



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



Schriftgranit aus Südnorwegen

H.-G. Stosch¹, R. Hollerbach², J.-D. Eckhardt¹ und R. Kleinschrodt²

¹Institut für Angewandte Geowissenschaften
Karlsruher Institut für Technologie (KIT-Campus Süd)
Adenauerring 20b, D-76131 Karlsruhe

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

Inhaltsverzeichnis

Minerale	2
Atome und Ionen	2
Definitionen	4
Mineral	4
Kristall	4
Mineralart	5
Mineralvarietät	5
Gestein	5
Paragenese	6
Dimorphie — Polymorphie	6
Isomorphie	7
Isotypie	7
Diadochie, Ionische Substitution	7
Pseudomorphose	8
Paramorphose	8
Enantiomorphie	8
Tracht — Habitus	8
Mineralbestimmung mit Hilfe physikalischer Eigenschaften	9
Farbe	10
Glanz	10
Strich, Strichfarbe	10
Härte	11
Bruchverhalten und Spaltbarkeit	11
Dichte	12
Kornform, Kristallform, Kristallsystem	12
Andere physikalische und chemische Eigenschaften	19
Mineralklassifikation	20
Übersicht	20
Strukturtypen der Silikate	21
Wichtige Minerale und ihre Eigenschaften	29
Inselsilikate (Ortho-, Nesosilikate)	29
Gruppensilikate (Sorosilikate)	33
Ringsilikate (Cyclosilikate)	34
Ketten- und Bändersilikate (Inosilikate)	35
Schichtsilikate (Phyllosilikate)	37
Gerüstsilikate (Tektosilikate)	40
Oxide und Hydroxide	47
Karbonate	52
Halogenide	55
Sulfate	56
Phosphate	57
Sulfide	58
Elemente	61

Inhaltsverzeichnis

Gesteine	64
Was ist ein Gestein?	64
Magmatische Gesteine (oder kurz: Magmatite)	64
Sedimentäre Gesteine (oder kurz: Sedimente)	67
Metamorphe Gesteine (oder kurz: Metamorphite)	69
Bestimmungsschema für Gesteine	73
Grobeinteilung	73
Magmatit? – Kriterien:	73
Sediment? – Kriterien:	73
Metamorphit? – Kriterien:	73
Feineinteilung der Magmatite	73
Plutonite	74
Vulkanite	79
Feineinteilung der Sedimente	86
Feineinteilung der Metamorphite	89
Verwendung von Gesteinen	93
Ergänzungen zur Symmetriellehre	94
Mineralbestimmungstabellen	A

Mineral- und Gesteinsbestimmung

Vorbemerkung

Dieses Skript soll Ihnen als Leitfaden zum selbständigen Arbeiten in den Übungsstunden und zum Wiederholen und Nachschlagen daheim dienen. Es baut auf einer Vorlage auf, die im vorigen Jahrtausend von R. Altherr (Universität Heidelberg) und A. Kalt (Universität Neuchâtel/Schweiz) verfasst und dankenswerterweise zur Verfügung gestellt wurde; ein erheblicher Teil des Textes stammt aus dieser Vorlage!

Dieses Skript wendet sich an Erstsemester der Studiengänge Geologie und Mineralogie und kombinierter geowissenschaftlicher Studiengänge. Wir haben zwar versucht, den Stoff möglichst einfach darzustellen, auf die Verwendung von Begriffen aus der Kristallographie, Kristallchemie und Petrologie wollten wir jedoch nicht verzichten. Die Identifizierung von Gesteinen und Mineralen stellt sicherlich keine besondere geistige Herausforderung an Sie, erfordert aber ein Training durch häufiges Betrachten von möglichst viel Anschauungsmaterial.

Literaturhinweise:

1. J. Grotzinger, T.H. Jordan, F. Press & R. Siever (2008) *Allgemeine Geologie*, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 736 Seiten, 75 €). Neuauflage des Klassikers „Press/Siever“ (*Understanding Earth*) mit neuen Autoren. Der Titel der deutschen Übersetzung ist irreführend, weil das Buch wesentlich mehr umfasst als die Allgemeine Geologie. Für Studienanfänger konzipiert.
2. C. Klein & B. Dutrow (2007) *Manual of Mineral Science*, 23. Auflage – sehr zu empfehlen für eine mineralogische Vertiefung (mit mehr Profit aber erst im weiteren Verlauf des Studiums zu verwenden); viele der Skizzen von Kristallen wurden einer älteren Auflage dieses Buches mit Modifizierungen entlehnt. John Wiley & Sons, New York, 704 Seiten [115 €].
3. W. Maresch, H.-P. Schertl & U. Medenbach (2014) *Gesteine*, Schweizerbart, Stuttgart, 368 Seiten [29,90 €] – völlig überarbeitete Neuauflage eines lange vergriffenen Klassikers – sehr empfehlenswert und durch nichts zu ersetzen.
4. G. Markl (2015) *Minerale und Gesteine: Mineralogie – Petrologie – Geochemie*, 3. Auflage, Springer-Verlag, Berlin und Heidelberg, 619 Seiten; das lebendig geschriebene Buch vermittelt den wesentlichen Teil des mineralogischen Fachwissens für das Grundstudium in ansprechender und verständlicher Form – empfehlenswert; <http://link.springer.com/book/10.1007%2F978-3-662-44628-7>. Anmerkung: Lehrbücher des Springer-Verlags sind derzeit (Stand 10/15) als elektronische Bücher im pdf-Format in den Netzen der Hochschulen kostenlos verfügbar. Denken Sie aber daran, daß Sie das Wissen nicht schon in Ihrem Kopf haben, wenn nur die Datei auf Ihrem Computer gespeichert ist!
5. T. McCann & M. Valdivia Manchego (2015) *Geologie im Gelände – Das Outdoor-Handbuch*. Springer-Verlag, Berlin und Heidelberg, 381 Seiten; beinhaltet zusätzlich viele nützliche Dinge zum Arbeiten im Gelände, <http://link.springer.com/book/10.1007/978-3-8274-2383-2>
6. M. Okrusch & S. Matthes (2014) *Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde*, Springer-Verlag, Berlin und Heidelberg, 9. Auflage, 726 Seiten, – empfehlenswert für das Grundstudium und danach; <http://link.springer.com/book/10.1007%2F978-3-642-34660-6>
7. P. Rothe (2002) *Gesteine, Entstehung – Zerstörung – Umbildung*, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 192 Seiten [40 €, 30 € für Mitglieder] — prozeßorientiertes Buch für den interessierten Laien und Studienanfänger; für die Gesteinsbestimmung aber nicht geeignet.
8. U. Sebastian (2014) *Gesteinskunde*. Springer-Verlag, Berlin und Heidelberg, 3. Auflage, 207 Seiten; mehr ein Buch der technischen Gesteinskunde als ein einfaches Bestimmungsbuch, <http://link.springer.com/book/10.1007%2F978-3-642-41757-3>
9. R. Vinx (2015) *Gesteinsbestimmung im Gelände*, 4. Auflage, Springer-Verlag, Berlin und Heidelberg, 484 Seiten – solides Lehrbuch der Gesteinsbestimmung mit petrographischen Mitteln, zur Schnellbestimmung im Gelände allerdings weniger effektiv einsetzbar, <http://link.springer.com/book/10.1007/978-3-642-55418-6>

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

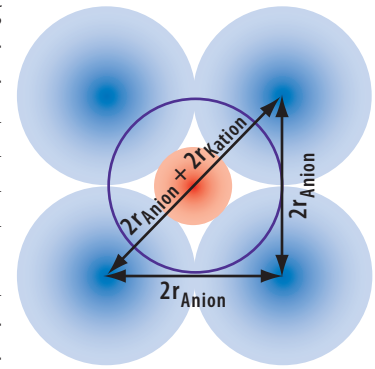
Weitere wichtige mineralbildende Elemente sind:

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 Kristallstrukturen 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 Kristallstruktur 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 Koordinationszahlen.



Für Steinsalz (NaCl) liegt z.B. $r_{\text{Kation}}/r_{\text{Anion}}$ bei 0.64; in der Kristallstruktur 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.

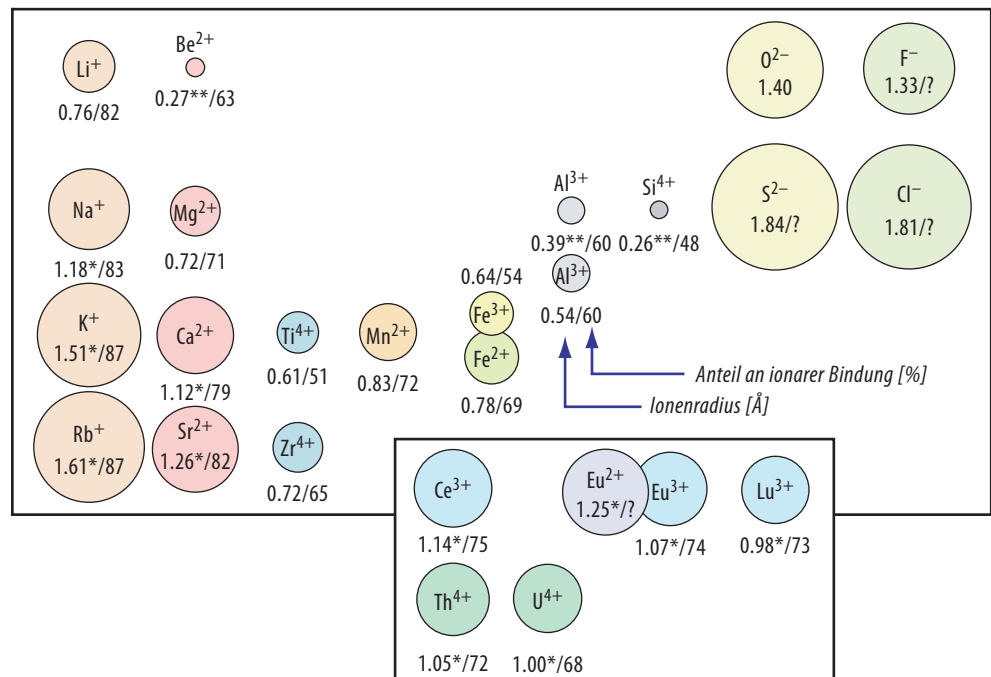


ABBILDUNG 1

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 problematisch, weil die in der Natur vorkommenden Sulfidminerale in der Bindung zwischen Metall und Sulfid einen hohen Anteil an kovalenter Bindung aufweisen. Die in der Graphik ausgewiesenen prozentualen Anteile an ionarer Bindung gelten für die Bindung der Kationen an das Sauerstoffanion O^{2-} ; der Anteil an Ionenbindung ist umso höher, je größer das Kation und je niedriger seine Ladung sind. Kationen wie Al^{3+} treten in Mineralen in verschiedenen Koordinationszahlen auf. Die höhere Koordination entspricht einer größeren Lücke zwischen den Anionen: das Kation beansprucht mehr Platz.

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 man inzwischen fast alle Minerale im Labor synthetisch herstellen kann, stellen in strengem Sinn nur die in der Natur gefundenen Festkörper mit den genannten Eigenschaften Minerale dar. Organisch gebildete Festkörper wie Kohle oder Bernstein zählen nicht dazu. 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 der Chemismus eines Minerals immer derselbe ist oder aber, sofern variabel, immer innerhalb relativ enger Grenzen variiert (viele Minerale bilden solche *Mischkristalle*). Beispielsweise kann die 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 oder Na 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 den *kristallinen Zustand*. Substanzen wie Quecksilber, die an der Erdoberfläche im flüssigen Aggregatzustand vorliegen, werden 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). Opal ist aus Kügelchen von amorphem wasserhaltigem SiO_2 von einigen 1000 Å Durchmesser aufgebaut, die beim Edelopal im Bereich <1 mm – 1 cm in regelmäßiger dichter Kugelpackung vorliegen.

Da Minerale eine definierte 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).

Mineralnamen sind maskulin; es heißt also *der* Quarz, *der* Pyroxen, *der* Calcit. Ausnahmen sind – neben den in der Natur vorkommenden Metallen wie Gold oder Silber – vor allem einige aus der Sprache der Bergleute stammende zusammengesetzte Mineralnamen (Blenden, Blüten, Erze) wie *die* Zinkblende, *die* Zinkblüte oder *das* Fahlerz.

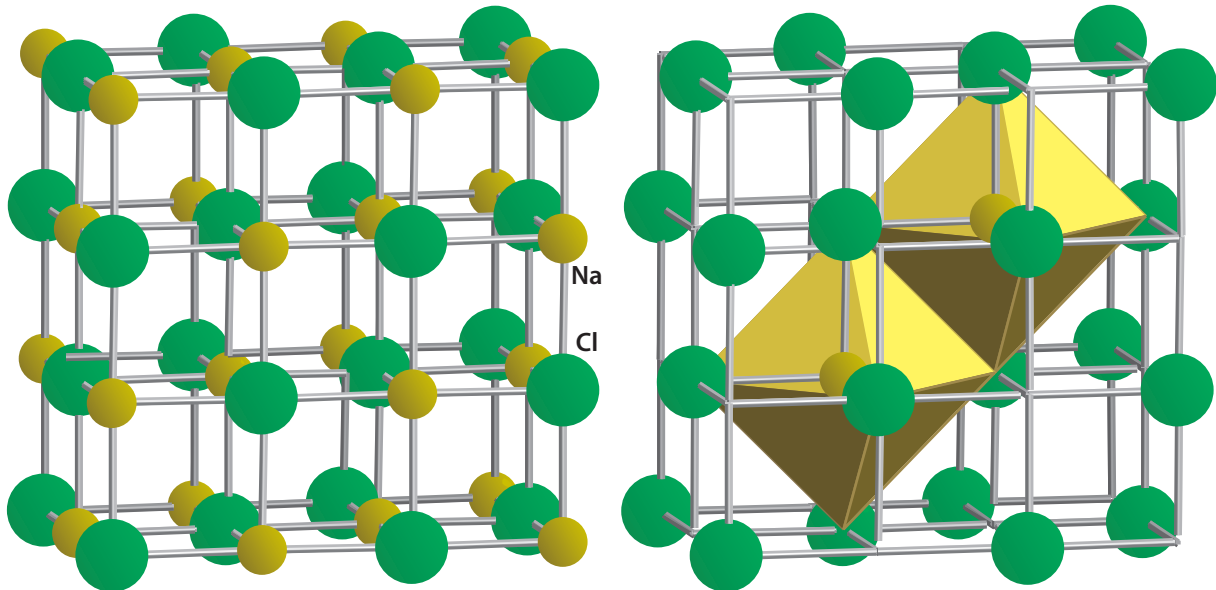


ABBILDUNG 2

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 64).

Auch Gesteinsnamen sind meist maskulin. Ausnahmen treten bei den Sedimenten auf: die Arkose, die Brekzie, die Grauwacke, die Kohle, das Konglomerat, das Steinsalz (Steinsalz ist auch der deutsche Name des Minerals Halit).

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 (Si ₈ O ₂₂)(OH) ₂ :	<i>Anthophyllit</i> (rhombisch) – <i>Cumingtonit</i> (monoklin)
Ca ₂ Al ₃ O(SiO ₄)(Si ₂ O ₇)OH:	<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 Reihe 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 $\text{Na}^+ \leftrightarrow \text{Ca}^{2+}$, $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mg}^{2+}$ oder $\text{Al}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$.

Beispiele:

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

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 Zusammensetzungen 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 und Y 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) – *Smitsonit* (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 [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{F},\text{Cl})$] – *Pyromorphit* [$\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$] – *Mimetesit* [$\text{Pb}_5(\text{AsO}_4)_3\text{Cl}$] – *Vanadinit* [$\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3\text{Cl}$]; 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 Kristallphase durch andere Ionen ähnlicher Größe und Ladung. Beispiele sind

- $\text{Si}^{4+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+}$ (vierfach in der Kristallstruktur durch O koordiniert; dies erfordert in der Regel zusätzlich einen zweiten Ersatz zur Erhaltung der Elektroneutralität, z.B. bei den Plagioklasen von Na^+ gegen Ca^{2+}) (*gekoppelter Ersatz*)
- $\text{Ni}^{2+} \leftrightarrow \text{Mg}^{2+}$ (z.B. in Olivin, weniger ausgeprägt in Pyroxenen)
- $\text{Ba}^{2+} \leftrightarrow \text{K}^+$ (z.B. in Kalifeldspat)
- $\text{Hf}^{4+} \leftrightarrow \text{Zr}^{4+}$ (z.B. in Zirkon)
- $(\text{OH})^- \leftrightarrow \text{F}^-, \text{Cl}^-$ (z.B. in Apatit oder in Glimmern)

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 6.

1.2.13 Enantiomorphie

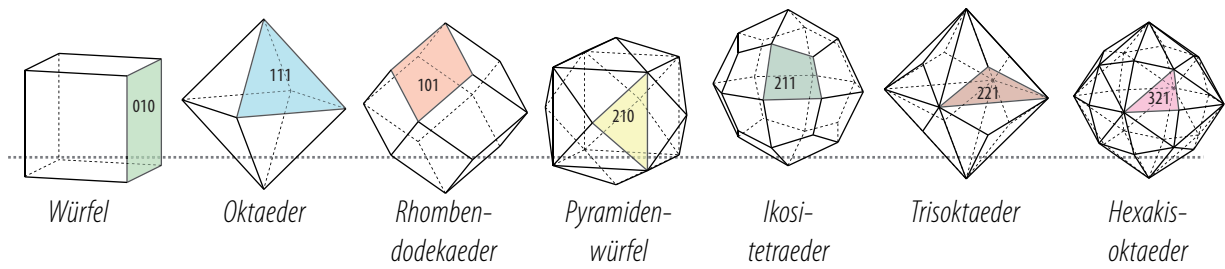
Zwei Kristalle sind enantiomorph, wenn der eine Kristall das Spiegelbild des anderen darstellt (z.B. Rechts-/Linksquarz). Enantiomorphie ist auf solche Kristallklassen beschränkt, die weder über ein Symmetriezentrum noch über eine Symmetrieebene verfügen (siehe Tabelle 4 auf Seite 13).

1.2.14 Tracht — Habitus

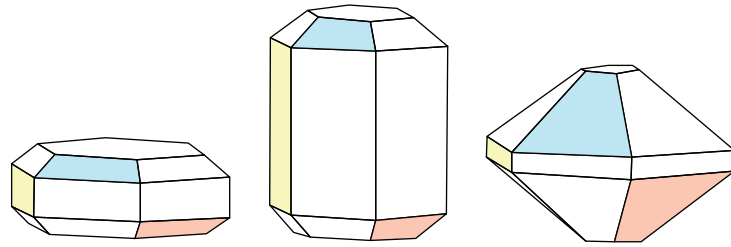
Als Tracht bezeichnet man die Gesamtheit der an einem Kristall entwickelten Formen; die relative Flächenentwicklung bewirkt den Habitus; zwei Kristalle können bei gleicher Tracht verschiedenen Habitus aufweisen und umgekehrt den gleichen Habitus bei verschiedener Tracht zeigen (Abbildung 3). In Tabelle 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)
<i>derb (unförmig; keine Kornformen, Spaltbarkeiten o.ä. Merkmale erkennbar; als derb werden sämtliche unförmigen (auch einkristallinen) Bruchstücke sowie Aggregate bezeichnet, die keine Kornformen oder sonstige Merkmale wie Kristallflächen oder Spaltbarkeiten erkennen lassen. 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



gleicher Habitus (isometrisch) – verschiedene Tracht



verschiedener Habitus der Kristalle bei gleicher Flächenkombination (Tracht)



Tracht gleich – Habitus verschieden:
links gedrungener, rechts gestreckter Typ

Tracht verschieden – Habitus gleich

ABBILDUNG 3

Der Unterschied Tracht – Habitus ist nicht nur aus der Mineralogie bekannt (aus: Lapis, Chr. Weise-Verlag, München, z.T. umgezeichnet)

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 Mine-

ralen 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 mehr als 4000 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 Flüssigkeit, Einbau von Spurenelementen in die Kristallstruktur, 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. *Anlauffarben* entstehen durch Interferenz des Lichtes an dünnen Zersetzungshäutchen, z.B. Oxidationshäutchen auf *Bornit* oder *Chalkopyrit*. Der *Schiller* mancher Minerale ist auf feinste Einlagerungen von Fremdkörpern (z.B. *Aventurinquarz*: Einlagerung eines chromreichen Glimmers) oder auf submikroskopisch feine Entmischungen (*Labradorit*: Entmischungen von $<0.1 \mu\text{m}$ Breite im Bereich der *Bøggildlücke*) zurückzuführen, an denen das Licht reflektiert, gebrochen oder absorbiert wird. Für das Farbspiel des *Edelopals* ist Lichtbrechung an den regelmäßig angeordneten dichten Packungen der amorphen SiO_2 -Kügelchen verantwortlich (vergleiche Seite 4). Dem normalen Opal fehlt diese regelmäßige Anordnung, und die Streuung des Lichtes an den Kügelchen erzeugt eine milchige *Opaleszenz*. Bedingt durch parallele Anordnung von Einschlüssen oder Hohlräumen oder einen Aufbau durch dicht gepackte parallele Fasern, weisen manche Minerale im reflektierten Licht einen seidigen Schimmer auf. Ein *Cabochoon*-Schliff eines solchen Minerals (Schliff, bei dem die Oberseite kuppelförmig gewölbt ist) zeigt ein Lichtband im rechten Winkel zur Längserstreckung der Fasern oder Einschlüsse. Eine solche *Chatoyance* kennt man z.B. von *Tigerauge*. Wenn in einigen hexagonalen oder trigonalen Mineralen die Einschlüsse in drei Richtungen um je 120° versetzt angeordnet sind, zeigt ein Cabochoon durch Streuung des Lichtes an den Einschlüssen einen sechsstrahligen Stern, eine Erscheinung, die *Asterismus* genannt wird. Er ist besonders gut von *Sternsaphir* bekannt und wird durch orientierte Einschlüsse von Rutil verursacht.

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 weiter unterschieden in Diamantglanz, Glasglanz, Wachs- oder Fettglanz, Seiden- oder Perlmutterglanz. Minerale ohne Glanz sind matt (stumpf). Einige Minerale zeigen halbmattmetallischen 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 charakteristi-

sche 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 deutsch-österreichische Mineraloge Friedrich Mohs (1773 – 1839) entwickelte 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 zehnmals so hart ist wie Talk, sondern einfach nur härter (und zwar sehr viel) als Korund (H = 9). Mit jedem Mineral der Mohsschen 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 Härteskala nach Mohs 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})
5	5.4	Apatit	Nagel (weicher Stahl)
6	30.8	Orthoklas	Glas ≈ 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. 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 Ebenen in der Kristallstruktur (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).



ABBILDUNG 4

links: perfekte Spaltbarkeit von Glimmer (hier: Lepidolith = Li-Glimmer) 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.

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 ,

TABELLE 4 Übersicht über die Kristallsysteme und Kristallklassen

System	Klasse	Symbol	Symbol gekürzt	Anzahl an Drehachsen				Spiegel-ebenen	Inver-sions-zentrum
				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 (rhom-boedrisch): $a = b = c$; $\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$	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
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
	ditetragonal-pyramidal	4mm	4m			1		4	
	skalenoedrisch	$\bar{4}2m$	$\bar{4}2$	2		$1 \times \bar{4}$		2	
	ditetragonal-dipyramidal	4/m 2/m 2/m	4/m m, 4/mmm	4		1		5	ja

TABELLE 4

Übersicht über die Kristallsysteme und Kristallklassen

System	Klasse	Symbol	Symbol gekürzt	Anzahl an Drehachsen				Spiegel-ebenen	Inver-sions-zentrum
				2zählig	3zählig	4zählig	6zählig		
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	
	pentagonikosi-tetraedrisch	432	43	6	4	3			
	hexakisoktaedrisch	$4/m \bar{3} 2/m$	m3m	6	$4 \times \bar{3}$	3		9	ja

c) gleich lang sind und sich unter Winkeln (α , β , γ – γ ist dabei 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 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 Symmetrieelemente zu erläutern. Das tetragonale Kristallsystem 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 Ach-

sen 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 $\bar{1}21$. 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 1 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 $4/m\bar{3}m$ ist eine Drehinversionsachse. Drehung von Fläche 211 um 90° um diese Achse erzeugt Fläche $\bar{1}21$ (siehe dazu auch Skizze 1). Inversion dieser Fläche erzeugt Fläche $\bar{1}\bar{2}\bar{1}$.

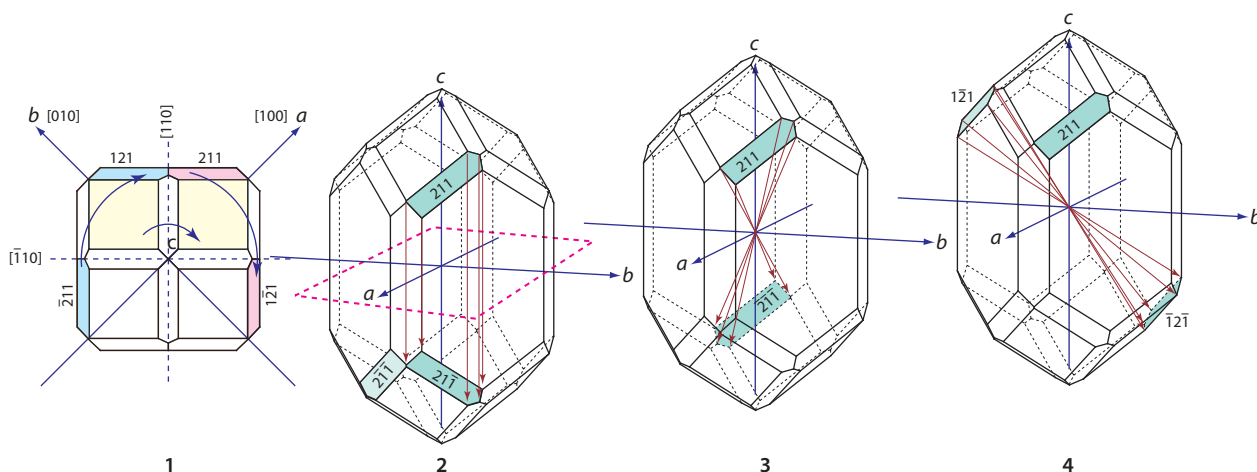


ABBILDUNG 5

Illustration von Drehachse (Skizze 1), Spiegelebene (2), Inversionszentrum (3) und Drehinversionsachse (4) am Beispiel eines Kristalls der Klasse $4/m\bar{3}m$. Dieser Kristall ist identisch mit dem auf Seite 32 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 $(\bar{1}\bar{2}\bar{1})$. Weitere Erläuterungen siehe ab Seite 14.

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. $10\bar{3}$: 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 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 demnach 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), $(\bar{1}\bar{1}0)$, $(\bar{1}0\bar{1})$, $(0\bar{1}\bar{1})$, (110), $(\bar{1}0\bar{1})$ und $(0\bar{1}\bar{1})$.

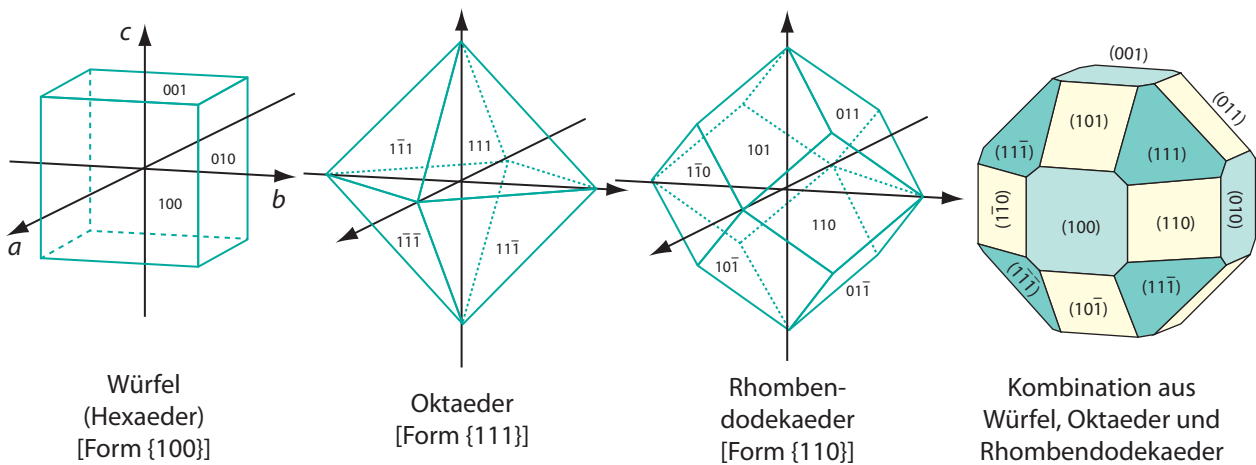
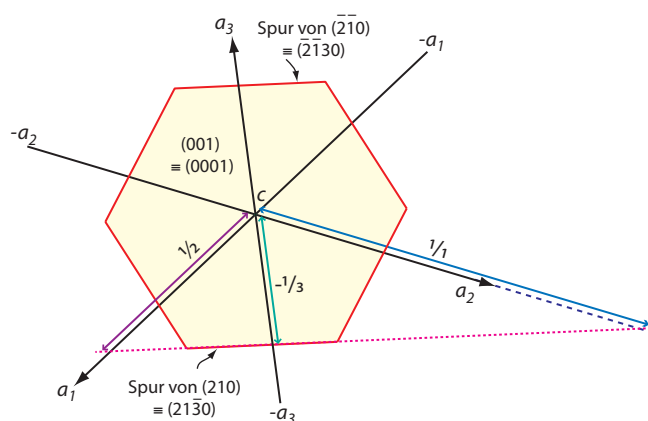


ABBILDUNG 6

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.

Analog hat ein Oktaeder die Form {111}, ein Würfel die Form {100}, 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 ($43m$, 432 und $m\bar{3}m$), das Pentagondodekaeder in den beiden übrigen niedriger symmetrischen (23 und $m\bar{3}$). 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}.

Für Kristalle des hexagonalen Systems findet man häufig Miller-Indices angegeben, die aus vier Ziffern bestehen, z.B. $(21\bar{3}0)$. 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 möge die a_1 -Achse im Abstand $1/2$ und die a_2 -Achse im Abstand $1/1$ schneiden sowie parallel zur c -Achse verlaufen; die Fläche wäre folglich als (210) zu indizieren. Es ist unmittelbar zu erkennen, dass diese Fläche die a_3 -Achse bei einem negativen Abschnitt schneidet, in vektorieller Darstellung: $a_3 = -(a_1 + a_2)$. Der dritte der vier Indices lässt sich daher jeweils aus den beiden ersten berechnen (hier also: $-(2 + 1) = \bar{3}$). Die (210) -Fläche kann also auch als $(21\bar{3}0)$ indiziert werden, aber auf die Angabe des dritten Index kann leicht verzichtet werden.

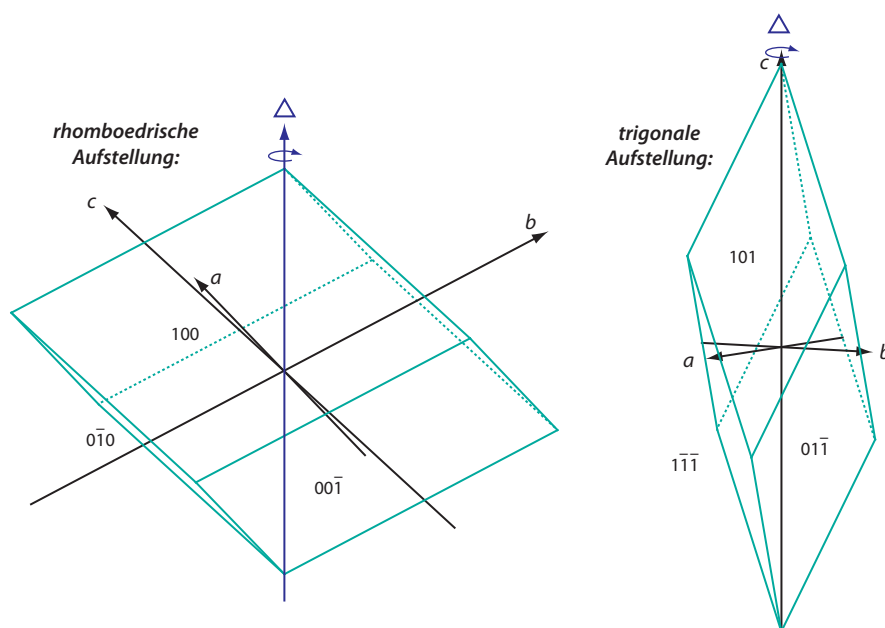


ABBILDUNG 7

Dolomitkristalle, 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.

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 Carbonate 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 trigonalen 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 Rhomboeder 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.

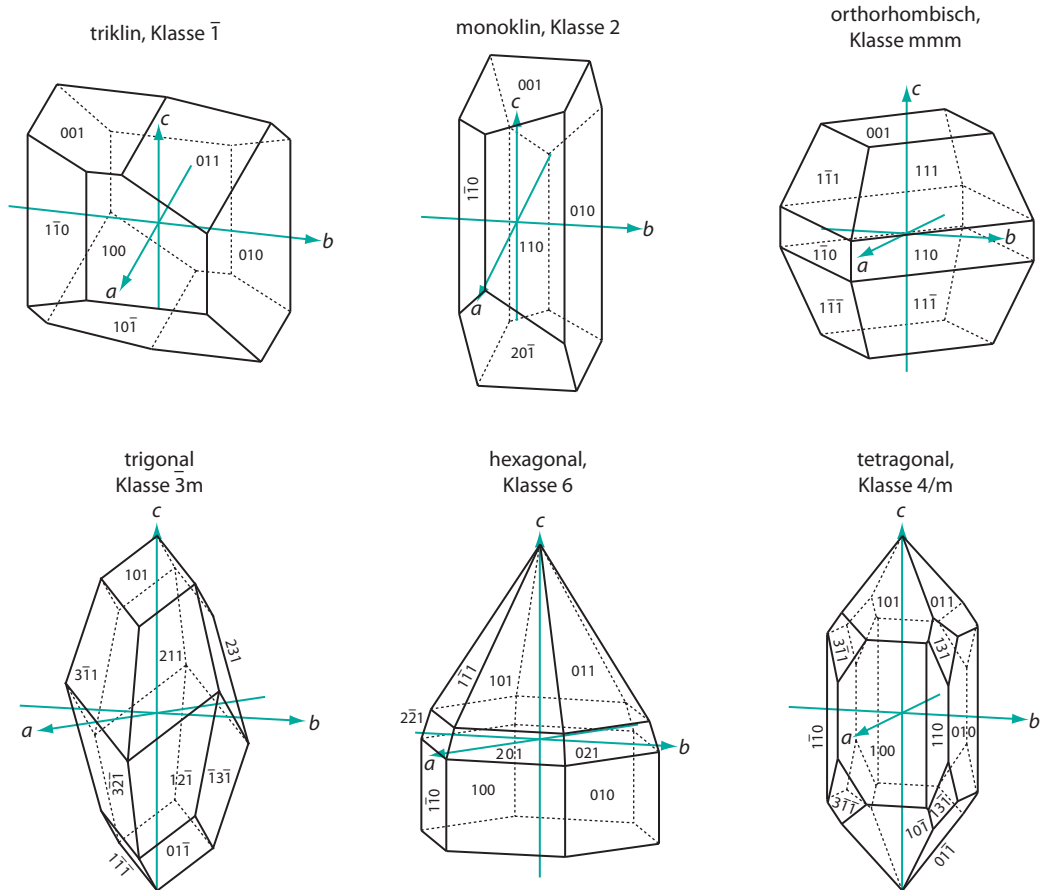


ABBILDUNG 8

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 $3m$ mit den symmetrieäquivalenten Formen $\{211\}$ und $\{101\}$; unten Mitte: hexagonaler Kristall der Klasse $6m$; 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.

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 ($\bar{1}10$) in der mittleren Zeichnung des Zirkonkristalls auf Seite 32 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, S.15 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.

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 (Kristallstruktur), 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.

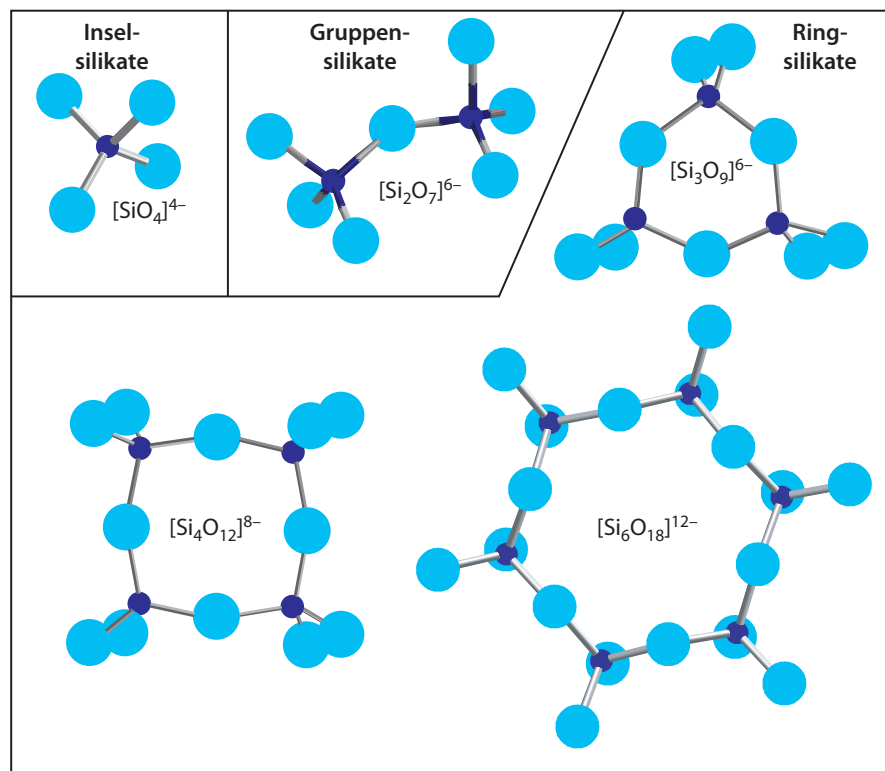


ABBILDUNG 9

Baugruppen der Silikate: $(SiO_4)^{4-}$ der Insel-silikate; $(Si_2O_7)^{6-}$ der Gruppensilikate; $(Si_3O_9)^{6-}$, $(Si_4O_{12})^{8-}$, $(Si_6O_{18})^{12-}$ der Ringsilikate. Bei den Gruppensilikaten gehören 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:

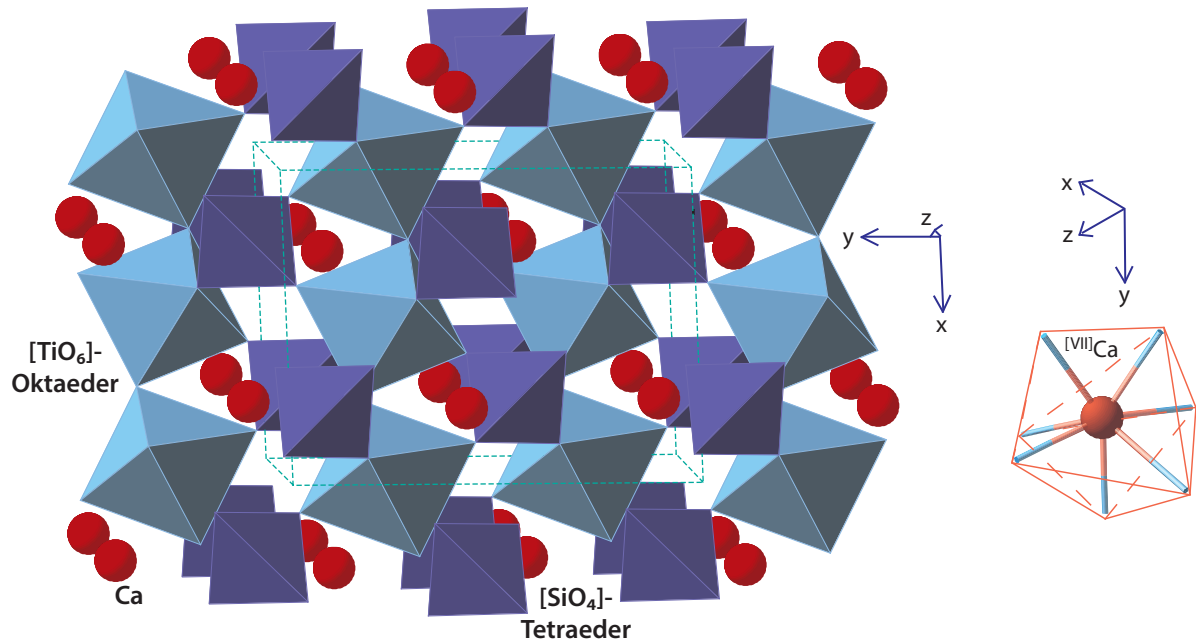


ABBILDUNG 10

Kristallstruktur von Titanit $\text{CaTiO}(\text{SiO}_4)$ mit Blickrichtung entlang der kristallographischen z-Achse. Die Kristallstruktur besteht aus „geknickten Ketten“ von (TiO_6) -Oktaedern; die Oktaeder sind untereinander über Ecken verknüpft. Ein weiteres Strukturelement sind isolierte (SiO_4) -Tetraeder. Dabei ist jedes Tetraeder mit den Sauerstoffionen von vier verschiedenen (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 (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/>).

