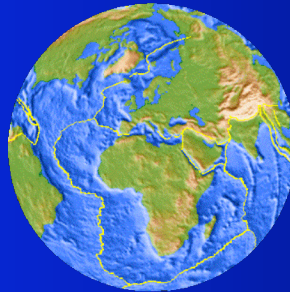


Die Dynamik des Erdinnern (II)

Institut für Geowissenschaften
Universität Potsdam



Grundlagen der Mantelkonvektion

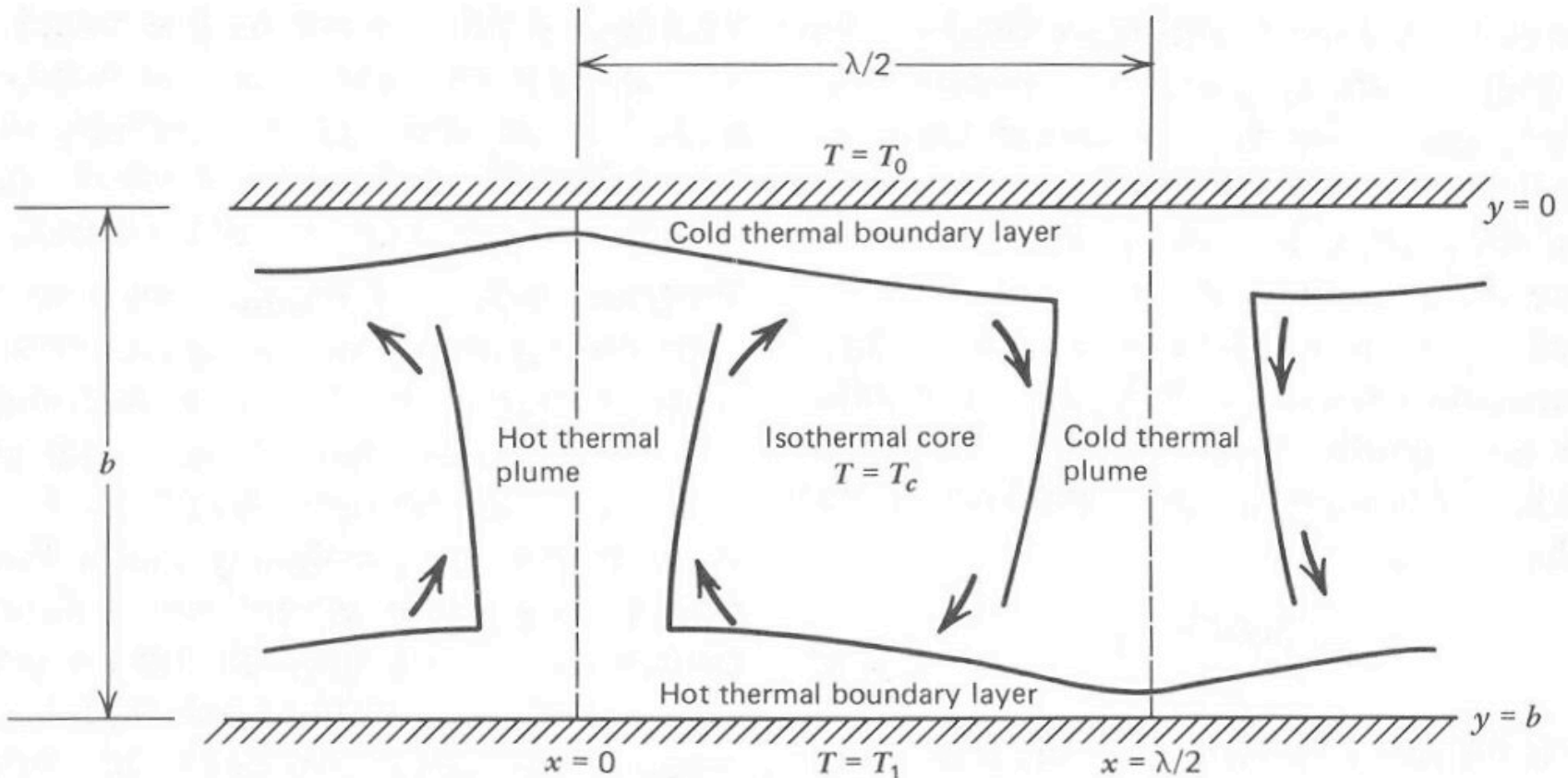


Figure 6-39 Boundary layer structure of two-dimensional thermal convection cells in a fluid layer heated from below.

Abschätzung von tektonischen Kräften

„ridge-push“ vs. „slab-pull“

$\sim 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$

$\sim 10^{13} \text{ Nm}^{-1}$

Convective regimes

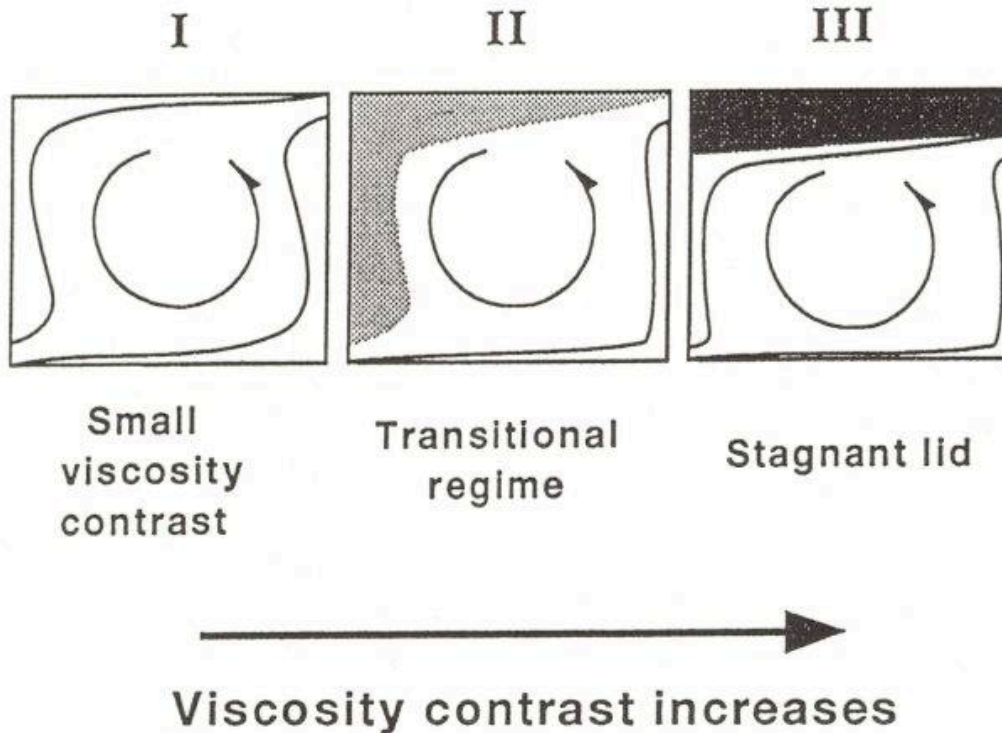


Figure 1. A schematic representation of the convective regimes described by *Solomatov* [1995]. In the small viscosity contrast regime, the flow is symmetric and similar to constant viscosity convection. In the transitional regime, the upper boundary layer moves slower and is thicker than the lower boundary layer but its motion is still important for the heat transport. In the stagnant lid regime, the upper boundary layer is stagnant, and convection involves only the hottest part of the boundary layer.

Was passiert, wenn die Viskosität in der Erde mit der Tiefe abnimmt ?

„stagnant lid“



„Lithosphäre“

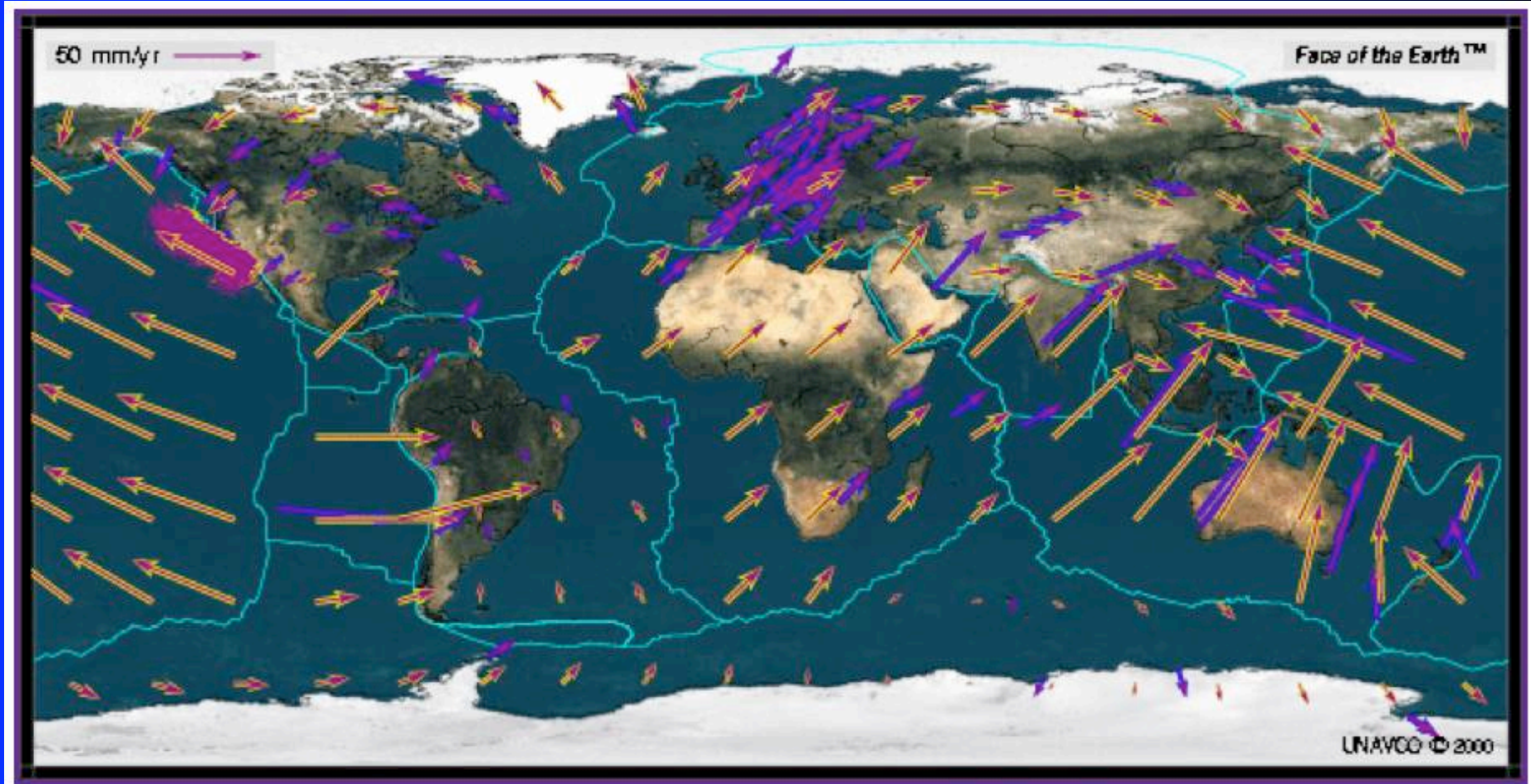
Was versteht man unter der „Lithosphäre“ ?

Starrer Teil des Oberen Mantels; zusammen mit der Kruste die Einheit, die zur Plattentektonik befähigt ist

Plattengrenzen divergente Ränder (MOR)
 konvergente Ränder (Subduktionszonen)
 Blattverschiebungen (Transform faults)

Obergrenze der Lithosphäre = MOHO -> Kruste
Untergrenze = low velocity zone (LVZ)

Plate Motion Calculator

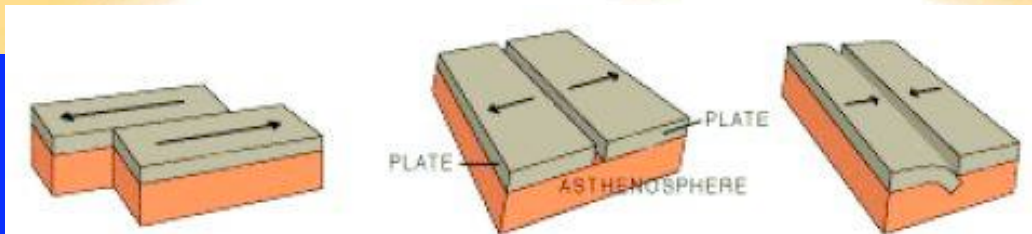
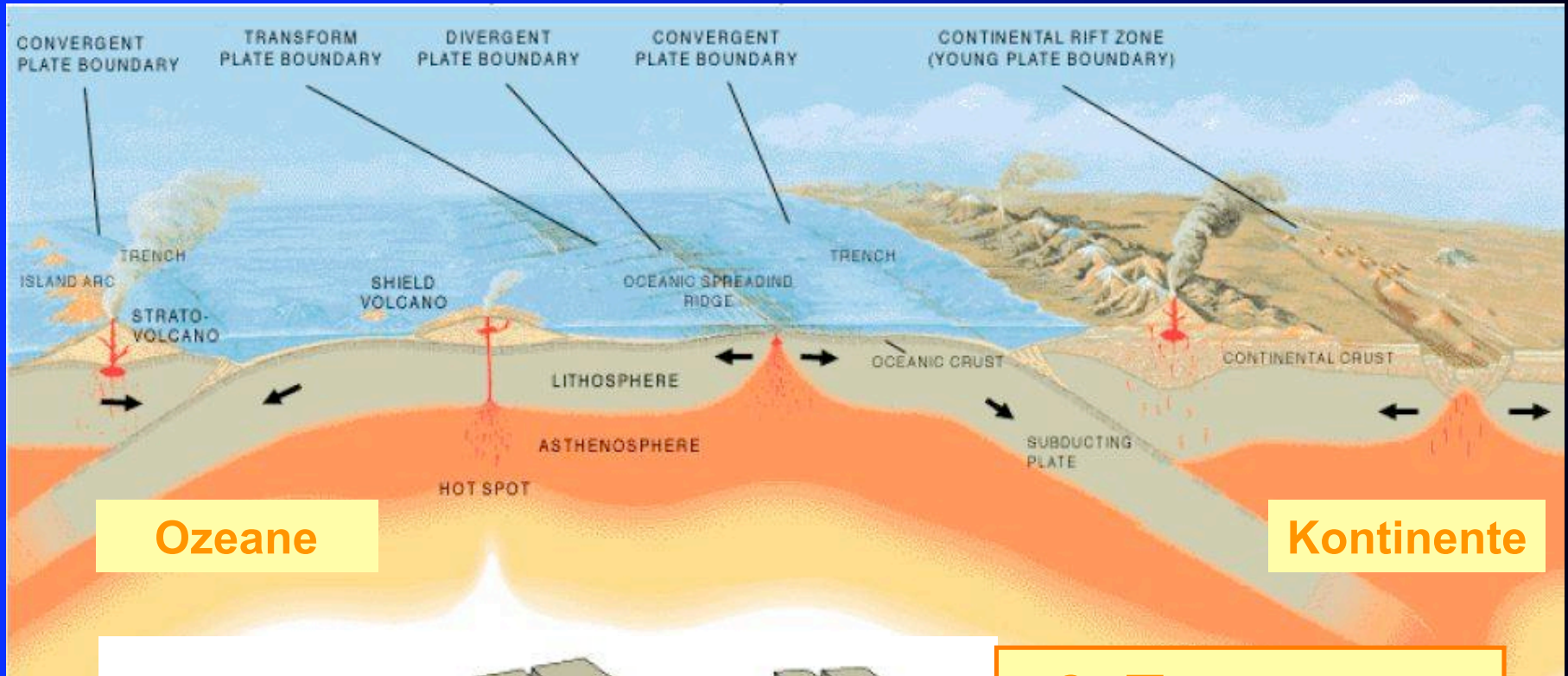


gelbe Vektoren: Nuvel-1A NNR Geschwindigkeiten
violette Vektoren: GPS Geschwindigkeiten

