

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

Oktober 2001



Schriftgranit [Photo: R. Hollerbach]

H.-G. Stosch<sup>1</sup>, R. Hollerbach<sup>2</sup> und J.-D. Eckhardt<sup>1</sup>

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

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

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

---

## Inhaltsverzeichnis

---

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

---

## Inhaltsverzeichnis

---

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

---

# Mineral- und Gesteinsbestimmung

---

## Vorwort

---

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

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

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

### Literaturhinweise:

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

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

## 1.0 Minerale

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

### 1.1 Atome und Ionen

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

TABELLE 1 Die acht häufigsten Elemente der Erdkruste

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

Weitere wichtige mineralbildende Elemente sind:

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

Die meisten Minerale und daher natürlich auch Gesteine bestehen nicht aus elektrisch neutralen Atomen, sondern aus geladenen Teilchen, die man *Ionen* nennt. Diese Ionen gehen aus Atomen durch Abgabe bzw. Anlagerung von Elektronen hervor. Positiv und negativ geladene Ionen ziehen sich gegenseitig an und bilden auf diese Weise die Kristallgitter von Mineralen<sup>1</sup>. Positiv geladene Ionen heißen *Kationen*, negativ geladene *Anionen*. Von den 8 häufigsten Elementen der Erdkruste bildet nur das Element Sauerstoff Anionen. Vereinfacht gesagt, besteht die Erdkruste aus einer dichten Packung aus Anionen des Sauerstoffs (93.8 Vol.%), die durch sehr viel kleinere Kationen zusammengehalten werden.

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

Bei Mineralen, in deren Kristallgittern Ionenbindung dominiert, kann man sich Kationen und Anionen als einander berührende Kugeln vorstellen. Von der Größe dieser Kugeln, dem *Ionenradius*, hängt es dann wesentlich ab, von wievielen Anionen die Kationen umgeben („koordiniert“) sind. Auf rein geometrischem Weg kann man abschätzen, daß bei einem Ionenradienquotienten  $r_{\text{Kation}}/r_{\text{Anion}}$  zwischen  $0.225 (= \sqrt{1.5} - 1)$  und  $0.414 (\sqrt{2} - 1)$  die Kationen eine tetraedrische *Koordination* durch die Anionen bevorzugen sollten, bei  $r_{\text{Kation}}/r_{\text{Anion}}$  zwischen  $0.414$  und  $0.732 (\sqrt{3} - 1)$  eine oktaedrische Koordination (siehe Skizze rechts – der kleine Kreis in der Mittel soll das Kation symbolisieren, die großen die Anionen); wenn  $r_{\text{Kation}}/r_{\text{Anion}}$  zwischen  $0.732$  und  $1 (\sqrt{4} - 1)$  liegt, sollte eine würfelförmige Koordination bevorzugt sein und bei Radienquotienten  $>1$  verschiedene andere Koordinationen. So liegt z.B.  $r_{\text{Kation}}/r_{\text{Anion}}$  für Steinsalz (NaCl) bei  $0.64$ ; im Kristallgitter dieses Minerals ist daher jedes  $\text{Na}^+$ -Ion durch sechs  $\text{Cl}^-$ -Ionen oktaedrisch umgeben (siehe auch Abbildung 2, S.5). Für Quarz ( $\text{SiO}_2$ ) liegt  $r_{\text{Kation}}/r_{\text{Anion}}$  bei  $0.26$ ; jedes  $\text{Si}^{4+}$  ist daher tetraedrisch von  $\text{O}^{2-}$ -Ionen umgeben.

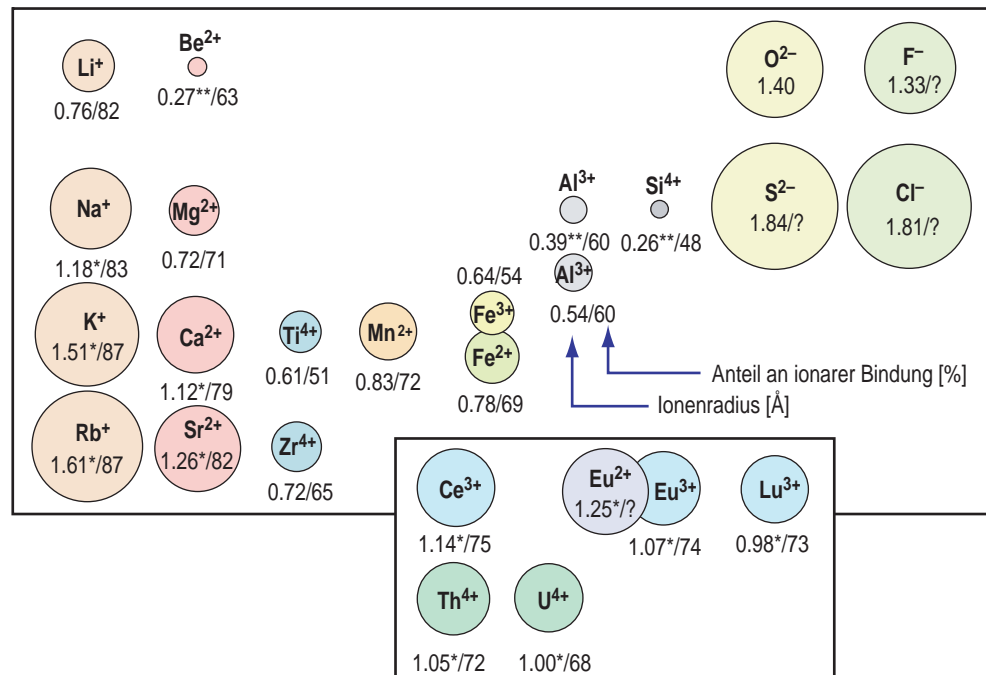
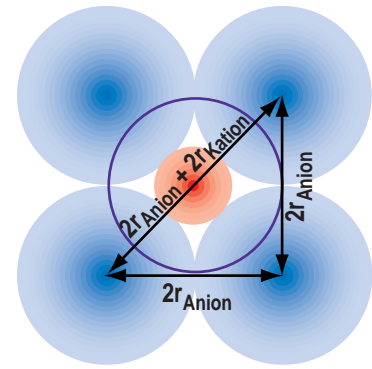


ABBILDUNG 1

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  $\text{S}^{2-}$  angeführte Radius ist insofern problematisch, als die in der Natur vorkommenden Sulfidminerale in der Bindung zwischen Metall und Sulfid einen sehr hohen Anteil an kovalenter Bindung aufweisen. Die in der Graphik ausgewiesenen prozentualen Anteile an ionarer Bindung gelten für die Bindung der Ionen mit dem Sauerstoffanion  $\text{O}^{2-}$ . Daraus läßt sich ablesen, daß der Anteil an Ionenbindung umso höher ist, je größer das Kation und je niedriger seine Ladung sind.

## 1.2 Definitionen

### 1.2.1 Mineral

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

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

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

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

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

### 1.2.2 Kristall

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

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

### 1.2.3 Mineralart

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

Alle Modifikationen chemischer Elemente oder Verbindungen sind – sofern sie natürlich vorkommen – ebenfalls Mineralarten (z.B. Kohlenstoff als Diamant oder Graphit,  $\text{SiO}_2$  als Tiefquarz, Hochquarz, Tridymit, Cristobalit, Coesit, Stishovit).

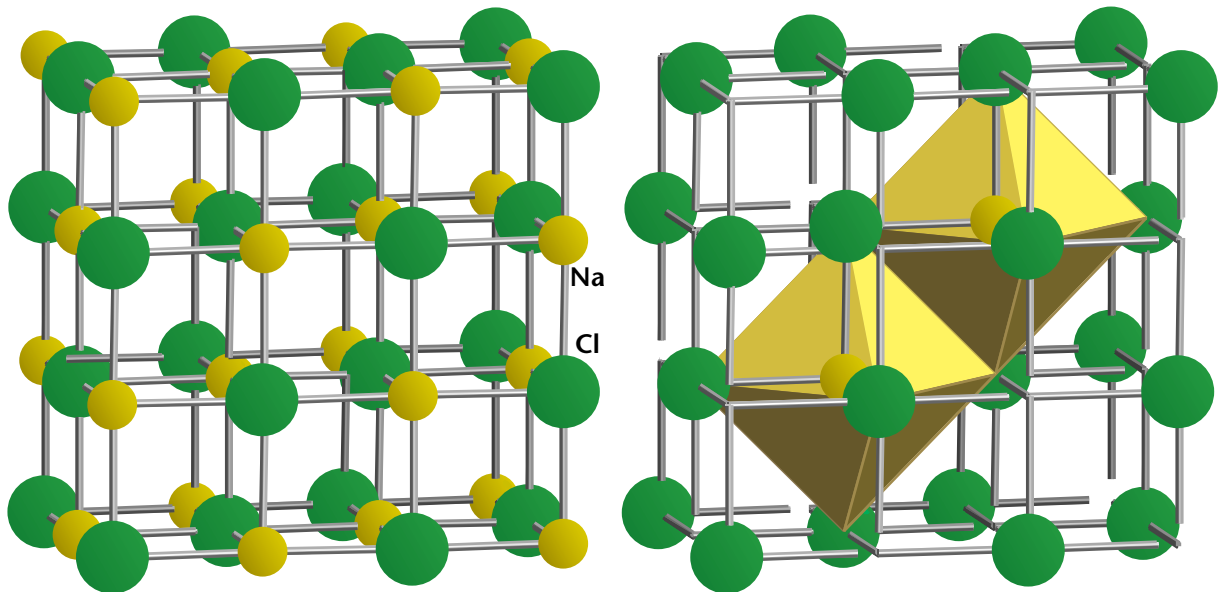


ABBILDUNG 2

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

#### 1.2.4 Mineralvarietät

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

#### 1.2.5 Gestein

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

#### 1.2.6 Paragenese

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

#### 1.2.7 Dimorphie — Polymorphie

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

##### Beispiele:

Kohlenstoff:

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



ZnS:	Sphalerit – <i>Wurtzit</i>
FeS <sub>2</sub> :	Pyrit – Markasit
CaCO <sub>3</sub> :	Calcit – Aragonit (– <i>Vaterit</i> )
Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> :	Andalusit – Sillimanit – Disthen (= Trimorphie)
TiO <sub>2</sub> :	Rutil – Anatas – Brookit
SiO <sub>2</sub> :	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 <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]:	Sanidin (monoklin) – Mikroklin (triklin); <i>Orthoklas</i> ist eine Paramorphose (siehe unten) von Mikroklin nach Sanidin.
Na[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]:	<i>Monalbit</i> (monoklin) – <i>Hochalbit</i> – <i>Tiefalbit</i> (beide triklin)
K[AlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]:	Hochleucit (kubisch) – Tiefleucit (tetragonal); „Leucitkristalle“ sind in Wirklichkeit stets Paramorphosen von Tiefleucit nach Hochleucit.
Mg <sub>2</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]:	<i>Enstatit</i> (rhombisch) – <i>Klinoenstatit</i> (monoklin); entsprechend gibt es auch diverse Mischkristalle (Mg,Fe) <sub>2</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ].
(Mg,Fe) <sub>7</sub> [OH Si <sub>4</sub> O <sub>11</sub> ] <sub>2</sub> :	<i>Anthophyllit</i> (rhombisch) – <i>Cumingtonit</i> (monoklin)
Ca <sub>2</sub> Al <sub>3</sub> [O OH SiO <sub>4</sub>  Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ]:	<i>Zoisit</i> (rhombisch) – <i>Klinozoisit</i> (monoklin)

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

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

### 1.2.8 Isomorphie

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

Voraussetzung dafür sind ähnliche Ionenradien und Ladungszahlen ihrer Hauptelemente, so daß ein unbegrenzter Austausch (siehe unten → ionische Substitution/Diadochie) möglich ist, z.B. von Na<sup>+</sup> ↔ Ca<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup> ↔ Mg<sup>2+</sup> oder Al<sup>3+</sup> ↔ Fe<sup>3+</sup>.

#### Beispiele:

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

### 1.2.9 Isotypie

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

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

- Zirkon ( $\text{ZrSiO}_4$ ) – *Xenotim* ( $\text{YPO}_4$ ) [Zirkone können einige Prozent P enthalten!]
- Halit ( $\text{NaCl}$ ) – Galenit ( $\text{PbS}$ )
- Fluorit ( $\text{CaF}_2$ ) – *Uraninit* ( $\text{UO}_2$ )

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

- Calcit ( $\text{CaCO}_3$ ) – Siderit ( $\text{FeCO}_3$ ) – Magnesit ( $\text{MgCO}_3$ ) – *Rhodochrosit* ( $\text{MnCO}_3$ ) – *Smithsonit* ( $\text{ZnCO}_3$ )
- Aragonit ( $\text{CaCO}_3$ ) – *Strontianit* ( $\text{SrCO}_3$ ) – *Witherit* ( $\text{BaCO}_3$ ) – *Cerussit* ( $\text{PbCO}_3$ )
- Baryt ( $\text{BaSO}_4$ ) – Coelestin ( $\text{SrSO}_4$ ) – *Anglesit* ( $\text{PbSO}_4$ )
- Rutil ( $\text{TiO}_2$ ) – Kassiterit ( $\text{SnO}_2$ ) [– Pyrolusit ( $\text{MnO}_2$ ) – *Stishovit* ( $\text{SiO}_2$ )]
- Korund ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) – Hämatit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) [– Ilmenit ( $\text{FeTiO}_3$ ); bei Ilmenit keine echte Isotypie mit Korund und Hämatit, nur „enge Verwandtschaft“]
- „*Apatit*-Familie“: Fluor-, Chlor-, Hydroxylapatit ( $\text{Ca}_5[\text{F,Cl,OH}](\text{PO}_4)_3$ ) – *Pyromorphit* ( $\text{Pb}_5[\text{Cl}](\text{PO}_4)_3$ ) – *Mimetesit* ( $\text{Pb}_5[\text{Cl}](\text{AsO}_4)_3$ ) – *Vanadinit* ( $\text{Pb}_5[\text{Cl}](\text{VO}_4)_3$ ); hier ist Substitution auf den diversen Kationen- und Anionenpositionen in unterschiedlichem Ausmaß möglich.

### 1.2.10 Diadochie, Ionische Substitution

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

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

### 1.2.11 Pseudomorphose

Wird ein Mineral von einem anderen Mineral unter Erhaltung der ursprünglichen Kristallform verdrängt, entsteht eine Pseudomorphose. Wird, z.B. Baryt ( $\text{BaSO}_4$ ) in entsprechender Weise von Quarz ( $\text{SiO}_2$ ) verdrängt, spricht man von einer Pseudomorphose von Quarz nach Baryt.

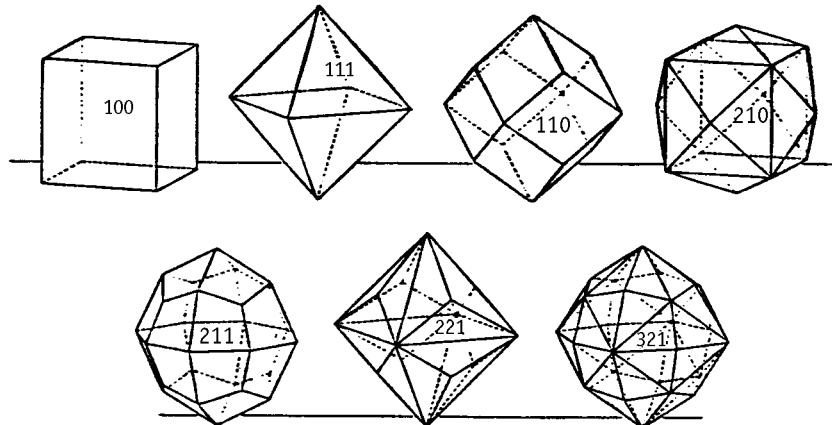
### 1.2.12 Paramorphose

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

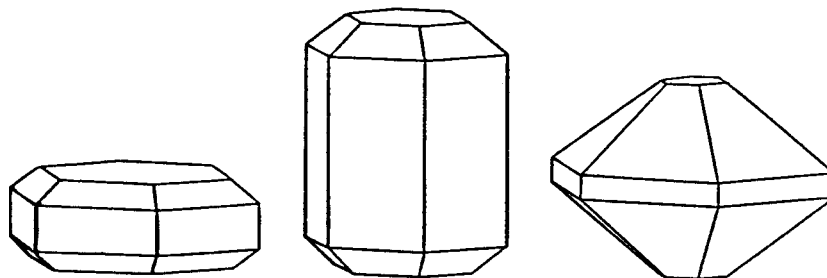
### 1.2.13 Enantiomorphie

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

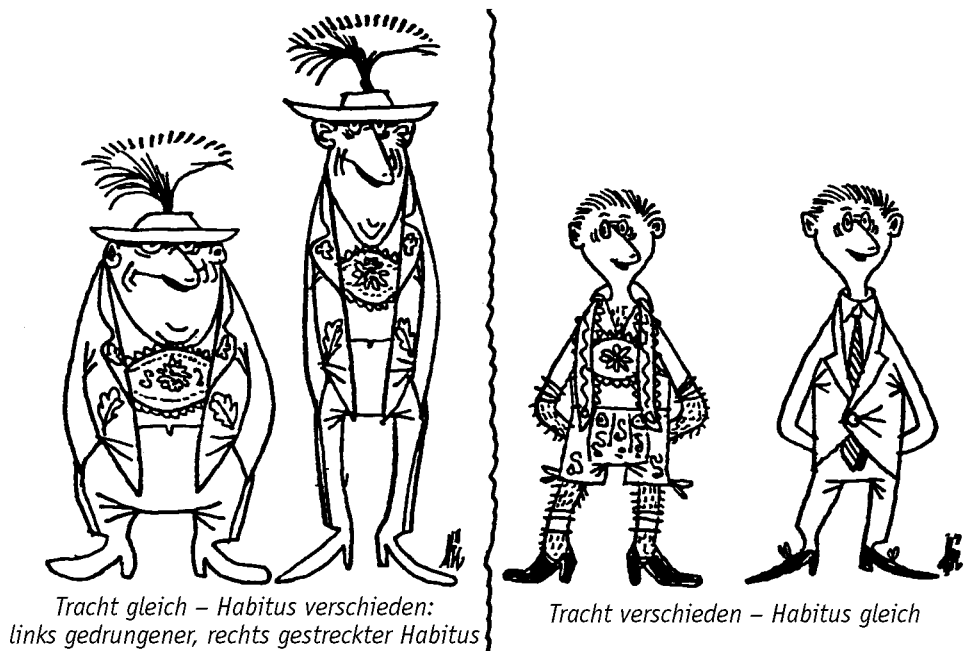
beschränkt, die weder über ein Symmetriezentrum noch über eine Symmetrieebene verfügen (siehe Tabelle 4 auf Seite 14).



*gleicher Habitus (isometrisch) – verschiedene Tracht*



*verschiedener Habitus der Kristalle bei gleicher Flächenkombination (Tracht)*



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

*Tracht verschieden – Habitus gleich*

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

### 1.2.14 Tracht — Habitus

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

TABELLE 2 Habitus und Ausbildung von Kristallen und Kristallaggregaten

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

## 1.3 Mineralbestimmung mit Hilfe physikalischer Eigenschaften

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

### 1.3.1 Farbe

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

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

### 1.3.2 Glanz

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

### 1.3.3 Strich, Strichfarbe

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

### 1.3.4 Härte

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

TABELLE 3 MOHSSche Härteskala [relative Härte]

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

TABELLE 3 MOHSSche Härteskala [relative Härte]

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

### 1.3.5 Bruchverhalten und Spaltbarkeit

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

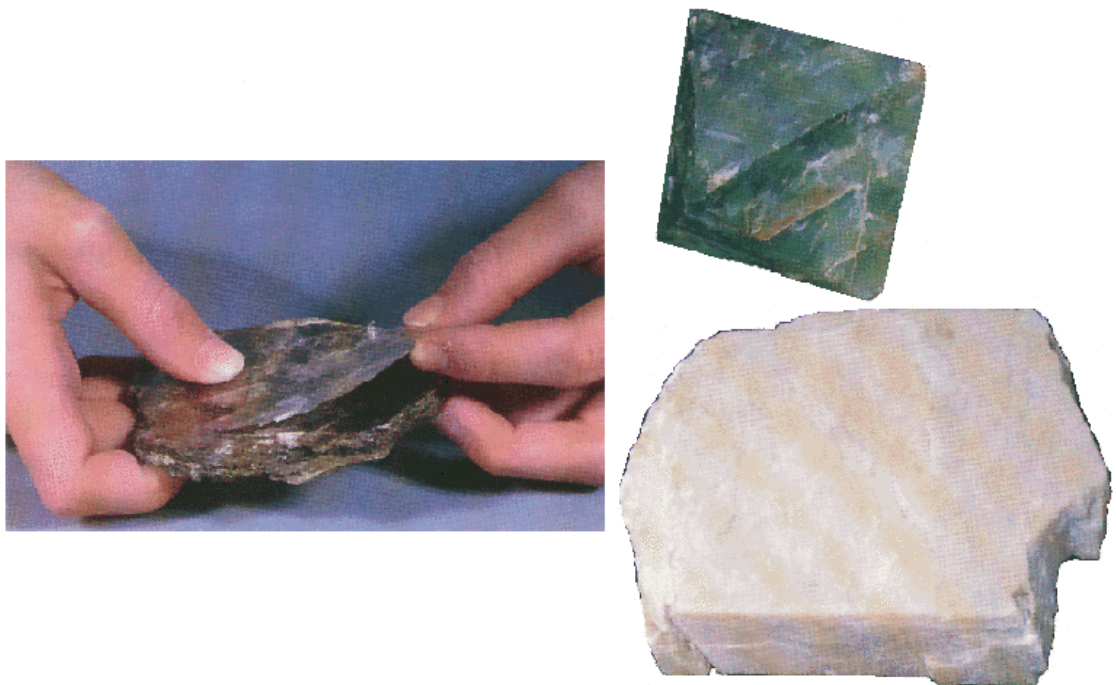


ABBILDUNG 4

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

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

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

### 1.3.6 Dichte

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

### 1.3.7 Kornform, Kristallform, Kristallsystem

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

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

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

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

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

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

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

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

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



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

Analog hat ein Oktaeder die Form {111}, ein Würfel die Form {110}, ein Pyramidenwürfel die Form {210} und ein Pentagondodekaeder, das man z.B. bei Pyrit häufig findet, ebenfalls die Form {210}. Der Pyramidenwürfel tritt in drei der Kristallklassen des kubischen Systems auf (43m, 432 und m3m), das Pentagondodekaeder in den beiden übrigen niedriger symmetrischen (23 und m3). Der in Abbildung 6 in der rechten Skizze dargestellte Kristall besitzt Würfel-, Oktaeder- und Rhombendodekaederflächen; er besteht demnach aus einer Kombination der Formen {100}, {111} und {110}.

