

Allgemeine Geologie

von

Dieter Richter

3., bearbeitete und erweiterte Auflage

Mit 168 Abbildungen und 16 Tabellen



1986

Walter de Gruyter · Berlin · New York

SAMMLUNG GÖSCHEN 2604

Professor Dr. *Dieter Richter*
Geologisches Department der Fachhochschule
im Gesamthochschulbereich Aachen

CIP-Kurztitelaufnahme der Deutschen Bibliothek

Richter, Dieter:

Allgemeine Geologie / von Dieter Richter. –
3., bearb. u. erw. Aufl. – Berlin ; New York :
de Gruyter, 1986.

(Sammlung Göschen ; 2604)
ISBN 3-11-010416-4

NE: GT

Copyright © 1985 by Walter de Gruyter & Co., 1 Berlin 30 – Alle Rechte, insbesondere das Recht der Vervielfältigung und Verbreitung sowie der Übersetzung, vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf in irgendeiner Form (durch Fotokopie, 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: Tutte Druckerei GmbH, Salzweg. Bindearbeiten: Lüdertitz & Bauer, Buchgewerbe GmbH, Berlin.

Geleitwort zur 3. Auflage

In der vorliegenden Neuauflage wurden verschiedene Textänderungen vorgenommen, einige Kapitel ergänzt sowie die Zahl der Abbildungen auf 168 erhöht.

Aachen, im November 1985

Professor Dr. *Dieter Richter*

Geleitwort zur 2. Auflage

Es ist ein Beweis für das ständig wachsende Interesse an geologischen Vorgängen und Gegebenheiten, daß der vorliegende Band der Sammlung Göschen bereits nach drei Jahren seit seinem Erscheinen vergriffen war. Bei der vorliegenden Neuerscheinung habe ich nach Möglichkeit versucht, Fehler und Unstimmigkeiten der ersten Auflage zu beseitigen. In diesem Zusammenhang möchte ich allen Kollegen danken, die mich mit Rat und Hinweisen unterstützten, insbesondere Frau Prof. Dr. *M.-Th. Mackowsky*, Essen, die freundlicherweise die Neufassung des Abschnitts „Kohlen-Petrographie“ übernahm.

Aachen, im März 1979

Professor Dr. *Dieter Richter*

Vorbemerkung

In den letzten Jahren ist das Angebot an guten Lehrbüchern der Allgemeinen Geologie stark angewachsen. Fast alle setzen jedoch wesentliche Grundkenntnisse voraus und sind im Stoff so umfangreich, daß es dem Anfänger schwerfällt, sich in die geologische Wissenschaft einzuarbeiten. Aus diesem Grund hielten Verlag und Verfasser es für notwendig, den interessierten Kreisen, insbesondere den Studenten des Haupt- und Nebenfaches Geologie, eine moderne, allgemeinverständliche und für jedermann erschwingliche Darstellung der Allgemeinen Geologie an die Hand zu geben. Sie schließt sich der weithin vertrauten und bewährten Stoffgliederung an, um die Verwendung des vorlie-

genden Göschen-Bandes unabhängig vom Studienort und der Fachrichtung zu ermöglichen. Diesem Ziel zuliebe hat der Verfasser auf einiges verzichtet, das der Kundige vermissen dürfte, wofür er um Nachsicht gebeten wird. Eine Worterklärung der wichtigsten Fachausdrücke findet der Leser am Ende des Buches.

Aachen, im März 1974

Professor Dr. *Dieter Richter*

Inhalt

Geleitwort zur 3. Auflage	3
Geleitwort zur 2. Auflage	3
Vorbemerkung	3
Einleitung	11
A. Bau, Physik und Stoff des Erdkörpers	15
<i>I. Der Planet Erde</i>	<i>15</i>
<i>II. Oberflächengestalt</i>	<i>18</i>
<i>III. Aufbau und Zusammensetzung</i>	<i>21</i>
<i>IV. Wärme</i>	<i>30</i>
<i>V. Chemischer Stoffbestand</i>	<i>33</i>
<i>VI. Minerale und Gesteine</i>	<i>34</i>
<i>VII. Geologische Zeitrechnung</i>	<i>45</i>
B. Exogene (außenbürtige) und endogene (innenbürtige) Vorgänge	55
<i>I. Der Kreislauf der Stoffe</i>	<i>55</i>
<i>II. Die Gestaltung der Erdoberfläche durch exogene Kräfte</i>	<i>58</i>
1 Das Geschehen in der Lufthülle der Erde	58
2 Die Wasser-Zirkulation und -Bewegung in den Ozeanen	62
3 Die Klima-Bereiche	68
3.1 Der nivale Bereich	68
3.2 Der humide Bereich	69
3.3 Der aride Bereich	69
4 Exogene Vorgänge auf dem Festland	70
4.1 Verwitterung und Bodenbildung	70
4.1.1 Physikalische Verwitterung	70
4.1.1.1 Thermische Verwitterung	70
4.1.1.2 Frost-Verwitterung	71
4.1.1.3 Salz-Verwitterung	73
4.1.1.4 Verwitterung durch Quellungsdruck von un-	
verfestigten Ton-Gesteinen	73
4.1.1.5 Verwitterung durch Wind	74
4.1.2 Biologisch-physikalische Verwitterung	74
4.1.3 Chemische Verwitterung	74

4.1.3.1	Lösungsverwitterung	75
4.1.3.2	Kohlensäure-Verwitterung	77
4.1.3.3	Rauchgas-Verwitterung	77
4.1.3.4	Verwitterung durch Hydratation und Hydrolyse	78
4.1.3.5	Oxidationsverwitterung	81
4.1.4	Biologisch-chemische Verwitterung	82
4.1.5	Bodenbildung	83
4.2	Abtragung, Transport und Sedimentation	86
4.2.1	Die unmittelbare Wirkung der Schwerkraft auf Gesteine	86
4.2.2	Das Wasser auf dem Festland	89
4.2.2.1	Das fließende Wasser und seine geologische Wirkung	91
4.2.2.1.1	Der Regen	91
4.2.2.1.2	Der Fluß	92
4.2.2.1.3	Grundwasser und Quellen	102
4.2.2.1.4	Karst-Erscheinungen	110
4.2.2.2	Geologische Wirkung der Seen	115
4.2.2.3	Geologische Wirkung des Eises	119
4.2.2.3.1	Schnee und Lawinen	119
4.2.2.3.2	Geologische Tätigkeit der Gletscher	120
4.2.2.3.3	Periglaziäre Vorgänge	129
4.2.2.4	Geologische Wirkung des Windes	130
5	Exogene Vorgänge im Meer	133
5.1	Wirkung von Wellen und Brandung im Küsten-Bereich	135
5.2	Der Flachsee-Bereich	142
5.3	Der pelagische Bereich	149
6	Sedimente und Sedimentgesteine	151
6.1	Diagenese	152
6.2	Schichtung	156
6.3	Klastische Sedimente (Trümmergesteine) ..	163
6.3.1	Psephite	163
6.3.2	Psammite	166
6.3.3	Pelite	167
6.3.4	Trümmererze	169
6.4	Chemische Sedimente	170
6.4.1	Kalk und Dolomit (Carbonate)	170
6.4.2	Salz-Gesteine (Evaporite)	172
6.5	Biogene (organogene) Sedimente (Biolithe)	177
6.5.1	Fossil-Kalke	177
6.5.2	Kiesel-Gesteine	177

