

# Skript zur Vorlesung

# Geologie für Bauingenieure

Dr. A. Murr

## 1. Definitionen

- 1.1. Geologie
- 1.2. Minerale und Gesteine
- 1.3. Arbeitsmethoden in der Geologie
- 1.4. Wissenschaftsgebiete in der Geologie
  - 1.4.1. *Allgemeine Geologie*
  - 1.4.2. *Historische Geologie*
  - 1.4.3. *Angewandte Geologie*
  - 1.4.4. *Nachbardisziplinen*

## 2. Allgemeine Geologie

- 2.1. Entwicklungsgeschichte der Erde
  - 2.1.1. *Entstehung des Universums und der Erde*
  - 2.1.2. *Der Aufbau der Erde*
  - 2.1.3. *Gesteinsbildende Minerale*
  - 2.1.4. *Gesteine als Baumaterial der Erdkruste*
- 2.2. Geodynamik und Plattentektonik
  - 2.2.1. *Geotektonische Hypothesen*
  - 2.2.2. *Entwicklung des plattentektonischen Konzeptes*
  - 2.2.3. *Seafloor-Spreading und Magmengenese*
  - 2.2.4. *Subduktionszonen und Vulkanismus*
  - 2.2.5. *Transformstörungen*
  - 2.2.6. *Erdbeben*
- 2.3. Gebirgsbildung
  - 2.3.1. *Aufbau eines Gebirgssystems*
  - 2.3.2. *Die Anden - Gebirge ohne Kollision*
  - 2.3.3. *Struktur und Bau der Alpen*
- 2.4. Historische Geologie
  - 2.4.1. *Die Entwicklung des Lebens auf der Erde*
  - 2.4.2. *Die Entwicklung der Erde vom Präkambrium bis zur Gegenwart*
  - 2.4.3. *Die Geologie Deutschlands*

## 2.5. Mineralogie

- 2.5.1. *Wichtigste Mineralgruppen*
- 2.5.2. *Silikate und deren Einteilung*
- 2.5.3. *Mineralbestimmung*

## 2.6. Petrographie der Magmatite

- 2.6.1. *Vulkanismus*
- 2.6.2. *Plutonismus*
- 2.6.3. *Bildung von Magmatiten*
- 2.6.4. *Klassifikation von Magmatiten*
- 2.6.5. *Bautechnische Eigenschaften von Magmatiten*

## 2.7. Exogene Vorgänge und Kräfte

- 2.7.1. *Verwitterung*
- 2.7.2. *Exogene Vorgänge in den Klimazonen der Erde*
- 2.7.3. *Geologische Bedeutung der Meeresregionen*

## 2.8. Diagenese und Einteilung der Sedimentgesteine

- 2.8.1. *Diagenese*
- 2.8.2. *Klastische Sedimente*
- 2.8.3. *Chemische Sedimente*
- 2.8.4. *Eigenschaften von Sedimentgesteinen*

## 2.9. Gesteinsmetamorphose

- 2.9.1. *Arten der Metamorphose*
- 2.9.2. *Metamorphe Gesteine*
- 2.9.3. *Gefügeeigenschaften von Metamorphiten*

## 3. Angewandte Geologie

### 3.1. Die geologische Karte

- 3.1.1. *Aufnahme geologischer Gegebenheiten*
- 3.1.2. *Fernerkundung*
- 3.1.3. *Bohrungen*
- 3.1.4. *Geophysikalische Erkundungen*
- 3.1.5. *Darstellung in der geologischen Karte*

### 3.2. Ingenieurgeologie

- 3.2.1. *Bodenmechanische Kennwerte*
- 3.2.2. *Felsmechanische Kennwerte*
- 3.2.3. *Kennwerte von Gebirge*
- 3.2.4. *Klassifikation von Boden und Fels für bautechnische Zwecke*

### 3.3. Hydrogeologie

- 3.3.1. *Grundwasser – Neubildung und Dynamik*
- 3.3.2. *Hydraulische Leitfähigkeit der Gesteine*
- 3.3.3. *Grundwassererschließung und Brunnenbau*
- 3.3.4. *Grundwasserschutz*

## 1. Definitionen

### 1.1. Geologie

**Geologie** ist die Wissenschaft der Geschichte der Erde und der Entwicklung des Lebens auf der Erde (BRINKMANN & ZEIL, 1984). Es wird zwischen allgemeiner und angewandter Geologie weiter unterschieden. Die **allgemeine Geologie** ist die Lehre vom Stoffbestand und Bauplan der Erden, von den Vorgängen, die sich auf ihr und in ihr vollziehen sowie den physikalischen, chemischen und biologischen Gesetzmäßigkeiten, die den Erscheinungen zugrunde liegen. Die **angewandte Geologie** ist die Anwendung der Methoden und Erkenntnisse aus der allgemeinen Geologie auf die Praxis.

Das **Forschungsgebiet** der Geologie ist die Erdkruste bzw. der äußere Teil der Erdkruste, welcher einer Betrachtung zugänglich ist, das Forschungsobjekt ist das Gestein. Aus der Auswertung unterschiedlicher Daten aus Gesteinen (Zusammensetzung, Struktur, Fossilinhalt etc.) versucht der Geologe Aussagen über die Entwicklungsgeschichte des Gesteins sowie verallgemeinert über die Geschichte des entsprechenden Gesteinsverbandes zu treffen. Dafür benötigt der Geologe freigelegte Gesteinseinheiten (sog. Aufschlüsse). Das können **natürliche Aufschlüsse** (d.h. natürliches Auftreten an der Gesteinsoberfläche) oder **künstliche Aufschlüsse** (z.B. Steinbrüche, Bergwerke, Aufschlüsse im Zuge von Baumaßnahmen) sein. Ein Spezialfall stellen Bohrungen dar, welche ebenfalls punktuelle Aussagen über das erbohrte Material zulassen.

Die tiefsten Bohrungen oder künstlichen Aufschlüsse reichen einige km in die Tiefe. Eine Aussage über die direkte Untersuchung von Aufschlüssen ist somit auf die obere Kruste beschränkt. Aussagen über größere Tiefen sind z.B. an Positionen, in denen Gesteine aus größeren Tiefen durch z.B. plattentektonische oder magmatische (Fremdgesteinseinschlüsse) Vorgänge wieder an die Erdoberfläche gelangen, möglich.

Da die Geologie versucht, Aussagen über die Entwicklung der Erde i.w.S. zu treffen, ist sie eine historische Wissenschaft (im Gegensatz zu benachbarten Disziplinen wie Mineralogie, Kristallographie etc.). Augenzeugenberichte reichen bestenfalls einige Jahrtausende zurück, so daß der Geologe auf Interpretationen angewiesen ist.

Wie in anderen Naturwissenschaften auch wird das Prinzip des **Uniformismus** angewendet, welches besagt, daß in der Natur Gesetzmäßigkeiten existieren, die sich im Laufe der Zeit nicht ändern. In der Geologie kommt zudem das Prinzip des **Aktualismus** zu Tragen. Demnach kann Vergangenes durch beobachtbare Vorgänge aus der Gegenwart erschlossen werden. Dieses Prinzip ist nicht uneingeschränkt anwendbar. Beispielsweise gab es in früher Erdgeschichte andere chemische Bedingungen (z.B. in der Atmosphäre), die zu Gesteinen führten, die sich aufgrund heutiger Beobachtungen nicht erklären lassen.

## 1.2. Minerale und Gesteine

**Minerale** sind natürlich vorkommende, anorganische feste Elemente oder chemische Verbindungen, die durch eine charakteristische Internstruktur (Kristallgitter) gekennzeichnet sind. Zusätzlich werden einige amorphe Substanzen (z.B. Opal) zu den Mineralen gezählt.

**Gesteine** sind miteinander verzahnte oder sich berührende Körner von Mineralen. Zu den Gesteinen werden sowohl Festgesteine (z.B. Granit, Basalt) als auch Lockergesteine (z.B. Kies, Sand) gezählt. Ein Gestein kann aus verschiedenen Mineralen zusammengesetzt sein (z.B. Granit aus i.w.S. Quarz, Feldspat, Glimmer) oder aus einer einzelnen Mineralart (z.B. Kalkstein, Marmor). In letzterem Fall handelt es sich um ein monomineralisches Gestein. Da am Aufbau eines Kalksteins oder Marmors viele einzelne Mineralkörner beteiligt sind, handelt es sich um ein Gestein und kein Mineral.

Je nach Bildungsbedingungen können Gesteine in unterschiedliche Gruppen unterteilt werden:

- **Magmatische Gesteine (Magmatite)** entstehen durch Kristallisation aus einer Schmelze. Kristallisiert die Schmelze in großer Tiefe (> ca. 1 km) aus, haben die einzelnen Mineralphasen Zeit zum Wachstum. Es bilden sich Gesteine, die aus grobkörnigen Mineralen bestehen (Plutonite). Erstarrt eine Schmelze im Bereich der Erdoberfläche, ist die Kristallisationsdauer wesentlich kürzer, die einzelnen Minerale sind meist deutlich kleiner bis mit bloßem Auge nicht mehr erkennbar (Vulkanite).
- **Sedimente** bilden sich durch Umwandlung aus Primärgesteinen, d.h. Abtragung eines Ausgangsgesteines, Transport durch ein Transportmedium (Wasser, Luft, Eis) und Ablagerung. Durch überlagernden Druck kann das Gestein kompaktiert und verfestigt werden. Man spricht dann von einem **Sedimentgestein**.
- Durch Druck und Temperatur kann es in Gesteinen zu Mineralum- und Neubildungen kommen. **Metamorphe Gesteine** entstehen, wenn aus Ausgangsgesteinen (Sedimentgesteine, magmatische Gesteinen oder metamorphe Gesteine) neue Gesteine durch Mineralumbildungen aufgrund erhöhter Druck- und Temperaturverhältnisse entstehen.

## 1.3. Arbeitsmethoden in der Geologie

Der Geologe zieht Schlüsse aus den Gesteinen. Dabei stößt er auf Probleme der zeitlichen Dimension. Da geologische Prozesse normalerweise ausgesprochen langsam ablaufen (z.B. Subduktion ozeanischer Kruste, Seafloor Spreading, Ablagerung von Sedimentgesteinen), gibt es nur selten Möglichkeiten, geologische Vorgänge zu beobachten und daraus auf Vorgänge in der Vergangenheit zu schließen (z.B. Vulkanausbrüche, Erdbeben etc.). Abb. 1.3.1 verdeutlicht dieses Problem. In der Abbildung sind 2 Photographien der gleichen Lokalität dargestellt, die im Abstand von 100 Jahren aufgenommen worden sind. In dieser für das menschliche Verständnis langen Zeit sind kaum Unterschiede in den beiden Abbildungen zu erkennen. Selbst



die Erosion, bei der es sich um einen geologisch „schnellen“ Vorgang handelt, ist somit in dieser zeitlichen Dimension kaum nachzuweisen.

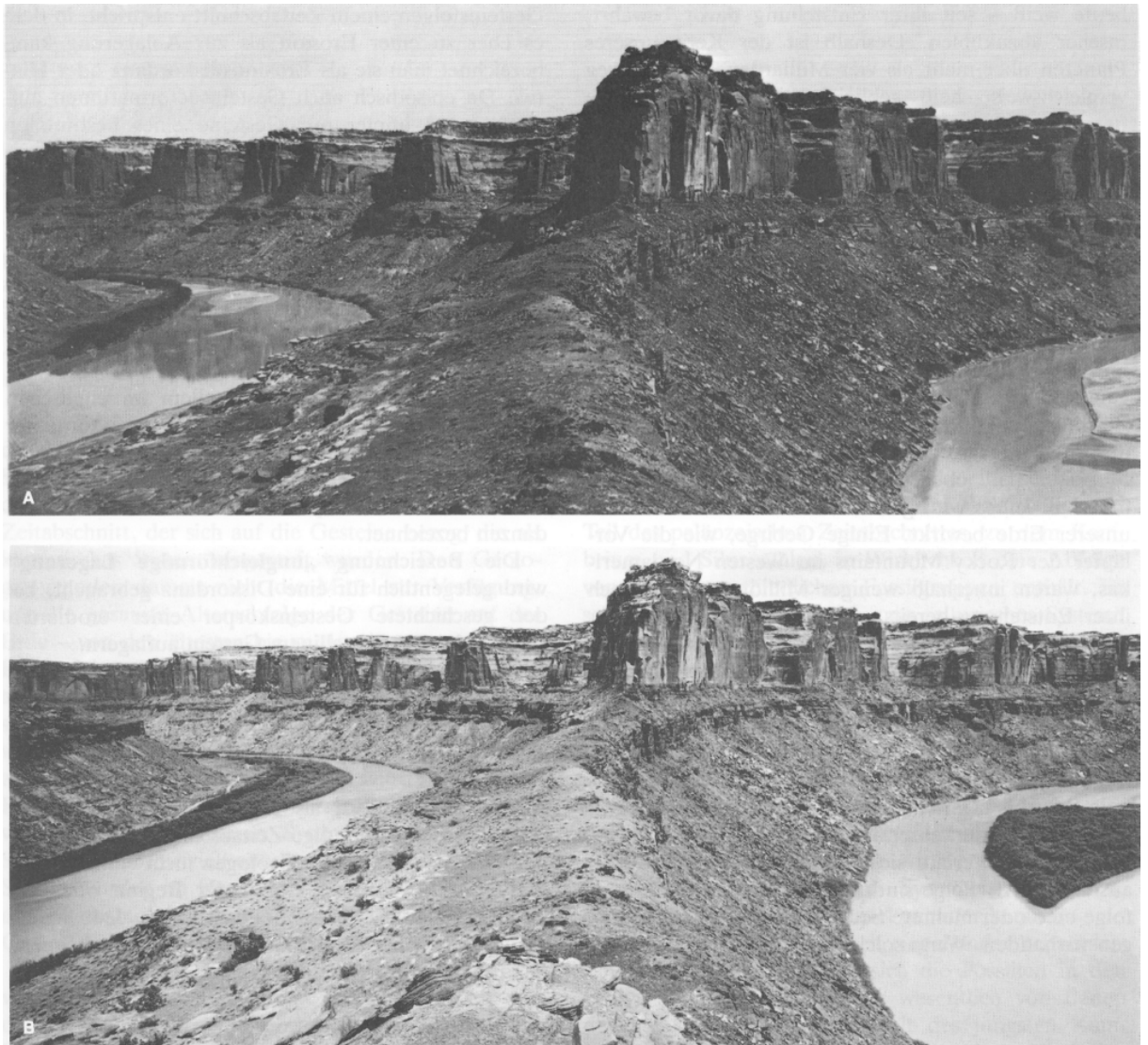


Abb. 1.3.1: Darstellung einer Flußbiegung im zeitlichen Abstand von 100 Jahren. Erläuterungen siehe Text (aus: STANLEY, 1994).

Da die zeitliche absolute Komponente schwer erfassbar ist, stützt sich die Geologie auf allgemeingültige Aussagen über Altersbeziehungen von Gesteinen, die im 17. Jhdt. von NIKOLAUS STENO erstmalig formuliert worden sind:

- In einer ungestörten Schichtfolge liegen die älteren Gesteine unten (**Lagerungsgesetz**).
- Prinzip der ursprünglich **horizontalen Ablagerung** der Schichten (nur bedingt richtig, da es z.B. in Dünensanden auch eine primäre schräge Ablagerung gibt).
- Prinzip der ursprünglich **lateralen Kontinuität** (d.h. Gesteine können verbunden gewesen sein, auch wenn dies rezent nicht mehr der Fall ist, z.B. beiderseits eines Tals).

Weitere Prinzipien zur Ableitung von relativen Altersangaben sind:

- Verwerfungen/ Störungen sind jünger als das Gestein, welches sie durchschlagen.
- Magmatische Gänge sind ebenfalls jünger als das Gestein, in denen sie sich befinden (vgl. Abb. 1.3.2).

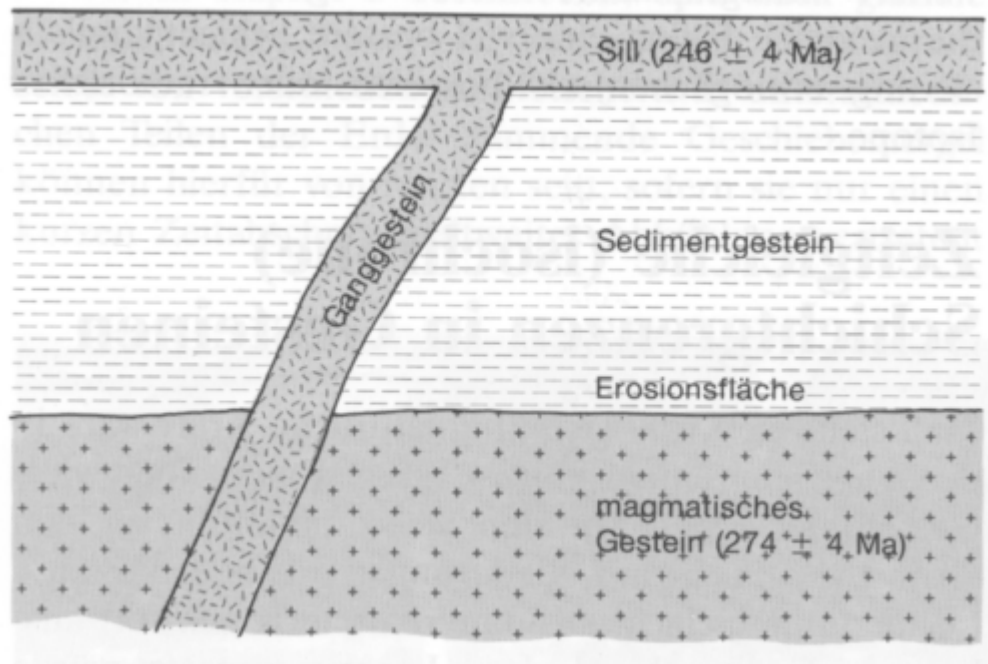


Abb. 1.3.2: Angabe des relativen Alters: Das Ganggestein ist jünger als die Nebengesteine. Falls das Alter eines der Nebengesteine absolut datiert worden ist, kann dieses Alter als Maximalalter für das Ganggestein gelten. In vorliegendem Beispiel wurde das liegende magmatische Gestein mit 274 Ma datiert, das Ganggestein mit 246 Ma. Das Sedimentgestein liegt somit zwischen diesen beiden Altern. Auf diese Weise kann es möglich sein, aus relativen Betrachtungen absolute Alter von Gesteinen abzuleiten.

- Ein Gesteinskörper ist jünger als ein anderer, von dem irgendeine seiner Bestandteile stammen (z.B. ist ein Konglomerat stets jünger als die Gesteinsfragmente/ Gerölle, aus welchem das Konglomerat zusammengesetzt ist).

Eine wichtige Möglichkeit der **relativen Datierung** von Gesteinen stellen Fossilien (Zeugen des früheren Lebens) dar. Ein Ammonit aus dem Jura kann nur in jurassischen Gesteinen auftreten. Kann man ein Fossil eindeutig bestimmen, kann man auch das relative Alter des Gesteins angeben, in dem es vorkommt. Zudem lassen sich Gesteinseinheiten über ihren Fossilinhalt über einen weiten lateralen Bereich parallelisieren. Fossilien lassen sich nur in Sedimentgesteinen nachweisen. Lediglich in Ausnahmen (z.B. Pollenuntersuchungen) ist ein Erkennen in metamorphen Gesteinen möglich.

**Absolute Datierungen** sind durch Bestimmung von Gehalten an radioaktiven Elementen mit bekannter Halbwertszeit und bekanntem Anfangsverhältnis möglich (vgl. Kap. 2.1.1.).

## 1.4. Wissenschaftsgebiete in der Geologie

### 1.4.1. *Allgemeine Geologie*

Die Allgemeine Geologie ist die Lehre vom Stoffbestand und Bauplan der Erde sowie den physikalischen, chemischen und biologischen Gesetzmäßigkeiten, die zugrunde liegen. Die allgemeine Geologie unterteilt sich in mehrere Fachbereiche:

- **Exogene Dynamik** untersucht die Einflüsse, welche die Ausbildung der Erdkruste von außen bestimmen. Dazu gehören z.B. Verwitterung, Erosion, Stofftransport/ Verfrachtung, Akkumulation von Sedimenten etc..
- **Endogene Dynamik** untersucht die Einflüsse, die von Innen auf die Ausbildung der Erde einwirken. Dazu gehören z.B. Hebungen, Faltungen etc..
- Die **Tektonik** befaßt sich mit dem Bau der Erdkruste sowie der Beschreibung von Bewegungen, die zu diesem Bau geführt haben (Faltungen, Störungen, Aufschlüsselung von Biege- und Bruchstrukturen) und ist somit Teil der endogenen Dynamik.
- Die **Geodynamik** befaßt sich mit großräumigen Bewegungen der Erdkruste (Theorie der Plattentektonik), d.h. der mobilistischen Theorie von sich bewegenden Platten auf der Erde.

### 1.4.2. *Historische Geologie*

Ziel der Geologie ist die Aufstellung einer umfassenden Geschichte der Erde mit Methoden der allgemeinen Geologie und Nebengewissenschaften. Die historische Geologie bezieht die zeitliche Dimension mit ein und versucht somit, vergangene Zustände auf der Erde zu rekonstruieren (Stratigraphie = relative Altersabfolge, Paläoklimatologie, Paläogeographie, Paläontologie). Die Erstellung einer Zeitskala der Erdgeschichte (Abb. 1.4.1) ist somit ein Ergebnis der historischen Geologie.

### 1.4.3. *Angewandte Geologie*

Die angewandte Geologie beschäftigt sich mit der Anwendung der geologischen Methoden in der Praxis. Teilbereiche der angewandten Geologie sind die **Fernerkundung** (Gewinnung geowissenschaftlicher Daten ohne direkten Kontakt zum Forschungsobjekt), die **Lagerstättenkunde** (Erkundung und Untersuchung natürlicher Rohstoffe) sowie die **Ingenieurgeologie** (Untersuchung der Eigenschaften und des Verhaltens geologischer Körper als Baugrund, Baugrund und Baustoff) oder **Baugeologie** (Nutzung und Anwendung geologischer Erkenntnisse für Aufgaben im Bauwesen). Weiterer Teilbereich der angewandten Geologie ist die **Hydrogeologie** (vgl. Kap. 3.3).

### 1.4.4. *Wissenschaftsgebiete*

- **Petrologie**: Erforschung der Zusammensetzung und Entstehung der Gesteine
- **Geochemie**: Chemie der Erde, d.h. Verteilung und Bewegung chemischer Elemente auf der Erde (sowie im Universum = Kosmochemie)
- **Geophysik**: physikalische Vorgänge innerhalb der Erde (z.B. Bewegungen von Gesteinen in großer Tiefe). Da derartige Vorgänge nicht direkt beobachtbar sind, kommen vorwiegend indirekte Methoden (z.B. Seismik) zum Einsatz.

- **Mineralogie:** Lehre der Minerale (Entstehung, Umwandlungen etc.); **technische Mineralogie:** Verhalten von Mineralen in Kunststeinen (Keramik).
- **Geomorphologie** (Teilgebiet der Geographie) beschäftigt sich mit der Ausbildung von oberflächlichen Strukturen.

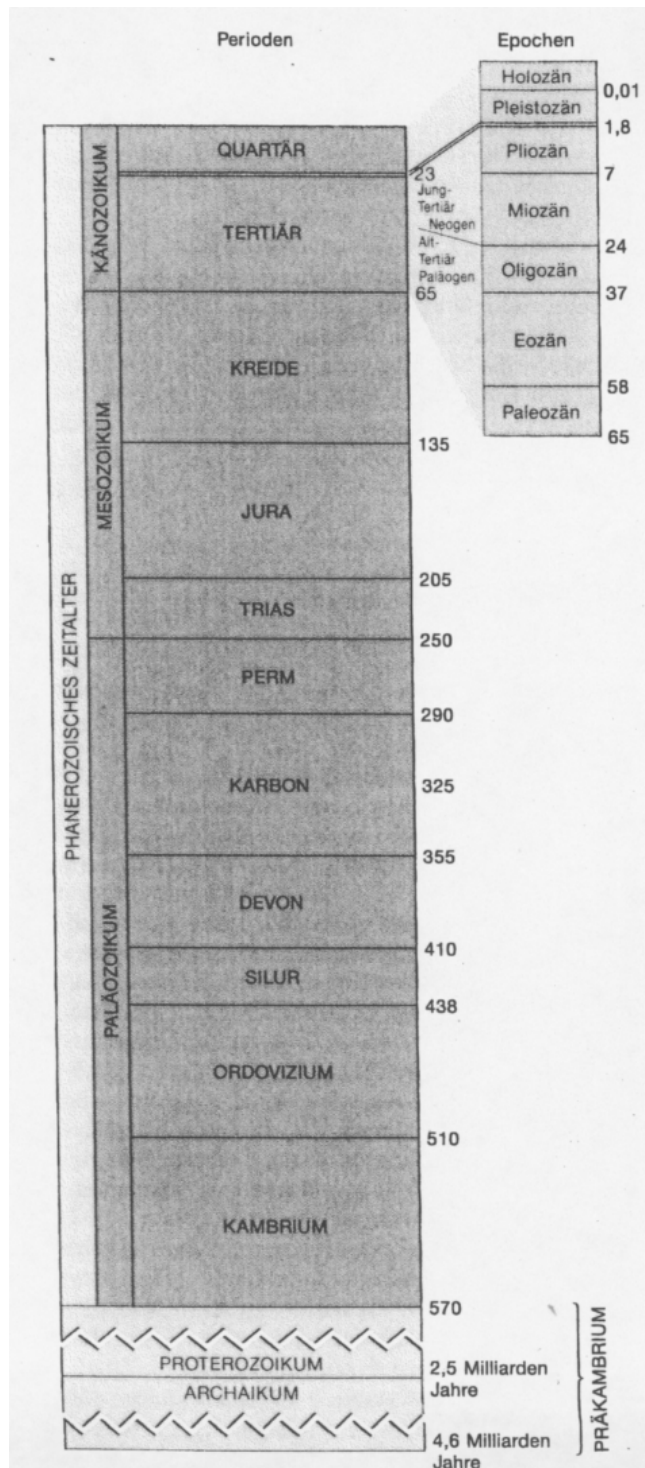


Abb. 1.4.1: Geologische Zeitskala, in der absolute Altersangaben integriert sind (aus: STANLEY, 1994).

## 2. Allgemeine Geologie

### 2.1. Entwicklungsgeschichte der Erde

#### Alter des Universums und der Erde

Aufgrund des Auftretens von Wasser auf der Erde ist hohe Erosion (Abtragung) vorhanden. Alte Gesteine als Zeugen der Frühphase der Erde sind daher nicht bzw. nur selten auf der Erde anzutreffen. Zudem herrscht auf der Erde ein Kreislauf der Gesteine aufgrund exogener (Verwitterung, Verfrachtung) und endogener Vorgänge (Plattentektonik). Gesteinsproben, von denen angenommen wird, daß sie ursprüngliches Material des Sonnensystems darstellen, sind **Meteoriten** (Steinmeteoriten aus silikatischem Material, Eisenmeteoriten aus Fe-Ni-Legierungen; Stein-Eisenmeteoriten). Über radioaktive absolute Datierungen an vielen Meteoriten ergab sich eine Häufung bei einem Alter von **4,6 Milliarden Jahren**. Radioaktive Datierungen sind Berechnungen des absoluten Alters von Gesteinen durch radioaktiven Zerfall.

Bevor derartige Datierungen, die eine exakte Bestimmung von Isotopenverhältnissen voraussetzen (Massenspektrometer), möglich waren, war die Wissenschaft bei der Bestimmung des Erdalters auf Berechnungen angewiesen. Lord Kelvin beispielsweise errechnete gegen Ende des 19. Jahrhunderts das absolute Erdalter aus der Abkühlungsrate der Erde zu 20-40 Millionen Jahren. Dagegen nahmen Geologen durch bestehende Mächtigkeiten von Sedimenten (teils mehrere km mächtig) und Beobachtungen von Sedimentationsraten (=Aktualismus) ein weitaus höheres Alter an. Die Berechnung von Lord Kelvin ergab deshalb zu geringe Werte, da er die Wärmezufuhr aus dem Erdinneren durch den radioaktiven Zerfall nicht berücksichtigen konnte.

Bei **absoluten Altersbestimmungen** wird der radioaktive Zerfall bestimmter Isotope ausgenutzt. **Isotope** sind Bestandteile eines chemischen Elementes, die sich bezüglich Neutronenanzahl im Kern und somit im Atomgewicht unterscheiden. Radioaktive Isotope zerfallen unter Abstrahlung von Alpha-Teilchen (2 Protonen, ein Neutron) oder Beta-Teilchen (Elektron) oder Gamma-Teilchen (Energiequant). Durch Aussendung eines Beta-Teilchens wird aus einem Neutron ein Proton (neues Element). Die Zerfallsrate ist konstant, so daß sich für jedes Isotopenpaar (Mutter- und Tochterisotop) eine konstante Halbwertszeit ergibt (vgl. Abb. 2.1.1 und 2.1.2).

| Radioaktives Isotop | umgefähre Halbwertszeit | Zerfallsprodukt |
|---------------------|-------------------------|-----------------|
| Rubidium 87         | $48,6 \times 10^9$      | Strontium 87    |
| Thorium 232         | $14,0 \times 10^9$      | Blei 208        |
| Kalium 40           | $1,3 \times 10^9$       | Argon 40        |
| Uran 238            | $4,5 \times 10^9$       | Blei 206        |
| Uran 235            | $0,7 \times 10^9$       | Blei 207        |
| Kohlenstoff 14      | 5730                    | Stickstoff 14   |

Abb. 2.1.1: Halbwertszeiten verschiedener Isotopenpaare (aus: STANLEY, 1994)

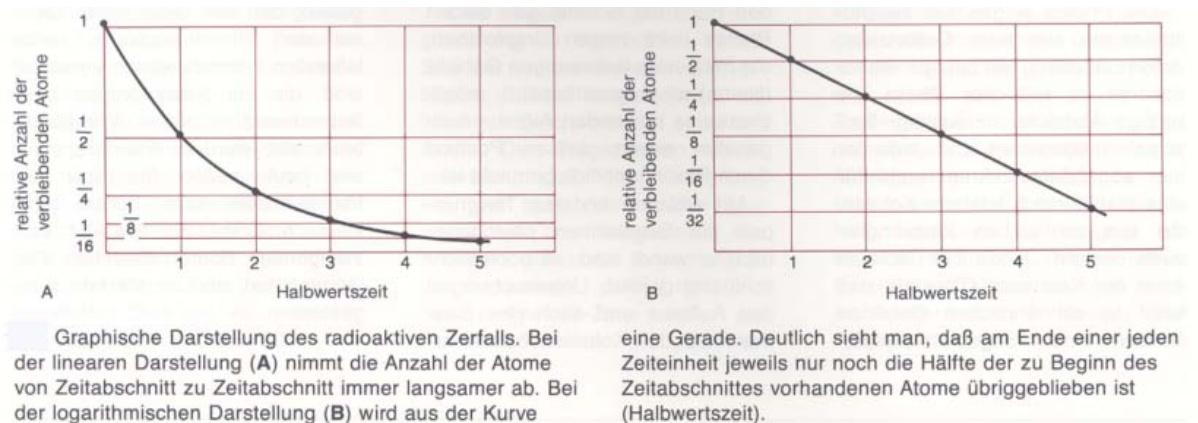


Abb. 2.1.2: Definition der Halbwertszeit (aus: STANLEY, 1994).

Aus einem Vergleich mit nicht-radiogenen Isotopen, die in konstantem Verhältnis zum radiogenen Isotop stehen, kann das absolute Alter errechnet werden. Meßtechnische Voraussetzung ist eine genaue Ermittlung der Verhältnisse von nicht-radiogenem zu radiogenem Isotop (Massenspektrometer).

Absolute Datierungen werden an magmatischen Gesteinen oder metamorphen Gesteinen durchgeführt. Dabei wird in neugebildeten Mineralen (z.B. Zirkon) die Isotopenzusammensetzung ermittelt. Bei metamorphen Gesteinen kann eine Neubildung an einem Kern eines älteren Minerals stattfinden. Eine Bestimmung der Isotopenzusammensetzung würde bei derartigen zonierten Mineralen zu Mischaltern führen. Eine genaue Bestimmung ist durch punktuelle Analyse (Ionensonde) möglich. Eine Datierung von Sedimentgesteinen ist problematisch. In Sandsteinen beispielsweise geben absolute Datierungen an Einzelkörnern lediglich das Alter des Einzelkorns wider, welches deutlich höher sein kann als das Alter des Sandsteines. Bei der Beurteilung von absoluten Altersdatierungen ist demnach zu überprüfen, wie die Bestimmung durchgeführt wurde.

An **Mondgesteinen** wurden Alter von 4,6 Milliarden Jahren datiert. Dabei handelt es sich um das tatsächliche Mondalter, da auf dem Mond weder Erosion/ Abtragung stattfindet (kein Wasser vorhanden, keine Atmosphäre), noch plattentektonische Vorgänge ablaufen (plattentektonische Vorgänge werden durch Temperaturdifferenzen zwischen Innerem und Äußerem eines Planeten/ Himmelskörpers angetrieben; da der Mond aufgrund seiner geringen Größe schnell abgekühlt sein muß, sind keine größeren Materialumsätze in dessen Geschichte zu erwarten). Da sowohl Meteoriten als auch der Mond ein Alter von 4,6 Milliarden Jahren aufweisen, ist anzunehmen, daß auch das **Alter der Erde 4,6 Milliarden Jahre** beträgt.

Das Alter des Universums kann aus dem sogenannten Dopplereffekt errechnet werden (vgl. [Abb. 2.1.3](#)). Geht man von der Urknalltheorie aus, bewegen sich die Galaxien auseinander. Durch diese Expansion kommt es zu einer spektralen Verschiebung des Lichtes (Rotverschiebung), aus deren Intensität sich die Expansionsgeschwindigkeit ableiten läßt. Über eine Rückrechnung läßt sich ermitteln, wann alle Galaxien an einem Ursprung gewesen sein

müssen. Daraus ergibt sich der Zeitpunkt des Urknalls sowie das Alter des Universums (**17 Milliarden Jahre**).

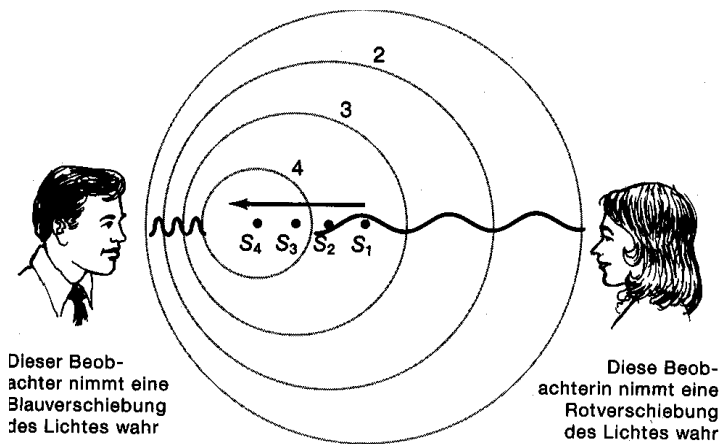


Abb. 2.1.3: Dopplereffekt. Der Punkt S bewegt sich nach links (S1-S4). Würde der Punkt Licht emittieren, würde die linke Person eine Blauverschiebung, die rechte eine Rotverschiebung des Lichtes wahrnehmen (aus: STANLEY, 1994).

Die Planeten

In unserem Sonnensystem existieren **4 erdähnliche Planeten** (Merkur, Venus, Mars, Erde; vgl. Abb. 2.1.4), die aus Metallen und Gesteinsmaterial bestehen (aufgrund der Position zur Sonne und der Größe abzuleiten). Die äußeren Planeten sind größer und enthalten mehr leichte Elemente.

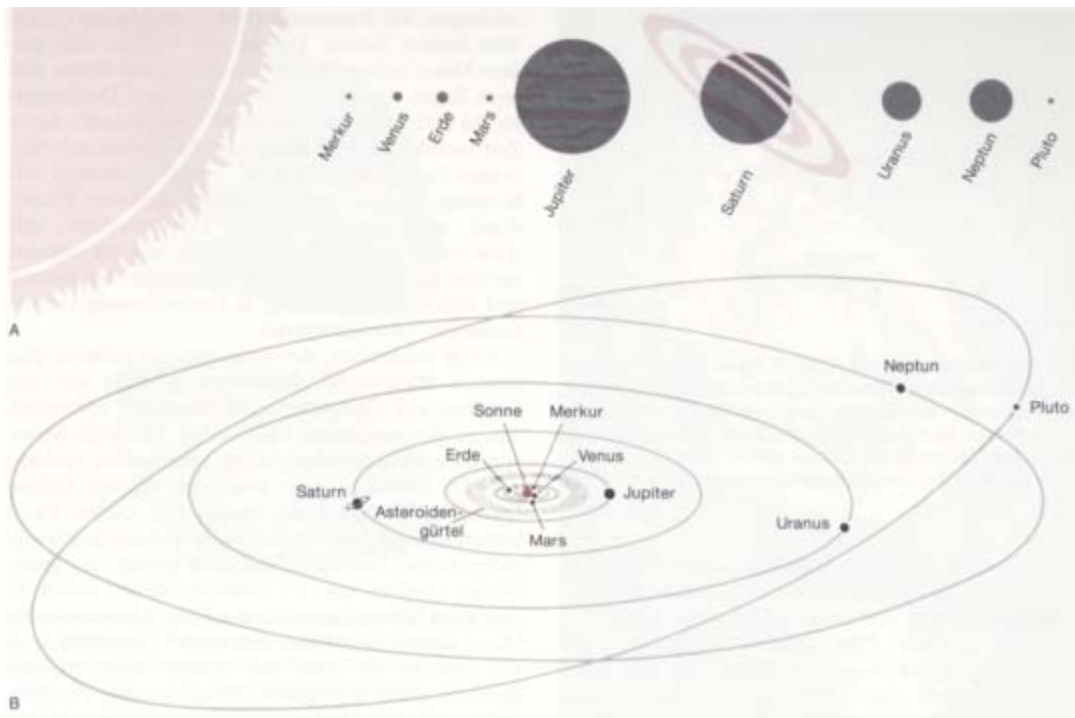


Abb. 2.1.4: Darstellung der Größe und Lage der Planeten unseres Sonnensystems (aus: STANLEY, 1994).



Der **Merkur** als innerster Planet hat eine hohe Dichte und besteht wohl zu einem hohen Anteil aus Eisen bzw. Legierungen. Die Tages- und Nachttemperaturen liegen zwischen 425°C und –175 °C.

Die **Venus** liegt näher zur Sonne als die Erde und hat daher höhere Oberflächentemperaturen. Flüssiges Wasser kann es daher nicht geben. Man geht von einer CO<sub>2</sub>-Atmosphäre mit extremen Treibhauseffekt (langwellige Sonnenstrahlung wird zurückgehalten) aus, so daß hohe Oberflächentemperaturen angenommen werden können.

Die **Erde** enthält aufgrund der größeren Entfernung zur Sonne (geringere Oberflächentemperaturen) flüssiges Wasser. Aufgrund der Anwesenheit von Gewässern konnte aus einer ursprünglichen CO<sub>2</sub>-haltigen Atmosphäre CO<sub>2</sub> entzogen werden (Bildung von Karbonatgesteinen), so daß kein vergleichbarer Treibhauseffekt wie auf der Venus besteht. Damit ist die Grundvoraussetzung für die Entstehung von Leben gegeben. Die Ozonschicht der Erde konnte sich erst nach Bildung einer O<sub>2</sub>-haltigen Atmosphäre ausbilden. Somit war zu Beginn der Entwicklung des Lebens eine hohe UV-Strahlung vorhanden, die aufgrund von hohen Mutationsraten die Diversität förderte.

Der **Mars** hat eine geringere Dichte als die Erde und somit einen geringeren Atmosphärendruck. Aufgrund der geringeren Oberflächentemperaturen existiert auf dem Mars kein flüssiges Wasser. Wasser ist auf dem Mars an den Polkappen in Form von Eis vorhanden.

### 2.1.1. *Entstehung des Universums und der Erde*

#### Ursprung Sonnensystem und Erde

Eine Theorie zur Entstehung eines Sonnensystems ist die sogenannte **Sonnennebel-Theorie**. Demnach entsteht ein Sonnensystem aus einer **kosmischen Staubmasse**. Eine Sonne (bzw. ein Stern) entsteht durch Kontraktion einer kosmischen Wolke, Planeten entstanden während oder kurz nach der Entstehung der Sonne. Durch die Rotation der kosmischen Wolke wurden leichte, flüchtige Elemente ausgeschleudert, dichte Materie blieb zurück. Als die rotierende Wolke eine gewisse Dichte und Rotationsgeschwindigkeit erreichte, flachte sie ab. Material aus der Scheibe konzentrierte sich in Ringen (Planetesimalen), die später zu Planeten kondensierten (vgl. Abb. 2.1.5).



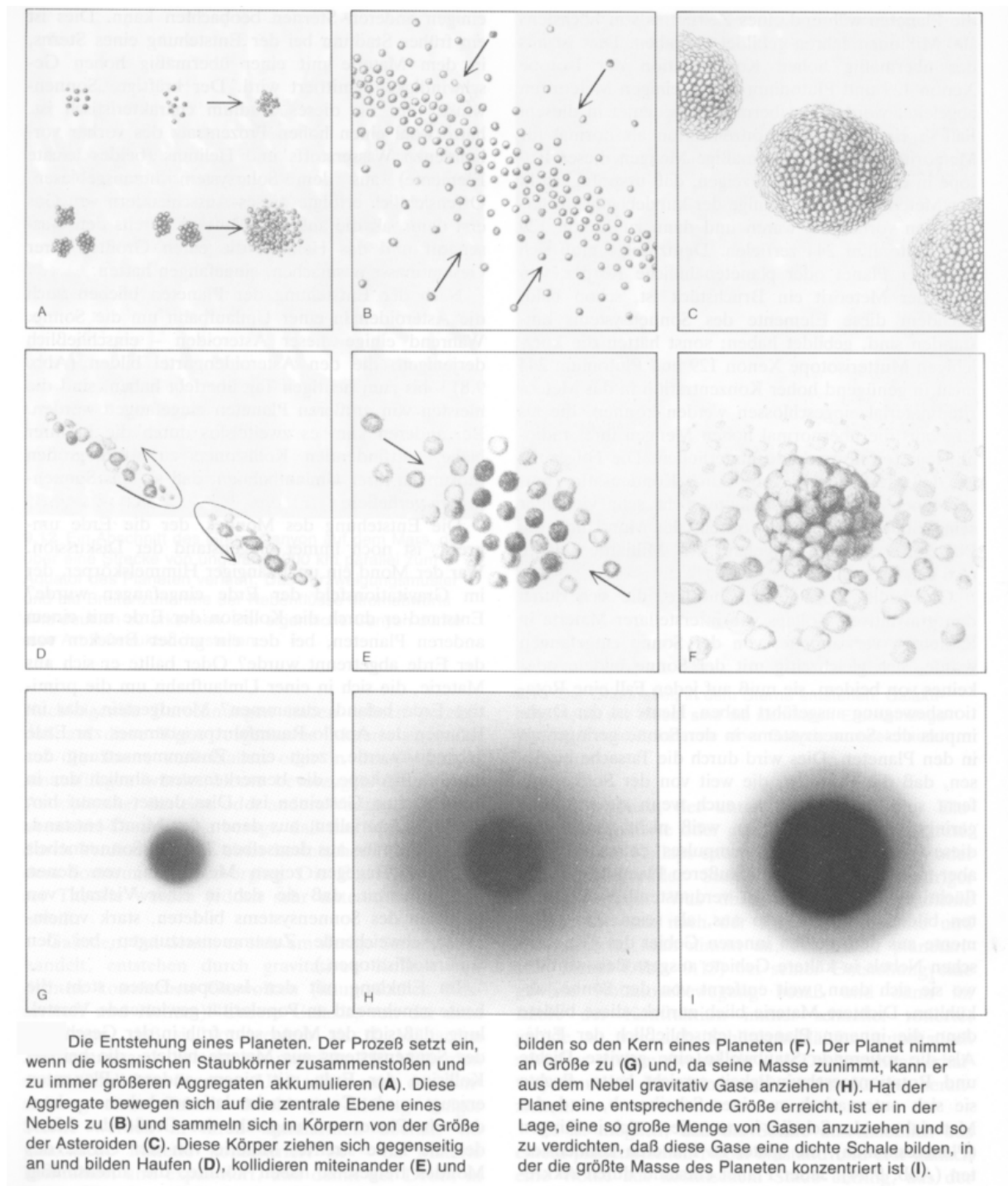


Abb. 2.1.5: Entstehung von Planeten (aus: STANLEY, 1994).

### 2.1.2. Der Aufbau der Erde

Die Erde zeigt einen **konzentrischen Schalenbau**, wobei Schalen mit geringer Dichte (Atmosphäre) außen liegen (vgl. [Abb. 2.1.6](#)). Erkenntnisse über den Aufbau der Erde können über geophysikalische Methoden gewonnen werden, da Gesteine aus dem Erdmantel nur sehr selten an die Erdoberfläche gelangen.

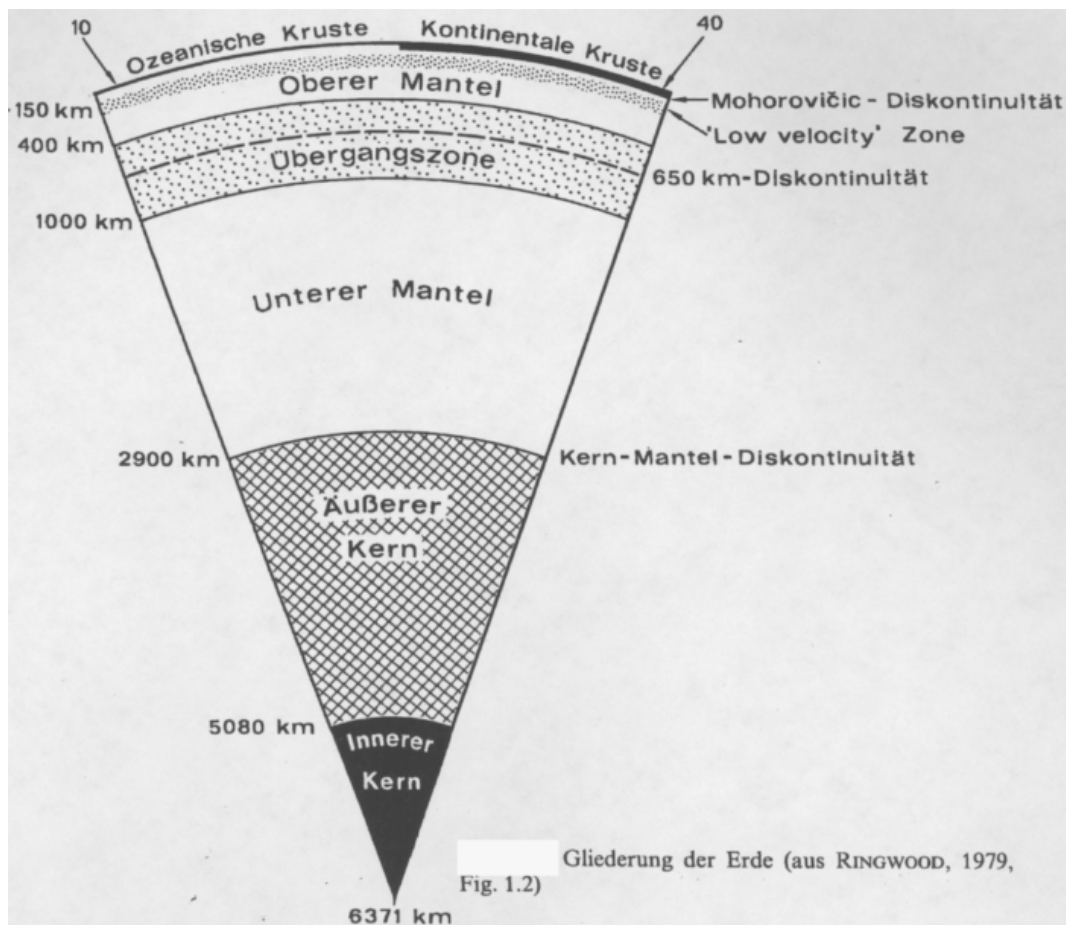


Abb. 2.1.6: Darstellung des Schalenbaus der Erde (aus: RINGWOOD, 1979). Erläuterungen siehe Text.

Für die Untersuchung des Erdaufbaus ist insbesondere die **Seismik** (Auswertung von Erdbebenwellen) wichtig. Über Seismographen (vgl. Abb. 2.1.7) können Erdbebenwellen erfaßt werden.

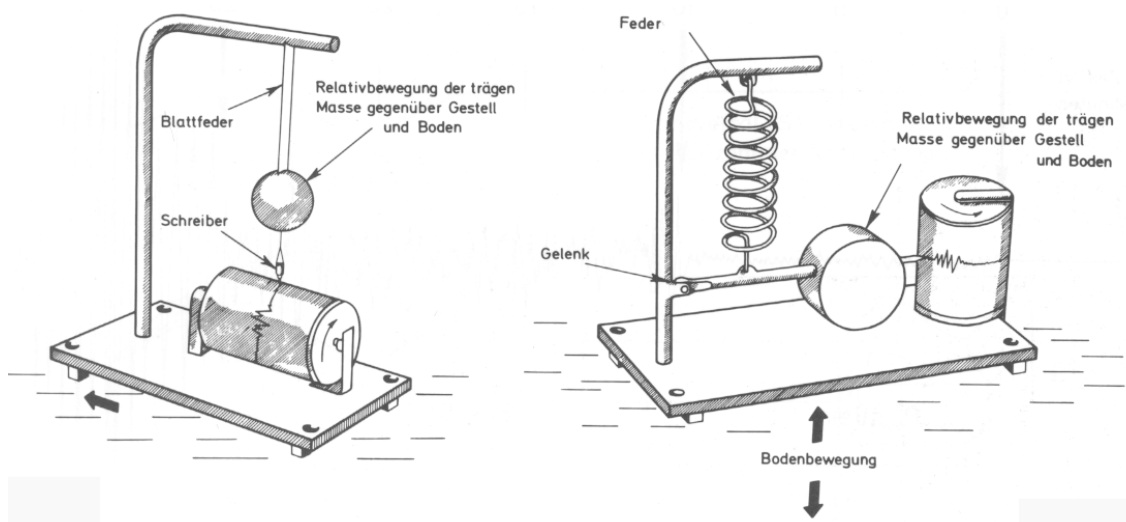


Abb. 2.1.7: Typen von Seismographen (schematisch) zur Erfassung von horizontalen und vertikalen Bodenbewegungen (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).

Dabei können u.a. Longitudinalwellen (oder P-Wellen = Verdichtungswellen) und Transversalwellen (mit vertikaler oder horizontaler Schwingung) aufgezichnet werden. Unterschiedliche Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Wellen lassen Rückschlüsse auf unterschiedliche Dichten im Erdinneren zu. Abb. 2.1.8 zeigt eine Darstellung der Wellengeschwindigkeiten der schnelleren P-Wellen sowie der langsameren S-Wellen, aus denen sich der Schalenbau der Erde erklären läßt.

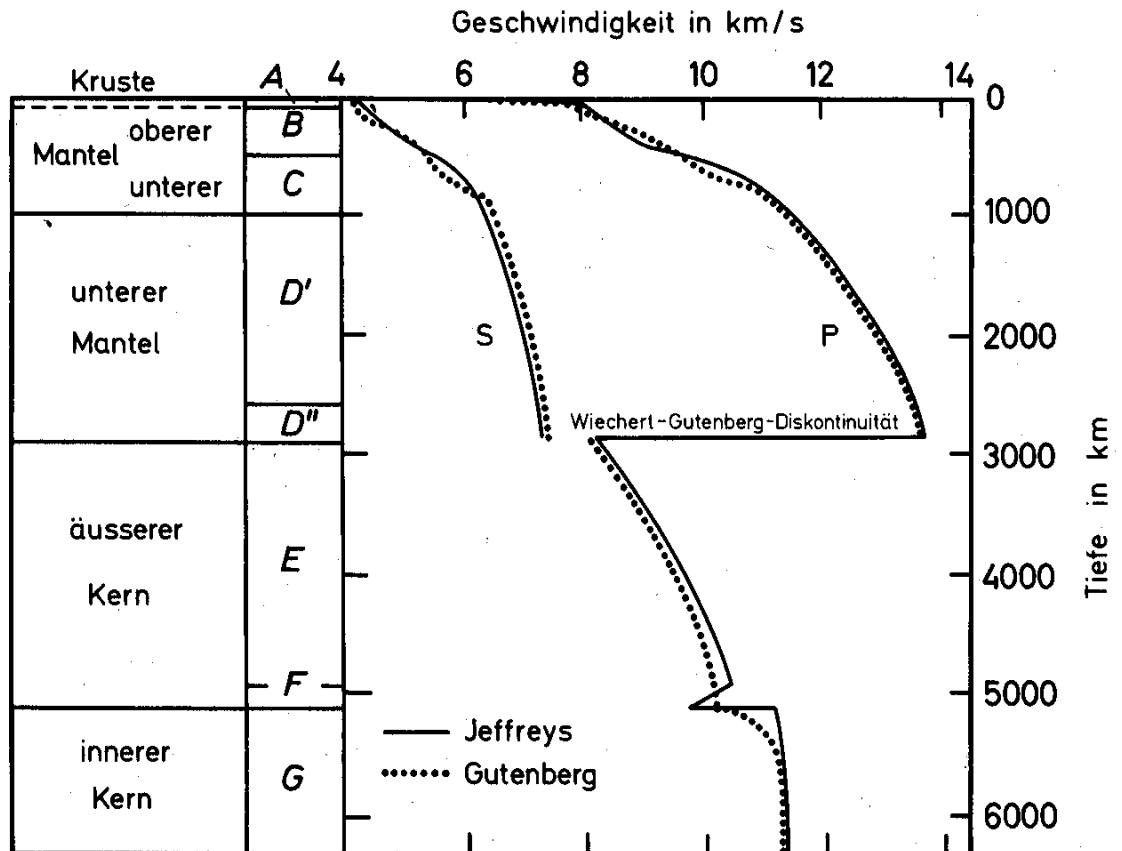


Abb. 2.1.8: Darstellung der Wellengeschwindigkeiten von P- und S-Wellen (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984)

Die **Erdkruste** reicht von der Oberfläche bis zur Mohorovicic-Diskontinuität (plötzlicher Anstieg der P-Wellengeschwindigkeit, daher Material mit höherer Dichte anzunehmen). Im Bereich der Kontinente hat die Kruste eine Dicke von 30 – 80 km (maximale Dicke unter Hochgebirgen), im Bereich der Ozeane eine Dicke von 5 – 7 km. Während die **kontinentale Kruste** hinsichtlich der Zusammensetzung granitisch ist, weist die **ozeanische Kruste** einen basaltischen Chemismus auf.

Innerhalb des **oberen Erdmantels** tritt eine „low-velocity-zone“ (Zone geringerer Geschwindigkeit der P-Wellen) auf. Die Verlangsamung der Wellengeschwindigkeit läßt auf einen gewissen Anteil an geschmolzener Phase schließen. Ansonsten besteht der obere Erdmantel aus Festgestein. Die Erdkruste sowie der obere Bereich des Mantels bis zur low-velocity-zone wird als **Lithosphäre** bezeichnet, der darunterliegende Mantelbereich als **Asthenosphäre**.

In der **Übergangszone** (Übergang von oberem Mantel in unteren Mantel) findet eine Zunahme der Wellengeschwindigkeiten und Dichten statt. Möglicherweise treten hier Phasenübergänge von Mineralen auf, d.h. Übergänge von Mineralphasen in andere Phasen mit höherer Dichte.

Der **untere Mantel** weist eine deutlich höhere Dichte auf als der obere Mantel. Man nimmt daher an, daß sich aus den vorwiegend silikatischen Mineralen (Silikatstruktur, vgl. Kap. 2.1.3) des oberen Mantels oxidische Minerale (kennzeichnende Struktur ist eine dichteste Kugelpackung der Sauerstoff-Atome mit Kationen in Lückenpositionen) gebildet haben.

Im **äußeren Erdkern** findet ein Dichtesprung von  $5,5 \text{ g/cm}^3$  auf  $9,5 \text{ g/cm}^3$  statt. Gleichzeitig geht die Wellengeschwindigkeit der P-Wellen zurück. Es ist daher anzunehmen, daß der äußere Kern aus „flüssigem“ metallischen Material besteht. Die Beobachtung, daß eine Durchdringung des Mantels durch Scherwellen noch nie festgestellt worden ist, spricht ebenfalls für einen zumindest in den äußeren Bereichen flüssigen Mantel. Aufgrund unterschiedlicher Beobachtungen wird angenommen, daß der äußere Erdkern aus metallischem Eisen und untergeordnet aus leichteren Elementen besteht (z.B. Silizium). Die Existenz eines schmelzflüssigen Kerns könnte ebenso die Herkunft des irdischen Magnetfeldes erklären (Konvektionsströme im äußeren Mantel bei „konstantem“, d.h. festen inneren Mantel; Dynamoeffekt). Der **innere Kern** besteht aus festen Fe-Ni-Legierungen.

Für die Erklärung des Schalenbaus der Erde gibt es 2 Theorien:

- **Inhomogene Akkretion**, d.h. in frühem Stadium der Erdbildung erfolgte eine Akkretion von metallischen Körpern und erst später von silikatischem Material.
- **Homogene Akkretion** mit anschließender Aufschmelzung der gesamten Erdmasse; dabei sinken schwere Elemente (Eisen, Nickel) ins Erdinnere, während leichtere Bestandteile (Silikate) in äußeren Bereichen verblieben. Eine Aufschmelzung der gesamten Erdmasse erscheint möglich durch rasche Zusammenballung (Energieeintrag durch Aufprall von Meteoriten). Die Konzentration von Eisen und Nickel im Erdinneren könnte zu einem gravitativen Kollaps führen, d.h. die Abgabe der Gravitationsenergie beim Transport der schwereren Elemente ins Erdinnere könnte zu einem verstärkten Aufschmelzen der Silikatminerale führen.

Die **Ur-Atmosphäre** der Erde ist wohl aus Freisetzung nach der Erdentstehung entstanden. Asteroiden beispielsweise haben aufgrund deren geringer Masse keine Atmosphäre. Bei Freisetzungen aus dem Erdinneren/ Entgasungen durch Vulkanausbrüche würden Wasser,  $\text{H}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$  und  $\text{N}_2$  in die Atmosphäre entweichen, geht man von Messungen an rezenten Exhalationen aus. Sauerstoff war in der Ur-Atmosphäre mit Sicherheit nicht vorhanden. Er bildete sich erst durch Photosynthese, d.h. sehr viel später durch biologische Aktivität. Die Ozeane bildeten sich durch Abkühlung und Kondensation von Wasser. Darin konnte  $\text{CO}_2$  gebunden und somit der Atmosphäre teilweise entzogen werden. Dies führte zur Abkühlung der Atmosphäre (Umkehr des Treibhauseffektes).

### 2.1.3. Gesteinsbildende Minerale

Die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale sind die sog. **Silikate** (vgl. Kap. 2.5.2). Diese werden durch eine einfache Grundstruktur (vgl. Abb. 2.1.9) aufgebaut, bei der ein Si-Atom tetraedrisch von 4 O-Atomen umgeben ist. Si befindet sich in der tetraedrischen Lücke. Es ergibt sich eine Einheit mit der chemischen Formel  $[\text{SiO}_4]^{4-}$ . Die negative Ladung kommt dadurch zustande, daß jedes Sauerstoff-Atom zwei Elektronen aufnimmt, das Silicium-Atom aber nur 4 Elektronen für die Bindung zur Verfügung stellen kann. Demnach werden zum Ausgleich Kationen benötigt (z.B.  $2 \text{Fe}^{2+}$ ).

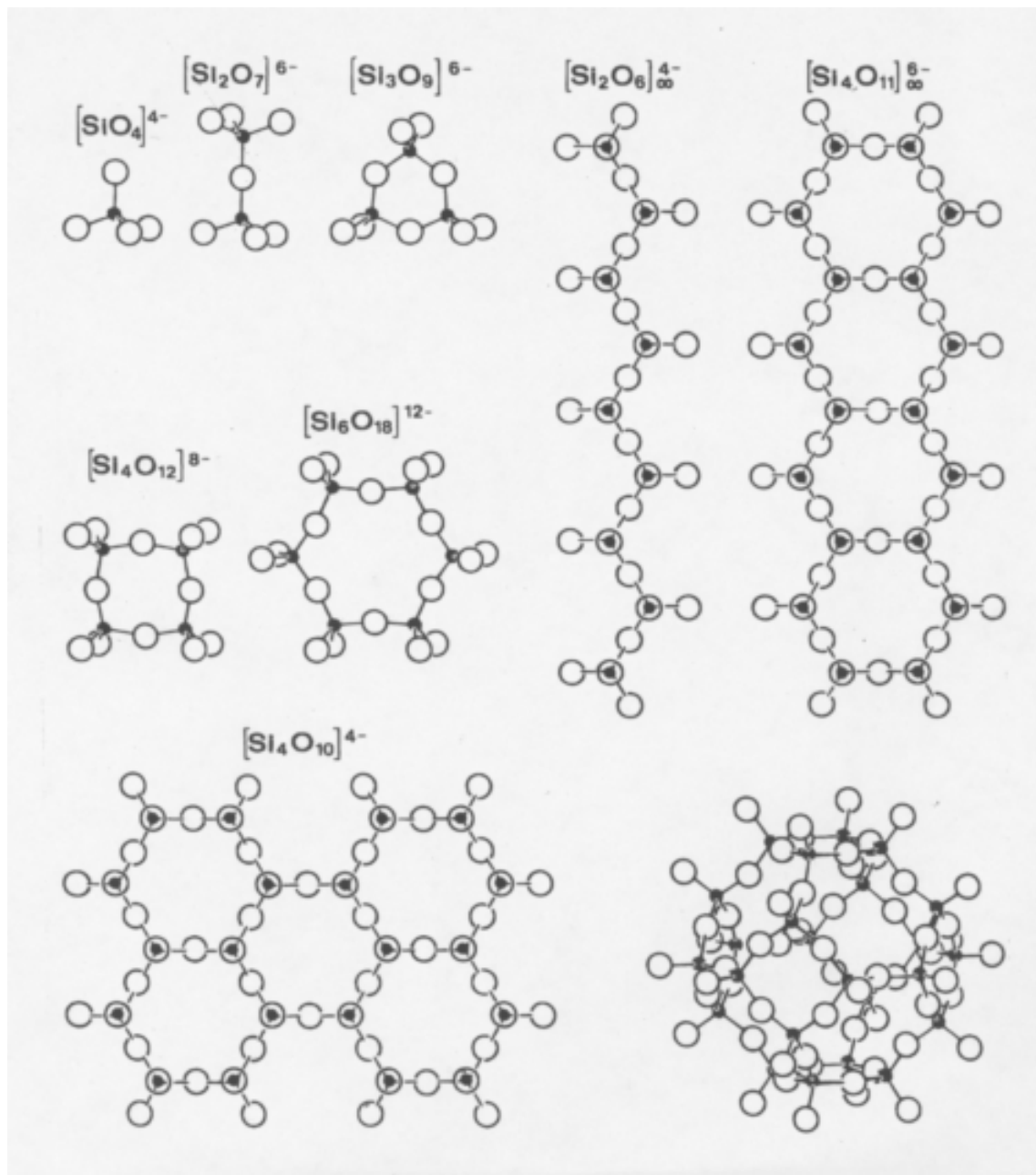


Abb. 2.1.9: Darstellung der Silikatstrukturen. Ausgehend vom einfachen  $\text{SiO}_4^{4-}$ -Tetraeder können über Verknüpfungen über die Tetraederecken Gruppen, Ringe, Einfachketten, Doppelketten, Schichten und dreidimensional unendlich fortgesetzte Gerüste gebildet werden (aus: MATTHES, 1993).

