

Grundlagen der Sprache der Gesteine

4 Magmatische Gesteine

In den magmatischen Gesteinen sind die Minerale so gleichmässig verteilt und oft so vollständig und in perfekter Form ausgebildet, dass es nicht schwierig ist, sich vorzustellen, wie sie langsam aus einer heissen Gesteinschmelze (Magma) auskristallisiert und zu einem Gestein erstarrt sind. Dabei entstehen sehr vielfältige, mehrheitlich massige Gesteine, die jedoch in der Hauptsache aus nur wenigen Mineralen in verschiedenen Kombinationen, Grössen, Anteilen und Farben bestehen.



4.1 Sprachelemente der magmatischen Gesteine

4.1.1 Räumliche Ausdehnung der Gesteinskörper

Ausdehnung und Anordnung der magmatischen Gesteinskörper im Raum geben erste wichtige Hinweise auf deren Entstehung. Grob können voluminöse, massige Gesteinskörper, gangförmige Gebilde sowie Vulkane unterschieden werden.

Voluminöse, massige, meist homogene Gesteinskörper, die viele km³ einnehmen können, wurden schon früh im Lauf der geologischen Forschung als Überreste tief in der Erdkruste in Magmenkammern abgekühlter und dabei erstarrter Gesteinsschmelzen (Magmen) verstanden, weshalb sie **Tiefengesteine** oder nach dem griechischen Gott der Totenwelt **Plutonite** genannt wurden (Abb. 1 und 5).



Abb. 1: Der 3038 m hohe Piz Badile, ein Teil des riesigen Bergeller Plutonits.

Massige Gesteine, die den Tiefengesteinen sehr ähnlich sind, treten auch als Bänder von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern Breite und manchmal vielen hundert Metern Länge auf. Stellt man sich diese in drei Dimensionen vor, so wird deutlich, dass es sich dabei um Risse in der Erdkruste handeln muss, die sich mit Magma füllten, welches in der Folge abkühlte und auskristallisierte. In der Geologie werden solche Risse als Gänge bezeichnet, die Gesteine heißen dementsprechend **Ganggesteine**. Sie durchschlagen sowohl die Tiefengesteine (Abb. 2) wie auch deren Umgebungsgesteine (Abb. 3).



Abb. 2: Helle Ganggesteine durchschlagen ein Tiefengestein, Bildbreite ca. 50 cm.



Abb. 3: Dunkles Ganggestein durchschlägt Umgebungsgestein, Bildbreite ca. 30 m.

Häufig können losgelöste Blöcke von Umgebungsgestein beobachtet werden, die in einem Tiefengestein zu schwimmen scheinen (Abb. 4). Dadurch wird deutlich, wie flüssiges Magma in bereits bestehende, harte Gesteinskörper eindringt, diese verdrängt oder auflöst. Dieser Prozess wird **Intrusion** genannt, weshalb für Tiefen- und Ganggesteine zusammenfassend auch der Begriff **Intrusivgesteine** verwendet wird.



Abb. 4: Losgelöste Blöcke von Umgebungsgestein (dunkel) „schwimmen“ in Tiefengestein, Bildbreite ca. 4 m.

Oft durchschlagen sich mehrere Generationen von Ganggesteinen gegenseitig (Abb. 2). Daraus lassen sich mehrphasige Abfolgen von Intrusionsereignissen rekonstruieren.

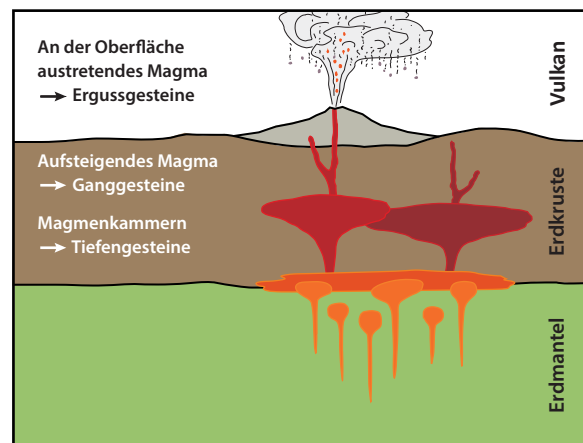


Abb. 5: Magmenkammern in der Erdkruste, Gänge mit aufsteigendem Magma und Vulkane bilden zusammenhängende Systeme. Die Magmenkammern liegen in Tiefen zwischen 5 und 25 km und können bis zu 30 km Durchmesser haben.

ren, die eine Vorstellung von der Komplexität dieser Vorgänge vermitteln.