6.5.3	Phosphorite.	178
6.5.4	Kohlen-Gesteine.	178
6.5.5	Erdöl und Erdgas.	183
<i>III. Die Gestaltung der Erdkruste durch endogene Kräfte .</i>		187
1	Tektonik	187
1.1	Epirogenese.	189
1.2	Meeresspiegel-Schwankungen.	191
1.3	Tektogenese.	194
1.3.1	Die tektonischen Lagerungsformen der Ge- steine	195
1.3.1.1	Biege-Erscheinungen	197
1.3.1.1.1	Flexuren	197
1.3.1.1.2	Beulen	199
1.3.1.1.3	Falten	199
1.3.1.2	Schieferung, Schiefrigkeit und Linear	214
1.3.1.3	Bruch-Erscheinungen.	218
1.3.1.3.1	Klüfte	218
1.3.1.3.2	Spalten.	219
1.3.1.3.3	Verschiebungsbrüche	221
1.3.1.3	Gefügekundliche Arbeitsmethoden	236
1.3.2	Gebirgsbau-Typen	237
1.3.2.1	Das Falten- und Deckengebirge	239
1.3.2.2	Das Bruchfalten-Gebirge	244
1.3.2.3	Das Blockgebirge.	246
1.3.2.4	Salztektonik	246
2	Magmatismus	250
2.1	Vulkanismus	250
2.1.1	Lineare Lava-Vulkane (Decken- oder Pla- teauvulkane)	256
2.1.2	Zentrale Lava-Vulkane (Schildvulkane) . . .	258
2.1.3	Gemischte Vulkane (Schichtvulkane)	259
2.1.4	Lockerstoff-Vulkane (Aschenvulkane).	261
2.1.5	Gasvulkane	262
2.1.6	Untermeerische Vulkane	264
2.1.7	Vulkanische Förderprodukte	264
2.1.8	Subvulkanismus	266
2.1.9	Postvulkanische Erscheinungen	267
2.2	Plutonismus	268
2.2.1	Form und innere Struktur der Plutone. . . .	269
2.3	Magmatite (Erstarrungsgesteine)	275
2.4	Magmatische Sippen	285
2.5	Magmatische Lagerstätten	292

3	Metamorphose (Gesteinsumwandlung)	296
3.1	Die Regionalmetamorphose	297
3.2	Die Kontaktmetamorphose	303
3.3	Metamorphite (Metamorphe Gesteine)	305
4	Granitisation, Anatexis und Palingenese (Gesteinsmobilisation)	308
<i>IV. Geologie und Geophysik</i>		312
1	Schwere, Isostasie und Gravimetrie	312
2	Erdbeben und Sprengseismik	319
3	Magnetik und Paläomagnetismus	327
4	Geoelektrik	333
<i>V. Das geotektonische Geschehen</i>		333
1	Orogenese (Gebirgsbildung)	333
1.1	Der Ablauf der Orogenese von Gebirgen mit Geosynklinal-Stadium	334
1.2	Gebirge nicht-geosynklinaler Entstehung . .	344
2	Geotektonische Hypothesen	345
3	Die geotektonische Gliederung der Erd- oberfläche	370
<i>VI. Der Mensch als geologischer Faktor</i>		373
Weiterführende Literatur		376
Wörterklärungen		378
Sachregister		393
Quellenverzeichnis der Abbildungen		411

Tabellen

Tabelle 1	Schalen-Gliederung, stofflicher Aufbau und physikalischer Zustand des Erdkörpers	23
Tabelle 2	Härte-Skala nach <i>Mohs</i>	39
Tabelle 3	Die wichtigsten Zerfallsreihen für die radiometrische Altersbestimmung	50
Tabelle 4	Bewegung, Transport, typische Sedimente und Formen in der Landschaft bei Wasser, Eis und Wind	96
Tabelle 5	Zusammenhang zwischen der Größe von bewegten Körnern und der Windgeschwindigkeit . . .	131
Tabelle 6	Einteilung der Trümmergesteine nach ihrer Korngröße	165
Tabelle 7	Schema der Kalk/Ton-Mischungen	169
Tabelle 8	Steinkohlen-Arten und ihre Heizwerte	181
Tabelle 9	Schema der plutonischen und vulkanischen Ereignisse bei Abkühlung des Magmas	280
Tabelle 10	Schema der Kristallisationsdifferentiation eines basaltischen Magmas	282
Tabelle 11 a	Die wichtigsten Magmatite ohne Feldspat-Vertreter	286
Tabelle 11 b	Die wichtigsten Magmatite mit Feldspat-Vertretern	287
Tabelle 12	Gliederung der Magmatite in Doppeldreieck-Darstellung	288
Tabelle 13	Die Hauptgemengteile der Magmatite bzw. wichtigsten Minerale der Metamorphite	290
Tabelle 14	Die wichtigsten Metamorphite und ihre Ausgangsgesteine	306
Tabelle 15	Erdbeben-Stärke nach <i>Mercalli-Sieberg</i>	320
Tabelle 16	Erdgeschichtliche Zeit-Tafel (Die Darstellung der Leitfossilien erfolgte in Anlehnung an G. Bischoff)	368

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 sedimentären 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, Länder usw.) 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-Deponie).

Die Grundlage für alle diese Teilgebiete stellt die *Allgemeine Geologie* dar. Sie ist die Lehre von den Baustoffen und -prinzi-

pien 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 Petrographie, der Geophysik und Geochemie eng verflochten. Die *Mineralogie* ist die Lehre von den Mineralen, ihrer Zusammensetzung und Bildung; die *Petrographie* 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 (vgl. Abb. 12). Die außenbürtigen Kräfte (exogene Dynamik) sind kosmischen Ursprungs, während die innenbürtigen Kräfte (endogene Dynamik) in der Erde selbst wirken. Wenn auch der Einzelbetrag aller dieser Kräfte in der Gegenwart gering sein mag, 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 (vgl. S. 58 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 (vgl. S. 28 f.). Der Äquator-Radius mißt 6378,260 km, der Pol-Radius 6356,912 km. Die Figur der Erde („*Geoid*“) nähert sich damit einem kugelähnlichen Rotationsellipsoid, dessen Abplattung nur $\frac{1}{298}$ 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 „zusammengedrückt“ und am Nordpol um fast 20 m „ausgebeult“, d. h. sie hat die Form einer „Birne“. Diese Deformationen der Erdober-

fläche sind vermutlich das Ergebnis von Massenverlagerungen im Erdmantel (vgl. S. 28, 352 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 Polhöenschwankungen, 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 $6 \cdot 10^{25}$ J, was einer Sonneneinstrahlungsenergie auf die Erde von 40 000 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 (vgl. S. 17). 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 $1,1 \cdot 10^{-6}$ N¹, der Sonne $0,5 \cdot 10^{-6}$ 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 Schwerfeldes der Erde treten auf (vgl. S. 317 ff.).