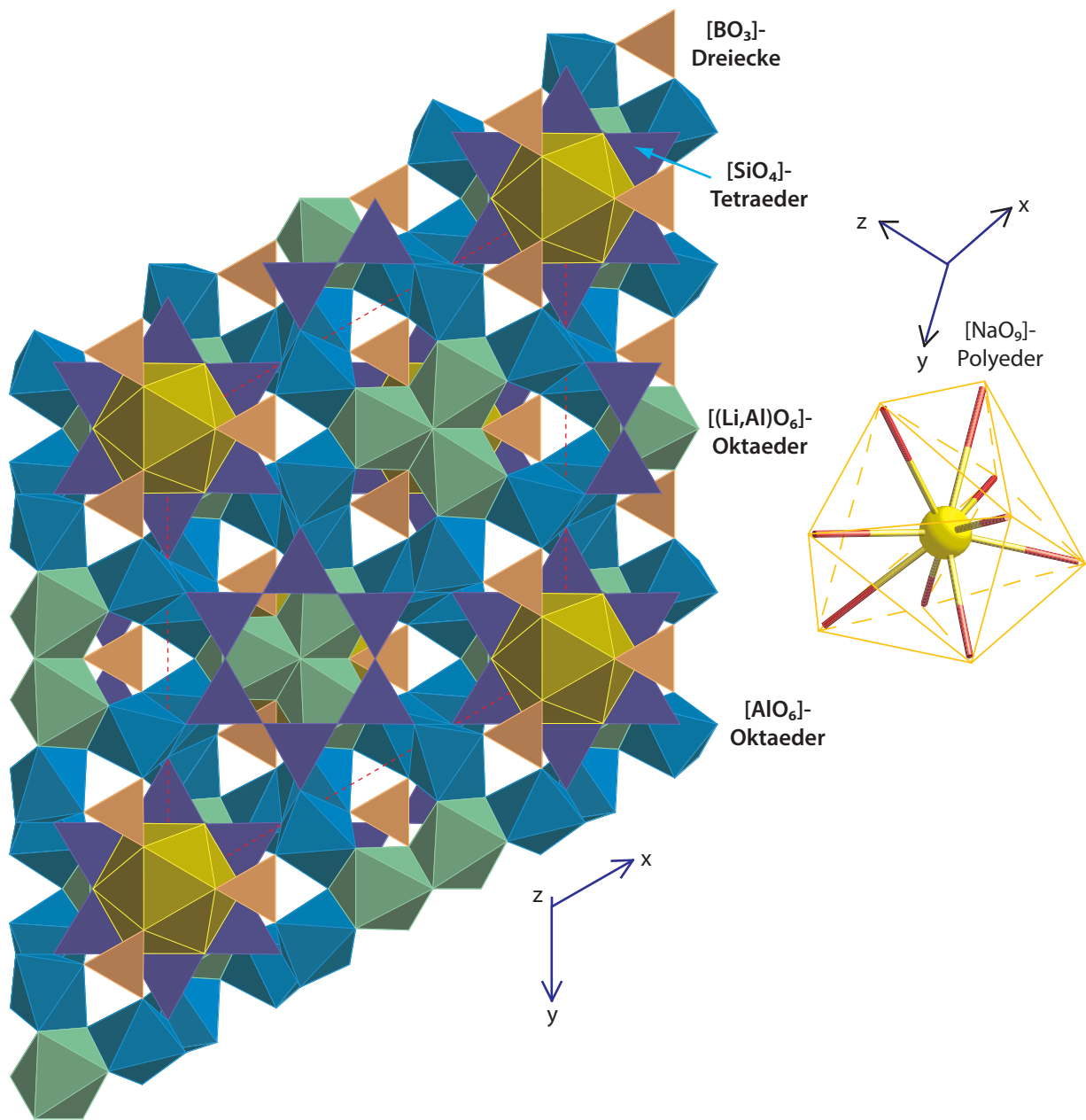


ABBILDUNG 11

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 (SiO_4) -Tetraedern sind gut erkennbar. An der oktaedrischen Koordination $(\text{Li,Al})_3$ -Ionen sind auch die OH-Gruppen beteiligt, was in der Zeichnung nicht zum Ausdruck kommt.

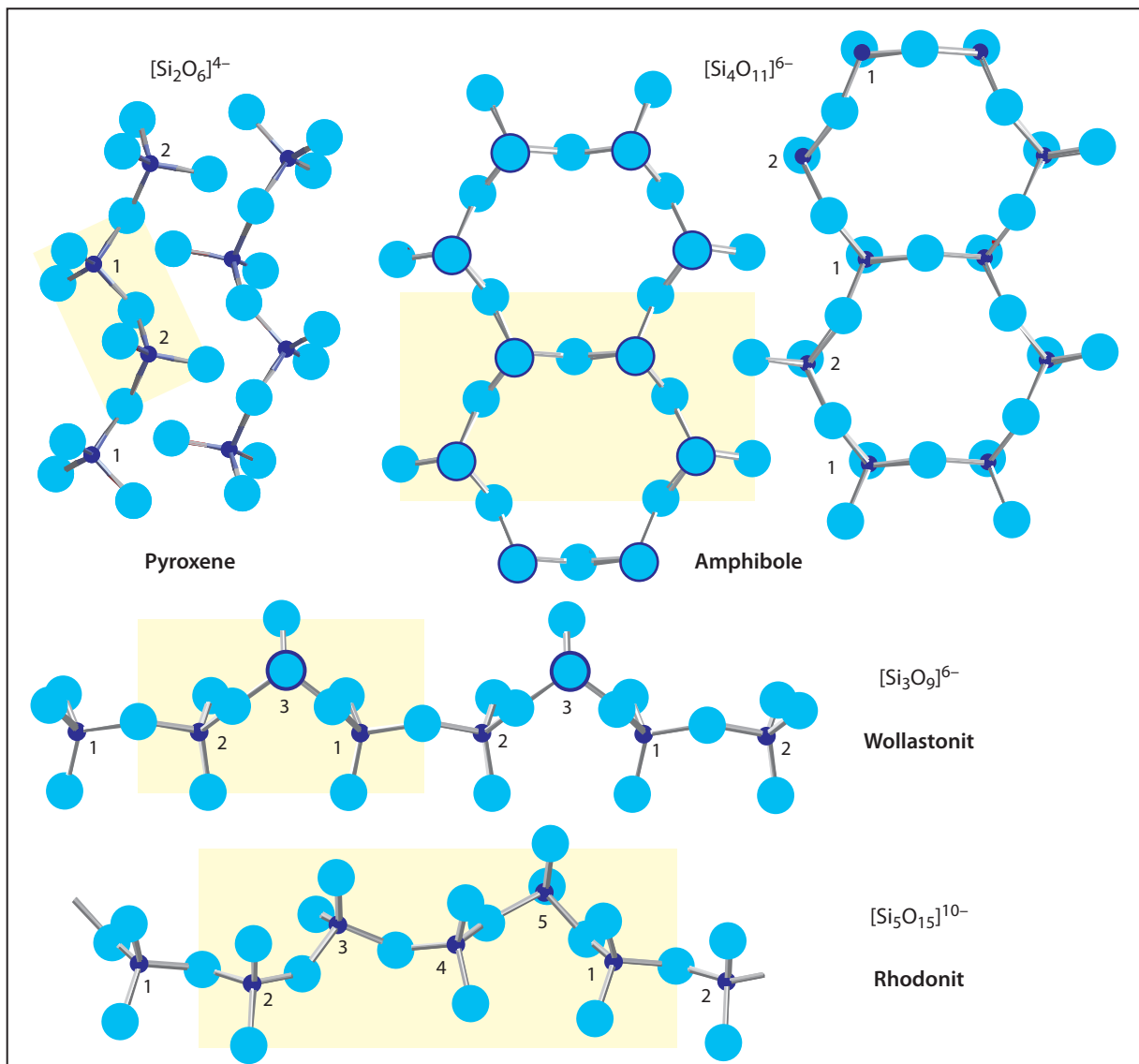


ABBILDUNG 12

„Eindimensional unendliche“ Baugruppen der Ketten- und Bändersilikate. Für die Pyroxene sind zwei einander parallele Ketten dargestellt, für die Amphibole zwei parallele Bänder; dicke (dunkelblaue) Ringe um die großen (hellblauen) 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 Nummerierung 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 $\text{CaMn}_4(\text{Si}_5\text{O}_{15})$. (Si_3O_9) - und $(\text{Si}_5\text{O}_{15})$ -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*, $\text{Ca}_6(\text{Si}_6\text{O}_{17})(\text{OH})_2$] und $(\text{Si}_7\text{O}_{21})^{14-}$ [z.B. in *Pyroxmangit*, $(\text{Fe},\text{Mn})_7(\text{Si}_7\text{O}_{21})$]. Gelb hinterlegt ist jeweils eine Struktureinheit $(\text{Si}_2\text{O}_6)^{4-}$, $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$ etc. Beim Zählen der Sauerstoffionen ist wieder daran zu denken, dass Sauerstoffe, die benachbarte Tetraeder verbinden, jeweils zur Hälfte einem Tetraeder angehören.

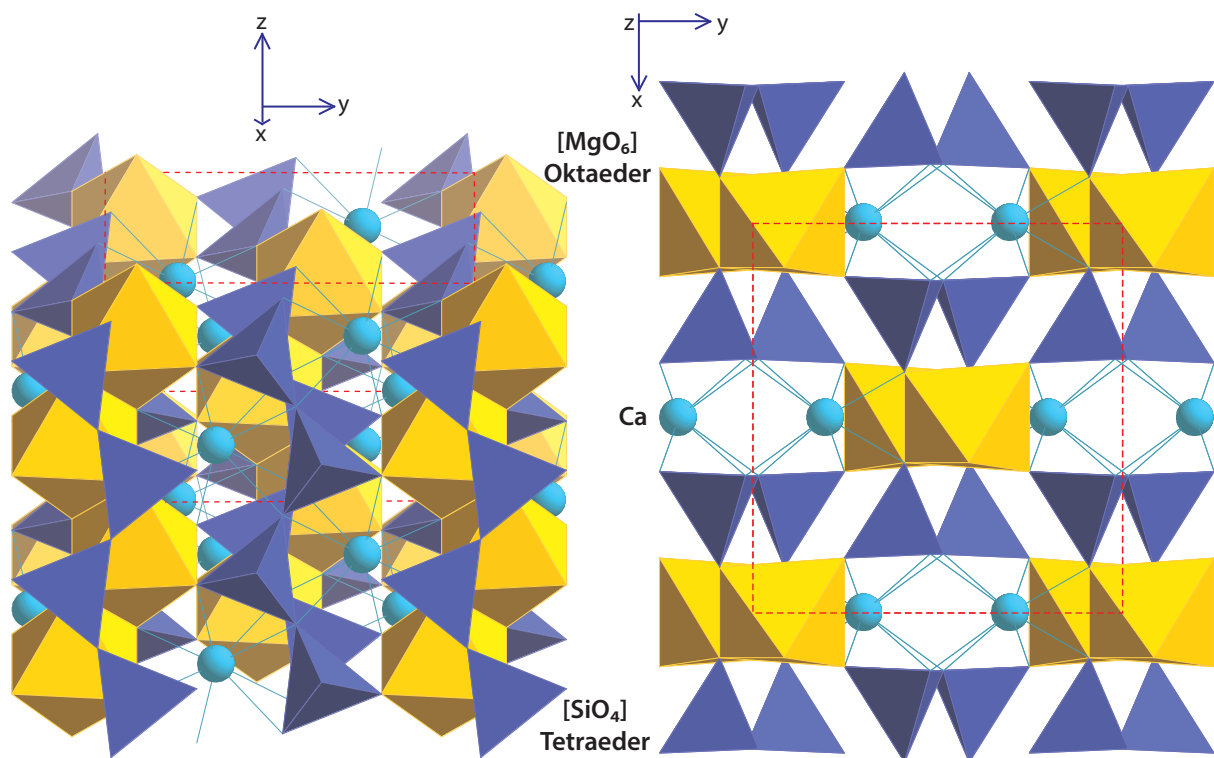


ABBILDUNG 13

Kristallstruktur von Diopsid $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ in zwei Blickrichtungen. Im linken Diagramm sind die parallelen Ketten aus (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.20, 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).

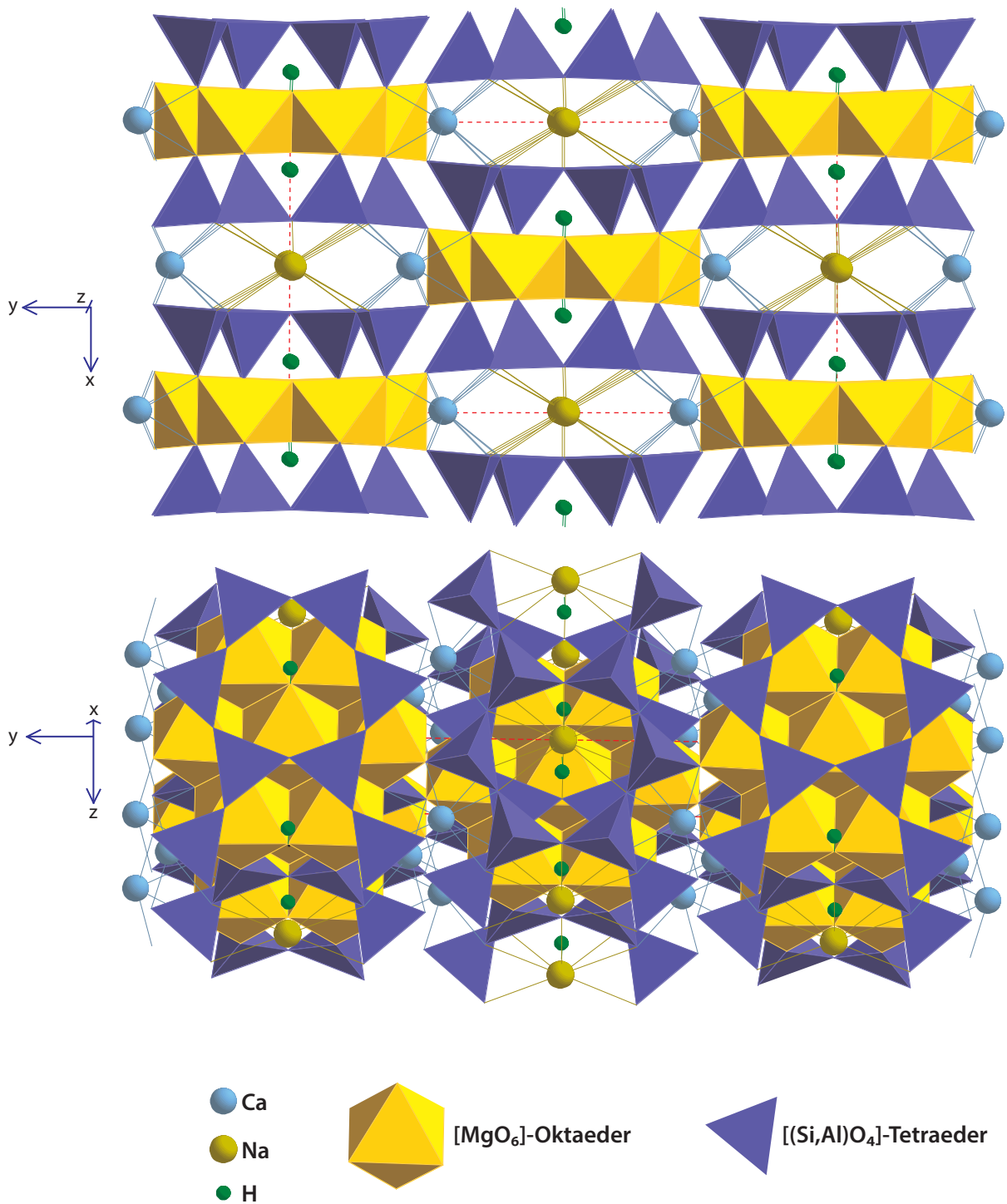


ABBILDUNG 14

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

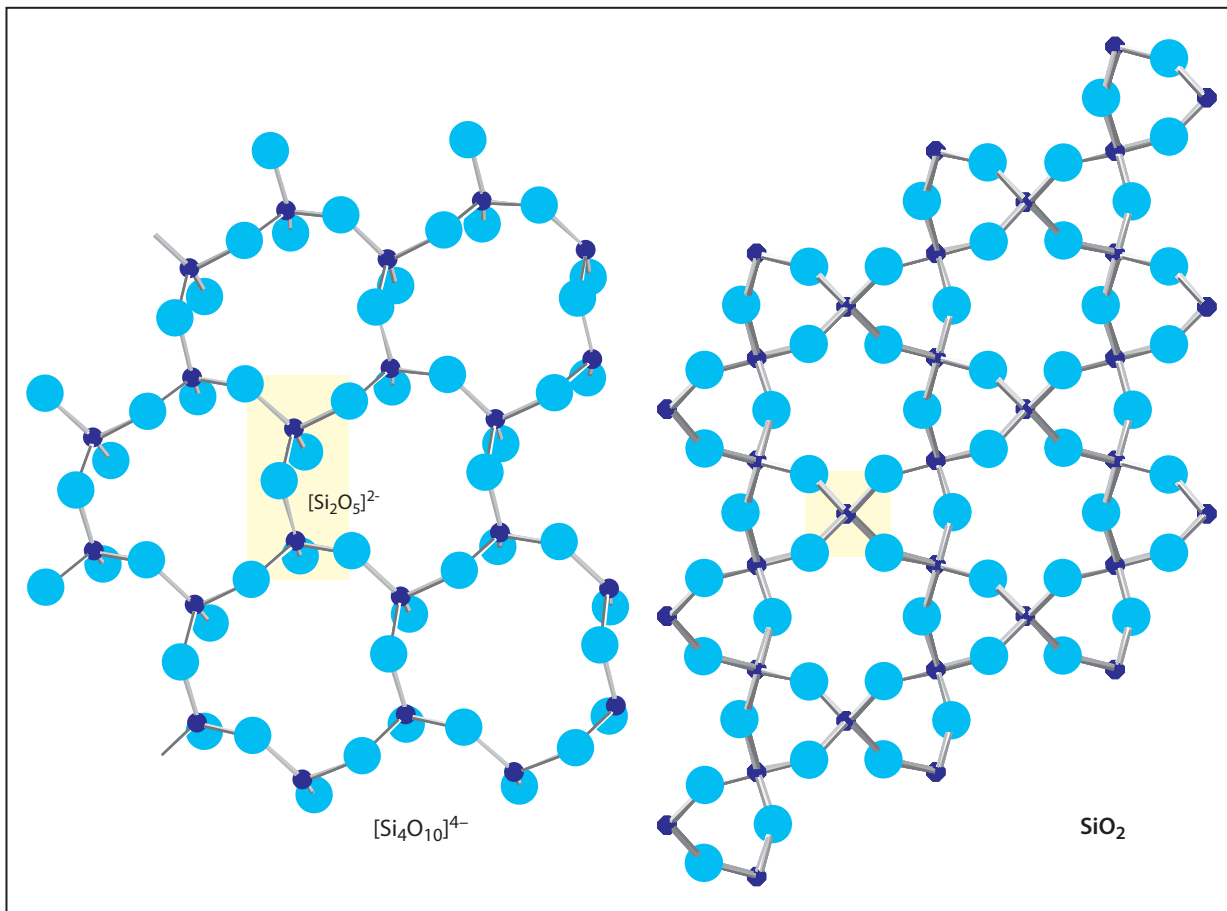


ABBILDUNG 15

links: „zweidimensional unendliche“ Baugruppen der pseudohexagonalen 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).

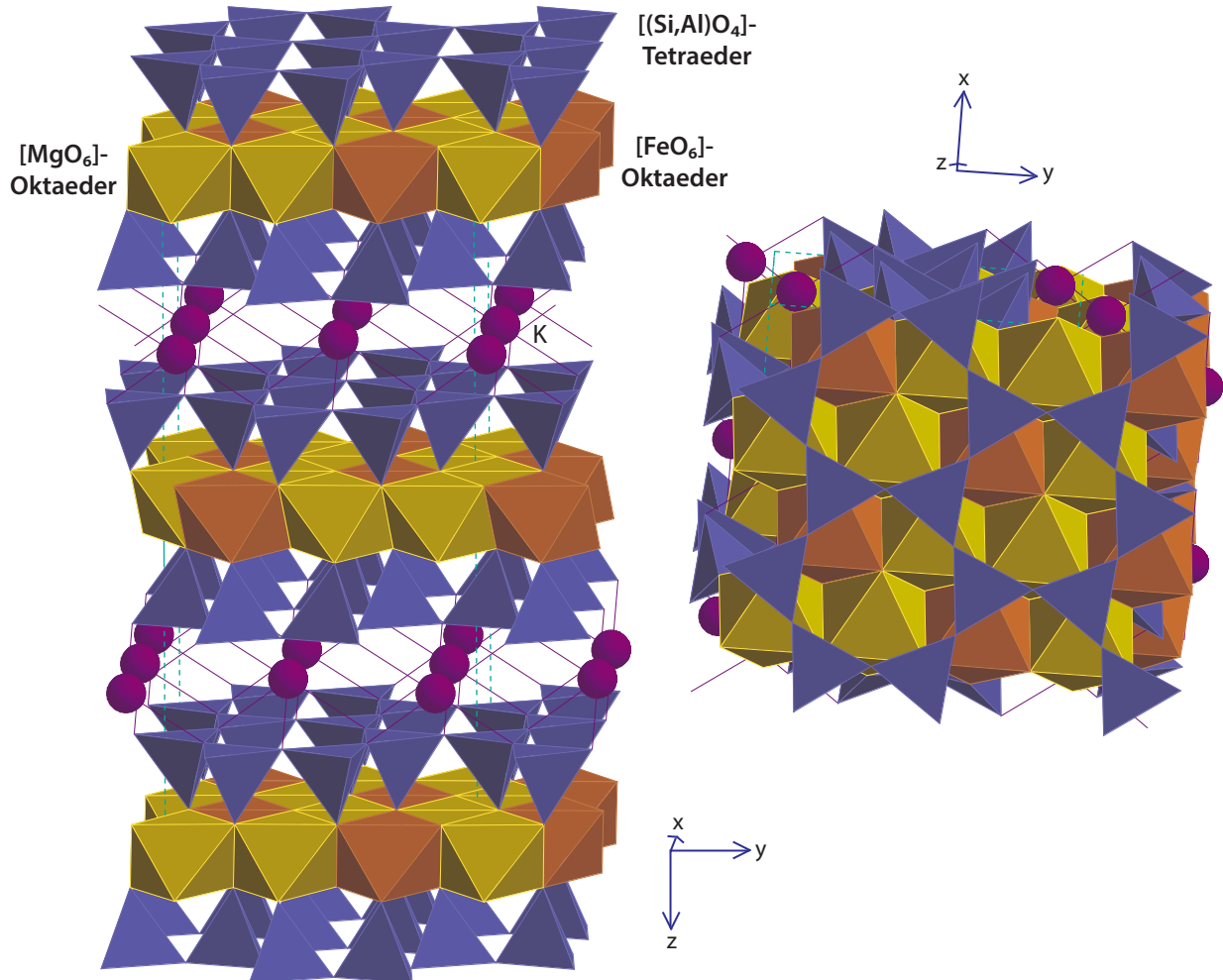


ABBILDUNG 16

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 „zweidimensionale“ 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 K-Ionen verbunden.

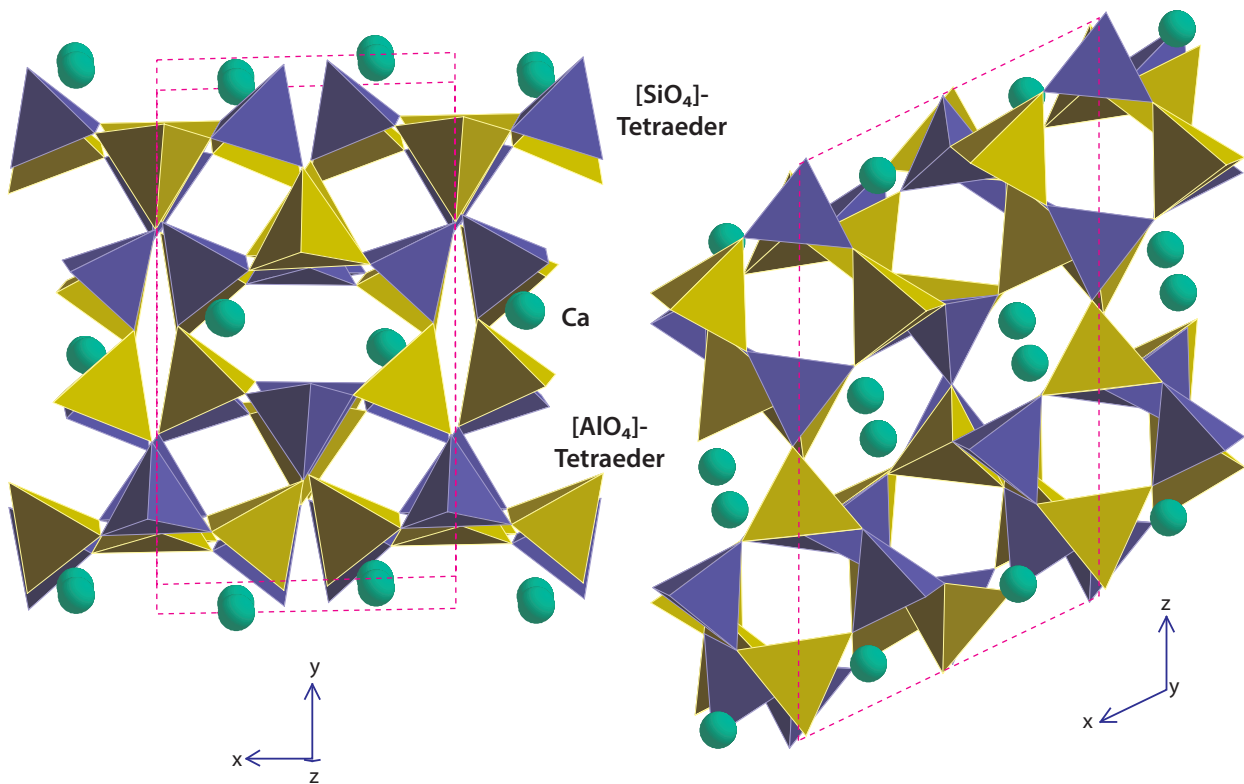


ABBILDUNG 17

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. (SiO_4) - und (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) (AlO_4) -Tetraeder mit einer Ecke an ein (blaues) (SiO_4) -Tetraeder grenzt.

1.5 Wichtige Minerale und ihre Eigenschaften

Einige der Kristallzeichnungen auf den folgenden Seiten sind farbig gestaltet. Symmetrieäquivalente Flächen sind dabei durch identische Farben markiert. Bei Angabe der Miller-Indices der Flächen wurde aus Platzgründen auf die runden Klammern verzichtet. Eine Fläche (111) wird also der Einfachheit halber nur als 111 ausgewiesen.

1.5.1 Inselsilikate (Ortho-, Nesosilikate)

Olivin Mg_2SiO_4 – *Forsterit*
 $Fe^{2+}SiO_4$ – *Fayalit*

Die beiden Endglieder bilden eine lückenlose Mischkristallreihe.

Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)

Ausbildung: selten gut ausgebildete Kristallflächen, meist körnig (gesteinsbildend)

Bruch: muschelig; zwei mäßige Spaltbarkeiten

Glanz: Glasglanz, etwas fettig

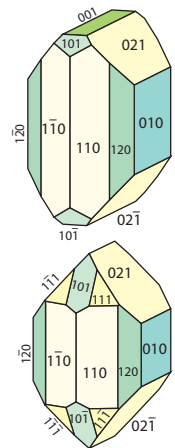
Farbe: Je nach Zusammensetzung gelblich bis dunkelgrün

Härte: 7 (oft geringer infolge Serpentinisierung)

Dichte: 3.3 – 4.4

Vorkommen: in SiO_2 -armen Magmatiten und Metamorphiten

Verwendung: Mg-reicher Olivin als Rohstoff für Herstellung von feuerfestem Material; klare große Kristalle von Mg-reichem Olivin als Schmuckstein (*Peridot*)



Granat

Die Gruppe der Granate umfasst mehrere lückenlose Mischkristallreihen mit der allgemeinen Formel $A^{2+}_3B^{3+}_2(SiO_4)_3$ mit $A^{2+} = Ca, Mg, Fe^{2+}, Mn$ und $B^{3+} = Al, Fe^{3+}, Cr$ u.a.

$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$ **Pyrop**
 $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$ **Almandin**
 $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$ **Spessartin** } Pyralspit – Gruppe
 (lückenlos mischbar)

$Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$ **Uwarowit**
 $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$ **Grossular**
 $Ca_3Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$ **Andradit** } Ugrandit – Gruppe
 (lückenlos mischbar)

Die *Mischbarkeit* zwischen den *Pyralspit-* und *Ugranditgruppen* ist begrenzt.

Kristallsystem: kubisch (Klasse m3m)

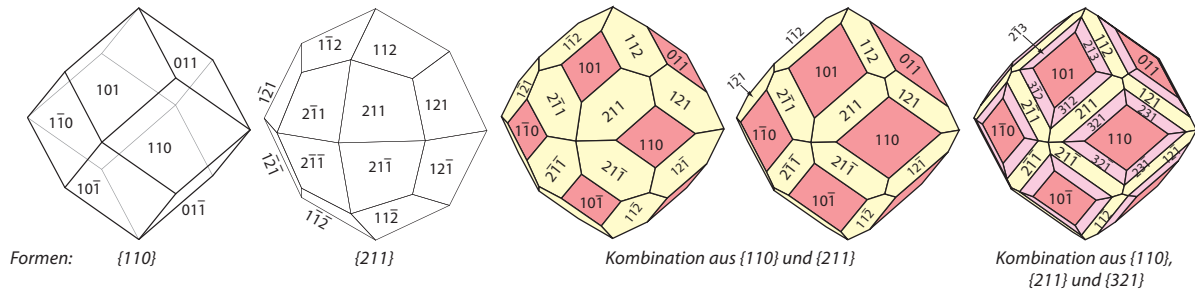
Ausbildung: oft gut ausgebildete Kristallflächen: Rhombendodekaeder (in der Zeichnung links), Ikositetraeder (zweite Skizze von links) und Kombinationen aus beiden (dritte und vierte Skizze von links); auch derb, körnig bis dicht

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

Granatkristalle



Bruch: muschelig; keine Spaltbarkeit
 Vorkommen: metamorph; selten magmatisch
 Verwendung: als Schmuckstein; in den Geowissenschaften wichtiges Mineral für die radiometrische Altersbestimmung (Lu–Hf- und Sm–Nd-Methoden)

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 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.

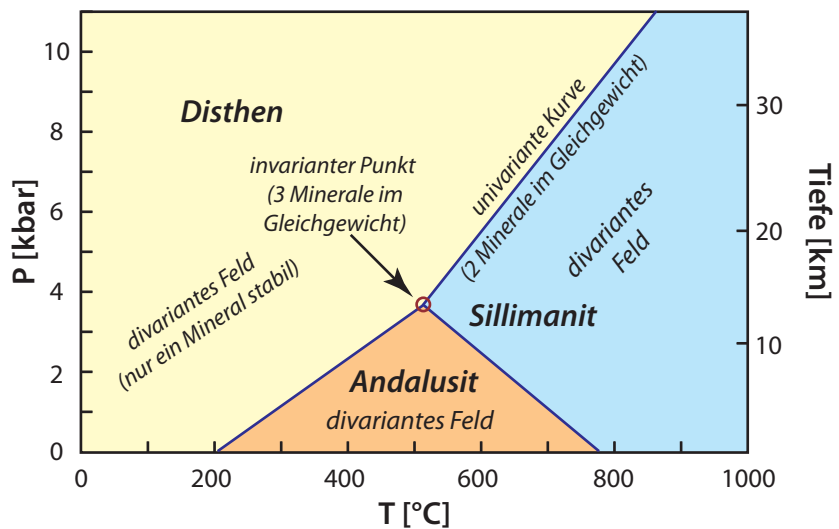


ABBILDUNG 18

Zustandsdiagramm der drei Aluminiumsilikate; Sillimanit ist demnach eine Hochtemperaturbildung und Disthen oft eine Hochdruckbildung.

• Andalusit

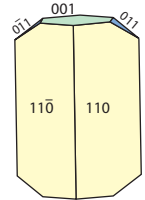
Kristallsystem:
 Ausbildung:

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

Folge von Querschnitten durch einen Chiasolithkristall



Bruch: eine 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)
 Verwendung: aller Al_2SiO_5 -Minerale: Rohstoffe für Al-reiche hochfeuerfeste und säureresistente Materialien



• **Disthen**

Kristallsystem:
 Ausbildung:

Al_2SiO_5 oder $Al^{[6]}Al^{[6]}O(SiO_4)$
 triklin (Klasse $\bar{1}$)

Kristalle sind oft breitstengelig bis leistenförmig, linealartig, meist ohne Endflächen
 eine vollkommene Spaltbarkeit

Bruch:
 Glanz:
 Farbe:
 Härte:

Perlmutterglanz

weiß bis blau, meist fleckig

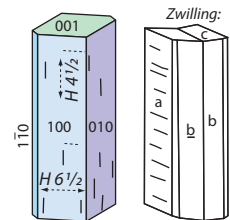
Anisotropie der Härte: längs = $4\frac{1}{2}$, quer = $6\frac{1}{2}$ – dadurch praktisch unverwechselbar

Dichte:

3.6

Vorkommen:

metamorph, oft zusammen mit Staurolith und Almandin



• **Sillimanit**

Kristallsystem:
 Ausbildung:

Al_2SiO_5 oder $Al^{[6]}Al^{[4]}O(SiO_4)$
 orthorhombisch (Klasse mmm)

stengelige bis kleinnadelige Kristalle;
 auch faserige, filzige Aggregate (= Varietät *Fibrolith*), dann nur mikroskopisch erkennbar

Bruch:
 Glanz:
 Farbe:
 Härte:

eine vollkommene Spaltbarkeit

Seidenglanz

weiß bis grau, selten auch gelbgrau

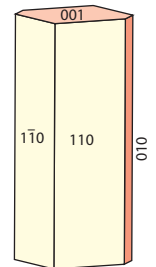
6 bis 7

Dichte:

3.2

Vorkommen:

metamorph (Gesteine der Amphibolit- und Granulitfazies)



Staurolith

Kristallsystem:
 Ausbildung:

$(Fe^{2+}, Mg)_2(Al, Fe^{3+}, Ti)_9O_6[(Si,Al)O_4]_4(O,OH)_2$
 pseudorhombisch (Klasse mmm, eigentlich monoklin 2/m)

breitstengelige bis langprismatische Kristalle;
 Durchkreuzungszwillinge sind häufig

Bruch:

keine Spaltbarkeit, aber Querbrüche der Stängel

Farbe:

braun bis schwarz

Härte:

7

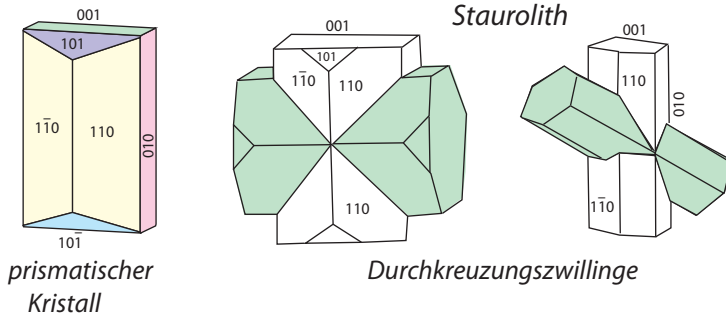
Dichte:

3.7

Vorkommen:

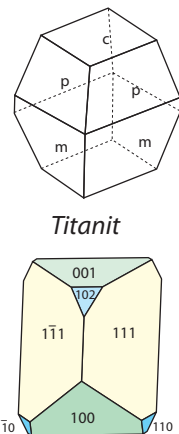
metamorph (untere Amphibolitfazies); oft von Disthen begleitet

Verwendung: und manchmal mit diesem verwachsen
gelegentlich als Schmuckstein

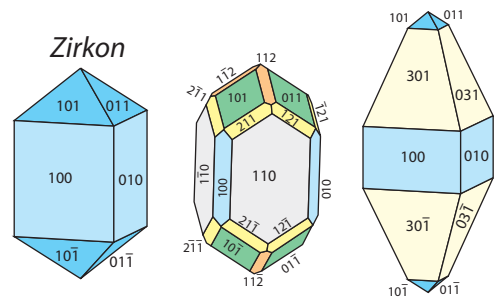


Chloritoid $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{OH})_2$
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m) oder triklin (Klasse $\bar{1}$)
 Ausbildung: tafelige Kristalle
 Bruch: eine gute Spaltbarkeit
 Farbe: dunkelgrün bis schwarz
 Härte: 6 – 7
 Vorkommen: metamorph (untere Grünschiefer- und Blauschieferfazies)

Titanit (*Sphen*) $\text{CaTiO}(\text{SiO}_4)$
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: tafelige, oft keilförmige, briefkuvertförmige Kristalle
 Farbe: meist gelb bis braun oder rotbraun; auch grünlich
 Härte: 5 – 5¹/₂
 Vorkommen: plutonisch (v.a. in dioritischen und syenitischen Gesteinen); metamorph in Grünschiefern, Amphiboliten, Blauschiefern, häufig in Klüften
 Verwendung: selten als Ti-Erz

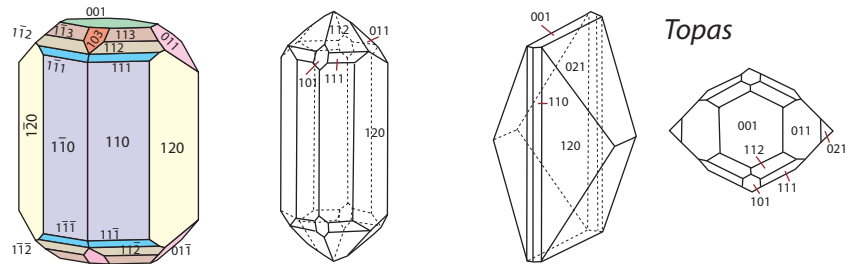


Zirkon ZrSiO_4
 Kristallsystem: tetragonal (Klasse 4/mmm)
 Ausbildung: Kristalle von prismatischem bis pyramidalem Habitus
 Bruch: eine unvollkommene Spaltbarkeit
 Härte: 7¹/₂
 Kristalle: gut ausgebildete Kristallflächen selten; fast immer eingewachsen; sekundär in abgerollten Körnern
 Glanz: nichtmetallischer hoher Glanz
 Farbe: grau, braun, braunrot, seltener gelb, grün oder farblos
 Vorkommen: magmatisch und metamorph; sekundär in Sedimenten (wichti-



