

EBERHARD KARLS
UNIVERSITÄT
TÜBINGEN

Gesteinskunde

Skript für die Übungen zur
Einführung in die Geowissenschaften

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, FB III: Geowissenschaft



Vorwort

Die erste Auflage dieses Skripts basiert auf den *Geologischen Übungen*, wie sie von Frau Kölbl-Ebert im Wintersemester 1992/93 und 1993/94 gehalten wurden. Zur Vorbereitung dieser Übungsstunden lagen Mitschriften der entsprechenden Lehrveranstaltung von J. Loeschke, J. Neugebauer und F. Westphal vor. Ihre Arbeit ging in dieses Skript mit ein, ebenso wie die Arbeit derjenigen, die Arbeitsblätter erstellt haben. W. Frisch, T. Aigner und F. Westphal führten eine kritische Durchsicht des Manuskripts durch. M. Meschede half bei der Herstellung der Abbildungen.

Die zweite Auflage baute auf der ersten Vorlage auf, enthielt aber Ergänzungen und Änderungen von Dozenten des Instituts (J. Kuhlemann, F. Moser, W. Frisch, H. Hann, J. Loeschke). Die dritte Auflage enthielt ebenfalls Änderungen, wobei in erster Linie einige Fehler ausgemerzt wurden. Die vierte Auflage war umfangreicher als die Originalausgabe. Die grundlegenden Fachbegriffe sind durch unterschiedliche Schriften im Text hervorgehoben. Sie bilden die Voraussetzung für die „geologische Sprache“. Als Zusammenfassung und zur Orientierung werden eine Reihe an Kursfragen gestellt. Sie sollen als Wiederholung dienen und den wichtigsten Lernstoff des jeweiligen Kapitels zusammenfassen.

Die fünfte Auflage stellt eine erneute Aktualisierung und deutliche Erweiterung dar, die sich vor allem in den Kapiteln 2 und 4 niederschlug. Verschiedene Personen halfen bei deren Umsetzung mit, unter anderem F. Ströbele, S. Staude, H. Hann, B. Koehrer, T. Aigner.

Die sechste Auflage enthält kleine Änderungen und Verbesserungen, die siebte Auflage (2014) wurde abermals in Details verbessert und ergänzt und von C. Giehl und A. Loges neu gesetzt. Seither wird dieses Skript regelmäßig aktualisiert und kann auf der Homepage von PD Dr. Michael Marks kostenfrei heruntergeladen werden.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	4
1.1 Definitionen	4
1.3 Eigenschaften von Mineralen.....	6
1.4 Die chemische Klassifikation von Mineralen	13
2. Magmatische Gesteine.....	18
2.1 Allgemeines	18
2.2 Minerale magmatischer Gesteine	19
2.3 Entstehung und Bildung magmatischer Gesteine.....	31
2.4 Gefüge magmatischer Gesteine	34
2.5 Nomenklatur magmatischer Gesteine	38
2.6 Magmenserien.....	41
2.7 Petrographie magmatischer Gesteine	42
2.8 Bestimmungsschlüssel für magmatische Gesteine	45
2.9 Hydrothermalgänge und deren Minerale	47
3. Sedimentgesteine.....	49
3.1 Allgemeines	49
3.2 Klastische Sedimentgesteine.....	52
3.3 Chemische Sedimentgesteine	59
3.4 Biogene Sedimentgesteine.....	65
4. Metamorphe Gesteine	76
4.1 Allgemeines	76
4.2 Minerale metamorpher Gesteine	81
4.3 Nomenklatur metamorpher Gesteine.....	90
4.5 Gesteine der Hochdruckmetamorphose	97
4.6 Gesteine der Kontaktmetamorphose	99
A.1 Literatur zum Weiterlesen	103
A.2 Erläuterungen zu Mineralformeln.....	104

1. Einführung

Das vorliegende Skript zum Kurs Übungen zur Dynamik der Erde (Gesteinskunde) befasst sich mit den Grundlagen der Gesteinskunde, der Namensgebung (Nomenklatur) von Gesteinen, der Petrographie (Gesteinsbeschreibung) nach makroskopischen Kriterien und den Bildungsbedingungen der wichtigsten Gesteine. Neben dem genauen Beobachten werden dabei lediglich einfache Hilfsmittel benutzt: Taschenmesser, Fingernagel, Lupe (10-fache Vergrößerung), verdünnte Salzsäure (10 %) und der Geschmackssinn. Mit diesen Mitteln können am Ende des Kurses die meisten Gesteine und deren Mineralbestand richtig angesprochen und einem Bildungsmilieu zugeordnet werden.

1.1 Definitionen

Gesteine sind durch geologische Vorgänge entstandene natürliche Festkörper, die aus einem Gemenge von Mineralen (seltener aus nur einer Mineralart) bestehen. Ein Gestein kann auch aus Gesteinsbruchstücken, Organismenresten, biogenen (z. B. Kohle) oder amorphen Substanzen (z. B. Glas) bestehen.

Geologische Körper sind feste, natürliche Einheiten der Erde, z. B. eine erstarrte Magmakammer, ein erkalteter Lavastrom, ein Erzgang, eine Sedimentschicht oder eine tektonische Decke und können aus einem oder mehreren Gesteinen bestehen.

Minerale sind natürliche anorganische Festkörper (chemische Verbindung), die physikalisch und chemisch homogen sind. Minerale sind normalerweise **kristallin** und sind als Ergebnis eines geologischen Prozesses entstanden. Minerale zeichnen sich außerdem durch bestimmte charakteristische Eigenschaften aus.

Kristalle sind Festkörper mit einer dreidimensionalen regelmäßigen Anordnung ihrer atomaren Bausteine (= Kristallgitter, Struktur). Feststoffe, die diese regelmäßige Anordnung nicht haben (z. B. Glas), nennt man **amorph** (Abb. 1.1).

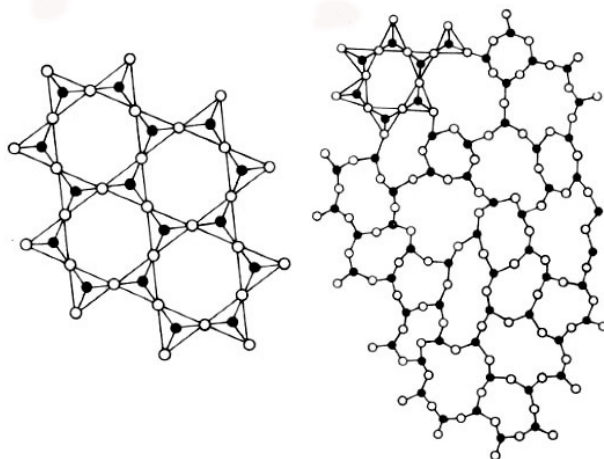


Abb. 1.1: Unterscheidung von kristalliner und amorpher Materie. Kristalline Substanzen (links) zeigen dreidimensional geordnete Strukturen, während amorphe Substanzen (rechts) keine regelmäßige Ordnung besitzen.

Fluide sind Gemische aus Flüssigkeiten, Gasen und darin gelösten Salzen, die in der Erdkruste und im Erdmantel verbreitet sind. Sie bestehen meist aus unterschiedlichen Komponenten (H_2O , CO_2 , CH_4 , gelöste Salze etc.), die über ihrem jeweiligen kritischen Punkt die physikalischen Eigenschaften eines Gases haben. Fluide treten sowohl frei auf (in offenen Klüften, auf Korngrenzen, als Porenwasser), als auch als Einschlüsse in Mineralen (Flüssigkeitseinschlüsse).

1.2 Gesteinsvielfalt und Kreislauf der Gesteine

Die Vielfalt an Gesteinen auf der Erde ist durch die Anwesenheit von Wasser auf unserem Planeten bedingt. Nicht nur als Oberflächengewässer, als Eis oder in der Atmosphäre, sondern vor allem innerhalb der Erdkruste und des Erdmantels. Wasser stellt hier eine mengenmäßig zwar untergeordnete, trotzdem aber eine wesentliche Komponente dar. Es ist indirekt als OH-Gruppen in vielen Mineralen gebunden oder auch in Magmen gelöst. Auch Lebewesen tragen zur Gesteinsvielfalt bei. Ohne Wasser gäbe es keine plattentektonische Aktivität auf der Erde. Die Versenkung und damit verbundene metamorphe Überprägung von an der Erdoberfläche gebildeten Gesteinen in große Tiefen wäre auf einer wasserfreien Erde nicht möglich, ebenso wenig wie deren Wiederaufstieg und Freilegung durch Erosion. Nur aufgrund der Anwesenheit von Wasser in der Erdkruste ist die Entstehung granitähnlicher Magmen, toniger Sedimentgesteine oder glimmerreicher Metamorphite möglich.

Durch Gesteinsverwitterung unter Einwirkung von Wasser an der Erdoberfläche wird ständig Gestein zersetzt. Die daraus entstehenden Verwitterungsprodukte werden umgelagert und mechanisch bzw. chemisch getrennt. Durch fließendes Wasser kann es zum Teil zur selektiven Anreicherung bestimmter Komponenten kommen. Durch Verfestigung solcher Sedimente (Lockergesteine) und als Folge der Auflast durch Überlagerung entstehen daraus Sedimentite (Sedimentgesteine). Dabei verringert sich der Porenraum und das darin enthaltene Wasser wird teilweise abgegeben (Diagenese). Bei ausreichend hoher Versenkungstiefe oder bei anderen tektonischen Prozessen beginnen dann ab etwa 150-200 °C neue Minerale zu kristallisieren, da die vorher im Gestein anwesenden Minerale bei diesen erhöhten Temperaturen nicht mehr stabil sind. Hier beginnt der Bereich der Metamorphose (= Umwandlung). Je nach tektonischem Prozess werden unterschiedliche Druck- und Temperaturbedingungen erreicht und aus einem Ausgangsgestein können unterschiedliche Arten von metamorphen Gesteinen gebildet werden. Bei genügend großer Aufheizung (abhängig vom herrschenden Druck, der Gesteinszusammensetzung und der Menge anwesender Fluide) können diese Gesteine teilweise oder komplett aufgeschmolzen werden (Anatexis = Aufschmelzung). Die so entstandenen Schmelzen können aufsteigen und neue magmatische Gesteine bilden. Die Gesamtheit der Prozesse des Abbaus, der Umlagerung und Rekombination von Gesteinsbestandteilen an der Erdoberfläche und auch in der Tiefe wird als Kreislauf der Gesteine (Abb. 1.2) bezeichnet.

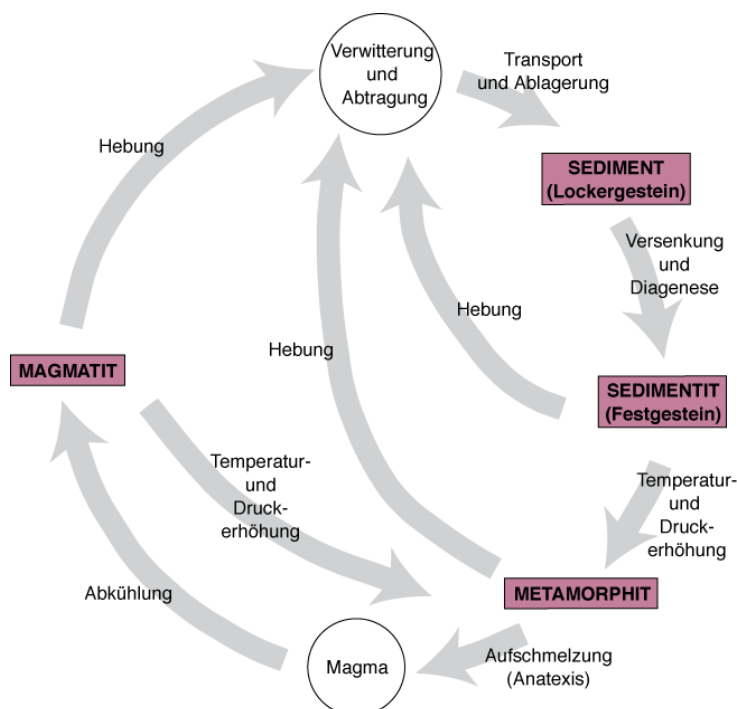


Abb. 1.2: Der Kreislauf der Gesteine. Gesteine verwittern zu Sedimenten, die dann von nachfolgenden Sedimenten überdeckt werden. Nach tiefer Versenkung unterliegen die Gesteine der Metamorphose bzw. der Aufschmelzung oder beiden Prozessen. Später werden sie zu Gebirgen herausgehoben, um danach wieder zu verwittern und so von neuem in den Kreislauf einzutreten.

Die Gesteine werden nach ihren Bildungsbedingungen in drei große Gruppen eingeteilt:

Magmatite sind aus einer Gesteinsschmelze durch Abkühlung erstarrt. In der Tiefe erstarrte Gesteine heißen Plutonite (Tiefengesteine), an der Erdoberfläche erstarrte heißen Vulkanite (Ergussgesteine). Im Zwischenbereich erstarrte magmatische Spaltenfüllungen werden Ganggesteine genannt.

Sedimentgesteine sind an der Erdoberfläche abgelagert worden, entweder auf dem Festland oder im Meer. Sie können durch Verwitterung und Abtragung aus dem Zerfall anderer Gesteine entstammen, deren Bestandteile durch Wasser, Eis oder Wind transportiert und abgelagert werden. Sie können auch chemisch ausgefällt oder von Organismen aufgebaut werden. Durch Diagenese entstehen aus lockeren Sedimenten feste Sedimentgesteine.

Metamorphite entstehen in der Regel, wenn Gesteine durch tektonische Prozesse in größere Tiefen gebracht und infolge zunehmenden Drucks und steigender Temperatur umgewandelt (metamorph) werden. Sie können aus Sedimentgesteinen, Magmatiten oder auch bereits metamorphen Gesteinen gebildet werden.

An der direkten Erdoberfläche liegen zu über 70 % Sedimentgesteine vor, die die darunter liegenden Magmatite und Metamorphite vielerorts wie ein dünnes Häutchen überziehen. Wird allerdings die gesamte obere Erdkruste einbezogen, so verteilen sich die Gesteine ganz anders. Magmatite (65 %) und Metamorphite (27 %) zusammen machen dann mehr als 90 Vol.% aus.

Basis für die Nomenklatur von Gesteinen ist die Zuordnung zu einer dieser drei Gruppen. Dies erfolgt über die Bestimmung des Mineralbestandes und des Gefüges. Aus diesen Informationen lassen sich die Bildungsbedingungen der Gesteine ableiten. Das Gefüge eines Gesteins beschreibt die Lage der Bestandteile (Komponenten) im Gestein und der Minerale zueinander. Das räumliche Gefüge charakterisiert die räumliche Anordnung der Gemengteile (Komponenten) und deren Raumerfüllung, z. B. zellig, porös, massig, fluidal, schiefbrig, richtungslos, geregelt. Das genetische Gefüge charakterisiert die Größe, Gestalt und wechselseitige Beziehung der Gemengteile, z. B. körnig, eckig, blättrig, amorph, holokristallin.

1.3 Eigenschaften von Mineralen

Minerale sind chemisch homogene Festkörper und besitzen Eigenschaften, die in ihrer **Struktur** begründet liegen. Unter Struktur ist der innere, räumliche Aufbau eines Minerals zu verstehen. Minerale sind entweder **kristallin** oder **amorph**.

Kristallin: Ein Kristall besitzt durch gesetzmäßige Anordnung von Atomen ein Kristallgitter (Kristallstruktur). Er ist ein von ebenen Flächen begrenzter, homogener Festkörper mit charakteristischen Symmetrieeigenschaften und einer dreidimensional-periodischen Anordnung von Atomen, Ionen oder Molekülen. Die physikalischen Eigenschaften der meisten Kristalle sind richtungsabhängig (= **anisotrop**). Eine Ausnahme sind Kristalle, die zum kubischen Kristallsystem und damit der höchstsymmetrischen Klasse gehören. Diese sind in ihrer optischen Eigenschaften isotrop.

Amorph: Ihre Bausteine bilden kein Kristallgitter aus, sondern liegen ungeordnet vor wie bei einer Flüssigkeit oder einem Glas (vergl. Abb. 1.1). Ihre chemisch-physikalischen Eigenschaften sind nach allen Richtungen hin gleich (= **isotrop**).

Minerale zeichnen sich durch bestimmte charakteristische Eigenschaften aus, die es ermöglichen diese eindeutig zu bestimmen. In vielen Fällen ist eine eindeutige Bestimmung jedoch nur mit aufwändigen chemischen und analytischen Methoden möglich, die den Rahmen dieses Kurses sprengen würden. Im Folgenden werden daher nur die wichtigsten

makroskopisch (d. h. mit dem Auge oder einer Lupe) erkennbaren Eigenschaften von Mineralen besprochen, die es in sehr vielen Fällen erlauben, ein Mineral ausreichend genau zu bestimmen. Zusätzlich kann die Kenntnis weiterer Eigenschaften für das Verständnis von Mineralen und Gesteinen unerlässlich sein. Dies gilt vor allem für die chemische Zusammensetzung und das Vorkommen zusammen mit anderen Mineralen (Paragenese).

Es gibt weit über 4000 Minerale. Für diesen Kurs wichtig – weil gesteinsbildend – sind allerdings nur wenige. Die kontinentale Erdkruste besteht zum allergrößten Teil aus einigen wenigen Mineralen (Tabelle 1.1):

Tabelle 1.1: Die häufigsten Minerale der kontinentalen Erdkruste.

Feldspäte	60 %
Quarz	12 %
Pyroxene & Amphibole	17 %
Glimmer	4 %
Summe	93 %

1.3.1 Kristallmorphologie, Symmetrie, Tracht und Habitus

Bildet ein Mineral beim Wachstum seine Kristallflächen voll aus, weil es zum Beispiel als Erstausscheidung aus einer Gesteinsschmelze auskristallisiert oder sich in Hohlräume hinein ungestört entwickeln kann, so wird es **idiomorph** (eigengestaltig) genannt (Abb. 1.3). Wird die Gestalt des Minerals hingegen vom Platzangebot oder umgebenden Mineralen bestimmt, so wird es **xenomorph** (fremdgestaltig) genannt. Bei teilweiser Eigengestalt wird der Begriff **hypidiomorph** gebraucht.



Abb. 1.3: Idiomorphes (links), hypidiomorphes (mitte) und xenomorphes (rechts) Gefüge.

Alle kristallinen Minerale bilden bei ungehindertem Wachstum ebene Flächen aus, d. h. sie bilden idiomorphe Kristalle. Die Ausbildung der Flächen ergibt bestimmte Formen, die durch charakteristische Winkel und Symmetrieeigenschaften ausgezeichnet sind. Diese können in sieben Kristallsysteme eingeteilt werden (Abb. 1.4a).

Die Summe der an einem idiomorphen Mineral beobachteten Flächen bezeichnet man als dessen **Tracht**. Im kubischen System sind das zum Beispiel Würfel, Oktaeder, Tetraeder oder

Rhombendodekaeder (Abb. 1.4b). Viele Minerale kristallisieren häufig in einer für sie charakteristischen Tracht, z. B. Steinsalz als Würfel, Granate als Rhombendodekaeder.

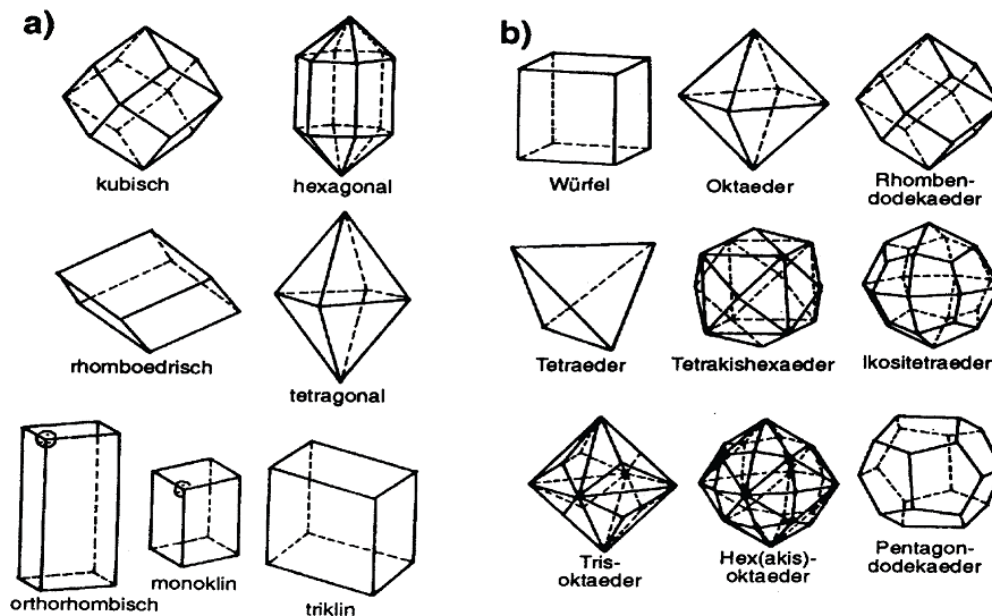


Abb. 1.4: a) Die sieben Kristallsysteme. b) Verschiedene Möglichkeiten der Kristalltracht im kubischen System.

Aus der Tracht und den Größenverhältnissen der vorkommenden Flächen ergibt sich der **Habitus** eines Kristalls (= Kristallgestalt). Die äußere Form eines idiomorphen Kristalls ist eine Folge seines Gitterbaus und seiner Kristallsymmetrie. Daher sind bestimmte Formen häufig typisch für bestimmte Mineralgruppen (Tabelle 1.2).

Tabelle 1.2: Kristallformen und typische Minerale.

Habitus	Minerale bzw. Mineralgruppen
Blättchenförmig	Glimmer (die meisten Schichtsilikate)
Tafelig, leistenförmig	Feldspäte
Säulenförmig, stengelig	Pyroxene, Amphibole
Faserig	Serpentin (Asbest), Fasergips
Isometrisch, körnig	Granat, Leucit (alle kubischen Minerale)

Zu Abgrenzung der beiden Begriffe Habitus und Tracht siehe auch Abbildung 1.5.

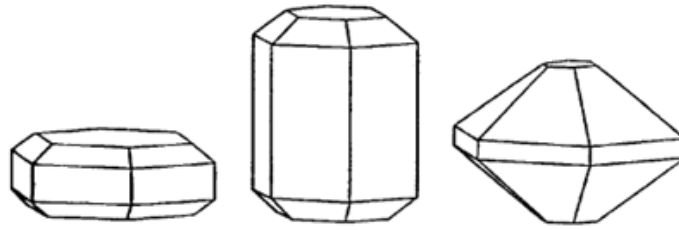


Abb. 1.5: Verschiedener Habitus der Kristalle bei gleicher Flächenkombination, also gleicher Tracht.

1.3.2 Farbe

Die Farbe ist nur zum Teil charakteristisch für ein bestimmtes Mineral. Dieses zeigt dann eine bestimmte Eigenfarbe, es ist **idiochromatisch**. Als Beispiel ist Malachit zu nennen: Dieses Mineral ist immer grün. Bei sehr vielen Mineralen ist die gerade beobachtete Farbe (einschließlich Farblosigkeit) nicht die Einzige, die bei dem jeweiligen Mineral vorkommt, sondern sie wird von verschiedenen Faktoren bestimmt. Einen wesentlichen Einfluss hat die chemische Zusammensetzung eines Minerals. So gibt es die Tendenz, dass Fe-haltige Minerale (z. B. Pyroxen, Biotit) oft recht dunkel bis schwarz erscheinen, Na-, K- und Al-reiche Minerale (z. B. Feldspat, Nephelin) hingegen sind in der Regel hell bis farblos.

Bei vielen Mineralen wird deren Farbe allerdings auch noch von weiteren Faktoren (z. B. geringe chemische Verunreinigungen, sehr kleine mineralische Einschlüsse oder radioaktive Bestrahlung) bestimmt, sie sind **allochromatisch**. So erscheinen z. B. Minerale, die geringe Beimengungen von Cr enthalten, in der Regel grün (Smaragd) oder rot (Rubin). Von Quarz (SiO_2), der normalerweise farblos ist, gibt es eine Reihe von Farbvarietäten: Amethyst (violett), Citrin (gelb), Rosenquarz (rosa), Rauchquarz (braun bis schwarz), Blauquarz (bläulich), die aufgrund einer oder mehrerer der oben genannten Ursachen farbig erscheinen. Auch manche Feldspäte, die eigentlich weiß sind, können durch feinste Partikel von Hämatit (Fe_2O_3) rosa bis rot gefärbt sein.

Die **Strichfarbe** eines Minerals beobachtet man durch kräftiges Abreiben des Minerals auf einer rauen, hellen Unterlage (unglasiertes Porzellan). Dieser Strich besteht aus pulverfeinem Abrieb des Minerals. Die Strichfarbe kann ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal verschiedener Erzminerale sein und muss nicht zwingend mit der makroskopisch erscheinenden Eigenfarbe des Minerals identisch sein. So weist silber-metallisch glänzender Hämatit (Fe_2O_3 , Roteisenerz) z. B. eine rote Strichfarbe auf. Alle silikatischen Minerale haben eine weiße Strichfarbe.

1.3.3 Glanz und Transparenz

Minerale zeigen bezüglich Glanz und Transparenz große Unterschiede. Zunächst kann zwischen **metallischem Glanz** (bei Mineralen mit großem Reflexionsvermögen) und **nichtmetallischem Glanz** (bei Mineralen mit geringem Reflexionsvermögen) unterschieden werden.

Metallischer Glanz ist weitgehend an lichtundurchlässige (**opake**) Minerale gebunden. Hier ist zusätzlich die Farbtönung mineralspezifisch, z. B. Pyrit = hell goldgelb, Bleiglanz = silber, etc. Metallglanz tritt nur bei Metallen, Sulfiden und manchen Oxiden auf. Diese Minerale werden als **Erzminerale** bezeichnet.

Die üblichen gesteinsbildenden Minerale sind in der Regel mehr oder weniger **transparent** (zumindest als dünne Splitter). Sie zeichnen sich durch einen nichtmetallischen Glanz aus, der dann ergänzend z. B. als Diamantglanz, Glasglanz (z. B. Olivin), Fettglanz (z. B. Quarz, Nephelin), Seidenglanz (z. B. Muskovit) etc. bezeichnet werden kann.

1.3.4 Ritzhärte

Die Ritzhärte eines Minerals ist abhängig von dessen Kristallstruktur und der Bindungsart (Ionenbindung, kovalente Bindung, van-der-Waals-Kräfte). Oft ist die Ritzhärte richtungsabhängig (= **anisotrop**); besonders ausgeprägt ist dies beim Kyanit (auch Disthen genannt, Al_2SiO_5). Nach wie vor ist die seit 1812 gebräuchliche **Mohs'sche Härteskala** in Verwendung (Tabelle 1.3). Diese Skala ist zehnstufig, der Unterschied zwischen den zehn Stufen ist allerdings nicht gleichwertig, d. h. es handelt sich nicht um eine lineare Skalierung. Für einfache Untersuchungen im Gelände genügen drei Unterteilungen der Ritzhärte. Bis zur Mohs'schen Härte von 2 sind die Minerale mit dem Fingernagel ritzbar, bis zur Härte 5 sind sie mit dem Taschenmesser ritzbar, darüber hingegen nicht mehr.

Tabelle 1.3: Härteskala nach Mohs.

Härte	Definierendes Mineral	Anmerkung
1	Talk	Mit Fingernagel ritzbar
2	Gips	
3	Calcit	Mit Taschenmesser ritzbar
4	Fluorit	
5	Apatit	
6	Feldspat	Mit Taschenmesser <u>nicht</u> ritzbar, Fensterglas wird geritzt
7	Quarz	
8	Topas	
9	Korund	
10	Diamant	

1.3.5 Spaltbarkeit und Bruch

Die Spaltbarkeit und der Bruch eines Minerals (Abb. 1.6) sind ein Ausdruck von Richtungsunterschieden in der Festigkeit eines Kristalls. Spaltung erfolgt entlang von Gitterebenen, auf denen schwächere Bindungskräfte vorhanden sind. Viele Kristalle spalten in mehrere Richtungen und dann oft verschieden gut. Eine vollkommene Spaltbarkeit liegt vor, wenn sich ein Kristall in dünnste Blättchen zerteilen lässt, z. B. bei den Glimmern oder Graphit. Eine sehr gute Spaltbarkeit weisen die Feldspäte, Schwerspat und Kalkspat (= Calcit) auf sowie überhaupt alle Minerale, deren Namen auf '-spat' enden. **Achtung:** Bei gut spaltbaren Mineralen kann dadurch eine geringe Ritzhärte vorgetäuscht werden. Ist keine Spaltbarkeit

vorhanden, so brechen Minerale muschelrig. Sie zeigen dann eine unebene, muschelartige Bruchfläche (z. B. Quarz, Olivin), wie man sie von zerbrochenem Glas kennt.

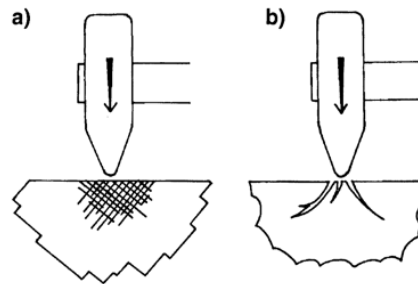


Abb. 1.6: a) Spaltbarkeit und b) muscheliger Bruch.

1.3.6 Zwillingsbildung

Unter Zwillingsbildung wird die gesetzmäßige Verwachsung zweier oder mehrerer Kristallindividuen verstanden. Zwillinge haben eine Gitterebene gemeinsam und durchdringen sich. Sie erscheinen um eine Rotationsachse gegeneinander verdreht oder an einer gemeinsamen Fläche gespiegelt. Häufig sind sie an einspringenden Winkeln zu erkennen. Zwillingsbildung kommt bei vielen Mineralen vor und ist ein wichtiges diagnostisches Hilfsmittel, wie z. B. für die Feldspäte. Bei den Feldspäten müssen besonders zwei Arten der Zwillingsbildung unterschieden werden: **Karlsbader Zwillinge** (Abb. 1.7a) sind **einfache Zwillinge** (zwei Kristallindividuen), die häufig makroskopisch sichtbar beim Alkalifeldspat auftreten. Sie lassen sich daran erkennen, dass im Anschnitt die eine Hälfte des Zwillings spiegelt, die andere nicht. **Albit-Zwillinge** (Abb. 1.7b) sind Viellinge (**polysynthetische Verzwillingung**). Sie treten häufig bei den Plagioklasen auf, sind jedoch makroskopisch selten erkennbar. Im Schnitt zeigen sie sich als eine feine Streifung. Die einzelnen Zwillingslamellen sind dabei scharf voneinander abgesetzt und annähernd gerade.

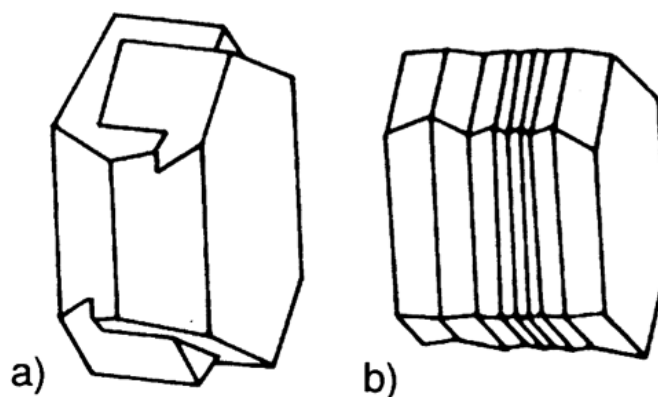


Abb. 1.7: a) Karlsbader Zwilling; b) Albit-Zwillinge.

1.3.7 Dichte

Die Dichte liegt bei den häufigsten Mineralen zwischen 2,5 und 3,4 g/cm³. Zu den Schwermineralen werden Minerale mit einem spezifischen Gewicht von > 2,9 g/cm³ gezählt (z. B. Magnetit). Die Dichte einiger Minerale ist in Tabelle 1.4 aufgelistet.

Tabelle 1.4: Dichte einiger Minerale.

Mineral	Dichte [g/cm ³]
Quarz	2,65
Feldspäte	2,5-2,8
Pyroxene	3,2-3,9
Olivin	3,2-4,4
Magnetit	5,2
Gold	19,3

Die Dichte von Mineralen spielt bei der Gesteinsbestimmung nur eine untergeordnete Rolle, da in Gesteinen meist ein Mineralgemisch vorliegt. Es gibt jedoch auffallend leichte (z. B. Steinsalz, 2,2 g/cm³) oder schwere Gesteine (z. B. Eklogit, 3,4 g/cm³).

1.3.8 Mineralparagenese

Viele Minerale treten bevorzugt mit bestimmten anderen Mineralen auf. So ist es z. B. typisch, dass Omphazit neben Granat Hauptbestandteil des metamorphen Gesteins Eklogit ist. Omphazit und Granat sind ein Beispiel für eine **Paragenese**. Von einer Paragenese spricht man, wenn mehrere Minerale als gleichzeitige Bildungen in einem Gestein auftreten. Umgekehrt kommen manche Minerale normalerweise nicht mit einem anderen Mineral im gleichen Gestein zusammen vor (außer aufgrund physikalisch-chemischer Ungleichgewichte). Zum Beispiel ist Quarz (SiO₂) in magmatischen Gesteinen ein Zeichen für den SiO₂-Überschuss der Schmelze. Nephelin (NaAlSiO₄) hingegen ist typisch für SiO₂-untersättigte Schmelzen und kommt aus diesem Grund nie zusammen mit Quarz vor.

In metamorphen Gesteinen ist die Stabilität der meisten Minerale an bestimmte Druck- und Temperaturbedingungen gebunden. Daher können bestimmte Minerale oder Mineralparagenesen in metamorphen Gesteinen diagnostisch für die metamorphen Bedingungen sein und andere Minerale dadurch ausgeschlossen werden. Die Nutzung der Mineralparagenese als Bestimmungsmerkmal funktioniert sehr gut. Allerdings bedarf es einiger Übung, Erfahrung und (ganz wichtig) Interesse, um damit verlässlich umzugehen.

1.3.9 Weitere Kriterien

Weitere Kriterien, die bei der Mineralbestimmung von Bedeutung sein können, sind z. B.:

Der Geschmack, mit dem Kochsalz (Halit, NaCl) von Kalisalz (Sylvin, KCl) und Magnesium-Salzen (sog. Bittersalzen) unterschieden werden kann.

Anlauffarben sind dünne bunte Überzüge, die meist auf Verwitterungseinwirkung zurückgehen, sie können sehr typisch für bestimmte Erzminerale sein.

Magnetische und elektrische Eigenschaften sind für einige Minerale charakteristisch, für unsere Zwecke hier allerdings von untergeordnetem Interesse.

Das Verwitterungsverhalten von Mineralen variiert sehr stark. Unter den gesteinsbildenden Mineralen sind z. B. die dunklen (Fe- und Mg-reichen) Minerale viel verwitterungsanfälliger als die hellen Minerale wie Feldspat und vor allem Quarz.

1.4 Die chemische Klassifikation von Mineralen

Obwohl es 80 stabile chemische Elemente gibt und zusätzlich einige radioaktiv zerfallende in der Natur vorkommen, bestehen fast 99 Gew.% der Erdkruste aus nur neun Elementen (Tabelle 1.5). Folglich bauen diese auch die wichtigsten **gesteinsbildenden Minerale** auf.

Tabelle 1.5: Die häufigsten Elemente der Erdkruste.

Element	Ionenladung	Anteil der Erdkruste [Gew.%]
O (Sauerstoff)	2 ⁻	46,6
Si (Silizium)	4 ⁺	27,7
Al (Aluminium)	3 ⁺	8,1
Fe (Eisen)	2 ⁺ und 3 ⁺	5,0
Ca (Kalzium)	2 ⁺	3,6
Na (Natrium)	1 ⁺	2,8
K (Kalium)	1 ⁺	2,6
Mg (Magnesium)	2 ⁺	2,1
Ti (Titan)	4 ⁺	0,4
Summe		98,9

Eines der am häufigsten verwendeten Systeme zur Klassifikation von Mineralen ist die Klassifikation nach Strunz, die 1941 von Karl Hugo Strunz eingeführt und seither mehrfach überarbeitet wurde. Unterschieden werden dabei zehn Mineralklassen (Tabelle 1.6), die ihrerseits anhand struktureller Kriterien in viele Unterklassen unterteilt sind.

Tabelle 1.6: Mineralklassifikation nach Strunz.

Klasse	Beispiele
Elemente	Graphit (C), Diamant (C), Schwefel (S), Gold (Au)
Sulfide	Pyrit (FeS_2)
Halogenide	Halit (NaCl), Fluorit (CaF_2)
Oxide, Hydroxide	Magnetit (Fe_3O_4), Goethit (FeOOH)
Karbonate, Nitrate	Calcit (CaCO_3),
Borate	Borax ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$)
Sulfate	Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)
Phosphate	Apatit ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$)
Silikate	Quarz (SiO_2), Olivin ($\text{Mg,Fe}_2\text{SiO}_4$)
Organische Verbindungen	Whewellit ($\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$)

Aufgrund der Dominanz von Si und O sind Silikate die wichtigsten anorganischen Bestandteile der allermeisten Gesteine. Praktisch alle Magmatite und Metamorphite sowie viele (klastische) Sedimentgesteine bestehen überwiegend aus Silikaten. Es gibt aber auch einige Typen von Sedimentgesteinen, die im Wesentlichen aus Halogeniden oder Karbonaten (z. B. Evaporite, Kalksteine) bestehen.

Silikate bestehen strukturell gesehen aus einem **Netzwerk** unterschiedlich stark verknüpfter **SiO_4 -Tetraeder**. Den Grundbaustein bildet ein Tetraeder, bei dem vier Sauerstoffionen (O^{2-}) um ein Siliziumion (Si^{4+}) angeordnet sind. Dieser Tetraeder bildet als Ganzes ein Anion mit vier negativen Ladungen (SiO_4^{4-}). Bei der Verknüpfung von zwei oder mehr Tetraedern über Sauerstoffbrücken-Bindungen teilen sich zwei Tetraeder jeweils einen Sauerstoff. Insgesamt kann ein Tetraeder mit maximal vier weiteren verknüpft sein. Außerdem kann ein Teil des Si durch Al ersetzt werden. Je nach Art des Verknüpfungsgrades (**Polymerisationsgrad**) dieser Tetraeder werden **Inselsilikate**, **Gruppensilikate**, **Ringsilikate**, **Kettensilikate**, **Schichtsilikate** und **Gerüstsilikate** unterschieden (Abb. 1.8). Für Mineralformeln und Erläuterungen zur Mineralformelschreibweise insbesondere von Silikaten siehe Anhang.

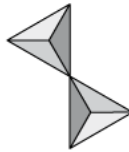
**1. Inselsilikate
(Nesosilikate)**

z.B. Olivin, Granat, Aluminiumsilikate



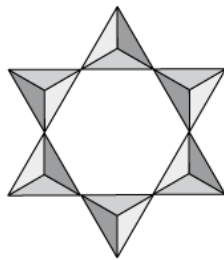
**2. Gruppensilikate
(Sorosilikate)**

z.B. Zoisit, Epidot, Melilith



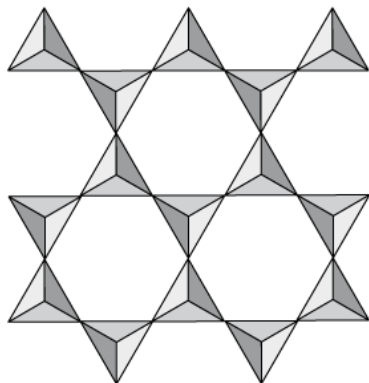
**3. Ringsilikate
(Cyclosilikate)**

z.B. Beryll, Turmalin



**5. Blattsilikate
(Phyllosilikate)**

z.B. Glimmergruppe, Talk, Tonminerale

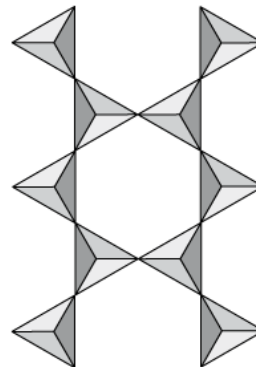


**4. Kettensilikate
(Inosilikate)**

a) Einfachkettensilikate
z.B. Pyroxengruppe



b) Doppelkettensilikate
(Bandsilikate)
z.B. Amphibolgruppe



**6. Gerüstsilikate
(Tektosilikate)**

z.B. Quarz, Feldspatgruppe, Nephelin

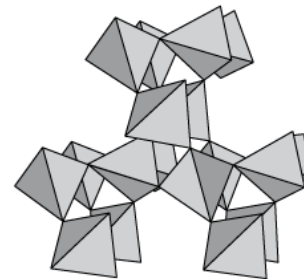


Abb. 1.8: Klassifikation von Silikatstrukturen.

Verschiedene **Kationen** (z. B. Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Al^{3+}), füllen dann den Freiraum in dieser Silikatstruktur auf und sorgen für Ladungsausgleich, um ein elektrisch neutrales Mineral zu bilden. Dabei bestimmen unter anderem die Größenverhältnisse zwischen Kation und Anion die Art des sogenannten Koordinationspolyeders. Die effektive Größe eines Ions ist unter anderem von dessen Ladung abhängig (Abb. 1.9). und seiner Koordination im Kristallgitter abhängig (Abb. 1.10).

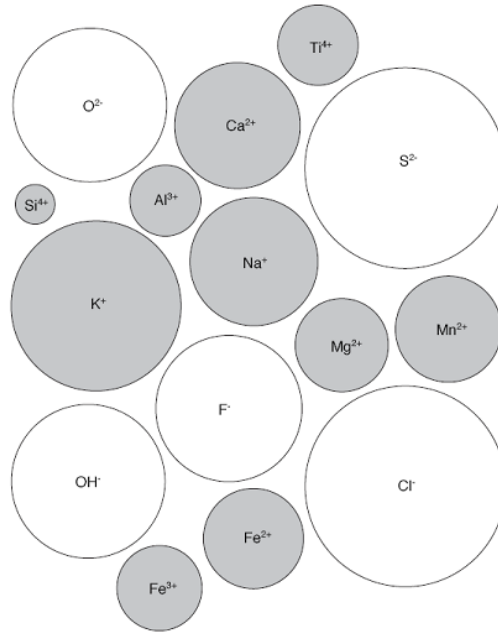


Abb. 1.9: Ionengrößen und -ladungen (Wertigkeiten)

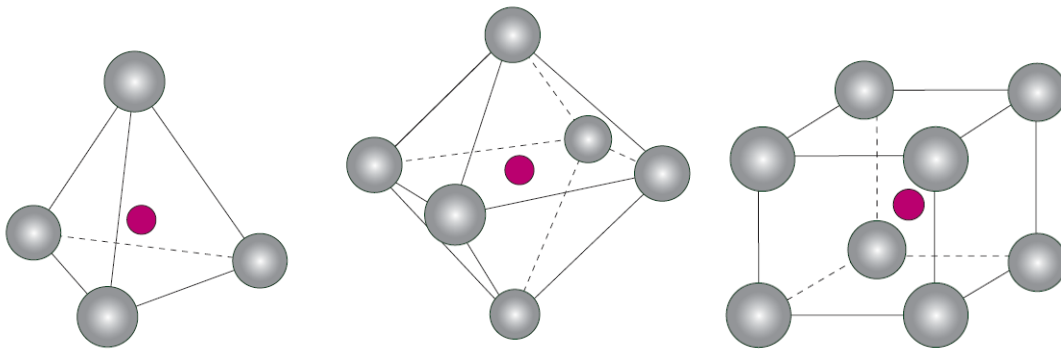


Abb. 1.10: Verschiedene Koordinationspolyeder

Bestimmte Kationen können sich gegenseitig sehr gut ersetzen (austauschen), da sie eine ähnliche Ladung und Größe haben. Häufige Austauschpartner sind z. B. Fe^{2+} und Mg^{2+} . Zum Beispiel zeigt das Inselsilikat Olivin ($(\text{Mg},\text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$) lückenlose Mischkristallbildung zwischen dem Mg-Endglied Forsterit ($\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$) und dem Fe-Endglied Fayalit ($\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$).

Unabhängig von der jeweiligen Silikatgruppe können wasserfreie (z. B. Olivin, Feldspat, Pyroxen) und auch **wasserhaltige Silikate** (Hydrosilikate, z. B. Amphibol, Glimmer) in Gesteinen vorkommen. **Wasserfreie Silikate** in magmatischen Gesteinen sind in vielen Fällen **Frühkristallite bei hohen Temperaturen**, während **Hydrosilikate** sich oft bei geringeren Temperaturen oder unter Anwesenheit einer **fluiden Phase** bilden. In metamorphen Gesteinen kann die Abwesenheit von wasserhaltigen Silikaten (**trockenes Gestein**) ein Hinweis auf sehr hohe Temperaturen bei der Metamorphose sein. Generell ist die Stabilität wasserhaltiger Silikate in metamorphen Gesteinen stark von der Temperatur abhängig. Diese kann genutzt werden, um die Bildungsbedingungen eines Gesteines genauer einzugrenzen.

Kursfragen 1.1: Grundlagen

1. Was sind Gesteine?
2. Was ist ein Mineral, was ist ein Kristall?
3. Was bedeutet Anion, was Kation?
4. Was sind Fluide?
5. Was ist ein Gefüge?
6. Was heißt anisotrop bzw. isotrop?
7. Erklären Sie idiomorph, hypidiomorph und xenomorph anhand schematischer Zeichnungen.
8. Wie definieren sich die drei großen Gruppen der Gesteine und wie hängen diese miteinander zusammen?
9. Welches sind die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale der Erdkruste?
10. Welches sind die dominanten Elemente in der Erdkruste?
11. Welche Kriterien können zur Bestimmung von Mineralen herangezogen werden?
12. Was bedeutet Spaltbarkeit und wie entsteht diese?
13. Was sind Zwillinge?
14. Was ist der Grundbaustein der Silikate und welche Verknüpfungsarten kennen Sie?
15. Welche Elemente können sich gegenseitig im Kristallgitter ersetzen?
16. Welchen Einfluss haben die Silikat-Verknüpfungsarten auf die Eigenschaften der Minerale?

2. Magmatische Gesteine

2.1 Allgemeines

Magmatische Gesteine entstehen durch Kristallisation bei der Abkühlung von Gesteinsschmelzen (**Magma**). Die Zusammensetzung von silikatischen Schmelzen kann zwar recht variabel sein, Si, Al, Mg, Fe, Ca, Na und K sind aber die mit Abstand häufigsten Elemente. Bei chemischen Gesteinsanalysen wird ihr Anteil in der Regel in Oxidform in Gewichtsprozent angegeben (Abb. 2.1).