Vulkane führen uns vor Augen, dass Magma aus dem Erdinnern bis an die Oberfläche aufsteigen kann, wo es zu **Ergussgesteinen** oder **Vulkaniten** erstarrt (Abb. 5). Die **Form der Vulkane** ist dabei ein wichtiges Sprachelement. Diese ist in erster Linie abhängig von der Fließfähigkeit (Viskosität) des gefördert Magmas, das als Lava bezeichnet wird. Dünnflüssige Laven (niedrige Viskosität) können selbst bei geringem Gefälle fließen und bilden flache, nicht explosive **Schildvulkane** (Abb. 6A). Zähflüssige Laven (hohe Viskosität) hingegen beginnen schon zu erstarren, bevor sie richtig ausfließen können. Dabei bilden sie oft **Staukuppen**, die von nachdrängendem Magma nach oben gepresst werden und in welchen sich ein gewaltiger Druck aufbauen kann. Dieser entlädt sich durch Explosionen, die häufig an den Vulkanflanken stattfinden (Abb. 6C).

Kegelförmige Vulkane fördern Laven unterschiedlicher Viskosität. Sie bestehen deshalb aus Schichten fließfähiger Laven, ähnlich den Schildvulkanen, die sich jedoch mit Schichten vulkanischen Lockergesteins abwechseln, das bei explosionsartigen Ausbrüchen ausgeschleudert wird. Diese Vulkane werden ihrer deutlichen Schichtung wegen **Schicht- oder Stratovulkane** genannt (Abb. 6B).

Chemische Analysen zeigen, dass zähflüssige Laven einen besonders hohen Anteil an SiO_2 (Quarz) aufweisen, während dünnflüssige Laven arm an SiO_2 sind. Dünnflüssige Laven stammen deshalb in den meisten Fällen aus dem SiO_2 -armen Erdmantel, während die zähflüssigen Laven eher aus aufgeschmolzenen Teilen der Erdkruste bestehen. Dies wird uns helfen, den Kreislauf der Gesteine (Modul 2) und plattentektonische Prozesse (Modul 4) besser zu verstehen.

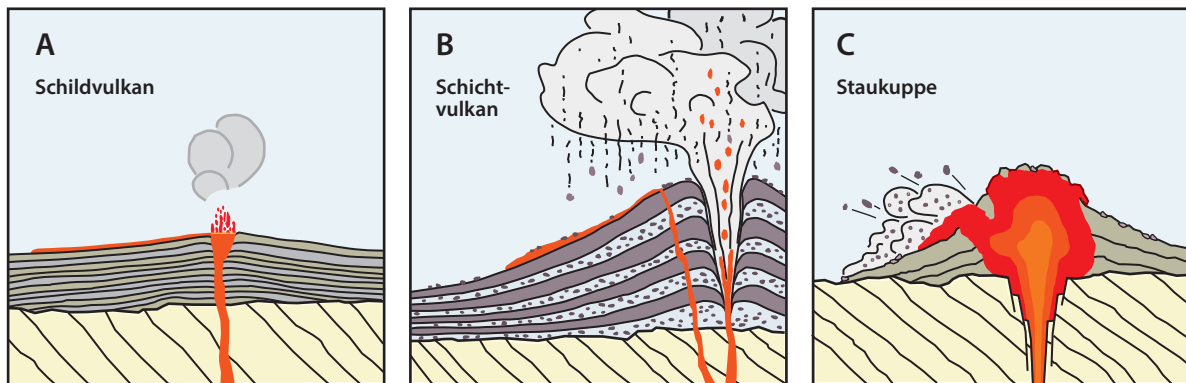


Abb. 6: Schildvulkan (A), Schichtvulkan (B) und Staukuppe (C).

4.1.2 Mineralbestand und Gefüge

Experimente im Labor haben viel dazu beigetragen, die Prozesse bei der Abkühlung von Gesteinsschmelzen zu verstehen (Abb 7). Die Vorstellungen, die dabei von den Vorgängen während der Auskühlung eines Magmas, also einer homogenen Mischung geschmolzener Minerale, gewonnen werden konnten, korrespondieren sehr gut mit den Beobachtungen in der Natur: In den Magmen können während der Abkühlung Kristalle unterschiedlicher Grösse und mit unterschiedlichen wechselseitigen Beziehungen wachsen, sie können aber auch teilweise oder sogar vollständig als amorphe, glasige Masse erstarren.

Zentrale Sprachelemente sind deshalb der **Mineralbestand** und das **Gefüge** der Gesteine, also die Korngrößen sowie Gestalt und wechselseitige Beziehungen der Minerale.

