

Teil 4: Kurze Einführung in die Plattentektonik.

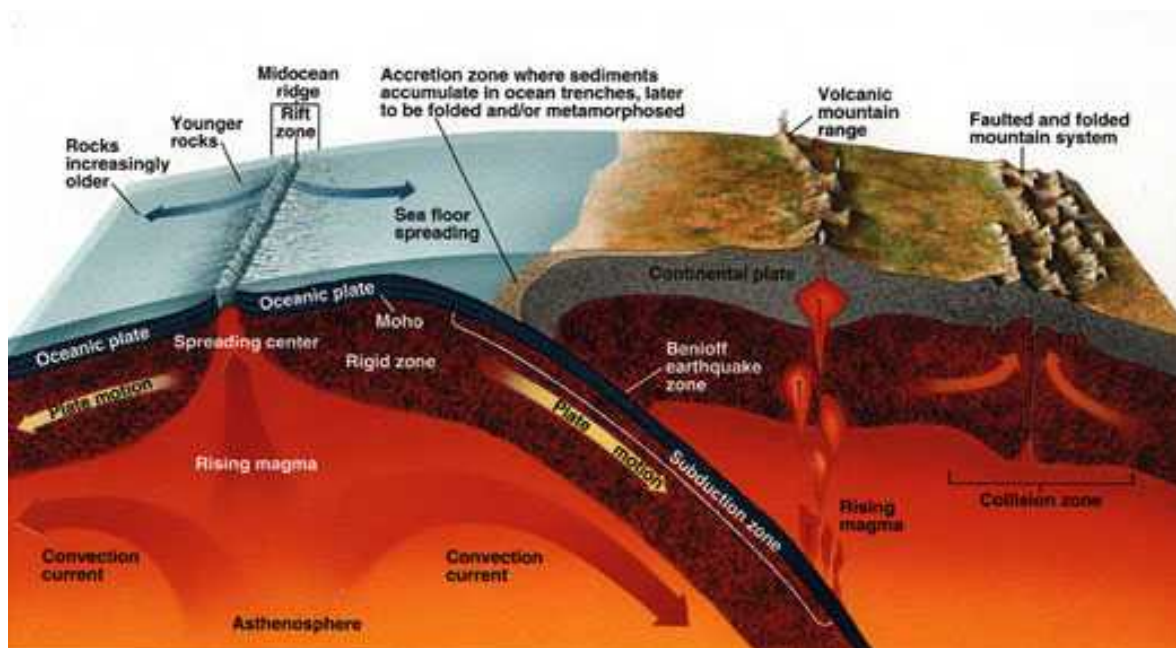
1. Der Motor der Plattentektonik

Die Prozesse der **Plattentektonik** halten die Oberfläche der Erde in Bewegung. Viele Bereiche der Erde sind in diese Bewegungsprozesse einbezogen. Dies geschieht auf ganz unterschiedliche Weise.

Kurzfristige Auswirkungen zeigen sich in Erdbeben und Vulkanausbrüchen.

Langfristige Auswirkungen stellen Gebirgsbildungsprozesse an konvergierenden Plattengrenzen dar.

Wir sehen eine schematischen Querschnitt durch die Erde mit den wichtigsten Elementen der Plattentektonik.



Aus: <http://www.stcloudstate.edu/~physcrse/astr106/images/subduction.jpg>

Ein Stillstand der Bewegung würde das Ende vieler Prozessabläufe in den verschiedenen Sphären der Erde bedeuten. Also nicht nur in der **Lithosphäre** und der **Asthenosphäre**, sondern auch in der **Hydrosphäre** und der **Atmosphäre**. Sphären, die für uns Menschen von existenzieller Bedeutung sind.

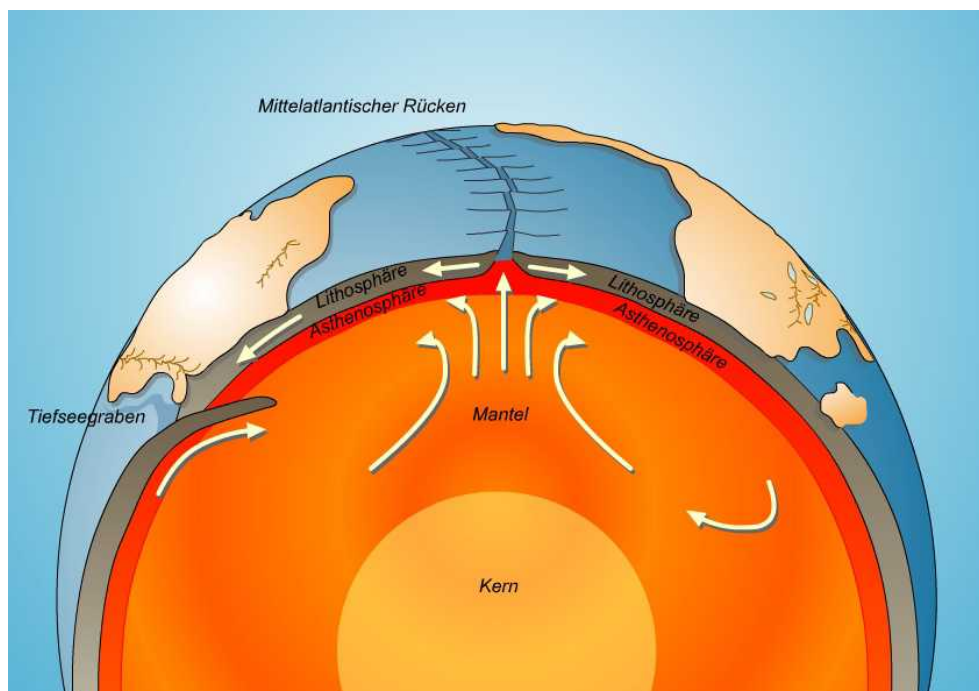
Welche Kräfte treiben die Bewegung der Platten an?
Wo ist der Motor der Plattentektonik ?

In Lehrbüchern steht hierzu etwa:

- Der wichtigste Motor der Plattentektonik ist die Mantelkonvektion.
oder
- Der wichtigste Motor der Plattentektonik sind Konvektionsströme in der Asthenosphäre, die sich mit etwa 10 cm/a bewegen.

Der Antriebsmotor der Plattentektonik sitzt also in der Erde, aber wo?
Befindet er sich nun im **Erdmantel** oder in der Asthenosphäre?

Eine wichtige Rolle beim Antrieb spielen offensichtlich Konvektionsströme.



Die Pfeile zeigen die möglichen Bewegungsrichtungen von Materialströmen in der Erde an.

