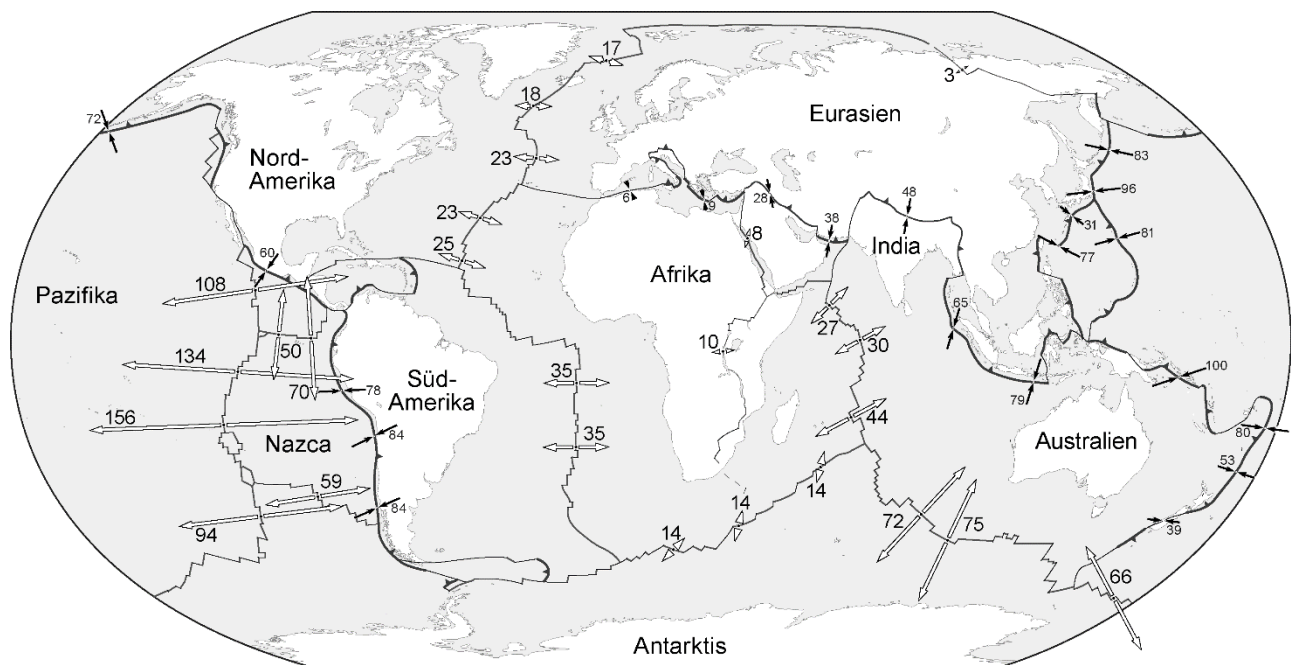


EINFÜHRUNG IN DIE TEKTONIK

Die mechanischen Hauptschalen der Erde sind der innere Kern (fest), äussere Kern (flüssig), Mantel (zähflüssig) und die Lithosphäre (fest). Die **Lithosphäre** (*lithosphere*) besteht aus dem **obersten Mantel** (*upper mantle*) und der **Kruste** (*crust*). Es gibt zwei Arten von Lithosphäre – ozeanische und kontinentale - je nachdem ob an der Oberseite der festen **Mantellithosphäre** (*lithospheric mantle*) ozeanische (5km bis 8km mächtige, basaltische) oder kontinentale (30km oder kratonische 40km mächtige, granitisch-dioritische) Kruste angeklebt ist. Die Lithosphäre ist in Stücke zerbrochen, welche **Platten** (*plates*) genannt werden. Die Platten weisen unterschiedliche Formen und Grössen auf. Die Ränder der Platten werden **Plattengrenzen** (*plate boundaries*) genannt. Die Erde lässt sich in 7 Hauptplatten (Afrika, Antarktika, Australia, Eurasia, Nordamerika, Südamerika und Pazifika) und in eine Reihe von kleineren Nebenplatten (Adria, Arabien, Karibik, Nazca, Philippinen und andere) aufteilen. Fast alle Platten bestehen aus kontinentaler und ozeanischer Lithosphäre. Diese Platten bewegen sich unabhängig und relativ zueinander, jedoch mit einer eingeschränkten Unabhängigkeit von den sieben grossen Platten. Die relativen Horizontalbewegungen können idealerweise als spröde Körperbewegungen beschrieben werden. An den Kontakten zwischen zwei Platten kommt es somit zu Platzproblemen und zu Reibung. Die Plattengrenzen sind nicht fixiert, sondern sie bewegen und verformen sich. Das globale Mosaik der Platten reorganisiert sich regelmässig und neue Plattengrenzen bilden sich, während andere sich schliessen. Die Relativbewegungen und die daraus resultierenden Wirkungen werden **Plattentektonik** (*plate tectonics*) genannt. Die Plattentektonik ist die am besten geeignete Theorie, um einen Zusammenhang herzustellen zwischen oberflächennahen, geologischen und tieferen geophysikalischen Strukturen und den quantitativen Bewegungen, die auf Prozesse tief im Erdinneren zurückzuführen sind. Die Bewegung der lithosphärischen Platten ist eine erhebliche Folge von thermisch angetriebenen Massenbewegungen auf der Erde.



Relative Geschwindigkeiten (in mm/a) und Richtungen der Plattenbewegungen

Massstab der Konvergenz = 50% Massstab der Divergenz

Die Erde ist eine Wärmemaschine: Das Erdinnere ist heiss und der Aussenraum, d.h. die Erdoberfläche, ist kalt. Der zweite Hauptsatz der Thermodynamik besagt, dass ein solcher Temperaturgradient in Flüssigkeiten spontane Konvektionsprozesse auslöst, um das Gleichgewicht zu erreichen.

Die Erde ist der einzige bekannte Planet, welcher derzeit Plattentektonik zeigt. Dies deutet darauf hin, dass die Erde über eine einzigartige Kombination von Wärmebudget (wahrscheinlich eine Frage der Grösse; zu vergleichen mit Mars, der halb so gross wie die Erde ist) und Rheologie verfügt. Die Oberfläche ist steif genug, um Platten zu bilden (vgl. Jupiter, der fast vollständig aus Gasen besteht), aber schwach genug, um Verformung zu lokalisieren (vgl. Venus mit ähnlicher Grösse und Zusammensetzung wie die Erde, aber möglicherweise stärkerer Lithosphäre).

Die **Geodynamik** ist jene Disziplin der Erdwissenschaften, welche versucht beobachtbare Erscheinungen und Vorgänge auf der Erdoberfläche mit Hilfe mechanischer (dynamischer) Prinzipien zu erklären. Es wird angenommen, dass die wiederholte **Vereinigung** (*amalgamation*) und das folgende **Auseinanderbrechen** (*breakup*) der kontinentalen Lithosphäre und die x-fach wiederholte Bildung und Subduktion der ozeanischen Lithosphäre die Entwicklung der Erde seit dem Archaikum stark beeinflusst haben. In diesem plattentektonischen Rahmen ist die grossräumige Verformung die lokale Antwort der Lithosphäre auf induzierte Spannungen.

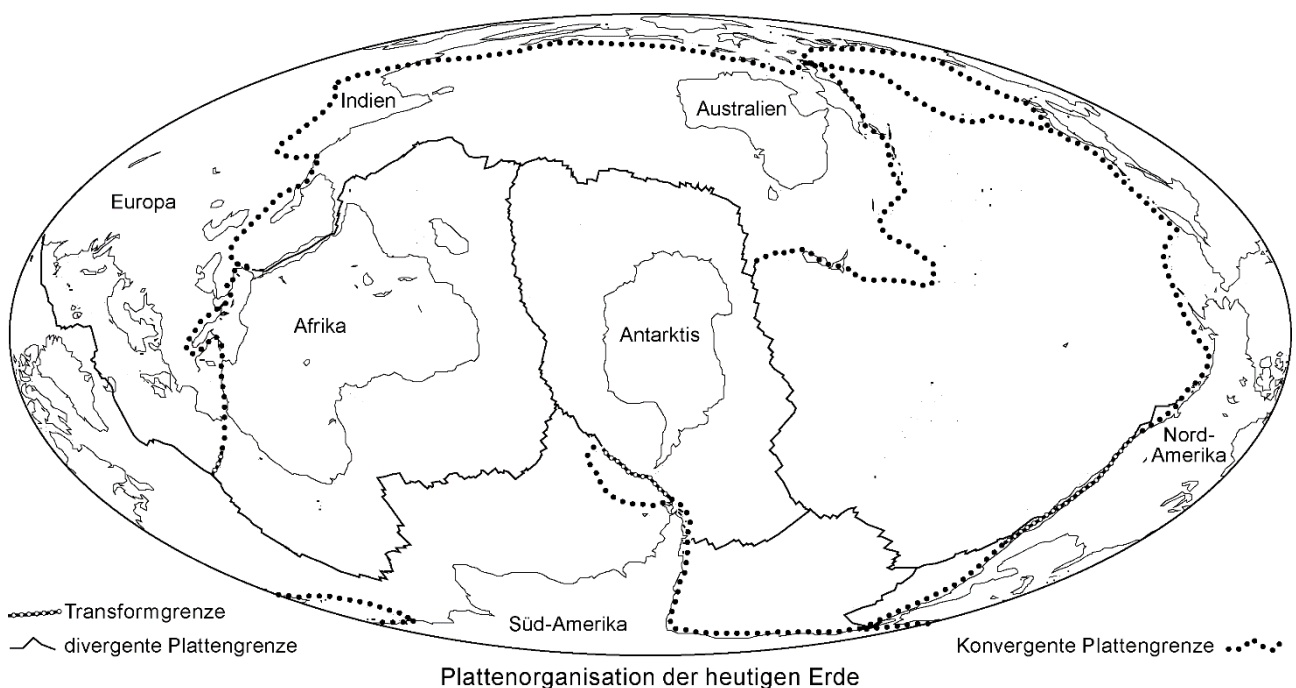
Relative Plattenbewegungen

Regionale und globale Strukturen an der Erdoberfläche haben riesige Ausmasse (in horizontaler wie in vertikaler Richtung, vgl. Topographie). Sie sind das Ergebnis von horizontalen und vertikalen Bewegungen der Lithosphärenplatten, die bis zu > 20 cm pro Jahr, respektive bis 10 mm/Jahr erreichen können. Dies ist ein Unterschied von einer Grössenordnung und dies ist auch der Grund, warum (vom strukturellen/geodynamischen Standpunkt aus gesehen) die horizontalen Relativbewegungen (das sind Geschwindigkeiten, mit denen Fingernägel wachsen!) zwischen den Platten jene Strukturen dominieren, welche die Geologen primär interessieren. Dabei dürfen wir nicht vergessen, dass zu gegebener Zeit (eine Grössenordnung langsamer) auch die vertikalen Bewegungen mitberücksichtigt werden müssen (vgl. Hebung und Abtragung von Gebirgen).

Die Platten können

- sich auseinander bewegen (**divergente Grenzen**),
- horizontal aneinander vorbei gleiten (**Blattverschiebungen und Transformstörungen**) oder
- sich aufeinander zubewegen (**konvergente Grenzen**).

Diese relativen Plattenbewegungen sind abhängig von der gesamten Wechselwirkung der Platten und können verschieden stark kombiniert sein. Eine schiefe Konvergenz von Platten führt zu **transpressiver** Verformung, eine schiefe Divergenz zu **Transtension**. Das Abtauchen einer Platte unter die andere und in die Asthenosphäre ist die häufigste Lösung des durch Konvergenz verursachten Platzproblems.



Auf der heutigen Erde hat die Konfiguration der Platten zwei Netze entwickelt: (1) eine fast 70000 km lange, kontinuierliche Kette divergenter Plattengrenzen und (2) eine kontinuierliche Kette konvergenter Plattengrenzen, die beide durch Horizontalverschiebungen unterteilt und miteinander verbunden sind. Diese einfache Organisation der Plattengrenzen hat ihre Ursache im Muster der Plattenbewegungen und der Mantelkonvektion, das über lange Zeiträume hinweg stabil ist.

Tatsächlich entstehen die Spannungen, welche die lithosphärischen Bewegungen antreiben, aus zwei Quellen:

(1) der Schwerkraft, die auf die Dichteunterschiede innerhalb der Lithosphärenplatten wirkt.

(2) der Schwerkraft, die auf die Dichteunterschiede unterhalb der Lithosphäre wirkt.

Letzteres verursacht die Druck- und Zugkräfte (radial und tangential), die auf die Unterseite der Lithosphäre wirken und die das Spannungsfeld in der Lithosphäre beeinflussen, so dass eine dynamische Topographie produziert wird. Ersteres bezieht die Dichteänderungen mit ein, die mit nicht-dynamischen Komponenten der Topographie verbunden sind.

