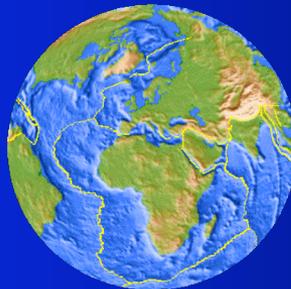
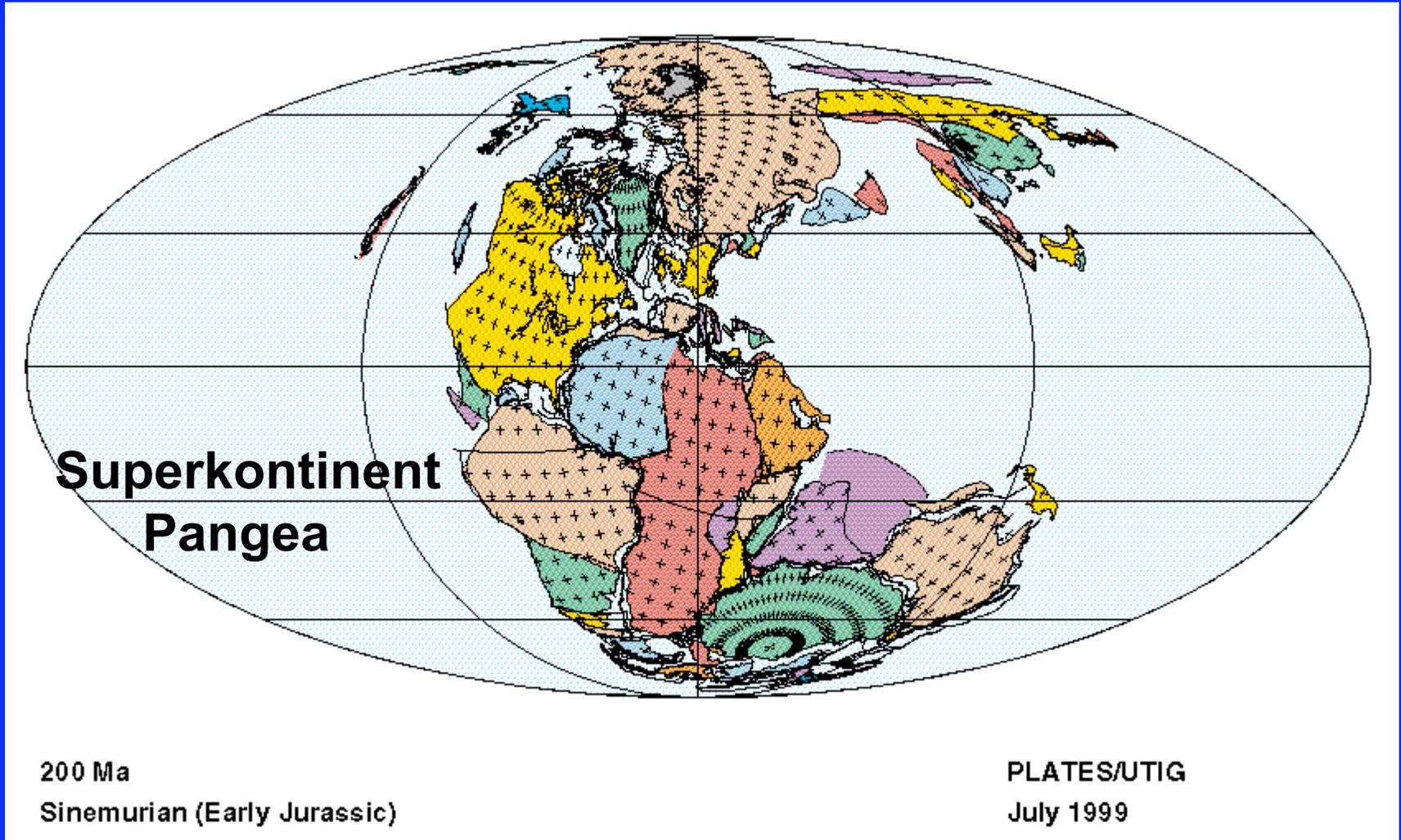


Die Dynamik des Erdinnern (I)

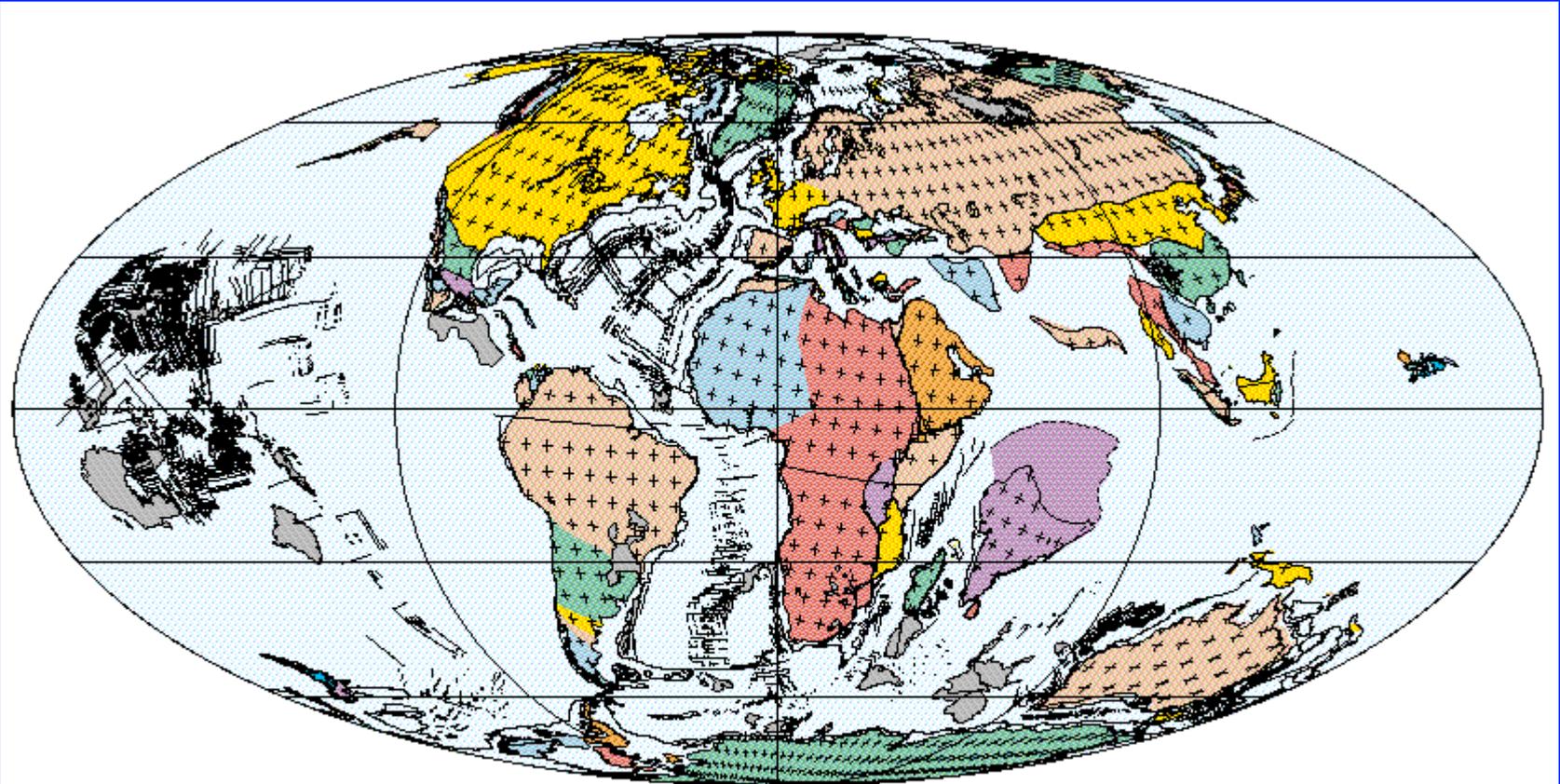
Institut für Geowissenschaften
Universität Potsdam



