

EINFÜHRUNGSSKRIPT FÜR DEN KURS

Kontinente im Crash

Die Theorie der modernen Plattentektonik
im SS 2001

Andreas Wenzel

März 2001

MASSE UND GEWICHTE DER ERDE – ein kurzer Überblick

Die Erde ist ein **GEOID** mit einem größten Durchmesser $d = 12\,756\text{ km}$
und einem größten Radius $r = 6\,378\text{ km}$

Der Erdkörper zeigt am Äquator eine Wulst, an den Polen eine Abplattung.
Die Abplattung der Erde an den Polen beträgt $1/297$, sie resultiert aus der Differenz von :

Äquatorradius	6 378,388 km
Polradius	6 356,912 km
Abplattung	21,476 km
Die Masse der Erde beträgt	$5,975 \cdot 10^{24}\text{ kg}$
Die mittlere Dichte beträgt	5,52 g/cm ³

Die Dichte der Erde nimmt von der Atmosphäre bis zum Erdkern zu. Die Zunahme der Dichte beruht auf dem unterschiedlichen Material, das die Erde aufbaut. Der Aufbau ist konzentrisch, d.h. um den Mittelpunkt der Erde konzentriert. Diese Konstellation führt zu einem Schalenbau der Erde.

Sphäre	Material / Zusammensetzung
Atmosphäre	Stickstoff (N) 78,08 %; Sauerstoff (O) 20,95%, Argon (Ar) 0,93 %, Kohlendioxid (CO ₂) 0,035 %
Hydrosphäre	Meere, Seen, fließende Gewässer, Grundwasser
Biosphäre	Lebewelt
Erdkruste : Lithosphäre	Silikatische Gesteine : basisch - sauer
Oberer Mantel : Asthenosphäre	Silikatische Gesteine : basisch und ultrabasisch; z.T. säkularplastisch
Unterer Mantel	ultrabasische Silikate in Hochdruckmodifikationen
Äußerer Kern	vorwiegend flüssig : Ni-Fe-Verbindg. mit ca. 10-12 % O und S
Innerer Kern	fest : Fe-Ni in metallischer Bindung (Eisen-Nickel)

Tabelle 1 : DER SCHALENBAU DER ERDE von außen nach innen in.

Silikate bilden die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale, die zu etwa 95 % am Aufbau der Erdkruste beteiligt sind. Es sind chemische Verbindungen von Siliziumdioxid (SiO₂) mit verschiedenen Elementen, vor allem Natrium, Kalium, Calcium, Aluminium, Magnesium und Eisen.

Zwischen den Sphären finden sich ÜBERGANGSZONEN. Die Mächtigkeit der Übergangszonen liegt im Bereich von mehreren hundert Kilometern. Die Kenntnisse über den Aufbau der Erde und die Vorstellungen über die unterschiedlichen Materialien in den verschiedenen Bereichen der Erde verdanken wir den Forschungsergebnissen der seismischen Erkundung. Die Seismik ist ein Verfahren der Seismologie (Erdbebenkunde/Erdbebenerforschung) einem Teilbereich der Geophysik. Die Seismik registriert und mißt Erschütterungswellen von künstlich oder natürlich ausgelösten Explosionen, Erschütterungen, Erdbeben, die durch die Erde laufen und rekonstruiert daraus das Material, durch das die Wellen ihren Weg genommen haben.

*Bei den Geologen, die bei ihren Forschungen häufiger das Problem haben, nicht da-
beigewesen zu sein, wird das Prinzip dieses Vorgehens/dieser Methode auch als :
„PRINZIP DES AKTUALISMUS“ bezeichnet.*

Man versucht dabei aus der Kenntnis gegenwärtig ablaufender Prozesse zum Verständnis von, in der Vergangenheit abgelaufenen oder in nicht zugänglichen Teilen der Erde ablaufenden Prozessen zu gelangen. Dabei werden Ergebnisse von Analysen und Experimenten aktuell ablaufender Prozesse zu Hypothesen und Gesetzmäßigkeiten formuliert. Bei Übereinstimmungen der Produkte, werden die entwickelten Hypothesen/Gesetzmäßigkeiten auch auf die Funde vorzeitig abgelaufener Prozesse angewendet.

Das "AKTUALISMUS-PRINZIP" wird aber genauso auf die Entwicklung von Vorstellungen für den Ablauf von, uns nicht zugänglichen oder von zukünftigen Prozessen angewendet. Die aus diesem Vorgehen hergeleiteten Ideen sind häufig spekulativ und gehen auseinander, da die Vorstellungen über die bei den einzelnen Prozessen herrschenden Zustandsbedingungen sehr unterschiedlich sein können. Die Aussagefähigkeit der Ergebnisse der Seismik für die Ermittlung des Aufbaus der Erde beruht auf Erkenntnissen, die durch experimentelle Vorgehensweisen gewonnen wurden. Sie werden vergleichend auf die Daten, die „aus der Erde gewonnen“ werden angewendet. Dabei gehen Geophysiker davon aus, daß sich das Materialverhalten gegenüber Energiewellen auch im Erdinnern in etwa so verhält, wie an der Erdoberfläche.

Wichtige Begriffe hierzu sind :

Primär-Wellen = P-Wellen.

Sind Longitudinalwellen oder Kompressionswellen.

Sie kommen zuerst an den Geophonen = Empfangsstationen der Seismometer an.

Sie breiten sich in festen, wie in flüssigen Materialien aus.

Sekundär-Wellen = S-Wellen

Sind Transversal- oder Scherwellen

Sie sind langsamer als die P-Wellen und kommen mit einer deutlichen zeitlichen Verzögerung an den Stationen an. Sie breiten sich nicht in Flüssigkeiten aus !

Oberflächenwellen sind Love-Wellen und Rayleigh-Wellen.

Sie führen zu Oberflächenschäden, vor allem bei Erdbeben.

Der Verlauf der Wellen wird im Erdinneren verändert. Dies geschieht durch :
Reflexion von Wellen = an Schichtgrenzen reflektierte Wellen
Refraktion von Wellen = an Schichtgrenzen gebrochene, abgelenkte Wellen

Durch die seismische Erkundung können Materialsprünge / Materialwechsel in der Erde festgestellt werden (Abb. 1). Die ermittelten Grenzflächen werden in den Geowissenschaften als **Unstetigkeitsflächen oder Diskontinuitäten** bezeichnet.