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 Achse der Magnetnadel), 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 das *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 (vgl. S. 58) haben. Der größte Teil des Inneren Feldes läßt sich als Dipol betrachten, der im Erd-Mittelpunkt liegt und dessen Achse z. Zt. $11,5^\circ$ gegen die Rotationsachse geneigt ist. Dieses theoretische Dipolfeld wird von *Anomalien* verschiedener Stärke und verschiedenen Ausmaßes (vgl. S. 329) 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 (vgl. S. 17) 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 (vgl. S. 28).

II. Oberflächengestalt

Etwa 70,8% 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 (vgl. S. 346). 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.

Die *Hypsographische Kurve* (vgl. 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

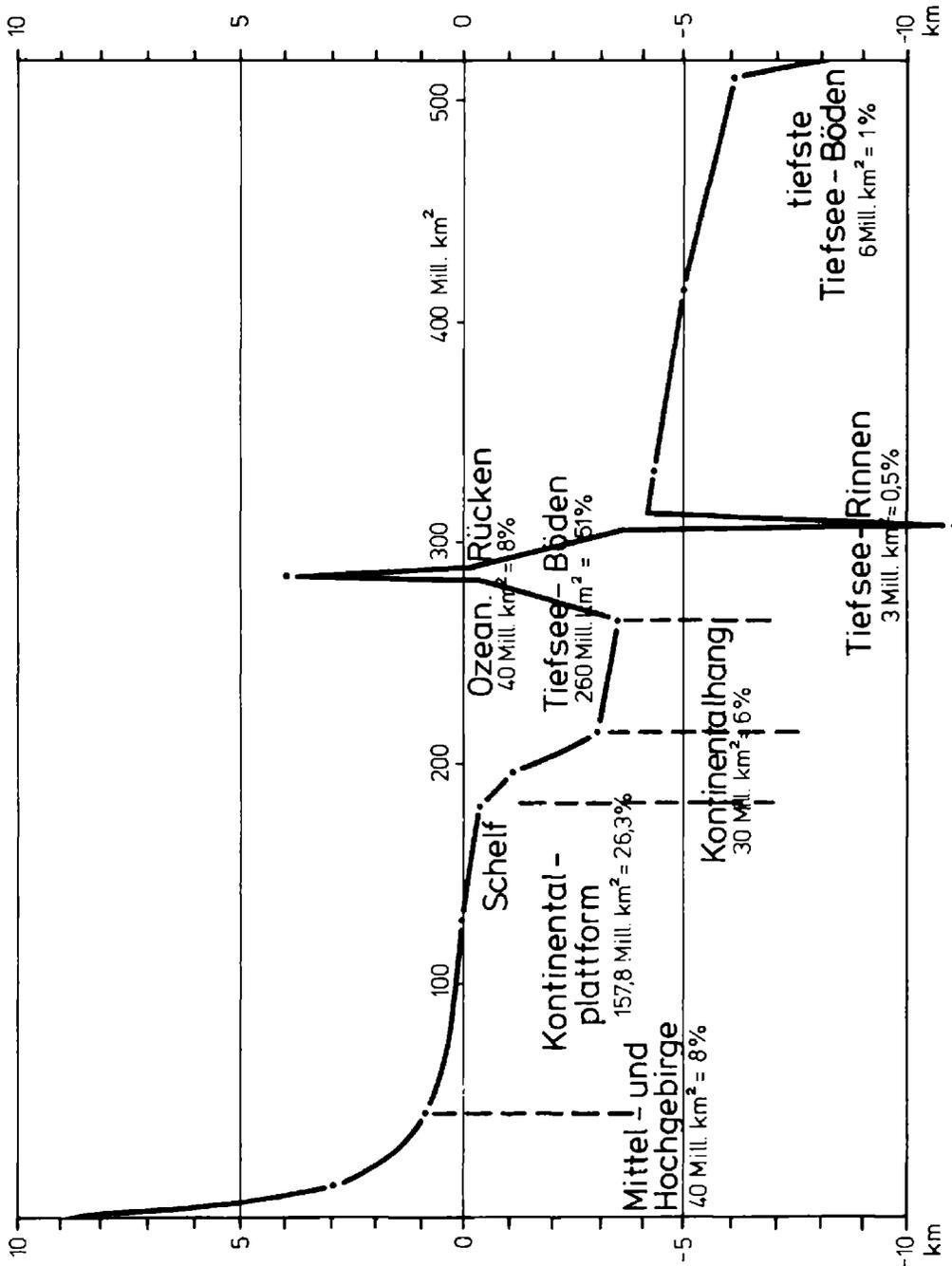


Abb. 1. Hypsographische Kurve der Erd-Oberfläche (nach *Louis & Fischer*, geändert).

Die Kurve gibt einen Überblick über die Flächen-Anteile der geomorphologischen Großstrukturen der Erde.

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 bis 20 km Breite und 1000 m Höhe auf. Bekannt sind die *Guyots*, die südliche Hawaii als basaltische submarine Tafelberge bis nahe 1000 m unter NN aufragen. Ihre Entstehungsursache ist noch ungeklärt. Vielfach wird angenommen, daß die Gipfelplattform durch frühere Brandungseinwirkung hervorgerufen wurde und die Vulkan-Berge anschließend abgesunken sind. *Submarine Schwellen*, die sich über Tausende von Kilometern erstrecken, bestehen aus magmatischen Gesteinen, vorwiegend Basalt (vgl. S. 349). Die Schmelzen stiegen in tiefreichenden Bruch- und Dehnungszonen der Erdkruste empor (vgl. S. 329). 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, sedimentfreier *Zentralgraben* (vgl. S. 347) eingesenkt. Nach Osten und Westen leiten Schollentreppen (vgl. S. 228) 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 Senkungszonen 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 (vgl. S. 55 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 der Sowjetunion von 12 000 m (Halbinsel Kola). Diese Tiefen sind nur unbedeutend im Vergleich zum Erdradius ($\frac{1}{600}$), 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* in bestimmten Tiefen sowie Brechung und Reflexion (vgl. S. 327) an Unstetigkeitsflächen belegen das Vorhandensein eines Schalen-Aufbaues (vgl. Abb. 2). Man unterscheidet Erdkruste, Erdmantel und Erdkern; die sich ihrerseits noch in weitere Schalen untergliedern lassen (vgl. 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

