

# Erdgeschichte

von

Dr. Klaus Schmidt

o. Prof. an der Universität Münster

mit 94 Abbildungen  
und 16 Tabellen



Sammlung Göschen Band 5001

Walter de Gruyter  
Berlin · New York 1972

©

Copyright 1972 by Walter de Gruyter & Co., vormal's G. J. Göschen'sche Verlags-  
handlung - J. Guttentag, Verlagsbuchhandlung - Georg Reimer - Karl J. Trübner -  
Veit & Comp., Berlin 30. - Alle Rechte, einschl. der Rechte der Herstellung von  
Photokopien und Mikrofilmen, vorbehalten. - Satz und Druck: Sala-Druck. - Printed  
in Germany.

ISBN 3 11 003556 1

## Inhaltsverzeichnis

<b>I. Aufgaben und Ziele der Erdgeschichte</b> .....	<b>6</b>
<b>II. Erdgeschichtliche Dokumente</b> .....	<b>7</b>
<b>III. Erdgeschichtliche Zeittafel</b> .....	<b>12</b>
<b>IV. Erdgeschichtliche Zustandsbilder</b> .....	<b>16</b>
<b>V. Die Perioden der Erdgeschichte</b> .....	<b>21</b>
A. Die vorgeologische Ära .....	21
B. Das Präkambrium (3600–570 Mio. J.) .....	23
1. Altpräkambrium .....	26
2. Mittelpräkambrium .....	27
3. Jungpräkambrium .....	29
4. Die präkambrische Lebewelt .....	32
5. Bodenschätze .....	33
C. Das Paläozoikum (570–225 Mio. J.) .....	36
1. Kambrium (570–500 Mio. J.) .....	36
a) Pflanzen- und Tierwelt .....	36
b) Paläogeographie .....	40
c) Klima .....	44
d) Krustenbewegungen .....	45
2. Ordovizium (500–440 Mio. J.) .....	45
a) Pflanzen- und Tierwelt .....	46
b) Paläogeographie .....	48
c) Klima .....	55
d) Krustenbewegungen .....	55
3. Silur (440–405 Mio. J.) .....	57
a) Pflanzen- und Tierwelt .....	57
b) Paläogeographie .....	60
c) Klima .....	63
d) Krustenbewegungen .....	63
4. Die kaledonische Gebirgsbildung .....	64
5. Devon (405–350 Mio. J.) .....	66
a) Pflanzen- und Tierwelt .....	66
b) Paläogeographie .....	71
c) Klima .....	77
d) Krustenbewegungen .....	77

6. Karbon (350–285 Mio. J.) .....	78
a) Pflanzen- und Tierwelt .....	78
b) Paläogeographie .....	83
c) Klima .....	90
d) Krustenbewegungen .....	91
7. Perm (285–225 Mio. J.) .....	91
a) Pflanzen- und Tierwelt .....	91
b) Paläogeographie .....	96
c) Klima .....	106
d) Krustenbewegungen .....	106
8. Die variszische (herzynische) Gebirgsbildung .....	107
D. Das Mesozoikum (225–67 Mio. J.) .....	112
1. Trias .....	112
a) Pflanzen- und Tierwelt .....	112
b) Paläogeographie .....	115
c) Klima .....	124
d) Krustenbewegungen .....	124
2. Jura (195–137 Mio. J.) .....	124
a) Pflanzen- und Tierwelt .....	125
b) Paläogeographie .....	130
c) Klima .....	140
d) Krustenbewegungen .....	141
3. Kreide (137–67 Mio. J.) .....	142
a) Pflanzen- und Tierwelt .....	142
b) Paläogeographie .....	149
c) Klima .....	159
d) Krustenbewegungen .....	160
E. Das Känozoikum (Beginn vor 67 Mio. J.) .....	161
1. Tertiär (67–2 Mio. J.) .....	161
a) Pflanzen- und Tierwelt .....	161
b) Paläogeographie .....	166
c) Klima .....	173
d) Krustenbewegungen .....	174
2. Quartär (Beginn vor 2–1,5 Mio. J.) .....	175
a) Lebewelt .....	175
b) Das Erdbild des Quartärs .....	179

c) Krustenbewegungen und Schwankungen des Meeresspiegels .....	188
d) Ursachen der quartären Klimaentwicklung .....	190
3. Die alpidische Gebirgsbildung .....	191
<b>VI. Probleme der Erdgeschichte .....</b>	<b>194</b>
Die Lithosphäre .....	194
Die Hydrosphäre .....	201
Die Atmosphäre .....	204
Die Sedimenthülle der Erde .....	206
Die Entwicklung des Lebens .....	209
Der Mensch als geologischer Faktor .....	217
Verzeichnis weiterführender und zitierter Literatur .....	219
Namen- und Sachregister .....	221

## I. Aufgaben und Ziele der Erdgeschichte

Innerhalb der Erdwissenschaften<sup>1</sup> strebt die erdgeschichtliche Forschung nach einer Gesamtschau des Werdeganges unseres Planeten.

Sie versucht, die Prozesse und Kausalketten zu ergründen, die zum gegenwärtigen Erdzustand führten und ihn auch in Zukunft bestimmen und verändern werden.

Die Betrachtungsweisen des Erdgeschichtlers und des Historikers haben manches gemeinsam. Beide suchen die geborgenen Dokumente zu entziffern, bewerten ihren Informationsinhalt und bilden daraus ein Datenmosaik, in dem sich das Zustandsbild einer Epoche um so deutlicher abzeichnet, je näher es der Gegenwart steht. Für beide Wissenschaften ergibt sich gleichermaßen das Problem, Überlieferungslücken zu überbrücken, gleichgültig, ob geschichtliche Ereignisse und Gestalten spurlos in der Vergangenheit versanken oder hinterlassene Dokumente zerstört wurden. Beide haben sich auch gelegentlich durch allzu starres „Stammbaum-Denken“ den Blick für die Vielschichtigkeit des historischen Geschehens verstellt.

Naturgemäß ist die Erdgeschichte vorrangig Geschichte der Lithosphäre, Hydrosphäre und Biosphäre. Ihr Blickfeld weitet sich aber, sowie es gelingt, die Tiefen der Ozeane, das Erdinnere, den erdnahen Raum und die benachbarten Himmelskörper weiter zu erforschen.

Erdgeschichtliche Dokumente sind die Gesteine der Erdkruste und die in ihnen enthaltenen Reste vergangenen Lebens – die Fossilien. Sie lassen sich nach den Regeln der Gesteinsfolge (Lithostratigraphie) und Lebensfolge (Biostratigraphie) zeitlich einstufen und, gegebenenfalls mit Hilfe tektonischer und paläogeographischer Methoden, einander räumlich zuordnen. So ergeben sich erdgeschichtliche Zustandsbilder wie die Verteilung von Land und Meer (Paläo-

<sup>1</sup> Geologie, Paläontologie, Geographie, Ozeanographie, Petrologie, Mineralogie, Geochemie, Bodenkunde, Astrophysik, Geophysik, Meteorologie, Hydrologie u. a.

geographie), die Klimate der Vorzeit (Paläoklimatologie), frühere Pflanzen- und Tiergesellschaften (Paläobiologie) und ihre Lebensbedingungen (Palökologie) sowie die Strukturen und das Verhalten der Erdkruste (Geotektonik).