Da das Element Sauerstoff gleichzeitig zwei verschiedenen Tetraedern angehören kann, ergeben sich Doppeltetraeder, Ringe, Ketten, Schichten sowie Gerüste. Als weitere Modifikation kann Aluminium ( $\text{Al}^{3+}$ ) Silicium ( $\text{Si}^{4+}$ ) ersetzen, so daß ein Ladungsausgleich erforderlich wird. Es ergeben sich folgende Strukturtypen:

- **Nesosilikate oder Inselsilikate**, die aus selbständigen  $\text{SiO}_4$ -Tetraedern bestehen (z.B.: Olivin  $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$ ). Es besteht annähernd eine dichteste Kugelpackung von Sauerstoff mit Fe bzw. Mg in oktaedrischen Lücken, Si befindet sich in tetraedrischen Lücken.
- **Inosilikate bzw. Ketten- und Doppelkettensilikate**. Da  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder über Sauerstoffatome verbunden sind, erniedrigt sich das Si:O-Verhältnis auf 1:3. Beispiele sind Pyroxene (Einfachketten) und Amphibole (Doppelketten; Si:O = 1:2,75).
- **Schichtsilikate bzw. Phyllosilikate**, bei denen zweidimensional unendliche Schichten von  $\text{SiO}_4$ -Tetraedern gebildet werden. Dazu gehören Glimmerminerale und Tonminerale.
- **Gerüstsilikate oder Tectosilikate**;  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder sind über sämtliche 4 Ecken mit benachbarten Tetraedern verknüpft. Als Formel ergibt sich  $\text{SiO}_2$  (Quarz). Bei Ersatz von  $\text{Si}^{4+}$  durch  $\text{Al}^{3+}$  ist der Einbau von Kationen zum Ladungsausgleich erforderlich (Feldspäte, z.B.  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ).

#### 2.1.4. Gesteine als Baumaterial der Erdkruste

Ein Großteil der Erdkruste besteht aus primär **magmatischen Gesteinen**, die aus Auskristallisation einer magmatischen Schmelze („Gesteinsschmelze“) entstehen. Erfolgt die Kristallisation in der Tiefe (einige km), so entstehen gleichkörnige Gesteine (z.B. Granit, „Plutonite“), bei Austritt von Gesteinsschmelze an die Erdoberfläche kommt es zur schnellen Abkühlung (z.B. Basalt, „Vulkanite“). Wie bereits erwähnt, bestehen Kruste und Mantel aus Festgestein, abgesehen von einer Zone zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre („low-velocity-zone“), bei der aufgrund eines Rückganges von Wellengeschwindigkeiten von einer teilweisen Aufschmelzung (wenige %) ausgegangen wird.

**Gesteinsschmelzen** können nur in großer Tiefe entstehen (Erdmantel, unterer Bereich der Erdkruste), da hohe Temperaturen (ab ca. 700-1200°C) nötig sind. Zu Bildungen von Gesteinsschmelzen kann es an Positionen mit hohem Wärmefluß im Erdmantel kommen (sog. „Hot Spots“) oder aber unter Strukturen, die aufgrund einer expansiven Plattenbewegung eine Druckentlastung erfahren (z.B. unterhalb divergierender Plattengrenzen). Eine weitere Möglichkeit zur Bildung von Gesteinsschmelzen besteht, wenn Gesteinsmaterial mit relativ geringem Schmelzpunkt aufgrund geodynamischer Prozesse in tiefere Bereiche (z.B. oberer Mantel) gelangt.

Es sind ca. 90 verschiedene magmatische Gesteine bekannt. Sie werden allerdings aus einigen wenigen **Stamm-Magmen** gebildet. Die Trennung eines Stamm-Magmas in verschiedene unterschiedliche Teilmagmen wird als magmatische Differentiation bezeichnet.

Bei der **gravitativen Differentiation** beispielsweise kristallisieren einige Minerale bei höheren Temperaturen aus der Schmelze aus als andere Minerale. Diese früh gebildeten Minerale können in der Schmelze nach unten sinken. Die Restschmelze verarmt an diesen Mineralen, so daß sich die Zusammensetzung der Schmelze verändert hat.

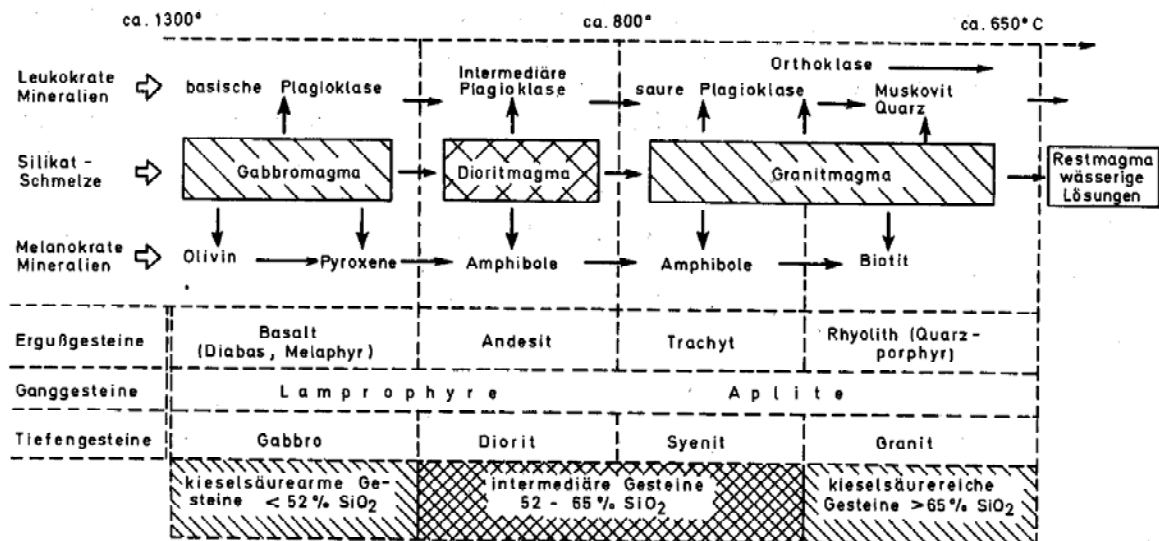


Abb. 2.1.10: Reaktionsprinzip nach Bowen. Aus einer silikatischen Schmelze erfolgt eine Kristallisation verschiedener Minerale bei unterschiedlichen Temperaturen. Dadurch ergeben sich unterschiedliche Gesteinszusammensetzungen. Die Bildung von unterschiedlichen Gesteinen wie Granit und Gabbro kann somit relativ einfach durch Differentiation aus einem Stamm-Magma erklärt werden (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).

Die **Differentiation** verschiedener Magmen aus einem Stamm-Magma ist in der Abb. 2.1.10 schematisch dargestellt. Es wird von einem silikatischen Stamm-Magma ausgegangen, bei dem es sich um eine Schmelze handeln kann, die aus dem oberen Mantel stammt (z.B. unterhalb von mittelozeanischen Rücken, vgl. Kap. 2.2.3.). Aus dieser silikatischen Schmelze kristallisieren bei unterschiedlichen Temperaturen verschiedene Minerale aus. Im Bereich unter ca. 1300°C können zuerst basische Plagioklase (Feldspäte mit hohem Ca-Gehalt, vgl. Kap. 2.5.2.) sowie Olivin, später auch Pyroxene auskristallisieren. Ein Gestein, welches aus diesen Mineralen zusammengesetzt ist, wird **Gabbro** (Plutonit) oder **Basalt** (Vulkanit) genannt. Die verbleibende Schmelze ist an diesen Mineralen verarmt, d.h. der Chemismus der Schmelze verändert sich. Es kommt daher zur Auskristallisation von intermediärem Plagioklas (Ca/ Na-Plagioklas) sowie Amphibolen (Doppelketten, die OH-Gruppen enthalten). Das resultierende Gestein heißt **Diorit** (Plutonit) oder **Andesit** (Vulkanit). Aufgrund des veränderten Chemismus der Restschmelze kommt es zur Bildung von Plagioklasen mit Na-Dominanz, Kalifeldspat (Orthoklas), Muskovit und Quarz sowie Amphibolen und Biotit. Es entsteht ein **Granit** (Plutonit) oder ein **Rhyolith** (Vulkanit). In der Abb. 2.1.10 wird die Bezeichnung melanokrat und leukokrat verwendet. Bei leukokraten Mineralen handelt es sich um helle Minerale, bei melanokraten um vorwiegend dunkle.

Anhand des Reaktionsschemas kann die Bildung unterschiedlicher Gesteine sehr einfach erklärt werden. Gleichzeitig ist zu erkennen, daß z.B. Quarz und Olivin zusammen als primäre Bestandteile in magmatischen Gesteinen nicht auftreten dürfen.

Im Umkehrschluß kann davon ausgegangen werden, daß bei einer Temperaturbeanspruchung eines Gesteins die Schmelzbildung ebenfalls über einen weiten Temperaturbereich erfolgt. Aus einem Basalt würden zuerst leicht schmelzbare Mineralphasen in Schmelze gehen.

Aufgrund von Fremdgesteinseinschlüssen aus magmatischen Gesteinen, die aus großer Tiefe (>100 km) die Erdoberfläche erreichen (z.B. Kimberlite), ist bekannt, daß der obere Mantel vorwiegend aus einem Modellgestein („Pyro-lit“) aus Olivin (Inselsilikat), Pyroxen (Kettensilikat) und Granat (Inselsilikat) besteht. Diese Vermutung steht in Einklang mit der Zusammensetzung von Steinmeteoriten. Aus einem derartigen Material würde bei einer teilweisen Aufschmelzung ein basaltisches Material entstehen, wie es in der ozeanischen Kruste vorwiegend gefunden wird.

Für die Entwicklung der Erdkruste kann davon ausgegangen werden, daß die durch Akkretion entstandene Erde mit schmelzflüssigem Mantel zunächst durch Abkühlung eine **frühe Kruste mit Mantelzusammensetzung** gehabt haben könnte. Erst bei deutlicher Abkühlung der Erde könnte sich eine **basaltische Kruste** (fraktioniertes Schmelzen aus dem Mantelmaterial) gebildet haben. Durch Teilschmelzen aus dieser basaltischen Kruste an entsprechenden Zonen (z.B. Subduktionszonen, vgl. Kap. 2.2.4.) könnte sich die **granitische Kruste** (kontinentale Kruste) im Laufe der Erdgeschichte gebildet haben.



## 2.2. Geodynamik und Plattentektonik

### 2.2.1. Geotektonische Hypothesen

**Tektonik** beschreibt Bewegungen in der Erdkruste, **Geotektonik** untersucht großräumige Krustenbewegungen und Magmatismus und versucht so, eine Erklärung verschiedener Phänomene auf der Erde wie Erdbeben, Vulkanismus oder Gebirgsbildung (Großstrukturen der Erdkruste) zu geben. Insbesondere Gebirge sind ausgesprochen komplexe Gebilde (auf relativ kurzer räumlicher Entfernung z.B. Sedimentgesteine neben hochmetamorphen Gesteinen, Gesteine einer kontinentalen Plattform neben Gesteinen des Ozeanbodens). In der Vergangenheit gab es verschiedene Ansätze, die Gebirgsbildung zu erklären:

- **Kontraktions- und Schrumpfungstheorie**, Gebirgsbildung durch Faltungen der Erdkruste während der angenommenen Kontraktion der Erde. Das Problem dieser Theorie ist die Tatsache, daß die Schrumpfung der Erde nicht belegbar ist, zum anderen die Gebirge nicht gleichmäßig über die Erde verbreitet sind, wie sie es bei einer Kontraktion eigentlich sein müßten.
- **Expansionstheorie**: Durch eine Expansion der Erde steigt unter Zerrstrukturen Magma auf, die zu einer Hebung (Gebirgsbildung) führt. Problem: eine Expansion der Erde ist nicht belegt.
- **Unterströmungstheorie**: es existieren Konvektionszellen im Erdinneren (Bewegung über einige cm/Jahr), deren Bewegung sich durch Reibung auf die Kruste überträgt. Schwellenbildung erfolgt dabei über Quellpunkten (Hebung). In Konvergenzzonen wird Kruste zusammengeschoben (vgl. Abb. 2.2.1), es kommt zur Entstehung von Faltung.

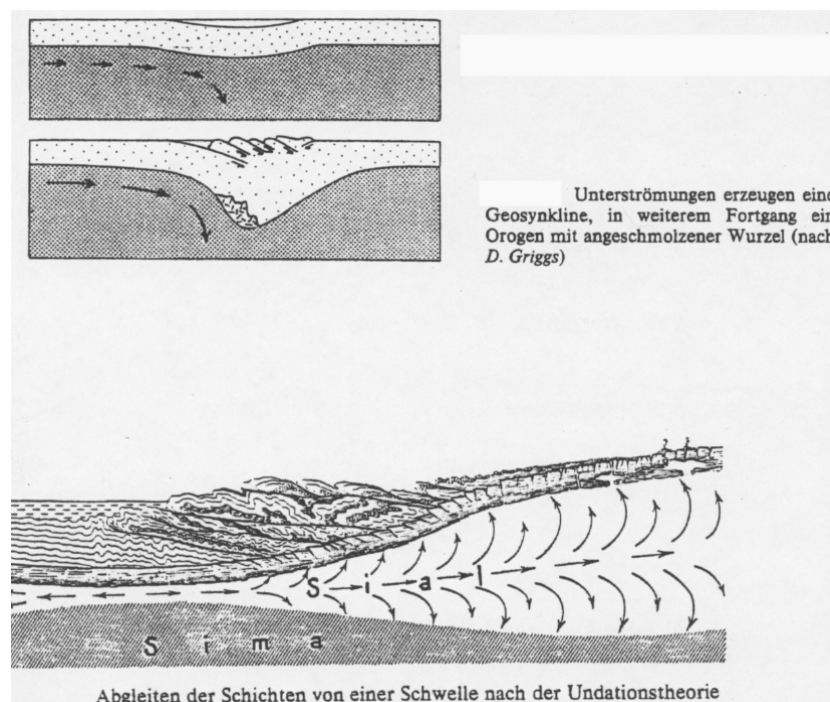


Abb. 2.2.1: Theorie der Gebirgsbildung nach der Unterströmungstheorie (oben) sowie der Undationstheorie (unten) (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).

- Nach der **Undationstheorie** finden Aufschmelzungsvorgänge in der Unterkruste statt (Entstehung granitischen Magmas; Primärtektogenese). Dadurch kommt es zur Bildung einer Schwelle (Geantikline) sowie zu einer Sekundärtektonik (Abgleiten von Sedimentstapeln, Deckenbildung, Faltungen).
- **Orogene Stillezyklen.** In einem „Eugeosynklinalstadium“ sinken ausgedehnte Krustenstreifen ab (Meerestransgression, Beckenbildung), in denen eine Ablagerung von Sedimenten stattfindet sowie basische und ultrabasische Gesteine eindringen. Anschließend setzt die Gebirgsbildung ein, die zur Faltung der Beckenfüllung sowie zur Metamorphose führt. In einem späteren „Miogeosynklinalstadium“ ist das Meer in Randmeere verdrängt. Diese Ablagerungen werden ebenfalls gefaltet und dem Gebirge angegliedert.

Während die beschriebenen älteren Theorien Unstimmigkeiten zeigten, konnte in den letzten Jahrzehnten ein Modell entwickelt werden, mit welchem Phänomene wie Vulkanismus, Plutonismus, Erdbeben, Mechanismen der Gesteinsdeformation etc. erklärt werden können. Es handelt sich um das Konzept der **Plattentektonik**, welches besagt, daß die Erdkruste aus Platten besteht, die untereinander beweglich sind.

### 2.2.2. Entwicklung des plattentektonischen Konzeptes

Die Theorie der Kontinentaldrift wurde in Europa erstmalig von ALFRED WEGENER (Professor für Meteorologie und Geophysik in Graz, 1880-1930) geäußert. Er bezog sich auf die Ähnlichkeit der Küstenlinien zwischen Afrika und Südamerika. Weiterhin stellte er Ähnlichkeiten der Faunen Indiens und Madagaskar fest, sowie ein Vorkommen der Glossopteris-Flora (fossile Pflanzen) auf heute weit voneinander entfernten Kontinenten (vgl. Abb. 2.2.2).

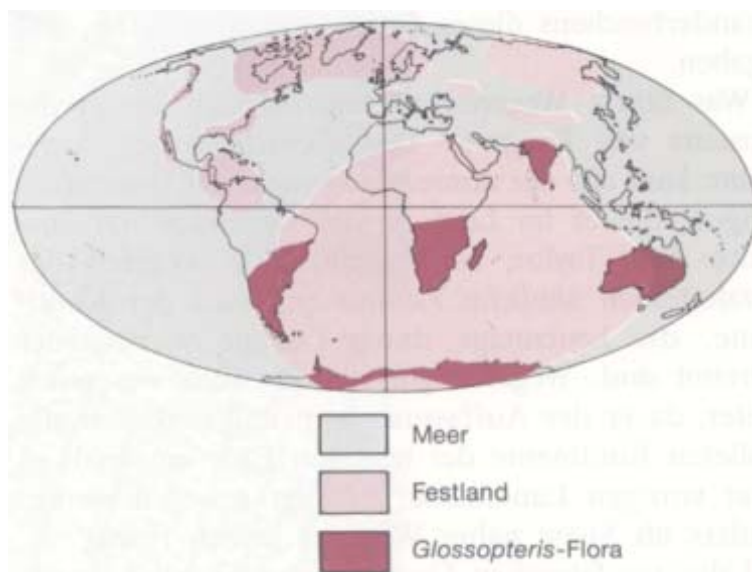


Abb. 2.2.2: Analogie der Küstenlinien zwischen Südamerika und Afrika sowie die Verbreitung der Glossopteris-Flora (aus: STANLEY, 1994).

Nach älteren Vorstellungen bestanden zwischen Kontinenten früher Landbrücken, die inzwischen untergegangen sind (z.B. Atlantis). Das Problem ist allerdings, daß „Brücken“ aus granitischem Material aufgrund der geringeren Dichte des Granit verglichen mit Mantelmaterial nicht untergehen können.

Weitere Belege für die Existenz eines früheren Großkontinentes („Pangäa“) sind:

- Geologische Konvergenzen zwischen Südamerika und Südafrika.
- Paläontologische Konvergenzen.
- Glaziale Ablagerungen in Südafrika und Südamerika.

Das Problem der Theorie der Kontinentaldrift war die unzureichende Erklärung für die Kräfte, die zur Bewegung von Platten nötig sind. Wegeners Annahme der Polflucht als treibende Kraft wurde nicht akzeptiert. Die Theorie von Wegener wurde größtenteils abgelehnt.

Mitte des letzten Jahrhunderts wurde die Diskussion um eine mögliche Kontinentalverschiebung wieder aufgenommen. Ursache war die Bestimmung von **Polwanderungskurven**. Über die Bestimmung der Ausrichtung magnetischer Minerale (z.B. Magnetit) in Gesteinen kann die Position der magnetischen Pole zur Entstehungszeit des Gesteins berechnet werden. Aus der Untersuchung von Gesteinen verschiedenen Alters kann eine Kurve errechnet werden, nach der sich die Pole bewegt haben müssen. Dabei wurde festgestellt, daß die Polwanderungskurven von Europa mit entsprechenden Kurven aus Nordamerika erst dann übereinstimmen, wenn die Kontinente gedanklich nebeneinander gelegt wurden. Somit kann auch angenommen werden, daß sich die Kontinente über die Pole bewegten und somit die Polwanderungskurven zustande kommen.

### 2.2.3. Seafloor-Spreading und Magmengenese

Aus Untersuchungen der Ozeanböden wurde Ende der 50er Jahre die Theorie des **Seafloor-Spreading** aufgestellt, welche Kontinentalverschiebungen erklären konnte.

Die Sedimentationsrate in der Tiefsee beträgt ca. 1 cm / 1000 Jahre. Bei einem Erdalter von 4 Milliarden Jahren müßte eine Sedimentauflage von ca. 40 km vorliegen. Tatsächlich ist die Mächtigkeit maximal 1,3 km, so daß das Alter des Atlantiks maximal 260 Millionen Jahre sein kann. Untersuchungen des Atlantiks ergaben, daß die ältesten Gesteine nicht etwa in der Mitte des Atlantiks, sondern am Rand (Übergang zu Kontinenten) liegen. Zudem ist der Atlantik in der Mitte am wenigsten tief. Dort befinden sich sogenannte **mittelozeanische Rücken**, die teilweise (z.B. Island) über dem Meeresspiegel liegen können. Dort wurde ein hoher Wärmefluß sowie rezenter Vulkanismus (basaltischer Vulkanismus) festgestellt.

Untersuchungen der Magnetisierung der Basalte aus Bohrungen aus dem Ozeanboden ergeben, daß die Gesteine hinsichtlich der Magnetisierung ein

**Streifenmuster** zeigen, welches offensichtlich durch plötzliche Umpolungen des Erdmagnetfeldes zustande kommen (vgl. Abb. 2.2.3).

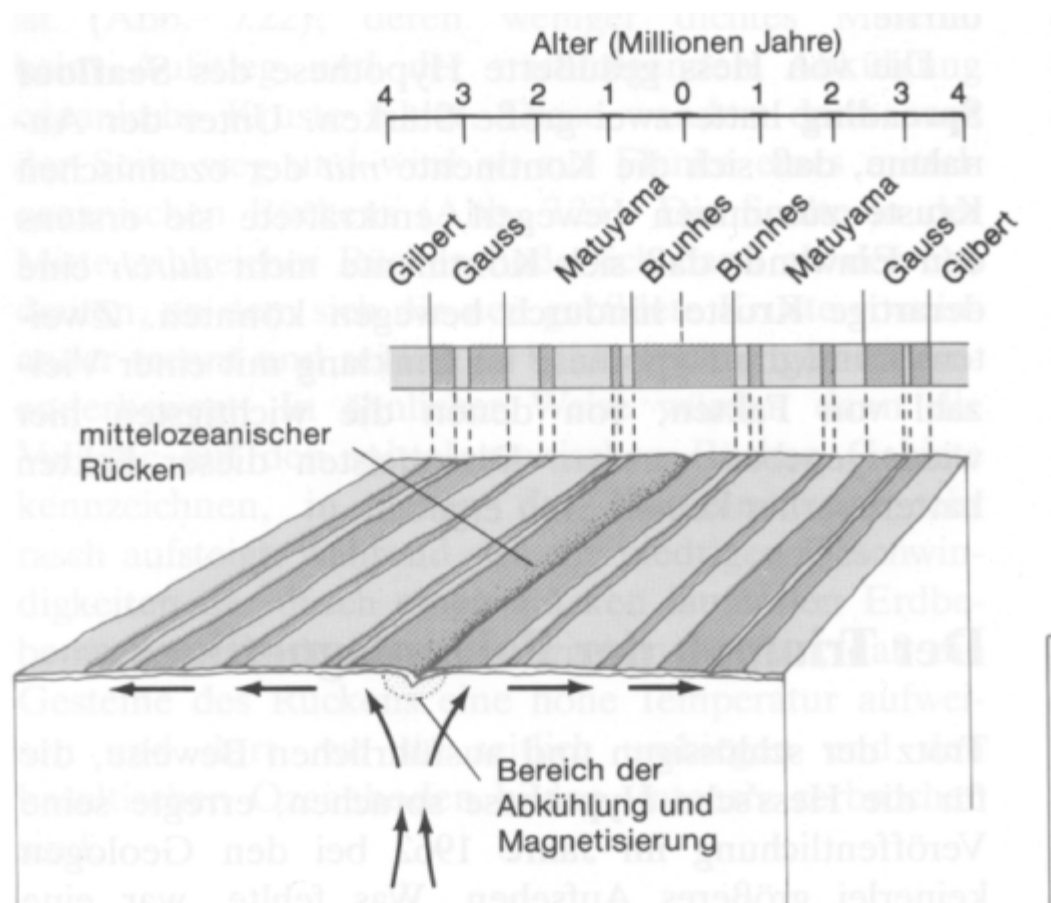


Abb. 2.2.3: Darstellung des magnetischen Streifenmusters auf dem Ozeanboden nahe des mittelozeanischen Rückens. Aufgrund dieses Musters ist davon auszugehen, daß sich Platten ozeanischer Kruste vom mittelozeanischen Rücken weg bewegen („Seafloor-Spreading“) (aus: STANLEY, 1994).

Ein derartiges Streifenmuster kann nur durch eine Bewegung ozeanischer Platten voneinander weg erklärt werden. Weiterhin war dadurch erklärt, warum die jüngsten Gesteine des Ozeanbodens (Basalte) am mittelozeanischen Rücken und nicht am Rand liegen. Die Bewegungsfläche ist die Asthenosphäre (nicht die Mohorovicic-Diskontinuität), also die Zone im oberen Mantel, in der einige Prozent des Mantelmaterials aufgeschmolzen sein müssen. **Die Lithosphäre bewegt sich somit über die Asthenosphäre**, nicht die Kruste über den Mantel!.

Der Motor einer derartigen Plattenbewegung sind **Konvektionszellen** im Inneren der Erde (Konvektionszellen im Kern sowie im Mantel). Während früher von einfachen Zellen ausgegangen ist, nimmt man heute komplexere Zellgeometrien an. Eine Konvektion ist anzunehmen, da es sich um die effektivste Form des Wärmetransportes ist, der aufgrund der Temperaturdifferenz zwischen Kruste/ oberer Mantel und Erdkern stattfinden muß (vgl. Abb. 2.2.4).

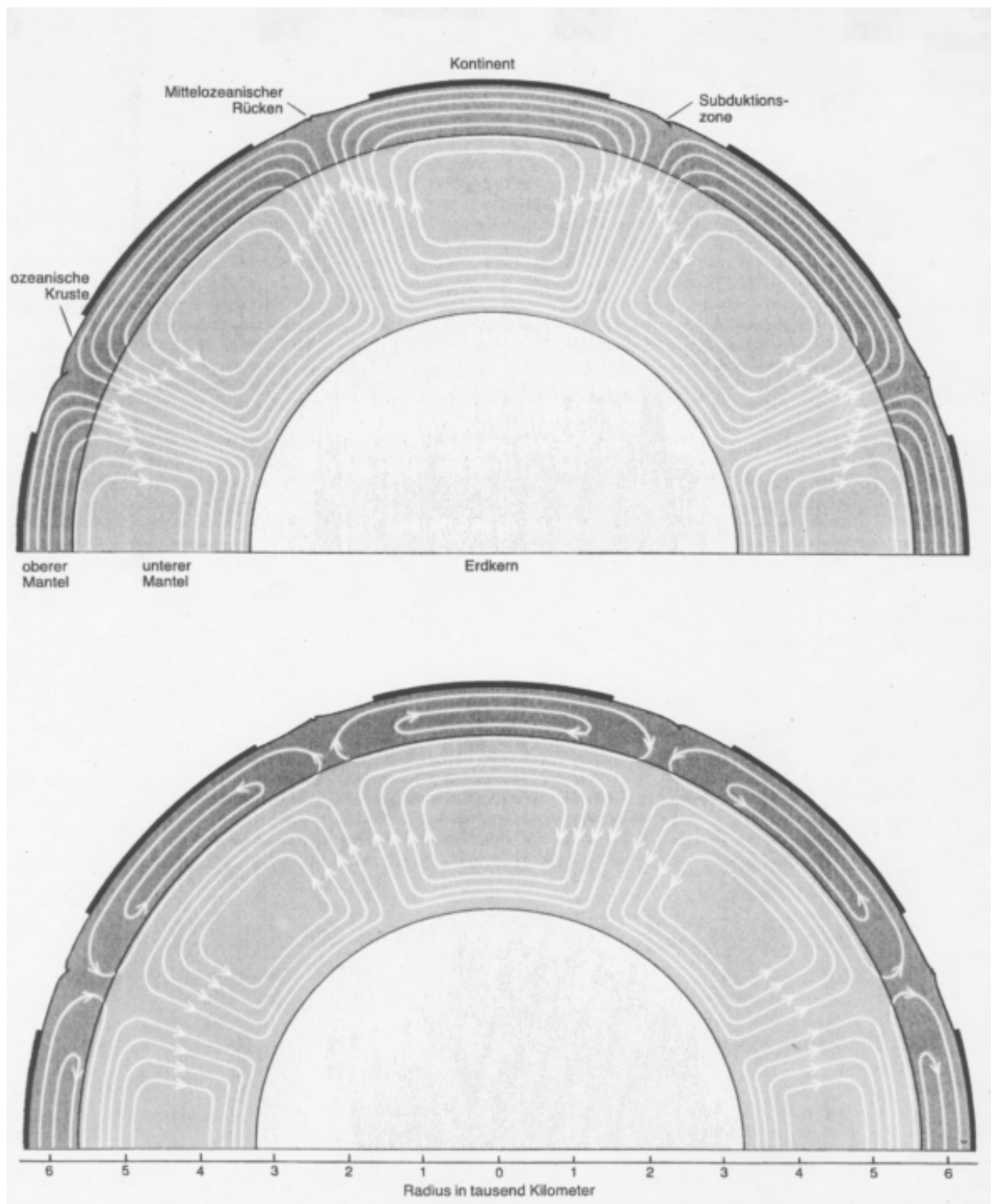


Abb. 2.2.4: Schematische Darstellung von Konvektionszellen in einfacher Anordnung (oben) oder als komplexere Anordnung (wahrscheinlicher; unten). (aus: STANLEY, 1994).

Durch die Theorie des Seafloor-Spreading konnten weiterhin die entlang mitelozeanischer Platten häufig beobachteten Erdbeben erklärt werden. Die Anordnung der Lithosphärenplatten ist in der [Abb. 2.2.5](#) dargestellt. Demnach läßt sich die Erdkruste bzw. Lithosphäre in große Platten unterteilen. Innerhalb einer Platte können sowohl ozeanische als auch kontinentale Kruste vorhanden sein.



Abb. 2.2.5: Anordnung der Lithosphärenplatten (aus: STANLEY, 1994).

Da an mittelozeanischen Rücken Platten voneinander weg bewegt werden, handelt es sich um **divergierende Plattengrenzen**. Weiterhin gibt es konservative Plattengrenzen (Grenzen, entlang derer keine Bewegungen erfolgen) sowie konvergierenden Plattengrenzen (vgl. Kap. 2.2.4). Durch das Auseinanderdriften der ozeanischen Platten am mittelozeanischen Rücken erfolgt eine Druckentlastung im darunter befindlichen oberen Mantel. Daher kommt es zur verstärkten Aufschmelzung der Asthenosphäre. Wie bereits vorher erläutert, entstehen dabei basaltische Magmen. Kristallisieren diese im unteren Bereich der ozeanischen Kruste aus, entstehen Gabbros (Plutonite). Steigen die Magmen auf, bilden sie sogenannte Sheeted-Dike-Komplexe, d.h. gangförmige Förderbereiche. Treten die Laven am Ozeanboden aus, erfolgt ein Abschrecken der Außenhaut durch das Meerwasser; es können sich typische kissenförmige Formen ausbilden (Pillow-Basalte). Eine derartige Abfolge wird als „Ophiolith“ bezeichnet und stellt einen Querschnitt durch die ozeanische Lithosphäre dar. Findet man auf Kontinenten derartige Ophiolithe, kann davon ausgegangen werden, daß hier eine Zone ist, an der Kontinente kollidiert sind und Material des Ozeanbodens auf den Kontinent verfrachtet wurde (z.B. alpine Gebirge).

Geht man davon aus, daß alle Kontinente nebeneinander lagen (Pangäa), ist ein Wärmestau unter diesem Superkontinent anzunehmen. Dadurch können sich einzelne Wärmeanomalien ausbilden, die zu Hebungen der Kruste mit Zerrstrukturen führen können. Verbinden sich derartige punktuelle Aufwölbungen, kann ein **Grabenbruch** entstehen. Aktuelle Beispiele sind der ostafrikanische Graben sowie der Rheintalgraben. Bei fortdauernder Extension kann Vulkanismus einsetzen und ein Rifting entstehen, wie derzeit im Roten Meer. Die Kontinente Europa und Afrika befinden sich derzeit im Frühstadium des Zerbrechens.



#### 2.2.4. Subduktionszonen und Vulkanismus

Da an mittelozeanischen Rücken permanent neue ozeanische Kruste durch Teilschmelzen des oberen Mantels gebildet wird, muß an anderen Positionen wieder Kruste in den Mantel übergehen. Das geschieht in **Subduktionszonen**, die sich morphologisch an der Erdoberfläche als Tiefseerinnen zeigen. Tiefseerinnen liegen rings um den Pazifik (vgl. Abb. 2.2.6) und werden von vulkanischen Bögen begleitet.

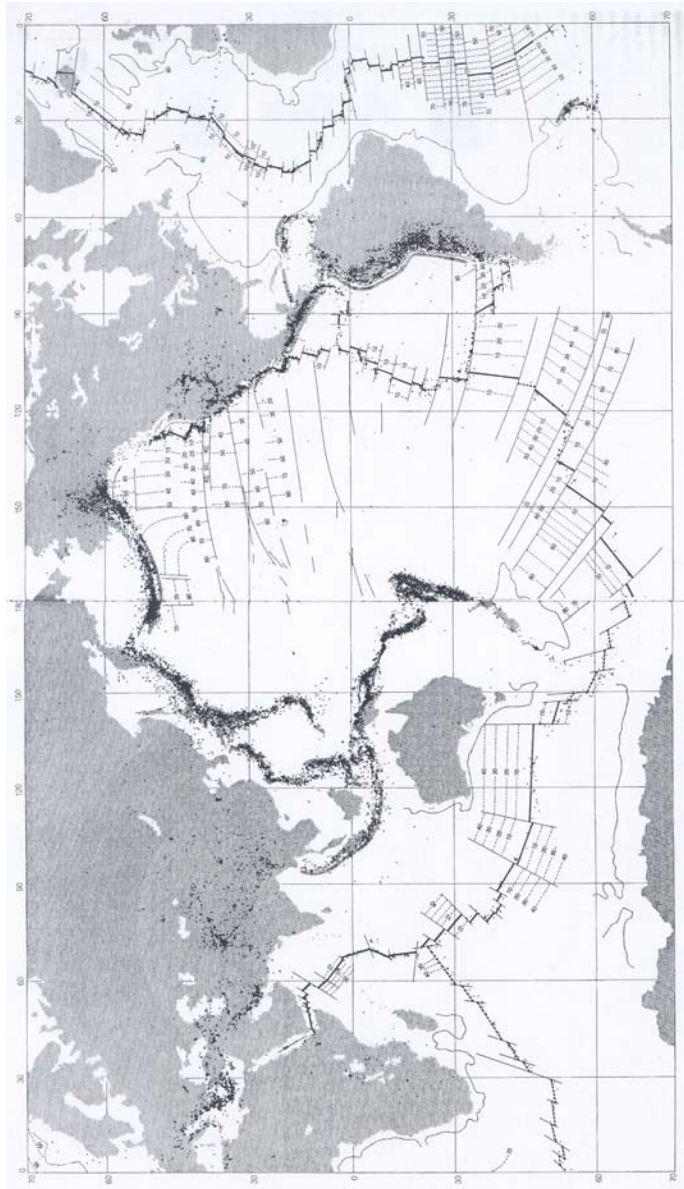


Abb. 2.2.6: Verteilung von Tiefseerinnen (graue Balken) und Erdbebenherden (schwarze Punkte). Die gestrichelten Linien mit den Ziffern kennzeichnen Abschnitte des Meeresbodens mit unterschiedlichen Altern (in Mio Jahren vor heute) (aus: STANLEY, 1994).

Unterhalb der Tiefseerinnen schiebt sich ozeanische Kruste (Dichte ca.  $3,0 \text{ kg/dm}^3$ ) unter die leichtere kontinentale Kruste (Dichte ca.  $2,65 \text{ kg/dm}^3$ ). Für den Antrieb dieser **Subduktion** gibt es folgende Möglichkeiten:

- „Ridge Push“ (Druck auf die Platten durch Extension an mittelozeanischen Rücken.
- „Slab Pull“ (Absinken der ozeanischen Kruste aufgrund deren Abkühlung in den oberen Mantel).
- „Subduction suction“ (durch das Eintauchen der ozeanischen Kruste in der Erdmantel im Zuge der Subduktion kann sich Basalt ab einer gewissen Tiefe metamorph in ein dichteres Gestein umwandeln (dichteres Gestein) und somit die ozeanische Kruste „nachziehen“.

Ein Beleg für die Subduktion ozeanischer Kruste liegt in der Verteilung von Tiefenbeben im Bereich der Tiefseerinnen. Mit zunehmender Entfernung vom Tiefseegraben erhöht sich die Tiefe der Erdbeben. Diese sog. Benioff-Zone markiert das Eintauchen der ozeanischen Kruste in den oberen Mantel (vgl. Abb. 2.2.7).

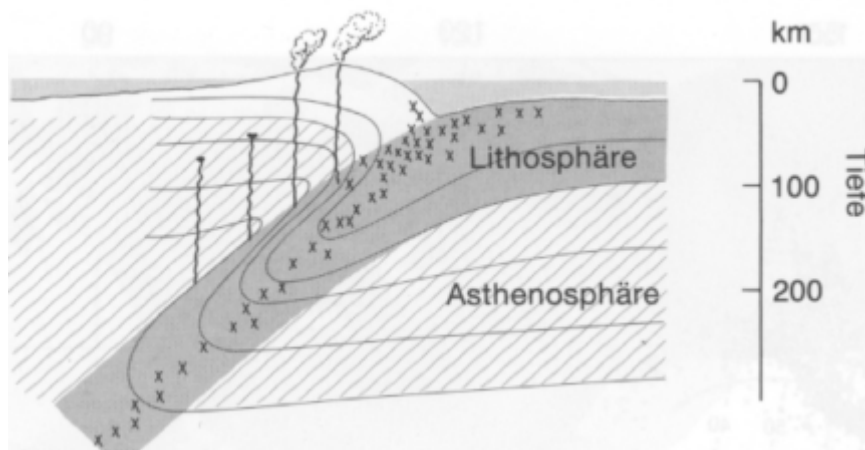
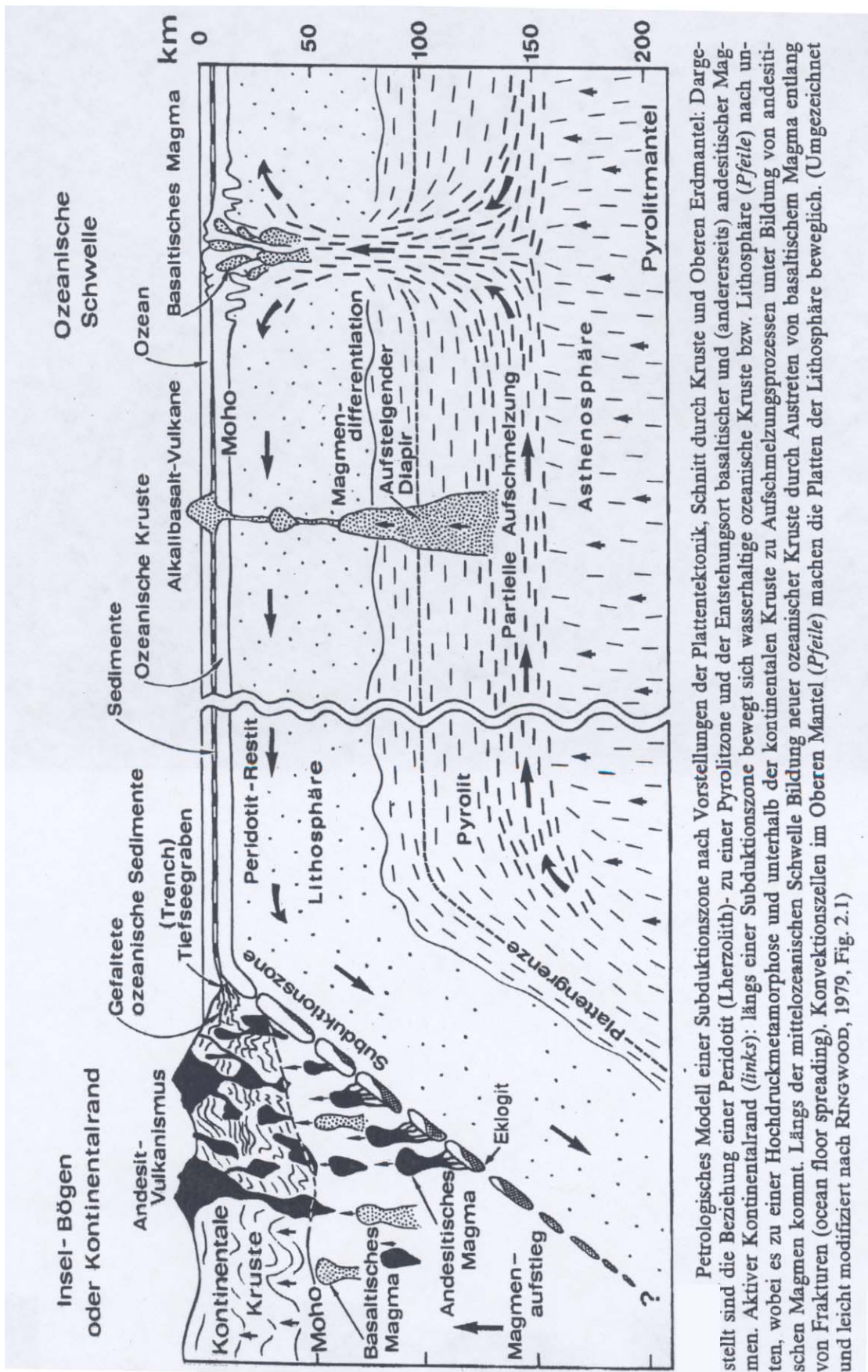


Abb. 2.2.7: Darstellung der Erdbeben im Bereich der Tiefseerinne. Die Erdbeben belegen ein Eintauchen der ozeanischen Kruste in den oberen Mantel bzw. eine Subduktion ozeanischer Kruste. Weiterhin sind Linien gleicher Temperatur angegeben. Da die ozeanische Kruste vergleichsweise kalt ist und sich nur langsam erwärmt, treten im oberen Mantel vergleichsweise kühle Gesteine auf. Daher kann es zu typischen Hochdruck-Tieftemperatur-Umwandlungen von Basalt zu Eklogit kommen (aus: STANLEY, 1994).

Über den Subduktionszonen befinden sich vulkanische Bögen, d.h. bogenförmige Anordnungen von Vulkanen. Abb. 2.2.8 zeigt einen Schnitt ausgehend von einem mittelozeanischen Rücken über eine Subduktionszone. Am mittelozeanischen Rücken tritt basaltisches Magma aus, welches durch partielle Aufschmelzung aus dem oberen Mantel entsteht. Beim Mantelmaterial handelt es sich um einen hypothetischen Pyrolit („Peridotit + Basalt“). Im Bereich der Subduktionszone taucht die ozeanische Kruste (eigtl. die gesamte Lithosphäre) unter die kontinentale Kruste (bzw. kontinentale Lithosphäre) ab. Bei zunehmender Tiefe (Temperaturzunahme) kann aus dem subduzierten basaltischen Material schmelzflüssiges Gestein entstehen. Gemäß der Differentiationsreihenfolge nach BOWEN (siehe oben) kann aus einem basaltischen Material ein rhyolithisches und andesitisches Magma entstehen. Mit zunehmender Tiefe (und Temperatur) ist eine stärkere Aufschmelzung möglich, so daß es zur Bildung von basaltischen Magmen kommen kann. Mit größerer Entfernung zur Tiefseerinnen in Richtung Kontinentalinneres kann der Vulkanismus somit zunehmend basaltischer werden.





Petrologisches Modell einer Subduktionszone nach Vorstellungen der Plattentektonik, Schnitt durch Kruste und Oberen Erdmantel: Dargestellt sind die Beziehung einer Peridotit (Lherzolith)- zu einer Pyrolithzone und der Entstehungsort basaltischer und (andererseits) andesitischer Magmen. Aktiver Kontinentalrand (links): längs einer Subduktionszone bewegt sich wasserhaltige ozeanische Kruste bzw. Lithosphäre (Pfeile) nach unten, wobei es zu einer Hochdruckmetamorphose und unterhalb der kontinentalen Kruste zu Aufschmelzungsprozessen unter Bildung von andesitischem Magma kommt. Längs der mittelozeanischen Schwelle durch Ausbreiten neuer ozeanischer Kruste durch Ausstreiten von basaltischem Magma entlang von Frakturen (ocean floor spreading). Konvektionszellen im Oberen Mantel (Pfeile) machen die Platten der Lithosphäre beweglich. (Umgezeichnet und leicht modifiziert nach RINGWOOD, 1979, Fig. 2.1)

Abb. 2.2.8: Schnitt durch die Lithosphäre mit mittelozeanischem Rücken und Subduktionszone (aus: MATTHES, 1993).

Durch den Vulkanismus über Subduktionszonen entsteht somit aus Basalt u.a. Andesit und Rhyolith. Beide Gesteine haben eine geringere Dichte als Basalt und sind somit nicht mehr subduzierbar. Da der Basalt aus Aufschmelzungen des oberen Mantels besteht, kann somit der Übergang von Mantelmaterial in kontinentales Krustenmaterial erklärt werden. Das Wachstum der Kontinente ist somit z.T. auf subduktionsgebundenen Vulkanismus zurückzuführen.

Hinsichtlich der **Geometrie der Subduktionszonen** gibt es verschiedene Typen:

- Subduktionszonen mit schneller Subduktion (einige cm im Jahr), bei der es zu Kompressionen im kontinentalen Hinterland kommen kann. Derartige Kompressionen können zu intensiven tektonischen Beanspruchungen führen (z.B. Anden).
- Subduktionszonen mit langsamer Subduktion (<1 cm im Jahr). Durch das Abkühlen der ozeanischen Kruste mit zunehmender Entfernung zum mittelozeanischen Rücken sinkt diese in den oberen Mantel ein. Dadurch können sich Zerrstrukturen im kontinentalen Hinterland der Subduktion ergeben. Teilweise können Kontinentschollen abbrechen und sich vom Kontinent wegbewegen. Es entstehen sogenannte Inselbögen (z.B. Japan) mit einem „Back Arc“ (Bereich zwischen Inselbogen und Kontinent) in dem es ebenfalls zur Neubildung ozeanischer Kruste kommen kann.

In der Abb. 2.2.8 ist ein aufsteigender Diapir mit verbundenem Vulkanismus dargestellt. Hierbei kann es sich um punktuelle Bereiche handeln, die eine positive Temperaturanomalie enthalten. („Hot Spot“). Unterhalb von Hawaii liegt beispielsweise ein derartiger Diapir. Da dieser Diapir „stationär“ im Mantel liegt, bewegt sich die Lithosphäre über diesen hinweg. So läßt sich die nahezu lineare Aneinanderreihung der Inseln Hawaiis erklären, wobei die höchste Insel mit den aktiven Vulkanen im Südosten, die morphologisch niedrigste Insel im Nordwesten liegt. Eine Plattenbewegung nach Nordwesten ist somit belegt.

***Das Konzept der Plattentektonik kann somit anhand einfacher Modelle Kontinentalverschiebung, Magmengenese, Erdbebenätigkeit, verschiedene Formen des Vulkanismus sowie die Entstehung kontinentaler Kruste aus einer basaltischen Kruste im Laufe der Erdgeschichte erklären.***

### 2.2.5. Transformstörungen

Aus der Abb. 2.2.6 ist ersichtlich, daß die mittelozeanischen Rücken keine durchgezogenen Linien bilden, sondern teilweise deutliche Versatzbeträge enthalten. Diese Versätze kommen durch unterschiedliche Spreadingraten zustande. Dadurch entstehen Transformstörungen, d.h. Bereiche, an denen sich Platten horizontal gegeneinander bewegen. Ein bekanntes Beispiel einer Transformstörung ist die „San-Andreas-Fault“ in Kalifornien.

### 2.2.6. Erdbeben

Erdbeben können aufgrund des plattentektonischen Konzeptes an folgenden Positionen auftreten:

- **Transformstörungen**, d.h. an Bereichen, an denen sich Platten horizontal gegeneinander bewegen. Kommt es zu Verzahnungen der Platten erfolgt keine Bewegung, sondern ein langsamer Spannungsaufbau. Wird die Gesteinsfestigkeit überschritten, erfolgt ein plötzlicher Versatz im Zuge eines Erdbebens.
- **Subduktionszonen**. Dort bewegen sich die ozeanische Lithosphäre sowie die kontinentale Lithosphäre gegeneinander. Die entstehenden Erdbebenherde zeichnen mit ihrer Tiefenlage die Geometrie der Subduktionszone nach.
- **Mittelozeanische Rücken**, an denen sich Platten voneinander weg bewegen.

## 2.3. Gebirgsbildung

### 2.3.1. Aufbau eines Gebirgssystems

Anhand des plattentektonischen Konzeptes lassen sich Gebirge auf zwei unterschiedliche Vorgänge zurückführen:

- Kollision von Kontinenten. Liegt zwischen 2 Kontinenten ein Ozean, und setzt an mindestens einem der Kontinentalränder Subduktion ein, so bewegen sich die Kontinente aufeinander zu. Da beide Kontinente im Durchschnitt die gleiche Dichte haben, kann keine Subduktion mehr erfolgen, sobald die ozeanische Kruste „aufgebraucht“ ist. Die Vorgänge sind in der Abb. 2.3.1 verdeutlicht.

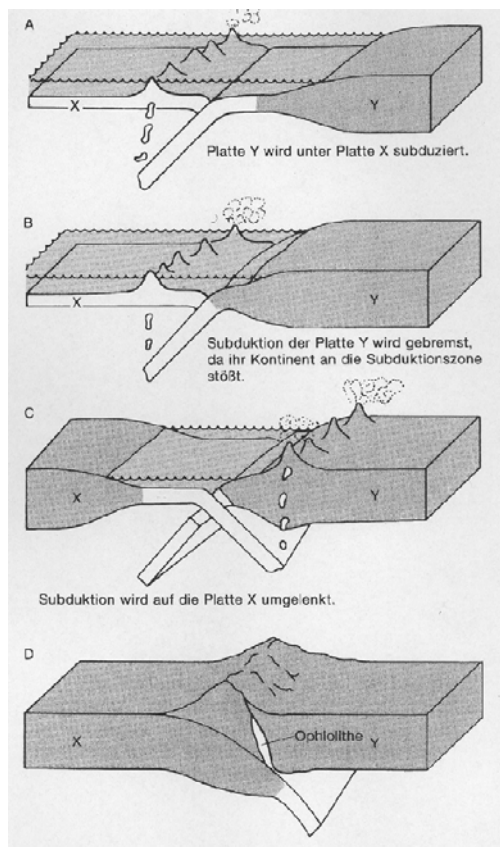


Abb. 2.3.1: Vorgänge bei der Kollision zweier Platten. Erläuterungen siehe Text (aus: STANLEY, 1994).

Es kommt somit zur Kollision beider Platten, die sich teilweise übereinander schieben können. Zwischen den beiden Platten können Relikte der ozeanischen Kruste (Ophiolithe) eingeschuppt werden. Das Auftreten von Ophiolithen (Schnitt durch die ozeanische Lithosphäre) ist ein Hinweis auf eine Suturzone, d.h. auf einen Bereich, in dem zwei Kontinente zusammengefügt worden sind. Durch die Überschiebung der Kontinente erfolgt eine Verdickung der Kruste. Im Himalaja beispielsweise kann die Kruste eine Dicke von 80 km aufweisen. Aus dem isostatischen Prinzip folgt, daß es zur Hebung kommen muß. Aufgrund

von exogenen Kräften bildet sich parallel zur (schnellen) Hebung ein morphologisches Hochgebirge aus.

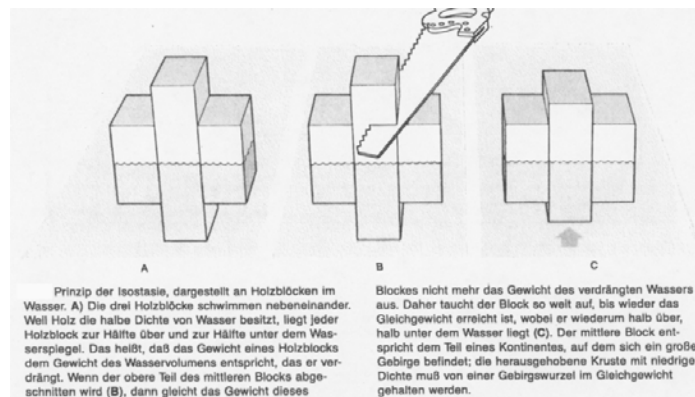


Abb. 2.3.2: Prinzip der Isostasie (aus: STANLEY, 1994).

- schnelle Subduktion ozeanischer Kruste unter Bildung eines vulkanischen Bogens (z.B. Anden).

### 2.3.2. Die Anden - Gebirge ohne Kollision

Die Anden sind Teil des circumpazifischen Feuerringes, d.h. der vulkanischen Gebirgszüge oberhalb von Subduktionszonen. Die Entwicklung der Anden als Hochgebirge (ca. 7.000 m NN) beruht zum einen auf der hohen Subduktionsgeschwindigkeit von einigen cm/ Jahr (Überschiebungen), zum anderen auf den großen Mengen an magmatischem Material, welches zu einer starken Verdickung der kontinentalen Kruste geführt hat. Aufgrund der Verlagerung der vulkanischen Tätigkeit in Richtung Kontinentinneres erfolgte diese Verdickung auf einer großen Breite. Aufgrund des isostatischen Prinzips kam es zur Hebung der Anden (vgl. [Abb. 2.3.3](#)).

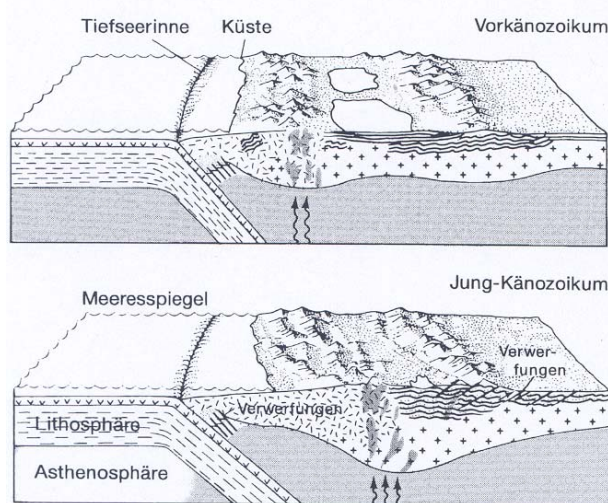


Abb. 2.3.3: Entstehung der Anden. In vorkänozoischer Zeit (älter als Tertiär) war die magmatische Tätigkeit näher an der Tiefseerinne gelegen als im Känozoikum. Durch die Verlagerung resultiert eine großräumige Krustenverdickung (aus: STANLEY, 1994).



### 2.3.3. Struktur und Bau der Alpen

Die Alpen gehören zu einem ausgedehnten Gebirgszug, der sich von den Pyrenäen bis nach Hinterindien erstreckt. Verallgemeinert ist die Ursache für diese regionale Gebirgsbildung die Kollision des eurasischen Kratons (Europa + Asien) mit Gondwana (u.a. Afrika, Indien, Australien) (vgl. Abb. 2.3.4).

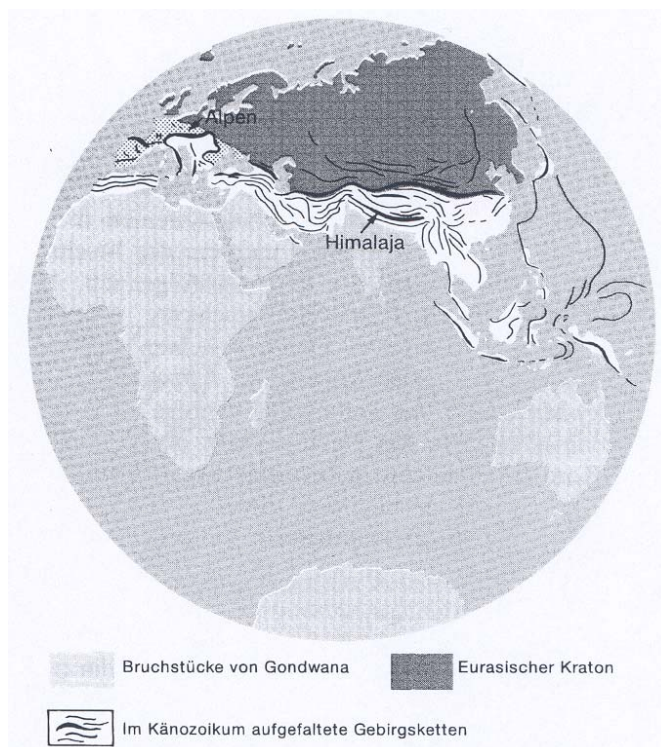
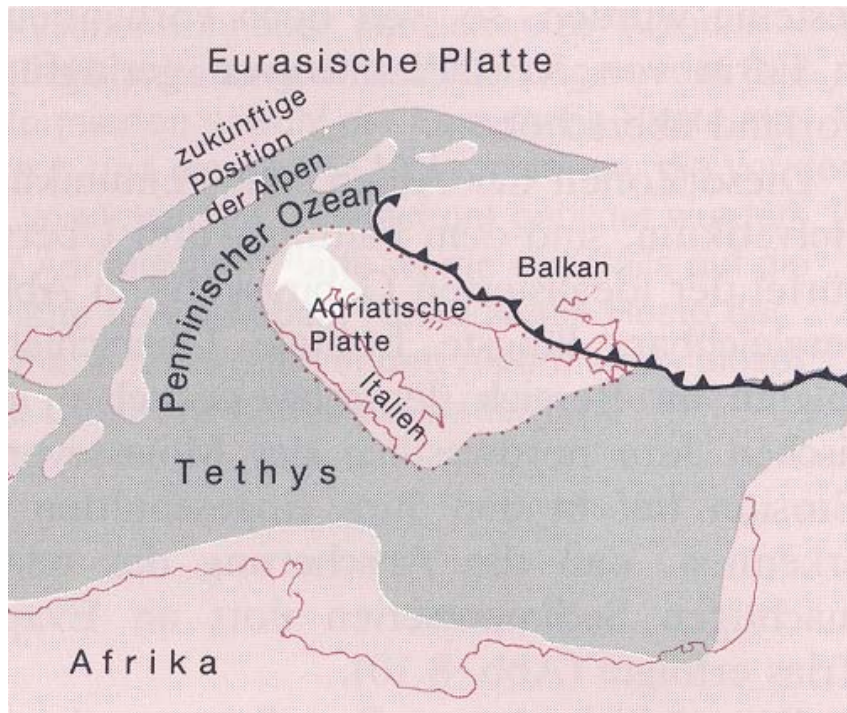


Abb. 2.3.4: Darstellung der alpinen Gebirge, die verallgemeinert auf die Kollision von Gondwana mit Eurasien zurückzuführen sind.

Die Entstehung der Alpen beginnt mit dem Zerfall eines Großkontinentes Pangäa, der im Karbon/ Perm gebildet worden ist. In diesem Großkontinent waren alle Kontinente verbunden. Während des Mesozoikums zerbrach dieser Kontinent. Das Zerbrecen dieses Kontinentes äußert sich zunächst in Absenkungen bzw. der Überflutung von weiten Teilen Europas und Nordafrikas durch kontinentale Flachmeere. Im Bereich dieses Meeres (auch Thetys genannt) kam es zur Ablagerung von Kalksteinen/ Riffkalken (Trias), die aufgrund der permanenten Absenkung stetig wuchsen. Die heutigen Kalkalpen bestehen z.T. aus derartigen Ablagerungen. Im Jura setzte ein Seafloor-Spreading ein, welches die Küstenlinien von Europa und Afrika voneinander trennte. Die Bildung der Alpen ist auf eine kleine Platte zurückzuführen (adriatische Mikroplatte), die nahe der afrikanischen Platte gelegen haben muß. Während der höheren Kreide bewegten sich die eurasische Platte und die adriatische Mikroplatte aufeinander zu (vgl. Abb. 2.3.5), und es kam zur Kollision dieser Platten. Ein Teil der adriatischen Mikroplatte wurde auf den eurasischen Kontinent überschoben. Im Zuge der Hebung der verdickten Kruste kam es zur Erosion und Ansammlung der Sedimente nördlich der Alpen (tertiäre Molasse). Durch die quartären Eiszeiten wurde die Morphologie der Alpen überarbeitet (Tätigkeit der Gletscher). Gletschersedimente wurden

nach Norden transportiert und bilden den heutigen Untergrund von München (Münchner Schotterebene).



**Abb. 2.3.5:** Paläogeographische Situation gegen Ende der Kreidezeit. Zwischen Afrika und Europa (bzw. Eurasien) befindet sich die Thetys („Urmittelmeer“), die adriatische Mikroplatte ist nach Norden gedriftet, kollidierte mit Eurasien im Bereich des Balkans und bewegt sich nach Norden. Der penninische Ozean (Randmeer der Thetys) wird dadurch geschlossen. Reste diese Ozeans findet man heute in den Zentralalpen. Die deutschen Alpen bestehen vorwiegend aus Ablagerungen am Nordrand der adriatischen Platte. Diese Ablagerungen sind bei der Kollision weit auf die eurasische Platte geschoben worden (aus: STANLEY, 1994).

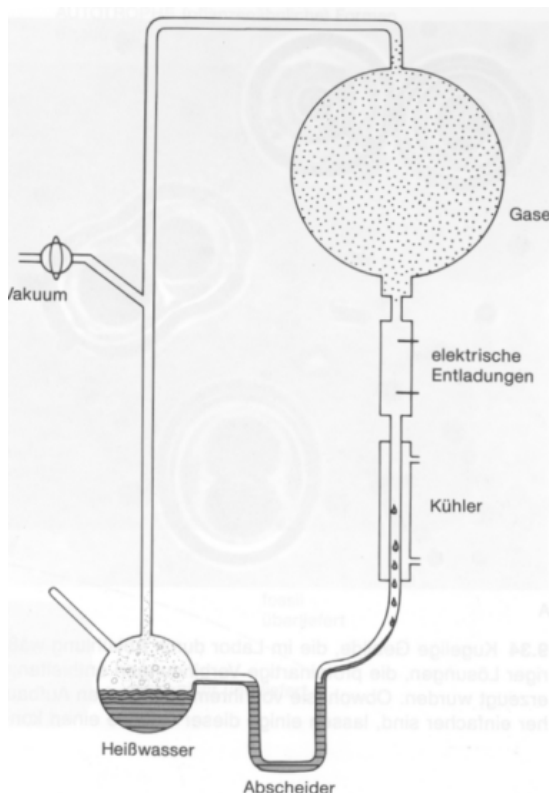
## 2.4. Historische Geologie

### 2.4.1. Die Entwicklung des Lebens auf der Erde

Die Voraussetzungen für eine Entwicklung von Leben (nach unserer Definition) liegen in der Situation der Erde begründet:

- ausreichend Größe, um eine Atmosphäre halten zu können.
- Günstige Entfernung zur Sonne, so daß eine Kondensation von Wasser möglich ist.
- Fixierung von  $\text{CO}_2$  im Wasser (Kalkgesteine), dadurch Verringerung des Treibhauseffektes möglich.
- Magnetfeld, um kosmische Strahlungen abzuhalten.
- Ozonschicht als Schutz vor UV-Strahlung (dadurch wird Leben auf dem Land ermöglicht).

Die Entwicklung von Leben auf der Erde setzt **organische Substanz** voraus. Experimentelle Untersuchungen von MILLER ergaben, daß aus einer Ur-Atmosphäre durch Einwirkungen von elektrischen Entladungen (Blitze) Aminosäuren und Peptide gebildet werden können (vgl. Abb. 2.4.1).



**Abb. 2.4.1:** Apparatur von MILLER. Aus einer Uratmosphäre ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{NH}_3$  etc.) können sich durch elektrische Entladungen organische Verbindungen bilden, die nach Kondensation im Abscheider nachgewiesen wurden (aus: STANLEY, 1994).

Bei Anwesenheit von Proteinen in wäßriger Lösung können sich spontan zellige Gebilde entwickeln, wie Abb. 2.4.2 zeigt.