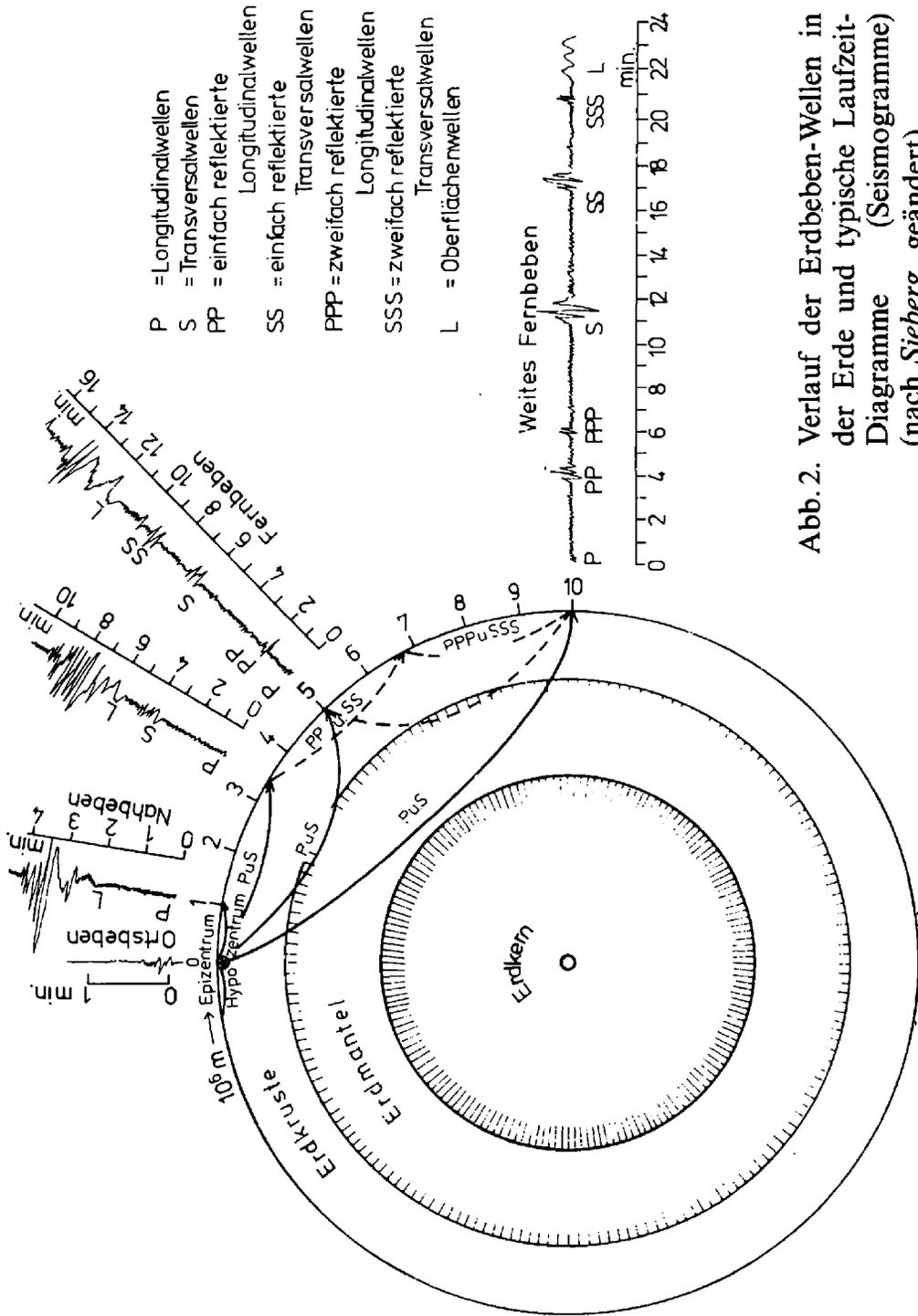


Abb. 2. Verlauf der Erdbeben-Wellen in der Erde und typische Laufzeit-Diagramme (Seismogramme) (nach Sieberg, geändert).

Tabelle 1. Schalen-Gliederung, stofflicher Aufbau und physikalischer Zustand des Erdkörpers

Tiefe	Schalen-Gliederung	Stoffliche Zusammensetzung	Dichte in g/cm ³	Zustand	Temperatur in °C	Druck in kbar	Geschwindigkeit der P-Wellen in km/s
10-30 km	Kruste	Sedimente, Gneise, Granite, Granodiorite, (saure Silicate)	2,7	inhomogen lokal granitische Magmenherde, Metamorphose, Aufschmelzung	< 25	> 0	< 4,0-6,3
6-50 km							
100 km	Diskontinuität Oberer	Peridotit (Eklogit)	3,3	lokale basische und ultrabasische Magmenherde	1400	~ 400	8,0-8,3 Geschwindigkeitsumkehrung 8,2-8,4
200 km	Gutenberg-Zone						
400 km	Mantel						
900 km	Mittlerer Mantel						
2900 km	Unterer Mantel	(ultrabas. Silicate in Hochdruck-Modifikationen)	5,7	kristallin	2500	> 1300	13,6
	Wiechert-Gutenberg-						
	Diskontinuität						
Kern	Äußerer Kern	Hochdruck-Minerale mit metallischen Eigenschaften oder Eisen und Nickel	9,4	flüssigkeits-ähnlich	2500-3000	> 3500	8,1 9,4
	Innerer Kern						

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“ (vgl. S. 188), zutage tritt. Es besteht aus magmatischen (vgl. S. 275 ff.) und metamorphen Gesteinen (vgl. S. 305 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 4–6,3 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 (*Sial-Fuß*, vgl. S. 313). 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 (vgl. Tab. 11 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 (vgl. 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

