

de Gruyter Lehrbuch
Dieter Richter
Allgemeine Geologie

Dieter Richter

Allgemeine Geologie

4., verbesserte und erweiterte Auflage



Walter de Gruyter · Berlin · New York 1992

Autor

Dr. Dieter Richter

Professor für Allgemeine Geologie, Ingenieur- und Hydrogeologie
an der Fachhochschule Aachen
sowie apl. Professor für Geologie und Paläontologie
an der Universität Frankfurt/Main

Mit 210 Abbildungen und 21 Tabellen

Die Deutsche Bibliothek – CIP-Einheitsaufnahme

Richter, Dieter:

Allgemeine Geologie / von Dieter Richter. – 4., verb. und erw.

Aufl. – Berlin ; New York : de Gruyter, 1992

(de-Gruyter-Lehrbuch)

ISBN 3-11-010416-4

© Copyright 1992 by Walter de Gruyter & Co., Berlin 30. Alle Rechte, insbesondere das Recht der Vervielfältigung und Verbreitung sowie der Übersetzung, vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf in irgendeiner Form (durch Photokopie, Mikrofilm oder ein anderes Verfahren) ohne schriftliche Genehmigung des Verlages reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Printed in Germany.

Satz und Druck: Druckerei Tutte, Salzweg. – Bindung: Dieter Mikolai, Berlin.

Inhalt

Vorwort zur 4. Auflage	IX
Einleitung	XI
A. Bau, Physik und Stoff des Erdkörpers	1
I. Der Planet Erde	1
II. Oberflächengestalt	4
III. Aufbau und Zusammensetzung	6
IV. Wärme	13
V. Chemischer Stoffbestand	15
VI. Minerale und Gesteine	16
VII. Geologische Zeitrechnung	26
B. Exogene (außenbürtige) und endogene (innenbürtige) Vorgänge	33
I. Der Kreislauf der Stoffe	33
II. Die Gestaltung der Erdoberfläche durch exogene Kräfte	36
1 Das Geschehen in der Lufthülle der Erde	36
2 Die Wasser-Zirkulation und -Bewegung in den Ozeanen	40
3 Die Klima-Bereiche	44
3.1 Der nivale Bereich	44
3.2 Der humide Bereich	45
3.3 Der aride Bereich	46
4 Exogene Vorgänge auf dem Festland	46
4.1 Verwitterung – Böden und ihre Bildung	46
4.1.1 Physikalische Verwitterung	46
4.1.1.1 Thermische Verwitterung	46
4.1.1.2 Frost-Verwitterung	47
4.1.1.3 Salz-Verwitterung	48
4.1.1.4 Verwitterung durch Schwelldruck von unverfestigten Ton-Gesteinen	49
4.1.1.5 Verwitterung durch Wind	49
4.1.2 Biologisch-physikalische Verwitterung	49
4.1.3 Chemische Verwitterung	49
4.1.3.1 Hydratationsverwitterung	50
4.1.3.2 Lösungsverwitterung	51
4.1.3.3 Kohlensäure-Verwitterung	52
4.1.3.4 Rauchgas-Verwitterung	53
4.1.3.5 Verwitterung der Silicate durch Hydrolyse	53

4.1.3.6	Oxidationsverwitterung	56
4.1.4	Biologisch-chemische Verwitterung	57
4.1.5	Böden und ihre Bildung	58
4.2	Abtragung, Transport und Sedimentation	62
4.2.1	Die unmittelbare Wirkung der Schwerkraft auf Gesteine	62
4.2.2	Das Wasser auf dem Festland	64
4.2.2.1	Das fließende Wasser und seine geologische Wirkung	65
4.2.2.1.1	Der Regen	65
4.2.2.1.2	Der Fluß	67
4.2.2.1.3	Grundwasser und Quellen	74
4.2.2.1.4	Karst-Erscheinungen	81
4.2.2.2	Geologische Wirkung der Seen	85
4.2.2.3	Geologische Wirkung des Eises	87
4.2.2.3.1	Schnee und Lawinen	87
4.2.2.3.2	Geologische Tätigkeit der Gletscher	88
4.2.2.3.3	Periglaziäre Vorgänge	94
4.2.2.4	Geologische Wirkung des Windes	95
5	Exogene Vorgänge im Meer	98
5.1	Wirkung von Wellen und Brandung in der Küsten-Region	98
5.2	Die Flachsee-Region	102
5.3	Die pelagische Region	106
6	Sedimente und Sedimentgesteine	109
6.1	Diagenese	109
6.2	Schichtung	112
6.3	Klastische Sedimente (Trümmergesteine)	118
6.3.1	Psephite	118
6.3.2	Psammite	120
6.3.3	Pelite	121
6.3.4	Trümmererze	123
6.4	Chemische Sedimente	123
6.4.1	Kalke und Dolomite (Carbonate)	123
6.4.2	Salz-Gesteine (Evaporite)	125
6.5	Biogene (organogene) Sedimente (Biolithe)	128
6.5.1	Fossil-Kalke	128
6.5.2	Kiesel-Gesteine	128
6.5.3	Phosphorite	129
6.5.4	Kohlen-Gesteine	129
6.5.5	Erdöl und Erdgas	132
III. Die Gestaltung der Erdkruste durch endogene Kräfte		137
1	Tektonik	137
1.1	Epirogenese	137

1.2	Meeresspiegel-Schwankungen	140
1.3	Tektogenese	141
1.3.1	Die tektonischen Lagerungsformen der Gesteine	142
1.3.1.1	Biege-Erscheinungen	143
1.3.1.1.1	Flexuren	144
1.3.1.1.2	Beulen (Dome)	144
1.3.1.1.3	Falten	145
1.3.1.2	Schieferung, Schiefrigkeit und Linear	155
1.3.1.3	Bruch-Erscheinungen	159
1.3.1.3.1	Klüfte	159
1.3.1.3.2	Spalten	160
1.3.1.3.3	Verschiebungsbrüche	161
1.3.1.3	Gefügekundliche Arbeitsmethoden	172
1.3.2	Gebirgsbau-Typen	174
1.3.2.1	Das Falten- und Deckengebirge	174
1.3.2.2	Das Bruchfalten-Gebirge	178
1.3.2.3	Das Blockgebirge	179
1.3.2.4	Salztektonik	180
2	Magmatismus	183
2.1	Vulkanismus	183
2.1.1	Linearvulkane (Decken- oder Plateauvulkane)	187
2.1.2	Zentralvulkane	189
2.1.2.1	Schildvulkane (Zentrale Lava-Vulkane)	189
2.1.2.2	Schichtvulkane	189
2.1.3	Lockerstoff-Vulkane	192
2.1.4	Gasvulkane	194
2.1.5	Untermeerische Vulkane	195
2.1.6	Vulkanische Förderprodukte	196
2.1.7	Subvulkanismus	198
2.1.8	Postvulkanische Erscheinungen	199
2.2	Plutonismus	200
2.2.1	Form und innere Struktur der Plutone	200
2.3	Magma, Magmatite, Magmatische Sippen und Magmatische Lagerstätten	206
2.3.1	Das Magma	206
2.3.1.1	Beschaffenheit des Magmas	206
2.3.1.2	Abkühlung des Magmas	206
2.3.2	Magmatite (Erstarrungsgesteine)	213
2.3.2.1	Gefüge der Magmatite	215
2.3.2.2	Einteilung der Magmatite	218
2.3.2	Magmatische Sippen	221
2.3.3	Magmatische Lagerstätten	222
3	Metamorphose (Gesteinsumwandlung)	226

3.1	Die Regionalmetamorphose	227
3.2	Die Kontaktmetamorphose	235
3.3	Metamorphite (Metamorphe Gesteine)	238
4	Granitisation und Anatexis (Gesteinsmobilisation)	240
IV.	Geologie und Geophysik	244
1	Schwere, Isostasie und Gravimetrie	244
2	Erdbeben und Sprengseismik	248
3	Magnetik und Paläomagnetismus	255
4	Geoelektrik	260
V.	Das geotektonische Geschehen	261
1	Geotektonische Hypothesen	261
1.1	Ältere geotektonische Hypothesen	261
1.2	Die Neue Globaltektonik: die Plattentektonik	263
1.3	Hypothese des Mantel-Diapirismus	283
2	Die Orogenese (Gebirgsbildung)	283
2.1	Die Orogenese auf der Grundlage der klassischen Geosynklinal-Lehre	284
2.1.1	Der Ablauf der Orogenese von Gebirgen mit Geosynklinal-Stadium	284
2.1.2	Gebirge nicht-geosynklinaler Herkunft	291
2.2	Die Orogenese auf der Grundlage der Plattentektonik	292
3	Die geotektonische Gliederung der Erdoberfläche	298
VI.	Der Mensch als geologischer Faktor	303
	Weiterführende Literatur	306
	Wörterklärungen	307
	Sachregister	316
	Quellenverzeichnis der Abbildungen	349

Vorwort zur 4. Auflage

Das vorliegende Buch ist die 4., erheblich erweiterte Auflage der bisher in der Sammlung Götschen erschienenen „Allgemeinen Geologie“. Es soll den interessierten Kreisen, insbesondere den Studenten des Haupt- und Nebenfaches Geologie eine moderne, allgemein verständliche Darstellung der Allgemeinen Geologie an die Hand geben. Sie schließt sich der weithin vertrauten und bewährten Stoffgliederung an, um die Verwendung des vorliegenden Buches unabhängig vom Studienort und der Fachrichtung zu ermöglichen. Eine Worterklärung der wichtigsten Fachausdrücke findet der Leser am Ende des Buches.

Meinem Mitarbeiter am Geologischen Department der Fachhochschule Aachen, Herrn W. Voigt, danke ich für technische Mitarbeit. Ferner gilt mein Dank Frau S. Kohs für die Erstellung des Sachregisters und meiner Ehefrau Claire für ihre Hilfe bei den Korrekturen.

Aachen, im Januar 1992

Professor Dr. Dieter Richter

Einleitung

Das Erscheinungsbild der Erde ist das Ergebnis einer langen und wechselvollen Entwicklung, die auch heute immer noch nicht abgeschlossen ist. Die Geologie stellt daher sowohl eine historische als auch gegenwartsbezogene Naturwissenschaft dar. Die *Historische Geologie* erforscht die Veränderungen der Erde, insbesondere ihrer Kruste, die sich nicht während der Dauer eines Menschenlebens beobachten lassen, sondern sich über Jahrmilliarden erstrecken. Die erdgeschichtliche Forschung bedarf vor allem der Urkunden und Zeugnisse, um die Begebenheiten der Vergangenheit aufzudecken. Solche Urkunden früherer Zeiten sind die Gesteine, aus denen sich die Erdkruste zusammensetzt, und die Fossilien, d. h. versteinerte Reste meist ausgestorbener Tiere und Pflanzen. Zum Erfahrungsstoff der Historischen Geologie trägt daher im hohen Maße die *Paläontologie* bei, die als eigene Wissenschaft die Fossilien beschreibt und ordnet und so die Biologie um die Kenntnis vieler und langer Entwicklungsreihen vorzeitlicher Lebewesen erweitert. Ihre Wechselbeziehungen zur Geologie sind dabei so eng, daß keiner der beiden Wissenszweige ohne den anderen auskommt. Aufgabe der *Stratigraphie* ist es, die abgelagerten Gesteinsschichten zu beschreiben sowie nach ihrer Entstehungsabfolge zu ordnen und hinsichtlich ihrer Bedeutung für die Vorzeit zu entziffern. Die geologische Untersuchung bestimmter, abgegrenzter Gebiete (Kontinente und Länder) wird von der *Regionalen Geologie* wahrgenommen. Die *Angewandte Geologie* beschäftigt sich mit nutzbaren Stoffen, wie Wasser-Vorkommen und Lagerstätten jeder Art (Erdöl, Kohle, Salze, Erze, Steine und Erden), oder der technischen Beherrschung der geologischen Umwelt (Baugrund, Erdarbeiten, Verkehrsbauten, Fels- und Tunnelbau, Talsperren sowie Müll-Deponien).