TABELLE 4 Übersicht über die Kristallsysteme und Kristallklassen

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

TABELLE 4 Übersicht über die Kristallsysteme und Kristallklassen

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

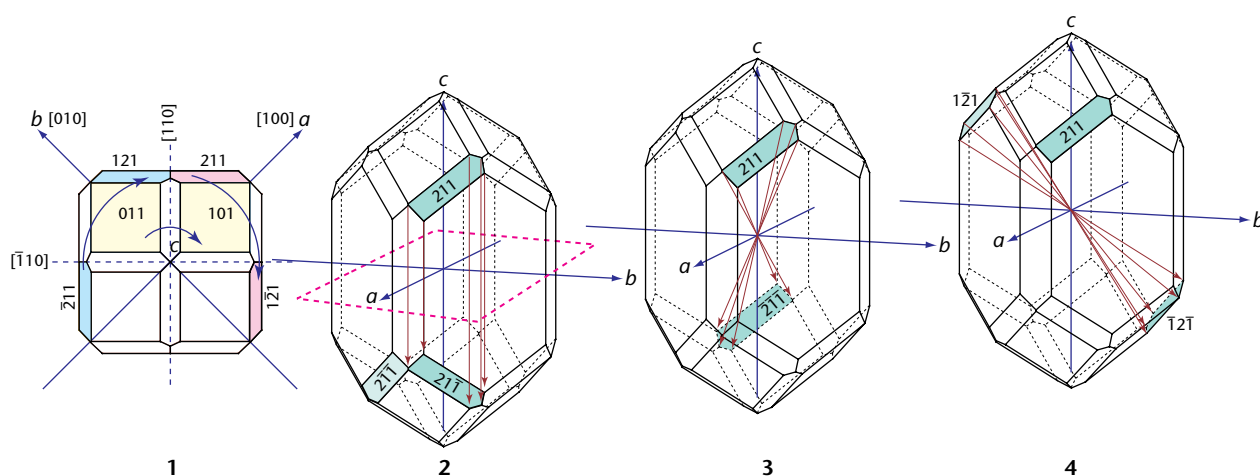


ABBILDUNG 5

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

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

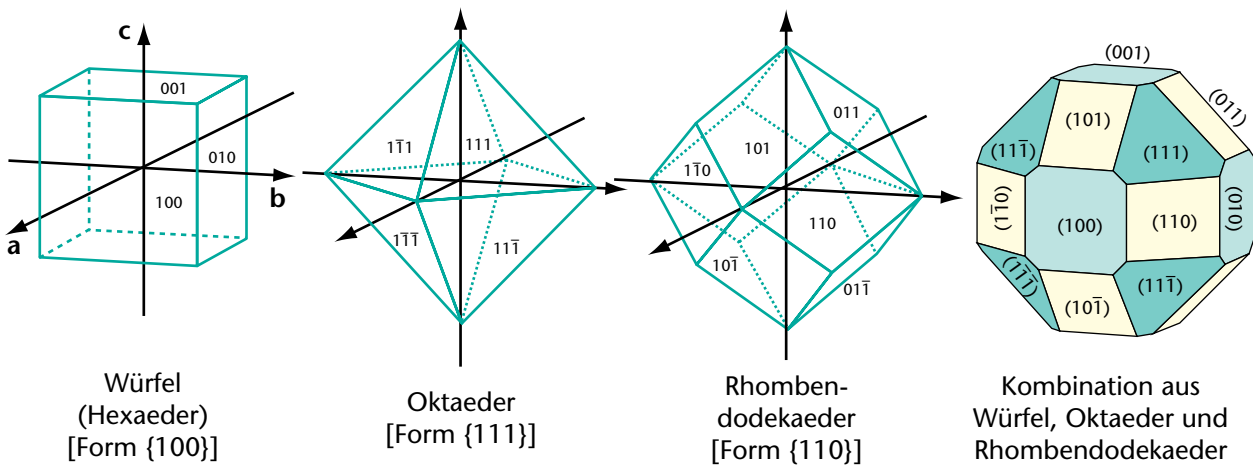
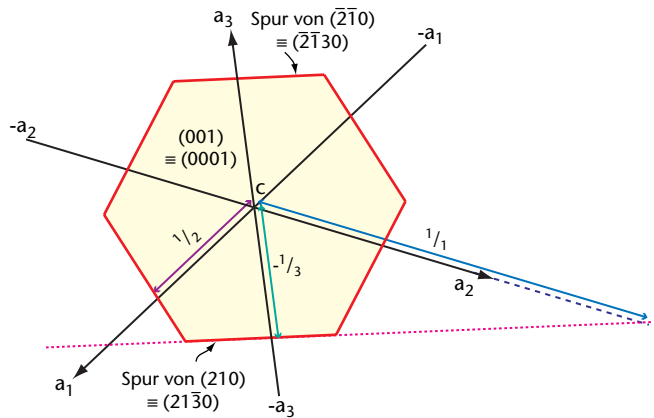


ABBILDUNG 6

Beispiele für Kristallformen der kubischen Kristallklasse  $m\bar{3}m$ : Würfel-, Oktaeder- und Rhombendodekaederfläche. Alle Formen lassen sich auf drei gleichwertige, senkrecht aufeinanderstehende Achsen beziehen. Die drei Achsen sind in diesem Fall identisch mit vierzähligen Drehachsen, d.h. Drehung des Kristalls um  $90^\circ$  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  $120^\circ$  führt ebenfalls zu identischen Ansichten. Die rechte Skizze zeigt einen Kristall, der aus einer Kombination dieser drei Formen besteht.

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

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

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

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

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

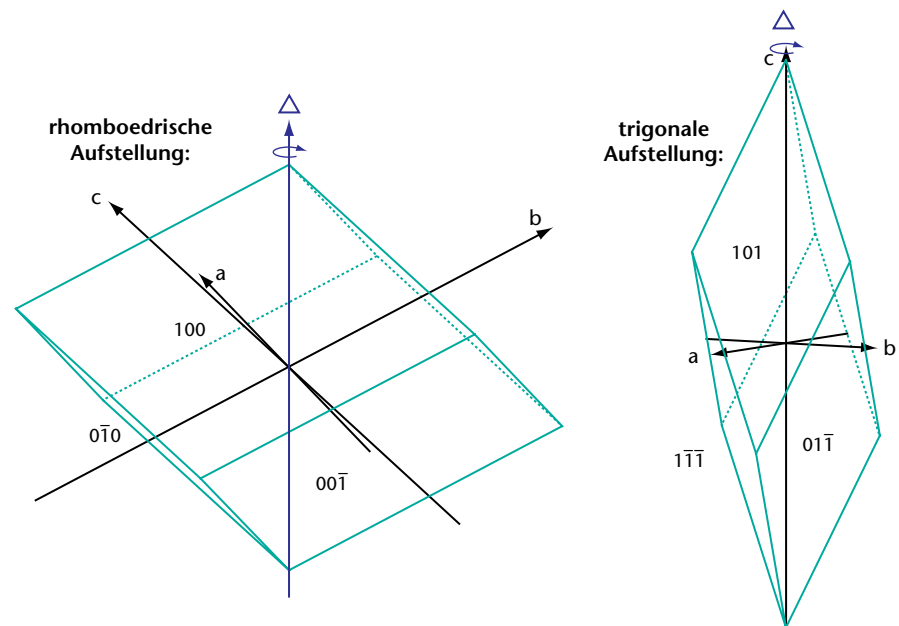


ABBILDUNG 7

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

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

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

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

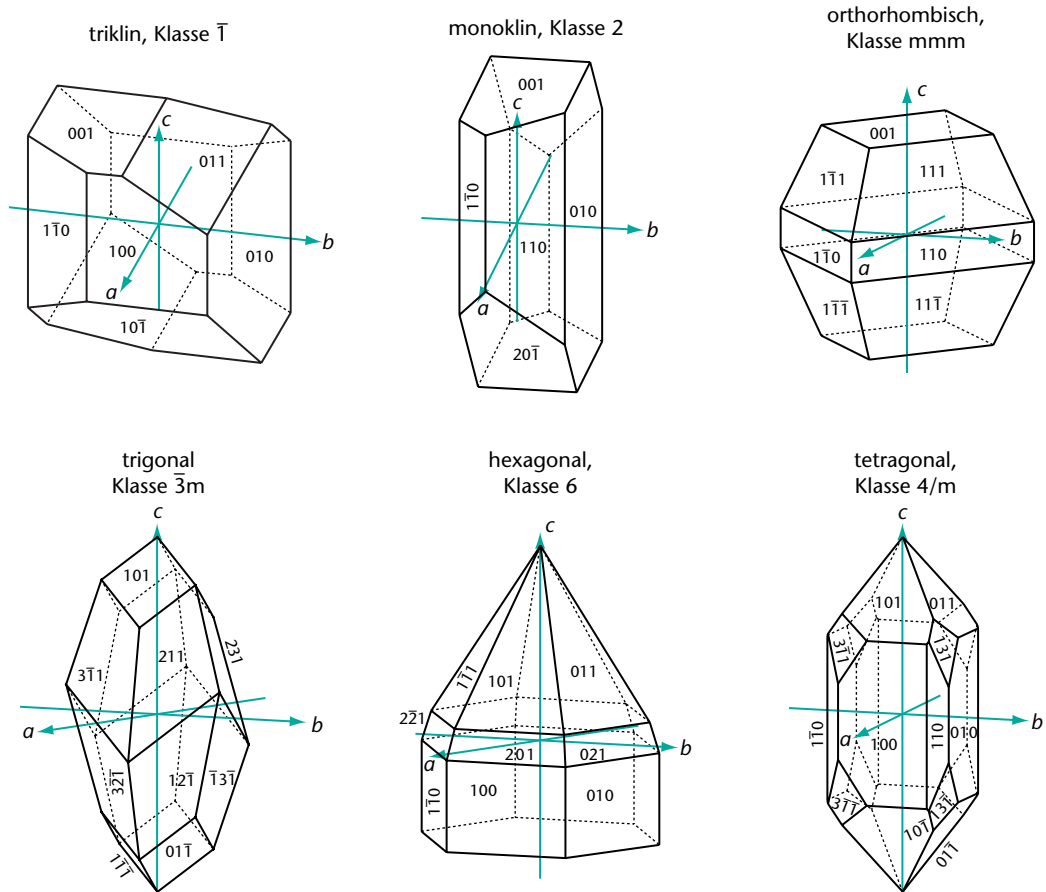


ABBILDUNG 8

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

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

### 1.3.8 Andere physikalische und chemische Eigenschaften

Selten kann man auch bislang nicht genannte physikalische Eigenschaften wie Radioaktivität (Minerale, die reich sind an Uran und Thorium), Fluoreszenz unter UV-Licht (Scheelit –  $\text{CaWO}_4$ ), magnetisches Verhalten (Magnetit), „Geschmack“ (Halide) oder Geruch (manche Flußspäte nach Anschlagen) heranziehen, um einige Minerale zu bestimmen. Weiterhin sind manche Minerale wasserlöslich (manche Halide) oder sie reagieren unter Brausen mit Salzsäure (z.B. viele Karbonate).

## 1.4 Mineralklassifikation

### 1.4.1 Übersicht

Ein Ziel der Naturwissenschaft ist es, die Ordnung in der Natur zu begreifen und sichtbar zu machen. Dies geht nicht ohne eine Klassifikation der natürlichen Systeme. Vom Standpunkt des Anfängers in den Geowissenschaften mag es wünschenswert erscheinen, die Minerale nach einigen ihrer physikalischen Eigenschaften zu klassifizieren, aber keine der zuvor genannten physikalischen Eigenschaften ist ausreichend definitiv, um eine adäquate Basis für die Mineralklassifizierung zu liefern. Daher benutzt man die chemische Zusammensetzung und den atomaren Aufbau (Kristallgitter), um die Minerale zu klassifizieren. Hierbei spielen zunächst die Anionengruppen eine Rolle, z.B. Sulfide ( $\text{S}^{2-}$ ), Oxide ( $\text{O}^{2-}$ ), Halide ( $\text{Cl}^-$ ), Fluoride ( $\text{F}^-$ ), Sulfate ( $\text{SO}_4^{2-}$ ), Silikate ( $\text{SiO}_4^{2-}$ ), Phosphate ( $\text{PO}_4^{3-}$ ), Karbonate ( $\text{CO}_3^{2-}$ ).

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

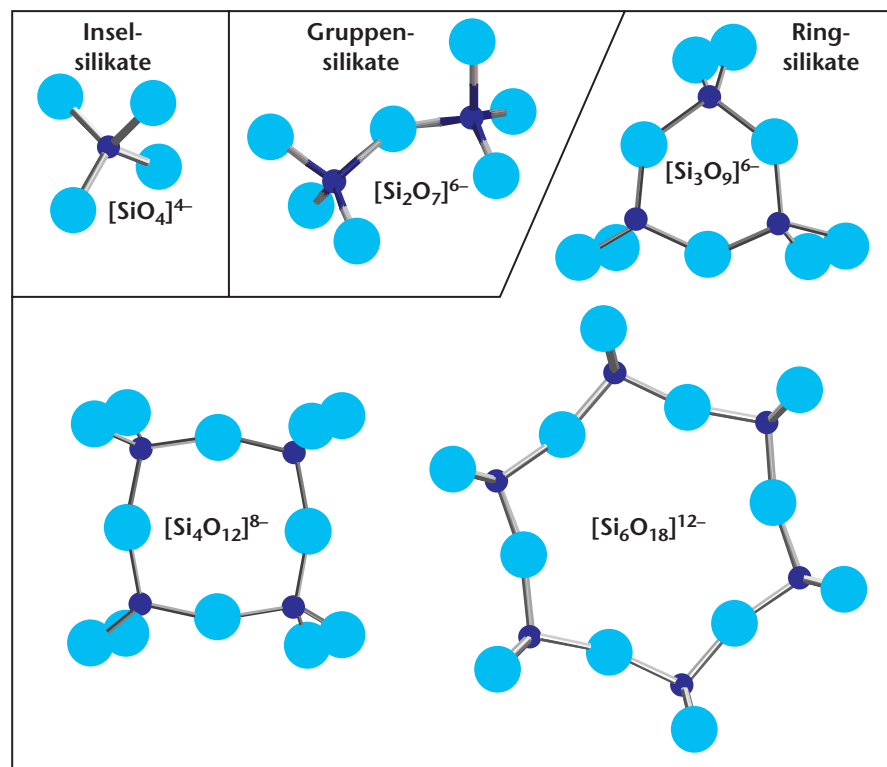


ABBILDUNG 9

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

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

## 1.4.2 Strukturtypen der Silikate

Die Silikatminerale sind die häufigsten gesteinsbildenden Minerale. Baustein dieser Silikate ist das  $\text{SiO}_4$ -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  $\text{SiO}_4$ -Tetraedern angehören) zu Gruppen, Ringen, Ketten, Schichten oder dreidimensionalen Gerüsten verbunden sein. Entsprechend unterscheidet man bei den Silikaten folgende Strukturtypen:

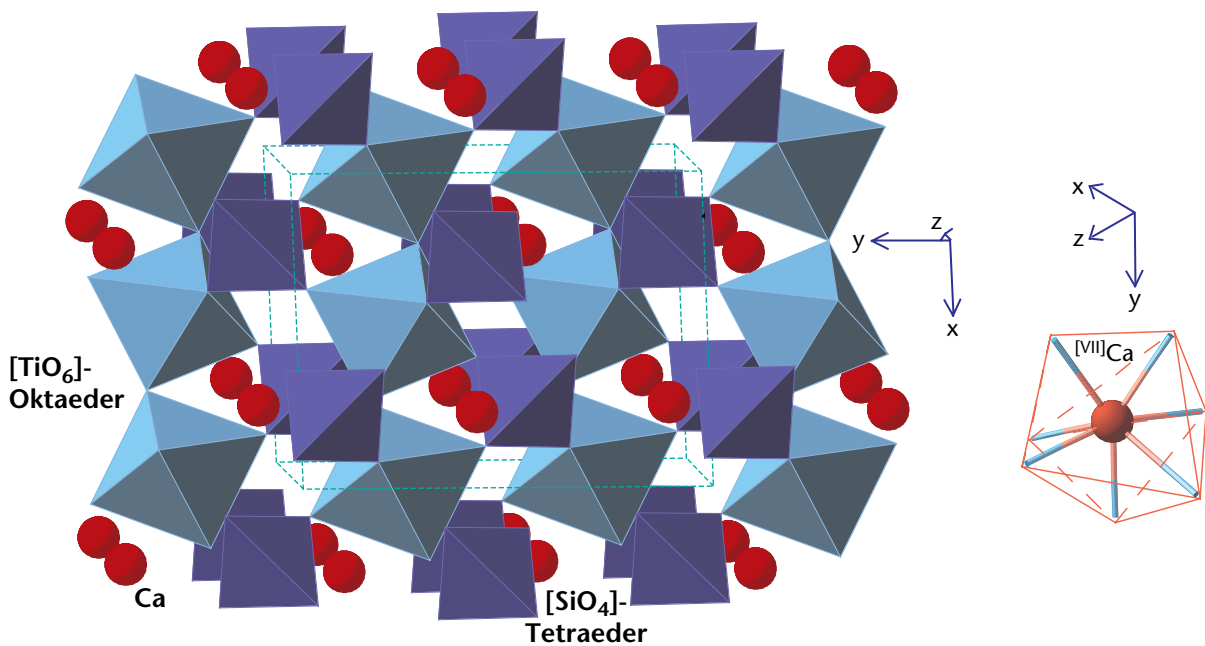


ABBILDUNG 10

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

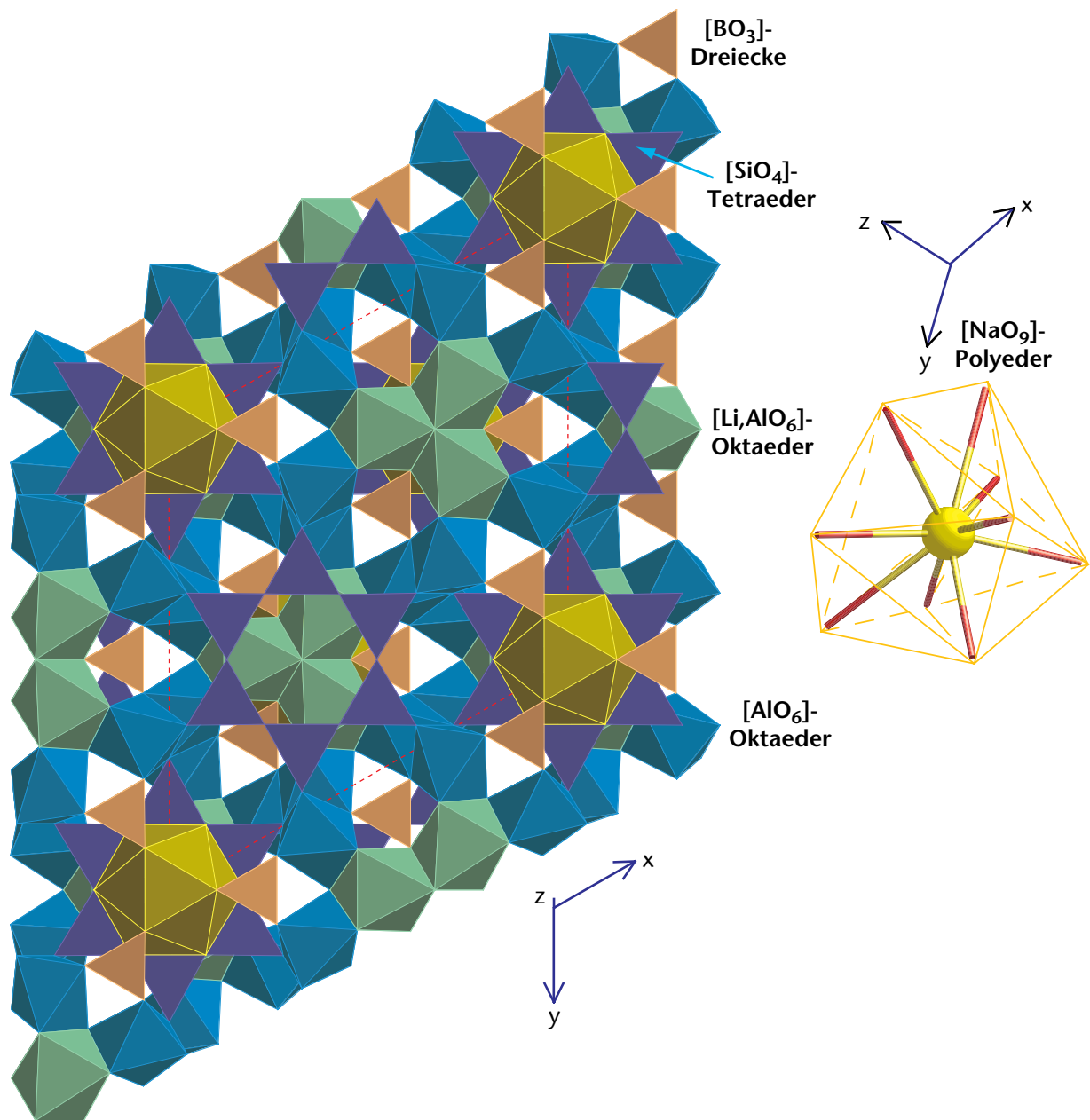


ABBILDUNG 11

Kristallstruktur von Turmalin (Varietät Elbait)  $\text{Na}_{0,5}(\text{Li},\text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH},\text{F})_4$ , geschaut in Richtung der z-Achse. Die Sechseringe aus [SiO<sub>4</sub>]-Tetraedern sind gut erkennbar. An der oktaedrischen Koordination (Li,Al)<sub>3</sub>-Ionen sind auch die OH-Gruppen beteiligt, was in der Zeichnung nicht zum Ausdruck kommt.



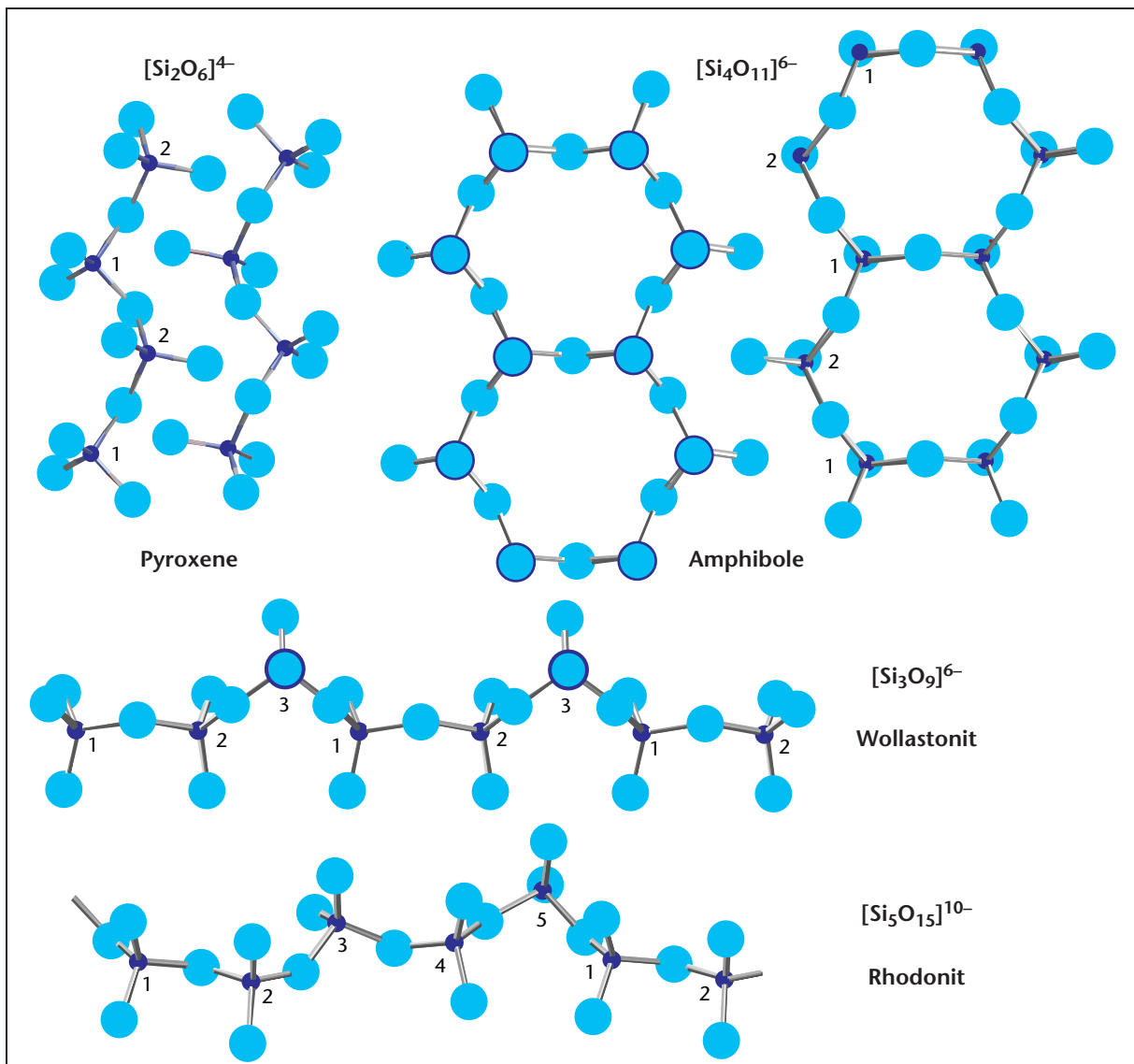


ABBILDUNG 12

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

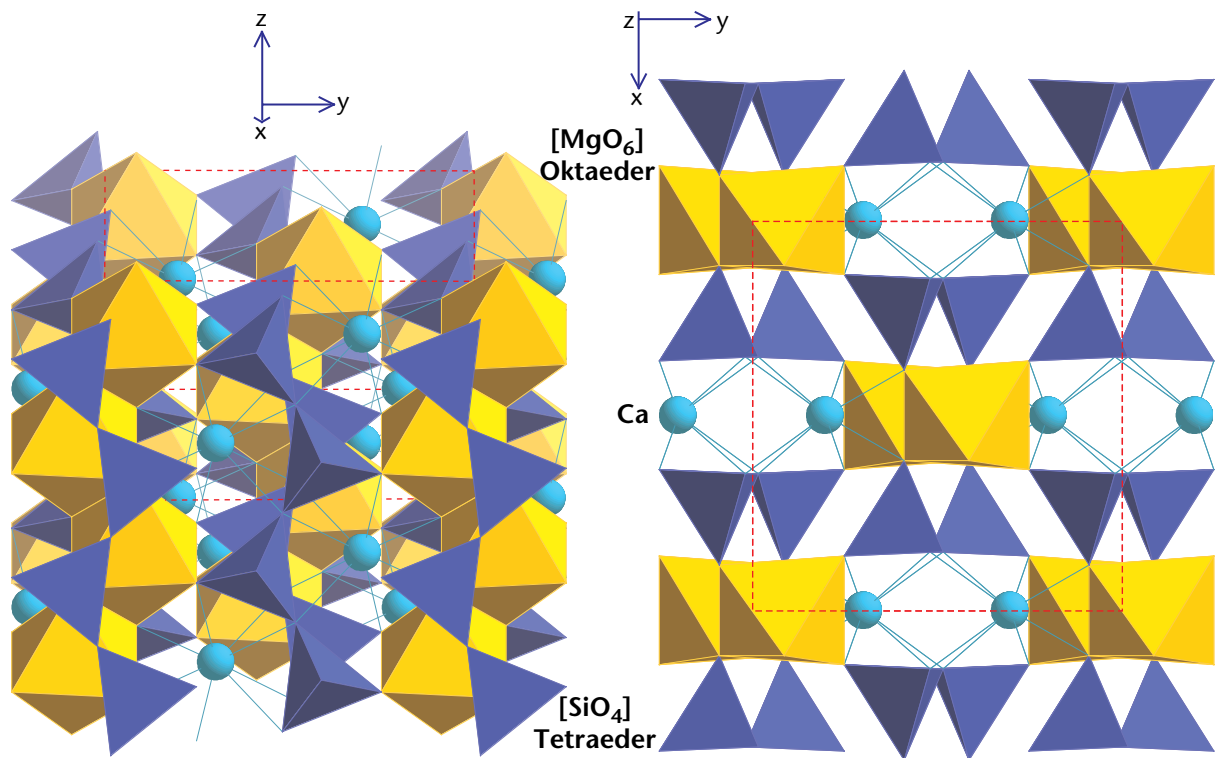


ABBILDUNG 13

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

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

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

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

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

**Ringsilikate** (*Cyclosilikate*) enthalten Ringe (= geschlossene Ketten) von verknüpften  $\text{SiO}_4$ -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  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder auf. Je 2 Sauerstoffe eines Tetraeders gehören gleichzeitig zwei Tetraedern an (Verhältnis Si : O = 1 : 3). Die negativ geladenen Ketten werden wiederum durch Kationen zusammengehalten.