Struktursysteme

Ein System besteht aus einer Gruppe von individuellen Bestandteilen, die sich jedoch gegenseitig beeinflussen und voneinander abhängig sein können. Zusammen bilden sie eine Einheit und sind beeinflusst von zueinander in Beziehung stehenden Kräften. Systeme haben reale oder willkürliche Grenzen. Änderungen in einem System erfolgen, um das Gleichgewicht beizubehalten, welches definiert ist als der Zustand der niedrigsten möglichen Energie. Unter Gleichgewicht versteht man auch die Bedingung, dass der Nettoertrag aller Kräfte, die auf ein System wirken, null ist.

Unter einem geologischen System versteht man eine Gruppe von miteinander verknüpften natürlichen Strukturen, Objekten und Kräften, die komplett und beliebig von der Umgebung separiert werden können, um Änderungen zu studieren, die im System unter verschiedenen Bedingungen eintreten können, bis ein Gleichgewicht erreicht wird. Geologische Systeme können kurzlebig sein oder können über Millionen von Jahren fortbestehen.

Zwei Arten von Systemen sind in der Geologie wichtig:

- geschlossene Systeme, dabei findet nur Wärmeaustausch mit der Umgebung statt (z.B. ein abkühlender Lavafluss).
- offene Systeme, welche Wärme und Material mit ihrer Umgebung austauschen können (z.B. ein hydrologisches System, das vom Regen gespeist wird und aus dem Wasser wieder ausfließen kann).

Die meisten geologischen Systeme sind offene Systeme, in denen Energien und Materialien in Richtung eines Gleichgewichtszustands umgeordnet werden. Folglich treten diese Änderungen in einer vorhersagbaren (d.h. **systematischen**) Weise ein. Weil alle Bestandteile voneinander abhängig sind, bedingt jede kleine Änderung in einer Komponente Veränderungen im Rest des Systems. Diese Änderungen vorauszusagen und zu verstehen ist der Schlüssel, um natürliche geologische Gesetze zu begreifen.

Ein wichtiges geologisches System ist das **tektonische System**, das die Bewegung der lithosphärischen Platten einbezieht. Die Platten verschieben sich (scheinbar) unabhängig voneinander, was anzeigt, dass das System **dynamisch** ist, d.h. Material und Energie können sich frei bewegen und ineinander umgewandelt werden.

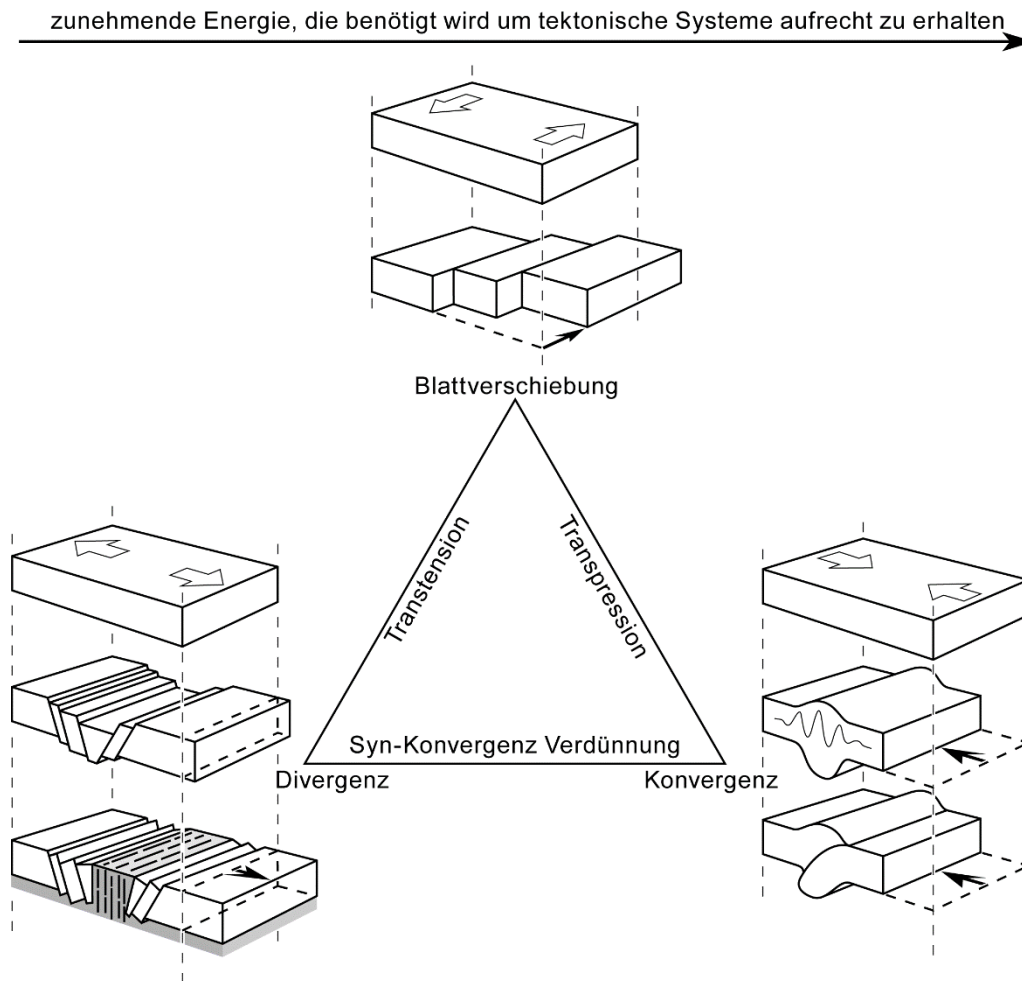
In der Lithosphäre, besonders an den Plattengrenzen, verursachen regionale Spannungen besondere **Struktursubsysteme** mit typischen Geometrien, Orientierungen und Anordnungen. Wenn wir an den Masstab einer tektonischen Platte denken, erkennen wir sechs prinzipielle Struktursubsysteme (drei Endglieder und 3 Mischglieder):

Endglieder	Mischglieder
Kompressionssystem	Transpressionssystem
Extensionssystem	Transtensionssystem
Blattverschiebungssystem	Syn-Konvergenz Extensionssysteme

Diese Struktursubsysteme, die Strukturen mit gleichem geologischen Alter in Reaktion auf die gleichen tektonischen Prozesse enthalten, können einen riesigen Bereich (10 bis 100 km breit, einige 1000 km lang, z.B. ein Orogen oder ein passiver Kontinentalrand) umfassen.

Wir können die Beziehungen zwischen diesen verschiedenen Struktursubsystemen mit folgendem einfachen Modell besser verstehen. Wir nehmen einen runden Deckel eines grossen Mülleimers als unsere tektonische Platte. Er ist stark und steif. Wir packen Sand rund um den Deckel herum, welcher die schwachen Bereiche bzw. sedimentäre Becken repräsentiert. Der Sand reagiert auf eine Spannung mit sprödem Verhalten bzw. mit Brüchen, wie Gesteine in der oberen Kruste. Wir bewegen den Deckel nur einige Zentimeter und beobachten, was im Sand passiert.

- (1) In Bewegungsrichtung vor der Platte entsteht ein sprödes Kompressionssystem mit Überschiebungen.
- (2) Hinter der Platte entwickelt sich ein sprödes Extensionssystem, das aus Abschiebungen besteht.
- (3) An beiden Seiten des Deckels entwickeln sich Blattverschiebungssysteme, ein System im Uhrzeigersinn (oder dextral, rechtssinnig) und ein System gegen den Uhrzeigersinn (oder sinistral, linkssinnig).



Die drei Hauptbewegungen der lithosphärischen Platten

Da die Erde rund ist, entsteht zwischen dem Blattverschiebungssystem und dem Kompressionssystem eine Mischung von Kompressions- und Blattverschiebungsstrukturen. Dieser tektonische Zustand wird als Transpression bezeichnet. Auf der anderen Seite unserer Platte finden wir eine Mischung von Extensions- und Blattverschiebungsstrukturen. Dieser tektonische Zustand wird als Transtension bezeichnet.

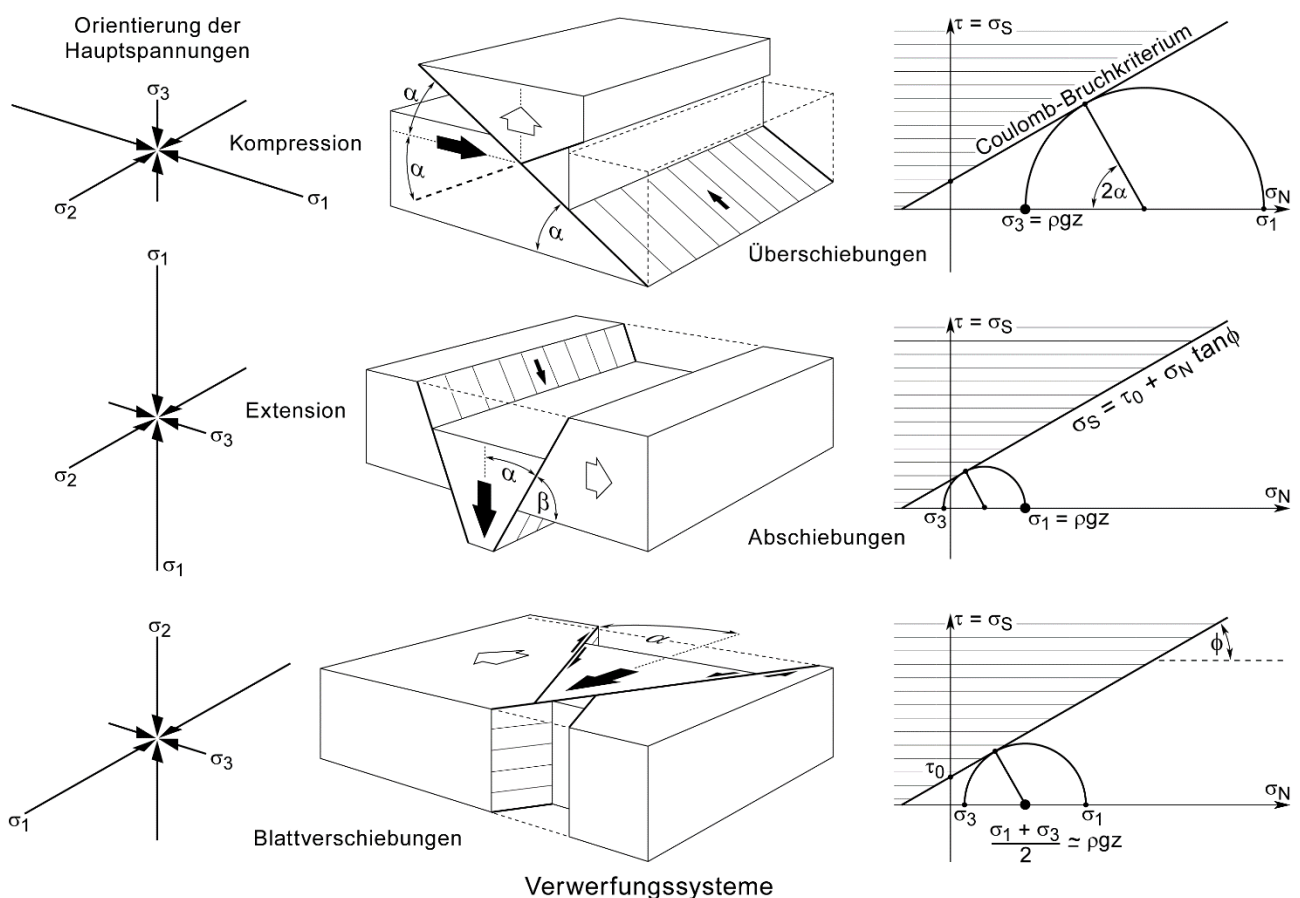
In diesem experimentellen Denkansatz betrachten wir nur horizontale Deformationskomponenten. Regionale Verformung kann auch mit vertikalen Massentransfers wie anatektischen und plutonischen Domen verbunden werden. Solch regionale Systeme werden in der Regel durch die schwerkraftdominierten Kräfte gesteuert und erzeugen Strukturen, die mit Strukturen von Kompressions-, Extensions- und Blattverschiebungssystemen vergleichbar sind.