Die wichtigsten Diskontinuitäten in der Erde sind :

- **CONRAD-DISKONTINUITÄT**
in der Lithosphäre zwischen Oberkruste und Unterkruste etwa in 16 km Tiefe
- **MOHOROVICIC-DISKONTINUITÄT (MOHO)**
- zwischen Asthenosphäre und Lithosphäre zwischen 10-70 km Tiefe, im Durchschnitt bei 35 km
- **WICHERT-GUTENBERG - DISKONTINUITÄT**
an der Mantel/Kern-Grenze bei 2900 km

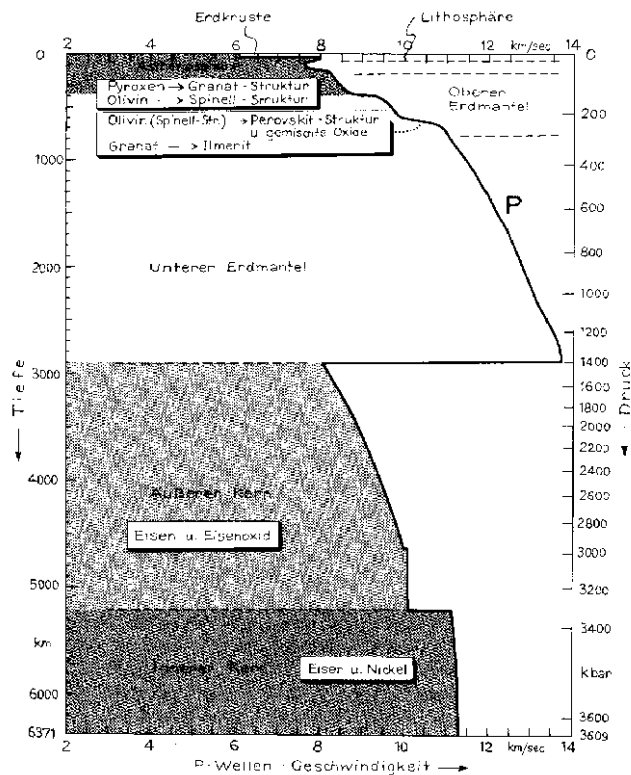


Abb. 1 :
 Der Aufbau der Erde, dargestellt über die Ausbreitungsgeschwindigkeit der P-Wellen in der Erde. Deutlich treten die Diskontinuitäten an den Grenzen der Sphären heraus. Sie zeigen den Wechsel des Materials in den verschiedenen Bereichen der Erde an.

Die Skala an der rechten Seite der Grafik zeigt die Entwicklung der Druckverhältnisse in Kbar.

Strobach, K. - Vom Urknall zur Erde – Darmstadt 1983; S. 56

Aus den seismischen Befunden konnte auch die Dichte in den einzelnen Bereichen der Erde ermittelt werden. Abb. 2 zeigt den Zusammenhang, der sich aus dem Vergleich der Grafiken in Abb. 1 und 2 ergibt.

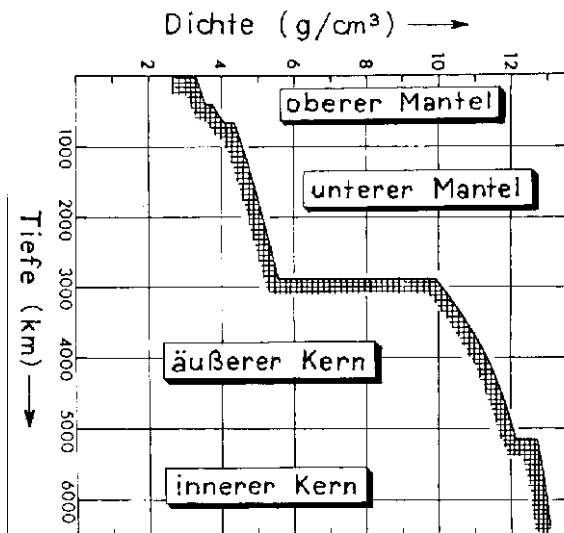


Abb. 2 : links
Verlauf der Dichte im Erdinneren. Deutlich zeigen sich im Bereich bis 670 km die treppenförmigen Übergänge für die Hochdruckmineralien im Oberen Mantel. Deutlich ausgeprägt auch die Diskontinuitäten an der Mantel-Kern-Grenze und an der Grenze vom inneren zum äußeren Kern.
Strobach, K. - Vom Urknall zur Erde – Darmstadt 1983; S. 59

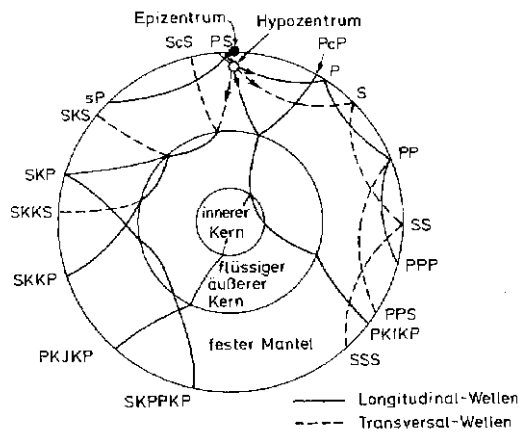


Abb. 9.10
Ausgewählte Wege von seismischen Wellen, die von einem Erdbebenherd (**Hypozentrum**) aus durch den Erdball laufen. Das **Epizentrum** befindet sich an der Erdoberfläche senkrecht über dem Hypozentrum. P, K, I sind Longitudinalwellen (K im äußeren, I im inneren Kern), S sind Transversalwellen, J sind hypothetische Transversalwellen im inneren Kern. Im äußeren, flüssigen Kern werden Transversalwellen absorbiert (vgl. Abschn. 9.2 und Abb. 9.8). Die Wellen werden an den großen Diskontinuitäten (Mantel – Kern, äußerer – innerer Kern, Erdoberfläche) refraktiert, reflektiert und z.T. umgeformt (z.B. aus K wird an der Grenze äußerer-innerer Kern I und J) (Abb. 9.9). Signale eines großen Erdbebens können von Meßstationen rund um den Globus aufgefangen werden. Die Laufzeit einmal quer durch die Erde beträgt ca. 20 min. Das Hypozentrum des Erdbebens, seine Stärke und Art lassen sich aus den gewonnenen Daten errechnen. Weiterhin geben sie Einblick in den Aufbau des Erdinneren. Mit Hilfe der **seismischen Tomographie**, der Computer-Tomographie in der Medizin vergleichbar, versucht man auf der Basis von vielen präzisen Erdbeben- und mit modernen Computern die Internstruktur des Mantels zu klären (nach ANDERSON, 1992).

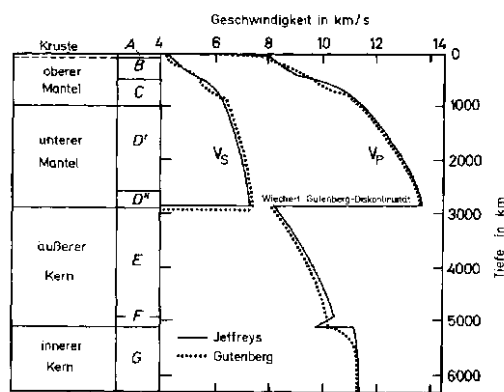


Abb. 9.8
Geschwindigkeiten von Longitudinal- (v_p) und Transversalwellen (v_s) im Erdinneren, A bis G = seismologische Gliederung des Erdinneren (nach ZEIL, 1990).

Abb. 3 : oben
Reflexion und Refraktion der seismischen Wellen in der Erde. Bahlburg, H. & Breitzkreuz, Ch.; Grundlagen der Geologie. Stuttgart 1998; S. 150
Den idealisierten Verlauf von P- und S-Wellen durch die Erde zeigt Abb.3. Sie macht auch das Prinzip von Reflexion und Refraktion der Wellen an den Grenzflächen deutlich und sie zeigt den Ausfall der Schwerwellen (Transversalwellen) an der Mantel-Kern-Grenze.

