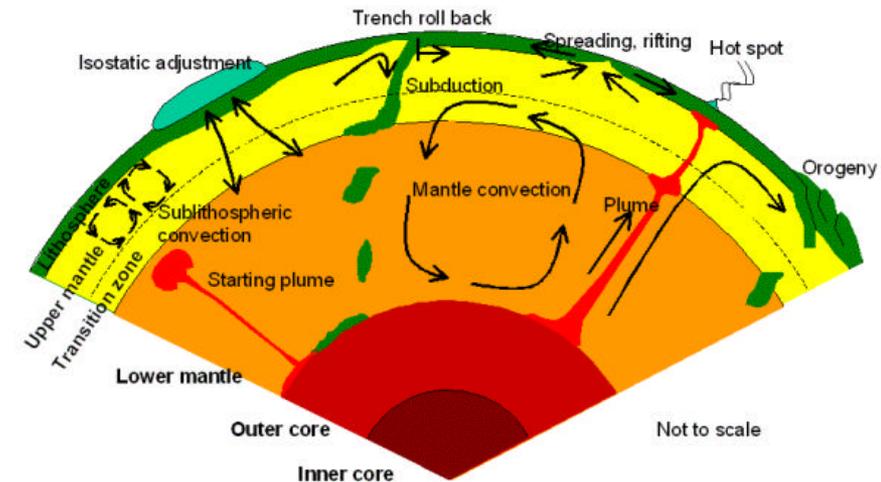
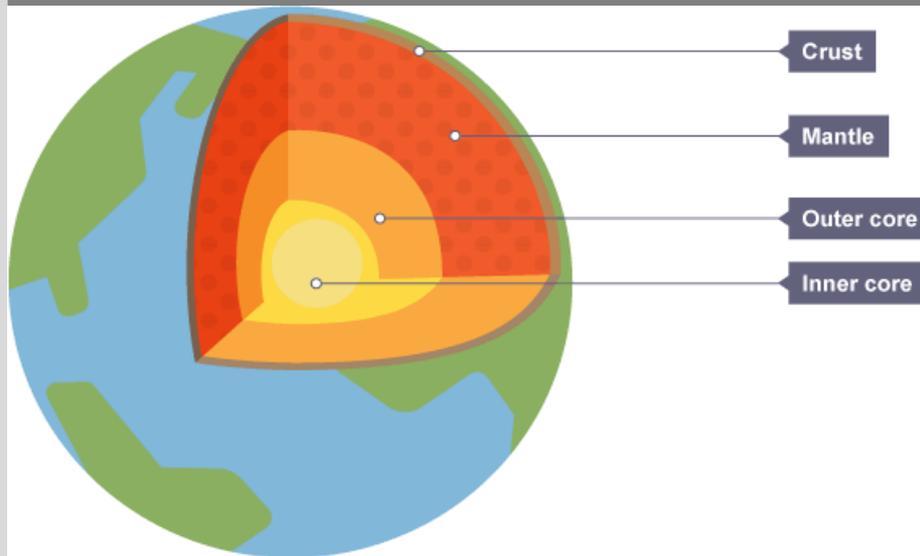


Einführung in die Geophysik II

Der Erdmantel

Geophysikalisches Institut, Fakultät für Physik, KIT



	Vorlesung: Mi., 11:30-13:00, HS B		Übungsblatt online	Übung: Mo., 11:30-13:00, HS B Besprechung der Übungsblätter	
	20.04	(keine Vorlesung)		18.04	
VL1	27.04	Aufbau der Erde & Plattentektonik		25.04	
VL2	04.05	Radiometrische Altersbestimmung	Ü1	02.05	
VL3	11.05	Seismische Wellen und ihre Wechselwirkungen, elastische Eigenschaften von Gesteinen	Ü2	09.05	
VL4	18.05	Erdbeben: Bruchprozesse, Messung & Lokalisierung von Erdbeben		16.05	Ü1: Radiometrische Altersbestimmung von Gesteinen
VL5	25.05	Ausbreitung von Erdbebenwellen, Strukturerkundung		23.05	Ü2: Seismische Wellen und ihre WW, elastische Eigenschaften von Gesteinen
VL6	01.06	Eigenschwingungen	Ü3	30.05	
	08.06	(keine Vorlesung, Pfingstwoche)		06.06	
VL7	15.06	Seismizität, Gefährdung, Magnituden		13.06	Ü3: Eigenschwingungen, Seismizität
VL8	22.06	Schwere und Gravimetrie	Ü4	20.06	
VL9	29.06	Magnetismus	Ü5	27.06	
VL10	06.07	Temperatur	Ü6	04.07	Ü4: Schwere und Gravimetrie
VL11	13.07	Aufbau und Dynamik des Erdinneren: Mantel		11.07	Ü5: Magnetismus
VL12	20.07	Aufbau und Dynamik des Erdinneren: Erdkern		18.07	Ü6: Temperatur
	27.07	schriftliche Prüfung (Hörsaal B)		25.07	

Vorlesung: Die Vorlesung findet mittwochs um 11:30 - 13:00h im Hörsaal B (Geb. 30.22) statt und beginnt am 27.4.2022.

Übungen: Die Übungen finden ca. 14-tgl. montags um 11:30 - 13:00h im Hörsaal B (Geb. 30.22) statt. Die Termine finden sich in der oben stehenden Tabelle.

Klausur: Erster Termin am 27.07.2022, 14:00 - 15:30h, Geb. 30.22, Gaede-Hörsaal, zweiter Termin am 20.09.2022, 09:00 - 10:30h, Geb. 30.22, Otto-Lehmann-Hörsaal.

Der Erdmantel

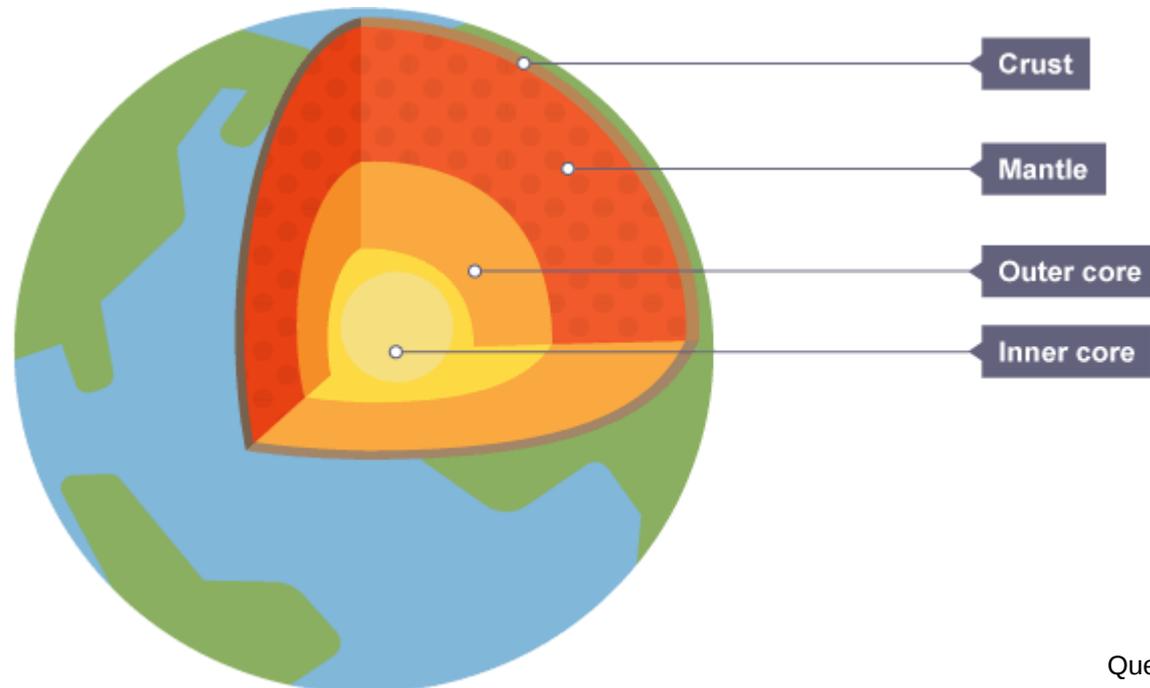
Was ist bisher bekannt?

Der Erdmantel

Was ist bisher bekannt?

Lage

- Mantel beginnt unterhalb der Kruste (Tiefe?), Mantel endet am äußeren Kern (Tiefe?)



Quelle: bbc

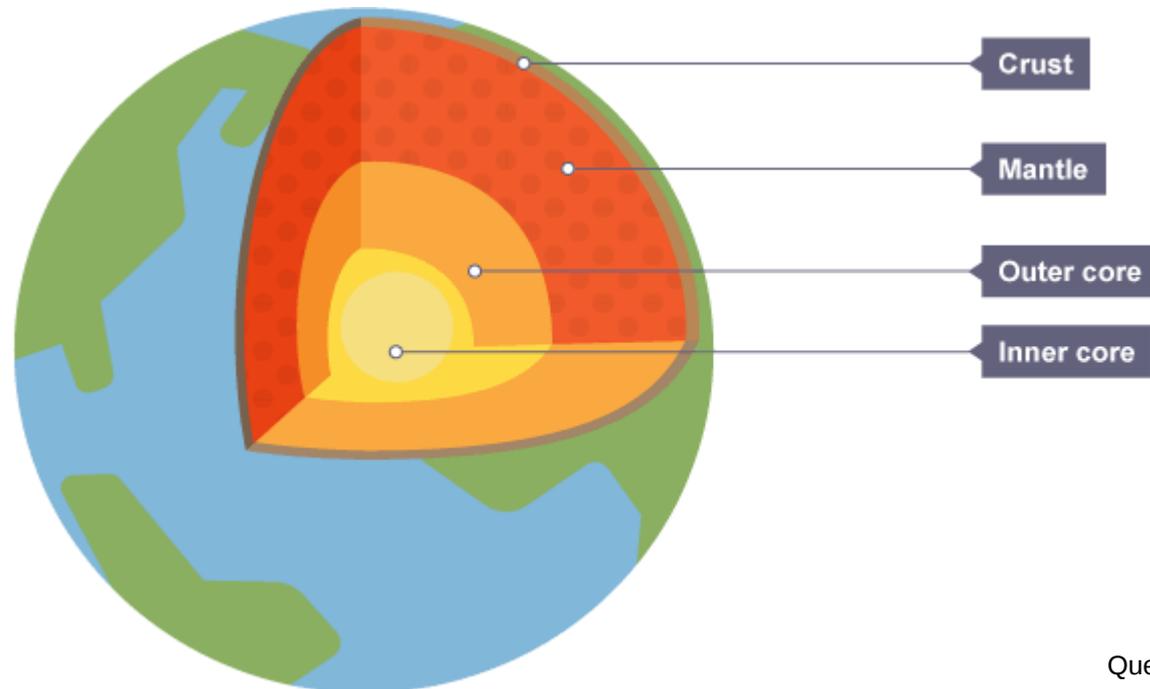
Der Erdmantel

Was ist bisher bekannt?

Lage

- Krustendicke: kontinentale Kruste 25 – 60 km, ozeanische Kruste: 5 – 10 km
- Grenze zwischen Kruste und Mantel: Moho (benannt nach Seismologen Mohorovičić)
- Tiefenlage der Kern-Mantel-Grenze: ca. 2890 km
- Übergangsbereich an CMB: D“-Schicht

- Mantel beginnt unterhalb der Kruste (Tiefe?), Mantel endet am äußeren Kern (Tiefe?)



Quelle: bbc

Der Erdmantel

Was ist bisher bekannt?

Geschwindigkeits- und Dichteprofile

- aus Inversion seismologischer Untersuchungen

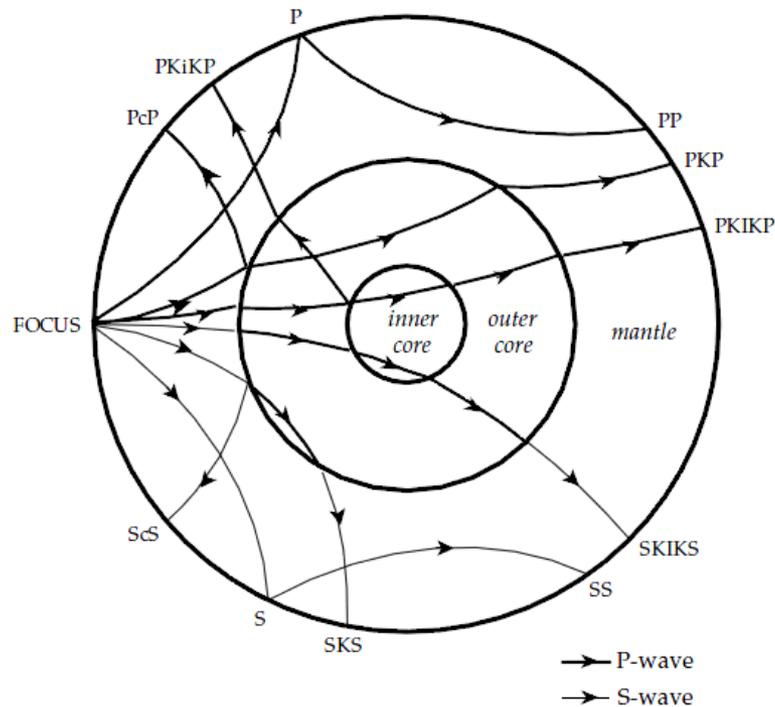


Fig. 3.76 Seismic wave paths of some important refracted and reflected P-wave and S-wave phases from an earthquake with focus at the Earth's surface.

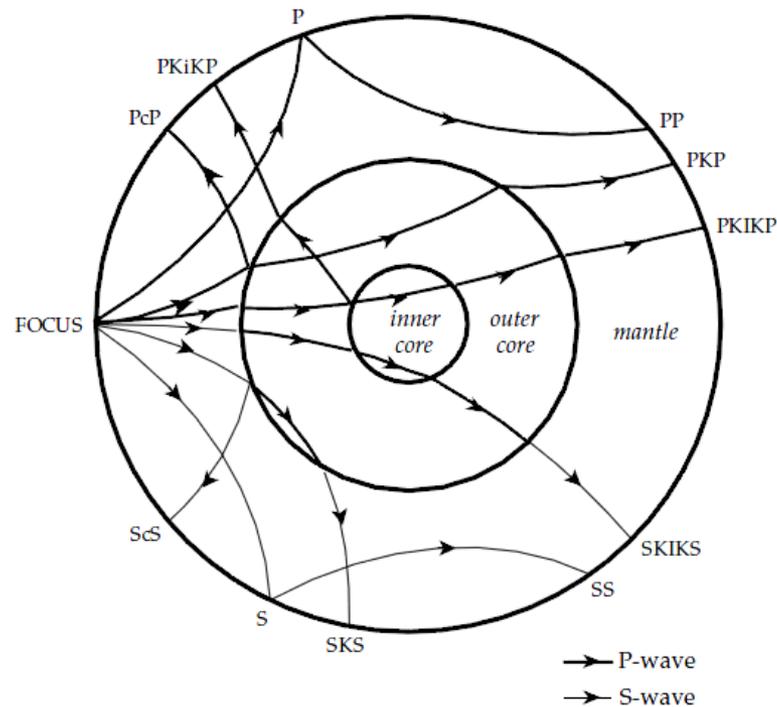
Quelle: Lowrie

Der Erdmantel

Was ist bisher bekannt?

Geschwindigkeits- und Dichteprofile

- aus Inversion seismologischer Untersuchungen



Mantelphasen: P, PP, PPP etc.

Fig. 3.76 Seismic wave paths of some important refracted and reflected P-wave and S-wave phases from an earthquake with focus at the Earth's surface.

Quelle: Lowrie

Der Erdmantel

Was ist bisher bekannt?

Geschwindigkeits- und Dichteprofile

- aus Inversion seismologischer Untersuchungen

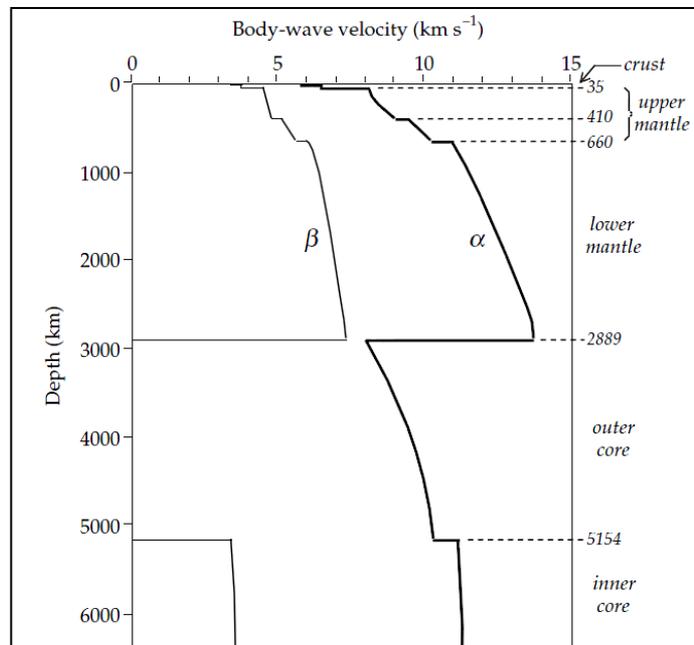


Fig. 3.81 The variations with depth of longitudinal- and shear-wave velocities, a and b , respectively, in the Earth's interior, according to the Earth model *iasp91* (data source: Kennett and Engdahl, 1991).