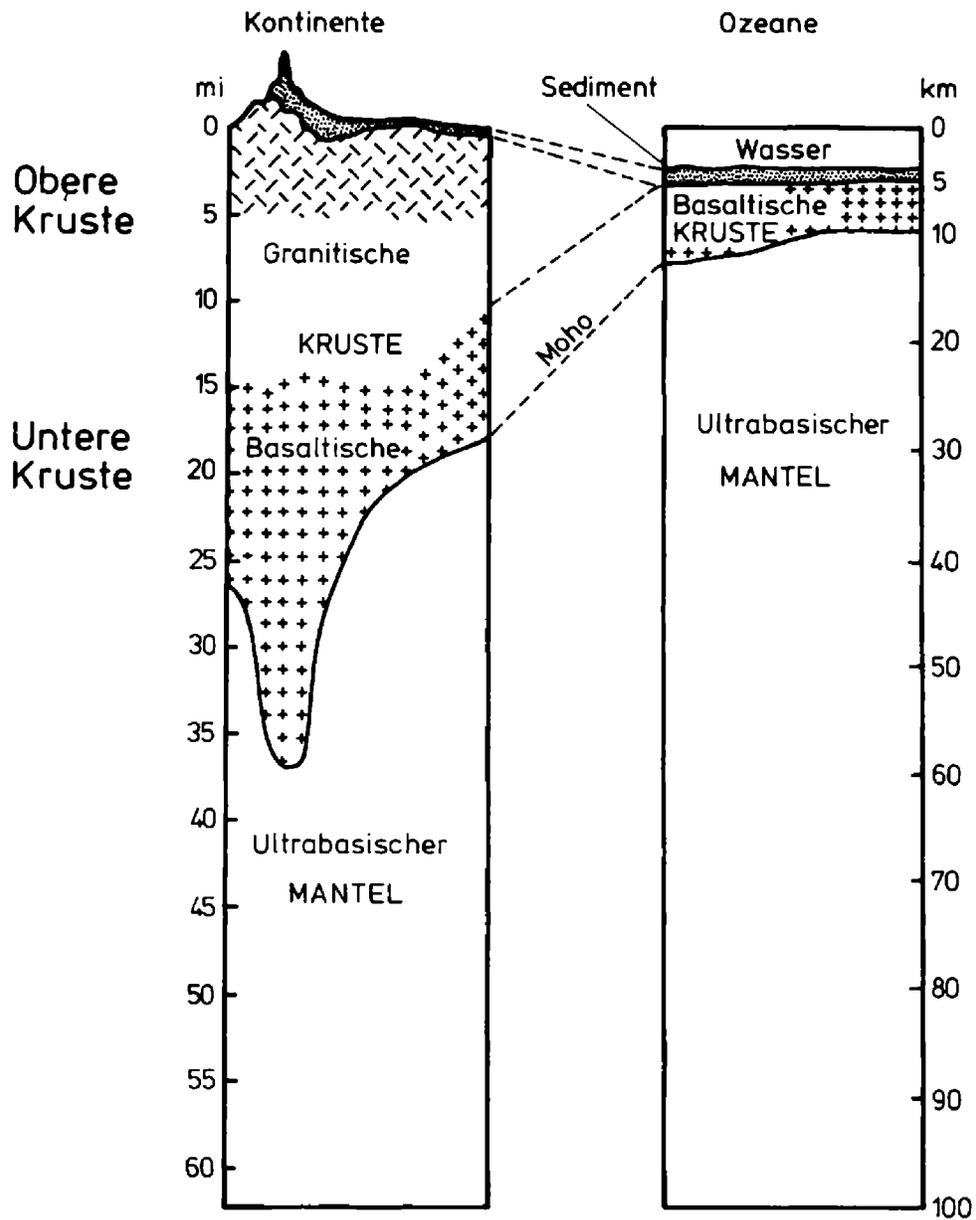


Abb. 3. Aufbau und Mächtigkeit der Kruste unter den Kontinenten und Ozeanen (nach Strahler, geändert).

scharfe Diskontinuitätsfläche, sondern eine mehrere Kilometer breite Übergangszone.

Der *Erdmantel* läßt sich in drei Schalen aufgliedern. Der *Obere Mantel* dürfte im wesentlichen aus Silicaten von basaltisch-peridotitischer Zusammensetzung (vgl. Tab. 11 a) bestehen. In Tie-

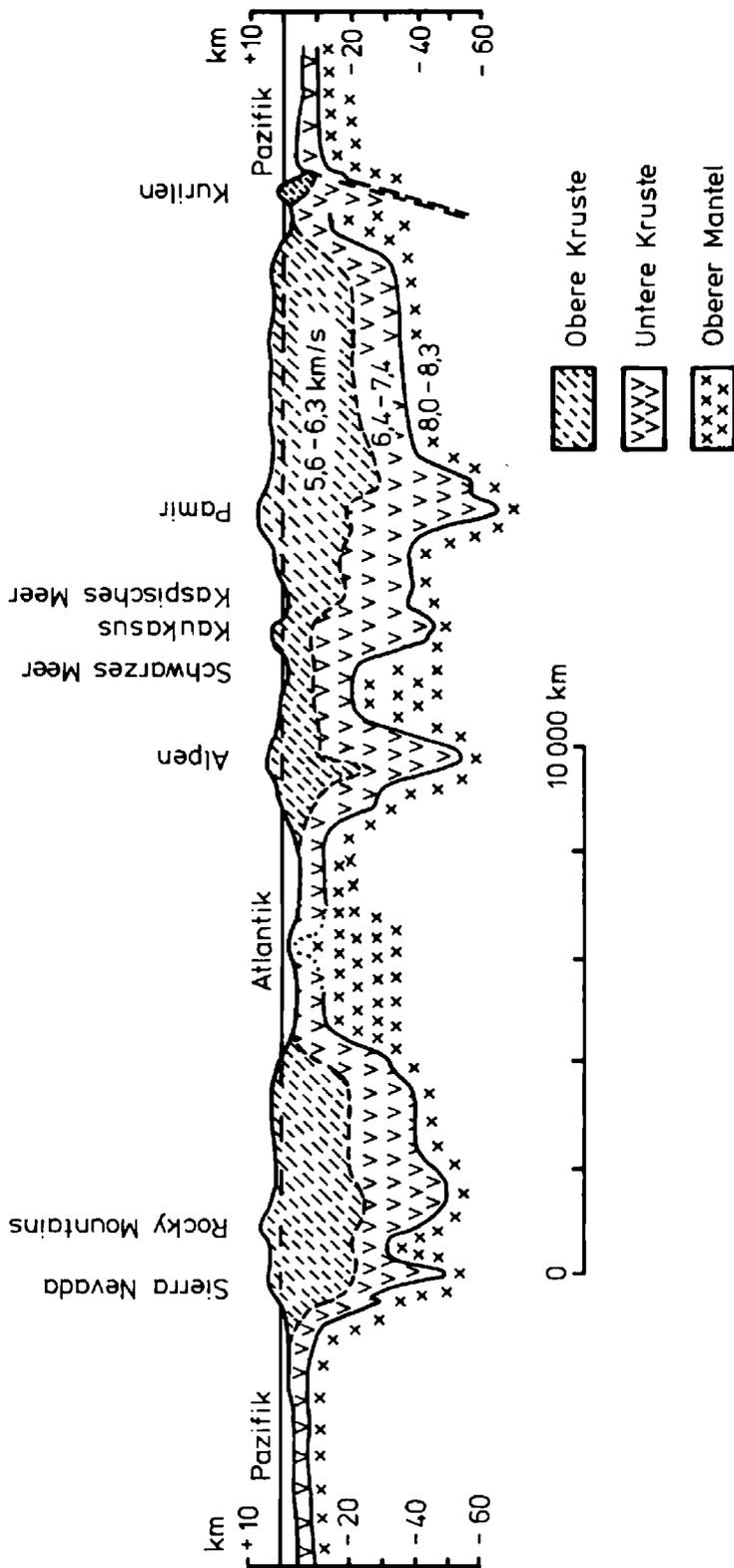


Abb. 4. Stark überhöhter West/Ost-Schnitt durch die Erdkruste entlang 45° nördlicher Breite. Dargestellt sind die Erdoberfläche, die Untergrenze der Oberkruste (*Conrad*-Diskontinuität), die Untergrenze der Kruste (*Moho*-Diskontinuität) sowie die durchschnittliche Geschwindigkeit der P-Wellen (nach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

fen zwischen 100 und 220 km tritt eine Geschwindigkeitsumkehr der P-Wellen in der *Gutenberg-Zone* auf, die unter den Ozeanen bereits bei 60 km Tiefe beginnt. Viele Forscher neigen dazu, hierfür vertikale und laterale Inhomogenitäten physikalischer und chemischer Natur infolge von Mantelströmungen (vgl. S. 352) als Ursache anzunehmen. In diesem Zusammenhang gewinnt die Tatsache Bedeutung, daß in der *Gutenberg-Zone* der Unterschied zwischen der dort herrschenden Temperatur (vgl. 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 (vgl. S. 310f.) entstehen.