Abb. 4 : links.
Verlauf und Geschwindigkeit von P- und S-Wellen in der Erde. a.a.O.; S. 149

Die folgende Tabelle 2 gibt eine detaillierte Übersicht über die einzelnen Schalen und die entsprechende Dichte

Sphäre/Bereich	bis km	Dichte in g/cm ³
Obere Erdkruste	0 - 30	2,67
Untere Erdkruste	30 - 37	3,3
Oberer Mantel	37 - 670	3,3 - 4,3
Übergangszone	670 - 1000	4,3 - 4,68
Unterer Mantel	1000 - 2700	4,68 - 5,5
Übergangszone/ Mantel-Kern-Grenze	2700 - 2900	5,69
Äußerer Kern	2900 - 4980	10,0 - 12,3
Übergangszone	4980 - 5120	12,3 - 13,3
Innerer Kern	5120 - 6370	13,3 - 13,6

Tabelle 2 : Dichte der einzelnen Schalen der Erde. Zusammengestellt nach Möller, P. 1986; S. 97

Einen Überblick über die Schalenstruktur, die Verteilung der Dichte und die Diskontinuitäten gibt Abbildung 5 auf der folgenden Seite. Für die Betrachtung der Vorgänge, die zu Gebirgsbildungen und Oberflächenformungen und -veränderungen führen, genügt es, die Wechselwirkungen und Prozesse in den äußeren Bereichen der Erde zu betrachten.

Dabei geht es vor allem um die **Lithosphäre und die Asthenosphäre.**

LITHOSPHÄRE

Feste Gesteinssphäre, insgesamt bis 100 km, umfasst die Kruste und den obersten Mantel:

Sie wird unterteilt in die :

Obere Kruste = Kontinentale Kruste

Synonyme sind Granitschale und Sial, sie ist im Durchschnitt 35 km dick, wobei die Dicke bis zu 100 km schwankt.

Untere Kruste = Ozeanische Kruste

Synonyme sind Basaltschale und Sima; im Durchschnitt 7 km dick.

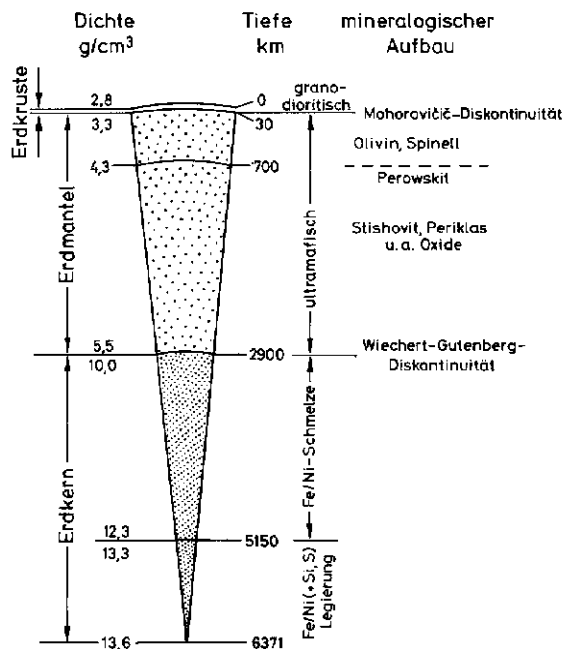


Abb. 5 : Aufbau der Erde und Dichte, Diskontinuitäten. Der chemisch-mineralogische Aufbau. Möller, P. 1986; S. 97

ASTHENOSPÄRE

"Fließzone", des oberen Mantels aus dem Griechischen asthenos - schwach, zähflüssig bis säkular-plastisch. bis 200 km im engeren Sinne. In modernen Überlegungen ist die Asthenosphäre der Bereich bis in etwa bis in 670 km Tiefe. (Abb. 6) Die angegebene Tiefe markiert einen Phasenübergang des Materials. D.h. hier ändert sich die kontinuierlich die Struktur der Materie. Bis 400 km hat das Material der Asthenosphäre, bei gleicher chemischer Zusammensetzung, den Charakter von Olivin, bis etwa 670 km den Charakter von Spinell.

Olivin und Spinell sind Minerale mit hohem Schmelzpunkt, die vor allem aus den Elementen Eisen (Fe), Magnesium (Mg) und Siliziumoxid (SiO₂) bestehen,

Bei 670 km Tiefe beginnt der Hauptbereich der Oxide. (Frohlich, C. 1989).

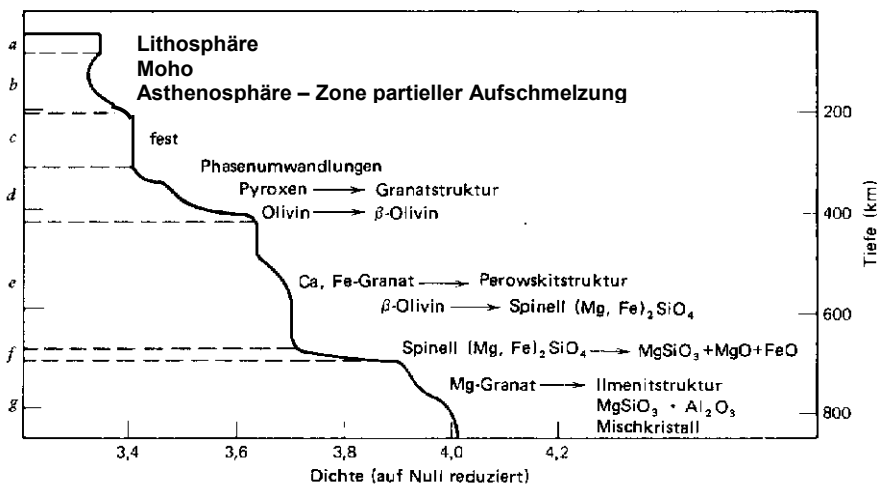


Abb. 6 : Mineralphasen und Phasenübergänge in der äußeren Erde. Die Zunahme der Dichte bei gleichbleibender chemischer Zusammensetzung ist die Folge von Strukturveränderungen in den Kristallgittern durch die stetige Zunahme von Druck und Temperatur. Mason & Moore 1985: S.31

Zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre spielen sich Prozesse ab, die zu Bewegungen der Erdkruste führen. Resultat sind Bewegungen von Teilen der Erdkruste, den Plattenbewegungen, die auch mit dem Begriff Kontinentalverschiebung bezeichnet werden, sowie gebirgsbildende Vorgänge, Vulkanismus und Erdbeben usw..

Zur Betrachtung der Prozesse der Plattenbewegung und der damit verbundenen Gebirgsbildung ist es sinnvoll, die Grenzziehungen der Bereiche nicht zu detailliert vorzunehmen, sondern den Bereich der Asthenosphäre, in dem die Antriebskräfte für die Plattenbewegungen vermutet werden, bis in die Tiefe von etwa 670 km anzunehmen.

KONTINENTALVERSCHIEBUNG / PLATTENTEKTONIK

Die Bewegungsprozesse der Erdkruste sind auf **KONVEKTIONSSTRÖME** in der Asthenosphäre zurückzuführen. Der eigentliche Ursprung für diese Vorgänge wird allerdings in einer Übergangszone zwischen äußerem Erdkern und unterem Erdmantel angenommen. Hier scheinen die eigentlichen Ursprünge für die Prozesse der Kontinentalverschiebung/ Plattentektonik zu sein. Dazu später mehr.