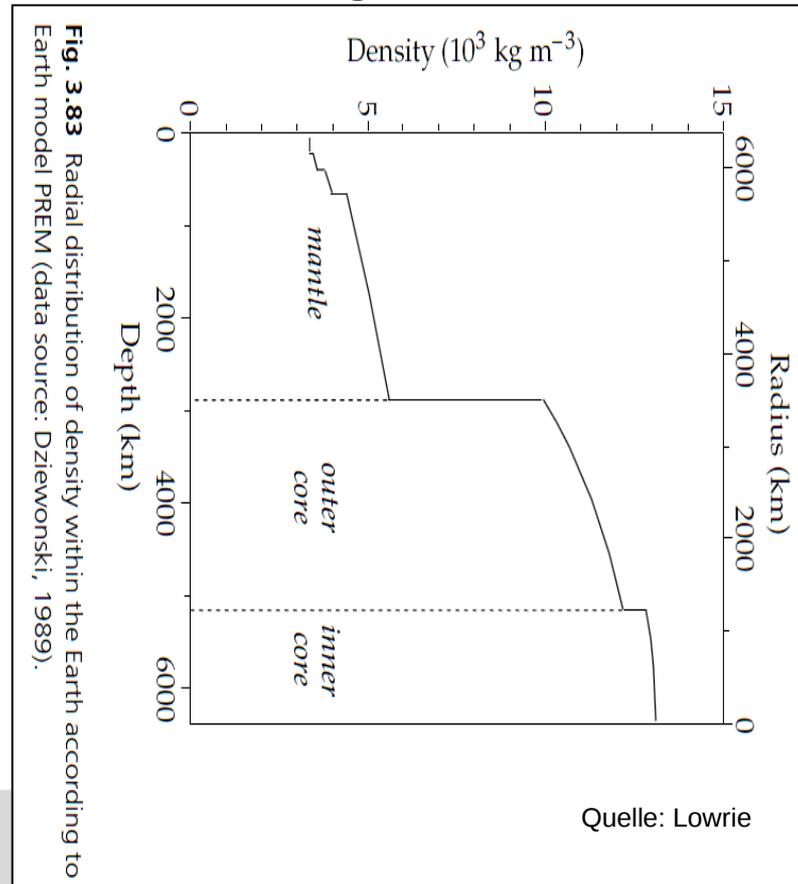


Fig. 3.83 Radial distribution of density within the Earth according to Earth model PREM (data source: Dziewonski, 1989).

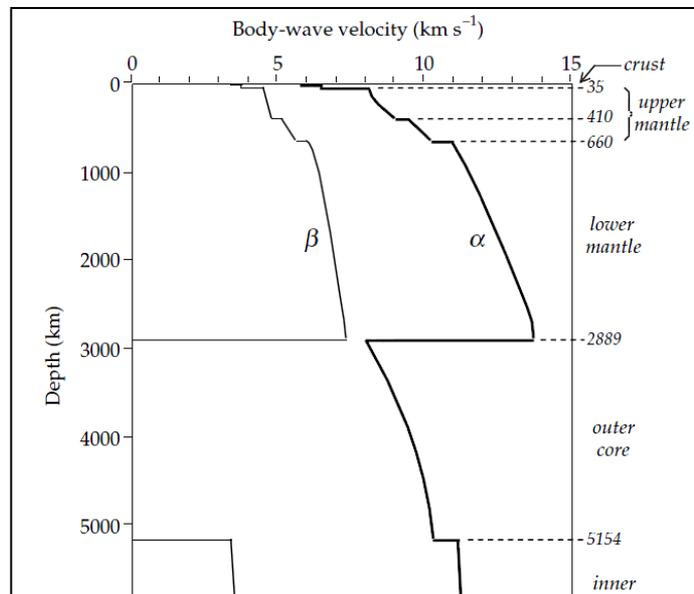
Quelle: Lowrie

Der Erdmantel

Was ist bisher bekannt?

Geschwindigkeits- und Dichteprofile

- aus Inversion seismologischer Untersuchungen



Im Mantel: Ansteigen der Geschwindigkeits- und Dichtewerte mit Tiefe/ Druck

Fig. 3.81 The variations with depth of longitudinal- and shear-wave velocities, a and b , respectively, in the Earth's interior, according to the Earth model *iasp91* (data source: Kennett and Engdahl, 1991).

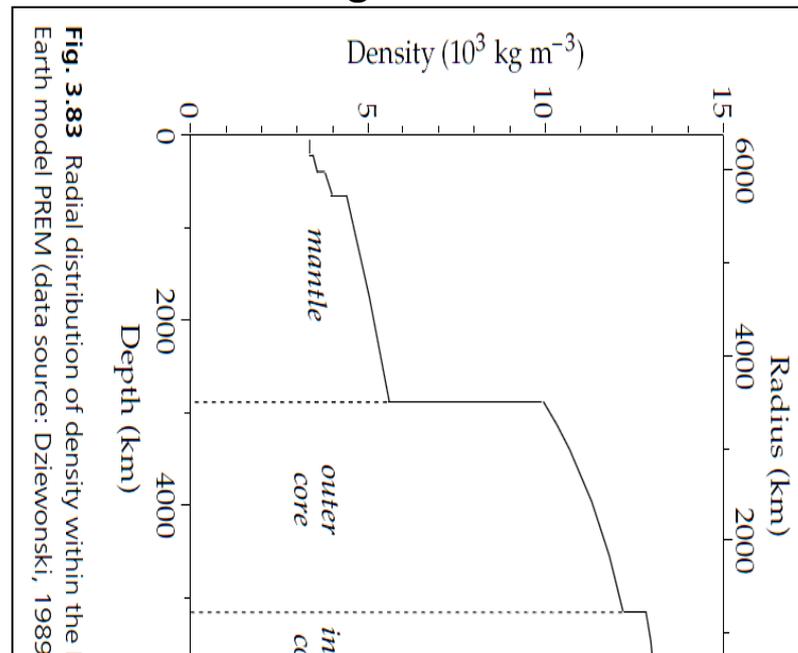


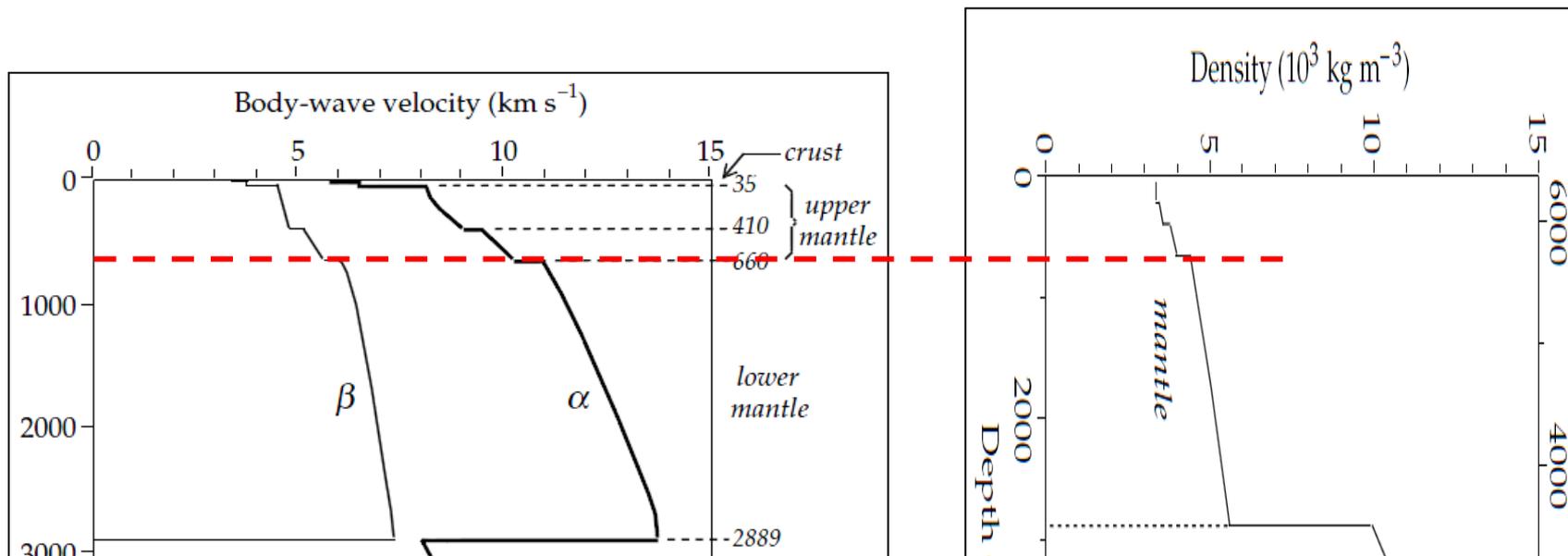
Fig. 3.83 Radial distribution of density within the Earth model PREM (data source: Dziewonski, 1989)

Der Erdmantel

Was ist bisher bekannt?

Struktur

- Teilt sich in oberen und unteren Mantel und zeigt auch innerhalb dieser Bereiche Diskontinuitäten



Quelle: Lowrie

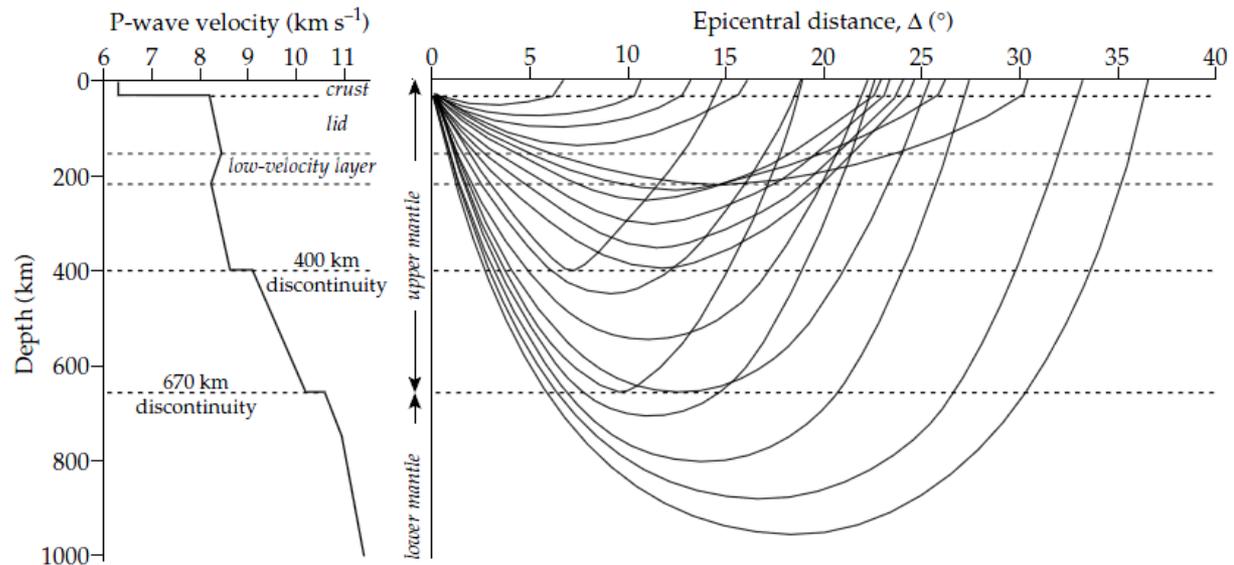
Der Erdmantel

Was ist bisher bekannt?

Struktur

- Teilt sich in oberen und unteren Mantel und zeigt auch innerhalb dieser Bereiche Diskontinuitäten

Fig. 3.87 (a) P-wave velocity–depth profile in the upper mantle beneath the Canadian shield, and (b) ray paths through the model; note the sharp bending of rays at the velocity discontinuities at depths of 400 km and 670 km (after LeFevre and Helmberger, 1989).



Quelle: Lowrie

Der Erdmantel

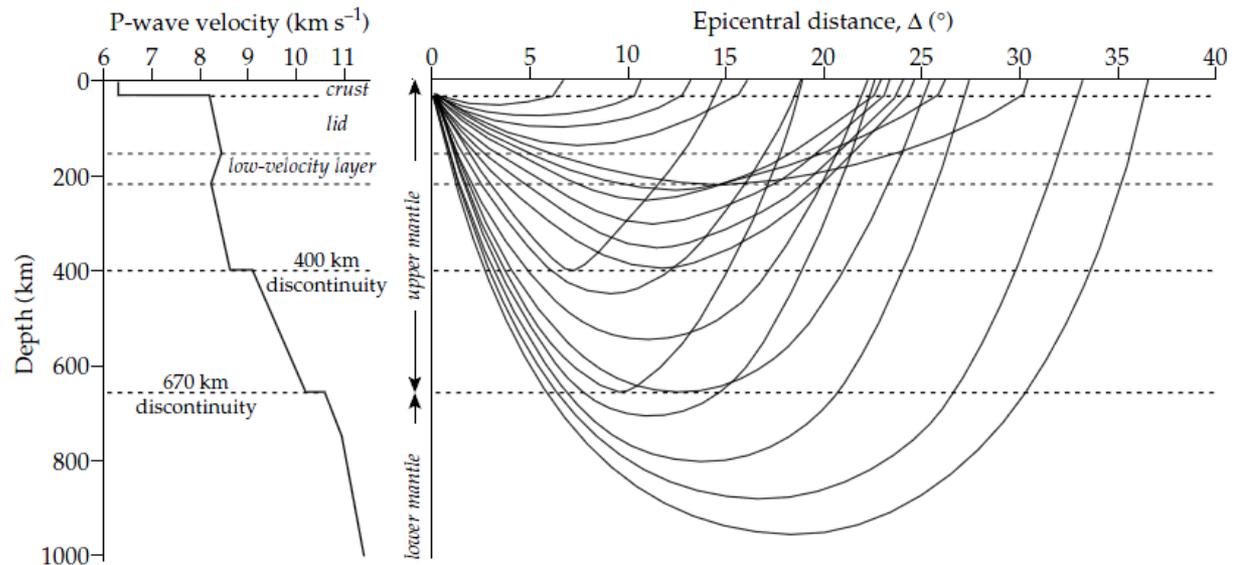
Was ist bisher bekannt?

Beobachtung: P-Wellen-Geschwindigkeit zeigt Sprünge in bestimmten Tiefen – warum?

Struktur

- Teilt sich in oberen und unteren Mantel und zeigt auch innerhalb dieser Bereiche Diskontinuitäten

Fig. 3.87 (a) P-wave velocity–depth profile in the upper mantle beneath the Canadian shield, and (b) ray paths through the model; note the sharp bending of rays at the velocity discontinuities at depths of 400 km and 670 km (after LeFevre and Helmberger, 1989).



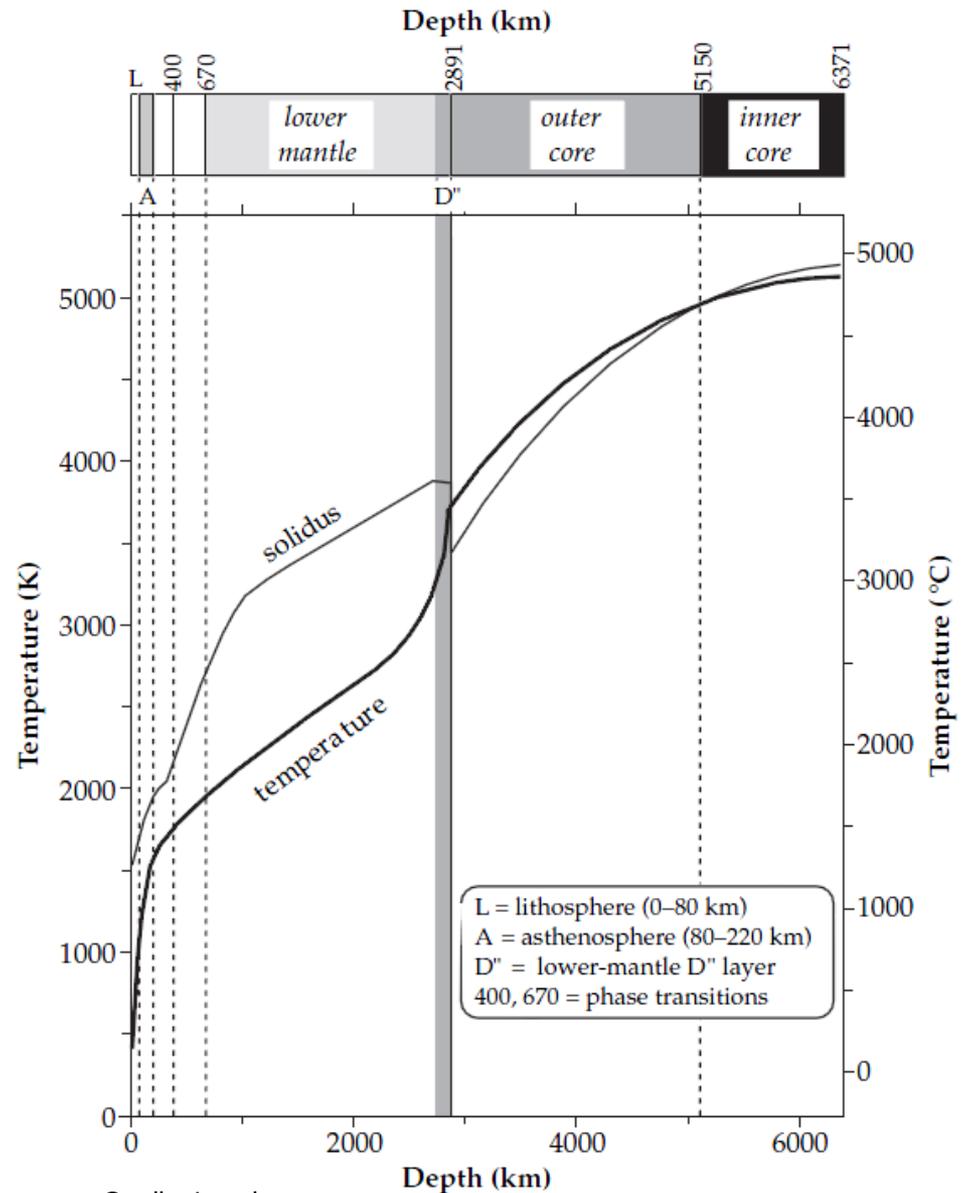
Quelle: Lowrie

Der Erdmantel

Was ist bisher bekannt?