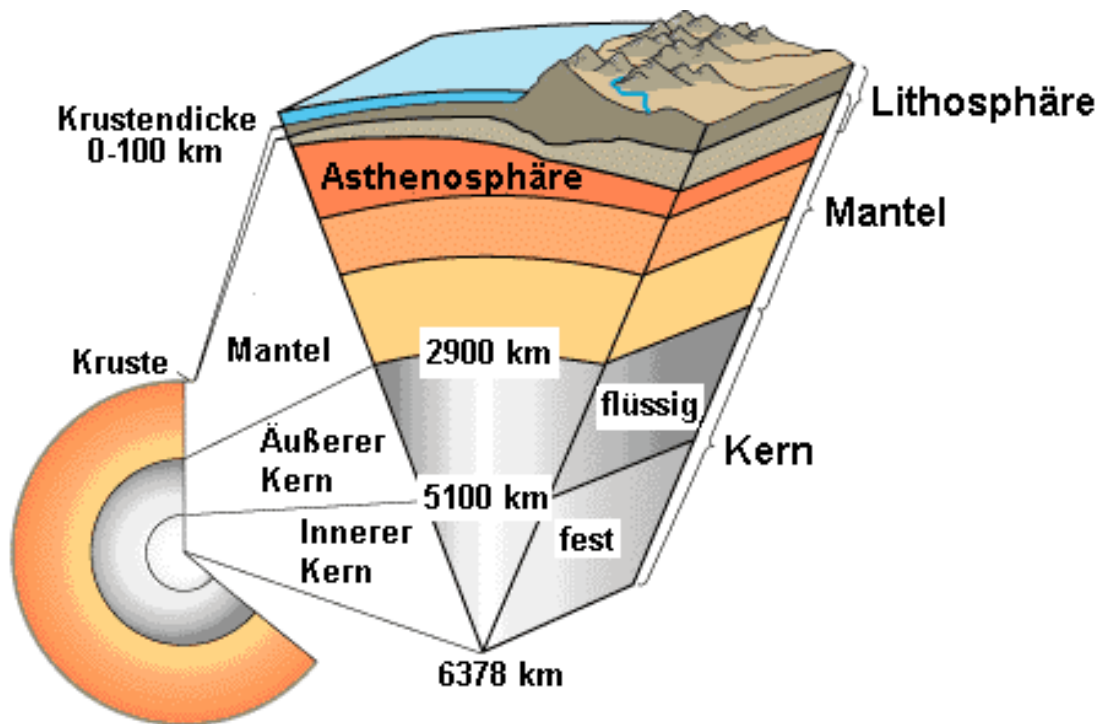
- Aber, wo kommen die Ströme her?
- Wodurch werden sie ausgelöst?
- Was bedeutet **Konvektion** in der Erde?

Fazit:

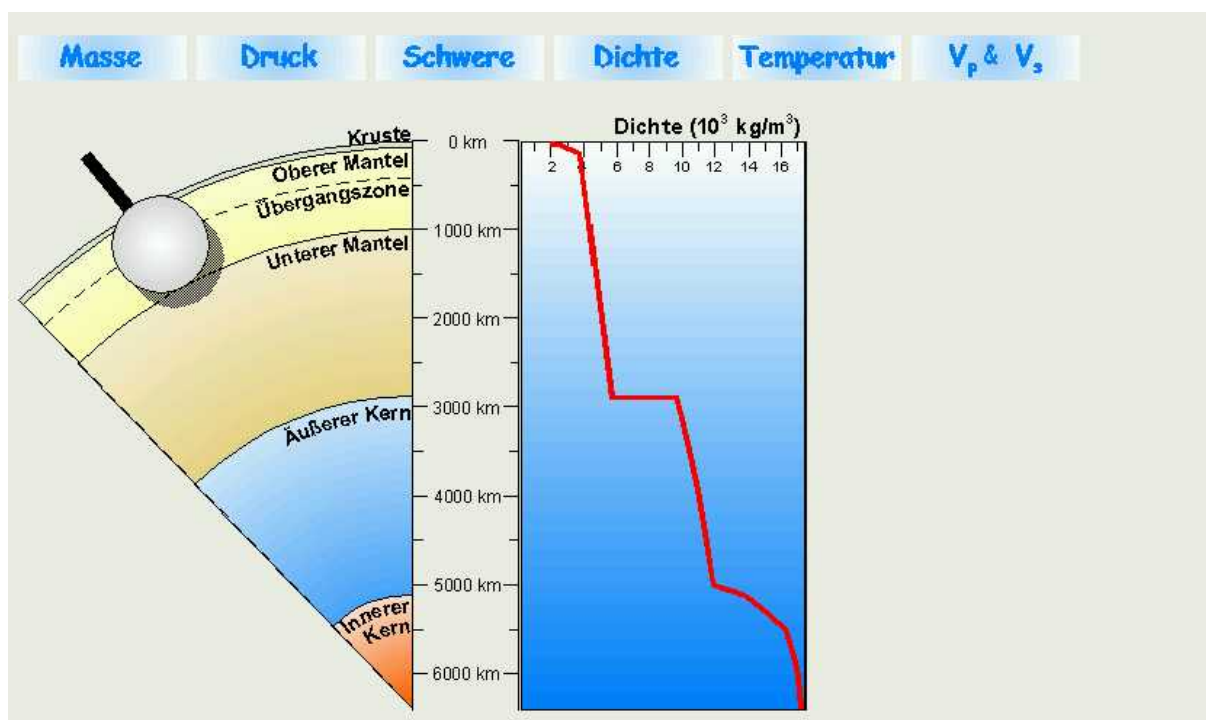
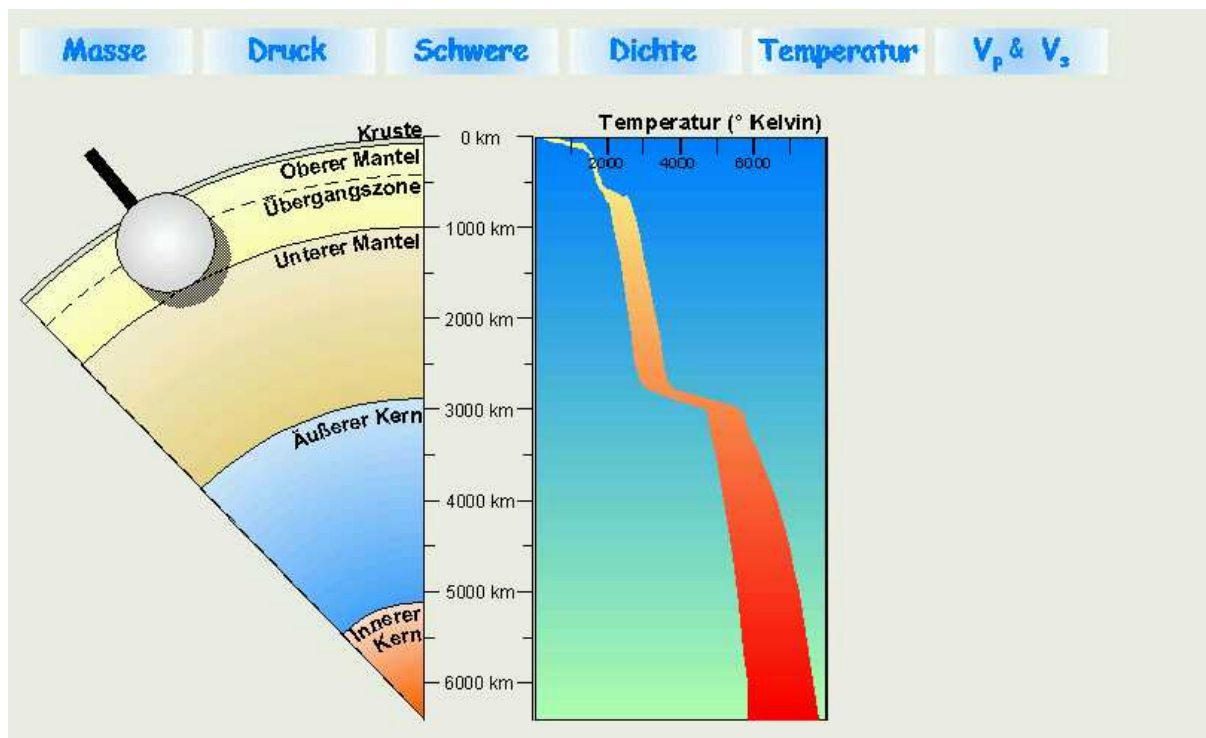
Freie Konvektion wird allein durch Temperaturunterschiede und dadurch bedingte Dichteunterschiede verursacht. Sie erfolgt dann, wenn eine kritische Temperaturdifferenz überschritten wird.