Der Obere Mantel bis zur *Gutenberg-Zone* wird mit der Erdkruste aus geomechanischen Gründen (vgl. S. 352 ff.) 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 (vgl. S. 349), wo Material der Asthenosphäre aufsteigt, abkühlt und zu Lithosphäre erstarrt (vgl. S. 354). Der umgekehrte Vorgang spielt sich in den Subduktionszonen ab (vgl. S. 354). Der unterste Teil des Oberen Mantels wird als *Mesosphäre* bezeichnet. In ihr sind noch Inhomogenitäten nachweisbar (*Benioff-Zonen* durch abtauchende Lithosphärenplatten, vgl. S. 317).

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 $13,64 \text{ km/s}$ 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 (vgl. S. 31), 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 (vgl. S. 354).

Eine andere Theorie (*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 auftreten. 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.

Eine weitere Hypothese (*Kuhn u. Rittmann*) vermutet ab 2400 km Tiefe eine *Solarmaterie* (wasserstoffreiche Sonnenmaterie). Die durch Geschwindigkeitsunterschiede der seismischen Wellen begründete Annahme einer stofflichen Unstetigkeit in 2900 km Tiefe wird also verworfen.

Allen Hypothesen über die Beschaffenheit des Erdinneren ist die Anerkennung des Schalenaufbaues gemeinsam; ihre Verschiedenheit zeigt jedoch, wie schwierig es ist, das physikalische Ver-

halten der Stoffe im Erdinneren unter den dort herrschenden p - T -Bedingungen abzuschätzen. So nimmt bereits der Druck in der Kruste um 270 bar^1 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 $3,5 \text{ Mbar}$ errechnen.

Das Verhalten der Gesteine ist druckabhängig. In der Nähe der Erdoberfläche reagieren sie wie normale feste und großenteils wie spröde Körper, während sie sich mit zunehmender Tiefe und stetig größer werdendem hohen Umschließungsdruck wie eine zähe Flüssigkeit (duktile) verhalten.

IV. Wärme

Die Temperatur der Kruste nimmt pro 33 m Tiefe im Mittel um 1°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 (vgl. S. 247) meist höhere Temperaturen festgestellt als in ihrer Umgebung. Großräumige Temperaturerhöhungen treten insbesondere während einer Regionalmetamorphose (vgl. S. 297 ff.) auf; solche „Wärmedome“ findet man z. B. im Tessin und in den Tauern. Die Geothermische Tiefenstufe schwankt daher zwischen $90^\circ/\text{km}$ (jungvulkanische Gebiete wie z. B. Schwäbische Alb

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

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

und Toscana, vgl. S. 32) und $9^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (in Südafrika). Im zweiten Wert kommt die seit der letzten Gebirgsbildung lange Ruhezeit zum Ausdruck, die für alle alten Landmassen charakteristisch ist (vgl. Abb. 5).

Mit zunehmender Krustentiefe wird die Geothermische Tiefenstufe geringer, 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 $1000\text{--}1200^{\circ}\text{C}$, 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 die im höchsten Krustenbereich ermittelte Geothermische Tiefenstufe sich nicht mit gleichbleibendem Wert bis zum Erdmittelpunkt fortsetzt; es würden sich sonst dort Temperaturen von weit über $100\,000^{\circ}\text{C}$ ergeben. Der Temperatur-Gradient muß also zur Tiefe hin abnehmen. Für den Erdkern nimmt man Werte von $3000\text{--}9000^{\circ}\text{C}$ an, Temperaturen zwischen 3000 und 5000°C sind wohl am wahrscheinlichsten.

Man vermutet, daß die Wärme tieferer Schalen, insbesondere des Mantels, durch aufsteigende Schmelzmassen in Form von *Konvektionsströmen* (vgl. S. 352 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 der Geothermischen Tiefenstufe 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“ (vgl. S. 188) und den Ozeanbecken liegen unter dieser Zahl, die Werte in den jungen Gebirgszonen und küstennahen Ozean-Bereichen sowie in den ozeanischen 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. Sehr genaue Messungen der jüngsten Zeit ergaben, daß in Eu-

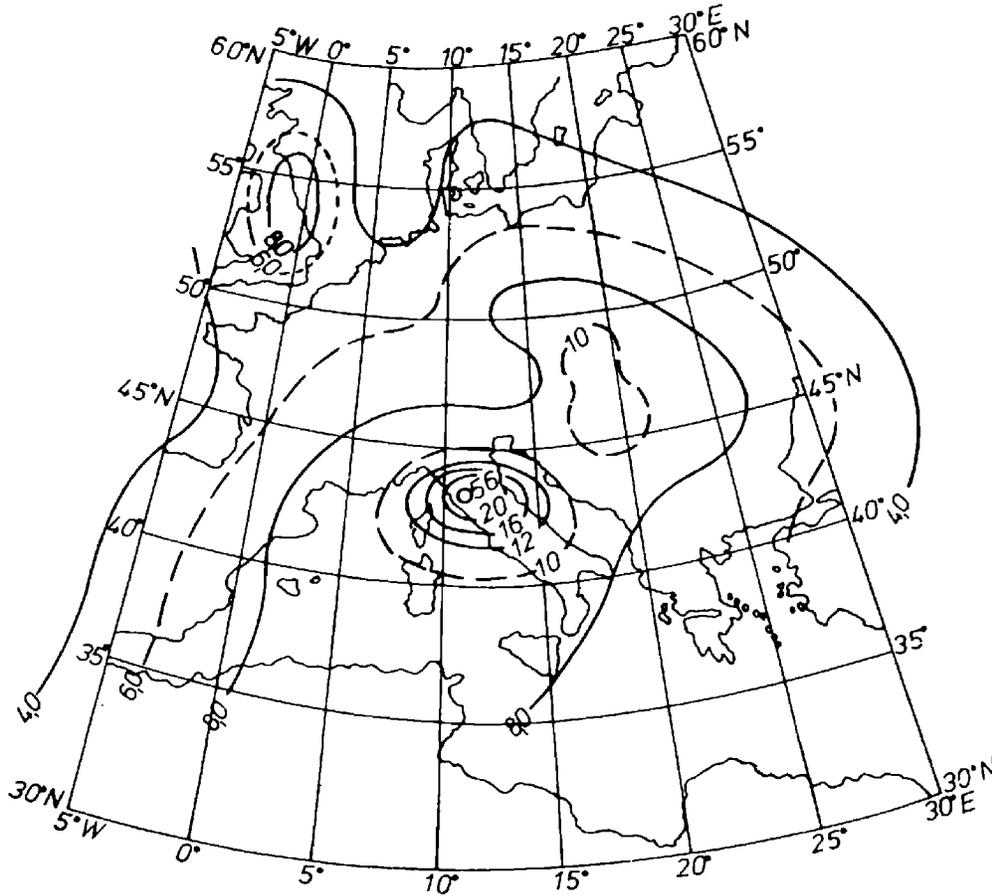


Abb. 6. Karte des Wärmeflusses in Europa (nach Scheffer, abgeändert) (Äquidistanz-Linien $4 \cdot 10^{-2} \text{ W/m}^2$).

ropa zwei Gebiete mit hohem Wärmefluß vorliegen: die Ungarische Tiefebene zwischen Ostalpen, Dinariden und Karpaten sowie das toskanische Hügelland südwestlich vom Nordapennin (vgl. 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 (vgl. S. 371).