Vor 200 Millionen Jahren



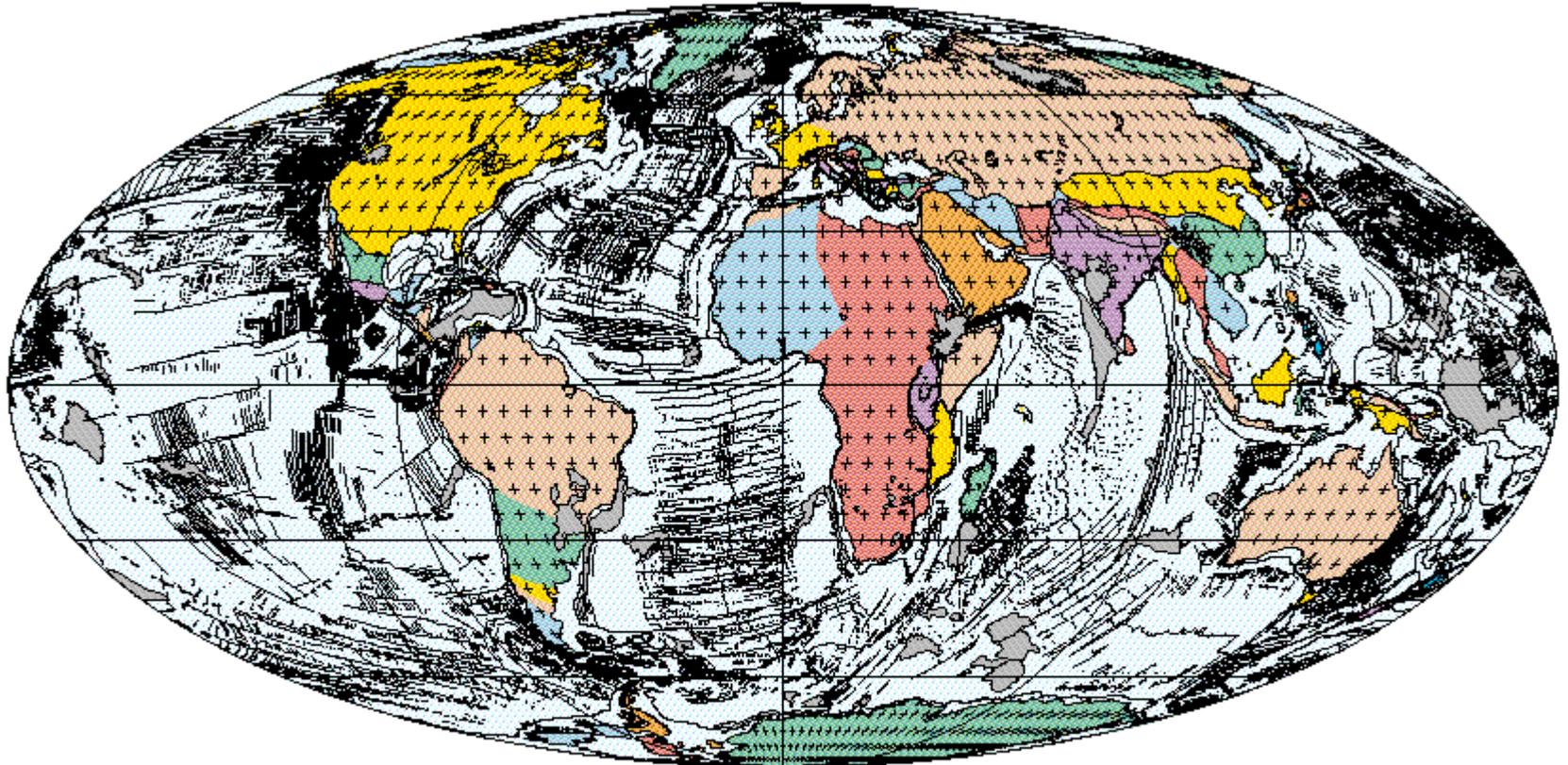
Vor 70 Millionen Jahren



70 Ma
Maastrichtian (Late Cretaceous)

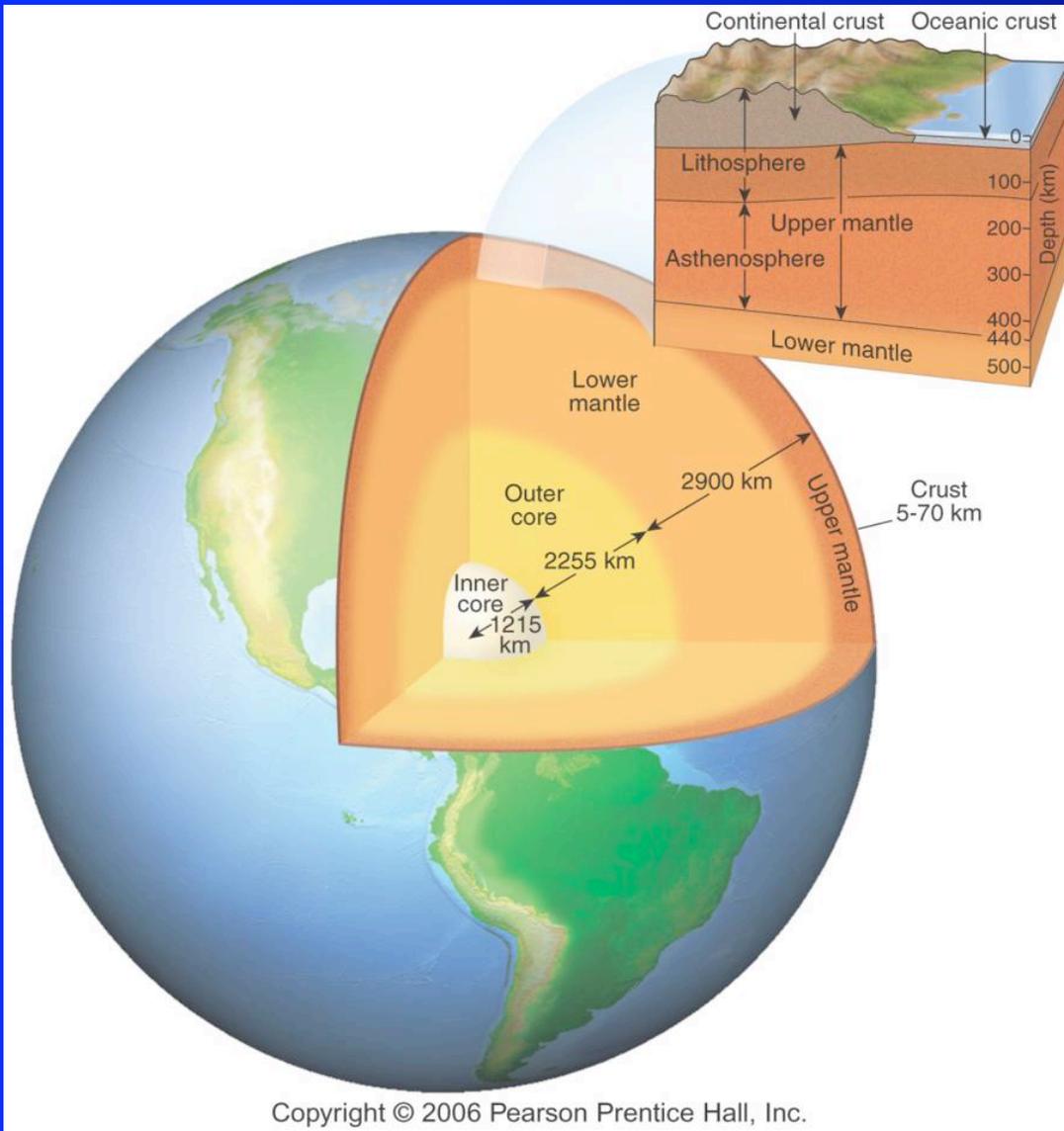
PLATES/UTIG
July 1999

Heute



0 Ma
Present Day

PLATES/UTIG
July 1999

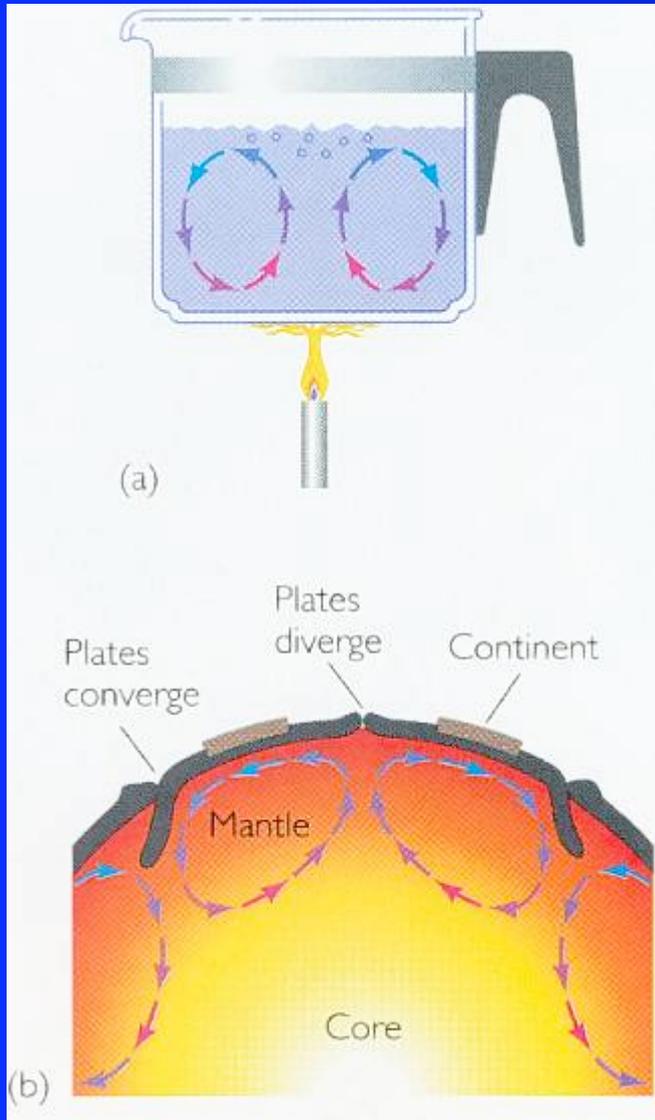


Motor der
Plattentektonik



Dynamik
des
Erdinnern

Antriebskraft: thermische Konvektion



Rayleigh Zahl „Ra“

thermal buoyancy

$$Ra = \frac{\rho_0 \alpha \Delta T g d^3}{\eta \kappa}$$

layer thickness

viscosity

thermal diffusivity

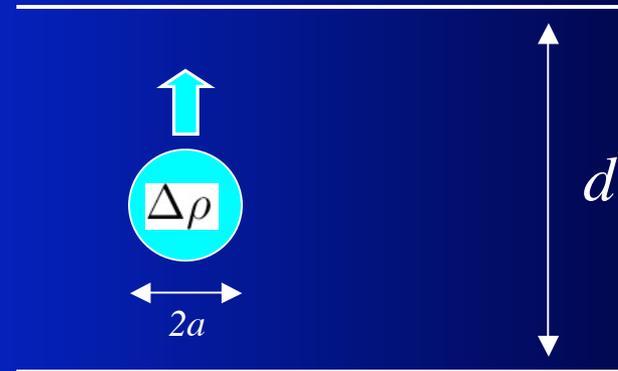
α - thermal expansivity

ρ_0 - density

g - gravity

Thermische Konvektion (i)

hot blob rising
in a viscous fluid



$$\left\{ \begin{array}{l} F_R = 6\pi\eta av \\ F_B = \Delta\rho g \frac{4\pi}{3} a^3 \end{array} \right.$$
 Stokes law
 Archimedes law

$$F_R = F_B$$

rising velocity

$$v = \frac{2}{9} \frac{\Delta\rho g}{\eta} a^2$$

$$\Delta\rho = \rho_0 \alpha \Delta T$$

rise time

$$\tau_{rise} = \frac{9\eta d}{2\rho_0 \alpha \Delta T g a^2} = d/v$$

cool time

$$\tau_{cool} = a^2 / \kappa$$

thermal diffusivity

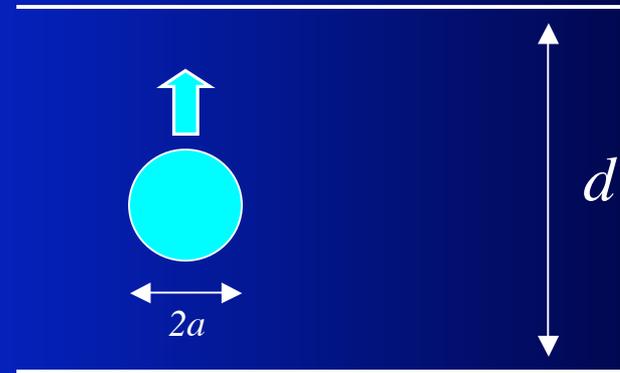


Thermische Konvektion (ii)

compare *time scales*:

$$\tau_{cool} \geq \tau_{rise}$$

for ascent of the blob !