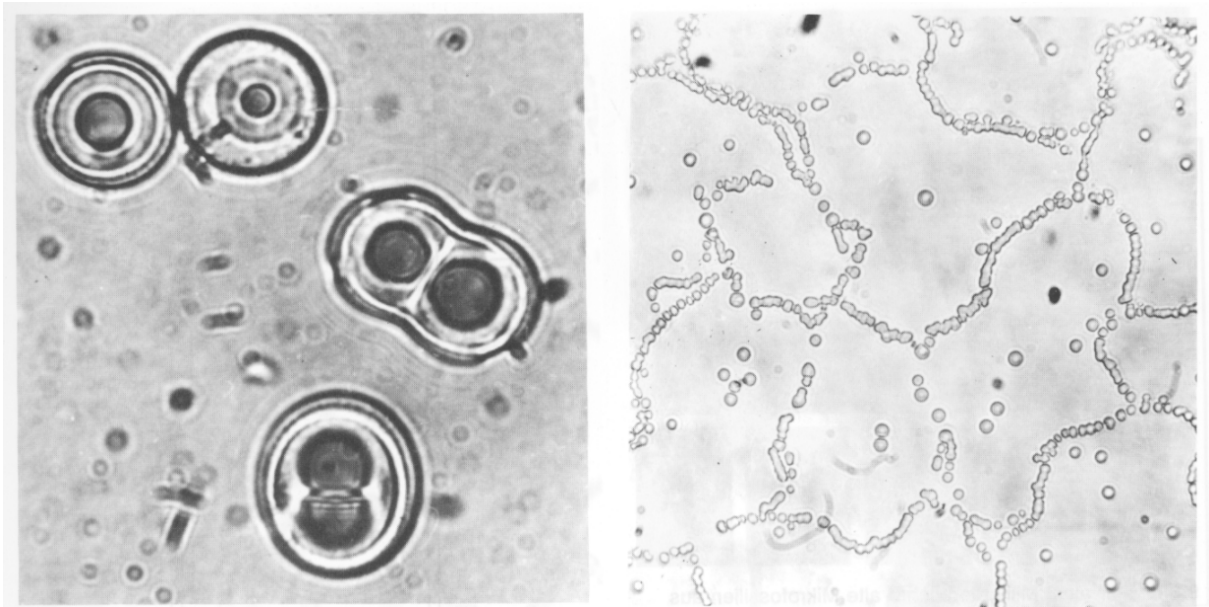


Abb. 2.4.2: Kugelige Gebilde bzw. kettenförmige Körper, die sich im Labor aus wässrigen Lösungen, die proteinhaltige Verbindungen enthalten, erzeugen lassen. Derartige Gebilde können sich spontan teilen (aus: STANLEY, 1994).

Möglicherweise können sich aus derartigen Gebilden komplexere Zellen entwickeln. Fossil überliefert sind Prokaryonten (zellkernlose Bakterien), die Photosynthese betreiben können. Aus Südafrika oder Australien sind massive Ablagerungen von Stromatolithen (kalkausscheidende Cyanobakterien) bekannt, die zu den frühesten Lebensformen gehören dürften.

#### 2.4.2. Die Entwicklung der Erde vom Präkambrium bis zur Gegenwart

Die Erdgeschichte wird in verschiedene Epochen unterteilt. Die Großgruppen sind Präkambrium (= Archaikum, Proterozoikum), Paläozoikum, Mesozoikum und Känozoikum (vgl. [Abb. 1.4.1](#)).

##### **Archaikum (4,6 – 2,5 Milliarden Jahre)**

Das Archaikum ist die Zeit der Entstehung der Erde bis zum Auftreten von ersten Lebensformen (ca. 2,5 Milliarden Jahre). Es beinhaltet somit einen bedeutenden Teil der gesamten Erdgeschichte, der aber nur sporadisch durch Gesteine dokumentiert ist. In die Zeit des Archaikums fällt die Bildung von Kontinentkernen.

##### **Proterozoikum (2,5-0,5 Milliarden Jahre)**

Im Proterozoikum wuchsen die Kontinente bis zu einer Größe ähnlich der heutigen. Mehrere Gebirgsbildungen sind aus dem Proterozoikum bekannt, evtl. auch die Existenz eines Superkontinentes. [Abb. 2.4.3](#) zeigt die angenommene Lage der Großkontinente. In Europa sind proterozoische Gesteine auf dem baltischen Schild bekannt. Weiterhin finden sich proterozoische Einheiten im Bayerischen Wald und dem Schwarzwald. Die damalige Lage dieser Gesteine ist unklar. Möglicherweise handelt es sich um Teile des damaligen afrikanischen Kontinentes.

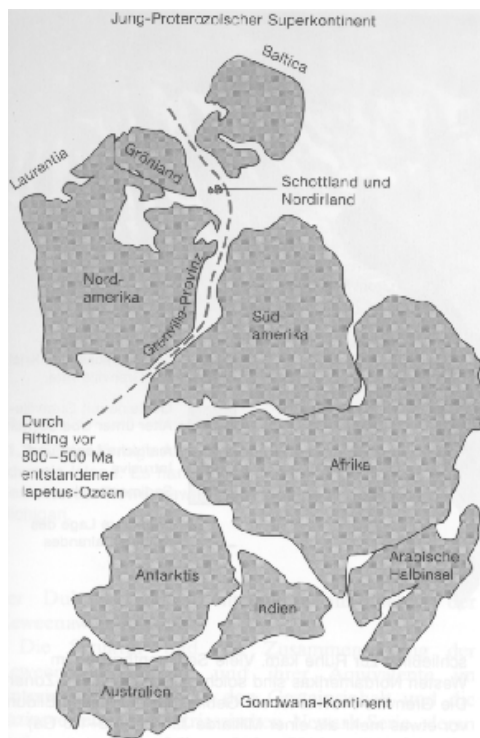
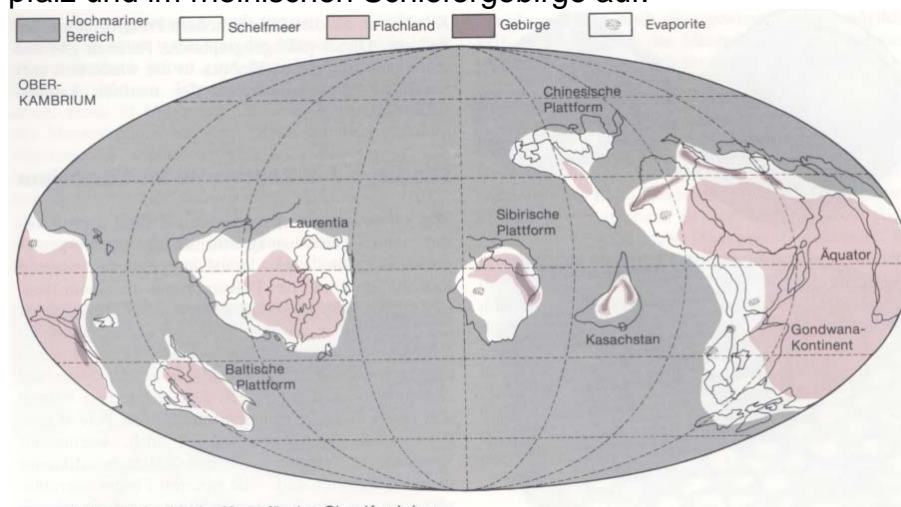


Abb. 2.4.3: Angenommene Lage der Kontinente im Oberproterozoikum (aus: STANLEY, 1994).

**Paläozoikum (500 – 250 Millionen Jahre)**

Das Paläozoikum (Erdaltertum) wird in Kambrium, Ordovizium, Silur, Devon, Karbon und Perm unterteilt. Im **Kambrium** und **Ordovizium** treten eine Vielzahl unterschiedlicher Lebensformen (z.B. Trilobiten, Brachiopoden) auf. Weiterhin entwickeln sich die ersten Lebensformen, die Riffe bilden können (z.B. Schwämme). Paläogeographisch findet eine Kollision von Nordamerika („Laurentia“) mit der baltischen Plattform (Baltika) statt. Das dabei entstandene Gebirge findet sich im heutigen Schottischen Hochland (vgl. Abb. 2.4.4). In Deutschland treten Sedimentgesteine aus dieser Zeit in der Oberpfalz und im rheinischen Schiefergebirge auf.

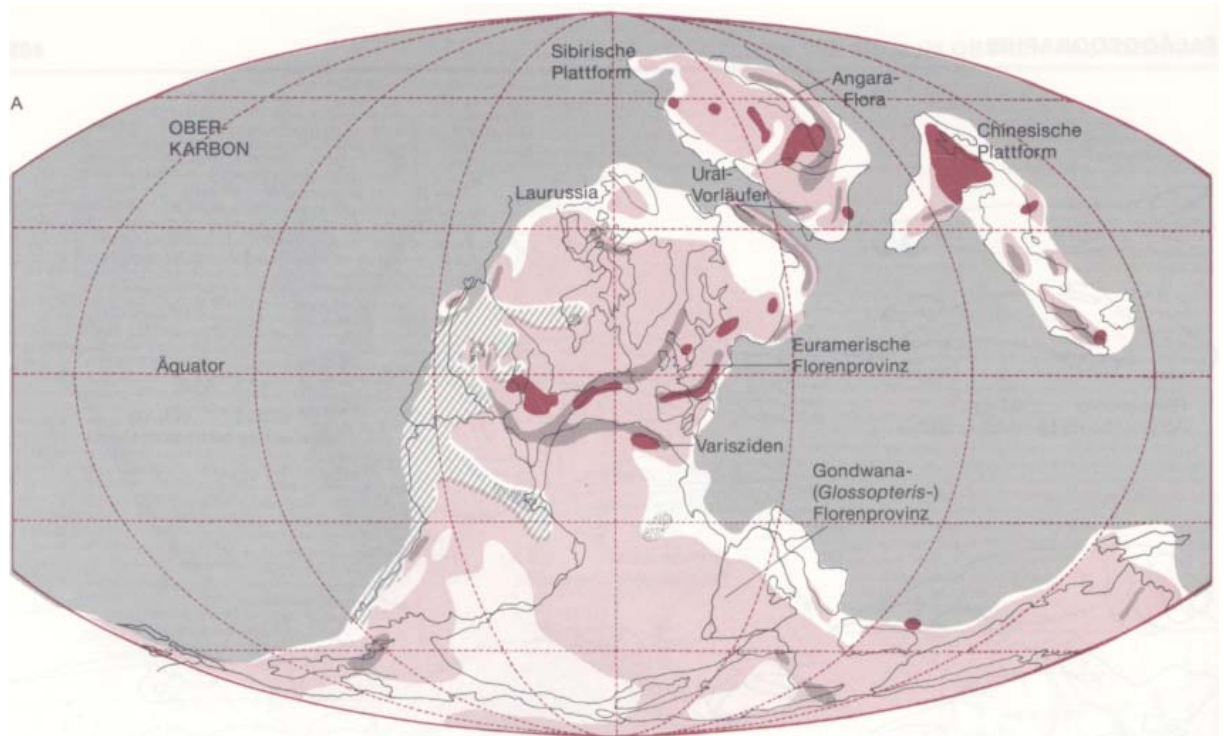


Paläogeographische Karte für das Ober-Kambrium. Die Kontinente lagen in niedrigen Breiten, und die meisten waren von Flachmeeren überflutet.

Abb. 2.4.4: Paläogeographische Karte des Oberkambriums. Erläuterungen siehe Text (aus: STANLEY, 1994).

Im **Silur** und **Devon** entwickelt sich Ammoniten, Fische sowie Pflanzen und Insekten auf dem Festland. Der Sauerstoffgehalt der Atmosphäre war somit offenbar ausreichend für Landlebensformen. In Deutschland findet man Gesteine aus dieser Zeit im rheinischen Schiefergebirge sowie im Harz. Es handelt sich vorwiegend um Sedimentgesteine.

Im **Karbon** und **Perm** entstand ein Superkontinent (Pangäa). Durch die Kollision verschiedener Platten entstand in Mitteleuropa ein Gebirge, welches die beschriebenen Sedimentgesteine aus dem Kambrium bis Devon auffaltet („variszische Gebirgsbildung“). Europa lag wohl im Bereich des Äquators, so daß tropische Bedingungen herrschten. Zeugen dieses Klimas sind die karbonischen Kohlen (heutige Steinkohle). Zum Perm hin wurde das Klima zunehmend arid (Bildung von kontinentalen Sandsteinen). In der Zeit des Perm (290 – 250 Millionen Jahre) wurde das mitteleuropäische Gebirge eingeebnet.



**Abb. 2.4.5:** Paläogeographische Karte des Oberkarbons. Die „Südkontinente“ (heutiges Afrika, Südamerika, Australien, Antarktika etc.) kollidieren mit den Nordkontinenten (heutiges Nordamerika, Baltica, sibirische und chinesische Plattform). Dadurch entsteht u.a. in Mitteleuropa ein Hochgebirge, welches das heutige deutsche „Grundgebirge“ darstellt. In diesem Gebirge befinden sich die verfalteten und z.T. metamorphen Sedimentgesteine, die in den vorhergehenden erdgeschichtlichen Epochen abgelagert worden sind (aus: STANLEY, 1994).

### **Mesozoikum (250 – 65 Millionen Jahre)**

Das Mesozoikum oder Erdmittelalter wird aufgrund des Einsetzens von neuen Lebensformen vom Paläozoikum unterschieden. Es wird unterteilt in Trias, Jura und Kreide.

In **Trias** und **Jura** treten Lebensformen wie die Dinosaurier auf. Der Superkontinent Pangäa zerbricht (Öffnung des Atlantiks sowie Absenkungen im

Bereich von Mitteleuropa; Entstehung der Thetys). Europa ist der Nordrand der Thetys. Triassische und jurassische Gesteine außerhalb der Alpen finden sich in Mittel- und Süddeutschland sowie auf der schwäbischen und fränkischen Alb. Die Sedimentgesteine dieser Zeit liegen diskordant dem unterlagernden „Grundgebirge“ (durch die variszische Gebirgsbildung verfalteten paläozoischen Gesteine) auf. Dem „europäischen“ Ablagerungsraum steht ein alpiner Ablagerungsraum (Südküste der Thetys) gegenüber, der eine andere Entwicklung von Lebensformen beinhaltet und jetzt u.a. in den Alpen aufgeschlossen ist.

In der **Kreide** ist eine beginnende Schließung der Thetys festzustellen. In Mitteleuropa ist der Rückgang der Thetys daran zu erkennen, daß Sedimentgesteine der Kreide nur noch in einzelnen Becken abgelagert werden. Das Ende der Kreidezeit wird u.a. durch das Aussterben der Dinosaurier gekennzeichnet (weltweite Klimaabkühlung, evtl. Meteoriteneinschlag).

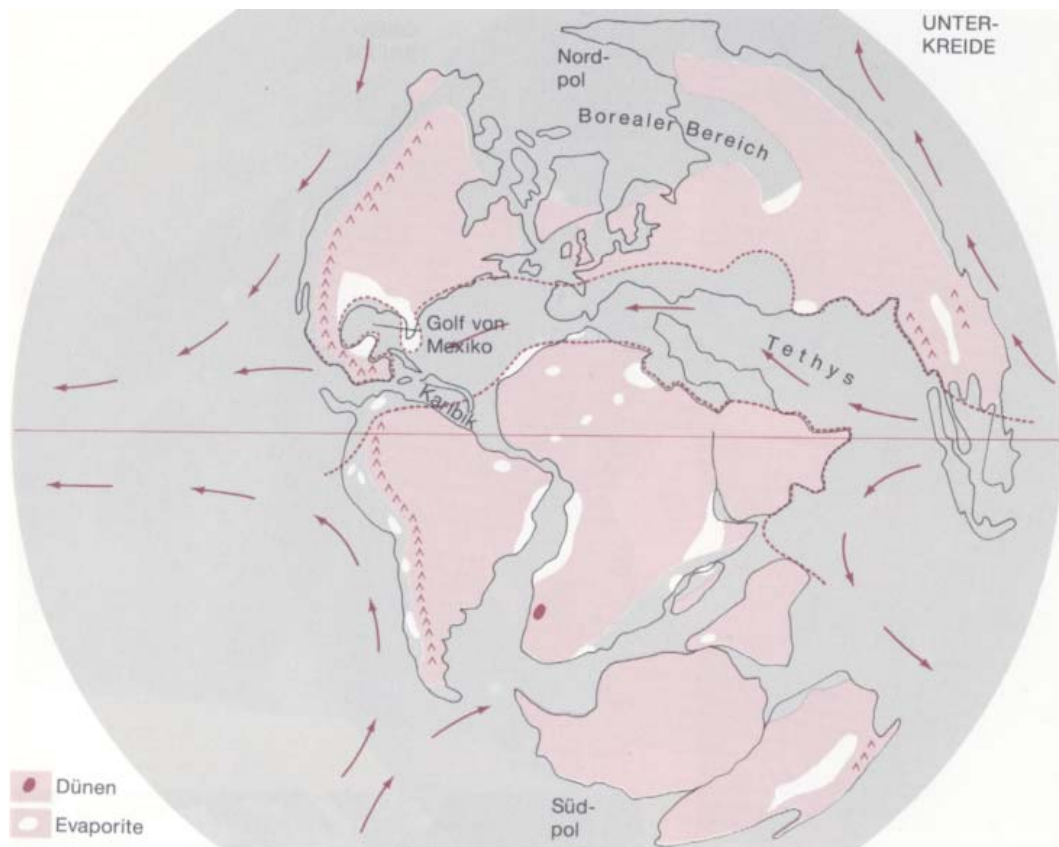


Abb. 2.4.6: Paläogeographische Situation in der Unterkreide. Der Atlantik öffnet sich, zwischen Europa und Afrika befindet sich die Thetys. Erläuterungen siehe Text (aus: STANLEY, 1994).

### **Känozoikum (65 Millionen Jahre – heute)**

Die jüngste Zeit der Erdgeschichte wird Känozoikum (Tertiär, Quartär) genannt. Im **Tertiär** erfolgt eine Schließung der Thetys sowie die Bildung der alpinen Gebirge. Tertiäre Einheiten finden sich in Deutschland in lokalen Senken sowie in Bayern (Alpenraum bis zur Donau). Paläontologisch ist das Tertiär durch die Entwicklung der Säugetiere gekennzeichnet. Paläoklimatologisch ist von einem relativ warmen Klima auszugehen (Braunkohleflöze).



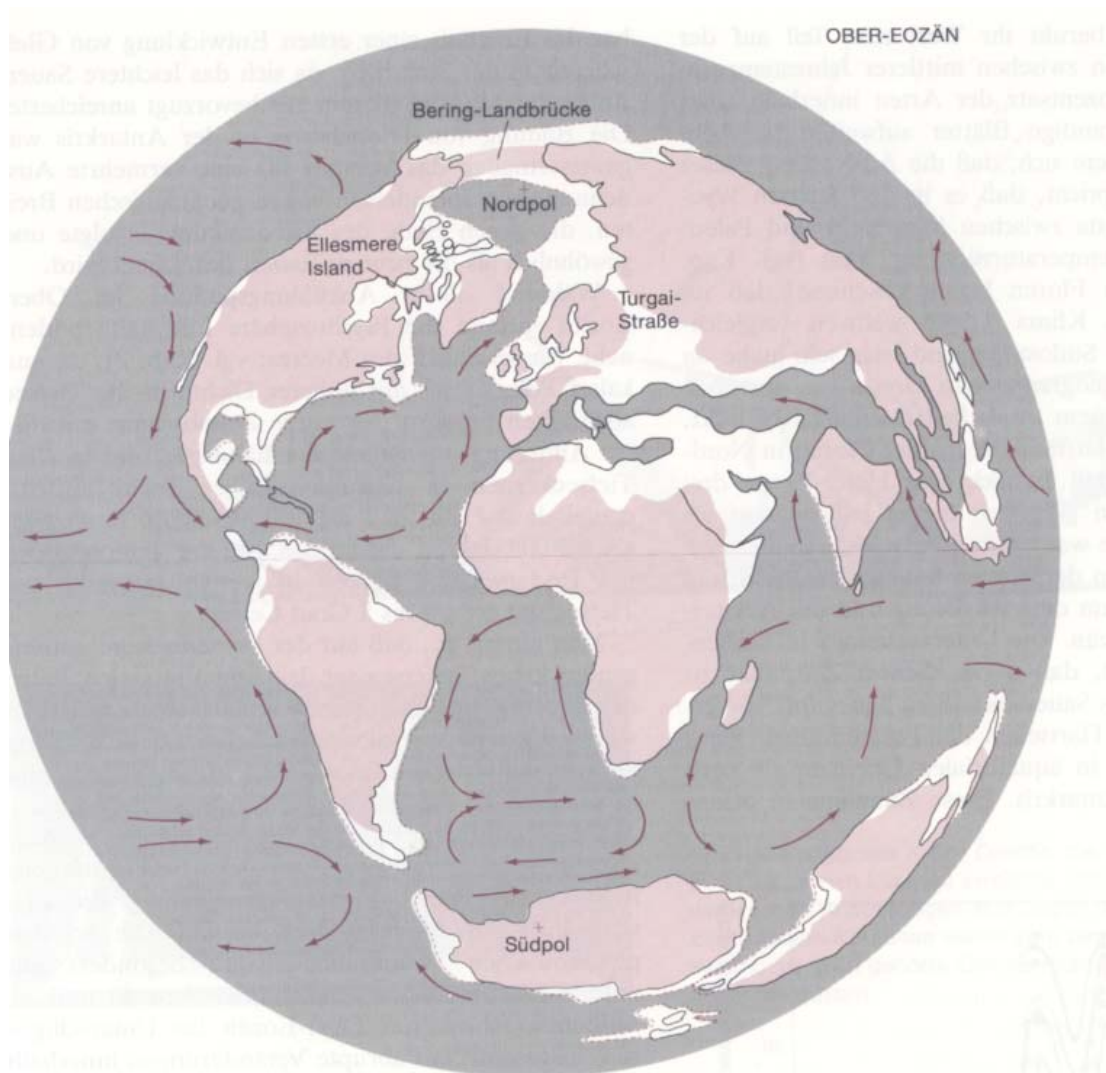


Abb. 2.4.7: Paläogeographische Situation im Tertiär (Ober-Eozän). Erläuterungen siehe Text (aus: STANLEY, 1994)

Im **Quartär** findet eine weltweite Abkühlung statt (Vereisung der Polkappen, Absenkung der Meeresspiegel). In Deutschland lassen sich verschiedene Phasen der Vereisung nachweisen. Die letzten 4 Vereisungsphasen in Süddeutschland, die anhand Ihrer Ablagerungen eindeutig dokumentiert sind, heißen Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit. Während dieser Kaltphasen bewegten sich die Gletscher aus den Alpen bis etwa auf die Höhe von München. Nach Abschmelzen der Gletscher entstehen nördlich der Moränenzüge ausgedehnte Schotterflächen (z.B. Münchner Schotterebene).

2.4.3. Die Geologie Deutschlands

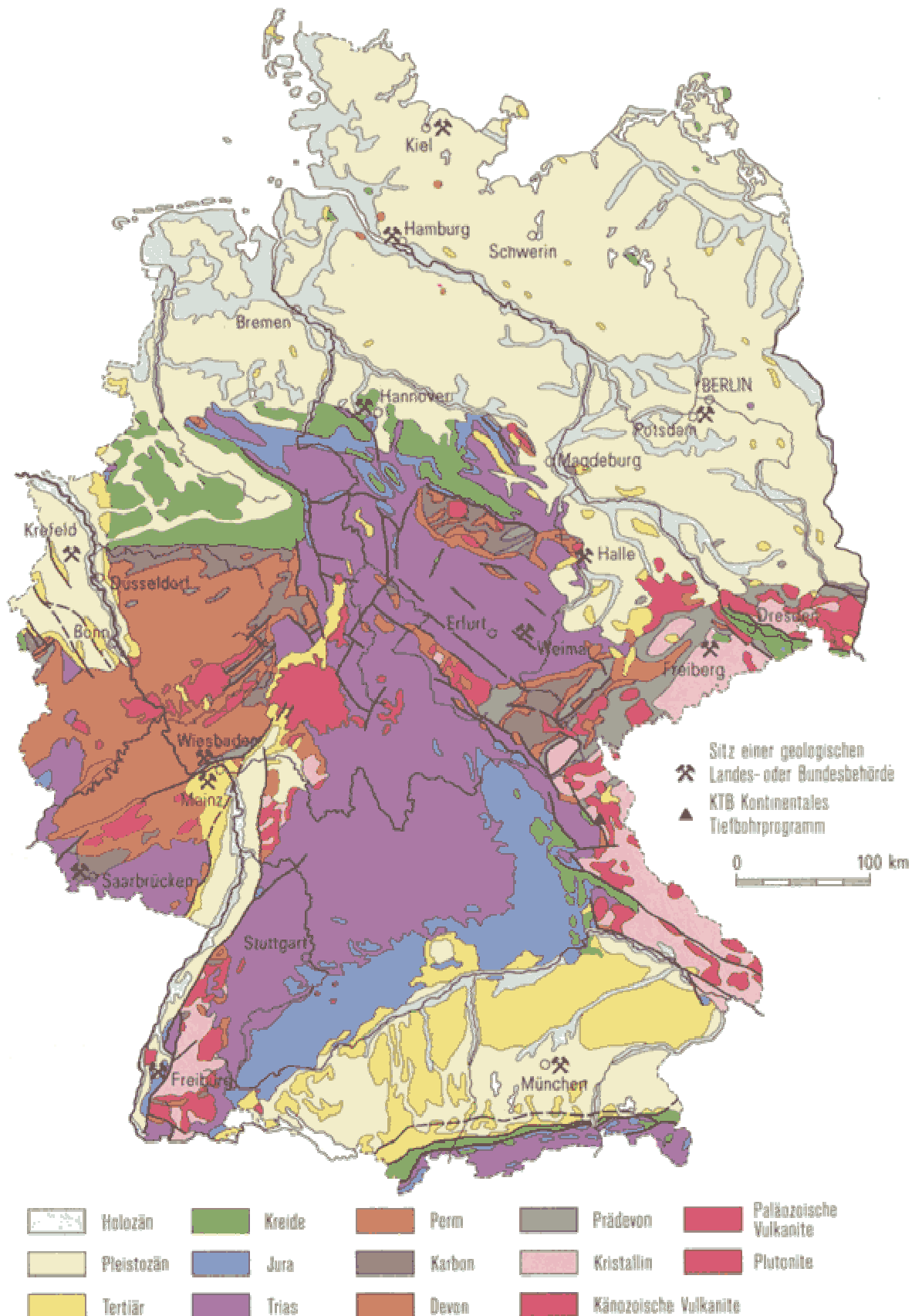


Abb. 2.4.8: Geologische Karte von Deutschland. Erläuterungen siehe Text.

Die Geologie Deutschlands wird in einen **alpinen Bereich** sowie einen **außeralpinen Bereich** unterteilt. Der außeralpine (größere Bereich) läßt sich in folgende strukturelle Einheiten unterteilen:

- Verfaltete und teils metamorphe Gesteine, in die z.T. magmatische Gesteine eingedrungen sind. Dabei handelt es sich um das **Grundgebirge** (Zeit vom Präkambrium bis Ende des Paläozoikums).
- Darüber liegen geringer verstellte Gesteine, die diskordant dem Grundgebirge aufliegen. Die Gesteine beinhalten die mesozoischen Einheiten (Trias, Jura, Kreide) sowie das Tertiär und werden als **Deckgebirge** bezeichnet.
- Darüber liegen **quartäre Lockersedimente**, die v.a. im Alpenvorland und im norddeutschen Flachland anzutreffen sind.

**Grundgebirge**

Die ältesten Einheiten in Deutschland befinden sich im Schwarzwald und im Bayerischen Wald. Es handelt sich um präkambrische Gesteine, in die jüngere Magmatite (variszische Gebirgsbildung) eingedrungen sind. Man geht davon aus, daß unterhalb des Deckgebirges die Einheiten von Schwarzwald und Bayerischem Wald verbunden sind. Durch jüngere Hebungen (z.B. Hebungen beiderseits des Rheintalgrabens) sind diese alten Einheiten auf heutiges Niveau gelangt (vgl. Abb. 2.4.9). In der geologischen Übersichtskarte von Deutschland (vgl. Abb. 2.4.8) werden diese Einheiten als „Kristallin“ bezeichnet.

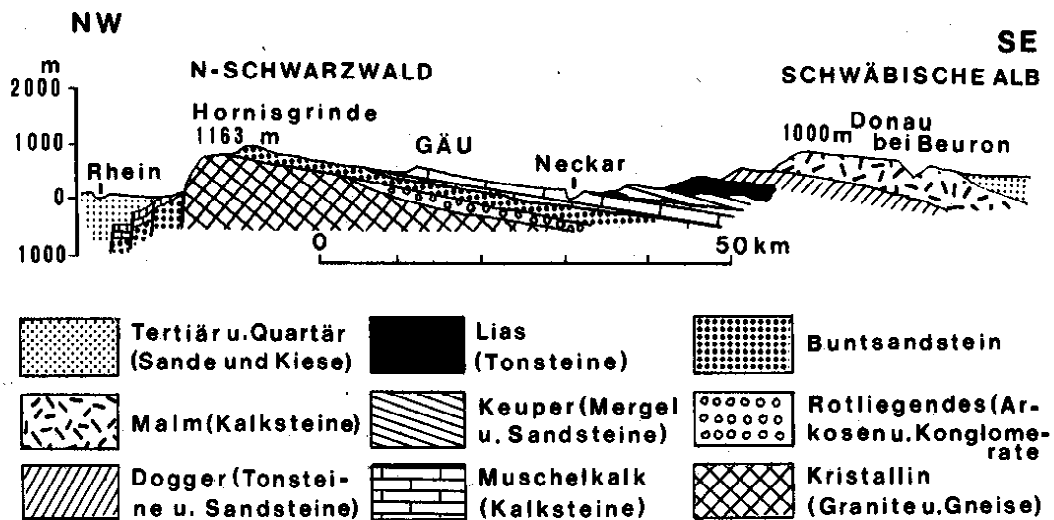


Abb. 2.4.9: Nordwest-Südost-Profil von Rheintalgraben über den Schwarzwald auf die schwäbische Alb. Das Kristallin des Schwarzwaldes wird von Einheiten der Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper) und Jura (Lias, Dogger, Malm) überlagert. Durch die Öffnung des Rheintalgrabens kommt es zur Hebung der Grabenflanken sowie zum Auftreten von Kristallin (Präkambrium) an der Erdoberfläche (aus: HENNINGSEN, 1981).

Nördlich dieser ältesten Einheiten schließen sich Zonen an, die aus paläozoischen, verfalteten Einheiten bestehen (Frankenwald, rheinisches Schie-



fergebirge, Harz). Diese Gesteine wurden vor der variszischen Gebirgsbildung abgelagert und bei der Gebirgsbildung (Kollision der „Südkontinente“ mit Baltika) teilweise verfaultet und metamorphisiert. In der geologischen Karte von Deutschland werden diese Einheiten als „Prädevon“ bis „Karbon“ bezeichnet. Im Anschluß an die Gebirgsbildung bildeten sich im Oberkarbon Rand- und Binnensenken heraus, die mit feinkörnigen Sedimenten gefüllt wurden. In diesen Senken wurden Kohleflöze gebildet.

### Deckgebirge

Nach der variszischen Gebirgsbildung erfolgte eine Einebnung des Gebirges (lokal auftretende Sandsteine des Perm). Eine allmähliche Überflutung des Kontinentes (beginnendes Zerbrecen des Superkontinentes Pangäa) ist durch die Bildung von Salzlagerstätten in Deutschland belegt. Im Anschluß bildeten sich flächenhaft ausgebreitete Gesteine der Trias (violette Einheiten in der geologischen Übersichtskarte von Deutschland, [Abb. 2.4.8](#)). Über der Trias lagerten sich Gesteine des Jura ab. Während der untere Jura großteils aus dunklen Tonen besteht (hoher organischer Anteil, daher vermutlich Ablagerung in Becken mit schlechter Durchlüftung), bilden sich im späteren Jura helle Kalke (offenes Kontinentalmeer). In der Kreide ging das Meer zurück (Schließung der Thetys), so daß es lediglich in einzelnen Becken zur Ablagerung von Sedimenten kam.

Durch die alpidische Orogenese wurden die Alpen gebildet. Die Thetys war im früheren Tertiär lediglich in einem schmalen Bereich zwischen Alpen und der Höhe der heutigen Donau vorhanden und bis zum Ende des Tertiärs verschwunden. Aus dem Abtragungsmaterial der Alpen bildete sich die sogenannte **tertiäre Molasse** nördlich der Alpen. Durch die zunehmende Kompression der Alpen erfolgte eine Faltung des südlichen Bereiches der Molasse (z.B. Murnauer Mulde). Weiterhin finden sich tertiäre Einheiten im **Rheintalgraben**, bei dem es sich um einen tektonischen Grabenbruch handelt, sowie in der **Kölner Bucht**.

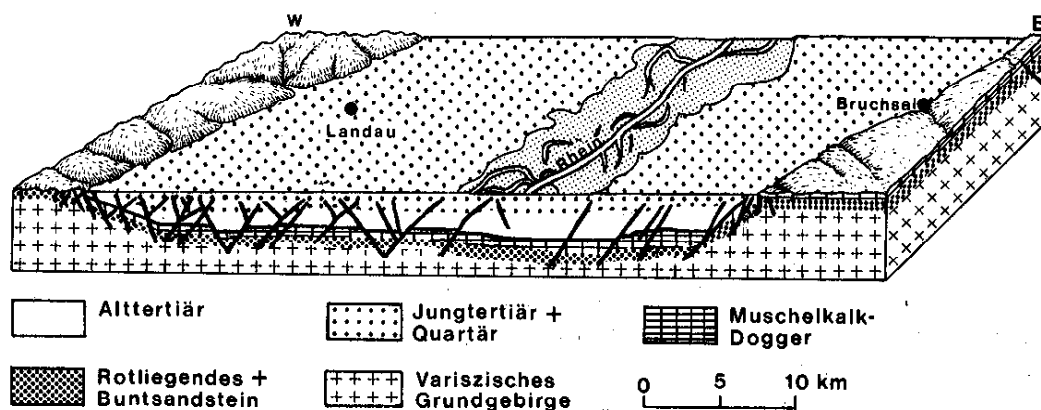


Abb. 2.4.10: Schnitt durch den Rheintalgraben nördlich von Karlsruhe. Das variszische Grundgebirge ist eingebrochen, die Füllung des Grabens besteht aus tertiären und quartären Sedimenten (aus: HENNINGSEN, 1981).

### ***Junge Vulkangebiete in Deutschland***

In Deutschland finden sich eine Reihe von Vulkangebieten, wie z.B. in der Eifel, dem Westerwald, der Rhön sowie im Kaiserstuhl (riftbezogener Vulkanismus). Größtenteils handelt es sich um basaltischen, tertiären (teilweise auch quartären) Vulkanismus. Dieser wird in Verbindung mit einer Blocktektonik durch die Kollision der europäischen mit der adriatischen Platte gesehen. Durch Versätze bzw. Aktivierung von Störungen durch die Kollision können Wegsamkeiten für Magmen entstehen. Derartige Vulkanite stellen wichtige Vorkommen für Basalt (z.B. für Betonzuschlag, Splitt) dar. Im Kaiserstuhl treten Karbonatite auf, die in Zusammenhang mit der Bildung des Rheintalgrabens stehen. In Bayern finden sich Ablagerungen von Tuffen in der tertiären Molasse. Umwandlungen aus derartigen Tuffablagerungen sind die lagerstättenkundlich bedeutenden Bentonite.

### ***Quartäre Lockersedimente***

In Norddeutschland sowie nördlich der Alpen treten pleistozäne (eiszeitliche) Lockergesteine auf. Die Eisvorstöße kamen dabei aus Nordeuropa bzw. aus den Alpen, wie mittransportierte Gesteine (sog. Leitgeschiebe) erkennen lassen. Bei den Ablagerungen handelt es sich um Moränen und andere glazigene Gebilde, Schmelzwasserablagerungen sowie feinkörnige See-Sedimente (Tone; Bildung von Kieselgur). Nacheiszeitlich treten Ablagerungen von Schmelzwasserströmen (z.B. Sandr) auf. Im Münchner Raum bildet sich die ***Münchner Schotterebene***, eine Kiesschicht von mehreren m Mächtigkeit.

## 2.5. Mineralogie

**Minerale** sind auf natürliche Weise entstandene chemische Zusammensetzungen (aus einem oder mehreren chemischen Elementen zusammengesetzt). **Kristalle** sind chemische Substanzen, deren Atome nach einem einheitlichen gesetzmäßigen Schema angeordnet sind (Kristallgitter) und können künstlich sein.

Minerale können verschiedenen Bildungsbedingungen zugeordnet werden:

- **Magmatisch** (Kristallisation aus einer Gesteinsschmelze; in Vulkaniten und in Plutoniten), z.B. Pyroxene, Amphibole, Feldspäte.
- **Pegmatitisch-Pneumatolytisch**: Pegmatite bilden sich in der Endphase einer magmatischen Kristallisation, wobei überkritische fluide Phase ( $H_2O$ ) entsteht. Darin sind Elemente enthalten, die zu groß oder zu klein sind, um in bisher gebildete Minerale eingebaut werden zu können. Pegmatite sind somit silikatische Restschmelzen. Tritt überwiegend fluide Phase auf, wird von einem pneumatolytischem Stadium gesprochen.
- **Hydrothermal**: Kristallisation aus unterkritischen fluiden Phasen (hauptsächlich Wasser). Für das Auftreten von Wasser gibt es verschiedene Möglichkeiten (magmatisches Wasser, metamorphes Wasser, meteorisches Wasser).
- **Sedimentär**: Umwandlung von Mineralen an der Erdoberfläche („Verwitterung“); z.B. Entstehung von Tonmineralen aus Feldspäten, Oxidation von Mineralen (z.B. Sulfide zu Oxide), Ausfällung von Mineralen aus Meerwasser (z.B. Salzlagerstätten).
- **Metamorph**: Umwandlung/ Neubildung von Mineralen durch geänderte Druck-Temperatur-Verhältnisse.

### 2.5.1. Wichtigste Mineralgruppen

Minerale werden hinsichtlich ihrer Zusammensetzung in verschiedene Gruppen unterteilt:

- **Elemente** (z.B. Gold, Silber, Diamant).
- **Sulfide/ Arsenide** (Verbindungen zwischen Kation und Schwefel/ Arsen, z.B. Pyrit).
- **Oxide** (Verbindungen Kation und Sauerstoff; z.B. Magnetit).
- **Halogenide** (Verbindungen Kation und Halogenidion, z.B. Steinsalz).
- **Karbonate** (Salze der Kohlensäure  $H_2CO_3$ ; z.B. Calcit).
- **Sulfate** (Verbindungen zwischen Kation und Sulfat  $SO_4^{2-}$ ; z.B. Gips).
- **Phosphate, Vanadate, Arsenate** (Verbindungen zwischen Kation und Phosphat, Vanadat oder Arsenat; z.B. Apatit).
- **Silikate** (vgl. [Kap. 2.5.2](#)).

## Elemente

Es gibt ca. 20 natürlich vorkommende Elemente. Sie werden in folgende Gruppen unterteilt:

- Metalle/ Legierungen (Gold-Gruppe, Platin-Gruppe).
- Halbmetalle (Arsen-Gruppe).
- Nichtmetalle (Schwefel, Diamant, Graphit).

| Name    | Formel | Farbe*  | Härte<br>[Mohs] | Dichte<br>[g/cm <sup>3</sup> ] | System* | Entstehung  |
|---------|--------|---------|-----------------|--------------------------------|---------|---|
| Gold    | Au     | gelb    | 2,5             | 19                             | kubisch | primär<br>(hydrothermal, magmatisch)<br>sekundär (Seifengold) |
| Silber  | Ag     | grau    | 2,5             | 12                             | kubisch | hydrothermal<br>sekundär (Zementationszone)                   |
| Kupfer  | Cu     | rot     | 2,4             | 9                              | kubisch | hydrothermal  |
| Platin  | Pt     | grau    | 4               | 21                             | kubisch | magmatisch  |
| Diamant | C      | farblos | 10              | 3,5                            | kubisch | oberer Erdmantel  |

\*: vgl. Kap. 2.5.3.

Tab. 2.5.1: Übersicht über die wichtigsten Elemente

## Sulfide/ Arsenide

Es handelt sich um vorwiegend opake Minerale mit ausgeprägtem metallischen Glanz, die wichtige Lieferanten für Metalle darstellen (z.B. Blei aus Galenit/ Bleiglanz; Zink aus Zinkblende, Kupfer aus Kupferkies, Nickel aus Pentlandit). Sie sind aus einem oder mehreren Kationen sowie sulfidischem Schwefel/ Arsen aufgebaut. Schwefel ist hinsichtlich seiner Wertigkeit negativ. An der Erdoberfläche mit sauerstoffhaltiger Atmosphäre sind Sulfide (S<sup>2-</sup>-Ionen) instabil und werden je nach Bindungspartner in Sulfate (SO<sub>4</sub>-Verbindungen) umgewandelt. Aus Pyrit (FeS<sub>2</sub>) kann dabei Schwefelsäure entstehen (Problematik saurer Grundwässer in Bergbaugebieten mit pyrithaltigem Gestein). Findet man in Sedimentgesteinen detritischen (d.h. transportierten) Pyrit, so muß der Transport unter Sauerstoffabschluß stattgefunden haben. In archaischen Konglomeraten (Witwatersrand, Südafrika) findet man derartigen Pyrit. Das ist ein Hinweis auf eine sauerstofffreie Atmosphäre in dieser Zeit.

| Name       | Formel                              | Farbe* | Härte<br>[Mohs] | Dichte<br>[g/cm <sup>3</sup> ] | System* | Entstehung                               |
|------------|-------------------------------------|--------|-----------------|--------------------------------|---------|--|
| Pentlandit | (Ni,Fe) <sub>8</sub> S <sub>9</sub> | gelb   | 3,5             | 5                              | kubisch | magmatisch                               |
| Bleiglanz  | PbS                                 | grau   | 2,5             | 7,5                            | kubisch | hydrothermal                             |
| Zinkblende | ZnS                                 | braun  | 3,5             | 4                              | kubisch | hydrothermal                             |
| Pyrit      | FeS <sub>2</sub>                    | grau   | 6               | 5                              | kubisch | magmatisch<br>hydrothermal<br>sedimentär |
| Kupferkies | CuFeS <sub>2</sub>                  | gelb   | 3,5             | 4,2                            | kubisch | hydrothermal                             |

\*: vgl. Kap. 2.5.3.

Tab. 2.5.2: Übersicht über die wichtigsten Sulfide.

## Oxide/ Hydroxide

Es handelt sich um Verbindungen eines Metalls mit Sauerstoff ( $XO$ ,  $X_2O$ ,  $X_2O_3$ ,  $XO_2$ ,  $XY_2O_4$ ). Bei der Gruppe der Spinelle ( $XY_2O_4$ ) liegt eine dichteste Kugelpackung der O-Atome vor, in deren Lücken zweiwertige ( $Fe^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ) oder dreiwertige ( $Fe^{3+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ) Metallionen liegen. Oxide sind wichtige Erze für Fe und Cr, aus dem Aluminium-Hydroxid (i.w.S.  $Al(OH)_3$ ) wird Al gewonnen.

| Name     | Formel                | Farbe*                   | Härte [Mohs] | Dichte [g/cm <sup>3</sup> ] | System*  | Entstehung                                      |
|----------|-----------------------|--------------------------|--------------|-----------------------------|----------|---|
| Korund   | $Al_2O_3$             | farblos, gelb, rot, blau | 9            | 4                           | trigonal | pegmatitisch, metamorph                         |
| Hämatit  | $Fe_2O_3$             | grau                     | 5,5          | 5,3                         | trigonal | hydrothermal, sedimentär                        |
| Quarz    | $SiO_2$               | alle Farben              | 7            | 2,65                        | trigonal | magmatisch, metamorph, hydrothermal, sedimentär |
| Magnetit | $Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$ | schwarz                  | 5,5          | 5,2                         | kubisch  | magmatisch                                      |
| Chromit  | $Fe^{2+}Cr_2O_4$      | schwarz                  | 5,5          | 4,8                         | kubisch  | magmatisch                                      |

\*: vgl. [Kap. 2.5.3](#).

[Tab. 2.5.3](#): Übersicht über die wichtigsten Oxide.

Quarz ( $SiO_2$ ) läßt sich bezüglich der chemischen Formel als Oxid beschreiben. Seine Struktur ([vgl. Kap. 2.5.2](#)) läßt sich durch die Silikatstruktur darstellen (Gerüstsilikat), so daß er auch zur Gruppe der Silikate gezählt werden kann.

## Halogenide

Halogenide sind Verbindungen von Metallen/ Alkalien (z.B. Na, K)/ Erdalkalien (z.B. Ca, Mg) mit Halogeniden (z.B. F, Cl). Es sind normalerweise farblose Minerale (z.B. NaCl, Steinsalz), die durch Fremdgesteinseinschlüsse, Spurenelementgehalte oder Gitterdefekte alle Farben aufweisen können. Kennzeichnend für Verbindungen mit  $Cl^-$  ist eine niedrige Dichte, eine niedrige Lichtbrechung sowie eine leichte Löslichkeit in Wasser. Typische Bildungsbedingungen für Chloride sind Ausfällungen aus übersättigten Lösungen (Eindampfen von Meeresbecken, die wiederholt neu überflutet wurden, so daß sich mächtige Ablagerungen von Salzen bilden konnten). Salzlagerstätten zeigen häufig eine Abfolge, bei der schwerlösliche Minerale (z.B. Gips) zuerst gebildet wurden und nach oben hin die leichtere löslichen Minerale (NaCl, KCl, Magnesium-Sulfate) folgten. Erst wenn über der Salzablagerung eine Tonschicht abgelagert wurde, konnte das Salz erhalten werden. Durch die geringe Dichte von Steinsalz ist die Ausbildung von Salzdiapiren nach der Diagenese zu erklären (Aufstieg der Salzstöcke).

| Name    | Formel           | Farbe*      | Härte<br>[Mohs] | Dichte<br>[g/cm <sup>3</sup> ] | System* | Entstehung               |
|---------|------------------|-------------|-----------------|--------------------------------|---------|--------------------------|
| Halit   | NaCl             | alle Farben | 2,5             | 2,2                            | kubisch | sedimentär (Eindampfung) |
| Sylvin  | KCl              | alle Farben | 2               | 2                              | kubisch | sedimentär (Eindampfung) |
| Fluorit | CaF <sub>2</sub> | alle Farben | 4               | 3,2                            | kubisch | hydrothermal, sedimentär |

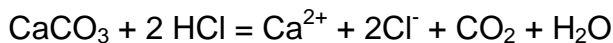
\*: vgl. Kap. 2.5.3.

Tab. 2.5.4: Übersicht über die wichtigsten Halogenide.

### **Karbonate**

Karbonate stellen Salze der Kohlensäure (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) dar. Kationen sind Ca, Mn, Zn, Mg (Calcit-Reihe) oder Ca, Sr, Pb, Ba (Aragonit-Reihe). Weiterhin gibt es Mischungen zwischen Karbonat und Hydroxid (Cu; Malachit-Azurit-Reihe).

Karbonate sind sehr selten primärmagmatisch gebildet (Calcit). Vorwiegend werden sie sedimentär und hydrothermal gebildet. Sie sind als Baustoff in der Zement- und Mörtelindustrie (Calcit), als feuerfester Rohstoff (Dolomit, Magnesit) wichtig. Calcit und Dolomit sind gesteinsbildend (Kalkstein bzw. Marmor aus Calcit; Dolomit bzw. Dolomitmarmor aus Dolomit). Kennzeichnend ist eine geringe Resistenz gegen Säure. Bei der Zugabe von verdünnter Salzsäure zu CaCO<sub>3</sub> ergibt sich (vereinfacht) folgende Reaktion:



Calcit löst sich unter Freisetzung von CO<sub>2</sub> (Aufschäumen). Je nach Stärke der Säure kann auch Dolomit gelöst werden. Diese Reaktion kann auch zur Identifizierung von (monomineralischen) Gesteinen (Kalkstein, Marmor) herangezogen werden.

| Name     | Formel                                    | Farbe*  | Härte<br>[Mohs] | Dichte<br>[g/cm <sup>3</sup> ] | System*    | Entstehung                            |
|----------|---|---------|-----------------|--------------------------------|------------|---------------------------------------|
| Calcit   | CaCO <sub>3</sub>                         | farblos | 3,5             | 2,7                            | trigonal   | sedimentär, hydrothermal, magmatisch  |
| Magnesit | MgCO <sub>3</sub>                         | farblos | 4,5             | 3,0                            | trigonal   | hydrothermal, sedimentär              |
| Dolomit  | CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>       | farblos | 3,5             | 2,9                            | trigonal   | hydrothermal, sedimentär              |
| Malachit | CuCO <sub>3</sub> * Cu(OH) <sub>2</sub>   | grün    | 3,5             | 4,0                            | rhom-bisch | Alterationsprodukt in Cu-Lagerstätten |
| Azurit   | 2 CuCO <sub>3</sub> * Cu(OH) <sub>2</sub> | blau    | 3,5             | 3,5                            | rhom-bisch | Alterationsprodukt in Cu-Lagerstätten |

\*: vgl. Kap. 2.5.3.

Tab. 2.5.5: Übersicht über die wichtigsten Karbonate.

### **Sulfate**

Sulfate sind Verbindungen von Sulfat (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) mit den Kationen Ba, Sr, Pb, Ca. Von Bedeutung ist **Gips** (CaSO<sub>4</sub>) als Baustoff (Stuckgips, Zementrohstoff, Füllmaterial). Gips kann sich sedimentär aus wässrigen Lösungen (Gipskrusten in ariden Gebieten, Ausfällung aus Gips aus salinaren Wäs-

sern) bilden. Bei der Diagenese entsteht aus Gips **Anhydrit**. An der Erdoberfläche kann sich Anhydrit durch Wasseraufnahme wieder in Gips umwandeln. Dabei findet eine Volumenzunahme statt. Quelldrücke im Tunnelbau können dadurch bis zu  $400 \text{ t/m}^2$  betragen. Gips ist in Wasser leicht löslich. Dabei entstehende Sulfatwässer sind betonaggressiv.

Das Mineral **Baryt** ( $\text{BaSO}_4$ ) enthält das schwere Barium als Kation. Baryt ist sehr schlecht wasserlöslich. Er wird zum Beschweren von Spülwässern bei Bohrungen, für Schwerbeton sowie als Strahlenschutz eingesetzt.

| Name     | Formel                                    | Farbe*  | Härte<br>[Mohs] | Dichte<br>[g/cm <sup>3</sup> ] | System*   | Entstehung               |
|----------|---|---------|-----------------|--------------------------------|-----------|--------------------------|
| Baryt    | $\text{BaSO}_4$                           | farblos | 3,5             | 4,5                            | rhombisch | hydrothermal             |
| Gips     | $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ | farblos | 2,5             | 2,4                            | rhombisch | sedimentär, hydrothermal |
| Anhydrit | $\text{CaSO}_4$                           | farblos | 3,5             | 3,0                            | rhombisch | metamorph aus Gips       |

\*: vgl. Kap. 2.5.3.

Tab. 2.5.6: Übersicht über die wichtigsten Sulfate.

## Phosphate

Phosphate sind Verbindungen des Phosphat-Ions ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) mit Kationen sowie fremden Anionen ( $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{OH}^-$ ). Wichtiger Vertreter ist Apatit ( $\text{Ca}_5[(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})/\text{PO}_4]_3$ ; hexagonal, Härte 5), der hydrothermal, sedimentär (fossile Knochen, Guano) oder magmatisch gebildet werden kann. Verwendung findet er bei der Herstellung von Phosphorsäure, Waschmitteln und Düngemitteln.

### 2.5.2. Silikate und deren Einteilung

Silikate sind mit über 80% am Aufbau der Erdkruste beteiligt und stellen somit die wichtigste Mineralgruppe dar. Silikate bestehen aus der Verknüpfung von  $\text{SiO}_4$ -Tetraedern (vgl. Kap. 2.1.3). Je nach Art der Verknüpfung der Tetraeder über deren Ecken (O-Atome) unterscheidet man verschiedene Silikatgruppen.

**Inselsilikate** bestehen aus einzelnen  $\text{SiO}_4$ -Tetraedern, die über Kationen verbunden sind. Zum Ladungsausgleich werden Kationen (z.B. Fe, Mg) benötigt. Abb. 2.5.1 zeigt die Struktur des Olivin. Die Tetraeder werden durch die Kationen (hier:  $\text{Mg}^{2+}$ ) verbunden. Das Verhältnis von Si:O beträgt 1:4. Wichtige Inselsilikate sind:

- **Olivin** als Hauptbestandteil in Mantelgesteinen sowie Bestandteil mancher Basalte. Er wird zur Herstellung von feuerfesten Forsteritziegeln benötigt.
- **Zirkon**, der in magmatischen Gesteinen primär vorkommt und als Ausgangsmaterial für das Element Zr (Legierungsbestandteil) sowie  $\text{ZrO}$  (Verwendung z.B. in keramischen Glasuren) verwendet wird.
- **Granat** als Bestandteil verschiedener metamorpher Gesteine (Verwendung als Schmuckstein und Schleifmittel).



| Name   | Formel   | Farbe*         | Härte [Mohs] | Dichte [g/cm <sup>3</sup> ] | System*        | Entstehung              |
|--------|--|----------------|--------------|-----------------------------|----------------|-------------------------|
| Olivin | (Mg,Fe)SiO <sub>4</sub>  | grün           | 7            | 4,0                         | orthorhombisch | magmatisch              |
| Zirkon | ZrSiO <sub>4</sub>   | braun, farblos | 7,5          | 4,5                         | tetragonal     | magmatisch              |
| Granat | A <sub>3</sub> <sup>2+</sup> B <sub>2</sub> <sup>3+</sup> [SiO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub> A=<br>Mg,Fe,Mn,Ca<br>B=Al,Fe,Cr,V | alle Farben    | 7,5          | 4,0                         | kubisch        | metamorph, hydrothermal |

\*: vgl. Kap. 2.5.3.

Tab. 2.5.7: Übersicht über wichtigste Inselsilikate.

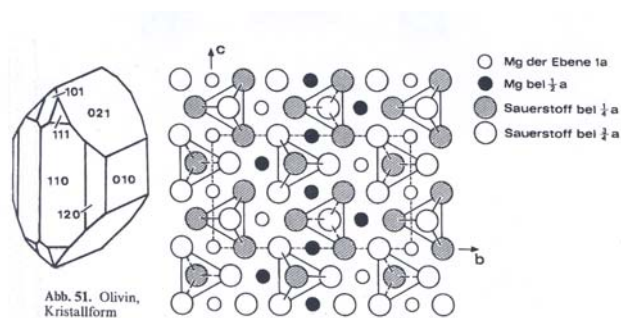


Abb. 2.5.1: Strukturdarstellung des Olivin (rechts) sowie Darstellung der kristallographischen Ausbildung (links). Bei den Zahlenkombinationen im Olivinkristall handelt es sich um kristallographische Flächenindizierungen (aus: MATTHES, 1993).

Bei **Gruppensilikaten** sind 2 SiO<sub>4</sub>-Tetraeder über deren Spitze verbunden, so daß sich ein Si:O-Verhältnis von 2:7 ergibt. Gesteinsbildende Minerale aus der Gruppe der Gruppensilikate treten nicht auf.

**Ringsilikate** bestehen aus geschlossenen Ringen von SiO<sub>4</sub>-Tetraedern (Dreier-, Vierer- und Sechseringe). Vertreter sind **Beryll** (Ausgangsmaterial zur Gewinnung von Beryllium (Leichtmetall); Edelstein), **Cordierit** (Verwendung als Schmuckstein) sowie **Turmalin** (typisches pegmatitisches Mineral, Schmuckstein).

| Name      | Formel   | Farbe*                    | Härte [Mohs] | Dichte [g/cm <sup>3</sup> ] | System*        | Entstehung   |
|-----------|--|---------------------------|--------------|-----------------------------|----------------|--------------|
| Beryll    | Al <sub>2</sub> Be[Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> ]   | gelb, grün, farblos, blau | 8            | 2,7                         | hexagonal      | pegmatitisch |
| Cordierit | (Mg,Fe) <sub>2</sub> [Al <sub>4</sub> Si <sub>5</sub> O <sub>18</sub> ] <sup>*</sup><br>nH <sub>2</sub> O  | grau, blau                | 7            | 2,6                         | orthorhombisch | metamorph    |
| Turmalin  | XY <sub>3</sub> Al <sub>6</sub> [(OH) <sub>4</sub> /(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> /(Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )]<br>X=Na,Ca<br>Y=Al,Fe <sup>2+</sup> ,Li,Mg,Ti <sup>4+</sup> ,<br>Cr <sup>3+</sup> | alle Farben               | 7            | 3,2                         | trigonal       | pegmatitisch |

\*: vgl. Kap. 2.5.3.

Tab. 2.5.8: Übersicht über einige Ringsilikate.

Bei den **Ketten- und Doppelkettensilikaten** ergeben sich S:O—Verhältnisse von 1:3 (Einfachketten, Pyroxene) bzw. 1:2,75 (Doppelketten; Amphibole). Es handelt sich um eine wichtige Silikatgruppe, da Pyroxene und Amphibole häufige gesteinsbildende Minerale sind.

**Pyroxene** treten gemäß der Differentiationsabfolge nach BOWEN (vgl. Abb. 2.1.10) als Kristallisationen aus magmatischem Material in Basalt/ Gabbro auf. Weiterhin sind Pyroxene zusammen mit Olivin Bestandteile des oberen Erdmantels. Pyroxene bestehen aus Ketten von SiO<sub>4</sub>-Tetraedern mit dazwischen liegenden Kationen Mg, Fe, Ca, Fe, Al sowie Na. Je nach kristallographischer Ausbildung werden Orthopyroxene (z.B. Enstatit) und Klinopyroxene (z.B. Diopsid) unterschieden. Eine Darstellung der Pyroxenzusammensetzungen findet sich in der Abb. 2.5.2. Pyroxene können im System Ca-Silikat, Mg-Silikat und Fe-Silikat dargestellt werden. Je nach Kationen treten die Minerale Diopsid, Hedenbergit, Enstatit und Ferrosilit auf. In der Natur sind einige Mineralzusammensetzungen nicht verwirklicht (Mischungslücken).

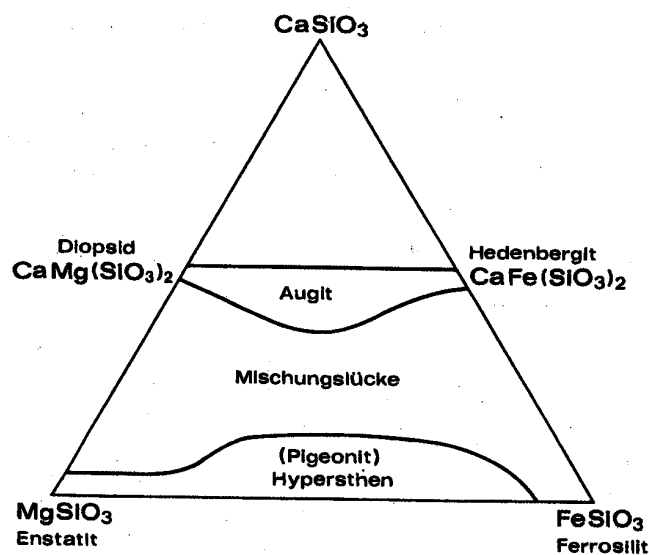


Abb. 2.5.2: Die Pyroxenzusammensetzungen im System Ca-Silikat, Mg-Silikat, Fe-Silikat. Erläuterungen siehe Text (aus: MATTHES, 1993).

| Name     | Formel   | Farbe*             | Härte [Mohs] | Dichte [g/cm <sup>3</sup> ] | System*        | Entstehung                                 |
|----------|--|--------------------|--------------|-----------------------------|----------------|--|
| Enstatit | Mg <sub>2</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]            | grau-grün          | 5,5          | 3,3                         | orthorhombisch | in ultramafischen Gesteinen, in Vulkaniten |
| Bronzit  | (Mg, Fe) <sub>2</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]      | grau-grün          | 5,5          | 3,3                         | orthorhombisch | in ultramafischen Gesteinen, in Vulkaniten |
| Diopsid  | Ca Mg [Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]                      | grau bis grau-grün | 5,5          | 3,4                         | monoklin       | metamorph, magmatisch (Karbonatite)        |
| Augit    | (Ca, Na) (Mg, Fe, Al)[(Si, Al) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ] | dunkelgrün         | 6            | 3,4                         | monoklin       | in Basalt                                  |

\*: vgl. Kap. 2.5.3.

Tab. 2.5.9: Übersicht über wichtige Pyroxene.

**Amphibole** bestehen aus Doppelketten von  $\text{SiO}_4$ -Tetraedern. Sie sind wichtige gesteinsbildende Minerale und treten in Andesit/ Diorit sowie Granit/ Rhyolith gemäß der Differentiationsabfolge nach BOWEN auf. Weiterhin sind sie wichtige Minerale in metamorphen Gesteinen (z.B. Amphibolit). Vertreter sind:

- **Tremolit ( $\text{Ca}_2\text{Mg}_5 [\text{OH}]_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}$ )** (Kristallsystem: monoklin, Entstehung: metamorph)
- **Hornblende ( $(\text{K}, \text{Na})_{0-1}(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5[(\text{OH}, \text{F})_2/(\text{Si}, \text{Al})_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$ )**; grün, dunkelgrün, dunkelbraun; Glasglanz bis Halbmattglanz; Kristallsystem: monoklin; Vorkommen: magmatische und metamorphe Gesteine)

In **Schichtsilikaten** treten  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder als zweidimensional unendlich ausgedehnte Schichten auf. Das Verhältnis von Si:O beträgt 1:2,5.

Bei den **Zweischichtstrukturen** sind alle freien Tetraederspitzen in die gleiche Richtung gerichtet. Kationen (z.B.  $\text{Mg}^{2+}$ ) sind von 2 O-Atomen der benachbarten Tetraederspitzen und 4 OH-Ionen umgeben. Somit wechselt sich eine  $\text{Si}_2\text{O}_5$ -Schicht mit z.B. einer  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ - Schicht.

In **Dreischichtstrukturen** sind freie Sauerstoffatome der Tetraederschichten gegeneinander gerichtet. Kationen ( $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ) verknüpfen in oktaedrischer Koordination gegenüber O und  $\text{OH}^-$  die Schichten; es ergibt sich somit eine Abfolge Tetraederschicht-Oktaederschicht-Tetraederschicht. Werden alle Oktaederpositionen (bei Zwei- oder Dreischichtstrukturen) mit zweiwertigen Ionen (z.B.  $\text{Mg}^{2+}$ ) verknüpft, wird die Besetzung als **trioktaedrisch** bezeichnet; werden nur 2/3 der oktaedrischen Plätze durch dreiwertige Kationen (z.B.  $\text{Al}^{3+}$ ) besetzt, spricht man von einer **dioktaedrischen** Besetzung

Bei der **Glimmerstruktur** wird in der Tetraederschicht ein  $\text{Si}^{4+}$  durch  $\text{Al}^{3+}$  ersetzt. Daher sind zusätzlich Kationen zum Ladungsausgleich erforderlich ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ).

Übersichten über die Strukturen sind in der Abb. 2.5.3 dargestellt. Aufgrund der Kristallstrukturen treten Schichtsilikate meist blättchenförmig auf und zeigen deutliche Härteunterschiede parallel zur Schichtung (höhere Härte) und senkrecht zur Schichtung (geringe Härte, z.B. 1 bei Talk). Die Schichtsilikate lassen sich in folgende Gruppen unterteilen (vgl. Tab. 2.5.10):

- Talk-Pyrophyllit-Gruppe.
- Glimmer-Gruppe.
- Chlorit-Gruppe.
- Serpentin-Gruppe.
- Tonmineral-Gruppe.

