

Ringvorlesung Einführung in die Geowissenschaften I

Magmatite und Metamorphite im Überblick

Eine kurze Zusammenstellung für Anfänger aller Fachrichtungen

Teil 1: Magmatische Gesteine

Magmatische Gesteine oder '**Magmatite**' sind die Produkte einer Abkühlung und Konsolidierung silikatischer Schmelzen (Magmen), die im Erdmantel oder in der Erdkruste gebildet werden und an der Erdoberfläche austreten oder innerhalb der Erdkruste erkalten und nicht weiter aufsteigen. Die an der Erdoberfläche oder nahe der Erdoberfläche austretenden Magmen bilden die vulkanischen Gesteine (**Vulkanite**); nicht aufstiegsfähige Magmen bleiben innerhalb der Erdkruste stecken und bilden die magmatischen Tiefengesteine (**Plutonite**). Während erstere sehr feinkörnig oder glasig sind, haben Plutonite ein grobkörniges und meist richtungsloses Gefüge.

Zum weiteren Verständnis magmatischer Prozesse betrachten wir sehr vereinfachend die Magmenbildung und Kristallisation getrennt nach deren Herkunft (Schmelzbildung)

- a) im Erdmantel (mafische Magmen)
- b) in der Erdkruste (felsische Magmen).

1.1 Bildung von Magmen im Erdmantel

Der obere Erdmantel besteht weitestgehend aus dem Gestein **Peridotit**; dies ist ein **ultramafisches Gestein** mit folgenden Mineralen:

- ca. 70 % Olivin (reich an Forsterit, z.B. Fo_{90})
- ca. 20 % Orthopyroxen (weitgehend Enstatit)
- ca. 5-9 % Klinopyroxen (Diopsid-reich)
- und ca. 2 bis 5 % Granat (weitgehend Pyrop)

Die hieraus gebildeten Magmen tragen die Bezeichnung '**mafisch**', fälschlicher Weise in der Literatur auch immer noch die Bezeichnung 'basisch'.

Die Solidus-Temperatur von Peridotit ist Druck- und Temperatur-abhängig. Sie kann entweder durch (fast) isotherme Druckentlastung oder durch die Zufuhr von H₂O und/oder CO₂ bei konstantem Druck und erhöhter Temperatur erreicht werden.

Isotherme Druckentlastung ist der dominierende Prozess unter ozeanischen Rücken; dies sind die Zonen der fortwährenden Magmenbildung mit zugehöriger Spreizung des darunter liegenden Erdmantels. Hierbei werden bei Drücken von 15 bis 30 kbar und Temperaturen um die 1400°C ca. 15 bis 30 % Partialschmelze erzeugt, die aufstiegsfähig ist und unter den Rücken die ozeanische Kruste bildet. Die oberflächennahen Gesteine der ozeanischen Erdkruste heißen **Mittel-Ozeanische-Rücken-Basalte (MORB)**, Minerale: Plagioklas, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Ilmenit, zusätzlich Olivin oder Quarz.

Die Zufuhr fluider Komponenten (H₂O und CO₂); unter stark reduzierenden Bedingungen (CH₄) erfolgt in großem Ausmaß unter konvergenten Plattenrändern durch die Subduktion ozeanischer Lithosphäre. Bei deren Umwandlung von Grünschiefer zu Amphibolit und dann Eklogit wird entsprechendes Wasser freigesetzt, welches zur Bildung von zusätzlichem Amphibol und zusätzlichem Phlogopit im Peridotit führt. Die Zufuhr auch geringer Mengen Wasser (z.B. 0.4 Gew.-%) ermöglicht bereits die partielle Schmelzbildung bei Temperaturen von 1000 bis 1200°C. Es entstehen **Al-reiche Basalte und Andesite**, die bis zur Oberfläche aufsteigen können.

Insgesamt werden vier verschiedene Stamm-Magmen bzw. vulkanische Gesteine unterschieden:

- | | |
|---|---|
| - Tholeiite mit den Mineralen | Plagioklas, Orthopyroxen, Klinopyroxen, Magnetit (+Olivin), |
| - Alkali-Basalte mit | Plagioklas, Klinopyroxen, Olivin, Magnetit, seltener Amphibol |
| - Basanite mit | Plagioklas, Klinopyroxen, Olivin, Magnetit, etwas Nephelin |
| - Al-reiche Basalte/Andesite mit | Plagioklas, Orthopyroxen, Klinopyroxen, Hornblende, Magnetit. |

Mafische Magmen erreichen fast immer die Erdoberfläche bzw. die ozeanische Kruste. In seltenen Fällen bleiben sie aber in der Erdkruste stecken und kristallisieren dort zu plutonischen, d.h. grobkörnigen Gesteine mit den Namen **Gabbro** oder **Diorit**.

