

Übungen zur Mineral- und Gesteinsbestimmung für Studierende der Geologie und der Mineralogie

Oktober 2001



Schriftgranit [Photo: R. Hollerbach]

H.-G. Stosch¹, R. Hollerbach² und J.-D. Eckhardt¹

aufbauend auf einem Skript von R. Altherr (Heidelberg), A. Kalt (Neuchâtel)
und R. Stellrecht (Karlsruhe) [1992]

¹Institut für Mineralogie und Geochemie (IMG)
Universität Karlsruhe (TH)
Kaiserstr. 12, D-76131 Karlsruhe

²Institut für Mineralogie und Geochemie der Universität zu Köln
Zülpicher Str. 49b, D-50674 Köln

Inhaltsverzeichnis

Minerale	2
Atome und Ionen	2
Definitionen	4
Mineral	4
Kristall	4
Mineralart	4
Mineralvarietät	5
Gestein	5
Paragenese	5
Dimorphie — Polymorphie	5
Isomorphie	6
Isotypie	7
Diadochie, Ionische Substitution	7
Pseudomorphose	7
Paramorphose	7
Enantiomorphie	7
Tracht — Habitus	9
Mineralbestimmung mit Hilfe physikalischer Eigenschaften	9
Farbe	9
Glanz	10
Strich, Strichfarbe	10
Härte	10
Bruchverhalten und Spaltbarkeit	11
Dichte	12
Kornform, Kristallform, Kristallsystem	12
Andere physikalische und chemische Eigenschaften	19
Mineralklassifikation	19
Übersicht	19
Strukturtypen der Silikate	20
Wichtige Minerale und ihre Eigenschaften	28
Inselsilikate (Ortho-, Nesosilikate)	28
Gruppensilikate (Sorosilikate)	32
Ringsilikate (Cyclosilikate)	32
Ketten- und Bändersilikate (Inosilikate)	33
Schichtsilikate (Phyllosilikate)	35
Gerüstsilikate (Tektosilikate)	37
Oxide und Hydroxide	43
Karbonate	47
Halogenide	50
Sulfate	52
Phosphate	53
Sulfide	53
Elemente	56

Inhaltsverzeichnis

Gesteine	58
Was ist ein Gestein?	58
Magmatische Gesteine (oder kurz: Magmatite)	58
Sedimentäre Gesteine (oder kurz: Sedimente)	61
Metamorphe Gesteine (oder kurz: Metamorphite)	63
Bestimmungsschema für Gesteine	66
Grobeinteilung	66
Magmatit? – Kriterien:	66
Sediment? – Kriterien:	66
Metamorphit? – Kriterien:	67
Feineinteilung der Magmatite	67
Plutonite	67
Vulkanite	72
Feineinteilung der Sedimente	78
Feineinteilung der Metamorphite	80
Mineralbestimmungstabellen	A

Mineral- und Gesteinsbestimmung

Vorwort

Dieses Skript soll Ihnen als Leitfaden zum selbständigen Arbeiten in den Übungsstunden und zum Wiederholen und Nachschlagen daheim dienen.

Da sich dieses Skript an Erstsemester der Studiengänge Geologie und Mineralogie wendet, die erfahrungsgemäß sehr unterschiedliche Vorkenntnisse mitbringen, haben wir versucht, den Stoff möglichst einfach darzustellen. Auf die Verwendung von Begriffen aus der Kristallographie, Kristallchemie und Petrologie konnte allerdings nicht völlig verzichtet werden. Da die Abschlußklausur neben einem praktischen auch einen Theorieteil umfassen wird, sollten Sie die entsprechenden Abschnitte in diesem Skript aber keinesfalls ignorieren, auch wenn Sie nicht gleich alles verstehen!

Bitte behandeln Sie das Übungsmaterial schonend. Es ist in erster Linie zum Betrachten gedacht. Die Fähigkeit, Minerale und Gesteine makroskopisch bestimmen zu können, beruht vor allem auf dem visuellen Gedächtnis, das Sie nur durch häufiges Betrachten des Materials und Einprägen der Mineral- bzw. Gesteinsnamen trainieren können. Neues Übungsmaterial zu beschaffen, ist zumindest mühsam und zuweilen auch kostspielig.

Literaturhinweise:

1. C. Klein & C.S. Hurlbut, Jr. (2001) *Manual of Mineral Science* (früher: *Manual of Mineralogy*), 22. Auflage – sehr zu empfehlen; viele der Skizzen von Kristallen wurden diesem Buch mit Modifizierungen entlehnt. Das Buch enthält eine CD mit Lernmaterial. John Wiley & Sons, New York, 656 Seiten [ca. 100 US-\$]
2. P. Ramdohr & H. Strunz (1978) *Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie*, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 876 Seiten [vergriffen]
3. H.J. Rösler (1990) *Lehrbuch der Mineralogie*, Dt. Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 833 Seiten [98 DM]
4. B.J. Skinner & S.C. Porter (1999) *The Dynamic Earth*, 4. Auflage, John Wiley & Sons, New York [ca. 120 US-\$], 640 Seiten – Abbildungen 30 und 42 wurden diesem Buch entlehnt.
5. F. Press & R. Siever (1997) *Understanding Earth*, W.H. Freeman & Company, New York, 752 Seiten [77 US-\$] – in zumeist veränderter Form stammen die Abbildungen 24 bis 29 und 31 aus diesem Werk.
In deutscher Übersetzung erschienen als *Allgemeine Geologie*, Spektrum Akad. Verlag, Heidelberg 1995, 602 Seiten, [99.90 DM]
6. W. Maresch, U. Medenbach & H.D. Trochim (1996) *Gesteine*, Mosaik Verlag GmbH, München, 287 Seiten [16.90 DM] – unveränderter Nachdruck der Auflage von 1987
7. O. Medenbach & C. Sussieck-Fornefeld (1996) *Mineralien*, Mosaik-Verlag GmbH, München, 287 Seiten [16.90 DM] – unveränderter Nachdruck der Auflage von 1982
8. C.C. Plummer, D. McGeary & D.H. Carlson (1999) *Physical Geology*, 8. Auflage, Wm. C. Brown Publishers/Times Mirror, 539 Seiten [85 US-\$] – inklusive CD ROM „Interactive Plate Tectonics“ und einem Arbeitsheft
9. E.J. Tarbuck & F.K. Lutgens (1999) *Earth Science*, 9. Auflage, Prentice-Hall, Upper Saddle River/New Jersey, 672 Seiten [80 US-\$, ältere Paperback-Ausgabe 27 US-\$] – ein hervorragend illustriertes Buch für Anfänger

Infolge des gesunkenen Kurses des € sind die US-Bücher seit 1999 starken Preiserhöhungen unterworfen gewesen. Es lohnt sich daher, nach älteren noch in den Buchläden vorhandenen Auflagen zu suchen. Außerdem haben US-Bücher hierzulande in Bucherläden z.T. erheblich andere Preise als im elektronischen Buchhandel, wobei die großen Abweichungen in beide Richtungen gehen können.

1.0 Minerale

Dieses Kapitel hat die Bestimmung von Mineralen anhand ihrer physikalischen (teilweise auch chemischen) Eigenschaften zum Ziel. Hierzu sind zunächst einige theoretische Kenntnisse notwendig, die in den folgenden Abschnitten vermittelt werden.

1.1 Atome und Ionen

Es gibt 83 natürlich vorkommende Elemente [die Elemente mit den Ordnungszahlen 1 (H) – 83 (Bi) mit Ausnahme von Tc (Ordnungszahl 43) und Pm (61) plus die Elemente Th (Ordnungszahl 90) und U (Ordnungszahl 92)]; weitere 7 Elemente kommen nur in verschwindend geringen Mengen in den radioaktiven Zerfallsreihen von U und Th vor (Elemente mit den Ordnungszahlen 84 – 89 und 91); zum Aufbau der meisten Minerale und Gesteine sind jedoch lediglich 8 Elemente von größerer Bedeutung. Tabelle 1 faßt diese Elemente mit ihren chemischen Symbolen und ihren Gewichts- und Volumenanteilen in der Erdkruste zusammen:

TABELLE 1 Die acht häufigsten Elemente der Erdkruste

Element	Chemisches Symbol	Wertigkeit	Gew.% in der Erdkruste	Vol% in der Erdkruste
Sauerstoff	O	2–	46.6	93.8
Silizium	Si	4+	27.7	0.86
Aluminium	Al	3+	8.1	0.47
Eisen	Fe	2+, 3+	5.0	0.4
Calcium	Ca	2+	3.6	1.0
Natrium	Na	1+	2.8	1.3
Kalium	K	1+	2.6	1.8
Magnesium	Mg	2+	2.1	0.3
Summe:			98.5	98.94

Weitere wichtige mineralbildende Elemente sind:

Titan [0.44 Gew.%]	Ti	Wasserstoff [0.14 Gew.%]	H
Kohlenstoff	C	Schwefel	S
Kupfer	Cu	Chlor	Cl
Mangan [0.10 Gew.%]	Mn	Phosphor [0.12 Gew.%]	P

Die meisten Minerale und daher natürlich auch Gesteine bestehen nicht aus elektrisch neutralen Atomen, sondern aus geladenen Teilchen, die man *Ionen* nennt. Diese Ionen gehen aus Atomen durch Abgabe bzw. Anlagerung von Elektronen hervor. Positiv und negativ geladene Ionen ziehen sich gegenseitig an und bilden auf diese Weise die Kristallgitter von Mineralen¹. Positiv geladene Ionen heißen *Kationen*, negativ geladene *Anionen*. Von den 8 häufigsten Elementen der Erdkruste bildet nur das Element Sauerstoff Anionen. Vereinfacht gesagt, besteht die Erdkruste aus einer dichten Packung aus Anionen des Sauerstoffs (93.8 Vol.%), die durch sehr viel kleinere Kationen zusammengehalten werden.

1. Die Silikatminerale, Oxide und Halogenide lassen sich vereinfacht als Ionenkristalle interpretieren. In Sulfidminerale dagegen ist der Anteil an kovalenter Bindung so hoch, daß dieses Modell nicht mehr vernünftig anwendbar ist.

Bei Mineralen, in deren Kristallgittern Ionenbindung dominiert, kann man sich Kationen und Anionen als einander berührende Kugeln vorstellen. Von der Größe dieser Kugeln, dem *Ionenradius*, hängt es dann wesentlich ab, von wievielen Anionen die Kationen umgeben („koordiniert“) sind. Auf rein geometrischem Weg kann man abschätzen, daß bei einem Ionenradienquotienten $r_{\text{Kation}}/r_{\text{Anion}}$ zwischen $0.225 (= \sqrt{1.5} - 1)$ und $0.414 (\sqrt{2} - 1)$ die Kationen eine tetraedrische *Koordination* durch die Anionen bevorzugen sollten, bei $r_{\text{Kation}}/r_{\text{Anion}}$ zwischen 0.414 und $0.732 (\sqrt{3} - 1)$ eine oktaedrische Koordination (siehe Skizze rechts – der kleine Kreis in der Mittel soll das Kation symbolisieren, die großen die Anionen); wenn $r_{\text{Kation}}/r_{\text{Anion}}$ zwischen 0.732 und $1 (\sqrt{4} - 1)$ liegt, sollte eine würfelförmige Koordination bevorzugt sein und bei Radienquotienten >1 verschiedene andere Koordinationen. So liegt z.B. $r_{\text{Kation}}/r_{\text{Anion}}$ für Steinsalz (NaCl) bei 0.64 ; im Kristallgitter dieses Minerals ist daher jedes Na^+ -Ion durch sechs Cl^- -Ionen oktaedrisch umgeben (siehe auch Abbildung 2, S.5). Für Quarz (SiO_2) liegt $r_{\text{Kation}}/r_{\text{Anion}}$ bei 0.26 ; jedes Si^{4+} ist daher tetraedrisch von O^{2-} -Ionen umgeben.

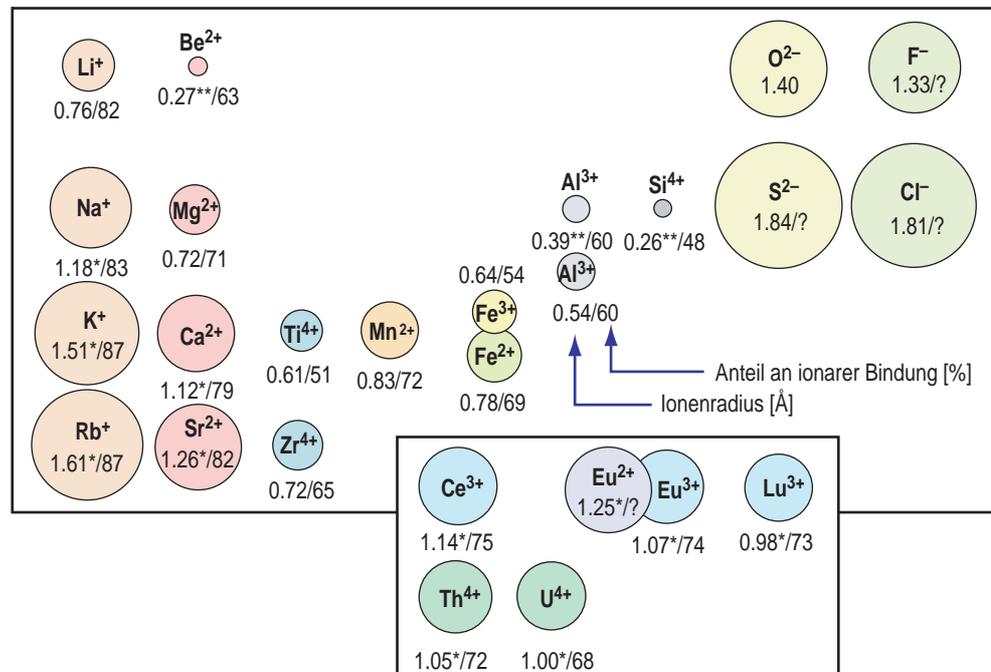
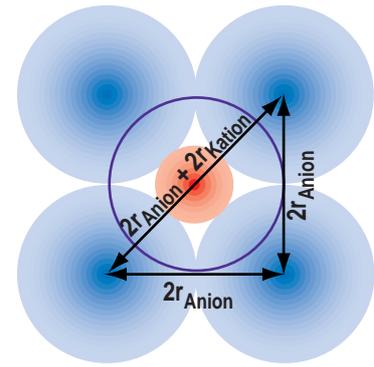


ABBILDUNG 1

Ionenradien der wichtigsten in der Natur auftretenden Elemente sowie einiger Spurenelemente. Die Ionenradien sind in Å [$1\text{Å} = 10^{-8} \text{ cm}$] für oktaedrische Koordination angegeben mit Ausnahme der durch „*“ (achtfache Koordination) und „**“ (tetraedrische Koordination) gekennzeichneten Werte. Der für das Sulfidion S^{2-} angeführte Radius ist insofern problematisch, als die in der Natur vorkommenden Sulfidminerale in der Bindung zwischen Metall und Sulfid einen sehr hohen Anteil an kovalenter Bindung aufweisen. Die in der Graphik ausgewiesenen prozentualen Anteile an ionarer Bindung gelten für die Bindung der Ionen mit dem Sauerstoffanion O^{2-} . Daraus läßt sich ablesen, daß der Anteil an Ionenbindung umso höher ist, je größer das Kation und je niedriger seine Ladung sind.

1.2 Definitionen

1.2.1 Mineral

In der Geologie ist ein Mineral definiert als ein natürlicher, homogener Festkörper mit einer charakteristischen chemischen Zusammensetzung und atomaren (ionaren) Struktur. Minerale sind bis auf wenige Ausnahmen anorganisch und kristallisiert. Nicht kristallisierte, amorphe Festkörper, die dieser Definition entsprechen, werden in der internationalen Literatur (wenig gebräuchlich) *Mineraloide* genannt.

Obwohl wir inzwischen in der Lage sind, fast alle Minerale im Labor synthetisch herzustellen, stellen streng genommen nur die in der Natur gefundenen Festkörper mit den o.g. Eigenschaften Minerale dar. Organisch gebildete Festkörper wie Kohle oder Bernstein zählen nicht zu den Mineralen. Minerale stellen *homogene Festkörper* dar; darunter versteht man Festkörper, die durch physikalische Methoden allein nicht in ihre Bestandteile zerlegt werden können. Minerale haben eine charakteristische chemische Zusammensetzung; dies bedeutet, daß die chemische Zusammensetzung eines Minerals immer dieselbe ist oder aber, sofern variabel, immer innerhalb relativ enger Grenzen variiert (viele Minerale bilden solche *Mischkristalle*). Beispielsweise kann die chemische Zusammensetzung des Minerals Olivin $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ im wesentlichen zwischen Mg_2SiO_4 und Fe_2SiO_4 variieren. Andere Elemente wie Ca, Al, Na, K finden sich nur in ganz unbedeutenden, sogenannten Nebenelement- oder Spurenelementkonzentrationen in Olivin.

In fast allen Mineralen sind die einzelnen atomaren (ionaren) Bausteine in einer mehr oder weniger festgelegten Weise räumlich zueinander angeordnet. Diese Eigenschaft nennen wir *kristallinen Zustand*. Substanzen wie Quecksilber, die an der Erdoberfläche im flüssigen Aggregatzustand sind, werden daher nicht als Mineral bezeichnet. Es gibt jedoch Minerale wie *Opal* ($\text{SiO}_2 \times n\text{H}_2\text{O}$), die *amorph* (nicht kristallin) sind, d.h., die atomaren (ionaren) Bausteine sind weitgehend ungeordnet (siehe auch Abschnitt 1.2.2).

Da Minerale eine charakteristische Zusammensetzung und eine meist geordnete atomare Struktur aufweisen, besitzen sie bestimmte physikalische Eigenschaften wie Kristallform, optische Eigenschaften, Dichte, Härte und Bruchverhalten. Mit Hilfe dieser Eigenschaften kann ein Mineral vom anderen unterschieden werden.

Alle Kristalle zeigen *Anisotropie* (= unterschiedliche chemische und physikalische Eigenschaften in unterschiedlichen Richtungen, aber immer gleiche Eigenschaften in gleicher Richtung). Solche Eigenschaften sind z.B. Lichtbrechung, Wachstumsgeschwindigkeit, Härte, elektrische oder thermische Leitfähigkeit, etc. Es gibt Kristalle, bei denen zumindest einige physikalische Eigenschaften richtungsunabhängig sind; man spricht von *Isotropie* des Kristalls in Bezug auf die richtungsunabhängige Eigenschaft.

1.2.2 Kristall

Kristalle sind Festkörper, deren Bausteine (Atome, Ionen, Ionenkomplexe) dreidimensional periodisch geordnet sind (Kristallstruktur – vergleiche Abbildung 2). Festkörper *ohne* dreidimensional periodische Ordnung der Bausteine werden als amorph bezeichnet (Gele, Gläser).

Unter geeigneten Bedingungen können Kristalle durch ebene Flächen begrenzte Wachstumskörper ausbilden. Die Form der Wachstumskörper (*Kristallform*) wird von der kristallinen Struktur bestimmt. Die sogenannte *Kristalltracht* und der *Habitus* hängen von den jeweiligen physikalisch-chemischen Rahmenbedingungen ab.

1.2.3 Mineralart

Alle Mineralindividuen mit übereinstimmender chemischer Zusammensetzung und Kristallstruktur bilden eine Mineralart.

Alle Modifikationen chemischer Elemente oder Verbindungen sind – sofern sie natürlich vorkommen – ebenfalls Mineralarten (z.B. Kohlenstoff als Diamant oder Graphit, SiO_2 als Tiefquarz, Hochquarz, Tridymit, Cristobalit, Coesit, Stishovit).

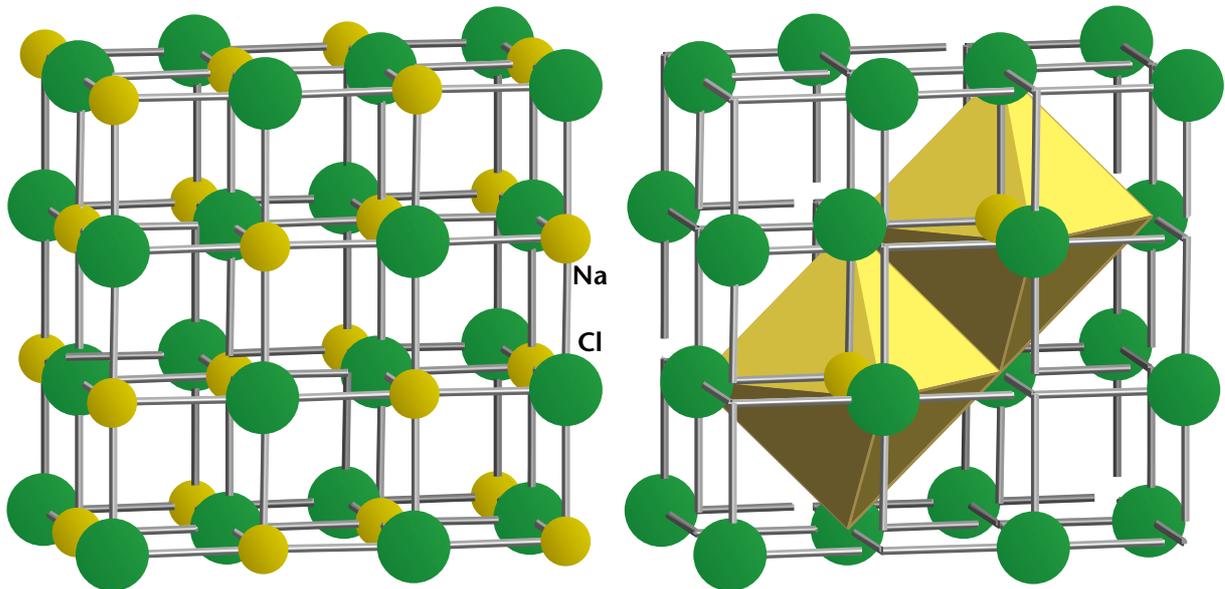


ABBILDUNG 2

Kubische Kristallstruktur von NaCl; die Abfolge von Na^+ - und Cl^- -Ionen erstreckt sich regelmäßig durch den ganzen Kristall. Jedes Na^+ -Ion ist oktaedrisch von sechs Cl^- -Ionen umgeben, jedes Cl^- -Ion oktaedrisch von sechs Na^+ -Ionen. Zur besseren Veranschaulichung sind die Ionen untereinander durch „Stäbe“ verbunden. Die Oktaeder sind im NaCl-Kristall untereinander über Kanten verbunden, wie aus der rechten Skizze zu ersehen ist, in der zwei Na-Ionen im Zentrum von Oktaedern dargestellt sind (die übrigen Na-Ionen sind nicht gezeigt).

1.2.4 Mineralvarietät

ist die durch charakteristische Abweichungen im (Spurenelement-)Chemismus oder bei Tracht, Habitus, Farbe etc. begründete Sonderform einer Mineralart.

1.2.5 Gestein

Gesteine sind vielkörnige Mineralaggregate (selten auch natürliche Gläser), die in selbständigen geologischen Körpern auftreten. Sie sind – im Unterschied zum Mineral – von Natur aus heterogen (siehe auch Seite 58).

1.2.6 Paragenese

Unter dem Begriff „Paragenese“ versteht man eine charakteristische Vergesellschaftung von Mineralen, die annähernd gleichzeitig, d.h. unter gleichen physikalisch-chemischen Bedingungen gebildet wurden. Sie sind somit stabil und im Gleichgewicht.

1.2.7 Dimorphie — Polymorphie

Ein Element oder eine kristalline Verbindung kommt in zwei (= Dimorphie) oder mehr (= Polymorphie) verschiedenen Kristallstrukturen (Modifikationen) vor.

Beispiele:

Kohlenstoff: Graphit – Diamant (= Dimorphie) – Es gibt jedoch weitere, nur synthetisch bekannte Modifikationen.

ZnS:	Sphalerit – <i>Wurtzit</i>
FeS ₂ :	Pyrit – Markasit
CaCO ₃ :	Calcit – Aragonit (– <i>Vaterit</i>)
Al ₂ SiO ₅ :	Andalusit – Sillimanit – Disthen (= Trimorphie)
TiO ₂ :	Rutil – Anatas – Brookit
SiO ₂ :	Tiefquarz – Hochquarz – Tridymit – Cristobalit – Coesit – Stishovit (= Polymorphie)

Bei einigen wichtigen gesteinsbildenden Mineralgruppen kommen ebenfalls Di- oder Polymorphie vor; diese Tatsache ist allerdings in manchen Fällen nicht so bewußt, weil einige Modifikationen sehr selten oder bei Normalbedingungen nicht stabil und daher nur aus Experimenten bekannt sind.

K[AlSi ₃ O ₈]:	Sanidin (monoklin) – Mikroklin (triklin); <i>Orthoklas</i> ist eine Paramorphose (siehe unten) von Mikroklin nach Sanidin.
Na[AlSi ₃ O ₈]:	<i>Monalbit</i> (monoklin) – <i>Hochalbit</i> – <i>Tiefalbit</i> (beide triklin)
K[AlSi ₂ O ₆]:	Hochleucit (kubisch) – Tiefleucit (tetragonal); „Leucitkristalle“ sind in Wirklichkeit stets Paramorphosen von Tiefleucit nach Hochleucit.
Mg ₂ [Si ₂ O ₆]:	<i>Enstatit</i> (rhombisch) – <i>Klinoenstatit</i> (monoklin); entsprechend gibt es auch diverse Mischkristalle (Mg,Fe) ₂ [Si ₂ O ₆].
(Mg,Fe) ₇ [OH Si ₄ O ₁₁] ₂ :	<i>Anthophyllit</i> (rhombisch) – <i>Cumingtonit</i> (monoklin)
Ca ₂ Al ₃ [O OH SiO ₄ Si ₂ O ₇]:	<i>Zoisit</i> (rhombisch) – <i>Klinozoisit</i> (monoklin)

Die ohne chemische Änderung ablaufenden Umwandlungen von einer Modifikation in eine andere werden *polymorphe Phasenumwandlungen* genannt. Es gibt drei grundsätzlich Mechanismen:

1. *Displazive Phasenumwandlung* (z.B. Hochquarz ↔ Tiefquarz); sie erfordert nur eine geringe Energie, weil sie lediglich in einer Veränderung von Bindungswinkeln oder geringer Verschiebung von Atomlagen besteht; daher ist sie leicht reversibel und verläuft spontan; sie kann nicht verhindert werden; daher können die Modifikationen nicht außerhalb ihres Stabilitätsfeldes existieren.
2. *Rekonstruktive Phasenumwandlung* (z.B. Hochquarz → Tridymit → Cristobalit; Graphit → Diamant); erfordert beträchtliche Energie, weil Bindungen aufgebrochen und neu geknüpft werden müssen; nur schwer reversibel und verläuft träge; die Modifikationen können *metastabil* (außerhalb ihres Stabilitätsfeldes) existieren.
3. *Ordnungs-/Unordnungsumwandlungen* (z.B. Al-Si-Verteilung in Kalifeldspäten Sanidin → Mikroklin).

1.2.8 Isomorphie

Zwei oder mehr Substanzen bilden eine isomorphe- oder *Mischkristallreihe*, wenn sie ähnliche chemische Zusammensetzungen, Achsenverhältnisse und Kristallformen haben und in der gleichen Kristallklasse kristallisieren.

Voraussetzung dafür sind ähnliche Ionenradien und Ladungszahlen ihrer Hauptelemente, so daß ein unbegrenzter Austausch (siehe unten → ionische Substitution/Diadochie) möglich ist, z.B. von Na⁺ ↔ Ca²⁺, Fe²⁺ ↔ Mg²⁺ oder Al³⁺ ↔ Fe³⁺.

Beispiele:

Olivinreihe:	(Mg ↔ Fe-Substitution)
Plagioklasreihe:	gekoppelte Substitution Na ⁺ Si ⁴⁺ ↔ Ca ²⁺ Al ³⁺
Glimmer:	Phlogopit – Biotit (Mg ↔ Fe)
Pyroxene:	z.B. Diopsid – Hedenbergit; Enstatit – Ferrosilit (Mg ↔ Fe)
Granate:	z.B. in der Pyralspitgruppe Austausch von Mg, Fe und Mn

1.2.9 Isotypie

Zwei oder mehr Substanzen, die keine oder nur in beschränktem Maße Mischkristalle bilden, aber bei häufig völlig verschiedener chemischer Zusammensetzung in derselben Kristallstruktur kristallisieren, nennt man isotyp (= isostrukturelle Minerale).

In den folgenden Beispielen sind die chemischen Zusammensetzung völlig verschieden und die Bindungsarten zum Teil ebenfalls; daher ist nennenswerte Substitution die Ausnahme:

- Zirkon (ZrSiO_4) – *Xenotim* (YPO_4) [Zirkone können einige Prozent P enthalten!]
- Halit (NaCl) – Galenit (PbS)
- Fluorit (CaF_2) – *Uraninit* (UO_2)

In den folgenden Beispielen haben die isotypen Reihen dasselbe Anion; beschränkte Mischkristallbildung kann dann gegeben sein:

- Calcit (CaCO_3) – Siderit (FeCO_3) – Magnesit (MgCO_3) – *Rhodochrosit* (MnCO_3) – *Smithsonit* (ZnCO_3)
- Aragonit (CaCO_3) – *Strontianit* (SrCO_3) – *Witherit* (BaCO_3) – *Cerussit* (PbCO_3)
- Baryt (BaSO_4) – Coelestin (SrSO_4) – *Anglesit* (PbSO_4)
- Rutil (TiO_2) – Kassiterit (SnO_2) [– Pyrolusit (MnO_2) – *Stishovit* (SiO_2)]
- Korund (Al_2O_3) – Hämatit (Fe_2O_3) [– Ilmenit (FeTiO_3); bei Ilmenit keine echte Isotypie mit Korund und Hämatit, nur „enge Verwandtschaft“]
- „*Apatit*-Familie“: Fluor-, Chlor-, Hydroxylapatit ($\text{Ca}_5[\text{F,Cl,OH}](\text{PO}_4)_3$) – *Pyromorphit* ($\text{Pb}_5[\text{Cl}](\text{PO}_4)_3$) – *Mimetesit* ($\text{Pb}_5[\text{Cl}](\text{AsO}_4)_3$) – *Vanadinit* ($\text{Pb}_5[\text{Cl}](\text{VO}_4)_3$); hier ist Substitution auf den diversen Kationen- und Anionenpositionen in unterschiedlichem Ausmaß möglich.

1.2.10 Diadochie, Ionische Substitution

nennt man den Ersatz einer oder mehrerer Ionenarten in einer Kristallstruktur durch andere Ionen ähnlicher Größe und Ladung. Beispiele sind

- $\text{Si}^{4+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+}$ (vierfach im Kristallgitter durch O koordiniert)
- $\text{Mg}^{2+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ (häufig unbegrenzt, z.B. in Olivin, Pyroxen)
- $\text{Na}^+ \leftrightarrow \text{Ca}^{2+}$ (z.B. in Plagioklasen)
- $(\text{OH})^- \leftrightarrow \text{F}^-, \text{Cl}^-$

1.2.11 Pseudomorphose

Wird ein Mineral von einem anderen Mineral unter Erhaltung der ursprünglichen Kristallform verdrängt, entsteht eine Pseudomorphose. Wird z.B. Baryt (BaSO_4) in entsprechender Weise von Quarz (SiO_2) verdrängt, spricht man von einer Pseudomorphose von Quarz nach Baryt.

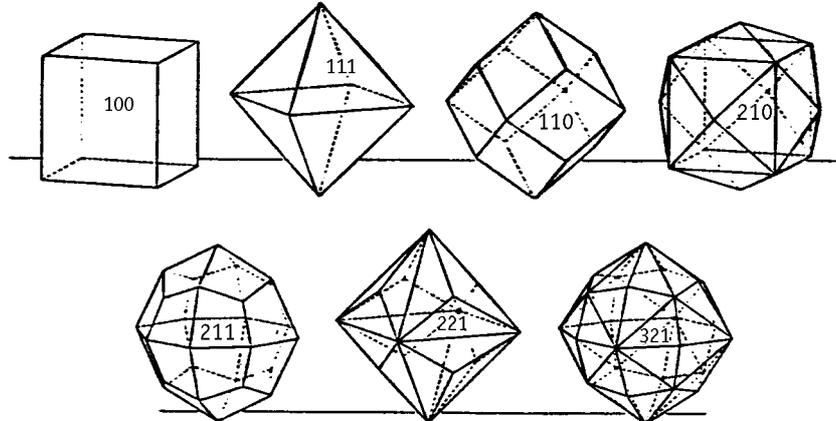
1.2.12 Paramorphose

Geht eine Modifikation einer Verbindung unter Beibehaltung der ursprünglichen Kristallform in eine andere Modifikation über, dann bezeichnet man dies als Paramorphose. Eine Paramorphose ist demnach der isochemische Spezialfall einer Pseudomorphose. So bildet Tiefquarz in Vulkaniten Paramorphosen nach Hochquarz. Weitere Beispiele siehe Kapitel 1.2.7 auf Seite 5.

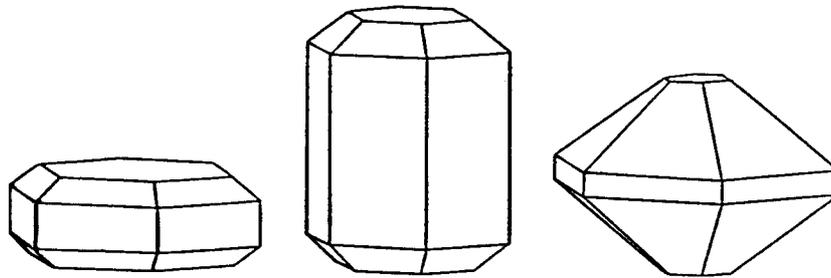
1.2.13 Enantiomorphie

Zwei Kristalle sind enantiomorph, wenn der eine Kristall das Spiegelbild des anderen darstellt (z.B. Rechts-/Linksquarz). Enantiomorphie ist auf solche Kristallklassen

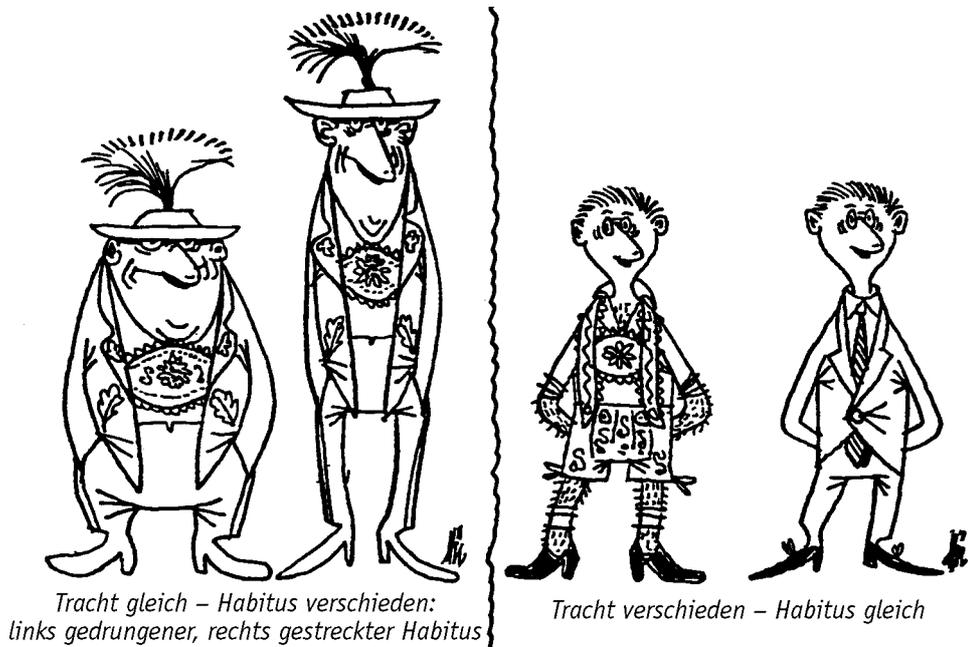
beschränkt, die weder über ein Symmetriezentrum noch über eine Symmetrieebene verfügen (siehe Tabelle 4 auf Seite 14).



gleicher Habitus (isometrisch) – verschiedene Tracht



verschiedener Habitus der Kristalle bei gleicher Flächenkombination (Tracht)



aus: Lapis [Chr. Weise-Verlag, München]

1.2.14 Tracht — Habitus

Als **Tracht** bezeichnet man die Gesamtheit der an einem Kristall entwickelten Formen; die relative Flächenentwicklung bewirkt den Habitus; zwei Kristalle können bei gleicher Tracht verschiedenen Habitus aufweisen und umgekehrt den gleichen Habitus bei verschiedener Tracht zeigen (Abbildung 3). In Tabelle 2 sind Begriffe zur Beschreibung von Ausbildung und Habitus für Einkristalle und Kristallaggregate zusammengestellt.

TABELLE 2 Habitus und Ausbildung von Kristallen und Kristallaggregaten

bei Einkristallen – Habitus	bei Aggregaten – Ausbildung
isometrisch, kurzprismatisch, rhomboedrisch, (di)pyramidal	körnig, spätig (bei Mineralen mit guter Spaltbarkeit)
langprismatisch, stengelig, leistenförmig, säulig	stengelig, strahlig (jeweils präzisieren: parallel-, wirr-, radial-, divergent--)
nadelig, faserig (ggf. „haarförmig“)	desgleichen (parallel-, radial-, wirr--)
tafelig	tafelig, ggf. spätig
blättrig	blättrig (lepidoblastisch) (grob-, fein-; wenn sehr fein: schuppig)
	derb (unförmig; keine Kornformen, Spaltbarkeiten o.ä. Merkmale erkennbar – <i>nicht mit amorph verwechseln!</i>)
	nierig, traubig, glaskopfförmig (gibt Hinweise auf die Entstehung aus einem ursprünglich amorphen Gel, meist feinfaserig rekristallisiert)
	sinterartig, krustig
	dicht (mit bloßem Auge oder Lupe keine Körner oder andere Strukturen erkennbar, homogen erscheinend)
	porös; wenn Poren und Hohlräume mit Kristallen ausgekleidet sind: drusig
	erdig, pulvrig; sehr dünne erdig-pulvrige Kruste und Beläge: Anflug

1.3 Mineralbestimmung mit Hilfe physikalischer Eigenschaften

Mineralbestimmung nach physikalischen Eigenschaften geschieht im wesentlichen nach dem Ausschließungsverfahren. So kristallisieren beispielsweise von den ca. 3500 bekannten Mineralen nur ca. 200 mit einer sechszähligen (hexagonalen) Symmetrie. Wenn wir also ein Mineral finden, das sechszählige Symmetrie zeigt, dann haben wir das Problem der Bestimmung eines Minerals aus einer Menge von ca. 3500 bereits auf das Problem der Identifizierung eines Minerals aus einer Menge von nur ca. 200 Mineralen reduziert. Sofern das betreffende hexagonale Mineral dann noch eine gute Spaltbarkeit aufweist, reduziert sich das Bestimmungsproblem auf 1 aus 5 möglichen Mineralen. Glücklicherweise kommen die ca. 3500 bekannten Minerale nicht gleich häufig vor. Die relativ wenigen Minerale, die in diesem Kurs besprochen werden, machen zusammen bereits ca. 90% der gesamten Erdkruste aus.

1.3.1 Farbe

Die auffälligste physikalische Eigenschaft eines Minerals ist seine Farbe. Leider haben aber nur wenige Minerale eine gleichbleibende Färbung. Beispielsweise kann Quarz farblos, weiß, rosa, grau, gelb, violett usw. gefärbt sein. Alkalifeldspat kann weiß, fleischfarben, grau oder grün sein. Diese unterschiedliche **Färbung** kann vielfältige Ursachen haben (z.B. Einlagerung feinsten **Einschlüsse** einer anderen Mineralart oder einer Flüssig-

keit, Einbau von Spurenelementen im Kristallgitter, unterschiedliche chemische Zusammensetzung bei Mischkristallen). Die Farbe vieler Minerale ist daher keine eindeutige diagnostische Eigenschaft, obwohl es auch Minerale mit einer konstanten Farbe gibt (Beispiele: Bleiglanz – bleigrau; Schwefel – gelb). Die Färbung eines Minerals kann auch durch oberflächliche Reaktionen mit der Atmosphäre modifiziert sein (Anlauffarben). Auch die Korngröße kann die Farbe beeinflussen.