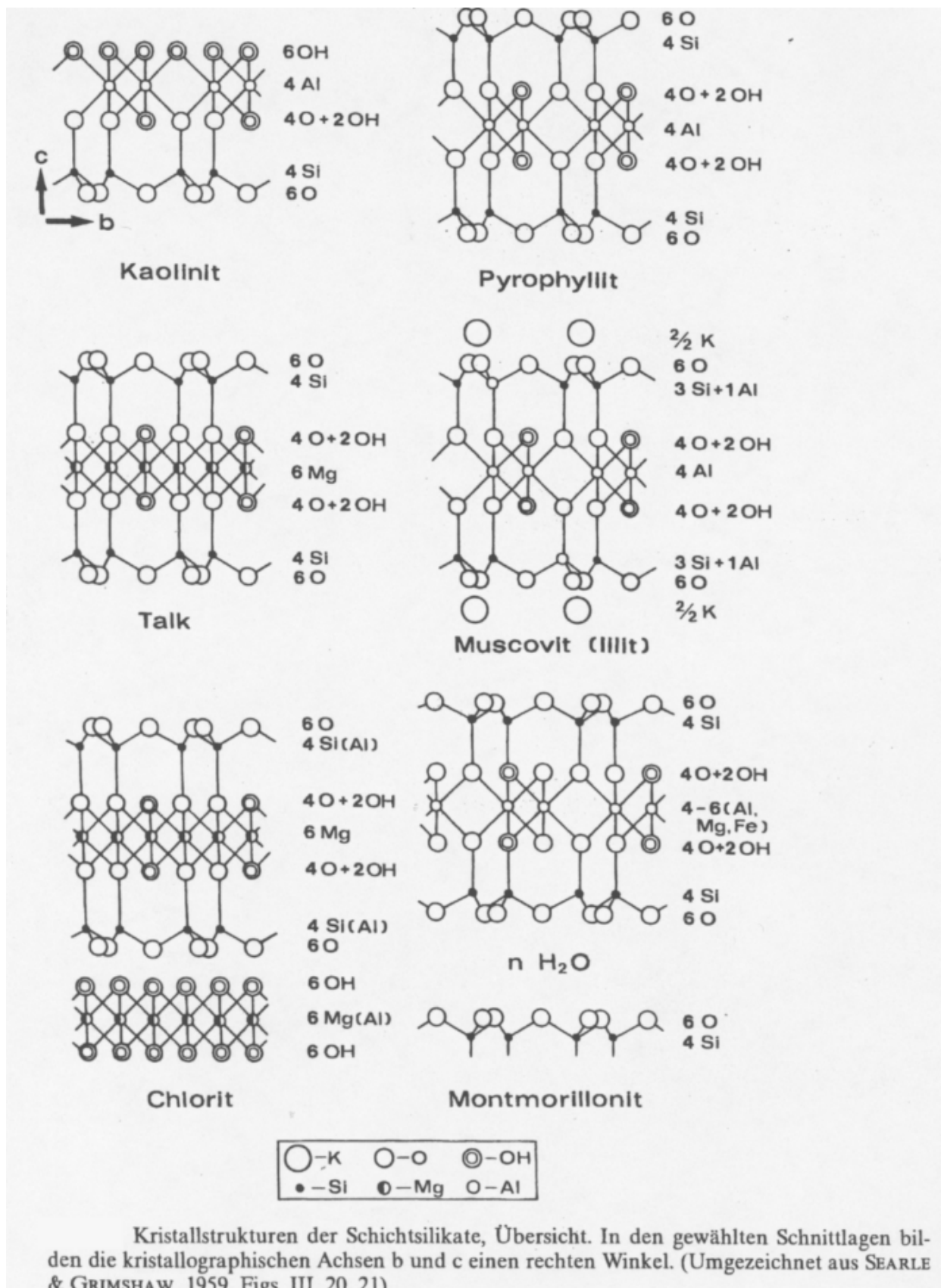


Abb. 2.5.3: Strukturen der Schichtsilikate (aus: MATTHES, 1993).

|                                |  |  |
|--------------------------------|--|--|
| <b>Talk-Pyrophyllit-Gruppe</b> |  | <b>Strukturtyp:</b> Dreischicht-Silikat            |
| Talk                           | $Mg_3[(OH)_2/Si_4O_{10}]$  | trioktaedrische Besetzung                          |
| Pyrophyllit                    | $Al_2[(OH)_2/Si_4O_{10}]$  | dioktaedrische Besetzung                           |
| <b>Glimmer-Gruppe</b>          |  | <b>Strukturtyp:</b> Dreischicht-Silikat            |
| Muscovit                       | $KAl_2^{[6]}[(OH)_2/Si_3Al^{[4]}O_{10}]$   | dioktaedrisch                                      |
| Paragonit                      | $NaAl_2[(OH)_2/Si_3AlO_{10}]$  | dioktaedrisch                                      |
| Phlogopit                      | $KMg_3[(OH, F)_2/Si_3AlO_{10}]$  | trioktaedrisch                                     |
| Biotit                         | $K(Mg, Fe^{2+})_3[(OH)_2/Si_3(Al, Fe^{3+})O_{10}]$   | trioktaedrisch                                     |
| Lepidolith                     | $K(Li, Al)_{2-3}[(OH, F)_2/Si_3AlO_{10}]$  |  |
| <b>Chlorit-Gruppe</b>          |  |  |
| Chlorit                        | $(Mg, Fe)_3[(OH)_2/(Al, Si)_4O_{10}] \cdot (Mg, Fe, Al)_3(OH)_n$ (als generalisierte Formel) | trioktaedrisch                                     |
| <b>Serpentin-Gruppe</b>        |  |  |
| Antigorit                      | $Mg_3[(OH)_n/Si_4O_{10}]$  | trioktaedrisch                                     |
| Chrysotil                      |  |  |
| Lizardit                       |  |  |
|                                |  |  |
| <b>Tonmineral-Gruppe</b>       |  | <b>Strukturtyp:</b> Zwei- oder Dreischicht-silikat |
| Kaolinit                       | $Al_2[(OH)_6/Si_4O_{10}]$  | dioktaedrisch                                      |
| Halloysit                      | $Al_4[(OH)_8/Si_4O_{10}] \cdot 4 H_2O$   | dioktaedrisch                                      |
| Montmorillonit                 | $(Al, Mg)_2[(OH)_2/Si_4O_{10}](Na, Ca)_x \cdot n H_2O$                                       |  |

Tab. 2.5.10: Unterteilung der Schichtsilikate

Schichtsilikate entstehen häufig durch Verwitterung aus Primärmineralen (z.B. Tonminerale u.a. aus Feldspäten). Bei den Tonmineralen handelt es sich um feinkörnige Schichtsilikate in kolloidaler Größenordnung, die in Böden bzw. Alterationsbereichen von Primärgesteinen auftreten können. Aufgrund der geringen Korngrößen können Tonminerale große Wassermengen anlagern und entsprechend bei Trocknung oder Belastung wieder abgeben (**Quellen/ Schrumpfen**). Tone bzw. tonhaltige Böden sind daher **wasser- und frostempfindlich**. Durch die Fähigkeit, viel Wasser anzulagern, ist der nutzbare Porenraum (vgl. Kap. 3.3.2) sehr gering. Tonminerale bzw. tonmineralreiche Sedimente werden daher für **Abdichtungen im Deponiebau** eingesetzt. Tonminerale der Montmorillonit-Gruppe können große Kationen anlagern bzw. abgeben. Dabei ändert sich ihr Volumen (bis zu 7-fache Volumenänderung möglich). Daher sind bei Baugrundbeurteilungen Montmorillonite (Smectite) besonders zu beachten (Gefahr des **Quellens von Böden**). Als weitere Eigenschaft von Bentoniten (vorwiegend Montmorillonit) sind thixotrope Eigenschaften zu nennen, die bei Bohrungen als Stützflüssigkeit bzw. zur thixotropen Einstellung verschiedener Massen ausgenutzt werden. Tonminerale zeigen unterschiedliche **plastische Eigenschaften**, die bei der Ziegelherstellung wichtig sind (Strangpressen von Grünkörpern).

Neben den Tonmineralen sind weitere geologisch wichtige Schichtsilikate

- **Talk** ( $Mg_3[(OH)_2/Si_4O_{10}]$ ); grün, Perlmutterglanz; Kristallstruktur: monoklin; Struktur: Dreischichtsilikat; Entstehung: metamorph-metasomatisch; Verwendung: Glas-, Farben-, Papier- und Keramikindustrie; Schmiermittel).

- **Muskovit ( $K Al_2[(OH)_2Si_3AlO_{10}]$ )** (grau, Perlmutterglanz; Kristallsystem: monoklin; Entstehung: magmatisch; sekundär aus Feldspäten, metamorph; Verwendung als Wärme- und Elektroisolation).
- **Biotit ( $K (Mg, Fe^{2+})_3[(OH)_2Si_3AlO_{10}]$ )** (dunkelgrün, dunkelbraun, schwarz; Perlmutterglanz; Kristallsystem: monoklin; Vorkommen: magmatisch, metamorph).
- **Serpentin ( $Mg_3[OH)_4Si_2O_5]$ )**; unterschiedliche Strukturvarietäten: Chrysotill (Faserserpentin), Antigorit (Blätterserpentin), Lizardit; Faserbildung durch „Aufrollen“ der Schichten; großes Mg-Ion in Oktaederschicht bewirkt Flexur, Vorkommen: metamorph aus Olivin, Pyroxen; Verwendung: Chrysotill als Asbest).

**Gerüstsilikate** sind unendlich ausgedehnte Gerüste von  $SiO_4$ -Tetraedern. Das Verhältnis von Si:O beträgt 1:2. Im einfachsten Fall ergibt sich die Formel  $SiO_2$  (Quarz). Da  $Al^{3+}$   $Si^{4+}$  ersetzen kann, ist ein Ladungsausgleich durch Kationen ( $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ) erforderlich. Daraus lassen sich die Feldspäte ableiten, bei denen das Al:Si-Verhältnis 1:3 (**Kalifeldspäte**) oder 2:2 (**Plagioklasse**) betragen kann. Feldspäte sind untereinander mischbar, d.h. es treten in der Natur Mischreihen zwischen Na-, K- und Ca-Feldspäten auf (vgl. Abb. 2.5.4).

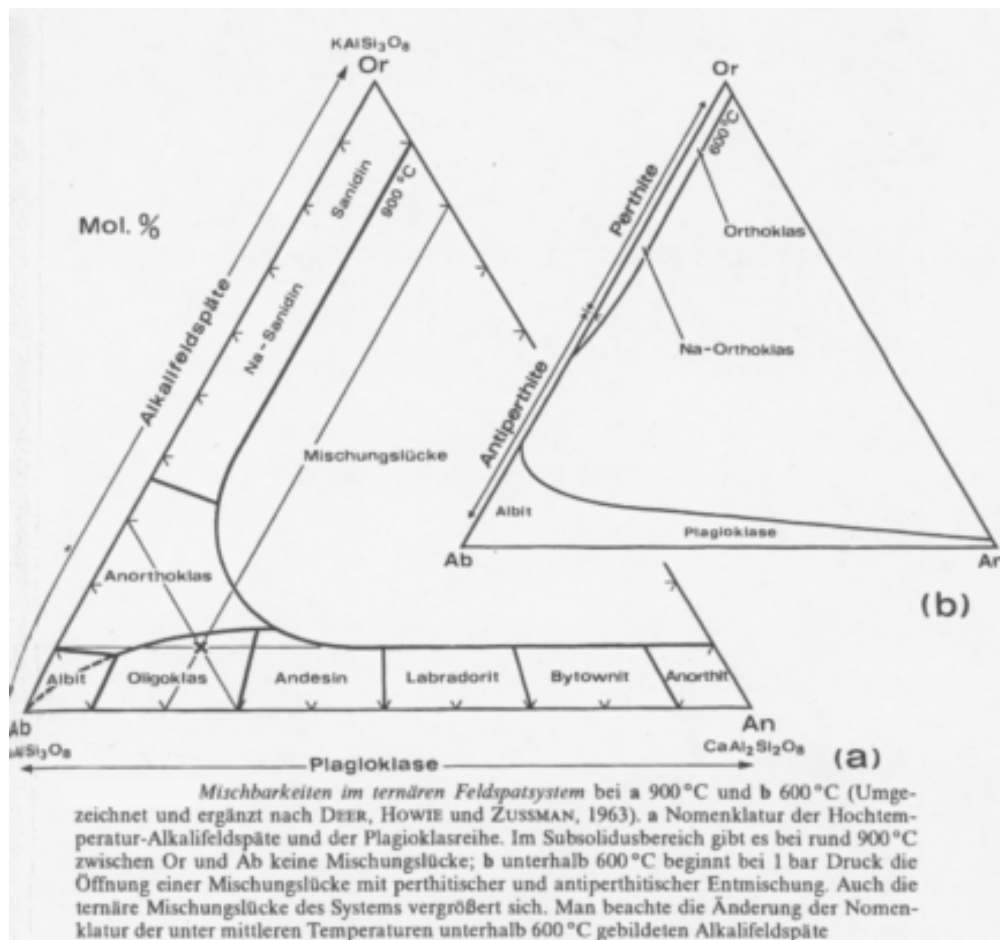


Abb. 2.5.4: Feldspatdreieck Orthoklas (OR), Albit (AB) und Anorthit (AN) (aus: MATTHES, 1993)

Es ergibt sich daher eine Vielzahl von unterschiedlichen Feldspäten, die sich hinsichtlich ihrer Zusammensetzung unterscheiden. Weiterhin muß zwischen den Bildungstemperaturen unterschieden werden, da z.B. langsam abgekühlte Alkalifeldspäte entmischen können (Bildung von Perthit oder Antiperthit), während ein vulkanischer Feldspat der gleichen Zusammensetzung aufgrund der schnellen Abkühlung nicht entmischt vorliegen kann.

Feldspäte sind die **wichtigsten Minerale der Erdkruste** und kommen in magmatischen und metamorphen Gesteinen vor. In Sedimentgesteinen sind sie untergeordnet anzutreffen, da sie relativ schnell zu Tonmineralen verwittern. Feldspäte haben eine weiße Farbe, können aber durch Fremdionen andere Farben zeigen. In Graniten z.B. sind Kalifeldspäte aufgrund von eingelagerten Fe-Oxiden häufig rötlich. Kennzeichnend ist eine hohe Härte der Feldspäte (ca. 6 der Mohsschen Härteskala).

Als weitere Gruppe der Gerüstsilikate sind **Feldspatvertreter** (Einlagerung von tetraederfremden Anionen möglich) sowie **Zeolithe** zu nennen, die Wasser einlagern können (vgl. Tab. 2.5.11).

| <i>Feldspat-Gruppe</i>                         |  |                           |
|--|--|---------------------------|
| <i>Alkalifeldspäte</i>                         |  |                           |
| Sanidin  | (K, Na)[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]   | Kristallklasse 2/m        |
| Orthoklas                                      |  | 2/m                       |
| Mikroclin                                      | K[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]   | $\bar{1}$                 |
| Adular   |  | 2/m                       |
| <i>Plagioklas-Reihe</i>                        |  |                           |
| Albit }<br>Anorthit }                          | Na[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> }<br>Ca[Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> ] }   | $\bar{1}$                 |
| <i>Feldspatoide (Foide, Feldspatvertreter)</i> |  |                           |
| <i>Foide ohne tetraederfremde Anionen:</i>     |  |                           |
| Leucit   | K[AlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]   | 4/m bzw. 4/m $\bar{3}2/m$ |
| Nephelin                                       | (Na, K)[AlSiO <sub>4</sub> ]   | 6                         |
| <i>Foide mit tetraederfremden Anionen:</i>     |  |                           |
| <i>Sodalith-Reihe</i>                          |  | 4/m $\bar{3}2/m$          |
| Sodalith                                       | Na <sub>8</sub> [(AlSiO <sub>4</sub> ) <sub>6</sub> /Cl]   |                           |
| Nosean   | Na <sub>8</sub> [(AlSiO <sub>4</sub> ) <sub>6</sub> /(SO <sub>4</sub> )]                         |                           |
| Hauyn  | (Na, Ca) <sub>8-4</sub> [(AlSiO <sub>4</sub> ) <sub>6</sub> /(SO <sub>4</sub> ) <sub>2-1</sub> ] |                           |
| <i>Zeolith-Gruppe</i>                          |  |                           |
| <i>Tektosilikate mit Zeolith-Wasser:</i>       |  |                           |
| Natrolith                                      | Na <sub>2</sub> [Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ] · 2 H <sub>2</sub> O          | mm 2                      |
| Desmin   | Ca[Al <sub>2</sub> Si <sub>7</sub> O <sub>18</sub> ] · 7 H <sub>2</sub> O                        | 2/m                       |
| Phillipsit                                     | KCa[Al <sub>2</sub> Si <sub>5</sub> O <sub>16</sub> ] · 6 H <sub>2</sub> O                       | 2/m                       |
| Chabasit                                       | Ca[Al <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub> ] · 6 H <sub>2</sub> O                        | $\bar{3} 2/m$             |

Tab. 2.5.11: Übersicht über Feldspäte, Feldspatvertreter und Zeolithe.



### 2.5.3. Mineralbestimmung

Minerale lassen sich aufgrund folgender Kriterien bestimmen:

- Härte; **Mohs'sche Härteskala**. Dabei werden unterschiedliche Minerale durch gegenseitiges Ritzen verglichen. Das härtere Mineral ritzt das weniger harte. Ritzen sich Minerale gegenseitig, sind sie gleich hart. Ritzen sich gegenseitig nicht, sind sie ebenfalls gleich hart. Das weichste Mineral hat die Härte 1 (Talk), das Härteste die Härte 10 (Diamant). Die Härtebestimmung gilt strenggenommen nur für Minerale (nicht für Gesteine). Nach **DIN 4022** kann für **Gesteine eine Gesteinshärte** folgendermaßen beurteilt werden:

|                     |  |
|---------------------|--|
| Härte 1 und 2:      | mit dem Fingernagel ritzbar.                             |
| Härte 3:            | mit dem Messer leicht ritzbar.                           |
| Härte 4:            | bei starkem Druck mit dem Messer gut ritzbar.            |
| Härte 5:            | mit dem Messer schwer, mit guter Feile ritzbar.          |
| Härte 6 und größer: | ritzt Fensterglas, gibt bei Anschlagen mit Stahl Funken. |
- **Dichte** (Bestimmung durch Tauchwägung).
- **Strichfarbe** (Farbe der Spur, die ein Mineral hinterläßt, wenn man mit ihm über eine unglasierte Porzellantafel streicht) Die Strichfarbe ist nicht immer identisch mit der Eigenfarbe. Minerale, die härter als die Porzellantafel sind (Härte von 6 und härter) haben weißen Strich.
- Die **Farbe** ist ein schwieriges Bestimmungsmerkmal, da viele Minerale je nach Anteil von eingebauten Fremdatomen unterschiedliche Farben aufweisen können; z.B. Quarz (farblos; weiß durch Flüssigkeitseinschlüsse; rosa durch Fe-Oxide, Rosenquarz; blau durch Rutil etc.).
- **Glanz** (Reflexion von Licht): kein objektives Bestimmungsmerkmal; bei der Mineralbeschreibung werden unterschiedliche Arten von Glanz beschrieben (Glasglanz, Perlmutterglanz, Diamantglanz, Metallglanz etc.)
- **Bruchverhalten** (Spaltbarkeit und Bruch).
- **Kristallsystem**: (symmetrische Eigenschaften von Kristallen). Es gibt unterschiedliche Kristallsysteme, die sich aufgrund der möglichen Achsen in einem Kristall unterscheiden (vgl. Abb. 2.5.5).

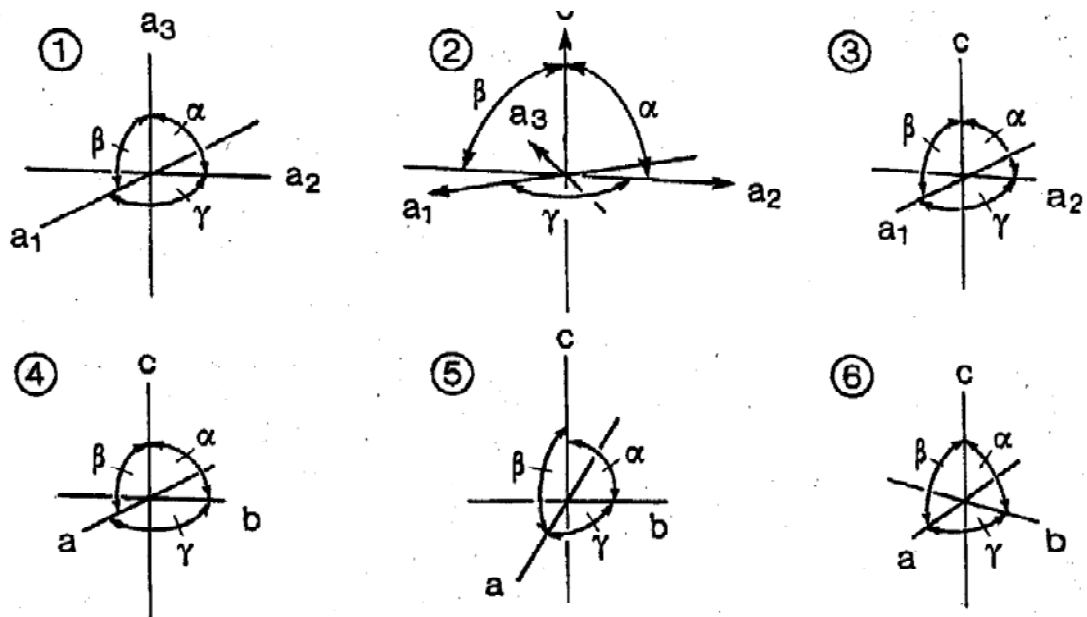


Abb. 11: Kristallographische Achsensysteme

|                      | Achsen                   | Winkel  | Achsen           | Winkel   |
|----------------------|--------------------------|---|------------------|--|
| ① kubisch            | $a_1 = a_2 = a_3$        | $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$            | ④ orthorhombisch | $a \neq b \neq c$<br>$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$              |
| ② hexagonal-trigonal | $a_1 = a_2 = a_3 \neq c$ | $\alpha = \beta = 90^\circ, \gamma = 120^\circ$ | ⑤ monoklin       | $a \neq b \neq c$<br>$\alpha = \gamma = 90^\circ, \beta \neq 90^\circ$ |
| ③ tetragonal         | $a_1 = a_2 \neq c$       | $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$            | ⑥ triklin        | $a \neq b \neq c$<br>$\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$     |

Abb. 2.5.5: Kristallographische Achsensysteme.

Eine Mineralbestimmung ist in den meisten Fällen nicht ganz einfach, da:

- Kristallographische Flächen, die eine genaue Härtebestimmung ermöglichen, meist nicht vorhanden sind.
- Eigenschaften wie Härte, Glanz, Spaltbarkeit durch Alterationsvorgänge (Verwitterung) nicht genau zu bestimmen sind.
- Kristallsysteme nur in den seltensten Fällen verzerrungsfrei erkennbar sind.

Eine sichere Mineralbestimmung erfordert viel Erfahrung und Übung. Eine genaue Bestimmung ist letztendlich über unterschiedliche Methoden (**Elektronenstrahlmikrosonde, gesamtchemische Analyse, Strukturanalyse mittels Röntgendiffraktometer**) möglich.

## 2.6. Petrographie der Magmatite

**Magmatite** sind **Kristallisationsprodukte** aus einer Schmelze. Neben silikatischen Schmelzen (wichtigste Schmelzen) gibt es untergeordnet karbonatische und sulfidische Schmelzen.

Der Begriff Gesteinsschmelze (Magma) bezeichnet einen Schmelzbrei mit mehr oder weniger bereits auskristallisierten Bestandteilen. Magmen können in der Tiefe auskristallisieren (**Plutonite, Tiefengesteine, Intrusivgesteine**) oder oberflächennah extrudieren (**Lava, Effusivgesteine, Vulkanite**).

### 2.6.1. Vulkanismus

Vulkane sind geologische Gebilde, die an der Erdoberfläche durch den Ausbruch von Magma/ Lava entstehen. Derzeit existieren ca. 800 aktive Vulkane auf der Erde. Vulkanismus ist vorzugsweise an Plattengrenzen konzentriert (Inselbogenvulkanismus, Kontinentalrandvulkanismus, Vulkanismus an mitelozeanischen Rücken). Weiterhin gibt es Vulkanismus im Bereich zerbrechender Kontinente (z.B. subrecenter Vulkanismus im Rheintalgraben; Vulkanismus im Ostafrikanischen Graben). Vulkanismus tritt über Hot Spots innerhalb von Platten auf (z.B. Vulkanismus auf Hawaii).

Vulkane werden hinsichtlich deren Ausbildung unterschieden. Lavavulkane bestehen ausschließlich aus Lava, gemischte Vulkane (Stratovulkane) bestehen aus Lava und Pyroklastika. Folgende Extrusionstypen treten auf:

- **Lavadecken** (Tafelvulkane; flächenhaft ausgedehnte Lavaüberflutungen (Trapp-Basalte, z.B. indisches Basaltplateau, Basalte im Afar-Dreieck; letztendlich können auch Basalte des Ozeanbodens zu den Deckenbasalten gezählt werden). Je nach Ausbildung der Lava werden Pahoehoe-Laven (Strick- oder Fladenlava), Aa-Lava oder Pillow-Lava unterschieden.
- **Lavaschilde (Schildvulkane)**: Entstehung bei dünnflüssigen Laven (hoher Aufschmelzungsgrad); z.B. Mauna Loa, i.w.S. auch der Mauna Kea (Hawaii).
- **Stau und Quellkuppen** (vgl. [Abb. 2.6.1](#)) entstehen aus zähflüssiger Lava (saure Laven, d.h. rhyolithischer Vulkanismus).
- **Stratovulkane** (teilweise aus Lockermassen aufgebaut, z.B. Vesuv, Ätna).

Die Viskosität der Laven ist abhängig von Chemismus und Temperatur. Generell haben Laven mit hohem SiO<sub>2</sub>-Anteil (rhyolithische Magmen) eine geringere Temperatur (ca. 750°C), während basaltische Laven höhere Temperaturen (ca. 1200°C) aufweisen. Basaltische Laven haben tendenziell eine geringere Viskosität als saure Laven. Laven bzw. Magmen können unterschiedliche Anteile von Gasphasen enthalten. Durch das Auftreten von Gasphasen können stark poröse Vulkanite entstehen.

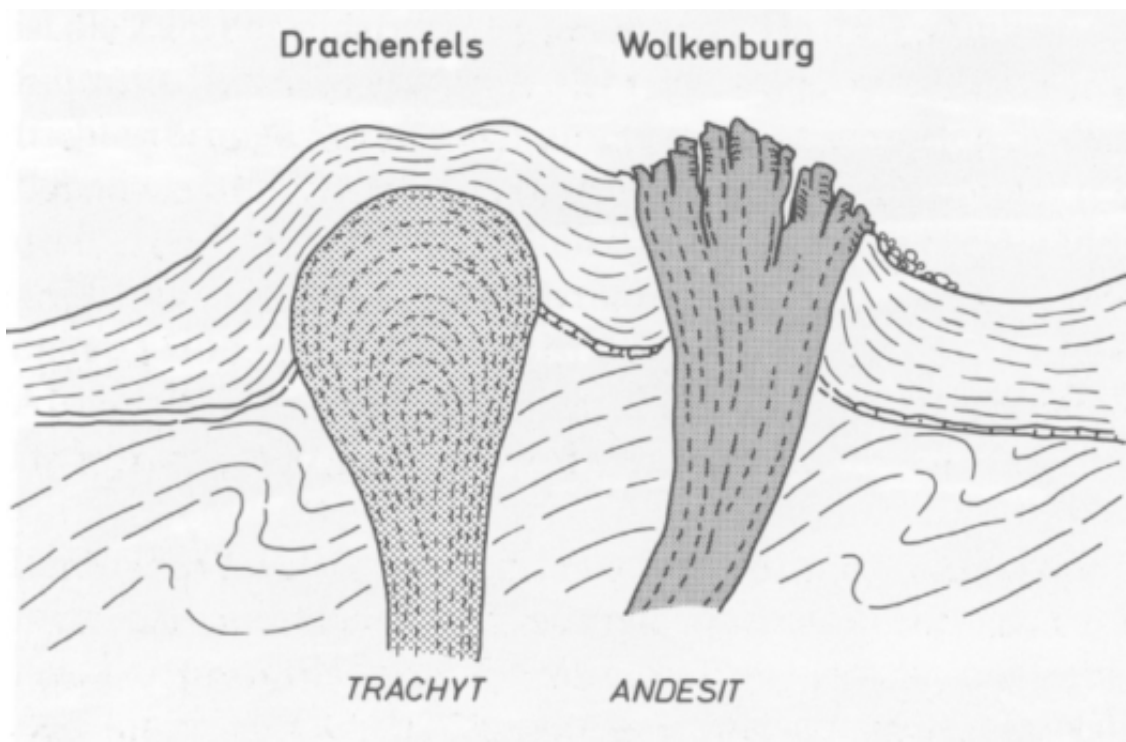


Abb. 2.6.1: Ausbildung von Quellkuppe (Drachenfels) und Staukuppe (Wolkenburg). Derartige Formen entstehen, wenn zähe Lava nach oben dringt (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).

**Subvulkane** sind Tiefenfortsätze der Vulkane in die Erdkruste (Übergang zu Plutonen, Intrusionen). Zu subvulkanischen Gesteinen gehören Gänge. Dabei handelt es sich um plattige Körper, die gelegentlich Zufuhrkanäle von Vulkanen darstellen (vgl. Abb. 2.6.2). Sie sind ein Ausdruck von Krustenextension (Ringgänge, Cone sheets, Sheets, Sills).

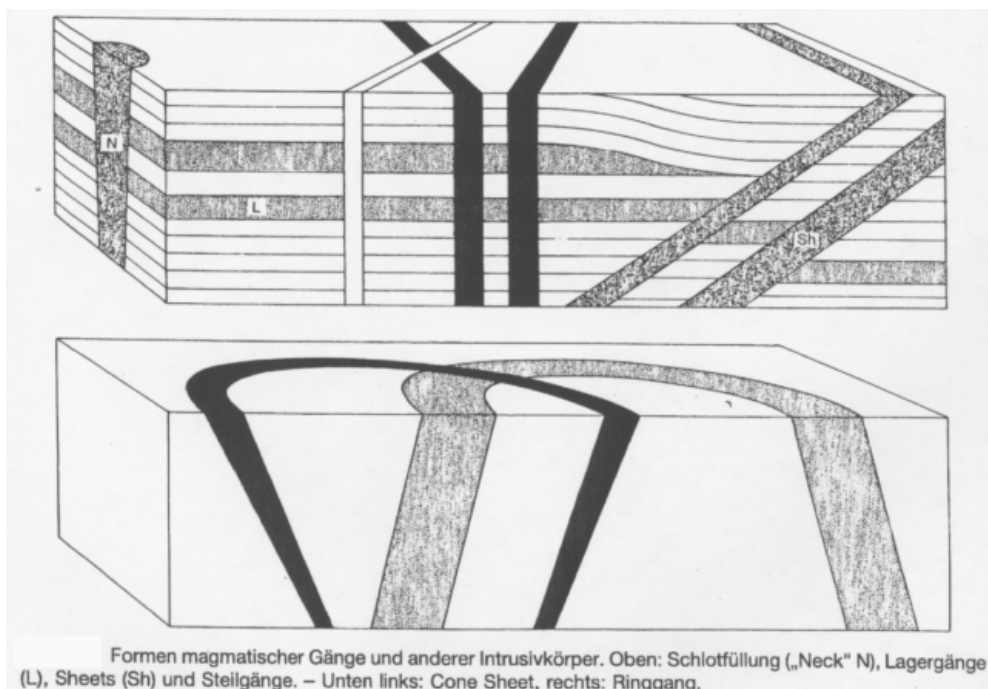


Abb. 2.6.2: Form von Gängen (subvulkanische Gesteine) (aus: MATTHES, 1993).

**Pyroklastische Gesteine** entstehen aus feste oder halbfestem Material, welches im Zuge einer Vulkaneruption ausgeworfen wird. Dabei werden verschiedene Formen unterschieden:

- **Vulkanische Aschen:** feine Lockerstoffe, die sich unter dem Einfluß von Wasser zu **Tuffen** verfestigen. Aus der Verwitterung von Tufflagen sind die in Bayern lagerstättenkundlich bedeutenden Bentonite in der Molasse entstanden. Oft werden Tuffe nach der Ablagerung umgelagert, und werden dann als Tuffite bezeichnet (Übergang zwischen vulkanischen und sedimentärem Gestein).
- **Wurfschlacken:** im Flug erstarrte Partikel (bis Fußballgröße).
- **Vulkanische Bomben:** durch Rotation gedrehte Formen; im Flug verfestigt.
- **Bimssteine:** stark aufgeblähtes, poröses Material; Verwendung als Leichtzuschlag in Beton.
- **Ignimbrit:** vulkanische Glutwolken, die sich mit hoher Geschwindigkeit ausbreiten.

Die Klassifikation von pyroklastischen Gesteinen richtet sich nach der Korngröße der Komponenten (vgl. Abb. 2.6.3).

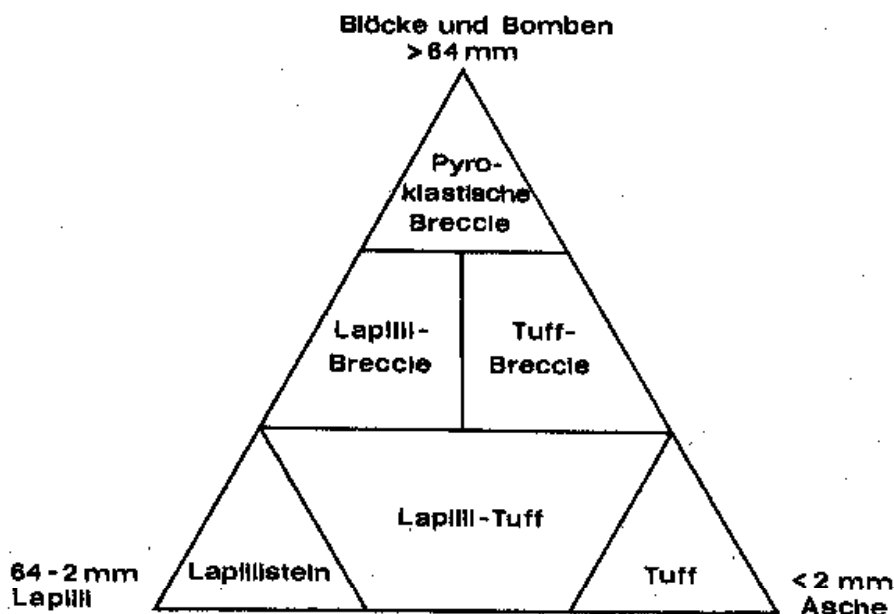


Abb. 2.6.3: Klassifikation der pyroklastischen Gesteine. Je nach Korngrößenverteilung werden Tuff, Lapilli und Bomben unterschieden (aus: MATTHES, 1993).

Bei Vulkaniten findet eine schnelle Abkühlung statt, so daß die einzelnen Minerale wenig Zeit zum Wachstum haben. Bei rapider Abkühlung kann eine Kristallbildung ganz unterbleiben. Es bilden sich vulkanische Gläser (z.B. Obsidian, Perlit). Derartige Gläser können puzzolanische Eigenschaften zeigen und werden als festigkeitssteigernder Zusatz in Beton eingesetzt (z.B. Traß).

## 2.6.2. Plutonismus

Als **Pluton** bezeichnet man einen größeren Intrusivkörper. Anhand der Form können verschiedene Typen unterschieden werden (vgl. Abb. 2.6.4):

- Lakkolith (in Schichten intrudiert; Zufuhrkanal zentrisch oder a-zentrisch).
- Phakolith (linsenförmiger Körper, oft in gefaltetem Gestein).
- Lopolith (schüsselförmiger Körper).
- Stock (unregelmäßig gestalteter Intrusivkörper).

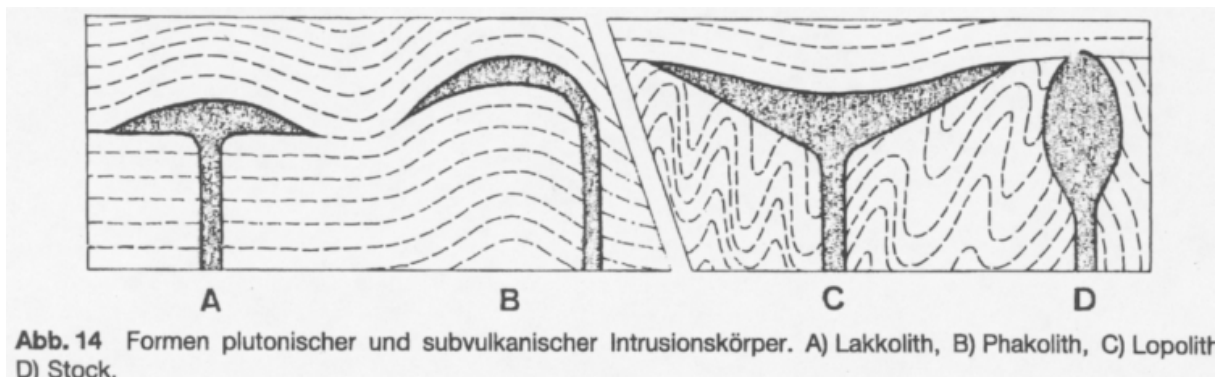


Abb. 2.6.4: Klassifikation von Intrusivkörpern anhand deren Form.

Magmen können in unterschiedlichen Tiefen intrudieren. Eine Intrusion setzt Wegsamkeiten voraus, die beispielsweise entlang von tektonischen Linien (Störungen, Pull-Apart-Basins) auftreten können. Von plutonischen Gesteinen spricht man ab Tiefen von ca. 2 km (Anhaltswert). Für eine Unterscheidung zwischen Plutonit und Vulkanit ist die Gefügeausbildung (siehe unten) maßgeblich.

Nach der Intrusion eines Magmas setzt Abkühlung ein. Dabei ergibt sich eine Volumenkontraktion, die sich in der Ausbildung einer typischen Klüftung äußert (vgl. Abb. 2.6.5). Eine Verwitterung von Intrusivgesteinen an der Erdoberfläche setzt bevorzugt an derartigen Klüften ein und führt zur typischen „**Wollsackverwitterung**“ (vgl. Abb. 2.6.6).

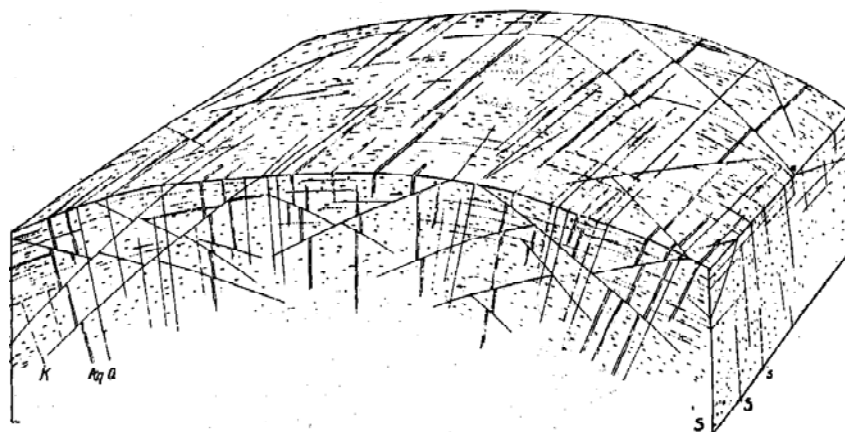


Abb. 2.6.5: Abkühlungsklüfte in einer granitischen Intrusion. Durch die Volumenkontraktion beim Erstarren ergibt sich ein regelmäßiges Klüftmuster (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).



Abb. 2.6.6: Wollsackverwitterung eines Granits, die durch bevorzugte Verwitterung entlang der vorgegebene Abkühlungsklüfte zustande kommt (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).

### 2.6.3. *Bildung von Magmatiten*

Magmen entstehen durch Schmelzvorgänge. Derartige Schmelzvorgänge können an mittelozeanischen Rücken stattfinden (Aufschmelzungen der Astenosphäre durch Druckentlastung), an subduzierten Platten (in Verbindung mit Zufuhr von Wasser), im Bereich von Gebirgen (Krustenverdickung) oder im Bereich von Hot Spots (Wärmeanomalien im Erdmantel). Aus Schmelzen können sich Magmen mit anderem Chemismus differenzieren. Je nach Abkühlung ergeben sich im magmatischen Gestein Gefüge, anhand derer sich Vulkanite von Plutoniten abgrenzen lassen.

Für **Vulkanite** gilt:

- **Schnelle Abkühlung**, daher feinkörnige Ausbildung.
- Beim Vorhandensein von bereits kristallisierten Mineralen in der Schmelze kann sich eine **porphyrische Struktur** (Einsprenglinge in feinkörniger Matrix) ergeben.
- **Glasiges Material** kann vorhanden sein.
- Typische **Strukturen** vulkanischer Gesteine finden sich in der Abb. 2.6.7.
- **Blasen, Hohlräume** etc. durch Ausgasungem möglich.

Für **Plutonite** gilt:

- **langsame Abkühlung**, daher gleichkörnige, grobkristalline Struktur.
- Normalerweise **keine Textur** (gerichtete Struktur) vorhanden (selten Fließstrukturen).
- **Kompakte Raumerfüllung**.



Zwischen Vulkaniten und Plutoniten gibt es lückenlose Übergänge (z.B. Gänge, Subvulkanite), so daß eine Klassifikation nicht immer eindeutig ist.

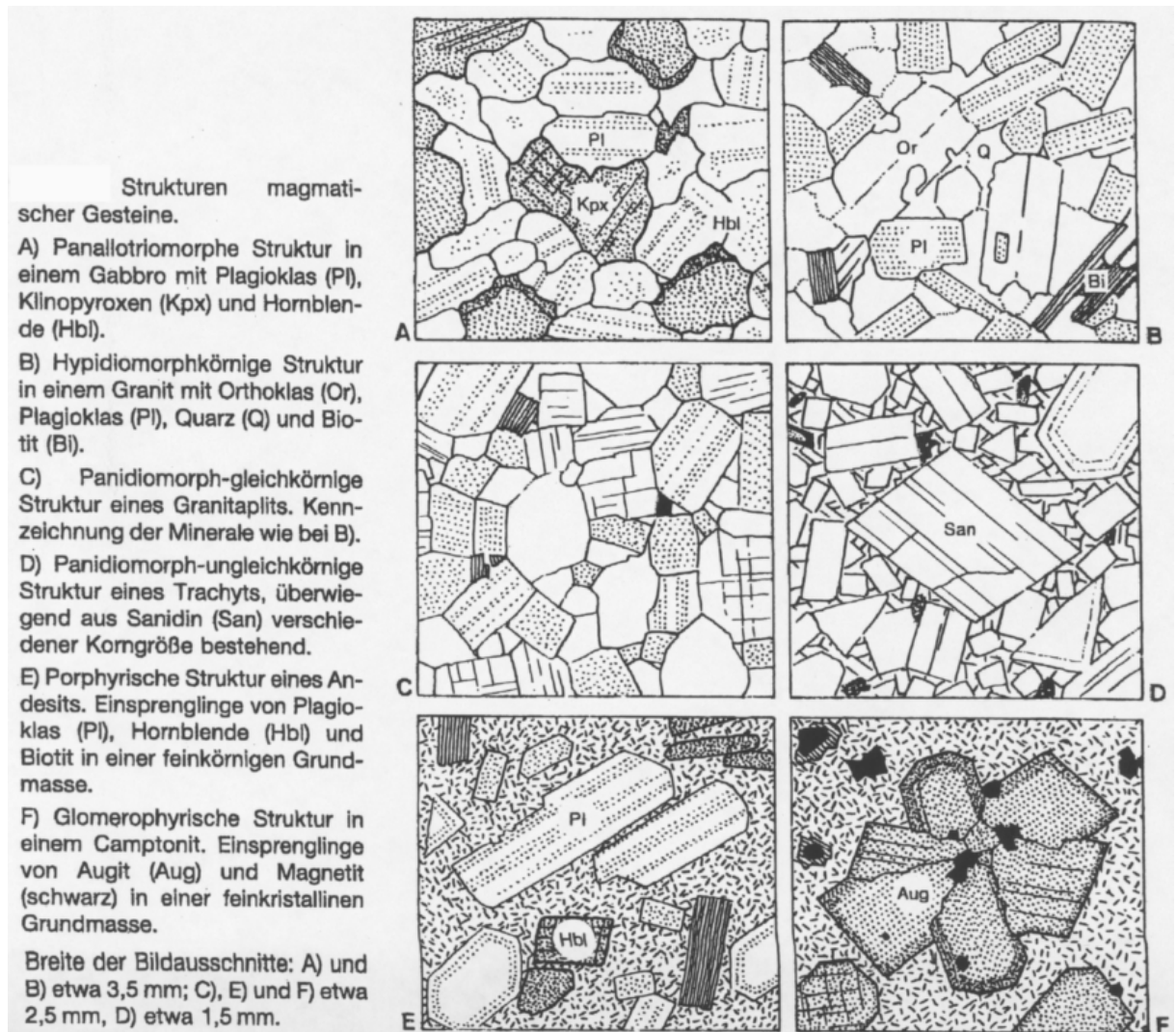


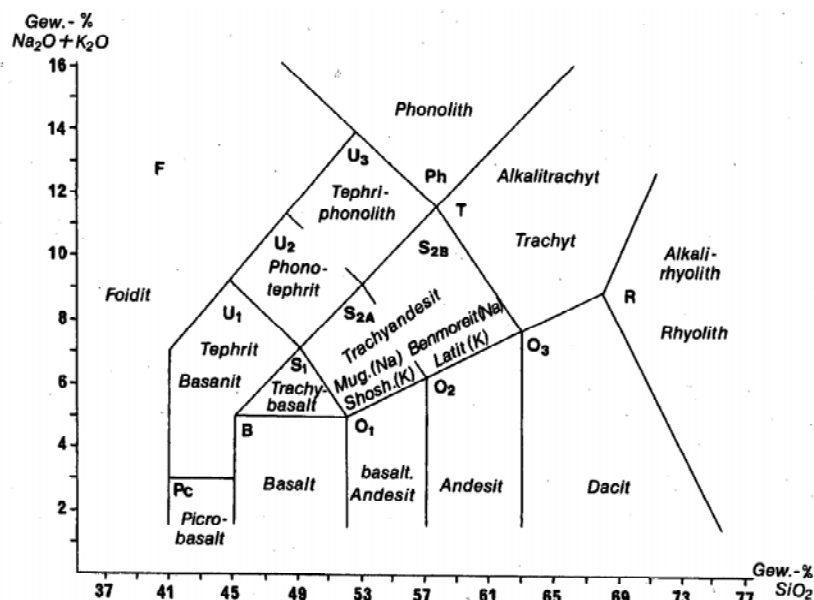
Abb. 2.6.7: Typische Gefüge magmatischer Gesteine. Abbildungen A-C sind Gefüge plutonischer Gesteine (gleichkörnige, grobkörnige Ausbildung). Bilder D-F stehen für vulkanische Gesteine, bei denen Kristalle in der Schmelze bereits vor dem Erstarren vorhanden waren. Falls dies nicht der Fall war, können vulkanische Gesteine auch keine makroskopisch erkennbaren Kristalle haben (aus: MATTHES, 1993).

#### 2.6.4 Klassifikation von Magmatiten

Für die Klassifikation magmatischer Gesteine ist zunächst die Einteilung in die Gruppe der **Vulkanite** oder **Plutonite** durchzuführen. Diese Beurteilung hängt von Gefügeeigenschaften ab. Die Bestimmung erfolgt im Handstück oder am Mikroskop.

Magmatite können **chemisch** charakterisiert werden. Ein einfaches Beispiel stellt die Klassifikation nach **TAS (Total Alkali-Silica)** dar, bei der die durch eine chemische Gesteinsanalyse (z.B. Röntgenfluoreszenzanalyse) ermittelten Gehalte an Na und K dem Si-Gehalt gegenübergestellt werden (vgl. Abb.

2.6.8). Bei der chemischen Analyse werden die Hauptelemente normalerweise als Oxid dargestellt. Die Angabe  $\text{SiO}_2$  in der chemischen Analyse ist nicht der Gehalt an Quarz, sondern der Gesamtgehalt an Silicium aus allen Mineralen (auch Olivin, Pyroxen, Feldspäte etc.) als Elementoxid! Je nach Gehalten ergeben sich unterschiedliche Gesteine. Das Diagramm existiert sowohl für Vulkanite als auch für Plutonite.



Gliederung der Vulkanite im binären Diagramm  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{SiO}_2$  nach LE MAITRE 1984. Aufrechte Schrift: Symbole der einzelnen Felder; schräge Schrift: Wurzelnamen der in diese Felder fallenden Gesteine. Mug. = Mugearit, Shosh. = Shoshonit. – Das Feld S, enthält die Na-betonten Hawaiiite und die K-betonten Trachybasalte.

Abb. 2.6.8: TAS-Diagramm nach Le Maitre (1981). Ein identisches Diagramm wurde auch für die Plutonite aufgestellt, wobei die Felder identisch sind und lediglich die Gesteinsnamen anders sind (z.B. Rhyolith = Granit; Andesit = Diorit; Basalt = Gabbro).

Eine **Grobunterteilung ist aufgrund des Silicium-Gehalte** aus der chemischen Analyse möglich. Dabei gilt folgende Definition:

- **$\text{SiO}_2$ -Gehalt >65%: Saures Gestein**
- **$\text{SiO}_2$ -Gehalt 65 - 52%: Intermediäres Gestein**
- **$\text{SiO}_2$ -Gehalt 52 – 45%: Basisches Gestein**
- **$\text{SiO}_2$ -Gehalt < 45%: Ultrabasisches Gestein**

$\text{SiO}_2$ -Gehalt bedeutet erneut nicht den Quarzgehalt, sondern den chemisch bestimmten Silicium-Gehalt dargestellt als Elementoxid. Da in sauren Gesteinen mit hohem Si-Gehalt normalerweise mehr Quarze und Alkalifeldspäte auftreten, erscheinen sie meist hell („**felsische Gesteine**“ „**leukokrate Gesteine**“). Im Gegenzug enthalten basische Gesteine Olivin oder Pyroxen und erscheinen daher dunkel („**mafische Gesteine**“, „**melanokrate Gesteine**“). Die Unterteilung in felsische und mafische Gesteine wird häufig bei Gängen angewendet, bei der eine Mineralbestimmung aufgrund der Feinkörnigkeit schwierig ist.

Plutonite und Vulkanite werden **mineralogisch nach dem Mineralgehalt** (zu bestimmen im Handstück oder am Mikroskop) klassifiziert. Für die Einteilung wird dabei eine Dreiecksdarstellung gewählt, bei der die Gehalte an Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas herangezogen werden. Es ist aus der Gesteinsprobe abzuschätzen, welchen Anteil Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas im Gestein haben. Die Gehalte dieser Minerale werden auf 100% normiert und anschließend im „Streckeisendiagramm“ dargestellt (vgl. Abb. 2.6.9). Das Diagramm gibt es sowohl für Plutonite als auch für Vulkanite.

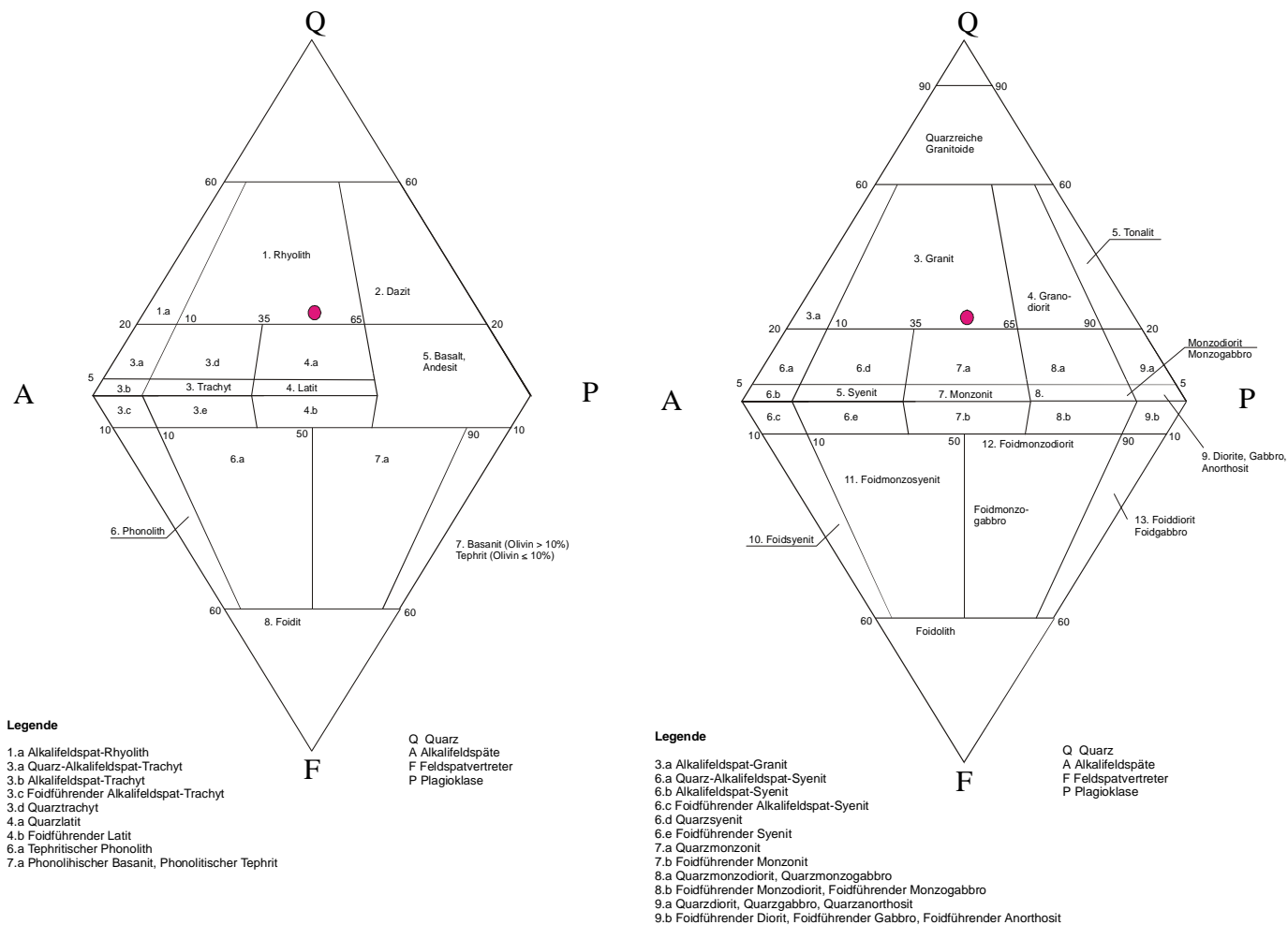


Abb. 2.6.9: Klassifikation magmatischer Gesteine im Streckeisendiagramm nach deren Mineralogie (linkes Diagramm: Vulkanite; rechtes Diagramm: Plutonite).

Eine derartige Klassifikation ist nur bei Gesteinen sinnvoll, die mindestens eine der herangezogenen Mineralphasen in ausreichender Menge enthalten. Dies gilt nicht für ultrabasische Gesteine, als z.B. Gesteine aus dem oberen Erdmantel. Weiterhin ist eine Klassifizierung verschiedener gabbroider Gesteine im Streckeisendiagramm nicht möglich, da im Gabbro weder Quarz noch Alkalifeldspat primär auftreten. Für eine Klassifikation von basischen und ultrabasischen Gesteinen werden daher weitere Klassifikationsdiagramme herangezogen (vgl. Abb. 2.6.10).

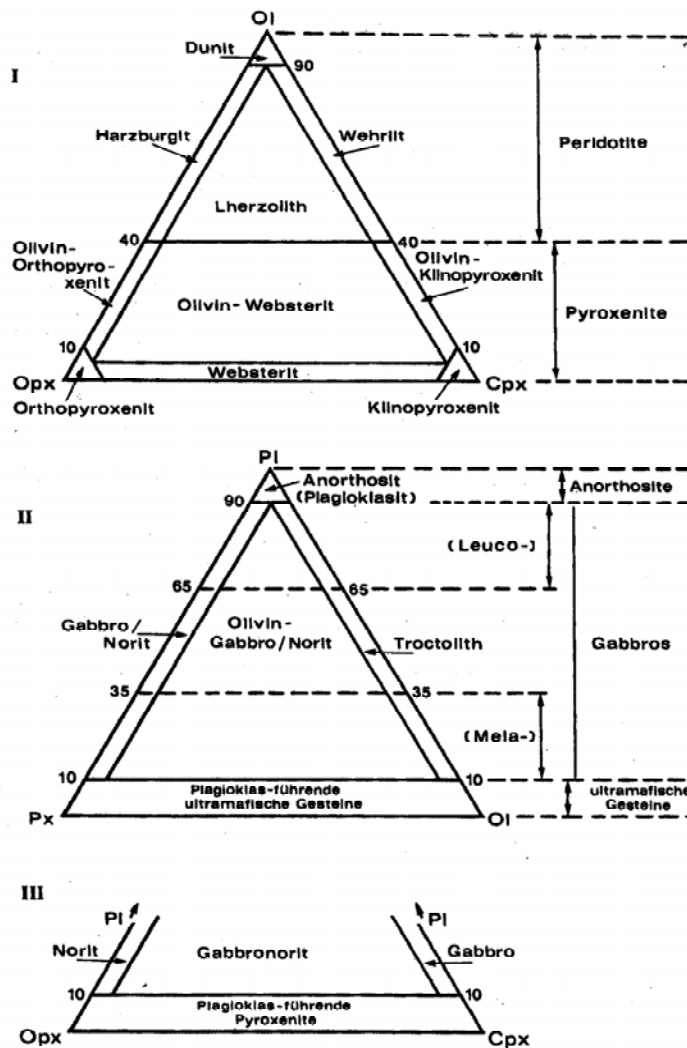


Abb. 2.6.10: Klassifikation ultrabasischer und basischer Gesteine anhand der Minerale Olivin (Ol), Orthopyroxen (Opx), Klinopyroxen (Cpx) und Plagioklas.

Typische **Intrusivgesteine /Plutonite** sind:

### Granit

- hell, mittel- grobkörnig, massig.
- Mineralgehalt: felsische Bestandteile (Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz); mafische Bestandteile (Biotit, Muskovit, Hornblende, selten Pyroxen); Accessorien: Zirkon, Apatit, Magnetit.
- Gefüge: holokristalin, richtungslos-körnig.
- Bildung: Differentiation aus basaltischen Magmen; über Subduktionszonen; im Zuge oder nach Plattenkollisionen.
- Verwitterung: Kaolin (Feldspatverwitterung).
- Lagerstättenkundliche Bedeutung: Au-Lagerstätten, allg. hydrothermale Gänge.

**Granodiorit, Tonalit**

- Höherer Plagioklas-Gehalt als beim Granit, ansonsten wie Granit.
- Lagerstättenkundliche Bedeutung: porphyrische Kupferlagerstätten.
- Verwendung von Granit und Granodiorit: Werk- und Pflastersteine; große Blöcke bei großen Kluftweiten möglich.

**Diorit**

- graugrün, klein- bis mittelkörnig, massig.
- Mineralbestand: Plagioklas; Quarz und Kalifeldspat fehlen gewöhnlich; Amphibole.
- Gefüge: hypideomorph-körnig.
- Verwendung: wie Granit, Granodiorit.

**Gabbro**

- melanokrat, mittel- grobkörnig.
- Mineralbestand: Plagioklas (Ca-reich), Pyroxen (Augit, mit Bronzit und Hypersthen wird das Gestein nicht mehr Gabbro sondern Norit bezeichnet); Olivin.
- Vorkommen: Ophiolithkomplexe, mittelozeanische Rücken; Tiefengesteine über Subduktionszonen.
- Verwendung: Straßenbaustoff und Schotter.

**Peridotit**

- melanokrat, mittel- oder grobkörnig.
- Mineralbestand: Pyroxen, Olivin, Chromit, Magnetit.
- Vorkommen: Oberer Mantel, Xenolithe.
- Lagerstättenkundliche Bedeutung: Chromit-Lagerstätten.

Typische **Effusivgesteine/ Vulkanite** sind:

**Rhyolith**

- leukokrat, porphyrisch.
- Sanidin, Quarz, Plagioklas; häufig Glas.
- Verschiedene Gläser: Obsidian, Bimsstein, Perlit.
- Quarzporphyr: porphyrischer Rhyolith.
- Bildung: wie Granit.
- Verwendung: Pflastersteine, Schotter; Bimsstein und Perlit als Leichtbaustoff.
- Lagerstättenkundliche Bedeutung: massive Sulfiderze (z.B. Kuroko-Typ).

**Andesit**

- feinkörnig, grau, grünlichschwarz.
- Mineralbestand: Einsprenglinge von Plagioklas, Hornblende, Biotit.
- Bildung: Vulkanbögen.

**Basalt**

- melanokrat, dicht- bis mittelkörnig, selten porphyrisch.
- Mineralbestand: Plagioklas, Pyroxen, seltener Olivin.
- Entstehung: Mittelozeanische Rücken, über Subduktionszonen, über Hot Spots.
- Lagerstättenkundliche Bedeutung: Massive Sulfiderze (Zypern-Typ).
- Verwendung: Splitt, Schotter.

### 2.6.5 Bautechnische Eigenschaften von Magmatiten

Magmatische Gesteine sind wichtige Bausteine, da sie in unverwittertem Zustand:

- eine hohe Druckfestigkeit
- eine hohe Verschleißfestigkeit
- eine gute Polierbarkeit

zeigen. Die Eignung als Werkstein hängt wesentlich von der Klüftigkeit ab, die bei magmatische Gesteinen unterschiedlich sein kann und somit deren Anwendungsmöglichkeiten als Baustein/ Platte etc. begrenzt. Negativ für Festigkeitseigenschaften können die in Vulkaniten häufigen Porenräume (teilweise mit tonigen Alterationsprodukten gefüllt) sein.

Die Eignung als Baugrund hängt von Verwitterungszustand und Klüftigkeit ab, ist aber meist gut (hohe Tragfähigkeit). Die Wasserführung ist eher gering, wobei eine Wasserführung weitgehend über Klüfte verläuft und somit der Klüftung eine entscheidende Bedeutung zukommt. In der Tab. 2.6.1 sind die wichtigsten Eigenschaften einiger Magmatite zusammengefaßt.

| Name                                 | Farbe                    | Hauptminerale  | Gefüge  | Technische Merkmale  | einaxiale Druckfestigkeit in N/mm <sup>2</sup> | Rohdichte in g/cm <sup>3</sup> | Verwendung                            |
|--------------------------------------|--------------------------|--|---|--|--|--------------------------------|---------------------------------------|
| Granit<br>Granodiorit                | hellgrau bis rotbraun    | Quarz, Feldspat, Glimmer, Hornblende, Augit                            | richtungslos-körnig   | widerstandsfähig, hart, spröde, regelmäßig teilbar, polierbar, gut bearbeitbar         | 180-280  | 2,5-2,6                        | Bausteine aller Art                   |
| Syenit                               | rotbraun                 | Feldspat, Hornblende (10 bis 30 %) (Augit)                             | hypidiomorph-körnig, richtungslos bis gerichtet               | verschleißfest, zäh, kantenfest, regelmäßig bis unregelmäßig, teilbar, gut polierbar   | 160-240  | 2,6-2,8                        | Packlage, Schotter, Splitt            |
| Diorit                               | mittelgrau               | Feldspat, Hornblende, Augit, Glimmer (Quarz) } 10%                     | hypidiomorph-körnig,  | sehr hart, zäh, kantenfest schwer bearbeitbar, gut polierbar                           | 170-300  | 2,8-3,0                        | Bausteine, Schotter                   |
| Gabbro                               | dunkelgrau bis schwarz   | Feldspat, Hornblende, Augit, Glimmer, Olivin } 50% } 10%               | hypidiomorph-körnig, richtungslos                             | hart, zäh, schwer bearbeitbar, hohe Bohrhärte, großer Sprengstoff-Verbrauch, polierbar | 170-300  | 2,8-3,0                        | Bausteine, Schotter                   |
| Quarzporphyr<br>Porphyr<br>Porphyrit | grauschwarz bis rotbraun | Quarz, Feldspat, Feldspat, Hornblende, Glimmer } Einsprenglinge        | porphyrisch, feinkörnige bis dichte Grundmasse, oft gerichtet | hart, oft großer Porenanteil   | 180-300  | 2,6-2,8                        | Bausteine, Packlage, Schotter, Splitt |
| Diabas                               | schwarz bis dunkelgrün   | Feldspat, Augit, (Hornblende)  | sperrig, relativ gleichkörnig                                 | verschleißfest, zäh, schwer bearbeitbar  | 180-250  | 2,8-2,9                        | Schotter, Pflaster                    |
| Basalt (häufigstes Vulkanit-Gestein) | schwarz                  | Feldspat, Feldspatvertreter, Hornblende, Augit, Olivin, Einsprenglinge | sperrig, z. T. geregelt dicht                                 | verschleißfest, sehr hart, schwer bearbeitbar, oft säulenförmig                        | 250-400  | 2,9-3,1                        | Bausteine, Pflaster                   |

Tab. 2.6.1: Bautechnische Eigenschaften einiger Magmatite.

