hell reflektierenden, aber stark IR-absorbierenden Kruste aus Wassereis bedeckt. Bei einer Oberflächen-Temperatur von $-150\text{ }^\circ\text{C}$ am Äquator und $-220\text{ }^\circ\text{C}$ an den Polen ist diese hart wie Gestein und ungewöhnlich eben. Man erkennt nur wenige Einschlagkrater, von denen nur drei einen Durchmesser von >5 km aufweisen. Mit 26 km \varnothing ist Pwyll der größte von ihnen; er gehört zu den jüngsten geologischen Strukturen auf Europa. Wahrscheinlich wurden ältere Einschlagkrater durch Schmelzwasser gefüllt, das bald wieder zu Eis gefror. Kennzeichnend für die Oberfläche von Europa sind langgestreckte, teils gerade, teils gekrümmte oder verzweigte Rillen von geringer Tiefe. Sie wurden vermutlich durch komplexe tektonische Prozesse im Planeteninneren gebildet, wobei möglicherweise auch Mantel-Plumes eine Rolle spielten. Darüber hinaus gibt es Hinweise auf die Tätigkeit von kalten Geysiren oder Kryovulkanen (grch. κρύος = Frost): Durch Gezeitenreibung aufgeheiztes Wasser durchbricht in flüssiger oder gasförmiger Form die Eiskruste und tritt an der Oberfläche von Europa aus (Greeley 1999; Johnson 2005). Dunkle Flecken auf der Eisfläche gehen vielleicht auf die Zumischung von unterschiedlichen Salzmineralen, z. B. von Hexahydrat $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ und anderen H_2O -haltigen Sulfaten oder von gefrorener schwefeliger Säure zurück; der Schwefel könnte aus der Magnetosphäre von Io stammen. Weitere spektroskopisch nachweisbare Komponenten sind Wasserstoffperoxid H_2O_2 sowie SO_2 , CO_2 und O_2 (Greeley 1999; Johnson 2005).

Gravimetrische und magnetische Messungen machen wahrscheinlich, dass Europa – ähnlich wie Io – in einen metallischen Kern mit einem Radius von etwa 600–650 km und einen festen silikatischen Mantel differenziert ist (Abb. 30.7). Darüber folgt ein Planeten-umspannender Ozean aus Salzwasser mit einer Wassertiefe von 60–140 km. Die darauf liegende feste Eiskruste ist etwa 10–15 km dick und dürfte nicht älter als 100–200 Ma sein (Johnson 2005). Sie ist durch den zwischenliegenden Ozean vom Mantel mechanisch abgekoppelt und rotiert daher schneller als Europa: Durch Vergleiche von Aufnahmen der Raumsonden Voyager und Galileo konnte gezeigt werden, dass sich die Eiskruste in etwa 10 000 Jahren einmal um den Mond bewegt.

Ganymed

Mit einem mittleren Radius von 2 630 km ist der „Eisriese“ Ganymed der größte Mond in unserem Sonnensystem; er ist etwas größer als der Saturnmond Titan (s. u.) und der Merkur (Abschn. 30.1.1). Ähnlich wie Europa besitzt Ganymed eine extrem dünne *Atmosphäre* aus Sauerstoff und wenig Wasserstoff bei einem Luftdruck von $>1 \mu\text{bar}$. Die Oberflächentemperatur liegt bei $-160 \text{ }^\circ\text{C}$.

Die *Oberfläche* von Ganymed zeigt zwei verschiedene Regionen: Sehr alte, dunkle Terrains mit zahlreichen Impaktkratern bestehen aus Mischungen von Wassereis, Gesteinsmaterial und Kohlenwasserstoffen. Ein wichtiges Landschaftselement sind langgestreckte Furchen, die wahrscheinlich als Folge von riesigen Impakt-Ereignissen in der sehr frühen Geschichte dieses Mondes entstanden sind. Heller gefärbte Terrains haben teilweise ein jüngeres Alter; sie wurden in Zeiträumen von 4 Ga bis einigen 100 Ma gebildet. Die charakteristischen, sich kreuzenden Systeme von tektonischen Gräben und Staffelbrüchen entstanden durch Dehnungstektonik, wobei die spröde Eiskruste zerbrach. Darüber hinaus beobachtet man horizontale Blattverschiebungen sowie Hinweise auf kryovulkanische Aktivitäten (Pappalardo 1999).

Aus seiner geringen Dichte lässt sich ableiten, dass Ganymed einen wesentlich geringeren Silikat- und Metall-Anteil aufweist als Io und Europa. Dieser ist heute im Innern des Mondes konzentriert, während ursprünglich eine gleichmäßige Mischung von Gesteinsmaterial und Eis vorlag. Offenbar war aber Ganymed warm genug, das dieses hochverdichtete Eis schmelzen konnte; das Schmelzwasser wanderte nach oben aus, wo es wiederum gefror. Dieser Vorgang führte zu einer effektiven Abtrennung des Eisanteils, so dass Ganymed jetzt einen ausgeprägten Schalenbau aufweist (Abb. 30.7). Eine dünne, sehr harte Eiskruste besteht überwiegend aus Wassereis und enthält darüber hinaus CO_2 , CH_2 , Nitrile mit der allgemeinen Formel $\text{R}-\text{C}=\text{N}$ sowie $\text{H}-\text{S}$, H_2O -haltige Sulfate, SO_2 , O_2 und O_3 (Johnson 2005). Darunter folgt ein etwa 800 km dicker Oberer Mantel, der aus weichem Wassereis besteht. Anomalien im Schwerfeld von Ganymed lassen sich vielleicht durch ungleichmäßig verteilte und unterschiedlich große Mengen von Gesteinsmaterial erklären, die in dieser Eisschicht eingeschlossen sind. Darunter folgen ein Unterer Mantel aus Silikatgestein sowie ein kleiner, vielleicht teilweise geschmolzener Metallkern (Pappalardo 1999).

Kallisto

Die *Oberfläche* des Eismondes Kallisto weist eine enorme Fülle von Impaktkratern mit Durchmessern von

Zehnerkilometern auf – die größte Kraterdichte im gesamten Sonnensystem! Allerdings sind die Kraterformen häufig durch Erosion oder Erdrutsche zerstört worden. Geradlinigen Kraterketten wie Svob Catena und Gipul Catena sind wahrscheinlich durch Asteroiden oder Kometen erzeugt worden, die vor ihrem Einschlag durch die Gezeitenkräfte des Jupiter in einzelne Teile zerrissen wurden. Durch Einschläge planetarischer Körper entstanden darüber hinaus konzentrische ringförmige Erhebungen sowie zwei riesige Einschlagsbecken Valhalla und Asgard, die von hellen, konzentrischen Ringwällen umgeben sind und Gesamtdurchmesser von 3 000 bzw. 1 600 km besitzen. Größere Gebirgszüge sind auf Kallisto nicht vorhanden und im Gegensatz zu Ganymed gibt es kaum Hinweise auf Tektonik.

Abgesehen von der Kraterbildung hat sich die Oberfläche von Kallisto in ihrer Grundstruktur seit etwa 4 Ga nicht wesentlich verändert. Sie besteht hauptsächlich aus Wassereis mit einem beachtlichen Anteil an H_2O -haltigen Silikaten und Sulfaten, Kohlenwasserstoffen sowie CO_2 , CH_2 , $\text{R}-\text{C}=\text{N}$, $\text{H}-\text{S}$, SO_2 und O_2 (Johnson 2005). Diese Eisschicht, in der möglicherweise auch Gesteinsbrocken verteilt sind, hat eine Mächtigkeit von etwa 200 km. Darunter folgt eine mehr oder weniger homogene Mischung aus Eis und Gesteinsmaterial, dessen Anteil zum Inneren hin kontinuierlich zunehmen dürfte (Abb. 30.7).

Die äußerst dünne *Atmosphäre* von Kallisto mit einem Druck von $<10^{-13}$ bar besteht vermutlich überwiegend aus O_2 (?), untergeordnet aus CO_2 (Johnson 2005).

Wegen der großen Entfernung zum Jupiter waren die Gezeitenkräfte bei Kallisto zu gering und die Temperatur nicht ausreichend für eine effektive Fraktionierung in einen silikatischen Mantel und einen Metallkern. Kallisto stellt also einen sehr primitiven Himmelskörper dar, der sich seit seiner Entstehung vor etwa 4,5 Ga in seinem inneren Aufbau kaum verändert hat (Pappalardo 1999).

30.3.4

Die Eismonde von Saturn, Uranus und Neptun

Titan und die anderen Saturn-Monde

Der von Christiaan Huygens (1655) entdeckte *Titan* ist mit Abstand der größte und massereichste Satellit des Saturn; er ist nur wenig kleiner als Ganymed, größer als Merkur und umfasst 95 % der Gesamtmasse aller 17 bisher bekannten Saturn-Monde (Tabelle 30.2). Dank der amerikanischen Raumsonden Pioneer 11 (1979), Voyager 1 (1980) und Voyager 2 (1981), besonders aber durch die gemeinsam von NASA, ESA und der italienischen Weltraumagentur ASI 1997 gestartete Doppelsonde

Cassini-Huygens ist Titan heute der am besten untersuchte Saturn-Mond. Während Cassini seit seiner Ankunft am 1. Juli 2004 den Saturn in einer Umlaufbahn umrundet, wurde Huygens abgekoppelt und landete am 14. Januar mit einer Geschwindigkeit von 4,5 m/s auf der Saturn-Oberfläche.

Bemerkenswert ist die *Atmosphäre* von Titan, die einen Luftdruck von 1,6 bar (= 1 600 hPa) auf seine Oberfläche ausübt und etwa zehn mal so dicht wie die Erdatmosphäre ist. Die Temperatur am Boden beträgt -170 °C und nimmt bis zu einer Höhe von 42 km, der Tropopause, auf ca. -200 °C ab, um danach wieder auf einen Maximalwert von -100 °C anzusteigen (Owen 1999). Die Atmosphäre von Titan besteht zu etwa 94 % aus N_2 und enthält ca. 6 % CH_4 und Ar sowie ca. 0,2 % H_2 , das ständig aus dem Zerfall von CH_4 freigesetzt wird. Komplexe photochemische Reaktionen, ausgelöst durch den UV-Anteil des Sonnenlichts, führen in der höheren Atmosphäre zur Entstehung weiterer Kohlenwasserstoffe wie C_2H_6 (20 ppm), C_2H_2 , C_3H_8 , C_3H_4 , C_2H_4 , C_4H_2 sowie HCN, CO (50 ppm), CO_2 und H_2O (Owen 1999; Johnson 2005). In etwa 20 km Höhe bilden sich Wolken, die aus flüssigem Methan und Stickstoff bestehen; in etwa 50 km Höhe befindet sich eine Wolkenschicht aus Methan-Stickstoff-Eis. Der orange-braune „Smog“, der Titan in 60–80 km Höhe umhüllt und zu seiner geringen Albedo von 20 % führt, besteht aus Tröpfchen von Äthan C_2H_6 und Aerosolen. Nach den Ergebnissen der Raumsonde Huygens entstehen durch UV-Strahlung und den Sonnenwind reaktive Ionen, aus denen sich aromatische Kohlenwasserstoffe, komplexe Stickstoff-Verbindungen und Benzol bilden (z. B. Owen 1999).

Die Raumsonde Cassini-Huygens sendete 1994 erstmals Bilder der *Oberfläche* von Titan, die bis dahin wegen seiner dichten Atmosphäre weitgehend unbekannt geblieben war. Man erkennt eine grau-orange gefärbte Ebene mit gesteinsähnlichen Brocken. Diese bestehen jedoch aus Wassereis, das bei den niedrigen Temperaturen die Konsistenz von Silikatgesteinen hat, sowie aus Kohlenwasserstoffen. An anderen Stellen zeigt die Titan-Oberfläche hügelige bis bergige Gebiete, die von ausgedehnten Fluss-Systemen durchschnitten und erodiert werden. Alle Beobachtungen weisen auf eine junge Landformung durch flüssige Kohlenwasserstoffe und Wind hin. In den dunklen Gebieten des Äquatorialbereichs gibt es große Wüstengebiete mit 150 m hohen, hunderte von Kilometern langen Sanddünen, die 0,3 mm großen Sandkörner könnten aus Wassereis, organischen Feststoffen oder aus feinsten Staubpartikeln bestehen, die an Äthan gebunden sind. In den beiden Polarregionen gibt es Hinweise auf größere Methan-Seen, die von Flüssen gespeist werden. Sie trocknen wahrscheinlich im Sommer aus und entstehen im Winter neu, bedingt durch einen atmosphärischen Kreislauf, ähnlich dem Wasserkreislauf auf der Erde (z. B. Owen 1999).

Mit einer mittleren Dichte von $1,88\text{ g/cm}^3$ hat Titan einen durchschnittlichen Silikatanteil von etwa 55 % (Johnson 2005), der vermutlich im Kernbereich des Mondes konzentriert ist. Dieser Kern wird von einem Mantel aus Hochdruck-Wassereis umgeben, während die äußere Hülle aus Wassereis und Methanhydrat besteht. Nach neueren Modellrechnungen von 2005 könnte sich zwischen beiden Eisschichten ein globaler Ozean ausdehnen. Die erhöhten Drucke und ein Gehalt ca. 10 % Ammoniak NH_3 als „Frostschutzmittel“ würden verhindern, dass Wasser bei einer zu erwartenden Temperatur von -20 °C gefriert.

Die anderen großen Saturn-Monde Mimas, Enceladus, Tethys, Dione, Rhea und Iapetus besitzen mittlere Dichten zwischen $1,17$ und $1,61\text{ g/cm}^3$ entsprechend geschätzten Silikatanteilen von 30–50 % (Tabelle 31.2). Mit Ausnahme von Iapetus sind die Reflexionswerte dieser Monde sehr hoch, was auf hohe Anteile an sehr reinem Wassereis schließen lässt. Voyager-Bilder zeigen, dass die meisten dieser Monde alte Oberflächen mit zahlreichen Impaktkratern aufweisen. Die Existenz des riesigen Kraters Herschel auf *Mimas* mit 130 km \varnothing macht deutlich, wie stabil sich eine extrem tief gekühlte Eisoberfläche verhält. Einen Sonderfall bildet *Enceladus* mit großen kraterfreien Gebieten, die von zahlreichen Störungen, Rissen und Landrücken durchzogen sind und Überflutungen mit jungem Eis erkennen lassen. Das lässt auf rezente tektonische und kryovulkanische Aktivitäten sowie eine intensive Landformung schließen, die möglicherweise bis in die Gegenwart andauert (McKinnon 1999; Johnson 2005). Auch auf *Dione* und *Tethys* gibt es Hinweise auf Kryovulkanismus, bei dem wahrscheinlich nicht Wasser, sondern Ammoniak-Hydrat $\text{NH}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ gefördert wird. Es handelt sich um eine Schmelze eutektischer Zusammensetzung mit einem eutektischen Punkt bei -97 °C , die etwa die Viskosität einer Basaltlava hat (McKinnon 1999). Demgegenüber sind nach den bisher vorliegenden Erkenntnisse *Rhea* und *Iapetus* wahrscheinlich nicht mehr geologisch aktiv. Dunkle Flecken auf der Oberfläche von Iapetus bestehen aus Eis, das durch einen hohen Anteil an Kohlenwasserstoffen verunreinigt ist (McKinnon 1999; Johnson 2005).

Auch die kleinen äußeren Saturn-Monde Helene (Dichte 1,4), Phoebe (Dichte 1,63) und Calypso (Dichte 1,0) haben merkliche wenn auch unterschiedlich große Silikatanteile, während Hyperion und die sechs inneren kleinen Saturn-Monde mit mittleren Dichten von $0,54$ – $0,65\text{ g/cm}^3$ aus einem porösen Wassereis mit geringem Silikatanteil bestehen dürften.

Die Uranus-Monde

Von den fünf großen Hauptmonden des Uranus wurden Titania und Oberon 1787 durch Wilhelm Herschel, Ariel

und Umbriel 1851 von William Lassell (1799–1880) entdeckt. Demgegenüber erfolgte die Entdeckung des kleineren und wesentlich masseärmeren Mondes Miranda erst 1948 durch Gerald Kuiper. Die IR-Spektren zeigen, dass auf allen fünf Satelliten Wassereis vorhanden ist, jedoch legt das relativ geringe Reflexionsvermögen eine „Verschmutzung“ durch Kohlenstoff nahe. Abgesehen von Miranda, die eine mittlere Dichte von $1,20 \text{ g/cm}^3$ und einen geschätzten Silikatanteil von 30 % besitzt, sind die Hauptmonde von Uranus durch relativ hohe Dichten von $1,40\text{--}1,71 \text{ g/cm}^3$ gekennzeichnet, was auf Silikatanteile von $0,53\text{--}0,62$ schließen lässt (Tabelle 30.2). Daneben sind Wassereis sowie gefrorene Verbindungen von Kohlenstoff, z. B. Methan CH_4 , vielleicht auch von Stickstoff am Aufbau dieser Satelliten beteiligt.

Die Bilder der Voyager-2-Mission lassen allerdings klar erkennen, dass die Hauptmonde von Uranus sehr unterschiedliche geologische Entwicklungen durchgemacht haben. So zeigen die Oberflächen von *Oberon* und *Umbriel* alte Krusten, die von zahlreichen Impaktkratern unterschiedlichen Alters durchsetzt sind. Auf *Oberon* sind einige dieser Krater von strahlenförmigen Auswurfsmassen umgeben; manche enthalten an ihrem Boden dunkle Flecken, die vermutlich durch kryovulkanische Eruptionen von Kohlenstoff-haltigem Eis entstanden sind. Demgegenüber beobachtet man auf *Titania* spektakuläre, von großen Stö-

rungen begrenzte Täler oder Canyons, die mehrere Kilometer tief werden und in einer frühen geologischen Periode durch Dehnungstektonik entstanden sind. Auch die Oberfläche von *Ariel* gibt deutliche Hinweise auf geologische Aktivität. Ebene Bereiche mit einer mäßigen Kraterdichte werden von einem ausgedehnten Netzwerk von Störungs-gebundenen Canyons und Tälern durchsetzt, wodurch die älteren kristallinen Terrains in polygonale Blöcke zerlegt werden. Die Böden der Canyons und Bereiche der Ebenen werden von gewölbten Materialströmen überflossen, in die mäandrierende Täler eingeschnitten sind; vermutlich handelt es sich um Eisströme, die durch kryovulkanische Aktivität gefördert wurden. Die verschiedenen Terrains auf *Ariel* haben sehr unterschiedliche Kraterdichten, was auf eine ausgedehnte Periode tektonischer und vulkanischer Aktivität auf diesem Mond schließen lässt.

Bei seinem Vorbeiflug in nur 30 000 km Entfernung konnte Voyager 2 1986 exzellente Bilder von *Miranda* aufnehmen, die einen einzigartigen geologischen Bau erkennen lassen. Die Oberfläche dieses Mondes weist zahlreiche Verwerfungen mit extremer Sprunghöhe auf, die ein bruchstückhaftes Muster bilden. Die entstandenen Canyons sind z. T. sehr tief; so hat Verona Rupes eine Tiefe von bis zu 20 km. Diese Störungssysteme durchsetzen und begrenzen drei große, eckige Terrains von relativ dunkler Färbung,

Tabelle 30.2. Die wichtigsten Satelliten der Riesenplaneten. (Nach Johnson 2005 und McKinnon 1999)

Planet	Satellit	Entfernung zum Planeten (km)	Radius (km)	Masse (10^{19} kg)	Dichte (g/cm^3)	Geschätzter Silikatanteil	Albedo
Jupiter	Io	422 000	1 821	8 933	3,53	1,0	0,6
	Europa	671 000	1 565	4 797	2,99	0,94	0,7
	Ganymed	1 070 000	2 634	14 820	1,94	0,58	0,4
	Kallisto	1 880 000	2 403	10 760	1,85	0,52	0,2
Saturn	Mimas	185 000	199	3,75	1,14	0,27	0,8
	Enceladus	249 000	249	7,3	1,12	0,22	1,0
	Tethys	295 000	530	62,2	1,00		0,8
	Dione	377 000	560	105,2	1,44	0,46	0,6
	Rhea	527 000	764	231	1,24	0,40	0,7
	Titan	1 222 000	2 575	13 455	1,88	0,55	0,2
	Iapetus	3 561 000	718	159	1,02		0,04-0,5
Uranus	Miranda	130 000	236	6,59	1,20	0,30	0,3
	Ariel	191 000	579	135	1,67	0,53	0,4
	Umbriel	266 000	585	117	1,40	0,53	0,2
	Titania	436 000	789	353	1,71	0,62	0,3
	Oberon	583 000	761	301	1,63	0,60	0,2
Neptun	Triton	355 000	1 353	2 147	2,05	0,66	0,7

die als Coronae bezeichnet werden. Dazwischen erstrecken sich hellere, sanft gewellte, aber stark zerkraterte Gebiete, die an die Hochländer des Mondes erinnern. Offenbar ist Miranda im Lauf seiner Geschichte durch Gezeitenkräfte von Uranus oder durch Kollision mit anderen Himmelskörpern mehrmals auseinander gerissen worden, wurde jedoch aufgrund seiner eigenen Schwerkraft immer wieder zusammengefügt. Dabei kam es zu neuer Oberflächenformung, bei der Kryovulkanismus eine wichtige Rolle spielte (McKinnon 1999).

Die fünf Hauptmonde von Uranus bewegen sich in mittleren Abständen um den Planeten. Darüber hinaus besitzt Uranus noch 22 weitere Satelliten, die teils durch den Vorbeiflug von Voyager 2 (1979), teils durch das Hubble-Weltraum-Teleskop und andere bodengestützte Teleskope entdeckt wurden. Eine innere, Planeten-nähere Gruppe kleiner Monde umrundet den Planeten auf nahezu kreisförmigen Bahnen, während eine äußere Gruppe sehr weite, ausgeprägt exzentrische, sehr stark geneigte oder sogar rückläufige Umlaufbahnen aufweist. Hierbei handelt es sich um irreguläre Satelliten, die von Uranus eingefangen wurden.

Der Neptunmond Triton

Von den 13 Satelliten des Neptun hat Triton, der 1848 von William Lassell entdeckt wurde, mit Abstand den größten Radius und die größte Masse (Tabelle 30.2). Mit einer mittleren Dichte von $2,05 \text{ g/cm}^3$ besitzt Triton – ähnlich wie Pluto und dessen Mond Charon – einen der höchsten Silikateanteile (65–70 %) im äußeren Sonnensystem, was darauf hinweist, dass Triton ursprünglich aus einer eigenen Umlaufbahn um die Sonne im Kuiper-Gürtel stammt. Modellierungen von Agnor u. Hamilton (2006) legen den Gedanken nahe, dass Triton ursprünglich Teil eines planetarischen Doppelsystems – ähnlich Pluto-Charon – war, aus dem er bei einer nahen Begegnung mit dem Riesenplaneten Neptun herausgerissen und von diesem eingefangen wurde. Triton umläuft Neptun in einem kritischen Abstand, der sog. *Roche-Grenze* und ist daher dessen Gezeitenkräften sehr stark ausgesetzt. Da er sich Neptun immer mehr annähert, wird Triton in ca. 100 Ma zerrissen werden, wobei seine Bestandteile ein größeres Ringsystem ähnlich dem des Saturn bilden werden.

Die Roche-Grenze wurde bereits 1850 von dem französische Astronomen Édouard Albert Roche zur Erklärung der Saturn-Ringe herangezogen. Sie gibt die Umlaufbahn an, bei der sich die inneren, stabilisierenden Gravitationskräfte eines Satelliten und die Gezeitenkräfte des Mutterplaneten einander die Waage halten. Außerhalb der Roche-Grenze bleibt der Satellit stabil, innerhalb der Grenze wird er zerstört und zu einem Ringsystem ausgezogen. Da die Roche-Grenze mit zunehmender Dichte des Satelliten abnimmt, können Monde, die aus Gesteinsmaterial bestehen, in Planeten-näheren Umlaufbahnen überleben als die Eismonde.

Wegen der sehr niedrigen Oberflächentemperatur von nur $-238,5 \text{ °C}$ kann Triton trotz seiner geringen Gravitation eine sehr dünne *Atmosphäre* aus 99,9 % N_2 und 0,1 % CH_4 festhalten; ihr Druck beträgt lediglich 10^{-5} bar

(1 Pa). Die eisige *Oberfläche* von Triton reflektiert extrem stark mit einer Albedo von 80 %. Im Gegensatz zu den übrigen Satelliten des äußeren Sonnensystems, belegen die Absorptionsspektren, dass hier Wassereis mit Beimengungen von N_2 -, CO -, CH_4 - und CO_2 -Eis vorliegt. Aufnahmen von Voyager 2 geben zahlreiche Hinweise auf geologische Aktivität, insbesondere ein Netzwerk von Verwerfungen, an denen die Eisfläche deformiert und zerbrochen ist. Man beobachtet nur wenige Impaktkrater; offenbar sind die älteren durch geologische und atmosphärische Prozesse zerstört worden. Auch auf Triton wird Kryovulkanismus beobachtet: In kalten Geysiren, die man in den Voyager-Aufnahmen als dunkle Rauchfahnen erkennt, wird flüssiger Stickstoff und mitgerissener Gesteinsstaub bis 8 km hoch in die Atmosphäre ausgestoßen. Offensichtlich reicht – trotz der Abschirmung durch die dichte Atmosphäre – die Sonnenstrahlung in der Sommerzeit aus, um gefrorenen Stickstoff zu verdampfen.

Die sommerliche Erwärmung dauert auf Triton mehrere Erdjahre lang. So herrscht während des 166 Erdjahre dauernden Neptun-Umlaufs am Nord- und Südpol jeweils 40 Jahre lang Sommer und Winter, weil die Rotationsachsen von Triton und Neptun einen Winkel von 157° bilden und zusätzlich die Rotationsachse von Neptun um 30° gegen seine Umlaufbahn um die Sonne geneigt ist.

Die sechs inneren Monde von Neptun, die 1979 durch den Vorbeiflug von Voyager 2 entdeckt wurden, sind dunkle, primitive Körper. Der größte von ihnen, Proteus, hat etwa die Größe von Mimas und Miranda. Wahrscheinlich entstanden diese inneren Monde beim Einfang von Triton, der zunächst eine sehr exzentrische Bahn hatte und dadurch bei den ursprünglich vorhandenen inneren Neptun-Monde chaotische Bahnstörungen auslöste. Diese Satelliten kollidierten miteinander, wurden zerbrochen und zu einer Geröllscheibe zerkleinert, aus der sich erst dann sekundäre Monde bildeten, als sich die Umlaufbahn von Triton einer Kreisbahn angenähert hatte (McKinnon 1999). Der äußere Neptun-Mond Nereid wurde von 1949 von Gerard Kuiper entdeckt, sechs weitere äußere Monde kamen in den Jahren 2002–2003 hinzu. Diese irregulären Monde, die große und stark exzentrische Umlaufbahnen aufweisen, wurden von Neptun eingefangen.

30.3.5 Die Ringsysteme der Riesenplaneten

Alle vier Riesenplaneten unseres Sonnensystems sind von Ringsystemen umgeben. Am auffälligsten sind die *Saturn-Ringe*, die man bereits mit einem kleinen Teleskop beobachten kann. Sie wurden erstmals 1610 von Galileo Galilei entdeckt, der sich jedoch über ihre wahre Form nicht schlüssig werden konnte; er interpretierte sie zunächst als zwei verschiedene planetarische Körper, später als henkelförmige Gebilde (vgl. Burns 1999). Erst Christiaan Huygens erkannte 1659, dass Saturn von einem scheibenförmigen Ringsystem umgeben ist. Die Saturn-Ringe liegen in der Äquatorial-Ebene des Planeten; sie sind daher $26,7^\circ$ zu dessen Umlaufbahn geneigt und werden von einem Betrachter auf der Erde unter verschiedenen Blickwinkeln gesehen. Alle 14,8 Jahre – so auch im Jahr 2009 – ist der

dünne Rand der Ringe genau der Erde zugewandt und daher kaum sichtbar. Das war bereits zwei Jahre nach der Entdeckung der Saturn-Ringe der Fall, als Galilei zu seiner Bestürzung feststellen musste, dass das von ihm beobachtete Phänomen scheinbar wieder verschwunden war.

Nach den Aufnahmen der Raumsonden Voyager 2 (1981) und Cassini-Huygens (2006), besteht das Ring-System des Saturns aus mehr als 100 000 Einzelringen, die unterschiedliche Albedos, Farbtöne und Zusammensetzungen aufweisen und durch scharf begrenzte Lücken voneinander getrennt sind. Die größten Ringe werden von innen nach außen mit den Buchstaben D, C, B, A, F, G und E bezeichnet. Schon 1675 hatte Giovanni Domenico Cassini die ausgeprägte Lücke zwischen dem A- und dem B-Ring, die Cassinische Teilung, erkannt. Innerhalb des A-Ringes existiert darüber hinaus die Encke-Lücke. Der innerste Ring (D) beginnt bereits ca. 7 000 km über der Saturn-Oberfläche; der äußerste Ring (E) hat einen Durchmesser von 960 000 km.

Wie bereits Cassini vermutet hatte, sind die Saturn-Ringe aus vergleichsweise kleinen Partikeln aufgebaut. Ihre Größe variiert zwischen 1 cm und 5 m; der Durchschnitt liegt bei 10 cm. Jedes dieser Partikel umkreist den Planeten auf einer eigenen Umlaufbahn, die von den benachbarten Teilchen unabhängig ist. Mit einer Albedo von 20–80 % sind die Saturn-Ringe teilweise heller als der Planet selbst, der nur eine Albedo von 46 % aufweist. Daher muss man annehmen, dass sie aus Partikeln aufgebaut sind, die entweder vollständig aus Eis oder aus Gesteinsmaterial bestehen, das von einer Eishülle umgeben ist (Burns 1999; Faure u. Mensing 2007). Die Lücken zwischen den Ringen entstehen durch gravitative Wechselwirkungen zwischen den Ringen sowie mit den zahlreichen Monden des Saturn, wobei auch Resonanz-Phänomene eine Rolle spielen. So ist der Mond Minas für die Cassinische Teilung verantwortlich. In einigen der Lücken kreisen kleinere Monde, die sog. Schäfermonde, die wesentlich zur Stabilität des Ringsystems beitragen.

Für die Entstehung der Saturn-Ringe werden unterschiedliche Erklärungsmöglichkeiten diskutiert (Burns 1999; Faure u. Mensing 2007):

1. Die Ringe könnten durch Zerstörung eines aus Gesteinsmaterial und Eis bestehenden planetarischen Körpers entstanden sein, der sich dem Saturn soweit annäherte, dass seine Umlaufbahn innerhalb der *Roche-Grenze* lag und daher durch die Gezeitenkräfte des Saturn zerstört und zu einem Ringsystem ausgezogen wurde.
2. Alternativ könnte der Satellit durch Kollision mit einem Kometen oder Asteroiden zerstört und in ein Ringsystem umgebildet worden sein.
3. Schließlich könnten die Ringe aus der gleichen Materialwolke wie der Mutterplanet entstanden sein. Während der Akkretionsphase in der Frühzeit unseres Sonnen-

systems (Abschn. 32.5) wäre es den Planetesimalen infolge der Gezeitenkräfte des werdenden Saturn nicht gelungen, sich zu einem Mond zusammenzuballen.

Für mehr als 3½ Jahrhunderte galt der Saturn als der einzige Planet unseres Sonnensystems, der ein Ringsystem aufweist. Als jedoch *Uranus* im Jahr 1777 einen Stern durch Überdeckung verdunkelte, konnte auch bei diesem Planeten, ein System aus zunächst neun dünnen Ringen festgestellt werden, deren Zahl sich durch Beobachtungen der Raumsonde Voyager 2 (1986) und des Hubble-Teleskops (2005) inzwischen auf 13 erhöht hat. Im Gegensatz zum Saturn zeigen die Uranus-Ringe eine wesentlich geringere Albedo von nur 1,5 %. Man nimmt daher an, dass ihre Partikel, deren Größe zwischen 10 cm und 10 m variiert, aus einer Mischung von Methan- und Ammoniak-Eis bestehen, die von Kohlenstoff-Staub und/oder organischen Molekülen überdeckt sind (Faure u. Mensing 2007).

In den 1980er Jahren konnte ebenfalls durch Sternverdunkelungen sowie die Mission Voyager 2 (1989) festgestellt werden, dass auch *Neptun* von einem Ringsystem umgeben ist, das aus 6–7 vollständigen Ringen besteht. Darüber hinaus enthält der äußerste Ring noch 5 unvollständige Ringbögen. Ähnlich wie beim Uranus besitzen diese Ringe nur eine geringe Albedo von 3 %. Ihre wenigen μm bis ca. 10 m großen Partikel bestehen aus Methan-Eis, das von einer Hülle aus amorphem Kohlenstoff und organischen Substanzen umgeben ist.

Für die Entstehung der Ringsysteme um Saturn und Neptun diskutiert man die gleichen Modelle wie für die Saturnringe. Anders erklären muss man das schwach ausgeprägte Ringsystem um *Jupiter*, das 1974 durch Beobachtungen der Pioneer-11-Mission vermutet, und 1979 durch Fotografien von Voyager 1 und 2 dokumentiert werden konnte. Die Jupiter-Ringe mit einer Albedo von <5 % bestehen nämlich ausschließlich aus Staubpartikeln mit Durchmessern im μm -Bereich. Dieser Staub wird wahrscheinlich von der Oberfläche der kleinen felsigen Jupiter-Monde Adrasta, Metis, Thebe und Almathea durch ein ständiges Meteoriten-Bombardement freigesetzt.

30.4

30.4 Der Zwergplanet Pluto und sein Mond Charon: ein Doppelplanet

Mit einem Radius von nur 1 195 km ist Pluto deutlich kleiner als die sieben großen Monde in unserem Sonnensystem. Er wird daher zu der neuen Klasse der Zwergplaneten gerechnet und ist der wichtigste Vertreter der zahlreichen Trans-Neptun-Objekte (TNO) im Kuiper-Gürtel. Pluto bewegt sich um die Sonne auf einer elliptischen Bahn mit der großen Exzentrizität von 0,248; sie weicht also viel stärker von der Kreisform ab, als alle anderen Planetenbahnen (Tabelle 30.1) und schneidet die Neptunbahn im sonnennahen Bereich, dem Perihelion.

Astronomische Erforschung

Die Suche nach einem weiteren großen Planeten, dem Transneptun, wurde 1905 von Percival Lowell (1855–1916) in dem von ihm gegründeten Observatorium bei Flagstaff (Arizona) initiiert. Dabei fand Clyde Tombaugh 25 Jahre später (1930) den Zwergplaneten Pluto; jedoch ermöglichte erst die Entdeckung seines großen Mondes Charon (1978) genaue Bestimmungen von Masse und Durchmesser. Im Jahr 2005 wurden mittels des Hubble-Weltraumteleskops die kleinen Monde *Hydra* und *Nix* entdeckt. Am 19. Januar 2006 erfolgte der Start der Raumsonde New Horizons, die im Juli 2015 in 9 600 km Entfernung an Pluto und in 27 000 km an Charon vorbeifliegen soll.

Atmosphäre und innerer Aufbau

Da es von Pluto noch keine Nahaufnahmen gibt, ist über ihn nur wenig bekannt, doch wird angenommen, dass er dem größeren Neptun-Mond Triton sehr ähnlich ist. Wie bei diesem besteht die sehr dünne Atmosphäre mit einem Luftdruck von ca. 2 μbar überwiegend aus N_2 mit untergeordneten Gehalten an CH_4 und CO ; die Oberflächen-Temperaturen variieren zwischen -218 und -240 °C. Kennzeichnend für die Oberfläche von Pluto sind große regionale Unterschiede in der Albedo. Während die hellen Gebiete weitgehend aus Eis bestehen, könnten die dunklen Bereiche auf einen größeren Gesteinsanteil zurückgehen. Es könnte sich jedoch auch um Anreicherungen von komplexen Kohlenwasserstoffen und Nitrilen R–C=N handeln, die oft charakteristische rote, orange oder schwarze Farbtöne aufweisen (Cruikshank 1999).

Mit einer Dichte von ca. 2,2 g/cm^3 dürfte Pluto zu etwa 70 % aus Gesteinsmaterial bestehen, das vermutlich im Kernbereich konzentriert ist und von einem dicken Eismantel umgeben wird. Spektroskopische Analysen zeigen, dass zumindest die oberste Eisschicht aus einer Mischung von gefrorenem N_2 , CH_4 , CO und H_2O zusammengesetzt ist (Cruikshank 1999).

Der Pluto-Mond Charon

Wie wir aus Tabelle 30.1 entnehmen können, hat der Erdmond nur 1/4 des Erdradius und 1/83 der Erdmasse. Im Gegensatz dazu ist Charon mit etwa dem halben Pluto-Radius von 603,5 km und einem Masse-Verhältnis von 1 : 8 verglichen mit seinem Mutterplaneten sehr groß. Beide Körper rotieren um eine gemeinsame Achse, die außerhalb von Pluto liegt; sie bilden also einen *Doppelplaneten* (z. B. Agnor u. Hamilton 2006). Aufgrund der Gezeitenkräfte haben Pluto und Charon ihre Eigenrotation soweit abgebremst, dass sie sich während eines Umlaufs umeinander genau einmal um die eigene Achse drehen und sich daher stets

die gleiche Seite zuwenden. Wenn man die Absorptionsspektren von Pluto und Charon voneinander abzieht, stellt man die auffallende Tatsache fest, dass – im Gegensatz zu Pluto – auf der Oberfläche von Charon Wassereis dominiert, obwohl die zusätzliche Anwesenheit von CH_4 und N_2 nicht auszuschließen ist. Die dunkle Farbe von Charon könnte durch eine „Verschmutzung“ des Wassereises durch Kohlenstoff oder komplexe organische Verbindungen bedingt sein (Cruikshank 1999).

Weiterführende Literatur

Lehrbücher und Sammelbände

- Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) (1999) The new solar system. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK
- Chapman CR (1999) Asteroids. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge University Press, Cambridge UK, pp 337–350
- Davis AM (ed) (2005) Meteorites, comets, and planets. Elsevier, Amsterdam Oxford
- Faure G, Mensing TM (2007) Introduction to planetary science – The geological perspective. Springer-Verlag, Dordrecht, Niederlande
- Hartmann WK (2005) Moons and planets, 5th ed. Brooks/Cole, Belmont, California
- Hunt GE, Moore P (1982) The planet Venus. Faber and Faber, London
- Papike JJ (ed) (1998) Planetary materials. Rev Mineral 36
- Rollinson H (2007) Early Earth systems – A geochemical approach. Blackwell, Malden, Ma, USA
- Unsöld A, Baschek B (2005) Der neue Kosmos, 7. Aufl. Korrigierter Nachdruck, Springer, Berlin Heidelberg New York

Übersichtsartikel

- Burns JA (1999) Planetary rings. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge University Press, Cambridge UK, pp 221–240
- Carr MH (1999) Mars. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge University Press, Cambridge UK, pp 141–156
- Chambers JE (2005) Planet formation. In: Davis AM (ed) Meteorites, comets, and planets. Elsevier, Amsterdam Oxford, pp 461–474
- Cruikshank DP (1999) Triton, Pluto, and Charon. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK, pp 285–296
- Fegley B Jr (2005) Venus. In: Davis AM (ed) Meteorites, comets, and planets. Elsevier, Amsterdam Oxford, pp 487–507
- Fiquet G, Guyot F, Badro J (2008) The Earth's lower mantle and core. Elements 4:177–182
- Greeley R (1999) Europa. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge Univ Press, Cambridge, pp 253–262
- Hartmann WK (1999) Small worlds: Patterns and relationships. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK, pp 311–320
- Head JW III (1999) Surfaces and interiors of the terrestrial planets. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK, pp 157–173
- Hubbard WB (1999) Interior of the giant planets. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK, pp 193–200
- Jakosky BM (1999) Atmospheres of the terrestrial planets. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK, pp 175–191

- Johnson TV (1999) Io. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK, pp 241–252
- Johnson TV (2005) Major satellites of the giant planets. In: Davis AM (ed) Meteorites, comets, and planets. Elsevier, Amsterdam Oxford, pp 637–662
- Lunine JI (2005) Giant planets. In: Davis AM (ed) Meteorites, comets and planets. Elsevier Amsterdam Oxford, pp 623–636
- McKinnon WB (1999) Midsize icy satellites. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK, pp 297–310
- McSween HY Jr (2005) Mars. In: Davis AM (ed) Meteorites, comets and planets. Elsevier Amsterdam Oxford, pp 601–621
- Owen T (1999) In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK, pp 277–284
- Pappalardo RT (1999) Ganymede and Callisto. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK, pp 263–275
- Saunders RS (1999) Venus. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK, pp 97–110
- Shaw GH (2008) Earth's atmosphere – Hadean to early Proterozoic. *Chem Erde* 68:235–264
- Spohn T, Sohl F, Wiczerkowski K, Conzelmann V (2001) The interior structure of Mercury: What we know, what we expect from BepiColombo. *Planet Space Sci* 49:1561–1570
- Taylor GJ, Scott ERD (2005) Mercury. In: Davis AM (ed) Meteorites, comets, and planets. Elsevier, Amsterdam Oxford, pp 477–485
- Wänke H, Dreibus G (1988) Chemical composition and accretion history of the terrestrial planets. *Phil Trans Roy Soc London A325*:545–557
- Zolenski ME (2005) Extraterrestrial water. *Elements* 1:39–43
- Campbell DB, Chandler JF, Hine A, Nolan M, Campbell PP (2003) Radar imaging of the lunar poles. *Nature* 426:137–138
- Fagan TJ, Krot AN, Keil K, Yurimoto H (2004) Oxygen isotopic evolution of amoeboid olivine aggregates in the reduced CV chondrites Efremovka, Vigarano and Leoville. *Geochim Cosmochim Acta* 68:2591–2611
- Feldmann WC, Maurice S, Binder AB, Barraclough BL, Elphic RC, Lawrence DJ (1998) Fluxes of fast and epithermal neutrons from Lunar Prospector: Evidence for water ice at the Lunar poles. *Science* 281:1496–1500
- Hartmann WK, Neukum G (2001) Cratering chronology and the evolution of Mars. *Space Sci Rev* 96:165–194
- Kiess CC, Corliss CH, Kiess KH (1960) High-dispersion spectra of Jupiter. *Astrophys J* 132:221–231
- Lodders K, Fegley B Jr (1998) An oxygen isotope model for the composition of Mars. *Icarus* 126:373–394
- Mayor M, Queloz D (1995) A Jupiter-mass companion to a solar-type star. *Nature* 378:355–359
- Neukum G, Ivanov BA, Hartmann WK (2001) Cratering records in the inner solar system in relation to the lunar reference system. *Space Sci Rev* 96:55–86
- Potter A, Morgan TH (1985) Discovery of sodium in the Atmosphere of Mercury. *Science* 229:651–653
- Potter A, Morgan TH (1986) Potassium in the Atmosphere of Mercury. *Icarus* 67:336–340
- Rieder R, Economou T, Wänke H, Turkevich H, Crisp J, Brückner J, Dreibus G, McSween HJ (1997) The chemical composition of martian soil and rocks returned from the mobile Alpha Proton X-ray spectrometer: Preliminary results from the X-ray mode. *Science* 278:1771–1774
- Slade MA, Butler BJ, Muhleman DO (1992) Mercury radar imaging: Evidence for ice. *Science* 258:635–640
- Tanaka KL (1986) The stratigraphy of Mars. *Proc 171st Lunar Planet Sci Conf, J Geophys Res* 91, suppl, pp 139–158
- Wänke H, Brückner J, Dreibus G, Rieder R, Ryabchikov I (2001) Chemical composition of rocks and soils at the Pathfinder site. *Space Sci Rev* 96:317–330
- Wildt R (1932) Absorptionsspektren und Atmosphären der großen Planeten. *Veröff Univ Sternwarte Göttingen* 2:171–180
- Wolszczan A, Frail (1992) A planetary system around millisecond pulsar PSR1257+12. *Nature* 355:145–147

Zitierte Literatur

- Agnor CB, Hamilton DP (2006) Neptune's capture of its moon Triton in a binary-planet gravitational encounter. *Nature* 221:192–194
- Bertka CM, Fei Y (1997) Mineralogy of the martian interior up to core-mantle pressures. *J Geophys Res* 102:5251–5264
- Borg LE, Edmunson J, Asmerom Y (2005) Constraints on the U-Pb systematics of Mars inferred from a combined U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study of the Martian meteorite Zagami. *Geochim Cosmochim Acta* 69:5819–5830

Einführung in die Geochemie



31.1 Geochemische Gliederung der Elemente

31.2 Chemische Zusammensetzung der Gesamterde

31.3 Chemische Zusammensetzung der Erdkruste

31.4 Spurenelement- Geochemie magmatischer Prozesse

31.5 Isotopen-Geochemie

31.6 Entstehung der chemischen Elemente

Bei der Lektüre dieses Buches ist dem aufmerksamen Leser klar geworden, dass die Verteilung der chemischen Elemente in der Natur wesentlich durch gesteinsbildende Prozesse kontrolliert wird. Bereits im frühen Entwicklungsstadium unseres Sonnensystems differenzieren sich die erdähnlichen Planeten, die ursprünglich *chondritische* Zusammensetzung hatten, in einen *metallischen Kern* und einen *silikatischen Mantel*. *Krustenbildende Prozesse* werden durch *partielle Aufschmelzung* im Mantel ausgelöst. Dabei entstehen *Stamm-Magmen*, in denen die *inkompatiblen Elemente* in verschiedenem Maße angereichert werden. *Fraktionierte Kristallisation* dieser Magmen, häufig kombiniert mit *Assimilation* von Nebengestein, führt zur Bildung *magmatischer Serien* von unterschiedlichem geochemischen Charakter.

Bei der Entwicklung des *Planeten Erde* spielten mindestens seit dem Ende des Archaikums *plattentektonische Prozesse* eine entscheidende Rolle, durch die Vulkanismus, Plutonismus und Metamorphose, aber auch Verwitterung, Abtragung, Transport und Sedimentation gesteuert werden. Dabei entstanden zwei grundsätzlich verschiedene Krustentypen, die *ozeanische* und die *kontinentale Erdkruste*. Endogene und exogene Prozesse beinhalten *Stoffkreisläufe*, bei denen es zur Trennung, zur Verarmung und zur Anreicherung chemischer Elemente bis hin zur Bildung bauwürdiger Erz- und Minerallagerstätten kommen kann.

Die *Verteilung von chemischen Elementen auf die koexistierenden Mineralphasen* eines Gesteins wird durch die Druck-Temperatur-Bedingungen des gesteinsbildenden Prozesses gesteuert. Dabei spielen die Kristallstrukturen der Minerale sowie die kristallchemischen Eigenschaften der Elemente, insbesondere ihre Atom- oder Ionenradien, ihre Wertigkeit und ihr Bindungs-Charakter, eine entscheidende Rolle. Solche Verteilungsgleichgewichte lassen sich als *Geothermometer* und *Geobarometer* einsetzen, um z. B. die *P-T-Bedingungen* beim Höhepunkt einer Metamorphose abzuschätzen. Ebenso können die Fraktionierung und die Verteilungsgleichgewichte von *stabilen Isotopen*, z. B. von Sauerstoff, Kohlenstoff und Schwefel, als Geothermometer dienen. Gesteinsbildende Prozesse beeinflussen auch die *radiogenen Isotopen-Systeme* wie U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd und K-Ar. Aus den Halbwertszeiten ihrer Zerfallsreihen lassen sich Aussagen über das *Alter* eines geologischen Prozesses gewinnen. Darüber hinaus können stabile und radiogene Isotopen-Systeme wichtige Hinweise auf die *geotektonische Position* geben, in der ein Gestein gebildet wurde.

In diesem Kapitel sollen die Verteilung und das Verhalten von chemischen Elementen und ihren Isotopen bei geologischen Prozessen in Grundzügen behandelt werden. Für ein eingehendes Studium der Geochemie muss auf die einschlägigen Lehrbücher verwiesen werden.

K⁺Na⁺Ca²⁺Mn²⁺Fe²⁺Mg²⁺Fe³⁺Ti⁴⁺Al³⁺Si⁴⁺C⁴⁺F⁻OH⁻O²⁻Cl⁻S²⁻

31.1 Geochemische Gliederung der Elemente

Viele geologische Prozesse führen zu einer mehr oder weniger scharfen Trennung von chemischen Elementen. Es kommt zu Element-Fraktionierungen, -Anreicherungen oder -Abreicherungen (besser: -Verarmungen). So wird als Folge mechanischer und chemischer Verwitterung sowie von nachfolgendem Transport SiO_2 in Form von Quarz an Sandstränden oder in Sandwüsten angereichert. Durch biochemische Vorgänge wird CaCO_3 in Karbonat-Riffen, wird Kohlenstoff (C) in Kohlenflözen konzentriert.

Wie wir in Kap. 28 und 30 gezeigt hatten, spielen geochemische Fraktionierungsprozesse schon in der frühen Geschichte unseres Sonnensystems eine entscheidende Rolle. Dabei entstand die Gruppe der inneren kleinen, dichten und erdähnlichen Planeten Merkur, Venus, Erde, Mars und die Asteroiden, die sich chemisch markant von den äußeren gasreichen Riesenplaneten Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun unterscheiden. Pluto, der größte Kleinplanet im Kuiper-Gürtel, besteht zu 70 % aus Gesteinsmaterial und einer äußeren Schale aus Eis (Abschn. 30.4, S. 546f). Der nächste wichtige Fraktionierungsprozess führte bei den erdähnlichen Planeten zur Trennung von metallischem Kern und silikatischem Mantel und damit zum Schalenbau. Daran schlossen sich die komplexen Vorgänge der Krustenbildung an, die auf der Erde und wahrscheinlich auch auf der Venus noch heute andauern.

In der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts führte V. M. Goldschmidt mit seiner Arbeitsgruppe grundlegende empirische Untersuchungen zur geochemischen Gliederung der Elemente durch. Dafür analysierte er die Element-Verteilungen zwischen Metallphase, Sulfiden und Silikaten in zwei Modellsystemen, den *Meteoriten* und dem technischen *Hochofenprozess*. Je nach der Neigung (Affinität), sich mit metallischem Eisen zu legieren, Sulfide oder Silikate zu bilden oder sich bevorzugt in der Atmosphäre anzureichern, unterschied V. M. Goldschmidt (zuletzt 1954) siderophile, chalkophile, lithophile und atmophile Elemente:

- *Siderophile Elemente* (grch. σίδηρος = Eisen, φίλος = Freund) haben die Neigung, sich mit Fe zu legieren. Sie gehen bevorzugt in die Metallphase von Meteoriten und in die Metallschmelze („Eisensau“) beim Hochofen-Prozess.
- *Chalkophile Elemente* (grch. χαλκός = Erz, Kupfer, Bronze) zeigen die Tendenz, Sulfide zu bilden; sie reichern sich im Kupferstein des Hohenofen-Prozesses an.
- *Lithophile Elemente* (grch. λίθος = Stein) neigen dazu, sich mit Sauerstoff unter Bildung von Silikaten, Oxiden, Karbonaten u. a. zu verbinden. Sie werden bevorzugt in die Silikat-Mineralie von Meteoriten eingebaut und gehen beim Hochofenprozess in die leichte Silikatschmelze, die beim Abkühlen zur Hochofenschlacke erstarrt.

- *Atmophile Elemente* (grch. ατμός = Dampf) sind leichtflüchtig; sie reichern sich beim Hochofenprozess in den Gichtgasen an.

Heute wissen wir, dass der geochemische Charakter der Elemente von ihren kristallchemischen Eigenschaften gesteuert wird, insbesondere durch ihre Elektronen-Konfiguration und ihren Bindungs-Charakter, die sich aus der Stellung eines Elements im Periodensystem ablesen lassen. Um den Bindungs-Charakter in einem Kristall zu definieren, führte der amerikanische Nobelpreisträger Linus Pauling (1959) den Begriff der *Elektronegativität* ein. Diese stellt ein Maß für die Fähigkeit eines Elements dar, sich durch Anziehung von Elektronen negativ zu laden und Anionen zu bilden. Dementsprechend sind Halogene durch große Elektronegativitäten gekennzeichnet; diejenige von F^- wurde gleich 4,0 gesetzt; Cl^- hat 3,0, O^{2-} 3,5, S^{2-} dagegen nur 2,5. Kationenbildner haben geringe Elektronegativitäten, z. B. Cs^+ 0,7, K^+ 0,8, Na^+ 0,9, Ca^{2+} 1,0, Mg^{2+} 1,2, Fe^{2+} und Si^{4+} dagegen bereits 1,8. Kristalle, die aus Atomen mit einer großen Elektronegativitäts-Differenz aufgebaut sind, zeigen bevorzugt *heteropolaren Bindungs-Charakter* (*Ionen-Bindung*), z. B. die Ca-F-Bindung im Fluorit mit $4,0 - 1,0 = 3,0$ oder die Na-Cl-Bindung im Halit mit $3,0 - 0,9 = 2,1$. Dagegen ist die Si-O-Bindung im Quarz mit $3,5 - 1,8 = 1,7$ stärker homöopolar; es handelt sich bekanntlich um eine sp^3 -Hybrid-Bindung. Noch stärker *homöopolaren Bindungs-Charakter* (*kovalente* oder *Atombindung*) weisen z. B. Sulfide auf, so die Pb-S-Bindung im Galenit mit $2,5 - 1,8 = 0,7$. In intermetallischen Verbindungen und Legierungen gehen die Elektronegativitäts-Differenzen gegen 0. Bei der *metallischen Bindung* bilden die positiv geladenen Atomrümpfe ein starres, dreidimensionales periodisches Gerüst, in dessen Zwischenräumen sich die nicht lokalisierten Elektronen frei bewegen. Man spricht auch von einem „Elektronengas“.

Liegt in einem Kristall zwischen den Atomen A und B homöopolare Bindung vor, so lässt sich seine Bildungsenthalpie näherungsweise durch die Gleichung

$$H_{A-B} = \frac{1}{2}(H_{A-A} + H_{B-B}) \quad [31.1]$$

beschreiben. Demgegenüber tritt bei heteropolarer Bindung noch ein Term hinzu, der die elektrostatische Wechselwirkung beschreibt und ein Maß für den ionaren Bindungsanteil darstellt:

$$H_{A-B} = \frac{1}{2}(H_{A-A} + H_{B-B}) + \Delta E_{A-B} \quad [31.2]$$

Nach Pauling (1959) ist

$$\Delta E_{A-B} = 96,5(\gamma_A - \gamma_B)^2 \quad [31.3]$$

Dabei sind γ_A und γ_B die *Elektronegativitäten* der Atome A und B.

Zwischen dem geochemischen Charakter der Elemente und der Elektronegativität E ihrer Kationen bestehen folgende Zusammenhänge (Tabelle 31.1):

Tabelle 31.1.
Elektronegativität und geochemischer Charakter der wichtigsten chemischen Elemente. (Nach Pauling 1959, mod. aus Brown u. Mussett 1981)

$E < 1,6$ Lithophil		$1,6 < E < 2,0$ Chalkophil				$2,0 < E < 2,4$ Siderophil			
Cs ⁺	0,7			Pb ²⁺	1,6		← As ³⁺	2,0	
Rb ⁺	0,8			← Fe ²⁺	1,65	→			
K ⁺	0,8			← Co ²⁺	1,7	→			
Ba ²⁺	0,85			← Ni ²⁺	1,7	→			
Na ⁺	0,9			← Zn ²⁺	1,7				
Sr ²⁺	1,0	U ⁴⁺	1,7				P ⁵⁺	2,1	
Ca ²⁺	1,0	W ⁴⁺	1,7					Ru ⁴⁺	2,2
Li ⁺	1,0	Si ⁴⁺	1,8					Rh ³⁺	2,2
REE	1,05–1,2			← Ge ⁴⁺	1,8	→		Pd ²⁺	2,2
Mg ²⁺	1,2			← Fe ³⁺	1,8	→		Os ⁴⁺	2,2
Sc ³⁺	1,3			← Cu ⁺	1,8	→		Ir ⁴⁺	2,2
Th ⁴⁺	1,3			Ag ⁺	1,9			Pt ²⁺	2,2
V ³⁺	1,35			← Sn ⁴⁺	1,9	→		Au ⁺	2,4
Zr ⁴⁺	1,4			Hg ³⁺	1,9				
Mn ²⁺	1,4 →			Sb ³⁺	1,9	→			
Be ²⁺	1,5			Bi ³⁺	1,9				
Al ³⁺	1,5			Re ³⁺	1,9	→			
Ti ⁴⁺	1,5			← Cu ²⁺	2,0	→			
Cr ³⁺	1,6 →								

Die E -Werte einiger Kationen wurden durch Mason u. Moore (1985) aktualisiert. Zu den lithophilen Elementen (*dunkel schattiert*) zählen auch einige mit $E > 1,6$, die auf Grund ihrer hohen Wertigkeit und ihres geringen Ionenradius Anionen-Komplexe bilden können. In der Erdkruste haben mehrere chalkophile Elemente auch lithophilen, im Erdkern dagegen oft siderophilen Charakter, wie durch Pfeile angedeutet ist. Siderophile Elemente sind fett gedruckt.

- **Lithophile Elemente:** $E < 1,6$, z. B. K, Na, Ca, Mg, Al, Ti; Mn und Cr verhalten sich daneben auch chalkophil; außerdem haben chemische Elemente lithophilen Charakter, bei denen zwar $E > 1,6$ ist, die jedoch wegen ihrer geringen Größe Anionen-Komplexe mit Sauerstoff bilden, wie B³⁺, C⁴⁺, Si⁴⁺ und P⁵⁺; außerdem sind die Halogene lithophil.
- **Chalkophile Elemente:** $1,6 < E < 2,0$, z. B. Ag, Hg, Pb, Bi; ausgenommen sind Bildner von Anionen-Komplexen wie Si. Chalkophil sind aber auch einige Elemente mit $E > 2,0$, insbesondere S, Se und Te. Darüber hinaus besitzen mehrere Elemente mit $E = 1,6–2,0$ unterschiedlichen geochemischen Charakter: so verhalten sich Fe, Co, Ni, Ge, Cu und Sn chalkophil, siderophil und lithophil, Zn chalkophil und lithophil, Sb und Re chalkophil und siderophil.
- **Siderophile Elemente:** $2,0 < E < 2,4$, wie Pt und andere PGE sowie Au; P⁵⁺ hat zwar $E = 2,1$, verhält sich aber als Bildner von Anionenkomplexen lithophil; W mit $E = 1,7$ verhält sich siderophil und – als Anionenbildner – auch lithophil.
- **Atmophile Elemente:** Hierzu gehören hauptsächlich Stickstoff ($E = 3,0$) und die Edelgase, aber auch H, C und O, die aber – trotz $E > 2$ – gleichzeitig auch als lithophil zu betrachten sind.

Bemerkenswert ist die Rolle des Eisens. Dieses ist nach seiner Elektronegativität ($E = 1,8$) prinzipiell chalkophil und wird sich zunächst mit dem vorhandenen Schwefel unter Bildung von Sulfiden wie Troilit in Meteoriten bzw. Pyrrhotin oder Pyrit in irdischen Gesteinen verbinden. Ein Teil des restlichen Fe bildet mit Sauerstoff und Si Silikate, verhält sich also lithophil. Erst wenn alles S und O aufgebraucht sind, hat Fe siderophilen Charakter und kann metallisches Eisen bilden. Der Sauerstoff-Gehalt eines Planeten bestimmt damit die Größe seines Eisenkerns. Dieser hat beim Merkur einen Anteil von 47 Vol.-%, bei der Erde 16 Vol.-%, bei der Venus 14 Vol.-%, beim Mars 13 Vol.-%, beim Erdmond jedoch nur 1 Vol.-% (Spohn 1991).

Eine weitere geochemische Klassifikation beruht auf dem Ionenpotential, dem Quotienten aus Ionenladung und Ionenradius (Abb. 31.1). Die *großionigen lithophilen Elemente* (Large Ionic Lithophile elements, LIL) besitzen Ionenpotentiale von <2 und Ionenradien von $>1,2$ Å. Hierzu gehören besonders die einwertigen Alkalimetalle Cs, Rb und K, die zweiwertigen Kalkalkalimetalle Ba und Sr sowie Pb²⁺ und Eu²⁺. Es handelt sich um Elemente geringer Feldstärke (Low Field Strength Elements, LFS). Demgegenüber weisen die *Elemente hoher Feldstärke* (High Field Strength elements, HFS), Ionenpotentiale von >2 auf; ihre Wertigkeiten variieren von 3+ bis 6+, ihre Ionenradien sind $<1,2$ Å. Zu dieser Gruppe gehören auch die *Seltenerd-Elemente* oder

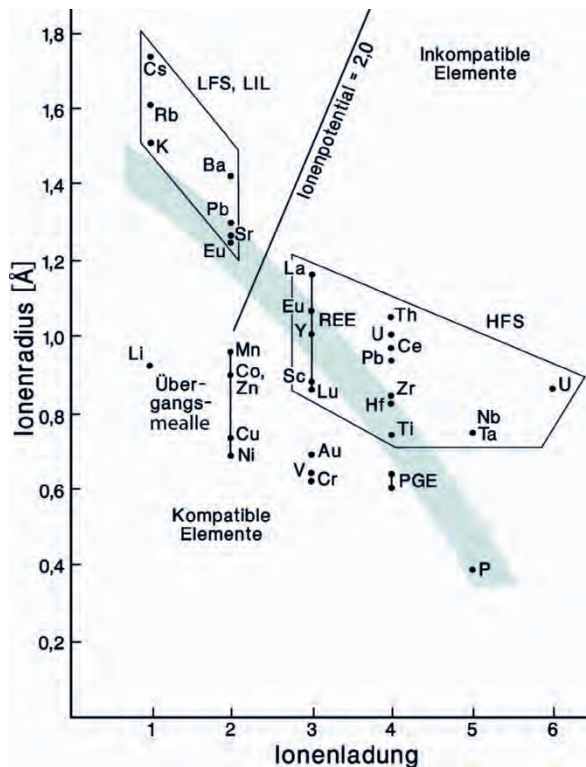


Abb. 31.1. Darstellung geologisch interessanter Spurenelemente im Diagramm Ionenradius gegen Ionenladung (mod. nach Rollinson 1993). Das *blaue Band* gibt die ungefähre Grenze zwischen kompatiblen und inkompatiblen Spurenelementen an. (Nach Gill 1993)

Lanthaniden (engl. Rare Earth Elements, REE) mit den Ordnungszahlen 57–71, die sich wiederum in leichte und schwere Seltenerd-Elemente gliedern, abgekürzt nach den englischen Bezeichnungen LREE und HREE. Weitere Gruppen sind die zweiwertigen *Übergangsmetalle* mit Ionenradien zwischen 0,7 und 1,0 Å und den Ordnungszahlen 21–30 sowie die *Platingruppen-Elemente* (PGE) mit den Ordnungszahlen 44–46 und 76–79.

Weiterhin ergibt sich ein gradueller Übergang zwischen den *kompatiblen Elementen*, die leicht in die wichtigen magmatischen Minerale eingebaut werden können, und den *inkompatiblen Elementen*, bei denen das nicht der Fall ist. Letztere werden daher bei der partiellen Anatexis von Gesteinen des Erdmantels oder der unteren Erdkruste in der sich bildenden Schmelze oder bei der fraktionierten Kristallisation von Magmen in der Restschmelze oder im Fluid angereichert. Inkompatibel verhalten sich die meisten LIL-Elemente, die wegen ihrer großen Ionenradien schlecht in die Silikat-Strukturen passen. Die HFS-Elemente sind dagegen deutlich kleiner, wirken aber wegen ihres großen Ionenpotentials stark polarisierend; deshalb haben sie überwiegend homöopolare Bindungscharakter und sind daher unbequeme Besetzer von Kationen-Plätzen (Gill 1993). Somit verhalten sich die meisten HFS-Elemente ebenfalls inkompatibel (Abb. 31.1).

31.2 Chemische Zusammensetzung der Gesamterde

An der Gesamtmasse des Planeten Erde sind die kontinentale Erdkruste mit etwa 0,36 %, die ozeanische Erdkruste mit 0,072 %, die Ozeane mit 0,023 % und die Atmosphäre mit 0,842 ppm beteiligt (z. B. Javoy 1999). Damit konzentriert sich die Frage nach der durchschnittlichen chemischen Zusammensetzung der Gesamterde auf den Erdmantel und den Erdkern, die mit Anteilen von 67,2 und 32,4 zusammen etwa 99,6 % der Masse unseres Planeten ausmachen. Wie wir in Kap. 27 ausführlich dargestellt hatten, bestehen bereits fundierte Vorstellungen über den stofflichen Aufbau von Erdmantel und Erdkern, die durch eine Kombination

- geophysikalischer, insbesondere seismischer Messungen und Modellierungen,
- direkter petrographischer und geochemischer Analysen an Mantelgesteinen und Meteoriten,
- von Ergebnissen der experimentellen Petrologie und
- der spektroskopischen Analyse der Sonne und anderer Fixsterne

erarbeitet werden konnten. Trotzdem sind noch einige wichtige Probleme ungeklärt, die für die Frage nach der chemischen Zusammensetzung der Gesamterde wichtig oder sogar entscheidend sind:

- Haben der *obere* und der *untere Erdmantel* die gleiche *Pyrolit*-Zusammensetzung oder hat der untere Erdmantel einen abweichenden, *perowskitischen* Chemismus?
- Wie ist der chemische Charakter der *Übergangszone* im Grenzbereich oberer/unterer Erdmantel und der *D''-Schicht* an der Kern-Mantel-Grenze?
- Welche *leichten Elemente* sind dem *äußeren Erdkern* beigemischt und in welchem Mengenverhältnis sind sie beteiligt?

Daneben gibt es noch eine Reihe weiterer ungelöster Fragen zur Geochemie des Erdinnern, auf die im Rahmen dieses Lehrbuchs nicht eingegangen werden kann (vgl. z. B. Poirier 1994; Allègre et al. 1995; Hofmann 1997; Javoy 1999).

Wie wir in Abschn. 29.3.1 (S. 508ff) gezeigt hatten, repräsentieren die Chondrite relativ undifferenzierte Meteoriten-Mutterkörper aus dem Asteroiden-Gürtel unseres Planetensystems; insbesondere die primitive Gruppe der kohligen Chondriten stellt sozusagen die Urmaterie in der frühen Bildungsphase unseres Sonnensystems dar. Deshalb ist es wahrscheinlich, dass die frühe Erde ursprünglich chondritischen Chemismus hatte, bevor sie sich in Erdmantel und Erdkern differenzierte. Es erscheint also sinnvoll, bei der Berechnung der chemi-

schen Gesamtzusammensetzung der Erde von einem Chondrit-Modell auszugehen; die Frage ist nur, welchen Chondrit-Typ man dafür zu Grunde legt.

Mason (1966) ging in seinen Berechnungen vom Mittelwert der *gewöhnlichen Chondrite (H- und L-Typen)* aus, die mit Abstand die häufigsten Meteorite überhaupt darstellen. Er nahm ferner an, dass im Kern als leichtes Element lediglich Schwefel vorhanden ist. Danach berechnet sich die Zusammensetzung des Erdkerns (Dichte 7,15) aus dem durchschnittlichen Elementverhältnis in der Metallphase von Chondriten, das sehr gut mit demjenigen in Eisenmeteoriten übereinstimmt, plus dem mittleren Gesamtgehalt an FeS (Troilit):

24,6	Gew.-% Fe	
+	2,4	Gew.-% Ni
+	0,13	Gew.-% Co (+ weitere siderophile Elemente)
=	27,1	Gew.-% Fe-Legierung
		Dichte 7,90
+	5,3	Gew.-% Troilit FeS
		Dichte 4,80
=	32,4	Gew.-% Erdkern
		Dichte 7,15

Der Erdmantel entspricht dann in seiner Zusammensetzung dem Silikat-(+ Oxid- + Phosphat-)Anteil des Chondrit-Mittelwertes.

Demgegenüber ging Ringwood (1966, 1975) vom Mittelwert der *kohligen Condriten (Typ C1)* aus. Diese sind allerdings hochoxydiert und enthalten einen enorm hohen Anteil an chemischen Elementen, die sich bei erhöhten Temperaturen volatil (leichtflüchtig) verhalten.

Hierzu gehören neben H, C, O, S und Cl z. B. die Metalle Hg, Tl, Pb, Zn und Cd, aber auch Na, K und Ge. Sie müssen während des frühen Differentiationsprozesses des Erdkörpers größtenteils in den Weltraum verdampft sein, insgesamt mindestens 32 Gew.-% (Javoy 1999); außerdem musste ein Teil des Eisens reduziert werden, um den metallischen Erdkern zu bilden. Wegen der Volatilität von Schwefel war Ringwood der Auffassung, dass dieses Element nicht in den Erdkern inkorporiert wurde, sondern größtenteils abdampfte; er nahm für den Erdkern eine Fe-Ni-Si-Legierung mit ca. 11 Gew.-% Si an. Allerdings bedeutet die Anwesenheit von metallischem Silicium im Erdkern neben FeO im unteren Erdmantel, dass bei der Kern-Mantel-Differentiation kein thermodynamisches Gleichgewicht eingestellt wurde. Die von Ringwood (1966) aus dem C1-Mittel durch Abzug der volatilen Elemente und des Erdkerns berechnete Durchschnittszusammensetzung des Erdmantels stimmt sehr gut mit dem Pyrolit-Chemismus überein (Ringwood 1975). Neuere Überlegungen gehen davon aus, dass der Erdkern als leichte Elemente Silicium, Sauerstoff und Schwefel nebeneinander enthält (Poirier 1994); so berechnete Javoy (1999) als mittlere Kernzusammensetzung 79,46 % Fe, 5,61 % Ni, 0,57 % Cr, 0,56 % Mn, 9,65 % Si, 2,27 % S, 1,88 % O.

In Tabelle 31.2 sind die mittleren Erdzusammensetzungen nach den Berechnungsversuchen von Mason (1966), Ringwood (1966), Ganapathy u. Anders (1974) und Javoy (1999) gegenüber gestellt. Man erkennt deutliche Gemeinsamkeiten, wenn auch die Unterschiede im Detail nicht zu übersehen sind. Die durchschnittliche

Tabelle 31.2.
Unterschiedliche Berechnungsversuche zur Zusammensetzung der Gesamterde in Gew.-%. (Nach Mason u. Moore 1985 und Javoy 1999)

	Ringwood (1966)	Mason (1966)	Ganapathy und Anders (1974)	Javoy (1999)	
				C1-Modell	HE-Modell
Fe	31	34,63	35,98	29,41	33,15
Ni	1,7	2,39	2,02	1,71	2,00
Co	–	0,13	0,093	–	–
S	–	1,93	1,66	–	0,84
O	30	29,53	28,65	32,01	30,07
Si	18	15,20	14,76	17,30	19,09
Mg	16	12,70	13,56	15,68	12,12
Ca	1,8	1,13	1,67	1,50	1,00
Al	1,4	1,09	1,32	1,40	0,92
Na	0,9	0,57	0,143	0,19	0,11
Cr	–	0,26	0,472	0,43	0,36
Mn	–	0,22	0,053	0,31	0,25
P	–	0,10	0,213	–	–
K	–	0,07	0,017	0,018	0,00026
Ti	–	0,05	0,077	0,07	0,05

chemische Zusammensetzung der Gesamterde ist keinesfalls von rein akademischem Interesse; denn sie hängt ja unmittelbar mit der Frage nach der Entstehung unseres Planetensystems zusammen. Die in Tabelle 31.2 zusammengestellten Ergebnisse stellen wichtige Randbedingungen dar, wenn man die Bildungsmechanismen der erdähnlichen Planeten und die Differentationsprozesse, die in ihrer Frühphase abgelaufen sind, verstehen will. Umgekehrt wären die dargestellten Berechnungsmodelle ohne den Input kosmologischer Vorstellungen nicht denkbar. Geochemie und Kosmologie befruchten sich gegenseitig in einem ständigen Iterationsprozess.

31.3

31.3 Chemische Zusammensetzung der Erdkruste

31.3.1 Berechnungen des Krustenmittels: Clarke-Werte

Die chemische Zusammensetzung der Erdkruste, insbesondere der kontinentalen Kruste, ist für uns von entscheidendem Interesse, da hier unsere Rohstoffquellen liegen. Der erste Versuch, die Durchschnittszusammensetzung der Erdkruste zu ermitteln, stammt von Clarke und Washington (zuletzt Clarke 1924). Sie berechneten einen Durchschnittswert aus 5 159 Gesteinsanalysen magmatischer Gesteine, wobei sie unvollständige und schlechte Analysen auf Grund bestimmter Qualitätskriterien ausschieden. Da die Erdkruste zum überwiegenden Teil aus Magmatiten besteht, erscheint ihre Bevorzugung gerechtfertigt. Zwar ist die Erdoberfläche zu mehr als 75 % von Sedimenten und Sedimentgesteinen

bedeckt, doch machen diese in der gesamten Erdkruste nur ca. 8 Vol.-% aus, während die Magmatite einen Anteil von ca. 65 Vol.-% aufweisen (Tabelle II.1, S. 187). Von den metamorphen Gesteinen, die mit ca. 27 Vol.-% am Krustenaufbau beteiligt sind, leitet sich wiederum ein beträchtlicher Anteil, insbesondere Orthogneise, Amphibolite und Grünschiefer, von magmatischen Ausgangsgesteinen ab.

Einwände gegen das Verfahren von Clarke und Washington ergaben sich

- aus der ungleichmäßigen geographischen Verteilung der analysierten Proben, die damals überwiegend aus Nordamerika und Europa stammten,
- aus der relativen Bevorzugung seltener Gesteinstypen, die das besondere Interesse der Petrographen fanden, und
- aus der Nichtberücksichtigung der tatsächlichen Gesteinsvolumina in der Erdkruste, in der Granite und Basalte den Hauptanteil ausmachen.

Andererseits wurden die gewonnenen Ergebnisse auch durch unabhängige Berechnungsverfahren bestätigt. So stimmt der Mittelwert von glazialen Geschiebelehmen Norwegens, die ja eine Mischung aus unterschiedlichen magmatischen, metamorphen und Sedimentgesteinen darstellen, erstaunlich gut mit den Werten von Clarke und Washington überein (Goldschmidt 1933).

Insgesamt haben sich die sog. *Clarke-Werte* (kurz „Clarke“ genannt) als Basiswerte für geochemische Vergleiche bewährt (Tabelle 31.3), denn sie geben die Mengenverhältnisse der chemischen Elemente in der Erdkruste richtig wieder. Danach sind nur acht chemische

Tabelle 31.3.

Clarke-Werte der zwölf häufigsten chemischen Elemente in der Oberen Erdkruste = Mittelwert aus 5 159 Magmatiten. (Nach Clarke u. Washington, in Clarke 1924; Ionenradien nach Whittaker u. Muntos 1970)

	Gew.-%	Atom-%	Vol.-%	Ionenradius	Koordinationszahl
O	46,60	62,55	93,77	1,27	
Si	27,72	21,22	0,86	0,34	[4]
Al	8,13	6,47	0,47	0,47 0,61	[4] [6]
Fe	5,00	1,92	0,43	0,63 Fe ³⁺ 0,69 Fe ²⁺	[6] [6]
Ca	3,63	1,94	1,03	1,20	[8]
Na	2,83	2,64	1,32	1,24	[8]
K	2,59	1,42	1,83	1,59 1,68	[8] [12]
Mg	2,09	1,84	0,29	0,80	[6]
Ti	0,44			0,69	[6]
H	0,14			0,18	[2]
P	0,12			0,25	[4]
Mn	0,10			0,75	[6]

Hauptelemente, nämlich O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K und Mg, mit mehr als 1 Gew.-% am Bau der Erdkruste beteiligt, in der sie zusammen 98,6 Gew.-% ausmachen; rechnet man noch die vier Nebenelemente Ti, H, P und Mn mit Gehalten von 0,1–1 Gew.-% hinzu, so kommt man auf 99,4 Gew.-%. Aus Tabelle 31.3 wird die überragende Bedeutung von Sauerstoff und Silicium deutlich. Die führende Rolle des Sauerstoffs kommt noch stärker zum Ausdruck, wenn man die Clarke-Werte von Gew.-% in Atom-% oder sogar in Vol.-% umrechnet. Man erkennt, dass die Erdkruste praktisch ein dicht gepacktes Sauerstoff-Gerüst darstellt, in dessen kleinen Lücken die Kationen sitzen, und zwar Si in [4]-Koordinat, Al in [4]- und [6]-Koordinat, Fe, Mn, Mg und Ti meist in [6]-

Koordinat, die großen Kationen Ca, K und Na in [8]- oder in [12]-Koordinat.

An diesem Bild ändert sich prinzipiell nichts, wenn man modernere Berechnungen zugrunde legt, die auf einer besseren statistischen Basis beruhen und in denen die Mittelwerte für die ozeanische Erdkruste (einschließlich der Sedimentschicht 1) sowie für die kontinentale Ober- und Unterkruste gesondert ausgewiesen werden (z. B. Ronov u. Yaroshevsky 1969; Wedepohl 1994). Nach diesen Berechnungen hat die ozeanische Erdkruste erwartungsgemäß basaltischen Charakter, während die kontinentale Erdkruste im Mittel granodioritisch, die kontinentale Unterkruste quarzdioritisch bzw. andesitisch zusammengesetzt ist (Tabelle 31.4). Aus der geochemischen

Tabelle 31.4.

Die Clarke-Werte (1924) im Vergleich zur chemischen Durchschnittszusammensetzung von ozeanischer und kontinentaler Erdkruste, kontinentaler Ober- und Unterkruste. (Nach Ronov u. Yaroshevsky 1969 und Wedepohl 1994)

Gew.-%	5 159 Magmatite	Ozeanische Erdkruste	Kontinentale Erdkruste insgesamt		Kontinentale Unterkruste	Kontinentale Oberkruste
	Clarke (1924)	R & Y (1969)	R & Y (1969)	W (1994)	R & Y (1969)	R & Y (1969)
SiO ₂	59,12	48,6	60,2	61,5	58,2	63,9
TiO ₂	1,05	1,4	0,7	0,68	0,9	0,6
Al ₂ O ₃	15,34	16,5	15,2	15,1	15,5	15,2
Fe ₂ O ₃	3,08	2,3	2,5	6,3 ^a	2,8	2,0
FeO	3,80	6,2	3,8	–	4,8	2,9
MnO	0,12	0,2	0,1	0,10	0,2	0,1
MgO	3,49	6,8	3,1	3,7	3,9	2,2
CaO	5,08	12,3	5,5	5,5	6,0	4,0
Na ₂ O	3,84	2,6	3,0	3,2	3,1	3,0
K ₂ O	3,13	0,4	2,8	2,4	2,6	3,3
P ₂ O ₅	0,30	0,1	0,2	0,18	0,3	0,2
CO ₂	0,10	1,4	1,2	–	0,5	0,8
C	–	<0,5	0,2	–	0,1	0,2
S	–	<0,05	0,07	<0,05	<0,05	<0,05
Cl	–	<0,05	0,05	–	<0,05	0,05
H ₂ O	1,15	1,1	1,4	–	1,0	1,5
Summe	99,60	99,9	100,02	98,66	99,9	99,95
Spurenelemente [ppm = g/t]						
Rb		30	70	76		
Sr		465	400	334		
Th		2,7	5,8	8,5		
U		0,9	1,6	1,7		
Ni		130	82	59		
Co		48	28	25		

^a Gesamteisen als Fe₂O₃.

Weitere Spurenelemente in der kontinentalen Erdkruste nach Wedepohl (1994) in ppm: Li 17,5, B 9,3, F 526, S 725, Sc 16, V 101, Cr 132, Cu 26, Zn 66, Ga 15,5, Y 24, Zr 201, Nb 18,5, Ba 576, La 25, Ce 60, Nd 27, Sm 5,3, Eu 1,3, Gd 4,1, Tb 0,65, Ho 0,78, Yb 2,0, Lu 0,36, Hf 4,9, Ta 1,1, Pb 14,8.

Häufigkeit der Elemente ergibt sich – unter Berücksichtigung kristallchemischer Gesetzmäßigkeiten – die Häufigkeitsverteilung der Minerale in der Erdkruste (Tabelle 1.5, S. 29), die zu etwa 95 Vol.-% aus Silikat-Mineralen (einschließlich Quarz) aufgebaut ist.

Die geochemischen Unterschiede zwischen den beiden Hauptkrustentypen sind beachtlich. Die kontinentale Erdkruste ist erheblich reicher an SiO_2 und K_2O , während bei der ozeanischen Erdkruste die wesentlich höheren Gehalte an TiO_2 , FeO , MgO und CaO ins Auge springen. Bei den Spurenelementen sind in der kontinentalen Erdkruste besonders Rb, das mit K_2O positiv korreliert ist, sowie Th und U angereichert, in der ozeanischen Kruste Sr – entsprechend dem hohen CaO -Gehalt – sowie Ni und Co. Wie wir später sehen werden, sind die Elemente K, Rb, U und Th, die in der kontinentalen Erdkruste konzentriert sind, an radioaktiven Zerfallsreihen beteiligt, wobei exotherme Prozesse ablaufen (Abschn. 31.5.3, S. 569ff). Dementsprechend ist die radiogene Wärmeproduktion in der kontinentalen Erdkruste wesentlich höher als in der ozeanischen. Umgekehrt spielt in der viel dünneren ozeanischen Kruste der konduktive und konvektive Wärmetransport aus dem Erdmantel eine viel größere Rolle, besonders natürlich an den mittelozeanischen Rücken und im Bereich von Hot Spots.

31.3.2

Seltene Elemente und Konzentrations-Clarques

Viele chemische Elemente, die in unserem täglichen Leben häufig gebraucht werden, ja für uns unentbehrlich sind, gehören nicht zu den zwölf häufigsten Elementen in der Erdkruste, sondern liegen weit unter 0,1 Gew.-% (Tabelle 31.4, 31.5). Viele der seltenen Elemente sind zudem noch stark dispergiert (verteilt): Sie sind zwar extensiv weit verbreitet; aber selten kommt es zu intensiven Konzentrationen über den geochemischen Durchschnitt hinaus und damit zur Bildung bauwürdiger Lagerstätten. Der russische Geochemiker V. I. Vernadsky hat dafür den Begriff der *dispersed elements* eingeführt. Diese bilden häufig keine eigenen Minerale, sondern werden in Fremdmineralen getarnt oder abgefangen.

- *Tarnen* heißt diadocher Ersatz eines häufigeren Elements durch ein selteneres von *gleicher Wertigkeit* und ähnlichem Ionenradius, z. B. $\text{Rb}^+ \rightarrow \text{K}^+$, $\text{Sr}^{2+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}$, $\text{Ga}^{3+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$ oder $\text{Hf}^{4+} \rightarrow \text{Zr}^{4+}$.
- *Abfangen* heißt diadocher Ersatz eines häufigeren Elements durch ein selteneres von *anderer Wertigkeit*, aber mit ähnlichem Ionenradius, z. B. $\text{Ba}^{2+} \rightarrow \text{K}^+$, $\text{Pb}^{2+} \rightarrow \text{K}^+$ oder $\text{Nb}^{5+} \rightarrow \text{Ti}^{4+}$.

In einigen Fällen bilden seltene Elemente zwar eigene Minerale, die jedoch als Akzessorien extensiv in Gesteinen verteilt sind, z. B. Zirkon $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$.

Tabelle 31.5. Konzentrations-Clarques für Erzlagerstätten häufiger Gebrauchsmetalle. (Modifiziert nach Mason u. Moore 1985 und Cissarz 1965)

Metall	Clarke [Gew.-%]	Konzentrations-Clarke [Gew.-%]	Anreicherungs-faktor
Al	8,13	30	3,7
Fe	5,00	30	6
Ti	0,44	3	6,8
Mn	0,10	35	350
Cr	0,0132 ^a	30	2300
Zn	0,0066 ^a	4	600
Ni	0,0059 ^a	1,5	250
Cu	0,0026 ^a	1	385
Pb	0,00148 ^a	4	2700
Sn	0,0002	1	5000
U	0,00017 ^a	0,1	625
Ag	0,000002	0,05	25000
PGE	0,0000008 (= 0,008 g/t)	0,0005 ^b (= 5 g/t)	3100
Au	0,00000015 (= 0,0015 g/t) ^b	0,0001–0,005 ^b (= 1–5 g/t)	670–3300

^a Clarke-Werte für die kontinentale Kruste nach Wedepohl (1994).

^b Werte nach Frimmel (2008 u. pers. Mitt.).

Unter den technisch interessanten *Schwermetallen* ist nur Fe mit einem Durchschnittsgehalt von 5 % geochemisch häufig; mit Abstand folgen Ti mit 0,44 und Mn mit 0,10 %. Alle anderen Schwermetalle einschließlich der Stahlveredler und Buntmetalle liegen im Bereich einiger ppm (= g/t), die Edelmetalle noch wesentlich darunter. Eine Anreicherung bestimmter Metalle über den geochemischen Durchschnitt unter Bildung von *Erzlagerstätten* gehört immer zu den seltenen Fällen, unterliegt aber – wie wir mehrfach gezeigt haben – den gleichen Gesetzmäßigkeiten wie analoge gesteinsbildende Prozesse. Grundvoraussetzung für die Bauwürdigkeit einer Erzlagerstätte ist eine gewisse Mindestkonzentration, der sog. *Konzentrations-Clarke* (Tabelle 31.5). Dieser zeigt eine sehr große Variationsbreite, in der die Seltenheit des betreffenden Metalls, die Nachfrage und damit der Weltmarktpreis zum Ausdruck kommen. So muss z. B. Mangan etwa um das 350fache des Krustenmittels angereichert sein, um eine bauwürdige Mn-Lagerstätte zu bilden, Gold dagegen um das 10 000fache und Silber sogar um das 25 000fache!

Stark variierende Weltmarktpreise, z. B. bei Kupfer oder bei Gold, haben auch Schwankungen des Konzentrations-Clarques zur Folge, was oft erhebliche wirtschaftliche Auswirkungen hat. So kann ein plötzliches Absacken des Weltmarktpreises den Konzentrations-Clarque eines Metalls, dessen Durchschnittsgehalt in einer Erz-

lagerstätte und damit die Bauwürdigkeitsgrenze anheben, was zur Schließung von Gruben nach nur kurzer Laufzeit und damit zum Verlust von Arbeitsplätzen sowie von erheblichen Investitionsmitteln führen kann. Abgesehen vom Konzentrations-Clarke und vom Weltmarktpreis sind für die Bauwürdigkeit einer Lagerstätte noch eine Reihe weiterer Faktoren entscheidend:

- bestimmte Mindestmenge an bauwürdigem Erz, abgeschätzt durch Vorratsberechnungen;
- gute Aufbereitbarkeit des Erzes;
- Horizontbeständigkeit der Vererzung oder möglichst einfache Form der Erzkörper: nicht zu komplizierte tektonische Verhältnisse in der Lagerstätte;
- Tiefenlage der Erzkörper: Entscheidung über Tagebau oder Tiefbau;
- günstige Verkehrsanbindung;
- nicht zu extreme klimatische Verhältnisse;
- gut ausgebildete Arbeitskräfte bei nicht zu hohen Personalkosten;
- stabile politische Verhältnisse und günstiges Investitionsklima.

31.4 Spurenelement-Geochemie magmatischer Prozesse

31.4.1 Grundlagen

Als Spurenelemente bezeichnet man chemische Elemente, die mit weniger als 0,1 Gew.-% = 1 000 ppm = 1 000 g/t in einem Gestein vorhanden sind.

Wie wir in Abschn. 31.3.2 gesehen haben, bilden einige Spurenelemente eigene Minerale, wie z. B. Zr den Zirkon $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ oder Cr den Chromit FeCr_2O_4 ; andere werden in den Kristall-Strukturen der häufigen Gesteins- oder Lagerstätten-bildenden Minerale getarnt oder abgefangen.

Spurenelemente vermitteln wichtige Anhaltspunkte für magmatische Prozesse, bei denen Kristall-Schmelz-Gleichgewichte eine Rolle spielen, wie partielles Schmelzen, fraktionierte Kristallisation, Assimilation von Nebengestein. Dafür gibt es folgende Gründe:

- Anders als die Hauptelemente gehorchen Spurenelemente weitgehend dem *Henry'schen Gesetz*, nach dem die Aktivität einer Komponente i in einem Mineral a_i^{min} proportional zu deren Konzentration X_i^{min} ist:

$$a_i^{\text{min}} = \gamma_i^{\text{min}} X_i^{\text{min}} \quad [31.4]$$

Dabei ist γ_i^{min} der Aktivitätskoeffizient, den wir ja bereits in Abschn. 18.2.3 (S. 291ff) kennen gelernt hatten. Dieser ist zwar von P , T und anderen Zustandsvariablen abhängig, wird aber nicht von der Konzentration

des eingebauten Spurenelements selbst beeinflusst. Bei höheren Elementkonzentrationen ist das jedoch nicht mehr der Fall: das Henry'sche Gesetz verliert dann seine Gültigkeit.

- Die kristallchemischen Eigenschaften von Spurenelementen wie Größe, Ladung und Ligandenfeld-Stabilisierung können sehr stark von denen der Hauptelemente des Wirtsminerals abweichen. Daraus resultiert ein stark *nicht-ideales Mischungsverhalten*, so dass Spurenelemente sich sehr ungleich auf koexistierende Phasen wie Kristall-Schmelze, Kristall-Kristall, Kristall-Fluid und Schmelze-Fluid verteilen können. So konzentriert sich bei der Kristallisation einer Schmelze das kompatible Spurenelement Ni im Olivin, während inkompatible Spurenelemente wie K, Rb oder die leichten Seltenen Erden (LREE) in der Restschmelze angereichert werden.

Spurenelemente sind daher sehr gut geeignet, magmatische Prozesse zu modellieren, vorausgesetzt man kennt den Nernst'schen *Verteilungskoeffizienten*

$$Kd = \frac{C_i^{\text{min}}}{C_i^{\text{Schmelze}}} \quad [31.5]$$

Dabei sind C_i^{min} und C_i^{Schmelze} die jeweiligen Konzentrationen des Spurenelements i (in ppm) in einem Mineral bzw. in der umgebenden Schmelze. Kompatible Spurenelemente haben Kristall-Schmelze-Verteilungskoeffizienten von > 1 , inkompatible dagegen von < 1 .

