

## **Die Erdkruste und ihre Entwicklung.**

Von Univ.-Prof. Dr. Hans Wieseneder, Wien.

Vortrag, gehalten am 27. November 1957.

Der Weg, der vom Urzustand der Erde zu ihrer heutigen Gliederung führte, zerfällt in zwei Abschnitte: in den geologischen und den vorgeologischen. Der erste ist uns in den Gesteinen als den Dokumenten der Erdgeschichte erhalten und beginnt mit den ältesten bekannten Gesteinen vor etwa  $3 \cdot 10^9$  Jahren. Die vorgeologische Erdgeschichte nimmt mit der Entstehung der Erde ihren Anfang und kann durch geochemische und geophysikalische Überlegungen aufgehellert werden; ihr Beginn liegt bei etwa  $4,5 \cdot 10^9$  Jahren.

Jeder Versuch einer Analyse der Entwicklung der Erdkruste wird von ihrem derzeitigen Aufbau ausgehen, den wir jetzt betrachten wollen.

Die Erdbebenforschung hat durch die Beobachtung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen mehrere Diskontinuitäten im Erdinneren nachgewiesen. Die beiden wichtigsten sind die in etwa 35 km Tiefe gelegene Mohorovičić-

(M)-Diskontinuität und die in 2900 m Tiefe gelegene Wiechert-Gutenberg Unstetigkeitsfläche. Diese Hauptdiskontinuitätsflächen trennen Kruste, Mantel und Kern der Erde, wobei den einzelnen Schalen eine stofflich verschiedene Zusammensetzung zukommt. Untergeordnete Diskontinuitätsflächen treten im Kontinentalbereich in 11 km Tiefe (Conrad-Diskontinuität), ferner in 413, 984 und 5000 km Tiefe auf.

Über die stoffliche Natur des Erdinneren geben mittlere Dichte, Meteoritenforschung, Schwereverteilung, hypsographische Kurve und der Vergleich mit dem Schmelzprozeß im Hochofen Anhaltspunkte.

Die mittlere Dichte der Erde, erstmalig von Cavendish mit ungefähr 5 bestimmt, beträgt genau 5,517. Da die Dichte der uns zugänglichen Kruste bei 2,7 liegt, muß man annehmen, daß das Erdinnere aus dichterem Material besteht als die Kruste, zumal der Kompressibilität der Gesteine enge Grenzen gesetzt sind.

Fassen wir die Meteoriten als Bruchstücke eines Planeten auf, so liegt es nahe, in den Eisenmeteoriten Teile des metallischen Kernes, in den Steinmeteoriten die Repräsentanten des Mantels und in den allerdings problematischen Glasmeteoriten Bruchstücke der Kruste eines Himmelskörpers zu sehen und für die Erde einen ähnlichen Aufbau anzunehmen.

Dana hat dies 1873 als erster getan. Früher hatte man angenommen, daß die Erde durchaus granitische Zusammensetzung aufweist. Der Auffassung von Dana hatten sich Goldschmidt (1922), Washington (1925), Buddington (1943) und Bullen (1947) angeschlossen.

Meinungsverschiedenheiten gibt es hinsichtlich des Aufbaues und der Zusammensetzung des Mantels. Goldschmidt nahm unter der Kruste eine aus Eklogit bestehende Zone von 120 — 1000 km Tiefe an, da diese Gesteine gabbroider Zusammensetzung eine hohe Dichte (3,35—3,6) aufweisen und neben den Duniten und Peridotiten jene Eigenschaften besitzen, die die geophysikalischen Messungen für die Zone unterhalb der M-Diskontinuität ergeben. Für die eklogitische Natur des oberen Mantels wurde auch das Vorkommen von Eklogiteinschlüssen in Kimberliten der südafrikanischen „pipes“ angeführt. Für den tieferen Teil des Mantels schlug Goldschmidt eine oxydisch-sulfidische Zusammensetzung vor, wie sie sich aus dem Vergleich mit dem Hochofenprozeß ergibt. Die anderen genannten Autoren nehmen eine Peridotit-schale von 40—1500, von 70—1000 bzw. von 33 bis 2900 km an. Buddington rechnet mit einer Eisenoxyd-sulfidschicht an der Basis des Mantels, die nach oben in die aus den Steinmeteoriten bekannte Silikatassoziation (Olivin, Hypersthen, Diopsid und Plagioklas) übergeht.

K u h n und R i t t m a n n (1941) schlugen ein gänzlich anderes Modell des Aufbaus der Erde vor. Wegen der großen Differenz in der Zusammensetzung der Erde und der Solarmaterie, aus der die Erde ursprünglich bestanden haben soll, nehmen diese Autoren an, daß der Differentiationsprozeß, der ja zur Ausbildung der oben geschilderten Zonen führte, nur bis in 2200 km Tiefe reicht und darunter komprimierte Solarmaterie vorhanden ist. Auch die hohe Viskosität, die im Erdinneren herrschen muß, wird als Argument in diesem Sinne gedeutet. Die seismischen Unstetigkeitsflächen werden rein physikalisch, nicht aber durch verschiedene stoffliche Zusammensetzung der Erdschalen erklärt. Gegen diese Vorstellungen wurden von geologischer und geophysikalischer Seite ernsthafte Einwendungen erhoben, da sie weder die durchschnittliche Dichte der Erde noch die Hauptdiskontinuität in 2900 km Tiefe zureichend zu erklären vermögen. Auch ist es nicht sicher, daß die Erde unmittelbar von Solarmaterie abzuleiten ist. Nach der heute wahrscheinlichsten, von v o n W e i z s ä c k e r entwickelten Vorstellung war die primitive Sonne eine rasch rotierende Masse, umgeben von einer ausgedehnten linsenförmigen Hülle, die aus festen Teilen und Gas in turbulenter Bewegung bestand.