## 2.7. Exogene Vorgänge und Kräfte

### 2.7.1. Verwitterung

Verwitterung bedeutet die **Umwandlung von hartem Gestein in lockeren Boden** (Boden: in geologischem Sinne Deckschichten über dem Anstehenden; bautechnisch: Lockergesteine und lockergesteinsähnliche Verwitterungshorizonte). Es werden verschiedene Formen der Verwitterung unterschieden:

- **Physikalische Verwitterung:** Temperaturverwitterung, Frostverwitterung, Salzverwitterung, physikalisch-biologische Verwitterung.
- Temperaturverwitterung: Stoffe ändern ihr Volumen mit der Temperatur; Temperaturschwankungen treten in die Erde ein (täglich: 0,25 - 0,5 m; jährlich: bis 20 m). Das bewirkt Druck- und Zugspannungen zwischen Mineralkörnern, die zu allmählicher Lockerung des Verbandes führen können. Unterschiedliche Ausdehnungen begünstigen diesen Vorgang.
- Frostverwitterung: Ausdehnung von Eis um 9% des Volumens; Sprengkraft von 2100 kg/cm<sup>2</sup> bei -22°C. Frostsprengung wirkt nur in durchfeuchteten Gesteinen; Schichtfugen und Klüfte begünstigen den Zerfall. Gefügelockerung kommt durch häufiges Einfrieren und Auftauen zustande.
- Salzverwitterung: In trockenem Klima werden lösliche Bestandteile nicht weggewaschen, sondern verbleiben im Boden. Kapillarer Transport erfolgt bei Austrocknung. Beim Verdunsten von Wasser erfolgt Salzbildung unter Kristallisationsdruck. Teilweise Umwandlung in Hydrate, daher Spannungen, Abgrusungen.
- Physikalisch-biologische Verwitterung: Wurzelsprengung, wühlende Tiere.
- **Chemische Verwitterung:** Umsetzungen zwischen Gestein und Bodenlösungen
- Kohlensäureverwitterung: Regenwasser enthält CO<sub>2</sub>, welches in höherer Konzentration (Mikrobentätigkeit) auch im Sickerwasser auftritt. Ein Teil des CO<sub>2</sub> geht im Wasser chemisch in Lösung:  

$$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{H}_2\text{CO}_3 = \text{H}^+ + \text{HCO}_3^- = 2 \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}.$$
 Calcit kann dadurch gelöst werden:  

$$\text{CaCO}_3 + \text{H}^+ + \text{HCO}_3^- = \text{Ca}^{2+} + 2 \text{HCO}_3^-.$$
 CO<sub>2</sub>-haltiges Wasser kann somit Kalkstein lösen. Diese Lösung erfolgt insbesondere entlang von Klüften im Kalkstein und kann zu weiträumigen Hohlformen führen (Karstbildung). Die Löslichkeit von CO<sub>2</sub> in H<sub>2</sub>O wird durch Druck und geringe Temperatur begünstigt. Treten CO<sub>2</sub>-haltige Wässer in Form von Quellen zutage, kann sich durch erhöhte Temperaturen oder geringeren Umgebungsdruck der Kalk wieder absetzen (Bildung von Kalksinter, Kalktuff).
- Lösungsverwitterung (z.B. bei Salzen)
- Oxidationsverwitterung: Minerale, die zweiwertiges Eisen enthalten, können sich bei Zufuhr von Wasser sowie Luftsauerstoff in Fe-Hydroxide umwandeln (Braunfärbung)
- Hydrolytische Verwitterung: Umwandlung von K-Feldspat in Kaolinit + Quarz (Abbau von Silikaten zu Tonmineralen).

### 2.7.2. Exogene Vorgänge in den Klimazonen der Erde

Auf der Erde gibt es unterschiedliche Klimazonen, welche die exogenen Kräfte entscheidend beeinflussen (vgl. Abb. 2.7.1).

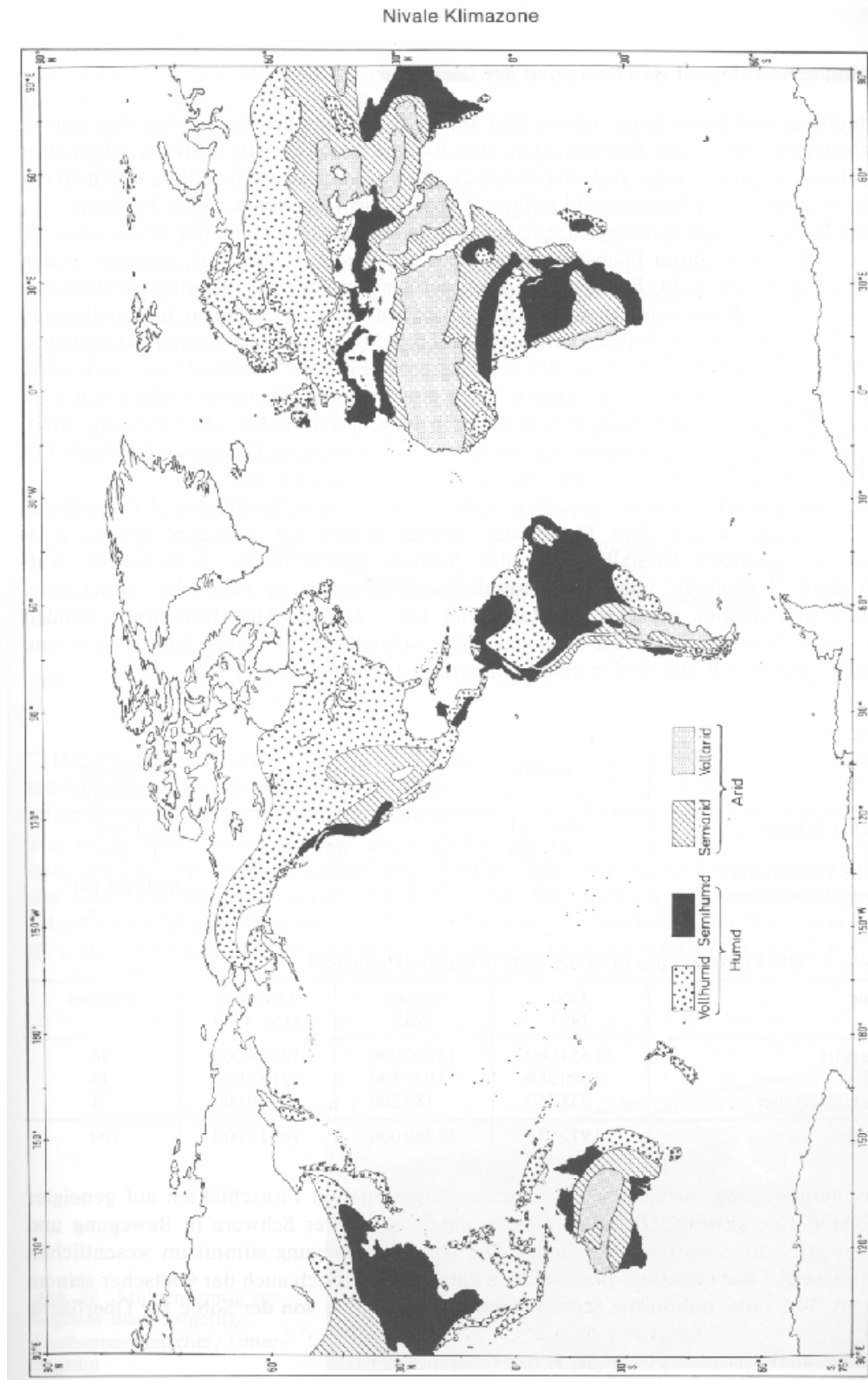


Abb. 2.7.1: Klimazonen der Erde (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).



### **Nivale Klimazone**

In der nivalen Klimazone sind Gletscher die wichtigsten geologischen Faktoren. Ein Gletscher bildet sich durch nicht abschmelzenden Schnee, Kompaktion des Schnees im Zuge der Überlagerung durch neue Schneefälle sowie Umkristallisation zu Eis. Ab einer gewissen Größe kann ein Gletscher talwärts fließen und somit Gesteinsmaterial verfrachten. Es können verschiedene Gletschertypen unterschieden werden:

- **Gebirgs-gletscher**
- **Talgletscher** (Fließen des Gletschers talwärts)
- **Inlandeis** (Eisüberdeckung, z.B. in Grönland)

Abb. 2.7.2 zeigt einen Schnitt durch einen Talgletscher mit Schichtflächen sowie Hauptbewegungszonen. Abtragung des Gletschers führt zur Ausräumung des Untergrundes, Frachtung und Akkumulation zur Ausbildung von Moränen (Grundmoräne, Obermoräne, Endmoräne).

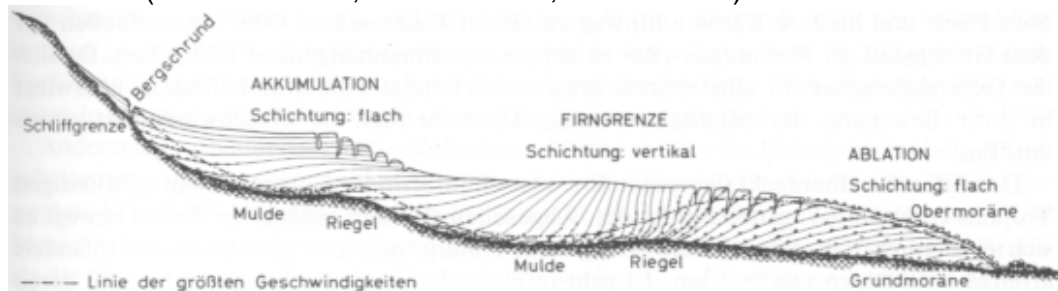


Abb. 2.7.2: Schnitt durch einen Talgletscher (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).

Das aus dem Gletscher abfließende Wasser führt zur Ablagerung von Sedimenten (z.B. Münchner Schotterebene). Im nivalen Gebiet herrscht nur eine geringe chemische Verwitterung, dafür bedeutende Frostsprengung (physikalische Verwitterung). Da wenig Vegetation besteht, findet Verfrachtung von Gesteinsmaterial nicht nur durch Wasser und Gletschereis statt, sondern auch durch Wind. Dies führte nördlich der Alpen zur Ablagerung von tonreichen Sedimenten (Löß) im Zuge der letzte Eiszeiten.

Durch die Erosion durch das Gletschereis werden Täler übersteilt. Aus Tälern mit ehemals V-förmigen Querschnitten (Erosion durch fließendes Wasser) können U-förmige Täler durch den Durchfluß des Gletschers werden. Nach dem Abschmelzen des Gletschers können sich Entlastungsklüfte in den Talwänden bilden. Aufgrund der übersteilten Morphologie sowie der Öffnung von Entlastungsklüften kann es zu Hangrutschungen/ Felsstürzen kommen.

Quartäre Sedimente, die auf die Tätigkeit von Gletschern schließen lassen, finden sich in Bayern und Norddeutschland und belegen die quartären Eiszeiten. In Südafrika sind Sedimentgesteine bekannt, die als Gletscherablagerungen (Moränen) aus dem Karbon (Eiszeit) interpretiert werden. Für eine paläoklimatologische Betrachtung spielen daher nivale Sedimentgesteine eine wichtige Rolle.

### **Humide Klimazone**

Die humide Klimazone erstreckt sich von den tropischen in die gemäßigten Breiten. Aufgrund der höheren Temperaturen in Verbindung mit einem reichlichen Wasserdargebot findet vorwiegend **chemische Verwitterung** statt. Frisches Gestein tritt daher nur selten an die Oberfläche sondern sind häufig durch eine **Verwitterungsdecke (Boden)** überlagert (Mächtigkeit in den Tropen bis ca. 100 m).

Durch hydrolytische Verwitterung werden Silikate gelöst und Tonminerale neu gebildet. In gemäßigten Breiten kommt es dadurch zur Verlehmung des Bodens (Tonminerale und Fe-Hydroxid; **Braunerde**), in tropischen Bereichen zur Roterden (Bildung von Hämatit anstelle von Goethit). Die braunen oder roten Farben sind allerdings nur im Unterboden zu erkennen, da sie im Oberboden durch dunkle Huminstoffe überlagert werden. Bodenkundlich lässt sich ein Boden in 3 Horizonte unterteilen:

- A-Horizont: Oberboden
- B-Horizont: Unterboden
- C-Horizont: anstehendes Gestein

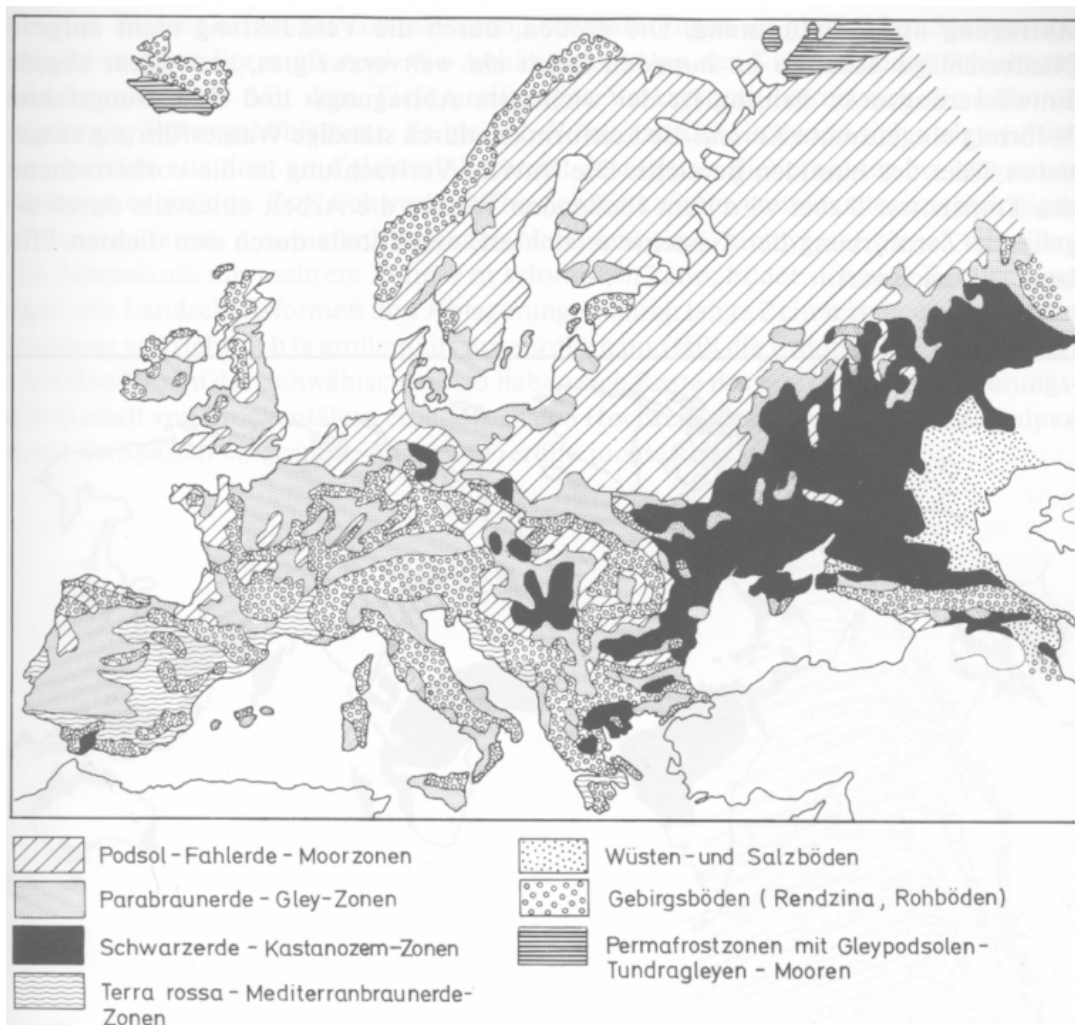


Abb. 2.7.3: Bodenkarte von Europa (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).

Abb. 2.7.3 zeigt eine Bodenkarte von Europa. In Hochlagen treten Gebirgsböden auf (z.B. Alpen). In Nord- und Nordosteuropa kommt es zur Bildung

von **Podsol-Fahlerden** (Auslaugung des Bodens in kühlfeuchtem Klima). Bei wärmeren Bedingungen kann eine Umlagerung von Tonmineralen stattfinden (Bildung von **Parabraunerden**). Bei fehlender Feuchte (wasserarme Gebiete) findet keine Umlagerung von Tonmineralen aus dem Oberboden in den Unterboden statt. Es entstehen Böden mit mächtigen humosen A-Horizonten (**Schwarzerden**).

Neben der Bodenbildung sind weitere wichtige geologischer Faktoren in humiden Klimazonen **Abtragung und Landformung**. Abtragung geschieht vorwiegend durch Flüsse (Flußerosion). Wind und Eis als Transportmedien haben aufgrund der Vegetation und des Klimas keinen bedeutenden Einfluß. Das erodierte Gestein wird über Flüsse transportiert, weiter zerkleinert und hinsichtlich Korngröße und Dichte sortiert. Ablagerungsräume sind Flüsse (Flußufer und Seen) bzw. Deltas am Mündungsbereich von Flüssen in Meere.

### **Aride Klimazone**

In den Wüstengebieten geschieht eine Aufarbeitung von Gesteinsmaterial durch Temperaturverwitterung und Salzsprengung (Formen der physikalischen Verwitterung). Chemische Verwitterung hat aufgrund der geringen Wassergehalte nur sehr wenig Bedeutung. Verfrachtung von Material findet sporadisch durch seltene Regenfälle statt, ansonsten ist Wind ein wichtiger geologischer Faktor (Dünenakkumulation, Windkanter, Windrippelmarken).

### 2.7.3. Geologische Bedeutung der Meeresregionen

71% der Erdoberfläche sind von Meeren bedeckt. Das Meer stellt den größten **Sedimentationsraum** der Erde dar. Es läßt sich in folgende Bereiche unterteilen:

- Küstenbereich sowie Flachsee (**Schelfbereich**). Dabei handelt es sich um den unter Wasser liegenden Randsaum der Kontinentaltafeln (überflutete kontinentale Kruste). Aufgrund des derzeitigen kühlen Weltklimas (Vereisung der Polkappen) ist der Meeresspiegel niedrig, so daß die Schelfbereiche klein sind. In früherer Erdgeschichte waren weit größere Teile der Kontinente überflutet (z.B. Nordafrika im Jura). So sind die flächenhaften Ablagerungen von Karbonatgesteinen und Riffen in früherer Erdgeschichte zu erklären, während rezent eine Kalksteinbildung nur lokal (z.B. Bahamas) auftritt.
- **Kontinentalhang** (Übergang zwischen Schelf und Tiefsee). Vom geologischen Untergrund handelt es sich um den Übergang zwischen kontinentaler Kruste (geringere Dichte, daher höheres Niveau nach dem isostatischen Prinzip) und ozeanischer Kruste (höhere Dichte, daher niedrigeres Höhenniveau). Die Hangneigung beträgt durchschnittlich 4 %.
- **Tiefsee** (Tiefsee-Ebenen, mittelozeanische Rücken).

Im Bereich der **Küsten** herrscht **Erosion an Steilküsten** (Lockerung von Gesteinsmaterial durch Wasser; marine Abrasion). Im Bereich von Flachkü-

ten wird Gesteinsmaterial abgelagert (Ablagerung von Sand; Wattbildung in Bereichen, an denen eine Flachküste vor starker See geschützt ist). Im tropischen Bereich können sich im Bereich der Flachküste Riffe bilden (vgl. Abb. 2.7.4).

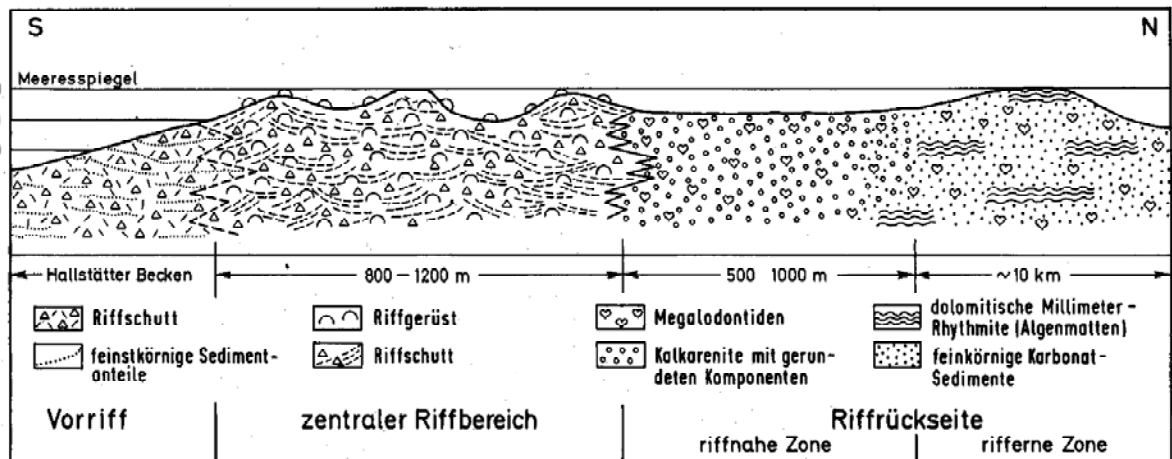


Abb. 2.7.4: Aufbau und Einteilung eines Riffes (am Beispiel des Hohen Göll, Berchtesgaderer Alpen). Riffbildende Organismen sind Megalodontiden (Muschelart), die zusammen mit Kalkschlämmen und Algenmatten auftreten. Im Bereich, welcher dem offenen Meer zugewandt ist, kommt es zur Aufarbeitung und Ablagerung von Riffschutt (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).

Im Bereich des **Kontinentalhang** kommt es zur Ablagerung von Sedimenten (**Flysch** bzw. **Turbidite**). Dabei handelt es sich um rhythmische Abfolgen von Sandsteinen und tonigen Sedimenten. Zur Ablagerung von Sandsteinen kommt es, wenn Sedimente auf dem Kontinentalhang (geschüttet durch Flüsse) ins Rutschen geraten und als Trübestrom in die Tiefseerinnen geschüttet werden. Danach herrscht im Bereich der Tiefseerinnen eine langsame Ablagerung von Tonen (abgesetztes Material aus dem Meerwasser) bis zum Einsetzen des nächsten Trübestromes. Derartige Abfolgen sind typisch für Tiefseerinnen. Beispiele findet man in den bayerischen Alpen (z.B. Blomberg). Zur Bildung dieser Sedimente kam es bei der Schließung der Thetys/Subduktion ozeanischer Kruste entweder am Nordrand der adriatischen Platte oder aber am Südrand des europäischen Kontinentes. Abb. 2.7.5 zeigt einen Schnitt durch eine Tiefseerinne im Bereich der Peru-Chile-Tiefseegeesenke.

In der **Tiefsee** kommt es zur Ablagerung von **feinkörnigen Sedimenten**, die auf feinkörnige Einträge aus dem Festland, auf vulkanische Aschen oder durch den Wind verfrachtete Partikel zurückgeführt werden können. Eine weitere Komponente sind Schalen planktischer Organismen (Radiolarien etc.), die Ablagerungen in der Tiefsee bilden können. Ab einer gewissen Wassertiefe löst sich Calcit (und Aragonit) im Meerwasser, so daß lediglich Skelette aus  $\text{SiO}_2$  abgelagert werden können. Das Auftreten derartiger Sedimentgesteine (z.B. in den Alpen) ist somit ein Hinweis auf eine Ablagerung in der Tiefsee.

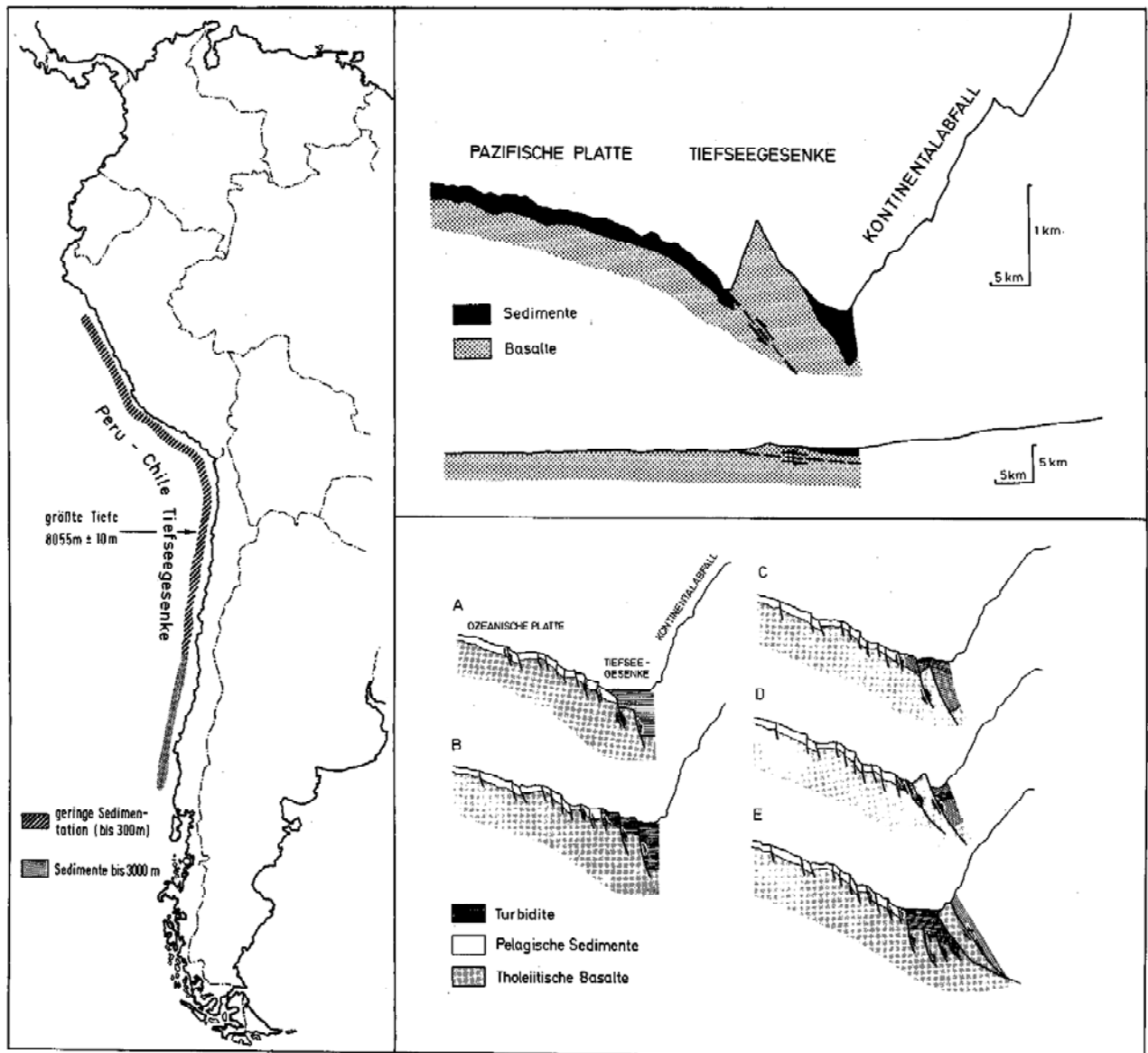


Abb. 2.7.5: Lage, Strukturen und Sedimente im Peru-Chile-Tiefseegesenke (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).

## 2.8. Diagenese und Einteilung der Sedimentgesteine

**Sedimente** sind Produkte mechanischer und chemischer Verwitterung von Gesteinen, die nach Transport abgelagert wurden. Transportmedien können je nach Klimazone Wasser, Wind oder Eis sein (vgl. Kap. 2.7). Die Ablagerung kann im Meer erfolgen oder kontinental (z.B. nach Transport durch Flüsse oder Gletscher als Kiesbänke, Moränen etc.). Weiterhin können Sedimente aufgrund von Neubildungen/ Ausfällungen aus (wässrigen) Lösungen entstehen (z.B. Kalkschlämme, Salzablagerungen).

Über den Prozess der **Diagenese** werden aus den ursprünglich locker abgelagerten Materialien (z.B. Sand, Ton, Kies, Kalkschlamm) Festgesteine (**Sedimentgesteine**). Aus Sand wird dabei Sandstein, aus Ton Tonstein etc.. Sedimentgesteine werden in 2 Gruppen unterteilt:

- **Klastische Sedimentgesteine** sind verfestigte, mechanische Anhäufungen von Fragmenten und Einzelkörnern. Zu den klastischen Sedimentgesteinen gehören Tonstein, Sandstein, Konglomerat etc.
- **Chemische und biologische Sedimentgesteine** sind Eindampfungsgesteine (Evaporite; z.B. Steinsalz, Kalisalz) sowie Ausfällungsgesteine meist unter Beteiligung von Organismen (z.B. Riffkalk, Kieselgur). Weiterhin werden Torf und Kohle zu den chemischen und biologischen Sedimentgesteinen gezählt.

### 2.8.1. Diagenese

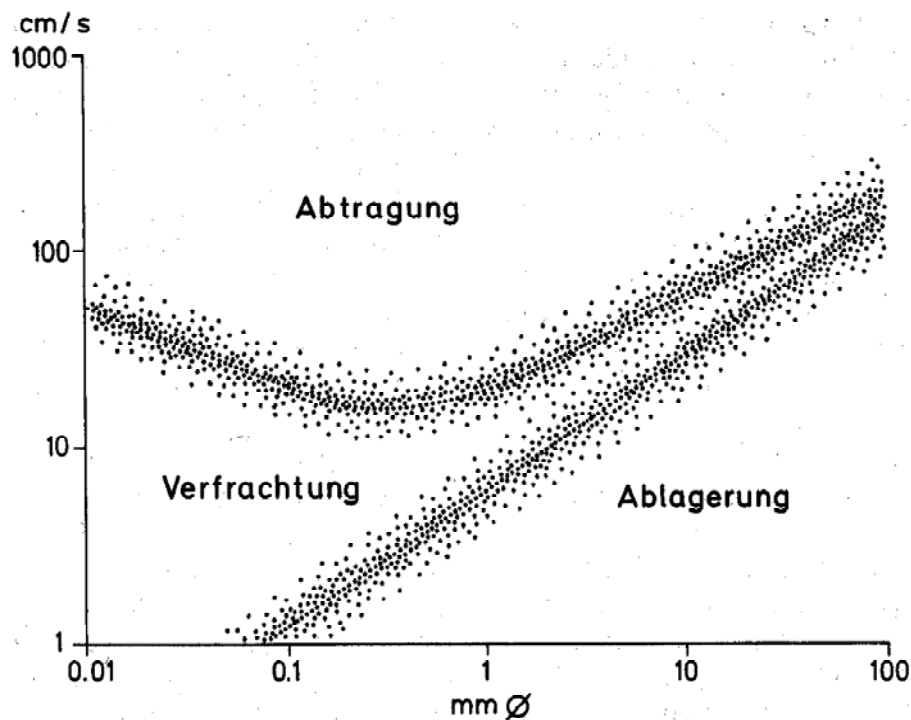
Nach der Sedimentation eines Materials kann es durch fortwährende Überdeckung (Auflast) zu Setzungserscheinungen (**Kompaktion**) kommen. Dadurch wird Porenwasser ausgedrückt. Zugleich erfolgt eine **Erwärmung** mit zunehmender Tiefe durch den geothermischen Gradienten (ca. 3°C Temperaturzunahme auf 100 m Tiefe). Dadurch kann es zu Mineralumkristallisationen sowie zu Mineralneubildungen kommen. Durch derartige Neueinstellungen von Gleichgewichten erfolgt eine Verfestigung eines Sediments unter Bildung eines Sedimentgesteins. Dieser Prozess wird Diagenese bezeichnet. Wesentliche Voraussetzungen für Diagenese sind **Druck**, **Temperatur** und **Zeit**.

Bei **klastischen Sedimenten** (Sand, Kies) finden bei der Diagenese größtenteils Veränderungen im Porenraum statt (Lösung von Kalk bzw. Kieselsäure und Rekristallisation in Porenräumen; Verfestigung). **Tone** verdichten sich bei einer diagenetischen Kompaktion stark und kristallisieren um. Dadurch können als Mineralneubildungen Illit, Muskovit oder Chlorit entstehen. In **Kalkschlämmen** erfolgt nach der Kompaktion eine Umkristallisation von Aragonit zu Calcit. Gleichzeitig kann durch Sammelkristallisation eine Vergrößerung der Einzelkörner erfolgen. **Dolomite** bilden sich aus Kalksteinen bereits im Frühstadium der Diagenese durch Ca-Mg-Austauschvorgänge mit dem Porenwasser.

### 2.8.2. Klastische Sedimentgesteine

**Klastische Sedimentgesteine** enthalten Ausgangsmaterialien (Verwitterungsreste wie z.B. Quarz, je nach Klimabedingungen Feldspäte, Glimmer sowie Verwitterungsneubildungen (Tonminerale) sowie eine diagenetisch um- oder neugebildete Matrix. Aus der Zusammensetzung der Komponenten kann auf das Umgebungsmilieu beim Transport geschlossen werden (z.B. arides Klima ohne hohe Anteile von chemischer Verwitterung beim Auftreten von Feldspäten; O<sub>2</sub>-arme Umgebung beim Auftreten von detritischem Pyrit).

Der Transport der Ausgangsmaterialien kann durch Wasser (Flüsse; Fraktionierung nach Korngröße, chemische Sortierung; Meer), Eis (Moränenbildung) oder Luft (z.B. Lößablagerungen) erfolgen.



**Abb. 2.8.1:** Verhältnis zwischen Korngröße und Fließgeschwindigkeit beim Transport von Gesteinsmaterial in Flüssen. Bei einer hohen Fließgeschwindigkeit herrscht generell Abtragung von Material. Bei geringerer Fließgeschwindigkeit ist der Korndurchmesser entscheidend, ob es zum Transport (Verfrachtung) ohne weitere Erosion oder zur Ablagerung kommt. Aus folgendem Diagramm sind sedimentäre Lagerstätten (z.B. sekundäre Goldlagerstätten) erklärbar: Bei plötzlicher Abnahme der Fließgeschwindigkeit kann ein vormals transportierte Korngrößenfraktion (z.B. Goldkörner mit einem Durchmesser von 0,5 mm) schlagartig abgelagert (und somit konzentriert) werden (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).

Beim Transport erfolgt eine Rundung der Zuschläge sowie beim Transport im Wasser ggf. Lösung von instabilen Gesteinsbruchstücken/ Mineralen. Aus dem Grad der Rundung kann somit auf den Transportweg geschlossen werden. Aus den Komponenten kann ebenfalls auf Transportweiten geschlossen werden (z.B. deutet das Vorhandensein von Feldspäten im Gestein auf einen eher kurzen Transportweg in Wasser hin).

Aus der Intensität der Sortierung bzw. der Korngrößenverteilung kann auf das Transportmedium geschlossen werden:

- Einheitliche Korngröße, gute Rundung, einheitliche mineralogische Zusammensetzung: langer Transport in fluviatiler Umgebung.
- Gemischte Korngrößen, mäßige Rundung, viele verschiedene Gesteine: kurzer Transport, z.B. Moränenmaterial.
- Kaum Rundung, unterschiedliche Kornverteilungen: Transport durch die Schwerkraft bzw. sporadische Transport in Wasser (z.B. Wadiüberflutungen in ariden Gebieten).

|                          | Wasser   | Eis   | Wind  |
|--------------------------|--|---|---|
| Bewegung                 | rasch<br>laminar-turbulent   | langsame,<br>zähe Fließbewegung   | stoßweise wehend,<br>unregelmäßig,<br>flächenhaft arbeitend                               |
| Transport                | rollend, Größe je nach Wassergeschwindigkeit, Auslese nach Härte und Gestalt                         | schiebend, keine Auslese nach Härte und Korngröße   | feiner Staub kann über riesige Entfernungen verfrachtet werden                            |
| Typische Sedimente       | <i>Konglomerat</i> ,<br>runde Komponenten,<br>stark sortiert, <i>Sandstein</i> ,<br>Schrägschichtung | <i>Moräne</i> , unsortiert, feine und grobe Korngrößen nebeneinander, locker, <i>geschrammte Geschiebe</i> ,<br>Fehlen der Schichtung | <i>Löß</i> , Verbreitung bedeutend, <i>bestimmte Korngrößen</i> (60-70 Gew.-% = 10-60 µm) |
| Formen in der Landschaft | Rinnen, Canyons, V-Täler, Schwemmlandschaft, Terrassen, Deltas                                       | Rundhöcker, ältere Formen abgeschliffen und überprägt, U-Täler, Moränenhügel, Toteisdellen  | Unzahl von Kleinformen in der Wüste durch Ausblasung und Ausschleifen, Dünen, Lößdecken   |

Tabelle 14 Abtragungsbeträge in mm/Jahr

|               | Westalpenflüsse | Rhein | Schwedische Flüsse | Gesamterde |
|---------------|-----------------|-------|--------------------|------------|
| Geröllfracht  | 0,1             | 0,006 | } 0,003            | 0,005      |
| Schwebfracht  | 0,3             | 0,01  |                    | 0,045      |
| Lösungsfracht | 0,1             | 0,022 |                    | 0,009      |
| Insgesamt     | 0,5             | 0,04  | 0,012              | 0,06       |

Tab. 2.8.1: Zusammenstellung der möglichen Transportmechanismen von Gesteinsfragmenten sowie typische Abtragungsraten durch Flüsse.

Klastische Sedimente werden zum einen nach der **Korngröße der Komponenten** klassifiziert (vgl. Abb. 2.8.2). Demnach werden **Pelite** (Korngröße <0,02 mm), **Psammite** (Korngröße 0,02 – 2 mm) und **Psephite** (Korngröße > 2 mm) unterschieden. Die Fraktionen Ton, Sand und Kies werden zusätzlich in eine Grob- und eine Feinfraktion unterteilt. Nach **DIN 4022** wird zusätzlich die Fraktion Ton in eine Schluff- und eine Tonfraktion unterteilt. Eine Erläuterung zur DIN 4022 findet sich in Kap. 3.2.4.

Aus der Klassifikation nach Korngröße lassen sich folgende Lockergesteine ableiten:





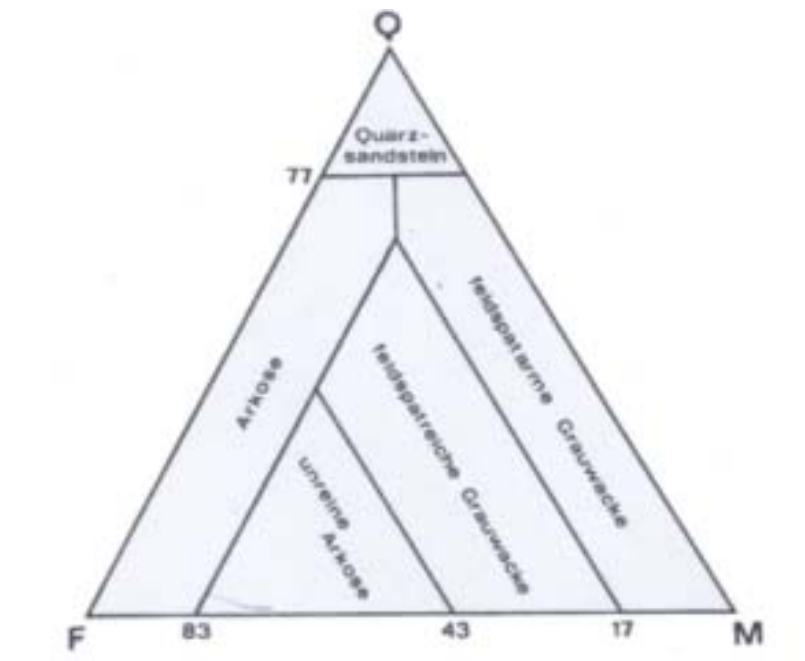


Abb. 2.8.2: Klassifikation von Sandsteinen (bzw. Gesteinen in Sandfraktion) nach Zusammensetzung. F = Feldspat; M = Gesteinsbruch; Q = Quarz.

|                           |                 |            |            |                |                          |           |           |                 |                 |                              |  |
|---------------------------|-----------------|------------|------------|----------------|--------------------------|-----------|-----------|-----------------|-----------------|------------------------------|--|
|                           | 95              | 85         | 75         | 65             | % Kalk                   |           | 35        | 25              | 15              | 5                            |  |
| Hochprozentiger Kalkstein | Mergeliger Kalk | Mergelkalk | Kalkmergel | Mergel         |                          | Tonmergel |           | Mergelton       | Mergeliger Ton  | Hochprozentiger Ton (Kaolin) |  |
|                           | 5               | 15         | 25         | 35             | % „Ton“ (=Nichtkarbonat) |           | 65        | 75              | 85              | 95                           |  |
|                           | 10              | 25         | 30         | 40             | Portlandzement           |           | Ziegelton |                 | Feuerfester Ton |                              |  |
| Weißkalk                  | Wasserkalk      | Zementkalk | Roman-kalk | Portlandzement |                          | Ziegelton |           | Feuerfester Ton |                 |                              |  |
|                           | 90              | 75         | 70         | 60             | % CaCO <sub>3</sub>      |           | 25        | 10              |                 |                              |  |

Abb. 2.8.3: Unterteilung feinkörniger Sedimente nach Anteilen von Mergel und Kalk (aus: MATTHES, 1993).

### 2.8.3 Chemische Sedimente

Bei chemischen Sedimenten handelt es sich hauptsächlich um **karbonatische Sedimente und Sedimentgesteine**. Generell zeigen sie eine geringere Verbreitung als klastische Sedimente bzw. Sedimentgesteine.

Zur großräumigen Bildung von Karbonatgesteinen kommt es in Schelfgebieten (**marine Flachwasserablagerungen**). Dabei können sich Calcit, Arago-

nit, Dolomit (untergeordnet: Quarz und Tonminerale) neu bilden. Meerwasser ist oberflächlich an Karbonat gesättigt (in tropischem Bereich übersättigt). Bei Anwesenheit von Kristallisationskeimen (z.B. Muschelschalen) kann Kalkausscheidung erfolgen. Weiterhin gibt es organogene Kalkausscheidung (Kalkalgen/ Foraminiferen, Korallen, Kalkschwämme, Mollusken), die zur Bildung von Riffen führen kann. Aufgrund des derzeitigen Weltklimas sind die Meerwasserstände gering, so daß es wenige warme Flachmeere gibt. Demzufolge tritt eine rezente Karbonatbildung nur vereinzelt auf.

Im **Kontinentalbereich** können sich Kalkgesteine bilden:

- in **ariden Bereichen** (Kalkkrusten durch aufsteigende Porenwässer, die an der Oberfläche verdunsten).
- **Kalktuffe** (stark poröse Kalkgesteine) an Austritten von Grundwasser (Quelle). Enthält das Grundwasser gelösten Kalk (vgl. Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht), kann im Bereich des Quellaustrittes durch Druck-Temperaturänderungen der gelöste Kalk ausfallen.
- **Seekreiden** (Ablagerung von kalkschaligen Organismen).

Weitere chemischen Sedimente sind:

- **Fe-reiche Sedimente**;  $\text{Fe}^{2+}$  in reduzierenden Wässern (z.B. tertiäre Grundwässer) fällt als Fe-Hydroxid bei Kontakt zu Luftsauerstoff aus (Verockerung). Historisch sind Fe-Sedimente als BIF (Banded Iron Formation) bekannt. Dabei wurden  $\text{Fe}^{2+}$ -Gehalte aus dem damaligen Meerwasser beim Auftreten des ersten Luftsauerstoff als Fe-Oxid (Magnetit oder Hämatit) ausgefällt. Es bildeten sich mächtige Fe-Oxid-Lagen, die mit kieselssäurereichen Lagen abwechseln (wichtigste Fe-Lagerstätten weltweit).
- **Kieselige Sedimente** (biogene Ausfällungen, z.B. Radiolarien; Diatomeen bzw. Kieselgur). Kieselige Sedimente treten massiv unterhalb der CCD (Calcite-Compensation-Depth bei ca. 3000 m Meerestiefe) auf, da ab dieser Tiefe keine Kalkausfällung möglich ist.
- **Sedimentäre Phosphatgesteine** (kolloidale Ausfällung aus Meerwasser)

Weiterhin werden Kohle (Braunkohle, Steinkohle) sowie Salzgesteine zu den chemischen Sedimenten gezählt. Salzlagerstätten bilden sich, wenn in abgeschnittenen Meeresbecken in trockenem Klima das Wasser eindampft. Ab einer Eindampfungsrates von ca. 80% bildet sich NaCl. Zu mächtigen Salzlagerstätten kann es kommen, wenn das abgeschnittene Becken wiederholt vom Meer überflutet wird. Die bereits gebildete Salzsicht muß durch eine Tonschicht geschützt sein, um ein erneutes Lösen zu verhindern.

|                                 | <i>Anorganisch</i>   | <i>Organogen</i>  |
|---------------------------------|--|---|
| Bindungsgesteine<br>(Evaporite) | Gips (Anhydrit), $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$<br>Steinsalz, NaCl<br>Kalisalz, KCl  |   |
| Ausfällungsgesteine             | Kalkstein, $\text{CaCO}_3$<br>Oolithkalk<br>dichter Kalk<br>Mergel (Ton und Kalk)<br>Dolomit, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$<br>Eisen- und Mangansedimente<br>Kieselige Sedimente<br>Hornstein<br>Kieselschiefer | Kalkstein, $\text{CaCO}_3$<br>Foraminiferenschlick<br>Riffkalk<br>Schillkalk (Schalentrümmern)<br>Bone bed (Knochentrümmern)<br>Spatkalk<br><br>Kieselige Sedimente<br>Kieselkalk (vorw. aus Schwammnadeln)<br>Radiolarite (aus Radiolarien)<br>Kieselgur (aus Diatomeen) |
| Kaustobiolithe                  |  | Torf-Kohle (vorw. aus Pflanzen)<br>Ölschiefer (vorw. aus Plankton)<br>Erdöl, Erdgas (vorw. aus Plankton)  |

Tab. 2.8.3: Übersicht über anorganische und organische Sedimentgesteine. Bei den anorganischen Sedimentgesteinen handelt es sich um reine Eindampfungsgesteine sowie Ausfällungen aus Lösungen (u.U. bei Anwesenheit von Kristallisationskeimen). Organische Sedimentgesteine setzen sich aus Hartschalen von Organismen zusammen.

#### 2.8.4. Eigenschaften von Sedimentgesteinen

Sedimentgesteine können typische **sedimentäre Gefüge** zeigen. Häufig ist eine **sedimentäre Schichtung** zu erkennen, welche die Abfolge der Ablagerung darstellt. Zwischen einzelnen Bänken treten Schichtfugen auf, die auf Sedimentationslücken zurückgeführt werden können. Liegen Schichten parallel übereinander, wird die Abfolge als **konkordant** bezeichnet. Liegen horizontale Ablagerungen auf schräggestellten Schichten (Sedimentationslücke mit tektonischer Bewegung), heißt die Abfolge **diskordant**.

Typische Gefüge der einzelnen Sedimentgesteine sind:

- **Konglomerate:** teilweise gradierte Schichtung (d.h. gröbere Körner unten, feinere Körner oben), Einregelung gelängerter Komponenten.
- **Sandstein:** sedimentäre Schichtung, teils Schrägschichtung, Kreuzschichtung (durch Änderungen in der Fließrichtung des Flusses); Rippelschichtung (flachmarin).
- **Tonstein:** feinschichtige Bankung, teilweise gradierte Schichtung.
- **Kalkstein:** bankige Schichtung, teils grobbankig (einige m Bankmächtig), teils feinbankig (< 1 mm; z.B. Solhofer Plattenkalk); Riffkalke sind massig und ungebant.
- **Dolomit:** meist ungebant, massig.

Hinsichtlich ihrer mechanischen Eigenschaften sind Sedimentgesteine sehr variabel. Sandsteine sind je nach Bindemittel fest oder weich. Sandsteine ohne signifikante Porenräume und ohne Tonmineralanteil in der Matrix können

witterungsresistent sein. Ebenso zeigen Tonsteine je nach Kompaktionsgrad Unterschiede hinsichtlich der Witterungsbeständigkeit. Kalksteine sind durch die geringe Säureresistenz lösungsgefährdet (Bildung von Kohlensäure durch CO<sub>2</sub> im Regenwasser; Karstbildung im Kalkstein). Eine Zusammenfassung der bautechnischen Eigenschaften findet sich in der Tab. 2.8.4.

| Name                              | Farbe   | Hauptminerale   | Schichtung   | Technische Merkmale  | einaxiale Druckfestigkeit in N/mm <sup>2</sup> | Rohdichte in g/cm <sup>3</sup> | Verwendung                        |
|-----------------------------------|---|---|--|--|--|--------------------------------|-----------------------------------|
| witterungsbeständiger Sandstein   | alle Tönungen je nach Beimengung u. a. grauweiß, graubraun, rötlich | Quarz (Feldspat), (Glimmer) mit $\left. \begin{matrix} \text{SiO}_2 \\ \text{CaCO}_2 \\ \text{Fe}_2\text{O}_3 \end{matrix} \right\} \text{Kontaktzement}$ | fein geschichtet bis gebankt, fein- bis grobkörnig       | hart bis weich und bröcklig (je nach Bindemittel-Art und -Typ)                                     | 30-180   | 1,9-2,6                        | vielseitig verwendbarer Werkstein |
|                                   |   |   |  | zerfällt bei Luft- und Wasserzutritt bzw. Frosteinfluß zu bindigem Lockermaterial                  | 10-80  |                                |                                   |
| witterungsempfindlicher Sandstein |   | Quarz (Glimmer), (Feldspat) mit $\left. \begin{matrix} \text{Ton-} \\ \text{Mergel-} \\ \text{FeOOH-} \end{matrix} \right\} \text{Kontaktzement}$         | feingeschichtet, dicht bis feinkörnig                    | weich bis mittelhart, witterungsempfindlich  | 20-30  | 2,7-2,8                        | Schüttmaterial                    |
|                                   |   |   |  | hart, gut teilbar, zusammenhängendes Glimmer-, „gewebe“ wirkt wasserabweisend. witterungsbeständig | 20-40  |                                | Schüttmaterial, Platten           |
| Kalkstein                         | grau, gelb, braun   | Glimmer, Chlorit, Tonminerale, Quarz  | massig, bankig bis feingeschichtet, dicht bis grobkörnig | hart, gut bearbeitbar, polierbar, dichte Abarten sind schlagempfindlich                            | 80-180   | 1,8-2,85                       | Schotter, Splitt, Baustein        |
|                                   |   |   |  |  |  |                                |                                   |
| Dolomitstein                      | grau  | Kalkspat, Dolomitspat, Kalkspat   |  |  |  |                                |                                   |
|                                   |   |   |  |  |  |                                |                                   |

Tab. 2.8.4: Sedimentgesteine sowie deren bautechnische Eigenschaften.

| Gestein                          | Vorkommen   | Farbe  | Verwendung  | Bemerkungen  |
|----------------------------------|---|--|---|--|
| Flußkies<br>Flußschotter         | Rhein, Main, Donau, Elbe  | Eigenfarbe der<br>Komponenten                              | Betonzuschlag   | Schotter<br>quartärer Flußläufe  |
| Flußsande                        | Rhein, Main, Donau, Elbe  | hellgelb bis mittelgrau                                    | Mörtelsand<br>Tragschichten<br>Sickeranlagen  | Quarzsande   |
| Talsande                         | chem. Vereisungsgebiete   | gelb bis grau  | Schluttstoff  | oft hoher Ton- und<br>Schluffanteil  |
| Löß<br>Lößlehm                   | nördlich der deutschen<br>Mittelgebirge   | gelbbraun  | Ziegelrohstoff<br>verbreiteter Baugrund   | äolischer Schluff,<br>stark wasserempfindlich  |
| Geschiebemergel<br>Geschiebelehm | nördliches Tiefland<br>Mitteleuropas<br>Alpenvorland<br>Schweizer Mittelland                          | grau bis gelbbraun   | verbreiteter Baugrund   | glazigenes Gemisch von<br>Ton/Schluff, Sand/Kies<br>und Geschieben   |
| Bänderton                        | lokal in den ehem.<br>Vereisungsgebieten  | grau   | Ziegelrohstoff<br>rutschgefährdeter Baugrund  | wechsellagernd mm-mächtige<br>Ton- und Schluff/Sand-<br>Lagen  |
| Auelehm<br>Auelton               | Talauen der Flüsse<br>(Mittel- und Unterlauf)   | gelbbraun  | Ziegelrohstoff<br>verbreiteter Baugrund   | schluffig-toniges<br>Hochwassersediment  |
| Ton                              | vor allem in den tertiären<br>Braunkohlenbecken Mitteleuropas<br>Alpenvorland<br>Schweizer Mittelland | weiß bis grau<br>(grünlich, bläulich,<br>rötlich, schwarz) | Steinzeug-, Keramik-,<br>Ziegel- und Porzellan-<br>rohstoff<br>Dichtungsmaterial<br>Dickspülung | Tertiär, Pleistozän,<br>Verwitterungsprodukt<br>älterer Formationen<br>„magere“ und „fette“ Tone<br>infolge wechselnden Gehalts<br>an Tonmineralen und<br>feinstem Quarz |

Tab. 2.8.5: Vorkommen unverfestigter Sedimente in Mitteleuropa.

## 2.9. Gesteinsmetamorphose

Die Mineralgesellschaften, aus denen sich Gesteine aufbauen, sind im Allgemeinen nur in einem beschränkten Druck- und Temperaturbereich stabil. Geraten Gesteine (bzw. Minerale) in andere Bereiche als bei deren Bildung herrschten, kann es zu Neu- oder Umbildungen kommen. Formen dieser Umbildung können sein:

- **Verwitterung** (exogene Kräfte).
- **Diagenese** (ohne signifikante Mineralneubildung).
- **Metamorphose** (Vorgänge in größerer Tiefe; > ca. 12 km).

Die Gesteinsmetamorphose bezeichnet die **Umwandlung eines Gesteins unter sich ändernden physikalischen und chemischen Bedingungen ( $p$ ,  $T$ ,  $X$ )**. Definitionsgemäß geschieht bei der Metamorphose eine Umkristallisation mit oder ohne Verformung des Gesteinsgefüges unter wesentlicher Beibehaltung des festen Zustandes ohne chemische Transportvorgänge bzw. Änderung des Chemismus (isochemisch). Realistisch ist aufgrund des Vorhandenseins von Porenwässern auch in großen Tiefen von einer allochemischen Umwandlung auszugehen.

Von der Diagenese grenzt sich die Metamorphose durch die Bildung neuer Mineralphasen ab, die bei der Diagenese nur untergeordnet stattfindet. Kommt es bei hohen Temperaturen in großen Tiefen, z.B. unter verdickten Wurzeln von Gebirgen, zur **Aufschmelzung** des Gesteinsmaterials, spricht man von **Anatexis**. **Im physikochemischen Bereich zwischen Diagenese und Anatexis findet Metamorphose statt.**

Magmatische, sedimentäre und metamorphe Gesteine können einer Metamorphose unterzogen werden. Die für eine Metamorphose erforderliche Temperatur läßt sich vom geothermischen Gradienten ableiten (Temperaturanstieg von  $10^{\circ}\text{C}$  –  $100^{\circ}\text{C}/\text{km}$  je nach geotektonischer Position). Im Bereich von mittelozeanischen Rücken, Randzonen von Rifting-Zonen oder im Bereich von magmatischen Intrusionen oder Extrusionen ist ein hoher Gradient vorhanden. Im Bereich alter Kratone (z.B. Südafrika, Australien) kann ein geringer geothermischer Gradient angenommen werden. Weiterhin kann es zu positiven Temperaturanomalien im Zuge von Plattenbewegungen (Friktionswärme) kommen. Die normale Druckzunahme beträgt 250-300 bar / km Tiefe.

### 2.9.1. Arten der Metamorphose

#### **Kontaktmetamorphose**

Kontaktmetamorph gebildete Metamorphite sind Produkte einer thermischen Um- und Rekristallisation um einen magmatischen Intrusivkörper. Die Temperatur beträgt ca.  $900\text{-}600^{\circ}\text{C}$  (je nach Intrusionstyp). Als Dauer der Metamorphose kann die Abkühlungszeit eines Plutons angesetzt werden. Bei einem Pluton mit 100 m Dicke wird eine Abkühlungsdauer von ca. 100 Jahren angenommen.

In der Abb. 2.9.1 ist die Ausbildung einer kontaktmetamorphen Aureole um eine magmatische Intrusion dargestellt. Je nach Ausgangsmaterial werden verschiedene Gesteine metamorph gebildet:

|                                       |   |
|---------------------------------------|---|
| Sandstein (vorwiegend Quarz):         | <b>Quarzit</b>  |
| Mergel (Mischung aus Ton und Kalk):   | <b>Gesteine mit Granat, Hornblende etc.</b>                               |
| Kalksandstein (karbonatische Matrix): | <b>Kalksilikat-Gesteine (Gesteine mit Ca-Silikaten, z.B. Wollastonit)</b> |
| Kalke und Dolomite:                   | <b>Marmor</b>   |
| Tonige Gesteine:                      | <b>Glimmerhornfelse</b>   |

Kennzeichnend ist eine Auflösung der primären Gefüge (z.B. Schichtung) durch eine weitgehende Umkristallisation. Derartige rekristallisierte Gesteine werden zusammenfassend auch **Hornfels** genannt.

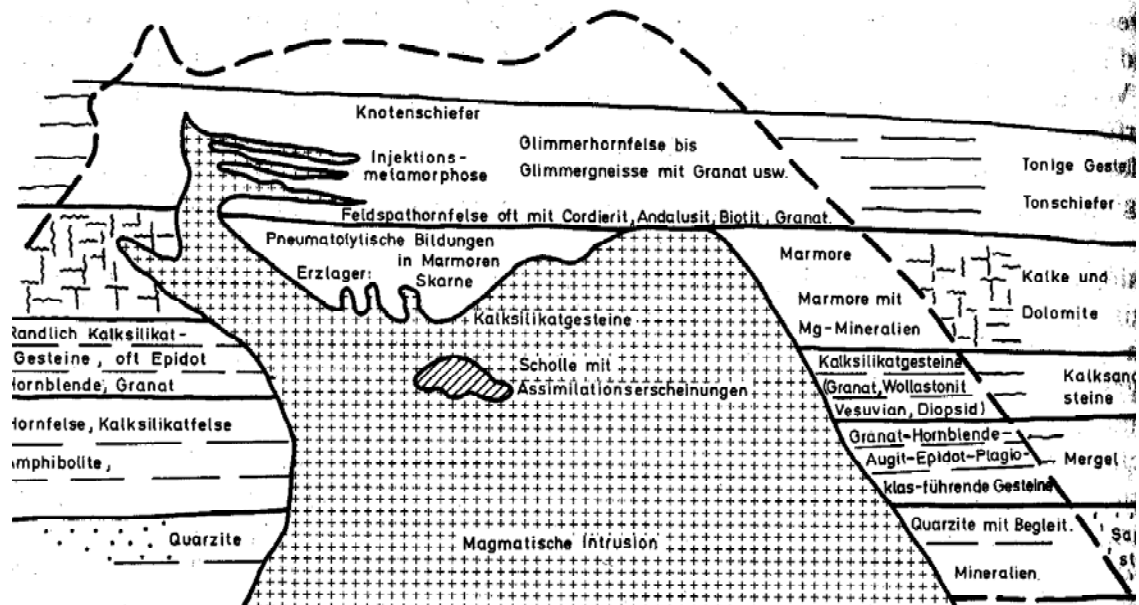


Abb. 2.9.1: Darstellung der Kontaktaureole um eine Intrusion mit metamorphen Neubildungen (Marmor, Hornfelse, Quarzit) (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1984).

### **Dislokationsmetamorphose**

Die Dislokationsmetamorphose ist an tektonische Störungszonen gebunden. Sie äußert sich in einer mechanischen Deformation des Gesteins. Minerale können in Abhängigkeit von Druck und Temperatur plastisch oder spröde reagieren. Erfolgt parallel zur Deformation eine Rekristallisation, spricht man von einem **Mylonit**. Reagiert das Gestein spröde (z.B. bei geringem Umgebungsdruck und geringer Temperatur) kann das Gestein zerrieben werden. Das Produkt wird dann **Kataklasit** genannt.

**Vorsicht: In älteren Lehrbüchern sowie häufig in der Ingenieurgeologie wird Mylonit als „Gesteinsmehl“ beschrieben. Lt. Definition ist ein Gesteinsmehl aber ein Kataklasit. Bei synkinematischer Rekristallisation des Gesteins spricht man von einem Mylonit. Ein Mylonit ist somit ein Festgestein !!!**



### Regionale Versenkungsmetamorphose

In Tiefseerinnen (Subduktionszonen) werden Gesteine versenkt, durch Druckzunahme und (vergleichsweise geringer) Temperaturzunahme erfolgt Neubildung von Mineralen. Aus subduziertem Basalt wird in einigen km Tiefe z.B. das Gestein Eklogit (Hochdruck-Niedertemperaturmetamorphose).

### Thermo-Dynamometamorphose

Im Zuge einer Gebirgsbildung (Plattenkollision) kommt es zu Druck- und Temperaturzunahme unter gerichtetem Druck. Dabei können Gesteine geschiefert werden, indem blättrige Minerale in eine Ebene gebracht werden. Die Temperaturen betragen zwischen 200-800°C. Derartige Metamorphite bilden Kerne von Gebirgen sowie durch Abtragung freigelegte Kontinentalkerne. Während die oben beschriebenen Metamorphosearten (Kontaktmetamorphose, Dislokationsmetamorphose) nur lokal auftreten, kommt es bei der Versenkungsmetamorphose und Thermo-Dynamometamorphose zu regionalen Umbildungen.

Die beschriebene Einteilung der Metamorphose richtet sich nach den Umständen, die zur Metamorphose geführt haben (Kontaktmetamorphose durch Temperaturänderungen, Dislokationsmetamorphose durch Druck bzw. Bewegung, Thermo-Dynamometamorphose sowie regionale Versenkungsmetamorphose durch Druck und Temperatur). Eine weitere Einteilung der Metamorphose kann über die sogenannte „**metamorphe Fazies**“ erfolgen. Faziesbereiche werden durch Druck-Temperaturfelder voneinander abgegrenzt. In jedem Faziesbereich treten bestimmte Minerale auf, die charakteristisch für die jeweiligen Druck-Temperaturbereiche sind (vgl. Abb. 2.9.2).

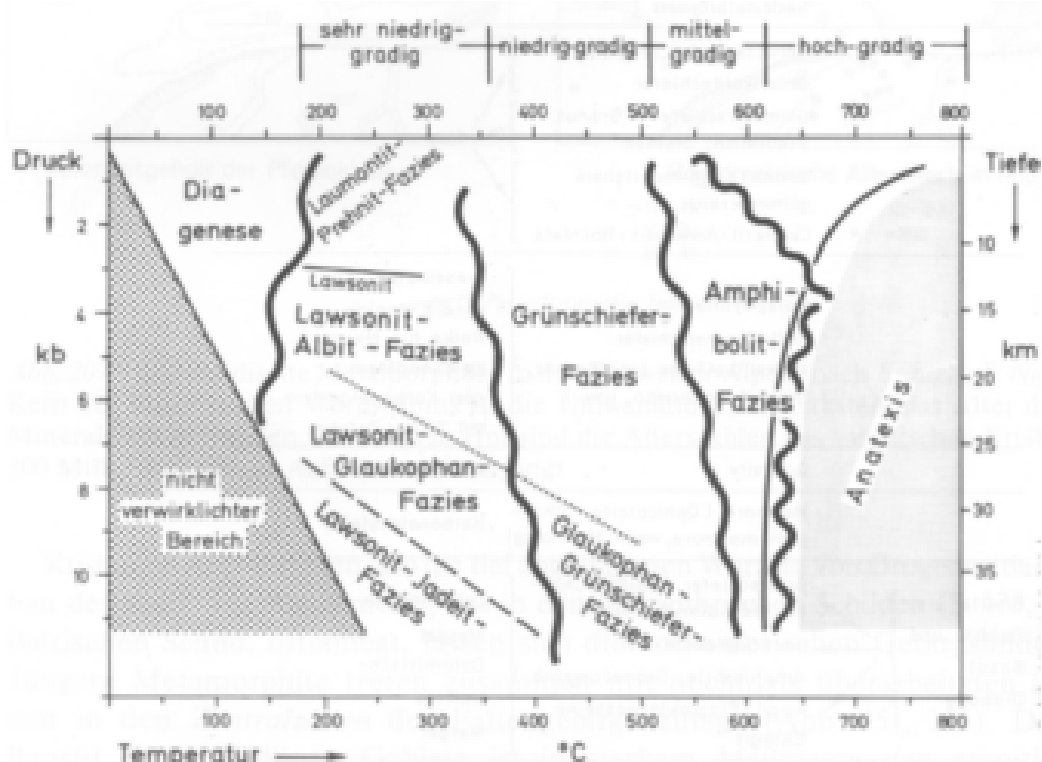


Abb. 2.9.2: Verteilung der metamorphen Mineralfazies im Druck-Temperatur-Feld (aus: BRINKMANN & ZEIL, 1084).