<http://www.unavco.org>

VL Tektonik & Geodynamik, WS 0910

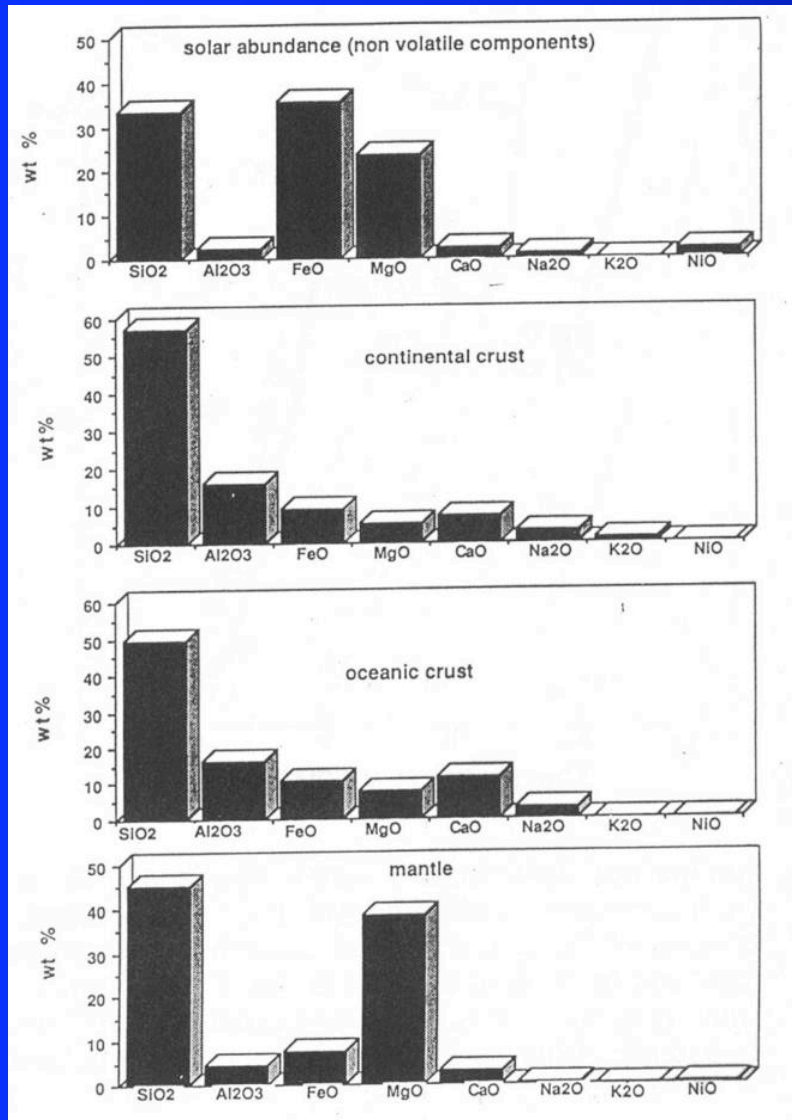
Plattentektonik



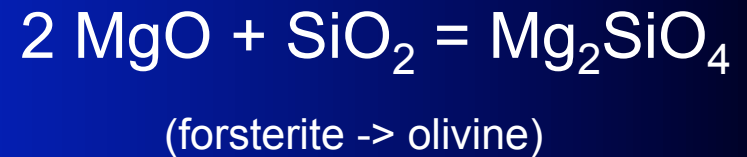
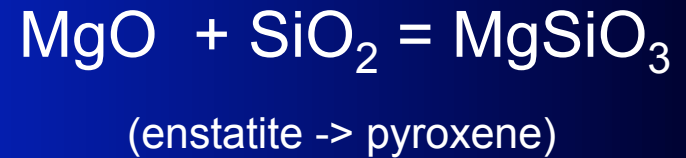
3 Typen von Plattengrenzen

Bedeutung der Übergangszone des Erdmantels für die Mantelkonvektion

Stofflicher Aufbau des Erdinnern

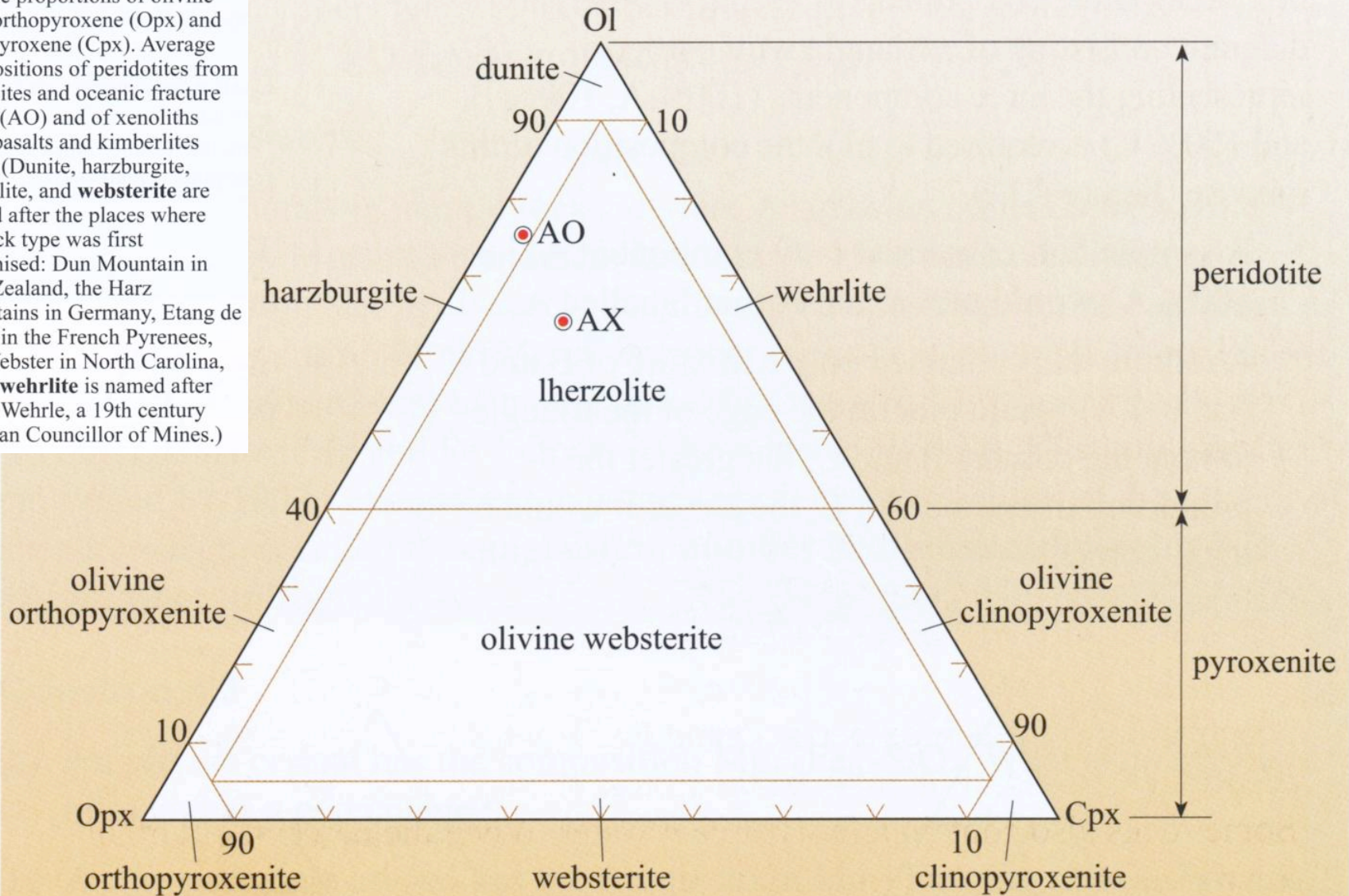


Petrologie des Erdmantels:
Es existieren 2 Hauptbestandteile



plus 10% Fe Anteil

Figure 4.12 Classification of ultramafic rocks based on the relative proportions of olivine (Ol), orthopyroxene (Opx) and clinopyroxene (Cpx). Average compositions of peridotites from ophiolites and oceanic fracture zones (AO) and of xenoliths from basalts and kimberlites (AX). (Dunite, harzburgite, lherzolite, and **websterite** are named after the places where the rock type was first recognised: Dun Mountain in New Zealand, the Harz Mountains in Germany, Etang de Lherz in the French Pyrenees, and Webster in North Carolina, USA; **wehrlite** is named after Adolf Wehrle, a 19th century Austrian Councillor of Mines.)



Der obere Erdmantel

Peridotit: **Lherzolit** (60% Olivin, Orthopyroxen, Clinopyroxen, Granat)
Harzburgit (80% Olivin, orthopyroxen)

“normale Mantel”
 “verarmter Mantel”

Olivin: Forsterit Mg_2SiO_4 und Fayalit Fe_2SiO_4

Forsterit überwiegt, das Verhältnis definiert die **Magnesiumzahl**
 z.B. $(Mg_{0.89}, Fe_{0.11})_2SiO_4$ hat die Magnesiumzahl 89

Table 4.1 Chemical formulae of minerals found in peridotite.

Mineral	Formula
olivine	$(Mg,Fe)_2SiO_4$
pyroxene	$(Ca,Mg,Fe)_2Si_2O_6$
garnet	$(Ca,Mg,Fe)_3Al_2Si_3O_{12}$
plagioclase feldspar	$(KSi,NaSi,CaAl)AlSi_2O_8$
spinel	$(Mg,Fe^{2+})(Al,Cr,Fe^{3+})_2O_4$

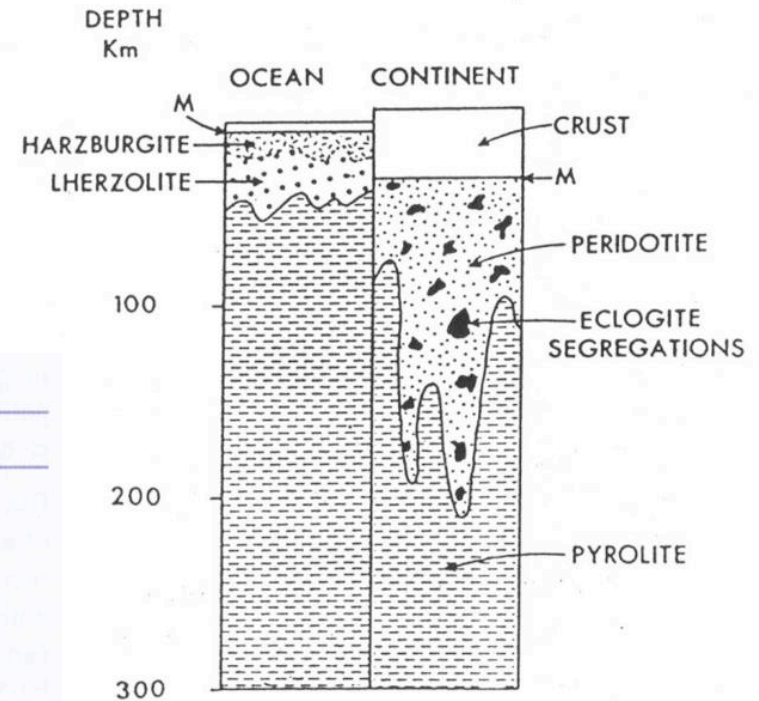
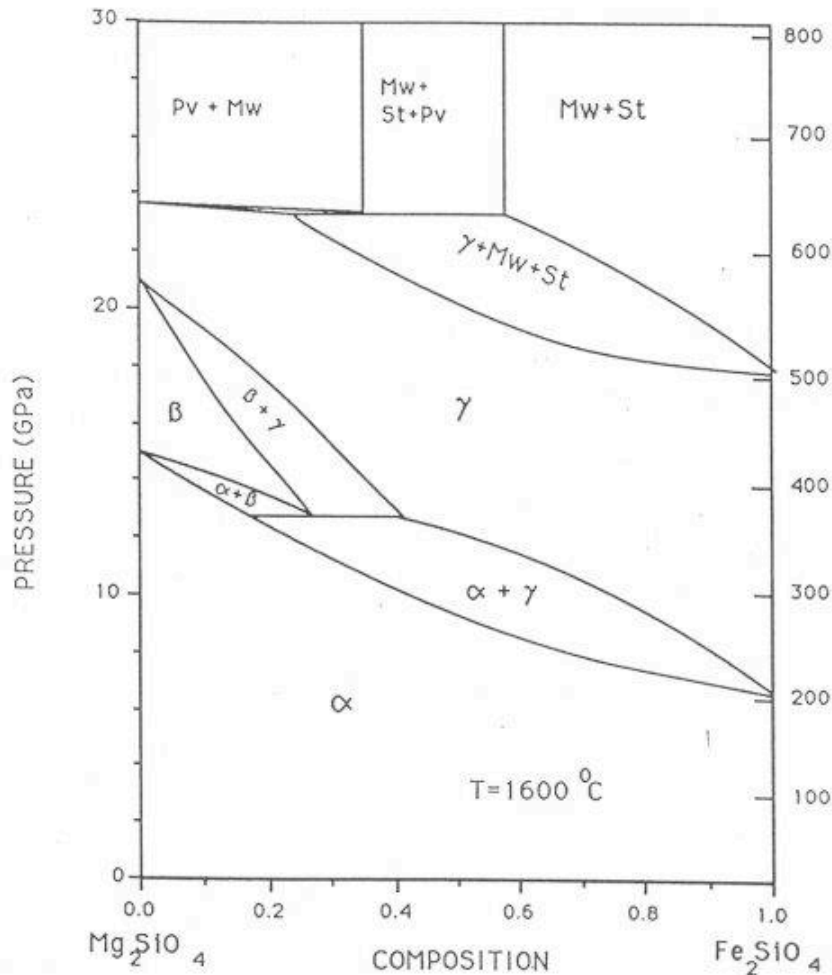


FIG. 2. Chemically zoned model for the Upper Mantle.

Die Übergangszone



NATURE | VOL 412 | 2 AUGUST 2001 | www.nature.com

$(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4 = (\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ Pressure, 13–14 GPa; depth, 410 km

Olivine Wadsleyite

$(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4 = (\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ Pressure, 18 GPa; depth, 520 km

Wadsleyite Ringwoodite

$(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4 = (\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3 + (\text{Mg, Fe})\text{O}$ Pressure, 23 GPa, depth, 660 km

Ringwoodite Perovskite Magnesiowüstite

The transformations of olivine to wadsleyite, and ringwoodite to perovskite (+ oxide), clearly correlate with the two major global seismic discontinuities, and must generate at least some part of the seismic 'signal'. But do phase transformations at constant peridotite

DEPTH (km)

FIG. 4. The phase diagram of $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$. α , olivine; β , modified spinel; γ , spinel; Pv, Perovskite; Mw, magnesiowüstite; St, stishovite. For a typical chemical composition appropriate to the Earth's interior [$\text{Fe}/(\text{Mg} + \text{Fe}) \sim 0.1$], $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ transforms from olivine (α) to modified spinel (β) at ~ 400 km, to spinel (γ) at ~ 500 km, and finally to perovskite (Pv) + magnesiowüstite (Mw) at ~ 670 km at $T \sim 1600^\circ\text{C}$. $T \sim 1600^\circ\text{C}$ is the temperature estimated at 670 km on the basis of the comparison of the phase diagram with the seismological observations (see Sec. 2).