Temperatur

- Steigt zunächst stark an (Asthenosphäre), dann weniger stark, an Grenzfläche D" wieder stärker



Quelle: Lowrie

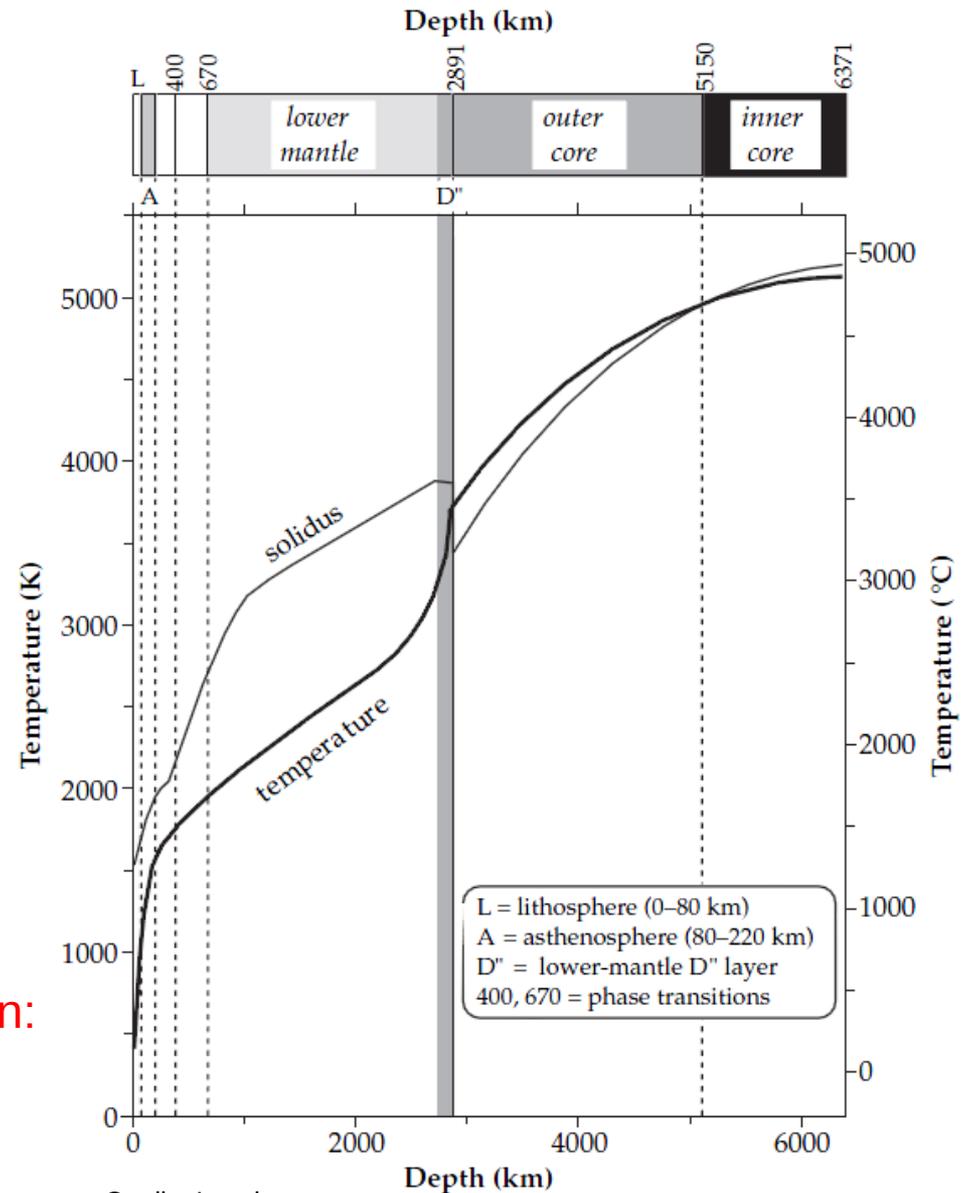
Der Erdmantel

Was ist bisher bekannt?

Temperatur

- Steigt zunächst stark an (Asthenosphäre), dann weniger stark, an Grenzfläche D" wieder stärker

Beobachtung: in manchen Bereichen steigt Temperatur stärker als in anderen: Hinweis auf Konvektion!

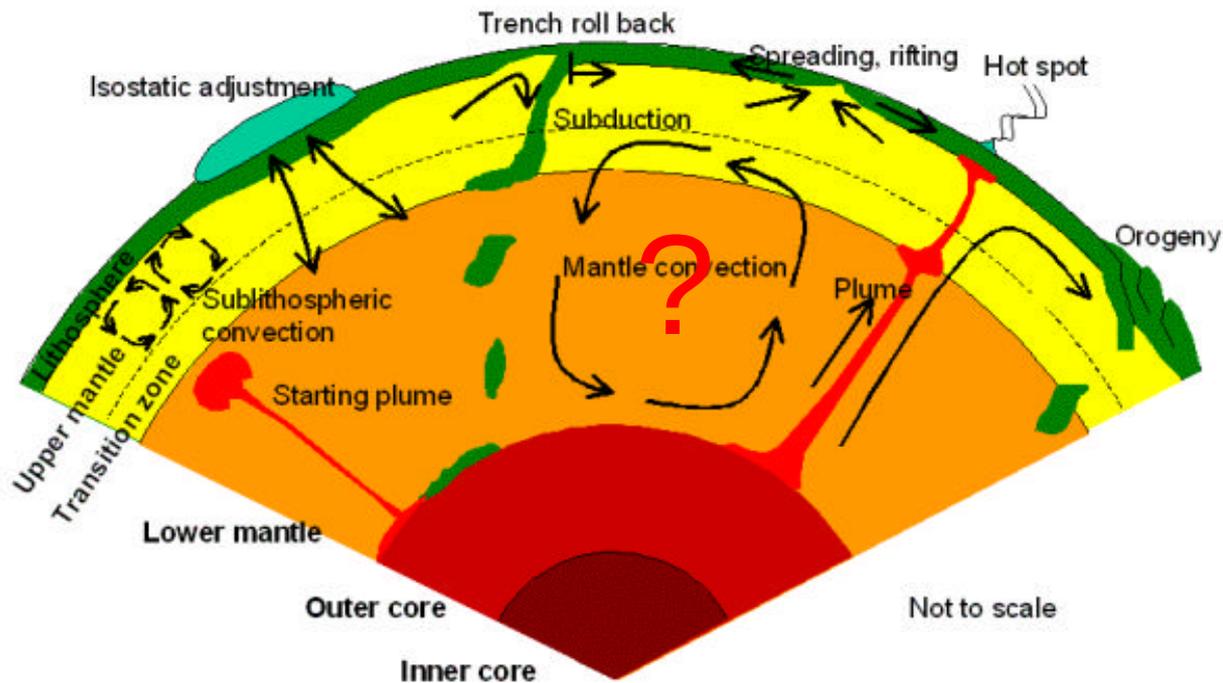


Der Erdmantel

Was ist bisher bekannt?

Wärmetransport

- erfolgt größtenteils durch Konvektion



Quelle: Wenzel

Wie entsteht Konvektion?

Eine homogene Flüssigkeit in einem Topf der Höhe H wird oben gekühlt und von unten geheizt. Wenn die Temperaturdifferenz klein ist gibt es nur Wärmeleitung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_T \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Randbedingungen: $T(z=0, t) = T_0$
 $T(z=H, t) = T_H$

Wie entsteht Konvektion?

Eine homogene Flüssigkeit in einem Topf der Höhe H wird oben gekühlt und von unten geheizt. Wenn die Temperaturdifferenz klein ist gibt es nur Wärmeleitung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_T \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Randbedingungen: $T(z=0, t) = T_0$
 $T(z=H, t) = T_H$

Nach langer Zeit hat sich ein stationärer Zustand eingestellt: $\frac{d^2 T}{dz^2} = 0$

Wie entsteht Konvektion?

Eine homogene Flüssigkeit in einem Topf der Höhe H wird oben gekühlt und von unten geheizt. Wenn die Temperaturdifferenz klein ist gibt es nur Wärmeleitung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_T \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Randbedingungen: $T(z=0, t) = T_0$
 $T(z=H, t) = T_H$

Nach langer Zeit hat sich ein stationärer Zustand eingestellt: $\frac{d^2 T}{dz^2} = 0$

Lösung der DGL: $T(z) = T_0 + \frac{T_H - T_0}{H} \cdot z$

Wie entsteht Konvektion?

Eine homogene Flüssigkeit in einem Topf der Höhe H wird oben gekühlt und von unten geheizt. Wenn die Temperaturdifferenz klein ist gibt es nur Wärmeleitung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_T \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Randbedingungen: $T(z=0, t) = T_0$
 $T(z=H, t) = T_H$

Nach langer Zeit hat sich ein stationärer Zustand eingestellt: $\frac{d^2 T}{dz^2} = 0$

Lösung der DGL: $T(z) = T_0 + \frac{T_H - T_0}{H} \cdot z$

Der Wärmefluss beträgt $q = k \cdot \frac{T_0 - T_H}{H}$

Wie entsteht Konvektion?

Die Dichte ist temperaturabhängig.

Mit der mittleren Temperatur $T_m = \frac{1}{2}(T_0 + T_H)$ gilt für die Dichte:

$$\rho(T) = \rho(T_m) \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m)) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m))$$

mit dem Volumenausdehnungskoeffizienten $\alpha = - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)$

Wie entsteht Konvektion?

Die Dichte ist temperaturabhängig.

Mit der mittleren Temperatur $T_m = \frac{1}{2}(T_0 + T_H)$ gilt für die Dichte:

$$\rho(T) = \rho(T_m) \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m)) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m))$$

mit dem Volumenausdehnungskoeffizienten $\alpha = - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right) < 0$

Wie entsteht Konvektion?

Die Dichte ist temperaturabhängig.

Mit der mittleren Temperatur $T_m = \frac{1}{2}(T_0 + T_H)$ gilt für die Dichte:

$$\rho(T) = \rho(T_m) \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m)) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m))$$

mit dem Volumenausdehnungskoeffizienten $\alpha = - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right) < 0$

> 0

Wie entsteht Konvektion?

Die Dichte ist temperaturabhängig.

Mit der mittleren Temperatur $T_m = \frac{1}{2}(T_0 + T_H)$ gilt für die Dichte:

$$\rho(T) = \rho(T_m) \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m)) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m))$$

> 0 in der Nähe der Wärmequelle
 < 0 an Oberfläche

mit dem Volumenausdehnungskoeffizienten $\alpha = - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right) < 0$

> 0

Wie entsteht Konvektion?

Die Dichte ist temperaturabhängig.

Mit der mittleren Temperatur $T_m = \frac{1}{2}(T_0 + T_H)$ gilt für die Dichte:

$$\rho(T) = \rho(T_m) \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m)) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m))$$

> 0 in der Nähe der Wärmequelle
 < 0 an Oberfläche

mit dem Volumenausdehnungskoeffizienten $\alpha = - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right) < 0$

> 0

Es ergibt sich eine im Schwerfeld potenziell instabile Schichtung, weil Material geringerer Dichte von solchem höherer Dichte überlagert wird.

$$\rho(T_H) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T_H - T_m)) < \rho_m$$

$$\rho(T_0) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T_0 - T_m)) > \rho_m$$

Wie entsteht Konvektion?

Temperaturdifferenz wächst weiter: Flüssigkeit wird tatsächlich instabil und beginnt zu konvektieren.

Material im unteren Bereich des Topfs erfährt Auftrieb (in N/m^3)

$$g \cdot \rho_m \cdot \alpha \cdot (T - T_m)$$

Wie entsteht Konvektion?

Temperaturdifferenz wächst weiter: Flüssigkeit wird tatsächlich instabil und beginnt zu konvektieren.

Material im unteren Bereich des Topfs erfährt Auftrieb (in N/m^3)

$$g \cdot \rho_m \cdot \alpha \cdot (T - T_m)$$

Konvektion wird durch zwei Parameter kontrolliert:

- Volumenausdehnungskoeffizient treibt Konvektion an
- Viskosität (innere Reibung) der Flüssigkeit bremst sie

Wie entsteht Konvektion?

Temperaturdifferenz wächst weiter: Flüssigkeit wird tatsächlich instabil und beginnt zu konvektieren.

Material im unteren Bereich des Topfs erfährt Auftrieb (in N/m^3)

$$g \cdot \rho_m \cdot \alpha \cdot (T - T_m)$$

Konvektion wird durch zwei Parameter kontrolliert:

- Volumenausdehnungskoeffizient treibt Konvektion an
- Viskosität (innere Reibung) der Flüssigkeit bremst sie

Nach einiger Zeit: stationärer Zustand, in dem sich die Flüssigkeitsteilchen zwar bewegen, aber deren Geschwindigkeit sich zeitlich nicht ändert. Auch die Temperaturverteilung ist dann zeitlich konstant.

Wie entsteht Konvektion?

Aus linearisierter Stabilitätsanalyse der hydrodynamischen Gleichungen: Für Beginn der Konvektion ist die Rayleighzahl relevant:

$$Ra = \frac{\rho_m \cdot g \cdot \alpha \cdot (T_o - T_H) \cdot H^3}{\mu \cdot \kappa_T}$$

Wie entsteht Konvektion?

Aus linearisierter Stabilitätsanalyse der hydrodynamischen Gleichungen: Für Beginn der Konvektion ist die Rayleighzahl relevant:

$$Ra = \frac{\rho_m \cdot g \cdot \alpha \cdot (T_o - T_H) \cdot H^3}{\mu \cdot \kappa_T}$$

Aus Experimenten: kritische Rayleighzahl, ab der Konvektion einsetzt, liegt etwa bei 1.000:

$$Ra_C \approx 1.000$$

Wie entsteht Konvektion?

Aus linearisierter Stabilitätsanalyse der hydrodynamischen Gleichungen: Für Beginn der Konvektion ist die Rayleighzahl relevant:

$$Ra = \frac{\rho_m \cdot g \cdot \alpha \cdot (T_o - T_H) \cdot H^3}{\mu \cdot \kappa_T}$$

Aus Experimenten: kritische Rayleighzahl, ab der Konvektion einsetzt, liegt etwa bei 1.000:

$$Ra_C \approx 1.000$$

Wenn $Ra \gg Ra_C$, dann ist Konvektion adiabatisch: ein (infinitesimales) Fluidpaket wird so schnell nach oben und wieder nach unten bewegt, dass während dieser Zeit keine Wärme aus ihm heraus- oder hineingeleitet wird.

Dann gilt: adiabatischer Temperaturgradient $-\frac{dT}{dz} = \frac{T_m \cdot \alpha \cdot g}{C_p}$
 mit der Wärmekapazität C_p .

Wie entsteht Konvektion?

Aus linearisierter Stabilitätsanalyse der hydrodynamischen Gleichungen: Für Beginn der Konvektion ist die Rayleighzahl relevant:

$$Ra = \frac{\rho_m \cdot g \cdot \alpha \cdot (T_o - T_H) \cdot H^3}{\mu \cdot \kappa_T}$$

Aus Experimenten: kritische Rayleighzahl, ab der Konvektion einsetzt, liegt etwa bei 1.000:

$$Ra_C \approx 1.000$$

Wenn $Ra \gg Ra_C$, dann ist Konvektion adiabatisch: ein (infinitesimales) Fluidpaket wird so schnell nach oben und wieder nach unten bewegt, dass während dieser Zeit keine Wärme aus ihm heraus- oder hineingeleitet wird.

Dann gilt: adiabatischer Temperaturgradient $-\frac{dT}{dz} = \frac{T_m \cdot \alpha \cdot g}{C_p}$
 mit der Wärmekapazität C_p .

Nur noch von mittlerer Temperatur abhängig!

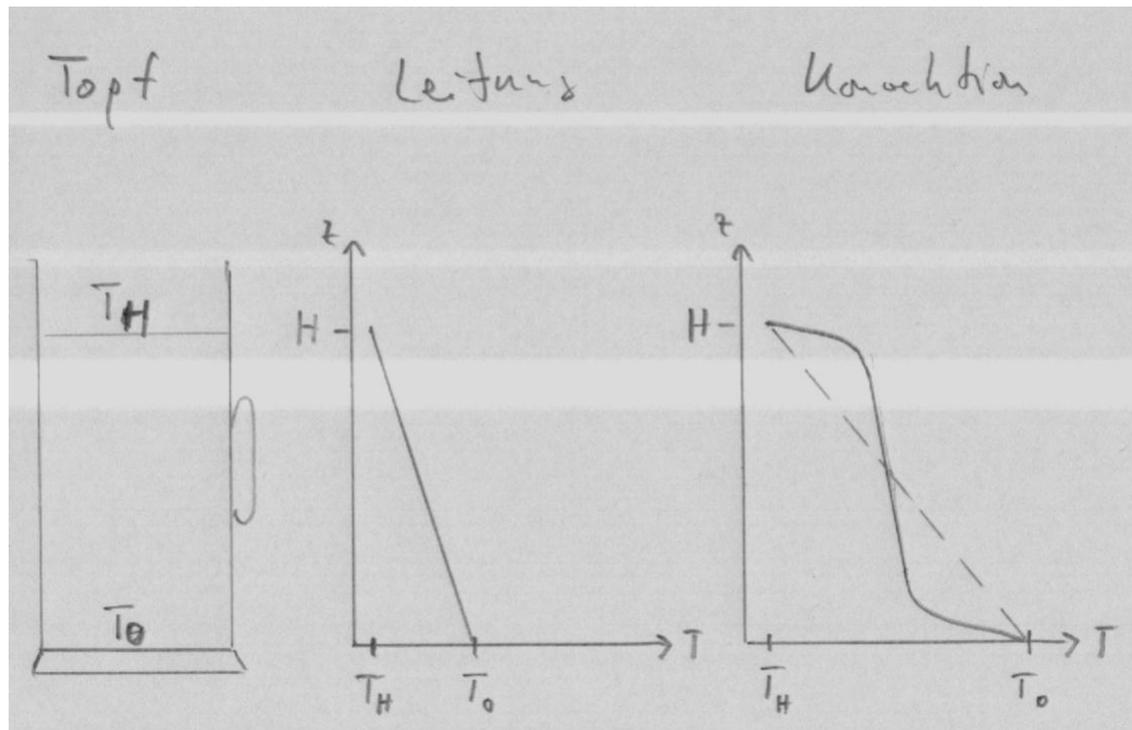
Wie entsteht Konvektion?

Dieser Gradient $\frac{T_m \cdot \alpha \cdot g}{C_p}$ ist deutlich kleiner als der lineare Gradient $-\frac{T_0 - T_H}{H}$

Wie entsteht Konvektion?