Tektonisches Regime und Störungssysteme

Die aktiven Bruchsysteme werden vom regionalen **Spannungsfeld** (*stress field*) kontrolliert. Das Spannungsfeld lässt sich über Grösse und Orientierung der drei Hauptspannungen, ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), die senkrecht aufeinander stehen, bestimmen. Nehmen wir ein kartesisches Koordinatensystem parallel zu den Richtungen an, wobei die (x,y)-Ebene horizontal sein soll. Jede der Hauptspannungen kann vertikal sein. Diese vertikale Komponente σ_{zz} ist die Auflast, d.h. der lithostatische Druck:

$$\sigma_{zz} = \rho g z$$

wobei ρ die durchschnittliche Dichte der überliegenden Gesteine, z die Tiefe und g die Schwerebeschleunigung ist. Es gibt keinen zusätzlichen tektonischen Beitrag (deviatorische Spannung) in der vertikalen Richtung.



Zur Erinnerung: Aus theoretischen Überlegungen muss eine der drei Hauptspannungsebenen, auf die keine Scherspannungen wirken, parallel zur Erdoberfläche sein. Deshalb können wir nur drei Hauptspannungszustände haben, Kompressions-, Dehnungs- und Blattverschiebungstypen. Ein Bruch bezeichnet eine

Scherebene. In einer (theoretisch) idealen oberen Kruste ergibt jedes Spannungsfeld ein konjugiertes Bruchsystem, dessen spitzer Winkel (60°) von der grössten Hauptspannungsachse in zwei Teile geschnitten wird. σ_2 ist parallel zu der Intersektionslinie zwischen den zwei Brüchen.

Kompressionszustände - Überschiebungssysteme

Bei einer Aufschiebung wird das Hangende aufwärts geschoben. Diese relative Bewegung bedeutet, dass eine deviatorische Kompressionsspannung $\Delta\sigma_{ii}$ in einer horizontalen Richtung (zum Beispiel x) nötig ist, und dass sie die kleinste Hauptspannungskomponente übersteigt. Die kleinste Hauptspannung σ_3 ist in diesem Fall der vertikale lithostatische Druck, während die intermediäre Hauptspannung σ_2 gross genug ist, um die Deformation auf die horizontale $(\sigma_1 - \sigma_3)$ -Ebene zu begrenzen. Die horizontale Kompressionsspannung ist:

$$\sigma_1 = \rho gz + \Delta\sigma_{xx} = \sigma_{xx}$$

Wenn angenommen wird, dass es keine Deformation in y-Richtung gibt (in diesem Beispiel ist y parallel zu σ_2), beschreibt das Poisson Verhältnis ν (vgl. Kapitel Rheologie) den Zusammenhang zwischen den deviatorischen Spannungskomponenten $\Delta\sigma_{yy}$ und $\Delta\sigma_{xx}$:

$$\Delta\sigma_{yy} = \nu \cdot \Delta\sigma_{xx}$$

Daraus folgt die horizontale Hauptspannung σ_2 in der y-Richtung:

$$\sigma_2 = \rho gz + \nu \cdot \Delta\sigma_{xx}$$

Die allgemeine, dreiachsige Bedingung $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ wird:

$$(\rho gz + \Delta\sigma_{xx}) \geq (\rho gz + \nu \cdot \Delta\sigma_{xx}) \geq \rho gz$$

Alle kompressiven Spannungen sind positiv, und die vertikale Spannung σ_3 ist die kleinste Druckspannung. Die konjugierten Überschiebungen haben einen Fallwinkel von 30° .

Extensionszustände - Abschiebungssysteme

Um eine Abschiebung zu produzieren muss eine deviatorische Extensionsspannung $\Delta\sigma_{ii}$ in einer horizontalen Extensionsrichtung (zum Beispiel x) liegen. Da die horizontale Richtung eine Dehnungsrichtung ist:

$$\Delta\sigma_{xx} < 0$$

Die horizontalen Hauptspannungen können genauso wie für Kompression (Vorzeichenwechsel) ausgedrückt werden:

$$\sigma_3 = \rho gz - \Delta\sigma_{xx} = \sigma_{xx}$$

$$\sigma_2 = \rho gz - \nu \Delta\sigma_{xx}$$

Die Bedingung $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ wird:

$$(\rho gz - \Delta\sigma_{xx}) \leq (\rho gz - \nu \cdot \Delta\sigma_{xx}) \leq \rho gz$$

Daraus folgt, dass die vertikale Spannung die grösste Druckspannung σ_1 ist. σ_2 und σ_3 sind horizontal. Beachten Sie, dass die deviatorische Spannung $\Delta\sigma_{xx}$ kleiner als die Auflast ist und somit σ_3 positiv bleibt. Die Fallwinkel der konjugierten Aufschiebungen sind 60° .

Seitenverschiebungstektonik – Blattverschiebungssysteme

Die Bewegung entlang einer Blattverschiebung verläuft ausschliesslich horizontal. Folglich gibt es keine Verformung in der vertikalen Richtung z . Die intermediäre Spannungsachse σ_2 (die Richtung ohne Verformung) ist vertikal. Die horizontalen deviatorischen Spannungen sind kompressiv in eine Richtung und extensiv in die andere, also entweder:

$$\Delta\sigma_{xx} > 0 \quad \text{und} \quad \Delta\sigma_{yy} < 0$$

oder

$$\Delta\sigma_{xx} < 0 \quad \text{und} \quad \Delta\sigma_{yy} > 0$$

Eine ist grösser als der lithostatische Druck, während die andere kleiner ist.

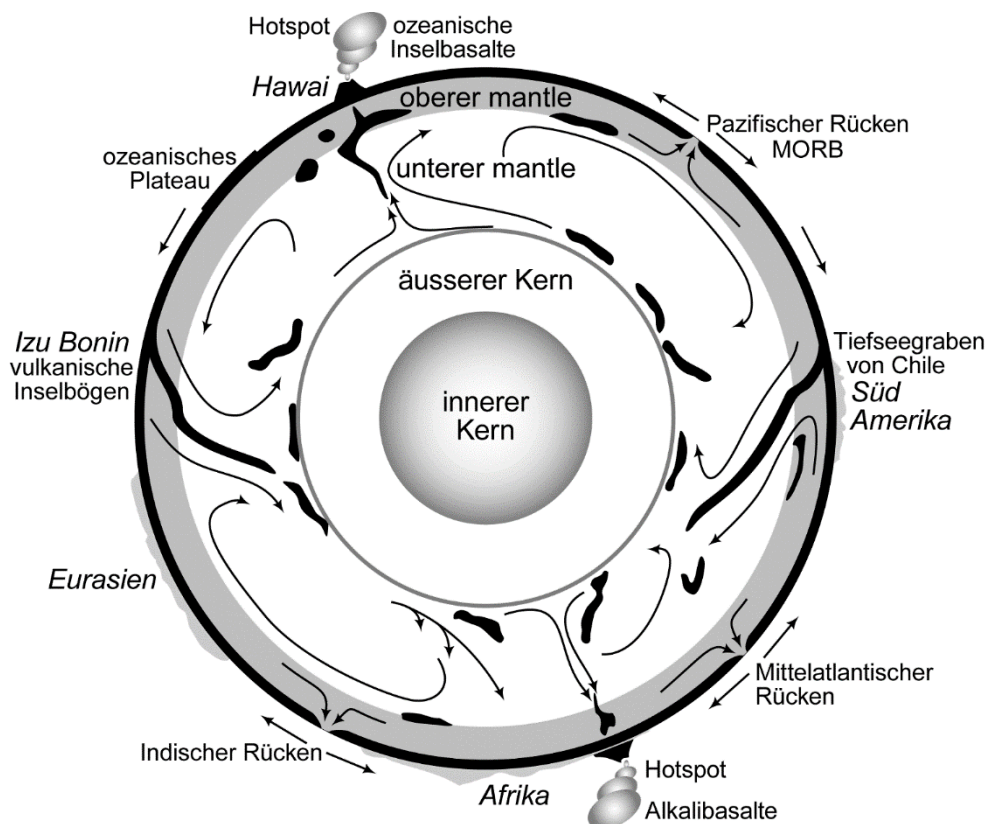
Die Bedingung $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ wird:

$$(\rho g z + \Delta\sigma_{xx}) \geq \rho g z \geq (\rho g z - v \cdot \Delta\sigma_{xx})$$

σ_2 ist vertikal, was bedeutet, dass die konjugierten Brüche auch vertikal sind.

Dynamik des Erdmantels

Radioaktiver Zerfall, Ur-Wärme, latente Kristallisationswärme und Gezeitenheizung machen die Erde zu einer Wärmekraftmaschine. Der Wärmefluss treibt die interne **Konvektion** (*convection*) im flüssigen äusseren Kern und der Asthenosphäre an. **Wärmeleitung** (*conduction*) erfolgt durch die Lithosphäre. Die Abkühlung der Erde und die verbundene Erdmantelkonvektion liefern die Hauptenergie, die den tektonischen „Motor“ oder Antrieb aufrechterhält. Dabei ist zu beachten, dass das Entstehen (Gefrieren) und Subduzieren (Absinken und Aufschmelzen) der ozeanischen Lithosphäre selbst ein wichtiger Teil der Mantelkonvektion darstellt. Das Verhältnis der Platten zum unterliegenden Erdmantel steuert weitgehend, ob sie sich nähern oder voneinander trennen.



Hypothetische Fliesslinien (und Lithosphärenfragmente) für das Konvektionssystem im Mantel
verändert nach Silver & Carlson 1988 *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **16**, 477-541

Erdmantel

Der Erdmantel befindet sich zwischen der Lithosphäre und dem Kern. Der Erdmantel selbst wird in den oberen und unteren Erdmantel (Asthenosphäre und Mesosphäre) unterteilt. Die Übergangszone dazwischen befindet sich in einer Tiefe von ungefähr 670 km. Diese seismisch reflektierende Grenze wird Änderungen in der Dichte und Viskosität zugeschrieben als Folge von Änderungen in der Zusammensetzung und den Mineralien. Der untere Erdmantel hat eine höhere Dichte und Viskosität, weil der extrem hohe Druck in dieser Tiefe die atomare Packung der kristallinen Strukturen enger macht.

Die Beweglichkeit der Platten ist eine Oberflächenerscheinungsform grösserer und tieferer Bewegungen im Erdmantel. Energiebetrachtungen auf Basis von Messungen des Wärmestroms und der Menge (und Auflösung) von radioaktiven Elementen in Mantelgesteinen führen zu theoretischen Schätzungen der genügenden Energie, um die ganze Mantelkonvektion zu generieren.

Bilder von der seismischen Tomographie und Fortschritte in der numerischen Modellierung zeigen, dass drei Arten von Strömungen die Struktur des Erdmantels dominieren: (1) subduzierende Platten (z.B. Zirkumpazifik), von denen einige in den tieferen unteren Mantel eindringen; sie beweisen die absteigenden Strömungen; (2) Grossräumige, breite und heisse **Aufstromgebiete** (*plumes*) wie unter den Mittelozeanischen Rücken (z.B. Südpazifik), die für aufsteigende Strömungen bescheinigen; (3) Kleine *Plumes*.

Kontinente bewegen sich, Rücken und Subduktionszonen bewegen sich oder verschwinden. Daher variiert die Verteilung der Konvektionszellen mit der Zeit, was bedeutet, dass die Mantelkonvektion nicht-stationär ist.