Die Übergangszone

Die 410 km und 660 km Diskontinuitäten (aus seismischen Beobachtungen)

- seismisch scharfe Diskontinuitäten (Übergang in weniger als 20 km)
- seismische Geschwindigkeiten nehmen abrupt zu
 - 410 km: $\Delta v_p = 0.5$ km/s, $\Delta v_s = 0.25$ km/s
 - 660 km: $\Delta v_p = 0.4-0.6$ km/s, $\Delta v_s = 0.3-0.4$ km/s, Dichte steigt um 9%
- Seismizität in Slabs hört abrupt bei 660 km auf
- aus Hochdruckexperimenten an Olivin schließt man auf einen Phasenübergang
 - Olivin \rightarrow Spinel: 410 km, $p = 13-14$ GPa, $T = 1700-1900$ °C, exothermer Übergang $dp/dT = 1.5$ MPa/K
 - Spinel \rightarrow Perovskite: 660 km, $p \sim 23$ GPa, $T = 1800-1900$ °C, endothermer Übergang $dp/dT \sim -2.5$ MPa/K

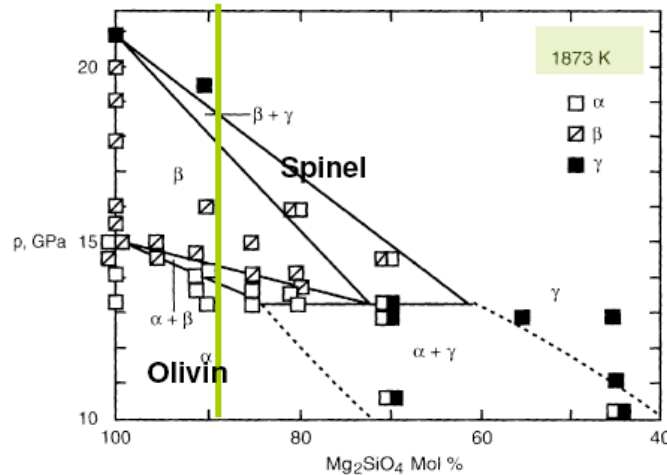
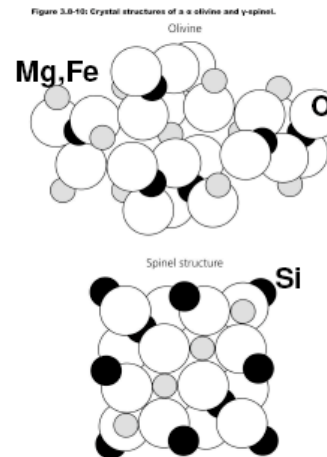


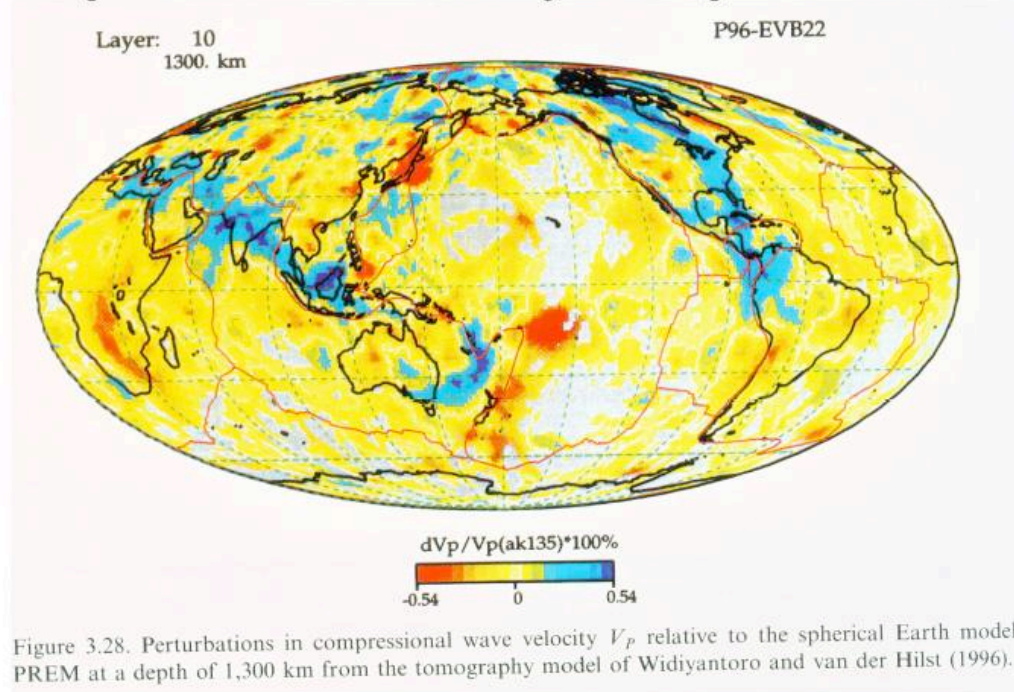
Figure 3.13. Phase diagram for the system $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ at pressures of 10–21 GPa and $T = 1.873$ K (Katsura and Ito, 1989).



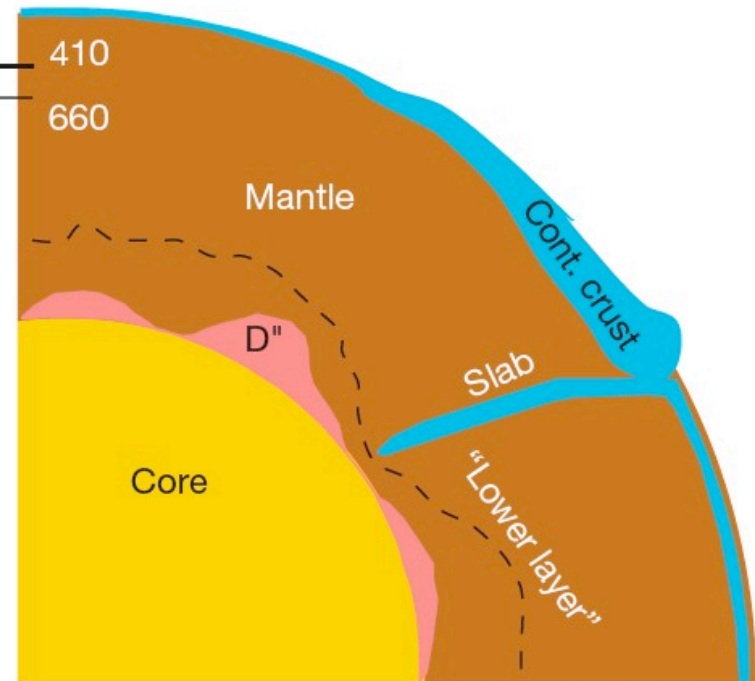
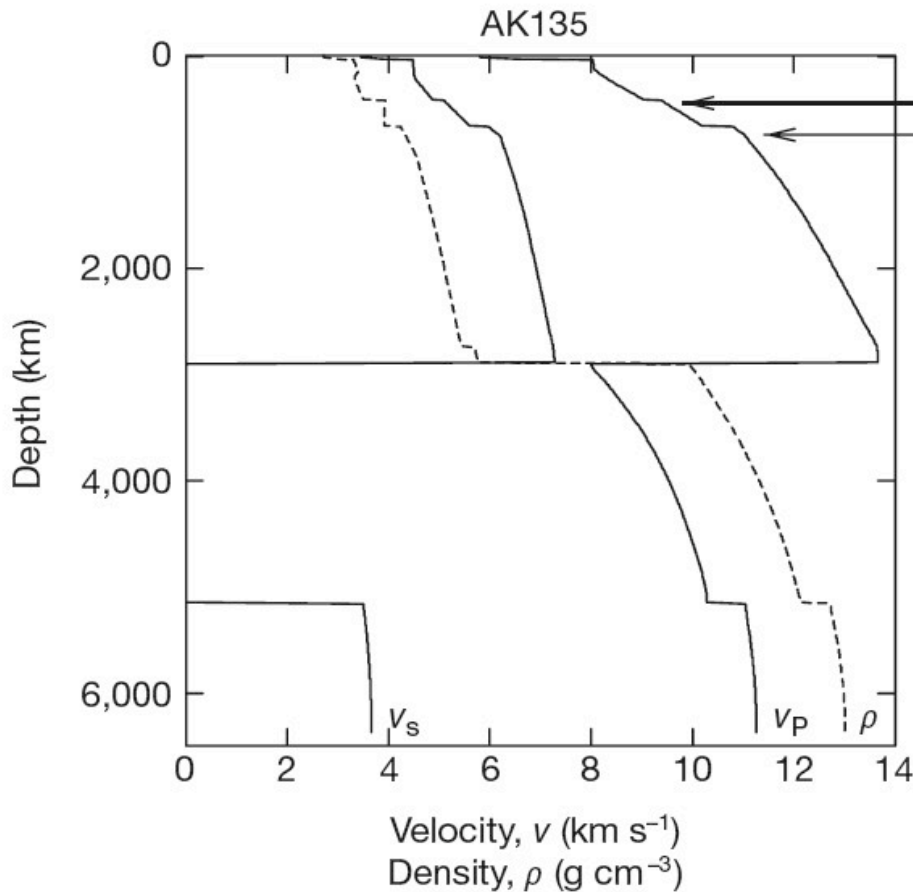
Der untere Erdmantel

Unterer Mantel : 70% der Masse der festen Erde (50% der Gesamtmasse)
nur kontinuierliche Änderungen der seismischen Grössen, keine Anisotropie,
sehr homogen

Abweichungen der seismischen P-Wellengeschwindigkeit im unteren Mantel



Der Erdmantel insgesamt



The Earth's mantle

George R. Helffrich^{††} & Bernard J. Wood[†]

NATURE | VOL 412 | 2 AUGUST 2001 | www.nature.com

Geodynamische Implikationen (I)

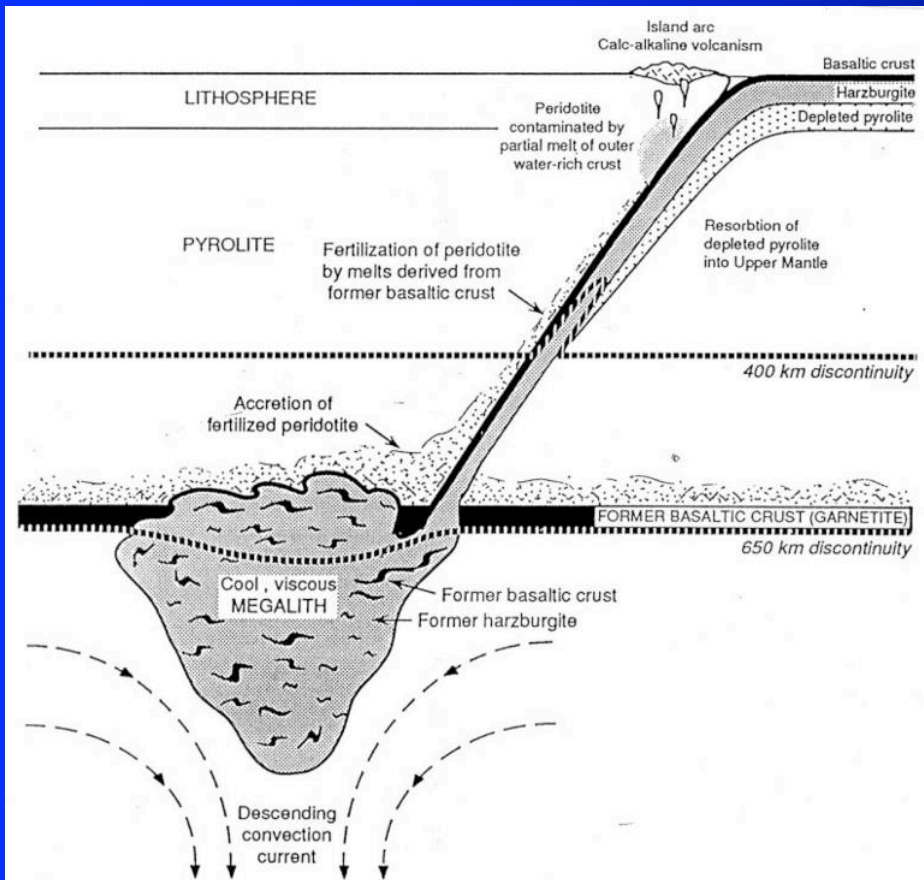


FIG. 13. Model showing structure of mantle and subduction of a cool, thick plate of differentiated oceanic lithosphere. Previous subduction during the Archaean and also more recent subduction of thickened oceanic crust (Figs. 8b, 14) have produced a gravitationally stable layer of garnetite overlying the 650 km discontinuity. The tip of a cool, thick plate experiences buoyant resistance when it penetrates this layer and encounters the seismic discontinuity at 650 km. Here, the former oceanic crust and harzburgite layers may buckle and plastically thicken to form a large melange (megalith) situated mainly below the seismic discontinuity. The megalith is a transient feature and ultimately becomes entrained in the convective regime of the Lower Mantle. The lower layer of the descending plate of sub-oceanic lithosphere becomes delaminated and resorbed into the Upper Mantle because of its inability to penetrate the garnetite layer (~600-650 km) owing to the buoyancy relationships depicted in Figs. 10 and 11. Partial melting of subducted oceanic crust between 200 and 600 km causes geochemical refertilization of adjacent depleted peridotite which is entrained in the flow and becomes concentrated in a thin layer immediately overlying the garnetite. This layer of refertilized peridotite ultimately provides a source region for geochemically enriched intraplate (hot-spot) basaltic magmas.

Ringwood (1981)

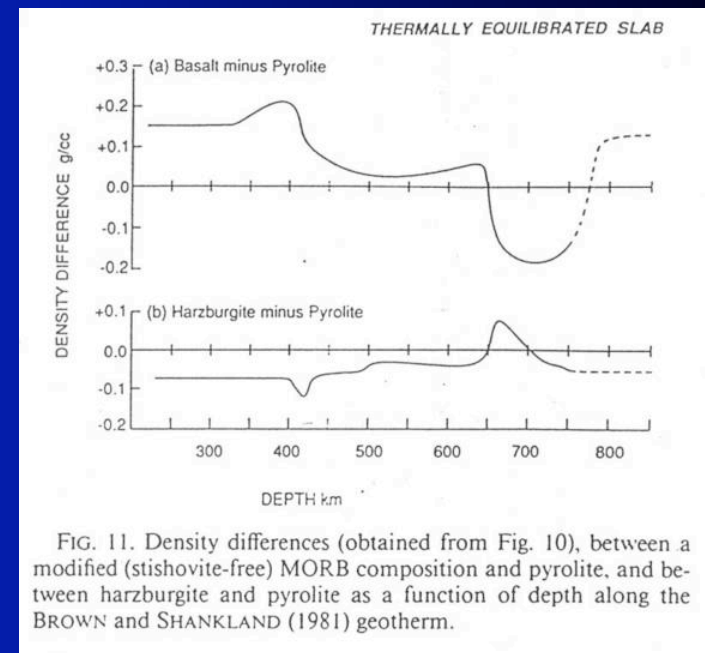


FIG. 11. Density differences (obtained from Fig. 10), between a modified (stishovite-free) MORB composition and pyroxene, and between harzburgite and pyroxene as a function of depth along the BROWN and SHANKLAND (1981) geotherm.