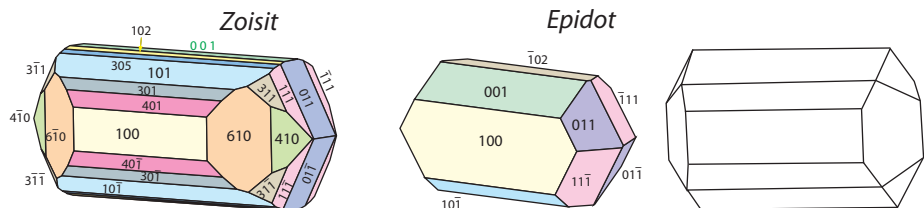
Verwendung: ges Schwermineral)
 Rohstoff für ZrO_2 (Feuerfestmaterial, Glasuren, Pigmente), zur Gewinnung der Metalle Zr und Hf, als Schmuckstein; wegen seines Gehaltes von U und Lu wichtiges Mineral für die radiometrische Altersbestimmung

Topas $Al_2(SiO_4)(F,OH)_2$
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)
 Bruch: eine vollkommene Spaltbarkeit (quer zum Prisma)
 Farbe: farblos, weißgelb, hellblau, selten auch rosa
 Härte: 8
 Vorkommen: plutonisch (postmagmatisch), selten auch metamorph
 Verwendung: als Edelstein



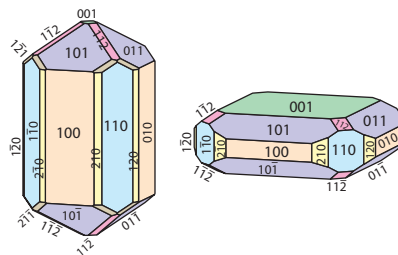
1.5.2 Gruppensilikate (Sorosilikate)

Epidot $Ca_2(Al, Fe^{3+})Al_2O(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)$
 Die Fe^{3+} -arme Varietät heißt *Klinozoisit*; im *Allanit* (= *Orthit*) ist Ca teilweise durch Seltene Erden (insbes. La, Ce, Nd) ersetzt
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m); der chemisch mit Klinozoisit identische (meist graue) *Zoisit* ist rhombisch (2/m 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“), rosa (Mn-reicher *Piemontit*)
 Härte: 6 – 7
 Dichte: 3.4
 Bruch: eine gute und eine schlechte Spaltbarkeit
 Vorkommen: metamorph (vor allem in Grünschiefern und Kalksilikatgesteinen), oft in Klüften; Zoisit auch in Amphiboliten und Eklogiten; Allanit akzessorisch in Graniten, Syeniten, Pegmatiten, Skarnen
 Verwendung: gelegentlich als Schmuckstein (Epidot, Zoisit); Allanit gelegentlich als Erz der leichten Seltene Erden (La, Ce, Pr, Nd)

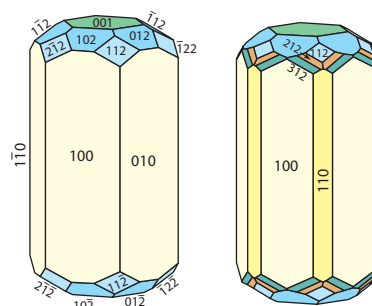
Vesuvian (auch: *Idokras*) $\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_4(\text{SiO}_4)_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_4$
 Kristallsystem: tetragonal (Klasse 4/m m)
 Ausbildung: kurz- und dicksäulig, seltener langsäulig und dipyramidal
 Bruch: uneben, splittrig
 Glanz: Glasglanz; auf Bruchflächen Fettglanz
 Farbe: braun, grün, gelb
 Härte: $6\frac{1}{2}$
 Dichte: 3.4
 Vorkommen: kontaktmetamorph



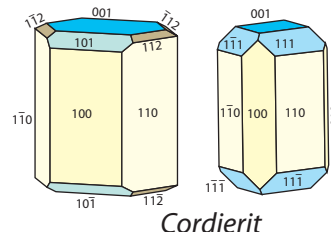
Lawsonit $\text{CaAl}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_2 \times \text{H}_2\text{O}$
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mm2)
 Ausbildung: quaderförmige bis rhomboedrische Kristalle mit typischen rechteckigen Querschnitten; fast immer sehr kleine Kristalle
 Bruch: zwei vollkommene Spaltbarkeiten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

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, aber auch derbe Massen
 Bruch: eine 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
 Verwendung: wichtigstes Be-Erz (Be z.B. für Legierungen, BeO als feuerfestes Material), Smaragd und Aquamarin als Edelsteine

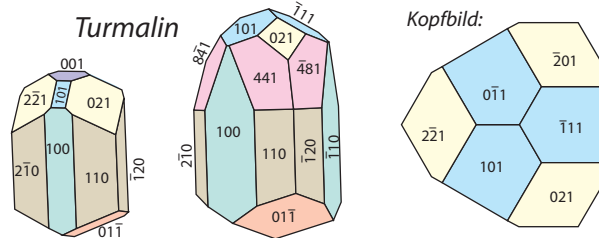


Cordierit $(\text{Mg,Fe}^{2+})_2\text{Al}_3(\text{AlSi}_5\text{O}_{18})$
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: oft prismatische bis säulige Kristalle, aber auch körnig
 Bruch: eine gute und eine schlechte Spaltbarkeit
 Härte: 7
 Farbe: grau, bräunlichblau, tiefblau bis schwarz; durchsichtige Kristalle zeigen auffallenden Dichroismus (violettblau – gelbbraun)
 Vorkommen: metamorph (hohe Temperatur); selten magmatisch (Granite)
 Verwendung: Rohstoff für Keramiken (v.a. synthetisch hergestellt); wegen hoher Temperaturwechselbeständigkeit Trägermaterial für Automobilkatalysatoren; für feuerfestes Haushaltsgeschirr



Cordierit

Turmalin $(\text{Na,K})(\text{Mg,Fe,Li,Al})_3\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH,F})_4$ (komplexe Mischkristalle)
 Kristallsystem: trigonal (Klasse 3m)
 Ausbildung: säulige Kristalle; oft längsgestreift; häufig in radialstrahligen Aggregaten („Turmalinsonnen“)



Farbe: je nach chemischer Zusammensetzung wechselnd; häufig schwarz (Fe-reich = Varietät *Schörl*) aber auch grün, blau, rot, braun, farblos; oft zonar (mehrfarbig); transparente, farbige Turmaline werden als Edelsteine verwendet (meist Varietät *Elbait*)
 Härte: $7\frac{1}{2}$
 Bruch: keine Spaltbarkeit; jedoch Querbrüche der Säulen
 Vorkommen: pegmatitisch, magmatisch, metamorph
 Verwendung: in der Schmuckindustrie; selten als Rohstoff für Bor

1.5.4 Ketten- und Bändersilikate (Inosilikate)

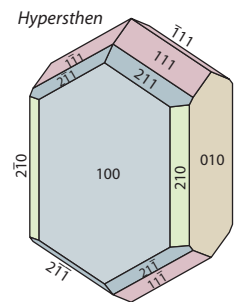
Pyroxen-Gruppe Allgemeine Formel:
 $\text{AB}[(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]$
 mit $\text{A} = \text{Na, Ca, Mg, Fe}^{2+}, \text{Mn}$
 $\text{B} = \text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Mn, Fe}^{3+}, \text{Al, Ti, Cr}$

Orthopyroxene [Opx]:

$\text{Mg}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$ *Enstatit*
 $(\text{Mg,Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$ *Hypersthen, Bronzit*
 $\text{Fe}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$ *Orthoferrosilit*

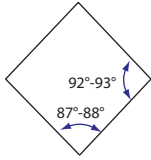
Klinopyroxene [Cpx]:

$\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ *Diopsid;*
 $\text{CaFe}^{2+}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ *Hedenbergit*
 $\text{Ca}(\text{Mg,Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al,Ti})[(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]$ *Augit*
 $\text{NaAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ *Jadeit*
 $\text{NaFe}^{3+}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ *Ägirin (Akmit)*
 $(\text{Na,Ca})(\text{Mg,Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al})(\text{Si}_2\text{O}_6)$ *Omphacit*

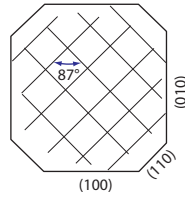


der Name *Diallag* wird für einen diopsidischen Cpx mit blättriger Absonderung durch Entmischung von Opx verwendet;
 Kristallsystem: Orthopyroxene = orthorhombisch (Klasse mmm)
 Klinopyroxene = monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: prismatische Kristalle mit quadratischem, meist achtseitigem Querschnitt
 Bruch: zwei gute Spaltbarkeiten im Winkel von nahezu 90°
 Farbe: dunkelbraun bis schwarz (Augit, Hypersthen bis Orthoferrosilit), grün bis schwarzgrün (Diopsid bis Hedenbergit bis Augit, Jadeit)

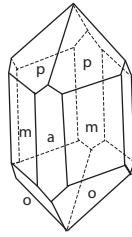
Spaltwinkel von Pyroxenen



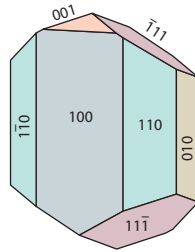
Typische Pyroxen-spaltbarkeit



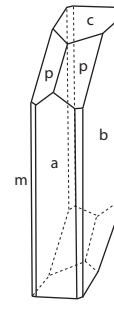
Klinopyroxenkristalle



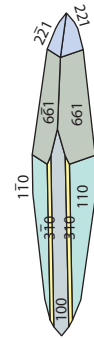
Diopside



basaltischer Augit



Titanaugit



Ägirin

bis Omphacit), weiß (Diopsid, Jadeit)

Härte: 5 – 6

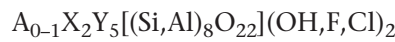
Dichte: 3.1 – 3.5

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

Verwendung: reine Enstatitgesteine für feuerfeste Materialien; Diopsid und vor allem *Spodumen* [LiAlSi₂O₆] als Schmucksteine

Amphibol-Gruppe

Allgemeine Formel:



mit

A = K, Na

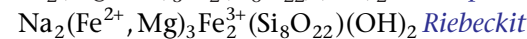
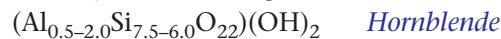
X = Na, Ca, Mg, Fe²⁺, Mn

Y = Mg, Fe²⁺, Mn, Fe³⁺, Al, Ti

Orthoamphibole:



Klinoamphibole:

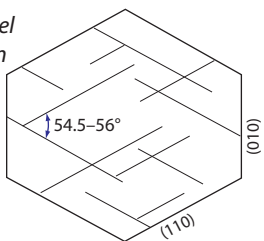


Kristallsystem: Orthoamphibole = orthorhombisch (Klasse mmm)

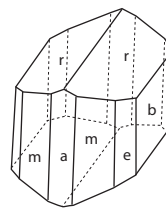
Klinoamphibole = monoklin (Klasse 2/m)

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

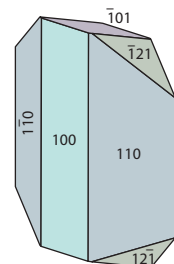
Typische Spaltwinkel und Spaltbarkeiten von Amphibolen



Hornblendekristalle



Aktinolith

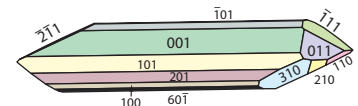


Bruch: zwei gute Spaltbarkeiten im Winkel von 56° bzw. 124°
 Farbe: dunkelbraun oder dunkelgrün bis schwarz (Hornblende), grün bis schwarzgrün (Aktinolith), weiß (Tremolit), blau bis schwarzblau (Glaukophan, Riebeckit), grau (Anthophyllit)
 Härte: 5 – 6
 Dichte: 2.9 – 3.2
 Vorkommen: magmatisch (Hornblende, Riebeckit); metamorph (Hornblende, Tremolit, Aktinolith, Anthophyllit, Cummingtonit, Glaukophan, Riebeckit)
 Verwendung: faserige Amphibole [Tremolit-, Aktinolith-, Anthophyllit-, Krokydolith*asbeste* (*Krokydolith* ist ein faseriger Riebeckit)] früher zur Herstellung von hitze- und säurebeständigen Materialien; wegen potentieller Gesundheitsgefährdung durch Einatmen der Stäube ist die Verwendung in der EG jetzt verboten; in der Wissenschaft sind Amphibole wichtig für die Altersbestimmung (K–Ar, Rb–Sr);

Wollastonit

CaSiO3
 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: zwei vollkommene Spaltbarkeiten

Härte: 4 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)

Verwendung: v.a. Rohstoff für die Feuerfestindustrie

1.5.5 Schichtsilikate (Phyllosilikate)

Glimmergruppe

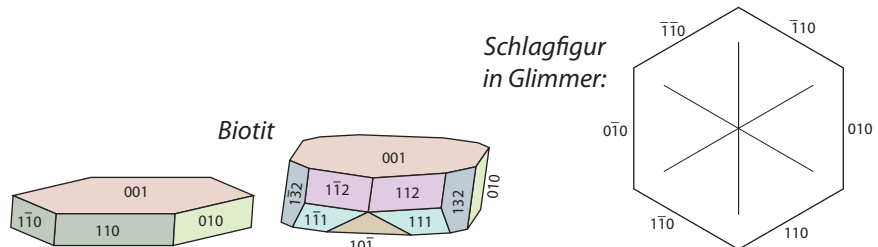
sie umfasst die fast immer dunklen Mg–Fe-Glimmer (Biotitgruppe) und die hellen Al-reichen Glimmer (Muskovit, Phengit, Paragonit und andere – als *Hellglimmer* zusammengefasst);

Biotit

K(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al,Ti)_{2.5-3.0}[(Al,Fe^{3+})Si_3O_{10}](OH)_2 (Mischkristallreihe; das Fe-freie – dann helle – Endglied heißt *Phlogopit*)

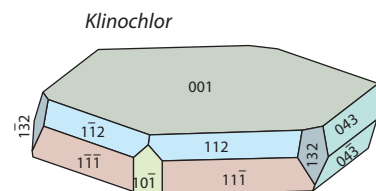
Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)

Ausbildung: oft tafelige, pseudo-hexagonale Kristalle; blättrig bis schuppig



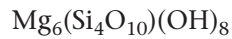
Bruch: eine ausgezeichnete Spaltbarkeit; dünne Spaltblättchen sind im Unterschied zu anderen Schichtsilikaten *elastisch* biegsam; An-

Farbe:	schlagen mit einem nicht allzu spitzen Gegenstand produziert die charakteristische sechsstrahlige Schlagfigur (siehe Skizze); 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, Dazit, Rhyolith), metamorph (u.a. in Phyllit, Schiefer, Gneis)
Hellglimmer	<i>Muskovit</i> $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$; <i>Paragonit</i> $NaAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$; <i>Phengit</i> unterscheidet sich von Muskovit durch einen höheren Si-Gehalt (Si:Al auf den Tetraederplätzen ist größer als 3; dafür wird ein gleicher Anteil des oktaedrisch koordinierten Al durch Mg-Ionen ersetzt, also $Al^{IV} + Al^{VI} \Leftrightarrow Si^{IV} + Mg^{VI}$)
Kristallsystem:	monoklin (Klasse 2/m) oder triklin
Ausbildung:	tafelige, oft pseudohexagonale Kristalle; blättrig bis schuppig, manchmal feinschuppig (= Muskovit/Phengit-Varietät <i>Sericit</i>)
Bruch:	eine ausgezeichnete Spaltbarkeit (Blattspalter) – wie Biotit
Farbe:	farblos, in dickeren Tafeln auch grau, gelblich, bräunlich
Glanz:	perlmutterartig; in kleinen Schuppen (<i>Sericit</i>) silberglänzend
Härte:	$2 - 2\frac{1}{2}$
Vorkommen:	Muskovit metamorph, magmatisch; Phengit und Paragonit nur metamorph; die Hellglimmer können voneinander nur chemisch unterschieden werden!
Verwendung:	in der Elektroindustrie (Isolatormaterial), in der Kosmetikindustrie (als Flitter in Lippenstiften), in Lacken; Glimmerminerale sind für die Altersbestimmung wertvoll (K–Ar, Rb–Sr);
Glaukonit	$(K,Na,Ca)_{<1}(Al,Fe^{3+},Fe^{2+},Mg)_2(Al_{0.35}Si_{3.65}O_{10})(OH)_2$
Kristallsystem:	monoklin (Klasse 2/m)
Ausbildung:	meist als Kügelchen, die aus feinen Schuppen bestehen
Bruch:	eine ausgezeichnete Spaltbarkeit – wie andere Glimmerminerale
Farbe:	grün bis blaugrün
Härte:	2
Dichte:	2.4 – 2.95
Vorkommen:	in klastischen marinen Sedimenten (<i>Grünsande</i>)
Chlorit	$(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al,Cr^{3+})_6[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_8$, komplexe Mischkristalle; wichtige Endglieder sind <i>Klinochlor</i> (Mg), <i>Chamosit</i> (Fe)
Kristallsystem:	monoklin (Klasse 2/m)
Ausbildung:	tafelige bis blättrige Kristalle
Bruch:	eine vollkommene Spaltbarkeit
Farbe:	grün bis schwarz
Härte:	$2 - 2\frac{1}{2}$
Dichte:	2.6 – 3.3
Vorkommen:	metamorph (Grün- und Blauschieferfazies, untere Amphibolitfazies); sedimentär
Talk	$Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$
Kristallsystem:	monoklin (Klasse 2/m)



Ausbildung: tafelige Kristalle; oft blättrige bis schuppige Aggregate; auch dichte Massen (= *Speckstein*)
 Bruch: eine vorzügliche Spaltbarkeit; schuppt beim Reiben ab
 Härte: 1 (gilt für Talkgesteine)
 Glanz: Perlmutterglanz
 Farbe: weiß bis lichtgrün
 Vorkommen: metamorph
 Verwendung: in der Papierindustrie (Füllmaterial), Kosmetikindustrie, als Schmiermittel, in der Herstellung von Cordieritkeramik

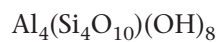
Serpentin



strukturelle Varianten: *Antigorit, Chrysotil, Lizardit*

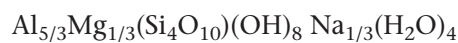
Kristallsystem: monoklin (Klassen m, 2, 2/m), orthorhombisch
 Ausbildung: Kristalle meist sehr feinkörnig; mikrokristalline, makroskopisch dichte Aggregate; seltener auch faserige Aggregate mit schillerndem Seidenglanz (*Chrysotil-Asbest*); *Bastit* ist eine Pseudomorphose von Serpentin (*Lizardit*) nach Orthopyroxen
 Härte: 3 – 5 (gilt für das Gestein Serpentin)
 Farbe: grünlich, gelblich, oft geflammt, geadert; in dichten Massen oft schwarz bis schwarzgrün
 Vorkommen: metamorph; bildet oft nahezu monomineralische Gesteine (*Serpentinite*)
 Verwendung: Serpentinite als Schottermaterial; 2005 ist in der EU ein Verbot von Chrysotilasbest in Kraft getreten;

Kaolinit



Kristallsystem: triklin (Klasse $\bar{1}$)
 Ausbildung: meist feinkörnig bis dicht; klebt an der Zunge; riecht beim Anhauchen erdig
 Härte: 2 – 2^{1/2} (praktisch nicht zu bestimmen)
 Bruch: eine vollkommene Spaltbarkeit (praktisch nicht bestimmbar)
 Farbe: weiß
 Vorkommen: sedimentär (Verwitterung feldspatreicher Granite); metamorph
 Verwendung: als Füllmaterial in der Papierindustrie; in der Keramikindustrie (Baukeramik, Porzellan)

Montmorillonit



Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: sehr feinkörnige bis dichte Massen
 Bruch: eine vollkommene Spaltbarkeit (praktisch nicht bestimmbar)
 Farbe: weiß, grauweiß, grünlich, blaugrau
 Vorkommen: als Verwitterungsprodukt von Eruptivgesteinen, insbes. sauren bis intermediären vulkanischen Aschen; Tone, die weitgehend aus Montmorillonit bestehen, heißen *Bentonit*
 Verwendung: Montmorillonite besitzen ein großes Kationenaustauschvermögen; sie sind quellfähig und *thixotrop* (eine ruhende Suspension wird gelförmig fest und verflüssigt sich durch Rühren oder Schütteln); sie werden als Bohrspülungen eingesetzt, im Deponeibau; sie sind Bestandteile von Tierfutter und Katzenstreu;

1.5.6 Gerüstsilikate (Tektosilikate)

Quarz SiO_2 (strukturell ein Tektosilikat, chemisch zu den Oxiden gehörend)
 Kristallsystem: *Hochquarz* = hexagonal (Klasse 622); *Tiefquarz* = trigonal (Klasse 32); trigonale und hexagonale Symmetrie lassen sich auch gut in den Kristallstrukturen illustrieren (Abbildung 19); bezüglich der Stabilitätsbeziehungen der SiO_2 -Minerale siehe Abbildung 20;

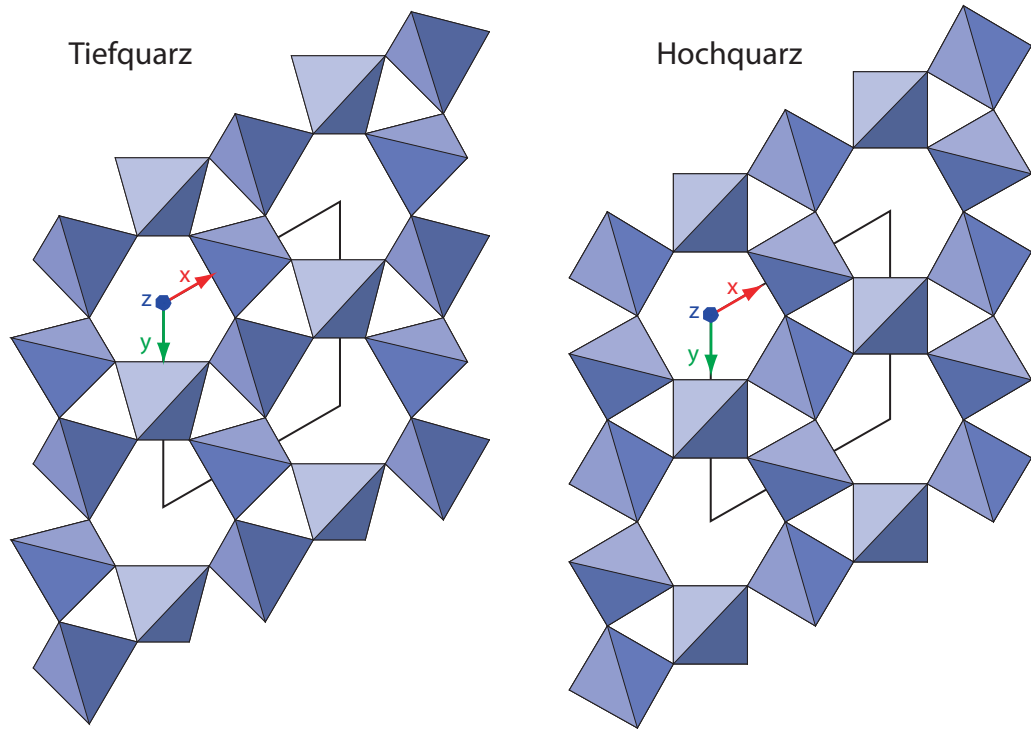
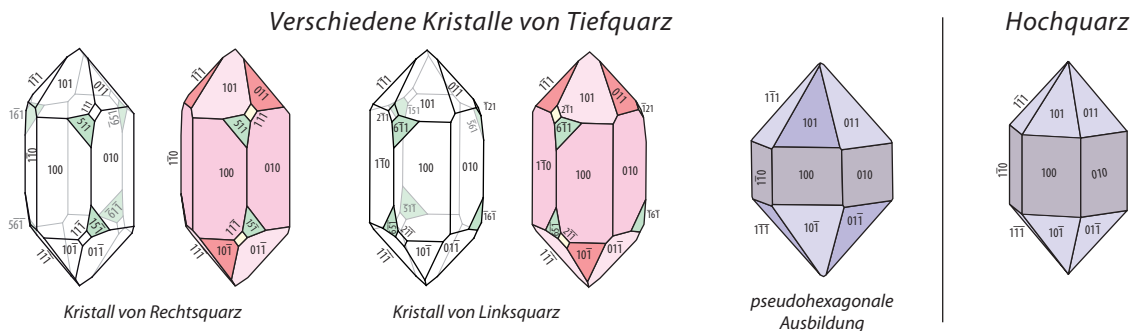


ABBILDUNG 19

Ausschnitte aus der Kristallstruktur von Tiefquarz (bei Raumtemperatur) bzw. Hochquarz (bei 800 °C). Dargestellt sind die SiO_4 -Tetraeder. Die schwarzen Rauten markieren die Abmessungen einer „Elementarzelle“, der kleinsten Einheit der Kristallstruktur, durch deren Reihung man die dreidimensionalen Strukturen erhält. Die Blickrichtung ist parallel der langen Achse.

Ausbildung: sehr variabel; in Gesteinen oder Drusen oft grobkörnige, säulige Kristalle mit 6-eckigem Querschnitt und Dachflächen; derbe Massen; feinkristalline Aggregate. Hochquarz ist nur von der Morphologie her Hochquarz, strukturell dagegen Tiefquarz.



Mit *Rechts-* und *Linksquarz* lassen sich zwei enantiomorphe Formen unterscheiden. Ob Rechts- oder Linksquarz vorliegt, lässt sich mit Hilfe der in der vorigen Abbildung grün dargestellten Trapezoederflächen unterscheiden – sofern sie entwickelt sind. Wenn eine dieser Flächen oben rechts oberhalb der (100)-Prismenfläche zu sehen ist, liegt Rechtsquarz vor; wenn die Trapezoederfläche links oberhalb dieser Prismenfläche auftaucht, handelt es sich um Linksquarz. Die (100)-Fläche liegt unterhalb der (größer ausgebildeten) Hauptrhomboiderfläche (101).

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)

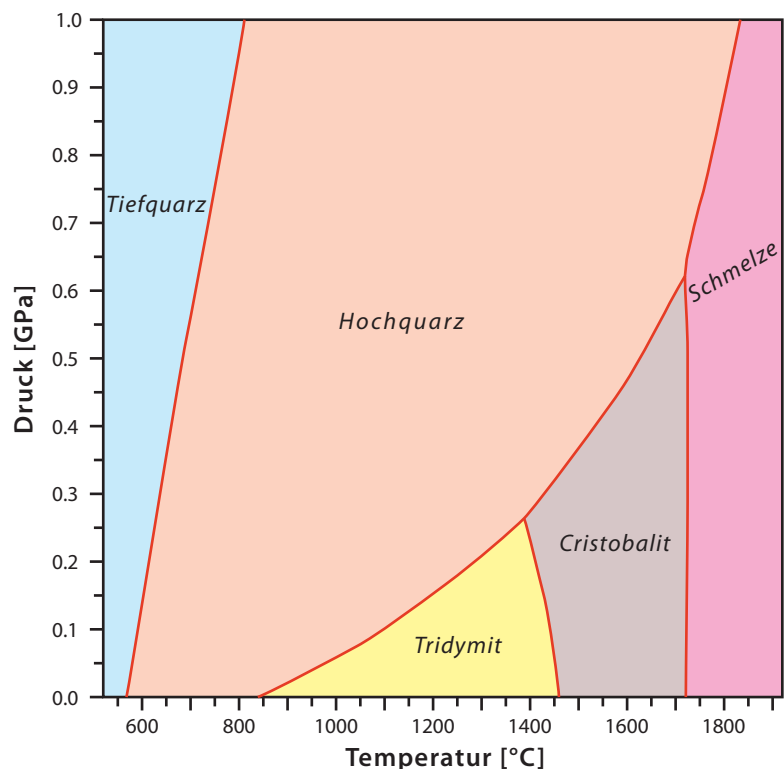


ABBILDUNG 20

Stabilitätsbeziehungen der Phasen im SiO₂-Einstoffsystem; das Stabilitätsfeld der Hochdruckphasen *Coesit* (oberhalb von ≈2.5 GPa) und *Stishovit* (>8.5 GPa) sind nicht dargestellt. Unter den Kontinenten entspricht ein Druck von 2 GPa ungefähr einer Tiefe von 70 km (1 GPa = 10 kbar).

Varietäten:

- Bergkristall** = Klare, durchsichtige, meist stengelige Kristalle mit gut ausgebildeten Kristallflächen
- Amethyst** = grobe Kristalle mit violetter Färbung (Ursache der Färbung: Einbau von Fe³⁺ + Ti + ionisierende Strahlung)
- Rosenquarz** = grobkristallin, aber meist keine Kristallflächen, rosa (geringe Ti- oder Mn-Gehalte + ionisierende Strahlung)
- Rauchquarz** = gelb bis braun, manchmal fast schwarz gefärbter Quarz (Al³⁺, plus ionisierende Strahlung)

Citrin = gelblich gefärbter Quarz (durch feinstverteiltes Fe-Hydroxid)

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

Tigerauge = gelber bis schwarzbrauner, faseriger Quarz als Pseudomorphose nach faserigem Amphibol; wenn letzterer noch teilweise erhalten ist, spricht man von **Falkenaug**; es zeigt wie Tigerauge einen seidigen Schimmer (Chatoyance); das Falkenaug ist blaugrau oder grünblau;

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

Karneol = roter Chalcedon (Färbung durch Eisenoxide)

Achat = lagig gebändertes Aggregat aus Chalcedon; Achate können unterschiedliche Färbung (meist weiß bis grau) aufweisen; als **Onyx** bezeichnet man schwarz-weiß gebänderte Achate (aber leider auch helle gestreifte und transparente Kalksteine)

Aventurinquarz = grün gefärbter derber Quarz (feinste Einlagerungen von grünem Cr-Glimmer = **Fuchsit**) [Vorsicht: Es gibt auch **Aventurinfeldspat**, der ebenfalls Glimmerschüppchen eingelagert enthält.]

Jaspis = mikrokristalliner, feinkörniger, makroskopisch derber Quarz; oft braun oder rot gefärbt durch Hämatitabscheidung

Feuerstein, Flint, Chert = mikrokristalliner, feinkörniger Quarz als Konkretion oder lagige Abscheidung in Kalk

Vorkommen: zweithäufigstes Mineral in der Erdkruste; weit verbreitet in Magmatiten, Sedimenten und Metamorphiten; nur in ultramafischen Gesteinen abwesend

Verwendung: keramische Industrie; Rohstoff für die Gewinnung von Silizium; als Schmuckstein; Schwingquarze für die Elektronik werden heute fast ausschließlich synthetisch hergestellt;

Feldspatgruppe

$K(AlSi_3O_8)$ **Kalifeldspat**

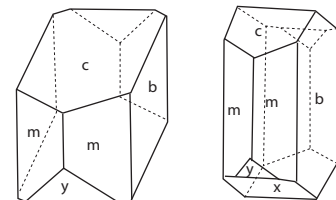
$Na(AlSi_3O_8)$ **Albit (Na-Feldspat)**

$Ca(Al_2Si_2O_8)$ **Anorthit (Ca-Feldspat)**

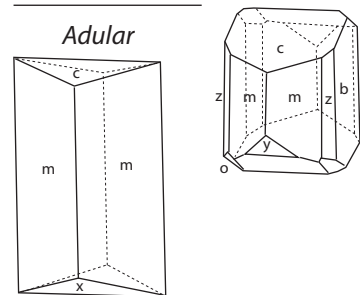
Diese drei Komponenten bilden in beschränktem Maße Mischkristalle (Abbildungen 21 + 22).

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 partiellweise klar durchsichtig sein;



Kristallformen von Orthoklas und Sanidin



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

Adular ist ein meist hydrothermal gebildeter und oft wasserklarer Orthoklas;

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

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

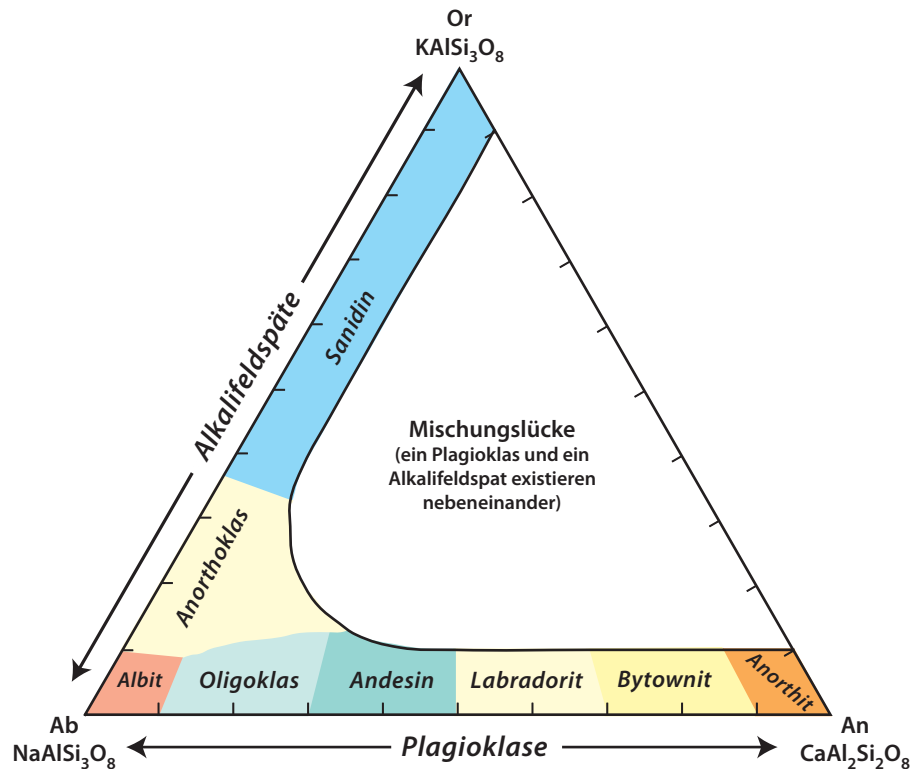


ABBILDUNG 21

Einteilung von Plagioklasen und Hochtemperatur-Alkalifeldspäten. Die Anteile der Komponenten in solchen Dreiecksdiagrammen lassen sich ablesen, wie für das QAPF-Diagramm (Abbildung 33, S.74) beschrieben. – Bitte beachten Sie, dass in der meisten englischsprachigen Literatur Anorthit oben und Orthoklas unten rechts aufgetragen sind.

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

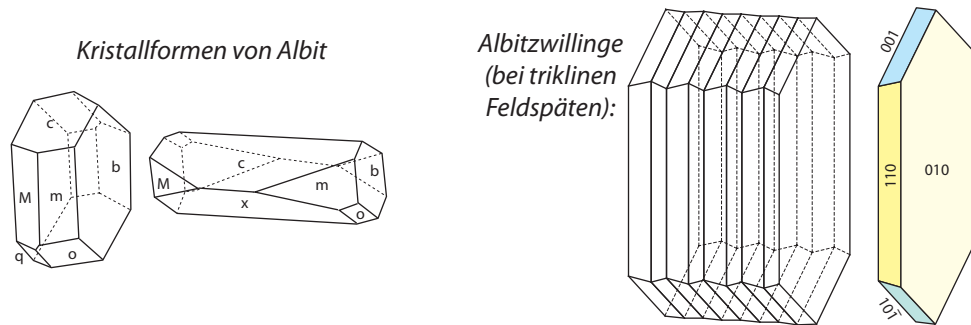
komponente (An):

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

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:

zwei 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 orientierte sehr feine Entmischungen auch Farbschiller (Mondstein – ein Adular, Labradorit mit ca. 50 – 50 Mol.% An)

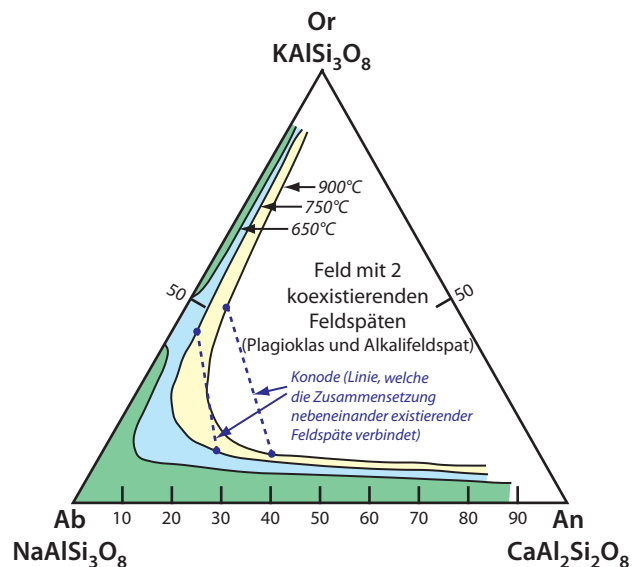
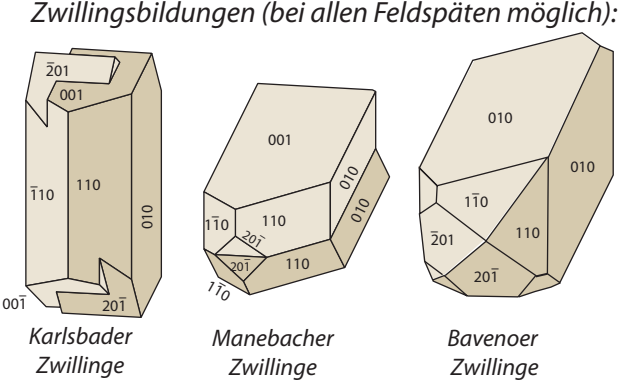
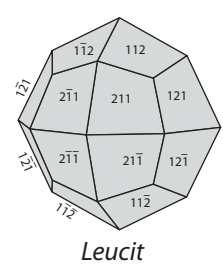
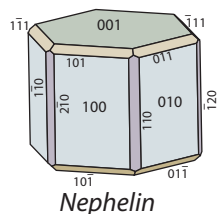


ABBILDUNG 22

Experimentell bestimmte Lage der Mischungslücke im System Or – Ab – An in Abhängigkeit von der Temperatur bei einem H₂O-Partialdruck von 1 kbar

Zwillinge:	<p>Zwillingbildungen sind weit verbreitet; Zwillinge nach den <i>Karlsbader</i>, <i>Manebacher</i> bzw. <i>Bavenoer</i> Gesetzen bei allen Feldspäten auftretend; <i>polysynthetische Zwillinglamellen</i> nach dem <i>Albit-Gesetz</i> und dem Periklingesetz nur bei triklinen Feldspäten</p>	<p>Zwillingbildungen (bei allen Feldspäten möglich):</p>  <p>Karlsbader Zwillinge Manebacher Zwillinge Bavenoer Zwillinge</p>
Vorkommen:	häufigstes Mineral in der Erdkruste; in den meisten Vulkaniten und Plutoniten; in Metamorphiten; auch Neubildung bei der Diagenese	
Verwendung:	in der keramischen Industrie (Porzellan, Glasuren)	
Nephelin	<p>$\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ (meist eher $\text{Na}_3\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_4$) hexagonal (Klasse 6)</p>	
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 Taschenmesserklunge ritzen)	
Bruch:	sehr unvollkommene Teilbarkeit, muscheliger Bruch	
Farbe:	grau, grünlich, bräunlich, rötlich	
Vorkommen:	magmatisch (v.a. Syenite und Phonolithe); vertritt Albit bei SiO_2 -Untersättigung und heißt daher <i>Feldspatvertreter</i> oder <i>Foid</i> ; wie alle Feldspatvertreter nie zusammen mit Quarz	
Verwendung:	zuweilen in der Glas- und Keramikindustrie; selten als Rohstoff für Al	
Leucit	<p>$\text{K}(\text{AlSi}_2\text{O}_6)$ – ein Feldspatvertreter</p>	
Kristallsystem:	<p>Die Hochtemperaturmodifikation ist kubisch (Klasse $m\bar{3}m$), die Tieftemperaturmodifikation ist tetragonal (Klasse $4/m$).</p> <p>Da Leucit nur vulkanisch und subvulkanisch vorkommt (rasche Abkühlung), bleibt bei der Umwandlung die Morphologie des kubischen Leucits erhalten, d.h. es liegen Paramorphosen von tetragonalem Tiefleucit nach kubischem Hochleucit vor.</p>	
Ausbildung:	fast immer Ikositetraeder (24-Flächner), auch „Leucitoeder“ genannt (siehe Abbildung); es ergeben sich achteckige und „rundliche“ Querschnitte	
Härte:	$5\frac{1}{2}$ – 6	



Farbe: weiß bis grau
 Bruch: keine Spaltbarkeit
 Vorkommen: vulkanisch, subvulkanisch in SiO₂-armen Gesteinen

Sodalithgruppe

Feldspatvertreter mit den Gliedern:

Sodalith Na₈(AlSiO₄)₆Cl₂

Nosean Na₈(AlSiO₄)₆(SO₄)

Hauyn (Na,Ca)₈₋₄(AlSiO₄)₆(SO₄)₂₋₁,

die begrenzte Mischkristallbildung aufweisen

Kristallsystem: kubisch (Klasse $\bar{4}3m$)

Ausbildung: in Vulkaniten oft gut ausgebildet, in Plutoniten derb

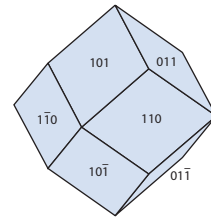
Glanz: Glasglanz bis Fettglanz

Härte: 5 – 6

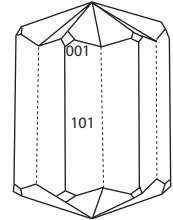
Farbe: Sodalith, Hauyn farblos bis tiefblau; Nosean meist grau, trüb, auch bräunlich

Bruch: Spaltbarkeit wechselnd deutlich in 6 Richtungen, auch uneben

Vorkommen: Nosean, Hauyn nur in Alkalivulkaniten und entsprechenden Auswürflingen; Sodalith in Alkaliplutoniten und entsprechenden Pegmatiten, in Alkalibasalten



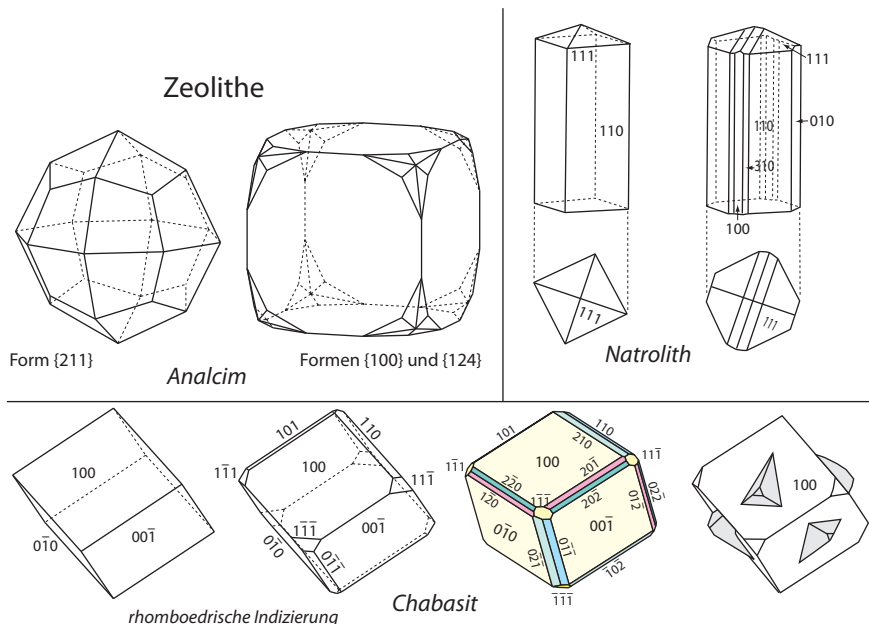
Sodalith



verzerrter Sodalithzwilling

Zeolith-Gruppe

Es handelt sich um Gerüstsilikate, die chemisch den Feldspäten und Feldspatvertretern verwandt sind, zusätzlich jedoch H₂O enthalten (Na, K, Ca, Al, Si, H₂O). Oft bilden sich Zeolithe bei der tieftemperaturierten Umwandlung von Feldspäten und Foiden. Nach der Kristallform unterscheidet man:



Faserzeolithe (z.B. **Natrolith** Na₂Al₂Si₃O₁₀×2H₂O (rhombisch, Klasse mm2)),

Blätterzeolithe (z.B. **Heulandit** CaAl₂Si₇O₁₈×6H₂O (monoklin,

Klasse 2/m)),

Würfelzeolithe (z.B. *Chabasit* $(Ca, Na)_2 Al_2 Si_4 O_{12} \times 6 H_2 O$ (trigonal, Klasse $\bar{3}m$))

Analcim $[Na(AlSi_2 O_6) \times H_2 O]$ kubisch, Klasse $m\bar{3}m$] bildet wie Leucit Ikositetraeder.