In der mehr oder weniger raschen Folge veränderter Erdbilder und Lebensformen erschließen sich Grundzüge und kausale Zusammenhänge in der Entwicklung der Erde und des Lebens. Wir begreifen die Gegenwart als erdgeschichtlichen Moment und den Menschen als Teil eines komplexen Systems kosmischer, planetarer und biologischer Komponenten.

Aus der faszinierenden Geschichte unseres Planeten und seiner Biosphäre erwächst uns schließlich das Selbstbewußtsein und die Verantwortung, unsere Umwelt planend zu erschließen, sinnvoll zu nutzen und ihre Lebensquellen zu schützen.

## II. Erdgeschichtliche Dokumente

Der Schlüssel zum Verständnis der in den Gesteinen gespeicherten Informationen ist im geologischen Geschehen der Gegenwart zu suchen. Wir müssen also annehmen, daß sich die Vorgänge der Gesteinsbildung und -zerstörung in der Vergangenheit nach den gleichen Regeln vollzogen wie in der Gegenwart. Obwohl dieses aktualistische Prinzip den grundlegenden Ansatz zur Erklärung erdgeschichtlicher Daten bietet, bedarf es für die einzelnen Erdepochen einer abgestuften Modifizierung. Bei seiner Anwendung ist zu berücksichtigen, daß die gegenwärtigen geologischen Prozesse noch vom Eiszeitalter des Quartärs, vor allem aber durch den Eingriff des Menschen beeinflußt werden, also einen erdgeschichtlichen Sonderfall darstellen.

Die Substanz und das Gefüge der Gesteine, ihre Lagerung und Verbreitung sind wichtige erdgeschichtliche Parameter. Sie kennzeichnen ehemalige Ablagerungsräume, Zonen der Gesteinszerstörung und geben Hinweise auf die Verschiebungen von Küstenlinien, Klimaänderungen, Bewegungen der Erdkruste und damit verbundene magmatische Ereignisse.

Es gibt sedimentäre, magmatische und metamorphe Gesteine. Die geologischen Vorgänge auf der Erdoberfläche spiegeln sich vor allem in den Sedimentgesteinen wider. Man unterscheidet:

#### Klastische Sedimente (Trümmergesteine)

Aus den zerkleinerten Trümmern älterer Gesteine aufgebaut.

Brekzien, Konglomerate (Korn- $\phi > 2$  mm)

Sandsteine, z. B. Arkosen, Grauwacken (Korn- $\phi$  2–0,02 mm)

Siltsteine, Tonsteine, Schiefer (Korn- $\phi < 0,02$  mm).

#### Chemische Sedimente

Durch chemische Ausfällung oder Auslaugung entstanden.

##### Ausfällungsgesteine

Aus übersättigten Lösungen ausgefällt: Kalke, Dolomite, Eisen-sedimente, Sulfate (Gips, Anhydrit), Chloride (Steinsalz, Kalisalz).

##### Rückstandsgesteine

Unlösliche Rückstände der chemischen Verwitterung z. B. Rot-erden.

#### Organische Sedimente

Aus den Hart- und Weichteilen von Organismen aufgebaut.

Kalkige Ablagerungen: Foraminiferenkalk, Korallenkalk, Algenkalk, Bonebed (Knochenbrekzie).

Kieselige Ablagerungen: Radiolarit (Radiolarien), Kiesel-schiefer, Kieselgur (Diatomeen).

Bituminöse Ablagerungen (Kaustobiolithe): Torf, Kohle, Ölschiefer, Erdöl und Erdgas.

Die Korngröße und die Kornform klastischer Sedimente geben Auskunft über die Transportweiten, während ihre stoffliche Zusammensetzung (Gerölle, Schwermineralien) vom Gesteinsbestand des Liefergebietes abhängt. Die Sedimentgefüge (Schrägschichtung, Fließmarken, Kornregelung) lassen Schlüsse auf die Strömungsrichtung der transportierenden Medien (Wasser, Wind) zu.

Die magmatischen Gesteine kristallisierten aus silikatischen Schmelzen, die dem oberen Erdmantel oder der Erdkruste entstammen. Ihre Gefüge zeigen, ob sie in der Tiefe erstarrten (Tiefengesteine) oder als flüssige Laven die Erdoberfläche

erreichten (vulkanische Gesteine). Die chemische Zusammensetzung wird vom Bildungsort, vom Chemismus der Förderwege und auch davon beeinflusst, ob die Schmelzen während einer Gebirgsbildung oder in Zeiten relativer tektonischer Ruhe aufdrangen.

Metamorphe Gesteine entstanden dann, wenn Sedimente oder magmatische Gesteine beim Absinken in die Tiefe Umprägungen und Umkristallisationen erlitten. Die ursprünglichen Minerale und Gefüge können sich dabei völlig verändert haben. Steigerte sich die Metamorphose bis zur partiellen oder vollständigen Aufschmelzung, so bildeten sich Migmatite oder anatektische Granite.

Obwohl diese Prozesse der unmittelbaren Beobachtung unzugänglich sind, lassen sich anhand petrologischer Experimente die Druck- und Temperaturbedingungen bei der Gesteinsmetamorphose abschätzen. Man gewinnt auch eine Vorstellung von der Krustentiefe, in der sich die Gesteinsumbildungen vollziehen.

Alle bei der Gesteinsbildung wirksamen physikalischen, chemischen, geographischen und biologischen Faktoren werden im Begriff *Fazies*<sup>2</sup> zusammengefaßt.

Ablagerungen der kontinentalen Fazies sind beispielsweise:

#### Terrestrische Sedimente

Böden, Gletscherablagerungen (Moränen, Tillite), Windabsätze (Dünensand, Löß).

#### Aquatische Sedimente

Flußablagerungen (Schotter, Arkosen), Lagunen- und Seeablagerungen (Kalk, Ton, Gytja, Torf, Salz).

Die Ablagerungen der marinen Fazies lassen sich nach der Wassertiefe und der Entfernung vom Festland wie folgt gliedern:

#### Flachseesedimente

Festlandsnah in geringer Tiefe entstanden.

Litorale Sedimente: Strandablagerungen (Geröll, Sand).

Neritische Sedimente: Absätze auf dem seichten Schelf, mit

<sup>2</sup> Lateinisch *facies* = Gesicht, Aussehen.

Wasserbewegung bis zum Grunde (Sand, Schlick, Kalke, Oolithe, Riffe).