1.3.2 Glanz

Der Glanz ist das Erscheinungsbild einer Mineraloberfläche in reflektiertem Licht. Auf der Basis ihres Glanzes können alle Minerale in zwei große Gruppen unterteilt werden: (1) Minerale mit metallischem Glanz (opak und stark reflektierend, wie polierte Metalle) und (2) Minerale mit nichtmetallischem Glanz. Hier wird des öfteren noch weiter unterschieden in Glasglanz, Wachsglanz, Fettglanz, Seidenglanz, matt (stumpf), etc. Einige Minerale zeigen halbmetallischen oder blendeartigen Glanz, meist infolge sehr hoher Lichtbrechung.

1.3.3 Strich, Strichfarbe

Als Strich oder Strichfarbe bezeichnet man die Farbe eines Minerals im pulverisierten Zustand. Diese Farbe entspricht häufig nicht der Farbe des ursprünglichen größeren Mineralkorns. Die Strichfarbe wird ermittelt, indem das Mineral gegen ein Stück unglasiertes weißes Porzellan, die sog. Strichtafel, gerieben wird. Die Strichfarbe ist eine relativ konstante Eigenschaft der Minerale und daher für viele von hohem diagnostischem Wert. Dies gilt besonders für sulfidische und oxidische Minerale, die meist charakteristische Unterschiede in der Strichfarbe aufweisen. Hämatit hat beispielsweise immer eine rotbraune Strichfarbe, Limonit eine gelbbraune und Magnetit eine dunkelgraue. Durch intensives Verreiben kann sich die Strichfarbe verändern; dies ist für manche Minerale ein sehr wichtiges Erkennungsmerkmal: Bei *Molybdänit* wird der zunächst schwarze Strich schmutzig-grün; beim sehr ähnlichen Graphit verändert sich die Strichfarbe nicht. Sofern ein Mineral härter ist als die Strichtafel, hinterläßt es keinen Strich. Dies ist bei vielen silikatischen Mineralen der Fall.

1.3.4 Härte

Härte ist der Widerstand, den ein Mineral dem Ritzen oder Verschleifen entgegensetzt. Man kann Minerale nach ihrem relativen Ritz- oder Schleifverhalten ordnen. Der österreichische Mineraloge Mohs entwarf 1822 eine relative *Ritzhärteskala* der Minerale, die auch heute noch in Gebrauch ist (Tabelle 3). Talk als dem weichsten bekannten Mineral wurde die Härte 1 gegeben, während Diamant als dem härtesten Mineral die relative Härte 10 zugewiesen wurde. Man beachte, daß die Bezeichnung *relative Härte* bedeutet, daß Diamant nicht genau zehnmal so hart ist wie Talk, sondern einfach nur härter als Korund (H = 9). Mit jedem Mineral der Mohs'schen Härteskala lassen sich Minerale mit einer geringeren relativen Härte ritzen. Jedes Mineral hat eine charakteristische Härte, die sich als Wert zwischen 1 und 10 der Mohs'schen Härteskala angeben läßt.

TABELLE 3 MOHSSche Härteskala [relative Härte]

Ritzhärte [nach Mohs]	Schleifhärte [nach Rosival]	Minerale	zum Vergleich
1	0.03	Talk	mit Fingernagel ritzbar
2	1.04	Gips	mit Fingernagel noch ritzbar
3	3.75	Calcit (Kalkspat)	Fingernagel (2 ^{1/2})
4	4.2	Fluorit (Flußspat)	Münze (3 ^{1/2})

TABELLE 3 MOHSSche Härteskala [relative Härte]

Ritzhärte [nach Mohs]	Schleifhärte [nach Rosival]	Minerale	zum Vergleich
5	5.4	Apatit	Nagel (weicher Stahl)
6	30.8	Orthoklas	Glas \approx Taschenmesser Klinge ($5^{1/2}$)
7	100	Quarz	
8	146	Topas	
9	833	Korund	
10	117000	Diamant	Siliziumkarbid ($9^{1/2}$)

1.3.5 Bruchverhalten und Spaltbarkeit

Der Bruch eines Minerals ist definiert als die Art und Weise, in der ein Mineral bricht. Die Bruchfläche eines Minerals kann uneben, splitterig oder muschelig ausgebildet sein.

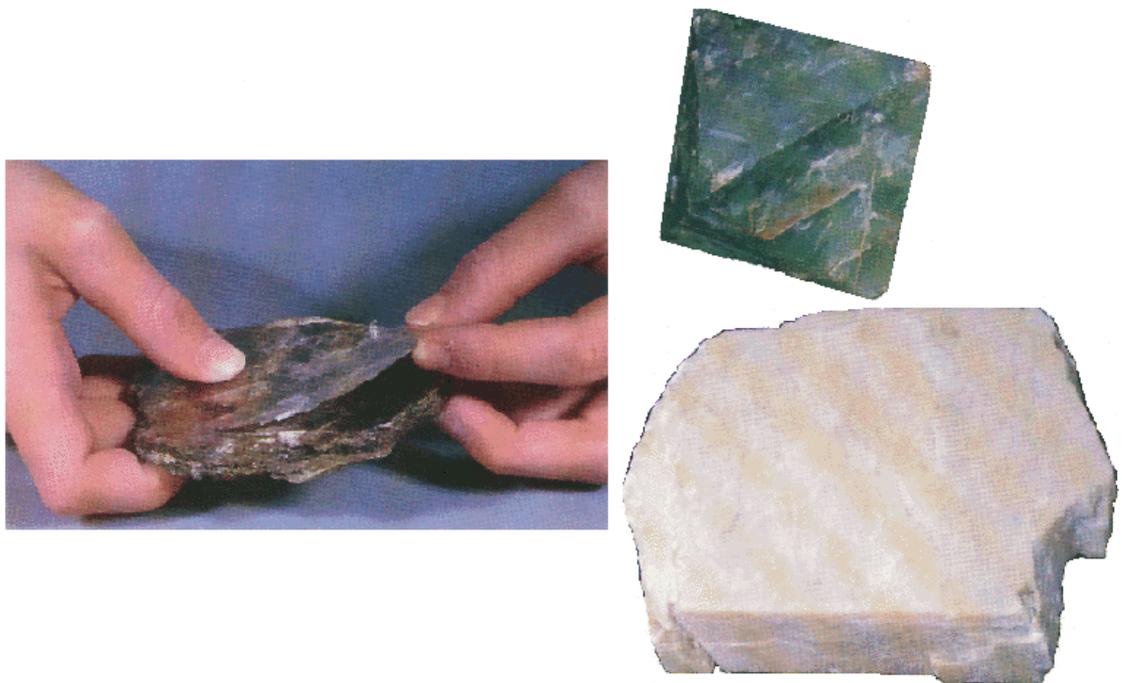


ABBILDUNG 4

links: perfekte Spaltbarkeit von Hellglimmer parallel einer Ebene führt zur schuppigen Ausbildung dieser Minerale; **rechts oben:** Flußspat hat eine sehr gute Spaltbarkeit parallel vier Ebenen, den Oktaederflächen; **rechts unten:** Kalifeldspat zeigt eine gute Spaltbarkeit parallel zwei senkrecht aufeinanderstehenden Ebenen (aus Skinner & Porter, 1999).

Als Spaltbarkeit wird die Tendenz eines Minerals bezeichnet, nach bestimmten parallelen Ebenen zu brechen (Abbildung 4). Die Spaltbarkeit ist demnach eine besondere Art des Bruchs. Eine Spaltbarkeitsebene ist eine glatte Fläche, die das Licht gut reflektiert. Spaltbarkeiten können bei verschiedenen Mineralen unterschiedlich gut ausgebildet sein; entsprechend unterscheiden sich die resultierenden Spaltbarkeitsflächen oder –ebenen in der Güte ihrer Ausbildung. Viele Minerale besitzen mehrere, oft unterschiedlich gute Spaltbarkeiten in unterschiedlichen Richtungen. Die Spaltbarkeitsebenen sind immer parallel zu bestimmten Kristallgitterebenen (Atomlagen).

Die Anzahl der Spaltbarkeitsrichtungen, ihre Qualität und der Winkel, unter dem sich die Spaltbarkeitsebenen schneiden, stellen oft ausschlaggebende Unterscheidungskriterien zwischen Mineralen mit sonst sehr ähnlichen physikalischen Eigenschaften dar. So lassen sich z.B. die Minerale Augit und Hornblende oft nur durch den Winkel zwischen ihren beiden Spaltbarkeitsebenen unterscheiden (ca. 90° bei Augit und ca. 125° bzw. 55° bei Hornblende).

1.3.6 Dichte

Viele häufig auftretenden Minerale haben eine Dichte zwischen ca. 2.6 (= spezifisches Gewicht von 2.6 g cm⁻³) (Quarz, Feldspäte) und ca. 3.5 g cm⁻³ (Olivin, Hornblende, Biotit, Klinopyroxene). Unter den nichtmetallisch glänzenden Mineralen haben z.B. Baryt (4.5) und Scheelit (6.1) eine auffallend hohe Dichte. Gold hat eine Dichte von 19. Bei Mischkristallen hängt die Dichte von der jeweiligen chemischen Zusammensetzung ab.

1.3.7 Kornform, Kristallform, Kristallsystem

Als *Kristallform* bezeichnet man die äußere Gestalt eines Mineralkorns, das gewachsen ist, ohne mit anderen Festkörpern (Mineralkörnern) in Wechselwirkung zu treten und daher seine *idiomorphe* Gestalt ausbilden kann, die den inneren atomaren Aufbau eines Minerals widerspiegelt. Entsprechende Formen können auch als Spaltkörper bei Mineralen mit mindestens drei Spaltbarkeiten auftreten. Damit ein wachsender Kristall seine charakteristische Form ausbilden kann, benötigt er Platz, d.h. er darf keinen weiteren Festkörper berühren. Da dies im allgemeinen nicht gegeben ist, sind große Kristalle in der Natur sehr selten, und die meisten Minerale finden sich in Form von körnigen kristallinen Massen. Die durch gegenseitige Behinderung beim Wachstum unregelmäßig ausgebildeten Mineralkörner bezeichnet man als *xenomorph*.

Aufgrund seiner Symmetrieeigenschaften kann jedes kristalline Mineral in eines der sieben *Kristallsysteme* eingeordnet werden: kubisch, tetragonal, hexagonal, trigonal, orthorhombisch, monoklin, triklin (Tabelle 4). Kristalle des kubischen Systems sind die höchst symmetrischen, die des triklinen Systems die niedrigst symmetrischen. Kubische Kristalle lassen sich auf ein Koordinatensystem beziehen, in dem die drei Achsen (*a*, *b*, *c*) gleich lang sind und sich unter Winkeln (α , β , γ ; γ ist der Winkel zwischen den Achsen *a* und *b* und analog für α und β) von 90° schneiden. Dies ist – im Gegensatz zu allen übrigen Kristallsystemen – identisch einem kartesischen Koordinatensystem. Kristalle des triklinen Systems lassen sich nur auf ein Koordinatensystem mit drei ungleich langen Achsen beziehen, die sich zudem noch unter Winkeln $\neq 90^\circ$ schneiden. Die meisten Minerale gehören dem orthorhombischen und dem monoklinen Kristallsystem an, gefolgt schon in weitem Abstand von kubischen Mineralen. Ebenfalls nur nach der äußeren Form der Kristalle werden die Kristallsysteme weiter in insgesamt 32 *Kristallklassen* unterteilt, deren Namen und die zur Abkürzung verwendeten Symbole auch in Tabelle 4 aufgeführt sind.

Die Kristallklassen eines Kristallsystems unterscheiden sich voneinander durch verschiedene Arten von Symmetrieelementen und deren Anzahl: Drehachsen, Spiegelebenen, Inversionszentrum, Drehinversionsachsen. Die niedrigst symmetrische aller Kristallklassen, die triklin-pediale, verfügt über keines dieser Symmetrieelemente; jede Fläche in einem solchen Kristall ist einzigartig und hat kein gedrehtes, gespiegeltes oder invertiertes Abbild. Ihr Symbol in der Sprache der Kristallographie ist die 1. Damit ist eine Drehung von 360° gemeint, die trivialerweise zu einer identischen Ansicht des Kristalls bei festem Blickpunkt des Beobachters führt. Die triklin-pinakoidale Kristallklasse $\bar{1}$ hat als einziges Symmetrieelement ein *Inversionszentrum*, auch *Symmetriezentrum* genannt. Dieses liegt vor, wenn jeder Punkt eines Kristalls einen entsprechenden Punkt auf der gegenüberliegenden Seite vom Mittelpunkt (Ursprung der drei Achsen) des Kristalls hat. Abbildung 5, S.15 zeigt Skizzen eines tetragonalen Kristalls der Kristallklasse 4/mmm, z.B. einen Zirkon, um die Symmetrieoperationen zu erläutern. Das tetragonale Kristall-

system ist durch drei senkrecht aufeinanderstehende Achsen gekennzeichnet, von denen zwei (a und b) gleichwertig sind (gleich lang), während die c -Achse eine andere Länge aufweist. Skizze 3 zeigt, wie durch ein Inversionszentrum die mit 211 benannte Fläche (positives Vorzeichen für alle drei Achsen) oben auf der dem Betrachter zugewandten Seite des Kristalls in die als $\bar{2}\bar{1}\bar{1}$ unten auf der vom Betrachter abgewandten Seite übergeht (negatives Vorzeichen aller Achsen). Die fünf Ecken der 211 -Fläche gehen dabei in die der $\bar{2}\bar{1}\bar{1}$ -Fläche über, indem man Verbindungslinien durch den Ursprung des Achsensystems zieht (durch Pfeile markiert).

Eine *Spiegelebene* ist eine gedachte Ebene, die den Kristall in zwei spiegelverkehrt zueinander stehende Hälften teilt. In der Skizze 2 geht durch eine Spiegelebene, die durch die Achsen a und b aufgespannt wird, die 211 -Fläche in die Fläche mit den Symbolen $2\bar{1}\bar{1}$ über (negatives Vorzeichen nur für die c -Richtung). Der Kristall verfügt noch über vier weitere Spiegelebenen; zwei davon werden durch die Achsen a und c bzw. b und c aufgespannt (in der Blickrichtung parallel der c -Achse des Kristalls in Zeichnung 1 in den Achsen a und b liegend), die beiden übrigen durch die c -Achse und die Winkelhalbierenden der Achsen a und b (in Zeichnung 1 gestrichelt dargestellt).

Das dritte Symmetrieelement, die *Drehachse*, wird durch eine Zahl ausgewiesen, die für ihre *Zähligkeit* steht. In einem Kristall sind – neben der bereits erwähnten einzähligen Achse – zweizählige, dreizählige, vierzählige und sechszählige Drehachsen möglich. Dabei führen Drehungen um 180° ($360^\circ/2$), 120° ($360^\circ/3$), 90° ($360^\circ/4$) bzw. 60° ($360^\circ/6$) zu identischen Ansichten des Kristalls. In der linken Skizze von Abbildung 5 sieht man, daß durch die vierzählige Achse, die im tetragonalen System parallel der c -Achse liegt, durch Drehung um 90° im Uhrzeigersinn die Fläche 011 in Fläche 101 übergeht, Fläche $\bar{2}11$ nach Fläche 121 und Fläche 211 nach Fläche $\bar{1}\bar{2}\bar{1}$. Dieser Kristall hat außerdem noch vier zweizählige Drehachsen; sie liegen in den Achsen a und b und auch in den Winkelhalbierenden zwischen beiden Achsen (die gestrichelt gezeichneten Linien in Skizze a sind daher zweizählige Drehachsen); Drehung um 180° um diese Achsen führt also wiederum zu jeweils identischen Anblicken des Kristalls. Durch Drehung von Fläche 211 um 180° um die a -Achse wird z.B. Fläche $2\bar{1}\bar{1}$ erzeugt (Skizze 2).

Die Kombination aus Drehachse und Inversionszentrum führt schließlich noch zur *Drehinversionsachse*, die durch eine Zahl mit Querstrich darüber angegeben wird ($\bar{1}$, $\bar{3}$, $\bar{4}$, $\bar{6}$). Betrachten wir als Beispiel Fläche 211 in der Skizze 4 von Abbildung 5. Die vierzählige c -Achse der Klasse $4/mmm$ ist eine Drehinversionsachse. Drehung von Fläche 211 um 90° um diese Achse erzeugt Fläche $\bar{1}\bar{2}\bar{1}$ (siehe dazu auch Skizze 1). Inversion dieser Fläche erzeugt Fläche $\bar{1}\bar{2}\bar{1}$.

Auf der Basis von Röntgenstrukturanalysen können die 32 Kristallklassen in 230 *Raumgruppen* unterteilt werden. Da die äußere Gestalt der Kristalle keinen Aufschluß darauf gibt, braucht darauf hier nicht weiter eingegangen zu werden.

Die Flächen der Kristalle sind oben bereits durch aus drei Ziffern bestehende Bezeichnungen charakterisiert worden, die separat zu lesen sind (also z.B. $10\bar{2}$: eins – null – drei quer *oder* minus drei). Diese *Miller-Indices* ergeben sich aus den reziproken Achsenverhältnissen der Schnittpunkte der Flächen (oder ihrer gedachten Verlängerung) mit den kristallographischen Achsen. In der linken Skizze von Abbildung 6, S.16 ist ein Würfel skizziert. Seine vordere Fläche schneidet die a -Achse im Einheitsabstand (1) und verläuft parallel den beiden anderen Achsen; die reziproken Achsenverhältnisse betragen $1/1$, $1/\infty$, $1/\infty$ bzw. $1,0,0$. Die Bezeichnung der Fläche ist damit (100). Auf die Klammern ist in den Kristallzeichnungen aus Platzgründen fast immer verzichtet worden. Die zweite Skizze von links zeigt ein Oktaeder. Die dem Betrachter zugewandte rechte obere Fläche schneidet alle drei Achsen im Einheitsabstand und erhält daher die Bezeichnung (111). Die linke untere Fläche schneidet die a -Achse im positiven Einheitsabstand und die beiden übrigen Achsen im negativen Einheitsabstand; folglich wird sie als $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ indiziert. Ein Rhombendodekaeder zeichnet sich durch Flächen aus, die jeweils zwei Achsen im Einheitsabstand schneiden und parallel zur dritten Achse verlaufen; ein Index ist dem-

nach jeweils 0, die beiden anderen jeweils 1 oder $\bar{1}$. Aus einer einzigen Fläche (110) kann durch Symmetrieeoperationen der ganze Kristall konstruiert werden. Die Gesamtheit aller symmetrieäquivalenten Flächen eines Kristalls bezeichnet man allgemein als seine *Form* und setzt das Flächensymbol in geschweifte Klammern, hier also {110}. Das Rhombendodekaeder besitzt insgesamt 12 Flächen; sie haben die Miller-Indices (110), (101), (011), ($\bar{1}\bar{1}0$), ($\bar{1}0\bar{1}$), ($0\bar{1}\bar{1}$), (101), (011), ($\bar{1}\bar{1}0$), ($\bar{1}0\bar{1}$) und ($0\bar{1}\bar{1}$).

Analog hat ein Oktaeder die Form {111}, ein Würfel die Form {110}, ein Pyramidenwürfel die Form {210} und ein Pentagondodekaeder, das man z.B. bei Pyrit häufig findet, ebenfalls die Form {210}. Der Pyramidenwürfel tritt in drei der Kristallklassen des kubischen Systems auf ($\bar{4}3m$, 432 und $m3m$), das Pentagondodekaeder in den beiden übrigen niedriger symmetrischen (23 und $m3$). Der in Abbildung 6 in der rechten Skizze dargestellte Kristall besitzt Würfel-, Oktaeder- und Rhombendodekaederflächen; er besteht demnach aus einer Kombination der Formen {100}, {111} und {110}.

TABELLE 4 Übersicht über die Kristallsysteme und Kristallklassen

System	Klasse	Symbol	Symbol gekürzt	Anzahl an Drehachsen				Spiegelebenen	Inversionszentrum
				2zählig	3zählig	4zählig	6zählig		
triklin: $a \neq b \neq c$; $\alpha \neq \beta \neq \gamma$	pedial	1	1						
	pinakoidal	$\bar{1}$	$\bar{1}$						ja
monoklin: $a \neq b \neq c$; $\alpha = \gamma = 90^\circ$; $\beta > 90^\circ$	sphenoidisch	2	2	1					
	domatisch	m	m				1		
	prismatisch	2/m	2/m	1			1		ja
ortho- rhombisch: $a \neq b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	pyramidal	mm2	mm, m2	1			2		
	disphenoidisch	222	22	3					
	dipyramidal	2/m 2/m 2/m	2/m m, mmm	3			3		ja
trigonal: $a = b \neq c$; $\alpha = \beta = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$; oder (rhomboidisch): $a = b = c$; $\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$	pyramidal	3	3		1				
	rhomboedrisch	$\bar{3}$	$\bar{3}$		$1 \times \bar{3}$				ja
	ditrigonal-pyramidal	3m	3m		1		3		
	trapezoedrisch	32	32	3	1				
	ditrigonal-skalenoedrisch	$\bar{3} 2/m$	$\bar{3}m$	3	$1 \times \bar{3}$			3	ja
hexagonal: $a = b \neq c$; $\alpha = \beta = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$	pyramidal	6	6				1		
	trigonal-dipyramidal	$\bar{6}$	$\bar{6}, 3/m$				$1 \times \bar{6} = 3+m$	1	
	dipyramidal	6/m	6/m				1	1	ja
	trapezoedrisch	622	62	6			1		
	dihexagonal-pyramidal	6mm	6m				1	6	
	ditrigonal-dipyramidal	$\bar{6}m2$	$\bar{6}m, \bar{6}2$	3			$1 \times \bar{6} = 3+m$	3	
	dihexagonal-dipyramidal	6/m 2/m 2/m	6/m m, 6/mmm	6			1	7	ja

TABELLE 4 Übersicht über die Kristallsysteme und Kristallklassen

System	Klasse	Symbol	Symbol gekürzt	Anzahl an Drehachsen				Spiegelebenen	Inversionszentrum
				2zählig	3zählig	4zählig	6zählig		
tetragonal: $a = b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	pyramidal	4	4			1			
	disphenoidisch	$\bar{4}$	$\bar{4}$			$1 \times \bar{4}$			
	dipyramidal	4/m	4/m			1	1	ja	
	trapezoedrisch	422	42	4		1		ja	
	ditetragonalpyramidal	4mm	4m			1	4		
	skalenoedrisch	$\bar{4}2m$	$\bar{4}2$	2		$1 \times \bar{4}$	2		
	ditetragonal-dipyramidal	4/m $\bar{3}$ 2/m	4/m m, 4/mmm	4		1	5	ja	
kubisch: $a = b = c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	tetraedrisch	23	23	3	4				
	disdodekaedrisch	2/m $\bar{3}$	m3	3	$4 \times \bar{3}$		3	ja	
	hexakistetraedrisch	$\bar{4}3m$	$\bar{4}3$		4	$3 \times \bar{4}$	6		
	pentagonikositetraedrisch	432	43	6	4	3			
	hexakisoktaedrisch	4/m $\bar{3}$ 2/m	m3m	6	$4 \times \bar{3}$	3	9	ja	

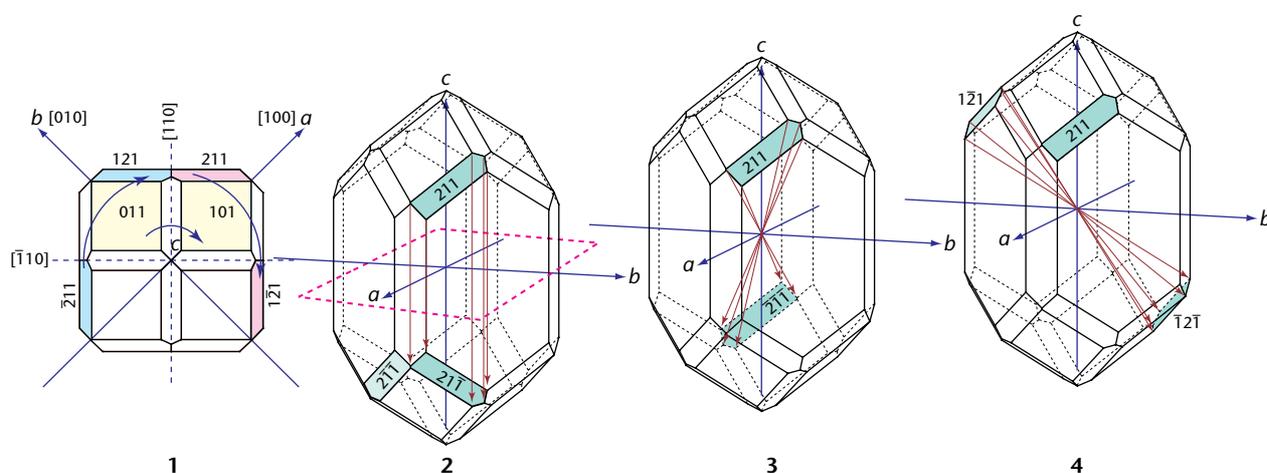


ABBILDUNG 5

Illustration von Drehachse (Skizze 1), Spiegelebene (2), Inversionszentrum (3) und Drehinversionsachse (4) am Beispiel eines Kristalls der Klasse 4/mmm. Dieser Kristall ist identisch mit dem auf Seite 31 dargestellten Zirkon, in dem alle dem Betrachter zugewandten Flächen identifiziert sind. Drehung des Kristalls um die c-Achse lässt z.B. Fläche (011) nach (101) übergehen, Fläche $(\bar{2}11)$ nach (121) – Skizze 1. Spiegelung von Fläche (211) an einer in den Achsen a und b liegende Ebene erzeugt Fläche $(2\bar{1}\bar{1})$ – Skizze 2. Das im Koordinatenursprung liegende Inversionszentrum erzeugt Fläche $(\bar{2}\bar{1}\bar{1})$ aus Fläche (211) – Skizze 3. Drehung von Fläche (211) um 90° und anschließende Inversion am Ursprung erzeugt Fläche $(\bar{1}2\bar{1})$. Weitere Erläuterungen siehe ab Seite 12.

Für Kristalle des hexagonalen Systems findet man häufig Miller-Indices angegeben, die aus vier Ziffern bestehen, z.B. $(2\bar{1}\bar{3}0)$. Dies entspricht einer Darstellung mit vier Achsen, von denen drei gleichwertig sind, das heißt, dieselbe Länge haben. Bezeichnen wir diese drei Achsen mit a_1 , a_2 und a_3 , dann schließen sie jeweils Winkel von 120° ein. Die c -Achse steht senkrecht dazu. Die nebenstehende Skizze zeigt die Aufsicht auf einen hexagonalen Kristall (Blick entlang der c -Achse auf die (001) -Fläche). Die das Sechseck begrenzende untere Fläche ist dann die Schnittkante zwischen (001) und (210) . Es läßt sich unschwer erkennen, daß in vektorieller Darstellung $a_3 = -(a_1 + a_2)$ ist. Der dritte der vier Indices läßt sich daher jeweils aus den beiden ersten berechnen (hier also: $-(2 + 1) = \bar{3}$), und auf seine explizite Angabe kann leicht verzichtet werden.

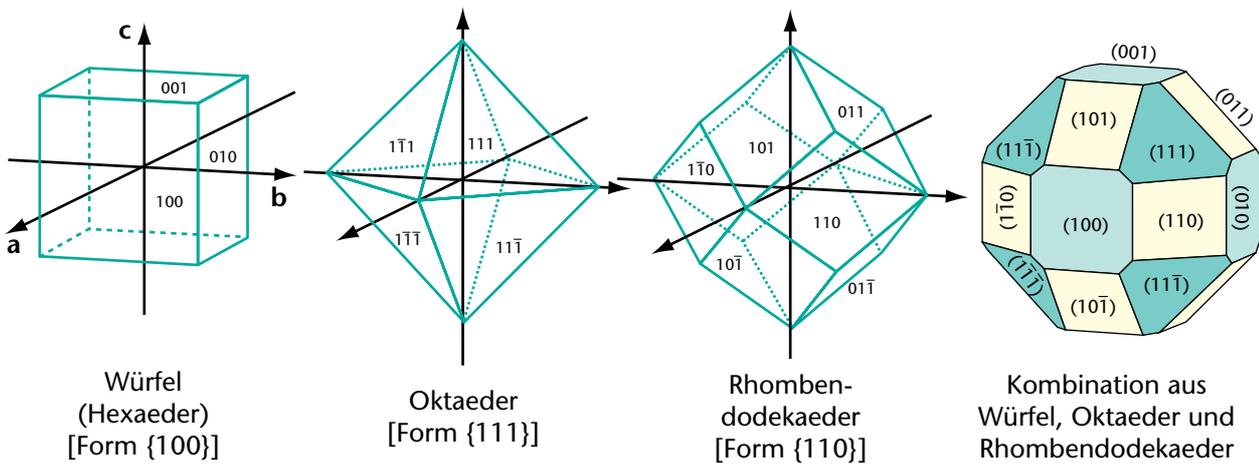
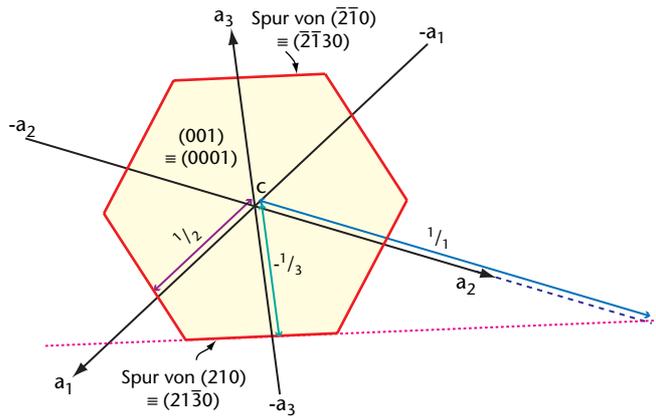


ABBILDUNG 6

Beispiele für Kristallformen der kubischen Kristallklasse $m\bar{3}m$: Würfel-, Oktaeder- und Rhombendodekaederfläche. Alle Formen lassen sich auf drei gleichwertige, senkrecht aufeinanderstehende Achsen beziehen. Die drei Achsen sind in diesem Fall identisch mit vierzähligen Drehachsen, d.h. Drehung des Kristalls um 90° um jede der drei Achsen führt bei Beibehalten des Beobachtungspunktes zu einer identischen Ansicht des Kristalls. Darüber hinaus weisen diese Formen dreizählige Drehachsen auf, die der Raumdiagonalen des Würfels entsprechen bzw. senkrecht auf den Oktaederflächen stehen (nicht eingetragen); Drehung um diese Achse um jeweils 120° führt ebenfalls zu identischen Ansichten. Die rechte Skizze zeigt einen Kristall, der aus einer Kombination dieser drei Formen besteht.

Wie in Tabelle 4 aufgeführt, lassen sich Kristalle des trigonalen Systems auf zwei verschiedene Achsensysteme beziehen, das trigonale und das rhomboedrische. Dies ist in Abbildung 7 skizziert. Dolomit und einige andere Karbonate bilden häufig Rhomboeder aus. Ein Rhomboeder läßt sich aus einem Würfel durch Deformation senkrecht zu einer der Raumdiagonalen ableiten. In der rhomboedrischen Aufstellung durchstoßen die drei Achsen jeweils die Mitten der $\{100\}$ -Flächen. In der hexagonalen Aufstellung ist die (100) -Fläche des Rhomboeders mit (101) zu indizieren. Die c -Achse entspricht hier einer der Raumdiagonalen, während die beiden gleichwertigen Achsen a und b das Rhombo-

eder auf Kantenmitten durchstoßen. Die Miller-Indices der beiden Aufstellungen lassen sich leicht ineinander umrechnen. Bezeichnen wir die Indices der trigonalen Aufstellung mit h , k und l und die der rhomboedrischen Aufstellung mit p , q und r , so gilt:

trigonal nach rhomboedrisch: $P = \frac{1}{3} \times (2h + k + l)$; $q = \frac{1}{3} \times (k - h + l)$; $r = \frac{1}{3} \times (-2k - h + l)$

rhomboedrisch nach trigonal: $h = p - q$; $k = q - r$; $l = p + q + r$

Damit erhält z.B. die (211)-Fläche des trigonalen Systems die Indizierung (20 $\bar{1}$) in der rhomboedrischen Aufstellung; die Fläche (00 $\bar{1}$) der rhomboedrischen Aufstellung erhält die Indizierung (01 $\bar{1}$) in der trigonalen Aufstellung, wie aus Abbildung 7 zu ersehen ist.

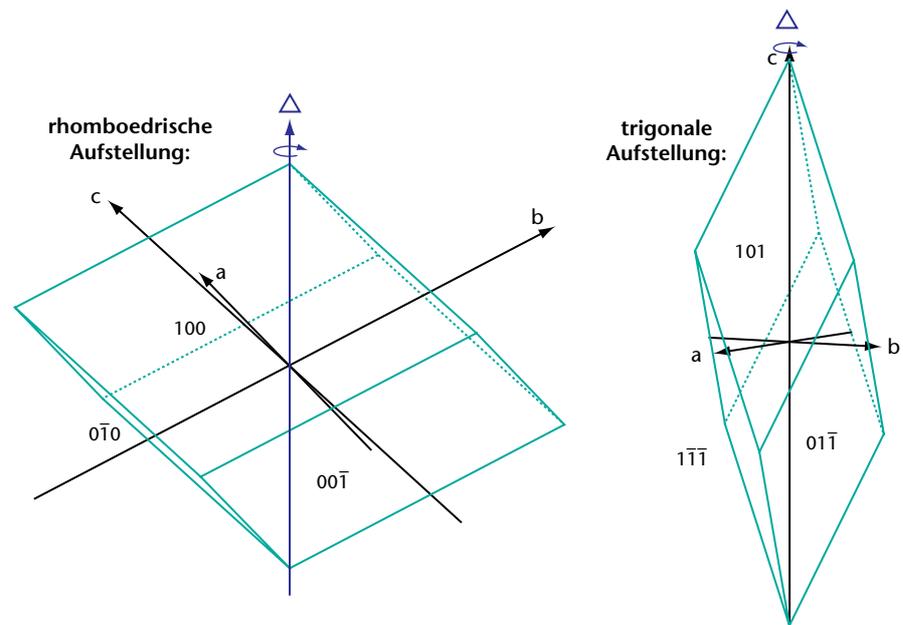


ABBILDUNG 7

Dolomitenkristalle, rhomboedrisch (links) und trigonal (rechts) aufgestellt. Die dreizählige Achse (trigonale Aufstellung: parallel der c -Achse, rhomboedrische: parallel einer Raumdiagonalen) ist in beiden Aufstellungen vertikal orientiert.

Ähnlich den Miller-Indices werden *Richtungen* in der Kristallographie durch drei ganzzahlige Ziffern gekennzeichnet, die allerdings in eckige Klammern gesetzt werden. So ist [001] die Richtung der c -Achse oder [010] die Richtung der b -Achse; die Raumdiagonale in einem Würfel in Richtung der positiven Abschnitte aller Achsen hätte die Richtung [111]. Bei einem Kollektiv von Kristallflächen, die sich in Kanten parallel zueinander schneiden, nennt man die Richtung der gemeinsamen Schnittkante eine *Zonenachse* und das Kollektiv der Flächen eine *Zone* und identifiziert sie mit dem Index der Zonenachse. Z.B. gehören die Flächen (010), (110), (100) und (1 $\bar{1}$ 0) in der mittleren Zeichnung des Zirkonkristalls auf Seite 31 der Zone [001] an, weil sie gemeinsame Kanten parallel der c -Achse bilden.

Zum Verständnis der Symbole der Kristallklassen in Tabelle 4 sei noch angeführt, daß ein „/m“ eine Spiegelebene bezeichnet, die senkrecht zu einer Drehachse steht, „4/m“ folglich für eine vierzählige Drehachse, und senkrecht dazu steht eine Spiegelebene. Ein „m“ ohne den Schrägstrich bedeutet, daß die Spiegelebene parallel zu der Drehachse liegt (außer in der monoklinen Klasse m , die keine Drehachse mit einer Zähligkeit von mehr als 1 hat), deren Zähligkeit vor dem m genannt wird. In der tetragonalen Klasse $4mm$ gibt es demnach eine vierzählige Drehachse (die der c -Achse gleichgesetzt wird) und (mindestens) zwei Spiegelebenen, die parallel dieser Achse verlaufen. Eine liegt parallel der (100)-Fläche, eine andere parallel der (110)-Fläche; aus Symmetriegründen existieren in dieser Kristallklasse noch zwei weitere Spiegelebenen parallel den

symmetrieäquivalenten Flächen (010) und $(\bar{1}10)$ (in der linken Skizze von Abbildung 5 sind die Spuren dieser Ebenen eingezeichnet und mit den eckigen Symbolen der Richtungen versehen). Die erste oder einzige Zahl, mit dem eine Kristallklasse benannt ist, kennzeichnet die Zähligkeit der c -Achse – nur im monoklinen System die der b -Achse. Im kubischen System und im trigonalen System in der rhomboedrischen Aufstellung sind alle drei Achsen natürlich äquivalent.

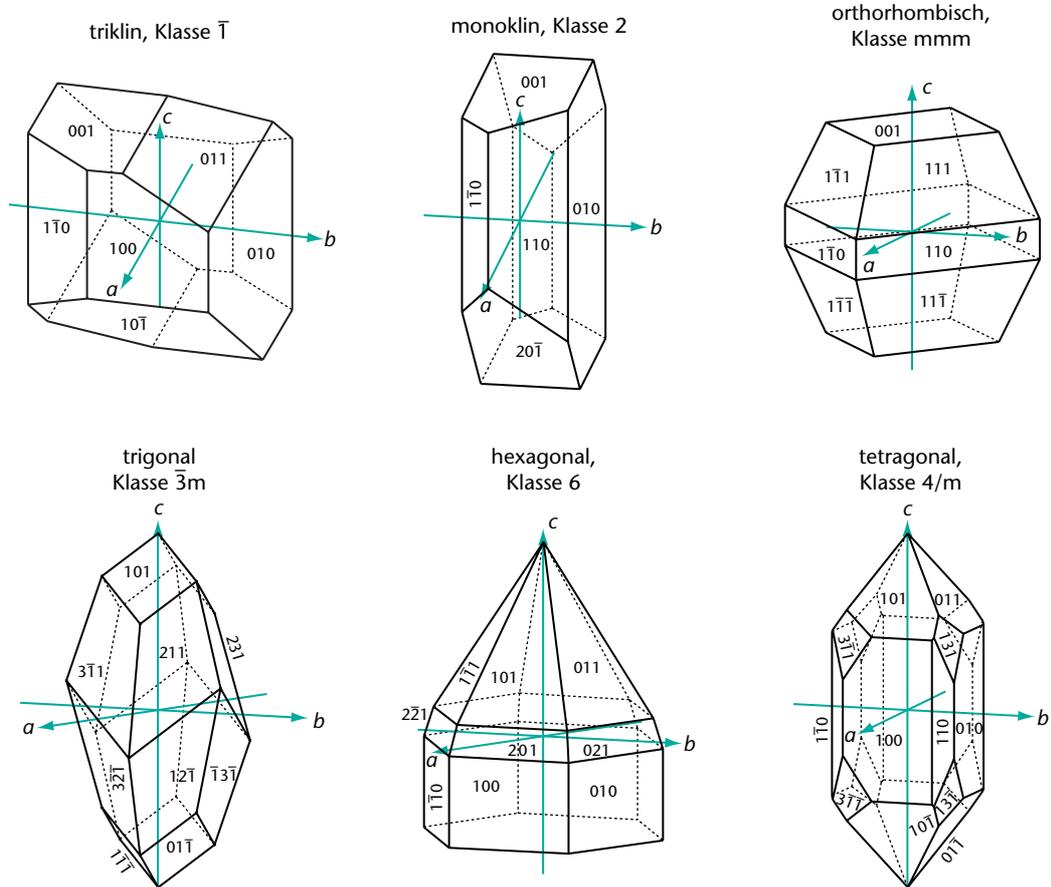


ABBILDUNG 8

Kristallzeichnungen verschiedener Kristallsysteme; oben links: trikliner Kristall, der nur ein Inversionszentrum hat, durch das alle Flächen auf der Vorderseite auf der Rückseite ein Äquivalent finden; oben Mitte: monokliner Kristall der Klasse 2 (z.B. ein Orthoklas); durch die zweizählige Drehachse parallel b wird ebenfalls jede Fläche auf der Vorderseite auf der Rückseite dupliziert; oben rechts: orthorhombischer Kristall der Klasse mmm ; die Formen $\{111\}$, $\{110\}$ und $\{001\}$ sind symmetrieäquivalent; unten links: trigonaler Kristall der Klasse $\bar{3}m$ mit den symmetrieäquivalenten Formen $\{211\}$ und $\{101\}$; unten Mitte: hexagonaler Kristall der Klasse $6mm$; die sechszählige Drehachse parallel c versechsfacht die Flächen (101) , (201) und (100) ; unten rechts: tetragonaler Kristall der Klasse $4/m$; die vierzählige Drehachse liegt parallel c und die Spiegelebene in der Ebene von a und b ; die vierzählige Drehachse vervierfacht die Flächen (101) , (131) und (100) , und die Spiegelebene spiegelt alle Flächen der oberen Hälfte des Kristalls in die untere Hälfte.