Die Art des Gefüges hängt hauptsächlich von der Abkühlungszeit ab (Abb. 8). Kühlt ein Magma langsam ab, kann es vollständig auskristallisieren, das Gefüge wird **holokristallin grobkörnig** (altgriech.: holo = voll). Die Kristalle haben auf diese Weise genügend Zeit zu wachsen und können gross werden. Kühlt ein Magma hingegen schnell ab, haben die Minerale wenig Zeit auszukristallisieren und bil-

den ein **holokristallin feinkörniges** Gefüge. Sehr schnell abkühlende Magmen kristallisieren meist nur unvollständig aus und erstarren als Gemisch von Kristallen mit einer amorphen, glasigen Grundmasse, dies nennt man **hemikristallin** (altgriech.: hemi = halb, Abb. 8). Manchmal kristallisieren sie auch gar nicht aus, wobei **Glas** entsteht.

Die Abkühlungszeit ist ein Indikator für die vorhandene Wärmemenge im Magma. Diese hängt vom Ort der Kristallisation und vom Volumen des vorhandenen Magmas ab. Grosse Volumina kühlen langsamer ab, und auch in grosser Tiefe kühlt das Magma langsamer ab, da das Umgebungsgestein dort eine erhöhte Temperatur und eine isolierende Wirkung hat. Man geht von ca. 10'000 Jahren



Abb. 7: Kristallwachstum in einer Schmelze (Magma, Lava).

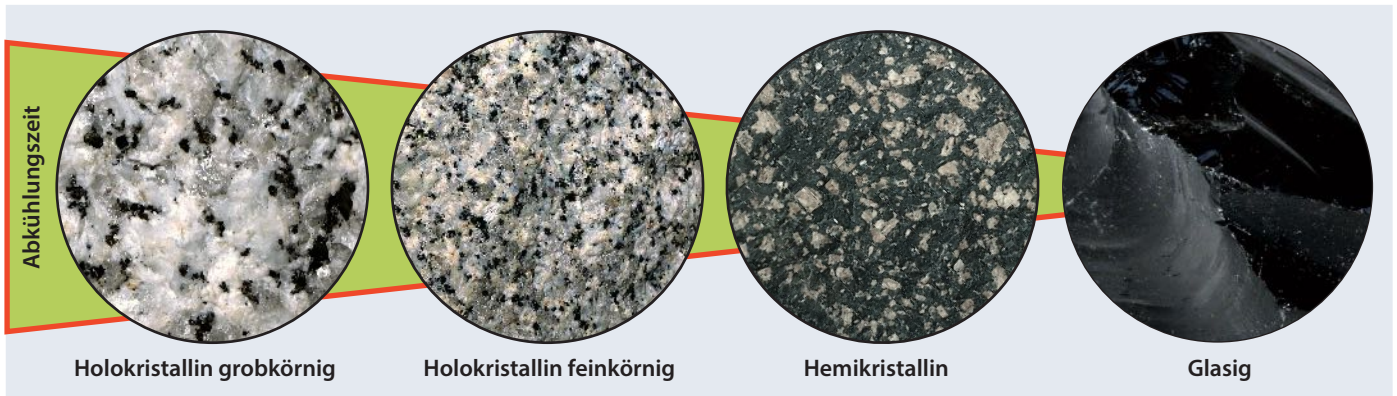


Abb. 8: Unterschiedliche Gefüge in Abhängigkeit von der Abkühlungszeit (holo = griech. voll, hemi = griech. halb).

aus für die Abkühlung einer mittelgrossen Magmenkammer mit einigen km³ Inhalt. Auf der kalten Erdoberfläche hingegen erstarren Magmen innerhalb von Tagen bis Monaten zu Ergussgesteinen, das sind Zeiträume, die für die Geologie als ausserordentlich kurz gelten.

Nicht nur die Abkühlungszeit beeinflusst das Gefüge, auch die Kristallisationsreihenfolge spielt eine Rolle. Nicht bei allen Mineralen setzt die Kristallisation bei derselben Abkühltemperatur ein. Früh auskristallisierende Minerale bilden **idiomorphe** (eigenförmige), oft auffallend grosse Kristalle. Für später auskristallisierende Minerale bleiben hingegen nur noch die Zwischenräume übrig, wodurch sie keine eigenen Kristallformen mehr ausbilden können. Solche Kristalle werden als **xenomorph** (fremdförmig) bezeichnet. Gefüge mit grossen Kristallen in einer feinkörnigeren Grundmasse werden **porphyrisch** genannt (Abb. 9).

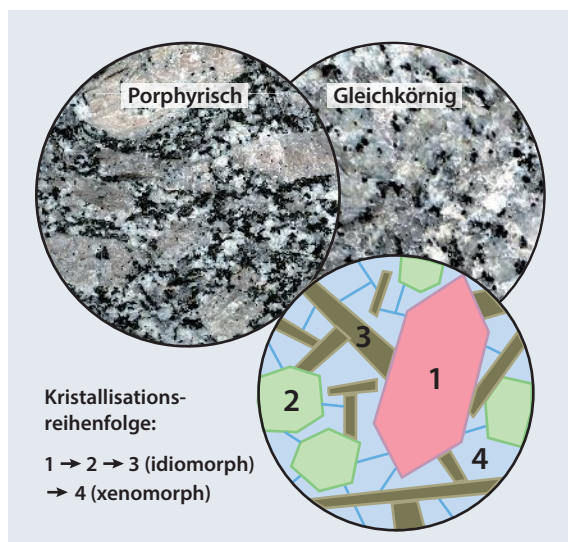


Abb. 9: Porphyrisches Gefüge im Vergleich zu einem gleichkörnigen Gefüge. Die früh auskristallisierten Minerale (1, 2, 3) sind idiomorph, das spät auskristallisierte Mineral (4) füllt die Zwischenräume und ist xenomorph.