1.2 Bildung von Magmen in der Erdkruste

Die Erhöhung der Temperatur in der Erdkruste kann durch eine Reihe von Prozessen erfolgen, zu denen auch die Intrusion mafischer Magmen in der unteren Kruste zählt. Lokale Temperaturerhöhung in der Erdkruste führt zum Erreichen der Solidus-Temperatur der dort vorkommenden Gesteine; hierbei handelt es sich um sog. metamorphe Gesteine wie Gneise oder Amphibolite. Letztere enthalten neben Plagioklas und Alkalifeldspat noch Glimmer bzw. Hornblende und zusätzlich wechselnde Mengen an Quarz. Die Solidus-Temperatur dieser 'Edukte' beträgt mindesten 630°C im Falle von Gneisen und dies auch nur bei

ausreichend verfügbarem Wasser. Amphibolite benötigen Temperaturen von 850°C, um ihre Solidus-Temperatur zu erreichen. Die in der Erdkruste entstehenden Magmen und deren Gesteine tragen allesamt den Namen 'felsisch' – in der Literatur ist fälschlicherweise immer noch der Name 'saure Gesteine' verbreitet.

Aus dem Edukt **Gneis** (bestehend aus Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas, Muscovit, Biotit) werden **granitische Magmen** gebildet; aus dem Edukt **Amphibolit** (bestehend aus Plagioklas, Hornblende und weiteren Nebengemengteilen wie Quarz, Alkalifeldspat oder Biotit) werden **tonalitische Magmen** gebildet. Dabei werden jeweils Teilschmelzmengen mit 10 bis 40 % Aufschmelzungsgrad erreicht. Die in der tieferen Kruste zurückbleibenden Festkörper (sog. 'Restite') enthalten prozentual weniger Wasser als die Edukte. Die Schmelzen können sich zu größeren Magmen-Volumina sammeln, ihren Entstehungsort in der tieferen Erdkruste verlassen und in die oberen Bereiche der Kruste wandern. Die weitaus größte Anteil solcher felsischer Magmen (granitische, tonalitische) bleibt in der oberen Erdkruste stecken und bildet intrusive magmatische Körper. Die so entstandenen Gesteine heißen dann **Granite** bzw. **Tonalite**. Sollten die Teilschmelzen in seltenen Fällen bis zur Erdoberfläche gelangen und dort als vulkanische Magmen erstarren, werden **Rhyolite** bzw. **Dazite** als Extrusivgesteine gebildet.

Der Prozess der Magmenbildung in der tieferen Erdkruste lässt sich in der Natur in 'eingefrorenen' und gelegentlich an der Oberfläche aufgeschlossenen sog. **Migmatiten** studieren. Dort ist der Prozess der Teilschmelzbildung zwar erfolgt. Eine Trennung von Teilschmelze und Restit ist aber nicht eingetreten, so dass die Partien der Restite und der Teilschmelzen noch zusammen im Gesteinsverband vorkommen. Solche Migmatite enthalten Restite als dunkle Komponenten ('Melanosome') und teilgeschmolzene Bereiche als magmatische Komponenten ('Leukosome'). Solche Migmatite sind ein natürliches Laboratorium zum Studium der Magmenbildung in der tieferen Erdkruste.

1.3 Differentiation von Magmen

Sollten mafische (basaltische) Magmen auf ihrem Weg durch die Erdkruste in **Magmenkammern** stecken bleiben und nicht den direkten Aufstieg zur Oberfläche schaffen, so können die Magmen eine Veränderung durch fortschreitende Kristallisation erfahren. Diese sog. **Kristallisationsdifferentiation** läuft grob nach folgendem Schema ab:

Alkali-Basaltische Stamm-Magmen →	Latite →	Trachyte →	Alkalifeldspat-Trachyte
Tholeiitische Stamm-Magmen →	Dazite →	(Rhyodazite) →	Rhyolithe
Basanitische Stamm-Magmen →	Tephrite →	Phonolithe	

Dabei kristallisieren zunächst die dunklen Minerale Olivin, Ortho- und/oder Klinopyroxen, Hornblende und Ca-reicher Plagioklas aus dem **Stamm-Magma** und setzen sich am Boden oder an den Wänden der

Magmenkammern ab (Dichte-Differenz Mineral-Schmelze: positiv). Eine Differentiation von tholeiitischen zu alkalibasaltischen und basanitischen Magmen ist nicht möglich. Die drei Differentiationsserien laufen getrennt voneinander ab.