$$a^2 / \kappa \geq \frac{9\eta d}{2\rho_0 \alpha \Delta T g a^2}$$

and with

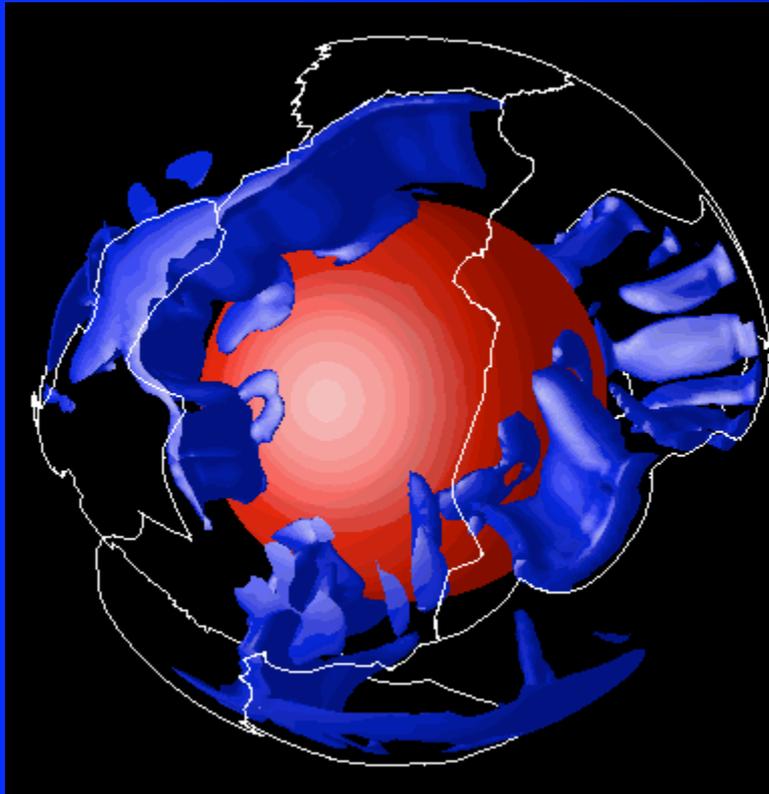
$$a = d/4$$

we obtain

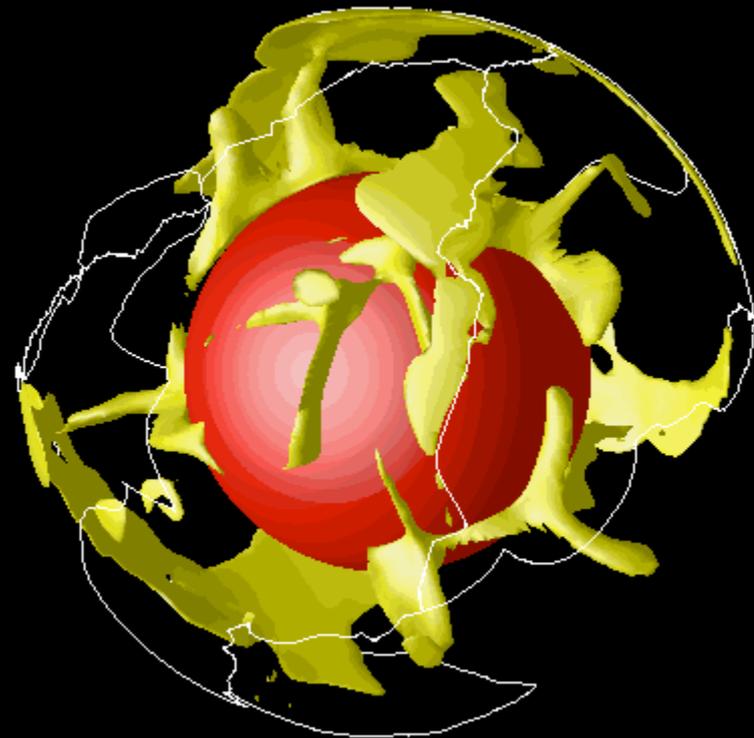
$$\frac{\rho_0 \alpha \Delta T g d^3}{\kappa \eta} \geq 1152 \quad (\cong 10^3)$$

Rayleigh number $Ra > 10^3$!

Computersimulation der Konvektionsbewegungen im heißen Erdinneren



Blau sind die kalten,
absteigenden Bereiche



Gelb sind die heißen,
aufsteigenden Bereiche

Die Erde als thermodynamisches System

Betrachten wir einige typische Beobachtungen aus dem Alltag:

Kontakt von warmem und kaltem Körper	⇒	Temperatenausgleich
Überschichtung von Wasser und Sirup	⇒	Konzentrationsausgleich
Überschichtung von Wasser und Sirup	⇒	Chemische Reaktion zerstört Struktur
Gasexpansion im Vakuum	⇒	homogenisiert System
Tropfen Tinte in Wasser	⇒	Struktur zerfließt durch Konvektion

Allen Phänomenen ist eines gemeinsam: Sie verlaufen zeitlich nur in einer Richtung, d.h. eine eventuelle Umkehr wurde noch nie beobachtet, und sie bauen Struktur ab, sie erzeugen somit eine gewisse „Unordnung“. In der Sprache der Physik hat diese Einseitigkeit des Ablaufs von Prozessen eine geeignete Beschreibung durch den 2. Hauptsatz der Thermodynamik nach Clausius (1865) gefunden:

„Es gibt eine Zustandsgröße, genannt *Entropie*, die in abgeschlossenen Systemen nur zunehmen kann, bis ein Maximalwert erreicht ist.“

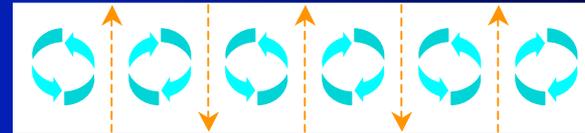
Die Erde als thermodynamisches System

Es existiert ein "kritischer Zustand" for $Ra > Ra_c$



$\Delta T < (\Delta T)_c$
homogene Flüssigkeit

T_1



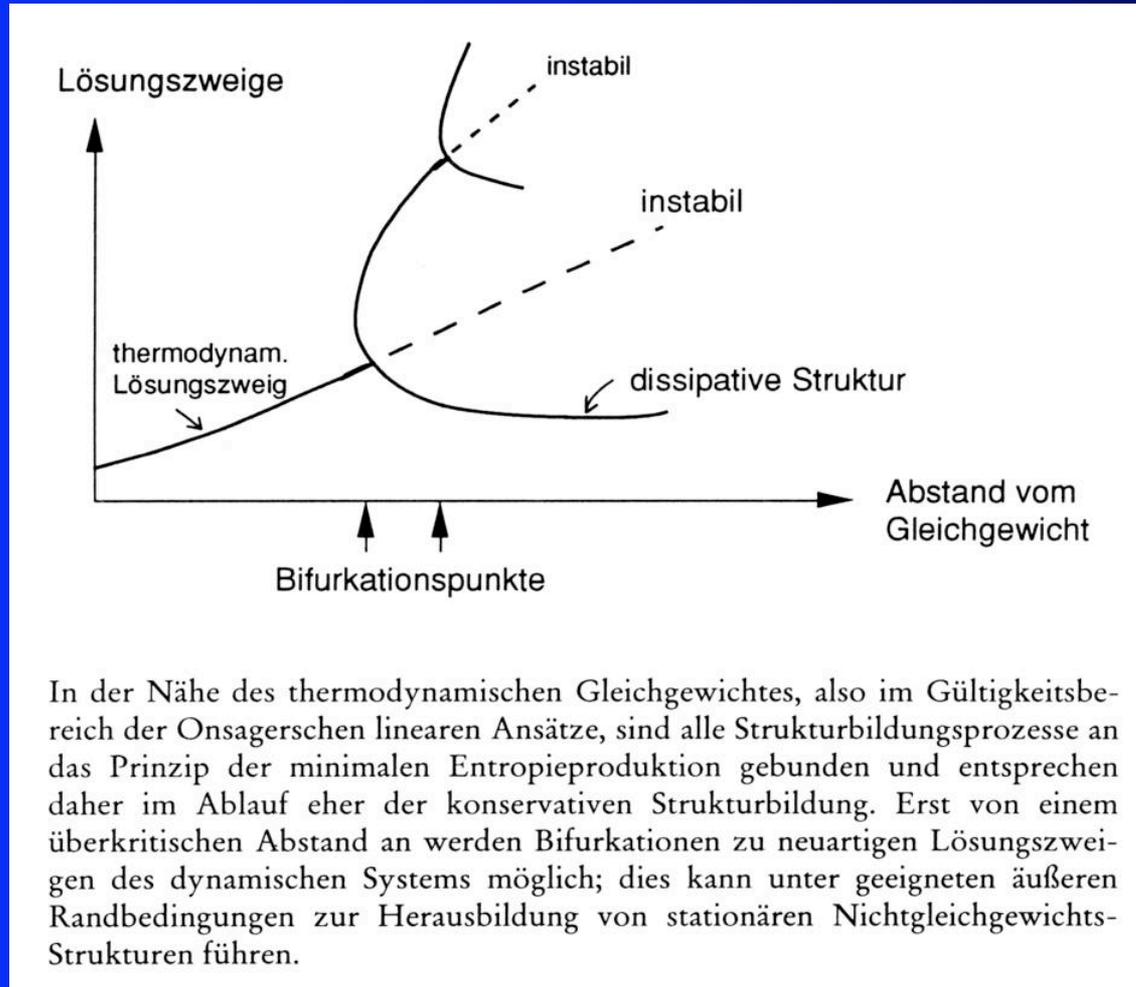
T_2

$\Delta T > (\Delta T)_c$
Konvektionszellen

Ein *kooperatives* Verhalten gleichartiger Subsysteme (kleine Volumenelemente innerhalb der Flüssigkeitsschicht werden durch Erwärmen leichter, steigen auf, werden abgekühlt und sinken wieder) führt hier bei überkritischem Abstand vom thermodynamischen Gleichgewicht $\Delta T > (\Delta T)_c$ zur spontanen Herausbildung einer makroskopischen Struktur, in diesem Fall zu der Bildung eines räumlich regelmäßigen Konvektionszellenmusters.

Diese entspringt dabei nicht etwa der äußeren Gefäßform oder anderen äußeren Vorgaben, sondern primär der inneren Dynamik der Flüssigkeit.

Die Erde als thermodynamisches System



Generelle Methode (I): Beobachtung & Verallgemeinerung

Sorgfältige Beobachtung ist notwendig, um die Komplexität der wechselwirkenden Prozesse richtig und möglichst vollständig wahrnehmen zu können => Geologie

Diese Komplexität beruht aber in vielen Fällen auf relativ einfachen Grundprinzipien und Symmetrien (wie z.B. Zeitinvarianz), die die Dynamik des "System Erde" bestimmen => Geophysik

**Beide Methoden sind unverzichtbar,
führen aber oft in gegensätzliche Richtungen !**

Für beide Methoden werden zudem unterschiedliche Fähigkeiten benötigt - das macht einen grossen Teil des besonderen Reizes der Geowissenschaften aus.

Generelle Methode (II): Beobachtung & Verallgemeinerung

Langjährige Erfahrung besagt, dass wir zwar viele unserer Erkenntnisse der Entwicklung von immer detaillierteren Modellen und Theorien verdanken, aber

sorgfältige Beobachtung und Analyse von Daten

immer besondere Bedeutung besitzen und behalten wird \Leftrightarrow im Gegensatz zu Theorien: Diese haben, wie alle Lebewesen in der Biologie, nur eine „endliche Lebenszeit“ (Mike Sandiford).

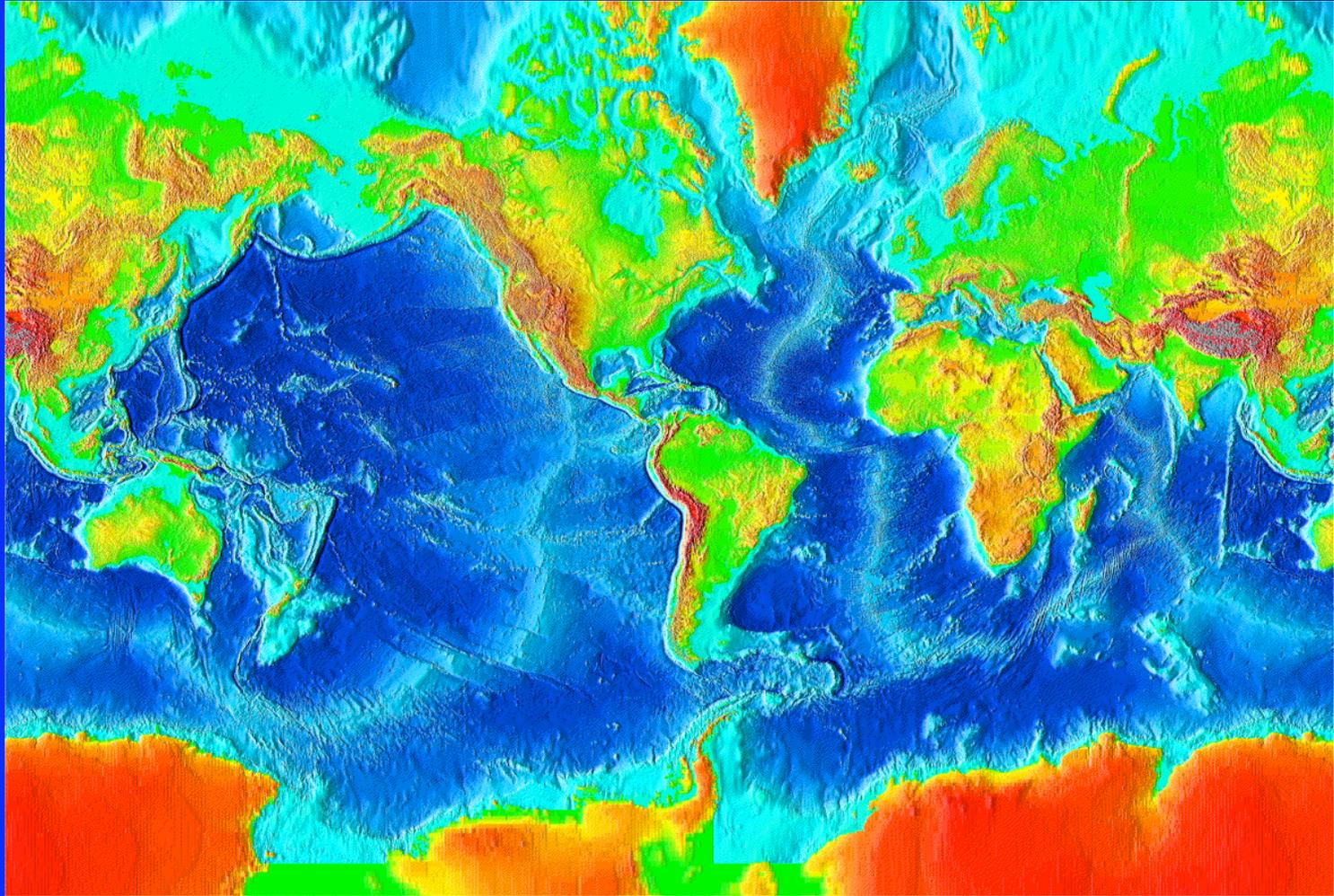
Globale Beobachtungsgrößen in der Geophysik