In der Hülle entwickelten sich nach dieser Theorie Materialkonzentrationen, die zur Bildung der Planeten führten. Infolge der nach außen fallen-

den Temperatur bestehen die kleineren inneren Planeten vorwiegend aus schwerflüchtigen Elementen, die großen und sonnenfernen dagegen vornehmlich aus leichtflüchtigen. Nach dieser heute sehr bevorzugten Theorie können wir ruhig bei der Vorstellung des Eisen-Nickel Kernes der Erde bleiben, die die geophysikalischen Tatsachen so einleuchtend zu erklären vermag.

Die Weltmeere lassen infolge der geringen Dichte des Wassers erwarten, daß die Schwerkraft über den Ozeanen geringer ist, als über den Gebirgen und Kontinenten. Dies ist aber nicht der Fall. Die Anziehungskraft der Erde ist, von lokalen Störungen abgesehen, überall annähernd gleich. Das geringere Gewicht der ozeanischen Wassermassen wird durch die größere Dichte ihres Untergrundes ausgeglichen. Unter den Gebirgen reicht leichteres Material tiefer hinab und stellt so den Ausgleich her.

Über die petrographische Natur der Kontinentalmassen und der Ozeanböden geben die seit mehr als hundert Jahren durchgeführten geologischen Untersuchungen Aufschluß. 1/6 der Erdoberfläche wird von den Weiten des pazifischen Ozeans eingenommen. Die aus diesen auftauchenden Inseln (Hawai, Tahiti, Marquesas-Inseln, Samoa, Galapagos usw.) werden von Olivinbasalten sehr einheitlicher Zusammensetzung und ihren mengenmäßig unbedeutenden Differentiationsprodukten (Trachyte, Phonolithe) aufgebaut. Aus ähnlichen, aber

etwa natronreicheren Ergußgesteinen bestehen die der mittelatlantischen Schwelle aufsitzenden Inseln, sowie die aus Vulkaniten aufgebauten Inseln des Indischen Ozeans (St. Helena, Ascension, Kerguelen-Archipel usw.). Diese Beobachtungen führen zur Vorstellung, daß der Untergrund der Weltmeere aus sehr einheitlich zusammengesetztem basaltischem Material besteht. Da der Basalt vorwiegend aus Silizium - Magnesiumverbindungen aufgebaut ist, spricht man bei der unter den Ozeanen liegenden Zone auch vom Sima.

Die Oberfläche der Kontinente ist zu 75 % mit Sedimenten bedeckt. Wie wir aus den geologischen Beobachtungen, einer Unzahl von Erdölbohrungen und aus geophysikalischen Untersuchungen wissen, folgt unter den Sedimentationsbecken überall das kristalline Grundgebirge. Die maximale Mächtigkeit der Sedimentdecke beträgt 20 km. Das Kristallin besteht aus Gesteinen granitischer Zusammensetzung und Metamorphiten. Die Granite wiegen bei weitem vor, so daß das Grundgebirge zu 95 % aus Felsarten dieser Gruppe besteht. Unter „granitischen Gesteinen“ verstehen wir die in der folgenden Tabelle zusammengestellten Tiefengesteine, deren Charakteristikum ein Quarzgehalt über 10 % ist.

Als dunkle Gemengteile treten in den granitischen Gesteinen Biotit, Hornblenden und Augite auf. Silizium-Aluminiumverbindungen sind die Hauptbausteine der Granite und damit der Konti-

	nur Alkalifeld- späte (Orthoklas, Mikroclin, Albit)	Alkalifeldspat u. Plagioklas	nur Plagioklas
dunkle Gemengteile %	Aplit- granit 5 %	Normal- granit 10 %	Quarz- diorit 25 %
dunkle Gemengteile %	Alkali- granit 15 %	Grano- diorit 20 %	Tonalit 40 %

nente. Durch die Verbindung der Symbole der beiden Elemente Silizium und Aluminium entsteht das Wort Sial als Kennzeichen der granitischen Kruste, die eine mittlere Dichte von 2,7 besitzt, während dem Sima eine solche von 2,9 zukommt. Der Übergang Sial-Sima vollzieht sich allmählich, so daß keine ausgeprägte Diskontinuität an ihrer Grenze auftritt. Allerdings wird die Conrad-Diskontinuität meist als ihre Trennfläche angegeben. Im Pazifik und großen Teilen des Indischen Ozeans ist das Sima entblößt und nur von einer mehrere hundert Meter mächtigen Sedimentschicht bedeckt. Es wurde, von diesen Beobachtungen ausgehend, die Vorstellung entwickelt, daß die sialischen Kontinentalschollen nach dem Prinzip des Tauchgleichgewichtes im Sima schwimmen. Diese Vorstellung paßt allerdings schlecht zu einem allmählichen Übergang der beiden Zonen, die auch als Oberkruste und

Unterkruste bezeichnet werden. Der darunter liegende Mantel besteht aus ultrabasischen Gesteinen und ist durch die folgende M-Diskontinuität scharf von der Kruste getrennt. Die im Mantel auftretenden sekundären Unstetigkeiten bei 413 und 984 km wurden von Jeffreys (1929) einer polymorphen Umwandlung des Olivins zugeordnet. Dafür spricht das Vorkommen des Magnesiumgermanats in zwei Modifikationen, einer rhombischen, dem Olivin entsprechenden und einer kubischen mit einer um 9 % höheren Dichte. Nach dieser Theorie würde die Phasenumwandlung in 413 km Tiefe beginnen und in 984 km Tiefe beendet sein.

Die mächtigen Basaltdecken der Kontinente bestehen meist aus etwas kieselsäurereicheren Basalten als jene der ozeanischen Inselwelt. Sie werden petrographisch als Tholeiite bezeichnet und finden sich in Indien, Brasilien, Patagonien, Sibirien und in der Thuleprovinz (Großbritannien, Island, Grönland). Sie stammen aber ebenfalls aus der simatischen Zone und durchbrechen die granitische Kruste an Spalten.