Da idiomorphe Kristalle in der Natur nur vergleichsweise selten vorkommen, ist eine Mineralbestimmung nach der Kristallform leider oft nicht möglich. Zu den Mineralen, die häufig in gut ausgebildeten Kristallen vorkommen, zählen z.B. Granate, Pyrit und Turmalin.

1.3.8 Andere physikalische und chemische Eigenschaften

Selten kann man auch bislang nicht genannte physikalische Eigenschaften wie Radioaktivität (Minerale, die reich sind an Uran und Thorium), Fluoreszenz unter UV-Licht (Scheelit – CaWO_4), magnetisches Verhalten (Magnetit), „Geschmack“ (Halide) oder Geruch (manche Flußspäte nach Anschlagen) heranziehen, um einige Minerale zu bestimmen. Weiterhin sind manche Minerale wasserlöslich (manche Halide) oder sie reagieren unter Brausen mit Salzsäure (z.B. viele Karbonate).

1.4 Mineralklassifikation

1.4.1 Übersicht

Ein Ziel der Naturwissenschaft ist es, die Ordnung in der Natur zu begreifen und sichtbar zu machen. Dies geht nicht ohne eine Klassifikation der natürlichen Systeme. Vom Standpunkt des Anfängers in den Geowissenschaften mag es wünschenswert erscheinen, die Minerale nach einigen ihrer physikalischen Eigenschaften zu klassifizieren, aber keine der zuvor genannten physikalischen Eigenschaften ist ausreichend definitiv, um eine adäquate Basis für die Mineralklassifizierung zu liefern. Daher benutzt man die chemische Zusammensetzung und den atomaren Aufbau (Kristallgitter), um die Minerale zu klassifizieren. Hierbei spielen zunächst die Anionengruppen eine Rolle, z.B. Sulfide (S^{2-}), Oxide (O^{2-}), Halide (Cl^-), Fluoride (F^-), Sulfate (SO_4^{2-}), Silikate (SiO_4^{2-}), Phosphate (PO_4^{3-}), Karbonate (CO_3^{2-}).

Weiterhin gibt es einige Minerale, die aus einem Element bestehen; man bezeichnet sie manchmal als Reinelementminerale oder gediegene Elemente. Hierzu gehören zum Beispiel Edelmetalle.

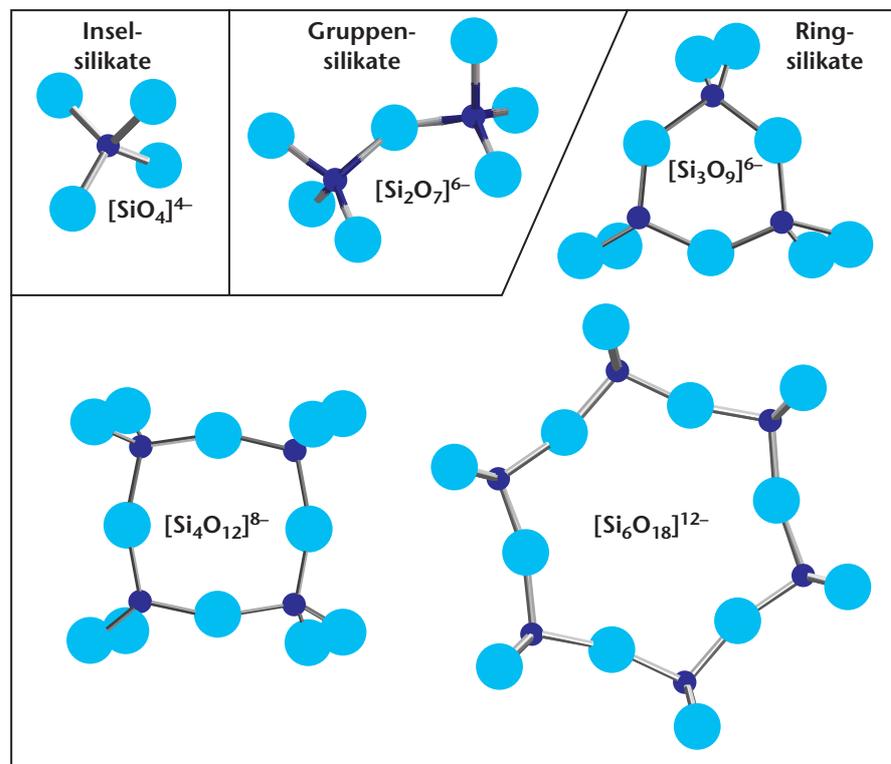


ABBILDUNG 9

Baugruppen der Silikate: $[\text{SiO}_4]^{4-}$ der Insel-silikate; $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ der Gruppensilikate; $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$, $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$, $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$ der Ringsilikate. Bei den Gruppensilikaten gehö-

ren drei Sauerstoffe einem Tetraeder allein an, während das vierte Sauerstoffion jeweils zur Hälfte zwei benachbarten Tetraedern angehört, also $3\frac{1}{2}$ Sauerstoffe je Si. Bei den Ringsilikaten gehören zwei Sauerstoffe einem Tetraeder allein an, während sich die übrigen beiden jeweils zur Hälfte auf zwei benachbarte Tetraeder aufteilen; es resultieren 3 Sauerstoffe je Si.

1.4.2 Strukturtypen der Silikate

Die Silikatminerale sind die häufigsten gesteinsbildenden Minerale. Baustein dieser Silikate ist das SiO_4 -Tetraeder, d.h. ein Si-Atom ist von vier O-Atomen tetraedrisch umgeben. In den Silikatstrukturen können diese Tetraeder isoliert auftreten oder aber über Sauerstoffbrücken (= Sauerstoffionen, die gleichzeitig zwei SiO_4 -Tetraedern angehören) zu Gruppen, Ringen, Ketten, Schichten oder dreidimensionalen Gerüsten verbunden sein. Entsprechend unterscheidet man bei den Silikaten folgende Strukturtypen:

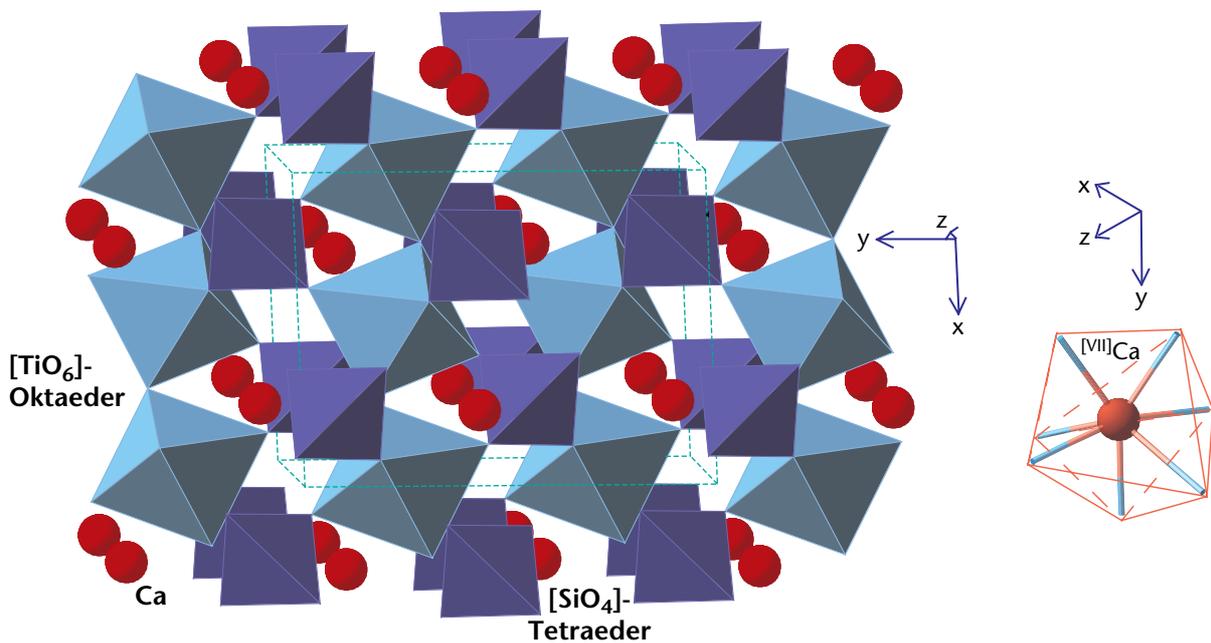


ABBILDUNG 10

Kristallstruktur von Titanit $\text{CaTi}[\text{O}(\text{SiO}_4)]$ mit Blickrichtung entlang der kristallographischen z-Achse. Die Kristallstruktur besteht aus „geknickten Ketten“ von $[\text{TiO}_6]$ -Oktaedern; die Oktaeder sind untereinander über Ecken verknüpft. Ein weiteres Strukturelement sind isolierte $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder. Dabei ist jedes Tetraeder mit den Sauerstoffionen von vier verschiedenen $[\text{TiO}_6]$ -Oktaedern in drei Ketten verbunden. Auf diese Weise entsteht ein Gerüst mit großen Hohlräumen, in dem die Ca-Ionen in siebenfacher Koordination durch Sauerstoff sitzen. Die kleine Zeichnung rechts zeigt ein $[\text{CaO}_7]$ -Polyeder. Die Sauerstoffe sitzen jeweils an den Ecken der Polyeder und sind selbst nicht dargestellt. Markiert durch (grüne) Linien ist in dieser und in den folgenden Kristallstrukturskizzen die sogenannte *Elementarzelle*, die kleinste Einheit in einer Kristallstruktur, die alle Symmetrieelemente (und damit auch alle Bausteine) enthält und durch deren dreidimensionale Aneinanderreihung ein Kristall entsteht. Diese und alle übrigen Kristallstrukturen stammen – leicht modifiziert – aus der Bibliothek des Programmes CrystalMaker (<http://www.crystallmaker.com/>).

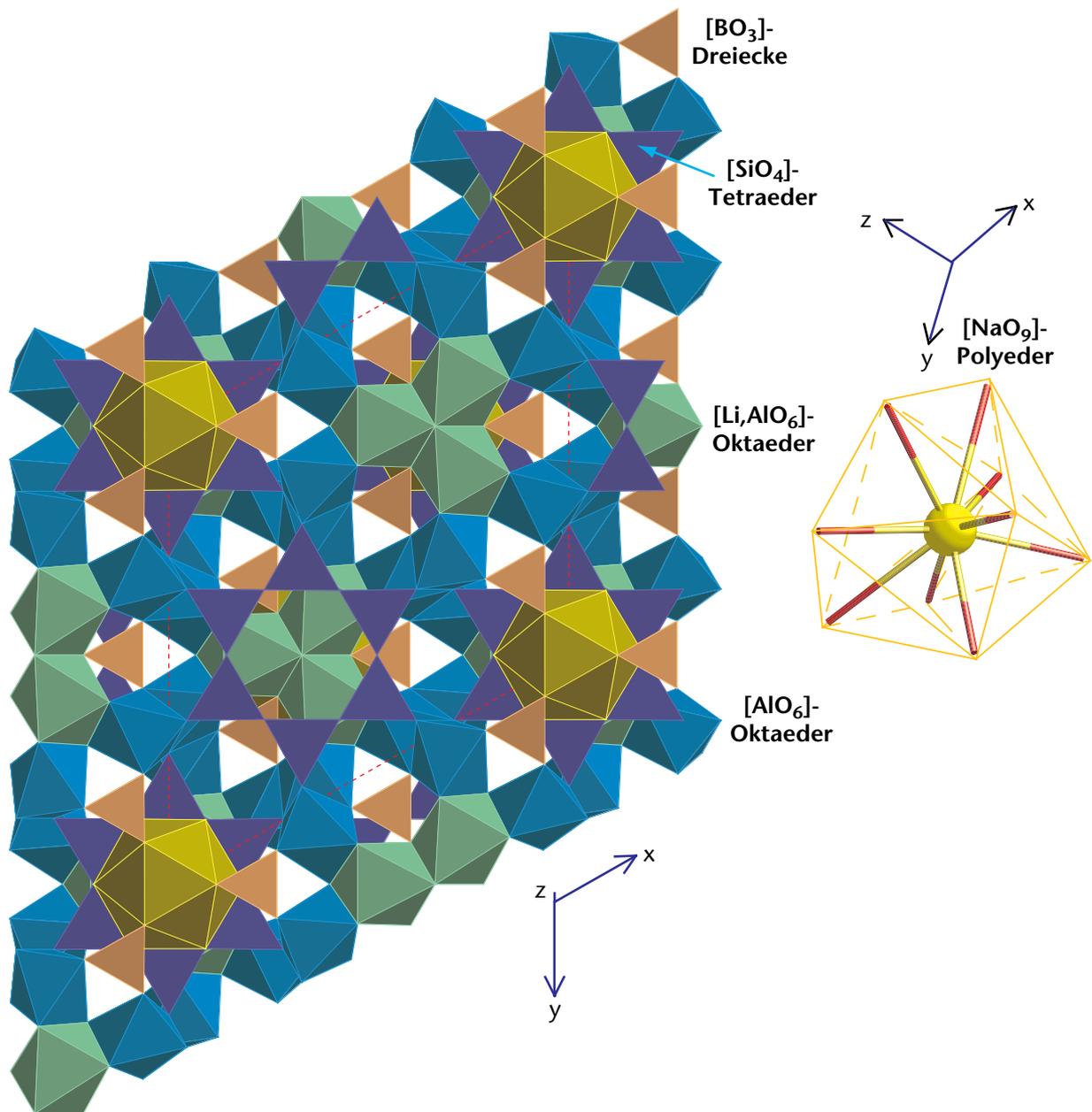


ABBILDUNG 11

Kristallstruktur von Turmalin (Varietät Elbait) $\text{Na}_{0,5}(\text{Li,Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH,F})_4$, geschaut in Richtung der z-Achse. Die Sechseringe aus [SiO₄]-Tetraedern sind gut erkennbar. An der oktaedrischen Koordination (Li,Al)₃-Ionen sind auch die OH-Gruppen beteiligt, was in der Zeichnung nicht zum Ausdruck kommt.

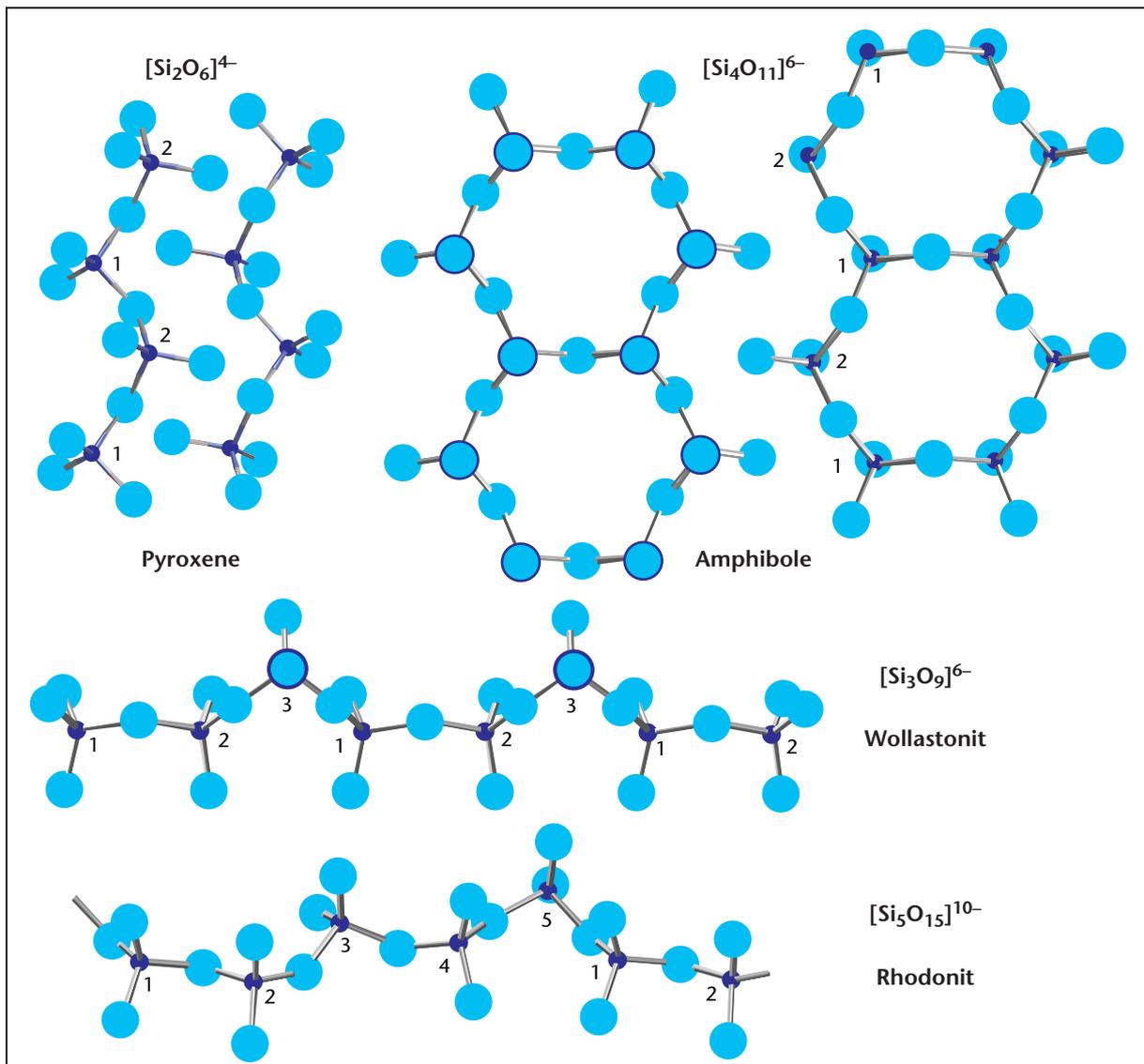


ABBILDUNG 12

Eindimensional „unendliche“ Baugruppen der Ketten- und Bändersilikate. Für die Pyroxene sind zwei einander parallele Ketten dargestellt, für die Amphibole zwei parallele Bänder; dicke (blaue) Ringe um die großen (roten) Sauerstoffionen bedeuten, daß ein Si-Ion der Kette bzw. des Bandes in einer Höhe unterhalb dieser Sauerstoffionen liegt. Die symmetrische Abfolge der Tetraeder kann sich in verschiedener Länge von Ketten und Bändern wiederholen; dies ist in der Abbildung durch die Numerierung dargestellt. Bei Pyroxenen und Amphibolen ist die Sequenz also 1 – 2 – 1 – 2 etc., beim Wollastonit 1 – 2 – 3 – 1 – 2 – 3 etc., während die Abfolge beim Rhodonit erst ab dem sechsten Tetraeder wiederholt wird. *Rhodonit* ist $\text{CaMn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$. $[\text{Si}_3\text{O}_9]^-$ und $[\text{Si}_5\text{O}_{15}]^{10-}$ -Ketten sind unter den Silikaten selten. Weitere ungewöhnliche Kettenlängen, verwirklicht in seltenen Mineralen sind $[\text{Si}_6\text{O}_{17}]^{10-}$, eine Doppeldreierkette (z.B. in *Xonotlit*, $\text{Ca}_6[(\text{OH})_2[\text{Si}_6\text{O}_{17}]]$) und $[\text{Si}_7\text{O}_{21}]^{14-}$ (z.B. in *Pyroxmangit*, $(\text{Fe},\text{Mn})_7[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$).

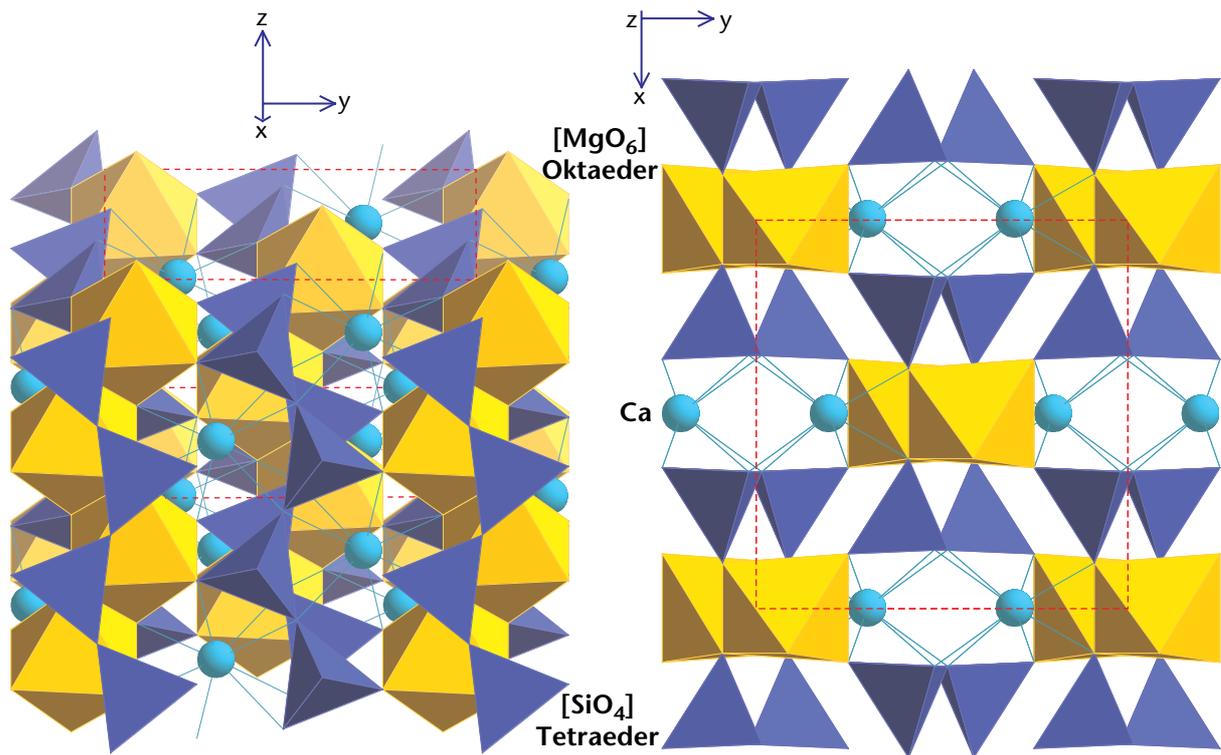


ABBILDUNG 13

Kristallstruktur von Diopside $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ in zwei Blickrichtungen. Im linken Diagramm sind die parallelen Ketten aus $[\text{SiO}_4]$ -Tetraedern in Richtung der z-Achse zu sehen. Die Ketten sind untereinander durch Mg-Ionen in oktaedrischer und durch Ca-Ionen in achtfacher Koordination verbunden.

Inselsilikate (*Nesosilikate*, *Orthosilikate*) besitzen isolierte $[\text{SiO}_4]^{4-}$ -Tetraeder, die durch zwischengelagerte Kationen zusammengehalten werden (Verhältnis Si : O = 1 : 4).

- Beispiele: Olivin, Granat, Zirkon, Andalusit, Disthen, Sillimanit, Staurolith, Topas, Chloritoid, Titanit (Abbildung 9, S.19, Abbildung 10).

Gruppensilikate (*Sorosilikate*) enthalten (unter anderen) $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ -Gruppen. Diese entstehen durch die Verbindung zweier $[\text{SiO}_4]^{4-}$ -Tetraeder über ein gemeinsames Sauerstoffion.

- Beispiele: Epidot, Vesuvian, Lawsonit (Abbildung 9).

Ringsilikate (*Cyclosilikate*) enthalten Ringe (= geschlossene Ketten) von verknüpften SiO_4 -Tetraedern mit einem Verhältnis von Si : O = 1 : 3. Drei Konfigurationen sind in der Natur verwirklicht: $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$, $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$ - und $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$ -Ringe; die beiden erstgenannten Konfigurationen sind selten.

- Beispiele: Beryll, Cordierit, Turmalin (Abbildung 9, Abbildung 11).

Kettensilikate (*Inosilikate*) weisen zu Ketten verknüpfte SiO_4 -Tetraeder auf. Je 2 Sauerstoffe eines Tetraeders gehören gleichzeitig zwei Tetraedern an (Verhältnis Si : O = 1 : 3). Die negativ geladenen Ketten werden wiederum durch Kationen zusammengehalten.

- Beispiele: Pyroxene, Wollastonit (Abbildung 12, Abbildung 13).

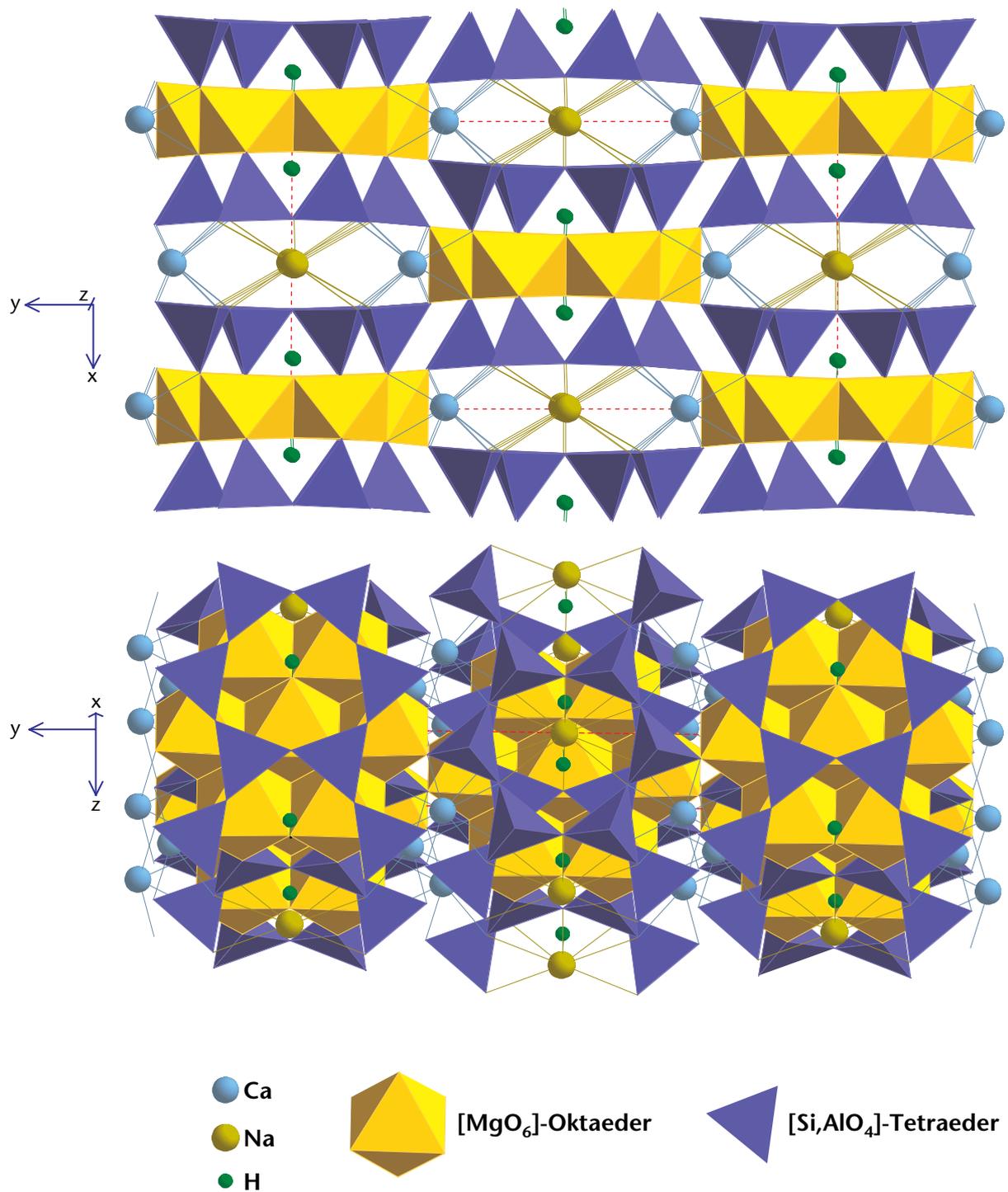


ABBILDUNG 14

Kristallstruktur der Amphibole am Beispiel des Pargasits $(\text{Ca,Na,K})\text{Ca}_2\text{Mg}_4(\text{Mg,Al,Fe}^{3+})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH,F})_2]$. Das untere Diagramm zeigt den Aufbau aus Doppelketten aus $[(\text{Si,Al})\text{O}_4]$ -Tetraedern in Richtung der z-Achse. Die (Mg,Al,Fe^{3+}) -Ionen sind oktaedrisch koordiniert. Die größeren Ca- und Na-Ionen sind meist achtfach koordiniert.

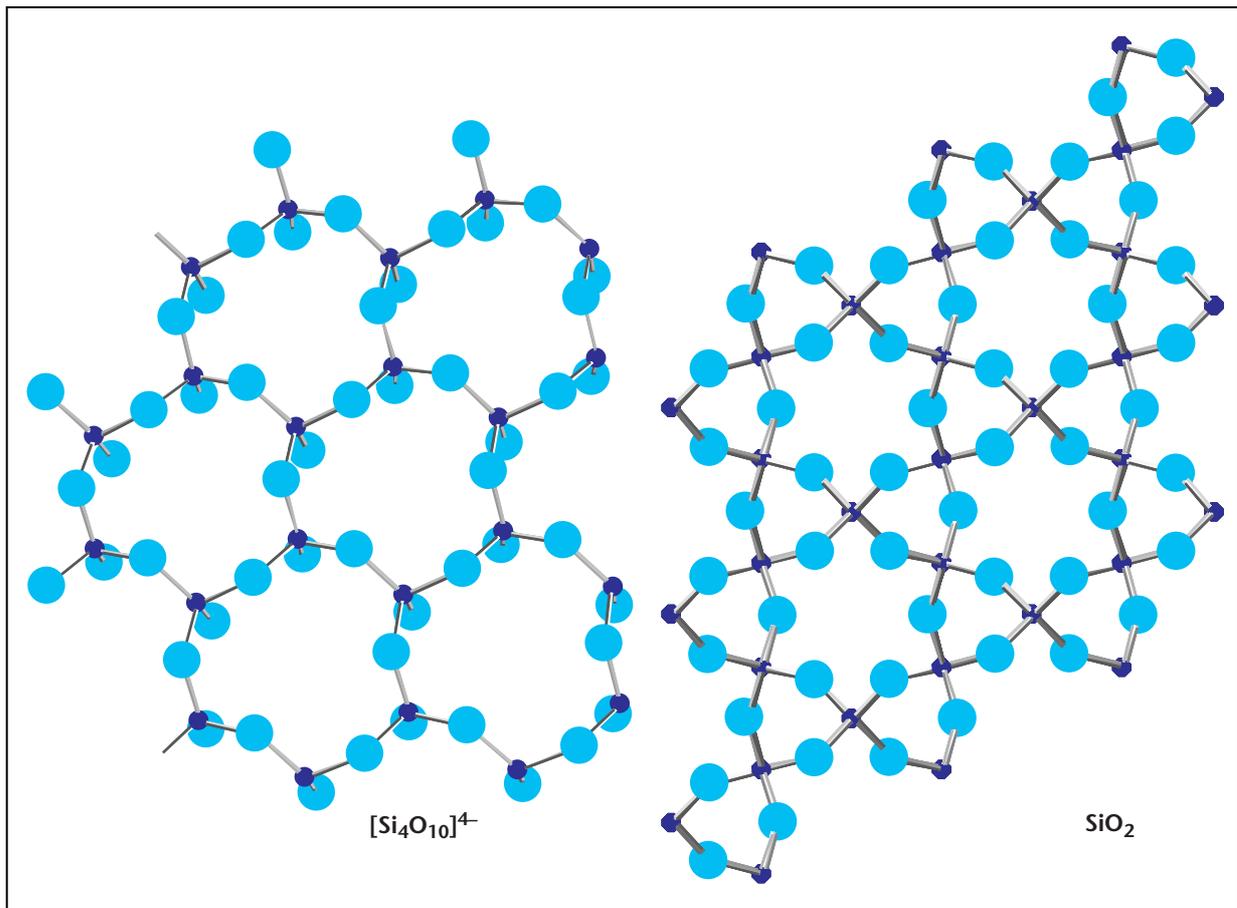


ABBILDUNG 15

links: zweidimensional „unendliche“ Baugruppen der pseudo-hexagonalen Schichtsilikate; **rechts:** dreidimensional „unendliches“ Tetraedergerüst von Quarz

Bändersilikate sind dadurch charakterisiert, daß jeweils zwei Tetraederketten zu einem Band verknüpft sind. Damit müssen zwei benachbarte Tetraeder unterschieden werden, die in Abbildung 12 mit (a) und (b) bezeichnet sind. In Tetraeder (a) gehören zwei Sauerstoffe dem Tetraeder alleine zu, während zwei weitere jeweils zur Hälfte einem benachbarten Tetraeder darüber bzw. darunter angehören (also Si : O = 1 : 3 für dieses Tetraeder). In Tetraeder (b) gehört dagegen nur ein Sauerstoff dem Tetraeder allein an (der Sauerstoff senkrecht zur Zeichenebene), während die übrigen drei Sauerstoffe jeweils zur Hälfte verschiedenen benachbarten Tetraedern angehören, so daß sich hierfür ein Si : O von 1 : 2.5 ergibt. Gemittelt über (a) und (b) erhält man damit für die Bändersilikate ein Si : O = 1 : 2.75.

- Beispiele: Amphibole (Abbildung 12, Abbildung 14).

Schichtsilikate (Phyllosilikate) besitzen zu Schichten vernetzte SiO_4 -Tetraeder. Dabei bilden die SiO_4 -Tetraeder vernetzte Sechseringe. Jeweils drei der vier Sauerstoffe eines Tetraeders gehören gleichzeitig zwei benachbarten Tetraedern an. Es ergibt sich Si : O = 1 : 2.5 ($3 \times 0.5 + 1$)

- Beispiele: Biotit, Muskovit, Paragonit, Margarit, Chlorite, Serpentin, Talk, Pyrophyllit (Abbildung 15, Abbildung 16).

Gerüstsilikate (*Tektosilikate*) zeigen eine vollkommene Vernetzung der SiO_4 -Tetraeder über alle Ecken, d.h. alle Sauerstoffe gehören gleichzeitig zwei Tetraedern an. Dies bedeutet $\text{Si} : \text{O} = 1 : 2$ (4×0.5).

- Beispiele: Quarz, Feldspäte, Feldspatvertreter (Foide), Skapolith, Zeolithe (Abbildung 15, Abbildung 17).

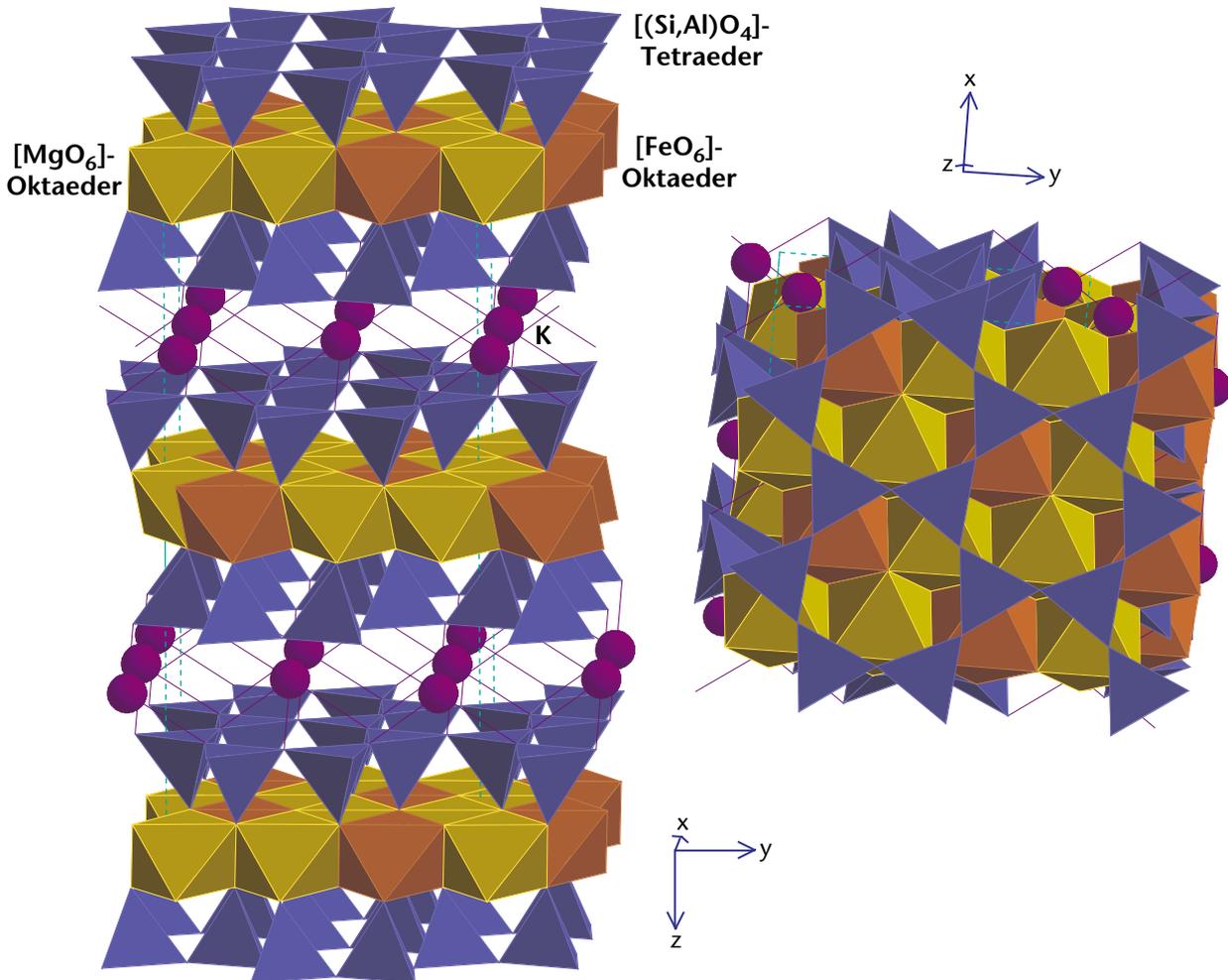


ABBILDUNG 16

Kristallstruktur von Biotit $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2]$. In der rechten Abbildung sieht man die Verbindung der $[(\text{Si,Al})\text{O}_4]$ -Tetraeder über jeweils drei Ecken mit drei verschiedenen anderen Tetraedern. Auf diese Weise werden sechseckige „eindimensionale“ Netze aufgebaut. In der linken Abbildung sieht man in Richtung der c-Achse die Anordnung von jeweils einer Oktaederschicht aus $[(\text{Mg,Fe})\text{O}_6]$, die oben und unten von einer Tetraederschicht eingeschlossen wird. Benachbarte Pakete dieser drei Schichten werden durch die großen Kationen verbunden.