Für die Energie-Versorgung der Zukunft will man Wärmeströme dort anzapfen, wo sie höhere Temperaturen erreichen. Eine solche Gewinnung geothermischer Energie mittels Dampf- oder Heißwasser-Kraftwerken erfolgt bereits in der Ungarischen Tiefebene und der Toscana sowie an verschiedenen Stellen in den Vereinigten Staaten.

V. Chemischer Stoffbestand

Von den bisher bekannten Elementen spielen nur acht in und auf der Oberkruste (vgl. S. 24) eine ausschlaggebende Rolle. Sie sind nach ihrem Anteil in Gewichtsprozenten geordnet folgende:

Sauerstoff	(O)	46,59%
Silicium	(Si)	27,72%
Aluminium	(Al)	8,13%
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 usw.) 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 , 3,08% Fe_2O_3 , 3,49% MgO , 3,13% K_2O , 1,15% H_2O , 1,05% TiO_2 , 0,29% P_2O_5 und 0,35% CO_2 .

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-Mineraie (vgl. S. 41 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 Nickel-eisenkern-Hypothese zugrunde sowie Beobachtungen über geochemische Sonderungsvorgänge in Analogie zu Hochofenpro-

zessen, 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 (vgl. S. 33). 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 (vgl. S. 41 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* 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

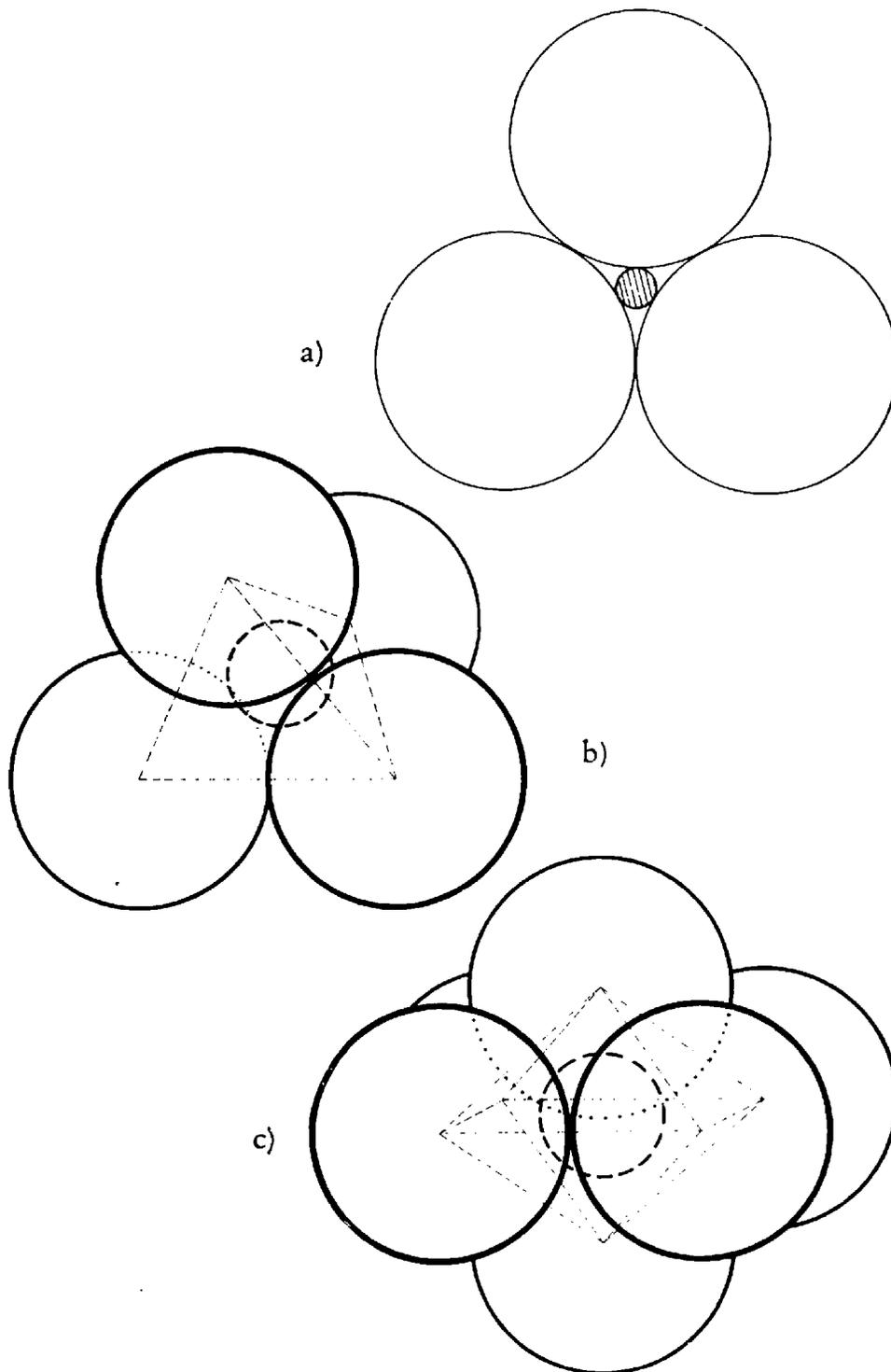


Abb. 7. Dichteste Kugelpackung von Atomen bzw. Ionen in a) Dreier-,
 b) Vierer- und c) Sechser-Gruppierung.

(vgl. Abb. 7a), 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 (vgl. Abb. 7b). 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 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 (= Achtflächner), z. B. im Korund (vgl. 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, usw.) in einer geometrischen Periodizität versteht. Je nach ihrer chemischen Zusammensetzung 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 (vgl. Abb. 8).

