Petrologie der Metamorphite

Modul: Petrologisches Grundwissen (1SWS) (1LP)

LV 24108c FU Berlin SS 2007

Dozent: Prof. Dr. R. Abart

A Metamorphe Gesteine

R. Abart

A.1 Gesteinsmetamorphose

A.1.1 Definition Gesteinsmetamorphose

Der Begriff Metamorphose ist entlehnt aus dem Griechischen und kann mit "Gestaltumwandlung" übersetzt werden. Als Gesteinsmetamorphose wird die Gesamtheit der Prozesse bezeichnet, welche zu Veränderungen der mineralogischen Zusammensetzung und/oder des Gefüges von Gesteinen im festen Zustand führen. Metamorphose im engeren Sinn bezeichnet Prozesse, bei denen die chemische Zusammensetzung der Gesteine (mit Ausnahme der flüchtigen Komponenten wie H₂O, CO₂, …) unverändert bleibt – isochemische Metamorphose. Wird die chemische Zusammensetzung der Gesteine im Zuge der Metamorphose verändert, so wird sie als allochemische Metamorphose oder "Metasomatose" bezeichnet.

A.1.2 Einflussfaktoren für die Metamorphose

Gesteinsmetamorphose wird dadurch verursacht, dass die physikalischen und/oder chemischen Bedingungen im Zuge von geologisch/tektonischen Prozessen im Erdinneren Werte annehmen, welche von den Bildungsbedingungen eines Gesteins abweichen. Die wichtigsten Faktoren sind in diesem Zusammenhang Druck (*P*) und Temperatur (*T*).

Druck und Temperatur zeigen eine systematische räumliche Verteilung. Beide Parameter nehmen mit zunehmender Krustentiefe zu. Die Tiefenzunahme des Druckes kann durch eine einfache Beziehung angenähert werden:

$$P = \rho *q*d$$

wobei ρ die mittlere Dichte der Gesteinssäule, g die Erdbeschleunigung (g = 9,81 m/s²) und g die Tiefe unter der Erdoberfläche repräsentieren. Die Beziehung ist identisch mit derjenigen, welche für die Berechnung des hydrostatischen Druckes in einer Wassersäule verwendet wird; der so ermittelte Druck ist der sogenannte "lithostatische" Druck. Bei einer mittleren Krustendichte von ca. 2800 kg/m³ nimmt der Druck demnach um etwa 28 MPa (280 bar) pro Kilometer oder über etwa 3.5 Kilometer um 100 MPa (1 Kilobar) zu. In der Unterkruste und im Erdmantel ist die mittlere Dichte der Gesteine etwas höher und entsprechend ändert sich auch die Tiefenzunahme des Druckes. Im allgemeinen ist der Druck aber eine einfache, monoton ansteigende Funktion der Tiefe.

Komplizierter ist die thermische Struktur im Erdinneren. In der Kruste und zu einem geringeren Ausmaß auch im Erdmantel wird durch den Zerfall von radioaktiven Elementen (K, Th, U) ständig Wärme produziert, die über konduktiven Wärmetransport an die Oberfläche abgeführt wird. Zudem trägt die Abgabe der Restwärme, die noch aus der Phase der planetaren Akretion vor ca. vier Milliarden Jahren stammt, zum oberflächlichen Wärmefluss (in Europa durchschnittlich ca. 60

¹ Als kundiktiver Wärmetransport wird die Wärmeleitung im engeren Sinn verstanden. Die Wärmeleitung erfolgt über die Impulsübertragung von bewegten (schwingenden) Teilchen (Atome, Moleküle), beim konduktiven Wärmetransport erfolgt kein Nettomassentrasnport.

mW/m²) bei. Die Wärmeabfuhr vom Erdinneren an die Oberfläche führt im Allgemeinen zu einer Tiefenzunahme der Temperatur. Die konduktive Wärmeleitung ist ein relativ langsamer Prozess, und die primär durch die Konduktion angelegte thermische Struktur kann durch advektiven² Wärmetransport im Zuge der Versenkung oder Exhumation von Gesteinen, bzw. die Migration von Schmelzen oder Fluids beträchtlich modifiziert werden (siehe Abb. 1a,b). So ist der oberflächliche Wärmefluss und damit auch die Tiefenzunahme der Temperatur, das ist der **geothermische Gradient**, in Zonen von aufsteigendem Magma, wie etwa an mittelozeanischen Rücken oder in Zonen mit hoher Wärmeproduktion durch Radioaktiven Zerfall, wie in Bereichen verdickter kontinentaler Kruste, erhöht. In Zonen von nach unten gerichtetem Materialtransport wie etwa Subduktionszonen oder in Zonen mit geringer radioaktiver Wärmeproduktion, wie in alter ozeanischer Kruste, ist der Wärmefluss und damit der geothermische Gradient erniedrigt.

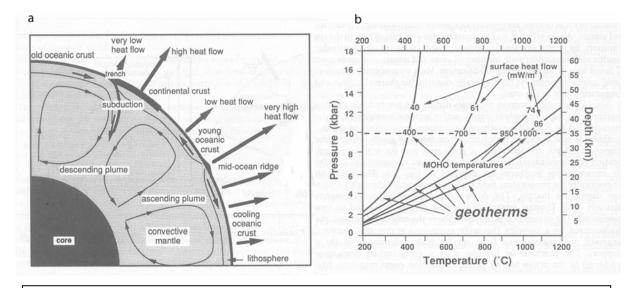


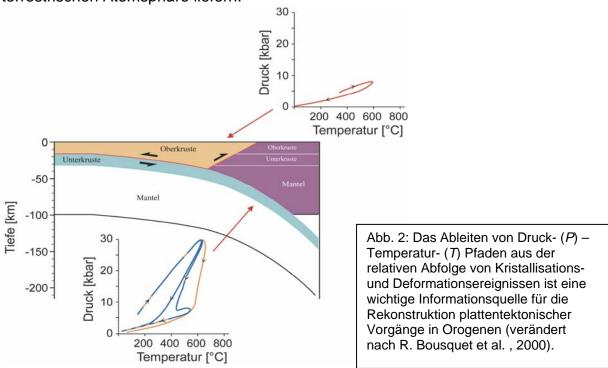
Abb. 1 (a): Abhängigkeit des oberflächlichen Wärmeflusses von der plattentektonischen Position; (b): Zusammenhang zwischen dem oberflächlichen Wärmefluss und dem geothermischen Gradienten (aus Bucher and Frey, 1994).

A.1.3 Motivation für Metamorphosestudien

Im Zuge von tektonischen Prozessen können Gesteine in Bereiche von unterschiedlichsten Druck- und Temperaturbedingungen gelangen. Dabei werden die Gesteine metamorph überprägt. Das "Gedächtnis" der Gesteine im Bezug auf ihre *P-T* Geschichte ist Gegenstand der Petrologie der metamorphen Gesteine (siehe Abb. 2). Die Erkenntnisse, die mit petrologischen Methoden aus metamorphen Gesteinen gewonnen werden können, sind eine wichtige Grundlage für die Rekonstruktion von Gebirgsbildungsprozessen. In diesem Zusammenhang ist es beispielsweise wichtig herauszufinden, wie tief ein Gestein einmal versenkt war, oder ob es in einem druckoder temperaturbetonten Regime metamorphisiert wurde.

² Im Gegensatz zur Konduktion von Wärme ist bei der Advektion der Transport von thermischer Energie an Materialtransport gekoppelt. Z.B. können aufsteigende Magmen grosse Wärmemengen passiv in hohe Krustenniveaus transportieren.

Gewisse wirtschaftlich interessante Minerale (z.B. Zeolite – Molekularsiebe in der Wasserreinigung, Rutil - Pigment und Füllstoff in der Papier- und Farbstoffindustrie, Asbest als mineralischer Faserstoff, Magnesit als Rohmaterial für Hochfeuerfestwerkstoffe, ...) können sich nur unter bestimmten Metamorphosebedingungen bilden. In diesem Kontext haben Metamorphosestudien unmittelbare Bedeutung für die Rohstoffexploration. Neuerdings wird auch ein Zusammenhang zwischen Gesteinsmetamorphose und Klima hergestellt. Im Zuge von metamorphen Mineralumwandlungen können volatile Spezies wie H₂O und CO₂ in grossen Mengen freigesetzt werden, d.h. regional ausgedehnte Metamorphoseereignisse können einen wesentlichen Beitrag zum CO₂ Budget in der terrestrischen Atomsphäre liefern.



A.1.4 Abgrenzung der Metamorphose

A.1.4.1 Tieftemperatur Grenze der Metamorphose

Die Metamorphose wird gegen tiefe Temperaturen durch den Bereich der Diagenese abgegrenzt, wobei die Trennung zwischen Diagenese und Metamorphose nicht scharf definiert ist. In Abhängigkeit vom betrachteten Material liegt die Grenze bei etwa 150 ± 50°C. In Evaporiten und bei organischem Material beginnen metamorphe Umwandlungen bei tieferen Temperaturen als in Silikat- und Karbonatgesteinen.

Je nach Gesteinschemismus zeigt die Neubildung unterschiedlicher Mineralien die beginnende Metamorphose an:

In Ausgangsgesteinen mit basaltischem Chemismus Fe-Mg-Karpholith (Pyroxenoid): (Fe²⁺,Mg)(Al,Fe³⁺)₂(Si₂O₆)(OH,F)₄ Glaukophan (Na-Amphibol): Na₂Mg₃Al₂Si₈O₂₂(OH)₂

Lawsonit (Gruppensilikat): CaAl₂(OH)₂[Si₂O₇]*H₂O Paragonit (Na-Glimmer): NaAl₂[Si₃AlO₁₀](OH)₂ Prehnit (Schichtsilikat): Ca₂Al₂Si₃O₁₀(OH)₂

Pumpellyit (Gruppensilikat): Ca₄Al₅(Mg,Fe)Si₆O₂₁(OH)₇

In pelitischen Lithologien Pyrophyllit (Schichtsilikat), Al₂Si₄O₁₀(OH)₂ Stilpnomelan (Schichtsilikat), (K,Na,Ca)_{0.6}(Mg,Fe²⁺,Fe³⁺)₆Si₈Al(O,OH)₂₇*(2-4) H₂O

Bemerkung: Diese Minerale können auch als detritische Körner in unmetamorphen Sedimenten auftreten. Als Indikatoren für beginnende Metamorphose dürfen nur neugebildete Phasen herangezogen werden. Die Frage ob ein Mineral als detritische Komponente oder als Neubildung vorliegt kann nur durch die petrographische Beobachtung (Dünnschliffmikroskopie, Rasterelektronenmikroskopie, ...) entschieden werden.

A.1.4.2 Hochtemperatur Grenze der Metamorphose

Die Gesteinsmetamorphose ist als ein Vorgang im festen Zustand definiert. Werden Gesteine genügend stark erhitzt, so beginnen sie zu schmelzen und es kommt zur Magmenbildung. Der Übergangsbereich Metamorphose - Magmenbildung wird auch als "Ultrametamorphose" oder "Anatexis" bezeichnet. Teilgeschmolzene Gesteine werden als "Anatexite" oder "Migmatite" bezeichnet.

Die Hochtemperatur Grenze der Gesteinsmetamorphose liegt in Abhängigkeit vom Gesteinschemismus und von der Verfügbarkeit von Wasser bei 700 bis 900°C. Im Bereich der Erdkruste (d.h bei Drucken von ca. 2 bis 30 kbar) beginnen granitoide Gesteine unter Anwesenheit von H₂O bei Temperaturen von 600-700°C zu schmelzen. Basalte schmelzen auch unter Anwesenheit von Wasser bei deutlich höheren Temperaturen (900-1000°C). Unter trockenen Bedingungen wird die Aufschmelzung von basaltischen Lithologien zu erheblich höheren Temperaturen verschoben. Man kennt z.B. metamorphe Gesteine, die sich bei Temperaturen von 1000 bis 1100°C ohne Teilaufschmelzung gebildet haben.

A.1.4.3 Druckbereiche der Metamorphose

Metamorphe Phasenumwandlungen finden in allen Krustentiefen statt und laufen damit über einen weiten Druck- und Temperaturbereich ab. Einerseits kann Magmenaufstieg an die Erdoberfläche zu temperaturbetonter Metamorphose bei Drucken von wenigen Bar führen. Andererseits weisen Coesit- und Diamant-führende Krustengesteine auf Entstehungsdrucke von >3 GPa und eine entsprechende Versenkungstiefe von >100 Kilometer hin. Im Erdmantel werden die Gesteine unter noch höheren Drucken metamorphisiert.

A.1.5 Typen der Metamorphose

Erhöhte Druck – und Temperaturbedingung, wie sie für die Gesteinsmetamorphose charakteristisch sind, können durch eine Reihe von geologischen Prozessen entstehen. Nach der Art des geologischen Auftretens wird zwischen lokal begrenzter Metamorphose und regional ausgedehnter Metamorphose unterschieden:

regionale Ausdehnung Orogene Metamorphose Ozeanische Metamorphose Versenkungsmetamorphose Iokale Ausdehnung Kontaktmetamorphose Kataklastische Metamorphose Impaktmetamorphose Hydrothermale Metamorphose

A.1.5.1 Orogene Metamorphose (orogenic metamorphism, Miyashiro, 1973, p.24)

Die orogene Metamorphose ist an Gebirgsgürtel gebunden, wo in den mittleren und tieferen Teilen der Erdkruste metamorphe Gesteinsumwandlung über ausgedehnte Bereiche stattfindet. Die orogene Metamorphose wird hauptsächlich durch erhöhte Druck- und Temperaturbedingungen hervorgerufen und wird typischerweise von mehr oder minder intensiver Gesteinsdeformation begleitet³.