Unter **Konvektionsströmen** werden Materialströme in der Asthenosphäre, im Erdmantel und im Erdkern verstanden, die an die Bewegung von Gesteinsschmelzen gebunden sind. Die Auslöser für diese Erscheinungen sind sehr unterschiedlich vorstellbar. Hauptsächlich sind sie aber Bewegungen, die durch Temperaturgefälle ausgelöst werden.

Wodurch können Temperaturgefälle in der Erde entstehen ?

Hierzu einige Beispiele :

1. Normaler Wärmeausgleich : Es handelt sich um Bewegungen, die auf dem normalen Temperaturgefälle vom Erdinneren nach außen beruhen. Ein Maß für diese Temperaturveränderung ist der **"GEOTHERMISCHE GRADIENT"** der Erde. Er beträgt im Durchschnitt 3°C auf 100 m Tiefenzunahme oder 30°C/km. Diese lineare Temperaturzunahme ist allerdings nur bis zu einer bestimmten Tiefe denkbar,
2. Radioaktiver Zerfall : Durch Zerfallsprozesse in bestimmten Elementen wird Wärme / Energie freigesetzt, die zur Veränderung der inneren Energie der Systeme und damit zu einem Temperaturgefälle führen kann.
3. Turbulenzerscheinungen in der Asthenosphäre, die zu Massenbewegungen führen.

In der folgenden Abbildung 7 werden zwei Modelle für Konvektionsströme vorgestellt, die in den Geowissenschaften noch diskutiert werden.

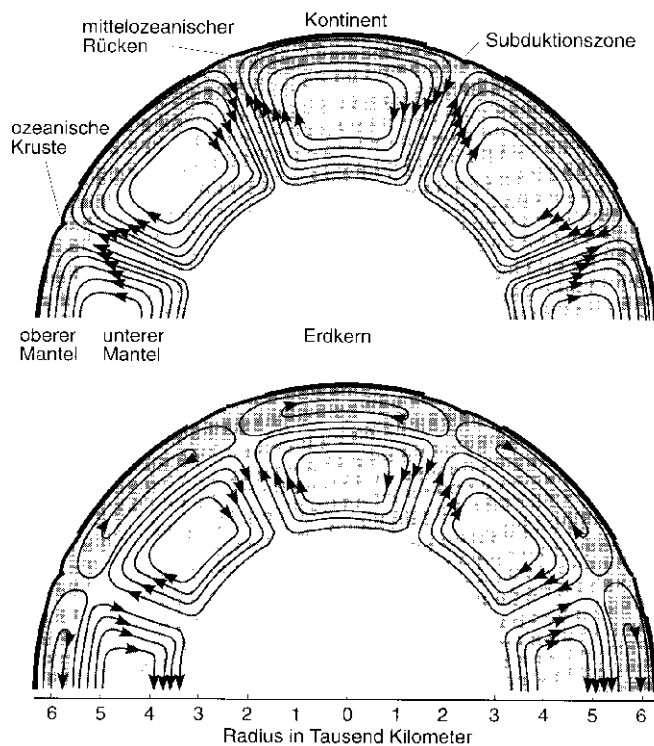


Abb. 3.20. Gegenüberstellung der beiden Hypothesen über das Muster der Konvektion im Erdmantel. Im oberen Bild reichen die Konvektionsströme bis zum Erdkern; im unteren Bild trennt die 660-Kilometer-Diskontinuität zwei Konvektionsströme.

Abb. 7 : Vorstellungen über Konvektionsströme und Konvektionszellen in Erdmantel und Erdkruste; Lanius, Karl; Die Erde im Wandel, Berlin 1995; S. 100.

Welcher der Antriebsmechanismen letztlich für die Konvektionsströme verantwortlich ist, wird nach wie vor untersucht. Anzunehmen ist, dass sie in unterschiedlichen Verhältnissen zusammenwirken. Auch die Vorstellung über die Größe und Anzahl der Konvektionszellen geht bei verschiedenen Autoren auseinander.

Die meisten Vorstellungen gehen davon aus, dass es in den Bereichen (Schalen/Sphären) der Erde, die auf Grund der seismischen Erkundung unterschiedliche Materialien enthalten, jeweils auch eigene Konvektionszellen gibt. So für den oberen und unteren Erdmantel und möglicherweise auch für den äußeren Erdkern, wie die Modelle in Abb. 7 unten zeigen. Eine Vorstellung von Konvektionszellen, die den gesamten Erdmantel erfüllen, wie in Abb. 7 oben oder sogar den Erdkern mit einbeziehen, erscheint eher unwahrscheinlich, da durch die konvektiven Materialströme die charakteristischen Materialunterschiede der einzelnen Schalen in der Erde bald verschwunden wären.

In der folgenden Abbildung 8 ist Abbildung 7 um die Angaben für die Temperatur in den einzelnen Bereichen ergänzt. Hier wird sehr deutlich, dass es an den Grenzen der Sphären zu starken Temperaturgefällen kommt. Besonders ausgeprägt ist dies an den Grenzen vom unteren Mantel zum äußeren Kern und am Übergang vom inneren Kern zum äußeren Kern. Nicht umsonst wird dort von vielen Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftlern auch der Antrieb für die plattentektonischen Prozesse vermutet.

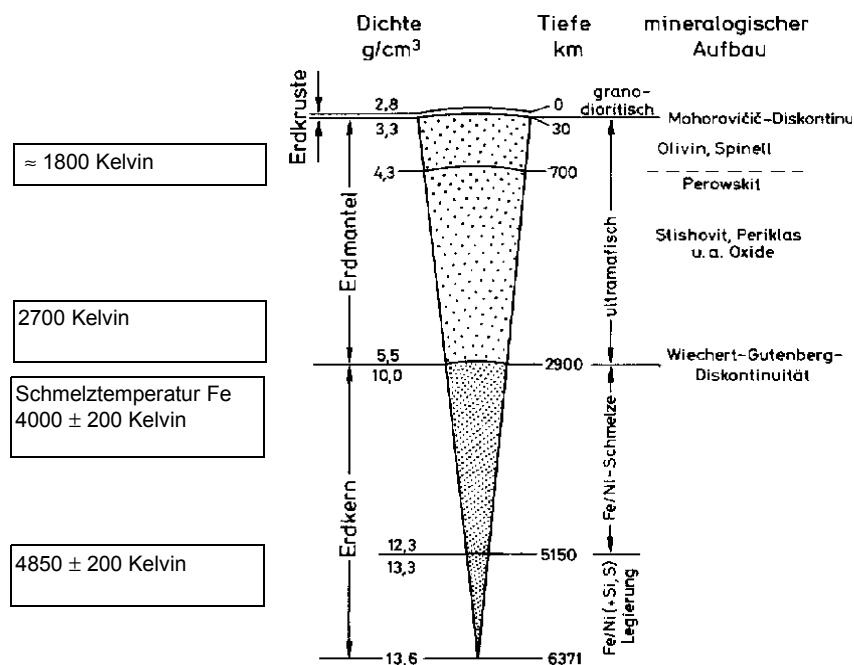


Abb. 8 .
Aufbau der Erde, wie in Abb.1.
Die Temperaturangaben sind entnommen aus: Lanius, K. - Die Erde im Wandel, 1994; S.79 f. und Strobach, K. 1991; S. 165.