Wo befinden sich in der Erde Zonen, an denen ein Temperaturgefälle und ein Dichteunterschied vorhanden ist, der die Bedingungen für eine Konvektion ermöglicht?

Untersuchen wir hierzu den Aufbau der Erde.



Quelle : <http://www.uni-muenster.de/MineralogieMuseum/vulkane/Vulkan-3.htm>



<http://userpage.fu-berlin.de/~amadeusm/Werkzeuge/Geophysik/Z-Schalenaufbau/Schalenaufbau.html>

Das Ergebnis unserer Untersuchung zeigt zwei Zonen, in sich denen sich ein deutlicher Temperatursprung und ein Dichtesprung vollzieht.

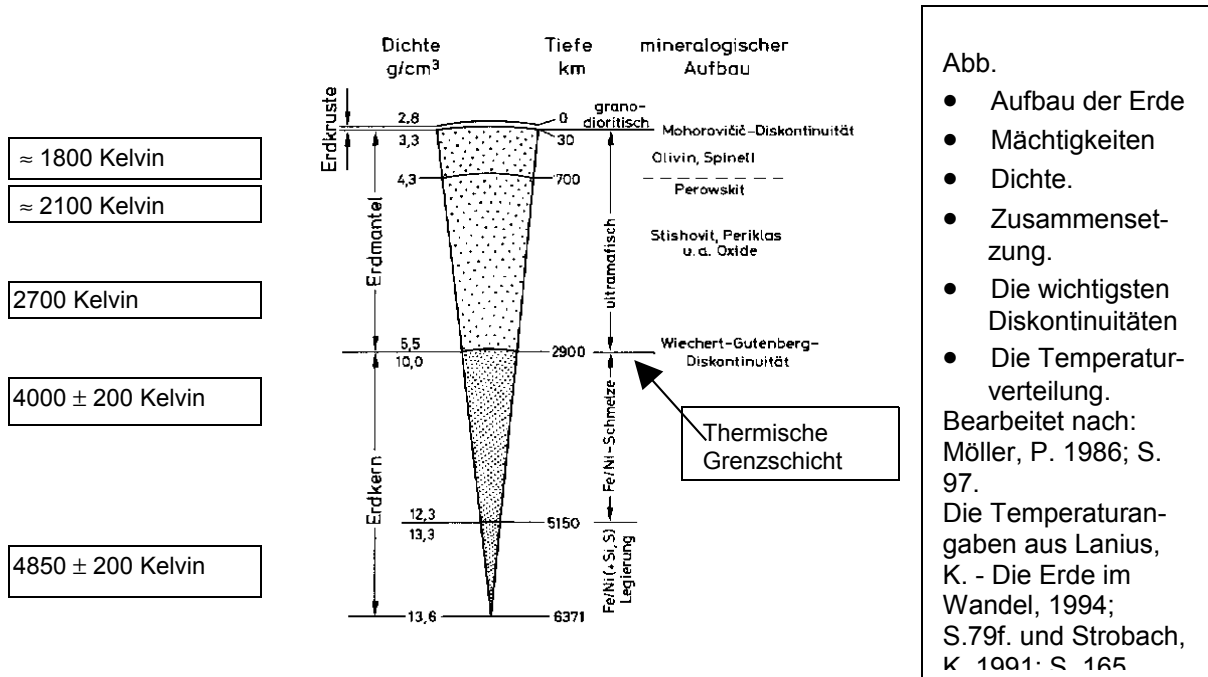
1. Die Mantel-Kern-Grenze
2. Eine Zone in ca. 670 km Tiefe, die den unteren vom oberen Mantel trennt. Sie wird auch als 670km-Diskontinuität bezeichnet.

Wie sieht es mit der Dichte aus?

Auch hier ein ähnliches Ergebnis.

An der Mantel-Kern-Grenze und an der 670km-Diskontinuität zeigen sich Sprünge in der Dichte. An der Mantel-Kern-Grenze allerdings drastisch deutlicher. Hier verdoppelt sich der Dichtewert fast.

Fassen wir die Informationen zusammen:



An der Grenze zwischen Erdmantel und Erdkern herrscht ein drastischer Temperaturunterschied, Sie wird deshalb auch als **Thermische Grenzschicht** bezeichnet. Die Angaben über den Temperatursprung schwanken von 870 - 1300°C.