Die Grundlage für alle diese Teilgebiete stellt die *Allgemeine Geologie* dar. Sie ist die Lehre von den Baustoffen und -prinzipien der Erde, insbesondere ihrer Kruste, von den Vorgängen, die sich auf ihr und in ihr vollziehen und vollzogen haben und von den Kräften, welche diese Veränderungen bewirken. Ihr Ziel ist die Erkenntnis bzw. Ableitung allgemeingültiger, den Geschehensablauf bestimmender Gesetzmäßigkeiten, d. h. die Anwendung von Gesetzen der exakten Naturwissenschaften, vor allem der Physik und Chemie, auf die geologischen Erscheinungen. Daher ist die Allgemeine Geologie mit ihren Nachbargebieten, der Mineralogie, der Petrologie, der Geophysik und Geochemie eng verflochten. Die *Mineralogie* ist die Lehre von den Mineralen, ihrer Zusammensetzung und Bildung; die *Petrologie* untersucht den Aufbau und die Entstehung der Gesteine. Die *Geophysik* befaßt sich mit den seismischen, gravitativen, magnetischen und thermischen Eigenschaften sowie dem physikalischen Aufbau der Erde. Die *Angewandte Geophysik* macht die geophysikalischen Erkenntnisse für das Aufsuchen von Lagerstätten und die Lösung von Problemen der Angewandten Geologie nutzbar. Die *Geochemie* erforscht Stoffbestand und -wechsel der Erde. Bei dem Werdegang eines Landschaftsbildes ergibt sich eine enge Verflechtung der Allgemeinen Geologie mit der *Geographie*.

Die größte didaktische Schwierigkeit für den Anfänger ist die Einsicht, daß die Erde kein starrer Körper ist, sondern das Ergebnis einer ständigen Veränderung, die noch heute weitergeht. Eine unmittelbare Beobachtung dieser verändernden Vorgänge ist nur in seltenen Fällen möglich, da sich die meisten unvorstellbar langsam vollziehen. Rasche Veränderungen wie Bergstürze, Sturmfluten, Vulkan-Ausbrüche und Erdbeben mit ihren Begleiterscheinungen treten zwar häufig auf, bleiben jedoch Einzelercheinungen der Allgemeinen Geologie von kleinstem Zu- und Ausschnitt. Je größer und gestaltreicher zeitlich und regional gesehen der Ausschnitt wird, desto mehr rückt er in das Gebiet der Historischen (oder Regionalen) Geologie. Insofern ist die Grenze zwischen der Allgemeinen Geologie als exakter Naturwissenschaft und der beschreibenden geschichtlichen Beobachtung fließend und eine Frage der Arbeitsziele.

Zwei große Energie- und Kräftegruppen bestimmen in ständiger Wechselwirkung den Ablauf aller Erscheinungen auf und in der Erde und führen zu einem fortwährenden Kreislauf der Stoffe (s. Abb. 13). Die außenbürtigen Kräfte (exogene Dynamik) sind kosmischen Ursprungs, während die innenbürtigen Kräfte (endogene Dynamik) in der Erde selbst wirken. Wenn auch die Einzelbeträge all dieser Kräfte in der Gegenwart gering sein mögen, so führen sie doch im Laufe der langen geologischen Zeiten zu bedeutenden Veränderungen an der Erdoberfläche.

A. Bau, Physik und Stoff des Erdkörpers

I. Der Planet Erde

Von den neun Planeten des Sonnensystems ist die Erde der fünftgrößte. Sie gehört zur Gruppe der inneren kleinen Planeten, die alle durch hohe Dichte und geringe Abplattung an den Polen gekennzeichnet sind. Vom Zentralgestirn des Gesamtsystems, der Sonne, werden unaufhörlich gewaltige Energiemengen in Form elektromagnetischer Wellen ausgesandt, von denen die Erde nur einen geringen Teil erhält. Dieser stellt jedoch ihre wichtigste Energiequelle dar, die Luft und Wasser in Bewegung hält und somit die Vorgänge der exogenen Dynamik (s. S. 36 ff.) ermöglicht.

Die Erde besitzt eine Oberfläche von $510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, ein Volumen von $1,083 \cdot 10^{12} \text{ km}^3$ und eine Gesamtmasse von $5,98 \cdot 10^{24} \text{ kg}$. Ihre mittlere Dichte läßt sich daraus mit $5,52 \text{ g/cm}^3$ berechnen. Da die Dichte an der Erdoberfläche nur $2,7 \text{ g/cm}^3$ beträgt und ihr größerer Teil von Wasser mit der Dichte 1 bedeckt ist, muß das Erdinnere entsprechend dichter sein (s. S. 8 f.). Der Äquator-Radius mißt 6378,26 km, der Pol-Radius 6356,912 km. Die Figur der Erde („*Geoid*“) nähert sich damit einem kugelähnlichen Rotationsellipsoid, dessen Abplattung nur $1/298$ des Äquator-Durchmessers beträgt. Die Auswertungen der Umlaufbahnen verschiedener Erdsatelliten führten zu dem überraschenden Ergebnis, daß das Geoid von dem durch vorstehende Zahlen gegebenen „idealen Rotationsellipsoid“ unregelmäßig abweicht, da seine Oberfläche ganz weitgespannte Verbiegungen, d. h. positive und negative Höhen-Abweichungen, zeigt, die mit der Verteilung der Kontinente und Ozeane nicht zusammenhängen. So ist beispielsweise die Erde – verglichen mit dem Ellipsoid – am Südpol um ca. 26 m „eingedrückt“ und am Nordpol um fast 20 m „ausgebeult“, d. h. sie hat die Form einer „Birne“. Diese Deformationen der Erdoberfläche sind vermutlich das Ergebnis von Massenverlagerungen im Erdmantel (s. S. 11 ff.).

Die Erde bewegt sich mit einer Geschwindigkeit von ca. 30 km/s auf einer nahezu kreisförmigen, etwa 940 Mio. km messenden Ellipse um die Sonne, die in einem der beiden Brennpunkte steht. Der mittlere Abstand Sonne–Erde beträgt 149,6 Mio. km; er ist Anfang Januar um 2,5 Mio. km geringer, Anfang Juli um 2,5 Mio. km größer. Die Erde rotiert um eine Achse, die gegen die Erdbahn um $66^\circ 33'$ geneigt ist, entgegengesetzt zum Uhrzeigersinn, wobei die Drehgeschwindigkeit am Äquator 465 m/s beträgt. Die Rotationsachse der Erde fällt nicht mit der Figurenachse zusammen, sondern bewegt sich auf einem Kegelmantel. Die Verlagerung der Rotationsachse bedingt dauernde

Polhöhenchwankungen, wobei die Polbahn jedes Jahr anders, und zwar spiralförmig verläuft.

Die Erde dreht sich in 24 Stunden um ihre Achse. In einer Umdrehung steckt die Energie von $6 \cdot 10^{25} \text{ J}^1$, was einer Sonneneinstrahlungsenergie auf die Erde von 40000 Jahren entspricht. Die Rotationsgeschwindigkeit nimmt um winzige, jedoch meßbare Beträge ab. Dies beruht auf einer Bremswirkung durch die Luft- und Wasserhülle sowie das Magnetfeld der Erde (s. unten). Größere Sonneneruptionen verlängern beispielsweise infolge ihrer Wirkung auf das irdische Magnetfeld die Umdrehungszeit um einige Millisekunden. Die ständige Bremswirkung aller dieser Faktoren hat zur Folge, daß der Tag in 100 Jahren um 1–2 Millisekunden länger wird.

Sonne, Mond und andere Himmelskörper wirken auf die Erde nicht nur durch Zustrahlung von Licht und Wärme, sondern auch durch *gravitative Anziehung* ein. Letztere ruft die Gezeiten der irdischen Wassermassen hervor. Die gezeitenbewirkende Kraft des Mondes beträgt $1,1 \cdot 10^{-6} \text{ N}^1$, der Sonne $0,5 \cdot 10^{-6} \text{ N}$. Auch der Erdkörper wird durch diese Anziehungskräfte deformiert, und zwar insbesondere entlang der Linie Erdschwerpunkt–Mond gestreckt und durchgewalkt. Die Festigkeit der Gesteine verhindert ein 100%iges Mitgehen mit der Gezeitenwelle, so daß die elastische Deformation an verschiedenen Orten unterschiedlich stark ist. Die Gezeitenschwingung beträgt beispielsweise in Köln ca. 50 cm.

Die *Schwerkraft* auf der Erde hängt von der Entfernung vom Erdmittelpunkt ab. Daher beträgt die Fallbeschleunigung am Äquator $9,78 \text{ m/s}^2$ und am Pol $9,82 \text{ m/s}^2$, d. h. sie ändert sich geringfügig mit der geographischen Breite. Örtliche Abweichungen des Schwerefeldes der Erde treten auf (s. S. 247f.).

Neben der Schwerkraft ist der *Erd-Magnetismus* eine bedeutende physikalische Erscheinung. Das magnetische Kraftfeld, dessen Entstehung bis heute noch nicht widerspruchsfrei gedeutet werden konnte, wird dadurch angezeigt, daß eine frei bewegliche Magnetnadel eine bestimmte Richtung einnimmt. Da gleichnamige Pole sich abstoßen, ungleichnamige sich aber anziehen, kann der auf der Nord-Halbkugel liegende Magnetpol als magnetischer Südpol bezeichnet werden und umgekehrt. Zwischen der Achse einer Magnetnadel und der geographischen N/S-Richtung besteht eine Abweichung. Sie wird als *magnetische Mißweisung* oder *Deklination* bezeichnet und beruht darauf, daß die magnetischen Pole nicht mit den Rotationspolen zusammenfallen und nicht einmal genaue Antipoden bilden. Linien gleicher Deklination, die *Isogonen*, und Linien gleicher Inklination (Winkel zwischen der Horizontalen und der Magnetnadel-Achse), die *Isoklinen*, verlaufen daher nicht parallel zu den Meridianen bzw. den Breitenkreisen, sondern weichen von diesen ab.

Das *erdmagnetische Feld* hat seinen Sitz zu 98 % im Inneren der Erde. Dieser Teil wird als *Innere Magnetfeld* bezeichnet. Die restlichen 2 % (*Äußeres Feld*) sind tägliche, jährliche oder noch längerfristige periodische Schwankungen, die ihre Ursache in elektrischen Strom-Systemen der Ionosphäre (s. S. 36) haben. Der größte Teil des Inneren Feldes läßt sich als Dipol betrachten, der im Erd-Mittelpunkt liegt und dessen

¹ $1 \text{ N} = 1 \text{ kg} \cdot \text{m/s}^2$; $1 \text{ J} = 1 \text{ Nm}$; $1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$; $1 \text{ bar} = 10^5 \text{ Pa}$

Achse z. Zt. $11,5^\circ$ gegen die Rotationsachse geneigt ist. Dieses theoretische Dipolfeld wird von *Anomalien* verschiedener Stärke und verschiedenen Ausmaßes (s. S. 257) überlagert. Das magnetische Feld an einem Punkt wird durch die Totalintensität und den Verlauf der Feldlinien beschrieben. In der absoluten Einheit der magnetischen Flußdichte, dem Tesla ($= 1 \text{ T}$), mißt das erdmagnetische Feld am Äquator $3 \cdot 10^{-5} \text{ T}$ und an den Polen $6 \cdot 10^{-5} \text{ T}$.

Richtung und Stärke des Inneren Feldes sind einer langsamen Änderung unterworfen (Säkularvariationen). Beispielsweise wandern die Zentren der regionalen Anomalien (s. S. 257) um $0,32^\circ/\text{a}$ nach Westen. Diese Westverlagerung geht offenbar darauf zurück, daß sich die Erdoberfläche etwas schneller dreht als der äußere Erdkern, der Hauptsitz des Magnet-Dipols (in ca. 1200 Jahren einmal mehr). Man schließt aus diesen Unterschieden in der Rotationsgeschwindigkeit auf horizontale Scherbewegungen im (Unteren) Erdmantel (s. S. 11).

II. Oberflächengestalt

Etwa 70,85 % der *Erdoberfläche* sind vom Meer bedeckt. Die Verteilung von Land und Wasser ist sehr ungleich. Im Norden lagern sich um das nördliche Eismeer die weiten Kontinentalbereiche Nordamerikas, Asiens und Europas. Nord- und Südamerika, Afrika, Vorderindien oder Grönland zeigen eine Dreiecksform, die in einer Spitze nach Süden zu ausläuft. Auffallend ist der übereinstimmende Verlauf der atlantischen Küsten Westafrikas und Ost-Südamerikas (s. S. 262). Der Erdteil Antarktis bildet einen ausgedehnten Kontinent im Bereich des Südpols. Von den großen Ozeanen wie Pazifik, Atlantik und Indik dringen Nebenmeere zwischen die Kontinentalblöcke. Diese Nebenmeere werden in *Mittelmeere*, welche die Kontinentalblöcke in Erdteile gliedern, und in *Randmeere* eingeteilt. Letztere lassen sich in Außenrand-Meere (wie z. B. Nordsee, Japanisches Meer) und Binnenmeere (z. B. Ostsee) untergliedern.