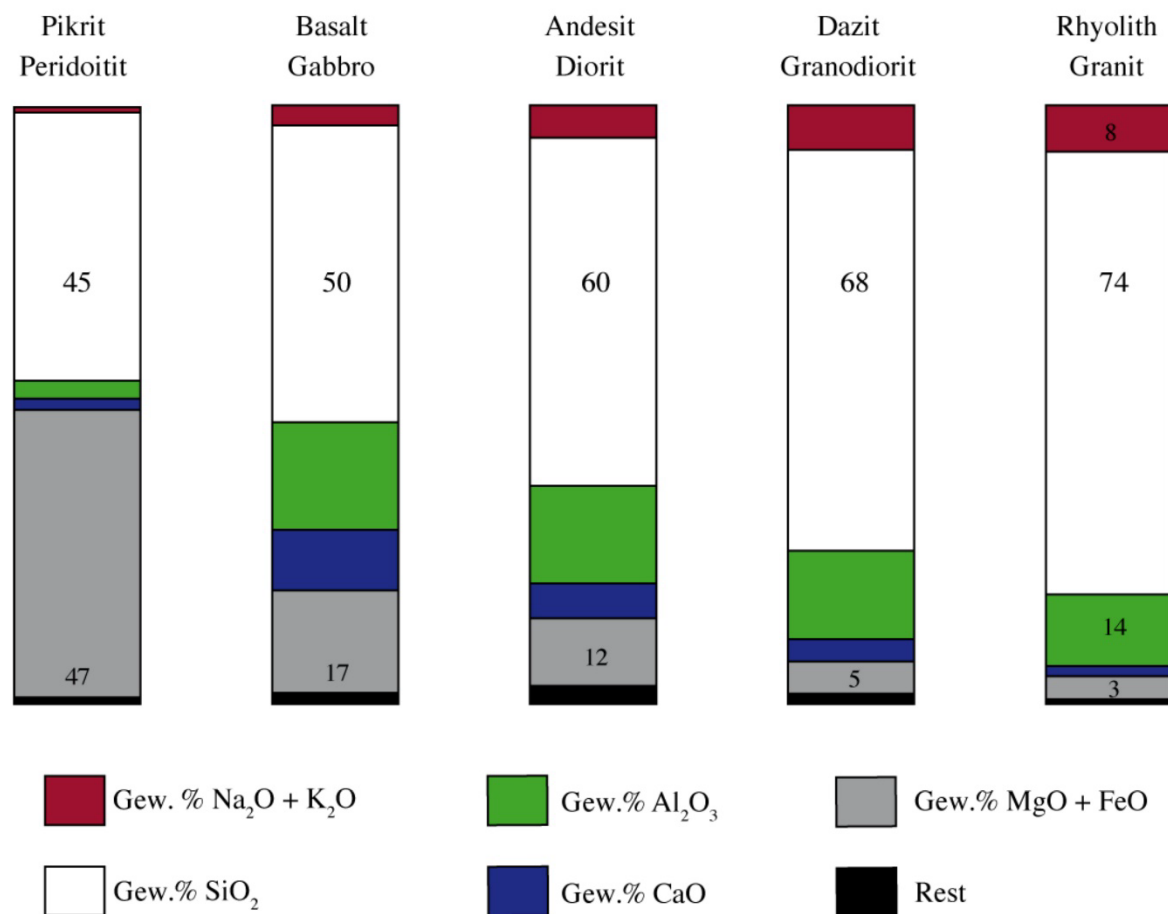


Abb. 2.1: Gesamtgesteinsanalysen verschiedener Magmatite.

Der SiO_2 -Gehalt von so verschiedenen Magmatiten wie Gabbro, Syenit und Granit variiert nur zwischen ca. 45 und 75 Gew.%, SiO_2 ist also immer die dominierende Komponente. Die oben genannten Elemente machen zusammen normalerweise >90 Gew.% eines Gesteines aus (Abb. 2.1). Alle anderen Elemente, die z. T. auch wirtschaftlich sehr wichtig sind (z. B. Ni, Cr, Zn, Zr, Pb etc.) sind meist deutlich unter 0,1 Gew.%.

Magmatische Gesteine werden von Silikatmineralen dominiert und die allermeisten magmatischen Gesteine bestehen aus weniger als fünf verschiedenen Silikatmineralen. Den Rest machen Sulfide (z. B. Pyrit, FeS_2), Oxide (z. B. Magnetit, Fe_3O_4), Karbonate (z. B. Calcit, CaCO_3) und Phosphate (z. B. Apatit, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$) aus.

Die Hauptgemengeteile (gesteinsbildende Minerale) der magmatischen Gesteine werden in **felsische** (helle) und **mafische** (dunkle) **Minerale** unterteilt. Hinter dieser trivial erscheinenden Einteilung stecken jedoch prinzipielle Unterschiede im Chemismus: Felsische Minerale sind in der Regel weiß, hellgrau, hellgelb, hellrot o. ä. und gehören zur Gruppe der Gerüstsilikate. Neben reinem SiO₂ (**Quarz**) sind dies Na-, K-, Ca- und Al-reiche **Feldspäte und Feldspatvertreter (Foide)**. Die mafischen Minerale sind Silikate mit einem erheblichen Anteil an Mg und Fe (deshalb „mafisch“ als Kunstwort für Mg + Fe). Eisen färbt Minerale allgemein dunkel (braun, grün, schwarz). Zu den mafischen Mineralen gehören **Olivin, Pyroxen, Amphibol und dunkler Glimmer (Biotit)**. Der helle Glimmer (Muskovit) ist ein K-Al-Schichtsilikat und gehört nach seiner Chemie zu den hellen Mineralen, wird aber meist bei den dunklen genannt.

Die meisten gesteinsbildenden Minerale bilden Mischungsreihen. Von einer Mischungsreihe oder einem Mischkristall spricht man, wenn sich zwei oder mehrere Elemente in einer bestimmten Position des Kristalls gegenseitig ersetzen können (häufig z. B. Mg–Fe).

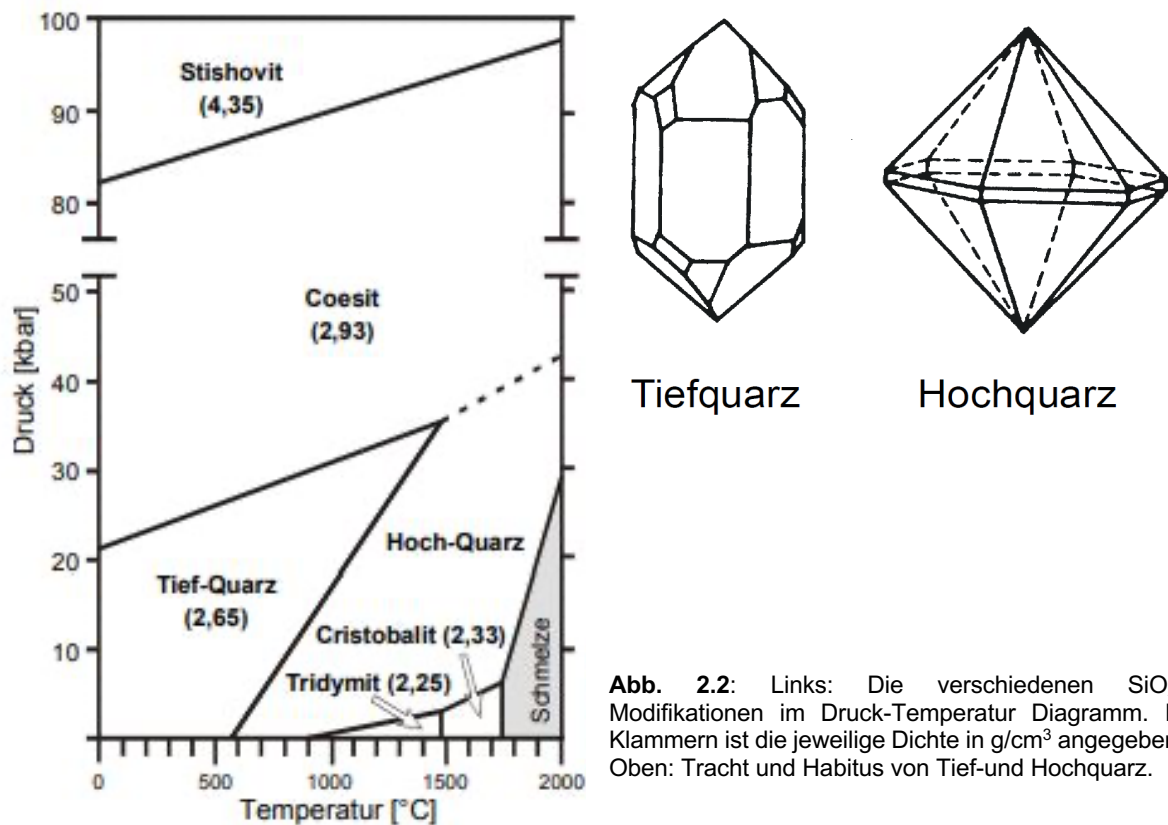
2.2 Minerale magmatischer Gesteine

2.2.1 Quarz

Chemische Formel	SiO ₂
Farbe	Im Gestein meist grau, weiß oder mit leichter Fremdfarbe; oft durchscheinend
Form, Habitus	Körnig in Plutoniten, teilweise idiomorph in Vulkaniten
Härte	7
Spaltbarkeit	Keine, muscheliger Bruch
Dichte	2,65 g/cm ³

Quarz ist ein **Gerüstsilikat** und ist in Magmatiten sehr weit verbreitet. Er ist **sehr verwitterungsbeständig**, da er unter den Bedingungen an der Erdoberfläche schwer gelöst werden kann, und ist außerdem **sehr hart**. Wichtiges Erkennungsmerkmal ist außerdem die ausgesprochen schlechte Spaltbarkeit, die einen **muscheligen Bruch** verursacht. Im Allgemeinen ist Quarz durchscheinend und zeigt oft Glas- bis Fettglanz.

Anhand des Vorkommens von freiem Quarz in Magmatiten werden SiO₂-übersättigte Magmatite (z. B. Granit) von SiO₂-untersättigten (z. B. Nephelin-Syenit) unterschieden. In Magmatiten (Plutonite und Vulkanite) tritt Quarz meist xenomorph auf, da er im Allgemeinen später (bei tieferen Temperaturen) als die Feldspäte auskristallisiert. In manchen Vulkaniten kommen idiomorphe Quarz-Bipyramiden mit sechseckigem Querschnitt vor (Abb. 2.2).



Im Gegensatz zu vielen anderen gesteinsbildenden Silikaten bildet Quarz keine Mischkristallreihe, sondern ist in der Regel chemisch sehr rein. Quarz besteht zu über 99 Gew.% aus SiO₂. Als Spurenelemente können Li, Al, B, Ti, Fe und andere enthalten sein.

Quarz tritt in verschiedenen **Varietäten** auf. Auffällig trüber, und dann weiß erscheinender **Milchquarz** ist typisch für relativ niedrig-temperierten hydrothermalen Quarz (Gangquarz), wie er oft in Kluft- und Gangfüllungen auftritt. Milchquarz kommt oft in derben Massen vor, während farbloser **Bergkristall**, **Amethyst** (violett), **Citrin** (gelb) und **Rauchquarz** (braun bis schwarz) idiomorphe Kristalle ausbilden, die in Klüften und Hohlräumen wachsen. **Opal** (SiO₂ nH₂O) ist amorph. Im Übergang von Opal zu Quarz bildet sich bei gleichzeitiger Entwässerung **Chalcedon**. Er ist häufig parallel gestreift, die einzelnen Lagen werden von feinsten Fasern aufgebaut. **Karneol** ist ein fleischfarbener bis roter Chalcedon. **Achat** ist rhythmisch gebänderter, feinschichtiger, oft Hohlräume umschließender Chalcedon. Opal und Chalcedon sind außerdem die Hauptbestandteile sehr feinkörniger kieseliger Sedimente (siehe auch dort).

Wirtschaftliche Bedeutung hat Quarz als Rohstoff für die Glasherstellung. Silizium wird in der Halbleiterindustrie benötigt. Einige Varianten (z. B. Amethyst, Achat) werden als Schmucksteine gehandelt. Hochwertige und reine, synthetisch hergestellte Quarzkristalle dienen als Piezoquarze zur Zeitmessung.

SiO₂ kommt je nach Druck- und Temperaturbedingungen in verschiedenen strukturellen Varianten vor, die leicht unterschiedliche Eigenschaften haben und teilweise diagnostisch für bestimmte geologische Prozesse sind (Abb. 2.2). Minerale, die bei gleichem Chemismus unterschiedliche Strukturen besitzen (z. B. aufgrund unterschiedlicher Druck- und Temperaturbedingungen bei ihrer Bildung) werden **Modifikationen** oder **Polymorphe** genannt. Die Symmetrie und die Dichte sind kennzeichnend für eine bestimmte Modifikation und sind abhängig von den Druck- und Temperaturbedingungen. Generell gilt: Mit zunehmendem Druck nimmt die Dichte zu, und mit zunehmender Temperatur werden die Modifikationen höher symmetrisch. Für die Petrographie magmatischer Gesteine sind die

beiden Modifikationen Hoch- und Tiefquarz wichtig. Kühlt eine sehr SiO₂-reiche Schmelze ab, kann **Hochquarz** als frühe Phase kristallisieren. Bei der Abkühlung wandelt sich dieser dann in **Tiefquarz** um, die Kristallform bzw. die typische Tracht des Hochquarz (hexagonale Bipyramide) bleibt dabei jedoch erhalten (**Paramorphose**).

Hochquarz kristallisiert hexagonal und besitzt eine typische Tracht: Eine 6-seitige Doppelpyramide, mit oft nur sehr kleinen Prismenflächen dazwischen. Diese Tracht kann manchmal bei Quarzeinsprenglingen in Rhyolith beobachtet werden. Bei Abkühlung unter 573 °C (bei 1 bar) wandelt sich der Hochquarz zwar spontan in trigonalen Tiefquarz um, da die Gitterstrukturen von Hoch- und Tiefquarz sehr ähnlich sind. Die äußere Form des Kristalls bleibt dabei jedoch erhalten.

Scheidet sich Quarz in Spalten und Klüften aus heißen Lösungen ab (Gangquarze, Bergkristall), bildet sich **Tiefquarz**, der an den langen Prismenflächen und der trigonalen Symmetrie erkennbar ist. Coesit und Stishovit sind Hochdruckmodifikationen. **Coesit** entsteht in Tiefen größer als etwa 80 km und wird in sogenannten **Ultra-Hochdruck-Metamorphiten** (z. B. Dora Maira, Westalpen) gefunden. **Stishovit** entsteht (z. T. zusammen mit Coesit) durch die Druckwelle bei **Meteoriteneinschlägen** und ist zum Beispiel im Krater des Nördlinger Rieses zu finden.

2.2.2 Feldspäte

	Plagioklas (Mischkristall)	Alkalifeldspat (Mischkristall)
Chemische Formel	$\text{Na}_x\text{Ca}_{1-x}[\text{Al}_{2-x}\text{Si}_{2+x}\text{O}_8]$	$(\text{Na},\text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
Endglieder	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
Farbe	Weiß bis gräulich	Weiß, grau, oft auch rötlich
Form, Habitus	Tafelig	Tafelig
Härte	6	6
Spaltbarkeit	Sehr gut	Sehr gut
Zwillingsbildung	Albit-Gesetz (polysynthetisch) und weitere	Karlsbader Gesetz und weitere
Dichte	2,76 g/cm ³	2,62 g/cm ³

Feldspäte gehören wie Quarz zur Gruppe der **Gerüstsilikate** und sind die in der Erdkruste häufigste Mineralgruppe. Sie kommen in fast allen Magmatiten vor und sind auch in vielen Sedimentiten und Metamorphiten verbreitet. Die Feldspatzusammensetzungen zwischen den Endgliedern Orthoklas (Or) und Albit (Ab) werden als **Alkalifeldspat**, die zwischen den Endgliedern Albit (Ab) und Anorthit (An) als **Plagioklas** bezeichnet. Alkalifeldspäte und Plagioklase sind somit **Mischkristallreihen** (Abb. 2.3). Die wichtigsten Unterscheidungskriterien zwischen Alkalifeldspat und Plagioklas sind in Tabelle 2.1 zusammengestellt.

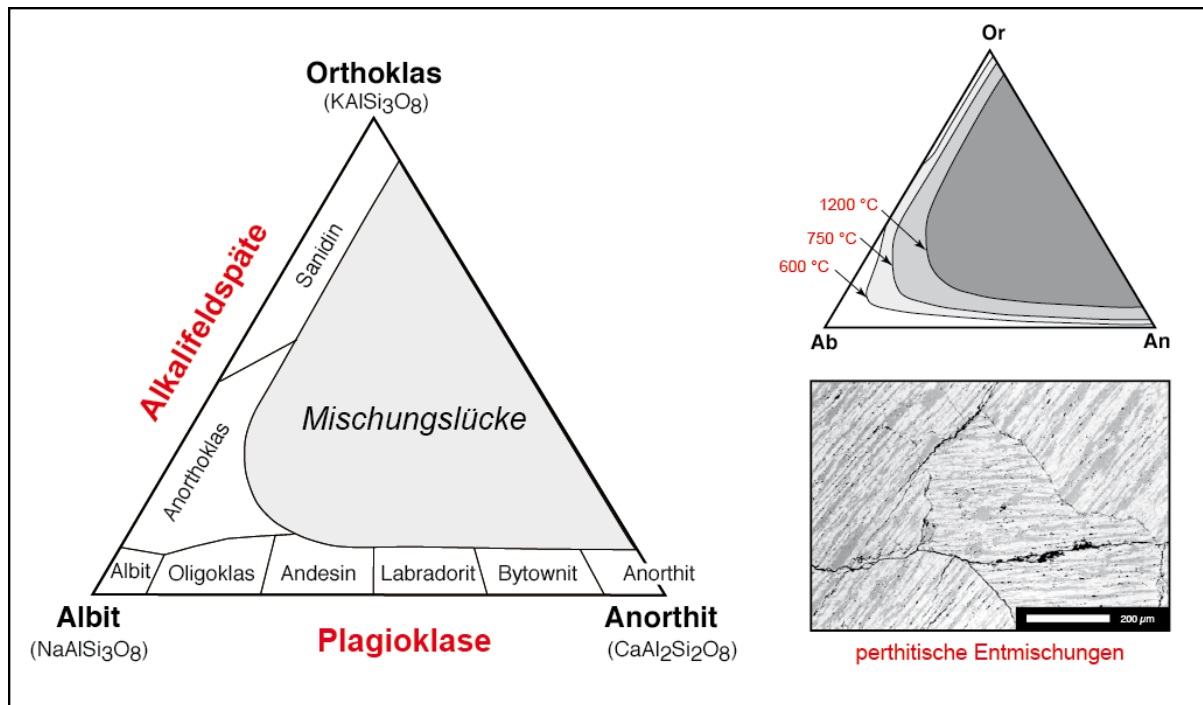


Abb. 2.3: Die Zusammensetzung der meisten Feldspäte kann im Rahmen eines ternären Systems mit den Endgliedern KAlSi_3O_8 = Orthoklas (Or), $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ = Albit (Ab) und $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ = Anorthit (An) ausgedrückt werden. Alkalifeldspat und Plagioklas bilden je eine Mischkristallreihe. Bei hohen Temperaturen sind Alkalifeldspäte unbegrenzt mischbar, mit abnehmender Temperatur tritt jedoch eine Mischungslücke auf, die bei Abkühlung zu perthitischer Entmischung führt.

Tabelle 2.1: Unterscheidungskriterien von Plagioklas und Alkalifeldspat.

	Plagioklas	Alkalifeldspat
Farbe	Weiß, grau, farblos, grauviolett, gelblich, selten rot	Blassrot, kräftigrot, weiß, grau, gelblich, bräunlich, grünlich
Zwillinge	Polysynthetische Zwillinge (Albit-Gesetz), seltener Einfachzwillinge	Einfachzwillinge (z. B. Karlsbader Gesetz)
Entmischung	Keine	Häufig perthitische Entmischung
Zonarbau	Häufig makroskopisch erkennbar	Selten makroskopisch erkennbar
Alteration	Recht anfällig, oft grünliche Sekundärbildungen, v.a. im Kern	Recht unempfindlich, z.T. Kaolinisierung

Plagioklase (Ab-An) bilden bei jeder Temperatur Mischkristalle und bauen nur geringe Mengen an K in ihr Gitter ein. Je nach Na/Ca Verhältnis werden Plagioklase als Albit, Oligoklas, Andesin, Labradorit, Bytownit oder Anorthit bezeichnet. Zwar sind bestimmte Zusammensetzungen sehr typisch für manche Magmatite, doch ist mit bloßen Augen die chemische Zusammensetzung des Plagioklases nicht erkennbar. Dafür sind mikroskopische bzw. mikroanalytische Methoden notwendig. In Plagioklasen tritt häufig **lamellare oder polysynthetische Verzwillingung** nach dem Albit-Gesetz auf (Abb. 1.6b). Außerdem ist Plagioklas häufig zoniert, was teilweise mit bloßem Auge gut erkennbar ist (Abb. 2.4).

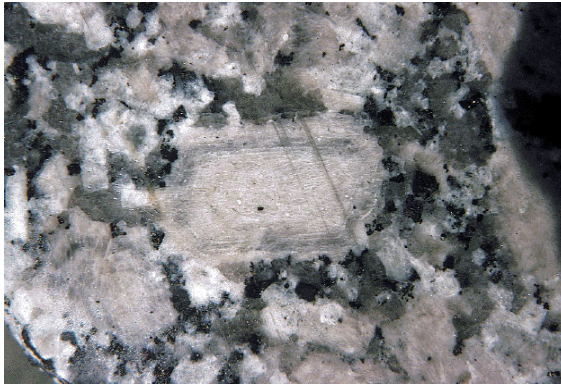


Abb. 2.4: Zonierter Plagioklas in Granit (Bildbreite ca. 8 cm).



Abb. 2.5: Perthitische Entmischtextur in Alkalifeldspat.

Alkalifeldspäte (Or-Ab) mischen sich nur bei hohen Temperaturen unbegrenzt. Bei langsamer Abkühlung des Gesteins erfolgt eine **Entmischung** im festen Zustand, es bilden sich sogenannte **Perthite**. Perthite sind erkennbar an Entmischungsspindeln von Albit in einem kaliumreichen Alkalifeldspat. Diese Entmischungskörper sind in großen Kristallen manchmal makroskopisch erkennbar (Abb. 2.5). Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz tritt in Alkalifeldspäten häufig auf. Diese **Karlsbader Zwillinge** sind oft mit freiem Auge erkennbar.

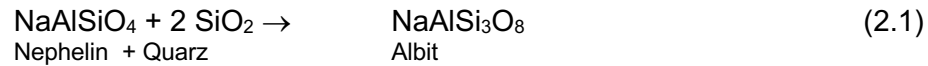
Bei den Alkalifeldspäten werden je nach Bildungs- und Abkühlungsbedingungen verschiedene Modifikationen unterschieden (z.B. Sanidin, Orthoklas, Mikroklin, Adular). Die Varietät Mondstein, ein durchscheinend milchig-trüber Alkalifeldspat, wird als Halbedelstein geschätzt, ebenso der grüne Amazonit.

In magmatischen Gesteinen ist das Auftreten von Plagioklas, Alkalifeldspat oder beiden Feldspäten ein wichtiges Indiz für den geochemischen Charakter des Magmatits. Gabbros und Basalte werden z.B. von Plagioklas dominiert und enthalten nur selten Alkalifeldspat. Hochentwickelte Magmatite (z. B. Nephelin-Syenite) hingegen enthalten nur selten Plagioklas, dafür aber meist große Mengen an Alkalifeldspat. Daher ist es sehr wichtig, diese beiden Feldspäte verlässlich unterscheiden zu können.

2.2.3 Feldspatvertreter (Foide)

	Nephelin	Leucit
Chemische Formel	$\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$	$\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$
Farbe	Grau, grünlich oder bräunlich	Farblos, grauweißlich, gelblich
Form, Habitus	Kurz-prismatische 6-seitige Kristalle	Rundlich, kugelig, isometrisch
Härte	5,5 – 6	5,5 – 6
Spaltbarkeit	Keine, muscheliger Bruch	Keine, muscheliger Bruch
Dichte	2,6 g/cm ³	2,5 g/cm ³

Die Mineralgruppe der Feldspatvertreter (Feldspatoide, Foide), die ebenfalls zu den Gerüstsilikaten gerechnet wird, tritt nur in **SiO₂-untersättigten Magmatiten** auf, die dann **Alkalimagmatite** genannt werden. In diesen reicht der SiO₂-Gehalt der Schmelze nicht aus, um alle vorhandenen Alkalien (Na, K) in Form von Feldspäten zu binden. Mit SiO₂ reagieren Foide zu Feldspäten:



Hieraus wird ersichtlich, dass **Feldspatvertreter nie zusammen mit Quarz** vorkommen können. Die Gruppe der Feldspatvertreter umfasst außer den beiden häufigsten Nephelin und Leucit noch die recht seltenen Minerale der Sodalithgruppe, Analcim und Cancrinit, die jedoch in manchen Gesteinen von großer Bedeutung sind.

Nephelin

Nephelin ist ein hexagonales, meist kurzsäuliges Mineral (Abb. 2.6 links). Er tritt in Vulkaniten häufig als idiomorpher Einsprengling auf, und ist dann durch 6-seitige Basisschnitte und rechteckige Längsschnitte erkennbar. In Plutoniten kommt Nephelin meist xenomorph vor und ist daher oft schwer zu erkennen. Verwechslungsgefahr besteht dabei mit Quarz, der allerdings deutlich härter ist. Sehr selten kommt Nephelin auch in Metamorphiten entsprechender Zusammensetzung vor (Nepheliningneise).

Leucit

Leucit kristallisiert stets in einer bestimmten Tracht des kubischen Systems, dem (Deltoidal)-Ikositetraeder (Abb. 2.6 rechts). Die vielflächigen Mineralkörner erscheinen stets rundlich-kugelig. Leucit ist relativ selten und kommt **ausschließlich in Vulkaniten und Subvulkaniten** vor, die besonders K-reich sind (z. B. Kaiserstuhl, Vesuv).

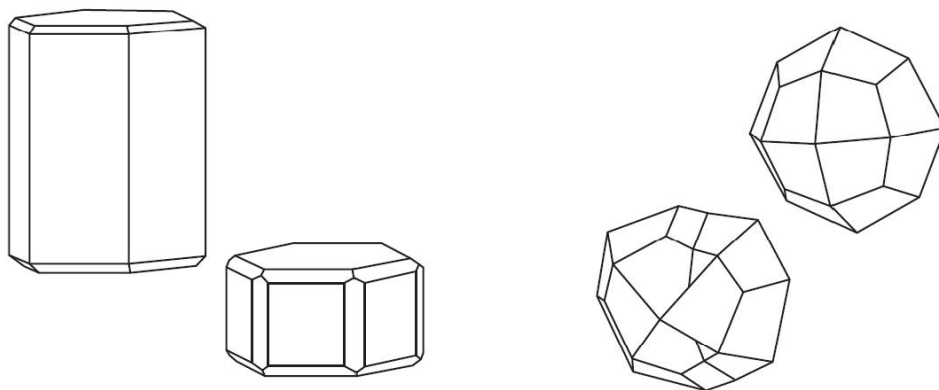


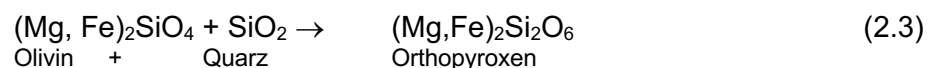
Abb. 2.6: Typische Kristallformen von Nephelin (links) und Leucit (rechts).

2.2.4 Olivin

Chemische Formel	(Mg,Fe) ₂ [SiO ₄]
Farbe	Meist oliv- bis flaschengrün, durchscheinend, glasglänzend
Form, Habitus	Körnig
Härte	6,5 – 7
Spaltbarkeit	Schlecht, teils muscheliger Bruch
Dichte	3,2 - 4,3 g/cm ³ (je nach Mg/Fe-Verhältnis)

Olivin ist ein **Inselsilikat** und bildet eine **Mischkristallreihe** zwischen dem Mg-Endglied **Forsterit** Mg₂[SiO₄] und dem Fe-Endglied Fayalit Fe₂[SiO₄]. Dabei gilt, dass Olivin, der bei hohen Temperaturen aus einer Schmelze kristallisiert, Mg-reicher ist als später, bei niedrigeren Temperaturen gebildeter Olivin. Diese Regel gilt gleichermaßen für alle anderen Mg-Fe-reichen Silikate (z. B. Pyroxene, Amphibole, Granate).

So wie Feldspäte die dominierende Mineralgruppe der Kruste sind, ist Olivin das häufigste Mineral des Oberen Erdmantels (**Peridotite**). Olivin kommt außerdem in primitiven Magmatiten (z. B. Basalt, Gabbro) vor. In solchen Gesteinen ist Olivin Mg-reich und grün. Relativ selten kommen Fe-reiche gelb-braune Olivine in stark entwickelten Graniten, Syeniten und Nephelin-Syeniten vor. Olivin ist meist ein **Frühkristallisat**, d. h. er kristallisiert bei hohen Temperaturen aus der Schmelze aus. Sinken neu gebildete Olivinkristalle aufgrund ihrer hohen Dichte (siehe oben) in der Magmenkammer ab, so bildet sich ein entsprechender Bodensatz (**Olivinkumulat**). Aus der Tiefe nachströmendes Magma kann Teile dieses Kumulats mitreißen, so dass Olivinknollen als Fremdgesteinseinschlüsse (**Xenolithe**) in basaltischen Laven auftreten. Quarz und Olivin können nicht gemeinsam vorkommen, da Olivin ein SiO₂-Defizit aufweist und mit überschüssigem SiO₂ zu Pyroxen reagieren würde:



In Metamorphiten kann Olivin in kontaktmetamorphen Marmoren und in metamorph umgewandelten Mantelgesteinen vorkommen. Aufgrund seiner hohen Anfälligkeit gegenüber chemischer Verwitterung ist Olivin in Sedimentgesteinen extrem selten.

2.2.5 Pyroxene

Chemische Formel	Allgemein: $XY[T_2O_6]$ Orthopyroxen: $X, Y = Mg^{2+}Fe^{2+}$; $T = Si^{4+}$ Klinopyroxen: $X = Na^+Ca^{2+}Mg^{2+}Fe^{2+}$; $Y = Mg^{2+}Fe^{2+}Fe^{3+}Al^{3+}$, $T = Si^{4+}Al^{3+}$
Farbe	Grün, dunkelbraun bis schwarz, matter Glanz
Form, Habitus	Kurzsäulig mit 8-seitigem Umriss, 2 Kopfflächen
Härte	6
Spaltbarkeit	Winkel des Spaltkörpers 87°
Dichte	3,2 - 3,6 g/cm ³ (je nach Chemismus)

Pyroxene sind **Kettensilikate** und wichtige Gemengteile in **basischen Magmatiten** (z. B. Basalt, Gabbro) und Mantelgesteinen (**Peridotite**). Außerdem treten sie in bestimmten, meist hochgradigen Metamorphiten auf (**Granulite**, **Eklogite**). Sie lassen sich nach ihrer Kristallsymmetrie und der Belegung der Oktaederplätze in **Orthopyroxene** (Mg, Fe) und **Klinopyroxene** (Na, Ca, Mg, Fe, Al) einteilen. Innerhalb dieser beiden Pyroxengruppen herrscht Mischkristallbildung.

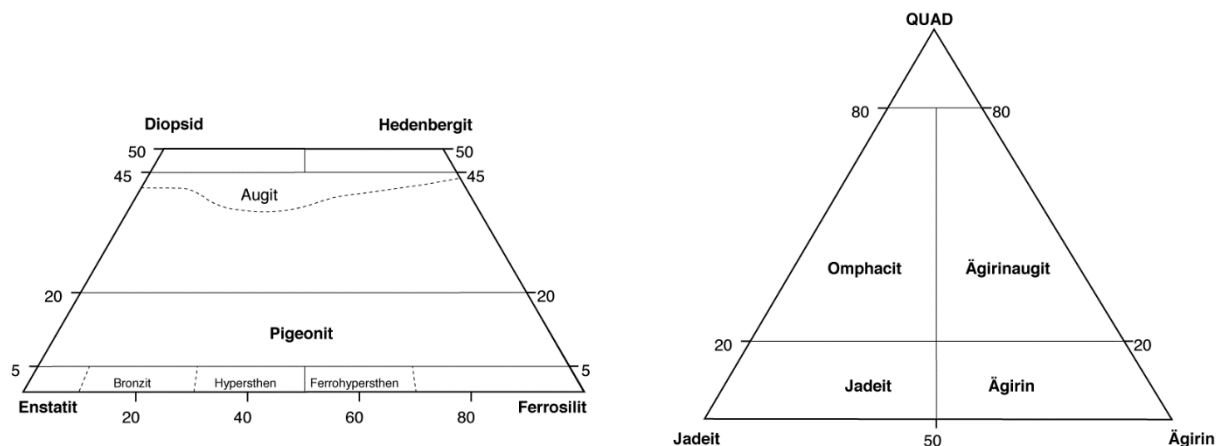


Abb. 2.7: Nomenklatur der Pyroxene. Links: Ca-Mg-Fe-Pyroxene im sogenannten Pyroxenquadrilateral (Trapez). QUAD bezeichnet die Gesamtheit der Komponenten Diopsid, Hedenbergit, Enstatit und Ferrosilit. Rechts: Na-Pyroxene

Orthopyroxene wie der **Enstatit** $Mg_2[Si_2O_6]$ oder **Hypersthen** $(Mg,Fe)[Si_2O_6]$ können gleichzeitig neben den Ca-haltigen Klinopyroxenen wie **Diopsid** $CaMg[Si_2O_6]$ oder **Hedenbergit** $CaFe[Si_2O_6]$ auftreten. Na- und Fe^{3+} reicher Klinopyroxen (**Ägirin** $NaFe^{3+}[Si_2O_6]$) kommt in Alkalimagmatiten vor, während Na- und Al-reicher **Omphazit** $(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)[Si_2O_6]$ typisch für Hochdruckmetamorphite (Eklogite) ist.

Die Unterscheidung von Orthopyroxen und Klinopyroxen kann in vielen Fällen entscheidend für eine richtige Gesteinsansprache sein, ist aber mit dem bloßen Auge in vielen Fällen sehr schwierig bis unmöglich. Lediglich der teils spektakuläre **Schiller auf Spaltflächen** ist

manchmal deutlich zu erkennen und deutet auf Orthopyroxen hin. Hier einige hilfreiche Paragenese-Regeln:

- Orthopyroxen tritt im Gegensatz zu Klinopyroxen nie zusammen mit Feldspatvertretern auf.
- In Mantelgesteinen treten häufig beide Pyroxene auf. Hier ist Klinopyroxen oft deutlich smaragdgrün gefärbt (Einbau von Cr), während Orthopyroxen zwar variable Farben zeigt (hell, olivfarben, braun oder schwarz), aber niemals smaragdgrün ist

Verwechslungsgefahr besteht mit Amphibol. Unterscheiden lassen sich diese beiden Minerale anhand ihrer Spaltbarkeit, den Kopfflächen (nur bei idiomorphen Kristallen erkennbar) und oft auch anhand ihres Habitus (Abb. 2.8).

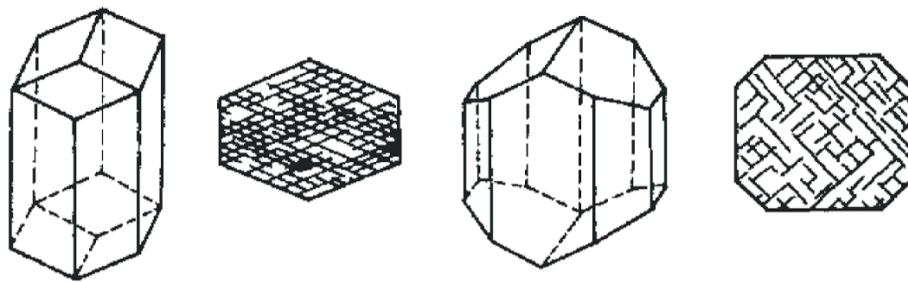


Abb. 2.8: Ideale Kristallform und Ausrichtung der beiden Spaltsysteme von Amphibol (links, sechseckig, 124°) und Pyroxen (rechts, achteckig, 87°)

2.2.6 Amphibole

Chemische Formel	Allgemein: $A_{0-1}B_2C_5[T_8O_{22}](OH)_2$ A = □, Na, K C = Mg, Fe ²⁺ , Al, Fe ³⁺ , Cr ³⁺ , Ti ⁴⁺ OH kann durch F und Cl teilweise ersetzt werden B = Na, Ca, Mg, Fe ²⁺ , Mn, Li T = Si, Al
Wichtiges Beispiel	Hornblende: $Ca_2(Mg,Fe)_4Al[(AlSi_7)O_{22}](OH)_2$
Farbe	Meist dunkelgrün bis schwarz, Glasglanz
Form, Habitus	Stengelig mit 6-seitigem Umriss, 3 Kopfflächen
Härte	5 – 6
Spaltbarkeit	Winkel des Spaltkörpers 124° bzw. 56°
Dichte	3,0 - 3,4 g/cm ³ (je nach Chemismus)

Amphibole sind **Doppelkettensilikate** (auch Bandsilikate genannt) und stellen wichtige Gemengteile in magmatischen und metamorphen Gesteinen dar. Wie bei der Pyroxengruppe findet auch bei den Amphibolen **Mischkristallbildung** zwischen vielen verschiedenen Endgliedern statt. In Magmatiten (z. B. Andesit) tritt häufig **Hornblende** auf, die meist tiefschwarz, seltener dunkelgrün gefärbt ist und sich teilweise durch einen lackartigen Glanz auszeichnet. In Alkalimagmatiten kommt blauschwarzer **Arfvedsonit** vor. In Metamorphiten

treten sehr verschieden zusammengesetzte und auch verschieden farbige Amphibole auf (Kapitel 4).

Auffälligstes Kennzeichen der Amphibole sind zwei Spaltsysteme, deren Spaltrisse sich mit einem Winkel von 124° bzw. 56° kreuzen (Abb. 2.8, links). Idiomorphe Kristalle haben drei Kopfflächen und können dadurch von Pyroxen (zwei Kopfflächen) unterschieden werden. Chemisch gesehen sind Amphibole den Pyroxenen ähnlich, besitzen im Unterschied zu diesen aber OH-Gruppen. Kristallographisch zeichnen sich Amphibole durch doppelte Silikatketten (Bänder) aus, während Pyroxene einfache Silikatketten besitzen (Abb. 1.7).

2.2.7 Glimmer

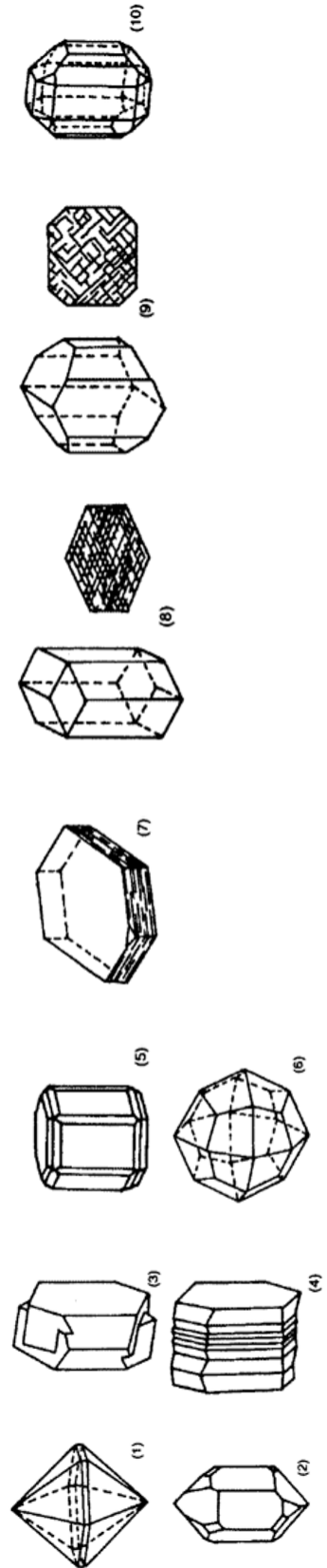
	Biotit (Mischkristall)	Muskovit
Chemische Formel	$K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2$	$KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$
Farbe	Dunkelbraun bis schwarz, lackartiger Glanz	Hell, Seidenglanz
Form, Habitus	Blättchenförmig	Blättchenförmig
Härte	2,5 - 3	2 - 2,5
Spaltbarkeit	Vollkommen nach der Basis	Vollkommen nach der Basis
Dichte	2,8 - 3,2 g/cm ³	2,8 - 2,9 g/cm ³

Die Glimmer gehören zur Gruppe der **Schichtsilikate**. Die auffallendste Eigenschaft aller Glimmer ist ihre **vollkommene Spaltbarkeit**, die auf die relativ geringen Bindungskräfte entlang der Basisflächen zurückzuführen ist. **Biotit** kommt häufig in intermediären und sauren Magmatiten vor, **Muskovit** findet sich nur in Al-reichen Graniten und in Pegmatiten. Verwendung findet vor allem Muskovit als Isolator in der Elektrotechnik oder wegen der großen Hitzebeständigkeit als Fenster (daher der Name abgeleitet von 'Moskauer Glas') in Öfen, Lampen und Röntgenröhren. Die hierfür benötigten großen Kristalle kommen in Pegmatiten vor.

Amphibole und Glimmer werden gemeinsam als **Hydrosilikate** bezeichnet, da sie Wasser in Form von OH-Gruppen enthalten. Das Vorkommen von Hydrosilikaten in Magmatiten lässt grobe qualitative Aussagen zu Bildungstemperaturen und Wassergehalt der Schmelzen zu. Damit sich Hydrosilikate während magmatischer Kristallisation bilden können, muss eine bestimmte Menge an Wasser in der Schmelze vorhanden sein und dürfen gewisse Temperaturen nicht überschritten werden. In vielen primitiven Magmatiten, die bei sehr hohen Temperaturen kristallisieren (z. B. Olivinbasalt, Gabbro) tritt praktisch nie Amphibol oder Glimmer auf. Wenn doch, dann handelt es sich oft um späte Kristallisationsprodukte, die erst bei relativ niederen Temperaturen und/oder relativ hohen Wassergehalten der bereits teilkristallisierten Schmelzen entstehen.

Tabelle 2.2: Übersicht der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale in magmatischen Gesteine.

Gruppe	Mineral: chemische Formel	Habitus	Farbe	Härte	Spaltbarkeit	Erkennungsmerkmale (Abbildungen)
	Quarz SiO_2	In Plutoniten meist körnig, in Vulkaniten oft kurzsäulig	Farblos, grau, weißlich	7	Keine, muscheliger Bruch	Muscheliger Bruch, große Härte, glasig, fettartiger Glanz (1) vulkanisch, (2) Gänge
Feldspäte	Plagioklas: $\text{Na}_x\text{Ca}_{1-x}[\text{Al}_{2-x}\text{Si}_{2+x}\text{O}_8]$ Alkalifeldspat: $(\text{Na},\text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Tafelig, leistenförmig Tafelig körnig	Weiß, grau Weiß, oft rötlich	6 6	Sehr gut, 2 Spaltsysteme sehr gut, 2 Spaltsysteme	Viellingsbildung (4), große Härte, Spaltbarkeit Karlsbader Zwillinge (3), große Härte, Spaltbarkeit
Foide	Nephelin: $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_4]$ Leucit: $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$	Kurzsäulig Körnig, kugelig	Weiß, grau, hellbraun Farblos, weißlich	5,5 – 6 5,5 – 6	Keine, muscheliger Bruch Keine, muscheliger Bruch	Kristallform in Vulkaniten (5), xenomorph in Plutoniten Nur in Vulkaniten, häufig Idiomorph (6)
Glimmer	Biotit: $\text{K}(\text{MgFe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ Muskovit: $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$	Blättrig Blättrig	Schwarz, braun; verwittert goldbraun Farblos, silbrig	2 – 3 2 – 3	Vollkommen Vollkommen	Spaltbarkeit, geringe Härte, biegsame Blättchen (7), Lackglanz, Farbe Spaltbarkeit, geringe Härte, biegsame Blättchen (7), Glanz, Farbe
Amphibole	Hornblende: $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_4\text{Al}[(\text{AlSi}_7\text{O}_{22})(\text{OH})_2]$	Stengelig	Dunkel, (schwarz, braun, grün)	5 – 6	Sehr gut	Farbe, Spaltwinkel (124°), 6-seitiger Umriss (8), Glanz, stengelig
Pyroxene	$(\text{Na},\text{Ca})(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})[\text{Si},\text{Al}]_2\text{O}_6$	Kurzsäulig	Dunkel, (schwarz, braun, grün)	6	Gut	Farbe, Spaltwinkel (87°), 8-seitiger Umriss (8), matter Glanz, säulig
Olivin	$(\text{Mg},\text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$	Körnig	Oliv-faschengrün, leicht transparent	6,5 – 7	Schlecht, muscheliger Bruch	Farbe, Glasglanz (10)



Kursfragen 2.1: Gesteinsbildende Minerale magmatischer Gesteine

1. Welche Spaltbarkeit und Härte weist Quarz auf?
2. Welche Quarzmodifikationen kennen Sie und unter welchen Bedingungen sind diese stabil?
3. Zu welchen Silikat-Verknüpfungsarten können Olivin, Pyroxen, Amphibol, Quarz, Feldspat und Glimmer jeweils zugeordnet werden?
4. Was unterscheidet die beiden Glimmer Biotit und Muskovit chemisch? Wie können Sie die Glimmer optisch unterscheiden?
5. Woran lässt sich Olivin erkennen?
6. Was ist eine Mischreihe?
7. Was ist eine Mischungslücke? Was bedeutet Entmischung?
8. Zeichnen Sie ein Feldspatdreieck. Welche beiden Feldspatgruppen erkennen Sie in diesem Diagramm? Wie verändert sich die Mischungslücke mit der Temperatur?
9. Erläutern Sie die jeweiligen Erkennungsmerkmale der zwei Feldspatgruppen.
10. Wie unterscheidet man Zwillinglamellen von Entmischunglamellen?
11. Welches sind die hellen (felsischen) und die dunklen (mafischen) Minerale?
12. Welches Kation verursacht typischerweise die Dunkelfärbung von Mineralen?
13. Wie unterscheiden sich Amphibole und Pyroxene voneinander?
14. Wann entstehen Foide und in welchen Gesteinsserien treten sie auf?
15. Welches Mineral kann nie mit Foiden vorkommen und warum?
16. Welche Foide kennen Sie und wie können Sie dies unterscheiden?