- Topographie
- Geoid (~ Höhe Meeresspiegel)
- Magnetfeld
- Seismizität
- Wärmefluss

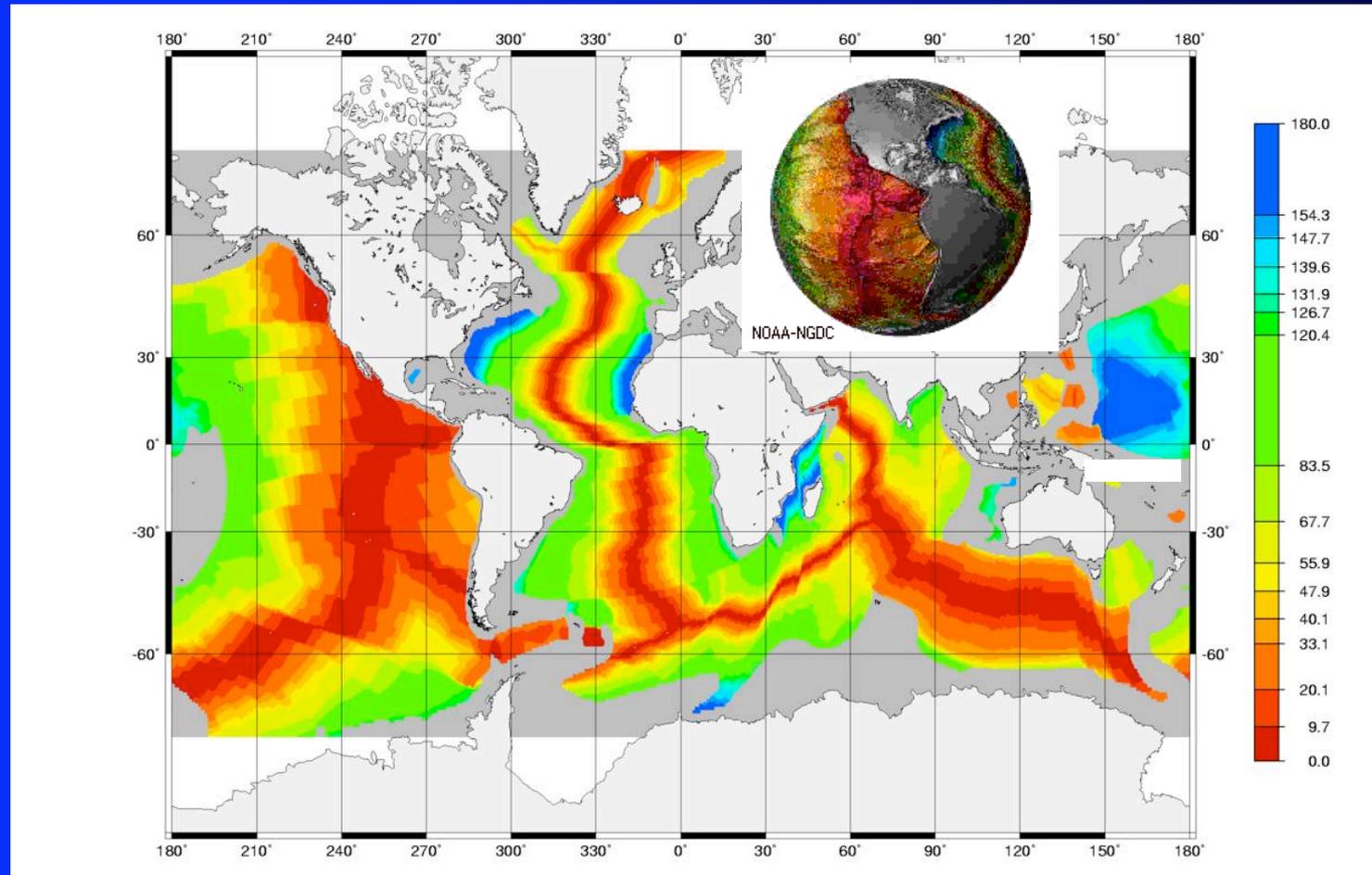
weitere:

- Schwerfeld
- Krustendicke („Moho“)
- Seismizität im tiefen Erdinnern
- Plattengeschwindigkeiten (GPS)
- in situ Spannungsfeld

Topographie der Erde

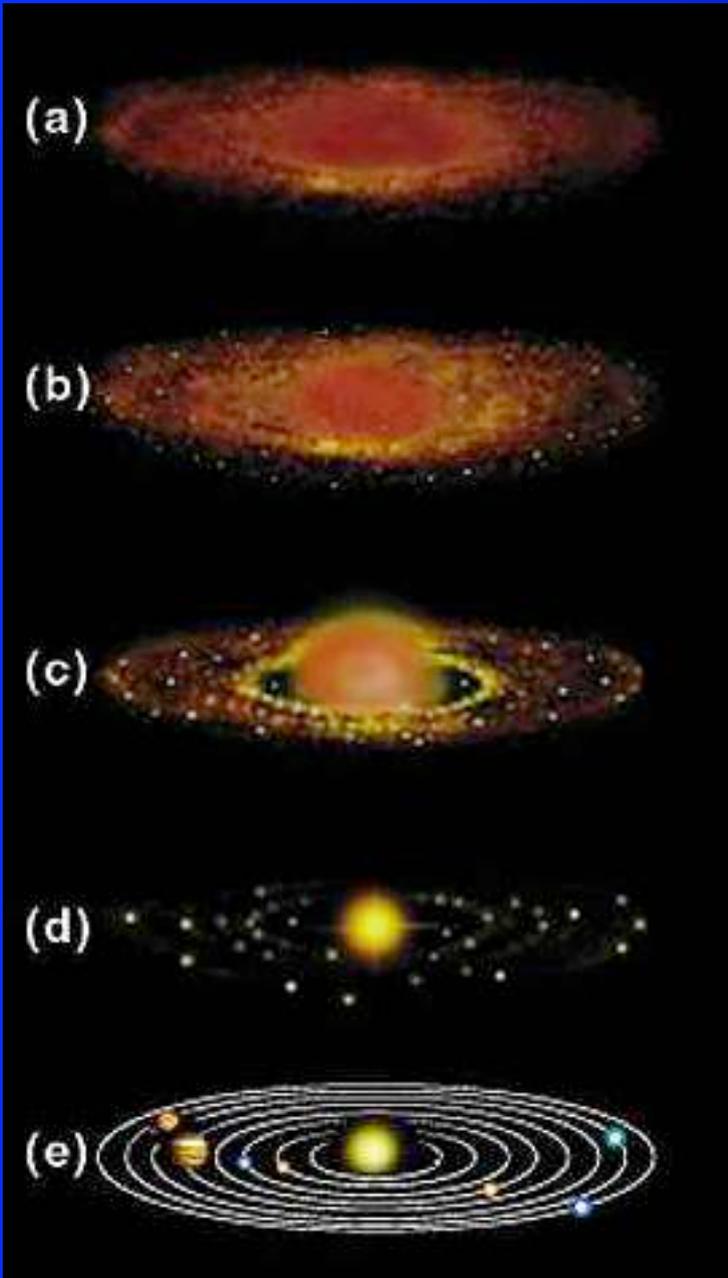


Alter der ozeanischen Kruste

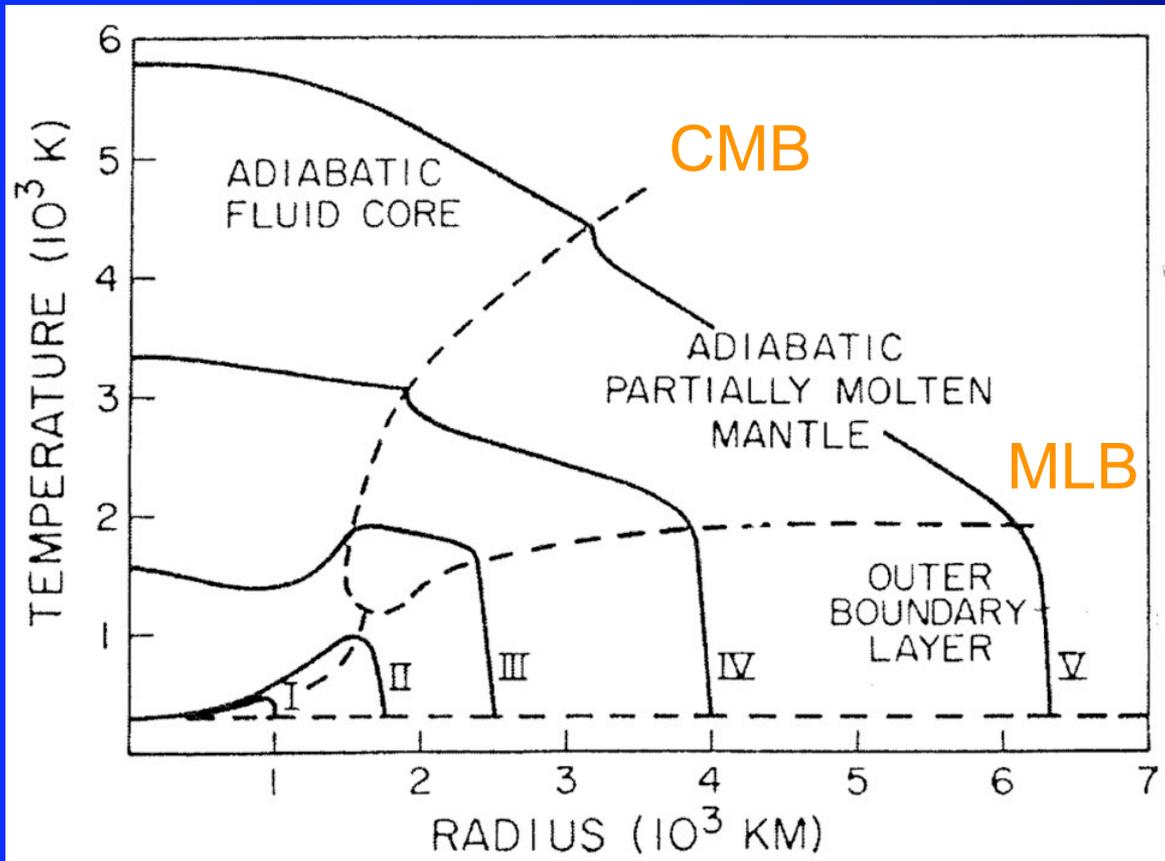


Entstehung der Erde

- Solare Nebel (Staub) Scheibe
- Bildung von Planetesimalen
- Akkretierung der Erde aus Planetesimalen
- Aufschmelzen der gesamten Planeten-OF (Magma-Ozean)
- Herausbildung des Erdkerns