Die Trennung der Erdkruste in Sial und Sima wird auch durch die quantitative Auswertung des Erdreliefs gestützt. Die mittlere Festlandshöhe beträgt 850 m, die mittlere Meerestiefe — 3800 m. Die hypsographische Kurve, deren Abszisse die Flächen der in der Ordinatenrichtung aufgetragenen Höhenstufen zuordnet, zeigt ein doppeltes

Maximum, deren eines der Kontinentaltafel, deren anderes den Tiefseeböden entspricht, was ebenfalls auf die stofflich verschiedene Natur dieser Krustenteile hinweist.

Die Entstehung der Vulkanite aus Schmelzen (Magmen) und die Bildung der Sedimente durch mechanische und chemische Verwitterungsvorgänge und nachherige Materialumlagerungen sind unserer unmittelbaren Beobachtung zugänglich und für die Entwicklung der Erdkruste von großer Bedeutung. In beiden Fällen handelt es sich um eine Trennung von ursprünglich chemisch einheitlicher zusammengesetzten Ausgangsprodukten. Nach Bowen entstehen die wichtigsten magmatischen Gesteine durch Kristallisationsdifferentiation, die durch die kristallchemischen Eigenschaften der Atomarten gesteuert wird, aus einem basaltischen Urmagma. Es ist aber nicht möglich, auch die Granite, wie Bowen dachte, so abzuleiten, da für sie das entsprechende basische Substrat in der Oberkruste fehlt. Mengemäßig ist die Kristallisationsdifferentiation auch bei den Vulkaniten unbedeutend, da 98 % dieser Felsarten aus Basalt bestehen. Der Aufbau und die Zusammensetzung der lückenhaften Oberkruste über der basaltisch-gabbroiden Unterkruste ist der Fig. 1 zu entnehmen.

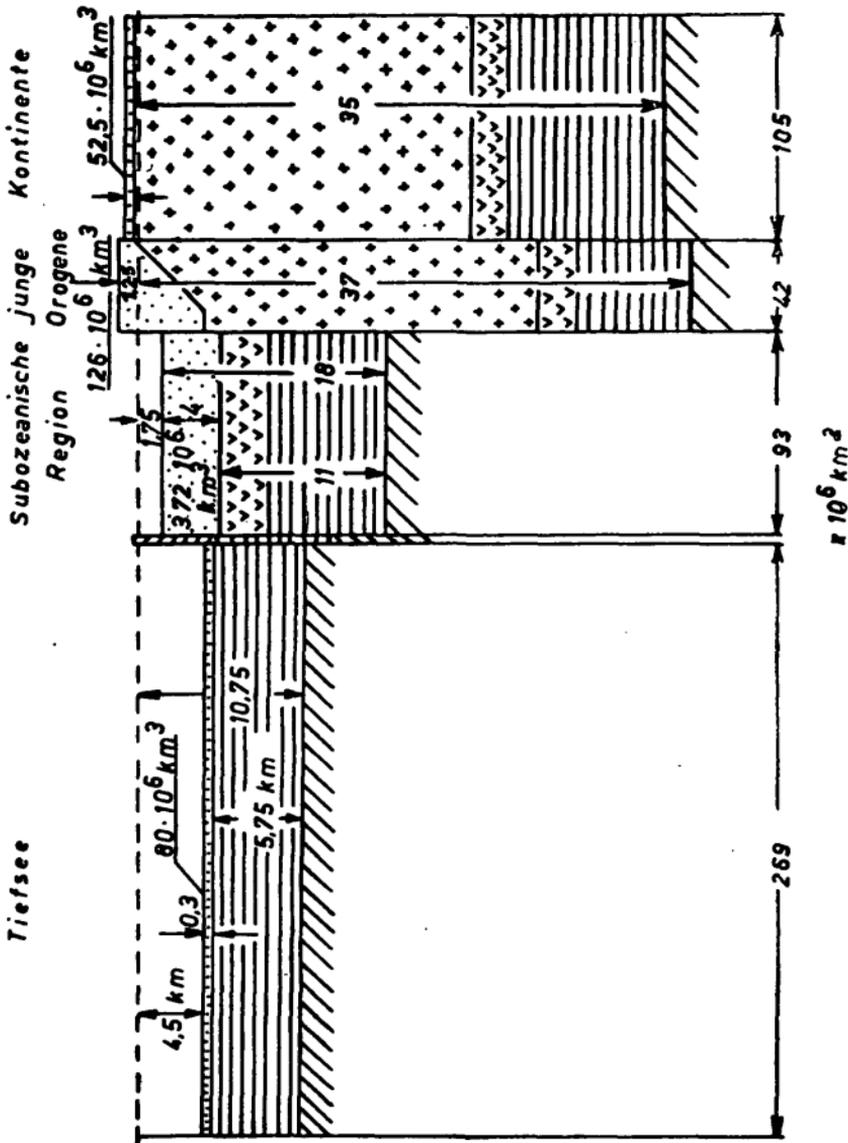
Die magmatischen Gesteine zerfallen in zwei Gesteinssippen: in die relativ alkalreicheren Alkali-gesteine und in die Alkalikalkgesteine. Die erste

Sippe ist so reich an Alkalien, daß neben Alkalifeldspäten und Plagioklasen auch Feldspatvertreter wie Leucit und Nephelin auftreten.