Vorkommen: hydrothermal, sedimentär und metamorph (nur bei tiefen Temperaturen)

Verwendung: synthetisch hergestellte Zeolithe spielen als Ionenaustauscher („Molekularsieb“), als Katalysatoren und als Adsorbentien in der Petroleumindustrie eine wichtige Rolle;

1.5.7 Oxide und Hydroxide

Rutil

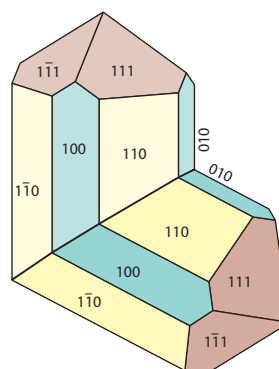
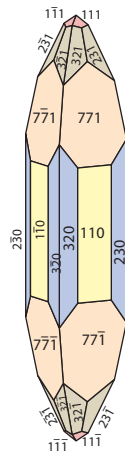
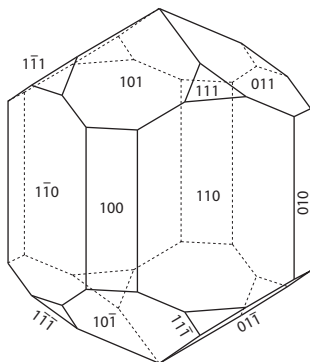
Kristallsystem:

Ausbildung:

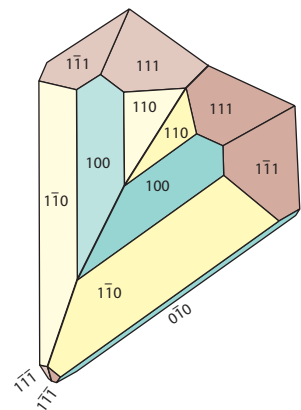
TiO_2

tetragonal (Klasse 4/mmm)

stengelige Kristalle, manchmal verzwillingt (*Kniezwillinge*, *Herz-zwillinge*); Streifung auf den Flächen



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



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

Härte:

$6 - 6\frac{1}{2}$

Bruch:

eine mäßig gute Spaltbarkeit

Farbe:

(rot)braun bis schwarz

Glanz:

halbmetallisch

Dichte:

4.2

Vorkommen:

metamorph; detritisch in Sedimenten (Schwermineral)

Verwendung:

wichtiger Rohstoff (v.a. Rutil aus Seifenlagerstätten) für die Gewinnung des Leichtmetalls Ti; reines TiO_2 als weißes Pigment (Farbenindustrie)

Bemerkung:

TiO_2 kommt noch in den beiden folgenden erheblich selteneren Modifikationen vor:

Anatas

Kristallsystem:

TiO_2

tetragonal (Klasse 4/mmm)

Ausbildung:

spitze bis flache Bipyramiden, tafelig; praktisch nur aufgewachsen

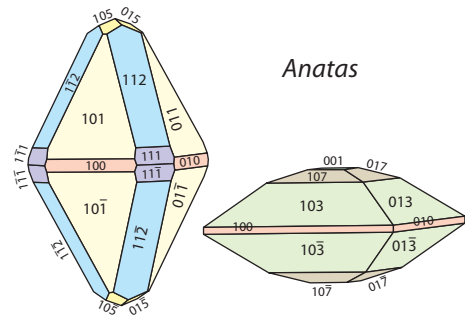
Härte:

$5\frac{1}{2} - 6$

Bruch:

Spaltbarkeit meist nicht sichtbar

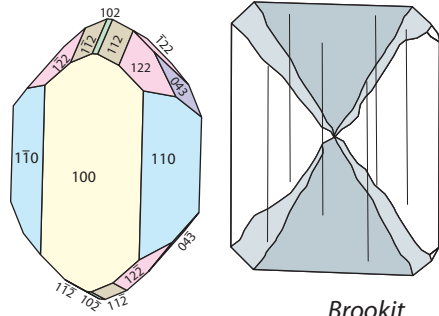
Farbe: farblos, rosa, rot, gelb, braun, blau, schwarz
 Glanz: Metall- bis Diamantglanz
 Dichte: 3.8 – 3.9
 Vorkommen: alpine Klüfte; sekundär als Umwandlungsprodukt verschiedener Ti-Minerale



Anatas

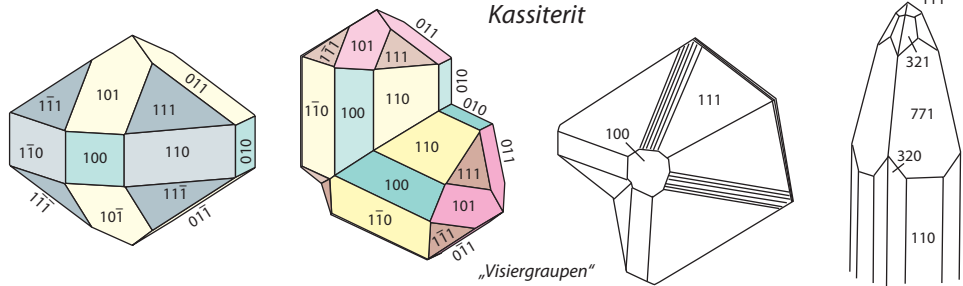
Brookit TiO_2
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: dünn tafelige Kristalle, selten scheinbar hexagonale Bipyramiden; tafelige Kristalle alpiner Klüfte sind oft gestreift und zeigen in der Mitte eine schwärzliche sanduhrförmige Zeichnung (siehe Skizze)

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 verzwilligt (*Kniezwillinge*: „*Visiergrauen*“; Habitus ist temperaturabhängig)



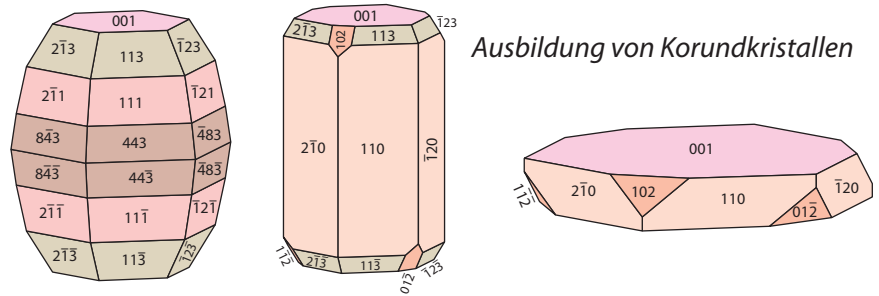
Kassiterit

„Visiergrauen“

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 in Seifen angereichert (verwitterungsresistentes Schwermineral)
 Verwendung: wichtigstes Sn-Erz

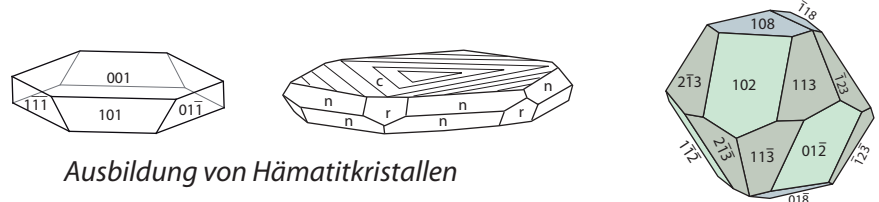
Korund Al_2O_3
 Kristallsystem: trigonal (Klasse $\bar{3}m$)
 Ausbildung: tafelige bis säulige Kristalle mit sechseckigem Querschnitt; oft

Härte: tonnenförmig
 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 (Gesteine hoher Entstehungstemperatur)
 Verwendung: Rubin und Saphir als Edelsteine; Korund als Schleifmittel, in der Feuerfestindustrie; viel Korund wird synthetisch hergestellt;



Ausbildung von Korundkristallen

Hämatit
 Kristallsystem: trigonal (Klasse $\bar{3}m$)
 Ausbildung: oft schuppige Massen (*Eisenglimmer*); blättrige Kristalle, die zu Rosetten aggregiert sein können; *Specularit* nennt man plattige Kristalle mit spiegelglatter Oberfläche; manchmal auch faserig in radialstrahligen Aggregaten („Roter Glaskopf“); derb; *Martit* ist eine Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit

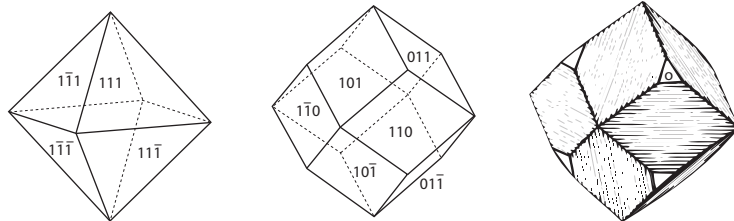


Ausbildung von Hämatitkristallen

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
 Verwendung: wichtiges Eisenerz

Magnetit
 Kristallsystem: kubisch (Klasse $m\bar{3}m$)
 Ausbildung: oft oktaedrische Kristalle, aber auch derb
 Härte: 6
 Dichte: 5.2
 Farbe: schwarz bis grauschwarz

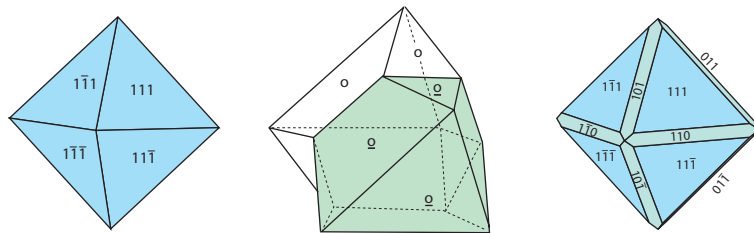
Strichfarbe:	grau
Glanz:	(fettig) metallisch
Bruch:	keine Spaltbarkeit
Besonderheit:	magnetisch (mit Handmagnet oder Taschenkompass prüfen)
Vorkommen:	magmatisch, metamorph
Verwendung:	wichtiges Eisenerz; Ti-reicher Magnetit (<i>Titanomagnetit</i>) ist ein wichtiger Rohstoff für die Gewinnung von Ti und TiO_2 ;



Ausbildung von Magnetitkristallen

Chromit	$Fe(Cr, Fe^{3+})_2O_4$
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)
Verwendung:	einziges wichtiges Chromerz

Spinell	$MgAl_2O_4$ – Spinell s. str. $Fe^{2+}Al_2O_4$ – <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

Verwendung: Spinell im engeren Sinn als hochfeuerfestes Material und als Edelstein

Ilmenit

Kristallsystem:

FeTiO_3
trigonal (Klasse $\bar{3}$)

Ausbildung:

tafelige Kristalle oder derb

Farbe:

schwarz (violetter Farbstich)

Strichfarbe:

schwarz; nach intensivem Verreiben rotbraun

Glanz:

metallisch bis
halbmetallisch

Härte:

$5\frac{1}{2} - 6$

Dichte:

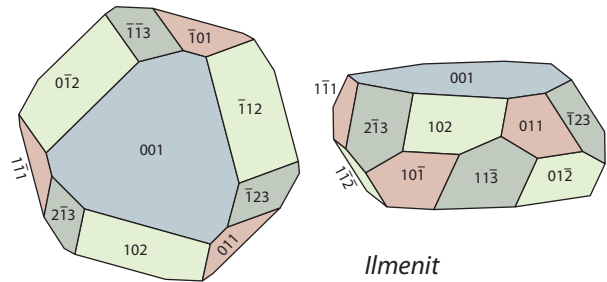
4.7

Vorkommen:

magmatisch,
metamorph

Verwendung:

als Rohstoff zur Herstellung von TiO_2 (weißes Pigment) und Ti



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:

eine 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:

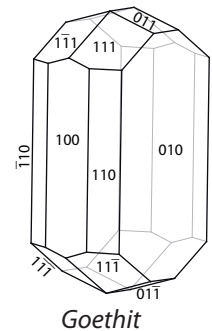
Verwitterungsbildung; in der Oxidationszone sulfidischer Mineralisationen

Verwendung:

als Rohstoff für die Eisengewinnung

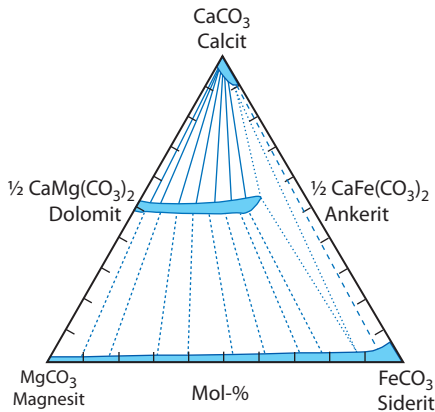
Anmerkung:

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.



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 die trigonale, die größeren (Sr, Ba, Pb) in die rhombische Kristallstruktur, in der die Kationen von mehr Sauerstoffen (9) umgeben sind als in der trigonalen Struktur (6 Sauerstoffe). Ca stellt einen Grenzfall dar – es passt in beide Strukturtypen, abhängig von den Temperatur- und Druckbedingungen.

Zwischen den einzelnen Mineralen innerhalb der Reihen ist Ionensubstitution möglich (siehe Skizze²), teilweise sogar isomorphe Mischbarkeit (z.B. Magnesit – Siderit; Mischkristalle heißen *Brunnerit*). 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:

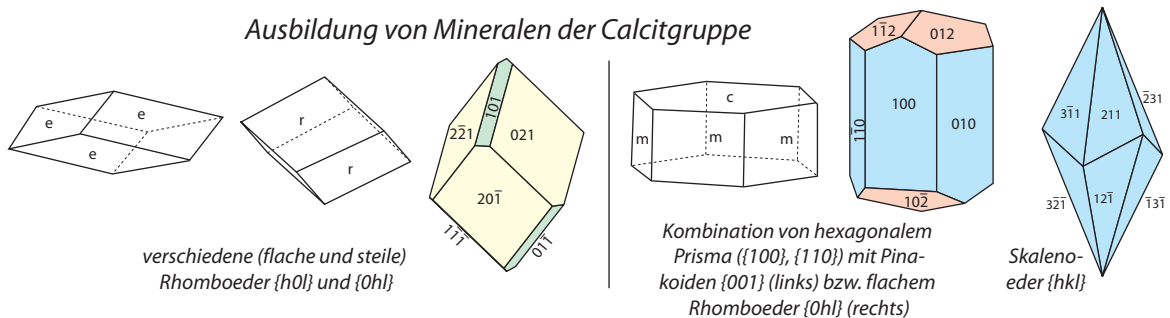
CaCO_3

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

Ausbildung von Mineralen der Calcitgruppe



Farbe:

weiß bis grau, selten auch gelb, rosa, braun

- Neben den blauen Feldern der Mischkristallzusammensetzungen sind in dieses Diagramm durchgezogene und gestrichelte Linien eingetragen, die anzeigen, welche Zusammensetzungen Karbonate haben könnten, die nebeneinander auftreten. Meist sind dies nur jeweils zwei Karbonate, z.B. ein MgCO_3 - FeCO_3 -Mischkristall plus Dolomit oder Calcit plus Dolomit. Nahe der Calcit-Siderit-Seite des Dreiecks dürfen aber auch drei Karbonate nebeneinander auftreten (durch ein gestricheltes Dreieck markiert).

Bruch: drei vollkommene Spaltbarkeiten, die sich in Winkeln von ca. 75° bzw. 105° schneiden (Spaltrhomboeder – siehe Skizzen in der vorigen Abbildung links);
dies ist das wichtigste gemeinsame Erkennungsmerkmal aller trigonalen Karbonate (Calcitreihe)!

Härte: 3

Dichte: 2.7

Vorkommen: sedimentär; metamorph; selten magmatisch (Karbonatite)

Verwendung: wasserklarer *Doppelspat* (inzwischen selten geworden) in der optischen Industrie (Nicolsche Prismen); calcitreiche Gesteine (Kalke) zur Herstellung von gebranntem Kalk, in der Zementindustrie, Düngemittelindustrie, zur Glasherstellung

Besonderheit: reagiert heftig mit kalter, verdünnter (1n) HCl

Aragonit

CaCO3

Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)

Ausbildung: Kristalle mit Endflächen häufig: säulig-pyramidal, tafelig und oft pseudo-hexagonale Drillinge

Farbe: farblos, weiß, gelblich, selten bräunlich

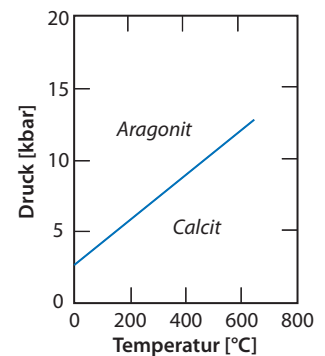
Bruch: eine mäßig gute und eine schlechte Spaltbarkeit (insgesamt deutlich schlechter als Calcit)

Härte: 3^{1/2} – 4

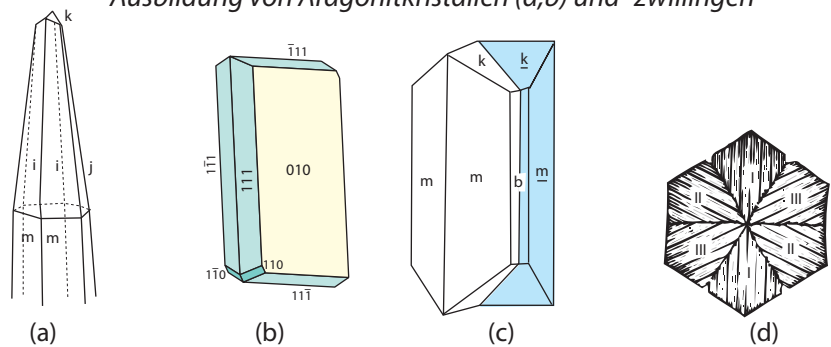
Dichte: 3.0

Vorkommen: metamorph (hohe Drücke – siehe obige Skizze); sedimentär und in Organismen (metastabil)

Besonderheit: braust mit kalter, verdünnter (1n) HCl



Ausbildung von Aragonitkristallen (a,b) und -zwillingen



Magnesit

MgCO3

Kristallsystem: trigonal (Klasse $\bar{3}m$)

Ausbildung: meist feinkörnig derb, selten rhomboedrische Kristalle

Farbe: weiß, gelblich, grau, gelbbraun

Bruch: drei vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltrhomboeder)

Härte: 3^{1/2} – 4

Dichte: 3.0 – 3.2

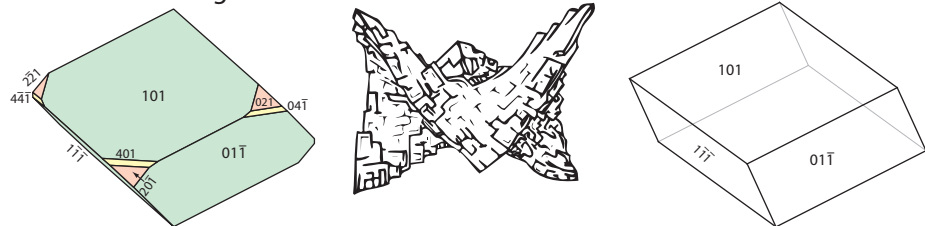
Vorkommen: sedimentär, metamorph

Verwendung: Rohstoff für die Feuerfestindustrie
 Besonderheit: reagiert *nicht* 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: drei vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltrhomboeder)
 Härte: $3\frac{1}{2} - 4$
 Dichte: 4.0
 Vorkommen: sedimentär; magmatisch in Karbonatiten
 Verwendung: Rohstoff für die Eisengewinnung
 Besonderheit: reagiert nicht mit kalter verdünnter (1n) HCl

Dolomit-Ankerit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 - \text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{CO}_3)_2$
 Kristallsystem: trigonal (Klasse $\bar{3}$)
 Ausbildung: oft in gut ausgebildeten Kristallen mit gebogenen Flächen (manchmal in Sattelform – mittlere Skizze)

Ausbildung von Dolomitkristallen

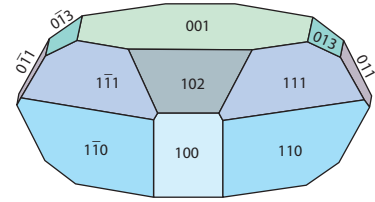
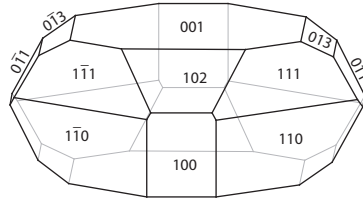


Farbe: weiß bis grau, rosa, fleischfarben, bräunlich
 Bruch: drei gute Spaltbarkeiten (rhomboedrisch – wie Calcit)
 Härte: $3\frac{1}{2} - 4$
 Dichte: 2.9
 Vorkommen: sedimentär, metamorph, magmatisch in Karbonatiten
 Besonderheit: reagiert mit warmer, aber nicht mit kalter verdünnter (1n) HCl (feines Pulver reagiert langsam mit kalter verdünnter HCl)
 Verwendung: wichtiger Rohstoff für die Feuerfest- und Baustoffindustrie, untergeordnet für die Düngemittelindustrie

Malachit $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: gut ausgebildete Kristalle selten; meist faserige, radialstrahlige Aggregate, aber auch feinkörnig derb-massig
 Farbe/Strichfarbe: grün
 Vorkommen: in der Oxidationszone von Cu-haltigen Mineralisationen
 Verwendung: im Kunstgewerbe, als Schmuckstein

Azurit $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: Kristalle zeigen meist keine gut ausgebildete Flächen; radial-

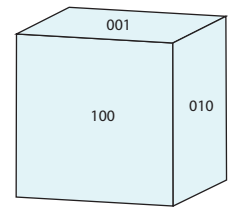
Farbe/Strichfarbe: strahlige Aggregate
 azurblau
 Härte: $3\frac{1}{2} - 4$
 Vorkommen: in der Oxidationszone von Cu-haltigen Mineralisationen



Azurit

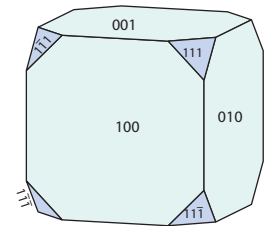
1.5.9 Halogenide

Halit (Steinsalz) NaCl
 Kristallsystem: kubisch (Klasse m3m)
 Ausbildung: meist derbe Massen; würfelige Kristalle
 Farbe: farblos durchsichtig, weiß, rötlich (feinste Einlagerungen von Hämatit); selten blau (Strahlungsverfärbung)



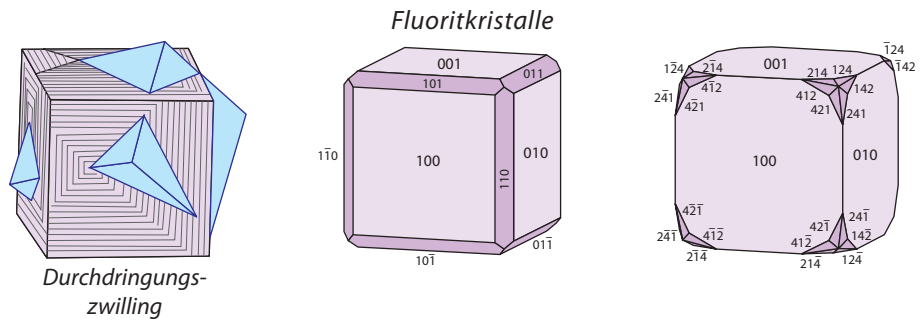
Bruch: drei vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltwürfel)
 Härte: $2\frac{1}{2}$
 Dichte: 2.2
 Besonderheit: schmeckt salzig (Speisesalz); löst sich in Wasser
 Vorkommen: sedimentär in Evaporiten
 Verwendung: in der chemischen Industrie (Herstellung von Soda, Salzsäure); als Speisesalz

Sylvin KCl
 Kristallsystem: kubisch (Klasse m3m)
 Ausbildung: meist derbe Massen; würfelige Kristalle
 Farbe: farblos durchsichtig, jedoch auch weiß oder durch feinste Hämatiteinlagerungen rötlich oder gelblich gefärbt



Bruch: drei vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltwürfel)
 Härte: 2
 Dichte: 2.0
 Besonderheit: schmeckt salzig (bitterer als NaCl); löst sich in Wasser
 Vorkommen: sedimentär in Evaporiten
 Verwendung: in der Düngemittelindustrie

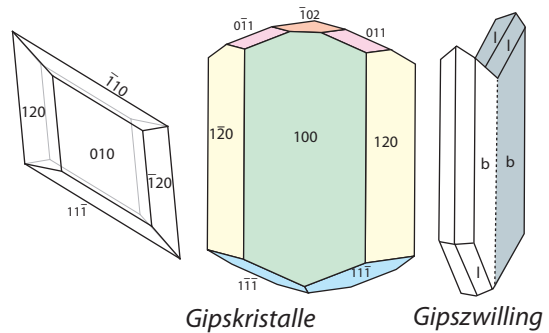
Fluorit (Flußspat) CaF₂
 Kristallsystem: kubisch (Klasse m3m)
 Ausbildung: meist grobkörnig; würfelige, selten auch oktaedrische Kristalle
 Farbe: sehr variabel, meist grünlich, gelb, blaugrün, violett, aber auch farblos, weiß, rosa, bräunlich
 Bruch: vier vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltoktaeder)



Härte: 4
 Dichte: 3.2
 Vorkommen: in hydrothermalen Gangmineralisationen; selten sedimentär oder magmatisch
 Verwendung: reinste Kristalle in der optischen Industrie (Prismen und Linsen); hauptsächlich aber als Flussmittel in der Metallurgie; in der chemischen Industrie (Herstellung von Flusssäure HF und elementarem Fluor)

1.5.10 Sulfate

Gips
 Kristallsystem: $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ monoklin (Klasse 2/m)
 Ausbildung: derb/dicht (*Alabaster*); parallelfaserig (*Fasergips*); tafelige Kristalle

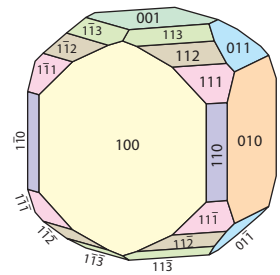


Farbe: farblos durchsichtig (*Marienglas*), weiß bis grau
 Bruch: eine vollkommene und zwei mäßig gute Spaltbarkeiten
 Härte: 2
 Dichte: 2.3
 Vorkommen: sedimentär in Evaporiten; auch durch Wasseraufnahme aus Anhydrit
 Verwendung: in der Bauindustrie, Düngemittelindustrie, Zementindustrie, keramische Industrie; als Füllstoff; beim Entwässern entsteht zunächst das Halbhydrat, $\text{CaSO}_4 \times 1/2\text{H}_2\text{O}$ (*Bassanit*), das als Stuckgips bekannt ist; dieser nimmt Wasser unter Bildung von Gips rasch wieder auf und wird dann fest;

Anhydrit
 Kristallsystem: CaSO_4 orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: meist derbe Massen; gut ausgebildete Kristalle selten
 Farbe: farblos, weiß bis grau, selten blau bis violett
 Bruch: zwei vollkommene und eine gute Spaltbarkeit
 Härte: 3 – 3 1/2

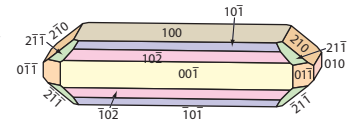
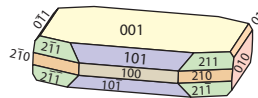
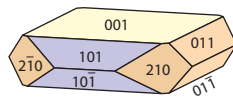
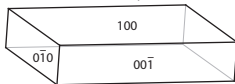
Dichte: 2.9
 Vorkommen: sedimentär in Evaporiten, oft zusammen mit Gips; auch metamorph aus Gips
 Verwendung: zur Herstellung von Schwefelsäure, in der Baustoffindustrie

Anhydrit



Baryt (Schwerspat) $BaSO_4$
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: tafelige Kristalle; blättrige Rosetten; körnig-derb

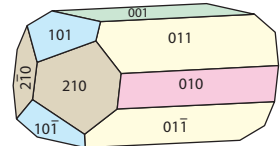
Barytkristalle



Farbe: farblos, weiß, hellrosa, hellblau, hellgelb
 Bruch: eine vollkommene und eine gute Spaltbarkeit
 Härte: $3 - 3\frac{1}{2}$
 Dichte: 4.5
 Vorkommen: in hydrothermalen Mineralisationen; sedimentär
 Verwendung: in der Farbenindustrie (weißes Pigment), als Füllstoff (in Papier, Kautschuk), in Bohrspülungen, zur Herstellung von Schwerbeton, im Strahlenschutz (Abschirmplatten) und in der Medizin (Kontrastmittel)

Coelestin $SrSO_4$
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: tafelige Kristalle, auch faseriger Habitus
 Farbe: farblos, weiß bis schwach blau oder rosa
 Bruch: eine vollkommene und eine gute Spaltbarkeit
 Härte: $3 - 3\frac{1}{2}$
 Dichte: 4.0
 Vorkommen: in Sedimenten; selten in hydrothermalen Mineralisationen
 Verwendung: in der Pyrotechnik (karminrote Flammen), zur Sr-Gewinnung

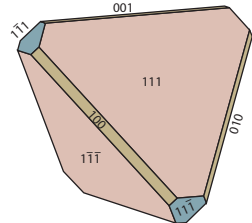
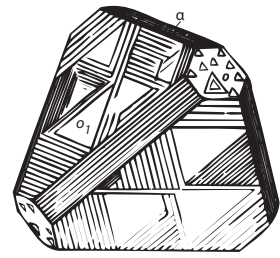
Coelestin



1.5.11 Phosphate

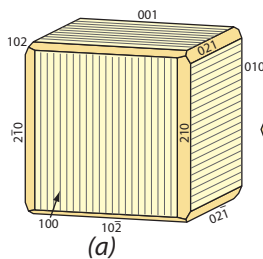
Apatit $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$
 Kristallsystem: hexagonal (Klasse 6/m)
 Ausbildung: meist säulige bis nadelige Kristalle; auch massig-derb; kryptokristallin als *Collophan* (Phosphorite)
 Farbe: farblos, weiß, gelb, grünlich, bräunlich, bläulich, violett
 Bruch: eine schlechte Teilbarkeit quer zur Längserstreckung der Säulen
 Härte: 5
 Dichte: 3.2
 Vorkommen: kommt in allen Bildungsbereichen vor („Durchläufer“), deshalb akzessorisch in fast allen Gesteinen; in Phosphoriten (als *Collophan*); in Knochen und Zähnen

Bruch: sechs vollkommene Spaltbarkeiten (aber bei Feinkörnigkeit oft nicht zur Bestimmung nutzbar)
 Härte: $3\frac{1}{2} - 4$
 Dichte: 3.9 – 4.0
 Vorkommen: in hydrothermalen Gangmineralisationen und Skarnen; sehr häufig zusammen mit Bleiglanz auftretend
 Verwendung: wichtigstes Mineral zur Gewinnung von Zink und seiner Verbindungen; als Nebenprodukte werden Cadmium und Germanium daraus gewonnen;

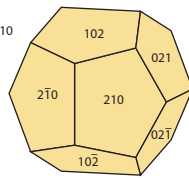


Kristalle von Zinkblende

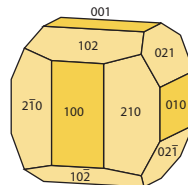
Pyrit FeS_2
 Kristallsystem: kubisch (Klasse $m\bar{3}$)
 Ausbildung: meist gut ausgebildete würfelige, pentagondodekaedrische („pyritoedrische“, Skizze b in nachfolgender Abbildung) oder oktaedrische Kristalle (d); würfelige Kristalle weisen meist eine Striemung parallel der Kanten auf (Skizze a); diese Striemung (*Kombinationsstriefung*) entspricht den Richtungen der horizontalen und vertikalen Kanten des Pentagondodekaeders (Form {210}) im Sinn treppenartig angeordneter {210}-Flächen (kleine {210}-Flächen sind in der Zeichnung noch angedeutet); Zwillinge von zwei sich durchkreuzenden Pentagondodekaedern bilden *Zwillinge des Eisernen Kreuzes* (rechte Skizze; unterschiedliche Farben von gelb und grün der Flächen und von rot und schwarz der Miller-Indices kennzeichnen die beiden Pentagondodekaeder);



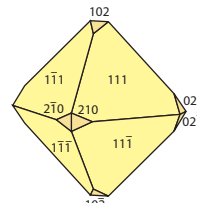
(a)



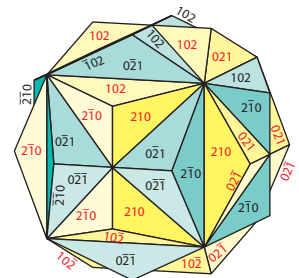
(b)



(c)



(d)

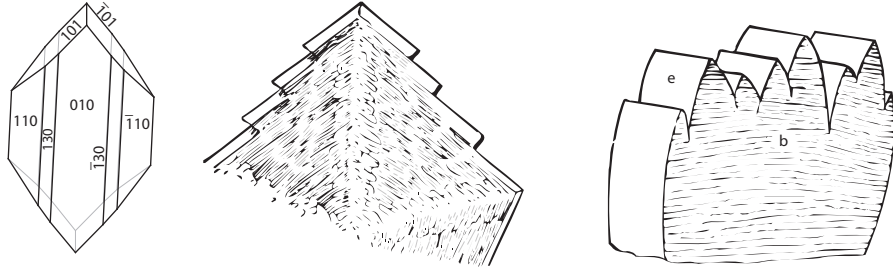


(e)

Ausbildung von Pyrit

Farbe: fahlgelb bis messingfarben
 Strichfarbe: grünschwarz bis braunschwarz
 Bruch: muscheliger Bruch
 Härte: $6 - 6\frac{1}{2}$
 Dichte: 5.0
 Vorkommen: häufigstes Sulfidmineral; in fast allen sulfidischen Mineralisationen (hydrothermal, metamorph, sedimentär; auch in magmatischen Gesteinen) – „Durchläufer“
 Verwendung: zur Herstellung von Schwefelsäure H_2SO_4 ; nur untergeordnet als Eisenerz

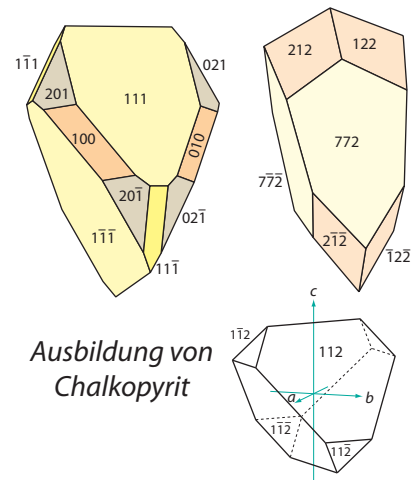
Markasit FeS_2
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)
 Ausbildung: meist tafelige oder prismatische Kristalle, die häufig radialstrahlige, speerförmige, oder hahnenkammartige Aggregate (siehe mittlere und rechte Skizze) bilden



Ausbildung von Markasit

Farbe: messinggelb, gegenüber Pyrit mit einem Stich ins Grüne, oft dunkel angelaufen
 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 Koncretion in Tonen, Mergeln, Kalken; in hydrothermalen Mineralisationen

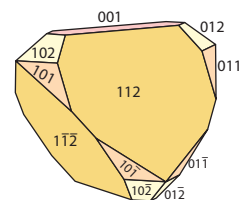
Chalkopyrit (*Kupferkies*) CuFeS_2
 Kristallsystem: tetragonal (Klasse $\bar{4}2\text{m}$)
 Ausbildung: meist derbe Massen
 Farbe: messingfarben; oft bronzene oder bunte Anlauffarben
 Strichfarbe: grünschwarz
 Glanz: metallisch
 Bruch: keine Spaltbarkeit
 Härte: $3\frac{1}{2} - 4$
 Dichte: 4.2
 Vorkommen: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



Ausbildung von Chalkopyrit

Verwendung: wichtigstes Kupfererz; Lagerstätten sind v.a. an intermediäre (porphyrische Cu-Lagerstätten) und an basische Magmatite gebunden (Lagenintrusionen).