Das Geodynamische Modell in Abb. 9 stellt den möglichen Ausgangsbereich der Konvektion und die damit verbundenen Ursachen für die Wurzeln von einzelnen Formen des Vulkanismus auf der Erde dar. Der Ausgangspunkt wird in diesem Modell vor allem an der thermischen Grenzschicht gesehen, einer Übergangszone von etwa 200 km Mächtigkeit an der Basis des unteren Mantels.

Hier geht ein Wärmeübergang zwischen dem äußeren Kern und dem unteren Mantel vor sich (Abb. 8). Die mit großer Geschwindigkeit konvektierenden Schmelzströme des flüssigen äußeren Kerns (bis zu 30 km / Jahr = 82 m am Tag) treffen mit einem Temperaturunterschied von ca. 1000°K auf die festen Materialien des unteren Mantels. Dies führt zu Aufschmelzprozessen und Kristallisationsprozessen, in deren Folge schlauchförmige Schmelzströme von Mantelmaterial (mantle plumes) mit einer Geschwindigkeit von etwa 5 - 10 cm pro Jahr aufsteigen. Die Antriebskräfte resultieren aus dem Auftrieb der gebildeten Schmelzkörper gegenüber dem höheren spezifischen Gewicht ihrer festen Umgebung.

An der Erdoberfläche führen sie zur Bildung von „Hot-Spots“, über denen Vulkanen aktiv werden, oder sie setzen in der Asthenosphäre Konvektionsströme in Gang und damit die Prozesse der Plattentektonik.

Das in Abb. 9 dargestellte geodynamische Modell folgt dem mantelübergreifenden Konvektionsmuster, das in der Abb. 7 oben dargestellt ist.

Derzeit favorisieren jedoch immer mehr Geowissenschaftler das Modell mit zwei Konvektionsbereichen im unteren und oberen Erdmantel (Abb. 7 unten), es lässt sich auch leichter erklären.

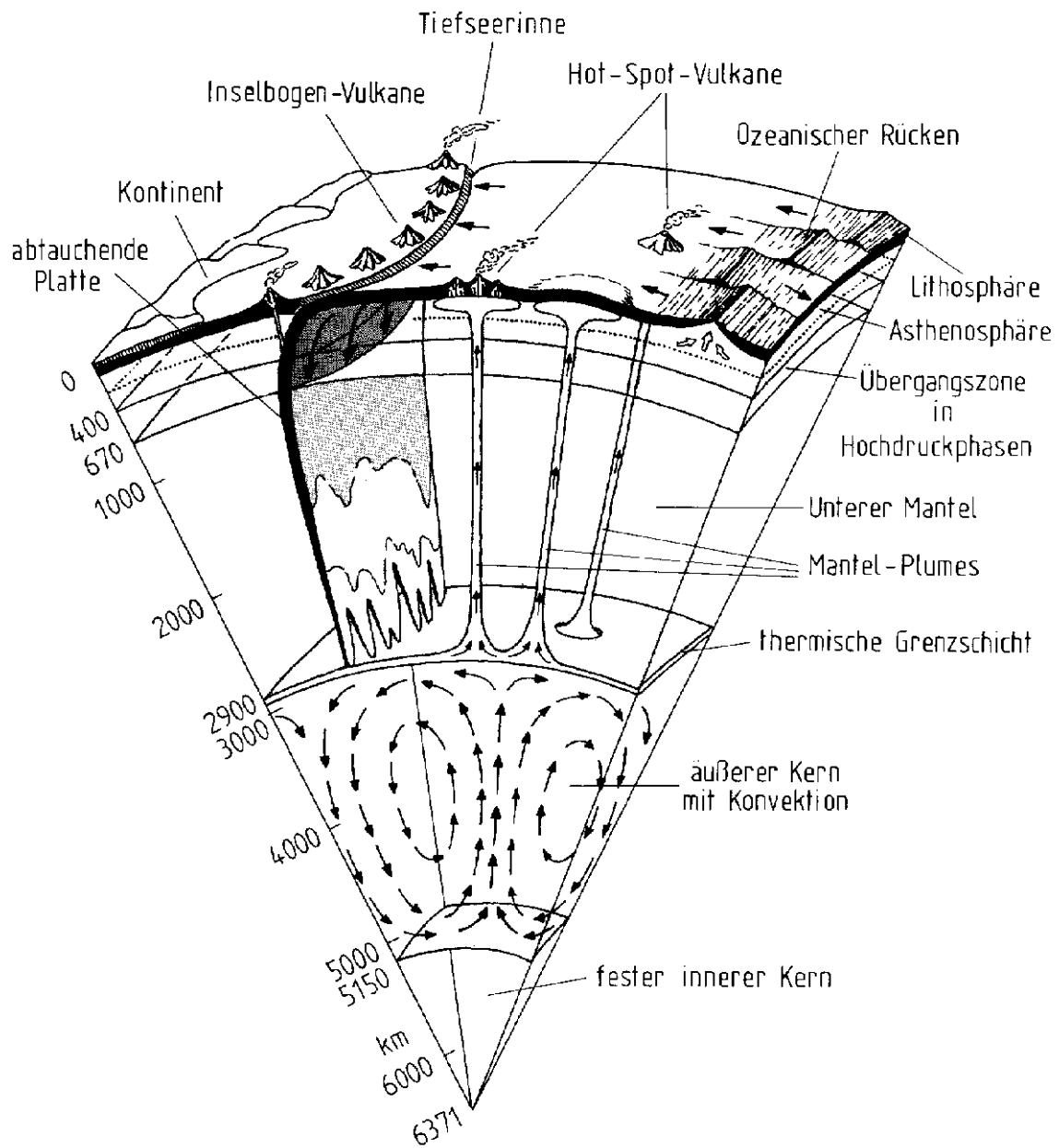


Abb. 9 : Geodynamisches Modell; Strobach, K. Unser Planet Erde, Berlin 1991; S. 187

ENTWICKLUNG VON MITTEL-OZEANISCHEN RÜCKEN

Die Wirkung der aufsteigenden Konvektionszellen führt zur Hebung und Ausdünnung der Erdkruste, und in der Fortsetzung zu subkrustaler Erosion und teilweiser Aufschmelzung der Erdkruste. Dies geschieht häufig an Stellen, die bereits durch Vorprägungen, wie Deformationen, Brüche o.ä. aus früheren Phasen der Erdgeschichte als Schwächezonen vorgeprägt sind.

Die aufdringenden Magmen suchen sich durch Risse und Spalten in der Kruste einen Weg an die Erdoberfläche, wo sie kurzfristig abkühlen. Ein Teil des Magmas dringt bis an die Erdoberfläche vor, tritt aus und erstarrt in Form vulkanischer Lava. So wird kontinuierlich neue Erdkruste, vor allem ozeanische Kruste produziert. Die Neuproduktion ozeanischer Kruste ist charakteristisches Merkmal der mittelozeanischen Rücken. Sie werden deshalb als **KONSTRUKTIVE PLATTENGRENZEN** bezeichnet. Der Prozess wird als **"SEA-FLOOR-SPREADING"** (Ozeanbodenspreizung) bezeichnet. Mittelozeanische Rücken / **MOR** ziehen sich über die ganze Erde auf einer Strecke von ca. 70.000 km. Beispiele sind der Mittelatlantische Rücken, der Indische Rücken, der pazifische Rücken usw.. Die MOR bilden sehr eindrucksvolle untermeerische Gebirge, wie der Vergleich des Profils über den mittelatlantischen Rücken und über den mitteleuropäischen Kontinent zeigen (Abb.4).