Daneben kommen auch Alkali-führende Augite und Hornblende vor. Harker und Becke bezeichneten diese Gesteinsreihe als atlantisch, da sie im Bereich des atlantischen Ozeans auftritt. Niggli trennte die kalibetonten Erstarrungsgesteine als Kalireihe, oder nach ihrem am besten untersuchten Vorkommen als mediterrane Reihe ab. Diese Gruppe entbehrt eigentlich der Selbständigkeit, da sie gewöhnlich mit Natrongesteinen zusammen auftritt. Sie fehlt auf den ozeanischen Inseln, was nach Turner darauf zurückzuführen ist, daß diese Gesteine durch die Reaktion basischer Magmen mit granitischem Material, bzw. deren Kalifeldspäten entstehen. Die Alkalikalkgesteine sind an die Faltengebirge gebunden. Sie enthalten keine Feldspatvertreter (Foide) und treten besonders eindrucksvoll als Produkte eines Kranzes feuerspeiender Berge in den zirkumpazifischen Gebirgen auf. Dort sind es besondere Andesite, die ihren chemischen Charakter durch Vermengung mit sedimentärem Material erworben haben dürften. Die Alkalikalkreihe wird dieses charakteristischen Vorkommens wegen auch als pazifisch bezeichnet. Dies ist nicht sehr glücklich, da die pazifischen Gesteine im Pazifik fehlen, atlantische Gesteine aber dafür auf den pazifischen Inseln erscheinen. Es wäre kenn-

# SCHEMATISCHER SCHNITT DURCH DIE ERDKRUSTE

nach Poldervaart  
1955



- |   |                          |   |                  |
|---|--------------------------|---|------------------|
|  | Wasser                   |  | Andesite         |
|  | Sedimente (konsolidiert) |  | Basaltische Zone |
|  | Granodiorite             |  | Diorit           |
|   |                          |  | Ultrasima        |

Fig. 1

zeichnender, die Alkalireihe als ozeanisch-kratogen, die Alkalikalkreihe aber als orogen zu bezeichnen.

Anscheinend ist das leicht natronbetonte olivin-basaltische Magma der pazifischen Inselwelt mit seinen trachytischen und phonolithischen Differentiationsprodukten das ursprüngliche. Die foidfreien magmatischen Gesteine der Faltengebirge dagegen, durch Beimengung von tonigen Sedimenten oder ihren metamorphen Äquivalenten aus dem primären Magma entstanden. Stark alkalibetonte Magmen mögen durch Kalkassimilation und extreme Differentiation entstanden sein.

Die Untersuchung der sedimentären Serien der Faltengebirge hat zu einem zunächst überraschenden Ergebnis geführt. Diese weisen eine viel größere Mächtigkeit auf, als die gleichalten und geschlossenen Sedimentfolgen ihrer Vor- und Rückländer. Da wir aus lithologischen Gründen mit einer allmählichen Auffüllung einer tiefen Senke nicht rechnen können, kommen wir zur Vorstellung, daß die Sedimente der Faltengebirge in langgestreckten Trögen mit säkular sinkendem Untergrund abgelagert wurden. Diese haben von Dana die Bezeichnung „Geosynklinalen“ erhalten. Stille hat sie als Orthogeosynklinalen von anderen, durchwegs kleineren Sedimenttrögen ähnlicher Bauart, unterschieden. Wir haben damit ein neues Element der Erdkruste kennen gelernt, und zwar das entscheidende für ihre Entwicklung im Laufe der datier-

baren Erdgeschichte. Faltengebirge entstehen somit nicht an beliebigen Stellen der Kruste, sondern in vorbestimmten Schwächezonen. In diesen geht der Gebirgsbildung ein lange andauernder Senkungsprozeß voraus. Die stärksten Absenkungen und damit die größten Sedimentmächtigkeiten in der Zeiteinheit treten nicht in den Geosynklinalen, sondern in den jüngeren Vorlandsenken der Faltengebirge auf, wie dies aus der Fig. 2 deutlich hervorgeht. Stille hat gezeigt, daß zwischen der Entwicklung der Geosynklinalen und dem Vulkanismus der Oberfläche und dem der Tiefe (Plutonismus) enge Beziehungen bestehen. In den geosynklinalen Sedimenten sind regelmäßig basische Eruptivgesteine eingeschaltet. (Initialvulkanismus nach Stille). Man trifft häufig die natronreichen Spilite in Form der Kissenlaven. Die Form dürfte auf die submarine Eruptionstätigkeit und die dadurch bedingte rasche Abkühlung der Schmelze und ihre Erstarrung in einzelnen „Kissen“ zurückzuführen sein. Neben Diabasen und Gabbros finden sich auch ultrabasische Gesteine in dieser Assoziation. Die letzteren liegen meist als Serpentine vor. Der Initialvulkanismus läßt sich sehr gut mit einer Ausdünnung des Sials im Untergrund der Geosynklinale und der dadurch bedingten Nähe des Simas und Ultrasimas erklären. Die Orogenese und die Zeit nachher sind durch das Erscheinen granitischer Gesteinskörper charakterisiert. In den Zentralzonen fast aller Faltengebirge

finden sich ausgedehnte Granit-Gneiskörper, deren Entstehung oder Metamorphose mit der Gebirgsbildung eng verknüpft ist. Der der Gebirgsbildung folgende subsequente Vulkanismus bringt ebenfalls kieselsäurereiche Laven von andesitischer oder rhyolitischer Zusammensetzung oder deren plutonische Äquivalente. Nach dem Abschluß der Gebirgsbildung bricht in der Regel das simatische Magma durch und liefert basische Vulkanite der Alkalireihe. Dieses Stadium wurde von Stille als Finalvulkanismus bezeichnet. Die Gebirgsbildung hat ihre Ursachen in noch nicht durchschaubaren Vorgängen des Mantels. Das äußere Bild ist das einer phasenhaften Faltung des plastischen Inhaltes der Geosynklinalen zwischen den starren Blöcken des Vor- und Rücklandes.