2.3 Entstehung und Bildung magmatischer Gesteine

Magmatite entstehen durch die Abkühlung von Gesteinsschmelzen. Gesteinsschmelzen bilden sich zum einen im Oberen Erdmantel durch **Druckverminderung** in aufsteigenden Mantelströmen (z. B. Mittelozeanische Rücken, Heiße Flecken) oder durch **Zufuhr von Fluiden** (z. B. im Bereich von Subduktionszonen), zum anderen in der tieferen kontinentalen Kruste durch **erhöhten Wärmefluss** (z. B. bei der Regionalmetamorphose). Je nach aufgeschmolzenem Material und je nach Aufschmelzgrad können **verschiedene primäre Magmentypen** entstehen: Die teilweise Aufschmelzung des Oberen Erdmantels führt meist **zu basaltischen Schmelzen** mit ca. 50 Gew.% SiO₂, Aufschmelzung von kontinentaler Kruste führt zur Bildung von **granitischen Schmelzen** mit ca. 70 Gew.% SiO₂. Basalte und Granite sind daher die häufigsten magmatischen Gesteine. Magmatite stehen meist im Zusammenhang mit Plattengrenzen, einige Magmatite scheinen jedoch unabhängig davon vorzukommen (Abb. 2.9):

- An **Mittelozeanischen Rücken** bilden sich durch Druckentlastung der aufsteigenden Asthenosphäre **tholeiitische** Basaltschmelzen, die die ozeanische Kruste aufbauen.
- Im Bereich von **Subduktionszonen** wird die abtauchende ozeanische Kruste bei der Hochdruckmetamorphose (Kapitel 4) dehydriert. Die dabei freigesetzten Fluide setzen den Schmelzpunkt im darüberliegenden Mantelkeil herab, so dass sich **kalk-alkalische** Schmelzen bilden können. Der erhöhte Wärmefluss führt zur teilweisen Aufschmelzung (Anatexis) überlagernder kontinentaler Kruste und zur Bildung saurer Magmen.
- Krustenverdickung im Bereich von **Kontinent-Kontinent-Kollisionszonen** führt zur Teilaufschmelzung (Anatexis) kontinentaler Kruste.
- Vor allem im **Intraplattenbereich**, also im Bereich über Heißen Flecken (Hot Spots bzw. Plumes), aber auch von kontinentalen Grabenbrüchen, finden sich im Vergleich zu Mittelozeanischen Rücken und Subduktionszonen geringe Volumina von Magmatiten mit relativ hohen Gehalten an Na₂O und K₂O. Solche Gesteine werden als **Alkalimagmatite** bezeichnet.

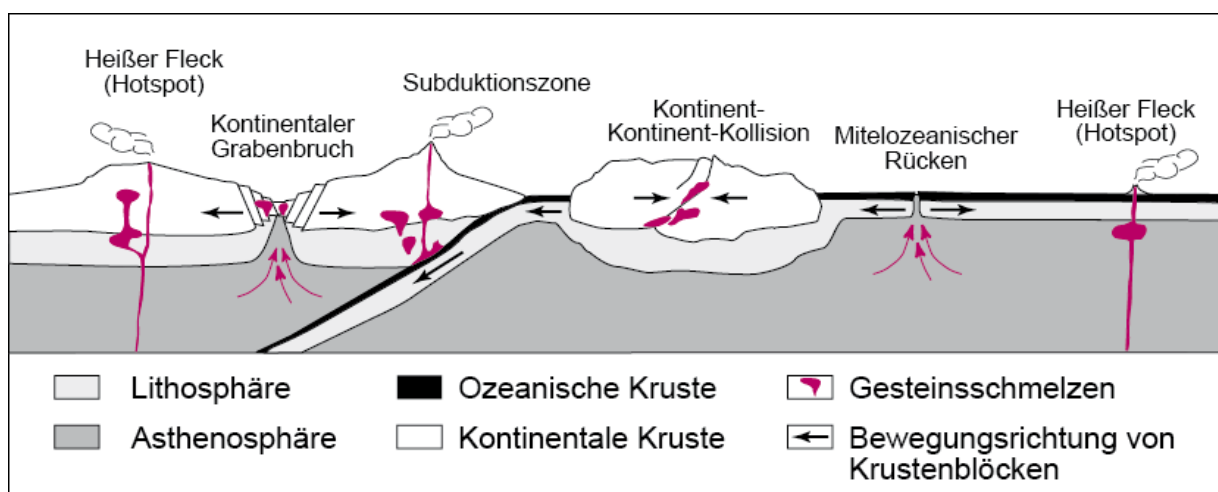


Abb. 2.9: Magmatismus und Plattentektonik: Ozeanische Kruste wird an Mittelozeanischen Rücken gebildet und an Subduktionszonen (aktive Kontinentalränder) verschluckt. Heiße Flecken sind Manteldiapire, die von Magmen aus großer Manteltiefe gespeist werden. Sie können im ozeanischen wie im kontinentalen Bereich auftreten.

Der Aufstieg von Schmelzen erfolgt meist wegen der geringeren Dichte der Schmelze im Vergleich zum umgebenden oder überlagernden Gestein. Die Aufstiegswege von Schmelzen sind meist tektonisch durch Schwächezonen vorgezeichnet. Im oberen Bereich der Kruste wird die **Entmischung einer Gasphase** durch den abnehmenden lithostatischen Überlagerungsdruck zur eigentlichen treibenden Kraft eines Vulkanausbruchs. Für den Ort, an dem die Schmelze erstarrt, gibt es prinzipiell drei Möglichkeiten (Abb. 2.10):

- Die Schmelze erstarrt in der Kruste und bildet einen **Plutonit** (Tiefen- oder Intrusivgestein).
- Die Schmelze erreicht die Erdoberfläche und die austretende Lava bildet einen **Vulkanit** (Erguß-, Extrusiv- oder Effusivgestein).
- Die Schmelze bleibt in einem spaltenförmigen Zufuhrweg oder einem vulkanischen Schlot stecken (**Ganggestein** oder subvulkanisches bzw. hypabyssales Gestein)

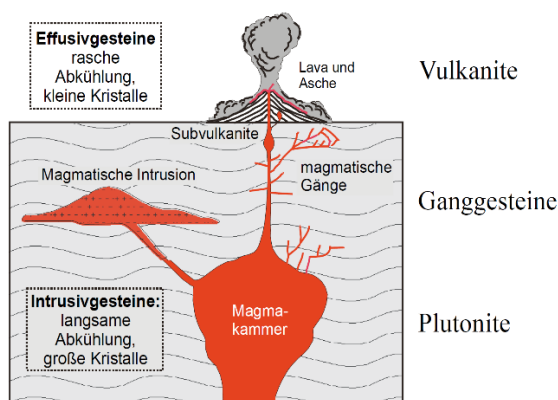


Abb. 2.10: Gesteinstypen der Magmatite

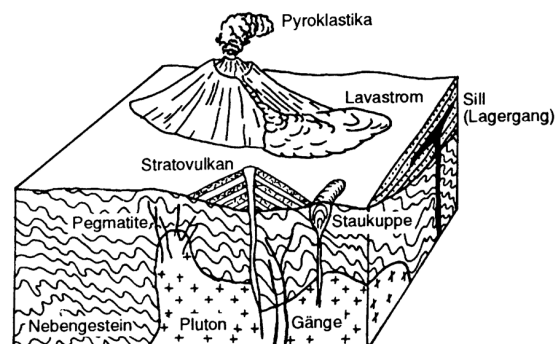


Abb. 2.11: Blockscheema verschiedener magmatischer Körper.

Aus ein und derselben Schmelze können also unterschiedliche Gesteinstypen entstehen. Sie unterscheiden sich durch ihr Gefüge, während sie chemisch sehr ähnlich sein können. **Plutonite** sind generell vollständig auskristallisiert (**holokristallin**) und grobkörnig, da sie in der Erdkruste steckenbleiben und langsam abkühlen (z. B. Gabbro). Die Minerale haben ausreichend Zeit auszukristallisieren. **Vulkanite** zeigen dagegen eine feinkörnig-dichte, teilweise auch glasige Matrix (**Grundmasse**), da sie an der Erdoberfläche rasch erkalten oder regelrecht abgeschreckt werden (z. B. Rhyolith bzw. Obsidian). Die Schmelzphase hat wenig Zeit, Kristalle zu bilden. Die in Vulkaniten häufig zu beobachtenden idiomorphen Großkristalle (**Einsprenglinge**) sind bereits in der Tiefe entstanden und wurden mittransportiert.

Dringt Magma in eine Spalte (**Gang**) oder in eine Schichtfuge ein (**Lagergang, Sill**), so wird das entstehende Gestein als Ganggestein bezeichnet (Abb. 2.11). Ganggesteine besitzen eine Zwitterstellung zwischen Vulkaniten und Plutoniten. Sie sind holokristallin, besitzen aber aufgrund der relativ raschen Abkühlung häufig ein feinkörniges Gefüge (Ausnahme: Pegmatite, siehe unten).

Primäre Gesteinsschmelzen haben, wie oben bereits beschrieben, entweder basaltische oder granitische Zusammensetzung. Für die Bildung anderer Zusammensetzungen gibt es neben der Aufnahme von Nebengestein (**Assimilation**) oder dem Elementaustausch mit dem Nebengestein (**Kontamination**) den Mechanismus der **gravitativen Kristallisationsdifferentiation**: Die Kristallisation eines Magmas erfolgt über ein größeres Temperaturintervall mit einer charakteristischen Ausscheidungsabfolge von Mineralen. In

einer Magmakammer mit gabbroider Schmelze können die gebildeten Fröhkristallisate (Olivin, Pyroxen) gravitativ absinken und einen lagigen Bodensatz bilden, der **Kumulat** genannt wird. Je nach chemischer Zusammensetzung der auskristallisierenden Minerale und der Ursprungsschmelze, kann ein solcher Prozess Restschmelzen bilden, in denen SiO₂ stark angereichert ist, d. h. sie werden zunehmend saurer. So kann z. B. durch 80 %-ige Fraktionierung einer basaltischen Schmelze ein andesitisch-dazitiches Restmagma entstehen. Durch die weitere Kristallisation wird die Restschmelze weiter mit SiO₂ angereichert, so dass die Schmelze bis zu einer rhyolithischen Zusammensetzung differenzieren kann.

Die dunklen (mafischen) Minerale bauen dabei von Olivin über Pyroxen und Amphibol zu Biotit sukzessive mehr SiO₂ und OH-Gruppen in ihr Kristallgitter ein. Plagioklas zeigt abnehmenden Ca-Gehalt (Ca wird bei höheren Temperaturen in den Plagioklas leichter eingebaut). Die Anreicherung an SiO₂ hat die verstärkte Bildung heller Minerale (Alkalifeldspat, Na-reicher Plagioklas, Quarz) zur Folge, so dass die Gesteine immer heller werden (Abb. 2.12 und 2.13).

Diese Anreicherung von hellen Mineralen mit voranschreitender Differentiation spiegelt sich in der **Farbzahl M** (für Mafite) der Gesteine wider (Abb. 2.14). Als Farbzahl M wird der Volumenanteil der mafischen Minerale eines Gesteines bezeichnet. Die Gesteine können außerdem über den SiO₂-Gehalt in ultrabasisch (< 45 % SiO₂), basisch (45–52 % SiO₂), intermediär (52–65 % SiO₂) und sauer (> 65 % SiO₂) unterteilt werden.

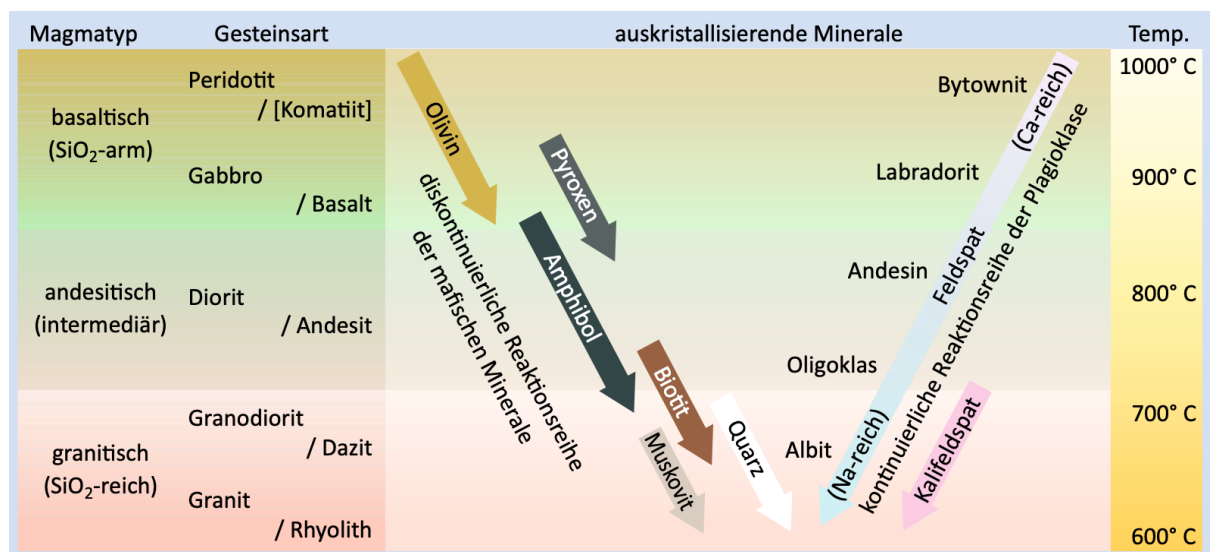


Abb. 2.12: Bowen'sches Reaktionsschema: Vereinfachte Darstellung der Kristallisationsabfolge von felsischen und mafischen Mineralen in Magmatiten.

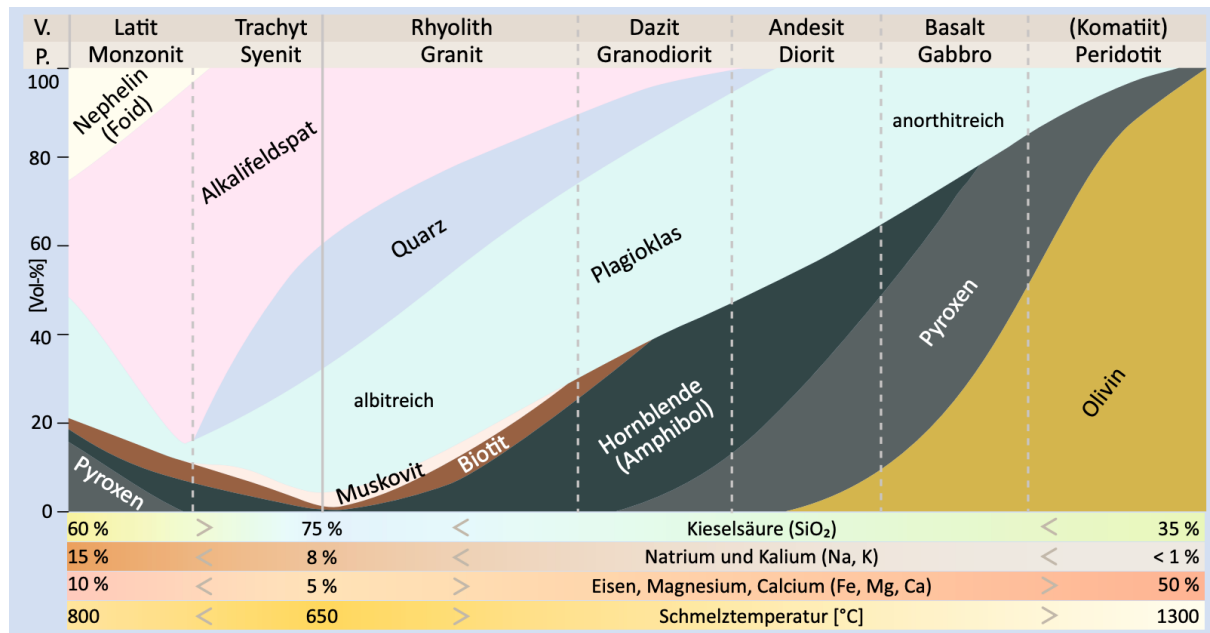


Abb. 2.13: Vereinfachte Übersicht der Plutonite. Die Darstellung gibt die Verteilung der jeweiligen Minerale in Vol. % an.

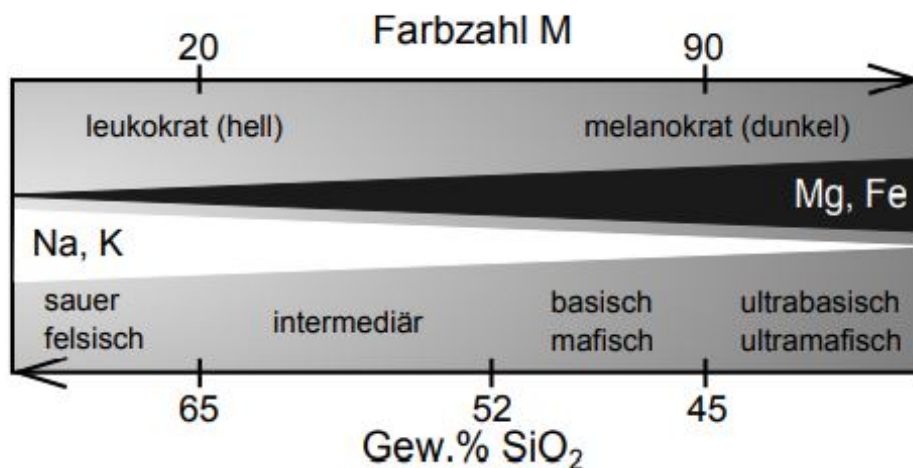


Abb. 2.14: Gruppierung magmatischer Gesteine nach SiO₂-Gehalt.

2.4 Gefüge magmatischer Gesteine

2.4.1 Plutonite

Plutonite erstarren unter der Erdoberfläche (meist in 2–30 km Tiefe). Die Erstarrung findet unter **lithostatischem Druck** der auflagernden Gesteine statt. Die langsame Abkühlung (je nach Umgebungstemperatur und Größe des Körpers bis zu Jahrmillionen) ermöglicht das Größenwachstum der Kristalle, und es bildet sich eine **charakteristische Ausscheidungsabfolge der Minerale** (Abb. 2.12). Die Kristallisation erfolgt dabei über ein Temperaturintervall. Die Temperatur, oberhalb derer keine Kristalle in der Schmelze vorhanden sind, wird **Liquidustemperatur** genannt. Die Temperatur, unterhalb der die Schmelze vollständig auskristallisiert ist, heißt **Solidustemperatur**. Die Solidustemperatur der meisten Schmelzen liegt je nach Zusammensetzung zwischen 1200 und 650 °C. An das

Stadium der Hauptkristallisation kann sich, vorwiegend bei granitischen Plutonen, das **pegmatitisch-pneumatolytische Stadium** (650–500°C) anschließen. In diesem Stadium der Abkühlung erfahren Ganggesteine im Dach von Plutonen unter starker Einwirkung von Fluiden ein Größenwachstum, es bilden sich **Pegmatite**, teilweise auch **Aplite** (Abb. 2.15).

Diese Restschmelzen sind reich an leichtflüchtigen Bestandteilen (H₂O, CO₂ etc.) und an Elementen, die aufgrund ihrer großen Ionenradien und/oder Ladung nicht in die Minerale der Hauptkristallisation eingebaut werden können (Li, Be, B, Sn, W, U u. a.). Es entstehen groß- bis riesenkristalline Aggregate von Quarz, Feldspat, Glimmer, teilweise mit Turmalin, Beryll, Wolframit und anderen relativ seltenen Mineralen. Pegmatite sind daher als Lagerstätten seltener Elemente von wirtschaftlicher Bedeutung. An das pneumatolytische Stadium schließen sich mehrere **hydrothermale Stadien** mit fallender Temperatur an. Es werden Gänge gebildet, die meist aus Quarz und später auch aus Karbonat, Baryt und Fluorit bestehen. Sie sind ebenfalls Träger bedeutender Element- und Mineralanreicherungen (z. B. Gold-Quarz-Gänge der Hohen Tauern, Silber- und Kupfererzgänge im Schwarzwald).

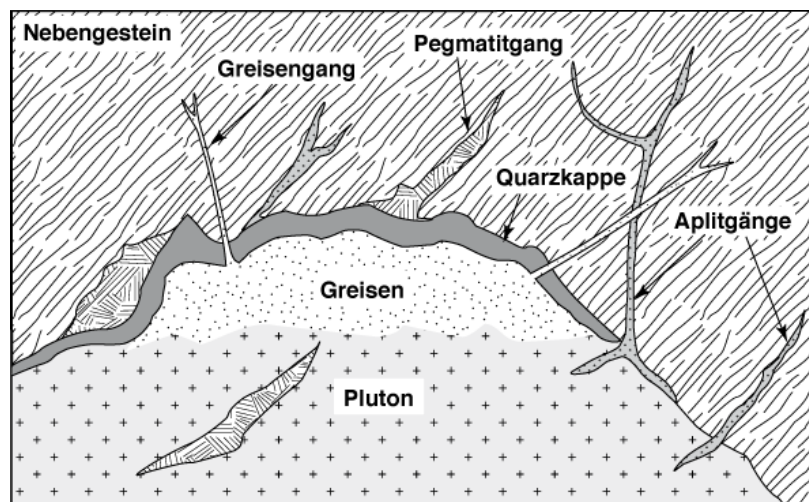


Abb. 2.15: Der Dachbereich von Plutonen enthält häufig Pegmatite, Aplitgänge, teilweise auch eine Quarzkappe oder auch sogenannte Greisen (durch die Wirkung magmatischer Fluide veränderte („gealterte“) Gesteine, die neben Hellglimmern charakteristische Minerale wie Zinnstein oder Topas führen und deswegen abgebaut werden).

Die langsame Abkühlung in Plutoniten führt zu folgenden charakteristischen Gefügen:

Mittel- bis grobkörniges Gefüge: Für Plutonite sind richtungslose Gefüge typisch, an den Rändern eines Plutons kommt es manchmal durch Fließen zur Einregelung von Kristallen, z. B. großen Feldspäten. Plutonite besitzen keine Blasen Hohlräume und auch kein Glas, d. h. sie sind **holokristallin**. Die Korngröße liegt im mm- bis cm-Bereich.

Porphyrisches Gefüge: In Plutoniten können auch zwei unterschiedliche Mineral-Korngrößen vorkommen, die dem Gestein ein porphyrisches Aussehen geben (bimodale Korngrößenverteilung). Am häufigsten sind porphyrische Granite, bei denen Alkalifeldspäte viele Zentimeter groß werden, der übrige Mineralbestand aber kleinere, immer noch mit dem Auge gut erkennbare Körner bildet.

Rapakivi Gefüge: In manchen relativ Quarz-armen Graniten treten mehrere cm große Alkalifeldspäte mit rundlichen Umrissen auf, die von Plagioklas ummantelt werden. Dies deutet darauf hin, dass ein bereits teilweise kristallisiertes granitisches Magma (ca. 750 °C) durch Mischung mit einem eher basaltischen Magma (ca. 1100 °C) wieder aufgeheizt wurde, wodurch die Alkalifeldspäte teilweise angelöst werden. Durch die deutlich Ca-reichere

Zusammensetzung des basaltischen Magmas kristallisiert dann Plagioklas als Saum um Alkalifeldspat. Druckentlastung durch Aufstieg der Schmelzen und sich ändernde Wassergehalte in der Schmelze spielen dabei ebenfalls eine Rolle, da sie einen enormen Einfluß auf die Stabilität von Alkalifeldspat und Plagioklas haben.

Pegmatitisches Gefüge: Pegmatite sind groß- bis riesenkörnige Gesteine. Die Größe der Minerale erreicht mehrere Zentimeter oder sogar Meter. Die großen Minerale werden in Restschmelzen durch die Aktivität der reichlich vorhandenen Fluide gebildet, die als Transportmittel von Ionen fungieren. Pegmatite haben häufig granitähnliche Zusammensetzungen und sind manchmal an stark inkompatiblen Elementen (Li, Be, B, Sn, W, U u. a.) angereichert.

Aplitisches Gefüge: Aplit sind Ganggesteine mit geringer Korngröße (oft um 1 mm). Sie sind arm an Fluiden und erstarren rasch. Aplit haben meist etwa granitische Zusammensetzung.

Ophitisches Gefüge: Regellos angeordnete Plagioklasleisten werden von Pyroxenen teilweise umschlossen. Dieses Gefüge ist typisch für Dolerite, das sind Ganggesteine mit basaltischer Zusammensetzung.

2.4.2 Vulkanite

Vulkanite bilden sich im Vergleich zu Plutoniten durch relativ schnelle Abkühlung an der Erdoberfläche. In der Regel ist das Magma ein Gemenge aus Kristallen und einer flüssigen Phase (Schmelze), einschließlich der darin gelösten Gase. Innerhalb der Vulkanite unterscheidet man **Laven** (ausgeflossenes Material) von **Tuffen** (Pyroklastika, ausgeworfenes Material). Lava ist Magma, das die Erdoberfläche erreicht hat und dort ausfließt. Das Ausfließen von Lava setzt eine relativ ruhige und gasarme Förderung des Vulkans voraus. Im Gegensatz dazu, entstehen Tuffe durch explosionsartige Ausbrüche gasreicher Magmen. Die plötzliche Volumenzunahme der in dem Magma gelösten Gase führt dabei dazu, dass die umgebene Schmelze „zerrissen“ (fragmentiert) wird und aus dem Vulkankrater ausgeschleudert wird. In großen Wassertiefen verhindert der Wasserdruck solche Ausbrüche, doch können Aschewolken über dem Meer abregnen und so marine Tuffablagerungen erzeugen.

Charakteristische Gefüge in Laven

Aufgrund der schnellen Abkühlung wird das Größenwachstum von Kristallen in Laven meist verhindert. Man spricht von einem **feinkörnigen bis dichten Gefüge**, wenn die Einzelbestandteile mit dem bloßen Auge nicht auflösbar sind. Häufig kommen aber in einer feinkörnigen bis dichten Grundmasse auch größere idiomorphe Kristalle vor, die als Einsprenglinge bezeichnet werden. Man spricht dann von einem **porphyrischen Gefüge**. Das Magma befand sich, als es die Erdoberfläche erreichte, zwischen der Liquidus- und der Solidustemperatur. Folglich stellen die Einsprenglinge in der Grundmasse relative frühe Kristallisate des Magmas dar, während die feinkörnige bis dichte Grundmasse relativ plötzlich beim Erreichen der Erdoberfläche kristallisierte.

Im Extremfall wird die geförderte Lava so schnell abgeschreckt, dass sich keine Kristalle bilden können, sondern ein Gesteinsglas entsteht. Man spricht dann von einem **glasigen Gefüge**. Viele Vulkanite weisen Glas in ihrer Grundmasse auf. Es gibt jedoch auch Gesteine, die ausschließlich aus Glas bestehen. Die Temperatur des Magmas lag dann, als es die Erdoberfläche erreicht hatte, über der Liquidustemperatur. Ein solches Gestein wird Obsidian

genannt, wenn es rhyolitische Zusammensetzung hat. Es ist oft schwarz, sehr hart, an den Kanten durchscheinend und zeigt einen muscheligen Bruch.

Gesteinsglas ist instabil und wird im Verlauf der Jahrmillionen zu einem feinkörnigen Gemenge aus Mineralen umgewandelt, das sich allmählich vergrößert (Entglasung oder Devitrifizierung). Diese Entglasungserscheinungen werden Variolen („Pocken“) genannt und bestehen aus radialstrahligen Mineralaggregaten. Die meist kugelförmigen Gebilde können mehrere mm bis wenige cm Durchmesser erreichen und bilden ein **variolitisches Gefüge**.

In besonders viskosen (=SiO₂-reichen) Schmelzen können sich **Fließgefüge (Fluidalgefüge)** ausbilden. Die Gesteine sind dann fein gebändert und schlierig verfaltet. Eventuell vorhandene Einsprenglinge werden von der Grundmasse umflossen und eingeregelt. Da saure (= SiO₂-reiche) Vulkanite im Gegensatz zu basischen (= SiO₂-arme) Laven an der Oberfläche nicht fließen können, wird eine Ablagerung innerhalb einer Glutwolke angenommen, aus der sich die flüssigen Tropfen abscheiden. Die dafür benötigte hohe Temperatur oberhalb der Schmelztemperatur über einen Zeitraum von Tagen ist typisch für besonders große Ausbrüche der sogenannten Riesencalderen.

Durch die Entmischung der Gasphase treten in Vulkaniten häufig Blasen Hohlräume auf und es bildet sich ein **blasiges Gefüge**. Hohe Gasanteile im zähen Magma, die vor dem Ausbruch nicht entweichen können, sind vor allem für rhyolithische Schmelzen typisch. Blasen Hohlräume können sekundär durch zirkulierende Wässer mit Quarz, Calcit oder den feldspatähnlichen Zeolithen ausgefüllt werden. Ein solches Gestein wird als Melaphyr oder Mandelstein bezeichnet. Melaphyre haben eine basaltische Zusammensetzung.

Spezielle Gefüge in pyroklastischen Gesteinen

Die Auswurfprodukte vulkanischer Eruptionen werden nach ihrer Korngröße in Bomben (größer 64 mm), Lapilli (2-64 mm) und Aschen (kleiner 2 mm) unterteilt.

Tuffe entstehen durch Absinken von Aschepartikeln oder Lapilli an Land oder im Meer und weisen häufig eine Schichtung (ähnlich wie bei vielen Sedimentgesteinen) auf. Manche Tuffe sind aber auch massig und unstrukturiert. Tuffe, die idiomorphe Kristalle enthalten, werden Kristalltuff genannt; solche die mehrere mm-große oft rundliche Partikel („Lapilli“, ital. Steinchen) enthalten, nennt man Lapillituff.

Pyroklastische Gesteine, die größere Mengen an eckigen, cm- bis dm-großen vulkanischen Komponenten enthalten, heißen **pyroklastische Brekzien**. Schlotbrekzien (Agglomerate) entstehen bei einem explosiven Ausbruch, wenn Bruchstücke aus bereits festen Gesteinen am Schlotrand herausgebrochen werden und in den Krater zurück stürzen oder nahe des Kraterrandes abgelagert werden.

Gesteine, die wie ein Schwamm aus unzähligen Blasen Hohlräumen bestehen, die nur durch dünne, glasige Wände voneinander getrennt sind, werden als **Bims** bezeichnet. Die Dichte von Bimsen ist häufig auffällig niedrig, so dass sie teilweise auf Wasser schwimmen.

Ignimbrite (von lat. *ignis*: Feuer, *imber*: Regen) sind Ablagerungen pyroklastischer Ströme, wie sie bei Glutwolken-Eruptionen auftreten. Durch Explosion und plötzliches Freiwerden der in der zähen Schmelze gelösten Gase entsteht eine hochmobile Suspension von heißen Gasen, Tropfen von Schmelze und Gesteinsmaterial, die sich rasch hangabwärts bewegt, sich über große Areale ausbreiten kann. In einem Ereignis können bis über 1m mächtige Lagen abgelagert werden. Sie bestehen aus mehr oder minder stark miteinander verschweißten Asche-, Glas-, Gesteinsbruchstücken und Bimsfragmenten. Letztere als zusammengedrückte Komponenten sind typisch für Ignimbrite (Flammengefüge). Ignimbrite sind typisch für gasreiche rhyolithische Magmen.

2.5 Nomenklatur magmatischer Gesteine

Die Klassifizierung vieler magmatischer Gesteine erfolgt durch das sogenannte **Streckeisen-Doppeldreieck**. Es wird auf Gesteine, die weniger als 90 % dunklen Mineralen (Mafiten) bzw. mindestens 10 % hellen Mineralen angewandt ($M < 90$). In diesem Diagramm werden nur die hellen Minerale berücksichtigt, d. h. Quarz (Q), Alkalifeldspat (A), Plagioklas (P) und Feldspatvertreter (F). Es gibt je ein Streckeisen-Diagramm für Plutonite und Vulkanite (Abb. 2.16). Tatsächlich handelt es sich jeweils um zwei selbständige Dreiecke, die die A–P-Linie gemeinsam haben. Als dritter Gemengteil kann Quarz oder Feldspatvertreter hinzukommen, niemals aber beide. Für die Darstellung im Dreiecksdiagramm müssen die hellen Gemengteile auf 100 % umgerechnet werden.

Plutonite können in vielen Fällen durch bloße Betrachtung des Handstücks und Abschätzung des Gehalts an hellen Gemengteilen bestimmt werden. Sie sind oft so grobkörnig, dass sich ihr Mineralbestand mit bloßem Auge grob quantifizieren lässt.

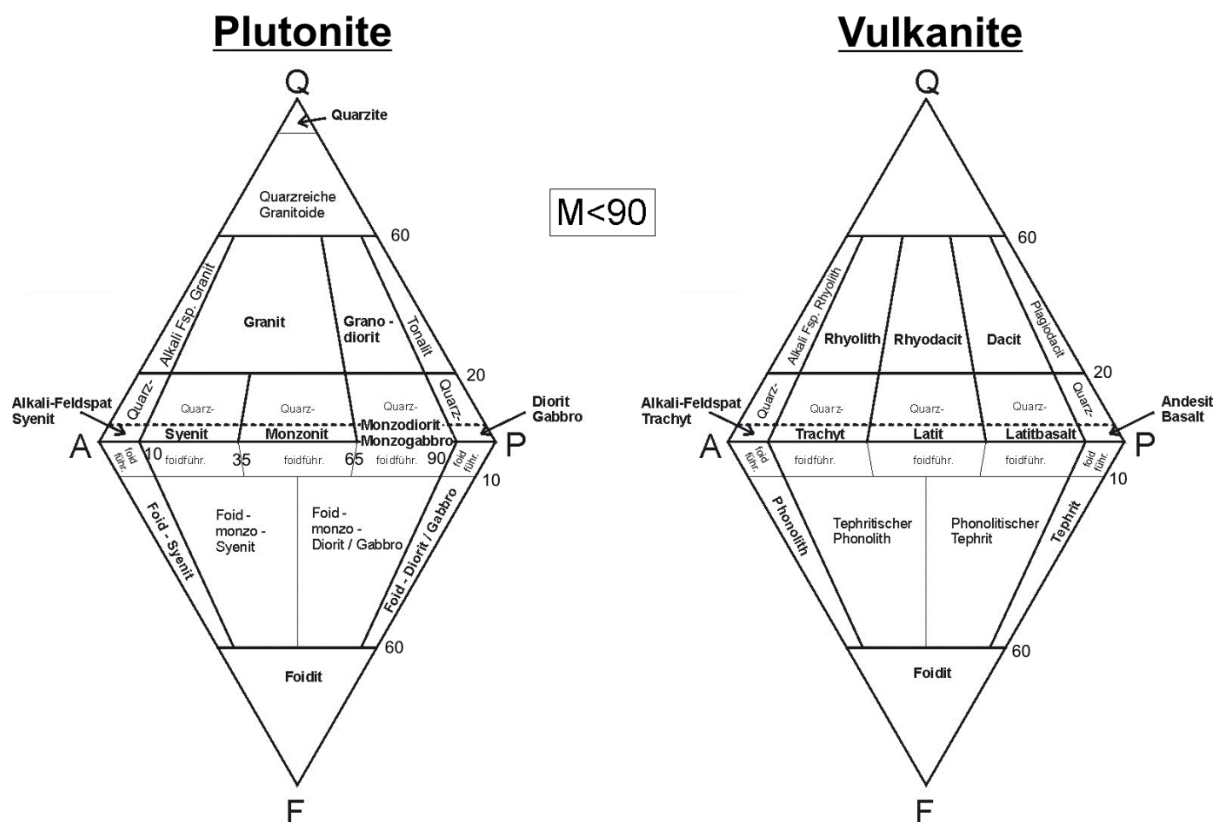


Abb. 2.16: Streckeisen-Diagramme für Plutonite und Vulkanite. A = Alkalifeldspat, Q = Quarz P = Plagioklas, F = Feldspatvertreter.

In manchen Fällen kann es schwierig sein, die genauen Mengenverhältnisse zwischen Alkalifeldspat und Plagioklas zu bestimmen (Granit ↔ Granodiorit) oder auch zu entscheiden ob Spuren von Quarz oder Nephelin vorhanden sind (Quarz-Syenit ↔ Syenit ↔ Foid-Syenit), was allerdings für die Namensgebung ausschlaggebend ist. Deshalb soll hier auch die sogenannte „**Feldvariante**“ des **Streckeisen-Diagramms** (Abb. 2.17) vorgestellt werden, die eine zumindest grobe Einordnung der im Gelände angetroffenen Gesteine zulässt.

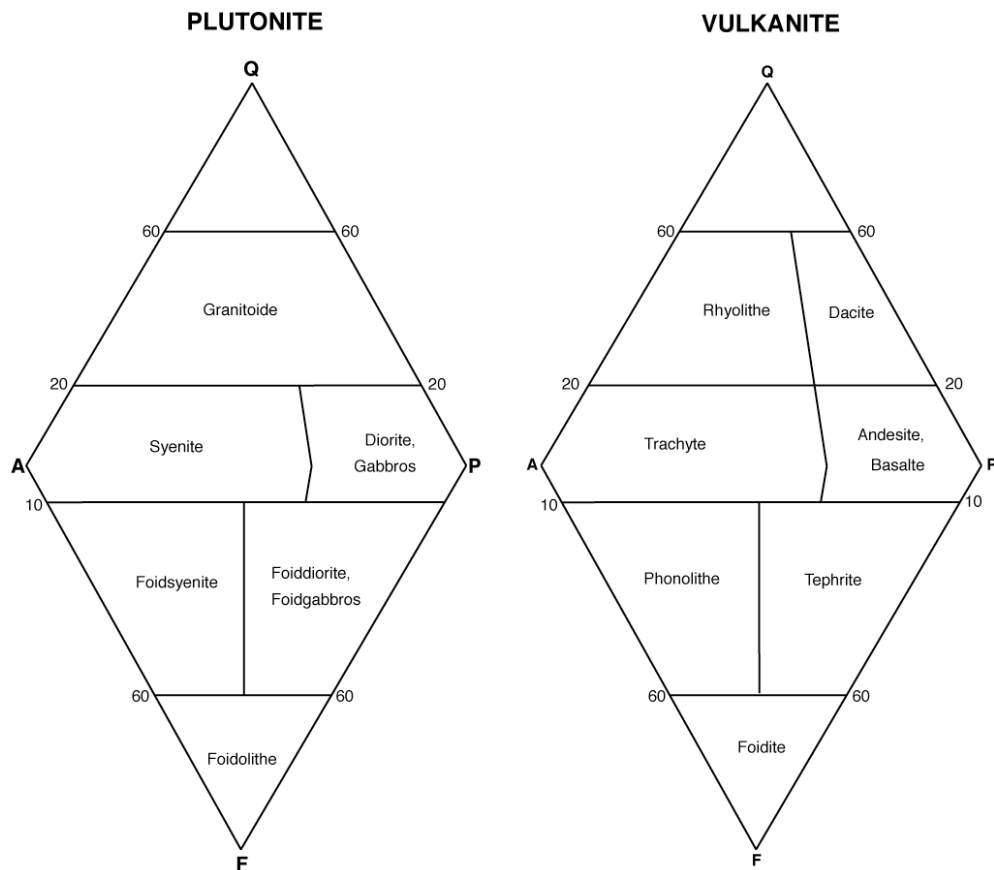


Abb. 2.17: Vereinfachte Feldvariante der Streckeisen-Diagramme für Plutonite und Vulkanite.

Die Bestimmung von **Vulkaniten** mittels des Streckeisen-Diagramms ist oft schwierig. Manchmal helfen dabei die Einsprenglinge, Gefügemerkmale und auch die Farbe weiter. Folgende Faustregeln gelten bei Vulkaniten:

- Tritt ein Mineral als Einsprengling auf, so ist es auch in der Grundmasse häufig.
- Gesteine, die in den Streckeisen-Diagrammen links und oben stehen (saure Gesteine), sind heller als die Gesteine rechts und unten (basische Gesteine).
- Je saurer ein Magmatit ist, desto mehr Wasser enthält gewöhnlich das Magma, so dass sich eher wasserhaltige Minerale wie Glimmer und Amphibole bilden können. Je basischer ein Magmatit, desto trockener ist das Magma, so dass sich eher wasserfreie Minerale bilden wie Pyroxen und Olivin.

Die genaue Klassifikation von Vulkaniten wird mit Hilfe des sogenannten **TAS-Diagramms** vorgenommen (= Total Alkalies versus Silica, Abb. 2.18). Dabei ist zu beachten, dass es sich hier um eine chemische Klassifikation und nicht um eine mineralogische handelt. Die Anwendung des TAS-Diagramms bedarf daher einer chemischen Analyse des Gesteins.

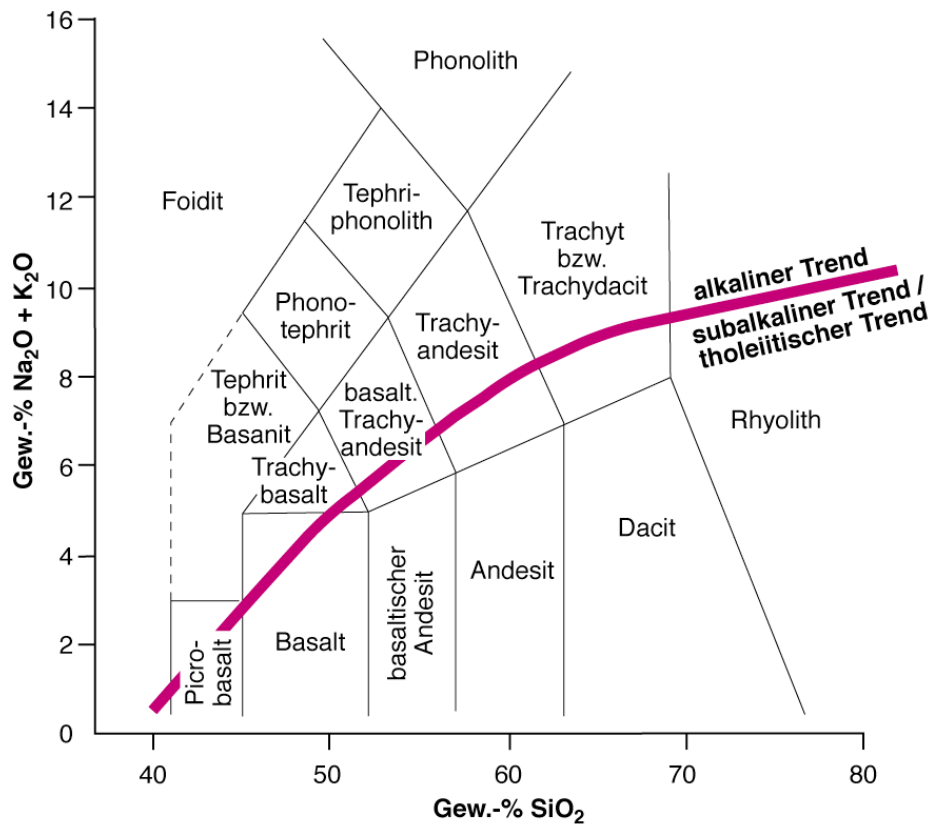


Abb. 2.18: TAS Diagramm zur Klassifikation vulkanischer Gesteine.

Gesteine, die >90 % dunkle (mafische) Minerale enthalten ($M > 90$), werden **ultramafisch** genannt. Sie werden über die dunklen Gemengteile klassifiziert (Abb. 2.19). Ultramafische und extrem Mg-reiche Vulkanite treten fast ausschließlich im Archaikum auf und werden Komatiite genannt.

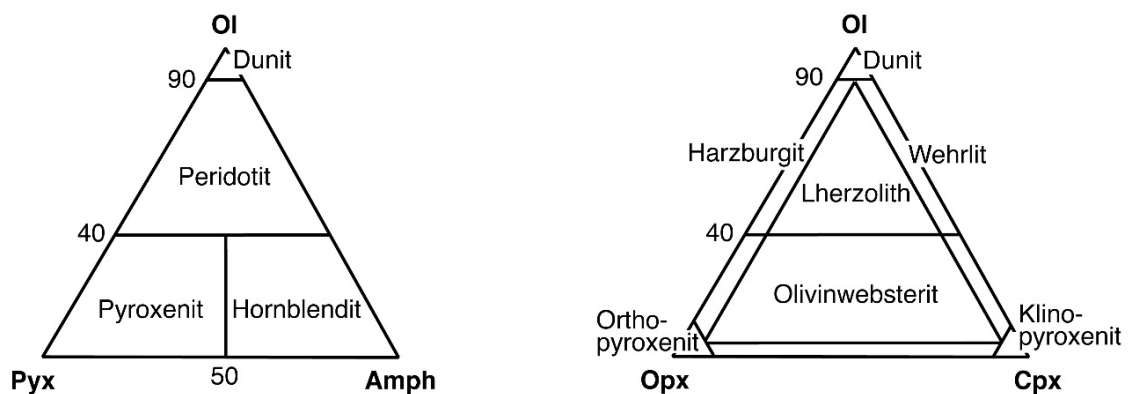


Abb. 2.19: Nomenklatur ultramafischer Plutonite ($M 90 - 100$).

2.6 Magmenserien

Im Gelände kommen häufig genetisch zusammenhängende Magmatite von unterschiedlicher Zusammensetzung gemeinsam vor, sodass man von Magmatitserien sprechen kann. Die Variabilität zeigt sich chemisch z.B. durch ansteigende SiO_2 -Gehalte, steigende Fe/Mg Verhältnisse und Alkaliengehalt, sowie anderen Trends. Am Anfang solcher Magmatitserien stehen gewöhnlich Basalte. Für die weitere Entwicklung sind dann eine Reihe von daraus abgeleiteten Gesteinszusammensetzungen charakteristisch und es werden drei prinzipielle Magmenserien/Entwicklungstrends unterschieden (Abb. 2.20), deren Vorkommen für spezifische geotektonische Milieus typisch sind.

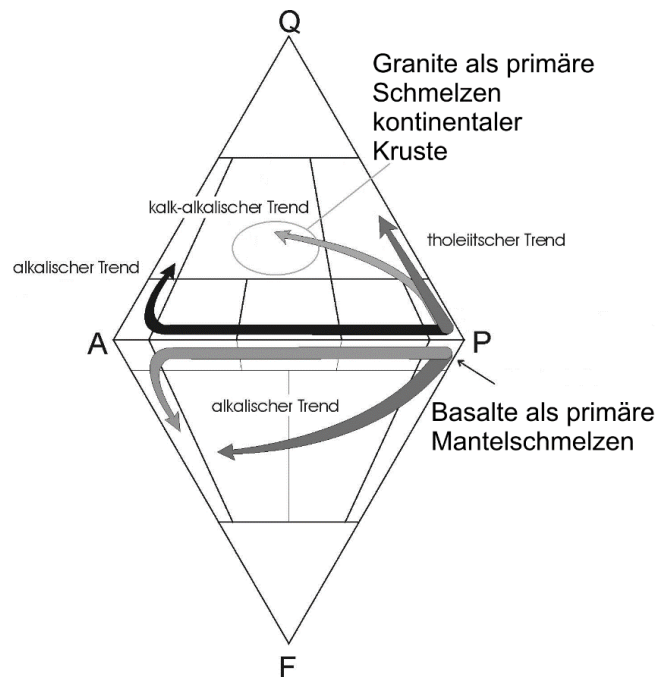


Abb. 2.20: Die im Text beschriebenen Magmenserien dargestellt im Streckeisendiagramm.

1. **Tholeiitische Gesteinsserien** sind typisch für Mittelozeanische Rücken, kommen aber auch im Intraplattenbereich (z. B. Hawaii), selten über Subduktionszonen vor.
2. **Kalk-alkalische Gesteinsserien** sind typisch für Inselbögen und aktive Kontinentränder (subduktionsgebundener Magmatismus), entstehen aber auch bei Kontinent-Kontinent-Kollisionen und der Teilaufschmelzung kontinentaler Kruste. Tholeiitische und kalk-alkalische Magmatite werden auch als subalkalische Magmatite bezeichnet (vergl. Abb. 2.20).
3. **Alkalische Gesteinsserien** treten meist im Bereich kontinentaler Riftzonen oder über Heißen Flecken auf. Alkalimagmatite sind besonders reich an Alkalien (Na, K) und durch das Auftreten von Feldspatvertretern und/oder Alkali-Pyroxenen und/oder Alkali-Amphibolen gekennzeichnet.