Die Winkelbeziehungen zwischen den Kristallflächen sowie die

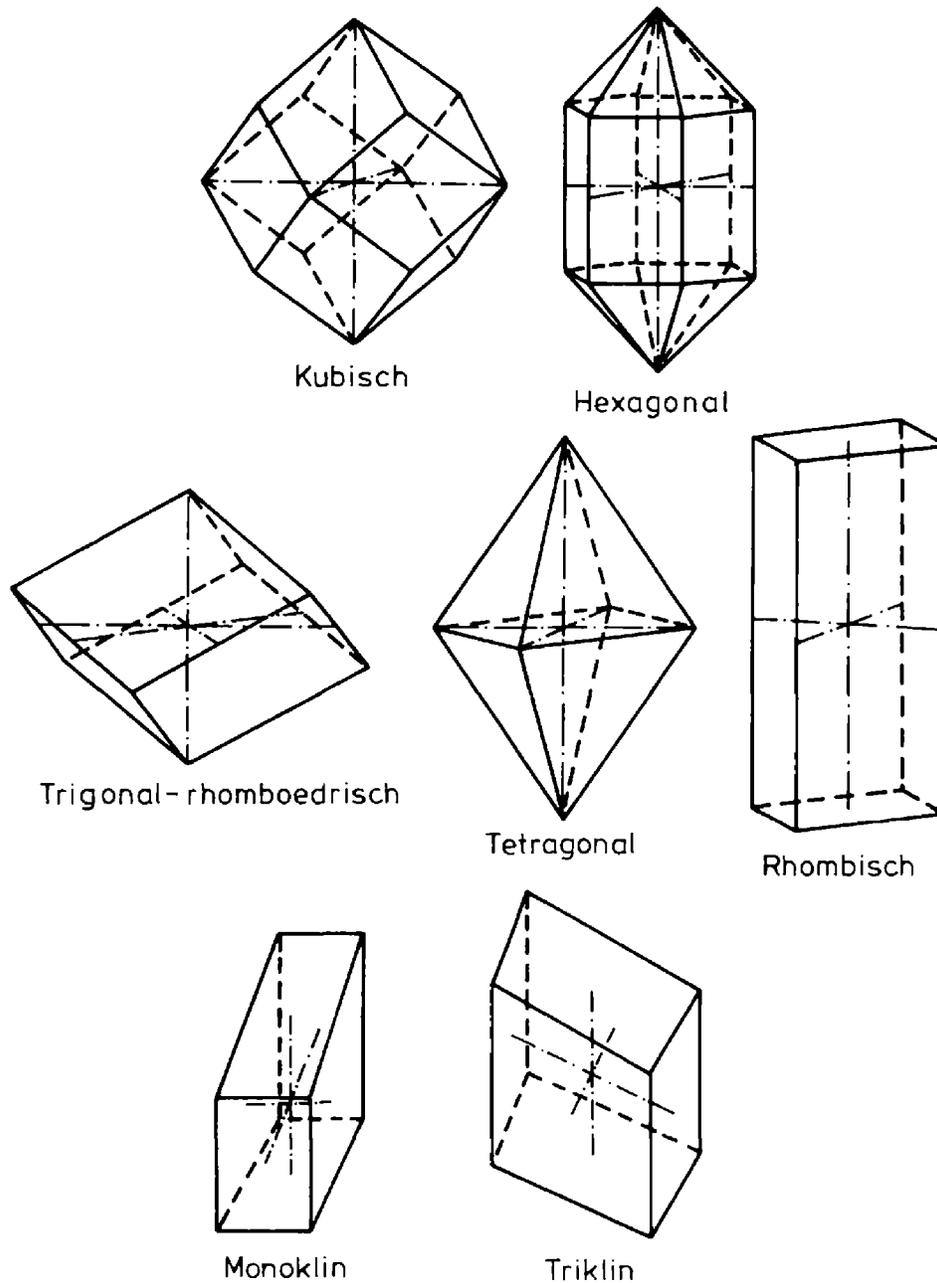


Abb. 8. Die 7 Kristall-Systeme.

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 mineralogi-

sche 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). Zwillinge sind allgemein durch einspringende Winkel gekennzeichnet.

Im Gestein selbst hat nicht jedes Mineral die ihm zugehörige Kristall-Form. In einer Gesteinsschmelze (vgl. S. 272 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* 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, 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). 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.

Tabelle 2. Härte-Skala nach Mohs

Härte-Grad	Standard-Mineral	Prüfkörper
1	Talk (wasserhaltiges Mg-Silicat)	Stearinkerze
2	Gips (CaSO ₄ · 2H ₂ O)	Fingernagel
3	Kalkspat (CaCO ₃) Sili	Kupferdraht
4	Flußspat (CaF ₂)	Weichmetall-Münze
5	Apatit [Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F, OH, Cl)]	Taschenmesser
6	Feldspat (K Al Si ₃ O ₈)	Fensterglas
7	Quarz (SiO ₂)	
8	Topas [Al ₂ (F ₂ /SiO ₄)]	
9	Korund (Al ₂ O ₃)	
10	Diamant (C)	

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 im-

mer härter ist als das vorhergehende. Mit dieser Härte-Skala kann man die relative Härte eines Minerals leicht bestimmen (vgl. 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 (vgl. S. 38).

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 entgegengesetzt. 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 Bohrflüssigkeit bedeutend erhöhen.

Die Minerale scheiden sich aus heißen Gesteinsschmelzen (vgl. S. 277ff.), 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 (vgl. S. 172ff.). 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, natürliche Anhäufungen von Mineral-Substanz. Nach ihrer Bildungsart werden drei Gesteinsgruppen unterschieden:

Erstarrungsgesteine (magmatische Gesteine, Magmatite) entstehen durch die Erstarrung heißer natürlicher Silicatschmelzen in oder auf der Erdkruste.

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

Umwandlungsgesteine (metamorphe Gesteine, Metamorphite) 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 Mineralanhäufungen sind also im geologischen Sinne ebenfalls Gesteine. Die Festigkeit der Gesteine hängt ab von der Zusammensetzung, dem Vorkommen, der Bildung und Umbildung.

Von den gesteinsbildenden Mineralen sind die wichtigsten:

Quarz

Seine chemische Formel ist SiO_2 (allgemein „Kieselsäure“²² [vgl. S. 275] 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 Flächenscharen 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 $2,6 \text{ g/cm}^3$. Bei der Verwitterung der Feldspäte entstehen durch Verlust der alkalischen Bestandteile Kaolinit und andere Ton-Mineralen (vgl. S. 80). Man unterscheidet:

Kalifeldspäte

Am bekanntesten ist der Orthoklas, ein Kaliumalumosilicat 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, vgl. Abb. 9a). Seine Farbe kann weißlich oder rötlich sein.

Kalknatron-Feldspäte

Die Kalknatron-Feldspäte oder Plagioklase (schiefwinklig spaltend) stellen eine Mischung aus den zwei Alumosilicaten $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 = \text{Albit}$ und $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 = \text{Anorthit}$ (vgl. S. 278) dar. Der Winkel, den die beiden Hauptspaltflächen bilden, weicht wenig von 90° ab (vgl. Abb. 9b). Vom Orthoklas unterscheiden sich die Plagioklase durch die Eigenschaft, fast immer verzwillingt aufzutreten, und zwar meist nach dem „Albitgesetz“ (vgl. Abb. 9c). 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 [KAlSi_2O_6] und an Stelle des Albits der Nephelin [$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$].

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 Mineralgruppen liegen um 3. Man unterscheidet:

Muskovit (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 Muskovit, dunkelbraun bis schwarz.

Chlorite sind Mg- und Fe-haltige Tonerde-Silicate mit Kristall-Wasser, 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.

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 (vgl. Abb. 9d). Die Pyroxene bilden