Hinweise über die Zusammensetzung des Kerns erhält man aus dem Studium von **Eisenmeteoriten**. Der äußere Erdkern besteht im wesentlichen aus Eisen. Es ist das einzige Element, das die erforderliche Dichte um 10-12 g/cm³ und die hohe elektrische Leitfähigkeit aufweist. Im äußeren Kern muss die Temperatur oberhalb der Schmelztemperatur von Eisen liegen. Um die Schmelztemperatur von Eisen auf 3000-4500°C herabzusetzen, bedarf es einer Beimengung von 10 - 15% Schwefel und/oder Sauerstoff als Flussmittel (Eisenoxyde, Eisensulfide). An der Grenze zwischen innerem und äußerem Erdkern herrscht eine Temperatur von 4850 +/- 200°C. Innerhalb des inneren Erdkerns liegt die Temperatur oberhalb 4850°C. Für den inneren Kern wird angenommen, dass zum Eisen eine Beimengung von Nickel tritt. In jedem Fall liegt die Temperatur im inneren Kern unterhalb der Schmelztemperatur.

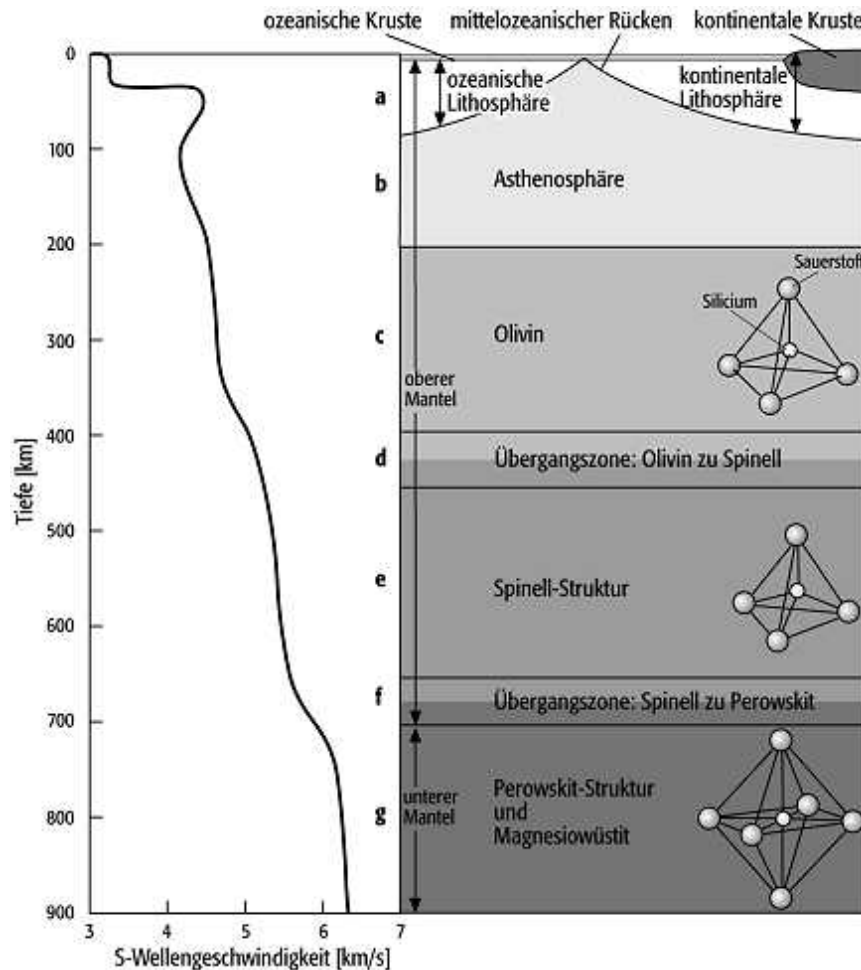
Ein deutlich geringerer Temperatursprung zeigt sich an der 670 km-Diskontinuität. Hier beträgt er nur ca. 250-300 K. Und auch der Dichtesprung ist nicht so ausgeprägt.

Sehen wir uns diesen Bereich näher an.

Der Erdmantel, bildet den größten Anteil der Erde mit etwa 84 Vol.-% und 68 Gew.-%, das sind $4,06 \cdot 10^{24}$ kg.

Er wird in einen oberen und einen unteren Mantel eingeteilt.

Seine chemische Zusammensetzung ist **silikatisch**.



Die Gliederung des Erdmantels

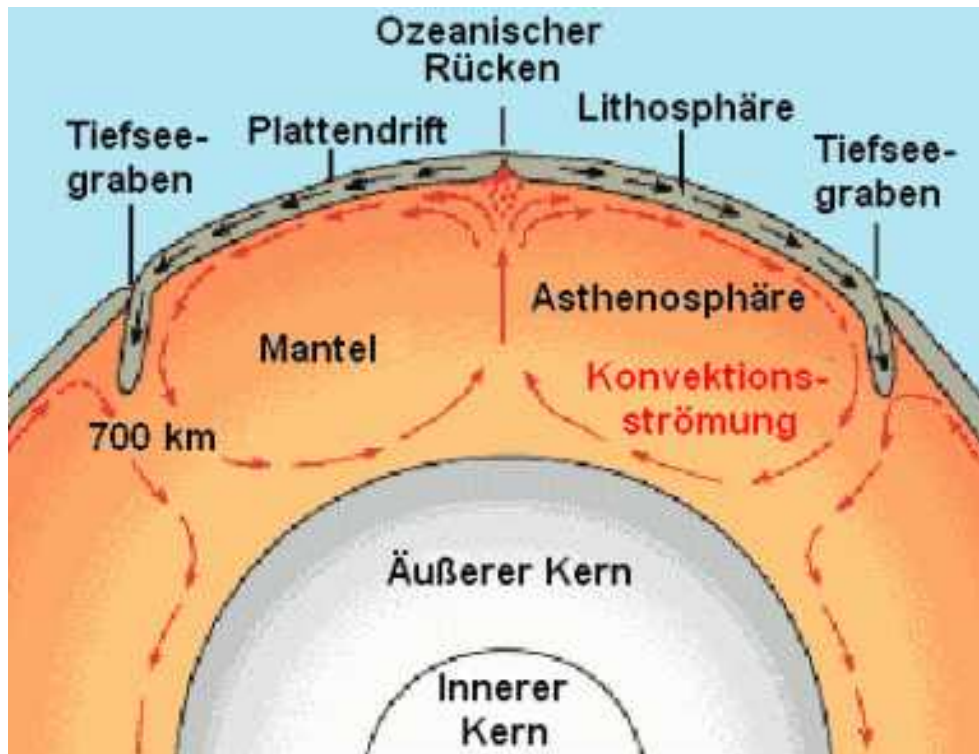
Die Zonen (a) bis einschließlich Zone (f) werden zusammen als der obere Mantel bezeichnet, die Zone (g) als der untere Mantel. Er erstreckt sich von ca. 670 km bis in 2898 km Tiefe, der Grenze des unteren Mantels zum äußeren Kern. (Lexikon der Geowissenschaften 2001)

Der Dichtesprung vom oberen zum unteren Mantel wird über die Veränderung der Geschwindigkeit der **seismischen Wellen** ermittelt.