So ergibt sich z. B. für die Verteilung des kompatiblen Ni zwischen einem Olivin-Kristall mit 1 300 ppm Ni und einer Basaltschmelze mit 130 ppm Ni ein $Kd = 10$; dagegen berechnet sich z. B. für die Verteilung des inkompatiblen Ti in einem Olivin mit 160 ppm Ti und einer Basaltschmelze mit 8 000 ppm Ti ein $Kd = 0,02$. Die genaue Bestimmung der Kd -Werte von Spurenelementen in natürlichen Gesteinen, z. B. zwischen einem Olivin-Einsprengling und einem Basalt-Glas, ist mit konventionellen Elektronenstrahlmikrosonden meist nicht möglich, da deren Nachweisempfindlichkeit generell bei ca. 0,1–0,05 Gew.-%, in sehr günstigen Ausnahmefällen bei 0,01 Gew.-% = 100 ppm liegt. Daher ist der Einsatz aufwendigerer Geräte wie Ionensonde oder Lasermikrosonde angesagt, die derzeit noch in wenigen Labors zur Verfügung stehen. Daneben wurden bereits zahlreiche Kd -Werte bei unterschiedlichen P - T -Bedingungen auf experimentellem Wege bestimmt.

Die Verteilungskoeffizienten zwischen Schmelze und kristallinen Phasen sind in erster Linie von der Zusammensetzung der Schmelze selbst, darüber hinaus von Temperatur, Druck und Sauerstoff-Fugazität sowie von kristallchemischen Eigenschaften wie Ionenradius und Ladung abhängig.

Der *Gesamtverteilungskoeffizient* (engl. bulk partition coefficient) für ein bestimmtes Element i zwischen ei-

nem Gestein und einer Schmelze ergibt sich aus der Gleichung

$$D_i = x_1 Kd_i^{\min 1} + x_2 Kd_i^{\min 2} + x_3 Kd_i^{\min 3} \quad [31.6]$$

wobei $Kd_i^{\min 1}$, $Kd_i^{\min 2}$, $Kd_i^{\min 3}$... die Nernst'schen Verteilungskoeffizienten für die Minerale 1, 2, 3 ... und x_1 , x_2 , x_3 ... die jeweiligen Mengenanteile dieser Minerale sind. Bei Kenntnis der einzelnen Kd -Werte lässt sich also z. B. der Gesamtverteilungskoeffizient für das Spurenelement Ni beim partiellen Aufschmelzen eines Granat-Lherzoliths des Oberen Erdmantels, bestehend aus 55 % Olivin, 25 % Orthopyroxen, 11 % Klinopyroxen und 9 % Pyrop-Granat berechnen:

$$D_{Ni} = 0,55 Kd_{Ni}^{Ol} + 0,25 Kd_{Ni}^{Opx} + 0,11 Kd_{Ni}^{Cpx} + 0,09 Kd_{Ni}^{Grt} \quad [31.6a]$$

Kennt man den D -Wert, so kann man die Veränderung der Spurenelementgehalte in einer Schmelze, die durch partielle Anatexis gebildet wird, und im kristallinen Residuum modellieren. Dabei sind: F der gebildete Schmelzanteil (in Gew.-%), C_0 , C_L und C_S die jeweiligen Konzentrationen eines Spurenelements, z. B. Ni, im Ausgangsgestein, in der gebildeten Schmelze

und im kristallinen Residuum (in ppm), D_0 der Gesamtverteilungskoeffizient des Ausgangsgesteins vor dem Schmelzbeginn, D_{RS} derjenige des Residuums. Für den Fall des Gleichgewichtsschmelzens (Abschn. 16.5, S. 277f) gilt:

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{D_{RS} + F(1 - D_{RS})} \quad [31.7a]$$

$$\frac{C_S}{C_0} = \frac{D_{RS}}{D_{RS} + F(1 - D_{RS})} \quad [31.7b]$$

Der gleiche Ausdruck wie [31.7a] ergibt sich auch für D_0 , vorausgesetzt, dass die Minerale im gleichen Mengenverhältnis in die Schmelze gehen, wie sie im Ausgangsgestein vorhanden waren. Für *fraktioniertes Schmelzen* gilt dagegen im einfachsten Fall:

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{D_0} (1 - F)^{(1/D_0 - 1)} \quad [31.8a]$$

$$\frac{C_S}{C_0} = (1 - F)^{(1/D_0 - 1)} \quad [31.8b]$$

Im Falle der *magmatischen Differentiation* gelten analoge Gleichungen. Dabei sind jetzt F der Anteil der verbleibenden Restschmelze, C_0 , C_L und C_R die jeweiligen Konzentration eines Spurenelements in der Ausgangsschmelze, in der Restschmelze und im kristallisierenden Mineral, D der Gesamtverteilungskoeffizient der kristallisierenden Paragenese. Bei der Gleichgewichtskristallisation gilt:

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{D + F(1 - D)} \quad [31.9]$$

für die fraktionierte Kristallisation dagegen:

$$\frac{C_L}{C_0} = F^{(D-1)} \quad [31.10a]$$

$$\frac{C_R}{C_0} = DF^{(D-1)} \quad [31.10b]$$

In Abb. 31.2 sind die Konzentrationsänderungen beim Gleichgewichts-Schmelzen nach Gleichung [31.7a] und [31.7b] graphisch veranschaulicht. Der interessierte Leser sei auf die eingehende Darstellung von Rollinson (1993) verwiesen, der darüber hinaus weitere Fälle von Spurenelement-Fraktionierungen zwischen Schmelze und Kristallen bei magmatischen Prozessen ausführlich behandelt.

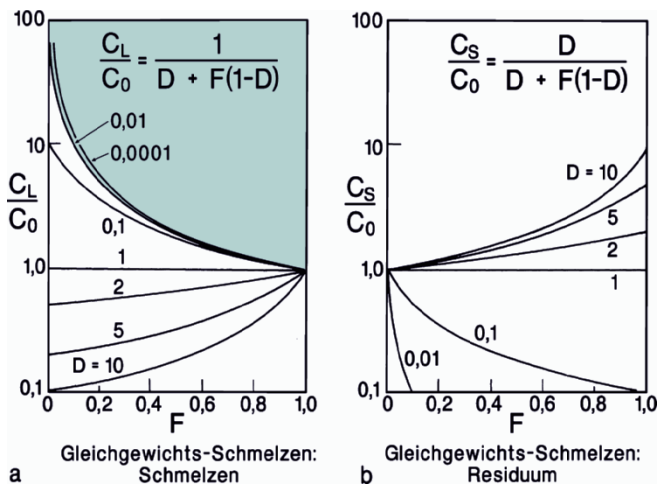


Abb. 31.2. Verhalten von Spurenelementen beim Gleichgewichtsschmelzen für unterschiedliche Gesamt-Verteilungskoeffizienten D (nummerierte Kurven). **a** Anreicherung eines Spurenelements in einer Schmelze gegenüber der Konzentration im Ausgangsgestein C_L/C_0 in Abhängigkeit vom Aufschmelzgrad F . Bei geringen Aufschmelzgraden werden inkompatible Elemente ($D < 1$) stark in der Schmelze angereichert, während kompatible Elemente ($D > 1$) im kristallinen Residuum zurück bleiben. Im *schattierten Gebiet* ist keine Anreicherung mehr möglich. **b** Anreicherung und Verarmung eines Spurenelements im Residuum gegenüber der Konzentration im Ausgangsgestein C_S/C_0 bei zunehmendem Aufschmelzgrad F . Die kompatiblen Spurenelemente reichern sich im Residuum zunehmend an, während dieses immer mehr an inkompatiblen Spurenelementen verarmt. (Nach Rollinson 1993)

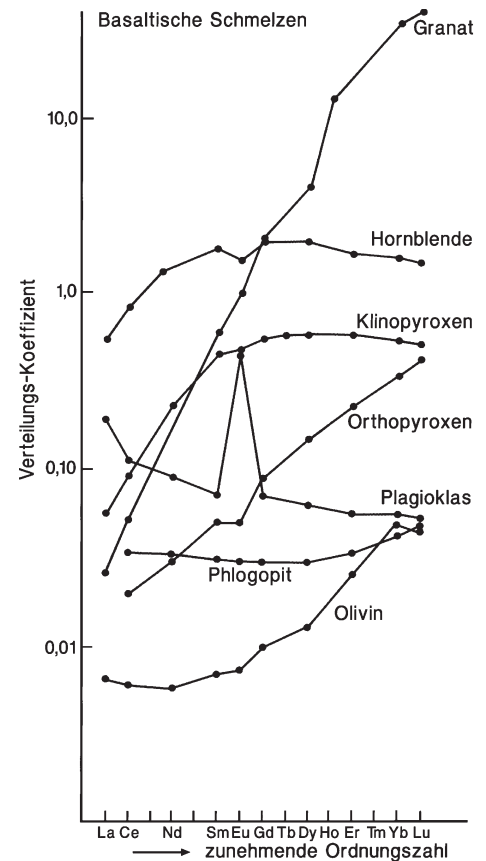
31.4.2 Spurenelement-Fraktionierungen bei der Bildung und Differentiation von Magmen

Überblick

Das geochemische Verhalten von wichtigen Spurenelementen bei magmatischen Prozessen lässt sich folgendermaßen charakterisieren (T. H. Green 1980):

- Hohe Gehalte von Ni, Co und Cr (z. B. 250–300 ppm Ni, 500–600 ppm Cr) sind gute Indikatoren dafür, dass sich ein Magma durch partielle Anatexis einer peridotitischen Mantelquelle gebildet hat. Abnahme von Ni, in geringerem Maße von Co, im Verlauf einer magmatischen Entwicklung deutet Olivin-Fraktionierung an, während eine Abnahme von Cr auf Fraktionierung von Spinell oder Klinopyroxen hinweist.
- V und Ti verhalten sich bei Aufschmelz- und Kristallisationsprozessen geochemisch ähnlich. Sie geben nützliche Hinweise für eine Fraktionierung von Fe-Ti-Oxiden wie Ilmenit oder Titanomagnetit. Wenn sich die V- und Ti-Gehalte divergent entwickeln, dürften andere Akzessorien wie Titanit oder Rutil als Ti-Mineralie in Betracht kommen.
- Zr und Hf sind klassische inkompatible Elemente, die nicht leicht in die Hauptminerale des Erdmantels eingebaut werden und daher in die Schmelze fraktionieren. Allerdings können sie in einigen Akzessorien wie Titanit oder Rutil das Ti diadoch vertreten.
- Ba und Rb ersetzen K in Kalifeldspat, Biotit und Amphibolen. Veränderungen der Ba- und Rb-Gehalte oder der K/Ba- und K/Rb-Verhältnisse im Laufe einer magmatischen Entwicklung deuten an, dass eine oder mehrere dieser Phasen eine wichtige Rolle gespielt haben, insbesondere ihre fraktionierte Kristallisation.
- Sr ersetzt Ca in Plagioklas und K im Kalifeldspat. Daher sind Sr-Gehalte oder Ca/Sr-Verhältnisse nützliche Indikatoren für die Beteiligung von Plagioklas an magmatischen Entwicklungen in der Erdkruste. Demgegenüber verhält sich Sr unter den *P-T*-Bedingungen des Oberen Erdmantels stärker inkompatibel, fraktioniert also bei partieller Anatexis in die Schmelze.
- **Seltenerd-Elemente:** Wie wir zeigen werden, baut Granat bevorzugt HREE in seine Kristallstruktur ein, was bei partieller Anatexis Granat-führender Gesteine des oberen Erdmantels oder der Unterkruste zu einer starken Anreicherung der LREE in der Schmelzphase führt. Das gleiche gilt in abgeschwächtem Maße für Hornblende, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Olivin, bei deren Fraktionierung die Restschmelze an LREE angereichert wird (Abb. 31.3). Umgekehrt bevorzugen die Strukturen von Titanit und Apatit den Einbau von LREE; diese bilden auch eigene Minerale wie Allanit und Monazit (Ce,La,Nd)[PO₄], die häufig als Akzes-

Abb. 31.3. Verteilungskoeffizienten von REE zwischen wichtigen gesteinsbildenden Mineralen und einer basaltischen Schmelze, geordnet nach aufsteigender Ordnungszahl. Erläuterung im Text. (Nach Rollinson 1993)



sorien vorkommen. Fraktionierung dieser Minerale führt also zur Anreicherung von HREE in der Restschmelze. Eu wird in Feldspäten, insbesondere im Plagioklas, stark angereichert (s. unten).

- Y ähnelt in seinem geochemischen Verhalten den HREE, wird also bevorzugt in Granat und Amphibole, weniger in Pyroxene, eingebaut; auch Titanit und Apatit enthalten häufig Y. Xenotim Y[PO₄], ein nicht ganz seltenes akzessorisches Y-Mineral, baut auch HREE, besonders Yb, ein. Bei der fraktionierten Kristallisation dieser Minerale verhält sich Y also als kompatibles Element, während es bei der partiellen Anatexis in der Schmelze angereichert wird, also dann inkompatibel ist.

Im Folgenden soll das Verhalten der Seltenerd-Elemente und der inkompatiblen Spurenelemente bei der partiellen Anatexis und bei der magmatischen Differentiation etwas ausführlicher dargestellt werden.

Seltenerd-Elemente (REE)

Die REE weisen sehr unterschiedliche Verteilungskoeffizienten K_d zwischen wichtigen gesteinsbildenden Mineralen und magmatischen Schmelzen auf, wie das in Abb. 31.3 am Beispiel von basaltischen Schmelzen gezeigt

wird. Für andesitische und rhyolithische Schmelzen ergeben sich prinzipiell ähnliche Muster, wenn auch mit gewissen, teilweise charakteristischen Abweichungen (vgl. Rollinson 1993). Wie Abb. 31.3 erkennen lässt, weisen bei Gleichgewichten zwischen *Olivin*, *Orthopyroxen* oder *Klinopyroxen* einerseits und *basaltischen Schmelzen* andererseits alle REE Kd -Werte <1 auf, verhalten sich also inkompatibel, wenn auch unterschiedlich stark. Die Kd -Werte und damit die Kompatibilität steigen nämlich in der Reihenfolge Olivin \rightarrow Orthopyroxen \rightarrow Klinopyroxen generell an; zugleich ergeben sich aber bei jedem Mineral ganz unterschiedliche Kd -Werte für die einzelnen REE, wobei sich die LREE stets inkompatibler verhalten als die HREE. Das trifft in noch viel stärkerem Maße für den *Granat* zu, bei dem sich z. B. La und Ce stark inkompatibel, Yb und Lu dagegen extrem kompatibel verhalten. Demgegenüber ist diese Asymmetrie bei *Hornblende* mit Kd -Werten um 1 nur relativ schwach ausgeprägt, wobei im Bereich der mittleren REE ein flaches Maximum erkennbar ist. Bei *Phlogopit* sind die Kd -Werte generell $<0,1$ und weisen kaum eine Variation mit der Ordnungszahl auf.

Ein abweichendes Verhalten zeigt *Plagioklas*, bei dem sich die LREE etwas kompatibler verhalten als die HREE, und der zudem eine ausgeprägte *positive Europium-Anomalie* aufweist. Im Gegensatz zu den übrigen REE, die dreiwertig sind, tritt Eu nämlich schon bei leicht reduzierenden Bedingungen als zweiwertiges Element auf und hat dann einen ähnlichen Ionenradius wie Sr. Deswegen wird Eu^{2+} bevorzugt in Sr-reiche Minerale wie Plagioklas eingebaut, verhält sich also gegenüber basaltischen Schmelzen nur schwach inkompatibel; Eu^{2+} erreicht gegenüber andesitischen und rhyolithischen Schmelzen sogar Kd -Werte von >1 oder sogar $\gg 1$. Selbstverständlich wird das geochemische Verhalten von Eu stark von der Sauerstoff-Fugazität beeinflusst; unter oxidierenden Bedingungen ist Eu dreiwertig und passt dann schlecht in die Plagioklas-Struktur.

Die *Absolut-Gehalte* der REE in Mineralen und Gesteinen sind sehr unterschiedlich, wobei die REE mit geraden Ordnungszahlen generell höhere Konzentrationen aufweisen als die mit ungeraden. Deshalb empfiehlt es sich, diese Werte zu *normieren*, um eine bessere Vergleichbarkeit zu erreichen. Als Bezugsgröße wird eine mittlere *Chondrit-Zusammensetzung* gewählt (z. B. nach Boynton 1984), die ja etwa der chemischen Zusammensetzung der frühen, undifferenzierten Erde entspricht; so ist der Chondrit-normierte La-Gehalt definiert als $\text{La}_N = \text{La}^{\text{Probe}} / \text{La}^{\text{Chondrit}}$. Die *Seltenerd-Muster*, die sich dabei ergeben, können wichtige Informationen über Art des Ausgangsgestein und den Aufschmelzgrad bei der Magmenbildung durch partielle Anatexis, aber auch über Prozesse der Assimilation und fraktionierten Kristallisation (AFC-Prozesse) liefern.

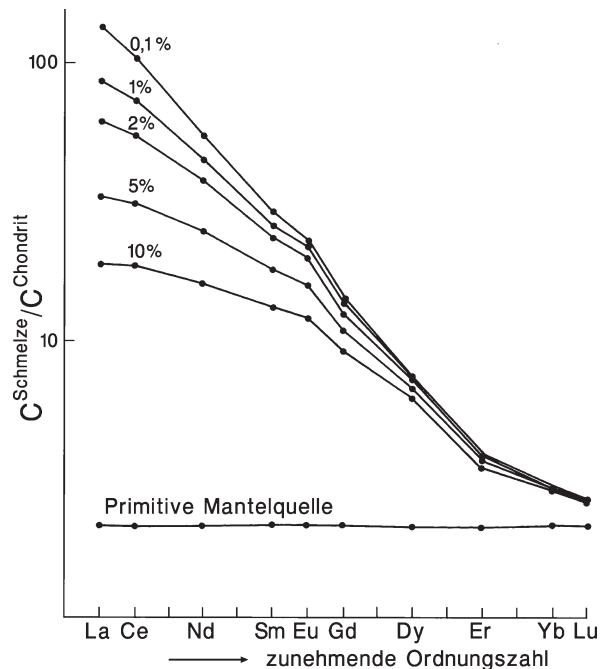


Abb. 31.4. Chondrit-normierte REE-Muster für unterschiedliche Grade des partiellen Gleichgewichts-Schmelzens einer primitiven Mantelquelle, bestehend aus 55 % Olivin, 25 % Orthopyroxen, 11 % Klinopyroxen und 9 % Granat. Erläuterung im Text. (Nach Rollinson 1993)

Abbildung 31.4 zeigt ein REE-Muster, das nach Gleichung [31.7a] für das Gleichgewichtsschmelzen einer primitiven Mantelquelle, bestehend aus 55 % Olivin, 25 % Orthopyroxen, 11 % Klinopyroxen und 9 % Granat, theoretisch berechnet wurde. Das Diagramm zeigt zwei herausragende Merkmale:

1. Die LREE sind gegenüber den HREE sehr stark angereichert, wie man nach Abb. 31.3 ja auch erwarten sollte. Der Grad dieser Anreicherung, den man konventionell durch das Verhältnis $\text{La}_N / \text{Yb}_N$ ausdrückt, würde natürlich weniger deutlich ausfallen, wenn das Muttergestein und das kristalline Residuum keinen Granat enthielte, der ja die REE am stärksten fraktioniert.
2. Die LREE-Anreicherung ist um so stärker, je geringer der Aufschmelzgrad ist, weil – entsprechend ihren geringen Kd -Werten – die LREE in den ersten sich bildenden Schmelz-Anteilen konzentriert werden und dabei zu einem großen Teil das Muttergestein verlassen. Bei hohen Aufschmelzraten werden dementsprechend die Unterschiede in den Chondrit-normierten LREE- und HREE-Gehalten immer geringer.

So sind in *mittelozeanischen Rücken-Basalten* (MORB) die REE generell auf das 15 bis 25fache der Chondritwerte angereichert; eine Fraktionierung zwischen LREE

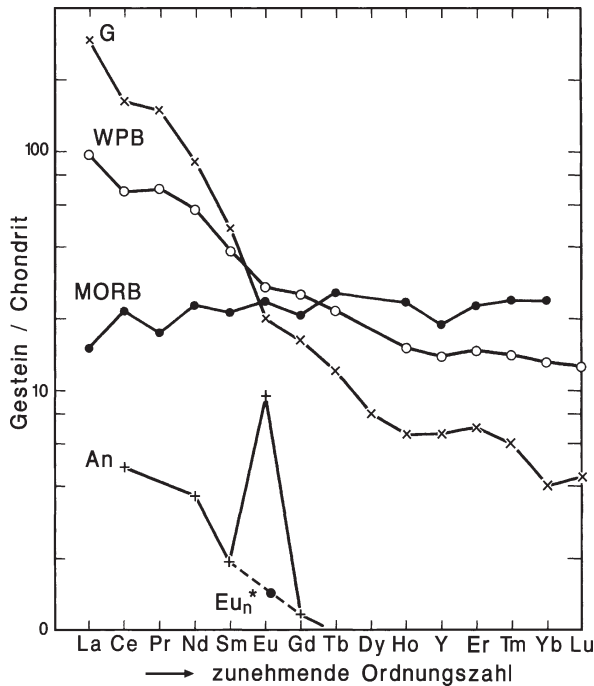


Abb. 31.5. Chondrit-normierte REE-Muster für mittelozeanische Rückenbasalte (MORBI), kontinentale Flutbasalte (WPB), den Standard-Granit G1 (G), und einen Anorthosit (An) von Quebec (Kanada). Das HFS-Element Y wurde zwischen Ho und Er platziert, da es ein ähnlichen Ionenradius besitzt wie seine Nachbarn. (Nach Mason u. Moore 1985)

und HREE hat jedoch nicht stattgefunden, was für einen hohen Aufschmelzgrad spricht (Abb. 31.5). Demgegenüber zeigen *kontinentale Intraplatten-Basalte* (WPB) eine sehr deutliche LREE-HREE-Fraktionierung. Das weist entweder auf einen geringeren Aufschmelzgrad im Erdmantel hin oder auf ein Muttergestein, das bereits ursprünglich an LREE anreichert war, z. B. durch metasomatische Prozesse im Erdmantel. Alternativ kann auch fraktionierte Kristallisation mit Absaigerung von HREE-reichen Mineralen wie Olivin, Orthopyroxen oder Klinopyroxen stattgefunden haben. Auch die noch stärker fraktionierten REE-Muster von *Graniten* (G) lassen sich durch diese drei Modelle oder Kombinationen von ihnen erklären.

Im REE-Muster von *Anorthositen* (An) drückt sich der extrem hohe Plagioklas-Anteil in einer sehr ausgeprägten positiven Eu-Anomalie aus. Umgekehrt würde die Abtrennung von Plagioklas aus einem Magma zu einer negativen Eu-Anomalie in der Restschmelze führen. Die Höhe der Eu-Anomalie wird durch das Verhältnis Eu_N / Eu_N^* ausgedrückt, wobei sich Eu_N^* ergibt, wenn man die Nachbarermente Sm_N und Gd_N durch eine gerade Linie verbindet. Neben Plagioklas-reichen Gesteinen der Erde zeigen besonders Meteorite und Mondgesteine, die unter stark reduzierenden Bedingungen kristallisiert sind, häufig eine positive Eu-Anomalie.

Inkompatible Spurenelemente

Viele LIL- und HFS-Elemente verhalten sich bei der partiellen Anatexis inkompatibel mit $D < 1$ oder $\ll 1$ und gehen daher in die Schmelzphase. Sie werden insbesondere bei der Bildung von basaltischen Magmen gegenüber der Zusammensetzung des Erdmantels angereichert. Teilweise kompatibel verhalten sich lediglich Sr mit Plagioklas, Y und Yb mit Granat sowie Ti mit Magnetit. Um diese Anreicherung zu demonstrieren, kann man – ähnlich wie bei den REE – die Element-Konzentrationen auf einen Chondrit-Mittelwert normieren, der denjenigen der frühen Erde entspricht.

Da sich K und Rb bei der Bildung und Differentiation des Erdkörpers volatil verhalten und P teilweise in den Erdkern eingebaut wird, verwendet man für diese Elemente abweichende, d. h. niedrigere Normierungsfaktoren, als es dem Chondrit-Mittel entspricht.

Die Reihenfolge der chemischen Elemente auf der Abszisse erfolgt nach abnehmender Inkompatibilität bei der Bildung von basaltischen Magmen durch partielles Aufschmelzen eines Granat- oder Spinell-Lherzolits. Die entstehenden Multielement-Diagramme, die im Englischen als *spider diagrams* oder kurz *spidergrams* bezeichnet werden, zeigen unterschiedliche Muster, die für bestimmte geotektonische Positionen charakteristisch sind (Sun 1980; Thompson et al. 1984; vgl. auch Wilson 1988).

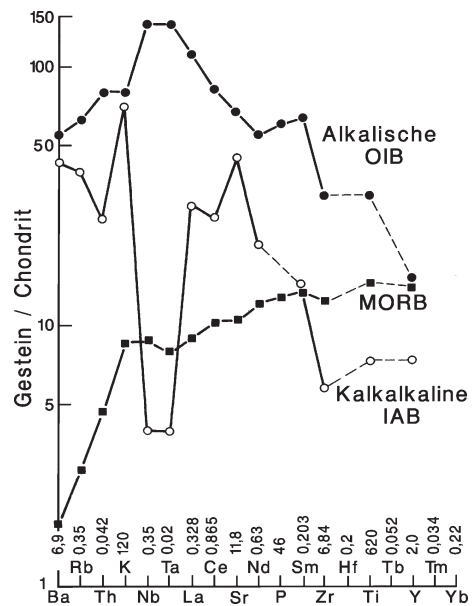


Abb. 31.6. Chondrit-normierte Spurenelement-Muster für mittelozeanische Rückenbasalte (MORB), alkalische Basalte ozeanischer Inseln (OIB) und kalkalkalische Inselbogen-Basalte (IAB). Mit Ausnahme von K, Rb und P erfolgt die Normalisierung gegen eine mittlere Chondrit-Zusammensetzung; die entsprechenden Werte (in ppm) nach Thompson et al. (1984) sind über der Abszisse angegeben. (Aus Wilson 1988)

Wie Abb. 31.6 erkennen lässt, zeigt das Chondritnormierte Spurenelement-Muster für *MORB-Basalte* einen relativ ausgeglichenen Verlauf mit einer steilen Flanke im Bereich der höchst-inkompatiblen Elemente Ba–K sowie einem flachen Ast von K bis Y. Da MORB – wie wir wissen – durch relativ hohe Aufschmelzgrade gekennzeichnet sind, sollten sie die Zusammensetzung ihrer Mantelquelle widerspiegeln, d. h. das Muster sollte keine so ausgeprägte Asymmetrie aufweisen. Die geringe Anreicherung der stark inkompatiblen Elemente Ba, Rb und Th lässt sich auch nicht durch nachfolgende fraktionierte Kristallisation erklären; denn diese sollte ja gerade zu einer zusätzlichen Anreicherung dieser Elemente führen. Daher muss man annehmen, dass die Mantelquelle von MORB bereits an stark inkompatiblen Elementen verarmt war, vermutlich durch die Bildung der kontinentalen Kruste im Verlauf der Erdgeschichte.

Ganz anders sind die Chondritnormierten Spurenelement-Muster von *Alkali-Basalten ozeanischer Inseln* (OIB) wie Hawaii, die insgesamt eine viel stärkere Anreicherung der inkompatiblen Spurenelemente mit einem Maximum bei Nb–Ta demonstrieren (Abb. 31.6). Das dürfte einerseits durch einen geringeren Aufschmelzgrad als bei MORB bedingt sein; darüber hinaus spiegelt sich darin wohl eine Mantelquelle wider, die an diesen Elementen angereichert war. *Ozeanische Insel-Tholeiite* (OIT) zeigen ähnliche aufwärts konvexe Chondritnormierte Spurenelement-Muster, die jedoch viel geringer angereichert sind als bei den alkalischen OIB.

Im Gegensatz zu den relativ glatten Kurvenverläufen bei MORB und OIB sind die Spurenelement-Muster für subduktionsbezogene *Kalkalkali-Basalte in Inselbögen* (IAB) oder *Orogengürteln* stark gezackt (Abb. 31.6). Die starke Anreicherung leicht löslicher Elemente Ba, Rb, K und Sr wird auf eine Zufuhr von Fluiden zurückgeführt, die aus der subduzierten ozeanischen Kruste, insbesondere aus Tiefsee-Sedimenten des Akkretionskeils stammen. Demgegenüber bilden Nb und Ta einen charakteristischen „Trog“; sie liegen ebenso wie die Werte für Zr, Ti und Y deutlich unterhalb der entsprechenden MORB-Werte und repräsentieren wahrscheinlich die Magmenzusammensetzung unter Abzug der Subduktionskomponente (Pearce 1983).

Bei einer Variante der Spiderdiagramme, die sich für den Vergleich von Basalttypen aus unterschiedlichen geotektonischen Positionen sehr bewährt hat, normiert man auf eine *mittlere MORB-Zusammensetzung* (z. B. Pearce 1983), wobei man die inkompatiblen Elemente in zwei Gruppen einteilt:

- Auf der linken Seite werden Sr, K, Rb und Ba dargestellt, die in H₂O-haltigen Fluiden leicht löslich sind und daher bei magmatischen und postmagmatischen Prozessen relativ mobil sind.

- Die zweite, größere Gruppe umfasst dagegen Elemente, die sich generell eher immobil verhalten. Innerhalb beider Gruppen sind die Elemente so angeordnet, dass ihre Inkompatibilität von außen nach innen zunimmt.

In Abb. 31.7 werden die MORB-normierten Spurenelement-Muster für kontinentale Intraplatten-Basalte (within plate basalts, WPB), Basalte ozeanischer Inseln (OIB), K-reiche, kalkalkaline Inselbogen-Basalte (IAB) und Inselbogen-Tholeiite (IAT) gegenüber gestellt (Pearce 1983). WPB und OIB weisen ähnliche Muster auf, wobei die meisten inkompatiblen Elemente von Sr bis Zr gegenüber MORB angereichert sind. Diese Anreicherung ist allerdings bei den WPB wesentlich deutlicher und das Maximum von Ba bis Nb ist wesentlich ausgeprägter als bei den OIB.

Beim MORB-normierten Spurenelement-Muster der IAT verläuft der Ast zwischen Ta und Yb relativ flach und parallel zu MORB, jedoch auf einem deutlich niedrigeren Niveau (Abb. 31.7). Demgegenüber sind Sr, K, Rb, Ba und in geringerem Maße Th über dieses Niveau angereichert, was durch die Zufuhr von fluiden Phasen aus der Subduktionszone in den darüber liegenden Mantelkeil erklärt wird. Zieht man durch den flachen Teil der Kurve eine gerade Linie und extrapoliert diese bis zum Sr, so erhält man die Magmenzusammensetzung *ohne* diesen

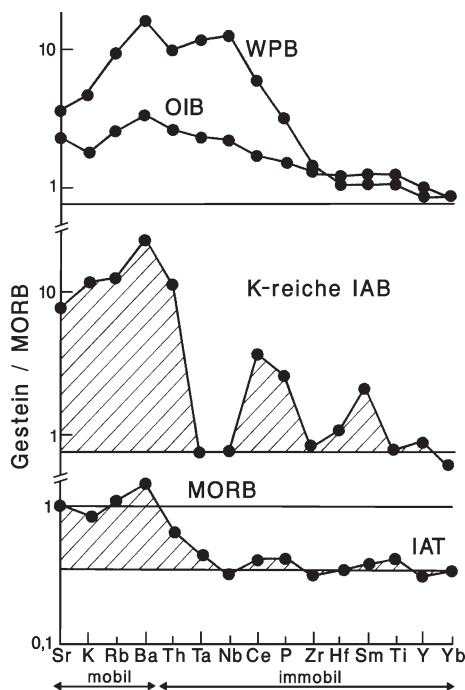


Abb. 31.7. MORB-normierte Spurenelement-Muster für kontinentale und ozeanische Intraplatten-Basalte (WPB, OIB), K-reiche, kalkalkaline Inselbogen-Basalte (IAB) und Inselbogen-Tholeiite (IAT). Der schraffierte Bereich bei IAB und IAT gibt den Beitrag von Fluiden und Schmelzen an, die aus Subduktion stammen und dem darüber liegenden Mantelkeil zugeführt wurden. (Nach Wilson 1988)

subduktionsbezogenen Beitrag (schraffierter Bereich). Daraus ergibt sich eine Quellregion im Erdmantel, die ähnliche Spurenelement-Signaturen aufweist wie die MORB-Quelle; jedoch war entweder der Aufschmelzgrad bei den IAT-Magmen höher, oder der Anteil an fraktionierter Kristallisation von mafischen Gemengteilen war in den MORB-Magmen größer.

Wie wir bereits gesehen hatten (Abb. 31.6), sind viele Kalkalkali-Basalte von Inselbögen, insbesondere auch die sog. Shoshonite, stark an inkompatiblen Elementen angereichert. Wie Abb. 31.7 (schraffierter Bereich) zeigt, sind das neben den mobilen Elementen Sr, K, Rb, Ba und Th, die durch subduktionsbezogene Fluide zugeführt wurden, auch Ce, P und Sm, wofür wohl eher die Zufuhr einer angereicherten Teilschmelze in den Mantelteil verantwortlich ist. Demgegenüber repräsentieren die Gehalte an Ta, Nb, Zr, Hf, Y und Yb wiederum die Magmenzusammensetzung ohne diese Subduktionskomponente (Abb. 31.7, Kurve K-reiche IAB).

Normierte Spurenelement- und REE-Muster können auch für die geochemische Charakterisierung von *Sedimentgesteinen* verwendet werden. Für die Normierung dienen z. B. die Mittelwerte für europäische oder nordamerikanische Tonsteine (North American Shale Composite, NASC), die einander sehr ähnlich sind. Auch für die Bestimmung des magmatischen oder sedimentären Ausgangsmaterials von *metamorphen Gesteinen* werden solche Multielement-Diagramme häufig angewandt, vorausgesetzt, die Metamorphose ist im Wesentlichen isochemisch abgelaufen. Natürlich geben die relativ immobilen Spurenelemente für solche Vergleiche bessere Anhaltspunkte als die relativ mobilen, bei denen sekundäre Veränderungen durch hydrothermale Alteration des Ausgangsgesteins, durch Verwitterung oder durch die Metamorphose selbst eher wahrscheinlich sind.

31.4.3 Spurenelemente als Indikatoren für die geotektonische Position von magmatischen Prozessen

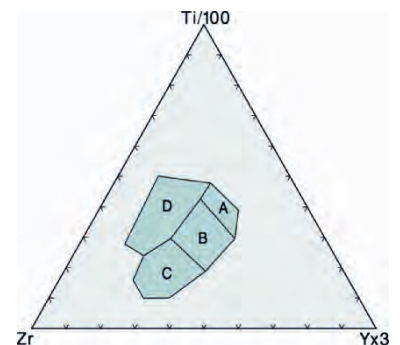
Wie wir gesehen haben, können Spurenelemente wichtige, wenn auch oft nicht eindeutige Hinweise auf magmatische Prozesse geben. Darüber hinaus sind sie aber auch Indikatoren für die geotektonische Position, in denen solche Prozesse abgelaufen sind. Allerdings werden normierte Spurenelement-Muster oft sehr unübersichtlich, wenn man sie für mehrere Gesteine einer magmatischen Serie gemeinsam darstellt. Deswegen hat es nicht an Versuchen gefehlt, auf empirischem Wege einfache Diskriminations-Diagramme zu entwickeln, in denen man für zahlreiche Gesteinsproben die Analysenwerte ausgewählter, insbesondere relativ mobiler Spurenelemente übersichtlich darstellen kann. Aus der statistischen Häufung der Analysenpunkte ergeben sich dann für bestimmte Gesteinsgruppen mehr oder weniger gut definierte Felder, aus denen man die geotektonische Position von magmatischen Gesteinen, z. B. von unterschiedlichen Basalttypen ableiten kann. Häufig plottet man hierfür jeweils drei Spurenelemente in Konzen-

trationsdreiecken, oder aber man trägt in einfachen Variationsdiagrammen jeweils zwei Spurenelemente oder auch Spurenelementverhältnisse gegeneinander auf. Weniger anschaulich sind Diagramme, in denen zwei Diskriminanten-Funktionen gegeneinander aufgetragen werden; diese setzen sich aus den Werten für mehrere Haupt- und/oder Spurenelemente zusammen, die mit unterschiedlichen Gewichtungsfaktoren multipliziert werden. Selbstverständlich sind Diskriminations-Diagramme hauptsächlich für ältere Magmatit-Serien oder für metamorphe Magmatite interessant, bei denen sich die geotektonische Position nicht ohne weiteres aus dem geologischen Befund ergibt.

Die ersten Diskriminations-Diagramme für basaltische Gesteine wurden von Pearce u. Cann (1973) publiziert, z. B. das berühmte Konzentrationsdreieck $Ti/100-Zr-Y \times 3$, das für die Diskriminierung von Inselbogen-Tholeiiten (IAT), Kalkalkali-Basalten (CAB) und Intraplatten-Basalten (WPB) entwickelt wurde. Allerdings überlappen die Felder von IAT und CAB in einem breiten Bereich, in dem auch noch die MOR-Basalte liegen, so dass für die Analysen-Punkte, die in dieses Feld fallen, keine eindeutige Aussage möglich ist (Abb. 31.8). Demgegenüber ermöglicht z. B. das Variationsdiagramm V vs. Ti von Shervais (1982) eine Diskrimination von Basalten konvergenter Plattenränder (VAT + CAB), von mittelozeanischen Rücken- und Backarc-Becken-Basalten (MORB + BAB) sowie von Tholeiiten ozeanischer Inseln (OIT) und Alkali-basalten (AB), während das Feld der kontinentalen Flutbasalten (WPB) weit mit dem von MORB + BAB überlappt (Abb. 31.9).

Auch für granitische Gesteine wurden Diskriminations-Diagramme entwickelt, so zum Beispiel die Variationsdiagramme Nb vs. Y und Rb vs. (Y + Nb) von Pearce et al. (1984). Sie dienen der Unterscheidung zwischen Ozeanrücken-Granitoiden (ORG), Intraplatten-Graniten (WPG), Graniten in vulkanischen Inselbögen und aktiven Kontinentalrändern (VAG) sowie syntektonischen Graniten, die im Zuge einer Kontinent-Kontinent-Kollision entstanden sind (syn-COLG, Abb. 31.10). Demgegenüber liegen die posttektonischen Granite (post-COLG) im Grenzbereich mehrerer Felder, lassen sich also nicht von den anderen Granittypen unterscheiden.

Abb. 31.8. Konzentrationsdreieck $Ti/100-Zr-Y \times 3$ zur Diskrimination unterschiedlicher Basalte. Feld A: Inselbogen-Tholeiite (IAT), Feld C: Kalkalkali-Basalte (CAB), Feld D: Intraplatten-Basalte (WPB), Feld B: IAT + CAB + MORB. (Nach Pearce u. Cann 1973)



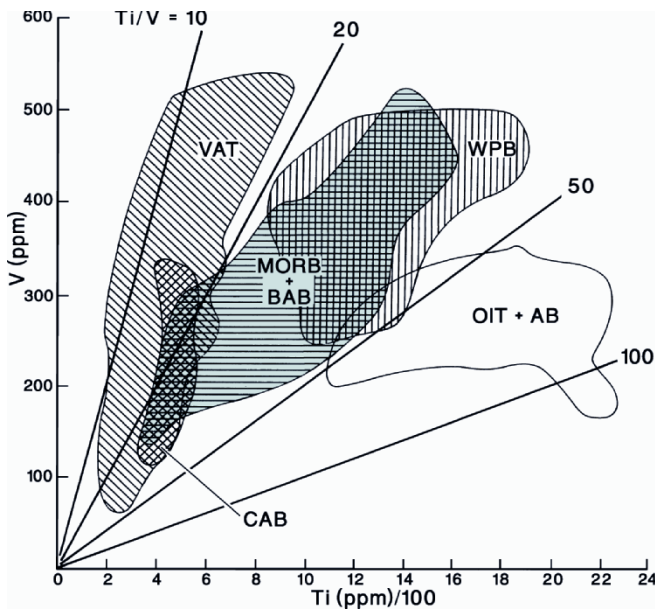


Abb. 31.9. Variationsdiagramm V vs. Ti zur Diskrimination von Basalten konvergenter Plattenränder (VAT + CAB), von mittelozeanischen Rücken- und Backarc-Becken-Basalten (MORB + BAB) sowie von Tholeiiten ozeanischer Inseln (OIT) und Alkalibasalten (AB); die Felder von MORB + BAB und der kontinentalen Flutbasalte (WPB) überlapen in einem weiten Bereich. (Nach Shervais 1982, aus Rollinson 1993)

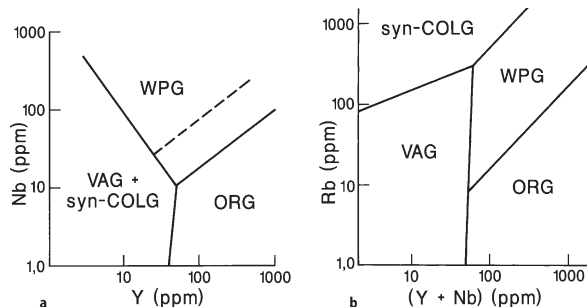


Abb. 31.10. Variationsdiagramme zur Diskrimination von Graniten **a** Nb vs. Y und **b** Rb vs. (Y + Nb). ORG Granitoide ozeanischer Rücken; WPG Intraplatten-Granite; VAG Granite vulkanischer Bögen; syn-COLG Syntektonische Kollisionsgranite. (Nach Pearce et al. 1984)

Die zahlreichen Diskriminations-Diagramme, die in den 70er und 80er Jahren des 20. Jahrhunderts entwickelt wurden, werden von Rollinson (1993) ausführlich dargestellt. Er gibt die Eckwerte für die jeweiligen Feldergrenzen an, erläutert – soweit möglich – die theoretischen Grundlagen, auf denen diese Diagramme beruhen, und weist eindrücklich auf die Grenzen ihrer Anwendung hin:

- Diskriminations-Diagramme geben häufig keine eindeutigen Aussagen. Hiefür können geologische Gründe verantwortlich sein, wie z. B. bei kontinentalen Flutbasalten, die in unterschiedlichen geotektonischen Positionen entstehen können. Es können aber auch

geochemische Gründe vorliegen: So können Magma-Fluid-Wechselwirkungen zu ähnlichen Spurenelementmustern führen, obwohl das geotektonische Milieu ganz unterschiedlich war.

- Diskriminations-Diagramme dürfen niemals unkritisch angewendet werden. Man muss stets mit einem möglichen Einfluss von fraktionierter Kristallisation und/oder Elementmobilität rechnen.
- Besondere Vorsicht ist bei alten Gesteinen angesagt; es ist wahrscheinlich, dass sich die Spurenelementkonzentrationen in den Quellregionen des Erdmantels im Laufe der Zeit verändert haben und in der frühen Erdgeschichte weniger fraktioniert waren. Da im Archaikum ein höherer geothermischer Gradient herrschte, muss mit einem höheren Schmelzanteil bei der partiellen Anatexis im Erdmantel, aber auch in der Erdkruste gerechnet werden (Pearce et al. 1984).
- Wir erinnern uns daran, dass Spurenelemente uns mehr über magmatische Prozesse als über die geotektonische Position erzählen. Spurenelement-Konzentrationen in magmatischen Gesteinen sind eine Funktion der ursprünglichen Zusammensetzung des Erdmantels, des Aufschmelzgrades bei der partiellen Anatexis, der fraktionierten Kristallisation und der Kontamination durch Assimilation von Krusten-Material. Wenn es möglich ist, diese Prozesse mit einem bestimmten geotektonischen Szenario zu verknüpfen, können Diskriminations-Diagramme hilfreich sein. Erhält man jedoch mehrdeutige Ergebnisse, erfordert ihre Interpretation sorgfältiges Nachdenken.

Auch für *Sedimentgesteine* wurden Diskriminations-Diagramme entwickelt, die es gestatten, die geotektonische Position eines Sedimentationsbeckens einzuengen. Das gilt insbesondere auch für das Ausgangsmaterial *metamorpher Sedimente*, wie z. B. für Metapelite oder Metagrauwacken (vgl. Rollinson 1993).

31.5

31.5 Isotopen-Geochemie

31.5.1 Einführung

Als Isotope bezeichnet man zwei oder mehr Spezies (*Nuklide*) des gleichen chemischen Elements. Ihr Atomkern baut sich aus der gleichen Zahl von Protonen auf, sie unterscheiden sich jedoch in der Anzahl ihrer Neutronen.

Dementsprechend haben sie zwar die gleiche Ordnungszahl, aber unterschiedliches Atomgewicht; im Periodensystem nehmen sie den gleichen Platz ein (grch. ἴσος τόπος = gleicher Platz). Die Isotope eines chemischen Elements weichen in ihren chemischen und physikalischen Eigenschaften etwas voneinander ab. Das erlaubt in günstigen Fällen ihre Trennung durch natürliche geologische oder biologische Prozesse sowie experimentell in Massenspektrometern.

trometern. In modernen Geräten lassen sich Unterschiede in den Isotopen-Häufigkeiten noch bis hinunter zu ca. 0,01 % analytisch nachweisen. Seit einiger Zeit kann man durch den Einsatz von Ionenstrahlen oder Lasern auch ortsauflösende Isotopen-Analysen durchführen und so in Mineralen isotopischen Zonarbau nachweisen.

Man unterscheidet *stabile Isotope*, die keinem radioaktiven Zerfall unterliegen, und *radiogene Isotope*, die durch den radioaktiven Zerfall eines *Radionuklids* entstanden sind. Beide Gruppen von Isotopen sind von zunehmendem geologischen Interesse. So ist es gelungen, unterschiedliche *Isotopen-Reservoirs* in der Hydrosphäre, Lithosphäre und Asthenosphäre unseres Erdkörpers herauszuarbeiten und, davon ausgehend, petrogenetische, aber auch biologische Prozesse zu modellieren; man spricht daher auch von *Isotopengeologie*. Beispielsweise kann die Fraktionierung stabiler Isotope als *Geothermometer* verwendet werden. In der *Geochronologie* werden radiogene Isotope schon seit langem zur Datierung geologischer Ereignisse eingesetzt.

31.5.2

Stabile Isotope

Fast alle chemischen Elemente weisen zwei oder mehr stabile Isotope auf. Bei leichten Elementen mit Ordnungszahl < 40 (= Ca) sind die relativen Massendifferenzen groß genug, um durch geologische oder biologische Prozesse fraktioniert zu werden, während das bei schweren Elementen nicht mehr der Fall ist. Deswegen werden in der Isotopen-Geochemie hauptsächlich die Isotope der Elemente Wasserstoff H (Ordnungszahl 1), Kohlenstoff C (5), Sauerstoff O (8), und Schwefel S (16) eingesetzt. Sie haben darüber hinaus den Vorteil, dass sie sowohl in fluiden als auch in festen Phasen vorhanden sind. Mit zunehmender Temperatur nimmt die Bereitschaft der stabilen Isotope zur Fraktionierung ab; sie sind daher in Sedimenten und Sedimentgesteinen stärker fraktioniert als in magmatischen und metamorphen Gesteinen.

In der isotopengeochemischen Praxis bezieht man die Isotopen-Verhältnisse R , die man aus den Messungen mit dem Massenspektrometer gewinnt, auf einen internationalen Standard und enthält damit sog. δ -Werte:

$$\delta[\text{‰}] = \left[\frac{R(\text{Probe}) - R(\text{Standard})}{R(\text{Standard})} \right] \times 1000 \quad [31.11]$$

z. B.

$$\delta^{18}\text{O}[\text{‰}] = \left[\frac{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}(\text{Probe}) - \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}(\text{Standard})}{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}(\text{Standard})} \right] \times 1000 \quad [31.11a]$$

Ein $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von +10,0 gibt also an, dass die Probe gegenüber dem Standard um 10 ‰ an ^{18}O angereichert ist, während ein $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von -10,0 eine Verarmung um 10 ‰ bedeutet. Als internationale Bezugsstandards für H und O verwendet man die Durchschnittsgehalte im Ozeanwasser (Standard Mean Ocean Water, SMOW), für C den Calcit PDB im Belemniten *Belemnitella americana* aus der kretazischen Pedee-Formation (South Carolina, USA) und für Schwefel den Troilit im Oktaedrit von Canyon Diablo (CDT).

Isotopen-Fraktionierungen sind stark temperaturabhängig, werden jedoch kaum vom Druck beeinflusst, weil die einzelnen Isotope sich kaum in ihren Atomvolumina unterscheiden. Bei magmatischen und metamorphen Prozessen werden *Verteilungsgleichgewichte* angestrebt oder erreicht. Es besteht ein einfacher Zusammenhang zwischen dem Fraktionierungsfaktor α und der Gleichgewichtskonstanten K :

$$\alpha_{1-2} = \frac{R(\text{in Phase 1})}{R(\text{in Phase 2})} = K^{1/n} \quad [31.12]$$

wobei n die Zahl der ausgetauschten Atome ist. Die Temperaturabhängigkeit von α ergibt sich aus der Gleichung

$$1000 \ln \alpha_{1-2} = A(10^6/T^2) + B \quad [31.13]$$

dabei ist T die Temperatur in Kelvin, A und B sind experimentell bestimmte Konstanten.

Isotopen-Fraktionierungen können folgende Gründe haben (Mason u. Moore 1985):

- Bindungen, an denen leichte Isotope beteiligt sind, lassen sich einfacher lösen als solche mit schweren Isotopen.
- Moleküle mit leichten Isotopen reagieren schneller als die mit schweren.
- Leichtere Isotope werden bevorzugt bei irreversiblen Reaktionen angereichert.

Aus Isotopen-Fraktionierungen lassen sich daher

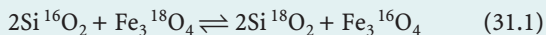
- die Bildungstemperaturen von Mineralen, Gesteinen und Fossilien abschätzen,
- physikalisch-chemische Prozesse rekonstruieren, die ein Gestein während oder nach seiner Entstehung durchgemacht hat,
- Aussagen über die Reaktionskinetik eines geologischen Prozesses gewinnen sowie
- genetische Beziehungen zwischen Meteoriten und irdischen Gesteinen herausarbeiten.

Sauerstoff-Isotope

Da Sauerstoff mit Abstand das häufigste chemische Element in der Erdkruste und im Erdmantel ist, beansprucht seine Isotopen-Geochemie höchstes geologisches Interesse. Im

Schnitt haben die O-Isotope folgende Häufigkeiten: $^{16}\text{O} = 99,763\%$, $^{17}\text{O} = 0,0375\%$, $^{18}\text{O} = 0,1995\%$; damit wird in der isotopengeochemischen Praxis das Isotopen-Verhältnis $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ bzw. der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert angewendet. Wie Abb. 31.11a zeigt, haben Chondrite ein $\delta^{18}\text{O}$, das nur wenig um 5,7 ‰ variiert; damit ergibt sich auch für den Erdmantel ein Durchschnittswert von $5,7 \pm 0,3$ ‰. Demgegenüber sind MORB kaum, Andesite und Rhyolithe dagegen deutlich an ^{18}O angereichert, während in Granitoiden eine relativ breite Variation von schwach negativen zu deutlich positiven $\delta^{18}\text{O}$ -Werten beobachtet wird. H_2O -reiche magmatische Fluide zeigen eine auffallend geringe Variationsbreite an positiven $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen 5,7 und ca. 9 ‰. Generell positive, wenn auch stark streuende $\delta^{18}\text{O}$ -Werte haben Sedimente und metamorphe Gesteine sowie H_2O -reiche metamorphe Fluide. Während das Ozeanwasser definitionsgemäß ein $\delta^{18}\text{O}$ von 0 ‰ hat, zeigen meteorische Wässer eine große Variationsbreite zwischen +5,7 und -40, wobei warme Süßwässer hohe, kalte dagegen niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aufweisen. Daraus lassen sich z. B. durch Isotopen-Analyse von Invertebraten-Schalen Paläotemperaturen ableiten.

Fraktionierung von O-Isotopen zwischen Mineralen, z. B. Quarz und Magnetit werden häufig als *Geothermometer* eingesetzt wird, wobei man folgende Austauschreaktion formulieren kann:



Der Fraktionierungsfaktor dieser Reaktion ist

$$\alpha_{\text{Quarz-Magnetit}} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ in Quarz}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ in Magnetit}} \quad [31.12a]$$

Für das Quarz-Magnetit-Gleichgewicht nehmen die Konstanten in Gleichung (31.13) die Werte $A = 6,29$ und $B = 0$ an. Bestimmt man mit dem Massenspektrometer z. B. einen Fraktionierungsfaktor $\alpha_{\text{Quarz-Magnetit}} = 1,009$, so errechnet sich nach der Gleichung

$$1000 \ln 1,009 = 6,29 (10^6 / T^2) \quad [31.13a]$$

eine Temperatur von $838 \text{ K} = 565 \text{ }^\circ\text{C}$.

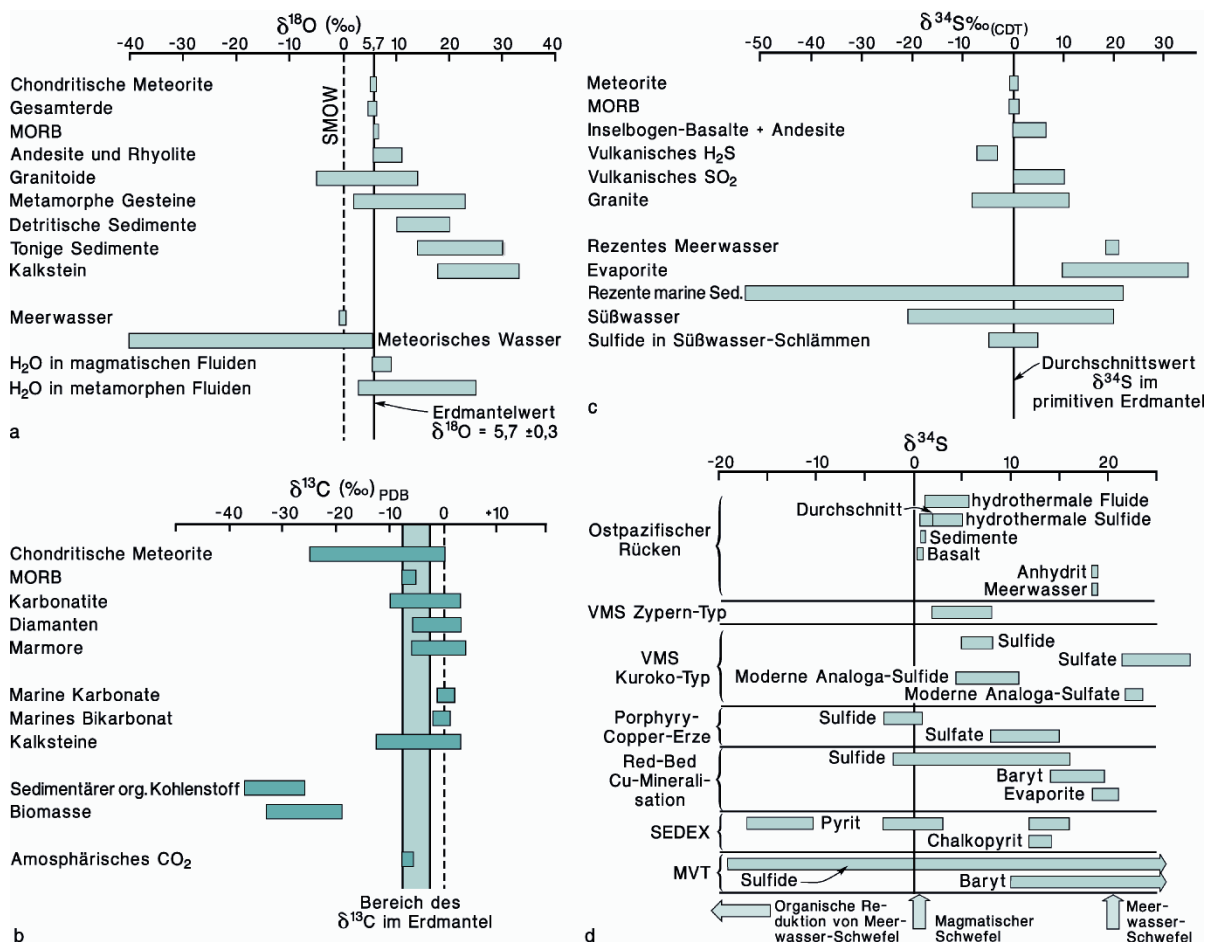


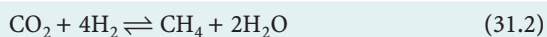
Abb. 31.11. Stabile Isotope von Sauerstoff, Kohlenstoff und Schwefel in natürlichen Proben: **a** $\delta^{18}\text{O}$, **b** $\delta^{13}\text{C}$, **c, d** $\delta^{34}\text{S}$. Erläuterungen im Text. (Mod. nach Rollinson 1993)

Kohlenstoff-Isotope

Mit Gehalten von ca. 0,2 Gew.-% gehört Kohlenstoff zwar nicht zu den häufigen Elementen in der Erdkruste, ist aber besonders in Karbonat-Sedimenten und in Karbonatiten stark angereichert. Darüber hinaus ist er ein wichtiger Bestandteil der Atmosphäre, der Hydrosphäre und der Biosphäre. In der Natur tritt C in oxidierter Form als CO_2 , $[\text{CO}_3]^{2-}$ und $[\text{HCO}_3]^-$, in reduzierter Form als CH_4 und organisches C (Kohlenwasserstoffe, Biomasse) sowie als Diamant und Graphit auf; Kohlenstoff hat zwei stabile Isotope $^{12}\text{C} = 98,89\%$ und $^{13}\text{C} = 1,11\%$.

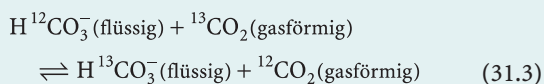
Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in kohligen Chondriten und anderen Meteoriten variieren in einem weiten Bereich von 0 bis –25 ‰, was in der Vielfalt von C-haltigen Phasen begründet ist, die in Meteoriten vorkommen können. Demgegenüber hat man für den Erdmantel $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen –3 und –8 ‰ mit einem Mittelwert von ca. 6 ‰ abgeschätzt (Abb. 31.11b). In diesem engen Bereich liegen auch MORB und atmosphärisches CO_2 , während C in Diamanten, in Karbonatiten, aber auch in Marmoren z. T. isotopisch schwerer ist. Das gleiche gilt für marine Karbonate und Bikarbonate mit gering variierenden $\delta^{13}\text{C}$ -Werten nahe 0 ‰. Im Gegensatz dazu ist organischer Kohlenstoff, z. B. in Erdöl und Kohle sowie in der Biomasse, relativ an leichterem ^{12}C angereichert mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten bis –40 ‰. Karbonat-Kohlenstoff und organischer Kohlenstoff stellen somit zwei unterschiedliche Reservoirs dar, die sich durch biologische Fraktionierung von CO_2 aus dem Erdmantel entwickelt haben. Nach Untersuchungen von Schidlowski (1988) hat dieser Prozess bereits vor 3,8 Ga eingesetzt!

Bei der *Fraktionierung* der C-Isotope im Verlauf von *geologischen* Prozessen stellt sich häufig ein *Austauschgleichgewicht* ein. Die Fraktionierungsfaktoren α sind deutlich *T*-abhängig, worauf z. B. das Calcit-Graphit-Geothermometer beruht. So weist Kohlenstoff im CH_4 der Fumarolen des Yellowstone-Nationalparks (Wyoming) oder auf der Nordinsel Neu-Seelands ein $\delta^{13}\text{C}$ von durchschnittlich –28 ‰ auf und ist damit isotopisch leichter als im CO_2 mit $\delta^{13}\text{C}$ nahe –4 ‰. Daraus lassen sich für die Gasreaktion

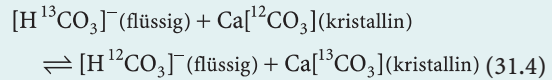


Gleichgewichtstemperaturen von 200–300 °C ableiten, denen die beteiligten Gasspezies für einen langen Zeitraum ausgesetzt gewesen sein sollten; denn die Einstellung des Reaktionsgleichgewichts verläuft sehr träge (Mason u. Moore 1985).

Auch beim Austausch zwischen dem CO_2 in der Luft und dem $[\text{HCO}_3]^-$ in den Ozeanen nach der Reaktion



hat sich ein Gleichgewicht eingestellt, wobei die Gleichgewichtskonstante der Reaktion zu $K \approx 1,005$ bei 20 °C bestimmt wurde; diese ist gleich dem Fraktionierungsfaktor α , da im vorliegenden Falle $n = 1$ ist (Gleichung [31.12]). Damit stimmt gut überein, dass $\delta^{13}\text{C}$ im atmosphärischen CO_2 zu –7 ‰, im ozeanischen $[\text{HCO}_3]^-$ zu –2 ‰ bestimmt wurde. Für das Austausch-Gleichgewicht



das die Auflösung und Wiederausfällung von Karbonaten im Meer- oder Süßwasser beschreibt, beträgt bei 20 °C $\alpha = K = 1,004$. Dementsprechend haben die marinen Karbonate einen um etwa 4 ‰ höheren $\delta^{13}\text{C}$ -Wert als ozeanisches $[\text{HCO}_3]^-$ (Mason u. Moore 1985). Bei der Isotopen-Fraktionierung durch *biologische* Prozesse kommt es dagegen nicht zur Gleichgewichtseinstellung; hier spielt die *Reaktionskinetik* die dominierende Rolle.

Schwefel-Isotope

Schwefel hat vier stabile Isotope mit folgenden durchschnittlichen Häufigkeiten $^{32}\text{S} = 95,02\%$, $^{33}\text{S} = 0,75\%$, $^{34}\text{S} = 4,21\%$, $^{36}\text{S} = 0,02\%$. Dementsprechend ist lediglich das $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verhältnis bzw. der $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von geologischem Interesse, wobei sich seine Anwendung allerdings auf relativ wenige Problemfelder beschränkt. Mit Gehalten von <0,1 Gew.-% in der Erdkruste gehört S ja zu den Spurenelementen; er ist allerdings in sulfidischen Erzlagern und in marinen Evaporiten stark angereichert. Darüber hinaus könnte der äußere Erdkern beachtliche Mengen an S enthalten, wie man aus dem Studium von Meteoriten ableiten kann (Abschn. 27.4.2, S. 494f). In der Natur kommt Schwefel in elementarer Form, in Sulfid- und Sulfat-Mineralen, als oxidierte oder reduzierte S-Ionen in Lösung sowie als Bestandteil von Gasen wie H_2S , SO_2 und SO_3 vor.

In Meteoriten besitzt S ein konstantes $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ -Verhältnis von 22,21, das daher als Basis für den Bezugsstandard CDT dient. Daraus ergibt sich ein $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von $0 \pm 3\%$ für den Erdmantel, einem wichtigen Reservoir für S-Isotope. Wie man in Abb. 31.11c erkennt, zeigen MOR-Basalte den gleichen Wert, während S in Inselbogen-Basalten und Andesiten z. T. isotopisch schwerer ist. Bei vulkanischen Dämpfen weist SO_2 ebenfalls positive, H_2S dagegen negative $\delta^{34}\text{S}$ -Werte auf. Granite zeigen eine erhebliche Variationsbreite im positiven und negativen Bereich.

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von *Meerwasser* unterlagen in der Erdgeschichte großen Schwankungen mit einem Maximum bei +31 ‰ an der Basis des Kambriums und einem Minimum von +10,5 ‰ im Perm; dieser Bereich wird insge-

samt von den Evaporit-Lagerstätten der Erde eingenommen. Der $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von modernem Meerwasser liegt bei 18,5–21 ‰, moderne Evaporite liegen um 1–2 ‰ höher. Demgegenüber nehmen moderne marine Sedimente einen enorm weiten Bereich zwischen ca. +20 und -50 ‰ ein (Abb. 31.11c), was angesichts des hohen Atomgewichts von S bemerkenswert ist. Diese starke Fraktionierung geht hauptsächlich auf die Tätigkeit von Sulfat-reduzierenden Bakterien zurück, wobei die Austauschreaktion



stattfindet. Bei 25 °C beträgt $\alpha = K = 1,075$, so dass sich Sulfide bilden, die an ^{34}S verarmt sind, während das verbleibende $[\text{SO}_4]^{2-}$ und damit auch Sulfat-Evaporite an ^{34}S angereichert werden. In den Anhydrit-Gips-Lagerstätten von Sizilien, Louisiana und Texas führt Sulfat-Reduktion durch das Bakterium *Desulfovibrio* zur Bildung von elementarem S, wobei anwesendes Erdöl oder Bitumen zu CO_2 oxidiert und $[\text{SO}_4]^{2-}$ zu H_2S reduziert wurde; dieses reagierte dann mit dem restlichem Ca-Sulfat zu elementarem Schwefel. Bei dieser Reaktionsfolge wird das $\delta^{34}\text{S}$ im H_2S gegenüber dem Sulfat etwas erniedrigt, im elementaren S dagegen erhöht.

Von großem Interesse für das Verständnis von sulfidischen Erzlagerstätten ist die Fraktionierung der S-Isotope in *Hydrothermal-Systemen*. Bei Temperaturen >400 °C liegen hauptsächlich H_2S und SO_2 vor, die sich annähernd wie ideale Gase verhalten. Damit ergibt sich die Isotopen-Zusammensetzung des Fluids zu

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{fluid}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} X_{\text{H}_2\text{S}} + \delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_2} X_{\text{SO}_2} \quad [31.14]$$

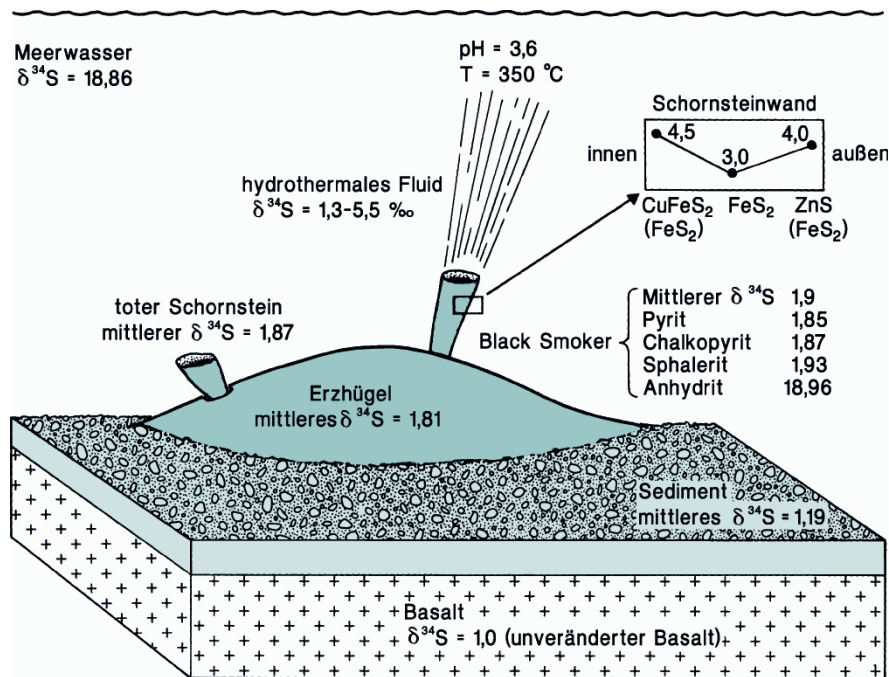
wobei $X_{\text{H}_2\text{S}}$ und X_{SO_2} die Molenbrüche der entsprechenden Gasspezies bezogen auf den Gesamtgehalt an S sind. Bei niedrigeren Temperaturen <350 °C liegen dagegen – wie im marinen Milieu – H_2S - $[\text{SO}_4]^{2-}$ -Gleichgewichte vor, wobei die Sulfide hauptsächlich durch nichtbakterielle Sulfat-Reduktion gebildet worden sind. Ohmoto u. Rye (1979) konnten zeigen, dass die Fraktionierung der S-Isotopen in hydrothermalen Lösungen nicht nur von der Temperatur, sondern auch von anderen Zustandsvariablen wie pH-Wert, f_{O_2} , f_{S_2} sowie den Aktivitäten der beteiligten Kationen abhängt.

Abbildung 31.12 zeigt die Verteilung von $\delta^{34}\text{S}$ -Werten in einem aktiven Hydrothermal-System am mittelozeanischen Rücken (vgl. Abschn. 21.5.1, S. 329ff). Dabei ergibt sich, dass der ausgeschiedene Anhydrit ein ähnliches $\delta^{34}\text{S}$ wie das $[\text{SO}_4]^{2-}$ des Meerwassers aufweist; es hat sich also ein Gleichgewicht eingestellt (Abb. 31.11d). Im Gegensatz dazu stehen die Sulfid-Mineralen weder untereinander noch mit dem hydrothermalen Fluid im isotopischen Gleichgewicht. Die wechselnden $\delta^{34}\text{S}$ -Werte des Fluids gehen offenbar auf eine Mischung von Basalt-Schwefel ($\delta^{34}\text{S} = 1,0$ ‰) mit dem Sulfat des Meerwassers ($\delta^{34}\text{S} = 18,86$ ‰) zurück, wobei sich das Meerwasser/Gesteins-Verhältnis im Lauf der Zeit ständig änderte. Darüber hinaus kam es zu sekundären Reaktionen zwischen den bereits ausgeschiedenen Sulfiden der Erzschorstein-Wand und dem sich verändernden hydrothermalen Fluid (Bluth u. Ohmoto 1988).

In Abb. 31.11d sind die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte für Sulfid- und Sulfat-Mineralen in rezenten und nicht-rezenten hydrothermalen Erzlagerstätten dargestellt, deren Verteilung

Abb. 31.12.

Schematische Darstellung von $\delta^{34}\text{S}$ -Werten in einem rezenten Hydrothermal-System an einem mittelozeanischen Rücken. (Aus Rollinson 1993)



nach Rollinson (1993) durch folgende Prozesse erklärt werden kann:

- Schwefel magmatischer Herkunft: Die Sulfide in *porphyry copper ores* (Abschn. 21.2.4, S. 318ff) weisen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen -3 und $+1$ ‰ auf, was nahezu dem akzeptierten Mantelwert entspricht.
- Anorganische Reduktion von Meerwasser-Sulfat bei relativ hohen Temperaturen, wie sie heute in Hydrothermal-Systemen der mittelozeanischen Rücken abläuft, dürfte bei der Entstehung der *vulkanogen-massiven Sulfiderz-(VMS-)Lagerstätten*, z. B. vom *Zypern*- und vom *Kuroko-Typ* (Abschn. 21.5.2, S. 332f), eine wichtige Rolle gespielt haben. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte ihrer Sulfid- und der Sulfat-Mineralen stimmen gut mit denen der modernen Analoga überein.
- Anorganische Reduktion von Meerwasser-Sulfat bei tieferen Temperaturen, aber oberhalb des Existenzbereichs von Sulfat-reduzierenden Bakterien, ist möglicherweise der dominierende Prozess bei der Bildung von *sedimentären Kupfererz-Lagerstätten des Red-Bed-Typs* (Abschn. 23.2.8, S. 361). Das $\delta^{34}\text{S}$ der Sulfide variiert in einem weiten Bereich von überwiegend positiven Werten und überlappt mit dem von assoziiertem Baryt. Dieser stimmt wiederum recht gut mit dem $\delta^{34}\text{S}$ des Evaporit-Sulfats der Sedimente überein, von denen die Erzlagerstätten überdeckt werden. Man nimmt daher an, dass die S-haltigen Lösungen aus dieser Quelle stammen. Die Sulfat-Reduktion fand wahrscheinlich in einem geschlossenen System in Gegenwart von Erdgas statt und lief – wie die weite Streuung der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte belegt – nur unvollständig ab.
- Auf einen komplexen Prozess gehen die *sedimentär-exhalativer Sulfid-Lagerstätte des Rammelsberg* bei Goslar und wahrscheinlich auch andere SEDEX-Lagerstätten zurück (Abschn. 21.6.1, S. 334f). Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Sulfide fallen in drei wohldefinierte Gruppen, die durch ortsauflösende Isotopen-Analysen mit der Ionensonde SHRIMP herausgearbeitet werden konnten (Eldridge et al. 1988). Die deutlich positiven Werte von Pyrit und Chalkopyrit dürften eine hydrothermale Komponente darstellen, während sich die stark negativen Werte bei Pyrit am besten durch bakterielle Sulfat-Reduktion erklären lassen. Die mittlere Gruppe ist dadurch entstanden, dass Sulfid-Klasten mit positiven und negativen $\delta^{34}\text{S}$ -Werten gemeinsam einsedimentiert und dadurch vermengt wurden.
- Eine enorme Variation von stark positiven zu stark negativen $\delta^{34}\text{S}$ -Werten weisen die Sulfide der Lagerstätten vom *Mississippi-Valley-Typ* (MVT; Abschn. 21.6.2, S. 335) auf, wobei allerdings individuelle Vorkommen jeweils relativ begrenzte Streubreiten zeigen. Daher muss für jeden Einzelfall mit einer unterschiedlichen S-Quelle und/oder einem unterschiedlichen Mechanismus der H_2S -Produktion gerechnet werden.

31.5.3

Einsatz radiogener Isotope in der Geochronologie

Die Grundlagen der modernen Geochronologie wurden durch die Arbeit von Rutherford u. Soddy (1903) gelegt. Sie konnten zeigen, dass radioaktive Zerfallsprozesse exponentiell, d. h. mit einer bestimmten Halbwertszeit verlaufen. Diese ist unabhängig von Temperatur, Druck und anderen physikochemischen Zustandsvariablen. Die *Zerfallsrate*, mit der ein radioaktives Mutternuklid zu einem stabilen Tochterprodukt zerfällt, ist proportional zur Zahl der Atome N , die zu einer gewissen Zeit t anwesend sind:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad \text{bzw.} \quad \frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad [31.15]$$

Der Proportionalitätsfaktor λ ist die *Zerfallskonstante* (engl. decay constant), die für jedes Radionuklid charakteristisch ist; sie beschreibt die Wahrscheinlichkeit, mit der ein bestimmtes Atom des Radionuklids in einer bestimmten Zeit zerfällt. Das Differential dN/dt ist negativ, weil die Zerfallsrate mit der Zeit abnimmt. Integriert man Gleichung [31.15] zwischen den Grenzen $t_0 = 0$ und t und bezeichnet die Zahl der Mutteratome zur Zeit t_0 als N_0 , so erhält man aus dem Integral

$$\int_{N_0}^N \frac{dN}{N} = -\lambda \int_{t_0}^t dt$$

die Zerfallsgleichung

$$\ln \frac{N}{N_0} = -\lambda t \quad [31.16a]$$

oder

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad [31.16b]$$

Setzt man $N/N_0 = 1/2$, so erhält man für die *Halbwertszeit* (engl. half life), d. h. die Zeit, in der jeweils die Hälfte der vorhandenen Mutternuklide zerfallen ist, die Beziehung

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda} \quad [31.17]$$

Die meisten geochronologischen Datierungsmethoden benutzen Radionuklide mit langen Halbwertszeiten (Tabelle 31.6), wobei die Tochterprodukte in den zu datierenden Mineralen und Gesteinen angereichert werden. Man spricht daher von sog. *Anreicherungsuhren* (engl. accumulation clocks). Die Zahl der gebildeten Tochteratome D^* ist gleich der Zahl der verbrauchten Mutter-

Tabelle 31.6.

Zerfallskonstanten und Halbwertszeiten wichtiger Radionuklide. (Nach Dickin 1997)

Radionuklide	Zerfallskonstante [a ⁻¹]	Halbwertszeit [Ga]	datierbare Minerale
²³⁸ U → ²⁰⁶ Pb	1,55 × 10 ⁻¹⁰	4,47	Zirkon, Monazit, (Granat)
²³⁵ U → ²⁰⁷ Pb	9,8485 × 10 ⁻¹⁰	0,704	Zirkon, Monazit (Granat)
²³² Th → ²⁰⁸ Pb	4,9475 × 10 ⁻¹¹	14,01	Zirkon, Monazit
⁸⁷ Rb → ⁸⁷ Sr	1,42 × 10 ^{-11a}	48,8 ^a	Muscovit, Biotit, G
	1,402 × 10 ^{-11b}	49,4 ^b	
¹⁴⁷ Sm → ¹⁴³ Nd	6,54 × 10 ⁻¹²	106	Granat, Pyroxene, Amphibole, G
⁴⁰ K → ⁴⁰ Ar (total) (³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar)	5,543 × 10 ⁻¹⁰	1,25	Amphibole, Muscovit, Biotit, G

G: auch zur Gesamtgesteins-Datierung verwendet.

^a International akzeptierter Wert.

^b Ergebnis einer neueren Präzisionsmessung.

atome: $D^* = N_0 - N$. Da nach Gleichung [31.16b] $N_0 = Ne^{\lambda t}$ ist, erhält die Zerfallsgleichung die Form

$$D^* = Ne^{\lambda t} - N = N(e^{\lambda t} - 1) \quad [31.18]$$

Wenn jedoch zur Zeit $t = 0$ bereits eine gewisse Zahl an Tochteratomen D_0 vorhanden war, gilt für die Gesamtsumme der Tochteratome, die nach Ablauf der Zeit t massenspektrometrisch gemessen werden, $D_m = D_0 + D^*$ oder

$$D_m = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad [31.19]$$

Diese Gleichung stellt die Grundlage für die Anwendung radioaktiver Zerfallsprozesse in der Geochronologie dar. Löst man sie nach t auf, so erhält man

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{D_m - D_0}{N} + 1 \right] \quad [31.20]$$

Um ein Radionuklid für die Geochronologie einsetzen zu können, müssen also seine Zerfallskonstanten bzw. seine Halbwertszeit genau bekannt sein; die heute vorhandene Zahl an Mutteratomen N und Tochteratomen D bzw. D^* lässt sich massenspektrometrisch bestimmen, während man D_0 gegebenenfalls berechnen muss.

Bei der isotopischen Alterbestimmung sollte man sich klar darüber sein, welcher Art das geologische Alter ist, das durch Isotopenanalyse ermittelt wurde (vgl. Rollinson 1993):

Das **Abkühlungsalter** gibt die Zeit an, die vergangen ist, seitdem ein magmatisch oder metamorph gebildetes Mineral seine **Schließungstemperatur** unterschreitet.

Bereits bei der Behandlung der Geothermobarometrie (Abschn. 25.3, S. 446) hatten wir darauf hingewiesen, dass sich die **Schließungstemperatur** für den Kationen- bzw. Isotopen-Austausch zwischen einem bestimmten Mineralpaar nicht exakt ermitteln lässt, weil sie von reaktionskinetischen Parametern, z. B. von der Aufheizungs- oder Abkühlungsrate, von der Verformungsrate oder vom Fluid-

fluss im Gestein beeinflusst wird. Daher wird das Modell der Schließungstemperatur und der Abkühlungsalter von einigen Geochronologen abgelehnt. Andererseits hat es sich bei der Ableitung von P - T - t -Pfadern in vielen Fällen als hilfreich erwiesen (vgl. Abschn. 25.4.2, S. 448f).

Das **Kristallisationsalter** eines Minerals oder Gesteins definiert demgegenüber die Zeit der magmatischen Kristallisation aus der Schmelze (= **Intrusionsalter**) oder der Um- und Neukristallisation bei einem Metamorphose-Ereignis (= **Metamorphosealter**).

Nur wenn die Temperatur bei der Kristallisation geringer ist als die Schließungstemperatur, z. B. bei einer niedriggradigen Metamorphose, lässt sich das Kristallisationsalter ermitteln; sonst findet man lediglich Abkühlungsalter.

Das **Krustenbildungsalter** beschreibt die Zeit, in der sich ein neuer Anteil von kontinentaler Kruste durch partielles Aufschmelzen des Mantels und nachfolgende AFC-Prozesse gebildet hat.

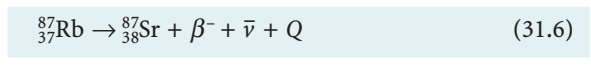
In den meisten Fällen wird die neugebildete Kruste jedoch durch Deformation, Metamorphose und Migmatisierung so stark überprägt, dass man höchstens ein Kratonisierungsalter ermitteln kann.

Verweildauer in der Erdkruste (engl. *crust residence age*). Sedimente, die von einem Segment kontinentaler Kruste wegerodiert wurden, enthalten eine Altersinformation, die das Krustenbildungsalter reflektiert. Diese Information kann auch noch erhalten bleiben, wenn diese Sedimente metamorph umgewandelt werden.

Rubidium-Strontium-Datierungen

Wie wir aus Tabelle 31.4 entnehmen können, ist Rubidium zu durchschnittlich 30 ppm in der ozeanischen Erdkruste, zu 76 ppm in der kontinentalen Erdkruste betei-

ligt. Es ersetzt das Kalium in wichtigen gesteinsbildenden Mineralen wie Kalifeldspat, Muscovit und Biotit. Demgegenüber liegen die Durchschnittsgehalte an Strontium, das in vielen Mineralen Ca diadoch vertritt, mit 465 ppm in der ozeanischen und 334 ppm in der kontinentalen Kruste deutlich höher. Rb mit der Ordnungszahl $Z = 37$ hat zwei natürliche Isotope, das ^{85}Rb (72,17 %) und das radioaktive ^{87}Rb (27,83 %). Beim radioaktiven Zerfall wird im Atomkern von ^{87}Rb ein Neutron in ein Proton umgewandelt, wobei ein Elektron frei wird (β -Zerfall); dadurch bildet sich ein Isotop des Erdalkalimetalls Strontium ^{87}Sr mit $Z = 38$:



wobei $\bar{\nu}$ ein Antineutrino und Q die Zerfallsenergie sind. Allerdings ist bereits vor dem Einsetzen des Zerfallsprozesses bei einem geologischen Ereignis, das vor der Zeit t stattfand, eine gewisse Anfangskonzentration an ^{87}Sr , nämlich das initiale Strontium $^{87}\text{Sr}_0$, vorhanden, so dass nach Gleichung [31.19] gilt:

$$^{87}\text{Sr}_m = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb}_m(e^{\lambda t} - 1) \quad [31.21]$$

Da die exakte Messung von absoluten Isotopen-Konzentrationen schwierig ist, arbeitet man besser mit Isotopen-Verhältnissen. Für eine Normierung benutzt man das Isotop ^{86}Sr , das sich nicht am radioaktiven Zerfallsprozess beteiligt. Damit bekommt Gleichung (31.21) die Form

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m (e^{\lambda t} - 1) \quad [31.22]$$

Da λ bekannt ist und man die Verhältnisse $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ und $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$ mit dem Massenspektrometer messen kann, verbleiben die Zeit t , die seit dem geologischen Ereignis vergangen ist, sowie das Anfangsverhältnis $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ als Unbekannte. Löst man Gleichung [31.19] nach t auf, so erhält man

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \left(\frac{^{86}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}}\right)_m \left[\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 \right] \right\} \quad [31.23]$$

Danach lässt sich t berechnen, wenn das Anfangsverhältnis bekannt ist und zwischen der Zeit t , zu der die isotopische Uhr in Gang gesetzt wurde, und der Gegenwart kein Rb- und Sr-Austausch stattgefunden hat, das System also geschlossen blieb. Man erkennt leicht, dass Gleichung [31.21] der Gleichung einer Geraden $y = mx + c$ entspricht. Aus dieser Tatsache entwickelte Nicolaysen (1961) die *Isochronen*-Methode, indem er für mindestens zwei kogenetische Minerale, z. B. Muscovit und Biotit oder für das Gesamtgestein und ein oder zwei Minerale

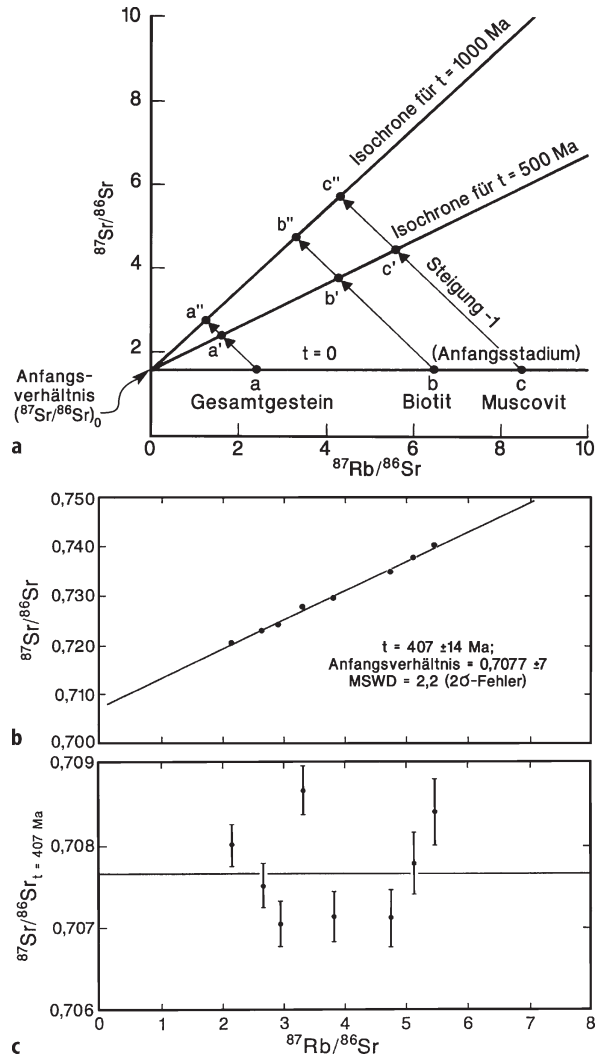


Abb. 31.13. a Schematisches Isochronendiagramm für ein Gestein a (z. B. Granit) und seine Minerale b (z. B. Biotit) und c (z. B. Muscovit). Erläuterung im Text. (Nach Rollinson 1993). b Isochronendiagramm für acht Gesteinsproben aus einem Steinbruch im Haibacher Orthogneis, Kristallgebiet des Vorspessarts. Da die Messungen einen akzeptablen MSWD erbrachten, liegt eine Isochrone vor, die das Intrusionsalter des granitoiden Ausgangsmaterials vor 407 ± 14 Ma datiert. c Darstellung in vergrößertem Maßstab; dabei wurde die Zunahme des radiogenen ^{87}Sr im Zeitraum von 407 Ma abgezogen, so dass die Regressionslinie jetzt horizontal verläuft. Die Streuung der Einzelbestimmungen (mit 1σ -Fehlerbalken) um diese Gerade ergibt MSWD = 2,2; 2σ -Fehlerbalken würden mit einer Ausnahme die Regressionsgrade überlappen. (Nach Dombrowski et al. 1995)

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m (= y)$ gegen $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m (= x)$ auftrug. Der Schnittpunkt der Geraden mit der Ordinate c ist das Anfangsverhältnis $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ und aus der Steigung $m = e^{\lambda t} - 1$ lässt sich das Alter berechnen.

In Abb. 31.13a sind die Isotopen-Verhältnisse für ein Gestein a und zwei seiner Minerale, z. B. Biotit b und Muscovit c, gegeneinander aufgetragen. Ursprünglich hatten das Gestein und seine Minerale das gleiche Initial-

verhältnis $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, unabhängig von ihrem $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis: Die Punkte a, b und c liegen daher auf einer Geraden, die zur Zeit $t_0 = 0$ parallel zur Abszisse verläuft. Durch ein thermisches Ereignis zum Zeitpunkt $t_0 = 0$, z. B. durch eine Regionalmetamorphose, wird die isotopische Uhr in Gang gesetzt. Es setzte der radioaktive Zerfall von ^{87}Rb zu ^{87}Sr ein, wobei umso mehr radiogenes ^{87}Sr gebildet wird, je mehr ^{87}Rb vorhanden ist. Das $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis nimmt also in gleichem Maße ab wie das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis zunimmt. Ist während der gesamten geologischen Geschichte das isotopische Gleichgewicht erhalten geblieben, so definieren die Analysenpunkte a', b', c', die wir heute nach Ablauf der Zeit t messen, eine geneigte Gerade, die *Isochrone*. Ihr Neigungswinkel ist proportional zur Zeit t , in diesem Fall 500 Ma. Die Extrapolation der Isochrone bis zum Schnittpunkt mit der Ordinate definiert das Anfangsverhältnis $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, das wir ja a priori gar nicht kannten. Hätte das geologische Ereignis nicht vor 500 Ma sondern vor 1 000 Ma stattgefunden, so wäre durch die Punkte a', b' und c' eine Isochrone mit entsprechend steilerer Neigung bestimmt, wobei sie die Ordinate selbstverständlich im gleichen Anfangsverhältnis schneidet.

Darüber hinaus lassen sich Isochronen auch aus den Isotopen-Verhältnissen von *Gesamtgesteinsproben* konstruieren, die zu einem Gesteinskomplex, z. B. einer Granit-Intrusion oder einem Orthogneis-Komplex, gehören (Abb. 31.13b). Voraussetzung ist eine genügend breite Variation der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und – selbstverständlich – die Einstellung des isotopischen Gleichgewichts über ein ausgedehntes Gesteinsvolumen. Das ist jedoch häufig nicht der Fall. Daher werden zahlreiche Alterswerte, die in früheren Jahren mit Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen gewonnen wurden, heute nicht mehr akzeptiert.

Isochronen liefern nur dann eine zuverlässige Altersaussage, wenn sie statistisch abgesichert sind, d. h. wenn die Abweichung der einzelnen Analysenpunkte von der Regressionsgeraden nicht größer ist als die Standardabweichung der Einzelmessungen. Ein Maß dafür ist die mittlere gewichtete Standardabweichung (engl. mean weighted standard deviation, MSWD), die möglichst gering, maximal jedoch 2,5 sein sollte. MSWD-Werte $>2,5$ zeigen an, dass sich die Gesteinsproben oder auch die Minerale eines Gesteins nicht im isotopischen Gleichgewicht befinden; die „Isochrone“ ist dann von geringem oder keinem geologischen Aussagewert, weswegen man auch von *Errorchronen* spricht. Da die Genauigkeit der Isotopen-Analysen in den letzten Jahren enorm gesteigert wurde, überlappen die Fehlerbalken nicht mehr so häufig mit der Regressionsgeraden wie früher; dadurch kann der MSWD-Wert eine unakzeptable Größe erreichen (Abb. 31.13c).