### 2.9.2. Metamorphe Gesteine

Aufgrund der Metamorphose werden magmatische, sedimentäre und bereits metamorphe Gesteine umgewandelt. Diese Umwandlung erfasst die Mineralzusammensetzung (z.B. bei der Kontaktmetamorphose), die Textur (z.B. bei der Dislokationsmetamorphose) oder beides (z.B. bei der Thermo-Dynamometamorphose). Ein metamorphes Gestein kann somit durch verschiedene Metamorphosetypen aus verschiedenen Edukten gebildet werden. Ein Erkennen der Edukte ist aus dem Handstück häufig schwierig zu erkennen. In der Tab. 2.9.1 werden häufige Edukte zusammengestellt und das bei unterschiedlichen Metamorphosearten entstehend metamorphe Gestein gegenübergestellt.

| Ausgangsgestein                  | zugehöriges metamorphes Gestein  |
|----------------------------------|--|
| Granit, Granodiorit              | Gneis (Orthogneis); Thermo-Dynamometamorphose, Dislokationsmet.  |
| Rhyolith                         | Gneis  |
| Diorit, Gabbro, Basalt           | Grünschiefer (niedrig-gradig)<br>Hornblendeschiefer, Amphibolit (mittelgradig)<br>Eklogit (Regionale Versenkungsmetamorphose)  |
| Peridotit, Pyroxenit             | Talkschiefer (niedriggradig)   |
| Tonsteine                        | Phyllit (niedriggradig; Thermo-Dynamometamorphose)<br>Glimmerschiefer (niedrig-mittelgradige Thermo-Dynamometamorphose)<br>Gneis (mittelgradige Thermo-Dynamometamorphose)<br>Hornfels (Kontaktmetamorphose)                     |
| Karbonatgesteine                 | Marmor   |
| Sandig-tonige Kalk-<br>e, Mergel | Kalkphyllit (niedriggradig; Thermo-Dynamometamorphose)<br>Kalkglimmerschiefer (niedrig-mittelgradige Thermo-Dynamometamorphose)<br>Gneis (mittelgradige Thermo-Dynamometamorphose)<br>Kalksilikat-Hornfels (Kontaktmetamorphose) |
| Dolomitische Mergel              | Grünschiefer (niedrig-gradig)<br>Hornblendeschiefer, Amphibolit (mittelgradig)<br>Eklogit (Regionale Versenkungsmetamorphose)  |

Tab. 2.9.1: Edukte (linke Spalte) und zugehörige metamorphe Produkte (bei unterschiedlichen Metamorphosen Faziesbereichen).

### 2.9.3. Gefügeeigenschaften von Metamorphiten

Durch die Metamorphose kann es sowohl zur Mineralneubildung als auch zur Änderung der Texturen kommen. Bei der **Kontaktmetamorphose** werden Texturen des Eduktes überprägt. Da eine Kontaktmetamorphose normalerweise ohne gerichtete Beanspruchung abläuft, entstehen keine gerichteten Strukturen. **Das metamorphe Produkt ist ungerichtet** (richtungslos).

Bei der **Dislokationsmetamorphose**, der **regionalen Versenkungsmetamorphose** sowie der **Thermo-Dynamometamorphose** herrschen gerichtete

Drucke sowie teilweise plastische Deformation im Gestein. Neugebildete Minerale sowie bestehende Minerale werden gemäß dem umgebenden Streßfeld eingeregelt. Es entsteht eine typische metamorphe Textur, die sogenannte **Schieferung** (vgl. Abb. 2.9.3).

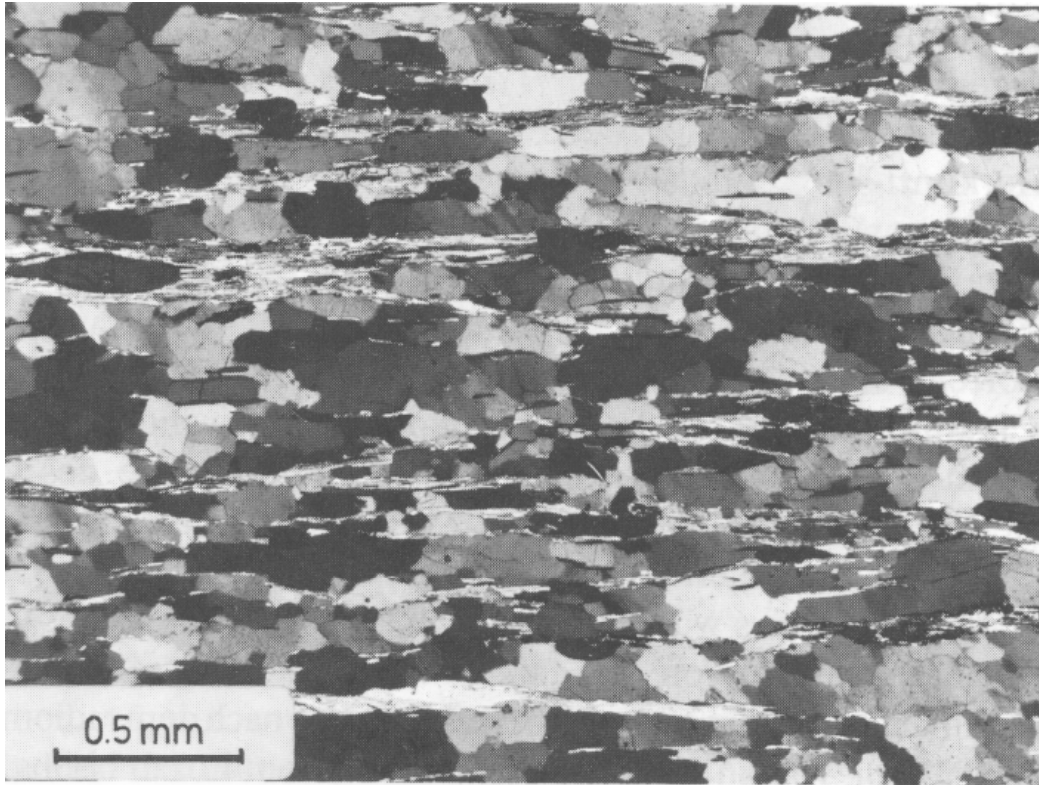


Abb. 2.9.3: Dünnschliffaufnahme eines metamorphen Gesteins (Glimmerschiefer). Bei den größeren Körnern handelt es sich um Quarze, die feineren parallel ausgerichteten linearen Bestandteile sind Muskovit. Die parallele Texturierung wird metamorphe Schieferung bezeichnet.

Aus einem unregelmäßigen Granit wird bei der Metamorphose unter gerichtetem Stress ein Gneiss, d.h. der Mineralgehalt ist weitgehend identisch, vorhandene Glimmerminerale bzw. Amphibole richten sich jedoch aus. Dadurch entstehen gerichtete Gefüge im Gneiss, die Auswirkungen auf die mechanischen Eigenschaften des Gesteins haben können (strukturelle Anisotropie).

**Schieferung ist keine sedimentäre Schichtung. Eine Schieferung zeichnet sich dadurch aus, daß einzelne Minerale texturiert im Gestein vorliegen. Bei der sedimentären Schichtung liegen Gesteinsbänke übereinander.** Bei einer ehemals tonig-sandigen Abfolge beispielsweise kann eine Unterscheidung zwischen Schieferung und primärer sedimentärer Schichtung schwierig sein. Bei der Metamorphose kann aus den Tonen Glimmer gebildet werden, der Quarz rekristallisiert. Im metamorphen Gestein liegt somit eine geschieferte Abfolge von Quarzen und Glimmern vor (Schieferung), die im Edukt allerdings schon als sedimentäre Abfolge der Ausgangsmaterialien bestanden hat. Eine sichere Unterscheidung zwischen Schieferung und Schichtung ist somit nicht immer möglich.

Kreislauf der Gesteine

Exogene Kräfte bedingen die Umwandlung von magmatischen und metamorphen Gesteinen in Sedimente, die diagenetisch zu Sedimentgesteinen werden. Durch Temperatur- und Druckzunahme können Sedimentgesteine metamorph umgewandelt werden oder aufschmelzen (Anatexis). Zwischen den Gesteinen besteht somit ein Kreislauf, der in Abb. 2.9.4 dargestellt ist.

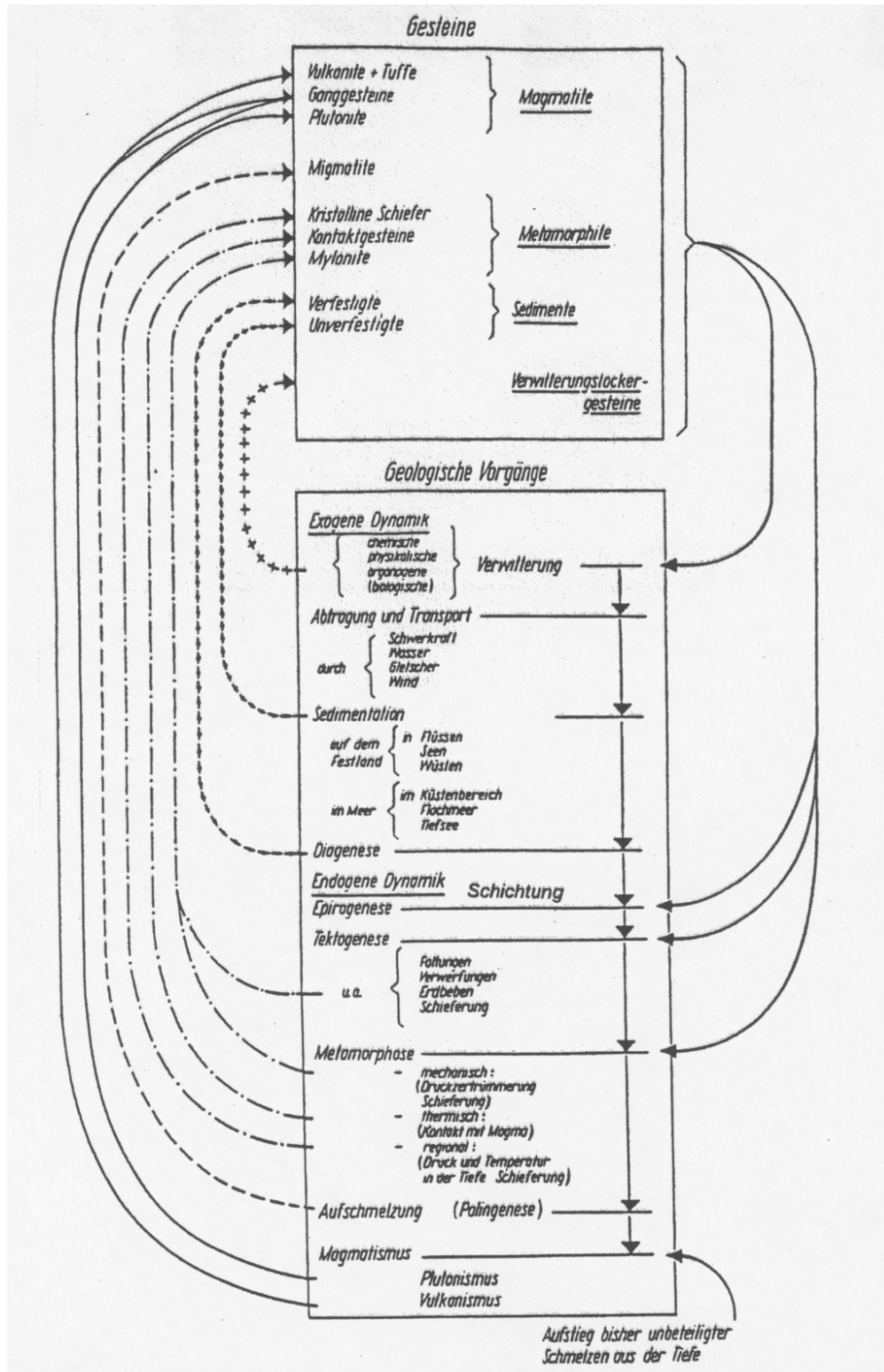


Abb. 2.9.4: Gesteinskreislauf.

### 3. Angewandte Geologie

#### 3.1. Die geologische Karte

##### 3.1.1. Aufnahme geologischer Gegebenheiten

Zur Beurteilung geologischer Verhältnisse (Gesteinsansprache und Gesteinsklassifikation, Strukturuntersuchungen etc.) benötigt der Geologe freiliegende Gesteinseinheiten (Fest- oder Lockergesteine), die in einigen Gegenden als **natürliche Aufschlüsse** auftreten (z.B. Hochgebirge, Flußschnitte, aride Gebiete ohne Vegetationsüberdeckung). Insbesondere im humiden oder tropischen Klimabereich werden die anstehenden Gesteine (Fest- oder Lockergesteine) von einer unterschiedlich mächtigen Bodenschicht (im bodenkundlichen Sinne) überdeckt. In diesem Fall kann der Geologe auf **künstliche Aufschlüsse** angewiesen sein. Derartige künstliche Aufschlüsse können sein:

##### *Schürfe/ Baggerschürfe*

- Untersuchung des oberflächennahen Bereiches des Untergrundes.
- Durchzuführen bei Wechsellagerungen in oberen Bereichen.
- Grundfläche: 2 m<sup>2</sup>, Tiefe bis 5 m.
- zu beachten sind Unfallverhütungsvorschriften sowie DIN 4021 und DIN 4023.

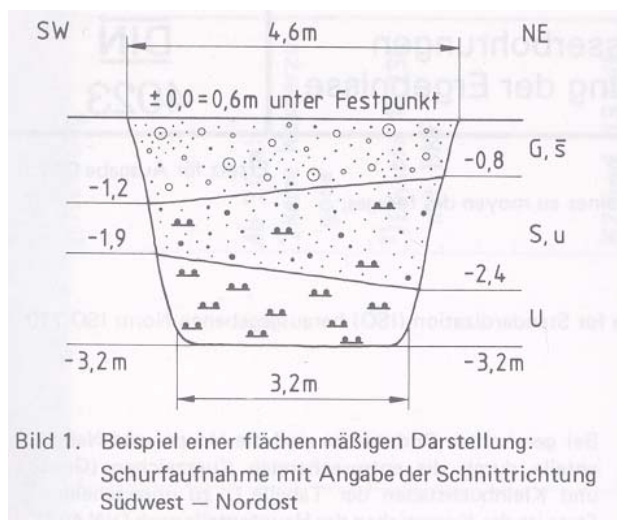


Abb. 3.1.1: Schurfaufnahme nach DIN 4023

##### *Bergmännisch hergestellte Aufschlüsse*

- Erkundungsstellen (Großprojekte, die Untergrund bis in große Tiefe nutzen: Talsperren etc.).

##### *Bohrungen (siehe unten)*

- Bohr-Verfahren nach DIN 4021 T1.
- Erhaltung von Bohrgut (nach Möglichkeit ungestört).
- Lockergesteine: Trockenbohrverfahren (DIN 4022, T1); bei Gesteinsauftrieb Zugabe von Spülung.

- Bohrungen müssen 2 Wochen vor Bohrbeginn dem geol. Landesamt mitgeteilt werden.
- Bohrungen über 100 m Tiefe unterliegen der Bergaufsicht.

### 3.1.2. Fernerkundung

Fernerkundung bezeichnet die Gewinnung unterschiedlicher Daten (geologische, morphologische, wirtschaftsgeographische) ohne unmittelbare Berührung mit dem Untersuchungsgebiet.

Eine Informationsquelle, die u.a. bei der Gewinnung von geologischen Untersuchungen herangezogen werden kann, sind **Luftbilder**, d.h. photographische Abbildungen der Erdoberfläche. Ein häufig verwendeter Standardmaßstab ist 1:40.000. Für geologische und geodätische Zwecke werden normalerweise Senkrechtaufnahmen aus Flugzeugen herangezogen. Zu beachten ist, daß es sich um Zentralprojektionen handelt, die nur exakt unterhalb der Aufnahmevorrichtung verzerrungsfrei sind. Bei einer Luftbildbefliegung werden normalerweise Streifen aufgenommen, die einen gewissen Überlappungsbereich aufweisen. Durch stereoskopische Betrachtung ist eine 3D-Darstellung möglich und kann insbesondere zu strukturellen Auswertungen herangezogen werden. Die Interpretationsmöglichkeiten sind vielfältig (Identifizierung lithologischer Einheiten anhand unterschiedlicher Grauwerte, Oberflächenstruktur, tektonische Elemente, Bebauung, Vegetation, Morphologie etc.). Durch photogrammetrische Entfernungsmessungen können Streichen und Fallen von Gesteinen bestimmt werden.

Weitere Informationen können aus **Satellitenaufnahmen** bzw. digitalen Bildaufnahmen gewonnen werden. Es existiert eine Reihe von Satelliten, die zu unterschiedlichen Zwecken (Wetterbeobachtung, Vermessung des Meeresspiegels, allgemeine Informationen über die Erdoberfläche, Spionage) die Erde umkreisen. Für geologische Zwecke werden häufig Landsat TM (=Thematic Mapper) Aufnahmen herangezogen. Der Sensor TM befindet sich auf dem Landsat-Satelliten und nimmt in regelmäßigen Abständen einen Großteil der Erdoberfläche auf. Die Aufnahme geschieht –anders als bei den Luftbildern– digital. Ein Scanner rastert eine bestimmte Fläche ab und speichert parallel 7 unterschiedliche Spektralbereiche (Kanäle im Infrarot-Bereich, sichtbaren Bereich, UV-Bereich, Thermalbereich). Nach Korrektur der Erddrehung unter dem Satelliten sowie der Vorwärtsbewegung des Satelliten lassen sich so lagetreue Abbildungen der Erdoberfläche erhalten. Kombiniert man 3 Kanäle, in denen die Daten als Graustufenwerte enthalten sind, mit den Farbkanälen RGB, entstehen „Falschfarbenaufnahmen“. Insbesondere in ariden Gebieten können die erhaltenen Mischfarben charakteristisch für Gesteinstypen sein und zu großräumigen Kartierungen herangezogen werden.

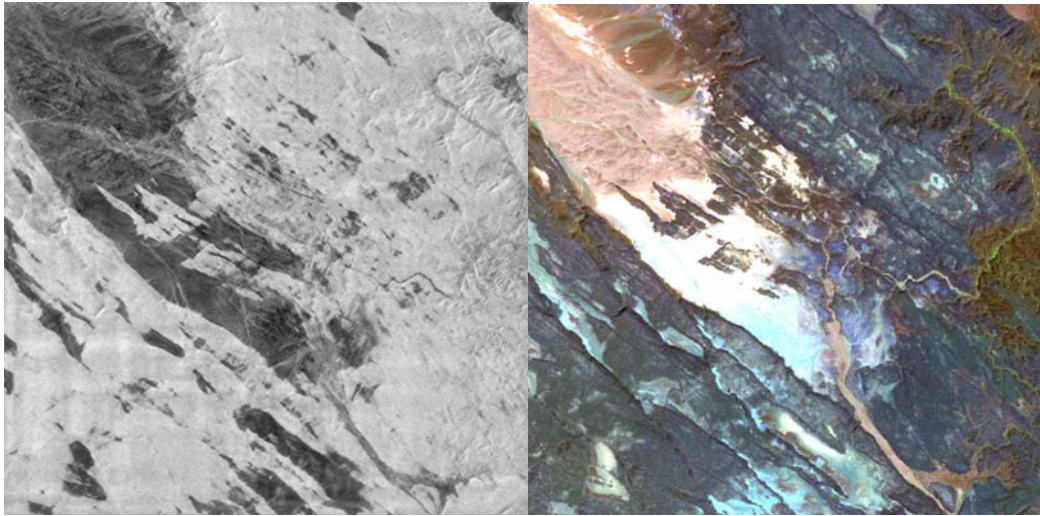


Abb. 3.1.2: Darstellung eines Gebietes in Djibouti mit dem aktiven Radar-Verfahren (SIR-C) (links) und als Falschfarbenbild (Kanäle 1,4,7) (rechts). Im Landsat-Bild erscheinen die unterschiedlichen Gesteine in unterschiedlichen Farben (Lockergestein: hell, Basalt, dunkelblau). Es lassen sich die lithologischen Einheiten unterscheiden sowie u.a. Aussagen über die Schüttungen im Lockergestein treffen. Im Radarbild erscheinen die Lockergesteine schwarz (keine Reflexion des Radar-Signals, die Festgesteine hell. Da das Radar-System die Erdoberfläche in einem Schrägwinkel erfasst, sind strukturelle Elemente (Klüfte, Störungen etc.) gut erkennbar. Aus einer Kombination beider Aufnahmeverfahren läßt sich eine Vielzahl an geologischen Informationen über Gesteinsausbildung und Tektonik gewinnen.

Im Gegensatz zu den beschriebenen „passiven“ Aufnahmeverfahren, bei denen von der Erdoberfläche reflektierte Strahlungen aufgenommen werden, gibt es aktive Verfahren, wie z.B. **Radar-Verfahren**. Dabei wird ein Radarsignal ausgesendet und die Reflexion aufgezeichnet. Bei diesen verfahren handelt es sich um „Schrägaufnahmen“, d.h. Strukturen der Erdoberfläche können gut erkannt werden. Zudem kann das Radarsignal die Wolkendecke durchdringen und ist somit unabhängig von der Witterung. Radar Verfahren kommen allgestützt oder auch flugzeuggestützt zum Einsatz.

### 3.1.3. Bohrungen

Für Baugrunduntersuchungen sind nach DIN 4021 alle Bohrverfahren zulässig, die einen ausreichenden Aufschluß sowie eine hinreichende Anzahl an Bodenproben liefern. Die Bohrverfahren und Geräte sind in der DIN 4021, Tabelle 1, hinsichtlich ihrer Eignung für die verschiedenen Böden zusammengestellt. Es werden folgende Bohrverfahren unterschieden:

- Verfahren 1 mit durchgehender Gewinnung von gekernten Bodenproben.
- Verfahren 2 mit durchgehender Gewinnung von nicht gekernten Bodenproben
- Verfahren 3 mit Gewinnung von unvollständigen Bodenproben.

Beim **Verfahren 1** können folgende Methoden angewendet werden:



- **Drehkernbohr-Verfahren** mit oder ohne Spülung; eine Hohl-Bohrkrone mit Diamant- oder WIDIA-Besatz wird über ein Bohrgestänge in drehende Bewegung versetzt. Es kommen Bohrungen mit Einfach- und Doppelkernrohr zum Einsatz (vgl. Abb. 3.1.3). Die Methode ist geeignet für bindige Böden (Lockergestein) sowie im Festgestein. Typische Bohrdurchmesser sind 50 – 300 mm.

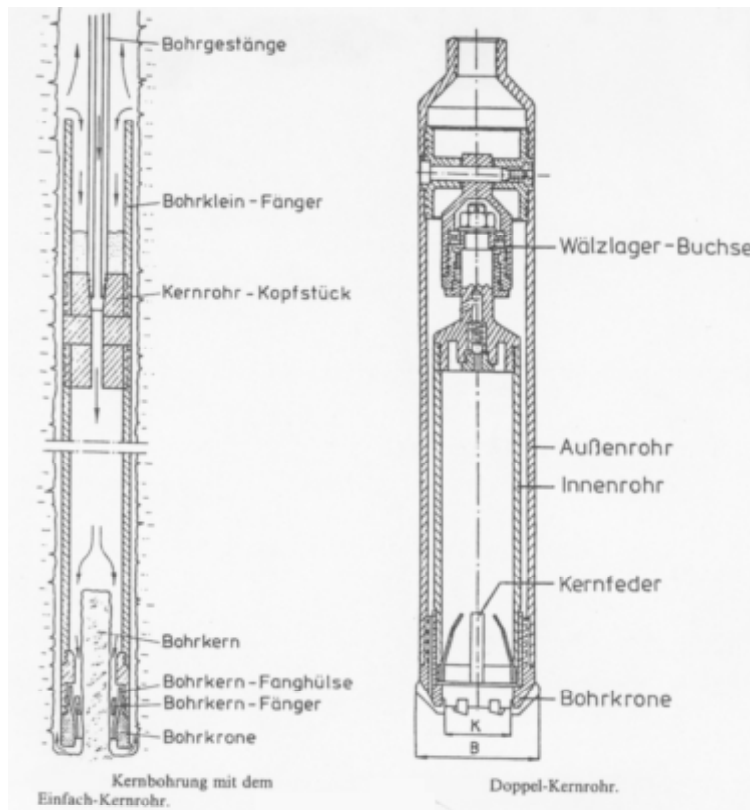


Abb. 3.1.3: Kernbohrung mit Einfach-Kernrohr (links) und Doppelkernrohr (rechts).

- **Rammkernbohrungen oder Rammrotationskernbohrungen.** Dabei wird ein Rammkernrohr in den Boden gerammt oder gerammt und gedreht. Die Methode ist in Lockergesteinen einsetzbar bis zu einem Größtkorndurchmesser von (Bohrdurchmesser/3).

Beim **Verfahren 2** kommen folgende Methoden zum Einsatz:

- **Drehbohrungen** mit Schnecke oder Schappe (vgl. Abb. 3.1.4). Dabei werden gestörte Proben gewonnen. Ein ungestörter Kern ist nicht vorhanden. Diese Methode ist bei bindigen Böden auch unter Wasser möglich.

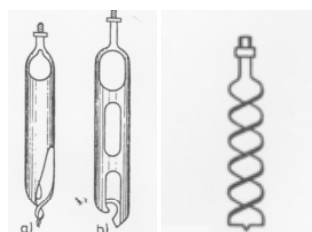


Abb. 3.1.4: Schappen (a und b), die drehend in den Boden getrieben werden, sowie Spiralbohrer (rechts) zur Entnahme durchgehender, nicht gekernter Proben.



- **Greiferbohrungen** mit seilgeführten Bohrlochgreifern bis 600 mm Durchmesser (v.a. bei Bohrungen unter Wasser oder bei Bohrungen, in denen mit Bohrhindernissen zu rechnen ist (Lockergestein)).
- **Schlagbohrungen**, bei denen das Bohrwerkzeug durch wiederholtes Anheben und Fallenlassen in den Boden getrieben wird (Lockergestein).
- **Rotationsvollkronenbohrung mit Rollenmeißel** (Festgestein).

Beim **Verfahren 3** gibt es folgende Methoden:

- **Spülbohrungen** (drehendes Verfahren, z.B. mit Rollenmeißel), bei denen das Bodenmaterial mittels Wasser (ggf. mit Spülzusätzen) ausgebracht wird. Die Förderung geschieht über den Ringraum zwischen Gestein und Bohrlochwand (direktes Spülbohren, z.B. Rotary-Verfahren) oder durch das Innere des Bohrgestänges (z.B. Lufthebeverfahren). Für Baugrunduntersuchung sind diese Verfahren ungeeignet. Sie werden z.B. im Brunnenbau eingesetzt.
- **Schlagbohrverfahren** mit Ventilbohrer (Bohrungen unter Wasser), bei dem das gelöste Material in den Bohrer eingesaugt wird.

Zusätzlich werden Kleinbohrungen (Handdrehbohrungen mit Durchmessern bis 100 mm) sowie Sondierbohrungen durchgeführt. Bei den Sondierbohrungen wird ein Gestänge mit Nut (Länge 1 m) mittels Motorhammer in den Boden eingetrieben. Nach jedem Bohrmeter wird das Gestänge gezogen. Auf diese Weise lassen sich durchgehende Kerne erhalten. Zusätzlich ergeben sich über die Eindringgeschwindigkeit Aussagen über die Untergunddichte. Welches Bohrverfahren angewendet wird, hängt letztlich von den Anforderungen an die Probemenge und Probegüte, den zu erwartenden Bodenaufbau (Festgestein, bindiges oder rolliges Lockergestein), die zu erwartende Tiefe der Bohrung (schlagende Kernbohrungen bis max. 30 m) sowie den finanziellen Rahmenbedingungen ab.

Bei **Rammsondierungen nach DIN 4049** wird der dynamische Widerstand eines Baugrundes gegen das Eindringen einer Sonde bestimmt (vgl. [Abb. 3.1.5](#)). Aus der Anzahl der erforderlichen Schläge je 10 cm Eindringtiefe ergibt sich eine Schlagzahl N<sub>10</sub>. Je nach Bodenart ergeben sich definierte Lagerungsformen (lockere Lagerung, mitteldichte Lagerung, dichte Lagerung). Bei der Auswertung der Sondierungen muß der Bodenaufbau bekannt sein.

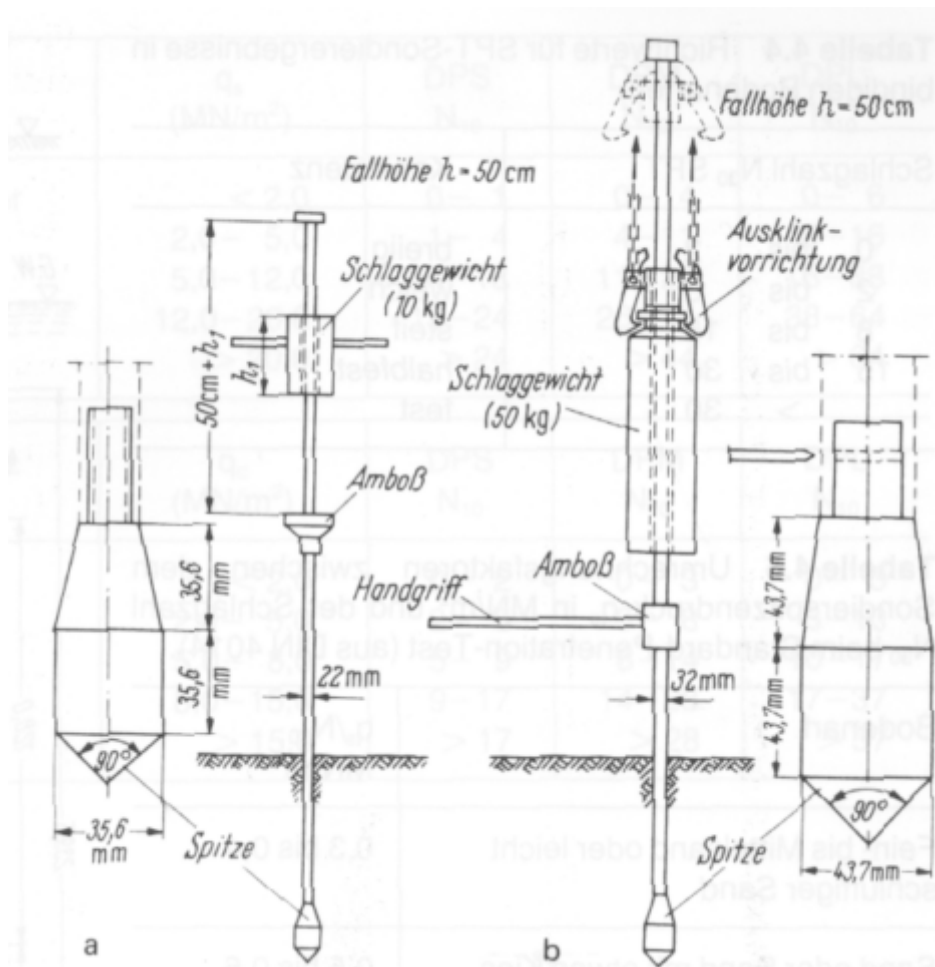


Abb. 3.1.5: Geräteabmessungen von Rammsonden nach DIN 4049.

### 3.1.4. Geophysikalische Erkundungen

Indirekte Aussagen über den Untergrund können mittels geophysikalischer Methoden gemacht werden. Einige geophysikalische Verfahren sind:

- **Refraktionsseismische Verfahren:** Ermittlung der Laufzeit von Longitudinalwellen, die an einer Grenzfläche gebrochen werden (Hammer-schlag-Seismik, Fallgewicht-Seismik). Damit können Schichtgrenzen im Untergrund lokalisiert werden.
- **Reflexionsseismik** zum Erkennen von Grenzflächen in großer Tiefe sowie zur Ermittlung des Spannungszustandes eines Bodens.
- **Schweremessungen** zur Erkundung von Schwereanomalien im Untergrund.
- **Georadarmessungen** z.B. zur Erkundung von Hohlräumen im Untergrund.
- **Geophysikalische Bohrlochmessungen** (z.B. Gamma-Log zur Messung von natürlicher Gamma-Strahlung bei der Lokalisierung erbohrter Tonschichten).

### 3.1.5. Darstellung in der geologischen Karte

Grundlage der geologischen Karte ist die **topographische Karte**. Diese stellt ein Abbild der Erdoberfläche in einer Projektion der Geoidoberfläche auf das Kartenblatt dar. Höhenlinien werden als Isohypsen (Linien gleicher Höhe) dargestellt.

Eine **Grundkarte** ist Kartenwerk eines jeden Landes, welches bei der ersten Geländeaufnahme für die erste Grundbearbeitung verwendet wird. In Deutschland hat die Grundkarte einen Maßstab von 1:5.000.

Die geologische Karte ist die Darstellung der geologischen Verhältnisse auf der Erdoberfläche. Auf der Grundlage der topographischen Karte werden die an der Oberfläche anstehenden **geologischen Einheiten** abgebildet. Böden im bodenkundlichen Sinne (d.h. Verwitterungshorizonte des anstehenden Locker- oder Festgesteins) sind demnach nicht unbedingt Thema der geologischen Karte. Erst ab einer gewissen Mächtigkeit von überdeckenden Einheiten (z.B. mehrere Meter) können diese in die geologische Karte mit aufgenommen werden.

Unterschiedliche Gesteine werden normalerweise in **verschiedenen Farben** dargestellt, bei SW-Darstellungen auch mit verschiedenen Symbolen. Feste Regeln hinsichtlich der Farbzusordnungen gibt es nur in einigen Ländern. Beispielsweise werden in der BRD Gesteine des Jura mit blauen Farben belegt. Für die Darstellung von Bohrungen gilt **DIN 4023**, die jedem Gestein eine Farbe sowie ein Symbol zuweist.

| 1  | 2           | 3       | 4                                | 5                                |
|--|-------------|---------|----------------------------------|----------------------------------|
| Benennung  | Kurzzeichen | Zeichen | Farbkennzeichnung 1)<br>Farbname | Farbzeichen nach DIN 6164 Teil 1 |
| Fels, allgemein  | Z           |         | grün                             | 21 : 6 : 5                       |
| Konglomerat, Brekzie   | Gst         |         | gelb                             | 2 : 6 : 1                        |
| Sandstein  | Sst         |         | orange                           | 6 : 6 : 2                        |
| Schluffstein   | Ust         |         | oliv                             | 1 : 4 : 5                        |
| Tonstein   | Tst         |         | violett                          | 14 : 5 : 4                       |
| Mergelstein  | Mst         |         | violettblau                      | 15 : 6 : 4                       |
| Kalkstein  | Kst         |         | dunkelblau                       | 17 : 5 : 4                       |
| Dolomitstein   | Dst         |         | dunkelblau                       | 17 : 5 : 4                       |
| Kreidestein  | Krst        |         | hellblau                         | 17 : 5 : 2                       |
| Kalktuff   | Ktst        |         | hellblau                         | 17 : 5 : 2                       |
| Anhydrit   | Ahst        |         | gelbgrün                         | 23 : 6 : 3                       |
| Gips   | Gyst        |         | gelbgrün                         | 23 : 6 : 3                       |
| Salzgestein  | Sast        |         | gelbgrün                         | 23 : 6 : 3                       |
| Verfestigte vulkanische Aschen (Tuffstein)                                   | Vst         |         | grau                             | N : 0 : 5,5                      |
| Steinkohle   | Stk         |         | dunkelbraun                      | 5 : 2 : 6                        |
| Quarzit  | Q           |         | rosa                             | 9 : 3 : 2                        |
| Massige Erstarrungsgesteine und Metamorphite (Granit, Gabbro, Basalt, Gneis) | Ma          |         | rot                              | 8 : 7 : 2                        |
| Blättrige, feinschichtige Metamorphite (Glimmerschiefer, Phyllit)            | Bl          |         | violett                          | 14 : 5 : 4                       |

1) Handelsbezeichnungen nach Anhang A

Abb. 3.1.6: Bezeichnung von Gesteinen (Auswahl) nach DIN 4023.

Neben der Gesteinsklassifikation soll eine geologische Karte Angaben zur **Tektonik** (z.B. Lagerungsverhältnisse) machen. Angaben zu Lagerung des Gesteins (horizontale Lagerung, schräges Einfallen, senkrechte Lagerung) werden durch sogenannte **Streich-Fallzeichen** in den jeweiligen Gesteinen gemacht. Streich- und Fallzeichen werden weiterhin zur Lagebeschreibung von **Störungen** und **Klüften** verwendet.

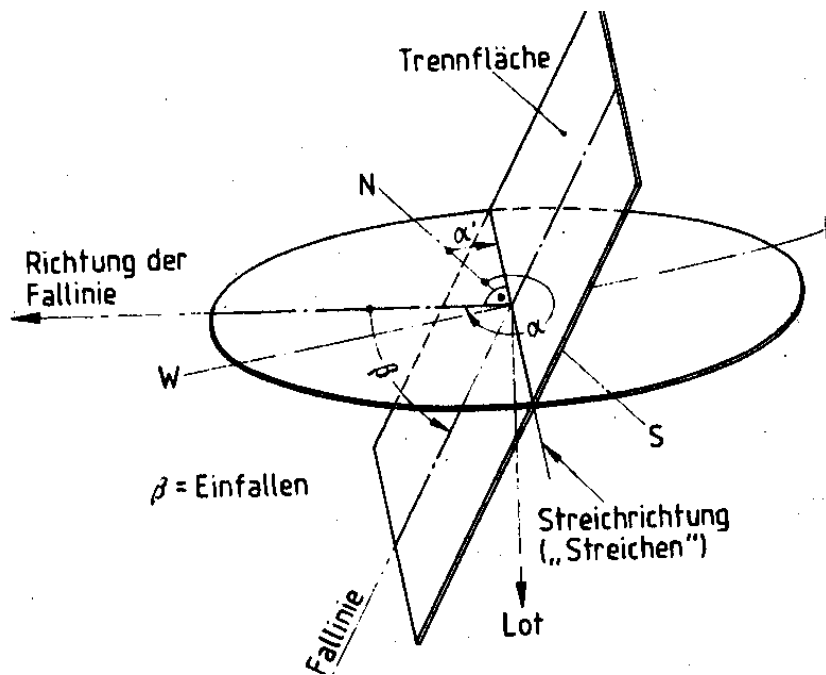


Abb. 3.1.7: Definition des Streichen und Fallen (aus: DIN 4023)

Das **Streichen** stellt eine Linie dar, die auf einer Gesteinsschicht oder einer Trennfläche im Gestein (z.B. Störung, Kluft) parallel zur Erdoberfläche verläuft. Das **Fallen** ist die Richtung des „Eintauchens“ der Gesteinsschicht/ Trennfläche. Streichen und Fallen stehen demzufolge senkrecht aufeinander. Der Fallwinkel ist der Winkel zwischen der Richtung der Falllinie (parallel zur Erdoberfläche) und der Fallinie. Zur Darstellung von Streichen und Fallen gibt es verschiedene Möglichkeiten. In der Abb. 3.1.8 ist eine horizontal gelagerte Einheit dargestellt. Darin befindet sich eine Störung, die mit 45° nach Süden einfällt. In der geologischen Karte wird an die Linie des morphologischen Austrittes der Störung das Streich-Fallzeichen gesetzt und mit den Werten für Streichen und Fallen versehen. Dabei gibt es unterschiedliche Schreibweisen:

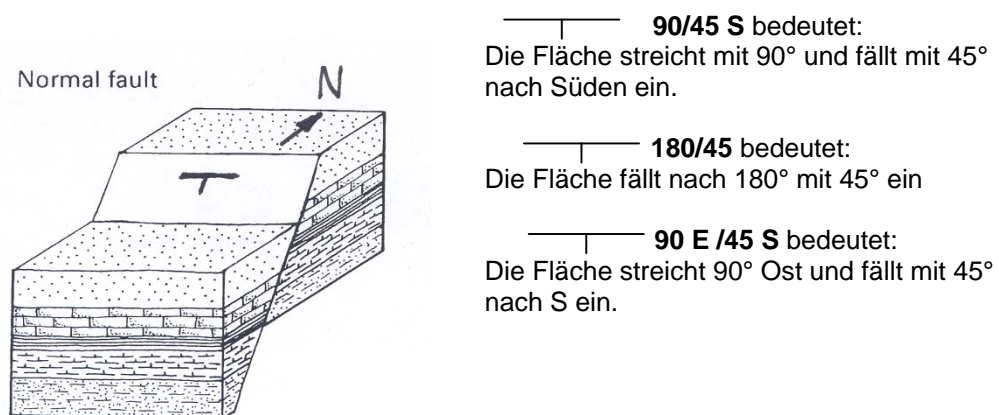


Abb. 3.1.8: Blockbild einer normalen Störung (engl. Normal Fault) mit Streich- und Fallzeichen. Rechts sind die verschiedenen Möglichkeiten der Beschreibung des Streichens und Fallens angegeben. Zur Darstellung und Beschreibung der Fläche gibt es 3 gleichwertige Möglichkeiten.

In der geologischen Karte werden **Störungen** angegeben. Störungen sind **Trennflächen im Gestein**, entlang derer Gesteine gegeneinander bewegt wurden. Sie können vom mm- bis in den km-Bereich reichen. In der Abb. 3.1.9 werden verschiedene Bewegungsformen dargestellt.

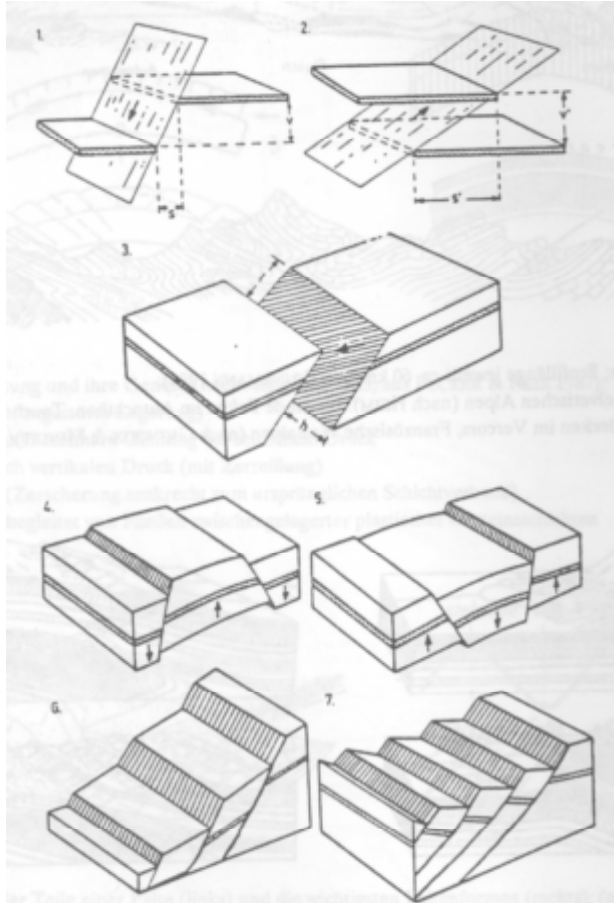


Abb. 3.1.9: Blockbilder mit unterschiedlichen Störungen. Bei (1) handelt es sich um eine **Ab-schiebung**, d.h. eine reine Vertikalbewegung. Bei (2) spricht man von einer **Aufschiebung**, da ein Block auf den anderen Block aufgeschoben wurde. Ist der Aufschiebungswinkel  $<45^\circ$ , nennt man diese Störung **Überschiebung**. Bei (3) erfolgt sowohl eine Vertikal- als auch eine Horizontalbewegung. Bei einer (4) ist eine **Horstbildung**, bei (5) eine **Grabenbildung** dargestellt. (6) und (7) zeigen unterschiedliche **Geometrien** von Staffelbrüchen.

Störungen werden in geologischen Karten als **durchgezogene Linien** bzw. als **gestrichelte Linien** (bei vermuteter Störung) angegeben. Die Lage der Störung im Raum kann durch Streich- und Fallzeichen angegeben werden. Bei ausschließlich horizontalen Bewegungen (Strike-Slip-Versatz) kann über Pfeile in der Karte der Bewegungssinn angegeben werden. Auf-, Ab- und Überschiebungen können durch spezielle Symbole dargestellt werden, die in der Legende der geologischen Karte vermerkt sein müssen.

Weitere tektonische Elemente einer geologischen Karte sind **Falten**. Die Geometrie von Falten ist in der Abb. 3.1.10 dargestellt. Demnach gibt es Synformen (Mulden) sowie Antiformen (Sättel). Die **Faltenachsebene** verläuft durch die Knickpunkte der Falte (axial surface in Abb. 3.1.10). Je nach Einfallrichtung der Faltenachsebene spricht man von aufrechter Falte (upright), geneigter Falte (inclined) oder überkippter Falte (recumbent). Bei ei-

ner überkippten Falte ist im liegenden Faltenschenkel eine überkippte Gesteinslagerung (altes Gestein oben, junges Gestein unten) vorhanden. Zur Charakterisierung einer Falte in der geologischen Karte wird das Linear der Faltenachsenebene (Faltenachse) in die Karte eingetragen (fold axis). Verläuft die **Faltenachse** nicht horizontal, kann die Abtauchrichtung durch den Abtauchwinkel beschrieben werden.

Für Baugrunduntersuchungen, Bauvorhaben im Fels etc. ist das Erkennen von Störungen, Klüften und Falten sowie das Erkennen der Lagebeziehungen von entscheidender Bedeutung, da durch die Lagerungsformen sowie die tektonische Situation das Festigkeitsverhalten eines Gesteinsverbandes erheblich beeinflusst wird.

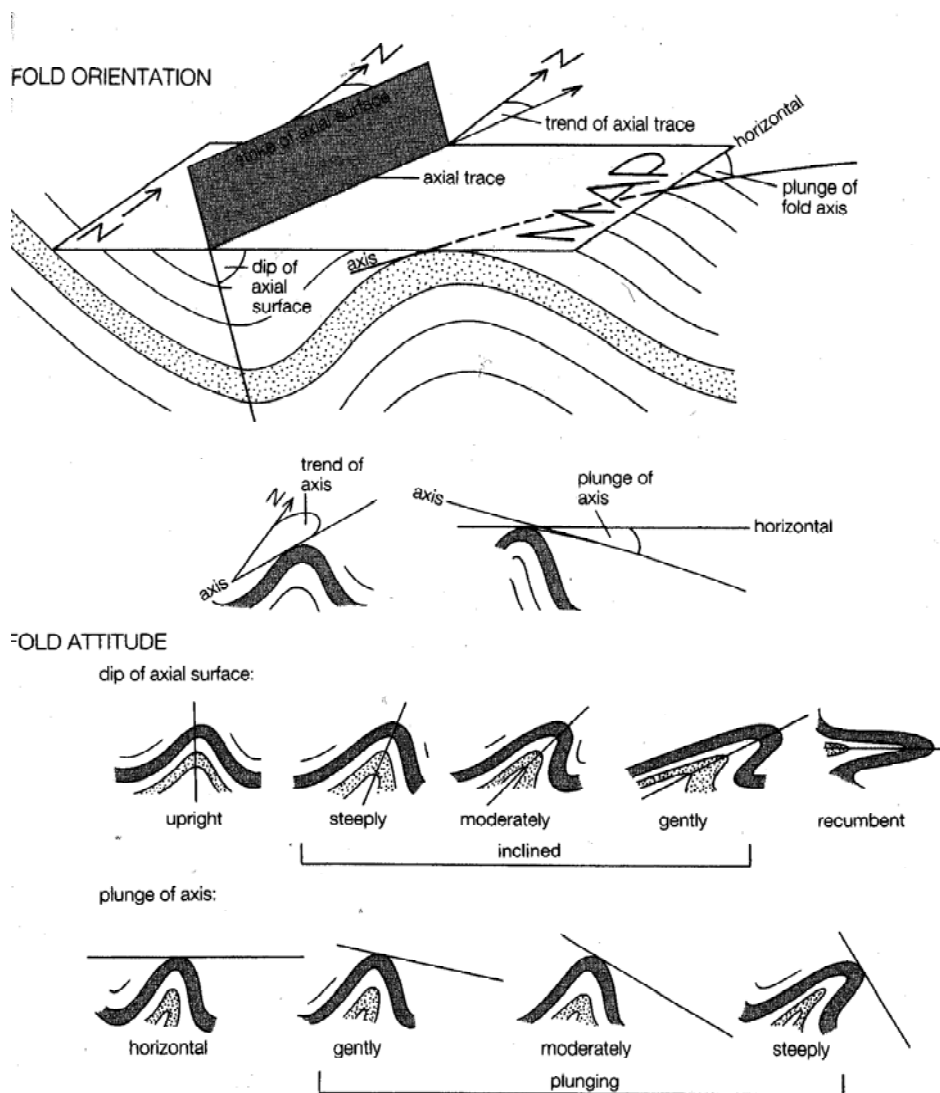


Abb. 3.1.10: Geometrie von Falten. Erläuterungen siehe Text (aus: MALTMAN, 1992).

Weiterhin werden in geologischen Karten Angaben zu **Altersbeziehungen der Gesteine** gemacht. Dies geschieht zum einen über die Beschreibung der Gesteine in der Legende, die nach geologischem Alter sortiert sind (älteste Gesteine: unten). Aus dem Streichen und Fallen einer Abfolge kann somit über einen Vergleich mit den Altersangaben der Gesteine eine Aussage über

die Lagebeziehung gemacht werden (älteres Gestein über jüngerem Gestein: überkippte Lagerung).

Zur Erläuterung und Verdeutlichung der geologischen Situation werden in geologischen Karten häufig Profildarstellungen über eine gewisse Profillinie dargestellt. Bei der Interpretation einer Profildarstellung sind folgende Punkte zu beachten:

- **Lage der Profillinie im Verhältnis zum Streichen und Fallen der Schichten/ Störungen.** Nur bei einer Schnittlage der Profillinie senkrecht zum Streichen kann aus der Profildarstellung der Fallbetrag als Winkel abgelesen werden. verläuft die Profillinie schräg zum Fallen, ist im Profil ein scheinbares Fallen dargestellt (vgl. Abb. 3.1.11).

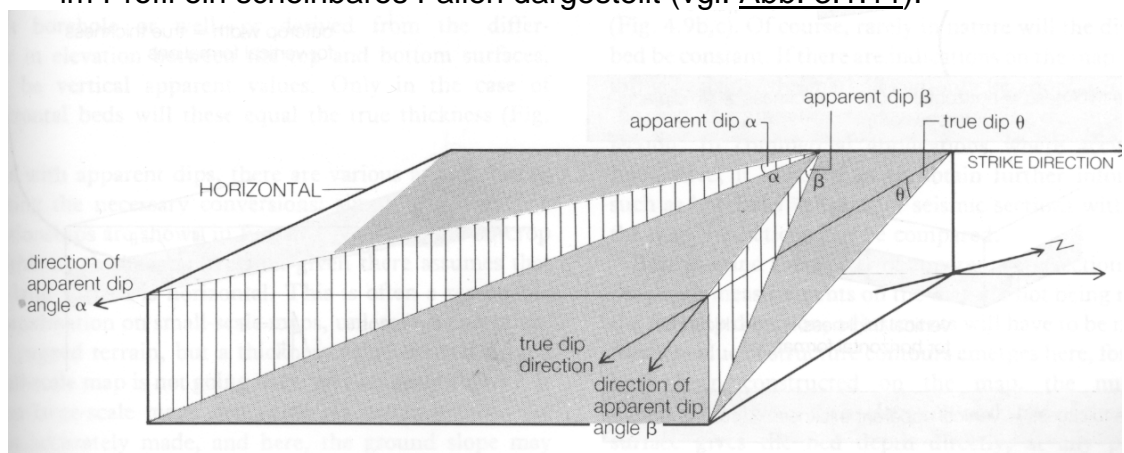


Abb. 3.1.11: Darstellung einer Schichtfläche/Überschiebungsfläche o.ä. (grau), die mit dem Winkel  $\theta$  etwa nach SE einfällt (true dip). Nur bei einem Schnitt senkrecht zur Streichrichtung (strike direction) kann aus der Schnittfläche der Einfallswinkel direkt abgelesen werden. Bei anderen Schnittflächen ergeben sich scheinbare Einfallswinkel ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) (aus: MALTMAN, 1992).

- **Überhöhung des Profils.** Um insbesondere bei geringen Fallwinkeln der Gesteinseinheiten das Fallen verstärkt darzustellen, wird das Profil gelegentlich überhöht, d.h. der Vertikalmaßstab ist z.B. 5 x der Horizontalmaßstab. **Dadurch sind die aus dem Profil ablesbaren Fallwerte nicht mehr die tatsächlichen Fallwerte !!!**

Zur Interpretation der geologischen Karte ist oft die **Konstruktion eigener Profile** erforderlich. Dabei wird folgendermaßen vorgegangen:

- Erstellung Topographie.
- Übertrag der Schichtgrenzen in die Topographie.
- Bestimmung von Streich- und Fallwerten oder Entnahme vorhandener Werte aus der geologischen Karte.
- Berechnung von scheinbaren Einfallswerten.
- Zeichnerische Darstellung des geologischen Profils.

In der Abb. 3.1.12 ist ein Beispiel einer geologischen Karte eines Gebietes in Kanada dargestellt.



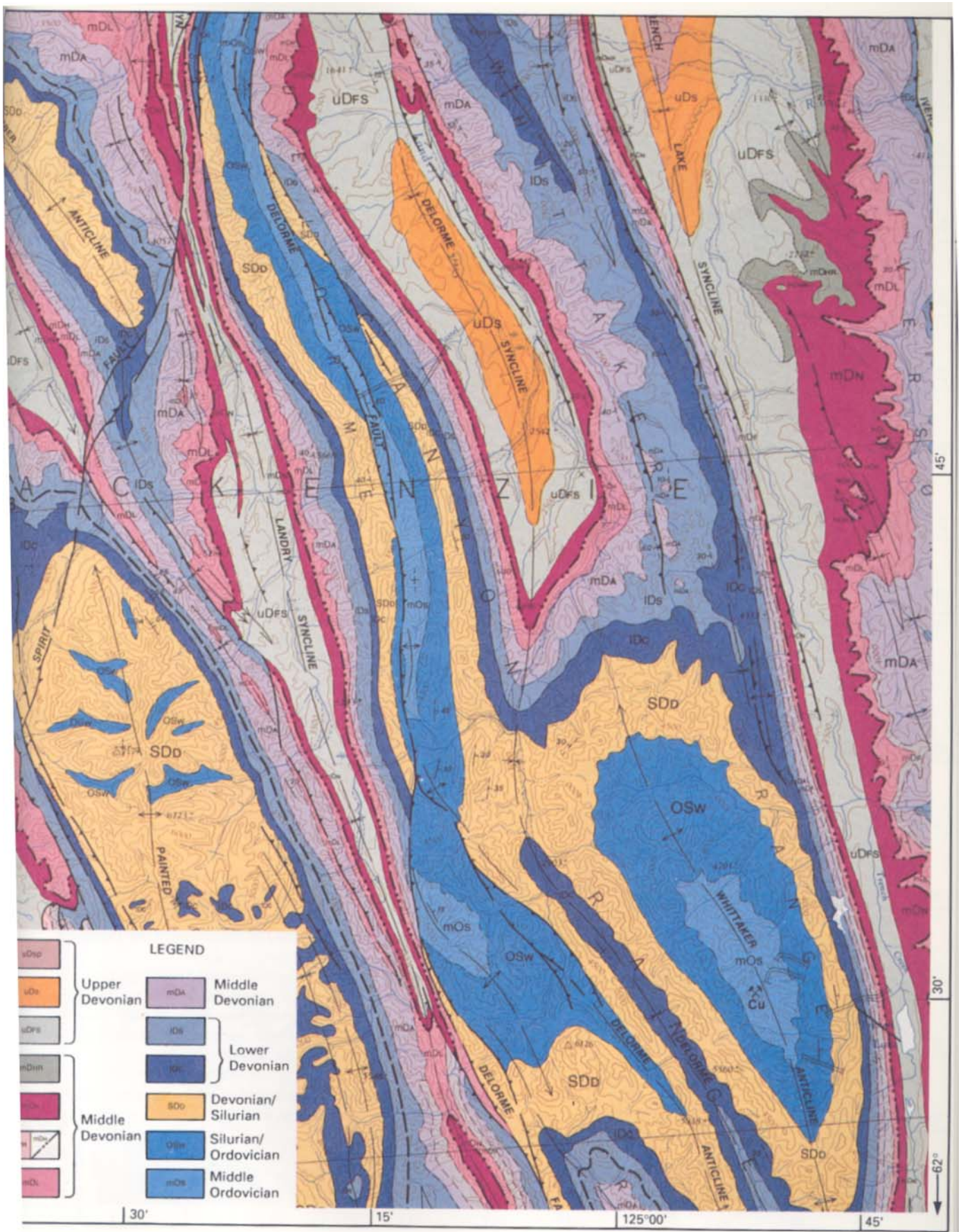
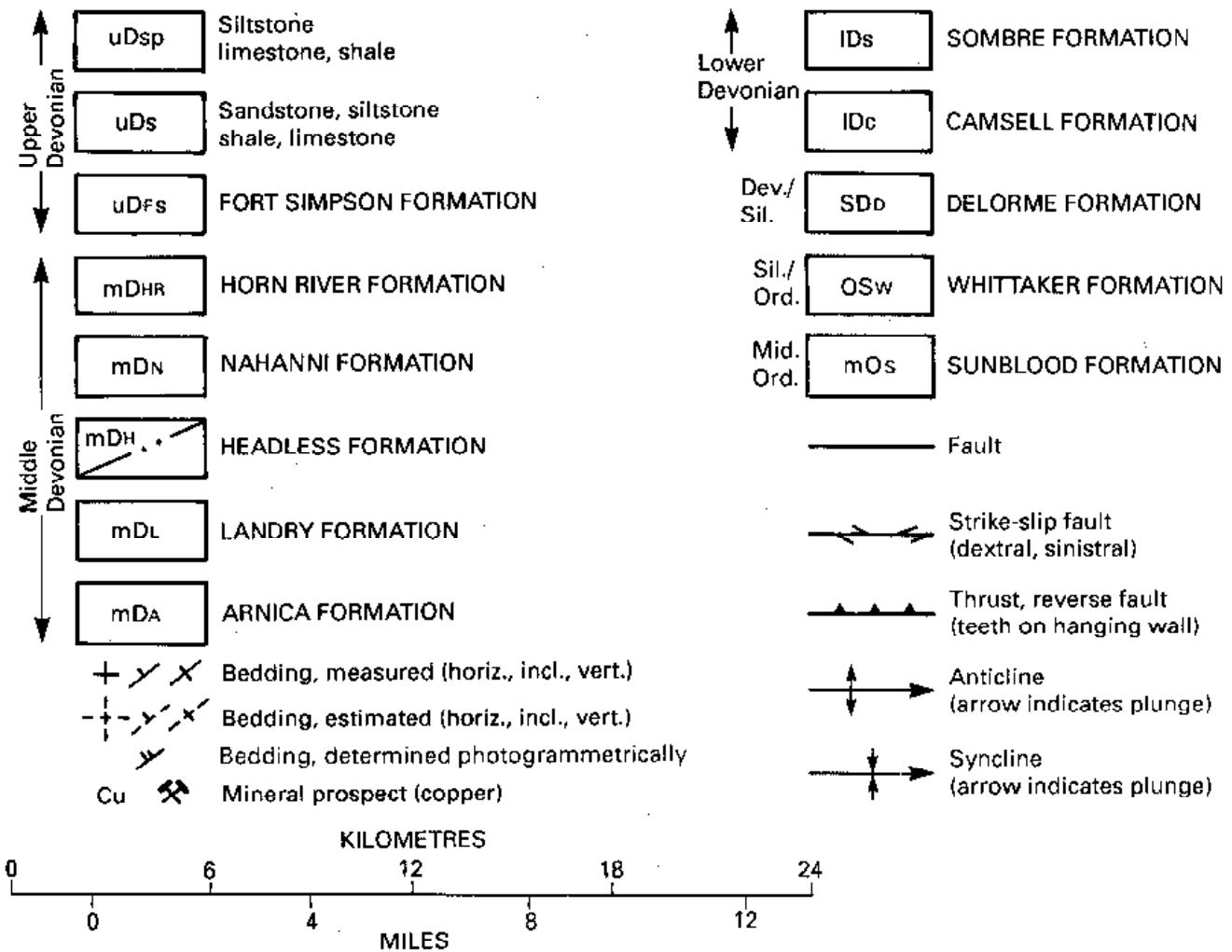


Abb. 3.1.12: Beispielhafte Darstellung einer geologischen Karte. Die Legende der tektonischen Elemente findet sich auf der nächsten Seite (aus: MALTMAN, 1992).



In der Ingenieurgeologie können sog. **Baugrunderkarten** verwendet werden. In derartigen Karten werden Gesteins- und Bodenarten in genormter Darstellung kartiert. Festigkeitseigenschaften können als Farbtensitäten wiedergegeben werden.

**Hydrogeologische Karten** beschreiben die Gesteine hinsichtlich ihrer Durchlässigkeit für Wasser sowie generell Grundwasserfließrichtungen, Lage der Grundwasseroberfläche sowie Informationen über Grundwasserstockwerke. Neben der analog zur geologischen Karte verzeichneten lithologischen und tektonischen Beschreibung werden Angaben zur Gesteinsdurchlässigkeit sowie generell zu hydrologischen Verhältnissen gemacht. Einige Autoren stellen Karten mit verschiedenen Grundwasserstockwerken dar, indem „Fenster“ in den Flächen der oberen GW-Stockwerke Einblicke in tiefere Stockwerke ermöglichen.

## 3.2 Ingenieurgeologie

**Ingenieurgeologie** untersucht das Verhalten von Locker- und Festgesteinen einzeln und im Gebirgsverband entsprechend den genetisch bedingten Materialeigenschaften und ihrer erdgeschichtlichen Entwicklung in Hinblick auf eine ganzheitliche Lösung von Ingenieur- und Umweltproblemen. Wesentliche Ziele ingenieurgeologischer Aufgaben sind die **Beurteilung von Baugrund** oder eine **Bewertung und Sanierung von Altlasten**.

Folgende Normen und Regelwerke sind bei ingenieurgeologischen Fragestellungen zu beachten:

- Normen des Deutschen Instituts für Normen e.V. (**DIN**).
- Verdingungsordnung für Bauleistungen (**VOB**).
- Zusätzliche technische Vorschriften und Richtlinien für Erdarbeiten und Straßenbau (**ZTVE-StB 76**).
- Technische Prüfvorschriften für Boden und Fels im Straßenbau.
- Dienstvorschriften der DB.
- Merkblätter und Richtlinien der Forschungsgesellschaft für das Straßen- und Verkehrswesen (**FGSV**).

### 3.2.1. Bodenmechanische Kennwerte

#### *Korngröße und Kornverteilung*

Böden im ingenieurgeologischen Sinne werden anhand der Korngrößenverteilung nach **DIN 4022** klassifiziert (vgl. Tab. 2.8.2). Bei einer Korngrößenanalyse wird nach **DIN 18123** vorgegangen:

- **Siebanalyse** (trockene Siebung bei Böden ohne Anteile <0,063 mm, sonst nasses Absieben der Schluff- und Tonanteile).
- **Schlämmanalyse** (Sedimentationsanalyse <0,125 mm) mit Aräometer zur Ermittlung von gleichwertigen Korndurchmessern in Kugelform.
- **Kombinierte Sieb- Schlämmanalyse** bei gemischtkörnigen Böden.

Bei der **Siebung** wird die getrocknete Bodenprobe (Trocknungstemperatur: 105°C) durch einen Siebsatz mit unterschiedlichen Maschenweiten (z.B. 0,063 - 0,125 - 0,25 - 0,5 - 1 - 2 - 4 - 8 mm) werden die Korngrößenfraktionen von Hand oder mittels Rüttelmaschine getrennt und die Siebdurchgänge abgewogen. Die Darstellung erfolgt als Summenkurve (vgl. Abb. 3.2.1). Anhand des Kurvenverlaufes erfolgt eine Bodenklassifikation (vgl. Kap. 3.2.3).