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

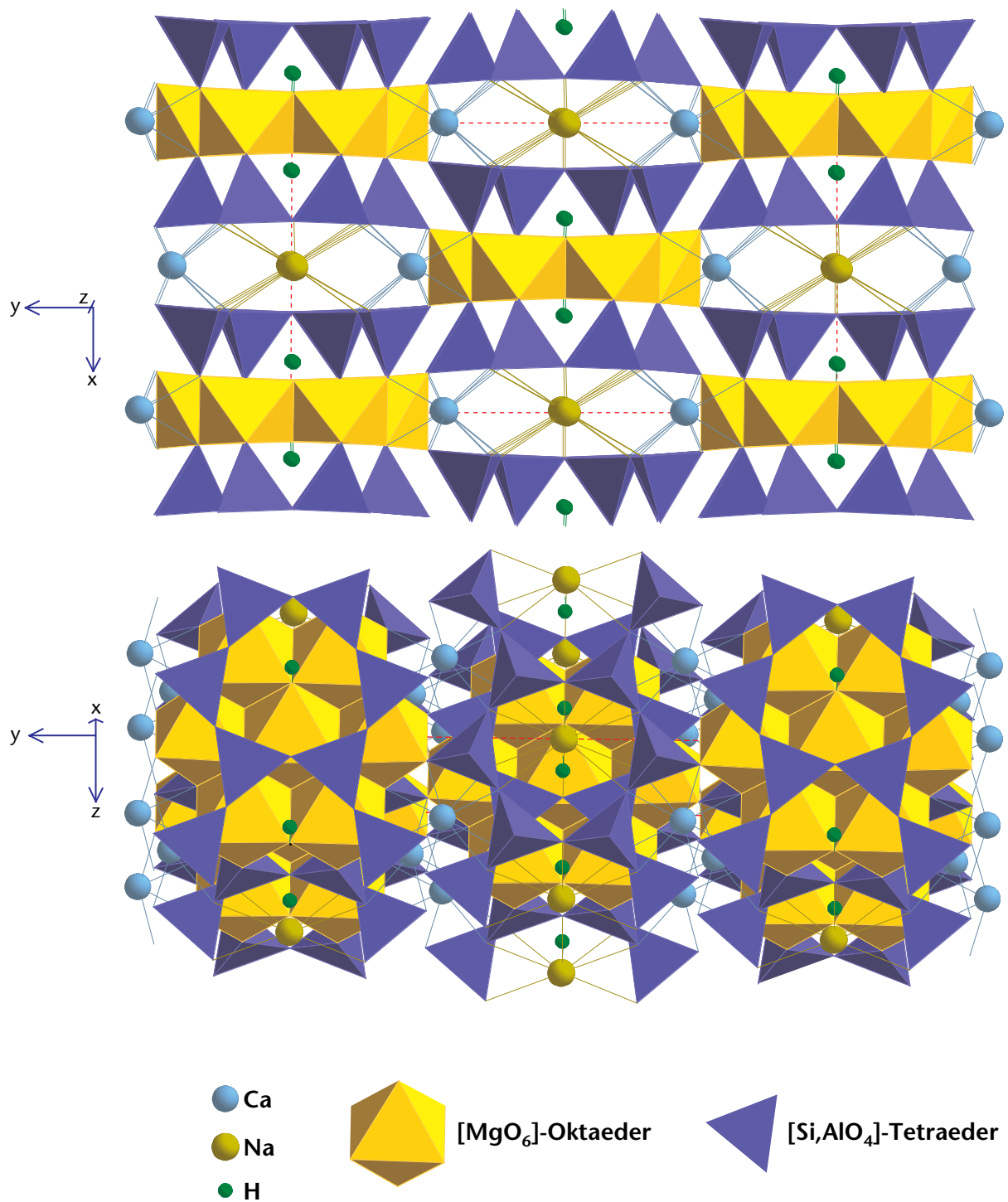


ABBILDUNG 14

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

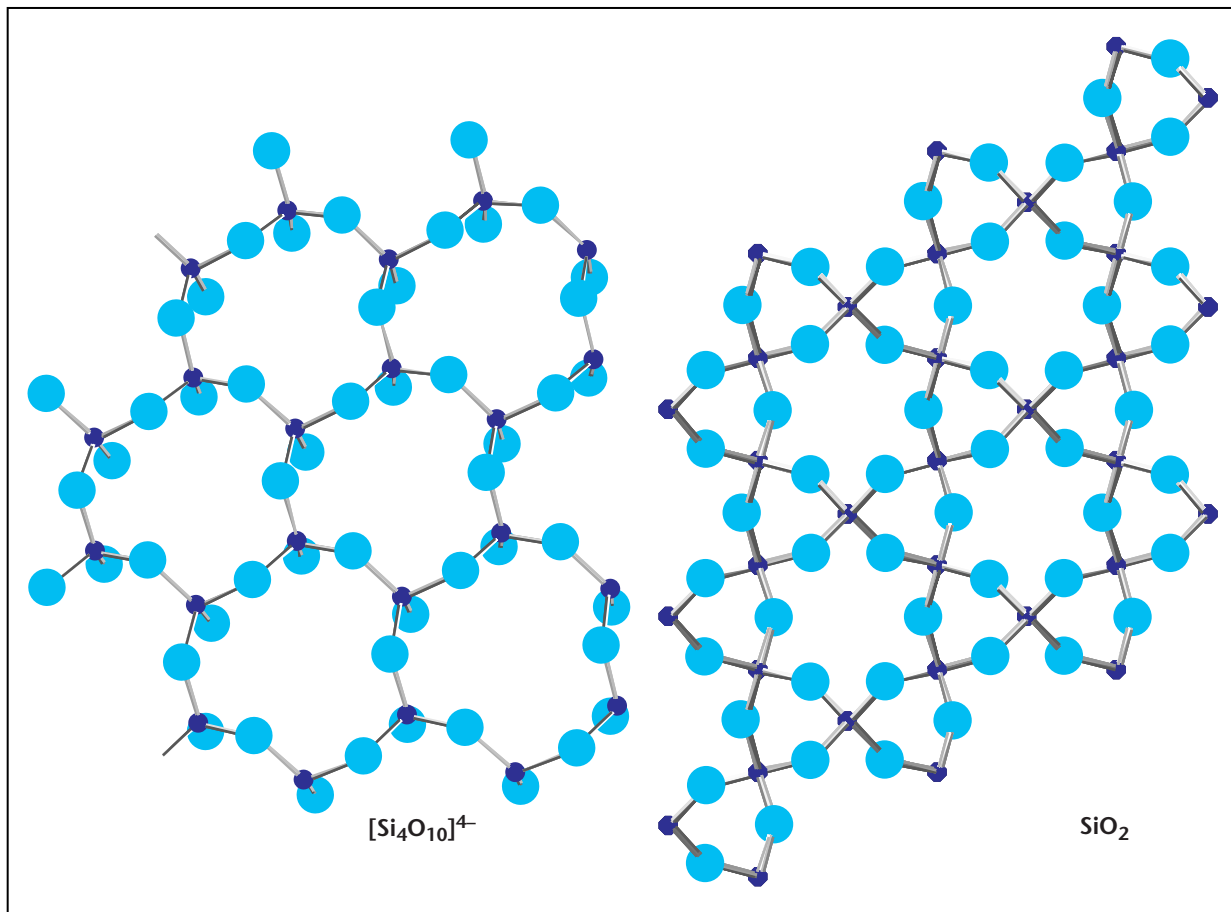


ABBILDUNG 15

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

**Bändersilikate** sind dadurch charakterisiert, daß jeweils zwei Tetraederketten zu einem Band verknüpft sind. Damit müssen zwei benachbarte Tetraeder unterschieden werden, die in Abbildung 12 mit (a) und (b) bezeichnet sind. In Tetraeder (a) gehören zwei Sauerstoffe dem Tetraeder alleine zu, während zwei weitere jeweils zur Hälfte einem benachbarten Tetraeder darüber bzw. darunter angehören (also  $\text{Si} : \text{O} = 1 : 3$  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  $\text{Si} : \text{O}$  von  $1 : 2.5$  ergibt. Gemittelt über (a) und (b) erhält man damit für die Bändersilikate ein  $\text{Si} : \text{O} = 1 : 2.75$ .

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

**Schichtsilikate (Phyllosilikate)** besitzen zu Schichten vernetzte  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder. Dabei bilden die  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder vernetzte Sechseringe. Jeweils drei der vier Sauerstoffe eines Tetraeders gehören gleichzeitig zwei benachbarten Tetraedern an. Es ergibt sich  $\text{Si} : \text{O} = 1 : 2.5$  ( $3 \times 0.5 + 1$ )

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

**Gerüstsilikate** (*Tektosilikate*) zeigen eine vollkommene Vernetzung der  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder über alle Ecken, d.h. alle Sauerstoffe gehören gleichzeitig zwei Tetraedern an. Dies bedeutet  $\text{Si} : \text{O} = 1 : 2$  ( $4 \times 0.5$ ).

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

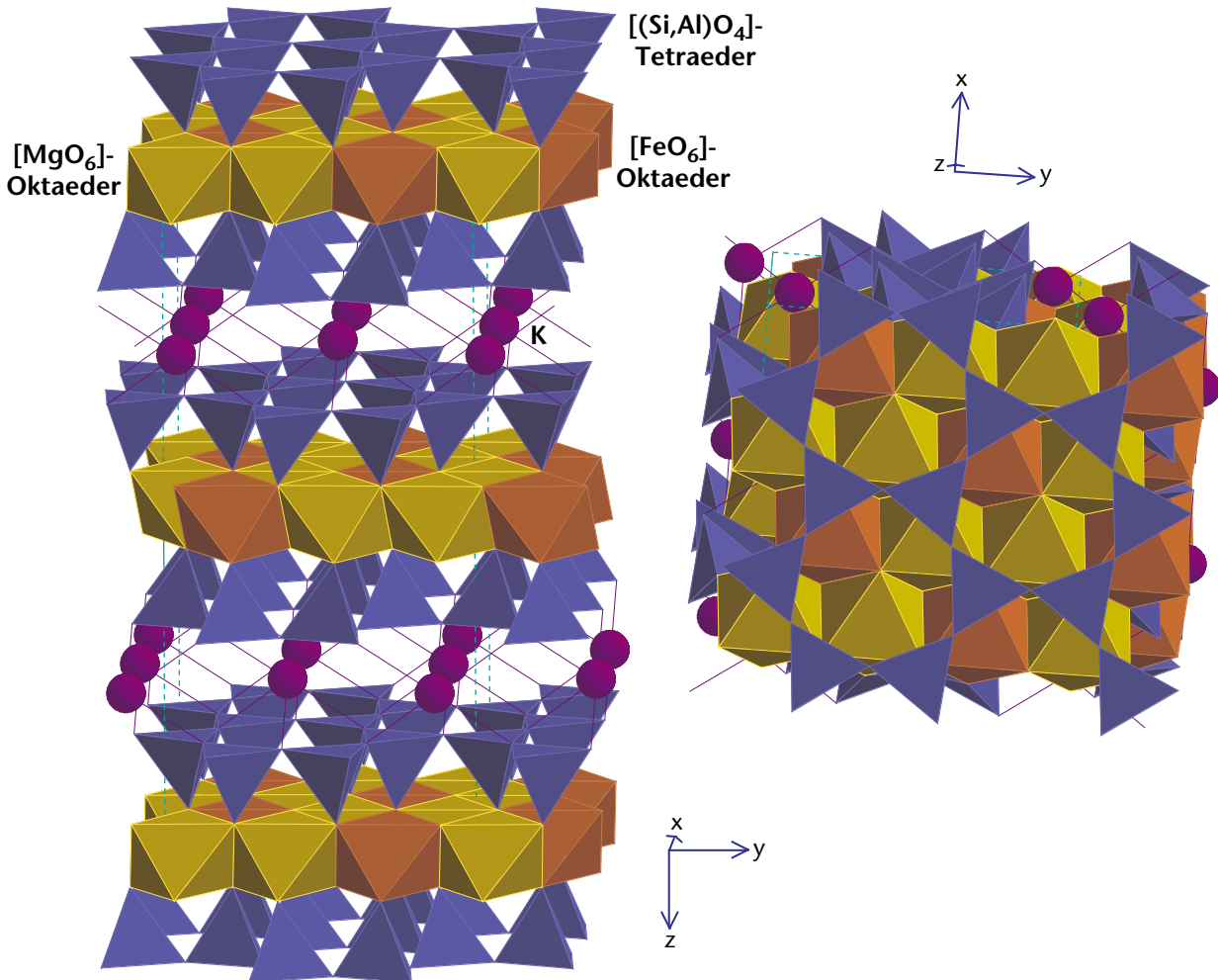


ABBILDUNG 16

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

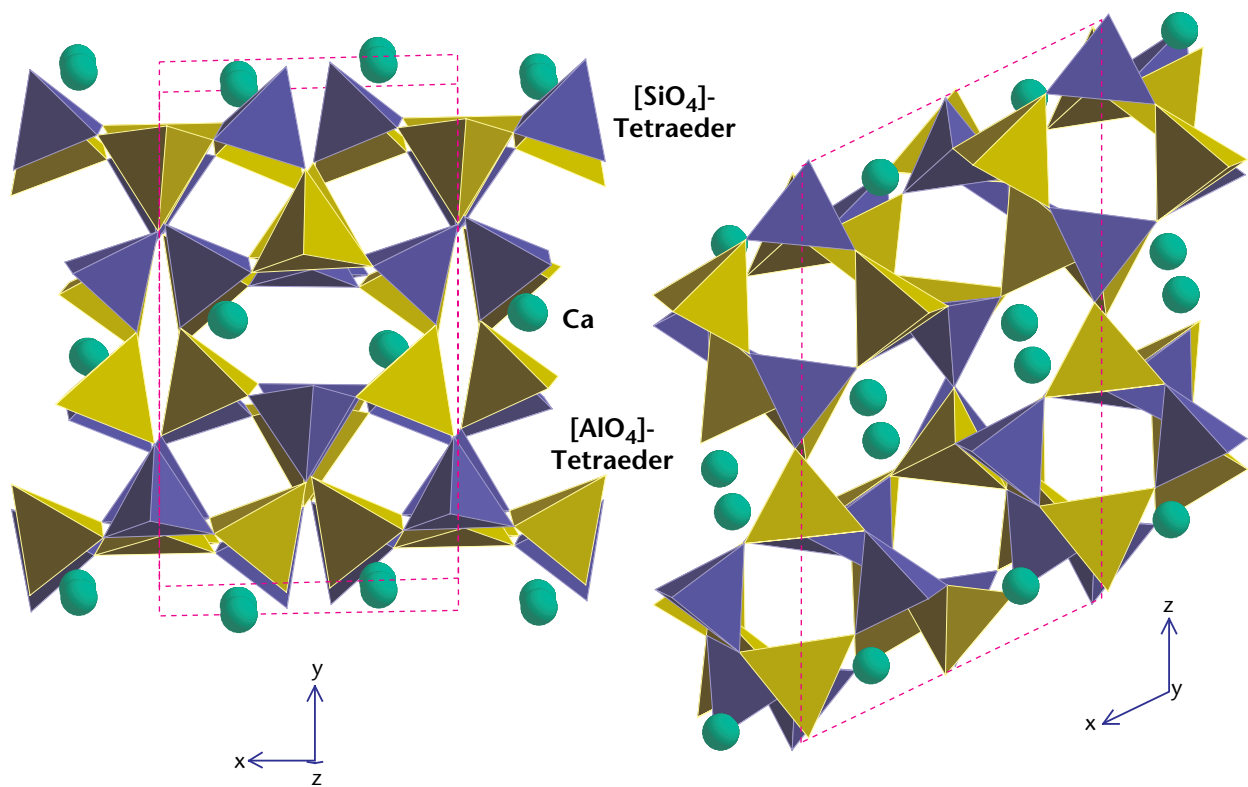


ABBILDUNG 17

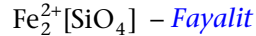
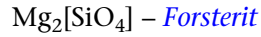
Kristallstruktur von Anorthit  $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$  als Beispiel für Gerüstsilikate. Jedes  $[(\text{Si},\text{Al})\text{O}_4]$ -Tetraeder ist mit vier anderen Tetraedern über Ecken verbunden und baut dadurch das dreidimensionale Gerüst auf. Die Ca-Ionen besetzen große irreguläre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

## 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



Die beiden Endglieder bilden eine lückenlose Mischkristallreihe.

Kristallsystem:

orthorhombisch (Klasse mmm)

Ausbildung:

selten gut ausgebildete Kristallflächen, meist körnig (gesteinsbildend)

Bruch:

muscheliger; keine Spaltbarkeit

Glanz:

Glasglanz, etwas fettig

Farbe:

Je nach Zusammensetzung gelblich bis dunkelgrün

Härte:

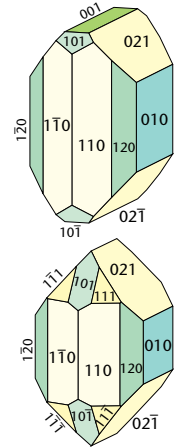
7 (oft geringer infolge Serpentinisierung)

Dichte:

3.3 – 4.4

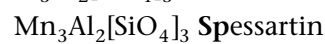
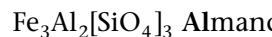
Vorkommen:

magmatisch; metamorph

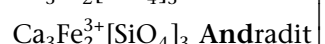
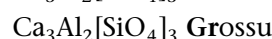
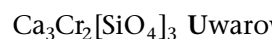


#### Granat

Die Gruppe der Granate umfasst mehrere lückenlose Mischkristallreihen mit der allgemeinen Formel



} Pyralspit – Gruppe  
(lückenlos mischbar)



} Ugrandit – Gruppe  
(lückenlos mischbar)

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

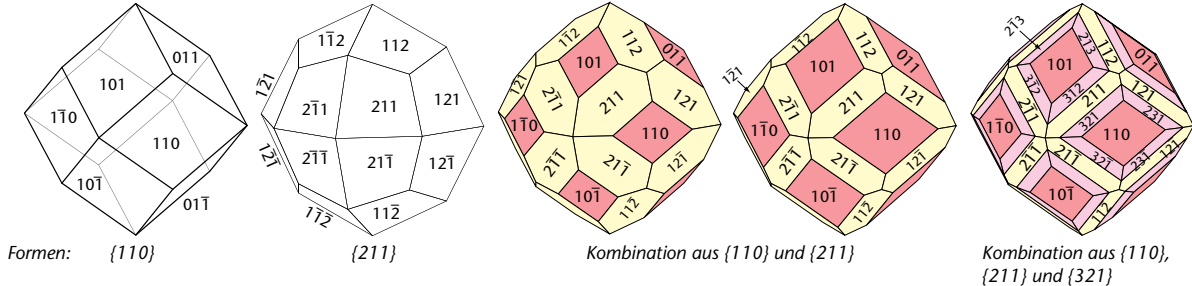
Kristallsystem:

kubisch (Klasse m3m)

Ausbildung:

oft gut ausgebildete Kristallflächen: Rhombendodekaeder (in der

Granatkristalle



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

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

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

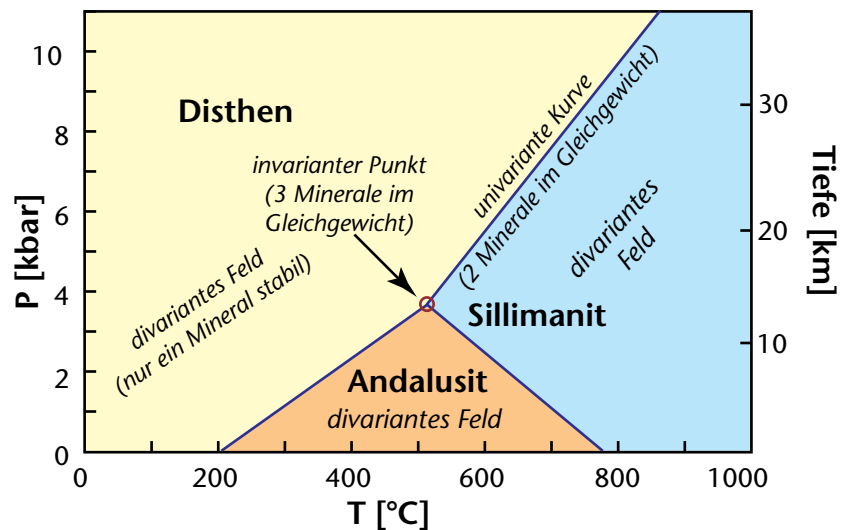
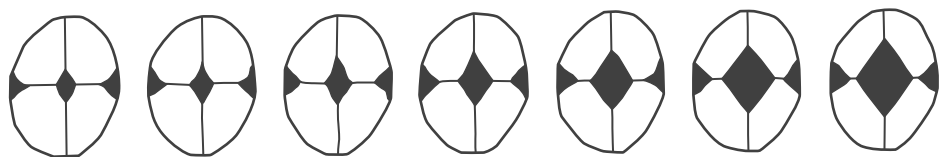


ABBILDUNG 18 Zustandsdiagramm der Aluminiumsilikate

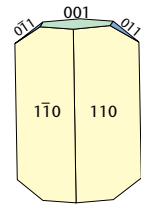
• **Andalusit**  $Al_2SiO_5$  oder  $Al^{[6]}Al^{[5]}[O(SiO_4)]$  (Die hochgestellten Zahlen geben die Koordination von Al durch X Sauerstoffe an.)  
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)  
 Ausbildung: dicksäulige Kristalle mit viereckigem (quadratisch oder rautenförmig) Querschnitt, der oft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

Folge von Querschnitten durch einen Chiastolithkristall



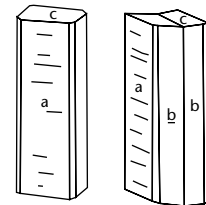


Bruch: 1 schlechte Spaltbarkeit  
 Glanz: Glasglanz, etwas fettig; oft jedoch auch trüb  
 Farbe: grau bis graublau, weiß, rötlichgrau bis rosa; Oberfläche der Kristalle oft mit Muskovit überzogen  
 Härte:  $7\frac{1}{2}$  (meist niedriger infolge Umwandlung)  
 Dichte: 3.2  
 Vorkommen: metamorph;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



• **Disthen**

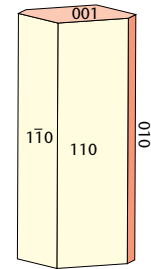
Kristallsystem:  $Al_2SiO_5$  oder  $Al^{[6]}Al^{[6]}[O|SiO_4]$   
 triklin (Klasse  $\bar{1}$ )  
 Ausbildung: Kristalle sind oft breitstengelig bis leistenförmig, linealartig, meist ohne Endflächen  
 Bruch: 1 vollkommene Spaltbarkeit



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

• **Sillimanit**

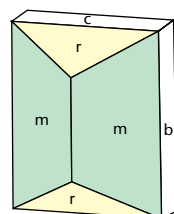
Kristallsystem:  $Al_2SiO_5$  oder  $Al^{[6]}Al^{[4]}[O|SiO_4]$   
 orthorhombisch (Klasse mmm)  
 Ausbildung: stengelige bis kleinnadelige Kristalle; auch faserige, filzige Aggregate (= Varietät *Fibrolith*), dann nur mikroskopisch erkennbar  
 Bruch: 1 vollkommene Spaltbarkeit



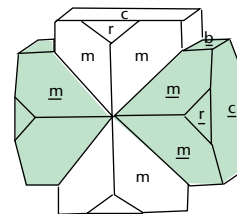
Glanz: Seidenglanz  
 Farbe: weiß bis grau, selten auch gelbgrau  
 Härte: 6 bis 7  
 Dichte: 3.2  
 Vorkommen: metamorph

**Staurolith**

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

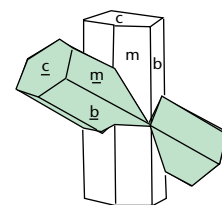


prismatischer Kristall



Durchkreuzungszwillinge

*Staurolith*

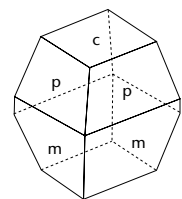


Bruch: keine Spaltbarkeit, aber Querbrüche der Stengel  
 Farbe: braun bis schwarz

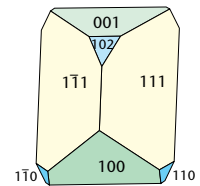
Härte: 7  
 Dichte: 3.7  
 Vorkommen: metamorph; oft von Disthen begleitet und manchmal mit diesem verwachsen

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

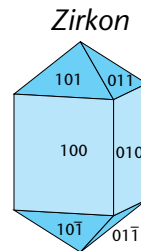
**Titanit** (*Sphen*)  $\text{CaTi}[\text{O}|\text{SiO}_4]$   
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)  
 Ausbildung: tafelige, oft keilförmige, briefkuvertförmige Kristalle  
 Farbe: meist gelb bis braun oder rotbraun; auch grünlich  
 Härte:  $5 - 5\frac{1}{2}$   
 Vorkommen: plutonisch (v.a. in dioritischen Gesteinen); metamorph in Grünschiefern, Amphiboliten, Eklogiten, häufig in Klüften (Hierzulande wird der Name *Sphen* oft allein für diese Titanite auf Klüften verwendet.)