2.7 Petrographie magmatischer Gesteine

2.7.1 Ultramafitite

Peridotite sind ultramafische Plutonite. Sie sind mittel- bis grobkörnig und schwarz bis grün. Der Mineralbestand umfaßt Olivin und Pyroxen mit Spuren von Magnetit bzw. Chromit. Chemisch sind Peridotite durch hohe MgO-Gehalte (30–50 %) und geringe SiO₂-Gehalte (40–45 %) gekennzeichnet (vergl. Abb. 2.1). **Dunit** und **Pyroxenit** bestehen jeweils zu über 90 % aus Olivin bzw. Pyroxen (Abb. 2.19).

Peridotite sind Gesteine des oberen Erdmantels und kommen als Einschluss (Xenolith) in basaltischen Schmelzen, in ultramafischen Intrusionen oder in Ophiolithkomplexen vor. Ophiolithe sind Fragmente ehemaliger ozeanischer Kruste, welche während einer Kollision auf einen Kontinent aufgeschoben wurden. So stellen Ophiolithgürtel Zeugen ehemaliger Ozeane dar. Die am besten untersuchten Ophiolithkomplexe liegen auf Zypern und auf der Arabischen Halbinsel (Oman). Peridotitische Gesteine können auch als Erstkristallite (meist Olivin oder Pyroxen) einer basaltischen Schmelze entstehen, in einer Magmakammer gravitativ absaigern und dort einen Bodensatz (Kumulat) bilden. Diese Kumulate können dann bei späteren vulkanischen Eruptionen als Xenolithe (d. h. Fremdeinschlüsse) gefördert werden (z. B. Olivinknollen).

2.7.2 Subalkalische Magmatite

Gabbro ist ein dunkler grobkörniger Plutonit mit Plagioklas und Pyroxen in unterschiedlichem Mengenverhältnis. Alkalifeldspat und Quarz fehlen oder liegen unter 5 %. Eisen-Oxide (Magnetit) und Olivin können zusätzlich vorkommen. Gabbro mit deutlicher Plagioklasvormacht wird als Leukogabbro (leukos = weiß) bezeichnet, ein gabbroisches Gestein mit >90 % Plagioklas wird **Anorthosit** genannt.

Diorit fällt in dasselbe Feld des Streckeisen-Diagramms wie Gabbro, da Plagioklas praktisch den einzigen hellen Gemengteil darstellt. Der Unterschied für die exakte Bestimmung liegt im Anorthit-Gehalt der Plagioklase, der nur mikroskopisch oder analytisch bestimmt werden kann. Ein Schlüssel zur makroskopischen Unterscheidung von Diorit und Gabbro sind die dunklen Gemengteile: Gabbro enthält Pyroxen und eventuell Olivin, Diorit vorwiegend Amphibol und eventuell Biotit. Wenn Olivin oder Biotit erkannt werden kann (was meist einfach ist), ist die Bestimmung eindeutig. Vorkommen von Gabbros sind in Deutschland selten und beschränken sich auf paläozoische Vorkommen im Harz („Harzburger Gabbro“) und Odenwald („Gabbro von Frankenstein“). Eines der berühmtesten Gabbro-Vorkommen bildet die Skaergaard-Intrusion in Ostgrönland.

Basalt, das vulkanische Äquivalent des Gabbros, ist das häufigste vulkanische Gestein. Er ist dunkelgrau bis schwarz mit einem oft dichten Gefüge. Ist er porphyrisch ausgebildet, dann können Pyroxen oder Olivin, seltener auch Plagioklas als Einsprenglinge vorkommen. Das Gestein kann massig sein oder Blasen Hohlräume aufweisen. Sind Blasen Hohlräume sekundär durch Calcit, Quarz (Chalcedon) oder Zeolithe verfüllt, wird das Gestein als **Melaphyr** oder Mandelstein bezeichnet. **Diabas** ist eine alte Bezeichnung für entglaste Basalte, **Dolerit** ist eine Bezeichnung für Gesteine basaltischer Zusammensetzung mit etwas gröberer Körnung und einem ophitischen Gefüge. Dolerite kommen als Gänge oder Lagergänge im subvulkanischen Bereich vor. Die größten kontinentalen Basaltablagerungen bilden die Plateaubasalte des Columbia-River Gebiets in Nordamerika, Dekkan in Indien und die Sibirischen Basalte. Entlang der Mittelozeanischen Rücken umfasst Island mit 103.000 km² ein großteils basaltisches Areal. Mit über 9 km vom Meeresboden bis zum Gipfelkrater Kilauea bildet Hawaii den höchsten Berg der Erde. In Europa ist der Vogelsberg neben dem Cantal (Zentralmassif, Frankreich) der größte tertiäre Basaltkomplex.

Andesit, das vulkanische Äquivalent des Diorits, ist meist porphyrisch ausgebildet mit Einsprenglingen von Plagioklas und Hornblende. Hinzu können Pyroxen und Biotit kommen. Die Grundmasse ist feinkörnig bis dicht. Die Färbung ist mittel- bis hellgrau, rot oder grünlich. Andesite finden sich typischerweise über Subduktionszonen. Die Schmelzen bilden sich in komplizierten Vorgängen im Zuge von Subduktion.

Basalt und Andesit stehen wie Gabbro und Diorit im selben Feld des Streckeisen-Diagramms. Der Unterschied liegt hier im Anteil der mafischen Gemengteile und im SiO_2 -Gehalt:

- Basalt: $M > 35$ und somit dunkler ($\text{SiO}_2 < 53$ Gew.%)
- Andesit: $M < 35$ und somit heller ($\text{SiO}_2 > 53$ Gew.%)

Granit ist ein mittel- bis grobkörniger, richtungslos-körniger, normalerweise recht heller Plutonit. Er besteht hauptsächlich aus Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas zu ungefähr gleichen Teilen. Untergeordnet kommt meist Biotit hinzu. Neben Biotit kann auch Muskovit auftreten, solche Granite heißen dann Zwei-Glimmergranite. Granite entstehen meist durch teilweise Aufschmelzung (Anatexis) der kontinentalen Kruste (S-Typ-Granite, S von *sedimentary*, ein Hinweis auf das sedimentäre Ausgangsgestein, welches aufgeschmolzen wurde). Daneben gibt es aber auch die Möglichkeit, granitische Schmelzen durch Differenzierung aus basischeren Schmelzen zu erzeugen (I-Typ-Granite, I von *igneous*, Muskovit-freie Granite bzw. meist Granodiorite). Biotit und Muskovit sind meist idiomorph, Feldspäte hypidiomorph bis idiomorph und Quarz xenomorph ausgebildet. Große idiomorphe Alkalifeldspäte können dem Gestein ein porphyrisches Gefüge verleihen. Granite und Granodiorite sind die häufigsten Plutonite der kontinentalen Kruste (90–95 %). Sie sind in allen Gebirgen häufig. Granite mit Rapakivi-Textur zeichnen sich durch große, meist rundliche Alkalifeldspäte mit Säumen aus Plagioklas aus. Der Begriff **Granitoid** ist ein Sammelbegriff für plutonische Gesteine mit 20–60 % Quarzanteil an den hellen Gemengteilen. Feinkörnige, granitische Ganggesteine werden **Aplite** genannt, sehr grobkörnige **Pegmatite**.

Rhyolith ist das vulkanische Äquivalent zum Granit. Er ist ein heller, oft auch roter Vulkanit, der meist reich an Quarz-Einsprenglingen ist. Teilweise treten auch Plagioklas- und Alkalifeldspat-Einsprenglinge zusammen mit Biotit (nie Muskovit) auf. Die Grundmasse ist mikrokristallin bis glasig, manchmal mit einem Fluidalgefüge, da die rhyolithische Schmelze besonders zähflüssig ist. Der Glasanteil im Rhyolith ist oft erheblich, so gibt es **holohyaline** (d. h. gänzlich aus Glas bestehende) Rhyolithe (**Obsidian**). Rhyolithe entstehen wie Granite meist durch Aufschmelzung der kontinentalen Kruste, vor allem im Bereich von aktiven Kontinenträndern. In Europa treten Rhyolithe verbreitet im spätkollisionalen Vulkanismus des variskischen Orogens auf (z. B. Odenwald, Schwarzwald). **Quarzporphyr** ist eine alte Bezeichnung für entglaste Rhyolithe und lebt nur noch in Lokalbezeichnungen fort (z. B. „Bozener Quarzporphyr“). Ihre technische Verwendung finden Rhyolithe vor allem als Pflastersteine und Schotter.

Der **Granodiorit** ist dem Granit ähnlich, enthält aber eine deutliche Vormacht des Plagioklases gegenüber Alkalifeldspat. **Tonalit** enthält praktisch keinen Alkalifeldspat. Als dunkle Gemengteile treten Biotit und Hornblende auf. **Dazit** ist das vulkanische Äquivalent zum Granodiorit und Tonalit. Zu erkennen ist er häufig an Plagioklas- und Quarz-Einsprenglingen, auch Biotit und Amphibol sind meist mit bloßem Auge erkennbar.

2.7.3 Alkalimagmatite

Alkalimagmatite sind relativ selten und nur rund 1,3 % der aufgeschlossenen Fläche aller plutonischer Gesteine in Europa werden von Alkalimagmatiten eingenommen. Alkalimagmatite mit Natriumvormacht sind charakteristisch für Grabenbruchzonen und heiße Flecken (ozeanisch und kontinental). Alkalimagmatite mit Kaliumvormacht sind noch seltener

und auf Kontinente beschränkt. Wenn Leucit in diesen Gesteinen das Hauptmineral darstellt, wird der Mineralname als Präfix vor dem sonst üblichen Gesteinsnamen genannt (z.B. Leucitphonolith, Leucittephrit). In Deutschland treten Alkalimagmatite z. B. im Kaiserstuhl, im Hegau, im Uracher Vulkangebiet, im Odenwald (Katzenbuckel) und in der Eifel auf. Alkalifeldspat ist bei den leukokraten Alkalimagmatiten oft der einzige Feldspat. Bei den meso- und melanokraten Alkalimagmatiten kommt Plagioklas hinzu. Bei SiO₂-Untersättigung treten die typischen Feldspatvertreter wie Nephelin (Na-Vormacht) oder Leucit (K-Vormacht) auf. Dunkle Gemengteile sind meist Na-reicher Pyroxen oder Amphibol und Fe-reicher Biotit.

Alkalifeldspat-Granit besteht vorwiegend aus Alkalifeldspat, der oft durch feine eingeschlossene Hämatitpartikel rötlich gefärbt ist. Hinzu kommen Quarz, und als dunkle Gemengteile Biotit und/oder Na-reicher Amphibol.

Syenit besteht hauptsächlich aus Alkalifeldspat, untergeordnet treten Biotit, Amphibol und/oder Pyroxen auf. Quarz oder Nephelin kann in geringer Menge vorhanden sein. Syenite, deren Alkalifeldspäte regenbogenartig schillern werden auch **Larvikite** genannt. Wichtige Vorkommen befinden sich im Oslo-Graben, in Südgrönland oder auf der Kola-Halbinsel (Russland).

Trachyt (von griech. *trachys*: rauh) ist das vulkanische Äquivalent zum Syenit. Er ist ein helles, dichtes bis feinkörniges Gestein mit oftmals fluidal eingeregeltten Sanidinen (trachytisches Gefüge), die auch als Einsprenglinge auftreten können. Foide, Pyroxen, Amphibol und Biotit können als weitere Einsprenglinge auftreten. Ein Beispiel für Trachyt ist der Drachenfels bei Bonn, dessen Gestein zum Bau des Kölner Doms verwendet wurde.

Im **Nephelin-Syenit** liegt der Nephelin-Gehalt über 10 % der hellen Gemengteile. Unter den Feldspäten dominieren die Alkalifeldspäte, typische mafische Minerale sind Na-Pyroxen, Na.-Amphibol und Biotit, seltener auch Granat.

Phonolith (griech. *phone*: Klang, *lithos*: Stein) ist das vulkanische Äquivalent zum Nephelin-Syenit. Er ist meist hellgrau bis grünlich oder bräunlich. Das Gefüge ist dicht bis feinkörnig oder porphyrisch. Als Einsprenglinge können Alkalifeldspat (Sanidin), Nephelin, Leucit und Mafite auftreten. Das Gestein kann durch eingeregeltte Sanidin-Tafeln ein Fluidalgefüge (Fließgefüge) aufweisen. Häufig zeigen Phonolithe eine plattige Absonderung. Diese Platten klingen beim Anschlag mit dem Hammer auffallend hell - daher der Name. Phonolith-Vorkommen in Deutschland finden sich zum Beispiel im Hegau, im Odenwald und im Kaiserstuhl.

Tephrit ist ein Alkalimagmatit mit Plagioklas als vorherrschendem Feldspat, hinzu kommt untergeordnet Alkalifeldspat. K-betonte Tephrite führen oft Leucit, während Na-betonte Tephrite meist Nephelin enthalten. Weitere Einsprenglinge sind Augite, seltener auch Olivin. Beispiele: Der Kaiserstuhl des Oberrheingrabens besteht zum größten Teil aus Tephriten mit unterschiedlichen Mengen an Olivin und Pyroxen.

Basanit ist meist dunkel und unterscheidet sich vom Tephrit durch höhere Gehalte an Olivin. Eine Varietät des Basanits ist der **Limburgit**. Dies ist eine Lokalbezeichnung (nach der Typlokalität Limburg bzw. Limberg im Kaiserstuhl) für einen Basanit mit einer ehemals glasigen Grundmasse (Hyalobasanit) und Einsprenglingen von Pyroxen und Olivin. Viele der Blasen Hohlräume sind teilweise oder vollständig sekundär mit Calcit oder Zeolithen verfüllt.

2.8 Bestimmungsschlüssel für magmatische Gesteine

Da die Bestimmung der Magmatite im Handstück wegen der nicht immer eindeutig bestimmbaren Gemengteile vor allem bei den Vulkaniten schwierig sein kann, hier das Wichtigste noch einmal in Form eines Bestimmungsschlüssels:

1. Frage: Handelt es sich um einen Plutonit oder Vulkanit?

Kriterium: Plutonite und Vulkanite werden nach dem Gefüge unterschieden (Kapitel 2.5)

Plutonite: Mittel- bis grobkörnig, die einzelnen Minerale sind mit bloßem Auge erkennbar, Gefüge meist richtungslos, keine Blasen Hohlräume, kein Glas (holokristallin). Besondere Gefüge, die namensgebend für ein Gestein sind:

- Porphyrisches Gefüge: Große idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle schwimmen in einer mittelkörnigen Masse.
- Pegmatitisches Gefüge: Riesenkörnig, d. h. Größe der Mineralkörner mindestens mehrere Zentimeter.
- Aplitisches Gefüge: Feinkörnig, oft keine dunklen Gemengteile, nur Feldspat und schlecht erkennbarer Quarz.

Vulkanite: Sehr feinkörnig bis dicht (d. h. Einzelbestandteile mit dem bloßen Auge nicht auflösbar) oder glasig, oft porphyrisch (d. h. Einsprenglinge in einer feinkörnigen, dichten oder glasigen Grundmasse). Es treten oftmals Blasen Hohlräume oder Fluidalgefüge auf. Besondere Gefüge, die namensgebend für ein Gestein sind:

- Porphyrisches Gefüge: Große Kristalle schwimmen in dichter bis glasiger Matrix.
- Ignimbritisches Gefüge: Verschweißtes pyroklastisches Gestein (Ignimbrit) aus Asche und flachgedrückten Bimssteinfragmenten (Flammengefüge).
- Mandelstein: Namensgebend sind die Blasen Hohlräume, die durch Quarz, Calcit oder andere Minerale sekundär (nachträglich) ausgefüllt sind.
- Bimsstein: Das Gestein besteht fast nur aus Blasen Hohlräumen, die durch dünne, glasige Wände voneinander getrennt sind. Bimsstein ist meist rhyolithisch.
- Obsidian: Das Gestein besteht ausschließlich aus Glas, ist meist schwarz bis dunkelgrün und zeigt muscheligen Bruch. Obsidiane haben meist rhyolithische Zusammensetzung.

2. Frage: Handelt es sich um ein felsisches oder mafisches Gestein?

Um eine erste Beurteilung über ein Gestein abzugeben, egal ob es nun ein Vulkanit oder Plutonit ist, kann der Farbeindruck bestimmt werden. Achtung: Er gibt jedoch nur einen groben Anhaltspunkt über die mineralogische oder chemische Zusammensetzung!

Kriterium: Dunkle Gesteine weisen einen hohen Anteil an dunklen, also mafischen, Gemengteilen auf. Dann spricht man von melanokraten Gesteinen, entsprechend handelt es sich um ein eher basisches Gestein. Helle Gesteine weisen einen hohen Anteil an hellen, also felsischen, Gemengteilen auf. Dann handelt es sich um leukokrate Gesteine, die meist eher sauer (mit Quarz) oder intermediär (ohne Quarz) sind (Kapitel 2.3).

Eine erste Hilfe leistet dabei das Schema nach Rösler (Abb. 2.13). Es bietet eine erste Möglichkeit, über die Mineral-Zusammensetzung das Gestein zu bestimmen. Eine Fehlerquelle durch die Farbeinschätzung besteht vor allem bei gabbroiden oder dioritischen Gesteinen. So kann ein Gabbro mit einem hohen Anteil an (hellen) Plagioklasen

fälschlicherweise als intermediäres Gestein angesprochen werden, oder umgekehrt kann ein Diorit sehr dunkel erscheinen. Obsidian ist ein schwarzes Glas, jedoch rhyolithischer bis dazitischer Zusammensetzung.

3. Frage: Um welches Gestein handelt es sich bei dem Handstück?

Kriterium: Die Bestimmung der Gesteine erfolgt über deren Mineralbestand (Streckeisen-Diagramm, Abb. 2.16 bzw. entsprechende Klassifikationsdiagramme für ultramafische Gesteine, Abb. 2.19).

Kursfragen 2.2: Magmatische Gestein

1. In welchen geotektonischen Positionen entstehen Magmen und welche Gesteine werden dabei aufgeschmolzen? Zeichnen Sie eine vereinfachte Skizze.
2. Was sind primäre Schmelzen?
3. Was bedeutet (Magma-)Differentiation? Welche Prozesse liegen dem zu Grunde?
4. Was sind Alkalimagmatite?
5. Skizzieren Sie die verschiedenen Differentiationstrends in einem Streckeisendiagramm.
6. Was unterscheidet Plutonite von Vulkaniten? Beschreiben Sie ein typisch plutonisches und ein typisch vulkanisches Gefüge. Nennen Sie Beispiele.
7. Was ist ein porphyrisches Gefüge und wie bzw. wo entsteht es?
8. Was sind Pegmatite und wie zeichnen sie sich aus?
9. Was sind Aplite und was ist charakteristisch für diese?
10. Welche Mineralzusammensetzung besitzt ein Granit, Basalt, Andesit, Diorit und Syenit?
11. Was ist ein Peridotit und wo plotten Sie im Streckeisendiagramm?
12. Wie werden ultramafische Gesteine klassifiziert?
13. Nehmen Sie folgende Mineralzusammensetzung eines Gesteins an: 30% Quarz, 30% Plagioklas, 18% Glimmer, 12% Amphibol, 10% Alkalifeldspat. Bestimmen Sie die genaue Position im Streckeisendiagramm. Wie heißt das Gestein?
14. Ordnen Sie folgende Minerale entsprechend der Bowenschen Kristallisationsabfolge: Amphibol, Plagioklas, Biotit, Quarz, Olivin.
15. Wie ändert sich die Plagioklaszusammensetzung mit zunehmender Differentiation?

2.9 Hydrothermalgänge und deren Minerale

Hydrothermale Gesteine entstehen durch Ausfällung von gelösten Stoffen aus hydrothermalen Fluiden (heiße wässrige Lösungen) unterschiedlicher Herkunft und Zusammensetzung, die in den oberen Bereichen der Erdkruste zirkulieren. Hydrothermale Ganggesteine (oder auch Hydrothermalgänge genannt) bilden sich oft in Störungszonen anderer Gesteine und sind von diesen meist scharf abgegrenzt (Abb. 2.23). Diese **mineralisierten Störungszonen oder Klüfte** sind oft nur wenige Zentimeter mächtig und wenige Meter lang. Manchmal können sie aber auch bis mehrere 10er Meter mächtig und mehrere 10er Kilometer lang sein. Der Fluoritgang „Käfersteige“ bei Pforzheim erreicht 30 m Mächtigkeit, im Bayerischen Wald erstreckt sich der „Pfahl“, ein Quarzgang, über rund 150 km.

Die häufigsten Minerale in diesen Gängen sind die **Gangarten** Quarz, Fluorit, Baryt und verschiedene Karbonate, wie Calcit, Dolomit oder Siderit. Es gibt monomineralische Hydrothermalgänge und solche, die aus einer Vielzahl von Mineralen bestehen. Diese Gänge sind dann oft zoniert aufgebaut, und man kann idiomorphe Kristalle eines Minerals erkennen, die wiederum überwachsen werden von einem anderen. Viele Hydrothermalgänge enthalten darüber hinaus wirtschaftlich wichtige **Erzminerale**, wie Galenit (PbS), Sphalerit (ZnS), Chalkopyrit (CuFeS₂), Pyrit (FeS₂), Hämatit (Fe₂O₃), sowie gediegene Elemente, z. B. Silber und Gold. Aus diesem Grund sind Hydrothermalgänge wichtige Lieferanten von Bunt- und Edelmetallen, aber auch von reinstem Quarz, Fluorit und Baryt, die als Industrieminerale wichtige mineralische Rohstoffe darstellen.

Calcit (Kalkspat): CaCO₃, meist weiß bis farblos, durch Verunreinigungen häufig grau, rötlich oder gelblich. Mohs'sche Härte 3. Calcit ist leicht zu erkennen durch ein brausendes Auflösen in verdünnter Salzsäure (Fluorit und Baryt sind unlöslich in Salzsäure). In hydrothermalen Adern kommt Calcit oft grobspätig, teils auch faserig vor. In Hohlräumen häufig idiomorph, als Kristallformen sind meist Rhomboeder oder Skalenoeder zu beobachten. Spaltrhomboeder haben Winkel von 75°. Bei farblosen Spaltstücken erkennt man bereits mit bloßem Auge die sehr starke Doppelbrechung (Abb. 2.24), weshalb klarer Calcit gelegentlich auch als Doppelspat bezeichnet wird.



Abb. 2.23: Hydrothermale Gang-mineralisation in der Grube Wenzel bei Oberwolfach (Schwarzwald), bestehend aus Baryt (weiß) und Calcit (schwarz). Nebengestein ist ein Paragneis.



Abb. 2.24: Doppelbrechung beim Calcit.

Fluorit (Flussspat): CaF_2 , farblos, blau, gelb, lila, grün (alle Farben sind möglich). Mohs'sche Härte 4. In hydrothermalen Adern kommt Fluorit oft grobspätig, teils auch körnig vor. In Hohlräumen häufig idiomorph, als Kristallformen sind meist Würfel zu beobachten. Fluorit ist an seiner oft deutlichen Farbe und dem Glasglanz zu erkennen. Charakteristisch sind außerdem oktaedrische und würfelige Spaltkörper.

Baryt (Schwerspat): BaSO_4 , weiß, durch Verunreinigungen häufig rötlich oder grau. Mohs'sche Härte 3–3,5. In hydrothermalen Adern kommt Baryt oft grobspätig bis blättrig, teils auch feinkörnig bis derb vor. In Hohlräumen häufig idiomorph, als Kristallformen sind meist tafelige oder blättrige Kristalle zu beobachten. Charakteristisch sind außerdem tafelige Spaltkörper. Baryt ist an seiner hohen Dichte leicht zu erkennen. Handstücke „fühlen sich schwerer an, als sie aussehen“. Grobkörnige Aggregate können Feldspat ähneln, der jedoch deutlich leichter ist.

Da hydrothermale Ganggesteine an Störungszonen gebunden sind, ist ihre Entstehung mit tektonischer Aktivität verbunden. Dabei kann es auch zu Brekzienbildung kommen, weshalb viele Hydrothermalgänge Bruchstücke aus dem Nebengestein, aber auch aus den älteren Gangmineralen, führen. Zur Bildung von hydrothermalen Mineralisationen muss ein Fluid bei seiner Bildung und/oder beim Durchfließen von Gesteinen Kationen und Anionen aufnehmen, transportieren und an einem anderen Ort wieder ausfällen. Diese Bewegung der Lösung von A nach B benötigt eine treibende Kraft, die erreicht wird durch Druck-, Dichte- und Temperaturgradienten, z. B. bei der Bildung von sedimentären Becken, bei Gebirgsbildungsvorgängen (Orogenesen) oder während und nach der Intrusion von Plutonen. Zur Ausfällung von hydrothermalen Mineralen kommt es, wenn sich die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Lösung ändern, so dass die vorher gelösten Stoffe (meist Ionen (z. B. Ca^{2+} , Cl^-) oder (Metall-)Komplexe (z. B. Chloro-Komplexe: $[\text{CuOHCl}]^-$ oder Hydrosulfidkomplexe: $[\text{AuHS}]^{2-}$) aus der Lösung ausfallen.

Diese Prozesse resultieren aus Veränderungen von u. a. Temperatur, Druck, pH-Wert, Salzgehalt oder Sauerstoffgehalt der Lösung. Häufige Auslöser dieser Veränderungen sind zum Beispiel die Mischung von zwei unterschiedlichen Lösungen oder die Reaktion von Fluiden mit dem Nebengestein. **Wichtig:** Viele Gesteinsgänge bestehen aus Tiefengesteinen oder Restschmelzen (Lamprophyre, Aplite, Pegmatite) und sind nicht durch hydrothermale Fluide gebildet worden!

3. Sedimentgesteine

3.1 Allgemeines

Es gibt mehrere Möglichkeiten, die zur Bildung von Sedimenten führen können:

- Durch physikalische (Wind, Wasser, Eis, Sonneneinstrahlung) oder chemische (Lösung durch Wässer) Verwitterung der Gesteine, den Abtransport der entstandenen Komponenten und deren Ablagerung an einem anderen Ort (**klastische Sedimente**).
- Durch chemische oder biochemische Ausfällung von in Lösung befindlichen Ionen (**chemische Sedimente**).
- Durch Anhäufung von biogenem Material wie z. B. Bivalven- und Gastropodenschalen, Crinoidenglieder, planktische und benthische Einzeller, Knochen und Schuppen (**biogene bzw. organogene Sedimente**).

Tabelle 3.1: Großgruppen von Sedimentgesteinen

Klastische Sedimentgesteine	„Trümmergesteine“. Überwiegend mechanische Anhäufung von Gesteinsfragmenten und Einzelkörnern. Produkt von überwiegend physikalischer Verwitterung.	z. B. Konglomerat, Sandstein
Chemische Sedimentgesteine	Aus Lösungen ausgefällt (teilweise mit klastischem Anteil)	z. B. Salzgesteine
Biogene Sedimentgesteine	Vorwiegend aus Organismenresten aufgebaut (teilweise mit klastischem Anteil)	z. B. Riffkalk, Kohle

Sedimentgesteine (Sedimentite) entstehen durch Verfestigung und Zementation (=Diagenese) von Sedimenten (Locker-Sedimente) wie Ton, Sand, Kalkschlämmen oder Kieselschlämmen. Die wichtigsten Prozesse, die während der Diagenese ablaufen, sind:

Setzung (Kompaktion): Die Verkleinerung des Porenraumes bzw. der Porosität (welcher in frischen Sedimenten nicht selten über 50 Vol.%, in Tonen sogar bis zu 90 Vol.% betragen kann) führt zum Austreiben von Formationswässern (das sind solche Wässer, die während der Ablagerung der Sedimente im Porenraum verblieben sind und somit das Wasser des Ablagerungsmilieus widerspiegeln). Da der Porenraum nur in äußerst seltenen Fällen vollständig verdichtet wird, zirkulieren in Sedimentpaketen in fast allen Fällen Lösungen, welche mit gelöstem Material aus den Sedimenten angereichert sind („brines“).

Zementation: Die Fracht dieser Lösungen kann an anderen Orten ausgefällt werden und somit die Partikel des Sedimentes „verkitten“. Aufgrund der hohen Mobilität von Calcit und Aragonit (CaCO_3) wird der Porenraum in Kalkgesteinen sehr schnell verfüllt (zementiert), der verfestigte Kalkstein wird durch spätere Kompaktion kaum noch zusammengedrückt. In Tonen hingegen findet kaum frühe Zementation statt und der Volumenverlust durch spätere Kompaktion ist besonders ausgeprägt. Deshalb sind Fossilien in Tonsteinen oft stark zusammengedrückt, in reinen Kalken dagegen kaum. Fossilien und Sedimentpartikel verändern durch Drucklösung ihre Form. Mineralneubildungen führen zur weitgehenden Verfüllung der Poren.

Drucklösung: Die Löslichkeit von festem Material im lockeren Verbund (Sediment) ist bei wassergefülltem Porenraum an den Stellen am größten, an denen sich die Sedimentpartikel berühren. Die Löslichkeit steigt hierbei mit zunehmendem Druck. Die gelösten Minerale können an anderer Stelle wieder ausgefällt werden und so das Sediment zementieren (Abb. 3.1).

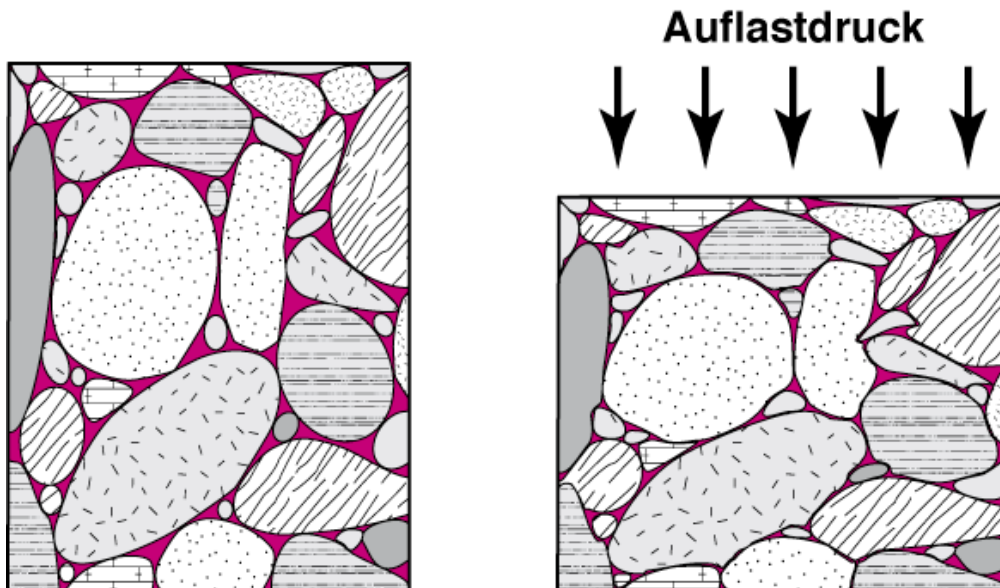


Abb. 3.1: Unter erhöhtem Auflastdruck durch Kompaktion ändern sich die Kornformen durch Drucklösung, der Porenraum wird verringert und der Porendruck wird erhöht.

Die thermische Obergrenze der Diagenese liegt bei ca. 200 °C. Bei höheren Temperaturen sprechen wir von Metamorphose. Der Übergang von Diagenese zu Metamorphose ist fließend und wird weniger von Mineralneubildungen, sondern durch Mineralumbildungen, z. B. von Tonmineralen, dominiert, die im Handstück nicht erkennbar sind. Erst über etwa 300 °C werden in großem Umfang Minerale neu gebildet.

Darüber hinaus werden Sedimentgesteine nach **Mineralbestand, Korngröße, Gefüge und Fossilinhalt** charakterisiert. Aus diesen Merkmalen können Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen gezogen werden. Korngröße, -form und Mineralbestand klastischer Sedimente geben Auskunft über die Verwitterungsbedingungen, die Transportart und die Transportweite:

- Aufgrund chemischer Instabilität verschwinden mafische Minerale und teilweise auch Feldspäte.
- Gut spaltbare Minerale zerfallen durch mechanische Zerstörung.
- Mit zunehmender Transportweite nimmt die Korngröße durch Abrieb ab

Tabelle 3.2: Eigenschaften von Komponenten und ihre Interpretation

Komponenten	Lockersediment	Festgestein	Transport
Gerundet	Kies, Schotter	Konglomerat	Fluß, Bach, Brandung
Eckig	z. B. Hangschutt	Brekzie (Breccie)	wenig Transport
Teilweise gerundet, schlecht sortiert	Moräne	Tillit	Gletscher
Kantengerundet, schlecht sortiert	Schuttfächer	Fanglomerat	z. B. aride Schwemmfächer
Kantengerundet bis gerundet, gradiert	Turbiditschüttung	Grauwacke	submariner Trübestrom

Folglich reichern sich Quarz, aber auch sogenannte Seifenminerale, d. h. Minerale, die chemisch und physikalisch stabil sind und eine hohe Dichte besitzen: z. B. Granat, Magnetit, Gold, Diamant etc., an.

Der Transport führt auch zu einer zunehmenden **Rundung der Körner**. Die beste Rundung beobachtet man in Wüstensanden, die durch Wind vielfach umgelagert werden. Die Kornrundung gibt Auskunft über den Grad der **texturellen Reife** eines klastischen Sedimentgesteins, während der Anteil chemisch und mechanisch instabiler Minerale den Grad der **kompositionellen Reife** bestimmt. Der **Grad der Sortierung** wird eher durch die Gleichmäßigkeit der Transportbedingungen gesteuert und ist nicht primär von der Korngröße abhängig: Hangschutt an steilen Bergflanken ist zwar sehr grobkörnig, aber in der Regel dennoch gut sortiert. Das **Gefüge** gibt Auskunft über physikalische Ablagerungsbedingungen. Fossilien können Auskunft über ökologische Verhältnisse geben und so die Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus ermöglichen, z. B. marin oder terrestrisch, oder auch die Ablagerungstiefe (**Faziesfossilien**). Sogenannte **Leitfossilien** ermöglichen die Altersdatierung von Sedimentgesteinen.

3.2 Klastische Sedimentgesteine

Klastische Sedimentgesteine stellen die häufigste Sedimentgesteinsgruppe dar und werden nach der Korngröße von grob nach fein in Psephite, Psammite und Pelite unterteilt (Abb. 3.2).

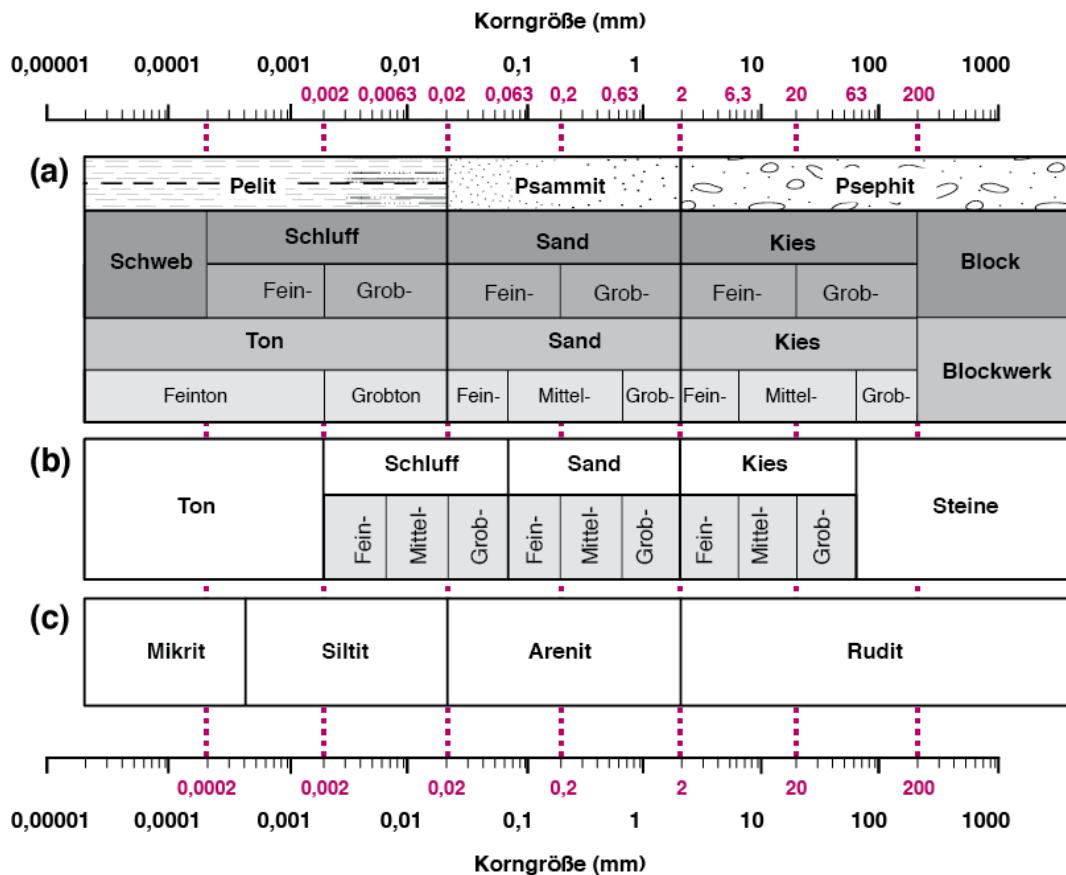


Abb. 3.2: Klassifikation klastischer Gesteine (a) nach der Korngröße, (b) nach DIN 4022, (c) gültig für detritische Karbonatgesteine.

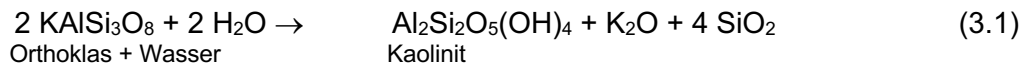
Pelite haben wirtschaftliche Bedeutung als wasserstauende (und erdölstauende) Schichten und sind Rohstoffe für die keramische Industrie und bei der Zement- und Ziegel-Herstellung. Kaolin in der keramischen Industrie und zur Porzellanherstellung; Montmorillonit-reiche Tone in Spülflüssigkeiten für Tiefbohrungen, als Filter in der Trinkwasseraufbereitung und in der Abwasserreinigung. Er findet u. a. in der Kunststoff- und Gummiindustrie zusammen mit Quarz Verwendung als Füllstoff. Psammite sind wichtig als Bausande, Bausandsteine und bei der Betonherstellung. Poröse Sandsteine sind wichtige Erdöl- und Erdgasspeichergesteine (v. a. äolische Sandsteine) und Grundwasserleiter. Psammite und Psephite sind Träger von Seifenlagerstätten, z. B. von Diamanten (Strandseifen Namibias) oder Gold (Witwatersrandkonglomerat in Südafrika).

Klastische Sedimentgesteine bestehen aus verschiedenen Produkten der Gesteinsverwitterung:

Verwitterungsreste: In erster Linie Quarz, da dieses Mineral in vielen Ausgangsgesteinen verbreitet ist und sowohl mechanisch (keine Spaltbarkeit) als auch chemisch (schlechte Löslichkeit) schwer angreifbar ist. Dies gilt auch für bestimmte Schwerminerale (z. B. Zirkon, Turmalin und Rutil). In ariden (d. h. trockenen, wüstenhaften und periglazialen) Klimaten und bei kurzer Zeitspanne zwischen Abtragung und Ablagerung kommen auch Feldspat und

Glimmer (meist Muskovit) vor. Bei lokaler Ablagerung in einem steilen Relief und fehlender Zeit für chemische Verwitterung kann das neu gebildete klastische Sediment fast die gleiche Zusammensetzung wie die des Ausgangsgesteins aufweisen (z. B. eine Arkose mit 60 % Feldspat als Verwitterungsprodukt eines Granits).

Verwitterungsneubildungen: Tonminerale (z. B. Montmorillonit und Kaolinit), die bei der chemischen Verwitterung von z. B. Feldspäten entstehen:



Tonminerale sind äußerst feinblättrige Schichtsilikate. Sie sind bezüglich ihrer Struktur den Glimmern verwandt und weisen oft eine Korngröße von $< 2 \mu\text{m}$ auf. Sie haben teilweise die Fähigkeit Wasser zu binden und dabei zu quellen (Erde besteht i. W. aus Tonmineralen und organischer Substanz und ist so ein hervorragender Wasserspeicher für pflanzliches Leben).

3.2.1 Psephite

Psephite (von griech. psephos: Geröll, Brocken) sind grobklastische Gesteine mit Korngrößen $> 2 \text{ mm}$. Sie sind meist schlecht sortiert, d. h. es treten Partikel ganz verschiedener Größe auf. Die großen Partikel werden **Komponenten** oder **Klasten** genannt. Die feineren Partikel dazwischen bilden die Matrix (oder **Bindemittel**, nicht zu verwechseln mit der „Grundmasse“ magmatischer Gesteine). Psephite werden anhand der Form ihrer Komponenten klassifiziert, welche die Ablagerungsbedingungen widerspiegeln. Wichtige Beispiele:

Konglomerat: Konglomerate (von lat. conglomerare: zusammenhäufen) sind grobkörnige, verfestigte Trümmergesteine, die aus Geröllen größer als 2 mm Durchmesser und einem feineren Bindemittel bestehen. Die Komponenten sind stets gerundet und haben im Fall einer guten Rundung einen Transportweg hinter sich, der je nach Abrollhärte wenige Kilometer (mergeliges Bindemittel) bis viele Hunderte Kilometer (quarzitisches Bindemittel) beträgt. Konglomerate, deren Komponenten nur aus einer Gesteinsart bestehen, werden **monomikt** und solche mit Komponenten aus mehreren Gesteinsarten **polymikt** genannt. Die Analyse der Art und Verteilung der einzelnen Komponenten eines Konglomerats gibt Aufschluss über das Liefergebiet. Konglomerate, deren Komponenten sich gegenseitig berühren, werden **komponentengestützt**, solche, bei welchen die Matrix vorherrscht und die Gerölle einander nicht berühren, werden **matrixgestützt** genannt.

Brekzie: Brekzien (von ital. breccia: Geröll) sind grobklastische Gesteine, die sich aus kantigen, eckigen Gesteinsbruchstücken zusammensetzen. Da wenig oder kein Transport die Gesteinstrümmer sortiert hat, können ganz verschiedene Komponentengrößen miteinander vorkommen. Eine Matrix ist häufig erst sekundär entstanden, etwa durch Einschwemmung feiner Partikel oder Ausfällung aus Lösungen. Dies zeigt sich an einer meist hohen **Porosität**. Die meisten Brekzien sind Produkte der physikalischen Gesteinsverwitterung, wie Hangschuttbrekzien oder Höhlenbrekzien. Sie können aber auch infolge der Auflösung leichtlöslicher Gesteine wie Salz und Gips durch das Einbrechen des Nebengesteins in Dolinen entstehen (Kollaps- oder Lösungsbrekzie). Der Ausdruck „Brekzie“ ist jedoch nicht nur auf den sedimentären Bereich beschränkt. So wird auch von tektonischen Brekzien, vulkanischen Brekzien (z. B. Schlotbrekzien oder Agglomerat) oder Meteoritenbrekzien (Suevit, Nördlinger Ries) gesprochen.

Fanglomerat: Fanglomerate (Kunstwort aus engl. fan: Fächer und Konglomerat) sind die verfestigten Gesteine von Schuttfächern arider Klimabereiche, in denen der Abtragungsschutt von Gebirgen durch temporäre Flussläufe abgelagert wird. Die Flüsse arider Klimabereiche führen nur nach Starkregenereignissen Wasser. Diese zeitlich begrenzten Flutereignisse

räumen den im Flussbett angehäuften Schutt aus und lagern ihn beim Verlassen der Berge in Schuttfächern ab. Eine Sortierung nach der Korngröße ist meist nicht vorhanden. Die Gerölle sind wegen der geringen Transportweite und des Transports in dichter Suspension schlecht gerundet bis kantengerundet. Die feineren Partikel der Suspension (meist Tonminerale und Quarzkörner) zementieren den Schuttfächer. Klastische Sedimente des ariden, terrestrischen Bereiches zeichnen sich häufig durch **intensive Rotfärbung** aus. Die Farbe rührt von Hämatit (Fe_2O_3) her, da das im Gestein vorhandene Eisen oxidiert wird. In manchen Handstücken können zwei oder mehrere Flutereignisse aufgrund einer Schichtgrenze mit plötzlichem Wechsel der Korngröße der Gerölle erkannt werden. Fanglomerate kommen z. B. im Rotliegenden des Schwarzwalds vor.

Grauwacke: Grauwacken sind meist dunkelgraue bis braungraue subaquatisch abgelagerte Sandsteine und Arkosen, die auch Gesteinsfragmente (>2 mm) enthalten. Die Gesteinsfragmente sind eckig bis kantengerundet. Grauwacken werden typischerweise an den Hängen aktiver, aber auch passiver Kontinentränder abgelagert. Durch eine Destabilisierung der Schelfkante (z.B. Erdbeben) kommt es zu Sedimentumlagerung, durch die klastisches Material hangabwärts zu rutschen beginnt. Bei langsamem Transport durch Hangabwärtskriechen wird eine Sortierung unterdrückt. Bei schnellerem Abrutschen entstehen **Suspensionsströme** (Turbiditströme bzw. Trübestrome), die bis zu ca. 80 km/h schnell werden und das Sediment gut durchmischen und sortieren. Die Ablagerung der Suspension erfolgt durch gravitative Absaigerung nach der Korngröße (**normale Gradierung**, Abb. 3.3). Unten liegen die gröberen Partikel, nach oben wird das Schichtpaket immer feinkörniger. Eine Turbidit-Sequenz wird oft von der **Hintergrundsedimentation** (Tonsteine, Mergel) bedeckt. An der Basis finden sich häufig **Sohlmarken** (Strömungsmarken, Belastungsmarken, Abb. 3.4). Die vollständige Abfolge einer marinen Turbidit-Sequenz (Bouma-Zyklus) wird typischerweise auf dem Kontinentfuß, oft einige Zehner Kilometer vom Liefergebiet entfernt, in großer Wassertiefe angetroffen und ist etwa 20 cm bis 100 cm mächtig. In größerer Entfernung fehlen die gröberen Lagen A und B des Bouma-Zyklus.

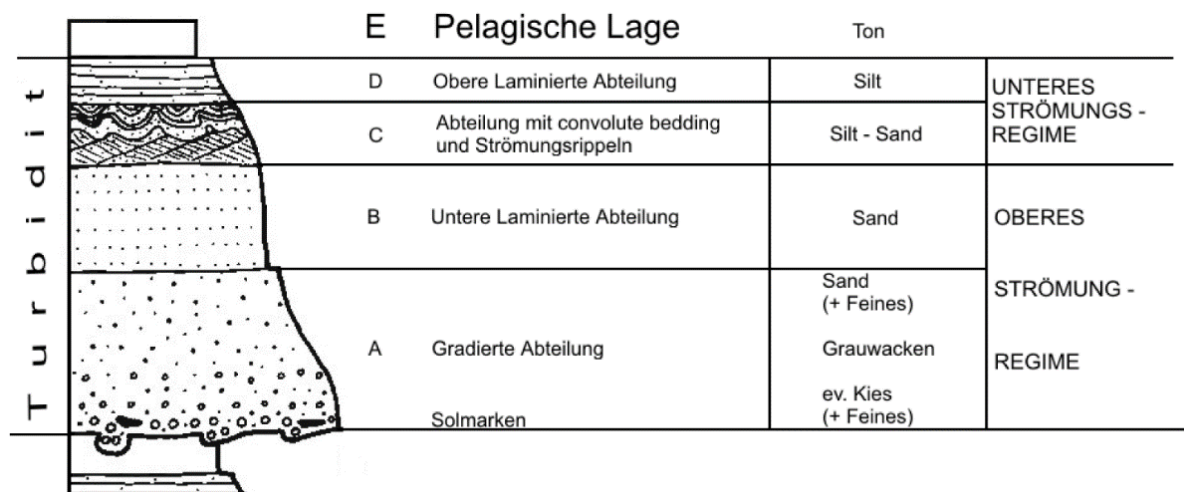


Abb. 3.3: Vollständige Bouma-Sequenz eines Turbidites.