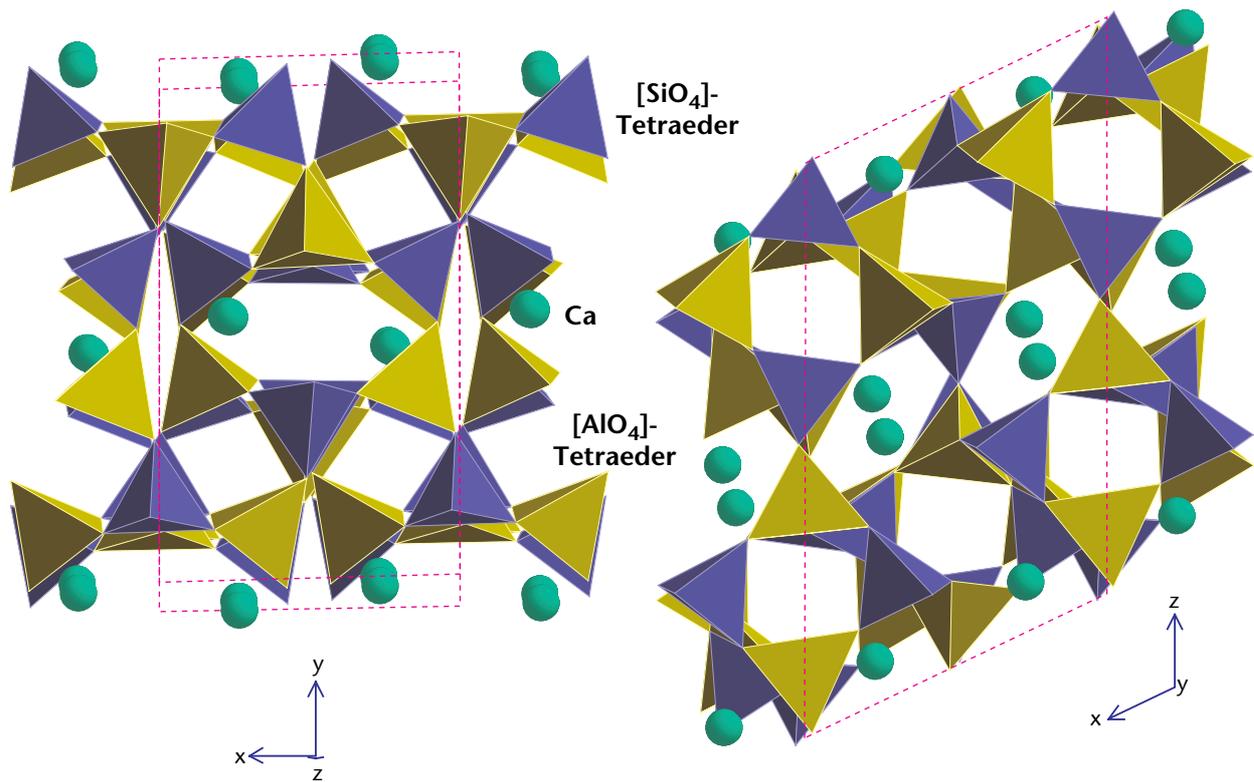


ABBILDUNG 17

Kristallstruktur von Anorthit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ als Beispiel für Gerüstsilikate. Jedes $[(\text{Si},\text{Al})\text{O}_4]$ -Tetraeder ist mit vier anderen Tetraedern über Ecken verbunden und baut dadurch das dreidimensionale Gerüst auf. Die Ca -Ionen besetzen große irreguläre Hohlräume in dieser recht sperrigen Struktur. $[\text{SiO}_4]$ - und $[\text{AlO}_4]$ -Tetraeder sind im Anorthit und in anderen Feldspäten bei hohen Temperaturen gleichwertig, d.h. es bildet sich eine statistische Abfolge in der Kristallstruktur heraus. Bei langsamer Abkühlung bildet sich dagegen eine geordnete Abfolge heraus derart, daß jedes Sauerstoffion von je einem Al - und Si -Ion umgeben ist. Dies ist in der Abbildung dadurch dargestellt, daß jedes (gelbe) $[\text{AlO}_4]$ -Tetraeder mit einer Ecke an ein (blaues) $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder grenzt.

Zeichnung links), Ikositetraeder (zweite Skizze von links) und Kombinationen aus beiden (dritte und vierte Skizze von links); auch derb, körnig bis dicht

Glanz: Glasglanz bis Fettglanz, durchsichtig bis undurchsichtig
 Farbe: häufig rosa, rot, braun bis braunrot; selten farblos (reiner Pyrop), grün (Grossular – Andradit) oder schwarz; nie blau
 Härte: 7
 Bruch: muscheliger; keine Spaltbarkeit
 Vorkommen: metamorph; selten magmatisch

Aluminiumsilikate (Polymorphie von Al_2SiO_5): Der feste Stoff Al_2SiO_5 hat ein Zustandsdiagramm mit *Tripelpunkt* (drei Phasen treten bei dieser Druck [P] –Temperatur- [T] Kombination stabil nebeneinander auf; der Tripelpunkt ist hier ein *invarianter Punkt*; das heißt, wenn P oder T auch nur geringfügig verändert werden, sind nur noch maximal zwei Phasen nebeneinander stabil – Abbildung 18). In Al_2SiO_5 -führenden Gesteinen tritt in der Regel nur jeweils ein Al-Silikat auf; es gestattet Rückschlüsse auf die bei der Entstehung (Metamorphose) herrschenden P–T-Bedingungen.

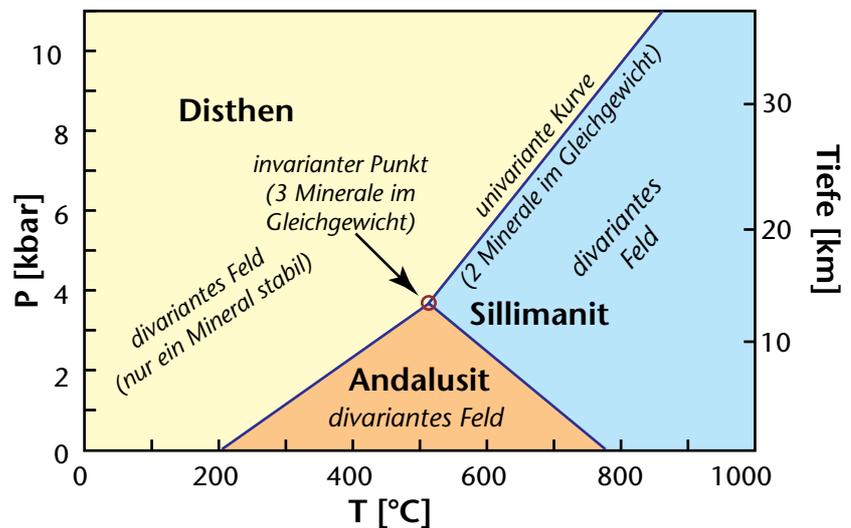
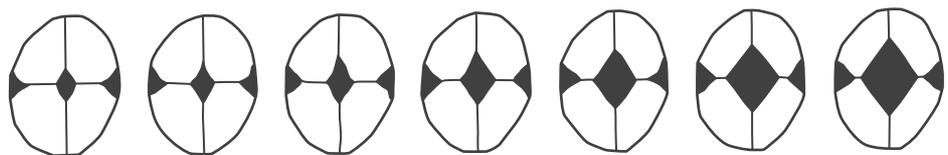


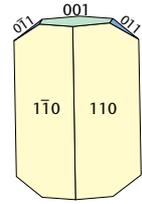
ABBILDUNG 18 Zustandsdiagramm der Aluminiumsilikate

- **Andalusit** Al_2SiO_5 oder $Al^{[6]}Al^{[5]}[O(SiO_4)]$ (Die hochgestellten Zahlen geben die Koordination von Al durch X Sauerstoffe an.)
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: dicksäulige Kristalle mit viereckigem (quadratisch oder rautenförmig) Querschnitt, der oft ein dunkles Kreuz aufweist (= Varietät *Chiastolith*)

Folge von Querschnitten durch einen Chiastolithkristall

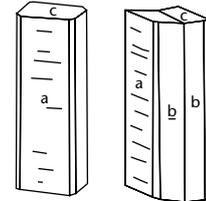


Bruch: 1 schlechte Spaltbarkeit
 Glanz: Glasglanz, etwas fettig; oft jedoch auch trüb
 Farbe: grau bis graublau, weiß, rötlichgrau bis rosa; Oberfläche der Kristalle oft mit Muskovit überzogen
 Härte: $7\frac{1}{2}$ (meist niedriger infolge Umwandlung)
 Dichte: 3.2
 Vorkommen: metamorph; sehr selten auch magmatisch (Granite)



• **Disthen**

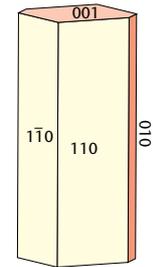
Kristallsystem: Al_2SiO_5 oder $Al^{[6]}Al^{[6]}[O|SiO_4]$
 triklin (Klasse $\bar{1}$)
 Ausbildung: Kristalle sind oft breitstengelig bis leistenförmig, linealartig, meist ohne Endflächen
 Bruch: 1 vollkommene Spaltbarkeit



Glanz: Perlmutterglanz
 Farbe: weiß bis blau, meist fleckig
 Härte: Anisotropie der Härte: längs = $4\frac{1}{2}$, quer = $6\frac{1}{2}$ – dadurch praktisch unverwechselbar
 Dichte: 3.6
 Vorkommen: metamorph, oft zusammen mit Staurolith und Almandin

• **Sillimanit**

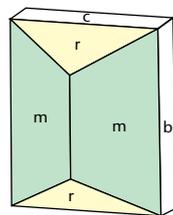
Kristallsystem: Al_2SiO_5 oder $Al^{[6]}Al^{[4]}[O|SiO_4]$
 orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: stengelige bis kleinnadelige Kristalle; auch faserige, filzige Aggregate (= Varietät *Fibrolith*), dann nur mikroskopisch erkennbar



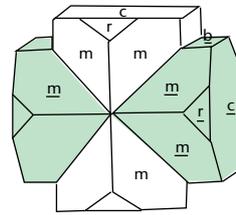
Bruch: 1 vollkommene Spaltbarkeit
 Glanz: Seidenglanz
 Farbe: weiß bis grau, selten auch gelbgrau
 Härte: 6 bis 7
 Dichte: 3.2
 Vorkommen: metamorph

Staurolith

Kristallsystem: $(Fe^{2+}, Mg)_2(Al, Fe^{3+}, Ti)_9O_6[(Si,Al)O_4]_4(O,OH)_2$
 pseudorhombisch (Klasse mmm, eigentlich monoklin 2/m)
 Ausbildung: breitstengelige bis langprismatische Kristalle; Durchkreuzungszwillinge sind häufig

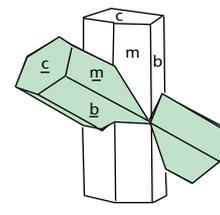


prismatischer Kristall

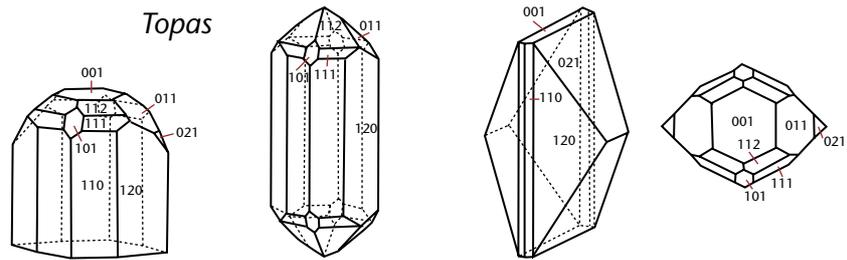


Durchkreuzungszwillinge

Staurolith

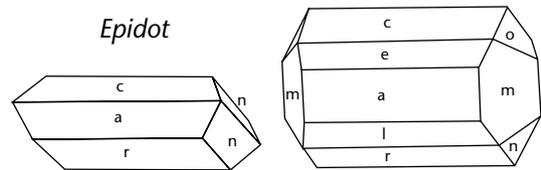


Bruch: keine Spaltbarkeit, aber Querbrüche der Stengel
 Farbe: braun bis schwarz



1.5.2 Gruppensilikate (Sorosilikate)

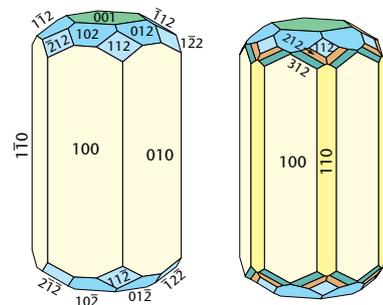
Epidot $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_2[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$
 Die Fe^{3+} -arme Varietät heißt *Klinozoisit*
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: prismatische, oft gestreckte und in Längsrichtung gestreift Kristalle, die zu strahligen oder spießigen Büscheln aggregiert sein können; auch körnig oder dicht und derb
 Farbe: oft gelbgrün bis dunkelgrün, pistaziengrün („Pistazit“)
 Härte: 6 – 7
 Dichte: 3.4
 Bruch: 1 gute und 1 schlechte Spaltbarkeit
 Vorkommen: metamorph (vor allem in Grünschiefern), oft in Klüften

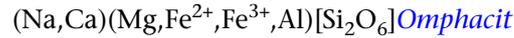


Lawsonit $\text{CaAl}_2[(\text{OH})_2|\text{Si}_2\text{O}_7] \times \text{H}_2\text{O}$
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mm2)
 Ausbildung: quaderförmige bis rhomboedrische Kristalle mit typischen rechteckigen Querschnitten; fast immer sehr kleine Kristalle
 Bruch: 2 vollkommene Spaltbarkeiten
 Farbe: farblos bis weiß
 Härte: 6
 Dichte: 3.7
 Vorkommen: hochdruckmetamorph

1.5.3 Ringsilikate (Cyclosilikate)

Beryll $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
 Kristallsystem: hexagonal (Klasse 6/mmm)
 Ausbildung: oft hexagonal-säulige Kristalle
 Bruch: 1 schlechte Teilbarkeit nach der Basis der säuligen Kristalle
 Härte: $7\frac{1}{2} - 8$
 Farbe: grün (= *Smaragd*), blau (= *Aquamarin*), gelb, rötlich, grau; durchsichtig bis undurchsichtig
 Vorkommen: pegmatitisch



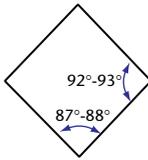


der Name *Diallag* wird für einen diopsidischen Cpx mit blättriger Absonderung durch Entmischung von Opx verwendet;

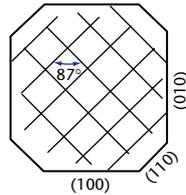
Kristallsystem: Orthopyroxene = orthorhombisch (Klasse mmm)
Klinopyroxene = monoklin (Klasse 2/m)

Ausbildung: prismatische Kristalle mit quadratischem, meist achtseitigem Querschnitt

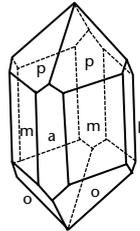
Spaltwinkel von Pyroxenen



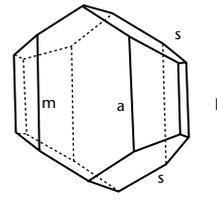
Typische Pyroxenspaltbarkeit



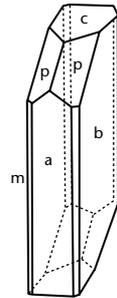
Klinopyroxenkristalle



Diopsid



basaltischer Augit



Titanaugit

Bruch: 2 gute Spaltbarkeiten im Winkel von nahezu 90°
Farbe: dunkelbraun bis schwarz (Augit, Hypersthen bis Orthoferrosilit), grün bis schwarzgrün (Diopsid bis Hedenbergit bis Augit, Jadeit bis Omphacit), weiß (Diopsid, Jadeit)

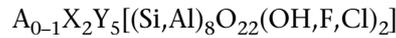
Härte: 5 – 6

Dichte: 3.1 – 3.5

Vorkommen: magmatisch (Diopsid, Augit, Opx, Ägirin); metamorph (Diopsid–Hedenbergit, Opx, Jadeit, Ägirin)

Amphibol-Gruppe

Allgemeine Formel:

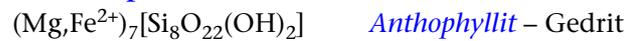


mit A = K, Na

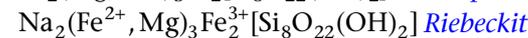
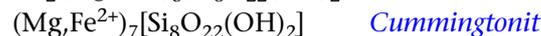
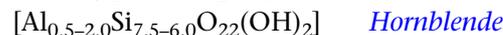
X = Na, Ca, Mg, Fe²⁺, Mn

Y = Mg, Fe²⁺, Mn, Fe³⁺, Al, Ti

Orthoamphibole:



Klinoamphibole:

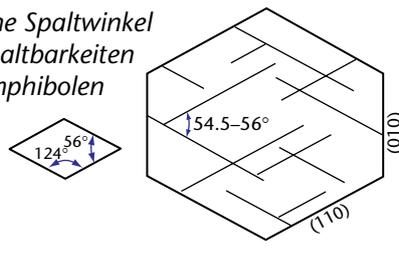


Kristallsystem: Orthoamphibole = orthorhombisch (Klasse mmm)

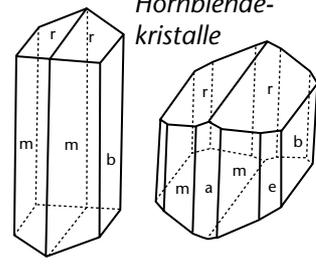
Klinoamphibole = monoklin (Klasse 2/m)

Ausbildung: prismatische Kristalle mit meist sechseckigem Querschnitt; oft auch nadelig oder faserig

Typische Spaltwinkel und Spaltbarkeiten von Amphibolen



Hornblende-kristalle



Bruch: 2 gute Spaltbarkeiten im Winkel von 56° bzw. 124°
 Farbe: dunkelbraun oder dunkelgrün bis schwarz (Hornblende), grün bis schwarzgrün (Aktinolith), weiß (Tremolit), blau bis schwarzblau (Glaukophan, Riebeckit), grau (Anthophyllit)
 Härte: 5 – 6
 Dichte: 2.9 – 3.2
 Vorkommen: magmatisch (Hornblende, Riebeckit); metamorph (Hornblende, Tremolit, Aktinolith, Anthophyllit, Cummingtonit, Glaukophan, Riebeckit)

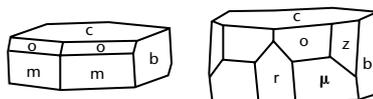
Wollastonit CaSiO_3
 Kristallsystem: triklin (Klasse $\bar{1}$) oder monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: oft nadelige Kristalle, die zu feinfaserigen Aggregaten vereint sein können; auch körnig und derb
 Bruch: 2 vollkommene Spaltbarkeiten
 Härte: $4\frac{1}{2}$ – 5, oft schwer bestimmbar
 Glanz: Glasglanz, auch perlmuttartig; bei faserigen Aggregaten Seidenglanz
 Farbe: durchscheinend weiß bis leicht gefärbt
 Vorkommen: in kontaktmetamorphen Kalken; selten vulkanisch (z.B. in Phonolith vom Kaiserstuhl)

1.5.5 Schichtsilikate (Phyllosilikate)

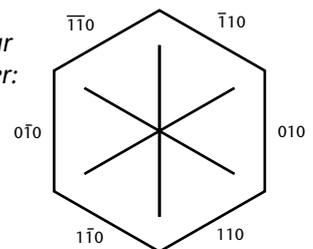
Glimmergruppe sie umfaßt die fast immer dunklen Mg-Fe-Glimmer (Biotitgruppe) und die hellen Al-reichen *Glimmer* (*Muskovit*, *Phengit*, *Paragonit* und andere – als *Hellglimmer* zusammengefaßt);

Biotit $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_{2.5-3.0}[(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ (Mischkristallreihe; das Fe-freie – dann helle – Endglied heißt *Phlogopit*)
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: oft tafelige, pseudohexagonale Kristalle; blättrig bis schuppig

Biotit



Schlagfigur in Glimmer:



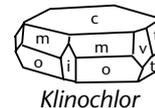
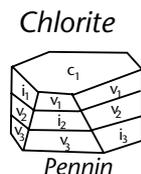
Bruch: 1 ausgezeichnete Spaltbarkeit; dünne Spaltblättchen sind im Unterschied zu anderen Schichtsilikaten *elastisch* biegsam; Anschlagen mit einem nicht allzu spitzen Gegenstand produziert die charakteristische sechsstrahlige Schlagfigur (siehe Skizze);
 Farbe: braun bis schwarz; selten auch dunkelgrün (Ti-arm)
 Härte: $2\frac{1}{2} - 3$
 Dichte: ca. 3.0 (je nach Zusammensetzung)
 Vorkommen: magmatisch (Diorit, Tonalit, Granodiorit, Granit, Rhyolith), metamorph (u.a. in Phyllit, Schiefer, Gneis)

Muskovit $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m) oder triklin
 Ausbildung: tafelige, oft pseudohexagonale Kristalle; blättrig bis schuppig, manchmal feinkörnig (= Varietät *Serizit*)
 Bruch: 1 ausgezeichnete Spaltbarkeit (Blattspalter) – wie Biotit
 Farbe: farblos, in dickeren Tafeln auch grau, gelblich, bräunlich
 Glanz: perlmuttartig; in kleinen Schuppen (Serizit) silberglänzend
 Härte: $2 - 2\frac{1}{2}$
 Vorkommen: metamorph, magmatisch

Glaukonit $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_{<1}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2[\text{Al}_{0.35}\text{Si}_{3.65}\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: meist als Kügelchen, die aus feinen Schuppen bestehen
 Bruch: 1 ausgezeichnete Spaltbarkeit – wie andere Glimmerminerale
 Farbe: grün bis blaugrün
 Härte: 2
 Dichte: 2.4 – 2.95
 Vorkommen: in klastischen marinen Sedimenten (*Grünsande*)

Chlorit $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Cr}^{3+})_6[\text{Si}, \text{Al}]_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8]$, komplexes Mischkristallsystem; wichtige Endglieder sind *Klinochlor* (Mg), *Chamosit* (Fe)

Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: tafelige bis blättrige Kristalle
 Bruch: 1 vollkommene Spaltbarkeit
 Farbe: grün bis schwarz
 Härte: $2 - 2\frac{1}{2}$
 Dichte: 2.6 – 3.3
 Vorkommen: metamorph; sedimentär

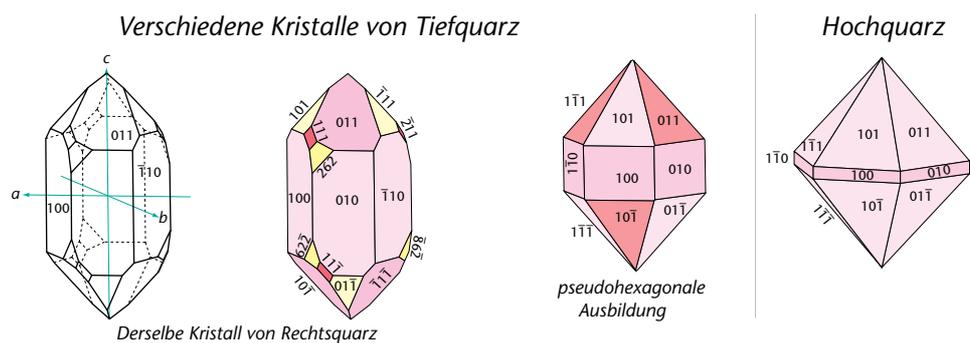


Talk $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: tafelige Kristalle; oft blättrige bis schuppige Aggregate; auch dicht (= Speckstein)
 Bruch: 1 vorzügliche Spaltbarkeit; schuppt beim Reiben ab
 Härte: 1
 Glanz: Perlmuttglanz

Farbe:	weiß bis lichtgrün
Vorkommen:	metamorph
Serpentin	$Mg_6[Si_4O_{10}(OH)_8]$ strukturelle Varianten: <i>Antigorit</i> , <i>Chrysotil</i> , <i>Lizardit</i>
Kristallsystem:	monoklin (Klassen m, 2, 2/m), orthorhombisch
Ausbildung:	Kristalle meist sehr feinkörnig; mikrokristalline, makroskopisch dichte Aggregate; seltener auch faserige Aggregate mit schillerndem Seidenglanz (<i>Chrysotil-Asbest</i>)
Farbe:	grünlich, gelblich, oft geflammt, geadert; in dichten Massen auch schwarz bis schwarzgrün
Vorkommen:	metamorph; bildet oft nahezu monomineralische Gesteine (Serpentinite)
Kaolinit	$Al_4[Si_4O_{10}(OH)_8]$
Kristallsystem:	triklin (Klasse $\bar{1}$)
Ausbildung:	meist feinkörnig bis dicht; klebt an der Zunge; riecht beim Anhauchen erdig
Härte:	2 – 2 $\frac{1}{2}$
Bruch:	1 vollkommene Spaltbarkeit
Farbe:	weiß
Vorkommen:	sedimentär; metamorph

1.5.6 Gerüstsilikate (Tektosilikate)

Quarz	SiO_2 (strukturell ein Tektosilikat, chemisch zu den Oxiden gehörend)
Kristallsystem:	<i>Hochquarz</i> = hexagonal (Klasse 622); <i>Tiefquarz</i> = trigonal (Klasse 32); bezüglich der Stabilitätsbeziehungen der SiO_2 -Minerale siehe Abbildung 19;
Ausbildung:	sehr variabel; in Gesteinen oder Drusen oft grobkörnige, säulige Kristalle mit 6-eckigem Querschnitt und Dachflächen; derbe Massen; feinkristalline Aggregate.



Härte:	7
Bruch:	keine Spaltbarkeit, muscheliger Bruch
Glanz:	auf Kristallflächen Glasglanz, auf Bruchflächen Fettglanz
Farbe:	in Gesteinen meist farblos glasig; ansonsten sehr unterschiedlich (siehe Varietäten)

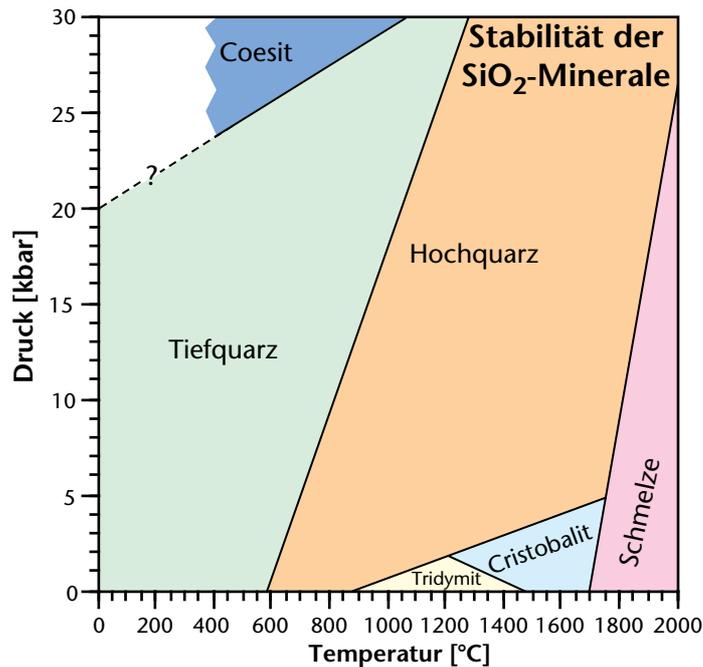


ABBILDUNG 19

Stabilitätsbeziehungen der Phasen im SiO_2 -Einstoffsystem; das Phasenfeld der Höchstdruckphase *Stishovit* oberhalb des Coesits ist nicht dargestellt. Stishovit wird bei Meteoriteneinschlägen gebildet.

Varietäten:

Bergkristall = Klare, durchsichtige, meist stengelige Kristalle mit gut ausgebildeten Kristallflächen

Amethyst = grobe Kristalle mit violetter Färbung (Ursache der Färbung: Einbau von Fe^{3+} plus ionisierende Strahlung)

Rosenquarz = grobkristallin, aber meist keine Kristallflächen, rosafarben (geringe Ti-Gehalte plus ionisierende Strahlung)

Rauchquarz = gelb bis braun, manchmal fast schwarz gefärbter Quarz (Al^{3+} , plus ionisierende Strahlung)

Citrin = gelblich gefärbter Quarz

Milchquarz = durch feinste Fluideinschlüsse milchig-trüber Quarz, meist derb

Tigerauge = gelber bis schwarzbrauner, faseriger Quarz als Pseudomorphose nach faserigem Amphibol

Chalcedon = allgemeine Bezeichnung für faserigen Quarz; meist mikrokristallin oder kryptokristallin

Karneol = roter Chalcedon

Achat = lagig gebändertes Aggregat aus Chalcedon; sie können unterschiedliche Färbung (meist weiß bis grau) aufweisen

Aventurinquarz = grün gefärbter derber Quarz (feinste Einlagerungen von grünem Cr-Glimmer = *Fuchsit*) [Vorsicht: Es gibt auch *Aventurinfeldspat*!]

Feuerstein und **Chert** = mikrokristalliner, körniger Quarz als Konkretion oder lagige Abscheidung in Kalk

Jaspis = mikrokristalliner, körniger Quarz; manchmal rot gefärbt durch Hämatitabscheidung

Feldspatgruppe

$K[AlSi_3O_8]$ *Kalifeldspat*
 $Na[AlSi_3O_8]$ *Albit (Na-Feldspat)*
 $Ca[Al_2Si_2O_8]$ *Anorthit (Ca-Feldspat)*

Diese drei Komponenten bilden in beschränktem Maße Mischkristalle (Abbildung 20 + Abbildung 21).

Als *Alkalifeldspat* werden Mischkristalle zwischen Kalifeldspat und Na-Feldspat bezeichnet. Je nach dem strukturellen Zustand (Ordnungsgrad von Al und Si), der durch die Bildungstemperatur und die Abkühlungsgeschwindigkeit beeinflusst wird, unterscheidet man folgende Varietäten:

Sanidin = Hochtemperatur-Alkalifeldspat in schnell abgekühlten

Vulkaniten; Al und Si sind ungeordnet; Kristallsystem = monoklin (Klasse 2/m); meist $K > Na$; er sollte infolge der fehlenden Entmischung zumindest partienweise klar durchsichtig sein;

Orthoklas = $K > Na$; Al und Si sind teilweise geordnet; Kristallsystem = morphologisch monoklin (Klasse 2/m), strukturell eigentlich triklin; gebildet bei mittleren Temperaturen oder aus Sanidin bei langsamer Abkühlung entstanden; in Plutoniten und Metamorphiten

Mikroclin = $K > Na$; Tieftemperatur-Alkalifeldspat; Kristallsystem = triklin (Klasse $\bar{1}$); Al und Si weitgehend geordnet; in Plutoniten und Metamorphiten

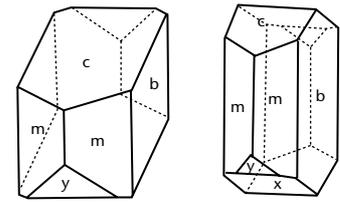
Perthit = Beim langsamen Abkühlen entstandener, entmischter Kristall eines ursprünglich homogenen, K-reichen Alkalifeldspats: Matrix (Wirt) = Orthoklas oder Mikroclin, Lamellen oder Adern (Gast) = Albit

Antiperthit = wie Perthit, jedoch aus einem ursprünglich Na-reichen homogenen Alkalifeldspat entstanden: Matrix = Albit, Lamellen oder Adern = Orthoklas oder Mikroclin

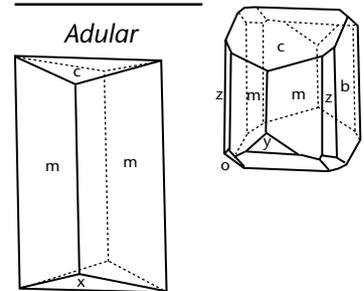
Mesoperthit = wie Perthit, aber aus einem Ausgangskristall mit $Na \approx K$ entstanden

Plagioklas (Kristallsystem = triklin (Klasse $\bar{1}$)) ist ein Mischkristall zwischen Albit und Anorthit. Der Name der einzelnen Mischkristallglieder richtet sich nach dem Gehalt an Anorthitkomponente (An):

- Albit** 0 – 10 Mol.% An
- Oligoklas** 10 – 30 Mol.% An
- Andesin** 30 – 50 Mol.% An
- Labradorit** 50 – 70 Mol.% An
- Bytownit** 70 – 90 Mol.% An
- Anorthit** 90 – 100 Mol.% An



Kristallformen von Orthoklas und Sanidin



Adular

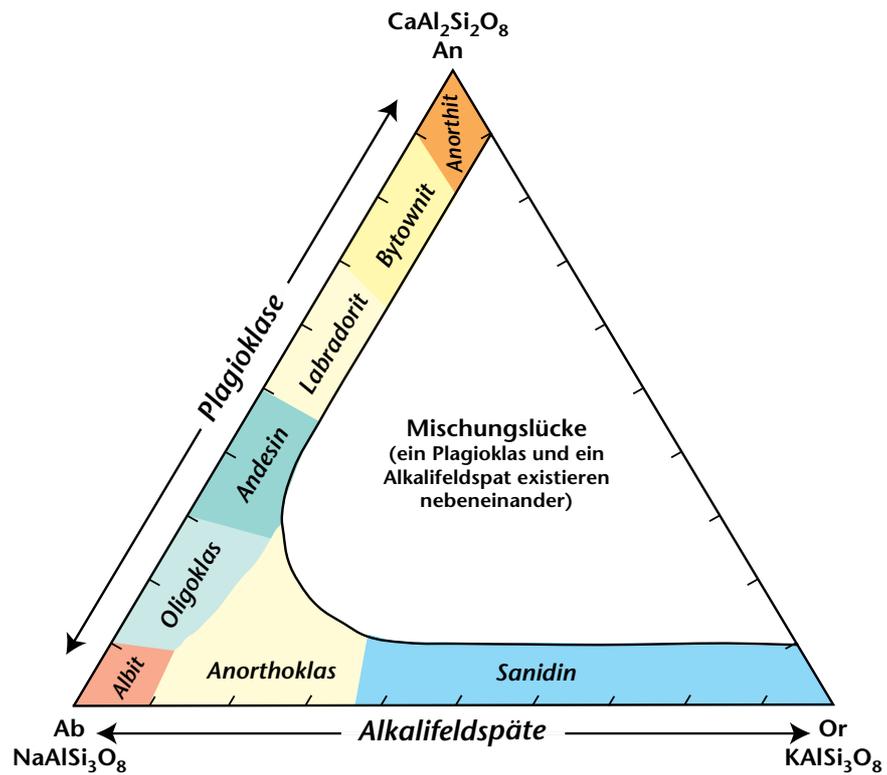


ABBILDUNG 20

Einteilung von Plagioklasen und Hochtemperatur-Alkalifeldspäten. Die Anteile der Komponenten in solchen Dreiecksdiagrammen lassen sich ablesen, wie für das QAPF-Diagramm (Abbildung 33, S.68) beschrieben.

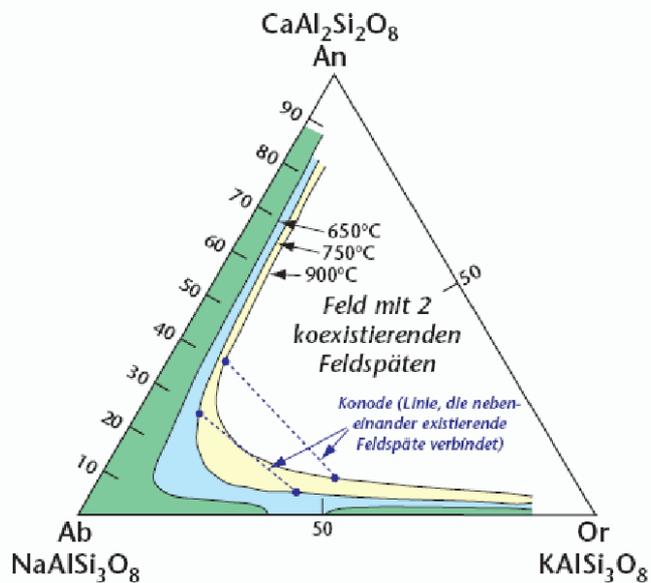


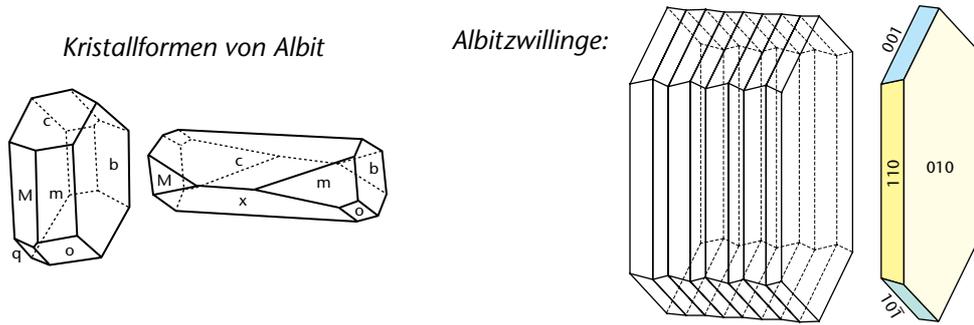
ABBILDUNG 21

Experimentell bestimmte Lage der Mischungslücke im System Or – Ab – An in Abhängigkeit von der Temperatur bei einem H_2O -Partialdruck von 1 kbar

Allgemeine Kennzeichen der Feldspäte:

Kristallsystem: monoklin oder triklin (siehe oben)

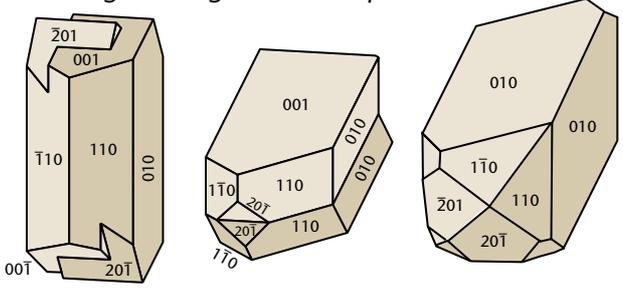
Ausbildung: gut ausgebildete Kristalle sind selten; sie haben eine isometrische, prismatische oder tafelige Form



Bruch: 2 gute Spaltbarkeiten; Winkel nahezu 90°
 Härte: 6
 Farbe: farblos bis weiß, rötlich (Alkalifeldspäte, hervorgerufen durch feinste Hämatitabscheidungen), grünlich (Plagioklas, hervorgerufen durch Umwandlungen); Plagioklas, Mikroklin und Orthoklas meist undurchsichtig;
 durch Einschlüsse und orientierte Entmischungen etc. auch Farbschiller (Mondstein, Labradorit)

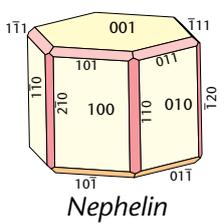
Zwillinge: Zwillingsbildungen sind weit verbreitet; polysynthetische Zwillingslamellen nach dem Albit-Gesetz bei Plagioklasen (siehe Skizze oben)

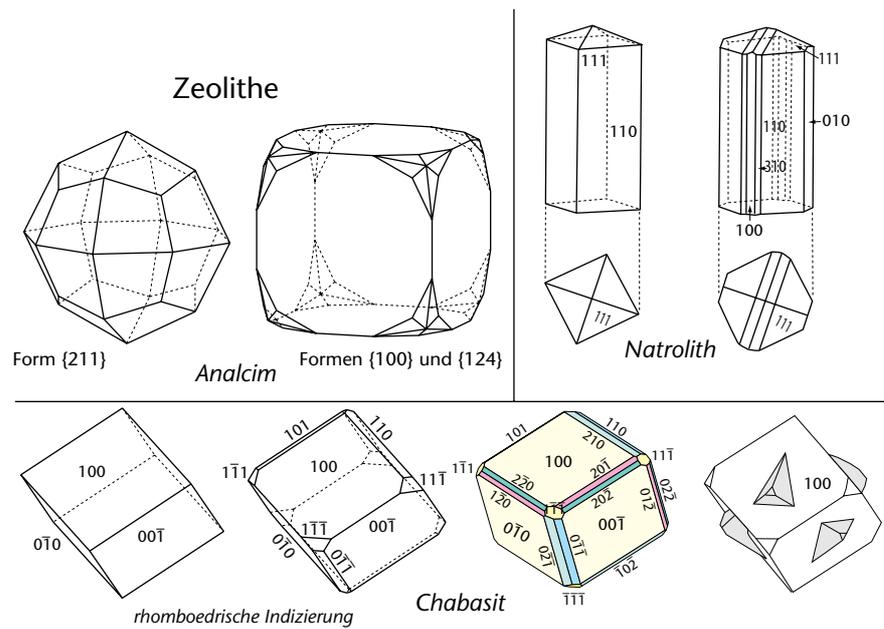
Zwillingsbildungen bei Feldspäten:



Vorkommen: In den meisten Vulkaniten und Plutoniten; in Metamorphiten; auch Neubildung bei der Diagenese

Nephelein $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$
 Kristallsystem: hexagonal (Klasse 6)
 Ausbildung: In Vulkaniten oft gut ausgebildete Kristalle (hexagonale Prismen ergeben sechseckige oder rechteckige Schnittfiguren); in Plutoniten meist ohne Kristallflächen
 Glanz: Glasglanz, fettig (wie Quarz)
 Härte: 5 – 6 (läßt sich im Unterschied zu Quarz mit der Taschenmesser Klinge ritzen)
 Bruch: sehr unvollkommene Teilbarkeit, muscheliger Bruch
 Farbe: grau, grünlich, bräunlich, rötlich
 Vorkommen: magmatisch; vertritt Albit bei SiO_2 -Untersättigung und heißt daher *Feldspatvertreter* oder *Foid*





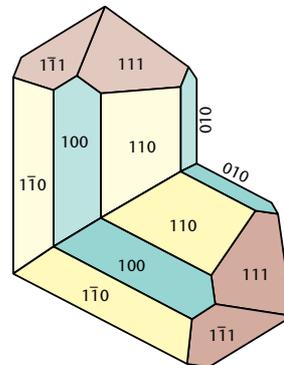
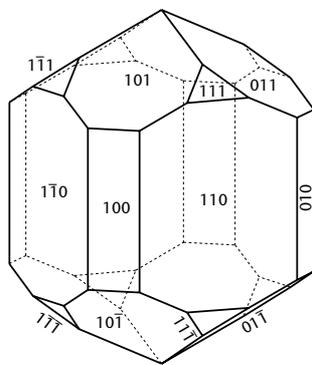
1.5.7 Oxide und Hydroxide

Rutil

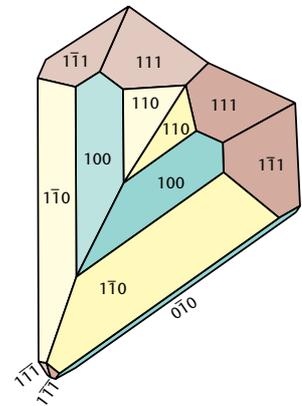
Kristallsystem:
Ausbildung:



tetragonal (Klasse 4/mmm)
stengelige Kristalle, manchmal verzwilligt (*Kniezwillinge*, *Herz-*
zwillinge); Streifung auf den Flächen



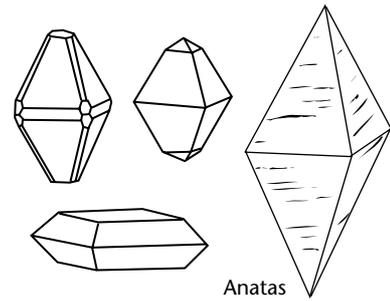
Kniezwilling
[Kontaktfläche: $(01\bar{1})$]



Herzzwilling
[Kontaktfläche: $(03\bar{1})$]

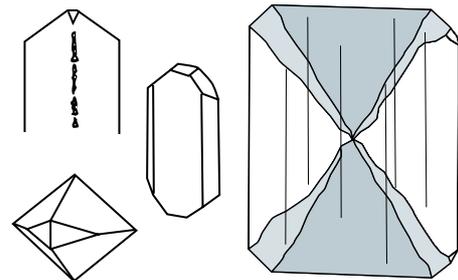
Härte: 6 – 6^{1/2}
 Bruch: 1 mäßig gute Spaltbarkeit
 Farbe: (rot)braun bis schwarz
 Glanz: halbmatt
 Dichte: 4.2
 Vorkommen: metamorph; detritisch in Sedimenten (Schwermineral)
 Bemerkung: TiO_2 kommt noch in den beiden folgenden erheblich selteneren Modifikationen vor:

Anatas TiO_2
 Kristallsystem: tetragonal (Klasse 4/mmm)
 Ausbildung: spitze bis flache Bipyramiden, tafelig; praktisch nur aufgewachsen
 Härte: $5\frac{1}{2} - 6$
 Bruch: Spaltbarkeit meist nicht sichtbar
 Farbe: farblos, rosa, rot, gelb, braun, blau, schwarz
 Glanz: Metall- bis Diamantglanz
 Dichte: 3.8 – 3.9
 Vorkommen: alpine Klüfte; sekundär als Umwandlungsprodukt verschiedener Ti-Mineralen



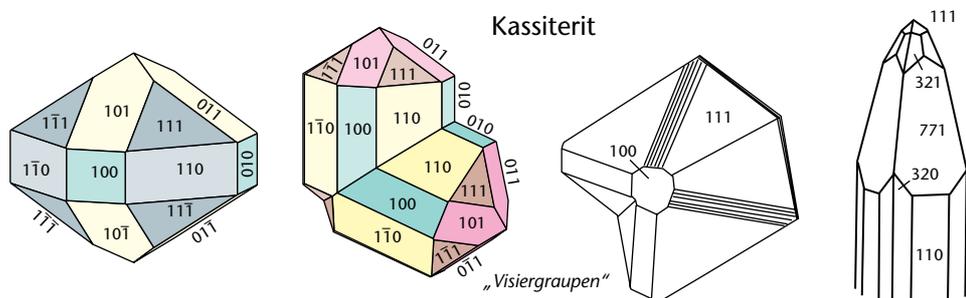
Brookit TiO_2
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: dünntafelige Kristalle, selten scheinbar hexagonale Bipyramiden; tafelige Kristalle alpiner Klüfte sind oft gestreift und zeigen in der Mitte eine schwärzliche sanduhrförmige Zeichnung (siehe Skizze)

Härte: $5\frac{1}{2} - 6$
 Bruch: Spaltbarkeit meist nicht sichtbar
 Farbe: farblos, rosa, rot, gelb, braun, blau, schwarz
 Glanz: Metall- bis Diamantglanz
 Dichte: 3.8 – 3.9
 Vorkommen: alpine Klüfte



Brookit

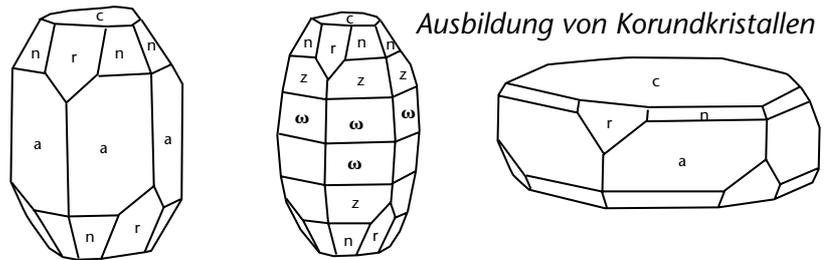
Kassiterit (Zinnstein) SnO_2
 Kristallsystem: tetragonal (isotyp mit Rutil; Klasse 4/mmm)
 Ausbildung: prismatische Kristalle, oft verzwillingt (*Kniezwillinge*: „[Visiergrauen](#)“; Habitus ist temperaturabhängig)
 Härte: $6\frac{1}{2} - 7$



Bruch: uneben, eine undeutliche Spaltbarkeit
 Farbe: gelb bis braun, auch fast schwarz durch Einbau von Fe
 Strichfarbe: farblos bis gelblich (immer deutlich heller als Farbe des Minerals)
 Dichte: 6.8 – 7.1!