Hot-Spot Bezugssystem und langsame Drift der Lithosphäre nach Westen

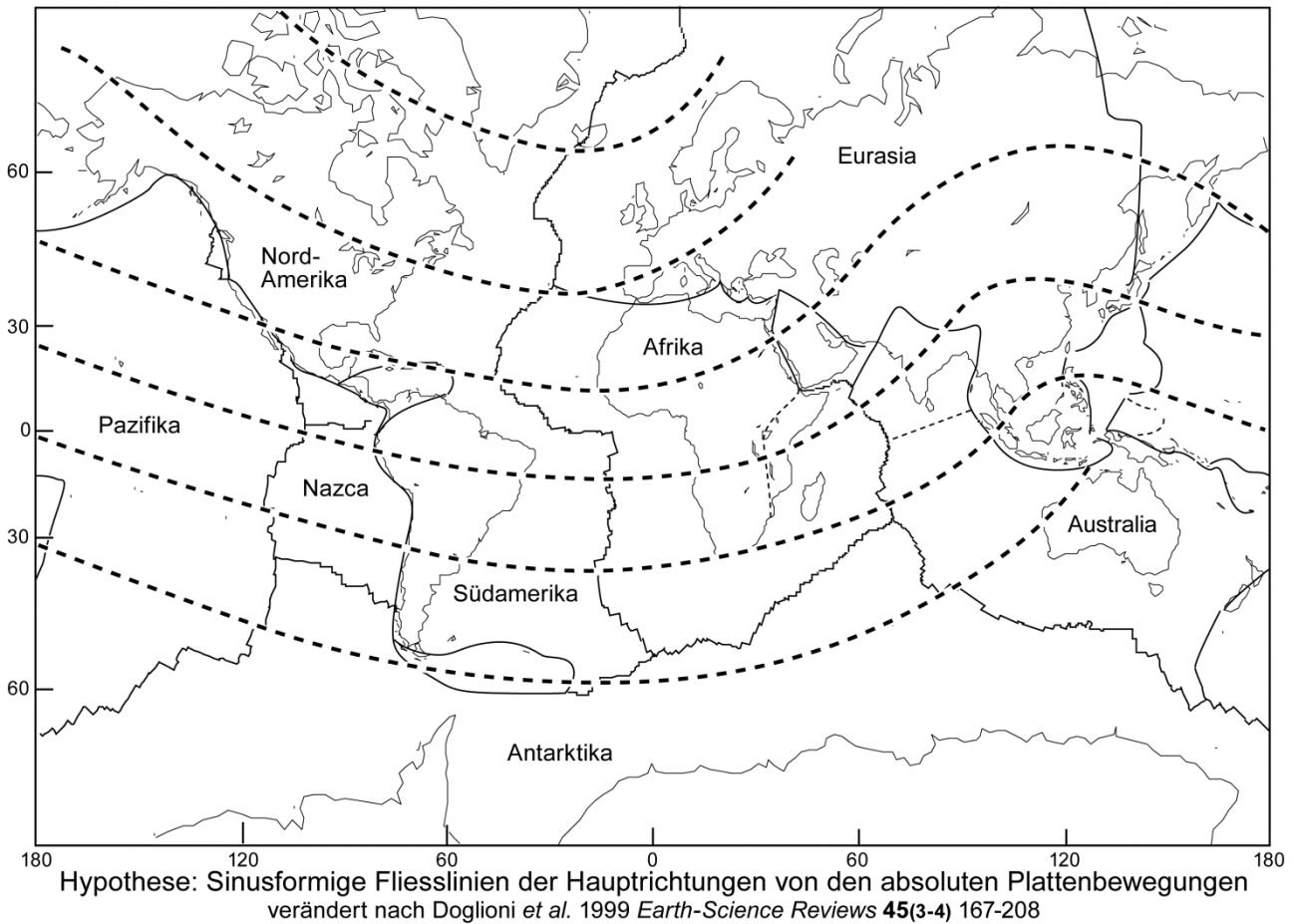
Hot-Spots sind im Inneren der Platten stationäre, langlebige vulkanische Zentren deren Herkunft in besonders heissen Ursprungsregionen mehr oder weniger tief im Erdmantel vermutet wird. Die Oberflächenspur der Hotspots sind lange, schmale zeit-progressive vulkanische Ketten, aus denen man folge, dass die Lithosphäre über eine tiefere vermeintlich ortsfeste und räumlich begrenzte Magmaquelle hinweggleitet. Das Magma wird durch einen **aufsteigenden Konvektionsstrom** (*plume*) geliefert. *Plumes* werden als Wärme- und Schmelztransport in Form eines säulenförmigen Diapirs interpretiert, die aufgrund ihres thermischen Auftriebs an der Kern-Mantel-Grenze oder der 670km Diskontinuität aktiviert wurden.

Hot-Spots sind unabhängig und in der Regel entfernt von Plattengrenzen. Allerdings sind sie ein wichtiges Element der Erdmantelkonvektion. Etwa 10% des Wärmestromes im Mantel erfolgt durch *Plumes*, die durch basale Heizung statt Oberflächenkühlung und Subduktion der kalten Lithosphäre angetrieben werden. Die damit verbundenen, vulkanischen Zentren haben riesige Lavaproduktionsraten und stellen folglich einen Bezugspunkt dar, um die Plattendynamik zu bestimmen, sofern die *Hotspots* über ausreichend lange Zeit am Ort fest bleiben. Wenn *Hotspots* relativ ortsfeste und fast punktuelle Oberflächenenden von engen *Plumes* darstellen, dann bilden sie gemeinsam einen Referenzrahmen für die Berechnung der absoluten Plattenbewegungen.

Aufgrund eines solchen **Hot-Spot-Bezugssystemes** (*hot-spot reference frame*) lässt sich eine nach Westen gerichtete Drift der Lithosphäre von $> 50\text{mm/J}$ ableiten. Diese Drift ist eine mittlere Verzögerung der Lithosphäre in Bezug auf die *Hot Spots*, aber umgekehrt auch ein relatives ostwärts Fließen der Asthenosphäre bezüglich der Lithosphäre. Die Rotation der Erde kann zu dieser Massenströmung (der asthenosphärische "Wind") und Manteldynamik beitragen.

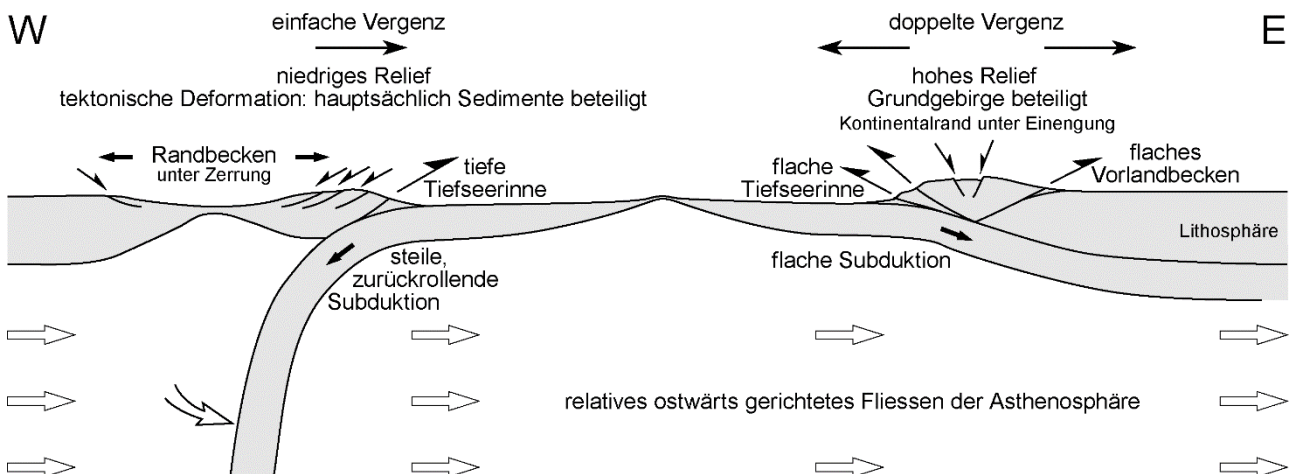
Westwärts Drift bedeutet, dass die Platten eine allgemeine Bewegungsrichtung haben, und sich nicht nach dem Zufallsprinzip bewegen. Geophysikalische und geodätische Analysen lassen vermuten, dass sich die Platten entlang von sinusförmigen Fließlinien mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten bewegen, jedoch mit einer allgemein nach Westen gerichteten Bewegung. In jedem Fall sind die Platten mechanisch mehr oder weniger vom Erdmantel getrennt. Der Grad der Entkopplung wird gesteuert durch:

- die Dicke der Lithosphäre und deren Zusammensetzung und/oder
- die Dicke und Viskosität der unterliegenden Asthenosphäre und
- die seitlichen Veränderungen oder Abweichungen dieser Parameter.



Wenn sich eine Platte schneller als ihre nachfolgende Platte bewegt, so ist die Plattengrenze divergent.
 Andererseits, wenn sich eine Platte schneller als ihre vorausgehende Platte bewegt, so ist die Plattengrenze konvergent.

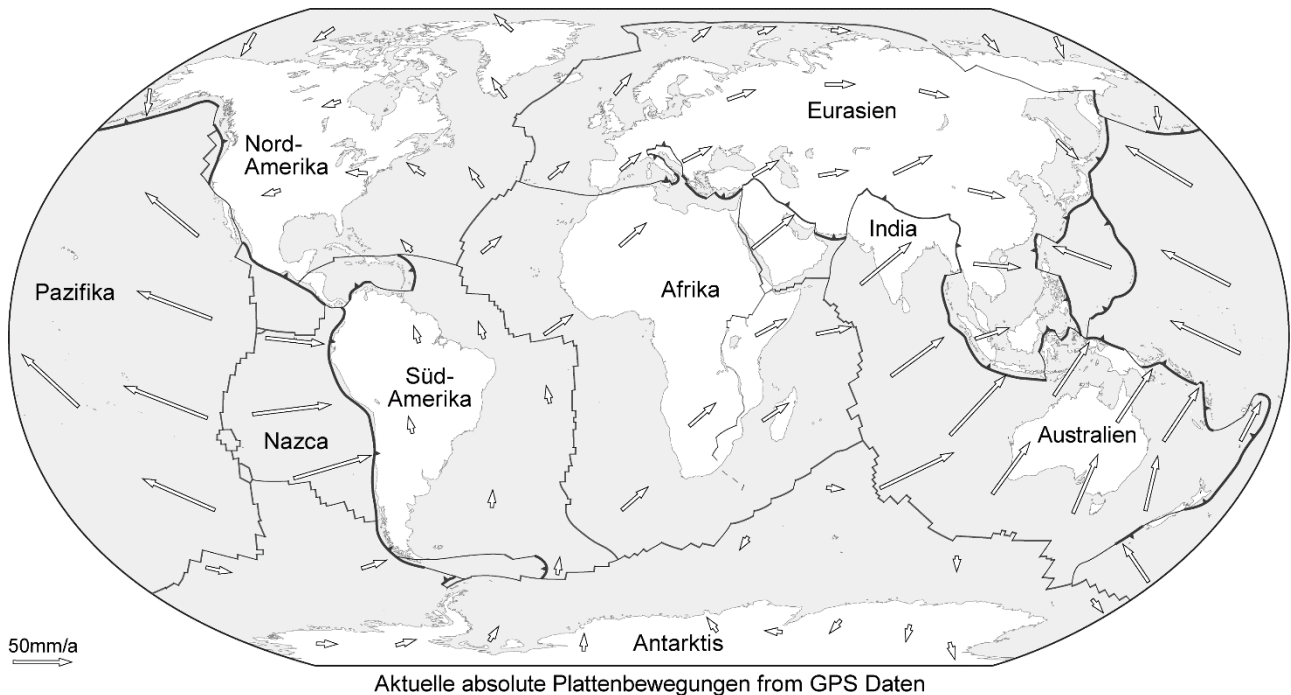
Morphologie des Orogens in Abhängigkeit von der Subduktionsrichtung
 nach Doglioni et al. 1999 *Earth-Science Reviews* 45(3-4) 167-208



Alternative Interpretation: alte, schwere (links); gegen junge, leichte subduzierende Lithosphäre (rechts)

Die Verzögerung der Lithosphäre in Bezug auf den Erdmantel kann starke strukturelle Asymmetrien in Subduktions- und Riftzonen verursachen. Das Fließen der Asthenosphäre kann die Versteilung oder die Verflachung der Plattengrenzen beeinflussen:

- Die subduzierende Platte wird steiler, wo sie gegen den asthenosphärischen Wind orientiert ist; der „Wind“ drückt die obere Fläche der Platte;
- Die subduzierende Platte wird flacher, wo sie durch den asthenosphärischen Wind getragen wird; der „Wind“ wirkt entgegen dem Plattenzug auf die untere Fläche der Platte.



Beachten Sie jedoch den scheinbaren Widerspruch zwischen der Idee von ortsfesten *Hotspots* (ihre Bewegung an der Oberfläche ist vernachlässigbar im Vergleich zu den Plattenbewegungen) und ihrer vorgeschlagenen Herkunft in der aktiven, dynamischen Mantelkonvektion. Die grundsätzliche Anerkennung der Mobilität der *Hotspots* und dass einige *Hotspots* offenbar mit flachen Konvektionsströmen verbunden sind, führt zu neuen absoluten Referenzsystemen wie GPS Daten.

Das Schicksal der Platten und andere Tiefenprozesse

Der Prozess der Subduktion beschreibt, wie die ozeanische Lithosphäre oder die Mantellithosphäre als Teilstück der Lithosphäre, als Slab (**Subduktionszunge**), in den Erdmantel abtaucht. Slabs haben sehr verschiedene Alter, Temperaturen, Mächtigkeit und Dichten. Sie erreichen folglich eine Position von neutralem Auftrieb in unterschiedlichen Tiefen. Alte, kalte Slabs sinken in der Regel tiefer, als die jüngeren und wärmeren Slabs. Unabhängig von ihrem Alter sind Slabs kälter als die sie umgebende Asthenosphäre und sie fangen deshalb bei der Subduktion sofort an von beiden Seiten her durch den umgebenden Erdmantel aufgewärmt zu werden. Sedimente, krustale Laven, andere Krustengesteine und die subduzierte Mantellithosphäre erreichen in spezifischen Tiefen ihre Schmelztemperaturen. Entwässerung, Aufschmelzung und Rückfluss durch den Erdmantel und ihr Beitrag zur Heterogenität des Erdmantels sind wahrscheinlich unterschiedlich. Es wird angenommen, dass Aufschmelzung und Rückfluss von ehemaligem Slabmaterial für Hotspot- und Inselbogen-Vulkanismus verantwortlich sind.