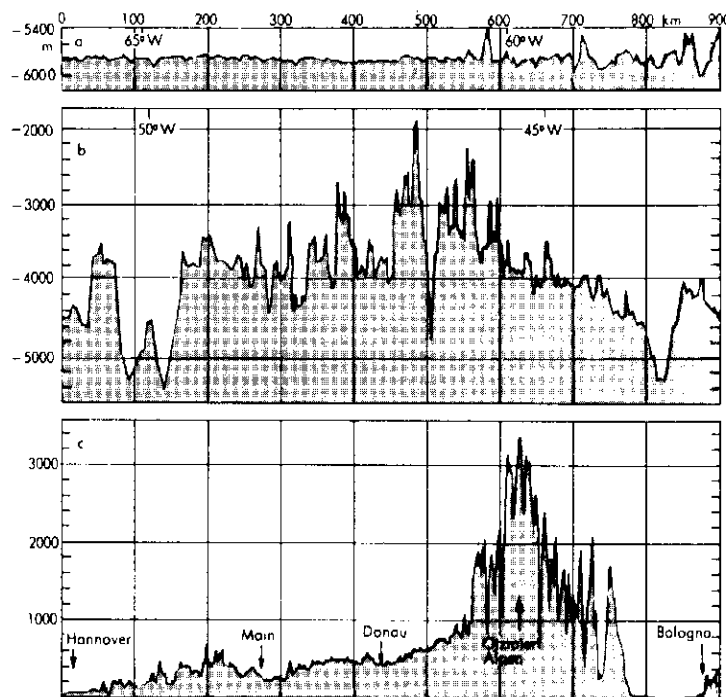


Abb. 10 :
Relief der Erdoberfläche in
zwei Profilen : Atlantik und
Westeuropa
Oben) Echolotprofil durch
den Mittelatlantischen
Rücken
unten) Profil durch Mitteleu-
ropa von Hannover nach
Bologna

Wunderlich, H.G. , Das
neue Bild der Erde; Ham-
burg 1975; S. 157

Die Entwicklung des Sea-Floor-Spreading, von der Bildung eines Spreading-Zentrums bis zur Ausbildung eines aktiven „Mittelozeanischen Rückens“, ist in der folgenden Abbildung (Abb. 11) zu sehen.

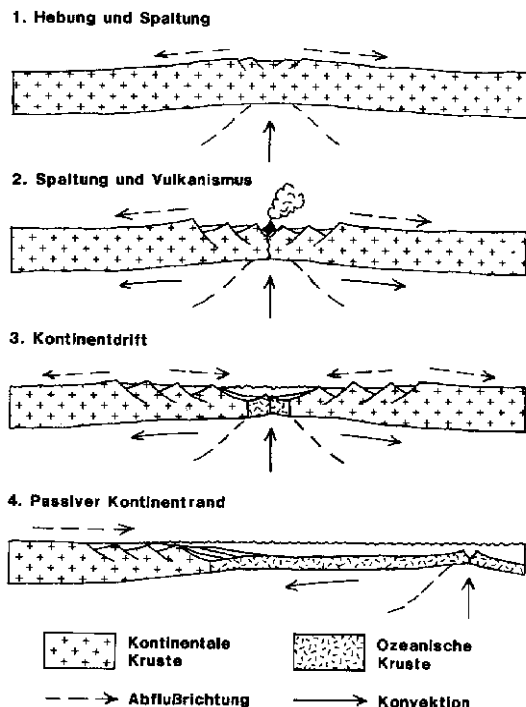


Abb. 11 : Modell zur Entstehung eines Mittelozeanischen Rückens.

1. Aufsteigende Wärme­ströme und Hebung
2. Ausdünnung der Kruste und Brüche; Vulkanismus an Schwäch­zonen
3. Grabenbrüche, Beginn des Sea-Floor-Sprea­ding; Eindringen des Ozeans
4. Sea-Floor-Spreading, aktives Stadium

Abb. aus :
 Frisch & Loeschke; 3.
 Auflage, Darmstadt 1993;
 S. 49

ENTWICKLUNG VON SUBDUKTIONSZONEN

So wie die aufwärts gerichteten Konvektions- oder Mantelströmungen für das Divergieren/Auseinanderdriften der Kruste verantwortlich sind, bestimmen die nach der Abkühlung abwärts gerichteten Konvektionsströmungen die „Vernichtung“/Verschluckung (**Subduktion**) der Platten an den konvergierenden/sich aufeinanderzubewegenden Plattengrenzen. Sie werden als **Destruktive Plattengrenzen** bezeichnet.

In Abb. 12 sind diese Prozesse im Schema dargestellt. Dabei wird deutlich, daß bei einer Kollision zweier konvergierender Platten jeweils nur eine Platte (durch die andere) subduziert wird.

Im Konvergenzbereich der Platten bildet sich durch den Abtauchprozess der subduzierten Platte ein **Tiefseegraben (Trench)**. Die Kollision führt zu starken Deformationen, mit Verfaltungen, Überschiebungen, Stauchungen und Dehnungen, die zu tiefgreifenden Rissen und Spalten in der Kruste führen. Diese Schwäche­zonen bilden in der Folge Aufstiegswege für magmatische Schmelzen, die beim teilweisen oder vollständigen Aufschmelzen der subduzierten Platte gebildet werden. Die Aufschmelzung erfolgt durch den Temperaturanstieg beim Abtauchen der subduzierten Platte in den Oberen Mantel.

Der Magmenaustritt fördert einen intensiven Vulkanismus, der entlang der Subduktionszone zu einer girlandenartigen Anordnung von Vulkanen führt, die als Inseln aus dem Ozean aufragen und deshalb als **Inselbogen (Volcanic arc)** bezeichnet werden. Typische Inselbögen finden sich in der Pazifikumrandung.

In Abb. 12 ist zu erkennen, dass eine Platte aus ozeanischen und aus kontinentalen Krustenteilen bestehen kann. Durch die Plattenbewegung, die ja von der Erweiterung der ozeanischen Kruste ausgeht, wird die kontinentale Kruste passiv mitbewegt. Die Subduktion ist nur solange aktiv, wie ozeanische Kruste subduziert werden kann. Treffen die passiv transportierten kontinentalen Krustenteile zweier Platten aufeinander, ist die Subduktion an dieser Stelle beendet.