Geodynamische Implikationen (II)

Cooling of the Earth

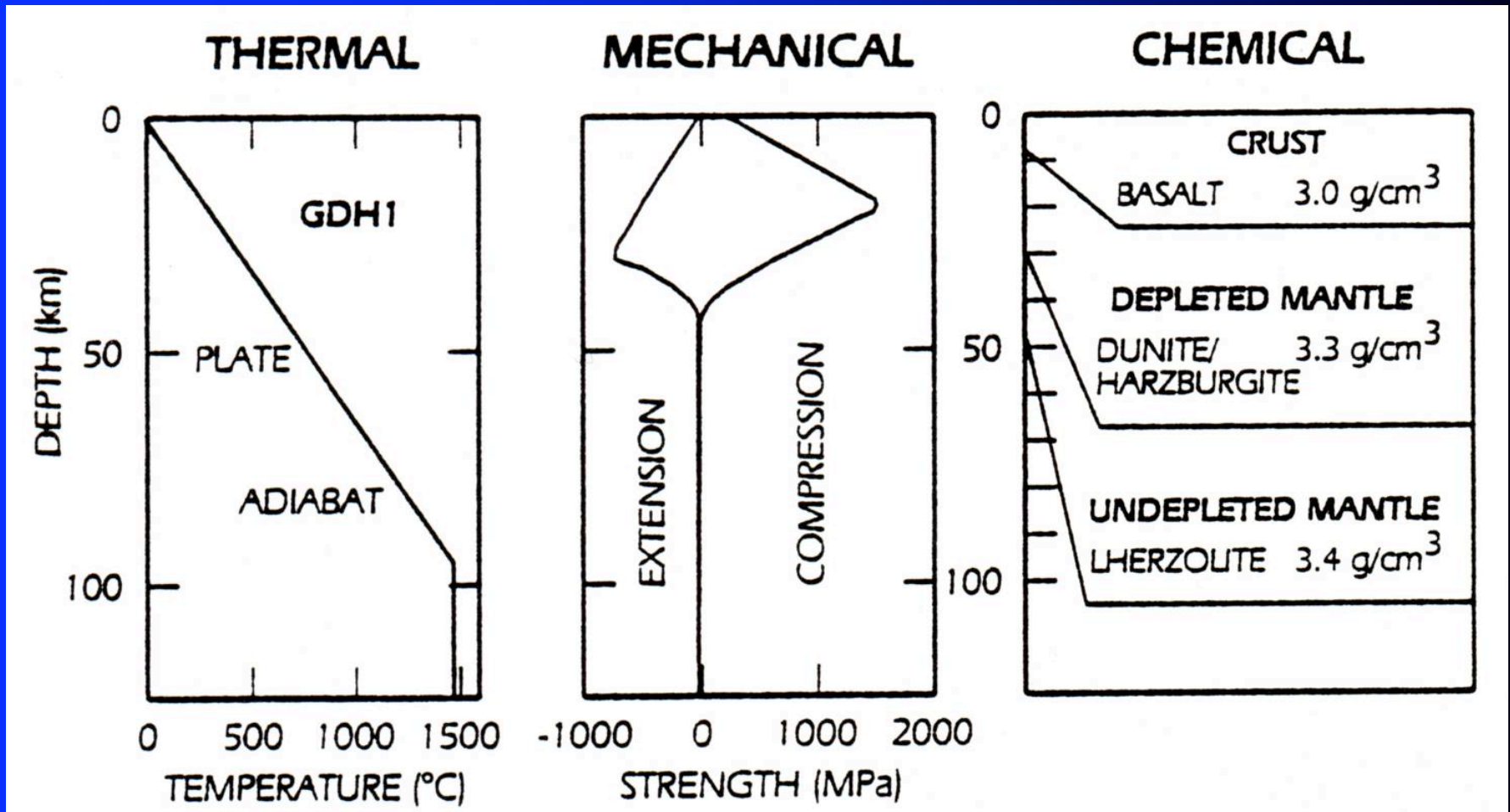
A parameterized convection
study of whole versus layered
models

Übung

Mögliche Charakterisierungen der Lithosphäre

- seismisch
 - thermisch
 - mechanisch
 - chemisch
- } physikalisch

Definition der Lithosphäre



Seismische Charakterisierung

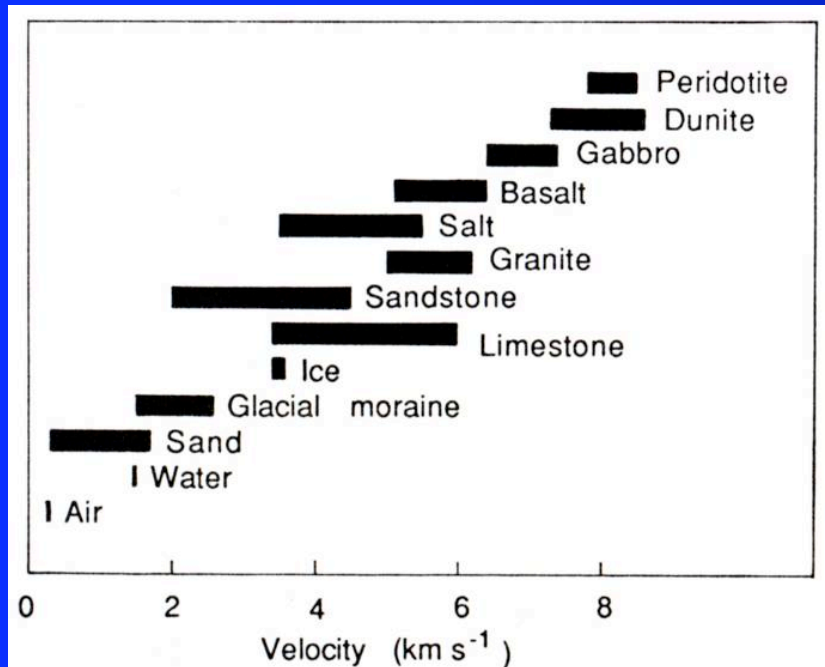
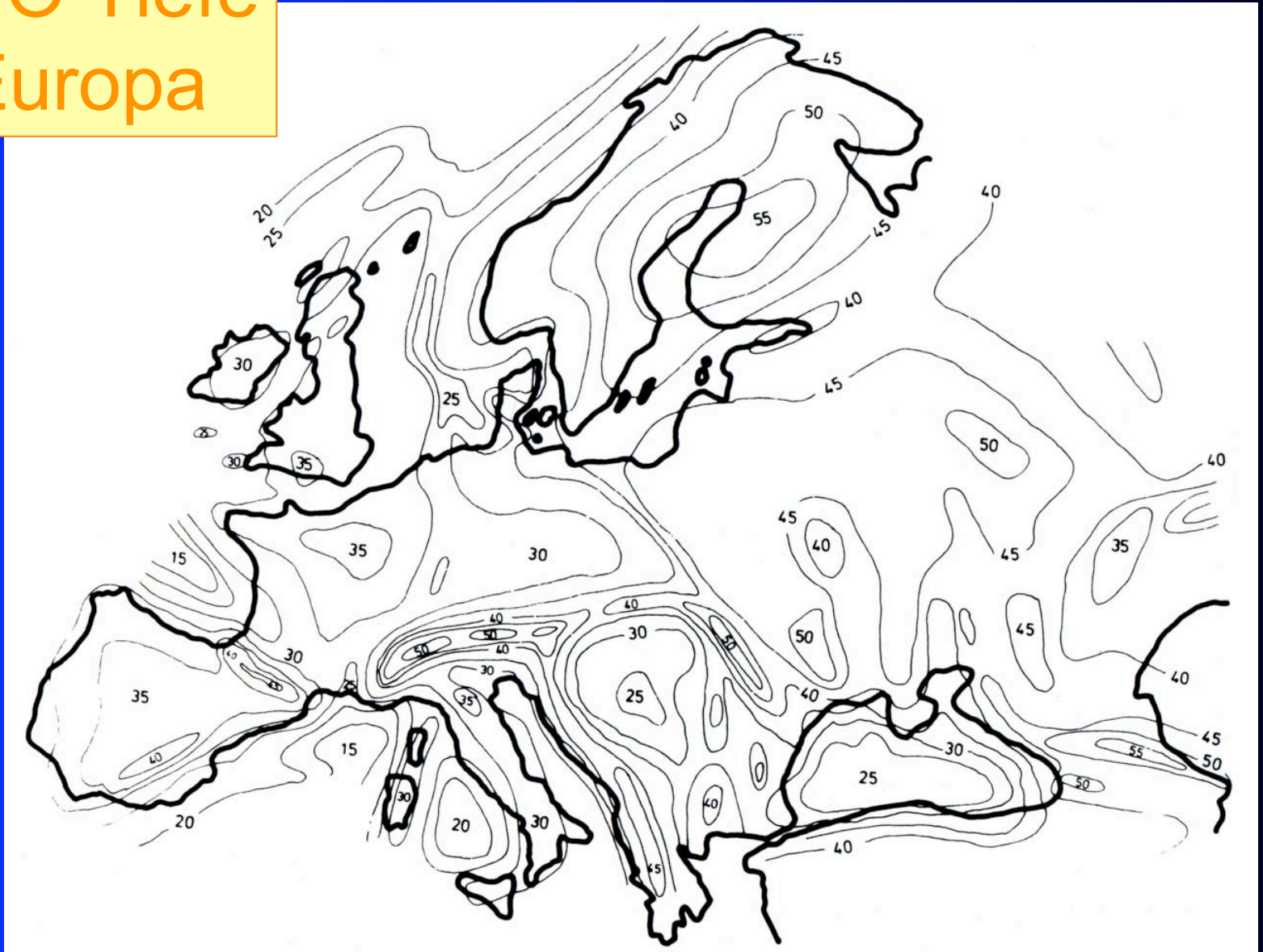


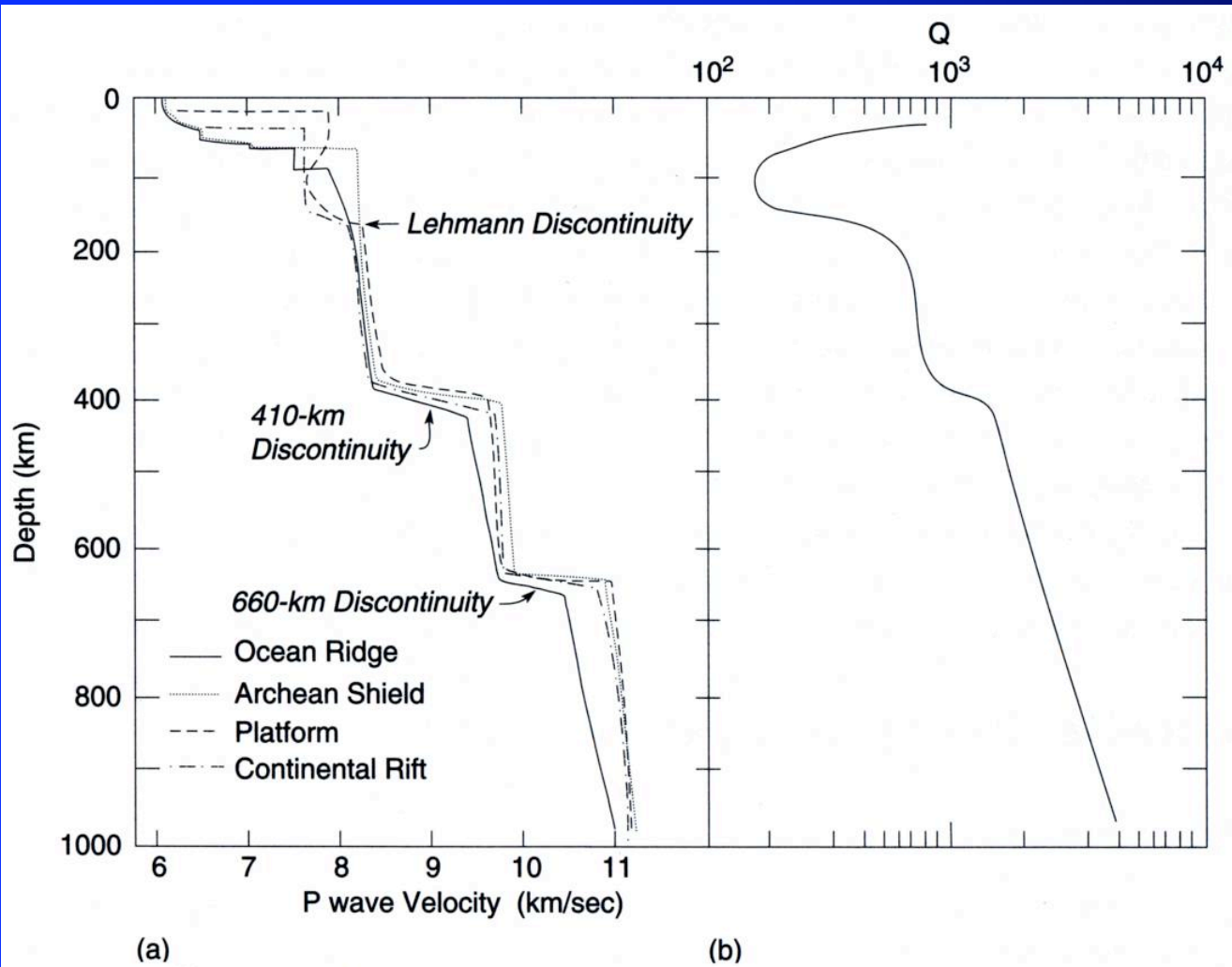
Figure 9.3. Range of laboratory measurements of the P-wave velocity in various rock types. (From data in Press 1966.)

- an der Moho Anstieg der seismischen Wellengeschwindigkeit auf ~ 8 km/s
- Zunahme von v_p mit der Tiefe ca. 0.01 km/sec pro km (vgl. „Birch's law“)
- Untergrenze bildet Asthenosphäre als „low velocity zone“ (LVZ), seismische Wellen werden gedämpft

MOHO Tiefe in Europa



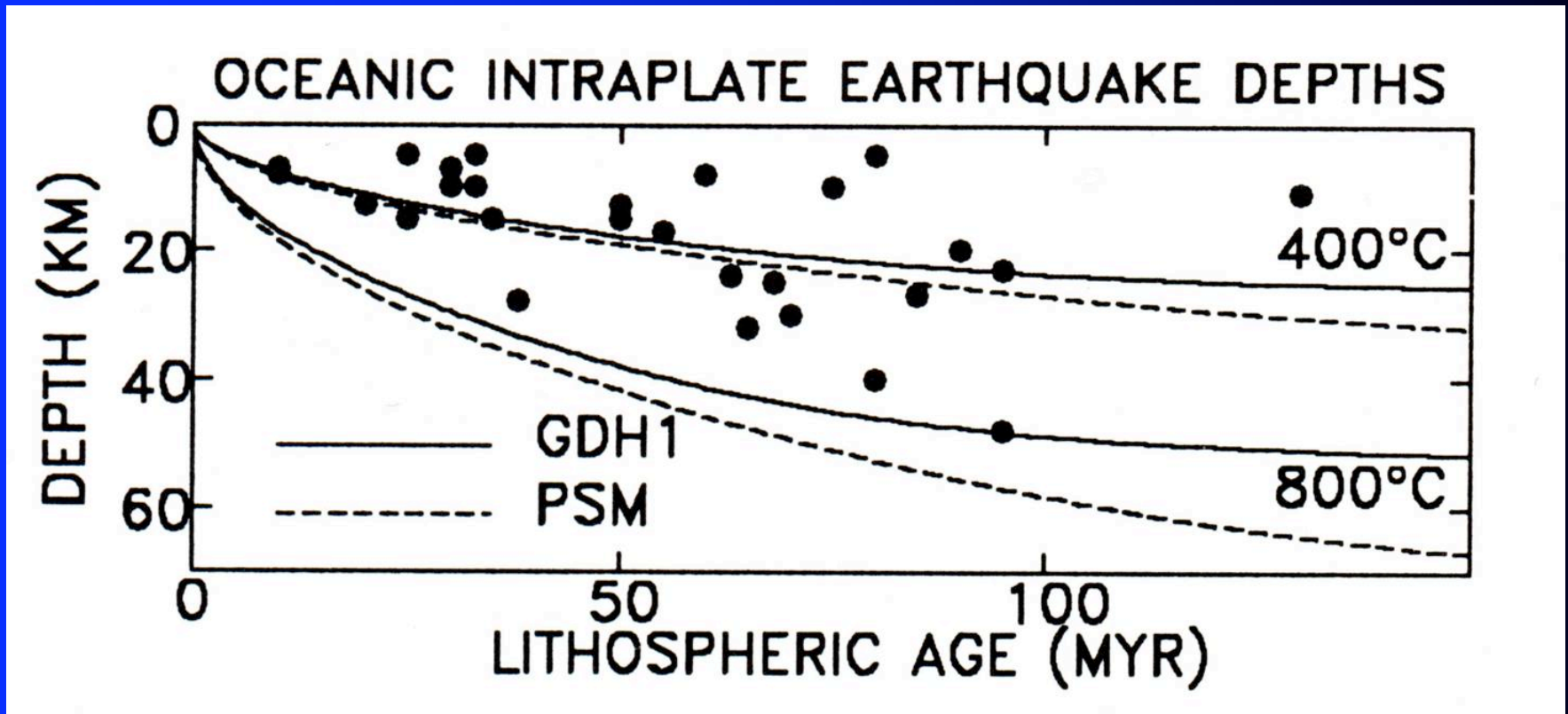
Dämpfung seismischer Wellen



„low velocity zone“

Figure 4.1 (a) P-wave velocity distribution in the mantle (modified from Walck, 1985). (b) Average distribution of the specific attenuation factor (Q) in the mantle (excluding regions beneath Precambrian shields). Q varies inversely with the amount of seismic-wave attenuation; thus low values of Q show the greatest attenuation.