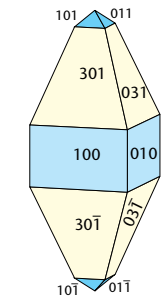
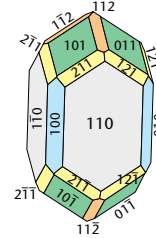
Titanit



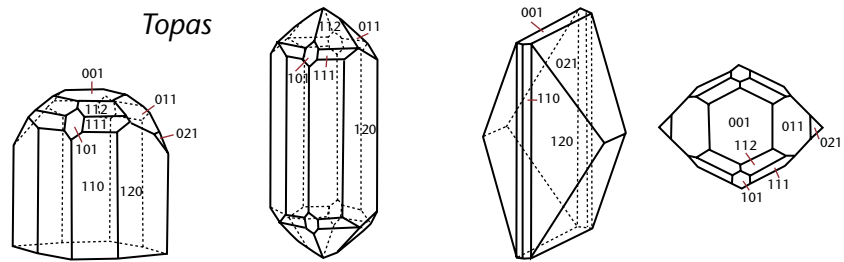
**Zirkon**  $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$   
 Kristallsystem: tetragonal (Klasse 4/mmm)  
 Ausbildung: Kristalle von prismatischem bis pyramidalem Habitus  
 Bruch: 1 unvollkommene Spaltbarkeit  
 Härte:  $7\frac{1}{2}$   
 Kristalle: gut ausgebildete Kristallflächen selten; fast immer eingewachsen; sekundär in abgerollten Körnern  
 Glanz: nichtmetallischer hoher Glanz  
 Farbe: grau, braun, braunrot, seltener gelb, grün oder farblos  
 Vorkommen: magmatisch und metamorph; sekundär in Sedimenten (wichtiges Schwermineral)



Zirkon

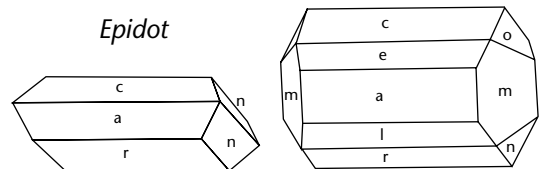


**Topas**  $\text{Al}_2[(\text{F}, \text{OH})_2|\text{SiO}_4]$   
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)  
 Bruch: 1 vollkommene Spaltbarkeit (quer zum Prisma)  
 Farbe: farblos, weißgelb, hellblau, selten auch rosa  
 Härte: 8  
 Vorkommen: plutonisch (postmagmatisch), selten auch metamorph



## 1.5.2 Gruppensilikate (Sorosilikate)

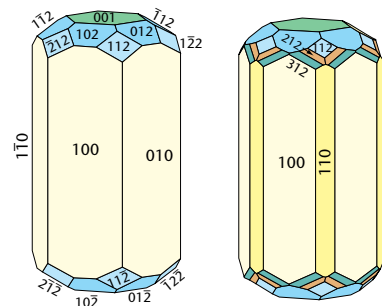
**Epidot**  $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_2[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$   
 Die  $\text{Fe}^{3+}$ -arme Varietät heißt *Klinozoisit*  
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)  
 Ausbildung: prismatische, oft gestreckte und in Längsrichtung gestreift Kristalle,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



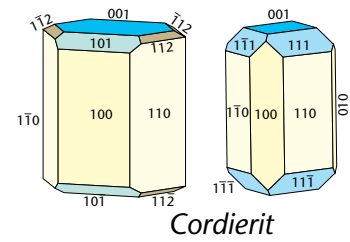
**Lawsonit**  $\text{CaAl}_2[(\text{OH})_2|\text{Si}_2\text{O}_7] \times \text{H}_2\text{O}$   
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mm2)  
 Ausbildung: quaderförmige bis rhomboedrische Kristalle mit typischen rechteckigen Querschnitten; fast immer sehr kleine Kristalle  
 Bruch: 2 vollkommene Spaltbarkeiten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

## 1.5.3 Ringsilikate (Cyclosilikate)

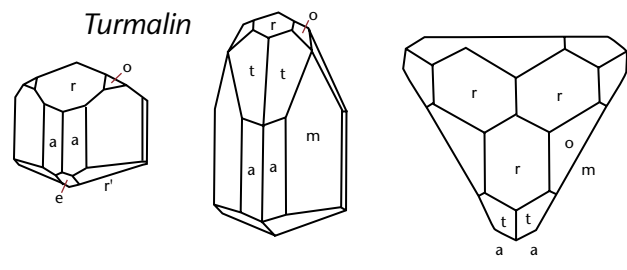
**Beryll**  $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$   
 Kristallsystem: hexagonal (Klasse 6/mmm)  
 Ausbildung: oft hexagonal-säulige Kristalle  
 Bruch: 1 schlechte Teilbarkeit nach der Basis der säuligen Kristalle  
 Härte:  $7\frac{1}{2}$  – 8  
 Farbe: grün (= *Smaragd*), blau (= *Aquamarin*),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



**Cordierit**  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2\text{Al}_3[\text{AlSi}_5\text{O}_{18}]$   
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)  
 Ausbildung: oft prismatische bis säulige Kristalle, aber auch körnig  
 Bruch: 1 gute und 1 schlechte Spaltbarkeit  
 Härte: 7  
 Farbe: grau, bräunlichblau, tiefblau bis schwarz; durchsichtige Kristalle zeigen auffallenden Dichroismus (violettblau – gelb)  
 Vorkommen: metamorph; sehr selten magmatisch (Granite)



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



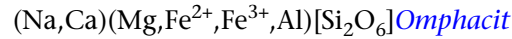
Farbe: je nach chemischer Zusammensetzung wechselnd; häufig schwarz (Fe-reich = Varietät *Schörl*) aber auch grün, blau, rot, braun, farblos; oft zonar (mehrfarbig); transparente, farbige Turmaline werden als Edelsteine verwendet (meist Varietät *Elbait*)  
 Härte:  $7\frac{1}{2}$   
 Bruch: keine Spaltbarkeit;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

**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*  
 $\text{MgFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$  *Hypersthen, Bronzit*  
 $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$  *Orthoferrosilit*

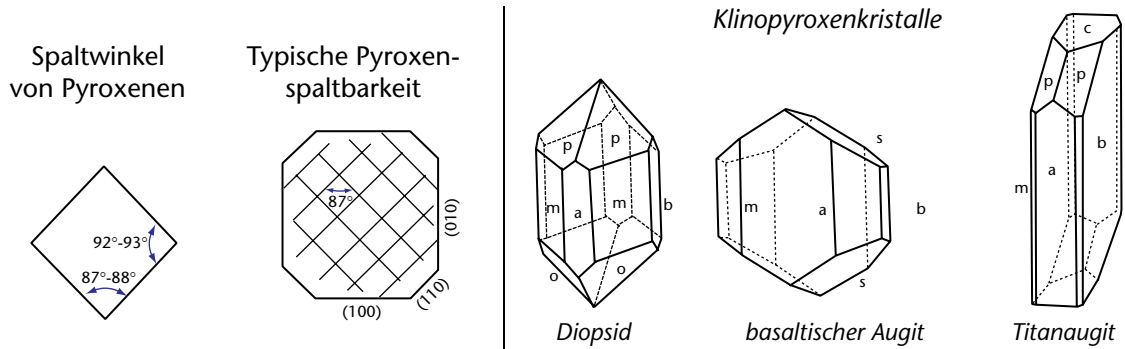
**Klinopyroxene [Cpx]:**  
 $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$  *Diopsid;*  
 $\text{CaFe}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$  *Hedenbergit*  
 $\text{Ca}(\text{Mg,Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al,Ti})[(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]$  *Augit*  
 $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$  *Jadeit*



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

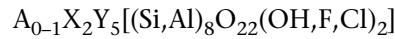
Härte: 5 – 6

Dichte: 3.1 – 3.5

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

**Amphibol-Gruppe**

Allgemeine Formel:

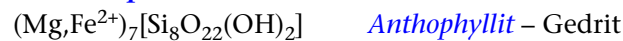


mit A = K, Na

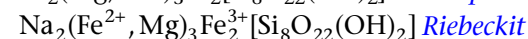
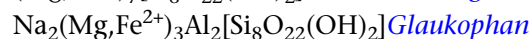
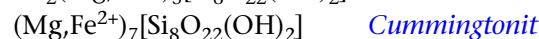
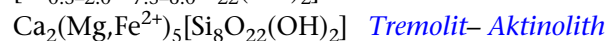
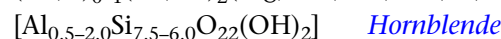
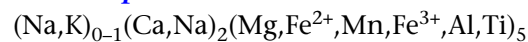
X = Na, Ca, Mg,  $\text{Fe}^{2+}$ , Mn

Y = Mg,  $\text{Fe}^{2+}$ , Mn,  $\text{Fe}^{3+}$ , Al, Ti

**Orthoamphibole:**



**Klinoamphibole:**

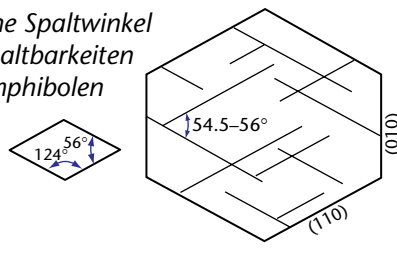


Kristallsystem: Orthoamphibole = orthorhombisch (Klasse mmm)

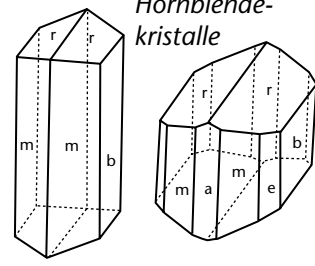
Klinoamphibole = monoklin (Klasse 2/m)

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

Typische Spaltwinkel und Spaltbarkeiten von Amphibolen



Hornblende-kristalle



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

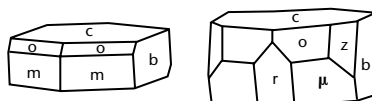
**Wollastonit**  $\text{CaSiO}_3$   
 Kristallsystem: triklin (Klasse  $\bar{1}$ ) oder monoklin (Klasse 2/m)  
 Ausbildung: oft nadelige Kristalle, die zu feinfaserigen Aggregaten vereint sein können; auch körnig und derb  
 Bruch: 2 vollkommene Spaltbarkeiten  
 Härte:  $4\frac{1}{2}$  – 5, oft schwer bestimmbar  
 Glanz: Glasglanz, auch perlmuttartig; bei faserigen Aggregaten Seidenglanz  
 Farbe: durchscheinend weiß bis leicht gefärbt  
 Vorkommen: in kontaktmetamorphen Kalken; selten vulkanisch (z.B. in Phonolith vom Kaiserstuhl)

### 1.5.5 Schichtsilikate (Phyllosilikate)

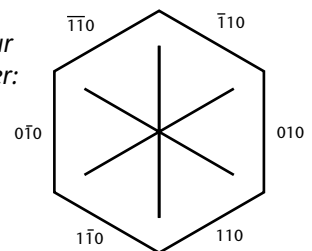
**Glimmergruppe** sie umfaßt die fast immer dunklen Mg-Fe-Glimmer (Biotitgruppe) und die hellen Al-reichen *Glimmer* (*Muskovit*, *Phengit*, *Paragonit* und andere – als *Hellglimmer* zusammengefaßt);

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

Biotit



Schlagfigur in Glimmer:



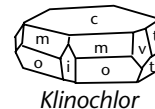
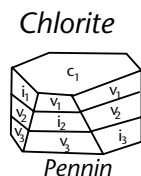
Bruch: 1 ausgezeichnete Spaltbarkeit; dünne Spaltblättchen sind im Unterschied zu anderen Schichtsilikaten *elastisch* biegsam; Anschlagen mit einem nicht allzu spitzen Gegenstand produziert die charakteristische sechsstrahlige Schlagfigur (siehe Skizze);  
 Farbe: braun bis schwarz; selten auch dunkelgrün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

**Muskovit**  $KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$   
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m) oder triklin  
 Ausbildung: tafelige, oft pseudo-hexagonale Kristalle; blättrig bis schuppig, manchmal feinkörnig (= Varietät *Serizit*)  
 Bruch: 1 ausgezeichnete Spaltbarkeit (Blattspalter) – wie Biotit  
 Farbe: farblos, in dickeren Tafeln auch grau, gelblich, bräunlich  
 Glanz: perlmuttartig; in kleinen Schuppen (Serizit) silberglänzend  
 Härte:  $2 - 2\frac{1}{2}$   
 Vorkommen: metamorph, magmatisch

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

**Chlorit**  $(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al,Cr^{3+})_6[(Si,Al)_4O_{10}(OH)_8]$ , komplexes Mischkristallsystem; wichtige Endglieder sind *Klinochlor* (Mg), *Chamosit* (Fe)

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

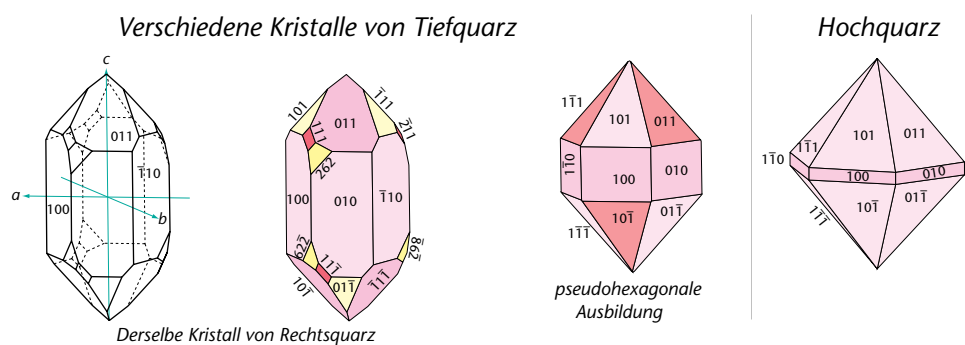


**Talk**  $Mg_3[Si_4O_{10}(OH)_2]$   
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)  
 Ausbildung: tafelige Kristalle; oft blättrige bis schuppige Aggregate; auch dicht (= Speckstein)  
 Bruch: 1 vorzügliche Spaltbarkeit; schuppt beim Reiben ab  
 Härte: 1  
 Glanz: Perlmuttglanz

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

### 1.5.6 Gerüstsilikate (Tektosilikate)

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



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



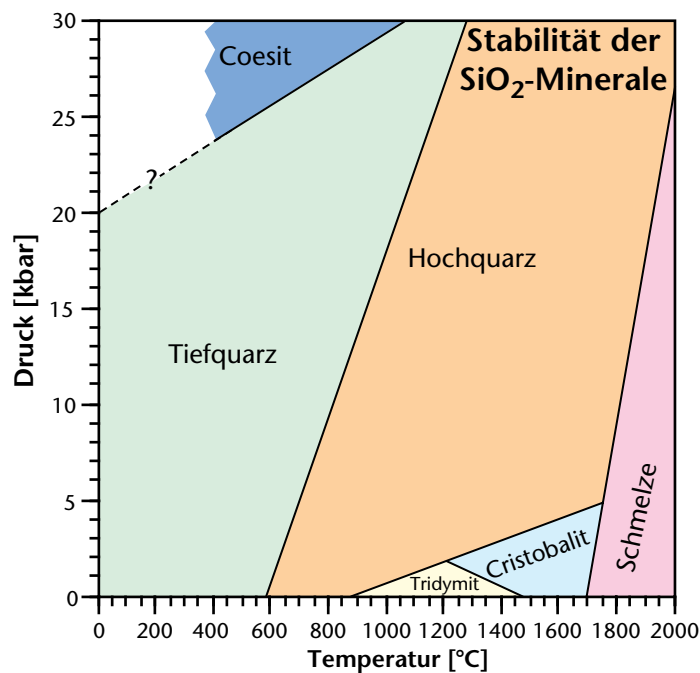


ABBILDUNG 19

Stabilitätsbeziehungen der Phasen im SiO<sub>2</sub>-Einstoffsystem; das Phasenfeld der Höchstdruckphase *Stishovit* oberhalb des Coesits ist nicht dargestellt. Stishovit wird bei Meteoriteneinschlägen gebildet.

#### Varietäten:

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

**Amethyst** = grobe Kristalle mit violetter Färbung (Ursache der Färbung: Einbau von Fe<sup>3+</sup> plus ionisierende Strahlung)

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

**Rauchquarz** = gelb bis braun, manchmal fast schwarz gefärbter Quarz (Al<sup>3+</sup>, plus ionisierende Strahlung)

**Citrin** = gelblich gefärbter Quarz

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

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

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

**Karneol** = roter Chalcedon

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

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

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

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

Feldspatgruppe

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

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

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

**Sanidin** = Hochtemperatur-Alkalifeldspat in schnell abgekühlten

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

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

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

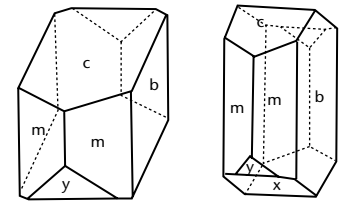
**Perthit** = Beim langsamen Abkühlen entstandener, entmischter Kristall eines ursprünglich homogenen, K-reichen Alkalifeldspats: Matrix (Wirt) = Orthoklas oder Mikroclin, Lamellen oder Adern (Gast) = Albit

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

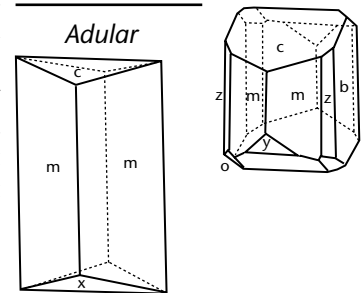
**Mesoperthit** = wie Perthit, aber aus einem Ausgangskristall mit  $Na \approx K$  entstanden

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

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



Kristallformen von Orthoklas und Sanidin



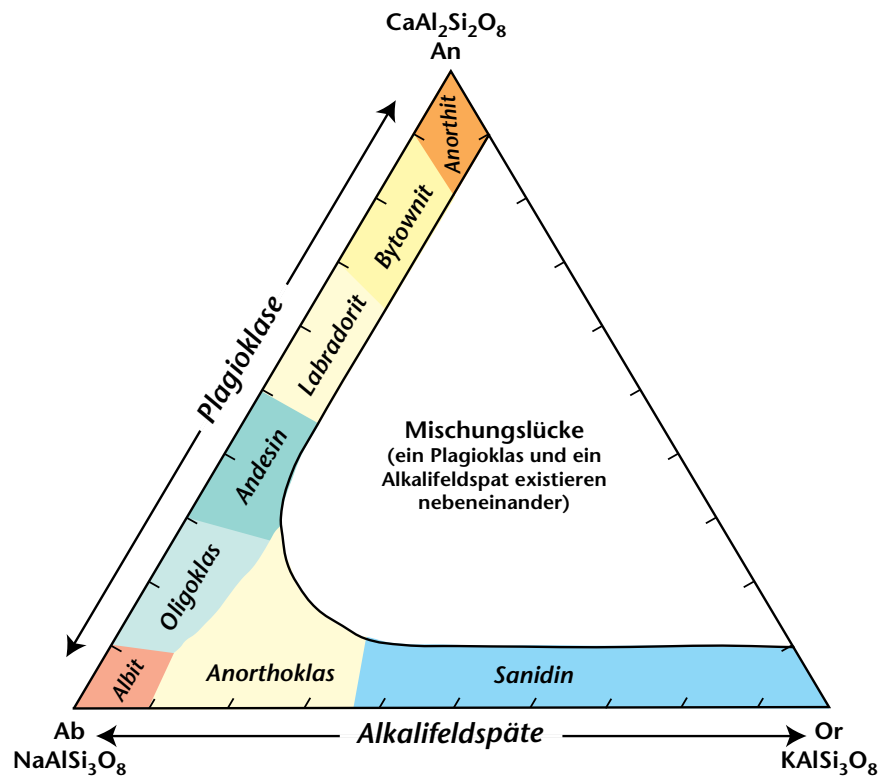


ABBILDUNG 20

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

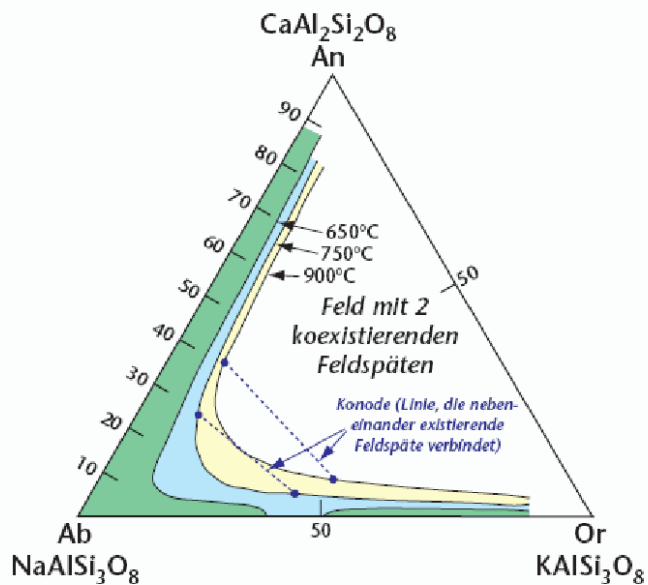


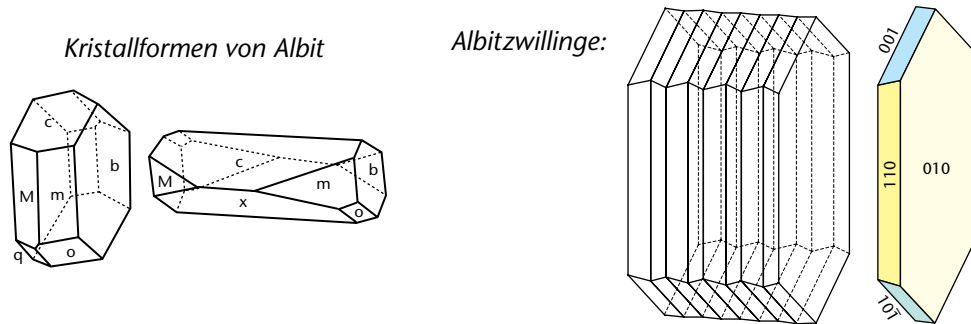
ABBILDUNG 21

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

Allgemeine Kennzeichen der Feldspäte:

Kristallsystem: monoklin oder triklin (siehe oben)

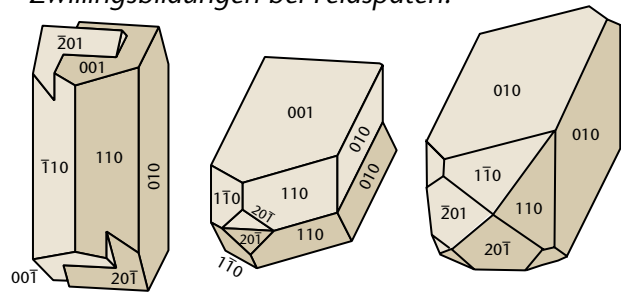
Ausbildung: gut ausgebildete Kristalle sind selten; sie haben eine isometrische, prismatische oder tafelige Form



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

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

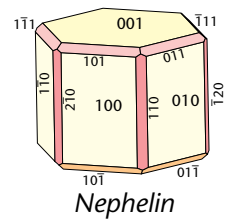
Zwillingbildungen bei Feldspäten:



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

**Nephelein**  
 Kristallsystem:  
 Ausbildung:

$\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$   
 hexagonal (Klasse 6)  
 In Vulkaniten oft gut ausgebildete Kristalle (hexagonale Prismen ergeben sechseckige oder rechteckige Schnittfiguren); in Plutoniten meist ohne Kristallflächen



Glanz: Glasglanz, fettig (wie Quarz)  
 Härte: 5 – 6 (läßt sich im Unterschied zu Quarz mit der Taschenmesser Klinge ritzen)  
 Bruch: sehr unvollkommene Teilbarkeit, muscheliger Bruch  
 Farbe: grau, grünlich, bräunlich, rötlich  
 Vorkommen: magmatisch; vertritt Albit bei  $\text{SiO}_2$ -Untersättigung und heißt daher *Feldspatvertreter* oder *Foid*

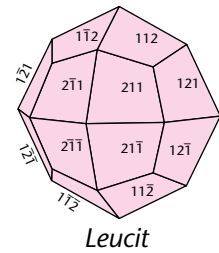
**Leucit**

Kristallsystem:

$K[AlSi_2O_6]$  – ein Feldspatvertreter  
Die Hochtemperaturmodifikation ist kubisch (Klasse  $m\bar{3}m$ ), die Tieftemperaturmodifikation ist tetragonal (Klasse  $4/m$ ).