Bornit (*Buntkupferkies*) Cu_5FeS_4
 Kristallsystem: tetragonal (Klasse $\bar{4}2\text{m}$)
 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
 Verwendung: wichtiges Kupfererz

Molybdänglanz (*Molybdänit*) 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: eine vollkommene Spaltbarkeit (schuppt ab)
 Härte: $1 - 1\frac{1}{2}$
 Dichte: 4.7
 Vorkommen: als späte Bildung in Granitoiden (pegmatitisch bis hochtemperiert-hydrothermal), auch vulkanisch und subvulkanisch (porphyrische Mo-Lagerstätten)
 Verwendung: bei weitem wichtigstes Molybdänerz; MoS_2 wird als Schmiermittel benutzt; Mo wird zur Herstellung von Stählen verwendet; als Nebenprodukt wird das Metall Rhenium aus Molybdänglanz gewonnen;

1.5.13 Elemente

Kohlenstoff C

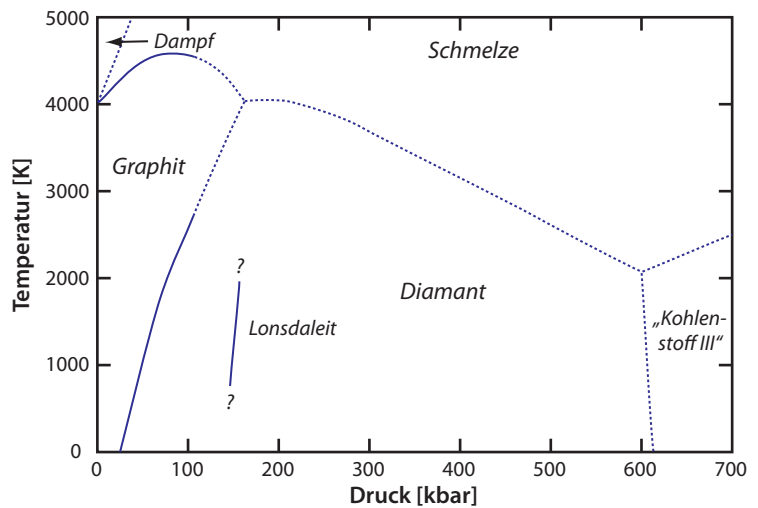


ABBILDUNG 23

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

Kohlenstoff ist polymorph; als Minerale (= in der Natur) kommen aber nur die Modifikationen Graphit und Diamant vor (Abbildung 23). Sie unterscheiden sich in ihren physikalischen Eigenschaften erheblich voneinander: In der Härte (siehe unten); zudem ist Graphit ein guter Wärme- und Elektrizitäts-

leiter, während Diamant zwar ebenfalls eine gute Wärmeleitfähigkeit, jedoch eine schlechte elektrische Leitfähigkeit besitzt.

• **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)

Glanz:

metallisch

Bruch:

eine vollkommene Spaltbarkeit; schuppt leicht ab (färbt grau)

Härte:

1

Dichte:

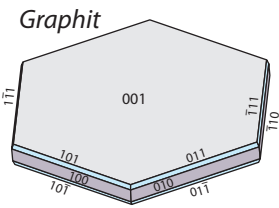
2.2

Vorkommen:

metamorph; selten magmatisch

Verwendung:

als Schmiermittel, für Elektroden, Graphittiegel, Bleistifte, Farben; der meiste Graphit wird synthetisch hergestellt;



• **Diamant**

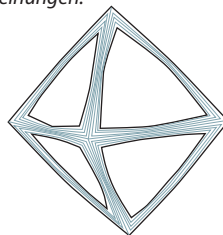
Kristallsystem:

kubisch (Klasse m3m)

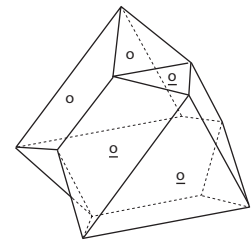
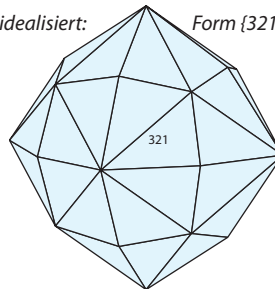
Ausbildung:

oft gut ausgebildete oktaedrische, seltener würfelige oder unregelmäßig begrenzte Kristalle

Oktaeder mit Lösungserscheinungen:



idealisiert: Form {321}



Diamantkristalle

Farbe:

meist blassgelb bis farblos; selten blassorange, blassgrün, blassblau, blassbraun

Bruch:

drei vollkommene Spaltbarkeiten (oktaedrisch)

Härte:

10

Dichte:

3.5

Vorkommen:

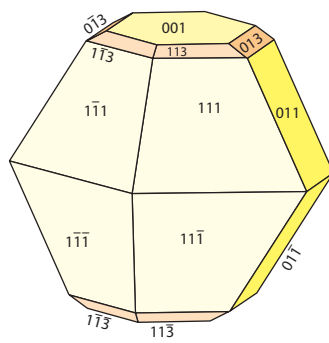
als Fragment aus dem Erdmantel in – nur in den Kratongebieten der Erde auftretenden – *Kimberliten* (das sind ultramafische CO₂-reiche stark brekziöse Vulkanite; darin treten Diamanten als separate Kristalle und in Fremdgesteinseinschlüssen auf: Eklogite und Peridotite); in Metamorphiten (mikroskopisch klein und nur von wissenschaftlichem Interesse); infolge der Verwitterungsresistenz in Seifen sekundär angereichert

Verwendung:

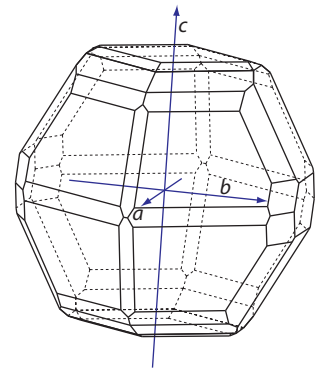
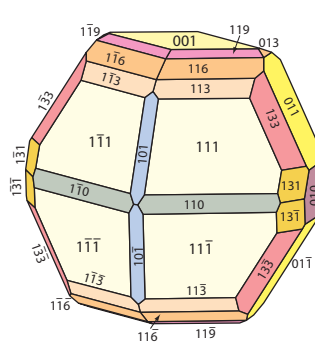
als Edelstein; als extrem hartes Material zum Schneiden, Fräsen, Ritzen, Schleifen, Polieren; große Anteile der industriell verwendeten Diamanten werden synthetisch hergestellt;

Schwefel	S
Kristallsystem:	orthorhombisch (α -Schwefel; Klasse mmm)
Ausbildung:	meist körnig-derb, aber auch gut ausgebildete Kristalle
Farbe:	gelb, manchmal durchscheinend
Glanz:	harzig
Bruch:	keine Spaltbarkeit
Härte:	$1\frac{1}{2} - 2\frac{1}{2}$
Dichte:	2.1
Vorkommen:	vulkanisch-exhalativ; sedimentär
Verwendung:	überwiegend zur Herstellung von Schwefelsäure; daneben in der Gummiindustrie, zur Schädlingsbekämpfung, für Feuerwerkskörper

Kristalle von Schwefel



zwei identische Darstellungen eines anderen Kristalls



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* = Mg–Fe-reiche) Schmelzen oder Gesteine (geringe SiO_2 -Gehalte, höhere Gehalte an MgO, FeO, CaO) von *sauren* (*felsischen* = reich an Feldspäten und SiO_2 (als Quarz)) Schmelzen oder Gesteinen (hohe SiO_2 -Gehalte, niedrigere Gehalte an MgO, FeO, CaO). Oft wird noch weiter unterschieden in *ultrabasisch* (= *ultramafisch*, < 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. Als Faustregel gilt: *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.

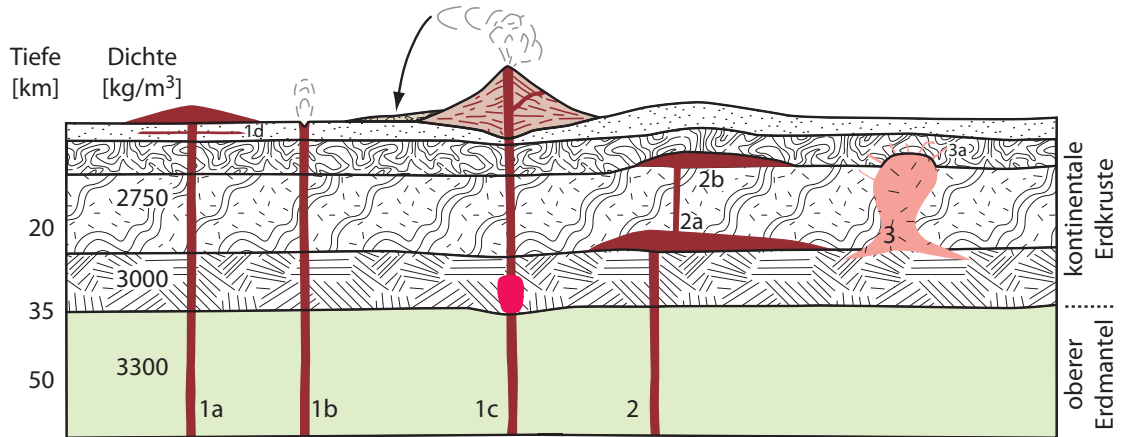


ABBILDUNG 24

Schematische Skizze der Entstehung magmatischer Gesteine ohne Darstellung des plattentektonischen Zusammenhangs. Basaltische Schmelzen entstehen im *Erdmantel*. Beim raschen Aufstieg dieser sehr heißen Magmen ($\geq 1200\text{ °C}$) an die Erdoberfläche (oder an den Meeresboden) werden Deckenergüsse oder große Schildvulkane gebildet. Solche Magmen fließen meist ruhig aus und erstarren infolge rascher Kristallisation feinkörnig bis dicht (1a), z.B. auf Hawaii oder Island, im Dekkan im Westen von Indien oder im Vogelsberg, dem größten Vulkanbau in Mitteleuropa. Gasreiche Schmelzen (H_2O , CO_2) werden explosiv ausbrechen (1b); 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 kristallisieren (2a, 2b). In einigen Kilometern Tiefe (2b) entstehen dabei grobkörnige *Gabbros* oder *Norite*, z.B. als Teile von *Lagenintrusionen* wie dem *Bushveld-Komplex* in Südafrika. Ein *Lakkolith* ist ein pilzförmiger Körper in geringer Tiefe, der die Gesteine darüber aufgewölbt hat (2b). Die Basaltmagmen können ihre chemische Zusammensetzung auch durch Ausscheidung von Mineralen wie Olivin, Pyroxenen und Ca-reichen Plagioklasen soweit verändern, dass die Restmagmen weniger dicht werden als das umgebende Gestein. In Subduktionszonen oder durch *Assimilation* (= Aufnahme von Nebengestein) von Metasedimenten werden sie zudem reicher an flüchtigen Komponenten (H_2O , CO_2 , Halogene), die sich nahe der Erdoberfläche als Gasphase entmischen können. Die Restmagmen können an die Erdoberfläche aufsteigen und einen Vulkan aufbauen (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. Von allen Intrusionen können Gänge ausgehen. Für Gänge, welche das Nebengestein diskordant durchschlagen (3a), ist das englische Wort *Dike* gebräuchlich; solche, die konkordant zu den Schichtflächen von Sedimenten bzw. der Foliation von Metamorphiten intrudiert sind (1d), heißen *Lagergang* oder (englisch) *Sill*. Die Ganggesteine sind dunkle *Lamprophyre* oder helle *Aplite* (beide feinkörnig) sowie helle *Pegmatite* (grob- bis riesenkörnig).

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. Ganggesteine stellen einen Übergangstyp zwischen Plutoniten und Vulkaniten dar; sie sind meist feinkörnig oder enthalten grobe Einsprenglinge in einer klein- bis feinkörnigen Grundmasse.

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.

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 *Bowen'sche Reaktionsreihe* bekannt und in Abbildung 25 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 Forsteritkompo-

nente 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 Bowen'sche Reaktionsreihe die magmatische Fraktionierung in der Natur nur unvollständig beschreibt (Granite entstehen in den meisten Fällen nicht durch Differenzierung einer basaltischen Ausgangsschmelze, sondern durch partielle Aufschmelzung z.B. von Gneisen!), vermittelt das Modell eine leicht einzuprägende Vorstellung der Ausscheidungsfolge wichtiger Minerale aus Schmelzen.

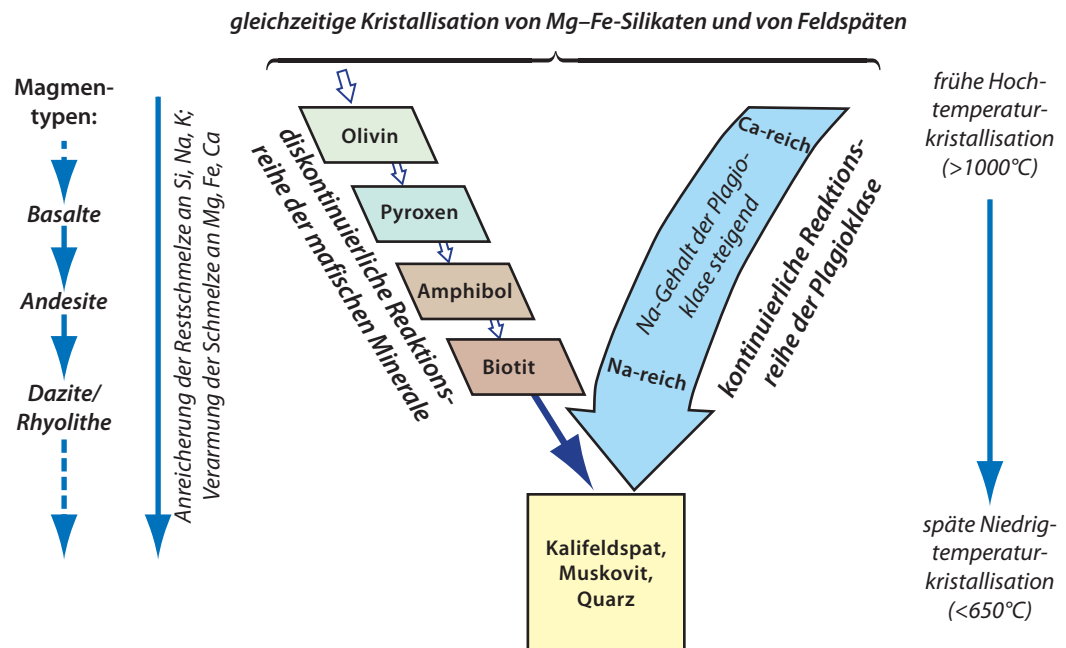


ABBILDUNG 25

Bowen'sche diskontinuierliche und kontinuierliche Reaktionsreihen zur Erklärung der Differenzierung von Magmen

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 Bowen'schen 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 wer-

den 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 26). 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 -Ebenen.

Viele Sedimente stellen zunächst Lockergesteine (z.B. Sand) dar, die sich später unter 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 Seite 69 ff.) ablaufen, werden unter dem Begriff *Diagenese* zusammengefasst. Die Diagenese endet auch, wenn ein Sediment wieder an der Erdoberfläche der Verwitterung zugänglich ist. In Abbildung 27 sind wesentliche Prozesse der Diagenese skizziert.

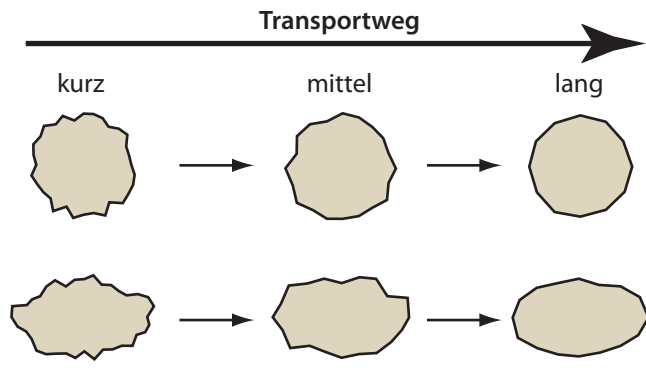


ABBILDUNG 26 schematische Darstellung der Abhängigkeit des Rundungsgrades klastischer Mineralkörner vom Transportweg zwischen Verwitterungs- und Ablagerungsraum.

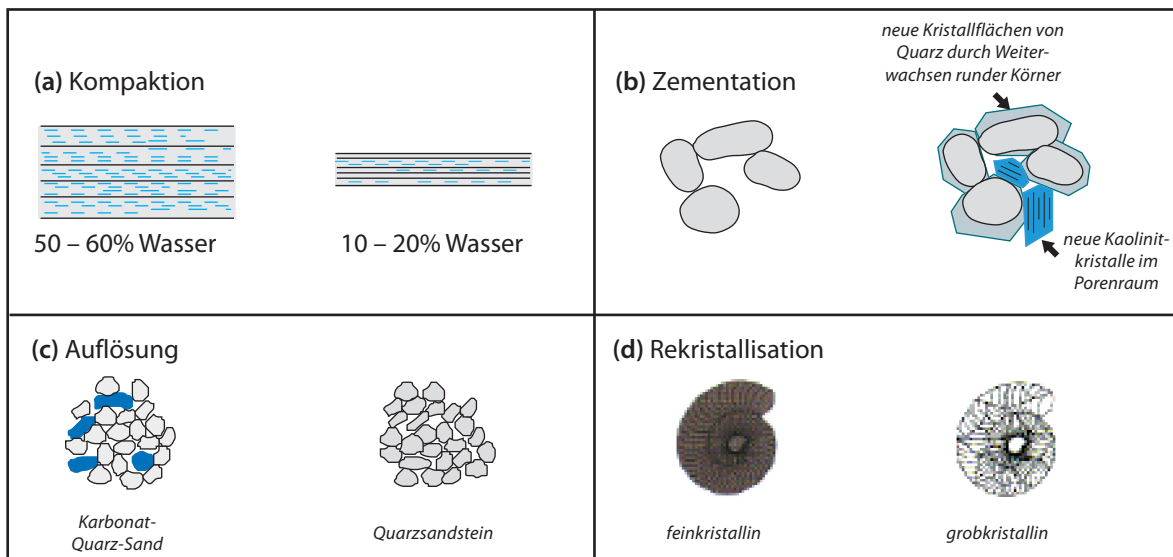


ABBILDUNG 27

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 gelöst werden; zurück bleiben vornehmlich Silikatminerale; (d) *Rekristallisation* verursacht eine Kornvergrößerung; außerdem können instabilere Modifikationen (z.B. Aragonit) in die stabileren (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, exponentiell 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 29), 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 Gestein wäre ein Kataklastit 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 30). Bei linearen Gefügeelementen spricht man von *Lineation*. Liegt ein anisotropes Gefüge vor, so zeigen anisometrische

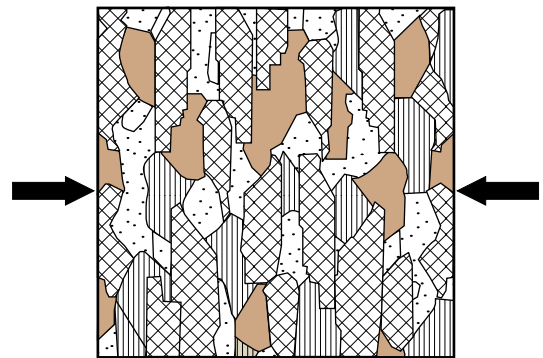


ABBILDUNG 28 Gerichteter Druck (*Streß*) verursacht eine Einregelung von blättchenförmigen oder nadeligen Mineralen.

Das resultierende Gestein wäre ein Kataklastit 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 30). 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 28). Eine Lineation wird z.B. durch subparallel angeordnete stengelige oder nadelige Amphibolkristalle definiert.

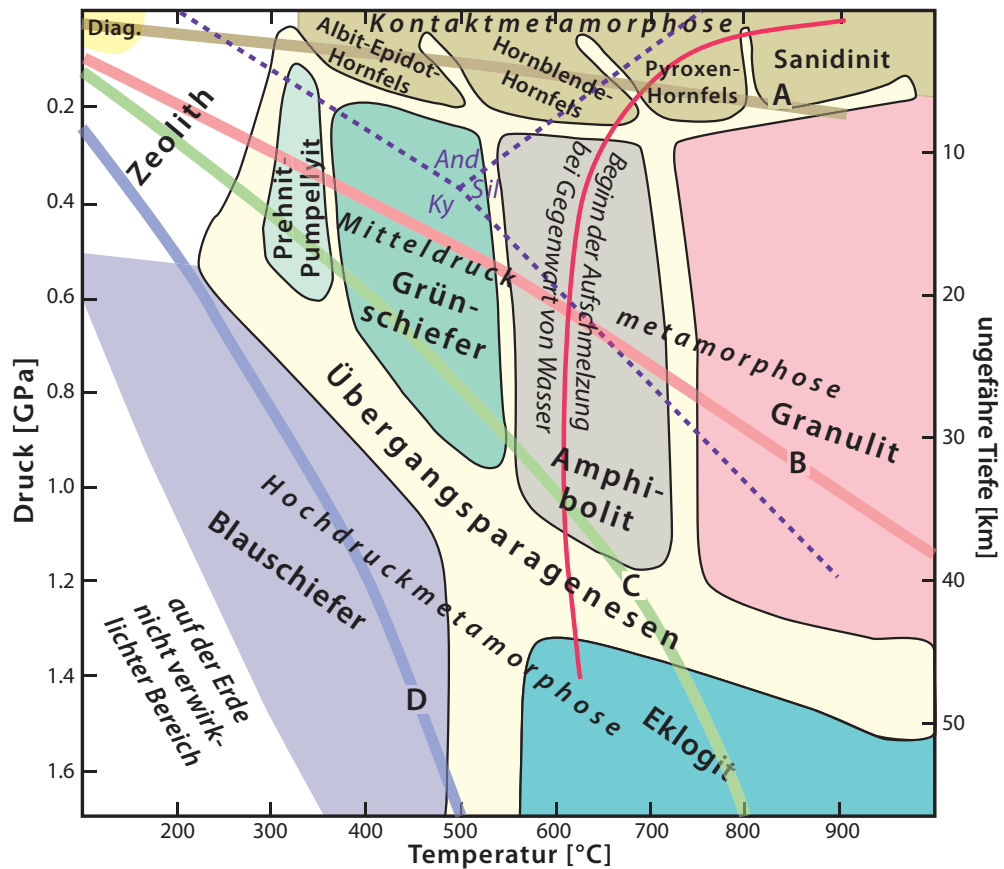


ABBILDUNG 29

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 unmittelbarer Umgebung (wenige km) verursacht (siehe auch Abbildung 31). Werden Al-reiche Sedimente kontaktmetamorph geprägt, dann werden Andalusit [And] oder Sillimanit [Sil] die charakteristischen Al_2SiO_5 -Minerale sein (Phasengrenzen durch gestrichelte Kurven ausgewiesen; siehe auch Abbildung 18, S.30). Kurven B (knapp 30 °C/km) und C (knapp 20 °C/km) stellen thermische Gradienten für die kontinentale Erdkruste dar. Plattenkollisionen verursachen eine Verdickung der Kruste und eine Beanspruchung der Gesteine durch gerichteten Druck (*Streß*). 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*, aber auch bis in die *Granulitfazies* oder gar die *Eklogitfazies* erzeugt. Betrifft diese Metamorphose Al-reiche Sedimente, dann sind Disthen [Ky] oder Sillimanit als Al_2SiO_5 -Minerale zu erwarten. *Granulitfaziale* Gesteine können nur unter außergewöhnlichen Bedingungen entstehen, weil die erforderlichen Temperaturen sehr hoch sind; eine mögliche Wärmequelle sind große Intrusionen mafischer Magmen in der Nähe der Grenze zwischen Erdkruste und Erdmantel. Außerdem liegt der Stabilitätsbereich von Granuliten oberhalb der Zerfallskurve der Hellglimmer (rote Kurve knapp oberhalb von 600 °C); Granulite sind daher H_2O -arme Gesteine. Kurve D repräsentiert die Verteilung von Druck und Temperatur in einer in den Erdmantel abtauchenden ozeanischen Platte (≈ 10

°C/km); *Blauschiefer* und *Eklogite* sind typische Metamorphite in Subduktionszonen, 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. Ausnahme sind viele Granulite und Eklogite, in denen solche Minerale allenfalls untergeordnet auftreten. – Nach Yardley (1993)

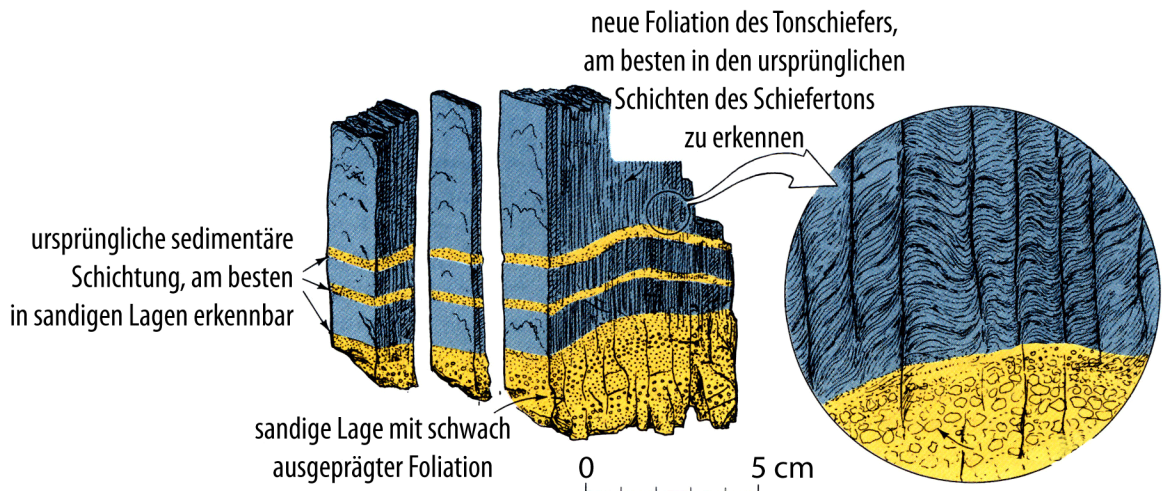
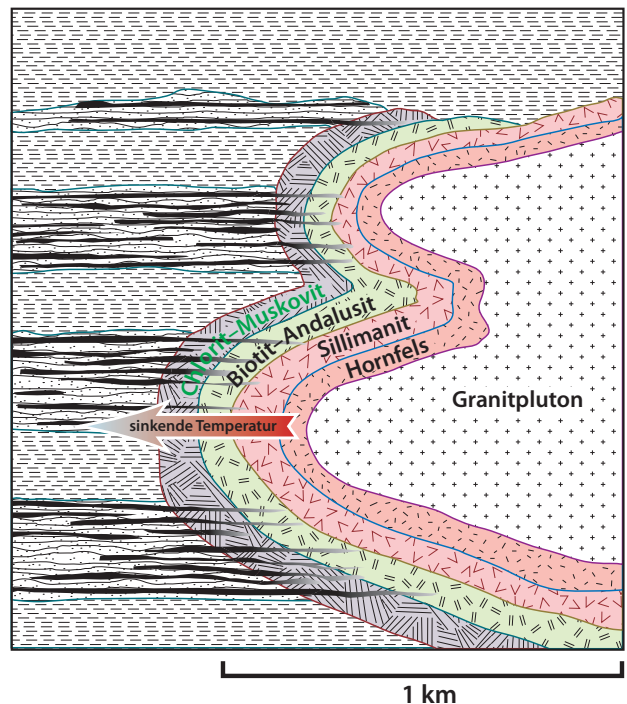


ABBILDUNG 30

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, 1997).

ABBILDUNG 31 Um eine Magmenintrusion bildet sich eine *Kontaktaureole* mit einer charakteristischen Abfolge von Mineralen, z.B. in tonigen Sedimenten bei abnehmender Temperatur Sillimanit, gefolgt von Andalusit, gefolgt von Glimmern.



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, insbesondere dann, wenn die Ausgangsgesteine grobkörnig waren und die Metamorphose bei nur mäßig hohen Temperaturen ablief.

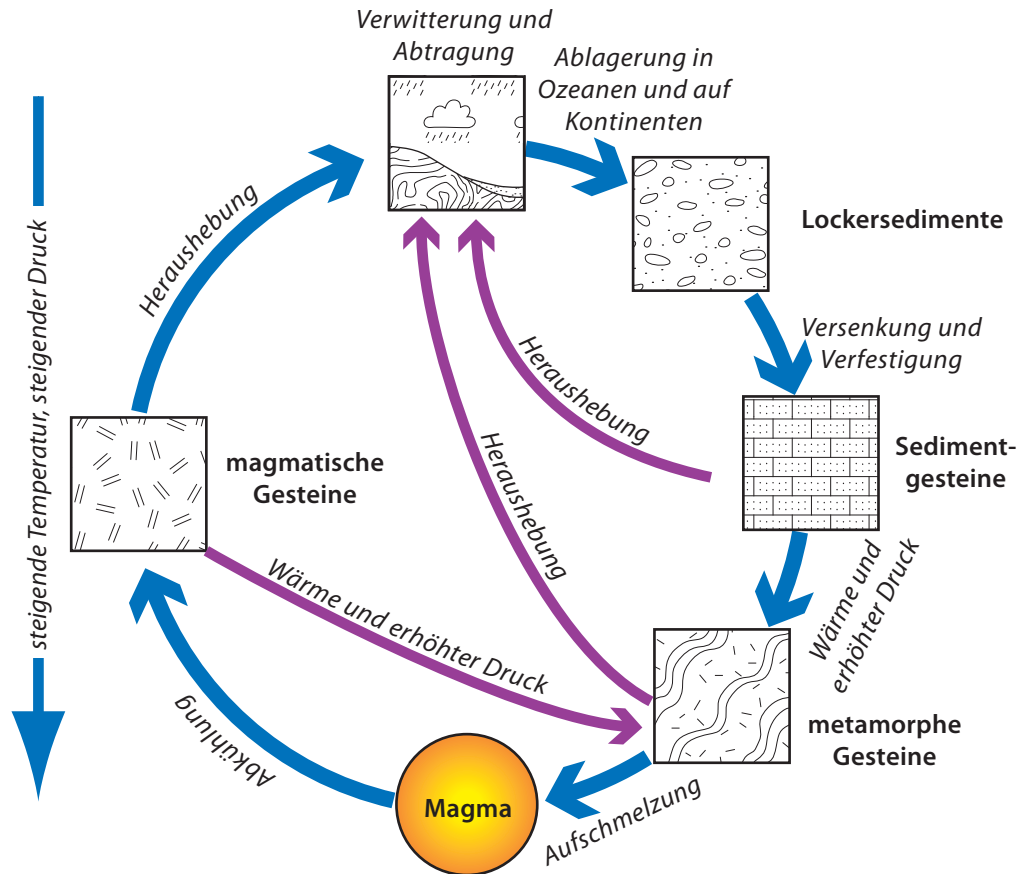


ABBILDUNG 32

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

Magmatische, sedimentäre und metamorphe Gesteine sind durch einen ständigen Kreislauf miteinander verbunden, der aus alten Gesteinen neue schafft (Abbildung 32). Verwitterung und Erosion, vorwiegend auf dem Festland, lassen am Ablagerungsort – meist in den Weltmeeren – Lockersedimente entstehen, die durch Vorgänge bei der Diagenese verfestigt werden. Durch erhöhte Temperatur und erhöhten Druck bei Verfrachtung dieser Sedimentgesteine in größere Tiefen oder durch Intrusion eines Plutons in ihrer Nähe entstehen metamorphe Gesteine. Bei hohen Temperaturen kann die Metamorphose von partieller Aufschmelzung begleitet sein; die vorwiegend granitischen Teilschmelzen steigen vom Ort ihrer Entstehung in flachere Niveaus der Kruste auf; durch ihre Erstarrung entstehen magmatische Gesteine. Magmatische Gesteine, vorwiegend Basalte und entsprechende Plutonite, haben ihren Ursprung in einer Teilaufschmelzung in größerer Tiefe – dem aus Peridotiten aufgebauten Erdmantel (siehe auch Abbildung 24, S.65). Durch langsame Hebungsvorgänge und Erosion an der Oberfläche sowie durch tektonische Prozesse gelangen Plutonite und Metamorphite an die Erdoberfläche, und der Kreislauf der Gesteine beginnt erneut.

2.5 Bestimmungsschema für Gesteine

2.5.1 Grobeinteilung

2.5.1.1 Magmatit? – Kriterien:

- Meist massiges Gestein, keine Schichtung oder Schieferung erkennbar (*Lagenintrusionen* zeigen auf der Größenskala eines Aufschlusses jedoch einen schichtigen Aufbau). 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. Porphyrisches Gefüge mit idiomorphen Einsprenglingen ist typisch für Vulkanite.

2.5.1.2 Sediment? – Kriterien:

- Häufig Schichtung (Bei Sand- und Kalksteinen oft nur im Aufschlussmaßstab zu sehen). Gefüge lagig-schichtig oder massig, bei Tonen auch „schiefrig“ (feinplattig spaltend).
- 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 27, S.68).
- Teilweise sind Fossilien erkennbar, oder das Sediment besteht fast ausschließlich aus Fossilien.
- Häufiger porös, aber auch dicht, oft weich und feinkörnig.
- Wichtigste Minerale: Quarz, Tonminerale und andere feinkörnige Schichtsilikate (Glimmer, Chlorit), Karbonate, Eisenhydroxide oder -oxide.

2.5.1.3 Metamorphit? – Kriterien:

- Häufig geschiefert, gefältelt oder mit sichtbarem Lagenbau aus hellen und dunklen Gemengteilen im mm- bis dm-Bereich; fein- bis grobkörnig.
- Ausnahmen für richtungslose und massige Metamorphite sind: Marmor und Felse. Auch Metamorphite, die aus Plutoniten hervorgegangen sind, können in diese Kategorie fallen, z.B. Metagabbros und mafische Granulite.
- Charakteristische Minerale, die in anderen Gesteinsgruppen nur selten auftreten: Granate, Al_2SiO_5 -Minerale, Cordierit, Staurolith, Chloritoid, Glaukophan, Serpentin, Talk.

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 36 und Abbildung 40). Da viele Vulkanite zu feinkörnig sind, um den Mineralbestand quantitativ erfassen zu können, und manche sogar aus Glas bestehen, benutzt man zur genaueren Klassifikation dieser Gesteine meist nicht die mineralogische sondern die chemische Zusammensetzung (z.B. Abbildung 44, S.82), die sich durch eine chemische Analyse bestimmen lässt. In diesem Kurs müssen wir uns mit dem Versuch bescheiden, 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.

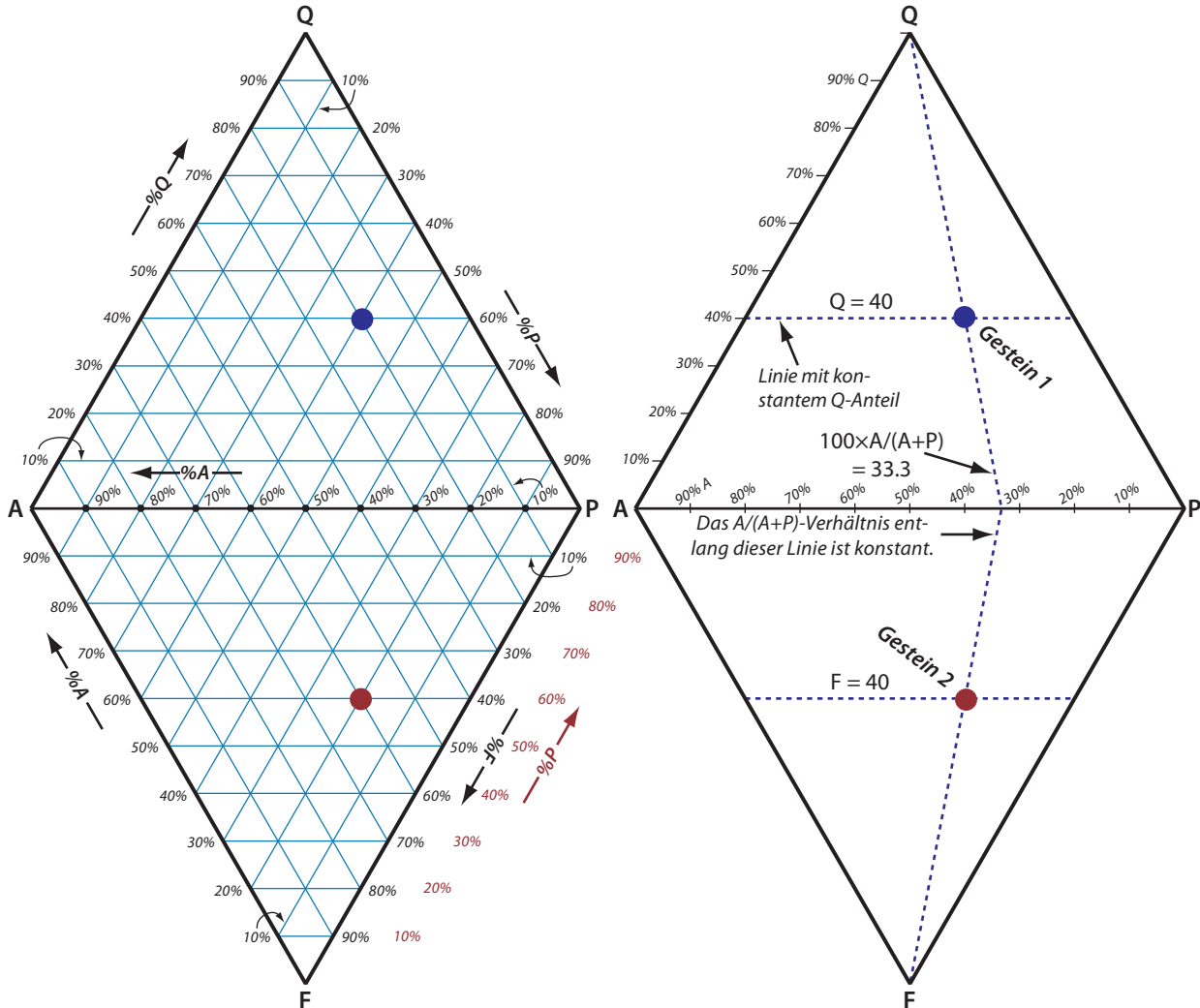


ABBILDUNG 33

Darstellung eines Punktes im *QAPF-Diagramm*. Gestein 1 besteht aus 20% Quarz [Q], 20% Plagioklas mit An >5 [P] und 10% Alkalifeldspat (Kalifeldspat inklusive Perthit, Albit mit <5% An-Komponente) [A]. Damit ergibt sich: Q = 40, P = 40 und A = 20. Den darstellenden Punkt erhält man 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. Da Quarz und Feldspatvertreter [F] nebeneinander nicht stabil sind, fallen die darstellenden Punkte für foidführende Gesteine ins untere Teildreieck. Gestein 2 besitzt 10% Nephelin, 10% Sodalith (= 20% F), 20% Plagioklas und 10% Alkalifeldspat; der darstellende Punkt ergibt sich als Spiegelbild des Punktes 1 an der Verbindungslinie A–P ins untere Teildreieck.

Zunächst gliedert man den Modalbestand in die *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. Helle Gemengteile wie Muskovit oder Calcit werden nicht berücksichtigt.