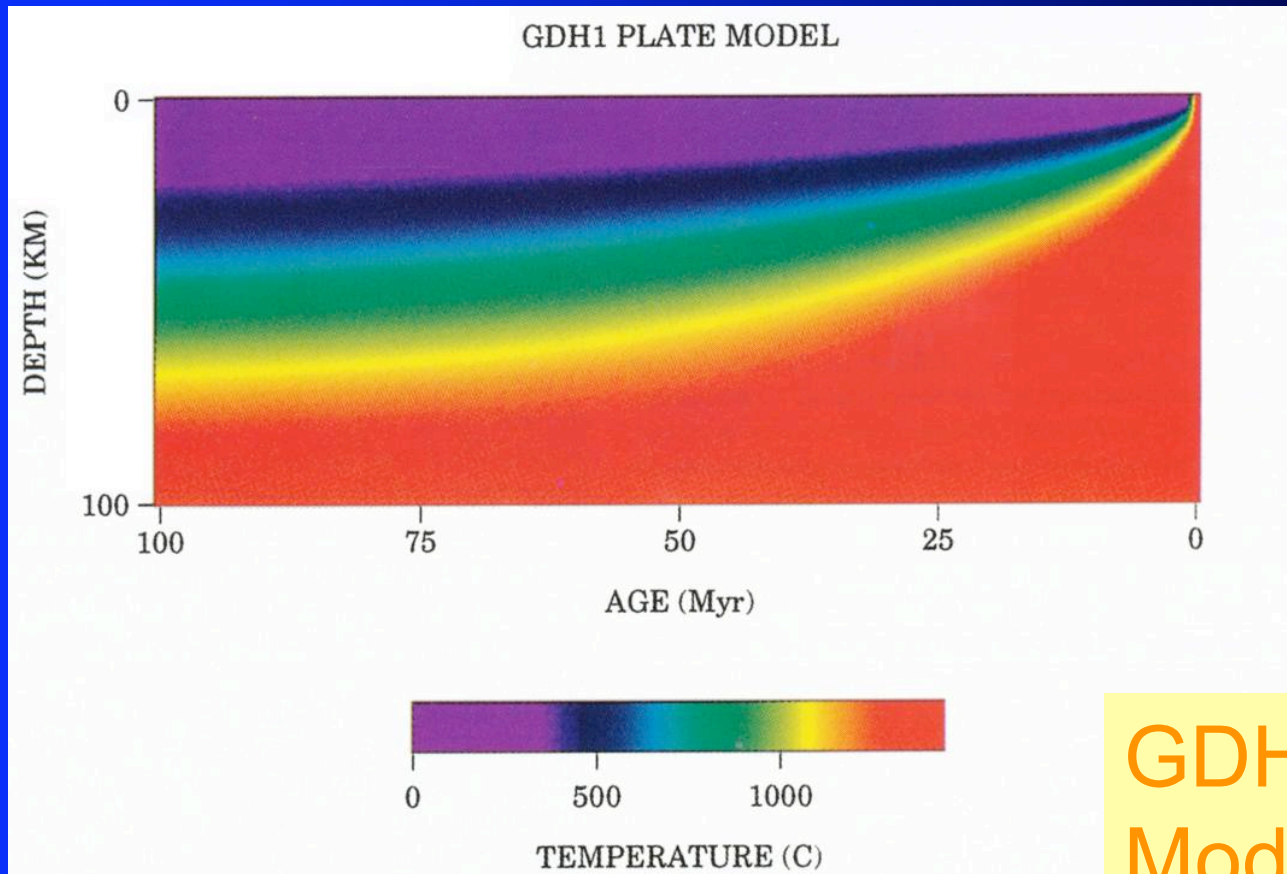
Seismizität: Intraplattenbeben



Thermische Charakterisierung

- Unterseite der Lithosphäre 1200 °C / 1300 °C Isotherme („lithosphere base temperature“)
- dort Wechsel im Wärmetransportmechanismus: Konduktion (Lithosphäre) => Konvektion (Mantel)
- thermische Struktur kontrolliert Wärmefluss, Dichte, Schwerefeld, seismische Geschwindigkeit & Dämpfung
- Temperatur an der Moho variiert stark, je nach Tektonik 300 °C bis 800 °C möglich

Thermische Struktur der ozeanischen Lithosphäre

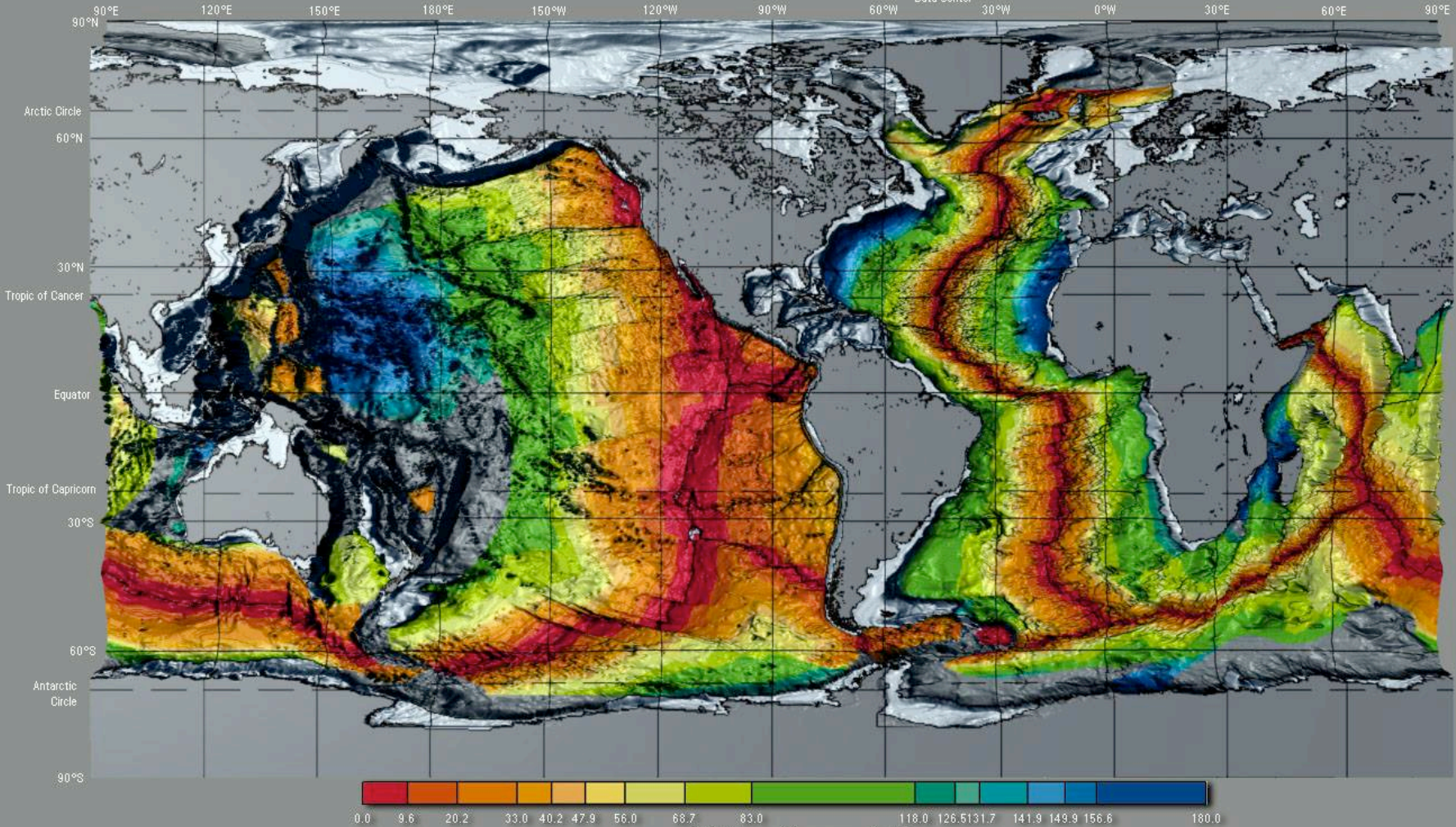


GDH1
Modell

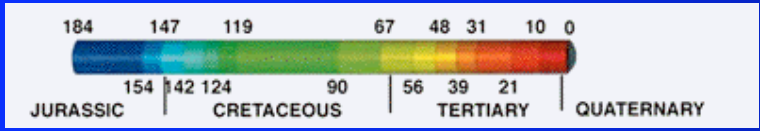
Crustal Age



National Geophysical Data Center

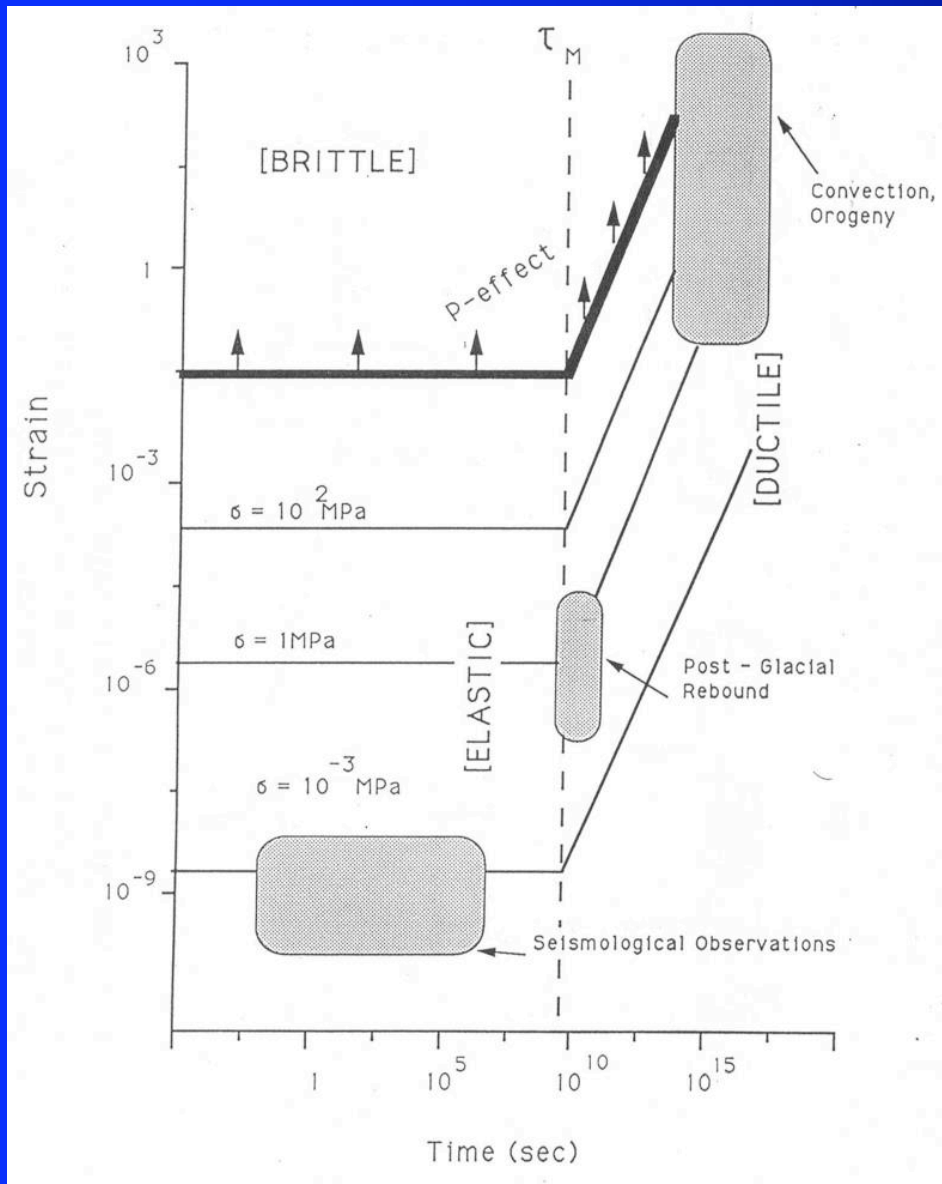


Data for the image from "Digital Age Map of the Ocean Floor" by Müller, Roest, Royer, Gahagan, and Schlater, Scripps Institution of Oceanography Ref. Series No. 93-30



For information on this and other images produced by NEDC's Marine Geology and Geophysics Division, contact Peter Sloss at psloss@ngdc.noaa.gov

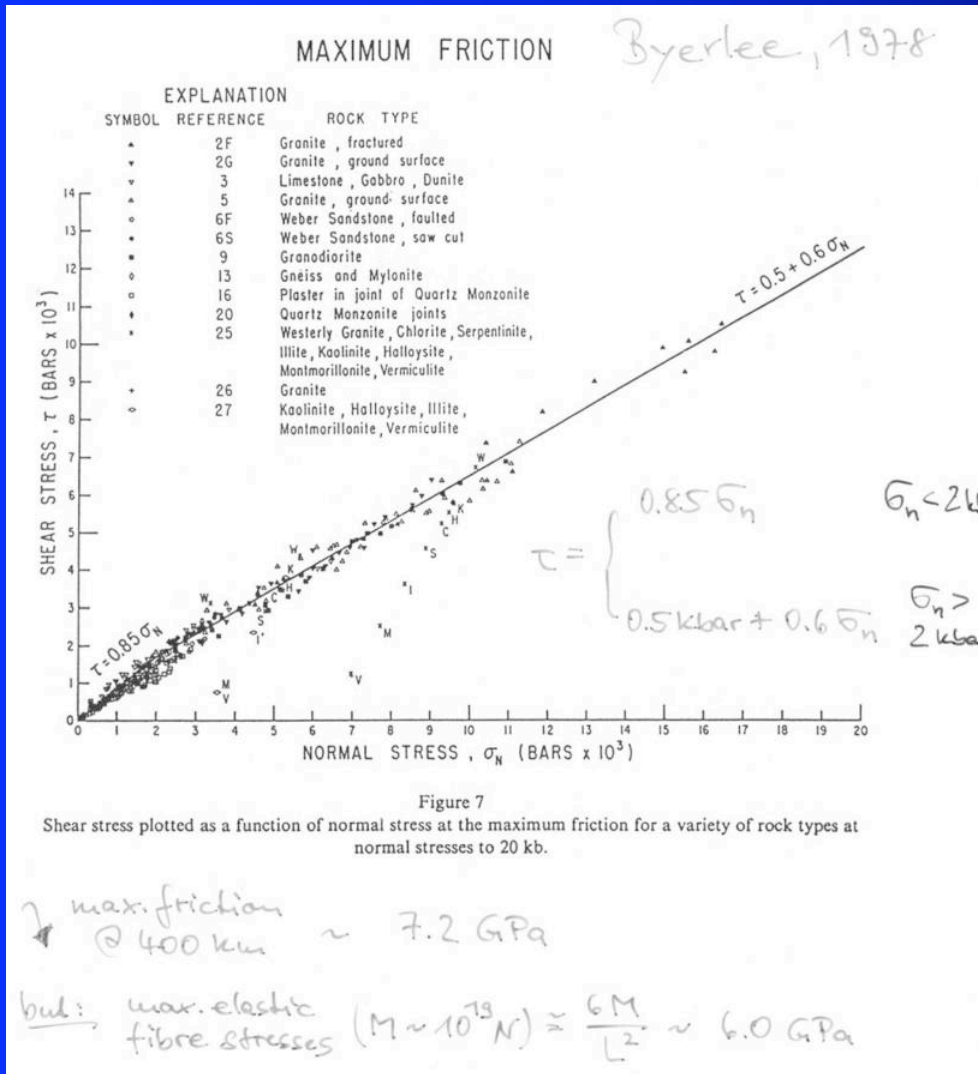
Rheologie der Lithosphäre



Verschiedene
Prozesse bei der
Deformation

Abhängigkeit
von der
Zeitskala !

Rheologie der Lithosphäre



Sprödbbruch
(„brittle failure“)
bei zunehmendem
Umschliessungsdruck

Byerlee (1978)
Empirisches Gesetz

Rheologie der Lithosphäre

Kurzer Abriss über viskose Rheologie und Kriechprozesse im Erdmantel

Wenn die Temperatur eines Festkörper-Kristallgefüges nahe an die Schmelztemperatur kommt, deformiert es sich unter einer angelegten Spannung wie ein Fluid (viskose Flüssigkeit).

Voraussetzung dafür ist einerseits die durch hohe Temperaturen aktivierten atomaren Gitterschwingungen und andererseits das Vorhandensein von kristallinen Defekten wie atomare Fehlstellen und Dislokationen.

Die Haupt-Deformationsechanismen für die Bewegung bei Mantelkonvektion sind die Bewegung (Migration) von Atomen und/oder Ionen im Kristallgitter.