Ausbildung:

Es liegen Paramorphosen von tetragonalem Tief-Leucit nach kubischem Hoch-Leucit vor. 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

**Sodalithgruppe**

Feldspatvertreter mit den Gliedern:

**Sodalith**  $Na_8[Cl_2|(AlSiO_4)_6]$

**Nosean**  $Na_8[(SO_4)|(AlSiO_4)_6]$

**Hauyn**  $(Na,Ca)_{8-4}[(SO_4)_{2-1}|(AlSiO_4)_6]$ ,

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:

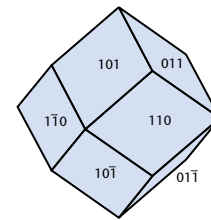
Sodalith, Hauyn farblos bis tiefblau; Nosean meist grau, trüb, auch bräunlich

Bruch:

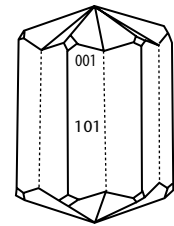
Spaltbarkeit wechselnd deutlich in 6 Richtungen, auch uneben

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  $H_2O$  enthalten (Na, K, Ca, Al, Si,  $H_2O$ ). Oft bilden sich Zeolithe bei tieftemperierten Umwandlung von Feldspäten und Foiden. Nach der Kristallform unterscheidet man:

**Faserzeolithe** (z.B. *Natrolith* (rhombisch, Klasse  $mm2$ )),

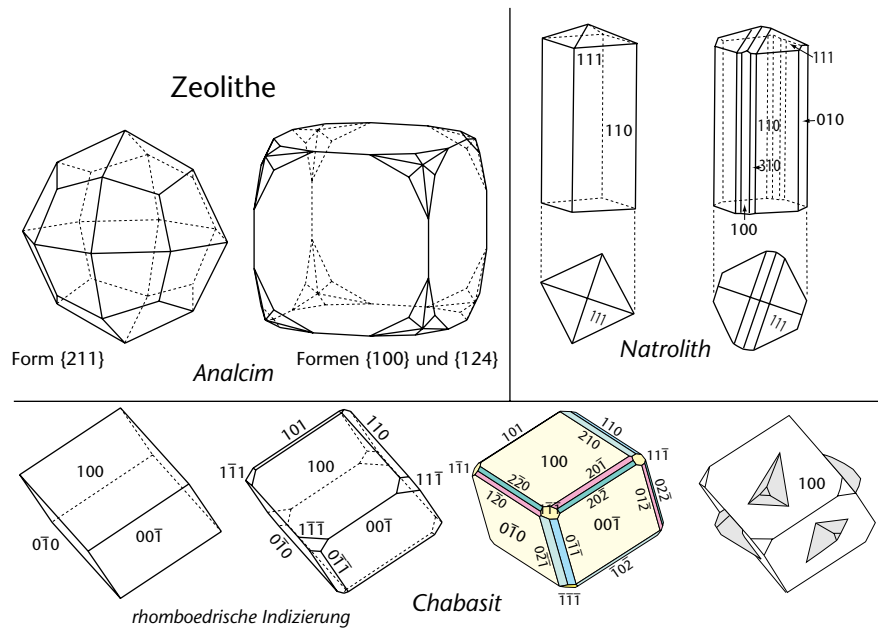
**Blätterzeolithe** (z.B. *Heulandit* (monoklin, Klasse  $2/m$ )),

**Würfelzeolithe** (z.B. *Chabasit* (trigonal, Klasse  $\bar{3}m$ ))

*Analcim* ( $Na[AlSi_2O_6] \times H_2O$  kubisch, Klasse  $m\bar{3}m$ ) bildet wie Leucit Ikositetraeder.

Vorkommen:

hydrothermal, sedimentär und metamorph (tiefe Temperaturen)



### 1.5.7 Oxide und Hydroxide

**Rutil**

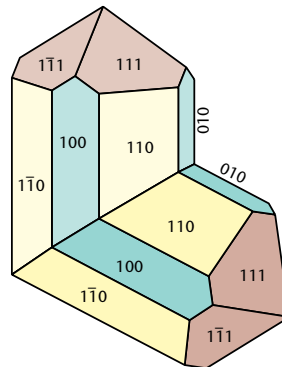
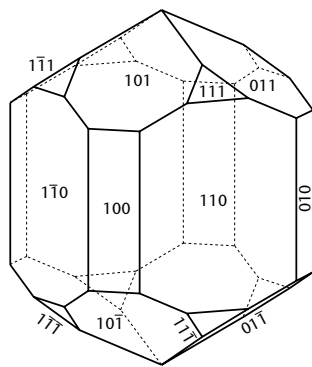
Kristallsystem:

Ausbildung:

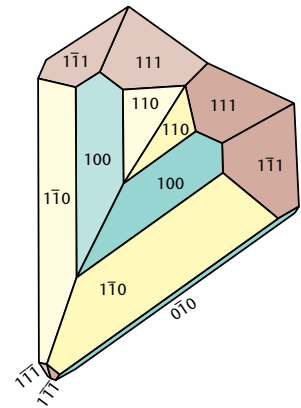


tetragonal (Klasse 4/mmm)

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



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



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

Härte:

6 – 6<sup>1/2</sup>

Bruch:

1 mäßig gute Spaltbarkeit

Farbe:

(rot)braun bis schwarz

Glanz:

halbmetallisch

Dichte:

4.2

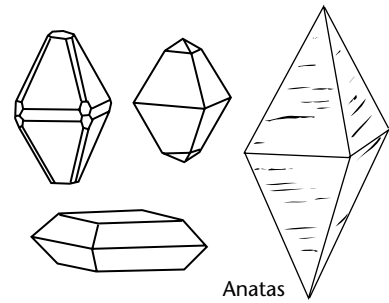
Vorkommen:

metamorph; detritisch in Sedimenten (Schwermineral)

Bemerkung:

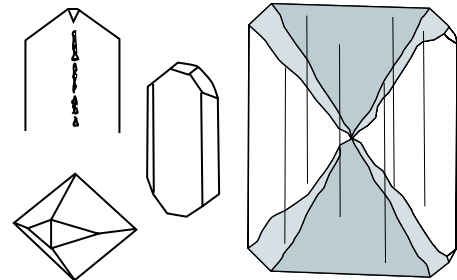
$\text{TiO}_2$  kommt noch in den beiden folgenden erheblich selteneren Modifikationen vor:

**Anatas** TiO2  
 Kristallsystem: tetragonal (Klasse 4/mmm)  
 Ausbildung: spitze bis flache Bipyramiden, tafelig; praktisch nur aufgewachsen  
 Härte:  $5\frac{1}{2} - 6$   
 Bruch: Spaltbarkeit meist nicht sichtbar  
 Farbe: farblos, rosa, rot, gelb, braun, blau, schwarz  
 Glanz: Metall- bis Diamantglanz  
 Dichte: 3.8 – 3.9  
 Vorkommen: alpine Klüfte; sekundär als Umwandlungsprodukt verschiedener Ti-Minerale



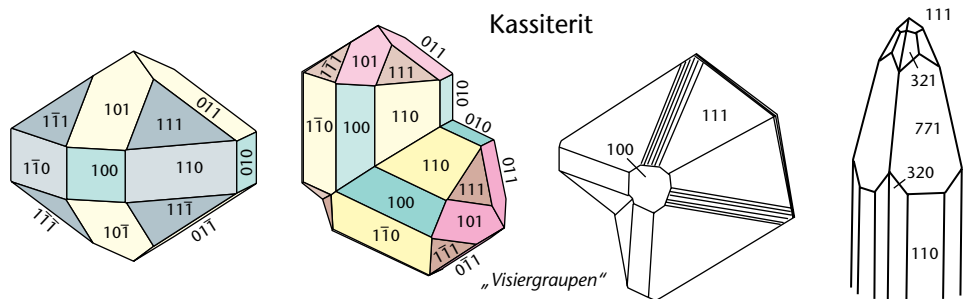
Anatas

**Brookit** TiO2  
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)  
 Ausbildung: dünntafelige Kristalle, selten scheinbar hexagonale Bipyramiden; tafelige Kristalle alpiner Klüfte sind oft gestreift und zeigen in der Mitte eine schwärzliche sanduhrförmige Zeichnung (siehe Skizze)  
 Härte:  $5\frac{1}{2} - 6$   
 Bruch: Spaltbarkeit meist nicht sichtbar  
 Farbe: farblos, rosa, rot, gelb, braun, blau, schwarz  
 Glanz: Metall- bis Diamantglanz  
 Dichte: 3.8 – 3.9  
 Vorkommen: alpine Klüfte



Brookit

**Kassiterit (Zinnstein)** SnO2  
 Kristallsystem: tetragonal (isotyp mit Rutil; Klasse 4/mmm)  
 Ausbildung: prismatische Kristalle, oft verzwilligt (*Kniezwillinge*: „Visiergrauen“; Habitus ist temperaturabhängig)  
 Härte:  $6\frac{1}{2} - 7$



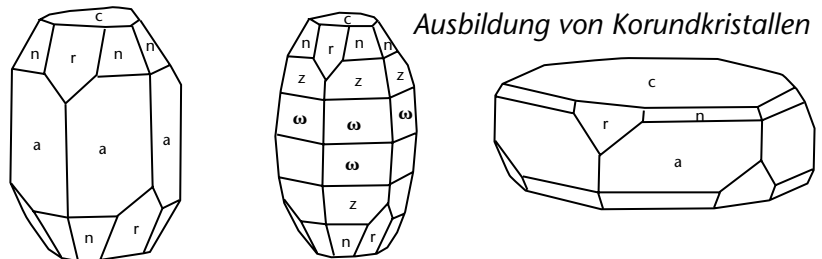
Kassiterit

„Visiergrauen“

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

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

**Korund**  $\text{Al}_2\text{O}_3$   
 Kristallsystem: trigonal (Klasse  $\bar{3}m$ )  
 Ausbildung: tafelige bis säulige Kristalle mit sechseckigem Querschnitt; oft tonnenförmig  
 Härte: 9



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

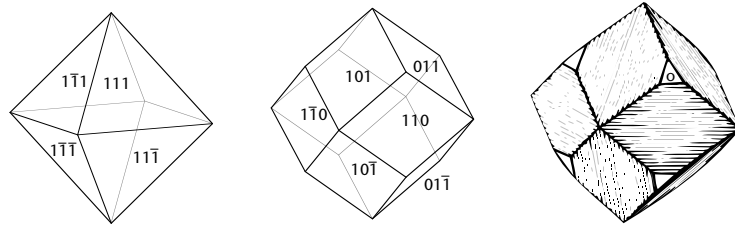
**Hämatit**  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (isotyp mit Korund)  
 Kristallsystem: trigonal (Klasse  $\bar{3}m$ )  
 Ausbildung: oft blättrige Kristalle, die zu Rosetten aggregiert sein können; manchmal auch faserig in radialstrahligen Aggregaten („Roter Glaskopf“); derb



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



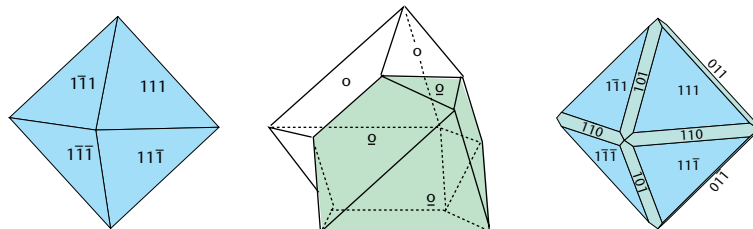
<b>Magnetit</b>	$\text{Fe}_3\text{O}_4$
Kristallsystem:	kubisch (Klasse m3m)
Ausbildung:	oft oktaedrische Kristalle, aber auch derb
Härte:	6
Dichte:	5.2
Farbe:	schwarz bis grauschwarz
Strichfarbe:	grau
Glanz:	(fettig) metallisch
Bruch:	keine Spaltbarkeit
Vorkommen:	magmatisch, metamorph
Besonderheit:	magnetisch (mit Handmagnet oder Taschenkompaß prüfen)



Ausbildung von Magnetitkristallen

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

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



Ausbildung von Spinellkristallen

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

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

**Ilmenit**  $\text{FeTiO}_3$   
 Kristallsystem: trigonal (Klasse  $\bar{3}$ )  
 Ausbildung: tafelige Kristalle oder derb  
 Farbe: schwarz (violetter Farbstich)  
 Strichfarbe: schwarz; nach intensivem Verreiben rotbraun  
 Glanz: metallisch bis halbmatt  
 Härte:  $5\frac{1}{2} - 6$   
 Dichte: 4.7  
 Vorkommen: magmatisch, metamorph

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

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

Farbe: braun bis gelbbraun, manchmal auch schwarzbraun

Strichfarbe: gelbbraun

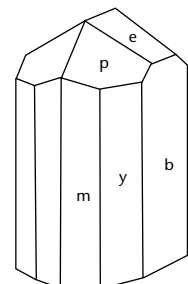
Bruch: 1 Spaltbarkeit (nutzlos bei der Bestimmung)

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

Dichte: 4.4

Vorkommen: Verwitterungsbildung; in der Oxidationszone sulfidischer Mineralisationen

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

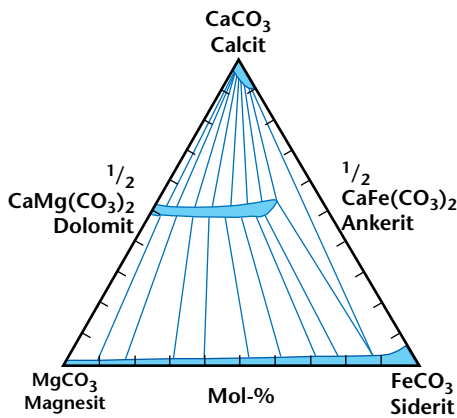


Goethit

### 1.5.8 Karbonate

**Allgemeines:** Die Verbindung  $\text{CaCO}_3$  ist trimorph; in der Natur spielen aber nur der trigonale Calcit und der rhombische Aragonit eine Rolle, während der hexagonale *Vaterit* als dritte Modifikation sehr selten ist.

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



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

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

**Calcit (Kalkspat)**

Kristallsystem:

$CaCO_3$

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

Ausbildung:

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

Farbe:

weiß bis grau, selten auch gelb, rosa, braun

Bruch:

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

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

Härte:

3

Dichte:

2.7

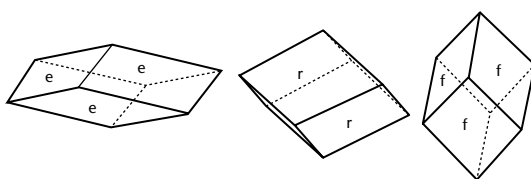
Vorkommen:

sedimentär; metamorph; selten magmatisch in Karbonatiten

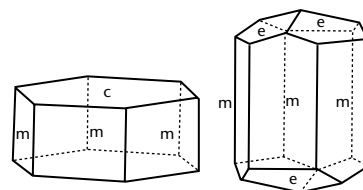
Besonderheit:

reagiert heftig mit kalter, verdünnter (1n) HCl

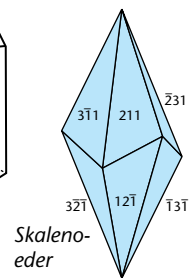
*Ausbildung von Mineralen der Calcitgruppe*



verschiedene (flache und steile) Rhomboeder



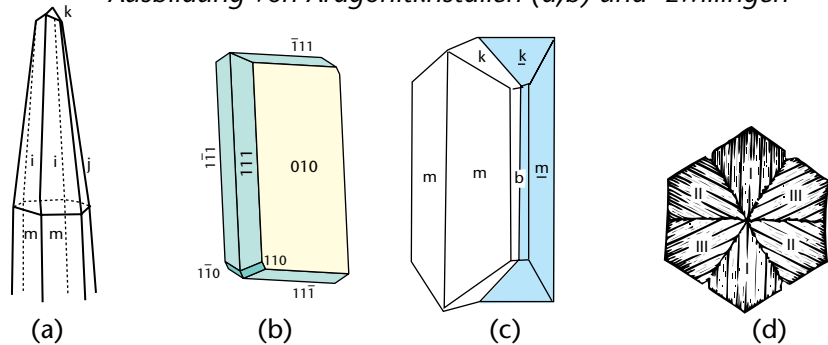
Kombination von hexagonalem Prisma mit Pinakoiden (links) bzw. flachem Rhomboeder (rechts)



Skalenoeder

<b>Aragonit</b>	$\text{CaCO}_3$	
Kristallsystem:	orthorhombisch (Klasse mmm)	
Ausbildung:	Kristalle mit Endflächen häufig: säulig-pyramidal, tafelig und oft pseudo-hexagonale Drillinge	
Farbe:	farblos, weiß, gelblich, selten bräunlich	
Bruch:	1 mäßig gute und 1 schlechte Spaltbarkeit (insgesamt deutlich schlechter als Calcit)	
Härte:	$3\frac{1}{2} - 4$	
Dichte:	3.0	
Vorkommen:	metamorph (hohe Drücke – siehe Skizze); sedimentär und in Organismen (metastabil)	
Besonderheit:	braust mit kalter, verdünnter (1n) HCl	

Ausbildung von Aragonitkristallen (a,b) und -zwillingen

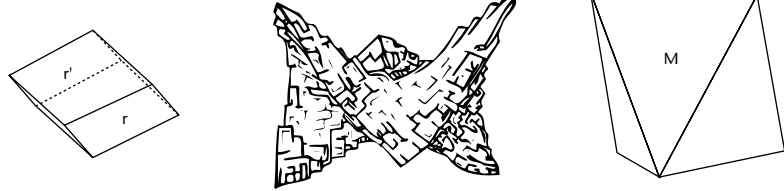


<b>Magnesit</b>	$\text{MgCO}_3$	
Kristallsystem:	trigonal (Klasse $\bar{3}m$ )	
Ausbildung:	meist feinkörnig derb, selten rhomboedrische Kristalle	
Farbe:	weiß, gelblich, grau, gelbbraun	
Bruch:	3 vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltrhomboeder)	
Härte:	$3\frac{1}{2} - 4$	
Dichte:	3.0 – 3.2	
Vorkommen:	sedimentär, metamorph	
Besonderheit:	reagiert <i>nicht</i> mit kalter, verdünnter (1n) HCl	

<b>Siderit</b>	$\text{FeCO}_3$	
Kristallsystem:	trigonal (Klasse $\bar{3}m$ )	
Ausbildung:	rhomboedrische Kristalle, oft mit gebogenen Flächen, oft in kugeligen Konkretionen; auch derb	
Farbe:	hell- bis dunkelbraun	
Bruch:	3 vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltrhomboeder)	
Härte:	$3\frac{1}{2} - 4$	
Dichte:	4.0	
Vorkommen:	sedimentär; magmatisch in Karbonatiten	
Besonderheit:	reagiert nicht mit kalter verdünnter (1n) HCl	

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

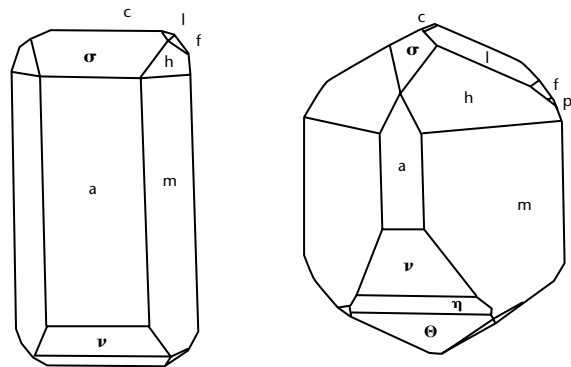
*Ausbildung von Dolomitkristallen*



Farbe: weiß bis grau, rosa, fleischfarben, bräunlich  
 Bruch: 3 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

**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

**Azurit**  $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$   
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)  
 Ausbildung: Kristalle zeigen meist keine gut ausgebildete Flächen; radialstrahlige Aggregate  
 Farbe/Strichfarbe: azurblau  
 Härte:  $3\frac{1}{2} - 4$   
 Vorkommen: in der Oxidationszone von Cu-haltigen Mineralisationen



*Azurit*

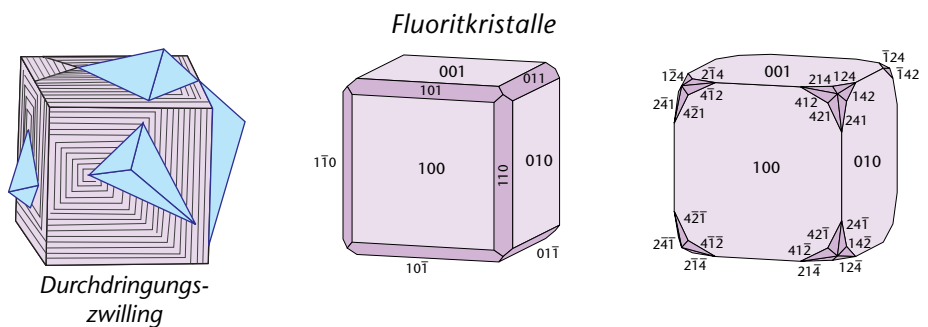
### 1.5.9 Halogenide

**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: 3 vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltwürfel)

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

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

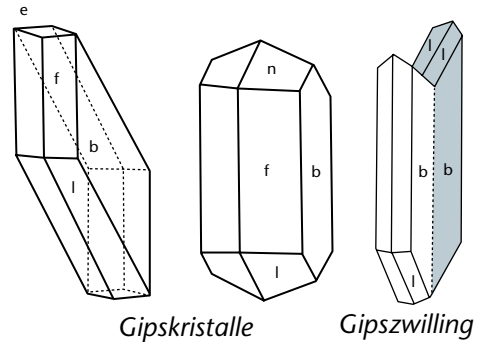
**Fluorit (Flußspat)**  $\text{CaF}_2$   
 Kristallsystem: kubisch (Klasse  $m\bar{3}m$ )  
 Ausbildung: meist grobkörnig; würfelige, selten auch oktaedrische Kristalle  
 Farbe: sehr variabel, meist grünlich, gelb, blaugrün, violett, aber auch farblos, weiß, rosa, bräunlich



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

1.5.10 Sulfate

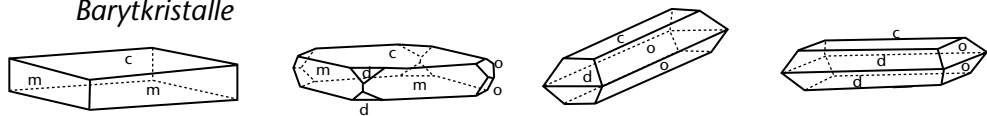
**Gips**  $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$   
 Kristallsystem: monoklin (Klasse 2/m)  
 Ausbildung: derb; faserig; tafelige Kristalle  
 Farbe: farblos durchsichtig (Marienglas), weiß bis grau  
 Bruch: 1 vollkommene und 2 mäßig gute Spaltbarkeiten  
 Härte: 2  
 Dichte: 2.3  
 Vorkommen: sedimentär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



**Anhydrit**  $\text{CaSO}_4$   
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)  
 Ausbildung: meist derbe Massen; gut ausgebildete Kristalle selten  
 Farbe: farblos, weiß bis grau, selten blau bis violett  
 Bruch: 2 vollkommene und 1 gute Spaltbarkeit  
 Härte: 3 – 3 1/2  
 Dichte: 2.9  
 Vorkommen: sedimentär in Evaporiten, oft zusammen mit Gips; auch metamorph aus Gips

**Baryt (Schwerspat)**  $\text{BaSO}_4$   
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)  
 Ausbildung: tafelige Kristalle; blättrige Rosetten; körnig-derb  
 Farbe: farblos, weiß, hellrosa, hellblau, hellgelb  
 Bruch: 1 vollkommene und 1 gute Spaltbarkeit  
 Härte: 3 – 3 1/2  
 Dichte: 4.5  
 Vorkommen: in hydrothermalen Mineralisationen; sedimentär