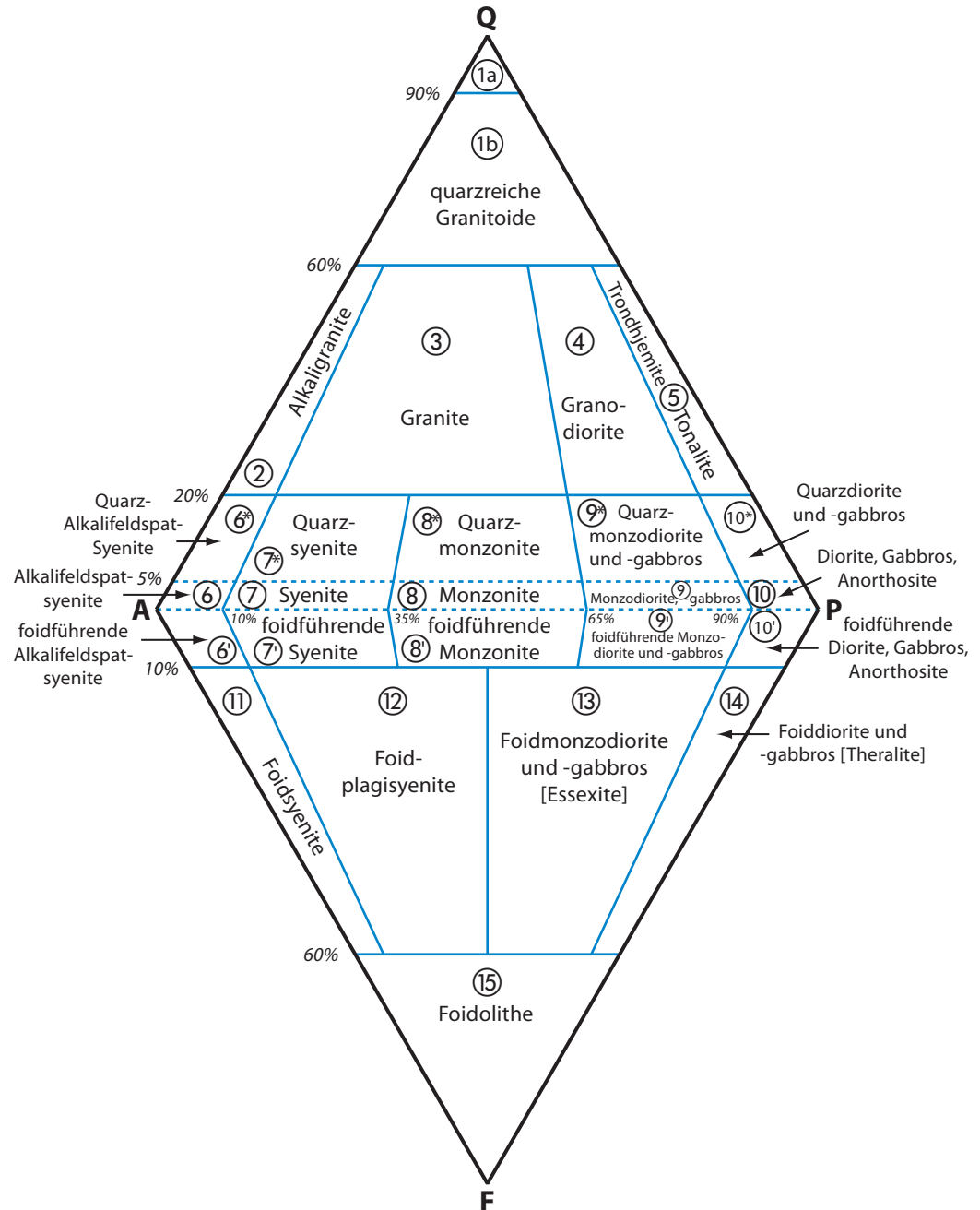


ABBILDUNG 34

QAPF-Diagramm für *Plutonite*; Gesteine der Felder 6' – 10' erhalten den Zusatz „foidführend“.

Die Summe der mafischen Gemengteile in Volumenprozent 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 Mine-

ralbestand 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 die Benennung wird das *QAPF-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* Na₆Ca[CO₃(AlSiO₄)₆]×2H₂O

Die Volumenprozente dieser Komponenten (entweder Q, A, P oder F, A, P) werden auf die Summe 100 umgerechnet. Es gilt also entweder

$$Q + A + P = 100 \quad \text{oder} \quad F + A + P = 100$$

Entsprechend dem Wert für Q oder F ergibt sich die „Höhenlage“ im jeweiligen Dreieck (Abbildung 33); dies ist die Lage auf einer Linie, die der Verbindungslinie A–P parallel ist. Man unterscheidet folgende Gruppen (Abbildung 34):

- 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*); dies sind durchweg helle Gesteine, dominiert durch weiße Plagioklase, fleischfarbene bis weiße Kalifeldspäte und grauen Quarz; dunkle Gemengteile sind Biotit und Amphibole, seltener Pyroxene; der Anteil an dunklen Mineralen nimmt mit Annäherung der Gesteine an die P-Seite im QAPF-Diagramm zu;
3. Plutonite mit 5 – 20% Q
4. Plutonite mit 0 – 5%Q (*Gabbros*, *Anorthosite*, *Diorite*, *Monzonite* und *Syenite* im engeren Sinn); der farbliche Eindruck der Gabbros und Diorite wird durch dunkle Gemengteile (Pyroxene, Amphibole) und weißen Plagioklas bestimmt, derjenige der Anorthosite durch oft dunklegraue oder -blaue Plagioklase und derjenige der Syenite durch fleischfarbene bis graue Alkalifeldspäte;
5. Plutonite mit 0 – 10% F (= foidführend)
6. Plutonite mit 10 – 60% F
7. Plutonite mit 60 – 100% F (selten!).

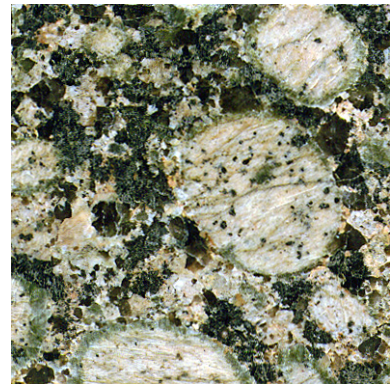


ABBILDUNG 35 Granit mit großen Alkalifeldspäten (Saum aus hellem Oligoklas, Kern aus K-Na-Feldspat, grauem Quarz und schwarzem Biotit (Rapakivi-Granit))

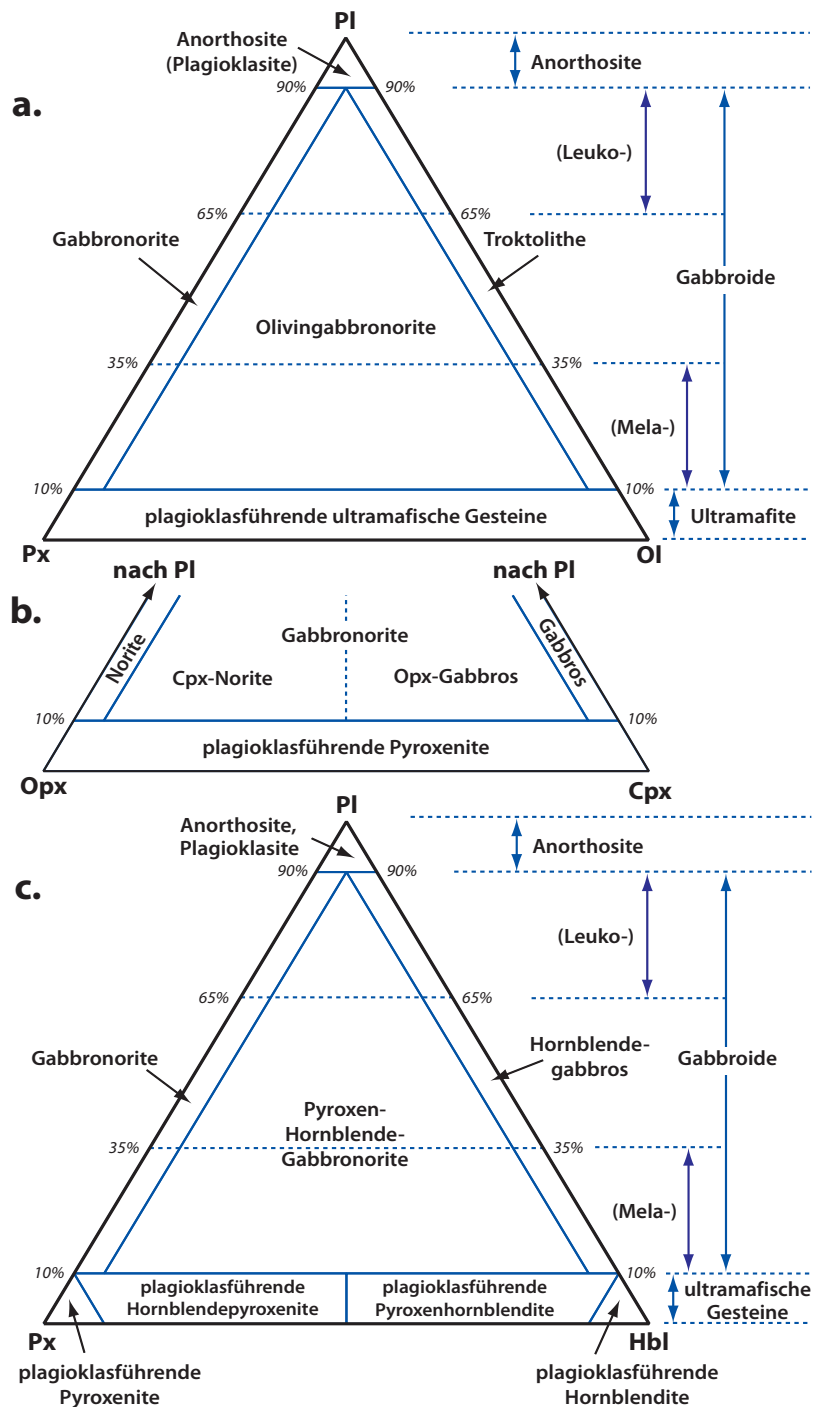


ABBILDUNG 36

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

Nun wird das Verhältnis $100 \times A / (A+P)$ gebildet. Das Gestein liegt auf einer Linie, die von 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 der Plagioklase. Gesteine mit $An < 50$ sind Diorite, solche mit $An > 50$ Gabbros. Dieses Kriterium ist unpraktisch, da sich der durchschnittliche Anorthitgehalt der Plagioklase im

Handstück nicht feststellen lässt. Die dunklen Gemengteile von Dioriten sind häufig durch Amphibole dominiert, diejenigen der Gabbros durch Pyroxene. *Redwitzit* ist ein Gestein aus Plagioklas und Hornblende von meist dioritischer Zusammensetzung, dessen Typlokalität bei Marktredwitz am Fichtelgebirge liegt.

Für Gesteine, die ganz überwiegend aus Plagioklas, Pyroxenen, Olivin und Hornblende bestehen, gelten die in Abbildung 36 dargestellten Dreiecksdiagramme. Gabbros enthalten danach Klinopyroxen als Pyroxen, Norite Orthopyroxen; wenn beide Pyroxene erkennbar nebeneinander auftreten, kann man das Gestein als Gabbronorit bezeichnen. Eine nähere Charakterisierung der Plutonite kann durch Nennung der auftretenden mafischen Minerale in der Reihenfolge zunehmender Häufigkeit vor dem allgemeinen Gesteinsnamen erfolgen, z.B. Biotit-Hornblende-Diorit, 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 39a). Die Pyroxenite untergliedert man weiterhin in Orthopyroxenite bzw. Olivin-Orthopyroxenite, Klinopyroxenite bzw. Olivin-Klinopyroxenite sowie Websterite bzw. Olivinwebsterite (beide Pyroxene vorhanden). Peridotite werden unterteilt 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. Peridotite bauen große Teile des oberen Erdmantels auf. Abbildung 39b zeigt die Nomenklatur entsprechender Gesteine, die zusätzlich Hornblende enthalten.

Sind die mafischen Minerale überwiegend Karbonate, so heißt der Plutonit *Karbonatit*. Nach dem vorherrschenden Karbonatmineral können Karbonatite weiter untergliedert werden in *Sövite* (dominiert durch Calcit) und *Rauhaugite* (Dolomit vorherrschend).

Im Feld 10 des QAPF-Diagramms (Abbildung 34) unterscheidet man *Diorite* und *Gabbros* nach dem durchschnittlichen Anorthitgehalt der Plagioklase. Gesteine mit $An < 50$ sind Diorite, solche mit $An > 50$ Gabbros. Dieses Kriterium ist unpraktisch, da sich der durchschnittliche Anorthitgehalt der Plagioklase im Handstück nicht feststellen lässt. Die dunklen Gemengteile von Dioriten sind häufig durch Amphibole dominiert, diejenigen der Gabbros durch Pyroxene. *Redwitzit* ist ein Gestein aus Plagioklas und Hornblende von meist dioritischer Zusammensetzung, dessen Typlokalität bei Marktredwitz am Fichtelgebirge liegt.

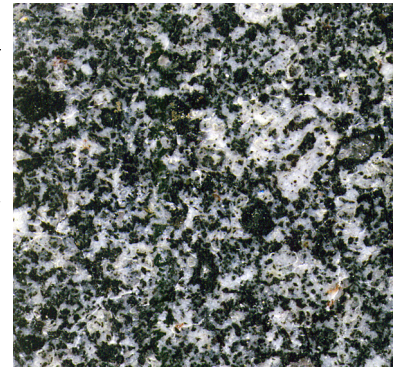


ABBILDUNG 37 Tonalit bis Diorit, bestehend aus hellem Plagioklas und dunklem Biotit und dunklem Amphibol. Quarz ist nur untergeordnet vorhanden.

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 39a). Die Pyroxenite untergliedert man weiterhin in Orthopyroxenite bzw. Olivin-Orthopyroxenite, Klinopyroxenite bzw. Olivin-Klinopyroxenite sowie Websterite bzw. Olivinwebsterite (beide Pyroxene vorhanden). Peridotite werden unterteilt 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. Peridotite bauen große Teile des oberen Erdmantels auf. Abbildung 39b zeigt die Nomenklatur entsprechender Gesteine, die zusätzlich Hornblende enthalten.



ABBILDUNG 38 Peridotitxenolith aus einem basaltischen Vulkanit (Basaltkruste am unteren Bildrand). Der Peridotit besteht aus Olivin (gelbgrün), bräunlichem Orthopyroxen und dunkelgrünem Klinopyroxen. Die Gesteine des Erdmantels lassen sich auch zu den Metamorphiten zählen.

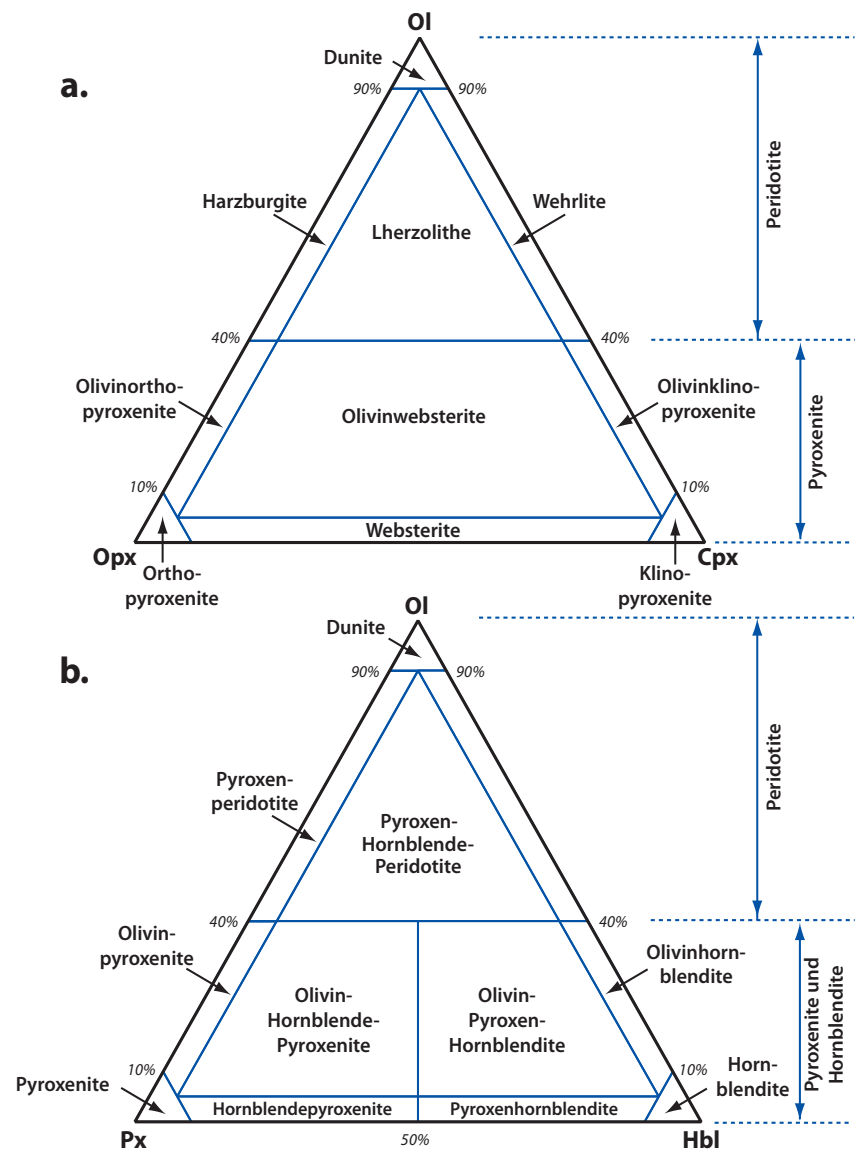


ABBILDUNG 39

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 Erstarrung des an der Oberfläche ausgetretenen 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 und nach der Ablagerung mehr oder weniger stark verfestigt werden.

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 teil-

weise oder vollständig glasige Gesteine. Daneben kommen aber auch ausgeprägt porphyrische Gesteine vor, deren Einsprenglingsminerale sehr wohl mit bloßem Auge identifiziert werden können.

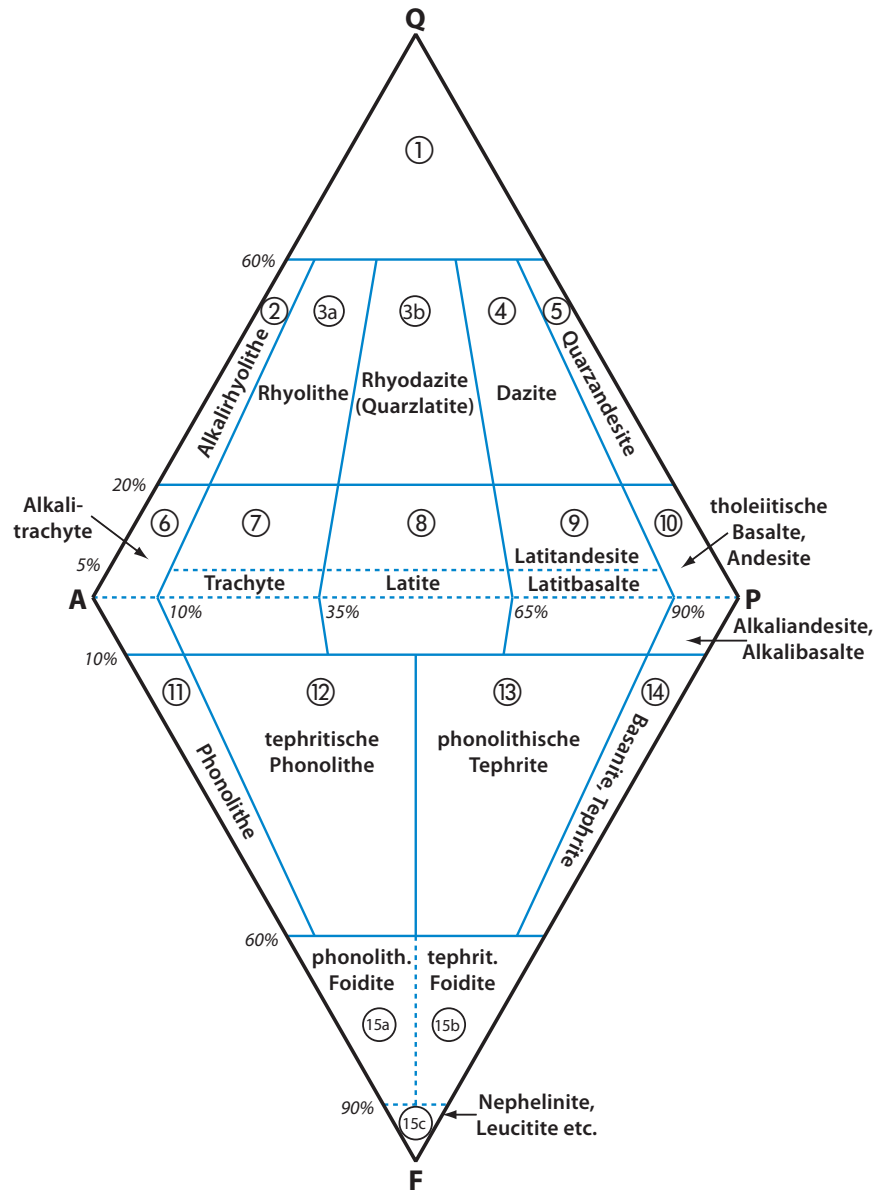


ABBILDUNG 40

Einteilung der Vulkanite mit Hilfe des QAPF-Doppeldreiecks

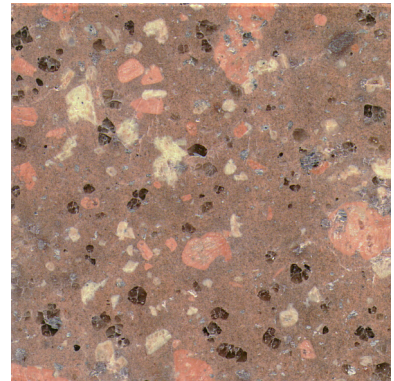
Abbildung 40 gibt die Klassifikation der Vulkanite im Doppeldreieck an. Normalerweise erfolgt die Klassifikation von Vulkaniten mittels der Gehalte an SiO_2 und der Alkalien (TAS-Diagramm, siehe Abbildung 44). Liegen chemische Daten nicht vor, muss man sich mit der Einteilung auf Grund der erkennbaren 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 45, S.83, 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 SiO_2 -reichen Gesteinen Quarz und Alkalifeldspäte dominieren. Abbildung 46, S.84

schließlich zeigt die Verteilung wichtiger gesteinsbildender Minerale in Vulkaniten als Funktion der Gehalte an SiO_2 und Alkalien.

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 Bimsstein³.

Handelt es sich um ein porphyrisches Ganggestein (Subvulkanit) mit zahlreichen größeren Einsprenglingen, spricht man oft auch von einem **Granitporphyr**.

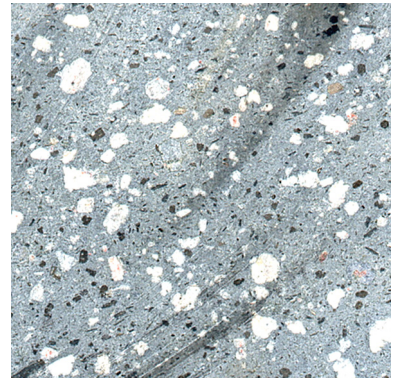
ABBILDUNG 41 Rhyolith, bestehend aus rötlichem K-reichen Alkalifeldspat, weißlichem Na-reichen Plagioklas, und dunklem Quarz in einer durch Fe-Oxide rötlich gefärbten Grundmasse



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

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) und zudem sehr reich an Einsprenglingen ist. Andesite und Dazite sind typische Vulkanite über Subduktionszonen.

ABBILDUNG 42 Dazit aus Nordgriechenland mit weißem Plagioklas sowie dunklem Biotit und dunkler Hornblende; Größe 5×5 cm.



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 wesentlich selteneren 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 (in Deutschland für permische basaltische Gesteine). **Diabas** nennt man ein grüngraues vulkanisches bis subvulkanisches (in Deutschland paläozoisches) Gestein, das am Meeresboden entstanden ist, wie durch Kissenbasalte (oder **Pillow-Basalte**; im Anschnitt kissenförmige, dreidimensional röhrenförmige Gebilde) zu belegen ist. Oberflächlich werden die Basaltlaven im Kontakt mit dem Meerwasser abgeschreckt; in ihrem Innern können sie jedoch noch weiter fließen. In einem **Spilit** sind bereits wasserhaltige metamorphe Minerale der Zeolith- bis Grünschieferfazies entstanden (z.B. Prehnit und Chlorit); das wird der Reaktion zwischen Basalt und heißem Meerwasser an mittelozeanischen Rücken zugeschrieben. Der Übergang von Diabas in Spilit ist fließend. Basalte treten in allen geotektonischen Umgebungen auf (an mittelozeanischen Rücken, über Subduktionszonen, auf Ozeaninseln, als kontinentale und ozeanische Flutbasalte, in kontinentalen Riftzonen).

3. Auch trachytische Gesteine können glasig erstarren bzw. Bimsstein bilden.

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 kaum von einem Basalt zu unterscheiden ist. An Einsprenglingen können Klinopyroxen (meist schwarzer bis schwarzgrüner Augit) und Olivin auftreten. Nephelin ist nur in der feinkörnigen Grundmasse enthalten und allenfalls unter dem Mikroskop zu identifizieren. Noch SiO₂-ärmer ist **Melilithit**, der Einsprenglinge von Olivin und Klinopyroxen führt und **Melilith** [(Ca,Na)₂(Mg,Fe²⁺,Al)(Al,Si)₂O₇] in der Grundmasse enthält.

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. SiO₂-untersättigte basaltische Gesteine, die Analcim enthalten, neigen zur Entwicklung von „Sonnenbrand“

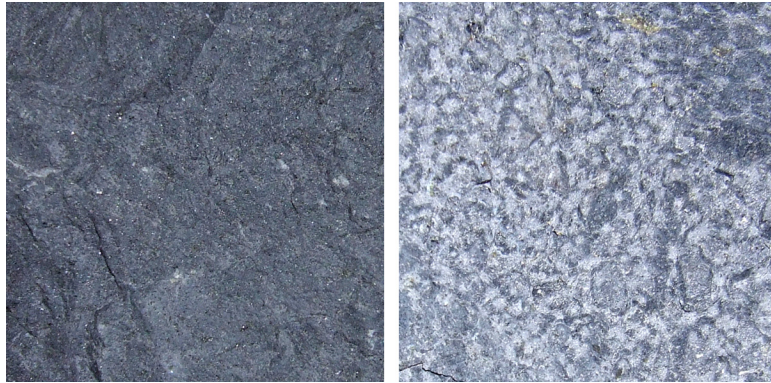


ABBILDUNG 43 Links: frischer Basanit (Stolpen/Sachsen), rechts von „Sonnenbrenner-Basanit“ (Gersfeld/Rhön). Größe je 5x5 cm. Analcim; solche Gesteine zerfallen innerhalb weniger Jahre zu Grus.

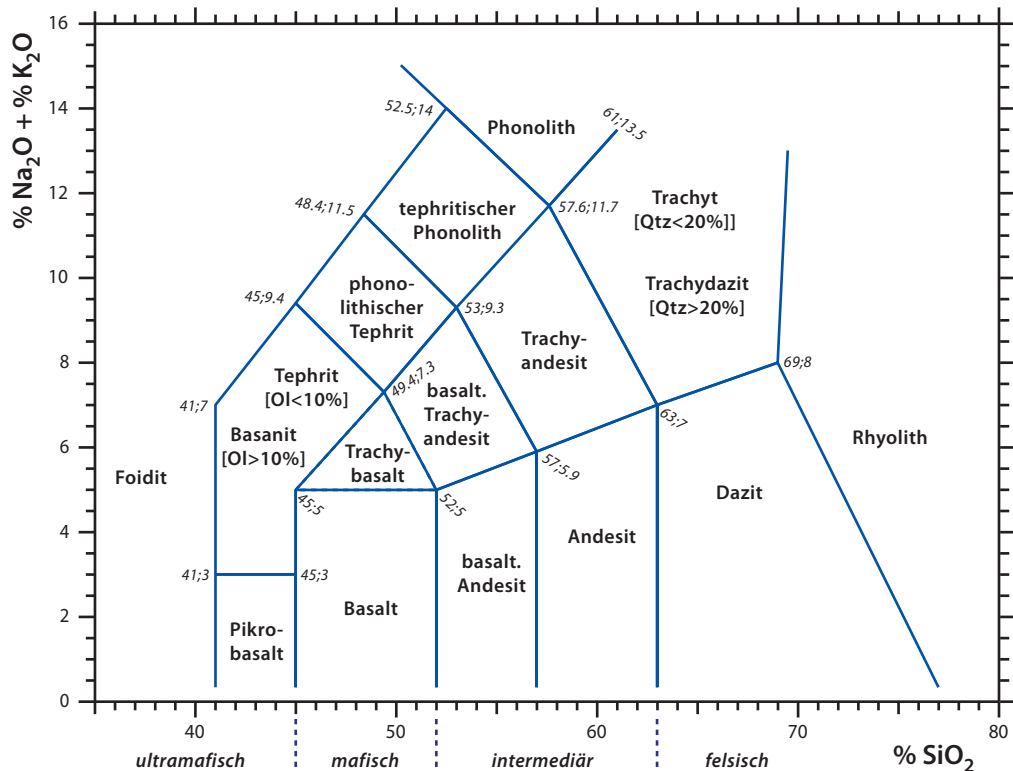


ABBILDUNG 44 Einteilung der Vulkanite mit dem TAS-Diagramm

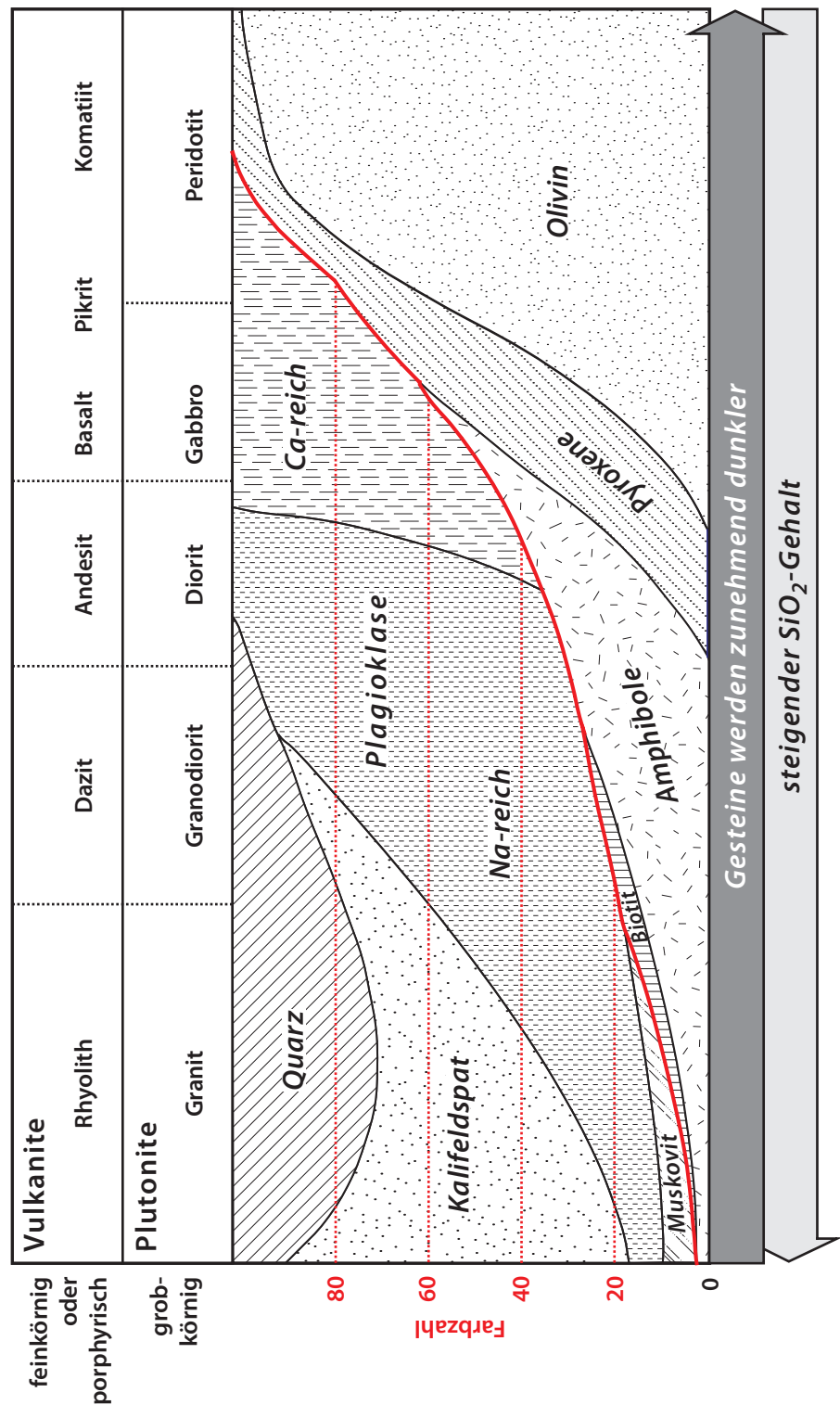
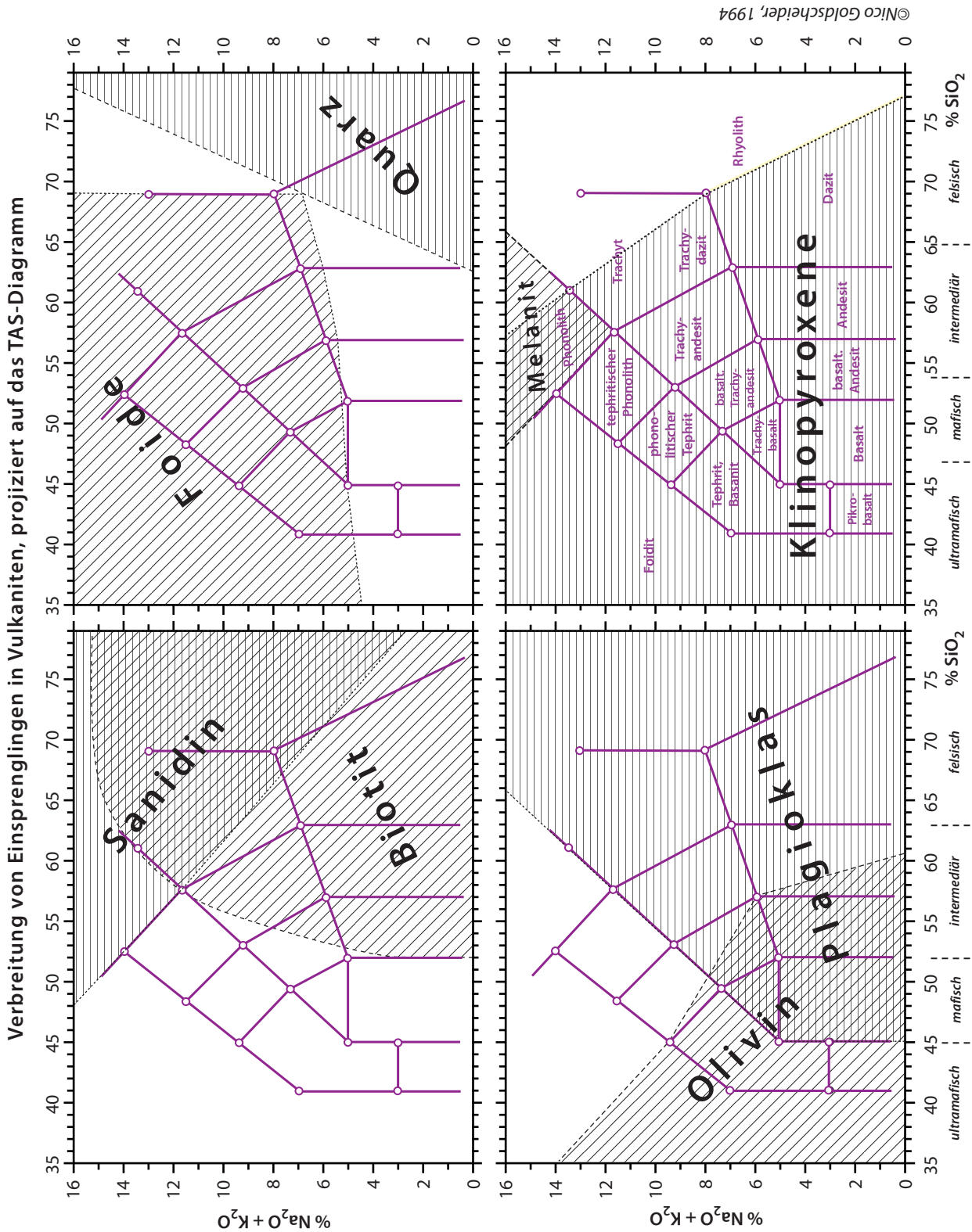


ABBILDUNG 45

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. Die *Farbzahl* (auf der roten Kurve abzulesen) ist der prozentuale Anteil an dunklen Mineralen (Olivin, Pyroxene, Amphibole, Biotit).



©Nico Goldscheider, 1994

ABBILDUNG 46 Häufige Einsprenglinge in Vulkaniten, projiziert auf das TAS-Diagramm

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

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

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

SiO₂-arme basaltische Vulkanite (Basanite, Tephrite, Nephelinite, Melilithite), Trachyte und Phonolithe treten in kontinentalen Riftzonen (z.B. dem Oberrheingraben und seiner Umgebung, im Ostafrikanischen Rift) besonders häufig auf, sind aber auch auf einigen Ozeaninseln zu finden (z.B. Kanarische Inseln, Hawaii).

Aplit nennt man ein klein- bis feinkörniges helles Ganggestein, das meist mit SiO₂-reichen Plutoniten in Verbindung gesetzt wird. Ein **Pegmatit** ist ein grob- bis riesenkörniges Ganggestein. Pegmatite können einerseits hauptsächlich aus Feldspäten und Quarz ± Glimmer und andererseits aus Feldspäten und Foiden bestehen. Das riesenkörnige Wachstum wird der Kristallisation aus H₂O-reichen Restschmelzen zugeschrieben. Pegmatite können aplitische Randzonen aufweisen, was anzeigt, dass das Größenwachstum der Minerale auch eine Frage der langsameren Abkühlung im Zentrum ist. **Lamprophyre** sind dunkle Ganggesteine mit bei gegebenem SiO₂ hohen Alkaligehalten; dies äußert sich in reichlich Biotit und/oder Amphibol als Einsprenglinge oder in der Grundmasse. Zu den Lamprophyren gehören **Minetten**⁴ (Einsprenglinge von Biotit in einer Grundmasse aus Kalifeldspat und untergeordnet Plagioklas), **Kersantite** (anders als bei der Minette dominiert Plagioklas in der Grundmasse), **Vogesite** (braune Hornblenden überwiegen sowohl als Einsprenglinge als auch in der Grundmasse) und **Spessartite** (überwiegend aus Plagioklas in der Grundmasse und Amphibolen als Einsprenglinge bestehend).

Während mafische bis intermediäre Ergussgesteine weit verbreitet sind, treten saure Vulkanite mengenmäßig zurück. SiO₂-reiche Magmen sind selbst bei hohem Wassergehalt wesentlich viskoser (zäher) als H₂O-arme basische. Die meisten sauren Magmen bleiben bereits im Untergrund stecken und erstarren dort als Granite. Bei den zur Oberfläche aufsteigenden sauren Magmen findet eine Entgasung erst im höchsten Krustenniveau in den Vulkansloten statt. Dies führt zu explosionsartigen Ausbrüchen. Oft verursacht auch der Kontakt von Grundwasser mit aufsteigendem Magma die Explosion. Bei explosiver vulkanischer Tätigkeit wird das Magma zerfetzt. Die Magmenfetzen und -teilchen werden in die Luft oder, bei Unterwassereruptionen, auch ins umgebende Wasser geschleudert 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)

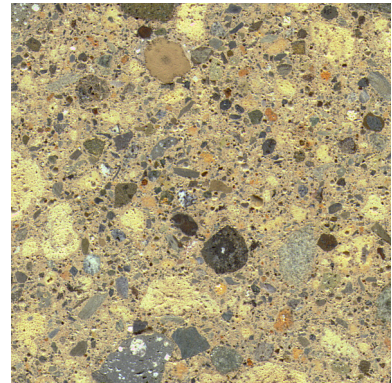
Die Pyroklasten werden je nach ihrer Größe als **Aschenkörner** (Ø < 2 mm), **Lapilli** (Ø = 2 – 64 mm) oder **Bomben** (juvenil) bzw. Blöcke (akzidentell; Ø > 64 mm) bezeichnet.

Unverfestigte pyroklastische Ablagerungen nennt man allgemein **Tephra**.

4. Vorsicht: Der Name **Minette** wird auch für ein oolithisches sedimentäres Eisenerz aus dem Jura verwendet, das in Lothringen und im südlichen Luxemburg vorkommt.