Die mangelnde Gleichgewichtseinstellung kann ihre Ursache darin haben, dass ein Gestein oder ein Gesteinskomplex im Laufe seiner Geschichte zwei oder *mehrere geologische Ereignisse* erlebt hat. So kann z. B. ein Granit, der vor 600 Ma intrudierte, vor 500 Ma regionalmetamorph überprägt worden sein. Wurde das Isotopen-

system in den Gesamtgesteinsproben bei diesem Ereignis nicht oder nur geringfügig zurückgestellt, erhält man eine Isochrone mit akzeptablem MSWD-Wert, die das Intrusionsalter von 600 Ma datiert. Fand dagegen eine teilweise Neueinstellung statt, so können die Analysenpunkte so stark um die Regressionsgrade streuen, dass man lediglich eine Errorchrone mit großem MSWD-Wert erhält, die ohne geologische Aussagekraft ist.

Bei der mittel- bis hochgradigen Regionalmetamorphose werden die Isotopensysteme der Einzelminerale in diesem Granit vollständig neu eingestellt, obwohl das Gesamtgestein durchaus ein geschlossenes System bilden kann. Man erhält für den entstandenen Orthogneis eine neue Mineralgesamtgesteins-Isochrone, die das Metamorphose-Alter von 500 Ma datieren sollte. Allerdings setzt sich der Isotopen-Austausch zwischen den Mineralen bei der Abkühlung des Gesteinskomplexes noch weiter fort, und zwar unterschiedlich für jede Mineralart. So beträgt die *Schließungstemperatur* für das Rb-Sr-System beim Muscovit ungefähr 500 °C, beim Biotit dagegen nur etwa 350 °C. Daher konstruiert man jeweils die Zweipunkt-Isochronen Gesamtgestein-Muscovit und Gesamtgestein-Biotit, die zwei verschiedene Alterswerte ergeben. In einem Temperatur-Zeit-Diagramm ist damit ein Abschnitt des Abkühlungspfadades durch zwei T - t -Kombinationen definiert, z. B. ~ 500 °C/495 Ma und ~ 350 °C/487 Ma. Daraus lässt sich in diesem Bereich eine mittlere Abkühlungsgeschwindigkeit von ungefähr 20 °C pro 1 Ma berechnen. Allerdings hat dieser Wert einen relativ großen Fehler, da in seine Berechnung die Standardabweichung der beiden Rb-Sr-Daten und die Unsicherheit bezüglich der Schließungstemperaturen eingeht.

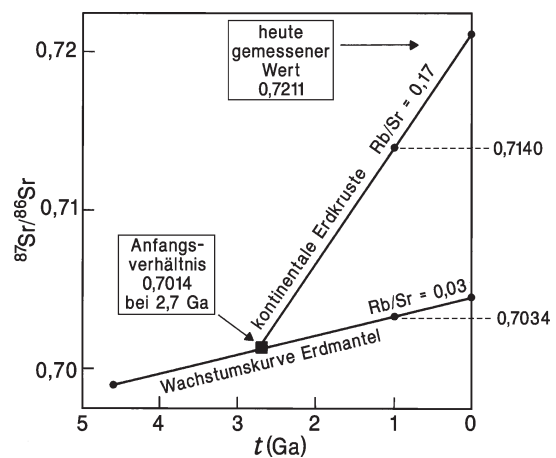


Abb. 31.14. Die Entwicklung des Anfangsverhältnisses $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ im Verlauf der Erdgeschichte in der kontinentalen Erdkruste und im Erdmantel. Partielles Aufschmelzen des Erdmantels vor 2,7 Ga führte zur Entstehung neuer kontinentaler Kruste. Bei $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7014$ entwickelten sich die ^{87}Sr -Wachstumskurven in Kruste und Mantel auseinander. Magmen, die sich vor 1 Ga durch partielle Anatexis des Erdmantels bildeten, hatten ein $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ -Anfangsverhältnis von 0,7034, krustale Schmelzen dagegen 0,714. (Nach Rollinson 1993)

Eine Extrapolation zurück auf den Höhepunkt der Metamorphose ist jedoch nicht möglich, da die Abkühlung nicht linear verläuft. Für seine Datierung muss man daher auf Isotopensysteme mit höheren Schließungstemperaturen in den betreffenden Mineralen zurückgreifen (s. unten).

Die *Anfangsverhältnisse* $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ von Gesteinskomplexen sind von erheblichem geologischen Interesse, weil sie – gemeinsam mit anderen Isotopensystemen – Isotopenreservoir im Erdmantel und in der Erdkruste definieren. Da sich Rb wesentlich inkompatibler verhält als Sr (Abb. 31.1), reichert es sich bei der partiellen Anatektose des Erdmantels in der Schmelze an, während Sr im verarmten Mantel zurückbleibt. Nach Tabelle 31.4 beträgt das durchschnittliche Rb/Sr-Verhältnis der kontinentalen Erdkruste = 0,17, das des Erdmantels dagegen nur 0,03. Dementsprechend ist das $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ -Verhältnis in der kontinentalen Erdkruste im Laufe der geologischen Entwicklung auf einen Wert von 0,7211 angestiegen, während es im heutigen Erdmantel (Bulk Silicate Earth BSE) durchschnittlich bei 0,705 liegt. Die Entwicklung des $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ -Verhältnisses mit der Zeit ist in Abb. 31.14 schematisch dargestellt, wobei von einem Krustenbildungsereignis vor 2,7 Ga ausgegangen wird. Heute kennen wir allerdings Bereiche von kontinentalen Platten, die ein wesentlich höheres Alter von etwa 4 Ga haben (Bowring u. Williams 1999). Im Detail unterscheiden sich Mantelreservoir merklich in ihrem $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ -Verhältnis; so liegt dieses im verarmten Mantelreservoir (Depleted Mantle, DM) bei 0,702, im sog. PREvalent MANTle Reservoir (PREMA) bei 0,7035 und in den angereicherten Mantelreservoir (Enriched Mantle) EM I bei 0,705 und EM II noch höher. Das $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ -Verhältnis von MORB variiert um 0,703. Um einen vertieften Einblick in die Isotopen-Reservoir der Erde zu gewinnen, müssen einschlägige Lehrbücher durchgearbeitet werden, z. B. die sehr übersichtliche Darstellung von Rollinson (1993).

Samarium-Neodym-Datierungen

Die Seltenerd-Elemente Samarium ($Z = 62$) und Neodym ($Z = 60$) sind mit durchschnittlich 5,3 bzw. 27 ppm in der kontinentalen Erdkruste vorhanden (Tabelle 31.4); zusammen mit anderen REE werden sie in eine Reihe wichtiger gesteinsbildender Minerale eingebaut. Sm hat sieben natürliche Isotope, von denen ^{147}Sm , ^{148}Sm und ^{149}Sm radioaktiv sind. Von diesen hat der Zerfall von ^{147}Sm unter Aussendung von α -Strahlung nach der Reaktion



die kürzeste Halbwertszeit von immerhin noch 106 Ga, in der sich messbare Konzentrationen des Tochterisotops ^{143}Nd in geologischen Zeiträumen bilden können; bei den anderen beiden Isotopen ist das nicht der Fall. In Analo-

gie zum Rb-Sr-System bezieht man ^{147}Sm und ^{143}Nd auf das nicht radiogene ^{144}Nd und erhält dann entsprechend Gleichung [31.22] den Ausdruck

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_0 + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m (e^{\lambda t} - 1) \quad [31.24]$$

Daraus folgt, dass man auch im Sm-Nd-System mit Isochronen-Darstellungen arbeiten kann, wobei die Methode wegen der großen Halbwertszeit besonders gut für Meteorite und sehr alte, z. B. archaische Gesteine und deren Minerale, geeignet ist. Für die Datierung metamorpher Gesteine haben sich Granat-Gesamtgesteins-Isochronen am besten bewährt. Da die Diffusionsraten in Granat sehr gering sind, verändert sich das Sm-Nd-System bei der Abkühlung nur wenig; dementsprechend liegen die Schließungstemperaturen relativ hoch, nämlich bei ungefähr 600 °C. Damit lassen sich also Metamorphose-Ereignisse datieren, bei deren Höhepunkt die Temperatur bei 600 °C oder tiefer gelegen hat. Wäre z. B. der o. g. granitische Orthogneis bei maximal 590 °C metamorph überprägt worden, so würde eine Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteins-Isochrone ein Alter von 500 Ma ergeben. Zudem stellt sich beim Granat-Wachstum häufig ein ausgeprägter *chemischer Zonarbau* ein, der auch das Sm-Nd-System betrifft. Daher kann man in günstigen Fällen Kern- und Randzonen gesondert analysieren und so Hinweise auf die Dauer des Granatwachstums gewinnen. Im genannten Beispiel könnte das Granatwachstum bei 510 Ma begonnen haben und bei 500 °C abgeschlossen worden sein.

Das Sm-Nd-Isotopen-System wird häufig auch zur Ermittlung von *Modellaltern* benutzt. Diese stellen ein Maß für die Zeit dar, seit der das betreffende Gestein von der Mantelquelle getrennt war, aus der es – als heutiger Bestandteil der kontinentalen Kruste – ursprünglich stammte. Für die Art des Mantelreservoirs und seiner Isotypie müssen Annahmen gemacht werden, wobei zur Zeit zwei Modelle im Vordergrund stehen:

Chondritic Uniform Reservoir (CHUR). Beim CHUR wird angenommen, dass der primitive Erdmantel die gleiche Sm-Nd-Isotopie hatte wie die mittlere Chondrit-Zusammensetzung, also den Zustand der Erde vor ca. 4,6 Ga widerspiegelt. Analog zu Gleichung [31.23] berechnet sich das T-CHUR-Modellalter nach der Gleichung

$$T_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Gestein, heute}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Gestein, heute}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} + 1 \right] \quad [31.25]$$

Depleted Mantle (DM). Bei der Bildung der Erdkruste durch partielle Aufschmelzung von Mantelgesteinen blieb ein verarmter Erdmantel zurück, in dem seit frühester Zeit das Sm/Nd-Verhältnis gegenüber CHUR ständig anwuchs. Da sich Sm bekanntlich etwas kompatibler verhält als Nd (Abb. 31.4), wurde Nd in die Krustengesteine fraktioniert, Sm dagegen im Erdmantel relativ angereichert. Deswegen verwendet man – alternativ zu CHUR – häufig DM-Werte, um Sm-Nd-Modellalter zu berechnen, wobei dann in Gleichung [31.25] die Isotopen-Verhältnisse $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}$ und $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}$ anstelle derjenigen für CHUR eingesetzt werden.

Da Sm-Nd-Modellalter an Gesamtgesteinen relativ leicht zu gewinnen sind, kann man sie zur Kartierung von unterschiedlichen geologischen Einheiten in alten Kristallin-Komplexen benutzen. Anstelle des Modellalters wird häufig auch der ϵ_{Nd} -Wert zur Entstehungszeit t angegeben, wobei gilt

$$\epsilon_{\text{Nd}}^t = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Gestein},t}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR},t}} - 1 \right] \times 10^4 \quad [31.26]$$

Die beiden Isotopen-Verhältnisse werden analog zu Gleichung [31.24] berechnet (vgl. Rollinson 1993). ϵ_{Nd} ist ein Maß für die Abweichung des $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Wertes in einem Gestein von dem Wert in CHUR und damit für den Grad der Differentiation.

Wegen der größeren Kompatibilität von Sm steigt das Anfangsverhältnis $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ mit zunehmender Verarmung des Erdmantels an, während es in Krustengesteinen abnimmt. Das gilt insbesondere für die kontinentale Unterkruste und andere ältere Krustenbereiche, in denen bereits ein mehrfaches Recycling stattgefunden hat. Die Isotopensysteme Sm-Nd und Rb-Sr verhalten sich also in ihrer Entwicklung entgegengesetzt.

Uran-Blei-Datierungen

Wie man aus Tabelle 31.4 entnehmen kann, liegen die mittleren Gehalte an Uran und Thorium in der ozeanischen Erdkruste bei 0,9 bzw. 2,7 ppm, in der kontinentalen Erdkruste bei 1,6 bzw. 8,5 ppm; letztere enthält im Durchschnitt 14,8 ppm Blei. U ($Z = 92$), Th ($Z = 90$) und Pb ($Z = 82$) bilden eigene Minerale, werden aber auch in fremden Mineralen getarnt, wie U und Th z. B. im Zirkon $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ und Monazit $(\text{Ce},\text{La},\text{Nd})[\text{PO}_4]$ oder abgefangen, wie Pb im Kalifeldspat. Es gibt insgesamt vier Blei-Isotope, von denen nur ^{204}Pb nicht radiogen ist, während ^{206}Pb , ^{207}Pb und ^{208}Pb – abgesehen von geringen Gehalten an initialem Pb – Zerfallprodukte von U und Th darstellen. Diese entstehen über komplexe Zerfallsreihen,

deren Zwischenprodukte allerdings so kurzlebig sind, dass sie geologisch keine Bedeutung haben. Wie man aus Tabelle 31.6 entnehmen kann, zerfällt das Nuklid mit dem höchsten Atomgewicht ^{238}U in das leichteste Blei-Isotop ^{206}Pb und umgekehrt. Während die Halbwertszeit des ^{238}U -Zerfalls etwa dem Alter der Erde entspricht, ist die des ^{235}U -Zerfalls deutlich geringer, so dass das ursprüngliche (primordiale) ^{235}U fast vollständig zu ^{207}Pb abgebaut wurde. Die Halbwertszeit von ^{232}Th entspricht ungefähr dem Alter des Universums. Nach der Grundgleichung [31.19] gelten die Beziehungen

$$^{206}\text{Pb}_m = ^{206}\text{Pb}_0 + ^{238}\text{U}_m (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad [31.27]$$

$$^{207}\text{Pb}_m = ^{207}\text{Pb}_0 + ^{235}\text{U}_m (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad [31.28]$$

$$^{208}\text{Pb}_m = ^{208}\text{Pb}_0 + ^{232}\text{Th}_m (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad [31.29]$$

aus denen sich das geologische Alter t berechnen lässt. Man kann die Anteile der radiogenen Pb-Isotope auf die Menge des unradiogenen ^{204}Pb beziehen und käme dann – wie bei den Rb-Sr- und Sm-Nd-Datierungen – zu einer Isochronen-Darstellung.

Viel gebräuchlicher ist jedoch das *U-Pb-Konkordia-Diagramm*. Es wird bei der Datierung von Mineralen wie Zirkon und Monazit angewandt, die bei ihrem Wachstum viel U, aber kaum Pb einbauen. Dann lassen sich die Gleichungen [31.27] und [31.28] vereinfachen, indem man jeweils das wenige Primärblei $^{206}\text{Pb}_0$ und $^{207}\text{Pb}_0$ abzieht, so dass nur die Gehalte an radiogenem $^{206}\text{Pb}^*$ und $^{207}\text{Pb}^*$ übrig bleiben. Am besten kann diese Korrektur vorgenommen werden, wenn man ein Pb-haltiges, aber U- und Th-freies Mineral analysiert, das im gleichen Gesteinskomplex auftritt. Nach Umformung erhält man:

$$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} = (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad [31.27a]$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} = (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad [31.28a]$$

Trägt man das $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ - und das $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ -Verhältnis von Mineralen gegeneinander auf, so ergibt sich eine Kurve, die *Konkordia*. Sie ist der geometrische Ort aller Mineralproben, bei denen das $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ - und $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ -Alter jeweils gleich ist; daher lässt sich auf ihr eine Altersskalierung vornehmen, indem man die Gleichungen [31.27a] und [31.28a] nach t auflöst (Abb. 31.15). Wenn sich Minerale bezüglich ihrer U-Pb-Isotopie während der gesamten geologischen Geschichte als geschlossenes System verhalten haben, so kommen ihre Analysenpunkte innerhalb des Messfehlers auf der Konkordia zu liegen, und das Bildungsalter ist eindeutig

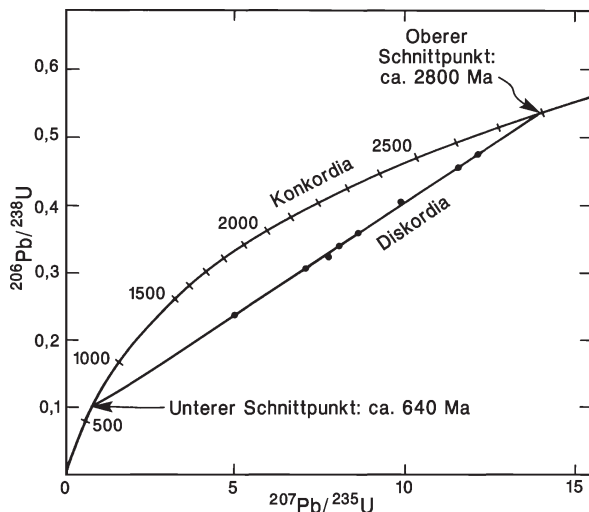


Abb. 31.15. Konkordia-Diagramm für das U-Pb-Isotopensystem; die Zahlen auf der Konkordia-Kurve bedeuten Jahrsmillionen vor heute. Die Messpunkte von diskordanten Zirkonen, z. B. aus einem Orthogneis, definieren eine lineare Regressionsgrade, die Diskordia. Ihr oberer Schnittpunkt datiert das Bildungsalter vor 2,8 Ga, z. B. die Intrusion des granitischen Ausgangsgesteins, der untere Schnittpunkt die Überprägung durch eine Regionalmetamorphose vor ca. 650 Ma. (Mod. nach Mason u. Moore 1985)

bestimmt. Das gilt z. B. für Zirkone, die bei der Kristallisation eines Granits gewachsen sind, oder auch für Zirkone und Monazite, die sich bei einer Regionalmetamorphose gebildet haben. Wegen der hohen Schließungstemperaturen dieser Minerale verändert sich ihr U-Pb-Isotopensystem beim Abkühlungsvorgang meist nicht mehr; sie datieren also das Alter des thermischen Ereignisses, bei dem sie gewachsen sind.

Dem scheint zu widersprechen, dass Zirkone häufig *diskordant* sind, d. h. sie haben radiogen gebildetes $^{206}\text{Pb}^*$ und $^{207}\text{Pb}^*$ durch Diffusion an die Umgebung verloren. Allerdings zeigen die Messpunkte von diskordanten Zirkonen eines Gesteins oder eines Gesteinskomplexes in vielen Fällen eine lineare Anordnung. Dabei schneidet die Regressionsgrade, die man als *Diskordia* bezeichnet, die Konkordia in zwei Punkten (Abb. 31.15). Der *obere Schnittpunkt* (engl. upper intercept) gibt dann das *ursprüngliche Bildungsalter* eines Minerals, z. B. das Intrusionsalter eines Granits an, während der *untere Schnittpunkt* (lower intercept) das Alter des Bleiverlustes, z. B. eines Metamorphose-Ereignisses datieren kann. Allerdings werden auch bei der hochgradigen Regionalmetamorphose die sehr hohen Schließungstemperaturen frischer Zirkone gewöhnlich nicht erreicht, so dass ein solcher *episodischer Bleiverlust* wahrscheinlich nur eintreten kann, wenn die Kristallstruktur bereits durch die eigene radioaktive Strahlung geschädigt ist: *metamikte Zirkone*. Für diese Annahme spricht auch, dass der untere Einschnitt der Diskordia nicht selten ein zu junges, geologisch sinnloses Scheinalter (engl. apparent age) liefert oder sogar am

Nullpunkt liegt. Diese Beobachtungen lassen sich dadurch erklären, dass radiogenes $^{206}\text{Pb}^*$ und $^{207}\text{Pb}^*$ während der gesamten Lebenszeit eines metamikten Zirkons kontinuierlich aus diesem heraus diffundiert.

Seit der bahnbrechenden Erfindung der Ionensonde SHRIMP (Sensitive High-Resolution Ion MicroProbe) an der Australian National University in Canberra (Compston et al. 1984) ist die *ortsauflösende Analyse* von Zirkon-Einzelkörnern möglich geworden. Dadurch spart man nicht nur die mühsame Gewinnung von Zirkon-Konzentraten, sondern es lassen sich zonar gebaute Zirkone analysieren. Diese enthalten häufig ältere Kerne unterschiedlicher Herkunft (Abb. 9.6, S. 123).

- Sie wurden entweder ursprünglich als Schwermineral transportiert, als stark abgerundete, detritische Körner in klastischen Sedimenten abgelagert und mit diesen metamorph überprägt, oder
- kristallisierten als magmatische Zirkone mit typischem langsäuligem Habitus aus einem Magma aus oder
- wurden während einer frühen Metamorphose mit eher gedungenen Kristallformen gebildet.

Diese Kernbereiche wurden später im Zuge eines oder mehrerer Metamorphose-Ereignisse durch jüngere, idiomorph oder xenomorph ausgebildete Zirkonhüllen umwachsen. Somit lassen sich ganze Entwicklungsgeschichten metamorpher Kristallgebiete anhand der U-Pb-Isotopen von zonar gebauten Zirkonen heraus arbeiten.

Ähnlich wie das Rb-Sr- und Sm-Nd-System dokumentieren die Isotopen-Verhältnisse $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ und $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ unterschiedliche Isotopen-Reservoirs im Erdkörper. Gegenüber dem heutigen Erdmantel (BSE) sind PREMA, EM II, MORB und die kontinentale Oberkruste an radiogenen Pb-Isotopen angereichert, während DM, EM I und die kontinentale Unterkruste an ^{207}Pb und ^{206}Pb relativ verarmt sind. Daneben gibt es noch Bereiche im Erdmantel, die durch besonders hohe $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse bei niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und mittleren $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen ausgezeichnet sind (HIMU). Die hohen Gehalte an radiogenen Pb-Isotopen wurden ausgelöst durch eine Periode der U-Th-Anreicherung und/oder des Pb-Verlusts im Erdmantel, die wahrscheinlich vor 1,5–2,0 Ga stattfand. Für ihre Erklärung wurden unterschiedliche Modelle diskutiert, z. B. die Zumischung (Recycling) von subduzierter ozeanischer Kruste, die stark durch Meerwasser kontaminiert war.

Kalium-Argon- und Argon-Argon-Datierungen

Kalium ($Z = 19$) gehört zu den acht häufigsten chemischen Elementen in der Erdkruste und ist eine wichtige Komponente in gesteinsbildenden Mineralen wie Alkalifeldspat, Biotit, Muscovit, aber auch in Amphibolen. Die ozeanische Kruste enthält durchschnittlich 0,4, die kon-

tinentaler Erdkruste 2,4 Gew.-% K_2O (Tabelle 31.4). Am Gesamt-K ist das radioaktive Isotop ^{40}K nur mit 0,012 % beteiligt, von dem 89,5 % unter β -Emission zu ^{40}Ca , der Rest zu ^{40}Ar zerfällt. Allerdings ist das radiogene ^{40}Ca für die Isotopengeologie nicht sehr interessant, da sein Mengenanteil in Mineralen und Gesteinen nur wenig variiert und es zudem durch das nicht radiogene ^{40}Ca dominiert wird, das 97 % des Gesamt-Ca ausmacht und in vielen Mineralen eine Hauptkomponente bildet.

Demgegenüber herrscht die radiogene Komponente ^{40}Ar mit einem Anteil von 99,6 % im atmosphärischen Argon vor, was bedeutet, dass fast der gesamte Ar-Gehalt der Erdatmosphäre im Laufe der Erdgeschichte aus dem radioaktiven Zerfall von ^{40}K gebildet wurde. ^{40}Ar entsteht durch drei verschiedene Zerfallsreaktionen, von denen zwei Elektronen-Einfang durch den Atomkern (κ -Prozess), die dritte Positronen-Emission beinhalten; letztere ist jedoch nur zu 0,01 % beteiligt und kann daher vernachlässigt werden.

Die Gesamt-Zerfallskonstante errechnet sich aus der Summe der Konstanten für den $^{40}K \rightarrow ^{40}Ca$ - und den $^{40}K \rightarrow ^{40}Ar$ -Zerfall zu $\lambda_{total} = \lambda_{\beta} + \lambda_{\kappa} = (4,962 + 0,581) \times 10^{-10} a^{-1} = 5,543 \times 10^{-10} a^{-1}$. Daraus ergibt sich eine Halbwertszeit von 1,25 Ga, die deutlich geringer ist als bei den bisher besprochenen Isotopen-Systemen, abgesehen vom $^{235}U \rightarrow ^{207}Pb$ -Zerfall (Tabelle 31.6). Der Anteil des ^{40}K -Atoms, der durch Elektronen-Einfang zu ^{40}Ar zerfällt, ergibt sich aus $\lambda_{\kappa}/\lambda_{total}$. Damit erhält die Grundgleichung [31.19] die Form

$$^{40}Ar_{total} = ^{40}Ar_0 + \frac{\lambda_{\kappa}}{\lambda_{total}} \times ^{40}K(e^{\lambda_{total}t} - 1) \quad [31.30]$$

Wenn man davon ausgeht, dass das System zum Zeitpunkt $t_0=0$ bereits völlig entgast war, entfällt $^{40}Ar_0$ und der Ausdruck vereinfacht sich zu

$$^{40}Ar^* = \frac{\lambda_{\kappa}}{\lambda_{total}} \times ^{40}K(e^{\lambda_{total}t} - 1) \quad [31.31]$$

wobei $^{40}Ar^*$ das seit dem geologischen Ereignis zum Zeitpunkt $t_0 = 0$ radiogen gebildete Argon ist. Nach t aufgelöst erhält man

$$t = \frac{1}{\lambda_{total}} \ln \left[\frac{\lambda_{total}}{\lambda_{\kappa}} \times \frac{^{40}Ar}{^{40}K} + 1 \right] \quad [31.32]$$

Ein großer Vorteil der K-Ar-Methode liegt in der relativ geringen Halbwertszeit, die es ermöglicht, einen Altersbereich bis hinunter zu einigen hunderttausend Jahren abzudecken, der von kaum einer anderen Datierungsmethode erfasst werden kann. Als Edelgas geht Ar mit anderen Elementen keine chemische Verbindung ein. Ar kann mit dem Gas-Massenspektrometer noch in sehr geringen Konzentrationen quantitativ bestimmt werden, nachdem es durch Aufheizen im Hochvakuum aus der Probe ausgetrieben

wurde. Demgegenüber bestimmt man das Gesamt-K auf chemischem Wege, z. B. mittels Flammenfotometrie; durch Multiplikation mit dem Faktor $1,2 \times 10^{-4}$ erhält man daraus den Gehalt an ^{40}K . Eine wichtige Fehlerquelle bei der Analyse ist eine mögliche Verunreinigung mit atmosphärischem Ar, die jedoch über die Messung des atmosphärischen ^{36}Ar -Isotops korrigiert werden kann. Weiterhin muss mit der Anwesenheit von altem, ererbtem Argon gerechnet werden, welches durch das thermische Ereignis, das man datieren möchte, nicht vollständig ausgetrieben worden war. Andererseits besteht bei manchen Mineralen die Gefahr eines schleichenden Argonverlustes, der besonders bei Temperaturerhöhung eintreten kann. Deswegen sind die Schließungstemperaturen für das K-Ar-System relativ gering, so dass man durch K-Ar-Datierungen typischerweise Abkühlungsalter erhält.

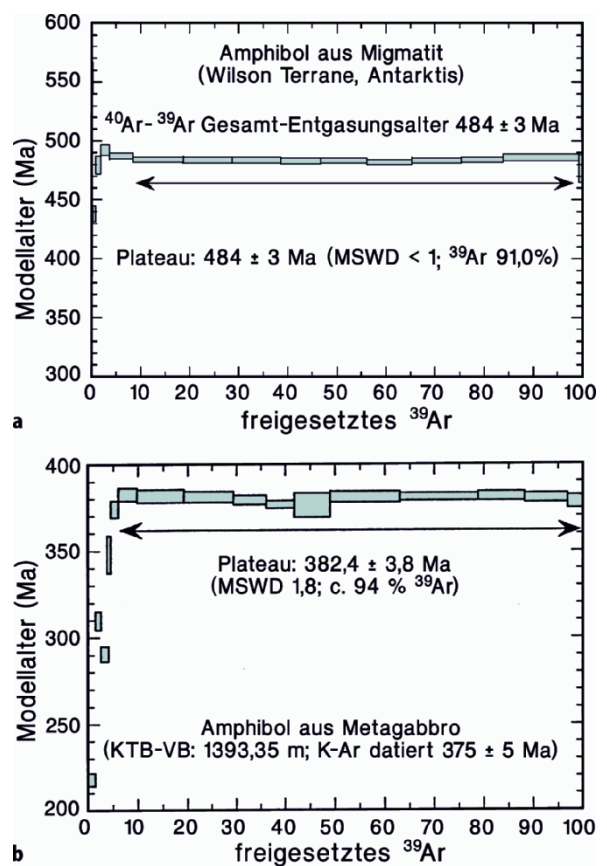
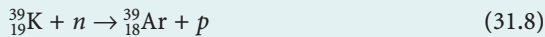


Abb. 31.16. $^{40}Ar/^{39}Ar$ Spektren für Amphibol-Konzentrate. **a** Migmatit Wilson Terrane, Nord-Viktorialand, Antarktis: sehr gut ausgeprägtes Plateau; das Plateau-Alter von 484 ± 3 Ma stimmt mit dem Gesamtentgasungsalter von 484 ± 3 Ma überein. (Nach Schüssler et al. 2004). **b** Metagabbro, KTB-Vorbohrung (1393 m Teufe), Windischeschenbach, Oberpfalz: die ersten Aufheizungsschritte ergeben niedrige Scheinalter, was auf randlichen Argonverlust zurück zu führen ist; ein Plateau wird erst erreicht, nachdem 6 % ^{39}Ar ausgetrieben wurde; dementsprechend ist das konventionelle K-Ar-Alter mit 375 ± 5 Ma etwas, wenn auch nicht signifikant geringer als das Plateaualter von ca. 380 ± 4 Ma. (Nach H. Kreuzer, BGR Hannover)

Um das Problem von Ar-Verlusten besser in den Griff zu bekommen, wird in verstärktem Maße die ^{39}Ar - ^{40}Ar -Methode angewendet. Dafür wird ein Teil des ^{39}K im Mineral-Konzentrat durch Bestrahlung mit schnellen Neutronen in ^{39}Ar umgewandelt, wobei es zu kombiniertem Neutronen-Einfang und Protonen-Emission, einer n,p -Reaktion, kommt:



Anschließend wird das Mineralkonzentrat im Gasmassenspektrometer einer *stufenweisen Aufheizung* unterworfen, um das künstlich erzeugte ^{39}Ar , das jetzt das Mutterisotop repräsentiert, und das geologisch gebildete ^{40}Ar gleichzeitig auszutreiben. Falls im Verlauf der geologischen Entwicklung seit der Zeit t kein Ar-Verlust stattgefunden hat, erhält man während des gesamten Aufheizvorgangs, dem man z. B. ein Amphibol-Konzentrat unterwirft, nahezu das gleiche Altersdatum. Man erhält dann ein Plateau, wenn man das jeweilige Scheinalter des Amphibols gegen den Prozentsatz an ausgetriebenem ^{39}Ar aufträgt (Abb. 31.16a). Liegt dagegen bei den ersten Aufheizrufen der Alterswert niedriger, so haben die Randbereiche der Amphibolkörner Ar verloren. Ein Plateau wird in diesem Fall – wenn überhaupt – erst dann erreicht, wenn der Aufheizvorgang die Innenzonen der Amphibole erfasst, die dann eine zuverlässige Altersinformation liefern würden (Abb. 31.16b). Im Vergleich zum *Plateaualter* fällt das konventionelle K-Ar-Alter, das man bei *vollständiger* Ausheizung aus dem Gesamt- ^{40}Ar -Anteil des Amphibol-Konzentrats erhält, zu gering aus. Ist das K-Ar- bzw. das Ar-Ar-System völlig gestört, dann ergibt sich kein Plateau und damit auch kein geologisch relevantes Alter. Gleiche Überlegungen gelten für die ^{39}Ar - ^{40}Ar -Datierungen an Muscovit und Biotit.

Resümee

Durch Analyse radiogener Isotope gewonnene Daten vermitteln nur dann eine sinnvolle geologische Altersinformation, wenn die zugrunde liegenden petrologischen und geochemischen Prozesse möglichst gut verstanden sind. Voraussetzung für eine sinnvolle Interpretation ist eine äußerst sorgfältige Auswahl der Gesteinsproben, wobei man insbesondere auf die Gewinnung frischer Proben zu achten hat. Nach Möglichkeit sollten mehrere Minerale des gleichen Gesteins oder zumindest des gleichen Gesteinskomplexes mit unterschiedlichen Isotopen-Systemen datiert werden, um eine sichere Altersinformation zu erhalten und den T - t -Pfad zu rekonstruieren. Erfahrungsgemäß führt die enge Zusammenarbeit zwischen Geologen, Petrologen und Isotopen-Geochemikern zu den besten, in nicht seltenen Fällen sogar zu überraschenden Ergebnissen, durch die man wichtige Informationen über die geotektonische Entwicklung eines Abschnittes der Erdkruste erhält.

31.6 Entstehung der chemischen Elemente

Zum Abschluss wollen wir noch einen kurzen Überblick über die Entstehung der chemischen Elemente geben (z. B. Weigert et al. 2005; Unsöld u. Baschek 2005; Truran u. Heger 2005; Rollinson 2007). Die Energie, die von Sternen in den Weltraum abgegeben wird, stammt überwiegend von Kernreaktionen im Sterninneren. Die chemischen Häufigkeiten, die in den vergleichsweise kühlen Sternatmosphären durch optische Spektroskopie von Fraunhoferlinien feststellbar sind, weisen nur indirekt auf die Vorgänge im extrem heißen thermonuklearen Reaktor im Sterninneren hin. Mittels der Helio-Seismologie konnte eine Zentraltemperatur der Sonne von $15,7 \pm 0,3 \times 10^6$ K (SOHO-Mission) bestimmt werden. Durch die Messung von solaren Neutrinos gelang auch der direkte Nachweis der Kernreaktionen durch Raymond Davis, der dafür 2002 den Nobelpreis für Physik erhielt. Unter Verwendung kernphysikalischer Messungen der Wirkungsquerschnitte nuklearer Reaktionen können die beobachteten Elementhäufigkeiten anhand theoretischer Modelle erklärt werden.

Am Anfang der Element-Entstehung steht der *Urknall* (engl. Big Bang), der nach heutiger Kenntnis vor $13,7 \pm 0,2$ Ga abgelaufen ist (Bennett et al. 2003). Hierbei kam es zunächst zur *kosmogenen Baryogenese* von Protonen (p) und Neutronen (n), die durch ihre schwache Wechselwirkung (β -Zerfall und inverser β -Zerfall) über einige Zeit im chemischen Gleichgewicht $p \rightleftharpoons n$ verblieben. Nach dem Ausfrieren des chemischen Gleichgewichts infolge der raschen Expansion des Universums unterlagen die Neutronen nun dem freien Zerfall und der Anlagerung an die Protonen (Wasserstoff ^1H), was zur Bildung des Wasserstoffisotops ^2D führte. Durch weitere Wechselwirkungen entstanden dann die chemischen Elemente (bzw. deren Isotope) ^3He , ^4He , ^7Li und ^8B . In den ersten drei Minuten des Universums wurden – mit Ausnahme des Heliums – nur relativ geringe Mengen dieser *leichten* chemischen Elemente durch die *primordiale Nukleosynthese* erzeugt (Weinberg 1977). Sie definieren die ursprüngliche Zusammensetzung der Galaxien und der Sterne, die sich in ihnen bilden. Das Massenverhältnis der Atome $\text{He}/\text{H} \approx 1:4$, das bei diesem Ereignis eingestellt wurde, hat sich im Lauf der Entwicklung unseres Sonnensystems kaum geändert. Der zusätzliche Eintrag von Helium durch thermonukleare Reaktionen in Sternen ist vergleichsweise gering.

Alle anderen chemischen Elemente bis hin zum ^{56}Fe (Ordnungszahl 26) entstanden durch *Stellare Nukleosynthese* im Kernbereich von Sternen, und zwar zunächst durch *Wasserstoff-Brennen* unter Bildung von ^4He , d. h. durch die Vereinigung von vier Protonen zu einem Heliumkern. Das erfolgt entweder ab ca. 5×10^6 K durch die Proton-Proton-Kette (pp-Prozess), durch die auch ^7Li und ^8Be erzeugt werden, oder oberhalb von 37×10^6 K überwie-

gend durch den CNO-Zyklus, bei dem geringe Gehalte an ^{12}C , ^{14}N und ^{16}O als Katalysatoren für die He-Produktion wirken, ohne dass sich ihr Mengenanteil verändert. Das Wasserstoff-Brennen, das z. Zt. in unserer Sonne abläuft, ist ein relativ langsamer thermonuklearer Prozess: Es dauert mehr als zehn Milliarden Jahre, bis sämtlicher Wasserstoff verbraucht ist. Danach kommt es bei genügend massereichen Sternen zu einer Kontraktion des Kerns, bei der sich die Zentraltemperatur soweit erhöht, dass oberhalb von $1,9 \times 10^8 \text{ K}$ das *Helium-Brennen* stattfinden kann. Dabei wird auf dem Umweg über ^8Be durch Vereinigung von drei ^4He zunächst ^{12}C (3α -Reaktion), später durch Aufnahme eines vierten ^4He ^{16}O erzeugt. Die Dauer dieses Prozesses beträgt nur 1,2 Ma. Sobald He weitgehend verbraucht ist, beginnt bei $8,7 \times 10^8 \text{ K}$ der rasche Prozess des *Kohlenstoff-Brennens*, der innerhalb von 980 Jahren zur Bildung der schwereren Elemente ^{24}Mg , ^{23}Na und ^{20}Ne führt. Bei noch höheren Temperaturen von $1,6 \times 10^9 \text{ K}$ entstehen durch das *Neon-Brennen* in 219 Tagen ^{16}O und ^{24}Mg , untergeordnet ^{27}Al und ^{31}P . Durch das nachfolgende *Sauerstoff-Brennen* bilden sich dann bei $2,0 \times 10^9 \text{ K}$ in einem Zeitraum von 475 Tagen durch Sauerstoff-Fusionsreaktionen (α -Prozess) ^{32}S , ^{31}P , ^{31}S und ^{28}Si , untergeordnet ^{35}Cl , ^{40}Ar , ^{39}K und ^{40}Ca . Bei diesen nuklearen Prozessen wird im Inneren eines Sterns zunehmend ^{28}Si angereichert, aus dem sich wiederum durch das *Silizium-Brennen* oberhalb von $3,3 \times 10^9 \text{ K}$ innerhalb von etwa 11 Tagen durch die Reaktion $^{28}\text{Si} + ^{28}\text{Si} \rightarrow ^{56}\text{Fe}$ das stabilste Element ^{56}Fe bildet, wobei als Zwischenprodukte ^{48}Ti , ^{51}V , ^{52}Cr , ^{55}Mn , ^{59}Co und ^{58}Ni entstehen. Durch exotherme Kernfusion können nun keine weiteren Elemente mehr erzeugt werden.

Ungefähr die Hälfte der chemischen Elemente zwischen Fe und Bi entstehen durch den sogenannten *s-Prozess* (*s* = *slow*), wobei in der Zone des Heliumbrennens in der Sternklasse der Roten Riesen (vgl. Abb. 32.1, S. 583) Neutronen an die Atomkerne angelagert werden. Wegen der dort vorherrschenden relativ niedrigen Neutronendichte ist die Einfangzeit für Neutronen lang im Vergleich zur Zeitskala des β -Zerfalls. Bevor sich also weitere Neutronen anlagern, kommt es zur Umwandlung des Kerns in einen Kern mit einer um eins erhöhten Ordnungszahl.

Die übrigen chemischen Elemente jenseits des ^{56}Fe entstehen überwiegend beim *explosiven Brennen in Supernovae* durch den *r-Prozess* (*r* = *rapid*). Beim Kernkollaps massereicher Sterne entstehen sehr große Neutronenflüsse und infolge dessen kommt es zur wiederholten Neutronenanlagerung, bevor sich die Ordnungszahl durch den β -Zerfall erhöht. Somit können auch neutronenreiche Atomkerne wie Germanium, Xenon oder Platin produziert werden, die durch den s-Prozess nicht erreicht werden. Bei Temperaturen von 2 bis $>10 \times 10^9 \text{ K}$ entstehen innerhalb weniger Sekunden schwere Elemente bis hin zu Uran und Thorium.

Trägt man die *solare Häufigkeit der chemischen Elemente* gegen die Ordnungszahl auf, so ergibt sich ten-

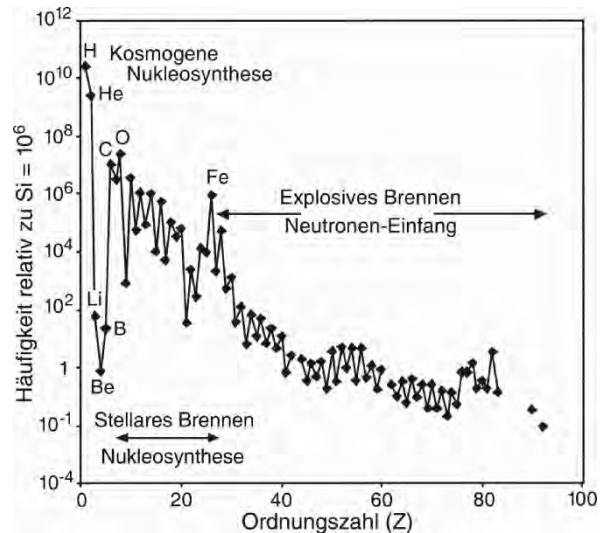


Abb. 31.17. Häufigkeit der chemischen Elemente in der Sonne relativ zu $\text{Si} = 10^6$, aufgetragen gegen die Ordnungszahl. (Aus Rollinson 2007)

denziell eine sanft abfallende Kurve, die zeigt, dass leichte Elemente häufiger als schwere sind. Das entspricht der geschilderten Abfolge der Element-bildenden Prozesse. Das Zickzack-Muster der Kurve lässt erkennen, dass Elemente mit gerader Ordnungszahl, d. h. mit gepaarten Neutronen in ihrem Kern, häufiger sind als die benachbarten Elemente mit ungerader Ordnungszahl. Eine negative Anomalie bilden die leichten Elemente Li, B und Be, die bei der stellaren Kernfusion lediglich Zwischenprodukte darstellen und durch Photo-Dissoziation bei den hohen Kerntemperaturen sofort wieder zerstört werden. Nur ein sehr geringer Anteil dieser Elemente kann durch Konvektion in die Stern-Atmosphären gelangen. Weitaus größer ist der Beitrag aus der primordialen Nukleosynthese und der Spallation kosmischer Strahlung, also der Aufspaltung von Elementen der CNO-Gruppe bei energiereichen Kern-Kern Kollisionen.

Weiterführende Literatur

- Barnes HL (ed) (1997) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed. Wiley, New York
- Bennett CL und 20 weitere Autoren (2003) *First year Wilkinson Microwave Anisotropy Probe (WMAP) observations: Preliminary maps and their basic results*. *Astrophys J Suppl* 148:1–27
- Bourdon B, Henderson GM, Lundstrom CC, Turner SP (eds) *Uranium-series geochemistry*. *Rev Mineral Geochem* 50
- Brown GC, Mussett AE (1981, 1993) *The inaccessible Earth*, 1st and 2nd edn. Chapman & Hall, London
- Burns PC, Finch R (eds) (1999) *Uranium: mineralogy, geochemistry and the environment*. *Rev Mineral Geochem* 52
- De Paolo DJ (1988) *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Dickin AP (1997) *Radiogenic isotope geology*, 2nd edn. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK

- Faure G (1986) Principles of isotope geology, 2nd edn. Wiley, New York
- Gill RCO (1993) Chemische Grundlagen der Geowissenschaften. Enke, Stuttgart (Übersetzung der engl. Originalausgabe)
- Goldschmidt VM (1954) Geochemistry. Clarendon Press, Oxford
- Grew ES (ed) (2002) Beryllium – Mineralogy, petrology, geochemistry. *Rev Mineral Geochem* 50
- Grew ES, Anovitz LM (ed) (1996) Boron – Mineralogy, petrology and geochemistry. *Rev Mineral* 33
- Harley SL, Kelly NM (2007) Zircon – Tiny but timely. *Elements* 3: 13–18
- Hoefs J (2004) Stable isotope geochemistry, 5th ed. Springer-Verlag, Berlin
- Jäger E, Hunziker JC (eds) (1977) Lectures in isotope geology. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Johnson CM, Beard BL, Albarède F (2004) Geochemistry of non-traditional stable isotopes. New views of the Moon. *Rev Mineral Geochem* 55
- Krauskopf KB (1979) Introduction to geochemistry, 2nd edn. MacGraw-Hill, New York
- Mason B (1966) Principles of geochemistry, 3rd edn. Wiley, New York London Sydney
- Mason B, Moore CB (1985) Grundzüge der Geochemie. Enke, Stuttgart (Übersetzung der 4. engl. Aufl, 1982)
- Palme H, Jones A (2005) Solar system abundances of the elements. In: Davis AM (ed) Meteorites, comets, and planets. Elsevier, Amsterdam Oxford, pp 41–61
- Ringwood AE (1975) Composition and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill, New York
- Rollinson H (1993) Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman, Harlow, Essex, UK
- Rollinson H (2007) Early Earth systems. A geochemical approach. Blackwell, Malden, MA, USA
- Rösler HJ, Lange H (1972) Geochemical tables. Edition Leipzig, Leipzig
- Scherer EE, Whitehouse MJ, Münker C (2007) Zircon as a monitor of crustal growth. *Elements* 3:19–24
- Truran JW Jr, Heger A (2005) Origin of the elements. In: Davis AM (ed) Meteorites, comets, and planets. Elsevier, Amsterdam Oxford, pp 1–15
- Valley JM, Cole DR (ed) (2001) Stable isotope geochemistry. *Rev Mineral Geochem* 43
- Valley JW, Taylor HP Jr, O'Neil JR (eds) (1986) Stable isotopes and high temperature geological processes. *Rev Mineral* 16
- Wedepohl KH (ed.) (1969–1978) Handbook of geochemistry, vol I, II-1, II-2, II-3, II-4. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Weigert A, Wendger H, Wisotzki L (2005) Astronomie und Astrophysik – Ein Grundkurs, 4. Aufl, Wiley-VCH, Weinheim
- Weinberg S (1977) Die ersten drei Minuten – Der Ursprung des Universums. Piper, München
- White WM (2007) Geochemistry. An online textbook to be published by John-Hopkins University Press
- Wilson M (1988) Igneous petrogenesis – A global tectonic approach. Harper Collins, London
- Bowring SA, Williams IS (1999) Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contrib Mineral Petrol* 134:3–16
- Boynton WV (1984) Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P (ed) Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp 63–114
- Cissarz A (1965) Einführung in die allgemeine und systematische Lagerstättenlehre, 2. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart
- Clarke FW (1924) The data of geochemistry, 5th edn. US Geol Surv Bull 770
- Compston W, Williams IS, Meyer C (1984) U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Proc 14th Lunar Planet Sci Conf. J Geophys Res* 89 (Suppl):B525–B534
- Dombrowski A, Henjes-Kunst F, Höhndorf A, Kröner A, Okrusch M, Richter P (1995) Orthogneisses in the Spessart Crystalline Complex, north-west Bavaria: Silurian granitoid magmatism at an active continental margin. *Geol Rundschau* 84:399–411
- Eldridge CS, Compston W, Williams IS, Both RA, Walshe JL, Ohmoto H (1988) Sulfur isotope variability in sediment-hosted massive sulfide deposits as determined with the ion-microprobe, SHRIMP: I. An example from the Rammelsberg orebody. *Econ Geol* 83:443–449
- Frimmel HE (2008) Earth's continental gold endowment. *Earth Planet Sci Lett* 267:45–55
- Ganapathy R, Anders E (1974) Bulk composition of the moon and earth, estimated from meteorites. *Proc 5th Lunar Sci Conf* 2:1181–1206 (*Geochim Cosmochim Acta Suppl* 5)
- Goldschmidt VM (1933) Grundlagen der quantitativen Geochemie. *Fortschr Mineral Krist* 17:112–156
- Green TH (1980) Island arc and continent-building magmatism: A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics* 63:367–385
- Hofmann AW (1997) Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature* 385:221–229
- Javoy M (1999) Chemical Earth models. *CR Acad Sci Paris, Earth Planet Sci* 329:537–555
- Nicolaysen LO (1961) Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann NY Acad Sci* 91: 198–206
- Ohmoto H, Rye RO (1979) Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes HL (ed) Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Wiley, New York, pp 509–567
- Pauling L (1959) The nature of the chemical bond, 3rd edn. Oxford University Press, Oxford
- Pearce JA (1983) The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate boundaries. In: Hawkesworth CJ, Norry MJ (eds) Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, Cheshire, UK, pp 230–249
- Pearce JA, Cann JR (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet Sci Lett* 19:290–300
- Pearce JA, Harris NBW, Tindle AG (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol* 25:956–983
- Poirier J-P (1994) Light elements in the Earth's outer core: a critical review. *Phys Earth Planet Sci Int* 85:383–427
- Ringwood AE (1966) The chemical composition and origin of the earth. In: Hurley PM (ed) Advances in earth sciences. MIT Press, Cambridge, Mass, pp 287–356
- Ronov AB, Yaroshevsky AA (1969) Chemical composition of the Earth's crust. In: Hart PJ (ed) The Earth's crust and upper mantle. Am Geol Union, pp 37–57
- Rutherford E, Soddy F (1903) Radioactive change. *Phil Mag* 6: 576–591

Zitierte Literatur

- Allègre C-J, Poirier J-P, Humler E, Hofmann AW (1995) The chemical composition of the Earth. *Earth Planet Sci Lett* 134: 515–526
- Bluth GL, Ohmoto H (1988) Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 13° N latitudes. Part II: Sulfur isotopes. *Can Mineral* 26:505–515

- Schidlowski M (1988) A 3800-million-year isotopic record of life from carbon in sedimentary rocks. *Nature* 333:313–318
- Schüssler U, Henjes-Kunst F, Talarico F, Flöttmann T (2004) High-grade crystalline basement of the northwestern Wilson Terrane at Oates Coast: New petrological and geochronological data and implications for its tectonometamorphic evolution. *Terra Antarctica* 11:15–34
- Shervais JW (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet Sci Lett* 59:101–118
- Spohn T (1991) Mantle differentiation and thermal evolution of Mars, Mercury and Venus. *Icarus* 90:222–236
- Sun S-S (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil Trans R Soc London A297*:409–445
- Thompson RN, Morrison MA, Hendry GL, Parry SJ (1984) An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil Trans R Soc London A310*: 549–590
- Wedepohl KH (1994) The composition of the continental crust. *Mineral Mag* 58A:959–960
- Whittaker EJW, Muntus R (1970) Ionic radii for use in geochemistry. *Geochim Cosmochim Acta* 34:945–956

Die Entstehung unseres Sonnensystems

32.1 Frühe Theorien und erste Belege

Bevor wir uns der Frage zuwenden, welche Prozesse zur Entstehung unseres Sonnensystems geführt haben, müssen wir uns zunächst einige grundlegende Tatsachen ins Gedächtnis rufen (Unsöld u. Baschek 2005; Chambers 2005; Weigert et al. 2005):

32.2 Sternentstehung

32.3 Zusammensetzung des Solarnebels

32.4 Entstehung der Planeten

1. Die Bahnen der Planeten sind nahezu kreisförmig und koplanar; sie besitzen den gleichen Umlaufsinn, der mit dem der Sonne übereinstimmt. Nach der Regel von Titius-Bode

$$a_n = a_0 k^n \quad [32.1]$$

bilden die Bahnradien ungefähr eine geometrische Reihe, wobei die Nummerierung mit der Erde $n = 1$ beginnt, $a_0 = 1$ AE, d. h. die Entfernung Erde–Sonne und $k \cong 1,8$ ist. Dabei werden die Asteroiden gemeinsam als *ein* planetarischer Körper behandelt.

2. Mit Ausnahme von Venus und Pluto erfolgt die Rotation der Planeten im gleichen Sinn wie der Umlaufsinn; der Eigendrehimpuls verläuft überwiegend parallel zum Bahndrehimpuls (Ausnahme Uranus und Pluto). Die Rotationsachsen der meisten Planeten weisen eine deutliche Neigung gegenüber ihrer Umlaufbahn um die Sonne auf.
3. Die Sonne enthält 99,87 % der Masse, aber nur 0,54 % des Drehimpulses unseres Planetensystems; demgegenüber besitzen die Planeten nur 0,135 % der Masse und 99,46 % des Drehimpulses. Im Vergleich zur Sonne sind die Planeten, deren Satelliten und die Asteroiden an leichtflüchtigen (volatilen) Elementen verarmt, jedoch in unterschiedlichem Maß.
4. Wie man Tabelle 30.1 (S. 525) entnehmen kann, ist die mittlere Dichte der sonnennahen, erdähnlichen Planeten relativ groß; diese sind also stark an leichtflüchtigen Komponenten verarmt. Die sonnenfernen Riesenplaneten besitzen dagegen sehr viel geringere Dichten und sind sehr viel reicher an volatilen Elementen; viele der Satelliten dieser großen Planeten sind reich an Eis. Die primitiven C1-Condrite, die wahrscheinlich aus dem äußeren Asteroidengürtel stammen, entsprechen in ihrer chemischen Zusammensetzung nahezu der Sonne, abgesehen von den stark volatilen Elementen.
5. Die erdähnlichen Planeten rotieren relativ langsam; sie besitzen nur wenige Satelliten mit Bahnen geringer Exzentrizität, geringer Neigung zur Äquatorebene und direktem Umlauf. Demgegenüber zeigen die großen Planeten relativ rasche Rotation und besitzen zahlreiche Satelliten mit erheblich größeren Exzentrizitäten und Bahnneigungen, sowie außerdem Ringsysteme.
6. Die zahlreichen Impaktkrater, die wir auf den Oberflächen der Planeten und ihrer Satelliten bis hinaus zum Uranus-System beobachten, weisen darauf hin, dass es in der Frühzeit unseres Planetensystems eine wesentlich höhere Anzahl von *Planetesimalen*, d. h. kleinen festen Körpern von einigen km \varnothing gegeben hat als heute.
7. Genaue Isotopendatierungen stellen sicher, dass unser Planetensystem vor 4,57 Ga innerhalb eines relativ kurzen Zeitintervalls entstanden ist.

32.1 Frühe Theorien und erste Belege

Alle Theorien zur Entstehung unseres Sonnensystems basieren auf der Vorstellung von einer flachen, rotierenden Scheibe, die aus kosmischem Gas und Staubteilchen bestand. Aus diesem *Solarnebel* entwickelten sich Planeten, die etwa in der gleichen Ebene und in gleicher Richtung um ihr Zentralgestirn, die Sonne, rotierten. Die Idee des Solarnebels wurde 1755 erstmals von dem deutschen Philosophen und theoretischen Physiker Immanuel Kant (1724–1804) formuliert. Er nahm an, dass das frühe Universum gleichmäßig mit einem Gas gefüllt war. Da eine solche Konfiguration gravitativ instabil war, mussten sich die Gase zu vielen großen Klumpen zusammenballen, die sich durch Rotation zu flachen Scheiben entwickelten. Aus einer von ihnen entstand unser Sonnensystem. Ohne die Kant'schen Arbeiten zu kennen, entwickelte 1796 der französische Mathematiker und Astronom Pierre Simon Laplace (1749–1827) eine sehr ähnliche, wenn auch nicht in allen Punkten übereinstimmende Theorie.

Diese, als *Kant-Laplace'sche Theorie* bezeichneten Vorstellungen sind auch heute noch in Grundzügen gültig und wurden in modifizierter Form auch durch moderne Astrophysiker wie von Weizsäcker, Lüst, ter Haar, Kuiper u. a. vertreten. Wie Unsöld und Blaschek (2005) betonen, sprechen die erstaunlichen Regelmäßigkeiten im Bau unseres Planetensystems für eine Entwicklung aus sich heraus, ohne die katastrophale Einwirkung eines nahe an der Sonne vorbeiziehenden Sterns. Allerdings gelang es erst in den 1980er Jahren, zumindest *indirekte Hinweise* auf die Existenz von Gas-Staub-Scheiben zu finden (z. B. Wood 1999). Einige der jungen, nur 1 Ma alten *T-Tauri-Sterne* zeigen einen Überschuss an Infrarot-Strahlung. Diese Tatsache lässt sich dadurch erklären, dass diese Sterne von einer Gas-Staub-Hülle umgeben sind, die durch kurzwellige Strahlung vom zentralen Stern aufgeheizt und zur Emission von langwelliger Strahlung im IR- und Radiowellen-Bereich angeregt werden. Wäre diese Gas-Staub-Hülle gleichmäßig und kugelförmig um den Stern verteilt, könnte man diesen gar nicht sehen, weil die langwellige Strahlung das sichtbare Licht abschirmen würde. Ist dagegen die Gas-Staub-Hülle diskenförmig ausgebildet, wird der Zentralstern sichtbar. In den folgenden Jahren gelang mit Hilfe von Radio-Teleskopen und besonders des höchstauflösenden Hubble-Weltraum-Teleskops die *direkte Beobachtung* von protoplanetaren Gas-Staub-Scheiben, den sog. *Proplyds* (engl. protoplanetary disks). Das gilt insbesondere für die jungen, nur einige Millionen Jahre alten Sterne vom T-Tauri-Typ, die im 1 600 Lichtjahre entfernten *Orion-Nebel* vorkommen. Diese Proplyds sind 2–8 mal so groß wie unser Sonnensystem und enthalten genügend Gas und Staub für die Bildung zukünftiger Planetensysteme (Wood 1999). Tatsächlich gelang es kürzlich durch Infrarot-Beobachtungen, in einer Staubscheibe, die einen Protostern umgibt, einen Planeten nachzuweisen (Henning 2008).

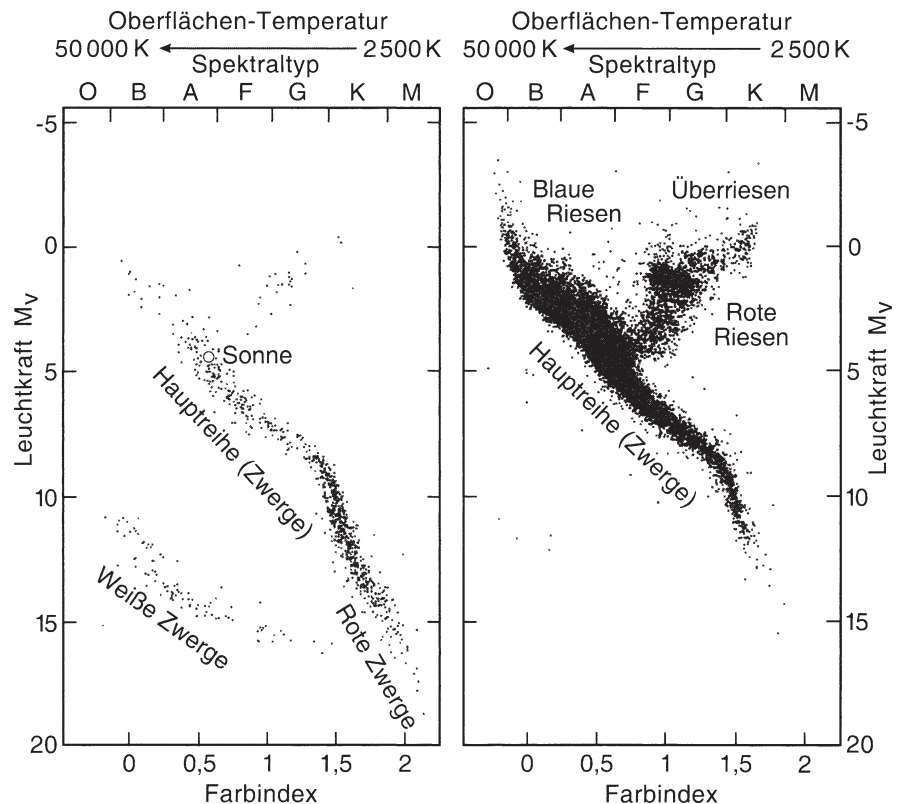
32.2 Sternentstehung

Wie bereits von Kant vorausgesehen, beginnt die Entwicklung eines Sterns mit dem gravitativen Kollaps eines riesigen Volumens von interstellarem Gas und Staub. Durch diesen Prozess, der noch längst nicht voll verstanden ist, kommt es zu einer erheblichen Verdichtung der interstellaren Materie auf ungefähr 10 000 Gasmoleküle pro cm^3 , ein Betrag, der allerdings um Größenordnungen geringer ist als die Gasdichte in der Erdatmosphäre! Solche Gas-Staub-Wolken, wie sie z. B. der Orion-Nebel darstellt, sind dunkel, kalt (10 bis 50 K \approx -260 bis -220 °C) und turbulent. An einzelnen Stellen verdichtet sich die interstellare Materie zu *Wolkenkernen*, die bevorzugte Orte des gravitativen Kollapses darstellen. Obwohl die Magnetfelder, welche die Wolke durchziehen, der Massenanziehung entgegen wirken, überwiegen in manchen Fällen die Gravitationskräfte, so dass die interstellare Materie beginnt, mit Fallgeschwindigkeit in den Wolkenkern zu stürzen. In dem *Protostern*, der sich so entwickelt, steigen Druck und Temperatur an und er beginnt, Energie nach außen abzustrahlen. Während der Wolkenkern zunächst ein sehr geringes Drehmoment besitzt, nimmt dieses im Protostern immer mehr zu und konzentriert sich zu einer protoplanetaren *Akkretionsscheibe* aus Gas und Staub (*Proplyd*), die sich durch Abtragung von Materie aus der nördlichen und südlichen Hemisphäre des Protosterns allmählich herausbildet (vgl. Wood 1999).

Sobald die Scheibe etwa ein Drittel der Masse der neuen Protosonne erreicht hat, wird sie gravitativ instabil und es bilden sich asymmetrisch verteilte Materie-Klumpen, die Gezeitenkräfte aufeinander ausüben. Diese Instabilitäten führen zum Materietransport nach innen und damit zum Anwachsen der Protosonne, aber auch nach außen an den Rand des Systems. Zusätzlich beobachtet man an T-Tauri-Sternen mit Radioteleskopen auch heftige bipolare Winde, die Materie nach oben und unten aus dem Proplyd heraus in den Weltraum ausblasen. Während der Kollapsphase wird der Drehimpuls durch turbulente und magnetische Reibung innerhalb der Akkretionscheibe zunehmend nach außen transportiert (z. B. Unsöld u. Baschek 2005). Dieser *T-Tauri-Zustand* dauert ungefähr 10 Millionen Jahre an, bis im Kern Temperaturen erreicht werden, die ein *Wasserstoff-Brennen*, d. h. eine nukleare Verschmelzung von Wasserstoff-Kernen unter Bildung von Helium ermöglichen (vgl. Abschn. 31.6, S. 577f). Dadurch setzt die Entwicklung zu einem Stern der *Hauptsequenz* ein (Abb. 32.1) und die Gas-Staub-Scheibe löst sich allmählich auf: Immer mehr Materie wird in der Protosonne konzentriert, durch deren UV-Strahlung die verbleibenden Gase aufgeheizt werden und größtenteils in den Weltraum entweichen. Nur ein geringer Anteil der ehemaligen Gas-Staub-Scheibe konzentriert sich in diskreten Materieklumpen, die in Umlaufbahnen um die Protosonne kreisen und zu Vorläufern der späteren Planeten werden (z. B. Wood 1999).

Abb. 32.1.

Hertzsprung-Russell-Diagramm. Aufgetragen ist die Leuchtkraft (visuelle absolute Helligkeit M_v) gegen den Spektraltyp bzw. den Farbindex; diese sind umgekehrt proportional der Oberflächen-Temperatur. **a** 943 Einzelsterne, vom Erdboden aus gemessen; **b** 16 243 Einzelsterne vom Astronomie-Satelliten HIPPARCOS gemessen. (Nach Unsöld u. Baschek 2005 mit Ergänzungen nach Rollinson 2007 und Faure u. Mensing 2007)



Sterne werden anhand des Hertzsprung-Russell-Diagramms klassifiziert, in dem auf der Ordinate die *Leuchtkraft* (absolute Helligkeit M_v), auf der Abszisse der *Spektraltyp* (bzw. der *Farbindex*) aufgetragen werden, die umgekehrt proportional der absoluten Temperatur sind (Abb. 32.1). Die meisten Sterne befinden sich im engen Band der *Hauptreihe* (sog. *Zwerge*). Diese erstreckt sich diagonal von den (absolut) hellen, blau-weißen B- und A-Sternen mit Temperaturen von ca. 25 000–10 000 K (z. B. die Gürtelsterne im Orion) über die gelben Sterne (z. B. die Sonne) mit einer Temperatur von ca. 6 000 K bis zu den schwachen roten M-Sternen mit Temperaturen von 3 600–3 000 K. Für die gesamte Abfolge der Spektraltypen entwarf Russell für seine Studenten in Princeton den Merkspruch: **O Be A Fine Girl, Kiss Me Right Now**. Rechts oberhalb der Hauptreihe befinden sich die Riesensterne, deren Leuchtkraft, bezogen auf den Spektraltyp ungewöhnlich groß ist, links unterhalb dagegen liegen die Zwergsterne mit viel kleinerer Leuchtkraft. Die jungen, relativ kühlen *T-Tauri-Sterne* liegen oberhalb der Hauptsequenz, auf die sie sich durch Erhitzen infolge von Wasserstoff-Brennen allmählich zu entwickeln (Unsöld u. Baschek 2005).

32.3

Zusammensetzung des Solarnebels

Der weit überwiegende Anteil der innerstellaren Materie, aus der letztlich unser Sonnensystem entstanden ist, besteht

aus Wasserstoff und Helium, die durch den *Urknall* (engl. *Big Bang*) gebildet wurden, und zwar vor $13,6 \pm 0,8$ Milliarden Jahren (Bennett et al. 2003). Das interstellare Medium, aus dem sich das Sonnensystem gebildet hatte, wurde allerdings bereits durch frühere Generationen von Sternen mit schweren Elementen angereichert. Elemente wie Mg, Si und Fe wurden durch Sternwinde oder durch Supernova-Explosionen im Weltraum verteilt. Noch im Weltraum kondensieren sich die übrigen Elemente, und zwar hauptsächlich durch Verbindung mit Sauerstoff, zu unterschiedlichen Mineralen. Bei einem Druck von 0,001 bar und sinkender Temperatur erfolgt so die Kondensation der Solarmaterie in mehreren Stufen (Davis u. Richter 2005; vgl. Abb. 32.2):

- 1 500–1 470 °C: Korund Al_2O_3
- 1 470–1 230 °C: Hibonit $\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$
- 1 420–1 180 °C: Perowskit CaTiO_3
- 1 360–1 170 °C: Gehlenit $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSiO}_7]$
- 1 240–1 170 °C: Äkermanit $\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_7]$
- 1 230–1 140 °C: Al-Spinell $\approx \text{MgAl}_2\text{O}_4$
- $\leq 1 190$ °C: Metallisches Nickeleisen (Fe,Ni)
- $\leq 1 180$ °C: Diopsid $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- $\leq 1 170$ °C: Forsterit $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$
- $\leq 1 150$ °C: Anorthit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$
- $\leq 1 090$ °C: Enstatit $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- $\leq \text{ca. } 1 080$, verstärkt ≤ 800 °C: Albit $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
- ≤ 950 °C: Cr-Spinell $\approx \text{MgCr}_2\text{O}_4$

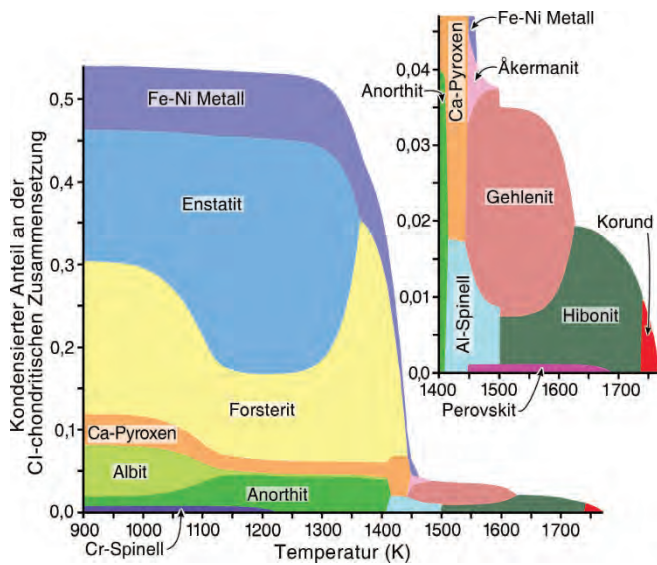


Abb. 32.2. Kondensation der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale in einem Gas von solarer Zusammensetzung bei einem Gesamtdruck von 1 mbar. Rechts oben sind die Kondensationsbereiche der Minerale bei $T > 1400$ K vergrößert dargestellt. (Nach Rollinson 2007)

Bei wesentlich geringeren Temperaturen finden weitere Mineralbildungen statt (Unsöld u. Baschek 2005):

- 410–350 °C: Troilit FeS und andere Sulfide
- 130 °C: Magnetit FeFe_2O_4 bildet sich aus ged. Eisen und Wasserdampf
- 130––25 °C: Wasserhaltige Silikate

Als gasförmige Bestandteile kommen neben H_2 und He noch CO , N_2 , NH_3 und freier Sauerstoff im Solarnebel vor. Sie kondensieren teilweise zu festen Körnern von Graphit C, SiC und anderen Carbiden und Nitriden. Als Überzüge auf refraktären Körnern entstehen bei 110–130 °C organische Verbindungen wie Ketten-Kohlenwasserstoffe und Aminosäuren. Ihre Bildung aus $\text{CO} + \text{H}_2$ bzw. $\text{CO} + \text{H}_2 + \text{NH}_3$ erfolgt wahrscheinlich durch eine Art Fischer-Tropsch-Synthese, wobei Magnetit oder Hydro-silikate als Katalysatoren wirkten (Unsöld u. Baschek 2005; Gilmour 2005). Andere Gaskondensate bilden um refraktärere Körner Eishüllen, die selbstverständlich schmelzen, wenn solche Körner aufgeheizt werden und in die Protosonne hineinfallen.

Wenn man 1 t einer typischen interstellaren Wolke auf <100 K abkühlen würde, erhielte man 984 kg $\text{H}_2 + \text{He}$, 11 kg unterschiedlicher Eissorten, 4 kg Silikatgestein und knapp 1 kg gediegenes Metall (Wood 1999).

Nach ihrer Position im Weltraum kann man vier verschiedene Gruppen von Staubteilchen unterscheiden (Jones 2007; Tabelle 32.1):

- *Interstellare Staubteilchen* treten im interstellaren Medium auf, wo sie nur durch spektroskopische Methoden anhand ihrer charakteristischen Absorptions- oder Emissionsbanden detektiert werden können.
- *Circumstellare Staubteilchen* (Sternenstaub, engl. Stardust) lassen sich in den Staubhüllen von Sternen ebenfalls spektroskopisch nachweisen.
- *Präsolare Staubteilchen* können als seltene Bestandteile von kohligen Chondriten (Abschn. 29.3.1, S. 513) oder Kometen (s. u.) direkt analysiert werden; durch ihre abweichende Isotopen-Zusammensetzung erweisen sich als nicht zu unserem Sonnensystem gehörig.
- *Interplanetare Staubteilchen* (Interplanetary Dust Particles, IDPs) stellen die restliche Materie des ursprünglichen Solarnebels dar, aus dem unser Planetensystem entstanden ist. Nur ein kleiner Bruchteil dieser urtümlichen Solarmaterie hat im Außenbereich unseres Sonnensystem, im *Kuiper-Gürtel*, undifferenziert überlebt. Dieser stellt das Reservoir für die *Kometen* dar; das sind kleine eisige Planetesimale, die sich in weiter Entfernung von der Sonne, am äußersten Rand der Akkretionsscheibe, gebildet haben. Wenn sich ein Komet der Sonne nähert, wird er aufgeheizt, sein Eis schmilzt und die eingebetteten interplanetaren Staubteilchen (IDPs) werden aus dem Kometenschweif freigesetzt (Abb. 30.1, S. 524; vgl. auch Abschn. 29.1, S. 506). Zusammen mit präsolaren Staubteilchen können sie in der irdischen Stratosphäre in 20–25 km Höhe von Forschungsflugzeugen, z. B. NASA ER2, aufgesammelt und im Labor untersucht werden. Unter dem Elektronenmikroskop erweisen sich diese Staubteilchen als lockere Aggregate von ca. 0,1 μm großen Körnern unterschiedlicher Minerale, organischer Verbindungen und unbestimmter amorpher Substanzen (Tabelle 32.1).

Der weitaus größte Anteil der Staubteilchen, der ursprünglich in der Akkretionsscheibe unseres Sonnensystems verteilt war, ist verschwunden: Entweder unterlagen sie der Anziehungskraft der heißen Sonne und wurden von ihr aufgesogen, oder sie wurden in den kalten interstellaren Raum hinaus geblasen; schließlich fand ein sehr kleiner Anteil beim Bau der Planeten und Asteroiden Verwendung und erlebte vielfältige Differenzierungsprozesse. Auch die meisten der undifferenzierten Asteroiden-Mutterkörper, von denen die Chondriten abstammen, sind unterschiedlich stark metamorph überprägt und damit mehr oder weniger stark verändert worden; jedoch dürften zumindestens die kohligen Chondriten noch primitive präsolare Materie enthalten (Abschn. 29.3.1, S. 513).

Tabelle 32.1.

Die Zusammensetzung interstellarer, circumstellarer und prä-solarer Staubteilchen. (Nach Jones 2007 und Zinner 2005)

Stoffgruppe	Interstellar	Circumstellar	Prä-solar
Kohlenwasserstoffe	Ring- Ketten-	Ring- Ketten-	Ring- Ketten-
Silikate	amorph –	amorph kristallin Forsterit $Mg_2[SiO_4]$ Klinoenstatit $Mg_2[Si_2O_6]$ Diopsid $CaMg[Si_2O_6]$	amorph kristallin Forsterit Mg-Fe-Olivin Pyroxene
Oxide	$[MgO+FeO]^a$	kristallin Wüstit $Fe_{0,9}Mg_{0,1}O$ Spinell $MgAl_2O_4$ Korund Al_2O_3	kristallin Spinell Korund Hibonit $CaAl_{12}O_{19}$
Carbide	–	β -SiC	β -SiC Ti-, Fe-, Zr-, Mo-Carbide
Nitride	–	–	Si_3N_4
Elemente	–	–	Diamant C Graphit C Kamacit (Fe,Ni)

^a Nicht spektroskopisch, sondern nur indirekt nachgewiesen.

32.4 Entstehung der Planeten

Bildung der planetaren Bausteine

Wie wir bereits mehrfach betont haben, können wir aus dem Studium der Meteoriten sehr viel über die frühe Geschichte der erdähnlichen Planeten und ihre Differentiation lernen. Eine wichtige Rolle spielen dabei die *Ca-Al-reichen Einschlüsse (CAI)* und die *Chondren*.

Mit Pb-Pb-Altern von $4\,567,2 \pm 0,7$ Ma und Hf-W-Altern von $4\,568,6 \pm 0,5$ Ma sind die CAI das älteste Material, das in unserem Sonnensystem überlebt hat (Amelin et al. 2002; Kleine et al. 2008). Sie enthalten kurzlebige Isotope mit sehr kurzen Halbwertszeiten wie ^{41}Ca (0,13 Ma), ^{26}Al (0,7 Ma), ^{10}Be (1,5 Ma), ^{60}Fe (1,5 Ma), ^{53}Mn (3,7 Ma), und ^{107}Pd (6,5 Ma). Viele von ihnen könnten sich aus stabilen Isotopen durch Neutroneneinfang gebildet haben, und zwar bei der Explosion von Supernovae oder in den Außenzonen von Riesensternen. Für die Bildung von ^{60}Fe kommt – wie wir aus Abschn. 31.6 (S. 577f) wissen – ohnehin nur die stellare Nukleosynthese in Frage (Chambers 2005). Dieses Isotop kann also nicht in der Akkretionsscheibe unseres Sonnensystems entstanden sein, sondern muss aus einer externen Quelle stammen (Shukolyukov u. Lugmair 1993). Umgekehrt kam es zur Bildung von ^{10}Be mit größ-

ter Wahrscheinlichkeit durch Bombardements mit solarer kosmischer Strahlung im protoplanetaren Nebel. Die positive Korrelation der Zerfallsprodukte von ^{26}Al und ^{41}Ca in den CAIs spricht für ihre Bildung in einer gemeinsamen stellaren Quelle. Wie aus der Analyse von Sauerstoffisotopen hervorgeht, entstanden auch die amöboiden Olivin-Aggregate (AOA) in diesem Bereich (Fagan et al. 2004), jedoch bei niedrigeren Temperaturen von ≤ 170 °C, der Kondensations-Temperatur von Forsterit. Einige CAI mit unterschiedlichen Initialgehalten von ^{26}Al und isotopischen Anomalien werden als FUN (Fractionated and Unidentified Nuclear Anomalies) bezeichnet; sie entstanden in einem Zeitraum, als der protoplanetare Nebel noch nicht vollständig homogen durchgemischt war (Wadhwa u. Russell 2000).

Die *Chondren* bildeten sich in der protoplanetaren Gas-Staub-Scheibe aus Schmelztröpfchen, und zwar – wie ihre etwas niedrigeren $^{26}Al/^{27}Al$ -Verhältnisse zeigen – etwa 1–5 Ma später als die CAI (z. B. Amelin et al. 2002; Bouvier et al. 2008). Nach dem am häufigsten angenommenen Modell entstanden die Schmelztröpfchen – je nach Zusammensetzung – bei Temperaturen von 1 450–1 900 °C durch das Aufschmelzen von Staub-Aggregaten. Laborexperimente zeigen, dass diese Aufheizung und die nachfolgende Abschreckung sehr rasch, innerhalb weniger Stunden, vielleicht sogar Minuten erfolgte. Hierfür wa-

ren die normalen Temperatur-Verhältnisse im inneren, sonnennahen Bereich der Akkretionsscheibe nicht geeignet. Stattdessen müssen schlagartig durchgreifende, aber lokale Hochenergie-Ereignisse das Silikat-Material kurz, aber intensiv aufgeheizt haben. Allerdings besteht noch keine Einigkeit über die Art dieser Vorgänge; in Frage kämen u. a. ein kurzzeitiges Aufflackern der Protosonne, Blitze im Solarnebel, gasdynamische Schockwellen oder Strahlungserhitzung (vgl. Scott u. Krot 2005, Table 7). Wir wissen auch nicht, ob diese Prozesse innerhalb der ersten Millionen Jahre abliefen, als noch interstellare Materie in den Solarnebel hereinfiel, oder erst in den folgenden 10 Ma, in denen die Akkretionsscheibe flacher und ruhiger wurde. Weitere Möglichkeiten für die Entstehung der Chondren ist die Kondensation von Schmelzen oder Schmelz-Kristall-Aggregaten direkt aus dem Solarnebel und/oder das Aufschmelzen von festen oder teilgeschmolzenen Planetesimalen durch Impakt-Vorgänge (Scott u. Krot 2005).

Auf alle Fälle veränderten diese thermischen Prozesse die chemische Zusammensetzung der protoplanetaren Materie durch selektives Verdampfen der volatilen Komponenten, die sich an anderer Stelle wieder rekondensieren konnten. Hinweise auf solche Fraktionierungs-Prozesse finden sich in einzelnen Chondren, in den CAIs, in Chondriten und sogar in den Planeten selbst: So enthält die Gesamterde nur ein Fünftel des Kaliums, das durchschnittlich in unserem Sonnensystem vorhanden ist (Wood 1999). Neben Silikaten, metallischem Nichteisen und Sulfiden kristallisierte im kälteren Außenbereich der Akkretionsscheibe auch Eis, insbesondere Wassereis. Die Grenze zwischen diesen beiden Regionen, die *Eislinie*, war durch eine Diskontinuität in der Oberflächendichte des festen Materials definiert; sie hat in unserem Sonnensystem vermutlich im Außenbereich des heutigen Asteroidengürtels gelegen.

Bildung von Planetesimalen, Protoplaneten und Planeten

Die wichtige Beobachtung, dass die großen Planeten – unabhängig von der Gesamtmasse – feste Kernen von etwa 10–20 Erdmassen enthalten, führte zu der heute allgemein akzeptierten Theorie der Planeten-Entstehung (Unsöld u. Baschek 2005). Nach dem Standardmodell von Wetherill (1990) erfolgte ihre Bildung in drei Schritten (z. B. Rollinson 2007):

1. Bildung von *Planetesimalen* durch nichtgravitative Akkumulation. Zunächst ballten sich die Staubteilchen, die größenordnungsmäßig 1 % des ursprünglichen Solarnebels ausmachen, durch inelastische Stöße in der turbulenten Gas-Staub-Scheibe zu immer größeren Brocken zusammen, die sich in der Äquatorialebene der Scheibe konzentrierten. Die Akkumulation erfolgte in diesem Stadium nicht durch Gravitation, sondern durch elektromagnetische Kräfte, wie z. B. schwache van-der-Waals-Bindungsenergien. Innerhalb von 10 000 Jahren bildeten sich so unregelmäßig geformte Körper von 1–10 km Ø, die Planetesimale.
2. Vereinigung von Planetesimalen zu *Protoplaneten* durch Gravitationskräfte. Durch schrittweises Zusammenstürzen unterschiedlich großer Planetesimale entstanden feste Protoplaneten mit Durchmesser von bis zu 4 000 km. Besonderer wichtig war während dieses Stadiums die Relativgeschwindigkeit der Planetesimale; da diese beachtlich war, muss man auch immer wieder mit Zertrümmerungen rechnen. Nach Simulationsrechnungen von Weidenschilling et al. (1997) bestanden nach ca. 1 Ma zwischen den Umlaufbahnen von Merkur und Mars nur noch 22 Protoplaneten mit Massen von $>10^{26}$ g. Bei den Kollisions-Prozessen wurden große Energiemengen freigesetzt, so dass es häufig zur Aufschmelzung kam. Hinweise auf das Aussehen und den inneren Aufbau der Planetesimale vermitteln uns heute noch die Asteroiden und die von ihnen abstammenden Meteorite, die beiden Marsmonde sowie zahlreiche der kleinen Satelliten von Jupiter, Saturn und Uranus sowie schließlich die Kometen im Kuiper-Gürtel.

Überraschenderweise zeigen ^{182}Hf - ^{182}W -Isotopen-Analysen an CAI, Metall-reichen Chondriten und Eisenmeteoriten, dass die Entstehung von Chondren etwas später erfolgte als die Bildung metallischer Kerne in den Planetesimalen (Kleine et al. 2005a). Dieser Befund zwingt zu dem Schluss, dass – entgegen früherer Annahmen – die Chondrite nicht das Vorläufer-Material für differenzierte Asteroiden darstellen. Stattdessen erfolgte die Akkretion der chondritischen Asteroiden relativ spät, und zwar entweder in größerer Sonnenferne oder durch sekundäre Zusammenballung von Schutt, der bei der Kollision älterer Asteroiden entstanden war. Offensichtlich reichten in den chondritischen Asteroiden die ^{26}Al -Gehalte nicht aus, um diese Körper so weit aufzuheizen, dass sie in Kern, Mantel und Kruste differenzieren konnten.

3. Für die endgültige Vereinigung von Protoplaneten zu *Planeten* waren weitere Kollisionen von Protoplaneten und noch verbliebenen Planetesimalen von entscheidender Bedeutung. Durch diese Giant-Impact-Prozesse kam es zur weitreichender Aufschmelzung, teilweise auch zur Zerstörung von bereits gebildeten planetarischen Körpern. In einem Zeitraum von 10–100 Ma entstanden so die uns bekannten erdähnlichen Planeten. Begünstigt wurden die heftigen Kollisionen durch die Tatsache, dass schon innerhalb der ersten 1–10 Ma der Akkretionsgeschichte die Gaskomponente des Solarnebels weitgehend in den Weltraum entwichen war. Dadurch wurden die Kollisionen der Planetesimale und Protoplaneten weniger stark gedämpft und waren dementsprechend heftiger. Wie die Edelgas-Geochemie des Erdmantels zeigt, hat unsere Erde immer noch eine Erinnerung an den ursprünglichen Solarnebel gespeichert.

Differentiation der erdähnlichen Planeten

Wie die große Zahl der Impaktkrater auf Mond, Merkur und Mars sowie auf vielen Satelliten der äußeren Planeten zeigt, war in der Frühphase unseres Sonnensystems die Häufigkeit von Planetesimalen wesentlich größer als heute. Daher bewegten sich die bereits gebildeten planetarischen Körper in einem Medium mit starker innerer Reibung, erzeugt durch eine Vielzahl kleinerer und größerer Gesteinsbrocken. Dieses führte vermutlich bei den Planeten und deren Satelliten zu kleinen Abweichungen von der Kreisbahn und zu Neigungen ihrer Rotationsachsen gegen die Ekliptik.

Im Laufe ihrer frühen Entwicklung machten die erdähnlichen Planeten und der Erdmond, die ursprünglich aus einer weitgehend einheitlichen Breccie aus chondritischem Material bestanden, eine *Differentiation* in Kern, Mantel und Kruste durch, wobei Aufschmelzprozesse eine entscheidende Rolle spielten. Die hierfür erforderliche *thermische Energie* wurde in der Frühzeit der Planetenbildung aus drei Quellen gewonnen, nämlich der Umwandlung von potentieller Gravitationsenergie bei der Akkretion, durch radioaktiven Zerfall von ^{26}Al und durch die Umwandlung von kinetischer Energie beim intensiven Bombardements durch Planetesimale. Während dieser Phase, die etwa vor 3,8 Ga endete, wurden die erdähnlichen Planeten und der Erdmond immer wieder aufgeheizt, so dass es mehrfach in regionaler Verbreitung zum partiellen Aufschmelzen kam. Dabei entstanden – wie heute allgemein angenommen wird – globale, mehrere hundert Kilometer tiefe *Magma-Ozeane* (z. B. Carr 1999; Shearer u. Papike 1999; Rollinson 2007; Fiquet et al. 2008). Diese silikatischen Magmen enthielten nicht mischbare metallische Schmelzanteile, die sich zu Tropfen von ca. 1 cm \varnothing vereinigten (Abb. 32.3). Da sich diese in turbulenter Konvektion befanden, konnte es zu einer Einstellung der Verteilungs-Gleichgewichte zwischen der silikatischen und der metallischen Schmelze kommen. Leichtere Minerale, die aus dem Magma-Ozean auskristallisierten, schwammen auf und bildeten eine *erste Erstarrungskruste* der Planeten, wie z. B. die großen Anorthosit-Massive der Mond-Hochländer (s. Kap. 28). Wegen ihrer hohen Dichte regneten die Metalltröpfchen mit einer Geschwindigkeit von ungefähr 0,5 m/s ab und bildeten am Boden des Magma-Ozeans große Seen oder eine durchgehende Schicht aus flüssigem Metall. Die Metallschmelze durchbrach in einem zweiten Schritt den unteren, kristallinen Teil des Mantels in Form großer Diapire, die sich im Innern der erdähnlichen Planeten und wahrscheinlich auch des Erdmondes zu unterschiedlich großen *Metallkernen* vereinigten (Abb. 32.3). Dieser Vorgang verlief sehr schnell, so dass eine Einstellung der Verteilungs-Gleichgewichte zwischen flüssigem Metall und Silikatmantel nicht möglich war.

Die mangelnde Gleichgewichts-Einstellung würde das „*Excess Siderophile Problem*“, d. h. den scheinbaren Überschuss an siderophilen Elementen im Erdmantel erklären, der sich ergibt, wenn man eine chondritische Zusammensetzung zugrunde legt und von den theoretischen Verteilungskoeffizienten zwischen Metall und Silikat bei niedrigen Drucken ausgeht (Näheres bei Rollinson 2007). Außerdem kann man annehmen, dass sich während der Kernbildung die Akkretion von kosmischem Material fortsetzte, wobei vermutlich noch bis zu 7 % der Erdmasse hinzukam. Dadurch wurde ein zusätzlicher Anteil von siderophilen Elementen in den Mantel eingetragen. Zum Schluss wurde dem sich entwickelnden Erdkörper noch ein „letztes Fournier“ („*Late Veneer*“) von ca. 1 % der Erdmasse hinzugefügt (Newsom u. Jones 1990; vgl. Rollinson 2007).

Für die *frühe Erde* wird angenommen, dass der Magma-Ozean bis zu einer Tiefe von 700–1 200 km reichte, entsprechend einem Druck 250–400 kbar (25–40 Gpa), wo damals Temperaturen von 2 500–3 000 °C herrschten (z. B. Wood et al. 2006). Etwa in diesem Bereich dürfte der Übergang in einen Erdmantel gelegen haben, der hauptsächlich aus Mg-Perowskit bestand (vgl. Abschn. 27.3.3, S. 491f), was zu einem abrupten Anstieg der Solidus- und Liquidus-Temperaturen führte. Daher war der untere Teil des Erdmantels auch damals fest (Abb. 32.3). Der Vorgang der Kernbildung spielte sich in den ersten 13–32 Ma der Planetengeschichte ab, d. h. während der Endphase der Akkretion, die vor etwa 4 537 Ma mit der Bildung des Late Veneers zum Abschluss kam. (Tabelle 32.2). Ungefähr zur gleichen Zeit wurde durch den Giant Impact der Mond von der Erde abgetrennt (s. u.).

Da die Kernbildung sehr rasch, wahrscheinlich katastrophenartig erfolgte, setzte die Umwandlung von

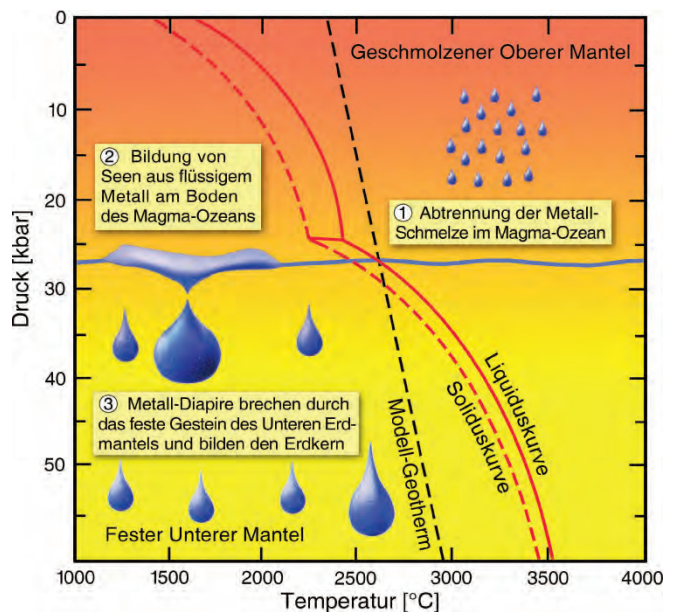


Abb. 32.3. Bildung des Erdkerns durch Entmischung einer (Fe,Ni)-Schmelze aus dem Magma-Ozean (Erläuterungen im Text). (Nach Davis u. Richter 2005, mit freundl. Genehmigung des Verlages Elsevier)

Tabelle 32.2.