Die orogene Metamorphose ist von der Verbreitung her gesehen (neben der ozeanischen Metamorphose) die wichtigste Art der Gesteinsmetamorphose. Orogene Metamorphose findet im Zusammenhang mit jeder Gebirgsbildung statt. Sie ist neben grossräumigen tektonischen Bewegungen und magmatischer Aktivität einer der wesentlichen Gebirgsbildungsprozesse. Orogen metamorph geprägte Gesteine zeigen im allgemeinen ein penetratives Gefüge mit bevorzugter Orientierung der Mineralkörner (Phyllite, Schiefer, Gneise). Orogene Metamorphose ist ein lange andauernder Vorgang. Sie läuft über Millionen von Jahren oder Zehner von Jahrmillionen ab und kann mehrere Phasen der Kristallisation und Deformation umfassen.

Die Untersuchung orogener Metamorphose besteht im wesentlichen aus einer Analyse der Beziehungen zwischen Deformations- und Metamorphosephasen. Das Studium von orogener Metamorphose ist ein wichtiger Schritt zum Verständnis von Gebirgsbildungsprozessen.

Orogen-metamorphe Gesteine treten gewöhnlich in ausgedehnten Gebieten auf, die eine Länge von einigen hundert oder tausend Kilometern und eine Breite von einigen zehner oder hunderten Kilometern aufweisen können.

Der hochtemperierte Bereich der Regionalmetamorphose ist häufig mit syn- oder spättektonischen Granitmassen verknüpft. Die Granite könnten einerseits als Wärmezubringer bei der Metamorphose gedient haben, könnten anderseits aber auch erst als Folge von partieller Aufschmelzung während der hochgradigen Metamorphose entstanden sein.

A-6

³ Dementsprechend werden Begriffe wie: Dislokationsmetamorphose (Grubenmann-Niggli, 1924), Thermo-Dynamometamorphose (Winkler, 1965, 1967), dynamothermal metamorphism (Winkler, 1974, 1976, 1979) synonym verwendet.

A.1.5.2 Ozeanische Metamorphose (ocean floor metamorphism, Miyashiro et al., 1971)

Zunächst waren metamorphe Gesteine nur auf den Kontinenten bekannt. Die Untersuchungen des Meeresbodens haben allerdings gezeigt, dass metamorphe Gesteine auch auf den Ozeanböden weit verbreitet sind. Miyashiro (1973) geht soweit, dass er die ozeanische Metamorphose bezüglich geologischer Bedeutung für ebenso wichtig hält wie die orogene Metamorphose.

Die ozeanische Metamorphose findet in Bereichen mit hohem Wärmefluss entlang der mittelozeanischen Rücken statt. Sie betrifft vor allem die an den mittelozeanischen Rücken produzierten basaltischen Gesteine (siehe Abb.3). Charakteristisch für die ozeanische Metamorphose ist eine temperaturbetonte metamorphe Überprägung, die einen hohen geothermischen Gradienten anzeigt. Häufig sind die am Ozeanboden metamorphisierten Basalte von intensiver chemischer Alteration betroffen. Der hohe Wärmefluss an den mittelozeanischen Rücken treibt in den wegen der intensiven Zerklüftung hochpermeablen Basalten Hydrothermalsysteme an. Das zirkulierende Meerwasser reagiert dabei chemisch mit den Gesteinen. Typischerweise gibt das Meerwasser bei der Fluid-Gesteinsinteraktion Na und Cl an die Gesteine ab und nimmt Mg auf. Dadurch wird sowohl das Meerwasser als auch die Gesteinsmatrix chemisch alteriert.

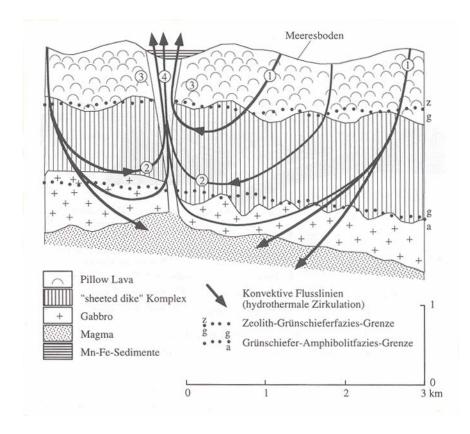


Abbildung 3: Schema der geologischen Situation der Ozeanbodenmetamorphose, nach T. Widmer (1996)

A.1.5.3 Regionale Versenkungsmetamorphose (Coombs, 1961)

Der Begriff der Versenkungsmetamorphose wurde für rekristallisierte Gesteine eingeführt, die in beträchtliche Krustentiefen versenkt wurden, ohne dass dabei nennenswerte interne Deformation stattgefunden hätte. Die durch pure Versenkung entstandenen Metamorphite weisen in der Regel keine oder nur eine schwach ausgebildete Schieferung auf. Erst unter dem Mikroskop lässt sich erkennen, dass es sich um metamorphe Gesteine handelt. Häufig erfahren die tieferen Einheiten von mächtigen Sedimentbeckenfüllungen eine Versenkungsmetamorphose. Bei der reinen Versenkungsmetamorphose werden in der Regel nur relativ niedrige Temperaturen von ≤ 300°C erreicht.

A.1.5.4 Kontaktmetamorphose

Die Kontaktmetamorphose bezeichnet die Rekristallisation von Gesteinen in der thermischen Aureole, die sich durch das Eindringen heißer Schmelzen in den vergleichsweise kühlen Nebengesteinen eines Intrusivkörpers bildet.

Der thermische Effekt einer Intrusion (siehe Abb. 4) hängt einerseits von der Temperatur des eindringenden Magmas und andererseits von der Intrusionstiefe ab. Die Temperatur einer eindringenden granitischen Schmelze beträgt je nach H₂O Gehalt ca. 650-900°C, während diejenige einer basaltischen Schmelze ca. 1200°C beträgt. Wenn ein Magma oberflächennahe Regionen erreicht, ist das Nebengestein verhältnismäßig kühl (je nach Tiefenlage und geothermischem Gradient 100-300°C), d.h. die Temperaturdifferenz zwischen Intrusivkörper und Nebengestein ist groß. In diesem Fall kommt es bei geeigneter Reaktivität des Nebengesteins zur Neubildung von metamorphen Mineralen in der Umgebung der Intrusion, d.h. es bildet sich eine deutlich ausgeprägte Kontaktaureole. In größerer Krustentiefe ist das Nebengestein wärmer (bis über 500°C) und deshalb ist bei tiefgelegenen Intrusionen der thermische Effekt relativ klein, d.h. es entsteht in der Regel keine gut ausgeprägte Kontaktaureole.

Kontaktmetamorphe Gesteine zeigen im allgemeinen weder bevorzugte Mineralorientierung noch Schieferung, da Deformation meistens fehlt oder nur untergeordnete (lokale) Bedeutung hat. Wegen der im Vergleich zur orogenen Metamorphose raschen Abkühlung entstehen typischerweise Metamorphite mit sehr feinkörnigem Gefüge, sogenannte "Hornfelse".

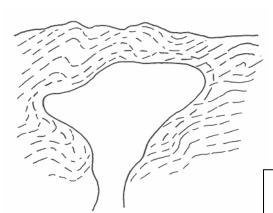


Abbildung 4: Schema eines Intrusivkörpers, nach Trommsdorff und Dietrich (1999)

A.1.5.5 Andere Metamorphose-Arten von lokaler Ausdehnung

Kataklastische Metamorphose: Als kataklastische Metamorphose wird die Gesteinsumwandlung im Zuge bruchhafter Verformung (Kataklase = Zerbrechen und Zermahlen) entlang von Bewegungshorizonten wie Überschiebungs-/Abschiebungsflächen und Verwerfungen bezeichnet. Obwohl vorwiegend destruktiv (bestehende Mineralkörner werden zerbrochen), kommt es dabei z.T. auch zu Mineralneubildungen. Die kataklastische Metamorphose findet im allgemeinen bei tiefen Temperaturen statt. Es kommt daher zu keiner ausgeprägten Rekristallisation. Die Produkte der kataklastischen Metamorphose werden als tektonische Breckzien, "Kataklasite" (festes Gestein mit kataklastischem Gefüge) bzw. als "Kakirite" (kohäsionsloses Gesteinsmehl) bezeichnet.

Unter dem Einfluss von Reibungswärme können Gesteine in (diskreten) Bewegungszonen aufgeschmolzen werden. Diese Gesteine werden "Pseudotachylite" genannt, weil sie wie schwarzes basaltisches Glas (Tachylit) aussehen.

Impaktmetamorphose = Schockmetamorphose (Dietz, 1961): Als Impakt- oder Schockmetamorphose wird die Gesteinsumwandlung durch Hochdruck-Schockwellen als Folge eines Meteoriteneinschlags bezeichnet. Die Zeitdauer beträgt wenige Mikrosekunden bis Bruchteil einer Minute. Als Neubildungen treten z.B. Coesit und Stishovit (= Hochdruckmodifikationen von SiO₂) sowie Diamant auf. "Geschockter" Quarz zeigt Spaltbarkeit!

Weitere Hinweise auf Impakte sind erhöhte Iridium-Gehalte in bestimmten Abschnitten des Sedimentprofils sowie die Anwesenheit von Russpartikeln (als Resultat ausgedehnter Brände).

Beispiele: "Meteor Crater" in Arizona (1.2 km Durchmesser); Nördlinger Ries (26 km Durchmesser); Sudbury, Kanada, und Vredefort, Südafrika, beide mit einer Längsausdehnung von etwa 140 km.

Hydrothermale Metamorphose (nach Coombs, 1961):

Als Hydrothermale Metamorphose wird die Umkristallisation unter dem Einfluss hydrothermaler Lösungen bezeichnet. Dabei kommt es häufig zu Veränderungen des Gesamtgesteinschemismus – Metasomatose. In Hydrothermalsystemen kann rezente Metamorphose studiert werden. Die beobachteten Mineralvergesellschaftungen können direkt mit messbaren Temperaturen und Drucken verglichen, und die fluide Phase entnommen und analysiert werden. Aktive Hydrothermalsysteme gibt es in Gebieten mit (sub)rezentem Vulkanismus wie z.B. auf Island, Neuseeland, Japan sowie in Italien und Kalifornien. Charakteristisch sind Hydrothermalsysteme in Gebieten mit flacher Topographie, denn nur dort fließt das Grundwasser genügend langsam, sodass es zur Ausbildung von lokalen, thermisch angetriebenen Zirkulationssystemen kommt. Hydrothermalsysteme finden sich demnach häufig in Gebieten mit saurem, explosivem Vulkanismus, wo es im Anschluss an violente Eruptionen oft zur Ausbildung von Kalderas mit ihrer eher flachen Topographie kommt.

A.1.5.6 Weitere Bezeichnungen

Prograde (progressive) Metamorphose: Ist jene Phase eines Metamorphosezyklus, in dem die Metamorphosebedingungen, insbesondere die Temperatur, ansteigen.

Retrograde Metamorphose (Retromorphose): Ist jene Phase eines Metamorphosezyklus, in dem die Metamorphosebedingungen, insbesondere die Temperatur, sukzessive abnehmen.

Polymetamorphose: Polymetamorphe Gesteine haben mehrfach metamorphe Überprägungen erfahren. Polyphase Metamorphose kann sich innerhalb eines Gebirgsbildungszyklus entwickeln oder im Zuge verschiedenen Orogenesen stattfinden (z.B. herzynisch und alpin).

Autometamorphose: Damit werden Umwandlungsvorgänge in magmatischen Gesteinen bezeichnet, die während der Abkühlung durch Einwirkung von magmatischen Restlösungen und Gasen auf schon erstarrte Gesteinsteile hervorgerufen werden.

A.2 Metamorphe Gesteine

A.2.1 Typen von Ausgangsgesteinen

Metamorphe Prozesse machen aus Gesteinen wieder Gesteine. Die Ausgangsgesteine können aus der ganzen Bandbreite der magmatischen, sedimentären und metamorphen Gesteine stammen. Die Ausgangsgesteine für metamorphe Prozesse werden als die "**Protolithe**" bezeichnet.

A.2.1.1 Klassifizierung der Protoelite

Für die Klassifizierung von Gesteinen können verschiedenen Kriterien herangezogen werden. In der Folge werden Begriffe aus der Klassifikation mittels Farbindex und aus der chemischen Klassifikation rekapituliert, da viele dieser Begriffe in der Terminologie der metamorphen Gesteine verwendet werden.

Klassifikation mittels Farbindex:

Im Bezug auf ihre Farbe werden gesteinsbildende Minerale in zwei Gruppen eingeteilt:

Als felsisch werden Minerale mit hellen Farben (weiss, hellgrau baige, hellrosa, ...) bezeichnet. Felsische Minerale sind: Feldspäte, Quarz, und Feldspatvertreter (Nephelin, Leuzit) sowie Skapolit und Zeolite.

Als mafisch werden Minerale mit dunklen Farben (dunkelgrün, dunkelrot, schwarz, ...) bezeichnet. Zu den mafischen Mineralen zählen: Olivin, Pyroxen, Amphibol, Granat, Biotit...

Der Farbindex von Gesteinen gibt den Volumenanteil von felsischen bzw. mafischen Gemengteilen an. Je nach Vorherrschen von felsischen oder mafischen Gemengteilen werden Gesteine als mafisch (75 bis 90 Vol. % mafische Minerale) oder felsisch (<75 Vol. % mafische Minerale) angesprochen. Für Gesteine, die praktisch keine felsischen Komponenten aufweisen wird der Begriff "ultramafisch" (>90 Vol. % mafische Minerale) verwendet.