- **Diffusionskriechen**, wenn einzelne Fehlstellen, bzw. Übschußatome im Kristall wandern
 - **Nabarro-Herring-Kriechen** wenn diese Migration durch das Kristallkorn geht
 - **Coble-Kriechen** wenn die Atome/Ionen längs der Kornflächen wandern
- **Dislokationskriechen** wenn ganze Gitterebenen im Kristall migrieren

erst seit ca 1967 werden diese Prozesse als relevant für die Erde angesehen

Rheologie der Lithosphäre

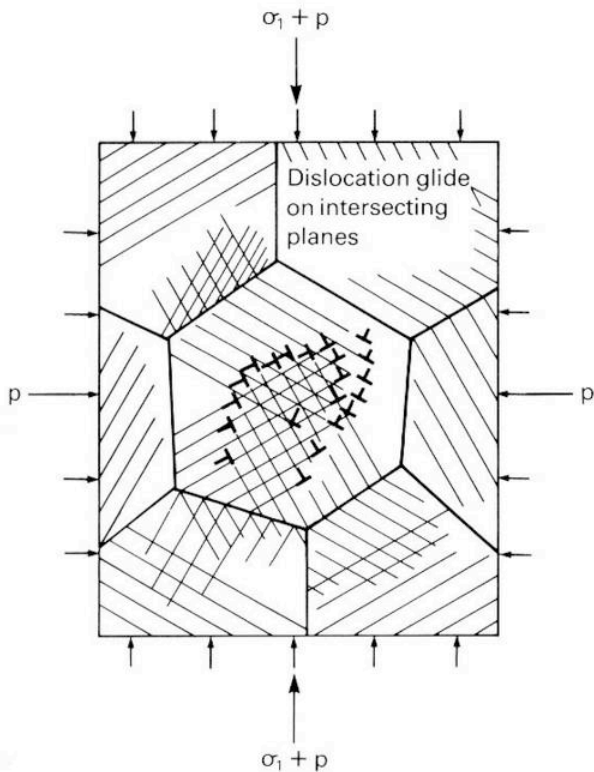


Fig. 2.24 Deformation by plastic flow (redrawn from Ashby & Verrall, 1977, with permission from the Royal Society).

Dislokations-Gleiten

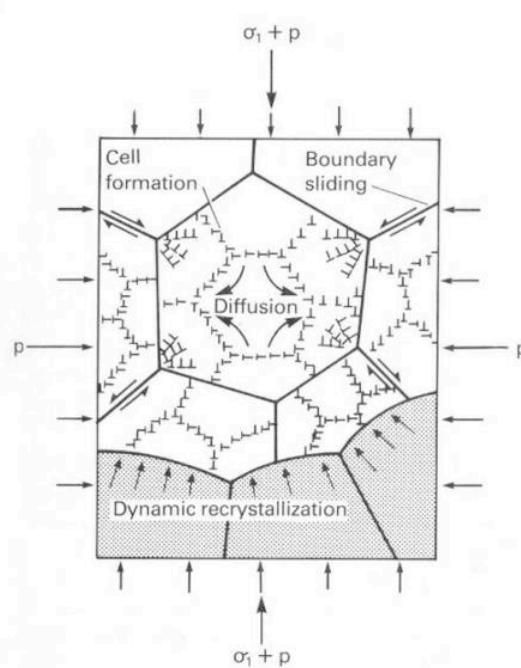


Fig. 2.25 Deformation by power-law creep (redrawn from Ashby & Verrall, 1977, with permission from the Royal Society).

Dislokations-Kriechen

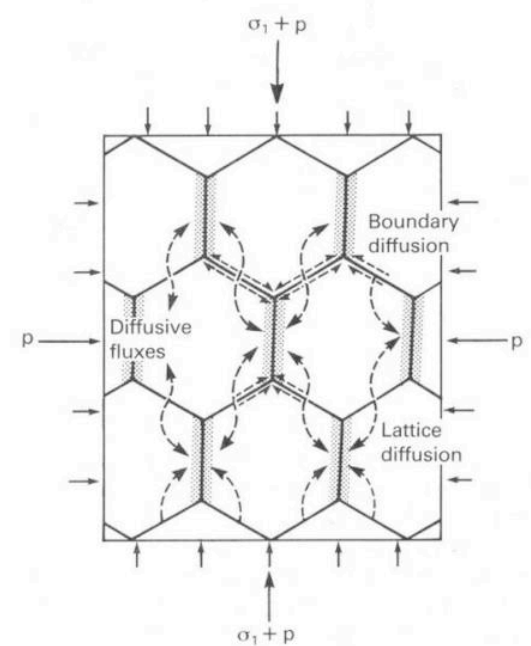


Fig. 2.26 Deformation by diffusion creep (redrawn from Ashby & Verrall, 1977, with permission from the Royal Society).

Diffusions-Kriechen

Rheologie der Lithosphäre

- Brittle:
 - localized fracture
 - strong pressure dependence and weak temperature and strain dependence
 - cataclasis: microfracture and frictional sliding on cracks
 - cracks: 2D planar defects in lattice structure.
- Semibrittle:
 - macroscopically distributed fracture
 - local plasticity, concentrated near crack tips
 - strong pressure dependence and weak temperature and strain dependence
- Ductile:
 - A *mode* of deformation including fracture and plasticity mechanisms.
- Plastic:
 - A *mechanism* of deformation accomodated by the motion of dislocations.
 - dislocations: 1D line defects in lattice structure. Can move without leaving behind permanent damage to the lattice structure.

Empirische
Begriffe

Rheologie der Lithosphäre

- Brittle-Ductile Transition:

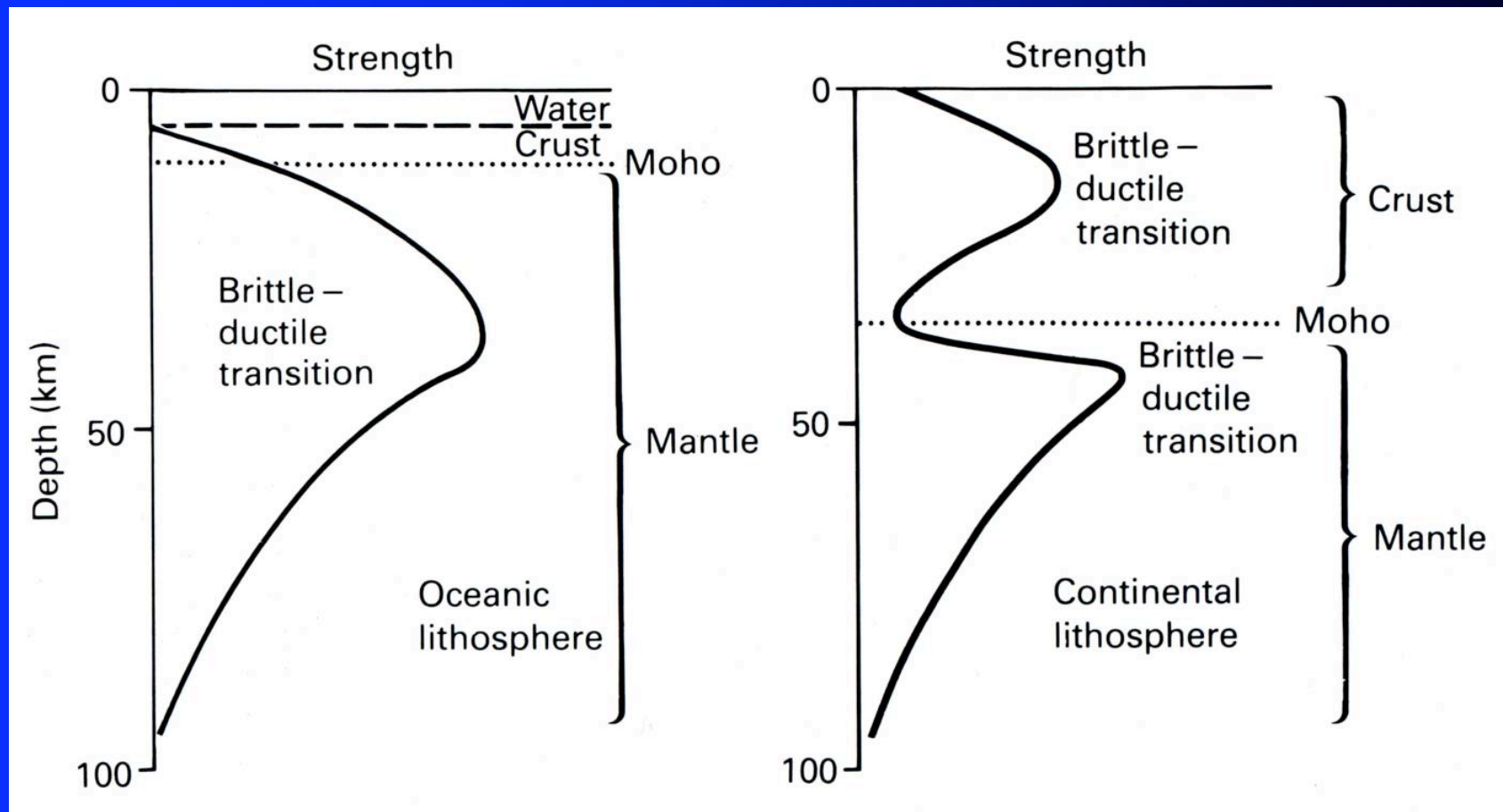
- Diffuse cracking & localized plastic flow.
- semi-brittle faulting and flow
- bounded by Byerlee's rule.
- characterized by cataclasis (can be entirely brittle or combination of brittle with plastic flow)
- distinguished from purely plastic flow because it has strong dilatancy and pressure dependence.
- Pressures less than about 300 MPa for most rocks.

Empirische
Begriffe

- Brittle-Plastic Transition:

- no cracks, flow accommodated by motion of dislocations.
- Occurs when dislocation can move more easily than cracks.
- Starts when dislocations on the easiest slip system start to accommodate deformation (dislocation glide).
- Complete when dislocations on 5 slip systems (von Mises-Taylor criterion) are all active and can fully accommodate deformation. Or, temperatures increase enough, such that other deformation mechanisms become active (diffusion creep or dislocation climb).

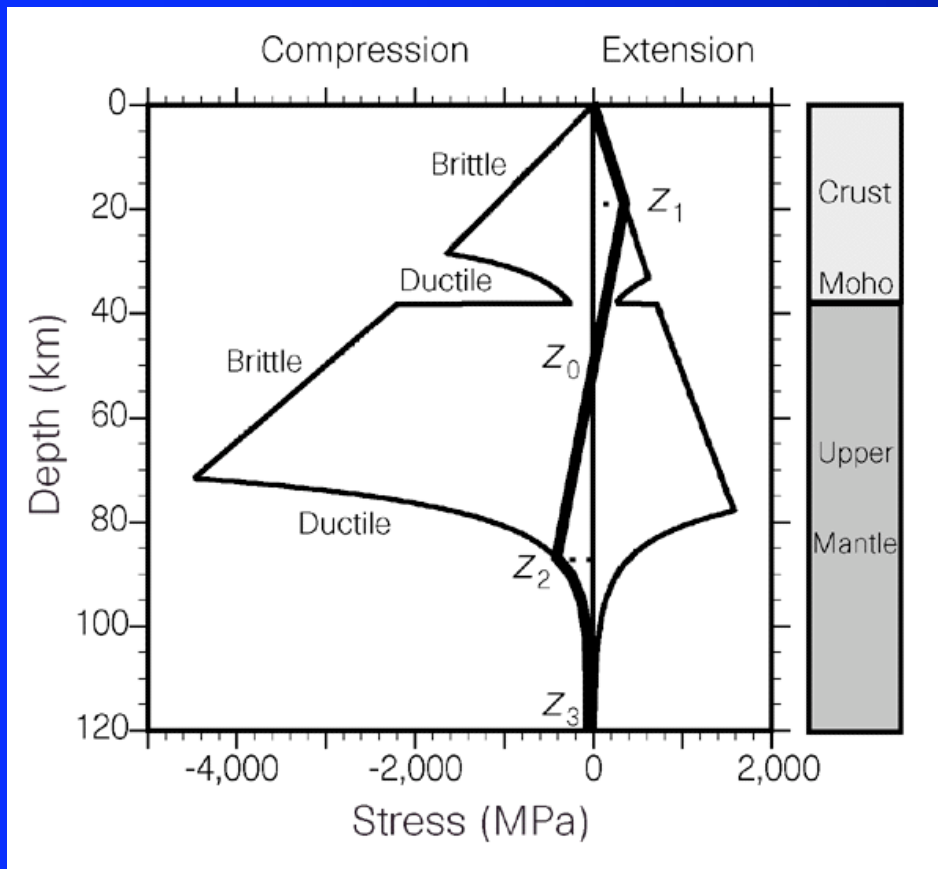
Schematische Darstellung der Festigkeit ozeanische vs. kontinentale Lithosphäre



Kearey & Vine 1990

VL Tektonik & Geodynamik, WS 0910

Mechanische Charakterisierung



- durch Rheologie der Gesteine
- rigide Lithosphärenplatten
- Berechnung der Biegesteifigkeit bzw. Flexurisostasie

Stoffliche Eigenschaften der ozeanische Lithosphäre

- Kruste aus Teilschmelzen des oberen Mantels gebildet
- Krustenmächtigkeit ~ 7 km an MOR
- Mächtigkeit und Dichte nehmen mit dem Alter zu
- enthält kaum radioaktive Elemente
- Festigkeit Mantellithosphäre wird durch Olivin bestimmt
- Mantellithosphäre enthält kaum Wasser

Kontinente

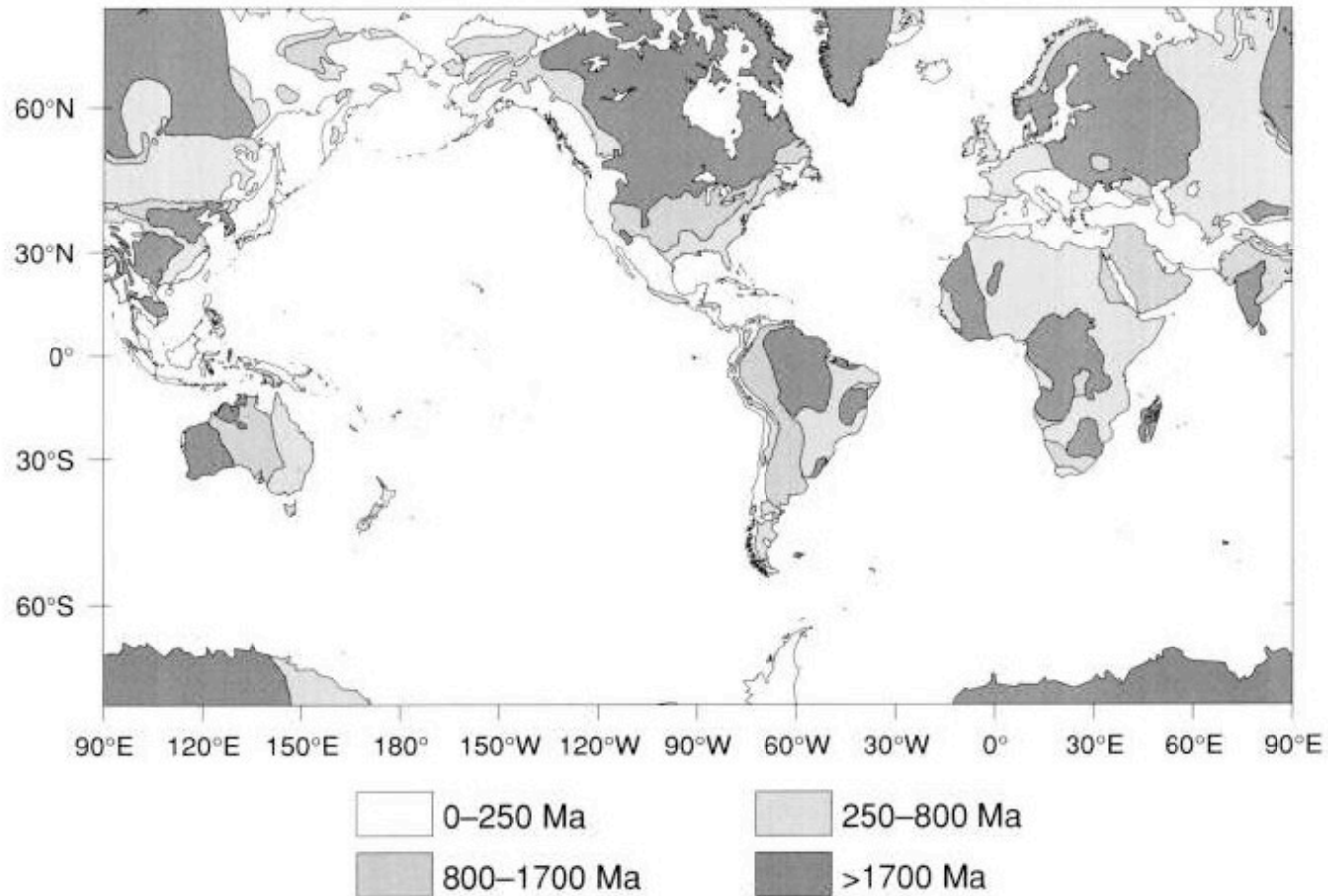


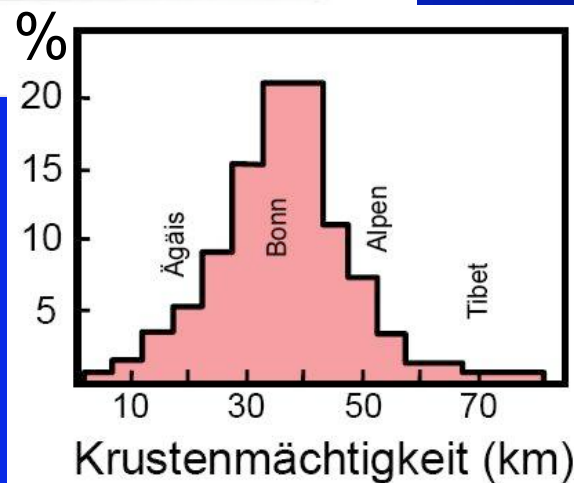
Figure 10.5. The age of the continents. (After Sclater *et al.* (1981).)