Die Akkretionsgeschichte der Erde nach isotopischen Datierungen (Modifiziert nach Rollinson 2007)

Ereignis	Zeit (Ma)	Zeit seit T_0 (Ma)
Entstehung des Sonnensystems	~4 570	
Bildung der CAI (T_0)	4 568,6 ± 0,5 4 567,2 ± 0,5	0
Bildung der Chondren	4 567,6–4 562	1–5
Ende des Haupt-Wachstumsstadiums	4 557	12
Bildung des Erdkerns (Erde zu 64 % fertig)	4 556	13
Ende der Kernbildung	4 537	32
Ende der Akkretion	4 537	32
Differentiation des Erdmantels	>4 537	<30
Bildung des Mondes durch Giant Impact	4 537	32
Ältestes Mondgestein	4 562 ± 62	
Late Veneer („letztes Fournier“)		
Ältestes Gesteinsmaterial der Erde	4 404	165
Spätes katastrophales Meteoriten-Bombardement	3 800–3 900	770–760

potentieller Gravitationsenergie eine enorme Menge an thermischer Energie frei, die für erneute Aufschmelzprozesse zur Verfügung stand. Darüber hinaus war – und ist noch heute – der Zerfall radioaktiver Isotope eine wichtige Wärmequelle. Aufsteigende Mantel-Plumes lösten Magmenbildung, Plutonismus und Vulkanismus und damit eine *zweite Phase der Krustenbildung* aus, bei der vorwiegend basaltische Magmen gefördert wurden. Allerdings waren ihre Menge, Produktionsrate, räumliche und zeitliche Verteilung auf den einzelnen planetarischen Körpern sehr unterschiedlich. So flossen auf dem Mond die ersten Mare-Basalte vor ca. 4 000 Ma aus, und ihre Förderung war mit ca. 2 500 Ma bereits weitgehend abgeschlossen. Demgegenüber setzte sich auf dem Mars die Bildung der großen Schildvulkane bis in die jüngere geologische Vergangenheit vor ca. 100–200 Ma fort, während die Erde – und vielleicht auch die Venus – noch heute aktiven Vulkanismus aufweisen. Eine *dritte Phase der Krustenbildung*, die in den Kontinenten der Erde und wahrscheinlich in den Tesserae der Venus dokumentiert ist, findet durch Wiederaufarbeitung von Material der primären und sekundären Kruste statt. Auf der Erde sind Plattentektonik und Magmatismus an konstruktiven und destruktiven Plattenrändern die dominierenden geologischen Prozesse, während die geologische Entwicklung der Venus durch Vertikaltektonik und Hot-Spot-Vulkanismus bestimmt ist, die durch Mantel-Plumes erzeugt werden (z. B. Carr 1999).

Die früheste Periode in der Erdgeschichte wird heute als Hadean (grch. Ἅδης = das Unsichtbare = Hades = Unterwelt) bezeichnet. Es umfasst den Zeitraum vom Beginn der Akkretion vor ~4 560 Ma und dem Ende des großen Meteoriten-Bombardements vor ~3 800 Ma.

Entstehung des Erdmondes

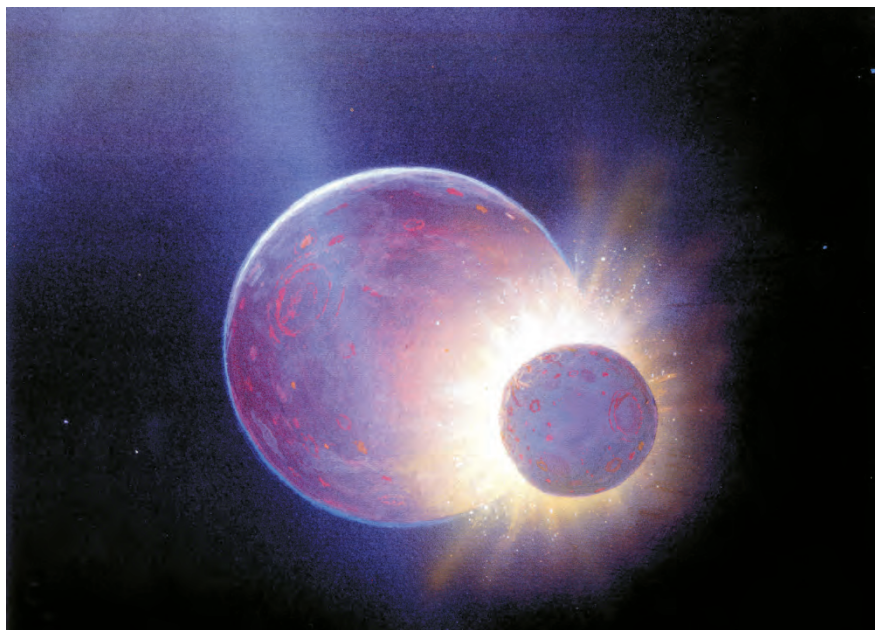
Das heute bevorzugte Modell für die Entstehung des Erdmondes ist die *Giant-Impact-Hypothese*, die in theoretischen Modellierungen und geochemischen Argumenten ihre Stütze findet (vgl. Rollinson 2007). Danach kollidierte ein planetarischer Körper, genannt „Theia“, der etwa die Masse des Mars, d. h. 15 % der Erdmasse besaß, unter schieferm Winkel mit der Protoerde (Abb. 32.4). Wahrscheinlich waren beide Körper zur Zeit des Impakts bereits in Metallkern und Silikat-Mantel differenziert. Durch den Aufschlag wurde 30 % der Erdmasse auf Temperaturen von >7 000 K aufgeheizt. Die gewaltige Menge an thermischer Energie, die dabei erzeugt wurde, führte dazu, dass die Erde größtenteils aufschmolz und dass der Impaktor und Teile des Erdkörpers verdampften. Vermutlich wurde der Metallkern des Impaktors mit dem Erdkern verschmolzen, so dass die Erde von einer vorwiegend silikatischen Gashülle umgeben wurde. Diese kondensierte teilweise wieder und reicherte sich in einer Umlaufbahn um die Erde an, woraus der an metallischem Eisen verarmte Mond entstand. Bei ihrer Abkühlung durchlief der Mond erstmals, die Erde erneut das Stadium des Magma-Ozeans. Zeitlich gehört die Entstehung des Erdmondes durch den Giant Impact in die ersten 32 Mill. Jahre unseres Sonnensystems (Kleine et al. 2005b; vgl. Tabelle 32.2).

Entstehung der Riesenplaneten

Wegen der größeren Entfernung von der Sonne und der geringeren Temperatur in der Gas-Staub-Scheibe unterscheiden sich die Riesenplaneten in ihrer Pauschalzusam-

Abb. 32.4.

Bildung des Mondes durch Giant Impact von „Theia“, einem planetarischen Körper mit etwa 15 % der Erdmasse (Erläuterungen im Text). (Nach einem Gemälde von William K. Hartmann, Planetary Science Institute, Tucson, Arizona)



mensetzung und in ihrem inneren Aufbau grundlegend von den erdähnlichen Planeten. Wichtig ist jedoch, dass die Riesenplaneten mit größter Wahrscheinlichkeit Kerne aus silikatischem Gesteinsmaterial enthalten, die von unterschiedlich dicken Eishüllen umgeben sind. Während bei Jupiter und Saturn der Hauptanteil aus einem Wasserstoff-Helium-Gas besteht, ist die Gashülle bei Uranus und Neptun deutlich kleiner. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, dass die Riesenplaneten durch andere Mechanismen entstanden sein müssen als die erdähnlichen Planeten. Dabei liegt für die Astrophysiker ein wesentliches Problem in der gravitativen Interaktion zwischen dem wachsenden Planeten und den noch vorhandenen Gasen der Gas-Staub-Scheibe (Näheres hierzu bei Chambers 2005). Für die Bildung der Riesenplaneten werden zwei Modelle diskutiert (z. B. Lunine 2005; Rollinson 2007).

1. Nach dem heute immer noch stark bevorzugten *Rocky-Core-Modell* entstehen die Riesenplaneten durch die Akkretion von Planeten-Kernen, gefolgt von einem Gas-Kollaps. Dadurch erklärt sich am besten der hohe Anteil an schweren Elementen und die wahrscheinliche Existenz von silikatischen Kernen in den Riesenplaneten. Nach diesem Modell war im Endstadium der Sternentstehung die Akkretionsscheibe soweit abgekühlt, das in Entfernungen von etwa 5 AE Wassereis aus dem Solarnebel kondensieren konnte. Innerhalb von etwa 1 Ma kam es zur raschen Bildung von Planeten-Embryos, die aus festem Gesteinsmaterial und Eis bestanden. Sobald diese, etwa 10 Erdmassen schweren Körper gebildet waren, führte in Zeiträumen von ca. 10 Ma hydrodynamischer Kollaps der Gase zur Bildung gro-

ßer Körper. Die Entwicklung der Rieseneisplaneten Uranus und Neptun könnte durch zwischenzeitlichen Gasverlust oder infolge dynamischer Störungen durch die Riesenmasse von Jupiter abgebrochen worden sein.

2. Durch die Entdeckung von Riesen-Gasplaneten außerhalb unseres Sonnensystems (Lissauer 2002), wurde ein alternatives Modell in die Diskussion gebracht. Viele dieser extrasolaren Planeten sind weniger als 0,1 AE von ihrem Mutterstern entfernt, während Jupiter einen Sonnenabstand von 5 AE aufweist. Diese Tatsache könnte man dadurch erklären, dass die Riesenplaneten durch Instabilitäten in der Gas-Staub-Scheibe entstehen, wobei sich durch gravitativen Kollaps sehr rasch – innerhalb von nur 100 Jahren! – Klumpen von Gas und Staub bilden.

Weiterführende Literatur

Lehrbücher und Sammelbände

- Faure G, Mensing TM (2007) Introduction to planetary science – The geological perspective. Springer-Verlag, Dordrecht, Niederlande
- Henning Th (ed) (2003) Astromineralogy. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Rollinson H (2007) Early Earth systems – A geochemical approach. Blackwell, Malden, Ma, USA
- Unsöld A, Baschek B (2005) Der neue Kosmos, 7. Aufl. Korrigierter Nachdruck, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York
- Weigert A, Wendger H, Wisotzki L (2005) Astronomie und Astrophysik – Ein Grundkurs. 4. Aufl, Wiley-VCH, Weinheim

Übersichtsartikel

- Carr MH (1999) Mars. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) The new solar system. Cambridge University Press, Cambridge UK, pp 141–156

- Chambers JE (2005) Planet formation. In: Davis AM (ed) *Meteorites, comets, and planets*. Elsevier, Amsterdam Oxford, pp 461–474
- Davis AM, Richter FM (2005) Condensation and evaporation of solar system materials. In: Davis AM (ed) *Meteorites, comets, and planets*. Elsevier, Amsterdam Oxford, pp 407–430
- Fiquet G, Guyot F, Badro J (2008) The Earth's lower mantle and core. *Elements* 4:177–182
- Henning Th (2008) Early phases of planet formation in protoplanetary disks. *Physica Scripta T* (in press)
- Jones AP (2007) The mineralogy of cosmic dust: Astromineralogy. *Eur J Mineral* 19:771–782
- Lunine JI (2005) Giant planets. In: Davis AM (ed) *Meteorites, comets and planets*. Elsevier Amsterdam Oxford, pp 623–636
- Newsom HE, Jones JH (1990) *Origin of the Earth*. Oxford University Press, Oxford
- Scott ERD, Krot AN (2005) Chondrites and their components. In: Davis AM (ed) *Meteorites, comets, and planets*. Elsevier, Amsterdam Oxford, pp 143–200
- Wetherill GW (1990) Formation of the Earth. *Ann Rev Earth Planet Sci* 18:205–256
- Wood JA (1999) Origin of the solar system. In: Beatty JK, Petersen CC, Chaikin A (eds) *The new solar system*. Cambridge University Press, Cambridge, UK
- Wood BJ, Walter MJ, Wade J (2006) Accretion of the Earth and segregation of its core. *Nature* 441:825–833
- Zinner EK (2005) Presolar grains. In: Davis AM (ed) *Meteorites, comets, and planets*. Elsevier, Amsterdam Oxford, pp 17–39
- Bennett CL und 20 weitere Autoren (2003) First year Wilkinson Microwave Anisotropy Probe (WMAP) observations: preliminary maps and their basic results. *Astrophys J Suppl* 148:1–27
- Bouvier A, Wadhwa M, Janney P (2008) Pb-Pb isotope systematics in an Allende chondrule. *Geochim Cosmochim Acta* 72:A106
- Fagan TJ, Krot AN, Keil K, Yurimoto H (2004) Oxygen isotopic evolution of amoeboid olivine aggregates in the reduced CV chondrites Efremovka, Vigarano and Leoville. *Geochim Cosmochim Acta* 68:2591–2611
- Kleine T, Mezger K, Palme H, Scherer E, Münker C (2005a) Early core formation in asteroids and late accretion of chondrite parent bodies: Evidence from ^{182}Hf - ^{182}W in CAIs, metal-rich chondrites, and iron meteorites. *Geochim Cosmochim Acta* 69:5805–5818
- Kleine T, Palme H, Mezger K, Halliday AN (2005b) Hf-W chronometry of lunar metals and the age of early differentiation of the moon. *Science* 310:1671–1674
- Kleine T, Burckhardt C, Bourdon B, Irving A (2008) Calibrating the hafnium-tungsten and aluminium-magnesium clocks. 86th Ann Meeting DMG, 14–16 Sept 2008, Berlin, Abstr 403
- Lissauer JJ (2002) Extrasolar planets. *Nature* 419:355–358
- Shearer CK, Papike JJ (1999) Magmatic evolution of the Moon. *Am Mineral* 84:1469–1494
- Shukolyukov A, Lugmair GW (1993) Live iron-60 in the early solar system. *Science* 259:1348–1350
- Wänke H, Dreibus G (1988) Chemical composition and accretion history of the terrestrial planets. *Phil Trans Roy Soc London A* 325:545–557
- Weidenschilling SJ, Spaute D, Davis DR, Marzari F, Ohtsuki K (1997) Accretional evolution of a planetsimal swarm. *Icarus* 128:429–455
- Wadhwa M, Russell SS (2000) Timescales of accretion and differentiation in the early solar system: The meteoritic evidence. In: Mannings V, Boss AP, Russell SS (eds) *Protostars and planets IV*. Univ Arizona Press, Tucson, Arizona, pp 995–1018

Zitierte Literatur

- Amelin Y, Krot AN, Hutcheon ID, Ulyanov AA (2002) Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminum-rich inclusions. *Science* 297:1678–1683

Anhang

A.1 Übersicht wichtiger Ionenradien und der Ionenkoordination gegenüber O^{2-}

Je nach der Größe der Ionen- bzw. Atomradien ist in einer Kristallstruktur das Zentralatom von 3, 4, 6, 8 oder 12 nächsten Nachbarn umgeben. Diese Zahl wird als

Kationen	Radien	Koordination mit O^{2-}	Anionen
K^+	1,68 Å 1,59 Å	[12] [8]	S^{2-} 1,72 Å
Na^+	1,24 Å	[8]	
Ca^{2+}	1,20 Å	[8]	Cl^- 1,72 Å
Mn^{2+}	0,75 Å	[6]	
Fe^{2+}	0,69 Å	[6]	O^{2-} 1,27 Å
Mg^{2+}	0,80 Å	[6]	
Fe^{3+}	0,63 Å	[6]	OH^- 1,32 Å
Ti^{4+}	0,69 Å	[6]	
Al^{3+}	0,61 Å 0,47 Å	[6] [4]	F^- 1,25 Å
Si^{4+}	0,34 Å	[4]	
C^{4+}	0,15 Å	[3]	

Abb. A.1. Durchschnittliche Ionenradien und Koordinationszahlen gegenüber O^{2-} in gesteinsbildenden Mineralen. (Nach Whittacker u. Muntus 1970)

Koordinationszahl bezeichnet und in eckige Klammern gesetzt, z. B. [4] = tetraedrische, [6] = oktaedrische, [8] = hexaädrische Koordination. Die Ionenradien der wichtigsten chemischen Elemente sind in Abb. A.1 anschaulich dargestellt.

A.2 Berechnung von Mineralformeln

Für die Umrechnung chemischer Mineralanalysen in Mineralformeln stehen heute Computer-Programme zur Verfügung. Trotzdem wird dringend empfohlen, solche Berechnungen anhand ausgewählter Beispiele zunächst einmal selbst mit dem Taschenrechner durchzuführen, um den Rechenvorgang zu verstehen. Die Umrechnung erfolgt in mehreren Schritten:

1. Berechnung von *Molekular-Quotienten*. Dafür werden die Gew.-% der einzelnen Oxide durch die jeweiligen Molekulargewichte dividiert, die sich dem Tabellenwerk von Küster-Thiel-Fischbeck (2003) entnehmen lassen, z. B. für den Granat in Tabelle A.1: 37,1 Gew.-% SiO_2 : $60,084 = 0,6175$.
2. Berechnung der *Sauerstoff-Zahl*, die zu einem Oxid gehört, bezogen auf den Molekularquotienten, z. B. für SiO_2 $0,6175 \times 2 = 1,2350$.
3. Berechnung der Sauerstoffe bezogen auf die Gesamtzahl der *Sauerstoffe in der Formeleinheit*; z. B. enthält die Granat-Formel insgesamt 12 O. Man summiert die Sauerstoff-Zahlen, teilt jede einzelne Sauerstoff-Zahl durch diese Summe und multipliziert sie mit 12. Im angegebenen Beispiel ergibt sich dabei für SiO_2 die Zahl 6,044.
4. Berechnung der *Kationen pro Formeleinheit*, also im Falle von SiO_2 $6,044 : 2 = 3,022$ Si. Für Al_2O_3 und Fe_2O_3 muss jeweils mit $\frac{2}{3}$, für Na_2O und K_2O mit 2 multipliziert werden, um auf die Zahl der Kationen pro Formeleinheit zu kommen.
5. Berechnung der Lage im *ACF-* und *A'KF-Dreieck* und der *AFM-Projektion* nach den angegebenen Schemata, wenn möglich, Berechnung von Mineral-Endgliedern.

Tabelle A.1.
Granat aus Gneishornfels Op123,
Kontakthof von Steinach, Ober-
pfalz (Okrusch 1969)

	Gew.-%	Molekular- Gewicht	Molekular- Quotient	Zahl der O	Zahl der O = 12	Kationen bez. auf 12 O
SiO ₂	37,1	60,084	0,6175	1,2350	6,044	3,022
Al ₂ O ₃	20,3	101,96	0,1991	0,5973	2,923	1,949
Fe ₂ O ₃	0,5	159,69	0,0031	0,0093	0,046	0,031
FeO	33,0	71,846	0,4593	0,4593	2,248	2,248
MnO	5,45	70,937	0,0768	0,0768	0,376	0,376
MgO	2,28	40,304	0,0566	0,0566	0,277	0,277
CaO	0,99	56,079	0,0177	0,0177	0,087	0,087
Summe	99,62			2,4520	12,001	7,990

Kationen bez. auf 12 O		Berechnung der Granat-Endglieder						Endglieder [Mol.-%]	
Si	3,022	Ca äquivalent zu Fe ³⁺	Ca	0,0465	Fe ³⁺	0,031	Adr	1,5	
Al ^[4]	0,000	Rest Ca + äqu. Al	Ca	0,0405	Al	0,027	Grs	1,4	
Z	3,022	Fe ²⁺ + äqu. Al	Fe ²⁺	2,248	Al	1,499	Alm	75,2	
Al ^[6]	1,949	Mn + äqu. Al	Mn	0,376	Al	0,251	Sps	12,6	
Fe ³⁺	0,030	Mg + äqu. Al	Mg	0,277	Al	0,185	Prp	9,3	
Y	1,979		X	2,988	Y	1,993		100,0	
Fe ²⁺	2,248								
Mn	0,376								
Mg	0,277								
Ca	0,087								
X	2,988								

Bei den folgenden Berechnungen werden die Molzahlen verwendet, multipliziert mit dem Faktor 10 000, um sie ganzzahlig zu machen.

ACF-Dreieck			
$A = [Al_2O_3] + [Fe_2O_3] - [Na_2O] - [K_2O]$	$= 1991 + 31$	$= 2022$	24,9
$C = [CaO]$		$= 177$	2,2
$F = [FeO] + [MnO] + [MgO]$	$= 4593 + 768 + 566$	$= 5927$	72,9
		8126	100,0

A'KF-Dreieck			
$A' = [Al_2O_3] + [Fe_2O_3] - [Na_2O] - [K_2O] - 1/3[CaO]^a$	$= 1991 + 31 - 59$	$= 1963$	24,9
$K = [K_2O]$		$= 0$	0,0
$F = [FeO] + [MnO] + [MgO]$	$= 4593 + 768 + 566$	$= 5927$	75,1
		7890	100,0

AFM-Projektion	
$A = \frac{[Al_2O_3] - [K_2O] - 1/3([CaO] + [MnO])^b}{[Al_2O_3] - [K_2O] - 1/3([CaO] + [MnO])^b + [FeO] + [MgO]}$	$= \frac{1991 - 59 - 256}{1991 - 59 - 256 + 4593 + 566} = \frac{1676}{6835} = 0,245$
$F = \frac{[FeO]}{[FeO] + [MgO]}$	$= \frac{4593}{4593 + 566} = \frac{4593}{5159} = 0,89$
$M = 1 - F = 1 - 0,89 = 0,11$	

Da Granat kein K₂O enthält, ergibt sich kein Unterschied, wenn man Kalifeldspat als Projektionspunkt benutzt. ^a Äquivalent zu Al₂O₃ in Grossular. ^b Äquivalent zu Al₂O₃ in Grossular und Spessartin.

Tabelle A.2.

Biotit aus Gneishornfels Op123, Kontakthof von Steinach, Oberpfalz (Okrusch 1969)

	Gew.-%	Molekular-Gewicht	Molekular-Quotient	Zahl der O	Zahl der (O + OH) = 24	Kationen bez. auf 24(O + OH)
SiO ₂	34,8	60,084	0,5792	1,1584	10,516	5,258
TiO ₂	3,06	79,899	0,0383	0,0766	0,695	0,348
Al ₂ O ₃	19,5	101,96	0,1913	0,5739	5,210	3,473
Fe ₂ O ₃	1,9	159,69	0,0119	0,0357	0,324	0,216
FeO	20,8	71,846	0,2895	0,2895	2,628	2,628
MnO	0,18	70,937	0,0025	0,0025	0,023	0,023
MgO	7,1	40,304	0,1762	0,1762	1,600	1,600
Na ₂ O	0,35	61,979	0,0056	0,0056	0,051	0,102
K ₂ O	8,95	94,203	0,0950	0,0950	0,862	1,724
H ₂ O ⁺	4,15	18,015	0,2304	0,2304	2,092	4,184
Summe	100,79			2,6438	24,001	
Bei den folgenden Berechnungen werden die Molzahlen verwendet, multipliziert mit dem Faktor 10000, um diese ganzzahlig zu machen						
Kationen bez. auf 24(O + OH)		A'KF-Dreieck				
Si	5,258	$A' = 1913 + 119 - 56 - 950$			= 1026	15,4
Al ^[4]	2,742	$K =$			= 950	14,3
Z	8,000	$F = 2895 + 25 + 1762$			= 4682	70,3
Al ^[6]	0,731				6658	100,0
AFM-Projektion						
a) mit Muscovit als Projektionspunkt						
Fe ³⁺	0,216	$A = \frac{1913 - 3 \times 950}{1913 - 3 \times 950 + 1762 + 2895} = \frac{-937}{3720} = -0,252$				
Fe ²⁺	2,628	$F = \frac{2895}{4657} = 0,62$				
Mn	0,023	$M = 1 - 0,62 = 0,38$				
Mg	1,600					
Y	5,546	b) mit Kalifeldspat als Projektionspunkt				
Na	0,102	$A = \frac{1913 - 950}{1913 - 950 + 1762 + 2895} = \frac{963}{5620} = 0,171$				
K	1,724				oder $F =$	$A = 1913 - 950 = 963$ 17,1
X	1,826	$F = 0,62$				$F =$ 2895 51,5
(OH)	4,184	$M = 0,38$				$M =$ 1762 31,4
						5620 100,0

Für die in den Tabellen A.1 und A.2 gegebenen Rechenbeispiele wurden Analysen ausgewählt, bei denen FeO/Fe₂O₃ auf chemischem Wege und H₂O über den Glühverlust bestimmt wurden. Bei Mikrosonden-Ana-

lysen wird Gesamteisen als FeO^{tot} angegeben und – soweit möglich – das Fe²⁺/Fe³⁺-Verhältnis bei der Formelberechnung abgeschätzt. So gilt z. B. beim Granat Fe³⁺ = Y – Al = 2 – Al.

A.3 Lernschemen der subalkalinen Magmatite und der Alkali-Magmatite

Tafel 1 und 2 unterscheidet zwischen Vulkaniten (*oben*) und Plutoniten (*unten*). In vertikaler Anordnung sind links die hellen Gemengteile (Plagioklas, Kalifeldspat bzw. Alkalifeldspat, Quarz oder Foide) dargestellt. Nach ihnen richtet sich in erster Linie die Gesteinsbezeichnung. Oben be-

finden sich in horizontaler Anordnung die dunklen Gemengteile (Olivin, Pyroxen, Hornblende, Biotit, bei den Alkalimagmatiten auch Na-Amphibol, Ägirin, Ägirinaugit und Titanaugit). Der vertikal über den Gesteinsnamen befindliche dunkle Gemengteil ist normalerweise in dem betreffenden Gestein enthalten z. B. Biotit beim Granit. Daneben sind fast immer auch andere dunkle Gemengteile möglich, die dann im Gesteinsnamen erscheinen, z. B. Hornblendegranit, oder Augitgranit.

Tafel A.1.
a Subalkaline Vulkanite und
b subalkaline Plutonite

	Olivin	Pyroxen	Hornblende	Biotit	Holo-leukokrat
a					
Holomelanokrat	(Pikrit)				
Plagioklas (An > 50)	Pikritbasalt Tholeiit (Melaphyr) (Diabas)				
Plagioklas (An 30–50)	Andesit (Porphyrit)				
Plag ≥ Alkalifeldspat (An ≥ 30) + Quarz	Dacit Rhyodacit (Quarzporphyrit)				
Plag < Alkalifeldspat (An ≤ 30) + Quarz	Rhyolith (Quarzporphyrit)				
b					
Holomelanokrat	Dunit	Pyroxenit	Peridotit		
Plagioklas (An > 50)	Gabbro Norit				
Plagioklas (An 30–50)	Gabbrodiorit Diorit Quarzdiorit Tonalit				Anorthosit (An 20–80)
Plag > Alkalifeldspat (An ≥ 30) + Quarz	Granodiorit				
Plag ≤ Alkalifeldspat (An ≤ 30) + Quarz ± Muscovit	Granit Aplitgranit				
Quarz ± Alkalifeldspat ± Muscovit					Silexit

- *Weißer Felder:* SiO₂-*untersättigte* Magmatite mit Olivin und/oder Feldspatvertretern (Foiden);
- *hellblaue Felder:* SiO₂-*gesättigte* Magmatite ohne freien Quarz;
- *mittelblaue Felder:* SiO₂-*übersättigte* Magmatite mit freiem Quarz.

Von links oben nach rechts unten nimmt bei den aufgeführten Magmatiten der SiO₂-Gehalt entsprechend zu.

Literatur

Küster FW, Thiel A, Roland A (2003) Logarithmische Rechentafeln für die chemische Analytik, 105. Aufl. de Gruyter, Berlin New York
 Okrusch M (1969) Die Gneishornfelse um Steinach in der Oberpfalz – eine phasenpetrologische Analyse. Contrib Mineral Petrol 22:32–72
 Whittacker EJW, Muntus R (1970) Ionic radii for use in geochemistry. Geochim Cosmochim Acta 34:945–956

Tafel A.2.
a Alkali-Vulkanite und
b Alkali-Plutonite

a

		Olivin	± Biotit (Lepidomelan)	Hololeukokrat
			Na-Pyroxen ± Titanaugit ± diopsidischer Augit	
Holomelanokrat				
	Foiden	Nephelinit Leucitit		
Plagioklas (An 50–70) » Alkalifeldspat		Nephelinbasanit Leucitbasanit Nephelintephrit Leucittephrit Alkaliolivinbasalte tephritischer Phonolith		
Alkalifeldspat		Phonolith Noseanphonolith Leucitphonolith		
Alkalifeldspat > Plag (An 20–30)			Trachyt	
Alkalifeldspat » Plag + Quarz			Pantellerit Comendit Alkalirhyolith	

b

		Olivin	± Biotit (Lepidomelan)	Hololeukokrat
			Na-Pyroxen ± Titanaugit ± diopsidischer Augit	
Holomelanokrat			Jacupirangit	
	Foiden: Nephelin	Foidit Ijolith		
Plagioklas (An 40–60) ± Alkalifeldspat	Nephelin	Theralith		
Plagioklas ≥ Alkalifeldspat		Essexit		
Alkalifeldspat	Nephelin Foiden: Sodalith	Shonkinit Foyait	Nephelinsyenit Sodalithsyenit	
Alkalifeldspat » Plag		Larvikit (Alkali)syenit		
Alkalifeldspat » Plag + Quarz		Nordmarkit Alkaligranit		

Abdruckgenehmigungen

Abbildungsvorlagen wurden aus Buchpublikationen und Fachzeitschriften folgender Verlage, Gesellschaften und Institutionen – oft in modifizierter Form – entnommen. Für die freundlich erteilte Abdruckgenehmigung wird herzlich gedankt.

Allen & Unwin, London: 25.13, 25.14
 American Geophysical Union, Washington, D.C.: 17.2, 27.5, 27.6, 27.8, 27.12, 27.14, 27.19
 American Journal of Science, New Haven, Connecticut: 16.10, 16.14, 24.10, 25.10
 Bayerische Akademie der Wissenschaften, München: 1.11
 Beringeria, Würzburg: 29.3, 29.6, 29.7, 29.8
 Blackie & Son Ltd., London: 10.2–10.4
 Blackwell Publishing, Oxford Malden, Massachusetts: 9.32, 12.13, 13.4, 15.5, 19.3, 19.4b, 19.6, 21.1, 21.5, 21.6, 21.11, 24.25, 31.17, 32.2
 Burgess, Minneapolis, Minnesota: 9.7, 9.9
 Cambridge University Press, Cambridge, UK: 30.4, 30.5, 30.7, 30.8 (Rechte bei den Autoren, s. u.)
 Chapman & Hall, London: 17.1, 27.1, 27.4b, 27.7, 27.19–27.22
 Dover Publications, Inc., New York: 16.2, 16.4, 16.7, 16.15
 Economic Geology Publishing Company: 23.9
 Elements: 2.12, 13.1
 Ellen Pilger, Clausthal: 1.24, 1.32, 1.33 (Rechte bei den Autoren, s. u.)
 Elsevier, Amsterdam Oxford New York: 15.4, 24.29, 24.30, 27.9, 30.2, 30.6, 32.2
 Elsevier – Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg 21.10
 – vormals Bibliographisches Institut, Mannheim: 27.3, 27.4a
 – vormals Ferdinand Enke, Stuttgart: 1.5, 1.8, 1.20, 2.1, 7.4, 23.11–23.13, 24.18, 27.2, 31.5, 31.15
 Elsevier (vormals Gustav Fischer bzw. Urban & Fischer), Jena: 19.4a, 20.2, 21.7, 24.32
 EPISODES, Beijing: 7.7, 25.20
 Ernest Benn Ltd., London: 9.37
 Geological Society of America, Boulder, Colorado: 16.12, 18.2, 18.4
 Geological Society of CIM 900, Vancouver, British Columbia: 2.8
 Geophysical Laboratory, Carnegie Institution, Washington, D.C.: 16.2, 16.7, 16.8, 16.13
 Harper Collins Academic, London: 15.3, 31.6, 31.7
 Harper & Row, Publishers, Inc., New York: 22.4b
 John Wiley & Sons, New York: 2.4, 2.18, 6.13c, 9.37a,c, 14.3, 14.5
 McGraw-Hill Book Company, New York: 13.5, 13.6, 15.1, 17.3, 19.2, 22.4a, 23.14
 Mineralogical Society of America, Washington, D.C.: 5.2, 5.5, 5.9, 9.10, 9.13, 9.29c, 9.49,b,c, 14.8, 16.16, 23.17, 25.8, 25.21, 26.7, 26.8, 26.9
 National Academy of Science, Washington, D.C.: 16.22
 Oldenbourg, Wissenschaftsverlag GmbH, München: 1.2, 1.4, 1.16, 1.19, 1.21, 1.22
 Oxford University Press, Oxford, UK: 1.25 - 1.28, 1.30, 1.31, 14.4, 15.2, 16.12, 16.18, 16.21, 25.9, 25.15, 31.10
 Pearson Education/Longmans, Harlow, Essex, UK: 5.8, 9.30, 9.36, 9.47, 9.48
 Pearson Education/Prentice-Hall, Old Tappan, New Jersey: 12.6, 12.8, 12.9, 31.1–31.4, 31.9, 31.11–31.13a, 31.14
 Pergamon Press Ltd., Oxford, UK: 2.8, 24.16, 24.20–24.23, 27.18, 29.4

Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
 (<http://www.schweizerbart.de>): 1.8, 1.20, 2.1, 5.11–5.13, 6.6, 6.13a,b,d, 7.3, 7.5, 8.3, 9.18, 9.26, 9.40, 16.17, 21.3, 21.4, 23.2, 25.3, 25.4, 27.10, 27.11
 – vormals Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig: 9.41
 Springer-Verlag, Wien: 11.3, 24.4
 Freiburger Forschungshefte (TU Freiberg): 25.16
 Terra Antarctica Publication, Siena: 31.16a
 The University of Chicago Press, Chicago, Illinois: 6.11, 16.13, 18.9, 20.1, 23.5
 UCL Press Ltd., London: 25.12b
 Verlag Glückauf, Essen: 21.2, 22.3
 Walter de Gruyter GmbH, Berlin New York: 1.12, 6.1, 9.3
 W. H. Freeman and Company, New York: 2.15, 19.1, 26.5
 Wiley – Verlag Chemie, Weinheim: 9.57
 Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt: 12.1, 12.11
 Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft, Stuttgart: 27.15
 Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts: 21.8c

Für die freundliche Genehmigung zur Publikation unveröffentlicher oder nur im Internet verfügbarer Abbildungen danken wir herzlich:

Annie Allison und Alfred McEwen (Jet Propulsion Laboratory NASA, Pasadena, California): 30.5a
 Sönke Brandt (Universität Würzburg/Kiel): 25.1
 Michael H. Carr (USGS, Menlo Park, California): 30.4, 30.5
 Don Davis (für NASA): 30.5b, 30.8
 Paolo Forti (Universität Bologna): 7.7
 Hartwig Frimmel (Universität Würzburg): 1.37, 23.7, 23.8
 Zareh Gorjian und Eric DeLong (Jet Propulsion Laboratory NASA, Pasadena, California): 30.7
 Chris Harris (University of Capetown): 13.7
 William K. Hartmann (Planetary Science Institute, Tucson, Arizona): 32.4
 Peter M. Herzig (GEOMAR Kiel): 21.9
 Institut für Planetologie, Universität Münster: 28.2, 29.5
 Torrence V. Johnson (Jet Propulsion Laboratory NASA, Pasadena, California): 30.7, 30.8
 Armin Kirfel (Universität Bonn): 1.14
 Reiner Klemd (Universität Würzburg/Erlangen): 15.6, 15.9
 Hans Kreuzer (BGR Hannover): 31.16a
 Peter A. Kukla (RWTH Aachen): 24.15, 24.28
 Joachim A. Lorenz (Karlstein am Main): 1.36, 9.46, 26.11, 29.2
 Vesna Marchig (BGR Hannover): 21.8d
 Pete Mouginiis-Mark (University of Hawaii): 12.3, 12.12
 Georg Müller (TU Clausthal) und Michael Raith (Universität Bonn): 1.24, 1.32, 1.33
 Lutz Nasdala (Universität Wien): 9.6
 National Aeronautics and Space Administration NASA (USA): 28.1, Kapitel 32, Hintergrundbild
 Manfred Pflughaar (Heidenheim): 12.2
 Dietmar Reinsch (TU Braunschweig): 22.1
 David J. Roddy (US Geological Survey, Flagstaff, Arizona): 29.1
 Hans-Peter Schertl (Ruhruniversität Bochum): 26.13
 Dieter Stöffler (Museum für Naturkunde, Berlin): 24.8
 Javier Trueba (Madrid, Contacto/Agentur Focus, Hamburg): 7.6
 Detlev van Ravenswaay (Sciende Photo Library): 30.4

Index

Sachindex

A

- Aa-Lava 217
Aa-Strom, Zonierung 217
AB (Alkalibasalt) 563f
Abdichtung von Schadstoffdeponien 154
Abfallstoffe
–, chemische 377
–, radioaktive 377
Abfangen 556
Abfolge
–, plutonische 316
–, Bildungstiefe 316
–, sedimentäre 351
–, subvulkanische 325
–, Bildungstiefe 316
Abkühlung
–, adiabatische 282
–, isobare 448
Abkühlungsalter 570
Abkühlungsgeschwindigkeit 572
Abkühlungspfad 298, 572
Abkühlungsrate 292, 446, 449, 570
Ablagerung 351, 353
–, fluvioglaziale 361
–, glaziale 361
–, pyroklastische 222
–, vulkanische 339
Ablagerungsmechanismus 365
Ablagerungsmilieu 362
Ablation 519
Abraumhalden 40, 328
Abrieb 366
Absaigern 250ff, 253, 288, 299
Abschiebung 323, 390
–, flache 447
Absinken 250
Absonderung 31f
–, säulenförmige 32
Adsorption 27f
Absorptions-Koeffizient 28
Absorptionsmittel 153, 162f
Absorptionsschema 27
Absorptionsspektren 545, 547
Absorptionsvermögen 147
Abtragung 35, 477, 549
Abtrennung, katastrophale 502
Abwässer
–, Dekontaminierung 90
–, Reinigung 153
Acantharier 37
Acapulcoit 514, 516
accumulation clock (engl., siehe Anreicherungsuhr) 569
Acetylcholin 37
ACF-Diagramm, ACF-Dreieck 452ff, 462
–, Berechnung 452
–, Hornfels-Klassen 454
–, Korrekturen 452
–, Mischkristall 452
ACFM-Tetraeder 456
Achat 161f
Achatgeode 228
Achatlagerstätte 228
Achatmandel 30, 32, 161
Achondrit 499, 505, 508f, 513ff, 532, 534, 536
Achse
–, optische 22ff
–, polare 18
Achsenabschnitt 9
Achsenbilder, konoskopische 27
Achsenebene, optische 22f
Achsenkreuz 9
Achsenverhältnis 9
Achsenwinkel, optischer 22f
Achterringe 176
Actiniden-Erde 34
Adakit 203
Additionsbaufehler 79
Additionsstellung 26
Ader 314
–, hydrothermale 297
adiabatisch 282, 292
Adinol 388, 406, 419
Adrasta, Jupiter-Mond 546
Adsorbens 373
Adsorptionsvermögen 373
Adular 164, 168, 171, 329, 460
–, -Tracht 168
AE (Astronomische Einheit) 525, 581
aerodynamisch 225, 393
Aerosole 543
AFC-Prozesse (Assimilation+Fractional Crystallisation) 254, 500
Affinität 550
AFM-Dreieck 198, 248f
AFM-Projektion 454ff
Agglomerat 219, 225
Aggregatspaltbarkeit 171
–, Reinigung 153
Ägirin 137f, 140, 382
Ägirinaugit 137f, 140, 209ff, 382, 470
A-Horizont 343
Akanthit 62f, 348, 361
Åkermanit 129f, 583f
A'KF-Diagramm, A'KF-Dreieck 452ff, 462
–, Granat-Cordierit-Biotit-Kalifeldspat-Paragenese 454
AKFM-Tetraeder 455
Akkretion, heterogene 502, 586ff
Akkretionsgeschichte 586, 588
Akkretionskeil 398
Akkretionsphase, Akkretionsprozess 511, 546
Akkretionsprozess 343
Akkretionsscheibe, protoplanetarische 513, 582, 585f, 589
Akkumulation, nichtgravitative 586
Akkumulatorenblei 64, 69
Akmit (siehe auch Ägirin) 138ff, 196
Aktinolith 142ff, 144, 201, 382, 405, 460f
–, ACF-Diagramm 453, 462
–, -Asbest 39f, 142, 145
–, zur Gesteinsklassifikation 142f
Aktinolithschiefer 406, 420
Aktivierungsenergie 430
Aktivität 291, 557
–, geologische, Ariel 544
–, kryovulkanische, Uranus-Monde 542ff
–, tektonische, Ariel 544
–, vulkanische
–, Ariel 544
–, Io 540
Aktivitätskoeffizient 291, 557
Akzeptoren 18
Al/Si-Verhältnis 343
Al₂O₃
–, Ausscheidung 344
–, Löslichkeit 342f
–, Überschuss 197, 286
–, Unterschuss 197
Al₂SiO₅
–, -Gruppe, Polymorphe 125f, 427, 429ff
–, Phasendiagramm 430
–, -Polymorphe 427, 432
–, thermodynamische Daten 431
Alabaster 109
Alaun, Kristallwachstum 5
Albedo 498, 526f, 536, 539, 543, 545ff
Albit 4, 15, 140, 164f, 167, 171f, 263f, 275f, 325, 381f, 433f, 436f, 460f, 468ff, 488, 583f

- , -Epidot-Hornfels-Fazies 459, 466
- , -Gesetz 167, 169ff
- , -glas 244
- , -Hochtemperaturform 169
- , -ICPW-Norm 196
- , -in Meteoriten 510
- , -Kalifeldspat-System, Phasendiagramm 167
- , -kongruentes Schmelzen 244
- , -phylit 403
- , -rhyolith 192
- , -Schmelze
 - , -Löslichkeit von Wasser 244
 - , -Viskosität 244
- , -Schmelzpunkt 259
- , -Stabilitätsgrenze 289
- , -System
 - , -Albit-Anorthit 258ff
 - , -Albit-Kalifeldspat 266ff
 - , -Diopsid-Anorthit-Albit 260ff
 - , -Quarz-Albit-Kalifeldspat-H₂O 287ff
 - , -zur Gesteinsklassifikation 191
- Albit-Gesetz 169f, 172
- Albitisierung 419
- Albitgranit 207
- AlCl₃ 227
- Al-Diopsid 510
- Alexandrit 82, 406
- Algen 37, 367
 - , -phylloide 367
- Algenmatten 367
- Algoma-Typ 370
- ALHA 81005, Meteorit 516
- Al-Hydroxid
 - , -Löslichkeit 342
- Alkalibasalt (AB) 209, 248, 280, 563
 - , -Chondrit-normierte Spurenelement-Muster 560
 - , -kontinentaler Riftzonen 280
 - , -Ne-führender 276
 - , -ozeanischer Inseln 280, 561
 - , -Soliduskurve 294
 - , -Varietäten 209
 - , -Venus 528
 - , -vulkane 489
- Alkalichlorid 375
- Alkalifeldspat 29, 164ff, 165, 169ff, 191ff, 209ff, 266ff, 274, 288ff, 308ff, 317, 382, 400f, 457, 500, 594
 - , -Entmischungsvorgänge 167, 326
 - , -Granit 192, 207, 595
 - , -Häufigkeit in der Erdkruste 29
 - , -Mischkristall 15, 164ff
 - , -Reihe 169ff
 - , -Rhyolith 265
 - , -Syenit 192, 207, 595
 - , -foidführender 193
 - , -Trachyt 192, 265
 - , -foidführender 193
 - , -Verdrängung 317
 - , -Zonarbau 288
 - , -zur Gesteinsklassifikation 191
 - , -Zwillingsbildung 168
- Alkaligabbro (siehe Essexit) 208
- Alkaligesteins-Komplexe 211
- Alkaligranit (siehe Kalifeldspat-Granit)
- Alkaligranit-Komplex 233
- Alkali-Ionen 341
- Alkalikarbonate 373
- Alkali-Lamprophyr 194
- Alkali-Magmatite 197, 207, 248
 - , -foidführende 305
 - , -K-betonte 197
 - , -Komplexe 305
 - , -K-reiche 198
 - , -Lernschema 594
 - , -leukokrate 198
 - , -melanokrate 198
 - , -mesokrate 198
 - , -Na-betonte 198
- Alkali-Metalle 551
- Alkali-Metasomatose 418ff
- alkaline magma series (engl., siehe Alkali-Serie) 197
- alkaline rock suite (engl., siehe Alkali-Magmatite) 207
- Alkalinität 342
- Alkalinitrate 373
- Alkali-Olivin-Basalt 209f, 283f, 486
- Alkalipegmatit 193f
- Alkaliplutonit 207, 595
- Alkalipyroxen 140f, 310
- Alkalirhyolith (siehe Kalifeldspat-Rhyolith)
- alkalische Lösungen 342f
- Alkali-Serie 197, 248
- Alkali-Suite 498
- Alkalisulfate 373
- Alkalisulfide 315
- Alkalisyenit (siehe Kalifeldspat-Syenit)
- Alkalitrachyt (siehe Kalifeldspat-Trachyt)
- Alkali-Turmaline 135f
- Alkalivulkanit 174, 209, 595
 - , -Mikrofoto 204
- Alkalizufuhr 467
- Allanit 131, 199, 559
- allitische Verwitterung 344
- allochromatisch 77
- allseits flächenzentriert 10
- Almandin 124, 395, 397, 445, 460, 462ff
 - , -ACF-, A'KF-Diagramm 453
 - , -AFM-Projektion 455
 - , -Granat, Lichtbrechung 21
 - , -Stabilitätsfeld 443
 - , -T-f_{O₂}-Diagramm 443
- Almandinzone, Barrow'sche 461
- Alnöit 194
- AlO₄-Tetraeder 120, 126, 134, 144, 166, 175
- AlO₆-Oktaeder 126, 137, 145
- Alpha-Protonen-Röntgenspektroskopie, Mars 532
- Alpidische Orogenese 396, 398, 415
- alpine Klüfte 329
- alpine Kluffquarze 159f
- Al,Si-
 - , -Diffusion, intrakristalline 166
 - , -Ordnung 343
 - , -Unordnung, Sillimanit 430f
 - , -Verteilung in Feldspäten 165f
 - , -geordnet/ungeordnet 165f, 169, 172
- Al-Spinell 583f
- Alter
 - , -Abkühlungs- 570
 - , -geologisches 570
 - , -Kratonisierungs- 570
 - , -Kristallisations- 570
 - , -Krustenbildungs- 570
 - , -Plateau- 576
- Alteration
 - , -argillitische 319
 - , -metasomatische 334
 - , -spätmagmatische (hydrothermale) 318f
- Alterationsfront 363
- Alterationszone 319
- Altersbestimmung 549
 - , -radiometrische (isotopische) 36, 116, 398, 448
- Altersinformation 570, 577
- Aluminat 120
 - , -Spinell 83
- Aluminium
 - , -Erz 91f, 345
 - , -Gewinnung 91, 173, 345
 - , -Hydroxide 342ff
 - , -Isotop ²⁶Al 536
 - , -Metallurgie 311
 - , -Oxide 342
 - , -Silikat 120
 - , -Verwitterungslösung 342
- Alumogel 342, 344
- Alumosilikat 120, 155
- Alunit 227, 325
- Alunitisierung 420
- Alveolar-Makrophagen (AM) 39
- Al-Vermeidungs-Prinzip 167
- Alvin, Unterseeboot 329
- Amalgam 47, 51, 68
- Amalgamierung 50
- Amalthea, Jupiter-Mond 539
- Amazonit 171, 311
- Amazonium 530
- Amblygonit 311f
- Amethyst 29, 41, 159
 - , -Druse 228
- Amici-Bertrand'sche Hilfslinse 26
- Ammoniak NH₃ 538, 543
 - , -Eis 546
 - , -Hydrat 543
- Ammoniten 38
- Ammoniumphosphat 117
- amorph 4
- Amors (erdnahe Asteroiden) 537f
- Amosit (siehe auch Grunerit) 39
- Amphibol 31, 121, 136, 142ff, 147, 151f, 160f, 191ff, 197ff, 207ff, 211, 213, 225, 286f, 294, 310, 342, 357, 371, 392f, 398, 403ff, 417ff, 468ff, 500, 559, 575f, 594
 - , -Asbest, verkieiselter 160
 - , -Ca- 143f
 - , -Datierung 570, 575ff
 - , -Eigenfarbe 27
 - , -Familie 39, 121, 142ff
 - , -granulit 404
 - , -Häufigkeit in der Erdkruste 29

- , in Mondgesteinen 500
- , Kristallisation 241
- , Mg-Fe- 142f
 - , monokline 142
 - , rhombische 142
- , Na- 145, 595
- , Struktur 136
- , symmetrische Auslöschung 26
- , Zonarbau 426
- , zur Gesteinsklassifikation 191
- Amphibolit 32, 242, 386f, 392f, 394, 400, 405f, 408, 417, 419, 458f, 461ff, 469f, 482f, 554
 - , Entwässerungsschmelzen 295
 - , Magnetisierung 84
 - , Mineralbestand 31
 - , Schockwellenbeanspruchter 392
- Amphibolitfazies 458f, 461ff, 466, 483
- Amphoterit 512
- Amplitude 20f
- anaerob 37f
- Analbit 166f
- Analcim 164, 176, 394, 436, 460
- Analysator 24ff
- Analyse
 - , geochemische 36, 441ff
 - , ortsauflösende 575
- Anatas 7, 91, 329, 357
- Anatexis 277, 312, 417
 - , experimentelle 290ff, 416f
 - , partielle 249, 279, 285, 379f, 383, 415ff, 486ff, 559
 - , Element-Inkompatibilität 561
- anchimetamorph 382ff, 400
- Anchimetamorphose 382ff
- Andalusit 7, 125ff, 286, 381, 386ff, 406, 409, 427ff, 437f, 442, 452, 454, 456ff, 461ff
 - , ACF-, A'KF-Diagramm 453f, 462
 - , -Cordierit-Hornfels 386
 - , Sericitisierung 381
 - , Stabilitätsfeld 427
 - , Stabilitätsgrenze 433
 - , Verdrängung 432
- Andentyp 398, 482
- Andesin 171f, 275, 397, 466
- Andesit 144, 172, 192f, 195, 203, 223, 226, 240, 248, 250, 259, 262, 274ff, 280, 318, 320, 325, 332f, 405, 421, 460, 470, 490, 532f, 555, 560, 566f
 - , basaltischer 193, 195
 - , chemische Zusammensetzung 195
 - , Mars 532
 - , -Dacit-Rhyolith-Assoziation 275
 - , foidführender 193
 - , Magma 226, 275, 489
 - , -vulkanismus 489
- Andradit 21, 124
 - , ACF-Diagramm 453, 462
 - , -Granat, Lichtbrechung 21
 - , -reicher Granat 461
- Andrastea, Jupiter-Mond 539
- Anfangskonzentration an ⁸⁷Sr 571
- Anfangsverhältnis ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 286f, 571ff
- ANFM-Diagramm 468
- Anglesit 107, 109, 347
 - , in Mondgesteinen 500
 - , Kristallisation 241
 - , Mg-Fe- 142f
 - , monokline 142
 - , rhombische 142
 - , Na- 145, 595
 - , Struktur 136
 - , symmetrische Auslöschung 26
 - , Zonarbau 426
 - , zur Gesteinsklassifikation 191
- Amphibolit 32, 242, 386f, 392f, 394, 400, 405f, 408, 417, 419, 458f, 461ff, 469f, 482f, 554
 - , Entwässerungsschmelzen 295
 - , Magnetisierung 84
 - , Mineralbestand 31
 - , Schockwellenbeanspruchter 392
- Amphibolitfazies 458f, 461ff, 466, 483
- Amphoterit 512
- Amplitude 20f
- anaerob 37f
- Analbit 166f
- Analcim 164, 176, 394, 436, 460
- Analysator 24ff
- Analyse
 - , geochemische 36, 441ff
 - , ortsauflösende 575
- Anatas 7, 91, 329, 357
- Anatexis 277, 312, 417
 - , experimentelle 290ff, 416f
 - , partielle 249, 279, 285, 379f, 383, 415ff, 486ff, 559
 - , Element-Inkompatibilität 561
- anchimetamorph 382ff, 400
- Anchimetamorphose 382ff
- Andalusit 7, 125ff, 286, 381, 386ff, 406, 409, 427ff, 437f, 442, 452, 454, 456ff, 461ff
 - , ACF-, A'KF-Diagramm 453f, 462
 - , -Cordierit-Hornfels 386
 - , Sericitisierung 381
 - , Stabilitätsfeld 427
 - , Stabilitätsgrenze 433
 - , Verdrängung 432
- Andentyp 398, 482
- Andesin 171f, 275, 397, 466
- Andesit 144, 172, 192f, 195, 203, 223, 226, 240, 248, 250, 259, 262, 274ff, 280, 318, 320, 325, 332f, 405, 421, 460, 470, 490, 532f, 555, 560, 566f
 - , basaltischer 193, 195
 - , chemische Zusammensetzung 195
 - , Mars 532
 - , -Dacit-Rhyolith-Assoziation 275
 - , foidführender 193
 - , Magma 226, 275, 489
 - , -vulkanismus 489
- Andradit 21, 124
 - , ACF-Diagramm 453, 462
 - , -Granat, Lichtbrechung 21
 - , -reicher Granat 461
- Andrastea, Jupiter-Mond 539
- Anfangskonzentration an ⁸⁷Sr 571
- Anfangsverhältnis ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 286f, 571ff
- ANFM-Diagramm 468
- Anglesit 107, 109, 347
 - , Erz 68, 328
- Angrit 509, 514
- Ängström 9
- anhedral (engl., siehe xenomorph)
- Anhydrit 7, 107, 109, 112, 227, 315, 331, 340ff, 374f
 - , Auflösung 112
 - , -Binder 109
 - , -gesättigtes Thermalwasser 112
 - , in Achondriten 515
 - , Kegel 331
 - , Kristallstruktur 107
 - , metastabile Modifikation 112
 - , S-Isotopie 568
- Anilit 347
- Anionen 550f
 - , -bildner 551
 - , -gruppen 45
 - , -komplexe 45, 95, 103, 107, 115, 551
- anisotrop 5
- Anisotropie 4f
 - , der Härte 16f, 54
 - , der Wachstumsgeschwindigkeit 5
 - , der Wärmeleitfähigkeit 17
 - , optische 5, 22f
 - , seismische 486
- Ankerit 95, 102, 382, 461, 469
- Anlagerungsgefüge 32
- Annabergit 72
- Annit 149, 445
- Anomalie
 - , geochemische 40
 - , thermische 302
- Anorthit 15, 155f, 164f, 167, 171f, 436, 445, 466, 488, 510ff, 583f
 - , ACF-Diagramm 453f
 - , ICPW-Norm 196
 - , in Meteoriten 510
 - , Schmelzpunkt 257, 259
 - , System
 - , Albit–Anorthit 258 ff
 - , Diopsid– Anorthit-Albit 260ff
 - , Quarz-Albit-Anorthit(-Kalifeldspat)-H₂O 293f
- Anorthoklas 164, 168, 171
 - , -Tracht 168
 - , zur Gesteinsklassifikation 191
- Anorthosit 192f, 201, 498f, 526, 561
 - , -Breccie (Mondmeteorit, Lunait) 509
 - , -Massiv 252, 302, 587
 - , REE-Muster 561
- anoxisch 362
- Anreicherungsuhr 569
- Antekrist 190, 232, 252
- ANT-Gruppe 498
- Anthophyllit 45, 121, 142f, 382, 406, 435f, 457, 461f, 466
 - , ACF-, A'KF-Diagramm 453, 461
 - , -Asbest 39, 142
 - , -Ferroanthophyllit-Reihe 142
- antiferromagnetisch 19
- Antigorit 148, 151, 435
 - , Abbau 435
 - , gewellte (modulierte) Struktur 151
- Antimon, ged. 8, 47, 53, 69, 328
 - , Erz 68, 328
 - , -fahlerz (siehe auch Tetraedrit) 74
 - , -glanz (siehe auch Stibnit) 68
 - , -Quarz-Gang, telethermaler 328
- Antimonide 3
- Antimonit (siehe auch Stibnit) 68, 328
- Antineutrino 571
- Antiperthit 165, 168, 266
- Anti-Rapakivi-Gefüge 250
- Antispinell-Struktur 83
- Antistressmineral 384
- Anwachssäume 355
- AOA (siehe auch Olivin-Aggregat, amöboides) 510, 585
- äolisch 361
- Apatit 2, 8, 17, 115f, 312, 357, 420, 509f
 - , ICPW-Norm 196
 - , in Magmatiten 198ff, 203, 205, 207ff, 211, 213
 - , in Meteoriten 510f
 - , in Mondgesteinen 500
 - , -Lagerstätte 117, 305
 - , (OH)-freier 500
 - , -Struktur 115, 117
 - , zur Gesteinsklassifikation 191
- Aperturblende 22
- Aplit 34, 190, 193, 232, 420
 - , -granit 170, 383, 418, 594
- Apochromate 80
- Apollo-Missionen 2f, 497
- Apollos (erdnahe Asteroiden) 536
- Apophyllit 154f, 177f, 320
 - , -Gruppe 154
- apparent age (engl., siehe auch Scheinalter) 575
- Appretur 153
- Apulische Mikroplatte 398
- Aquamarin 133, 311
- Ar (Argon) 226, 527, 530, 538, 543, 575f
- arabescato (ital., siehe auch Marmor) 405
- Aragonit 2, 7, 16, 38, 95, 97, 99f, 228, 374, 398, 468
 - , -Gruppe 95, 99ff
 - , -Sinter 228
 - , Stabilitätsfeld 99f
 - , -Struktur 95, 99
 - , Umwandlung in Calcit 100
- Archaikum, geothermischer Gradient 305
- Archäologie 36
- Archäometrie 36
- Arfvedsonit 143, 145, 208
- Argentit 8, 49, 62f
 - , -Akanthit 325ff
- Argille scagliose 228
- Argillitzone 319
- Argon, Ar
 - , ³⁹Ar-⁴⁰Ar-Datierungen 575
 - , Atmosphäre der Riesenplaneten 538
 - , Atmosphäre des Saturn-Mondes Titan 543
 - , atmosphärisches 576
 - , ererbtes 576
 - , Isotope 576
 - , Mars-Atmosphäre 530
 - , radiogenes 576
 - , Venus-Atmosphäre 527

- , Verlust 576
 –, vulkanischer Dampf 225
 Ariel, Uranus-Mond 543f
 Aristoteles 2
 Arkose 153, 171, 344, 356f, 381, 403f, 446, 463, 465
 –, ACF-, A'KF-Diagramm 453
 –, unreine 357
 Armalcolit 500
 Armleuchteralgen 37
 Arsen, ged. 8, 19, 24, 47, 53
 –, Gruppe 47
 –, toxische Wirkung 40
 Arsenate 3, 115
 Arsen-Erz 71f
 Arsenfahlerz (siehe auch Tennantit) 74
 Arsenide 3, 61, 63, 69
 Arsenkies (siehe auch Arsenopyrit) 71
 Arsenolith 40
 Arsenopyrit 40, 69, 71, 321f, 326
 –, Gold-Einschlüsse 50
 –, Kristalltracht 71
 Arsen-Sulfid 72f
 Artensterben 507
 Arzneimittel 104, 147
 Asbest 39f, 141ff, 151f, 160, 369
 –, -Ersatz 141
 –, -filter 152
 –, -garn 152
 –, -gewebe 152
 –, -pappe 152
 –, -platten 152
 –, -zement 152
 Asbestose 39, 145
 Asbolan 345
 Asche, vulkanische 35, 189, 225
 Aschenfäule 222
 Aschenstrom 221ff
 Aschentuff 223, 225
 Aschenwolke 221
 AsH₃ 538
 Assimilation 247, 253f, 280
 Asterismus 85
 Asteroiden 2, 505, 508f, 512, 514, 523ff, 525, 535ff, 546, 550, 581, 584, 586
 –, Astronomische Erforschung 535
 –, Ceres 516
 –, differenzierter 517
 –, Entstehung 535
 –, erdnahe 536
 –, -Familien 535
 –, innerer Aufbau 536
 –, Kollisionsgeschichte 535
 –, -Mutterkörper 536, 585
 –, Nickel-Eisen-Kern 536
 –, Pallas 516
 –, Reflexions-Spektren 536
 –, Umlaufbahnen 535
 –, Vesta 514
 –, Zirkonalter 514
 –, Zusammensetzung 536
 Asteroiden-Achondrit 514, 516
 Asteroidengürtel 505, 523f, 534f, 581, 586
 Asteroiden-Impakt 506f
 Athensosphäre 458, 480, 487, 489f, 490f
 Astraea, Asteroid 535
 Astronomie-Satellit HIPPARCOS 583
 Astronomische Einheit AE 525, 581
 Asymmetrie 4
 Ataxit 517, 519
 –, Ni-ärmer 519
 –, Ni-reicher 507, 519
 atmophil 550f
 Atmosphäre 339
 atmosphärisches CO₂ 567
 Atoll 367
 Atombindung 13f, 61, 550
 Atombombe 328
 Atomgewicht 564
 Atomkern 13, 564, 571, 576
 Atomradius 591
 Atomreaktor 133
 Atomrumpfe 14, 550
 Atons (erdnahe Asteroiden) 537
 A-Typ-Granite (anorogenic source rocks) 287
 Ätzfiguren 54, 64, 101, 173, 175
 Ätznatron 78
 Au-Ag-Telluride 324
 Aubrit 509, 514, 536
 Aufbereikbaarheit von Erzen 557
 Aufbereitungsabgänge 40
 Aufheizung
 –, isobare 448f
 –, regionale 394
 –, stufenweise 577f
 Aufheizungsrate 446
 Auflicht 27ff
 –, -mikroskopie 27ff
 Auflösung 355
 –, selektive 412
 Auflösungsrate 366
 Aufschiebung 390
 –, Granitintrusion 236
 Aufschluss 477
 Aufschmelzexperiment 241
 Aufschmelzgrad 250, 291
 Aufschmelzort 249, 280, 282
 Aufschmelzprozess 249, 587f
 Aufschmelzung 393, 585ff
 –, isobare 259
 –, partielle 277f, 414ff, 484, 487, 489
 Aufschwimmen 252, 299
 Aufstiegsfad 292
 Aufstiegsrate 292
 Auftausalz 78
 Augit 137f, 139f, 140, 206f, 209ff, 500
 –, basaltischer 139f
 –, diopsidischer 201f, 208f, 273, 595
 –, gemeiner 140
 –, hedenbergitischer 274
 –, in Achondriten 514f
 –, ophitisches Gefüge 263
 Augitdiorit 199
 Augitgranit 198
 Augitnorit 302
 Au-Komplexe 358
 Auripigment 72f
 Aurosmirid 52
 Ausblühungen 104
 Ausbreitungsrichtung, Erdbebenwellen 478
 Ausbruch, phreatomagmatischer 220
 Ausfällung
 –, anorganische 352, 364, 366
 –, biochemische 366
 –, CaCO₃ 366
 –, chemische 366ff
 –, Eisen 369
 –, rhythmische 352
 Ausflockung 372
 Ausgangsmaterial 295, 339, 381ff, 403ff, 458, 564
 –, hochreaktives 429f
 Auslaugungszone 346
 Auslöschung
 –, gerade 26
 –, symmetrische 26
 –, undulöse 385, 413
 Auslöschungsschiefe 25f
 Ausscheidung 351, 353
 –, progressive 376
 –, rezessive 376
 Ausscheidungsfeld 269, 272f, 288, 300
 Ausscheidungsfolge 273, 323
 –, Evaporitbildung 373
 –, in hydrothermalen Gängen 314, 322ff
 Ausscheidungssediment 352
 Austauschgleichgewicht 445f, 567
 Australite 520
 Austrittsfenster von Röntgenröhren 133
 Auswurfdecken 503, 525f, 528, 531
 Auswürfling, vulkanischer 202f
 Auswurfmassen 525f, 528, 544
 authigen 171
 autochthon 344
 Autometamorphose 381
 Autometasomatose 381, 418, 420
 Aventurinfeidspat 172
 Aventurinquarz 161
 Axinit 3
 Azurit 62, 66, 95, 102, 346f
 –, -Malachit-Gruppe 102
 –, Struktur 95

B

- B₂O₃ 287
 Babylonquarz 160
 B-Achse 411
 BaAl₂Ti₆O₁₈ 90
 back reef (engl., siehe auch Rückriff) 367
 Backarc-Becken, -Bereich 315, 322, 325
 Backarc-Becken-Basalt 563
 Baddeleyit 305, 346, 500
 Bafflestone 365
 Baggern, submarines 399
 Bakterien 37f, 341, 343, 362f
 –, magnetotaktische 84
 Balangeroit 40
 Balkeneisen (siehe auch Kamacit) 51, 517
 Ballooning 235f
 Band, divariantes 433
 banded iron formation (BIF) (engl., siehe auch Eisenformation, gebänderte) 369
 Bandeisener (siehe auch Taenit) 51, 517

- Bändererze, marin-sedimentäre 152
 Bändermodell 17f
 Bänderton, glazialer 352
 Bänderung 352
 Banderz 326
 Bandjaspis 161
 Bankung 32
 baric type (engl., siehe auch Drucktyp) 459
 Barium 311
 -, -Feldspäte 165
 -, -Mehl 108
 Barre 367
 Barrentheorie 376
 Barriere, thermische 264, 269
 Barriereriff 367
 Barringerit 510
 Barroisit 143
 Barrow'sche
 -, Almandinzone 461
 -, Chloritzone 461
 -, Kyanitzone 444, 463
 -, Staurolithzone 463
 Barrow-Zonen 395
 Baryogenese, kosmogene 577
 Baryt 7, 37, 107f, 329, 331, 335
 -, -Beton 108
 -, Erzschorneusteine 331, 334
 -, Gänge 329
 -, Kristallstruktur 107
 -, Lagerstätte 305
 -, schichtgebundene Lagerstätte 329
 -, S-Isotopie 655
 Barytose 108
 Basal Reef (Witwatersrand-Supergruppe, Südafrika), ged. Gold 360
 Basalt 187, 193, 195, 248, 280f, 482f, 485
 -, ACF-, A'KF-Diagramm 453
 -, Blasenräume, Hohlräume 155, 175, 177
 -, chemische Zusammensetzung 195
 -, Dichte 478, 480
 -, Diskrimination 563f
 -, doleritischer 263
 -, Einsprenglinge 263
 -, -Eklogit-Umwandlung, P-T-Diagramm 485
 -, foidführender 193
 -, -Gang 34, 467
 -, Gesteinsbenennung 193
 -, Häufigkeit in der Erdkruste 187
 -, Herkunft 279ff
 -, Injektion 232
 -, Intraplatten- 280
 -, kalkalkaliner 248
 -, kontinentaler Intraplatten- 280
 -, kontinentaler Plateau- 280
 -, konvergenter Plattenränder 280
 -, -lava 543
 -, Liquiduskurve 257ff
 -, Magnetisierung, thermoremanente 84
 -, -Mandelstein 205
 -, Mare- 499ff, 588
 -, Mars 532f
 -, Mineralbestand 31
 -, -Mittel 487
 -, mittelozeanischer Rücken (MORB) 250, 280, 330f
 -, Mond 499ff
 -, ozeanischer 280, 492
 -, Inseln, MORB-normiertes Spurelement-Muster 562
 -, Plateaus 280
 -, plattentektonische Stellung 279
 -, S-Isotopie 566, 568
 -, Soliduskurve 242, 266f, 270f, 282, 289ff
 -, Sonnenbrand 177
 -, spilitisierter 421
 -, Subduktionszonen 280
 -, -Tetraeder 209, 276
 -, Tholeiit-, tholeiitischer 203, 248
 -, Venus 528f
 Basalteisenstein 345
 Basaltglas 391
 Basaltlava, submarine 330ff
 Basaltmagma 232, 251, 275, 489, 515
 -, Bildung 281
 -, Muttergesteine 281
 -, Viskosität 217, 240, 242f
 Basaltmandelstein 205
 Basaltpillow 218
 Basaltsäule 32
 Basaltschmelze 281
 -, Zusammensetzung 284
 Basaltsystem 260
 Ba-Sanidin 500
 Basanit 173f, 192, 195, 197, 209ff, 211, 240, 248, 276, 283f, 486
 -, tephritischer 192
 base metals (engl., siehe auch Buntmetalle) 34
 base surge (engl., siehe auch Schockwellen) 222f
 Basenaustauscher 176
 basinal brines (engl., siehe auch Formationswässer) 316
 Basis-Breccie 217
 basisch 349
 -, Eh-pH-Diagramm 284
 -, Schlackenführung 102
 basisflächenzentriert 10
 Bastit 152
 Bastnäsit 8, 305
 Batholith 191, 234, 280, 286, 319
 Bauelemente 141
 Baueritisierung 342
 Bauindustrie 154
 Baumaterial, hochfeuerfestes 98
 Baumstamm, versteinertes 161
 Bausteine 97
 Baustoffe, Baustoffindustrie 102, 109, 112, 162, 377
 Bauwürdigkeit einer Lagerstätte 34, 557
 Bauxit 91f, 343, 344f
 Bavenoer Gesetz, Zwilling 168ff
 Becken, abflussloses 341
 Becke'sche Lichtlinie 22
 Bediasite 520
 Beerbachit (Odenwald) 400
 Beidellit 153
 Belastungsdruck 384f, 428
 Belastungsmarken 407
Belemnitella americana
 -, Isotopen-Standard 565
 Belemniten 407
 Beleuchtungsapertur 22
 Benioff-Zone 490
 -, Kräfteplan 490
 Benitoid 8
 Bentonit 153, 225, 344
 Berechnung, thermodynamische 385, 431
 Bergbau 35f
 -, Mineralstäube 39
 -, Stockwerkhöhe 344
 Berggold 50, 358
 Bergkristall 2, 29, 41, 67, 158f
 Bergsturz 351
 Bergwerk 477
 Bernstein 4
 Berührungsparagenese 408
 Beryll 8, 12, 132f, 311, 420
 -, gemeiner 132f
 -, -Struktur 133
 Beryllium 311
 -, -bronze 133
 -, -glas 133
 -, -mineral 133
 -, -Pegmatit 311
 Bestrahlung, ionisierende 159
 Betonzuschlag 154
 Beugungswinkel 12
 Bewegung, tektonische 236
 B-Horizont 343
 Biegegleitfalte 409
 Biegung 409
 BIF (banded iron formation, gebänderte Eisenformation) 369f
 -, Algoma-Typ 370
 -, Karbonatfazies 369
 -, Oxidfazies 369
 -, Silikatfazies 370
 -, Sulfidfazies 370
 -, Superior-Typ 370
 Big Bang (engl. siehe auch Urknall) 577, 583
 Bikarbonat, marines 566
 Bilbaoerz 322
 Bildung
 -, epithermale 316
 -, hydrothermale, räumlicher Zusammenhang 316
 -, plutonische 316
 -, subvulkanische 316
 -, telethermale 316
 -, vulkanische 316
 Bildungsenthalpie 550
 Bildungstemperatur 184
 Billitonite 520
 Bims 32, 225
 Bimsasche 225
 Bimslapilli 223, 225
 Bimsstein 203, 225
 Bimstephra 222
 Bimstuff 225
 Bindemittel 109
 -, hydraulisches 97

- , in Sandsteinen 355f
- , nichthydraulisches 97
- Bindeton 344
- Bindstone 365
- Bindung
 - , chemische 13f
 - , heteropolare (s.a. Ionenbindung) 13f, 61, 550
 - , homöopolare (s.a. Atombindung) 13f, 61, 81, 120, 550
 - , kovalente 13f, 550
 - , metallische 14, 61, 550
 - , sp³-Hybrid- 120
 - , Van-der-Waals- 14, 53, 59, 61, 69, 91, 107, 146, 151, 586
- Bindungs-Charakter 13, 550
- Bingham'sche Flüssigkeit 243
- Bio-Apatit 38, 117
- biochemisch 362, 364, 367
- Biodurabilität 39, 145, 152
- Biofilm 37
- biogen 36f
- Bioklasten 365
- Biolithit 365, 367
- Biomasse 566
- Biomikrit 365, 367
- Biominalisation 36ff
- Bio-Oomikrit 365
- Bio-Oopelsparit 367
- Bio-Oosparit 367
- Bio-Pelmikrit 367
- Biosparit 365
- Biotit 29ff, 148f, 200f, 204ff, 149, 212f, 275, 380ff, 400f, 448f, 457, 460f, 463f, 466, 594f
 - , AFM-Projektion
 - , A'KF-, Diagramm 453f, 462
 - , Chloritisierung 381
 - , -Chloritoid-Zone 396
 - , Datierung 570ff, 575
 - , Eigenfarbe 27, 149
 - , Formelberechnung 593
 - , -Hornblende-Gabbro 201
 - , Löslichkeit 341
- Biotitgabbro 201
- Biotitgneis 483
- Biotitisierung 420
- Biotitsaum 419
- Biotitschiefer 406, 420
- Biotitzone 395, 461
- Bioturbation 367
- Bireflexion 27
- Birnessit 90, 371
- Bischofit 375f
- Bisektrix 23
- Bishop-Tuff 224, 232
- Bismut, ged. (siehe auch Wismut, ged.) 47, 53
- Bismuthinit 321, 327
- Bismutid 3
- bituminös 333, 362
- blackband (engl., siehe auch Kohleisensteine) 371
- Black Smoker 65f, 314, 329ff, 336, 394, 421, 568
 - , Lebensgemeinschaft 330
 - , Schlot 330
- Blackwall 82, 419f
- Blasenbildung 189, 220f
- Blasenhohlräume 205
- blasig 32, 190
- Blastomylonit 390, 394
- Blätterserpentin (siehe auch Antigorit) 151
- Blätterspat 96
- Blätterzeolithe 176
- Blattverschiebung 236, 542
- Blaueisfeld, antarktisches 513
- Blaue Riesen (Sterne) 583
- Blaugrünalgen 366
- Blaquarz 161
- Blauschiefer 130f, 140, 145, 398f, 405, 408, 447, 459, 467ff, 490, 492
 - , Indexminerale 398
 - , P-T-Bereich 398
- Blauschieferfazies 458f, 467ff, 470
 - , Subfazies 468
- Blauschlick, hemipelagischer 362
- Blei
 - , Erzmineral 64, 101, 109, 347
 - , Isotope 90, 574
 - , -Silber-Zink
 - , -Erzgänge 326
 - , -Lagerstätte 64
 - , -Verdrängungslagerstätte (MVT) 322, 335
 - , toxische Wirkung 40
 - , Transport 326
 - , -Zink-Erzlagerstätte, sedimentär-exhalative 335
 - , -Zink-Verdrängungslagerstätte 335
- Bleichen von Speiseölen 153
- Bleicherde 344
- Bleiglanz (siehe auch Galenit) 15, 40, 49, 63
- bleihaltige Erze, Verwitterung 347
- Bleischweif 63
- Blei-Zink-Verdrängungslagerstätte 322
- Blenden 61
- Blitzröhre 154, 163
- Blöcke 352
- Blocklava 219
- Blockstrom, pyroklastischer 223
- Blödit 376
- blue ground (siehe auch Kimberlit-Breccie, frisch) 224, 486
- blueschist (engl., siehe auch Blauschiefer) 405
- „Blutcoltan“ 311
- Boden 153, 339, 343, 351
 - , pH-Wert 341
 - , verbesserung 90
 - , Verwitterungsneubildung 341
- Bodenbakterien 343
- Bodenplatten 174
- Bodenprofil 343, 357
- Bodensatz 251
- Bogen, vulkanischer 458
- Böggild-Verwachsung 172
- Böhmit 91, 93, 342ff
 - , Struktur 93
- Bohnerz 92
- Bohrkrone 57, 114
- Bohrloch 153, 228
- Bohrmuschel 367
- Bohrprofile, Parallelisierung bei der Erdölexploration 357
- Bohr'sches Magnetton 19
- Bohrspülmittel 153, 344
- Bohrung
 - , Erdöl-, Gas- 108
 - , submarine 481
- Bolus alba (siehe auch Kaolin) 153
- Bombe, vulkanische 225
- Bombentuffe 225
- Bonanza 325
- Boninit 203
- Bor 311
 - , Lagerstätte 227
- Boracit, β- 8, 104
- Borate 103ff, 374
 - , -Lagerstätte, lakustrine 374
 - , Strukturen 104f
- Borax 104, 374
 - , Struktur 104
- Borkarbid 104
- Bor-Metasomatose 388, 418
- Bornit 62, 66, 321f, 331, 347
 - , Hoch- 62
 - , intermediärer 62
 - , Tief- 62
- Bornitrid 104
- Bor-Rohstoff 104
- Borsäure 104, 227
- Bort 57
- Bottom-Set 359
- Bougier-Anomalie 481
- Bouma-Zyklus 407
- Boundstone 365
- Bournonit 7
- Bowen'sches Reaktionsprinzip 250, 254, 273ff
- Brachinit 514
- Brachiopoden 366
- Braggit 304
- Bragg'sche Gleichung 12
- braided river system (engl., siehe auch Fluss-System, verzweigtes) 353
- Brasilianer
 - , -Gesetz 158
 - , -Zwilling 158
- Braunbleierz 118
- Brauneisenerz (siehe auch Limonit) 66, 70, 345, 347
- Brauner Glaskopf 92
- Braunit 371
- Braunspat (siehe auch Ankerit) 102
- Braunstein 90
- Bravais
 - , -Gitter 10
 - , -Index 9
- Breccie 55, 211, 224f, 253, 303, 318, 326, 332f, 352, 355f, 390, 393, 415, 486, 498f, 514, 516, 587
 - , geschmolzene 253, 303
 - , hydrothermale 319
 - , lunare 499
 - , polymikte 499

- Breccienerz 326
 Breccienzone 333
 Brecciiierung 334
 Brechungsgesetz 23, 479
 Brechungsindex 21
 Brennen, explosives in Supernova 578
 Brennhaare 37
 Brennessel 37
 Brennstoffzellen 117
 Breunnerit 98
 bright swirl (engl., siehe auch Wirbel, heller) 503
 Brillantschliff 56
 brine pool (engl., siehe auch Laugentümpel) 332, 334
 Brockenlava 217
 Bromcarnallit 80
 Bronze 89
 Bronzit 138f, 512
 Bronzinit 138, 300
 Brookit 88, 357
 Bruch 42
 –, -spuren 235
 –, -tektonik, bruchtektonische Erscheinungen 235f, 528
 Brucit 8, 382
 Brucitschicht 150f
 Brückensauerstoff (BO) 243
 Brushit 38, 373
 Bryozoen 366f
 Buchan-Typ 396
 Buchit 388, 467
 Buergerit 136
 bulk modulus (engl., siehe auch Kompressionsmodul) 478
 bulk partition coefficient (engl., siehe auch Gesamtverteilungskoeffizient) 557
 Bulk Silicate Earth (BSE) (Rb/Sr-Verhältnis) 573
 Bündner Schiefer (Schweizer Alpen) 400
 Bunte Breccie 393
 Buntkupferkies (siehe auch Bornit) 62
 Buntmetall 34
 –, -Lagerstätten 363
 –, -Sulfide 315, 320ff, 331
 Buntsandstein 467
 Burgers-Vektor 413f
 Burma, Edelstein-Seife 360
 Bushveld-Typ 301
 Bytownit 171f, 274f, 514f
- C**
- C- (CI-, CM-, CO-, CR-, CV-)Chondrite (siehe auch Chondrite, kohlige) 513
 C1 (= CI-)Chondrit 513
 C1-Mittel, C1-Modell 553, 581
 C2-Chondrit 513
 C₂H₂, C₂H₄, C₂H₆ 543
 C₃H₄, C₃H₈ 543
 C₄H₂ 543
 Ca-Al-reiche Einschlüsse (CAI) 509f, 511f, 585f, 588
 Ca-Al-Ti-Minerales, refraktäre 513
 Ca-Amphibole 143ff
 CAB (Calc-alkaline Basalt) 280, 563f
 Cabochon 85, 171
 CaCO₃
 –, Ausfällung 366
 –, anorganische 366
 –, biochemische 366
 –, Ausscheidungsbedingungen 365
 –, Löslichkeit 365f
 –, -Polymorphe 38
 Cadmium 66
 –, toxische Wirkung 40
 CAI (Ca-Al-reiche Einschlüsse) 509f, 511, 513, 585f, 588
 Calc-alkaline Basalt (CAB) 280
 calcalkaline magma series (engl., siehe auch Kalkalkali-Serie) 197
 calcalkaline rock suite (engl., siehe auch Kalkalkali-Magmatit) 197
 Calcit 2, 8, 16f, 27, 29, 38, 95ff, 100f, 196, 315, 323, 374, 376, 380, 382, 389, 398, 400, 403ff, 412f, 421, 427f, 438ff, 445, 454, 460ff, 466, 468f, 515, 565, 567
 –, Abbau 438
 –, ACF-Diagramm 453
 –, Ausbildungstypen 96
 –, -Dolomit-Mischkristalle 101
 –, Elementarzelle 96, 101
 –, -Graphit-Thermometer 567
 –, -Gruppe 95f
 –, Häufigkeit in der Erdkruste 29
 –, ICPW-Norm 196
 –, Karbonatit 211
 –, Kristallstruktur 96
 –, Löslichkeit 341
 –, magmatische Bildung 97
 –, magnesiumhaltiger 37
 –, -Marmor 404
 –, Mischkristalle 97, 101
 –, PDB, Isotopen-Standard 565
 –, retrograde Löslichkeit 315
 –, Spaltrhomboeder 96
 –, Stabilitätsfeld 99f
 –, Struktur 95f, 99
 –, Zwillingsbildung 96
 Calciumcarbonat
 –, Trimorphie 95
 Calciumhaushalt 38
 Calciumoxalat 4
 –, -Dihydrat (COD) 37f
 –, -Monohydrat 37f
 –, -Trihydrat (COT) 38
 Calciumoxid 438
 Calcrete 343, 367
 calc-silicate rock (engl., siehe auch Kalksilikat-Fels, -Gneis) 405
 Caldera 222, 224, 232, 532f, 540
 Caliche 374
 Calypso, Saturn-Mond 543
 Camptonit 194
 Canavese-Einheit 483
 Cancrinit 419
 Canyon Diablo (Eisenmeteorit) 507
 Canyon Diablo Troilit (CDT) 565
 Ca-Perowskit 491ff
 Carbide 58, 584
 carbonaceous chondrite (engl., siehe auch Chondrit, kohlig) 513
 Carbonado 57
 carbonate
 –, compensation depth (engl., siehe auch Karbonat, Kompensationstiefe CCD) 366
 –, mounds 37
 Carbonylsulfid COS, vulkanisches 226
 Carborund, Carborundum (siehe auch Siliciumcarbid) 58, 86, 162
 Cardien 407
 Carlin-Typ 322
 Carlsbergit 510
 Carnallit 77, 80, 375ff
 –, inkongruente Zersetzung 377
 –, kieserithaltiger 377
 –, -Region 80
 Carnallitit 375
 Carnegieit 264, 268
 Carneol 161
 Carnotit 361
 Cäsium 311
 –, radioaktives 90
 Cassini'sche Teilung 546
 Castalia, Doppelasteroid 536
 CaTs (Ca-Tschermak's Molekül) 488
 Ca-Turmaline 135f
 cauldron subsidence (engl., siehe auch Kesseleinbruch) 235
 CB-Chondrit 513
 CCD (engl., carbonate compensation depths, siehe auch Karbonat-Kompensationstiefe) 366
 CCD-Kameratechnik 535
 C-Chondrit (siehe auch Chondrit, kohlig) 513
 Celsian 165
Ceratonia siliqua (Johannesbrotbaum) 56
 Ceres, Asteroid 525, 535f
 Cerfluorit 79
 Cerussit 95, 100, 347
 CFT (engl., Continental Flood Basalts/Tholeiites) 280
 CH₂ 542
 CH₄ (Methan) 182, 226, 240, 442, 322, 538f, 544f, 547
 –, Eis 545, 547
 Chabasit 164, 178, 228
 –, Durchkreuzungszwilling 176
 –, -Käfig 175, 178
 Chagrin 22
 chain silicates (engl., siehe auch Ketten- u. Doppelkettensilikate) 121
 Chalcedon 37, 161, 163, 228, 275
 –, -Gruppe 161
 Chalkanthit 40
 chalkophil 551
 Chalkopyrit 7, 27, 63, 66, 302, 304f, 319, 321ff, 326, 331f, 335, 346f, 510
 –, Kristallstruktur 66
 –, S-Isotopie 566, 568
 Chalkosin 62, 346, 348, 363
 Chamosit 150f, 368f
 –, -Thuringit-Erz, oolitisches 370

- Changieren 82
Characeae 37
 Charakter
 –, der Hauptzone 26
 –, optischer 22ff
Charales 37
 Charnockit 201, 404, 465
 –, -Serie 404
 Charon, Plutomonad 547
 Chassignit 509, 514f, 532
 Chatoyieren 160
 CH-Chondrit 513
 Chemie 35
 Chemiefasern 377
 chemische Bindung (siehe Bindung) 13
 chemisches Potential 419
 chert (engl., siehe auch Hornstein) 161
 Chiastolith 126
 china clay (engl., siehe auch Kaolin) 153
 Chloanthit (siehe auch Nickel-Skutterudid) 69, 72
 Chlorapatit 116
 Chlorargyrit 361
 Chlorchemie 377
 Chlorgas 78, 377
 Chlorid 374f
 Chlorid-Komplexe 335
 Chlorit 25, 27, 146, 150f, 209ff, 275, 319, 329, 345, 380ff, 400f, 444, 460f, 463f, 468f, 471
 –, ACF-, A'KF-Diagramm 453, 462
 –, AFM-Projektion 455
 Chlorit-Mineral 492
 Chloritisierung 390
 Chloritoid 129, 381f, 386, 396f, 403, 444, 456, 460f, 463, 468ff
 –, ACF-, A'KF-Diagramm 453, 462
 –, AFM-Projektion 455
 Chloritsaum 121, 129, 461, 468
 Chloritschiefer 406
 Chloritzone 395
 –, Barrow'sche 461
 Chlor-Metasomatose 418
 Chondren 509f, 512f
 –, Bildungsalter 511
 –, Entstehung 511
 –, FeO-arme, FeO-reiche 511
 –, Gefügetypen 510f
 –, porphyrische 511
 –, SiO₂-arme, SiO₂-reiche 511
 Chondrit 51, 488, 505, 508ff, 534, 552, 566
 –, Alter 508
 –, Aufbau 509
 –, Carancas (Peru) 508
 –, CB-, CH- 513
 –, Chondren 509, 513
 –, Enstatit- 512
 –, Entgasungsalter 512
 –, gewöhnlicher 512, 536, 553
 –, Gliederung 512
 –, Häufigkeit 508
 –, Haupttypen 511
 –, kohlig 511, 513, 536, 584
 –, Matrix 509
 –, -Modell 553
 –, -Normierung 561
 –, Olivin-Bronzit- 512
 –, Olivin-Hypersthen- 512
 –, Porosität 513
 –, Rumuruti- 512
 –, Tuxtucac (Mexico) 511
 –, -Typ 553
 –, Typ Karoonda, Australien 513
 –, Typ Mighei, Ukraine 513
 –, Typ Ornans, Frankreich 513
 –, Typ Renazzo, Italien 513
 –, Typ Vigarano, Italien 513
 –, Zusammensetzung 488
 Chondritic Uniform Reservoir (CHUR) 573
 –, Sm-Nd-Modellalter 573
 Chondroit 404
 C-Horizont 343
 Chrom
 –, Erz 84
 –, Lagerstätten 236
 Chromat 3, 107, 112f
 Chromdiopsid 140
 Chromdravit 136
 Chromeisenerz (siehe auch Chromit) 81, 84
 Chromeisenstein 84, 300
 Chromit 8, 81, 83, 252, 298ff, 500, 509f, 84, 517, 557
 –, -Erz, Entstehung 300
 –, in Framesit 57
 –, in Meteoriten 510, 516f
 –, in Mondgesteinen 500
 –, Lagerstätte 298ff
 –, podiforme (alpinotype) 300f
 –, stratiforme 300f
 –, Typen 300
 –, -Magnesitstein 84
 –, -PGE-Lagerstätte 300
 –, -Spinell 83
 –, -Vererzung 299
 Chromsalze 84
 Chromspinell (siehe auch Picotit) 83, 583f
 Chromstahl 84
 Chromtawmawit 131
 Chrysoberyll 81f
 –, -Katzenauge 82
 Chrysokoll 148, 153
 Chrysolith 122
 Chrysopras 161
 Chrysotil 148, 151
 –, -Asbest 39, 151f
 –, Biodurabilität 152
 –, -Fasern 152
 –, -Struktur 151
 CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) 573f
 CI-Chondrit 513
 Cinnabarit (siehe auch Zinnober) 8, 40, 51, 63, 68, 333
 CIPW-Norm, -System 194, 196f
 –, Al₂O₃-Sättigung 196f
 –, modifizierte 197
 –, SiO₂-Sättigung 196f
 –, Standardminerale 196
 Citrin 29, 159
 CK-Chondrit 513
 Cl (Chlor) 226, 240, 287
 Clarke-Werte („Clarkes“) 554ff
 Claudetit 40
 Clausius-Clapeyron'sche Gleichung 258f, 266, 282, 290, 431ff, 437, 439, 445, 494
 clayband (engl., siehe auch Toneisenstein) 371
 cleavage (engl., siehe auch Schieferung) 410
 –, slaty 400, 410
 Clintonit 150
 Clinton-Typ 370
 clockwise *P-T* path (engl. siehe auch *P-T*-Pfad) 447f
 CM2-Chondrit 513
 CMASCH-System 444
 CM-Chondren, Akkretions- und Breccierungs-Geschichte 512
 CNO-
 –, Gruppe 578
 –, Zyklus 578
 CO 226, 240, 527, 543, 545, 547
 –, -Eis 545, 547
 CO₂ 322, 348, 441f
 –, atmosphärisches 566
 –, -Aktivität 291
 –, -Eis 545
 –, Flüssigkeitseinschlüsse 182ff
 –, Fugazität 385, 437ff
 –, Jupiter-Monde 541ff
 –, Löslichkeit 341
 –, im Magma 244
 –, Mars-Atmosphäre 530
 –, Neptun-Mond Triton 545
 –, Partialdruck 365f, 441ff
 –, vulkanische Gase 226f, 240
 CO₃-Chondrit 513
 Cobalt, Erz 71f
 Cobaltin 8, 69, 321, 510
 –, -Chloanthit 327
 Coccolithophoriden 37
 COD (Calcium-Oxalat-Dihydrat) 37f
 Coelestin 37, 107, 109
 –, Kristallstruktur 107
 Coesit 15f, 39, 155ff, 162, 382, 392f, 433, 471f, 485
 –, Dichte 471
 Cohenit 500, 510, 514, 517
 Colemanit 103f, 374
 –, Struktur 104
 Coltan 311
 Columbit 311, 419
 –, -Tantalit-Konzentrat 311
 –, -Tantalit-Seife 358
 COM (Calcium-Oxalat-Monohydrat) 37f
 Commission on New Minerals and Mineral Names (CNMNM) 138
 Computer
 –, -Technologie 50
 –, -Tomographie (CT) 191
 cone sheet (engl., siehe auch Kegeldang) 226, 233
 Co-Ni-Bi-Gänge 327
 connate brines (engl., siehe auch Formationswässer) 335
 Conrad-Diskontinuität 482