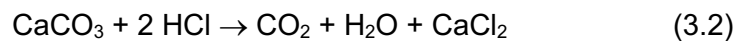
3.2.2 Psammite

Psammite (von griech. psammos = Sand) bestehen aus 2-0,02 mm großen Komponenten (meist Quarzkörnern) und einem Bindemittel, das die einzelnen Komponenten zusammenhält. Nach der Art dieses Bindemittels werden verschiedene Sandsteine unterschieden:

Toniger Sandstein: Das Bindemittel besteht i. W. aus Tonmineralen. Ein tonig gebundener Sandstein ist daher weich, d. h. mit einem Nagel oder dem Taschenmesser ritzbar, außerdem sandet er sehr leicht ab. Ein bekanntes Beispiel eines tonigen Sandsteins ist der süddeutsche Schilfsandstein. Er stellt eine Rinnenablagerung in einem weiträumigen verzweigten Flusssystem der Keuper-Zeit (Obere Trias) dar. Als leicht zu bearbeitender Sandstein findet er Bedeutung als Baustein.

Kieseliger Sandstein: Das Bindemittel besteht i. W. aus SiO₂ (Kieselsäure in Form von Quarz). Die Kieselsäure stammt aus den Sandkörnern selbst, sie geht durch Drucklösung ins Porenwasser und scheidet sich in den Korn-Zwischenräumen wieder ab. Ein kieselig gebundener Sandstein ist sehr hart, frische Bruchflächen glänzen und er zeigt meist eine gleichmäßige Körnung. Sehr reine Quarzsande (mit deutlich über 90 % Quarz) finden sich vor allem in Küstenbereichen und zeigen einen weiten Transportweg bzw. die lang andauernde Bewegung durch Wellen an. Der süddeutsche Rhätsandstein in der obersten Trias ist eine solche Küstenablagerung.

Kalkiger Sandstein: Das Bindemittel besteht i. W. aus Calcit (CaCO₃). Der Calcit stammt oft aus diagenetisch aufgelösten Kalkschalen von Organismen, z. B. Muscheln oder Schnecken. Er ist meist weiß, und braust mit verdünnter Salzsäure, d.h. das bei der Reaktion entstehende Kohlendioxid entweicht unter heftiger Blasenbildung:



Da die Bezeichnung „Sandstein“ nur die Korngröße, nicht aber die Zusammensetzung definiert, können auch ausschließlich klastische kalkige Partikel die Komponenten darstellen. Ein derartiges Gestein wird jedoch als **Kalkarenit** (ital. arena: Sand) bezeichnet. Bei einem Komponentengemisch aus Kalkkörnern und Quarzkörnern spricht man am besten von einem Kalksandstein (Überbegriff). Falls Sandsteine Kalkkörner enthalten, besteht das Bindemittel praktisch immer aus Calcit. Als süddeutsches Beispiel sind die Sandsteine der unteren und oberen Meeresmolasse (Tertiär) zu nennen.

Quarzkörner sind zwar bei weitem die wichtigsten Komponenten von Sandsteinen, aber nicht die einzigen:

Tritt in einem Sandstein **Muskovit** als Komponente auf (helle, glänzende Blättchen auf den Schichtflächen), so sprechen wir von einem **glimmerführenden Sandstein**. Biotit kommt aufgrund seiner höheren Verwitterungsanfälligkeit meist nicht vor. Die klastischen Glimmer sind stets größer als die Quarzkörner, da die dünnen Glimmerblättchen aufgrund der großen Oberfläche den kleineren Quarzkörnern hydraulisch äquivalent sind, d. h. zusammen mit dem Quarz transportiert bzw. abgelagert werden.

Kommen über 25 % **Feldspäte** in einem Sandstein vor, so wird das Gestein **Arkose** genannt. Arkosen zeigen einen relativ kurzen Transportweg und einen niedrigen Grad an chemischer Verwitterung an. Arkosen sind kompositionell unreife Sedimente. Bei Feldspatgehalten zwischen 25 % und 10 % spricht man von einer Subarkose. Der Stubensandstein des Keupers ist ein Beispiel für eine Arkose oder einen feldspatführenden Sandstein. In unserem heutigen Klima ist Feldspat nicht verwitterungsbeständig und wandelt sich in Tonminerale um.

Ein Sandstein, in dem neben Quarz auch **Glaukonit** (von griech. glaukos = blau/grün) als Komponente vorkommt, wird **Glaukonitsandstein** genannt. Glaukonit ist ein den Glimmern ähnliches grünes Schichtsilikat und tritt meist in Form runder Körner auf. Glaukonit entsteht typischerweise in warmen, flachmarinen Schelfgebieten in wenig bewegtem Wasser und ist daher ein wichtiger Faziesanzeiger für marine Transgressionsflächen. In Süddeutschland gibt es solche Gesteine in der Oberen Meeresmolasse im Bodenseegebiet. Weitere Beispiele finden sich in den Kreideablagerungen des Helvetikums sowie im mittleren Tertiär der Dolomiten.

3.2.3 Pelite

Während Psaphite und Psammite überwiegend aus Verwitterungsresten bestehen, gewinnen bei den Peliten (von griech. pelos = Schlamm) die Verwitterungsneubildungen (Tonminerale) an Bedeutung. Pelite entziehen sich durch ihre Feinkörnigkeit ($<20\text{ }\mu\text{m}$) der genauen Mineralbestimmung mit makroskopischen Mitteln.

Tonsteine bestehen vor allem aus Tonmineralen und Quarz. Sie sind äußerst feinkörnig (Korngröße $<2\text{ }\mu\text{m}$), meist dunkel, auch grau oder rötlich und sind sehr weiche Gesteine (meist mit dem Fingernagel ritzbar). Bei ausgeprägt lagiger Absonderung, engständiger Schichtung, kann auch die Bezeichnung Schiefertone gebraucht werden. (Vorsicht: Schiefertone darf nicht mit Tonschiefer, einem metamorphen Gestein, verwechselt werden!). Die Feinschichtung der Schiefertone ist ein Hinweis für eine ruhige Sedimentation und das Fehlen von Bioturbation, d. h. Durchwühlung des Sediments durch Organismen. Es gibt aber auch völlig homogene Tonsteine ohne Sedimentstrukturen. Eventuelles Vorhandensein von Silt erkennt man am Knirschen zwischen den Zähnen. Unverfestigter Ton ist plastisch, knetbar, speckig glänzend und wird an der Sonne durch Austrocknung äußerst hart (siehe Sedimentstrukturen: Trockenrisse, Tongallen).

Siltsteine fühlen sich durch die Korngröße $>2\text{ }\mu\text{m}$ schwach „sandig“ oder „staubig“ an und zeigen im Gegensatz zum Tonstein nie glatte, sondern unregelmäßige matte Bruchflächen. Siltsteine bestehen ebenfalls überwiegend aus Quarzkörnern und Tonmineralen, wobei Quarz vorherrscht.

Löß ist ein eiszeitlicher, lockerer, äolischer Silt, der aus rund 70 % Quarz/Feldspat, 20 % Calcit (Salzsäure-Probel!) und 10 % Glimmer und Tonmineralen besteht. Löß entsteht durch Auswehung feinklastischen Materials aus dem pflanzenlosen schuttreichen Vorland großer Inlandeismassen, von denen starke Winde herunterwehen. In einiger Entfernung lässt die Windgeschwindigkeit nach. Vor Hindernissen, wie etwa Bergketten, verwirbelt die lokale Windströmung und kann den Silt nicht mehr in Schwebe halten. Der Silt wird bestens sortiert und in besonders lockerer Packung der eckigen Körner abgelagert. Löß ist deshalb sehr porös und durchlässig (permeabel) für Wasser und Luft und bildet bei ausreichender Feuchtigkeit den besten Boden (Vorbergzone des Oberrheingebietes, Kaiserstuhl, Hildesheimer und Magdeburger Börde, Fildern). Wegen der eckigen Form der Körner und des kalkigen Bindemittels an den Berührungspunkten der Körner (siehe Drucklösung) ist der Löß standfest und bildet steile Wände. Da er aber mechanisch leicht zu bearbeiten ist, werden in Lößwänden oft Kammern für Lagerzwecke angelegt. Aus dem gleichen Grund wird aber durch Trittbelastung auf Pfaden das empfindliche Gefüge des Lösses zerstört und in der Folge wird ein solcher Pfad metertief ausgespült (Lößhohlwege). Der Kalkanteil des Lösses wird durch Sickerwasser gelöst und als Kalkkonkretion (Lößkindl) wieder ausgefällt. Die Lößkindl wachsen durch das Sickerwasser und die Bodenbildung in den Zwischeneiszeiten, so dass mit jedem Interglazial die Lößkindl größer werden.

3.2.4 Sedimentstrukturen

Bei Sandsteinen kann es sowohl durch Wind- als auch durch Wassereinwirkung zu welligen Strukturen an der Sedimentoberfläche kommen (Rippeln, Rippelmarken). Durch unidirektionale Strömungen erzeugte Rippeln (Strömungsrippeln) sind asymmetrisch. Im Anschnitt zeigt sich eine **Schrägschichtung** (Abb. 3.4 und 3.5). Der flache Rippelhang ist der Strömung zugewandt (Luvseite). Der Sand rutscht auf der steilen Leeseite im „freien Böschungswinkel“ ab, der unter Wasser ca. 25 °, an der Luft ca. 35 ° beträgt. Durch Wellenbewegung (bidirektional) erzeugte Rippeln (Wellenrippeln oder Oszillationsrippeln) sind symmetrisch. Schrägschichtungen treten in verschiedenen Formen auf. Riesige flach einfallende, konkave Formen kennzeichnen Sanddünen mit sporadischem Bewuchs; große steilabfallende, gerade Schrägschichtungen frei bewegliche Dünen an Land. Schichtweise entgegengesetzt einfallende, gerade Schrägschicht-Blätter (Fischgräten-Struktur) kennzeichnen oft flachmarine Gewässer mit starkem Tidenhub. Langgeschwungene Schrägschichtung mit ausdünnenden Schichtblättern (hummocky-cross-stratification) kennzeichnen Sturmablagerungen. Wickelschichtungen werden im tiefermarinen Milieu von Turbiditen (Bouma-Zyklus, Lage C) und vor allem von Konturenströmen an Kontinenthängen erzeugt.

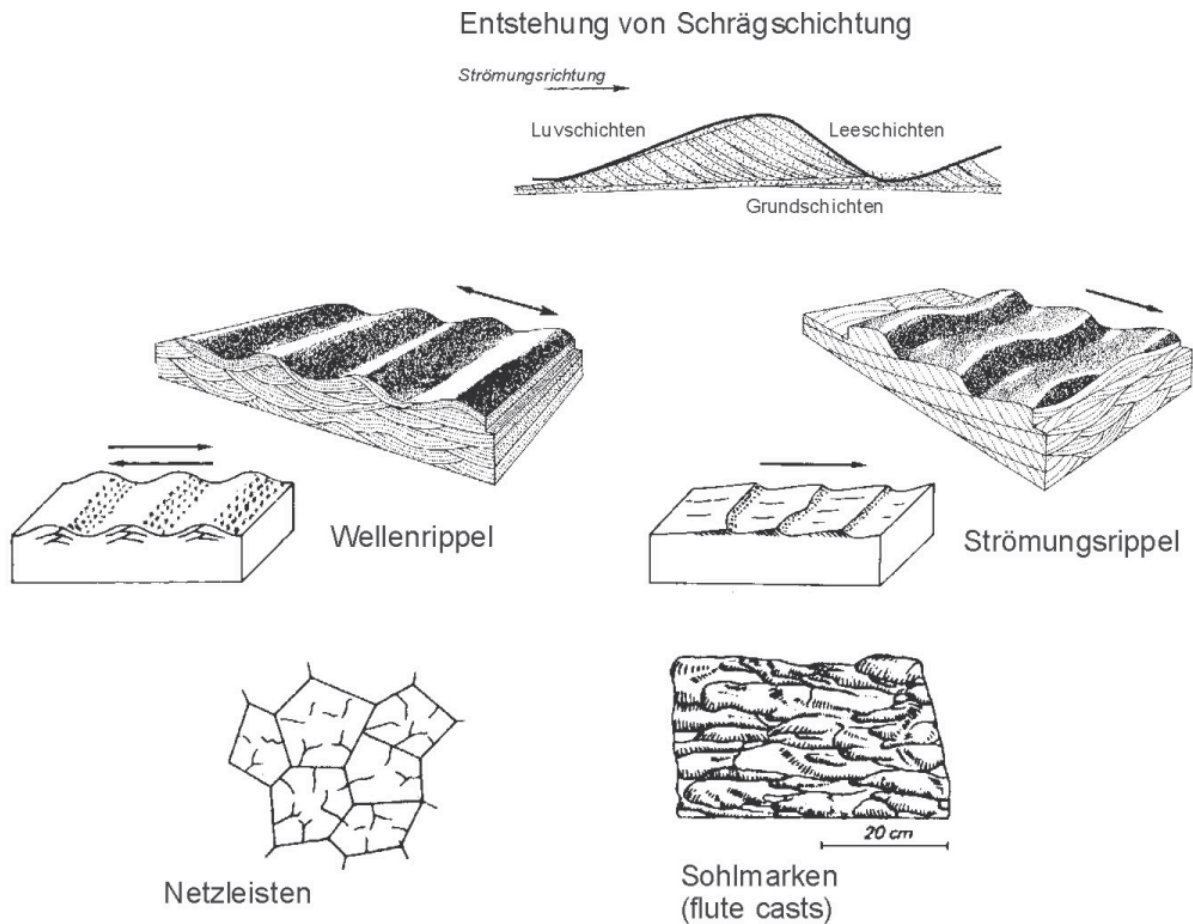


Abb. 3.4: Verschiedene Sedimentstrukturen.

Beim Trockenfallen toniger Oberflächen (Seen oder Pfützen) bilden sich **Trockenrisse**. Sie können durch darüber abgelagerte Sande „ausgegossen“ werden. Die daraus entstehenden Sandsteine werden dann auf der Unterseite **Netzleisten** aufweisen (Abb. 3.4). Die bei der

Austrocknung und Bildung von Trockenrissen entstandenen Tonstücke können auch vom Boden abgehoben und verschwemmt werden. So entstehen Sandsteine mit Tongallen.

Windkanter sind durch Wind- und Sandeinwirkung angeschliffene Gerölle und Faziesanzeiger für aride, sandreiche, pflanzenlose oder pflanzenarme Gebiete mit häufigem starkem Wind. Windkanter sind in Wüsten, aber auch im Vorland großer Gletschermassen zu finden. Ausschließlich auf ein Wüstenklima weist der Wüstenlack hin. Dies ist ein dunkler, lackartig glänzender Überzug aus Eisen-Mangan-Oxiden, welche durch die geringe Feuchtigkeit aus dem Gestein herausgelöst werden und an der Oberfläche bei der Verdunstung ausgefällt werden.

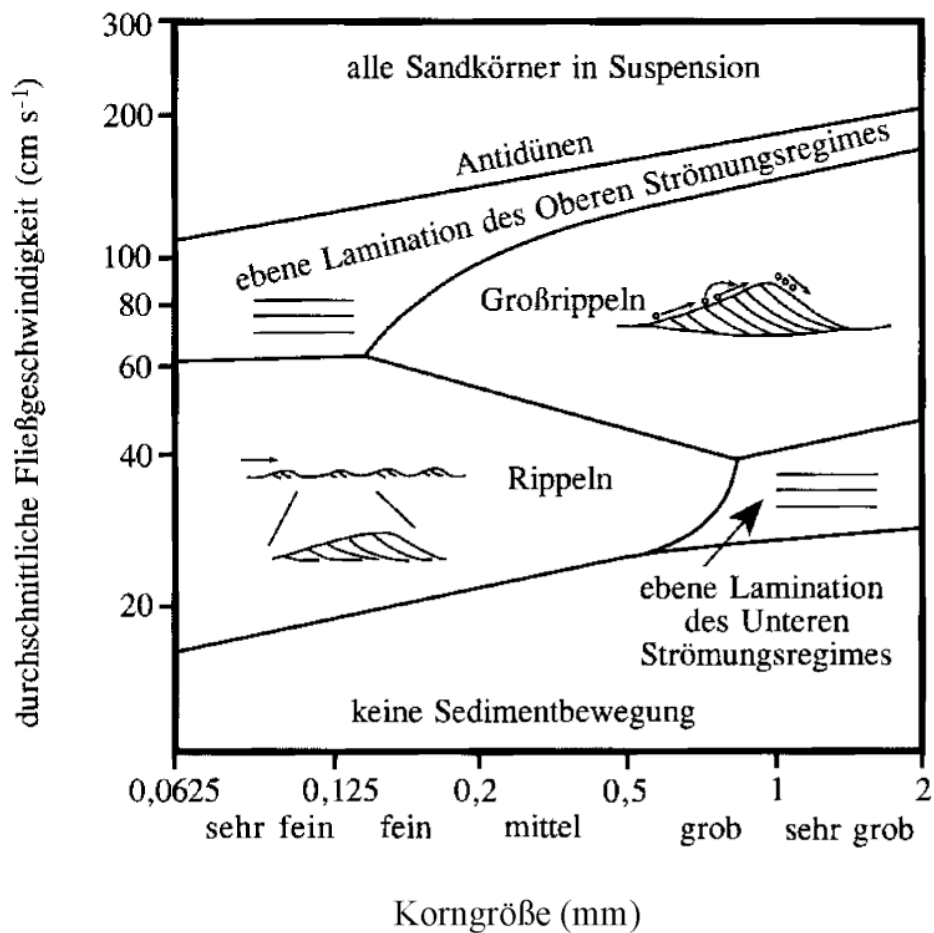


Abb. 3.5: Sedimentstrukturen in Abhängigkeit zur Fließgeschwindigkeit.

Faziesanalyse bezeichnet die Rekonstruktion von Paläo-Sedimentationsräumen mit Hilfe der genauen Untersuchung der entstandenen Sedimente bzw. Sedimentgesteine. So können Sedimentstrukturen genutzt werden, um Ablagerungsbedingungen zu rekonstruieren. Texturelle und kompositionelle Reife zusammen mit Sortierung und Korngröße geben Information über das Paläorelief und den Transportweg. Zusätzlich können vorkommende Fossilien hinzugezogen werden, um Aussagen über ökologische Parameter wie Temperatur, Salinität, Bodenbeschaffenheit, Wassertiefe usw. machen zu können.

3.3 Chemische Sedimentgesteine

Als Verwitterungslösungen werden die bei Verwitterungsprozessen freigesetzten Lösungen bezeichnet, die nicht bei Mineralneubildungen oder Mineralumbildungen im Boden oder bei der örtlichen Sedimentablagerung festgehalten werden. Diese Lösungen werden durch Flüsse weggeführt und erreichen Binnenseen oder den Ozean. Verdunstung und andere Einflüsse können zur **Übersättigung** und **Mineralausscheidung** führen, wobei chemische Sedimente entstehen. Ein Teil der Lösungsfracht wird aber in der Nähe gleich wieder ausgefällt und bildet chemisch-diagenetische Sedimente (diagenetisch veränderte Sedimente). Auch fossile Bodenbildungen und Verwitterungsbildungen können in diese Kategorie der Sedimentgesteine eingeordnet werden. Bei der Bildung chemischer Sedimente können zwei verwandte Prozesse unterschieden werden: **Ausfällung** (aus übersättigten Lösungen durch chemische Gleichgewichtsreaktionen) und **Eindampfung** (Entzug des Lösungsmittels Wasser).

3.3.1 Minerale chemischer Sedimente

Karbonate

Calcit (Kalkspat): CaCO_3 (trigonal), meist weiß bis farblos, Mohs'sche Härte 3, braust mit verdünnter Salzsäure. Durchläufermineral in Sedimenten, z. T. als Bindemittel, z. T. gesteinsbildend. Lokale Mobilisation und Ausfällung in Adern (wie z. B. im Muschelkalk zu beobachten) findet aufgrund der hohen Löslichkeit von Calcit in Wasser häufig statt. Als Kristallformen sind meist Rhomboeder oder Skalenoeder zu beobachten (Abb. 2.18).

Aragonit: Rhombisch kristallisierende Modifikation von CaCO_3 . Aragonit bildet sich unter anderen physikalischen Bedingungen als Calcit. Er kommt meist nur (sub)rezent vor und ist daher viel seltener als Calcit. Er wird bei höheren Temperaturen (oder von Organismen) gefällt und wandelt sich diagenetisch in Calcit um. Im Gestein ist er makroskopisch nicht von Calcit unterscheidbar. Gelegentlich sind in Fossilien und Gesteinen Pseudomorphosen von Calcit nach Aragonit beobachtbar (feine Nadeln).

Dolomit: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (trigonal), weiß bis gelblich, Mohs'sche Härte 3,5–4, braust nur als Pulver (große Oberfläche) mit verdünnter Salzsäure. Die häufig vorkommende Dolomitisierung von Calcit erfolgt oft diagenetisch oder durch Mg-reiche zirkulierende Formationswässer (quasi syn-sedimentär).

Siderit (Eisenspat): FeCO_3 (trigonal), meist bräunlich, braust nicht mit verdünnter Salzsäure. Siderit fällt unter bestimmten Bedingungen auch aus der Wassersäule als chemisches Sediment aus (z. B. Schwarzes Meer im Pliozän).

Hydroxide

Goethit, Limonit: $\text{FeO}(\text{OH})$, bräunlich-rotes Mineral, bildet häufig weiche erdige Massen oder auch harte Krusten, entsteht meist als Verwitterungsrest, kann jedoch auch aus wässriger Lösung ausfallen und z. B. Eisenoxide bilden (nur fossil z. B. im Mittleren Jura der Schwäbischen Alb, nicht rezent beobachtet).

Gibbsit ($\text{Al}(\text{OH})_3$), **Diaspor** ($\alpha\text{-AlO}(\text{OH})$) und **Boehmit** ($\gamma\text{-AlO}(\text{OH})$): Diese drei Minerale bleiben nach der lateritischen Bodenbildung, bei der SiO_2 nahezu vollständig abgeführt werden kann, zurück. In Bauxiten sind diese Minerale eng miteinander verwachsen und können makroskopisch nicht voneinander unterschieden werden. In reiner Form sind die Minerale allesamt farblos, glasklar (wenn gut kristallisiert) und relativ weich.

Sulfate

Gips: $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$, weiß bis grau, Mohs'sche Härte 2 (d. h. mit dem Fingernagel ritzbar), braust nicht mit verdünnter Salzsäure. Varietäten: faserige Kluftfüllungen, die von der Kluftwand nach innen gewachsen sind, in der Mitte meist eine dunkle Naht (Fasergips); teilweise als große, klare Spalttafeln (Marienglas), mit charakteristischen Schwalbenschwanz-Zwillingen. Als monomineralisches Gestein ist Gips weiß und weich.

Anhydrit: CaSO_4 , weiß, häufig auch grau, Mohs'sche Härte 3–3,5 (d. h. mit dem Fingernagel nicht ritzbar), braust nicht mit verdünnter Salzsäure. Bei Wasserzufuhr wandelt sich Anhydrit langsam in Gips um (reversibler Vorgang), hierbei erfolgt eine Volumenzunahme um bis zu 60 %. Als monomineralisches Gestein ist Anhydrit merklich härter als Gips.

Chloride

Halit (Steinsalz): NaCl , kubisch, weiß, farblos, grau, rot, manchmal mit blauen Schlieren, sehr gute Spaltbarkeit nach dem Würfel, salzig schmeckend, mit dem Taschenmesser ritzbar.

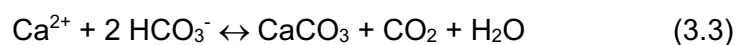
Sylvin: KCl , ebenfalls kubisch, Mohs'sche Härte 2, Geschmack bitterer als Halit.

Bittersalze: Bischofit: $\text{MgCl}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$, Mohs'sche Härte 1,5–2, Geschmack eklig bitter; Kieserit: $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, Mohs'sche Härte 3,7, Geschmack bitter.

Edelsalze: Polyhalit: $\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$, kaum salziger Geschmack; Kainit: $\text{KMg}(\text{SO}_4)\text{Cl} \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$, Geschmack bitter-salzig; Carnallit: $\text{KMgCl}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$, Geschmack eklig-bitter, stark hygroskopisch, knirscht unter Druck, bei leichter Erwärmung Kristallwasser freisetzend, sehr instabil und reaktiv.

3.3.2 Ausfällungsgesteine

Als gesteinsbildende Minerale treten die oben genannten Karbonate und Hydroxide auf. Hinzu kommen klastische Beimengungen von Quarz, Feldspat und Tonmineralen. Die chemische Ausfällung von Calcit erfolgt nach folgender Gleichgewichtsreaktion:



Die Löslichkeit von Calcit in Wasser ist hauptsächlich von der Menge des im Wasser gelösten CO_2 abhängig. Eine Ausfällung von Calcit kann daher erzielt werden durch den Entzug von CO_2 durch

- Assimilationsvorgänge von Pflanzen
- Temperaturerhöhung
- Druckentlastung
- Erschütterung beim Aufschlagen von Tropfen (Höhlen).

Wir unterscheiden folgende Ausfällungsgesteine:

Kalksinter entstehen an Quellaustritten durch die Erwärmung des Wassers (bei gleichzeitiger Druckentlastung), wodurch es zur Entgasung des im Wasser gelösten CO_2 kommt. Dies führt zur Ausfällung von CaCO_3 und Bildung des Kalksinters. Hinzu kommt meist noch der CO_2 -Entzug durch Pflanzen, was zur Überkrustung von Pflanzenteilen (Biomatten, Stengeln etc.) führt. Kalksinter sind häufig porös, da die Pflanzenreste mit der Zeit verrotten, während die Kalkkrusten übrigbleiben. Kalksinter sind auch die Tropfsteine (Stalaktiten und Stalagmiten) in Höhlen. Für diese Gesteine wird auch der Ausdruck „Kalktuff“ verwendet, was allerdings wegen der Verwechslungsgefahr zu vulkanischen Gesteinen vermieden werden sollte.

Travertin (Sauerwasserkalk) werden die Ablagerungen mineralhaltiger, hydrothermaler Wässer genannt. Der ursprünglich hohe CO_2 -Gehalte dieser Wässer verringert sich beim Austritt an der Erdoberfläche drastisch, was zur Fällung großer Kalkmengen führt. Oft sind Travertine bunt gebändert, da der eigentlich weiße Kalkstein durch verschiedene Beimengungen (z. B. Limonit) gefärbt wird. Oft bestehen Travertine aus Aragonit.

Caliche (Krustenkalk) entsteht in ariden Klimabereichen. Hier führen aufsteigende Bodenwässer, die an der Oberfläche verdunsten, zur Abscheidung der gelösten Mineralfracht. Der obere Bereich des Bodens wird dadurch zementiert. Dieser Zement, eine harte, kalkige, teilweise auch verkieselte Kruste, wird Caliche (auch Calcrete) genannt.

Oolithe sind Ablagerungen, die in sehr flachem (<5 m), tropisch warmem und stark bewegtem Meerwasser gebildet werden können (Gezeitenbereich). Oolithe werden von unzähligen kugelförmigen Einzelkörpern (**Ooide**) aufgebaut, die einen Durchmesser von 0,3–2 mm aufweisen. Ooide bestehen primär aus feinsten Aragonitnadelchen, die sich konzentrisch oder radial um einen Kern anlagern. Durch die Bewegung des Wassers erhalten Ooide ihre kugelige Form und bleiben so lang in Schwebelage, bis sie eine kritische Größe erreicht haben und zu Boden sinken. Für die Aragonit-Abscheidung ist eine Wassertemperatur von 20–30 °C erforderlich. Unklar ist, ob die Abscheidung rein anorganisch erfolgen kann oder der Entzug von CO_2 aus dem Meerwasser (etwa durch Cyanobakterien) den Vorgang unterstützt. Rezent bilden sich Oolithe z. B. auf der Bahama-Bank. Fossil (hier ist der Aragonit meist diagenetisch in Calcit umgewandelt) gibt es solche Gesteine z. B. im Unteren Buntsandstein Norddeutschlands, sowie im Mittleren Jura Süddeutschlands (Hauptrogenstein). Aufgrund ihrer hohen Porosität stellen oolithische Gesteine wichtige Erdöl- und Erdgasspeicher dar.

Bei den **Eisenoolithen** sind die Ooide aus Tonmineralen (Kaolinit), Calcit, Siderit, Chamosit (ein Fe-reiches und Wasser-haltiges Schichtsilikat) sowie Eisen-(Hydr)oxiden (z. B. Goethit und Hämatit) aufgebaut. Bei der Bildung der Ooide wird zunächst von einer tangentialen Anlagerung von Tonmineralen an Kristallisationskeime (oft aus Quarz) im Gezeitenbereich eines Flachmeeres ausgegangen. Dabei wird der aus der Verwitterung des Festlandes stammende Ton an die Kondensationskeime durch Rollbewegungen nach dem Schneeballprinzip angehaftet. Diese kaolinitischen Ooide können während und nach ihrer Bildung durch Mobilisierung, Oxidation und Wiederausfällung von Eisen in Chamosit, Goethit und Hämatit überführt werden. Fossil sind solche Gesteine z. B. in der Eisensandstein-Formation des Doggers anzutreffen und wurden oder werden als Eisenerze abgebaut („Lothringer Minette“; Abbau von Eisenoolithen bei Blumberg/Westalb im Mittelalter und Aalen-Wasseraalfingen/Ostalb bis Mitte des 20. Jahrhunderts). Die rezente Bildung solcher Gesteine ist allerdings nicht bekannt.

Itabirite (Gebänderte Eisenerze) bestehen aus Wechsellagerungen von Hämatit und Quarz und wurden im Präkambrium in flachem Wasser unter Bedingungen gebildet, die zu den heutigen stark abweichen. Zu dieser Zeit enthielt die Atmosphäre kaum 1 % des heutigen Sauerstoffgehalts und der Ozean hatte einen viel stärker basischen Charakter (pH >10 statt ca. 7,5 rezent).

Bohnerze sind Verwitterungsbildungen, die hauptsächlich in Karsthohlräumen entstehen (z. B. im Oberen Jura der Schwäbischen Alb). Die erbsen- oder bohnenförmigen Knollen

bestehen hauptsächlich aus Limonit. Der Durchmesser der oft fettglänzenden Körner reicht von wenigen Millimetern bis zu ca. 5 cm. Bohnerze wurden bis ins 19. Jahrhundert vor allem in Südwestdeutschland und in der Schweiz abgebaut und deckten so teilweise den Bedarf an Eisen.

Bauxite sind Residualgesteine, die durch lateritische Verwitterung unter tropisch-subtropischem und wechselfeuchtem Klima mit temporärer Trockenheit entstehen. Durch pH-Wert Schwankungen in aufsteigenden Kapillarwässern werden Al aber auch Fe in Form von Hydroxiden ausgeschieden, während Si in Lösung bleibt. Bauxite bestehen in der Regel aus einem Gemisch aus Aluminiumhydroxiden (Gibbsit, Boehmit, Diaspor), Eisenhydroxiden (Goethit, Limonit) und Tonmineralen.

3.3.3 Evaporite (Eindampfungsgesteine)

Evaporite bilden sich terrestrisch in abflusslosen Becken arider Klimabereiche in Salzseen, Salzsümpfen (z.B. Great Salt Lake, Death Valley) oder häufiger marin, wo sie auch von größerer Ausdehnung sind. Voraussetzung ist ein trockenes und warmes Klima, wodurch eine **hohe Verdunstungsrate** eintritt, die die Zufuhr von Regen- und Flusswasser (im Falle der marinen Evaporite auch von zugeströmtem Meerwasser) übertrifft. Marine Evaporite entstehen in vom offenen Ozean teilweise oder vollkommen durch eine **Barre** (Schwelle) abgeschnürten Meeresbecken bzw. Randmeeren (Abb. 3.6); z.B. Rotes Meer, Totes Meer, Mittelmeer). Terrestrische Evaporite aus sehr großen Seen (z.B. Kaspisches Meer) leiten ihre Bildung auf ähnliche Weise ab.

Die hohe Verdunstungsrate führt zu einem Anstieg des Salzgehalts im Wasser durch Aufkonzentration. Das dichtere, salzreichere Wasser sinkt ab und bildet eine Salzsole am Grund, während oberflächennah normal konzentriertes Meerwasser über die Barriere nachströmt. Die statische Eindampfung einer 1000 m hohen Meerwassersäule würde ca. 16 m Evaporite liefern. Ein Nachfluss von frischem Meereswasser ist also notwendig, um die großen Mächtigkeiten (viele 100 bis 1000 m) vieler mariner Evaporitablagerungen zu erklären. Außer den klimatischen Bedingungen hat die Barriere eine wichtige Rolle in der Evaporitbildung. Abhängig davon, ob sie höher oder tiefer liegt, kann das Meeresbecken mehr oder weniger vom offenen Meer isoliert werden und die im Wasser gelösten Salze werden unterschiedlich stark angereichert. Die Position einer Barriere kann von mehreren Faktoren abhängen. So kann eine Meeresspiegelerhöhung (z.B. nach einer Eiszeit) zur Erhöhung der Wassersäule über der Barriere führen und somit zu mehr Nachfluss von frischem Meerwasser in das Randbecken.

Meerwasser enthält hauptsächlich gelöstes Steinsalz (NaCl), im Durchschnitt ca. 3,5 %. Andere, untergeordnet verbreitete Kationen sind K, Mg und Ca. Anionen bilden neben Chlorid auch Sulfat, Hydrogenkarbonat und Bromid (Abb. 3.7).

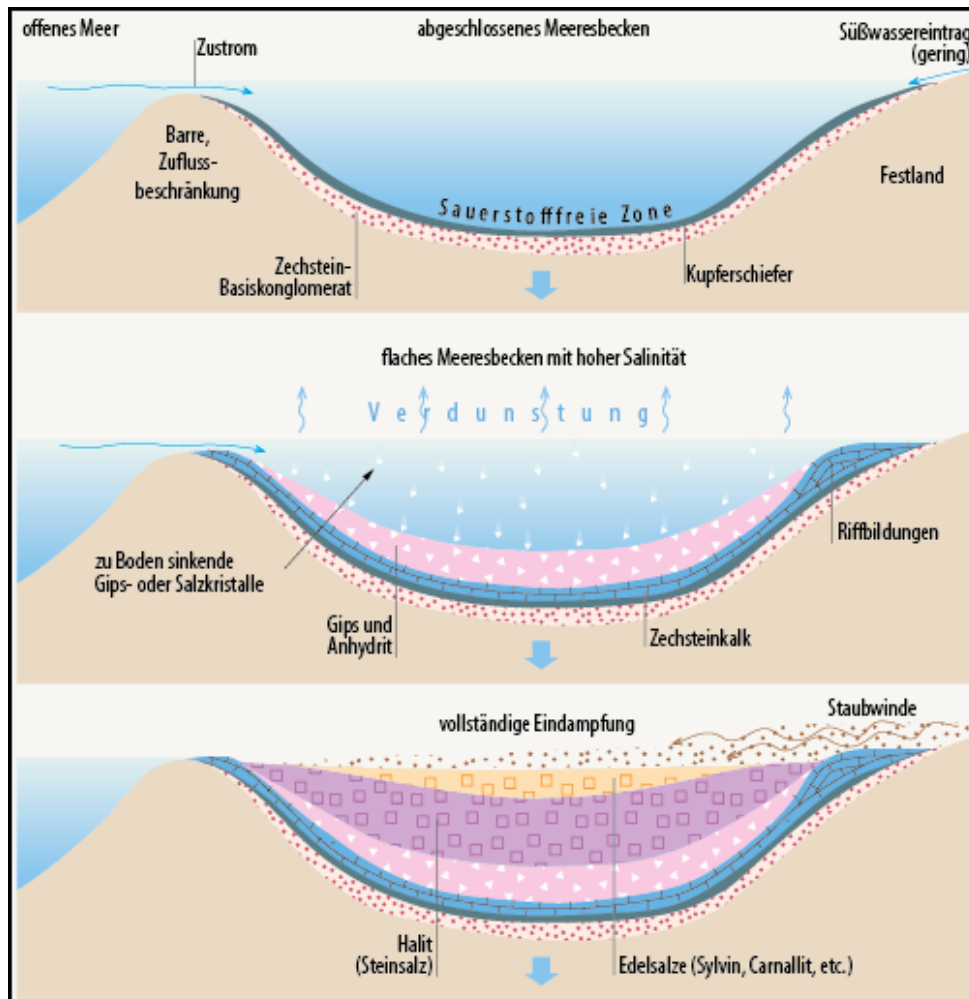


Abb. 3.6: Evaporitbildung im Perm Deutschlands. Eine Barriere schnürt ein Meeresbecken zuerst teilweise und bis zuletzt vollkommen ab. Die immer höhere Verdunstungsrate bewirkt eine Steigerung der Salzkonzentration und das Ausscheiden unterschiedlicher Minerale. Das Meerwasser ist in diesen Fällen in eine obere sauerstoffreiche Schicht und eine untere sauerstoffarme (anoxische, euxinische) Schicht geteilt. Unter diesen Bedingungen sind, nach der Zechsteintransgression (Perm), zuerst die Kupferschiefer (fein geschichtete Tonsteine mit Kupfermineralen) entstanden und anschließend fand die evaporitische Ablagerung statt.

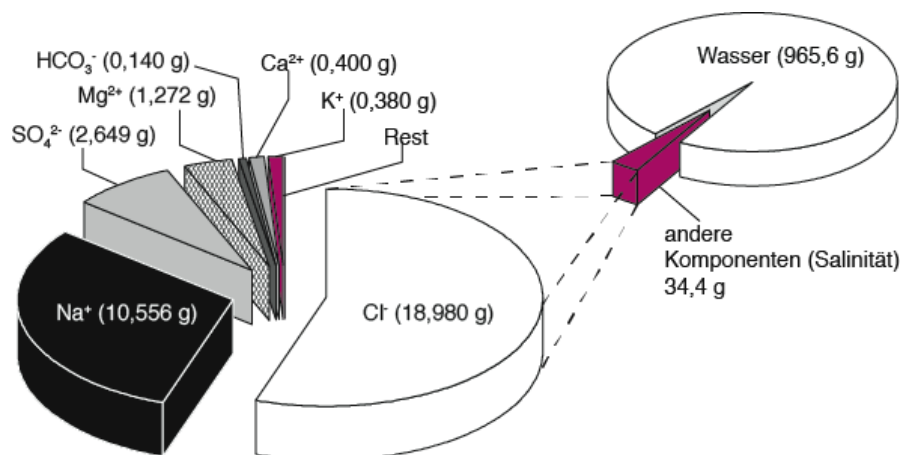


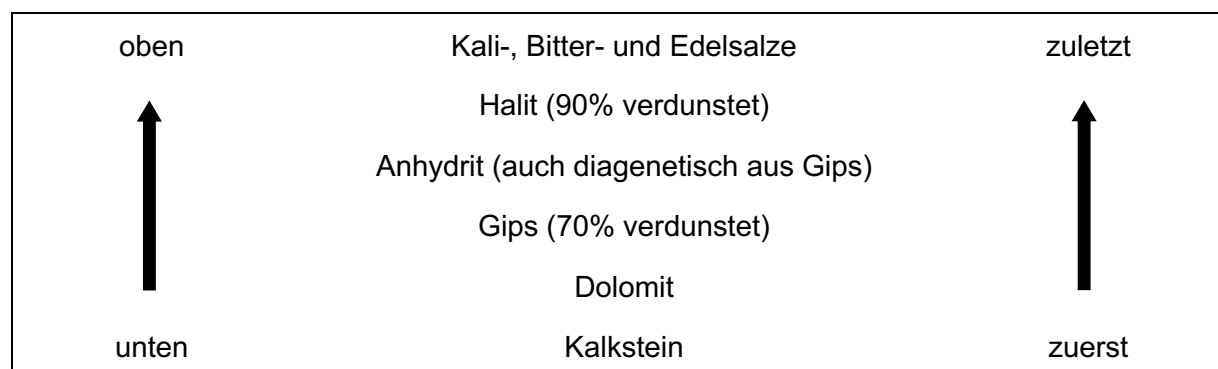
Abb. 3.7: Die wichtigsten Bestandteile von einem Kilogramm Meerwasser (aus Markl, 2008).

Entsprechend ihrer **Löslichkeit** in Wasser scheidet sich nacheinander eine charakteristische Mineralabfolge ab: Erst Karbonate (Kalk, Dolomit), dann Sulfate (Gips, Anhydrit), Chloride (Steinsalz), Bitter-/Edelsalze (Kieserit, Carnallit, Bischofit) und schließlich Salzton (Tabelle 3.3).

Salzton ist ein toniges Windsediment, demnach kein Evaporit im eigentlichen Sinn, sondern eine Mischung aus äolischen Klastika und Evaporiten, das nach der vollständigen Eindampfung des abgeschnürten Beckens die Salzabfolge nach oben abschließt und versiegelt, bevor es von späteren Sedimentabfolgen bedeckt wird.

Rauhwacke (auch Rauwacke, Zellenkalk, oder Zellendolomit) ist ein evaporitisches Sediment, das aus Dolomit-Gips/Anhydrit-Wechselagerungen hervorgeht. Tektonische Überprägung, die aufgrund der leichten Verformbarkeit von Gips schon bei geringer Beanspruchung intensiv ausfällt, und anschließende Weglösung des Gipses verleihen dem Gestein ein zelliges, löchriges und oft brekziöses Aussehen.

Tabelle 3.3: Ungestörte Evaporitabfolge bei der Verdunstung von Meerwasser.



Salzabfolgen sind jedoch **häufig unvollständig**, da die Zufuhr von frischem Meerwasser die Ausscheidung beispielsweise der Chloride unterdrücken oder zu deren Auflösung führen kann. Die wirtschaftlich so bedeutenden Kalisalze sind im Rahmen mariner Evaporitlagerstätten daher eher selten. Kalisalze findet man häufiger in abgeschlossenen kontinentalen Riftsystemen mit kalireichen, leicht verwitternden Gesteinen im Einzugsgebiet (z.B. Oberrheingraben im Eozän).

Salzgesteine sind unter Auflastdruck plastisch fließfähig, und ihre Dichte (etwa 2 g/cm^3) ist meist geringer als die des Nebengesteins (z.B. Sandsteine etwa $2,4\text{-}2,7 \text{ g/cm}^3$, Kalksteine $2,6\text{-}2,9 \text{ g/cm}^3$). Dies führt zu ihrem Aufstieg und zur Bildung von **Salzdiapiren** (Abb. 3.8). Am Rande solcher Diapire kommt es zur Aufschleppung der Nebengesteinsschichten. Dadurch bilden sich oft die sandigen oder kalkigen Erdöl-speichergesteine unter undurchlässigen tonigen Schichten Erdölfallen, wie dies z. B. in Norddeutschland der Fall ist.

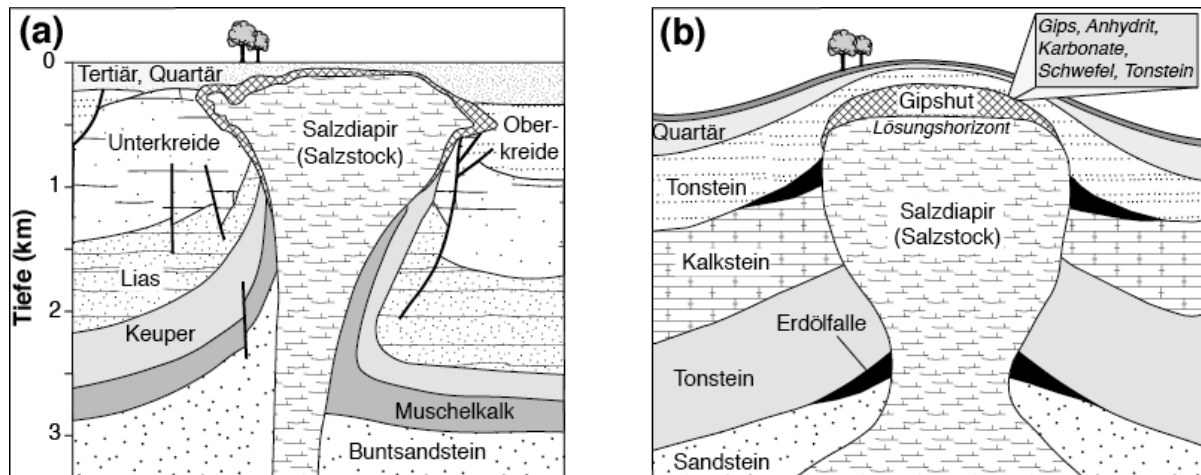


Abb. 3.8: Salzdiapir (Salzstock). Das Salz hat eine geringere Dichte als die Nebengesteine und durchdringt sie deshalb im Laufe der Zeit, wobei sich eine pilzförmige Form - auch Diapir genannt- herausbildet. Seitlich werden dabei die Schichten hochgeschleppt. (a) Schnitt durch den Salzdiapir von Wienhausen-Eicklingen bei Celle. Verändert nach Bentz (1949). (b) Schematischer Schnitt durch einen Salzdiapir mit Gipshut, entstanden durch Subrosion (unterirdische Lösungsverwitterung) und mit Erdölfallen.

3.4 Biogene Sedimentgesteine

Biogene Sedimentgesteine sind vorwiegend aus Hartteilen und mineralisierten Weichteilen abgestorbener Organismen aufgebaut. Sie werden hier in biogene Kalksteine, kieselig-biogene Sedimentgesteine, phosphatische Sedimentgesteine und Kaustobiolithe gegliedert.

3.4.1 Biogene Kalksteine

Kalkstein ist der allgemeine Ausdruck für ein aus Calcit (Kalk) aufgebautes Sedimentgestein. Der Begriff macht zunächst keine Aussage darüber, ob das Gestein sich durch anorganische Ausfällung gebildet hat (z.B. Travertin oder Sinter), oder ob Organismen an seiner Bildung direkt (Aufbau des Gesteins aus Kalkgerüsten von Einzellern oder Schalen- und Skelettbruchstücken) oder indirekt (Entzug von CO_2 aus dem Wasser durch Photosynthese) beteiligt waren. Fast alle Kalksteine sind jedoch biogen gebildet, auch wenn Fossilien nicht immer erkennbar sind. Viele Kalkschwämme und Kalkalgen stützen ihr Gewebe mit winzigen Aragonitnadeln (Spiculae oder Sklerite), die beim Verwesen der organischen Substanz zerfallen und dann **mikritische** (sehr feinkörnige, „dichte“) Kalksteine bilden. Auch das Abweiden oder Zerbohren von Korallen durch Invertebraten erzeugt große Mengen von Mikrit (= feinkristalliner oder feinkörniger Kalk).