Temperaturprofil bei der Erdkernentstehung

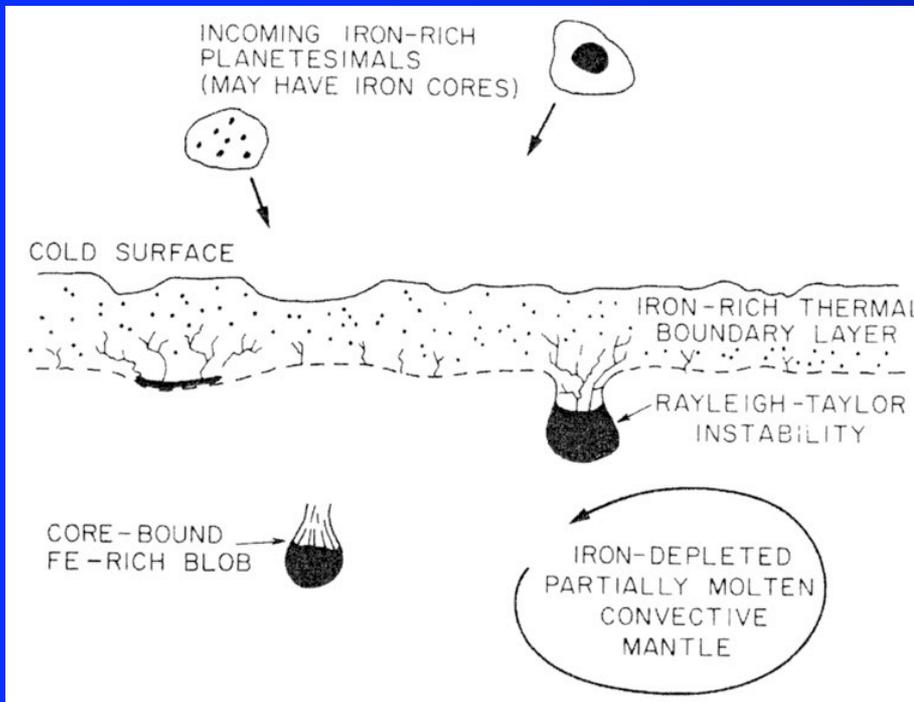


In den Stadien I und II sind die Temperaturen zu niedrig, um einen Differentiationsprozess in Gang zu bringen.

Im Stadium III beginnt die Formierung von Erdkern und Erdmantel.

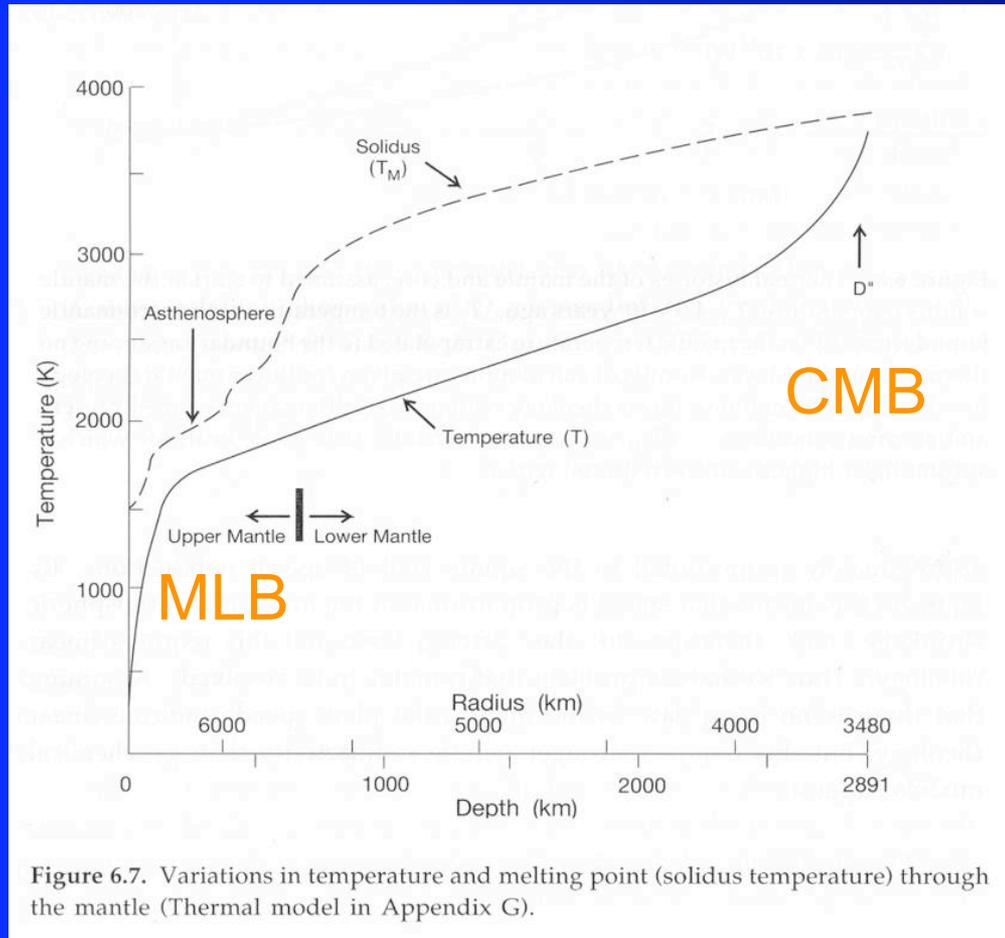
Stevenson (1989)

Hypothese(n) zur Erdkernentstehung



- Impakt von Meteoriten mit Fe-Kern(en)
- Migration der Schmelze durch Risse
- Bildung von eisenreichen Blobs
- Absinken bedingt durch Rayleigh-Taylor Instabilität
- endgültiger Kerndurchmesser erst nach mehreren 100 Ma erreicht

Temperaturprofil im Erdinnern heute

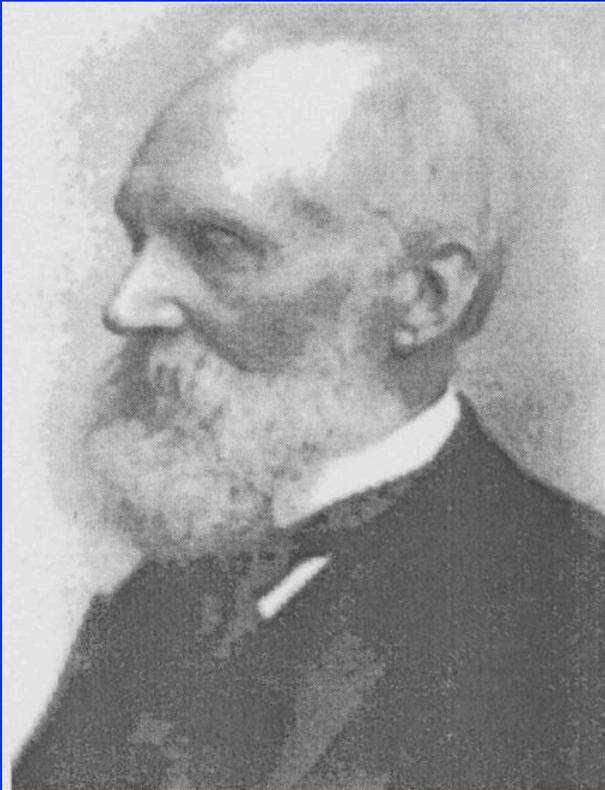


Weitgehend adiabatischer Temperaturverlauf im Erdmantel

Konduktives T-Profil in den beiden thermischen Grenzschichten

Stacey (1994)

Lord Kelvin und das Alter der Erde (1864)



Von dem gemessenen Wärmefluss an der Erdoberfläche kann man durch Lösung der 1D Wärmeleitungs-Gleichung unter bestimmten Annahmen auf das Alter der Erde schliessen.

Ergebnis ~ 65 Ma !

Übung

Aber:

- Vernachlässigung radioaktiver Energiequellen
- Vernachlässigung des konvektiven Wärmetransports

Radioaktive Quellen von thermischer Energie

Table 6.2 Thermally Important Radioactive Elements in the Earth

Isotope	Energy/atom* (MeV)	$\mu\text{W} / \text{kg}$ of isotope	$\mu\text{W} / \text{kg}$ of element	Estimated Total Earth Content (kg)	Total Heat (10^{12}W)	Total Heat 4.5×10^9 y ago (10^{12}W)
^{238}U	47.7	95.0	94.35	13.15×10^{16}	12.50	25.1
^{235}U	43.9	562.0	4.05	0.0954×10^{16}	0.54	45.1
^{232}Th	40.5	26.6	26.6	47.2×10^{16}	12.56	15.7
^{40}K	0.71	30.0	0.00350	7.14×10^{20} (Total K)	2.50	30.2
					28.1	117.3

* These energies include all series decays to final daughter products. Average locally absorbed energies are considered; neutrino energies are ignored.

Stacey (1994)

Radioaktive Quellen von thermischer Energie

Table 6.3 Average Radiogenic Heat in Geological Materials. These numbers may be compared with the total heat flux per unit mass of the Earth, $7.0 \times 10^{-12} \text{ Wkg}^{-1}$.

Material		Concentration (Parts per million by weight)				Heat Production ($10^{-12} \text{ Wkg}^{-1}$)
		U	Th	K	K/U	
Igneous Rocks	granites	4.6	18	33 000	7 000	1 050
	alkali basalts	0.75	2.5	12 000	16 000	180
	tholeiitic basalts	0.11	0.4	1 500	13 600	27
	eclogites	0.035	0.15	500	14 000	9.2
	peridotites, dunites	0.006	0.02	100	17 000	1.5
Meteorites	carbonaceous chondrites	0.020	0.070	400	20 000	5.2_3
	ordinary chondrites	0.015	0.046	900	60 000	5.8_5
	iron meteorites	nil	nil	nil	-	$< 3 \times 10^{-4}$
Moon	Apollo samples	0.23	0.85	590	2 500	47
Global averages	crust ($2.8 \times 10^{22} \text{ kg}$)	1.2	4.5	15 500	13 000	293
	mantle ($4.0 \times 10^{24} \text{ kg}$)	0.025	0.087	70	2 800	5.1
	core	nil	nil	nil	-	nil
	whole earth	0.022	0.079	119	5 400	4.7

Radioaktive Quellen von thermischer Energie

Wegen ihrer großen Ionenradien und ihrer Valenzen sind U, Th und K stark lithophil, d.h. reichern sich in partiell geschmolzenem Gestein in der Schmelze an. Aus diesem Grund wurde im Laufe der Entwicklung der Erde Krustengestein als Produkt des partiellen Schmelzens des Mantels an radioaktiven Elementen angereichert und der Mantel verarmte entsprechend. In der Tat hat die durch die radioaktiven Elemente in der Erdkruste erzeugte Wärme einen Anteil von etwas mehr als 10% am Oberflächenwärmefluss, während der Massenanteil der Kruste an der Gesamtmasse nur 0.5% beträgt. Aus diesem Grund können die in Krustengestein gemessenen Konzentrationen von U, Th und K nicht repräsentativ für die gesamte Erde sein. An wenigen Stellen der Erdoberfläche ist Mantelgestein bis in geringe Tiefen aufgestiegen und durch Erosion freigelegt worden. Die in diesen Gesteinen bestimmten Wärmequellichten betragen weniger als 1% der Werte kontinentaler Krustengesteine.