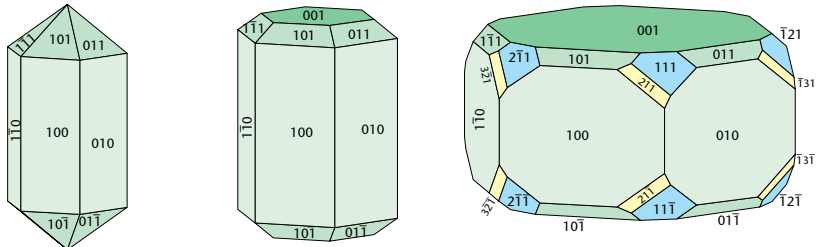
Barytkristalle



**Coelestin**  $\text{SrSO}_4$   
 Kristallsystem: orthorhombisch (Klasse mmm)  
 Ausbildung: tafelige Kristalle, auch faseriger Habitus  
 Farbe: farblos, weiß bis schwach blau oder rosa  
 Bruch: 1 vollkommene und 1 gute Spaltbarkeit  
 Härte: 3 – 3 1/2  
 Dichte: 4.0  
 Vorkommen: in Sedimenten; selten in hydrothermalen Mineralisationen

### 1.5.11 Phosphate

**Apatit**  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,OH})$   
 Kristallsystem: hexagonal (Klasse 6/m)  
 Ausbildung: meist säulige bis nadelige Kristalle; auch massig-derb; kryptokristallin als *Collophan* (Phosphorite)

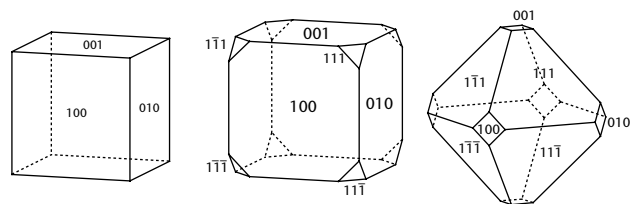


Ausbildung von Apatit

Farbe: farblos, weiß, gelb, grünlich, bräunlich, bläulich, violett  
 Bruch: 1 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

### 1.5.12 Sulfide

**Bleiglanz** (*Galenit*),  $\text{PbS}$   
 Kristallsystem: kubisch (Klasse  $m\bar{3}m$ )  
 Ausbildung: meist würfelige, seltener oktaedrische Kristalle  
 Farbe: bleigrau (mit rötlichem Stich)  
 Glanz: metallisch auf Kristallflächen oder Spaltflächen; bei derben Massen stumpf  
 Strichfarbe: grau



Kristalle von Bleiglanz

Bruch: 3 vollkommene Spaltbarkeiten (Spaltwürfel)  
 Härte:  $2\frac{1}{2}$   
 Dichte: 7.5  
 Vorkommen: in hydrothermalen Gangmineralisationen und Skarnen



**Zinkblende**

Kristallsystem:

Ausbildung:

Farbe:

Strichfarbe:

Glanz:

Bruch:

Härte:

Dichte:

Vorkommen:

(*Sphalerit*) ZnS

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

meist körnig, spätig; Kristalle schlecht ausgebildet; derbe, feinkörnige Massen

farblos, sofern Fe-frei (selten); meist gelblich bis bräunlich (Honigblende) oder schwarz (mit zunehmendem Fe-Gehalt)

weiß bis gelb bis braun

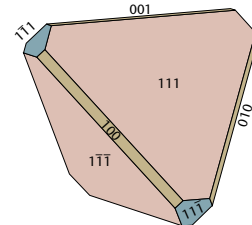
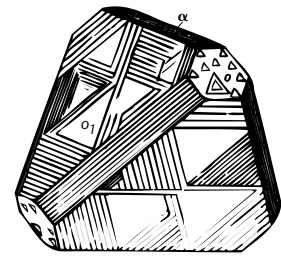
blendeartig bis halbmatt

6 vollkommene Spaltbarkeiten (aber bei Feinkörnigkeit oft nicht zur Bestimmung nutzbar)

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

3.9 - 4.0

in hydrothermalen Gangmineralisationen und Skarnen



Kristalle von Zinkblende

**Pyrit**

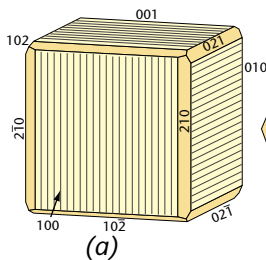
Kristallsystem:

Ausbildung:

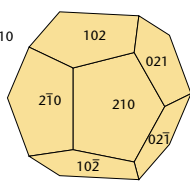
FeS<sub>2</sub>

kubisch (Klasse m3)

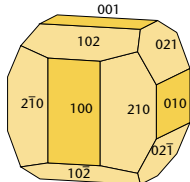
meist gut ausgebildete würfelige, pentagondodekaedrische („pyritoedrische“, Skizze b in nachfolgender Abbildung) oder oktaedrische Kristalle (d); würfelige Kristalle weisen meist eine Striemung parallel der Kanten auf (Skizze a); diese Striemung (*Kombinationsstreifung*) entspricht den Richtungen der 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);



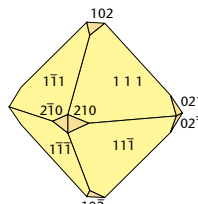
(a)



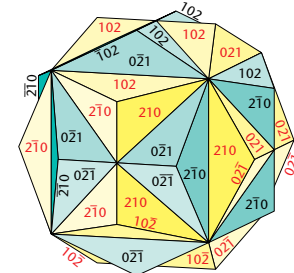
(b)



(c)



(d)



(e)

Ausbildung von Pyrit

Farbe:

Strichfarbe:

Bruch:

Härte:

Dichte:

Vorkommen:

fahlgelb bis messingfarben

grünlich bis braunschwarz

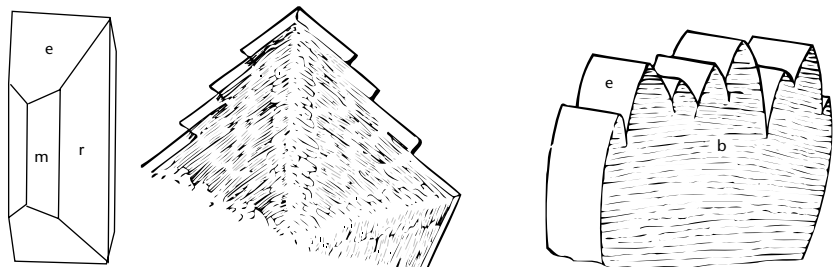
muscheliger Bruch

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

5.0

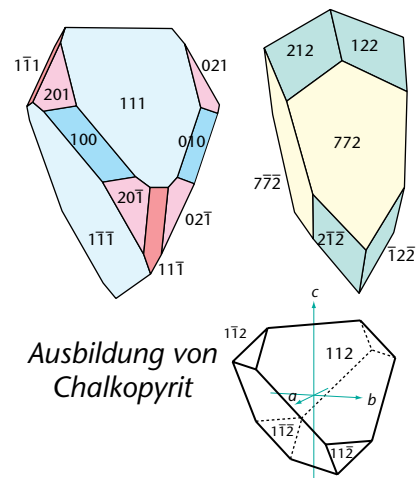
häufigstes Sulfidmineral; in fast allen sulfidischen Mineralisationen (hydrothermal, metamorph, sedimentär; auch in magmatischen Gesteinen) – „Durchläufer“

<b>Markasit</b>	$\text{FeS}_2$
Kristallsystem:	orthorhombisch (Klasse mmm)
Ausbildung:	meist tafelige oder prismatische Kristalle, die häufig radialstrahlige, speerförmige, oder hahnenkammartige Aggregate (siehe mittlere und rechte Skizze) bilden
Farbe:	messinggelb, gegenüber Pyrit mit einem Stich ins Grüne, oft dunkel angelauten
Strichfarbe:	grauschwarz
Bruch:	uneben (schlechte Spaltbarkeit), kaum Unterschied zu Pyrit
Härte:	$6 - 6\frac{1}{2}$
Dichte:	4.9
Vorkommen:	seltener als Pyrit; sedimentär als Konkretion in Tonen, Mergeln, Kalken; in hydrothermalen Mineralisationen



Ausbildung von Markasit

<b>Chalkopyrit</b>	<i>(Kupferkies)</i> $\text{CuFeS}_2$
Kristallsystem:	tetragonal (Klasse $\bar{4}2m$ )
Ausbildung:	meist derbe Massen
Farbe:	messingfarben; oft bronzene oder bunte Anlauffarben
Strichfarbe:	grünschwartz
Glanz:	metallisch
Bruch:	keine Spaltbarkeit
Härte:	$3\frac{1}{2} - 4$
Dichte:	4.2
Vorkommen:	in vielen sulfidischen Mineralisationen



Ausbildung von Chalkopyrit

<b>Bornit</b>	<i>(Buntkupferkies)</i> $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$
Kristallsystem:	tetragonal (Klasse $\bar{4}2m$ )
Ausbildung:	meist derbe Massen
Farbe:	bräunlich-bronze auf frischen Bruchflächen; stets bunte Anlauffarben
Strichfarbe:	grauschwarz
Glanz:	metallisch
Bruch:	keine Spaltbarkeit
Härte:	3
Dichte:	5.1
Vorkommen:	in sulfidischen Mineralisationen unterschiedlichster Genese

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

### 1.5.13 Elemente

#### Kohlenstoff

C

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

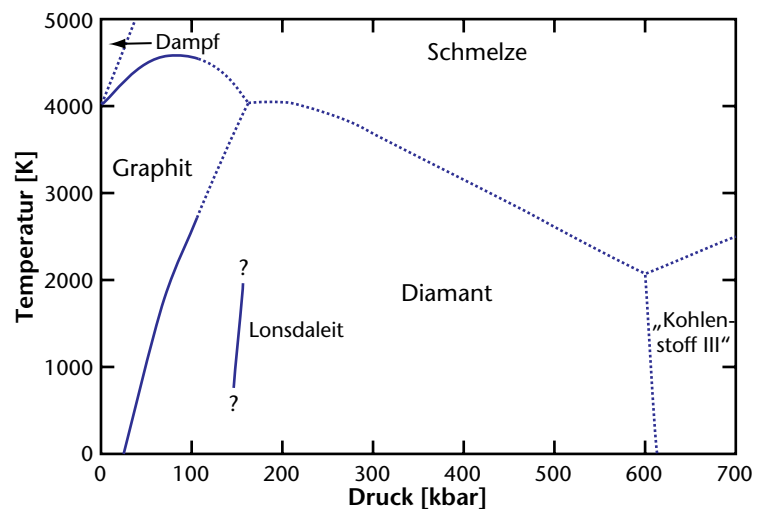


ABBILDUNG 22

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

#### • Graphit

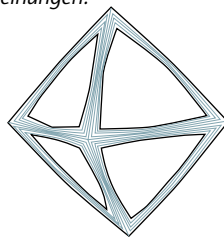
Kristallsystem:	hexagonal (Klasse 6/mmm und $\bar{3}m$ )
Ausbildung:	selten tafelige bis blättrige Kristalle mit sechseckigem Querschnitt; oft feinschuppig
Farbe:	dunkelstahlgrau (Strich bleibt auch nach Verreiben grau – im Gegensatz zum sonst sehr ähnlichen Molybdänit)

Glanz: metallisch  
 Bruch: 1 vollkommene Spaltbarkeit; schuppt leicht ab (färbt grau)  
 Härte: 1  
 Dichte: 2.2  
 Vorkommen: metamorph; selten magmatisch

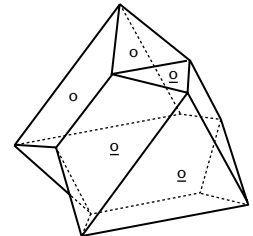
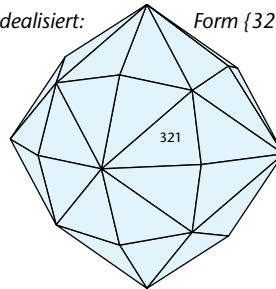
• **Diamant**

Kristallsystem: kubisch (Klasse  $m\bar{3}m$ )  
 Ausbildung: oft gut ausgebildete oktaedrische oder würfelige, aber auch unregelmäßig begrenzte Kristalle  
 Farbe: meist blaßgelb bis farblos; selten blaßorange, blaßgrün, blaßblau, blaßbraun  
 Bruch: 3 vollkommene Spaltbarkeiten (oktaedrisch)  
 Härte: 10  
 Dichte: 3.5  
 Vorkommen: als Fragment aus dem Erdmantel in Kimberliten; in Metamorphiten (mikroskopisch klein); in Seifen sekundär angereichert

Oktaeder mit Lösungserscheinungen:



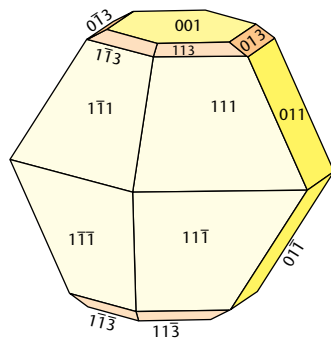
idealisiert: Form  $\{321\}$



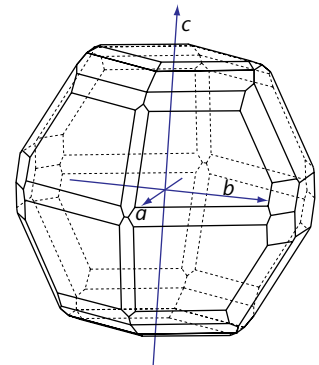
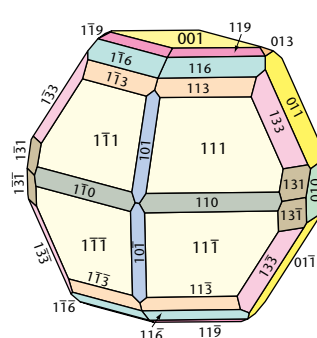
Diamantkristalle

**Schwefel** S  
 Kristallsystem: orthorhombisch ( $\alpha$ -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

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  $\text{SiO}_2$  (40 – 75 Gew.%). Daneben gibt es in der Natur aber auch karbonatische, sulfidische, oxidische und phosphatische Schmelzen. Bei Silikatschmelzen bzw. silikatischen Magmatiten unterscheidet man basische (oder mafische) Schmelzen oder Gesteine (geringe  $\text{SiO}_2$ -Gehalte, höhere Gehalte an MgO, FeO, CaO) von sauren (felsischen) Schmelzen oder Gesteinen (hohe  $\text{SiO}_2$ -Gehalte, niedrigere Gehalte an MgO, FeO, CaO). Oft wird noch weiter unterschieden in ultrabasisch (< 45%  $\text{SiO}_2$ ), basisch (45 – 52%  $\text{SiO}_2$ ), intermediär (52 – 66%  $\text{SiO}_2$ ) und sauer (> 66%  $\text{SiO}_2$ ).

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

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

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

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

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

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

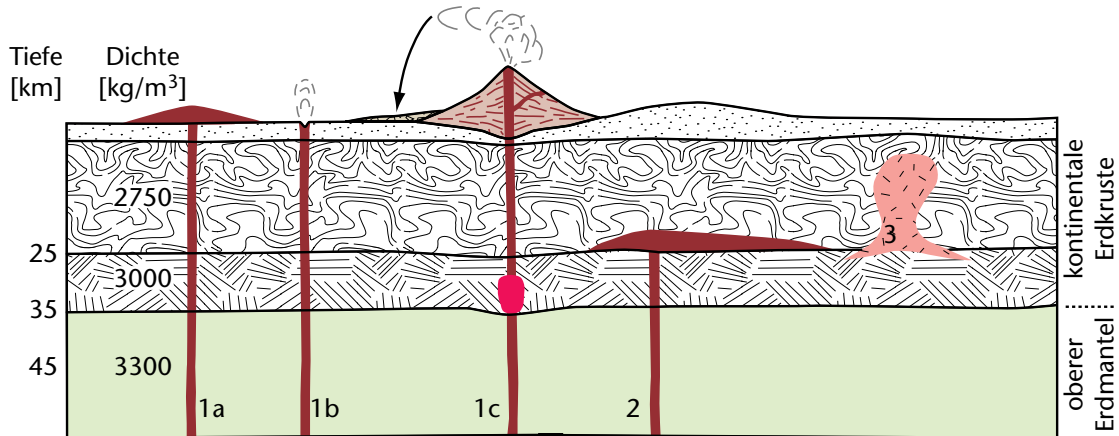


ABBILDUNG 23

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

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

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

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

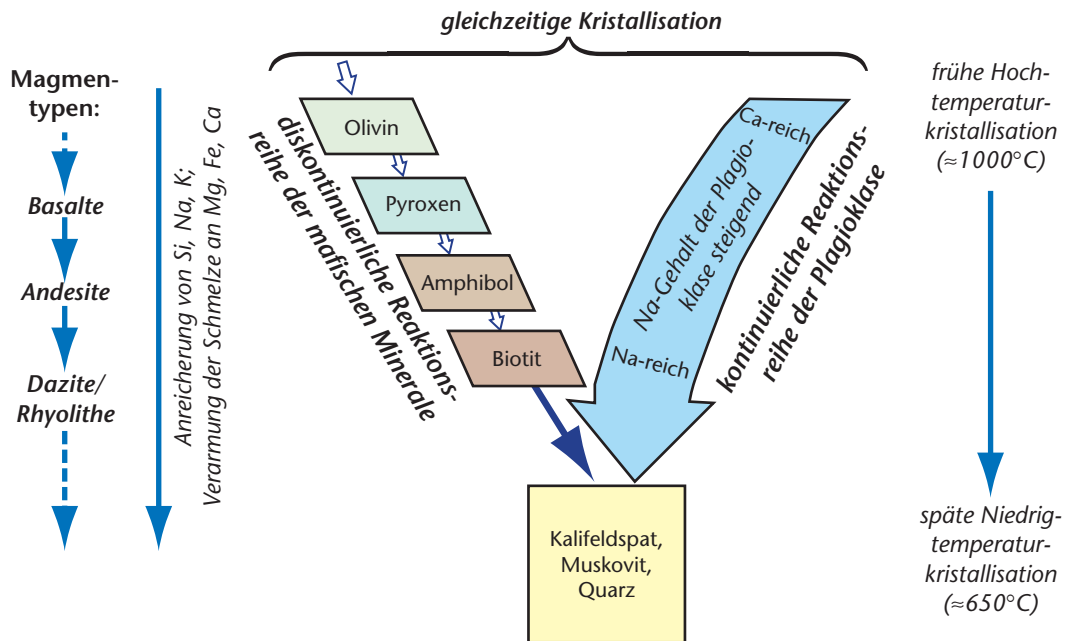


ABBILDUNG 24

BOWENSche diskontinuierliche und kontinuierliche Reaktionsreihen zur Erklärung der Differenzierung von Magmen

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

### 2.3 Sedimentäre Gesteine (oder kurz: Sedimente)

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

Bei der Verwitterung unterscheidet man zwei Extremformen:

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

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



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

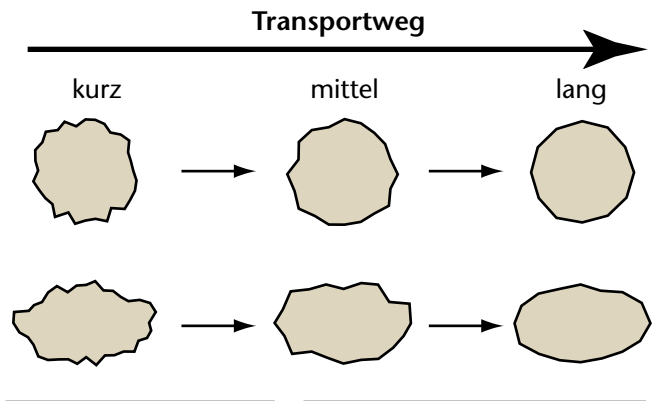


ABBILDUNG 25 schematische Darstellung der Abhängigkeit des Rundungsgrades klastischer Mineralkörner vom Transportweg zwischen Verwitterungs- und Ablagerungsraum.

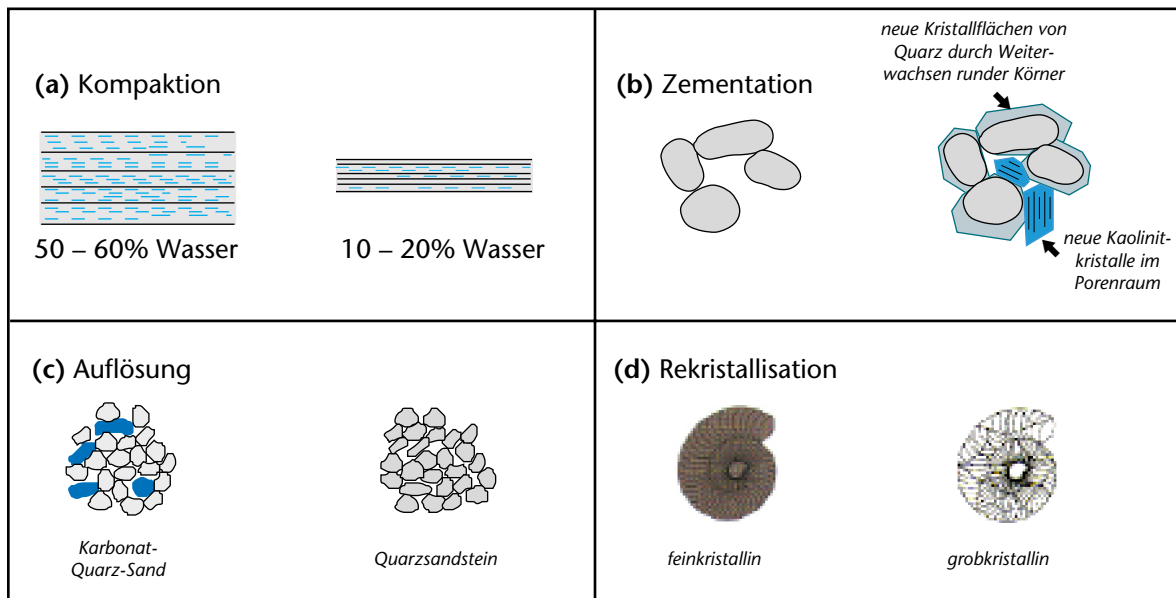


ABBILDUNG 26

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

Sedimente werden meist in zwei große Gruppen unterteilt:

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

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

Die meisten Sedimente stellen Übergangsglieder zwischen beiden Gruppen dar.

## 2.4 Metamorphe Gesteine (oder kurz: Metamorphite)

Unter *Gesteinsmetamorphose* versteht man die Umwandlung präexistenter Gesteine (*Edukte* oder *Ausgangsgesteine*) als Reaktion auf sich ändernde physikalisch-chemische Zustandsbedingungen, vor allen Dingen Temperatur- und Druckerhöhung, unterhalb der Erdoberfläche. Metamorphe Gesteine entstehen dabei aus Sedimenten und Magmatiten oder auch aus älteren Metamorphiten. Temperatur- und Druckerhöhung, denen die Gesteine ausgesetzt werden müssen, sind zumeist Folge ihrer Verfrachtung in größere Tiefen bei Plattenkollisionen, erheblich seltener durch die Wärmestrahlung (und eventuell auch den Stofftransport), die von einer magmatischen Intrusion in der Erdkruste ausgeht. Für den Ablauf einer Metamorphose ist die Temperatur von größerer Bedeutung als der Druck, weil die Geschwindigkeiten chemischer Reaktionen, durch welche Minerale abgebaut und neu gebildet werden, stark temperaturabhängig sind. Die untere Grenze der Metamorphose ist unscharf und liegt um 200 °C in H<sub>2</sub>O-reichen Gesteinen. Die obere Grenze der Metamorphose liegt um 1000 °C für H<sub>2</sub>O-arme oder H<sub>2</sub>O-freie Gesteine (Abbildung 30), möglicherweise auch noch etwas darüber. Solche extrem hohen Temperaturen werden aber nur selten erreicht. Meist endet die Metamorphose bei Temperaturen unterhalb von 800 °C, bei denen viele ehemalige Sedimente und SiO<sub>2</sub>-reiche ehemalige Magmatite bereits eine teilweise Aufschmelzung erfahren; die Teilschmelzen können vom Ort ihrer Entstehung fortwandern und in seichteren Niveaus der Erdkruste als granitische Gesteine erstarren.

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

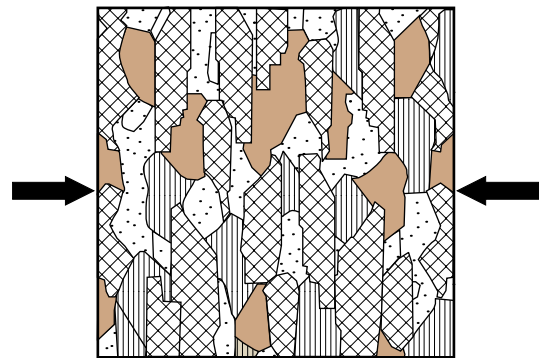


ABBILDUNG 27 Gerichteter Druck verursacht eine Einregelung von blättchenförmigen oder nadeligen Mineralen.