Eigenschaften der kontinentalen Lithosphäre

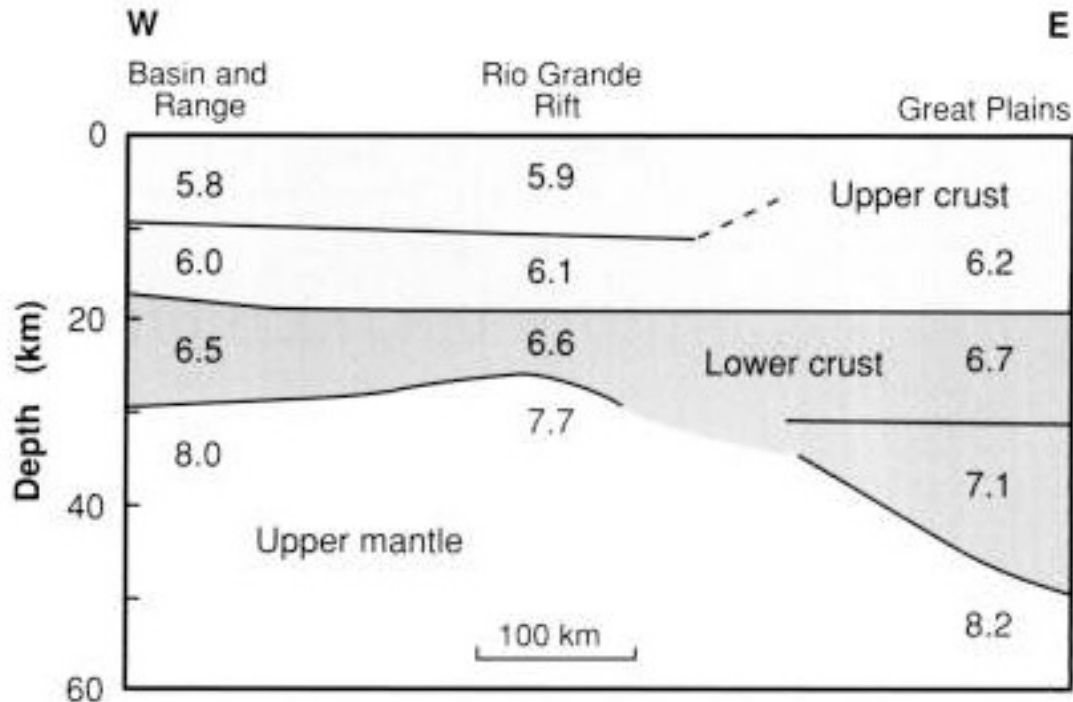
Table 10.2 *The area of continental basement*

Age (Ma)	Area (10^6 km^2)	Percentage of total area
0–450	38.2	29.5
450–900	41.1	31.8
900–1350	14.6	11.3
1350–1800	8.7	6.7
1800–2250	19.4	15.0
2250–2700	6.2	4.8
2700–3150	1.1	0.9
Total	129.3	

Source: Hurley and Rand (1969).



- Kruste hochdifferenziert
- Moho in 30 - 50 km Tiefe
- hoher Gehalt radioakt. Elemente
- Gesamtmächtigkeit der Lithosphäre: 100 - 150 km



Aufbau kontinentaler Kruste

Die kontinentale Kruste besteht generell aus zwei Schichten (“layers”)

- Obere Kruste (“granodiorite”)
- Untere Kruste (“granulite”) i.e. basaltic composition
- Begriffe werden oft unscharf verwendet, grosse Variabilität

Auswirkungen auf die Plattengrenzen

- Konvergenz von ozeanischer Lithosphäre führt zu **Subduktion** oder **Obduktion**
- Konvergenz von kontinentaler Lithosphäre führt zu **Kollision**



Begriff der „**Tektosphäre**“

Prinzip der Isostasie

Zwischen den unterschiedlichen Krustentypen und Krustenmächtigkeiten muss oberhalb einer Kompensationstiefe ein mechanisches Gleichgewicht auf der geologischen Zeitskala herrschen (entsprechend dem „Archimedes Prinzip“).

Die ozeanische Lithosphäre

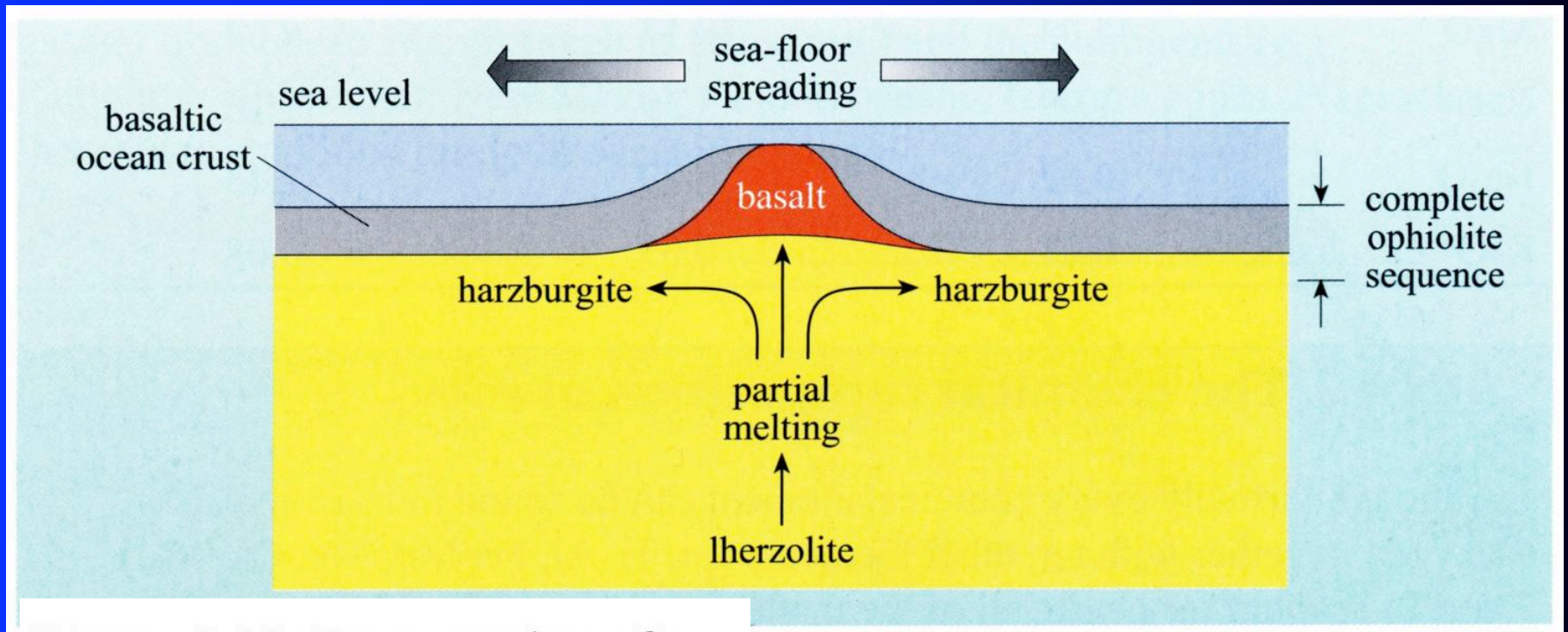


Figure 4.13 Cross-section of a constructive plate boundary, showing partial melting of lherzolite to produce basalt liquid and solid residual harzburgite.

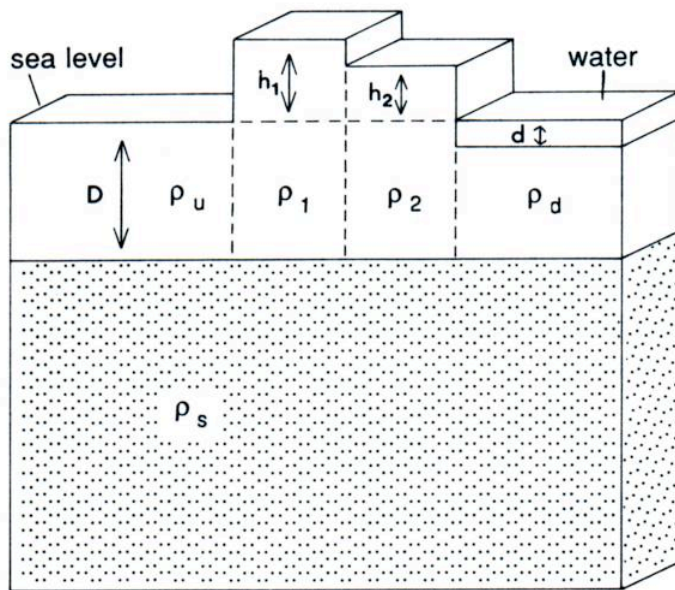


Figure 5.5. Illustration of Pratt's hypothesis of isostasy. Density of sea water, ρ_w ; density of substratum (hatched), ρ_s ; densities of upper layer beneath mountains of heights h_2 and h_1 , ρ_2 and ρ_1 ; density of upper layer beneath ocean of depth d , ρ_d ; density of upper layer beneath land at sea level, ρ_u ; compensation depth, D . Isostatic compensation is achieved by a lateral variation of density beneath surface features: Material beneath mountains is less dense; material beneath ocean basins is more dense.

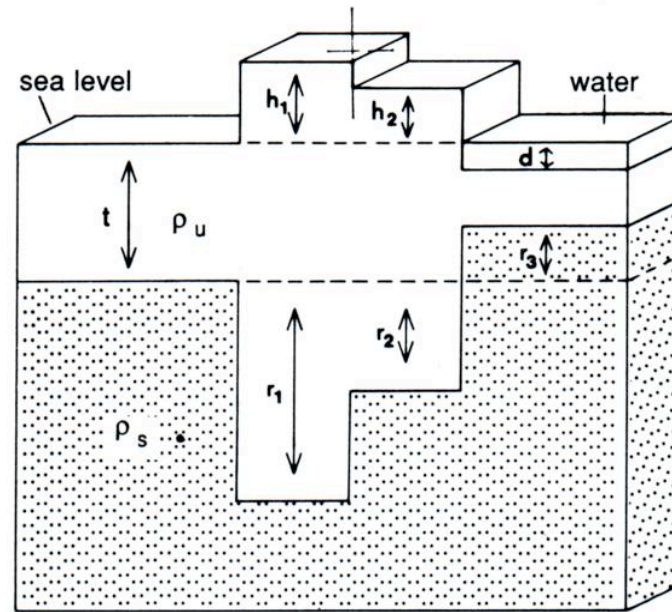
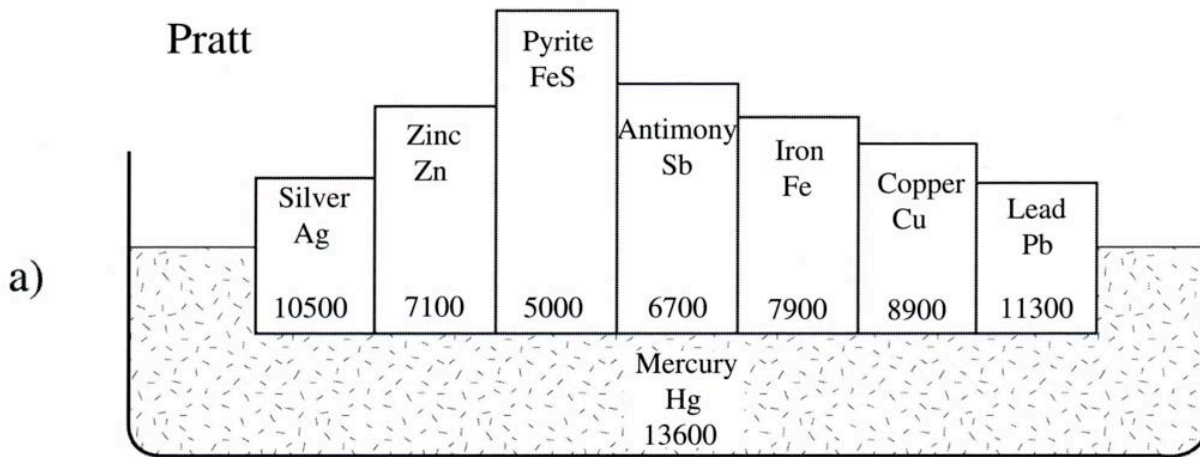
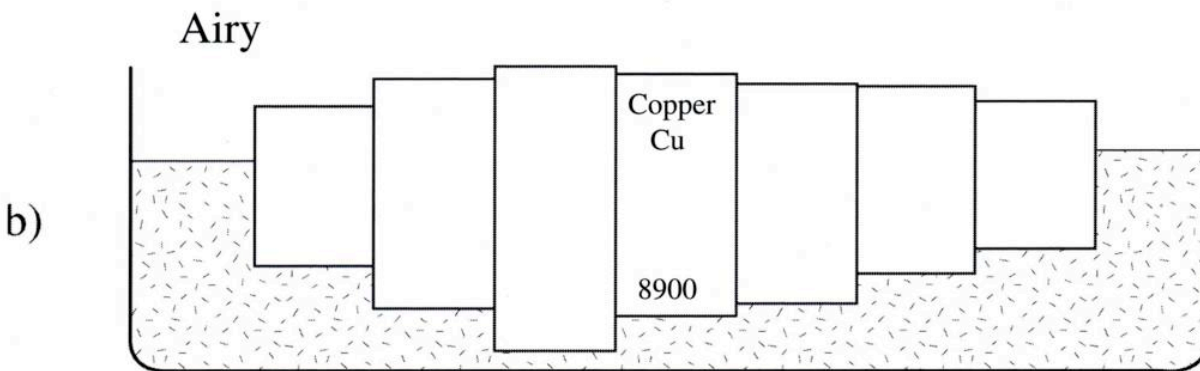


Figure 5.4. Illustration of Airy's hypothesis of isostasy. The upper layer has density ρ_u , and the substratum has density ρ_s . Isostatic compensation is achieved by variation in the thickness of the upper layer: Mountains have deep roots and ocean basins have antiroots.