Tabelle 1

Isotop	spez. Wärmeproduktionsrate in W kg^{-1}	Halbwertszeit in Jahren	Massenanteil in kg kg^{-1}
^{238}U	$9.48 \cdot 10^{-5}$	$4.47 \cdot 10^9$	0.9928
^{235}U	$5.69 \cdot 10^{-4}$	$7.04 \cdot 10^8$	0.0071
^{232}Th	$2.69 \cdot 10^{-5}$	$1.40 \cdot 10^{10}$	1.0
^{40}K	$2.92 \cdot 10^{-5}$	$1.25 \cdot 10^9$	$1.19 \cdot 10^{-4}$

Energie Bilanz der Erde (heute)

Table 6.4 The Heat Budget (All values in units of $10^{12}W$)

INCOME	
Crustal radioactivity	8.2
Mantle radioactivity	19.9
Latent heat and gravitational energy released by core evolution	1.2
Gravitational energy of mantle differentiation	0.6
Gravitational energy released by thermal contraction	2.1
TOTAL	<u>32.0</u>
EXPENDITURE	
Crustal heat loss	8.2
Mantle heat loss	30.8
Core heat loss	<u>3.0</u>
TOTAL	<u>42.0</u>
NET LOSS OF HEAT	10.0

1 TW = 10^{12} W

Wärmefluss
durch Oberfläche
~ 42 TW

Stacey (1994)

Abkühlrate der Erde pro Ga („secular cooling“)

”Original” or ”primordial” heat; this is the release of heat due to the cooling of the Earth. The amount of heat released by this process can be estimated by calculating the heat released by a change in temperature of 1° at constant pressure. This depends on the **specific heat**, C_P which is the energy that is needed to heat up 1 kg of material by 1° (i.e., it’s a material property).

We can do a quick calculation to find out how much heat would be released by dropping the temperature of the mantle by 1°C (Let’s for now ignore latent heat due to phase changes):

- Mantle; for silicates: $C_P = 7.1 \times 10^2 \text{ Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}$; the mass of the mantle is about $4.1 \times 10^{24} \text{ kg}$
- Core; for iron: $C_P = 4.6 \times 10^2 \text{ Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}$; the mass of the core is about $1.9 \times 10^{24} \text{ kg}$

For $\Delta T = 1^\circ\text{C}$ this gives $\Delta E = 3.7 \times 10^{27} \text{ J}$. In absence of any other sources for heat production, the observed global heat flux of $4.2 \times 10^{13} \text{ W}$ can thus be maintained by a cooling rate of $4.2 \times 10^{13} \text{ [W]}$ divided by $3.7 \times 10^{27} \text{ [J]} = 1.1 \times 10^{-14} \text{ Cs}^{-1}$.

In other words, since the formation of Earth, 4.5 Ga ago, the average temperature would have dropped by $\Delta T \approx 1,500^\circ\text{C}$. Note that the actual cooling rate is much lower because there are sources of heat production.

~ 10 TW

geteilt durch

$$\Delta E = 3.7 \times 10^{27} \text{ Ws}$$

ergibt ca.

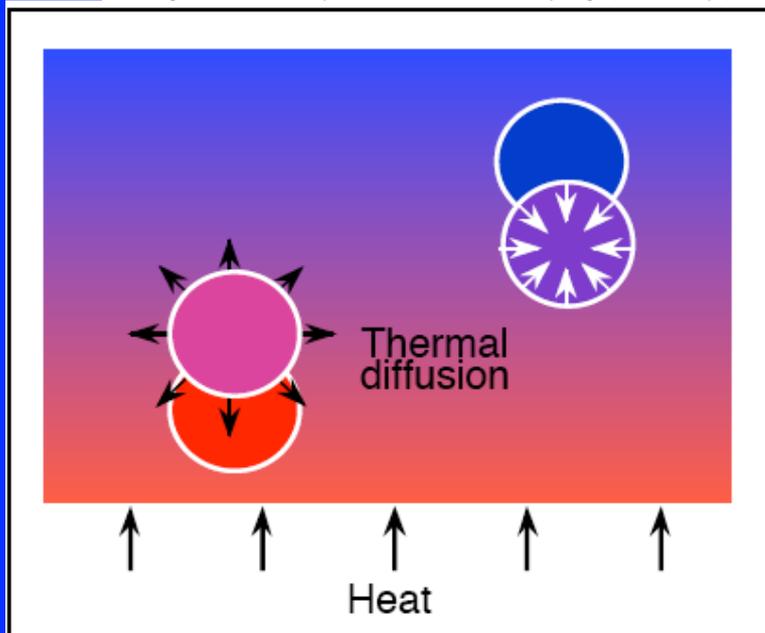
$$\Delta T \sim 100 \text{ K pro Ga}$$

(ist max. Wert)

Wärmetransport (1) - Konduktion

Conduction

Everyday experience witnesses the fact that thermal energy is transferred from hot bodies to cool bodies, with the rate of thermal energy transfer, or heat flow, dependent on the nature of the material. Fourier postulated that the heat flow, q , is proportional to the negative of the temperature gradient, because heat flows down temperature gradients, with the constant of proportionality given by a material dependent parameter known as the conductivity, k , a postulate consistent with most



$$q = -k \text{ grad } T \quad (5.1)$$

co-ordinate system x, y, z $\text{grad } T$ is:

$$\nabla T = \left(\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (5.2)$$

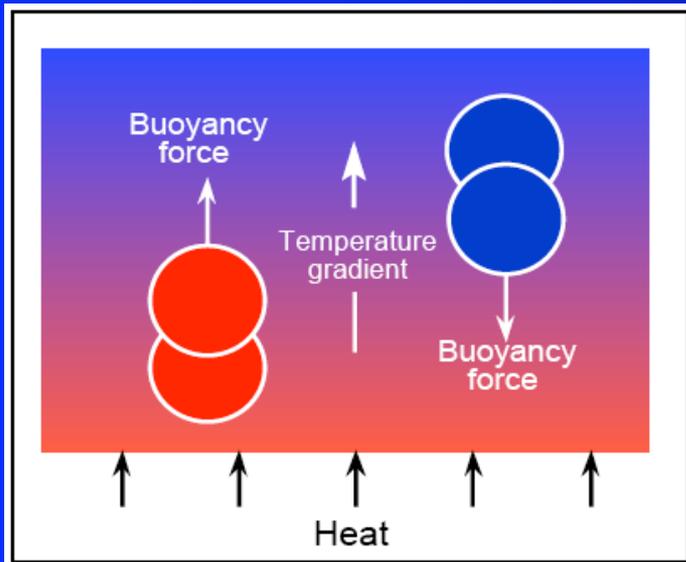
describes the temperature gradient (often written in the form of a vector operator). That is, grad defines the magnitude of a scalar quantity such as temperature

Wärmetransport (2) - Konvektion

The *diffusion-advection equation* appropriate to whole rock advection, is obtained by adding an additional term to Eqn 5.5 which expresses the rate at which heat is advected through a point. This advective contribution is given by the product of the velocity and the temperature gradient, giving:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \nabla^2 T - v \cdot \nabla T + \frac{H}{C_p} \quad (5.6)$$

where the second term on the right is the *advective* term.



Wärmetransport (3) - Strahlung

- Energietransport direkt durch elektromagnetische Strahlung (z.B. über das Planck'sche Strahlungsgesetz „black body“ oder die Sonnenstrahlung auf die Erdoberfläche)
- vernachlässigbar in der Lithosphäre (bei tiefen Temperaturen)
- zunehmende Bedeutung im tiefen Erdinnern (unterer Mantel)

Plattentektonik auf dem Mond ?

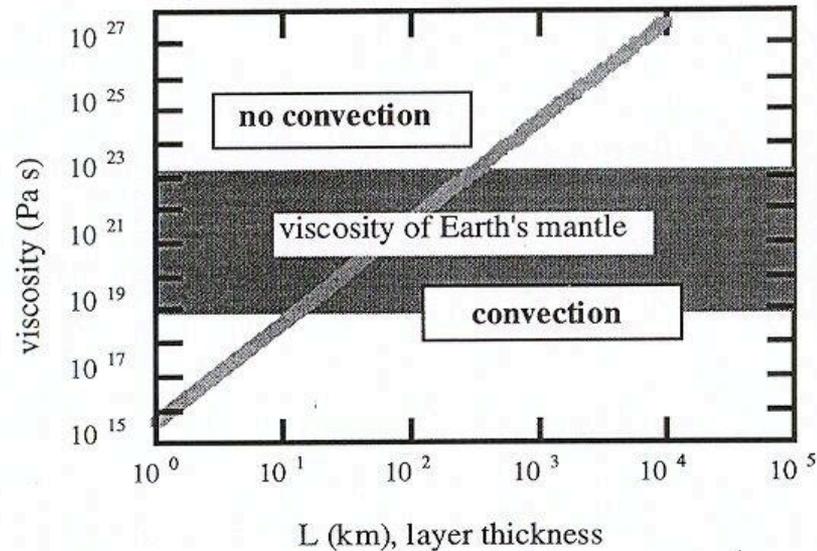
Plate tectonics is in part a consequence of thermal convection in the mantle largely driven by radiogenic heat sources as well as residual heat generated due to the release of gravitational energy during core-mantle separation early in earth history. In contrast, convection does not occur in the interior of the geologically inactive planetary bodies like the Moon and, most probably, Mars. The rate and geometry of mantle convection control the rate of heat flow from the earth's interior to its surface, the rate at which crustal extraction takes place and the rate at which material is recycled via subduction. Any fully developed geodynamic hypothesis must therefore address the nature of mantle convective geometry in the present earth. Convection requires viscous flow or deformation. Clearly liquids or gases flow at rates observable on the scale of human patience however the asthenosphere is also capable of viscous flow albeit with very slow strain rates (of the order of $10^{-13} - 10^{-15} \text{s}^{-1}$). The very high viscosity of the asthenosphere ($10^{20} - 10^{22}$ poise) leads to the possibility of Rayleigh numbers appropriate for convection only when coupled with the very large length scales of appropriate to the mantle thickness (note that the Ra_T increases as a function of the cube of the length scale, but decreases only to the first power of viscosity).

Plattentektonik auf dem Mond ?