Besonders aufschlussreich waren Schmelzversuche von Norman Bowen in den 1920-er Jahren, die zeigten, dass die Minerale im Magma bei unterschiedlichen Temperaturen zwischen etwa 1250° und 700°C auskristallisieren. Dabei

sinken die früh auskristallisierenden Minerale in den Magmenkammern zu Boden und bilden dort andere Gesteine als die spät auskristallisierenden Minerale, die sich in den oberen Bereichen der Magmenkammern sammeln (Abb. 10). Ganz zuletzt bleiben zuoberst in der Magmenkammer noch Wasser und Gase übrig.

Diesen Prozess nennt man **Differentiation des Magmas**. Die früh auskristallisierenden Minerale wie Olivin, Pyroxen, Hornblende und Biotit sind eher dunkel, die später auskristallisierenden Minerale wie Feldspat, Muskovit und Quarz sind dagegen eher hell. Der Mineralbestand der magmatischen Gesteine hilft uns also zu erkennen, wo in einer Magmenkammer ein Gestein entstanden ist.

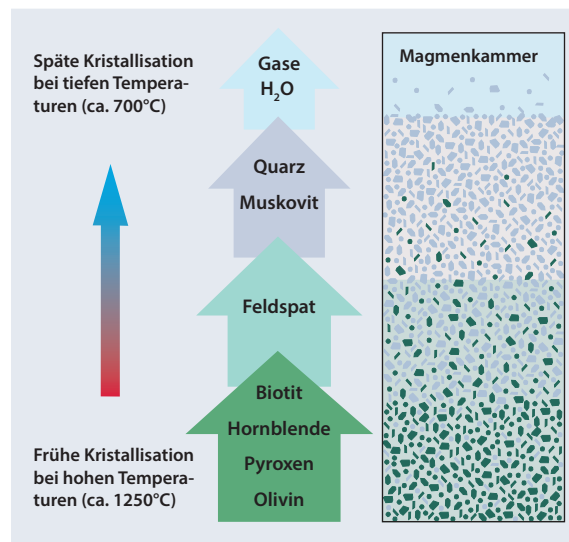


Abb. 10: Bowen'sche Differentiation, vereinfacht dargestellt.

4.2 Die häufigsten magmatischen Festgesteine

Durch unterschiedliche Entstehungsprozesse, aus unterschiedlichem Ausgangsmaterial und in unterschiedlichen Tiefen entstehen verschiedene Arten von Magmen mit unterschiedlichen Temperaturen und Zusammensetzungen. Dies alleine ergibt schon eine grosse Menge an Variationsmöglichkeiten. Verweilen Magmen lange genug innerhalb der Erdkruste und beginnen sie abzukühlen, setzt Differentiation ein (Abb. 10), wodurch erst recht eine

enorme Vielfalt unterschiedlicher Gesteine entsteht. Mengemässig dominieren weltweit jedoch nur einige wenige Gesteine, darunter **Granite** und **Basalte**, aber auch **Rhyolithe** und **Gabbros** treten häufig auf.

Granite und Gabbros sind holokristalline, also vollständig auskristallisierte Tiefengesteine, die fein- oder grobkörnig, zuweilen auch porphyrisch sein können (Abb. 11). Rhyolithe sind die vulkanischen Entsprechungen der Granite, Basalte diejenigen der Gabbros. Da Ergussgesteine schneller abkühlen als Tiefengesteine, sind sie meist feinkörnig, oft sogar nur teilweise auskristallisiert (hemikristallin) oder auch gar nicht (glasig).

Die hellen Granite und Rhyolithe bestehen vorwiegend aus Feldspäten, Quarz und Glimmern (Muskovit, Biotit).

Diese Minerale sind sehr reich an Silizium und Aluminium, was typisch ist für die Zusammensetzung der oberen Erdkruste. Die dunklen Gabbros und Basalte hingegen bestehen hauptsächlich aus Feldspäten und Pyroxenen, teilweise mit Beimengungen von Olivin. Ihr Anteil an Silizium und Aluminium ist geringer, sie enthalten dafür markant mehr Eisen und Magnesium. Das Magma, aus welchem sie auskristallisieren, muss deshalb aus dem eisen- und magnesiumreichen Erdmantel stammen (vgl. Modul 4).