Klassifikation mittels SiO₂ Gehalt:

Ein wesentliches Kriterium für die chemische Klassifikation von Gesteinen ist der SiO₂ Gehalt: Je nach SiO₂ Gehalt (in Gewichtsprozent Oxyden) werden folgende Klassen unterschieden:

		$SiO_2 <$	45 Gew.%	ultrabasisch
45 Gew.%	<	SiO ₂ <	52 Gew.%	basisch
52 Gew.%	<	SiO ₂ <	66 Gew.%	intermediär
66 Gew.%	<	SiO ₂		sauer

Die Klassifikation nach Farbindex und jene nach dem SiO₂ Gehalt haben viele Parallelitäten. So sind ultrabasische Gesteine in der Regel ultramafisch, basische Gesteine sind meist mafisch und intermediäre und saure Gesteine sind meist felsisch. Diese Parallelität soll aber nicht dazu verleiten, dass die Begriffe synonym verwendet werden – es handelt sich schließlich um unterschiedliche Klassifikationskriterien. Die Klassifikation mittels Farbindex verlangt neben der makroskopischen Beobachtung keine Zusatzinformation und ist daher für eine erste Gesteinsansprache im Feld geeignet. Die Klassifikation nach dem SiO₂ Gehalt verlangt eine chemische Analyse. Beide Klassifikationen haben rein nomenklatorischen Charakter, sie beinhalten keinerlei genetische Interpretation.

A.2.1.2 Mantelgesteine - Peridotite

Der Erdmantel ist vorwiegend aus ultrabasischen Gesteinen aufgebaut, die in der Regel einen grossen Volumenanteil an Olivin enthalten – Peridotite⁴. Der Mantel ist aufgrund von großräumigen Mantelkonvektionsbewegungen in einem Zustand ständiger Rekristallisation, d.h. Mantelgesteine können als metamorphe Gesteine betrachtet werden. Wenn Mantelgesteine im Zuge von Gebirgsbildungsprozessen in die Erdkruste gelangen, können sie unter Krustenbedingungen metamorph überprägt werden.

A.2.1.3 Krustengesteine

Im Bereich der Erdkruste müssen zwei grosse Kategorien unterschieden werden: die ozeanische und die kontinentale Kruste. Das dominante Ozeanbodengestein ist

A-11

⁴ "Peridot" ist der alte Name für Olivin – Peridotite sind also olivinreiche Gesteine.

Basalt. Ein typischer Basaltchemismus ist in Tabelle 1 angebeben. Die durchschnittliche Zusammensetzung der kontinentalen Kruste ist im Bezug auf ihren SiO₂ Gehalt als intermediär zu bezeichnen. Typische Intrusivgesteine der kontinentalen Kruste sind Tonalite und Granodiorite; ein Tonalitchemismus ist in Tabelle 1 angegeben.

Die relativen Häufigkeiten von magmatischen, sedimentären und metamorphen Gesteinen in der Erdkruste und die Anteile verschiedener Gesteinstypen in diesen drei Klassen sind in Tabelle 2 dargestellt. Aus den volumetrischen Anteilen ergeben sich die Wahrscheinlichkeiten mit denen die verschiedenen Gesteinstypen als Ausgangsgesteine für Metamorphoseprozesse auftreten.

Tabelle 1: Chemische Zusammensetzung vor	Mantel- und Krustengesteinen	(nach Carmichael 1989)
--	------------------------------	------------------------

	Peridotit	kontinentale	ozeanische	Basalt	Tonalit
	(Mantelgestein)	Kruste	Kruste	ozean.	kont.
C:O	45.0	CO 0	40.0	47.4	C4 F0
SiO_2	45,3	60,2	48,6	47,1	61,52
TiO_2	0,2	0,7	1,4	2,3	0,73
Al_2O_3	3,6	15,3	16,5	14,2	16,48
FeO	7,3	6,3	8,5	11,0	5,6
MgO	41,3	4,2	6,8	12,7	2,8
CaO	1,9	5,5	12,3	9,9	5,42
Na₂O	0,2	3,0	2,6	2,2	3,63
K_2O	0,1	2,8	0,4	0,4	2,1
H_2O	<0,1	1,4	1,1	<1,0	1,2
CO_2	<0,1	1,4	1,4	<1,0	0,1

Magmatische Protolithe

Die im Bezug auf den Volumenanteil bei weitem dominante Gruppe der Krustengesteine sind die Magmatite. Innerhalb der Magmatite sind die Basalte volumenmäßig am bedeutendsten. Basalte, insbesondere Ozeanbodenbasalte, sind das Ausgangsgestein für metamorphe Gesteine wie Grünschiefer, Blauschiefer, Amphibolite, Eklogite und basische Granulite, die unter dem Sammelbegriff Metabasika zusammengefasst werden. Die granitoiden Gesteine (unter diesem Begriff werden hier Granite und Granodiorite subsummiert) stellen die zweitwichtigste Gruppe innerhalb der Krustenmagmatite dar. Wenn die primären magmatischen Gefüge in den metamorphen Äquivalenten noch gut erkennbar sind, dann werden sie als Metagranitoide bezeichnet. Werden die magmatischen Gefüge im Zuge der metamorphen Überprägung vollkommen ausgelöscht, dann werden die resultierenden Gesteine als Orthogneise bezeichnet, wobei die Vorsilbe "Ortho" die magmatische Herkunft des Ausgangsmaterials ausdrückt.

Sedimentäre Protolithe

Die mengenmässig wichtigsten Vertreter der sedimentären Gesteine sind die feinkörnigen, tonig siltigen Gesteine, sie werden als "Pelite" bezeichnet. Pelite sind das Ausgangsmaterial für die wichtigste Gruppe metamorpher Gesteine sedimentärer Herkunft, die **Metapelite**. Wenn Pelite eine substantielle karbonatische Komponente haben, dann werden sie als Mergel, ihre metamorphen Äquivalente als **Metamergel** bezeichnet. Wenn die sedimentären Strukturen in den metamorphen

Derivaten der gröberkörnigen siliziklastischen Sedimente (Sande, Arkosen oder Grauwacken) noch erkennbar sind, werden sie mit dem um die Vorsilbe "Meta" erweiterten Stammnamen belegt, z.B. **Metasandstein, Metaarkose, Metagrauwacke,** ... Werden die sedimentären Strukturen im Zuge der metamorphen Überprägung vollkommen ausgelöscht, dann werden die resultierenden Gesteine als **Paragneise** bezeichnet, wobei die Vorsilbe "Para" die sedimentäre Herkunft des Ausgangsmaterials ausdrückt.

Tabelle 2: Volumenanteile (in %) der verschiedenen Gesteinstypen in der Kruste (nach Carmichael 1989)

Magmatische Gesteine Sedimentäre Gesteine Metamorphe Gesteine	64,7 7.9 27,4
Magmatische Gesteine (64.7%) Granite Granodiorite/Diorite Syenite Basalte/Gabbros Peridotite/Dunite	16,0 17,0 0,6 66,0 0,3
Sedimentgesteine (7,9%) Tone Sandsteine, Arkosen Kalke	82,0 12,0 6,0

A.2.1.4 Die sieben Klassen von Protolithen

Nach Bucher und Frey (1994) können sieben Klassen von Ausgangsgesteinen und metamorphen Äquivalenten definiert werden:

- Ultramafische Gesteine: Das sind aus dem Mantel abgeleitete, Mg-reiche, Siarme Gesteine (Peridotite), ihre metamorphen Äquivalente werden als Metaultramafite oder Metaultrabasite bezeichnet.
- 2. Karbonatische Gesteine: Entstehen aus Sedimenten, deren mineralogischer Modalbestand durch Karbonate dominiert ist. Ihre metamorphen Äquivalente sind die Marmore.
- 3. Pelite: Das sind die tonigen Sedimente, die mengenmäßig wichtigste Gruppe von sedimentären Ausgangsgesteinen. Ihre metamorphen Äquivalente sind die Metapelite. Pelagische Tone (das sind Tone, die fern von Kontinenten in tiefen Ozeanbecken sedimentiert werden) sind in der Regel ärmer an Kalzium als Tone, die auf Kontinenten oder in Kontinentnähe abgelagert werden.
- 4. Mergel: Sind tonige Sedimente, die einen signifikanten Anteil an karbonatischen Mineralen enthalten, ihre metamorphen Äquivalente sind Ca-reiche Metapelite oder Metamergel.
- 5. Mafische Gesteine: Die wichtigsten Vertreter mafischer Ausgangsgesteine sind Ozeanbodenbasalte. Metamorphe mafische Gesteine sind Grünschiefer, Blauschiefer, Amphibolite, mafische Gneise, Eklogite und Granulite.
- 6. Quarz-Feldspat Gesteine: Als Ausgangsmaterialien können Sedimente (Sandsteine, Grauwacken, ...) aber auch Magmatite (Granite, Granodiorite,

- Tonalite, Monzonite, Syenite, ...) dienen. Die metamorphen Äquivalente sind die Para- (von Sedimenten abgeleitet) und Orthogneise (von Magmatiten abgeleitet).
- 7. Andere Gesamtgesteinszusammensetzungen: Alle anderen Gesteinstypen (z.B. manganreiche Sedimente, wie sie am Ozeanboden gebildet werden, Laterite, Bauxite, Evaporite) sind ebenfalls als Ausgangsmaterialien für Metamorphite möglich aber mengenmäßig von untergeordneter Bedeutung.

A.3 Nomenklatur metamorpher Gesteine

Metamorphe Gesteine werden so weit als möglich nach ihrem Gefüge benannt. Diese Strategie ist insofern sinnvoll, als sie eine Benennung der Gesteine schon im Aufschluss erlaubt (z.B. Phyllit, Schiefer, Gneis).

Gesteine ohne makroskopisch erkennbare Gefügemerkmale und monomineralische Metamorphite werden nach mineralogischen Kriterien benannt (z.B. Quarzit, Marmor, Serpentinit).

Einige Metamorphite werden nach ihrem Mineralbestand und dem Metamorphosegrad benannt (z.B. Grünschiefer, Amphibolit, Eklogit, Granulit).

Es gibt noch keine international akkordierte Nomenklatur für metamorphe Gesteine. Viele Begriffe werden in der Literatur in verschiedenem Sinne verwendet. Im Folgenden halten wir uns weitgehend an die vorläufigen Vorschläge der "Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks".

A.3.1 Terminologie zur Gefügekunde

Gefüge (fabric): Mit diesem Begriff wird die Art und das Ausmaß bevorzugter Orientierung von Teilen einer Gesteinsmasse bezeichnet. Gewöhnlich wird damit die kristallographische und/oder Form-Orientierung von Mineralkörnern angesprochen, doch kann der Begriff auch im meso- und megaskopischen Bereich verwendet werden. Das Gefüge im Mikrobereich wird als Mikrogefüge (microfabric) bezeichnet.

Das Mikrogefüge ist durch zwei Aspekte charakterisiert, die **Mikrostruktur** (microstructure) und die **Textur** (texture). Alle Aspekte des Gefüges, welche in einem normalen Mikroskop erfassbar sind werden als Mikrostruktur bezeichnet. Zur Mikrostruktur gehören Merkmale wie Korngestalt, Korngrösse, Kornverteilung, sowie Deformationserscheinungen wie Knickbänder oder undulöse Auslöschung etc.. Die räumliche Orientierung kristallographischer Achsen lässt sich optisch nur mit einem Universaldrehtisch oder röntgenographisch im Texturgoniometer bestimmen. Die Art und Weise der räumlichen Ausrichtung kristallographischer Elemente in einem Gestein wird als die Textur bezeichnet.

Diese klare Trennung zwischen Mikrostruktur und Textur ist in der Materialwissenschaft gut eingeführt. In den Erdwissenschaften wird sie leider nicht konsequent gebraucht und es gibt verschiedenste Interpretationen der Begriffe Struktur und Textur: *Empfehlung:* Im Zweifelsfall können die Begriffe "Struktur" und "Textur" durch den allgemeineren Begriff "Gefüge" ersetzt werden. Falls spezifisch die mikroskopische Domäne angesprochen werden soll, wird das mit dem Präfix "Mikro-" (Mikrogefüge, microfabric) ausgedrückt.

A.3.2 Durch Deformation gebildete Gefügeelemente

A.3.2.1 Planargefüge

s-Fläche: Begriff für planare, penetrative Gefügeelemente (d.h. nicht einzelne planare Diskontinuitäten wie Klüfte oder Bruchflächen) ohne genetische Implikation. Es kann oft eine zeitliche Abfolge planarer Elemente mit assoziiertem Wechsel in der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung beobachtet werden. Mit "ss" (oder "so") wird das ursprüngliche sedimentäre oder magmatische Planargefüge bezeichnet,. Mit "s₁, s₂, s₃, etc." werden tektonisch induzierte Planargefüge in der Reihenfolge ihrer Entstehung bezeichnet.

Foliation: Überbegriff für alle Arten von tektonometamorph entstandenen Planargefügen. Der Begriff wird mitunter auch für im magmatischen Zustand erzeugte Planare verwendet (magmatic foliation), nie aber für sedimentäre Schichtung. Foliation kann durch eine oder eine Kombination mehrerer der folgenden Erscheinungen erzeugt werden (siehe Abbildung 5a):

- (a) engständige Diskontinuitäten
- (b) Korngrößenvariationen in lagigen Domänen
- (c) planare Domänen verschiedener mineralogischer Zusammensetzung (Stoffbänderung)
- (d) Vorzugsregelung bezüglich der Korngestalt von primär plättchenförmigen oder durch plastische Verformung abgeplatteten Mineralien
- (e) Planar-linsige Anordnung von Mineralaggregaten

Foliation beinhaltet also sowohl Anisotropie als auch stoffliche Bänderung. Der Ursprung von Stoffbänderung ist mitunter scher zu rekonstruieren. Sie kann unter Umständen ein altes ss (Schichtung) darstellen und durch ein zu ss parallel laufendes s₁ (Abplättung der Minerale) überprägt sein. Andererseits kann eine Stoffbänderung auch allein durch tektonometamorphe Prozesse entstehen (metamorphe Differenziation).