Dieser Gradient $\frac{T_m \cdot \alpha \cdot g}{C_p}$ ist deutlich kleiner als der lineare Gradient $-\frac{T_0 - T_H}{H}$

Wegen fester Randbedingungen ergibt sich folgendes Temperaturprofil:

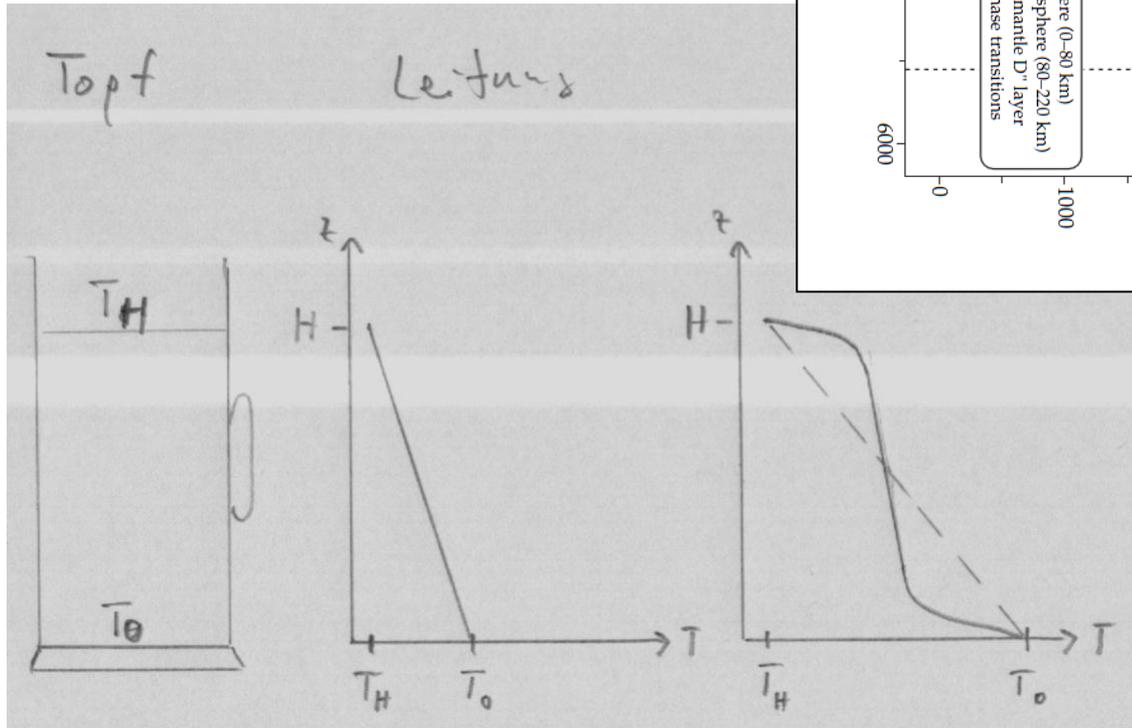
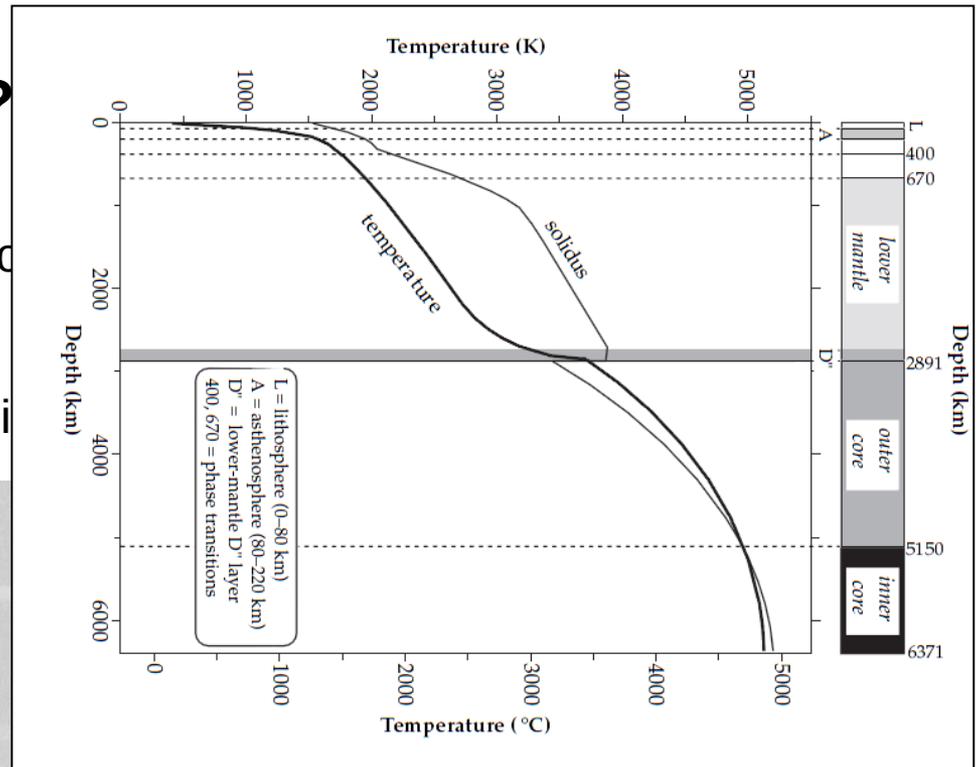


Quelle: Wenzel

Wie entsteht Konvektion?

Dieser Gradient $\frac{T_m \cdot \alpha \cdot g}{C_p}$ ist deutlich

Wegen fester Randbedingungen ergi

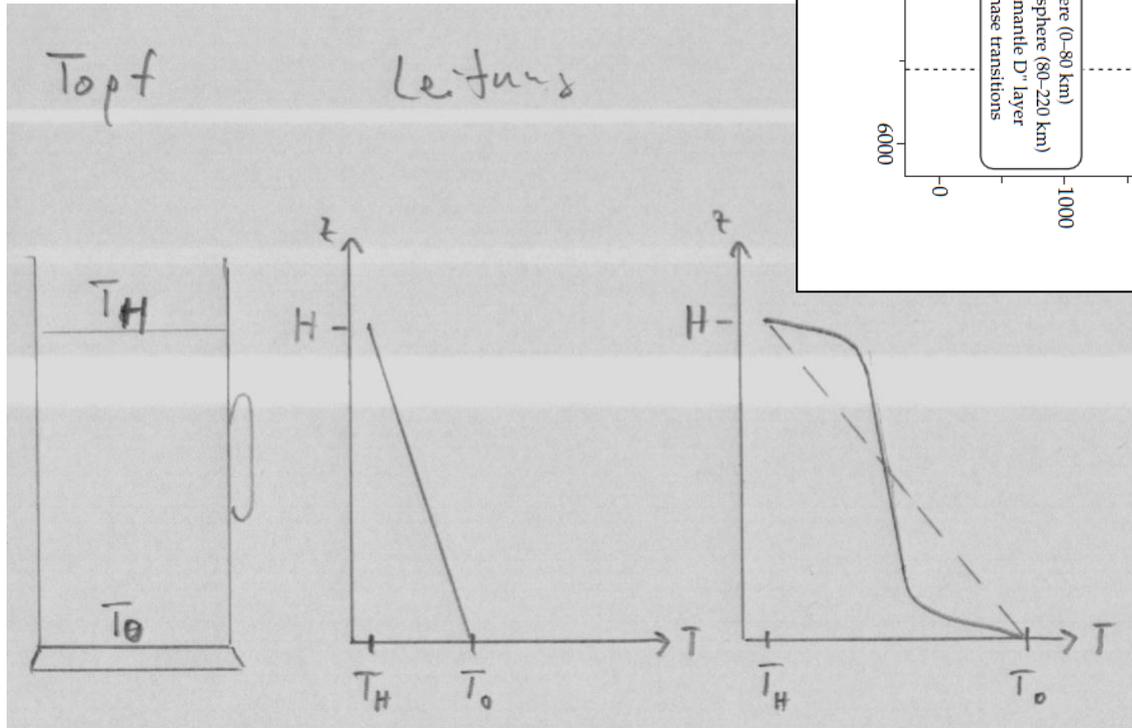
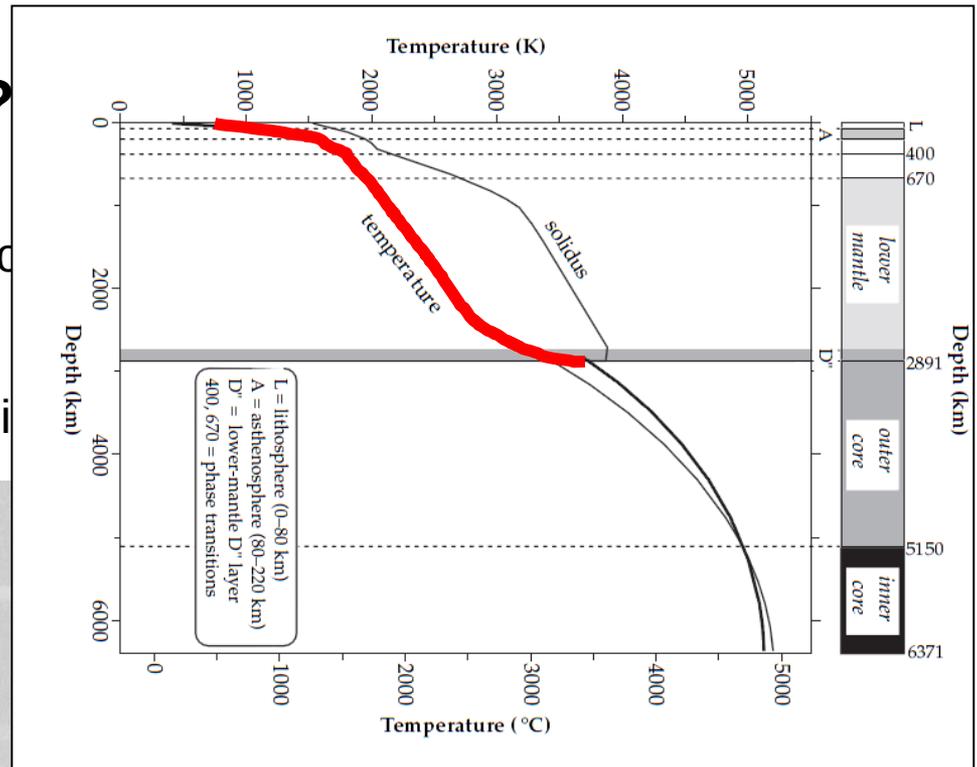


Quelle: Wenzel, Lowrie

Wie entsteht Konvektion?

Dieser Gradient $\frac{T_m \cdot \alpha \cdot g}{C_p}$ ist deutlich

Wegen fester Randbedingungen ergi



Quelle: Wenzel, Lowrie

Der Erdmantel

Was soll heute noch Thema sein?

- Zusammensetzung des Mantels
- Struktur: 1D-Diskontinuitäten, 3D-Struktur

Zusammensetzung des Erdmantels

Keine direkte Erprobung des Erdmantels möglich

Informationen stammen aus:

- **seismologischen Untersuchungen und Modellen**

Der Erdmantel

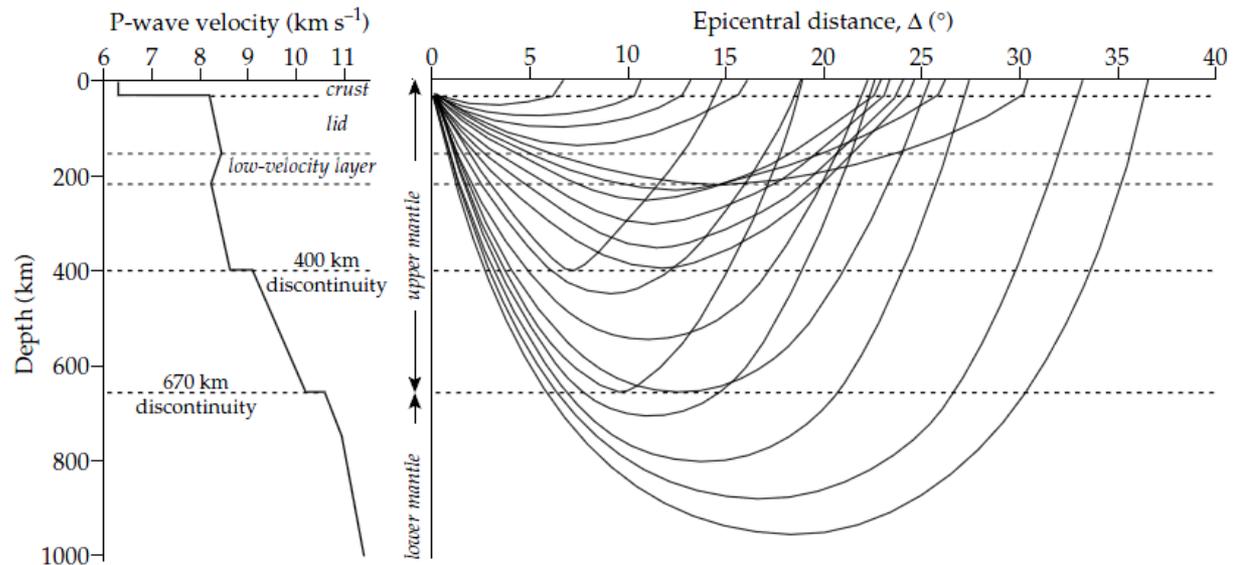
Was ist bisher bekannt?

Beobachtung: P-Wellen-Geschwindigkeit zeigt Sprünge in bestimmten Tiefen – warum?

Struktur

- Teilt sich in oberen und unteren Mantel und zeigt auch innerhalb dieser Bereiche Diskontinuitäten

Fig. 3.87 (a) P-wave velocity–depth profile in the upper mantle beneath the Canadian shield, and (b) ray paths through the model; note the sharp bending of rays at the velocity discontinuities at depths of 400 km and 670 km (after LeFevre and Helmberger, 1989).



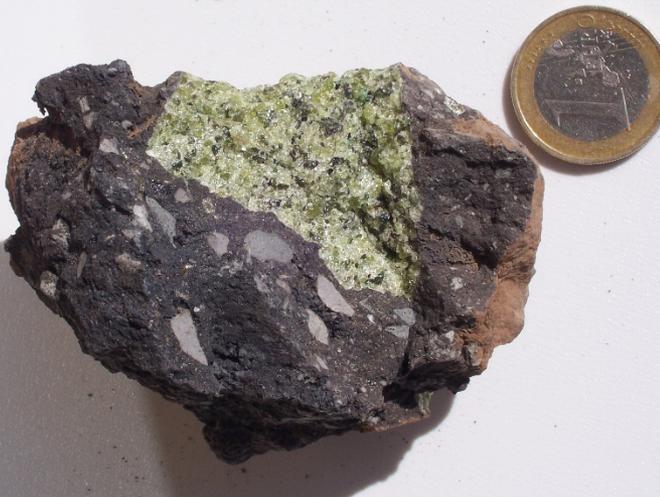
Quelle: Lowrie

Zusammensetzung des Erdmantels

Keine direkte Erprobung des Erdmantels möglich

Informationen stammen aus:

- seismologischen Untersuchungen und Modellen
- **chemischen Untersuchungen an Mantelxenolithen**

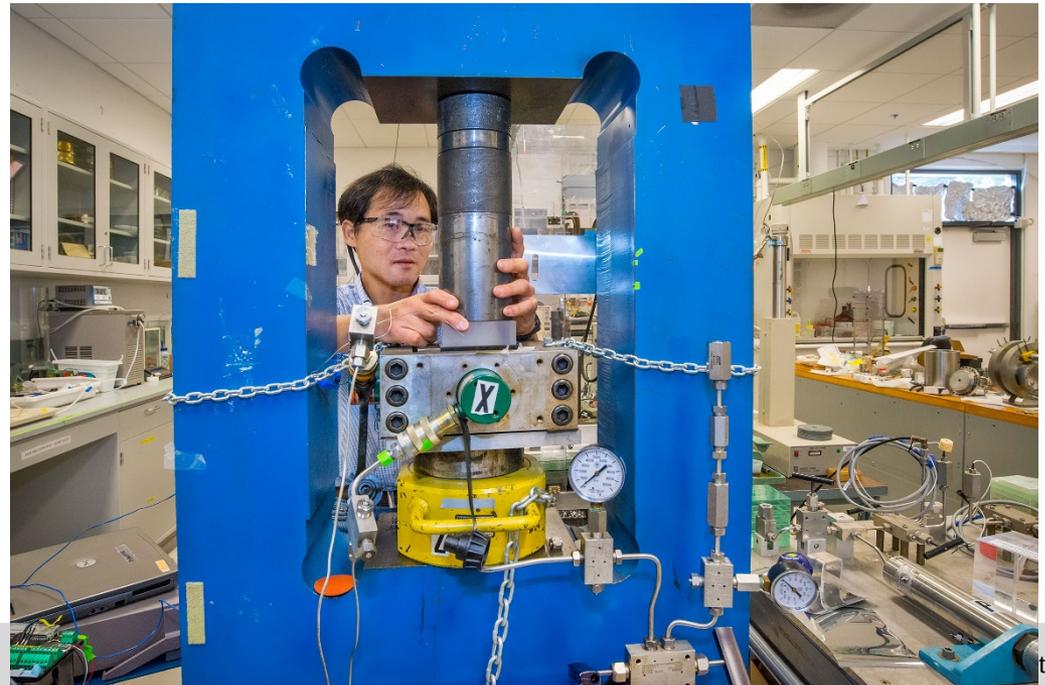
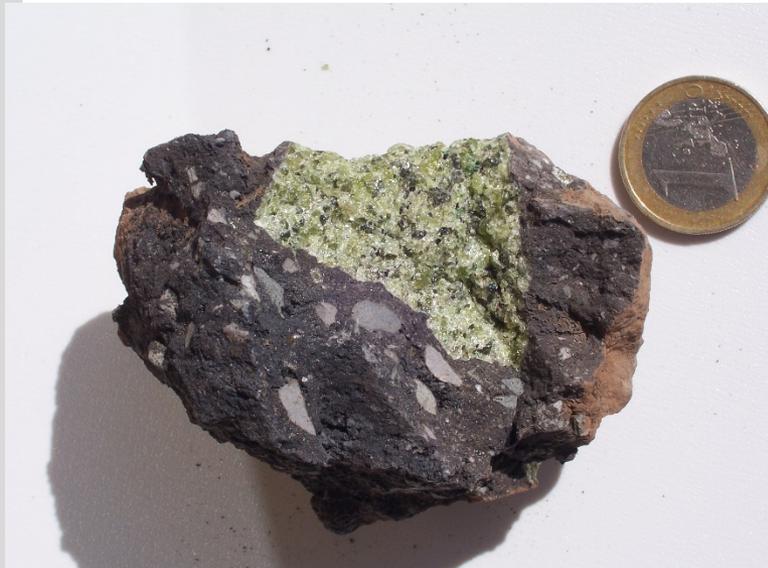


Zusammensetzung des Erdmantels

Keine direkte Erprobung des Erdmantels möglich

Informationen stammen aus:

- seismologischen Untersuchungen und Modellen
- chemischen Untersuchungen an Mantelxenolithen
- **Laborexperimenten bei hohen Drücken und Temperaturen**



Zusammensetzung des Erdmantels

Keine direkte Erprobung des Erdmantels möglich

Informationen stammen aus:

- seismologischen Untersuchungen und Modellen
- chemischen Untersuchungen an Mantelxenolithen
- **Laborexperimenten bei hohen Drücken und Temperaturen**



Hinweis: Gesteinsphysik-Versuch in den Geophysikalischen Laborübungen



Zusammensetzung des Erdmantels

Table 2.2 The most abundant elements in the Earth: percentages by mass for the mantle and core models in Sections 2.7 and 2.8 with some values for the upper crust, as considered in Section 2.9