Der Dichtesprung beträgt an der 670km-Diskontinuität etwa 10%.

Für die Entwicklung von Konvektionsströmen in der Erde bieten sich also der äußere Kern und der untere Mantel an. Beide weisen in ihren Grenzbereichen deutliche Temperatur- und Dichteunterschiede auf.

Über die Existenz von Konvektionsströmen im äußeren Erdkern herrscht große Einigkeit unter den Forschern. Hier wird auch das Magnetfeld der Erde immer wieder neu erzeugt. Die im äußeren Kern konvektierenden Schmelzen bewegen sich mit einer Geschwindigkeit von bis zu 30 km pro Jahr, das entspricht etwa 82 m am Tag.



Quelle : <http://www.uni-muenster.de/MineralogieMuseum/vulkane/Vulkan-3.htm>

Schwieriger ist es mit dem unteren Erdmantel, der ja einen festen Aggregatzustand aufweist.

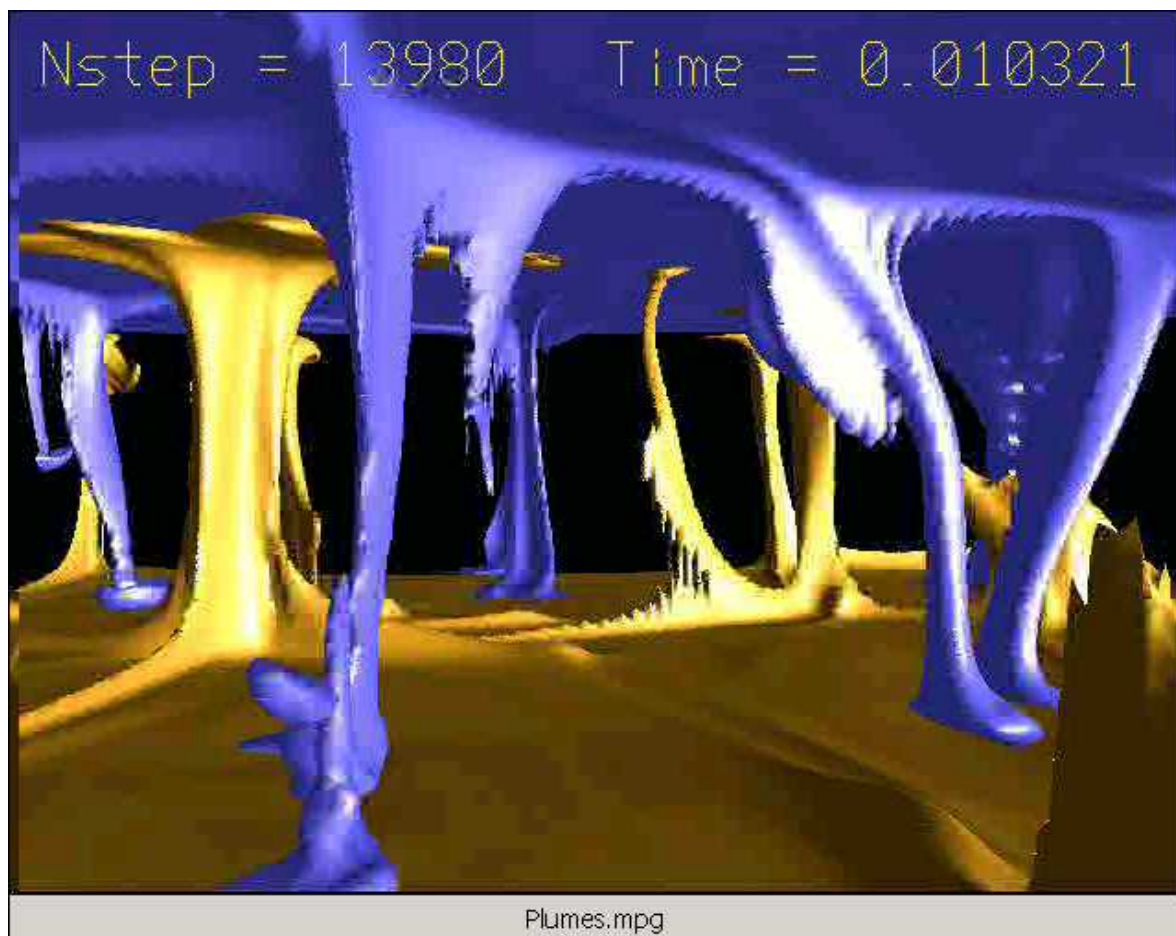
Die Ergebnisse der **Tiefenseismik**, also der tiefenseismischen Erkundungen liefern eine **seismische Tomographie** des Erdmantels. Und hier zeigt sich, dass es im unteren Mantel Bereiche mit Material gibt, das sich wie eine Flüssigkeit verhält.

Diese Bereiche erstrecken sich von der Mantel-Kern-Grenze bis zur 670km-Diskontinuität und sind von hier bis an die Erdoberfläche weiterzuverfolgen. An der Erdoberfläche werden sie von Geologen als „Hot Spot“ bezeichnet.

Im Erdmantel werden sie als „Mantle Plume“ [von engl. plume = Rauchfahne], bezeichnet. Sie sind Strömungskörper, die aus heißem Schmelzmaterial bestehen und wie ein **Diapir** aufdringen. Die seismische Tomographie zeigt, dass sie im Erdmantel eine Breite von 100-200 km haben.

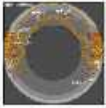
Woher kommen Mantle Plumes?

Die Entwicklung der Mantle Plumes beginnt offensichtlich an der thermischen Grenzschicht, der Übergangszone von etwa 200 – 300 km Mächtigkeit an der Basis des unteren Mantels. Hier herrscht ein deutlicher Temperaturunterschied von etwa 1000°K zwischen dem heißen und flüssigen äußeren Kern und dem deutlich kühleren und festen silikatischen unteren Mantel. Der heiße äußere Kern heizt den unteren Mantel auf. Das silikatische Mantelmaterial schmilzt und gewinnt, wegen seiner geringeren Dichte gegenüber der festen Umgebung, soviel Auftrieb, dass es die **Viskosität** des überlagernden kälteren Gesteins überwinden kann. Das Resultat sind schlauchförmige Schmelzströme von Mantelmaterial, die Mantle Plumes. Die Geschwindigkeit mit der sie aufsteigen beträgt etwa 5 - 10 cm pro Jahr.