Knollenkalk bildet sich verbreitet bei sehr geringer Sedimentationsrate (Mangel- oder Hungersedimentation) in tieferem Wasser. Die Kalke bestehen aus Mikrit und manchmal aus den ursprünglich aragonitschaligen Cephalopoden und anderen Makroresten, die aber kaum erhalten bleiben. Diese Kalke weisen durch starke Lösungsvorgänge am Meeresboden eine knollige Struktur auf und sind meist auffällig bunt oder rot gefärbt, da durch die Mangelsedimentation und Tiefenströmungen Eisen angereichert wird. Diese roten Knollenkalksteine entstehen auch auf Schwellen im offenen Meer, wo Strömungen die Sedimentation behindern und sauerstoffreiches Wasser zur Bildung von Hämatit (Fe_2O_3) führt, der in feinen Partikeln die Rotfärbung verursacht.

Dolomit ist ein häufig gelbliches Gestein, das aus dem gleichnamigen Mineral aufgebaut wird. Dolomite stellen meist ehemalige Kalksteine dar (außer bei evaporitisch gebildeten Dolomiten, siehe Kapitel 3.3.3), bei denen der ursprüngliche Calcit durch Mg-reiche Fluide zu Dolomit

umgewandelt wurde. Gängige Erklärungsmodelle hierfür beinhalten unter anderem die frühdiagenetische Dolomitisierung im supratidalen Bereich von Lagunen (Sabkha-Fazies) durch Evaporation und das Rückströmen hypersaliner Lösungen von Lagunen Richtung Meer z. B. im Mischungsbereich von Meer- mit Süßwasser. Die häufig beobachtete großräumige Dolomitisierung im Zusammenhang mit regionaler Versenkung und Störungsbildung ist allerdings nicht im Detail geklärt. In vielen Fällen trägt das Zusammenspiel mehrerer Dolomitisierungsmechanismen zur endgültigen Bildung dieser Gesteine bei. Der Fossilinhalt von Dolomiten hängt mit dem jeweiligen Bestand der Ursprungsgesteine zusammen.

Kalkmergel besteht aus umgelagertem Mikrit, der aus zerfallenen Organismenresten hervorging, und einer Beimengung von Ton (z. B. Malm beta, Schwäbische Alb).

Bei vielen Kalksteinen wird ihre biogene Bildung durch das Vorkommen von Fossilien deutlich (**makrofossilreiche biogene Kalksteine**). Sind die gesteinsbildenden Fossilien erst im Mikroskop erkennbar, bezeichnet man das Gestein als **mikrofossilreichen biogenen Kalkstein**. Das Gestein wird nach dem (vorherrschenden) gesteinsbildenden Fossil oder der Fossilgruppe benannt. Die Organismenreste bestehen aus Skeletten unterschiedlicher Mineralogie (Aragonit, Niedrig-Mg-Calcit, Hoch-Mg-Calcit), die dann diagenetisch, zu Calcit oder Dolomit umgewandelt werden. Diese Umkristallisation kann die Fossilien völlig zerstören, so dass sich diagenetisch veränderte biogene Karbonatgesteine bilden.

Die wichtigsten rezenten planktischen Kalkbildner sind Kalkalgen (Coccolithophorida), Foraminiferen (Globigerinen) und Flügelschnecken (Pteropoden). Planktisch heißt, dass diese in der photischen (lichtdurchdrungenen) Zone des Wassers schwebend leben und nach ihrem Tod durch die Wassersäule absinken. Eine Ablagerung von Kalk am Meeresboden ist aber nicht bis in eine beliebige Tiefe möglich, da abhängig von der Temperatur, dem CO₂- und O₂-Partialdruck und dem Salzgehalt des Tiefenwassers, die Skelettreste zunehmend aufgelöst werden. Den Beginn der Anlösung bezeichnet man als **Lysokline**, wobei die Aragonit-Lysokline in ca. 2500–3000 m Tiefe, die Calcit-Lysokline in ca. 3500–4000 m Wassertiefe liegt (Abb. 3.9). Die absolute Untergrenze für eine Karbonaterhaltung bezeichnet man als **Calcit-Kompensationstiefe** (CCD) bzw. **Aragonit-Kompensationstiefe** (ACD). Diese liegen nochmals ca. 1000 m tiefer als die entsprechende Lysokline. Aufgrund der unterschiedlichen Löslichkeit von Aragonit und Calcit findet man gelegentlich in Kalken die Formen völlig weggelöster aragonitischer Skelette (z. B. Ammoniten), während kalkige Skelette, wie z. B. die Kieferplatten der Ammoniten (Aptychen), erhalten sind. Die angegebenen Tiefen sind sehr variabel. Die CCD sinkt in Äquatornähe bereichsweise bis unter 5000 m ab. In Tiefen über 3000 m befindet sich die CCD seit ca. 35 Millionen Jahren. Zuvor, und speziell in der Kreidezeit, befand sich die CCD oft in deutlich geringerer Wassertiefe.

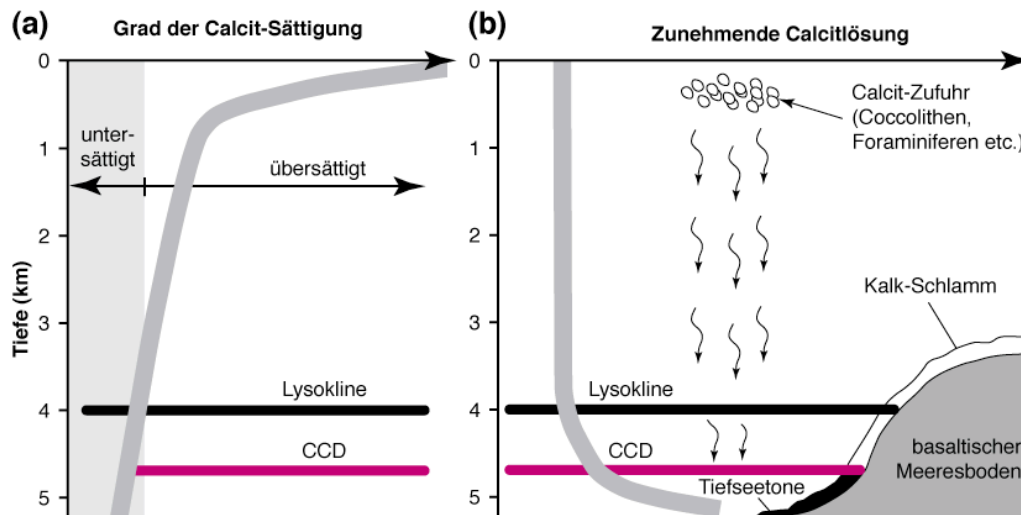


Abb. 3.9: Darstellung der Calcitsättigung (a) und der Auflösung von Calcit (b) mit zunehmender Meerestiefe.

Mikrofossilreiche biogene Kalksteine

Coccolithenkalk: Zur großen Gruppe der Algenkalke gehören z. B. die Schreibkreide und viele Plattenkalke (z. B. aus Solnhofen). Beide werden aus Coccolithen, den Skelettelementen der Coccolithophorida (Abb. 3.10 und Tabelle 3.4), aufgebaut. Coccolithophorida (d. h. Coccolithen-Träger) sind marine, planktisch lebende Algen, die einen vorwiegend kugeligen, gallertartigen Körper mit aufsitzenden Kalkplättchen (Coccolithen) haben. Der Durchmesser dieser Kalkplättchen liegt bei 2–10 µm. Coccolithophorida gibt es seit dem Mesozoikum, rezent bewohnen sie massenhaft die wärmeren Meeresregionen.

Stromatolith (Algenlaminit): Hier führte die Photosynthese-Tätigkeit von Cyanobakterien zur Abscheidung von Kalkkrusten auf der Oberfläche von Algenmatten, die allmählich flächenhaft nach oben wachsen. Die Algenmatten dienen auch als Sedimentfalle für Mikropartikel, daher ist ein gewisser klastischer Anteil möglich. Cyanobakterien sind heute typisch für intertidales bis supratidales Milieu, d. h. der randmarine Ablagerungsraum wird nur temporär durch Springtiden und Sturmfluten unter Wasser gesetzt. Die winzigen Kalkausscheidungen der Cyanobakterien bestehen aus Calcit, der diagenetisch häufig in Dolomit umgewandelt wird. Die Algenmatten werden gelegentlich bei Sturmfluten zertrümmert und umgelagert, wodurch sich Stromatolithbrekzien bilden können. In den Uferbereichen abgeschlossener tropischer Seen mit rasch wechselnder, teilweise geringer Salinität und schwankendem Wasserpegel siedelten Cyanobakterien am Spülsaum des Ufers und um Schilfhalme, deren äußere Form durch die Krusten des lakustrinen Stromatolithkalks so überliefert wurden. Stromatolithen waren besonders im Präkambrium und Altpaläozoikum wichtig, bildeten sich aber auch bis in jüngster Zeit. Stromatolithen sind wichtige Kalkbildner der großen Karbonatplattformen der Nördlichen Kalkalpen.

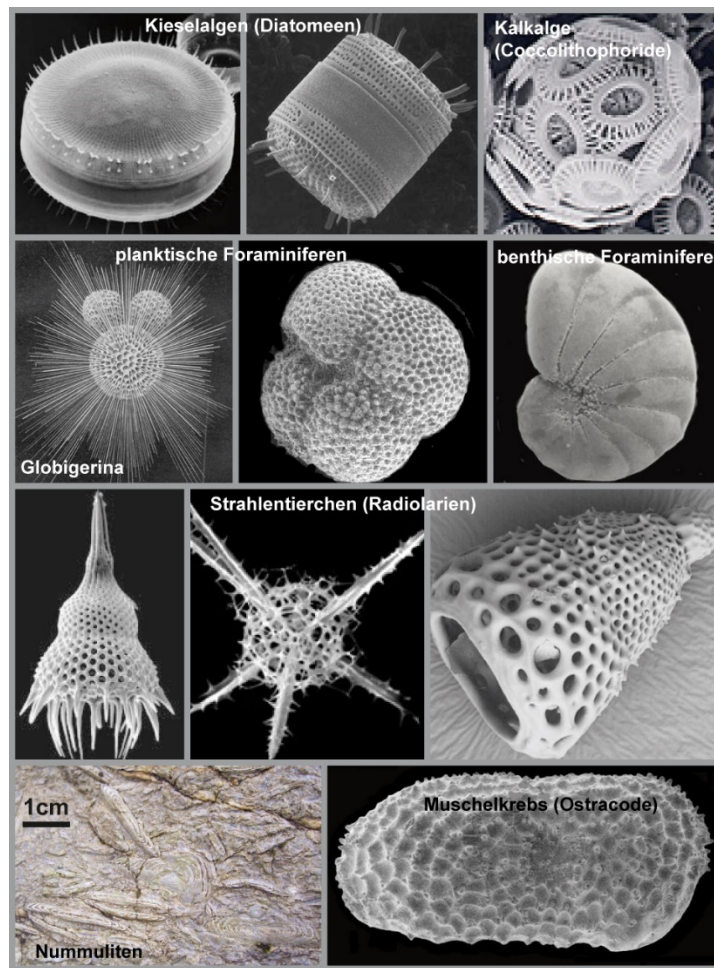


Abb. 3.10: Einige Mikrofossilien, die biogene Sedimente aufbauen (nicht maßstäblich)

Grünalgenkalke: Grünalgen siedeln typischerweise im flachen, warmen, ruhigen Wasser der Lagunen und sind ebenfalls wichtige Karbonatproduzenten der tropischen Karbonatplattformen. Manche Grünalgen wie z. B. *Penicillus* zerfallen zu Aragonitnadeln, während andere in ihrer Form erhalten bleiben können.

Rotalgenkalke bilden sich in etwas größerer Wassertiefe v. a. auf dem tropischen Schelf. Inkrustierende Rotalgen kommen aber auch verbreitet in temperierten Meeren vor und sind sogar wichtige Produzenten der sogenannten Kaltwasserkarbonate, wie sie z. B. an der norwegischen Küste oder im Mittelmeer entstehen. Rotalgen bilden in der Regel Krusten und wachsen auf jedem verfügbaren Untergrund. Durch langsames Wachstum und unregelmäßiges Umwenden können Rhodolithe (Rotalgen-Onkoide) entstehen. **Onkoide** sind rundliche bis bohnenförmige, konzentrisch-schalige Kalkkörper bis etwa 10 cm Durchmesser, die im Zentrum einen Kern (Muschelrest, kleines Steinchen o. ä.) aufweisen, auf dem die Algen gesiedelt haben.

Foraminiferenkalk: Foraminiferen sind tierische Einzeller (Abb. 3.10). Sie leben überwiegend marin und bauen ein- oder mehrkammrige Gehäuse (Durchmesser 0,05–50 mm). Baustoff der Gehäuse ist Tektin (eine hornartige Substanz) und agglutinierte Fremdkörper oder Calcit. Foraminiferenschlamm ist heute im offenmarinen, pelagischen Bereich sehr verbreitet und ist damit das am weitesten verbreitete rezente biogene Sediment (Globigerinenschlamm). Gelegentlich kommen Großforaminiferen als Gesteinsbildner vor: Fusulinen im Karbon und Perm, Alveolinen und Nummuliten (Nummulitenkalke) im Tertiär.

Tabelle 3.4: Lebensräume und Lebensweisen verschiedener Mikroorganismen

	Wasser- temperatur	Wassertiefe	Lebensraum	Lebens- weise	Skelettmaterial
Cyano- bakterien	warm	gering, trocken- fallend	lakustrin oder marin supratidal	sessil	Karbonat
Grünalgen	warm	photische Zone	marin, Lagune	planktisch, sessi	Karbonat
Rotalgen	temperiert, kalt	gering	marin, Schelf	sessil	Karbonat
Coccolitho- phorida	warm	photische Zone	offenmarin	planktisch	Karbonat
Foramini- feren	temperiert	photische Zone	offenmarin, pelagisch, Lagune	bentisch, planktisch	Karbonat/ Skelettopal/ agglutinierend
Radiolarien	warm, temperiert	variabel	offenmarin, pelagisch	planktisch	Skelettopal
Diatomeen	kalt	photische Zone	offenmarin, pelagisch	planktisch	Skelettopal

Makrofossilreiche biogene Kalksteine

Riffkalke bestehen aus den Kalkgerüsten von riffbildenden Organismen, z. B. Korallen, Bryozoen, gerüstbildenden Kalkalgen, Schwämmen, Austern etc. Auch Einzelbezeichnungen (Korallenkalk, Bryozoenkalk) sind üblich, wenn eine Art Riffbildner vorherrscht.

Schillkalk besteht aus Schalenresten und Bruchstücken von Muscheln, Brachiopoden und Schnecken, die durch Wellenbewegung oder Strömung zusammengeschwemmt wurden.

Gastropodenkalk besteht aus den Überresten von Schneckenschalen (marin, brackisch oder lakustrin).

Echinodermenkalk besteht aus den Überresten von Echinodermen, besonders häufig aus den Stielgliedern von Seelilien (Crinoiden). Echinodermen besitzen Skelettelemente aus mm-großen Hoch-Mg-Calcit-Kristallen, die viele Poren aufweisen. Diagenetisch werden diese Einkristalle in Niedrig-Mg-Calcit umgewandelt, wobei die Porenräume in derselben kristallographischen Orientierung ausgefüllt werden, die der umgebende Kristall aufweist (epitaktisches Wachstum), d. h. die Skelettelemente der Echinodermen bestehen nach der Diagenese aus je einem Calcit-Einkristall, erkennbar an der sehr guten Spaltbarkeit (im Ganzen glänzende Spaltflächen).

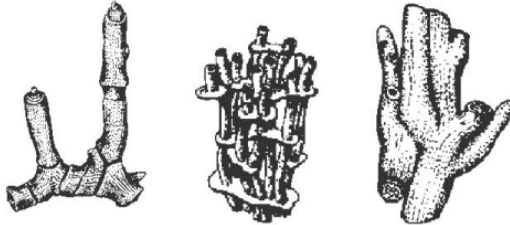
Cephalopodenkalk besteht aus den mit Sediment verfüllten Gehäusen von Cephalopoden (Ammoniten, Ceratiten, Orthoceraten etc.).

Schwammkalk ist aus Kalkschwämmen oder sekundär verkalkten Kieselschwämmen aufgebaut (z. B. Malm, Schwäbische Alb). Die Schwämme sind manchmal im Anschlag als

dunklere, strukturierte Stellen erkennbar, die typischerweise die Form von Kegelschnitten zeigen, da die meisten Schwämme teller- bis spitzkegelige Körper aufbauen.

Makrofossilien

Korallen

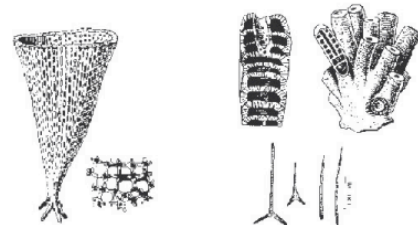


Heliopora
(rezent)

Isis
(Ober-Kreide)

Tubipora
(rezent)

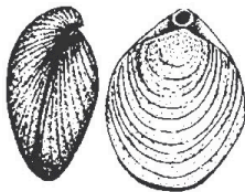
Schwämme



Ventriculites
(Ober-Kreide)

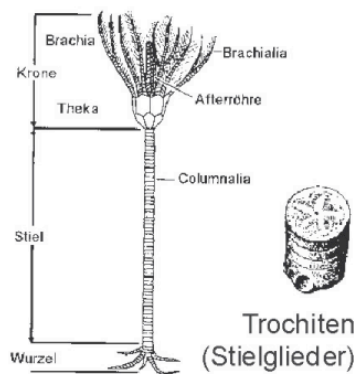
Barroisia
(Kreide)

Brachiopoden (Armfüßer)



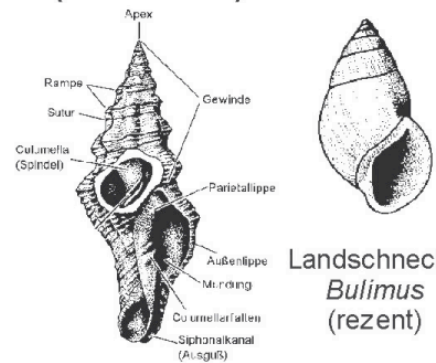
Terebratula
(seit Ober-Trias)

Crinoiden (Seelilien)



Organisationsschema
einer Crinoide

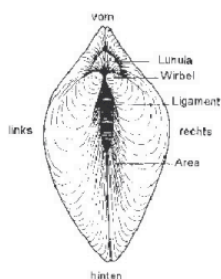
Gastropoden (Schnecken)



Landschnecke
Bulimus
(rezent)

Aufbau
einer Schnecke

Bivalven (Muscheln)

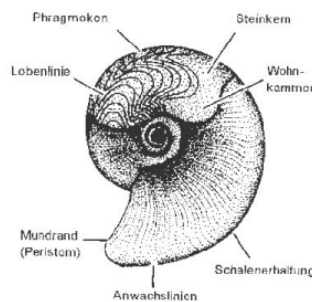


Aufbau
einer Muschel

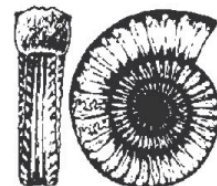


Rudist
(Hippurites)

Cephalopoden (Kopffüßer)



Aufbau eines Cephalopoden



Arietites
(Unter-Jura)

Abb. 3.11: Einige Makrofossilien, die biogene Sedimente aufbauen (nicht maßstäblich)

3.4.2 Kieselig-biogene Sedimentgesteine

Kieselige Sedimentgesteine bestehen hauptsächlich aus den kieseligen Hartteilen von Einzellern oder anderen Organismen, die ein Skelett aus amorpher Kieselsäure (sog. Skelettopal) besitzen. Skelettopal ist nicht stabil, sondern kristallisiert bei Diagenese zu sehr feinkörnigen SiO_2 -Modifikationen um (Chalcedon, Quarz).

Radiolarit: Hauptbestandteil sind Gehäuse von Radiolarien (Abb. 3.10), planktonisch lebenden marinen Einzellern aus der Gruppe der Actinopoda (Strahlentierchen). Ihre Größe beträgt zwischen 0,1–0,5 mm. Radiolarianschlamm bildet sich vor allem in niederen Breiten als Tiefseesediment unterhalb der CCD (Abb. 3.9 und 3.12). Radiolarit ist sehr hart, dicht, scharfkantig brechend mit muscheligen Bruch. Seine Farbe ist meist rötlich, aber auch orange, grün, grau, braun oder schwarz. Obwohl die Diagenese Sedimentstrukturen in Radiolariten oft auslöscht, kann man diese durch Röntgenstrahlen manchmal sichtbar machen. Eine Besonderheit stellt der plattig-spaltende **Kieselschiefer (Lydit)** dar. Im Unterschied zu Radiolarit ist er meist schwarz, die feine Lagigkeit kann auch mit bloßem Auge gut aufgelöst werden.

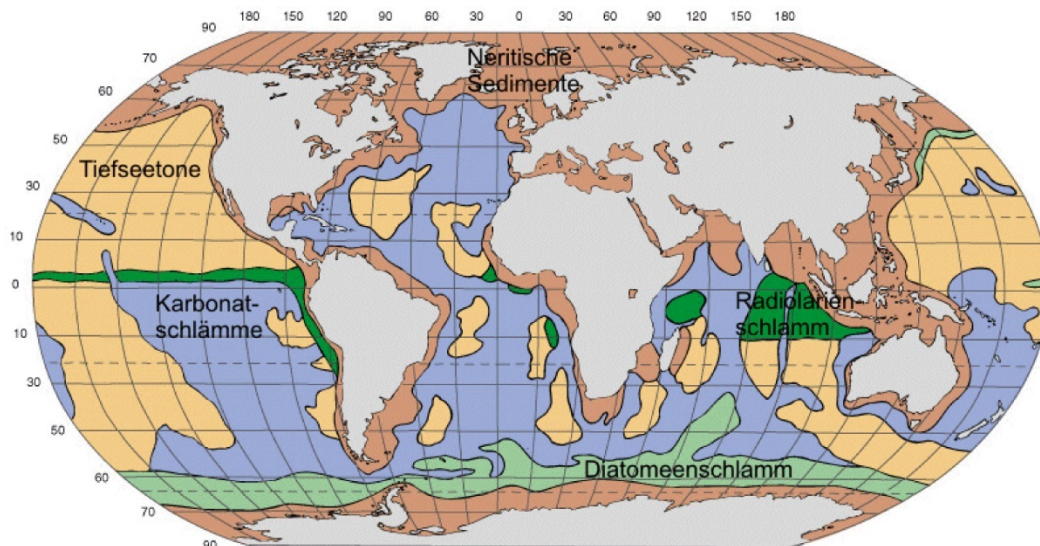


Abb. 3.12: Die verschiedenen Typen pelagischer (Tiefsee-) Sedimente spiegeln durch Ihr Vorkommen unterschiedliche Lebensbedingungen wieder. Neritische Sedimente = Sedimente der Flachwasserfazies.

Kieselkalk: Unterschiedlich gefärbt (rot, schwarz, braun, grau) sind Kieselkalke durch diffus verteilte Kieselskelette und eine entsprechende Härte gekennzeichnet. Kieselkalke reagieren unterschiedlich stark mit Salzsäure. Sie entstehen im pelagischen Milieu durch ähnlich starke Produktion kalkigen und kieseligen Planktons im Oberflächenwasser. Aus unterschiedlichen Gründen kommt es bei der Diagenese dieser Sedimente nicht zu einer Trennung von Calcit und Kieselsäure (keine Konkretionsbildung), wie sie bei Hornsteinkalken beobachtet wird.

Hornsteinkalk (Chert): Entsteht zunächst wie Kieselkalk. Häufige Produzenten kieseligen Skelettmaterials sind Radiolarien. Bei der Diagenese wird ein Großteil des kieseligen Skelettmaterials gelöst und in der Schicht als Konkretion wieder ausgefällt. Diese Konkretionen sind allerdings noch kalkhaltig (teilweise noch mit HCl nachweisbar). Die Hornsteine haben von ihrem dichten, hornartigen Aussehen ihren Namen. Eine intensivere, rote, grüne oder meist schwarze Färbung ist allgemein in den kieseligen Anteilen der Hornsteinkalke zu beobachten.

Hornsteine: Diagenetisch durch Stoffwanderung entstandene Kieselknollen (nodules), die in bestimmten Kalksteinen häufig sind. Das SiO_2 stammt i. W. aus den Skelettelementen von Kieselschwämmen (Schwammnadeln). Die unregelmäßig geformten Feuerstein-Konkretionen der Kreideformation Nordeuropas (z. B. Rügener Kreidefelsen) sind in Cocolithenkalk eingebettet und können bis zu einem Meter Länge erreichen und sind völlig kalkfrei.

Kieselgur (Diatomeenerde): Die Kieselgur besteht i. W. aus Diatomeen, d. h. einzelligen Grünalgen mit einem zweiklappigen Gehäuse aus amorpher Kieselsäure. Diatomeen leben sowohl im Süß- als auch im Meerwasser. In hohen Breiten bildet Diatomeenschlamm das Tiefseesediment unterhalb der hier wesentlich höher liegenden CCD (Abb. 3.9 und 3.12). Als rezentes Lockersediment lakustriner Bildung ist Diatomeenerde ein extrem leichtes, hochporöses, helles und weiches Gestein mit einem enormen Adsorptionsvermögen. Sie wird als Filtermaterial (auch im Lebensmittelbereich) und als Isolationsmaterial verwendet. Darüber hinaus findet sie Verwendung als Schleif- und Poliermittel (z. B. in Zahnpasta) und als Trägersubstanz für Sprengstoff (Dynamit). Lakustrine Diatomeenerde ist aufgrund des Porenwassercharakters viel weniger von den diagenetischen Umbildungsprozessen betroffen als marine Diatomeenschlämme.

3.4.3 Phosphatische Sedimentgesteine

Das wichtigste Mineral der phosphatischen Sedimente ist Apatit ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$). Apatit baut die phosphatischen Hartteile von Organismen auf (Zähne, Knochen, Schuppen der Wirbeltiere). Phosphate treten in Sedimentgesteinen meist als Matrix auf. Andere Erscheinungsformen sind diagenetische Phosphat-Knollen (Phosphorite) und mechanische Anreicherungen phosphatischer Hartteile von Organismen (z. B. Knochen und Zähne) in Form von Bonebeds und Guano.

Phosphorite entstehen in marinen Auftriebsgebieten (Upwelling-Gebiete). Hier mischt sich kaltes nährstoffreiches Tiefenwasser mit warmem O_2 -reichem Oberflächenwasser, was zu einer hohen Primärproduktion von PO_4 -reichem organischen Material (Plankton, Fische etc.) führt (Abb. 3.13). Der Auftriebsprozess wird durch ablandige Winde angetrieben, die Oberflächenwasser von der Küste wegdrücken. Das entstehende Defizit wird durch Nachströmen von Tiefenwasser entlang des Kontinentalhanges ausgeglichen. Durch Oxidation des entstandenen organischen Materials entstehen reduzierende Bedingungen im Meerwasser. Dabei werden durch diagenetische Mobilisation Kalkschalen durch Phosphat ersetzt und es kommt zur Bildung von Knollen in Faustgröße.

Bonebed: Die phosphatischen Hartteile von Organismen (Zähne, Knochen, Schuppen der Wirbeltiere) werden aus Apatit gebildet. Ein Gestein, das reich an solchen Organismenresten ist, wird Bonebed (oder Knochenbrekzie) genannt. Dabei waschen konstante Strömungen feines Sediment aus, dichter Apatit reichert sich an. Ein Bonebed findet sich z. B. auf dem in Küstennähe abgelagerten Rhätsandstein an der Basis des Jura bei Pfrondorf (Tübingen). Bonebeds sind typische Faziesanzeiger für marine Transgressionsflächen.

Guano: Zu den phosphatischen Sedimentgesteinen gehört auch der Guano (Höhlenguano). Dieser wird aus den phosphathaltigen Exkrementen von Seevögeln bzw. Fledermäusen gebildet und stellt wie der Phosphorit einen natürlichen Phosphatdünger dar.

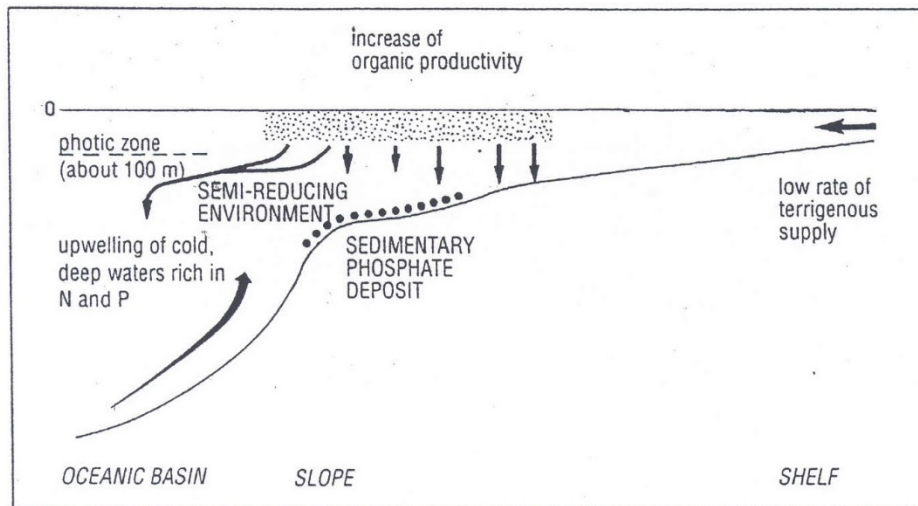


Abb. 3.13: Modell der Phosphorit-Genese. Phosphat-Knollen bilden sich diagenetisch an Kontinentalhängen.

3.4.4 Kaustobiolithe

Kaustobiolithe sind brennbare Gesteine (griech. Kausis: das Verbrennen). Im terrestrischen Bereich entsteht durch organische in-situ Bildung Kohle. Im marinen Bereich kommt es durch Transport und Ablagerung von organischem Material aus Suspension zur Bildung von Ölschiefer und Bitumenmergel.

Kohle: Der bedeutendste Kaustobiolith ist die Kohle, die durch **Inkohlung** von pflanzlichem Material entsteht. Inkohlung ist ein diagenetischer Prozess, der mit zunehmender Versenkungstiefe und Temperaturerhöhung zur Anreicherung von elementarem Kohlenstoff führt (Tabelle 3.5). Eine Beschränkung der Sauerstoffzufuhr verhindert die Verrottung des organischen Materials und seine Oxidation zu CO_2 . Es gibt Kohlenwälder, die im Küstenbereich gebildet werden (Teile der Ruhrkohle), und limnische Kohlen, die in Mooren, verlandenden Seen und Flussauen gebildet werden (Tertiär der Niederrheinischen Bucht, Saarkohle). Der makroskopisch bedeutendste Unterschied von Braunkohle zu Steinkohle ist das Fehlen von Pflanzenstrukturen in der Steinkohle und ihr deutlicher Glanz.

Tabelle 3.5: Der Inkohlungsgrad bezeichnet den Anteil flüchtiger Bestandteile (Wasser, Kohlenwasserstoffe) eines Kaustobiolithes

Planzen, Holz	80 %
Torf	65 %
Lignit	55 %
Braunkohle	50 %
Steinkohle	45 %
Anthrazit	<10 %

Ölschiefer: Im Gegensatz zur Inkohlung führt die **Bituminierung** zur Bildung von Kohlenwasserstoffen. Ausgangsprodukt sind hier Algen und tierisches Material (Plankton u. a.). Der Ölschiefer ist ein Schieferthon mit einem hohen Gehalt an organischer Substanz (15–20 % Bitumengehalt), der sich als Faulschlamm (Sapropel) abgelagert hat. Dieser **Faulschlamm** bildet sich im **anoxischen (euxinischen) Milieu, d. h. unter Sauerstoffabschluss**. Die sauerstofffreie Zone beginnt oft bereits über dem Bodenniveau, so dass kein Bodenleben möglich ist und die Sedimentation ruhig und ohne Bioturbation erfolgt. Ölschiefer zeichnen sich durch ungestörte Fossilhaltung (z. T. mit Weichteilen) aus. Rezent bilden sich solche Faulschlämme z. B. im Schwarzen Meer. Ein fossiles Beispiel ist der Posidonienschiefer (Jura) mit der Fossilagerstätte Holzmaden.

Bitumenmergel, bituminöser Kalkstein: Ein weiterer produktiver Horizont des Posidonienschiefers ist ein bis zu 30 cm mächtiger kalkiger Horizont, der beim frischen Anschlag intensiv nach Kohlenwasserstoffen riecht. Es scheint, dass die Karbonatdiagenese die flüchtigen Kohlenwasserstoffe hier besser einschließen konnte als der Ölschiefer. Ein produktiver Horizont mit einer Ausdehnung in der gesamten Paratethys (also bis Zentral-Asien) wurde zu Beginn des Oligozäns gebildet. Die Stücke unserer Sammlung zeigen, dass außer marinem organischen Material auch Blätter und Holzstücke und somit viel terrestrischer Kohlenstoff eingetragen wurde. Derartige Horizonte mit viel terrestrischem Kohlenstoff kennzeichnen auch viele anoxische Ereignisse mit Sapropel-Horizonten in anderen Becken (Adria: Pliozän-Pleistozän; Atlantik, Vocontisches Becken: Kreide). Bei größeren Versenkungstiefen wird das Bitumen als flüchtiger Bestandteil mobilisiert (Abb. 3.14), die Kohlenwasserstoffketten werden in kürzere zerlegt und das Bitumen wandert als Erdöl aus dem Ölschiefer oder den bituminösen Kalken (Erdölmuttergestein) aus. Es kann sich unter geeigneten Bedingungen (**Erdölfallen**, Abb. 3.15) in porösen Sandsteinen, Riffkalken o. ä. (Erdöl-speichergestein) sammeln.

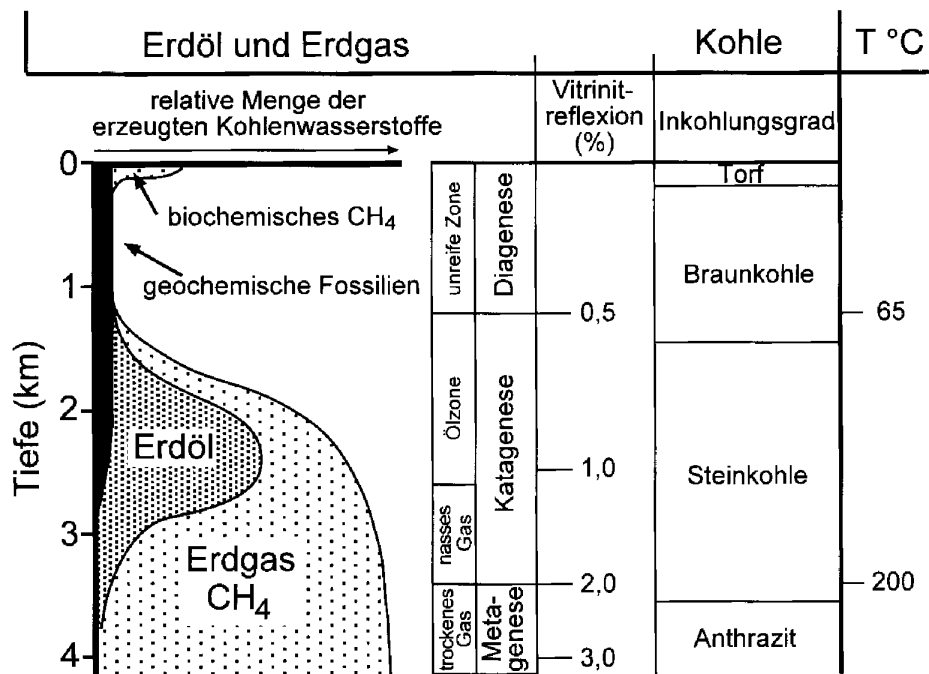


Abb. 3.14: Das sogenannte Erdölfenster ist der Tiefenbereich, in dem Öl die stabile Erscheinungsform organischen Kohlenstoffes ist.

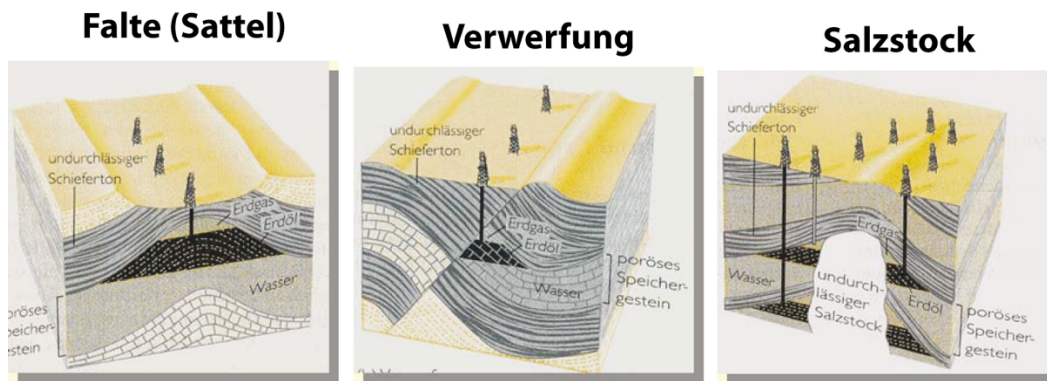


Abb. 3.15: Typische Erdölfallen.

Kursfragen 3.1: Sedimentgesteine

1. Was ist der Unterschied zwischen einem Sediment und einem Sedimentgestein?
2. Wie werden Sedimentgesteine untergliedert? Bedenken Sie das Ablagerungsmilieu.
3. Beschreiben Sie eine Grauwacke. Wie entsteht sie?
4. Wie, wo und woraus entstehen Kohle, Löss, Hornsteinkalk und Arkose?
5. Wie werden klastische Sedimentgesteine unterteilt?
6. Welche Sedimentstrukturen gibt es in klastischen Sedimentgesteinen?
7. Welche Minerale bauen chemische Sedimente auf? Reihen Sie diese nach ihrer Löslichkeit von schwer- bis leichtlöslich ein!
8. Was ist ein Oolith und wie entsteht er?
9. Wie unterscheiden Sie Kalzit, Dolomit, Gips, Anhydrit, Steinsalz und Kalisalze?
10. Welche Faktoren beeinflussen die Kalzitausfällung? Nennen Sie entsprechende Gesteine und die dazugehörigen Ablagerungsräume.
11. Welche Karbonatminerale kennen Sie?
12. Welche Nomenklatur für Karbonate kennen Sie?
13. Was sind biogene Sedimentgesteine?
14. Welche Organismen, tierischer und pflanzlicher Natur, bauen biogene Sedimentgesteine auf?
15. Wie setzt sich Tonstein, Mergel, und Schreibkreide zusammen?
16. Nennen Sie „kieselige“ Sedimentgesteine.
17. Was ist Bioturbation?
18. Erläutern Sie die Begriffe Sortierungsgrad, textuelle Reife und kompositionelle Reife.
19. Wie ändert sich die textuelle und kompositionelle Reife, sowie die Korngröße der Sedimente entlang eines Flusslaufes von Quelle bis Mündung? Warum?

4. Metamorphe Gesteine

4.1 Allgemeines

Metamorphose ist die Umwandlung eines Gesteins unter sich ändernden Druck- und Temperaturbedingungen. Diese Veränderung vollzieht sich durch Umkristallisation unter Beibehaltung des festen Zustands. Tritt eine Durchbewegung des Gesteins infolge eines gerichteten Drucks (Stress) in Verbindung mit Faltung oder Überschiebung auf, wird von **dynamischer Metamorphose** gesprochen. Eine **statische Metamorphose** findet unter allseitigem, lithostatischem Druck ohne gerichteten, tektonischen Druck statt.

Die Untergrenze der Metamorphose zur Diagenese hängt vom jeweiligen Gesteinstyp ab und wird bei einer Temperatur von etwa 200°C gezogen. Die Obergrenze der Metamorphose wird durch die teilweise Aufschmelzung (**Anatexis**) des betreffenden Gesteins definiert, was dann den Übergang zu magmatischen Prozessen markiert. Die so entstandenen Gesteine werden als Anatexite oder Migmatite bezeichnet. Auch diese Temperaturgrenze ist je nach Gesteinstyp verschieden, da die Temperatur der beginnenden Aufschmelzung eines Gesteins nicht nur von Druck und Temperatur, sondern auch vom Chemismus des Gesteins und der Menge des anwesenden Fluids abhängig ist. Ab etwa 650°C beginnen Gemische aus Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas zu schmelzen. Schreitet die Aufschmelzung weiter fort, bilden sich am Ende Magmenkörper, die in die höhere Kruste aufsteigen können.

Die Zunahme von Druck und Temperatur kann Folge sehr unterschiedlicher geologischer Ereignisse sein und es werden (unter anderem) daher verschiedene Metamorphosetypen unterschieden (Abb. 4.1).

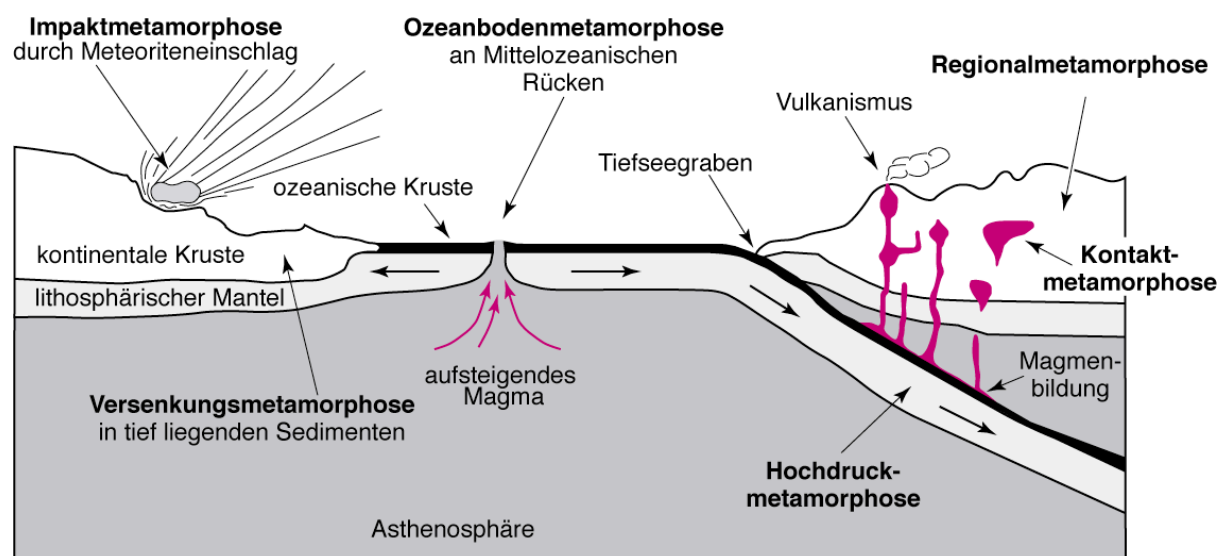


Abb. 4.1: Metamorphosetypen

Regionalmetamorphose ist in Bereichen intensiver Krustenbewegungen, also im Orogenbereich, verbreitet. Sie erfolgt unterhalb von 5–6 km Tiefe, wobei Druck, Temperatur und Durchbewegung wirken (**dynamische Metamorphose**).

Hochdruckmetamorphose tritt in Subduktionszonen auf, wo Gesteinsmaterial rasch in die Tiefe verfrachtet wird. Sie ist durch hohe Drücke bei relativ niedrigen Temperaturen gekennzeichnet.

Kontaktmetamorphose ist eine meist **statische Metamorphose** (d. h. ohne wesentliche Durchbewegung) bei relativ geringem Umgebungsdruck in der direkten Umgebung von Plutonen, die in deutlich kühleres Nebengestein eindringen.

Ozeanbodenmetamorphose findet an mittelozeanischen Rücken statt, wo kaltes Meerwasser durch die neugebildeten, noch mehrere hundert Grad heißen basaltischen Gesteine zirkuliert. Reaktionen zwischen Wasser und Gestein führen zur Veränderung des Ausgangsgesteins durch Neubildung schwach metamorpher Minerale wie z. B. Chlorit und Albit aus Pyroxen bzw. Plagioklas. Im Wesentlichen handelt es sich dabei um einen Prozess, bei dem Meerwasser Na an den heißen Basalt abgibt und dabei Ca vom Basalt aufnimmt. Dieser chemische Austausch zwischen basaltischen Gesteinen und Meerwasser wird **Spilitisierung** genannt.

Impaktmetamorphose (Stoßwellenmetamorphose) wird durch Einschläge von Meteoriten erzeugt und hat nur lokale Bedeutung. Extrem hohe Drücke und Temperaturen können Aufschmelzung und Verdampfung des kosmischen Körpers und des Nebengesteins zur Folge haben. Im Nördlinger Ries entstand so vor ca. 14,7 Millionen Jahren der Suevit, eine verschweißte Brekzie mit blasig erstarrtem Gesteinsglas.

Temperatur (T) und Druck (p) nehmen in der Erde mit zunehmender Tiefe zu. Die Rate dieser Temperaturzunahme nennt man **geothermischen Gradient** und beträgt im Durchschnitt etwa 30 °C/km, variiert jedoch je nach plattentektonischer Position, Krustenalter und -zusammensetzung zwischen ca. 5 und 60 °C/km (Abb. 4.2).