Es gibt 2 Möglichkeiten für den isostatischen Ausgleich



The weight of all columns above the compensation depth are equal

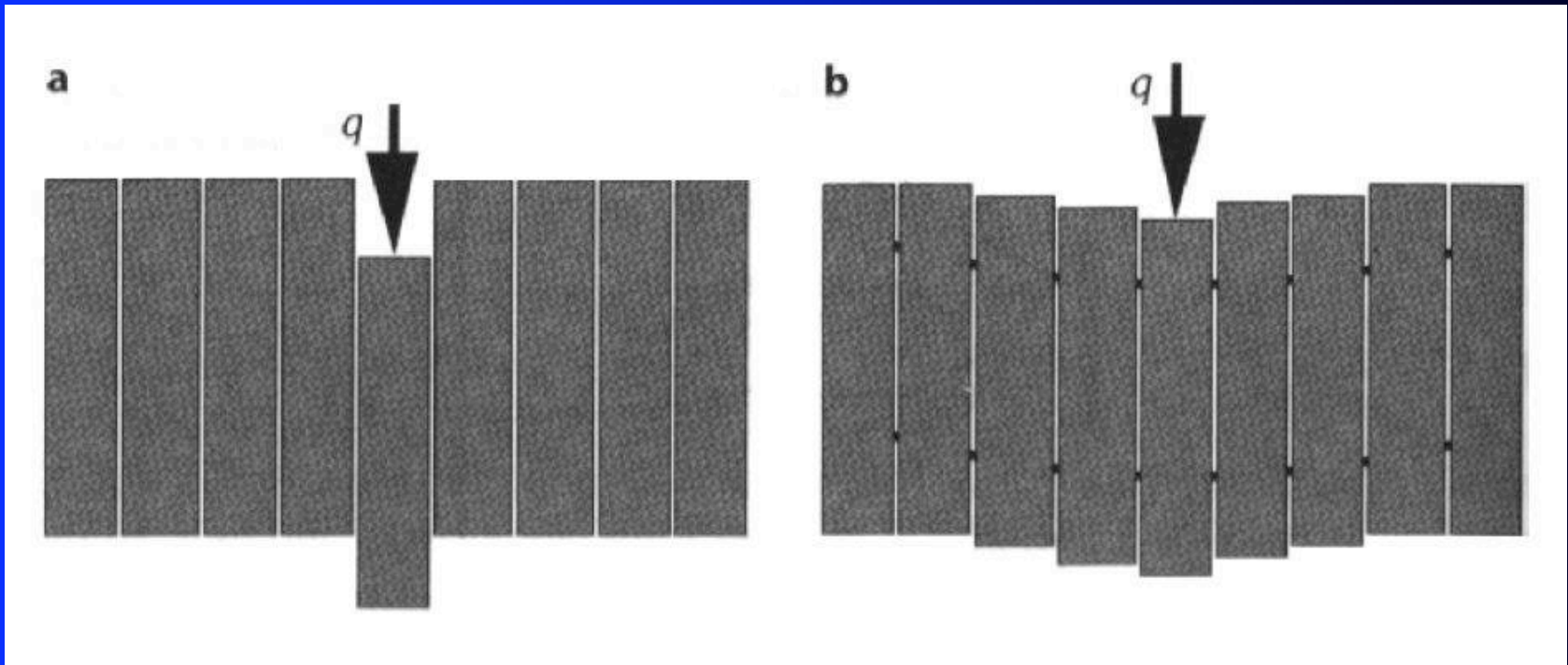


Higher mountains are compensated by deeper roots

Fig. 1.19. Bowie's illustration of the (a) Pratt and (b) Airy models of isostasy using metal blocks floating in mercury. Reproduced from Figs. 4 and 5 of Bowie, (1927), copyright 1927 by E. P. Dutton, with permission of Dutton, a division of Penguin Putnam Inc.

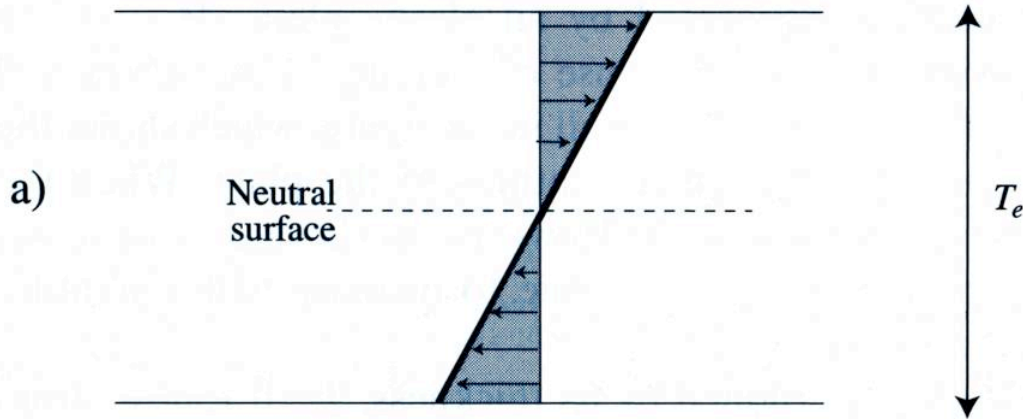
Pratt vs. Airy model

Biegesteifigkeit / Flexurisostasie

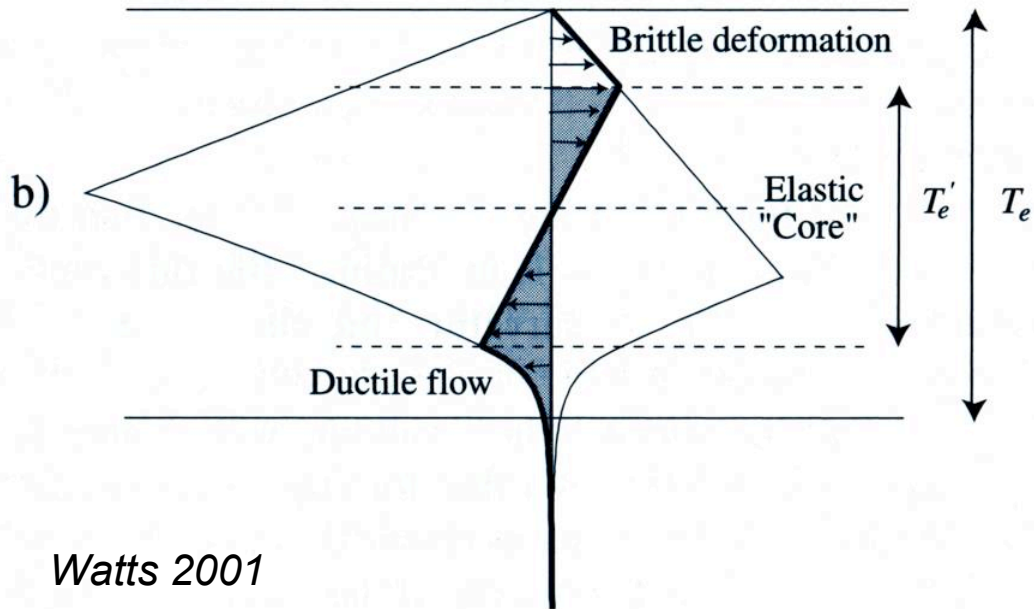


Aber:
benachbarte lithosphärische Blöcke
sind mechanisch (visko-elastisch) gekoppelt !

Elastic Plate Bending



Yielding



Watts 2001

Kopplung elastischer, spröder und viskoser Modelle

Schematic diagram showing the bending stresses that develop in

- (a) An elastic plate
- (b) A plate whose strength is limited by brittle deformation in its upper part and ductile flow in its lower part

Beispiel für zeitlichen Verlauf eines isostatischen Ausgleichs

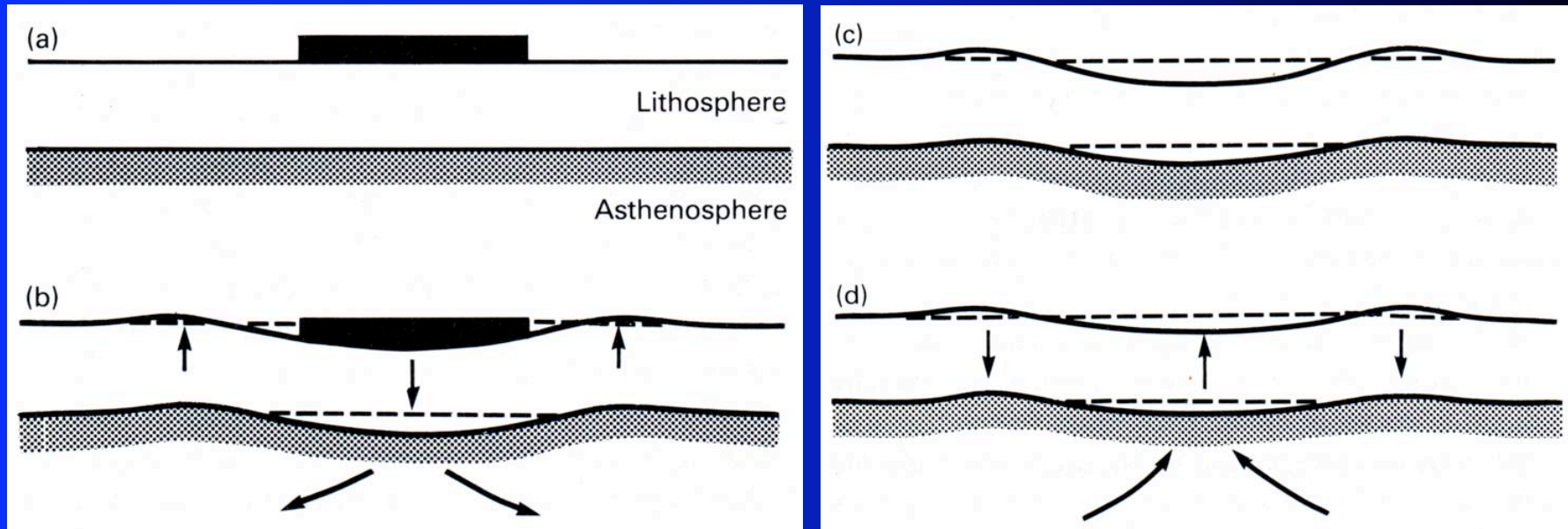
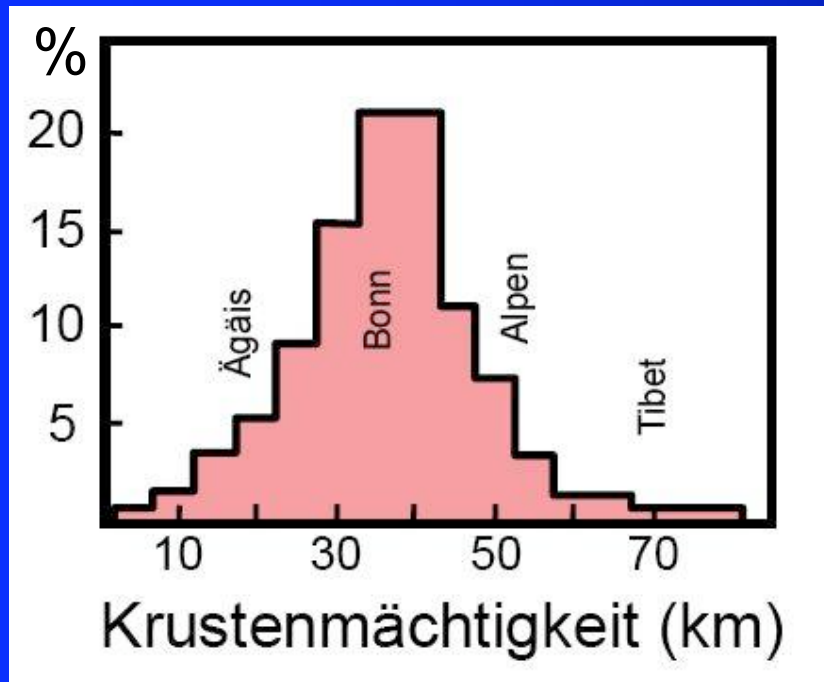


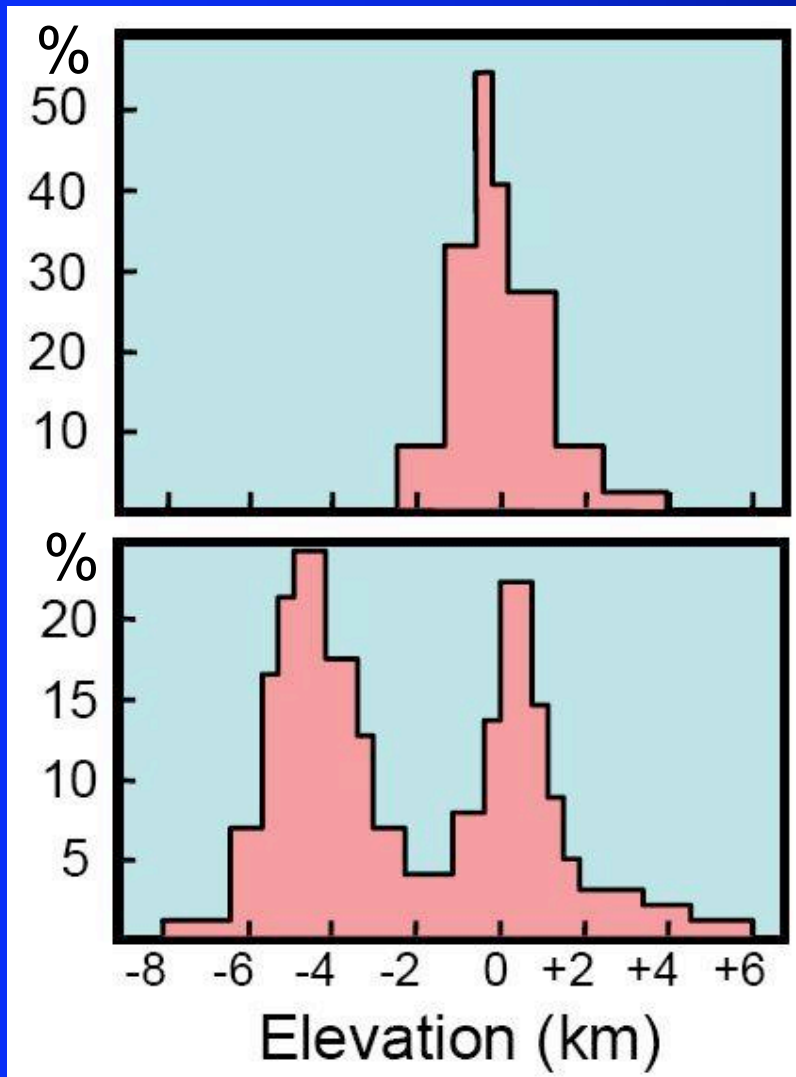
Fig. 2.32 Theory of isostatic rebound. (a) The load of an icecap on the lithosphere causes downbending accompanied by the elevation of the peripheral lithosphere and lateral flow in the asthenosphere (b). When the icecap melts (c), isostatic equilibrium is regained by reversed flow in the asthenosphere, sinking of the peripheral bulges and elevation of the central region (d).

Elastische Dicken



- ozeanische Lithosphäre:
bis zu ~ 40 km
- kontinentale Lithosphäre:
bis zu ~ 100 km
- in tektonisch aktiven Gebieten
geringe elastische Dicken von
bis zu ~ 4 km möglich !

Krustenelevationen



Venus

relativ zu 6051
km Radius

Erde

relativ zur
Meeresoberfläche

Krustenelevationen

nur die Erde und ansatzweise der Mars
zeigen *bimodale* Krustenelevationen;
die anderen terrestrischen Planeten
(Venus, Merkur, auch der Mond)
haben nur eine unimodale Krustenelevation



grundlegend
andere tektonische Prozesse

Zusammenfassung

Die Konvektion im Erdmantel führt infolge der Temperaturabhängigkeit der Viskosität von Mantelgestein zur Herausbildung einer relative starren und rigiden oberen thermischen Grenzschicht, der Lithosphäre.

Die Lithosphäre der Erde setzt sich aus verschiedenen lithosphärischen Platten zusammen, die jeweils voneinander durch rheologische Schwächezonen getrennt sind.

Die gegenseitigen Verschiebungen dieser Platten im Ergebnis der wirkenden geodynamischen Kräfte führt zu der an der Erdoberfläche sichtbaren *Plattentektonik*.