Vorkommen: pegmatitisch – hochhydrothermal; auch auf Seifen angereichert (verwitterungsresistentes Schwermineral)

Korund Al_2O_3
 Kristallsystem: trigonal (Klasse $\bar{3}m$)
 Ausbildung: tafelige bis säulige Kristalle mit sechseckigem Querschnitt; oft tonnenförmig
 Härte: 9



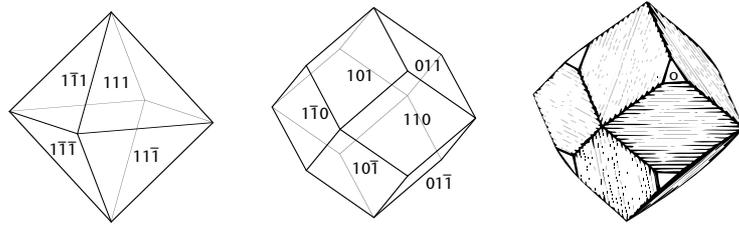
Bruch: keine Spaltbarkeit; infolge Zwillingsbildung tritt jedoch oft eine rhomboederartige Teilbarkeit auf
 Farbe: oft grau bis weiß; rot (Varietät *Rubin*, Cr), blau (Varietät *Saphir*, Fe,Ti); manchmal auch grünlich
 Dichte: 4.0
 Vorkommen: metamorph

Hämatit Fe_2O_3 (isotyp mit Korund)
 Kristallsystem: trigonal (Klasse $\bar{3}m$)
 Ausbildung: oft blättrige Kristalle, die zu Rosetten aggregiert sein können; manchmal auch faserig in radialstrahligen Aggregaten („Roter Glaskopf“); derb



Härte: $6\frac{1}{2}$
 Bruch: keine Spaltbarkeit, aber eine Teilbarkeit (wie Korund)
 Farbe: rotbraun bis schwarz
 Strichfarbe: rot bis rotbraun
 Glanz: metallisch bis matt
 Dichte: 5.3
 Vorkommen: metamorph; in hydrothermalen Gängen

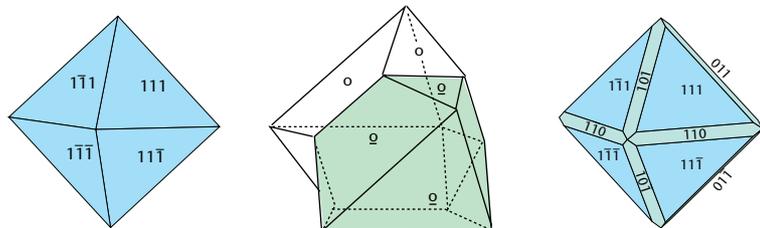
Magnetit	Fe_3O_4
Kristallsystem:	kubisch (Klasse m3m)
Ausbildung:	oft oktaedrische Kristalle, aber auch derb
Härte:	6
Dichte:	5.2
Farbe:	schwarz bis grauschwarz
Strichfarbe:	grau
Glanz:	(fettig) metallisch
Bruch:	keine Spaltbarkeit
Vorkommen:	magmatisch, metamorph
Besonderheit:	magnetisch (mit Handmagnet oder Taschenkompaß prüfen)



Ausbildung von Magnetitkristallen

Chromit	$\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$
Kristallsystem:	kubisch (Klasse m3m)
Ausbildung:	meist derb; sehr selten oktaedrische Kristalle
Farbe:	schwarz bis braunschwarz
Strichfarbe:	dunkelbraun
Glanz:	(fettig) metallisch bis halbmatt
Härte:	$5\frac{1}{2}$
Dichte:	4.6
Bruch:	keine Spaltbarkeit
Vorkommen:	in magmatischen und metamorphen Gesteinen (Dunite, Harzburgite und Serpentinite)

Spinell	MgAl_2O_4 – Spinell s. str. $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$ – <i>Hercynit</i>
	Es besteht eine lückenlose Mischkristallreihe
Kristallsystem:	kubisch (Klasse m3m)
Ausbildung:	oktaedrische oder unregelmäßig begrenzte Kristalle



Ausbildung von Spinellkristallen

Farbe:	weiß, grün, blau, rosa, braun, schwarz je nach Chemismus
--------	--

Härte: 8
 Dichte: 3.5 – 4.1
 Glanz: nichtmetallisch, glasig
 Vorkommen: metamorph, magmatisch

Ilmenit FeTiO_3
 Kristallsystem: trigonal (Klasse $\bar{3}$)
 Ausbildung: tafelige Kristalle oder derb
 Farbe: schwarz (violetter Farbstich)
 Strichfarbe: schwarz; nach intensivem Verreiben rotbraun
 Glanz: metallisch bis halbmatt
 Härte: $5\frac{1}{2}$ – 6
 Dichte: 4.7
 Vorkommen: magmatisch, metamorph

Limonit s.l. (*Brauneisen*) Sammelbezeichnung für die Minerale *Goethit* und *Lepidokrokit* (beide Fe^{3+}OOH); nur in Ausnahmefällen voneinander zu unterscheiden

Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: selten Kristalle mit Endflächen, meist feinkörnig bis derb; oft als Überzug um Magnetit, Hämatit oder Pyrit; auch radialstrahlig und nierig-traubig („*Brauner Glaskopf*“)

Farbe: braun bis gelbbraun, manchmal auch schwarzbraun

Strichfarbe: gelbbraun

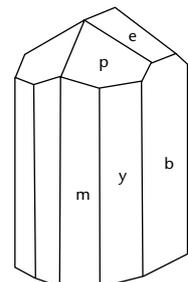
Bruch: 1 Spaltbarkeit (nutzlos bei der Bestimmung)

Härte: $5 - 5\frac{1}{2}$ (zur Bestimmung nur nützlich bei großen Kristallen, nicht bei feinkörnigen Aggregaten)

Dichte: 4.4

Vorkommen: Verwitterungsbildung; in der Oxidationszone sulfidischer Mineralisationen

Anmerkung: mit Limonit zusammen kommen oft auch schwarze Manganoxide und -hydroxide vor (*Pyrolusit*, *Psilomelan*, *Manganomelan*, *Romanechit*, „*Schwarzer Glaskopf*“), die gemeinsam am dunkelbraunen bis schwarzen Strich leicht zu erkennen, jedoch kaum zu unterscheiden sind; die Härte schwankt zwischen pulvrig-weich bis fast 7.

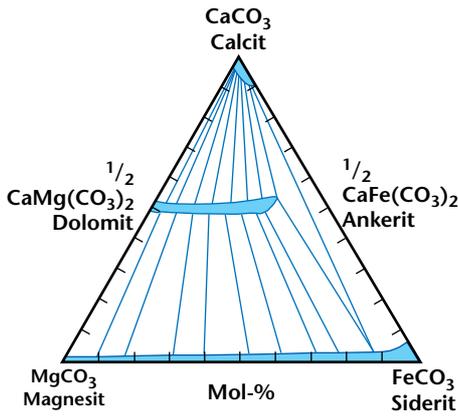


Goethit

1.5.8 Karbonate

Allgemeines: Die Verbindung CaCO_3 ist trimorph; in der Natur spielen aber nur der trigonale Calcit und der rhombische Aragonit eine Rolle, während der hexagonale *Vaterit* als dritte Modifikation sehr selten ist.

In der trigonalen Calcit- bzw. rhombischen Aragonitstruktur kristallisieren zahlreiche weitere Karbonate; sie bilden isotype Reihen. Entscheidend ist dabei die Größe der Kationen: Die kleineren (Mg, Zn, Fe, Mn) passen nur in das trigonale, die größeren (Sr, Ba, Pb) in das rhombische Kristallgitter, in dem die Kationen



von mehr Sauerstoffen (9) umgeben sind als in der trigonalen Struktur (6 Sauerstoffe). Ca stellt einen Grenzfall dar – es paßt in beide Gittertypen, abhängig von den Temperatur- und Druckbedingungen.

Zwischen den einzelnen Mineralen innerhalb der Reihen ist Ionensubstitution möglich (siehe Skizze), teilweise sogar isomorphe Mischbarkeit (z.B. Magnesit – Siderit; Mischkristalle heißen *Breunnerit*). Dagegen ist wegen des erheblichen Größenunterschieds in den Ionenradien von Mg^{2+} und Ca^{2+} zwischen Magnesit und Calcit (vergleiche Abbildung 1, S.3) keine Mischkristallbildung möglich; es existiert stattdessen eine Verbindung mit einem konstanten Ca/Mg-Verhältnis von 1:1, der Dolomit. Er kristallisiert in einer niedriger symmetrischen trigonalen Struktur, in der Ca und Mg lagenweise angeordnet sind.

Calcit (Kalkspat)

Kristallsystem:

$CaCO_3$

trigonal (Klasse $\bar{3}m$); in derselben Kristallklasse kristallisieren weitere isotype Karbonate: Magnesit, Siderit u.a.

Ausbildung:

sehr variabel; das Mineral mit den meisten Trachten (Tracht = Gesamtheit aller am Kristall vorhandenen Flächen); Kristalle häufig in Drusen, Klüften; in Gesteinen meist unregelmäßig begrenzte Körner

Farbe:

weiß bis grau, selten auch gelb, rosa, braun

Bruch:

3 vollkommene Spaltbarkeiten, die sich in Winkeln von ca. 75° bzw. 105° schneiden (Spaltrhomboeder – siehe Skizzen in folgender Abbildung links);

dies ist das wichtigste gemeinsame Erkennungsmerkmal aller trigonalen Karbonate (Calcitreihe)!

Härte:

3

Dichte:

2.7

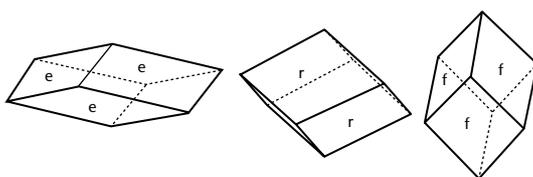
Vorkommen:

sedimentär; metamorph; selten magmatisch in Karbonatiten

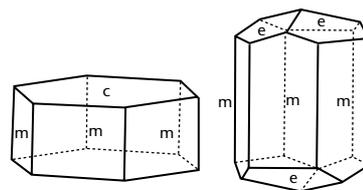
Besonderheit:

reagiert heftig mit kalter, verdünnter (1n) HCl

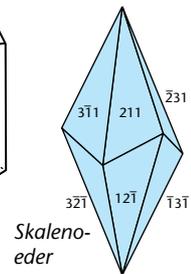
Ausbildung von Mineralen der Calcitgruppe



verschiedene (flache und steile) Rhomboeder



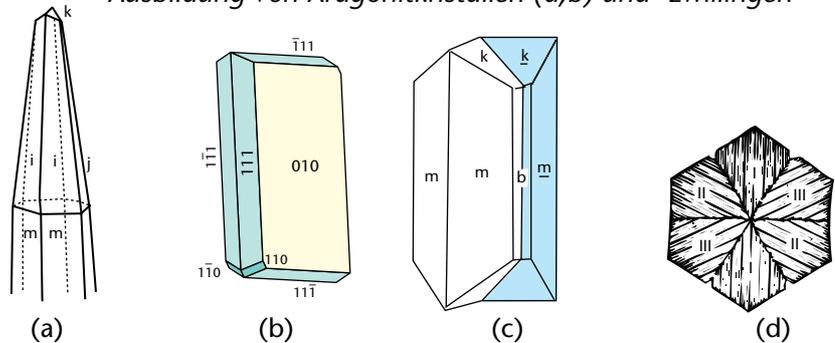
Kombination von hexagonalem Prisma mit Pinakoiden (links) bzw. flachem Rhomboeder (rechts)



Skalenoeder

Aragonit	CaCO_3	
Kristallsystem:	orthorhombisch (Klasse mmm)	
Ausbildung:	Kristalle mit Endflächen häufig: säulig-pyramidal, tafelig und oft pseudo-hexagonale Drillinge	
Farbe:	farblos, weiß, gelblich, selten bräunlich	
Bruch:	1 mäßig gute und 1 schlechte Spaltbarkeit (insgesamt deutlich schlechter als Calcit)	
Härte:	$3\frac{1}{2} - 4$	
Dichte:	3.0	
Vorkommen:	metamorph (hohe Drücke – siehe Skizze); sedimentär und in Organismen (metastabil)	
Besonderheit:	braust mit kalter, verdünnter (1n) HCl	

Ausbildung von Aragonitkristallen (a,b) und -zwillingen



Magnesit	MgCO_3	
Kristallsystem:	trigonal (Klasse $\bar{3}m$)	
Ausbildung:	meist feinkörnig derb, selten rhomboedrische Kristalle	
Farbe:	weiß, gelblich, grau, gelbbraun	
Bruch:	3 vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltrhomboeder)	
Härte:	$3\frac{1}{2} - 4$	
Dichte:	3.0 – 3.2	
Vorkommen:	sedimentär, metamorph	
Besonderheit:	reagiert <i>nicht</i> mit kalter, verdünnter (1n) HCl	
Siderit	FeCO_3	
Kristallsystem:	trigonal (Klasse $\bar{3}m$)	
Ausbildung:	rhomboedrische Kristalle, oft mit gebogenen Flächen, oft in kugeligen Konkretionen; auch derb	
Farbe:	hell- bis dunkelbraun	
Bruch:	3 vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltrhomboeder)	
Härte:	$3\frac{1}{2} - 4$	
Dichte:	4.0	
Vorkommen:	sedimentär; magmatisch in Karbonatiten	
Besonderheit:	reagiert nicht mit kalter verdünnter (1n) HCl	

Dolomit-Ankerit

Kristallsystem:

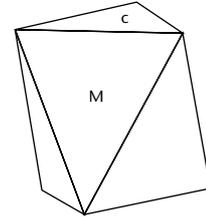
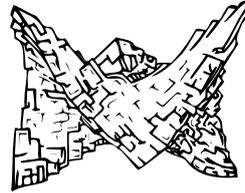
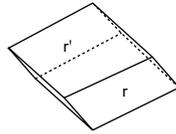
Ausbildung:



trigonal (Klasse $\bar{3}$)

oft in gut ausgebildeten Kristallen mit gebogenen Flächen (manchmal in Sattelform – mittlere Skizze)

Ausbildung von Dolomitkristallen



Farbe:

Bruch:

Härte:

Dichte:

Vorkommen:

Besonderheit:

weiß bis grau, rosa, fleischfarben, bräunlich

3 gute Spaltbarkeiten (rhomboedrisch – wie Calcit)

$3\frac{1}{2} - 4$

2.9

sedimentär, metamorph, magmatisch in Karbonatiten

reagiert mit warmer, aber nicht mit kalter verdünnter (1n) HCl

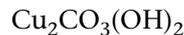
Malachit

Kristallsystem:

Ausbildung:

Farbe/Strichfarbe:

Vorkommen:



monoklin (Klasse 2/m)

gut ausgebildete Kristalle selten; meist faserige, radialstrahlige Aggregate, aber auch feinkörnig derb-massig

grün

in der Oxidationszone von Cu-haltigen Mineralisationen

Azurit

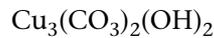
Kristallsystem:

Ausbildung:

Farbe/Strichfarbe:

Härte:

Vorkommen:



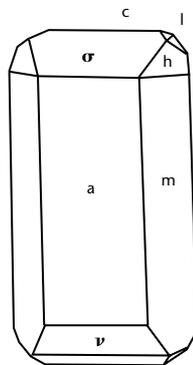
monoklin (Klasse 2/m)

Kristalle zeigen meist keine gut ausgebildete Flächen; radialstrahlige Aggregate

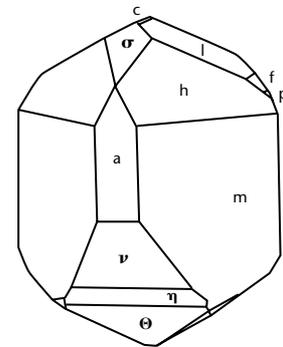
azurblau

$3\frac{1}{2} - 4$

in der Oxidationszone von Cu-haltigen Mineralisationen



Azurit



1.5.9 Halogenide

Halit (Steinsalz)

Kristallsystem:

Ausbildung:

Farbe:

Bruch:



kubisch (Klasse m3m)

meist derbe Massen; würfelige Kristalle

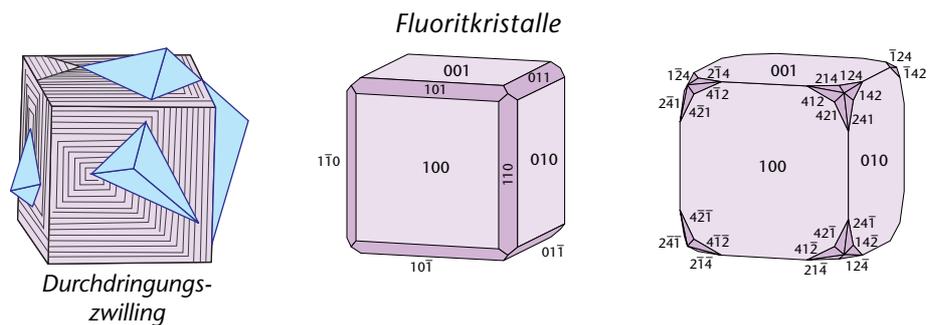
farblos durchsichtig, weiß, rötlich (feinste Einlagerungen von Hämatit); selten blau (Strahlungsverfärbung)

3 vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltwürfel)

Härte: $2\frac{1}{2}$
 Dichte: 2.2
 Besonderheit: schmeckt salzig (Speisesalz); löst sich in Wasser
 Vorkommen: sedimentär in Evaporiten

Sylvin KCl
 Kristallsystem: kubisch (Klasse $m\bar{3}m$)
 Ausbildung: meist derbe Massen; würfelige Kristalle
 Farbe: farblos durchsichtig, jedoch auch weiß oder durch feinste Hämatiteinlagerungen rötlich oder gelblich gefärbt
 Bruch: 3 vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltwürfel)
 Härte: 2
 Dichte: 2.0
 Besonderheit: schmeckt salzig (bitterer als NaCl); löst sich in Wasser
 Vorkommen: sedimentär in Evaporiten

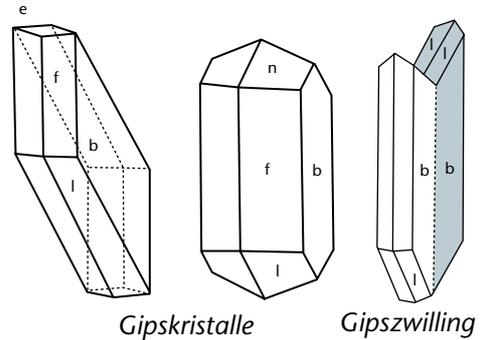
Fluorit (Flußspat) CaF_2
 Kristallsystem: kubisch (Klasse $m\bar{3}m$)
 Ausbildung: meist grobkörnig; würfelige, selten auch oktaedrische Kristalle
 Farbe: sehr variabel, meist grünlich, gelb, blaugrün, violett, aber auch farblos, weiß, rosa, bräunlich



Bruch: 4 vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltoktaeder)
 Härte: 4
 Dichte: 3.2
 Vorkommen: in hydrothermalen Gangmineralisationen; selten sedimentär oder magmatisch

1.5.10 Sulfate

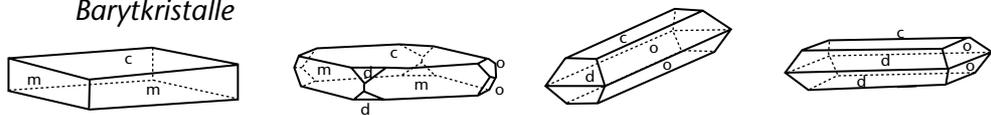
Gips $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: derb; faserig; tafelige Kristalle
 Farbe: farblos durchsichtig (Marienglas), weiß bis grau
 Bruch: 1 vollkommene und 2 mäßig gute Spaltbarkeiten
 Härte: 2
 Dichte: 2.3
 Vorkommen: sedimentär in Evaporiten; auch durch Wasseraufnahme aus Anhydrit



Anhydrit CaSO_4
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: meist derbe Massen; gut ausgebildete Kristalle selten
 Farbe: farblos, weiß bis grau, selten blau bis violett
 Bruch: 2 vollkommene und 1 gute Spaltbarkeit
 Härte: 3 – 3 1/2
 Dichte: 2.9
 Vorkommen: sedimentär in Evaporiten, oft zusammen mit Gips; auch metamorph aus Gips

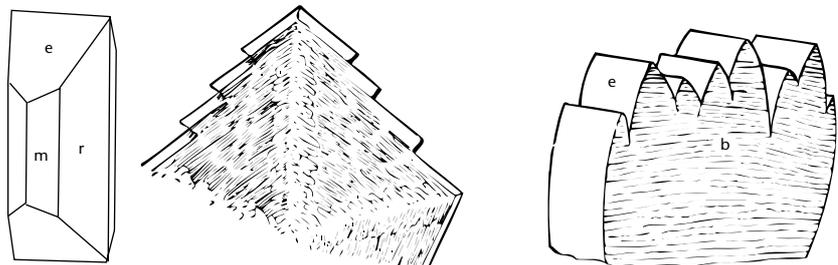
Baryt (Schwerspat) BaSO_4
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: tafelige Kristalle; blättrige Rosetten; körnig-derb
 Farbe: farblos, weiß, hellrosa, hellblau, hellgelb
 Bruch: 1 vollkommene und 1 gute Spaltbarkeit
 Härte: 3 – 3 1/2
 Dichte: 4.5
 Vorkommen: in hydrothermalen Mineralisationen; sedimentär

Barytkristalle



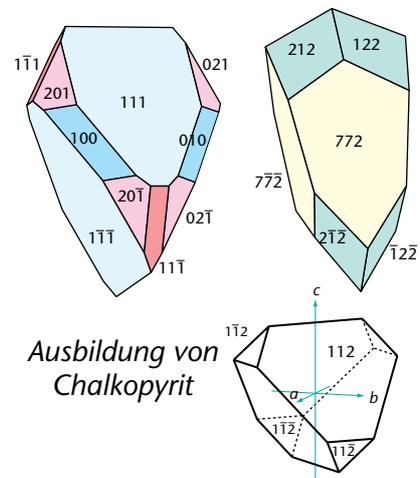
Coelestin SrSO_4
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: tafelige Kristalle, auch faseriger Habitus
 Farbe: farblos, weiß bis schwach blau oder rosa
 Bruch: 1 vollkommene und 1 gute Spaltbarkeit
 Härte: 3 – 3 1/2
 Dichte: 4.0
 Vorkommen: in Sedimenten; selten in hydrothermalen Mineralisationen

Markasit	FeS_2
Kristallsystem:	orthorhombisch (Klasse mmm)
Ausbildung:	meist tafelige oder prismatische Kristalle, die häufig radialstrahlige, speerförmige, oder hahnenkammartige Aggregate (siehe mittlere und rechte Skizze) bilden
Farbe:	messinggelb, gegenüber Pyrit mit einem Stich ins Grüne, oft dunkel angelauten
Strichfarbe:	grauschwarz
Bruch:	uneben (schlechte Spaltbarkeit), kaum Unterschied zu Pyrit
Härte:	$6 - 6\frac{1}{2}$
Dichte:	4.9
Vorkommen:	seltener als Pyrit; sedimentär als Konkretion in Tonen, Mergeln, Kalken; in hydrothermalen Mineralisationen



Ausbildung von Markasit

Chalkopyrit	<i>(Kupferkies)</i> CuFeS_2
Kristallsystem:	tetragonal (Klasse $\bar{4}2m$)
Ausbildung:	meist derbe Massen
Farbe:	messingfarben; oft bronzene oder bunte Anlauffarben
Strichfarbe:	grünlich-schwarz
Glanz:	metallisch
Bruch:	keine Spaltbarkeit
Härte:	$3\frac{1}{2} - 4$
Dichte:	4.2
Vorkommen:	in vielen sulfidischen Mineralisationen



Ausbildung von Chalkopyrit

Bornit	<i>(Buntkupferkies)</i> Cu_5FeS_4
Kristallsystem:	tetragonal (Klasse $\bar{4}2m$)
Ausbildung:	meist derbe Massen
Farbe:	bräunlich-bronze auf frischen Bruchflächen; stets bunte Anlauffarben
Strichfarbe:	grauschwarz
Glanz:	metallisch
Bruch:	keine Spaltbarkeit
Härte:	3
Dichte:	5.1
Vorkommen:	in sulfidischen Mineralisationen unterschiedlichster Genese

Molybdänglanz	(<i>Molybdänit</i>) MoS ₂
Kristallsystem:	hexagonal (Klasse 6/mmm)
Ausbildung:	massiv oder blättrig-schuppige Kristalle; ähnelt Graphit
Farbe:	grau
Strichfarbe:	grauschwarz, nach intensivem Verreiben grünlich
Glanz:	metallisch
Bruch:	1 vollkommene Spaltbarkeit (schuppt ab)
Härte:	1 – 1 ¹ / ₂
Dichte:	4.7
Vorkommen:	als späte Bildung in Graniten (pegmatitisch bis hochtemperiert-hydrothermal)

1.5.13 Elemente

Kohlenstoff

C

Kohlenstoff ist polymorph; als Minerale (= in der Natur) kommen aber nur die Modifikationen Graphit und Diamant vor (Abbildung 22). Sie unterscheiden sich in ihren physikalischen Eigenschaften erheblich voneinander: In der Härte (siehe unten); zudem ist Graphit ein guter Wärme- und Elektrizitätsleiter, während Diamant zwar ebenfalls eine gute Wärmeleitfähigkeit, jedoch eine schlechte elektrische Leitfähigkeit besitzt.

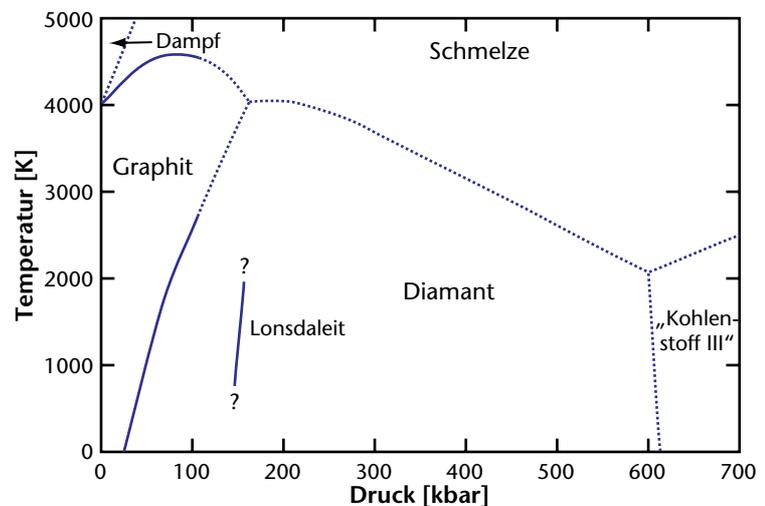


ABBILDUNG 22

Zustandsdiagramm für Kohlenstoff; in normalen Druck-Temperatur-Diagrammen wird aber der Druck auf der Ordinate und die Temperatur auf der Abszisse aufgetragen.

• Graphit

Kristallsystem:	hexagonal (Klasse 6/mmm und $\bar{3}m$)
Ausbildung:	selten tafelige bis blättrige Kristalle mit sechseckigem Querschnitt; oft feinschuppig
Farbe:	dunkelstahlgrau (Strich bleibt auch nach Verreiben grau – im Gegensatz zum sonst sehr ähnlichen Molybdänit)

2.0 Gesteine

2.1 Was ist ein Gestein?

Ein Gestein ist ein Aggregat aus Mineralen. Zu den Gesteinen werden darüber hinaus glasig erstarrte Schmelzen (z.B. Obsidian) und Ansammlungen i.w. fester Überreste von Lebewesen (z.B. Kohle, **Diatomeenerde** = **Kieselgur**) gerechnet.

Marmor ist z.B. ein Aggregat aus Calcitkristallen. Da dieses Gestein (überwiegend) aus nur einer Mineralart besteht, handelt es sich um ein *monomineralisches* Gestein. *Granit* ist ein Aggregat aus Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und Glimmer und besteht demnach aus mehreren Mineralarten; man spricht von einem *polymineralischen* Gestein.

Ein Gestein muß nicht fest bzw. verfestigt sein. Im Unterschied zu den *Festgesteinen* Marmor und Granit ist Sand ein *Lockergestein*.

Das *Gefüge* eines Gesteins beschreibt seinen inneren Aufbau; man unterscheidet:

- die *Textur*, welche die räumliche Anordnung der Gemengteile (Minerale, Gesteinsbruchstücke, Fossilien, Glas) und deren Raumerfüllung beschreibt (bei Magmatiten gehört hierher z.B. die Fließtextur, bei Sedimenten eine Schrägschichtung) von der
- *Struktur*, welche die Größe, Gestalt und wechselseitige Beziehung (Verwachsungsform) der Gemengteile beschreibt (z.B. Korngröße, Kornform, Kornverteilung).

Die Struktur läßt sich am besten unter dem Mikroskop oder mit einer Lupe studieren, die Textur im Aufschluß oder auch an einem großen „Handstück“. Dummerweise kommt beiden Begriffen im englischen die umgekehrte Bedeutung zu, d.h. die *structure* entspricht der Textur, die *texture* der Struktur.

2.2 Magmatische Gesteine (oder kurz: Magmatite)

Magmatische Gesteine entstehen durch Abkühlen und Verfestigung eines Magmas. Ein *Magma* besteht im allgemeinen Fall aus einer *Schmelze*, Kristallen oder Kristallaggregaten und Fluidblasen (Gase oder überkritische Fluide). Die meisten Schmelzen sind silikatisch, d.h. sie bestehen ganz überwiegend aus SiO_2 (40 – 75 Gew.%). Daneben gibt es in der Natur aber auch karbonatische, sulfidische, oxidische und phosphatische Schmelzen. Bei Silikatschmelzen bzw. silikatischen Magmatiten unterscheidet man basische (oder mafische) Schmelzen oder Gesteine (geringe SiO_2 -Gehalte, höhere Gehalte an MgO, FeO, CaO) von sauren (felsischen) Schmelzen oder Gesteinen (hohe SiO_2 -Gehalte, niedrigere Gehalte an MgO, FeO, CaO). Oft wird noch weiter unterschieden in ultrabasisch (< 45% SiO_2), basisch (45 – 52% SiO_2), intermediär (52 – 66% SiO_2) und sauer (> 66% SiO_2).

Obwohl aus einem Magma eine große Zahl von Mineralen kristallisieren können, sind die meisten magmatischen Gesteine aus nur wenigen Mineralen aufgebaut, nämlich:

Quarz — Alkalifeldspat — Plagioklas — Muskovit — Biotit — Amphibole (meist Hornblende) — Pyroxene — Olivin — Magnetit.

Wenn eine Schmelze abkühlt, beginnen die in ihr enthaltenen chemischen Komponenten (Elemente, Ionen) in Form von Mineralen zu kristallisieren. Die Abkühlungsgeschwindigkeit und der oft auftretende Wechsel der Abkühlrate sowie andere Faktoren beeinflussen die Größe und Form der sich bildenden Kristalle. Generell gilt als Faustregel: **Je schneller die Abkühlung, desto kleiner und häufiger sind die entstehenden Kristalle.** Dies hat folgende Ursachen:

- Die chemischen Komponenten benötigen Zeit, um in der Schmelze an den Ort der Kristallisation zu gelangen; größere Kristalle benötigen mehr Zeit, um zu wachsen als kleinere Kristalle.

- Schnelles Abkühlen erzeugt mehr Kristallkeime als langsames Abkühlen; aus einem gegebenen Schmelzvolumen wachsen daher beim schnellen Abkühlen mehr Kristalle als bei langsamem Abkühlen.

Weiter gilt: Je wasserreicher eine Schmelze ist (relativ zur maximalen Wasserlöslichkeit), um so größer werden bei gleicher Abkühlgeschwindigkeit die entstehenden Kristalle.

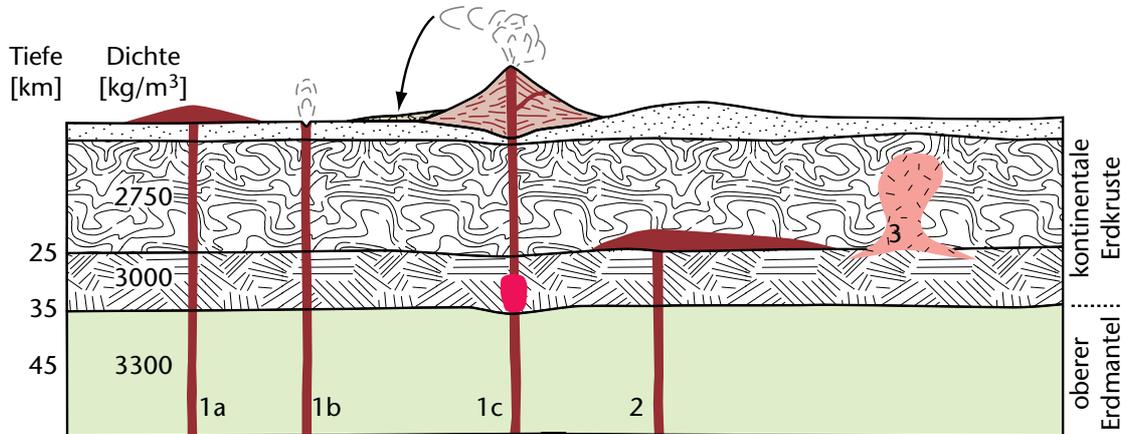


ABBILDUNG 23

Schematische Skizze der Entstehung magmatischer Gesteine ohne Darstellung des plattentektonischen Zusammenhangs. Basaltische Schmelzen entstehen im *Erdmantel*. Bei raschem Aufstieg an die Erdoberfläche (oder an den Meeresboden) können sie basaltische Deckengüsse oder große Schildvulkane bilden, die meist ruhig ausfließen und infolge rascher Kristallisation feinkörnig bis dicht erstarren (1a), z.B. auf Hawaii oder Island, im Dekkan im Westen von Indien oder im Vogelsberg, dem größten Vulkanbau in Mitteleuropa. Gasreiche Schmelzen (1b) werden explosiv ausbrechen; dazu gehören z.B. die Maare der Westeifel. An der Grenze zwischen Erdmantel und *Erdkruste* (unter den Kontinenten typischerweise in 30 bis 40 km Tiefe, ausgewiesen durch eine seismische Diskontinuität, die *MOHO*) oder innerhalb der Erdkruste (z.B. beim Übergang zwischen dichteren basischen metamorphen Gesteinen – ehemalige *Gabbros* oder *Basalte*, jetzt *Amphibolite* oder (bei noch höheren Temperaturen) *Granulite* – und weniger dichten intermediären oder sauren Metamorphiten – ehemalige Sedimente, jetzt Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite, Quarzite) können die basaltischen Schmelzen auch steckenbleiben und vollständig zu grobkörnigen *Gabbros* oder *Noriten* kristallisieren (2); dazu gehören *Lagenintrusionen* wie der *Bushveld-Komplex* in Südafrika. Alternativ können sie ihre chemische Zusammensetzung durch Ausscheidung von Mineralen wie Olivin, Pyroxenen und Ca-reichen Plagioklasen soweit verändern, daß das Restmagma weniger dicht wird als das umgebende Gestein (unter Subduktionszonen oder durch *Assimilation* [= Aufnahme von Nebengestein] von Metasedimenten auch reicher an flüchtigen Phasen, die sich nahe der Oberfläche als Gasphase entmischen können), an die Erdoberfläche aufsteigt und einen Vulkan aufbaut (1c); in diese Kategorie gehören die großen Vulkane der Subduktionszonen, z.B. in Japan, den Philippinen, Indonesien, den Anden, aber auch der Laacher See in der Osteifel; zu den Vulkaniten zählen *Andesite*, *Dazite*, *Rhyolithe*, *Trachyte* und *Phonolithe*. Das in die Luft geschleuderte Auswurfsmaterial enthält Magmenfetzen, Gesteinsfragmente und Kristalle in variablen Mengen; auf die Erde zurückgefallen bildet es die *pyroklastischen Gesteine*. Durch Aufschmelzung in der tiefen Erdkruste – in der Regel einer stark verdickten Kruste nach der Kollision zweier kontinentaler Platten oder einer kontinentalen mit einer ozeanischen Platte – entstehen die *Granitoide* (3); dazu zählen *Granite*, *Granodiorite* und *Tonalite*. Da sie in einigen Kilometern Tiefe langsam erstarren, kristallisieren sie grobkörnig aus.