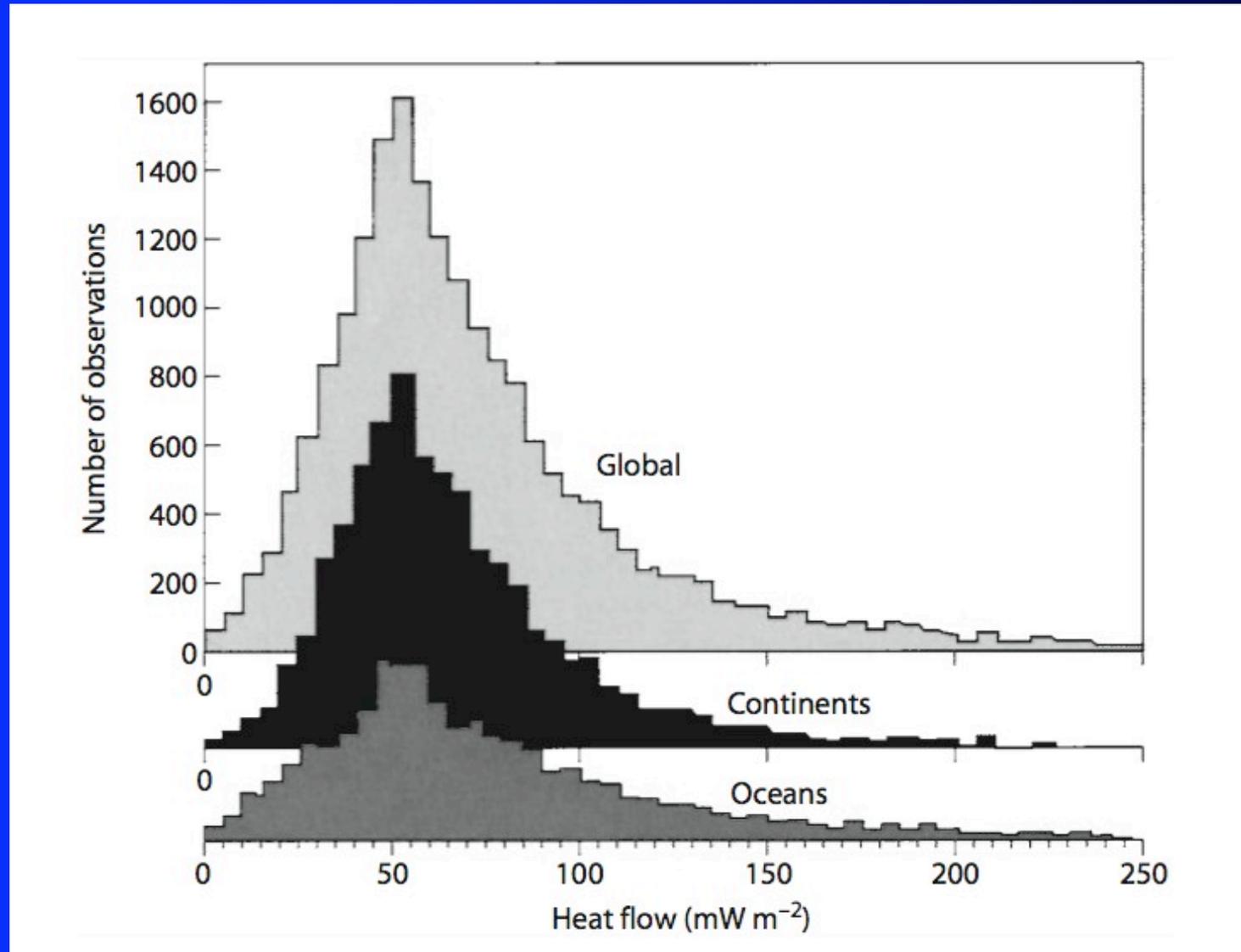
$\Delta T \sim 2000 \text{ K}$

$\kappa \sim 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$

$$\Rightarrow Ra = 2 \times 10^{18} \frac{L^3 (\text{km})}{\eta (\text{Pa} \cdot \text{s})}$$



Wärmefluss: Ozeane vs. Kontinente



Wärmefluss: Kontinente

Table 6.1 Variations of continental mean heat flow with crustal age (Sclater et al., 1980)

Age (10^6 y)	Mean Heat Flow (mWm^{-2})
0 - 250	76 ± 53
250 - 800	63 ± 21
800 - 1700	50 ± 10
> 1700	46 ± 16

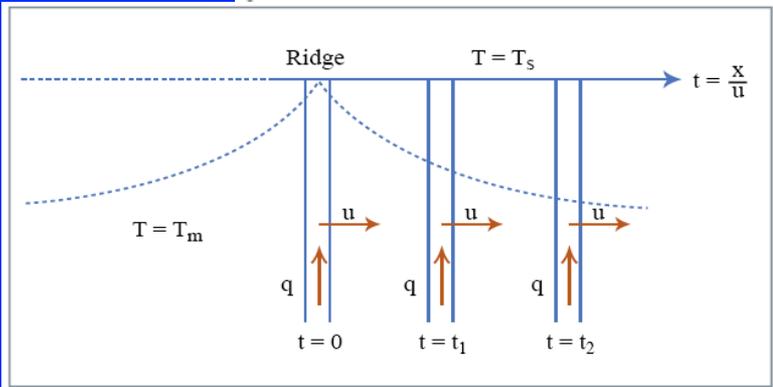
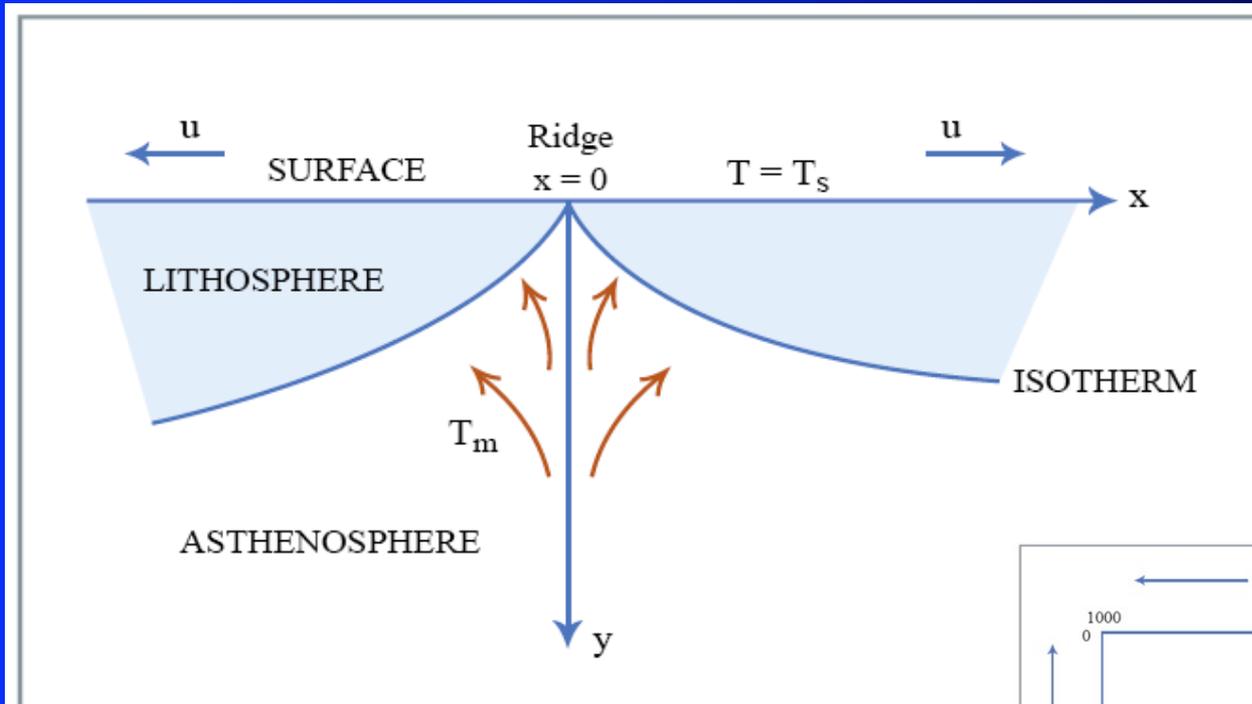
Stacey (1994)

Wärmefluss: Ozeane vs. Kontinente

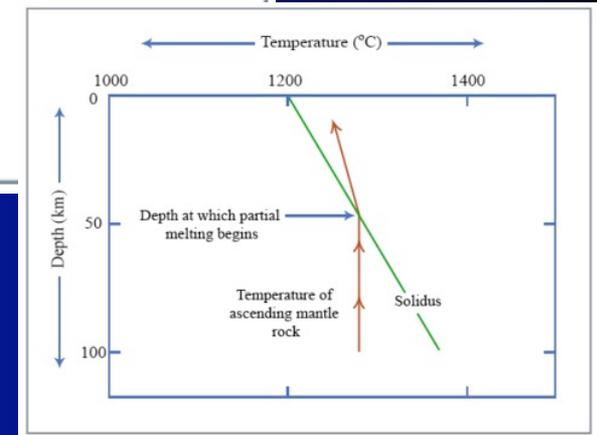
	Area (km ²)		Heat Flow (mWm ⁻²)	Heat Loss (10 ¹² W)
Continents	201		58	11.5
Oceans	309		100	30.4
		<i>Conductive cooling</i>	[66]	[20.3]
		<i>Hydrothermal circulation</i>	[34]	[10.1]
Total Earth	510		83	41.9

The amount of heat lost through the ocean basins is enormous! — up to 73%! (The oceans cover about 60% of the Earth's surface). This was a famous paradox before the discovery of plate tectonics. It was well known that the abundance of radioactive elements (which are a source of heat through radioactive decay) in the ocean basins was much lower than that in the continents. So what causes the significantly higher heat flow in the oceans? With the discovery of plate tectonics it was realized that most of the heat loss occurs through the cooling and creation of oceanic lithosphere. The mean rate of plate generation therefore depends on the balance between the rate of heat production within the Earth and the rate of heat loss at the surface.