Bathyale Sedimente: Absätze auf dem tieferen Schelf (Sand, Schlick, Sapropel).

**Tiefseesedimente** oder pelagische Sedimente.

Fern vom Festland in großer Wassertiefe gebildet (Schlick, Globigerinenschlamm, Diatomeenschlamm, Radiolarienschlamm, roter Ton).

Magmatische Gesteine gehören je nach ihrem Entstehungsort zur vulkanischen, subvulkanischen oder plutonischen Fazies. Die Mineralfazies metamorpher Gesteine gestattet Rückschlüsse auf die Druck- und Temperaturbedingungen bei der Metamorphose.

Fossilien sind Tier- und Pflanzenreste vergangener Lebensgemeinschaften. Zu ihnen gehören auch Lebensspuren wie Trittsiegel, Kriechspuren, Wurm- und Freßbauten. Obgleich manche Schichten eine Fülle fossiler Reste enthalten, ist auch in ihnen nur ein schmaler Ausschnitt der ehemaligen Lebewelt erhalten geblieben.

Der Einbettungsraum entspricht nicht immer dem ehemaligen Lebensraum der Organismen. Manche Fossilagerstätten entstanden in ausgesprochen lebensfeindlichen Zonen, da keine Bodenfauna existierte, die die organischen Reste zerstörte (S. 130). Nicht selten werden auch Landtiere und Pflanzen in randliche Meeresteile verschwemmt, während marine Faunen mit der salzhaltigen Unterströmung in den Flußläufen weit landeinwärts gelangen.

Ausgehend von den Lebensgewohnheiten heutiger Pflanzen- und Tiergruppen, sind Analogieschlüsse auf die Umweltbedingungen vergangener Lebensgemeinschaften zu ziehen. Als Faziesfossilien dienen fossile Reste dann zur ökologischen Kennzeichnung bestimmter Lebensräume.

Rein marine Organismen sind z. B. Radiolarien, Brachiopoden, Bryozoen, Cephalopoden und kalkabscheidende Rotalgen.

Die euhalinen Meeresbereiche (40–30 ‰ Salzgehalt) beherbergen die größte Lebensfülle. Gewässer mit höherem oder niedrigerem Salzgehalt enthalten artenarme, aber oft individuenreiche Faunen. Die Tiere sind hier meist kleinwüchsiger, ihre Schalen leichter und weniger verziert.

Unterschiede bestehen auch zwischen den Faunen warmer und kalter Meere. Die polaren Meere beherbergen zwar eine reiche Lebewelt, die Anzahl der Arten, das Gewicht und der Aragonitgehalt der Kalkgehäuse ist aber geringer als in den niederen Breiten. Höhere Wassertemperaturen erleichtern die Bildung von Kalkgehäusen. Riffkorallen und Dasycladaceen sind fast ganz auf tropische Gewässer beschränkt. Mit Hilfe von  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Bestimmungen an fossilen Aragonitschalern lassen sich heute die Wassertemperaturen im ehemaligen Lebensraum der betreffenden Organismen genauer bestimmen.

Tiere mit gedrungenem Wuchs und schweren, versteiften Gehäusen waren in Bereichen starker Wasserbewegung, etwa in der Brandungszone, beheimatet. Zartere und verzweigte Skelette zeugen dagegen vom Leben in ruhigerem Wasser.

Aussagen über die ursprünglichen Wassertiefen sind mit großen Unsicherheiten behaftet. Für diese bathymetrischen Abschätzungen eignen sich Lebensspuren und Organismen wie Kalkalgen, Kalkschwämme und die mit Algen in Symbiose lebenden Korallen. Riffkorallen entwickeln sich z. B. optimal in Wassertiefen bis zu 30 m.

Die Häufigkeit, Regelung und Orientierung der Fossilien in den Gesteinen hängt von den Einbettungsumständen wie der Beschaffenheit des Meeresbodens und der Wasserbewegung ab (Biostratonomie).

Besondere Bedeutung als biologische „Zeitmarken“ haben die Leitfossilien. Hierfür eignen sich vor allem Tier- und Pflanzengruppen mit raschem Artenwandel, weiter Verbreitung und erhaltungsfähigen Skelett- und Gewebeteilen. Sind diese Voraussetzungen erfüllt, lassen sich auch Formen, deren systematische Stellung noch unklar ist (z. B. Conodonten), vorzüglich als Leitfossilien verwenden. Hohen Leitwert haben auch Mikrofossilien: Protozoen, pflanzliche Einzeller, Ostrakoden, Sporen und Pollen. Sie sind in den Gesteinen massenhaft enthalten und können daher aus relativ kleinen Proben (Bohrkerne) in großer Zahl gewonnen werden.

Den Entwicklungsreihen der Leitfossilien stehen Dauereffossilien gegenüber, die über viele Jahrmillionen keine nennenswerten Änderungen ihres Bauplanes zeigen (*Lingula* 560 Mio. J., *Limulus* 200 Mio. J.).

### III. Die erdgeschichtliche Zeittafel

Die, unsere Vorstellungskraft weit übersteigenden, Jahrmilliarden der Erdgeschichte sind nur meßbar, wenn die in der Zeit abgelaufenen Ereignisse in den Gesteinen ihren Niederschlag fanden.

Bei der Sedimentation legte sich eine Gesteinsschicht über die andere, so daß die jeweils jüngere Schicht die ältere überdeckt. Dieses stratigraphische Grundgesetz (E. STENO 1764) ermöglicht eine relative zeitliche Gliederung sedimentärer Schichtfolgen.

Als Schicht bezeichnen wir eine Gesteinsplatte begrenzter Dicke, aber großer, flächenhafter Ausdehnung.

Besitzen einzelne Schichten besondere Merkmale (Färbung, Mineralbestand, Gefüge), so lassen sie sich von Aufschluß zu Aufschluß verfolgen und gestatten die Parallelisierung von Sedimenten auseinanderliegender Gebiete. Für Schichtvergleiche kön-