Die geologischen Informationen ergeben eine mittlere Lebensdauer von $> 2\text{Ga}$ für die kontinentale Kruste, jedoch nur maximal 185 Ma für die ozeanische Kruste, respektive ozeanische Lithosphäre. Diese deutliche Diskrepanz dient als Beweis, dass die kontinentale Kruste nur in sehr geringem Masse zum Recycling während einer Subduktion neigt. Bezogen auf ein globales Bezugssystem

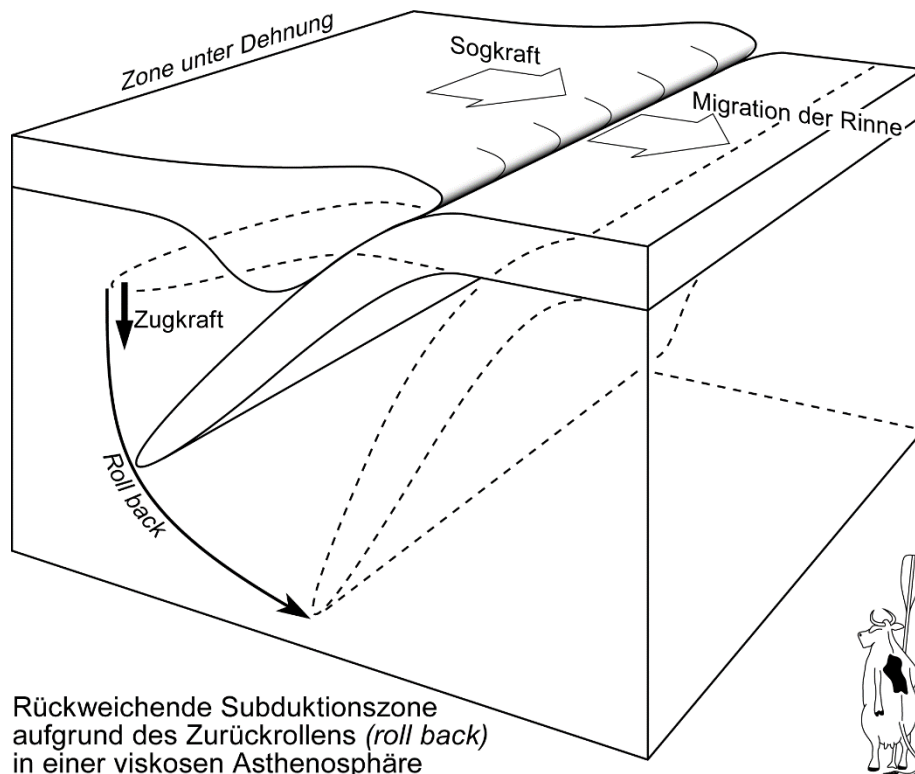
bewegen sich die subduzierenden Platten systematisch 3-4-mal schneller als die anderen Platten an welchen keine Slabs hängen. Dieser Unterschied wird durch den **Plattenzug** (*slab pull*) verursacht, was ein weiterer Beweis ist, dass Körperkräfte wichtig sind und dass die ozeanische Lithosphäre selbst eine entscheidende Rolle beim Antrieb der Plattentektonik spielt.

Slab-Zurückrollen

Wenn die abtauchende Platte lang und schwer, oder im Mantel verankert ist, kann die Absinkrate schneller als die Konvergenzrate der Platte sein. Dadurch wird die abtauchende, gravitativ instabile Platte steiler, was in einer Wanderung der Biegungszone der Platte weg vom Bogen resultiert. **Zurückrollen** (*roll-back*) beschreibt den ozeanwärts gerichteten Rückzug der Rinne der durch den gravitativen Zug des Slabs verursacht wird. Das Slab-Zurückrollen und der daraus folgende **Rinnenrückzug** (*trench retreat*) haben zwei wichtige Konsequenzen: (1) Extensionsepisoden in einem globalen konvergenten Regime können eingeleitet werden und (2) es löst Änderungen in den Plattengrenzmustern aus.

Extension während der Konvergenz

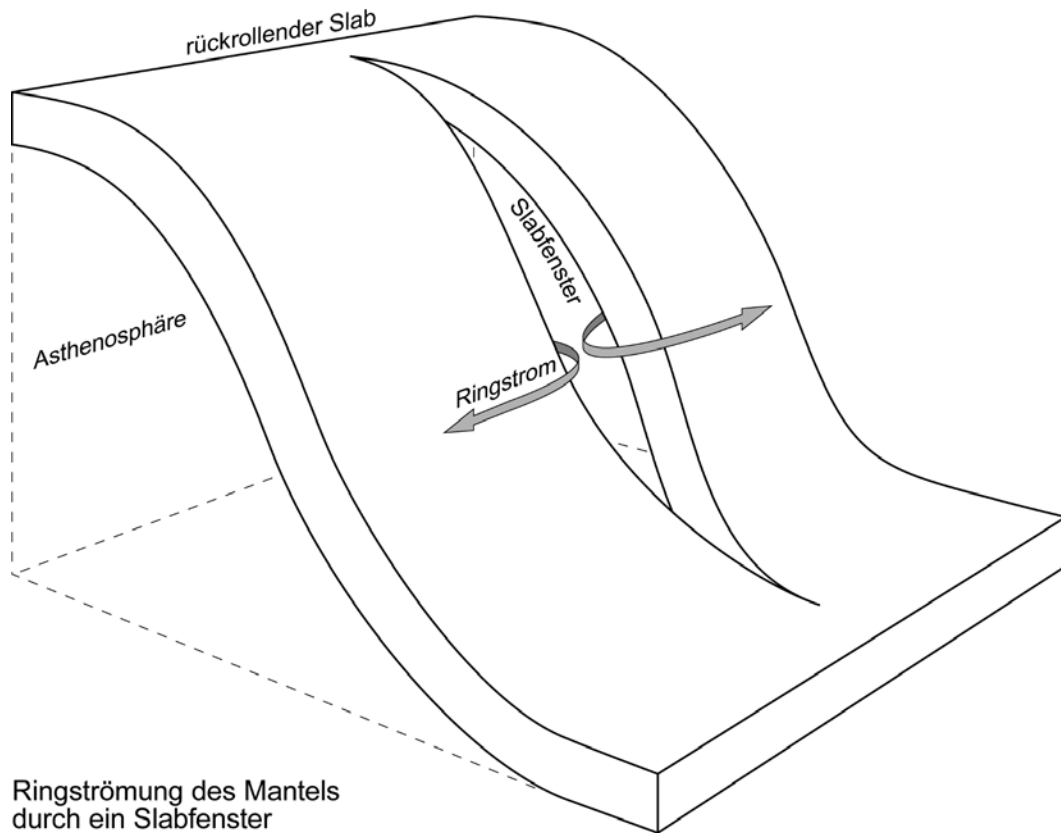
Die Asthenosphäre unter der überfahrenden Platte muss in Richtung zur subduzierten Platte fließen, um den durch den Abroll-Prozess geschaffenen Raum auszugleichen, während der Slab wie ein „Paddel“ durch den Mantel zurückgleitet. Dadurch wird eine Sogkraft auf die überfahrende Platte ausgeübt, was in dieser zu Extension führt. Folglich kann ein beschleunigtes Zurückrollen einen Wechsel von Kompressions- zu Extensionstektonik in einem insgesamt konvergenten Umfeld produzieren (Öffnung eines Randbeckens am Rand der Oberplatte ist ein klassisches Beispiel). Die überfahrende Platte ruft Zerrung im aktiven magmatischen Bogen hervor, während sich das äussere Becken tendenziell an die migrierende Tiefseerinne hält. Tatsächlich ist die Festigkeit der überliegenden Lithosphäre beim Bogen am kleinsten aufgrund thermischer Schwächung und hoher potentieller Energie der dickeren Bogenkruste.



Slab-Zurückrollen ist besonders offensichtlich am Beispiel von zwei nach Westen einfallenden Subduktionszonen (die Marianen und Barbados) und wenn der Slab sehr klein ist im Vergleich zur Platte die daran hängt (Bsp. Ägäis).

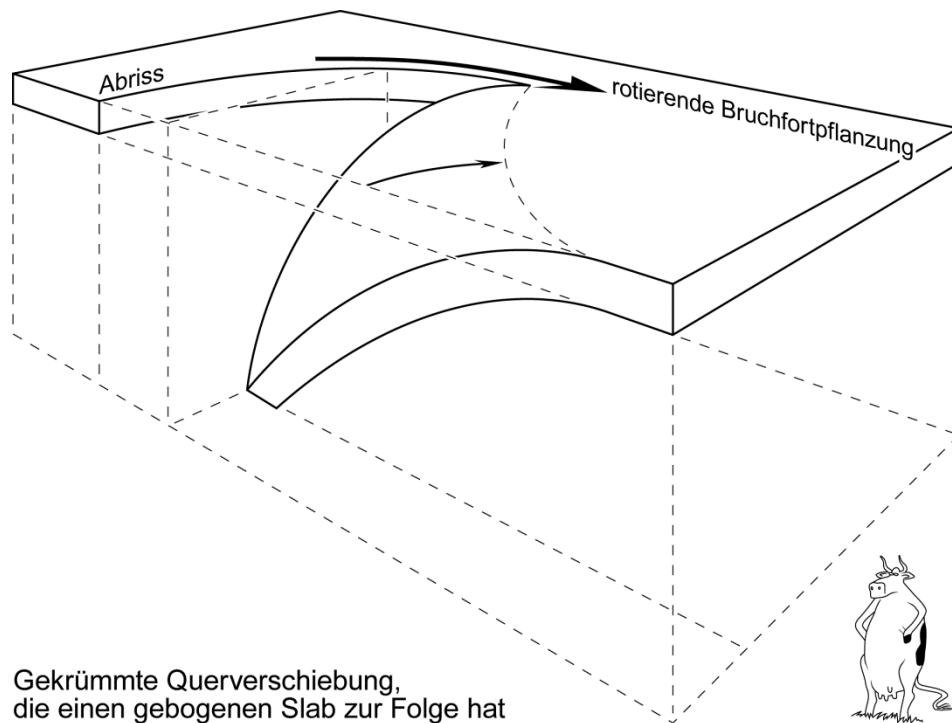
Ringströmung

Offensichtlich muss die Asthenosphäre unter dem Slab während des Zurückrollens aus dem Weg fließen. Dies kann durch Strömung in Streichrichtung und Verdrängung um die Slabkanten oder durch **Slabfenster** (*slab window*; eine im Slab geöffnete Lücke) erreicht werden. **Ringströmung** (*toroidal flow*) beschreibt diese seitliche und von unten nach oben wirbelnde Umlagerung von Mantelmaterial in der Umgebung des Slabs.



Neuaustrichtung von Plattengrenzen

Das Zurückrollen ist ein wesentliches Element bei Änderungen in der Orientierung von Plattengrenzen. Paläomagnetische Messungen auf den Fidschi-Inseln zeigen, dass diese sich seit den letzten 40 Ma um 90° gedreht haben, was andeutet, dass die Rinnenlinie nahe dem Tonga-Kermadec Bogen ungefähr um den gleichen Winkel um die Nordinsel von Neuseeland gedreht wurde.



Solche Rotationen deuten darauf hin, dass Slab-Zurückrollen zwischen einer Drehachse und einem Riss im Slab wirksam ist. Der Prozess könnte gekrümmte Orogene erzeugen.