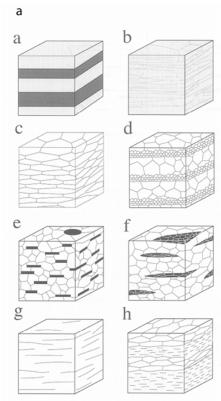


Fig. 4.1a-h. Diagrammatic presentation of various fabric elements that may define a foliation (after Fig. 5.1 in Hobbs et al. 1976). a Compositional layering. b Preferred orientation of platy minerals (e.g. mica). c Preferred orientation of grain boundaries and shape of deformed grains (e.g. quartz, carbonate). d Grain-size variation. e Preferred orientation of platy minerals in a matrix without preferred orientation (e.g. mica in micaceous quartzite or gneiss). f Preferred orientation of lenticular mineral aggregates. g Preferred orientation of fractures or microfaults (e.g. in low-grade quartzites). h Combination of fabric elements a, b and c; such combinations are common in metamorphic rocks

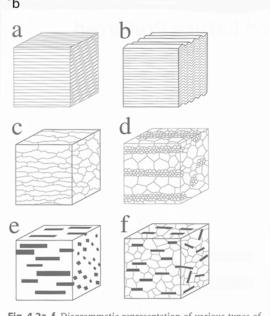


Fig. 4.2a-f. Diagrammatic representation of various types of fabric elements that may define a lineation. a Intersection lineation of two planar structures. b Crenulation lineation. c Stretching lineation defined by deformed (constricted) grains. d Stretching lineation defined by grain aggregates. e Mineral lineation defined by euhedral or subhedral grains with an elongate crystal shape (such as sillimanite or tourmaline). f Mineral lineation defined by euhedral or subhedral planar grains (such as micas) which share a common axis

Abbildung 5: (a) Gefügeelemente, die zur Ausbildung einer Foliation führen können, (b) Gefügeelemente, die zur Ausbildung einer Lineation führen können, aus Passchier and Trouw, (1998).

Schieferung: Beim Gebrauch dieses Begriffes liegt die Betonung eindeutig bei der durch tektonische Prozesse hervorgerufenen Anisotropie (Spaltbarkeit parallel zur Schieferung, im Gegensatz zu stofflicher Bänderung). Im englischen Sprachgebrauch wird zwischen Cleavage und Schistosity unterschieden.

Cleavage (Transversalschieferung) wird verwendet, um zum Ausdruck zu bringen, dass die tektonisch induzierte Schieferung eine Schichtung überprägt und schneidet. Die Schieferung in Tonschiefern (slates), welche meist bei Bedingungen der niedriggradigen Metamorphose deformiert wurden, wird als die "slaty cleavage" bezeichnet.

Schistosity (Kristallisationsschieferung): Damit wird die Schieferung in niedrig- bis mittelgradigen Metamorphiten, in welchen sich die neugebildeten Mineralien bereits von Auge erkennen lassen, bezeichnet.

Gneis: In Gneisen ist die Anisotropie im Sinne der Spaltbarkeit schlecht ausgebildet. Es tritt eine linsenförmige bis lagige Segregation in Domänen verschiedener mineralogischer Zusammensetzung auf. S-Flächen in Gneisen sind deshalb als Foliation und nicht als Schieferung anzusprechen. Ist die Stoffbänderung besonders

stark ausgeprägt, dann spricht man von Bändergneisen. Gneise treten vor allem im Bereich der mittelgradigen Metamorphose auf.

A.3.2.2 Lineare Gefüge

Als Lineation (engl. lineation) werden eindimensionale Gefügeelemente bezeichnet, unabhängig von ihrer Genese (siehe Abb. 5b). Sie können analog zu den s-Flächen in der Reihenfolge ihrer Entstehung mit I₁, I₂ etc. durchnumeriert werden. Folgende Unterscheidungen beinhalten zumindest teilweise eine genetische Interpretation:

Mineral-Lineation: Eine Lineation kann durch bevorzugte Orientierung von Einzelmineralen oder von Mineralaggregaten hervorgerufen werden. Mineral-Lineation kann entstehen durch: (a) plastische Verformung mit Streckung parallel zur Hauptlängungsrichtung (Streckungslinear), (b) Passivrotation der langen Achse von elongierten Mineralen in die Hauptstreckungsrichtung, (c) syn- oder posttektonisches Wachstum von Mineralien parallel zu einer Vorzugsrichtung.

Intersektionslinear: Damit wird die Intersektion zweier planarer Gefügeelemente bezeichnet.

Rutschharnisch oder Striemung (slickenside oder striation): Entweder mechanisch erzeugte Kratzer und Rillen auf Bewegungsflächen oder faserförmige, parallel zur Bewegungsrichtung orientierte Kristalle. Harnische und Striemungen sind im Allgemeinen nicht penetrativ, sondern auf diskrete spröde Bewegungsflächen beschränkt.

A.3.2.3 Mylonite, Kataklasite, tektonische Brekzien

Diese Begriffe beziehen sich auf Gesteine aus Bereichen, in denen Deformation konzentriert wurde (engl. fault rocks). Der hohe Verformungsgrad kann durch verschiedene Deformationsmechanismen erreicht werden. Dominiert die Kataklase, d.h. die Verformung durch Zerbrechen (Kornzertrümmerung, reibungskontrolliertes Gleiten und Rotation von Mineral- und Gesteinsfragmenten), dann werden die überprägten Gesteine als **Kataklasite** oder tektonische Brekzien bezeichnet. Dominieren viskose Deformationsmechanismen (typischerweise intragranulare, kristallplastische Deformation), dann werden die Gesteine als **Mylonite** bezeichnet.

Mylonit: Typischerweise fein laminiertes Gestein mit ausgeprägter Streckungslineation. Die Kohäsion geht während der Verformung (typischerweise intrakristalline Plastizität) nicht verloren. Die Minerale rekristallisieren während der Verformung, wobei die in Form von Gitterdefekten gespeicherte Verformungsenergie "Motor" dieser syndeformativen Rekristallisation ist. Unter Bedingungen der niedrig- bis mittelgradigen Metamorphose führt syntektonische Rekristallisation zu einer Kornverkleinerung, welche früher als Kornzertrümmerung gedeutet wurde (also als Produkt der Kataklase, deshalb der Name Mylonit nach "mylos"= Mühle). Minerale, die durch Zerbrechen auf den mechanischen Stress reagieren, während die feinkörnige Grundmasse dynamisch (d.h. während der Verformung) rekristallisiert, werden als Porphyroklasten in mylonitischen Matrix bezeichnet.

Kataklasite: Bei Kataklasiten ist die Kornverkleinerung das Produkt von Kataklase (Zerbrechen) und nicht von syntektonischer Rekristallisation. Kataklasite besitzen Kohäsion, sind also keine Lockergesteine. Kataklasite sind meist nicht oder sehr schlecht geschiefert.

Tektonische Brekzien und Kakirite: Das sind kohäsionslose Gesteine, die sehr feinkörnig sein können (Gesteinsmehl oder "fault gouge"), oder als Brekzien vorliegen (Kakirite).

Bei gleicher Mineralogie ist mit zunehmendem Metamorphosegrad ein Übergang von tektonischer Brekzie zu Kataklasit und schließlich zum Mylonit zu beobachten. Die Bedingungen für den Übergang zum Mylonit variieren allerdings von Gestein zu Gestein sehr stark. Mylonite werden im Fall von Gips und Anhydrit bereits bei Temperaturen unterhalb von 150°C gebildet, Kalkmylonite treten ab etwa 300°C auf, quarzhaltige Gesteine werden unter Bedingungen der mittelgradigen Metamorphose mylonitisiert, Feldspäte reagieren auf mechanische Beanspruchung bis zur hochgradigen Metamorphose mit bruchhafter Verformung.

A.3.3 Durch Mineralwachstum entstandene Gefügeelemente - Kristalloblastische Gefüge

Damit werden Gefüge bezeichnet, die aus den bei der Metamorphose neu gebildeten Mineralgemengteilen und durch metamorphe Umkristallisation (Blastese) enstehen. Bei den krstalloblastischen Gefügen werden gleichkörnige (homäoblastische) und ungleichkörnige (heteroblastische) Gefüge unterschieden.

Homäoblastische Gefüge

Als **granoblasitsche** Gefüge werden gleichkörnige Aggregate aus isometrischen Gemengteilen bezeichnet. Weisen die Gemengteile glatte Korngrenzen auf, dann wird die Struktur als Mosaikgefüge bezeichnet (in vielen Granuliten und Hornfelsen). Die Gemengteile können aber auch buchtig verzahnt sein ("suturierte" Konrgrenzen), wie das in vielen kristallinen Schiefern der Fall ist.

Schuppige Aggregate aus blättrigen Mineralen werden als **lepidoblastisch** bezeichnet; besonders Glimmer, Chlorit, Talk, Graphit, Serpentin geben dem Gestein ein derartiges Gefüge.

Aggregate aus fasrigen und stängeligen Mineralen werden als **nematoblastische** oder **fibroblastische** Gefüge bezeichnet. Derartige Gefüge sind typisch für Hornblende, Klinozoisit-Epidot, Prehnit, Pumpellyit und Zeolite.

Die innige Verwachsung und gegenseitige Durchdringung verschiedener Gemengteile wird als **diablastisches** Gefüge bezeichnet.

Heteroblastische Gefüge

Das wichtigste und verbreitetste heteroblastische Gefüge ist das **porphyroblastische Gefüge**: In einer relativ feinkörnig ausgebildeten Matrix (bei magmatischen Gesteinen Grundmasse genannt) befinden sich einzelne größere Kristalle → **Porphyroblasten** (bei magmatischen Gesteinen Einsprenglinge genannt), meist mit guter Formbegrenzung. Zu porphyroblastischem Wachstum neigen z.B. Granat, Staurolith, Disthen, Andalusit und Magnetit. Die MAtrix wird vorwiegend von Quarz, Karbonat, Feldspäten, Glimmer und Chlorit gebildet.

Beispiele: Granatglimmerschiefer, Hornblende-Garbenschiefer, Feldspatknotengneis, Andalusithornfels etc.

Beziehung zwischen interner und externer Schieferung von Porphyroblasten

Im Dünnschliff wird zwischen der Schieferung in der Matrix, s_e (extern), und einer von den Porphyroblasten eingeschlossenen Schieferung, s_i (intern), unterschieden. Aus den gegenseitigen Beziehungen zwischen s_e und s_i kann mitunter auf die relative Altersbeziehung des Porphyroblastenwachstums bezüglich s_e geschlossen werden (siehe Abb. 6).

- präkinematisches Wachstum: die Porphyroblasten sind vor der Anlage von se gewachsen.
- synkinematisches Wachstum: die Porphyroblasten sind gleichzeitig mit der Anlage von se entstanden, z.B. rotierte Granate.
- postkinematisches Wachstum: die Porphyroblasten sind nach der Anlage von se gewachsen.

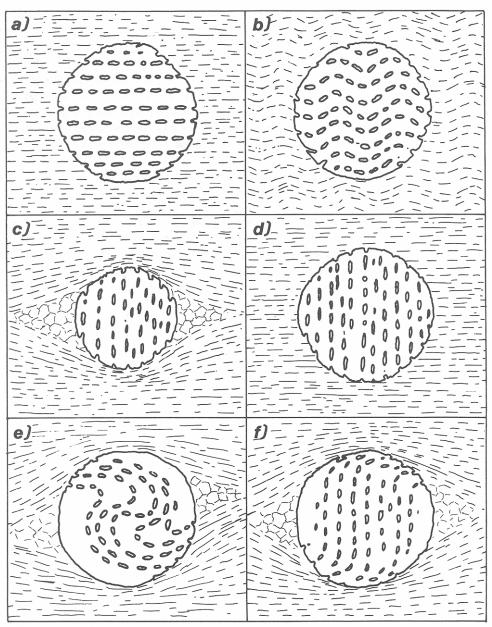


Fig. 6.11 Relationships between internal schistosity in poikiloblasts or porphyroblasts, and external schistosity. a), b) Examples of post-tectonic porphyroblast growth in which Si is continuous with, and parallel to Se. c), d) Porphyroblasts formed prior to the external schistosity and preserving an internal schistosity that is oblique to it. In c) there is marked flattening of the later schistosity around the porphyroblast, which has a pressure-shadow around it. Rarely, however, as in d) there is little or no flattening and no pressure shadow. This type of pattern has been figured by Ferguson & Harte (1975) and appears to develop where the matrix is almost exclusively of phyllosilicate. e), f) Syntectonic porphyroblasts: e) is a classic 'snowball garnet' with about 180° rotation during growth, while f) is a more common rotational garnet, probably produced by recrystallisation of the schistosity in a new orientation, rather than 'rolling' of the porphyroblast.

Abbildung 6: Beziehung zwischen Intern- und Externgefüge von Porphyroblasten, aus Yardley (1989)

A.3.4 Häufig gebrauchte Begriffe in der Typendefinition metamorpher Gesteine

A.3.4.1 Bezeichnung nach dem Gefüge

Tonschiefer: Feinkörniges, dünnschiefriges Tongestein ("slaty cleavage"), nur bei sehr niedrige Metamorphose

Phyllit: Gefüge ähnlich wie Tonschiefer allerdings etwas gröber körnig, feinste Schichtsilikatschuppen an den Schieferungsflächen erzeugen einen seidenmatten Glanz, ohne dass die einzelnen Schichtsilikatblättchen mit freiem Auge identifiziert werden können

Schiefer: leicht in Millimeter bis Zentimeter dicke Blättchen spaltendes Gestein, ausgeprägte Parallelstruktur, gröber körnig als Phyllit, die einzelnen Mineralbestandteile, insbesondere die Glimmerschüppchen, sind von freiem Auge erkennbar

Gneiss: Nach einer wenig stark ausgeprägten Schieferung grob in Zentimeter bis Dezimeter dicke Platten spaltendes körniges Gestein. Typisch ist eine durch stofflichen Lagenbau definierte Foliation, wobei die einzelnen Lagen immer wieder linsig auskeilen können.