Die im Erdinneren gebildeten Plutonite und Metamorphite sowie die bei höherer Temperatur an der Erdoberfläche entstandenen Vulkanite sind nicht stabil und verfallen der mechanischen und chemischen Verwitterung. Die Feldspäte, die übrigen Silikate und die meisten anderen gesteinsbildenden Minerale erleiden eine langsame Auflösung durch die Niederschlagswässer. Der Quarz ist sehr stabil und reichert sich an, so daß die aus diesem Mineral und anderen Verwitterungsrückständen gebildeten Sedimente auch als Resistate bezeichnet werden. Aus den bei der Verwitterung freiwerdenden Ionen oder Ionengruppen bilden sich, gewöhn-

lich im Verwitterungshorizont selbst, Tonminerale, Limonit, Calcit und andere sekundäre Minerale. Die Bildung der Tonminerale hängt vor allem von der Reaktion der Verwitterungslösungen ab. Bei pH-Werten unter 4, die in der Natur allerdings nur selten verwirklicht sind, unterbleibt die Tonbildung. Im sauren Bereich entstehen Mineralien der Kaolinitgruppe, im neutralen Bereich montmorillonide Neubildungen. Über einem pH-Wert von 10 wird die Kieselsäure beweglich und die Tonerde bleibt zurück. Sie trennen sich, und es kommt zur Bildung von Hydrargillit und Diaspor, den wichtigsten Mineralkomponenten der Laterite und Bauxite. Kalzium, Magnesium und die Alkalien werden, mindestens im humiden Gebiet, von den Niederschlagswässern abgeführt und den Ozeanen zugeleitet. Kalzium und Magnesium werden zum Teil direkt, zum Teil indirekt wieder ausgeschieden, während die Wassermassen der Erde das große Sammelbecken für die Alkalien, besonders für das Natrium darstellen. Wir sehen also, daß durch die sedimentäre Differentiation eine Ansammlung der Kieselsäure in den klastischen Sedimenten, (aber auch in den organogenen und chemischen Kieselgesteinen) stattfindet. Kalzium und Magnesium reichern sich in den Kalken und Dolomiten an, während die durch Eindampfung abgeschnürter Meeresbecken entstandenen Salzlagerstätten Alkalikonzentrate darstellen.

### SEDIMENTATION IN DER ZEIT

Zahlen nach M. KAY

□ 100 m /  $1 \cdot 10^6$  Jahre

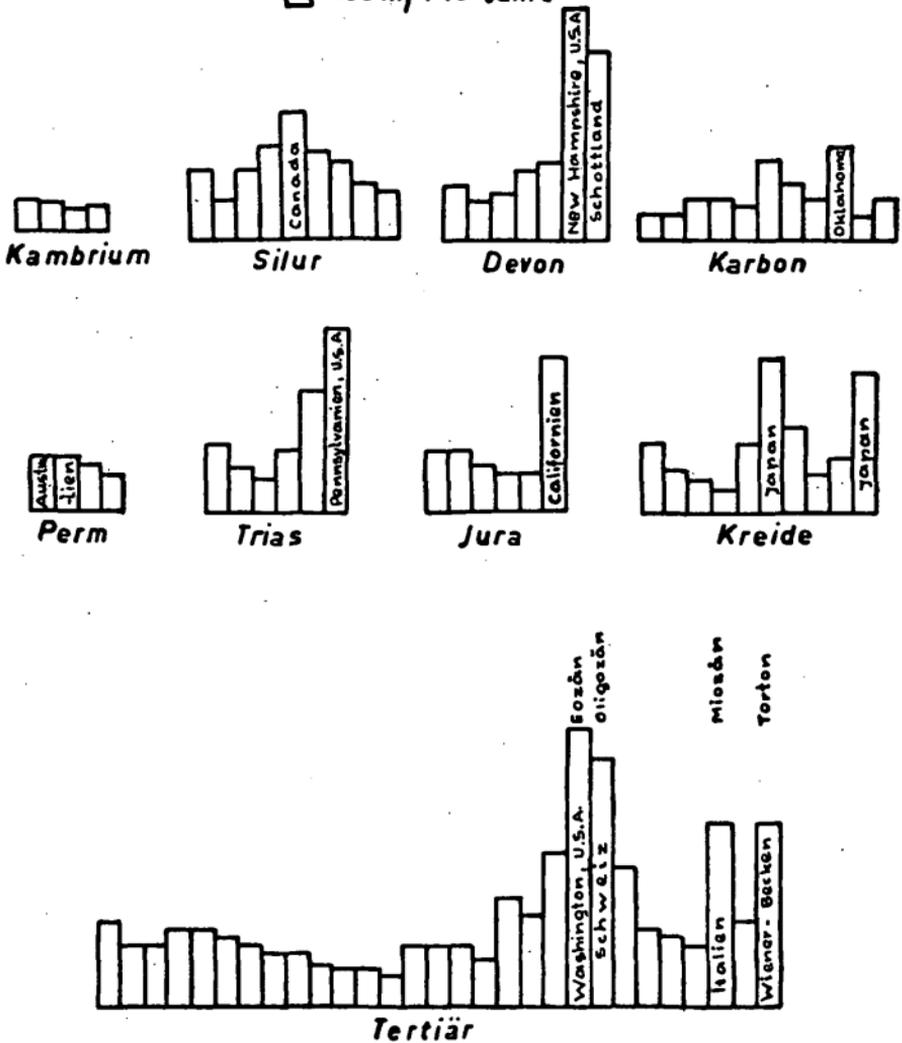


Fig. 2

Da die Sedimente die umgelagerten Verwitterungsprodukte der geologischen Vorzeit darstellen, ist die Kenntnis ihres Volumens und ihrer Zusammensetzung von entscheidender Bedeutung für die Beurteilung der Entwicklung der Erdkruste. Aus den nachstehend angeführten Zahlen geht hervor, daß die Sedimente zwar nur 5 % der gesamten Kruste betragen, aber fast 30 % der der Erosion fast allein zugänglichen sialischen Oberkruste.