Feldspäte und Pyroxene sind Mineralgruppen, die sehr viele Vertreter haben und die farblich sehr variabel sein können. Obwohl sich die häufigsten magmatischen Gesteine auf ein paar wenige Namen eingrenzen lassen, treten diese Gesteine mit einer grossen Farbenvielfalt auf.

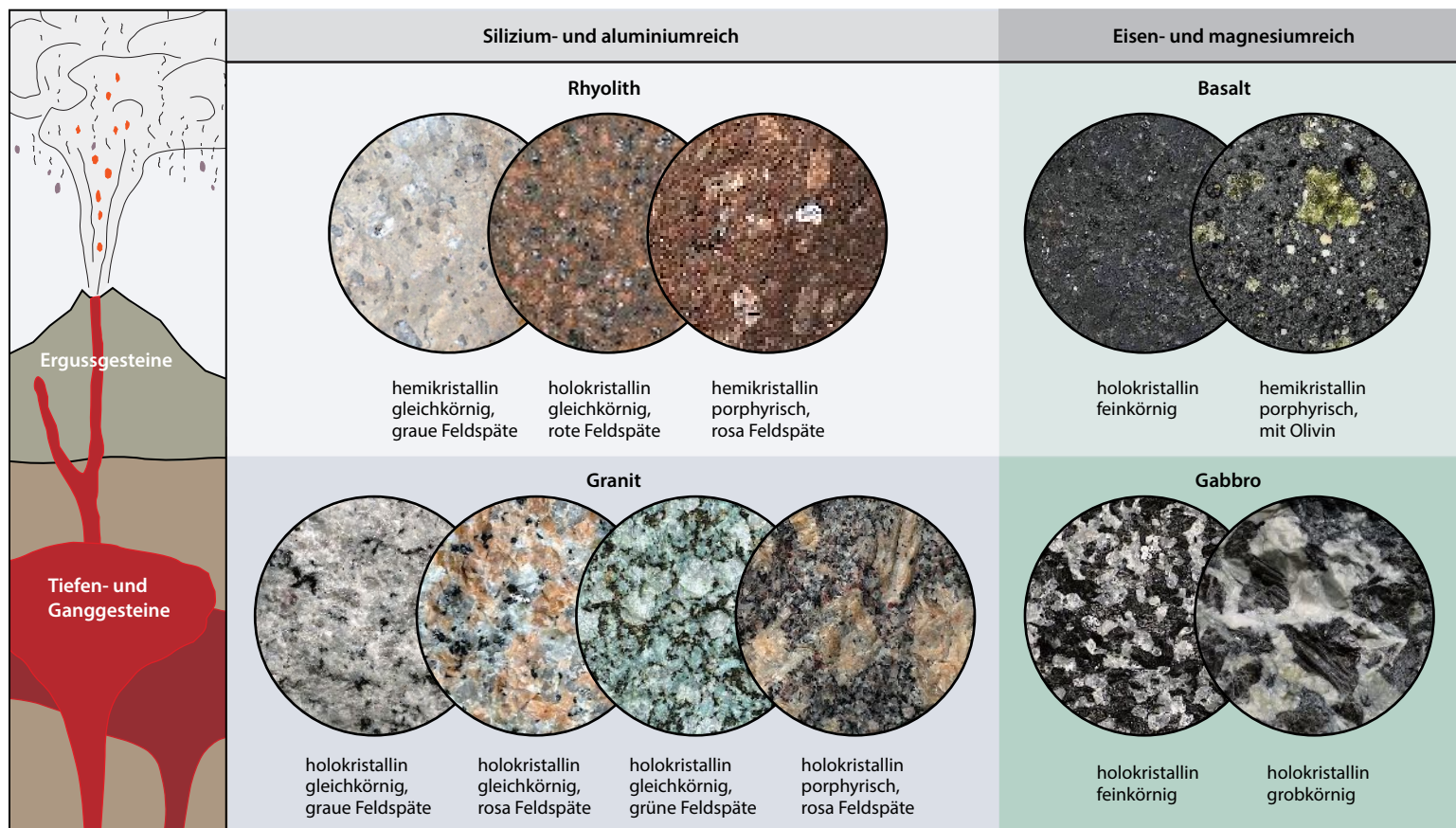


Abb. 11: Einige Variationen der vier häufigsten magmatischen Gesteine.

4.3 Wieso bleibt Granit in der Erdkruste stecken und Basalt nicht?

Es fällt auf, dass weltweit bei den Tiefengesteinen die Granite die häufigsten Gesteine sind, bei den Vulkaniten jedoch die Basalte. Experimente, bei welchen das Verhalten von Schmelzen unter verschiedenen Druck- und Temperaturbedingungen untersucht wurde, zeigen, dass insbesondere basaltische Magmen problemlos an die Erdoberfläche aufsteigen können, währenddem dies für granitische Magmen weitaus schwieriger ist und sie häufig bereits innerhalb der Erdkruste erstarren.