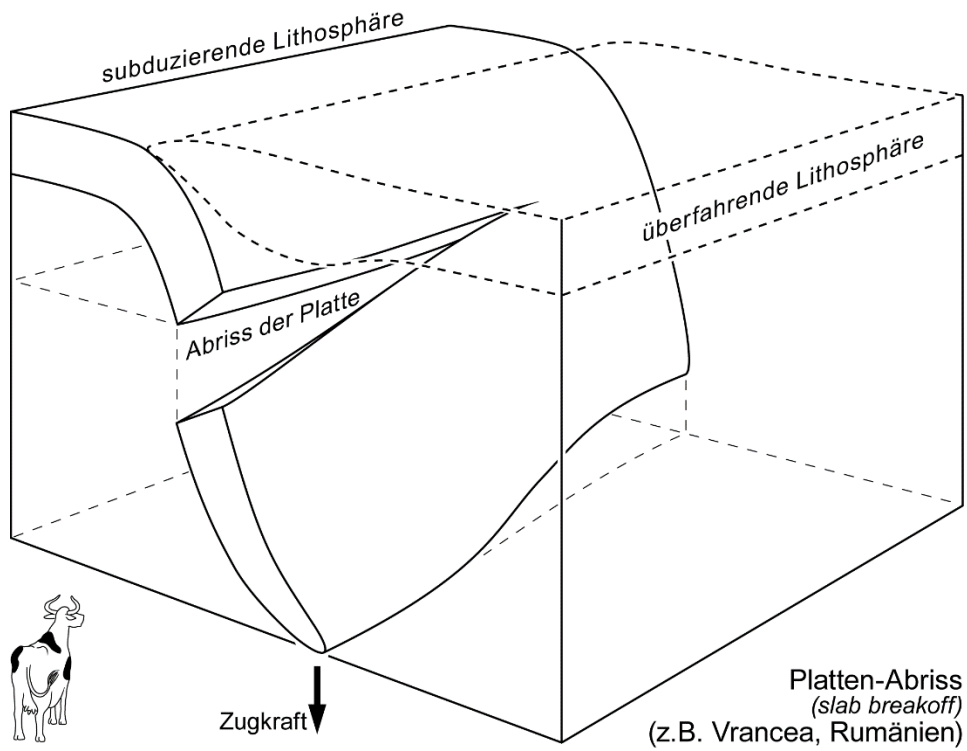
Platten-Teilung

Nach langer Konvergenz kann der subduzierte Teil einer Platte (die Plattenzunge, Slab) lang genug sein, dass sein Gewicht grösser als die lithosphärische Zugfestigkeit wird. Trifft dies ein, so bricht die abtauchende Platte. Lithosphärische Stücke trennen sich ab und versinken schneller oder schwimmen in der Asthenosphäre. Seismische und tomographische Informationen liefern Beweise für zwei Hauptmöglichkeiten, wie Platten brechen können: entlang von fast horizontalen und entlang von fast vertikalen Rissen.

Plattenzungen-Abriss

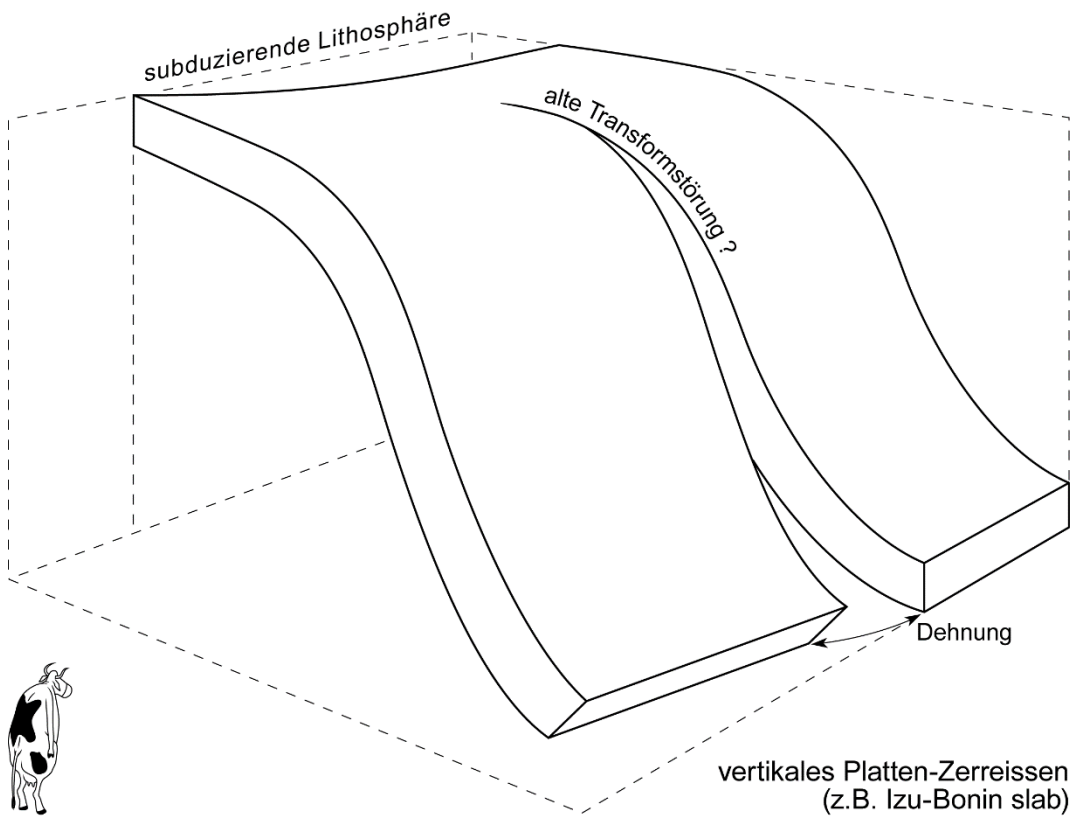
Der Slab (gewöhnlich ozeanische Lithosphäre, manchmal auch nur delaminierte Mantellithosphäre) kann sich vom an der Oberflächenplatte liegenden Rest der Platte (häufig kontinentale Lithosphäre) entlang eines Bruches, der sich fast horizontal, parallel zur Rinne fortpflanzt, abtrennen. Dieser Fall wird **Plattenzungen-Abriss** (*slab break-off*) genannt. Platten-Abriss hat schwerwiegende Konsequenzen für die Entwicklung von Kollisionszonen.

Mit dem Plattenzungen-Abriss endet der Plattenzug (*slab pull*). Durch das Fehlen dieser abwärts gerichteten Kraft erfolgt eine Anhebung der Kollisionszone durch elastisches Zurückbiegen der vorher subduzierenden Platte und durch **isostatischen Ausgleich** (*isostatic rebound*) der verdickten Kruste im Falle einer Kontinent-Kontinent-Kollision. Das asthenosphärische Material ersetzt den dichten Slab und erhöht den Wärmefluss, was teilweise zur Aufschmelzung des Erdmantels und des krustalen Materials führt und umfangreichen Magmatismus und Vulkanismus produzieren kann. Diese Prozesse wurden vorgeschlagen, um den späten Eozän-Oligozänen Magmatismus in den Alpen (Periadriatische Intrusionen von Adamello, Bergell) zu erklären.



Vertikales Plattenzungen-Zerreissen

Ein vertikales Zerreissen des Slabs tritt möglicherweise entlang von älteren Bruchzonen (ehemalige Transformstörungen?) in der ozeanischen Lithosphäre auf.



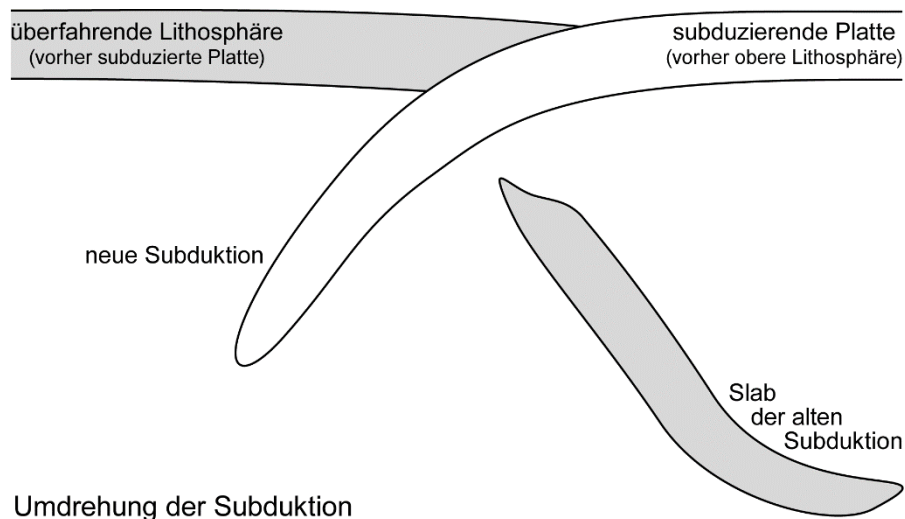
Die Asthenosphäre fließt durch dieses Fenster von Regionen unter dem Slab um die Seiten des Slabs über den schmalen Plattenstreifen. Ein asthenosphärischer Ringstrom kann seinerseits weiteres Zurückrollen des Slabs initiieren, wenn dieser noch an der Platte befestigt ist.

Zerteilung des Slabs

Das kombinierte horizontale und vertikale Zerreißen kann eine umfangreiche Zerteilung der Plattenzunge in abgetrennte Stücke von unterschiedlicher Größe provozieren.

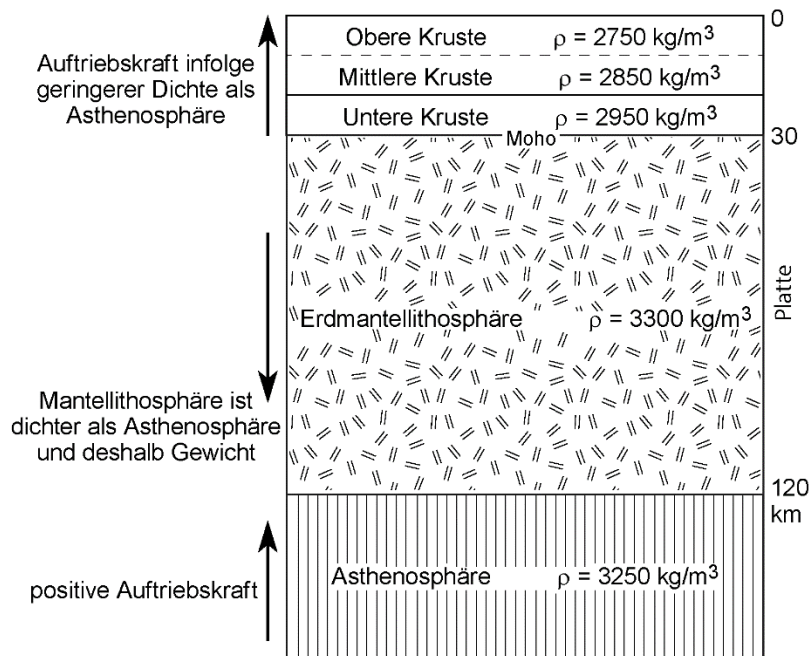
Richtungswechsel der Subduktion

Wenn eine ozeanische Platte über eine kontinentale Lithosphäre geschoben wird, widersetzt sich das kontinentale Material der Subduktion, weil es weniger dicht ist als die Asthenosphäre. Plattenzungen-Abriss und darauf folgendes isostatisches Auftauchen des vorher an den subduzierten Slab angehängten Kontinentes können bei andauernder Konvergenz die Richtung der Subduktion ändern, wenn die vorher obere Platte aus ozeanischer Lithosphäre besteht. Die Subduktion wird umgedreht (*flipped*). Nach dem *break-off*, wird die abgerissene Plattenzunge in der Asthenosphäre absorbiert.



Verlust der Mantellithosphäre

Die Platten bestehen aus zwei Schichten, wobei die Kruste weniger dicht und die Mantellithosphäre dichter als die darunterliegende flüssige Asthenosphäre ist. Die ozeanische Kruste mit bloss 5km (max. 8km) Mächtigkeit kompensiert deshalb mit ihrem Auftrieb eine maximal 35km bis 56km mächtige Mantellithosphäre. Die ca. 30km (Kratone 40km) mächtige kontinentale Kruste dagegen verleiht auch einer 250km mächtigen Lithosphäre genügend Auftrieb, um sie auf der Asthenosphäre schwimmen zu lassen, solange der Leim an der Moho (Krusten-Mantel-Grenze) hält. Die Plattenbauweise trägt also in sich die Möglichkeit, dass auch die Mantellithosphäre der kontinentalen Platte subduziert werden kann, falls sie sich von der Kruste löst.



Dichtewerte der Schichten der kratonischen Lithosphäre über der Asthenosphäre

Vier Mechanismen sind vorgeschlagen worden, um den kontinentalen lithosphärischen Mantel während der Konvergenz von der überlagernden Kruste zu trennen und zu entfernen:

- (1) Mechanische Keilwirkung bei Mantel-Subduktion (*flake tectonics*),
- (2) Delamination (**Ablösung**)
- (3) thermische Erosion der Mantellithosphäre
- (4) Versinken der dichten Schichten

In allen Fällen fließt die Asthenosphäre, um die Lithosphäre zu ersetzen.