Nach dem Ort und der Geschwindigkeit der Magmenerstarrung unterscheidet man drei oder zwei Gruppen von Magmatiten:

1. **Vulkanische Gesteine** oder Vulkanite oder **Effusivgesteine** bilden sich durch die Förderung von Magmen an die Erdoberfläche (ausfließendes Magma wird Lava genannt). Die rasche Abkühlung bedingt oft eine feinkörnige (Einzelkörner mit bloßem Auge nicht erkennbar) oder sogar glasige Erstarrung. Allerdings enthalten Vulkanite häufig größere Mineralkörner, die in einer feinkörnigen oder glasigen Matrix „schwimmen“. Solche größeren Kristalle bezeichnet man als **Einsprenglinge** oder **Phänokristen** und die feinkörnige Matrix wird oft **Grundmasse** genannt. Das entsprechende Gesteinsgefüge heißt **porphyrisch**.
2. **Plutonische Gesteine** oder **Plutonite** oder **Tiefengesteine** entstehen, wenn das Magma in größerer Tiefe (einige 100 m bis einige Zehner km) unter der Erdoberfläche steckenbleibt, langsam erkaltet und mittel- bis grobkörnig kristallisiert (alle Mineralkörner sind mit dem Auge erkennbar). Tiefengesteinskörper, **Plutone** genannt, nehmen sehr verschiedenartige äußere Formen an und erreichen meist Dimensionen von mehreren km Durchmesser.
3. **Subvulkanische Gesteine** oder **Subvulkanite** sind relativ oberflächennah und damit auch rascher erstarrt. Sie bilden i.a. viel kleinere Körper als Plutonite, füllen oft ehemalige Klüfte und Spalten in oberflächennahen Gesteinskomplexen aus (= **Ganggesteine** oder **Gänge**) oder treten als Schlotfüllungen oder Stöcke auf. Da diese nur in geringen Tiefen erstarrten Gesteine ähnliche oder gleiche Gefüge wie Vulkanite aufweisen, zählt man sie häufig zur Gruppe der Vulkanite.

Ein wesentlicher Aspekt der Gefüge von Magmatiten ist, daß die Mineralkörner in einem Magma so lange unbehindert wachsen, bis die Einzelkörner einander ins Gehege kommen. Dies hat ihre Verzahnung zur Folge. Das Gefüge eines magmatischen Gesteins unterscheidet sich damit deutlich vom Gefüge eines klastischen Sediments, das durch zerbrochene und gerundete Mineral- und Gesteinsbruchstücke aufgebaut wird, die miteinander durch einen **Zement (Bindemittel)** verknüpft sind.

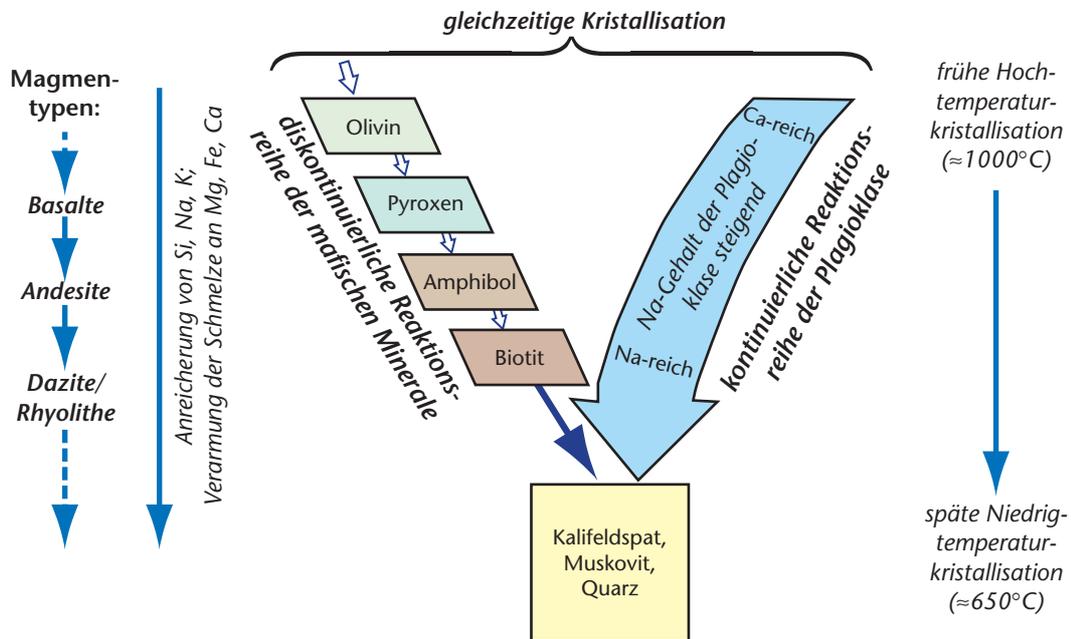


ABBILDUNG 24

BOWENSche diskontinuierliche und kontinuierliche Reaktionsreihen zur Erklärung der Differenzierung von Magmen

Bereits 1928 schlug der Petrologe *N.L. Bowen* auf der Grundlage experimenteller Untersuchungen vor, daß ein basaltisches Magma bei seiner Abkühlung unter Ausscheidung einer charakteristischen Abfolge von Mineralen differenziert. Diese Abfolge ist als *BOWENsche Reaktionsreihe* bekannt und in Abbildung 24 skizziert. Danach kristallisiert unter den Mg,Fe-Silikaten zunächst der Olivin aus, gefolgt von Amphibol und Biotit. Parallel zu diesen Mineralen kristallisieren aber auch Plagioklase. Da die Plagioklase eine kontinuierliche Mischkristallreihe bilden, wobei Anorthit den höheren Schmelzpunkt hat, beginnt die Kristallisation der Basaltschmelze mit Ca-reichen Plagioklasen. Im Verlauf der Differenzierung werden die Plagioklase dann ständig Na-reicher. Diese Abfolge der Plagioklaskristallisation wird auch *kontinuierliche Reaktionsreihe* genannt. Im Gegensatz dazu bilden die Mg,Fe-Silikate eine *diskontinuierliche Reaktionsreihe*, weil verschiedene Minerale in einer Sequenz kristallisieren. Bei diesen Mineralen scheiden sich zunächst die Mg-reicheren Glieder aus, also z.B. Olivin, der reich an Forsteritkomponente ist; im Verlauf der Differenzierung sinkt das Mg /Mg+Fe)-Verhältnis jedes dieser Minerale. Im Verlauf der Fraktionierung nehmen in der Restschmelze die Gehalte z.B. von Mg, Fe und Ca ab, die von Si, Na und K zu. Die Kristallisation endet nach diesem Modell mit der Bildung von Graniten. Obwohl man längst weiß, daß die Bowensche Reaktionsreihe die magmatische Fraktionierung in der Natur nur unvollständig beschreibt (Granite entstehen in der Regel nicht durch Differenzierung einer basaltischen Ausgangsschmelze, sondern durch partielle Aufschmelzung z.B. von ehemaligen tonigen Sedimenten!), vermittelt das Modell eine leicht einzuprägende Vorstellung der Ausscheidungsfolge wichtiger Minerale aus Schmelzen.

2.3 Sedimentäre Gesteine (oder kurz: Sedimente)

Sedimente können aus den Verwitterungsprodukten älterer Gesteine und/oder durch biogen-chemische Ablagerungen entstehen.

Bei der Verwitterung unterscheidet man zwei Extremformen:

- Unter *mechanischer Verwitterung* versteht man das bloße Auseinanderbrechen eines Gesteins in kleinere Fragmente (Gesteins- und Mineralbruchstücke) etwa durch die Wirkung gefrierenden Wassers.
- *Chemische Verwitterung* ist die chemische Zerlegung von Mineralen unter dem Einfluß der Atmosphäre oder der Hydrosphäre. Die in vielen Gesteinen vorhandenen Minerale wurden bei hohen Temperaturen und Drücken im Erdinnern gebildet und stellen an der Erdoberfläche meist metastabile Systeme dar, die sich durch chemische Verwitterung langsam in stabile Systeme verwandeln. Dabei entstehen oft neue Minerale, oder es können durch das Wasser chemische Komponenten aus den Mineralen herausgelöst und abtransportiert werden. Die Verwitterungsresistenz wichtiger Minerale entspricht ungefähr der Umkehrung der Bowenschen Reihe, d.h. Quarz ist das stabilste und Olivin das anfälligste dieser Minerale.

Die unlöslichen Verwitterungsprodukte sowie die unvollständig verwitterten Mineral- und Gesteinsbruchstücke verbleiben meist nicht am Ort der Verwitterung, sondern werden durch die Schwerkraft oder durch Wasser, Eis und Wind abtransportiert. Bei verwitterungsresistenten Mineralen wie Quarz beobachtet man dabei eine Abhängigkeit des Rundungsgrades der Körner vom Transportweg: Je eckiger die Körner, desto kürzer der Transportweg (siehe Abbildung 25). Einiges Sedimentmaterial verbleibt auf den Kontinenten in Flußtälern (Kiese, Sande, Tone), Seen (Seesedimente) und am Fuß von Gebirgen (Schuttfächer, Schuttkegel) sowie in natürlichen Senken. Sedimentmaterial, welches das offene Meer erreicht, wird dort durch Meeresströmungen weiter transportiert. Der Hauptanteil dieses Materials wird auf den Kontinentalschelfen abgelagert. Ein geringerer Teil gelangt über sogenannte Trübestrome (*Turbidite*) über den Kontinentalhang in die Tiefseegräben und Tiefsee-Ebenen.

Viele Sedimente stellen zunächst Lockergesteine (z.B. Sand) dar, die sich später unter der Einwirkung von im Wasser gelösten Stoffen wie $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ oder $\text{SiO}_2 \times n\text{H}_2\text{O}$ verfestigen; diese Stoffe scheiden sich aus und bilden das *Bindemittel*. Alle Prozesse, die nach der Ablagerung eines Sedimentes bis zum Beginn der Metamorphose (siehe Kapitel 2.4 auf Seite 63) ablaufen, werden unter dem Begriff *Diagenese* zusammengefaßt. Die Diagenese endet auch, wenn ein Sediment wieder an der Erdoberfläche der Verwitterung zugänglich ist. In Abbildung 26 sind wesentliche Prozesse der Diagenese skizziert.

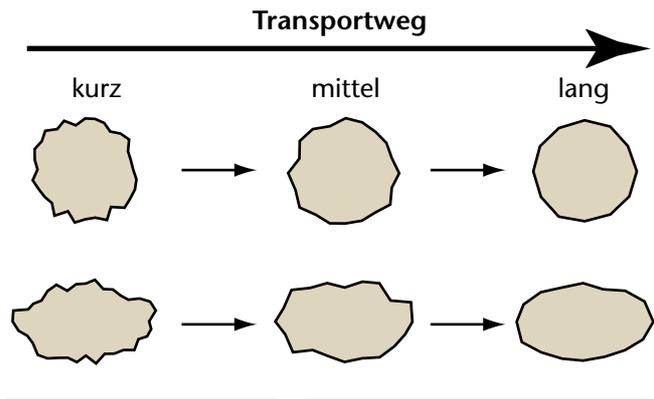


ABBILDUNG 25 schematische Darstellung der Abhängigkeit des Rundungsgrades klastischer Mineralkörner vom Transportweg zwischen Verwitterungs- und Ablagerungsraum.

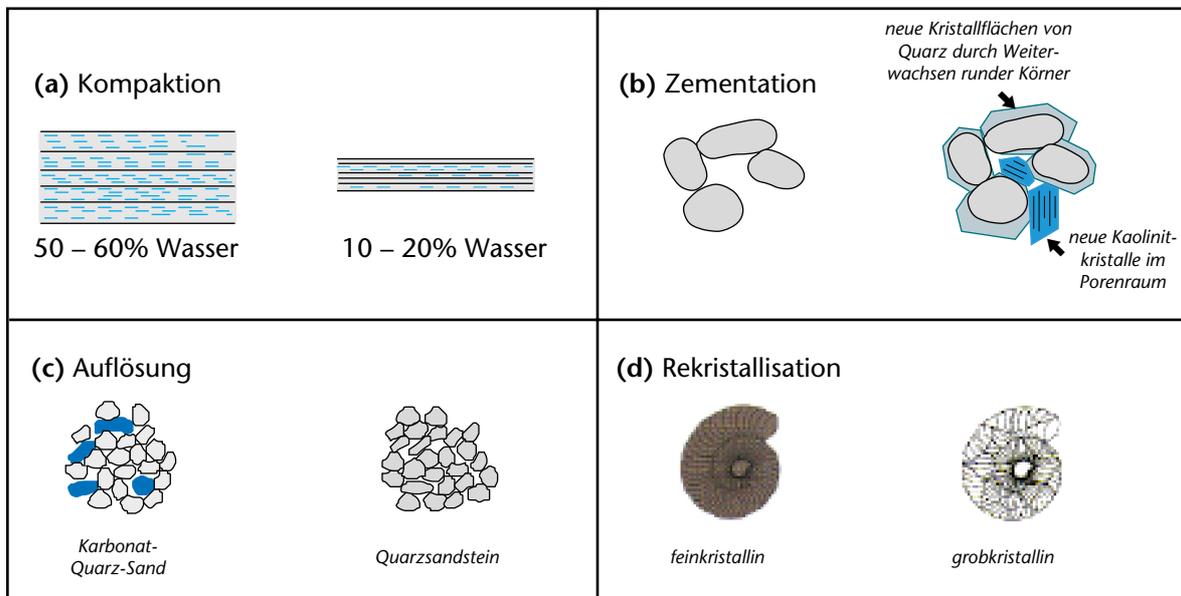


ABBILDUNG 26

Wichtige Vorgänge bei der Diagenese: **(a)** tonige Sedimente haben primär hohe Wassergehalte, die durch Kompaktion infolge der Auflast verringert werden; **(b)** durch *Zementation* werden Lockersedimente verfestigt; das *Bindemittel* kann karbonatisch, kieselig oder tonig sein; **(c)** stärker lösliche Minerale (insbesondere Karbonate) können aufgelöst werden; zurück bleiben vornehmlich die Silikatminerale; **(d)** *Rekristallisation* verursacht eine Kornvergrößerung; außerdem können instabilere Modifikationen (z.B. Aragonit) in die stabileren Formen (Calcit) überführt werden.

Sedimente werden meist in zwei große Gruppen unterteilt:

1. *Klastische Sedimente* bilden sich durch Akkumulation und Verfestigung von Gesteins- und Mineralbruchstücken und von bei der Verwitterung neu gebildeten Mineralen.

2. *Biogen-chemische Sedimente* bilden sich durch Ansammlungen organogener Bestandteile (z.B. von Muschelschalen, Skelettfragmenten, als fossile Riffbauten) und/oder durch chemische Ausfällungen aus wässrigen Lösungen (z.B. Salze).

Die meisten Sedimente stellen Übergangsglieder zwischen beiden Gruppen dar.

2.4 Metamorphe Gesteine (oder kurz: Metamorphite)

Unter *Gesteinsmetamorphose* versteht man die Umwandlung präexistenter Gesteine (*Edukte* oder *Ausgangsgesteine*) als Reaktion auf sich ändernde physikalisch-chemische Zustandsbedingungen, vor allen Dingen Temperatur- und Druckerhöhung, unterhalb der Erdoberfläche. Metamorphe Gesteine entstehen dabei aus Sedimenten und Magmatiten oder auch aus älteren Metamorphiten. Temperatur- und Druckerhöhung, denen die Gesteine ausgesetzt werden müssen, sind zumeist Folge ihrer Verfrachtung in größere Tiefen bei Plattenkollisionen, erheblich seltener durch die Wärmestrahlung (und eventuell auch den Stofftransport), die von einer magmatischen Intrusion in der Erdkruste ausgeht. Für den Ablauf einer Metamorphose ist die Temperatur von größerer Bedeutung als der Druck, weil die Geschwindigkeiten chemischer Reaktionen, durch welche Minerale abgebaut und neue gebildet werden, stark temperaturabhängig sind. Die untere Grenze der Metamorphose ist unscharf und liegt um 200 °C in H₂O-reichen Gesteinen. Die obere Grenze der Metamorphose liegt um 1000 °C für H₂O-arme oder H₂O-freie Gesteine (Abbildung 30), möglicherweise auch noch etwas darüber. Solche extrem hohen Temperaturen werden aber nur selten erreicht. Meist endet die Metamorphose bei Temperaturen unterhalb von 800 °C, bei denen viele ehemalige Sedimente und SiO₂-reiche ehemalige Magmatite bereits eine teilweise Aufschmelzung erfahren; die Teilschmelzen können vom Ort ihrer Entstehung fortwandern und in seichteren Niveaus der Erdkruste als granitische Gesteine erstarren.

Die Metamorphose äußert sich in Änderungen des Gesteinsgefüges und/oder des Mineralbestands. Die neu gebildeten (gesproßten) Minerale heißen *Blasten*. Große Kristalle in einer feineren Matrix sind die *Porphyroblasten*; sie können gleichzeitig mit den Matrixmineralen gewachsen sein oder bereits vorher. Ein reiner Quarzsandstein ändert bei der Metamorphose zwar nicht seinen Mineralbestand, aber durch die Rekristallisation (Kornvergrößerung oder Kornzerlegung) kommt es zu einer Gefügeänderung. Relativ nahe an der Erdoberfläche bei niedrigen Temperaturen reagieren Gesteinskörper auf gerichteten Druck (= Scherspannung) meist spröde: sie brechen (= *Kataklase*). Das resultierende

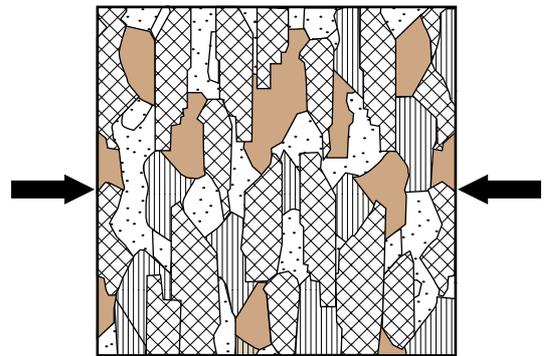


ABBILDUNG 27 Gerichteter Druck verursacht eine Einregelung von blättchenförmigen oder nadeligen Mineralen.

Gestein wäre ein Kataklasit oder eine tektonische Brekzie. In tieferen Bereichen der Erdkruste, wo höhere Temperaturen herrschen, reagieren die Gesteine auf gerichteten Druck eher plastisch oder duktil. Solche Gesteine haben oft ein gerichtetes (= anisotropes) *Gefüge*. Bei Vorhandensein von planaren (= flächigen) Gefügeelementen spricht man von *Foliation*; oft, aber nicht immer, handelt es sich dabei um eine *Schieferung* (vergleiche Abbildung 28). Bei linearen Gefügeelementen spricht man von *Lineation*. Liegt ein anisotropes Gefüge vor, so zeigen anisometrische Mineralkörner meist eine bevorzugte Orientierung. Eine Foliation ist oft durch subparallel angeordnete Phyllosilikatblättchen definiert (Abbildung 27). Eine Lineation wird z.B. durch subparallel angeordnete stengelige oder nadelige Amphibolkristalle definiert.

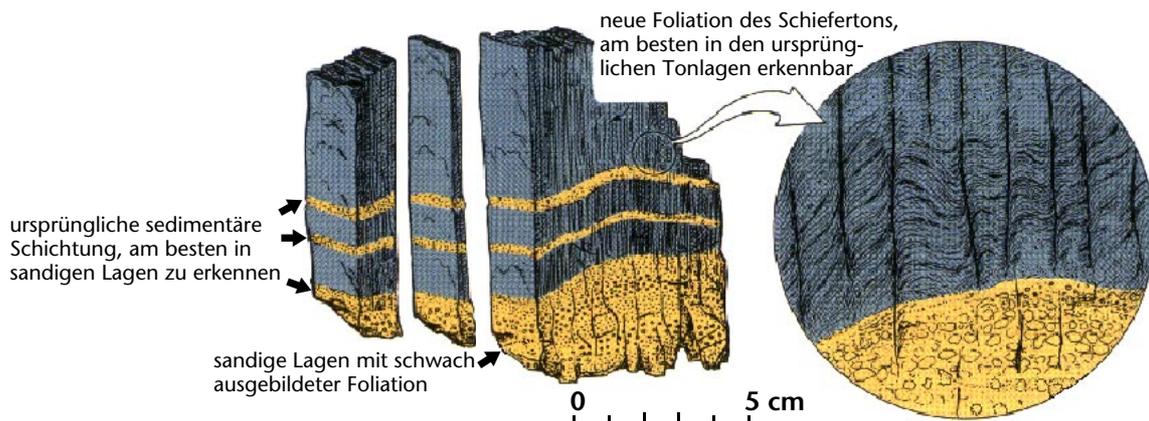


ABBILDUNG 28

Bruchstücke eines klastischen Sedimentes (Tonschiefer mit sandigen Lagen, linke Hälfte der Abbildung) zeigen eine Foliation (senkrechte Linien) sowie Relikte der ursprünglichen (sedimentären) Schichtung. In der rechten Ausschnittsvergrößerung ist skizziert, daß die Schichtung entlang den Flächen der Foliation etwas gegen die benachbarten Bereiche versetzt ist. Die Foliationsflächen stellen also so etwas wie Scherflächen dar. In diesem Beispiel stehen Schichtung und Foliation (Schieferung) ungefähr senkrecht aufeinander (aus Press & Siever, 1995).

Die Minerale eines Gesteins besitzen unterschiedliches rheologisches Verhalten. Während z.B. Quarz bereits bei Temperaturen oberhalb von ca. 300°C plastisch reagiert, verhalten sich Feldspäte bei diesen Temperaturen noch spröde und reagieren durch Bruch. Feldspäte werden erst oberhalb ca. 500°C duktil.

Metamorphite können auch *Reliktgefüge* (= Gefügeelemente des prämetamorphen Ausgangsgesteins) aufweisen.

Magmatische, sedimentäre und metamorphe Gesteine sind durch einen ständigen Kreislauf miteinander verbunden, der aus alten Gesteinen neue schafft (Abbildung 31). Verwitterung und Erosion bilden am Ablagerungsort Lockersedimente, die durch Vorgänge bei der Diagenese verfestigt werden. Werden diese Sedimentgesteine in größere Tiefen verfrachtet oder intrudiert in ihrer Nähe ein Pluton, dann entstehen metamorphe Gesteine. Bei hohen Temperaturen kann die Metamorphose von partieller Aufschmelzung begleitet sein; die Teilschmelzen steigen vom Ort ihrer Entstehung in flachere Niveaus der Kruste auf – es entstehen magmatische Gesteine. Durch langsame Hebungsvorgänge und Erosion an

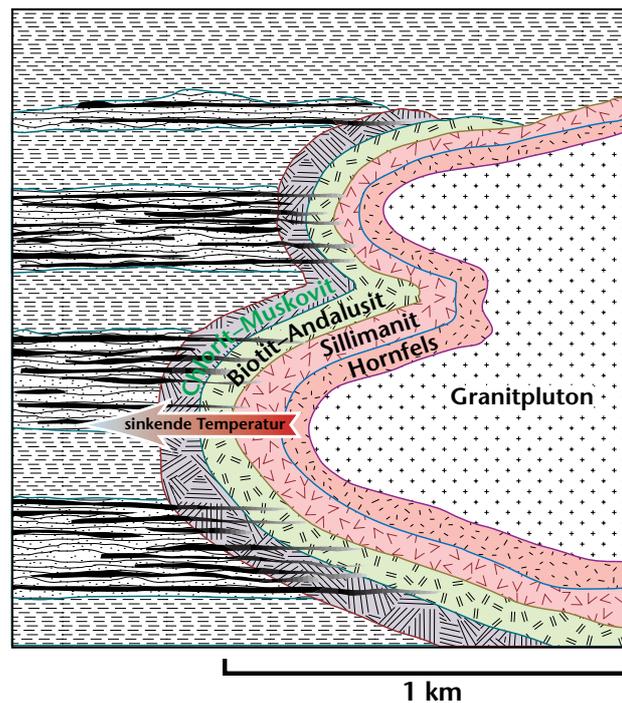


ABBILDUNG 29 Um eine Magmenintrusion entwickelt sich eine *Kontaktaureole* mit einer charakteristischen Abfolge von Mineralen, z.B. in tonigen Sedimenten bei abnehmender Temperatur Sillimanit, gefolgt von Andalusit, gefolgt von Glimmern.

der Oberfläche gelangen Plutonite und Metamorphite an die Erdoberfläche, und der Kreislauf der Gesteine beginnt erneut.

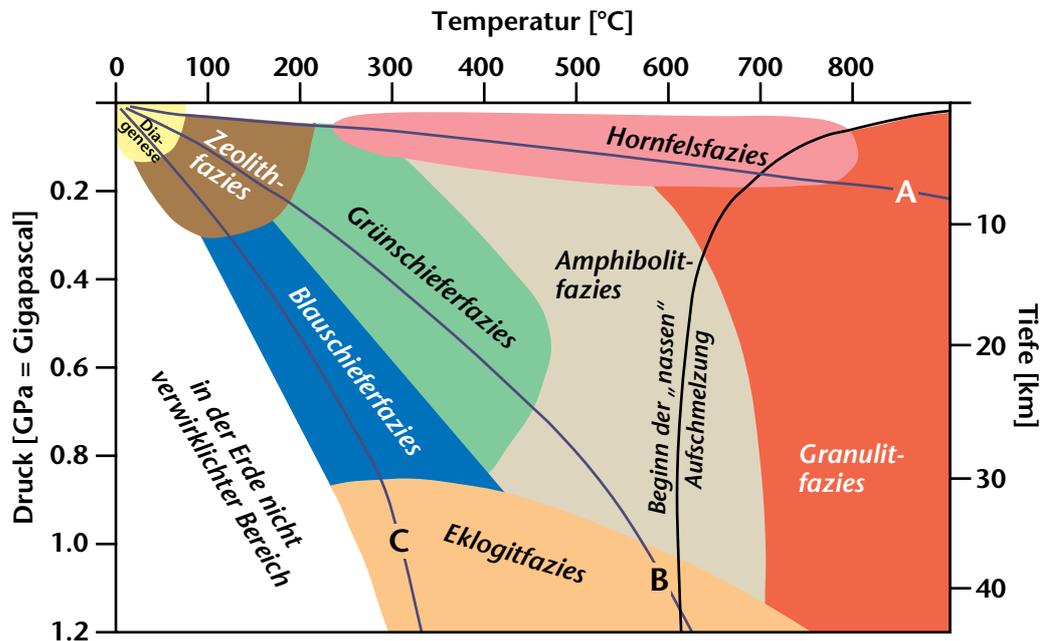


ABBILDUNG 30

Metamorphe Fazieseinteilung in Abhängigkeit vom Druck P [1 GPa = 10 kbar] und der Temperatur T . Kurve **A** gibt einen typischen thermischen Gradienten um einen flach intrudierten Pluton an, der die Bildung *kontaktmetamorpher Gesteine* in seiner Umgebung verursacht (siehe auch Abbildung 29). Werden Al-reiche Sedimente kontaktmetamorph geprägt, dann werden Andalusit oder Sillimanit die charakteristischen Al_2SiO_5 -Minerale sein (vergleiche Abbildung 18, S.29). Kurve **B** stellt einen normalen thermischen Gradienten für die kontinentale Erdkruste dar; danach befinden sich große Teile einer normal dicken Erdkruste von $\approx 30 - 35$ km in der Grünschiefer- und niedrig temperierten Amphibolitfazies. Im Verlauf einer Plattenkollision kommt es zu einem Anstieg von Temperatur und Druck. Dadurch werden bei der Kollision von zwei kontinentalen Platten und der Kollision einer kontinentalen mit einer ozeanischen Platte in der kontinentalen Platte *regionalmetamorphe Gesteine* von der *Grünschiefer-* bis in die hohe *Amphibolitfazies*, seltener bis in die Granulitfazies gebildet. Betrifft diese Metamorphose Al-reiche Sedimente, dann sind Disthen oder Sillimanit als Al_2SiO_5 -Minerale zu erwarten. *Granulitfazielle* Gesteine können nur unter außergewöhnlichen Bedingungen entstehen; zum einen müssen die Ausgangsgesteine H_2O -arm sein, zum anderen sind die erforderlichen Temperaturen sehr hoch; eine mögliche Wärmequelle sind große Intrusionen mafischer Magmen in der Nähe der Grenze zwischen Erdkruste und Erdmantel. Kurve **C** repräsentiert die Verteilung von Druck und Temperatur in einer Subduktionszone, also einer in den Erdmantel abtauchenden ozeanischen Platte; *Blauschiefer* und *Eklogite* sind hier typische Metamorphite, entstanden aus Basalten, Gabbros oder Basalttuffen. Im Gegensatz zu den Kontaktmetamorphiten weisen die meisten bei Plattenkollisionen gebildeten Metamorphite ein mehr oder weniger deutlich sichtbares Parallelgefüge auf, entstanden durch die Einregelung von blättchenförmigen oder nadeligen Mineralen durch gerichteten Druck.

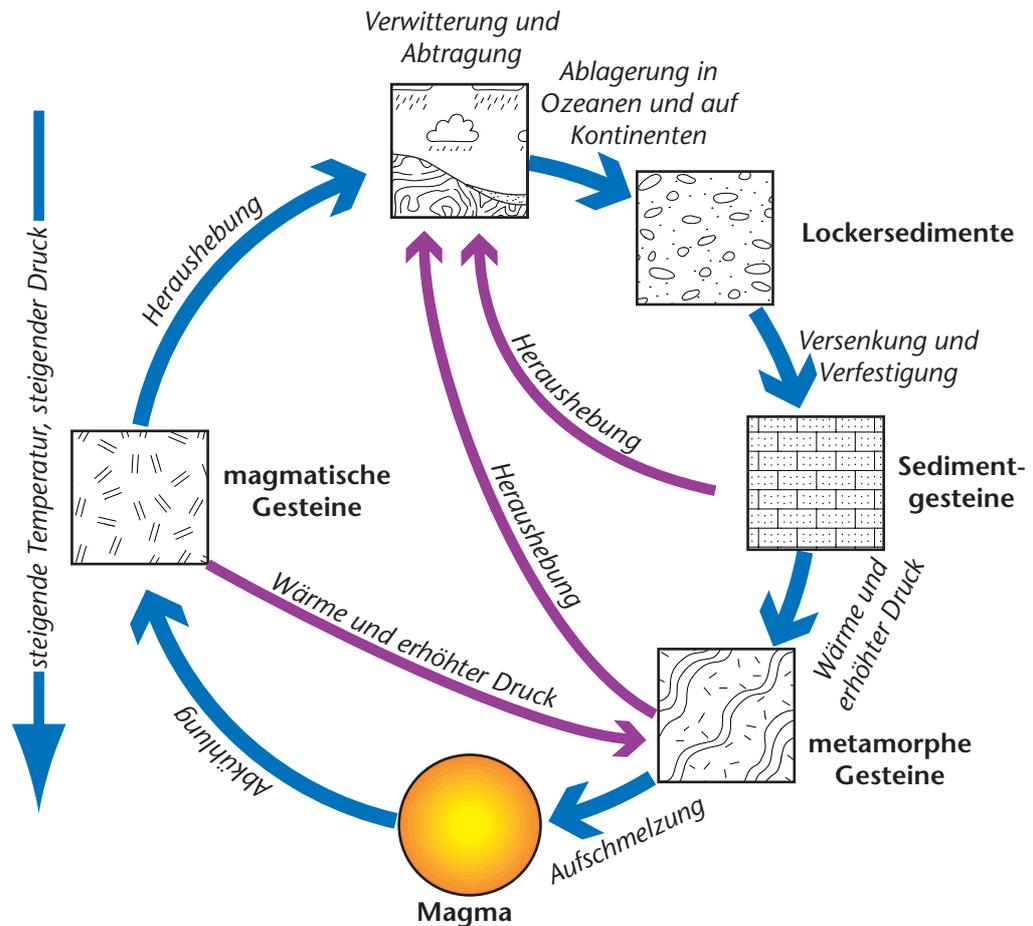


ABBILDUNG 31

Der Kreislauf der Gesteine beschreibt die Beziehungen der verschiedenen Gesteinsgruppen zueinander.

2.5 Bestimmungsschema für Gesteine

2.5.1 Grobeinteilung

2.5.1.1 Magmatit? – Kriterien:

- Meist massiges Gestein, keine Schichtung oder Schieferung erkennbar. Gleichkörnig oder mit Einsprenglingen in der Grundmasse (porphyrisch).
- Bei grobem Korn (>0.06 mm = Sichtbarkeitsgrenze) handelt es sich meist um einen Plutonit, bei feinerem Korn um einen Vulkanit oder Subvulkanit.

2.5.1.2 Sediment? – Kriterien:

- Häufig Schichtung. Gefüge lagig-schichtig oder massig, bei Tonen auch „schiefrig“.
- Korngröße variiert zwischen sehr fein und grob. Bei grobkörnigen Sedimenten lassen sich Mineral- und Gesteinstrümmer und das die Trümmer verkittende Bindemittel (= Matrix) bestimmen. Alle Mineral- und Gesteinsarten können als Fragmente vorhanden sein.
- Das Bindemittel ist meist durch chemische Abscheidungsprozesse entstanden (vergleiche Abbildung 26, S.62).

- Teilweise sind Fossilien erkennbar, oder das Sediment besteht fast ausschließlich aus Fossilien.
- Häufiger porös, aber auch dicht, oft weich und feinkörnig.

2.5.1.3 **Metamorphit? – Kriterien:**

- Häufig geschiefert oder gefältelt; fein bis grobkörnig.
- Ausnahmen für richtungslose und massige Metamorphite sind: Marmor und Felse.

2.5.2 **Feineinteilung der Magmatite**

Der Mineralbestand und das Gefüge eines Magmatits werden durch die chemische Zusammensetzung des Magmas und den Abkühlungsprozeß (insbesondere die Abkühlgeschwindigkeit) bestimmt. Mittel- bis grobkörnige Plutonite werden nach ihrem quantitativen Mineralbestand (Vol.%) benannt. Dabei wird das sogenannte „Doppeldreieck nach Streckeisen“ (auch QAPF-Diagramm genannt) verwendet (siehe Abbildungen 33 bis 35 und Abbildung 39). Da viele Vulkanite zu feinkörnig sind, um den Mineralbestand quantitativ erfassen zu können oder aber sogar aus Glas bestehen, benutzt man zur genaueren Klassifikation dieser Gesteine meist nicht die mineralogische sondern die chemische Zusammensetzung (z.B. Abbildung 41, S.75), die sich durch eine chemische Analyse bestimmen läßt. In diesem Kurs soll versucht werden, auch Vulkanite grob nach ihrem Mineral- oder Glasbestand und nach ihrem Gefüge zu benennen.

2.5.2.1 **Plutonite**

Die Nomenklatur der mittel- bis grobkörnigen Plutonite basiert auf dem tatsächlichen oder modalen Mineralbestand (kurz: Modalbestand), den man durch optische Integrationsmethoden (Punktauszahlverfahren) relativ exakt ermitteln kann und der in Volumenprozent angegeben wird.

Zunächst gliedert man den Modalbestand in die sogenannten *felsischen* (= „hellen“) und *mafischen* (= „dunklen“) mineralischen Gemengteile auf. Felsische Gemengteile sind unabhängig vom makroskopischen Farbeindruck nur die Minerale Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und die Feldspatvertreter (Foide) wie z.B. Nephelin, Leucit oder Sodalith. Alle anderen Gemengteile, also auch die dem Auge hell erscheinenden Minerale wie Muskovit (ein „Hellglimmer“) oder Calcit gelten per Definition als dunkle oder mafische Gemengteile.

Die Summe der mafischen Gemengteile in Volumprozent nennt man die *Farbzahl M* des Magmatits. Gesteine mit hoher Farbzahl (ohne genaue Grenze) nennt man *melanokrat*, im Gegensatz zu *leukokraten* Gesteinen mit niedriger Farbzahl. Diese auf dem Mineralbestand beruhenden Bezeichnungen dürfen nicht verwechselt werden mit den Begriffen sauer, intermediär, basisch (mafisch) und ultrabasisch (ultramafisch), die sich nur auf den Chemismus (SiO₂-Gehalt) beziehen.