- contact aureole (engl., siehe auch Kontaktaureole) 386
- Continental Flood Basalts (CFT) 280
- Cookeit 150
- Cooperit 304
- Corallinaceen 367
- Cordierit 132, 133f, 142, 286, 294, 381, 386f, 396, 403ff, 409, 414ff, 426, 432, 442, 445, 454, 456f, 464ff, 471
–, ACF-, A'KF-Diagramm 453f, 462
–, AFM-Projektion 455f
–, -Drillinge 387
–, -Orthopyroxen-Symplektit 426
–, Pinitisierung 381
–, -Porphyroblasten 387
- Coronadit 90
- Coronae 528f, 544
- COS (Carbonylsulfid) 226, 240
- COT (Calcium-Oxalat-Trihydrat) 38
- Coticule (frz., siehe auch Wetzschiefer) 404
- „cotton balls“ 105
- Coulomb'sches Gesetz 13
- counter-clockwise *P-T* path (engl., siehe auch *P-T*-Pfad, im Gegenuhrzeigersinn) 448
- Covellin 27, 62f, 66, 68, 346f, 363
–, Stabilitätsfeld 348
- CR-Chondrit 513
- Crenulation (Runzelung) 411
- crenulation cleavage (engl., siehe auch Runzelschieferung) 403
- Cristobalit 15f, 39, 147, 155, 162f, 264f, 268, 270f, 467, 500
–, Hoch- 162
–, in Meteoriten 510
–, Tief- 7, 164, 372
- cross bedding (engl., siehe auch Schrägschichtung) 353
- Crossit 145
- Cr-Spinell 583f
- crust residence age (engl., siehe auch Verweildauer in der Erdkruste) 570
- CT (Computer-Tomographie) 191
- CS₂ (Kohlenstoffdisulfid, Schwefelkohlenstoff) 240
- Cubanit 331
- Cullinan 56
- Cu-Mineralisation 566
- Cummingtonit 142f, 382, 461f
–, ACF-, A'KF-Diagramm 453, 462
–, -Grunerit 142f
- Cuprit 62, 66, 81f, 346
- Curie-Punkt, Curie-Temperatur 20, 84
- curtains of fire (siehe auch Lavavorhänge) 219
- CV3-Chondrit 513
- Cyanidverfahren 50
- Cyanobakterien 37
- Cyclokorallen 367
- Cyclosilikate (siehe auch Ringsilikate) 120, 132
- Cyclo wollastonit (siehe auch Pseudowollastonit) 141
- CZ (Critical Zone, siehe Kritische Zone) 343
- D**
- δ¹⁸O-Wert 565
- δ-ALOOH 492
- Dachschiefer 400
- Dacit 192, 195, 203, 219, 223ff, 240ff, 248, 250, 259f, 274ff, 280, 318, 325, 332f, 421, 460, 470, 490
–, chemische Zusammensetzung 195, 224
–, -Magma 223
- Daktyl, Satellit des Asteroiden Ida 536
- Dämmstoff 154
- Dampf, vulkanischer 225
- Dampfdruckkurve 184
- Dampfphase 308f, 314f
–, Ausscheidung 314
–, gelöste Komponenten 314
–, Gesteinszerrüttung 314
- Dampfätigkeit, vulkanische 226ff, 239
–, bei offenem Schlot 227
- Datierungsmethode, geochronologische 569
- Daubréolith 510, 517
- Dauerfrost-Boden, Mars 530f
- Dauphinéer 158
–, -Gesetz 158
–, -Zwilling 158
- de Fermat, Pierre, Prinzip von 479
- debris flows (engl., siehe auch Schuttstrom) 503
- Debye-Scherrer-Verfahren 12
- decay constant (engl., siehe auch Zerfallskonstante) 569
- Deckenüberschiebung 448
- Deckgebirge 33, 376
- Dedolomitisierung 368
- Deep Sea Drilling Program (DSDP) 399, 477, 481
- Deerit 382, 470
- Deformation 384, 409ff
–, Beziehung zur Kristallisation 411
–, duktile 385
–, elastische 385, 478f
–, homogene 409
–, inhomogene 409
–, intrakristalline 412f
–, kristalloplastische 414
–, plastische 392
–, postkristalline 411
–, spröde 384
–, superplastische 414
- Deformationsband 413
- Deformationsgefüge 236, 392
- Deformationsmechanismen 412ff
- Deformationsphase 411f, 447
- Deformationsprozess
–, kompressiver 324
–, transpressiver 324
- Deformationsverzwillingung 519
- Deformationszwilling 169, 411, 413
- Dehnungstektonik 233, 529, 542
- Dehydratationsschmelzen 287, 291, 294, 415ff, 438
- Dehydratationsschmelzkurve 434
- dehydration reaction (engl., siehe auch Entwässerungsreaktion) 294, 315, 397, 405, 416, 418, 433ff, 460ff
- Deimos, Marsmond 534
- Dekarbonatisierungsreaktion 380, 438ff
–, Gleichgewichtsfläche 439
–, Gleichgewichtskurve 438
- Dekompression, isothermale 447
- Dekompressionsschmelzen 282
- Dekontaminierung von Wässern 90
- Dekorationsstein 97
- dekussates (gekreuztes) Gefüge 408f
- Delta-Ablagerung 358ff
- Demantoid 125
- dense hydrous magnesium silicate (DHMS) 492
- density current (engl., siehe auch Dichteströmung) 299
- Dentalgips 112
- Dentalchemie 377
- Dentin 38
- Depleted Mantle (DM)
–, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀-Verhältnis 573
–, Sm-Nd-Modellalter 574
- Desmin (siehe auch Stilbit) 164, 176, 178
- Desmosit 388, 406, 419
- Detritus 352, 354
- Deuterium
–, -Analyse 226
–, -Brennen 539
- DHMS (Dense Hydrous Magnesium Silicate) 492
- Diabas 203, 205
–, -Mandelstein 205
- Diaboleit 7
- Diadochie 15, 45, 115
- Diagenese 36, 335, 351, 351, 354f, 382
–, Abgrenzung 382
–, der klastischen Sedimentgesteine 354f
–, Übergang zur Metamorphose 364
–, von Evaporiten 376
–, von Kalkstein 368
–, von Kupferschiefer 363
–, von Peliten 362
- Diallag 140, 201
- diamagnetisch 19
- Diamant 8, 13ff, 21, 47, 54, 211, 433, 514, 566, 585
–, Bildung 211
–, Elektronendichte-Verteilung 13
–, Härte 17
–, in Meteoriten 510
–, Industrie- 57
–, Lichtbrechung 21
–, Nano- 56
–, präsolarer 56, 585
–, -Seife 55
–, sp³-Orbitale 14
–, Stabilität 58, 487f
–, Struktur 14, 55
–, Synthese 57f
–, Wachstumsformen 54
- Diamantfenster 58
- Diamantstempel-Zelle 58, 490, 493
- Diaphthoresis 381

- Diapir 282, 587
 Diapirismus 235
 Diaspor 81, 91f, 342ff, 382, 396f
 –, -Chloritoid-Zone 396
 –, im Erdmantel 492
 –, Struktur 92
 Diasporit 92
 Diatexit 415f
 Diatomeen 37, 372
 Diatomeenerde 372f
 –, Verwendung 373
 Diatomeenschlamm 361
 Diatomite 37, 163
 Diatrem 55, 211, 224, 486
 –, Kimberlit-Pipe 224, 486
 dichroitisch 27
 Dichte 42, 478
 –, Erde 478
 –, Erdtiefe 480
 Dichteströmung 299
 Dichtungen 152
 Dickit 153, 325
 Differentiat, leukokrates 252
 Differentiation 250
 –, erdähnliche Planeten 587f
 –, gravitative 250
 –, magmatische 247f, 250, 259, 275, 558f
 –, Mars 534
 Differentiationsprozess 280
 Diffusion, intrakristalline 418
 Diffusionskriechen 414
 Digenit 62
 dike (engl., siehe auch Gang) 189, 203
 Dilatation 478
 dimensional preferred orientation (engl.,
 siehe auch Formregelung, Regelung
 nach der Korngestalt) 410
 Dinosaurier 38
 Diogenit (Achondrit) 509
 Dione, Saturnmond 543
 Diopsid 121, 137ff, 257f, 260ff, 274ff, 380,
 382, 406, 440, 461, 466, 488, 510, 582ff
 –, ACF-Diagramm 453f, 462
 –, -Hedenbergit-Reihe 138
 –, ICPW-Norm 196
 –, in Meteoriten 510
 –, Schmelzpunkt 257
 –, System
 –, Diopsid-Anorthit 257ff
 –, Diopsid-Anorthit-Albit 260ff
 –, Diopsid-Forsterit-SiO₂ 271ff
 –, Forsterit-Diopsid-Pyrop 277f
 Dioptas 8, 132, 134, 347
 Diorit 192f, 199, 236, 420, 594
 –, chemische Zusammensetzung 194
 –, foidführender 193
 –, Häufigkeit in der Erdkruste 187
 Dipol 15
 Dipolmoment 19
 disconformity (engl., siehe Diskordanz) 33
 Diskontinuität
 –, 400-km- (auch 20°-Diskontinuität)
 491
 –, 660-km- 492
 –, Conrad- 482
 –, Mohorovičić 249, 480
 Diskordanz 33
 –, Erosions- 33
 –, Winkel- 33
 Diskordia 575
 Diskriminanten-Funktion 563
 Diskriminations-Diagramm 563
 –, Anwendung 564
 –, Einschränkung 564
 dislocation
 –, creep (engl., siehe auch
 Versetzungskriechen) 413
 –, glide (engl., siehe auch
 Versetzungsgleiten) 413
 Dismikrit 365
 dispersed elements (engl., Element,
 dispergiertes) 556
 Dispersion
 –, der Doppelbrechung 25
 –, der Lichtbrechung 21
 disseminated ore (engl., siehe auch Erz,
 disseminiertes) 318f
 Disthen (siehe auch Kyanit) 17, 121, 126,
 357
 Djurleit 347
 Dolerit 34, 194, 203, 205, 209, 232
 Dollar 328
 Dolomit 8, 95, 102, 335, 365, 367, 374f, 380,
 382, 439ff, 461
 –, calcitischer 365
 –, -Gruppe 95, 101
 –, Häufigkeit in der Erdkruste 29
 –, Löslichkeit 341
 –, -Marmor 404
 –, -Mischkristall 101
 –, -Struktur 101
 Dolomitisierung 368
 Dolomitkarbonatite 211
 dolostone (engl., siehe auch Kalkstein,
 dolomitischer) 365
 Doma 6
 Domänen 159, 162, 166, 170, 172
 –, mikroskopische 166
 –, submikroskopische 166
 Donatoren 18
 Doppelbrechung 4, 21, 38
 Doppelkapselmethode 442
 Doppelkettensilikate 119, 121, 136, 274
 Doppelplanet 546
 Doppelsalz 101
 Doppelspat, Isländer 23f
 Doppelsystem, planetarisches 545
 Dravit 136
 dredging (engl., siehe auch Baggern,
 submarines) 399
 Drehachse 6
 Drehimpuls 581f
 Drehinversion 6
 Drehinversionsachse 6
 Drehkristall-Verfahren 12
 Drehung 6
 Dreier-Einfachkette 141
 Dreiering 3, 119, 141
 Dreikomponentensystem 452
 Dreischichtstruktur 145
 Dreistoffsystem
 –, CaO-MgO-SiO₂ 427f
 –, CaO-SiO₂-CO₂ 438
 –, Chromit-Olivin-SiO₂ 299
 –, Diopsid-Anorthit-Albit 260ff
 –, Diopsid-Forsterit-SiO₂ 271ff
 –, Experimente 257
 –, Forsterit-Diopsid-Pyrop 277
 –, Nephelin-Kalsilit(Leucit-)-SiO₂ 267ff
 –, Quarz (Qz)-Albit (Ab)-Anorthit (An)
 (-H₂O) 287, 293f, 416
 –, Quarz (Qz)-Albit (Ab)-Kalifeldspat
 (Or) (-H₂O) 287ff, 293f, 311, 416
 Druck 256f, 384f
 –, hydrostatischer 315
 –, lithostatischer 384, 412
 Druckabschätzung, Reaktion 398
 Druckentlastung 249
 Drucklösung 355, 412f
 Druck-Temperatur
 –, -Diagramm (siehe *P-T*-Diagramm)
 –, -Entwicklung 446
 –, -Pfad 446
 –, -Zeit-Pfad 448
 Drucktyp 459
 Druckzwillinge 413
 Druckzwillinglamellierung 96
 D"-Schicht 493, 552
 DSDP (Deep Sea Drilling Program) 399
 Dumortierit 160
 Düne 353
 Dünenand, Korngrößenverteilung 354
 Düngekalk 97
 Düngemittel 104, 112, 117, 174, 373, 377
 –, kalihaltige 174
 Dünger, mineralische 117
 Dunit 187, 192, 201, 281, 283f, 481, 486f, 502,
 594
 –, -Mittel 487
 –, Verwitterung 345
 Dünnschliff 20, 24
 Durchdringungszwilling 109
 Durchläufermineral 329
 Durchlicht 21
 –, mikroskopie 21ff
 Durchmesser, aerodynamischer 39
 Durchschlagsröhre, vulkanische 55, 163,
 211, 224
 Düsensteine 98
 Dynamit 373
 Dynamo, geomagnetischer 495
 Dyskrasit 327
-
- E**
- Ebene der SiO₂-Sättigung 276
 Ebene der SiO₂-Untersättigung, kritische
 209, 276
Echinoideae 38
 Echinodermen 366f
 E-Chondrit (siehe auch Enstatit-Chondrit)
 512
 Eckermannit 143
 Edelgas-Geochemie 586
 Edelgas-Konfiguration 13f

- Edelmetall
 –, -Erz 34
 –, Konzentration, geochemische 556
 –, -Seifen 358
- Edelopal 163
- Edelstein 56f, 83, 86, 122, 124f, 128, 133f,
 136, 141, 159ff, 171, 311
 –, -Pegmatit 311
 –, -Seifen 358f
 –, synthetischer 2
- Edektopas 128
- Edenit 143f
- Edler Spinell 83
- Edukt (Ausgangsgestein) 381, 407
- EETA 79001, Shergottit 515
- Effusion, submarine 219
- Egeran 132
- Eh-pH-Diagramm 348, 368f
- Eier
 –, von Reptilien 38
 –, von Vögeln 38
- Eigendrehimpuls 581
- Eigenfarbe 27
- Einbettungsmittel 22
- Eindruckshärte 17
- Einkieselung 37, 163
- Einkristall 4
 –, -Aufnahme 12
- Einschließungstemperatur 184
- Einschluss
 –, helizitischer 412
 –, magmatischer 182
 –, refraktärer 509f, 513
 –, Silikatglas- 182
- Einschlussfüllung 182
- Einsprengling 30, 32
- Einsprenglingsgenerationen 258
- Einsprenglingskristalle 244
- Eis 4, 256, 523, 538f, 541ff, 546f, 581, 586,
 589
- Eisdecke 351
- Eisen 34, 51
 –, Ausfällung 368
 –, Ausscheidungsfolge 369
 –, Elektronegativität 551
 –, Flusstransport 368
 –, Gruppe 47
 –, -Hydroxide 342
 –, Legierung mit Sauerstoff 494
 –, Mineral, Stabilitätsbedingungen 368
 –, Ooide 369
 –, -Oxid 333
 –, Neubildung 342
 –, -reiche Sedimente 368
 –, Stabilitätsfeld 441
- Eisen, ged., metallisches 19, 51, 441f, 500,
 510ff, 584
 –, kosmisches 51
 –, terrestrisches 51
- Eisenerze 34, 84, 87, 92, 98, 152, 302, 345
 –, Laterit- 345
 –, marine 151, 331
 –, marin-sedimentäre 92, 369ff
 –, oolithische 370
 –, sedimentäre 353, 369f
- , terrestrische 369, 371
- Eisenformation, gebänderte (BIF, banded
 iron formation) 369
- Eisenglanz (siehe auch Hämatit) 81, 86
- Eisenglimmer 86
- Eisenkern, Größe 551
- Eisenkies (siehe auch Pyrit) 69
- Eisenkiesel 161
- Eisenmeteorit 51, 505ff, 517ff, 586
 –, Gefügetypen 518
 –, Gliederung 517
 –, Häufigkeit 508
 –, Zusammensetzung 517
- Eisenoxide 331
- Eisenoxidhydrat 51, 70
- Eisensau 550
- Eisenspat (siehe auch Siderit) 98
- Eisensteine, phanerozoische 369f
 –, Clinton-Typ 370
 –, Minette-Typ 370
- Eisensulfide 331
- Eisenvitriol 68
- Eiserner Hut 92, 346f
- Eiskruste 540ff
- Eislinie 586
- Eismonde 542ff
- „Eisriese“ Ganymed, Jupiter-Mond 540, 542
- ejecta blanket (engl., siehe auch Auswurf-
 Decke) 503
- Ekliptik 587
- Eklogit 57, 398, 405, 469f, 484ff, 488f
 –, Bildung 469
 –, Dichte 478, 485
 –, Erdmantel 485f, 488f, 492
 –, Fremdmodell 469
 –, In-situ-Modell 470
 –, Nebengemengteile 469
 –, Soliduskurve 294
 –, Xenolith 472
- Eklogitfazies 458f, 465, 469ff
 –, Druckgrenze 470
 –, Temperaturstabilität 470
 –, Untergliederung 470
- Ektekt 417
- Eläolith 173, 208
- Elbait 136
- Elektroakustik 162
- Elektroindustrie, Elektrotechnik 52, 69
- Elektroisolation 149
- Elektrokeramik 88, 147
- Elektrolytlösung 341
- Elektronegativität 550
 –, -Differenz 550
- Elektronengas 538, 550
- Elektronenhüllen 13f
- Elektronenleitung 17f
- Elektronenmikroskop 256, 584
- Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) 22,
 426, 557
- Elektroofen 98, 102
- Elektrotechnik, Elektroindustrie 52, 69, 133,
 152
- Elektrum 50, 325
- Elemente 4, 40, 47, 281, 297, 311, 426, 550ff,
 577ff
- , Abfangen 556
 –, -Abreicherung 550
 –, -Anreicherung 297, 311, 550
 –, atmophile 550
 –, Elektronegativität 551
 –, chalkophile 550
 –, Elektronegativität 551
 –, Charakter, geochemischer 550f
 –, Clarke-Werte 554
 –, dispergierte 556
 –, Eigenschaften 549
 –, Elektronegativität 551
 –, elementar vorkommende 47
 –, Entstehung 577ff
 –, Feldstärke 551
 –, -Fraktionierung 426, 550
 –, Gesamtverteilungskoeffizient 557
 –, Gliederung, geochemische 550
 –, großioniges lithophile (LIL-Elemente)
 281, 551
 –, Häufigkeit 552ff, 578
 –, Erdkruste 554ff
 –, Gesamterde 552ff
 –, kosmochemische 494
 –, solare 578
 –, hoher Feldstärke (HFS-Elemente) 281
 –, inkompatible 278, 281, 552
 –, Anreicherung 553
 –, Ionenpotential 551
 –, kompatible 552
 –, Kondensation 583
 –, -Konzentration, Chondrit-Mittelwert
 561
 –, leichtflüchtige 581
 –, lithophile 550
 –, Elektronegativität 551
 –, seltene, Anreicherung 556
 –, Seltenerd- 88
 –, siderophile 550, 587
 –, Elektronegativität 551
 –, Tarnen 556
 –, toxische 40
 –, Verteilung 549
 –, volatile 581
- Elemente, galvanische 65
- Elongation 26
- Eluvium 351
- Email 80, 89, 104, 171
- Emissions-Spektroskopie, thermische
 (TES) 532
- Emulsion 253
- enantiomorph 10
- enantiotrop 156
- Enargit 7, 63, 67, 319
- Enceladus, Saturn-Mond 543
- Encke-Lücke 546
- Enderbit 404
- Endoblastese 198
- Endoprothese 36
- Endoskelett 38
- Energie
 –, elektrische 228
 –, geothermische 228
 –, Gezeitenkräfte 539
 –, Gravitations- 539, 587f

- , Herkunft 383f
- , kinetische 587
- , potentielle 587f
- , thermische, Herkunft 383, 539, 587f
- Enhydros 161
- Enriched Mantle (EM), ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀-Verhältnis 573
- Enstatit 137ff, 270ff, 274, 276, 435f, 471, 488
 - , -Chondrit 512
 - , -Hypersthen 500
 - , in Meteoriten 510
- Entekt 417
- Entfärben 153
- Entfetten 153
- Entgasung, Entgasungsprozess 527f
- Entgasungsprodukt 190, 203, 206f
- Enthalpie, freie 413, 428, 430f
- Entlastungswelle 391
- Entmischung 15
 - , antiperthitische 168
 - , liquide 250, 253, 298, 302
 - , perthitische 168
- Entmischungskurve 167
- Entschwefelung 112
- Entwässerungskurve, Druckabhängigkeit 435
- Entwässerungsreaktion 294, 315, 380, 433ff, 440
 - , bei $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{tot}}$ 437
 - , bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}}$ 433
 - , Clausius-Clapeyron'sche Gleichung 434
 - , Gleichgewichtskurve 433, 435f
 - , Steigung 436
 - , metamorphe 294
- Entweichgeschwindigkeit 515, 535
- Entwicklung, magmatische 249
- Eos-Familie (Asteroiden) 535
- Epidot 120, 130f, 199, 205, 320, 357, 402f, 460f, 468ff
 - , ACF-Diagramm 453
 - , -Amphibolit 131, 405
 - , -Amphibolitfazies 458ff, 461
 - , ACF-Diagramm 453, 462
 - , Eigenfarbe 27
 - , Zonarbau 424
- Epidot-Blauschieferfazies 468f
- epigenetisch 297, 335
- Epikontinentalmeer 367
- Epithel 38
- Epizone 457
- Epsomit 227, 374, 376
- Erbendorfkörper 483
- Erbsenstein (siehe auch Pisolith) 99, 228
- Erdalkali-Chlorid 375
- Erdbeben 215, 478ff
- Erdbebenhäufigkeit 215
- Erdbebenherd 479
- Erdbebenstation 478
- Erdbebenwellen 478ff
 - , Ausbreitung im Erdinnern 479
 - , Brennfleck 479
 - , Fortpflanzungsgeschwindigkeit 282, 479ff
- , Geschwindigkeitsverteilung
 - , im Erdinnern 480
 - , im Inneren des Mondes 501
- , Laufzeitkurven 479
- , Schatten des Kerns 479
- , Typ 478
- Erde 523ff, 581, 586ff
 - , Aufbau, innerer, seismischer Befund 478
 - , Aufbau, seismischer 480
 - , Chemismus, früher 552
 - , Dichte 478
 - , Eisenkern 551
 - , Entwicklung 549
 - , Gesamtmasse 552
 - , Gliederung 480
 - , Massenanteile 552
 - , Modell 479
 - , Schalenbau 475, 477, 480
 - , Schalenmodell 479
 - , Zusammensetzung 553
 - , chemische 552
 - , mittlere 553
- Erdinneres
 - , Bau 475, 477
 - , Stoffbestand 475
- Erdkern 477, 480, 493ff
 - , äußerer 480, 493
 - , Dichte 494
 - , leichte Elemente 552
 - , Liquidustemperaturen 494
 - , S-Wellen-Geschwindigkeit 493
 - , Gliederung 493
 - , innerer 2, 480, 493f
 - , Liquidustemperaturen 494
 - , P-Wellen-Geschwindigkeit 493
 - , Parameter, physikalische 477
 - , Temperatur 495
 - , Zusammensetzung 494, 553
- Erdkruste 477, 480ff
 - , hypabyssische Bereiche 190
 - , junger Orogengürtel 484
 - , kontinentale 482ff, 549
 - , Clarke-Werte 555
 - , Gliederung 482
 - , Rb/Sr-Verhältnis 573
 - , Tiefenprofil 482
 - , Mächtigkeit 480, 484
 - , Mineralhäufigkeit 29
 - , Mineralvorkommen 29
 - , ozeanische 481f, 549
 - , Aufbau 481
 - , Clarke-Werte 555
 - , Mächtigkeit 482
 - , Parameter, physikalische 477
 - , Zusammensetzung 187
 - , Berechnung 554f
 - , chemische 554
- Erdmagnetfeld 37, 84, 495
- Erdmantel 57, 360, 477, 480, 484ff, 587
 - , Anatexis 484
 - , Aufbau 477
 - , Basalt-Magmen 484
 - , Chemismus 552
 - , lithosphärischer, chemische Heterogenität 489
 - , Modell, Mineral-Paragenesen 491
 - , oberer 480, 484, 492
 - , Aufschmelzverhalten 281
 - , chemischen Inhomogenität 488
 - , Eklogit 485
 - , Low-Velocity-Zone 489
 - , Peridotit 486
 - , Poisson-Zahl 486
 - , Pyrolit-Modell 486
 - , seismische Anisotropie 486
 - , Parameter, physikalische 477
 - , peridotitischer, partielles Schmelzen 249
 - , Plume 360
 - , radiogene Isotope 572ff
 - , Rb/Sr-Verhältnis 573
 - , Schmelzen 282
 - , Schnitt 487
 - , Sm/Nd-Verhältnis 573f
 - , stabile Isotope 566
 - , Tiefe 2
 - , unterer 55, 480, 492f
 - , Liquidustemperaturen 494
 - , Zusammensetzung 492f
 - , Untergrenze, Temperatur 493
 - , Wärmeproduktion, radioaktive 249
 - , Wärmezufuhr 249
 - , Zone erniedrigter Wellengeschwindigkeiten 282
 - , Zusammensetzung 484, 553
 - Erdmond (Mond) 287, 393, 475, 497ff, 524f, 547, 551, 587f
 - Erdöl, Erdgas 31, 34, 108, 187, 362, 367, 377, 567ff
 - Erdölbohrung 108
 - Erdölindustrie 154
 - Erdtiefe, Dichte 480
 - Erholung (recovery) 385, 413
 - Erionit 40
 - Eros, Asteroid 537
 - Erosionsdiskordanz 33, 359
 - Ersatz
 - , diadocher 556
 - , gekoppelter 4
 - Erstarrungsfront 252
 - Erstarrungskruste, erste 587
 - Eruption
 - , phreatomagmatische 222
 - , plinianische 222
 - Eruptionssäule 220f
 - , Gliederung 221
 - , konvektive 221
 - Eruptivgestein (siehe auch Magmatit) 189
 - Erythrin 72
 - Erz- und Mineralgänge, hydrothermale 323ff
 - , Antimon-Quarz- 328
 - , Blei-Silber-Zink- 326ff
 - , Definition 34
 - , disseminiertes 318
 - , Einteilung 34
 - , Gold- und Gold-Silber- 325
 - , Goldquarz-, orogene 316f
 - , Hämatit- 328
 - , Kupfer- 320f

- , nichtmetallische 329
 - , Prospektion 323
 - , Red-Bed-Typ 361
 - , Siderit- 328f
 - , Verwitterung 368ff
 - , Wismut-Kobalt-Nickel-Silber-Uran-327f
 - , Zinn-Silber-Wismut- 326
 - Erzanschliff 28
 - Erzfalle 322
 - Erzgang
 - , hydrothermal 313, 323
 - , Verwitterung 346ff
 - Erzgenese, Zustandsparameter 314
 - Erzhügel auf dem Ozeanboden 331, 568
 - Erzkörper, sulfidischer, Verwitterung 346ff
 - Erzlagerstätte 363, 556
 - , Bauwürdigkeit 556
 - , Bildungsmechanismen 298
 - , Definition 34
 - , hydrothermale 313ff
 - , in Schwarzschiefern 363
 - , karbonatgebundene 335f
 - , orthomagmatische 297ff
 - , schichtgebundene 332
 - , sedimentäre 369ff
 - , sedimentär-exhalative (SEDEX) 334
 - , submarin-vulkanogene 313
 - , vulkanogen-massive (VMS) 332f
 - , vulkanogen-sedimentäre 329ff
 - Erzmineral 34, 275
 - , Anreicherung 298
 - , Ausscheidungsfolge 315
 - , oxidisches 298
 - Erzmittel 323
 - Erzschmelze 298
 - Erzschornstein 331ff
 - Erzzone 319, 333
 - Essexit (siehe auch Foidmonzogabbro) 192, 208, 595
 - Estrichgips 112
 - Eternit 152
 - Ethmolith 233
 - euhedral (engl., siehe auch idiomorph) 408
 - Eukaryoten 37
 - Eukrit (Achondrit) 509
 - , basaltischer, Alter 514
 - , Mutterkörper 514, 536
 - Eurasische Platte 399
 - Europa, Jupiter-Mond 540f
 - EuropiumAnomalie, Eu-Anomalie 560f
 - eutektische Temperatur 258ff, 494
 - eutektische Zusammensetzung 267, 543
 - eutektischer Punkt 257f, 265, 273, 543
 - eutektisches System 257
 - Evaporite 78, 315, 352, 363, 367, 373ff
 - , kontinentale (terrestrische) 373f
 - , Minerale 374
 - , marine 375f
 - , Ausscheidungsfolge 376
 - , Diagenese 376
 - , Entstehung 375
 - , Metamorphose 377
 - , Minerale 373ff
 - , metamorphe 471
 - , Serie 366
 - , S-Isotopie 366
 - „excess siderophile problem“ 587
 - Exhalit 332
 - Exkavationsphase 393
 - Exoskelett 38
 - Experiment
 - , geophysikalisches, Mondoberfläche 497
 - , Hydrothermal- 416
 - , Verhalten von Mafiten in basaltischen Magmen 269
 - , zur Bildung SiO₂-übersättigter und SiO₂-untersättigter Magmen 263
 - , zur Granitgenese 287ff
 - , zur Kristallisationsabfolge basaltischer Magmen 257
 - Exploration 36
 - Explosion, künstliche 478
 - Explosivitäts-Index, vulkanischer (VEI) 221ff
 - extrasolare Planeten 539, 589
- ## F
- F (Fluor) 226, 240, 287
 - fabric (engl., siehe auch Gefüge) 31
 - Fabulit 88
 - Facettenaugen 38
 - Fahle 61
 - Fahlerz 74, 333
 - , als Silbermineral 64
 - Fahlerzgruppe 326
 - Failed Rift 335
 - Falkenauge 160
 - Fall, Meteoriten-, Definition 508
 - Fallphänomen 506
 - Falte
 - , offene 394
 - , ptygmatische 415
 - Fältelung 411
 - Faltenachse 400, 403
 - Faltentextur 415
 - Faltung 32, 409
 - , asymmetrische 411
 - , symmetrische 411
 - Faltungstektonik 528
 - Farben, Farbstoffe 42, 66, 71, 84, 89, 103, 141, 147, 153
 - Farbindex 583
 - Faserserpentin (siehe auch Chrysotil) 151
 - Faserzeolith 176
 - Fassadenplatten 174
 - Fassait 510, 513f
 - , in Meteoriten 510
 - Faujasit 178
 - , -Käfig 175
 - Fayalith 15, 121f, 429f, 510, 515
 - , in Meteoriten 510
 - , -Komponente 512
 - , -Magnetit+Quarz-Puffer 442f
 - , Schmelzpunkt 269
 - , System
 - , Forsterit–Fayalit 269f
 - Fayence 153
 - Fazies
 - , metamorphe 451ff
 - , Definition 451
 - , Übersicht 460
 - , sedimentäre 362
 - Faziesprinzip 457
 - , Begründung 457
 - , Gleichgewicht, thermodynamisches 458
 - Faziesserie 459
 - , Hochdruck- 459, 467
 - , metamorphe 459
 - , P-T-Diagramm 458
 - , Mitteldruck- 459
 - , Niederdruck- 459
 - Fazieswechsel 323
 - , lateraler 323
 - , vertikaler 323
 - Fe(OH)₃ 368
 - Fe³⁺-Oxid-Hydrosol 368
 - Fe-Chlorit 443
 - FeCl⁺ 333
 - FeCl₃ 227, 240
 - Fe-Cordierit 443
 - Feinkeramik 147
 - Feinkies 352
 - Feinsand 352
 - Feinschluff 352
 - Feinstruktur 11
 - Feinstaub 39, 41
 - Feinton 352
 - Feld, geothermisches 394
 - , Gradient, geothermischer 394
 - Feldspat 16, 31, 164ff
 - , Al,Si-Ordnungsvorgänge 165ff
 - , Al,Si-Verteilung 165ff
 - , Barium- 165
 - , Eigenschaften 168
 - , Entmischungsvorgänge 167
 - , -Familie 164ff
 - , in Meteoriten 510
 - , inkompatibel Elemente 307
 - , Kristallmorphologie 168
 - , Kristallstruktur 164ff
 - , Mischkristallbildung 165
 - , -Pegmatit 311
 - , Phasenbeziehungen 164
 - , Strukturzustand 165
 - , Umwandlung in Topas 317
 - , Verwitterung 341f
 - Feldspatersatz 173
 - Feldspatoid 164, 173ff
 - , zur Gesteinsklassifikation 191ff
 - Feldspatvertreter (siehe Feldspatoid)
 - Fels (Granofels) 403
 - Felsit 193, 321
 - Felsnadel 220
 - Fe-Mg-Karpholith 468
 - Femische Gruppe, CIPW-Norm 196
 - Fenitisierung 174, 419
 - Fennoscandia 482
 - Fennoskandisches Metamorphikum, Migmatit 415
 - Fennoskandischer Schild, Migmatit 415
 - Fenstergefüge 365, 367

- Fensterquarz 160
 Ferberit 114
 Fermi-Kante 18
 Ferricrete 343
 ferrimagnetisch 19f
 Ferritspinell 83
 Ferritschermakit 143
 Ferroaktinolith 142f
 ferroan Anorthosits (engl., siehe auch anorthositischer Gabbro) 498
 Ferroanthophyllit 142f
 Ferrobasalt 280
 Ferrobarroisit 143
 Ferrochrom 84
 Ferrockermanit 143
 Ferroedenit 143f
 Ferrogedrit 142f
 Ferroglaukophan 143, 145
 Ferroholmquistit 143
 Ferrohornblende 143f
 Ferrohypersthen 138
 Ferrokaersutit 143
 Ferrokarbonatit 211
 Ferrokarpolith 383, 398
 ferromagnetisch 19f, 84
 Ferromangan 90
 Ferropargasit 143f
 Ferroplatin, ged. 52, 304
 Ferrorichterit 143
 Ferrosalit 138f
 Ferrosilit 137ff, 294
 –, in Meteoriten 510
 Ferrotitan 87
 Ferrotschermakit 143f
 Ferrowinchit 143
 Ferrozirkon 124
 ferruginous chert (engl., siehe auch Hornstein, eisenschüssiger) 332
 Feruvit 136
 Festeinschluss 182
 Festgestein 32
 Fe-Ti-Oxid-Lagerstätte 301
 –, Anorthosit-Massive 302
 –, Layered Intrusions 301
 Feuerball 506
 feuerfest 122, 124, 127, 147
 Feuerfestindustrie 40, 102, 162, 323
 Feueropal 163
 Feuerstein 161, 367
 Fibrolith 126
 Fichtelit 4
 Filterpressung 237, 251, 288, 299
 Filterstoff 344
 Filtriermaterial 373
 Fische 37f
 Fischer-Tropsch-Synthese 584
 Flächendiagonale des Würfels 8
 Flächenstreifung 42
 Fladenlava 217
 Flädle (Glasbombe) 393
 Flechten 341
 Fleckschiefer 406
 Fließen, kataklastisches 390, 412
 Fließfalte 415
 Fließgefüge 32, 191
 Fließgrenze 243, 413
 Fließzone 346
 Flint 161, 367
 Floatstone 365, 367
 Florencit 57
 Flotationskumulat 251f
 Flugzeugbau 87, 133
 Fluid 181ff, 313ff, 385
 –, -Druck 315, 412
 –, -Einschlüsse 181ff
 –, Erneuerung 315
 –, erzbringendes 321f, 324
 –, -Fluss, kanalisierter 315, 417
 –, Fugazität 385
 –, hochsalinares 363
 –, hydrothermales 313ff, 568
 –, magmatisches 315, 566
 –, metamorphes 315
 –, Reservoir 315
 –, Salinität 315
 –, Sieden bei Druckentlastung 314f
 –, Spezies, Partialdruck 385
 –, system
 –, offenes (unconfined) 315
 –, kanalisiertes (confined) 315
 –, transport 315
 –, -Zirkulation 360
 –, überkritisches 249, 253, 309, 313, 385, 417
 fluid inclusion (engl., siehe auch Flüssigkeitseinschluss) 181
 fluid overpressure (engl., siehe auch Phase, fluide, Überdruck) 385
 Fluiddruck 385, 428, 437
 Fluorapatit 116
 Fluorchemie 80
 Fluoreszenz 42
 Fluorit 5, 8, 77, 79f, 317f, 335
 –, Anisotropie der Härte 5
 –, Ausscheidung 314, 317
 –, -Gänge 329
 –, Härte 17
 –, Kristallstruktur 80
 –, Lagerstätten 305
 –, karbonat-gebundene 335
 –, schichtgebundene 329
 –, Lichtbrechung 21
 Fluor-Metasomatose 418
 Fluorphlogopit 149
 Fluss
 –, Bodenfracht 353
 –, -System, verzweigtes 353
 Flussdelta 353
 Flüssigkeit
 –, Binghamische 243
 –, hydraulische 162
 –, Newtonsche 243
 Flüssigkeitseinschlüsse 181f, 314f, 321
 –, Bildungstemperatur 184
 –, chemische Zusammensetzung 184f
 –, Homogenisierungstemperatur 184
 –, Isochore 446
 –, mikrothermometrische Untersuchung 183
 –, primäre 182
 –, pseudosekundäre 182
 –, Reäquilibration 184
 –, sekundäre 182
 –, Tochterminerale 182
 –, Volumen 182
 –, Wirtminerale 182
 Flussmittel 80, 97, 104
 Fluss-Perlmuschel 38
 Fluss-Sand, Korngrößenverteilung 354
 Fluss-Säure 80
 Fluss-Schotter 353
 Fluss-Seife 358
 Flussspat (siehe auch Fluorit) 21, 79
 Flutbasalt
 –, kontinentaler 205, 218f, 482, 561, 563
 –, Mars 532
 –, ozeanischer 205, 219, 280
 –, -Plateau, ozeanisches 219
 flute cast (engl., siehe auch Strömungsmarke) 407
 fluvioglaziale Ablagerungen 294
 Flysch-Sedimente 228
 FMQ-Pufferkurve 443
 Foid (siehe auch Feldspatoid) 173ff, 595
 –, zur Gesteinsklassifikation 191ff
 Foiddiorit 192f, 208
 Foidgabbro 192f, 208
 Foidit 192, 195, 211, 419, 595
 –, phonolithischer 192
 –, tephritischer 192
 Foidmonzodiorit 192f, 208
 Foidmonzogabbro 192f, 208
 Foidmonzosyenit 192f, 208
 Foidolit 192, 208, 418
 Foidsyenit 192f, 208
 Foitit 136
 foliation 410
 Foraminiferen 37, 366f
 Förderkanal, zentraler 219
 Förderprodukt, pyroklastisches 221
 Förderung
 –, effusive 189, 217ff
 –, explosive 220ff
 –, extrusive 219f
 fore reef (engl., siehe auch Vorriff) 367
 Forellenstein (siehe auch Troktoolith) 201
 Foreset 359
 Formationswasser 335
 Formregelung 410
 Formveränderung, elastische 479
 Forschungsflugzeug NASA ER 2 584
 Forsterit 15, 120ff, 270ff, 276, 382, 435, 440, 462, 466, 488, 492, 510, 582ff
 –, in Meteoriten 510
 –, Schmelzpunkt 269
 –, System
 –, Diopsid-Forsterit-SiO₂ 271ff
 –, Forsterit-Diopsid-Pyrop 277f
 –, Forsterit-Fayalit 269f
 –, Forsterit-SiO₂ 270f
 –, -Ziegel 122
 Fossil, Bildungstemperatur 565
 Fossilfundstätte 362
 Fourier-Transformations-IR-Spektrometrie (FTIR) 227

- Foyait 192, 208, 595
fractionated and unidentified nuclear anomalies (FUN) 585
fracturing, hydraulic (engl., siehe auch Gesteinsverband, Zerrüttung) 314
Fragmentierung 220
Fragmentierungsniveau 221
Fraktionierung
–, gravitative 265
–, konvektive 252
Fraktionierungsfaktor 566
Fraktionierungskurve 288
–, isobare 289
Fraktionierungsprozess 288
Fraktionierungsvorgang, gravitativer 299
Framboide 363
Framesit 57
Framestone 365
framework silicates (engl., siehe auch Gerüstsilikate) 121
Franciscan Formation (Kalifornien) 398f, 467
Fraunhofer-Linien 20, 577
Freibergit 49, 64, 325f
Freie Enthalpie 413, 428, 431
freie Radikale 39
Freigold 50, 324f
Freiheitsgrad 256, 427
Fremdatome, Fremdionen 18
–, in Quarz 159ff
Frequenz 20
Fressfeinde 37
Friktionswärme 384, 390
Frittung 388
Frostsprengung 340
Frostverwitterung 340
Fruchtschiefer 386f, 406
Frühkristallisation 275
FTIR-Spektroskopie 227
Fuchsit 149
Fugazität 385
Fugazitätskoeffizient 385
Fulgurit 163
Fülleisen (siehe auch Plessit) 51, 517
Fullerene 53, 507
Füllstoff, Füllmittel 97, 141, 147, 153, 344
Fumarole 227, 313
–, borhaltige 227
–, Hochtemperatur- 227
–, Tieftemperatur- 227
Fumarolenprodukte 227
FUN (fractionated and unidentified nuclear anomalies) 585
Fund, Meteoriten-, Definition 508
Futtermittel 78
-
- G**
- Gabbro 32, 193, 199ff, 202f, 481, 485, 594
–, ACF-, AKF-Diagramm 453
–, anorthositischer 498, 501
–, chemische Zusammensetzung 194
–, foidführender 193
–, Häufigkeit in der Erdkruste 187
–, mafischer 501
–, ozenischer, metamorpher 399
–, schichtige Intrusion, Lagerstättenbildung 298
–, Varietäten 201
Gabbrodiorit 201, 594
Gabbro-Gruppe 193
Gabbronorit 192, 201
Gabbroporphyr 193
Galaxie 524, 577
Galenit 8, 15, 40, 49, 63f, 321ff, 326f, 335, 363
–, Kristallstruktur 64
–, silberreicher 325
Galmei 99, 347
galvanische Elemente 65
Galvanotechnik 63
Gammastrahlung 40
Gang 203, 205, 224, 233, 314
–, hydrothermaler 297, 313, 323ff
–, Antimon-Quarz-, telethermaler 328
–, Baryt 329
–, Blei-Silber-Zink- 326
–, Fluorit 329
–, Gefüge 326
–, Gold- und Gold-Silber-, epithermal 325
–, Gold-Quarz-, orogener 324
–, Kupfererz-, mesothermal 325f
–, nichtmetallische Lagerstätte 329
–, Quarz 329
–, Siderit- und Hämatit- 328
–, Wismut-Kobalt-Nickel-Silber-Uran-
–, Zinn-Silber-Wismut 326f
–, magmatischer 190
–, Kontaktmetamorphose 388
–, vulkanischer 189
Gangart 323, 326
Gänge, sheeted complex 481
Gangformation 324
Ganggestein 190, 193
–, dunkles 191
–, leukokrates 193
Gangschwarm 233
Gangstockwerk, oberes 327
Gangunterschied 24f
Gangverbesserung 325
Gangveredelung 327
Gangverschlechterung 325
Gangzug 324
Ganymed, Jupiter-Mond 540, 542
Garbenschiefer 406
Garnierit (siehe auch Népouit) 152, 345
Gas 242, 391, 582ff
Gasbohrung 108
Gase
–, Trocknung 162
–, vulkanische 153, 189, 226f, 240, 523
Gasfreisetzung 245
Gashülle 589
–, silikatische 588
Gaskollaps 589
Gaskondensate 584
Gasreinigung 176
Gasschubregion 221
Gas-Staub-Hülle 582
Gas-Staub-Scheibe 582, 585f, 588f
–, protoplanetare 582, 585
–, turbulente 582, 586
Gas-Staub-Wolke 582
Gastransport 227, 250
Gebirgsbildung 394, 446
Gebirgsbildungsphase 394
Gebirgsbogen, magmatischer 280
Gedrit-Ferrogedrit 142f
Gefrierpunktserniedrigung 184
Gefüge 31f, 352, 379
–, Anlagerungs- 32
–, dekussates (gekreuztes) 409
–, Erzgang 326
–, fibroblastisches 408
–, Fließ- 32
–, granoblastisches 408
–, helizitisches 408
–, hypidiomorph-körniges 198
–, idioblastisches 408
–, kolloformes 314
–, Korona- 409
–, kristalloblastisches 407ff
–, Lagen- 32
–, lepidoblastisches 408
–, metamorphes, Kornverwachsung 409
–, nematoblastisches 408
–, ophitisches 194, 205, 263
–, Orientierungs- 32
–, poikoblastisches 409
–, Polygonal- 409
–, porphyrisches 32, 190, 515
–, Regelung 32, 403, 407, 409ff
–, Typen 410
–, Schlieren- 32
–, Schollen- 32
–, sphärolitisches 32
–, subidioblastisches 408
–, subophitisches 194
–, tektonisches 32
–, Verteilungs- 32
–, xenoblastisches 408
Gefügeanalyse
–, dreidimensionale 191
–, zweidimensionale 191
Gefügeelement 32
–, Formänderung 409
–, Rotation 409
–, Translation 409
Gefügekoordinaten 410
Gefügerelikt 381, 407
GeH₄ 538
Gehlenit 120, 129f, 584
Gelbbleierz (siehe auch Wulfenit) 113
Gelberz 332f
Gelmagnesit 97
Gelpyrit (siehe auch Pyrit, gelförmiger) 335
Gel-Zustand 344
Gemmen 162
Geobarometer 444ff, 549
–, Isoplethe 445
–, Phengit- 446
Geobarometrie 444ff
Geochemie 35f, 549ff
–, Anwendungsgebiete 36
–, Isotopen- 36, 534

- , Mars-Kruste 532, 534
- , organische 36
- Geochronologie 565, 569ff
 - , Isotope radiogene 569
- Geode 30, 159, 228
- Geographos, Asteroid 536
- Geologie 35
- Geophysik 35f, 58, 224, 232, 249, 282, 475, 478ff, 489ff, 497, 552
- Geotherm, geothermischer Gradient 281f, 494
 - , kontinentaler 282, 485, 487
 - , ozeanischer 282, 485, 487
 - , unternormaler 492
- geothermische Energie 228
- geothermisches
 - , Feld 314, 394
 - , Gradient, geothermischer 394
 - , Kraftwerk 40, 228
- Geothermometer 444ff, 549, 566
 - , Isoplethe 445
- Geothermometrie 444ff
- Geowissenschaften 35
- Germanat 490
- Germanit 322
- Germanium 18
 - , als Halbleiter 18
- Gersdorffit 8
- Gerüstbildner 367
- Gerüstbinder 367
- Gerüstsilikate 3, 119, 155f, 164
- Gesamtdruck 437
- Gesamterde, Sauerstoff-Isotopie 566
- Gesamtgesteins-Datierung 570ff
- Gesamtverteilungskoeffizient 557
- Geschiebe, nordisches 414
- Geschiebemergel, Korngrößenverteilung 354
- Geschwindigkeit, kosmische 391, 506
- Gesetz der Winkelkonstanz 5
- Gesteine 2, 30
 - , Al₂O₃-Sättigungsgrad 196
 - , basaltische
 - , Diskriminations-Diagramm 563
 - , experimentelle Aufschmelzung 295
 - , Soliduskurve 294
 - , Verwendung 205
 - , Bildungsbedingungen 31
 - , Bildungstemperatur 565
 - , Charakterisierung 31
 - , Definition 30
 - , Eigenschaft, lithologische 412
 - , eklogitfazielle
 - , im Verband mit Blauschiefern 470
 - , im Verband mit Gneisen und Granuliten 470
 - , mit Ultrahochdruckparagenesen 471
 - , felsische, Lagerstättenbildung 298
 - , Gefüge 31f, 190f, 407ff
 - , Geländeansprache 34
 - , gleichkörnige 32
 - , granitische, Diskriminations-Diagramm 563
 - , Grundmasse (Matrix) 32
 - , Häufigkeit in der Erdkruste 187
 - , Heterogenität 30
 - , Heteromorphie 31, 196
 - , Isotopfraktionierung 565f
 - , kontaktmetamorphe 406f
 - , magmatische 34, 187f, 554
 - , chemische Zusammensetzung 191ff
 - , geologische Stellung 190
 - , Gefüge 190f
 - , Häufigkeit in der Erdkruste 35
 - , Klassifikation 190ff
 - , Korngrößeneinteilung 32
 - , Modalbestand 192
 - , Verbandsverhältnisse 190
 - , metamorphe 31ff, 35, 187, 379f, 425
 - , Ausgangsmaterial 381f
 - , Gefüge 400, 407ff
 - , Gefügeregelung 409ff
 - , Gleichgewichtsbeziehung 426
 - , Häufigkeit in der Erdkruste 35
 - , Korngrößeneinteilung 32
 - , Kornverwachsungen 408
 - , Nomenklatur 400ff
 - , Mineralbestand, Gefüge 425
 - , Mineralinhalt 31
 - , monomineralische 31
 - , nutzbare 34
 - , plutonische 31, 35, 191, 232ff, 316
 - , polymetamorphe 379
 - , polymineralische 31
 - , Porosität 32
 - , pyroklastische 189, 225f
 - , regionalmetamorphe 400ff
 - , Sediment- 35ff, 187, 225, 339, 351ff
 - , SiO₂-Sättigungsgrad 196
 - , Struktur 31f
 - , subvulkanische 190, 193, 232
 - , Textur 32
 - , ultramafische 192, 194, 205, 211, 281, 298, 304f
 - , Lagerstättenbildung 298ff
 - , ungleichkörnige 32
 - , vulkanische 4, 31f, 35, 189ff, 195
 - , Klassifikation 195
- Gesteinsabsonderung 32
- gesteinsbildende Prozesse 36, 36
- Gesteinsbruchstücke 499
- Gesteinsgefüge 31f, 190f, 385, 407ff, 466, 516
- Gesteinsglas 32, 209ff, 467
- Gesteinsmaterial 525, 538f, 541f, 545ff, 588f
- Gesteinsmetamorphose (siehe auch Metamorphose) 35, 355, 382ff
 - , regionale 249
- Gesteinsverband 32
 - , Zerrüttung 314
- Gewebesalz 78
- Geysir 163
- Geysir 163, 227f
 - , kalter 541, 545
 - , Old Faithful (Yellowstone-Park) 228
- Gezeitenfläche 367
- Gezeitenkräfte 501, 534, 536, 539f, 545ff
- GGT-Serie 490
- giant impact 502, 586, 588f
- giant placer goldfield (engl., siehe auch Riesengoldseife) 358
- Gibbs' free energy (engl., siehe auch Enthalpie, freie) 428
- Gibbs'sche Phasenregel 256, 426ff, 438
- Gibbsit 81, 91, 342ff
 - , Struktur 91
- Gibbs-Methode der differentiellen Thermodynamik 446
- Gichtgas 550
- „Giftbach“ (Reichenstein, Schlesien) 40
- Gipfel-Effusion 219
- Gips 7, 17, 39, 107, 109ff, 227, 374ff
 - , Ausblüfung 342
 - , gebrannter 112
 - , -Hut 377
 - , in Achondriten 515
 - , Kristallisation 112
 - , Kristallstruktur 107
 - , Löslichkeit 112, 341
 - , Riesenkristalle 111f
 - , Zwillinge 110
- Gipsgesteine 377
- Gipshöhle 110ff
- Gipsplättchen 26
- Gipsplatten 112
- Gipsrose 110
- Gitterdefekte 385
- Gitterkonstante 9, 13
- Gitterpunkt 4
 - , Translation 6
- Gitterregelung 410, 413
- Glanz 42, 61
- Glanze 61
- Glanzwinkel 12
- Glas 114, 311
 - , basaltisches 533
 - , diaplektisches 392f
 - , -Herstellung, -Industrie 73, 79, 97, 100, 124, 147, 162
 - , natürliches 30
 - , reaktionsfähiges 460
 - , vulkanisches 4, 189
- Glaskopfe 225
- Glasbildung 388
- Glasbombe 393
- Glasfaser 104, 124
 - , -Technik 124
- Glaskopf
 - , Brauner 92, 347
 - , Roter 86
 - , Schwarzer 89f
- Glasmatrix 207
- Glasopal (siehe auch Hyalit) 163
- Glasuren 71, 87, 124, 171
- Glaubersalz (siehe auch Mirabilit) 374
- Glaukonit 353
- Glaukophan 143, 145, 382f, 398, 402f, 458, 468ff
- Glaukophan-Ferroglaukophan 143, 145
- Glaukophanit 405, 470
- Glaukophanschiefer 405
- Glaukophanschieferfazies (siehe auch Blauschieferfazies) 467
- glaziale Ablagerung 361

- Gleichgewicht
 –, Austausch- 444ff, 567
 –, chemisches 577
 –, Einstellung 587
 –, physikalisch-chemisches, Neueinstellung 380
 –, thermodynamisches 383, 426, 451
 –, Feststellung 426
 –, Verteilungs- 587
- Gleichgewichtsfläche 439
- Gleichgewichtsgefüge 413
- Gleichgewichtskonstante 445
- Gleichgewichtskristallisation 255, 274, 558
- Gleichgewichtskurve 427, 430f, 438
 –, Berechnung 443
 –, Druckabhängigkeit 438
 –, Steigung 431, 434, 437
 –, univariante 256f, 428ff, 442
- Gleichgewichtsparagenese 425
 –, invariante 433
 –, univariante 433
- Gleichgewichtsschmelzen 277, 558
- Gleichgewichtstemperatur 431
- Gleichgewichtszustand, thermodynamischer 428
- Gleichung, Clausius-Clapeyron'sche 434, 437
- Gleitkomponente 11
- Gleitspiegelebene 6, 11
- Gleitspiegelung 11
- Gleitung, laminaire 409
- Gletschereis 31
- Glimmer 7, 121, 124, 146f, 148ff, 150f, 341f, 356f, 390, 393, 403ff
 –, -Gruppe 148ff
 –, Häufigkeit in der Erdkruste 29
 –, inkompatible Elemente 307
 –, Löslichkeit 341
 –, -Pegmatit 311
 –, Schichtstruktur 146
 –, synthetische 311
 –, zur Gesteinsklassifikation 191
- Glimmerschiefer 126, 394, 403, 463, 482
- Globigerina* 37, 366
- Globigerinenschlamm 361
- Glomar Challenger (Forschungsschiff) 399, 481
- Glühbirnen 114
- Glutlawine 189, 219ff, 223
- Glutwolke 189, 223
 –, absteigende 221
- Gneis 32f, 323, 394, 403, 482
 –, -Gefüge 403
 –, metatektischer 414
 –, regionale Bezeichnungen 403
- Gneismasse, Münchberger 470
- gneiss (engl., siehe auch Gneis) 403
- Goethit 81, 91ff, 209ff, 342ff, 347, 368
- Gold 8, 49, 311
 –, Erz 70, 347
 –, subvulkanische Abfolge 325
 –, -Event 360
 –, ged. 8, 49f, 71, 304, 346, 358
 –, Amalgamierung 50
 –, Erzmineral 50, 70
 –, Gewinnung 50
 –, Nugget 50, 346
 –, Konzentrations-Clarke 556
 –, Mobilisierung 324
 –, -Nugget 50, 346
 –, -Quarz-Gänge, orogene 324
 –, Reflexionsvermögen 50
 –, Seife 50, 358
 –, fossile 358f
 –, -Silber-Legierung 15
 –, -Silber-Telluride 324
 –, Transport 324
 –, und Gold-Silber-Lagerstätten, epithermale 325f
 –, unsichtbares 324
 –, vererztes 324
- Goldberyll 133
- Goldseleide 325
- Goldtelluride 325
- Goldtopas 159
- Gondit 371
- Gondwana 234
- Gorceixit 57
- Goshenit 133
- Gossan (engl., siehe auch Eiserner Hut) 346f
- Goyacit 57
- Grabenzone, intrakontinentale 209
- graded bedding (engl., siehe auch Schichtung, gradierte) 353
- Gradient
 –, chemischer 250
 –, geothermischer 324, 459
 –, Archaikum 283, 305
 –, Phanerozoischer 205
 –, Proterozoischer 205
 –, stabiler 446
 –, subkontinentaler 58
- grain-boundary sliding 414
- Grainstone 365, 367
- Granat 8, 21, 32, 57, 124f, 209, 211, 249, 277f, 281, 286, 294, 320, 357, 360, 381f, 388ff, 395ff, 400ff, 426, 442ff, 449, 453ff, 461ff, 466, 469ff, 484ff, 534, 558ff, 573, 591ff
 –, ACF-, A'KF-Diagramm 453f, 462
 –, Almandin-reicher 461
 –, Andradit-reicher 461
 –, böhmischer 125
 –, Chloritisierung 381
 –, Datierung 570, 573
 –, Flüssigkeitseinschlüsse 182
 –, Formelberechnung 592
 –, fragmentierter 411
 –, -Glaukophanit 402f
 –, -Granulit 485
 –, Großkristall 381
 –, Grossular-reicher 461, 466
 –, -Gruppe 8, 121, 124f
 –, Pyralspit-Reihe 124
 –, Ugrandit-Reihe 124
 –, in Framesit 57
 –, -Lherzololith 486f
 –, Aufschmelzen 281
 –, Xenolith 486
 –, Lichtbrechung 21
 –, -peridotit 201, 213, 487
 –, Porphyroblast 381, 412
 –, -Pyrolit 487ff
 –, Stabilitätsfeld 487
 –, Pyrop-reicher 281
 –, Seltenerd-Elemente 560
 –, Spessartin-reicher 461
 –, Wachstum 411
 –, syntektonisches 411
 –, Zonarbau 426
- Granatwachstum, Dauer 573
- Granatzone 395
- Granit 29ff, 170ff, 187, 189, 192f, 198, 207, 232ff, 249ff, 285ff, 307ff, 318, 380ff, 397ff, 403ff, 414ff, 465f, 482f, 561ff, 566f, 571ff
 –, ACF-, A'KF-Diagramm 453
 –, A-Typ (anorogenic source rocks) 287
 –, chemische Zusammensetzung 194
 –, Dichte 478
 –, Diskrimination 564
 –, Einteilung 198
 –, Gefüge 29f, 198
 –, hypidiomorph-körniges 198
 –, porphyrtartiges 198
 –, genetische Einteilung 286f
 –, Häufigkeit in der Erdkruste 187
 –, -Intrusionen, -Plutone 236, 482
 –, Isotopen-Geochemie 286
 –, I-Typ (igneous source rocks) 286
 –, Kristallisationsverlauf 267, 287
 –, metaluminos 286
 –, Mineralbestand 198
 –, Modalbestand 198
 –, M-Typ (mantle source rocks) 287
 –, -Pegmatit 307
 –, Hauptgemengteile 310
 –, pegmatitischer, Entstehung 309
 –, peralkaliner 286
 –, peraluminos 286
 –, Phasenbeziehungen 287
 –, REE-Muster 561
 –, -Solidus 437
 –, Soliduskurven 290, 294
 –, H₂O-gesättigte 290
 –, S-Typ (sedimentary source rocks) 286
 –, Verwitterung 340
 –, chemische 340
 –, Frostsprengung 340
 –, Kluftsystem 340
 –, Wollsackformen 340
 –, Verwitterungsbildungen 344
 –, Wollsack-Verwitterung 32
- Granitgenese 287
 –, Experimente in Modellsystemen 287
- Granitgneis 380, 403
- Granit-Magma 250, 286
 –, Aufstieg 250
 –, Ausgangsgesteine 286
 –, Bildung 249f
 –, genetische Einteilung 286
- Granitoide 192, 232, 566
 –, quarzreiche 192
- Granitpluton 199
 –, Bildung 292
 –, Intrusionstiefe 292

- Granitporphyr 193
 Granitsystem, natürliches 294
 Granodiorit 192, 198, 200f, 419f, 594
 –, ACF-, A'KF-Diagramm 453
 –, chemische Zusammensetzung 194
 –, Häufigkeit 187
 –, Phasenbeziehungen 287
 –, Soliduskurve 294
 Granodiorit-Porphyr 318
 Granofels 403
 Granophyr 190, 193, 237, 253, 300, 302f
 Granulite 394, 400f, 404f, 426, 482f
 –, dunkle 404, 482
 –, helle 404, 465, 482
 –, mafische 249
 Granulitfazies 458f, 464, 483
 –, ACF-Diagramm 462
 –, Subfazies 465
 Graphen 53f
 Graphit 8, 15f, 28, 47, 53f, 383, 433, 442, 510, 517, 584
 –, in Meteoriten 510
 –, Schichtstruktur 53
 –, Stabilität 58, 487
 Graptolithenschiefer 362
 Gräser 37
 Gräten 38
 Gratonit 8
 Grape 89
 Grauwacke 356f, 520
 –, ACF-, A'KF-Diagramm 453
 –, feldspatarme 357
 –, feldspatreiche 357
 –, Mineralbestand 34
 –, silurische (Schottland) 33
 –, unreine 357
 Gravitation 525, 545, 586
 Gravitationsenergie, potentielle 539, 587f
 Gravitationskraft 530, 535f, 545, 582, 586
 Greenalith 152
 Greenockit 8
 greenschist (engl., siehe auch Grünschiefer) 405
 greenstone 405
 greenstone belt (engl., siehe Grünstein-Gürtel) 324
 Greigit 70, 84
 Greisen 317f
 Grenzflächenwelle 479
 Griffelschiefer 400
 Grobkies 352
 Grobsand 352
 Grobschluff 352
 Grobton 452
 Grossit 510
 Grossular 124f, 139, 320, 418, 445, 454f, 461f, 466
 –, ACF-Diagramm 453f, 462
 –, -Andradit-Granat 320, 382
 Grubenwässer 40, 90
 Grundgebirge
 –, kristallines 35, 232
 –, prävulkanisches 319
 Grundgewebe 32
 Grundmasse 32
 –, feinkristallin 204ff, 210f, 212f
 –, filzig 190
 –, glasis 190, 203f
 –, granular 190
 –, hyalin 190, 203
 –, hypokristallin 190, 210f
 –, kryptokristallin 190
 Grundwasser 346, 361
 –, Fe-Gehalt 368
 –, toxische Elemente 40
 Grundwasserspiegel 346f
 –, oszillierender 347
 Grunerit 39, 142f, 382
 Grünschiefer 405
 Grünschieferfazies 458ff, 460
 –, ACF-Diagramm 462
 –, Phasenbeziehungen 460
 –, Subfazies 461
 –, Temperaturgrenze 461
 Grünschieferzone, Erbdorfer 483
 Grünschlack, hemipelagischer 362
 Grünstein 205
 –, -Gürtel 205, 305, 324
 –, archaische 324
 Gruppensilikate 3, 119f, 129ff
 Guano 117, 373
 Gürtelsterne des Orion 583
 Gwindel 160
-
- H**
- H₂ (Wasserstoff) 226, 240, 441ff, 525, 539
 –, -Molekül 538
 H₂O (siehe Wasser)
 H₂O-Eis (siehe Wassereis)
 H₂O₂ (Wasserstoffperoxid) 541
 H₂S (Schwefelwasserstoff) 226f, 240, 322, 538
 –, vulkanisches 566
 H₂SO₃ (schwefelige Säure) 227
 H₃BO₃ (Borsäure) 226, 240
 Habitus 5
 Hadean 588
 Hafnium 124, 311
 Haibacher Gneis (Spessart) 400
 Halbhydrat 111f
 Halbleiter 18, 54, 69, 73, 88, 162
 Halbmetall (siehe auch Metalloid) 53
 halbmetallisch 27
 Halbwertsbreite 364, 585
 Halbwertszeit 569
 Halden des Bergbaus 40
 half life (engl., siehe auch Halbwertszeit) 569
 Halit 5, 8, 77f, 374f
 –, Anisotropie der Härte 5
 –, Ausblühung 342
 –, Bedeutung 377
 –, Elektronendichte-Verteilung 13
 –, in Achondriten 515
 –, Io 540
 –, Lichtbrechung 21
 –, Löslichkeit 341
 –, Merkur 526
 –, Röntgen-Pulveraufnahme 12
 –, Spaltbarkeit 16
 –, Struktur 13, 78
 Halitit 375
 Halloysit 40, 148, 153, 342f
 Halogen, Elektronegativität 550
 Halogenide 3, 77f
 Halokinase 377
 Hämatit 8, 81, 86f, 91f, 204, 205, 209ff, 86, 321, 328, 369f, 382, 441ff
 –, Ausscheidung 334
 –, -Erzgänge 328f
 –, ICPW-Norm 196
 –, Kristallstruktur 85
 –, -Magnetit-Puffer 442
 –, Neubildung, Klimaabhängigkeit 343
 –, Stabilitätsfeld 368f, 441
 Hämatitquarzit (BIF) 369
 Haplogranit-System 287
 Haplogranodiorit-System 287
 Haptophyten 37
 Harker-Diagramm 248, 251
 Harnisch-Fläche 411
 Harnsäure 38
 Harpolith 233
 Hartblei 69
 Härte, Anisotropie 16f, 54
 Härtekurve 5
 Härteskala, Mohs'sche 17
 Hartgips 112
 Hartsalz 375
 –, anhydritisches 375
 –, kieseritisches 375, 377
 Hartschiefer 390
 Hartwerkstoff 88
 Harzburgit 193, 201, 281, 284, 486, 488
 Hastingsit 144
 Häufigkeitskurve, Korngrößen 354
 Hauptbindungsarten 13
 Hauptbrechungsindex 22
 Hauptdoppelbrechung 22
 Hauptelemente 194
 Hauptgemengteile 31
 Hauptreihe, Hauptsequenz der Sterne 583
 Hauptzone
 –, Charakter der 25
 –, negative 26
 –, positive 26
 Hausmannit 328
 Hauyn 164, 174
 –, zur Gesteinsklassifikation 191
 Hawaiiit 209
 –, Basalte ozeanischer Inseln 219, 561f
 –, magmatische Temperaturen 241f
 –, Magmenbildung 247f, 379, 448, 560, 588
 –, Schildvulkane 219, 528f, 532f, 588
 H-Chondrit (siehe auch Olivin-Bronzit-Chondrit) 512
 HCl (Chlorwasserstoff, Salzsäure) 226f, 240, 527
 HCN (Cyanwasserstoff, Blausäure) 543
 HCNS (Rhodanwasserstoff) 226
 HDO (halbschweres Wasser) 527
 He (Helium) 525, 527, 538f
 He/H-Verhältnis 538

- Hebung, tektonische 477
 Hecorit 153
 Hedenbergit 137ff, 274, 500
 -, in Meteoriten 510
 HED-Gruppe der Achondrite 514
 Heilquellen 40
 „Heilsteine“ 41
 Heißdampf 228
 Heiz-Kühl-Tisch 183f
 Helene, Saturn-Mond 543
 Helio-Seismologie 577
 Heliotrop 161
 Helium 577f
 -, -Brennen 578
 Helleniden
 -, externe 468
 -, Hochdruckgürtel 399
 -, Ophiolith-Komplex 481
 Hellglimmer 126, 381, 492
 -, Neubildung 317
 -, phengitischer 398
 Helligkeit, absolute 583
 Hemimorphit 7, 99, 347
 Henry'sches Gesetz 557
 Hercynit 83
 Herdlösung 490
 Hermann-Mauguin-System 6, 11
 Hertzprung-Russell-Diagramm 583
 Hesperium 530
 Heulandit 164, 175, 178, 228, 460
 -, Entwässerungsreaktion 436
 Hexaedrit 51, 517, 519
 hexagonal 8, 10
 Hexahydrat 376, 541
 HF (Fluorwasserstoff, Flusssäure) 226, 240, 527
 Hf-Fluorid 124
 Hibonit 510, 513, 583f
 Hiddenit 141
 high field strength elements (engl., siehe
 auch Elemente hoher Feldstärke – HFS-
 Elemente) 281, 551f
 High-Al-Basalt 249, 283, 294
 High-Al-Olivin-Tholeiit 283
 High-Alumina-Basalt, Soliduskurve 294
 High-Ti-Gruppe (FETI) 500
 Hilfspättchen 26
 Himbeerspat 98
 HIPPARCOS (Astronomie-Satellit) 583
 Hirayama-Familie (Asteroiden) 535
 Histamin 37
 H₂O (siehe Wasser)
 Hoba-Meteorit (Hoba-West-Farm, b.
 Grootfontein, Namibia) 507
 Hoch-Albit 166
 Hoch-Bornit 62
 Hoch-Cristobalit 156, 162
 Hochdruckautoklav 162, 241, 471
 Hochdruckexperiment 433
 Hochdruck-Faziesserie 459, 467
 Hochdruckgesteine, Paragenesen 398
 Hochdruckgürtel 399
 Hochdruck-Hochtemperaturexperiment 443
 Hochdruckmetamorphose 100, 130, 162,
 396, 398f, 405, 433, 446, 458, 471, 490
 Hochdruckminerale 384
 Hochdruckpresse 485
 Hochenergie-Ereignis 586
 hochfeuerfest 124, 127, 152
 hochhydrothermale Bildungen 89, 113, 316,
 318, 418, 420
 Hochofen 323
 -, -Prozess 550
 Hochofenschlacke 550
 Hoch-P/T-Serie 458
 Hochquarz 8, 15f, 156ff, 161
 -, Existenzfeld 156
 -, Kristalltracht 158
 -, Struktur 156
 -, Umwandlung in Tiefquarz 162
 hochsalinar 316, 321, 335, 363
 Hochsanidin 166f
 Hoch-Spin-Bedingung 19
 Hochttemperatur- 383
 -, Begrenzung der Metamorphose 383
 -, Fumarole 227
 -, Metamorphose 388
 -, Peridotit 283
 -, Supraleiter 88
 -, Werkstoffe 63
 Hoch-Tridymit 156, 162
 Hollandit 90
 -, -Struktur 90
 Holmquistit 143
 holokristallin 31, 190
 hololeukokrat 191, 201, 594f
 holomelanokrat 192, 201, 205, 594
Holothuridea 38
 Holzopal 164
 Holz-Zinn 89, 327
 Homogenisierung, nebulitische 415
 Homogenisierungstemperatur 184
 Homogenität 4
 -, chemische 3
 -, physikalische 3
 -, statistische 32
 Honigblende 65
 Hornblende 144f, 199ff, 275, 382, 392, 449,
 457, 461f, 464, 559f, 594
 -, ACF-Diagramm 453, 462
 -, basaltische 144, 204ff
 -, gemeine 144
 -, -Hornfels-Fazies 459, 466
 -, ACF-Diagramm 462
 -, Plagioklas-Gneise 403, 405, 417
 -, Seltenerd-Elemente 560
 Hornblendefelse 405
 Hornblendegabbro 201
 Hornblendegranit 198
 Hornblendeperidotit 201
 Hornblendeschiefer 405
 Hornblendit 192
 Hornfels 406
 -, Hornblende- 406
 -, Kalksilikat- 406
 -, -Klasse, ACF-Diagramm 454
 -, metapelitischer 406
 -, ultramafischer 406
 Hornfelsfazies 466
 Hornstein 161, 369
 -, eisenschüssiger 332
 Horsetail-Struktur 325
 hot lahar (siehe auch Schlammstom,
 heißer) 222
 Hot Spot 215, 223, 280, 300, 493
 -, Ursache 491
 -, -Vulkanismus 216, 588
 Howardit (Achondrit) 509
 Howieit 382
 HREE 560
 H-S 542
 Hubble-Weltraum-Teleskop 537, 541, 545,
 547, 582
 Hübnerit 114
 Hügelstrukturen, karbonatische 367
 Hülle, Pyrit-arme 319
 Huminsäure 341, 358
 Hüttenindustrie 97
 Huttenlocher-Verwachsung 172
 Hüttenspat 80
 hyalin 32
 Hyalit 163
 Hyaloandesit 203
 Hyaloklastit 218
 Hyalomylonit 391
 Hyalo-Nephelinbasanit 209ff
 Hyalophan 165
 Hyazinth 124
 Hybrid-Bindung 120
 Hybrid-Orbitale 14
 Hydra, Plutomond 547
 Hydrargillit (siehe auch Gibbsit) 81, 91, 343
 Hydratisierungsreaktion 381
 hydraulic fracturing (engl., siehe auch
 Zerbrechen, hydraulisches) 314, 385
 Hydroglimmer 341
 -, -Gruppe 148, 150
 Hydromuscovit (siehe auch Illit) 150
 Hydrophan 163
 hydrophob 147
 Hydrosilikate 584
 Hydrosphäre 359
 Hydrothermal 108, 313ff
 -, -autoklav 485
 -, -Experiment 416
 -, -Kaolin 344
 -, -synthese 162
 -, -System, aktives 314, 568
 -, Schwefel-Isotope 568
 Hydrotherme 297, 331
 -, tieftemperierte 328
 Hydroxide 3, 81, 91f
 Hydroxy-Feruvit 136
 Hydroxylapatit 38, 116
 Hydroxylgruppe 91, 244
 hypersalin 309, 326
 Hypersolvus
 -, -Granit 267, 288
 -, -Syenit 267
 Hypersthen 121, 137ff, 406, 457, 467, 500,
 512, 516
 -, ACF-Diagramm 454
 -, -Chondrit 138
 -, CIPW-Norm 196
 hypidiomorph 32
 hypokristallin 32

- I**
- IAB (Island Arc Basalt, Inselbogen-Basalt)
 –, kalkalkaliner 561
 –, K-reicher 562
- Iapetus, Saturn-Mond 543
- IAT (Island Arc Tholeiite, Inselbogen-Tholeiit) 280, 562f
- Ichthiophalm 155
- ICP (induktiv gekoppelte Plasmaspektroskopie) 196
- Ida, Asteroid 536
- Iddingsit 209ff, 515
- idiomorph 30, 32, 408
- IDPs, interplanetary dust particles 506, 584
- Igmerald 133
- igneous layering (engl., siehe auch Schichtung, magmatische) 234
- igneous rocks (engl., siehe auch Gestein, magmatisches) 189
- Ignimbrit 162, 189, 223, 225
- Ijolith 208, 211, 418, 595
- Illit 148, 150, 325, 342f, 380, 460
 –, Halbwertsbreite 364
 –, -Kristallinität 150, 364, 383
 –, Neubildung 342
- Ilmenit 8, 20, 81, 87, 139, 298, 301f, 406, 442,
 500, 514f, 559
 –, CIPW-Norm 196
 –, Erzlagerstätte 298
 –, Kristallstruktur 85
 –, -Lamellen 84
 –, zur Gesteinsklassifikation 191
- Ilmenitsand 87
- Immersionmethode 22
- Immersionsobjektiv 28
- Immersionsöl 28
- Immobilisierung von radioaktivem Cäsium 90
- Impakt 528, 531, 534, 536, 542, 586, 588f
 –, -Becken 530, 532
 –, eines Asteroiden 219
 –, eines Kometen 219
 –, -Ereignis 507
 –, -Krater 56, 506, 535, 539, 542ff, 581
 –, -Metamorphose 391ff
 –, -schmelz-Breccie 499
 –, -schmelze 253, 303, 526, 528
 –, -struktur 525
- Impaktor 588
- Implantat 36
- Imprägnation 314
 –, hydrothermale 297, 313, 316ff, 323
 –, schichtige 361
 –, subvulkanische 320
- Imprägnationslagerstätte, hydrothermale 316ff
- Indexmineral 380, 395
 –, metamorphes 457
 –, Zonenfolge 457
- Indigolith 136
- Indikatritz
 –, komplexe 27
 –, optische 22f
- Indizes
 –, Bravais- 9
 –, Miller'sche 9
- Indizierung, kristallographische 9
- Indochinite 520
- induktiv gekoppelte Plasmaspektroskopie (ICP) 196
- Industrie
 –, Bau-, Baustoff- 97, 102, 109, 112, 162, 377
 –, chemische 78ff, 97, 108f, 162, 344, 377
 –, -Diamant 57
 –, Elektro- 311
 –, Email- 80
 –, Erdöl- 154
 –, Farben- 147
 –, feinkeramische 80
 –, feinmechanische 162
 –, Feuerfest- 102, 162, 323
 –, Glas- 79f, 100, 124, 147, 162
 –, Hütten- 97
 –, Keramik-, keramische 80, 100, 124, 153, 162, 171, 173, 311, 344, 377
 –, Lebensmittel- 377
 –, -Mineral 311
 –, optische 162
 –, Papier- 147, 153, 344
 –, pharmazeutische 153
 –, Porzellan- 311
 –, Schleifmittel- 162
 –, Stahl- 102, 147
 –, Uhren- 162
 –, Zellstoff- 59, 97
 –, Zement- 112, 377
- Infrarot, IR
 –, -Durchlässigkeit 124, 527
 –, -Reflektivität, Venus 539f
 –, -Spektren, Merkur 526
 –, -Strahlung 582
- Inkohlung 382
- Innenreflexe 28
- Inosilikate (siehe auch Ketten- u. Doppelkettensilikate) 119, 121, 136ff
- Insekten 37
- Insektizide 147, 154
- Insel, ozeanische 219
 –, Erdkruste 482
- Inselbogen 280
 –, -Basalt 561f, 566
 –, -Tholeiit 562f
 –, MORB-normiertes Spurenelement-Muster 562
- Inselsilikate 3, 119f, 121ff
- Insubrische Linie 484
- Interferenzbild, konoskopisches 27
- Interferenzfarben 24f
 –, 1., 2., ... Ordnung 25
 –, anomale 25
 –, übernormale 25
 –, unternormale 25
- Interferenzfleck 11
- Interferenzmuster 25
- Intergranularfilm 417
- Interkumulusschmelze 251
- International Mineralogical Association (IMA) 138
- International Union of Geological Sciences (IUGS) 191
- Internrelikt 408
- interplanetarische Staubteilchen (interplanetary dust particles, IDPs) 506, 584
- Intraklasten 365
- Intramikrit 365
- Intraplattenbasalt 280, 563
 –, kontinentaler 280
 –, ozeanischer 280
- Intraplatten-Bereich, kontinentaler 223
- Intraplattengranit 563
- Intraplattenvulkanismus 280, 491
- Intrasparit 365
- Intrusion 189
 –, Layered 32, 236f, 287, 298, 300ff
 –, magmatische 448
 –, plutonische 232f
 –, schichtige 32, 234ff, 298, 300ff
 –, subvulkanische 232f
- Intrusionsalter 570
- Intrusionstemperatur 389
- Intrusivkörper
 –, Maximaltemperatur des Nebengesteins 389
 –, plutonischer, Formen 233
 –, subvulkanischer, Formen 233
- Inuit 147
- invarianter Punkt 256ff, 265
- Inversion 6
- Inversionszentrum 6
- Invers-Spinell 83
- Invertebraten 38, 367
- inverted pigeonite (engl., siehe auch Pigeonit-Augit-Entmischung) 140
- Io, Jupiter-Mond 539f
- IOCG deposit (iron-oxide-copper-gold deposit) 334
- Ion 353
- Ionenaustauscher 153f, 176
- Ionenaustausch-Vermögen 90, 153, 344
- Ionenaustausch-Vorgänge 117
- Ionenbindung 13, 61, 81, 550
- Ionenkomplex 353
- Ionenkoordination 591
- Ionenkristalle 13
- Ionenladung 551f
- Ionenleitung 17
- Ionenpotential 551
- Ionenradius 13, 551f, 591
 –, Übersicht 591
 –, von Bor 103
 –, von Kationen in Karbonaten 95
 –, von Silicium 120
- Ionensonde 557, 575
- ionisierende Bestrahlung 159
- IR (Infrarot) 124, 526f, 539f, 582
- Iridium 52
 –, -Anomalie 507
- Iridosmium 52
- ironstone, Phanerozoic (engl., siehe auch Eisenstein, phanerozoischer) 369f
- Island Arc Tholeiites (IAT) 280
- Isländer Doppelspat 23f, 97

Isochore 184, 446
 Isochromaten 26f
 Isochrone 572
 Isochronendarstellung 573
 Isochronendiagramm 571
 Isochronenmethode 571
 Isograde 395f
 Isogyren 26f
 Isolationskeramik 147
 Isolationsmittel, -material 152, 373
 Isolator 18, 88
 Isolatoren (Elektrotechnik) 127
 Isoliermassen 98
 Isolierstoffe 141
 Isostasie 490
 Isotope
 -, Analytik 124
 -, Anfangsverhältnis 571
 -, Definition 564
 -, Fraktionierung 565
 -, Geothermometer 565
 -, kurzlebige 585
 -, ortsauflösende 124
 -, radiogene 565, 569
 -, stabile 565
 -, Verteilungsgleichgewichte 549
 -, Trennung 564
 Isotopenfraktionierung 565
 -, Temperaturabhängigkeit 565
 Isotopengeochemie 498, 534, 564ff
 Isotopengeologie 565
 Isotopenreservoir 565
 Isotopensystem, radiogenes 549
 Isotopenverhältnis 571
 -, Bezugsstandard 565
 isotrop 5
 -, optisch 21
 Isotypie 14
 Itabirit 84, 87, 369
 I-Typ-Granit (igneous source rocks) 286
 IUGS-Klassifikation 191ff
 Ivrea-Körper (sog. Vogelkopf), seismisches Profil 484

J

Jacupirangit 595
 Jade 140
 Jadeit 137f, 140, 143ff, 260, 264, 276, 289f, 382, 398f, 403, 405, 433, 445, 452, 458f, 468ff, 485, 488
 Jadeitgneis 470
 Japaner-Gesetz, -Zwilling 158
 Jaspilit (BIF) 87, 161, 369
 Jaspis 161, 163, 369f
 -, -Gruppe 161
 -, -Varietäten 161
 Javaite 520
 Johannesbrotbaum 56
 Joides Resolution (Forschungsschiff) 481
 Jotunit 404
 Juno, Asteroid 535
 Jupiter, Riesen-Gasplanet 523f, 537ff, 586, 589
 -, Atmosphäre 538f
 -, -bahn 535
 -, Eis 538
 -, Gesteinsmaterial 538
 -, Gravitationskraft 535
 -, Monde 537, 539f
 -, Ringsystem 546
 -, Satelliten 586
 -, Wasserstoff 538

K

Kaersutit 143
 Kainit 375f
 -, -Hut 377
 Kakirit (siehe auch Reibungsbreccie) 390
 Kalialaun 5, 227
 -, Wachstumsgeschwindigkeit 5
 Kalidünger 79f, 174
 Kalifeldspat 31, 155f, 200f, 204f, 265, 275, 381, 433ff, 461, 464
 -, A'KF-Diagramm 453f, 462
 -, AKFM-Tetraeder 455
 -, Bildung 265ff
 -, CIPW-Norm 196
 -, Entmischung, lamellare 167
 -, Entropie 435
 -, in Achondriten 515
 -, in Carbonado 57
 -, in Meteoriten 510
 -, in Rapakivi-Granit 198f, 250
 -, inkongruentes Schmelzen 264f
 -, Molvolumen 435
 -, Projektionspunkt 456
 -, Strukturzustand 165, 167
 -, System
 -, Albit-Kalifeldspat 266f
 -, Quarz-Albit-Kalifeldspat-H₂O 287ff
 -, Quarz-Albit-Anorthit-Kalifeldspat-H₂O 293f
 -, Zone 319
 Kalifeldspatblastese 419
 Kaliophililit 8, 196
 Kalisalpeter (siehe auch Niter) 103, 374
 Kalisalze 79f, 375ff
 Kalium
 -, -Argon-Datierung 575
 -, -Argon-Methode 576
 -, Isotope 575
 Kalkalgen 37, 366f
 Kalkalkali
 -, -Basalt 280, 563
 -, in Inselbögen, Spurenelement-Muster 562
 -, -Lamprophyr 194
 -, -Magmatit 197
 -, -Serie 197, 248
 Kalkarenit 364
 Kalkbauxit 344f
 Kalke 362ff, 365, 393
 -, ACF-, A'KF-Diagramm 453
 -, allochthone 365
 -, autochthone 365
 -, mergelige 362
 Kalkglimmerschiefer 452
 Kalklutit 364
 Kalkmergel 362, 406
 Kalkmörtel 97
 Kalkooid 356
 Kalkrudrit 364
 Kalkschlamm 368
 Kalkschwämme 366
 Kalksilikat
 -, -Fels 405
 -, -Gneis 405
 Kalksilikatgestein 462, 483
 -, Phasenbeziehung, Darstellung 452
 Kalksinter 97, 228, 315, 366, 368
 Kalkspat (siehe auch Calcit) 96
 Kalkstein 322, 335, 356, 365, 347
 -, altpaläozoischer (Steiermark) 322
 -, C-Isotopie 566
 -, der Unterkreide (Mexiko) 110, 321
 -, des Ordoviciums (Schweden) 512
 -, Diagenese 368
 -, dolomitischer 365, 368
 -, Gefügeklassifikation 365
 -, kambrischer (Namibia) 33
 -, Klassifikation 365
 -, lithographischer 97
 -, mariner 367
 -, -Mergel-Ton-Reihe 363
 -, metamorpher 382
 -, oolithischer 356
 -, Verwitterung 366
 Kalktuff 366, 368
 Kalkturbidit 353, 367
 Kallisto, Jupiter-Mond 540, 542
 Kalottenmodell 14
 Kalsilit 173, 267ff
 Kältewüsten 361
 Kamacit 47, 51, 510, 517ff, 585
 -, -Taenit-Verhältnis 517
 Kamacitbalken 518
 kambrische Explosion 38
 Kameen 162
 Kammkies (siehe auch Markasit) 70
 Kanadischer Schild, gebänderte Eisenformation (BIF) 443
 Kant-Laplace'sche Theorie 582
 Kanzerogenitäts-Index 40
 Kaoko-Gürtel (Namibia), Kyanit-Zone 396
 Kaolin 153, 344
 -, autochthoner 344
 -, Hydrothermal- 344
 -, Residual- 344
 -, sedimentärer 344
 Kaolinisierung 420f
 Kaolinit 91, 148, 152f, 325, 342ff, 346, 380, 433f, 460
 -, in Carbonado 57
 -, Schichtstruktur 145
 -, Zerfall 434
 Kappenquarz 160
 Kaprubin 125
 Karat, metrisches 56
 Karbonate 3, 95ff, 374f
 -, Bildung
 -, kieseliges 462
 -, -Kompensationstiefe (CCD) 366f
 -, Löslichkeit 341