Element	Upper cont. crust	Mantle	Outer core	Inner core	Earth
O	46.8	44.23	5.34	0.11	31.47
Fe	3.5	6.26	79.15	84.43	30.26
Mg	1.3	22.80	–	–	15.36
Si	30.8	21.00	–	–	14.15
Ni	–	0.2	6.49	6.92	2.27
S	3.0	0.03	8.84	8.02	2.78
Ca	–	2.53	–	–	1.70
Al	8.0	2.35	–	–	1.58
Na	2.9	0.27	–	–	0.18
Others	3.7	0.33	0.58	0.52	0.22

Quelle: Stacey & Davis, 2008

Zusammensetzung des Erdmantels

Table 2.2 The most abundant elements in the Earth: percentages by mass for the mantle and core models in Sections 2.7 and 2.8 with some values for the upper crust, as considered in Section 2.9

Element	Upper cont. crust	Mantle	Outer core	Inner core	Earth
O	46.8	44.23	5.34	0.11	31.47
Fe	3.5	6.26	79.15	84.43	30.26
Mg	1.3	22.80	–	–	15.36
Si	30.8	21.00	–	–	14.15
Ni	–	0.2	6.49	6.92	2.27
S	3.0	0.03	8.84	8.02	2.78
Ca	–	2.53	–	–	1.70
Al	8.0	2.35	–	–	1.58
Na	2.9	0.27	–	–	0.18
Others	3.7	0.33	0.58	0.52	0.22

Quelle: Stacey & Davis, 2008

Zusammensetzung des Erdmantels

Table 2.2 The most abundant elements in the Earth: percentages by mass for the mantle and core models in Sections 2.7 and 2.8 with some values for the upper crust, as considered in Section 2.9

Element	Upper cont. crust	Mantle	Outer core	Inner core	Earth
O	46.8	44.23	5.34	0.11	31.47
Fe	3.5	6.76	79.15	84.43	30.26
Mg	1.3	22.80	–	–	15.36
Si	30.8	21.00	–	–	14.15
Ni	–	0.2	6.49	6.92	2.27
S	3.0	0.03	8.84	8.02	2.78
Ca	–	2.53	–	–	1.70
Al	8.0	2.35	–	–	1.58
Na	2.9	0.27	–	–	0.18
Others	3.7	0.33	0.58	0.52	0.22

Quelle: Stacey & Davis, 2008

Zusammensetzung des Erdmantels

Table 2.2 The most abundant elements in the Earth: percentages by mass for the mantle and core models in Sections 2.7 and 2.8 with some values for the upper crust, as considered in Section 2.9

Einen hohen Anteil an Mg (oder Fe) findet man in MAFISCHEN Mineralen

Element	Upper cont. crust	Mantle	Outer core	Inner core	Earth
O	46.8	44.23	5.34	0.11	31.47
Fe	3.5	6.76	79.15	84.43	30.26
Mg	1.3	22.80	–	–	15.36
Si	30.8	21.00	–	–	14.15
Ni	–	0.2	6.49	6.92	2.27
S	3.0	0.03	8.84	8.02	2.78
Ca	–	2.53	–	–	1.70
Al	8.0	2.35	–	–	1.58
Na	2.9	0.27	–	–	0.18
Others	3.7	0.33	0.58	0.52	0.22

Quelle: Stacey & Davis, 2008

Zusammensetzung des Erdmantels

Table 2.2 The most abundant elements in the Earth: percentages by mass for the mantle and core models in Sections 2.7 and 2.8 with some values for the upper crust, as considered in Section 2.9

Element	Upper cont. crust	Mantle	Outer core	Inner core	Earth
O	46.8	44.23	5.34	0.11	31.47
Fe	3.5	6.76	79.15	84.43	30.26
Mg	1.3	22.80	–	–	15.36
Si	30.8	21.00	–	–	14.15
Ni	–	0.2	6.49	6.92	2.27
S	3.0	0.03	8.84	8.02	2.78
Ca	–	2.53	–	–	1.70
Al	8.0	2.35	–	–	1.58
Na	2.9	0.27	–	–	0.18
Others	3.7	0.33	0.58	0.52	0.22

Einen hohen Anteil an Mg (oder Fe) findet man in MAFISCHEN Mineralen

Ultramafische Minerale enthalten zu mind. 90 Volumenprozent Mg oder Fe

Quelle: Stacey & Davis, 2008

Zusammensetzung des Erdmantels

Table 2.2 The most abundant elements in the Earth: percentages by mass for the mantle and core models in Sections 2.7 and 2.8 with some values for the upper crust, as considered in Section 2.9

Element	Upper cont. crust	Mantle	Outer core	Inner core	Earth
O	46.8	44.23	5.34	0.11	31.47
Fe	3.5	6.76	79.15	84.43	30.26
Mg	1.3	22.80	–	–	15.36
Si	30.8	21.00	–	–	14.15
Ni	–	0.2	6.49	6.92	2.27
S	3.0	0.03	8.84	8.02	2.78
Ca	–	2.53	–	–	1.70
Al	8.0	2.35	–	–	1.58
Na	2.9	0.27	–	–	0.18
Others	3.7	0.33	0.58	0.52	0.22

Einen hohen Anteil an Mg (oder Fe) findet man in MAFISCHEN Mineralen

Ultramafische Minerale enthalten zu mind. 90 Volumenprozent Mg oder Fe

Beispiele:

- Olivin
- Pyroxene (Klinopyroxen und Orthopyroxen)

Quelle: Stacey & Davis, 2008

Zusammensetzung des Erdmantels

- Olivin: $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$, mit Endgliedern Forsterit Mg_2SiO_4 und Fayalit Fe_2SiO_4
- Olivin im Erdmantel ist meist sehr forsteritisch, d.h. in der Regel Mg-Anteil zwischen 91% und 94%

Quelle: Stacey & Davis, 2008

Zusammensetzung des Erdmantels

- Olivin: $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$, mit Endgliedern Forsterit Mg_2SiO_4 und Fayalit Fe_2SiO_4
- Olivin im Erdmantel ist meist sehr forsteritisch, d.h. in der Regel Mg-Anteil zwischen 91% und 94%
- Pyroxene
 - Orthopyroxen: $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ mit Endgliedern Enstatit MgSiO_3 und Ferrosilit FeSiO_3

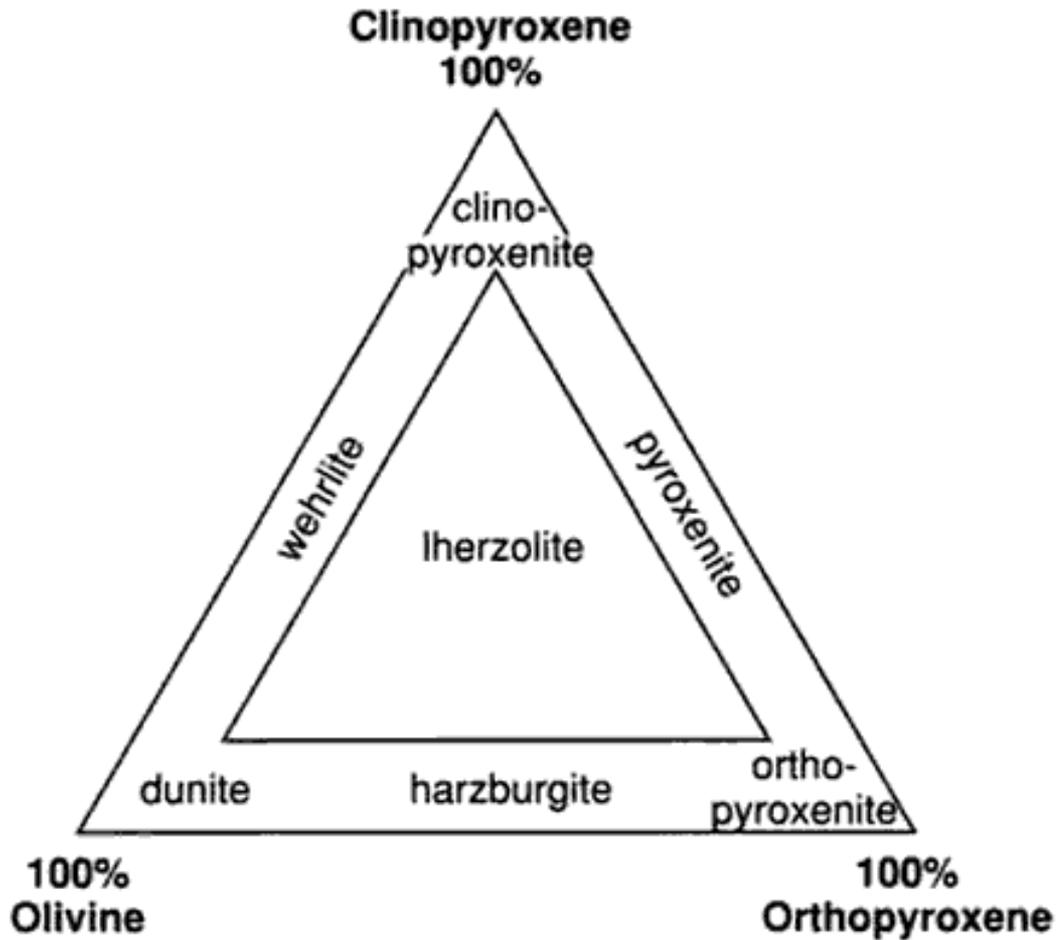
Quelle: Stacey & Davis, 2008

Zusammensetzung des Erdmantels

- Olivin: $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$, mit Endgliedern Forsterit Mg_2SiO_4 und Fayalit Fe_2SiO_4
- Olivin im Erdmantel ist meist sehr forsteritisch, d.h. in der Regel Mg-Anteil zwischen 91% und 94%
- Pyroxene
 - Orthopyroxen: $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ mit Endgliedern Enstatit MgSiO_3 und Ferrosilit FeSiO_3
 - Klinopyroxen: $\text{Ca}(\text{Mg, Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$, besteht also auch noch aus Ca

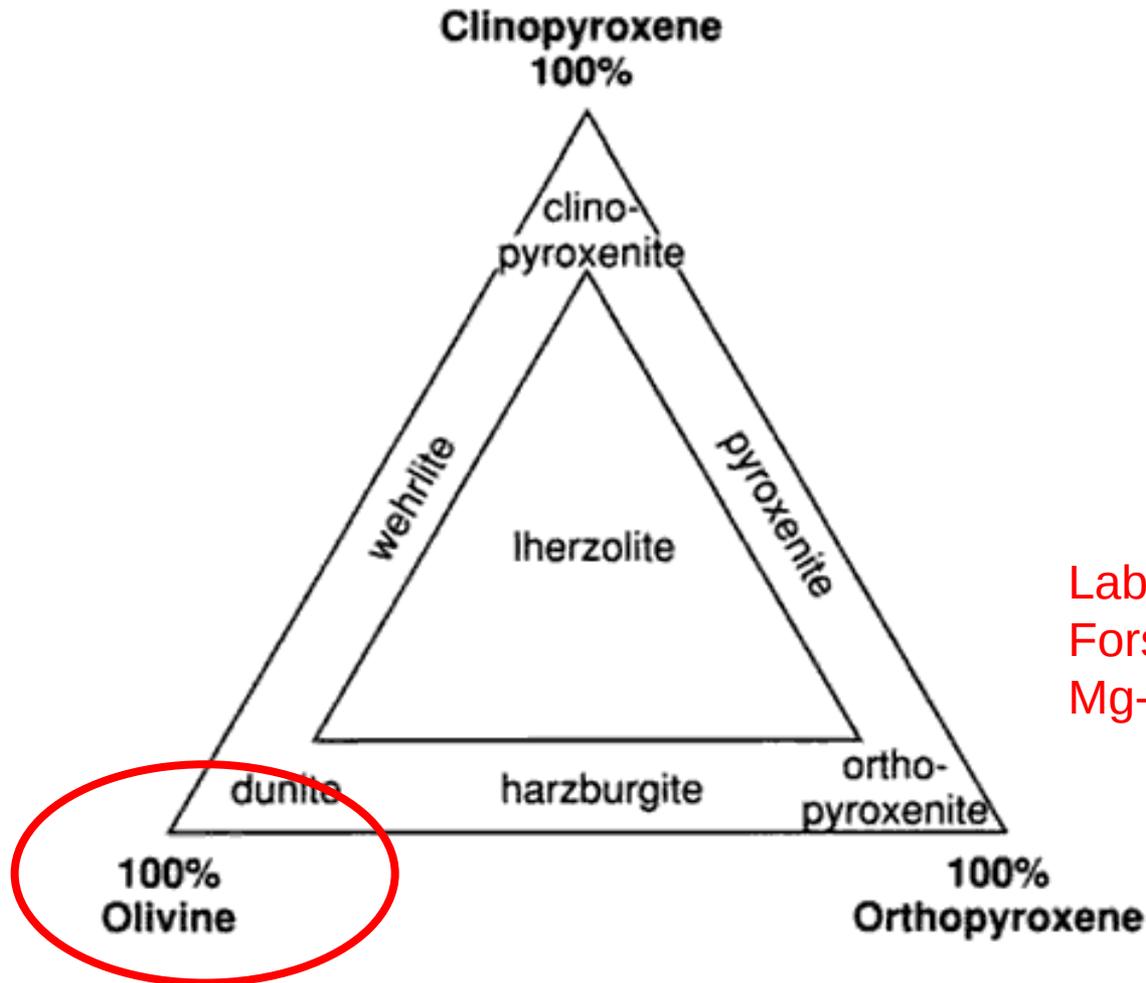
Quelle: Stacey & Davis, 2008

Zusammensetzung des Erdmantels



Quelle: Fowler, 2005

Zusammensetzung des Erdmantels



Laboruntersuchung an Forsteriten (Olivine mit hohem Mg-Anteil)

Quelle: Fowler, 2005

Zusammensetzung des Erdmantels

Table 2.4a Phase transitions in olivine, Mg_2SiO_4 . Zero pressure, 290 K densities of the different crystal structures with equilibrium transition pressures and corresponding depths in the Earth

Crystal structure	ρ_0 (kg m^{-3})	$\Delta\rho_0$ (kg m^{-3})	P (GPa)	z (km)
forsterite	3327			
		246	13.7	410
β spinel (Wadsleyite)	3473			
		75	17.9	520
γ spinel (Ringwoodite)	3548			
		395	23.3	660
MgSiO ₃ perovskite	4107			
+ MgO periclase	3583			
	(3943 together)			
		~60	~120	~2600
'post-perovskite'				
+ MgO periclase	~4004 (together)			

Quelle: Stacey, 2008

Zusammensetzung des Erdmantels

Table 2.4a Phase transitions in olivine, Mg_2SiO_4 . Zero pressure, 290 K densities of the different crystal structures with equilibrium transition pressures and corresponding depths in the Earth

Crystal structure	ρ_0 (kg m^{-3})	$\Delta\rho_0$ (kg m^{-3})	P (GPa)	z (km)
forsterite	3327			
		246	13.7	410
β spinel (Wadsleyite)	3473			
		75	17.9	520
γ spinel (Ringwoodite)	3548			
		395	23.3	660
MgSiO ₃ perovskite	4107			
+ MgO periclase	3583			
	(3943 together)			
		~60	~120	~2600
'post-perovskite'				
+ MgO periclase	~4004 (together)			

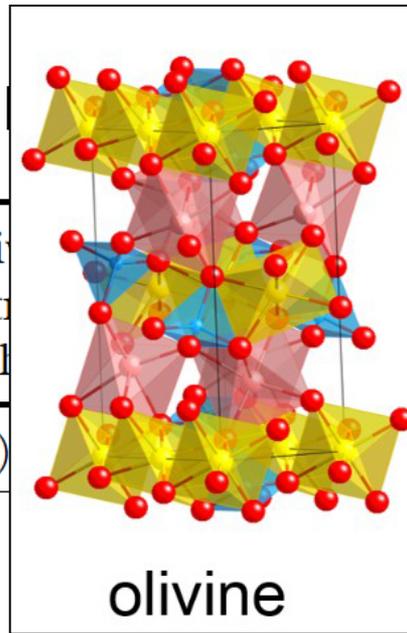
Wird der Druck (der einer bestimmten Tiefe entspricht) erhöht, ändert sich die Dichte und die Struktur

Quelle: Stacey, 2008

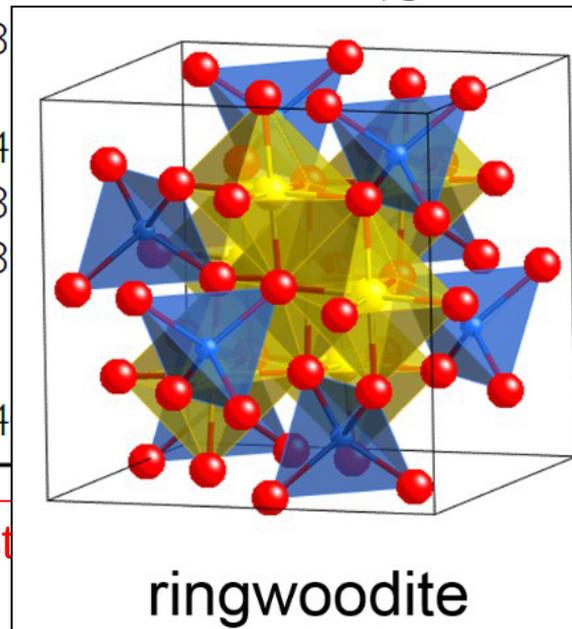
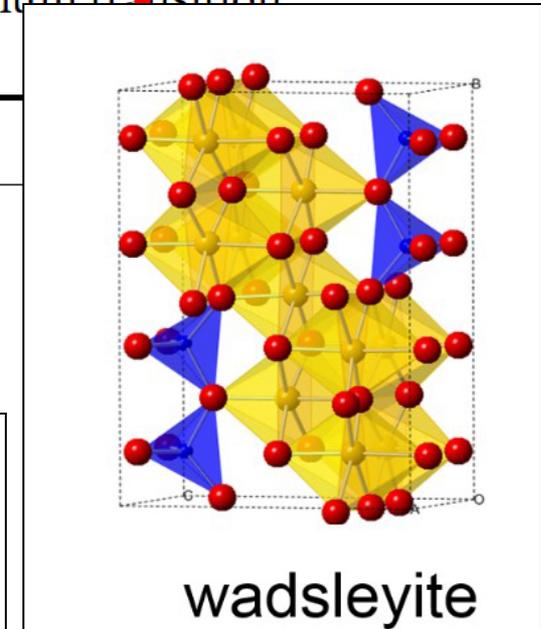
Zusammensetzung des

Table 2.4a Phase transitions in olivine
 densities of the different crystal structures
 pressures and corresponding depths

Crystal structure	ρ_0 (kg m ⁻³)
forsterite	3327
β spinel (Wadsleyite)	3473
γ spinel (Ringwoodite)	3750
MgSiO ₃ perovskite + MgO periclase	4400
'post-perovskite' + MgO periclase	~4700



Pressure 290 K
 equilibrium transition



~120 ~2600

Wird der Druck (der einer best
 erhöht, ändert sich die Dichte

Quelle: Stacey, 2008

Zusammenfassung

Die Strukturänderungen treten in Tiefen auf, in denen auch Änderungen der seismischen Parameter gefunden wurden!