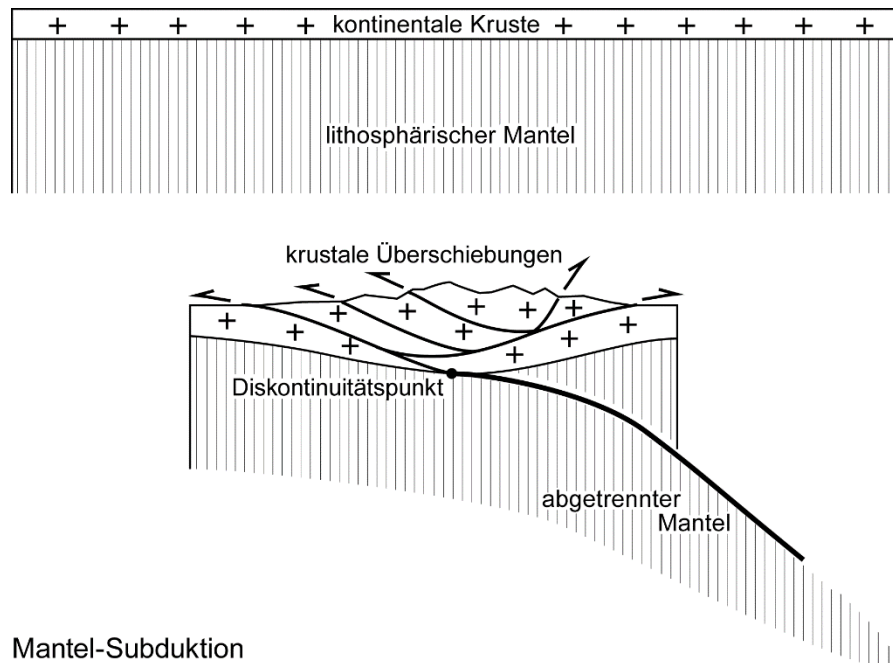
Übung:

Berechnen und plotten Sie die Krustendicke / Dicke der Mantellithosphäre, welche notwendig für einen neutralen Auftrieb ist.

Subduktion der Mantellithosphäre

Bei diesem Modell nimmt man an, dass die Mantellithosphären-Subduktion anschliessend an die Subduktion der ozeanischen Lithosphäre derselben Platte erfolgt.

Die überliegende Lithosphäre wirkt wie ein keilförmiger Spachtel, der die subduzierende Lithosphäre spaltet. Die Kruste wird von ihrer Mantellithosphäre an einem Diskontinuitätspunkt (sog. singulärer Punkt) abgeschert. Der lithosphärische Mantel, der keine Kruste mehr trägt, kann damit in die weniger dichte Asthenosphäre absinken, während eine krustale Schicht (*flake*) der aufgeteilten Lithosphäre die überliegende Platte überfährt oder sich mit dieser verkeilen (Kontinent-Kontinent-Kollision, z.B. Alpen) kann. ***Flake tectonics*** bezieht sich auf diesen Kollisionsprozess.



Mechanische Ablösung

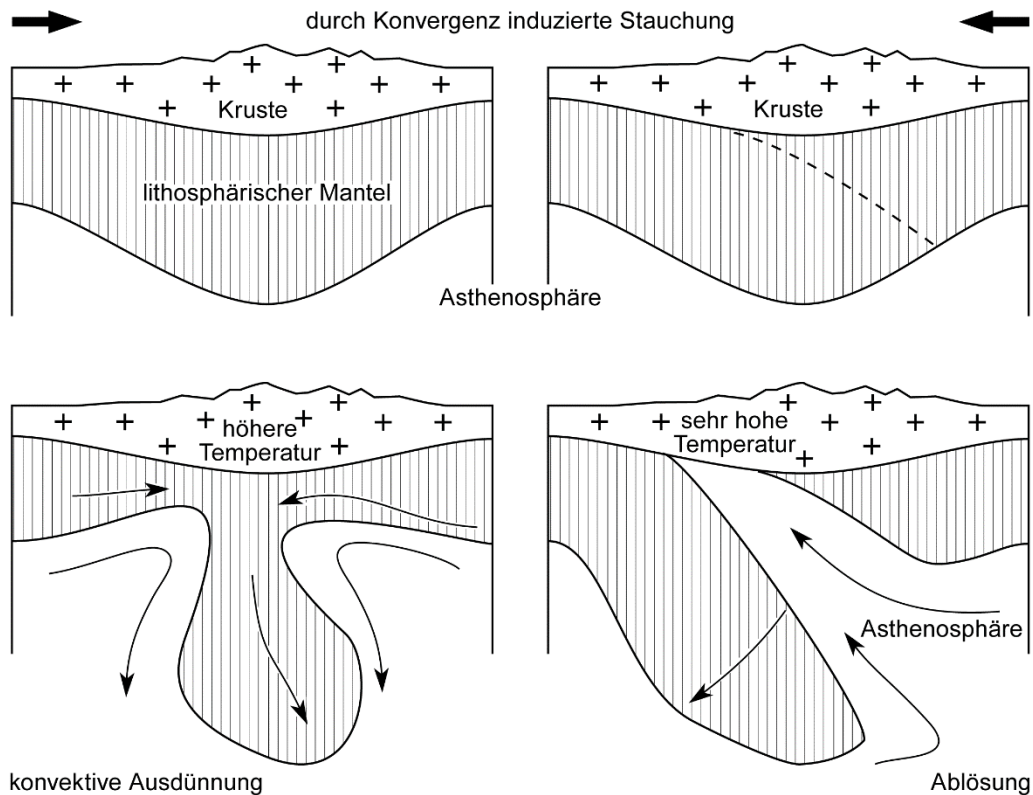
Ablösung (*delamination*) ist ein Oberbegriff für die Trennung von zwei ursprünglich verbundenen Schichten. Die Delamination kann entweder rein mechanische (Rheologie und deviatorische Kräfte) oder aber thermo-magmatische Hintergründe haben. Ausserdem kann entsprechend ihren rheologischen Eigenschaften die delaminierte Mantellithosphäre in kompetenten Stücken in die Asthenosphäre absinken oder als schwerviskose Masse abtropfen.

Die mechanische Ablösung wird durch das Vorhandensein von verhältnismässig schwachen Schichten in der Kruste gefördert. Diese Schichten entstehen durch signifikante Änderungen in der Zusammensetzung und folglich in der Rheologie.

Geowissenschaftler haben zwei Möglichkeiten vorgesehen: Schichtspaltung und konvektive Verdünnung. In beiden Fällen fliesst die heisse Asthenosphäre in die entstehende Lücke zwischen Mantel und Kruste. Die dadurch entstehende Aufheizung kann Schmelzen und Magmen erzeugen. Das Magma kann die obere Kruste als post-orogene Plutone intrudieren. Die heisse Asthenosphäre, die die schwere Lithosphäre ersetzt hat, sorgt für isostatische Anhebung. Geographische und zeitliche Ausbreitung des Magmatismus und der Anhebung könnte diese Ablösungsmodi zu unterscheiden helfen.

Schichtspaltung

Die dichten Krusten- und/oder Erdmantelschichten werden von den oberen lithosphärischen Schichten abgerissen. Die „negativ“ (nicht-)schwimmenden, getrennten Schichten und/oder Teile von Schichten sinken in den tieferen Erdmantel und Asthenosphäre. Die Kruste wird von der Mantellithosphäre an einem Diskontinuitätspunkt (sog. singulärer Punkt) abgeblättert. Während sich der lithosphärische Mantel nach und nach von der Kruste als zusammenhängende Einheit ablöst, wandert der Ablösungspunkt von seinem Ausgangsort weg und die Region mit ausgedünnter Lithosphäre wird vergrössert. Die heisse Asthenosphäre dringt in die Lücke ein, die zwischen dem subduzierenden Mantel und der Kruste geöffnet wird.



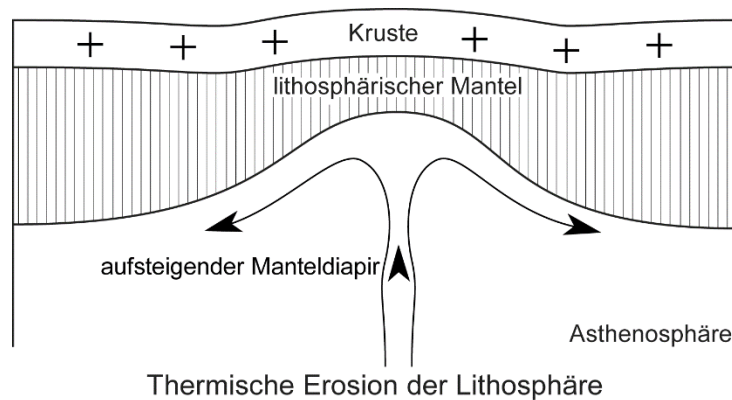
zwei mechanische Möglichkeiten die Subkrustalenlithosphäre zu entfernen

Konvektive Ausdünnung

Die lithosphärische Verkürzung entlang der orogenen Gürtel wird isostatisch durch die Bildung einer dicken lithosphärischen Wurzel ausgeglichen. Die **konvektive Ausdünnung** (*convective thinning*) tritt als die klassische Rayleigh-Taylor Instabilität auf, wenn eine dichtere Schicht (Lithosphäre) als viskoser Tropfen in eine darunter liegende weniger dichte Schicht (Asthenosphäre) absinkt. Das Wachstum der Instabilität wird durch den negativen Auftrieb der verdickten Lithosphäre vorangetrieben, wobei die Verdickung durch Konvergenz entsteht. Mantellithosphäre der angrenzenden Regionen fließt in die Auslenkung, während die Instabilität wächst. Schliesslich wird der lithosphärische Mantel ersetzt, während er verdünnt und ausgedehnt wird. Die ausgelenkte Lithosphäre sinkt in die Asthenosphäre ab, was die potentielle Energie der überliegenden kontinentalen Kruste erhöht. Zusätzlich verringert konduktive Aufheizung die Festigkeit des Orogens. Infolgedessen kann das Orogen in Extension geraten, da die isostatisch angehobene Kruste versucht sich seitlich auszubreiten (sog. post-kollisionaler-Kollaps des Orogens).

Thermische Erosion

Die konvektive Erosion tritt auf, wenn die Wärme an der unteren Grenze der Lithosphäre mit einer höheren Geschwindigkeit als die des normalen basalen Erdwärmeflusses advektiert und durch die Lithosphäre geführt wird. Eine solche Erwärmung kann durch Konvektionsströme auf die Lithosphäre übertragen werden, was eine Verdünnung der Lithosphäre und gleichzeitig progressiv ansteigende Isothermen zur Folge hat. Hebung in grossen Schwellen ist mehr aufgrund der Wärmeausdehnung als dem dynamischen Überdruck der auftreffenden Konvektionsströme. Ablösung könnte beginnen, sobald die Asthenosphäre die Mantellithosphäre geschnitten und die Kruste erreicht hat.

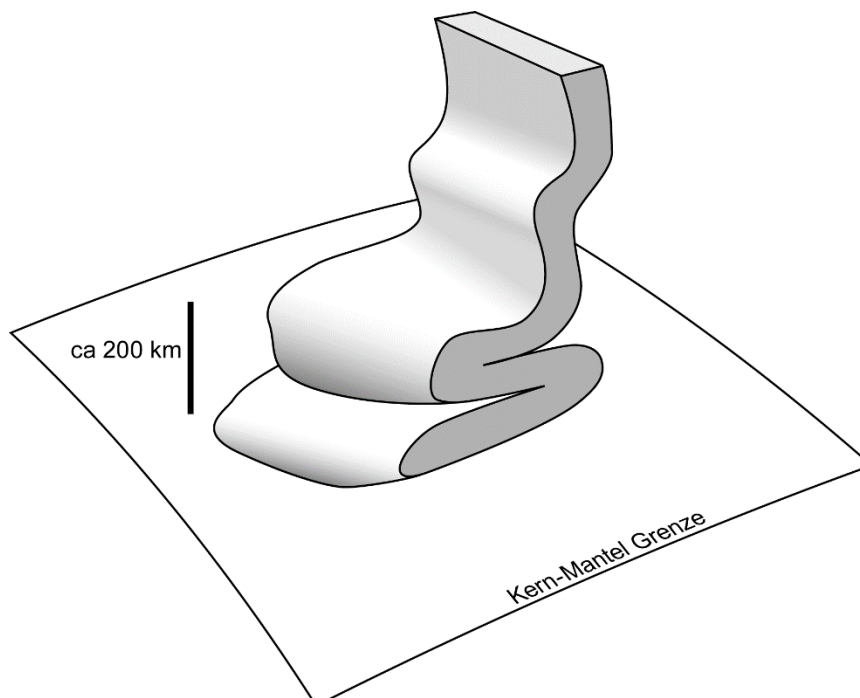


Absenkung von dichten Schichten

Schwere mafische / ultramafische, krustale Schichten und Teile von Mantellithosphäre versinken als viskose Brocken in der weniger dichten Asthenosphäre. Die aufsteigende Asthenosphäre ersetzt die entfernten lithosphärischen Stücke aber die Region mit ausgedünnter Lithosphäre behält die gleiche Grösse und räumliche Grenzen wie bei der Teilungszeit. Wenn Ablösung auftritt, wird nur der lithosphärische Mantel subduziert.