Gegenwärtig liegt die Oberfläche des Indischen Ozeans bei den Malediven 100 Meter zu tief und die des Pazifiks vor der Nordküste von Neuguinea um mehr als 70 Meter zu hoch. Bei Barbados befindet sich ein 50-Meter-Tief und ein 60-Meter-Hoch. Solche Abweichungen werden durch Veränderungen des außerirdischen Schwerefeldes, der Rotationsgeschwindigkeit der Erde und der Massenverteilung infolge der Plattentektonik (s. S. 267 ff.) verursacht.

Die *Hypsographische Kurve* (s. Abb. 1) veranschaulicht die vertikale Gliederung der Erdoberfläche. In ihr sind die Flächen, die von den einzelnen Höhen-Abstufungen der Kontinente und Tiefen-Abstufungen der Meere eingenommen werden, in Quadratkilometern ausgedrückt, graphisch dargestellt. Aus der Darstellung geht hervor, daß zwei Stufen, die *Kontinentalplattform* (*Kontinentaltafel*) und der *Tiefsee-Boden*, auffallend große Räume einnehmen, während Höhen über 1000 m (maximale Höhe: Mount Everest 8882 m) sehr selten sind. Die bei 1000 m beginnende Kontinentaltafel reicht noch bis zu einer Tiefe von 200 m unter den Meeresspiegel. Dieser vom Wasser bedeckte Teil wird *Schelf* oder *Festland-Sockel* genannt und noch zu den Kontinenten gerechnet. Der Untergrund der Nordsee gehört zum Schelf Europas, das Gelbe und das Ostchinesische Meer (mit der Insel Taiwan) bedecken den Schelf Ostasiens.

Der *Kontinentalhang* begrenzt die Schelfe und fällt bis etwa 4000 m ab. Es folgt die *Tiefsee*, deren ausgedehnte Flächen bis 5750 m unter NN reichen. Dem Tiefsee-Boden sitzen Berge und Hügel, die *Seamounts*, bis 20 km Breite und 1000 m Höhe auf. Bekannt sind die *Guyots*, die südlich Hawaii als basaltische submarine Tafelberge bis nahe 1000 m unter NN aufragen (s. S. 195). *Submarine Schwellen*, die sich über Tausende von Kilometern erstrecken, bestehen aus magmatischen Gesteinen, vorwiegend Basalt (s. S. 264). Die Schmelzen stiegen in tiefreichenden Bruch- und Dehnungszonen der Erdkruste empor (s. S. 265). Die bedeutendste submarine Schwelle ist der *Mittelatlantische Rücken*, der den gesamten Atlantik durchzieht und Höhenunterschiede von mehr als 3000 m besitzt. Auf ihm liegen Island, die Azoren, Ascension und andere Inseln. In den Mittelatlantischen Rücken ist ein 20 bis 50 km breiter und meist über 3000 m tiefer,

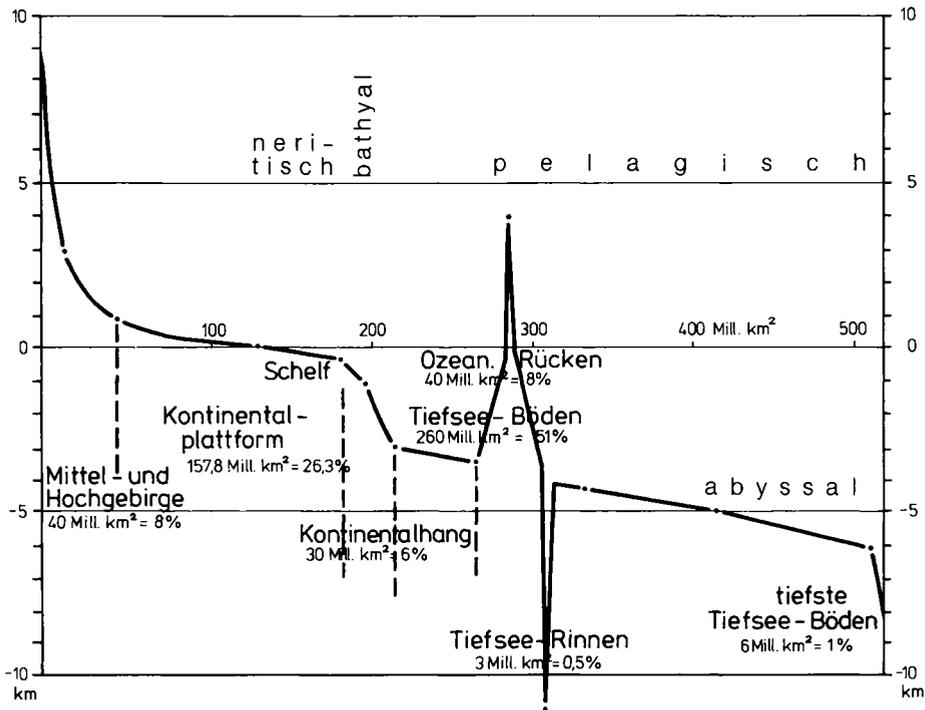


Abb. 1. Hypsographische Kurve der Erd-Oberfläche (nach LOUIS & FISCHER, geändert). Die Kurve gibt einen Überblick über die Flächen-Anteile der geomorphologischen Großstrukturen der Erde.

sedimentfreier *Zentralgraben (Scheitelgraben)* eingesenkt. Nach Osten und Westen leiten Schollentrepfen (s. S. 168) zum Tiefsee-Boden über.

Die größten Tiefen des Meeresbodens erreichen die *Tiefsee-Gräben* oder *-Rinnen*, so z. B. das *Emden-Tief* im Philippinen-Graben mit 10497 m unter NN und die tiefsten Bereiche des Marianen-Grabens mit 11034 m unter NN (*Vitjas-Tiefe*). Sie stellen verhältnismäßig schmale Senkungszone dar, die Hunderte oder sogar Tausende von Kilometern lang sind und sich im allgemeinen unmittelbar vor Kontinenten oder Inselbögen mit jungen Gebirgen hinziehen.

Die gemittelte Höhe der gesamten Landoberfläche beträgt 875 m ü. NN. Dabei hat Europa eine mittlere Höhe von 365 m, Afrika von 650 m und Asien von 920 m. Diese Werte sind nicht zufällig, sondern Ausdruck der geologischen Entwicklung der einzelnen Kontinentalbereiche im Verlauf der Erdgeschichte. Die mittleren Höhen entsprechen einem Gleichgewichtszustand im Kampf der innenbürtigen mit den außenbürtigen Kräften (s. S. 36 ff.).

III. Aufbau und Zusammensetzung

Der Aufbau der Erde ist konzentrisch-schalig. Die äußere Schale bildet die gasförmige *Atmosphäre*. Sie hat eine Mindesthöhe von 1000 km und ihre Dichte wird nach außen geringer, daher sind 90 % der Luftmassen in den untersten 20 km enthalten. Unter der Atmosphäre liegt der vom Wasser eingenommene Bereich, die *Hydrosphäre*, bzw. der höchste Teil der Erdkruste. Die tiefsten Schächte erreichen eine Tiefe von 3000 m, die tiefsten Bohrungen in den Vereinigten Staaten von 9700 m (Bertha Rogers) und in Nord-Rußland von 12000 m (Halbinsel Kola). Diese Tiefen sind nur unbedeutend im Vergleich zum Erdradius ($1/600$), so daß unmittelbare Beobachtungen über das Erdinnere nicht zur Verfügung stehen. Einen Einblick in tiefere Bereiche der Erdkruste bis zu 10–20 km Tiefe und deren Zusammensetzung gewähren nur Gesteine, die im Laufe von Gebirgsbildung und Abtragung an die Erdoberfläche gelangt sind.

Mit Hilfe geophysikalischer Methoden, insbesondere durch Auswertung der Laufzeiten von Erdbeben-Wellen lassen sich Aussagen über den Aufbau von tieferliegenden Teilen des Erdkörpers machen. Sprunghafte Änderungen der Geschwindigkeit von *P-Wellen* (s. S. 8) in bestimmten Tiefen sowie Berechnung und Reflexion (s. S. 255) an Unstetigkeitsflächen belegen das Vorhandensein eines Schalen-Aufbaues (s. Abb. 2).

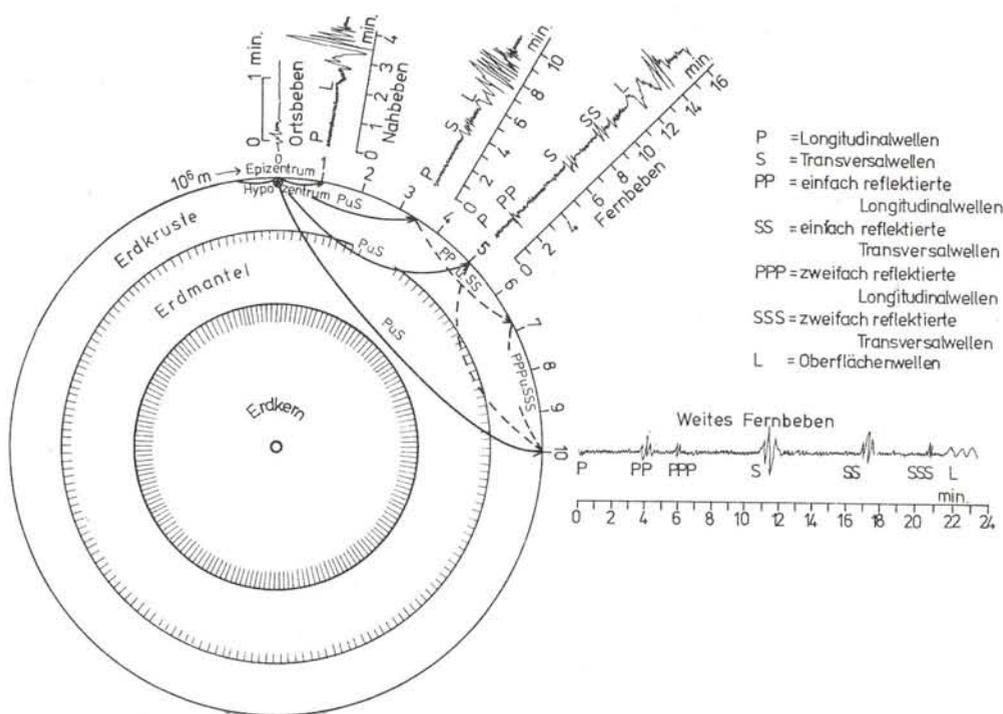


Abb. 2. Verlauf der Erdbeben-Wellen in der Erde und typische Laufzeit-Diagramme (Seismogramme) (nach SIEBERG, geändert).

Man unterscheidet Erdkruste, Erdmantel und Erdkern; die sich ihrerseits noch in weitere Schalen untergliedern lassen (s. Tab. 1).

Die *P-Wellen* (undae primae) kommen zuerst an. Sie nehmen ihren Weg als Longitudinalwellen mit hoher Geschwindigkeit quer durch den Erdkörper. Ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit hängt vom Gestein ab, das sie durchlaufen. Je härter und schwerer ein Gestein ist, um so höher ist ihre Geschwindigkeit.

Die *S-Wellen* (undae secundae) sind Transversalwellen, die den P-Wellen mit etwa halber Geschwindigkeit folgen. Die *L-Wellen* (undae longae) treffen zuletzt ein, da sie entlang der Erdoberfläche laufen. Nach der Art der speziellen Teilchenbewegungen lassen sich *Rayleigh-* und *Love-Wellen* unterscheiden.

Die *Erdkruste* läßt sich mit Hilfe der Laufzeit-Unterschiede von P-Wellen in zwei Stockwerke einteilen. Zum oberen gehört die Sedimentdecke, die nicht überall vorhanden ist. Darunter liegt das Grundgebirge, das dort, wo die Sedimentdecke abgetragen worden ist, so z. B. in den „Alten Schilden“ (s. S. 137), zutage tritt. Es besteht aus magmatischen (s. S. 213 ff.) und metamorphen Gesteinen (s. S. 238 ff.) mit hohem Silicium- und Aluminium-Gehalt. Man hat daher dieses Stockwerk der Kruste frühzeitig mit dem Kurzwort „*Sial*“ bezeichnet; heute verwendet man daneben auch die Begriffe *Oberkruste* oder *Kontinentale Kruste*. Da letztere im Stoffbestand weitgehend Gesteine von granitischer Zusammensetzung enthält, hat man sie auch *Granitische Schale* genannt. In ihr beträgt die Geschwindigkeit der P-Wellen 5,6–6,3 km/s. Ihre Dichte liegt bei 2,7 g/cm³. Die Dicke der Oberkruste mißt in den Kontinenten 10–30 km und schwillt unter den jungen Gebirgen sogar bis auf 50 km an (s. S. 244). In den ozeanischen Bereichen nimmt sie im Schelfgebiet ab und fehlt dann völlig, wenn nicht eine dünne Sedimentlage (bis zu 1 km) über dem Ozeanboden vorhanden ist.