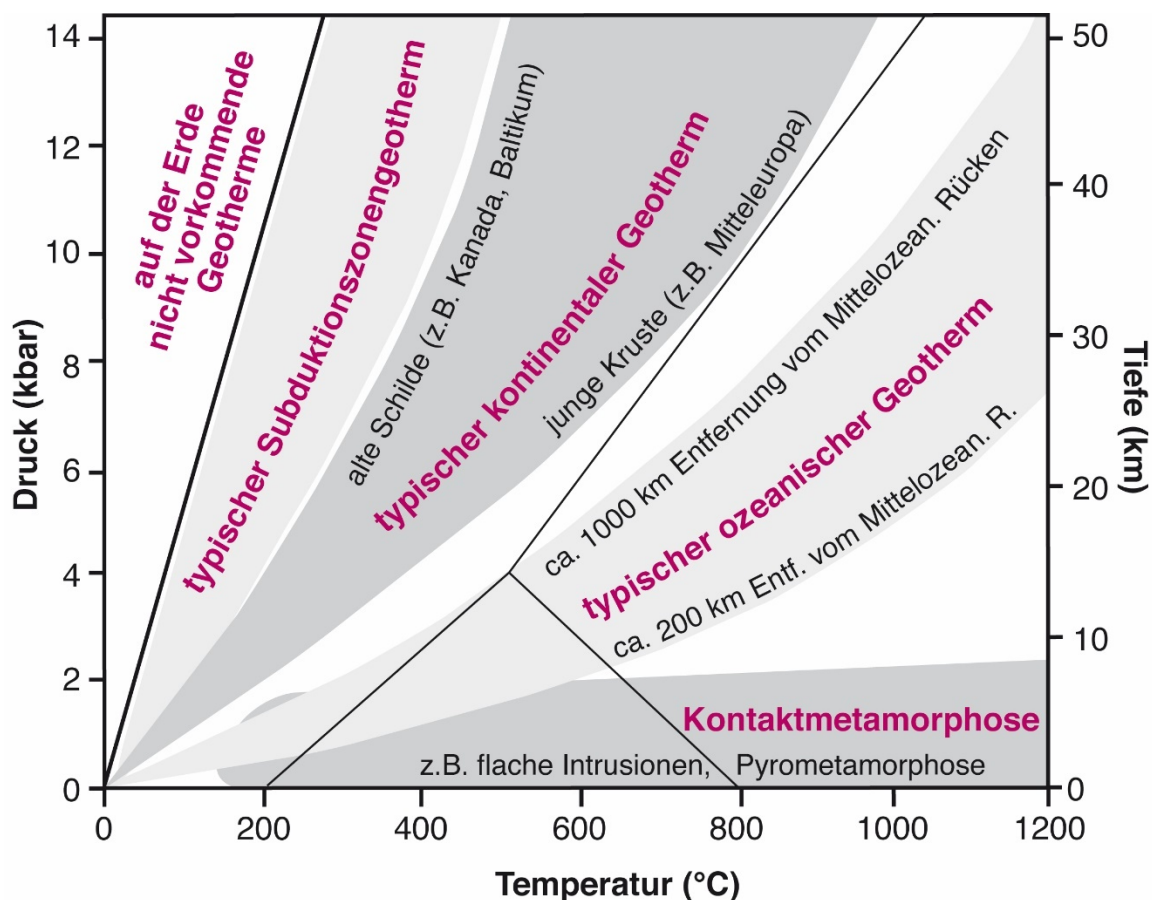


Abb. 4.2: Verschiedene typische geothermische Gradienten

Der geologisch relevante p-T-Bereich wird in verschiedene Felder aufgeteilt, die als Faziesfelder bezeichnet werden (Abb. 4.3). Die Namen der Felder wurden nach metamorphen, basaltischen Gesteinen vergeben, die z. B. in der Blauschieferfazies tatsächlich als blaue Schiefer vorliegen. Die Faziesnamen gelten allerdings für alle Gesteine unter den für diese Fazies charakteristischen p-T-Bedingungen, obwohl z. B. ein grünschieferfazieller Kalkstein nicht als grüner Schiefer vorliegen wird. Die Begrenzung der Felder untereinander wird durch bestimmte Mineralreaktionen in basischen Gesteinen vorgenommen (siehe dazu später). Eine **metamorphe Fazies** wird mit einer bestimmten Gesteinsart umschrieben (z. B. Blauschieferfazies). Diese Bezeichnungen stehen stellvertretend für Mineralparagenesen, d. h. eine Gruppe von Mineralen, die sich unter etwa gleichen p-T-Bedingungen bilden. Die Minerale, die eine Zone oder Fazies charakterisieren, werden **Indexminerale** genannt. Die Kontaktmetamorphose umfasst die Hornfels- und Sanidinitfazies, die Regionalmetamorphose die Zeolith-, Grünschiefer-, Amphibolit- und Granulitfazies und die Hochdruckmetamorphose die Blauschiefer- und Eklogitfazies.

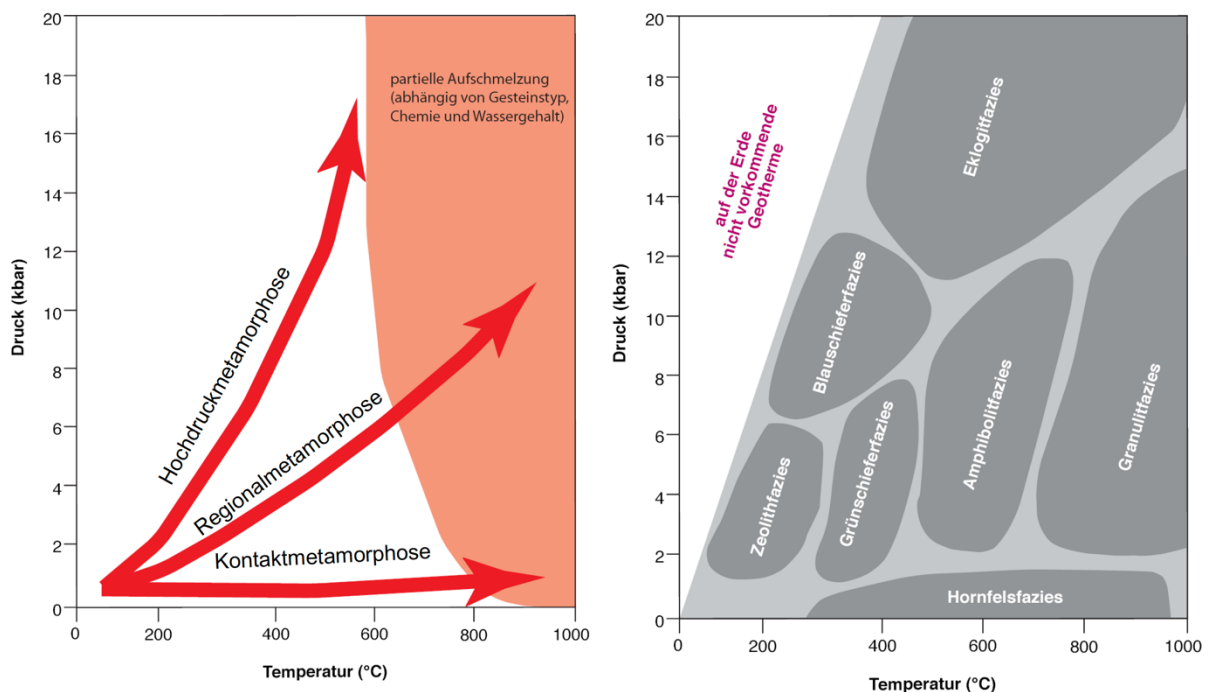


Abb. 4.3: Haupttypen der Metamorphose im Druck-Temperatur-Diagramm mit den Feldern der verschiedenen metamorphen Fazies.

Für ein Gestein bedeutet die Versenkung in zunehmende Tiefe und die spätere Exhumierung an die Erdoberfläche eine ständige Druck- und Temperaturänderung. Dadurch ergibt sich ein so genannter Druck-Temperatur-Pfad, oder p-T-Pfad (Abb. 4.4). Die Maximaltemperatur wird dabei erst später erreicht als der Maximaldruck. Die Aufheizung des Gesteins wird als prograde Metamorphose bezeichnet. Nach Erreichen der Maximaltemperatur beginnt der Gesteinskörper wieder abzukühlen. Dabei kann es bei geeigneten Bedingungen zu retrograden Mineralreaktionen kommen.

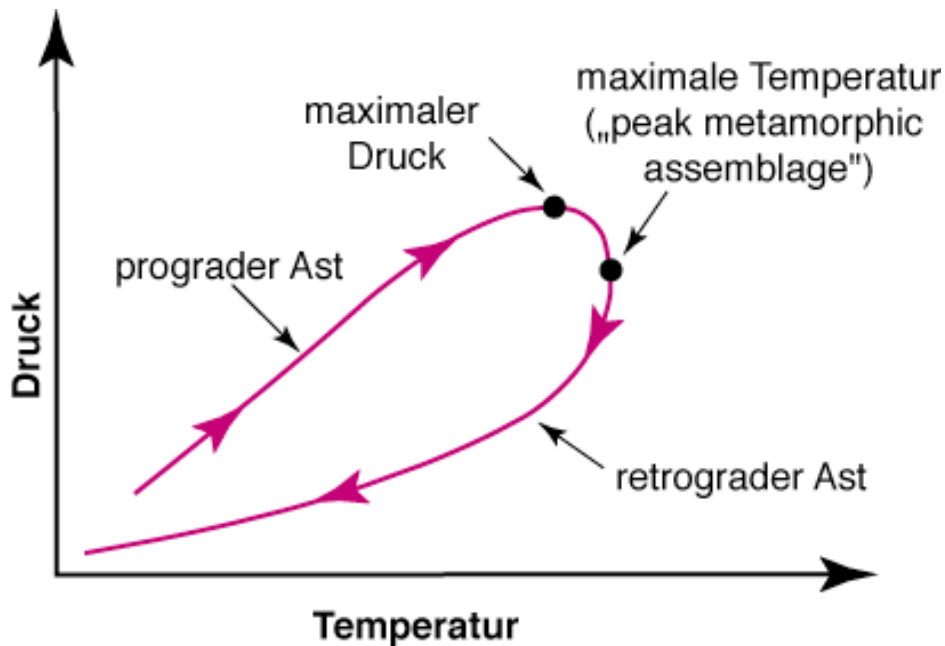


Abb. 4.4: Schematischer P-T-t-Pfad

Ein Gestein, das durch geologische Prozesse sich ändernden Druck- und Temperaturbedingungen ausgesetzt wird, reagiert darauf durch ständige **Phasen- und Gefügeumwandlungen**. Besitzen die neugebildeten metamorphen Gesteine einen mehr oder weniger gleichen Chemismus wie das Ausgangsgestein, spricht man von **isochemischer Metamorphose**. Der Chemismus eines Gesteins kann sich aber auch erheblich ändern, wobei heiße Lösungen (Fluide) durch das Gestein zirkulieren und verschiedene Elemente austauschen können (**allochemische Metamorphose = Metasomatose**). D. h. die Ozeanbodenmetamorphose (siehe oben) ist eine ausgesprochen allochemische Metamorphose und kann somit auch als Metasomatose bezeichnet werden.

Phasenumwandlungen: Während der Versenkung von Gesteinen in größere Tiefen (**prograde Metamorphose**) entstehen neue Mineralvergesellschaftungen (Paragenesen). Durch Phasenumwandlungen infolge chemischer Reaktionen werden die ursprünglichen Minerale des Gesteins durch neue metamorphe Minerale ersetzt. Diese Prozesse finden meist unter Anwesenheit von Fluiden (meist H_2O oder CO_2) statt, die als Transportmedium (Diffusionsmedium) dienen. Die Art der neuen, metamorph gewachsenen Minerale ist charakteristisch sowohl für entsprechende Metamorphosebedingungen als auch für das jeweilige Ausgangsgestein (Protolith). Durch die spätere Exhumierung metamorpher Gesteine können sich die prograd gebildeten Mineralparagenesen wieder rückbilden (**retrograde Metamorphose**). Im Idealfall würde dies bedeuten, dass ein Sediment, das subduziert wird und danach wieder an die Oberfläche gebracht würde, nachher aussehen würde wie vorher - dies ist (zum Glück!) meist nicht der Fall: Neben der **Thermodynamik**, die bestimmt, welche Mineralvergesellschaftung zu welchen Bedingungen stabil ist, bestimmt nämlich auch die **Kinetik**, ob und wie schnell Mineralreaktionen tatsächlich stattfinden. Da die Reaktionskinetik vor allem von der Temperatur abhängt, bedeutet dies, dass die Anpassung eines Gesteins bei anschließenden Heraushebung wesentlich schlechter, d. h. langsamer vonstatten geht.

Gefügeumwandlungen: Bei der dynamischen Metamorphose wird durch die Einregelung von Mineralen oder das orientierte Wachstum neugebildeter Minerale eine **Schieferung** erzeugt, die besonders ausgeprägt ist, wenn viele Schichtsilikate (Glimmer, Chlorit) vorhanden sind. Dadurch entsteht eine bevorzugte Spaltbarkeit des Gesteins. Die **duktile** (zähplastische) Verformung von Mineralen ist von den entsprechenden p-T Bedingungen abhängig und für jedes Mineral spezifisch. Quarz ist ab ca. $300^\circ C$ duktil verformbar, der

Feldspat behält jedoch bis ca. 500°C sein sprödes Verhalten bei. So können duktile und bruchhafte Erscheinungsformen innerhalb eines Gesteins nebeneinander auftreten. Eine intensive Verformung des Gesteins findet in duktilen Scherzonen statt, entlang derer zwei Gesteinskörper bruchlos aneinander vorbei bewegt werden. Dadurch wird das Gefüge stark verändert. Die Minerale kristallisieren unter Kornverkleinerung vollständig um und es entsteht ein **Mylonit**. Er ist durch seine Feinkörnigkeit, enge Schieferung und eine Streckungslineation gekennzeichnet. Während duktile Verformung ab einer gewissen Temperatur auftritt, reagiert das Gestein bei kalter Beanspruchung durch **spröde** (bruchhafte) Verformung (**Kataklase**). Starke Kataklase führt zur Bildung eines Kataklasits oder einer tektonischen Brekzie. Durch kurzzeitige Bewegungen entlang von Störungszonen, die durch Erdbeben verursacht werden, kann es lokal (in cm bis dm großen Bereichen) zu Aufschmelzungen des Gesteins und somit zur Bildung eines Pseudotachylits kommen. Durch das kalte, umliegende Gestein wird die Schmelze rasch zu einem schwärzlich-braunen Gesteinsglas abgekühlt, meist vermengt mit Bruchstücken aus dem ursprünglichen Gestein.

Beim Studium metamorpher Gesteine sind zwei wesentlich Gesichtspunkte relevant:

1. Was genau ist diesem Gestein zugestoßen?

Die Metamorphosebedingungen eines Gesteines können anhand der Mineralparagenese im Handstück abgeschätzt werden. Die Abschätzung der **Druck-Temperatur Bedingungen** ermöglicht dann Aussagen über den Verlauf der Versenkung des Gesteins. Die Gesteine liefern also Hinweise auf die plattentektonische Position, unter denen sie entstanden sind und auf die Prozesse, die bei deren Bildung eine Rolle gespielt haben. In manchen Fällen können auch retrograd gewachsene Minerale beobachtet werden, die Hinweise auf die Aufstiegs- und Exhumierungsgeschichte des Gesteins geben können (siehe dazu später).

2. Um was für ein Gestein handelte es sich dabei vorher?

Da bestimmte metamorphe Minerale nicht nur klar definierte Stabilitätsbereiche besitzen, sondern auch charakteristisch für verschiedene Ausgangsgesteine sind, ist es außerdem möglich, Rückschlüsse auf das nicht metamorphe **Ausgangsmaterial** des Metamorphits (Protolith) zu ziehen.

4.2 Minerale metamorpher Gesteine

Viele der schon bei den magmatischen und sedimentären Gesteinen besprochenen Minerale sind auch in den metamorphen Gesteinen gesteinsbildend: Quarz, Feldspäte, Glimmer, Amphibole, Pyroxene, Calcit, Dolomit. Eine Reihe weiterer wichtiger Minerale bzw. Mineralgruppen sind dagegen für Metamorphite charakteristisch. Die Bildung der entsprechenden Minerale ist vom Chemismus des Ausgangsgesteins und von den jeweiligen Druck- und Temperaturverhältnissen während der Metamorphose abhängig.

4.2.1 Aluminiumsilikate (Al_2SiO_5 -Gruppe)

Zur Al_2SiO_5 -Gruppe gehören die Minerale Andalusit, Sillimanit und Disthen (Kyanit). Sie sind chemisch gleich, unterscheiden sich aber in ihrer Struktur und bilden Druck- und Temperaturabhängige Modifikationen. Der Andalusit besitzt die geringste Dichte und ist auf den Bereich mit geringem Druck, aber mittleren bis hohen Temperaturen beschränkt. Bei höherem Druck bildet sich Disthen. Bei sehr hohen Temperaturen und nicht zu hohem Druck bildet sich Sillimanit (Abb. 4.5).

	Andalusit	Sillimanit	Kyanit/Disthen
Chemische Formel	Al_2SiO_5	Al_2SiO_5	Al_2SiO_5
Farbe	weiß, rosa, schwärzlich durch Einschlüsse	weiß	blau bis gräulich, durchscheinend, weiß
Form, Habitus	leistenförmig, prismatisch	oft nadelige bis faserige Aggregate (Fibrolit)	leistenförmig, flach
Härte	7,5	6 - 7	4 - 4,5 und 6 - 7 in unterschiedlichen Richtungen
Spaltbarkeit	gut	sehr gut	sehr gut
Dichte	3,2 g/cm ³	3,3 g/cm ³	3,6 g/cm ³
Ausgangsgestein	Pelite	Pelite	Pelite
Metamorphose Typ	Regional- und Kontakt-metamorphose	Regional- und Kontakt-metamorphose	Regional- und Hochdruck-metamorphose
Vergesellschaftung	Cordierit, Granat	Cordierit, Granat	Granat, Staurolith

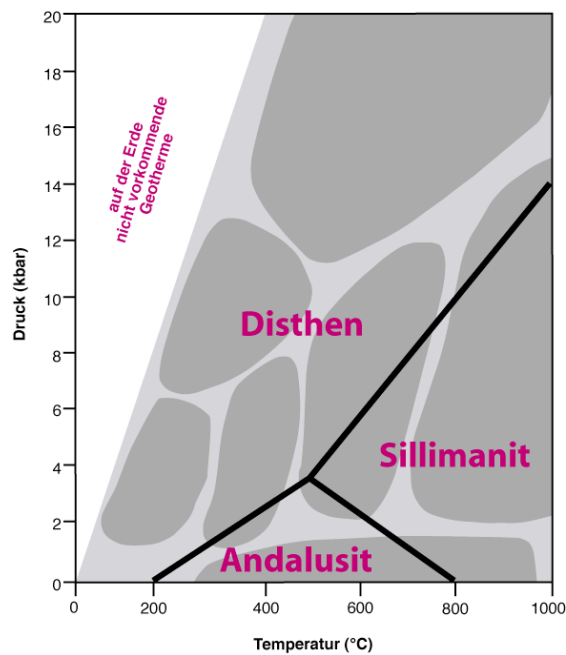


Abb. 4.5: p-T Diagramm mit Faziesfeldern und den Stabilitätsfeldern der drei Al_2SiO_5 -Polymorphe Andalusit, Sillimanit und Disthen (Kyanit).

4.2.2 Granat-Gruppe

Granate gehören zur Gruppe der Inselsilikate, sind kubisch und sind zusammen mit der Härte und der schlechten Spaltbarkeit meist an ihren charakteristischen isometrischen Kristallformen zu erkennen (Abb. 4.6). Die Farbe variiert je nach Zusammensetzung beträchtlich. So ist Ca-Al-reicher Granat (Grossular) hell gelblich bis gelblich braun, während Fe-reicher Granat (Almandin) rot bis rotbraun ist.

Chemische Formel	$\text{X}_3\text{Y}_2[\text{SiO}_4]_3$		
Form, Habitus	oft idiomorph als Rhombendodekaeder		
Härte	6,5 – 7,5		
Spaltbarkeit	keine		
Vorkommen	Glimmerschiefer, Granulit, Eklogit, Blauschiefer, Skarne		
Metamorphose Fazies	in vielen Gesteinen ab der mittelgradigen Metamorphose (höherer Grünschieferfazies), auch Kontakt- und Hochdruckmetamorphose		
	Almandin	Grossular	Pyrop
Formel	$\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	$\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	$\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$
Farbe	rot bis braunrot	gelblich braun	rot bis hellrosa
Dichte	4,3 g/cm ³	3,6 g/cm ³	3,7 g/cm ³
Ausgangsgestein	Pelite	Mergel	Basalt
Metamorphose Typ	Regional-metamorphose	Kontakt- und Regio-	Hochdruckmetamorphose
Vergesellschaftung	Disthen, Staurolith, Sillimanit	Disthen, Staurolith, Sillimanit	Omphazit, Disthen

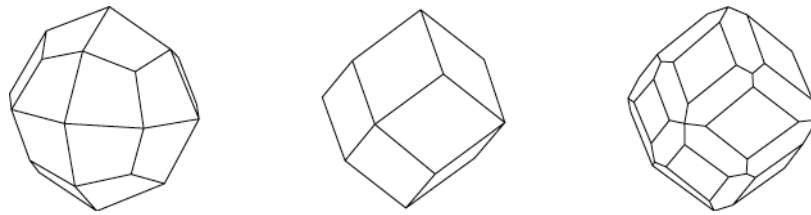


Abb. 4.6: Charakteristische Kristallformen von Granat

4.2.3 Amphibol-Gruppe

Neben der bereits bei den Magmatiten beschriebenen Hornblende (Kapitel 2.2.6) kommen in bestimmten metamorphen Gesteinen Tremolit, Aktinolith und Glaukophan vor. Tremolit ist typisch für die Kontakt- und Regionalmetamorphose „unreiner“ Kalksteine bzw. Dolomite, die dann als **Kalksilikatgesteine** bezeichnet werden. Unrein bedeutet in diesem Fall „Tonmineral-haltig“, da für die Kristallisation von Tremolit nicht nur Ca und Mg (die durch die Zersetzung der Karbonate Calcit und Dolomit frei werden), sondern eben auch Si benötigt werden. Aktinolith ist Indexmineral der Grünschieferfazies, Glaukophan ist Indexmineral der Blauschieferfazies.

Chemische Formel	$A_{0-1}B_2C_5[T_8O_{22}](OH)_2$ $A = \square, Na, K$ $C = Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Ti^{4+}$ $B = Na, Ca, Mg, Fe^{2+}, Mn, Li$ $T = Si, Al$ OH kann durch F und Cl teilweise ersetzt werden		
Form, Habitus	prismatisch, stengelig, radialstrahlig		
Härte	5 – 6,5		
Spaltbarkeit	vollkommen, 124°		
	Tremolit	Aktinolith	Glaukophan
Formel	$\square Ca_2Mg_5 [Si_8O_{22}](OH)_2$	$\square Ca_2(Mg,Fe)_5 [Si_8O_{22}](OH)_2$	$\square Na_2(Mg,Fe)_3Al_2 [Si_8O_{22}](OH)_2$
Farbe	weiß bis grünlich	je nach Fe-Gehalt hellgrün-grünschwarz	je nach Fe-Gehalt hellblau-blauschwarz
Dichte	3,0 – 3,2 g/cm ³	3,1 – 3,3 g/cm ³	3,1 – 3,4 g/cm ³
Ausgangsgestein	quarzführende Dolomite	v.a. Basalte	v.a. Basalte
Vorkommen	Marmore, Skarne	Grünschiefer	Glaukophanschiefer
Metamorphose Typ	Kontakt- und Regionalmetamorph	Grünschieferfazies	Blauschieferfazies
Vergesellschaftung	Diopsid, Talk, Karbonate	Epidot, Chlorit, Albit	Lawsonit, Granat, Epidot

4.2.4 Pyroxen-Gruppe

Diopsid ist ein typisches Mineral der höheren Regionalmetamorphose von unreinen Kalksteinen bzw. Dolomiten und entsteht meist aus der Entwässerung von Tremolit. Diopsid tritt außerdem in metamorphen Kalksteinen des inneren Kontakthofes um Plutone bei der Kontaktmetamorphose auf. Erkennbar ist Diopsid durch prismatische Kristallformen mit deutlich grüner Farbe. Omphazit ist Indexmineral der Eklogitfazies und kommt typischerweise mit Granat zusammen vor. Eine Unterscheidung von Diopsid ist am sichersten aufgrund der Paragenese möglich - wenngleich das Omphazitgrün in der Regel strahlender ist als das von Diopsid.

Chemische Formel	XY[T ₂ O ₆]	
Form, Habitus	kurzsäulig, prismatisch, körnig	
Härte	6	
Spaltbarkeit	Winkel des Spaltkörpers 87°	
	Diopsid	Omphazit
Formel	CaMg[Si ₂ O ₆]	(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)[Si ₂ O ₆]
Farbe	hellgrün	kräftig grün - dunkelgrün
Dichte	3,2 g/cm ³	3,3 – 3,5 g/cm ³
Ausgangsgestein	unreine Kalksteine oder Dolomite	v.a. Basalte
Vorkommen	Skarn, Kalksilikatfels	Eklogite
Metamorphose Fazies	Kontaktmetamorphose, höhere Regionalmetamorphose	Eklogitfazies
Vergesellschaftung	Tremolit, Talk, Forsterit	Granat, Glaukophan, Zoisit, Quarz

4.2.5 Staurolith

Chemische Formel	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2\text{Al}_9\text{Si}_4\text{O}_{23}(\text{OH})$
Farbe	braunschwarz
Form, Habitus	säulig, oft charakteristische Einzelkristalle
Härte	7 – 7,5
Spaltbarkeit	schlecht
Zwillingsbildung	Durchkreuzungszwilling (Staurolithkreuz; griechisch stavros = Kreuz), Verwachsungen mit Disthen
Dichte	3,65 - 3,75 g/cm ³
Ausgangsgesteine	Tonsteine (Pelite)
Vorkommen	in Gneisen und Glimmerschiefern
Metamorphe Fazies	Amphibolitfazies
Vergesellschaftung	Granat, Disthen

Staurolith kommt ausschließlich unter amphibolitfaziellen Bedingungen in Al-reichen Ausgangsmaterialien vor (Tonsteine). Die große Härte, die meist idiomorphe langgestreckte Ausprägung und die rotbraune Farbe machen das Mineral fast unverwechselbar. In manchen Fällen treten charakteristische Durchkreuzungszwillinge auf (Abb. 4.7).

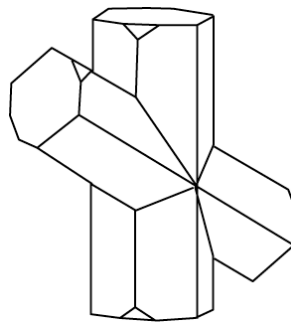


Abb. 4.7: Staurolith-Durchkreuzungszwilling

4.2.6 Chlorit

Chemische Formel	$(\text{Mg,Al,Fe})_6[\text{SiO}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$
Farbe	Grün, dunkelgrün
Form, Habitus	Plättchenförmig, ähnlich den Glimmern
Härte	2 – 2,5
Spaltbarkeit	vollkommen
Dichte	2,6 - 3,3 g/cm ³
Ausgangsgesteine	Vor allem Basalte und Tonsteine
Vorkommen	Grünschiefer, Glimmerschiefer
Metamorphe Fazies	Grünschieferfazies, oft auch bei retrograder Metamorphose
Vergesellschaftung	Epidot, Aktinolith bzw. Muskovit, Chloritoid

Chlorit ist ein Indexmineral für die Zeolith- und Grünschieferfazies. Es handelt sich um ein glimmerähnliches, grünes Schichtsilikat, das meist feinkörnig vorliegt. Die grüne Gesteinsfarbe vieler metamorpher und magmatischer Gesteine wird durch Chlorit hervorgerufen (z. B. Grünschiefer). Chlorit wird vielfach auch bei der Retrogradierung von höhermetamorphen Paragenesen mit Mg-Fe reichen Mineralen wie Pyroxen, Amphibol, Biotit oder Granat gebildet. Diese Umbildung verläuft allerdings meist unvollständig ab, da bei der vorangegangenen prograden Metamorphose das Gestein bereits entwässert wurde und dieses Wasser nun als Transportmedium für die ablaufenden Mineralreaktionen fehlt. Deshalb sind in diesen Gesteinen oft reliktsche, nur zum Teil retrograd umgewandelte Minerale zu erkennen (z. B. Granat mit Rändern aus Chlorit). Ohne das Vorhandensein von Wasser findet keine Retrogradierung statt.

4.2.7 Chloritoid

Chemische Formel	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2\text{Al}_4[\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_4$
Farbe	dunkelgrün bis schwarz
Form, Habitus	meist in plattigen, teils radialstrahligen Aggregaten und Knoten
Härte	6,5
Spaltbarkeit	gut
Dichte	3,5 - 3,8 g/cm ³
Ausgangsgesteine	v. a. Tonsteine (Pelite)
Vorkommen	Chloritoidschiefer
Metamorphe Fazies	(höhere) Grünschieferfazies
Vergesellschaftung	Muskovit, Chlorit

Chloritoid ist ein olivgrünes bis schwarzes, relativ hartes Mineral, das Knoten (gelegentlich knotige Pakete mit radialstrahliger Struktur) bildet. In vielen Fällen ist Chloritoid recht klein und unscheinbar. Er ist ein typisches Mineral der **niedriggradigen Metamorphose von Tonsteinen**, kann aber auch in Metabasalten vorkommen. Beim Übergang in die Amphibolitfazies wandelt sich Chloritoid in Staurolith um.

4.2.8 Serpentine

Chemische Formel	$\text{Mg}_6[(\text{OH})_8\text{Si}_4\text{O}_{10}]$
Farbe	grün, schwarzgrüne dichte Massen
Form, Habitus	derb, schuppig, faserig, wachsartiger-speckiger Glanz
Härte	3 - 5
Dichte	2,5 - 2,6 g/cm ³
Ausgangsgesteine	Peridotite
Metamorphe Fazies	hydrothermale Umwandlung aus Olivin und Orthopyroxen, niedriggradige Metamorphose
Vergesellschaftung	Olivin, Pyroxen, Magnesit, Magnetit

Serpentine entstehen häufig bei der Hydratisierung Olivin-führender Gesteine. Die Serpentin-Gruppe umfasst die Minerale Chrysotil (faserig), Lizardit und Antigorit (beide blättrig), die makroskopisch sehr ähnlich sind, wobei der Chrysotil häufig sogenannte Faserkristallisate an ehemaligen Störungsflächen ausbildet (Chrysotil-Tapeten) und dann sehr gut identifizierbar ist.

4.2.9 Talk

Chemische Formel	$\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Farbe	weiß bis hellgrün
Form, Habitus	blättrig, ähnlich den Glimmern, aber viel weicher (seifig)
Härte	1
Spaltbarkeit	vollkommen
Dichte	2,7 g/cm ³
Ausgangsgesteine	unreine Kalksteine, Peridotite
Vorkommen	Marmore, Serpentine
Metamorphe Fazies	Grünschieferfazies
Vergesellschaftung	Aktinolith, Chlorit, Calcit, Dolomit

Talk fühlt sich aufgrund seiner Weichheit beim Reiben seifig an und ist dadurch praktisch unverwechselbar. Talk kommt in manchen metamorphen Gesteinen bei Temperaturen bis maximal etwa 500 °C vor, vor allem in Marmoren und metamorphen ultramafischen Gesteinen.

4.2.10 Epidot-Gruppe: Klinozoisit-Epidot

Chemische Formel	$\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$
Farbe	gelbgrün, pistaziengrün, selten farblos
Form, Habitus	stengelig oder derb
Härte	6 - 7
Spaltbarkeit	vollkommen
Dichte	3,35 – 3,45 g/cm ³
Ausgangsgesteine	v. a. Basalte
Metamorphe Fazies	Grünschiefer- und Amphibolitfazies, aber auch Hochdruckmetamorphose
Vergesellschaftung	Aktinolith, Albit, Chlorit, Granat, Glaukophan

Epidot (mit Fe^{3+}) und Klinozoisit (mit Al statt Fe^{3+}) bilden die Endglieder der Epidotgruppe. Eine besondere Variante ist der rosafarbene Piemontit durch den Einbau von Mn. Zoisit ist die orthorhombische Form des monoklinen Klinozoisits, ist seltener und tritt auch in Hochdruckmetamorphiten auf.

4.2.11 Cordierit

Chemische Formel	$(\text{Mg,Fe})_2[\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}]$
Farbe	graubläulich bis violett, durchscheinend, ähnelt dem Quarz
Form, Habitus	kurzsäulig, oft körnig und in Nestern und Knoten auftretend
Härte	7 – 7,5
Spaltbarkeit	schlecht, muscheliger Bruch wie Quarz
Dichte	3,3 g/cm ³
Ausgangsgesteine	pelitische Gesteine
Vorkommen	Gneis und Schiefer
Metamorphe Fazies	v. a. höhere Kontaktmetamorphose
Vergesellschaftung	Granat, Sillimanit

Cordierit ist ein typisches Mineral hochmetamorpher Tonsteine. Aufgrund seiner Härte und seines muscheligen Bruchs kann er unter Umständen mit Quarz verwechselt werden, obwohl er frisch meist bläulich ist. Aufgrund seiner leichten Alteration durch Wasserzufuhr liegt er manchmal als feinkörniger Pinit (Gemenge aus Muskovit, Zoisit und Chlorit) vor und wirkt dann grünlich.

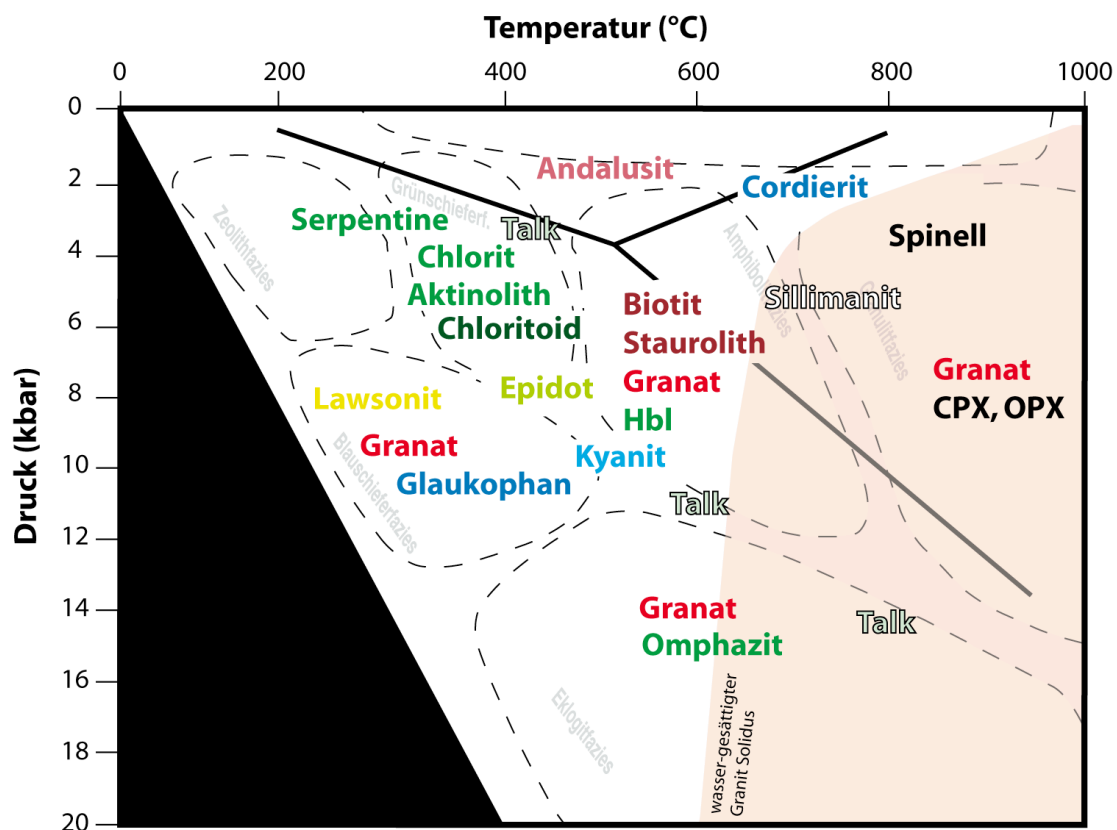


Abb. 4.8: Übersicht der ungefähren Stabilitätsbereiche wichtiger metamorpher Minerale (unabhängig vom Ausgangsmaterial)

4.3 Nomenklatur metamorpher Gesteine

Die Nomenklatur metamorpher Gesteine wurde in der Vergangenheit sehr unterschiedlich gehandhabt. Deshalb hat sich die „International Union of Geological Sciences“ (IUGS), genauer die „Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks“ (SCMR) diesem Problem angenommen und detaillierte Nomenklaturvorschläge für Metamorphite erarbeitet. Nach diesen Richtlinien erfolgt die Namensgebung von Metamorphiten nach unterschiedlichen Kriterien:

1. Falls das metamorphe Gestein noch klare magmatische oder sedimentäre Strukturen zeigt und das Ausgangsgestein (der Protolith) bekannt ist, kann das Präfix „Meta“ verwendet werden, das dann dem Namen des ehemals magmatischen oder sedimentären Ausgangsgesteins vorangesetzt wird. Zum Beispiel Metaarkose, Metagabbro oder Metagranit.
2. Für Gesteine mit fast monomineralischer Zusammensetzung (> 75 Modal%) ist das entsprechende Mineral namensgebend, an das dann das Suffix „it“ angehängt wird. Zum Beispiel Quarzit, Serpentinith oder Biotitit.
3. Für Gesteine, deren Mineralbestand und/oder Gefüge einen spezifischen Gesteinsnamen implizieren oder deren Genese bekannt ist, werden die entsprechenden Begriffe verwendet. Zum Beispiel Marmor, Kalksilikatgestein, Amphibolit, Eklogit, Impaktit, Hornfels etc...
4. Die Beschreibung eines Metamorphits kann ansonsten über das Gefüge erfolgen, wobei Schiefer, Gneise und Felse voneinander unterschieden werden: **Schiefer** sind Gesteine mit einer bevorzugten Mineralorientierung, die durch die Einregelung von länglichen oder plattigen Mineralen, insbesondere der Glimmer, entsteht. Ihre Schieferung ist regelmäßig und relativ eng ausgebildet, sodass das Gestein beim Zerschlagen in Lagen dünner als ca. 1 cm zerfällt. **Gneise** sind Gesteine, deren Schieferung wesentlich unregelmäßiger bzw. schlechter ausgebildet ist als bei Schiefen und die demnach in Lagen dicker als etwa 1 cm zerschlagen. Die ursprüngliche Definition von Gneisen beinhaltete außerdem das Vorkommen erheblicher Mengen von Quarz und Feldspat. Orthogneis bezeichnet ein metamorphes Gestein magmatischer Herkunft (z. B. aus einem Granit entstanden). Paragneise sind aus Sedimenten entstandene metamorphe Gesteine (Metaarkose, hochmetamorpher Metapelite). Ein Augengneis enthält linsige („augige“) Kalifeldspat-Großkristalle und entsteht meist aus porphyrischen Graniten. **Felse** sind metamorphe Gesteine, die keine Vorzugsorientierung wie Schiefer oder Gneise zeigen. Ihr Gefüge ist richtungslos und diese Gesteine können klein-, mittel-, oder grobkörnig sein. Für eine detaillierte Namensgebung von Schiefen, Gneisen bzw. Felsen werden dann die wichtigsten erkennbaren metamorphen Minerale in der Reihenfolge zunehmender Häufigkeit vor dem eigentlichen Gesteinsnamen gestellt. Zum Beispiel Sillimanit-Muskovit-Schiefer, Staurolith-Disthen-Granat-Gneis (Granat > Disthen > Staurolith). Außerdem können wichtige akzessorische Minerale (z. B. Rutil) mitberücksichtigt werden. Zum Beispiel: Rutil-führender Granat-Pyroxen Fels.
5. Für spezielle metamorphe Gesteine wie zum Beispiel Migmatite und Skarne existieren weitere, sehr detaillierte Nomenklaturregeln, die den Rahmen hier sprengen würden.

4.4 Gesteine der Regionalmetamorphose

Während der Gebirgsbildung (Orogenese) kommt es zur Versenkung und Durchbewegung von Gesteinen, was zur Umwandlung unter den Bedingungen der Regionalmetamorphose führt. Dabei werden sehr unterschiedliche Gesteinstypen (**Lithologien**) von metamorphen Prozessen erfasst und es entstehen bei gleichen metamorphen Bedingungen verschiedene metamorphe Gesteine, da die **Paragenese (Mineralbestand)** eines Metamorphits nicht nur von den p-T Bedingungen, sondern auch von der **Zusammensetzung des Ausgangsmaterials** abhängig ist. Die räumliche Verteilung der metamorphen Fazies im Bereich konvergenter Plattengrenzen ist in Abb. 4.9 dargestellt.

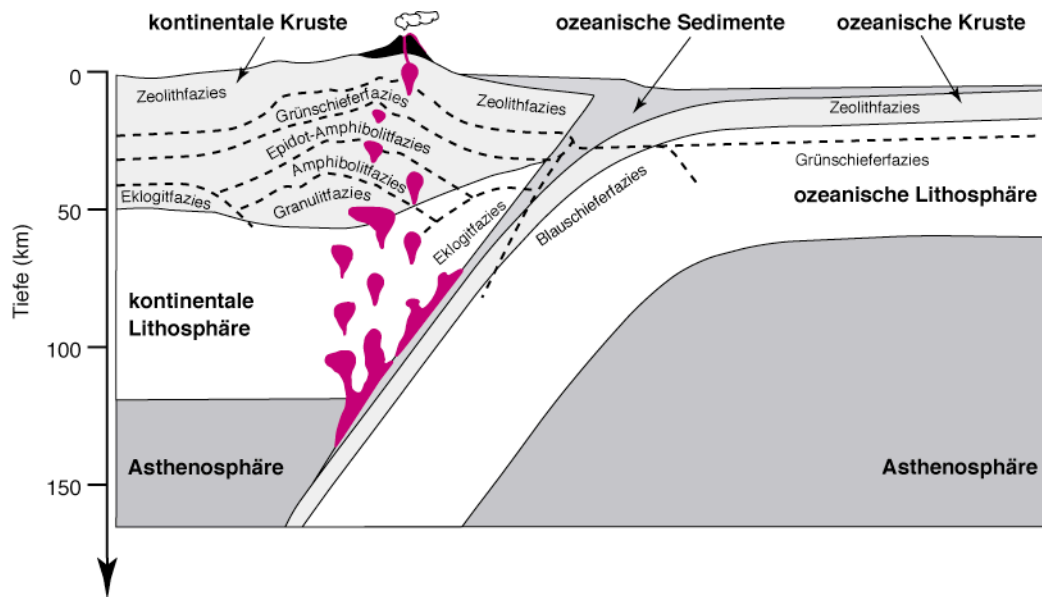


Abb. 4.9: Metamorphe Fazies im Bereich konvergenter Plattengrenzen.

Als wichtige Ausgangsmaterialien kommen bei der Regionalmetamorphose also vor allem die Gesteine der kontinentalen Kruste, untergeordnet auch ozeanische Sedimente und Teile der ozeanischen Kruste in Frage: Ton- und Siltsteine, Sandsteine, Arkosen, Grauwacken, Kalksteine und Dolomite, saure und basische Magmatite, seltener auch Peridotite. Diese Ausgangsmaterialien weisen sehr unterschiedlichen Chemismus auf (Tabelle 4.1): während Sandsteine und Kalksteine eine recht einfache Chemie besitzen, ist die der Pelite und basischen Magmatite weitaus komplexer. Dies führt logischerweise auch dazu, dass die mineralogischen Änderungen in Tonsteinen und Basalten im Verlauf der Metamorphose weitaus vielfältiger und komplizierter (und bunter!) sind als die in Sandsteinen oder Kalksteinen. Tabelle 4.2 gibt eine Übersicht über die wichtigsten Gesteine der Regionalmetamorphose abhängig vom Ausgangsmaterial und Metamorphosegrad.

Tabelle 4.1: Chemischer Charakter verschiedener Gesteine.

Tonsteine (Pelite)	Sehr K_2O - und Al_2O_3 -reich, aber auch SiO_2 , MgO und FeO sind von Bedeutung
Sandsteine und Arkosen	Sehr SiO_2 -reich, andere Elemente sind meist nur von untergeordneter Bedeutung
Kalksteine und Dolomite	CaO - und teilweise MgO -reich, dafür in der Regel sehr arm an SiO_2
Basische Magmatite	CaO - und MgO -reich, bei mittleren SiO_2 -Gehalte wichtig sind auch Na_2O und Al_2O_3 , K_2O spielt keine größere Rolle
Peridotite	Sehr MgO -reich, relativ SiO_2 -arm
Saure Magmatite	SiO_2 - und FeO -reich, aber auch Na_2O und K_2O sind von größerer Bedeutung

Tabelle 4.2: Die wichtigsten Gesteine der Regionalmetamorphose.

Ausgangsgestein, -mineralogie	Zeolith-Grünschieferfazies (ca. 200–350 °C)	Grünschiefer bis Amphibolitfazies (ca. 350–550 °C)	Mittlere Amphibolitfazies (ca. 550–650 °C)	Obere Amphibolit bis Granulitfazies (ab ca. 650 °C)
Tonstein, Siltstein	Tonschiefer	Phyllit / Chloritoidschiefer	Glimmerschiefer	Paragneis, Anatexit, Granulit
Sandstein (Meta-sandstein)	Quarzit	Quarzit	Quarzit	Quarzit
Arkose / Grauwacke	Metaarkose / Metagrauwacke	Paragneis	Paragneis	Paragneis, Anatexit, Granulit
Kalkstein, Dolomit	Kalkmarmor, Dolomit	Kalkmarmor, Dolomitmarmor	Kalkmarmor, Dolomitmarmor	Kalkmarmor, Dolomitmarmor
Unreine Kalksteine	unreiner Marmor	Kalkphyllit	Kalkglimmerschiefer	Kalkglimmerschiefer
Granit / Rhyolith	Metagranit / Porphyroid	Metagranit / Orthogneis	Orthogneis	Orthogneis, Anatexit, Granulit
Basalt / Gabbro	Metabasalt / Metagabbro	Grünschiefer	Amphibolit	Amphibolit, Granulit

4.4.1 Ausgangsgesteine: Basische Magmatite

Grünschiefer: Schieferige, grüne, feinkörnige (bei Gabbros oft grobkörnige) basische Magmatite, die in der Grünschieferfazies umgewandelt wurden. Der Mineralbestand umfasst Albit, Chlorit (Färbung), Epidot, Aktinolith.

Amphibolit: In der Amphibolitfazies entstehen aus Grünschiefern Amphibolite. Ein meist mittelkörniges, dunkles Gestein, das hauptsächlich aus eingeregelteten Hornblenden und Plagioklas besteht. Hinzu kann untergeordnet Biotit, Granat und Pyroxen (in der Granulitfazies) kommen.

Granulit: Wenn bei hochgradiger Metamorphose kaum oder kein Wasser verfügbar ist, kommt es nicht zur Aufschmelzung, sondern zur Bildung von Granuliten, in denen wasserhaltige Minerale wie Biotit und Amphibol in wasserfreie (Pyroxene, Granat) umgewandelt werden. Die typische Paragenese eines basischen Granulits ist Plagioklas + Granat + Klinopyroxen.