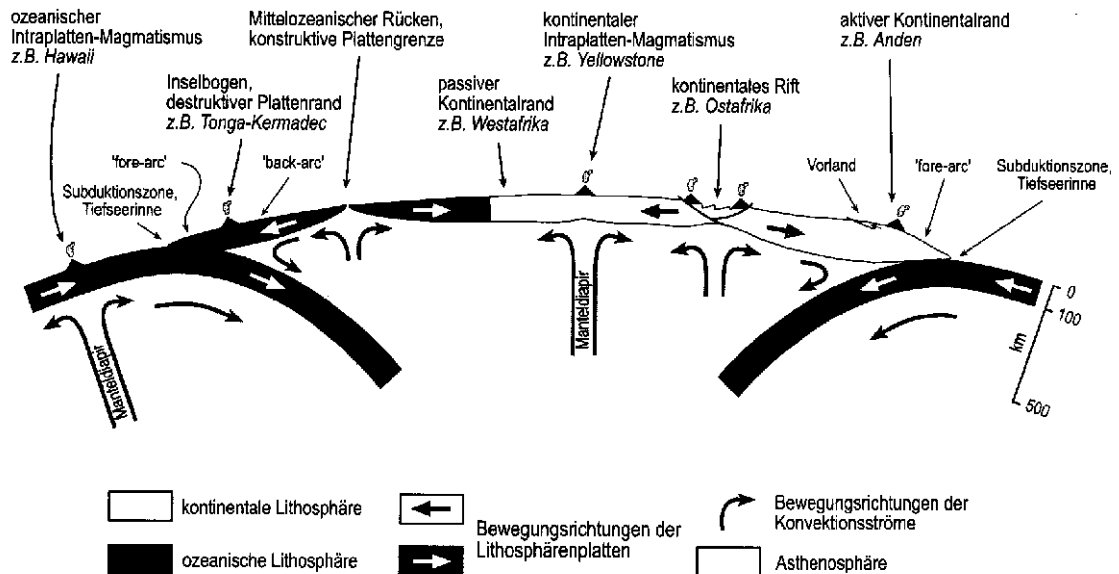


Abb. 1.4

Schematische und annähernd maßstabstreue Darstellung der Grundelemente der Plattentektonik; Vulkane sind größer abgebildet. Der Schnitt bezieht sich nicht auf eine reale Plattenkonfiguration auf der heutigen Erde.

Abb. 12 : Bahlburg, H. & Breitzkreuz, Chr. ; Grundlagen der Geologie; Stuttgart 1998; S. 7

Mittelozeanische Rücken und Subduktionszonen stellen die wichtigsten Grenzen der Platten dar.

PLATTENGRENZEN :

1. Divergente oder konstruktive Plattengrenzen - Mittelozeanische Rücken; Prozess : Sea-Floor-Spreading
2. Konvergente oder destruktive Plattengrenzen - Subduktionszonen / Tiefseegräben; Prozess : Subduktion

Hinzu kommt noch ein dritter Typus

3. Konservative oder konservierende Plattengrenzen - **Transform-Störung**; Transformstörungen finden sich vor allem als Querstörungen an mittelozeanischen Rücken, wo sie die Verbindungselemente der in einzelne Segmente aufgeteilten Rücken bilden. An ihnen wird die Horizontalbewegung einzelner Segmente der Platten durch seitliches Aneinandervorbeigleiten möglich, ohne dass Kruste neu gebildet oder zerstört wird. (Abb. 13).

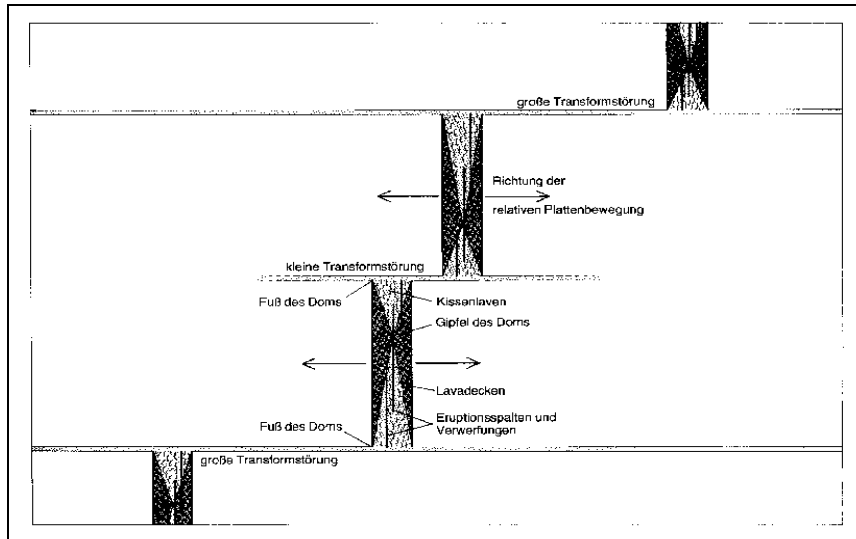


Abb. 13 : Hypothese von Francheteau und Ballard zur Bildung von Transformstörungen zwischen Spreizungsstellen an mittelozeanischen Rückensegmenten.
in : Die Dynamik der Erde; Spektrum - Sammelband; Heidelberg 1987; S. 117

Nach der Hypothese von Francheteau und Ballard zur Bildung von Transformstörungen zwischen Spreizungsstellen an mittelozeanischen Rückensegmenten (Abb. 13) befindet sich in jedem Segment ein „vulkanischer Dom“. Die austretende Lava führt zur Bildung neuer ozeanischer Kruste und zur Spreizung des Ozeanbodens. Die Segmente bewegen sich unabhängig voneinander, aber mit der gleichen Relativbewegung vom Rücken weg.

Das Plattenmuster der Erde

Die Abgrenzung der Platten führt zu einem völlig anderen Oberflächenbild der Erde, als wir es durch die geographische Aufteilung in Kontinente und Ozeane gewohnt sind.

Um die große Anzahl von Platten oder Baueinheiten der Erdkruste zu ordnen, sind von verschiedenen Autoren Klassifikationsvorschläge für eine Einteilung der Platten gemacht worden.

Häufig verwendete Einteilungen unterscheiden zwischen 12, 9, 7 oder 6 großen Platten, sowie einer unbekanntenen Anzahl von Mikroplatten. Darunter werden Fragmente größerer Platten verstanden, die durch die Plattenbewegungen isoliert wurden oder aus denen die Großplatten zusammengesetzt sind. Abb. 14 gibt eine Übersicht über die Verteilung der Platten auf der Erdoberfläche.

Abb. 14 zeigt die **GROSSPLATTEN** und die **KLEIN- UND MIKROPLATTEN**

Karibische Platte; Cocos Platte

Nazca Platte; Juan-de-Fuca-Platte

Rivera-Platte zwischen Cocos und Juan den Fuca

Philippinische Platte

Arabische Platte, Ägäische-Platte / +/- Adriatische Platte,

Anatolische-Platte / +/- Iranische Platte

Indosinische Platte / südl. chinesische Platte / Sinische-Platte / Chinesische Platte,