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

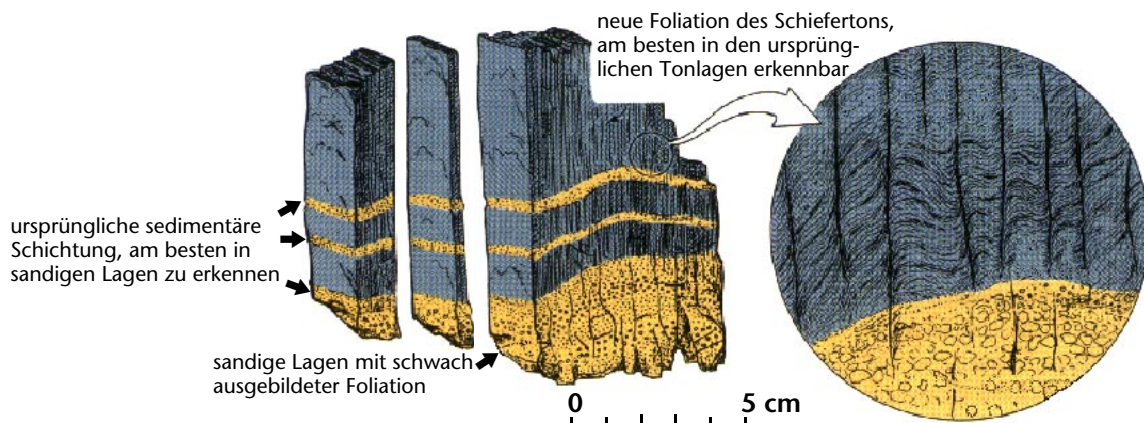


ABBILDUNG 28

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

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

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

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

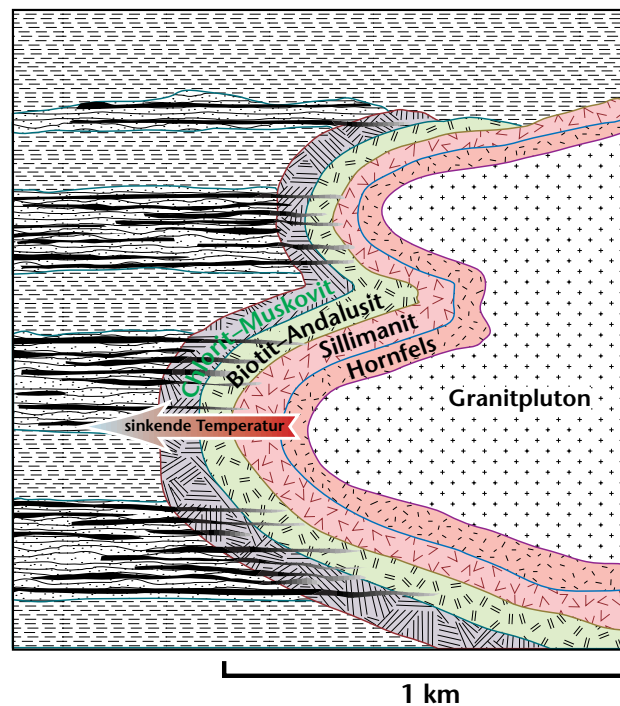


ABBILDUNG 29 Um eine Magmenintrusion entwickelt sich eine *Kontaktaureole* mit einer charakteristischen Abfolge von Mineralen, z.B. in tonigen Sedimenten bei abnehmender Temperatur Sillimanit, gefolgt von Andalusit, gefolgt von Glimmern.

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

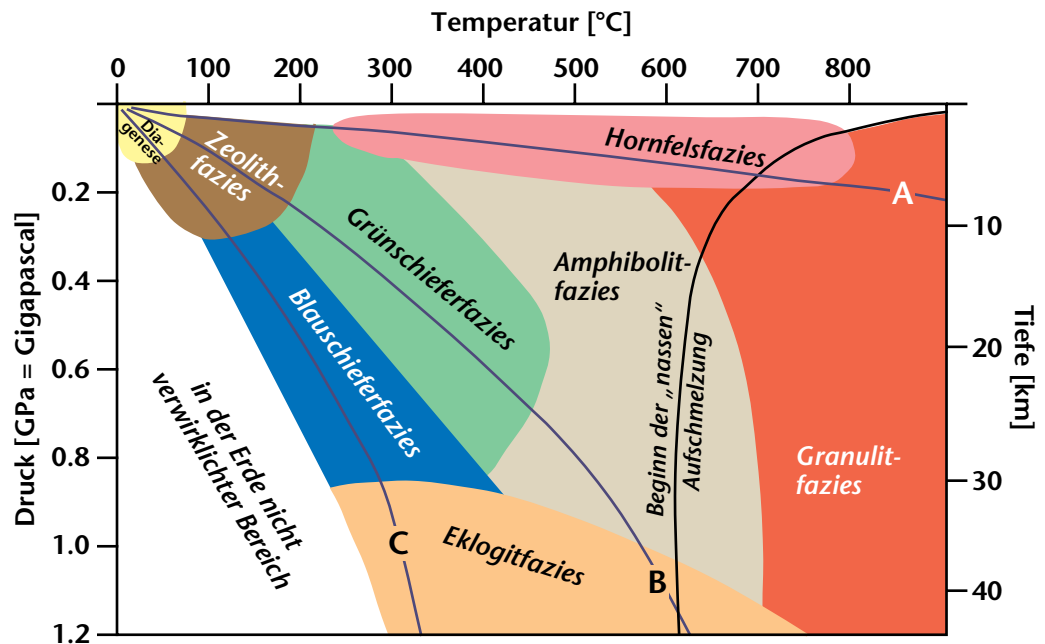


ABBILDUNG 30

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

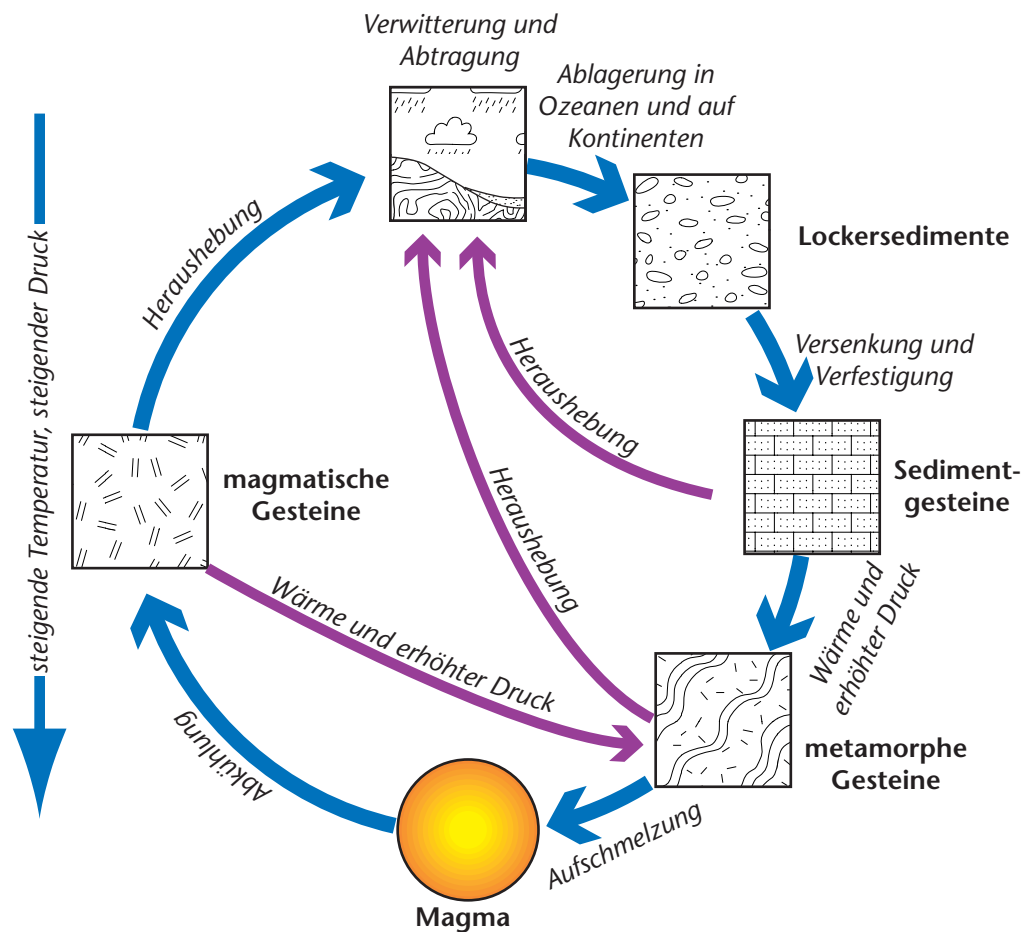


ABBILDUNG 31

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

## 2.5 Bestimmungsschema für Gesteine

### 2.5.1 Grobeinteilung

#### 2.5.1.1 Magmatit? – Kriterien:

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

#### 2.5.1.2 Sediment? – Kriterien:

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

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

### 2.5.1.3 **Metamorphit? – Kriterien:**

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

## 2.5.2 **Feineinteilung der Magmatite**

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

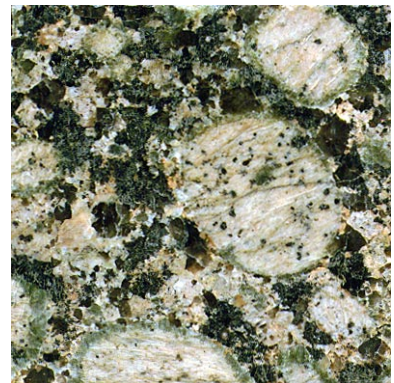
### 2.5.2.1 **Plutonite**

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

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

Die Summe der mafischen Gemengteile in Volumprozent nennt man die *Farbzahl M* des Magmatits. Gesteine mit hoher Farbzahl (ohne genaue Grenze) nennt man *melanokrat*, im Gegensatz zu *leukokraten* Gesteinen mit niedriger Farbzahl. Diese auf dem Mineralbestand beruhenden Bezeichnungen dürfen nicht verwechselt werden mit den Begriffen sauer, intermediär, basisch (mafisch) und ultrabasisch (ultramafisch), die sich nur auf den Chemismus (SiO<sub>2</sub>-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 SiO<sub>2</sub>-übersättigte Gesteine, die aus Quarz und Feldspäten bestehen, vor oder aber untersättigte Gesteine, die aus Feldspäten und Feldspatvertretern bestehen. Selten sind naturgemäß Gesteine, die neben Feldspäten weder Quarz noch Foide enthalten. Für



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

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

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

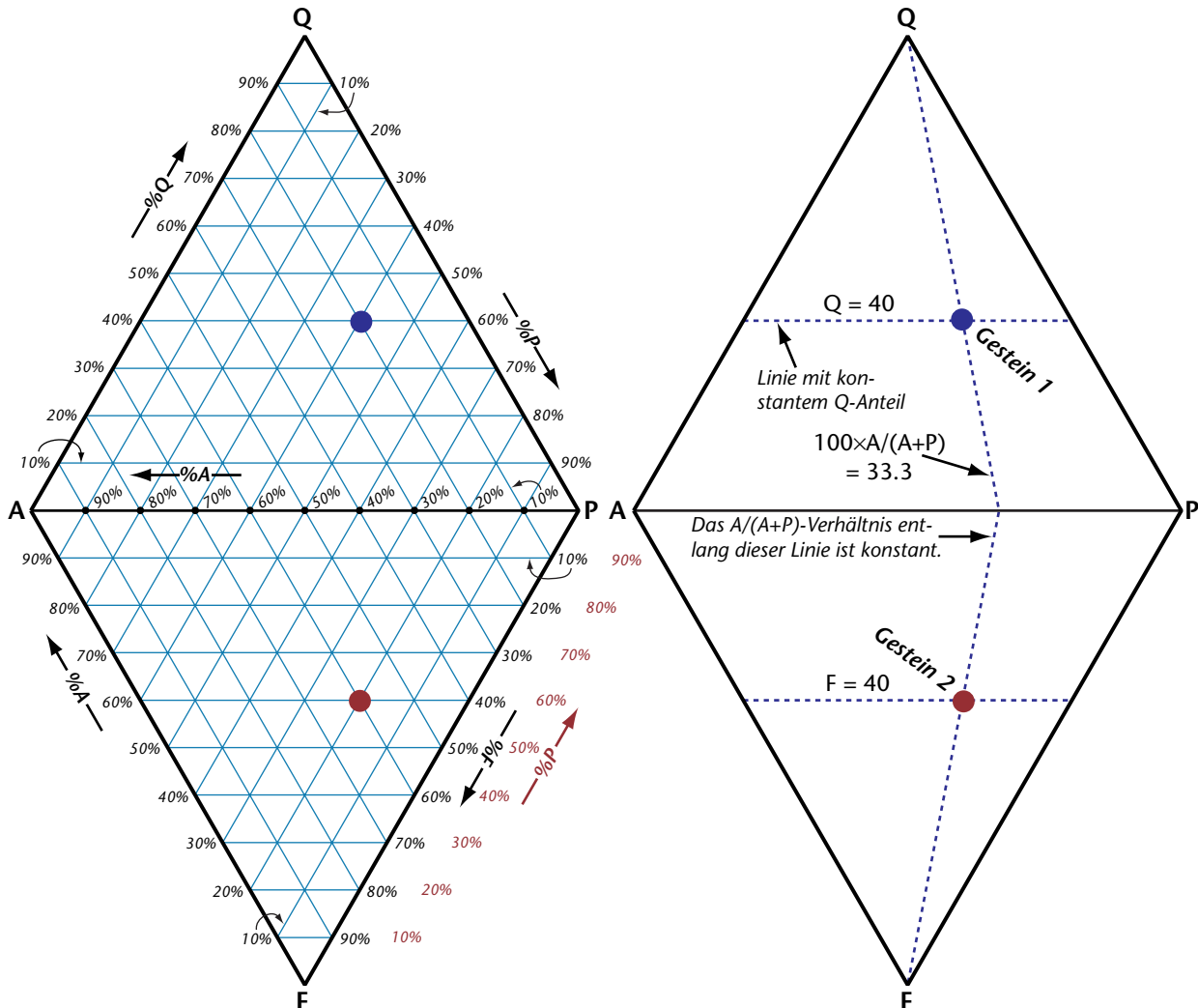


ABBILDUNG 33

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

(somit 20% Foide), 20% Plagioklas und 10% Alkalifeldspat; der darstellende Punkte ergibt sich zum Punkt für Gestein 1 ins untere Teildreieck gespiegelt.

Die Volumenprozent 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):

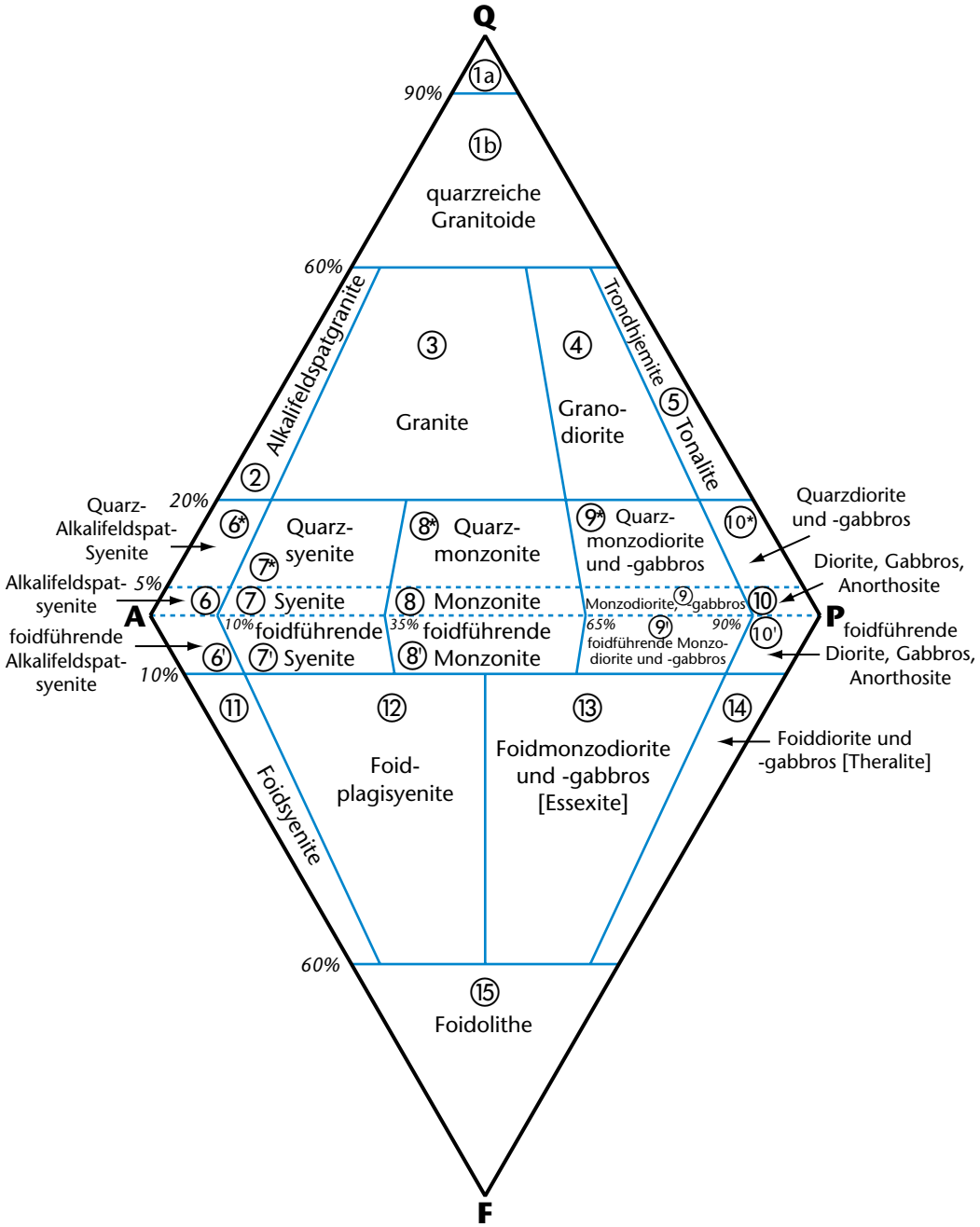


ABBILDUNG 34

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



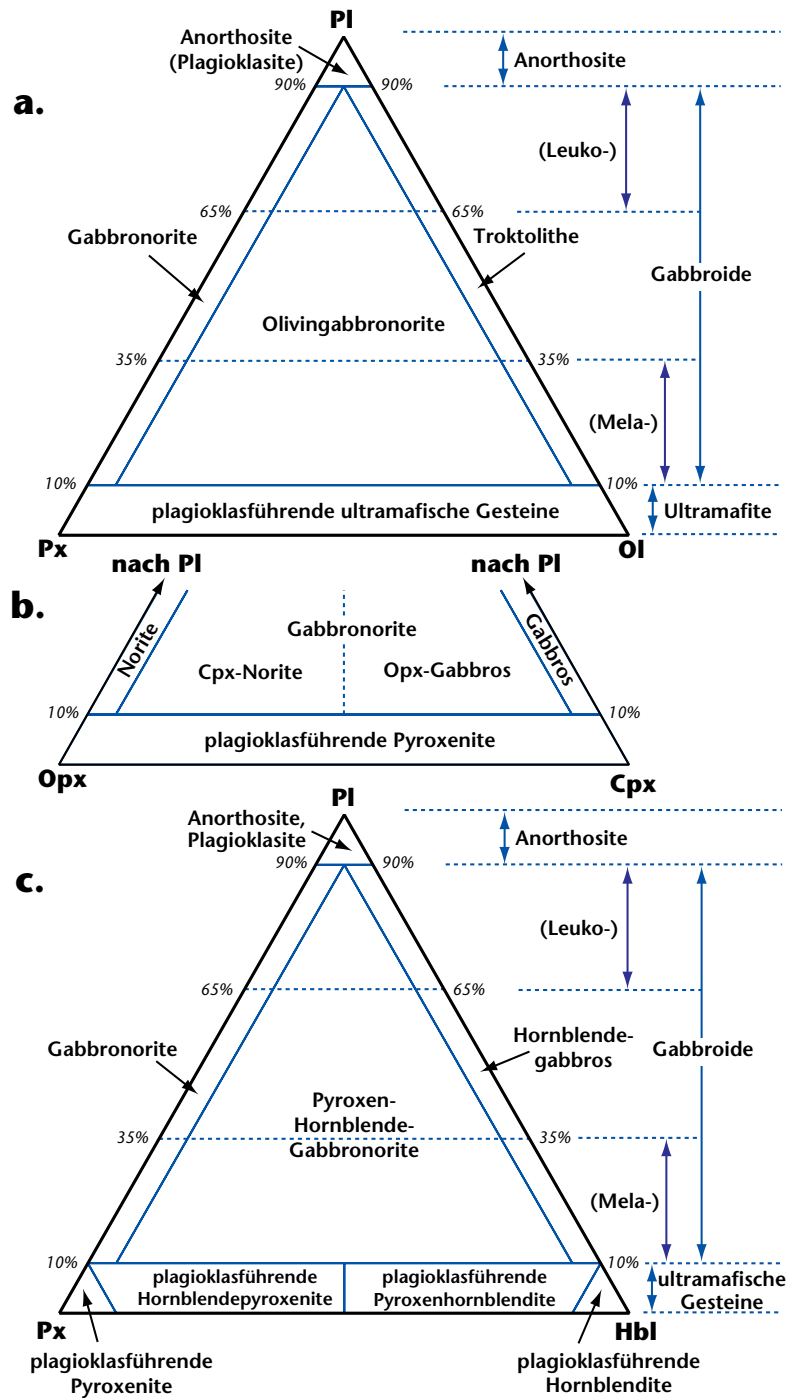


ABBILDUNG 35

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

a: Gabbroide Gesteine aus Plagioklas, Olivin und Pyroxenen

b: *Gabbros*, Gabbronorite und *Norite*

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

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

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

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

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

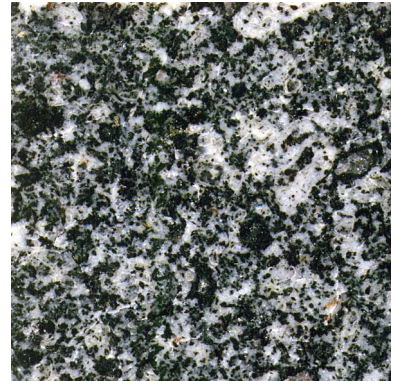
Für Gesteine, die ganz überwiegend aus Plagioklas, Pyroxenen, Olivin und Hornblende bestehen, gelten die in Abbildung 35 dargestellten Dreiecksdiagramme.