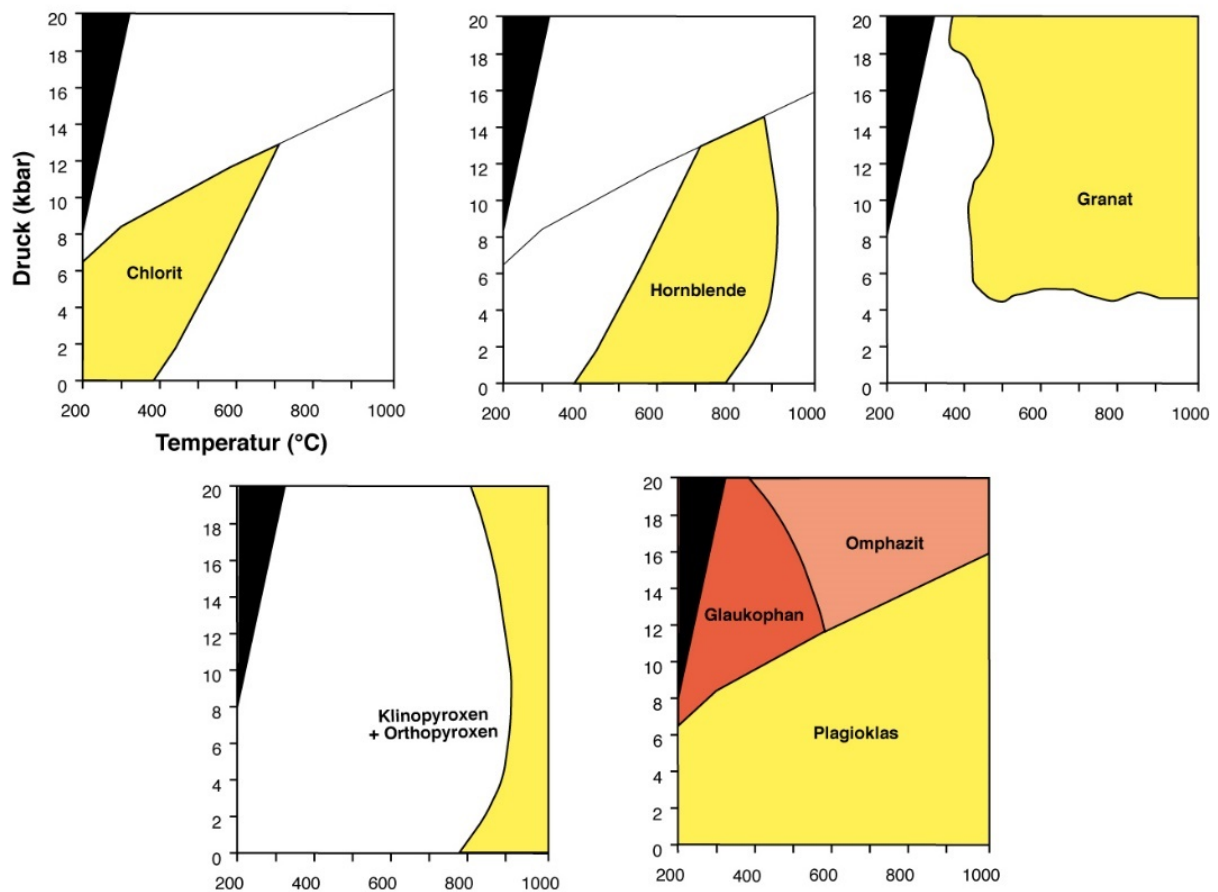


Abb. 4.10: Stabilitätsfelder wichtiger Minerale in metamorphen basischen Magmatiten.

4.4.2 Ausgangsgesteine: Tonsteine

Tonschiefer: Tonschiefer unterscheiden sich vom nichtmetamorphen Ausgangsgestein Tonstein durch einen Seidenglanz auf den Schieferungsflächen, der von neugebildetem Serizit auf diesen Flächen herrührt. Mineralbestand: Quarz, Serizit.

Phyllit: Ein dünnstreefrig-blättriges Gestein, bei dem der Serizit in der Schieferungsebene als zusammenhängender Überzug erscheint. Hauptsächlich Mineralbestand: Serizit, Quarz, auch Albit und Chlorit. Mit zunehmender Metamorphose wächst der feinblättrige Serizit zu Muskovit heran.

Chloritoid-Schiefer: Glänzender Schiefer mit 1–2 mm großen Knoten aus Chloritoid.

Glimmerschiefer: Mittel- bis grobkörniges, gut geschiefertes Gestein mit reichlich Muskovit oder/und Biotit, Quarz (i. a. vorherrschend). Daneben kann Plagioklas, Granat, Staurolith, Disthen/Andalusit/Sillimanit (je nach genauem p-T Verlauf) auftreten. Diese Minerale sind häufig als Porphyroblasten (metamorphe Kristalle mit Größenwachstum - griech. porphyros: groß, blastein: wachsen) entwickelt.

Paragneis: Fein- bis mittelkörniges Gestein mit grober Schieferung. Die hellen Bereiche bestehen aus Quarz und Feldspat, dunkle Bereiche aus Biotit. Paragneise sind gewöhnlich dunkler (Biotit-reicher) als Orthogneise (siehe weiter unten).

Anatexit (Migmatit): Bei fortschreitender Aufheizung von Gneisen beginnt ab 650 °C die Anatexis, d. h. die teilweise Aufschmelzung. Zuerst schmelzen die hellen Bestandteile des Gesteins (Quarz, Feldspäte, Muskovit) auf und bilden das **Leukosom** (leukos = weiß). Der dunkle, meist biotitreiche Rest bildet das **Melanosom** (melanos = schwarz). Dazwischen gibt es auch Bereiche, die noch nicht von der Schmelzbildung erfaßt worden sind (**Paläosom** = Altbestand). Leukosom und Melanosom werden hingegen als **Neosom** (= Neubestand) bezeichnet. Durch die Schmelzbildung geht die Schieferung verloren (Abb. 4.11).

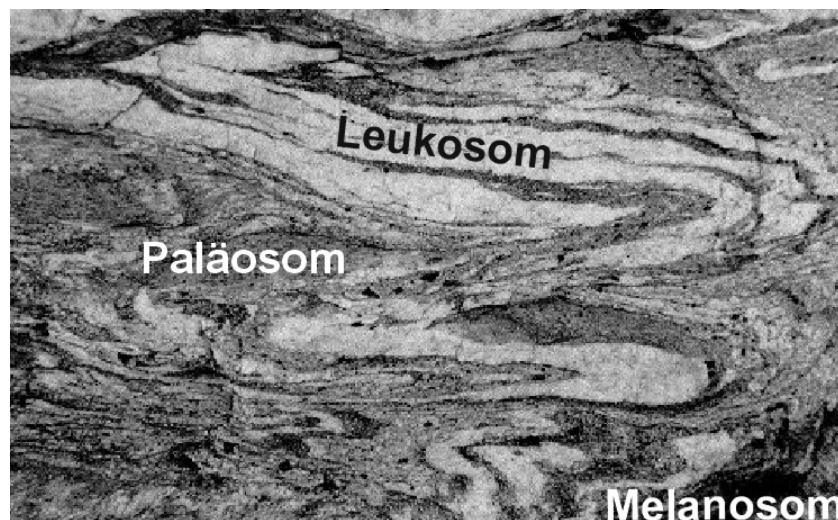


Abb. 4.11: Stark verfalteter Migmatit mit typischer Schmelztrennung

Bei zunehmender (vollständiger) Aufschmelzung werden auch das Paläosom und das Melanosom im Gestein mobilisiert. Diese Gesteine zeigen dann meist nur noch eine geringe oder keine Einregelung mehr, die Alkalifeldspäte bilden dann auch größere Kristalle. Die Ähnlichkeit mit einem Granit wird dabei immer größer und man bezeichnet solch ein Gestein als **Diatexit**. Die Unterschiede zwischen Leukosomen und Melanosomen werden langsam aufgehoben und sind unter Umständen von einem „richtigen“ Granit nur schwer zu unterscheiden.

Granulit: Falls bei hochgradiger Metamorphose kaum oder kein Wasser verfügbar ist, kommt es nicht zur (partiellen) Aufschmelzung, sondern zur Bildung von Granuliten, in denen wasserhaltige Minerale wie Biotit und Amphibol in wasserfreie (Pyroxene, Granat) umgewandelt werden. Die typische Paragenese eines metapelitischen Granuliten ist Granat + Kalifeldspat + Quarz Cordierit, Silimanit, selten kommt es auch zur Bildung von Pyroxenhaltigen Granuliten.

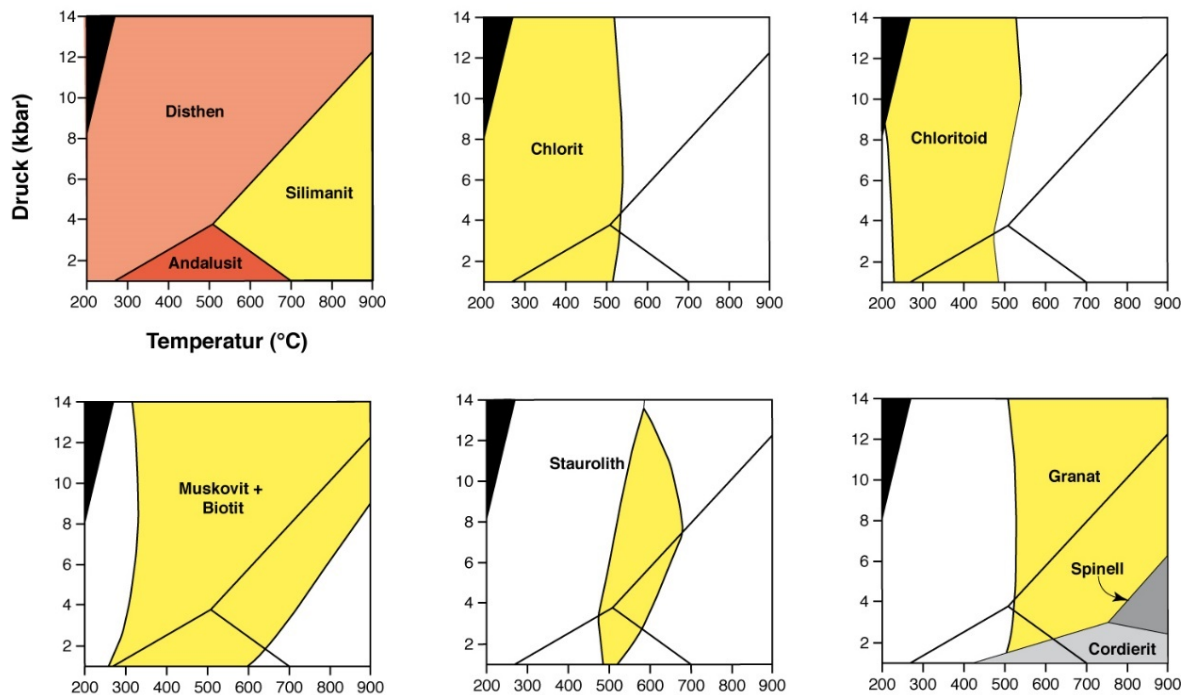


Abb. 4.12: Stabilitätsfelder wichtiger Minerale in metamorphen Tonsteinen.

Ein wichtiger Effekt von prograder Metamorphose zeigt sich ganz besonders deutlich bei den Peliten: Mit zunehmendem Metamorphosegrad werden die Gesteine im Allgemeinen „immer trockener“. Das liegt in einer Abfolge verschiedener **Entwässerungsreaktionen** begründet, die in erster Linie temperaturabhängig sind. So enthalten schwach metamorphe Tonsteine als Hauptwasserträger Tonminerale, die in der Regel 15–20 Gew.% Wasser oder mehr enthalten. Diese entwässern erst zu Chlorit (ca. 10 Gew.% Wasser), später zu Muskovit / Biotit (ca. 5 Gew.% Wasser). Wasserhaltige Minerale bei mittleren Metamorphosegraden sind dann Staurolith oder Amphibole (ca. 1–2 Gew.% Wasser). Unter granulitfaziellen Bedingungen liegen die Gesteine dann praktisch wasserfrei („trocken“) vor. Das heißt, dass während prograder Metamorphose größere Mengen an Wasser (Fluid) freigesetzt werden.

Bei der **retrograden Metamorphose** laufen diese Reaktionen quasi umgekehrt ab: Wasserfreie Minerale (z. B. Pyroxen oder Granat) werden in Amphibol (ca. 2 Gew.% Wasser) und / oder Glimmer (ca. 4 Gew.% Wasser), später dann in Chlorit (ca. 10 Gew.% Wasser) umgewandelt. Damit diese Reaktionen ablaufen ist also Wasser notwendig - falls nicht genügend Fluid bei der Abkühlung und Exhumierung der Gesteine zur Verfügung steht (was glücklicherweise oft der Fall ist!) findet eine Retrogradierung nicht oder nur teilweise statt und die maximalen Metamorphosebedingungen bleiben erhalten.

4.4.3 Ausgangsgesteine: Sandsteine

Metamorphe Sandsteine werden Quarzite genannt. Das Gestein ist massig, sehr hart und zäh. Falls Verunreinigungen durch Ton im Ausgangsgestein vorlagen, entstehen Serizit bzw.

Muskovit. Da Quarz auf Deformation ab 300 °C plastisch (duktil) reagiert, sind Quarzite häufig geschiefert. Serizit- bzw. Muskovitlagen verdeutlichen die Schieferung. Ehemals klastische Glimmer heben sich bei schwachmetamorphen Quarziten von neugebildetem Serizit deutlich ab. Ein zunehmender Metamorphosegrad schlägt sich in reinen Quarziten durch Kornvergrößerung nieder. Dies ist aber von dem Ausmaß der gleichzeitigen tektonischen Durchbewegung abhängig, da die „dynamische Rekristallisation“ zu einer vorübergehenden Kornverkleinerung führt.

4.4.4 Ausgangsgesteine: Kalksteine

Marmore (Kalkmarmor, Dolomitmarmor) sind metamorphe Karbonatgesteine und bestehen daher fast ausschließlich aus Calcit oder Dolomit (Salzsäureprobe). Sie entstehen sowohl bei der Regional- als auch bei der Kontaktmetamorphose. Eine Schieferung ist im Handstück nicht immer erkennbar. Als Nebengemengteile können Graphit, Muskovit oder Phlogopit (ein Mg-reicher, heller Biotit) auftreten. Während das Korngrößenwachstum bei Calcit bereits bei ca. 200 °C beginnt, ist dies bei Dolomit erst bei ca. 500 °C der Fall. Kalkmarmore sind daher meist grobkörniger als Dolomitmarmore.

4.4.5 Ausgangsgesteine: Unreine Kalksteine

Kalkphyllit: Dieses Gestein entsteht aus unreinem Kalkstein bzw. Mergel bei sehr niedrig gradiger Metamorphose. Er führt im Unterschied zum Phyllit reichlich Calcit, was sich durch die Salzsäureprobe nachweisen lässt.

Kalkglimmerschiefer: Entsteht aus Kalkphyllit in der niederen Amphibolitfazies und besteht aus Muskovit, Calcit, Quarz und ev. Granat und Biotit.

Kalksilikatgesteine: Bei mittel- bis hochgradiger Metamorphose bilden sich aus Calcit und Quarz Kalksilikatminerale wie Tremolit, Diopsid, Ca-Granat (Grossular), die auch für kontaktmetamorphe Skarne typisch sind. Im Gegensatz zu diesen weisen regionalmetamorphe Kalksilikatgesteine häufig eine Schieferung auf.

4.4.6 Ausgangsgesteine: Saure Magmatite

Orthogneis entsteht bei der Metamorphose aus Granitoiden, Syeniten etc. und ist dann als solcher besonders gut zu erkennen, wenn linsige Feldspatkristalle („Augen“, **Augengneis**) vorhanden sind, die aus porphyrischen Alkalifeldspat-Kristallen im Ausgangsgestein hervorgingen.

Anatexit (Migmatit): siehe weiter oben bei Tonsteinen.

4.4.7 Ausgangsgesteine: Peridotite

Serpentinit: Serpentinit ist ein metamorpher Peridotit. Bei der Metamorphose wird Olivin und ein Teil des Pyroxens (Orthopyroxen) in Serpentin umgewandelt und das ursprünglich körnige Gefüge geht verloren. Das Gestein ist meist dunkelgrün bis schwarz, in dünnen Plättchen auch hellgrün und wirkt speckig. Oft sind noch magmatische Klinopyroxene erhalten.

4.5 Gesteine der Hochdruckmetamorphose

Hochdruckmetamorphite entstehen in Subduktionszonen (Abb. 4.10 & 4.13), wo ein hohes Druck/Temperatur-Verhältnis herrscht, da die kühle ozeanische Platte rasch in große Tiefen versenkt wird, deren Aufheizung aber mehrere Millionen Jahre in Anspruch nimmt (Gesteine sind schlechte Wärmeleiter).

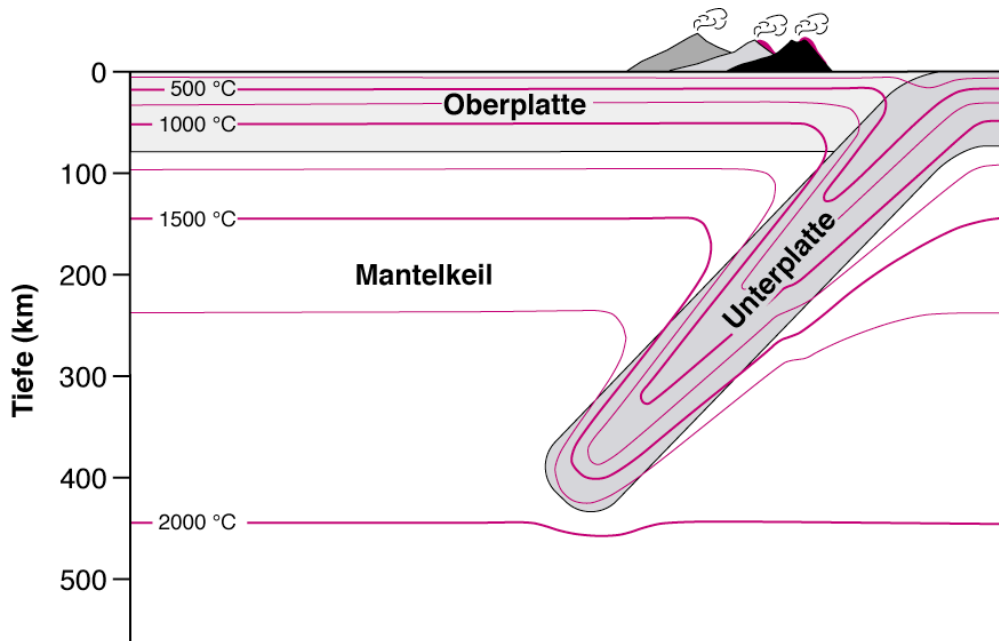


Abb. 4.13: Isothermenverlauf (Linien gleicher Temperatur) im Bereich einer Subduktionszone

Charakteristisch für die Hochdruckmetamorphose sind umgebildete **Basalte** und **Gabbros** (Hauptbestandteile der subduzierten ozeanischen Kruste), aber auch **Marmore** und **metamorphe Pelite** (Sedimentauflage der ozeanischen Kruste) kommen in Hochdruckmetamorphen Regionen vor. Wichtiges mineralogisches Kennzeichen von Hochdruckgesteinen (= Gesteine der Blauschiefer- und Eklogitfazies) ist die **Abwesenheit von Plagioklas** (Abb. 4.12). Dieser zerfällt bei Druckerhöhung je nach dabei herrschender Temperatur und bildet dann entweder Glaukophan (beim Übergang in die Blauschieferfazies) oder Omphazit (beim Übergang in die Eklogitfazies).

4.5.1 Ausgangsgesteine: Basische Magmatite (Basalte, Gabbros)

Glaukophanschiefer (Blauschiefer): Ein meist bläuliches und geschiefertes Gestein, das reichlich Glaukophan, oft auch deutliche Mengen an Granat enthält. Weitere makroskopisch gut erkennbare Gemengteile können Hochdruck-Hellglimmer (Phengit), Epidot und Chlorit sein, letztere entstehen oft bei der grünschieferfaziellen Retrogradierung von Glaukophanschiefern. Falls genügend Fluid und Zeit zur Verfügung stand, können sogenannte **Prasinite** entstehen. Für diese Gesteine sind Albitblasten, die durch die Neuspaltung während grünschieferfaziellen Bedingungen entstanden sind, charakteristisch. Außerdem können Chlorit-Säume um Granat aber auch Aktinolith und Relikte von Glaukophan auftreten.

Eklogit: Ein meist eher massiges Gestein, das hauptsächlich aus Omphazit und pyropreichem Granat besteht, was dem Gestein die typische grün-rot gesprenkelte Farbe gibt. Hinzukommen können unter anderem Quarz, Disthen und Zoisit. Der Übergang von der

Blauschiefer- zur Eklogitfazies ist durch die Entwässerung von Glaukophan (Amphibol) zu Omphazit (Pyroxen) gekennzeichnet.

Meta-Gabbro: Selten kommen meist recht massige Omphazit-Zoisit-Felse vor, die in der Regel als Hochdruck-Äquivalente von Gabbros der subduzierten ozeanischen Kruste gedeutet werden.

4.5.2 Ausgangsgesteine: Tonsteine

Hochdruckmetamorphe Metapelite sind durch die Vergesellschaftung von Phengit mit Quarz $\pm$ Paragonit $\pm$ Granat $\pm$ Glaukophan $\pm$ Omphazit $\pm$ Kyanit $\pm$ Talk charakterisiert. Quarzreiche Hochdruckmetamorphite, die neben Phengit oft auch disthen- und granatführend sind und teilweise auch Talk enthalten, werden auch als **Weißschiefer** bezeichnet. Die Granate in solchen Gesteinen können Coesit (Hochdruckmodifikation von Quarz) als Einschlus enthalten (mit bloßem Auge nicht sichtbar), was einer Versenkung in über 80 km Tiefe entspricht. Ein bekanntes Vorkommen dieser seltenen Gesteine befindet sich im Dora Maira-Gebiet der Westalpen.

4.5.2 Ausgangsgesteine: Kalksteine

Marmor: Bei reinem Kalkstein als Ausgangsgestein unterscheidet sich Hochdruck-Marmor mineralogisch nicht von solchem, der bei der Regionalmetamorphose entstanden ist (siehe oben). In unreinen Hochdruck-Marmoren können Phengit, Disthen, Granat, Glaukophan und andere Minerale der Hochdruckfazies vorkommen. In bestimmten Fällen kommt ungewöhnlich stängeliger Calcit vor, der als Pseudomorphose nach ehemaligem Aragonit gedeutet wird.

4.6 Gesteine der Kontaktmetamorphose

Die Kontaktmetamorphose erfolgt in relativ flachen Krustenbereichen (wenigen Kilometer Tiefe). Durch das **Aufdringen von heißem Magma** in die obere Kruste wird das kühlere Nebengestein aufgeheizt und metamorphisiert, es kommt zur Ausbildung einer sogenannten **Kontaktaureole** (Abb. 4.14). Dabei findet meist eine **statische Umkristallisation** der Minerale statt, ohne den Einfluss gerichteten tektonischen Drucks. Bei starken chemischen Kontrasten zwischen Magma und Nebengestein kann es zu erheblichen Austauschprozessen und Veränderung der chemischen Zusammensetzung des Nebengesteins kommen (**Kontaktmetasomatose**).

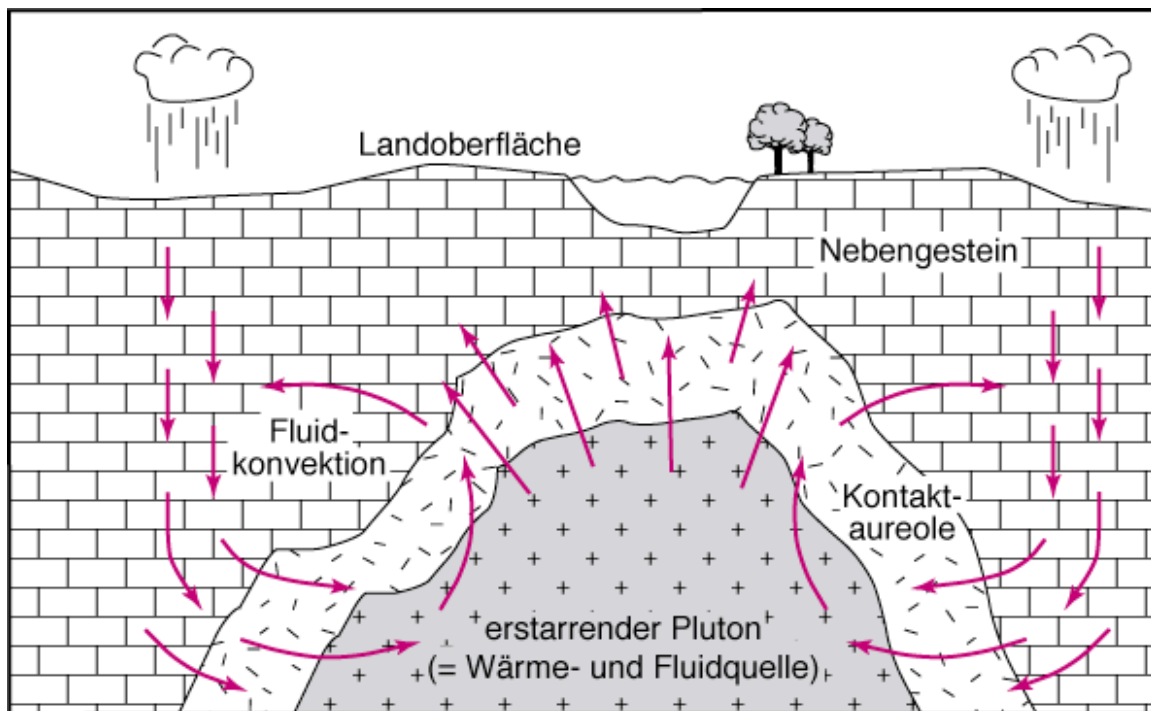


Abb. 4.14: Schema einer Kontaktaureole. Wie so oft spielen Fluide eine entscheidende Rolle bei der Art und Intensität der Überprägung der betroffenen Nebengesteine. Zu beachten ist hier auch, dass nicht nur Fluide eine Rolle spielen, die vom Pluton selbst abgegeben werden, sondern auch externe Fluide die aus dem Nebengestein selbst kommen. Durch Fluidkonvektion können sich diese dann mischen.

Die Intensität der Kontaktmetamorphose ist u.a. von der **Temperaturdifferenz zum Nebengestein** und der Größe der Intrusion abhängig: Abschätzungen für die Dauer der thermischen Überprägung in oberen Krustenstockwerken ergeben mehrere tausend bis wenige Millionen Jahre. Die Ausdehnung des Kontakthofs ist abhängig von der Form, der Größe und der Art des intrudierten Magmenkörpers sowie von der Tiefenlage und dem Anteil an wässrigen Lösungen. Große granitische Intrusionskörper bilden Kontaktzonen von mehreren hundert Metern aus. Ganggesteine kühlen aufgrund der geringen Mächtigkeit sehr rasch ab und bilden nur wenige Zentimeter breite Kontaktsäume. Die Kontaktwirkung von Granitplutonen ist stärker ausgeprägt als die von Gabbroplutonen, obwohl diese heißer sind, da das im granitischen Magma enthaltene Wasser Mineralreaktionen begünstigt.

Das Fehlen eines gerichteten Drucks führt zu unregelmäßigem Mineralwachstum ohne die Ausbildung einer Schieferung. Ursprünglich geschieferte Gesteine (z. B. Tonschiefer) können durch das Mineralwachstum bei der Kontaktmetamorphose entregelt werden. Man unterscheidet zwischen dem kühlertemperierten **äußeren Kontakthof** und dem heißeren **inneren Kontakthof**.

Während im äußeren Kontakthof einzelne Minerale sprossen und das Ausgangsgestein gut erkennbar bleibt, erfolgt im inneren Kontakthof eine durchgreifende Umkristallisation und Umwandlung, man spricht in diesem Zusammenhang auch von einer **metamorphen Zonierung** der Kontaktaureole. Direkt am Kontakt kann es zur Verzahnung und randlichen Verschmelzung von Quarz (Frittung) kommen. Die gefrittetten Gesteine sind hart und splittig im Anschlag (Hornfels).

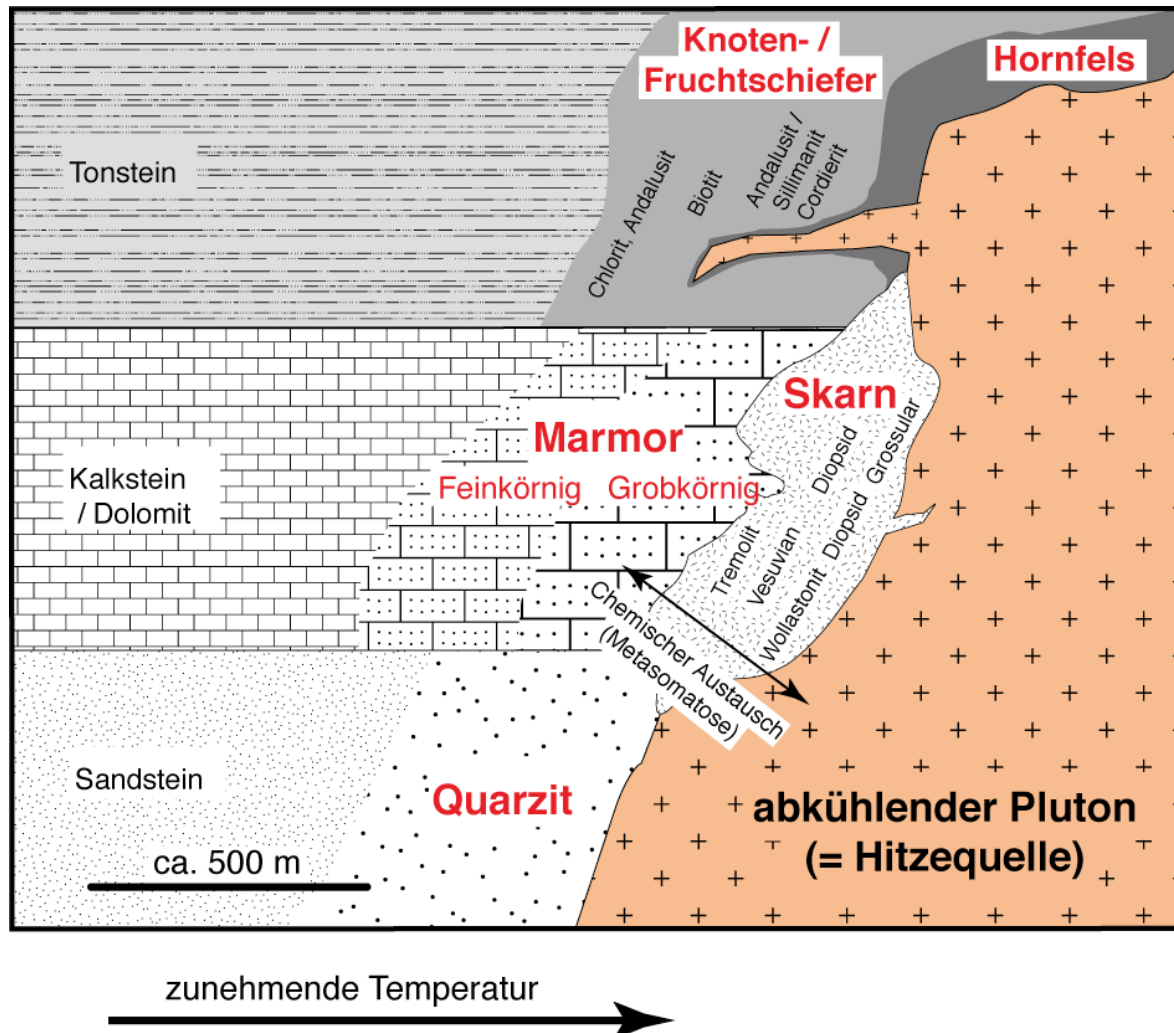


Abb. 4.15: Schema der metamorphen Zonierung einer Kontaktaureole.

Hornfels entsteht im inneren Kontakthof, also nahe am Kontakt zum Magmatitkörper. Hornfelse sind wegen der recht schnellen Aufheizphase und der kurzen Kristallisationsdauer oft sehr feinkörnig, so dass der Mineralbestand (Sillimanit, Cordierit, Biotit, Quarz, Feldspäte, Granat) selbst mit Lupe meist nicht zu bestimmen sind. Diese Feinkörnigkeit verleiht dem Gestein ein hornartiges Aussehen, daher der Name. Im Gelände, wo die zunehmende Metamorphose in einem Kontakthof und dann schließlich der Kontakt zum Intrusivkörper im Aufschluss beobachtet werden kann, stellt sich das Problem der richtigen Ansprache nicht.

Cordierit-Granat-Gneise werden teilweise als Restite ehemaliger Tonsteine gedeutet, die durch Abfuhr von K und Si bei hohen Temperaturen (800-900°C) gebildet werden. Diese Gesteine können teilweise sehr viel Cordierit, Quarz und meist hellbraune Alkalifeldspäte (Mesoperthit) enthalten.

Skarne (schwedischer Bergmannsausdruck für Kalksilikat-Gesteine) bilden sich durch die intensive Interaktion zwischen kalkigen Sedimenten und Intrusivgesteinen. Sie bilden sich

meist im Kontaktbereich zwischen Intrusivkörper und Umgebungsgestein, können sich aber auch vollständig innerhalb (Endoskarn) oder außerhalb (Exoskarn) des Magmatits befinden und dabei unregelmäßig geformte, teils linsenförmige Körper aber auch Adern bilden. Typische Minerale sind Wollastonit, Diopsid, Tremolit, Grossular und Vesuvian. Falls Eisen in größerer Menge Zutritt hat, entstehen Fe-reiche Pyroxene wie Hedenbergit (dunkelgrün) und Ilvait (schwarz), wie dies zum Beispiel auf Elba der Fall ist. Skarnvorkommen können wichtige Lagerstätten enthalten.

Knoten- oder Fruchtschiefer entstehen im äußeren Kontakthof durch Sprossung einzelner Minerale in Tonschiefer oder Phyllit. Häufige Mineralneubildungen sind Chlorit, Chloritoid und Biotit, im höher temperierten Bereich Biotit, Andalusit (Varietät Chiasolith) und Cordierit. Makroskopisch sind sie in Form meist dunkler Knoten oder Flecken erkennbar.

Kursfragen 4.1: Metamorphite

1. Was ist Metamorphose? Was ist ein Protolith?
2. Was sind metamorphe Fazies?
3. Skizzieren Sie das Faziesdiagramm. Beschreiben Sie die Druck(p)-Temperatur(T) Bedingungen der verschiedenen metamorphen Fazieszonen. Nenne Sie die jeweils typischen Minerale.
4. Welchem p-T-Pfad folgen Gesteine in einer Subduktionszone, während einer Gebirgsbildung oder um junge Intrusivgesteine? Benennen Sie die jeweilige Art der Metamorphose.
5. Was sind Indexminerale?
6. Nennen Sie die drei Alumosilikat-Modifikationen und deren Bildungsbedingungen. Skizzieren Sie das entsprechende Phasendiagramm. Wie können die Alumosilikate voneinander unterschieden werden?
7. Mit welchen Protolithen werden die Alumosilikat-haltigen Metamorphite assoziiert und warum?
8. Welchem Ausgangsgestein entstammt ein Staurolith-Disthen-Schiefer? Unter welchen metamorphen Bedingungen entstand er?
9. Was entsteht aus einem Pelit bei der Regionalmetamorphose und was bei der Kontaktmetamorphose?
10. Was ist ein Grünschiefer, Eklogit, Orthogneis und aus welchen Mineralen bestehen sie? Was sind die jeweiligen Protolithe?
11. Warum kann ein Granat-Glimmer-Schiefer, Eklogit oder Blauschiefer nicht aus einem Sandstein oder Kalkstein hervorgehen?
12. Anhand welcher Merkmale kann man Aktinolith, Chlorit und Chloritoid voneinander unterscheiden?
13. Bei welchen Arten der Metamorphose entstehen Amphibolit, Quarzit und Skarn? Welches waren die Ausgangsgesteine?
14. Warum können in einem Quarzit nur schwer die Metamorphose-Bedingungen rekonstruiert werden?
15. Unter welchen Bedingungen erreicht ein Gestein die Granulitfazies ohne vorher zu schmelzen?
16. Wie entsteht ein Migmatit und welche lithologischen Bereiche kann man darin unterscheiden? Wie nennt man den Prozess der Migmatisierung noch?
17. Beschreiben Sie den typischen p-T-Verlauf einer Metamorphose von Versenkung (prograd) bis Exhumierung (retrograd).
18. Wie und wo entstehen Mylonite?
19. Ab welcher Temperatur verhalten sich Feldspat bzw. Quarz duktil? Was bedeutet das?
20. Was ist Metasomatose?

A. Anhang

A.1 Literatur zum Weiterlesen

- BAHLBURG, H. & BREITKREUZ, C. (1998): Grundlagen der Geologie. 328 S., Enke-Verlag, Stuttgart.
- BUCHER, K. & FREY, M. (2002): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 7. Aufl., 341 S., Springer-Verlag, Berlin.
- FRISCH, W. & MESCHKE, M. (2005): Plattentektonik. 196 S., Primus-Verlag und Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. 4. Aufl., 1141 S., Schweizerbart-Verlag, Stuttgart.
- HANN, H.P. (2016): Grundlagen und Praxis der Gesteinsbestimmung. 352 S., Quelle & Meyer, Wiebelsheim.
- HOHL, R. (HRSG.) (1985): Die Entwicklungsgeschichte der Erde. 6. Aufl., 703 S., Dausien, Hanau/Main.
- LEHMANN, U. & HILLMER, G. (1997): Wirbellose Tiere der Vorzeit. 4. Aufl., 304 S., Enke-Verlag, Stuttgart
- LEMAITRE, R.W. (HRSG.) (1989): A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. 193 S., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- MARESCH, W., SCHERTL, H.-P. & MEDENBACH, O. Steinbachs Naturführer: Gesteine. 2. Aufl., 287 S., Mosaik Verlag, München.
- MARKL, G. (2008): Minerale und Gesteine. 2. Aufl., 610 S., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- OKRUSH, M. & MATTHES, S. (2009): Mineralogie. 8. Aufl., 658 S., Springer-Verlag, Berlin.
- PHILPOTTS, A.R. & AGUE, J.J. (2009): Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2. Aufl., 667 S., Cambridge University Press, Cambridge.
- PRESS, F. & SIEVER, R. (2008): Allgemeine Geologie. 5. Aufl., 735 S., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- RÖSLER, H.J. (1984): Lehrbuch der Mineralogie.-3. Aufl., 833 S., VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- ROTHER, P. (2010): Gesteine. 3. Aufl., 192 S., Primus-Verlag und Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- SEBASTIAN, U. (2009): Gesteinskunde. 166 S., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- SCHMINCKE, H.-U. (2000): Vulkanismus. 2. Aufl., 264 S., Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- SCHWEIZER, V. (1995): Allgemeine Geologie. 602 S. Spektrum-Verlag Heidelberg.
- SPEAR, F.S. (1993): Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. 799 S., Mineralogical Society of America, Washington.
- VERNON, R.H. & CLARKE, G.L. (2008): Principles of Metamorphic Petrology. 445 S., Cambridge University Press, Cambridge.
- VINX, R. (2011): Gesteinsbestimmung im Gelände. 3. Aufl., 480 S., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- WENK, H.R. & BULAKH, A. (2004): Minerals. 646 S., Cambridge University Press, Cambridge.
- YARDLEY, B.W.D. (1997): Einführung in die Petrologie metamorpher Gesteine. 336 S., Enke-Verlag, Stuttgart.

A.2 Erläuterungen zu Mineralformeln

Strukturell lassen sich alle Silikate als Verbindungen von Metall-**Kationen** (z. B. Mg^{2+} , Fe^{2+} ...) mit **komplexen Silikat-Anionen** (und ggf. weiteren einfachen oder komplexen Anionen) beschreiben. Die Silikat-Anionen besitzen die allgemeine Formel $[\text{Si}_x\text{O}_y]^{4x-2y}$ und sind ihrerseits aus **SiO₄-Tetraedern** aufgebaut, die unterschiedlich stark untereinander verknüpft sind. Bei der Verknüpfung von zwei oder mehr Tetraedern über Sauerstoffbrücken-Bindungen teilen sich zwei Tetraeder jeweils ein Sauerstoffatom. Somit kann man aus dem Verhältnis von Si zu O im komplexen Anion die Struktur ableiten. Unglücklicherweise kommt in vielen Mineralen aber auch Sauerstoff vor, der nicht zum Silikat-Anion gehört. Daher ist es nützlich, chemische Mineralformeln so zu schreiben, dass die Silikatgruppe gekennzeichnet ist. Hier soll dafür die Notation nach Karl Hugo Strunz verwendet werden. Dabei werden sämtliche Anionen nach sämtlichen Kationen in eckige Klammern geschrieben und alle Anionen voneinander mit senkrechten Strichen getrennt. Beispiele: Enstatit $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ besteht aus zwei Mg^{2+} Kationen und einem $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ Anion; die Aluminiumsilikate $\text{Al}_2[\text{O}|\text{SiO}_4]$ bestehen aus zwei Al^{3+} Kationen, einem O^{2-} Anion und einem $[\text{SiO}_4]^{4-}$ Anion.

Zusätzlich kann die **Koordination** der Kationen entscheidend für das Verständnis der Mineralstruktur sein. Diese wird hochgestellt und in eckigen Klammern hinter dem betreffenden Ion angegeben. So lassen sich z. B. die drei Aluminiumsilikate Andalusit $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[5]}[\text{O}|\text{SiO}_4]$, Sillimanit $\text{Al}^{[6]}\text{Al}^{[4]}[\text{O}|\text{SiO}_4]$ und Kyanit $\text{Al}^{[6]}_2[\text{O}|\text{SiO}_4]$ unterscheiden, obwohl sie alle dieselbe Summenformel (Al_2SiO_5) haben. Die wichtigsten Beispiele für **Koordinationspolyeder** sind in Abbildung 1.9 dargestellt. Die Wertigkeit der Ionen wird meist nicht dargestellt, da die meisten Elemente nur eine Wertigkeit besitzen (siehe Tabelle 1.6). Die wichtigste Ausnahme bildet Eisen, das als Fe^{2+} oder Fe^{3+} vorkommen kann. Daher wird bei Eisen oft der Oxidationszustand mit angegeben, wenn er sich nicht aus dem Zusammenhang ergibt oder wenn man besonders darauf hinweisen will. Beispiele: Aegirin $\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, Arfvedsonit $\text{NaNa}_2\text{Fe}^{2+}_4\text{Fe}^{3+}[(\text{OH})_2 | (\text{Si}_4\text{O}_{11})_2]$.

Bestimmte Kationen können sich gegenseitig sehr gut ersetzen (austauschen), da sie eine ähnliche Ladung und Größe aufweisen. Die effektive Größe eines Kations ist unter anderem von seiner Koordination und Ladung abhängig (Abb. 1.8 & 1.9). Häufige Austauschpartner sind z. B. Fe^{2+} und Mg^{2+} . Besetzen mehrere verschiedene Elemente in variablen Anteilen denselben Platz im Kristall, so spricht man von einem **Mischkristall** oder einer **Mischreihe**. Dies wird durch eine runde Klammer gekennzeichnet. Im Beispiel Orthopyroxen $(\text{Mg},\text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ besetzen Mg^{2+} und Fe^{2+} zusammen zwei Plätze. Dabei ist jeder der Plätze anteilig mit beiden Elementen besetzt und es besteht eine lückenlose Mischbarkeit zwischen den Endgliedern Enstatit $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ und Ferrosilit $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Im Falle von Diopsid $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ hingegen ist der erste Platz ausschließlich mit Ca^{2+} und der zweite ausschließlich mit Mg^{2+} besetzt. Aufgrund des ähnlichen **Ionenradiuses** kann Si^{4+} in Silikaten teilweise durch Al^{3+} ersetzt werden. Dabei wird aber ein Al/Si-Verhältnis von 1 nie überschritten, reine Aluminate kommen nicht natürlich vor. Man spricht hierbei von **Alumosilikaten**, die nicht mit den Aluminiumsilikaten (Andalusit, Kyanit und Sillimanit) verwechselt werden dürfen. Der Ausgleich der Ionenladungsdifferenz geschieht über einen **gekoppelten Austausch** auf den Kationenplätzen. Ein klassisches Beispiel hierfür sind die Feldspäte. Ein Vergleich der Feldspatendglieder Albit $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ und Anorthit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ verdeutlicht den gekoppelten Austausch von $\text{Na}^+ + \text{Si}^{4+}$ gegen $\text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{3+}$.

Je nach Grad der Verknüpfung (**Polymerisationsgrad**) der einzelnen SiO_4 -Tetraeder und nach Struktur der resultierenden komplexen Silikat-Anionen unterscheidet man folgende Gruppen (jeweils deutscher und griechischer Name angegeben):

Insel- oder Nesosilikate: Unverknüpfte $[\text{SiO}_4]$ Tetraeder. Diese Gruppe kann als einzige grundsätzliche keine Aluminosilikate bilden. **Gruppen- oder Sorosilikate:** Gruppen aus zwei oder mehr Tetraedern, z.B. $[\text{Si}_2\text{O}_7]$, $[\text{Si}_5\text{O}_{16}]$. **Ring- oder Cyclosilikate:** Verschiedene Ringe (z.B. $[\text{Si}_3\text{O}_9]$, $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$, $[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$) oder Doppelringe (z.B. $[\text{Si}_6\text{O}_{15}]$, $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$). **Ketten- oder Inosilikate:** Unendliche Ketten ($[\text{Si}_2\text{O}_6]$, $[\text{Si}_3\text{O}_9]$, $[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$, $[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$). Bandsilikate sind quasi Doppelkettensilikate und werden deshalb ebenfalls als Inosilikate bezeichnet: $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$, $[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$, $[\text{Si}_8\text{O}_{22}]$. **Schicht- oder Phyllosilikate:** unendliche zweidimensionale Schichten: $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$. **Gerüst- oder Tektosilikate:** unendlich dreidimensionales Gerüst, bei dem alle Ecken aller Tetraeder jeweils mit anderen Tetraedern verknüpft sind. Da sich hierbei jedes O von zwei Si geteilt wird und damit alle Ladungen abgesättigt sind, haben alle reinen Gerüstsilikate die Summenformel SiO_2 . Es gibt aber etliche Gerüst-Aluminosilikate mit den Strukturelementen $[\text{AlSiO}_4]$, $[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$, $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, $[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]$...

Die wichtigsten Beispiele dieser Strukturen sind in Abb. 1.8 dargestellt. Allgemein nimmt die Neigung zum Einbau von Aluminium in das Tetraedergerüst mit zunehmendem Polymerisationsgrad zu. Wichtige Aluminosilikate sind z. B. Amphibole, Glimmer und Feldspäte. Generell ist das Verhältnis $(\text{Al}+\text{Si})/\text{O}$ charakteristisch für eine Strukturelle Gruppe. Vorsicht ist aber bei Ketten- und Ringsilikaten geboten, da diese dasselbe $(\text{Al}+\text{Si})/\text{O}$ -Verhältnis von 1/3 haben. Außerdem gibt es Minerale mit mehreren verschiedenen komplexen Silikat-Anionen, wie z. B. das Endglied der Epidot-Mischreihe Klinozoisit $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$. In solchen Fällen ist das komplexeste Anion entscheidend für die Nomenklatur. Epidote gehören also zu den Sorosilikaten.

Analog zu Silikaten gibt es auch Sulfate ($[\text{SO}_4]$), Phosphate ($[\text{PO}_4]$), Wolframate ($[\text{WO}_4]$), Vanadate ($[\text{VO}_4]$), Molybdate ($[\text{MoO}_4]$) und so weiter, die aber alle gegenüber den Silikaten eine untergeordnete Rolle spielen, da sie nicht die gleiche strukturelle Vielfalt zeigen und zudem viel seltener sind. Erwähnenswert sind außerdem die Karbonate und Borate, die planare $[\text{CO}_3]$ bzw. $[\text{BO}_3]$ Gruppen besitzen. Minerale mit einfachen Anionen enden nicht auf '...at' sondern auf '...id' wie z. B. Oxid (O^{2-}), Sulfid (S^{2-}), Chlorid (Cl^-) oder Arsenid (As^{2-}).