1.4 Petrographie der Magmatite

Die Gesteinsbeschreibung (Petrographie) der magmatischen Gesteine richtet sich nicht nach der Herkunft der Schmelzen aus dem Erdmantel oder Erdkruste sondern nach der Einteilung in plutonische und vulkanische Erstarrungsformen. Die international gebräuchliche Darstellung der Plutonite und Vulkanite ist in den sog. '**Streckeisen-Diagrammen**' festgelegt. Hier werden jedoch nicht alle Minerale eines magmatischen Gesteins berücksichtigt sondern nur die hellen Bestandteile **Quarz**, **Alkalifeldspat** und **Plagioklas** (oberer Teil) sowie **Alkalifeldspat**, **Plagioklas** und **Foide** (unterer Teil). Die graphische Auftragung der Mengenverhältnisse dieser hellen Minerale führt zu einem Doppeldreieck mit Quarz und Foiden an der oberen bzw. unteren Spitze. Diese beiden Minerale schließen einander aus; sie können nicht zusammen in einem magmatischen Gestein vorkommen (Grund $\text{SiO}_2 + \text{KAlSi}_2\text{O}_6 \rightarrow \text{KAlSi}_3\text{O}_8$). Dieses Doppeldiagramm bezieht sich auf alle Magmatite mit einem Anteil der hellen Minerale über 10 Vol.-%. Gesteine mit geringeren Gehalten heller Minerale (< 10 %) heißen ultramafische Gesteine und werden petrographisch gesondert behandelt.

Im Doppeldreieck 'Vulkanite' sind die Basalte und Andesite besonders häufig. Es folgen in der Häufigkeit die Differentiate **Dazit** und **Rhyolite** sowie **Latite** und **Trachyte** und schließlich **Phonolithe**. Bei den Plutoniten ist es fast umgekehrt. Dort sind die Granite und Granodiorite sowie die Tonalite besonders häufig, Gabbros, Diorite und Foyaite sowie Syenite sind dagegen wesentlich seltener.

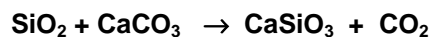
Teil 2: Metamorphe Gesteine

Die Veränderung von Gesteinen unter geänderten Druck- und Temperaturverhältnissen wird als Metamorphose bezeichnet. Die Gründe für Änderungen der Tiefenlage eines Gesteinskörper und dem Anstieg oder dem Abfall der herrschenden Temperaturen liegen in geologischen Prozessen, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann (Stichworte: Kollision, Subduktion).

Die Metamorphose von Gesteinen verläuft grundsätzlich im festen Zustand. Metamorphe Reaktionen erzeugen aus einem **Edukt (Ausgangsgestein)** ein **Produkt (metamorphes Gestein)**. Dabei ändern sich die Anteile der Minerale im Gestein und auch die Zusammensetzung von Mischkristallen.

Dies kann an einem einfachen Beispiel gezeigt werden:

Sedimente enthalten häufig **Quarz und Calcit**. Bei hohen Temperaturen ändern sich der Mineralbestand des Gesteins durch folgende metamorphe Reaktion



Das metamorphe Gestein aus dem Edukt 'Karbonat-führender Sandstein' enthält nun als **neues Mineral Wollastonit, CaSiO₃**. Quarz oder Calcit können noch im Produkt vorkommen, je nach dem ob im Überschuss (bezogen auf die Stöchiometrie der Gleichung) Quarz oder Calcit vorhanden war und daher nicht verbraucht wurde.

Eine Übersicht über die Fülle der metamorphen Gesteine und ihrer Entstehung lässt sich am besten durch die Trennung in verschiedene Gruppen von Edukten erzielen. Wir behandeln hier die **Edukte**

a) Basalt/Andesit,

b) Feinkörnige Sedimentgesteine,

c) Ultramafische Gesteine.

Sowohl bei der prograden Metamorphose (P, T steigend) als auch bei der retrograden Metamorphose (P, T fallend) werden den metamorphen Gesteinen jeweils neue Namen zugewiesen.

2.1 Basaltische Edukte

Die wichtigste Umwandlung von basaltischen Gesteinen geschieht im Laufe der Ozeanboden-Bildung und der weiteren tektonischen Verfrachtung von ozeanischer Kruste durch plattentektonische Prozesse. Zunächst werden basaltische Gesteine entlang der mittelozeanischen Rücken durch Kontakt zum Meerwasser von ca. 1200°C auf niedrigere Temperaturen abgekühlt. Hierbei dringt Meerwasser auf Klüften in die basaltischen Lagen ein und führt zu Reaktionen, in deren Verlauf Minerale mit OH-Gruppen im Gitter neu gebildet werden:

Gestein:	Basalt	→	Spilit (Grünschiefer)
(Minerale	(Cpx, Opx, Plag, Ol)	→	Epidot, Chlorit, Aktinolith, Albit.....)