Bei Plutoniten mit $M < 90$ beruht der Gesteinsname nur auf der Art und den relativen Anteilen der felsischen Minerale. In Plutoniten können im allgemeinen Quarz und Feldspatvertreter (Nephelin, Leucit, Sodalith, etc.) nicht miteinander auftreten. Es liegen entweder SiO₂-übersättigte Gesteine, die aus Quarz und Feldspäten bestehen, vor oder aber untersättigte Gesteine, die aus Feldspäten und Feldspatvertretern bestehen. Selten sind naturgemäß Gesteine, die neben Feldspäten weder Quarz noch Foide enthalten. Für

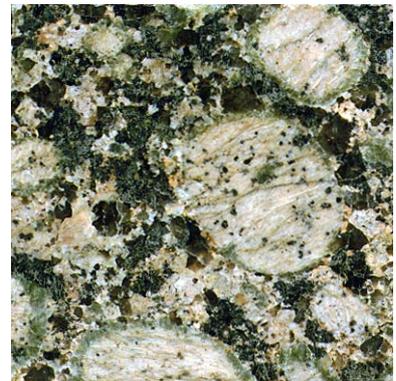


ABBILDUNG 32 Granit mit großen Alkalifeldspäten (Saum aus hellem Oligoklas, Kern aus K-Na-Feldspat, grauem Quarz und schwarzem Biotit (Rapakivi-Granit))

die Benennung wird das *Doppeldreieck* nach *Streckeisen* verwendet (Abbildung 34). Die vier Parameter dieses Diagramms sind:

1. Q: Quarz
2. A: Alkalifeldspat (Kalifeldspat inklusive Perthit, Albit mit <5% An-Komponente)
3. P: Plagioklas mit >5% An-Komponente
4. F: Foide (Feldspatvertreter): Nephelin, Leucit, Minerale der Sodalithgruppe, Analcim, *Cancrinit* $\text{Na}_6\text{Ca}[\text{CO}_3](\text{AlSiO}_4)_6 \times 2\text{H}_2\text{O}$

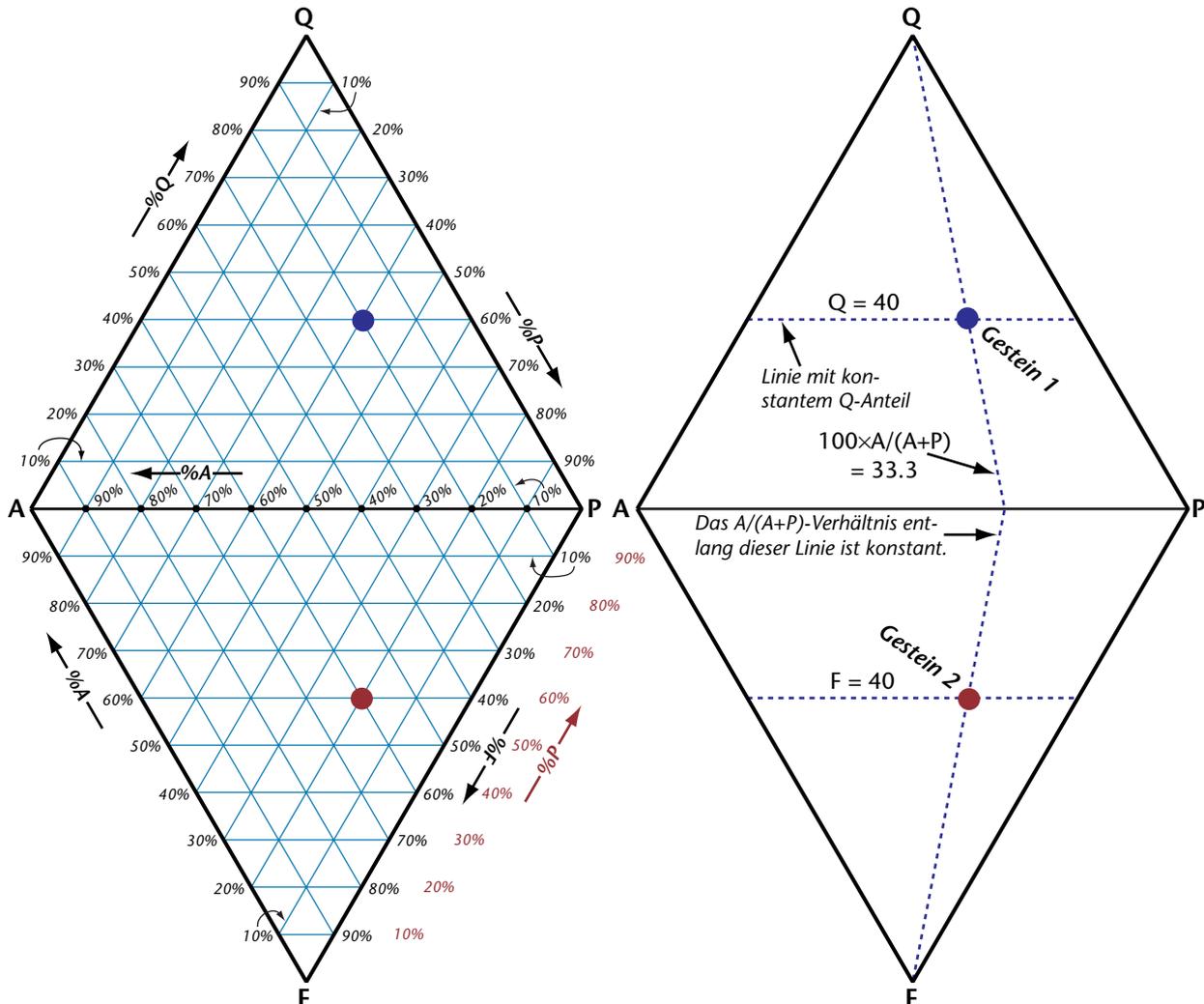


ABBILDUNG 33

Darstellung eines Punktes im *QAPF-Diagramm* (schematisch). Gestein 1 besitzt 20% Quarz, 20% Plagioklas mit An >5 und 10% Alkalifeldspat (Kalifeldspat inklusive Perthit, Albit mit <5% An-Komponente). Somit ergibt sich: Q = 40, P = 40 und A = 20. Der darstellende Punkt ergibt sich in der rechten Abbildung als Schnittpunkt der Höhenlinie (Abstand 40/100 von der Basislinie A–P) und der Verbindungslinie Q – zum Punkt $100 \times A / (A + P) \approx 33$ auf der Basislinie A – P. Einfacher lässt sich die Eintragung in Dreieckskoordinatenpapier vornehmen (links). Entlang jeder der Begrenzungslinien eines der beiden Teildreiecke ist der Gehalt der dieser Linie gegenüberliegenden Komponente gleich 0. Zum Beispiel ist der A-Gehalt auf der Q–P-Geraden gleich 0, und er steigt entlang Geraden parallel dazu in Richtung auf A an. Gestein 2 besitzt 10% Nephelin, 10% Sodalith

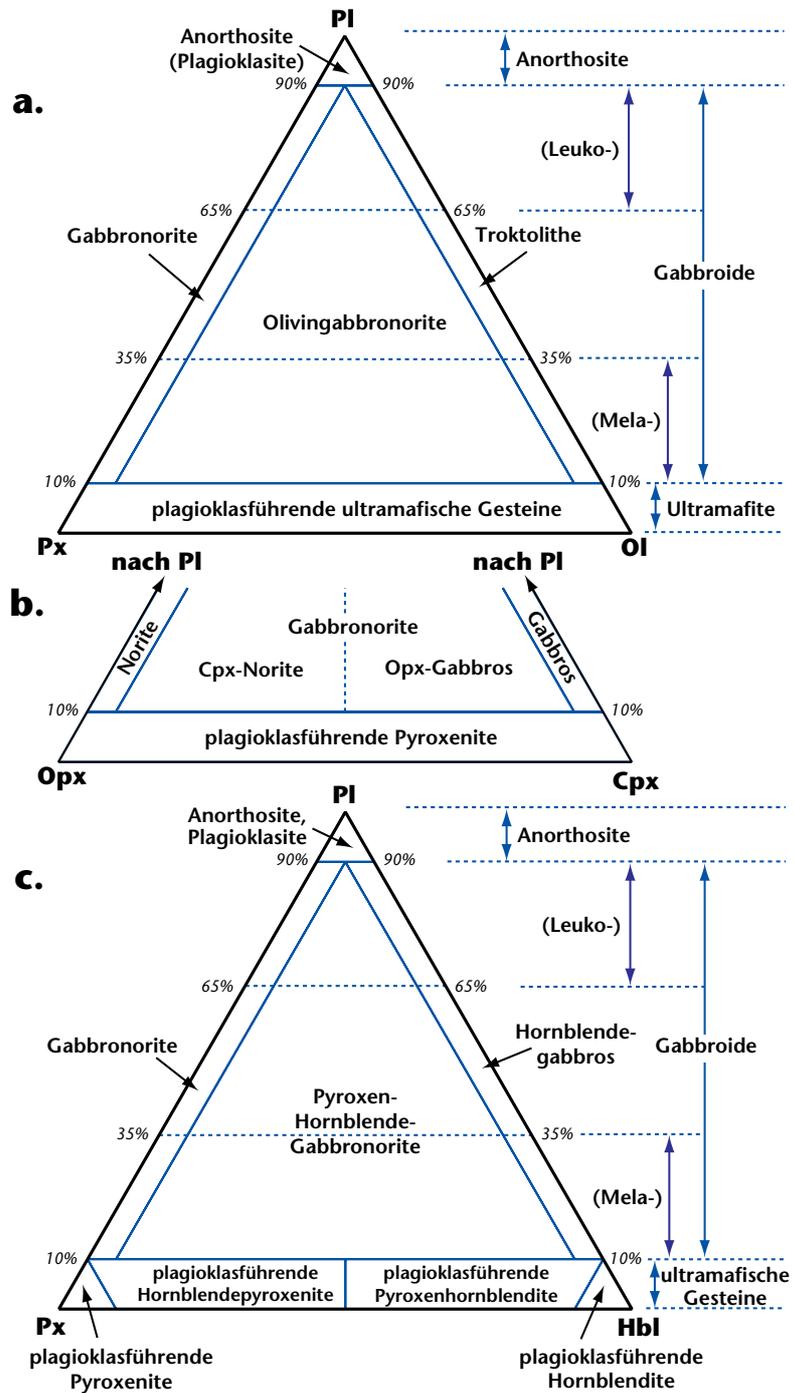


ABBILDUNG 35

Nomenklatur plutonischer Gesteine, bestehend aus Plagioklas, Olivin, Pyroxenen und Hornblende.

a: Gabbroide Gesteine aus Plagioklas, Olivin und Pyroxenen

b: *Gabbros*, Gabbronorite und *Norite*

c: Hornblendeführende Gabbros, Gabbronorite, Pyroxenite sowie *Hornblendite*

1. Plutonite mit 60 – 100% Q (sehr selten!)
2. Plutonite mit 20 – 60% Q (hierher gehören die granitischen Gesteine, also *Granite*, *Granodiorite* und *Tonalite*)

3. Plutonite mit 5 – 20% Q
4. Plutonite mit 0 – 5%Q (*Gabbros*, *Diorite*, *Monzonite* und *Syenite* im engeren Sinn)
5. Plutonite mit 0 – 10% F (= foidführend)
6. Plutonite mit 10 – 60% F
7. Plutonite mit 60 – 100% F (selten!).

Nun wird das Verhältnis $100 \times A / (A+P)$ gebildet. Das Gestein liegt auf einer Linie, die vom Punkt Q oder F ausgeht und die Verbindungslinie A–P beim Wert des Feldspatverhältnisses $100 \times A / (A+P)$ schneidet. Der darstellende Punkt für das Gestein ergibt sich aus dem Schnittpunkt der „Höhenlinie“ und der letzten Linie in einem der beiden Teildreiecke (Abbildung 33). Durch die Lage dieses Punktes in einem bestimmten Feld des Doppeldreiecks liegt der Name des Gesteins meist schon fest. Bei einigen Feldern werden jedoch zur weiteren Unterscheidung noch die Farbzahl M, die Art und die relativen Anteile der auftretenden Pyroxene oder der Anorthitgehalt des Plagioklases verwendet.

Im Feld 10 des QAPF-Diagramms (Abbildung 34) unterscheidet man *Diorite* und *Gabbros* nach dem durchschnittlichen Anorthitgehalt des Plagioklases. Gesteine mit $An < 50$ sind Diorite, solche mit $An > 50$ Gabbros. Dieses Kriterium ist unpraktisch, da sich der durchschnittliche An-Gehalt der Plagioklase meist nicht feststellen läßt.

Für Gesteine, die ganz überwiegend aus Plagioklas, Pyroxenen, Olivin und Hornblende bestehen, gelten die in Abbildung 35 dargestellten Dreiecksdiagramme.

Eine nähere Charakterisierung des Gesteins kann durch Nennung der auftretenden mafischen Minerale in der Reihenfolge zunehmender Häufigkeit vor dem allgemeinen Gesteinsnamen erfolgen, z.B. Hornblende-Gabbro, Biotitgranit, Zweiglimmergranit.

Gesteine mit $M > 90$ sind Ultramafitite; ihre Benennung erfolgt nach der Art der mafischen Gemengteile.

Ultramafische Plutonite, die vorwiegend aus Olivin, Klinopyroxen und Orthopyroxen bestehen, werden in einem gesonderten Dreieck zunächst in *Pyroxenite* ($Ol < 40$) und *Peridotite* ($Ol > 40$) gegliedert (Abbildung 38a). Die Pyroxenite unterteilt man weiterhin in Orthopyroxenite bzw. Olivin-Orthopyroxenite, Klinopyroxenite bzw. Oli-

vin-Klinopyroxenite sowie Websterite bzw. Olivinwebsterite (beide Pyroxene sind vorhanden). Peridotite werden untergliedert in Dunite ($Ol > 90$), Harzburgite (überwiegend $Ol + Opx$; $Cpx < 5\%$), Wehrlite (überwiegend $Ol + Cpx$; $Opx < 5\%$) und Lherzolithe ($Ol + Opx + Cpx$). Treten zu den genannten Mineralen noch Plagioklas, Spinell oder Granat in Anteilen < 20 Vol.% hinzu, so werden diese Minerale dem Gesteinsnamen vorangestellt, also z.B. Spinell-Granat-Lherzolithe oder Granat-Olivin-Klinopyroxenit. Abbildung 38b zeigt die Nomenklatur entsprechender Gesteine, die zusätzlich Hornblende enthalten.

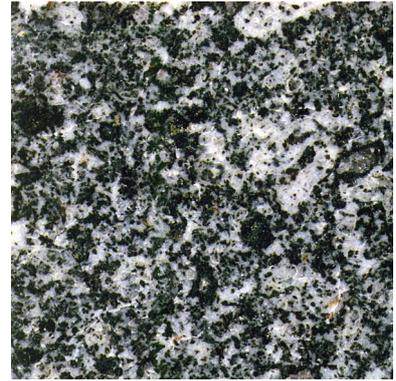
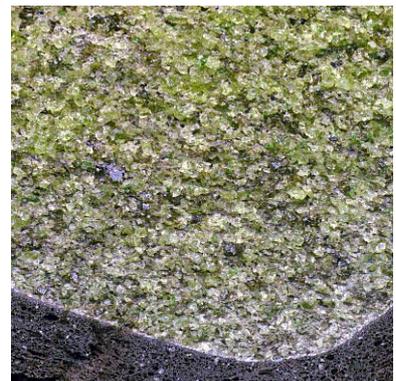


ABBILDUNG 36 Tonalit bis Diorit, bestehend aus hellem Plagioklas und dunklem Biotit und dunklem Amphibol. Quarz ist nur untergeordnet vorhanden.

ABBILDUNG 37 Peridotitenolith aus einem basaltischen Vulkanit (Basaltkruste am unteren Bildrand). Der Peridotit besteht überwiegend aus hellgrünem Olivin, daneben aus bräunlichem Orthopyroxen. Im Grunde genommen sind solche Peridotite zu den Metamorphiten zu zählen.



Handelt es sich bei den mafischen Mineralen überwiegend um Karbonate, so heißt der Plutonit *Karbonatit*.

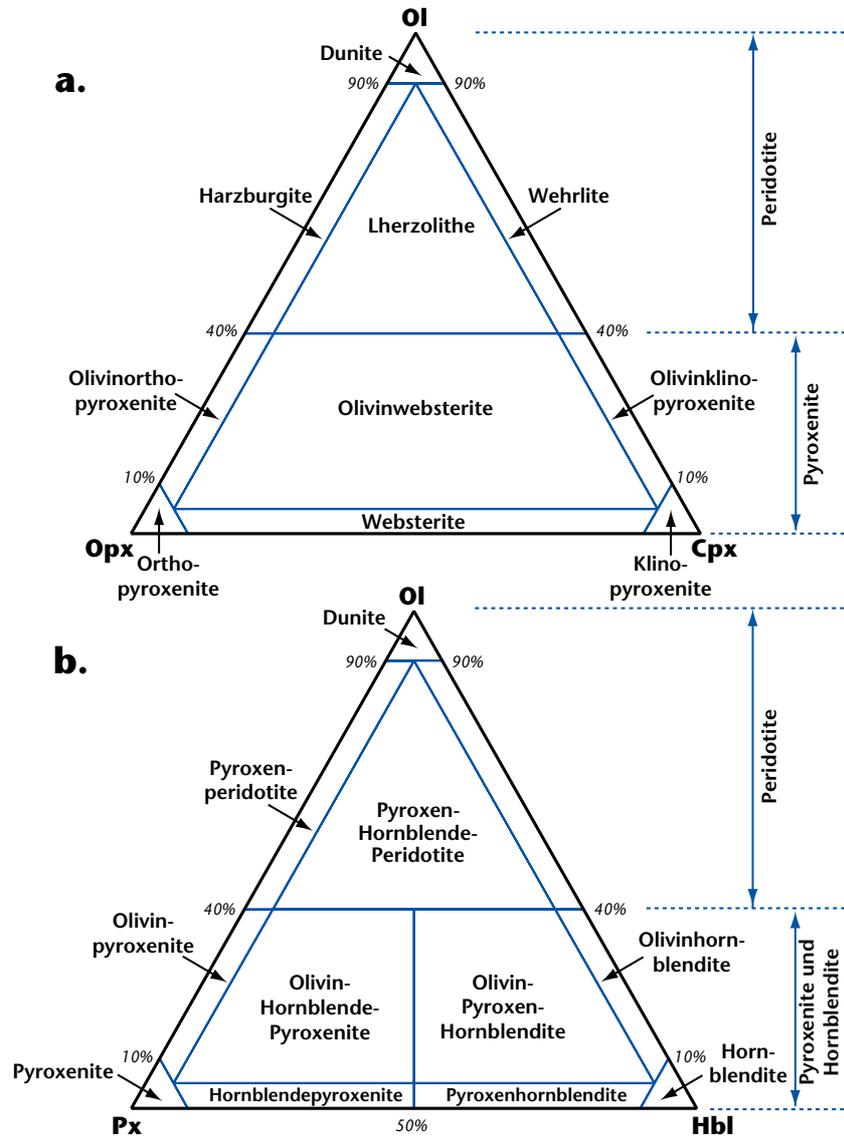


ABBILDUNG 38

Nomenklatur von Ultramafititen; **(a)** für Gesteine, die vorwiegend aus Olivin [Ol], Orthopyroxen [Opx] und Klinopyroxen [Cpx] bestehen; **(b)** für Gesteine mit überwiegend Olivin, Pyroxen [Px] und Hornblende [Hbl].

2.5.2.2 Vulkanite

Nach der Art ihrer Förderung unterscheidet man:

1. *Ergußgesteine* (Laven) und zugehörige *subvulkanische* Gesteine. Sie entstehen durch Verfestigung des an der Oberfläche austretenden oder in geringer Tiefe erstarrten Magmas.
2. *Pyroklastische* Gesteine. Sie entstehen durch explosive vulkanische Tätigkeit aus den dabei gefördert Lockermaterialien. Diese Lockermaterialien können Schmelzpartikel sowie Bruchstücke älterer magmatischer Gesteine und des Vulkanuntergrunds umfassen.

Viele Ergußgesteine sind feinkörnig bis dicht; ihr Mineralbestand ist mit dem bloßem Auge nur schlecht oder gar nicht zu erkennen. Im Extremfall handelt es sich um teilweise oder vollständig glasige Gesteine. Daneben kommen aber auch ausgeprägt porphyrische Gesteine vor, deren Einsprenglingsminerale sehr wohl mit bloßem Auge identifiziert werden können.

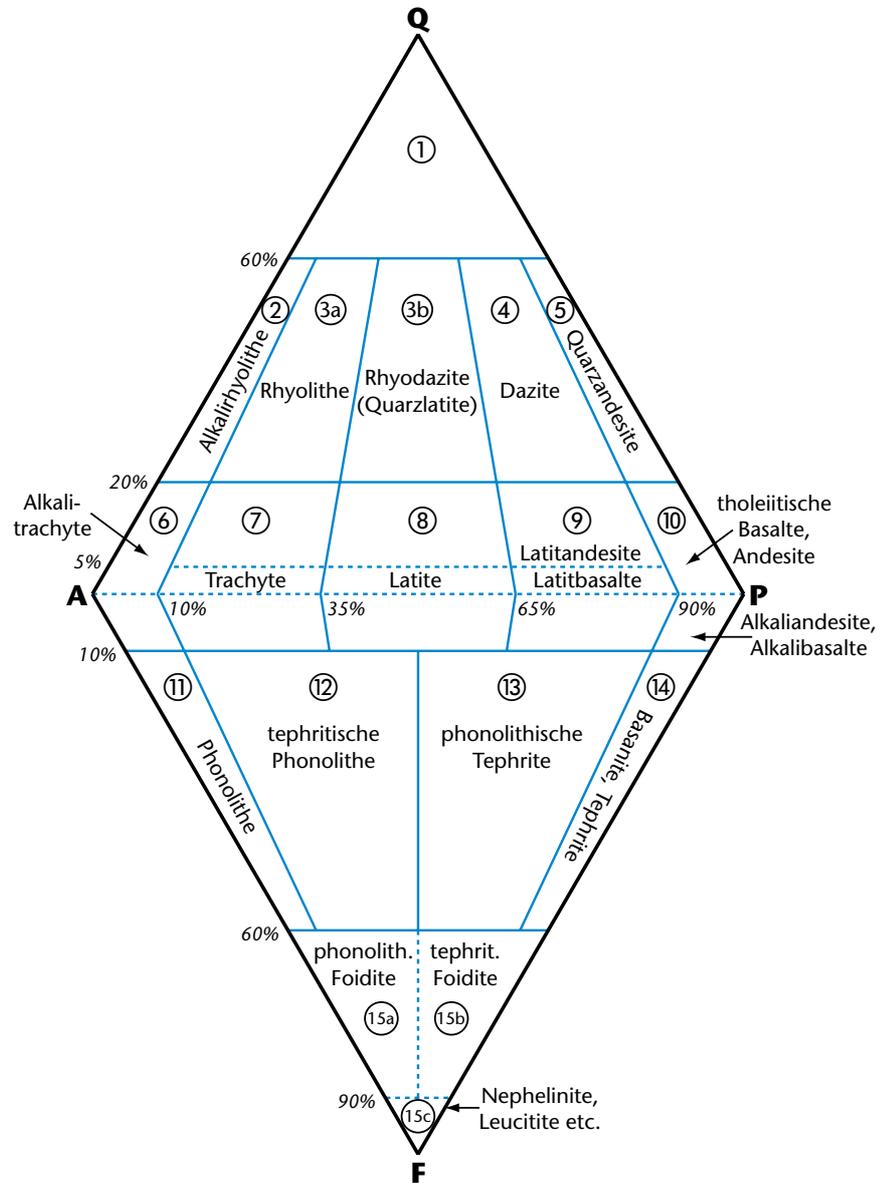


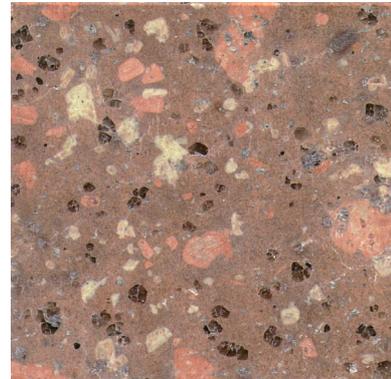
ABBILDUNG 39

Einteilung der Vulkanite mit Hilfe des QAPF-Doppeldreiecks

Abbildung 39 gibt die Klassifikation der Vulkanite im Doppeldreieck an. Normalerweise erfolgt die Klassifikation von Vulkaniten mittels der Gehalte an SiO_2 und der Alkalien (TAS-Diagramm, siehe Abbildung 41). Liegen chemische Daten nicht vor, muß man sich mit der Einteilung auf Grund der erkennbaren Minerale begnügen, d.h. unter Umständen auch den Einsprenglingen allein; eine exakte Namengebung mit Hilfe des Doppeldreiecks wird dann oft nicht möglich sein. Eine beschränkte Hilfe bei der Identifizierung bietet vielleicht auch Abbildung 42, S.76, die zeigt, daß die Anteile von Mineralen sich in Magmatiten mit der Änderung des SiO_2 -Gehaltes charakteristisch

ändern: In mafischen Vulkaniten und Plutoniten überwiegen Olivine und Pyroxene, während in SiO₂-reichen Gesteinen Quarz und Alkalifeldspäte dominieren. Abbildung 43, S.77 schließlich zeigt die Verteilung wichtiger gesteinsbildender Minerale in Vulkaniten.

Rhyolith ist eine allgemeine Bezeichnung für ein saures Ergußgestein (chemische Zusammensetzung entspricht der des Granits). An Einsprenglingsmineralen können Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und Biotit auftreten. **Obsidian** ist ein Rhyolith, der (fast) vollständig glasig ausgebildet ist; das Glas ist dicht und dunkelgrau bis schwarz (muscheliger Bruch). Ist das Glas schaumig und hell, so spricht man von **Bims** oder Bimsstein¹. Handelt es sich um ein porphyrisches Ganggestein (Subvulkanit) mit zahlreichen größeren Einsprenglingen, spricht man oft auch von einem **Granitporphyr**.



Dazit ist ein intermediäres Ergußgestein mit Einsprenglingen von Quarz, Plagioklas und dunklen Gemengteilen (vorwiegend Biotit und Hornblende). Das plutonische Äquivalent ist Granodiorit.

Trachyt ist ein intermediäres Ergußgestein mit Einsprenglingen von Alkalifeldspat (Sanidin), evtl. wenig Plagioklas und mafischen Mineralen in einer hellen Grundmasse (plutonisches Äquivalent = Syenit).

Andesit ist ein intermediäres Ergußgestein, das häufig Einsprenglinge von Plagioklas und mafischen Mineralen (Pyroxene, Hornblende, Biotit) in dunkler bis heller Grundmasse enthält (plutonisches Äquivalent = Diorit).

Basalt stellt ein dunkles, oft schwarzes Ergußgestein dar, das feinkörnig bis dicht oder aber porphyrisch ausgebildet sein kann. Es handelt sich um das Ergußäquivalent der Gabbros. An Einsprenglingen können Olivin und Plagioklas auftreten. **Dolerit** ist ein grob- bis mittelkörniger Basalt, der oft als Ganggestein auftritt. **Melaphyr** ist ein dichtes, selten auch porphyrisches, in der Regel rötlich-grünliches basaltisches Gestein, das durch tieftemperierte metamorphe Prozesse überprägt ist. Der Begriff Melaphyr wird nur noch selten gebraucht.

Pikrit ist ein mittel- bis feinkörniges, gelegentlich porphyrisches, dunkles Erguß- oder Ganggestein, das überwiegend aus Olivin und Augit besteht.

Nephelinit ist ein Foidit, d.h. ein mafisches bis ultramafisches Ergußgestein, das makroskopisch oft nicht von einem Basalt zu unterscheiden ist. An Einsprenglingen können Klinopyroxen (meist schwarzer bis schwarzgrüner Augit) und Olivin auftreten. Nephelin ist in der feinkörnigen Grundmasse.

Basanit ist ein weiteres basaltähnliches (also dunkles) Ergußgestein, das Einsprenglinge von Olivin und Augit enthalten kann. Es ist SiO₂-ärmer als Basalt, aber SiO₂-reicher als Nephelinit.

Tephrit ist ein dunkles bis helles Ergußgestein, das Einsprenglinge von Plagioklas, Augit und evtl. auch Hornblende, nicht aber Olivin enthält.

Phonolith ist ein helles bis graues Ergußgestein, das häufig Einsprenglinge von Alkalifeldspat (Sanidin) und Feldspatvertretern (Nephelin, Sodalith, etc.) enthält, zu denen sich noch geringe Mengen mafischer Minerale wie Biotit, Amphibol oder Pyroxene gesellen können. Foidsyenit stellt das plutonische Äquivalent dar.

ABBILDUNG 40 Rhyolith, bestehend aus rötlichem K-reichen Alkalifeldspat, weißlichem Na-reichen Plagioklas, und dunklem Quarz in einer durch Fe-Oxide rötlich gefärbten Grundmasse

1. Auch trachytische Gesteine können glasig bzw. als Bimsstein erstarren.

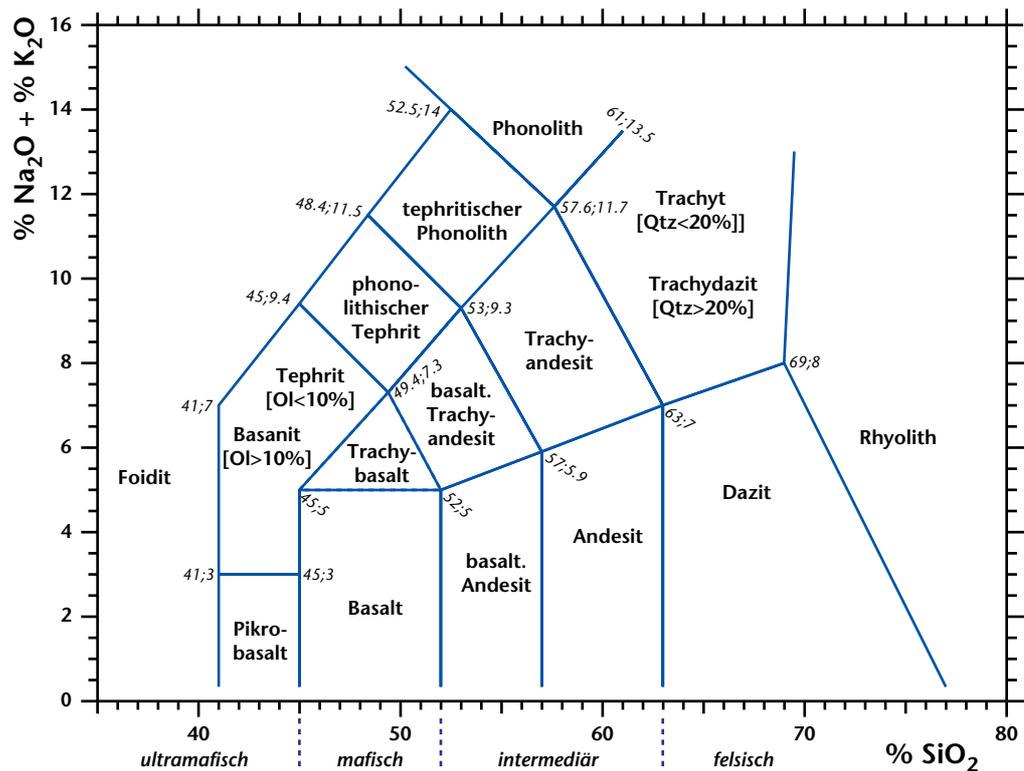


ABBILDUNG 41 Einteilung der Vulkanite mit dem TAS-Diagramm

Während mafische bis intermediäre Ergußgesteine weit verbreitet sind, treten saure Vulkanite mengenmäßig zurück. Ihre Magmen sind trotz hohem Wassergehalt wesentlich zähflüssiger, und daher findet eine Entgasung erst im höchsten Krustenniveau in den Vulkansloten statt. Dies führt zu explosionsartigen Ausbrüchen. Oft führt auch der Kontakt von Grundwasser mit aufsteigendem Magma zur Explosion. Bei explosiver vulkanischer Tätigkeit wird das Magma zerfetzt. Die Magmenfetzen und -teilchen werden in die Luft oder, bei Unterwassereruptionen, auch ins umgebende Wasser geworfen und in verschiedenen Distanzen vom Eruptionszentrum abgelagert. Gesteinsfragmente, die von Schlot- und Kraterwänden oder vom Untergrund der Vulkane mitgerissen werden, können Begleiter sein. Derartige Ablagerungen nennt man *Pyroklastite*, die einzelnen Fragmente, aus denen sie aufgebaut sind, bezeichnet man als *Pyroklasten*.

Nach der Herkunft der Pyroklasten unterscheidet man:

- Juveniles Material = Teil des eruptierten Magmas (bei der Lostrennung flüssig)
- Akzidentelles Material = Teil des Vulkans oder Teil der Kruste, welcher der Vulkan aufsitzt (bei der Lostrennung fest)

Die Pyroklasten werden je nach ihrer Größe als *Aschenkörner* ($\varnothing < 2 \text{ mm}$), *Lapilli* ($\varnothing = 2 - 64 \text{ mm}$) oder *Bomben* (juvenil) bzw. Blöcke (akzidentell; $\varnothing > 64 \text{ mm}$) bezeichnet.

Unverfestigte pyroklastische Ablagerungen nennt man allgemein *Tephra*.

Tuff ist eine verfestigte pyroklastische Ablagerung, die vorwiegend aus Aschenkörnern und/oder Lapilli besteht (Aschentuff, Lapillituff). Je nach Art der Pyroklasten unterscheidet man oft noch lithische Tuffe (überwiegend Gesteinsfragmente), Glastuffe (überwiegend Glasfragmente) und Kristalltuffe (überwiegend Mineralfragmente). Palagonittuff ist ein Glastuff, bei dem das Glas durch Reaktion mit Wasser in gelbe bis gelbbraune Substanzen (= *Palagonit*) umgewandelt wurde.

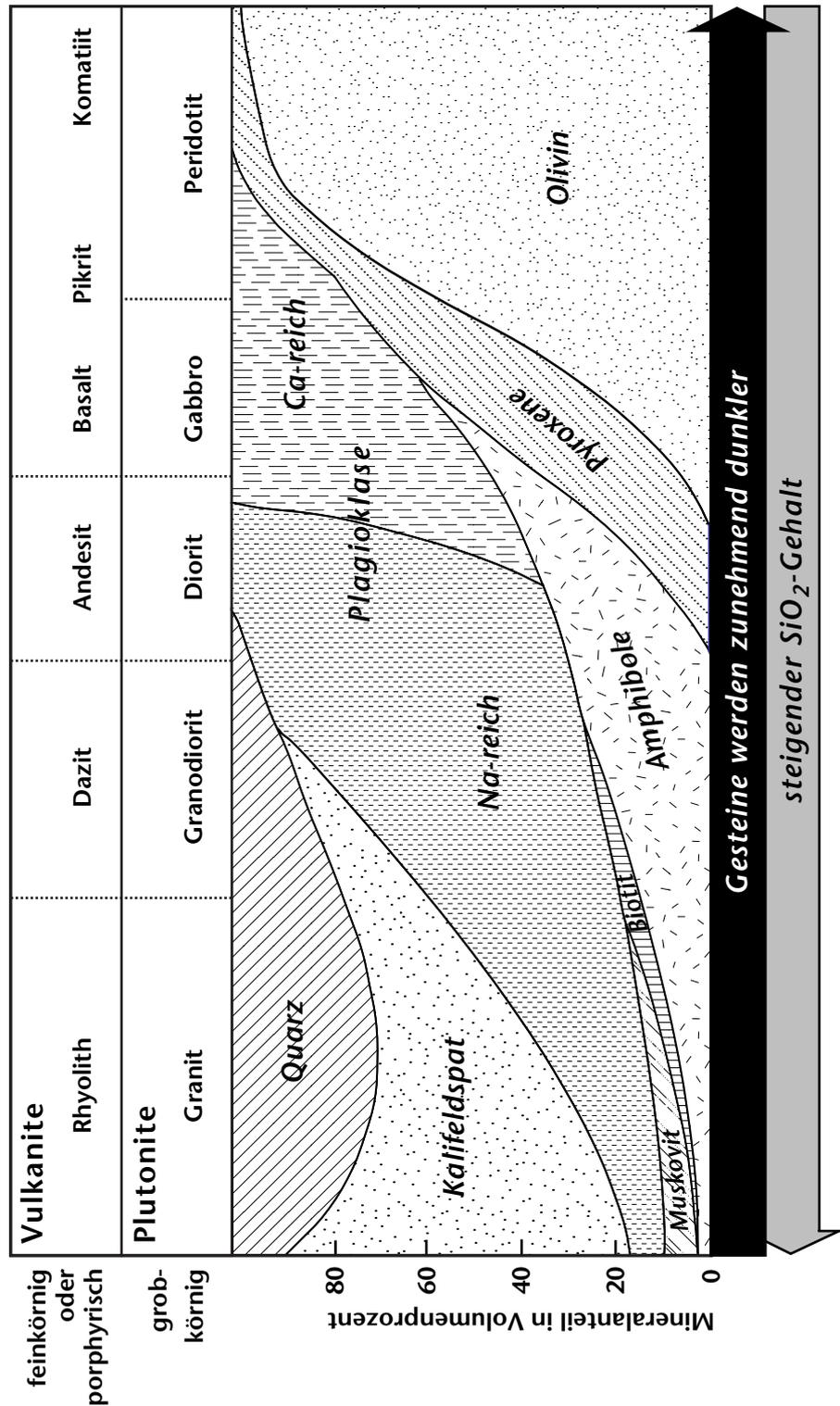
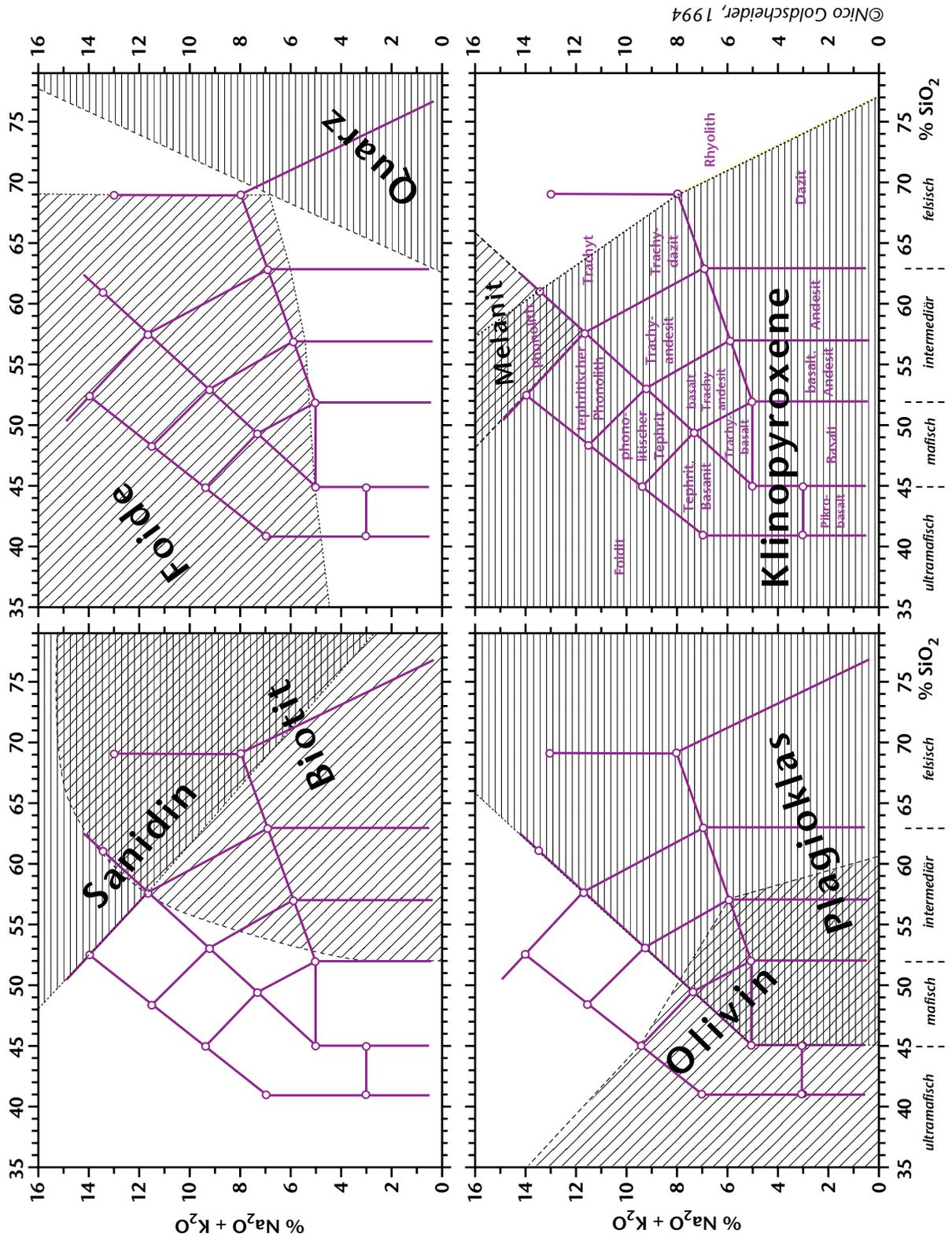


ABBILDUNG 42

ungefähre Variation der Anteile der Hauptminerale in Plutoniten und Vulkaniten in Abhängigkeit von der Farbzahl oder dem SiO₂-Gehalt. Die Grenzen zwischen Gesteinstypen sind fließend. Bei den Vulkaniten sind nur die erkennbaren Einsprenglinge berücksichtigt.

Verbreitung von Einsprenglingen in Vulkaniten, projiziert auf das TAS-Diagramm



© Nico Goldscheider, 1994

ABBILDUNG 43

Häufige Einsprenglinge in Vulkaniten, projiziert auf das TAS-Diagramm

Vorwiegend aus Bomben und Blöcken bestehende Pyroklastite heißen Agglomerate (vorwiegend verschweißte Bomben) oder *vulkanische Brekzien* [auch *Breccie* geschrieben] (vorwiegend Blöcke). *Schlotbrekzien* stellen eine spezielle Form vulkanischer Brekzien dar.

Ignimbrit ist ein Pyroklastit, der aus Glutwolkenausbrüchen entstanden ist. Eine Glutwolke ist eine Suspension aus heißen Gasen, Schmelzpartikeln und akzidentellen Komponenten, die sich lateral vom Eruptionszentrum ausbreitet und oft eine vorhandene Topographie (Täler) ausnützt. Die bei der Ablagerung noch plastischen Schmelzpartikel können verschweißt sein.

Lahar ist eine Schlammstromablagerung. Es handelt sich um Asche, die evtl. mit grobkörnigeren Pyroklasten und Fremdmaterial vermischt ist und nach Zutritt von Wasser unter Einfluß der Schwerkraft als Schlammstrom hangabwärts in Geländesenken und -einschnitte fließt.

Tuffit ist ein umgelagerter Tuff, der eventuell auch sedimentäres Material enthält.