- , marine 366f, 566
 - , Struktur 95
 - , wasserfreie 95
 - , wasserhaltige 95
 - Karbonatabscheidung 364
 - Karbonatapatit 116
 - Karbonat-Fluor-Apatit 373
 - Karbonatgesteine 364ff
 - , Ablagerungsmechanismus 365
 - , des Lias (Larderello, Italien) 228
 - , Dolomit-Gehalt 365
 - , Einteilung 365
 - , Gefügeklassifikation 365
 - , Korngrößenklassifikation 365
 - , metamorphe 394
 - , Verdrängungslagerstätte 320
 - Karbonathügel 37
 - Karbonatisierung 420
 - Karbonatisierungsreaktion 381
 - Karbonatit 97, 195, 211, 528
 - , -Alkalimagmatit-Komplexe 305
 - , -Asche 253
 - , Bildung 305
 - , -Schmelzen 57
 - Karbonat-Kompensationstiefe 366f
 - Karbonatplattform 367
 - Karbonatsande 367f
 - Karbonatschlämme, pelagische 367f
 - Karbonatschmelze 34
 - Karbonatsedimente, -sedimentgesteine 335, 364ff
 - , Bildungsbereiche 367
 - , biochemisches 364
 - , chemisches 364
 - , Faziesausbildung 367
 - , marine 366
 - , MVT-Lagerstätten 335
 - , terrestrische 367
 - Karies 38
 - Karlsruher Gesetz, Zwilling 168ff
 - Karpholith, Fe-Mg- 468f
 - Karstbauxit 344
 - Kassiterit 7, 81, 88f, 113, 309, 317f, 321, 327
 - , Ausscheidung 314, 316
 - , -Gang 317, 326
 - , -Imprägnation 317
 - , -Vererzung 420
 - Kataklase 390, 392
 - Kataklasit 390, 394
 - Kataklast 390
 - Katalysator 52, 54, 63, 71, 578, 584
 - Katazone 457
 - Kationenaustausch
 - , Gleichgewicht 445
 - , Schließungstemperatur 446
 - Kationenaustauscher 154
 - Kationenbildner, Elektronegativität 550
 - Katzenauge, gewöhnliches 160
 - Kautschuk 147
 - Kegelgang 226
 - Keimbildung 111f
 - , Häufigkeit 111
 - Kelyphit 409
 - Keramik 89, 124, 127, 141, 311
 - , Silikat- 134
 - , ZrO₂-basierte 124
 - Keramikspat 80
 - Keramikindustrie, keramische Industrie 80, 124, 153, 162, 171, 173, 311, 377
 - Keratophyr 334
 - Kern
 - , Asteroiden, differenzierte 517, 536, 586
 - , Erd- 479f, 493ff, 587ff
 - , äußerer 479f, 493f
 - , innerer 493ff
 - , erdähnliche Planeten 523, 526, 529, 534, 587
 - , erzarmer 319
 - , Jupiter-Monde 540ff
 - , Mars 534
 - , Marsmonde 534
 - , metallischer, Nickel-Eisen- 493ff, 523, 526, 529, 534, 536, 540f, 550, 586ff
 - , Mond (Erdmond) 501f, 588
 - , Riesenplaneten 538f, 586, 589
 - , -temperatur von Sternen 578
 - , von Sternen 577f, 582
 - Kernbildung 587f
 - Kernbrennstoff 34
 - Kernexplosion, unterirdische 478
 - , Schockwellen-Metamorphose 393
 - Kernfusion 578
 - Kernit 104f, 374
 - , Struktur 104
 - Kern-Kern-Kollision 578
 - Kernkraftwerk 108
 - Kernkollaps, von Sternen 578
 - Kern-Mantel
 - , -Differentiation 553
 - , -Grenze 493, 529, 534, 552
 - , Tiefenlage 493
 - Kernreaktion, in Sternen 577
 - Kernreaktor
 - , natürlicher 90
 - , Neutronenadsorber 104
 - Kernschatten, Aufhellung 479, 493
 - Kersantit 194
 - Kesseleinbruch 235, 287
 - Kettenkohlenwasserstoffe 584f
 - Kettenreaktion, nukleare 90
 - Kettensilikate 3, 119f, 136ff, 179, 274, 468
 - Kies 61, 355f
 - Kiesabbrand 70
 - Kieselalgen 37
 - Kieselgel 163
 - Kieselglas 4, 157, 393
 - , natürliches (auch Lechatelierit) 54, 163
 - Kieselgur (siehe auch Diatomeenerde) 164, 372f
 - Kieselhölzer 37, 161, 163
 - Kieselkupfer (siehe auch Chrysokoll) 148, 153
 - Kieselsäure 164, 342
 - , Solzustand 343
 - Kieselschiefer (siehe auch Lydit) 373
 - Kieselschwämme 372
 - Kieselsinter 163, 228, 315
 - Kieselzinkerz (siehe auch Hemimorphit) 99
 - Kieserit 375f
 - Kieslager 70, 332
 - , hochmetamorphe 334
 - Kiesstock 66
 - Kimberlit 54ff, 88, 149, 211f, 224f, 249, 283, 470, 472, 486ff
 - , -Breccie 224
 - , frische (blue ground) 486
 - , verwitterte (yellow ground) 486
 - , Diamant 55f, 211, 487
 - , -Diatrem 486
 - , Eklogit 472
 - , -Magma 211, 283, 487
 - , Mineralbestand 211
 - , -Pipe 224
- Kirschsteinit, in Meteoriten 510
- Kissenlaven (siehe auch Pillowlaven) 32, 205, 217f, 330
- Klassifikationsdreieck für Magmatite 192ff, 198
- Klebstoffe 141
- Kleinbergbau 311
- Kleinplanet 523, 550
- Kleinskulpturen 147
- Kleinwinkelkorngrenzen 413
- Klima
 - , feuchtes 341
 - , trockenes 341
- Klimazonen 343
 - , aride 343
 - , arktische 343
 - , feucht-gemäßigte 343
 - , feucht-kühle 343
 - , feucht-tropische 343
 - , Verwitterungstypen 343f
- Klingstein 209
- Klinoamphibol 7, 142
- Klinochlor 148, 150f
- Klinoenstatit 137, 139, 147, 585
 - , -Klinoferrosilit-Reihe 137f
- Klinoferrosilit 137, 139
- Klinoholmquistit 143
- Klinohypersthen 137
- Klinopyroxen 7, 31, 137ff, 197, 202f, 464f, 484f, 500, 515, 559f
 - , Al-reicher, in Pyrolit 488
 - , Cr-reich, in Framesit 57
 - , diopsidischer 485
 - , in Achondriten 514f
 - , in Chondriten 512
 - , in Meteoriten 510
 - , Seltenerd-Elemente 560
- Klinopyroxenit 193
- Klinozoisit 130f, 381
- Klüfte, alpine 329
- Kluftminerale, alpine 329
- Klüftung 32
- K-Metasomatose 419
- KMF (künstliche Mineralfasern) 40
- KMnFMASH-System 444
- (K,Na)-Sanidin 169f
- Knochen 38
 - , -erkrankungen 38
 - , -zellen 38
- Knotenschiefer 386f, 406

- Kobalt 71
 -, Erzgänge 327f
 -, in Lateriten 345
 -, Verwendung 71
 Kobaltarsenide 327
 Kobaltblau 327
 Kobaltblüte (siehe auch Erythrin) 72
 Kobaltglanz (siehe auch Cobaltin) 69, 71
 Kobaltminerale 327
 Kochstein 175
 Kohäsion 4, 16f
 Kohlendioxid CO₂, vulkanisches 226
 Kohleneisenstein 371
 Kohlengestein 352
 Kohlensäure 95
 -, gelöste 341
 Kohlenstoff 534, 544, 546f, 549
 -, -Atom 14
 -, -Brennen 578
 -, Druck-Temperatur-Diagramm 58
 -, Isotope 565, 567
 -, Fraktionierung 567
 -, stabile 566
 -, Nanoröhrchen 53
 -, organischer 57
 Kohlenwasserstoffe 363, 542f, 547, 584f
 -, Ketten- 582, 584f
 -, Ring- 585
 kohliges Chondrit 513
 Kokardenerz 326
 Kollagen 38, 117
 Kollaps
 -, Gas- 589
 -, gravitativer 582, 589
 -, hydrodynamischer 589
 -, Kern- 578
 Kollision 535f, 540, 545f
 Kollisionsgranit 318
 Kollisionsorogen 324
 kolloforme Gefüge 314
 kolloidal 314, 342, 368f
 Kolloide 314, 342, 351, 353, 369
 -, eisenhaltige 369
 -, suspendierte 353
 Komatiit 205f, 207, 284, 305, 528, 540
 -, -Magma 283
 Komet 506, 524, 535, 537, 542, 546, 584, 586
 -, Temple Tuttle 506
 -, Tschurjunov-Gerasimenko 535
 Kometenschweif 524, 584
 Kompaktion 355
 Komplex, metamorpher, Druck-Temperatur-Entwicklung 446
 Komponenten 256, 427
 -, leichtflüchtige, volatile 226ff, 240, 243ff, 540, 581, 586
 Kompression 478
 Kompressionsmodul 393, 478
 -, Definition 478
 Kompressionsphase 393
 Kompressionstektonik 529
 Kondensation von Solarmaterie 583f
 Kondensat, metallisches 526
 Kondensator 311
 Kondensorlinse 26
 Konglomerat 352, 355f
 -, -Gneis 407
 -, polymiktes 356
 -, Verrucano (Larderello, Italien) 228
 Kongo-Kraton (Zentralafrika), Carbonados 57
 Königsgelb 73
 Konkordia 574
 -, -Diagramm 575
 Konkretionen, diagenetische 355
 Konode 259, 261f, 270, 298, 438f, 453f, 456, 463ff
 -, kreuzende 453
 konoskopisch 26f
 Konstante, physikalische 478
 Kontaktaureole, Kontakthof 190, 286, 386ff, 459
 -, Ausdehnung 389f
 -, Barr-Andlau (Vogesen) 387
 -, Bergener Granitpluton 387
 -, Intrusivkomplex von Ballachulish (Schottland) 388
 -, Maximaltemperatur 389f
 -, Steinach (Oberpfalz) 432, 592f
 -, Temperaturverteilung 389f
 Kontaktmetamorphose 384, 386ff
 -, an magmatischen Gängen 388ff
 -, periplutonische 388ff, 418
 -, regionale 395, 448
 -, Temperaturentwicklung
 -, räumliche 389
 -, zeitliche 390
 Kontaktmetasomatose 380, 418ff
 -, periplutonische 418
 Kontamination 253
 kontinentaler Flutbasalt 205, 218f, 561, 563
 kontinentaler Intraplatten-Basalt (within plate basalt, WPB)
 -, MORB-normiertes Spurenelement-Muster 562
 -, REE 561
 Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB) 477, 483
 Kontinentalrand, passiver 482
 Kontinentalschild 213
 Kontinent-Kontinent-Kollision 394, 484
 Konvektion 299, 303, 529, 578, 587
 Konvektionszelle 249, 253
 -, hydrothermale 332
 konvektive Fraktionierung 252
 konvektiver Aufstieg 221, 252
 Konverter 98
 Konzentration 257
 Konzentrations-Clarkes 556
 -, Abhängigkeit vom Weltmarktpreis 556
 Konzentrationsdreieck
 -, K₂-Mg-SO₄ 376
 -, Quarz-Feldspat-Mafite 417
 -, Ti/100-Zr-Y 563
 Konzentrationssee, abflussloser 374
 Konzentrationsvariable 256f
 Koordination 13ff
 Koordinationspolyeder 15
 Koordinationszahl 15f, 591
 Kopernikus-Stadium (Mond) 503
 Korallen 37, 366f
 Korallenriff 37
 -, Aufbau 367
 -, Bildung 367
 Kordillere 374
 Korn, klastisches, Rundungsgrad 354
 Kornbindung 32
 Korndurchmesser 352
 Kornerupin 465
 Korngestalt 32
 Korngrenzenwanderung 413
 Korngröße 32, 352
 -, Häufigkeitskurve 354
 Korngrößenbestimmung 352, 354
 Korngrößenerteilung 32, 352
 -, DIN 4022 352
 -, Wentworth 352
 Korngrößenverteilung 32, 354
 Kornklassierung 354
 Kornkontakt 426
 Kornpackung 355
 Kornsummenkurve 354
 Kornverteilungskurve 354
 Kornverwachsung 408
 Kornzusammensetzung 356
 Koronagefüge 409, 465
 Koronis-Familie (Asteroiden) 535
 Korpuskular-Theorie 20
 Korrosion 228
 Korrosionsschutz 66
 Korund 8, 17, 81, 85f, 167, 367, 433f, 437, 467, 471, 583f
 -, -Chloritoid-Zone 395f
 -, CIPW-Norm 196
 -, Entropie 435
 -, -Isograde 395
 -, Kristallstruktur 85
 -, Molvolumen 435
 -, technischer 345
 Kosmetika 147
 Kr (Krypton) 527, 530, 538
 Kraftwerk, geothermisches 228
 Kraftwirkungsgesetz 479
 Krater
 -, Barringer (Arizona) 506
 -, Chixculub (Yucatán, Mexiko) 506
 -, Nördlinger Ries 506
 -, Siljan-Struktur (Schweden) 506
 -, Sudbury-Struktur (Ontario) 506
 -, Vredefort-Struktur (Südafrika) 506
 -, vulkanischer 222, 226
 Kraton 205, 213
 -, archaischer 448
 -, präkambrischer 394
 Kratonisierungsalter 570
 KREEP-Basalt 498
 Kreide 367
 Kreidekalk 37
 Kreidezeit 37f
 Kreislauf, sedimentärer 35
 Kreuzschichtung 353
 Kristall 4ff

- , Anisotropie 4
 - , Atomanordnung 35
 - , Begriff 4
 - , Deformation 411f
 - , Eigenschaften 4
 - , Homogenität 4
 - , Keimbildung 111f
 - , Symmetrie 6
 - , Translationsgruppen 10
 - , Winkelkonstanz 5
 - Kristallbrei 224, 232, 251
 - Kristallchemie 13ff, 35
 - Kristalldruse 29, 228
 - Kristallfläche 5
 - , Ausbildung 32
 - , Wachstumsgeschwindigkeit 5
 - Kristallform 6f, 42
 - Kristallgestalt 9
 - Kristallhabitus 5
 - Kristallinitätsgrad 31
 - Kristallisation 111f, 411
 - , fraktionierte 250ff, 255, 267, 275, 280, 298f, 557f
 - , posttektonische 411f
 - , prätektonische 411
 - , syntektonische 411
 - Kristallisationsabfolge 242
 - Kristallisationsalter 570
 - , Bestimmung 570
 - Kristallisationsdifferentiation 250ff, 274
 - , gravitative 251
 - Kristallisationsfront 310
 - Kristallisationswärme 389
 - Kristallklasse 6f
 - Kristallkumulat 252
 - Kristallmagnesit 97
 - Kristallmorphologie 6
 - Kristallographie 4ff, 35
 - Kristalloptik 20ff
 - Kristallphysik 16ff, 35
 - Kristallpolyeder 5f, 9
 - Kristallrasen 29
 - Kristallsand 37
 - Kristallstruktur 4f, 9ff
 - , Beschreibung 6
 - , Bestimmung 9, 11ff, 35
 - , Bindungskräfte 61
 - , Translation 10
 - Kristallsystem 6ff
 - , Achsen 6
 - , Achsenkreuz 9
 - , hexagonales 8
 - , kubisches 8
 - , monoklines 7
 - , rhombisches 7
 - , tetragonales 7
 - , trigonales 7
 - , triklines 7
 - Kristalltracht 5
 - Kristallwachstum, Anisotropie 5, 111f
 - , überhastetes 310
 - Kristallzüchtung 58, 80, 163
 - kritische Temperatur T_c 256, 309, 314
 - Kritische Zone (CZ) 343
 - kritischer Druck P_c 184, 256
 - kritischer Punkt 184, 256, 309
 - Krokoit 113, 347
 - Krokydololith 39, 145, 369
 - , asbest 39, 145
 - , Biodurabilität 145
 - , nadeln 145
 - Kruste
 - , Asteroiden 536f
 - , Erd- 480ff
 - , kontinentale 448, 482f, 487ff, 490
 - , ozeanische 331, 398, 481f, 489f
 - , erdähnliche Planeten 526ff, 587f
 - , Jupiter-Mond Io 540
 - , Mars 514f, 530, 534
 - , Merkur 526
 - , Mond (Erdmond) 498ff
 - , Uranus-Monde Ariel und Umbriel 544
 - , Venus 528f
 - Krustenbildung 528, 534, 537, 550, 587f
 - Krustenbildungsalter 570
 - Krustengestein 477
 - Krustenkalk 367
 - Krusten-Mantel-Grenze (Moho) 484
 - Krustenmaterial, Assimilation 280
 - Krustenteil, Position, geotektonische 459
 - Krustentyp 549
 - Krustenverdickung 447, 484, 529, 532
 - Kryolithschmelze 80
 - Kryometrie 185
 - Kryovulkanismus 543ff
 - kryptokristallin 30
 - Kryptomelan 90, 347
 - Kryptoperthit 168
 - K-Salpeter 374
 - KTB (Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland) 187, 477, 482f, 576
 - kubisch 8, 10
 - Kubooktaeder 63f
 - Kugelmühle 162
 - Kugelpackung 14
 - , hexagonal dichte 14, 48
 - , kubisch dichteste 14, 48
 - Kuiper-Gürtel 523, 545f, 550, 584, 586
 - Kuiseb-Formation 407
 - Kumulat 201, 251f, 514, 532
 - , Bildung 299
 - , Olivin-Pyroxen-reiches 280
 - Kumulatgefüge 237, 252, 299
 - Kumulus-Kristalle 251
 - Kunstfasern 377
 - Kunstgewerbe 174, 377
 - Kunstgegenstände, kunstgewerbliche Gegenstände 142, 144, 174
 - Kunststoff 147
 - Kunzit 141
 - Kupfer 8, 311, 510
 - , -Arsen-Verdrängungs-Lagerstätte 321
 - , Erze, Erzminerale 62, 66f, 75, 103, 153, 302ff, 318ff, 325f, 331ff, 346ff, 361, 363f
 - , Erzgang
 - , mesothermaler 325
 - , Verwitterung 346ff
 - , ged. 8, 19f, 32, 259f 48, 62, 320, 322
 - , Imprägnationen 320
 - , in Meteoriten 510
 - , Stabilitätsfeld 348
 - , Gruppe 47
 - , -Lagerstätten
 - , orthomagmatische 302ff
 - , Porphyry Copper Ores 318ff
 - , mesothermale Kupfererzgänge 325f
 - , VMS 332f
 - , Verwitterung 346ff
 - , Red-Bed-Typ 361
 - , Schwarzschiefer
 - , Oxidationszone 346f
 - , sedimentäres 348
 - , Zementationszone 347f
 - Kupferglanz (siehe auch Chalkosin) 62
 - Kupfergürtel, Sambischer 364
 - Kupferindig (siehe auch Covellin) 68
 - Kupferkies (siehe auch Chalkopyrit) 66
 - Kupferlasur (siehe auch Azurit) 102
 - Kupferminerale
 - , Stabilitätsbeziehungen bei der Verwitterung 348
 - Kupferpecherz 66, 347
 - Kupferschiefer 363
 - Kupferstein 550
 - Kupfersulfid 49, 331
 - Kuppenriff 367
 - Kyanit 7, 16f, 125ff, 147, 182, 293f, 357, 380f, 385, 395ff, 400f, 408, 427ff, 437f, 444ff, 458f, 461, 463ff, 469ff
 - , ACF-, A'KF-Diagramm 453, 462
 - , Anisotropie der Ritzhärte 5, 127
 - , -Isograde 396
 - , Kyanit-Sillimanit-Übergangszone 397
 - , Kyanit-Staurolith-Zone 397
 - , Stabilitätsfeld 427
 - , Stabilitätsgrenze 433
 - , -Staurolith-Glimmerschiefer, P-T-Pseudoschnitt 444
 - Kyanitzone 395
 - , Barrowsche 463
 - Kykladen-Kristallin, Blauschieferfazies 467
-
- L**

 - Labradorit 171f, 275, 466
 - Lacke 84, 162
 - Lagenbau, rhythmischer 37, 237
 - Lagererz 326
 - Lagengefüge 32
 - Lagergang 190, 203, 205, 224, 226, 236
 - , basaltischer, Kumulatgefüge 252
 - , magmatischer, Kontaktmetamorphose 388
 - , subvulkanischer 233
 - , vulkanischer 189
 - Lagerstätte
 - , Bauwürdigkeit 34, 557
 - , Blei-Zink-Verdrängungs-(Mississippi-Valley-Typ, MVT) 335
 - , Eisenoxid-Kupfer-Gold- 334
 - , epigenetische 297
 - , epithermale 297, 316
 - , Genese 297
 - , Gliederung 297

- , Gold-Pyrit-Verdrängungs- (Carlin-Typ) 322
- , Hämatit, vulkanogene 333
- , hydrothermale 313ff
 - , Bildung 313
 - , Klassifikation 314
 - , spätmagmatische 314
 - , Stockwerkhöhe 314
 - , Systematik 324
 - , Temperaturbereich 314
- , Karbonat-gebundene Fluorit- 335
- , Karbonat-gebundene Erz- und Mineral-, epigenetische 335
- , katathermale 314
- , magmagebundene 316
- , Magnesit- 322
- , Magnetit, vulkanogene 333
- , Magnetit-Apatit 305
- , mesothermale 314, 321f, 325f
- , metasomatische 322f
- , Mississippi-Valley-Typ (MVT) 335
- , nutzbare 34
- , orthomagmatische 297
- , Red-Bed-Typ 361
- , Residual- 346
- , Schwefel-Isotope 569
- , sedimentäre 357ff, 363f, 368ff, 373ff
- , sedimentär-exhalative (siehe auch Sedex-Lagerstätten) 315f, 334f
 - , Blei-Zink-Erz- 334f
- , Sedimentgesteins-gebundene hydrothermale 334f
- , Seifen 357ff
- , spätmagmatische 297
- , subaërische 313
- , syngenetische 297
- , telethermale 316, 328
- , Verwitterungs- 344ff
- , vulkanogene 316, 332ff
 - , massive, Sulfiderz (siehe auch VMS-Lagerstätte) 332ff
 - , Oxiderz 333f
- , vulkanogen-sedimentäre 329ff
 - , Quecksilber 333
- Lagerstättenbildung 297
 - , durch Verwitterung 344ff
 - , fraktionierte Kristallisation 298
 - , hydrothermale 297, 313ff
 - , liquide Entmischung 302
 - , magmatische 297
 - , sedimentäre 357ff, 363f, 368ff, 373ff
- Lagerstättenkunde 35f, 187
 - , angewandte 36
- Lagerstättensystematik
 - , genetische 297
- Lagerstein 162
- Lagerwerkstoffe 89
- Lagrange-Punkt 535
- Lagune 367
- Lahar (Schlammstrom) 224
- Lakkolith 233
- Lamellen, perthitische 168
- Lamination 37
- Lamproit 55, 211, 213
 - , Diamantführung 213
 - , -Magma 487
- Lamprophyr 190f, 194
 - , Alkali- 194
 - , Kalkalkali- 194
- Langbeinit 8
- Längspluton 234
- Lanthaniden 34, 552ff
 - , -Erze 34
- Lapilli 225
- Lapis lazuli 174
- Laramische Orogenese 326
- large igneous province (LIP, engl., große magmatische Provinz) 219, 498
- large ionic lithophil elements (engl., siehe auch Elemente, großionige lithophile – LIL-Elemente) 281, 551f
- Larnit 467
- Larvikit 207, 595
- Laser 86
- Lasermikroanalyse 185
- Lasermikrosonde 557
- Lasurit 174
 - , -1C 174
 - , -6O 174
- Lateralsekretion 316, 327, 329
- “Late Veneer” (engl., siehe „letztes Fournier“) 587f
- Laterit 91f, 345f
 - , -Bauxit 344
 - , -Boden, Bildung 343
 - , -Eisenerz 345
 - , Eisen-reicher 345
 - , Mangan-reicher 345
 - , Nickel-reicher 345
 - , Schwermetallanreicherung 346
- Latit 193, 209, 220
 - , foidführender 193
- lattice preferred orientation (engl., siehe auch Gitterregelung, Regelung nach der Kristallstruktur) 410
- Laue-Diagramm 11
- Laue-Methode 12
- Laufzeitdifferenz, Erdbebenwellen 478
- Laug
 - , hypersaline 309, 326
 - , salzhaltige 309, 315
- Laugentümpel 332, 334
- Laumontit 164, 175, 177, 394, 399, 460
 - , ACF-Diagramm 453
 - , Druckstabilität 436
 - , Entwässerungsreaktionen 436
- Laurelit 8
- Laurentia 482
- Laurit 304
- Lava 157, 189, 205f, 215, 217ff, 239ff, 252, 260, 273, 280, 305, 319f, 329, 332, 421, 499, 503, 514f, 527ff, 532f, 540, 543
 - , Aa- 217
 - , Förderung 215
 - , effusive 189, 217f
 - , extrusive 189, 219f
 - , Pahoehoe 217
 - , silikatische 540
 - , Temperaturmessungen 241
 - , Viskosität 242
- Lavablock 225
- Lavadecke 218f
- Lavadom 219f, 528
- Lavafetzen 222
- Lavafontäne 221
- Lavanadel 220
 - , Montagne Pelée 220
- Lavasee 219, 252, 540
 - , Halemaumau (Hawaii) 219, 241
- Lavastrom 84, 217ff, 226, 527ff, 532f
- Lavatunnel 528
- Lavavorhang 219
- Lavavulkan 218, 226
- Lavawurfbarkeit 222
- Lawrencit 510, 517
- Lawsonit 130, 145, 382f, 398f, 403, 405, 436, 460, 468ff, 492
 - , ACF-Diagramm 453
 - , -Blauschieferfazies 468f
 - , Stabilitätsgrenze 436, 470
- Layered Intrusion (engl., siehe auch Intrusion, schichtige) 32, 201, 234ff, 287, 298, 300ff
 - , Kumulatgefüge 237, 252
- Layering, magmatisches 381
- L-Chondrit (siehe auch Olivin-Hypersthen-Chondrit) 512
- LCT-Familie (Pegmatite) 312
- LD-Verfahren 98, 102
- Lebererz 68
- Lechatelierit (siehe auch Kieselglas) 4, 54, 156, 163, 393, 520
- Leerstellen-Turmalin 135f
- Legierung 14, 52, 66, 84, 87, 89, 133, 510
- Legierungsmetall 53, 64, 68f, 71, 124
- Leichtbauplatten 323
- Leichtmetall 133, 150, 311
 - , -Erze 34
- Leiter, metallischer 18
- Leitfähigkeit
 - , elektrische 4, 17ff
 - , hydraulische 315
 - , Wärme- 17
- Leitungsband 18
- Leoniden 506
- Leonit 376
- Lepidokrokit 81, 92f
- Lepidolith 148f, 311, 318
- Lepidomelan 149
- Lernschema, Magmatite 594
- Letternmetall 69
- „letztes Fournier“ 587f
- Leuchtkraft 583
- Leucit 164, 173f, 209, 210f, 264, 267f
 - , -Basalt 528
 - , CIPW-Norm 196
 - , Fraktionierung 265
 - , Löslichkeit 341
 - , metastabile Erhaltung 267, 269
 - , -Nosean-Phonolith 210f
 - , System Leucit-SiO₂ 264f
 - , zur Gesteinsklassifikation 191
- Leucitbasanit 209, 248, 595
- Leucitit 192, 211, 248, 595
 - , tephritischer 212f

- Leucitphonolith 209, 265, 595
 Leucittephrit 209, 248, 595
 Leukogabbro 193
 Leukogranit 123
 leukokrat 191, 198, 201, 207f
 Leukosaphir 85
 Leukosom 414ff
 Lherzolith 193, 201, 281, 284, 488
 Lias 38
 Li-Amphibole 143
 Licht
 –, monochromatisches 24
 –, polarisiertes 20ff
 –, weißes 25
 Lichtbrechung 4, 21ff
 Lichtdurchlässigkeit 42
 Lichtgeschwindigkeit 20
 Lichtquanten-Theorie 20
 Lichtstrahl 20f
 Liddicoatit 136
 Ligandenfeld-Stabilisierung 557
 Limburgit 209ff
 Limonit 51, 66, 70, 92f, 343, 346f
 –, Pseudomorphose 70
 Linear (B-Achse) 400
 linear polarisiert 24
 Lineation 411
 Liniendefekt 413
 Linksquarz 11, 158
 Linneit 82
 LIP (large igneous province) 219
 Liparit (siehe auch Rhyolith) 201, 203
 Liqueation (siehe auch Entmischung, liquide) 302
 Liquidusfläche 261, 271, 277, 288, 298
 Liquiduskurve 241f, 257ff, 291, 308, 587
 Liquidustemperatur 242, 309, 587
 Li-Salze, Li-Verbindungen 141, 150, 311
 Lithium 311
 –, -Pegmatit 311
 –, Verwendung 311
 Lithiumglimmer 149f, 317
 Lithiumpyroxen 138
 lithophil 550f
 Lithiophorit 347
 Lithopone 66, 108
 Lithosphäre 480, 489, 493, 523
 –, ozeanische
 –, obduzierte 332
 –, Tiefenprofil 481
 –, Schnitt 487
 –, verarmte 459
 Lithosphärenplatte 216, 484, 489, 492
 –, absinkende 398
 –, kontinentale 490
 –, ozeanische 490
 –, Subduktion 398, 490f
 Lizardit 148, 151f, 403f
 LKT (Low-K Tholeiite) 280
 LL-Chondrit (siehe auch Amphoterit) 512
 LMO (lunarer Magma-Ozean) 502
 Lockergestein 32
 Lockerprodukt, vulkanisches 35
 Lodranit (Stein-Eisen-Meteorit) 509, 514, 516
 Löllingit 69, 72f
 Longitudinalwelle (siehe auch P-Welle) 478
 Long-Valley-Supervulkan 223f, 232
 Lonsdaleit 56, 514
 Lopolith 234f, 302
 Löslichkeit 243ff, 308f, 315, 341ff, 355, 358, 365f, 372
 –, leichtlöslicher, volatiler Komponenten im Magma 226, 243ff
 –, prograde 244, 309, 315
 –, retrograde 244, 308f, 315
 Löslichkeitsdifferenz Gips-Anhydrit 112
 Löslichkeitsgleichgewicht 111f
 Löslichkeitskurven 111f
 Löss 361, 520
 Lösskindel 361
 Lösslehm 361
 Lösung
 –, hydrothermale 297, 314ff, 323, 417
 –, alkalichloridreiche 314
 –, Herkunft 315
 –, juvenile 315
 –, Konvektionszelle 316
 –, konzentrierte 314
 –, Metallquelle 316
 –, pH-Wert 314
 –, Redoxpotential 314f
 –, schwach dissoziierte 314
 –, Wärmequelle 316
 –, Zinn 316
 –, Zusammensetzung 314
 –, Zustandsparameter 315
 –, primär-magmatische 332
 –, telethermale 327
 –, unterkritische, Lösungsfähigkeit 313
 Lösungsfähigkeit 313
 Lösungsmetamorphose 377
 Lösungsmittel 104
 Lötzinn 69, 89
 Low Field Strength Element (LFS) (engl., Element geringer Feldstärke) 551
 low-angle normal fault (engl., siehe auch Abschiebung, flache) 447
 lower intercept (engl., siehe auch Schnittpunkt, unterer) 575
 Low-K Tholeiite (LKT) 280
 Low-Ti-Gruppe 500
 Low-Velocity-Zone (LVZ) 282, 489f
 –, krustale 482
 LREE 560
 Lunait 516
 lunarer Magma-Ozean (LMO) 502
 Lungenkrebs 39
 Lutetia, Asteroid 535
 Lydit 373
-
- M**
 Maar 224f
 Madeiratopas 159
 Mafite 191
 Magadiit 374
 Magma 171ff, 182ff, 189f, 219ff, 239ff, 269ff, 297ff, 314ff, 381ff, 557ff
 –, Abkühlung 292
 –, andesitisches, Viskosität 243
 –, Ausscheidungsfolge 198
 –, basaltisches
 –, Bildung 279
 –, Differentiation 258
 –, Differentiationsverlauf 276
 –, Kristallisationsabfolge 257
 –, Mafite 269
 –, Typen 283
 –, Viskosität 243
 –, basisches, Kristallisation 298
 –, Bildung 247ff
 –, Spurenelement-Fraktionierung 559
 –, Definition 239
 –, Differentiation, Spurenelement-Fraktionierung 559
 –, Erstarrung 34
 –, Fragmentierung 189, 220
 –, Gasgehalt 240
 –, Gasphase, Freisetzung 226
 –, granitisches 285, 287ff, 295
 –, Aufstieg 292
 –, Aufstiegswege 292
 –, Bildung 249, 285
 –, Fraktionierungsprozesse 288
 –, H₂O-Sättigung 290, 295
 –, Kristallisationsverlauf 287
 –, pegmatitische Entwicklung 308
 –, heterogenes 189
 –, Intrusion 233
 –, -Kammer 190
 –, subvulkanische 280
 –, karbonatisches 189
 –, Komponenten, volatile 241
 –, Löslichkeit
 –, leichtflüchtiger Komponenten 243f
 –, von Wasser 243f
 –, olivintholeitisches 280
 –, oxidisches 189
 –, pikritbasaltisches 280
 –, Plattentektonik 489
 –, primäres 248
 –, rhyolithisches 226, 240, 243, 250, 276, 295
 –, Viskosität 243
 –, silikatisches 189, 587
 –, SiO₂-übersättigtes 263
 –, SiO₂-untersättigtes 263
 –, sulfidisches 189
 –, Temperatur 241
 –, Messung 241
 –, tonalitisches 295
 –, ultrabasisches 280, 540
 –, Ungleichgewicht mit Nebengestein 253
 –, Viskosität 243f
 –, Weiterentwicklung 247ff
 Magmaozean 502, 526, 587f
 –, lunarer (LMO) 502
 Magmasäule 221, 502, 526, 587f
 Magmaschichten 253, 303
 Magmasee 303
 magmatic stoping 235, 253
 magmatic underplating 250, 295

- Magmatismus 34, 189ff, 585ff
 Magmatite 34, 187, 189ff
 –, Alkali- 197
 –, -Assoziation
 –, bimodale 253
 –, Chemismus 194ff
 –, Clarke-Werte 555
 –, hololeukokrate 191
 –, holomelanokrate 192
 –, IUGS-Klassifikation 191ff
 –, leukokrate 191
 –, mafische, archaische 249
 –, melanokrate 191
 –, mesokrate 191
 –, Mineralbestand 193ff
 –, Modalbestand 191ff
 –, Petrographie 197
 –, SiO₂-übersättigte 263
 –, SiO₂-untersättigte 263
 –, subalkaline 197f
 –, Lernschema 594
 –, Systematik, mineralogische 191
 –, ultramafische, IUGS-Klassifikation 193
 Magmenaufstieg 384, 489
 Magmendifferentiation 489
 Magmenkammer, -reservoir 224, 228, 232, 244, 251, 481, 532
 Magmenmischung 247, 250, 280, 299
 Magmenschub 224
 Magmen-Segregation 502
 Magnesio-/Ferrohornblende 144
 Magnesio-Foittit 136
 Magnesio-Arfvedsonit 143, 418
 Magnesiohastingsit 143f
 Magnesiokatophorit 143
 Magnesioriebeckit 39, 143, 145
 –, -Riebeckit 143, 145
 Magnesiotaramit 143
 Magnesiowüstit 491
 Magnesit 95, 97f, 382, 461
 –, kaustischer 323
 –, -Lagerstätte 322
 –, spätiger 322
 –, -Stein 98
 Magnesium
 –, Haushalt 38
 –, Metall 98
 Magnetiseisenerz (siehe auch Magnetit) 81, 83
 Magnetfeld
 –, Erde 37, 84, 495
 –, Gas-Staub-Wolke 582
 –, Jupiter 538
 –, Merkur 526
 –, Saturn 538
 magnetisches Moment 19, 83
 Magnetisierung
 –, remanente 526
 –, thermoremanente 84
 Magnetit 8, 19, 81, 83f, 84, 198, 201, 206f, 207, 209ff, 252, 302, 305, 321, 368f, 382, 406, 441ff, 470, 510, 584
 –, -Apatit-Lagerstätte 305
 –, biogener 37, 84
 –, CIPW-Norm 196
 –, Häufigkeit in der Erdkruste 29
 –, in magnetotaktischen Bakterien 84
 –, Stabilitätsfeld 368f, 441
 –, -Wüstit-Puffer 442
 –, zur Gesteinsklassifikation 191
 Magnetkies (siehe auch Pyrrhotin) 66f, 71
 Magneton, Bohr'sches 19
 Magnetosom 37
 Magnetosphäre 540f
 Majorit 491, 511f
 –, in Meteoriten 510ff
 Makrofossilien 407
 Makromosaikbau 158
 Makroperthit 168
 Malachit 62, 66, 95, 102f, 153, 328, 346ff
 –, Stabilitätsfeld 348
 Malm-Kalk 393
 Mandel 30, 228
 Manebacher Gesetz, Zwilling 168ff
 Mangan
 –, Anreicherung 345
 –, Erze 89, 331, 347
 –, karbonatische 371
 –, oxidische 328
 –, phanerozoische 371
 –, präkambrische 371
 –, sedimentäre 371
 –, Konzentrations-Clarke 556
 –, -reiche Sedimente 368
 Manganate mit Tunnelstrukturen 81, 90
 Manganerz-Lagerstätten, sedimentäre 353
 Manganipiemontit 131
 Manganit 89f, 328
 Manganknollen 90, 371f
 Manganocalcit 371
 Manganogel 347
 Manganoxide 90, 331, 382
 Mangansilikate 382
 Manganspat (siehe auch Rhodochrosit) 98
 Mangerit 404
 Mantel
 –, Asteroiden 536
 –, Erd- 331, 484ff
 –, erdähnliche Planeten 587f
 –, Jupiter-Monde 540ff
 –, Mars 532, 534
 –, Merkur 526
 –, Mond (Erdmond) 501f
 –, Saturn-Mond Titan 543
 –, Silikat- 550, 587f
 –, Venus 529
 Manteldiapir 282
 Mantelgestein, fertiles 281
 Mantel-Lithosphäre 458
 Mantelperidotit 280f, 492
 –, partielles Schmelzen 280f
 Mantel-Plume 280, 491, 493, 528f, 532, 541, 588
 –, Ursprung 493
 Mantelprozess 532
 Mantelquelle, primitive 560
 marble (engl., siehe auch Marmor) 404
 Mare 499
 –, -Basalt 499, 588
 –, -Breccie (Mondmeteorit (Lunait)) 509
 –, Förderung 503
 –, Gruppen 500
 –, -Magma, Entstehung 502
 –, Quellregion 502
 –, Zusammensetzung 499
 –, Gestein 499
 –, Imbrium 503
 –, Nectaris 503
 –, Tranquillitatis 500
 Margarit 148, 150, 382, 396f
 –, ACF-Diagramm 453
 Marialith 164, 175
 Marienglas 110
 Markasit 38, 65, 69ff, 322, 335
 Marmor 31, 380, 404, 461, 483, 566
 –, Statuen- 97
 –, technischer 97
 Mars 2, 515, 523ff, 529ff, 586ff
 –, Astronomische Erforschung 529
 –, Atmosphäre 530
 –, Isotopen-Signatur 515
 –, Eisenkern 551
 –, -gesteine 532
 –, Großenheiten, stratigraphische 530
 –, Hochländer 530ff
 –, innerer Aufbau 534
 –, Klima 530
 –, Meteorit 163, 505, 509, 514f, 532
 –, ALH 84001 532
 –, Oberflächenformen 530
 –, Schildvulkane 532f, 588
 –, Talsysteme, verzweigte 531
 –, Tektonik 532
 –, Tiefebenen 530
 –, Vulkanismus 532
 –, Wasser 531
 „Marskanäle“ 529
 Marsmonde 534, 586
 Martit 83
 Martitisierung 305
 Mascons 501
 MASH-System 472
 Maskelynit 514f
 mass extinction (engl., siehe auch Massenaussterbe-Ereignis) 219, 507
 Masse, keramische 153
 Massenanziehung 583
 Massenaussterbe-Ereignis 219, 507
 Massenspektrometer 564f, 571
 Massensuzzeptibilität, magnetische 19
 Massentransfer-Reaktion 445
 Massenverhältnis He/H 577
 Material
 –, klastisches
 –, Ablagerung 353
 –, Transport 353
 –, Transport 353
 Materialwissenschaften 35
 Materie
 –, interstellare 582ff, 586
 –, präsolare 584
 –, protoplanetare 586
 Materiekulpen 582

- Materietransport 582
 Mathilde, Asteroid 537
 Matrix 364
 –, geschieferte 390
 Mauerziegel 153
 Maximaltemperatur 389
 Maximum, verdecktes 264
 mean weighted standard deviation, MSWD
 (engl., siehe auch Standardabweichung,
 mittlere gewichtete) 572
 Medizin 38ff, 377
 medizinische Mineralogie 38ff
 Meer, offenes 367
 Meeresspiegel 367
 Meerwasser 331, 366f, 375f, 566ff
 –, Ausscheidungsfolge 375
 –, Hauptbestandteile 375
 –, Karbonatbildung 366f
 –, Salzgehalt 375
 –, -Schwefel 566
 –, stabile Isotope C, O, S 566ff
 Mehrstoffsystem 256
 –, heterogenes 256
 –, homogenes 256
 Meigen'sche Reaktion 99
 Mejonit 164, 175
 –, Sulfat- 175
 Mela-Gabbro 193
 Melanit 125
 melanokrat 191, 199, 150, 203, 205, 208
 Melanosom 415ff
 Melaphyr 205, 594
 –, -Mandelstein 32, 205
 Melilith 7, 120, 129f, 467, 510, 513
 –, -Basalt 130
 –, in Meteoriten 510
 –, -Leucitit 211
 –, -Nephelinit 130, 211
 –, -Reihe 129f
 Melilithit 130, 192
 Mellit 4
 Mergel 362f, 382, 405, 439
 –, ACF-, A'KF-Diagramm 453
 –, mergeliger Ton 362
 Mergelton 363
 Merkur 2, 523ff, 524ff, 586f
 –, astronomische Erforschung 525
 –, Eisenkern 551
 –, Exosphäre 525
 –, Hochlandregionen 525
 –, Innerer Aufbau 526
 –, Oberflächenformen 525
 –, Tiefebenen 525
 –, Wassereis? 526
 Merrillit 510
 Merwinit 467
 mesokrat 191, 199, 208
 Mesolith 7, 176f
 Mesoperthit 167f, 400f, 465
 Mesosiderit 509, 516
 Mesosom (auch Paläosom) 415
 Mesozone 457
 Messing 65
 Messung
 –, kalorimetrische 443
 –, kryometrische 184
 –, paläomagnetische 84
 –, seismische 477, 481
 Metabasit 382, 405, 460ff, 464, 466, 483
 –, Mg-reicher 460
 Metabauxit 382, 396
 Metagranit 381
 Metagrauwacke 381
 Metall-Arsenid 63
 Metall 14
 –, elementares (gediegenes) 47ff
 –, flüssiges 587
 –, Kristallstruktur 48
 Metallbindung 14
 Metall-Bisulfid-Komplex 335
 Metall-Chlorid-Komplex 335
 metallisch 14, 18, 27
 Metallkern 526, 587f
 Metallkonzentration 361
 –, Ozeanboden 371
 Metall-Legierung 14, 17, 256
 Metalloide, gediegene 47, 53
 metall-organischer Komplex 335
 Metallschmelze 550, 587
 Metall-Sulfide 61ff, 73, 526
 –, komplexe 61, 73f
 Metamorphite 35, 187, 379ff
 –, Eisen-reiche 382
 –, Fossil-Relikte 407
 –, Mangan-reiche 382
 –, Nomenklatur 400ff
 –, Quarz-Feldspat-reiche 381
 –, ultramafische 405
 Metamorphose 324, 354, 379ff, 414ff, 434ff,
 456ff, 514ff, 549
 –, Abgrenzung 382f
 –, allochemische 380
 –, als geologischer Prozess 385ff
 –, aufsteigende, Mineralparagenese 380
 –, auslösende Faktoren 383ff
 –, Dauer 448
 –, Druckmaximum 447
 –, Druck-Temperatur-Pfade 446ff
 –, Druck-Temperatur-Zeit-Pfade 448f
 –, dynamische 385
 –, Grad 364
 –, hochgradige 379
 –, Höhepunkt 425
 –, kritische Minerale 395
 –, hydrothermale 394, 436
 –, Impakt- 391ff
 –, isochemische 380f
 –, kataklastische 384, 390f
 –, kinetische 385
 –, Kontakt- 386ff
 –, niedriggradige 364
 –, prograde 280, 380f
 –, P-T-Bedingungen 381f, 549
 –, Geothermometrie, Geobarometrie
 444ff
 –, Mineralreaktionen 430ff
 –, Petrogenetische Netze 443f
 –, Reaktionen mit H₂O und CO₂ 439
 –, Pseudoschnitte 444
 –, regionale 396ff
 –, in Orogenzonen 396ff
 –, Ozeanboden- 399
 –, Versenkungs- 399
 –, retrograde 184, 380f, 405, 408f, 11,
 443ff
 –, Schockwellen- 391
 –, statische 385
 –, Temperatur, Abschätzung 438
 –, Temperaturhöhepunkt 447
 –, thermodynamisches Gleichgewicht 425
 –, Typen 385
 –, zeitlicher Ablauf 448
 Metamorphosealter 570
 Metamorphoseereignis, Identifizierung 448
 Metamorphosegrad, Indexmineral 457
 Metamorphosepfad
 –, prograde 380ff, 404, 426, 444ff
 –, retrograde 380ff, 408, 444ff
 Metapelit 126f, 381, 396ff, 433f, 455f, 460,
 463ff
 –, Entwässerungsreaktion 433
 Metasediment, Eklogitfazies 471
 Metasomatose 380, 417ff
 –, Alkali- 418
 metastabil 163, 165f, 169ff, 429ff
 Metatekt 414ff
 Metatexit 415, 417ff
 Meta-Turbidit 407
 Meteor, Definition 506
 Meteorit 3, 51, 302f, 391, 505ff, 523, 526, 532,
 534, 536f, 550, 585f, 588
 –, ALHA 81005 516
 –, Allende (Chihuahua) 513
 –, Alter 505
 –, Benennung 505
 –, Carancas (Peru) 508
 –, Dar al Gani (Libyen) 476, 515
 –, Definition 505f
 –, Diamanten 56
 –, Einschlag 391
 –, Exkavationsphase 393
 –, Gefahr 507
 –, Kompressionsphase 393
 –, Fall, Definition 508
 –, Fund, Definition 508
 –, Gefüge 505
 –, Häufigkeit 508f
 –, Haupttypen 508
 –, Klassifikation 505, 508
 –, Mars- 514
 –, Mineral 505
 –, Neuschwanstein 508
 –, Peekshill 507
 –, S-Isotope 566f
 –, Stein-Eisen- 516
 –, Suche 508
 –, Tuxtuc (Mexico) 511
 –, Typen 509
 –, unklassifizierter 509
 –, Zagami (Nigeria) 515
 –, Zufallsfunde 508
 Meteoriten
 –, -Beschuss 536
 –, Bildung 391
 –, -Bombardement 526, 530f, 546, 588

- , -Einschlag, -Impakt 253, 391f, 526, 531
- , Erde 506
- , -Krater 392f, 525ff, 534
- , Mutterkörper 536
- Meteoritenmineral 510
- Meteoritenmutterkörper 552
- Meteoritenschauer 507
- Meteoritenstreufeld 507
- Meteoroid 528
 - , Definition 506
 - , Geschwindigkeit 506
- Methan CH₄ 182ff, 226, 240, 322, 438ff, 441f, 538, 543f
 - , -eis 546
 - , -hydrat 543
 - , -Seen 543
 - , -Stickstoff-Eis 543
- Metis, Jupiter-Mond 539
- Mg-Chloritoid 129
- MgCl₂-Lauge 98
- Mg-Fe-Amphibole 142
- Mg-Fe-Karpholith 568f
- Mg-Fe-Mn-Amphibole 143
- (Mg,Fe)-Pyroxen 275
- (Mg,Fe)Ca-Pyroxen 275
- Mg-Karpholith 469
- MgO 98
- Mg-Perowskit 491, 587
- Mg-Silikat-Phase, dichte, H₂O-haltige (DHMS) 492
- Mg-Tschemaks Molekül 464, 491
- mica schist (engl., siehe auch Glimmerschiefer) 403
- microstructure 31
- Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB) 280, 481, 528, 561f
 - , stabile Isotope 566f
- Migmatisierung 417
- Migmatit 32, 34f, 250, 312, 381, 395, 397, 399, 407, 414ff, 426, 438, 465, 482
 - , Begriff 415
 - , Bildung 415
 - , anatektische 416
 - , diatektischer 414
 - , Entstehung, Stoffbilanz 417
 - , metatektischer 414
- Mikrit 364f
- Mikrobenmatten 37
- Mikrodiamanten 56
- Mikroflora 341
- Mikrofossilien 407
- Mikrogranit 253
- Mikrohärte 17
- Mikroklin 7, 15, 164, 166, 168, 170f
 - , -Gitterung 167
 - , Struktur 166
 - , Tief- 166, 169f
 - , Verzwilligung 170
 - , zur Gesteinsklassifikation 191
- Mikroklinperthit 29f, 171, 311
- mikrokristallin 30
- Mikrolith 32, 203
- Mikroorganismen 37
- Mikroperthit 168
- Mikroporosität 90, 117
- Mikrosondenanalyse 446
- Mikrosondenanalytik 454
- Milchopal (siehe auch Hydrophan) 163
- Milchquarz 160
- Miller'sche Indizes 9
- Millerit 8
- Mimas, Saturn-Mond 543
- Mimetesit (siehe auch Mimetit) 118
- Mimetit 115, 118
- Mineral
 - , Abbau, retrograder 380
 - , amorphes 4
 - , Ausbildung, morphologische 42
 - , Bildungstemperatur 565
 - , biogenes 2, 97
 - , Chemismus 3
 - , Endglieder 4
 - , Datierung 448, 570
 - , Definition 2ff
 - , Einteilung, chemische 3
 - , felsisches 191
 - , femisches 196
 - , Flüssigkeits-Einschlüsse 181ff
 - , gesteinsbildendes 29f, 191, 584
 - , H₂O-lieferndes 294
 - , Häufigkeit in der Erdkruste 29
 - , Homogenität 3f
 - , Klassifikation 45
 - , Konkordia 574
 - , Korngestalt 32
 - , Kristallisation im Experiment 255
 - , kristallisiertes 4
 - , kritisches 380
 - , kryptokristallines 30
 - , leicht lösliches 341
 - , Löslichkeit 341
 - , mafisches 191
 - , metamorphes, Formenergie 408
 - , Mixed-Layer- 342
 - , Neubildung, diagenetische 355
 - , opakes, zur Gesteinsklassifikation 191
 - , organisches 2f
 - , radioaktives 90
 - , Reaktion 35
 - , Rekristallisation 35
 - , salisches 196
 - , silikatisches 523
 - , SiO₂- 88, 156
 - , Kristallstrukturen 155
 - , synthetisches 2
 - , Verhalten, physikalisches 61
- Mineralaggregat 30
- Mineralart 29
 - , Definition 29
- Mineralbestand 379
 - , künstlicher (Norm) 191
 - , modaler 191f
- Mineralbestimmung 42
- Mineralbildung
 - , bei der Verwitterung 42, 341ff
 - , biogene 36
 - , im Organismus 37f
 - , pathologische 38
- Mineraldruse 323
- Mineralfasern
 - , künstliche (KMF) 40
 - , natürliche 39f
- Mineralfazies 457f
 - , metamorphe 451, 457f
 - , Definition 457
- Mineralformel, Berechnung 591
- Mineralgang, hydrothermaler 313, 323ff
- Mineralgesellschaft 425
 - , stabile 380
- Mineralgleichgewicht, Einstellung 426
- Mineralkorn, selektive Lösung 355
- Mineralkruste 228
- Minerallagerstätte 297
 - , Definition 34
 - , hydrothermale 313
 - , karbonat-gebundene 335
- Mineralneubildung 355
- Mineralogie 35f
 - , allgemeine 35
 - , angewandte (technische) 35
 - , Anwendungsgebiete 36
 - , Definition 2
 - , Disziplinen 35
 - , medizinische 36, 38ff
 - , Spezielle 157
- mineralogische Phasenregel 427
- Mineraloid 4
- Mineralparagenese 255, 315, 318, 323f, 326ff, 380f, 383, 395ff, 427f, 451ff, 466, 468ff, 488
 - , Ausscheidung 315
 - , Ausscheidungsfolge 323
 - , Kristallisation 255
 - , mesothermale 326
 - , metamorphe 452ff
 - , Darstellung 452
 - , Rekurrenzen 315
 - , Telescoping 315
 - , zonale Folge 323
- Mineralphase
 - , Bildungsenthalpie 443
 - , Elementverteilung 444
 - , Entropie 443
 - , inkompatible 426
 - , Molvolumen 443
 - , retrograde 381
 - , thermodynamischen Größen 443
- Mineralquelle 227
- Mineralreaktionen, metamorphe 425f, 430ff
 - , Gleichgewichtskurven
 - , experimentelle Bestimmung 429ff
 - , thermodynamische Berechnung 431ff
 - , prograde 425, 451
 - , retrograde 425
- Mineralrelikt 381, 426
- Mineralstäube, pathologische 39f
- Mineralstufe 30
- Mineralsynthese 2
 - , biogene 38
- Mineralvarietät 29
- Mineralvorkommen 29
- Mineralzone, metamorphe 381, 395ff
 - , Barrow-Typ 396ff, 447

- , Buchan-Typ 396
- Minette
 - , Eisenerz 92
 - , Lamprophyr 194
- Mirabilit 194
- Miranda, Uranus-Mond 544f
- Mischbindung 14, 61
- Mischkristall 4
 - , -Bildung 15
 - , Zonarbau 426
- Mischungslinie 299
- Mischungslücke 101, 139, 142, 165, 167f, 266, 271f, 368, 500
- Mischungsverhalten, nicht-ideales 557
- Mississippi-Valley-Typ 335
- Mittelatlantischer Rücken, Massiverzhügel 331
- Mitteldruck-Faziesserie 459, 463
- Mitteldruckmetamorphose 395ff, 58
- Mitteldruckparagenese, Barrow-Typ 447
- Mittelkies 352
- mittelzeanischer Rücken 205, 209, 215f, 219, 279f, 315, 329ff, 481f, 490, 568
 - , -Basalt (MORB) 205, 219, 279f, 330, 481, 490, 528, 560ff
 - , Seltenerd-Elemente REE 560f
 - , Spurenelemente 561ff
 - , stabile Isotope C, O, S 566
- Mittel-P/T-Serie 458
- Mittelsand 352
- Mittelschluff 352
- mixed-layer mineral (engl., siehe auch Wechsellagerungsstonmineral) 154, 342
- Modalbestand 191
- Modell
 - , der pauschalen Stoffkonstanz 417
 - , petrologisches 255
 - , -Pyrolit 487
- Modellalter 573
- Modellgips 112, 377
- Modellierung, thermodynamische 185
- Modellsystem 443f, 550
 - , Cu-H₂O-O₂-S-CO₂ 348
 - , experimentelles 255ff
- Moderator, Brennstäbe im Atomreaktor 133
- Modus 191
- Moganit 162
- Mohorovičić-Diskontinuität (Moho) 249, 480ff, 485, 489
 - , petrographische 481
 - , seismische 481
 - , Tiefenlage 480
- Mohs'sche Härteskala 5, 16f, 45, 54, 79, 85, 96, 110, 116, 127, 147, 158, 169
- Moissanit 56, 392
- Molasse 356
- Moldavite 520
- Molekularquotient 591
- Molekularsieb 174, 176
- Mollusken 366
- Molybdän 69, 311
 - , -Erzmineral 69
 - , -Lagerstätte 318
 - , Verwendung 69
- Molybdänglanz (siehe auch Molybdänit) 69
- Molybdänit 8, 27, 69, 318f, 321
 - , Ausscheidung 314
- Molybdänstahl 69
- Molybdate 3, 107, 113
- Monalbit 167f, 172
- Monazit 115f, 305, 312, 419, 448f, 559, 574
 - , Datierung 570, 574
 - , -Sande 116
- Monchiquit 194
- Mond (Erdmond) 2, 475, 497ff, 514f, 524f, 530ff, 587ff
 - , Alter 502
 - , -Asthenosphäre 502
 - , Aufbau 497
 - , innerer 501
 - , Differentiation 502
 - , Dynamik, exogene 507
 - , Entstehung 502, 588f
 - , Erathostenes-Stadium 503
 - , Exosphäre 500
 - , Geschichte, geologische 502
 - , Gezeitenkräfte 501
 - , Giant Impact 502, 588
 - , H₂O-Eis 500
 - , Hochland 498, 587
 - , Gestein 498f
 - , Impakt-Krater 498
 - , Imbrium-Stadium 503
 - , innerer Aufbau 501f
 - , Kern 502
 - , kohliger Chondrit 500
 - , Kopernikus-Stadium 503
 - , Kruste-Mantel-Grenze 501
 - , Krustenbildung 502
 - , Laser-Altimeter-Karten 498
 - , Luna-Missionen 497
 - , Lunik-Missionen 497
 - , Mare 498
 - , -Basalt 499f, 588
 - , Meteoritenkrater 393
 - , -Minerale 500
 - , Nectaris-Stadium 503
 - , Praenectaris-Stadium 502
 - , P-Welle, Geschwindigkeit 501
 - , Ranger-Missionen 497
 - , Regolith 287, 393, 497, 497ff, 503, 502
 - , Schalenbau 497
 - , Schockwellenmetamorphose 393
 - , Schwere-Anomalie 501
 - , Sonnenwind 503
 - , Stoffbestand 497
 - , S-Welle, Geschwindigkeit 501
 - , Topographie 498
- Mondbasalt, Alter 500
- Mondbeben 501
- Mondgestein, Minerale 500
- Mondkruste 2, 499
 - , Achondrit 499
 - , Albedo 498
 - , Alter 499, 502f
 - , Breccie, lunare 499
 - , der Hochlandregionen 499
 - , der Maria 499f
- , Ferroan Anorthosit
 - , noritischer 503
 - , -Suite 503
- , Geochemie 498
- , Gliederung 498
- , Impakt-Breccie 499
- , Impakt-Krater 502
 - , Isotopengeochemie 498
- , Large Igneous Provinces (LIP) 498
- , Mächtigkeit 501
- , Mondbreccie Kalahari 008 499
- , Mondkrater 500
 - , Reflexionsvermögen 498
- , Regolith 497ff
- , Riftzonen 499
- , Spalteneffusionen 499
- , Steinmeteorit 499
 - , subregolithische, Gestein 501
 - , Wasser? 500
 - , Wrinkle Ridges 499
- Mondlithosphäre, Aufbau 502
- Mondmantel 501
 - , Aufschmelzung, partiellen 500
 - , oberer, Dichte 501
 - , unterer, Zusammensetzung 501
- Mondmeteorite (Lunait) 499, 509, 516
- Mondstein 171, 311
- Monetit 373
- monoklin 7, 10
- monomineralisch 31
- Mont-Blanc-Tunnel 477
- Monticellit 211, 467
- Montmartre-Zwilling 109
- Montmorillonit 148, 153f, 210f, 342
 - , -Reihe 153
- Monzodiorit 193
 - , foidführender 193
- Monzogabbro 193
 - , foidführender 193
- Monzogranit 198
- Monzonit 193, 208, 595
 - , chemische Zusammensetzung 194
 - , foidführender 193
- Moosachat 161
- MORB 205, 219, 279f, 330, 481, 490, 528, 560ff
 - , Chondrit-normiertes REE-Muster 561
 - , Chondrit-normiertes Spurenelement-Muster 561
 - , mittlere Zusammensetzung 562
 - , MORB-normierte Spurenelement-Muster 562
- Mordenit 394
- Morganit (siehe auch Rosaberyll) 133
- Morian 159
- Mörtelgips 112
- Mörtelkranz 390
- M-Sterne 583
- MSWD-Wert 572
- M-Typ-Granit (mantle source rocks) 287
- Mud Mounts 367
- Mudstone 365
- Mugearit 209
- Mukhinit 131
- Mullit 127, 153, 433, 467

- Multielement-Diagramm 561
 Multi-Ring-Krater 303
 Münchberger Gneismasse (Oberfranken)
 –, Eklogit 469f
 Münzmetall 50
 Muscheln 38
 Muscovit 32, 121, 147ff, 183, 193f, 196, 198,
 286f, 293f, 310f, 317, 341f, 380f, 383, 387f,
 395ff, 400f, 403f, 406, 416, 419, 421, 426,
 433ff, 437f, 444, 446, 448, 453, 455ff, 460f,
 463f, 466, 468, 571f, 575
 –, Abbau 437
 –, AFM-Projektion 455f
 –, A'KF-Diagramm 453, 462
 –, AKFM-Tetraeder 455
 –, Datierung 570f, 575
 –, Dehydratationsschmelzen 438
 –, Entropie 435
 –, Löslichkeit 341
 –, Molvolumen 435
 –, Projektionspunkt 455
 –, Schichtstruktur 146
 –, Stabilität 437
 Mutternuklid, radioaktives 569
 Mutterstern 589
 MVT-Lagerstätten 335, 566
 Mylonit 390f, 394
 Mylonitisierung 390f
 Myrmekit 409
-
- N**
- N₂ (siehe auch Stickstoff) 185, 527, 530, 538,
 543, 545, 547
 –, Eis 545, 547
 Na-Amphibole 143f, 145, 194, 197f,
 207ff, 286, 287, 297, 418f, 468, 595
 NaCl
 –, -Äquivalent 185, 315ff
 –, -Struktur 78
 Nadeleisenerz (siehe auch Goethit) 92, 345
 Nadelzinn 89, 327
 Nagelfluh 356
 Nakhlit (Mars-Meteorit) 509, 514f, 532
 Nakrit 153
 Nama-Gruppe 33
 Namaqua-Komplex 33
 Na-Metasomatose 419
 Nanodiamanten 56
 Nanoröhrchen 53
 Na-Orthoklas 165
 Na-Pyroxene 138, 140, 197f, 207f, 286f, 418,
 469, 595
 Na-Ca-Pyroxene 138
 Na-Salpeter 374
 Na-Sanidin 171, 208f, 388, 419
 native copper (engl., siehe auch Kupfer,
 ged.) 48
 native gold (engl., siehe auch Gold, ged.) 49
 native silver (engl., siehe auch Silber, ged.)
 49
 Natrium 377
 –, Gewinnung 78
 –, metallisches 377
 –, -Metasomatose 421
 Natriumformiat 37
 Natroapophyllit 154
 Natrokarbonatit 211
 –, -Vulkan 211
 Natrolith 164, 175f, 212f, 228
 Natron 373f
 –, Ausblüfung 342
 Natronlauge 377
 Natronsalpeter (siehe auch Nitratin) 103,
 374
 Naturgips 112
 Nautile (Tauchboot) 330
 Ne (Neon) 527, 530, 538
 Nebel, protoplanetarer 585
 Nebenelemente 194
 Nebengemengteile (Akzessorien) 31
 Nebengestein, Assimilation 557
 Néel-Punkt 20
 Neodym 573
 Neon-Brennen 578
 Neosom 415
 Nephelin 8, 164, 173, 209ff, 264, 276, 595
 –, CIPW-Norm 196
 –, -Syenit-Pegmatit 307
 –, System
 –, Nephelin-Kalsilit-SiO₂ 267ff
 –, Nephelin-SiO₂ 263f
 –, zur Gesteinsklassifikation 191f
 Nephelinbasanit 173, 209ff, 595
 Nephelinit 192, 211ff, 280, 486, 595
 Nephelinsyenit 207f, 211, 312, 595
 –, Kristallisationsabfolge 267
 Nephelintephrit 209f, 595
 Nephrit 143f
 Népouit 152, 345
 Neptun, Riesen-Eisplanet 523ff, 537ff, 589
 –, Eis 539
 –, Gesteinsmaterial 539
 Neptunmonde 537, 545
 Nereid, Neptunmond 545
 Nernst'scher Verteilungskoeffizient 557f
 Nesosilikate (siehe auch Inselsilikate) 119ff
 Netz, petrogenetisches 443, 446
 Netzebene 9, 11f
 Netzebenenabstand 11f
 Netzwerkbildner 240
 Netzwerkwandler (-modifizierer) 240
 Neubildung, hydrothermale 394
 Neumann'sche Linien 519
 Neuschwanstein, Meteorit 508
 Neutrinos, solare 577
 Neutronen 577f
 –, -absorber 104
 –, -anlagerung 578
 –, -dichte 578
 –, -einfang 90, 585
 –, -fluss 578
 –, -gepaarte 31.6
 Newtonsche Flüssigkeit 243
 NH₃ 226, 538f, 543
 Niccolit (siehe auch Nickel) 67
 Nichteisenmetall-Erze 34
 Nichterze 34
 Nichtleiter 88
 Nichtmetalle, elementare 47, 53ff
- Nickel
 –, als metallischer Rohstoff 63
 –, -erze 68, 152, 302ff
 –, Erzgänge 327
 –, Erzminerale 63, 67f, 72, 302
 –, -Hydrosilikat 152, 345
 –, -Kobalt-Arsenide 327
 –, Lagerstätten 63, 236, 298, 302ff, 345
 –, metallisch, in Meteoriten 510
 –, -Nickeloxid-Puffer 442
 –, -reiche Laterite 345f
 –, -Skutterudite 69, 72
 –, -stahl 63
 –, -Talk 345
 Nickelarsenide 327
 Nickelblüte (siehe auch Annabergit) 72
 Nickelleisen (Fe,Ni) 509ff, 516ff, 523, 583f
 –, kosmisches 51
 Nickelin 63, 67
 Nickelmagnetkies 68, 302
 –, Lagerstätte 298, 302, 305
 Nickelminerale 327
 Nicol'sches Prisma 24
 Nicols, gekreuzte 24
 Niederdruck-Amphibolitfazies 466
 Niederdruckfaziesserie 459
 Niederdruckgestein, Buchan-Typ 448
 Niederdruck-Grünschieferfazies 466
 Niederdruckgürtel 399
 Niederdruckmetamorphose 395
 Niederschlag 340
 Niedrig-P/T-Serie 458
 Nierensteine 38f
 Niningerit 509ff
 Niob 311, 419
 Niobat-Tantalat-Pegmatit 312
 Niter 103, 374
 Nitrate 3, 95, 103, 374
 Nitratin 103, 374
 Nitride 584f
 Nitrile 547
 Nitrophoska 117
 Niveau
 –, metastabiles 428
 –, stabiles 428
 Nix, Pluto-Mond 547
 n-Leitung 18
 Noachium 530
 Nontronit 153
 Nordmarkit 595
 Norit 192f, 201, 253, 302, 501, 594
 –, schichtige Intrusionen,
 Lagerstättenbildung 298ff
 Norm 191
 –, CIPW- 194, 196
 normale Wasserstoffelektrode 348
 Normal-Spinell 82f
 normierte Spurenelement-Muster 563
 Nosean 164, 174, 209ff
 –, zur Gesteinsklassifikation 191
 Noseanphonolith 209, 595
 Nugget 358f
 Nukleosynthese
 –, primordiale 577
 –, stellare 577f, 585

- Nuklid 564
 Nummulithen 37
 NYF-Familie (Pegmatite) 312
 NYF + LCT-Familie (Pegmatite) 312
 Nysa, Asteroid 536
- 0**
- O₂ (siehe auch Sauerstoff) 348, 441ff
 –, Jupiter-Monde Europa und Ganymed 541f
 –, Mars 530
 –, Merkur 524
 –, Partialdruck 359
 Oberflächendefekte 39
 Oberflächenkalk 367
 Oberflächentemperatur
 –, erdähnliche Planeten 525, 527, 530
 –, Erdmond 500
 –, Jupiter-Monde 541ff
 –, Neptunmond Triton 545
 –, Pluto 547
 –, Riesenplaneten 538
 –, Saturnmond Titan 543
 Oberkarbon 483
 Oberkreide 483
 Oberkruste
 –, kontinentale 482
 –, Clarke-Werte 555
 –, Modell 482
 –, Zusammensetzung 482
 Oberon, Uranus-Mond 543f
 Obsidian 4, 32, 189, 203
 Obsidianstrom 217
 Ocean Drilling Program (ODP) 399
 Ocean Island Alkaline Basalt (OIA-Basalt) 280
 Ocean-Floor Basalt (OFB) 280
 Ocean-Island-Tholeiite (OIT) 280
 Ockerfarbe, rote 87
 OCS (Carbonylsulfid), auf der Venus 527
 ODP (Ocean Drilling Program) 399
 OFB (Ocean-Floor Basalt) 280
 Öffnungsbewegung, tektonische 323
 Offsets 302
 OIA-Basalt (Ocean Island Alkaline Basalt) 280
 OIB (Ocean Island Basalt) 561f
 OIT (Ocean-Island-Tholeiite) 280, 562ff
 Oktaederschicht 146f, 149, 151
 Oktaedrit 517ff
 –, Abkühlungsraten 519
 –, Feinuntergliederung 519
 –, Silikat-Einschlüsse 519
 Oldhamit 509ff
 Old Red 33
 Öl, brennendes, Viskosität 243
 Öle 153
 Olenit 136
 Oligoklas 168, 171f, 199, 250, 274f, 395ff
 Oligozän-Becken, südkrainisches, Mangan 371
 Ölimmersion 28
 Olivin 7, 15, 31, 120ff, 202f, 206f, 209ff, 251f, 269f, 274f, 357, 382, 402f, 406, 484f, 487f, 491, 509, 515, 585, 517, 559f, 594
 –, -Aggregate, amöboide (AOA) 510, 585
 –, akkumuliert 251
 –, -Bronzit-Chondrit 512
 –, CIPW-Norm 196
 –, Endglieder 4
 –, extrahiert 251
 –, Häufigkeit in der Erdkruste 29
 –, -Hypersthen-Chondrit 512
 –, in Achondriten 514f
 –, in Chondriten 509ff
 –, in Meteoriten 510
 –, in Mondgesteinen 500
 –, in Stein-Eisen-Meteoriten 516
 –, -Klinopyroxenit 192
 –, -Kristalle
 –, -Kristallisation 342
 –, -Kumulat 502
 –, Mischkristallreihe 122
 –, -Orthopyroxenit 193
 –, Seltenerd-Elemente 560
 –, -Struktur 103, 122
 –, zur Gesteinsklassifikation 191
 Olivinbasalt 209, 240, 283, 515
 Olivinchondre, gestreifte 511
 Olivinabbro 192, 201
 Olivin-Klinopyroxenit 193
 Olivinknolle 122, 281, 486
 Olivinleucitit 211
 Olivinnephelinit 211, 283f
 Olivinnorit 192, 201
 –, Mondmeteorit (Lunait) 509
 Olivin-Orthopyroxenit 193
 Olivin-Pyroxenit 502
 Olivintholeiit 203, 206f, 209, 242, 276, 280, 283
 –, Soliduskurve 294
 Olivin-Websterit 193
 Ölschiefer 352, 362
 Omphacit 57, 137f, 140, 382, 398, 405, 433, 469ff, 484f
 Onyx 161
 Ooide 90, 344, 364ff
 Ooidgefüge 228
 Oolithe 366f, 369ff
 Oolitherze 370
 Oomikrit 366
 Oosparit 366
 opak 20, 27, 48, 61, 84, 86f, 89
 Opakminerale 206f, 212f, 515
 Opal 2, 4, 37, 156f, 163, 228, 275
 –, gemeiner 163f
 –, röntgenamorpher 163
 –, -Skelette 37
 –, Strukturtypen 163
 –, Varietäten 163
 Opalisieren 163
 Ophicalcit 404
 Ophiolith
 –, -Komplex 481, 486
 –, -Serie 332
 ophitisch 194, 205, 263
 optisch
 –, anisotrop 21
 –, einachsig 22f, 26f
 –, isotrop 21
 –, negativ 22f, 26f
 –, positiv 22f, 26f
 –, zweiachsig 22f, 26f
 optische Achsenebene 22
 optischer Charakter 22ff
 Orbiculit 32
 Orbitale 14
 Ordnung der Interferenz 25
 Ordnungs-Unordnungs-Vorgänge 16, 165f
 Ordnungszahl 552, 559ff, 564f, 577f
 Orgueil (Meteorit) 513
 Orientierungsgefüge 32
 organische Verbindungen 547
 Orion
 –, Gürtelsterne 583
 –, -Nebel 582
 Ornamentstein 145, 172
 Orogenese (Gebirgsbildung) 394
 Orogengürtel
 –, Andentyp: Wärmedome 398
 –, phanerozoische 394
 –, Spurenelement-Muster 562
 Orogenzone
 –, junge, Golderze 325
 –, Regionalmetamorphose 394
 Orthit (siehe auch Allanit) 130
 ortho silicates (engl., siehe Inseleilicate) 119ff
 Orthoamphibol 7, 142
 Orthoamphibolit 381
 Orthogneis 381, 403, 408, 416, 463
 Orthoklas 7, 17, 164ff
 –, Verzwilligung 170
 –, zur Gesteinsklassifikation 191
 Orthopyroxen 7, 137ff, 202f, 273, 382, 402f, 426, 464ff, 484f, 488f, 500, 559f
 –, ACF-, AKF-Diagramm 453f
 –, in Meteoriten 510ff
 –, in Mondgesteinen 500
 –, Seltenerd-Elemente 560
 Orthopyroxenit 509
 orthorhombisch 7, 10
 orthoskopisch 26
 Osbornit 510f
 Osmiridium 52
 Osmium 52
 Osteoblasten 38
 Osteocyten 38
 Osteoporose 38
 Ostwald'sche Stufenregel 163, 429
 Osumilith 465
 Oszillationsrippeln 353
 Otavit 102
 Ottrelith 129, 382
 overpressure, tectonic (engl., siehe auch Überdruck, tektonischer) 384
 Oxidation 37
 –, photokatalytische 90
 Oxidationszone 99, 102f, 109, 112f, 118, 346f
 Oxide 3, 81f, 585
 oxidierend 348
 Oxid-Oxid-Reaktion 442
 Oxid-Silikat-Reaktion 442

- Oxidations-Reduktions-Reaktion 441
oxidierend 341, 358
Oxidmagmen, -schmelzen 253, 298f
Ozean 331, 489
-, Indischer 371
-, Jupiter-Mond Europa 541
-, Pazifischer 371
-, Saturn-Mond Titan 543
-, SiO₂-Kreislauf 372
Ozeanboden
-, -Basalt 219, 331
-, Mars 532
-, Metallkonzentrationen 371
-, -Tholeiit 332
Ozeanbodenmetamorphose, regionale 399f, 436
ozeanische Erdkruste 482f
Ozeanischer Insel-Tholeiit 280, 562f
Ozeanrücken-Granitoid 563
Ozon-Messgerät TOMS 227
- P**
- Packstone 365, 367
Padparadscha 85
Pahoehoe-Lava 217f
paired metamorphic belt 399f
Palagonit 218, 533
Palagonittuff 225
Paläosom 415ff
Paläozoikum, tieferes 483
Pallas, Asteroid 535f
Pallasit 509, 516f
-, Eagle-Station-Trios 516
-, Hauptgruppe 516
-, von Imilac (Chile) 517
-, Zusammensetzung 516
Palygorskit 40
panafrikanischer Kaokogürtel (Namibia),
Kyanit-Staurolith-Glimmerschiefer 444
panidiomorph 32
Pantellerit 595
Papier 97, 377
-, -industrie 147, 153, 344, 377
Paragenese
-, persistente 324
-, Serie 457
Paragneis 126, 381, 403, 414, 463f
Paragonit 148f, 383, 396, 403, 433f, 452, 460,
468ff
-, Zerfall 434
Parahilgardit 7
Parallelgefüge
-, lineares 411
-, planares 410
paramagnetisch 19f, 84
Parameter, kristallographische 443
Paramorphose
-, Mikroklin nach Sanidin 167
-, Orthoklas nach Sanidin 170
-, Tief-Leucit nach Hoch-Leucit 173
-, Tiefquarz nach Hochquarz 162
Parawollastonit 141
Pargasit 143f
Parisit 419
Partikelbewegung 391
Partikelgefüge 365
patch reef (engl., siehe auch Kuppenriff)
367
Pazifischer Ozean 371
Pech, heißes, Viskosität 243
Pechblende 40, 90
Pechstein 32, 189, 203f, 206f
Pedee-Formation (South Carolina) 565
Pegmatit 190, 194, 232, 297, 307ff, 420
-, Abkühlungszeit 310
-, als Rohstoffträger 311
-, Einteilung 311
-, -Gang 34, 309f
-, Vorkommen 309
-, Genese 309
-, LCT-Familie 312
-, -Minerale 68f, 82, 86, 89, 114, 116f, 126,
128, 133, 136, 141, 149, 159, 171, 173f
-, NYF-Familie 312
-, NYF+LCT-Familie 312
-, Petrographie 309
-, -Provinzen 311
-, -Quarz 159
-, Riesenkristalle 311
-, schriftgranitisches Gefüge 310
-, -Stock 309
Pegmatoide 312
Pelées Haar 225
Pelées Tränen 225
Pelite 352ff, 361
-, Diagenese 355, 362f
-, Einteilung 361
-, Kompaktion 355
-, metamorphe 381, 387f, 395f, 400ff,
460f, 463f, 467ff
Pelletiermittel 153
Pelmikrit 365
Peloid 364f
Pelsparit 365
Penninische Decken (Westalpen),
Blauschieferfazies 467
Pentlandit 62f, 66, 68, 302ff, 510
Peridot 122, 193
Peridotit 122, 125, 157, 162, 192f, 201ff, 382,
481f, 484, 486, 488f, 594
-, ACF-, A'KF-Diagramm 453
-, chemische Zusammensetzung 194
-, Dichte 478, 486
-, -Gruppe 193
-, -Mantel 486
-, metamorpher 399
-, ozeanischer 399
-, partielle Anatexis 279
-, -Restit 489
-, Varietäten 201
-, verarmter 489
-, Verwitterung 345
Periklas 8, 427, 439f
Periklin 172
-, -Gesetz, -Zwilling 169f
Peristerit-Lücke 168
Perlen 38
Perlit 203
Perlmutter 38
Perm 38
Permafrost, Mars 531
Permineralisation 37
Permutit 176
Perowskit 81, 87f, 211, 491f, 500, 510, 513,
583, 587
-, Ca- 491
-, Mg- 491, 587
-, -Phase 492
-, Struktur 87
-, synthetischer 88
Perthit 170, 266, 404, 418
-, zur Gesteinsklassifikation 191
Pestizide 154
petrogenetic grid (engl., siehe auch Netz,
petrogenetisches) 443
Petrologie 35f, 187
-, experimentelle 36
-, technische 36
-, theoretische 36
Petzit 324
Pfahl (Bayerischer Wald), Quarzgang 329
Pfannensteine 147
Pflanzenzellen 37
PGE (Platin-Gruppen-Elemente) 298, 551f,
556
-, -Lagerstätten 300f, 302ff, 358
-, -Legierungen, Os-reiche 360
-, -Minerale 301, 304
-, -Seifen 358
P_{H2O}-T-Diagramm 433
PH₃ (Phosphorwasserstoff,
Monophosphan) 538
Phakolith (Sichelstock) 233
Phanerozoikum 219
Phänokrist 190, 232
Phase
-, Π (Pi) 492
-, 10 Å- 492
-, Dampf- 256, 308f
-, Definition 256, 426ff
-, fluide 256, 308, 314ff, 385, 430ff
-, gelöste Komponenten 314
-, Überdruck 385
-, flüssige 256
-, koexistierende 557
-, kristalline 557
-, metastabile 429
-, polymorphe 429
-, Potentialfläche 428
Phasenbeziehung, Darstellung 452
-, Verfahren 452
Phasendiagramm 430
Phasengleichgewicht 425
Phasenregel
-, Gibbs'sche 256, 342, 383, 426ff, 438
-, mineralogische 427
-, Verletzungen 429f
Phasenumwandlung, polymorphe 392, 491
Phenakit 8
Phengit 149, 402f, 468ff
-, -Geobarometer 446
-, Si-Isoplethen 446
Philippinite 520
Phillipsit 164, 177

- Phlogopit 121, 147f, 149, 154, 167, 201, 205, 211f, 282, 311, 382, 404, 418f, 427, 445f, 460, 465f, 559f
 –, Schichtstruktur 147
 –, Seltenerd-Elemente 560
- Phobos, Marsmond 534
- Phoebe, Saturn-Mond 543
- Phönizier, Bergbau 317
- Phonolith 173ff, 177, 192, 194f, 209ff, 219, 226, 248, 264f, 267, 269, 276
 –, chemische Zusammensetzung 195
 –, Kristallisationsverlauf 267
 –, tephritischer 192, 212f, 595
- Phonolithbimsstein 209
- Phonolithtuff 226
- Phonotephrit 195
- Phosphat 3, 115ff, 346
 –, amorphes 373
 –, Haushalt 38
 –, Lagerstätte, sedimentäre 353
- Phosphatgesteine, sedimentäre 373
- Phosphat-Pegmatit 312
- Phosphor 117, 311
- Phosphorit 116, 373
 –, -Lagerstätte 117
- Phosphorsäure 117
- Photodissoziation 578
- Photokatalyse, photokatalytisch 90, 117
- Photosynthese 37
- Phreatomagmatismus 211
- pH-Wert 331, 342, 348, 359, 368
- Phycodenschichten 387
- Phyllite 394, 400ff
- Phyllonit 390
- Phyllosilikate (siehe auch Schichtsilikate) 119, 121, 145ff
- Picotit 83f
- Picrobasalt 195
- Piemontit 130f
- piezoelektrisch 18f, 88
- Piezoelektrizität 18f, 158
- Piezoquarz 162
- Pigeonit 137f, 140, 271, 273f, 465, 467, 500, 514
 –, Augit-Entmischung 140
 –, in Meteoriten 510, 514ff
- Pigmente 71, 73, 87
- Pikrit 192, 205, 280, 283f, 305, 594
 –, tholeiitischer 283
- Pikritbasalt 205, 594
- Pillowbasalt 399
 –, ozeanischer, metamorpher 218, 399
- Pillowlava 32, 205, 217f, 481
- Pilze 37, 341
- Pimelit (siehe auch Willemsit) 345
- Pinakoid 6
- Pinch-and-Swell-Struktur 323
- Pinge 317
- Pinit 134
- pinnacle reef (engl., siehe auch Säulenriff) 367
- pipe (engl., siehe auch Diatrem) 55, 211
- Pipettieren 354
- Pisolith (siehe auch Erbsenstein) 99, 228, 344
- Pistazit 130f
- Pistill 162
- Pitkrater 219
- placer (engl., siehe auch Seife) 357
- Plagidacit 192
- Plagiogranit, ozeanischer 280
- Plagioklas 7, 15, 29f, 164ff, 171ff, 200ff, 258ff, 273, 275f, 281, 308, 381f, 392, 400f, 406, 437, 457, 462, 464ff, 485, 488, 500, 559f, 594
 –, Einsprengling 260
 –, -glas (Maskelynit) 515
 –, Häufigkeit in der Erdkruste 29
 –, im Marsboden 533
 –, in Achondriten 514f
 –, in Chondriten 512
 –, in Mesosideriten 516
 –, in Meteoriten 510
 –, -Kristallisation 242
 –, ophitisches Gefüge 263
 –, -Pyrolit 487f
 –, Stabilitätsfeld 487
 –, -Reihe 165, 171ff
 –, Nomenklatur 165
 –, Seltenerd-Elemente 560
 –, Sericitisierung 381
 –, Strukturzustand und Phasenübergänge 165ff
 –, Zonarbau 259, 426
 –, zur Gesteinsklassifikation 191
 –, Zwillingbildung 172, 200f
 –, Zwillingsgesetze 169
- Planeten 523ff, 581ff
 –, Bahnelemente, -eigenschaften 525, 581
 –, Dichte 523, 525
 –, Differenzierung 549
 –, Drehimpuls 581
 –, Bahn- 581
 –, Eigen- 581
 –, Entstehung 585ff
 –, erdähnliche 508, 517, 523, 525ff, 550, 581, 585ff, 589
 –, extrasolare 538f, 589
 –, Größe 523, 525
 –, Krater (Impakt-, Meteoriten-) 526f, 581, 587
 –, Lithosphäre 523
 –, Masse 523, 525, 581
 –, -radien 525, 581
 –, Riesen- 523, 537ff, 581, 588f
 –, Rotationsachsen 581
 –, Rotationsdauer 525
 –, Satelliten 534, 539ff, 547, 581
 –, Sauerstoff-Gehalt 551
 –, Schalenbau 550
 –, Umlaufzeit 525
 –, Zwerg- 523
- Planetenbahnen 581
- Planeten-Embryo 589
- Planeten-Kern 589
- Planetensystem, Sonnensystem 502, 506, 508, 511, 513f, 523ff, 581ff
- Planetesimale 535, 540, 546, 581, 584, 586f
- Planetoiden-Gürtel, siehe Asteroidengürtel 535ff
- Plasma 161
- Plasmaschweif 524
- Plasmaspektroskopie, induktiv gekoppelte (ICP) 196
- Plateaualter 577
- Plateaubasalte 218, 280, 528f
 –, kontinentale 280
 –, ozeanische 219, 280
- Plattengrenze 489
- Plattenrand
 –, destruktiver 490
 –, divergenter 490
 –, konstruktiver 490
 –, konvergenter 324, 490
- Platin, ged. 47, 52, 358
 –, Gruppe 47
 –, Platinlegierungen 358
- Platin-Gruppen-Elemente (PGE) 298, 551f, 556
- Platiniridium 52
- Platinlegierungen 52
- Platinmetalle 8, 52, 298, 301
 –, Lagerstätten 236, 298
 –, Mischkristalle 52
- Platinseifen 52, 358
- Plattenquarz 400f
- Plattenrand
 –, divergenter 215f, 280, 490
 –, Profil 459
 –, konvergenter 215f, 490
 –, Gold 324
 –, Profil 458
- Plattentektonik 216, 279f, 286, 386, 490f
 –, Modell 489
- Plättung 410
- Plättungsfuge 400f
- Platznahme von Plutonen 236f
- p-Leitung 18
- Pleochroismus 134
- pleochroitisch 27
- Pleonast 83
- Plessit 51, 517f
- Plume 215, 219, 249, 280, 360, 491, 493, 528f, 532, 541, 588
- Pluto 523ff, 537, 546f, 550, 561, 581
- Pluton 190f, 233ff, 280, 292
 –, Alteration, spätmagmatische 319
 –, Aufbau 234
 –, Bruchspuren 235
 –, Dachregion 317
 –, Fließspuren 235
 –, Interngefüge 234
 –, Kontaktmetamorphose 386
 –, Platznahme-Mechanismen 234f
 –, Pull-Apart-Typ 236
- Plutonismus 35, 231ff, 297, 549
- Plutonite 189ff, 231f, 285
 –, Ausbildung, hypidiomorphe 191
 –, chemische Zusammensetzung 194
 –, felsische, Soliduskurven 294
 –, granitische, Häufigkeitsverteilung 289
 –, IUGS-Klassifikation 191f
 –, mafische 193
 –, Mikrofotos 200ff
 –, Mineralbestand, modaler 191

- , Q–A–P–F–Doppeldreieck 192
- , subalkaline 198, 594
- , ultramafische 193
- Plutonit-Porphyre 190, 193, 232
- podiform 300f
- poikiloblastisch 408
- Pointcounter 191
- Poissonzahl 486
- Polarisator 24
- Polarisations-Mikroskopie 20ff
- Polianit 89
- Poliermittel 70
- Polierröt 68, 87
- Polierschiefer 372
- Poliersteine 162
- Polybasit 64, 326
- Polygonal-Gefüge 409
- Polyhalit 375
- Polymetamorphose 408
- polymineralisch 31
- Polymorphie 15
- Polytypie 16
- Polyxen 52
- Porenlösung 354
- Porenraum 315, 354
- Porosität 32
 - , Reduzierung 383
- porphyrisch 32
- Porphyrit 203, 594
- Porphyroblast 30, 32, 381, 387, 406, 408
 - , Einschlüsse 426
 - , Internrelikte 408
- Porphyroklast 390
- Porphyry Copper Ores 318f, 394, 420
 - , Gold 320
 - , S-Isotopie 566, 569
 - , Verwitterung 346
- Portlandzement 97
- Porzellan 104, 114, 127, 153, 171, 311, 377
 - , hochfeuerfestes 127
- Porzellanerde 153
- Porzellanindustrie 311, 377
- Porzellanjaspid 161
- Porzellanit 372
- Posidonienschiefer 38, 362
- Post-Perowskit 493
- Potchopal 163
- Potentialfläche 428f
- Potentialtrog 430
- Povondrait 136
- pp-Prozess 577
- Prasem 161
- Prasiolith 160
- Präzessions-Verfahren 12
- Prehnit 383, 399, 460
 - , ACF-Diagramm 453
 - , -Pumpellyit-Fazies 458f, 460
 - , Minerale 460
- pressure
 - , geostatic (engl., siehe auch Belastungsdruck) 384
 - , lithostatic (engl., siehe auch Druck, lithostatischer) 384
- Prevalent Mantle Reservoir (PREMA), (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀-Verhältnis 573
- Priel 367
- Prinzip der dichten Packungen 13
- Propylid (engl. protoplanetary disk) 582
- Propylitisierung 325, 420f
- Propylit-Zone 319
- Prospektion 36
- Proteine 38, 117
- Proteus, Neptunmond 545
- Protoenstatit 270f
- Protoerde 588
- Protogin-Granit (Schweizer Zentralalpen) 390
- Protokataklasit 390
- Protolith 381
- Protonen 577
- Proton-Proton-Kette 577
- Protoplanet 586
- protoplanetar 582, 585f
- protoplanetary disk (engl. siehe Gas-Staub-Scheibe, protoplanetare) 582
- Protosonne 582, 584, 586
- Protostern 582
- Proustite 8, 73f, 325, 326
 - , -Pyrargyrit 64, 325f
- Provinz, magmatische 247f
- Prozess
 - , α - 578
 - , geologischer 385
 - , Reaktionskinetik 565
 - , gesteinsbildender 34f, 187
 - , krustenbildender 549
 - , magmatischer 34
 - , geotektonische Position 563
 - , Modellierung 557
 - , Spurenelement-Geochemie 557
 - , Spurenelement-Verhalten 559
 - , metamorpher 35, 380
 - , nuklearer 578
 - , plattentektonischer 549
 - , pp- 577
 - , r- (rapid) 578
 - , s- (slow) 578
 - , sedimentärer 35
 - , sedimentbildender 339
 - , thermonuklearer 578
 - , vulkanischer 35
- Psammite 352, 356ff
 - , Einteilung 356f
 - , Schwerminerale 357
- Psephite 352, 356ff
 - , Einteilung 356
 - , Einzugsgebiet 356
 - , monomikte 356
 - , polymikte 356
 - , Rundungsgrad 356
- Pseudobrookit 500
- Pseudoleucit 208, 269
- Pseudomorphose
 - , Hämatit nach Magnetit 83
 - , Pyrolusit nach Manganit 89
 - , Uralit, Hornblende nach Augit 144f
- Pseudoschnitt 444, 446
- pseudosection (engl., siehe auch Pseudoschnitt) 444
- Pseudotachylit 391
- Pseudowollastonit 141
- Psilomelan (siehe auch Romanèchit) 328, 371
- Psyche, Asteroid 536
- P-T-Diagramm (Druck-Temperatur-Diagramm) 125, 156f, 184, 256f, 281f, 294, 396, 430, 433, 435ff, 458, 465, 471, 485, 487
 - , Geobarometer 445
 - , Geothermometer 445
 - , Isochore 184
 - , Mineralfazies, metamorphe 458
 - , mögliche Pfade 447
- P-T-Feld 433
- P-T-Pfad 426
 - , im Gegenuhrzeigersinn 448
 - , im Uhrzeigersinn 447
 - , Rekonstruktion 446
 - , Typ 447
 - , Verlauf 447
- P-T-Pseudoschnitt 444
- P-T-X-Bedingungen, Metamorphose 385
- P-T-X-Daten, Flüssigkeitseinschlüsse 183f
- Pterokorallen 367
- Pterophyten 407
- Puffersysteme 442
 - , Gleichgewichtskurve 441, 443
- Pulverdiffraktometrie 13
- Pumpellyit 383, 399, 460, 468
 - , ACF-Diagramm 453
- Punktdefekte 413
- Punktzählverfahren 191
- pure shear (engl., siehe auch Scherung, reine) 410
- P-Welle 478, 493
 - , Geschwindigkeit 478, 480ff, 484
 - , Mond 501
 - , Laufzeit-Kurve 478
 - , Tiefenabhängigkeit 480
- Pyknit 127
- Pyragogi 475
- Pyralispit-Reihe 124f
- Pyramide 6
- Pyrargyrit 8, 73f, 325, 326
- Pyribolit 404, 464
- Pyriklasit 404, 464, 485
- Pyrit 2, 8, 38, 65, 69ff, 302, 304f, 319, 321f, 326, 331, 346, 368f
 - , Abröstungsrückstände 70
 - , CIPW-Norm 196
 - , gelförmiger 335
 - , Gold-Einschlüsse 50, 325
 - , -hülle 319
 - , Kristallstruktur 70
 - , Oxidation 347
 - , S-Isotopie 566, 568
 - , Stabilitätsfeld 368f
- Pyritgürtel, Iberischer, VMS-Lagerstätten 333
- Pyrochlor 305, 419
- Pyroelektrizität 19, 135
- Pyroklastika 35, 189f, 211, 220ff, 351, 503
- Pyroklastite 15, 137, 189, 211, 225f, 285, 319, 532
 - , flächenhafte Verbreitung (D) 222