Geschwindigkeit der P-Wellen und Dichte erhöhen sich an der Unterfläche der Oberkruste, der *Conrad-Diskontinuität*. Darunter liegt die *Unterkruste* oder *Ozeanische Kruste*, in der Silicium und Aluminium ab-, Magnesium sowie Eisen aber zunehmen und daher schwerere Gesteine vorliegen, die stofflich und physikalisch dem Basalt oder Gabbro (s. Tab. 13 a) entsprechen. Man hat diese Schale daher auch „*Sima*“ oder *Basaltische Kruste* bzw. *Gabbro-Schale* genannt. Unter den Ozeanen ist die Unterkruste 5–6 km mächtig. Sie schwillt unter den Kontinenten auf 15–20 km an, so daß ihre Unterfläche dort in durchschnittlich 30–35 km Tiefe liegt (s. Abb. 3, 4 u. 5). Diese Unterfläche erweist sich für die P-Wellen im allgemeinen als deutliche Unstetigkeitsfläche, die als *Mohorovičić-Diskontinuität* (kurz „*Moho*“) bezeichnet wird. Noch tiefer reicht die Moho unter den jungen Gebirgen (Gebirgswurzel). Hier bildet sie auch keine scharfe Diskontinuitätsfläche, sondern eine mehrere Kilometer breite Übergangszone.

Die Bohrung auf der Halbinsel Kola zeigt, daß dort die sehr hoch liegende Conrad-Diskontinuität keine Grenze zwischen basaltischen und granitischen Gesteinen, sondern die Basis einer ca. 4000 m mächtigen Zone von Mikrorissen in granitischen Gesteinen in ca. 9000 m Tiefe bildet. Durch die Risse-Bildung ist das Gefüge gelockert und dasselbe Gestein, das unter 9000 m Tiefe eine Dichte von 3,1 g/cm³ hat, weist oberhalb dieser Tiefe eine Dichte von 2,8 g/cm³ auf. Eine echte Gesteinsgrenze liegt hier also nicht vor.

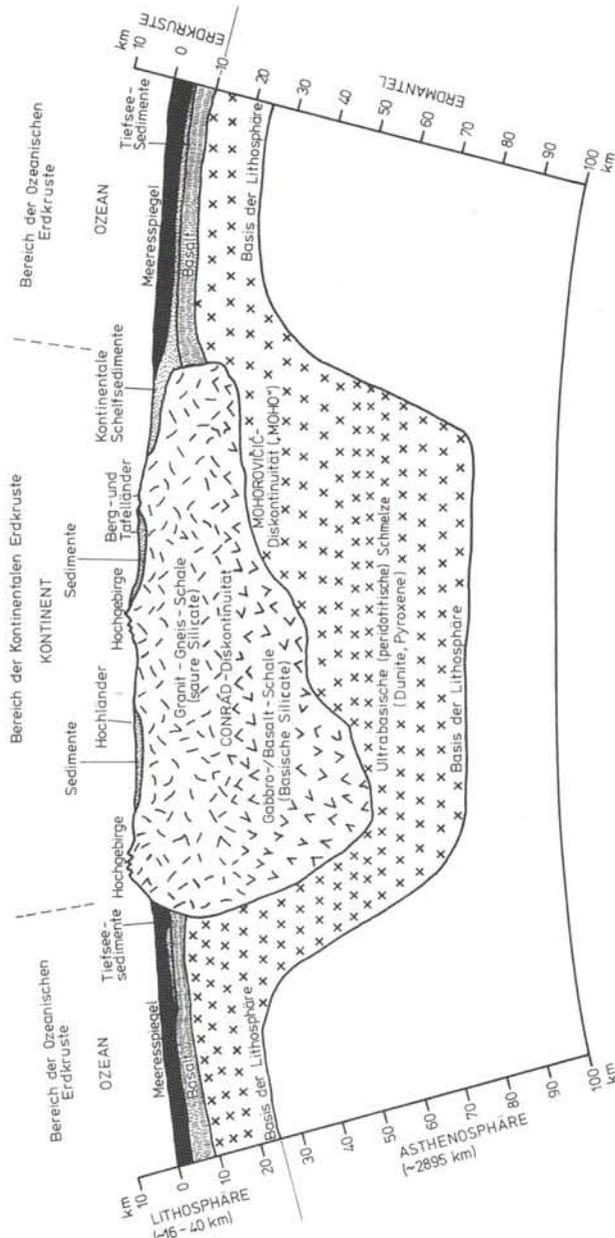


Abb. 3. Aufbau und Mächtigkeit der Lithosphäre unter den Kontinenten und Ozeanen (nach LESER & PANZER, geändert).

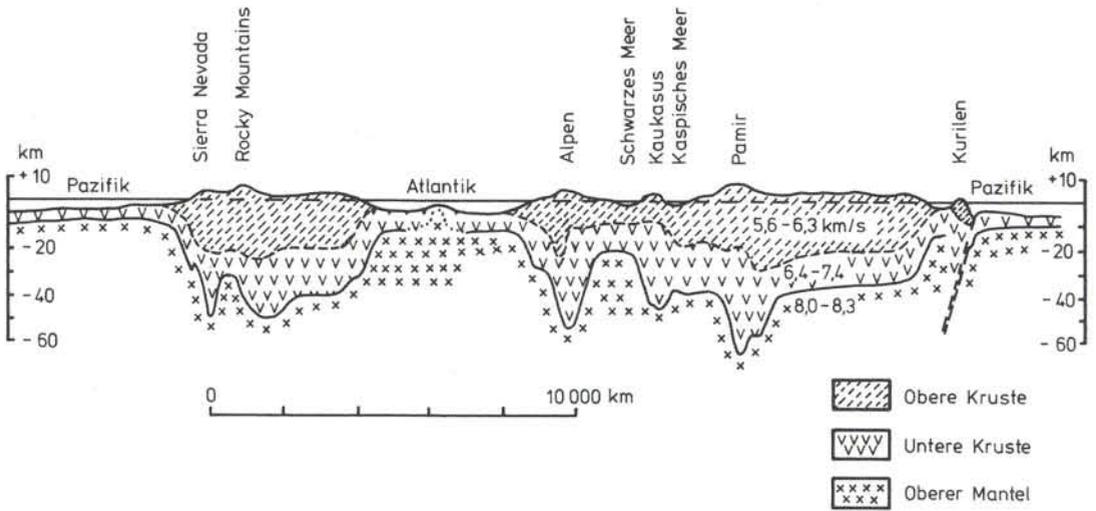


Abb. 4. Stark überhöhter West/Ost-Schnitt durch die Erdkruste entlang 45° nördlicher Breite. Dargestellt sind die Erdoberfläche, die Untergrenze der Oberkruste (Conrad-Diskontinuität), die Untergrenze der Kruste (Moho-Diskontinuität) sowie die durchschnittliche Geschwindigkeit der P-Wellen (nach BERCKHEMER, geändert).

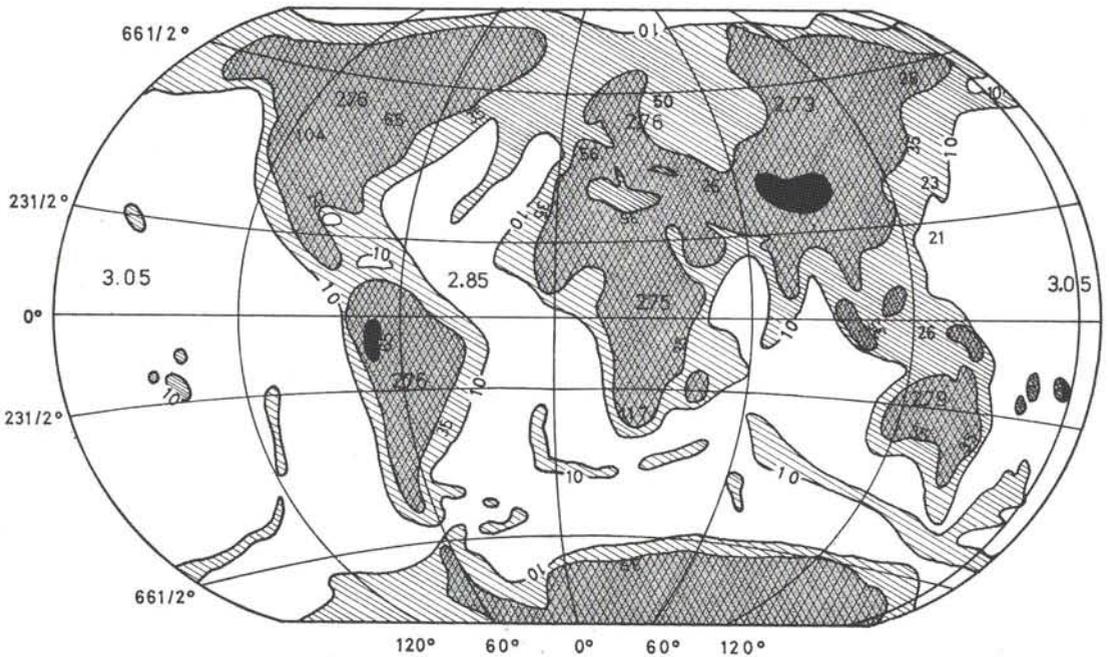


Abb. 5. Dicke der Erdkruste und Geothermische Tiefenstufe. Die Linien gleicher Dicke entsprechen 10, 35 und 65 km. Die fetten Zahlen mit Dezimalstellen geben die mittlere Dichte der Kruste für ganze Kontinente bzw. Ozeane, die übrigen Zahlen die Geothermische Tiefenstufe bestimmter Gebiete an.

Der *Erdmantel* läßt sich in drei Schalen aufgliedern. Der *Obere Mantel* dürfte im wesentlichen aus Silicaten von basaltisch-peridotitischer Zusammensetzung (s. Tab. 11 a) bestehen. In Tiefen zwischen 100 und 220 km tritt eine Geschwindigkeitsumkehr der P-Wellen in der *Gutenberg-Zone* auf, die unter den Ozeanen bereits bei 25 km Tiefe beginnt. Viele Forscher neigen dazu, hierfür vertikale und laterale Inhomogenitäten physikalischer und chemischer Natur infolge von Mantelströmungen (s. S. 267) als Ursache anzunehmen. In diesem Zusammenhang gewinnt die Tatsache Bedeutung, daß in der Gutenberg-Zone der Unterschied zwischen der dort herrschenden Temperatur (s. Tab. 1) und den Schmelztemperaturen silicatischer Gesteine im Vergleich zu anderen Bereichen des Mantels am geringsten ist. Dadurch können bei lokalen Temperaturerhöhungen Aufschmelzungen eintreten und Gesteinsschmelzen (s. S. 183 ff.) entstehen.

Der Obere Mantel bis zur Gutenberg-Zone wird mit der Erdkruste aus geomechanischen Gründen (s. S. 267) zur *Lithosphäre* (*Sklerosphäre*) zusammengefaßt. Die darunter (noch im Oberen Mantel) liegende Zone geringerer Materialfestigkeit heißt *Asthenosphäre*. Die Asthenosphäre steht mit der Lithosphäre im Massenaustausch, besonders an den mittelozeanischen Rücken (s. S. 265), wo Material der Asthenosphäre aufsteigt, abkühlt und zu Lithosphäre erstarrt (s. S. 267). Der umgekehrte Vorgang spielt sich in den Subduktionszonen ab (s. S. 267). Der unterste Teil des Oberen Mantels wird als *Mesosphäre* bezeichnet. In ihr sind noch Inhomogenitäten nachweisbar (*Benioff-Zonen* durch abtauchende Lithosphärenplatten, s. S. 272).

Im *Mittleren Mantel* steigt die Dichte auf $4,6 \text{ g/cm}^3$ an. Man erklärt diesen Sachverhalt durch den Übergang isochemischen Materials in eine dichtere Packung. So wird auch die starke Geschwindigkeitszunahme der P-Wellen mit Beginn des Mittleren Mantels dem Übergang in Hochdruck-Phasen zugeschrieben.

Im *Unteren Mantel* scheinen die Elemente und Verbindungen bereits Halbleiter-Eigenschaften zu besitzen, und die gute elektrische Leitfähigkeit dieser Schale dürfte auf freien Elektronen beruhen. Die Geschwindigkeit der P-Wellen steigt von der Gutenberg-Zone mit zunehmender Tiefe auf $13,6 \text{ km/s}$ an. In 2900 km Tiefe fällt sie auf $8,1 \text{ km/s}$ zurück, damit ist die Grenze gegen den Erdkern erreicht. An dieser, der *Wiechert-Gutenberg-Diskontinuität*, nimmt die Dichte auf $9,4 \text{ g/cm}^3$ zu.