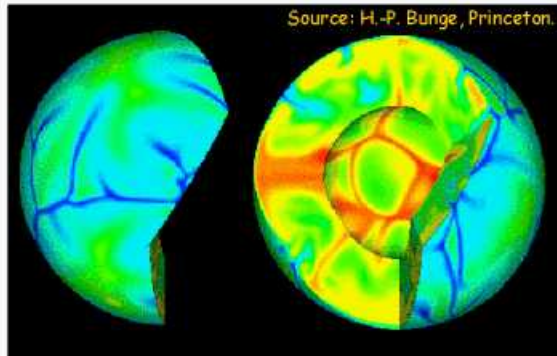


Quelle : <http://earth.uni-muenster.de/geodynamik/>

Die Übertragung dieses Modells auf die Erde gelingt mit Hilfe der Seismik. Die seismische Tomographie liefert Ergebnisse, die in mathematische Modelle umgewandelt werden. Die Modelle zeigen Innenansichten der Erde.



Geodynamik



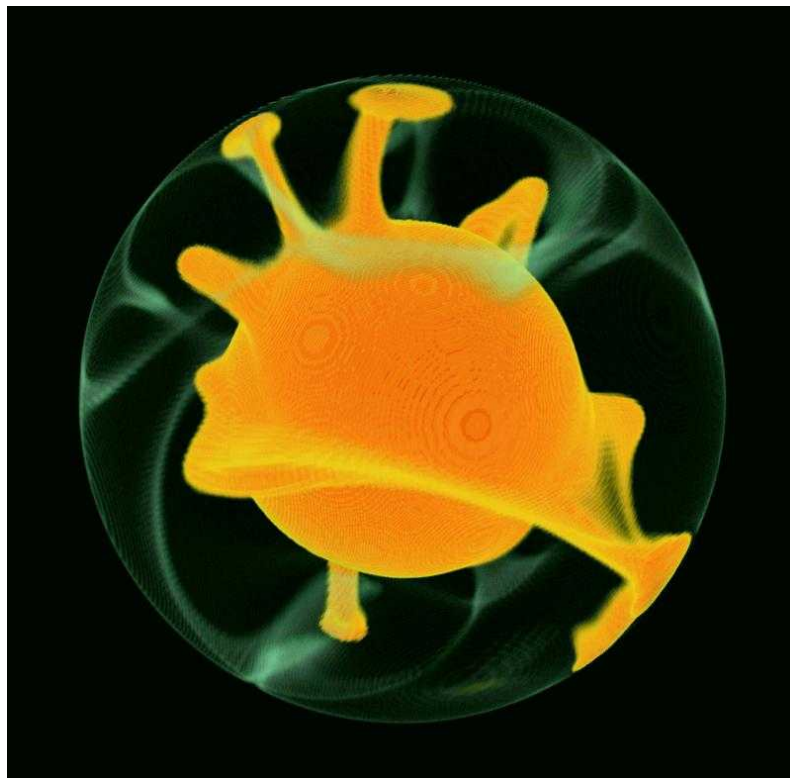
Die globale Seismologie stellt mit der Bestimmung der 3-D Struktur des Mantels die Randbedingungen für geodynamische Simulationen.

b66, 28.2.2000



Slide 2

<http://www.geophysik.uni-muenchen.de/seismology/28022000/sld002.htm>



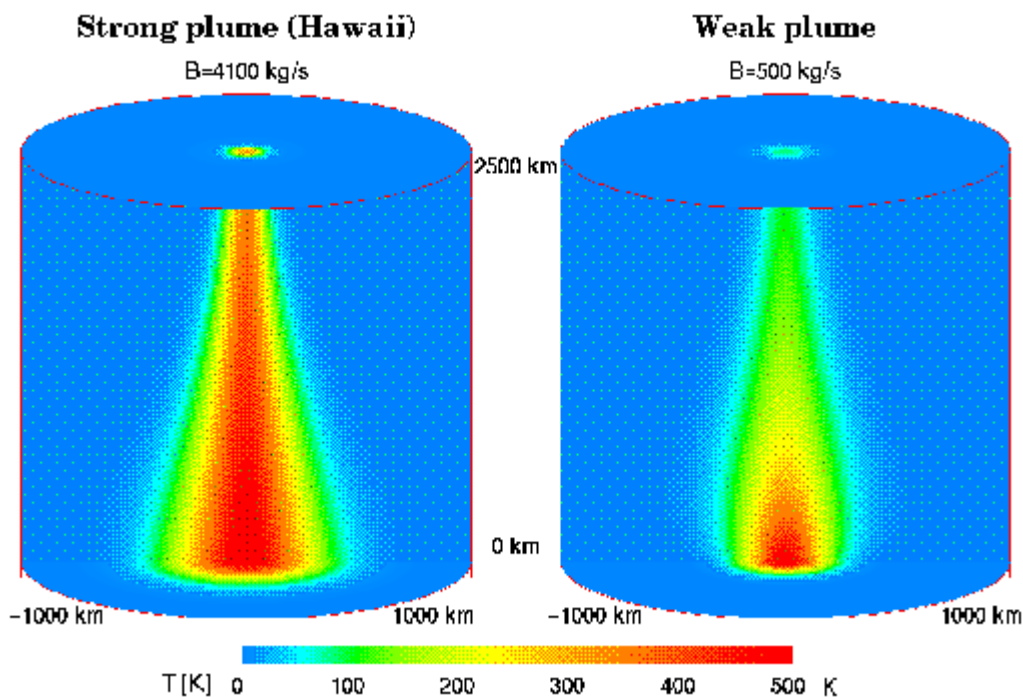
Wie weit reicht der Auftrieb eines Mantle Plume und welche Parameter bestimmen ihn?

Eine Antwort auf diese Frage geben die Ergebnisse einer mathematischen Modellierung für zwei mögliche Typen von Plumes:

Strong plume und Weak plume.

“Plumes are postulated as small-scale upwellings of hot material in the Earth mantle. They are supposed to be the cause of intra-plate volcanism. The most prominent example of the so called hot-spot volcanism is the Hawaiian island chain. The source region of these plumes is still uncertain, but it is widely assumed that they originate at the core-mantle boundary (CMG).

I have studied the rise of conduit-type thermal plumes from the CMB in a simplified axisymmetric numerical model. The figure shows typical results for strong (left) and weak (right) plumes.