Table 2.4a Phase transitions in olivine, Mg_2SiO_4 . Zero pressure, 290 K densities of the different crystal structures with equilibrium transition pressures and corresponding depths in the Earth

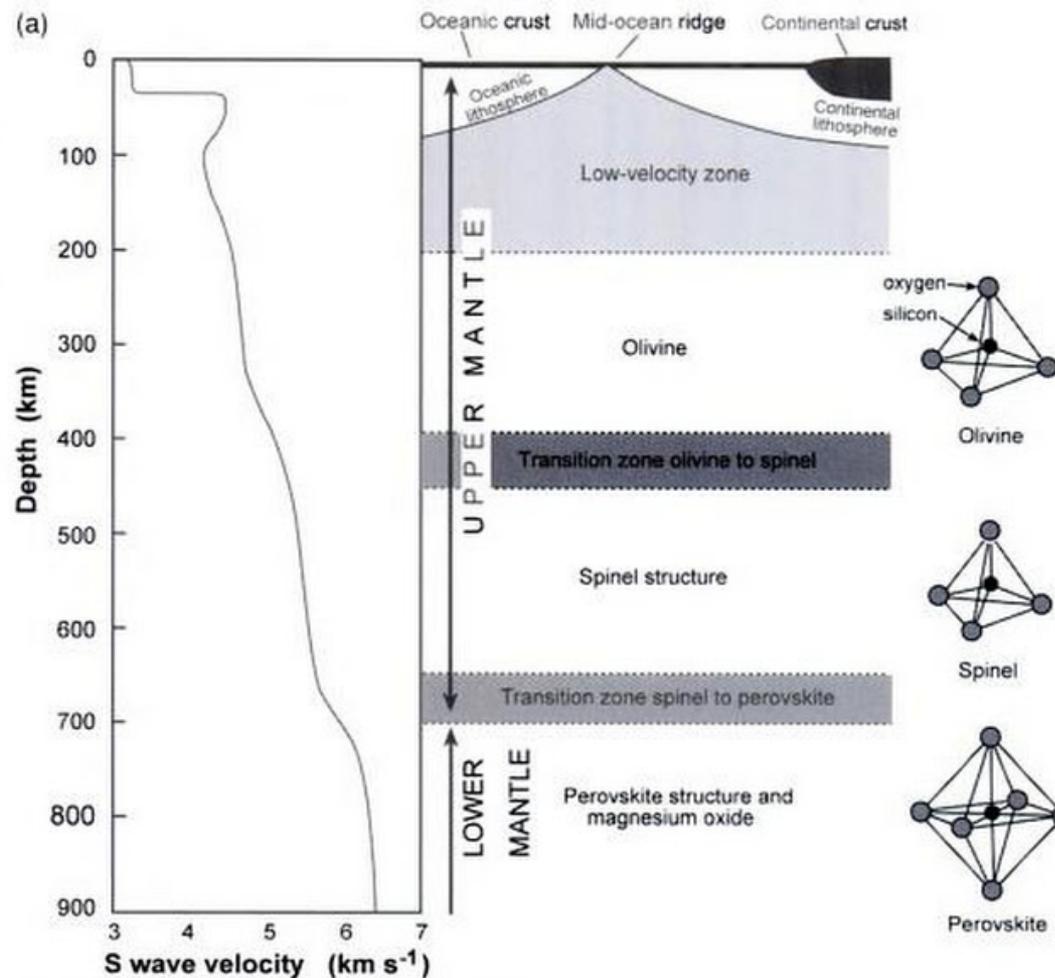
Crystal structure	ρ_0 (kg m^{-3})	$\Delta\rho_0$ (kg m^{-3})	P (GPa)	z (km)
forsterite	3327			
		246	13.7	410
β spinel (Wadsleyite)	3473			
		75	17.9	520
γ spinel (Ringwoodite)	3548			
		395	23.3	660
MgSiO ₃ perovskite + MgO periclase	4107 3583 (3943 together)			
		~60	~120	~2600
'post-perovskite' + MgO periclase	~4004 (together)			

Wird der Druck (der einer bestimmten Tiefe entspricht) erhöht, ändert sich die Dichte und die Struktur

Quelle: Stacey, 2008

Zusammensetzung des Erdmantels

Figure 8.11. (a) The S-wave velocity profile of the upper mantle compared with the phases and transition zones for olivine in the upper mantle. (After McKenzie (1983). Copyright (©) 1983 by Scientific American Inc. All rights reserved.) (b) Phase transformations (shaded) for olivine in the mantle: olivine (α) through wadsleyite (β) and ringwoodite (γ) to perovskite (pv) and magnesiowüstite (mw). The major seismic discontinuities at 410 and 670 km as well as the discontinuity at 520 km correspond to these phase transformations. Dark grey band, upper mantle adiabat with a potential temperature of $\sim 1500\text{--}1600\text{ K}$.

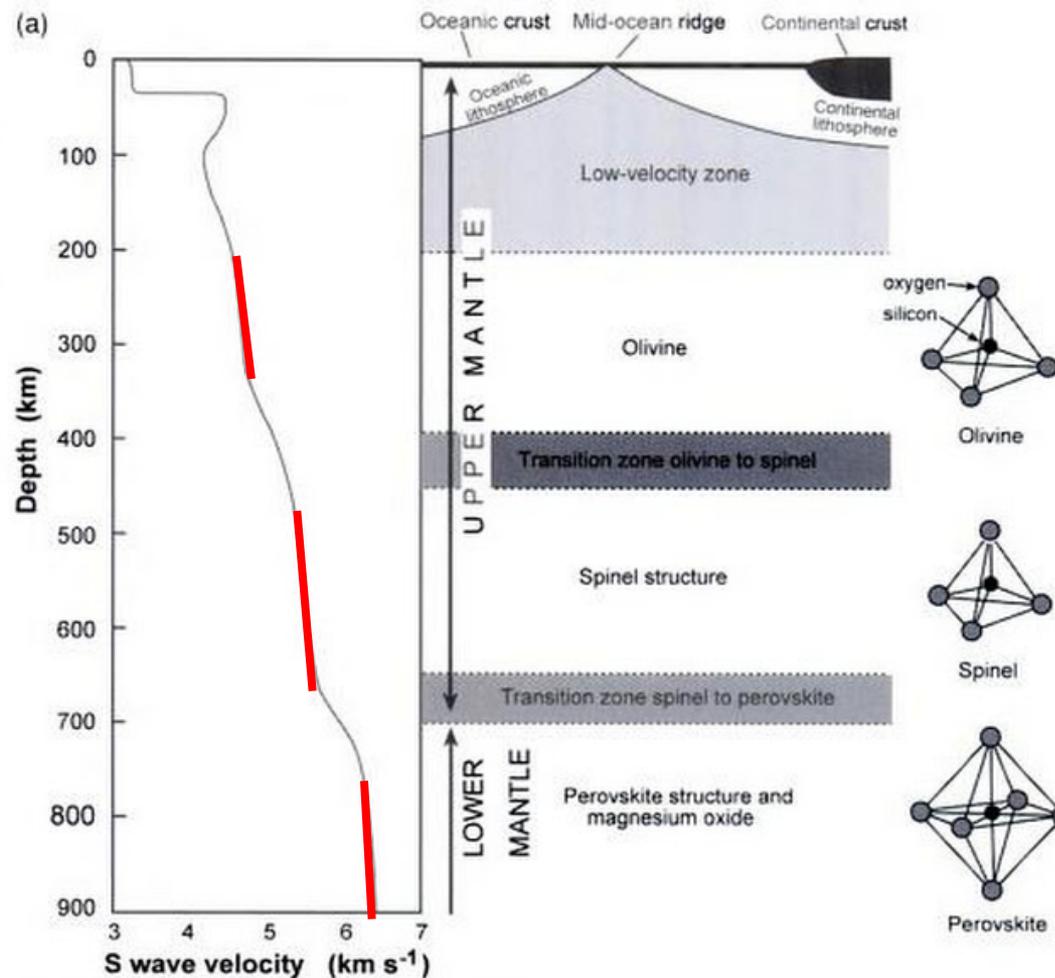


Vergleich Tiefenprofil vs und Übergangsbereiche

Quelle: Fowler, 2005

Zusammensetzung des Erdmantels

Figure 8.11. (a) The S-wave velocity profile of the upper mantle compared with the phases and transition zones for olivine in the upper mantle. (After McKenzie (1983). Copyright (©) 1983 by Scientific American Inc. All rights reserved.) (b) Phase transformations (shaded) for olivine in the mantle: olivine (α) through wadsleyite (β) and ringwoodite (γ) to perovskite (pv) and magnesiowüstite (mw). The major seismic discontinuities at 410 and 670 km as well as the discontinuity at 520 km correspond to these phase transformations. Dark grey band, upper mantle adiabat with a potential temperature of $\sim 1500\text{--}1600\text{ K}$.



Vergleich Tiefenprofil vs und Übergangsbereiche

Quelle: Fowler, 2005

Zusa

Merken:

Übergang von Olivin in β -Spinell-Struktur bei 410 km:

- Dichteanstieg von weniger als 10%
- Exotherme Reaktion: Wärme wird frei

290 K
Transition

Table
of
pressures and corresponding depths in the Earth

Crystal structure	ρ_0 (kg m ⁻³)	$\Delta\rho_0$ (kg m ⁻³)	P (GPa)	z (km)
forsterite	3327			
		246	13.7	410
β spinel (Wadsleyite)	3473			
		75	17.9	520
γ spinel (Ringwoodite)	3548			
		395	23.3	660
MgSiO ₃ perovskite + MgO periclase	4107 3583 (3943 together)			
		~60	~120	~2600
'post-perovskite' + MgO periclase	~4004 (together)			

Quelle: Stacey, 2008

Zusa

Merken:

Übergang von Olivin in β -Spinell-Struktur bei 410 km:

- Dichteanstieg von weniger als 10%
- Exotherme Reaktion: Wärme wird frei

Übergang von β -Spinell- in γ -Spinell-Struktur bei 520 km:

- sehr viel geringerer Dichteanstieg, kaum Auswirkung auf seismische Geschwindigkeiten

Table	dens	press	0 K	tion
Cryst	forste			z (km)
β spinel (Wadsleyite)	3473			410
		75	17.9	520
γ spinel (Ringwoodite)	3548			660
		395	23.3	
MgSiO ₃ perovskite	4107			
+ MgO periclase	3583			
	(3943 together)			
		~60	~120	~2600
'post-perovskite'				
+ MgO periclase	~4004 (together)			

Quelle: Stacey, 2008

Zusa

Merken:

Übergang von Olivin in β -Spinell-Struktur bei 410 km:

- Dichteanstieg von weniger als 10%
- Exotherme Reaktion: Wärme wird frei

Übergang von β -Spinell- in γ -Spinell-Struktur bei 520 km:

- sehr viel geringerer Dichteanstieg, kaum Auswirkung auf seismische Geschwindigkeiten

Übergang von γ -Spinell-Struktur in Post-Spinell-Struktur (Perovskit und Plagioklas) bei 660 km:

- Dichteanstieg von mehr als 10%
- deutliche Diskontinuität in seismischen Parametern
- Beginn des unteren Mantels

0 K
tion

z (km)

410

520

660

(3943 together)

~60

~120

~2600

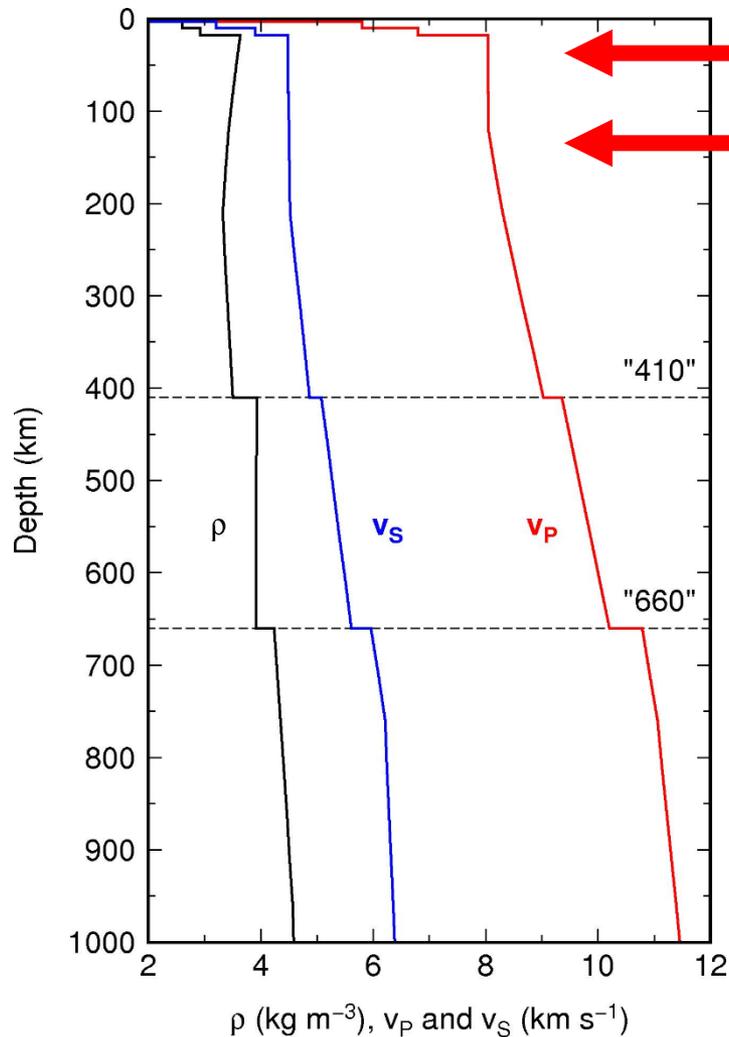
'post-perovskite'

+ MgO periclase

~4004 (together)

Quelle: Stacey, 2008

1D-Struktur des Mantels



Oberster Mantel: Lithosphäre
(L. umfasst auch Kruste)

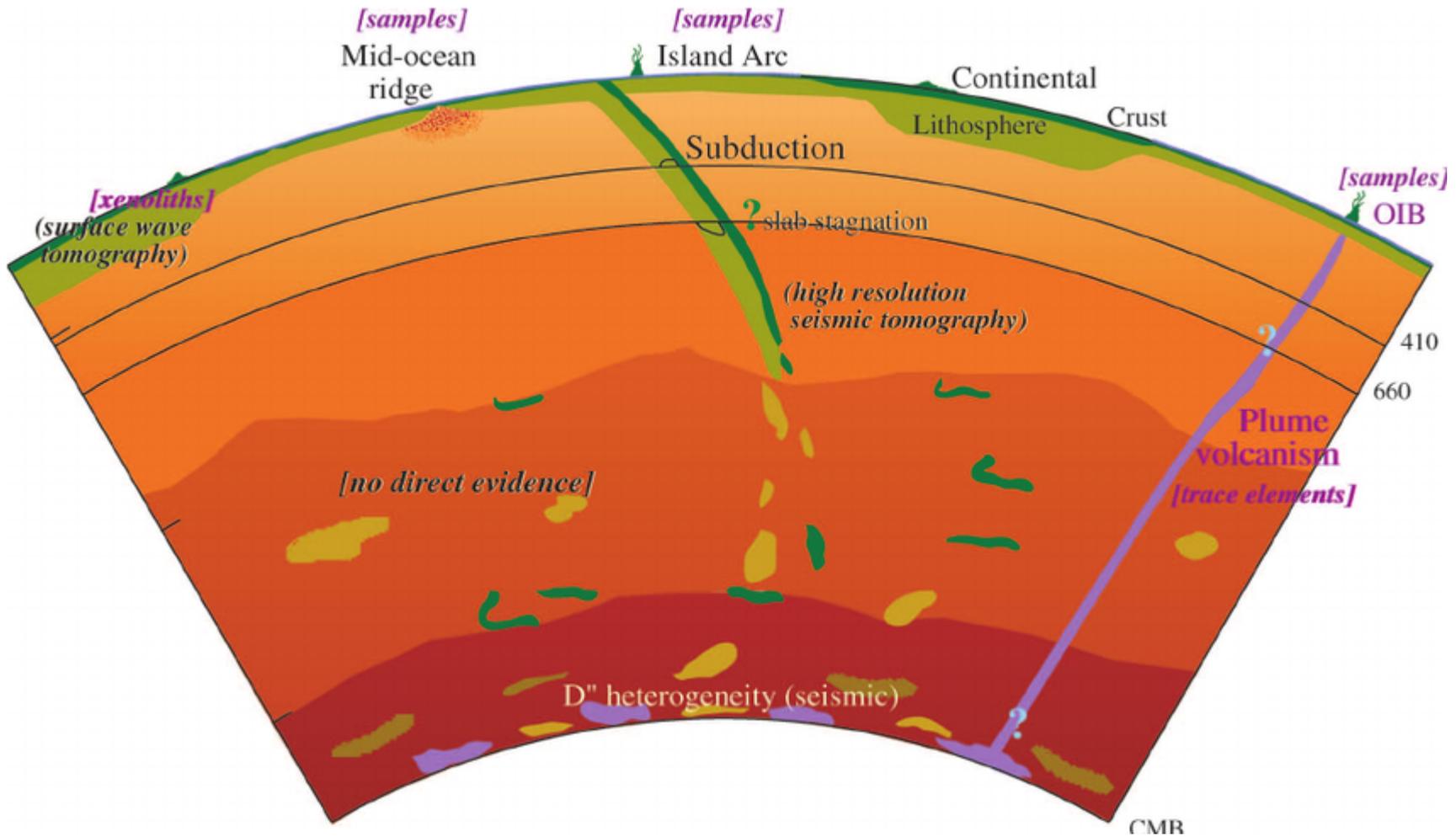
Niedergeschwindigkeitszone =
Asthenosphäre

410-km-Diskontinuität:
Übergang zu Spinell-Struktur

660-km-Diskontinuität:
Übergang zu Post-Spinell-
Struktur = Perovskit
Beginn der unteren Mantels