Der Friedhof der Slabs

Seismische Beobachtungen zeigen eine Schergeschwindigkeitsdiskontinuität und einen Dichtesprung bei 660 km Tiefe mit einigen langsamen Abweichungen unterhalb dieser Tiefe. Diese seismische Diskontinuität ist die Grenze zwischen dem oberen und unteren Erdmantel und wird dem Phasenwechsel von Spinel (bei niedrigem Druck) zum härteren Perowskit (bei höherem Druck) zugeschrieben. Erdbeben ereignen sich bis zu dieser Grenze, unterhalb dieser treten keine Erdbeben mehr auf.



Kalter, gefalteter "Slab" unter der Cocosplatte (Mittelamerika)
nach Hutko, Lay, Garnero & Revenaugh 2006 *Nature* **441** 333- 336

Die seismische Tomographie bildet subduzierende Slabs im oberen Erdmantel unterstützend ab. Diese Slabs werden entweder entlang der Obermantel/Untermantel Übergangszone und/oder tief in den unteren Mantel bis zur Kern-Mantel-Grenze abgelenkt. Tomographische Ergebnisse deuten auf

gestapelte, gigantisch liegende Falten hin, die sich an der 660km Grenze befinden, vergleichbar mit Honig der, auf ein Stück Brot gegossen, „zusammengestaucht“ wird (z.B. unter der Karibischen See). Die liegenden (**stillstehenden**, *stagnant*) Slabs zusammen mit Stauchfalten zeigen an, dass die subduzierte Lithosphäre Widerstand gegen weiteres Eindringen in den Mantel an der Diskontinuität in 660km Tiefe erfahren hat. Der unterste Bereich des unteren Erdmantels, die sogenannte D"-Schicht (Tiefe zwischen 2700 und 2900 km), wurde als ultimativer Bestimmungsort der Slabs vorgeschlagen. Diese Schicht könnte den Wechsel in der Mineralstruktur von der relativ Niedrigtemperatur Magnesium-Silikat Perowskit Struktur zu einer post-Perowskit Form an der Kern-Mantel Grenze markieren. Hohe seismische Geschwindigkeiten und Reflexionen über dem anomal hohen Wellengeschwindigkeitskern, könnten kaltes Slab-Material abbilden welches sich auf der Kern-Mantel-Grenze befindet und angesammelt hat. Die Deutung wird aber diskutiert. Langsames Schmelzen des Slabmaterials in Tiefen des Slab-Friedhofs, an der Kern-Mantel Grenze und der 660km Diskontinuität kann Plumes erzeugen. So sind die zwei Hauptelemente des Erdmotors, sinkende Subduktionen und aufsteigende Mantelplumes, tief im Erdmantel chemisch und physikalisch miteinander verbunden.

Ziel der Vorlesung

Thema in den Geowissenschaften. Die kontinentale Kruste unterscheidet sich von der ozeanischen Kruste dadurch, dass sie mehr entwickelt und höher differenziert ist. Sie besteht hauptsächlich aus granitoiden Gesteinen, begleitet von geringen Mengen an mafischen und ultramafischen Gesteinen. Einerseits weiss man, dass Kontinente wachsen;

- (a) durch **seitliche Anlagerung** (*lateral accretion*) von z.B. Bogenkomplexen entlang von aktiven Kontinentalrändern und
- (b) durch **vertikalen Unterbau** (*vertical underplating*) durch vom Mantel hergeleitete Magmen.

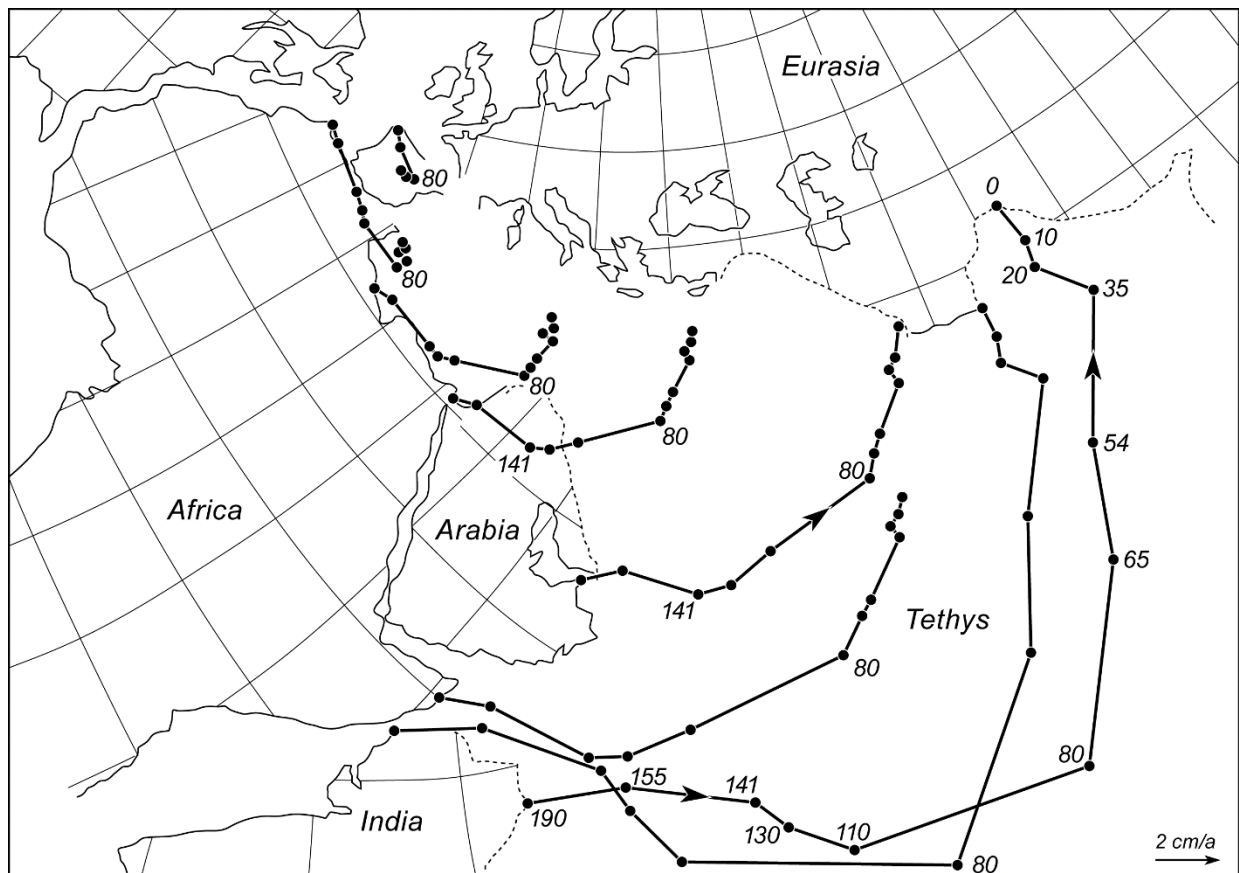
Diesen Prozessen folgen weitere komplizierte Prozesse, die zu einer Produktion von granitoiden Gesteinen führen.

Andererseits werden Kontinente nach und nach zerstört

- (a) durch chemische und physikalische Erosion der Oberfläche,
- (b) durch Delamination der unteren Kruste, und
- (c) durch beschränkte Subduktion bis in Manteltiefen, was durch ultrahochdruck-metamorphe kontinentale Gebiete dokumentiert ist.

So hat ein Grossteil der kontinentalen Massen ein Recycling in einer unaufhörlich dynamischen Erde seit ihrer frühesten Entstehung im frühen Archaikum durchlaufen. Diesbezüglich sind die Kontinente die einzigen Aufzeichnungen der alten (prä-Jura) Plattengeometrien.

Da die Relativbewegungen der Platten in der ozeanischen Kruste durch die magnetischen Anomalien identifiziert und quantifiziert werden, die ozeanische Kruste aber nirgends älter als 200 Ma ist, ist es wichtig, die moderne kontinentale Deformation zuerst an gegenwärtigen Gebirgssystemen, wie z.B. dem **Alpen-Himalaja Orogen**, das sich von Spanien und Nordafrika bis nach Indochina ausdehnt, zu beschreiben. Dieses orogene System entstand durch die Schliessung eines mesozoischen Ozeans (**Tethys**), der zwischen Europa und Asien (Eurasia) und verschiedenen anderen Blöcken des früheren Gondwana (einfach gesagt Gross-Afrika) lag. Zu bemerken ist, dass obwohl das Gebirgssystem durch wichtige horizontale Bewegungen entsteht, es doch durch die Höhe der Gebirgsketten am besten zum Ausdruck gebracht wird, d.h. durch das Ergebnis darauf folgender Vertikalbewegungen.



Relativ-Bewegungen von Teilplatten Gondwanas in Bezug auf Eurasia
zwischen dem frühen Jura (190 Ma) und Heute (0 Ma)
nach Savostin et al. (1986) *Tectonophysics* **123**, 1-35

Diese allgemeine Vorlesung über Tektonik beschreibt und vergleicht einige junge Gebirgsketten der Erdoberfläche. Sie sind Kollisionszonen mit unterschiedlichem Alter und folglich mit unterschiedlichen Erosionsstadien. Man kann spekulieren, dass Ähnlichkeiten und Unterschiede bezüglich ihrer Entwicklung und heutigen Tektonik die unterschiedlichen Reifestadien der Kollisionsprozesse darstellen. Diese Beispiele werden verwendet, um die Konsequenzen für die Kruste von wichtigen konvergierenden Systemen zu studieren. Das Wort **Kruste** sollte betont werden, weil Plattentektonik die Bewegung lithosphärischer Platten beschreibt, andererseits aber Geologen nur den krustalen Teil der Lithosphäre studieren können. Wie dem auch sei, die Kruste ist der obere Teil, der auf der Erdoberfläche dominiert und mit dem sich Geologen befassen.

Die Vorlesung ist so organisiert, dass gute Beispiele - wie Oman - beschrieben werden, weil einzig und allein die Kenntnis geologischer Daten es ermöglicht, ein spezifisches geodynamisches Phänomen auch in einem komplizierteren Gebiet zu verstehen. Es ist in der Tat eines der grundlegenden Prinzipien in der Geologie, dass Gleichartigkeit kein Zufall ist. Deshalb versucht man, ähnliche Datensätze zu identifizieren und benützt diese dann, um ähnliche geodynamische Prozesse für andere, schwierigere Gebiete abzuleiten. Vergleichende Geologie ist eine wissenschaftliche Methode an sich.

Empfohlene Literatur

Auf Deutsch

Ozeane und Kontinente 1987 Spektrum der Wissenschaft Verlagsgesellschaft
Die Dynamik der Erde 1988 Spektrum der Wissenschaft Verlagsgesellschaft

Die unruhige Erde 2001 Spektrum der Wissenschaft Verlagsgesellschaft

Frisch W., Meschede M. (2007) *Plattentektonik: Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung*. Primus, Darmstadt, 196S.

Auf Englisch

Anderson, D. L. 2007. *New theory of the Earth*. Cambridge University Press, Cambridge. 384 p.

Condie, K. C. 1997. *Plate tectonics and crustal evolution*. Butterworth-Heinemann, Oxford. 282 p.

Cox, A. & Hart, R. B. 1986. *Plate tectonics. How it works*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 392 p.

Dewey, J. F. 1977. Suture zone complexities: A review. *Tectonophysics* **40**, 53-67.

Dewey, J. F., Pitman III, W. C., Ryan, W. B. F. & Bonin, J. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin* **84**, 3137-3180.

Kearey, P. & Vine, F. J. 1990. *Global tectonics*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 302 p.

Park, R. G. 1993. *Geological structures and moving plates*. Chapman & Hall, Glasgow. 337 p.

Turcotte, D. L. & Schubert, G. 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge. 456 p.

Windley, B. F. 1995. *The evolving continents*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. 526 p.

Auf dem Web

En Français

<http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/tectonique.pl.html>

<http://www.geologie.ens.fr/~vigny/tecto-f.html>

In English

<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html>

<http://www.ucmp.berkeley.edu/geology/tectonics.html>

<http://www.geology.sdsu.edu/visualgeology/geology101/>

<http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html>

Auf Deutsch

http://www.geo.tu-freiberg.de/tektono/E_Teaching.htm

<http://www.solarviews.com/germ/earthint.htm>

Upgrades

<http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/vorlesungen.htm>

Video - ETH Bibliothek

Continental drift and plate tectonics. 1987. St-Louis: The Phoenix Learning Group.

Understanding the physical Earth. 1991. New York: Insight Media.