- , Fragmentierungsgrad (F) 222
 - pyroklastische Ströme 223f
 - pyroklastische Systeme 220
 - Pyrolit 487ff
 - , Aufschmelzen, partielles 281
 - , H₂O-frei (trocken) 281f
 - , H₂O-haltig 282ff
 - , Aufschmelzgrad 281, 284
 - , Chemismus 487
 - , fertil 489
 - , Granat- 488
 - , -mantel489
 - , Mineralparagenesen 488
 - , -Modell 281, 486f
 - , Plagioklas- 488
 - , Pyroxen- 488
 - , -Solidus
 - , mit 0.1 % H₂O 281, 487
 - , trockener 487
 - , Spinell 281, 488
 - , Zusammensetzung 487
 - Pyrolusit 81, 89f, 328, 347, 371
 - , Pseudomorphose nach Manganit 89
 - Pyrometamorphose 384, 388, 438, 467
 - Pyrometer 241
 - Pyromorphit 8, 115, 117f, 347
 - Pyrop 124f, 445, 471f
 - , -Granat 360, 402f
 - , -Kristall 472
 - , System Forsterit-Diopsid-Pyrop 277
 - Pyrophyllacia 475
 - Pyrophyllit 15, 121, 146ff, 325, 364, 383, 433f, 468
 - , ACF-, A'KF-Diagramm 453
 - , Polytypen 147
 - , Schichtstruktur 146
 - , -Talk-Gruppe 147f
 - , Zirkon-Pfannensteine 147
 - Pyrop-Serpentinit 402f
 - Pyrotechnik 100, 150
 - Pyroxenchondre 511
 - , radial gestreifte 511
 - Pyroxene 121, 136ff, 141, 275, 281, 357, 509, 594
 - , Alkali- 95, 140
 - , Ca- 139
 - , -Familie 121, 137ff
 - , -Granulit 464f
 - , basischer 464
 - , felsischer 465
 - , Häufigkeit in der Erdkruste 29
 - , -Hornfelsfazies 458, 466f
 - , im Marsboden 533
 - , in Achondriten 514f
 - , in Chondriten 509ff
 - , in experimentellen Modellsystemen 271ff, 294
 - , in präsolaren Staubteilchen 585
 - , jadeitischer 468
 - , Kristallstruktur 274
 - , Löslichkeit 342
 - , Mg-Fe- 138f
 - , Mischkristallreihen 274
 - , -Pyrolit 488
 - , Stabilitätsfeld 487
 - , Sm-Nd-Datierung 570
 - , symmetrische Auslöschung 26
 - , zur Gesteinsklassifikation 191
 - Pyroxenhornfels (sog. Beerbachit) 406
 - , fazies 454, 459, 466
 - Pyroxenit 192f, 302, 382, 594
 - , Plagioklas-führender 193
 - Pyroxen-Kristallisation 242
 - Pyroxenoide 141f
 - Pyroxenpyrolit 487f
 - Pyroxentrapez 137f
 - Pyroxen-Zerfall 242
 - Pyroxferroit 141, 500
 - Pyrrhotin 8, 63, 67f, 71, 302, 304f, 321, 331, 512, 515
-
- Q**
- Q–A–P–F-Doppeldreieck 192
 - QFM-Puffer 442
 - Quad 137f
 - Quartilmaß 354
 - Quarz 4, 17, 29, 31, 37, 39, 67, 155ff, 200f, 204f, 275, 308, 315, 323, 346, 380ff, 433ff, 436ff, 444f, 452ff, 457, 460ff, 466ff, 471f, 485
 - , als Rohstoff 162
 - , CIPW-Norm 196
 - , Defekt-Elektronenstellen 159
 - , Deformation 412ff
 - , -Dihexaeder 162f
 - , Farbzentren 159
 - , Flüssigkeitseinschlüsse 160, 182f
 - , -gänge 329
 - , gedrehter (Gwindel) 160
 - , gemeiner, Varietäten 160
 - , gewöhnlicher 159
 - , Häufigkeit in der Erdkruste 29
 - , in Achondriten 515
 - , in Carbonado 57
 - , in Meteoriten 510
 - , in Mondgesteinen 500
 - , in Pegmatit 159
 - , Korrosionsbuchten 204f
 - , Kristallverzerrungen 6
 - , Lamellen- 159
 - , Löslichkeit 342
 - , piezoelektrischer Effekt 18
 - , prograde Löslichkeit 315
 - , Röntgen-Pulverdiffraktogramm 12
 - , -Sole 329
 - , synthetischer 162
 - , undulöse Auslöschung 385, 390, 411, 413
 - , Varietäten
 - , kryptokristalline 161
 - , mikrokristalline 161
 - , Wärmeleitfähigkeit 17
 - , zur Gesteinsklassifikation 191
 - , Zwillingsgesetze 158
 - Quarzandesit 192
 - Quarzbasalt 192
 - Quarzdiorit 192, 199ff, 594
 - Quarzgabbro 192, 201, 253, 302
 - Quarzglas 162
 - , diaplektisches 392
 - Quarzit 31, 380, 404, 470
 - Quarzkatzenauge 160
 - Quarzkeil 24
 - Quarzlatit 192
 - Quarz-Monzodiorit 192
 - Quarz-Monzogabbro 192
 - Quarzmonzonit 192, 294, 594
 - , Soliduskurve 294
 - Quarzporphyr 203, 594
 - Quarzporphyrit 594
 - Quarzsand 356
 - Quarzsandstein 356, 380
 - Quarzstaub 39
 - Quarzsyenit 192, 267
 - Quarztholeit 203, 276, 283
 - Quarztrachyt 192, 267
 - Quarzuhr 162
 - Quecksilber 4, 36, 40, 47, 50f, 68, 347
 - , Erz 68, 75, 333, 347
 - , Erzlagerstätten, vulkano-sedimentäre 333
 - , Erzmineral 68, 75, 333, 347
 - , ged. 4, 40, 50f, 333, 347
 - , Schmelzpunkt 4
 - , Gruppe 47
 - , Lagerstätten, vulkanogen-sedimentäre 333
 - , toxische Wirkung 40
 - Quellfähigkeit 153, 344
 - Quellkuppe 219f
 - Quelltuff 368
 - Querglimmer 412
 - Querpluton 234
-
- R**
- Rabenglimmer 150
 - Radialgang 226, 233
 - Radioaktivität 42
 - Radiolarien 37, 372
 - Radiolarienschlamm 37, 361
 - Radiolarit 37, 163, 373
 - Radionuklide 565ff
 - , Halbwertszeit 570
 - , Zerfallskonstante 569f
 - Radio-Teleskop 527, 582
 - Radium 40, 90f, 328
 - , -Isotope 40
 - , -Kiefer 40
 - Radiumsalz 328
 - Radon 40f
 - Raketentechnik 69, 114
 - Raketentreibstoff 104
 - Raman-Spektroskopie 185
 - Rammelsbergit 69, 72, 510
 - Range, Banded Iron Formation 370
 - Rankinit 467
 - Raoult-Van t'Hoff'sches Gesetz 257
 - Rapakivi-Gefüge 199, 250, 287
 - Rapakivi-Granit 199
 - rare earth elements, REE (engl., siehe auch Seltenerd-Elemente, bzw. Lanthaniden) 552
 - Raseneisenerz 92, 371

- Rasterelektronenmikroskop (REM) 342, 354
- Raubfisch 367
- Rauchgasgips 112
- Rauchquarz 29, 159, 159, 182
- Raumdiagonale des Würfels 8
- Raumfahrt 87
- Raumgitter 4f
- Raumgruppen 6, 11
- Raumproblem des Plutonismus 234
- Raumsonden, Weltraum-Missionen 58, 497, 525ff
- , Apollo 497
 - , Beagle (2) 530
 - , Bepi Colombo 525
 - , CASSINI 527
 - , Cassini-Huygens 537, 543, 546
 - , Chang-e 497
 - , Deep Space 1 535
 - , Esa Smart-1 497
 - , Fobos (1, 2) 534
 - , Galileo 527, 535, 537, 541
 - , Hayabus 535
 - , Hirten 497
 - , Huygens 543
 - , Kaguya 497
 - , Luna 497
 - , Lunar Prospektor 497
 - , Lunik 497
 - , Magellan 527
 - , Mariner (2) 527
 - , Mariner (4, 6, 7, 9) 530
 - , Mariner (5, 10) 525ff
 - , Mars (3) 530
 - , Mars Express 527
 - , Mars Global Surveyor 530, 534
 - , Mars Pathfinder 530, 532
 - , Marsrover Sojourner 530
 - , Near Eastern Asteroid Rendezvous (NEAR) 537
 - , NEAR-Shoemaker 535
 - , New Horizons 547
 - , Opportunity 530
 - , Phoenix 530
 - , Pioneer (10, 11) 537, 542, 546
 - , Pioneer Venus (1, 2) 527
 - , Rosetta 535
 - , Spirit 530
 - , Stardust 535
 - , Ulysses 537
 - , Vega (1, 2) 527
 - , Venera (5–16) 527f
 - , Viking 530, 532
 - , Viking Lander 530
 - , Voyager (1, 2) 537, 541f, 544ff
- Raumwelle 478
- R-Chondrit (siehe auch Rumuruti-Chondrit) 512
- R-C=N (Nitrile), Jupiter-Mond Ganymed 542
- REA-Gips 112
- Reaktion
- , 3 α - 578
 - , exotherme 241
 - , Meigen'sche- 99
 - , metamorphe 380, 425ff
 - , nukleare, thermonukleare 577
 - , Oxid- 442
 - , Oxidations-Reduktions- 441
 - , Oxid-Silikat- 442
 - , peritektische 265, 267
 - , polymorphe 430
 - , topotaktische 468
- Reaktionsgefüge 426
- Reaktionskinetik 31
- Reaktionskorona 426
- Reaktionskurve 268f, 271ff
- Reaktionspaar 273
- Reaktionsprinzip von Bowen 273ff
- Reaktionspunkt 264f, 269, 272
- Reaktionsreihe
- , diskontinuierliche 275
 - , kontinuierliche 275
- Reaktionssaum 272, 275, 408
- Reaktionsschritt
- , prograder 426
 - , retrograder 426
- Reaktionsserie 273f
- , diskontinuierliche 273f
 - , kontinuierliche 273f
- Reaktionszone, metasomatische 420
- Reaktivität 39
- Reaktor, thermonuklearer 577
- Reaktormaterial 124
- Reaktormetall 69
- Reaktortechnik 66
- Realgar 72f, 227
- Reäquilibration 184
- Rechtsquarz 11, 158
- recovery (engl., siehe auch Erholung) 385, 413
- Red-Bed-Lagerstätten 361
- Red-Bed-Typ 361, 363
- Redoxpotential 314f, 331, 348, 368
- Reduktionsprozess 363
- reduzierend 51, 341, 347ff, 364, 368f, 442, 569f
- REE 552, 560
- , Absolut-Gehalte 560
 - , -Muster 560
 - , -Muster, Chondrit-normiertes 560f
 - , Verteilungskoeffizienten 559
- reef core (engl., siehe auch Riffkern) 367
- Reflektor, seismischer 483
- Reflexionsgesetz 479
- Reflexionspleochroismus 27
- Reflexionsspektrum 536
- Reflexionsvermögen 28
- , Albedo 498, 526f, 536, 539, 543, 545ff
- Regionalmetamorphose 386, 394ff, 436
- , Isograde 395
 - , Mineralzone 395
 - , Produkt 394
 - , Umwandlungszonen 395
- Regolith 287, 393, 497, 499, 534
- Reibschalen 162
- Reibung, tektonische 384
- Reibungsbreccie 390
- , tektonische 390
- Reibungswärme 390
- Reicherz 345
- Reihe
- , kristalloblastische 408
 - , magmatische 197
- Rekombinationsleuchten 506
- Rekristallisation 389, 413
- , dynamische 413
 - , statische 413
- Rekurrenz 315
- Relikt, metastabiles 433
- Reptilien 38
- Residual
- , -Kaolin 344
 - , -Lagerstätten 346
 - , -Ton 344
- Residuum 277f, 281, 558, 560
- , kristallines 558
- Resister 417
- Restgestein (Restit) 294, 381, 414ff, 465, 482, 501, 514
- Restit, refraktärer 502
- Restit-Saum 417
- Restlösung 297, 315
- Restschmelze 171, 250ff, 270, 273ff, 288, 297, 299, 301, 307, 309, 311, 500, 502, 552, 557f, 561
- Restvalenzen 14
- Reticulit 225
- retrograde Löslichkeit 244, 308f
- retrograde Überprägung 184
- retrogrades Sieden 308, 314f
- Rhabarber, *Rheum rhabarbarum* 37
- Rhea, Saturn-Mond 543
- Rheingold 358
- Rhenium 69
- rheologisch kritischer Schmelzanteil 250
- Rhodanwasserstoff HCNS, vulkanischer 226
- Rhodochrosit 95, 98f, 323, 371
- Rhodonit 141f
- Rhombenfeldspat 168, 171
- Rhombenporphyr 171
- rhombisch 7
- rhombischer Schnitt 170
- rhomboedrisch 8, 10
- Rhyodacit 192, 203, 490, 594
- Rhyolith 32, 116, 153, 161f, 192, 195, 201, 203ff, 217, 219, 224, 226, 232, 240ff, 248, 250, 253, 263, 265, 267, 275f, 280, 290, 317, 325, 332f, 344, 408, 460, 465, 470, 490, 498, 500, 560, 566
- , chemische Zusammensetzung 195, 224
 - , hyaliner 203
 - , -magma 232, 290
 - , O-Isotopie 566
 - , -Schmelze 245
 - , Verwitterungsbildung 344
- Rhyolithglas 203
- Rhyolithuff 226
- rhythmic layering (engl. rhythmischer Lagenbau) 237
- Richterit 143, 418
- Riebeckit 143, 145, 470
- Riesen (Sterne) 583, 585

- , Blaue 583
 –, Rote 578, 583
 Riesen-Eisplaneten 539, 589
 Riesen-Gasplaneten 538f, 589
 Riesengoldseife 358
 Riesenkristalle 311
 Riesenplaneten 523, 537ff, 588f
 –, astronomische Erforschung 537
 –, Atmosphäre 538f
 –, Entstehung 588f
 –, extrasolare 537
 –, HD209458 537
 –, Gesteinsmaterial 538
 –, He/H-Verhältnis 538
 –, innerer Bau 538f
 –, Wasserstoff 538
 –, flüssiger 538
 –, metallischer 538
 –, -Molekül 538
 Riesensterne 583, 585
 Riesgläser 520
 Riffbewohner 367
 Riffe 37, 367
 Riffkalk 352, 365, 367
 Riffkern 367
 Riffplattform 367
 Rifftyp 367
 rift valley (engl., siehe auch Grabenzone, intrakontinentale) 209
Riftia pachyptila 330
 Riftzone 529
 –, intra-kontinentale 211, 215
 –, kontinentnahe, hydrothermale Aktivität 334
 rigidity (engl., siehe auch Schubmodul) 478
 ring dike (engl., siehe Ringgang)
 ring silicates (engl., siehe Ringsilikat)
 Ringelerz 326
 Ringgang 226, 233
 Ringkohlenwasserstoffe 585
 Ringkomplexe 211, 287, 305
 Ringsilikate 3, 119f, 132f
 Ringsystem 545f, 581
 –, Jupiter 546
 –, Neptun 546
 –, Saturn 545f
 –, Uranus 546
 Ringwolke 222
 Ringwoodit 491f, 511f
 –, in Meteoriten 510
 Ritzhärte 4f, 42
 –, Anisotropie 127
 Roche-Grenze 545f
 Rocky-Core-Modell 589
 Rohdiamant 54f
 Rohgips 112
 Rohrzucker 7
 Rohstoff, natürlicher 36
 Roll-Front-Typ 361
 Romanèchit 90, 328, 347, 371
 Romankalk 363
 röntgenamorph 161, 163, 342, 371f
 Röntgenbeugungs-Verfahren 9, 11ff, 163, 256, 361
 Röntgenfluoreszenzspektroskopie (XRF) 196
 Röntgenpulverdiffraktometrie (XRD) 13, 342, 431
 Röntgen-Pulververfahren 12f
 Röntgenstrahlung, Wellenlänge 11
 Röntgentechnik 108
 Rosaberyll 133
 Rosasit 102
 Rosenbusch-Regel 198, 274
 Rosenquarz 29, 160, 311
 Rossmanit 136
 Rotationsellipsoid 22
 Rotbleierz (siehe auch Krokoit) 112
 Rot 1. Ordnung 25
 Rote Fäule 363
 Rote Riesen (Sterne) 578, 583
 Rote Zwerge (Sterne) 583
 Roteisenerz (siehe auch Hämatit) 86f
 Roteisenstein (siehe auch Hämatit) 87, 328
 Rötel 86
 Roter Glaskopf 86
 Rotgültigerz
 –, dunkles (siehe auch Pyrrargyrit) 73
 –, lichtet (siehe auch Proustit) 73
 Rotkupfererz (siehe auch Cuprit) 81f
 Rotnickelkies (siehe auch Nickelin) 67
 Rubellit 136
 Rubidium 311
 –, Isotope 570
 –, -Strontium-Datierung 570ff
 Rubin 85f, 360
 –, -Laser 86
 Rubinblende 65
 Rubinglimmer (siehe auch Lepidokrokit) 81, 92
 Rücken
 –, mittelozeanische 205, 209, 215f, 219, 279f, 315, 329ff, 459, 481f, 490, 568
 –, Bougier-Anomalie 481
 –, Spilit 421
 Rückenbasalt, mittelozeanischer (MORB) 205, 219, 279f, 330, 481, 490, 528, 560ff
 Rückriff 367
 Rudisten-Muscheln 367
 Rudstone 365, 367
 Rumuruti-Chondrit 512
 Rundungsgrad 354
 runitisch 310f
 Runzelschieferung 403
 Ruschelzone 320
 Ruß 39
 Rutheniridosmin 52
 Ruthenium 52
 Rutil 7, 81, 85, 88, 91, 156, 357, 449, 500, 559
 –, hochdichter 392
 –, Struktur 88
 Rutschstreifen 411
 Rutschung 367
-
- S**
 S (siehe auch Schwefel) 527, 540f
 Sabkha 267
 Safflorit 69, 72
 –, -Rammelsbergit 327
 Salband 310, 323
 salinärer Zyklus 376
 Salinität 37, 185, 314ff, 322, 375
 salische Gruppe, CIPW-Norm 196
 Salit 138f
 Salpeter-Lagerstätten 374
 Salpetersäure 374
 Salzaufwölbung 377
 Salzausbildung 374
 Salzbildung, terrestrische 374
 Salzdiapir (siehe auch Salzstock) 377
 Salzdom 235
 Salzgesteine 315, 352, 363, 375ff, 382
 –, Metamorphose 377, 382
 –, Typen 375
 Salzkrusten 374
 Salzlagerstätten 351
 –, Minerale 375
 Salzmarsch 367
 Salzminerale 375
 –, Ausscheidungsfolge 375
 –, Löslichkeit 341
 Salzpflanze 374
 Salzsäure 78, 377
 Salzsee 374
 Salzsprengung 340
 Salzstock 377
 Salzsumpf 374
 Salztektonek 377
 Salzton, metamorpher 471
 Salzwasser 366, 541
 –, Jupiter-Mond Europa 541
 Samarium 573
 –, Isotope 573
 Samarium-Neodym-Datierung 573
 Sand 88, 352, 355
 –, chemische Zusammensetzung 357
 Sandstein 88, 323, 355, 467, 520
 –, Bindemittel 356
 –, chemische Zusammensetzung 357
 –, devonischer (Schottland) 33
 –, Diagenese 355
 –, kambrischer (Namibia) 33
 –, Kontaktmetamorphose 388
 –, metamorpher 381, 404
 –, Mineral-Neubildung 355
 –, Verrucano (Larderello, Italien) 228
 Sanduhrstruktur (siehe auch auch Sektorenbau) 139
 Sanidin 7, 164, 166, 168f
 –, Hoch- 167, 169
 –, -Struktur 166
 –, Tief- 167, 169
 –, Umwandlung zu Mikroklin 167
 –, zur Gesteinsklassifikation 191
 Sanidinit 419
 Sanidinitfazies 458, 467
 São-Francisco-Kraton (Brasilien), Carbonados 57
 Saphir 85f, 360
 Saphirquarz 161
 Saponit 153
 Sapphirin 465
 Sarder (siehe auch Sardonyx) 161
 Sardonyx 161

- Sassolin 103, 227
 Sättigungsgrad an SiO₂ 196
 Sättigungsgrenze 315
 Saturn, Riesen-Gasplanet 523ff, 537f, 586, 589
 –, Satelliten 586
 Saturnmonde 537, 542f
 Saturnringe 545f
 Säuerling 227
 Sauerstoff O₂ 37, 332, 348, 441ff, 549
 –, -Brennen 578
 –, Fugazität 441ff
 –, Fusionsreaktion 578
 –, Isotope 565, 585
 –, Fraktionierung 566
 –, stabile 566
 –, Isotopen-Standard 565
 –, -katastrophe 37
 –, Kontrolle 442
 –, -Konverter 98, 102
 –, Partialdruck 359, 441
 –, -Zahl 591
 Säugetiere 37
 Säulenbasalt 217f
 Säulenriff 367
 Saumriff 367
 Säure, organische 341
 Säurespat 80
 Saussurit 131, 205
 Saxothuringikum 483
 Sb (Antimon)
 –, -Fahlerz (siehe auch Tetraedrit) 74
 –, ged. 327
 Schachtelhalme 37
 Schädlings-Bekämpfung 59, 147
 Schadstoffdeponie 154
 Schäfermonde 546
 Schalen 38
 Schalenbau 480
 Schalenblende (siehe auch Wurtzit) 335
 Schamotteziegel 153
 Schattenzone, Schatten des Kerns 479
 Scheelit 7, 113, 318, 321
 –, -Lagerstätte, stratiforme 334
 Schelfrand 367
 Scheinalter 575f
 Scherbenkobalt 53, 327
 Scherung
 –, einfache 409f
 –, reine 409f
 Scherwelle (siehe auch S-Welle) 478
 Scherzone
 –, duktile 323
 –, extensionale 236
 Schichtsilikate 3, 119, 121, 145ff
 –, Löslichkeit 341
 –, Polytypen 147
 –, Serpentin-ähnliche 513
 –, Strukturen 145
 Schichtung 32, 352f
 –, gradierte 353, 362, 407
 –, magmatische 234, 251
 –, sedimentäre 381
 Schichtvulkan (siehe auch Stratovulkan) 189
 Schiefer 403
 –, -Gefüge 403
 –, kristalliner 394, 400
 Schiefertone 362
 Schieferung 32, 383, 400, 410
 –, erste, Verfallung 411
 –, zweite 411
 Schieferungsfläche (S-Fläche) 400, 403
 Schieferungsgefüge, verfalltetes 412
 Schild, kanadischer, Gold 324
 Schildvulkan 219
 –, Hawaii-Typ 219
 –, Islandtyp 219
 –, Mars 532f
 –, Venus 528f
 Schillereffekt 38
 Schirmregion 221
 schistosity 410
 Schlacke, vulkanische 189
 Schlackenführung, basische 102
 Schlackenkegel 225
 Schlackentuff 225
 Schlamm 355, 361
 –, biogener 361f
 Schlammgefüge 362
 Schlammstrom
 –, heißer 222
 –, vulkanischer 224
 Schleifhärte 29
 Schleifmittel, Schleifpulver 86, 162
 Schlieren 235, 253, 286, 300ff, 415
 Schlierengefüge 32
 Schließungstemperatur 446, 448, 570, 572f
 Schlot 211, 220, 224ff, 226, 240, 330
 –, -breccie 55, 211, 225
 –, -magma des Vesuv 252
 –, -mündung 220, 227
 –, offener 227
 Schluff 352
 Schmelzanteil 587
 –, metallischer 587
 –, rheologisch kritischer 250, 292
 Schmelzbeginn 242, 260, 383, 447, 558
 Schmelze 33ff, 189ff, 239ff, 242, 391, 396ff, 415ff, 463ff, 557ff
 –, alkalirhyolithische 263
 –, alkalitrichytische 263
 –, anatektische 383
 –, Anteil, leukokrater 380
 –, basaltische 51, 252, 254, 276, 281, 301, 388, 502, 559f
 –, Farbe und Temperatur 209, 241
 –, granitische 287, 294ff, 308, 416, 465
 –, H₂O-reiche 294
 –, Lösungsfähigkeit 313
 –, komagmatische 250
 –, Kristallisationsverlauf 258
 –, magmatische 215
 –, Struktur 240
 –, Zusammensetzung 240
 –, metallische 587
 –, Mischbarkeit 302
 –, Seltenerd-Elemente 559
 –, silikatische 587
 –, tonalitische 383
 –, übersättigte 310
 –, unterkühlte 310
 Schmelzeinschlüsse 182, 244
 Schmelzen
 –, fraktioniertes 277f, 558
 –, Gleichgewichts- 277f
 –, partielles 249, 281ff, 415ff, 557
 Schmelz-Kristall-Aggregate 586
 Schmelzminimum 266ff, 288, 416
 Schmelzphase, überkritische 309
 Schmelzpunkterhöhung 258
 Schmelztemperatur 295
 Schmelztröpfchen 511, 585
 Schmelztropfverfahren von Verneuil 86
 Schmelztuff 189, 225
 Schmelzversuche 241f
 –, an Basalt 242, 295
 –, an Granit 242, 294
 –, an Metagrauwacken 294
 –, an Metapeliten 294
 –, an Pyrolit 283
 Schmelzvorgang, Entropiedifferenz 258
 Schmelzwärme, molare 258
 Schmiermittel, Schmierstoffe 53, 69, 147, 153, 162
 Schmuck 162
 Schmuckstein 99, 103, 134, 140, 142, 160
 Schmuckgegenstand 144
 Schnecken 37f
 Schneeball-Granat 411f
 Schneeberger Krankheit 41
 Schneedecke 351
 Schneiderhöhnische Linie 29
 Schnittpunkt
 –, oberer 575
 –, unterer 575
 Schockwellen 223, 391ff, 506f, 528
 –, Ausbreitung 392
 –, Druck 391
 –, -energie 506
 –, -Experiment 538
 –, gasdynamische 586
 –, -Metamorphose 162, 391ff, 506
 –, Temperatur 391
 Schollengefüge 32
 Schollenlava 217
 Schörl 136
 Schornstein 331, 334, 568
 Schotter 32, 201, 203, 205, 352f, 355f, 358, 374
 –, Fluss- 353
 –, glazialer 352
 Schrägschichtung 353, 367, 407
 Schraubenachse 6, 10f, 156
 Schraubenversetzung 413f
 Schreibersit 7, 500, 510, 516f, 517
 Schriftgranit 171, 193, 311
 Schriftgranitisches Gefüge 310
 Schubmodul 478
 –, Definition 478
 Schubspannung 478
 Schuchardit 345
 Schutt 355f
 Schuttstrom 503
 –, vulkanischer 224

- Schuttwanne, aride 361f
Schutzkolloide 368
Schwalbenschwanzzwilling 109
Schwämme 38, 367
Schwarze Raucher (siehe auch Black Smoker) 65f, 314, 329ff, 336, 394, 421
Schwarzer Glaskopf 89f
Schwarzerz 332f
Schwarzschiefer 362f
–, Erzlagerstätten 363
Schwefel 16, 58, 112, 227, 526, 549
–, ged. (elementarer) 2, 47, 58ff, 61, 189, 227, 240, 540
–, Kristallstruktur 58f
–, Lagerstätte 319, 325, 335
–, Isotope 565, 567ff
–, stabile 566
–, Isotopen-Standard 565
–, -Lava 540
–, magmatischer 566
–, schmelzflüssiger 526
Schwefelbakterien 59
Schwefeldämpfe, vulkanische 189, 226, 240
Schwefelkies (siehe auch Pyrit) 69
Schwefelquelle 227
Schwefelsäure 59, 70, 109, 112, 341, 347, 377
Schweißschlacken 225
–, -bänke 225
–, -kegel 225
Schweizer Gesetz (auch Dauphinéer Gesetz) 158
Schwelle, ozeanische 489
Schwerbeton 108
Schwermetall
–, -Kationen 90
–, Konzentration, geochemische 556
–, -Seife 358
–, -Sulfide, Ausfällung 329
–, toxisches 40, 153
Schwermineral 31, 88f, 357
Schwerspat (siehe auch Baryt) 108
Schwingquarz 18
Sea-Floor Spreading 219, 280, 331, 482, 490
Seamount 219
Secherringe 119
Sechslinge 82
second boiling (engl., siehe auch Sieden, retrogrades) 314
Sedex-Lagerstätten 316, 334f, 566
Sedimentation 549
–, magmatische 237
Sedimentbildung
–, limnische 364
–, marine 364
Sedimente, Sedimentgesteine 31, 35, 187, 351ff, 482, 489
–, biochemische 352, 362ff
–, biogene 37
–, Charakterisierung 563
–, chemische 352f, 362ff
–, Definition 339, 351
–, detritische, O-Isotopie 655
–, Diskriminations-Diagramm 564
–, Gefüge 352
–, Gliederung 352
–, Häufigkeit in der Erdkruste 35, 187
–, Isotopfraktionierung 565
–, kieselige 372
–, Ausscheidung 372
–, Diagenese 372
–, klastische 352ff, 355
–, Benennung 352
–, Korngrößenskala nach Wentworth 352
–, Korngrößenverteilung 354
–, Korngrößeneinteilung 32, 352
–, Mangan-reiche 368
–, Mars 531ff
–, metallreiche
–, oberflächen-nahe 482
–, organogene 352
–, ozeanische 489
–, Porenraum 354
–, Schichtung 352
–, stabile Isotope 566ff
–, Tiefsee 481
–, tonige, O-Isotopie 566
Sedimentpetrographie 354
Seerz 92, 371
Seegurken 38
Seeigel 38
Seekreide 368
Seesedimente 224
Seger-Kegel 241
Seifen 357f, 360
–, alluviale 358
–, äolische 358
–, Columbit-Tantalit 311, 358
–, Edelmetall- 358
–, Edelstein- 86, 360
–, eluviale 358
–, fluviale 357f
–, fossile 358
–, Gold- 358
–, -Lagerstätten 358
–, litorale 358
–, marine 357
–, -Mineral 83f, 86, 89
–, Zinn- 89, 360
Seifengold 50, 358
Seifertit 163, 514
Seillava 218
Seismik, Grundlagen 478
seismischer Reflektor 483
–, H-Horizont (Larderello) 228
–, K-Horizont (Larderello) 228
Seismograph 478
Sektorenbau (siehe auch Sanduhrstruktur) 139, 209ff, 387
Selen, ged. 8
Selenide 3
Selenit 110f
Seltene Erden 124, 311
Seltenerd
–, -Elemente, Seltene Erden (SEE, REE) 34, 551f, 559ff
–, geochemisches Verhalten 559ff
–, in Graniten 286
–, in Karbonatiten 305
–, in Pegmatiten 311
–, in Perowskit 88
–, leichte (LREE) 552
–, schwere (HREE) 552
–, -Metalle 116
–, -Mineral 116, 346
–, -Muster 560
Senfgold 347
Sensitive High-Resolution Ion MicroProbe (SHRIMP) 448, 575
Sensoren 58
Sepiolith 40
Sericit 148f, 319
–, -Zone 319
Sericitisierung 381, 420
Serie dei Laghi 483
Serien, magmatische 197, 247f, 273, 283
Serpentin 151f, 510
–, -Gruppe 39, 148, 151f
–, Minerale 151f, 382, 435
–, Zweischichtstruktur 145
–, misfit (engl. Fehlanpassung) 151
Serpentinisierung 201
–, autometasomatische 420
Serpentinit 82, 151f, 332, 345, 382, 385, 402f, 405f, 419ff, 435, 460, 486
–, prograde Metamorphose 435
–, technische Verwendung 151, 405
–, Verwitterung 345
S-Fläche 400, 410
shale (engl., siehe auch Silt- und Tonstein) 362
Shatter Cone (Strahlenkegel) 392f
sheet silicates (engl., siehe auch Schichtsilikate) 121
Sheeted-Dike-Complex (engl.) 332, 399, 481
Shergottit (Mars-Meteorit) 163, 509, 514f, 532
–, EETA 79001 515
–, Zagami, Alter 515
Shonkinit 208, 595
Shoshonit 280, 320, 563
Si, Al-Verteilung in Feldspäten, geordnet/ungeordnet 165ff, 172, 362
SiC 162, 584
–, β - 585
Sichelstock 233
Sickerzone 346
Siderit 95, 98, 322, 328, 368f, 515
–, -gänge, hydrothermale 328
–, -Lagerstätten, metasomatische 322
–, manganhaltiger 328
–, Stabilitätsfeld 368f
siderophil 550f, 587
Siderophyllit 149
Siebener-Einfachkette 141
Siebsatz 352
Siedekurve 184, 256
Sieden, retrogrades 308, 314
SiF₄ (Siliciumfluorid) 240
Silber 8, 49, 64
–, Ausfällung 348
–, Erz 63f, 74f, 347, 361
–, Red-Bed-Typ 361
–, Erzgänge 326f

- , Erzminerale 49, 62ff, 74f
 - , edle 325f
 - , komplexe 327
- , ged. 8, 49, 62, 64, 325ff, 347f, 361
- , -Kobalt-Nickel-Wismut-Erz 327
- , Konzentrations-Clarke 556
- , -Lagerstätten 64
 - , epithermale 325
 - , Wärmeleitfähigkeit 17
- Silberfahlerze 326
- Silberglanz (siehe auch Argentit, Akanthit) 49, 62ff, 325f
- Silberlagerstätten 49, 361
- Silberlocke 49, 327
- Silberschwärze 62
- Silberträger 326
- Silcrete 343
- Silexit 594
- siliciklastisch 353
- Silicium
 - , Al-Substitution 120
 - , -Brennen 578
 - , -Einkristall 162
 - , -Halbleiter 18, 162
- Siliciumcarbid SiC 162
- Silifizierung 37, 319
- Silikagel 162
- Silikastein 162
- Silikat-Anteil
 - , Jupiter-Monde 539, 542
 - , Neptun-Mond Triton 545
 - , Saturn-Mond Titan 543
 - , Uranus-Monde 544
- Silikatbauxit 344
- Silikatbeton 162
- Silikate 3, 119ff
 - , amorphe 585
 - , Eigenschaften, kristallstrukturelle 45
 - , H₂O-haltige, wasserhaltige 510, 542, 584
 - , in Meteoriten 508ff
 - , -Minerale, fraktionierte Kristallisation 299
 - , Strukturprinzipien und Gliederung 120
 - , Systematik 120
 - , Verwitterung 341ff
- Silikateinschlüsse in Oktaedriten 519
- Silikatgestein
 - , Hauptkomponenten 452
 - , Jupiter-Monde 540, 542
 - , Saturn-Mond Titan 543
 - , Verwitterungsbildung 344ff
- Silikatglas-Einschlüsse 182
- Silikatkeramik 134
- Silikatkruste, Jupiter-Mond Io 541
- Silikatlaven, Jupiter-Mond Io 540f
- Silikatmagma 240ff
 - , liquide Entmischung 252
- Silikatmantel 540, 587
- Silikatmarmor 462
- Silikatschmelze 34, 189, 240ff, 550
 - , Io 540f
 - , Kristallisationsverlauf 255
 - , liquide Entmischung 253
- , Struktur 240
- Silikone 162
- Silikose 39
- Silizium, Verwitterungslösungen 342
- Siljan-Struktur (Schweden) 506
- sill (engl., siehe auch Lagergang, vulkanischer) 189, 203, 226
- Sillimanit 7, 125ff, 286, 294, 381, 395ff, 403f, 406f, 415f, 427ff, 437f, 457ff, 461, 463ff
 - , ACF-, A'KF-Diagramm 453f, 462
 - , AFM-Projektion 455
 - , Stabilitätsfeld 427
 - , Stabilitätsgrenze 433
 - , Synthese 430
 - , Zerfall 433
- Sillimanitzone 395ff
- Silt 352, 356
- Siltstein 355, 362, 381
 - , mesoproterozoischer (Antarktika) 236
 - , Wende Kreide/Jura (Colorado/Utah) 363
- Silur 33, 38
- simple shear (engl., siehe auch Scherung, einfache) 410
- Sinhalit 103
- Sinter 228
- Sintermagnetit 98, 323
- SiO₂ 344
 - , amorphes 39
 - , Ausscheidung 344
 - , -Gel, Löslichkeit 342
 - , Hochdruckmodifikationen 392
 - , Löslichkeit 342f, 372
 - , -Minerale 39, 155ff
 - , Kristallstrukturen 155f
 - , Phasenbeziehungen 156f
 - , Stabilitätsfelder 156
- SiO₄- und (Si,Al)O₄-Tetraeder 16, 119ff, 141, 154f, 173, 176
- Skala nach Wentworth 352
- Skapolith 7, 175, 305, 418
 - , ACF-Diagramm 453
 - , -Gruppe 7, 175
- Skapolithisierung 305, 418
- Skarn, Skarnerz 71, 82, 84, 110, 113, 140, 320f, 388, 405f, 418
 - , -Lagerstätten 320, 418
 - , Typen 321
- Skelett-Kristall (Mikrolith) 32, 310
- Skolezit 7
- Skutterudit 8, 69, 72
- slate (engl., siehe auch Tonschiefer) 362, 400
- slaty cleavage (engl., siehe auch Schieferung) 400
- Smaragd 82, 133, 406, 419f
 - , synthetischer 133
- Smectit (siehe auch Montmorillonit) 148, 153
- Smirgel 85f
 - , -papier 86
- Smithsonit 95, 99, 347
- SNC-Achondrit 515, 532
- SO₂ (Schwefeldioxid) 226, 240, 527, 540ff
 - , Dampf 540
 - , Schnee 540
- SO₃ (Schwefeltrioxid) 226, 240
- Soda (siehe auch Natron) 78, 373f
- Sodalith 8, 164, 174f, 208, 595
 - , in Feniten 419
 - , -Käfig 119, 174f, 178
 - , -Reihe 164, 174
 - , zur Gesteinsklassifikation 191
- Sodalithphonolith 209
- Sodalithsyenit 208, 595
- Soffionen 227f
- SOHO-Mission 577
- Sol, hydrophiles (lyophiles) 343
- Solarmaterie 583f
 - , Kondensation 583
- Solarnebel 510, 582ff, 586, 589
 - , Blitz 586
- Sole 314
- Solfataren 227
- solid inclusion (engl., siehe auch Festeinschluss) 182
- solidification front 252
- solid-state diffusion creep (engl., siehe auch Diffusionskriechen im festen Zustand) 414
- Soliduskurve 242
 - , Basalte 241f
 - , Granite 241f, 287ff, 290ff, 382
 - , in Zweistoffsystemen 259ff
 - , Albit-Anorthit 259
 - , Albit-Kalifeldspat 266
 - , Forsterit-Fayalit 269
 - , unterschiedliche Gesteine 294
- Solidustemperatur 242, 249, 282, 290, 293f, 309
 - , Erniedrigung durch Druckentlastung 249
- Solitärkristalle 37
- Solvus 167, 266f
- Sol-Zustand 344
- Sonne 523f
 - , Masse 581
- Sonnenbrenner-Basalt 177
- Sonnenstein (siehe auch Aventurinfeidspat) 172
- Sonnenstrahlung 540, 545
- Sonnensystem, Planetensystem 502, 506, 508, 511, 513f, 523ff, 581ff
 - , Akkretionsphase, Akkretionsprozess 511
 - , Bildungsphase 505
- Sonnenwind 500, 525, 543
- Sorelzement 98
- Sorosilikate (siehe auch Gruppensilikate) 120, 129
- Sortierung 353
- sp³-Hybrid-Bindung, -Orbitale 14, 120, 550
- Spaltbarkeit 16f, 42, 136
- Spalte, tektonische 323
- Spalten-Effusion 219
- Spaltwinkel bei Amphibolen und Pyroxenen 26, 137
- Spannung (siehe auch Stress) 384

- Spannungsellipsoid 384
Spannungsreihe, elektrochemische 315, 347
Spannungsriß 323
Sparit 364f
Spateisenstein (siehe auch Siderit) 98, 322, 328
Spätkristallisation 275
Spatmagnetit 97, 322
Speckstein 147
Speerkies (siehe auch Markasit) 70
Speicherkapazität für H₂O 492
Speisesalz 78
Speiskobalt (siehe auch Skutterudit) 69, 72
Spektrallinien 20
Spektraltyp 583
Spektroskopie, optische 577
Spekularit, BIF 369
Sperryolith 8, 304
Spessartin 124, 371
Spessartit 194
Spezialglas 150, 162
Spezialstahl 118, 194
–, Ti-haltiger 87
Sphalerit 8, 11, 18, 27, 40, 63f, 66, 321, 323, 326f, 331f, 335, 363, 510
–, Kristallstruktur 65
–, S-Isotopie 568
sphärolithisches Gefüge 32
Sphärosiderit 98
Sphen 129
Sphenoid 6
Spiderdiagramm, Spidergram (siehe auch auch Multielement-Diagramm) 561f
Spiegelebene 6, 11
Spiegeleisen 90
Spiegelung 6
Spilit 421
Spilitisierung 334
Spilosit 406, 419
Spin 19
–, antiparalleler 19
–, paralleler 19
Spinell 8, 21, 81f, 202f, 281, 467, 484, 500f, 510f, 513, 582ff
–, Al- 583f
–, Aluminat- 83
–, Cr- 583f
–, Chromit- 83
–, Edler 83
–, Ferrit- 83
–, -Gruppe 81f
–, Invers- 83
–, -Lherzolith 202f, 281, 486
–, Normal- 82
–, -Peridotit 487
–, -Pyrolit 281f, 487ff
–, Stabilitätsfeld 487
Spinellgesetz 83
Spinellstruktur 82f
–, Synthese-Produkte 83
Spinellverzwillingung 66
Spinifexgefüge 205, 207
Spodumen 138, 141, 311
Sporen 407
Sprengrisse 471f
Sprengstoffzusatz 373
Sprödglimmer-Gruppe 150
Sprudelstein 100, 228
Spurenelement 194, 489, 552, 555, 557ff
–, Anreicherung 558
–, Definition 557
–, Eigenschaften, kristallchemische 557
–, -Fraktionierung 559
–, -Geochemie 557
–, geochemisches Verhalten 559
–, Gleichgewichtsschmelzen 558
–, Indikator für magmatische Prozesse 563
–, inkompatibles 489, 552, 557, 561
–, kompatibles 552, 557
–, -Konzentration 564
–, Mineral 557
–, -Muster
–, Chondrit-normiertes 561
–, MORB-normiertes 562
–, Verarmung 558
–, Verteilung auf Phasen 557
–, Verteilungskoeffizient 557
Spurenelementgehalt, Modellierung 558
Spurenmineral, Nernst'scher
Verteilungskoeffizient 557
Spurrit 467
Stabilitätsbedingung 425
Stadium
–, hydrothermales 313f
–, pegmatitisches 308, 313
–, pneumatolytisches 314
Stahlerzeugung, Stahlindustrie 98, 102, 147
Stahlveredler 34, 69, 71
Stalagmit 366
Stalaktit 366
Stamm-Magma 237, 247f, 249ff, 253, 276
–, alkalibasaltisches 276
–, basaltisches 248f
–, Bildung 249
–, Fraktionierung 250
standard igneous norm (SIN) 197
Standard Mean Ocean Water (SMOW),
Isotopen-Standard 565
Standardabweichung, mittlere gewichtete
(MSWD-Wert) 572
Standardmineral der CIPW-Norm 196
Stannin 7, 89, 321, 327
Stapelfolgen 14
Statuenmarmor 97
Staub 355
–, interplanetarer 511
Staubaggregat 511, 585
Staubauswehungen 361
Staublunge 39
Staubschweif 524
Staubsedimente 361, 532
Staubteilchen 506, 582, 584ff
–, circumstellare 584f
–, interplanetare 506, 584f
–, interstellare 584f
–, präsolare 584f
Staukuppe 219f
Staurolith 21, 128f, 357, 380f, 395ff, 400ff,
407ff, 416, 426, 442, 444f, 456, 461, 463f, 472
–, ACF-, A'KF-Diagramm 453, 462
–, AFM-Projektion 455
–, Durchkreuzungszwillinge 128
–, -Glimmerschiefer 31, 400f
–, Porphyroblast 381
Staurolithzone 395
–, Barrow'sche 463
steady-state geotherm (engl., siehe auch
Gradient, stabiler geothermischer) 446
Steatit (siehe auch Speckstein) 147
Steine, DIN 352
Stein-Eisen-Meteorit 505, 509, 516f, 536
–, Häufigkeit 508
Steinhauerkrankheit 39
Steinmeteorit 505, 508ff
–, differenzierter (siehe auch Achondrit)
513ff
–, undifferenzierter (siehe auch Chondrit)
505, 508ff
Steins, Asteroid 535
Steinsalz (siehe auch Halit) 12, 21, 78, 374,
377
Steinsalzstruktur
Sternatmosphäre 577
Sterne 582ff
–, Hauptreihe, Hauptsequenz 582f
–, massereiche 578
–, Oberflächentemperatur 583
–, Riesen- 583
–, T-Tauri- 582ff
–, Überriesen 583
–, Zwerge 583
Sternentstehung 582f, 589
Sterninneres 577
Sternquarz 160
Sternrubin 85
Sternsaphir 85
Sternschnuppen 506
–, -Schauer 506
Sternwind 583
Steuerquarz 18, 162
Stibiopalladinit 304
Stibnit 68f
Stickstoff N₂ 185, 527, 530, 538, 543, 545,
547
Stilbit 164, 175f, 178, 228
–, Durchkreuzungszwilling 176
Stilpnomelan 382f, 460f, 468
Stishovit 7, 15f, 39, 156f, 162, 392, 492, 514
Stock 190, 233
–, subvulkanischer 319
Stockscheider 317
Stockwerkerz 318f, 332
Stockwerkhöhe 314
Stockwerkvererzung 318, 334
stockwork ore (engl., siehe auch
Stockwerkerz) 318f
Stoffaustausch, metasomatischer 320, 417
Stoffkonstanz, pauschale 417
Stoffkreislauf 549
Stofftransport, metasomatischer 418
Stoffwanderung, metasomatische 320
Stoke'sches Gesetz 235, 250f, 299
Störung, gravitationale 535
Störungszone, tektonische 390

- Stoß, inelastischer 586
 Stoßfront 391
 Stoßkuppe 220
 Stoßwelle 391, 499
 Strahlengang
 –, konoskopischer 26f
 –, orthoskopischer 26
 Strahlenkegel (Shatter Cones) 392
 Strahlenkrater 503
 Strahlenmodell 20
 Strahlenoptik 20
 Strahlenquelle, natürliche 40
 Strahler
 –, α - 40, 90
 –, β - 40
 –, γ - 40
 –, radioaktive 40
 Strahlstein (siehe auch Aktinolith) 143
 Strahlung 529, 539
 –, Sonnen- 540, 545
 –, UV- 160, 543, 582
 Strain (engl. Verformung) 384, 409
 –, -Ellipsoid 409f
 –, -Energie 413
 Strainrate (Verformungsrate) 412, 528
 Strand 367
 Strandseife 358
 stratiform 300f
 Stratosphäre 584
 Stratovulkan 189, 226, 319
 Stress (engl. Spannung) 384, 390, 409, 412
 –, differentieller 384, 390, 409, 412
 –, -Ellipsoid 384
 –, mittlerer 384
 Stressmineral 384
 Streusalz 78, 377
 Strich 42
 Strichfarbe 28
 Stricklava 217
 Strom, pyroklastischer 222f
 Stromatolithe 37, 365f
 Stromatoporen 367
 Stromatoporoiden 37
 strombolianische Tätigkeit 222
 Strömungsmarken 407
 Strömungsrippeln 352
 Strontianit 95, 100, 305
 Strontium 100, 311
 –, initiales ⁸⁷Sr 571
 –, initiales ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis 286f, 572
 –, Isotope 571ff
 –, Metall 100
 structure (engl., siehe auch Textur) 32
 Struktur 31
 Strukturdefekte 413
 Struvit 38
 Stuckgips 112
 Stufenregel, Ostwald'sche 429
 Stufenversetzungen 413f
 Stützgewebe 36
 S-Typ-Granit (sedimentary source rocks) 286
 subaerisch 190
 subalkaline rock suite (engl., siehe auch Magmatit, subalkaliner) 197
 Subduktion, Subduktionszonen 40, 57, 100, 145, 203, 215f, 219, 223, 226, 234, 240, 312, 318, 324, 384, 394, 396, 398f, 446ff, 458f, 467, 469, 486, 489ff, 492f, 529, 562f
 Subduktionsorogen 318
 Subfazies 459
 subgrain boundary (engl., siehe auch Kleinwinkelkorngrenze) 413
 subhedral (engl., siehe auch subidiomorph) 408
 subidiomorph 408
 Subkorn 413
 Subkornbildung 385
 Subkornrotation 413
 Sublayer 302f
 Sublimation 227
 Sublimationsprodukte 78f, 240
 submarin 190, 215, 313
 subophitisch 194
 Subsolidusbereich 167
 Subsolvus
 –, -Granit 267
 –, -Syenit 267
 Substanz, kohlige, Reflektivität 383
 Substitution 159
 –, gekoppelte 149
 subterminal 226
 Subtraktionsbaufehler 68
 Subtraktionsstellung 26
 Subvulkan 232
 subvulkanische Gesteine 190, 193f, 205, 232
 Sudbury-Struktur (Ontario) 302
 Sudoit 150, 468
 Suevit 393
 –, Gläser 520
 Sulfarsenid 69
 Sulfatdüngemittel 377
 Sulfate 3, 37, 107f, 374, 375, 533, 542, 566ff
 –, wasserfreie 107
 –, wasserhaltige 107, 541f
 Sulfat-Mejonit 164, 175
 Sulfat-Reduktion
 –, anorganische 335
 –, bakterielle (BSR) 335, 363
 –, thermochemische (TSR) 363
 Sulfide 14, 37, 40, 49f, 61ff, 66, 68ff, 72f, 81f, 89, 92, 108, 211, 302, 304f, 315, 325, 328ff, 334, 341, 346, 348, 353, 355, 361, 363, 509, 512f, 526, 550f, 566f, 584, 586
 –, komplexe 61
 –, Schwefel-Isotope 566ff
 Sulfidmagmen, -schmelzen 34, 240, 253, 298, 302, 305f
 Sulfidminerale 2
 Sulfosalz 61, 73f
 Sulfostannat 327
 Sumpferz 371
 Supereruption 223f, 232
 supergiant deposit 363
 Supernova 578, 585
 –, -Explosion 56, 578, 583, 585
 Superplastizität 414
 Super-Plume 280
 Supervulkan 223f, 232
 Supraleiter 54, 88, 124
 Suspension, glutheiße 223
 Süßwasser 366
 –, -Molasse 520
 –, -Schlämme 566
 Suttroper Quarz 157
 Suture 158
 S-Welle 478
 –, Geschwindigkeit 478, 480
 –, Mond 501
 –, Laufzeit-Kurve 478
 –, Tiefenabhängigkeit 480
 Syenit 193
 –, Alkalifeldspat- 193, 207
 –, Foid- 192, 209
 –, foidführender 193
 –, Häufigkeit in der Erdkruste 187
 –, Kluffüllung 155
 –, Nephelin- 173f, 208, 312, 418, 595
 –, -Pegmatit 310
 Syenogranit 198
 Sylvin 77f, 341, 375
 Sylvinit 79, 375
 Symmetrie 6ff, 11
 –, -Element 6
 –, -Operation 6
 Symmetrieprinzip 13
 Symplektit 409, 426
 syn(tektonische)-Kollisions-Granite (syn-COLG) 249, 286, 563f
 syngenetisch 297
 Synchisit 419
 syn-COLG (syn-collision granites) 249, 286, 563f
 SYNROC 90
 System
 –, Al₂SiO₅ 125, 397, 427, 429
 –, G-T-Diagramm 429
 –, P-T-Diagramm 427, 429f
 –, Albit-Anorthit (-H₂O) 168, 258ff, 267
 –, Albit-Kalifeldspat (-H₂O) 167, 243, 266f, 465
 –, Albit-SiO₂-(-H₂O) 288
 –, CaCO₃ 100
 –, CaCO₃-CaMg[CO₃]₂ 101
 –, Calcit+Phlogopit+Forsterit 427
 –, CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O (CMASCH) 444
 –, CaO-MgO-SiO₂ 427f
 –, CaO-MgO-SiO₂-CO₂-H₂O 440
 –, T-X_{CO₂}-Diagramm 440
 –, CaO-SiO₂-CO₂ 438
 –, Phasenbeziehung 438
 –, Chromit-Olivin-SiO₂ 299
 –, Cu-H₂O-O₂-S-CO₂ 348
 –, Diopsid-Albit-Anorthit 260ff
 –, Diopsid-Anorthit(-H₂O) 257f, 267
 –, Diopsid-Forsterit-SiO₂ 271ff
 –, eutektisches 257
 –, Fe-FeS 494
 –, Fe-Ni 517
 –, Forsterit-Diopsid-Nephelin-Quarz 276
 –, Forsterit-Diopsid-Pyrop 277
 –, Forsterit-Fayalit 269f
 –, Forsterit-SiO₂ 270

- , Freiheitsgrade 256, 427
 - , Gesamtdruck 433
 - , geschlossenes 380, 427, 572, 574
 - , Gibbs'sche Phasenregel 426ff
 - , Granit-H₂O 308
 - , heterogenes Mehrstoff- 256ff
 - , idealisiertes 427
 - , invariantes 429
 - , K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (KFMASH) 444
 - , P_{H₂O}-T-Diagramm 444
 - , Kalifeldspat-Albit-Anorthit-Quarz-Wasser 287
 - , Klinopyroxen-Olivin-Nephelin-Quarz 276
 - , Leucit-SiO₂ 264f
 - , Mehrstoff-, heterogenes 256ff
 - , metamorphes, fluide Phase 294
 - , Mg₂SiO₄-Fe₂SiO₄ 492
 - , MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MASH) 471
 - , Na-K-Ca-Mg-SO₄-Cl-H₂O 376
 - , Na-K-MgSO₄-Cl-H₂O 376
 - , Nephelin-Kalsilit-SiO₂ 267ff
 - , Nephelin-SiO₂ 263ff
 - , offenes 427
 - , Olivin-SiO₂ 299
 - , Olivintholeit-H₂O 242
 - , Or-Ab-(H₂O) 288
 - , Or-SiO₂-(H₂O) 288
 - , Orthoklas-Albit-Anorthit 165f
 - , pyroklastisches 220f
 - , Quarz (Qz)-Albit (Ab)-Anorthit (An)-Kalifeldspat (Or)-H₂O 293f, 416
 - , Quarz (Qz)-Albit (Ab)-Kalifeldspat (Or)-H₂O-(CO₂) 288ff
 - , Qz-Ab 293
 - , Qz-Ab-An-H₂O 287, 293f, 416
 - , Qz-Ab-(An)-Or-H₂O 287, 308f, 416
 - , Qz-Ab-Or 289, 295
 - , Qz-Ab-Or-H₂O 287ff, 293f, 311, 416
 - , Qz-An 293
 - , Qz-Jd-Or-H₂O 289
 - , Silikat (Gabbro)-Oxid-Sulfid 298
 - , SiO₂ 155
 - , Tripelpunkt 256, 277, 289, 427
 - , Wasser H₂O 256
 - , Zustandsvariable 256
- T**
- Tachylit (siehe auch Basaltglas) 391
 - Taconit, BIF 369
 - Tactit 406
 - Taenit 47, 51, 510, 517ff
 - Tafelschiefer 400
 - Tagish Lake (Meteorit) 513
 - T-a_{H₂O}-Kurven 291
 - Talk 14, 17, 121, 146ff, 150, 205, 345, 370, 382, 400, 405f, 419f, 435f, 440f, 446, 461, 471, 482, 535
 - , ACF-, A'KF-Diagramm 453, 462
 - , Schichtstruktur 146
 - , -schiefer 147, 405f, 419f
 - , Stabilitätsfeld 471
 - Talkum 147
 - Tansanit 131
 - Tantal 311
 - Tantalit 311
 - Tarnen 556
 - Taramit 143
 - TAS-Diagramm 196
 - Tätigkeit
 - , hawaiianische 221
 - , plinianische 222
 - , strombolianische 222
 - Tauern-Fenster (Ostalpen) 408
 - , Blauschieferfazies 467
 - , Eklogit 470
 - Taupo-Supereruption 223
 - Taupo-Vulkan 223
 - tautozonal 9
 - Tawmawit 131
 - Teer-Magnesit-Ausmauerung 98
 - Teilchenbeschuss 525
 - Teilchen-Trajektorien 410
 - Teilschmelze 244
 - Tektite 520
 - , Alter 520
 - Tektosilikate (siehe auch Gerüstsilikate) 119, 121, 155ff
 - Telescoping 315, 323f
 - “television stone” 105
 - Tellur, ged. 8
 - Telluride 3
 - Temperatur 256f
 - , -bereich
 - , hydrothermale Phase 314
 - , Metamorphose 482f
 - , pegmatitische Phase 309
 - , eutektische 258ff
 - , kritische 256, 309
 - , magmatische 241
 - , Oberflächen-
 - , erdähnliche Planeten 525, 527, 530
 - , Erdmond 500
 - , Jupiter-Monde 541ff
 - , Neptunmond Triton 545
 - , Pluto 547
 - , Saturnmond Titan 543
 - , Riesenplaneten 538
 - , stellare Nukleosynthese 577f
 - Temperaturkulmination 397
 - Temperaturverwitterung 340
 - temperaturwechselbeständig 134
 - Tennantit 8, 40, 74, 322, 333, 363
 - Tephra 189, 225
 - Tephrit 192, 195, 197, 209, 211
 - , phonolithischer 192
 - Tephrophonolith 195
 - TES (Thermische Emissions-Spektroskopie) 532f
 - , -Analyse 533
 - , -Spektren 533
 - Tesserae (Venus) 528f, 588
 - Tethys, Saturn-Mond 543
 - Tetraäthylblei 64
 - Tetraederschicht 121, 145ff
 - Tetraedrit 8, 74f
 - tetragonal 7, 10
 - Tetrataenit 510
 - Teufenunterschied
 - , primärer 323, 325
 - , sekundärer 348
 - Textur 31f
 - texture (engl., siehe auch Struktur) 31
 - T-f_{O₂}-Diagramm 441, 443
 - Thaler 328
 - The Geysers (Kalifornien), geothermische Energie 228
 - Thebe, Jupiter-Mond 539, 546
 - „Theia” 588f
 - Thenardit 374
 - Theralith 182, 208, 595
 - thermal aureole (engl., siehe auch Kontaktaureole) 386
 - Thermalabsätze 97
 - Thermalfeld 314
 - Thermalquellen, Thermalwässer, Thermen 111f, 227f, 313, 314
 - thermische Barriere 264f, 268f, 276
 - thermisches Tal 260, 288
 - Thermodynamik 31
 - Thermoelement 241
 - Thermometamorphose 388
 - Thermometer, geologische, Geothermometer 101, 157, 444f
 - , Austauschgleichgewichte
 - , metamorphe Minerale 444f
 - , stabile Isotope 565f
 - , Calcit-Graphit 567
 - , Dolomit-Calcit 101
 - thermoremanent 84
 - Thiospinell 70, 84
 - Thixotropie 344
 - Tholeiit(-basalt) 198, 203, 205ff, 209, 217, 240, 242, 248f, 271f, 275f, 280, 282f, 294, 305, 332, 421, 490, 499, 562ff, 594
 - , in magmatischen Gebirgsbögen und Inselbögen (VAT) 280
 - , -Laven, pikritische 305
 - , Ozeanboden- 332
 - , ozeanischer 284
 - , ozeanischer Inseln (OIT) 280, 562ff
 - , Quarz-normativer 276
 - , -Serie 198, 248
 - tholeiitic magma series (engl., siehe auch Tholeiit-Serie) 198
 - tholeiitischer Trend 248
 - Thomas-Prozess 102
 - Thomsonit 164, 176f
 - Thorianit 40, 311
 - Thorium 34, 311, 574
 - , -Zerfall 574
 - Thoriumerze 40
 - Thoriumminerale 311
 - Thortveitit 3
 - Thulit 131
 - Thuringite (siehe auch Chamosite) 151
 - TiCl₄ (Titan(IV)chlorid) 88
 - Tief-Albit 166, 172
 - Tiefbohrung 30, 154, 187, 219, 477, 576
 - , Kola-Halbinsel (Russland) 187, 477

- , Windischeschenbach, Oberpfalz (KTB) 187, 477, 483, 576
- Tief-Bornit 62
- Tief-Chalkosin 347
- Tief-Cristobalit 7, 156
- Tief-Digenit 347
- Tiefgesteine 32, 189, 231
- Tiefenprofil 481
 - , kontinentale Erdkruste 482
 - , ozeanische Erdkruste 481
- Tiefenstufe 457
- Tief-Leucit 7
- Tief-Mikroklin 166, 169f
- Tief-Quarz 8, 15f, 156ff
- Tief-Sanidin 167, 169
- Tief-Schabachit 326
- Tiefsee, hydrothermale Erzbildung 329
- Tiefseegraben 458, 489f
- Tiefsee-Sedimente 150, 153, 362, 371, 481, 562
- Tiefseeton, roter 150, 362
- Tief-Spin-Bedingung 19
- Tiefemperatur-Albit 167
- Tiefemperaturbegrenzung der Metamorphose 382
- Tiefemperatur-Fumarole 227
- Tief-Tridymit 156f
- Tiegelmaterial
 - , aus Zirkonia 124
 - , hochfeuerfestes 124
 - , säurebeständiges 124
- Tiere, wirbellose 38
- Tierfutter, Tierpflege 153f
- Tigerauge 145, 160, 369f
- Ti-Metall 88
- TiN (Titanitrid) 88
- Tinalconit 104
- Titan 19, 544
 - , Erzmineral 87f
 - , Lagerstätten 236, 298, 301f, 312, 329
- Titan, Saturn-Mond 542f
- Titanaugit 139, 209ff, 500, 595
- Titaneisenerz (siehe auch Ilmenit) 81, 87
- Titania, Night Stone 88
- Titania, Uranus-Mond 544
- Titanit 7, 121, 129, 198f, 207ff, 312, 449, 559
 - , -Kristallisation 242
 - , zur Gesteinsklassifikation 191
- Titanomagnetit 84, 199, 201, 203, 298, 301, 515, 559
- Titanweiß 87f
- Titius-Bode-Regel 581
- TNO (Trans-Neptun-Objekte) 523, 546
- Toba-Vulkan 223
- Toba-Supereruption 221
- Tochterkristalle, Tochterminerale 182, 244
- Tochterprodukt, stabiles 569
- Todorokit 90, 347, 371
- Tomographie, seismische 493
- TOMS (total ozone mapping spectrometer) 227
- Ton 31, 33, 78, 109f, 150ff, 294, 323, 331, 342ff, 352, 355ff, 361ff, 373, 380ff, 388, 403ff, 410ff, 446ff, 461ff, 506ff, 540ff
 - , chemische Zusammensetzung 357
 - , feuerfester 153, 363
 - , im ACF-, A'KF-Dreieck 453
 - , mergeliger 363
 - , montmorillonitreicher 153
 - , pelagischer 362
 - , Pseudomorphose nach Halit 78
 - , Schmelzexperimente 416
- Tonalit 192, 199, 236, 249, 275, 280, 285ff, 293ff, 318, 381, 383, 395, 399, 403f, 415ff, 421, 490, 594
 - , Granodiorit-Granit-Assoziation 275
 - , -Magma 249
 - , Soliduskurve 294
 - , -System 287
- Toneisenstein 371
- Tonerde 153
- Tonga-Graben 490
- Tonmergel 363
- Tonminerale 92, 150, 152ff, 225, 341ff, 353, 355, 361f, 364, 434, 460, 533
 - , Bestimmung 342
 - , Diagenese 355
 - , -Gruppe 152f
 - , Häufigkeit in der Erdkruste 29
 - , Neubildung 342
 - , silikatische 344
 - , Wechsellagerungsstrukturen 342
- Tonschiefer 362, 386f, 400
 - , chemische Zusammensetzung 357
 - , kontaktmetamorph überprägter 387
- Tonstein 127, 323, 355, 362, 381, 520
 - , bituminöser 362
 - , chemische Zusammensetzung 357
 - , karbonatischer 362
 - , kieseliger 380
 - , mesoproterozoischer (Antarktika) 236
 - , silurischer (Schottland) 33
 - , Wende Jura/Kreide (Colorado/Utah) 363
- Topas 7, 9, 17, 120, 127f, 150, 159, 311, 314, 317, 320, 388, 409, 418, 420, 492
 - , Ausscheidung 314
 - , Kristallstruktur 9, 128
- Topasbrockenfels 388
- Topasgreisen 317
- Topazolith 125
- Top-Brekzie 217
- Tracht 5
- Trachyandesit 195
 - , basaltischer 195, 248
- Trachybasalt 195, 209
- Trachydacit 195
- Trachyt 162, 192, 195, 208f, 219f, 226, 243, 248, 253, 263ff, 267ff, 275, 595
 - , foildführender 193
 - , -lava 219
- Trachytglas 253
- Trachyttuff 226
- Trägerstoffe, Trägermaterial 147, 154
- Trägheitsmoment, Mars 534
- Tranquillityit 500
- Transformation 15f, 156, 166f
 - , diffusive 166f
 - , displazive 16, 156, 166
 - , in erster Koordination 15f
 - , in zweiter Koordination 16
 - , rekonstruktive 16
- Transformations-Zwilling 169
- Transistor 54, 162
- Translation 6, 10f, 166
- Translationsabstand 4
- Translationsbetrag 10f
- Translationsgruppe 10f
- Translationsvektor 5, 10
- Transmissionselektronenmikroskop (TEM) 170, 342
- „Transneptun“ 537, 547
- Trans-Neptun-Objekte (TNO) 523, 546
- Transport 35, 351, 353, 549
 - , Angriff 353
 - , Material-Rundung 353
 - , Veränderung, chemische 353
- Transportmittel 351
- Transversalwelle (siehe auch S-Welle) 478
- Trappbasalte 218
- Trappgranulit 404
- Travertin 368
- Treibhaus-Effekt 359, 527, 530
- Tremolit 39, 121, 142f, 205, 211, 320, 382, 404f, 418, 440, 460f, 466
 - , ACF-Diagramm 453, 462
 - , -Aktinolith 143, 320
 - , -Asbest 39, 143
 - , -Ferroaktinolith-Reihe 142
- trench (engl., siehe auch Tiefseegraben) 489f
- Trennscheiben 57
- Trennung, von Kern und Mantel 550
- Trias 483
- Tridymit 15f, 39, 155f, 162, 263, 467, 500
- trigonal 7
- triklin 5, 7, 10
- Trilobiten 38
- Trinkwasser-Aufbereitung 153
- trioktaedrisch 146, 150
- Tripel 164, 372
- Tripelpunkt 256, 277, 289, 427, 429f
 - , Berechnung 432
 - , Einstoffsystem H₂O 256
 - , System Forsterit-Diopsid-Pyrop 277
 - , System Al₂SiO₅ 427, 429f
- Triphylin 312
- Tritium-Analyse 226
- Triton, Neptunmond 545, 547
- Troilit 68, 494, 500, 509f, 514, 516f, 540, 553, 584
- Trojaner 534f
- Troktolith 192f, 201
- Trona 374
- Trondhjemit 199
- Tropfstein 97
- Trübestrom 353, 357, 362
 - , -Ablagerung 353
 - , Auslösung 362
- Trümmer-Carnallit 80
- Tschermak's Molekül 139, 281, 488

Tschermakit 144
 Tschermak-Substitution 142
 T-Tauri-Sterne 582f
 T-Tauri-Zustand 582
 TTG-Suite 199
 Tuff, vulkanischer 35, 189, 225f, 332
 Tuffit 225
 Tuffring 224
 Tunnelstrukturen 90
 Turbidit 332, 353, 362
 –, Bouma-Zyklen 362
 –, metamorpher 394
 turbidity current (engl., siehe auch Trübeström) 362
 Turbinenschaufeln 228
 Turmalin 8, 18f, 27, 120, 132, 134ff, 311, 314, 317, 357, 420
 –, Alkali- 135f
 –, Ca- 135f
 –, Leerstellen- 135f
 Turmalingreisen 317
 Turmalinisierung, kontaktmetasomatische 386
 Turmalinsonne 134
 Turmalinzange 134
 Tuxtuac, Chondrit 511
 T-X-Diagramm 257ff
 –, System Granit-H₂O 308
 T-X_{H₂O}-Kurven 291
 T-X_{CO₂}-Diagramm 439f
 –, Gleichgewichtskurve, univariante 439
 Tyndall-Streuung 160

U

Überdruck, tektonischer 384
 Übergangselemente 19
 Übergangsmetall 552
 Übergangszone 480, 487, 490
 –, Chemismus 552
 überkritischer Bereich 385
 überkritisches Fluid 256, 309, 385
 Überriesen (Sterne) 583
 Übersättigung 111f
 Überschiebung 323
 –, Granitintrusion 236
 –, kataklatische Metamorphose 390
 UG1-, UG2-Chromitit, Bushveld (Südafrika) 301
 Ugrandit-Reihe 124
 Uhr, isotopische 572
 Uhrenindustrie 162
 Ulexit 105, 374
 –, -Katzenauge 105
 Ullmanit 8
 Ultrahochdruck-Gesteine 162, 398, 433, 447f, 471
 Ultrahochdruck-Metamorphose 56f, 140, 162, 398, 405, 433, 471
 Ultrahochdruckparagenesen 448, 471f
 Ultrakataklasit 390
 ultramafisch 52, 193, 201, 205, 211, 298
 ultramafische Gesteine, Plagioklas-führende 193

Ultramafitit, metamorpher 382
 –, Entwässerungsreaktion 435
 Ultramarin 174
 Ultrametamorphose 379, 415
 Ultramikroanalyse 185
 Ultramylonit 390
 Ultraschall 162
 –, Erzeugung 162
 Ulvöspinell 83, 500, 544
 Umbildungszone, Verwitterung von sulfidischen Erzen 346
 Umkristallisation, isophase 461
 Umwachsungssaum 355
 Umwandlung (siehe auch Transformation)
 –, autometasomatische 420
 –, polymorphe 15, 430, 433
 Umwandlungstemperatur 166
 Umweltschutz 36, 65
 Ungleichgewichtsgefüge 426
 Unstetigkeit 491
 Unstetigkeitsfläche 479f
 Unterkruste
 –, Aufschmelzen 250
 –, kontinentale 482
 –, Clarke-Werte 555
 –, mafische 249
 Unterkrusten-Tonalit 249
 Unterkühlung 168, 259
 Untersättigung 111f
 U-Pb-Methode 90, 116, 448ff
 upper intercept (engl., siehe auch Schnittpunkt, oberer) 575
 Uralit 144f, 205
 Uralitisierung 201
 Uran 34, 91, 574
 –, -Bergbau 40, 328
 –, -Blei-Datierung 574
 –, -Blei-Konkordia-Diagramm 574
 –, -Blei-Methode 124
 –, Erz, -Lagerstätten 40, 91, 311, 327, 347
 –, Roll-Front-Typ 361
 –, Erzgänge 327
 –, Erzminerale 90
 –, Gewinnung 91
 –, -Isotope 90, 574ff
 –, -Minerale 40, 311
 –, sekundäre 328
 –, -Radium-Vanadium-Erze 361
 –, Red-Bed-Typ 361
 –, Verwendung 91
 –, -Zerfall 574
 Uranfarben 91
 Uranglimmer 347
 Uraninit 8, 40, 81, 90f, 311, 327f
 –, Seife 358
 Uranpechblende 91
 Uranpecherz (siehe auch Uraninit) 40, 81, 90f, 327
 Uranus 523ff, 537ff, 581, 596, 589
 Uranus-Monde 543ff
 –, Satelliten 586
 Ureilit 509, 514
 Urin 38
 Urknall 577, 583

Urmaterie 505, 508, 536
 UV (Ultraviolett)
 –, -Fluoreszenz 321
 –, -Korrelations-Spektrometer COSPEC 227
 –, -Optik 80
 –, -Strahlung 160, 543, 582
 Uvit 136
 Uwarowit 124f

V

VAG (Volcanic Arc Granites) 249, 286, 564f
 Valenzausgleich
 –, elektrostatischer 146
 –, gekoppelter 15, 167
 Valenzband 18
 Valenzelektronen 13
 Vanadate 3, 115
 Vanadinit 8, 115, 118, 347
 Vanadium 118, 301
 –, Erzminerale 118
 –, Lagerstätten 236, 301
 Vanadoepidot 131
 Van-der-Waals-Bindung, -
 Bindungsenergien, -Kräfte, -Restkräfte 14f, 53, 69, 107, 146f, 151, 586
 Varianz 428
 Variationsdiagramme, binäre, ternäre 248, 563f
 –, Nb vs. Y 564
 –, Rb vs. (Y+Nb) 564
 –, V vs. Ti 564
 Varistikum 205
 VAT (Volcanic Arc Tholeiites) 280, 563f
 Väterit 38, 100
 –, -Struktur 95
 VEI (vulkanischer Explosivitäts-Index) 221ff
 Venus, Planet 2, 523ff, 525ff, 581, 588
 –, Astronomische Erforschung 526f
 –, Atmosphäre 527
 –, Bahneigenschaften 581
 –, Bergländer 527
 –, Coronae 528f
 –, Eisenkern 551
 –, innerer Aufbau 528
 –, Kern, metallischer 529
 –, Kern-Mantel-Grenze 529
 –, Klima 527
 –, Mantel 529
 –, Oberflächenformen 527
 –, Super-Treibhauseffekt 527
 –, Tektonik 528
 –, Tesserae 528f, 588
 –, Tiefebenen 527
 –, Vulkanismus 528
 Verband, geologischer 32
 Verbiegung 385
 Verbindung
 –, anorganische 4
 –, organische 584
 –, stöchiometrische 263

- „verbotene Zone“ 18
 Verbrennungsgase, Entschwefelung 112
 Verbundwerkstoffe 54
 Verchromung 84
 Verdampfung, Impakt-Metamorphose 393
 Verdelith 136
 Verdichtungswelle (siehe auch P-Welle) 478
 Verdrängung
 –, hydrothermale 297, 314, 320ff
 –, hydrothermal-metasomatische 313
 Verdrängungslagerstätten, hydrothermale 320ff, 335
 –, Blei-Silber-Zink- 322
 –, Blei-Zink (MVT) 335
 –, Kupfer-Arsen- 321
 –, mesothermale 321
 –, Mississippi-Valley-Typ (MVT) 322, 335
 Verdrängungsreaktion 355
 Vererzung, granitgebundene 316
 Vererzungszone, diffuse 320
 Verfestigung
 –, diagenetische 189, 351
 –, sekundäre von Pyroklastiten 225
 Verformung 384, 409
 Verformungsachse 410
 Verformungsrate 412
 Vergreisung 317
 Verhüttung 40, 104
 Verkieselung 163
 –, hydrothermale 329, 420
 Vermiculit 148, 154, 211, 306, 342f, 345
 –, expandierter 154
 –, Ni-haltiger 345
 Vernadit 90, 371
 Verneuil-Verfahren 86, 88
 Verpackungsmaterial 154
 Verrucano 228
 Versenkung 383
 Versenkungsmetamorphose, regionale 399
 Versetzungen, Wandern 413
 Versetzungsdichte 413
 Versetzungsgleiten 413
 Versetzungskriechen 413
 Versteinerungsmittel 36
 Verteilungsgefüge 32
 Verteilungsgleichgewicht 565, 587
 Verteilungskoeffizient 557
 Verwachsung
 –, schriftgranitische 310
 –, zonare 273
 Verwachsungsgefüge, graphisches 311
 Verweildauer in der Erdkruste 570
 Verwerfung 323, 544f
 Verwitterung 35, 339ff, 351, 359, 549
 –, allitische 344
 –, Ausgangsmaterial 339
 –, chemische 339ff
 –, Definition 339
 –, Klimaabhängigkeit 343
 –, mechanische 339ff, 343
 –, siallitische 344
 –, Silikate 341f
 –, subaerische 339, 343
 –, subaquatische 339, 353
 –, subtropische 343
 –, sulfidischer Erzkörper 346ff
 –, tropische 343
 Verwitterungseinfluss 355
 Verwitterungslösungen 342ff, 349
 –, Al-Si-Verhältnis 343
 –, Aluminium 342
 –, Redoxpotential 349
 –, saure 344
 –, Silizium 342
 Verwitterungsneubildung 342, 353, 361
 –, aride Klimazone 342
 –, humide Klimazone 342
 Verwitterungsprodukte 339, 353
 –, allochthone 344
 –, autochthone 344
 Verwitterungsprofil 349
 Verwitterungsreste 353
 Verwitterungszone 341
 Very-Low-Ti-Gruppe (VLT) 500
 Verzinken 65
 Vesta, Asteroid 535f
 Vesuvian 7, 130, 132, 320, 382, 404ff, 418, 466
 –, ACF-Diagramm 453
 Viellinge 70, 88, 99, 176
 Viererringe 3, 119f, 154, 174, 177
 Vierkomponentensystem 452
 Viking-Sonden 515
 viscous emulsion differentiation 253
 Visiergraupen 89, 318
 Viskosität 157, 217, 224, 235, 240, 242ff, 250ff, 280, 287, 299, 309, 495, 543
 Viskositätsmodul 242f
 Vitrinat 364, 383
 Vizinalflächen 134
 VMS-Lagerstätten 315, 332f
 –, Besshi-Typ 332
 –, Cu-Zn-Pyrit-Typ 333
 –, Kuroko-Typ 332, 566
 –, Magnetit-führende 333
 –, metamorph überprägte 332
 –, PGE-Gehalte 333
 –, Uraltyp 333
 –, Zonierung 332
 –, Zyperntyp 332, 566
 Vögel 37f
 Vogesit 194
 Volcanic Arc Granites (VAG) 249, 286, 564f
 Volcanic Arc Tholeiites (VAT) 280, 563f
 Volumen 477
 Vorläufermagma 190
 Vorriff 367
 –, -Schutt 367
 Vredfort-Struktur (Südafrika) 506
 Vulkanausbrüche 222f
 Vulkane
 –, aktive 189, 215, 539f
 –, globale Verteilung 216
 –, ruhende 215f
 –, Tiefenfortsetzung 232
 vulkanischer Bogen 458
 Vulkanismus 35, 215ff, 297, 549
 –, Dampfätigkeit 226ff
 –, explosiver 35, 189, 211, 220ff, 245, 280, 528
 –, Förderung
 –, effusive 189, 217ff
 –, explosive 189, 220ff
 –, extrusive 189, 219f
 –, gemischte 226
 –, Io 539f
 –, Mars 531f
 –, Planeten 588
 –, submariner 35, 217f, 421
 –, Tätigkeit
 –, hawaiianische 221
 –, plinianische 222
 –, strombolianische 222
 –, Venus 528f
 Vulkanite 35, 190ff, 232, 248, 594
 –, Alkali- 207ff
 –, foirdreiche 211
 –, Gesteinsserien 248
 –, IUGS-Klassifikation 192ff
 –, Klassifikation 191ff
 –, chemische 195
 –, mineralogische 191
 –, Mars 530
 –, Mikrofotos 204ff
 –, Q-A-P-F-Doppeldreieck 192
 –, subalkaline 201ff, 594
 –, Zusammensetzung, chemische 195
-
- W**
- Wachstumsgeschwindigkeit 5, 111, 162
 –, Anisotropie 5
 Wachstumswilling 169
 Wackestone 365, 367
 Wad 90
 Wadsleyit 491f
 –, β -Phase 491
 Währungsmetall 50
 Wairakit 394, 436, 460
 –, Entwässerungsreaktion 436
 Walkerde 344
 Wandfliesen 147
 Wärme
 –, -dämmstoff 154
 –, -isolation 149
 –, -leitfähigkeit 17
 –, -leitzahl 17
 –, -schutz 154
 –, -technik 152
 –, -transport, konduktiver 253
 Wärmebeule 398
 Wärmedom 398
 Wärmekapazität 389
 Wärmeleitfähigkeit 4, 389
 Wärmeproduktion, radioaktive 249f
 Wärmetransport, konduktiver 292
 Wärmezufuhr 249
 –, advektive 448
 Waschgold 50
 Waschmittel 104, 377

- Wasser H₂O
 –, -Aktivität 290f, 465
 –, als Verwitterungsagens 340
 –, anomales Verhalten 256
 –, Asteroiden 537
 –, Dissoziation 441
 –, -Druck 174, 437
 –, Einstoff-System 256
 –, Erdmantel 392
 –, flüssiges 256
 –, Flüssigkeitseinschlüsse 182ff
 –, in magmatischen Fluiden, O-Isotopie 566
 –, in metamorphen Fluiden, O-Isotopie 566
 –, Jupiter-Monde 539ff
 –, Löslichkeit
 –, im Magma 243ff
 –, in Silikatschmelzen 226, 243f
 –, Löslichkeitsisobaren 244
 –, Mars 529ff
 –, Marsmond Phobos 534
 –, Merkur 526
 –, meteorisches 315
 –, molekulares 244
 –, Neptun-Mond Triton 545
 –, Partialdruck 385, 433ff, 452, 462
 –, Plutomon Charon 547
 –, Riesenplaneten 538f
 –, Saturn-Monde 542f
 –, Sauerstoff-Isotope 566
 –, Stabilität 348, 441
 –, Überschussphase 433
 –, Uranus-Monde 544
 –, Venus 527, 529
 –, vulkanische Gase 226, 240
 wasserabweisend 147
 Wasseraufbereitung, Wasserreinigung 176, 344
 Wasserdampf 256, 531, 534
 –, -druck $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 174, 241f, 257ff, 265ff, 287ff, 385
 –, Kompressibilität 290
 –, Molvolumen 435
 –, vulkanischer 226
 Wassereis, H₂O-Eis 526, 531, 536, 539f, 542f, 547, 586, 589
 Wasserkalk 363
 Wasserstoff H₂ 348, 441, 577f
 –, Brennen 539, 577f, 583
 –, -Brückenbindungen 93
 –, flüssiger 538f
 –, Fugazität 442
 –, Isotope 565
 –, Isotopen-Standard 565
 –, Jupiter-Mond Ganymed 542
 –, metallischer 538
 –, molekularer 538f
 –, Riesenplaneten 538f
 –, vulkanische Gase 226, 240
 Wasserstoffperoxid 541
 Wattensedimente 362
 Websterit 193
 Wechselfeld, elektrisches 18
 Wechsellagerungs-Tonminerale 154
 Wechselwirkung, elektrostatische 550
 Wechselwirkungsprinzip 13
 Weddelit 38
 Wehrlit 193, 201
 Weinsäure 18
 Weinschönung 153
 Weißbleierz (siehe auch Cerussit) 100
 Weißblech 89
 Weiße Zwerge (Sterne) 583
 Weißkalk 363
 „Weißliegendes“ 363
 Weißpigment 97
 Weißschiefer 471
 welded tuff (engl., siehe auch Ignimbrit) 225
 Welkom-Formation (Witwatersrand-Supergruppe, Südafrika) ged. Gold 359
 Welle
 –, Ausbreitung 479
 –, außerordentliche 23
 –, elektromagnetische 20
 –, ordentliche 23
 Wellenbasis 367
 Wellenfront 20
 Wellengeschwindigkeit 282, 478
 Wellenlänge 20
 Wellenmodell 20
 Wellennormale 20
 Wellenoptik 20
 Wellenstrahl
 –, Bahn 479
 –, Brechung 479
 Wellentheorie 20
 Welterdölproduktion 377
 Weltraummission (siehe auch Raumsonden) 497
 Wentworth-Skala 352
 Werkstoff
 –, keramischer 141
 –, silikatkeramischer 134
 Werkzeugstahl 71
 Werra-Anhydrit (Zechstein) 363
 Werrafolge (Zechstein) 363
 Wetzldorf-Einheit 483
 Wetzschiefer (siehe auch Coticule) 404
 Whewellit 4, 38
 White Smoker 329ff
 Whitlockit 373, 500, 510
 WHO-Fasern 39
 Widia 114
 Widmannstätten-Figuren 51, 518f
 Willemsit 345
 Winchit 143
 Windungsachse 28
 Winkeldiskordanz 33
 Winkelkonstanz, Gesetz 5
 Winonait 514, 519
 Wirbel, heller 503
 wirbellose Tiere 38
 Wirbeltiere 38
 Wirtmineral 182
 Wismut 8, 53
 –, Erzgänge 326f
 –, ged. 8, 53, 327
 Wismut-AG 328
 Wissenschaft, mineralogische 35
 Witherit 40, 95, 101
 Within-Plate Basalts (WPB) 561ff
 Within-Plate Granites (WPG) 249, 287, 563f
 Wolfram 311, 318
 –, Einkristall 114
 –, Erzminerale 113f
 –, Lagerstätten 318
 Wolframate 3, 107, 113f
 Wolframit 113f, 317f
 –, Ausscheidung 314
 –, -erze 318
 –, -gänge 318
 –, Mischkristallreihe 114
 –, Struktur
 Wolframgreisen 114
 Wolframkarbid 114
 Wolframstahl 114
 Wollastonit 40, 137, 141, 211, 320, 382, 389, 405f, 418, 427, 438ff, 454, 462, 466f
 –, ACF-Diagramm 453
 –, Bildung 438
 –, -fasern 40
 –, ICPW-Norm 196
 –, -Marmor 141
 Wollack-Formen bei Granit 32, 340
 Wood-Metall 66
 WPB (Within-Plate Basalts) 561ff
 WPG (Within-Plate Granites) 249, 287, 563f
 Wulfenit 7, 113, 347
 Würfel
 –, Flächendiagonale 8
 –, Raumdiagonale 8
 Würfelzeolithe 176
 Wurfeschlacke 225
 Wurtzit 8, 63, 65f, 331, 335
 –, Struktur 66
 Wüstenrose 110
 Wüstit 441f, 585
 –, Stabilitätsfeld 441
-
- X**
- Xe (Xenon) 90, 527, 530, 538
 Xenokrist 190, 232
 Xenolith 163, 190, 201, 235, 249, 283, 386, 388, 467, 470, 472, 477, 486f, 489, 534
 xenomorph 30, 32, 408
 Xenon-Isotopie 90
 Xenotim 57, 115f
 XRF (engl. X-ray Fluorescence Spectroscopy, siehe auch Röntgenfluoreszenz-Spektroskopie) 196
-
- Y**
- yellow ground (siehe auch Kimberlit-Breccie, verwittert) 225, 486f
 Yellowstone-Supervulkan 223
 yield strength (engl., siehe auch Fließgrenze) 243
 Yttrifluorit 79
 Yttritanit 129