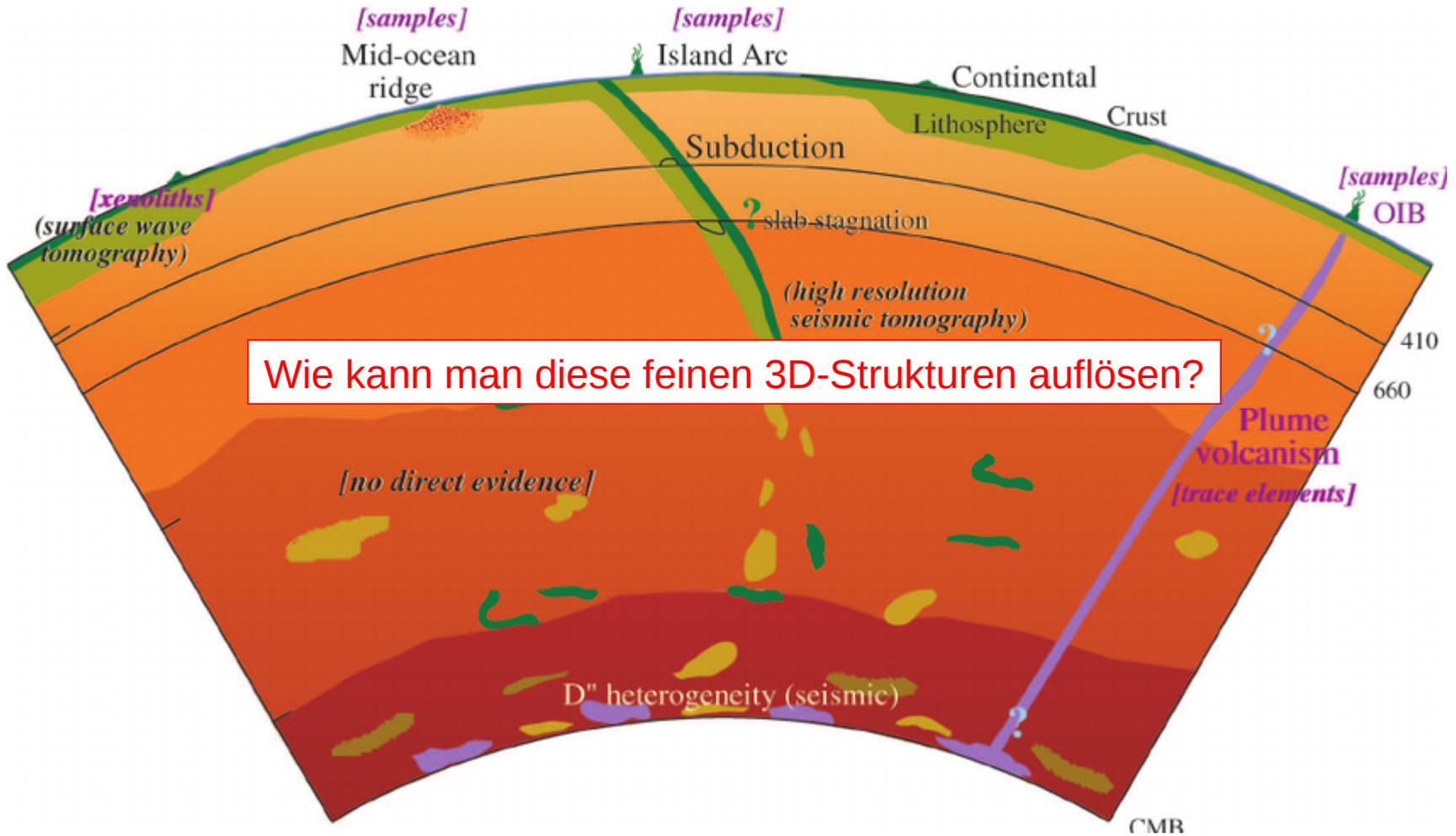
Quelle: Uni Münster

3D-Struktur des Mantels



Quelle: Kennet, 2008

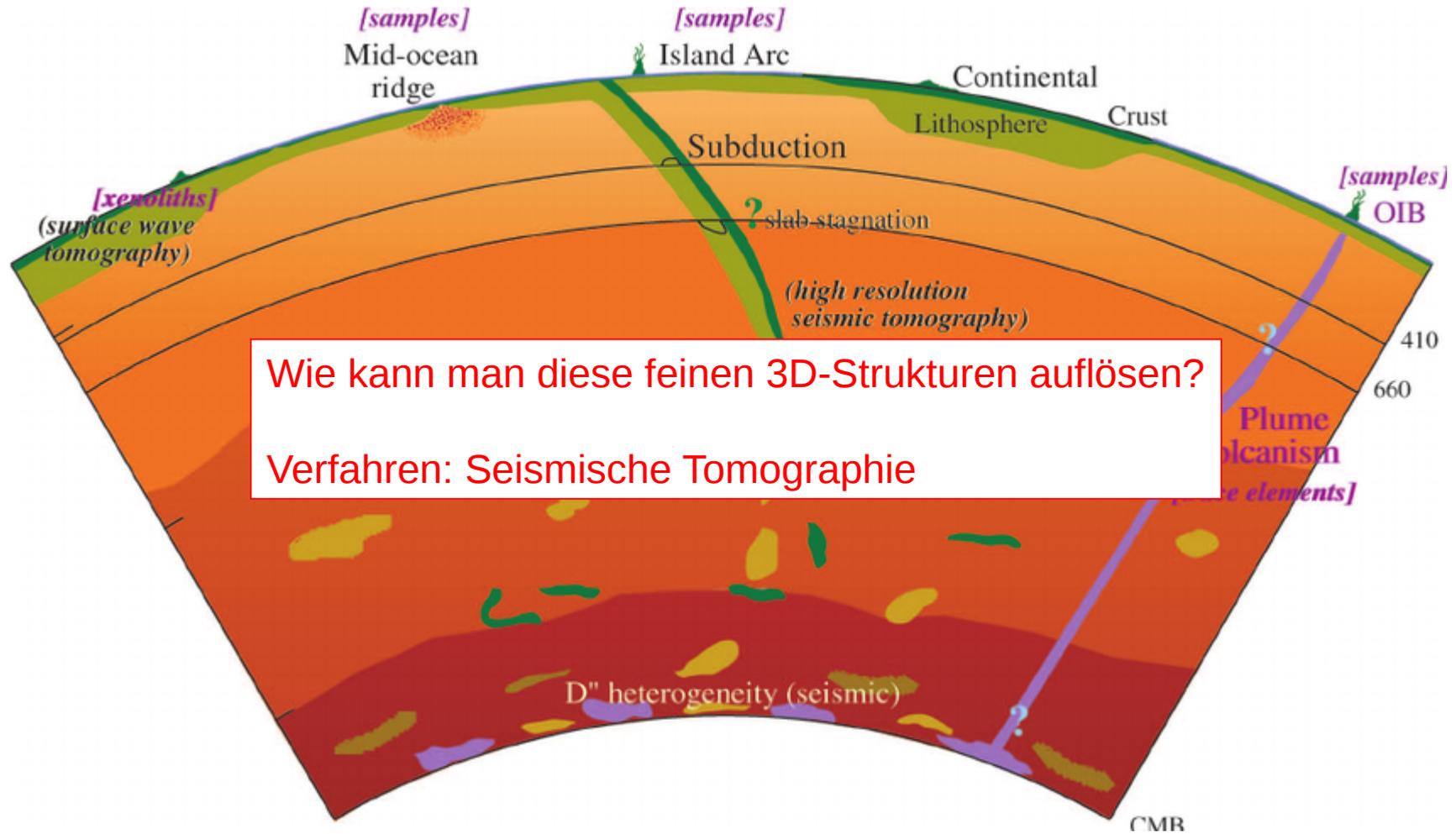
3D-Struktur des Mantels



Wie kann man diese feinen 3D-Strukturen auflösen?

Quelle: Kennet, 2008

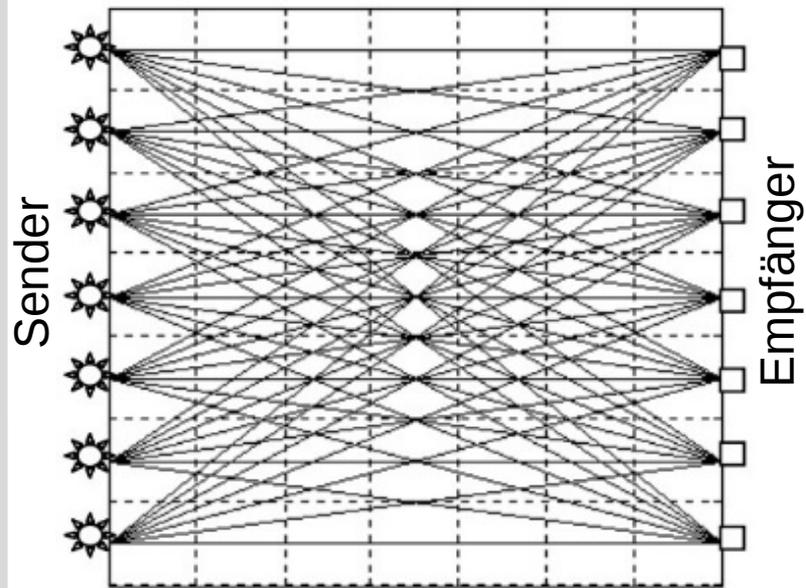
3D-Struktur des Mantels



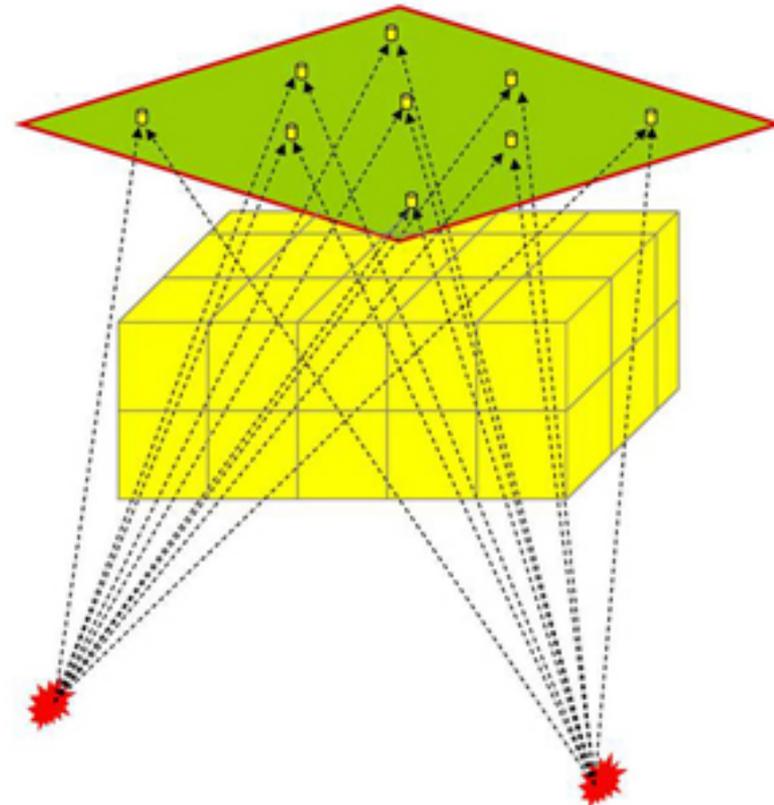
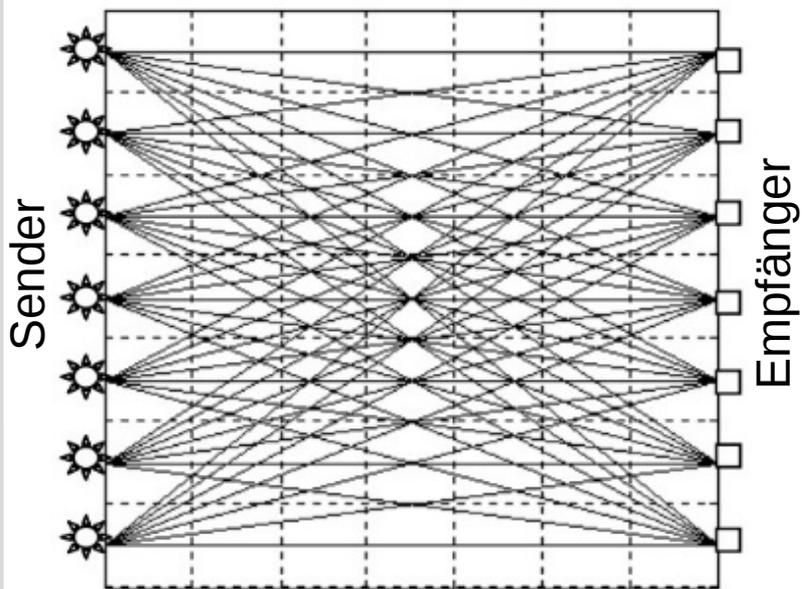
Wie kann man diese feinen 3D-Strukturen auflösen?
Verfahren: Seismische Tomographie

Quelle: Kennet, 2008

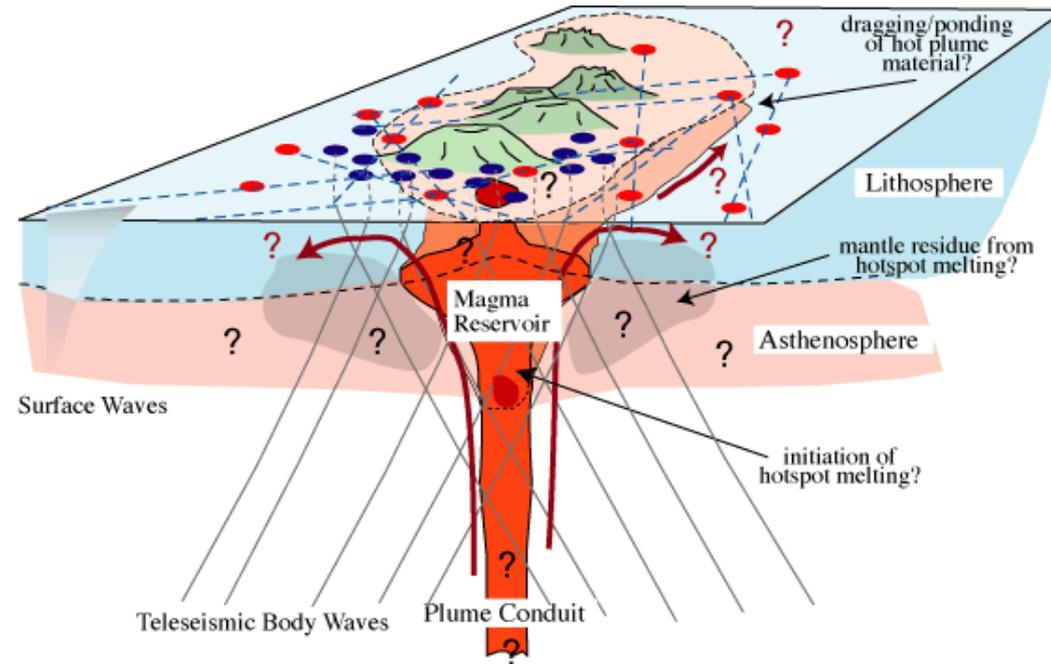
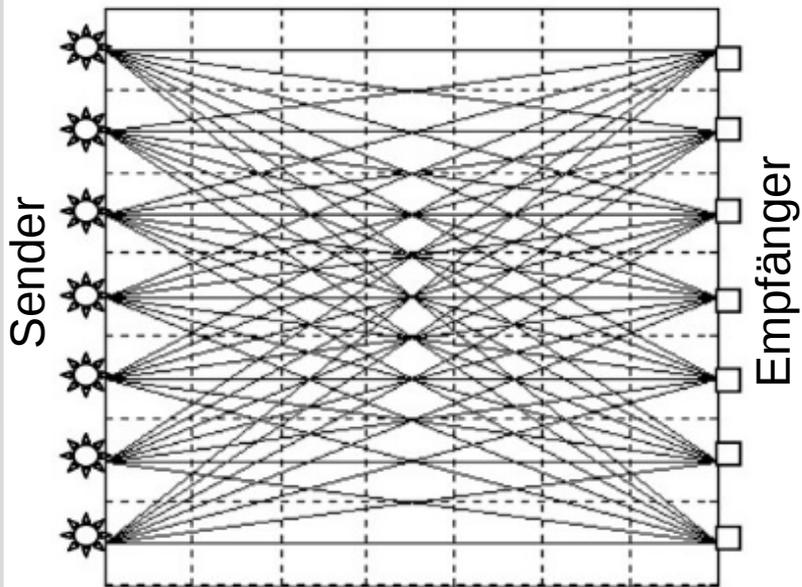
3D-Struktur des Mantels: Tomographie (aus V4)