Bei der **Schlämmung** erfolgt eine Bestimmung der Kornverteilungen <0,125 mm durch eine Sedimentationsanalyse. Eine Bodenprobe (z.B. 50 g bei einem Schluff) wird mit einem Dispergiermittel versetzt ( $\text{Na}_2\text{P}_4\text{O}_7$ -Lsg.) um ein Ablösen von einzelnen Körnern untereinander zu bewirken. Anschließend wird die Suspension mit Wasser auf 1000 ml verdünnt und in einen Standzylinder gegeben (vgl. Abb. 3.2.2). Über ein Aräometer wird in bestimmten Zeitabständen die Dichte der Flüssigkeit (Suspension) bestimmt. Durch das Absetzen von Teilchen in Abhängigkeit ihrer Korngröße kann über die Dichteänderung mit



der Zeit der Korndurchmesser (als Kugelform) sowie die Menge der Teilchen mit der jeweiligen Kugelform errechnet werden.

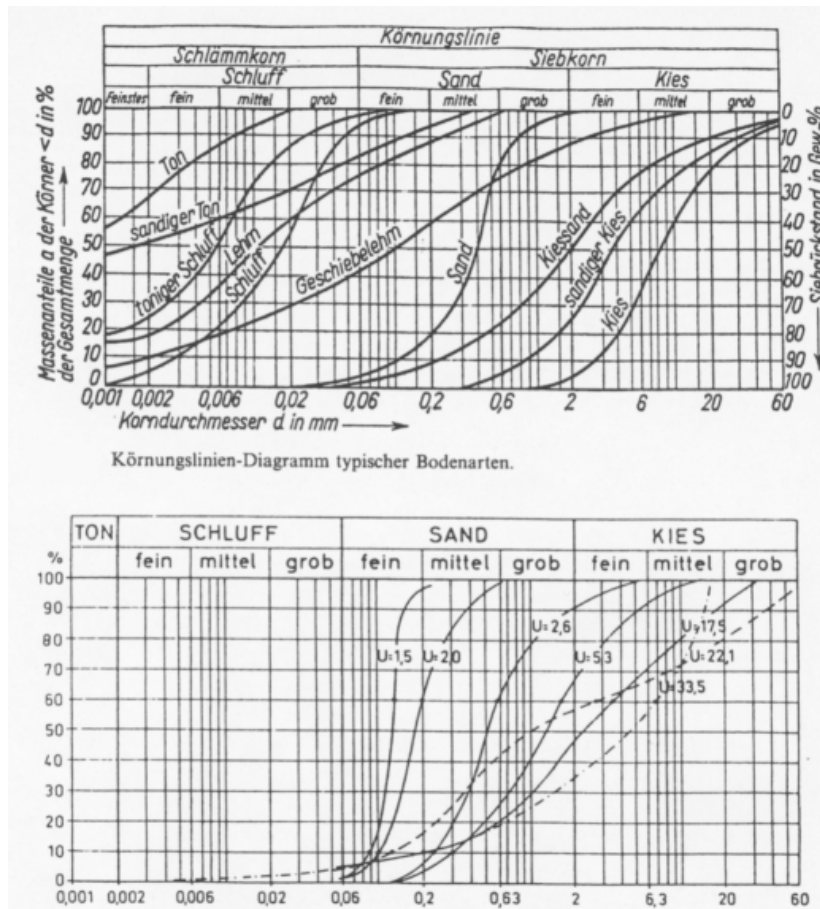


Abb. 3.2.1: Darstellung von Kernverteilungen als Summenkurven; Körnungslinien-Diagramm typischer Bodenarten. Bei der Kennzahl U im unteren Diagramm handelt es sich um die Ungleichförmigkeitszahl  $D_{60}/D_{10}$ , anhand derer Böden anhand des Kornverlaufes eingeteilt werden (vgl. Kap. 3.2.3).

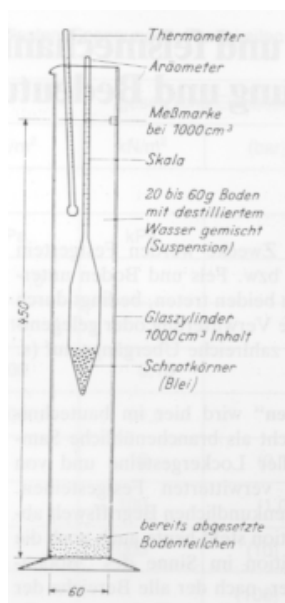


Abb. 3.2.2: Instrumente zur Durchführung einer Sedimentationsanalyse/ Schlämzung.

*Porenanteil und Porenzahl*

Der **Porenanteil  $n$**  ist das Volumen der Poren bezogen auf das Gesamtvolumen des Bodens. Die **Porenzahl  $e$**  ist das Volumen der Poren bezogen auf das Volumen der Festmasse. Porenanteil und Porenzahl sind Ausdruck der Lagerungsdichte eines Trockengesteins, die wiederum Einfluß auf das Setzungsverhalten von Lockergestein hat.

Für hydraulische Fragestellungen ist nicht der Porenanteil  $n$  sondern der nutzbare Porenanteil  $n_f$  ausschlaggebend (vgl. Kap. 3.3).

*Wassergehalt, Sättigungszahl und Wasser-Aufnahmevermögen*

Der **Wassergehalt** eines Lockergesteins besteht aus Hydratationswasser, Adsorptionswasser (an Körner gebunden), Kapillarwasser (bzw. Porenwinkelwasser) sowie mobiles Porenwasser (wichtigstes Wasser für Wassergehaltsbestimmung). Nach **DIN 18121, T1** ist der Wassergehalt eines Bodens die Masse des Wassers, welches bei 105°C verdampft, bezogen auf die Trockenmasse. Die Bestimmung erfolgt mittels Ofentrocknung (Schnellverfahren mit Trocknung im Infrarotstrahler, Elektroplatte o.ä.; Luftpyknometer, Calciumkarbid-Methode).

Der Wassergehalt ist ein wichtiges Kennzeichen zur Beurteilung bindiger Böden hinsichtlich Konsistenz. Typische Werte sind:

|                          |                      |
|--------------------------|----------------------|
| <b>erdfeuchter Sand:</b> | <b>&lt;0,10</b>      |
| <b>Löß:</b>              | <b>0,10 bis 0,25</b> |
| <b>Lehm:</b>             | <b>0,15 bis 0,40</b> |
| <b>Ton:</b>              | <b>0,20 bis 0,60</b> |
| <b>organische Böden:</b> | <b>0,50 bis 5,00</b> |

Die Sättigungszahl gibt an, in welchem Ausmaß die Böden mit Wasser gefüllt sind:

$$\text{Sättigungszahl} = \frac{n_w}{n}$$

mit:  $n_w$  = wassererfüllter Porenanteil  
 $n$  = Gesamtporenanteil

*Dichte und Wichte*

Die **Korndichte**  $\rho_s$  ist die Masse der festen Substanz im getrocknetem Zustand [g/cm<sup>3</sup>]. Die Bestimmung der Korndichte erfolgt nach **DIN 18124** (Kapillarpyknometer). Typische Werte sind:

|                          |                    |
|--------------------------|--------------------|
| <b>Sand (Quarzsand):</b> | <b>2,65</b>        |
| <b>Ton:</b>              | <b>2,70</b>        |
| <b>Schluff:</b>          | <b>2,68 – 2,70</b> |
| <b>Sandstein:</b>        | <b>2,60 – 2,75</b> |
| <b>Basalt:</b>           | <b>2,90 – 3,00</b> |

Die **Dichte** des feuchten Bodens ist die Feuchtmasse bezogen auf das Volumen (Wiegen, Tauchwägung). Folgende Formen der Dichte werden unterschieden:

- **Feuchtdichte** (Dichte des Feuchten Bodens).
- **Trockendichte** (Dichte des Bodens nach Trocknung bei 105°C).
- **Dichte unter Auftrieb** (Dichte bei Wassersättigung – Dichte von Wasser).

Zur Bestimmung der Dichte im Feld gibt es nach **DIN 18125** verschiedene Methoden:

- Sandersatzmethode (Auffüllen einer kleinen Grube durch Sand, dadurch Volumenbestimmung)
- Wasserersatzmethode
- Gipsersatzverfahren
- Schürfgrubenverfahren (Ausmessen einer Schürfgrube zur Volumenbestimmung; durch eine große Grube fallen Volumenfehler relativ klein aus).

Die **Wichte** ist die Dichte \* Erdbeschleunigung (=Gewichtskraft, den ein Körper einer Dichte aufgrund der Erdbeschleunigung ausübt).

#### Lagerungsdichte

Die Lagerungsdichte liegt zwischen der **lockersten und dichtesten Kugelpackung** bei **rolligen Böden** (Böden ohne plastische Beimengungen). Bei gemischtkörnigen Böden geben Fuller-Kurven (vgl. Abb. 3.2.3) die dichteste Lagerung an. Die lockerste Lagerung bei rolligen Böden wird durch loses Einfüllen ermittelt, die dichteste Lagerung durch lagenweises Einrütteln.

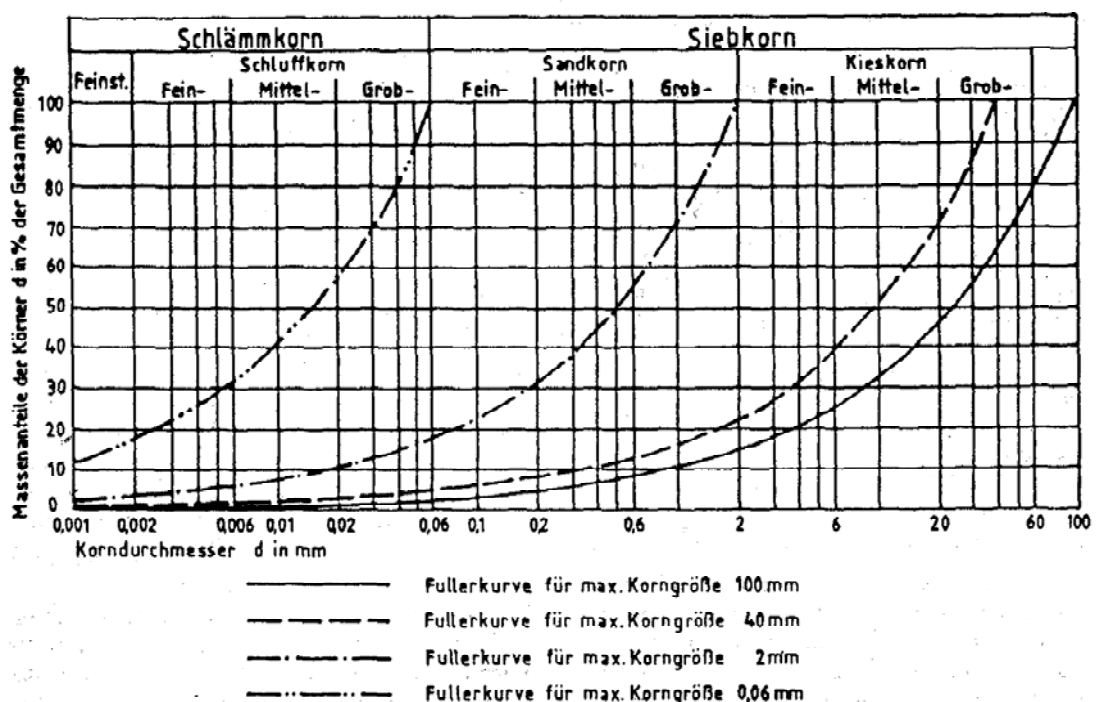


Abb. 3.2.3: Fuller-Kurven für verschiedene maximale Korngrößen (aus: PRINZ, 1991).

$$\text{Lagerungsdichte } D = \frac{\text{Trockendichte} - \text{min. Trockendichte}}{\text{max. Trockendichte} - \text{min. Trockendichte}}$$

Min. und max. Trockendichte sind durch loses Einfüllen mit Handschaufel und mittels Rütteltisch bestimmbar. Für D gelten folgende allgemeingültige Bezeichnungen bei gleichförmigen Böden:

- Sehr lockere Lagerung:**  $D < 0,15$
- Lockere Lagerung:**  $D = 0,15 - 0,30$
- Mitteldichte Lagerung:**  $D = 0,30 - 0,50$
- Dichte Lagerung:**  $D > 0,50$

Bei ungleichförmigen Böden gelten andere Grenzen (**DIN 1054: Zulässige Belastungen des Baugrundes**).

Bei **bindigen Böden** (Böden mit plastischen Anteilen; Schluff/ Ton) ist Lagerungsdichte vom Wassergehalt abhängig. Als Bezugswert zur Beurteilung der erreichbaren oder erreichten Lagerungsdichte dient die **Proctordichte**. Beim Proctorversuch wird in einen Proctorzylinder (Durchmesser z.B. 100 mm) die Bodenprobe eingefüllt und mittels Verdichtungsgerät verdichtet (DIN 18127; vgl. Abb. 3.2.4). Die dabei erreichte Verdichtung entspricht etwa der Verdichtung mit mittelschwerem Verdichtungsgerät auf der Baustelle. Aus der verdichteten Probe werden Trockendichte und Wassergehalt bestimmt. Der Wassergehalt bei der maximalen Trockendichte ist der optimale Wassergehalt, die zugehörige Dichte die Proctordichte. Die auf der Baustelle erzielte Verdichtung wird durch den **Verdichtungsgrad** beschrieben:

$$D = \frac{\text{erzielte Trockendichte}}{\text{Proctordichte}}$$

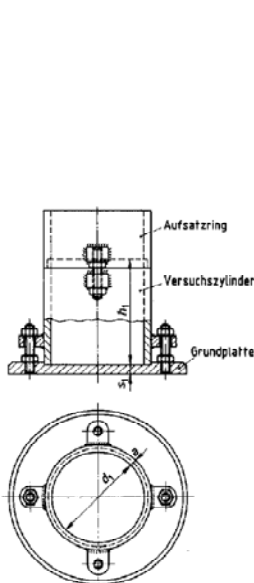
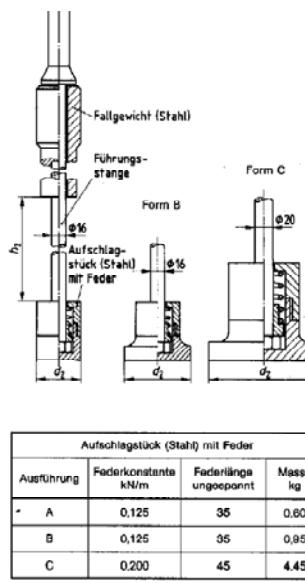


Bild 1. Versuchszyylinder mit Aufsatzring und Grundplatte



| Aufschlagstück (Stahl) mit Feder |                     |                      |          |
|----------------------------------|---------------------|----------------------|----------|
| Ausführung                       | Federkonstante kN/m | Federlänge ungepannt | Masse kg |
| A                                | 0,125               | 35                   | 0,60     |
| B                                | 0,125               | 35                   | 0,85     |
| C                                | 0,200               | 45                   | 4,45     |

Bild 2. Handbetätigtes Verdichtungsgerät

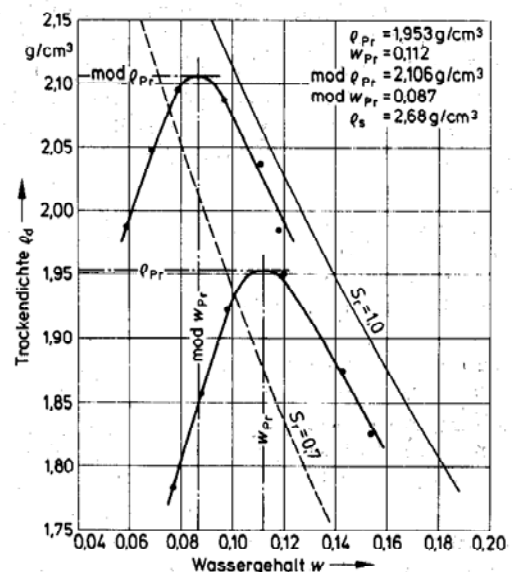


Abb. 3.2.4: Geräte zum Proctorversuch nach DIN 18127 sowie Darstellung zweier Proctorkurven.

### Zustandsform, Konsistenzgrenzen

Bindige Böden ändern mit dem Wassergehalt ihre Zustandsform. Zur Beurteilung bindiger Böden ist daher eine Bestimmung der Konsistenz in Abhängigkeit vom Wassergehalt erforderlich. Das geschieht durch die Bestimmung der Konsistenzgrenzen nach **DIN 18122 (Bestimmung von Fließ- und Ausrollgrenze)**.

Bei der Bestimmung der Fließgrenze wird folgendermaßen vorgegangen:

- Die bindige Bodenprobe wird mit Wasser eingeweicht und in einer Porzellanschüssel zu einer gleichmäßigen Paste aufgearbeitet,
- Eine Probemenge wird in die Schale des Fließgrenzengerätes nach Casagrande (vgl. Abb. 3.2.5) eingebaut und mit dem Furchenzieher eine gleichmäßige Furche gezogen.
- Mittels Kurbel wird die Schale angehoben und fällt zurück auf den Hartgummiblock. Die Anzahl der Schläge bis zum Schließen der Furche über eine Länge von 1 cm wird notiert und der zugehörige Wassergehalt der Probe bestimmt. Anschließend wird ein weiterer Versuch mit geändertem Wassergehalt durchgeführt.
- Die **Fließgrenze  $W_L$**  ist definiert als der Wassergehalt bei einer Schlagzahl von 25. Aus den Meßwerten wird im Diagramm Schlagzahl/ Wassergehalt die Ausgleichsgerade gelegt und der Wassergehalt bei einer Schlagzahl von 25 abgelesen (vgl. Abb. 2.3.6).

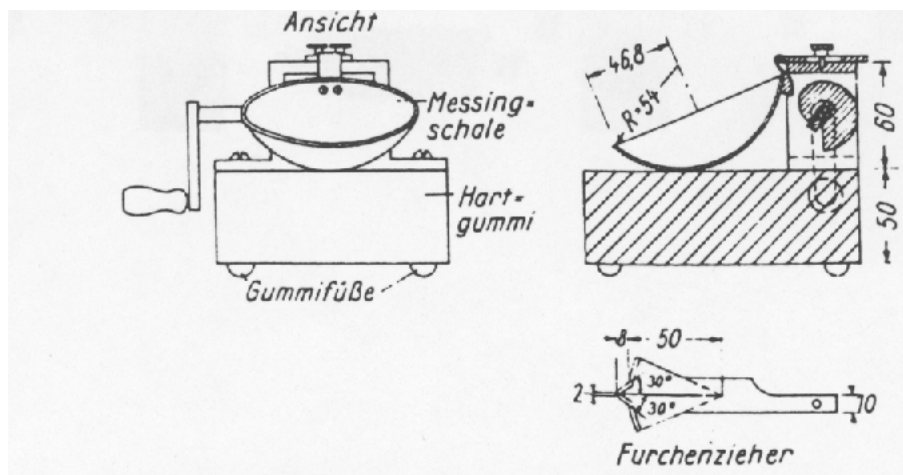


Abb. 3.2.5: Fließgrenzengerät nach Casagrande nach DIN 18122.

Zur Bestimmung der Ausrollgrenze wird die Probe zu einer Walze von 3 mm Durchmesser auf einem saugfähigen Untergrund gerollt, wieder zusammengeknetet und erneut ausgerollt, bis die Probe zerbröckelt. Der zugehörige Wassergehalt ist die **Ausrollgrenze  $W_P$** .

Aus der Differenz zwischen Fließ- und Ausrollgrenze ergibt sich die **Plastizitätszahl  $I_P$** . Aus Fließgrenze, Wassergehalt der Probe im Gelände und Plastizitätszahl läßt sich die **Konsistenzzahl  $I_C$**  errechnen (vgl. Abb. 3.2.6). Im Diagramm Fließgrenze/ Plastizitätszahl (vgl. Abb. 3.2.6) läßt sich der Boden hinsichtlich seiner plastischen Eigenschaften charakterisieren.



|   |  |  |  |  |   |  |  |
|---|--|--|--|--|---|--|--|
| Bestimmung der <b>Zustandsgrenzen</b><br>(Fließgrenze, Ausrollgrenze nach DIN 18122, Blatt 1)<br>Bauvorhaben: <u>Grube Asam</u> |  |  |  |  | Entnahmest.: <u>RKS1</u>                                  |  |  |
|   |  |  |  |  | Tiefe: <u>1,7-2,2</u>                                     |  |  |
| Ausgef. durch: <u>Dr. Murr</u> Datum: <u>20.10.03</u>   |  |  |  |  | Bodenart: _____   |  |  |
|   |  |  |  |  | Art der Entn.: <u>Mischprobe</u> durch: <u>Schuhbauer</u> |  |  |

|                                      | Fließgrenze |         |         |         | Ausrollgrenze |        |        | Wassergehalt |
|--------------------------------------|-------------|---------|---------|---------|---------------|--------|--------|--------------|
| Behälter Nr.                         | 1           | 2       | 3       | 4       | 1             | 2      | 3      |              |
| Zahl der Schläge                     | 26          | 31      | 15      | 38      |               |        |        |              |
| Feuchte Probe+Behälter $m_r+m_b$ [g] | 216,455     | 365,158 | 367,314 | 150,850 | 73,892        | 73,583 | 73,126 | 140,05       |
| Trock. Probe+Behälter $m_d+m_b$ [g]  | 212,006     | 362,080 | 360,730 | 146,045 | 73,379        | 73,178 | 72,840 | 128,82       |
| Behälter $m_b$ [g]                   | 203,778     | 356,345 | 349,083 | 136,934 | 71,996        | 72,088 | 72,082 | 92,83        |
| Wasser $m_r-m_b=m_w$ [g]             | 4,449       | 3,078   | 6,584   | 4,805   | 0,513         | 0,405  | 0,286  | 11,23        |
| Trockene Probe $m_d$ [g]             | 8,228       | 5,735   | 11,647  | 9,111   | 1,383         | 1,090  | 0,758  | 35,99        |
| Wassergehalt $w=m_w/m_d$ [g]         | 0,541       | 0,537   | 0,565   | 0,527   | 0,371         | 0,372  | 0,377  | 0,31         |
| Wassergehalt [%]                     | 54,07       | 53,67   | 56,53   | 52,74   | 37,09         | 37,16  | 37,73  | 31,21        |

Schlagzahl

|               |       |               |
|---------------|-------|---------------|
| Wassergehalt  | W     | <u>31,2</u> % |
| Fließgrenze   | $W_L$ | <u>54,7</u> % |
| Ausrollgrenze | $W_P$ | <u>37,3</u> % |

**Plastizitätsbereich ( $w_L-w_P$ )**

[%]

|  |                |
|--|----------------|
| Plastizitätszahl $I_P = W_L - W_P =$     | <u>17,34</u> % |
| Konsistenzzahl $I_C = (W_L - w) / I_P =$ | <u>1,35</u>    |

**Zustandsform**

Bemerkungen:  
UA halbfest

**Fließgrenze  $w_L$**

ENSA W. Schroll + Partner GmbH Zamdorfer Str. 86 81677 München

Abb. 3.2.6: Auswerteformblatt zur Fließ- und Ausrollgrenze.

*Beimengungen*

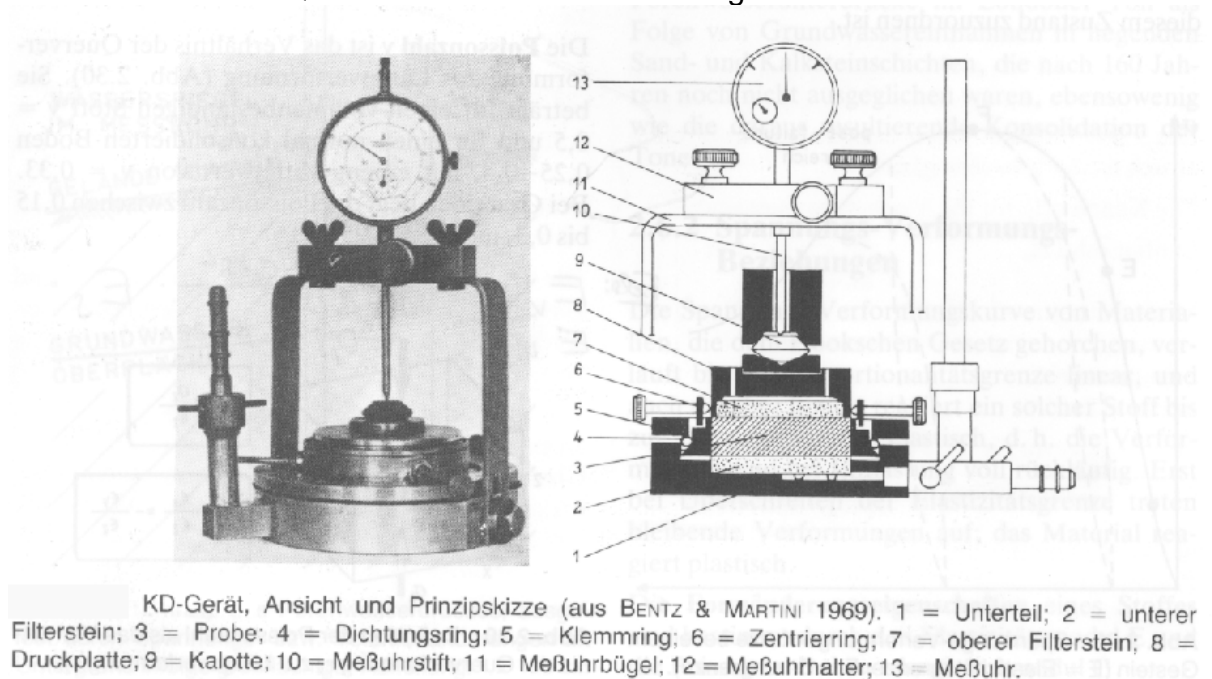
- Kalkgehalt (Bestimmung gasvolumetrisch nach Scheibler)
- Organische Bestandteile (Glühverlust)
- Schwefelverbindungen

*Verformbarkeit*

Kennwerte für die Verformbarkeit von Gesteinen (Fest- und Lockergestein) sind:

- **Steifemodul  $E_S$**
- **Verformungsmodul  $E_V$**
- **Bettungsmodul  $k_S$**
- **Schubmodul  $G$**
- **Poissonzahl  $\nu$**

Der Steifemodul  $E_S$  wird im **KD-Versuch** bestimmt. Die Bodenprobe wird möglichst ungestört in einen Probeaufnahmeering (Durchmesser 70 mm, Höhe 14 bzw. 20 mm) eingebaut und stufenweise belastet (vgl. [Abb. 3.2.7](#)). Vor jeder Laststeigerung muß das Porenwasser abgeströmt und die Setzung abgeklungen sein. Die Auswertung erfolgt über eine Druck-Setzungslinie, der Steifemodul ist der Quotient aus Druck und Setzung.



[Abb. 3.2.7](#): Gerät zur Bestimmung des Steifemoduls im KD-Versuch (aus: PRINZ, 1991).

Für den Spannungsbereich 130/260 kN/m<sup>2</sup> liegen die Steifemoduls etwa in folgenden Bereichen:

|  |                                       |
|--|---------------------------------------|
| <b>Organische Böden:</b>               | <b>1000-3000 kN/m<sup>2</sup></b>     |
| <b>weichplastische, bindige Böden:</b> | <b>3000-5000 kN/m<sup>2</sup></b>     |
| <b>schwach bindige Böden:</b>          | <b>5000-30000 kN/m<sup>2</sup></b>    |
| <b>Sand, dicht:</b>                    | <b>50000-80000 kN/m<sup>2</sup></b>   |
| <b>Kies, sandig, dicht:</b>            | <b>100000-200000 kN/m<sup>2</sup></b> |

Der **Plattendruckversuch** zur Ermittlung von Verformungsmodul ( $E_V$ ) und Bettungsmodul ( $k_S$ ) nach **DIN 18134** ist ein Feldversuch zur Ermittlung von direkten Angaben zum Setzungsverhalten von Gründungen. Aus der Belastung bei unterschiedlichen Stufen über eine Lastplatte (Durchmesser 300 mm oder 600 mm) wird eine Druck-Setzungslinie erstellt. Daraus können Verformungsmodul und Bettungsmodul errechnet werden.

#### Scherfestigkeit

Die Festigkeit eines Lockergesteins wird von **Kohäsion  $c$**  und **innerer Reibung (Reibungswinkel  $\varphi$ )** bestimmt. Im Boden herrscht ein räumlicher Spannungszustand mit der vertikalen Hauptspannung  $\sigma_1$ . Schub- oder Scherspannungen treten auf, wenn die Hauptspannungen nicht gleich sind.

Der **Scherwiderstand  $\tau$**  kann nach den Bruchbedingungen von Coulomb als lineare Funktion der Normalspannung  $\sigma$  formuliert werden (vgl. Abb. 3.2.8):

$$\tau = c + \sigma \cdot \tan \varphi$$

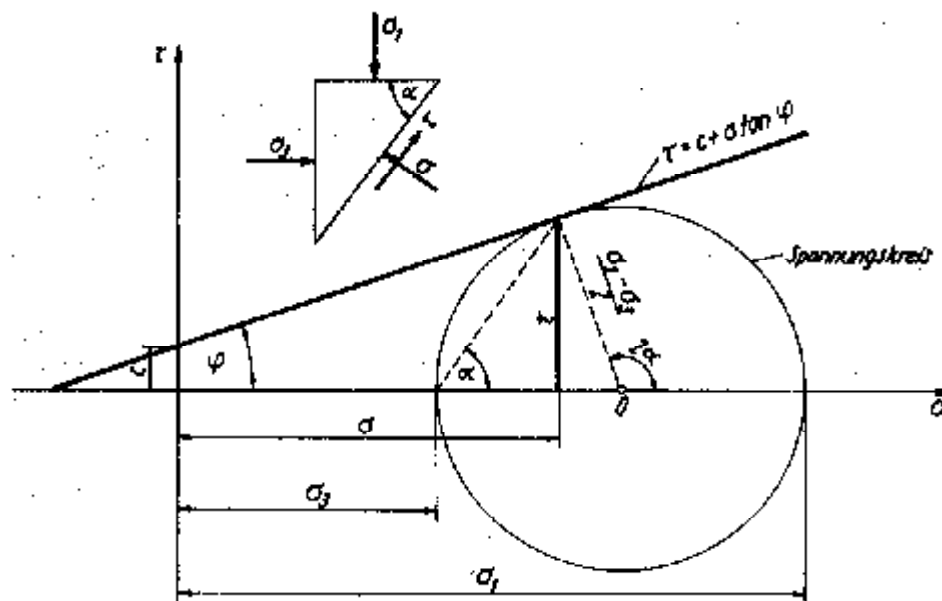


Abb. 3.2.8: Bruchbedingungen von Coulomb-Mohr (aus: PRINZ, 1991).

Rollige Böden zeigen keine Kohäsion (ggf. scheinbare Kohäsion durch Porenwasserunterdruck). Daher läuft in diesem Fall die Gerade des Scherwiderstandes durch den Nullpunkt.

Die größte Scherspannung tritt normalerweise unmittelbar am Bruch auf. Mit zunehmender Verformung fällt der Scherwiderstand ab und erreicht die Restscherfestigkeit oder Gleitfestigkeit. Da die Reibungsfestigkeit  $\sigma \cdot \tan \varphi$  von der Normalspannung  $\sigma$  abhängt, muß bei bindigen Böden der Porenwasserdruck berücksichtigt werden, der einen Teil der Spannungen aufnimmt.

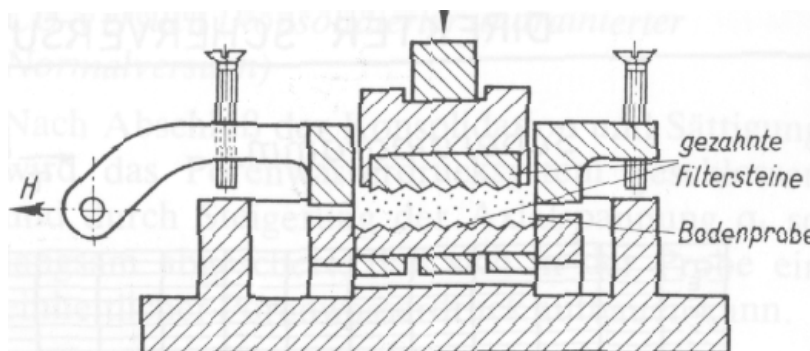
Die **wirksamen oder effektiven Scherparameter  $c'$  und  $\varphi'$**  des entwässerten (drainierten) Bodens erhält man aus drainierten oder konsolidierten un-

drainierten Scherversuchen nach **DIN 18137**. Dieser Scherparameter dienen der Berechnung der Endstandsicherheit von Bauwerken. Die **scheinbaren Scherparameter  $c_u$  und  $\phi_u$**  erhält man aus unkonsolidierten, undrainiert abgescherten Versuchen. Die undrainierte Scherfestigkeit dient zur Berechnung von Anfangsfestigkeiten.

Zur Bestimmung von Scherparametern sind nach DIN 18137 2 Versuchsanordnungen üblich:

- Versuchsanordnung mit vorgegebener Scherfläche
- Versuchsanordnung mit freier Ausbildung der Scherfläche und kontrollierten Hauptspannungen.

Beim **Rahmenscher Versuch** (vgl. [Abb. 3.2.9](#)) wird die Bodenprobe in einen Rahmen zwischen gezahnten Filtersteinen eingebaut und durch Ziehen des verschiebbaren Rahmens abgeschert. Der Porenwasserdruck kann in der Regel nicht gemessen werden. Wird nach jeder Steigerung der Scherspannung eine volle Konsolidierung abgewartet, erhält man die effektiven Scherparameter. Im Schnellversuch (Porenwasser kann nicht abströmen) erhält man die scheinbaren Scherfestigkeitsparameter.



**Abb. 3.2.9:** Prinzip eines Rahmenscherversuchs mit vorgegebener Scherfläche (aus: PRINZ, 1991).

Der Standardversuch zur Ermittlung von Scherparametern ist der **dreiaxiale Druck- oder Scherversuch (DIN 18137)**. Dabei wird eine Probe (ungestört) in einen Zylinder eingebaut. Durch einen Manteldruck auf den zylindrischen Prüfkörper kann die Situation im Untergrund nachgebildet werden. Nach der Konsolidierung der Probe wird durch Steigerung von  $\sigma_1$  der Körper abgeschert. In konstanten Zeitintervallen werden die Parameter Zeit, Zusammenrückung der Probe, Stempelkraft, Porenwasserdruck und Zellendruck bestimmt. Je nach Versuchsdurchführung werden folgende Versuche unterschieden:

- **CU-Versuch** (konsolidierter undrainierter Normalversuch), bei dem nach Abschluß der Konsolidation das Porenwassersystem geschlossen wird und sich in der Probe ein einheitlicher Porenwasserdruck aufbauen kann (Ermittlung effektiver Scherparameter).
- **D-Versuch** (konsolidierter drainierter Langsamversuch); dabei wird die Probe bei geöffnetem Porenwassersystem so langsam abgeschert, daß

Volumenänderungen ohne Aufbau von Porenwasserdrücken stattfindet. Dadurch treten nur wirksame Spannungen auf, so daß die effektiven Scherparameter ermittelt werden.

- **UU-Versuch** (undrainiert, unkonsolidiert); bei dem eine schnelle Abscherung erfolgt und das Porenwassersystem geschlossen bleibt und somit die scheinbaren Scherparameter ermittelt werden.

Eine Anordnung eines Versuches ist in der Abb. 3.2.10 dargestellt, Scherparameter für einige Böden sind in **DIN 1055** zusammengestellt.

Seite 4 DIN 18 137 Teil 2

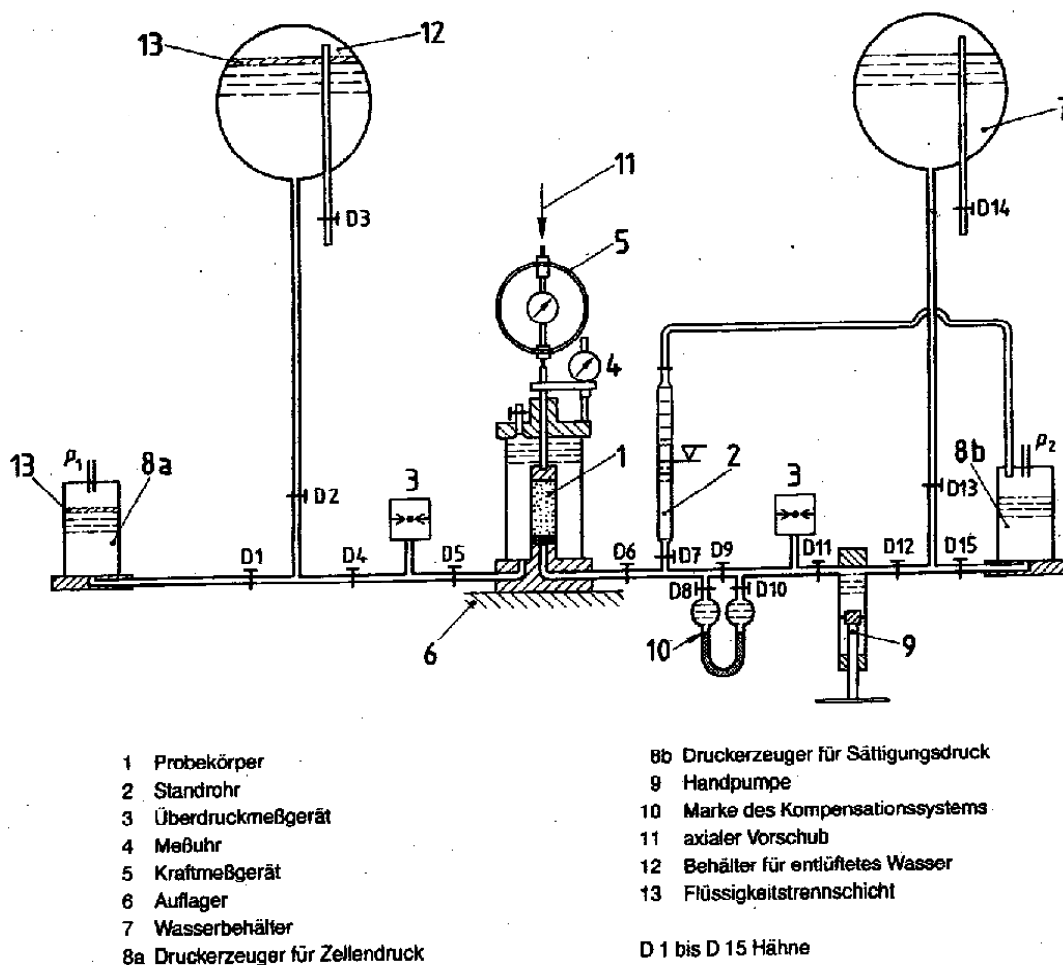


Bild 4. Schema einer Versuchsanordnung

Abb. 3.2.10: Anordnung eines Scherversuches in der Triaxialzelle nach DIN 18137.

### Wasserbewegung im Boden

- kapillare Steighöhe
- Beurteilung der Frostgefährdung von Bauwerken, Schrumpfungssetzungen infolge von GW-Absenkungen

### 3.2.2. Felsmechanische Kennwerte

Während ein Boden bautechnisch gesehen eine Sammelbezeichnung aller Lockergesteine und lockergesteinsartig verwitterter Festgesteine darstellt, wird als Festgestein ein Gestein (Größenordnung einiger Klufkörper) oder Fels im Gebirgsverband gesehen. Fels ist der Teil der Erdkruste, in dem die Festigkeitseigenschaften durch die Art des Gesteins, die mineralische Bindung der Teilchen sowie durch Systeme von Trennflächen bestimmt sind.

#### *Trennflächen im Fels*

Trennflächen im Fels sind wichtig für eine Abschätzung für Zusammendrückbarkeit von Fels, für Scherfestigkeit sowie Wasser-Wegsamkeiten. Im Fels treten verschiedene Formen von Trennflächen auf:

- **Schichtflächen** (oft flächenhafte Glimmer-Einregelung; Verbands- und Reibungsfestigkeit stark herabgesetzt).
- **Schieferung** (Einregelung von Mineralen aufgrund Metamorphose, Herabsetzung von Festigkeit insbesondere bei metamorphen Gesteinen wie Glimmerschiefer, Phyllit).
- **Klüfte** (Trennflächen, an denen Kohäsion teilweise oder vollständig verlorengegangen ist); nach Entstehung werden Deformationsklüfte, Kontraktionsklüfte oder Entlastungsklüfte unterschieden. Nach **Kluftabständen** werden Kleinklüfte (<1 m); Großklüfte (1-10 m) und Riesenklüfte (10-100 m) definiert. Eine Beschreibung erfolgt nach der **Klüftigkeitsziffer** (Zahl der Klüfte entlang einer Geraden von 1 m: weitmaschig (0,1-1), mitteldicht (1-10), engständig (10-100)). Der **Durchtrennungsgrad** D ist ein Maß dafür, ob ein Gestein vollständig oder nur teilweise von Klüften durchtrennt wird (wichtig für Gebirgsfestigkeit).
- **Störungen** (Aufschiebungen, Abschiebungen, Überschiebungen; Mylonite, Kataklastite). Im Gegensatz zu Klüften erfolgte an Störungen bereits eine Bewegung.

Trennflächen werden in der Geologie im Schmidtschen Netz dargestellt. Dabei handelt es sich um eine Flächenprojektion in einer Lagekugel (untere Halbkugel). Flächen können anhand der Schnittlinie mit der unteren Lagekugel oder anhand ihres Flächenpols dargestellt werden (vgl. [Abb. 3.2.11](#)).

#### *Verwitterungszustand*

Der Verwitterungszustand wird anhand visueller Befunde abgeschätzt.

#### *Verwitterungsbeständigkeit*

In Abhängigkeit von Porosität, Chemismus und Kornformen sind Gesteine unterschiedlich frostbeständig. Eine Verallgemeinerung ist insbesondere bei den klastischen Sedimentgesteinen schwierig, da die Frostbeständigkeit wesentlich von der Matrixausbildung abhängt. Nach **DIN 52106** wird die Frostbeständigkeit nach 25 Temperaturwechseln in Folge mit visueller Abschätzung des Zerstörungsbildes durchgeführt.

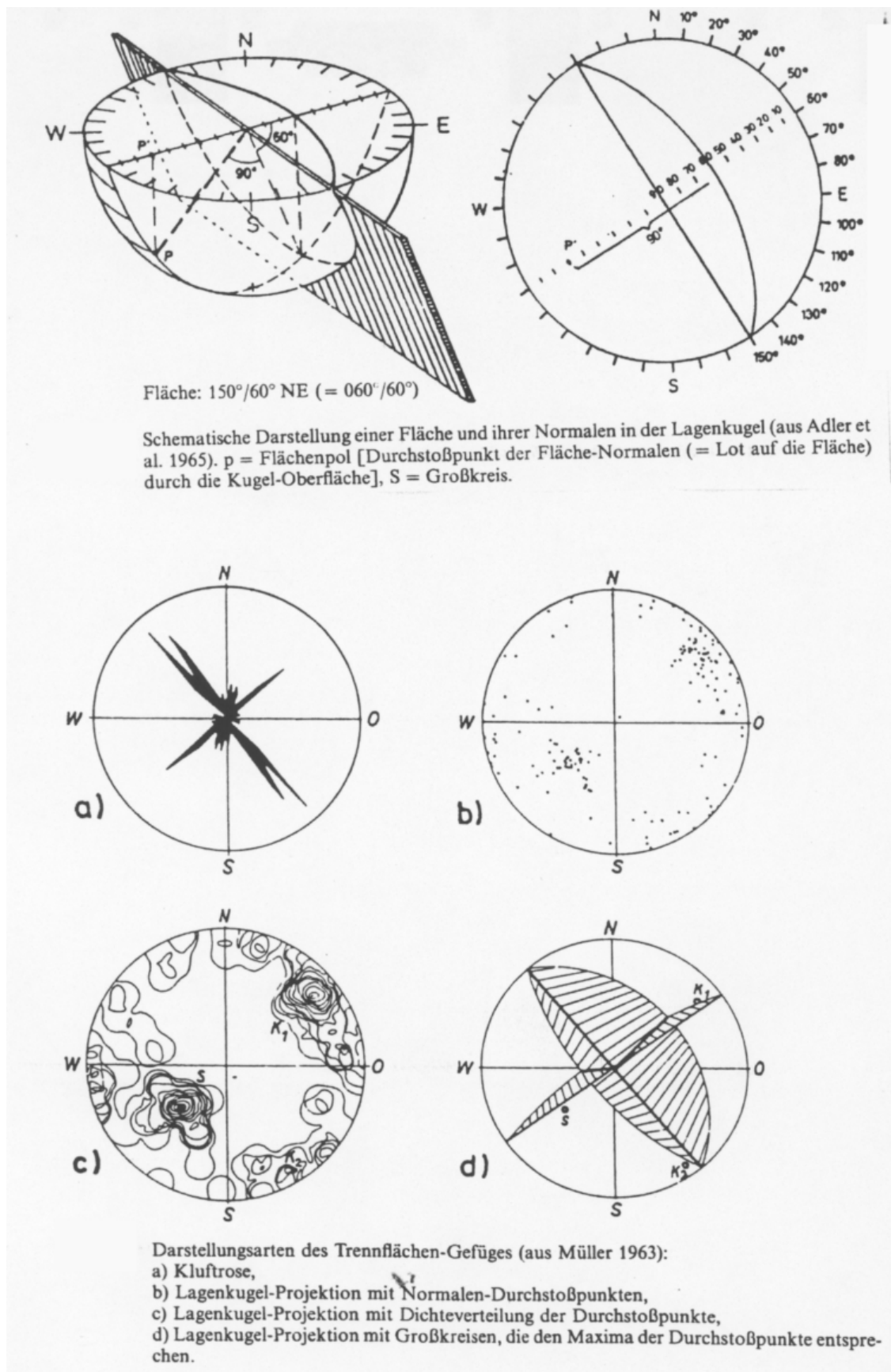


Abb. 3.2.11: Darstellung von Trennflächen im Schmidtschen Netz.

*Dichte und Wichte*

Die Dichte und Wichte von Gesteinen ist wichtig für Standsicherheitsberechnungen. Werte für Dichten unterschiedlicher Gesteine finden sich in der Tab. 2.3.1.

| Gesteine        | Korndichte                      | Raumdicke                      | Wahre Porosität | Wasser-                   | Schlag-                           | Druck-                                | E-Modul                           |
|-----------------|---------------------------------|--------------------------------|-----------------|---------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------|
|                 | g/cm <sup>3</sup><br>Reindichte | g/cm <sup>3</sup><br>Rohdichte | Vol.-%          | aufnahme [102]<br>Masse-% | festigkeit<br>MN.m/m <sup>3</sup> | festigkeit<br>MN/m <sup>2</sup> [102] | 10 <sup>3</sup> MN/m <sup>2</sup> |
| Granit/         | 2,62 ... 2,85                   | 2,54 ... 2,80                  | 0,4 ... 6,9     | 0,1 ... 1,5               | 5 ... 12                          | 100 ... 270                           | 37 ... 72                         |
| Granodiorit     | 2,62 ... 2,98                   | 2,56 ... 2,97                  | 0,4 ... 8,0     | 0,1 ... 2,0               | 6 ... 14                          | 80 ... 230                            | 37 ... 74                         |
| Syenit          | 2,84 ... 3,20                   | 2,80 ... 3,15                  | 0,2 ... 10,6    | 0,05 ... 2,7              | 6,5 ... 20                        | 80 ... 345                            | 75 ... 120                        |
| Diorit          |                                 |                                |                 |                           |                                   |                                       |                                   |
| Gabbro          |                                 |                                |                 |                           |                                   |                                       |                                   |
| Diabas          |                                 |                                |                 |                           |                                   |                                       |                                   |
| Peridotit       | 3,00 ... 3,42                   | 2,78 ... 3,37                  | 0,2 ... 5,0     | 0,05 ... 1,6              | 7 ... 14                          | 150 ... 270                           | 100 ... 175                       |
| Pikrit          |                                 |                                |                 |                           |                                   |                                       |                                   |
| Rhyolith        | 2,58 ... 2,73                   | 2,35 ... 2,70                  | 0,4 ... 14,5    | 0,1 ... 4,7               | 3 ... 10,5                        | 80 ... 300                            | 30 ... 76                         |
| Dazit           |                                 |                                |                 |                           |                                   |                                       |                                   |
| Trachyt         | 2,52 ... 2,78                   | 2,42 ... 2,75                  | 1,0 ... 10,0    | 0,3 ... 4,0               | 2,5 ... 12                        | 110 ... 240                           | 34 ... 75                         |
| Andesit         | 2,58 ... 2,80                   | 2,50 ... 2,75                  | 0,8 ... 14,0    | 0,3 ... 4,6               | 2,5 ... 13,5                      | 80 ... 330                            | 35 ... 73                         |
| Phonolith       | 2,50 ... 2,67                   | 2,37 ... 2,64                  | 1,3 ... 12,5    | 0,3 ... 4,4               | 3,5 ... 15                        | 130 ... 260                           | 37 ... 60                         |
| Basalt          | 2,84 ... 3,22                   | 2,74 ... 3,20                  | 0,3 ... 4,5     | 0,1 ... 1,7               | 7,5 ... 20                        | 160 ... 400                           | 48 ... 105                        |
| Sandstein       | 2,60 ... 2,72                   | 1,95 ... 2,70                  | 0,5 ... 35,0    | 0,2 ... 13,0              | 0,2 ... 11,5                      | 60 ... 290                            | 6 ... 71                          |
| Grauwacke       | 2,62 ... 2,77                   | 2,58 ... 2,73                  | 0,4 ... 6,6     | 0,1 ... 2,3               | 5 ... 17,5                        | 130 ... 300                           | 12 ... 54                         |
| Kalkstein       | 2,64 ... 2,80                   | 1,75 ... 2,75                  | 0,6 ... 31,0    | 0,2 ... 12,0              | 0,3 ... 4,2                       | 20 ... 240                            | 16 ... 90                         |
| Dolomit         | 2,68 ... 2,86                   | 2,05 ... 2,84                  | 0,4 ... 27,5    | 0,1 ... 10,0              | 1,5 ... 4,5                       | 50 ... 175                            | 32 ... 100                        |
| Ravertin        | 2,69 ... 2,73                   | 2,18 ... 2,56                  | 5,0 ... 19,00   | 2,5 ... 5,0               | 1 ... 4                           | 2 ... 80                              | 13 ... 55                         |
| Kalktuff        |                                 |                                |                 |                           |                                   |                                       |                                   |
| Gips            | 2,28 ... 2,38                   | 2,05 ... 2,28                  | 1,0 ... 8,0     | 0,4 ... 3,6               | 0,2 ... 1,3                       | 9 ... 40                              | 10 ... 29                         |
| Tonschiefer     | 2,71 ... 2,86                   | 2,60 ... 2,80                  | 0,4 ... 4,5     | 0,1 ... 1,7               | 2 ... 21                          | 40 ... 210                            | 23 ... 85                         |
| Gneis           |                                 |                                |                 |                           |                                   |                                       |                                   |
| Glimmerschiefer | 2,64 ... 3,05                   | 2,60 ... 2,97                  | 0,4 ... 5,5     | 0,1 ... 1,9               | 3,5 ... 11,0                      | 70 ... 260                            | 29 ... 66                         |
| Granulit        | 2,67 ... 3,20                   | 2,64 ... 3,12                  | 0,4 ... 7,8     | 0,1 ... 1,4               | 6 ... 15                          | 130 ... 285                           | 43 ... 78                         |
| Quarzit         | 2,64 ... 2,70                   | 2,60 ... 2,65                  | 0,4 ... 3,9     | 0,1 ... 1,4               | 3,7 ... 12                        | 100 ... 325                           | 50 ... 75                         |
| Marmor          | 2,70 ... 2,78                   | 2,60 ... 2,76                  | 0,4 ... 4,0     | 0,1 ... 1,6               | 0,8 ... 3,6                       | 170 ... 230                           | 65 ... 105                        |
| Serpentinit     | 2,63 ... 3,0                    | 2,41 ... 2,95                  | 0,3 ... 10,5    | 0,1 ... 3,8               | 5 ... 15                          | 55 ... 210                            | 85 ... 130                        |

Tab. 3.2.1: Zusammenstellung wichtiger Gesteinskennwerte.



### *Härte*

Die Gesteinshärte ist abhängig von Mineralen (Mineralhärte) und Gefüge (Aggregathärte). Nach **DIN 4022** kann eine Gesteinshärte anhand einfacher Methoden bestimmt werden (vgl. Kap. 2.5.3).

### *Gesteinsfestigkeit*

Die Druckfestigkeit von Gesteinen wird im **einaxialen Druckversuch** (Proben-Durchmesser <30 mm; Länge-Durchmesser-Verhältnis mind. 2:1) bestimmt. Die Probekörper dürfen keine makroskopisch erkennbaren Risse/Klüfte etc. zeigen. Die einaxiale Druckfestigkeit ist der Höchstwert der axialen Druckspannung. Je nach Texturen der Gesteine kann es unterschiedliche Werte in unterschiedlichen Raumrichtungen geben.

Die **dreiaxiale Druckfestigkeit** wird in Hochdruck-Dreiaxialzellen bestimmt (Empfehlungen Nr. 2 für Versuchstechnik im Fels der DGEG: Dreiaxiale Druckversuche an Gesteinsproben).

Die **Zugfestigkeit** von Gesteinen ist wichtig zur Abschätzung der Korn-Bindungskräfte. Die Ermittlung erfolgt im Spaltzugversuch an zylindrischen Gesteinsproben. Bei geschieferten Gesteinen ist die Festigkeitsanisotropie zu beachten. Die Spaltzugfestigkeit liegt bei ca. 0,1 – 0,03 der einaxialen Druckfestigkeit.

Die **Scherfestigkeit** kann in Großscherversuchen analog zu den Scherverversuchen bei Böden bestimmt werden.

### *Gesteinsverformbarkeit*

Gesteine reagieren nur bei kleiner Belastung elastisch, bei höherer Belastung erfolgt Deformation. Diese kann über Verformungskurven (Spannung/Verformung) untersucht werden. Aus dem Verhältnis zwischen Spannung und Verformung wird der **E-Modul** bestimmt. Die Messung der Verformung geschieht über Dehnungsmeßstreifen.

### *Bearbeitbarkeit und Gewinnbarkeit*

Abhängig von Mineralgehalt, Korngrößen, Art eines Bindemittels, Trennflächengefüge, Verwitterungszustand. Faustregeln zur Beurteilung von Gesteinen im Gelände sind in der Tab. 3.2.2 zusammengestellt.

| Merkmal                                       | Hochwertig   | Minderwertig  |
|---|--|---|
| Klang des dünnen Scherben<br>Schlagfestigkeit | hell<br>zäher Zusammenhalt, wenig<br>Schlagstaub, kein Eindruck von<br>Hammer auf Schlagstelle                       | ohne oder dumpf, zerfällt leicht,<br>Hammer-Eindruck  |
| Kantenfestigkeit                              | schwer abschlagbar   | leicht abschlagbar  |
| Abrieb  | gering, nicht färbend  | viel Abrieb, stark färbend  |
| Verwitterungsrinde                            | keine oder nur sehr dünn   | tiefe Kruste oder Verfärbung  |
| Glanz der Minerale                            | hochglänzend, kaum Risse   | matt, trübe, verfärbte Trennflächen,<br>angelaufen  |
| Gefüge  | dicht, kompakt, massig, verzahnt,<br>verfüzt, Größe der Mineralkörner<br>verhältnismäßig gleich, festes Bindemittel. | gestreckte Minerale, unterschiedliche<br>Korngrößen bei schlechter Kornbindung,<br>schieferiges Gefüge, große Mineralkörner     |
| Wasser-Aufnahme                               | gering, Wassertropfen nicht<br>einziehend, keine oder nur äußerliche<br>Färbung bei Feuchtwerden                     | groß, Wasser zieht schnell ein<br>und verfärbt Gestein anhaltend,<br>durch Haarrisse in magmatischen<br>Gesteinen Dunkelfärbung |
| Ritzhärte                                     | Nicht oder nur schwer mit<br>Messer ritzbar  | leicht ritzbar, abschabbar  |
| Tongeruch (nur bei Sedimentgesteinen)         | kein Tongeruch   | starker Tongeruch beim Anhauchen  |

Tab. 3.2.2: Beurteilung der bautechnischen Verwendung von Festgesteinen

### 3.2.3. Kennwerte von Gebirge

Ein ausgedehnter Felskörper ist in der Regel inhomogen (Gebirge). Die mechanischen Eigenschaften können somit in verschiedenen Richtungen sowie an verschiedenen Position sehr ungleich sein.

#### *Gebirgsfestigkeit*

Da im Gebirge der Zusammenhalt des Festgesteins teilweise aufgehoben ist, liegen die Gebirgsfestigkeiten oft deutlich unter den Gesteinsfestigkeiten. Die **Gebirgsdruckfestigkeiten** betragen annäherungsweise:

|                                     |                                       |
|-------------------------------------|---------------------------------------|
| Magmatite (massig, kaum geklüftet): | 0,8 bis 0,9 * Gesteinsdruckfestigkeit |
| Tonstein (wenig geklüftet):         | 0,4 bis 0,9 * Gesteinsdruckfestigkeit |
| Kalkstein (geschichtet, geklüftet): | 0,1 bis 0,2 * Gesteinsdruckfestigkeit |

Die **Gebirgsscherfestigkeit** wird in Großversuchen ermittelt (in-situ-Scherversuche; in-situ Dreiaxial-Versuch). Der Großscherversuch kann auch an Blöcken 1 \* 1 \* 1 m durchgeführt werden. Eine Anordnung für einen in-situ-Scherversuch findet sich als Abb. 3.2.12.

Die **Gebirgsverformbarkeit** läßt sich durch folgende Versuche bestimmen:

- Plattendruckversuch (Doppelplatte, die in einem Stollen über eine hydraulische Presse auf die Stollenwandungen drücken).

- Druckkissen-Versuch (Druckkissen aus Stahlblechen wird in Schlitz im Gebirge einbetoniert; Verformungsmessung mittels Dehnungsmessgebern).
- In-situ-Dreiaxialversuch (Versuch an einem herauspräparierten Felsblock).
- Radialpressen-Versuch
- Bohrlochaufweitungsversuch
- Probeausbruch-Verformungsmessungen

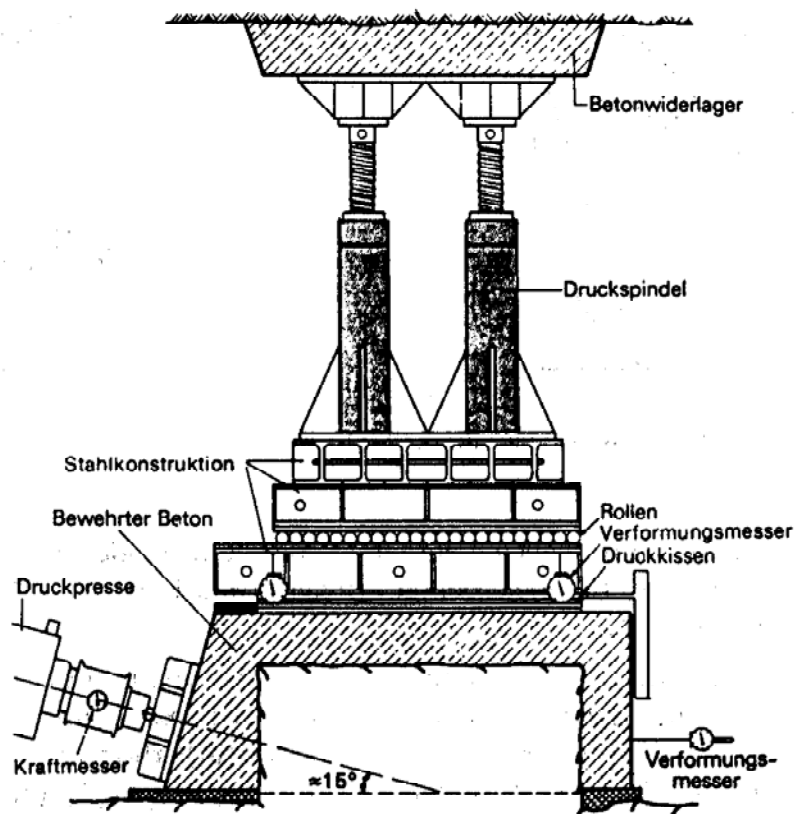


Abb. 3.2.12: Versuchsanordnung für einen in-situ-Scherversuch im Fels (aus: RICHTER, 1989).

### *Gebirgsspannung (Gebirgsdruck)*

Felskörper besitzen fast immer eine Eigenspannung (statischer oder dynamischer Schweredruck; Wärmespannungen). Bei Ausbruch eines Felshohlraumes kommt es zur Bildung eines sekundären Spannungszustandes. Zur Erfassung von primären und sekundären Spannungszuständen werden **in-situ-Spannungsmessungen** durchgeführt. Bei der Messung mit der **Biaxial-Zelle** wird ein Pilotbohrung (76 mm oder 116 mm) eine Dehnungsmeßzelle geklebt. Beim Überbohren entspannt sich das Gestein, die Entlastung verursacht Dehnungen, die zur Darstellung des primären Spannungszustandes rückgerechnet werden.

Die **Triaxialzelle** wird axial in das Bohrloch eingesetzt und drückt Dehnungsmeßstreifen gegen die Bohrlochwandung. Der Spannungszustand wird mit dem Überbohr-Verfahren dokumentiert.

*Bergwasser*

Beim Bergwasser kann es sich um **Poren-, Kluft- und Karstwasser** handeln. Auf Gebirgseigenschaften (Standfestigkeit von Hohlräumen; Schwellverhalten bei Anwesenheit von Tonen) kann es negative Auswirkungen haben. Die Erfassung von Wasserdurchlässigkeiten geschieht mittels mit WD-Test. Ein Bohrloch wird mittels Doppelpacker abgeschlossen, in verschiedenen Druckstufen Wasser eingepresst und der Wasserabfluß bzw. Verbrauch gemessen.

3.2.4. *Klassifikation von Boden und Fels für bautechnische Zwecke**Einteilung von Bodenproben in Güteklassen*

Nach **DIN 4021** werden Bodenproben in Güteklassen unterteilt. Je nach Güteklassen sind unterschiedliche Eigenschaften bestimmbar. Die Probenahme richtet sich nach den Anforderungen der späteren Untersuchungen (vgl. Abb. 3.2.13).

Einteilung der Bodenproben in Güteklassen (nach DIN 4021).

| Güte-klasse | Bodenproben unverändert in                         | Feststellbar sind im wesentlichen  |   |
|-------------|--|--|---|
| 1           | Z, w, $\gamma$ , $E_s$ , $\tau$                    | Feinschichtgrenzen<br>Kornzusammensetzung<br>Konsistenzgrenzen<br>Grenzen der Lagerungsdichte<br>Kornwichte<br>organische Bestandteile | Wassergehalt<br>Wichte des feuchten Bodens<br>Wasserdurchlässigkeit<br>Steifemodul<br>Schwerfestigkeit        |
| 2           | Z, w, $\gamma$                                     | Feinschichtgrenzen<br>Kornzusammensetzung<br>Konsistenzgrenzen<br>Grenzen der Lagerungsdichte<br>Kornwichte                            | organische Bestandteile<br>Wassergehalt<br>Wichte des feuchten Bodens<br>Porenanteil<br>Wasserdurchlässigkeit |
| 3           | Z, w   | Schichtgrenzen<br>Kornzusammensetzung<br>Konsistenzgrenzen<br>Grenzen der Lagerungsdichte  | Kornwichte<br>organische Bestandteile<br>Wassergehalt   |
| 4           | Z  | Schichtgrenzen<br>Kornzusammensetzung<br>Konsistenzgrenzen   | Kornwichte<br>organische Bestandteile   |
| 5           | -<br>(auch Z verändert, unvollständige Bodenprobe) | Schichtenfolge   |   |

**Anmerkung:** Güteklasse 1 zeichnet sich gegenüber Güteklasse 2 dadurch aus, daß auch das *Korngefüge* unverändert bleibt.

Hierin bedeuten:

- Z = Kornzusammensetzung
- w = Wassergehalt
- $\gamma$  = Wichte des feuchten Bodens
- $E_s$  = Steifemodul
- $\tau$  = Scherfestigkeit

Abb. 3.2.13: Einteilung von Bodenproben in Güteklassen nach DIN 4021.