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

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

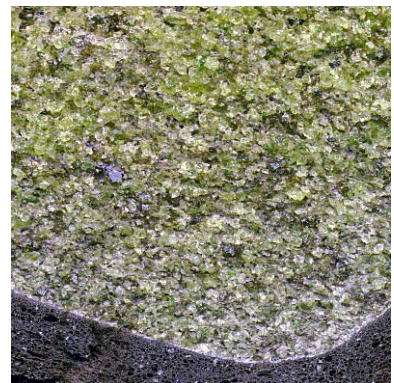
Ultramafische Plutonite, die vorwiegend aus Olivin, Klinopyroxen und Orthopyroxen bestehen, werden in einem gesonderten Dreieck zunächst in *Pyroxenite* ( $Ol < 40$ ) und *Peridotite* ( $Ol > 40$ ) gegliedert (Abbildung 38a). Die Pyroxenite unterteilt man weiterhin in Orthopyroxenite bzw. Olivin-Orthopyroxenite,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

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



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

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



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

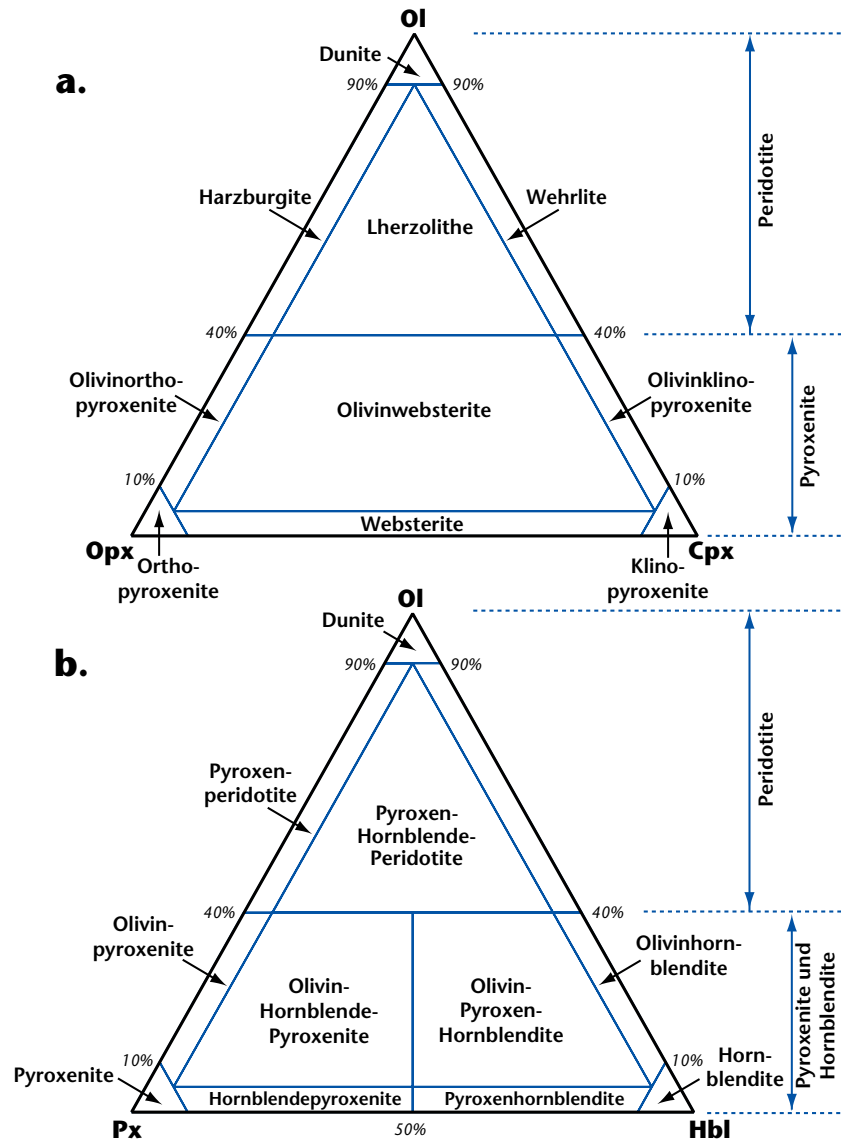


ABBILDUNG 38

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

### 2.5.2.2 Vulkanite

Nach der Art ihrer Förderung unterscheidet man:

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

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

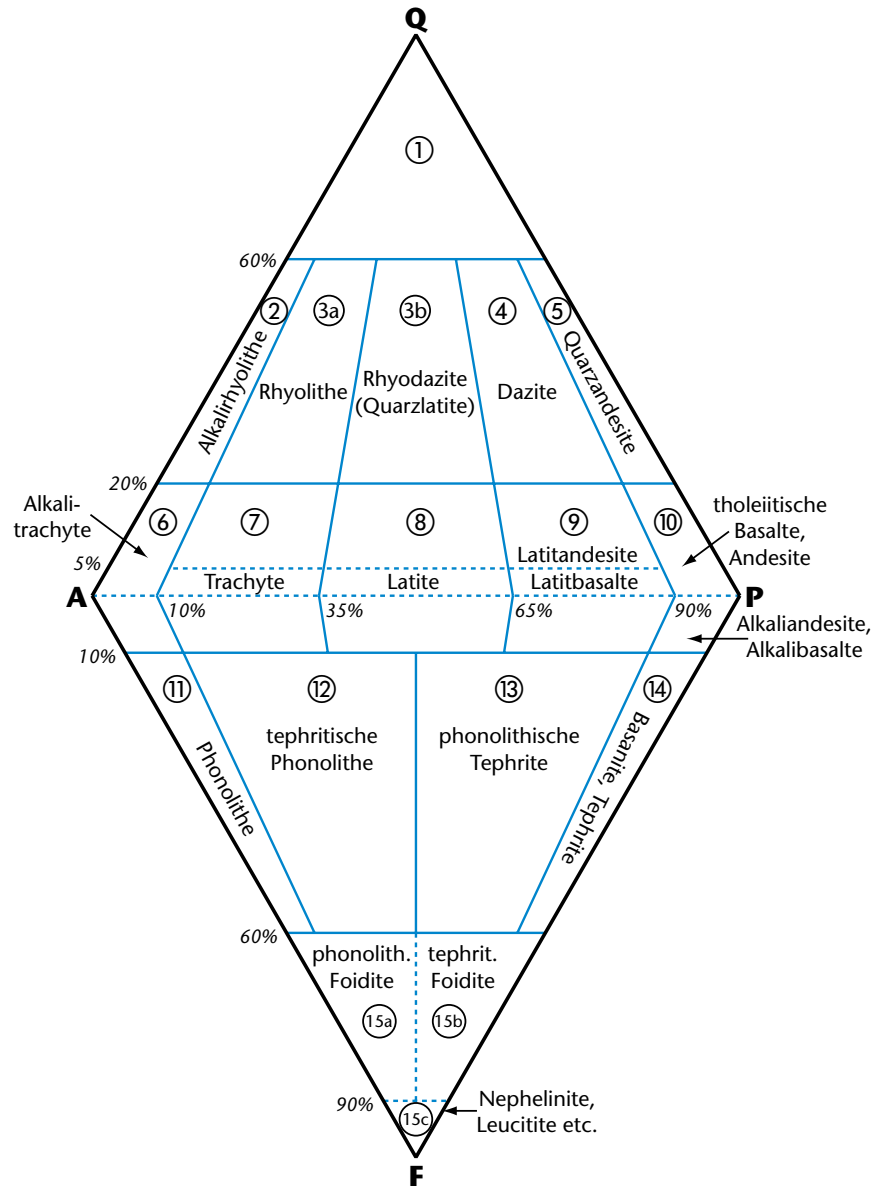


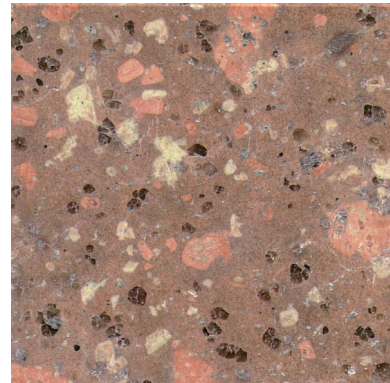
ABBILDUNG 39

Einteilung der Vulkanite mit Hilfe des QAPF-Doppeldreiecks

Abbildung 39 gibt die Klassifikation der Vulkanite im Doppeldreieck an. Normalerweise erfolgt die Klassifikation von Vulkaniten mittels der Gehalte an  $\text{SiO}_2$  und der Alkalien (TAS-Diagramm, siehe Abbildung 41). Liegen chemische Daten nicht vor, muß man sich mit der Einteilung auf Grund der erkennbaren Minerale begnügen, d.h. unter Umständen auch den Einsprenglingen allein; eine exakte Namengebung mit Hilfe des Doppeldreiecks wird dann oft nicht möglich sein. Eine beschränkte Hilfe bei der Identifizierung bietet vielleicht auch Abbildung 42, S.76, die zeigt, daß die Anteile von Mineralen sich in Magmatiten mit der Änderung des  $\text{SiO}_2$ -Gehaltes charakteristisch

ändern: In mafischen Vulkaniten und Plutoniten überwiegen Olivine und Pyroxene, während in SiO<sub>2</sub>-reichen Gesteinen Quarz und Alkalifeldspäte dominieren. Abbildung 43, S.77 schließlich zeigt die Verteilung wichtiger gesteinsbildender Minerale in Vulkaniten.

**Rhyolith** ist eine allgemeine Bezeichnung für ein saures Ergußgestein (chemische Zusammensetzung entspricht der des Granits). An Einsprenglingsmineralen können Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und Biotit auftreten. **Obsidian** ist ein Rhyolith, der (fast) vollständig glasig ausgebildet ist; das Glas ist dicht und dunkelgrau bis schwarz (muscheliger Bruch). Ist das Glas schaumig und hell, so spricht man von **Bims** oder Bimsstein<sup>1</sup>. Handelt es sich um ein porphyrisches Ganggestein (Subvulkanit) mit zahlreichen größeren Einsprenglingen, spricht man oft auch von einem **Granitporphyr**.



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

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

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

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

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

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

**Basanit** ist ein weiteres basaltähnliches (also dunkles) Ergußgestein, das Einsprenglinge von Olivin und Augit enthalten kann. Es ist SiO<sub>2</sub>-ärmer als Basalt, aber SiO<sub>2</sub>-reicher als Nephelinit.

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

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

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

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

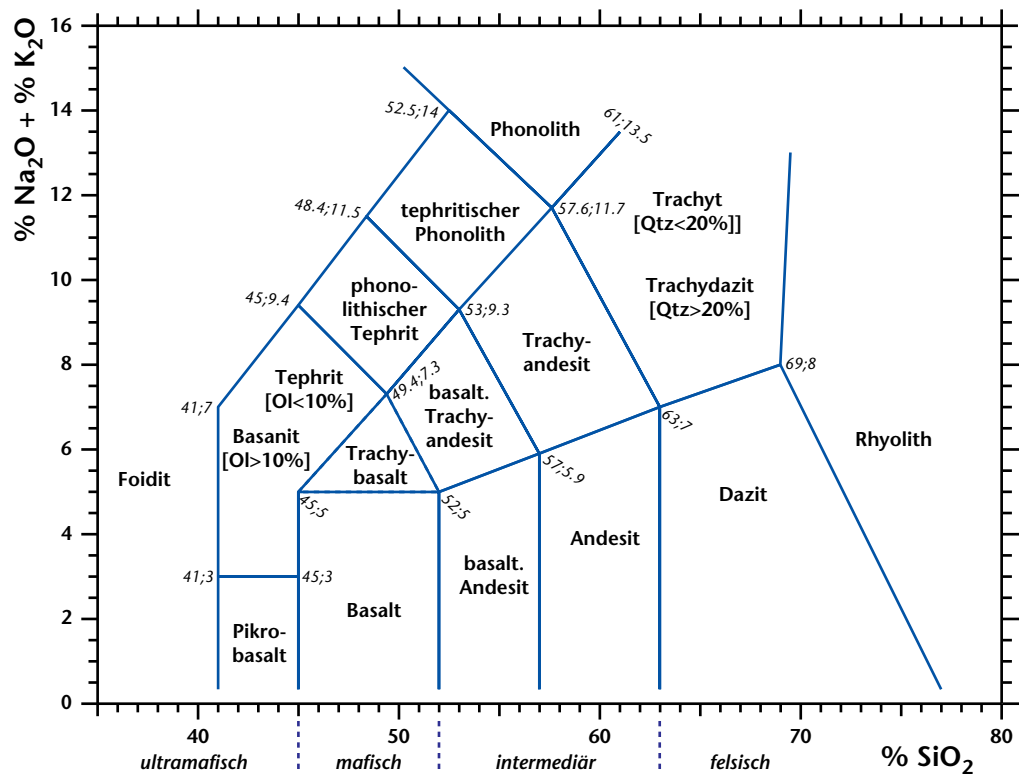


ABBILDUNG 41 Einteilung der Vulkanite mit dem TAS-Diagramm

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

Nach der Herkunft der Pyroklasten unterscheidet man:

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

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

Unverfestigte pyroklastische Ablagerungen nennt man allgemein *Tephra*.

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

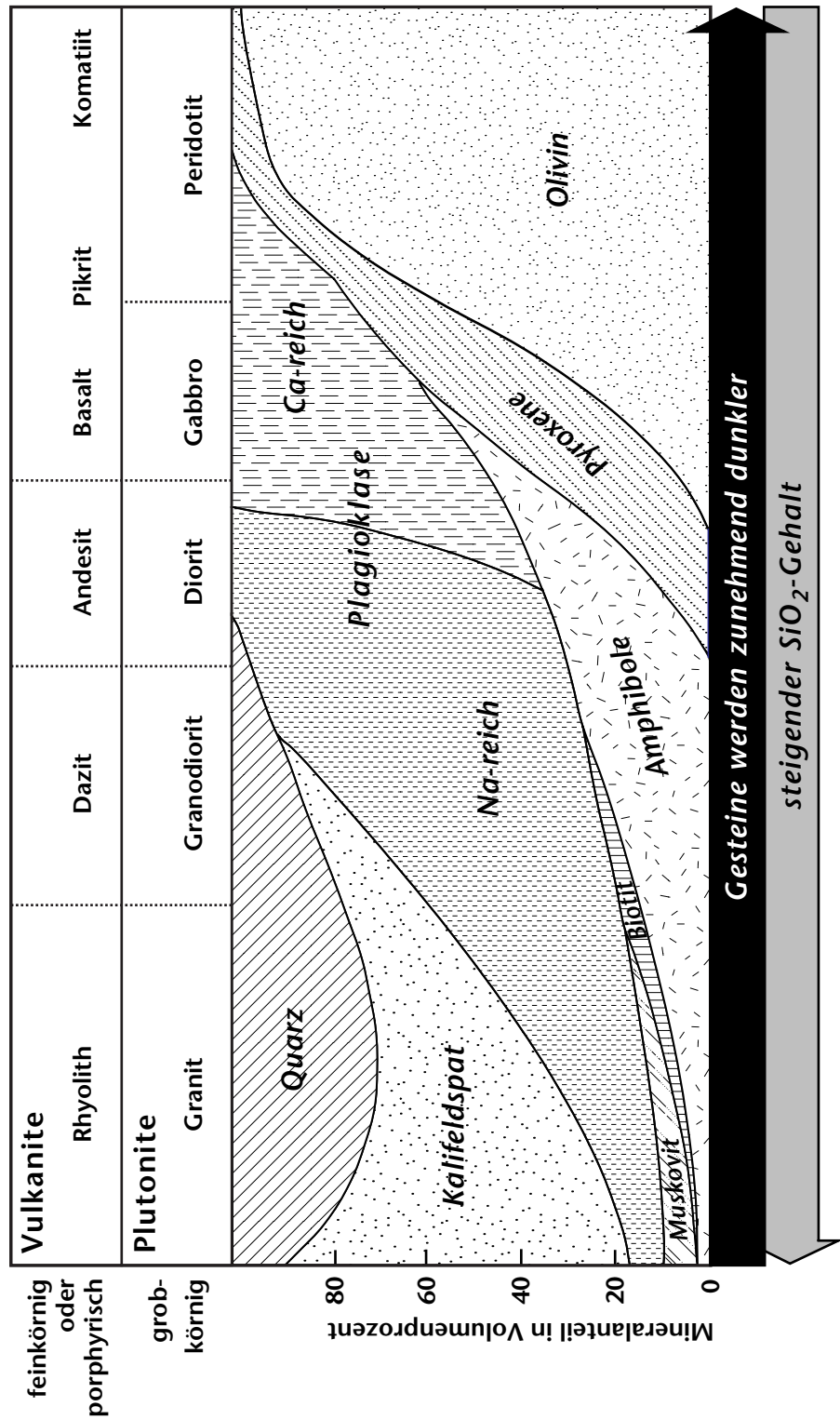
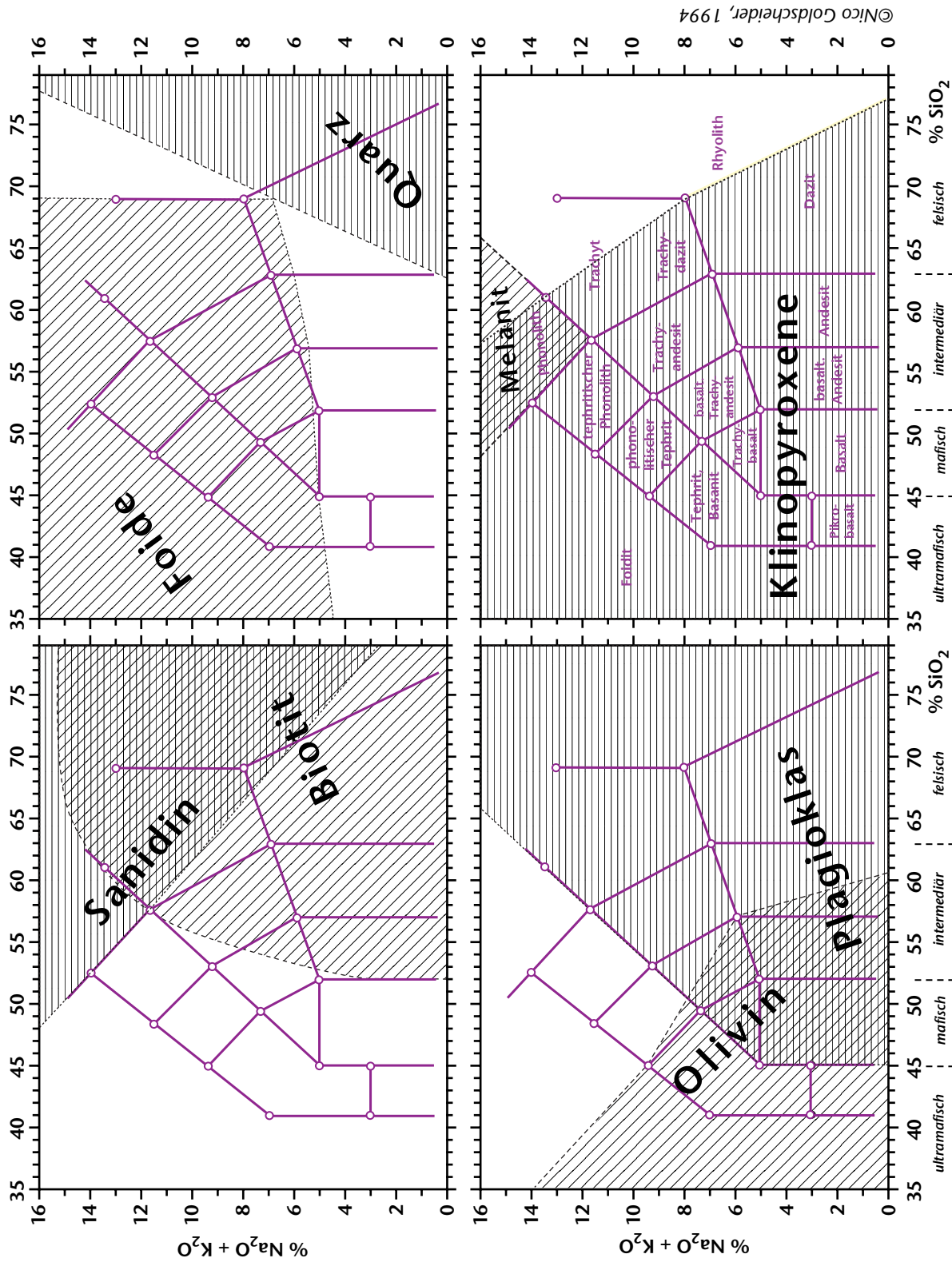


ABBILDUNG 42

ungefähre Variation der Anteile der Hauptminerale in Plutoniten und Vulkaniten in Abhängigkeit von der Farbzahl oder dem SiO<sub>2</sub>-Gehalt. Die Grenzen zwischen Gesteinstypen sind fließend. Bei den Vulkaniten sind nur die erkennbaren Einsprenglinge berücksichtigt.

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



© Nico Goldscheider, 1994

ABBILDUNG 43

Häufige Einsprenglinge in Vulkaniten, projiziert auf das TAS-Diagramm

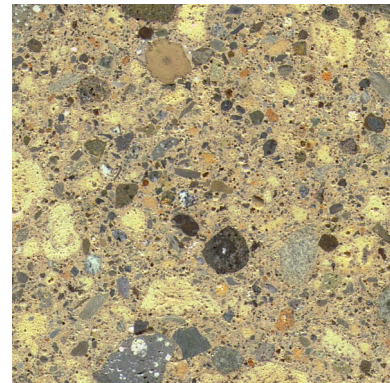


Vorwiegend aus Bomben und Blöcken bestehende Pyroklastite heißen Agglomerate (vorwiegend verschweißte Bomben) oder *vulkanische Brekzien* [auch *Breccie* geschrieben] (vorwiegend Blöcke). *Schlotbrekzien* stellen eine spezielle Form vulkanischer Brekzien dar.

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

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

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



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

### 2.5.3 Feineinteilung der Sedimente

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

**TABELLE 5**

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

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

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

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

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

**Arkose** enthält viel Feldspat neben Quarz.

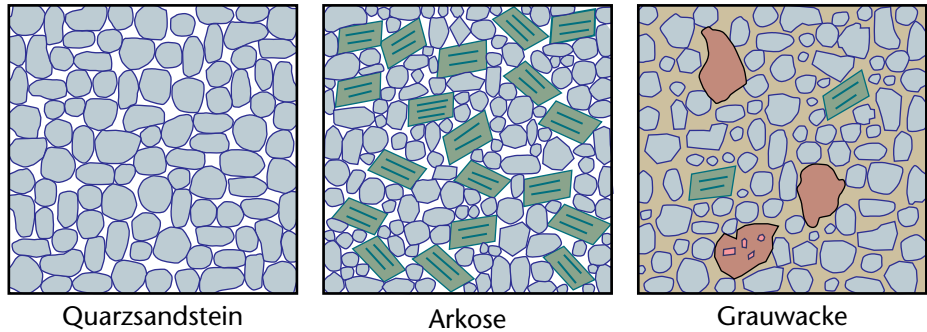
**Grauwacke** enthält neben Gesteins- und Mineralbruch-

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



stücken auch noch viele Partikel der Silt- und Tonfraktion als Bindemittel [*Illit* (ein Hellglimmer der Tonmineralfraktion, der sich von Muskovit durch einen geringeren K-Gehalt und höheren H<sub>2</sub>O-Gehalt unterscheidet), Serizit, Chlorit]. Grauwacken sind meist wohl als *Turbidite* (Trübeströme) entstanden.

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



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

Bindemittel von Sandsteinen sind oft tonig (mit H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> zersetzbar, ritzbar, Härte 1 – 2), karbonatisch (HCl-Probe, Härte 3) oder kieselig (Härte 7).

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

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

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

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

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

Viele Kalksteine werden *nach charakteristischen Gefügemerkmalen* benannt:

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

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

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

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



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

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

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

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

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

Manchmal werden Kalksteine auch *nach charakteristischen Beimengungen* benannt:

**Kieselkalk** bezeichnet einen Kalkstein mit feinverteiltem SiO<sub>2</sub>-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*:

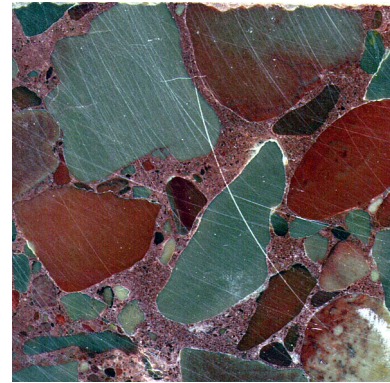
*Rudit* (> 2 mm), *Arenit* (2 – 0.063 mm), *Siltit* (0.063 – 0.004 mm), *Lutit* (0.004 – 0.001 mm) und *Kryptit* (< 0.001 mm).

Die Matrix von Kalksteinen kann mikrokristallin sein (≤4µm Korndurchmesser) und heißt dann *Mikrit* oder als grobkörniger Zement ausgebildet und heißt dann *Sparit*.

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

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

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



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

## 2.5.4 Feineinteilung der Metamorphite

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

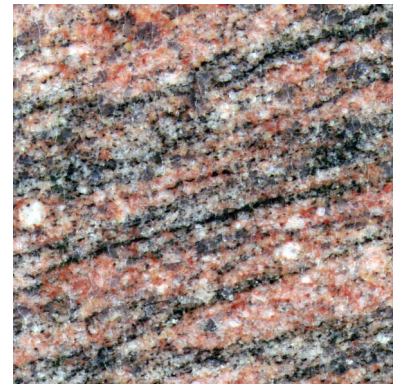
Steht die Gefügebezeichnung fest, so werden die wichtigsten Mineralbestandteile des Metamorphits in der Reihenfolge zunehmender Mengenanteile dem Gefügebegriff vorangestellt und durch Bindestriche abgegrenzt. So bedeutet z.B. die Bezeichnung Chloritoid-Chlorit-Phyllit, daß es sich um einen Phyllit handelt,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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

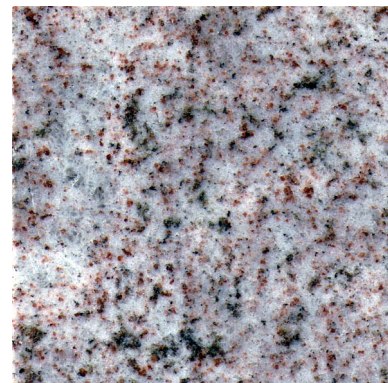
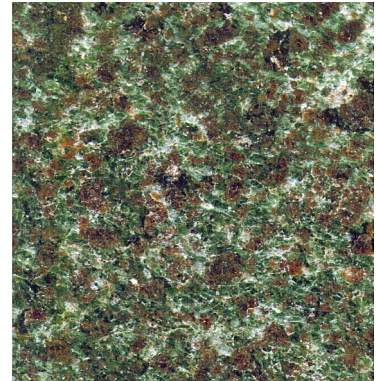
**Quarzit** ist ein metamorpher Quarzsandstein.

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

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

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

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



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

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

### 3.0 Mineralbestimmungstabellen

Tabelle 6: Minerale mit Metallglanz

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

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

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

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

Mineral	Glanz	Härte	Farbe	Strich	Dichte	Spaltbarkeit/ Anzahl der Richtungen	spezielle diagnostische Eigenschaften
Limonit	nichtmetallisch	5 – 5 <sup>1/2</sup>	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 <sup>1/2</sup> – 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 <sup>1/2</sup> – 4	hell- bis dunkel- braun	farblos	3.8	drei, nicht im rech- ten ✕	Spaltrhomboeder
Ankerit	nichtmetallisch	3 <sup>1/2</sup> – 4	braun	farblos	3.9	drei, nicht im rech- ten ✕	
Biotit	nichtmetallisch	2 <sup>1/2</sup> – 3	braun – schwarz	farblos	3.0	eine parallel zur Basis	blättrig



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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