Fels: Massige, mittel bis grobkörnige Metamorphite, weitere Benennung nach den Hauptbestandteilen.

Hornfels: Feinkörnige, massige, muschelig brechende Metamorphite, häufig aus der höchstgradigen Kontaktmetamorphose

A.3.4.2 Bezeichnung nach dem Mineralbestand

Marmor: Körniges metamorphes Karbonatgestein, oft annähernd monomineralisch

Quarzit: Metamorphe Quarzsandsteine, mitunter leicht geschiefert

Serpentinit: Massige oder geschieferte feinschuppige Gesteine vorwiegend aus Serpentinmineralen, sind die metamorphen Derivate von hydratisierten Mantelgesteinen

A.3.4.3 Bezeichnung nach Mineralbestand und Metamrophosegrad

Grünschiefer: Schiefrige Gesteine die vorwiegend aus Chlorit, Aktinolit, Epidot (alle drei sind grün), Albit bestehen, niedriggradig metamorphe Derivate von Basalten/Gabbros

Amphibolit: Mittel bis grobkörnige Gesteine vorwiegend aus Amphibol und Plagioklas, Derivate von Basalten/Gabbros, mittelgradig metamorph

Eklogit: Meist massiges Gestein mit der diagnostischen Mineralassoziation Omphazit (grüner Klinopyroxen) und Granat, hochdruckmetamorphe Derivate von Basalten/Gabbros

Granulit: oft massige Metamorphite, die vorwiegend aus wasserfreien Mineralen bestehen, Produkte hochgradiger Metamorphose

Skarn: grobkörnige Kalksilikatgesteine, häufig das Produkt metasomatischer Alteration

A.4 Mineralzonen der Metamorphose

Mit zunehmendem Metamorphosegrad treten in den verschiedenen Gesteinen unterschiedliche mineralogische Veränderungen auf. Die Systematik dieser mineralogischen Veränderungen wird als Gradmesser für die Metamorphose verwendet.

A.4.1 Das Konzept der Indexminerale

Eine Abfolge metamorpher Mineralzonen wurde erstmals von Barrow (1893) im südöstlichen schottischen Hochland auskartiert. Die dabei angewandte Methode ist praktisch und einfach. Die grundlegende Annahme besteht darin, dass die metamorphen Mineralien bei einem bestimmten Metamorphosegrad (d.h. bei bestimmten P-T Bedingungen) erstmals wachsen können. Barrow (1893, 1912) erkannte, dass bei der Metamorphose pelitischer Sedimente gewisse neu gebildete Minerale im Gelände in einer bestimmten Abfolge erscheinen. Diese Minerale wurden Indexminerale genannt. Das erstmalige Erscheinen eines Indexminerals im Gelände oder auf einer Karte definiert dessen niedriggradige Zonengrenze. Die hochgradige Zonengrenze einer Indexmineralzone wird durch das Auftreten des nächsten Indexminerals gegeben, ist also identisch mit der niedriggradigen Zonengrenze dieses nächsten Indexminerals. Eine gewisse Mineralzone ist also nicht unbedingt gleichbedeutend mit dem Verbreitungsgebiet eines Indexminerals; z.B. liegt die Biotitzone von Barrow zwischen dem erstmaligen Erscheinen von Biotit und dem erstmaligen Erscheinen von almandinreichem Granat, obwohl Biotit selbst bis zur höchstgradigen Metamorphose vorkommt. Wenn es sich hingegen bei zwei benachbarten Indexmineralen um polymorphe Modifikationen ein und derselben Verbindung handelt, wie im Falle der Alumosilikate Andalusit, Disthen und Sillimanit, dann wird die Mineralzone mit dem Verbreitungsgebiet des Indexminerals identisch sein.

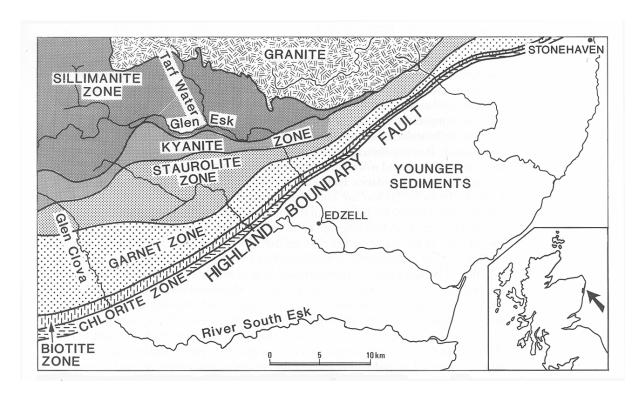


Abbildung 7: Mineralzonen der Metamorphose in den südöstlichen schottischen Highlands, klassische Lokalität von Barrow, überarbeitet von Tilley (1925), aus Yardley (1989).

A.4.2 Phasenumwandlungen als Funktion von *P* und *T*

Als Phasen werden in der Petrologie alle physikalisch und chemisch homogenen und separierbaren Teile eines Gesteins oder anderer geologischer Materialien bezeichnet. Als Phasen werden insbesondere Minerale, Flüssigkeiten und Gase bezeichnet.

Der Grund für mineralogische Veränderungen, d.h. Phasenumwandlungen im Zuge von Druck- und Temperaturvariationen liegt darin, dass alle Phasen oder Phasenassoziationen druck- und temperaturabhängige Energieinhalte haben. Das Kriterium für die Stabilität von Phasen oder Phasenassoziationen ist, dass die stabile Phase oder Phasenassoziation bei den gegebenen *P-T* Bedingungen den Energieinhalt des Gesamtgesteins minimiert. Je nach *P-T* Bedingungen wird sich ein Gestein bestimmter chemischer Zusammensetzung in Form von unterschiedlichen Mineralen oder Mineralassoziationen präsentieren. Die stabile Phasenassoziation ist immer jene, die unter den jeweils vorherrschenden physikalisch chemischen Bedingungen den Energieinhalt des Systems minimiert. Beispielsweise liegt die Verbindung H₂O unter verschiedenen Druck- und Temperaturbedingungen als Eis, Wasser oder Wasserdampf vor.

In diesem Zusammenhang ist in der Geologie/Petrologie die sogenannte Gibbs`sche Freie Energie von besonderem Interesse. Sie beschreibt den Energieinhalt einer Phase oder Phasenassoziation bei gegebener chemischer Zusammensetzung und bei gegebenen *P-T* Bedingungen.

Stabil ist immer jenes Mineral oder jene Mineralvergesellschaftung, die bei gegebenem Chemismus des Gesamtsystems und bei gegebenen *P-T* Bedingungen

die Konfiguration mit der geringsten Gibbs`schen Freien Energie des Gesamtsystems repräsentiert. Die Gibbs'sche Freie Energie ist eine Funktion von Druck und Temperatur. Die *P-T* Abhängigkeit der Gibbs'schen Freien Energie, *G*, wird durch zwei wesentliche Materialeigenschaften, das molare Volumen, *V*, und die molare Entropie, *S*, bestimmt. Das molare Volumen bestimmt, wie sich die Gibbs'sche Freie Energie einer Phase bei Veränderungen des Druckes verhält, die molare Entropie bestimmt, wie sich die Gibbs'sche Freie Energie einer Phase mit Veränderungen in der Temperatur verhält:

$$\left(\frac{\partial G}{\partial T}\right)_P = -S$$
 wobei das tiefgestellte *P* besagt, dass die Beziehung bei

konstantem Druck gilt,

$$\left(\frac{\partial G}{\partial P}\right)_T = V$$
 wobei das tiefgestellte T besagt, dass die Beziehung bei

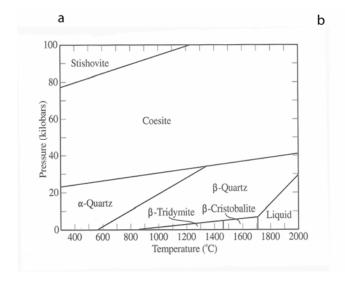
konstanter Temperatur gilt.

Die Entropie S und das Volumen V sind endliche positive Zahlen. Demnach sinkt die Gibbs^sche Freie Energie mit zunehmender Temperatur ab und steigt mit zunehmendem Druck an. Phasen mit großer Entropie zeigen bei steigender Temperatur die stärkste Abnahme der Gibbs'schen freien Energie. Sie werden bei hohen Temperaturen gegenüber Phasen mit kleiner Entropie stabilisiert. Phasen mit kleinem Molvolumen werden bei hohen Drucken gegenüber Phasen mit großem Molvolumen stabilisiert. Da die verschiedenen Minerale ganz unterschiedliche Molvolumina und molare Entropien haben, werden bei unterschiedlichen P-T Bedingungen ganz unterschiedliche Mineralvergesellschaftungen stabilisiert.

A.4.2.1 Polymorphe Phasen als Indexminerale

Polymorphe Phasenumwandlungen sind für Metamorphoseuntersuchungen besonders interessant, da sich die Stabilitätsfelder von zwei Modifikationen ein und der selben Substanz im *P-T* Feld nicht überlappen können.

Beispiel SiO₂



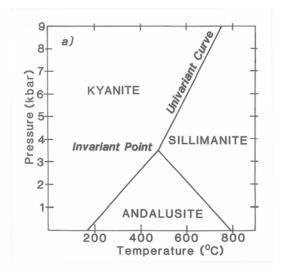


Abbildung 8: P-T Stabilitätsbereiche der (a) SiO₂ Modifikationen, (b) Al₂SiO₅ Modifikationen.

Beispiel Al₂SiO₅

Die relativen Stabilitäten von polymorphen Phasen im *P-T* Feld lassen sich qualitativ aus den Molvolumina und den Entropiewerten für die jeweiligen polymorphen Phasen ableiten. Diese Werte sind für die Al₂SiO₅ Polymorphe in Tabelle 3 angegeben

Tabelle 3: Molvolumina und molare Entropien der Al₂SiO₅ Modifikationen

Mineral	Summenformel	Molvolumen [cm ³ /mol]	molare Entropie [J/mol K]
Andalusit	Al ₂ SiO ₅	51,33	92,7
Kyanit	Al_2SiO_5	44,14	83,5
Sillimanit	Al_2SiO_5	49,90	95,5

Mit zunehmendem Druck werden die Phasen mit kleinem Molvolumen stabilisiert, die Abfolge der Stabilitätsbereiche mit steigendem Druck wird also sein: Andalusit→Sillimanit→Kyanit.

Mit zunehmender Temperatur werden die Phasen mit großer Entropie stabilisiert, die Abfolge mit zunehmender Temperatur wird also lauten: Kyanit→Andalusit→Sillimanit. Daraus kann das *P-T* Diagramm für die Alumosilikatphasen in Abbildung 8b qualitativ abgeleitet werden.

A.4.2.2 Indexminerale in ultramafischen Gesteinen

Für die Beschreibung der chemischen Variabilität der ultramafischen Gesteine genügen in erster Näherung die chemischen Komponenten MgO-SiO₂-H₂O

Die Abfolge der Indexminerale mit zunehmender Metamorphose ist:

Brucit - Antigorit - Forsterit - Enstatit

Diese Abfolge lässt sich qualitativ damit erklären, dass der Wassergehalt der einzelnen Minerale (in Spalte 3 der Tabelle 4 normiert auf die Anzahl Sauerstoffatome) mit zunehmendem Metamorphosegrad abnimmt. Wasserhaltige Minerale reagieren mit zunehmendem Metamorphosegrad unter Abgabe von H₂O zu weniger stark wasserhaltigen oder wasserfreien Mineralen⁵.

Tabelle 4: Indexminerale in Ultramafititen

	Mineral	Summenformel	#O in H ₂ O/'O _{total}
--	---------	--------------	--

⁵ Das lässt sich damit erklären, dass die Entropie eines wasserhaltigen Minerals kleiner ist als die Entropie eines weniger stark wasserhaltigen Minerals + der Entropie der äquivalenten Menge freigesetzten Wassers. Die Assoziation mit der höheren Entropie, d.h. die Assoziation, welche das freie Wasser enthält, wird zu höheren Temperaturen hin stabilisiert.

Brucit	Mg(OH)2	$\frac{1}{2} = 0.5$
Antigorit (Serpentinmineral)	Mg ₄₈ Si ₃₄ O ₈₅ (OH) ₆₂	31/147 = 0,21
Talk	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	1/12 = 0.08
Enstatit	$MgSiO_3$	0
Forsterit	Mg_2SiO_4	0

A.4.2.3 Indexminerale in mafischen Gesteinen

Wird das chemische System der Ultramafitite um die Komponenten CaO und Al₂O₃ erweitert, so können in diesem System neben den in Tabelle 3 angeführten Mineralen noch die in Tabelle 5 angeführten Minerale gebildet werden:

Tabelle 5: Indexminerale in mafischen Gesteinen

Mineral	Summenformel	Molvolumen [cm³/mol]	Volumen/O-Atom [cm ³ /O-Atom]
Diopsid (Klinopyroxen)	CaMgSi ₂ O ₆		
Anorthit	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	100,8	12,6
Spinell	$MgAl_2O_4$	39,8	9,9
Pyrop (Mg-Al Granat)	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	113,2	9,4

Aluminium kann in diesem chemischen System nur in eines der drei Minerale Anorthit, Spinell oder Pyrop eingebaut werden. Wird von einem konstanten Aluminiumgehalt des Gesteins ausgegangen, dann wird Al mit steigendem Druck in jene Phase eingebaut, die das kleinste Volumen oder die dichteste Packung der Sauerstoffatome aufweist. In der vierten Spalte in der Tabelle 5 ist das Volumen pro Sauerstoffatom für die einzelnen Al-haltigen Phasen angegeben. Demnach sollte bei niedrigen Drucken Anorthit, bei intermediären Drucken Spinell und bei hohen Drucken Granat der Aluminiumträger in diesen Gesteinen sein. Granat-Lherzolite sind also Gesteine des tieferen Mantels, Spinell-Lherzolit bauen den weniger tief liegenden Mantel auf und Plagioklas-Lherzolite sind die typischen Vertreter des obersten Mantels.