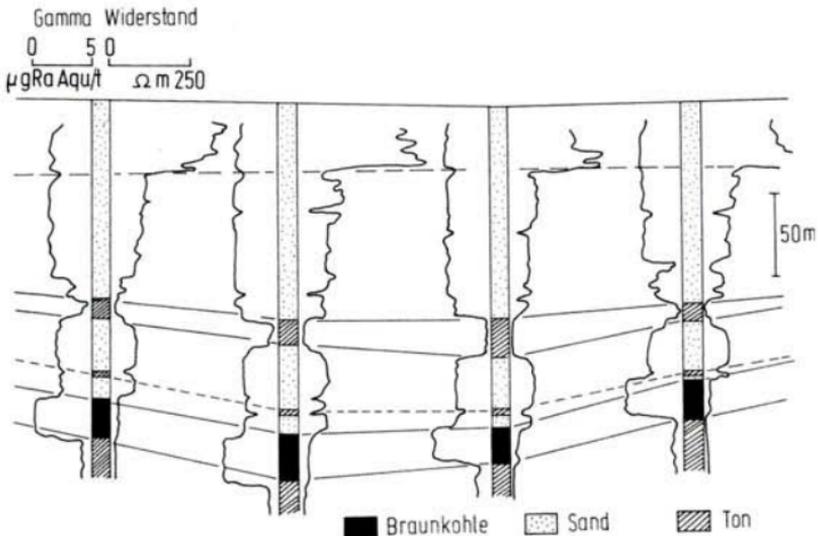


Abb. 1. Schichtparallelisierung in Braunkohlebohrungen mit Hilfe physikalischer Methoden (n. RÜLKE 1956). Die Widerstandswerte ( $\Omega$  m) geben nach Berücksichtigung anderer Einflüsse Auskunft über die Leitfähigkeit der Gesteine. Daraus lassen sich Porosität (Sand, Ton, Kalk) und Porenfüllung (Ol, Wasser, Gas) einer Schicht abschätzen. Die Gammastrahlung ( $\mu\text{g Ra Äqu/t}$ ) stammt überwiegend aus dem Zerfall des Isotops  $^{226}\text{Ra}$ , das vor allem in Tonmineralien angereichert ist. Die Strahlung weist daher in Tonen und Mergeln hohe, in Sanden mittlere und in Kohlen geringe Werte auf.

nen auch chemische und physikalische Gesteinseigenschaften herangezogen werden. Sie sind vor allem bei der Parallelisierung von Bohrprofilen unentbehrlich (Abb. 1). Diese lithostratigraphische Methode ist aber nur bedingt anwendbar, denn gleichartige Gesteine brauchen nicht gleichalt zu sein.

Der englische Ingenieur W. SMITH (1817) erkannte, daß die Fossilien in den Sedimentgesteinen regelmäßig aufeinanderfolgen, und begründete damit die Biostratigraphie. Schichten mit gleichen Leitfossilien gelten demnach als altersgleich und können auch über die Weltmeere hinweg parallelisiert werden. Diese Bewertung der Fossilien als geologische Zeitmarken stützt sich auf die Erkenntnis, daß die biologische Artbildung irreversibel verläuft und für die weltweite Ausbreitung neuer Faunen Zeitspannen erforderlich sind, die, geologisch gesehen, als synchron gelten können.

Für die erdgeschichtliche Gliederung werden folgende Einheiten in absteigender Rangfolge verwendet:

Einheiten für die in der Zeit gebildeten Steine	Zeiteinheiten
Systemgruppe	Ära
Formation (System)	Periode
Abteilung (Serie)	Epoche
Stufe	Alter
Zone	Phase (Chron)

Die Zone ist biostratigraphisch durch eine leitende Fossil-Art gekennzeichnet und endet mit dem Einsetzen einer neuen Art.

Der erdgeschichtlichen Zeitmessung liegt das heutige Erdjahr zugrunde. Man darf aber annehmen, daß sich die Jahreslänge im Laufe der Zeit änderte, da die Rotations- und Umlaufgeschwindigkeiten der Erde nicht konstant blieben. Über das Ausmaß solcher Änderungen besteht keine Einigkeit. Nach Schätzungen RUNCORNS dauerte ein Jahr im Kambrium noch 425 Tage.

Eine Zeitmessung mit geologischen Mitteln ist möglich, wenn sich in den Gesteinen der jahreszeitliche Witterungswechsel abbildete, wie in den quartären Bändertonen mit sandigen Sommer- und tonigen Winterlagen (Warven). Anhand der Warvenzählung konnte G. DE GEER (1905) zeigen, daß seit

dem Ende der Weichseleiszeit etwa 10 000 Jahre vergangen sind. Rhythmische Schichtung oder Anwachszonen (z. B. bei Korallen) sind keine Seltenheit, es ist jedoch sehr schwer, sie mit Sicherheit einem bestimmten Zeitintervall (Tag, Jahr) zuzuordnen. Für manche Datierungen eignen sich auch die wechselnde Polarität des magnetischen Erdfeldes, die Dendrochronologie (Jahresringzählung) oder astronomische Methoden (Strahlungskurven).

Die moderne Geochronologie verwendet radiometrische Methoden. Diese gehen von den Mengenverhältnissen radioaktiver und radiogener Isotope in Gesteinen aus und gründen auf folgende Reaktionen (Tab. 1):

Tabelle 1  
Daten geochronologisch wichtiger Isotope

Mutter-Isotop	Zerfall	Tochter-Isotop	Halbwertszeit (Jahre)	
$^{235}\text{U}$	$7\alpha, 4\beta^-$	$^{207}\text{Pb}$	$7,13 \cdot 10^8$	Uran-Blei-Methode
$^{232}\text{Th}$	$6\alpha, 4\beta^-$	$^{208}\text{Pb}$	$1,39 \cdot 10^{10}$	Thorium-Blei-Methode
$^{87}\text{Rb}$	$\beta^-$	$^{87}\text{Sr}$	$5,0 \cdot 10^{10}$	Rubidium-Strontium-Methode
$^{40}\text{K}$	$\beta^-$	$^{40}\text{Ca}$ $^{40}\text{Ar}$	$1,3 \cdot 10^9$	Kalium-Argon-Methode
$^{234}\text{U}$	$\alpha$	$^{230}\text{Th}$	$2,5 \cdot 10^5$	Uran $^{234}$ -Methode
$^{230}\text{Th}$	$\alpha$	$^{226}\text{Ra}$	$8,0 \cdot 10^4$	Ionium-Methode
$^{14}\text{C}$	$\beta^-$	$^{14}\text{N}$	$5,7 \cdot 10^3$	Radio-Kohlenstoff-Methode

Radiogene Isotope mit langen Halbwertszeiten sind naturgemäß für die Bestimmung geringer Alter ungeeignet, da sich zur Zeit der Messung noch keine ausreichenden Tochterkonzentrationen gebildet haben. Methoden mit kurzen Halbwertszeiten versagen bei alten Gesteinen, da dann die Muttersubstanz bereits weitgehend verschwunden ist.

Grundsätzlich bezeichnen radiometrische Gesteins- oder Mineralalter den Zeitpunkt, von dem an die Speicherung radiogener Tochterprodukte begann (Abb. 2). Das gemessene „Alter“ weicht aber vom tatsächlichen Gesteins- oder Mineralalter ab, wenn in der Zwischenzeit, etwa durch Wärmeeinwirkung, Verluste an radiogenen Tochterprodukten eintraten. Dann wird unter Umständen das Alter dieses thermischen Ereignisses datiert.