Bei solchen Experimenten werden die Grenzen zwischen vollständig verflüssigtem Gestein (Schmelze, Magma), einem Gemisch aus Schmelze und Kristallen sowie dem vollständig verfestigten Gestein für verschiedene Arten von Schmelzen mit verschiedenen chemischen Zusammensetzungen und Gehalten an Wasser bestimmt. Erstere wird **Liquiduskurve** genannt (vom lateinischen Wort für flüssig), letztere **Soliduskurve** (vom lateinischen Wort für fest). Besonders interessant ist dabei zu beobachten, wie sich die Lage dieser Kurven im Druck-Temperaturdiagramm mit zunehmendem Wassergehalt in den Schmel-

zen ändert (Abb. 12). Dies hat grossen Einfluss auf das Verhalten der Schmelzen beim Aufstieg durch die Erdkruste. Basaltische Schmelzen sind meist beinahe oder ganz frei von Wasser. Wasserfreie basaltische Schmelzen haben Temperaturen von über 1'200° und werden bei abnehmendem Druck zunehmend flüssiger, denn sie überschreiten die Liquiduskurve, und können dadurch besonders gut bis zur Erdoberfläche aufsteigen und dort basaltische Vulkane aufbauen (Abb 12A). Selbst wasserhaltige basaltische Schmelzen können es bis an die Oberfläche schaffen, bevor sie die Liquiduskurve unterschreiten, abkühlen und auszukristallisieren beginnen (Abb. 12 B).

Schmelzen granitischer Zusammensetzung hingegen enthalten meist Wasser. In den seltenen Fällen jedoch, wo sie frei von Wasser sind, können sie durch die Überschreitung des Liquidus ungehindert bis an die Erdoberfläche auf-

steigen und rhyolithische Vulkangesteine bilden (Abb. 12 C). Enthalten sie Wasser, sind sie bei den, für solche Schmelzen üblichen Temperaturen zwischen 700 und 800° zumindest teilweise verflüssigt. Sie unterschreiten jedoch die Soliduskurve noch bevor sie die Erdoberfläche erreichen und erstarren in der Tiefe zu Graniten (Abb 12 D).

Die Magmen, die als Lava die Erdoberfläche erreichen, müssen demnach in den allermeisten Fällen eine wasserarme basaltische Zusammensetzung haben, die allermeisten granitischen Schmelzen hingegen sind offenbar so reich an Wasser, dass sie bereits innerhalb der Kruste auskristallisieren. Die Aussagen der Experimente bestätigen somit ideal die Beobachtungen in der Natur. Weshalb Schmelzen wasserreich sein können und was uns dies über Vorgänge im Erdinneren erzählt, wird in Modul 4 (Plattentektonik) erläutert.