A.4.2.4 Indexminerale in karbonatischen Gesteinen

Die chemische Zusammensetzung von karbonatischen Gesteinen kann in erster Näherung durch die Komponenten CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂ beschrieben werden. Mit zunehmendem Metamorphosegrad entstehen aus karbonathaltigen Gesteinen (die wichtigsten Karbonatminerale sind: Kalzit: CaCO₃ und Dolomit: CaMg(CO₃)₂) weniger stark karbonathaltige Gesteine, die dann Ca-Mg Silikate führen (siehe Tabelle 6). Bei der Bildung dieser Kalksilikatminerale aus Quarz (oder anderen Silikaten) und Karbonat wird während der prograden Metamorphose CO₂ freigesetzt:

Tabelle 6: Indexminerale in karbonatischen Gesteinen

Mineral	Summenformel	#O in H ₂ O/'O _{total}
Talk	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	2/12 = 0,08
Tremolit	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	1/24 = 0.03

Diopsid	CaMgSi ₂ O ₆	0
Wollastonit	CaSiO₃	0
Periklas	MgO	0

A.4.2.5 Indexminerale in pelitischen Gesteinen

Die chemische Zusammensetzung von pelitischen Gesteinen kann in erster Näherung durch die Komponenten K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O beschrieben werden. Die wichtigsten Indexminerale für pelitische Gesteine sind in Tabelle 7 aufgeführt.

Tabelle 7: Indexminerale in pelitischen Gesteinen

Mineral	Summenformel	#O in H ₂ O/'O _{total}
Kaolinit	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	2/9 = 0,22
Muskovit	$KAI_3Si_3O_{10}(OH)_2$	1/12 = 0.06
Chlorit	$(Mg,Fe)_4Al_3Si_2O_{10}(OH)_4$	2/14 = 0,14
Biotit	$K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	1/12 = 0.06
Staurolit	(Mg,Fe) ₄ Al ₁₈ Si _{7,5} O ₄₄ (OH) ₄	2/48 = 0.04
Granat	(Mg,Fe) ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	0

Die wesentlichen Veränderungen im Mineralbestand von Metapeliten mit steigender Temperatur beruhen auf Entwässerungsreaktionen. Zu höheren Temperaturen werden wasserhaltige Minerale zugunsten der Assoziation von weniger stark wasserhaltigen Phasen und freiem Wasser instabil, d.h. zu hohen Temperaturen werden wenig wasserhaltige oder wasserfreie Minerale stabilisiert (vgl. Ultramafitite). Neben den in der Tabelle 7 angeführten Mineralen sind die Al₂SiO₅ Modifikationen (siehe Tabelle 3) wichtige Metamorphoseindikatoren in pelitischen Gesteinen.

F.4.3 Mineralzonen in den schottischen Highlands und in den Zentralalpen

Mit zunehmender Temperatur konnte Barrow in Metapeliten der schottischen Highlands die folgenden metamorphen Zonen ausscheiden (Abbildung 7):

- 1. Zone der "verdauten" klastischen Glimmer (zone of digested clastic mica), später von Tilley (1925) als Chloritzone bezeichnet. Typisch sind Chlorit-Muskovitphyllite und -schiefer.
- 2. Biotitzone, gekennzeichnet durch das Erscheinen von braunem Biotit, welcher auch in allen folgenden Zonen auftritt.
- 3. Granatzone, gekennzeichnet durch das Erscheinen von almandinreichem Granat, welcher alsdann bis zum höchsten Metamorphosegrad anwesend ist.
- 4. Staurolithzone, gekennzeichnet durch das Erscheinen von Staurolith.
- 5. Kyanitzone, gekennzeichnet durch das Erscheinen von Kyanit.
- 6. Sillimanitzone, gekennzeichnet durch das Erscheinen von Sillimanit auf Kosten von Kyanit. Diese Zonengrenze entspricht der Mineralreaktion Kyanit → Sillimanit.

Die Indexmineralzonen für Metapelite werden als **Barrow-Zonen** (engl. Barrovian zones) bezeichnet. Zonenabfolgen des Barrow-Typs sind außer in Schottland noch in vielen anderen Orogenzonen ausgebildet. Obwohl die Erfassung des

Metamorphosegrades über Indexmineralzonen einen klassischen Ansatz darstellt, ist sie in den Zentralalpen erst von E. Niggli (1960) angewendet worden. Niggli wählte seine Indexminerale aufgrund folgender Kriterien:

- (i) Sie müssen in mesozoischen Gesteinen vorkommen, weil sie hier den sichersten Gradmesser der alpinen Metamorphose darstellen. (in den älteren Einheiten ist es mitunter schwierig Mineralzonen verschiedenen Alters auseinander zu halten)
- (ii) Sie müssen häufig sein.
- (iii) Am besten sind als Indexminerale für benachbarte Zonen jene Minerale geeignet, welche sich physiko-chemisch ausschliessen, wie z.B. die Al₂SiO₅-Modifikationen oder die chemisch ähnlichen Al-Fe-Silikate Chloritoid und Staurolith.

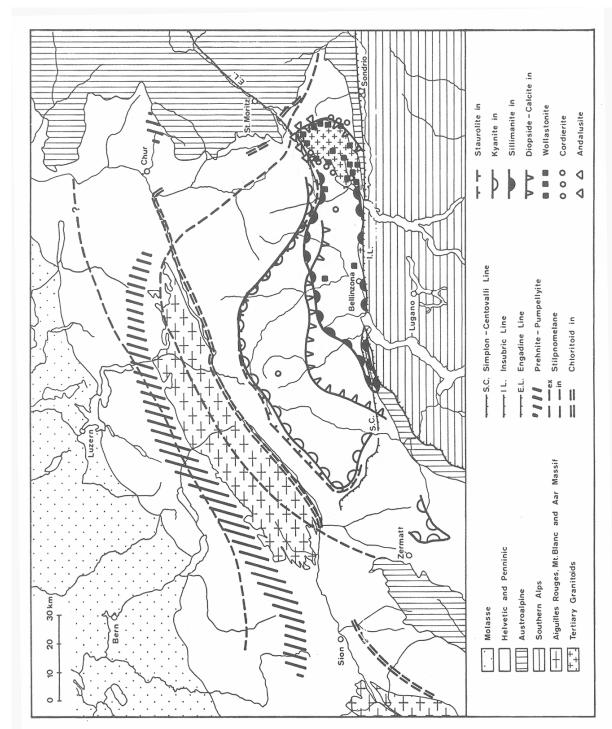
Mit steigendem Metamorphosegrad konnten Niggli (1960) und Niggli & Niggli (1965) in den Zentralalpen folgende Mineralzonen ausscheiden: Stilpnomelan, Alkaliamphibol, Chloritoid, Staurolith, Kyanit und Sillimanit (Abbildung 9). Im Gegensatz zu Barrow benützte Niggli nicht nur Index-minerale in Metapeliten (Chloritoid, Staurolith, Kyanit, Sillimanit), sondern auch Indexminerale in Fe-reichen Karbonatgesteinen und Metabasiten (Stilpnomelan, Alkaliamphibol).

Vorteile der Anwendung von Mineralzonen sind:

- das Auftreten der Indexminerale ergibt sich unmittelbar aus der Beobachtung im Handstück und Dünnschliff.
- wenn ein Gebiet erstmals auf Metamorphose untersucht werden soll, so geben Mineralzonen einen raschen ersten Überblick.

Nachteile sind:

- es werden nur Einzelminerale statt die Mineralassoziation eines Gesteins betrachtet.
- der Einfluss des Gesamtgesteinschemismus wird zu wenig berücksichtigt. Ein bestimmtes Indexmineral, wie z.B. Biotit, wird bei zunehmender Metamorphose bei verschiedenen Metamorphosegraden auftreten, je nach dem Gesteinschemismus bzw. der Mineralvergesellschaftung.
- es wird keine Rücksicht auf ein mehrphasiges Geschehen genommen (polymetamorph oder plurifaziell). So hat sich z.B. herausgestellt, dass die Zone der Alkaliamphibole von Niggli plurifazieller Natur ist; die Alkaliamphibole bei Zermatt gehören zur oberkretazischen diejenigen des Helvetikums zur tertiären alpinen Regionalmetamorphose.



Figur 7.5: Isograde der alpinen Metamorphose (Trommsdorff, 1980), modifiziert nach E. Wenk und E. Niggli (1970, Fortschr. Mineral. 47). Linien des ersten und letzten Auftretens von Stilpnomelan, des ersten Auftretens

von Chloritoid, Disthen, Staurolith und Sillimanit, sowie des Verbreitungsgebietes von Prehnit und Pumpellyit, der Minerale Wollastonit, Cordierit und Andalusit, sowie der Paragenese Diospid-Calcit.

Abbildung 9: Mineralzonen der alpinen Metamorphose nach Wenk und Niggli (1970), aus Trommsdorff und Dietrich (1999).

F.5 Mineralassoziationen – Paragenesen – metamorphe Fazies

Die Anwendung der physikalisch-chemischen Gleichgewichtslehre (Thermodynamik) auf die Petrologie metamorpher Gesteine (beginnend mit V.M. Goldschmidt, 1911 und Eskola, 1915) zeigte, dass der Mineralbestand eines metamorphen Gesteins nicht nur durch den Metamorphosegrad sondern auch durch den Gesamtgesteinschemismus bestimmt wird.

Eskola (1915) stellte den folgenden allgemeinen Grundsatz auf:

In jedem Gestein, welches während der Metamorphose bei konstanten Temperaturund Druckbedingungen ein chemisches Gleichgewicht erreicht hat, ist die mineralogische Zusammensetzung nur von der chemischen Zusammensetzung abhängig.

Mit anderen Worten: Bei gegebenem Metamorphosegrad besteht in Metamorphiten eine gesetzmäßige Beziehung zwischen Mineralvergesellschaftung und Gesteinschemismus.

A.5.1 Mineralassoziation, Paragenese

Die Mineralassoziation, die sich bei gegebenen Druck- und Temperaturbedingungen in einem Gestein mit einer bestimmten Gesamtzusammensetzung im Gleichgewicht einstellt, wird als **Mineralparagenese** bezeichnet. Als Gleichgewicht wird jener Zustand bezeichnet, den ein gegebenes chemisches System bei gegebenen Bedingungen anstrebt. Im Gleichgewicht wird sich jene Phasenvergesellschaftung einstellen, die bei den gegebenen *P-T* Bedingungen und Gesamtchemismus den energetisch günstigsten und damit stabilsten Zustand des Systems repräsentiert.

A.5.2 Das Konzept der metamorphen Fazies

Die metamorphe Fazies definierte Eskola (1915, p. 115) wie folgt:

Eine **metamorphe Fazies** umfasst Gesteine, von denen wir annehmen, dass sie unter gleichen Bedingungen metamorphisiert wurden. Zu einer bestimmten Fazies gehören diejenigen Gesteine, welche bei gleicher chemischer Zusammensetzung identischen Mineralbestand aufweisen. Die chemische Zusammensetzung bestimmt bei gegebenen Temperatur- und Druckbedingungen die Mineralparagenese; dies unter der Annahme, dass ein Gleichgewichtszustand erreicht wurde.

Kommentar:

- Der entscheidende Fortschritt gegenüber den Mineralzonen besteht darin, dass Paragenesen, das sind Vergesellschaftungen von miteinander im Gleichgewicht stehenden Phasen, anstelle von Einzelmineralien (den sog. Indexmineralien) als die diagnostisch relevante Merkmale metamorpher Gesteine erkannt wurden.
- Eine bestimmte metamorphe Fazies umfasst alle Paragenesen, die unter ähnlichen physikalischen Bedingungen (*P* und *T* nach Eskola) entstanden sind.
- Paragenesen, die nur in einer einzigen metamorphen Fazies auftreten, werden als "fazieskritisch" bezeichnet. Zur präzisen Definition einer metamorphen Fazies

gehört die Angabe einer fazieskritischen Paragenese, die nur in engen *P-T*-Grenzen stabil ist. Anderseits können Paragenesen, welche über weite *P-T*-Bereiche stabil sind, zu verschiedenen Fazies gehören.

Tabelle 8: Wichtige Minerale in Beziehung zur metamorphen Fazies, unterstrichene Minerale bzw. Mineralvergesellschaftungen sind fazieskritisch.