### *Klassifikation von Böden nach DIN 4022*

Nach *DIN 4022* werden unterschiedliche Korngrößenbereiche unterschieden (vgl. Tab. 2.8.2). Die Unterteilung nach Korngrößen erfolgt durch die **Korngrößenbestimmung nach DIN 18123**. Eine Klassifikation nach Korngrößen ist im Grobkornbereich ( $>0,063$  mm) möglich. Im Schluff- und Tonbereich wird die Bodenart nicht alleine nach Korngrößen unterschieden, da die bautechnischen Eigenschaften wesentlich von den plastischen Eigenschaften bestimmt werden. Bei feinkörnigen Böden ( $<0,063$ ) wird das Diagramm aus Abb. 3.2.6 herangezogen. Die Unterteilung in Schluff und Ton richtet sich somit nach den bestimmten Plastizitätszahlen.

**Zusammengesetzte Bodenarten** werden mit einem Substantiv für den Hauptanteil sowie mit Adjektiven für die Nebenbestandteile bezeichnet (z.B. Kies, sandig, schluffig). Die Adjektive der Nebenbestandteile werden in Reihenfolge ihrer Bedeutung gestellt. Es gelten folgende Grenzen:

$<15\%$ : „schwach“  
 $>30\%$ : „stark“

Ein „Kies, stark sandig, schwach schluffig“ enthält demnach neben der Kiesfraktion (Hauptkomponente) über 30% Sand sowie  $<15\%$  Schluff. Gleichzeitig gelten folgende Kurzzeichen:

**G:** **Kies**  
**S:** **Sand**  
**U:** **Schluff**  
**T:** **Ton**  
**m:** **mittel-**  
**g:** **grob**  
**f:** **fein**  
**\***: **stark**  
**ˆ**: **schwach**

Eine Bezeichnung „mG, s\*, t“ bezeichnet einen „Mittelkies, stark sandig, schwach schluffig“.

In der **DIN 4023** werden jeder Bodenart bzw. Fraktion Symbole zugeordnet, die für die zeichnerische Darstellung vorgeschrieben sind. Dabei werden sowohl Symbole als auch Farben vorgeschrieben. Symbole für Boden und Fels aus der *DIN 4023* sind in der Abb. 3.2.14 dargestellt.

Tabelle 21 Kennzeichen, Zeichen und Farben für Bodenarten und Fels (Auszug aus DIN 4023).

| Benennung                      |                       | Kurzzeichen |    | Zeichen |    | Flächenfarbe | Stabilo-Nr. |
|--------------------------------|-----------------------|-------------|----|---------|----|--------------|-------------|
| als Bodenart (I)               | als Beimengung(II)    | I           | II | I       | II |              |             |
| 1                              | 2                     | 3           | 4  | 5       | 6  | 7            | 9           |
| Steine                         | steinig               | X           | x  |         |    | hellgelb     | 8744        |
| Blöcke                         | mit Blöcken           | Y           | y  |         |    |              |             |
| Kies                           | kiesig                | G           | g  |         |    |              |             |
| Grobkies                       | grobkiesig            | gG          | gg |         |    |              |             |
| Mittelkies                     | mittelkiesig          | mG          | mg |         |    |              |             |
| Feinkies                       | feinkiesig            | fG          | fg |         |    |              |             |
| Sand                           | sandig                | S           | s  |         |    | orange-gelb  | 8734        |
| Grobsand                       | grobsandig            | gS          | gs |         |    |              |             |
| Mittelsand                     | mittelsandig          | mS          | ms |         |    |              |             |
| Feinsand                       | feinsandig            | fS          | fs |         |    |              |             |
| Schluff                        | schluffig             | U           | u  |         |    | oliv         | 8723        |
| Ton                            | tonig                 | T           | t  |         |    | violett      | 8755        |
| Torf, Humus                    | humos                 | H           | h  |         |    | dunkelbraun  | 8745        |
| Mudde (Faulschlamm)            | -                     | F           | -  |         | -  | helllila     | 8727        |
| -                              | organische Beimengung | -           | o  | -       |    | -            | -           |
| Auffüllung                     | -                     | A           | -  | A       | -  | -            | -           |
| Mutterboden                    | -                     | Mu          | -  | Mu      | -  | hellbraun    | 8739        |
| Verwitterungs- und Gehängelehm | -                     | L           | -  |         | -  | grau         | 8791        |
| Löß                            | -                     | Lö          | -  |         | -  | helloliv     | 8723        |
| Vulkanische Aschen             | -                     | V           | -  |         | -  | dunkelgrau   | 8749        |
| Fels, allgemein                | -                     | Z           | -  |         | -  | dunkelgrün   | 8736        |

Abb. 3.2.14: Beschreibung von Bodenarten nach DIN 4023.

### *Bodenklassifikation im Grundbau nach DIN 18196*

Lockergesteine werden in der DIN 18196 nach Korngröße sowie plastischen Eigenschaften (bei feinkörnigen Böden) klassifiziert. **Grobkörnige Böden** enthalten einen Feinanteil < 5% (<0,06 mm). Bei einem Grobanteil >2 mm von >40% handelt es sich um einen Kies, ansonsten um einen Sand. Je nach Ausbildung der Körnungslinie (vgl. Kap. 3.2.1) werden enggestufte (steile Körnungslinie), weitgestufte (über mehrere Korngrößenbereiche kontinuierlich verlaufende Körnungslinie) sowie intermittierend gestufte (treppenartig verlaufende Körnungslinie) Böden unterschieden.

Bei einem Schluff- oder Tongehalt von 5-40% werden Böden als **gemischt-körnig** bezeichnet (Kies-Schluff bzw. Kies-Ton-Gemische sowie Sand-Schluff und Sand-Ton-Gemische). Bei einem Feinkornanteil (Ton) von 5-15% wird ein toniger Kies z.B. als GT bezeichnet, bei einem Feinkornanteil (Ton) von 15-40% wird über die Abkürzung T ein Querbalken gesetzt (vgl. Abb. 3.2.15).

**Feinkörnige Böden** werden anhand des Plastizitätsdiagrammes (vgl. Abb. 3.2.6) klassifiziert. Böden mit einem Anteil von 40% >0,06 mm werden als feinkörnige Böden (Schluff, Ton) bezeichnet. Je nach Position im Diagramm handelt es sich um **leichtplastische (Kurzsymbol L)** oder **mittelplastische (Kurzsymbol M)** Schluffe/ Tone oder um ausgeprägt **plastische Tone (TA)**.

Weiterhin werden **organogene Böden bzw. Böden mit organischen Beimengungen (Kurzsymbol O)**, **organische Böden (brennbar, z.B. Torf; Kurzsymbol H)**, **Mudden (Kurzsymbol F)** sowie **Auffüllungen (natürliches Auffüllungen oder Fremdauffüllungen)** unterschieden. Eine Darstellung der Klassifikation findet sich in der Abb. 3.2.16.

### *Bautechnische Klassifikation für Boden und Fels im Erdbau*

Eine Unterteilung von Boden und Fels nach **DIN 18300** (Bestandteil der VOB, Teil C) geschieht nach Lösungsfestigkeit. Es werden 7 Klassen unterschieden (vgl. Abb. 3.2.17). Die ZTVE-StB 76 enthält für Zwecke des Straßenbaus ergänzende Erläuterungen und gibt zu den Bodenklassen entsprechende Bodengruppen der DIN 18196 an.

Tabelle 7 Gruppeneinteilung der Lockergesteine für bautechnische Zwecke (aus DIN 18196, geändert)

| 1                     | 2                            | 3      | 4                          |   | 5                          | 6   | 7  |  |
|-----------------------|------------------------------|--------|----------------------------|---|----------------------------|---|--|--|
|                       | Korngrößen-Anteile in Gew.-% |        | Definition und Bezeichnung |   |                            | Erkennungsmerkmale  | Beispiele  |  |
|                       | ≤ 0,06 mm                    | > 2 mm | Gruppen                    |   | Kurzzeichen Gruppen-symbol |   |  |  |
|                       |                              |        |                            |   |                            |   |  |  |
| Grobkörnige Böden     | 5                            | > 40   | Kies                       | enggestufte Kiese                           | GE                         | steile Körnungslinie infolge Vorherrschen eines Korngrößen-Bereiches              | Fluß- und Strandkies<br>Terrassenschotter<br>Moränenkies<br>vulkanische Schlacke und Asche |  |
|                       |                              |        |                            | weitgestufte Kies-Sand-Gemische             | GW                         |   |  | über mehrere Korngrößenbereiche kontinuierlich verlaufende Körnungslinie                       |
|                       |                              |        |                            | intermittierend gestufte Kies-Sand-Gemische | GI                         |   |  | treppenartig verlaufende Körnungslinie infolge Fehlens eines oder mehrerer Korngrößen-Bereiche |
|                       |                              | ≤ 40   | Sand                       | enggestufte Sande                           | SE                         | steile Körnungslinie infolge Vorherrschen eines Korngrößen-Bereiches              | Dünen- und Flugsand<br>Talsand (Berliner Sand)<br>Beckensand<br>Tertiärsand                |  |
|                       |                              |        |                            | weitgestufte Sand-Kies-Gemische             | SW                         |   |  | über mehrere Korngrößenbereiche kontinuierlich verlaufende Körnungslinie                       |
|                       |                              |        |                            | intermittierend gestufte Sand-Kies-Gemische | SI                         |   |  | treppenartig verlaufende Körnungslinie infolge Fehlens eines oder mehrerer Korngrößen-Bereiche |
| Gemischtkörnige Böden | 5 bis 40                     | > 40   | Kies-Schluff-Gemische      | 5 bis 15 Gew.-% ≤ 0,06 mm                   | GU                         | weit oder intermittierend gestufte Körnungslinie<br>Feinkorn-Anteil ist schluffig | Verwitterungskies<br>Hangschutt<br>lehmgiger Kies<br>Geschiebelehm                         |  |
|                       |                              |        |                            | 15 bis 40 Gew.-% ≤ 0,06 mm                  | GU                         |   |  |  |
|                       |                              |        | Kies-Ton-Gemische          | 5 bis 15 Gew.-% ≤ 0,06 mm                   | GT                         |   |  | weit oder intermittierend gestufte Körnungslinie<br>Feinkorn-Anteil ist tonig                  |
|                       |                              |        |                            | 15 bis 40 Gew.-% ≤ 0,06 mm                  | GT                         |   |  |  |
|                       |                              | ≤ 40   | Sand-Schluff-Gemische      | 5 bis 15 Gew.-% ≤ 0,06 mm                   | SU                         | weit oder intermittierend gestufte Körnungslinie<br>Feinkorn-Anteil ist schluffig | Flottsand  |  |
|                       |                              |        |                            | 15 bis 40 Gew.-% ≤ 0,06 mm                  | SO                         |   | Auelehm<br>Sandlöss  |  |
|                       |                              |        | Sand-Ton-Gemische          | 5 bis 15 Gew.-% ≤ 0,06 mm                   | ST                         |   | weit oder intermittierend gestufte Körnungslinie<br>Feinkorn-Anteil ist tonig              | lehmgiger Sand<br>Schleichsand   |
|                       |                              |        |                            | 15 bis 40 Gew.-% ≤ 0,06 mm                  | ST                         |   |  | Geschiebelehm<br>Geschiebemergel   |

Abb. 3.2.15: Einteilung von grobkörnigen und gemischtkörnigen Böden nach DIN 18196.



| 1   | 2  | 3   | 4  |           |                 | 5  | 6   |                               |  | 7                            |
|---|--|---|--|-----------|-----------------|--|---|-------------------------------|--|------------------------------|
| Hauptgruppen  | Definition und Bezeichnung                     |   |  |           |                 | Erkennungsmerkmale   |   |                               | Beispiele  |                              |
|   | zur A-Linie (Abb. 12)                          | Feinkorn-Anteile in Gew.-% $\leq 0,06$ mm | Gruppen  |           | $w_L$ in Gew.-% | Kurzzeichen Gruppensymbol                                    | Trockenfestigkeit   | Reaktion beim Schüttelversuch |  | Plastizität beim Knetversuch |
| Feinkörnige Böden   | $I_p \leq 4$ Gew.-% oder unterhalb der A-Linie | Schluff                                   | leicht plastische Schluffe   | $\leq 35$ | UL              | niedrige   | schnelle  | keine bis leichte             | Löß, Hochflut-Lehm                                 |                              |
|   |  |   | mittelpastische Schluffe   | 35 bis 50 | UM              | niedrige bis mittlere  | langsame  | leichte bis mittlere          | Seeton-Beckenschluff                               |                              |
|   | $I_p \geq 7$ Gew.-% und oberhalb der A-Linie   | Ton                                       | leicht plastische Tone   | $\leq 35$ | TL              | mittlere bis hohe  | keine bis langsame  | leichte                       | Geschiebemergel<br>Bänderton                       |                              |
|   |  |   | mittelpastische Tone   | 35 bis 50 | TM              | hohe   | keine   | mittlere                      | Lößlehm<br>Beckenton<br>Keupermergel               |                              |
| organogene <sup>1)</sup> und Böden mit organischen Beimengungen | $I_p \geq 7$ Gew.-% und unterhalb der A-Linie  | nicht brenn- oder nicht schwerbar         | Schluffe mit organischen Beimengungen und organogene <sup>1)</sup> Schluffe    | 35 bis 50 | OU              | mittlere   | langsame bis sehr schnelle  | mittlere                      | Seekreide<br>Kieselgur<br>Mutterboden              |                              |
|   |  |   | Tone mit organischen Beimengungen und organogene <sup>1)</sup> Tone            | $> 50$    | OT              | hohe   | keine   | ausgeprägte                   | Schlick<br>Klei                                    |                              |
|   | $I_p \leq 4$                                   | nicht brenn- oder nicht schwerbar         | grob- bis gemischtkörnige Böden mit Beimengungen humoser Art                   |           |                 | OH   | Beimengungen pflanzlicher Art, meist dunkle Färbung, Modergeruch, Glühverlust bis bis etwa 20 Gew.-%  |                               |  | Mutterboden                  |
|   |  |   | grob- bis gemischtkörnige Böden mit kalkigen, kieseligen Bildungen             |           |                 | OK   | Beimengungen nicht pflanzlicher Art, meist helle Färbung leichtes Gewicht, großer Porenanteil   |                               |  | Kalksand<br>Tuffsand         |
| organische Böden  |  | schwerbar                                 | nicht bis mäßig zersetzte Torfe  |           | HN              | an Ort und Stelle aufgewachsene (sedimentäre) Humusbildungen | Zersetzungsgrad 1 bis 5, faserig, holzreich, hellbraun bis braun  |                               | Niedermoor-Torf<br>Hochmoor-Torf<br>Bruchwald-Torf |                              |
|   |  |   | zersetzte Torfe  |           | HZ              |  | Zersetzungsgrad 6 bis 10 schwarzbraun bis schwarz   |                               |  |                              |
|   |  | brenn- oder schwerbar                     | Mudden (Sammelbegriff für Faulschlamm, Gytija, Dy, Sapropel)                   |           |                 | F  | unter Wasser abgesetzte (sedimentäre) Schlamme aus Pflanzenresten, Kot und Mikroorganismen, oft von Sand, Ton und Calcit durchsetzt, blauschwarz oder grünlich bis gelbbraun, gelegentlich dunkelgraubraun bis blauschwarz, federnd, weichschwammig |                               | Mudde<br>Faulschlamm                               |                              |
| Auffüllung  |  |   | Auffüllung aus natürlichen Böden; jeweiliges Gruppensymbol in eckigen Klammern |           |                 | [ ]  |   |                               |  |                              |
|   |  |   | Auffüllung aus Fremdstoffen  |           |                 | A  | Müll, Schlacke, Bauschutt<br>Industrieabfall  |                               |  |                              |

<sup>1)</sup> unter Mitwirkung von Organismen gebildete Lockergesteine

Abb. 3.2.16: Klassifikation von feinkörnigen, organogenen, organischen Böden sowie Auffüllungen nach DIN 18196.

| Bezeichnung von Gestein bzw. Gebirge  | Boden- und Felsklasse                             |     |
|---|---|-----|
|   | Benennung   | Nr. |
| Oberste Bodenschicht aus anorganischen und organischen Bestandteilen  | Oberboden (Mutterboden)                           | 1   |
| Bodenarten von flüssiger bis breiiger Beschaffenheit, die das Wasser schwer abgeben   | fließende Bodenarten                              | 2   |
| Nichtbindige bis schwachbindige Sande, Kiese und Sand-Kies-Gemische mit bis zu 15 Masse-% Beimengungen an Schluff und Ton und mit höchstens 30 Masse-% Steinen von über 63 mm Durchmesser bis zu 0,01 m <sup>3</sup> Rauminhalt<br>Organische Bodenarten mit geringem Wassergehalt  | leicht lösbare Bodenarten                         | 3   |
| Gemische von Sand, Kies, Schluff und Ton mit einem Anteil von mehr als 15 Masse-% Korngröße kleiner als 0,06 mm Durchmesser<br>Bindige Bodenarten von leichter bis mittlerer Plastizität, die je nach Wassergehalt weich bis fest sind und die höchstens 30 Masse-% Steine von über 63 mm Durchmesser bis zu 0,01 m <sup>3</sup> Rauminhalt enthalten | mittelschwer lösbare Bodenarten                   | 4   |
| Bodenarten nach den Klassen 3 und 4, jedoch mit mehr als 30 Masse-% Steinen von über 0,01 m <sup>3</sup> bis 0,1 m <sup>3</sup> Rauminhalt<br>Ausgeprägt plastische Tone, die je nach Wassergehalt weich bis fest sind  | schwer lösbare Bodenarten                         | 5   |
| Felsarten, die einen inneren, mineralisch gebundenen Zusammenhalt haben, jedoch stark klüftig, brüchig, bröckelig, schiefrig, weich oder verwittert sind, sowie vergleichbare verfestigte nichtbindige und bindige Bodenarten<br>Nichtbindige und bindige Bodenarten mit mehr als 30 Masse-% Steinen von über 0,01 ... 0,1 m <sup>3</sup> Rauminhalt  | leicht lösbarer Fels und vergleichbare Bodenarten | 6   |
| Felsarten, die einen inneren, mineralisch gebundenen Zusammenhalt und hohe Gefügesteifigkeit haben und die nur wenig klüftig oder verwittert sind<br>Festgelagerter, unverwitterter Tonschiefer, Nagelfluhschichten, Schlackenbalden der Hüttenwerke und dergleichen Steine von über 0,1 m <sup>3</sup> Rauminhalt                                    | schwer lösbarer Fels                              | 7   |

Abb. 3.2.17: Boden- und Felsklassen nach DIN 18300.

### 3.3. Hydrogeologie

#### 3.3.1. Grundwasser – Neubildung und Dynamik

Nach **DIN 4049** ist Grundwasser unterirdisches Wasser, welches die Hohlräume der Erde zusammenhängend ausfüllt und dessen Bewegungsmöglichkeiten ausschließlich durch die Schwerkraft bestimmt wird. Zum Fließen des Grundwassers kommt es erst bei einem Gefälle des Grundwassers. Kein Grundwasser in diesem Sinne ist demnach im Boden versickerndes Wasser (Sickerwasser) oder unterirdische Flußläufe.

Aus hydrogeologischer Sicht untergliedern sich Grundwässer in:

- **Umsatzwässer** oder meteorische Wässer, welche jährlich oder innerhalb weniger Jahre am Wasserkreislauf beteiligt sind
- **Vorratswässer**, welche nicht in den jährlichen Wasserkreislauf einbezogen sind (und die meist unterhalb des Vorflut-Niveaus zirkulieren)
- **Tiefenwässer**, die länger als menschlich-historische Zeit im Untergrund verbleiben.

Umsatzwässer sind einem **Wasserkreislauf** unterworfen, der in der Abb. 3.3.1 dargestellt ist.

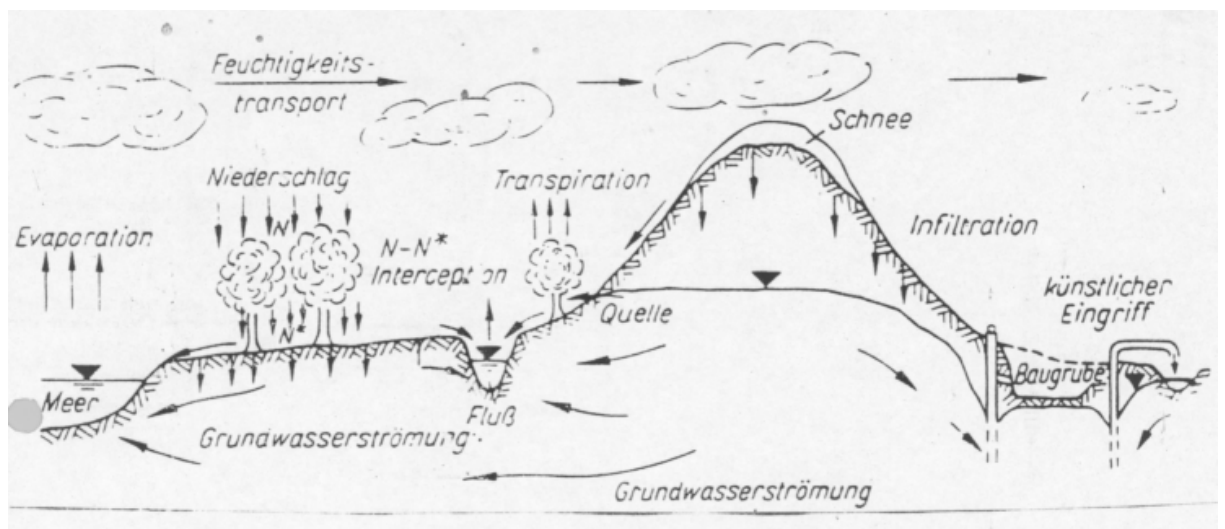


Abb. 3.3.1: Schematische Darstellung des Wasserkreislaufs (aus: HÖLTING, 1996).

Der Wasserkreislauf läßt sich mit einer Wasserbilanzgleichung bzw. hydrologischen Grundgleichung beschreiben:

$$N = A + V$$

N = Niederschlag

A = Abfluss

V = Verdunstung

Die Gleichung läßt sich genauer fassen, wenn der Abfluss  $A$  in einen oberirdischen Abfluss ( $A_o$ ) und einen unterirdischen Abfluss ( $A_u$ ) unterteilt wird. Oberirdischer Abfluss geschieht beispielsweise über Bäche und Flüsse, unterirdischer Abfluss über das Grundwasser.

Grundwasser entsteht in unseren Breiten weitgehend aus versickernden Anteilen von **Niederschlägen** (Regen, Schnee, Nebelnässe, Tau, Reif). Je nach Stärke werden Regenfälle als schwach ( $< 2,5$  mm/h), mäßig (2,6 - 7,5 mm/h) oder stark ( $> 7,5$  mm/h) bezeichnet. Die Messung der Niederschläge erfolgt über Auffanggefäße (Hellmannsche Niederschlagsmesser), die in Wetterstationen 1 m über der Geländeoberkante unbeeinflusst von Hindernissen aufgestellt werden. Als Niederschlagshöhe wird die Niederschlagsmenge über einen gewissen Zeitraum bezogen auf eine Fläche angegeben (Einheit: mm; 1 mm = 1 l/m<sup>2</sup>). Niederschlagshöhen werden als Isohyetenkarten (Isohyete: Linie gleicher Niederschlagshöhe) dargestellt.

Die **Verdunstung** (Evapotranspiration) setzt sich aus Evaporation (Bodenverdunstung) und Transpiration (Verbrauch durch Vegetation) zusammen. Während Niederschläge und Abfluss meßtechnisch relativ gut erfaßt werden können, ist eine Bestimmung der Evapotranspiration problematisch. Der Vorgang der Evaporation (Oberflächenverdunstung) ist ein wärmeenergetischer Prozess, in den die Faktoren Sonneneinstrahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchte und Windbewegung eingehen. Bei der Evapotranspiration gehen zusätzlich Faktoren wie Vegetation und Bodenfeuchte ein. Aus dem Faktor Vegetation resultieren daher starke jahreszeitliche Schwankungen der Evapotranspiration. Da die maximal mögliche Evapotranspiration vom Wasserdargebot abhängt, wird zwischen der potentiellen Evapotranspiration sowie der reellen Evapotranspiration unterschieden. Die potentielle Evapotranspiration wird nach verschiedenen empirischen Formeln berechnet (z.B. Formel nach Haude):

$$E_{\text{pot}} = x * P_{14} (1 - F_{14}/100) \text{ [mm/d]}$$

mit

$x$  = Monatskoeffizient

$P_{14}$  = Sättigungsdampfdruck der Luft um 14h

$F_{14}$  = relative Luftfeuchte um 14 h

Die reelle Evapotranspiration kann mit sogenannten Lysimetern gemessen werden. Lysimeter sind Behälter, die mit Boden gefüllt sind (mit oder ohne Vegetation), und in denen der Sickerwasserabfluss direkt gemessen wird. Es handelt sich somit um eine rein punktuelle Messung.

Der **oberirdische Abfluss** kann durch die Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten von Gewässern bei bekanntem Abflußquerschnitt oder durch Messung der Wasserhöhe in definierten Gerinnen gemessen werden. Der unterirdische Abfluß (= Grundwasserneubildung) kann aus Abflußganglinien von Flüssen oder aus Gewässerbilanzen bestimmt werden.



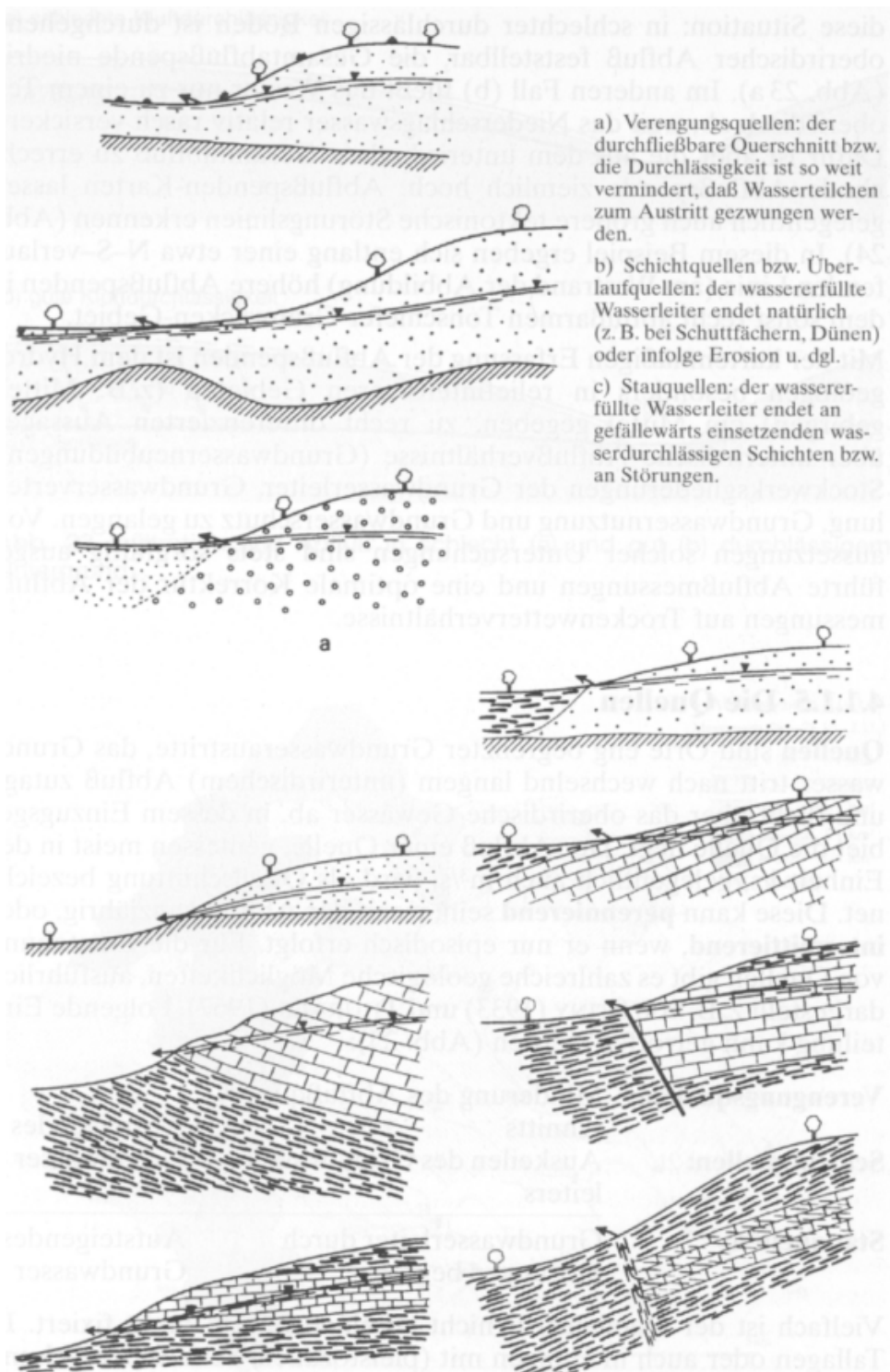


Abb. 3.3.3: Darstellung verschiedener Quellentypen

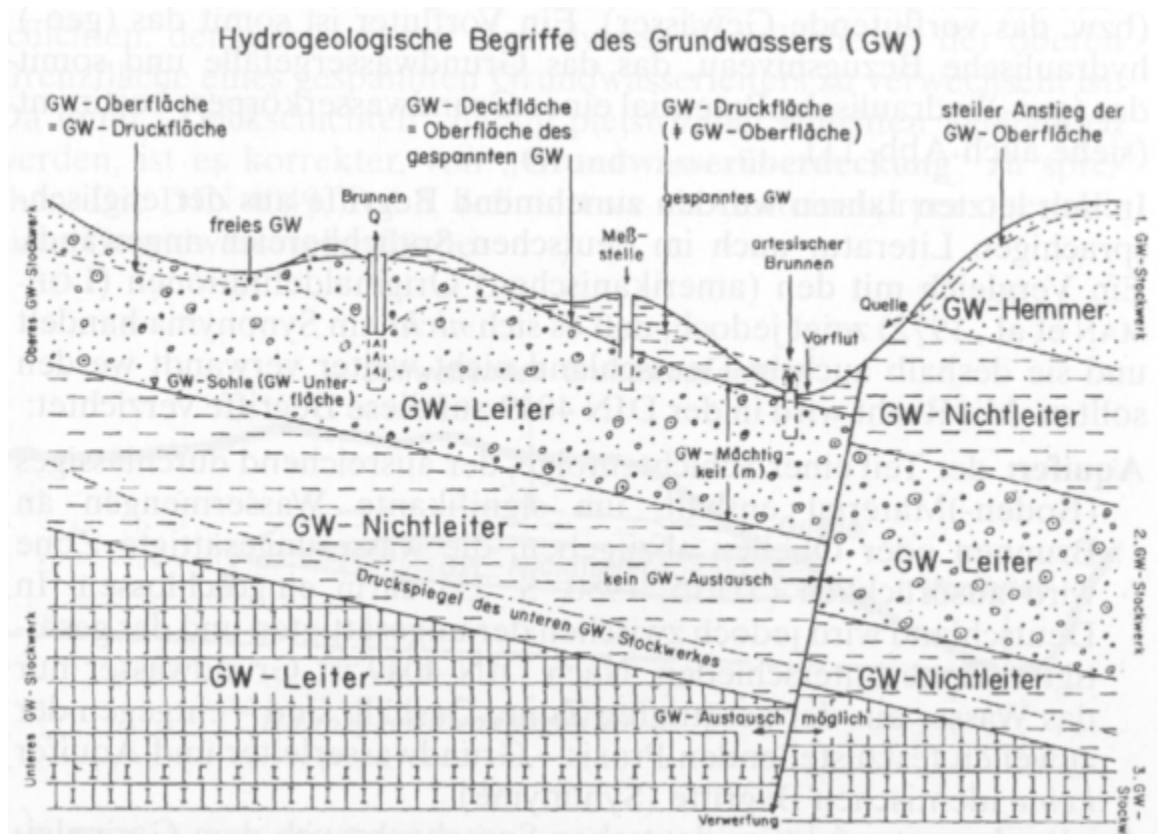


Abb. 3.3.4: Hydrogeologische Begriffe (aus: HÖLTING, 1995)

### 3.3.2. Hydraulische Leitfähigkeit der Gesteine

Die Wasserleitung eines Gesteins (Locker- oder Festgestein) ist abhängig von dessen Porosität. Hohlräume im Untergrund können Poren-, Kluft- oder Karst-Hohlräumen sein (vgl. Abb. 3.3.5). Bei **Poren-Hohlräumen** (Lockergesteine) ist die Porosität abhängig von Kornform, Korngröße und Lagerungsdichte. Entscheidend für den Wasserhaushalt ist nicht die tatsächliche Porosität, sondern die **nutzbare Porosität** (vgl. Abb. 3.3.6).



Abb. 3.3.5: Darstellung verschiedener Hohlräume im Untergrund. Poren finden sich vorwiegend in Lockergesteinen sowie (in Abhängigkeit von der Matrixausbildung) in klastischen Sedimentgesteinen. Klüfte können bei allen Festgesteinen auftreten. In magmatischen Gesteinen stellen sich die wichtigsten grundwasserleitenden Hohlräume dar. Karsthohlräume finden sich in Kalksteinen (auch Marmoren). Sie entstehen durch Lösung von  $\text{CaCO}_3$  durch Kohlensäureverwitterung.

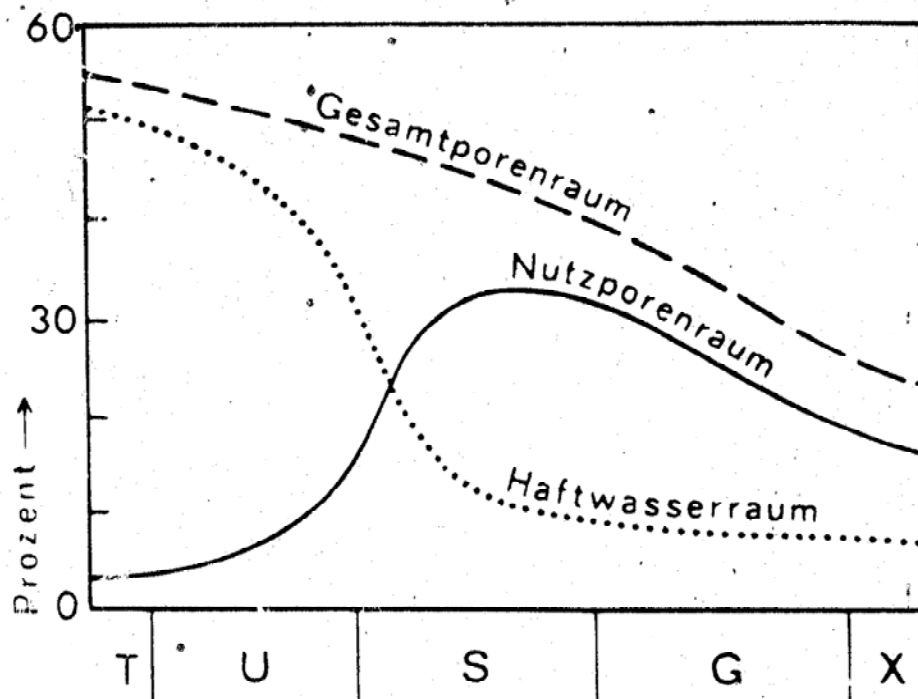


Abb. 3.3.6: Darstellung von Gesamtporenraum, Haftwasserraum und Nutzporenraum. Die größte Gesamtporosität tritt beim Ton auf (T), die geringste beim Kies (G). Aufgrund des hohen Haftwasseranteils beim Ton ist allerdings der nutzbare Porenraum gering. Der höchste Nutzporenraum tritt demnach beim Sand/ Feinkies auf.

**Kluft-Hohlräume** treten in Festgesteinen auf. Es kann sich um tektonische Klüfte, Hangzerreißen, Schicht- und Bankungsfugen oder Abkühlungsklüfte (magmatische Gesteine) handeln.

**Karst-Hohlräume** treten in Karbonatgesteinen auf und sind auf Lösung von  $\text{CaCO}_3$  im Zuge der Kohlensäureverwitterung (vgl. Kap. 2.7.1) zurückzuführen.

Die Durchlässigkeit eines Gesteins ist dessen Fähigkeit, Wasser zu leiten (gesteinsspezifische Konstante). Sie wird beschrieben durch den  $k_f$ -Wert (Durchlässigkeitsbeiwert).

Nach DARCY gilt:

$$k_f = Q / (J \cdot F)$$

mit:

$k_f$ : Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]

$Q$ : Wassermenge, die mit einem Gefälle von  $J$  die Fläche  $F$  durchströmt (vgl. Abb. 3.3.7)



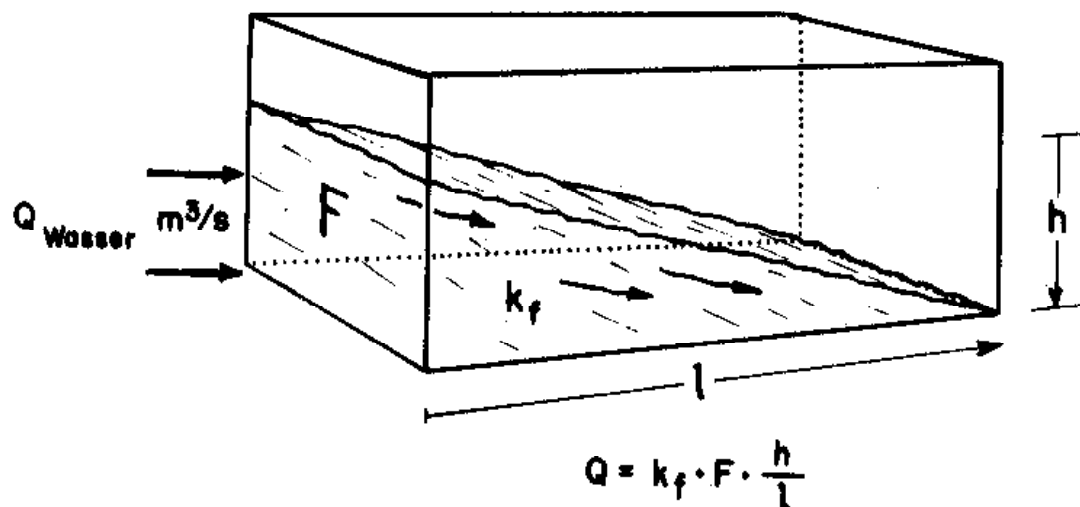


Abb. 3.3.7: Darstellung des Gesetz von DARCY. Der Quotient  $h/l$  stellt das hydraulische Gefälle dar. Die Fläche  $F$  ist die Querschnittsfläche senkrecht zur Fließrichtung des Wassers (aus: HÖLTING, 1996).

#### Bestimmung des $k_f$ -Wertes

Der  $k_f$ -Wert ist eine Boden- bzw. gesteinspezifische Konstante und bei ingenieurgeologischen Fragestellungen (Maßnahmen zur Wasserfassung bei Bauprojekten, Versickerungsfähigkeit des Untergrundes) sowie bei hydrogeologischen Fragestellungen (Ergiebigkeit von Gesteinshorizonten, Grundwassergefährdung durch Schadstoffeintrag) zu bestimmen. Zur Bestimmung gibt es verschiedene Methoden:

- **Bestimmung im Labor** an ungestört entnommenen Bodenproben (Durchströmung des Probekörpers mit definierter Druckhöhe)
- **Bestimmung aus der Korngrößenanalyse**, z.B.  $k_f = C \cdot d_{10}^2$  mit  $C=0,7 \cdot 0,03^t / 86,4$ ;  $t =$  Wassertemperatur
- **Bestimmung mittels Doppelringinfiltrometer oder Guelph-Permeameter**. Dabei wird in einem definierten Bereich (z.B. Ring von 60 cm Durchmesser) eine Wassermenge in den Boden eingegeben und die Zeit der Versickerung bestimmt.

Die dargestellten Methoden stellen lediglich punktuelle Analysen dar, deren Übertragbarkeit auf den gesamten Gesteinskörper fraglich ist. Zur regionalen Bestimmung des  $k_f$ -Wertes werden Pumpversuche herangezogen. Dabei wird in einem Brunnen Wasser gefördert (definierte Wassermenge, z.B. 1 l/s). Um den Brunnen bildet sich ein Absenkungsbereich aus, der je nach Durchlässigkeit des Gesteins unterschiedliche Durchmesser haben kann (einige m bis einige 100 m). Über Grundwasserhöhenmessungen an umliegenden Grundwassermeßstellen (Pegeln) kann die Ausbildung des Entnahmetrichters erfaßt werden (vgl. Abb. 3.3.8). Nach THIEM gilt z.B. für gespanntes Grundwasser folgende Beziehung:

$$Q = \frac{\pi * k_f}{\ln r_2 / r_1} * 2 * M * (h_2 - h_1)$$

mit

Q: Entnahmemenge [m<sup>3</sup>/h]

h<sub>1</sub>, h<sub>2</sub>: Standrohrspiegelhöhen in den Messstellen 1 und 2 [m]; vgl. Abb 3.3.8)

r<sub>1</sub>, r<sub>2</sub>: zugehörige Entfernungen vom Brunnen [m]

k<sub>f</sub>: Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]

M: Mächtigkeit des Grundwasserleiters [m]

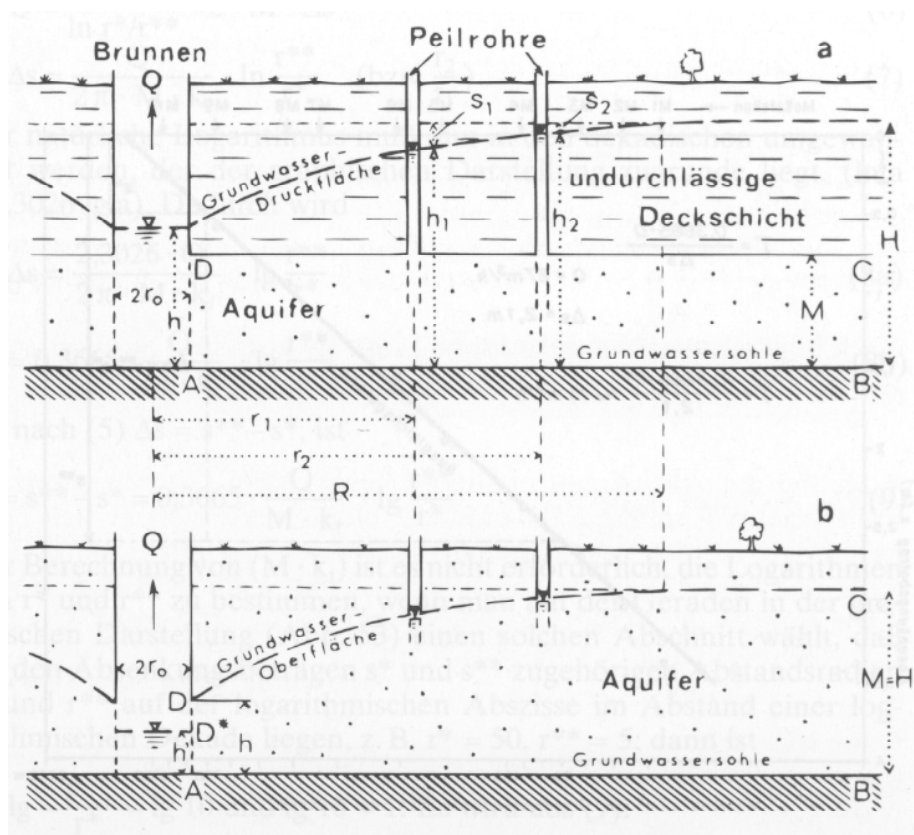


Abb. 3.3.8: Parameter der Pumpversuche in gespannten Grundwasserleiter (oben) sowie ungespanntem Grundwasserleiter (unten) (aus: HÖLTING, 1996).

Voraussetzung für die Richtigkeit der Bestimmung sind folgende Annahmen:

- Der Grundwasser ist unendlich ausgedehnt, homogen und isotrop.
- Die Grundwasseroberfläche vor dem Pumpversuch ist horizontal (keine GW-Strömung), es existiert kein oberflächliches Zuströmen von Wasser.
- Der Brunnen ist vollkommen (d.h. bis zum GW-Stauer) ausgebaut.
- Der Brunnendurchmesser ist klein im Verhältnis zum beeinflussten Entnahmebereich.

Da alle Annahmen selten erfüllt sind, stellt die k<sub>f</sub>-Wert-Bestimmung aus Pumpversuchen eine Annäherung an die realistischen Bedingungen dar.

### 3.3.3. Grundwassererschließung und Brunnenbau

#### *Grundwassererschließung*

Grundwasser zur Verwendung als Trink-, Brauch- oder Beregnungswasser kann durch Quelfassungen, Sickerschächte, Stollen oder Brunnen (vertikal, schräg, horizontal) gewonnen werden. Dabei nehmen Brunnen die wichtigste Stellung ein, da das geförderte Wasser weniger starken Schwankungen unterliegt als oberflächliches Wasser, die Entnahmemenge konstant ist sowie durch die Grundwasserströmung die Selbstreinigung des Grundwassers ausgenützt wird.

#### *Brunnenbau*

Brunnenbohrungen werden gewöhnlich im **Schlagbohrverfahren** oder im **Drehbohrverfahren** (Rotary-Bohrverfahren) abgeteuft (vgl. Abb. 3.3.9). Bei den Schlagbohrverfahren werden Meißel verschiedener Bauart in den Untergrund gestoßen. Im Lockergestein werden Bohrwerkzeuge eingesetzt, die das geförderte Material aufnehmen und abtransportieren können (Greifer, Kiespumpen). Da die Wandungen meist nicht standfest sind, werden sie durch Verrohrungen abgestützt. Harte Gesteine werden mit preßluftbetriebenen Schlaghämmern gelöst.

Beim Drehbohren wird über einen Drehtisch das Bohrgestänge gedreht. Der Bohrandruck erfolgt über hydraulische Vorschubvorrichtungen sowie das Eigengewicht des Gestänges. Über Spülungen wird das gelöste Material gefördert. Um zu verhindern, daß Spülwasser an erbohrten Klüften abläuft, kann eine Spülflüssigkeit eingesetzt werden. Dies soll die Bohrlochwände standfest halten, Bohrgut austragen, ein Absetzen des Bohrguts verhindern, die Bohrwerkzeuge kühlen und die Bohrlochwandung abdichten (CMC, Schwerspat etc.).

Für den Ausbau des Brunnens ist von entscheidender Bedeutung, daß die erbohrten Gesteinsschichten lagetreu aufgenommen werden. Aufgrund der Bohrverfahren (Förderung von Bohrklein zeitversetzt zum Bohrfortschritt) ist eine genaue Lokalisierung von einzelnen Schichten nicht immer möglich. Über **geophysikalischen Messungen** (z.B. elektrische Widerstandsmessungen zur Lokalisierung von Tonen, Durchflußmessungen zur Feststellung von zuströmendem Grundwasser etc.) können Aussagen zur Situation im Bohrloch gemacht werden.

Der Brunnenausbau richtet sich nach den geologisch-hydrologischen Verhältnissen vor Ort. Der Brunnen besteht aus einer Rohrtour, die durch eine Filterkiesschüttung vom Gebirge abgegrenzt ist. Die Rohrtour besteht aus Vollrohren sowie Filterrohren im grundwassererfüllten Bereich. Die Körnung der Filterkiesschüttung richtet sich nach dem anstehenden Gestein. Sie soll verhindern, daß feinkörniges Material aus dem Gebirge in den Brunnen gelangt. Im oberen Bereich des Ausbaus wird in den Ringraum eine Tonabdichtung eingebaut, die das Zuströmen von Oberflächenwasser durch den Filterkies verhindern soll. Ein vollkommener Ausbau geht bis zur Grundwassersohle (vgl. Abb. 3.3.10).

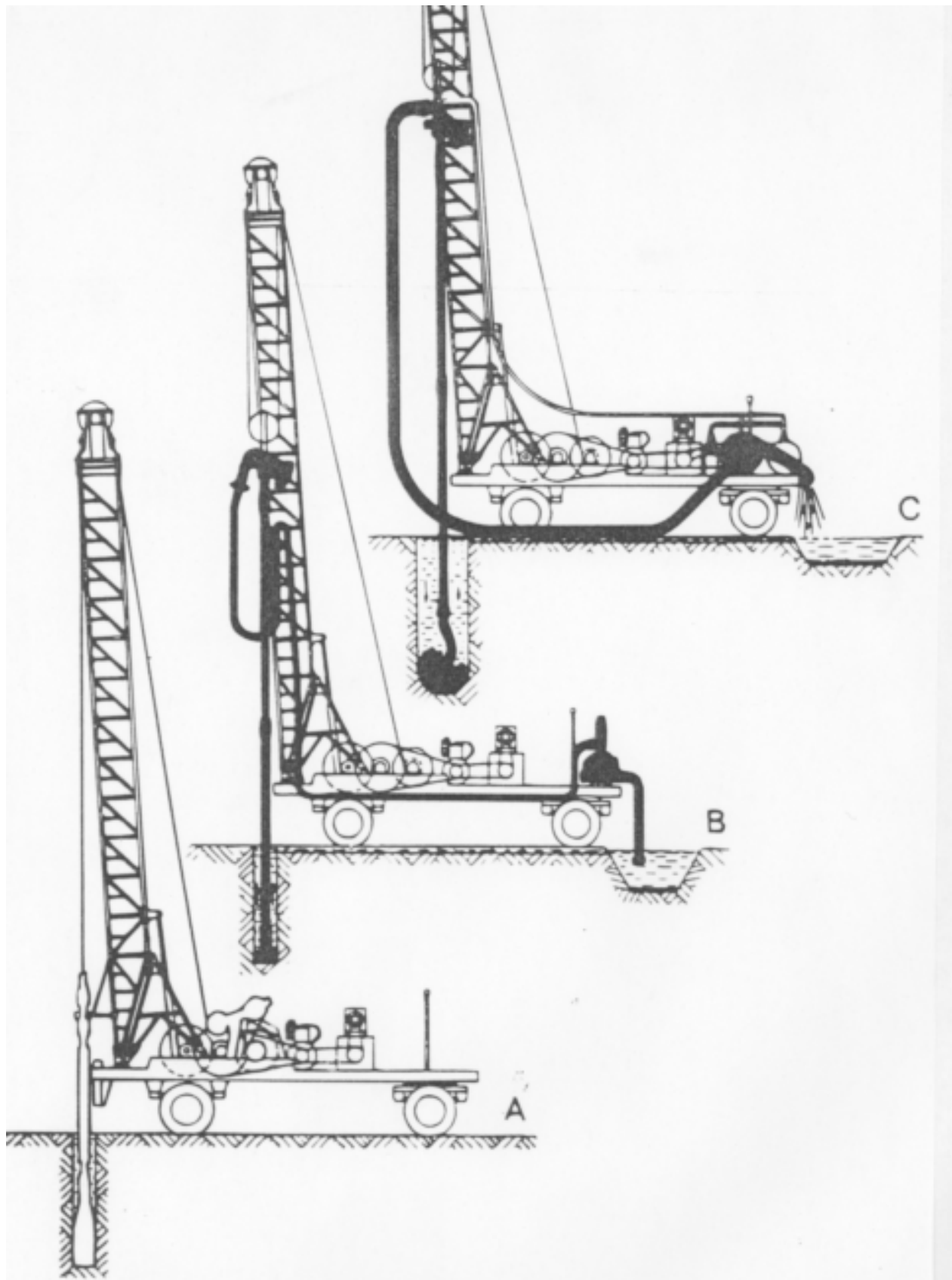


Abb. 3.3.9: Bohrverfahren im Brunnenbau. A: Schlagbohrverfahren, B: Rotary-Bohrverfahren mit Saugspülung; C: Rotary-Bohrverfahren mit Druckspülung (aus: HÖLTING, 1996).

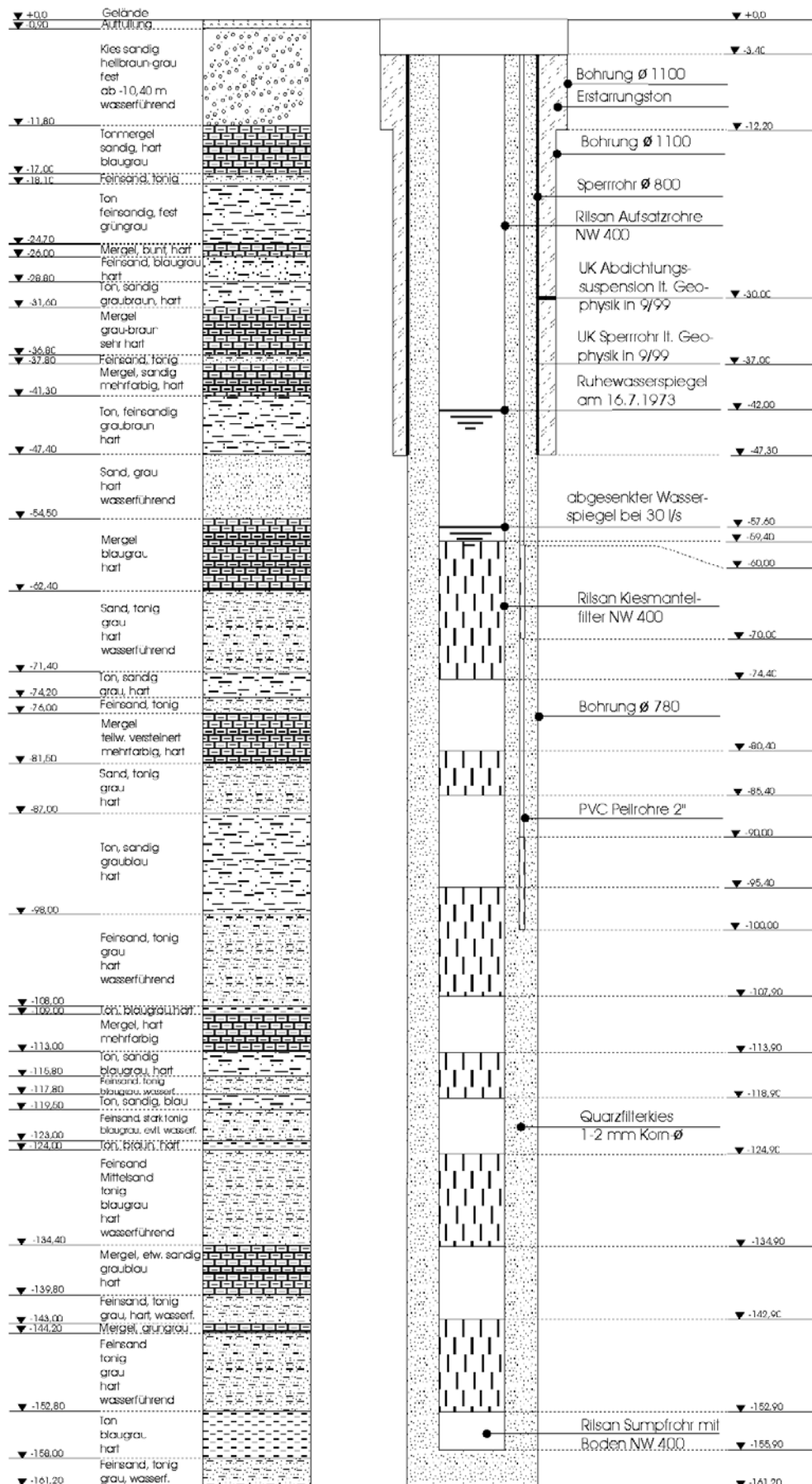


Abb. 3.3.10: Beispiel eines Brunnenbaus eines tertiären Tiefbrunnens in München.

### 3.3.4. Grundwasserschutz

#### *Grundwasserbelastung*

Grundwasserbelastungen teilen sich in geogene und anthropogene Einflüsse auf. Geogene Belastungen (z.B. Arsen-Gehalte in tertiären Grundwässern Oberbayerns) sind auf das natürliche Auftreten von bestimmten Stoffen im Grundwasser zurückzuführen, anthropogene Belastungen gehen auf Beeinflussungen durch den Menschen zurück. Grundwasserschädigungen können auf verschiedene Quellen zurückgeführt werden, wie z.B.:

- **Altdeponien**; Abfallstoffe (Haus- und Gewerbemüll, Bauschutt etc.) werden verwertet (wiederverwendet, thermisch verwertet) oder entsorgt. Während heute strenge Anforderungen an das Einbringen von Abfällen in den Boden gelten (Abdichtungen an der Basis und nach oben hin), wurden früher Hausmüll und Gewerbeabfälle häufig in ungesicherte Gruben verbracht. Eindringendes Sickerwasser konnte Schadstoffe lösen und in das Grundwasser verfrachten.
- **Nutzung land- und forstwirtschaftlicher Flächen** (Nitrat im Grundwasser, Pflanzenschutzmittel).
- **Industrielle Abwässer**, die grundwassergefährdende organische Substanzen (z.B. Lösungsmittel wie TRI oder PER) enthalten.
- **Belastungen durch Lagern, Umfüllen und Transportieren von wassergefährdenden Stoffen** (z.B. Kontaminationen durch Dieselöl an Tankstellen, Überfüllungsschäden an unterirdischen Tanks, Schäden durch verunglückte Tankfahrzeuge).
- **Auffüllungen** aus der Nachkriegszeit, die Brandschutt enthalten.
- **Eintrag aus der Luft** (Absetzten von Feinpartikeln, die Schadstoffe (z.B. polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe) enthalten).

Typische Schadstoffe (Stoffgruppen oder Stoffe):

- **Mineralölkohlenwasserstoffe** (MKW; Diesel, Heizöl); Boden- und Grundwasserschäden sind häufig auf Überfüllschäden (Tankstellen, Haustanks) zurückzuführen.
- **BTEX** (Benzol, Toluol, Ethylbenzol, Xylol, z.B. aus Benzin), die krebserregend sind. Schäden können durch Überfüllschäden eingedeckter Benzintanks entstehen.
- **Polycyclische aromatische Kohlenwasserstoff** (PAK; u.a. Naphthalin, Benzo(a)pyren etc.). Sie entstehen bei unvollständiger Verbrennung von organischem Material und sind häufig in Auffüllungen mit Brandschuttanteilen zu finden. Weiterhin sind die Bestandteile im Teer (PAK-Kontaminationen im Bereich von Kokereien und Gaswerken).
- **Leichtflüchtige halogenisierte Chlorkohlenwasserstoffe** (LHKW; z.B. Lösungsmittel wie TRI und PER). Durch unsachgemäße Lagerung oder über Abwässer konnten diese Substanzen in den Boden gelangen. Durch eine meist schlechte Wasserlöslichkeit sowie eine meist höhere Dichte als Wasser können sie im Grundwasser (vorzugsweise an der Grundwassersohle) abgelagert werden.
- **Polychlorierte Biphenyle** (PCB), und **Chlorpestizide** (z.B., DDT, Lindan).

- **Schwermetalle** (u.a. Cu, Ni, As, Zn, Hg, Cr, Cd), die aus metallverarbeitenden Betrieben stammen können aber auch häufig in Auffüllungen mit Brandschutt anzutreffen sind.

Zur Gefährdungsabschätzung gibt es bundes- und länderspezifische Vorgaben. Gültig ist das **Bundesbodenschutzgesetz** bzw. die Verwaltungsvorschrift zum **Bundesbodenschutzgesetz**, in der Prüfwerte und Maßnahmewerte für einige Stoffe bzw. Stoffgruppen angegeben werden. Aufgabe des BBodSchG ist der Schutz des Bodens hinsichtlich verschiedener Wirkungspfade (z.B. Schadstoffübergang Boden – Mensch; Boden – Grundwasser). In Bayern wird für die Abschätzung des Gefährdungspotenzials von Boden- und Grundwasserverunreinigungen ein Merkblatt des Landesamtes für Wasserwirtschaft (**LfW-Merkblatt 3.8-1**) herangezogen. Darin sind für Bodenbelastungen, Bodenluftbelastungen und Grundwasserbelastungen Grenzwerte angegeben, bei deren Überschreitung Maßnahmen (Beobachtung, weitere Erkundung oder Sanierung) angegeben sind.

### **Beseitigung von Belastungen**

Werden Belastungen im Boden oder im Grundwasser festgestellt, hängt es von der Stärke der Belastung ab, ob eine Sanierung des Schadens erforderlich ist. Die Sanierungsart hängt wiederum von der Ausdehnung des Schadens, der Art der Kontaminanten, sowie der wirtschaftlichen Vertretbarkeit ab. Beispiele von Sanierungsverfahren sind:

- **Bodenaustausch** bei Bodenbelastungen (z.B. durch Überfüllschäden von Erdtanks, im Bereich von Tankstellen). Der kontaminierte Boden wird bis in eine Tiefe ausgebaut und entsorgt, bis keine Grenzwertüberschreitungen in der Sohle festgestellt werden. Da bei dieser Methode die Quelle für mögliche Grundwasserverunreinigungen entzogen wird, handelt es sich um eine direkte und nachhaltige Sanierung. Der angefallene Boden kann entsorgt oder einer Reinigung unterzogen werden (biologische Reinigung, Klassieren und Gewinnung einer hochkontaminierten und gering kontaminierten Kornfraktion etc.).
- **Grundwassersanierung im Pump-and-Treat-Verfahren.** Kontaminiertes Grundwasser wird über Sanierungspegel entnommen, gereinigt und anschließend wieder versickert. Je nach Schadstoffzusammensetzung kann eine Reinigung z.B. über Aktivkohle erfolgen (Anlagerung von Substanzen an Aktivkohle, oder bei leichtflüchtigen Bestandteilen (LHKW, BTEX) über Ausblasen mit Luft (Strippen).
- **Funnel-and-Gate-Systeme.** Dabei wird kontaminiertes Grundwasser gefaßt (durch in den Boden eingebaute Schmal- oder Spundwände und durch ein „Gate“ geleitet. Im „Gate“ (Doppelwand) befinden sich reaktive Substanzen (zur Oxidation/ Reduktion und damit chemischem Umbau von Schadstoffen) oder Aktivkohle zur Adsorption von Schadstoffen.

Da zunehmend festgestellt wird, daß Grundwassersanierungen einen nicht vertretbaren wirtschaftlichen Aufwand erfordern, eine lange Sanierungszeit zu erwarten ist und ein Sanierungserfolg nicht gesichert ist, geht man zu-

nehmend dazu über, eine Überwachung des Schadens durchzuführen und auf den natürlichen Abbau (Verdünnung, mikrobiologischer Abbau) zu setzen, falls von der Kontamination keine unmittelbare Gefahr ausgeht („**Monitoren Naturell Attenuation**“).

Geht von einem Kontaminationsherd eine unmittelbare Gefahr aus, und ist eine unmittelbare Sanierung aus wirtschaftlichen Gründen nicht vertretbar (z.B. bei Altdeponien), können **Sicherungsmaßnahmen** oder **Abwehrmaßnahmen** durchgeführt werden. Beispiele sind:

- **Einspunden** von Schadstoffen zur Verhinderung von Grundwasserzutritt oder Grundwasseraustritt.
- **Versiegeln** (Abdichten) von kontaminierten Flächen zur Verhinderung eines Zutrittes von Sickerwasser (z.B. nachträgliche Abdichtungen bei Altdeponien).
- **Immobilisierung** von Schadstoffen im Untergrund durch Zement- oder Wasserglasinjektionen.



**Literaturangaben**

BRINKMANN & ZEIL, 1984. Abriß der Geologie, 1. Band: Allgemeine Geologie. 13. Auflage. Enke-Verlag, 276 S.

HENNINGSEN, D., 1981. Einführung in die Geologie der Bundesrepublik Deutschland. Enke-Verlag, 132 S.

HÖLTING, B., 1996. Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. 5. Auflage. Enke-Verlag, 441 S.

MALTMAN, A., 1992. Geological Maps – An Introduction. John Wiley & Sons, 184 S.

MATTHES, S., 1993. Mineralogie: Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 4. vollst. überarb. Auflage. Springer-Verlag.

PRINZ, H., 1991. Abriß der Ingenieurgeologie. Enke-Verlag, 466 S.

RICHTER, D., 1989. Ingenieur- und Hydrogeologie. Walter de Gruyter, 579 S.

STANLEY, S.M., 1994. Historische Geologie. Spektrum akademischer Verlag, 632 S.