Z

- Zähne 38f
 Zahngold 50
 Zahnschmelz 38
 Zahntechnik 52, 68
 Zechstein
 –, -Becken 363
 –, -Evaporite 376
 –, -Meer 363
 Zehnerringe 177f
 Zellquarz 160
 Zellstoff 377
 –, -herstellung 97
 –, -industrie 59
 Zellschicht 163
 Zement 364
 –, der Zähne 38
 Zementation 346f
 Zementationszone 346f
 Zementindustrie 112, 377
 Zementkalk 363
 Zentralstern 582
 Zeolith 7, 40, 121, 155, 175ff, 205, 208f, 211, 225, 228, 275, 320, 325, 327, 355, 394, 399f, 436
 –, Entwässerungsreaktion 436
 –, Gleichgewichtskurve 436
 –, -Familie 175ff
 –, Kristallstruktur 175f
 –, synthetische 176, 373
 –, technische Bedeutung 176
 Zeolithfazies 175, 458f, 460f
 –, Minerale 460
 Zeolithisierung 420
 Zeolithwasser 175
 Zerbrennen, hydraulisches 385
 Zerfall, Zerfallsprozess, radioaktiver 91, 569ff, 577f, 587f
 –, β - 571, 577
 –, inverser 577
 Zerfallsenergie 571
 Zerfallsgleichung 569ff
 Zerfallskonstante 569f, 576
 Zerfallsprodukte, Tochterprodukte, radioaktive 569ff
 –, von ^{26}Al 585
 –, von ^{41}Ca 585
 –, von U und Th 574
 Zerfallsrate 569
 Zerfallsreaktion, radioaktive 384
 Zerfallsreihe, radioaktive 90, 448, 549, 556, 574
 Zerrklüftung, alpine 329
 Zerrüttungszone 333
 Zersetzung, thermische 393
 Ziegelerz 66, 82, 347
 Ziegelsteine aus polykristallinem Zirkon 124
 Ziegelton 153, 363
 Zigarre 259
 Zink
 –, als metallischer Werkstoff 65f
 –, Erze, Verwitterung 65, 99, 347
 –, Erzgänge 326
 –, Erzminerale 65, 99
 –, Lagerstätten 64, 321f, 326, 334f, 347
 –, Transport 326
 Zinkblende (siehe auch Sphalerit) 29, 40, 64ff
 Zinkit 8
 Zinkspat (siehe auch Smithsonit) 99
 Zinkweiß 65
 Zinn 311, 316
 –, Erzgänge 326
 –, Erzminerale 89
 –, hydrothermale Lösungen 316f
 –, Lagerstätten 311f, 316ff, 326f, 360
 –, -Pegmatit 311f
 –, Silber-Wismut-Erzgänge 326
 Zinnbergbau 317
 Zinngraben 89, 114, 317, 326
 Zinngrübel
 –, bolivianischer 326f
 –, südostasiatischer 318
 Zinnkies (siehe auch Stannin) 89, 327
 Zinnober (siehe auch Cinnabarit) 40, 51, 68
 Zinnseife 89, 360
 Zinnstein (siehe auch Kassiterit) 7, 81, 88f, 113, 128
 Zinnwaldit 148ff, 311
 Zinnzwitter 89
 Zirkon 7, 31, 120ff, 198f, 207, 209, 312, 357, 448, 500, 556f, 574
 –, Altersinformation 448
 –, Analyse 575
 –, Datierung 448, 570, 574f
 –, Isotopenanalyse 448
 –, metamiktischer 575
 –, -Seife 123
 –, -Titan-Pegmatit 312
 –, U-Pb-Datierungen 448, 574ff
 –, zonarer 123, 448
 –, zur Gesteinsklassifikation 191
 Zirkonia 124
 Zirkonium 311
 Zirkon-Niob-Legierungen 124
 Zoisit 130f, 205, 293, 381f, 398, 405, 469f
 –, ACF-Diagramm 453
 Zonarbau
 –, chemischer 573
 –, von Mineralen 4, 123, 134, 200f, 259f, 288, 289, 309, 426, 446
 –, alternierender (oszillierender) 259
 –, inverser 289
 –, normaler 259
 –, von Pegmatiten 309f
 Zone
 –, erniedrigter Wellengeschwindigkeiten 282
 –, Kristallmorphologie 9
 –, tektonisch mobile 215
 –, von Erbenhof-Vohenstrauß (ZEV) 483
 Zonengliederung, nach metamorphen Indexmineralen 395ff
 Zonenreinigung 310
 Zonenschmelzen 310
 Zonenwachstum 184
 Zr-Fluoride 124
 Zr-Verbindungen 124
 Zuckergewinnung, -technologie 97, 100
 Zündzusatz 373
 Zussmanit 382
 Zustand, instabiler, metastabiler, stabiler 429f
 Zustandsparameter, externer 412
 Zustandsvariable 256, 258, 427ff, 442, 452, 557, 568f
 Zweiereinfachkette 141
 Zweiglimmergranite 198
 Zweiphasensystem 221
 Zweischichtstruktur 145, 151f
 Zweistoffsysteme (s. Systeme) 257
 Zwerg, Zwergstern 538f, 583
 Zwergplanet 523, 537, 546f
 Zwillinge 42, 49, 71ff, 82f, 88f, 99, 102, 110, 128, 168ff, 176ff, 392, 413
 Zwillingslamellierung 263
 –, polysynthetische 85ff, 96, 99, 129, 169ff
 Zwischengitterplätze 159f
 Zwitter 317
 Zyklus, salinärer 376

Geographischer Index

A

- Abitibi-Gürtel (Kanada), VMS-Lagerstätte 333
 Aci Castello (Sizilien), Basaltpillows 218
 Aeraeus Mons (Planet Mars), Schildvulkan 531f
 Adamello-Pluton (Ostalpen), Tonalit 199
 Adirondack-Kristallin (New York), Temperatur-Zeit-Entwicklung 449
 Afghanistan 454
 –, Edelstein-Seife 360
 –, Weißschiefer 471
 Afrika 140
 –, Kimberlit 213
 –, -Diatrem 486
 –, -Pipes 224
 –, Silikatbauxit 345
 Afrikanische Platte 216
 Agrigento (Sizilien) Schwefel 59
 Ägypten, Gold 325
 Åheim (Norwegen)
 –, Granat-Lherzolith 489
 –, Peridotit 201
 Aitik (Nordschweden)
 –, IOCG-Lagerstätte 334
 –, Kupfer-Gold 334
 Aklulilac (Kanada), Diamant 55f

- Alaska (USA), Hochdruckgesteine 398
Aldan-Hochland (Sibirien), Gold 324
Aleuten-Graben 216
Alexo Mine (Ontario, Kanada), Nickel-Kupfer 244
Algerien
–, Evaporite 374
–, Phosphorite 373
–, Siderit 322
Allan Hills (Victorialand, Antarktis) 516
Allard Lake (Quebec, Kanada), Ilmenit 302
Allende (Mexiko), Meteoriten-Streufeld 507
Almadén (Spanien), Quecksilber 333
Alnö (Schweden)
–, Fenitisierung 418
–, Karbonatit 211
Alpe Arami (Bellinzona, Tessin), Granat-Lherzololith 489
Alpen
–, Granitpluton 199
–, Hochdruckgesteine 398
–, MVT-Lagerstätte 335
–, Prehnit-Pumpellyit-Fazies 460
–, Spillite 421
–, VMS-Lagerstätte, Besshi-Typ 332
Alpenvorland (nördliches), Mineralzonen, metamorphe 396
Altenberg (Erzgebirge)
–, Granitstock 317
–, Pinge 317
–, Zinn 317
–, Zwitterbänder, -stock 317
Alto Ligonha (Mosambik), Columbit-Tantalit 311
Amazonas-Rift (Brasilien), Blei-Zink (MVT-Lagerstätte) 335
Amazonis Planitia (Planet Mars) 531f
Ambler-Distrikt (Nord-Alaska), VMS-Lagerstätte, Kuroko-Typ 333
Anahí Mine (Bolivien), Citrin 159
Anden
–, Andesit 203
–, argentinische, Kupfer 320
–, bolivianische, Zinn 318, 326f
–, peruanische, Zinn 318
–, südamerikanische
–, Gold 320
–, Porpyry Copper 320
Angola, Anorthosit 201
Annaberg (Erzgebirge), Blei-Zink 326
Antamina (Peru)
–, Kupfer-Zink 321
–, Skarnerz 321
Antarktis
–, Blaueis-Felder, Meteoriten 508
–, Rauer-Gruppe 465
Antarktische Platte 216
Aphrodite Terra (Planet Venus) 527
Appalachen (USA)
–, Blauschieferfazies 467
–, VMS-Lagerstätte, Kuroko-Typ 333
Arabische Platte 216
Ardara (Irland), Granitpluton 236
Ardnamurchan (Schottland), Kegelgänge, Ringgänge 226
Argentinien, Gold 320
Argyle (Westaustralien), Diamantlagerstätte 55, 213
Arizona (USA)
–, Barringer-Krater 391, 506
–, Bentonit 344
Arkansas (USA), Bergkristall 2
Arran (Schottland) 115, 233
–, Granitpluton 236
–, Rhyolith 203
Arsia Mons (Planet Mars), Schildvulkan 531f
Ascension, Mantel-Plume 493
Asgard (Jupiter-Mond Kallisto), Einschlagbecken 542
Ashanti (Ghana), Gold 324
Atacama-Wüste (Chile), Nitrate 103, 374
Atbashy-Komplex (Kasachstan), Coesit 471
Athabaska-Becken (Saskatchewan, Kanada), Uran 328
Äthiopien, Columbit-Tantalit 311
Atlantis-II-Tief (Rotes Meer), Sedex-Lagerstätte 334
Átna (Sizilien) 215f, 475
–, Ausbruch 217
–, Dampf­tätigkeit 239
–, Stratovulkan 226
Aue (Erzgebirge), Uran 40, 327
Aufhauen (Nördlinger Ries), Coesit 393
Australien
–, Gold 320, 324
–, Komatiit 205
–, Lamproit 487
–, Meteorit 508f
–, Monazit 116
–, Silikatbauxit 345
–, Tektite 520
–, Versenkungsmetamorphose 399
–, Woodruff-Thrust-Zone 391
–, Zirkon 124
Auvergne (Zentralfrankreich)
–, Basanit 209
–, Phonolith 209
–, Tephrit 209
–, Trachyt 209
Azoren
–, Mantel-Plume 493
–, Trachyt 209
-
- B**
- Bad Brambach (Erzgebirge), Radonbad 40
Bad Ems (Rheinisches Schiefergebirge), Blei-Zink 326
Bad Kreuznach (Nahe), Radonbad 40
Bad Lauterberg (Harz), Hämatit 328
Bad Schlema (Erzgebirge), Radonbad 40
Baden, Minette-Erz 370
Bafq-Distrikt (Iran), Oxiderz 334
Bagagem (Brasilien), Perowskit 88
Baguio (Philippinen), Gold 325
Bahamabank (Karibik), Dolomit-Bildung 368
Baikalsee (Sibirien), Oxiderz 334
Baja de la Alumbreira (Argentinien), Gold 320
Balchasch-See (Kasachstan)
–, Aplitgranit 170
–, Mikroklin 170
–, Plagioklas 170
Ballachulish (Schottland)
–, Intrusivkomplex 388
–, Tonschiefer 400
Ballarat (Australien), Gold 324
Baltis Vallis (Planet Venus), Lava-Tunnel 528
baltischer Schild, Sulfiderz 418
Banat (Rumänien), Siderit 322
Bancroft (Ontario, Kanada), Pegmatit 111
–, Uran-führende Pegmatite 91, 311
Bangka (Indonesien), Zinn 318
Basal Reef (Witwatersrand, Südafrika), ged. Gold 360
Banska Stiavnica (Schemnitz, Siebenbürgen), Gold, Kaolin 344
Barberton Greenstone Belt (Südafrika)
–, Alter 324
–, Gold 324
Barr-Andlau (Vogesen), Kontakthof 387
Barringer-Krater (Arizona) 391, 506
Basal Reef (Witwatersrand-Supergruppe, Südafrika), ged. Gold 360
Basin and Range Province (USA), Alkali-(Olivin-)Basalte 209
Bathurst (New Brunswick, Kanada), VMS-Lagerstätten, Zyperntyp 332
Bayerischer Wald
–, Cordierit-Gneis 464
–, Diorit 199
–, Gabbro 201
–, Granitpluton 199
–, Kristallin, variscisches 396
–, Migmatit 415
–, Pegmatit 311
–, Pfahlquarz 329
–, Rauchquarz 159
Bayern, Bentonit 344
Bay-of-Islands (Neufundland, Kanada), Ophiolith-Komplex 481
Bendigo (Victoria, Australien), Gold 324
Bengalen (Indien), Pegmatit 311
Benue-Trog (Nigeria), Blei-Zink (MVT-Lagerstätte) 335
Bergen (West-Erzgebirge), Granitpluton, Kontakthof 387, 466
Bergisches Land, Blei-Zink 326
Berkreim-Sogndal (Norwegen), Layered Intrusion 237
Bernic Lake (Manitoba, Kanada), Pegmatit 311
Besshi, Schikoku (Japan), VMS-Lagerstätte, Besshi-Typ 332
Betze Post (Nevada), Gold 322
Bieber (Spessart)
–, Buchit 467
–, Co-Ni-Bi-Gänge 327
–, Siderit 322
–, Spateisenstein 322

- Bihar-Orissa-Gebiet (Indien), BIF, Superior-Typ 370
- Bilbao (Nordspanien), Siderit 322
- Billiton (Indonesien), Zinn 318
- Bingham (Utah)
–, Gold 320
–, Kupfer 320
- Black Hills (South Dakota), Pegmatit 311f
- Bleiberg-Kreuth (Kärnten), Blei-Zink (MVT-Lagerstätte) 335
- Blind-River-Gebiet (Ontario)
–, fossile Goldseife 360
–, Uran 91
- Boddington (Perth, West-Australien)
–, Gold 320
–, Residual-Lagerstätte 346
- Böhmen, Tektite 520
- Böhmerwald
–, Granitpluton 199
–, Migmatit 415
- Böhmisches Mittelgebirge
–, Basanit 209
–, Foidmonzodiorit 208
–, Foidmonzogabbro 208
–, Granat-Seife 360
–, Phonolith 209
–, Tephrit 209
–, Trachyt 209
- Boliden (Schweden), Sulfid-Skarnerz 418
- Bolivianischer Zinn Gürtel, Zinn-Silber-Wismut-Erzgänge 326
- Bolivien
–, Antimonit 328
–, Mangan 371
- Bor (Serbien), Kupfer 320
- Bornholm (Dänemark), Granit-Verwitterung 340
- Bosumtwi-Krater (Ghana)
–, Impakt 520
–, Tektite 520
- Botswana, Mond-Meteorit (Achondrit) 499
- Boulder-Batholith (Montana), Kupfer 325
- Brandberg-Batholith (Namibia) 233f
- Brandholz-Goldkronach (Fichtelgebirge), Gold 325
- Brasilien
–, Achat 159f, 228
–, Amethyst 159f
–, Diamant 55
–, Hämatit 86
–, Kaolin 344
–, Monazit 116
–, Pegmatit 311
–, Rauchquarz 159
–, Sodalith 174
- Braubach (Rheinisches Schiefergebirge), Blei-Zink 326
- Breisach (Oberrhein), Seifengold 358
- Bristol (England), Coelestin 109
- British Columbia (Kanada), Goldseifen 358
- Brocken-Granit, Harz 234
- Broken Hill (New South Wales, Australien)
–, Blei-Silber-Zink 64
–, Blei-Zink (Sedex, Kieslager) 334f
–, Wolfram 334
- Broken-Ridge-Plateau (Süd-Indik), submarine Flutbasalte 219
- Burma (Myanmar)
–, Zinn-Wolfram 318
–, Zirkon 124
- Bushveld-Komplex (Südafrika)
–, Chromit 84, 300f
–, Chromitit-Bänder 301
–, Gabbro 201
–, Layered Intrusion 236, 274
–, magmatische Schichtung 252
–, Merensky-Reef 303
–, Platin 301f
–, Platreef 304
–, Titanomagnetit 302
- Butte (Montana), Kupfer 320, 325
-
- C**
- Cadia Hill (Australien), Gold 320
- Cajamarca-Distrikt (Peru), Gold 320
- Caloris-Becken (Planet Merkur) 526
- Campi Flegrei (bei Neapel, Italien)
–, Fumarolentätigkeit 227
–, Gefahrenpotential 222
- Cananea (Mexiko)
–, Gold 320
–, Kupfer 320
- Carancas (Titicaca-See, Peru) Meteorit (Chondrit) 508, 512
- Carlin, Nevada, Gold 322
- Carlsbad, New Mexico, Guano 373
- Carrara (Italien), Marmor 97, 404f
- Cave-in-Rock-Distrikt (Illinois und Kentucky, USA)
–, Fluorit (MVT) 335
–, MVT-Lagerstätte 335
- Centre-Hill-Komplex (Kanada), magmatische Schichtung 251
- Cerro Colorado (Panama), Kupfer 320
- Cerro de Potosi (bolivianischer Zinn Gürtel), Zinn, Silber 327
- Cerro de Mercado (Mexiko)
–, Eisenerz 305
–, Magnetit-Apatit 305, 334
- Cerro Matoso (Kolumbien), Nickel 345
- Chanaracillo (Chile), Proustit 74
- Chanpo (Dachang, China), Sedex-Lagerstätte 335
- Chibina (Kola-Halbinsel), Magnetit-Apatit 305
- Chicxulub-Krater (Yucatán, Mexiko) 506f
- Chihuahua, Meteorit Allende 513
- Chile
–, Gold 320
–, Nitrate 374
–, Pallasit Ilmalic 517
–, Proustit 74
- China, VR
–, Monazit 116
–, Wolfram 318
- Chingolobwe (Provinz Shaba, Kongo/Zaire), Uran 328
- Chryse Planitia (Planet Mars), Hochland 532
- Chuquicamata (Chile)
–, Gold 320
–, Kupfer 320
- Cínovec (Zinnwald, Erzgebirge, Tschechien), Zinn 317f
- Clausthaler Gangrevier (Oberharz), Blei-Zink 326
- Climax-Mine (Colorado), Molybdän 318
- Clinton (Alabama), Eisen (BIF) 370
- Cloncurry (Queensland, Australien), Gold 346
- Cobalt (Ontario, Kanada), Silber-Kobalt 327
- Cocos-Platte 216
- Coeur d'Alene-Bezirk (Idaho), Blei-Silber-Zink 326
- Colorado (USA)
–, Amazonit 171
–, Kupfer 363
- Colorado-Plateau, Uran 361
- Columbia River (USA), Flutbasalte 218
- Comstock Lode (Nevada)
–, Gold 325
–, Kaolin 344
- Conakry (Guinea), Laterit-Eisenerz 345
- Coolgardie (West-Australien), Gold 346
- Cornwall (SW-England)
–, Kaolin 344
–, magmabundene Lagerstätte 316
–, Zinnseifen 360
–, Zinn-Wolfram 316f
- Cortez (Nevada), Gold 322
- Crater Lake (Kaskaden-Provinz, Oregon), kalkalkalische Vulkanit-Serie 248
- Criffel (Schottland), Granitpluton 236
- Cripple Creek (Colorado)
–, Gold 325
–, Kaolin 344
- Cueva de los Cristales, Naica-Mine, Santo Domingo (Chihuahua, Mexiko)
–, Gipshöhlen 110ff
–, Riesenkristalle von Gips 111
- Cuyuna-Range (Minnesota), Eisen (BIF, Superior-Typ) 370
-
- D**
- Dabie Shan (China)
–, Coesit 162, 399, 471
–, Diamant 56, 399, 472
- Dakota (USA), Gold 324
- Dalmatien, Kalkbauxit 345
- Dalnégorsk, Primorskij Kraj (Ostsibirien)
–, Galenit 64
–, Pyrrhotin 67
- Dalradian (schottische Kaledoniden), metamorphe Mineralzonen 395
- Damara-Gürtel, -Orogen (Namibia)
–, Falte 394
–, metamorphe Mineralzonen 396
–, Metaturbidit 407
–, Migmatit 414
- Dänemark, Evaporite 376
- Dannemora (Adirondacks, New York), Zirkon 123

- Dar al Gani (Libyen), Mars-Meteorit (Shergottit) 515
- Davetsaub (Khomas-Hochland, Namibia), Migmatit 414
- Deccan-Trappbasalte (Indien)
–, Lavadecken 218f
–, Silikatbauxit 345
- Desaguadero (Titicaca-See, Peru), Meteorit Carancas 508
- Deutschland, Kalisalze 377
- Dinariden, Ophiolith-Komplex 481
- Donezbecken, Quecksilber 333
- Doniambo (Neukaledonien), Nickel 345
- Dora-Maira-Massiv (italienische Alpen)
–, Coesit 162, 399, 448, 471f
–, Granat-Quarzit 471
–, Ultrahochdruckgestein 448
- Dornot (Mongolei), Uran 91
- Drachenfels (Siebengebirge)
–, Lavadom (Quellkuppe) 220
–, Trachyt 209, 221
- Dreiser Weiher (Eifel), Peridotit 202f
- Dreislar (Sauerland), Baryt 329
- Duluth (Minnesota)
–, Gabbro-Komplex, Fe-Ti-Oxide 302
–, Layered Intrusion 237
- Dundas (Tasmanien), Krokoit 112
- Duppauer Gebirge (Nordböhmen)
–, Leucitbasanit, –Leucittephrit 209
- Durango (Mexiko)
–, Eisenerz 305
–, Magnetit-Apatit 305, 334
- Dziedzioniów (Reichenberg, Schlesien), Granit 30
-
- E**
- Eagle's Nest (Kalifornien), ged. Gold 50
- Echassières (Frankreich), Pegmatit 311
- Ecuador, VMS-Lagerstätten, Zyperntyp 332
- Eger-Graben, Thermen 227
- Ehrenfriedersdorf (Sächsisches Erzgebirge), Pegmatit 308f
- Eifel
–, Alkali(Olivin-)basalt 209
–, Maar 224
–, Tholeiitbasalt 205
- Elfenbeinküste (Westafrika), Tektite 520
- El Indio (Chile), Gold 325
- El Chichón (Mexiko), Plinianischer Ausbruch 216, 223
- Elba, Hämatit 321
- Elbtalzone (Sachsen), Monzonit 208
- Elgersburg (Thüringer Wald), Mangan 328
- Elysium Planitia (Planet Mars) 532
- Elysium-Schwelle (Planet Mars) 530, 532
- Emperor (Fidschi-Inseln), Gold 325
- England, Evaporite 376
- Epupa-Komplex (Namibia)
–, basischer Granulit 426
–, Ultrahoch-Temperatur-Metamorphose 465
- Erbendorf (Oberpfalz), Grünschieferzone 483
- Erbendorf-Vohenstrauß, Zone von, Krustenprofil 483
- Ernest Henry (Queensland, Australien), Gold 334
- Erzberg (Steiermark), Siderit 322
- Erzberg, Hüttenberger (Kärnten), Siderit 322
- Erzgebirge
–, Baryt 329
–, Bergbau 317, 326f
–, Blei-Silber-Zink 326
–, Coesit 162, 399, 471
–, Diamant 56, 399, 472
–, Eklogit 469f
–, Gold 325
–, Granitpluton 199
–, Hämatit 328
–, Pluton 234
–, Teufenunterschied 348
–, Wolfram 318
–, Zinn 317
–, Zinnseifen 360
- Esperito Santo (Brasilien), Chrysoberyll 82
- Etendeka-Gebiet (Afrika)
–, Flutbasalte 218
–, Vulkanite 233
- Etoscha-Pfanne (Namibia), Evaporite 374
- Euganeen (Norditalien)
–, Andesit 203
–, Rhyolith 203
- Eurasische Platte 216
- Europa (Jupiter-Mond), Pwyll, Einschlagkrater 540
- Explorer-Rücken (Pazifik), Massiverzhügel 331
-
- F**
- Fairbanks (Alaska), Gold 324
–, Seife 358
- Falun (Schweden), Sulfiderz 418
- Farm Hoba-West (Namibia), Eisenmeteorit (Ataxit) 51, 392, 507, 519
- Felbertal (Hohe Tauern, Österreich), Scheelit 334
- Fen-Distrikt (Norwegen) 418
–, Hämatit 419
–, Karbonatite 211, 213
–, Niob 419
- Fichtelgebirge (Oberfranken)
–, Pluton 199, 234
–, Radon 41
–, Rauchquarz 159
- Finnland, Kimberlite 213
- Fischfluss-Canyon (Namibia), Diskordanz 33
- Flamanville (NW-Frankreich), Granitpluton 236
- Florida
–, Dolomit-Bildung 368
–, Phosphor 373
- Fongen-Hyllingen (Norwegen), Layered Intrusion 237
- Fort Benton (Wyoming), Bentonit 344
- Franciscan Formation (Kalifornien) 467
–, Blauschieferfazies 467
–, Hochdruckgesteine 398
–, paired metamorphic belt 398
- Franken, Minette-Erze 370
- Frankreich (Ile de Groix), Blauschieferfazies 467
- Französisches Zentralmassiv
–, Baryt 329
–, Fluorit 329
–, Uran 328
- Freiberg (Erzgebirge), Blei, Zink 326
- Fuchsgraben (Vorspessart), Staurolith-Glimmerschiefer 400f
- Fürstenstein (Bayerischer Wald), Granodiorit 200f
-
- G**
- Gabun (Äquatorialafrika)
–, Mangan 371
–, Uran 90, 328
- Galeras (Kolumbien), Vulkan 221
- Gamsberg (Südafrika), Blei-Zink (Sedex, Kieslager) 323, 334
- Gangrevier, westerzgebirgischens 327
- Gemsbock-River-Formation (Damara-Orogen, Namibia), Falte 394
- Geophysical Laboratory, Carnegie Institution, Washington, D.C. (USA) 255
- Georgia (USA)
–, Kaolin 344
–, Tektite 520
- Ghana
–, Gold 324
–, Mangan 371
- Gibeon (Namibia), Meteoriten-Streufeld 507
- Gipul Catena (Jupiter-Mond Kallisto), Kraterkette 542
- Glattbach (Vorspessart), Pegmatit 310
- Goldene Meile (Kalgoorlie, Westaustralien), Gold 324
- Goldkronach (Fichtelgebirge), Antimonit 328
- Goldküste (Ghana), Gold 324
- Golf von Kalifornien, Sedex-Lagerstätten 334
- Golf von Mexiko, Salzdiapire, Erdöl 377
- Gorduno (Tessin, Schweiz), Granat-Peridotit 408
- Goslar (Harz), Sedex-Lagerstätte 334
- Gran Canaria, Moganit 163
- Grängesberg (Schweden), Eisenerz 305
- Granitmassiv, westerzgebirgisches, Kontaktaureole 386
- Granulit-Gebirge, Sächsisches 465
- Grasberg (Irian Jaya = West-Neuguinea, Indonesien), Gold 320
- Great Bear Lake (North-West Territories, Kanada) 328
- Great Dyke (Simbabwe) 301
–, Chromit 301
–, Layered Intrusion 236
–, PGE-Lagerstätte 304
- Great Tonalite Sill (Alaska/British Columbia) 236
- Greenbushes-Pegmatit (West-Australien) 311

- Greenvale (Queensland, Australien), Nickel 345
- Griechenland
–, Kalkbauxit 345
–, Vourinos-Ophiolith-Komplex 481
- Grönland
–, Alkalifeldspat-Granit 207
–, Pegmatit 312
–, Tholeiitbasalt 205
- Groote Eylandt (Nord-Australien), Mangan 371
- Großer Ararat (Türkei), Olivintholeiit 206f
- Großer Geysir (Island) 228
- Grube Clara (Oberwolfach, Schwarzwald), Fluorit 79, 329
- Grube Himmelfürst-Fundgrube (bei Brand-Erbisdorf, Erzgebirge), Erzgang 323
- Grunehogna-Nunatak (Dronning-Maud-Land, Antarktika), Diorit-Intrusion 236
- Guantanamo (Venezuela), Diamant 55f
- Guayana
–, Eisen (BIF, Algoma-Typ) 370
–, Laterit-Eisenerz 345
- Gunflint-Range (Ontario, Canada), BIF, Superior-Typ 370
-
- ## H
- Habachtal (Hohe Tauern), Blackwalls 420
- Haemus Mons (Jupiter-Mond Io), Vulkan 540
- Hagendorf (Oberpfalz), Pegmatit 312
- Hakone (Honshu, Japan), geothermisches Feld 394
- Halemaumau, Lavasee (Hawaii) 219
–, Gase 240
–, Temperaturverteilung 241
- Halle (Sachsen-Anhalt), Kaolin 344
- Hamersley Range (West-Australien), Eisen (BIF, Superior-Typ) 370
- Hamlin Pool, Shark Bay (Westaustralien), Stromatolithe 37
- Harding-Pegmatit (New Mexico) 310
- Harliberg (b. Vienenburg), oolithischer Kalkstein 356
- Hartkoppe (bei Sailauf, Spessart), Rhyolith 204f
- Harz
–, Baryt 329
–, Bergbau 324f
–, Blei-Zink
–, Erzgänge 326
–, Sedex-Lagerstätte 334
–, Dachschiefer 400
–, Fluorit 329
–, Gabbro 201
–, Granitpluton 199
–, Grauwacke 356
–, Peridotit 201
- Harzvorland, sedimentäre Eisenerze 371
- Hawaii
–, aktiver Vulkanismus 215f
–, Alkali(Olivin-)basalte 209
–, Basalt 197
–, Magma-Kammer 190
–, Mantel-Diapir, -Plume 490, 493
–, Tholeiitbasalt 205
- Hegau, Phonolith 209
- Hekla-Vulkan (Island) 216, 241
- Hellas-Becken (Planet Mars), Impakt-Becken 530, 532
- Henderson-Mine (Colorado), Molybdän 318
- Herculaneum (Neapel), Aschenstrom 222
- Herschel (Saturnmond Mimas), Krater 543
- Himalaya-Gebirge, Coesit 471
- Hindukush-Zone, Kontinent-Kollision 399
- Hirschau-Schnaittenbach (Oberpfalz), Kaolin 344
- Hlinik (Ungarn), Pechstein 206f
- Hoangho (China), Löss 361
- Hoba West-Farm (Grootfontein, Namibia)
–, Eisenmeteorit (Ataxit) 51, 392, 507
- Hohe Tauern, Gold 325
- Hohentwiel (Hegau) 220
- Holzappel-Bad Ems-Braubach, Blei-Zink 326
- Holzmaden (Württemberg), Posidonienschiefer 362
- Homestake Mine (Süd-Dakota), Gold 324
- Howard's Pass (Kanada), Blei-Zink (Sedex, Kieslager) 334
- Huelva-Distrikt (Südspanien), Kupfer (VMS-Lagerstätte, Kuroko-Typ) 333
- Hunan (China), Antimonerz 328
- Hunza-Tal (Kaschmir), Zirkon 123
- Hüttenberg (Kärnten), Siderit 322
- Hyderabad (Indien), Citrin 159
-
- ## I
- I.G. Farbenindustrie A.G. Bitterfeld, Igmald 133
- Iberischer Pyrit-Gürtel, Kupfer (VMS-Lagerstätte) 333
- Iberisches Massiv, Kaolin 344
- Idar-Oberstein (Nahe), Achat 228
- Idrija (Krain, Slowenien), Quecksilber 68, 333
- Iglesias (Sardinien), Blei-Zink 322
- Ile de Groix (Frankreich), Blauschieferfazies 467
- Ilfeld (Harz), Mangan 328
- Ilimaussaq (Grönland), Uraninit 91
- Illinois (USA), Fluorit (MVT-Lagerstätte) 329, 335
- Ilmenau (Thüringer Wald), Mangan 328
- Imandra (Kola-Halbinsel, Russland)
–, Chromit 301
–, Layered Intrusion 301
- Imilac (Chile), Pallasit 517
- Indien
–, Citrin 159
–, Deccan-Trapp Flutbasalte 218
–, Diamant 55
–, Monazit 116
–, Palni Range, Ultrahochtemperatur-Metamorphose 465
–, Sodalith 174
- Indische Platte 399, 216
- Indischer Ozean, Manganknollen 371
- Indochina, Tektite 446
- Indonesien
–, Kupfer (VMS-Lagerstätten, Zyperntyp) 332
–, Laterit-Eisenerz 345
–, Ophiolith-Komplex 481
–, Silikatbauxit 345
–, Zinn-Wolfram 318
- Inn, Seifengold 358
- Io (Jupiter-Mond)
–, Haemus Mons, Vulkan 540
–, Loki-Region, Lavasee 540
- Irai (Rio Grande do Sul, Brasilien)
–, Achat 160
–, Amethyst 160
- Irkutsk am Baikalsee (Sibirien), Eisen 334
- Iron Mountain (Missouri), Eisenerz 305
- Isar, Seifengold 358
- Ischia (Italien), Trachyt 209
- Isergebirge, Granitpluton 199
- Ishtar Terra (Planet Venus) 527
- Island 216
–, effusive Förderung 218
–, Geysir 228
–, Plateaubasalt 218
–, Rhyolith 203
–, Tholeiitbasalt 205
- Istrien, Kalkbauxit 345
- Itabira (Brasilien), BIF 369
- Italien, Kalkbauxit 345
- Iveland (Norwegen), Monazit 116
- Ivrea-Zone (Valle Strona, Südalpen)
–, Amphibolitfazies 482
–, Granulitfazies 482
–, Karte, geologische 483
–, Krustenprofil 481f
–, Peridotit 201
–, Profil, seismisches 484
- Ivuna (Tansania), Meteoriten-Fall 513
- Iwaneng (Botswana)
–, Diamant 55f
–, Framesit 57
- Izalco (El Salvador), Vulkan „Leuchtturm des Pazifik“ 215
-
- ## J
- Jabiluka (Northern Territory, Australien), Uran 328
- Jachimov (St. Joachimsthal, Tschechien), Uran 40, 90, 327f
- Jacobi (Ostkarpathen, Rumänien), Mangan 371
- Jagersfontein (Südafrika), Diamant 55f
- Jakutien
–, Diamant 55
–, PGE-Seifen 358
- Jangxi-Provinz (VR China), Zinn 318
- Japan
–, Blauschieferfazies 467
–, Hochdruckgesteine 398
–, Kupfer (VMS-Lagerstätten,

- Zyperntyp) 332
 –, Zeolith-Fazies 460
 Japan-Graben 216
 Java, Coesit 471
 Jenissei (Sibirien)
 –, Gold 324
 –, Seife 358
 Jilin (VR China), Meteoriten-Streufeld 507
 Joe Wright Mountain (Arkansas),
 Eisenmeteorit (Oktaedrit) 51
 Joplin (Missouri), Blei-Zink (MVT-
 Lagerstätte) 335
 Juan-de-Fuca-Platte 216, 220
 Jubilejnaja-Grube (Jakutien), Diamant 55f
 Jugoslawien, Antimonit 328
 Juttulhogget (Droning Maud Land,
 Ostantarktika), magmatische Gänge 34
- ## K
- Kaiserstuhl
 –, Basanit 209
 –, Foidmonzodiorit 208
 –, Foidmonzogabbro 208
 –, Leucitbasanit 209
 –, Leucittephrit 209
 –, Phonolith 209
 –, Tephrit 209
 Kalabrien, Blauschieferfazies 467
 Kalahari (Botswana), Achondrit Kalahari
 008 499
 Kalahari-Erzfeld (Transvaal, Südafrika),
 Mangan 371
 Kaledoniden, Kupfer (VMS-Lagerstätten,
 Besshi-Typ) 332
 Kalgoorlie (West-Australien), Gold 324
 Kalifornien (USA)
 –, Borat 374
 –, Franciscan Formation, Blauschiefer-
 fazies 467f
 –, Gold
 –, Gold-Quarz-Gänge 324
 –, Seife 358
 –, Halit 78
 –, Pegmatit 310
 –, Quecksilber 333
 Kalkalpen, Blei-Zink (MVT-Lagerstätten) 335
 Kalkutta (Indien), Charnockit 404
 Kallisto (Jupiter-Mond) 542
 Kalmakyrsk (Usbekistan), Gold 320
 Kambalda-Distrikt (West-Australien),
 Nickel-Kupfer 305
 Kambodscha, Zirkon 124
 Kanada
 –, Acasta-Gneis-Komplex 505
 –, Anorthosit 201
 –, Diamant 55
 –, Kalisalze 377
 –, Kimberlit 213
 –, -Diatrem 486
 –, Komatiit 205
 –, MVT-Lagerstätten 335
 Kanadischer Schild
 –, gebänderte Eisenformation (BIF) 443
 –, Gold 324
 –, Migmatit 415
 Kanarische Inseln
 –, Basanit 209
 –, Mantel-Plume 493
 –, Phonolith 209
 –, Tephrit 209
 –, Trachyt 209
 Kankan (Guinea) Diamant 55f
 Kansas (USA), Blei-Zink (MVT-Lagerstätte)
 335
 Kaoko-Gürtel (Namibia)
 –, Kyanit-Zone 444
 –, metamorphe Mineralzonen 343
 Karabugas-Bucht (Kaspisches Meer),
 Evaporit-Bildung 376
 Karibik, Dolomit-Bildung 368
 Karibische Platte 216
 Karlsbad (Karlovy Vary, Tschechien)
 –, Kaolin 344
 –, Sprudelstein 228
 –, Thermen 227
 Kärnten, Blei-Zink (MVT-Lagerstätte) 335
 Karoo-Gebiet (Afrika)
 –, Flutbasalt 218
 –, Sedimente 233
 Karpaten
 –, Andesit 203
 –, Antimonit 328
 –, Nephelinsyenit 208
 –, Rhyolith 203
 –, Staublunge bei Bergleuten 39
 Kasseler Grund (Bieber, Spessart), Buchit 467
 Katzenbuckel (Odenwald), Shonkinit 208
 Kehre (Höllental, Schwarzwald), Diatexit
 415f
 Keiko-Erzzone (Japan), Kupfer (VMS-
 Lagerstätte) 333
 Keivy (Kola-Halbinsel, Russland), Staurolith
 128
 Kemmlitz (Sachsen), Kaolin 344
 Kempirsai-Massiv (Ural), Chromit 301
 Kentucky (USA)
 –, Fluorit 329, 335
 –, MVT-Lagerstätten 335
 Kenticha Mine (Äthiopien), Columbit-
 Tantalit 311
 Kerguelen-Plateau (Süd-Indik), submarine
 Flutbasalte 219
 Keweenaw-Halbinsel (Lake Superior,
 Michigan), Kupfer 48, 320
 Khomas-Hochland (Namibia),
 Metaturbidite 407
 Kidd Creek (Timmins, Ontario), VMS-
 Lagerstätte 333
 Kilauea (Hawaii)
 –, aktiver Lavavulkan 215ff, 219, 240f
 –, Explosivitäts-Index 221
 –, Pahoehoe-Laven 217
 –, vulkanische Gase 240
 Kimberley (Südafrika), Diamant-Mine Big
 Hole 55f, 486
 King Island, Skarnerz 321
 Kings Mountain (North Carolina), Pegmatit
 311
 Kinnekulle (Schweden), Chondrite 512
 Kinzigtal (Schwarzwald), Blei-Zink 326
 Kirchberg (Vogtland), Rauchquarz 159
 Kirkland Lake (Kanada)
 –, Eisen (BIF, Algoma-Typ) 370
 –, Gold 324
 Kiruna (Nordschweden)
 –, Eisenerz 305
 –, Magnetit-Apatit 305, 334
 Klondike-Distrikt (Alaska), Gold 358
 Knollengürtel (nördl. Pazifik),
 Manganknollen 372
 Kodaro-Udoka-Becken (Sibirien),
 Buntmetalle 363
 Koehn Dry Lake (Kalifornien), Halit 78
 Koffiefontein (Südafrika), Diamant 55f
 Kokchetav-Komplex, -Massiv (Kasachstan)
 –, Coesit 471
 –, Diamant 56, 399, 472
 Kola-Halbinsel (Russland)
 –, Chromit 301
 –, Karbonatit 211
 –, Layered Intrusion 301
 –, Nephelinsyenit 208
 –, Staurolith 128
 –, Tiefbohrung 187, 477
 Kolar-Distrikt (Mysore, Indien), Gold 324
 Kolumbien
 –, Gold, Seife 358
 –, Kupfer (VMS-Lagerstätten,
 Zyperntyp) 332
 Komati River (Südafrika), Komatiit 205
 Kombat (Namibia)
 –, Kupfer 322
 –, Kupfer-Arsen 322
 Kondjor (Ostsibirien)
 –, Ferroplatin 52
 –, PGE-Seifen 52, 358
 Kongo, Republik (Zaire)
 –, Pegmatit 311
 –, Zinnseife 360
 Kongo-Kraton, Migmatit 415
 Kongsberg (Südnorwegen), ged. Silber 327
 Kontinentale Tiefbohrung, Oberpfalz (KTB)
 187, 477, 482f
 Korea, Zinn-Wolfram 318
 Korsika, Blauschieferfazies 467
 Kosaka-Distrikt (Japan), Kupfer (VMS-
 Lagerstätte, Kuroko-Typ) 332
 Kounrad (Kasachstan), Kupfer 320
 Kovdor (Kola-Halbinsel, Russland),
 Magnetit-Apatit 305
 Krafla (Island), geothermische Energie 228
 Krakatau (Indonesien), 216
 –, explosiver Vulkanismus 220, 223
 Krasnojarsk (Sibirien), Pallasit 516
 Kreta (Griechenland)
 –, Blauschieferfazies 467
 –, Hochdruckgürtel 399
 –, Lawsonit-Blauschieferfazies 468
 Kristallin, sächsisch-thüringisches,
 Porphyroide 408
 Krivoj Rog (Ukraine), Eisen (BIF, Superior-
 Typ) 370
 KTB (Kontinentale Tiefbohrung, Oberpfalz)
 187, 477, 482f

- Kuba
 –, Chromit 301
 –, Laterit-Eisenerz 345
 –, VMS-Lagerstätten, Zyperntyp 332
 Kuke (Kalahari, Botswana), Achondrit
 Kalahari 008 499
 Kunene-Intrusiv-Komplex (Süd-Angola,
 Nord-Namibia)
 –, Anorthosit 201
 –, Fenitisierung 419
 Kupfergürtel, sambischer (Afrika), Kupfer
 364
 Kurilen-Graben
 Kuroko-Erzzone (Japan), Kupfer (VMS,
 Kurokotyp) 333
 Kursk (Ukraine), Eisen (BIF, Superior-Typ)
 370
 Kykladen-Kristallin 396ff
 –, Hochdruckgesteine 398
 –, Mitteldruckgürtel 399
-
- L**
- L'Aigle (Paris), Meteoritenfall 516
 La Charme (Vogesen), Granat-Lherzolith
 489
 Lago Maggiore (Westalpen), seismisches
 Profil 484
 La Escondida (Chile), Gold 320
 Laacher See (Eifel) 216
 –, Basanit 209
 –, Foidite 211
 –, Leucitbasanit 209
 –, Leucitephrit 209
 –, Phonolith 209
 –, Plinianischer Ausbruch 222f
 –, Sanidinite 419
 –, Sanidinitfazies 467
 –, Tephrit 209
 Labrador-Trog (Kanada), Eisen (BIF,
 Superior-Typ) 370
 Lac de Gras (Kanada), Diamant 55f
 Lac-Saint-Jean Komplex (Quebec, Kanada),
 Anorthosit 201
 Lac Tio (Allard Lake, Kanada), Ilmenit 302
 Ladolam (Papua-Neuguinea), Gold 325
 Lahn-Dill-Gebiet (Hessen)
 –, doleritischer Basalt 263
 –, Eisen 334
 –, Spilit 421
 Lake Magadi (Kenia)
 –, Evaporite 374
 –, Magadiit 374
 Lake Natron (Tansania), Evaporite 374
 Lake Superior (Michigan), Kupfer 48
 Lake-Superior-Provinz, Eisen (BIF,
 Superior-Typ) 370
 Laki-Spalte (Island) 216
 –, effusive Förderung 217
 Landsberg (b. Obermoschel, Rheinpfalz),
 Quecksilber 333
 Langesundfjord (Südnorwegen), Pegmatit
 312
 Lassen Peak (Kalifornien)
 –, Dacit-Lava 260
 –, Lavadom 219
 Lau-Becken (Süd-West-Pazifik), Black
 Smoker 330
 Laurion (Attika, Griechenland), Blei-Zink
 322
 Lausitzer Gebirge, Granitpluton 199
 Leadville (Colorado), Blei-Zink 322
 Lena (Sibirien), Goldseife 324
 Lepontinische Alpen, Wärmedom 399
 Les Baux (Südfrankreich), Bauxit 344
 „Leuchtturm des Pazifik“ (Izalco, El
 Salvador) 215
 Lherz (Pyrenäen), Peridotit 201
 Liberia (Westafrika), Eisen (BIF, Algoma-
 Typ) 370
 Lihir (Papua Neuguinea), Gold 325
 Limberg (bei Sasbach, Kaiserstuhl),
 Limburgit 209ff
 Limoges (französisches Zentralmassiv),
 Kaolin 344
 Linares (Spanien), Silber 326
 Lipari, Rhyolith 201, 203
 Little Boulder Creek (Idaho), Skarnerz 321
 Little-Three-Pegmatit (Kalifornien) 310
 Llallagua (bolivianischer Anden), Zinn
 326f
 Löbauer Berg (Oberlausitz)
 –, Foidite 211
 –, Nephelinit 212f
 Loki-Region (Jupiter-Mond Io), Lavasee
 540
 Long Valley (Kalifornien), Supervulkan
 223f, 232
 Lornex (Kanada), Kupfer 320
 Lothringen, Minette-Erz 370
 Louisiana (USA), Salzdiapire, Erdöl 377
 Lubin (Polen), Kupferschiefer 364
 Lukmanier-Gebiet (Schweiz), hoch-
 metamorphen Lias-Kalke 407
 Lüneburger Heide, Kieselgur 373
 Luxemburg, Minette-Erz 370
 Lydenburg (Bushveld-Komplex, Südafrika),
 Chromit 300f
 Lynn-Lake (Manitoba, Kanada), Nickel-
 Kupfer 305
-
- M**
- MacMillan Pass (Kanada), Skarnerz 321
 Madagaskar
 –, Monazit 116
 –, Pegmatit 311
 Magnitogorsk (Südural), Eisenerz 321
 Mähren, Tektite 520
 Maidan Pek (Serbien), Kupfer 320
 Maine (USA), Pegmatit 312
 Makaopuhi (Hawaii), Lavasee 252
 Makarikari-Salzpflanze (Botswana),
 Evaporite 374
 Makbal-Komplex (Kasachstan), Coesit 471
 Malaysia
 –, Guano 373
 –, Monazit 116
 –, Zinn 318
 Mali, Coesit 471
 Mammoth Springs (Yellowstone-Park),
 Sinter-Terrassen 228
 Mansfeld (Sachsen-Anhalt), Kupferschiefer
 364
 Marbella (Spanien), Meteoriteneinschlag
 507
 Marburg an der Lahn, Eisenmeteorit 51
 Mare Imbrium (Mond) 498, 503
 Mare Nectaris (Mond) 498, 503
 Mare Orientale (Mond) 498, 503
 Maria des Mondes, Lage 498
 Marianen-Graben 216
 Marico (West-Transvaal, Südafrika)
 –, Fluorit 335
 –, MVT-Lagerstätte 335
 Marienberg (Erzgebirge), Blei-Zink 326
 Märkerwald (Odenwald), Quarzdiorit 200f
 Marokko
 –, Baryt 108
 –, Cerussit 108
 –, Phosphor 373
 –, Vanadinit 118
 Marquette-Range (Michigan), Eisen (BIF,
 Superior-Typ) 370
 Mars (Planet)
 –, Acraeus Mons, Schildvulkan 531f
 –, Amazonis Planitia 531f
 –, Arsia Mons, Schildvulkan 531f
 –, Chryse Planitia 532
 –, Elysium Planitia 532
 –, Elysium-Schwelle 532
 –, Hellas-Becken 530, 532
 –, Olympus Mons, Schildvulkan 531ff
 –, Pavonis Mons, Schildvulkan 531f
 –, Tharsis-Schwelle 530f
 –, Tyrrhena Patera 532
 –, Valles Marineris, Canyon-System 531f
 Martinique, (Kleine Antillen),
 Vulkanausbruch 220
 Massachusetts (USA), Tektite 520
 Mato Grosso (Brasilien), Citrin 159
 Matsuyutov-Komplex (Südural), Coesit 471
 Mauna Kea (Hawaii), Schildvulkan 219
 Mauna Loa (Hawaii), Schildvulkan 216,
 219, 532f
 Mawatwan (Südafrika), Mangan 371
 McArthur River (Northern Territory,
 Australien), Blei-Zink (Sedex, Kieslager)
 334
 Meggen (Sauerland), Sedex-Lagerstätte 334
 Meißen (Sachsen)
 –, Kaolin 344
 –, Monzonit 208
 –, Syenit-Granit-Pluton 236
 Menominee-Range (Michigan), Eisen (BIF,
 Superior-Typ) 370
 Merapi (Java) 216
 –, Glutlawine 223
 Merensky Reef (Bushveld-Komplex)
 –, Nickel-Kupfer-PGE 303f
 –, Platinmetalle 301
 –, (ultra)mafischer Pegmatit 304, 307
 Merkur (Planet), Caloris-Becken 525f
 Mesabi-Range (Minnesota), Eisen (BIF,
 Superior-Typ) 370

- Messel (Darmstadt, Hessen), Ölschiefer 362
- Mexiko
 –, Antimonit 328
 –, Blei-Zink (VMS-Lagerstätten, Zyperntyp) 332
 –, Calcit 24
 –, Chondrit Tuctuac 511
 –, Fluorit 329, 335
 –, Gold 320, 325
 –, Nord-
 –, Fluorit 329
 –, MVT-Lagerstätten 329
 –, Uran 91
- Miask (Ural, Russland), Pegmatit 312
- Mibladen (Marokko)
 –, Baryt 108
 –, Cerussit 108
 –, Vanadinit 118
- Michipicoten-Distrikt (Ontario, Canada), Eisen (BIF, Superior-Typ) 370
- Milos (Kykladen), Rhyolith 203
- Mimas (Saturn-Mond), Krater Herschel 543
- Minas Gerais (Brasilien)
 –, Beryll 132
 –, Citrin 159
 –, Eisen (BIF, Superior-Typ) 370
 –, Kyanit 127
 –, Mangan 371
 –, Pegmatit 311
 –, Turmalin 135
- Mingora (Pakistan)
 –, Smaragd 420
 –, Talkschiefer 420
- Miranda (Uranus-Mond), Verena Rupes, Canyon 544
- Mir-Grube (Jakutien)
 –, Diamant 55f
 –, Framesit 57
- Mississippi-Valley, Blei-Zink (MVT) 335
- Missouri (USA), Blei-Zink (MVT) 335
- Mittelatlantischer Rücken 216
- Mittelböhmen, Spilit 421
- Mitteldeutschland, Evaporit 376
- Mittelengland, Eisenstein 370
- Mitteleuropa, Löss 361
- Mittelindischer Rücken 216
- Mittelozeanische Rücken 216, 250, 280ff,
 329, 399f, 458f, 481f
 –, Basalte 280, 561
 –, black smoker 329
 –, Metamorphose 399f, 459
- Mittelschweden, Nephelinsyenit 208
- Mittelwesten der USA, Löss 361
- Mitterberg (Salzburg, Österreich), Kupfer 326
- Mittweida (Sachsen), Konglomeratgneis 407
- Moa Bay (Kuba), Nickel 345
- Mogan (Gran Canaria), Moganit 162
- Mogok (Burma), Edelstein-Seife 360
- Mohave-Wüste (Kalifornien), Bor 105
- Moina (Tasmanien), Skarnerz 321
- Moldau, Tektite (Moldavite) 520
- Mons Olympus (Mars), Schildvulkan 219
- Monastery (Südafrika), Diamant 55f
- Mond (Erdmond)
 –, Lage der Maria 498
 –, Mare Imbrium 498, 503
 –, Mare Nectaris 498, 503
 –, Mare Orientale 498, 503
 –, Oceanus Procellarum 498
 –, Strahlenkrater Kopernikus 503
 –, Südpol-Aitkin-Becken 498, 500
- Mono Lake (Kalifornien), Stromatolithe 37
- Montagne Pelée (Martinique, Kleine Antillen) 216
 –, explosiver Vulkanismus 220, 223
- Montana (USA), Bentonit 344
- Monte Amiata (Italien), Quecksilber 333
- Monte Mukrone (Sesia-Zone, Westalpen), Meta-Granodiorit 470
- Monte Rosa (Westalpen), seismisches Profil 484
- Monte Somma-Vesuv (bei Neapel, Italien) 215f
 –, Leucitbasanit 209
 –, Leucitphrit 209
 –, plinianische Eruption 222
- Monte-Rosa-Decke (Westalpen), Goldquarzgänge 324
- Montmartre (Paris), Gips 109
- Montroc (Französisches Zentralmassiv), Fluorit 329
- Monzongebiet (Südtirol), Monzonit 208
- Moosburg-Landshut-Mainburg (Bayern), Bentonit 344
- Morenci (Arizona), Kupfer 320
- Morogoro (Tansania), Korundgneis 85, 167
- Mosambik, Pegmatit 311
- Mother Lode (Kalifornien)
 –, Gold 324f
 –, Gold-Quarz-Gang 316
- Mount Bolshaya Varaka (Imandra, Kola-Halbinsel, Russland)
 –, Layered Intrusion 301
 –, stratiforme Chromit-Lagerstätte 301
- Mount Isa (Queensland, Australien), Blei-Zink (Sedex-Lagerstätte, Kieslager) 334
- Mount Rainier (Kaskaden-Gebirge, Washington), Andesit 204f, 216
- Mount Saint Helens (Washington) 216
 –, Explosivitäts-Index 221
 –, Lavadom (Staukuppe) 219, 221
 –, Plinianischer Ausbruch 223
- Mount Weld (Laverton, Westaustralien), Schwermetallanreicherung, lateritische 346
- Mountain-Pass-Karbonatit (Kalifornien, USA), Seltenerd-Elemente 305
- Mull (Schottland)
 –, Mullit 127
 –, Tholeiitbasalt 205
- Münchberger Gneismasse (Oberfranken)
 –, Eklogit 469f
 –, Flasergabbro 408
- Münstertal (Schwarzwald), Blei-Zink 326
- Mursinka (Ural), Pegmatit 310
- Muruntau (Tien Shan, Usbekistan), Gold 324
- Muscox (Kanada), Layered Intrusion 237f
- Mussa-Alpe (Piemont, Italien)
 –, Diopsid 139
 –, Grossular (Var. Hessonit) 139
- Myanmar, siehe Burma 124, 318
- Myn Aral (Balchasch-See, Kasachstan)
 –, Aplitgranit 170
 –, Mikroklin 170
 –, Plagioklas 170
-
- N**
- Naica (Mexiko)
 –, Gipshöhlen 110ff
 –, Skarnerz 321
- Namibia
 –, Anorthosit 201
 –, Azurit 102
 –, Columbit-Tantalit 311
 –, Damara-Orogen 394, 414
 –, Diamant-Seife 55
 –, Diskordanz 33
 –, Epupa-Komplex 465
 –, Karbonatite 211
 –, Kunene-Intrusiv-Komplex 465
 –, Malachit 102
 –, Migmatit 414
 –, Pegmatit 311
 –, sekundäre Cu-Mineraler 102
 –, Sodalith 174
 –, Turmalin 135
- Namib-Wüste, Diamant-Seife 55, 360
- Nasik (Indien)
 –, Apophylith 177
 –, Mesolith 177
- Nauru (Pazifik), Guano 373
- Navan (Irland), Blei-Zink (Sedex-Lagerstätte) 334
- Naxos (Kykladen, Griechenland)
 –, Granodiorit 398
 –, Kristallin 428
 –, metamorphe Mineralzonen 396ff
 –, metamorpher Komplex 396ff
 –, Migmatit 415
- Nazca-Platte 216
- Neufundland (Kanada)
 –, Bay-of-Islands-Ophiolith-Komplex 481
 –, VMS-Lagerstätten, Zyperntyp 332
- Neu-Kaledonien
 –, Blauschieferfazies 467
 –, Chromit 301
 –, Hochdruckgesteine 398
- Neuschwanstein, Meteorit 508
- Neuseeland
 –, Geysire 228
 –, Goldseife 358
 –, Peridotit 201
 –, Versenkungsmetamorphose 399
 –, Zeolith-Fazies 460
- Neu-Süd-Wales (New South Wales, Australien)
 –, Diamant 55
 –, Zinn 318
- Neuwieder Becken, Bims 225

- Nevado del Ruiz (Kolumbien) 216
 –, Explosivitäts-Index 221
 –, Lahars 221, 224
 Neves Corvo (Portugal)
 –, Kupfer-Zink (VMS) 333
 New Almaden (Kalifornien), Quecksilber 333
 New Hampshire, metamorphe Mineralzonen 396
 New Idria (Kalifornien), Quecksilber 333
 New Mexico (USA)
 –, Blei-Zink (Sedex-Lagerstätte) 335
 –, Guano 373
 –, Pegmatit 310
 Newmont (Nevada), Gold 322
 New York, Meteoriteneinschlag 507
 Nicaro (Kuba), Nickel 345
 Nieder-Beerbach (Odenwald), Beerbachit (Pyroxenhornfels) 406
 Niederlande, Evaporite 376
 Niederschlema (Erzgebirge), Uran 40
 Nigeria, Zinnseifen 360
 Nikopol (Ukraine), Mangan 371
 Nischnij Tagil (Ural), PGE-Chromit 358
 Nopal (Mexiko), Uraninit 91
 Noranda-Gebiet (Quebec), Kupfer (VMS-Lagerstätten) 333
 Nordamerikanische Platte 216, 220
 Nordböhmen, Foidite 211
 Norddeutschland
 –, Evaporite 376
 –, Kupferschiefer 363f
 –, Salzdiapire 377
 Nördlinger Ries 162, 391f
 –, Coesit 393
 –, Diamant 56, 392
 –, diaplektisches Glas 393
 –, Krater 391, 506
 –, Moissanit 392
 –, Schockwellen-, Impakt-Metamorphose 391ff
 –, Stishovit 392
 Nordsee
 –, Erdöl 377
 –, Evaporite 376
 –, Salzdiapire 377
 –, Wattensedimente 362
 Nordseeküste, Kreidekalke 27
 Norilsk (Jenissei, Sibirien)
 –, PGE 304, 358
 –, Sulfiderze 302
 Norwegen
 –, Bauxit-Verhüttung 280
 –, Coesit 399
 –, Diamant 399
 –, Eklogit 470
 –, Rogaland-Intrusion 465
 –, westliche Gneisregion, Diamant 56, 330
 Novello Claims (Simbabwe)
 –, Alexandrit 82
 –, Smaragd-Alexandrit-Lagerstätte 420
 Nsuta (Ghana)
 –, Manganerz, sedimentäres 371
 –, Mangan-Reicherz 345
- O**
- Oberer See-Typus, Kupfer 320
 Obermoschel (Rheinpfalz), Quecksilber 333
 Oberpfalz
 –, Erbdorfer Grünschieferzone 483
 –, Erbdorferköper 483
 –, Pegmatit 311
 –, Steinach-Aureole 432, 592f
 –, Zone von Erbdorf-Vohenstrauß 483
 Oberpfälzer Wald, Granitplutone 199, 234
 Oberschlesien (Südpolen), Blei-Zink (MVT-Lagerstätten) 335
 Oceanus Procellarum (Mond) 498
 –, Chondrit 513
 Odenwald
 –, Amphibolit 408
 –, Baryt 329
 –, Diorit 199
 –, Gabbro 201
 –, Granitpluton 199
 –, Peridotit 201
 –, Pluton 234
 Ok Tedi (Papua Neuguinea), Gold-Kupfer 320
 Oklahoma (USA), Blei-Zink (MVT-Lagerstätten) 335
 Oklu (Gabun, Äquatorialafrika), Uran 266
 Oko-Erzzone (Japan), Kupfer (VMS-Lagerstätte, Kuroko-Typ) 333
 Old Faithful (Yellowstone, Wyoming), Geysir, Kieselsinter 228
 Oldoinyo Lengai (Tansania) 216
 –, Karbonatite 211
 Olkusz (Polen), Schalenblende 65
 Olympic Dam (Südastralien)
 –, Eisen-Kupfer-Silber 333
 –, Gold 334
 Olympus Mons (Planet Mars), Schildvulkan 531ff
 Oman
 –, Meteorit 508f
 –, Peridotit 201
 –, Semail-Ophiolith-Komplex 481
 Omaruru (Namibia), Turmalin 135
 Onikobe (Honshu, Japan), geothermisches Feld 394
 Ontario (Kanada)
 –, Sodalith 174
 –, Sudbury-Struktur 506
 Ophir, Land (Ghana), Gold 325
 Oranjemund (Namibia), Diamant-Seifen 361
 Orapa (Botswana)
 –, Diamant 55f
 –, Framesit 57
 Orijärvi-Gebiet (Finnland), metamorphe Mineralparagenesen 457
 Orissa (Indien), Mangan 371
 Orrorroo (Südastralien), Diamant 55f
 Oruro (bolivianische Anden), Zinn-Silber-Wismut 326
 Oslo-Gebiet (Südnorwegen)
 –, Alkali(Olivin-)basalte 209
 –, Alkalifeldspat-Granit 207
 –, Hornfels 426, 454
 –, Nephelinsyenit 208
 Oslo-Graben (Südnorwegen), Rhombenporphyr 171
 Ostafrikanisches Grabensystem 216
 –, Alkali(Olivin-)basalte 209
 –, Evaporite 374
 –, Foidite 211
 –, Karbonatite 211
 Ostalpen (Österreich), Magnesit 322
 Oster-Inseln, Mantel-Plume 493
 Ostpazifischer Rücken 216
 –, Black Smoker 329f
 –, S-Isotope 566
 –, Vulkanismus 329
 Ostseeküste, Kreidekalke 37
 Osttransbaikalien, Gold 324
 Otavi-Bergland (Namibia), Kupfer 321
 Otong-Java-Plateau (West-Pazifik), submarine Flutbasalte 219
 Ouro Preto (Brasilien), Hämatit 86
 Outokumpu (Nordfinland), Kupfer 333
- P**
- Pakistan, Blei-Zink (Sedex-Lagerstätten) 335
 Palabora (Südafrika)
 –, Chalkopyrit 305
 –, Karbonatite 211
 –, Vermiculit 154
 Palisade Sill (New York), Lagergang 233
 panafrikanischen Kaokogürtel (Namibia), Kyanit-Stauroolith-Glimmerschiefer 444
 Panasqueira (Nordportugal), Wolfram 318
 Panguna (Papua Neu-Guinea), Kupfer 320
 Papua-Neuguinea
 –, Gold 320, 325
 –, Kupfer 320
 –, Ophiolith-Komplex 481
 Paradox-Becken (Utah und Colorado, USA), Kupfer 363
 Parana-Becken (Südamerika)
 –, Flutbasalte 218
 –, Laterite 346
 Paros (Kykladen, Griechenland), Marmor 405
 Pasto Bueno (Peru)
 –, Pyrit 70
 –, Rhodochrosit 98
 Pazifische Platte 216
 Pea Ridge (Missouri), Eisenerz 305
 Pavonis Mons (Planet Mars), Schildvulkan 531f
 Pazifik, Pazifischer Ozean, Manganknollen 371f
 Pedee-Formation (South Carolina), C-Isotopen-Standard PDB 565
 Peloponnes
 –, Hochdruckgesteine 399
 –, Lawsonit-Blauschieferfazies 468
 Penninische Decken (Westalpen), Blauschieferfazies 467

- Penokee-Gogebic-Range (Wisconsin-Michigan), Eisen (BIF, Superior-Typ) 370
 Pentelikon-Gebirge (Griechenland), Marmor 405
 Persischer Golf
 –, Dolomit-Bildung 368
 –, Erdöl 377
 –, Salzdiapire 377
 Peru
 –, Gold 320, 325
 –, Nitrate 374
 –, Pyrit 70
 –, Rhodochrosit 98
 –, Zinn 318
 Petaca-Distrikt (New Mexico, USA), Pegmatit 311
 Petsamo (Petchenga) (Karelien, Russland), Nickelmagnetkies-Kupferkies 305
 Philippinen
 –, Chromit 301
 –, -Graben 490
 –, Kupfer (VMS-Lagerstätten, Zyperntyp) 332
 –, Laterit-Eisenerz 345
 Philippinische Platte 216
 Phlegräische Felder (bei Neapel), Trachyt 209
 Phobos (Marsmond), Krater Stickney 534
 Pikes Peak (Colorado), Amazonit 171
 Pilbara-Distrikt (Westaustralien)
 –, Eisen (BIF, Algoma-Typ) 370
 –, Stromatolithe 37
 Pilsen (Plzen), Kaolin 344
 Pinatubo (Luzon, Philippinen) 216
 –, Explosivitäts-Index 221
 –, Vulkanausbruch, Lahar 221
 Pine Creek (Kalifornien), Skarnierz 321
 Pine Point (Northwest Territory, Kanada), Blei-Zink (MVT-Lagerstätte) 335
 Pioramulde (Camperio, Lukmanierstraße, Schweiz), Granat-Glimmerschiefer 411
 Platreef (Bushveld-Komplex), Nickel-Kupfer-PGE 304
 Podsedice (Böhmisches Mittelgebirge), Granat 360
 Poebene, Profil, seismisches 484
 Polen
 –, Evaporite 376
 –, Kupfer 361
 –, Kupferschiefer 363f
 Pompeji (bei Neapel), Plinianischer Ausbruch 222
 Poona (Indien)
 –, Apophyllit 178
 –, Stilbit 178
 Popigai-Krater (Sibirien)
 –, Kohlenstoff, kubische Hochdruck-Modifikation 56
 –, Lonsdaleit 56
 Porcupine-Distrikt (Ontario, Kanada), Gold 324
 Porgera (Papua-Neuguinea), Gold 320, 325
 Portugal
 –, Kupfer-Zink 333
 –, Zinn-Wolfram 317f
 Potosi (bolivianische Anden), Zinn-Silber-Wismut 326
 Pozzuoli bei Neapel, Solfatara 227
 Predazzo (Südtirol), Monzonit 208
 Premier-Mine bei Pretoria (Südafrika)
 –, Diamant 55f
 –, Framesit 57
 Primorye (Russland), PGE-führende Goldseifen 358
 Prizbram (Böhmen), Blei-Zink 326
 Pułtusk (Polen), Meteoriten-Streufeld 507
 Pu'u-O'o-Krater (Hawaii), Lavafontäne 222
 Puy de Dôme (Auvergne), Lavadom (Staukuppe) 219
 Pwyll (Jupiter-Mond Europa), Einschlagkrater 540
- Q**
- Qaidam Shan (China), Diamant 56
 Quebec (Kanada), Anorthosit 201
 Queensland (Australien), Gold 334
 Quaternoq-Pluton (Südgrönland) 236
- R**
- Radenthein (Kärnten), Magnesit 323
 Ramberg-Granit (Ostharz) 72
 Rammelsberg (Harz), Blei-Zink-Kupfer (Sedex-Lagerstätte) 334
 Ramsbeck (Sauerland), Blei-Zink 326
 Range Well (West-Australien), Ni-, Cr-reicher Laterit 346
 Rattlesnake-Mountain-Pluton (Kalifornien) 234
 Rauschenberg (Bayern), Calcit 97
 Reichenbach (Dziezoniów, Schlesien), Granit 30
 Reichenbach (Odenwald), Baryt 329
 Reichenstein (Złoty Stok, Schlesien)
 –, Gold-Arsen 40
 –, toxische Abwässer („Giftbach“) 40
 Rhein, Seifengold 358
 Rheinisches Schiefergebirge
 –, Baryt 329
 –, Blei-Zink 326
 –, Dachschiefer 400
 Rheinpfalz, Quecksilber 333
 Rheinalgraben, Alkali(Olivin-)basalte 209
 Rhino Wash (Namibia), Offene Falte 394
 Rhodopen (Griechenland), Coesit 471
 Rhön
 –, Basanit 209
 –, Foidit 211
 –, Phonolith 209
 –, Silikatbauxit 345
 –, Tephrit 209
 –, Tholeiitbasalt 205
 Richelsdorf (Nordhessen), Co-Ni-Bi-Gänge 327
 Riddle (Oregon), Nickel 345
 Rieden (Laacher-See-Gebiet, Eifel), Leucit-Nosean-Phonolith 209ff
 Ries-Krater (Nördlingen) 391f
 –, Alter 391, 520
 –, Bunte Breccie 393
 –, Diamant 56
 –, Flädle (Glasbombe) 393
 –, Herkunft der Moldavite 520
 –, Impakt-Ereignis 391, 520
 –, Impakt-Metamorphose 391ff
 –, Kohlenstoff, kubische Hochdruck-Modifikation 56
 –, Lonsdaleit 56
 –, Moissanit 56
 –, Schockwellen-Metamorphose 391ff
 –, Suevit 393
 Riesengebirge, Granitpluton 199
 Rio Tinto (Spanien)
 –, Kupfer (VMS-Lagerstätte, Kuroko-Typ) 333
 –, toxische Abwässer 40
 Rivière blanche auf Martinique (Kleine Antillen), Glutlawinen 223
 Roccamonfina (Mittelitalien)
 –, Leucitbasanit 209
 –, Leucittephrit 209
 Rocche Rosse (Lipari), Obsidianstrom 217
 Rocky Mountains, Gold 325
 Ronda (Südspanien), Peridotit 201
 Ronneburg (Thüringen), Uran 40
 Rössing (Namibia), Uran 91
 Rotes Meer, Erzbildung 334
 Routivaara (Schweden), Ilmenit 302
 Rücken
 –, mittelatlantischer 216
 –, Basanit 209
 –, Tephrit 209
 –, mittelozeanische 216, 250, 280ff, 329, 399f, 458f, 481f
 –, Basalt 250, 280
 –, Vulkane 219
 Rudna (Polen), Kupferschiefer 364
 Ruhlaer Kristallin-Komplex (Thüringer Wald), Pseudotachylit 391
 Ruhrkarbon, Blei-Zink-Gänge 326
 Rumänien
 –, Antimonit 328
 –, Gold 325
 –, Salzdiapire 377
 Rumuruti (Kenya), Meteoritenschauer 512
 Russland
 –, Kalisalze 377
 –, Pegmatit 311
 Ryoke-Gürtel (Japan), paired metamorphic belt 399
- S**
- Saar-Nahe-Becken, Melaphyr 205
 Sachalin (Insel, Russland), PGE-Seifen 358
 Sächsisches Erzgebirge, Rotgneis 408
 Sahara
 –, Evaporite 374
 –, Meteorit, Neufunde 508f
 –, Staubstürme 361
 Salzach, Seifengold 358
 Salzgitter-Distrikt (nördliches Harzvorland), Eisen 371

- Sambia
 –, Kupfer 364
 –, Weißschiefer 471
- Samoa, Mantel-Plume 493
- Samos (Griechenland)
 –, Epidot-Blauschiefer-Fazies 469
 –, Flasergabbro 408
 –, Granat-Glaukophanit 402f
- San Manuel-Kalamazoo (Arizona), Kupfer 320
- Sanbagawa-Gürtel (Japan), paired metamorphic belt 399
- Sangdong (Korea), Skarnerz 321
- San-Juan-Vulkan-Provinz (Colorado)
 –, Andesite 250
 –, Dacite 250
 –, Magmenmischung 250
- San-Rafael-Gang (bolivianischer Zinn-gürtel, Peru), Zinn 327
- Santa Rita (New Mexico), Kupfer (Porphyry Copper Ores) 320
- Santorin (Kykladen) 216
 –, Plinianischer Ausbruch 223, 399
 –, Stratovulkan 226
- Sao Francisco (Brasilien) Diamant 55f
- Sao Luis (Brasilien), Diamant 55f
- Sapas Mons (Planet Venus), Schildvulkan 528
- Sar Cheshmeh (Iran), Kupfer 320
- Sarbai (Kasachstan), Skarnerz 321
- Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge), Adinolbildung 419
- Savage River (Tasmanien), Eisen 305, 333f
- Schacht Konrad (Salzgitter), Eisen, Endlagerung 371
- Schauinsland (Schwarzwald), Blei-Zink 326
- Schemnitz (Banska Stiavnica, Siebenbürgen), Gold, Kaolin 344
- Schlaining (Burgenland, Österreich), Antimonit 328
- Schlesien, Kupferschiefer 363f
- Schneckenstein (Vogtland), Topasbrockenfels 388
- Schneeberg (Erzgebirge)
 –, Bergbau 327
 –, Silber 327
 –, Uran 327
- Schottland, Plateaubasalte 218
- Schotts (Nordrand der Sahara), Evaporite 374
- Schwäbische Alb, Eruptivschlote 224
- Schwarzes Meer, anoxische Bedingungen 362
- Schwarzwald
 –, anatektischen Zone 415
 –, Baryt 329
 –, Blei-Zink 326
 –, Cordierit-Gneis 464
 –, Diorit 199
 –, Fluorit 79
 –, Gabbro 201
 –, Granit, Kalifeldspatisierung 419
 –, Granitpluton 199
 –, Migmatite 415
 –, Peridotit 201
- Schweden
 –, Alkalifeldspat-Granit 207
 –, Siljan-Struktur, Impaktkrater 506
- Schweiz, Aktinolith 144
- Schweizer Zentralalpen, Mineralzone, metamorphe 396
- Scotia-Platte 216
- Seabank Villa (Mull, Schottland) Mullit 127
- Sekkoko-Erzzone (Japan), Kupfer (VMS-Lagerstätte, Kuroko-Typ) 333
- Serra de Jacobina (Bahia, Brasilien), fossile Goldseife 360
- Serra de Monchique (Portugal), Nephelinsyenit 208
- Shaba (Kongo/Zaire), Kupfer 364
- Shark Bay (Westaustralien), Stromatolithe 37
- Shereghesh (Sibirien), Skarnerz 321
- Shuksan-Gürtel (Washington), Hochdruckgesteine 398
- Sibirien
 –, Apatit 117
 –, Diamant 55f
 –, Galenit 64
 –, Gold 324, 358
 –, Kimberlit 56
 –, -Diatrem 486
 –, -Pipes 211, 224
 –, Kupfer 363
 –, Oxiderz 334
 –, Pyrrhotin 67
- Sibirischer Kraton, Gold 324
- Siccar Point (Schottland), Winkeldiskordanz 33
- Siebenbürgener Erzgebirge, Gold 325
- Siegerland
 –, Bergbau 328
 –, Kupfer 326
 –, Spateisenstein 328
- Siena (Italien), Meteoritenfall 516
- Sierra Morena (Spanien), Blei-Zink 326
- Sierra Nevada (Kalifornien)
 –, Gold 322
 –, Kupfer (VMS-Lagerstätte, Kuroko-Typ) 333
 –, paired metamorphic belt 399
- Sierra-Nevada-Batholith (Kalifornien) 234
- Sifnos (Giechenland)
 –, Eklogit 470
 –, Glaukophanit 470
 –, Hochdruckmetamorphose 399
 –, Jadeitgneis 470
- Siljan-Struktur (Schweden), Impaktkrater 506
- Silvermines (Irland), Blei-Zink (Sedex-Lagerstätte) 334
- Simbabwe
 –, Columbit-Tantalit 311
 –, Eisen (BIF, Algoma-Typ) 370
 –, Gold 324f
 –, Nickel-Kupfer 305
- Sinai-Halbinsel (Ägypten)
 –, Dolerit-Sill 389
 –, Gangschwarm 233
- Sizilien, Schwefel 59
- Skaergaard (Grönland)
 –, Gabbro 201
 –, Layered Intrusion 235, 237
- Skye (Schottland), Tholeiitbasalt 205
- Sljudjanka (Sibirien), Apatit 117
- Slowakei, Siderit 322
- Snake River (USA), Flutbasalte 218
- Snap Lake (Kanada), Diamant 55f
- Sokli (Finnland), Magnetit-Apatit 305
- Solfatara bei Pozzuoli (Neapel), Solfataren-Tätigkeit 227
- Somma-Vesuv (Italien), Assimilation von Karbonatgesteinen 254
- Soufrière (Guadeloupe, Westindien), Explosivitäts-Index 221
- South Carolina (USA)
 –, Kaolin 344
 –, Pedee-Formation, C-Isotopen-Standard PDB 565
- South Dakota, Bentonit 344
- Spanien, Sedex-Lagerstätte 335
- Spessart 408
 –, Baryt 329
 –, Buchit 467
 –, Diorit 199
 –, Goldbacher Gneis 408
 –, Pegmatit 311
 –, Siderit 322
 –, Spateisenstein 322
- Sri Lanka
 –, Edelsteinseifen 360
 –, Pegmatit 311
 –, Zirkon 124
- St. Andreasberg (Harz)
 –, Analcim 177
 –, Calcit 97
 –, Silber 327
- St. Austell (Cornwall), Kaolin 344
- St. Gotthard (Schweiz), Aktinolith 144
- St. Joachimsthal (Jachymov, Böhmen)
 –, Bergbau 328
 –, Radium 40, 90
 –, Radonbad 40
 –, Uran 327f
 –, Uranpechblende, Uranerz 91, 327f
- St. Pierre auf Martinique (Kleine Antillen), pyroklastischer Strom mit base surge 223
- Staffa (Innere Hebriden, Schottland), Säulenbasalt 218
- Stahlberg (Rheinpfalz), Quecksilber 333
- Stahlwerk Salzgitter 371
- Stannern (Stonařov, Mähren), Meteoriten-Streufeld 507
- Steep-Rock-Distrikt (Ontario, Canada), Eisen (BIF, Superior-Typ) 370
- Steinach (Oberpfalz), Kontakthof 432, 592f
 –, Biotit 593
 –, Granat 592
- Steinheimer Becken (bei Heidenheim)
 –, Impakt-Metamorphose 393
 –, Shatter Cones im Malm-Kalk 393
- Steyn Reef (Witwatersrand, Südafrika), ged. Gold 360
- Stickney (Marsmond Phobos), Krater 534

- Stillwater-Komplex (Montana)
 –, Fe-Ti-Oxid-Lagerstätte 302
 –, Gabbro 201
 –, Layered Intrusion 236
 –, PGE-Lagerstätte 304
- Stonařov (Stannern, Mähren),
 Meteoritenschauer 507
- Straßberg-Neudorf (Ostharz), Blei-Zink 326
- Strelsovsk (Russland), Uraninit 91
- Stromboli (Äolische Inseln) 215f, 475
 –, Lavawurfbarkeit 221
 –, vulkanische Dauertätigkeit 215
- Stornatal (Westalpen), seismisches Profil 484
- Südafrika
 –, Diamantvorkommen 55
 –, Komatiit 205
 –, Nickelmagnetkies-Kupferkies-
 Lagerstätte 305
 –, Vredefort-Struktur 506
- Südamerika, Goldseifen 358
- Südamerikanische Platte 216
- Sudbury (Ontario, Kanada) 63, 506
 –, Chalkopyrit 304
 –, Gabbro, Quarzgabbro 201, 253, 302f
 –, Granophyr 253, 302f
 –, Impaktschmelze 253
 –, Impakttheorie 302
 –, Layered Intrusion 237
 –, liquide Entmischung 253
 –, Meteoriteneinschlag 253, 302, 506
 –, Mikrogranit 253, 302
 –, Nickellagerstätte 302
 –, Norit, Augitnorit 201, 253, 302f
 –, Pentlandit 63, 304
 –, Pyrit 304
 –, Pyrrhotin 304
- Südenland, Kreidekalke 37
- Südostindischer Rücken 216
- Südpol-Aitken-Becken (Mond) 498, 500
- Sudeten
 –, Gabbro 201
 –, Kupfer 361
 –, Pluton 234
- Süd-Korea, Blei-Zink (Sedex-Lagerstätten) 335
- Südnorwegen
 –, Alkalifeldspat-Syenit 207
 –, Foidmonzodiorit 208
 –, Foidmonzogabbro 208
 –, Pegmatite 311
- Südostasien, Zinnseifen 360
- Südschweden
 –, Gabbro 202f
 –, Plateaubasalt 218
 –, Tholeiitbasalt 205
- Südwest-Wisconsin, Kupfer (MVT-
 Lagerstätten) 335
- Sukhoi Log a. d. Lena (Sibirien), Gold 324
- Sulawesi (Indonesien)
 –, Coesit 471
 –, Diamant 56
- Sullivan (Kanada), Blei-Zink (Sedex-
 Lagerstätte, Kieslager) 334
- Su-Lu (West-China), Coesit, Diamant 399,
 471f
- Superior-Provinz (Ontario, Kanada), Gold
 324
- Surigao (Philippinen), Nickel 345
- Surinam, Silikatbauxit 345
- Süßwasser-Molasse, Bentonit 344
- Svol Catena (Jupiter-Mond Kallisto),
 Kraterkette 542
- Swartbooisdrif (Namibia), Namibia Blue
 (Sodalith) 419
- Sylacauga (Alabama, USA),
 Meteoriteneinschlag 507
- Syros (Kykladen),
 Hochdruckmetamorphose 399, 408
-
- T**
- Taberg (Schweden), Ilmenit 302
- TAG-Hügel (Mittelatlantischer Rücken),
 Massivsulfide 332
- Tahiti, Mantel-Plume 493
- Talnakh (Jenissei, Sibirien), PGE 304
- Tambora (Indonesien) 216
 –, explosiver Vulkanismus 221
 –, Explosivitäts-Index 221
- Tanco-Pegmatit, Bernic Lake (Manitoba)
 311
- Tasman-Gürtel (Neuseeland), paired
 metamorphic belt 399
- Tasmanien
 –, Kupfer (VMS-Lagerstätte, Kuroko-
 Typ) 333
 –, Tektite 520
- Tauern-Fenster (Ostalpen)
 –, Blauschieferfazies 467ff
 –, Eklogit 470ff
 –, Zentralgneise 408
- Taunus, Quarzgänge 329
- Taupo (Neuseeland), Supervulkan 216, 223
- Taxco (Mexiko), Fluorit 329
- Tellnes (Südnorwegen), Ilmenit 302
- Temagami (Ontario), BIF, Algoma-Typ 370
- Tennessee (USA), Blei-Zink (MVT-
 Lagerstätten) 335
- Texas, Salzdiapire, Erdöl 377
- Thailand
 –, Edelstein-Seifen 360
 –, Pegmatit 311
 –, Zinn-Wolfram 318
 –, Zirkon 124
- Tharsis-Schwelle (Planet Mars) 530f
- The Geysers (Kalifornien), geothermische
 Energie 228
- Theuma (Vogtland)
 –, Diabastuff 412
 –, Fruchtschiefer 387
- Thüringen
 –, Basanit und Tephrit 209
 –, Eisenerz 370
- Thüringer Wald
 –, Baryt 329
 –, Fluorit 329
 –, Granitpluton 199
 –, Hämatit 328
 –, Ruhlaer Kristallin-Komplex 391
- , Siderit 322
- Thüringisches Schiefergebirge,
 Dachschiefer 400
- Tian Shan, Tien Shan (Zentralasien)
 –, Gold 324
 –, Hochdruckgesteine 398
- Timmins (Ontario, Kanada)
 –, Gold 324
 –, Komatiit 207
 –, Nickel-Kupfer 305
- Tittling (Bayerischer Wald), Granodiorit
 419
- Toba (Sumatra), Supervulkan 221, 223
- Tokowoja (Ural), Blackwalls mit Smaragd
 und Alexandrit 82, 420f
- Tonga-Graben 216, 490
- Toskana (Italien)
 –, Foidite 211
 –, Quecksilber 333
- Toulouse (Frankreich), Orgueil (Meteorit)
 513
- Transbaikalien (Sibirien), Gold 324
- Transvaal, Südafrika
 –, BIF, Algoma-Typ 370
 –, Fluorit (MVT) 335
 –, Gold-Seife, fossile 358
- Trebbin (Potsdam), Meteoriteneinschlag
 507
- Trepča (Südostserbien), Blei-Zink 322
- Trieben (Steiermark), Magnesit 323
- Tri-State-Distrikt (USA), Blei-Zink (MVT-
 Lagerstätten) 335
- Troodos (Zypern)
 –, Chromit 301
 –, Kupfer (VMS-Lagerstätten,
 Zyperntyp) 332
 –, Peridotit 201
- Tschechien, Kupfer 361
- Tschiatouri (Kaukasus, Georgien), Mangan
 371
- Tsumeb (Otavi-Bergland, Namibia)
 –, Azurit 102f
 –, Kupfer 321, 347
 –, Kupfer-Arsen 321f
 –, Malachit 103
 –, sekundäre Cu-Minerale 102f
 –, Verhüttung australischer Erze 40
- Tunesien
 –, Evaporite 374
 –, Phosphor 373
 –, Siderit 322
- Tungsten (Kanada), Skarnerz 321
- Türkei
 –, Antimonit 328
 –, Borat 374
 –, Chromit-Lagerstätte 301
 –, Hochdruckgesteine 398
 –, Kupfer (VMS-Lagerstätten,
 Zyperntyp) 332
- Tuxtucac (Mexiko), Chondrit 511
- Twin Buttes (Arizona), Skarnerz 321
- Tynagh (Irland), Blei-Zink (Sedex-
 Lagerstätte) 334
- Tyrrhena Patera Planet Mars, Vulkan 532

U

- Udachnaja-Grube (Jakutien), Diamant 55f
 Ugab-Gebiet (Namibia) Offene Falte 394
 Ulseginsk Ural (Russland), VMS-Lagerstätte mit Cu-Ag-Au-PGE 333
 Uluguru-Gebirge (Tansania), Pegmatit 311
 Ungarn, Kalkbauxite 345
 Ural (Russland)
 –, Chromit 301
 –, Kupfer (VMS-Lagerstätten, Zyperntyp) 332
 –, Pegmatit 311
 –, Smaragd-Alexandrit 420f
 –, VMS-Lagerstätten mit Cu-Ag-Au-PGE, Uraltyp 333
 Ural-Vorland (Russland), Kupfer (Red-Bed-Typ) 361
 Uranium City (Saskatchewan, Kanada), Uran 328
 Uruguay, Achatlagerstätten 228
 USA
 –, Monazit 116
 –, Vermiculit 154
 Usagara-Gürtel (Tansania), proterozoischer Eklogit 398
 Usbekistan, Gold 320, 324

V

- Vai-Lili-Hydrothermalgebiet (Valu-Fa-Rücken, Südwestpazifik), Black Smoker 330
 Valhalla (Jupiter-Mond Kallisto), Einschlagbecken 542
 Valles Marineris (Planet Mars), Canyon-System 531f
 Valley Copper (Kanada), Kupfer 320
 Varisches Gebirge, Hydrothermalgänge 326
 Varkenskraal (Südafrika), Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz 183
 Varuträsk (Schweden), Pegmatit 312
 Veitsch (Steiermark), Magnesit 323
 Venetia (Südafrika)
 –, Diamant 55f
 –, Framesit 57
 Venus (Planet)
 –, Aphrodite Terra 527
 –, Baltis Vallis, Lava-Tunnel 528
 –, Ishtar Terra 527
 –, Sapas Mons, Schildvulkan 528
 Verena Rupes (Uranus-Mond Miranda), Canyon 544
 Vermillion-Range (Minnesota), BIF, Algoma-, Superior-Typ 370
 Vermont, metamorphe Mineralzonen 396
 Vesuv (Italien) 215f, 475
 –, Assimilation von Karbonatgesteinen 254
 –, gravitative Differentiation 252
 –, Leucitbasanit 209
 –, Leucitit 212f

- , Leucittephrit 209
 –, Schlotmagma 252
 –, Stratovulkan 226ff
 –, tephritischer Leucitit 212f
 –, Vesuvian 132
 –, Vorläufervulkan (Monte Somma) 215
 Viburnum (SE-Missouri), Blei-Zink (MVT-Lagerstätte) 335
 Vihorlot-Gutiner-Gebirge, Gold 325
 Vogelsberg
 –, Alkali(Olivin-)basalte 209
 –, Basalteisenstein 345
 –, Foidite 211
 –, Silikatbauxit 345
 –, Tholeiitbasalt 205, 273
 Vogesen
 –, Diorit 199
 –, Granitpluton 199
 –, Peridotit 201
 Vogtland
 –, Baryt 329
 –, Fluorit 329
 Volksrepublik China, Zinnseifen 360
 Vorspessart
 –, Diorit 199
 –, Goldbacher Orthogneis 408
 –, Haibacher Orthogneis, Isochronendiagramm 571
 –, kristallines Grundgebirge 407
 –, Mikrofossilien 407
 –, Pegmatit 310
 –, Staurolith-Glimmerschiefer 400
 Vredefort-Struktur (Südafrika) 506
 Vulcano (Äolische Inseln), Magma-Kammer 190

W

- Wabana (Neufundland, Kanada), Eisenerz 370
 Waiotapu (Neuseeland), Au-As-Lagerstätte 314
 Wairaki (Neuseeland), geothermische Energie 228, 394
 Wakatipu-Gürtel (Neuseeland), paired metamorphic belt 399
 Waldviertel, Österreich, Granodiorite 199
 Weißhorn (Westalpen), seismisches Profil 484
 Welkom (Witwatersrand, Südafrika), ged. Gold 359
 Wernecke Mountain (Yukon-Gebiet, Kanada), IOCG-Lagerstätte 334
 Werragebiet, Baryt 329
 Westalpen
 –, Coesit 162
 –, Hochdruckmetamorphose 399
 –, Lepontinische Phase 399
 –, seismisches Profil 484
 –, Weißschiefer 471
 Westaustralien, Diamant 55
 West-Driefontein-Goldmine (Südafrika) 359

Westerwald

- , Alkali(Olivin-)basalt 209
 –, Granitmassiv 386
 –, Trachyt 209
 westerzgebirgisches Gangrevier, Bi-Co-Ni-Ag-U 327
 Westkanada, Bentonit 344
 Westnorwegen
 –, Coesit 162, 471
 –, Diamant 472
 Wetringen (Mittelfranken), Rauchquarz mit Flüssigkeitseinschlüssen 182
 Whin Sill (Nordengland) 233
 Wiesbaden (Hessen)
 –, Baryt-Pyrit 314
 –, Thermalfeld 314
 Wilson Terrane (Nord-Viktorialand, Antarktis), Migmatit 576
 Windimurra (West-Australien), Layered Intrusion 236
 Windischeschenbach (Bayern)
 –, Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB) 187, 477, 482f, 483, 576
 –, Krustenprofil 483
 –, Metagabbro 576
 Wisconsin (USA), Blei-Zink (MVT-Lagerstätten) 335
 Wittichen (Schwarzwald) 328
 Witwatersrand (Transvaal, Südafrika)
 –, Bergwerk, tiefstes 477
 –, Gold 91, 358
 –, Uran 90f
 Wolkenburg (Siebengebirge), Staukuppe 220
 Wölsendorf (Oberpfalz)
 –, Fluorit 328f
 –, Uran 328
 Woodruff-Thrust-Zone (Australien), Pseudotachylite 391
 World Cottage (Yorkshire), Meteoritenfall 516
 Württemberg, Minette-Erze 370
 Wyoming (Fort Benton), Bentonit 344

Y

- Yamato-Berge (Antarktis), Lunait 516
 Yanacocha (Peru), Gold 325
 Yellowknife (Kanada), Gold 316, 324
 Yellowstone-Nationalpark (Wyoming, USA)
 –, geothermisches Feld 394
 –, Geysire 228
 –, Supervulkan 223
 Yilgarn-Block (Westaustralien)
 –, Eisen (BIF, Algoma-Typ) 370
 –, Gold 320, 324
 Ylämaa (Finnland), Rapakivi-Gefüge 199
 Yucatán (Mexiko), Chicxulub-Krater 506
 Yukon-Distrikt (Klondike, Alaska und NW-Territorium von Kanada)
 –, Goldseife 358
 –, IOCG-Lagerstätte 334
 –, Tagish Lake-Meteorit 513
 –, Zinn 318

Z

- Zagami (Nigeria), Mars-Meteorit (Shergottit) 515
Zentralafrika, Kupfer 363f
Zentralalpen, Protogin-Granit 390
Zermatt (Wallis, Schweiz), Hochdruckgesteine 408
Zermatt-Saas-Fee (Alpen)
- , Coesit 471
–, Ophiolith-Komplex 470
Zettlitz (Böhmen), Kaolin 152
Zinngürtel
–, bolivianischer 318, 326
–, südostasiatischer 318
Zinninseln Bangka und Billiton (Indonesien) 318
Zinnwald (Cinovec, Erzgebirge, Tschechien), Zinnerz 317f
Złoty Stok (Reichenstein, Schlesien)
–, Gold-Arsen 40
–, toxische Abwässer („Giftbach“) 40
Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV), Krustenprofil 413
Zypern
–, Kupfer (VMS-Lagerstätten) 332ff
–, Troodos-Komplex 481