Sediment	Volumen in km <sup>3</sup>	kalkige	tonige	sandige	kieselige Sediment
pelagisch	80,0 · 10 <sup>6</sup>	71,9%	19,2%		8,9%
hemipelagisch	252,0 · 10 <sup>6</sup>	22,4	74,1		
Schelf	120,0 · 10 <sup>6</sup>	22,0	52,0	18,0	
in Faltenzonen	126,0 · 10 <sup>6</sup>				
am Kontinent	52,5 · 10 <sup>6</sup>	16,0	41,0	43,0	

Im hemipelagischen Bereich kommen noch 3,5 % vulkanische Sedimente dazu; in Faltenzonen und am Schelf 6 % Andesite und 2 % Rhyolithe.

Bei dieser Zusammenstellung fällt besonders auf, daß der Durchschnitt der Zusammensetzung der Sedimente in keiner Weise dem Durchschnitt der Erstarrungsgesteine entspricht, aus denen sie ja letzten Endes hervorgegangen sein müssen. Die folgende Tabelle der durchschnittlichen chemischen Zusammensetzung der Sedimente nach Polder-vaart (1955) und der Eruptivgesteine nach Clarke (1924) macht dies noch deutlicher.

Durchschnittliche Zusammensetzung der		
	Sedimente	Eruptivgesteine
SiO <sub>2</sub>	44,5	60,1
TiO <sub>2</sub>	0,6	1,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,9	15,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,0	3,1
FeO	0,9	3,9
MnO	0,3	0,1
MgO	2,6	3,5
CaO	19,7	5,2
Na <sub>2</sub> O	1,1	3,9
K <sub>2</sub> O	1,9	3,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,3
CO <sub>2</sub>	13,4	—

Bei der starken Kalkanreicherung in marinen Sedimenten handelt es sich offenbar um ein Phänomen, das erst von der Kreidezeit an in Erscheinung tritt und mit der Entwicklung der kalkschaligen Planktonformen wie *Globigerina* zusammenhängt. Vor dem Auftreten dieser Formen war die Kalkbildung an die Flachsee gebunden, während seither die Tiefsee zum Akkumulationsbecken des Kalziums wurde, das damit zunächst aus dem Gesteinskreislauf ausgeschaltet wird.

Im Laufe der Erdgeschichte wurde natürlich mehr Gesteinsmaterial abgetragen als heute in den Sedimenten vorliegt; ein Teil davon steckt in den metamorphen Gesteinen. Darüber hinaus kann das

Gesteinsmaterial den geochemischen Kreislauf Erstarrungsgestein—Sedimentgestein—erneuter Abtrag—Sedimentgestein oder Erstarrungsgestein — Sedimentgestein—Metamorphose—Abtrag—Sedimentgestein mehrmals mitgemacht haben. Clarke berechnete die Gesamtmenge der Sedimente aus dem Salzgehalt des Meeres. Er kommt hiebei zu einem Wert von  $370 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ . Goldschmidt gibt eine kleinere, aber größenordnungsmäßig übereinstimmende Zahl an. Kuenen hat diese Ziffern aus verschiedenen Gründen als zu klein kritisiert. Nach ihm führen die Ströme dem Meere jährlich  $12 \text{ km}^3$  festes Material zu. In gelöster Form kommen noch weitere  $1,5 \text{ km}^3$  dazu und die marine Abrasion macht weitere  $0,12 \text{ km}^3$  aus, so daß die jährliche Sedimentationsrate gegenwärtig  $13,6 \text{ km}^3$  beträgt. Die außerordentliche Bedeutung der Erosion ergibt sich daraus, daß eine Sialschicht von  $12 \text{ km}$  Dicke in  $225 \cdot 10^6$  Jahre abgetragen worden wäre, das heißt im Spätpaläozoikum. In einen Zeitraum von  $2000 \cdot 10^6$  Jahre, also ungefähr vom Beginn der Erdgeschichte an, hätte ein achtmaliger Abtrag der Oberkruste erfolgen können. Wenn auch die Erosion heute überhöhte Werte haben mag, so zeigt doch die Fig 2, daß im Laufe der Erdgeschichte kleine und große Sedimentationsraten wechselten, und keine Zunahme derselben säkular festzustellen ist. Deshalb ist der Gedanke, daß das Sial einen mehrfachen Kreislauf

über Sedimente erfahren hat, nahezu unabweisbar. Aus dem Studium der Ölfeldwässer ist die hohe, teilweise über der des Meerwassers liegende Salzkonzentration des Poreninhaltes der Sedimente bekannt. Da dies in den älteren Berechnungen unberücksichtigt blieb, dürfte hier der Grund für die Diskrepanz in der Berechnung der totalen Sedimentmenge aus dem Salzgehalt des Meeres und aus der jährlichen Sedimentationsrate liegen.

Da die Verwitterung im heutigen Sinne an das Vorhandensein von Wasser und Sauerstoff gebunden ist, spielt auch die Entwicklung der Atmosphäre und Hydrosphäre für die Ausbildung der Erdkruste eine sehr wichtige Rolle. Es bestehen zwei Möglichkeiten ihrer Bildung. Sie können sich entweder aus einer primitiven und dichten Uratmosphäre oder durch Abgabe der flüchtigen Elemente aus den tieferen Schichten im Laufe der Zeit entwickelt haben. Nach Urey (1952) bestand die Uratmosphäre aus  $H_2$ ,  $H_2O$ ,  $N_2$ ,  $NH_3$  und  $CH_4$ .