Bei dieser Metamorphose am Ozeanboden wird im Gegensatz zu anderen häufigen metamorphen Prozessen Wasser im Produkt aufgenommen.

Mit fortschreitender Entfernung vom Spreizungsrücken ('spreading center') werden die Reaktionstemperaturen immer niedriger. Schließlich kommt durch den Plattenschub die **spilitisierte ozeanische Kruste** an destruktiven Plattenrändern an und wird dort **subduziert**. Dieser Vorgang bezeichnet die Verfrachtung der ozeanischen Lithosphäre in den Erdmantel. Dabei erfahren die subduzierten Gesteinspakete eine Veränderung in Druck und Temperatur. Es entstehen nacheinander aus der spilitisierten ozeanischen Kruste erst **Amphibolite** and mit zunehmender Versenkung **Eklogite**:

Gestein	Spilit (Grünschiefer)	→	Amphibolit
(Minerale	Epidot, Chlorit, Amphibole, Albit→		Amphibol, Plagioklas, Spinell.....)

Gestein	Amphibolit	→	Eklogite
(Minerale	Amphibol, Plagioklas, Spinell →		Granat, Klinopyroxen, Quarz.....)

Beim Übergang vom Grünschiefer- zum Amphibolit-Stadium und beim Übergang vom Amphibolit- zum Eklogit-Stadium wird Wasser aus dem Zerfall der OH-haltigen Minerale frei. Dieses wird an den darüber liegenden Peridotit abgegeben und kann dort partielle Schmelzbildung auslösen.

2.2. Feinkörnige Sedimente (Pelite)

Die im marinen Bereich abgelagerten feinkörnigen Abtragungsprodukte der Kontinente werden als Pelite bezeichnet. Auch sie können in größere Tiefen versenkt werden, wobei auch hier der Druck und die Temperatur ansteigen. Dabei wird zunächst im Bereich der Diagenese ein großer Teil des Porenwassers ausgetrieben; hierbei entstehen noch keine nennenswerten neuen Minerale. Den Übergang vom Diagenese- zum Metamorphose-Bedingungen der Versenkung markieren die Reaktionen

Gestein	Pelit (Tonstein)	→	Tonschiefer
(Minerale	Quarz, <u>Feldspat</u> , Kaolinit, Calzit →		wie vorher: <u>zusätzlich Illit</u>)

und

Gestein	Pelit (Tonstein)	→	Tonschiefer
(Minerale	<u>Quarz</u> , Feldspat, <u>Kaolinit</u> , Calzit →		wie vorher: <u>zusätzlich Pyrophyllit</u>)

Aus diese Weise werden aus Tonsteinen die schwach metamorphen Tonschiefer (die an den Reaktionen beteiligten Minerale sind unterstrichen). Pyrophyllit ist ein Dreischicht-Silikat mit der Formel $Al_2[(OH)_2Si_4O_{10}]$.

Bei weiterer Versenkung und Erwärmung werden aus Tonschiefern zunächst Phyllite und danach Glimmerschiefer nach folgendem Schema

Gestein	Tonschiefer	→	Phyllit
(Minerale	Quarz, Feldspat, Illit, Chlorit	→	Quarz Feldspat, Chlorit, Muskovit)
Gestein	Phyllit	→	Glimmerschiefer/Gneis
(Minerale	Quarz, Feldspat, Chlorit, Muskovit	→	Quarz, Feldspat, Muskovit/Biotit, Granat)

Die höchstgradige Metamorphose von Peliten erzeugt körnige Gesteine mit vergleichsweise geringen Mengen an OH-haltigen Mineralen (Glimmern). Meta-Pelite der höchstgradigen Stufe heißen Granulite und stehen in ihren Bildungsbedingungen nahe am oder im Bereich der partiellen Schmelzbildung.

Gestein	Glimmerschiefer/Gneis	→	Granulit
(Minerale	Quarz, Feldspat, Muskovit, Biotit, Granat	→	Quarz, Feldspat, Granat, Al_2SiO_5)

Al_2SiO_5 -Minerale sind Sillimanit, Andalusit und Disthen; sie gehören zur Gruppe der Inselsilikate. Welche der Minerale sich bildet, hängt vom Druck und von der Temperatur ab. Bei sehr hohen Temperaturen und mittleren Drucken (z.B. 700°C, 8 kbar) ist Sillimanit stabil; bei hohen Drucken und vergleichsweise niedrigen Temperaturen (10 kbar, 600°C) ist dagegen Disthen stabil.