Viele Forscher (BULLEN, HAALCK, ANDERSON) nehmen an, daß der Erdkern aus gediegenem Eisen und Nickel mit Beimengungen möglicherweise von Silicaten des Eisens und Magnesiums besteht. Diese Annahme eines metallischen Kerns und eines silicatischen Mantels der Erde wird durch Beobachtungen an Meteoriten unterstützt. Letztere zeigen als Trümmer anderer Himmelskörper beide Arten der Zusammensetzung. Beispielsweise treten Eisen-Meteorite aus Nickel-Eisen-Legierungen mit ca. 9% Ni und Stein-Meteorite aus Silicaten auf.

Transversalwellen gehen durch den Erdkern nicht hindurch. Da diese bekanntlich grundsätzlich keine Flüssigkeiten durchqueren, wird daraus geschlossen, daß äußere Teile des Erdkerns flüssig sind. Ob es sich dabei um eine echte Flüssigkeit von hoher Temperatur (s. S. 13), also eine Schmelze handelt, oder ob ein Aggregatzustand vorliegt, den man an der Erdoberfläche nicht kennt, ließ sich bisher nicht feststellen. Der innere Teil des Kerns, der anhand von Wellen-Laufzeiten vom äußeren unterschieden wird, kann einen festen Zustand besitzen.

Nach ANDERSON „friert“ an der Oberfläche des festen Inneren Erdkerns langsam, aber beständig reines Eisen aus dem darüberliegenden „Ozean“ flüssigen und verunreinigten Eisens des Äußeren Kerns an, da am Grund des „eisernen Ozeans“ ein so hoher Druck herrscht, daß dort Eisen trotz der hohen Temperatur in den festen Zustand übergeht. Durch diese Vorgänge soll der Innere Kern um ca. 1 cm/a wachsen. Die beim Erstarrungsprozeß freiwerdende Wärme soll Konvektionsströme im Äußeren Kern und damit das Magnetfeld der Erde erzeugen sowie weitere Konvektionsströme in aus geschmolzenem Gestein bestehenden Bereichen des Erdmantels verursachen (s. S. 267).

Der Erdkern ist keine Kugel, sondern seine Oberfläche weist nach Analysen von Erdbeben-Wellen Aufwölbungen und Einbuchtungen auf, die mit der Höhe des Mount Everest (s. S. 4) und der Tiefe des Marianen-Grabens (s. S. 5) vergleichbar sind. Unter solchen Stellen der Erdoberfläche, wo die Schwerkraft ansteigt, ist der Erdkern besonders stark aufgewölbt. Als Ursache für die unregelmäßige Form des Erdkerns kommen Vorgänge im Erdmantel in Frage, der aus verformbarem Gestein besteht. Dort, wo „kühles“ dichteres Gestein nach unten sinkt, bilden sich vermutlich die Einbuchtungen, während sich in den Bereichen, in denen heißes Mantelgestein aufsteigt, der Erdkern nach oben wölben kann. Andere Forscher vermuten gewaltige nach außen und innen gerichtete Strömungen im flüssigen Erdkern selbst als Ursache. Diese werden möglicherweise vom Magnetfeld der Erde und dessen Anomalien gesteuert.

Eine andere Hypothese (RAMSEY, NEUHAUS) besagt aufgrund moderner Hochdruck- und Hochtemperatur-Versuche, daß im Erdkern keine anderen Mineralarten als in der Kruste vorhanden sein müssen, sondern daß dort dieselben Minerale mit dichterem „metallischer“ Gitterbindung aufträten. Die Elektronen-Schalen der Atome seien unter dem hohen Druck zusammengebrochen. Dadurch würden die Atome auf kleinstem Raum zusammengedrängt und eine sprunghafte Zunahme der Dichte sei die Folge.

Allen Hypothesen über die Beschaffenheit des Erdinneren ist die Anerkennung des Schalenaufbaues gemeinsam; ihre Verschiedenheit zeigt jedoch, wie schwierig es ist, das physikalische Verhalten der Stoffe im Erdinneren unter den dort herrschenden p - T -Bedingungen abzuschätzen. So nimmt bereits der Druck in der Kruste um 270 bar pro Kilometer Gesteinsdecke zu. Der im Erdinneren herrschende Druck hängt eng mit der Dichte und mit der sich mit der Tiefe ändernden Schwerkraft zusammen. Bei Annahme einer sprunghaften Dichte-Zunahme müßte auch der Druck zum Erdkern hin un stetig ansteigen. Nimmt man an, daß dieser nur durch das Gewicht der überlagernden Gesteinsmassen bestimmt wird, läßt sich für das Erdinnere ein Druck von 3,5 Mbar errechnen.

Das Verhalten der Gesteine ist druckabhängig. In der Nähe der Erdoberfläche reagieren sie wie normale feste und großenteils wie spröde Körper. Mit zunehmender Tiefe, d.h. mit stetig größer werdenden Umschließungsdruck und zunehmender Temperatur, bewirkt das vorhandene Wasser zusammen mit dem hier zirkulierenden Gasen wie Methan und Kohlendioxid, daß selbst die härtesten Gesteine verformbar oder fließfähig („*duktil*“) werden. Dabei entstehen im Grenzbereich zwischen Ober- und Unterkruste (aber auch noch tiefer) Gleitflächen, auf denen ganze Gebirgszüge über viele Hunderte von Kilometern hinweg verschoben werden können.

IV. Wärme

Die Temperatur der Kruste nimmt pro 33 m Tiefe im Mittel um $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ zu, wie man aus Bohrungen, Schächten und Tunnelbauten weiß. Dieser *Temperatur-Gradient* ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$ bzw. $^{\circ}\text{C}/\text{km}$) oder sein reziproker Wert, die *Geothermische Tiefenstufe* ($\text{m}/^{\circ}\text{C}$), ist jedoch nicht überall gleich hoch, sondern hängt von radioaktiver Aufheizung², chemischen Prozessen in Kohle- und Erdöl-Revieren, vulkanischen Vorgängen, jungen Gebirgsbildungen sowie von der Wärme-Leitfähigkeit der Gesteine ab. Gute Wärmeleiter sind z. B. Salze, daher werden in Salzstöcken (s. S. 180) meist höhere Temperaturen festgestellt als in ihrer Umgebung. Großräumige Temperaturerhöhungen treten insbesondere während einer Regionalmetamorphose (s. S. 227 ff.) auf; solche „Wärmedome“ findet man z. B. im Tessin und in den Tauern. Der Temperatur-Gradient schwankt daher zwischen $90\text{ }^{\circ}/\text{km}$ (jungvulkanische Gebiete wie z. B. Schwäbische Alb und Toscana, s. S. 14) und $9\text{ }^{\circ}/\text{km}$ (in Südafrika). Im zweiten Wert kommt die seit der letzten Gebirgsbildung lange Ruhezeit zum Ausdruck, die für alle alten Landmassen charakteristisch ist (s. Abb. 5).

Mit zunehmender Krustentiefe wird der Temperatur-Gradient größer, die Temperatur nimmt rascher zu. Es gibt jedoch auch Beobachtungen, die das Umgekehrte zeigen. In 60 km Tiefe vermutet man im allgemeinen eine Temperatur von $1000\text{--}1200\text{ }^{\circ}\text{C}$, denn Diamanten, die Gesteinsschmelzen dieser Tiefe entstammen, wären bei höheren Entstehungstemperaturen zu Graphit geworden. Die Temperaturen tieferer Erdschalen sind nur schwer zu extrapolieren. Sicher ist, daß der im höchsten Krustenbereich ermittelte Temperatur-Gradient sich nicht mit gleichbleibendem Wert bis zum Erdmittelpunkt fortsetzt; es würden sich sonst dort Temperaturen von weit über $100\,000\text{ }^{\circ}\text{C}$ ergeben. Der Temperatur-Gradient muß also zur Tiefe hin abnehmen. Für den Erdkern nimmt man Werte von $3000\text{--}9000\text{ }^{\circ}\text{C}$ an, Temperaturen zwischen 3000 und $5000\text{ }^{\circ}\text{C}$ sind wohl am wahrscheinlichsten.

Man vermutet, daß die Wärme tieferer Schalen, insbesondere des Mantels, durch aufsteigende Schmelzmassen in Form von *Konvektionsströmen* (s. S. 267 ff.) nach oben transportiert wird. In der Kruste spielt dagegen Wärmeleitung die größere Rolle.

Zur vollständigen Erfassung der thermischen Verhältnisse an der Erdoberfläche ist neben der Angabe des Temperatur-Gradienten auch die Kenntnis des *Wärmeflusses* notwendig. Dieser wird gemessen in W/m^2 bzw. $\text{J}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ (das ist die Wärmemenge, die in einer Sekunde durch 1 m^2 der Erdoberfläche fließt). Aus den bisher vorliegenden *Wärmefluß-Messungen* ergibt sich ein Mittelwert von $6,3 \cdot 10^{-2}\text{ W}/\text{m}^2$. Die Beträge in den „Alten Schilden“ (s. S. 137) und den Ozeanbecken liegen unter dieser Zahl, die Werte in den jungen Gebirgszonen und küstennahen Ozean-Bereichen sowie in den mittelozeanischen Rücken liegen im allgemeinen darüber. Insgesamt besteht kein wesentlicher Unterschied im Wärmefluß-Wert zwischen Kontinenten und Ozeanen, woraus zu folgern ist, daß unter den Ozeanen die Temperatur stärker zunehmen muß als unter den Kontinenten.

² Eine bedeutende Wärmequelle bildet der radioaktive Zerfall der Elemente Uran, Radium, Thorium und Kalium. Sie sind insbesondere in granitischen Schmelzen zu finden.

Sehr genaue Messungen der jüngsten Zeit ergaben, daß in Europa zwei Gebiete mit hohem Wärmefluß vorliegen: die Ungarische Tiefebene zwischen Ostalpen, Dinariden und Karpaten sowie das toskanische Hügelland südwestlich vom Nordapennin (s. Abb. 6). Während der Wärmefluß in Ungarn maximal $12 \cdot 10^{-2} \text{ W/m}^2$ beträgt, erreichen die Werte in der Toscana weithin 16 bis $20 \cdot 10^{-2} \text{ W/m}^2$. Vermutlich handelt es sich um eine regionale Wärme-Konzentration im Zusammenhang mit der jungen Alpidischen Orogenese (s. S. 298).

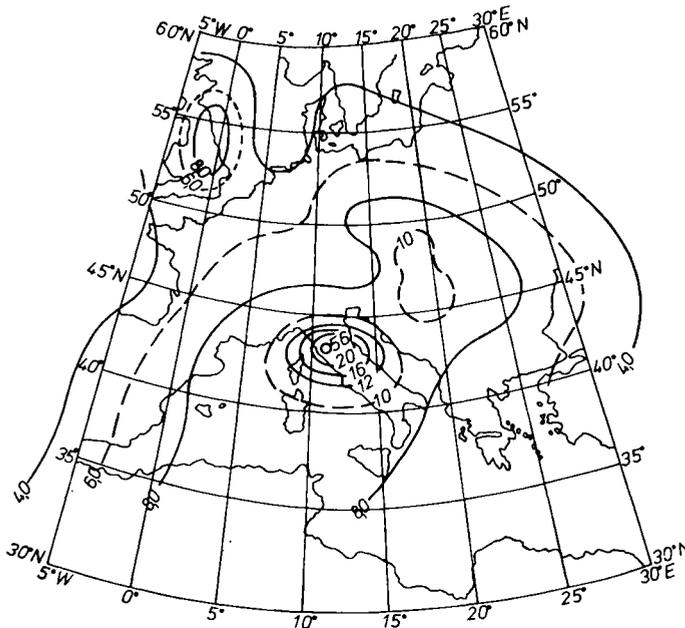


Abb. 6. Karte des Wärmeflusses in Europa (Äquidistanz-Linien $4 \cdot 10^{-2} \text{ W/m}^2$) (nach SCHEFFER, geändert).

Wirtschaftlich kann man die Erdwärme nur dann nutzen, wenn man mit mäßigem Bohr-Aufwand, in geringer Tiefe also, so hohe Temperaturen antrifft, daß das in diesen Tiefen vorhandene Wasser als Dampf austritt und so zur Stromerzeugung verwendet werden kann. Eine solche Gewinnung geothermischer Energie mittels Dampf-Kraftwerken erfolgt bereits in der Ungarischen Tiefebene und der Toscana sowie an verschiedenen Stellen in den Vereinigten Staaten. Je höher die Dampftemperatur ist, desto günstiger wird der Wirkungsgrad. Ohne vorhandenes Wasser als Transport-Medium für die Erdwärme aus den heißen Gesteinen des Untergrundes läßt sich diese heute noch nicht gewinnen. Wenn man heiße, trockene Gesteine anbohrt, kann man zwar theoretisch Wasser in das Bohrloch injizieren und es erhitzt wieder hochpumpen; jedoch befindet sich diese Möglichkeit der Erdwärme-Nutzung im „Hot Dry Rock“-Verfahren noch im Entwicklungsstadium und ist sehr teuer.