Auf fotochemischen Wege erfolgte die Oxydation des Methans durch Wasserdampf und eine Zersetzung des  $NH_3$ . Es bildeten sich  $CO_2$ ,  $N_2$  und  $H_2$ , wobei letzterer infolge seines geringen Gewichtes in den Weltraum entwich. Die Entstehung des Lebens wird heute in ein Milieu verlegt, das dem der Uratmosphäre entspricht. Die Fotosynthese durch Pflanzen wird neben der fotochemischen Zersetzung des Wasserdampfes zur Haupt-

quelle des Sauerstoffes. Es herrscht Übereinstimmung darüber, daß die primitive Atmosphäre reduzierend war und Sauerstoff erst vom späten Präkambrium an, an ihrer Zusammensetzung teilnimmt. R a n k a m a (1955) beschreibt bei Suodemiemi in Finnland präbottnische metamorphe Konglomerate und Brekzien, in deren Komponenten und Bindemittel FeO gegenüber  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  vorherrscht. Dies ist nach diesem Autor auf Verwitterung unter einer reduzierenden Atmosphäre zurückzuführen.

Hinsichtlich der Entwicklung der Weltmeere herrscht noch keine einheitliche Auffassung. Während ein Teil der Autoren ein allmähliches Wachstum des Volumens, auch in geologischer Zeit, annehmen und die Bildung der eigentlichen Tiefsee in das Paläozoikum verlegen, meinen andere, daß das Wasservolumen seit dem Kambrium praktisch gleich geblieben ist. Dafür spricht, daß nach V e r h o o g e n, seit dem Kambrium nur 0,7% des in den Ozeanen befindlichen Wassers durch vulkanische Prozesse diesen zugeführt wurde. Die submarinen Eruptionen konnten in dieser Zusammenstellung natürlich keine Berücksichtigung finden. Der Chlorgehalt des Meerwassers stammt nicht direkt aus der Verwitterung, zumindest nicht aus der, die wir kennen. Er ist entweder direkt durch vulkanische Exhalationen dem Meerwasser zugeführt worden oder über Chloride als prägeologische Verwitterungsprodukte. Auf jeden Fall stammt auch der

wesentliche Teil des Salzgehaltes der Ozeane aus der vor- und frühgeologischen Zeit.

Wir haben gesehen, daß der Abtrag im Verlauf der Erdgeschichte so bedeutend war, daß das Sial ein oder mehrmals der Erosion zum Opfer fiel. Da die nachgewiesene Sedimentmenge einschließlich ihrer metamorphen Produkte nicht hinreicht, um die säkular wirkende Erosion zu erklären, müssen wir annehmen, daß ein Teil dieser Sedimente in den die Hauptmasse des Sials bildenden granitischen Gesteinen steckt. Hier treffen sich unsere Gedanken mit jenen Kristallingeologen und Petrographen, die vor allem durch Feldbeobachtungen zur Überzeugung gekommen sind, daß ein mehr oder weniger großer Teil der Granite aus Sedimenten hervorgegangen ist. Man nennt diese Auffassung Transformismus und stellt sie dem Magmatismus, dessen Anhänger fast alle Granite aus liquid-magmatischen Schmelzen ableiten, gegenüber. Die Vertreter der ersten Gruppe nehmen entweder wie R a m b e r g, P e r r i n und R o u b a u l t Diffusionen im festen Zustand an. W e g m a n n, E s k o l a und andere rechnen damit, daß das den Ausgangsgesteinen fehlende Kalium durch Porenlösungen zugeführt wird. Die Frage Transformismus oder Magmatismus ist für die stoffliche Ableitung der granitischen Gesteine nicht entscheidend. Auch räumt ein ausgesprochener Magmatist wie T u r n e r ein, daß aus Sandsteinen und anderen Sedimenten, sowie natürlich

auch aus vorgebildeten Graniten, durch Einschmelzungen wieder Granite entstehen können. Diese Vorstellung erfordert aber eine primäre Granit-schale, die mit den übrigen stofflich verschiedenen Zonen bei der Primärdifferentiation entstanden ist.

Für eine primäre Kruste aus kieselsäurereichem Material sprechen nicht nur diese allgemeinen Überlegungen, sondern auch aus Analogiegründen die Untersuchungen der Lichtpolarisation an der Mond- und Marsoberfläche. Vermutlich war die erste Sialkruste gleichmäßig verteilt und wurde durch Verwitterungs- und Umlagerungsvorgänge in den vorhandenen Senken konzentriert. Störungen des isostatischen Gleichgewichtes könnten zu den ersten Faltungen und damit zur Uranlage von Kontinenten geführt haben. Aus dieser Zeit ist nichts erhalten geblieben, so daß alle derartigen Überlegungen einstweilen reine Spekulation sind.

Wir können recht genau die Entwicklung der Kontinente in geologischer Zeit aus kristallinen Kernen und angelagerten Faltungszonen verfolgen. Aber auch in den Kernen selbst lassen sich die Wurzeln alter Orogenesen nachweisen. In Eurasien und Amerika haben drei große orogene Zyklen eine Vergrößerung der Kontinente bewirkt. Es sind dies die altpaläozoische kaledonische, die jungpaläozoische variskische und die alpidische Gebirgsbildung, die in der Kreide- und Tertiärzeit stattfand. Nach Stille ist die Erde heute konsolidiert; Geo-

synklinalen existieren nicht mehr. Die Tiefsee-gräben, die man als Vortiefen deuten wollte, sind ein ozeanisches Element. Eine Konsolidierung der Erdkruste ist nach Stille bereits einmal im Laufe der Erdgeschichte erreicht worden, und zwar im späten Präkambrium. An der Wende zum Algonkium fand eine Regeneration statt, die zur Neubildung der oben angeführten Geosynklinalsysteme führte. Es ist nicht unmöglich, daß wir, erdgeschichtlich gesehen, vor einem ähnlichen Umbruch stehen.