Tuff ist eine verfestigte pyroklastische Ablagerung, die vorwiegend aus Aschekörnern 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). Palagonit-tuff ist ein Glastuff, bei dem das

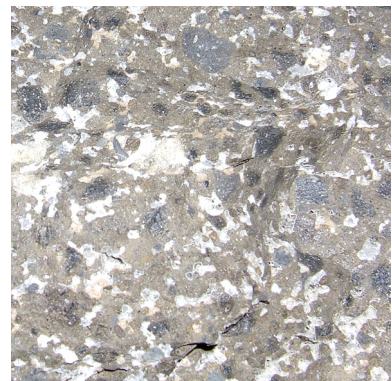
ABBILDUNG 47 Phonolithischer Tuff aus dem Laacher See-Gebiet in der Eifel, bestehend aus gelblichen und hellgrauen Lapilli, mittel- bis dunkelgrauen und braunen Gesteinsfragmenten in einer rötlich-braunen Grundmasse



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

Glas durch Reaktion mit Wasser in gelbe bis gelbbraune Substanzen (= *Palagonit*) umgewandelt wurde.

ABBILDUNG 48 Palagonit-tuff aus Kempenich in der Eifel. Weiße Karbonate haben den Tuff sekundär verfestigt; braun ist das ehemalige Glas; daneben sind Gesteinsbruchstücke zu erkennen); Größe 7×7 cm.



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 nennt man einen umgelagerten Tuff, der eventuell auch sedimentäres Material enthält.

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.

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

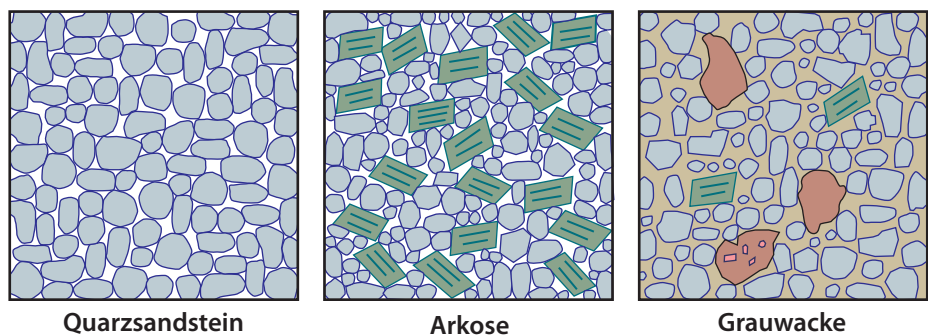
Als **Tonstein** bezeichnet man ein noch wenig verfestigtes, weiches toniges Sedimentgestein (in der Regel in der Hand noch zerreibbar). Der **Siltstein** unterscheidet sich davon nur durch die größeren Körner, die mit der Hand fühlbar sind. Der **Schieferton** zeichnet sich durch ein feinplattiges Gefüge 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. Tonsteine und Schiefertone haben beim Anhauchen einen „erdigen“ Geruch.

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

Anhand der mineralogischen Zusammensetzung werden die größeren klastischen Sedimente weiter untergliedert, z.B.:



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

Glaukonit-Sandstein (Grünsand) mit einem bedeutenden Anteil an grünlichem Glaukonit, der im marinen Milieu unter reduzierenden Bedingungen (Fe^{2+} -Gehalt) gebildet wird.

Die Bindemittel von Sandsteinen sind oft tonig (mit H_2O_2 zersetzbar, ritzbar, Härte 1 – 2), karbonatisch (HCl-Probe, Härte 3) oder kieselig (Härte 7).

Arkose enthält viel Feldspat neben Quarz.

Grauwacke enthält neben Gesteins- und Mineralbruchstücken 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 H_2O -Gehalt unterscheidet), Sericit, Chlorit]. Grauwacken gelten als durch *Turbidite* (Trübeströme) entstanden.

ABBILDUNG 49 Sandstein mit dunkelbraunen Flecken von Fe-Mn-Oxiden („Tiger-sandstein“) aus dem Mittleren Buntsandstein (östlich Lahr/Baden); Größe 5×5 cm.

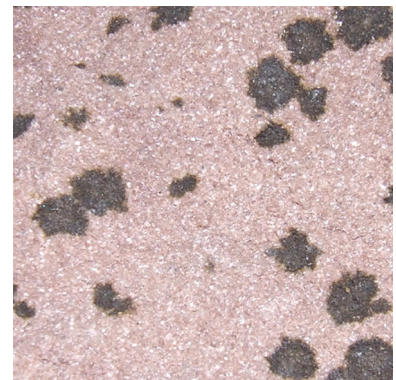


ABBILDUNG 50 Karbonische Grauwacke aus dem Tal der Innerste (Oberharz) mit großen Mineral- und Gesteinsbruchstücken; Größe 7×7 cm.



Konglomerate und **Brekzien** sind verfestigte grobklastische Gesteine mit einer schlechten *Sortierung* (das heißt, es sind Komponenten sehr unterschiedlicher Größe vertreten). Dominieren darin (kanten-)gerundete Gerölle, so liegt ein Konglomerat vor; bei Überwiegen von eckigen Komponenten nennt man das Gestein eine Brekzie. Die groben Bestandteile von Konglomeraten und Brekzien stammen oft aus verschiedenen Ausgangsgesteinen; man spricht dann von *polymikten* Konglomeraten oder Brekzien.

Ein **Fanglomerat** besteht aus heterogenen und oft eckigen Fragmenten aller Korngrößen, die in einem Schuttfächer abgelagert (z.B. dort, wo ein Fluss mit starkem Gefälle aus einem Gebirge in die Ebene eintritt) und später zementiert wurden.

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 den wesentlich häufigeren 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:

Dichter Kalkstein ist sehr feinkörnig und zeigt einen splittrig-muscheligen Bruch; eine Schichtung ist im Handstück meist nicht erkennbar.

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

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

Travertin bezeichnet im deutschsprachigen Raum einen feinkörnigen und festen, meist gebänderten schleif- und polierfähigen Süßwasserkalk, der an Quellaustritten gebildet wird. Eine entsprechende zellig-poröse Bildung nennt man einen *Kalktuff* (Hierbei ist Vorsicht geboten, weil Tuff ansonsten ein verfestigtes vulkanisches Lockerprodukt benennt!).

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

ABBILDUNG 51 Konglomerat, weitgehend aus Bruchstücken verschiedenfarbiger Kalke bestehend. Unten rechts ist ein Quarzgeröll zu sehen. Die Matrix ist karbonatisch.

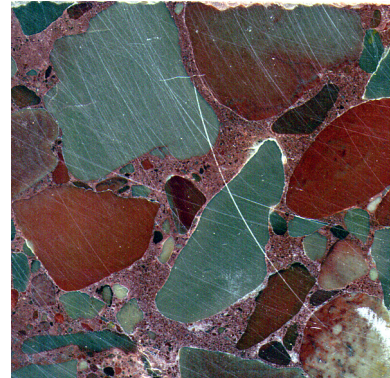


ABBILDUNG 52 Fossilienkalk aus dem Oberen Muschelkalk (Crailsheim/Württemberg) mit Stielgliedern von Crinoiden (Seelilien); Größe 5×5 cm.



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 Algen oder Bakterienwachstum um einen 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).

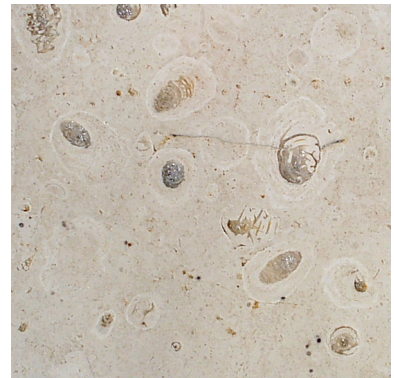
Die Matrix von Kalksteinen kann mikrokristallin sein ($\leq 4\mu\text{m}$ Korndurchmesser) und heißt dann *Mikrit* oder als grobkörniger Zement ausgebildet und heißt dann *Sparit*.

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 oder *Hornstein* besteht hauptsächlich aus feinkristallinem oder mikrokristallinem und makroskopisch derbem 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 (daher auch *Evaporite* genannt). Bei der Eindampfung von Meerwasser scheiden sich zunächst Karbonate aus, dann Gips, gefolgt von Halit und Kalisalz (Sylvin). In kontinentalen Evaporiten kann ein völlig anderer Mineralbestand dominieren, z.B. Borate.

ABBILDUNG 53 Onkolith mit Onkoiden um Reste von Gastropoden (nahe Bari in Süditalien); Größe 8x8 cm



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 (= ungerichteten) Gefüge.

Hornfels ist ein fein- oder feinkörniges metamorphes Gestein, das mit bloßem Auge meist 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:

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

Schieferton; außerdem fehlt dem Tonschiefer der „erdige Geruch“ der Tonminerale beim Anhauchen, den Schieferton und Tonstein noch haben).

Bei einem **Phyllit** sind die Einzelkörner in der Regel mit bloßem Auge nicht erkennbar. Das Gestein besitzt eine gute plattige Teilbarkeit im mm- bis cm-Bereich, welche durch die Einregelung von feinschuppigem Hellglimmer (*Sericit*) verursacht wird.

Bei einem **Schiefer** lassen sich die Einzelkörner bereits mit bloßem Auge erkennen (Ausnahme: Tonschiefer), und das Gestein besitzt ebenfalls eine gute plattige Teilbarkeit im cm-Bereich. Ein **Glimmerschiefer** ist ein Metamorphit, der unter Bedingungen der höheren Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies aus einem tonigen Ausgangsgestein gebildet wurde und der neben Hellglimmer und Biotit stets Quarz enthält; weitere Minerale wie Chloritoid, Granat, Al_2SiO_5 -Minerale können zur Abschätzung der Bildungsbedingungen dienen (Chloritoid nur in der Grünschieferfazies (und Blauschieferfazies), Granat ab der höheren Grünschieferfazies).

Schiefer und Phyllite entstehen, wenn ein Gestein einem bevorzugt einseitigen Druck ausgesetzt wird; sie sind typische Gesteine der Regionalmetamorphose.

Als **Knotenschiefer** wird ein metamorphes Gestein bezeichnet, das durch große Körner (= *Porphyroblasten*) von kontaktmetamorph gebildetem Andalusit und/oder Cordierit in einer feinkörnigen Matrix charakterisiert ist. Die Schieferigkeit muss das Gestein bereits vor der Kontaktmetamorphose besessen haben. Edukte sind daher in der Regel tonige Sedimente.

Ein **Gneis** weist nur noch ein undeutliches Parallelgefüge auf; die Teilbarkeit ist schlecht. Gneise sind Gesteine der Amphibolitfazies, seltener der Granulitfazies. Sie können sowohl aus klastischen Sedimenten als auch aus sauren bis intermediären Magmatiten hervorgehen. Ein *Paragneis* ist durch Metamorphose eines Sediments entstanden, ein *Orthogneis* aus einem sauren bis intermediären magmatischen Gestein.

Wenn die Temperatur der Metamorphose diejenige der höheren Amphibolitfazies erreicht, kann sich das Gneisgefüge allmählich auflösen und schlierig werden. Es entsteht ein *Migmatit*, der den Übergang zur partiellen Aufschmelzung des Gesteins markiert. Bei Temperaturen etwas oberhalb von $\approx 600^\circ\text{C}$ zerfällt der Muskovit. Dabei wird Wasser freigesetzt, das den Schmelzpunkt des Gesteins erniedrigt: Es entstehen Teilschmelzen granitischer Zusammensetzung.

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 können als mechanisch stark beanspruchte (deformierte, z.T. zerbrochene) *Porphyroklasten* in einer (sehr) feinkörnigen Matrix überleben. Bei *Augengneisen*, die häufig mylonitisch entstehen, befinden sich beispielsweise große, duktil deformierte (zu Augen ausgelängte) Feldspatkörner (die Porphyroblasten) in einer feinkörnigeren Matrix. Eine *tektonische Brekzie*

ABBILDUNG 54 Phyllit, bestehend aus ca. 40% Biotit und 20% Muskovit (Sericit). Den Rest teilen sich Quarz und Feldspäte. Der schwache Seidenglanz wird durch den feinen Sericit verursacht.

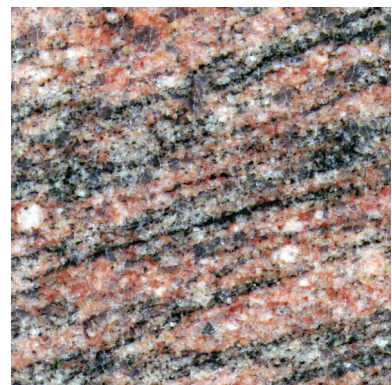
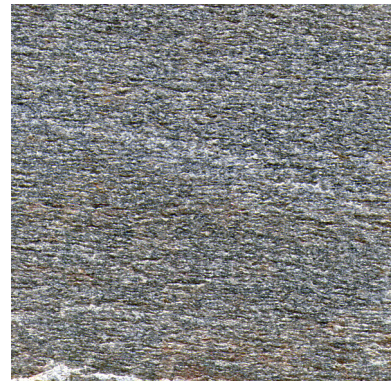


ABBILDUNG 55 Gneis, bestehend aus rotem K-reichen Alkalifeldspat, weißem Na-reichen Plagioklas, grauem Quarz und schwarzem Biotit. Das Parallelgefüge ist deutlich erkennbar.

entsteht in einer Störungszone; sie ist wenig verfestigt und besteht aus Gesteins- und Mineralbruchstücken im mm- bis cm-Bereich.

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 Staurolith-Disthen-Glimmerschiefer, dass es sich um einen Glimmerschiefer handelt, der Staurolith und mehr Disthen enthält. Daneben kann das Gestein größere Mengen an Quarz enthalten, dessen Vorhandensein nicht erwähnt werden muss. Minerale, die per Definition in dem Gestein enthalten sein müssen, werden in der Regel nicht in den Namen aufgenommen, z.B. Glimmer im Fall des Glimmerschiefers 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 29, S.70):

Grünschiefer (ältere nicht sehr gebräuchliche Bezeichnung: *Prasinite*) haben eine mafische Zusammensetzung (Ausgangsgesteine: basaltische Gesteine) und bestehen i.w. aus Chlorit (oft für die grüne Farbe der Gesteine verantwortlich), Aktinolith, Epidot, Albit und Quarz, die bei der meist geringen Korngröße aber kaum zu identifizieren sind.

Amphibolite haben ebenfalls mafische Zusammensetzungen und bestehen hauptsächlich aus Hornblende und Plagioklas, evtl. auch etwas Quarz, Biotit, Epidot und anderen Mineralen. Die Regionalmetamorphose basaltischer Magmatite endet häufig mit der höheren Amphibolitfazies. Auch Mergel geeigneter Zusammensetzung mögen unter denselben Bedingungen zu Amphiboliten umgeprägt werden.

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; daher werden sie auch *Glaukophanschiefer* genannt. Andere wichtige Minerale sind Epidot,

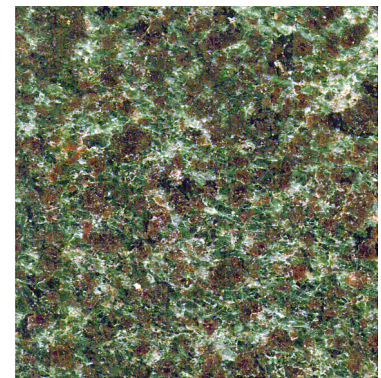
ABBILDUNG 56 Glaukophanit von Syros (Ägäis) mit Granat (rotbraun), Glaukophan (dunkelblau), Jadeit und Epidot (beide gelbgrün). Ausgangsgestein dieses nicht geschieferten Gesteins war vermutlich ein Gabbro. Größe des Stücks 5×5 cm.



Hellglimmer, Lawsonit (zur Identifizierung in der Regel zu klein), Jadeit und Granat. Lawsonit kennzeichnet dabei tiefere Bildungstemperaturen, Jadeit und Granat höhere. Enthält das Gestein zwar die Minerale der Blauschieferfazies, ist aber nicht geschiefert (z.B. ein ehemaliger Gabbro), dann sollte man es neutraler als *blauschieferfazielles Gestein* oder als *Glaukophanit* bezeichnen.

Eklogit ist ein mafisches Gestein (ehemaliger Basalt, Basalttuff oder Gabbro, bei hohem Druck und mittlerer Temperatur in Eklogit umgewandelt), das in der Hauptmasse aus Granat und Omphacit (= natriumreicher Klinopyroxen; siehe Seite 35) besteht, daneben aber auch geringe Mengen an Rutil, Quarz, Hellglimmer (Phengit), Disthen, Epidot/Zoisit

ABBILDUNG 57 Eklogit aus dem Münchberger Gneisgebiet in Nordostbayern. Er besteht aus Granat (rotbraun), dem Na-reichen Omphacit und hellem Quarz. Einige dunkle Flecken sind wahrscheinlich Amphibole.



u.a. Mineralen enthalten kann. Druck–Temperatur-Bedingungen der Eklogitfazies können sowohl in Subduktionszonen als auch in der Unterkruste bei Kontinent–Kontinent-Kollisionen erreicht werden (vergleiche Abbildung 29, S.70).

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. Hellglimmer darf nicht mehr vorhanden sein. Da mit dem Zerfall des Muskovits in Paragneisen Teilaufschmelzung einhergehen kann, können aus solchen Gesteinen entstandene Edukte residuale Gesteine nach dem Verlust einer granitischen Teilschmelze darstellen. Granulite ohne Mg-reichen Biotit sowie ohne Amphibole weisen oft isotrope Gefüge auf.

Marmor ist ein metamorpher Kalkstein bzw. ein metamorphes Karbonatgestein. Man unterscheidet oft zwischen *Marmor i.e.S.* (aus Calcit bestehend) und *Dolomitmarmor*. Er ist mittel- bis grobkörnig und meist weiß, kann aber auch durch Fremdminerale (Graphit, Eisenoxide) gefärbt sein.

Quarzit ist ein fein- bis mittelkörniger metamorpher Quarzsandstein; ebenso wie Marmor kann er unter weiten P–T-Bedingungen oberhalb von ≈ 300 °C gebildet werden.

Serpentin bezeichnet ein metamorphes Gestein, das überwiegend aus Serpentin besteht (entstanden aus der hydrothermalen Verwitterung von Peridotit unter Bedingungen der Kontaktmetamorphose, der Grünschieferfazies oder der Blauschieferfazies). Assoziiert mit Serpentiniten findet man häufig kleinere Mengen **Talk-schiefer**; sie entstehen ebenfalls durch hydrothermale Verwitterung von ultramafischen Gesteinen und darunter vor allem auf Kosten der Orthopyroxene, während Serpentinite auf Kosten des Olivins gebildet werden.

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. Kalksilikatgesteine können unter weiten P–T-Bedingungen der Regionalmetamorphose, der Kontaktmetamorphose und der Subduktionszonenmetamorphose entstehen.

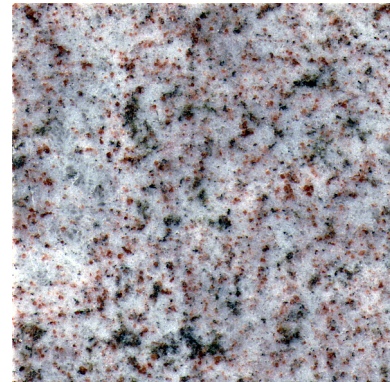


ABBILDUNG 58 Granulit, bestehend aus Granat (rot), Feldspäten und Quarz (weiß) sowie Pyroxenen und Amphibolen (dunkel). Da das Gestein noch ein schwach erkennbares Parallelgefüge aufweist, kann man es als granulitfazialen Gneis bezeichnen.

Das obige und viele andere Fotos von Gesteinen in diesem Text (und ein Teil der nur auf der langen Version dieses Skripts vorhandenen Fotos) stammen aus einer käuflichen Sammlung des Deutschen Natursteinarchivs in Wunsiedel (<http://www.deutsches-natursteinarchiv.de/>).

ABBILDUNG 59 Kalksilikatgestein (Castione bei Bellinzona, Tessin), bestehend aus Granat, feinschuppigem Phlogopit, grünlichem Diopsid und farblosem Karbonat; Größe ca. 7×7 cm.



2.6 Verwendung von Gesteinen

Hartgesteine wie Granite, Granodiorite, Syenite, Kalksteine oder Sandsteine finden eine vielfältige Verwendung in der Bauindustrie als Bausteine, Sockelsteine, Denkmalsteine und zur Fassadenverkleidung. Bei den letztgenannten Anwendungen richtet sich ihr Wert häufig nicht nach der Eignung für den jeweiligen Zweck, sondern nach dem Erscheinungsbild (und der Verfügbarkeit). So werden z.B. Sodalithsyenite wegen ihrer schönen blauen Farbe hoch gehandelt, obwohl sie nicht sehr verwitterungsbeständig sind und schon unter dem Einfluss von saurem Regen innerhalb einiger Jahre ausbleichen. Andere Hartgesteine (z.B. basaltische Gesteine, Amphibolite, Gabbros, Serpentine) werden vornehmlich zu Schottermaterial für den Straßen- und Eisenbahnbau gebrochen. Tonschiefer werden zur Dachabdeckung und zur Fassadenverkleidung benutzt. Lockergesteine (Sande, Kiese) werden in der Baustoffindustrie benötigt (Beton) sowie im Garten- und Landschaftsbau.

Magmatische Gesteine wie Anorthosite, Gabbros, Norite, Peridotite können wirtschaftlich wertvolle Anreicherungen von Erzmineralen enthalten, aus denen Metalle wie Ti, Cr, Ni, Co, Cu und Platinoide gewonnen werden. Mit Nephelinsyeniten und Karbonatiten sind Lagerstätten der Seltenen Erden, von Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta und P verbunden. Dasselbe gilt für Granitpegmatite, die darüber hinaus reich an nutzbaren Mineralen wie Li-Glimmern, Spodumen, Beryll, Topas und Turmalin sein können. *Greisen* sind durch Fluide infiltrierte und umgewandelte Gesteine in der unmittelbaren Umgebung von Granitplutonen und im Dach der Plutone selbst; mit ihnen sind Lagerstätten von Sn (Zinnstein), W (Scheelit) und Mo (Molybdänit) verknüpft. Syenite dienen gelegentlich als Rohstoff für die Gewinnung von Al.

Zur Verwendung von monomineralischen Gesteinen wie Kalksteinen, Gipsen, Tonen, Speckstein finden sich Hinweise im Mineralienteil dieses Skriptes.

Anhang I

3.0 Ergänzungen zur Symmetriellehre

Im folgenden werden einige Ergänzungen zum Kapitel 1.3.7 auf Seite 12 vorgestellt. Die äußere Form von Kristallen verschiedener Kristallsysteme und Kristallklassen ist durch verschiedene Arten und Kombinationen der Symmetrieelemente bestimmt: Drehung um eine Achse (mit der Zähligkeit 1, 2, 3, 4, 6), Spiegelung an einer Ebene (Symbol m), Inversion im Ursprung des Koordinatensystems (Symbol $\bar{1}$) und Drehinversion (Drehung um eine Achse und Inversion im Ursprung). An einem Beispiel aus dem kubischen Kristallsystem werden diese Symmetrieelemente zunächst in einer Serie von Abbildungen dargestellt.

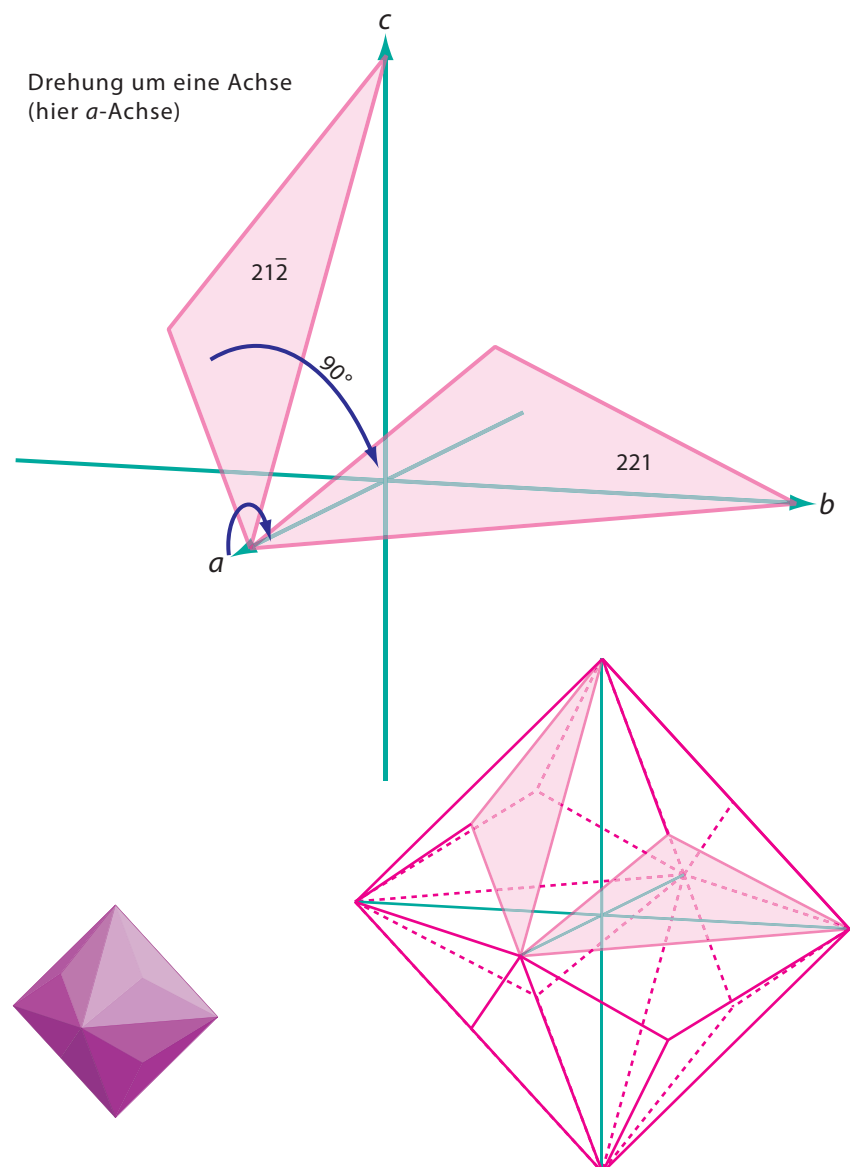


ABBILDUNG 60

Wirkung einer vierzähligen Drehachse auf die Fläche $(2\bar{1}2)$ eines Trisoktaeders

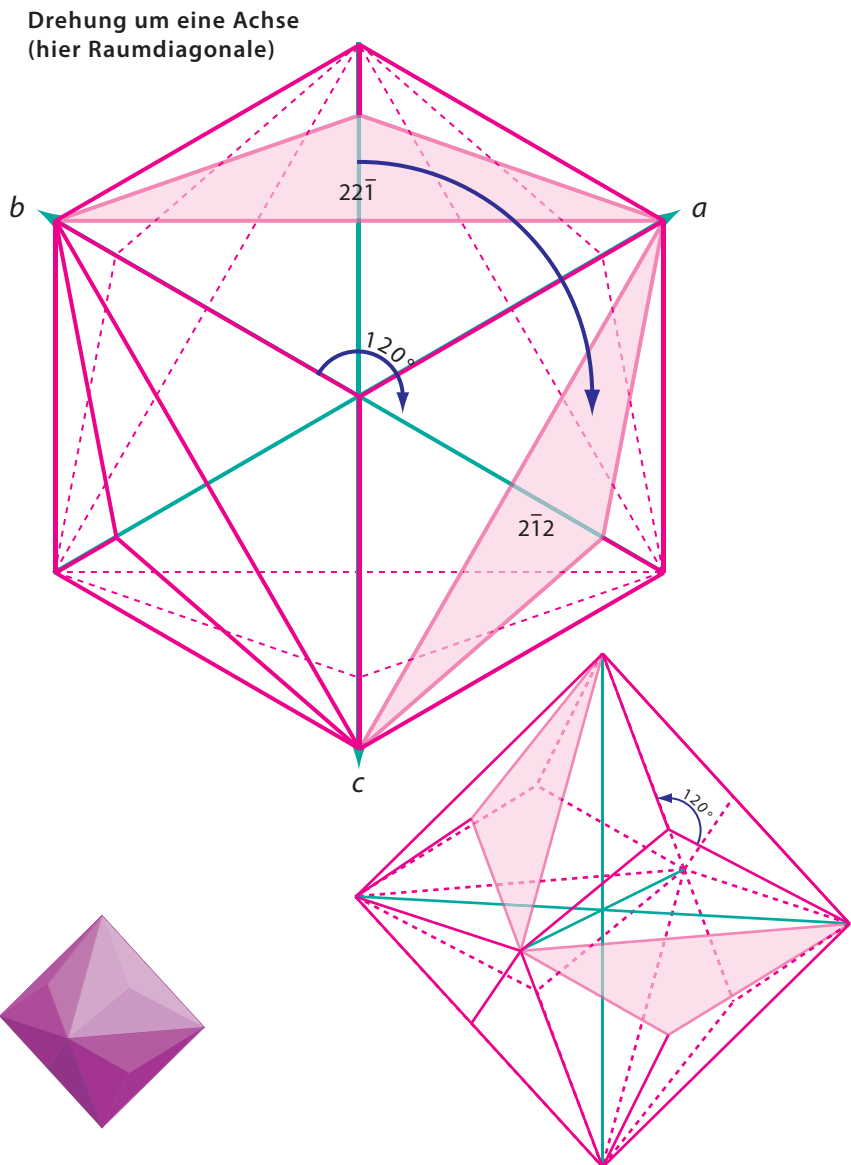


ABBILDUNG 61

Wirkung einer dreizähligen Drehachse (parallel einer Raumdiagonalen) auf die Fläche $(2\bar{2}1)$ eines Trisoktaeders

Gegeben sei ein *Trisoktaeder*, das z.B. in der Kristallklasse $m\bar{3}m$ die allgemeine Form $\{hhl\}$ repräsentiert, wobei $h > l$ und h und $l \neq 0$ sind, also z.B. $\{221\}$. Abbildung 60 zeigt die Wirkung einer vierzähligen *Drehachse* (hier parallel der a -Achse $[100]$) auf die Fläche $(\bar{2}12)$ ¹. Eine Drehung dieser Fläche um 90° erzeugt Fläche (221) . In den kubischen Kristallklassen sind die vier Raumdiagonalen dreizählige Drehachsen; im Trisoktaeder stechen sie jeweils am Treffpunkt von drei Flächen aus. In Abbildung 61 ist die Wirkung einer solchen Drehachse (parallel $[111]$) auf Fläche $(2\bar{2}1)$ dargestellt. Drehung um 120° im Uhr-

1. Nach der Definition der Miller-Indices entspricht dies einer Fläche, welche die a -Achse und die c -Achse im Abstand von jeweils $1/2$ und die b -Achse im Abstand von -1 schneidet. Der Schnittpunkt mit der b -Achse ist hier allerdings gar nicht vorhanden, weil Fläche $(\bar{2}12)$ von den Flächen $(1\bar{2}2)$ und $(\bar{2}\bar{2}1)$ geschnitten wird. Man muss sich Fläche $(\bar{2}12)$ daher bis zum Schnittpunkt mit der negativen b -Achse verlängert denken.

zeigersinn erzeugt Fläche $(2\bar{1}2)$. Abbildung 62 zeigt, wie eine *Spiegelebene*, die durch die Achsen a und b aufgespannt wird, aus Fläche (212) eine Fläche $(2\bar{1}2)$ erzeugt. Ein Inversionszentrum, identisch mit dem Koordinatenursprung, invertiert eine Fläche auf der Vorderseite exakt auf die gegenüberliegende Seite des Kristalls; dadurch ändern die Miller-Indices der neuen Fläche ihre Vorzeichen. So entsteht z.B. aus $(2\bar{1}2)$ eine neue Fläche $(\bar{2}\bar{1}\bar{2})$ (Abbildung 63). Die Wirkung einer *Drehinversionsachse* schließlich illustriert Abbildung 64, S.98. Drehung von Fläche (212) um 90° um die a -Achse erzeugt intermediär Fläche $(2\bar{2}\bar{1})$; Inversion am Symmetriezentrum lässt daraus Fläche $(\bar{2}\bar{2}\bar{1})$ entstehen. Es muss betont werden, dass die *Drehinversionsachse* per Definition aus einer Fläche nur eine weitere erzeugt, hier also $(\bar{2}\bar{2}\bar{1})$ aus (212) .

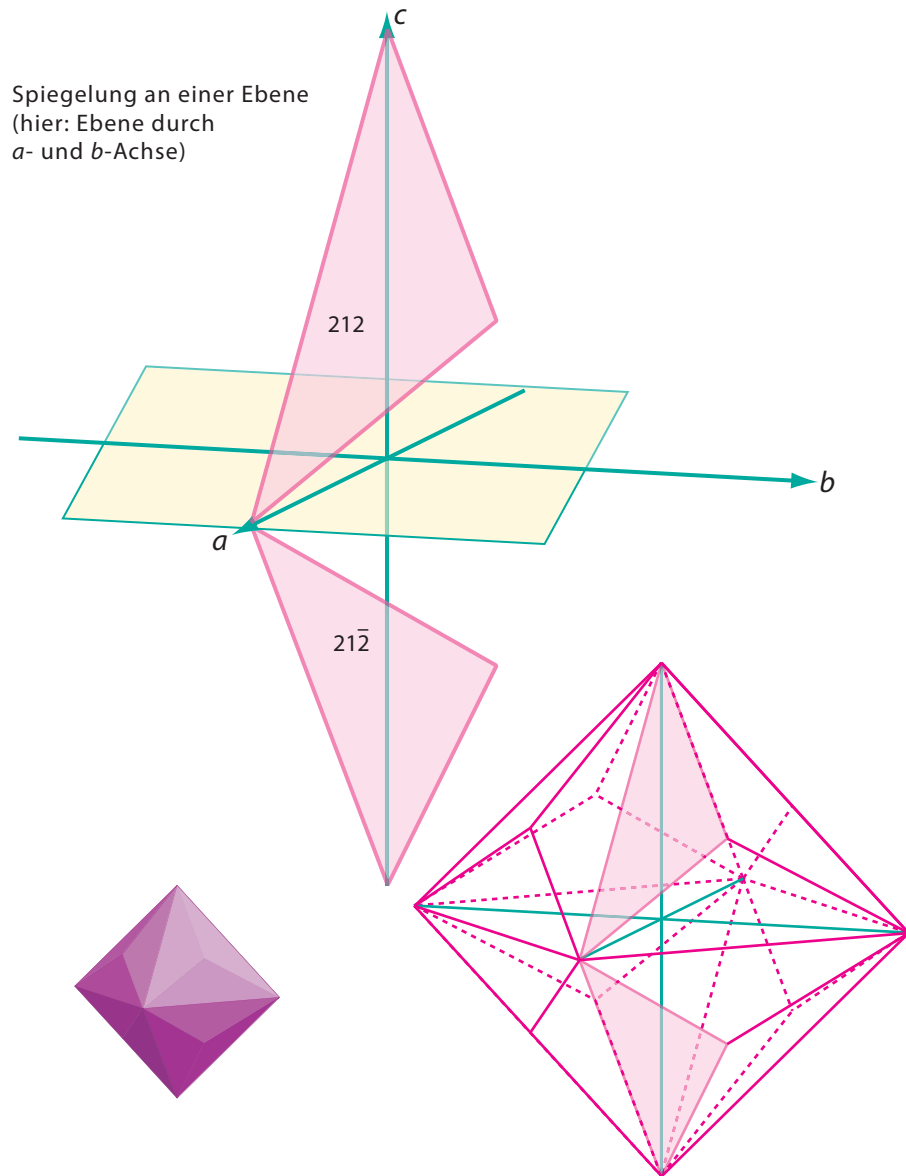


ABBILDUNG 62

Wirkung einer durch die Achsen a und b aufgespannten Spiegelebene auf die Fläche (212) eines Trisoktaeders

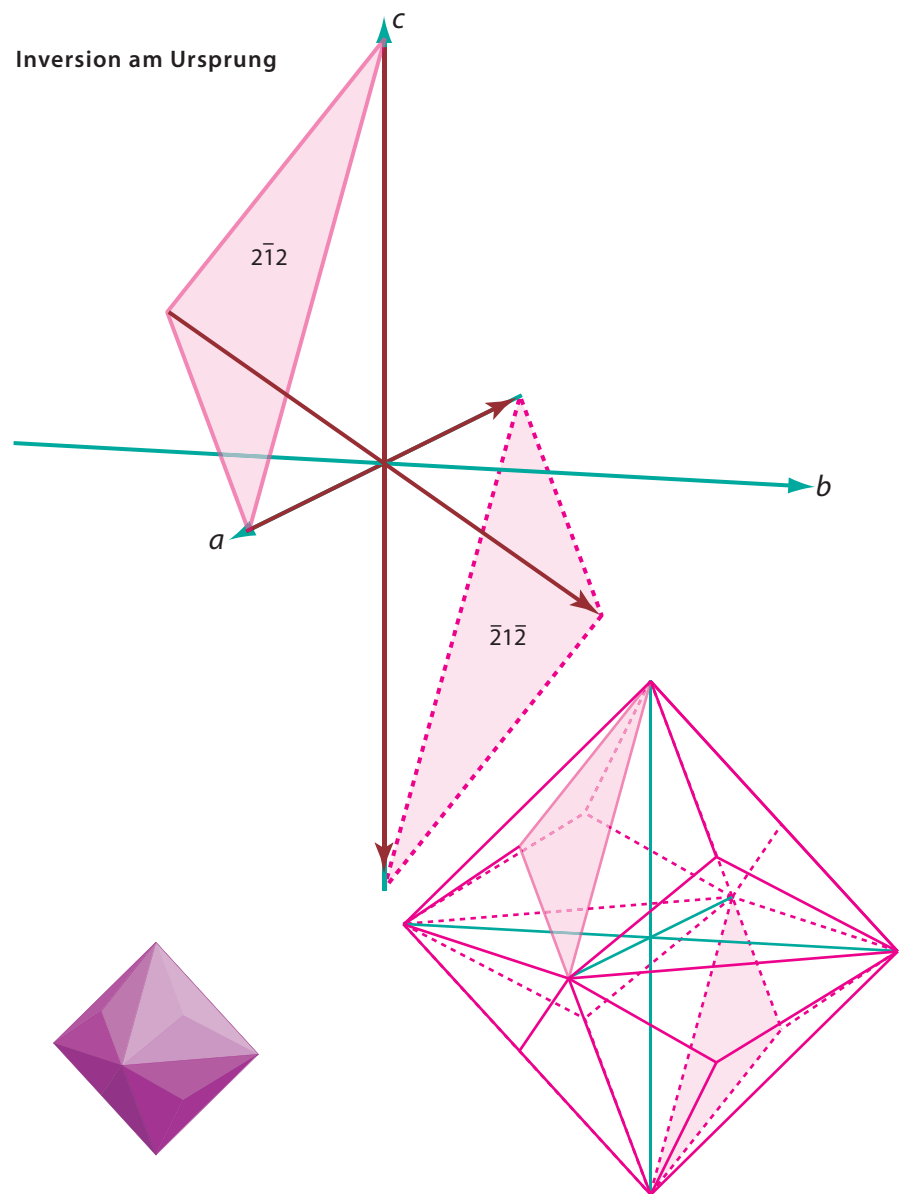


ABBILDUNG 63

Wirkung eines Inversionszentrums auf Fläche $(2\bar{1}2)$ eines Trisoktaeders. Die Fläche $(\bar{2}1\bar{2})$ liegt auf der Rückseite des Körpers und ist mit blässerer Farbe dargestellt als Fläche $(2\bar{1}2)$ auf der dem Betrachter zugewandten Seite.

In den Kristallklassen 23 und $m\bar{3}$ des kubischen Systems bildet die Form $\{hk0\}$ ein *Pentagondodekaeder*, in dem z.B. der Pyrit häufig kristallisiert. In Abbildung 65, S.99 ist schrittweise aufgeführt, wie ein solches Pentagondodekaeder für die Kristallklasse 23 aus der Fläche (210) durch Anwendung von Symmetrieoperationen aufgebaut werden kann. Es gibt verschiedene Wege, durch unterschiedliche Kombination der Symmetrieoperationen zum Ziel zu gelangen, und hier wird nur ein Weg gezeigt.