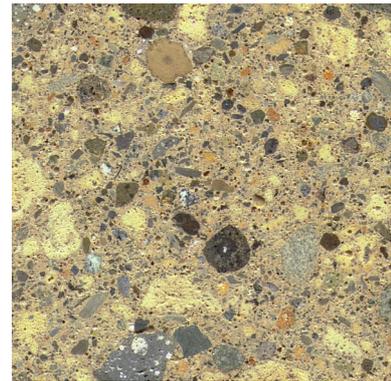


ABBILDUNG 44 Phonolithischer Tuff aus dem Laacher See-Gebiet in der Eifel, bestehend aus gelblichen und hellgrauen Lapilli, mittel- bis dunkelgrauen und braunen Gesteinsfragmenten in einer rötlichbraunen Grundmasse

2.5.3 Feineinteilung der Sedimente

Klastische Sedimente werden vor allem nach ihrem Gefüge (insbesondere nach ihrer Korngröße; vgl. Tabelle 5) benannt und erst in zweiter Linie nach dem Bestand an Mineral- und Gesteinsbruchstücken oder dem Bindemittel.

TABELLE 5

Einteilung von klastischen Sedimenten nach der Korngrößenverteilung [DIN 4022 (1955)]

Partikelgröße	Kornklasse bzw. unverfestigtes Sediment	Sedimentgestein (verfestigt)
> 63 mm	Steine	
2 – 63 mm	Kies	Konglomerat, Brekzie
0.063 – 2 mm	Sand	Sandstein i.w.S.
0.002 – 0.063 mm	Schluff	Siltstein
< 0.002 mm	Ton	Tonstein

Feinkörnige klastische Sedimente (Korngrößen unterhalb von ca. 0.02 mm) werden auch als *Pelite* bezeichnet, Sande und Sandsteine als *Psammite* (auch: *Arenite*) und Kiese als *Psephite*.

Anhand der mineralogischen Zusammensetzung werden die Sandsteine weiter untergliedert, z.B:

Quarzsandstein besteht im wesentlichen aus Quarzpartikeln, die meist auch durch Quarz als Bindemittel zementiert sind.

Arkose enthält viel Feldspat neben Quarz.

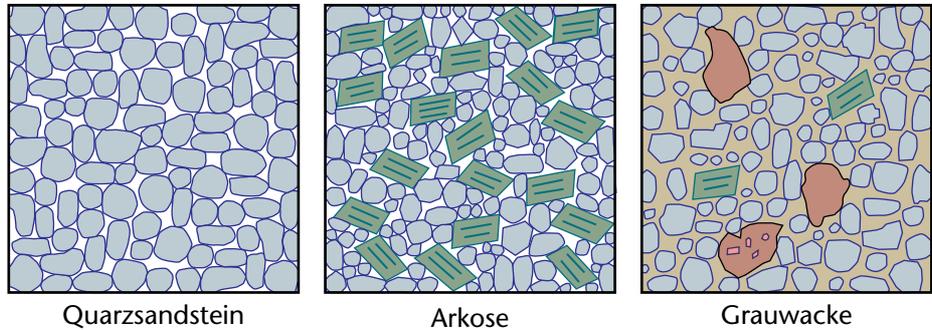
Grauwacke enthält neben Gesteins- und Mineralbruch-

ABBILDUNG 45 Sandstein („roter Main-Sandstein“), weitgehend aus Quarz bestehend. Die rötliche Färbung ist Hämatit zuzuschreiben. Das Bindemittel (nicht sichtbar) ist tonig.



stücken auch noch viele Partikel der Silt- und Tonfraktion als Bindemittel [*Illit* (ein Hellglimmer der Tonmineralfraktion, der sich von Muskovit durch einen geringeren K-Gehalt und höheren H₂O-Gehalt unterscheidet), Serizit, Chlorit]. Grauwacken sind meist wohl als *Turbidite* (Trübeströme) entstanden.

Ein **Fanglomerat** besteht aus heterogenen und oft eckigen Fragmenten aller Korngrößen, die in einem Schuttfächer abgelagert und später zementiert wurden.



Glaukonit-Sandstein (*Grünsand*) mit einem bedeutenden Anteil an grünlichem Glaukonit.

Bindemittel von Sandsteinen sind oft tonig (mit H₂O₂ zersetzbar, ritzbar, Härte 1 – 2), karbonatisch (HCl-Probe, Härte 3) oder kieselig (Härte 7).

Als **Tonstein** bezeichnet man ein noch wenig verfestigtes, weiches toniges Sedimentgestein (in der Regel in der Hand noch zerreibbar). Der **Siltstein** unterscheidet sich davon nur durch die größeren Körner, die mit der Hand fühlbar sind. Der **Schiefer-ton** zeichnet sich durch ein feinplattiges Gefüge aus, hervorgerufen durch eine Einregelung der Tonminerale; diese Schieferigkeit ist parallel der sedimentären Schichtung. Ein **Schwarzschiefer** hat seine tiefschwarze Farbe durch einen hohen (>10%) Gehalt an Kohlenstoff pflanzlichen oder tierischen Ursprungs.

Von den zahlreichen biogen-chemischen Sedimenten seien hier nur einige Beispiele genannt:

Kalkstein bezeichnet allgemein Sedimente, die hauptsächlich aus Calcit bestehen. Man unterscheidet nach dem Bildungsmilieu:

Terrestrische Kalksteine, die im Gegensatz zu marinen Kalksteinen aus Süßwasser abgeschieden wurden, und

Marine Kalksteine, die durch Ausfällung aus gesättigter Lösung (verdunstendes Meerwasser) entstanden oder organogenen Ursprungs sind.

Viele Kalksteine werden *nach charakteristischen Gefügemerkmalen* benannt:

Fossilienkalk besteht hauptsächlich aus Fossilien (z.B. Muschelkalkstein);

Dichter Kalkstein ist sehr feinkörnig und zeigt einen splittrig-muscheligen Bruch.

Zelliger Kalkstein oder *Schaumkalk* weist ein durch Lösungsvorgänge bedingtes poröses Gefüge auf.

Oolith wird im bewegten Flachwasser gebildet. Dieser Kalkstein besteht aus runden *Ooiden*. Hierbei handelt es sich um konzentrische Karbo-



ABBILDUNG 46 Kalkstein aus dem Weißen Jura von Eichstätt. In die feinkörnige bis dichte Matrix sind zahlreiche weißliche Fossilien eingelagert.

nat-Ausfällungen um einen klastischen Kern in stark bewegtem Flachwasser. Wenn die Ooide Durchmesser von mehr als 2 mm aufweisen, wird das Gestein auch als *Pisolith* bezeichnet.

Stromatolithe sind laminierte Sedimente, die von Blaugrünalgen gebildet werden. Eine schleimige Substanz bewirkt das Einfangen von Sedimentpartikeln und dadurch den Aufbau von mattenartigen Sedimenten.

Onkolith besteht aus schaligen Onkoiden, die durch Algenwachstum meist um einen klastischen Kern entstanden sind.

Spätiger Kalkstein ist ein grobkörniger Kalkstein, bei dem auf Bruchflächen oft Spaltflächen der Calcitkristalle sichtbar sind.

Manchmal werden Kalksteine auch *nach charakteristischen Beimengungen* benannt:

Kieselkalk bezeichnet einen Kalkstein mit feinverteiltem SiO₂-Anteil oder mit Kieselknollen.

Bituminöser Kalkstein enthält einen Bitumenanteil, der z.B. beim Anschlagen am Geruch nach Petroleum wahrnehmbar ist.

International gebräuchlich ist die Benennung der Kalksteine – aber auch verfestigter klastischer Sedimente – *nach der (durchschnittlichen) Korngröße*:

Rudit (> 2 mm), *Arenit* (2 – 0.063 mm), *Siltit* (0.063 – 0.004 mm), *Lutit* (0.004 – 0.001 mm) und *Kryptit* (< 0.001 mm).

Die Matrix von Kalksteinen kann mikrokristallin sein ($\leq 4\mu\text{m}$ Korndurchmesser) und heißt dann *Mikrit* oder als grobkörniger Zement ausgebildet und heißt dann *Sparit*.

Mergel sind Sedimente, die sowohl aus klastischen Anteilen (Ton) als auch aus biogen-chemischen Anteilen (Karbonat) bestehen. In einem *Tonmergel* überwiegt der tonige Anteil, in einem *Kalkmergel* der Karbonatanteil.

Chert besteht hauptsächlich aus feinkristallinem oder mikrokristallinem Quarz. Je nach Entstehungsprozeß kann hier eventuell noch unterschieden werden zwischen *Radiolarit* (oft auch *Kieselschiefer* genannt), dichtem *Diatomit* oder *Konkretionen* (durch chemische Prozesse entstanden).

Salzgesteine entstehen durch Verdunstung von salzhaltigem Wasser, z.B. Gips, Steinsalz (Halit) oder Kalisalz (Sylvin).



ABBILDUNG 47 Konglomerat, weitgehend aus Bruchstücken verschiedenfarbiger Kalke bestehend. Unten rechts ist ein Quarzgeröll zu sehen. Die Matrix ist karbonatisch.

2.5.4 Feineinteilung der Metamorphite

Zur Gefügebezeichnung von metamorphen Gesteinen werden einige Begriffe benützt, die unabhängig vom Mineralbestand Verwendung finden:

Fels bezeichnet ein metamorphes Gestein mit isotropem (= ungerichtetem Gefüge).

Hornfels ist ein sehr feinkörniges metamorphes Gestein, das mit bloßem Auge dicht erscheint und ein mehr oder weniger isotropes Gefüge aufweist. (Horn)Felse sind typische kontaktmetamorphe Gesteine.

Metamorphite mit planaren Gefügeelementen (*Schieferung*) werden weiter nach der Korngröße untergliedert:

Bei einem **Phyllit** lassen sich Einzelkörner in der Regel mit bloßem Auge nicht erkennen. Das Gestein besitzt eine gute plattige Teilbarkeit im mm- bis cm-Bereich, die durch die Einregelung von Hellglimmern verursacht wird.

Bei einem **Schiefer** lassen sich die Einzelkörner gut mit bloßem Auge erkennen, und das Gestein besitzt ebenfalls eine gute plattige Teilbarkeit im cm-Bereich.

Als **Knotenschiefer** wird ein metamorphes Gestein bezeichnet, das durch große Körner (= Porphyroblasten) von Andalusit und/oder Cordierit in einer feinkörnigen Matrix charakterisiert ist.

Ein **Gneis** weist nur noch ein undeutliches Parallelgefüge auf; die Teilbarkeit ist schlecht.

Schiefer, Phyllite und Gneise entstehen, wenn ein Gestein einem bevorzugt einseitigen Druck (englisch *stress*) ausgesetzt wird; sie sind typische Gesteine der Regionalmetamorphose.

Mylonit ist ein im duktilen Bereich (d.h. bei relativ hoher Temperatur und plastischem Verhalten der meisten Minerale) extrem deformiertes Gestein. Dabei haben die meisten Minerale eine Kornverkleinerung erfahren. Einzelne Relikte des alten Gefügebestandes überleben als Porphyroklasten in einer (sehr) feinkörnigen Matrix. Bei **Augengneisen**, die häufig mylonitisch entstehen, befinden sich beispielsweise große, duktil deformierte (zu Augen ausgelängte) Feldspatkörner (die Porphyroblasten) in einer feinkörnigeren Matrix.

Steht die Gefügebezeichnung fest, so werden die wichtigsten Mineralbestandteile des Metamorphits in der Reihenfolge zunehmender Mengenanteile dem Gefügebegriff vorangestellt und durch Bindestriche abgegrenzt. So bedeutet z.B. die Bezeichnung Chloritoid-Chlorit-Phyllit, daß es sich um einen Phyllit handelt, der wenig Chloritoid und mehr Chlorit enthält. Daneben kann das Gestein aber auch größere Mengen an Quarz enthalten, dessen Vorhandensein oft nicht erwähnt wird. Minerale, die per Definition in dem Gestein enthalten sein müssen, werden in der Regel nicht in den Namen aufgenommen, z.B. Serizit im Fall des Phyllits oder Omphacit und Granat im Fall von Eklogit.

Neben dieser allgemeinen Bezeichnungsweise für metamorphe Gesteine existiert eine Reihe von Spezialnahmen, die z.T. direkt die Metamorphosebedingungen reflektieren (vergleiche Abbildung 30, S.65):

Grünschiefer (*Prasinite*) haben mafische Zusammensetzung (Ausgangsgesteine basische Magmatite) und bestehen i.w. aus Chlorit, Aktinolith, Epidot, Albit und Quarz.

Blauschiefer entstehen durch die Metamorphose von Basalten und Basalttuffen bei denselben Temperaturen wie Grünschiefer, aber bei wesentlich höheren Drücken, also in Subduktionszonen. Ihre schwarzblaue Farbe rührt von dem hohen Anteil an dem Amphibol Glaukophan her. Andere wichtige Minerale sind Epidot, Hellglimmer, Jadeit oder Lawsonit.

ABBILDUNG 48 Phyllit, bestehend aus ca. 40% Biotit und 20% Muskovit (Serizit). Den Rest teilen sich Quarz und Feldspäte. Der schwache Seidenglanz wird durch den feinen Serizit verursacht.

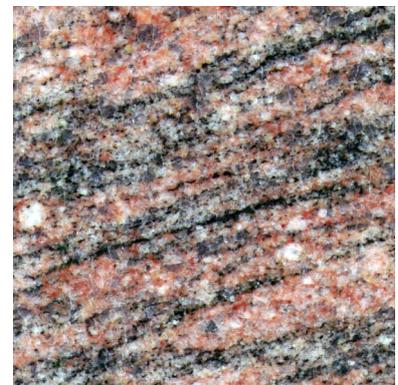


ABBILDUNG 49 Gneis, bestehend aus rotem K-reichen Alkalifeldspat, weißem Na-reichen Plagioklas, grauem Quarz und schwarzem Biotit. Das Parallelgefüge ist deutlich erkennbar.

Amphibolite haben ebenfalls basische Zusammensetzung und bestehen hauptsächlich aus Hornblende und Plagioklas (mit $An > 10$), evtl. auch wenig Quarz, Biotit u.a. Mineralen.

Eklogit ist ein mafisches Gestein (ehemaliger Basalt, Basalttuff oder Gabbro), das in der Hauptsache aus Granat und Omphacit (= Klinopyroxen spezieller Zusammensetzung; siehe Seite 34) besteht, daneben aber auch geringe Mengen an Rutil, Quarz, Hellglimmer (Phengit), Disthen, Epidot/Zoisit u.a. Mineralen enthalten kann.

Granulit bezeichnet ein bei hoher Temperatur gebildetes metamorphes Gestein variabler chemischer Zusammensetzung (Edukte können sowohl Magmatite als auch Sedimente sein), das im Idealfall nur aus OH-freien Mineralen wie Feldspäten, Granat, Pyroxenen, Quarz u.a. besteht, tatsächlich aber (bei Metamagmatiten) oft Amphibol, seltener Mg-reichen Biotit (bei Metasedimenten) enthält.

Marmor ist ein metamorpher Kalkstein bzw. ein metamorphes Karbonatgestein. Man unterscheidet oft zwischen *Marmor i.e.S.* (aus Calcit bestehend) und *Dolomitmarmor*.

Quarzit ist ein metamorpher Quarzsandstein.

Serpentinit bezeichnet ein metamorphes Gestein, das überwiegend aus Serpentin besteht (entstanden aus der hydrothermalen Verwitterung von Peridotit).

Kalksilikatgneis oder **Kalksilikatfels** ist ein Metamorphit, der überwiegend aus sogenannten Kalksilikatmineralen (= Ca-reiche Silikate wie Grossular-Andradit, Diopsid-Hedenbergit, Epidot-Klinozoisit, Wollastonit, Vesuvian, Hornblende) aufgebaut ist. Ausgangsgesteine sind meist Mergel.

Tonschiefer (englisch *slate*) ist ein schwach metamorphes, dünnschiefriertes und feinkörniges Gestein, das überwiegend aus Tonmineralen (Chlorit, Kaolinit, Illit, Quarz) besteht. Der Übergang zum Phyllit ist fließend. Die metamorphe Schieferung kann die sedimentäre Schichtung in beliebigem Winkel schneiden (wichtige Unterscheidung von Schiefertone; außerdem fehlt dem Tonschiefer der „erdige Geruch“ der Tonminerale beim Anhauchen, den Schiefertone und Tonstein noch haben).

ABBILDUNG 50 Eklogit aus dem Münchberger Gneisgebiet in Nordostbayern. Er besteht aus Granat (rotbraun), dem Na-reichen Omphacit und hellem Quarz.

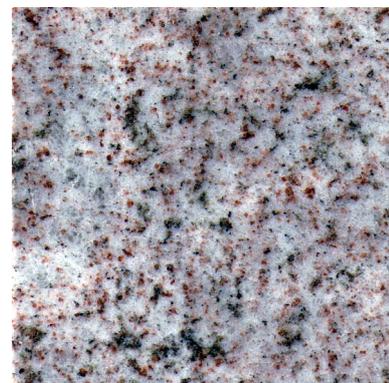
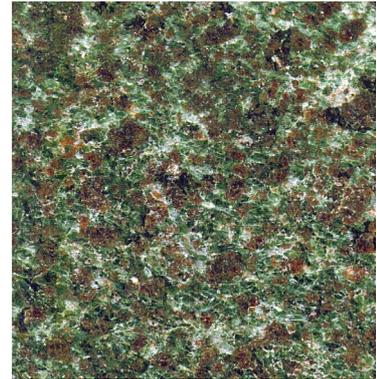


ABBILDUNG 51 Granulit, bestehend aus Granat (rot), Feldspäten und Quarz (weiß) sowie Pyroxenen und Amphibolen (dunkel). Da das Gestein noch ein schwach erkennbares Parallelgefüge aufweist, kann man es als granulitfaziellen Gneis bezeichnen.

Diese und alle übrigen Fotos von Gesteinen stammen aus einer käuflichen Sammlung des Deutschen Natursteinarchivs in Wunsiedel (<http://www.deutsches-natursteinarchiv.de/>).

3.0 Mineralbestimmungstabellen

Tabelle 6: Minerale mit Metallglanz

Mineral	Glanz	Härte	Farbe	Strich	Dichte	Spaltbarkeit/ Anzahl der Richtungen	spezielle diagnostische Eigenschaften
Pyrit	metallisch	6	messinggelb	grün-schwarz	5.0	keine	täuscht Gold vor; oft kubische Kristalle
Markasit	metallisch	6	messinggelb	grün-schwarz	4.9	keine	
Kupferkies (Chalkopyrit)	metallisch	4	messinggelb	grün-schwarz	4.2	keine	
Bleiglanz (Galenit)	metallisch	2 ¹ / ₂	grauschwarz	grau	7.5	drei im \angle von 90°	
Zinkblende (Sphalerit)	metallisch	3 ¹ / ₂	gelb, braun, schwarz	braun	4.0	sechs	
Buntkupferkies (Bornit)	submetallisch	3	braun-bronze, oft bunt angelaufen	schwarz	5.1	keine	meist derbe Massen
Molybdänglanz (Molybdänit)	metallisch	1 ¹ / ₂	silbergrau bis blauschwarz	schwarz bis grün-schwarz	4.7	eine	fühlt sich fettig an, schuppig
Magnetit	submetallisch	6	schwarz	grauschwarz	5.2	schlechte Teilbarkeit	stark magnetisch
Chromit	submetallisch	5 ¹ / ₂	dunkelbraun-schwarz	schwarz	4.6	keine	
Hämatit	submetallisch	6	dunkelbraun-schwarz	rotbraun	ca. 5	keine	blättrig, faserig, massiv
Graphit	metallisch	1 – 2	grau bis schwarz	schwarz	2.2	eine	fühlt sich fettig an

Tabelle 7: Minerale mit nichtmetallischem Glanz, meist dunkel gefärbt, härter als Glas

Mineral	Glanz	Härte	Farbe	Strich	Dichte	Spaltbarkeit/ Anzahl der Richtungen	spezielle diagnostische Eigenschaften
Pyroxene	nichtmetallischer Glasglanz	5 – 6	oft schwarz, grün, weiß	weiß bis grau	3.1 – 3.5	zwei, nahezu 90°	
Amphibole	nichtmetallischer Glasglanz	5 – 6	schwarz, braun, grün, weiß	weiß bis grau	2.9 – 3.2	zwei, ca. 55° oder 125°	
Staurolith	nichtmetallisch	7	braun bis schwarz	farblos	3.7	keine	
Korund	nichtmetallisch	9	weiß, rosa, blau	farblos	4.0	keine	
Granat	nichtmetallisch	7	rotbraun, grün, gelb, rosa	farblos	3.5 – 4.3	keine	
Olivin	nichtmetallischer Glasglanz	7	oliv, graugrün, gelbgrün	farblos	3.3 – 4.4	keine, muscheliger Bruch	
Turmalin	nichtmetallischer Glasglanz	7 ^{1/2}	alle Farben	farblos	3.0 – 3.3	Teilbarkeit senkrecht Säulen und Stengel	
Hämatit	nichtmetallisch	6	dunkelbraun – schwarz	rotbraun	ca. 5	keine	blättrig, faserig, massiv
Rutil	nichtmetallisch	6	braun – schwarz	blaßbraun	4.2	keine	
Epidot	nichtmetallisch	6 – 7	gelb, grün, schwarzgrün	farblos	3.4	eine	prismatische Kristalle mit Längsstreifung
Disthen	nichtmetallisch	5 – 7	blau, weiß	farblos	3.6	eine gute	langgestreckte Tafeln, Anisotropie der Härte!
Zirkon	nichtmetallisch	7 ^{1/2}	grau, rot, grün, braun, farblos	farblos	4.7	keine	oft akzessorisch in Magmatiten und Metamorphiten, runde Körner in Sedimenten

Tabelle 8: Minerale mit nichtmetallischem Glanz, meist dunkel gefärbt, weicher als Glas

Mineral	Glanz	Härte	Farbe	Strich	Dichte	Spaltbarkeit/ Anzahl der Richtungen	spezielle diagnostische Eigenschaften
Limonit	nichtmetallisch	5 – 5 ^{1/2}	braun – ocker	gelbbraun	4.4	keine	meist nur feinkörnige Aggregate
Serpentin	nichtmetallisch	2 – 5	oliv, gelbgrün, schwarzgrün	farblos	2.2	keine	meist massiv, aber auch faserig
Malachit	nichtmetallisch	3 ^{1/2} – 4	grün	grün	4.0	keine	faserige Aggregate
Apatit	nichtmetallisch	5	grün, blau, rot, braun, farblos	farblos	3.2	schlechte basale Teilbarkeit	massiv oder hexagonale Prismen
Siderit	nichtmetallisch	3 ^{1/2} – 4	hell- bis dunkel- braun	farblos	3.8	drei, nicht im rech- ten ✕	Spaltrhomboeder
Ankerit	nichtmetallisch	3 ^{1/2} – 4	braun	farblos	3.9	drei, nicht im rech- ten ✕	
Biotit	nichtmetallisch	2 ^{1/2} – 3	braun – schwarz	farblos	3.0	eine parallel zur Basis	blättrig

Tabelle 9: Minerale mit nichtmetallischem Glanz, meist hell gefärbt, härter als Glas

Mineral	Glanz	Härte	Farbe	Strich	Dichte	Spaltbarkeit/ Anzahl der Richtungen	spezielle diagnostische Eigenschaften
Korund	nichtmetallisch	9	weiß, rosa, blau	farblos	4.0	keine	
Andalusit	nichtmetallisch	7 ¹ / ₂	rotbraun, olivgrün, rosa, weiß	farblos	3.2	keine	prismatische Kristalle mit nahezu quadratischem Querschnitt, der oft ein schwarzes Kreuz aufweist
Beryll	nichtmetallisch	7 ¹ / ₂ – 8	gelb, rosa, farblos, grün	farblos	2.7	schlechte Teilbarkeit parallel zur Basis	oft hexagonale Prismen
Sillimanit	nichtmetallisch seidig	6 – 7	weiß, grau, braun, grünlich	farblos	3.2	eine	meist lange Prismen oder faserige Aggregate
Topas	nichtmetallisch	8	farblos, weiß, gelb u.a.	farblos	3.5	eine	
Zirkon	nichtmetallisch	7 ¹ / ₂	grau, rot, grün, braun, farblos	farblos	4.7	keine	oft akzessorisch in Magmatiten und Metamorphiten; runde Körner in Sedimenten
Disthen	nichtmetallisch	5 – 7	blau, weiß	farblos	3.6	eine gute	langgestreckte Tafeln, Anisotropie der Härte!
Quarz	Glas- bis Fettglanz	7	farblos, weiß u.a.	farblos	2.65	muscheliger Bruch	
Alkalifeldspat	nichtmetallisch	6	farblos, weiß, rosa, grau, grün	farblos	2.5	zwei, nahezu 90°	
Plagioklas	nichtmetallisch	6	farblos, weiß, grün, grau, rosa	farblos	2.7	zwei, nahezu 90°	
Leucit	nichtmetallisch	5 ¹ / ₂ – 6	weiß, grau farblos	farblos	2.5	keine	oft rundliche Kristalle
Nephelin	nichtmetallisch, Fettglanz	5 ¹ / ₂ – 6	farblos, grau, grünlich, rötlich	farblos	2.6	keine	im Unterschied zu Quarz mit Messerklinge ritzbar

Tabelle 10: Minerale mit nichtmetallischem Glanz, meist hell gefärbt, weicher als Glas

Mineral	Glanz	Härte	Farbe	Strich	Dichte	Spaltbarkeit/ Anzahl der Richtungen	spezielle diagnostische Eigenschaften
Analcim	nichtmetallisch	5 – 5 ^{1/2}	farblos, weiß	farblos	2.3	keine	
Apatit	nichtmetallisch	5	grün, blau, rot, braun, farblos	farblos	3.2	schlechte basale Teilbar- keit	massiv oder hexagonale Prismen
Flußspat (Fluorit)	nichtmetallisch	4	farblos, weiß, rot, grün, blau, violett	farblos	3.2	vier, oktaedrisch	
Aragonit	nichtmetallisch	3 ^{1/2} – 4	farblos, weiß	farblos	2.9	eine	löst sich in verdünnter Salzsäure; pseudohexagonale Zwillinge
Magnesit	nichtmetallisch	3 ^{1/2} – 4	weiß, gelb	farblos	3.1	drei, nicht im rechten ✕	
Dolomit	nichtmetallisch	3 ^{1/2} – 4	farblos, weiß	farblos	2.9	drei, nicht im rechten ✕	oft gebogene Rhomboeder
Siderit	nichtmetallisch	3 ^{1/2} – 4	hell- bis dunkelbraun	farblos	3.8	drei, nicht im rechten ✕	Spaltrhomboeder
Schwerspat (Baryt)	nichtmetallisch	3 – 3 ^{1/2}	farblos, weiß, gelb, rot	farblos	4.5	drei, nicht im rechten ✕	massiv oder plattige Kristalle bzw. Spaltstücke
Coelestin	nichtmetallisch	3 – 3 ^{1/2}	farblos, weiß, blau, rot	farblos	4.0	drei, nicht im rechten ✕	ähnlich Baryt, aber geringere Dichte
Kalkspat (Calcit)	nichtmetallisch	3	farblos, weiß u.a.	farblos	2.7	drei, nicht im rechten ✕	löst sich in verdünnter Salzsäure: Spaltrhomboeder
Muskovit	nichtmetallisch perlmutterartig	2 – 2 ^{1/2}	weiß, grünlich	farblos	2.8	eine parallel zur Basis	blättrig
Kaolinit	nichtmetallisch	2 – 2 ^{1/2}	weiß, grau	farblos	2.6	eine, meist nicht sicht- bar	massig, erdig, klebt an Zunge, riecht beim Anhauchen
Steinsalz (Halit)	nichtmetallisch	2 ^{1/2}	weiß, farblos, rot, blau	farblos	2.2	drei im ✕ von 90°	gewöhnliches Salz, löst sich in Wasser
Gips	nichtmetallisch	2	farblos, weiß	farblos	2.3	drei	durchsichtige Platten, faserig, massiv
Schwefel	nichtmetallisch	1 ^{1/2} – 2 ^{1/2}	blaßgelb	farblos	2.1	unebener Bruch	brennt mit blauer Flamme
Talk	nichtmetallisch	1	weiß, grau, apfelgrün	farblos	2.7	eine parallel zur Basis	fühlt sich seifig an, schuppig

	Seite		Seite
A			
Achat	38	Basanit	74
Ägirin	34	Bergkristall	38
Akmit	34	Beryll	32, D
Aktinolith	34	Bims	74
Al ₂ SiO ₅	29	Bindemittel	60, 62
Albit	39	biogene Sedimente	63
Alkalifeldspat	39, D	Biotit	35, C
Almandin	28	Kristallstruktur	26
Aluminiumsilikate	29	Blasten	63
Amethyst	38	Blauschiefer	65, 81
amorpher Zustand	4	Bleiglanz	53, A
Amphibole	34, B	Bomben	75
Kristallstruktur	24	Bornit	55, A
Amphibolit	59, 82	Bowensche Reaktionsreihe	61
Amphibolitfazies	65	Brauneisen	47
Analcim	42, E	Brauner Glaskopf	47
Anatas	44	Breccie siehe Brekzie	
Andalusit	D	Brekzie	78
Andesin	39	Brunnerit	48
Andesit	59, 74	Bronzit	33
Andradit	28	Brookit	44
Anglesit	7	Bruchverhalten	11
Anhydrit	52	Buntkupferkies	55, A
Anionen	2	Bushveld-Komplex	59
Anisotropie	4	Bytownit	39
Ankerit	50, C		
Anorthit	39	C	
Kristallstruktur	27	Ca-Feldspat	39
Anthophyllit	6, 34	Calcit	48, E
Antigorit	37	Cancrinit	68
Antiperthit	39	Cerussit	7
Apatit	7, 53, C, E	Chabasit	42
Aquamarin	32	Chalcedon	38
Aragonit	49, E	Chalkopyrit	55, A
Arenit	78, 80	Chamosit	36
Arkose	78	chemische Sedimente	63
Asbest	37	Chert	38, 80
Aschen	75	Chiastolith	29
Assimilation	59	Chlorit	36
Atome	2	Chloritoid	31
Augengneis	81	Chromit	46, A
Augit	33	Chrysotil	37
Ausbildung	9	Citrin	38
Ausgangsgesteine	63	Clinopyroxene siehe Klinopyroxene	
Aventurineldspat	38	Coelestin	52, E
Aventurinquarz	38	Coesit	38
Azurit	50	Collophan	53
		Cordierit	33
B		Cristobalit	38
Bändersilikate	25	Cummingtonit	6, 34
Baryt	52, E	Cyclosilikate	23
Basalt	59, 74		
		D	
		Dazit	59, 74

	Seite		Seite
Definitionen - Gestein	5		
Diadochie	7		
Diagenese	62		
Diamant	57		
Diatomeenerde	58		
Diatomit	80		
Dichte	12		
Dimorphie	5		
Diopsid	33		
Kristallstruktur	23		
Diorit	71		
diskontinuierliche Reaktionsreihe	61		
displazive Phasenumwandlung	6		
Disthen	B, D		
Dolerit	74		
Dolomit	50, E		
Drehachse	13		
Drehinversionsachse	13		
E			
Edukte	63		
Effusivgesteine	60		
Einschlüsse	9		
Einsprenglinge	60		
Eklogit	65, 82		
Elbait	21, 33		
Elementarzelle	20		
Enantiomorphie	7		
Enstatit	6, 33		
Epidot	32, B		
Erdkruste	59		
Erdmantel	59		
Ergußgesteine	72		
F			
Fanglomerat	79		
Farbe	9		
Färbung	9		
Farbzahl	67		
Fayalit	28		
Feldspäte	39		
Feldspatvertreter	41		
Fels	80		
felsisch	67		
Feuerstein	38		
Fibrolith	30		
Fluorit	51, E		
Flußspat	51, E		
Foid	41		
Foliation	63		
Form, kristallographische Definition	14		
Forsterit	28		
Fossilienkalk	79		
Fuchsit	38		
		G	
Gabbro	59, 70, 71		
Galenit	53, A		
Gänge	60		
Ganggesteine	60		
Gefüge	58, 63		
Gerüstsilikate	26		
Gesteinsmetamorphose	63		
Gips	52, E		
Glanz	10		
Glaukonit	36		
Glaukonit-Sandstein	79		
Glaukophan	34		
Glimmer	35		
Gneis	81		
Goethit	47		
Granat	28, B		
Granit	59, 70		
Granitoid	59		
Granitporphyr	74		
Granodiorit	59, 70		
Granulit	59, 65, 82		
Graphit	56, A		
Grauwacke	78		
Grossular	28		
Grundmasse	60		
Grünsand	36, 79		
Grünschiefer	81		
Grünschieferfazies	65		
Gruppensilikate	23		
H			
Habitus	4, 9		
Halit	50, E		
Hämatit	45, A, B		
Härte	10		
Hauyn	42		
Hedenbergit	33		
Hellglimmer	35		
Hercynit	46		
Herzwilling	43		
Heulandit	42		
Hochalbit	6		
Hochquarz	37		
homogene Festkörper	4		
Hornblende	34		
Hornblendit	70		
Hornfels	80		
Hypersthen	33		
I-J			
idiomorph	12		
Ignimbrit	78		
Illit	79		

	Seite		Seite
Ilmenit	47	Koordinationszahl	3
Inosilikate	23	Kornform	12
Inselsilikate	23	Korund	45, B, D
invarianter Punkt	29	Kreislauf der Gesteine	66
Inversionszentrum	12	Kristall	4
Ionen	2	Kristallform	4, 12
Ionenradius	3	kristalliner Zustand	4
Ionensubstitution	7	Kristallklasse	12, 14
Isomorphie	6	Kristallsystem	12, 14
Isotropie	4	Kryptit	80
Isotypie	7	Kupferkies	55, A
Jadeit	33		
Jaspis	38	L	
		Labradorit	39
K		Lagenintrusion	59
Kalifeldspat	39	Lahar	78
Kalkmergel	80	Lapilli	75
Kalksilikatfels	82	Lawsonit	32
Kalksilikatgneis	82	Lepidokrokit	47
Kalkspat	48, E	Leucit	42, D
Kalkstein	79	leukokrat	67
Kalkstein, bituminös	80	Limonit	47, C
Kalzit siehe Calcit		Lineation	63
Kaolinit	37, E	Lizardit	37
Karbonatit	72	Lutit	80
Karneol	38		
Kassiterit	44	M	
Kataklaste	63	mafisch	67
Kationen	2	Magma	58
Kettensilikate	23	Magnetit	49, E
Kies	78	Magnetit	46, A
Kieselgur	58	Malachit	50, C
Kieselkalk	80	Manganomelan	47
Kieselschiefer	80	Markasit	55, A
klastische Sedimente	62	Marmor	82
Klinoamphibole	34	melanokrat	67
Klinochlor	36	Melaphyr	74
Klinoenstatit	6	Mergel	80
Klinopyroxene	33	Mesoperthit	39
Klinozoisit	6, 32	Metamorphite	63
Kniezwilling		Metamorphose	63
Kassiterit	44	metastabil	6
Rutil	43	Mikrit	80
Knotenschiefer	81	Mikroclin	39
Kohlenstoff	56	Milchquarz	38
Zustandsdiagramm	56	Miller-Indices	13
Kombinationsstreifung	54	Mimetesit	7
Kompaktion	62	Mineral	4
Konglomerat	78	Mineralart	4
Konkretion	80	Mineralklassifikation	19
Kontaktaureole	64	Mineraloide	4
Kontaktmetamorphose	65	Mineralvarietät	5
kontinuierliche Reaktionsreihe	61	Mischkristall	4, 6
		MOHO	59

	Seite		Seite
Molybdänglanz	56, A	Plutonite	60
Molybdänit	10, 56, A	Polymorphie	5
Monalbit	6	porphyrisch	60
Monzonit	71	Porphyroblasten	63
Muskovit	36, E	Prasinite	81
Mylonit	81	Psammite	78
N		Psephite	78
Na-Feldspat	39	Pseudomorphose	7
Natrolith	42	Psilomelan	47
Nephelin	41, D	Pyralspit-Gruppe	28
Nephelinit	74	Pyrit	54, A
Nesosilikate	23	Pyroklasten	75
Norit	59, 70	pyroklastische Gesteine	59, 72
Nosean	42	Pyroklastite	75
O		Pyrolusit	47
Obsidian	74	Pyromorphit	7
Oligoklas	39	Pyrop	28
Olivin	28, B	Pyroxene	33, B
Omphacit	34	Pyroxenit	71
Onkolith	80	Pyroxmangit	22
Ooide	79	QAPF-Diagramm	68
Oolith	79	mafische Plutonite	70
Opal	4	Plutonite	69
Ordnungs-/Unordnungsumwandlung	6	Ultramafite	72
Orthoamphibole	34	Vulkanite	73
Orthoferrosilit	33	Quarz	37, D
Orthoklas	39	Kristallstruktur	25
Orthopyroxene	33	Quarzit	82
Orthosilikate	23	Quarzsandstein	78
P–Q		R	
Palagonit	75	Radiolarit	80
Paragenese	5	Rauchquarz	38
Paragonit	35	Raumgruppe	13
Paramorphose	7	Regionalmetamorphose	65
Pelite	78	rekonstruktive Phasenumwandlung	6
Peridotit	71	Rekristallisation	62
Perthit	39	relative Härte	10
Phänokristen	60	Reliktgefüge	64
Phasenumwandlung		Rhodochrosit	7
displazive	6	Rhodonit	22
Ordnungs-/Unordnungsumwandlung	6	Rhyolith	59, 74
rekonstruktive	6	Richtungen, in der Kristallographie	17
Phengit	35	Riebeckit	34
Phlogopit	35	Ringsilikate	23
Phonolith	59, 74	Ritzhärte	10
Phyllit	81	Romanechit	47
Phyllosilikate	25	Rosenquarz	38
Pikrit	74	Rubin	45
Pisolith	80	Rudit	80
Plagioklas	39, D	Rutil	43, B
Plutone	60	S	
		Sand	78

Seite	Seite		
Sandstein	78	structure	58
Sanidin	39	Struktur	58
Saphir	45	Subvulkanite	60, 72
Schaumkalk	79	Syenit	71
Scheelit	19	Sylvin	51
Schichtsilikate	25	Symmetriezentrum	12
Schiefer	81	T	
Schieferton	79	Talk	36, E
Schieferung	63, 80	TAS-Diagramm	75
Schleifhärte	10	Tektosilikate	26
Schlotbrekzie	78	Tephra	75
Schluff	78	Tephrit	74
Schmelze	58	Textur	58
Schörl	33	texture	58
Schwarzer Glaskopf	47	Tiefalbit	6
Schwarzschiefer	79	Tiefengesteine	60
Schwefel	57, E	Tiefquarz	37
Schwerspat	52, E	Tigerauge	38
Sedimente	61	Titanit	31
klastische	62, 78	Kristallstruktur	20
Serizit	36	Ton	78
Serpentin	37, C	Tonalit	59, 70
Serpentinit	82	Tonmergel	80
Siderit	49, C, E	Tonschiefer	82
Sillimanit	D	Tonstein	78, 79
Siltit	80	Topas	31, D
Siltstein	78, 79	Tracht	4, 9
SiO ₂ -Zustandsdiagramm	38	Trachyt	59, 74
Smaragd	32	Tridymit	38
Smithsonit	7	Tripelpunkt	29
Sodalith	42	Tuff	75
Sodalithgruppe	42	Tuffit	78
Sorosilikate	23	Turbidit	61, 79
Spaltbarkeit	11	Turmalin	33, B
Sparit	80	Kristallstruktur	21
Spessartin	28	U–V	
Sphalerit	54, A	Ugrandit-Gruppe	28
Sphen	31	Uraninit	7
Spiegelebene	13	Uwarowit	28
Spinell	46	Vanadinit	7
Staurolith	30, B	Vaterit	6, 47
Steinsalz	50, E	Verwitterung	
Stishovit	7, 38	chemische	61
Streckeisen-Diagramm	68	mechanische	61
mafische Plutonite	70	Visiergraupe	44
Plutonite	69	vulkanische Brekzie	78
Ultramafitite	72	Vulkanite	60
Vulkanite	73	W–Z	
Stress	81	Witherit	7
Strich	10	Wollastonit	35
Strichfarbe	10	Wurtzit	6
Stromatolith	80		
Strontianit	7		

	Seite	Seite
xenomorph	12	
Xenotim	7	
Xonotlit	22	
Zähligkeit, von Drehachsen	13	
Zement	60, 62	
Zementation	62	
Zeolithe	42	
Zinkblende	54, A	
Zinnstein	44	
Zirkon	31, B, D	
Zoisit	6	
Zone	17	
Zonenachse	17	
Zwillinge des Eisernen Kreuzes	54	