Das Studium der Erdgeschichte zeigt uns die allmähliche Vergrößerung der sialischen Kruste durch die Umbildung der geosynklinalen Sedimente und Granitisation zu stabilen Krustenteilen. Die Vergrößerung der Kontinente ist allerdings im wesentlichen auf die Nordhalbkugel beschränkt, während die Landmassen der Südhalbkugel durch die Zerstückelung des Gondwanalandes eine Verringerung erfahren haben. Eine absolute Zunahme des Sials ließe sich nur mit einer fortschreitenden geochemischen Differentiation erklären. Eine solche findet auch auf dem Umweg über die Verwitterung basischer Gesteine statt. Nachdem die bisherigen Untersuchungen gezeigt haben, daß Orogenese und Granitbildung aufs engste miteinander verknüpft sind, nimmt es nicht wunder, daß — derartige Zahlen stehen nur für Nordamerika zur Verfügung — auch die Granitbildung im Laufe

der geologischen Zeiten nicht abgenommen hat, wie die nachfolgende Zusammenstellung zeigt.

Granitbildung in Quadratmeilen pro  $1.10^6$  Jahre  
nach K n o p f.

Tertiär	740
Mesozoikum	1770
Paläozoikum	230
Präkambrium	670

R a n k a m a glaubt auch in den Graniten selbst eine zunehmende Differenzierung der granitophilen Elemente feststellen zu können, da nach ihm die Li-, Be-, Cs-, Ta- und Pb-Mineralien in den Pegmatiten jüngerer Granite viel häufiger sind als in den präkambrischen.

Die ältesten bekannten Gesteine der Erde finden sich in Südrhodesien. Es handelt sich um die Sekabwian-Schichten, die aus Granuliten und metamorphen ultrabasischen Gesteinen bestehen. Nach Faltung, Granitisation und Erosion folgen gebänderte Eisengesteine, Kissenlaven und Sedimente. Aus dem Präkambrium Nordamerikas sind ebenfalls Pegmatite sehr hohen Alters beschrieben, die mit metamorphen Gesteinen, Laven und Sedimenten zusammen vorkommen. Wir sehen also, daß es sich um Gesteine handelt, die auch in wesentlich späterer Zeit noch gebildet wurden. Das Aktualitätsprinzip scheint eine glänzende Bestätigung auch für dieses

älteste Präkambrium erfahren zu haben. Aber es sind doch einige Gesteinstypen ganz oder vorwiegend auf diesen Zeitabschnitt beschränkt.

Dazu gehören vor allem die Anorthosite. Diese im wesentlichen aus basischem Plagioklas bestehenden Plutonite sind aus Nordamerika, Südafrika und Norwegen bekannt geworden. Sie sind durch eine ausgesprochen schichtförmige Anordnung ihrer Mineralkomponenten ausgezeichnet. B u d d i n g t o n zog in Erwägung, daß die basaltische Zone der Erde eine ähnliche Stratifikation aufweist und aus einer Folge von Quarzgabbro, Gabbro, bytownitischem Anorthosit, Olivingabbro, Norit, Pyroxenit, Peridotit und Dunit besteht. Die Bildung des Anorthosits, der nur ein Element dieser durch Gravitationsdifferentiation entstehenden Folge basischer Gesteine darstellt, ist auf das Präkambrium beschränkt, da damals die geothermische Tiefenstufe entsprechend kleiner gewesen ist. Auffallend ist auch die riesige Verbreitung der gebänderten Kiesel-eisenerze im späten Präkambrium nach D e h m. Mit 36 Milliarden Tonnen umfassen sie 57 % der bekannten Eisenvorräte der Welt. Sie reichen vom Oberen See in Nordamerika über Krivoi Rog nach Indien, China und Südamerika. Sie benötigten zu ihrer Bildung Verhältnisse, die offenbar später niemals mehr in diesem Ausmaß verwirklicht waren.

Auffallend ist auch, daß in den präkambrischen Peliten das  $Fe^{++}: Fe^{+++}$  Verhältnis größer ist als in

den jüngeren Gesteinen dieser Art. Von R a n k a m a wurde dies auf die Wirksamkeit der damals noch reduzierenden Atmosphäre zurückgeführt; möglicherweise hängt dies aber nur mit einer stärkeren Metamorphose der älteren Gesteine zusammen, wie dies von P e t t i j o h n angenommen wird.

Interessante Aspekte liefert die Entwicklung der Karbonatgesteine. D a l y zeigte schon 1907, daß die älteren Gesteine dieser Gruppe reicher an  $MgCO_3$  sind als die jüngeren. Nach der folgenden Tabelle nimmt der  $MgCO_3$ -Gehalt der Karbonatgesteine von der Kreidezeit an sprunghaft ab, was gegen die Deutung spricht, daß diese nur längere Zeit einer sekundären Dolomitisation ausgesetzt waren. D a l y meinte, daß vor der Entwicklung der aasverzehrenden Fauna das gesamte gelöste Magnesium durch das bei der Verwesung organischer Substanzen gebildete Ammoniak ausgefällt wurde.

Ca : Mg Verhältnis in den Karbonatgesteinen nach  
D a l y.

Vordevon	3,35 : 1
Devon	6,29 : 1
Karbon	14,45 : 1
Kreide	56,32 : 1
Tertiär	53,09 : 1
Quartär	35,00 : 1

Als Ergebnis unserer Betrachtungen haben wir gesehen, daß die orogenen Zyklen Materialumlage-

rungsprozesse zur Erreichung eines Gleichgewichtszustandes auslösen. Dieser wurde im Laufe der Erdgeschichte aber immer wieder gestört. Obwohl durch endogene und exogene Differentiationsvorgänge zusätzliches Sial entsteht, dürfte sich dessen Gesamtvolumen im Laufe der erdgeschichtlichen Perioden nicht sehr stark vergrößert haben. Bei der Verwitterung bleibt die Kiesesäure und die Tonerde im kontinentalen Bereich zurück, während Alkalien und Erdalkalien den Weltmeeren in gelöster Form zugeführt werden. Der planktonisch ausgefällte Kalk scheidet, soweit er in der Tiefsee abgelagert wird, aus dem Gesteinskreislauf aus.