Tabelle 2  
Erdgeschichtliche Zeittafel

Periode		Epoche	Beginn vor Millionen Jahren	Gebirgsbildungen	
Känozoikum	Quartär	Holozän	1,5	Alpidische Faltung	
		Pleistozän			
	Tertiär	Neogen	Pliozän		10
			Miozän		25
		Paläogen	Oligozän		37
	Eozän		58		
			Paleozän		67
Phanerozoikum	Kreide	Obere	105	Kimmerische Faltung	
		Untere	137		
	Jura	Malm	157		
		Dogger	172		
	Trias	Lias	195		
		Obere	205		
		Mittlere	215		
	Perm	Untere	225	Variszische (herzynische) Faltung	
		Oberes	240		
	Karbon	Unteres	285		
		Siles	325		
		Dinant	350		
	Devon	Oberes	359	Kaledonische Faltung	
		Mittleres	370		
Unteres		405			
Silur		440			
Ordovizium		500			
Kambrium	Oberes	515	Assyntische, Baikalische Faltung		
	Mittleres	540			
	Unteres	570			
Präkambrium					

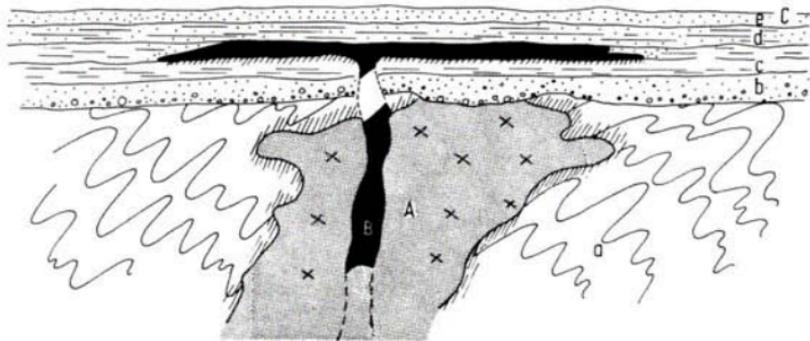


Abb. 2. Anwendung radiometrischer Altersbestimmungen.

Das Abkühlungsalter A des Granits (Rb-Sr-Methode an Muskowit) ergibt zugleich ein Mindestalter für die Faltung der Schichtfolge a. Das Abkühlungsalter B des Porphyrs (K-Ar-Methode an Biotit) entspricht etwa dem Alter der Schichtfolge c. Für die glaukonitführenden Sedimente e könnten Glaukonitbestimmungen (K-Ar-Methode) das Alter C der Sedimentation, bzw. der Diagenese liefern.

Auf dem Fundament stratigraphischer und geochronologischer Daten entstand die erdgeschichtliche Zeittafel (Tab. 2). Während für die mit Fossilien belegten Abschnitte der Erdgeschichte (Phanerozoikum) eine stratigraphisch gesicherte Zeitskala besteht, die mit radiometrischen Alterszahlen geeicht werden muß, fehlt für die langen Zeiträume des Präkambriums noch immer eine allgemein gültige Gliederung (S. 25). Die radiometrischen Daten zeigen im Präkambrium lediglich magmatische Ereignisse, Metamorphosen oder Granitisationen an und verlieren mit zunehmendem Gesteinsalter an Aussagekraft.

#### IV. Erdgeschichtliche Zustandsbilder

Der heutige geologische Zustand der Erdoberfläche wird in geologischen Karten dargestellt. Für Gebiete, in denen die Gesteine in ihrer ursprünglichen Position verblieben, ist daraus, bei hinreichender Datenzahl, das Zustandsbild einer vergangenen Erdepoeche relativ einfach zu rekonstruieren. Anders jedoch in Gebieten, in denen die Gesteine durch Bruchbildung, Faltung, Überschiebungen oder Deckenbewegungen deformiert und kilometerweit verfrachtet wurden. Sollen hier die ehemalige

Ausdehnung einer Sedimentserie, die Abmessungen eines Ablagerungsraumes oder der Transportweg eines Sediments ermittelt werden, so muß man zunächst die tektonischen Verformungen konstruktiv rückformen. Dies geschieht in palinspastischen Karten.

Die erdgeschichtliche Analyse beginnt mit dem Entwurf von Fazies- und Mächtigkeitskarten. In ihnen sind Bereiche gleicher Fazies und gleicher Mächtigkeit durch Isolinien verbunden und, wenn möglich, auch die Hauptrichtungen des Sedimenttransportes eingetragen (Abb. 7, 21, 32, 55).

Aus diesen Unterlagen entsteht die paläogeographische Karte. In ihr wird versucht, die ursprüngliche Verteilung von Land und Meer, Zonen unterschiedlicher Meerestiefe und die Gestaltung des Festlandes darzustellen (Abb. 32). Da aber der ehemalige Küstenverlauf nur selten durch Kliffe oder Strandlinien belegt ist, muß er meist indirekt aus den Mächtigkeitskurven ermittelt werden.

Das paläogeographische Bild ist ferner durch paläoklimatologische (Vereisungszentren, Klimazonen) und paläobiologische (Floren-, Faunenprovinzen) Daten zu ergänzen (Abb. 38, 40).

Ein besonderes Problem bildet die Gestalt vergangener Kontinente und Ozeane. Aus der Verbreitung mariner Organismen ist auf die Ausdehnung überwiegend flacher Meereszonen zu schließen, während die Wanderwege landbewohnender Tiergruppen das Auftauchen und Verschwinden von Landbrücken belegen. Paläogeographische Überlegungen und die Ergebnisse der paläomagnetischen Forschung lassen keinen Zweifel mehr daran, daß sich die Kontinentalschollen im Laufe der jüngeren Erdgeschichte erheblich verschoben und relativ zueinander bewegten. Gleichzeitig damit änderte sich auch die Gestalt der ozeanischen Becken.

Geologische Profile, wie sie sich in einer Steinbruchwand oder in einem Gebirgsquerschnitt bieten, sind Diagramme, aus denen die Gesteinsveränderungen in der Zeit und damit auch paläogeographische Zustandsänderungen abgelesen werden können (Abb. 3). Werden beispielsweise terrestrische Sedimente von Meeresablagerungen überdeckt, dann verlagerte sich