Ein hoher Wärmefluß ist auch oft in aktiven vulkanischen Gebieten vorhanden, so z. B. auf Island, wo heiße Quellen oder Dampf austritt. In solchen Gebieten kann man in geringer Tiefe, also mit bescheidenen Bohrkosten, Erdwärme hoher Temperatur fördern. Doch nur auf etwa einem Prozent der Erdoberfläche ist eine derartige „geothermale Edelenergie“ zu erschließen.

V. Chemischer Stoffbestand

Von den bisher bekannten Elementen spielen nur acht in und auf der Oberkruste (s. S. 8) eine ausschlaggebende Rolle. Sie sind nach ihrem Anteil in Gewichtsprozenten geordnet:

Sauerstoff	(O)	46,59 %
Silicium	(Si)	27,72 %
Aluminium	(Al)	8,23 %
Eisen	(Fe)	5,01 %
Calcium	(Ca)	3,63 %
Natrium	(Na)	2,85 %
Kalium	(K)	2,60 %
Magnesium	(Mg)	2,09 %

Mit fast 50 Gewichtsprozenten ist der *Sauerstoff* vorherrschend. Auf Volumenprocente umgerechnet, beträgt der Anteil des Sauerstoffes sogar 92,24 %. Dies bedeutet, daß die Oberkruste als eine Packung von Sauerstoff-Atomen erscheint, in welche die übrigen Atome mehr oder weniger regelmäßig eingelagert sind. Örtlich können seltene Elemente (Gold, Platin, Zinn, Kohlenstoff u. a.) besonders angereichert sein. Solche Anreicherungen bezeichnet man als *Lagerstätten*, wenn sie sich wirtschaftlich verwerten lassen. Auf Oxide umgerechnet, besteht die Oberkruste bis zu einer Tiefe von 16 km (10 Meilen) aus: 59,12 %, SiO_2 , 15,34 % Al_2O_3 , 5,08 % CaO , 3,84 % Na_2O , 3,81 % FeO , 3,49 % MgO , 3,13 % K_2O , 3,08 % Fe_2O_3 , 1,15 % H_2O , 1,05 % TiO_2 , 0,35 % CO_2 und 0,29 % P_2O_5 .

An zweiter Stelle folgt das Element Silicium. Die wegen der Stellung in der 4. Gruppe des Periodischen Systems dem Kohlenstoff analoge Fähigkeit zur Ketten- und Ringbildung der Si-Verbindungen führt zur petrographisch so bedeutungsvollen Mannigfaltigkeit der Silicat-Minerale (s. S. 21 ff.). Das an dritter Stelle folgende *Aluminium* spielt eine große Rolle bei der Zusammensetzung dieser Minerale.

Über die Zusammensetzung der tieferen Erdschalen gehen die Ansichten auseinander. Legt man für den Erdaufbau die Nickeleisenkern-Hypothese zugrunde sowie Beobachtungen über geochemische Sonderungsvorgänge in Analogie zu Hochofenprozessen, so ergäbe sich, daß der Mantel in seinem mittleren Teil aus Metallsulfiden besteht. Im Kern befänden sich außer Eisen und Nickel Edelmetalle wie Gold und Platin.

VI. Minerale und Gesteine

Nur wenige Elemente vermögen unter den chemischen Bedingungen, die an der Erdoberfläche vorliegen, ungebunden zu existieren; in der Regel treten sie als Verbindungen auf, wobei Oxide stark vorherrschen (s. S.15). Die aus Elementen und chemischen Verbindungen bestehenden *anorganischen Naturkörper* werden als *Mineralien* oder *Minerale* bezeichnet. Minerale sind im allgemeinen homogen, d. h. chemisch und physikalisch einheitlich beschaffen, wenn nicht Entmischung und Umwandlungen sowie Einschlüsse verschiedener Art die Homogenität herabsetzen. Man kann daher für jedes Mineral eine bestimmte *Dichte*, *Schmelztemperatur* und *chemische Formel* angeben. Die meisten Minerale bestehen aus Silicaten; bisher sind über 2000 Minerale bekannt geworden, von denen etwa 10 Dutzend wesentlichen Anteil am Aufbau der Gesteine haben und nur etwa 10 Grundtypen sind von ausschlaggebender Bedeutung (s. S. 21 ff.). Überwiegend sind sie kristallisiert; dann gehorcht die Anordnung der Bauelemente, der Atome, Ionen oder Moleküle, bestimmten geometrischen Gesetzen, d. h. sie sind in einem *Raumgitter* (*Kristallgitter*) angeordnet, was sich in entsprechenden physikalischen Eigenschaften und meist auch in einer gesetzmäßigen äußeren Gestalt, dem „*Kristall*“, ausprägt.

Der innere Aufbau der Kristalle ist durch die Durchleuchtung mit Röntgen-Strahlen bzw. Elektronen (Laue-Diagramm) inzwischen sehr genau bekannt. Diese Struktur-Untersuchungen erbrachten den Nachweis, daß man den Atomen bzw. Ionen je nach Element verschiedene Größen zuordnen muß, d. h., daß man sich die kleinsten Bauteile als Kugeln unterschiedlicher Größe vorstellen kann. Die Kristalle stellen (wie alle festen Körper) Packungen solcher Kugeln dar. Die einfachste Konfiguration ist diejenige dreier gleichgroßer Kugeln. Wenn diese sich berühren, bleibt ein kleiner Raum in ihrer Mitte frei. Soll er von einer weiteren Kugel ausgefüllt werden, die ihrerseits die drei großen berührt und deren Mittelpunkt in einer Ebene mit den Mittelpunkten der anderen liegt (s. Abb. 7 a), so läßt sich ihr Durchmesser leicht bestimmen. Beträgt beispielsweise der Durchmesser der großen Kugeln 1,0, so ist derjenige der kleinen 0,155. Dieser Fall liegt in der CO_3 -Gruppe vor, die u. a. im CaCO_3 (Calcit = Kalkspat) enthalten ist. Die (zweifach negativ geladenen) Sauerstoff-Ionen besitzen einen Radius von $1,32 \cdot 10^{-8}$ cm. Die Zentralkugel müßte demnach einen Radius von $0,2 \cdot 10^{-8}$ cm haben. In dieser Größenordnung liegt nun tatsächlich der Ionenradius des Kohlenstoffes, nämlich bei ca. $0,18 \cdot 10^{-8}$ cm.

Bei der nächsthöheren Gruppierung von vier Kugeln ist in der Mitte Platz für eine Kugel vom Radius 0,255 (s. Abb. 7 b). Bestehen diese aus Sauerstoff, so ergäbe sich für den Radius der mittleren Kugel $0,34 \cdot 10^{-8}$ cm. Eine solche Abmessung besitzt ungefähr das vierwertige positive Silicium-Ion mit einem Radius von 0,39. Das Radikal SiO_4^{4-} ist daher eines der häufigsten und stabilsten in der Oberkruste. Weil die Anziehungskräfte gleichmäßig von der gesamten Oberfläche des Si-Ions ausgehen, stehen die O-Ionen in gleichen Abständen zueinander. Die Verbindung ihrer Mittelpunkte ergibt einen Tetraeder (SiO_4 -Tetraeder = Vierflächner).

Eine noch größere Zentralkugel ist bei der Gruppierung von sechs Kugeln möglich. Hier würde der Radius, bezogen auf Sauerstoff, $0,547 \cdot 10^{-8}$ cm betragen. Eine solche Konfiguration ist die des AlO_6 -Oktaeders (= Achtfächner), z. B. im Korund

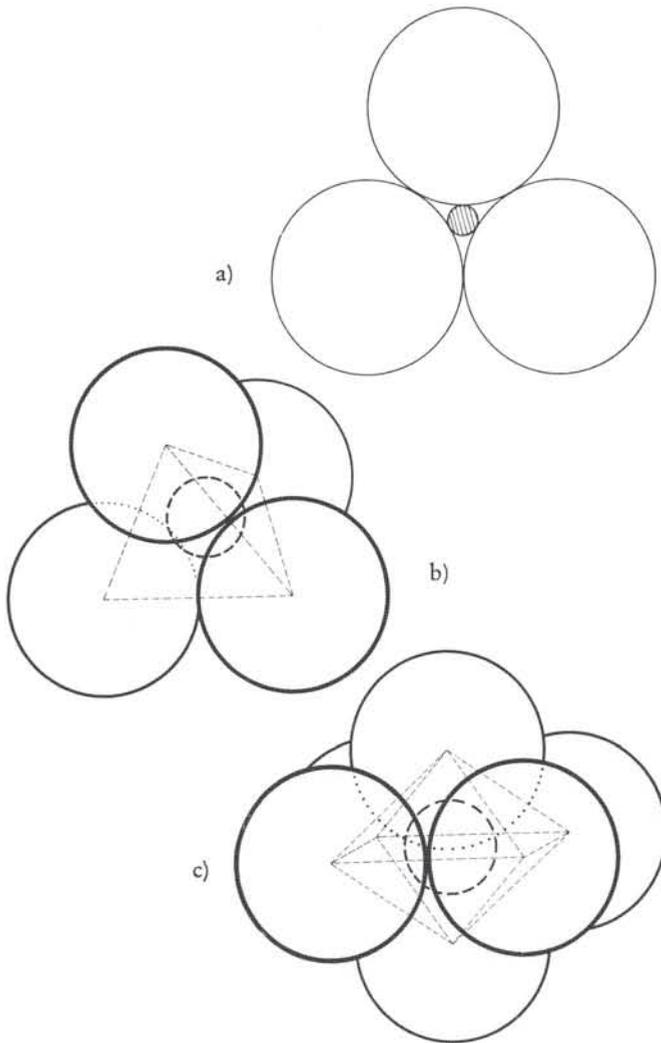


Abb. 7. Dichteste Kugelpackung von Atomen bzw. Ionen in a) Dreier-, b) Vierer- und c) Sechser-Gruppierung.

(s. Abb. 7c). Der Hexaeder (= Sechsfächner = Würfel) entsteht, wenn acht gleiche Kugeln das Zentral-Atom umgeben. Bei der letzten und höchsten Gruppierung ordnen sich zwölf Kugeln um die mittlere Kugel, die jetzt die gleiche Größe besitzt wie die umgebenden. Durch Verbindung der Mittelpunkte der zwölf Kugeln entsteht ein Rhombendodekaeder (= Zwölfflächner).

Diese Dreier-, Vierer- bis Zwölfer-Koordination bestimmt jeweils die Gitter-Anordnung und damit die *Kristall-Symmetrie*, wobei man unter letzterer die Wiederholung gleichartiger materieller und gedachter Einheiten (Punkte, Flächen, Spiegel-Ebenen u. a.) in einer geometrischen Periodizität versteht. Je nach ihrer chemischen Zusammen-

setzung zeigen Kristalle Formen mit bestimmten Symmetrie-Verhältnissen. Kristalle mit gemeinsamen Symmetrie-Elementen werden einer *Kristall-Klasse* zugeordnet. Insgesamt gibt es 32 Kristall-Klassen. Sie werden durch sieben verschiedene kristallographische Achsenkreuze charakterisiert. Diese sieben Systeme bezeichnet man als kubisch, hexagonal, trigonal-rhomboedrisch, tetragonal, rhombisch, monoklin, triklin (s. Abb. 8).

Die Winkelbeziehungen zwischen den Kristallflächen sowie die optischen Eigenschaften bieten (neben anderen Methoden) die Möglichkeit, die betreffenden Minerale zu bestimmen, d. h. mit Hilfe der geometrischen Anordnung eines kristallisierten Minerals seinen stofflichen Aufbau festzustellen. Diese mineralogische Untersuchung ersetzt und übertrifft sogar die chemische Analyse.

Verschiedene Kristalle haben die Tendenz, gesetzmäßig miteinander zu verwachsen und *Zwillinge* zu bilden. Dies geschieht nach bestimmten Achsen oder Flächen des Kristalls (z. B. Schwalbenschwanz-Zwillinge beim Gips, s. Abb. 11i). Zwillinge sind allgemein durch einspringende Winkel gekennzeichnet.