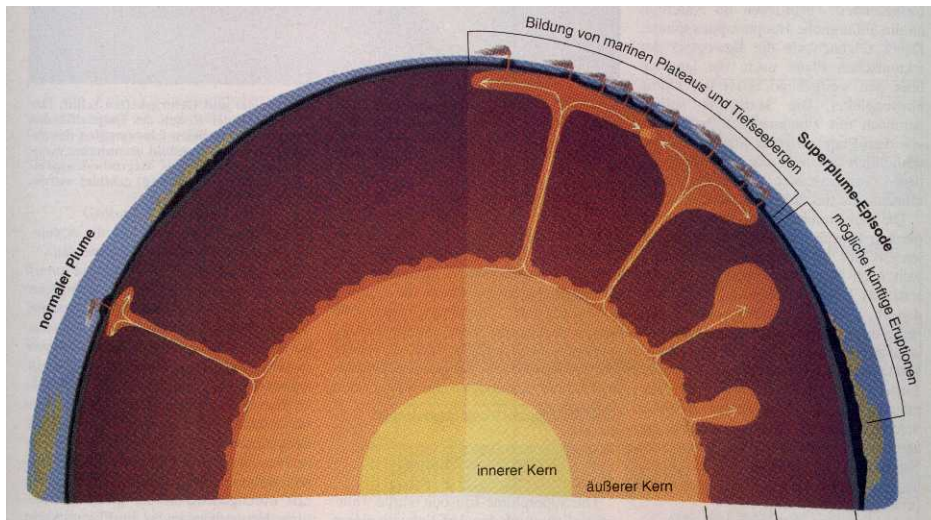


Excess temperature of strong (left) and weak (right) plumes measured by the buoyancy flux B . An important property is the excess temperature of plumes in the upper mantle, because together with the thickness of the overlying lithosphere it controls the amount of melt generation at hot-spots. Strong plumes show no significant fading by thermal diffusion and entrainment of ambient mantle during ascent and preserve their thermal signature. Their excess temperature in the upper mantle is still significant. The reduction of excess temperature with height is stronger for weaker plumes because heat diffusion is more effective.

Our calculations have shown that plumes with a buoyancy flux of less than 1000 kg/s , such as the Crozet plume, should have cooled so much that they would not melt beneath old lithosphere. The existence of such hot-spots possibly indicates that not all plumes rise from the CMB.

(Michael Albers : <http://www.uni-geophys.gwdg.de/~mab/diplom.html>)

Plumes können sehr unterschiedlich groß sein. Den Unterschied zwischen einem normalen und einem besonders großen Plume, der in seiner Entwicklung dargestellt wird, zeigt die folgende Darstellung.

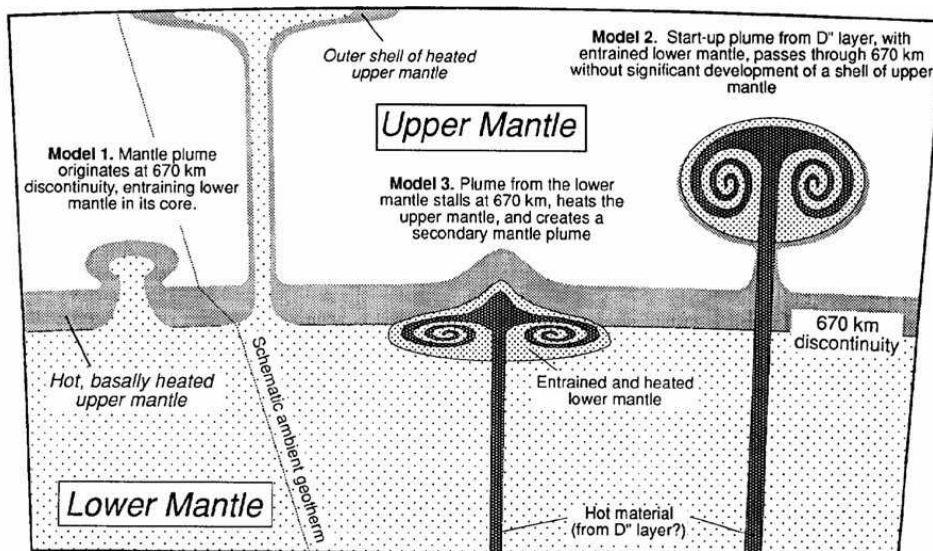


Quelle: Larson, Roger. Die Superplume-Episode in der mittleren Kreidezeit. Spektrum der Wissenschaft 6/95. S. 49.

Entscheidend für den Auftrieb sind vor allem die Temperatur und die Größe des Plumes.

Entscheidend für den Weg der Plumes ist aber auch, wann der Plume mit der Dichte der Umgebung im Gleichgewicht ist und wie die verschiedenen Parameter harmonisieren.

Wir sehen hierzu 3 alternative Modelle.



Fitton et al. (1997), EPSL 153, 197-208

Abb. : Modelle für Mantle Plumes. (Fitton et.al. Earth Planet Science Letters 153, S. 197-208; 1997)

Mit den vorgestellten Modellen stellen sich neue Fragen:

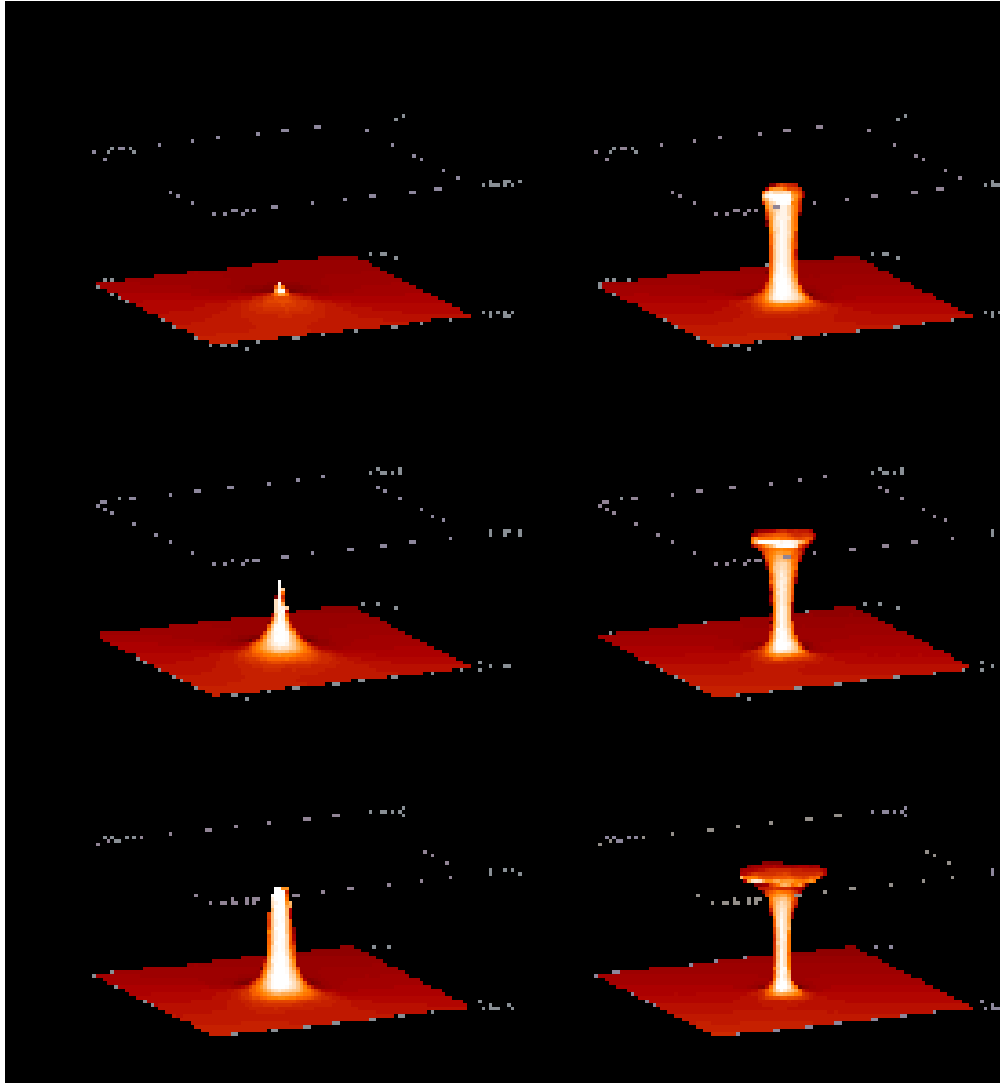
- Gibt es ein Konvektionssystem von der Mantel-Kern-Grenze bis an die Erdoberfläche?
- Oder gibt es zwei getrennte Konvektionssysteme für den oberen und den unteren Mantel?
- Welche Rolle spielt die 670km-Diskontinuität?
- Endet der Aufstieg der Plumes hier oder reicht ihre Energie soweit, dass sie die 670km-Diskontinuität durchstoßen und bis in die Lithosphäre aufsteigen können?
- Welche Auswirkungen hat der Aufstieg von Plumes in die Lithosphäre?