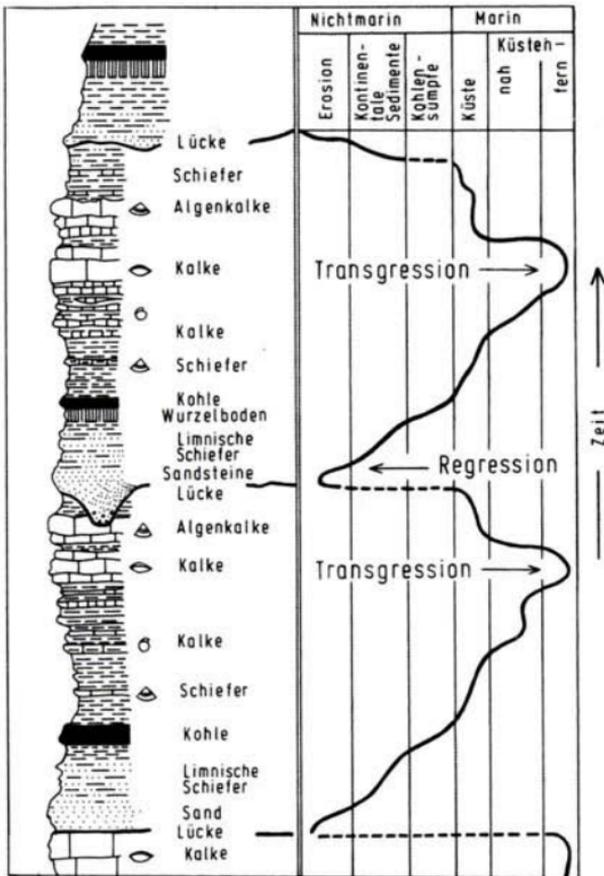


Abb. 3. Zyklische Sedimentation im Pennsylvanien der Midcontinent-Region Nordamerikas (n. MOORE 1959).

Die Zusammensetzung der Gesteine, ihre Strukturen und ihr Fossilinhalt kennzeichnen die Ablagerungsbedingungen (Kurve).

Die von den Schichtlücken unterbrochene Folge mariner und nichtmariner Ablagerungen entstand durch wiederholte Regressionen und Transgressionen eines Flachmeeres. Während der Überflutung bildeten sich marine Sande, Schiefer oder Kalke. In Zeiten der Trockenlegung wurden Schichten erodiert (Erosionslücken), kontinentale Sandsteine und limnische Schiefer abgelagert oder es entwickelten sich Kohlenmoore.

die Küstenlinie landeinwärts (Transgressionen). Liegen Landablagerungen über marinen Sedimenten, so wurden überflutete Gebiete vom Meer freigegeben (Regression). Ob diese Veränderungen auf Bewegungen der Erdkruste oder Schwankungen des Meeresspiegels beruhen, bleibt näher zu prüfen.

Struktur- und Reliefveränderungen der Erdkruste sind Reflexe intraterrestrischer Massenverlagerungen.

Weitspannige – epirogene – Krustenbewegungen führten zu säkularen Transgressionen und Regressionen der Schelfmeere. Sie bewirken die langfristige Hebungstendenz ausgedehnter Kontinentalblöcke (Schilde) oder die lang anhaltende Senkung weithinziehender Tröge (Geosynklinalen).

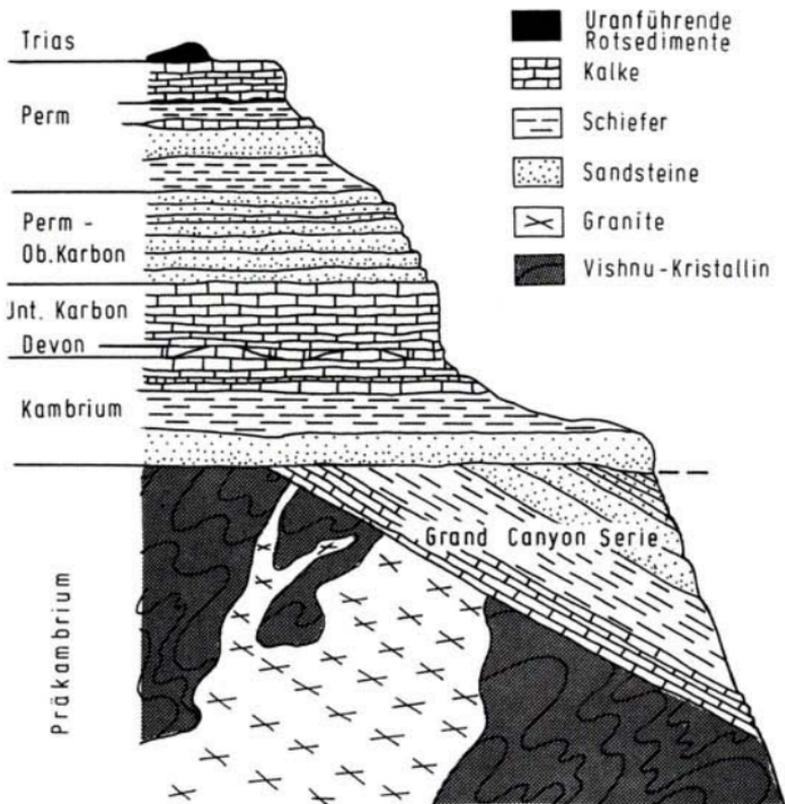


Abb. 4. Schichtfolge im Grand Canyon des Colorado River in Arizona (n. KEY & COLBERT 1965).

Über dem von Granit durchbrochenen Vishnu-Kristallin (1,7–1,4 Mrd. J.) eines präkambrischen Gebirgssystems liegt mit ausgeprägter Winkeldiskordanz die jungpräkambrische, aber nicht metamorphe Grand-Canyon-Serie. Nach erneuten orogenen Bewegungen begann vor 570 Mio. J. die Ablagerung kambrischer Sedimente.

Die jüngere, paläozoische Schichtfolge verblieb zwar in ihrer ursprünglichen Lage, zeigt aber Schichtlücken und Erosionsdiskordanzen (Ordovizium – Silur, Devon), so daß die Sedimentation zeitweise unterbrochen gewesen sein muß oder bereits abgelagerte Schichten wieder abgetragen wurden.

Während die epirogenen Bewegungen die Raumlage der Gesteinsverbände nur wenig veränderten, riefen die episodischen *Orogenesen* (Gebirgsbildungen) einschneidende Struktur- und Gesteinsumwandlungen (Metamorphose, Anatexis) hervor. Es entstanden dabei weltumspannende Falten- und Deckengebirge, in die magmatische Schmelzen einströmten. Solche orogenen Ereignisse kündeten sich, viele Jahrmillionen voraus, in der Entstehung vulkanisch aktiver *Geosynklinalen* an.

Als Folge epirogener Krustenhebungen entstanden *Erosionsdiskordanzen*, d.h. die bereits abgelagerten Gesteine wurden erodiert und freigelegte Schichtflächen bei erneuter Überflutung von jüngeren Sedimenten überdeckt (Abb. 4). Orogene Vorgänge bildeten sich unter anderem in *Winkeldiskordanzen* ab (Abb. 2, 4). Die Faltungszeit liegt dann zwischen dem Alter der jüngsten, von der Deformation noch erfaßten Schichten und dem Alter der eindeckenden Sedimente.

Die geographische Situation und die Sedimente jeder Erdepoeche wurden maßgebend vom tektonischen Zustand der Erdkruste beeinflußt. Paläogeographische Karten und Fazieskarten enthalten daher auch *geotektonische* Informationen.