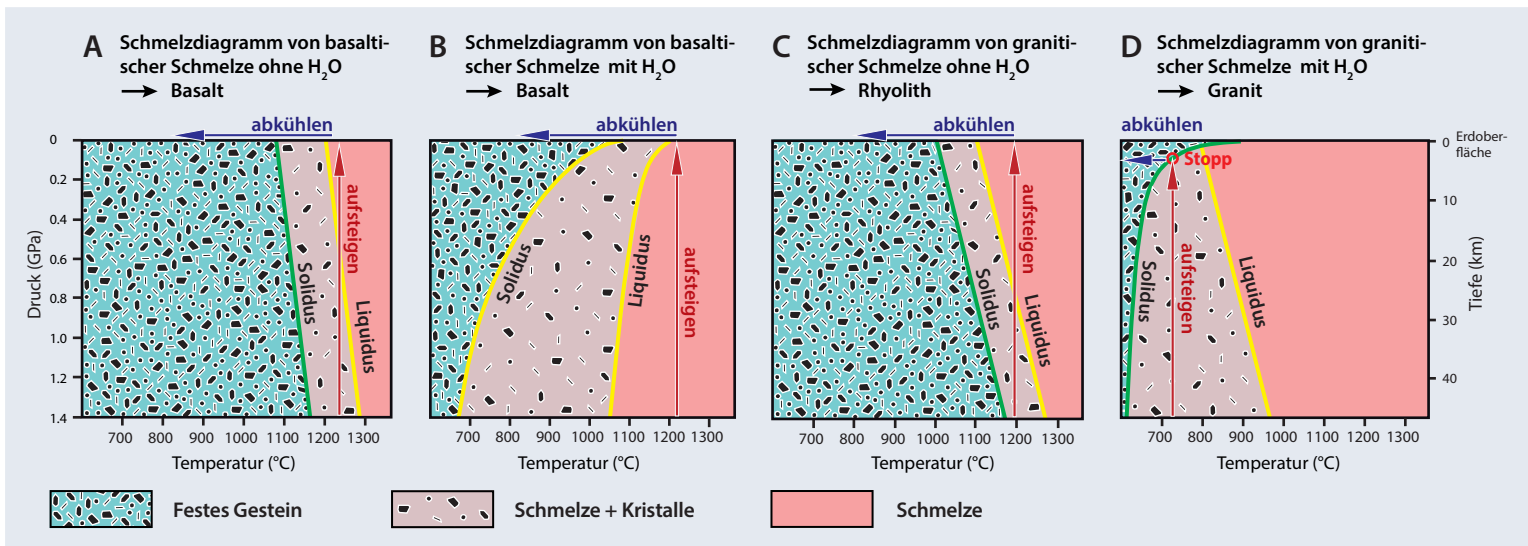


Abb. 12: Schmelzdiagramme für Schmelzen basaltischer und granitischer Zusammensetzung, jeweils ohne und mit Wasser. Wird die gelbe Liquiduskurve (lat. liquidus: flüssig) überschritten, ist das Gestein völlig aufgeschmolzen, wird die grüne Soliduskurve (lat. solidus: fest) überschritten, verfestigt sich das Gestein. Dazwischen liegt ein Bereich mit einem Gemisch aus Schmelze und Kristallen (,Kristallbrei'). Die unterschiedlichen Verhaltensweisen der Schmelzen sind Materialeigenschaften, vergleichbar mit dem Gefrier- und Siedepunkt des Wassers. Sie können - wenn überhaupt - nur auf atomarer Ebene erklärt werden.

4.4 Magmatische Lockergesteine

Bei Vulkaneruptionen werden grosse Mengen an Lockergestein ausgeschleudert. Dieses wird zusammenfassend **Tephra** genannt, ungeachtet seines Mineralgehaltes, der sich in der Regel von Auge nicht erkennen lässt. Ganz feines Material bis ca. 5mm Durchmesser wird als **Asche** bezeichnet, diese kann über 10 km hoch in die Atmosphäre geschleudert und mit dem Wind über grosse Distanzen verfrachtet werden. Bruchstücke bis 5 cm heissen **Lapilli**, solche über 5 cm **Schlacke**. Während ihres Flugs in zähflüssigem Zustand oft aerodynamisch geformte Lavabrocken werden als **Vulkanbomben** bezeichnet (Abb. 13). Verschmilzt heisse Tephra zu festen Schichten, spricht man von **Pyroklastika**. Pyros heisst auf altgriechisch Feuer, Klaster sind Gesteinsbruchstücke (vgl. Kap. 5, Sedimentgesteine).

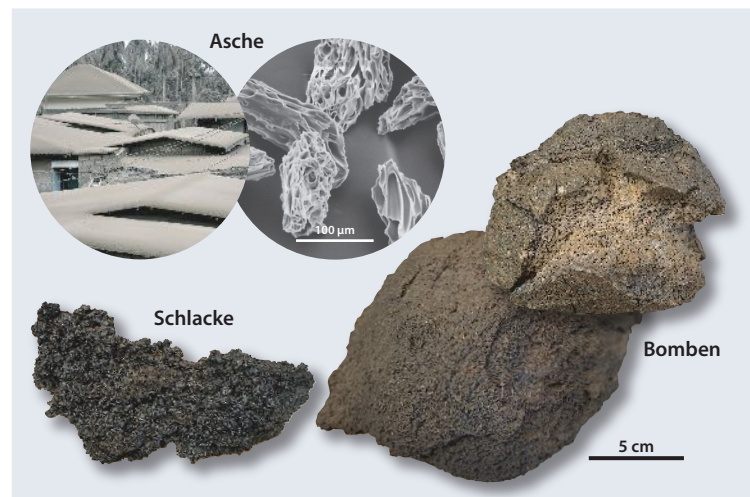


Abb. 13: Drei Arten von Tephra.

Tephra enthält manchmal wenige, oft jedoch sehr viele Gasblasen und kann aussehen wie versteinertes Schaum. Die Löslichkeit von Gasen in Flüssigkeiten und Schmelzen ist abhängig vom Umgebungsdruck. Gelangt Magma in die Nähe der Erdoberfläche, sinkt der darin herrschende Druck schlagartig. Darin gelöste Gase wie CO_2 und Wasser trennen sich dadurch vom Magma und perlen aus (Abb. 14). Dabei vervielfacht sich das Gesamtvolumen des Magmas. Zum Vergleich: in einer geschlossenen Sektflasche sind keine Gasblasen zu sehen, weil das darin enthaltene CO_2 vollständig in der Flüssigkeit gelöst ist. Wird die Flasche entkorkt, sinkt der Druck schlagartig und das CO_2 perlt aus. Dies führt zur Bildung von Schaum und einer Sektfontäne. Enthält das Magma eine grosse Menge an Gasen und Wasser, führt die schlagartige Volumenzunahme im engen Vulkanschlott zu einer Explosion, das Magma wird ausgeschleudert und schäumt weiter auf.