2.3 Ultramafische Gesteine

Gesteine mit sehr geringen Anteilen an hellen Gemengteilen werden als ultramafische Gesteine zusammengefasst. Sie treten sehr häufig in großen Tiefen auf und können durch tektonische Prozesse Richtung Erdoberfläche transportiert werden. Dies soll am Beispiel des Gesteins Peridotit schematisch gezeigt werden. Peridotit-Einheiten können entlang von tiefgreifenden Überschiebungsbahnen (Deckentransport) von ihrem Ursprungsort im Erdmantel (Tiefen > 40 km, 15 kbar, 700°C) unter niedrigere Druck- und Temperaturbedingungen der Erdkruste (Tiefen < 30 km, $P < 10$ bar) verfrachtet werden. Hierbei nimmt die Temperatur im Vergleich zum Druck langsam ab. In der Erdkruste angekommen kann das fast allgegenwärtige Wasser zum Peridotitkörper hinzutreten und auf diese Weise ein hydratisiertes Reaktionsprodukt erzeugen. Dabei entstehen zunächst **Talk-führende Peridotite** und bei weiterer bzw. vollständiger Hydratisierung **Serpentinite**:

Gestein	Peridotit	→	Meta-Peridotit
(Minerale	Olivin, Ortho-, Klinopyroxen, Granat/Spinell	→	wie zuvor, zusätzlich Talk)

und

Gestein	Meta-Peridotit	→	Serpentinit
(Minerale	Olivin, Pyroxene, Granat, Talk	→	Serpentin-Minerale, Talk, Tremolit)

Der hydratisierte Peridotit enthält oft noch Reste der ursprünglichen Minerale Olivin, Ortho- und Klinopyroxen, Granat oder Spinell. Die beschriebene Metamorphose vom Peridotit zu Serpentinit ist mit der Aufnahme von ca. 10 Gew.-% H₂O verbunden.

2.4. Petrographie der Metamorphite

Die Beschreibung der metamorphen Gesteine kann leider nicht so systematisch erfolgen wie die der Magmatite (siehe Streckeisen-Diagramme). Generell sollen die Metamorphite nach dem Vorkommen der signifikanten Paragenese und hier unter Nennung des signifikanten Minerals erfolgen, zum Beispiel 'Granat-Gimmerschiefer', 'Quarz-Eklogit', 'Talk-Serpentinit'. Dies erfordert im Gelände viel Erfahrung und in der Regel eine sorgfältige mikroskopische Untersuchung der Gesteine. Es hat sich aber eine hilfreiche Einteilung der Metamorphite in sog. 'Fazies' in der Literatur verbreitet, die grob den Druck- und Temperaturbereich der Metamorphose bezeichnet. Zusätzlich zu den bereits genannten Phänomenen der Überprägung durch Versenkung und Erwärmung der Ausgangsgesteine tritt noch der Fall der isobaren Aufheizung eines Gesteinskörpers durch die Intrusion von Magmen auf. Dabei geben die Magmen einen Teil ihrer Wärme an das Nebengestein ab und erzeugen dort eine lokale Temperaturerhöhung; dieser Prozess wird 'Kontakt-Metamorphose' genannt. Zu den metamorphen Fazies gehören

Kontakt-Metamorphose	Temperaturen bis 1200°C bei meist niedrigen Drucken (oft < 3 kbar) (Hoch-Temperatur, Niederdruck)
-----------------------------	--

Grünschiefer-Fazies	Temperaturen bis ca. 500°C, Drucke unter 5 kbar (Niederdruck, Mittel-Temperatur)
----------------------------	---

Amphibolit-Fazies	500 bis 700°C, 5 bis 10 kbar (Mitteldruck, Mittel-Temperatur)
--------------------------	--

Granulit-Fazies	>700°C, > 5 kbar. (Mitteldruck, Hoch-Temperatur)
------------------------	---

Offensichtlich überschneiden sich die Druck- und Temperatur-Bereiche der metamorphen Fazies. Es gibt in der Literatur eine Fülle von Einteilungen der metamorphen Gesteine, die auf experimentell erstellten petrogenetischen Systemen beruhen. Eine Auswahl dieser Grundlagen findet sich im Lehrbuch OKRUSCH & MATTHES: Mineralogie (Springer-Verlag ISBN 3-540-23812-3). Einige Exemplare sind im Institut für Endlagerforschung vorhanden.