In allen Modellen aber dringt der Plume in der Lithosphäre in ozeanische Kruste ein und bildet einen „HOT SPOT“, einen heißen Fleck unter dem Ozeanboden.

Was ist die Folge?

Der Aufstieg des Plume kollabiert. Der Ozeanboden wird aufgewölbt, gedehnt, durch **subkrustale Aufschmelzung** ausgedünnt, bis er schließlich aufreißt.

Die Folge ist ein ausgeprägter anhaltender und ergiebiger Vulkanismus, der als „Ozeanischer Intraplattenvulkanismus“ bezeichnet wird. Beispiele hierfür finden sich in Hawaii, Island, den Kanarischen Inseln usw..



<http://www.geophysik.uni-frankfurt.de/geodyn/island/tp1.html>

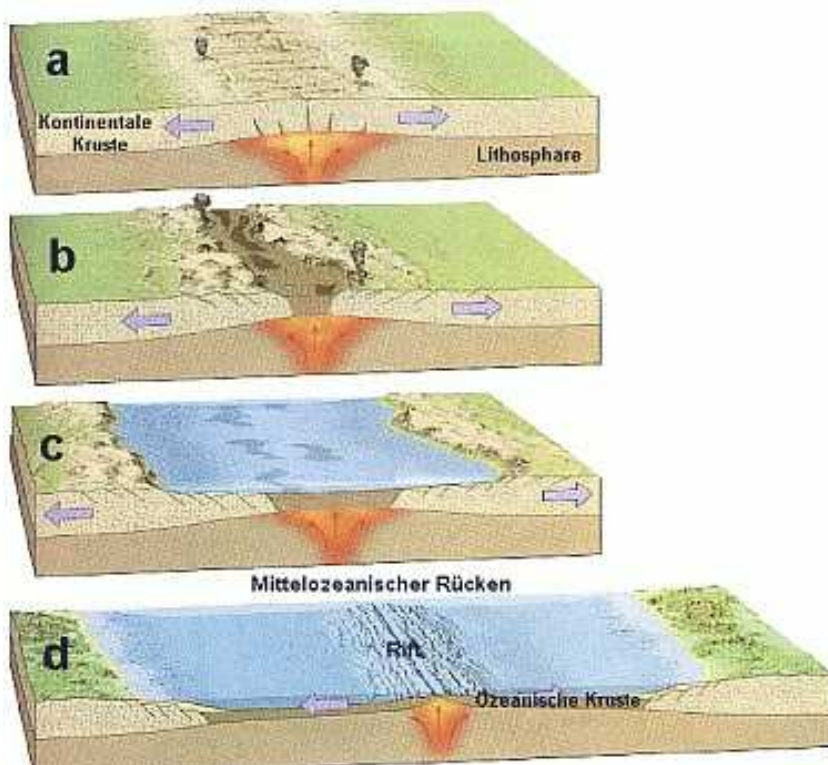
Diese Abbildung gibt es als Animation unter der obigen Internetadresse. In der Animation ist auch der Faktor Zeit eingebaut. Man sieht, wie der Prozess über ca. 5 Mio. a abläuft. Die Modellbox hat etwa 1500km Kantenlänge

Die Animation zeigt ein einfaches großräumiges Modell, das sich an die geodynamische Situation Islands annähert. Es besteht in einem zeitabhängigen Plume, der unter einem spreizenden mittelozeanischen Rücken aufsteigt und sich unter der Lithosphäre ausbreitet. Die Animation zeigt anhand der 1305°C-Isosfläche den Aufstieg eines startenden Plumes unter einem spreizenden mittelozeanischen Rücken; die Modellbox ist 1500 km×1500 km×660 km groß. Durch einen kreisförmigen Bereich im Modellboden strömt Material mit einer Geschwindigkeit von bis zu 10 cm/a und einer Temperatur, die im Plumezentrum 200 K über der normalen Manteltemperatur von 1300°C liegt, senkrecht in das Modell ein.

Was aber passiert, wenn ein großer Plume in der Lithosphäre auf eine große kontinentale Masse trifft, wie es z.B. zur Zeit von **Pangäa** der Fall war oder in der Kreidezeit im Osten von Afrika?

Zu erwarten sind:

- Ein gigantischer Hitzestau.
- Die Entwicklung einer riesigen Magmenkammer.
- Die Vermischung des aufgestiegenen Magmas mit dem aufgeschmolzenen Material der kontinentalen Kruste.
- Die Aufwölbung und Dehnung der Kruste, subkrustale Erosion und Ausdünnung der Kruste.
- Das Zerreißen und Einbrechen der kontinentalen Kruste.
- Ein verheerender explosiver Vulkanismus.
- **Sea-Floor-Spreading**
- Die Entwicklung eines Mittelozeanischen Rückens.



- <http://userpage.fu-berlin.de/~amadeusm>

Jetzt ist die Bewegung von zwei Platten in Gang gesetzt.