Wärmefluss: Ozeane



bathymetry



Wärmefluss: Ozeane

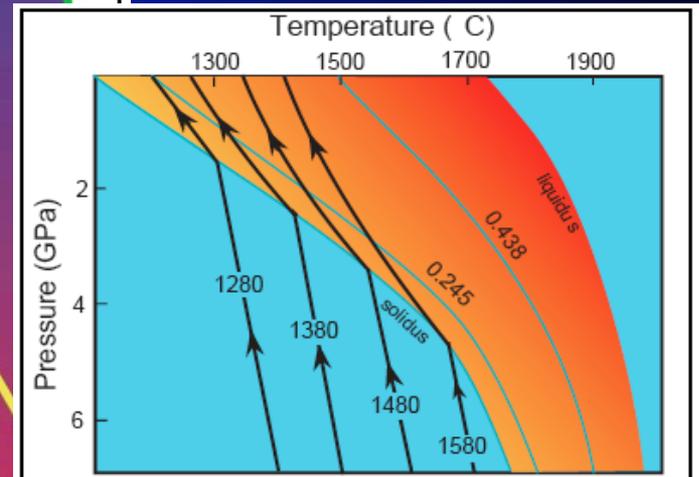
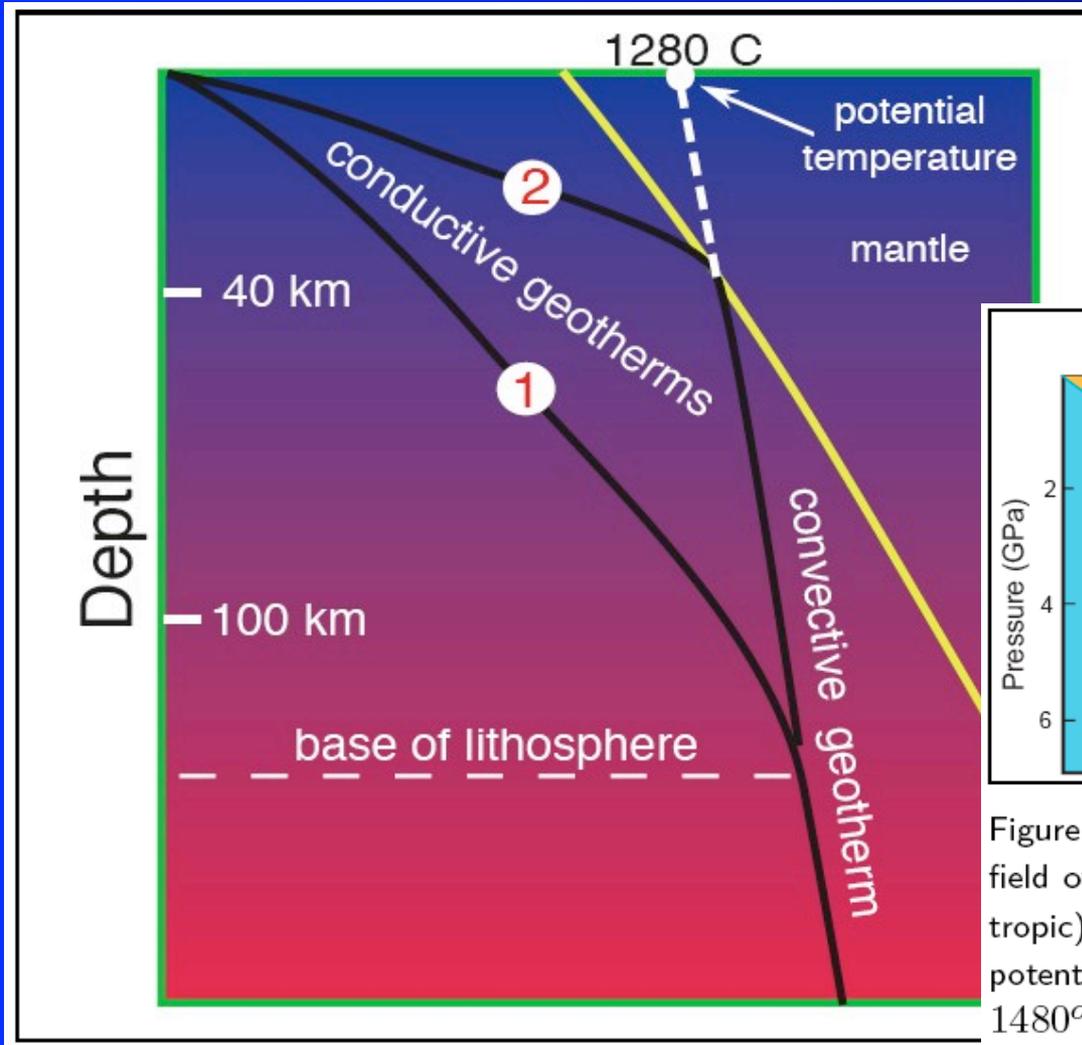
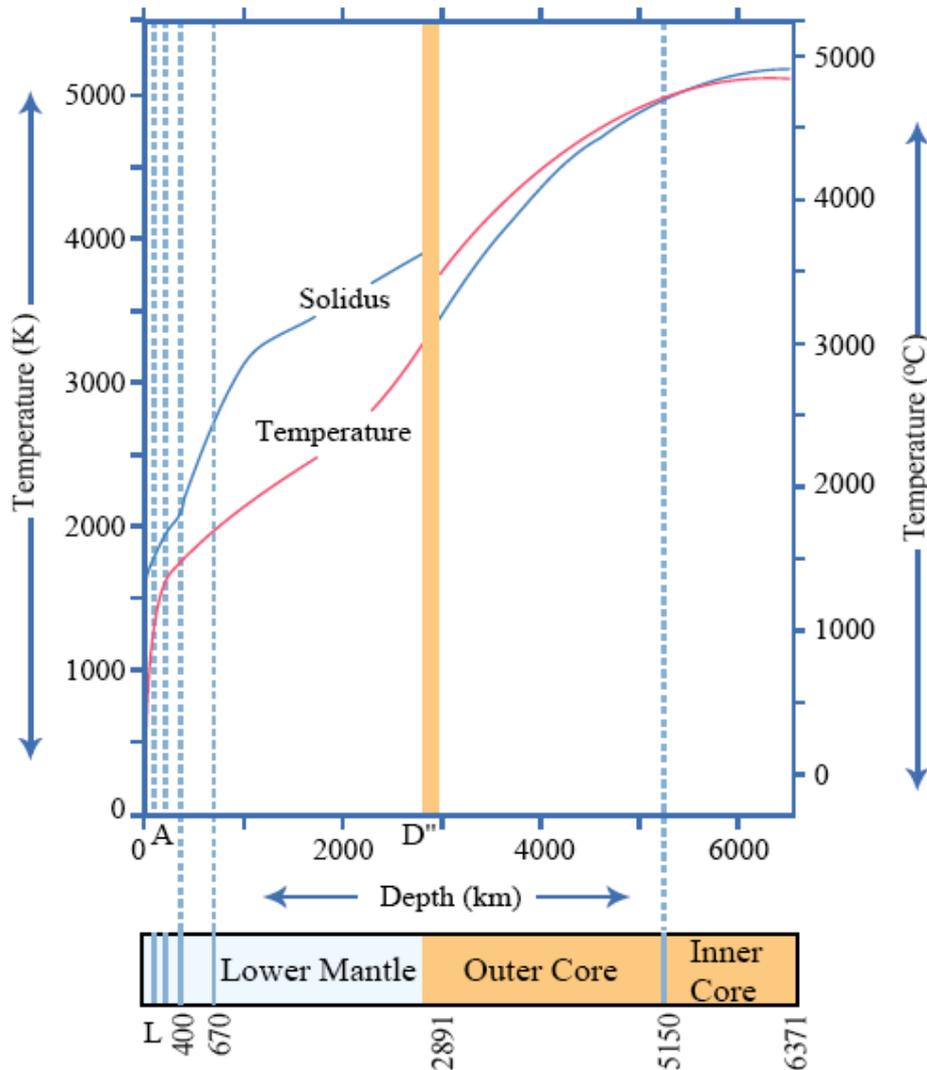


Figure 6.7 P-T diagram showing melting field of garnet peridotite and adiabatic (isentropic) decompression paths for mantle with potential temperatures of 1280°C, 1380°C, 1480°C and 1580°C, respectively (after McKenzie and Bickle, 1988).



**Alles
zusammen:**

**Global gemittelt
Tiefenprofil
der
Temperatur
(„global geotherm“)**

L = Lithosphere (0-80 km) A = Asthenosphere (80-220 km)
D'' = Lower-Mantle D'' Layer 400, 670 = Phase Transitions

Einfache (0D) Evolutionsmodelle für die Erde

2. Thermal evolution model with degassing and regassing

The starting point of the FB model is the equation of conservation of energy providing the time rate of change of the characteristic mantle temperature \dot{T} :

$$\frac{4}{3}\pi\rho c(R_m^3 - R_c^3)\dot{T} = -4\pi R_m^2 q + \frac{4}{3}\pi Q(R_m^3 - R_c^3) \quad (1)$$

where ρ is the density, c is the specific heat at constant pressure, q is the heat flow from the mantle, and R_m and R_c are the outer and the inner radii of the mantle, respectively. The quantity Q describes the energy production rate by decay of radiogenic heat sources in the mantle:

$$Q = Q_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

McGovern & Schubert
(1989)

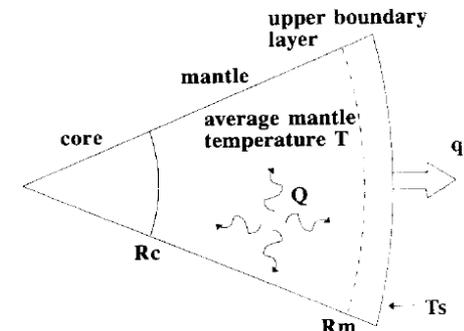
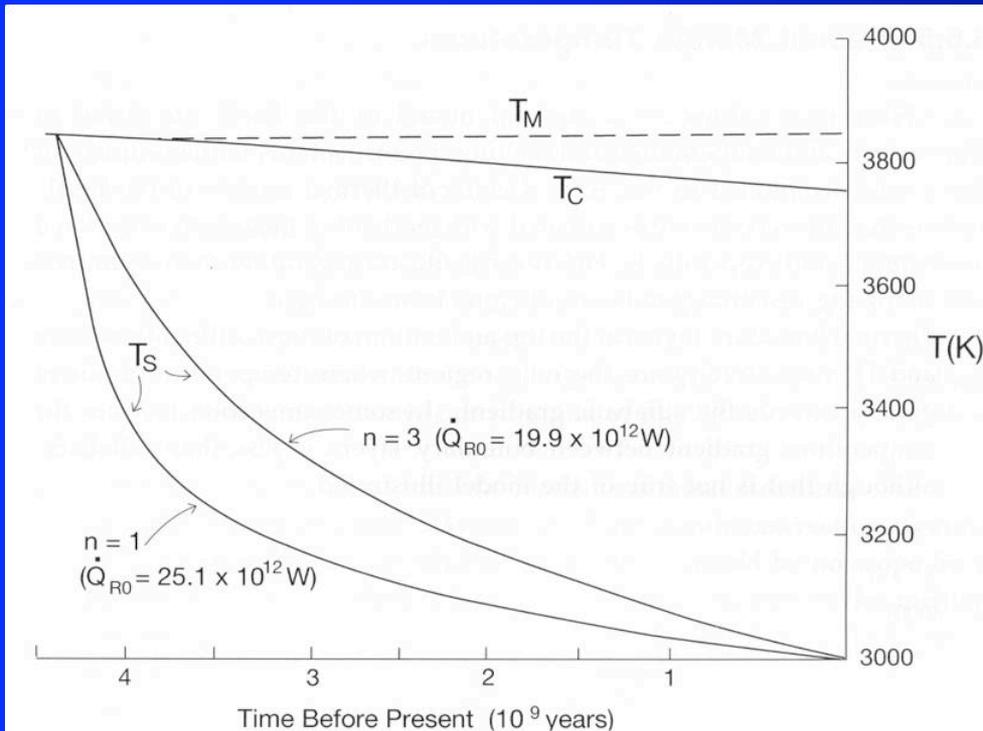


Fig. 1. Schematic representation of the parameterized convection model used.

Einfache (0D) Evolutionsmodelle für die Erde



Stacey (1994)

Figure 6.6. Thermal histories of the mantle and core, assumed to start at the mantle solidus temperature, T_M , 4.3×10^9 years ago. T_C is the temperature at the core-mantle boundary and T_S is the mantle temperature extrapolated to the boundary assuming no thermal boundary layer. Results of calculations are given for linear mantle rheology ($n = 1$ in Eq. 6.58) and non-linear rheology with $n = 3$, for the same assumed present and starting conditions. \dot{Q}_{R0} is the present mantle radiogenic heat, for which a substantially higher value is required with $n = 1$.

Zusammenfassung (I)

Die Erde verfügt über einen erheblichen, wenn auch wirtschaftlich nicht leicht nutzbaren Energieinhalt von etwa 10^{31} J, der gegenwärtige mittlere Oberflächenwärmefluss beträgt ca. 42 TW. Geologische Prozesse, die mit der Konvektion in Mantel und Kern verbunden sind, setzen Wärme in andere Energieformen wie Deformationsarbeit, kinetische und potentielle Energie und magnetische Feldenergie um.

Zusammenfassung (II)

Beispiele solcher Prozesse sind Vulkanismus, Erdbeben-tätigkeit, die Verschiebung von Kontinenten, Hebungen und Senkungen von Krustenblöcken, die Aufwerfung von Faltengebirgen sowie die Erzeugung des Magnetfeldes.

Einfache Evolutionsmodelle für die thermische Entwicklung der Erde auf der Grundlage von parametrisierten Konvektionsmodellen für den Oberflächenwärmefluss gestatten eine qualitativ richtige Beschreibung der Entwicklung des mittleren Energieinhalts der Erde.