Ochotskische Platte / Südsandwich-Platte / Scotia-Platte,

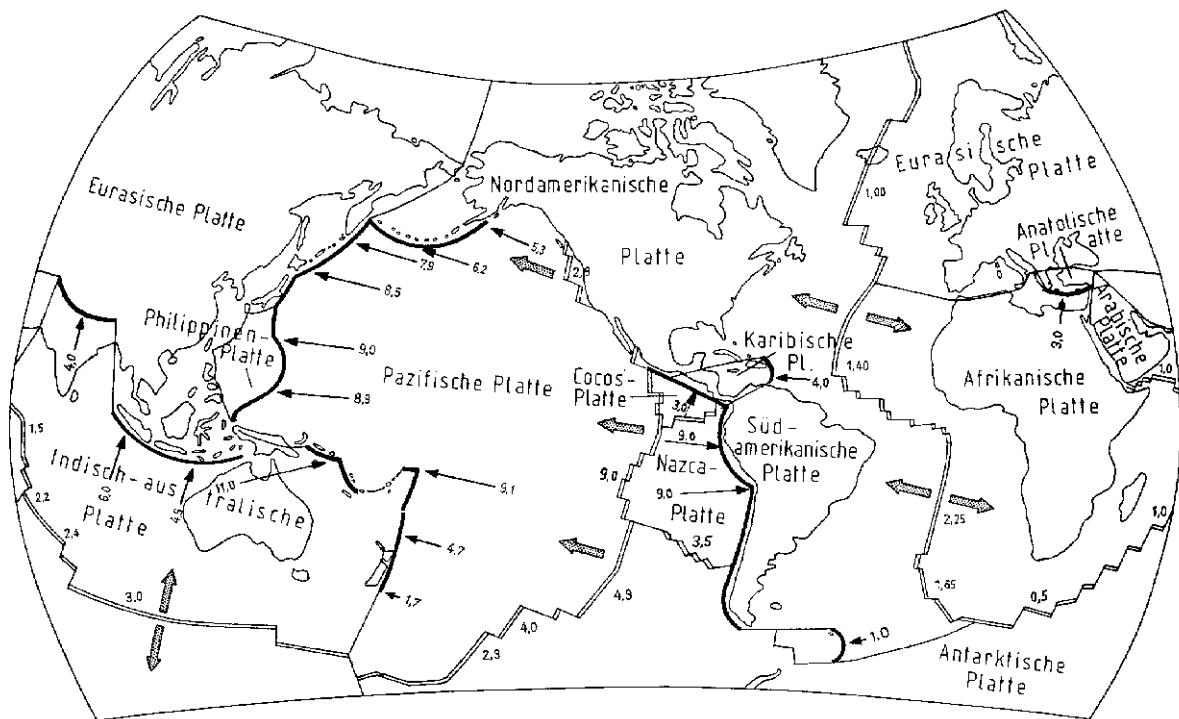


Abb. 14 : Lithosphärenplatten, Riftsysteme und Subduktionszonen.
Strobach, K. ; Unser Planet Erde; Berlin 1991; S. 181

STADIEN DER PLATTENBEWEGUNG MIT BEISPIELEN :

Der Ablauf der Plattenbewegungen lässt sich in 6 Stadien zusammenfassen :

1. Stufe - Vorstadium / Riftstadium - Embryonalstadium

Grabenbrüche auf Kontinenten fördern das Aufreißen von tiefgreifenden Schwächzonen, in die Magma aus dem oberen Mantel eindringen kann.

Beispiele : Das vorderasiatische Grabensystem, der Oberrheintalgraben.

2. Stufe - Junges Stadium / Öffnungsstadium

Der Kontinent ist durch das beginnende Sea-Floor-Spreading bereits aufgerissen, die beiden getrennten Teile entfernen sich voneinander.

Beispiele : Rotes Meer, Golf von Aden, Afar-Dreieck

3. Stufe - Reifestadium / Offenes Stadium :

Die Platten haben sich bereits weit voneinander entfernt, durch Eindringen von Magma in den aktiven Grenzbereich der beiden Platten wird ständig neuer Meeresboden produziert. Die Öffnung und Entfernung der Platten voneinander geht weiter.

Beispiel : Atlantik

4. Stufe - Resorptionsstadium

Die Neuproduktion von Meeresboden an den auseinandergelenden Plattengrenzen (divergente Plattengrenzen) stagniert, es überwiegt der Abbau, die Verschluckung von Meeresboden an den zusammengehenden Plattengrenzen (konvergierende Plattengrenzen), die Subduktion.

Beispiel : Pazifik

5. Stufe - Schließstadium

Bereits ein weitgehend geschlossenes Stadium, bei dem der ursprünglich zwischen den Platten befindliche Ozeanbereich nur noch in einzelnen Restmeeren existiert, wie z.B. das Schwarze Meer, das Kaspische Meer und das Mittelmeer. Es kommt zur Kollision von kontinentalen Gesteinsmassen, die auf- und übereinandergeschoben, verfaltet und zerbrochen werden.

Beispiel : Mittelmeer mit Alpenraum

6. Stufe / Geschlossenes Stadium :

Der völlig geschlossene Zustand zwischen den Platten führt zur Beendigung der Bewegung. Das Resultat sind stark zusammengeschobene Faltengebirge mit einer noch einige Zeit andauernden Hebungstendenz zum Ausgleich des isostatischen Gleichgewichts.

Beispiele : Himalaya, Ural-Gebirge

Die Gesamtabfolge der 6 Stadien wird als **Wilson-Zyklus** bezeichnet, nach J. Tuzo Wilson, einem der Väter der Erforschung der Prinzipien der Plattentektonik. Der Ablauf eines kompletten Zyklus beträgt etwa 220 bis 230 Millionen Jahre. Daraus lässt sich auch folgern, dass es auf der Erde keinen an seinem Bildungsort befindlichen Ozeanboden gibt, der älter als 200 Mio. J. ist.

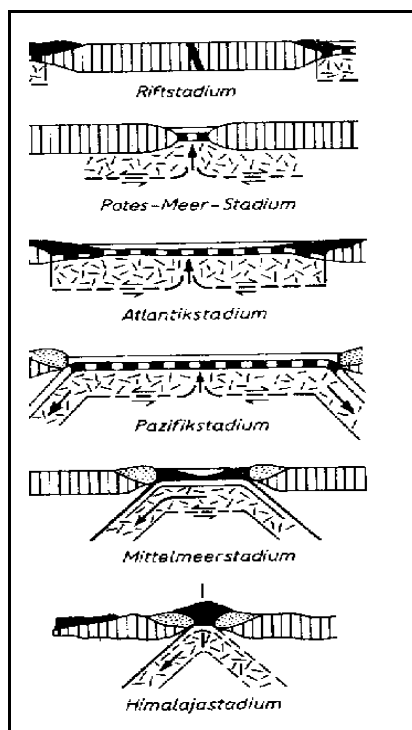


Abb.: 15 : Wilson-Zyklus; Hohl; R. (Hg.)
1985; S. 263

LITERATUR :

- Bahlburg, H. & Breitzkreuz, Ch.;
Grundlagen der Geologie. Stuttgart 1998; S. 150
- Frisch, Wolfgang & Loeschke, Jörg;
Plattentektonik, Reihe Erträge der Forschung Bd. 236; Darmstadt 1986
- Hohl, Rudolf (Hrsg.);
Die Entwicklungsgeschichte der Erde 6. Auflage; Hanau, 1985
- Lanius, Karl;
Die Erde im Wandel; Heidelberg, 1995
- Mason, b. & Moore, C.B.;
Grundzüge der Geochemie; Stuttgart 1985
- Möller, Peter;
Anorganische Geochemie - Eine Einführung; Berlin 1986
- Press, Frank & Siever, Raymond;
Earth, 2. Auflage; San Francisco 1978
- Strobach, Klaus;
Unser Planet Erde; Berlin 1991
- Wunderlich, Hans Georg;
Das neue Bild der Erde; Hamburg 1975