	Metagranitoide	Meta-Ultrabasika	Metabasika	Metakarbonate	Metapelite
	Quarz=Durchläufer			Kalzit=Durchläufer	Quarz=Durchläufer
Zeolithfazies	<u>Tonminerale</u>	Maschenserpentin	<u>Zeolithe</u>	Dolomit	<u>Tonminerale</u>
		(=Chrysotil)	Albit	Quarz	Chlorit
		Bruzit	Chlorit	Tonminerale	
		Chlorit			
Prehnit-	<u>Stilpnomelan</u>	<u>Maschenserpentin</u>	<u>Prehnit</u>	Dolomit	Hellglimmer
Pumpellyit	Hellglimmer	Bruzit	<u>Pumpellyit</u>	Quarz	Chlorit
Fazies		Talk	Albit	Chlorit	<u>Pyrophyllit</u>
		Chlorit	Chlorit	Hellglimmer	
			Aktinolit		
Grünschiefer-	Albit	<u>Blätterserpentin</u>	Albit	Dolomit	<u>Chloritoid</u>
Fazies	Chlorit	(=Antigorit)	Chlorit	<u>Talk</u>	<u>Biotit</u>
	Epidot	Chlorit	<u>Aktinolit</u>	Hellglimmer	Chlorit
	Biotit	Bruzit + Olivin	<u>Epidot</u>	Biotit (Phlogopit)	Muskovit, Granat
Amphibolit-	Plagioklas	Blätterserpentin	<u>Plagioklas</u>	Dolomit	Biotit, Muskovit
Fazies	<u>Kalifeldspat</u>	Talk+ <u>Olivin</u>	<u>Hornblende</u>	<u>Tremolit</u>	Granat
	Muskovit	<u>Tremolit</u>	Granat	<u>Diopsid</u>	<u>Staurolith</u>
	Biotit	Chlorit		Olivin, Plagioklas	<u>Kyanit</u>
Granulit-	Plagioklas	Olivin	Plagioklas	<u>Kalifeldspat</u>	<u>Sillimanit</u>
Fazies	Kalifeldspat	<u>Orthopyroxen</u>	<u>Orthopyroxen</u>	Diopsid	<u>Kalifeldspat</u>
	<u>Sillimanit</u>	Mg-Al Spinell	<u>Klinopyroxen</u>	Olivin	keine Glimmer
	Pyroxen	Diopsid	Granat	Plagioklas	
	Granat				
Blauschiefer-	Jadeit	<u>Blätterserpentin</u>	G <u>laukophan</u>	Dolomit	Hellglimmer
Fazies		Aragonit	<u>Lawsonit</u>	Quarz	Chlorit
			Aragonit	Aragonit	
			Jadeit	Tremolit	
Eklogit	Jadeit	Olivin	<u>Omphazit</u>		Granat
Fazies	Granat	Orthopyroxen	<u>Granat</u>		Kyanit
		Mg-Al Spinell			Hellglimmer
		<u>Granat</u>			

F.5.3 Metamorphe Fazies und Faziesserien

Einige gebräuchliche Faziesnamen werden im folgenden kurz vorgestellt. Es muss betont werden, dass deren Gebrauch international noch nicht vereinheitlicht ist und dass in der Literatur zusätzliche Faziesnamen verwendet werden.

F.5.3.1 Metamorphe Fazies der "normalen" Orogenen Metamorphose

Mit steigendem Metamorphosegrad entlang eines mittleren geothermischen Gradienten werden Grünschiefer-, Amphibolit- und Granulit-Fazies unterschieden.

(1) Die **Grünschiefer-Fazies** umfasst die Mineralvergesellschaftungen der Chlorit-, Biotit- und Granat-Zonen Barrow's. Namengebend sind Metabasite, welche

kennzeichnenderweise als Grünschiefer ausgebildet sind. Grünschiefer bestehen aus Aktinolith (grüner Amphibol), Chlorit, Epidot, Albit (bis Oligoklas), Quarz und evt. auch almandinreichem Granat.

- (2) Die **Amphibolit-Fazies** umfasst die Mineralvergesellschaftungen der Kyanit- und Sillimanit-Zonen Barrow's. Der kritische Mineralbestand von Metabasiten, d.h. Amphiboliten, umfasst intermediären bis basischen Plagioklas und Hornblende (d.h. Al haltigen Amphibol).
- (3) Die **Granulit-Fazies** umfasst den höchsttemperierten Teil der "normalen" Orogenen Metamorphose; die Granulit-Fazies fehlt im schottischen Hochland und ist in den alpin metamorphen Alpen nur untergeordnet zu finden (Gruf Massiv, SE Schweiz). In Metabasiten nehmen Ortho- und Klinopyroxen den Platz der Hornblende ein, in Metapeliten tritt Granat an die Stelle des Biotites. Allgemein fehlen weitgehend wasserhaltige Mineralien, so dass die Bildung der Granulite durch niedrigen Partialdruck von H₂O begünstigt wird.

A.5.3.2 Metamorphe Fazien gekennzeichnet durch hohen Druck

- (4) Die **Glaukophanschiefer-Fazies** (= **Blauschiefer-Fazies** angelsächsischer Autoren) ist durch das Auftreten des Na-Amphiboles Glaukophan gekennzeichnet. Kritisch sind Mineralvergesellschaftungen mit Lawsonit sowie von Jadeit (= Na-Pyroxen)+Quarz. Mit steigender Temperatur geht die Glaukophanschiefer-Fazies in die Grünschiefer-Fazies über; es gibt aber auch Autoren, welche die Glaukophanschiefer-Fazies als Hochdruckbereich der Grünschiefer-Fazies betrachten.
- (5) Die **Eklogit-Fazies** ist gekennzeichnet durch das Auftreten von Eklogiten, welche die fazieskritishce Paragenese Omphazit (das ist ein Na-halitger Klinopyroxen) + Granat aufweisen. Wichtig ist das Fehlen von Plagioklas in Eklogiten. Gesteine dieser Fazies treten meistens nicht regional auf, sondern zeigen eine unregelmäßige Verbreitung in Gneis- und Glaukophanschiefer-Gebieten, sowie als Einschlüsse in Peridotiten und Kimberliten (Kimberlite sind vulkanische Tuffe extrem basischer Zusammensetzung, die aus grosser Tiefe durch Eruptionsschlote gefördert wurden).

A.5.3.3 Metamorphe Fazies der Versenkungsmetamorphose

Die Definition der beiden folgenden Fazies gab dazu Anlass, den Begriff der Versenkungsmetamorphose einzuführen; diese Fazies sind seither aber auch in Gebieten mit Orogener Metamorphose gefunden worden.

- (6) Die **Zeolith-Fazies** ist durch das Auftreten von Mineralen der Zeolithgruppe gekennzeichnet. Einige Autoren rechnen Paragenesen mit Analcim, Stilbit und Heulandit schon zur Zeolith-Fazies, während andere die Zeolith-Fazies erst mit dem Erscheinen von Laumontit beginnen lassen.
- (7) Die **Prehnit-Pumpellyit-Fazies** ist durch Mineralvergesellschaftungen mit Prehnit und Pumpellyit gekennzeichnet. Mit steigender Temperatur und Druck leitet die Prehnit-Pumpellyit-Fazies meistens zur Grünschiefer-, seltener auch zur Glaukophanschiefer-Fazies über.

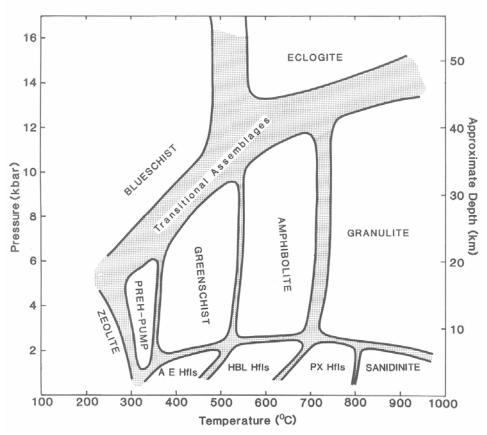


Abbildung 10: Metamorphie Fazies nach Eskola, aus Yardley (1989)

Eine grobe Charakterisierung des Metamorphosegrades mit Hilfe von metamorphen Fazies hat sich als praktisch erwiesen. Die genaue Abgrenzung der zu den einzelnen Faziesbereichen gehörenden *P-T*-Felder ist allerdings umstritten. Zur Zeit Eskola's war eine quantitative Bestimmung von *P* und *T* noch nicht möglich, deshalb wurde eine schematische Anordnung der metamorphen Fazies bezüglich *P* und *T* gewählt (siehe Abbildung 10). Heute gibt es zur Positionierung und Abgrenzung der einzelnen Fazies verschiedene Vorschläge. Da *P* und *T* nicht die einzig wirksamen Faktoren der Gesteinsmetamorphose sind⁶, lässt sich die Stabilität von Mineralparagenesen in einem *P-T*-Diagramm nicht umfassend darstellen. Es ist deshalb nicht verwunderlich, dass verschiedene Autoren zu voneinander abweichenden Vorschlägen gelangt sind. Die *P-T*-Felder verschiedener metamorpher Fazies überlappen sich in der Natur, hauptsächlich unter dem Einfluss des wechselnden Gesteinschemismus, doch können die vorgeschlagenen *P-T*-Felder als grobe Orientierungshilfe dienen.

Die Abfolge verschiedener metamorpher Fazies, die bei progressiver Metamorphose in einem größeren Gebiet vorliegt, wird als **Faziesserie** bezeichnet. In einem *P-T*-Diagramm unterscheiden sich verschiedene Faziesserien durch unterschiedliche *P-T*-Gradienten.

⁶ Neben *P* und *T* und der Gesamtgesteinschemie sind die Zusammensetzung der fluiden Phase (H₂O, CO₂, CH₄, SO₂, H₂S, ...) sowie die Partialdrucke von reaktiven volatilen Spezies, z.B. der Sauerstoffpartialdruck wesentliche petrogenetische Faktoren.

A.6 Metamorphe Prozesse

A.6.1 Mineralreaktionen, Isograde und Reaktionsisograde

Der Begriff "**Isograd**" wurde von Tilley (1924, p. 169) wie folgt definiert (freie Übersetzung aus dem Englischen):

*Ein Isograd kann als eine Linie definiert werden, welche Punkte von ähnlichen *P-T*-Bedingungen verbindet, unter denen die jetzt vorliegenden Gesteine entstanden sind".

Tilley's Definition für den Isograd ist gleichbedeutend mit der Definition der Zonengrenze mit der zusätzlichen Behauptung, dass entlang des Isograds ähnliche *P-T*-Bedingungen herrschten. Heute wissen wir, dass diese Aussage nicht unbedingt zutrifft.

Heute verstehen wir unter einem Isograd eine Mineralreaktions-Grenze im Gelände oder auf einer Karte, wofür auch der Begriff "Reaktions-Isograd" verwendet wird (Winkler, 1979).

Betrachten wir z.B. die Mineralreaktion:

```
3 Chloritoid + 2 Quarz = 2 Kyanit + 1 Granat + 3 Wasser 3 FeAl<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>(OH)<sub>2</sub> + 2 SiO<sub>2</sub> = 2 Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + Fe<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub> + 3 H<sub>2</sub>O
```

Die linke und rechte Seite dieser Gleichung sind einander chemisch äquivalent, d.h. auf beiden Seiten der Gleichung befinden sich gleich viele Mole von Fe, Al, Si, O und H. Die Minerale der linken Seite werden die **Edukte**, diejenigen der rechten Seite werden die **Produkte** der Mineralreaktion genannt. Werden die Edukte und die Produkte der Mineralreaktion auf einer Karte eingetragen, so belegen diese verschiedene Gebiete. Die Grenzlinie zwischen Edukten und Produkten ist dann der Reaktions-Isograd der betreffenden Reaktion.

Unterschied zwischen Zonengrenze und Reaktions-Isograd

Eine Zonengrenze legt die Grenze des ersten Auftretens eines Einzelminerals (Indexmineral) fest. Ein Reaktions-Isograd berücksichtigt Edukte und Produkte einer Mineralreaktion. Ein Reaktions-Isograd besitzt eine größere Aussagekraft als eine Zonengrenze:

Der Verlauf eines gut belegten Reaktions-Isograds wird durch eventuelle Mineralneufunde nicht in Frage gestellt, hingegen ist dies für eine Zonengrenze durchaus möglich. Wenn die Mineralreaktion eines Reaktions-Isograds experimentell im Labor untersucht worden ist, kann auf die *P-T*-Bedingungen in der Natur geschlossen werden.

Ein Punkt auf einem Reaktions-Isograd entspricht einem der unendlich vielen möglichen Punkte entlang einer Gleichgewichtskurve im *P-T*-Diagramm. Benachbarte Punkte eines Reaktions-Isograds weisen ähnliche *P-T*-Bedingungen auf, bei weit auseinanderliegenden Punkten muss das nicht unbedingt der Fall sein. Bei bekannter Temperatur erlaubt der Reaktions-Isograd den Druck zu bestimmen und umgekehrt (falls der Verlauf der Gleichgewichtskurve der entsprechenden

Mineralreaktion im *P-T*-Diagramm bekannt ist). Da Gleichgewichtskurven von Entwässerungsreaktionen bei Drucken > 3kbar vom Druck nur wenig abhängen, stellt der Reaktions-Isograd einer solchen Reaktion ungefähr eine Isotherme dar.

Mineralreaktionen unter Beteiligung einer fluiden Phase

Die Gleichgewichtskurve einer **Festkörperreaktion** besitzt im *P-T*-Diagramm einen annähernd geradlinigen Verlauf, z.B.:

Kyanit ⇔ Sillimanit, Albit ⇔ Jadeit + Quarz.

Da keine fluide Phase an der Reaktion teilnimmt, ist die Lage dieser Gleichgewichtskurven im *P-T*-Diagramm unabhängig von der Zusammensetzung der fluiden Phase.

Die Gleichgewichtskurve einer **Entwässerungsreaktion** ist im *P-T*-Diagramm gekrümmt mit meist schwacher positiver Steigung bei Drucken < 1kbar und mit großer Steigung bei Drucken > 3kbar. Beispiel:

Muskovit + Quarz ⇔ Kalifeldspat + Kyanit + H₂O.

Ist PH₂O < P_{SOlids}, weil z. B. CO₂ oder CH₄ ebenfalls in der Gasphase anwesend sind, so verschiebt sich die Gleichgewichtskurve zu tieferen Temperaturen.