So zeigen *Flysch-Sedimente* (S. 153) die orogene Aktivität ihrer Ablagerungsräume an. *Molasse-Ablagerungen* in den Außen- und Innensenken aufsteigender Gebirge kennzeichnen deren orogene Spätphase. Tektonisch stabile Plattformen werden dagegen von flachliegenden, gut sortierten *Tafelsedimenten* (Sande, Tone, Kalke) überdeckt.

In den kristallinen Gebieten der Erde liegen heute Gesteine zutage, deren Gefüge und Mineralfazies für eine Genese unter den Druck- und Temperaturbedingungen der tieferen Erdkruste sprechen. Stellenweise sind vielleicht sogar Zonen aus dem Grenzbereich gegen den oberen Erdmantel erschlossen.

Wenn es gelingt, diese petrogenetischen Prozesse gedanklich mit den tektonischen Ereignissen höherer Gebirgsetagen zu verknüpfen (Geotektonik), dann entstehen tektonische Bewegungsmodelle, aus denen die *Dynamik* orogener Prozesse abzuleiten ist. Hierbei sind radiometrische Altersbestimmungen von grundlegender Bedeutung. Sie helfen nicht nur geochronologische Fragen zu

beantworten, sondern geben auch Hinweise auf die Stoffbilanz der Erdkruste.

## V. Die Perioden der Erdgeschichte

### A. Die vorgeologische Ära

Die Hypothesen über die Entstehung unseres Planetensystems gründen ausschließlich auf astronomischen und astrophysikalischen Analogieschlüssen. Heute gewinnt besonders die von KANT (1755) und LAPLACE (1796) entwickelte Nebular-Theorie, wenn auch abgewandelt, erneut Bedeutung, da sich zeigt, welchen Einfluß magnetische Felder auf die Bewegungen kosmischer Gasmassen haben.

Kosmologische Überlegungen hängen eng mit den Vorstellungen vom Aufbau der Erde zusammen. Geophysikalische Tiefen-sondierungen haben ergeben, daß der Erdkern ( $\phi$  6843 km) von einem 2840 km mächtigen Erdmantel umhüllt wird, über dem die relativ dünne (4–60 km) Erdkruste (Lithosphäre), die Hydrosphäre und die Atmosphäre folgen. Die physikalisch-chemischen Eigenschaften der äußeren Erdhüllen sind heute hinreichend bekannt. Über den Aufbau des Erdmantels und des Erdkerns gibt es vorerst jedoch nur Vermutungen.

Vieles spricht dafür, daß die Erde vor etwa 6 Mrd. J. durch die Zusammenballung kalter kosmischer Materie entstand. Durch die nachfolgende Verdichtung und durch radioaktive Prozesse können so hohe Innentemperaturen entstanden sein, daß Konvektionsströmungen eine Stoffsonderung bewirkten. Die Erdkruste, die Hydrosphäre und die Atmosphäre lassen sich daher als Differentiationsprodukte des oberen Erdmantels erklären (RAMBERG 1964). Andererseits ist es denkbar, daß die Substanz der Urkruste einem die Erde umgebenden Nebelring entstammt (VAN BEMMELEN 1966, Abb. 88).

In den Frühstadien der Erde wurden die Temperaturen der Erdoberfläche weitgehend vom Wärmefluß aus dem Erdinnern bestimmt. Ob sie jemals den Schmelzpunkt silikatischer Gesteine erreichten, ist aber ungewiß. Der Erdkörper besaß in seiner Früh-

zeit eine geringere Dichte, eine größere Oberfläche und höhere Umdrehungsgeschwindigkeiten. Die Entstehung einer beständigen sialischen Erdkruste liegt mindestens 4 Mrd. J. zurück. Ihrer Bildung stand vermutlich lange die starke innere Konvektion der Erde entgegen.

Die ältesten überlieferten Gesteine sind etwa 3,6 Mrd. J. alt und entstammen einer bereits vielfach umgeschmolzenen und umgeformten Lithosphäre. "There is no vestige of the beginning" (HUTTON).

Die Kondensation der Hydrosphäre konnte erst bei Oberflächentemperaturen unter  $374^{\circ}\text{C}$  ( $t_{\text{krit}}\text{H}_2\text{O}$ ) einsetzen.

Auch die Entstehung des Lebens liegt im Dunkel der vorgeologischen Ära. Fossile Lebensformen sind nur dann zu erkennen, wenn wenigstens einfache Zellstrukturen erhalten sind. Findet man solche aber, dann hatte die organische Entwicklung längst den Grenzbereich zwischen Belebtem und Unbelebtem überschritten.

Die Uratmosphäre der Erde bestand vermutlich vorwiegend aus  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$  und  $\text{CO}_2$ .

Venus und Mars werden heute noch von solchen Uratmosphären umgeben. Die Gashülle der Venus besteht zum überwiegenden Teil aus  $\text{CO}_2$  und enthält geringe Mengen  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_2$  und Kohlenwasserstoffe. Die Temperaturen liegen zwischen  $+40$  und  $+280^{\circ}\text{C}$ .

Diese sauerstofffreie, reduzierende Gashülle bildete im Zusammenwirken mit der Urhydrosphäre und energiereicher kosmischer Strahlung die Voraussetzung für die anorganische Synthese komplizierter organischer Verbindungen (Proteine, Nucleinsäuren). Von ihnen führte ein langer Weg über verwickelte Ausleseprozesse und zahlreiche präbiotische Evolutionsstufen zum ersten einzelligen Lebewesen. Die frühen Lebensformen deckten ihren Energiebedarf zunächst aus den gelösten organischen Substanzen der Urmeere. Die Fähigkeit zur physiologisch wirksameren Photosynthese wurde vielleicht erst vor 3,5 Mrd. J. erreicht. Durch die nun beginnende organische Sauerstoffproduktion und die allmähliche Abschirmung der kurzwelligen Raumstrahlung bildeten sich die Voraussetzungen für die Entwicklung höher organisierten Lebens (Abb. 90).

## B. Das Präkambrium (3600–570 Mio. J.)

Die Kernzonen der Kontinente werden von ausgedehnten präkambrischen Plattformen gebildet, die entweder in gewölbten Schilden zutage treten oder unter mächtigen Schichtfolgen jüngerer Tafeln begraben liegen (Abb. 5). In ihren hochmetamorphem Gesteinsverbänden und riesigen Granitarealen sind 85 % der Erdgeschichte überliefert. Über den kristallinen Gesteinen liegen oft nur wenig veränderte präkambrische Tafelsedimente, die von fossilführenden Ablagerungen des Kambriums bedeckt sein können.