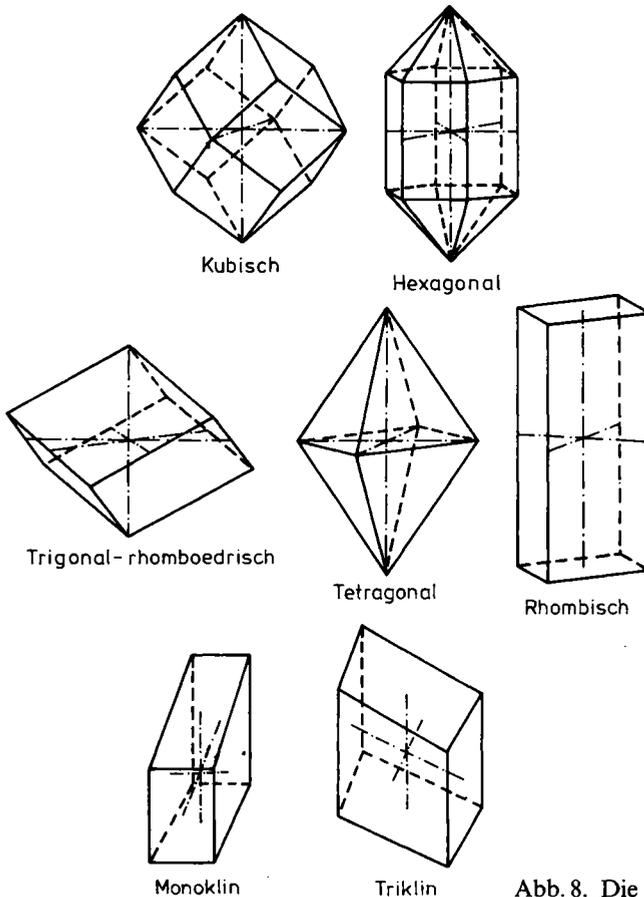


Abb. 8. Die sieben Kristall-Systeme.

Im Gestein selbst hat nicht jedes Mineral die ihm zugehörige Kristallform. In einer Gesteinsschmelze (s. S. 206 ff.) können sich z. B. beim Abkühlen die zuerst ausscheidenden Minerale frei entwickeln: Sie besitzen ihre Eigengestalt und man nennt sie daher *idiomorph* (eigengestaltig). Die später kristallisierenden werden durch die Erstausscheidungen behindert, sie können deshalb ihre Eigengestalt nicht ausbilden. Man nennt sie *xenomorph* (fremdgestaltig). Die xenomorphen Minerale dürfen jedoch nicht verwechselt werden mit jenen trauben- oder nierenartigen Formen von gelartiger Entstehung, die man als *amorph* (ungestaltig) bezeichnet. Die amorphen Minerale zeigen nicht wie die kristallinen mit der Richtung wechselnde physikalische Eigenschaften (*Anisotropie*), sondern diese sind nach allen Richtungen gleich (*Isotropie*). Der amorphe Zustand ist instabil, daher versuchen alle amorphen Minerale im Laufe der Zeit in den kristallinen überzugehen, wobei sie ihre äußere Form beibehalten.

Neben der Kristallform sind zur Charakterisierung und Bestimmung eines Minerals am besten die physikalischen Eigenschaften geeignet, vor allem die Spaltbarkeit, die Dichte, die Härte und einige optische Merkmale (Brechung, Glanz, Farbe und Strich).

Viele Minerale lassen sich nach einer oder auch mehreren Richtungen besser trennen als nach anderen; ein solches Verhalten nennt man *Spaltbarkeit*. Sie geht oft einer vorhandenen oder möglichen Kristall-Fläche parallel. Eine ausgeprägte Spaltbarkeit nach einer Richtung haben z. B. die Glimmer (bedingt durch ihr Schichtgitter, s. Abb. 10). Glimmer lassen sich daher in dünnste Blättchen aufspalten. Eine Spaltbarkeit nach drei Richtungen, die senkrecht aufeinander stehen, hat beispielsweise Steinsalz. Beim Zerschlagen ergeben sich kleine Quader. Andere Minerale besitzen eine schlechte Spaltbarkeit, manche, wie z. B. Quarz, so gut wie gar keine. Letzterer zeigt beim Zerschlagen „muschelige Bruchflächen“. Andere Bruchflächen sind splittrig (Feuerstein), körnig (Magnetit), hakig (Kupfer) oder faserig (Glaskopf).

Die *Dichte* von Mineralen wird ebenfalls zu ihrer genauen Bestimmung verwertet. Bei nichtmetallischen Mineralen liegt sie zwischen 2 und 5, bei den meisten metallischen zwischen 4 und 8, bei den gediegenen Metallen zwischen 8 und 23 g/cm³.

Der für viele Minerale charakteristische *Glanz* ist der Art und der Stärke nach verschieden und von der Oberflächenbeschaffenheit sowie vom Reflexionsvermögen abhängig. Man unterscheidet Metall-Glanz (z. B. Bleiglanz), Diamant-Glanz (z. B. helle Zinkblende), Glas-Glanz (z. B. Bergkristall), Fett-Glanz (z. B. Quarz-Bruchflächen), Seiden-Glanz und Perlmutter-Glanz. Minerale können entweder eigenfarbig (bedingt durch den Gitterbau) oder durch Einschlüsse jeder Größenordnung gefärbt sein.

Unter der *Härte* eines Minerals versteht man im allgemeinen seine Ritzhärte, d. h. den Widerstand, den es dem Eindringen eines anderen Körpers entgegensetzt. MOHS (1773–1839) hat, um den Grad der Härte ungefähr angeben zu können, eine Reihe von Mineralen zusammengestellt, von denen das folgende immer härter ist als das vorhergehende. Mit dieser Härte-Skala kann man die relative Härte eines Minerals leicht bestimmen (s. Tab. 2). Dabei ist zu beachten, daß der Abstand zwischen den verschiedenen Härtegraden sehr ungleichmäßig ist.

Ritzhärten können am gleichen Mineral in verschiedenen Richtungen sehr unterschiedlich sein (s. oben).

Tabelle 2. Härte-Skala nach MOHS

Härte-Grad	Standard-Mineral	Prüfkörper
1	Talk (wasserhaltiges Mg-Silicat)	Stearinkerze
2	Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)	Fingernagel
3	Kalkspat (CaCO_3)	Kupferdraht
4	Flußspat (CaF_2)	Weichmetall-Münze
5	Apatit [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$ (F, OH, Cl)]	Taschenmesser
6	Feldspat (KAlSi_3O_8)	Fensterglas
7	Quarz (SiO_2)	
8	Topas [$\text{Al}_2(\text{F}_2, \text{SiO}_4)$]	
9	Korund (Al_2O_3)	
10	Diamant (C)	

Andere Methoden zur Härtebestimmung sind *Schleif-* und *Bohrhärte* sowie die *Eindruckhärte* (Brinellhärte), bei der die durch Belastung mit einer Kugel erzeugte Eindruck-Fläche gemessen und ausgewertet wird. Bei der *Vickershärte* wird der Widerstand bestimmt, den das Mineral dem Eindringen eines scharfkantigen flachpyramidalen Diamanten entgegensetzt. Auch die *Schleif-Festigkeit* gehört zur Härte. Diese ist sehr verschieden, je nachdem, ob sich der Schleifvorgang in Luft, Wasser, Öl oder einem anderen Medium vollzieht. Das ist technisch von großer Bedeutung, denn man kann die Geschwindigkeit von Gesteinsbohrungen, die ja auf Schleifvorgängen beruhen, durch Wahl einer geeigneten Bohrrflüssigkeit bedeutend erhöhen.

Die Minerale scheiden sich aus heißen Gesteinsschmelzen (s. S. 207 ff.), aus wässrigen Lösungen sowie aus Dämpfen aus, wenn diese Medien durch Änderung von Temperatur, Druck oder Chemismus unter neue Gleichgewichtsbedingungen geraten. Die Grundvorgänge der Mineralbildung waren in der geologischen Vergangenheit die gleichen wie heute.

In den *Gesteinen* sind Einzelminerale meist verschiedener, nicht selten auch gleicher Art zu *Mineral-Gesellschaften* vereint. Dieser Zusammenschluß kann schon bei der Bildung der Einzelminerale oder unmittelbar danach, aber noch in ursächlichem Zusammenhang mit dem Bildungsablauf eintreten. So entstehen Salzgesteine als Gemenge von einzelnen Salz-Kristallen, die sich aus wässrigen Lösungen abscheiden (s. S. 125 ff.). Der Zusammenschluß der Minerale kann aber auch in großem zeitlichen Abstand zu ihrer Bildung erfolgen, wenn z. B. Mineralkörner durch Verwitterung und Abtragung aus ihrem Ursprungsgestein ausgesondert und durch fließendes Wasser oder Strömungen im Meer zu neuen Mineral-Gesellschaften zusammengetragen werden wie beispielsweise zu Sandstein. Gesteine sind demnach räumlich abgrenzbare, wesensgleiche und natürliche Anhäufungen von Mineral-Substanz. Nach ihrer Bildungsart werden drei Gesteinsgruppen unterschieden:

Magmatite (*Erstarrungsgesteine*, *Magmatische Gesteine*) entstehen durch die Erstarrung heißer natürlicher Silicat-Schmelzen in oder auf der Erdkruste.

Sedimentite (*Ablagerungsgesteine*, *Sedimentgesteine*) sind mechanische oder chemische Absätze aus Wasser oder Luft. Hierzu gehören auch Anhäufungen organischer (tierischer oder pflanzlicher) Reste.

Metamorphite (Umwandlungsgesteine, Metamorphe Gesteine) entstehen aus den Gesteinen der vorgenannten beiden Gruppen durch mechanische und physiko-chemische Umwandlung, wobei der Mineralbestand durch Um- und Neukristallisation mehr oder weniger stark verändert werden kann.

Man kennt Gesteine jeder Festigkeit. Einige kann man zwischen den Fingern zerreiben, andere wiederum nur mit großem Kraftaufwand zerstören. Lockere Mineral-Anhäufungen sind also im geologischen Sinne ebenfalls Gesteine. Die Festigkeit der Gesteine hängt ab von der Zusammensetzung, dem Vorkommen, der Bildung und Umbildung.

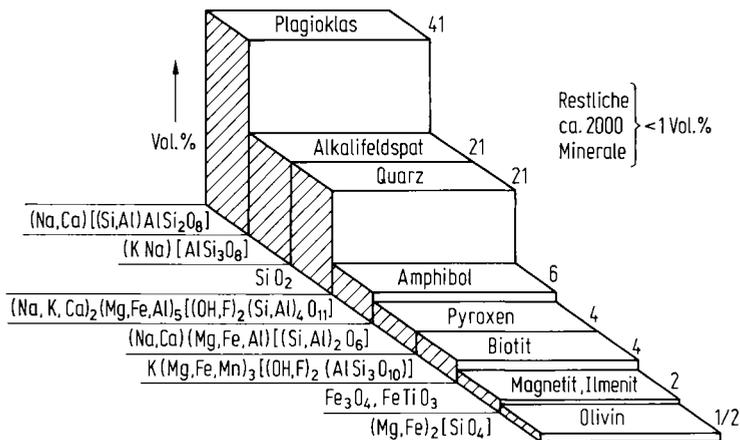


Abb. 9. Die häufigsten Minerale der Erdkruste.

Entsprechend der atomaren Zusammensetzung der Erdkruste herrschen *Silicate* bei den gesteinsbildenden Mineralen vor (s. Abb. 9). Die Silicat-Mineralen bilden Strukturen vom Inselgitter-, Kettengitter-, Bandgitter-, Schichtgitter- und Gerüstgitter-Typ (s. Abb. 10).