A.6.2 Petrogenetische Netze

Eine Gleichgewichtskurve einer beliebigen Mineralreaktion teilt das *P-T*-Feld in zwei Bereiche: auf einer Seite der Kurve sind die Edukte stabil, auf der anderen Seite die Produkte. Entlang der Kurve sind sowohl Edukte als auch Produkte stabil. Mit Hilfe mehrerer Reaktionskurven kann das *P-T*-Feld in viele Kleinbereiche unterteilt werden, man erhält ein sogenanntes **petrogenetisches Netz**. Jeder *P-T*-Teilbereich wird durch Reaktionskurven begrenzt und in jedem Teilbereich treten je nach Gesteinschemismus unterschiedliche Mineralvergesellschaftungen auf. Es gibt

Mineralvergesellschaftungen, welche in mehreren *P-T-*Teilbereichen auftreten und solche, welche auf einen einzigen Teilbereich beschränkt sind. Von besonderem Interesse sind Mineralvergesellschaftungen, welche in einem einzigen Teilbereich vorkommen; denn sie sind diagnostisch für die Bildungsbedingungen.

Als Beispiel sei hier die Metamorphose eines tonigen Sedimentes betrachtet, welches aus 4 chemischen Bausteinen (= Komponenten) bestehen soll: KAISi3O8, Al₂O3, SiO₂, H₂O

Wir nehmen an, dass eine aus H₂O bestehende fluide Phase während der Metamorphose im Überschuss vorhanden war, die im Diagramm nicht mehr explizit dargestellt werden muss. Unter dieser Annahme können die Mineralvergesellschaftungen grafisch in einem gleichseitigen Dreieck mit den Eckpunkten Al₂O₃, SiO₂ und KAlSi₃O₈ dargestellt werden (siehe Abbildung 11). Die berücksichtigten Minerale sind: Korund (Al₂O₃, Eckpunkt A), Quarz (SiO₂, Eckpunkt

S), Sanidin bzw. Kalifeldspat, Eckpunkt K), Muskovit (KAl3Si3O10(OH)2 = KAlSi3O8+Al2O3+H2O = K + A + H2O, d.h. der Projektionspunkt liegt in der Mitte zwischen A und K), sowie Andalusit oder Kyanit oder Sillimanit (Al2SiO5 = Al2O3 + SiO2 = A + S, d.h. der Projektionspunkt liegt in der Mitte zwischen A und S).

Das petrogenetische Netz wird durch 3 Festkörper- und 2 Entwässerungsreaktionen aufgebaut. Durch diese Kurven wird das *P-T*-Feld in 7 Teilbereiche (a-g) aufgeteilt. In jedem Teilbereich kommen je nach *P-T*-Bedingungen 2 oder 3 Mineralvergesellschaftungen vor. Ein Gestein, welches reich an Komponente A ist, besitzt die folgenden Mineralvergesellschaftungen:

Teilbereich	MV	Teilbereich	MV
а	Ko-And-Mu	е	Ko-Sil-Mu
b	Ko-And-Mu	f	Ko-Sil-San
С	Ko-And-San	g	Ko-Ky-Mu
d	Ko-Sil-Mu	· ·	·

Beachte, dass die Mineralvergesellschaftung Ko-And-Mu in den zwei Teilbereichen a und b auftritt, die anderen Mineralvergesellschaftungen aber nur in je einem Teilbereich. Je kleiner die Teilbereiche sind, in welchen eine bestimmte Mineralvergesellschaftung auftritt, desto besser lassen sich die Bildungsbedingungen abschätzen.

Analog können die Mineralvergesellschaftungen für Gesteine, welche reich an Komponente S bzw. K sind, bestimmt werden.

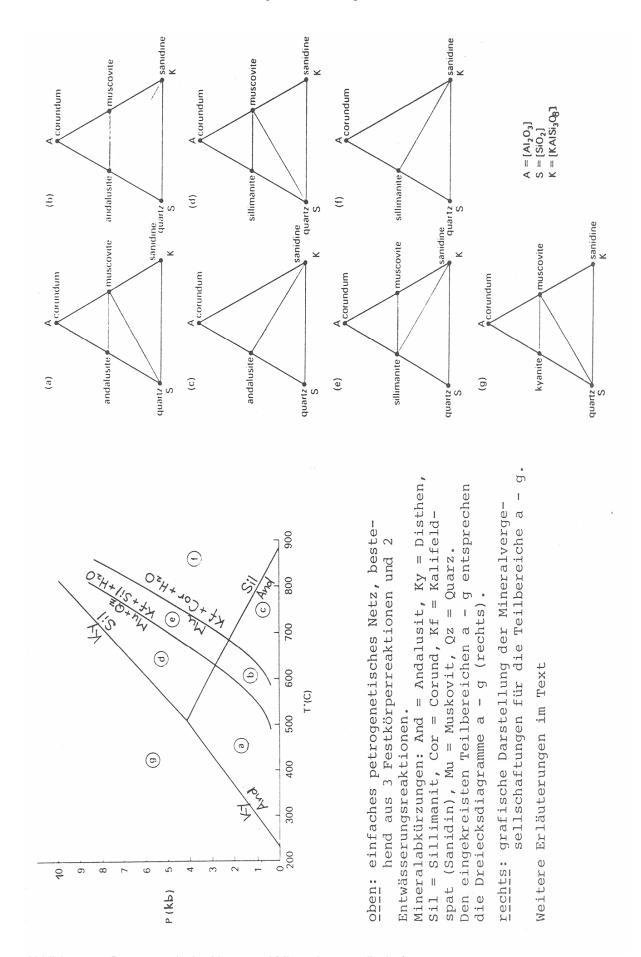


Abbildung 11: Petrogenetische Netze und Mineralvergesellschaftungen

A.6.3 Geothermobarometrie

Für die quantitative *P-T* Bestimmung sind Minerale, die Mischreihen zwischen zwei oder mehreren Endgliedern bilden, sogenannte Festkörperlösungen oder "solid solutions" von besonderem Interesse. Die Zusammensetzungen von im Gleichgewicht koexistierender Festkörperlösungen variieren als Funktionen von Druck und Temperatur, d.h. die chemischen Zusammensetzungen von koexistierenden Mischphasen enthalten Information über die Bedingungen der Gleichgewichsteinstellung. Die Bestimmung von Paläotemperaturen und Drucken über die Analyse der Zusammensetzungen von koexistierenden Festkörperlösungen wird als Geothermobarometrie bezeichnet. Die Methode beruht auf thermodynamischen Konzepten und umfasst die folgenden Schritte:

- (i) Zunächst werden Mineralparagenesen identifiziert, in denen Festkörperlösungen miteinander koexistieren.
- (ii) Zwischen den in einem Gestein auftretenden Mineralen lassen sich Mineralreaktionen formulieren.
- (iii) Für die Geothermobarometrie werden jene Mineralreaktionen ausgewählt, deren Gleichgewichtskurven im *P-T*-Diagramm bekannt sind.

Beispiel 1: Ein Gestein enthalte Granat und Biotit. Beide Minerale können in erster Näherung als Mischreihen zwischen Eisen- und Magnesiumendgliedern aufgefasst werden. Es lässt sich die folgende sogenannte Fe-Mg Austauschreaktion formulieren:

Kationenaustauschreaktionen besitzen ein kleines Reaktionsvolumen, d.h. das Volumen der Produktparagenese ist praktisch identisch mit dem Volumen der Eduktparagenese. Diese Reaktionen sind daher nur wenig vom Druck abhängig, und bilden damit gute Thermometer, d.h. die Mg/Fe Verhältnisse in koexistierendem Granat und Biotit sind praktisch nur von der Temperatur abhängig – bzw. aus den in einer Probe gemessenen Granat und Biotit Fe/Mg Verhältnissen lässt sich die Temperatur der Gleichgewichtseinstellung berechnen. Die in diesem Zusammenhang entscheidende Größe ist die Verteilung von Fe und Mg zwischen den koexistierenden Phasen Granat und Biotit. Diese Kationenverteilung wird durch den sogenannten Verteilungskoeffizienten, K_D, beschrieben, wobei der K_D für das Granat Biotit Beispiel definiert ist als:

$$K_D = \left(\frac{X_{Mg}^{Gt} \cdot X_{Fe}^{Bt}}{X_{Fe}^{Gt} \cdot X_{Mg}^{Bt}}\right), \text{ mit } X_{Mg}^{Gt} = \left(\frac{[Mg]}{[Mg] + [Fe]}\right)$$

und die Symbole in den Eckigen Klammern atomare Elementkonzentrationen repräsentieren.

Die Lage einer Reaktionskurve im *P-T* Feld wird durch Mischkristallbildung der an einer Reaktion beteiligten Phasen gegenüber der Lage der Reaktionskurve für die Endglieder verschoben (siehe Abbildung 12). Wird der K_D für ein Granat-Biotit Paar über mineralchemische Analyse bestimmt, dann kann aus dem entsprechenden *P-T*

Diagramm eine Temperaturinformation (nicht ganz unabhängig vom Druck) abgelesen werden.

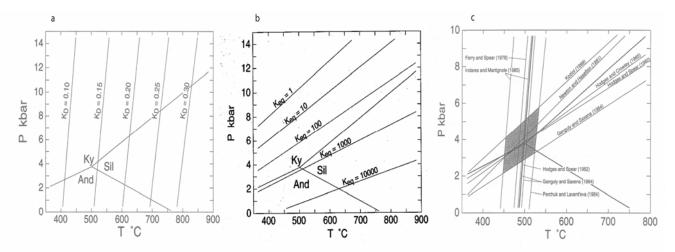


Abbildung 12: (a) Granat-Biotit Fe-Mg Austauschthermometer, (b) GASP Geobarometer, (c) P-T Bestimmung über die Kombination von Gar-Bio und GASP, aus Spear (1993)

Beispiel 2: Wenn ein Gestein die Paragenese Granat, Plagioklas, Alumosilikat (And, Sil, Kya) und Quarz (im Englischen Garnet, Aluminium Silicate, Silica, Plagioclase GASP) enthält, dann kann folgende Reaktion formuliert werden:

$$3 \text{ CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 = \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2 \text{ Al}_2\text{Si}_0\text{O}_5 + \text{Si}_0\text{O}_2$$

Anorthit Grossular Als Quarz

Diese Reaktion hat ein substantielles Reaktionsvolumen, d.h. das Volumen der Produktparagenese unterscheidet sich deutlich vom Volumen der Eduktparagenese. Die Gleichgewichtskurve für diese Reaktion liegt daher relativ flach im *P-T* Diagramm und ist ein gutes Geobarometer. Von den an der Reaktion beteiligten Phasen bilden nur Granat und Plagioklas Mischkristalle und für die Druckbestimmung sind die Zusammensetzungen dieser beiden Phasen relevant. In erster Näherung kann die sogenannte Gleichgewichtskonstante für die Reaktion ausgedrückt werden als:

$$K_{eq} = \left(\frac{X_{gro}^{Gt}}{\left(X_{an}^{Plg}\right)^3}\right)^7$$

wobei die X_{gro}^{Gt} und X_{an}^{Plg} die molaren Anteile von Grossular im Granat und von Anorthit im Plagioklas sind. Werden nun koexistierender Granat und Plagioklas

$$K_{eq} = \left(\frac{a_{gro}^{Gt}}{\left(a_{gro}^{Plg}\right)^3}\right),\,$$

wobei die a`s die sogenannten Aktivitäten, oder die "effektiven thermodynamischen Konzentrationen" darstellen. Verhalten sich die Mischkristallreihen im thermodynamischen Sinne ideal, dann können die Aktivitäten durch die Molenbrüche ausgedrückt werden.

⁷ Genaugenommen müsste man die Gleichgwichstkonstante schreiben als:

mineralchemisch analysiert⁸, dann kann aus den im Abbildung 12b dargestellten Diagramm Druckinformation (nicht ganz unabhängig von der Temperatur) abgelesen werden.

Beispiel 3: Ein weiteres Beispiel für ein häufig gebrauchtes Geobarometer ist die Paragenese Granat-Rutil-Alumosilikat(Als)-Ilmenit-Quarz (GRAIL). Mischkristallbildung zeigen von diesen Mineralen Granat und Ilmenit, während Rutil, Alumosilikat und Quarz als reine Phasen auftreten. Die entsprechende Mineralreaktion lautet:

Der Schnittpunkt von mindestens zwei Reaktionskurven definiert Druck und Temperatur zu einem gewissen Zeitpunkt der Geschichte eines metamorphen Gesteins. Dabei sind Temperaturen auf etwa 30-50°C genau, Drucke auf etwa 50-100 MPa genau bestimmbar (siehe Abbildung 12c).

Wenn es möglich ist, die P-T-Bedingungen für verschiedene Stadien der Entwicklung eines metamorphen Gesteins zu ermitteln, dann lassen sich sogenannte. Druck-**Temperatur-Pfade** (*P-T-*Pfade) konstruieren. Werden die verschiedenen Metamorphosestadien über radiometrische Altersbestimmung datiert, dann ergeben sich daraus die **Druck-Temperatur-Zeit-Pfade** (*P-T-t-*Pfade).

Wenn P-T-t-Pfade mit verschiedenen Deformationsstadien korrelierbar sind, dann lassen sich sogenannte *P-T-t-d-*Pfade ableiten.

Empfohlene Literatur

Bucher, K. and Frey, M. (1994) Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer Verlag, Berlin

Kretz, R. (1994) Metamorphic Crystallization, John Wiley & Sons

Winter, J.D. (2001) An introduction to igneous and metamorphic petrology, Prentica Hall

Yardley, B.W.D. (1989) An introduction to metamorphic petrology. Longman Scientific and Technical

⁸ Die chemische Zusammensetzung von Mineralen kann im Kleinstbereich (1 m Auflösung) mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) bestimmt werden. Aus der Elementzusammensetzung kann dann die Endgliedzusammensetzung eines Mischkristalls berechnet werden (z.B. ein Granat mit 60% Almandin-Komponente, 30% Pyrop-Komponente und 10% Grossular-Komponente)