Laut Tabelle 4 auf Seite 13 des Skriptes weist Klasse 23 drei zweizählige und vier dreizählige Drehachsen auf. Die zweizähligen Drehachsen liegen parallel den Achsen a , b und c , die dreizähligen parallel den vier Raumdiagonalen eines Würfels. Die erste Zeichnung der Abbildung zeigt ein Pentagondodekaeder. Fläche (210) ist blau umrandet. Alle Flächen sind mit ihren Miller-Indices ausgewiesen (in schwarz Flächen auf der dem

Betrachter zugewandten Seite des Körpers, in rot solche auf der Rückseite). Zeichnung oben rechts stellt dar, wie durch Drehung um die Raumdiagonale $[111]$ um jeweils 120° aus (210) die Flächen (102) und (021) entstehen. Hier und in den folgenden Zeichnungen der mittleren und rechten Spalten sind bereits existierende Flächen jeweils in einem satteren Farbton markiert als die neu entstehenden. In Schritt II wird eine Drehung um 180° um die a -Achse durchgeführt. Aus Fläche (210) entsteht so Fläche $(2\bar{1}0)$ und aus (102) wird $(10\bar{2})$ erzeugt. Zusätzlich entsteht – hier nicht dargestellt und bei der weiteren Betrachtung vernachlässigt – noch Fläche $(02\bar{1})$ aus (021) .

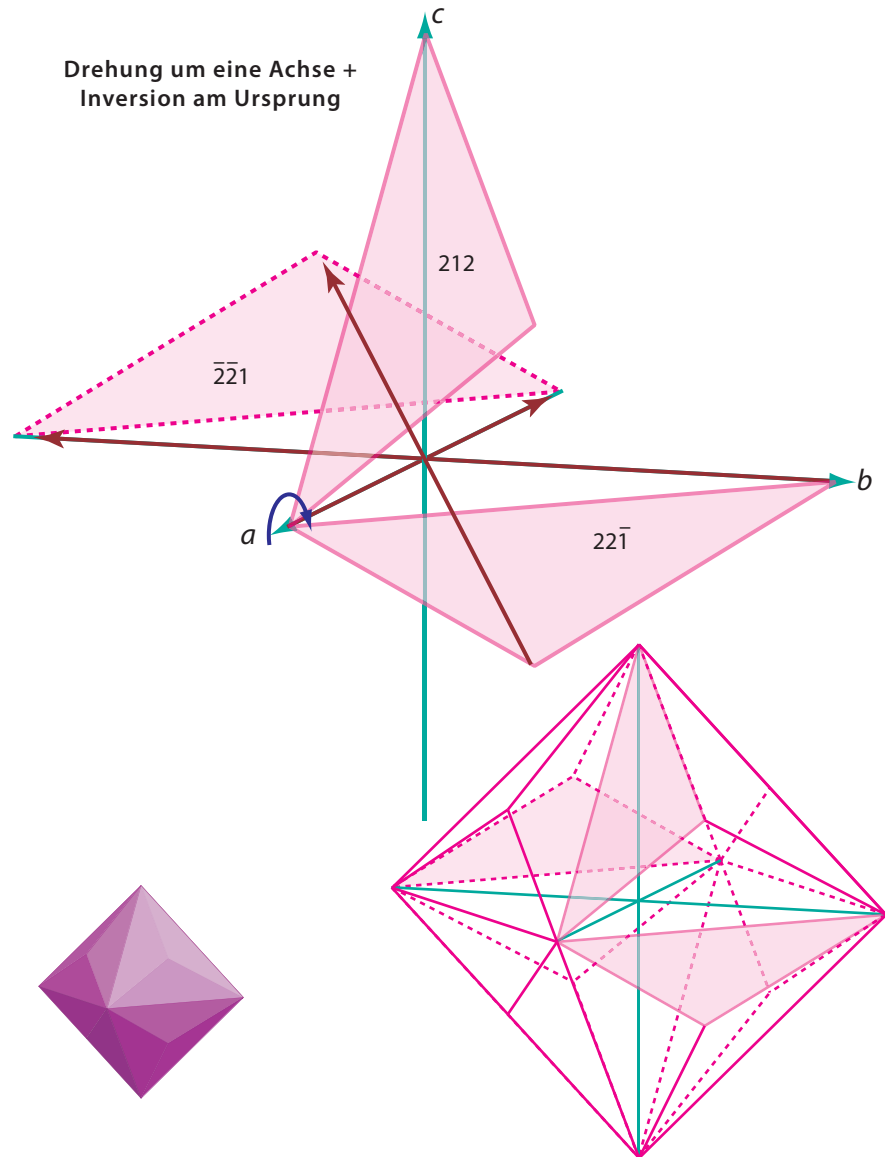


ABBILDUNG 64

Wirkung einer Drehinversionsachse auf die Fläche (212) eines Trisoktaeders. Drehung um 90° um $[100]$ erzeugt vorübergehend Fläche $(22\bar{1})$, Inversion ergibt $(\bar{2}12)$.

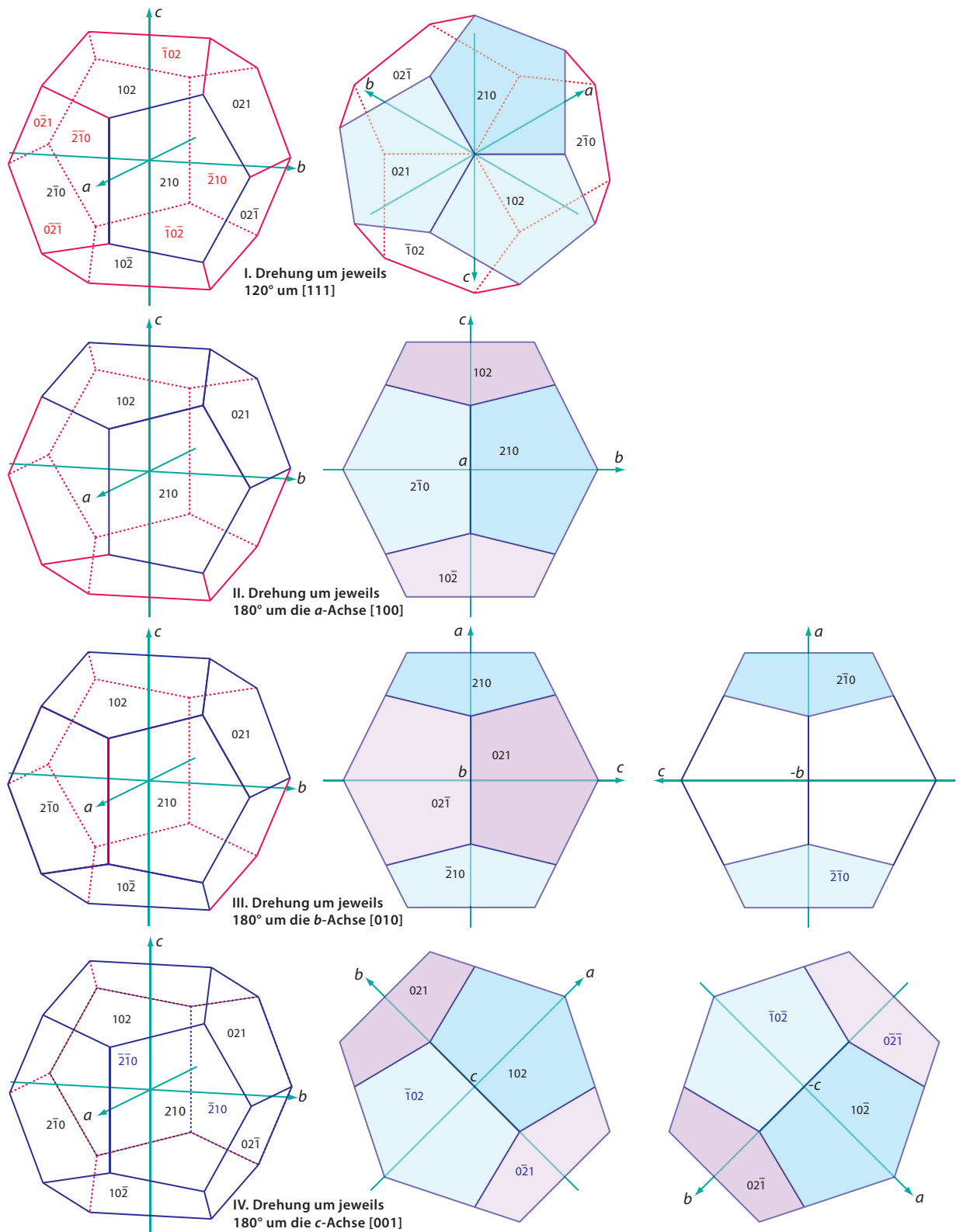


ABBILDUNG 65

Erzeugung eines Pentagondodekaeders aus Fläche (210) in der kubischen Kristallklasse 23 durch die zwei- und dreizähligen Drehachsen

Schritt III stellt die Wirkung einer Drehung von 180° um die b -Achse dar. Aus (021) wird $(0\bar{2}1)$ gebildet, und aus (210) entsteht $(\bar{2}10)$. Ein Blick entlang der negativen b -Achse zeigt, dass noch $(\bar{2}10)$ aus $(2\bar{1}0)$ erzeugt wird. Jetzt haben wir alle Flächen der dem Betrachter zugewandten Seite des Pentagondodekaeders vorliegen (und zusätzlich bereits mindestens die beiden in blauer Schrift ausgewiesenen Flächen auf der Rückseite in der Zeichnung unten links von Abbildung 65). Drehung um die c -Achse um 180° erzeugt sämtliche Flächen auf der Rückseite aus den Flächen auf der Vorderseite. So entstehen z.B. $(\bar{1}02)$ aus Fläche (102) und $(\bar{1}0\bar{2})$ aus $(10\bar{2})$. Damit sind die elf weiteren Flächen des Pentagondodekaeders aus (210) entstanden, und alle Flächen dieses Körpers sind folglich symmetrieäquivalent.

In den kubischen Kristallklassen gibt es eine Fülle von Körpern, die sich aus einzelnen Formen $\{hkl\}$ aufbauen lassen. Lediglich zwei dieser Körper, nämlich der Würfel und das Rhombendodekaeder, existieren in allen Klassen. Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht über diese Körper, die zudem in den Abbildungen 66 und 67 in Zeichnungen dargestellt sind.

TABELLE 6 Kristallformen der kubischen Kristallklassen

Form	Klasse 23	Klasse $m\bar{3}$	Klasse $\bar{4}3m$	Klasse 432	Klasse $m3m$
$\{100\}$	Würfel	Würfel	Würfel	Würfel	Würfel
$\{110\}$	Rhombendodekaeder	Rhombendodekaeder	Rhombendodekaeder	Rhombendodekaeder	Rhombendodekaeder
$\{111\}$	Tetraeder	Oktaeder	Tetraeder	Oktaeder	Oktaeder
$\{hk0\}$, z.B. $\{210\}$	Pentagondodekaeder	Pentagondodekaeder	Tetrakis-hexaeder	Tetrakis-hexaeder	Tetrakis-hexaeder
$\{hll\}$, z.B. $\{211\}^a$	Tristetraeder	(Deltoid-)Ikositetraeder	Tristetraeder	(Deltoid-)Ikositetraeder	(Deltoid-)Ikositetraeder
$\{hhl\}$, z.B. $\{221\}$	Deltoiddodekaeder	Trisoktaeder	Deltoiddodekaeder	Trisoktaeder	Trisoktaeder
$\{hkl\}$, z.B. $\{321\}$	tetraedrisches Pentagondodekaeder	Disdodekaeder	Hexakis-tetraeder	Pentagon-ikositetraeder	Hexakis-oktaeder

a. $h > l$; alle Indices $\neq 0$

Wenn Sie versuchen wollen, sich einen dieser Körper durch die Anwendung von Symmetrieeoperationen aufzubauen, dann sollten Sie in Ergänzung zu Tabelle 4 auf Seite 13 des Skriptes noch wissen, dass die vier dreizähligen Drehachsen aller kubischen Kristallklassen den vier Raumdiagonalen eines Würfels entsprechen (Richtung $[111]$ und symmetrieäquivalente Richtungen). In den Klassen $m\bar{3}$ und $m3m$ sind dies allerdings Drehinversionsachsen ($\bar{3}$). Klasse 23 verfügt weiter nur noch über drei zweizählige Achsen parallel den Achsen a , b und c (Richtungen $[100]$, $[010]$ und $[001]$). In Klasse $m\bar{3}$ existieren des weiteren drei Spiegelebenen, die durch jeweils zwei der drei Achsen a , b und c aufgespannt werden. Klasse $\bar{4}3m$ ist neben den vier dreizähligen Achsen durch drei $\bar{4}$ -Achsen parallel a , b und c ausgewiesen sowie durch sechs Spiegelebenen parallel Rhombendodekaederflächen $\{110\}$. Klasse 432 hat neben den vier dreizähligen Achsen vier vierzählige Achsen parallel a , b und c sowie die sechs zweizähligen Achsen von Klasse $\bar{4}3m$. Klasse $m3m$ schließlich hat neben den vier $\bar{3}$ -Achsen drei vierzählige Achsen parallel a , b und c , sechs zweizählige Achsen, die inmitten der Rhombendodekaederflächen $\{110\}$ ausstechen (also parallel $[110]$ und den symmetrieäquivalenten Richtungen), drei Spiegelebenen parallel den Würfelflächen $\{100\}$ (also aufgespannt

durch jeweils zwei der drei Achsen a , b und c) und sechs Spiegelebenen parallel den $\{110\}$ -Flächen.

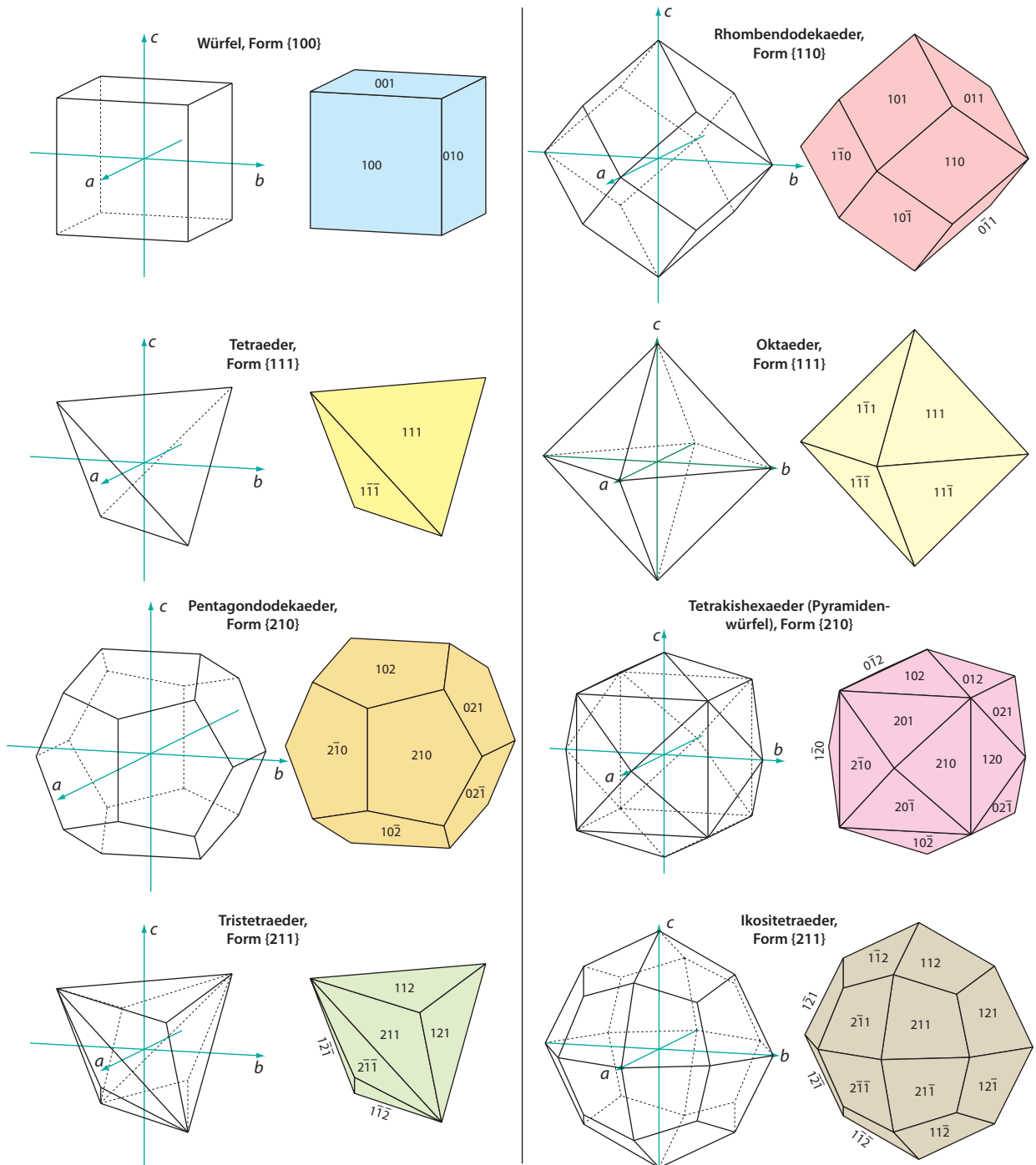


ABBILDUNG 66

Körper der Formen $\{100\}$, $\{110\}$, $\{111\}$, $\{210\}$ und $\{211\}$ in den kubischen Kristallklassen. Jeder Körper ist sowohl durchsichtig und undurchsichtig dargestellt. Zur Orientierung sind die Achsen des Koordinatensystems eingetragen und die Flächen mit ihren Miller-Indices ausgewiesen.

Trotz der Eleganz des 48flächigen Hexakisoktaeders wird man nicht erwarten können, dass diese Form in Kristallen der Klasse $m3m$ häufig verwirklicht ist. Viel wahrscheinli-

cher ist, dass in dieser Klasse kristallisierende Minerale dominierend die Formen $\{100\}$, $\{110\}$ und $\{111\}$ ausbilden. Generell kann man sagen, dass in einem Kristall niedrig indizierte Flächen in der Regel häufiger als hoch indizierte sind. Flächen, die Miller-Indices mit zweistelligen Ziffern, z.B. $(3\ 5\ 10)$ haben, sind ausgesprochen selten und – falls sie doch einmal auftreten – klein. Das Hexakisoktaeder ist als Form von *Diamanten* beschrieben worden; allerdings zeigen die Kristalle Lösungserscheinungen, und als Folge sind die Oberflächen rundlich.

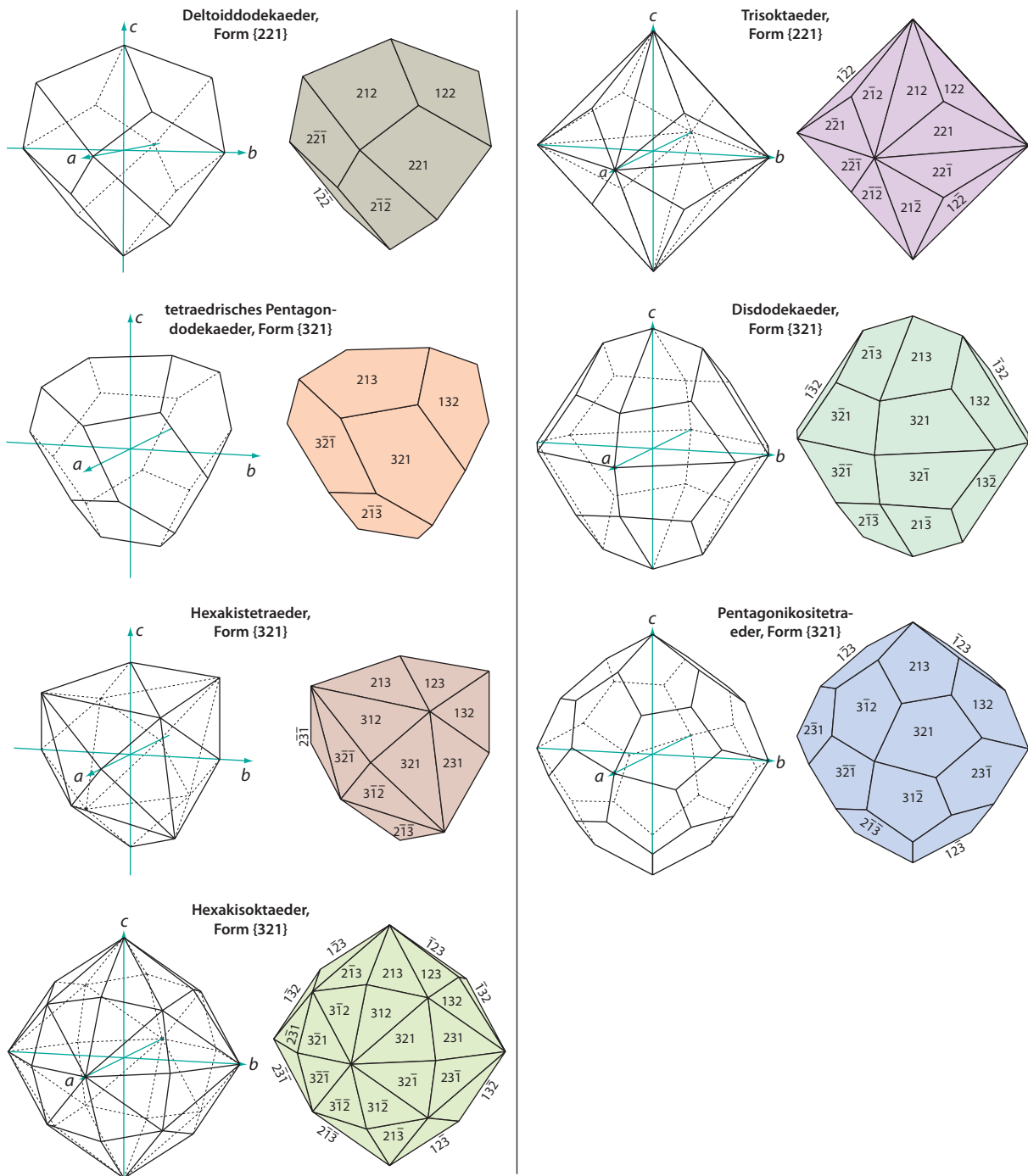


ABBILDUNG 67

Körper der Formen $\{221\}$ und $\{321\}$ in den kubischen Kristallklassen

4.0 Mineralbestimmungstabellen

Tabelle 7: 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 (Würfel, Pentagondodekaeder), aber auch radialstrahlige oder faserige Massen
Markasit	metallisch	6	messinggelb	grün-schwarz	4.9	keine	oft oberflächlich braun verwittert
Kupferkies (Chalkopyrit)	metallisch	4	messinggelb	grün-schwarz	4.2	keine	derb oder körnig; oft Anlauffarben
Bleiglanz (Galenit)	metallisch	2 ¹ / ₂	grauschwarz	grau	7.5	drei im \angle von 90°	häufig würfelförmige Kristalle
Zinkblende (Sphalerit)	metallisch	3 ¹ / ₂	gelb, braun, schwarz	braun	4.0	sechs	H ₂ S-Geruch beim Reiben auf einer Porzellanschale
Buntkupferkies (Bornit)	submetallisch	3	braun-bronze, oft bunt angelaufen	schwarz	5.1	keine	meist derbe Massen; charakteristische violette, blaue und rote Anlauffarben
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	körnig bis derb
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 8: 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	Durchkreuzungszwillinge sind häufig
Korund	nichtmetallisch	9	weiß, rosa, blau	farblos	4.0	keine	
Granat	nichtmetallisch	7	rotbraun, grün, gelb, rosa	farblos	3.5 – 4.3	keine	oft idiomorph (Rhombendodekaeder, Ikositetraeder)
Olivin	nichtmetallischer Glasglanz	7	oliv, graugrün, gelbgrün	farblos	3.3 – 4.4	keine, muscheliger Bruch	verwitterungsanfällig (braune Zersetzungserzeugnisse)
Turmalin	nichtmetallischer Glasglanz	7 ¹ / ₂	alle Farben	farblos	3.0 – 3.3	Teilbarkeit senkrecht Säulen und Stängel	oft idiomorph mit charakteristischem dreieckigem Querschnitt
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 9: 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 ✕	braust in stärkerer Salzsäure
Biotit	nichtmetallisch	2 ^{1/2} – 3	braun – schwarz	farblos	3.0	eine parallel zur Basis	blättrig

Tabelle 10: 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°	langsam abgekühlte Alkalifeldspäte (in Plutoniten und Metamorphiten) zeigen oft Entmischungslamellen
Plagioklas	nichtmetallisch	6	farblos, weiß, grün, grau, rosa	farblos	2.7	zwei, nahezu 90°	sehr häufig polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt
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 11: 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	sehr häufig würfelförmige Kristalle
Aragonit	nichtmetallisch	3 ^{1/2} – 4	farblos, weiß	farblos	2.9	eine	löst sich in verdünnter Salzsäure; pseudohexagonale Durchkreuzungs- drillinge
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; braust nicht in kalter verdünnter Salzsäure, aber mit starker Salzsäure
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 ✕	braust mit kalter 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

A	Seite		Seite
Achat	42	Augit	35
Adular	43, 44	Ausbildung	8
Ägirin	35	Ausgangsgesteine	69
Akmit	35	Aventurinfeldspat	42
Aktinolith	36	Aventurinquarz	10, 42
Al ₂ SiO ₅	30	Azurit	54
Alabaster	56	B	
Albit	42, 44	Bändersilikate	26
Albitzwillinge	45	Baryt	57, E
Alkalifeldspat	42, D	Basalt	65, 81
Allanit	33	Basanit	82
Almandin	29	basisch	64
Aluminiumsilikate	30	Bassanit	56
Amazonit	43	Bastit	39
Amethyst	41	Bavenoer Zwillinge	45
amorpher Zustand	4	Bentonit	39
Amphibole	36, B	Bergkristall	41
Kristallstruktur	25	Beryll	34, D
Amphibolit	65, 91	Bims	81
Amphibolitfazies	70	Bindemittel	66, 68
Analcim	47, E	biogene Sedimente	69
Anatas	47	Biotit	37, C
Andalusit	D	Kristallstruktur	27
Andesin	44	Blasten	69
Andesit	65, 81	Blauschiefer	71, 91
Andradit	29	Bleiglanz	58, A
Anglesit	7	Bøggildlücke	10
Anhydrit	56	Bomben	85
Anionen	2	Bornit	10, 60, A
Anisotropie	4	Bowen'sche Reaktionsreihe	66
Ankerit	54, C	Bowensche Reaktionsreihe	67
Anlauffarben	10	Brauneisen	51
Anorthit	42, 44	Brauner Glaskopf	51
Kristallstruktur	28	Breccie <i>siehe</i> Brekzie	
Anorthosit	76	Brekzie	87, 88
Anthophyllit	6, 36	tektonische	90
Antigorit	39	vulkanische	86
Antiperthit	43	Breunnerit	52
Apatit	7, 57, C, E	Bronzit	35
Aplit	66, 85	Brookit	48
Aquamarin	34	Bruchverhalten	11
Aragonit	53, E	Buntkupferkies	60, A
Arenit	86, 89	Bushveld-Komplex	65
Arkose	87	Bytownit	44
Asbest		C	
Amphibol~	37	Cabochoon	10
Serpentin~	39	Ca-Feldspat	42
Aschen	85	Calcit	52, E
Assimilation	65	Cancrinit	76
Asterismus	10	Cerussit	7
Atome	2	Chabasit	47
Augengneis	90	Chalcedon	42

	Seite		Seite
Chalkopyrit	10, 60, A	Eisenglimmer	49
Chamosit	38	Eklogit	71, 91
Chatoyance	10	Eklogitfazies	70
chemische Sedimente	69	Elbait	22, 35
Chert	42, 89	Elementarzelle	21
Chiastolith	30	Enantiomorphie	8
Chlorit	38	Enstatit	6, 35
Chloritoid	32	Epidot	33, B
Chromit	50, A	Erdkruste	65
Chrysotil	39	Erdmantel	65
Citrin	42	Ergussgesteine	79
Clinopyroxene <i>siehe</i> Klinopyroxene		Evaporit	89
Coelestin	57, E		
Coesit	41, 42	F	
Collophan	57	Falkenauge	42
Cordierit	34	Fanglomerat	88
Cristobalit	41	Farbe	10
Cumingtonit	6, 36	Färbung	10
Cyclosilikate	24	Farbzahl	75, 83
		Fasergips	56
D		Fayalit	29
Dazit	65, 81	Feldspäte	42
Deltoiddodekaeder	100, 102	Feldspatvertreter	45
Deltoidikositetraeder	100, 101	Fels	89
Diabas	81	felsisch	64, 75
Diadochie	7	Feuerstein	42
Diagenese	68	Fibrolith	31
Diallag	35	Flint	42
Diamant	62, 102	Fluorit	55, E
Diatomeenerde	64	Flußspat	55, E
Diatomit	89	Foid	45
Dichte	12	Foliation	69
Dike	66	Form, kristallographische Definition	16
Dimorphie	6	Forsterit	29
Diopsid	35	Fossilienkalk	88
Kristallstruktur	24	Fuchsit	42
Diorit	76, 78		
Disdodekaeder	100, 102	G	
diskontinuierliche Reaktionsreihe	66	Gabbro	65, 76
displazive Phasenumwandlung	6	Galenit	58, A
Disthen	B, D	Gänge	66
Dolerit	81	Ganggesteine	66
Dolomit	54, E	Gefüge	64, 69
Doppelspat	53	gekoppelter Ersatz	7
Drehachse	15, 94, 95	Gerüstsilikate	27
Drehinversionsachse	15, 96, 98	Gestein – Definition	5
Dunit	78	Gesteinsmetamorphose	69
		Gips	56, E
E		Glanz	10
Edukte	69	Glaukonit	38
Effusivgesteine	66	Glaukonit-Sandstein	87
Einschlüsse	10	Glaukophan	36
Einsprenglinge	66	Glaukophanit	91
Eisenglanz	49	Glaukophanschiefer	91

	Seite		Seite
Glimmer	37	invarianter Punkt	30
Glimmerschiefer	65, 90	Inversionszentrum	14, 97
Gneis	65, 90	Ionen	2
Goethit	51	Ionenradius	3
Granat	29, B	Ionensubstitution	7
Granit	66, 76	Isomorphie	7
Granitoid	66	Isotropie	4
Granitporphyr	81	Isotypie	7
Granodiorit	66, 76	Jadeit	35
Granulit	65, 70, 92	Jaspis	42
Granulitfazies	70		
Graphit	62, A	K	
Grauwacke	87	Kalifeldspat	42
Greisen	93	Kalkmergel	89
Grossular	29	Kalksilikatfels	92
Grundmasse	66	Kalksilikatgneis	92
Grünsand	38, 87	Kalkspat	52, E
Grünschiefer	91	Kalkstein	88
Grünschieferfazies	70	Kalkstein, bituminös	89
Gruppensilikate	24	Kalktuff	88
		Kalzit <i>siehe</i> Calcit	
H		Kaolinit	39, E
Habitus	4, 8	Karbonatit	78
Halit	55, E	Karlsbader Zwillinge	45
Hämatit	49, A, B	Karneol	42
Härte	11	Kassiterit	48
Harzburgit	78	Kataklase	69
Hauyn	46	Kationen	2
Hedenbergit	35	Kersantit	85
Hellglimmer	38	Kettensilikate	24
Hercynit	50	Kies	87
Herzwillinge	47	Kieselgur	64
Heulandit	46	Kieselkalk	89
Hexakisoktaeder	100, 102	Kieselschiefer	89
Hexakistetraeder	100, 102	Kimberlit	62
Hochalbit	6	klastische Sedimente	69
Hochquarz	40	Klinoamphibole	36
homogene Festkörper	4	Klinochlor	38
Hornblende	36	Klinoenstatit	6
Hornblendit	76	Klinopyroxene	35
Hornfels	89	Klinozoisit	6, 33
Hornstein	89	Kniezwillinge	
Hypersthen	35	Kassiterit	48
		Rutil	47
I-J		Knotenschiefer	90
idiomorph	12	Kohlenstoff	61
Idokras	34	Zustandsdiagramm	61
Ignimbrit	86	Komatiit	83
Ikositetraeder	100, 101	Kombinationsstreifung	59
Illit	87	Kompaktion	68
Ilmenit	51	Konglomerat	87, 88
Inosilikate	24	Konkretion	89
Inselsilikate	24	Kontaktaureole	71
intermediär	64		

	Seite		Seite
Kontaktmetamorphose	70	Metamorphose	69
kontinuierliche Reaktionsreihe	66	metastabil	6
Koordinationszahl	3	Migmatit	90
Kornform	12	Mikrit	89
Korund	48, B, D	Mikroclin	43
Kreislauf der Gesteine	72	Milchquarz	42
Kristall	4	Miller-Indices	16
Kristallform	4, 12	Mimetesit	7
kristalliner Zustand	4	Mineral	4
Kristallklasse	13, 14	Mineralart	5
Kristallsystem	12, 13	Mineralklassifikation	20
Krokydolith	37	Mineraloide	4
Kryptit	89	Mineralvarietät	5
Kupferkies	60, A	Minette	85
L		Mischkristall	4, 7
Labradorit	10, 44	MOHO	65
Lagenintrusion	65, 73	Molybdänglanz	61, A
Lagergang	66	Molybdänit	11, 61, A
Lahar	86	Monalbit	6
Lakkolith	65	Mondstein	44
Lamprophyr	66, 85	Montmorillonit	39
Lapilli	85	Monzonit	76
Lawsonit	34	Muskovit	38, E
Lepidokrokit	51	Mylonit	90
Lepidolith	12	N	
Leucit	45, D	Na-Feldspat	42
leukokrat	75	Natrolith	46
Lherzolith	78	Nephelin	45, D
Limonit	51, C	Nephelinit	82
Lineation	69	Nesosilikate	24
Linksquarz	41	Norit	65, 76
Lizardit	39	Nosean	46
Lutit	89	O	
M		Obsidian	81
mafisch	64, 75	Oktaeder	100, 101
Magma	64	Oligoklas	44
Magnetit	53, E	Olivin	29, B
Magnetit	49, A	Omphacit	35
Malachit	54, C	Onkoid	89
Manebacher Zwillinge	45	Onkolith	89
Manganomelan	51	Onyx	42
Marienglas	56	Ooide	88
Markasit	60, A	Oolith	88
Marmor	92	Opal	4, 10
Martit	49	Opaleszenz	10
melanokrat	75	Ordnungs-/Unordnungsumwandlung	6
Melaphyr	81	Orthit	33
Melilith	82	Orthoamphibole	36
Melilithit	82	Orthoferrosilit	35
Mergel	89	Orthogneis	90
Mesoperthit	43	Orthoklas	43
Metamorphite	69	Orthopyroxene	35

	Seite		Seite
Orthosilikate	24	Pyroxene	35, B
P–Q		Pyroxenit	78
Palagonit	86	Pyroxmangit	23
Paragenese	6	QAPF-Diagramm	74, 76
Paragneis	90	mafische Plutonite	77
Paragonit	38	Plutonite	75
Paramorphose	8	Ultramafitite	79
Pegmatit	66, 85	Vulkanite	80
Pelite	86	Quarz	40, D
Pentagondodekaeder	97, 99, 100, 101	Kristallstruktur	26
Pentagonikositetraeder	100, 102	Quarzit	65, 92
Peridot	29	Quarzsandstein	87
Peridotit	78	R	
Perthit	43	Radiolarit	89
Phänokristen	66	Rauchquarz	41
Phasenumwandlung		Rauhaugit	78
displazive	6	Raumgruppe	15
Ordnungs-/Unordnungsumwandlung	6	Rechtsquarz	41
rekonstruktive	6	Redwitzit	78
Phengit	38	Regionalmetamorphose	70
Phlogopit	37	rekonstruktive Phasenumwandlung	6
Phonolith	65, 85	Rekristallisation	68
Phyllit	65, 90	relative Härte	11
Phyllosilikate	26	Reliktgefüge	72
Piemontit	33	Rhodochrosit	7
Pikrit	82	Rhodonit	23
Pillow-Basalt	81	Rhombendodekaeder	100, 101
Pisolith	88	Rhyolith	65, 81
Pistazit	33	Richtungen, in der Kristallographie	19
Plagioklas	43, D	Riebeckit	36
Plutone	66	Ringsilikate	24
Plutonite	66	Ritzhärte	11
polymikt	88	Romanechit	51
Polymorphie	6	Rosenquarz	41
polysynthetische Zwillinge, bei Plagioklasen	45	Rubin	49
porphyrisch	66	Rudit	89
Porphyroblasten	69, 90	Rutil	47, B
Porphyroklasten	90	S	
Prasinit	91	Sand	87
Psammite	86	Sandstein	87
Psephite	86	Sanidin	42
Pseudomorphose	8	Saphir	10, 49
Psilomelan	51	sauer	64
Pyralspit-Gruppe, Granate	29	Schaumkalk	88
Pyramidenwürfel	101	Scheelit	19
Pyrit	59, A	Schichtsilikate	26
Pyroklasten	85	Schiefer	90
pyroklastische Gesteine	65, 79	Schieferton	86
Pyroklastite	85	Schieferung	69, 89
Pyrolusit	51	Schiller	10, 44
Pyromorphit	7	Schleifhärte	11
Pyrop	29	Schlotbrekzie	86

	Seite		Seite
Schluff	87	Struktur	64
Schmelze	64	Subvulkanite	66, 79
Schörl	35	Syenit	76
Schwarzer Glaskopf	51	Sylvin	55
Schwarzschiefer	86	Symmetriezentrum	14
Schwefel	63, E		
Schwerspat	57, E	T	
Sedimente	67	Talk	38, E
klastische	69, 86	Talkschiefer	92
Sericit	38, 90	TAS-Diagramm	82
Serpentin	39, C	tektonische Brekzie	90
Serpentinit	39, 92	Tektosilikate	27
Siderit	54, C, E	Tephra	85
Sill	66	Tephrit	84
Sillimanit	D	Tetraeder	100, 101
Siltit	89	tetraedrisches Pentagondodekaeder	100, 102
Siltstein	86, 87	Tetrakishexaeder	100, 101
SiO ₂ -Zustandsdiagramm	41	Textur	64
Skarn	58	texture	64
Smaragd	34	thixotropes Verhalten	39
Smithsonit	7	Tiefalbit	6
Sodalith	46	Tiefengesteine	66
Sodalithgruppe	46	Tiefquarz	40
Sorosilikate	24	Tigerauge	10, 42
Sortierung	88	Titanit	32
Sövit	78	Kristallstruktur	21
Spaltbarkeit	11	Titanomagnetit	50
Sparit	89	Ton	87
Speckstein	39	Tonalit	66, 76
Specularit	49	Tonmergel	89
Spessartin	29	Tonschiefer	89
Spessartit	85	Tonstein	86, 87
Sphalerit	58, A	Topas	33, D
Sphen	32	Tracht	4, 8
Spiegelebene	14, 96	Trachyt	65, 85
Spilit	81	Travertin	88
Spinell	50	Tridymit	41
Spodumen	36	Tripelpunkt	30
Staurolith	31, B	Trisoktaeder	95, 100, 102
Steinsalz	55, E	Tristetraeder	100, 101
Sternsaphir	10	Tuff	86
Stishovit	7, 41	Tuffit	86
Streckeisen-Diagramm	74	Turbidit	68, 87
mafische Plutonite	77	Turmalin	35, B
Plutonite	75	Kristallstruktur	22
Ultramafitite	79		
Vulkanite	80	U-V	
Streß	69, 70	Ugrandit-Gruppe, Granate	29
Strich	10	ultrabasisch	64
Strichfarbe	10	ultramafisch	64
Stromatolith	89	Uraninit	7
Strontianit	7	Uwarowit	29
structure	64	Vanadinit	7
		Vaterit	6, 52

	Seite	Seite
Verwitterung		
chemische	67	
mechanische	67	
Vesuvian	34	
Visiergraupe	48	
Vogesit	85	
vulkanische Brekzie	86	
Vulkanite	66	
W-Z		
Wehrlit	78	
Witherit	7	
Wollastonit	37	
Würfel	100, 101	
Wurtzit	6	
xenomorph	12	
Xenotim	7	
Xonotlit	23	
Zähligkeit, von Drehachsen	15	
Zement	66, 68	
Zementation	68	
Zeolithe	46	
Zinkblende	58, A	
Zinnstein	48	
Zirkon	32, B, D	
Zoisit	6, 33	
Zone	19	
Zonenachse	19	
Zwillinge des Eisernen Kreuzes	59	