Von den gesteinsbildenden Mineralen kommen folgende häufiger vor:

Quarz

Seine chemische Formel ist SiO_2 (allgemein „Kieselsäure“²⁶ [s. S. 214] genannt). Die Härte (nach MOHS) beträgt 7. In Gesteinen ist Quarz oft xenomorph; kann er sich jedoch frei entwickeln, so bildet er Säulen oder Pyramiden. Seine Spaltbarkeit ist schlecht, sein Bruch muschelig. Im Gestein erkennt man Quarz oft am ‚Fett-Glanz‘. Seine Dichte beträgt $2,65 \text{ g/cm}^3$. Je nach Färbung hat Quarz folgende Bezeichnungen:

Amethyst (violett)	Morion (schwarz)
Rauchquarz (braun)	Bergkristall (farblos)
Citrin (gelb)	

Feldspäte

Feldspäte bilden eine große Familie, deren einzelne Mitglieder in sehr verschiedener Häufigkeit auftreten. Hauptkennzeichen sind die Spaltbarkeit nach zwei Flächenscha-

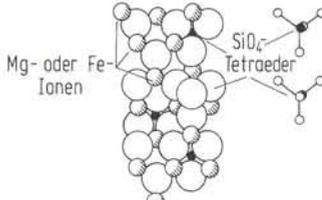
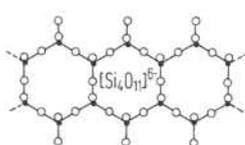
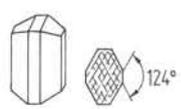
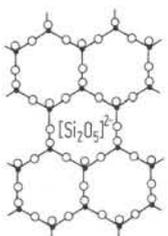
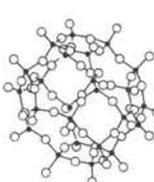
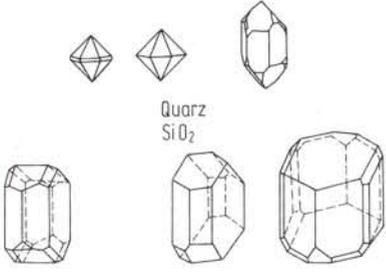
Inselgitter - Typ	 <p>Mg- oder Fe-Ionen</p> <p>SiO_4-Tetraeder</p>	 <p>Olivin $(\text{Mg, Fe})_2[\text{SiO}_4]$</p>
Kettengitter - Typ	 <p>Si $[\text{SiO}_3]^{2-}$</p>	 <p>Pyroxen (Augit) $(\text{Na, Ca})(\text{Mg, Fe, Al})[\text{Si, Al}]_2\text{O}_6$</p>
Bandgitter - Typ	 <p>$[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$</p>	 <p>Amphibol (Hornblende) $(\text{Na, K, Ca})_{2-3}(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al, Ti})_5(\text{OH, F})_2[\text{Si, Al}]_4\text{O}_{11}$</p>
Schichtgitter - Typ	 <p>$[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$</p>	 <p>Muscovit $\text{K Al}_2(\text{OH, F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ Biotit $\text{K}(\text{Mg, Fe, Mn})_3(\text{OH, F})_2[(\text{Al, Fe}^{3+})\text{Si}_3\text{O}_{10}]$</p>
Gerüstgitter - Typ		 <p>Orthoklas $\text{K AlSi}_3\text{O}_8$</p> <p>Quarz SiO_2</p> <p>Albit $\text{Na AlSi}_3\text{O}_8$</p> <p>Anorthit $\text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$</p> <p>Plagioklas Feldspäte</p>

Abb. 10. Die Struktur-Typen der Silicate (nach WALTER).

ren sowie die Eigenschaft, Zwillinge zu bilden. In Erstarrungsgesteinen zeigen sie oft Eigengestalt. Die Härte (6) ist geringer als die des Quarzes. Ihre Dichte schwankt um 2,6 g/cm. Bei der Verwitterung der Felspäte entstehen durch Verlust der alkalischen Bestandteile Kaolinit und andere Ton-Minerale (s. S. 54). Man unterscheidet:

Kalifeldspäte

Am bekanntesten ist der Orthoklas, ein Kalialumosilicat mit der Formel KAlSi_3O_8 . Zwei Spaltflächen bilden Winkel von 90° , so daß man rechtwinklige Spaltstücke beim Zerschlagen erhält. Orthoklas zeigt oft Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz (Karlsbader Zwillinge, Abb. 11 a). Seine Farbe kann weißlich oder rötlich sein.

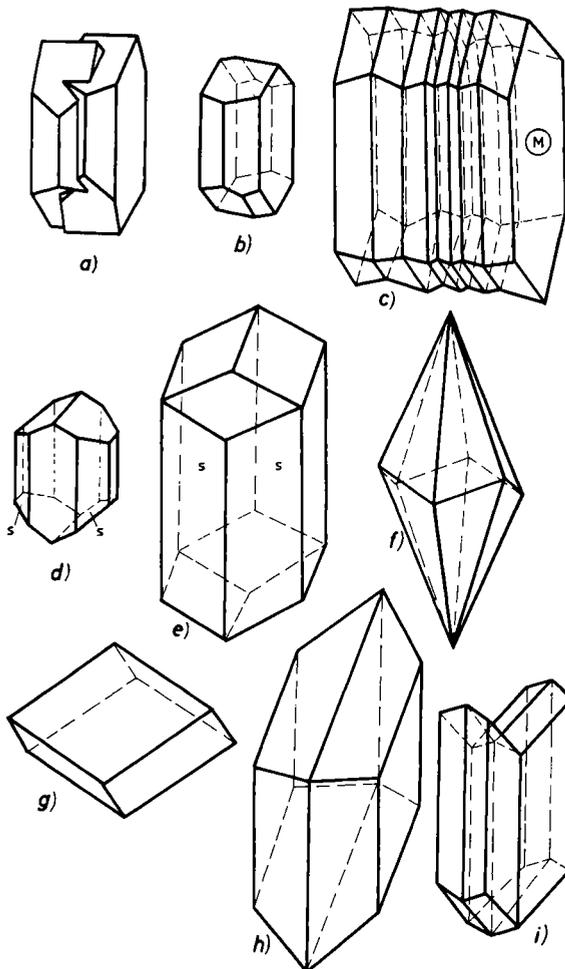


Abb. 11. Die Kristall-Formen einiger wichtiger gesteinsbildender Minerale a) Orthoklas (Karlsbader Zwillingskristall), b) Plagioklas-Kristall, c) Plagioklas (Zwillingspaket), d) Augit-Kristall, e) Hornblende-Kristall, f) Kalkspat-Kristall, g) Kalkspat-Spaltstück, h) Gips-Kristall, i) Schwalbenschwanz-Zwilling von Gips.

Kalknatron-Feldspäte

Die Kalknatron-Feldspäte oder Plagioklase (schiefwinklig spaltend) stellen eine Mischung aus den zwei Aluminosilicaten $\text{Na AlSi}_3\text{O}_8 = \text{Albit}$ und $\text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 = \text{Anorthit}$ (s. S. 207) dar. Der Winkel, den die beiden Hauptsplattflächen bilden, weicht wenig von 90° ab (s. Abb. 11 b). Vom Orthoklas unterscheiden sich die Plagioklase durch die Eigenschaft, fast immer verzwillingt aufzutreten, und zwar meist nach dem „Albitgesetz“ (s. Abb. 11 c). Die Teilindividuen liegen wie dünne Lamellen in großer Anzahl parallel einer Kristall-Fläche (M) fest verwachsen aneinander. Die Plagioklase zeigen daher Zwillingstreifung. Meistens sind sie auch gefärbt, und zwar gelblich, grau oder grünlich.

Feldspat-Vertreter (Feldspatoide = Foide).

Sie sind seltener als die Feldspäte und scheiden sich aus Gesteinsschmelzen ab, deren Si-Gehalt nicht groß genug ist, Feldspäte zu bilden. An Stelle des Orthoklas entsteht der Leucit $[\text{K AlSi}_2\text{O}_8]$ und an Stelle des Albits der Nephelin $[\text{Na AlSiO}_4]$.

Glimmer und Chlorite

Sie sind ausgezeichnet durch eine extrem gute Spaltbarkeit. Von einem Stück Glimmer kann man immer feinere Blättchen ablösen. Härte und Dichte der beiden Mineral-Gruppen liegen um 3. Man unterscheidet:

Muscovit (oder heller Glimmer) hat die chemische Formel $\text{KAl}_2(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$. Seine Farbe ist silberweiß („Fischschuppen“).

Biotit (oder dunkler Glimmer) hat die chemische Formel $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$. Durch seinen Eisengehalt ist er dunkler als Muscovit, dunkelbraun bis schwarz.

Chlorite sind Mg- oder Fe-haltige Al-Silicate $[(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_3(\text{OH})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{Mg}(\text{OH})_6$, die im Vergleich zu Glimmer frei von Alkalien und nicht elastisch sind. Sie spalten glimmerähnlich, aber nicht so vollkommen. Ihre Farbe ist dunkelgrün bis bläulich. Die wichtigsten Varietäten sind Pennin, Klinochlor, Prochlorit, Thuringit und Chamosit.

Pyroxene

Pyroxene stellen eine Gruppe analoger Silicate dar, von denen Augit $[\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6]$ häufig vorkommt (s. Abb. 11 d). Die Pyroxene bilden kleine, gedrungene Säulen oder Leisten und Stengel. Die Spaltflächen (S, S) schneiden sich unter 87° . Ihre Härte ist etwa 6, die Farbe meist braun bis schwarz und die Dichte $3,3 \text{ g/cm}^3$.

Amphibole (Hornblenden)

Beispiele sind Hornblende $[(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5(\text{OH}, \text{F})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]]$ und Aktinolith $[\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{OH})_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})]$. Genau wie die Pyroxene bilden auch die Amphibole zwei Scharen von Spaltflächen (S, S), die sich in einem Winkel von 124° schneiden und noch ausgeprägter sind als bei den Pyroxenen (s. Abb. 11 e). Bei idiomorphen Kristallen haben die Pyroxene zwei, die Amphibole aber drei Kopfflächen. Die Härte der Hornblenden beträgt etwa 6 und die Dichte ca. 3 g/cm^3 . Ihre Farbe ist allgemein grün-schwarz.

Peridote

Peridote, wie z. B. der Olivin, sind Eisenmagnesiumsilicate nach der Formel $(\text{Mg}, \text{Fe})_2$

SiO_4 , wobei das Verhältnis Mg:Fe schwankt. Ihre Spaltbarkeit ist sehr schlecht. Die Härte beträgt 6,5 und ihre Dichte liegt meist zwischen 3,2 und 4,2 g/cm^3 . Charakteristisch ist ihre flaschengrüne Farbe.

Granate

Granate stellen Mischkristalle dar, die in der Form gleich, in der Zusammensetzung und Farbe aber verschieden sind. Die wichtigsten Vertreter sind Almandin [$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$], Pyrop [$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$], Grossular [$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$] und Spessartin [$\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$].

Sie bilden kugelförmige Vielfächner und spalten sehr unvollkommen.

Ihre Härte ist 7, ihre Dichte größer als 3,4 g/cm^3 . Sie sind meist rot, können aber auch grün, schwarz oder weiß sein.

Eisenoxid-hydroxid

Hämatit (= Roteisenstein = Eisenglanz) Fe_2O_3

läßt sich an seinem roten Strich erkennen, der sich ergibt, wenn man das Mineral über eine raue Porzellanplatte reibt. Hämatit hat keine Spaltbarkeit, seine Härte und Dichte sind etwa 5. Die Farbe ist schwarz-rot.

Limonit (Brauneisenstein) $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

hat einen braunen Strich. Die Dichte ist 4 g/cm^3 , die Farbe ockerbraun. Hämatit und Limonit kommen oft als äußerst fein verteilte, färbende Bestandteile von Mineralen und Sedimentgesteinen vor.

Pyrit

Pyrit, ein Eisensulfid der Formel FeS_2 , ist vorwiegend als Würfel ausgebildet und oft mit einer Streifung versehen. Er läßt sich schlecht spalten. Seine Härte ist 6 bis 6,5, die Dichte liegt um 5 g/cm^3 . Charakteristisch sind seine gelbe Farbe und sein Metall-Glanz. Bei der Verwitterung wird er in Limonit umgewandelt.

Kalkspat

Kalkspat oder Calcit (CaCO_3) besitzt drei gleichwertige vollkommene Spaltbarkeiten (s. Abb. 11 f). Zerschlägt man ein Kalkspat-Stück, so entstehen Spaltkörper, die von sechs Rhombenflächen umgrenzt werden; je zwei von ihnen sind genau gleich groß und einander parallel (s. Abb. 11 g). Die Härte von Kalkspat ist 3, die Dichte 2,6 bis 2,8 g/cm^3 und die Farbe meist weißlich. Kalkspat reagiert mit Salzsäure nach der Gleichung $\text{CaCO}_3 + 2\text{HCl} \rightarrow \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Es entwickelt sich Kohlendioxid („es braust“).

Neben dem trigonal-rhomboedrischen Calcit kommt *Aragonit* als rhombische Modifikation des CaCO_3 vor.

Gips und Steinsalz

Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ist Calciumsulfat, das Wasser molekular gebunden hat. Er besitzt drei ungleichwertige Spaltbarkeiten, von denen eine fast so gut wie die der Glimmer ist. Gips-Kristalle (s. Abb. 11 h) findet man oft als sogenannte „Schwalbenschwanz-Zwillinge“ (s. Abb. 11 i). Die Härte beträgt 2 und die Dichte 2,3 bis 2,4 g/cm^3 . Die Farbe ist meist hell; Kristalle sind oft durchsichtig.

Steinsalz (NaCl) tritt in Würfeln auf. Die vorzügliche Spaltbarkeit verläuft parallel zu den Würfflächen. Steinsalz ist glashell, seine Härte beträgt 2 und die Dichte 2,1 bis 2,2 g/cm^3 .