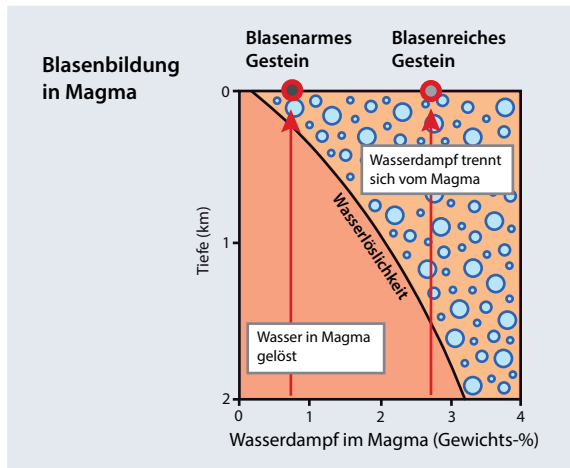


Abb. 14: Löslichkeit von Wasser in Magma in Abhängigkeit von der Tiefe: Blasenbildung in Magmen mit unterschiedlichem Wassergehalt.

4.5 Vulkanisches Glas

Kühlt eine Schmelze an der Erdoberfläche sehr schnell ab, fehlt die Zeit zum Kristallwachstum und sie erstarrt zu vulkanischem Glas (Abb. 8).

Obsidian ist ein schweres, brüchiges Glas, meist schwarz, seltener braun oder grün. Häufig ist Obsidian kompakt (Abb. 15), er kann aber auch vereinzelte Gasblasen enthalten. Bimsstein (Abb. 15) hingegen ist so schaumig, leicht und porös, dass er sogar auf Wasser schwimmt. Er entsteht durch Blasenbildung in sehr gas- und wasserreichem Magma (Abb. 14), das zusätzlich noch besonders zähflüssig ist. Bearbeitete Splitter von Obsidian sind äusserst scharf und dienten in der Steinzeit als Werkzeuge. Sie wurden über weite Distanzen gehandelt. Gemahlener Bimsstein wird bis heute als Schleifmittel in der Industrie verwendet.



Abb. 15: Obsidian, ein blasenarmes vulkanisches Glas und Bims, ein schaumiges vulkanisches Glas.

4.6 Gestein aus dem Erdmantel

Peridotit besteht hauptsächlich aus Olivin und ist das volumemässig häufigste Gestein der Erde. Trotzdem ist Peridotit an der Erdoberfläche äusserst selten anzutreffen, denn er baut den Erdmantel auf (vgl. Module 2 und 4). Dass er überhaupt zu finden ist, haben wir einerseits Vulkanen zu verdanken, die Peridotitbrocken durch die Erdkruste hindurch an die Oberfläche reissen (Modul 2, Abb. 5), und andererseits Gebirgsbildungsprozessen, die so tiefgreifend sein können, dass sogar Stücke des Erdmantels an die Oberfläche gepresst werden (Modul 5, Abb. 5). Seine auffällig grüne Farbe zeigt Peridotit nur auf frisch geschlagenen Bruchflächen. Olivin ist ein sehr verwitterungsanfälliges Mineral, das an der Oberfläche innert weniger Jahre eine ockerbraune, unansehnliche Kruste bildet, sobald es Regen und Sonne ausgesetzt ist (Abb. 16).

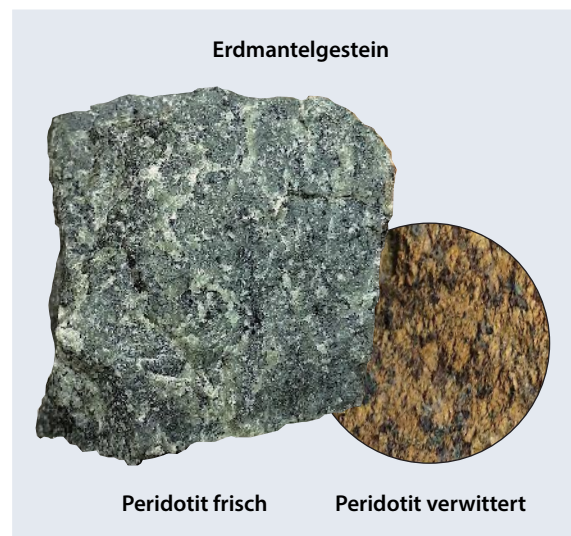


Abb. 16: Das Erdmantelgestein Peridotit.