Lange waren die präkambrischen Kristallinkomplexe nur nach lithostratigraphischen und magmentektonischen Gesichtspunkten zu gliedern. Die in einzelnen Zonen gut erhaltenen Konglomerate, Sandsteine, Schiefer und Vulkanite rechtfertigten aber eine aktualistische Behandlung und regten eine in jüngeren Formationen erprobte zyklische Gliederung an. Eine interkontinentale Parallelisierung einzelner Entwicklungsabschnitte gelang jedoch nicht. Erst die Anwendung radiometrischer Altersbestimmungen brachte eine entscheidende Wende. Mit ihrer Hilfe konnten Perioden magmatisch-tektonischer Ereignisse, Metamorphosen und erzbildende

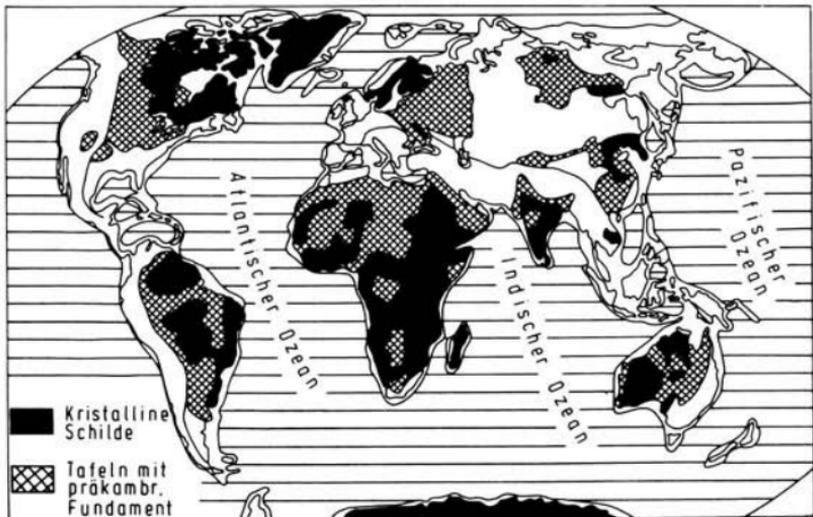


Abb. 5. Der Anteil präkambrischer Plattformen (Schilde, Tafeln) am Aufbau der Kontinente.



Abb. 6. Die Osteuropäische Plattform besteht aus einem Gitter tektonisch-chronologischer Provinzen und wird von riphäischen (1150-570 Mio. J.), teils assyrisch, bzw. baikalisch gefalteten Randsenken (grau) umgeben (n. SEMENENKO u. a. 1968). Die Ural-Senke enthält 13 000-16 000 m mächtige jungproterozoische Ablagerungen und steht über den Timanid mit den Sparagmit-Senken am NW-Rand der Plattform in Verbindung.

Schwarz: Katakambische Kerne (3,5-2,7 Mrd. J.); A Archaische Provinz (2,7-1,9 Mrd. J.); SF Svekofennidische -, K Karelidische und Saksaganidische Provinz (2,0-1,7 Mrd. J.); V Wolhynische Provinz (1,7-1,5 Mrd. J.); G-O Owrutsch-Gothidische Provinz (1,5 bis 1,1 Mrd. J.).

### Prozesse datiert und tektonisch-chronologische Provinzen abgesteckt werden (Abb. 6).

Die statistische Auswertung radiometrischer Gesteins- und Mineralalter ergibt für alle Kontinente einen ähnlichen Entwicklungsrhythmus, obwohl die tektonischen und magmatischen Er-

### Tabelle 3. Gliederung des Präkambriums.



Summenkurve radiometrischer Alterszahlen n. GASTIL (1960).

1. Zeitstratigraphische Gliederung nach GOLDICH (1968); 2. nach TUGARINOV u. VINOGRADOV (1968); 3. allgemein verwendet; 4. nach KELLER u. a. (1968); 5. Entwicklungsabschnitte des Kanadischen Schildes n. STOCKWELL (1968); 6. Orogenesen im Kanadischen Schild nach STOCKWELL (1968). Kursiv: Ereignisse im Lake-Superior-Gebiet n. GOLDICH (1968); 7. Orogene Zyklen des Baltischen Schildes n. POLKANOV u. GERLING (1960); 8. Orogene Zyklen des Ukrainischen Schildes n. SEMENENKO u. a. (1968); 9. Megazyklen des Ukrainischen Schildes n. SEMENENKO u. a. (1968).



eignisse regional oft rascher aufeinanderfolgen als den erkennbaren Großintervallen entspricht.

Da noch keine Einigkeit darüber besteht, welche Intensität und regionale Bedeutung einzelnen Ereignissen zukommt, ist vorerst keine allgemeingültige Zeittafel des Präkambriums aufzustellen.

Man gliedert zeitstratigraphisch in: Alt-, Mittel- und Jungpräkambrium, in Archäikum und Proterozoikum oder nach geologischen Zyklen (Tab. 3).

### 1. Altpräkambrium

Ein besonderes Kennzeichen der altpräkambrischen (archäischen) Kontinentalkerne sind die in ihre Migmatit- und Granitmassen (3,5–2,5 Mrd. J.) eingefalteten Grünsteinsynklinorien. Diese eng gefalteten, meist aber schwach metamorphen Gesteinszonen sind aus mächtigen Sedimenten und Vulkaniten aufgebaut.

Die vulkanischen Serien bestehen aus Peridotiten, Basalten, Andesiten, Dazititen und einer Vielfalt pyroklastischer Ablagerungen. Die Sedimente setzen sich aus Konglomeraten, Grauwacken, Schiefern, gebänderten Eisenerzen und chemischen Ablagerungen wie Hornsteinen und Jaspiliten zusammen. Schrägschichtungen, Rippelmarken, Trockenrisse, gradierte Schichtung und Fließmarken zeugen von wechselnden Ablagerungsbedingungen in aquatischen Becken.

Die Grünsteinzonen sind mit den orogenen Bauformen der jüngeren Erdgeschichte nicht zu vergleichen. Sie zeugen von der regen vulkanischen Aktivität einer noch dünnen, mobilen Erdkruste und können vielleicht mit den vulkanischen Inselbögen der Gegenwart verglichen werden.

Typische Grünsteinsynklinorien bilden das Keewatin und Coutchiching in Nordamerika, die Polmos-Serie der Kola-Halbinsel (> 2,6 Mrd. J.), die Konka-Serie (3,5–3,1 Mrd. J.) im Ukrainischen Schild, in Indien die Amphibolite des unteren Dharwar-Systems, in Australien die Gesteine der Kalgoorlie-Serie (2,7 Mrd. J.) und des Pilbara-Systems (> 3 Mrd. J.), in Afrika das Sebakwian-System (Südrhodesien) und das Swaziland-System (> 3 Mrd. J.), aus dem die ältesten bekannten Spuren organischen Lebens stammen.

Viele Goldlagerstätten der Erde sind an die Grünsteinzonen gebunden, deren basische Gesteine auch große Mengen Nickel enthalten.