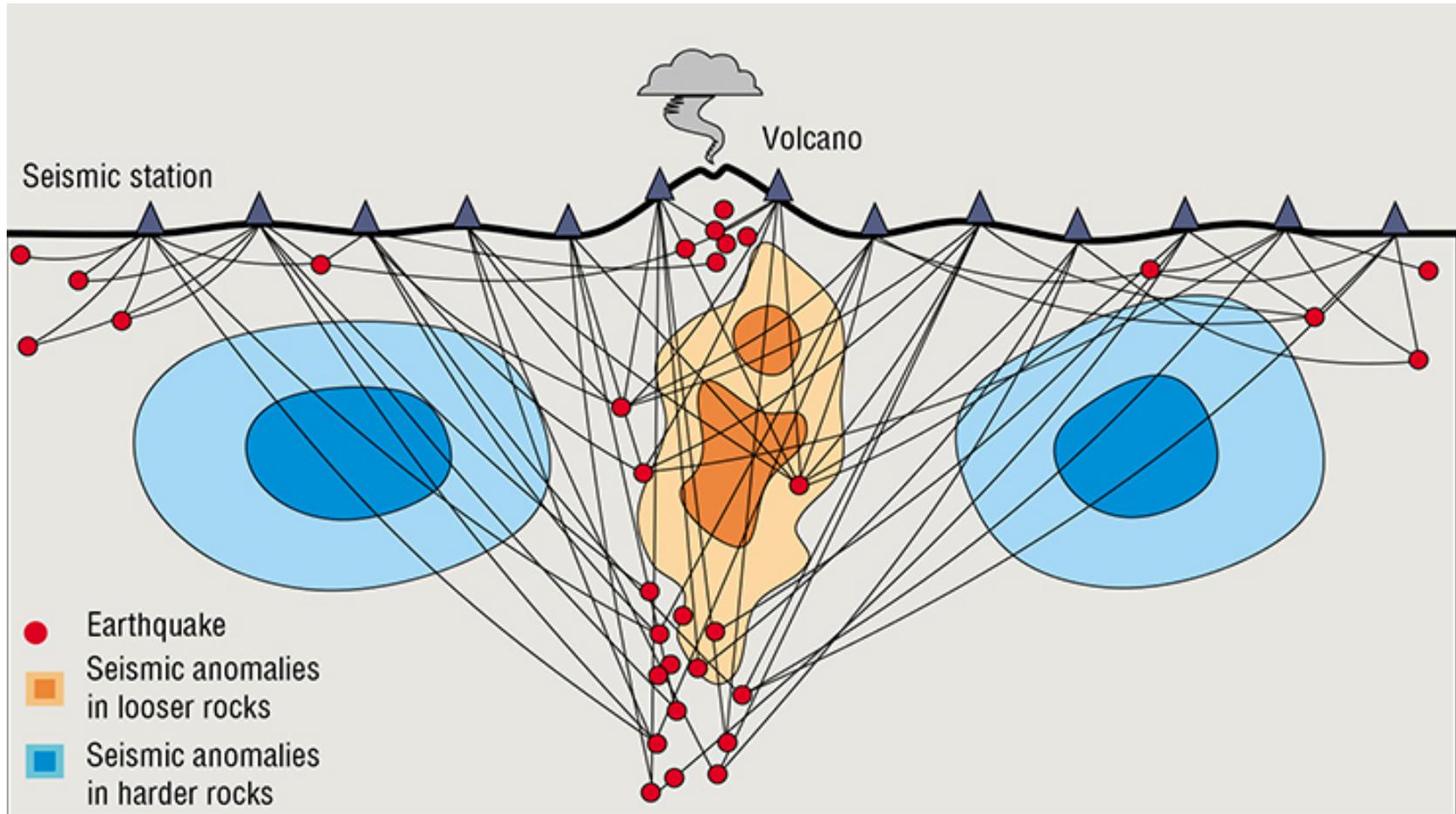
3D-Struktur des Mantels: Tomographie (aus V4)



3D-Struktur des Mantels: Tomographie (aus V4)

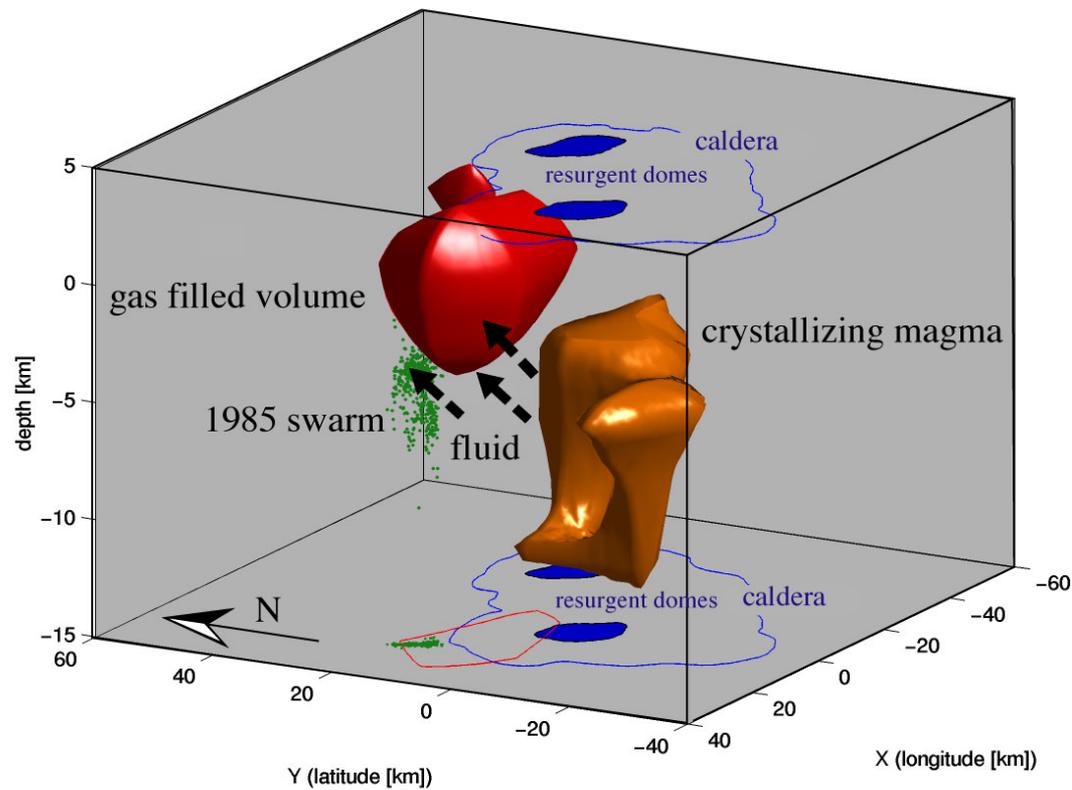


3D-Struktur des Mantels: Tomographie (aus V4)

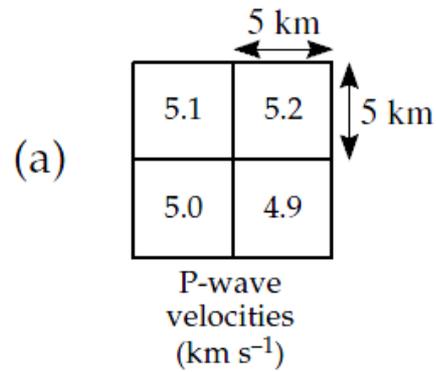


3D-Struktur des Mantels: Tomographie (aus V4)

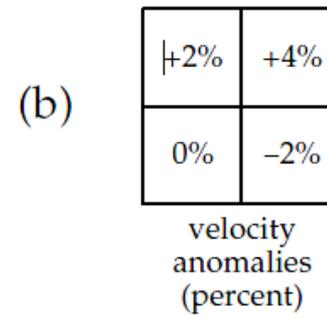
Tomographic Image (P-wave velocities) of Yellowstone's Magmatic System



Strukturerkundung: Tomographie



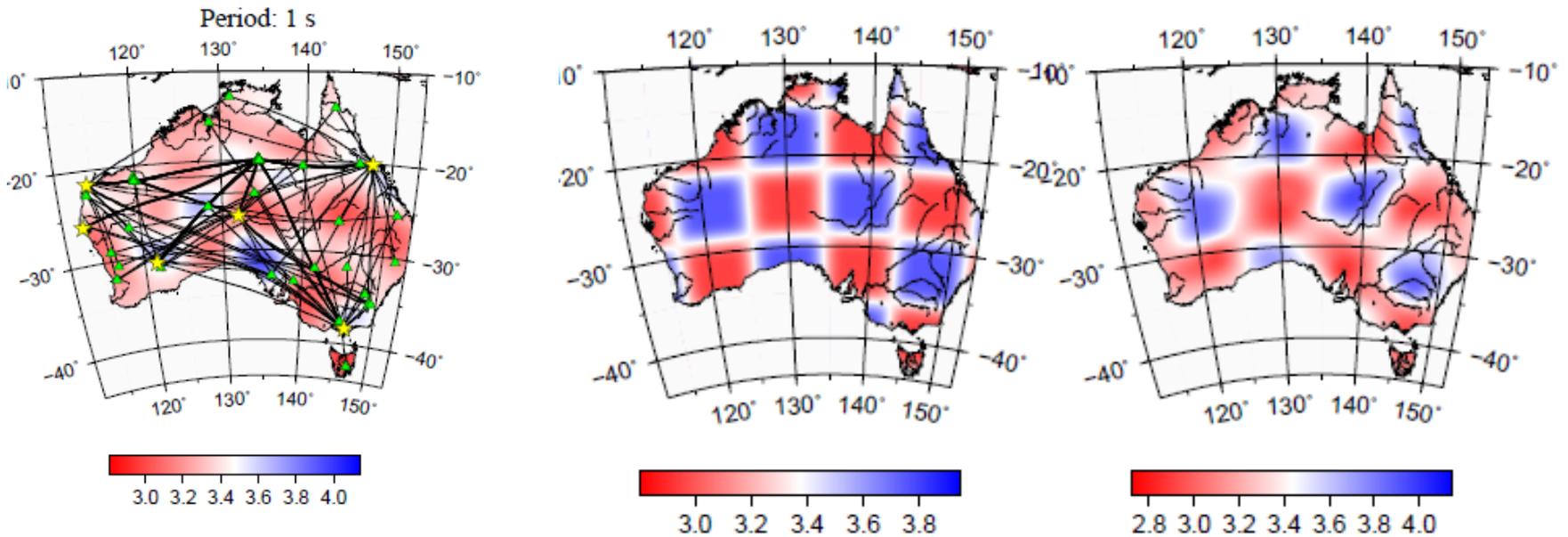
Gemessene Geschwindigkeiten in Volumen dV



Abweichung von Hintergrundmodell ($v = 5 \text{ km/s}$) in Prozent

3D-Struktur des Mantels

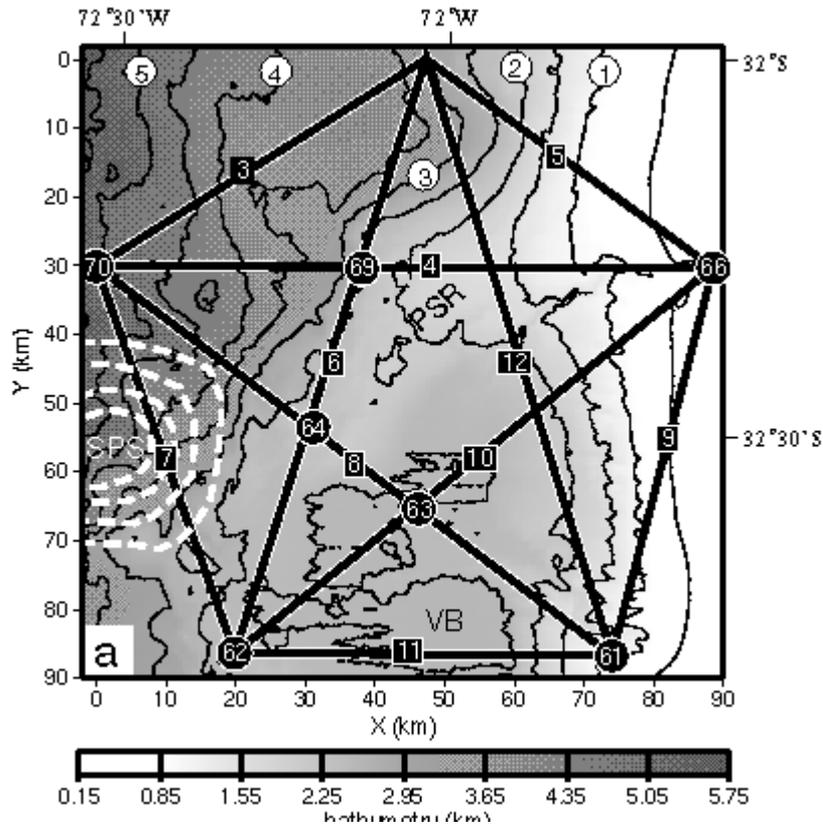
Auflösungstests in der Tomographie: Checkerboard



Quelle: IRIS, 2012

3D-Struktur des Mantels

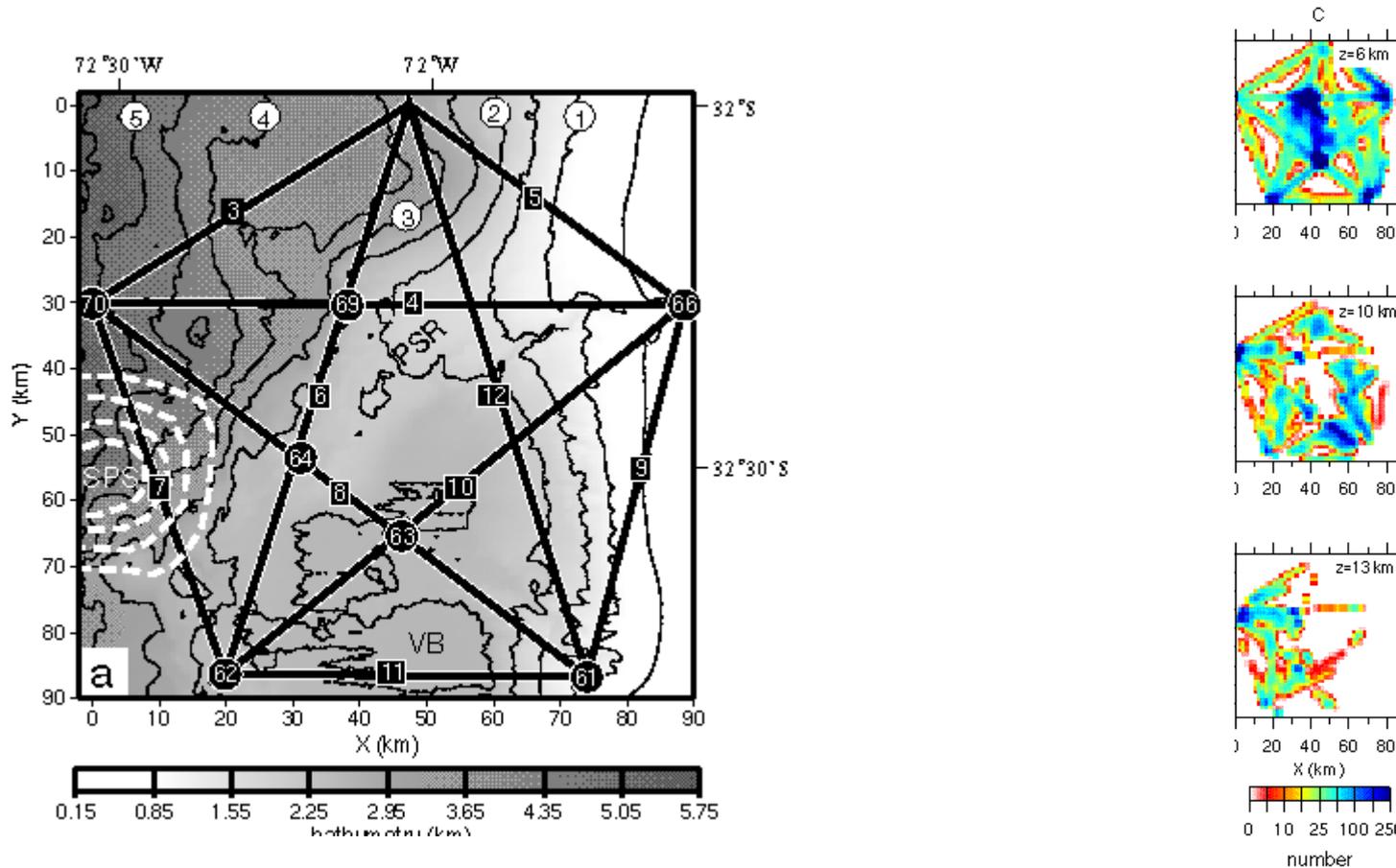
Strahlüberdeckung und Auflösung in der Tomographie



Quelle: Zelt

3D-Struktur des Mantels

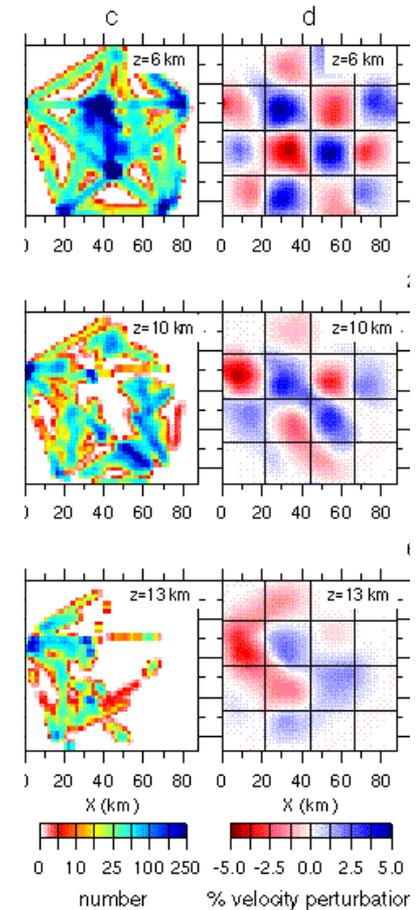
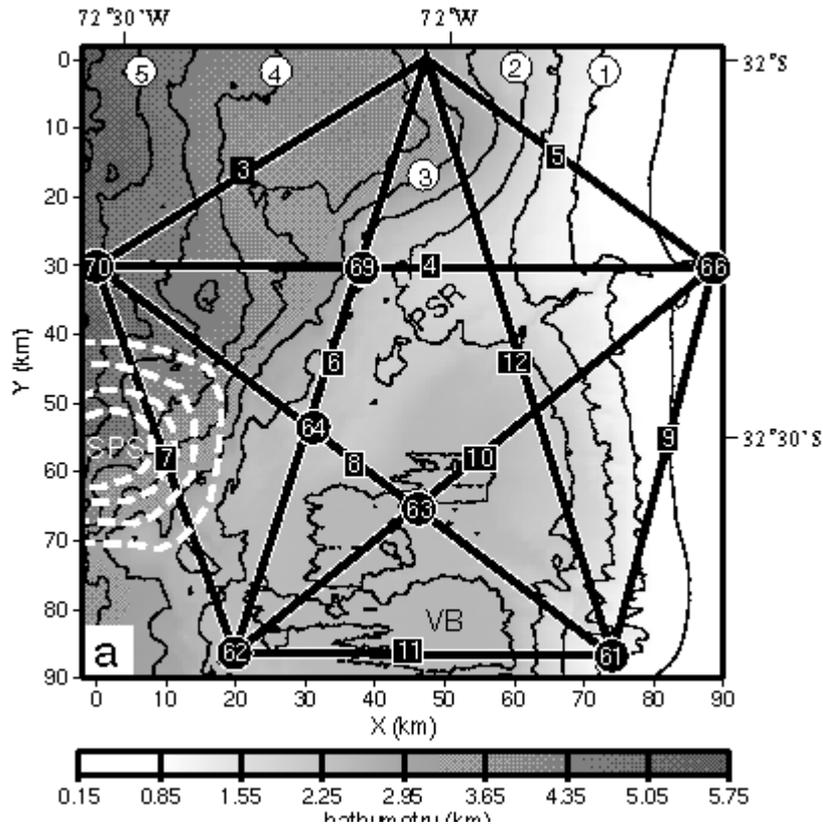
Strahlüberdeckung und Auflösung in der Tomographie



Quelle: Zelt

3D-Struktur des Mantels

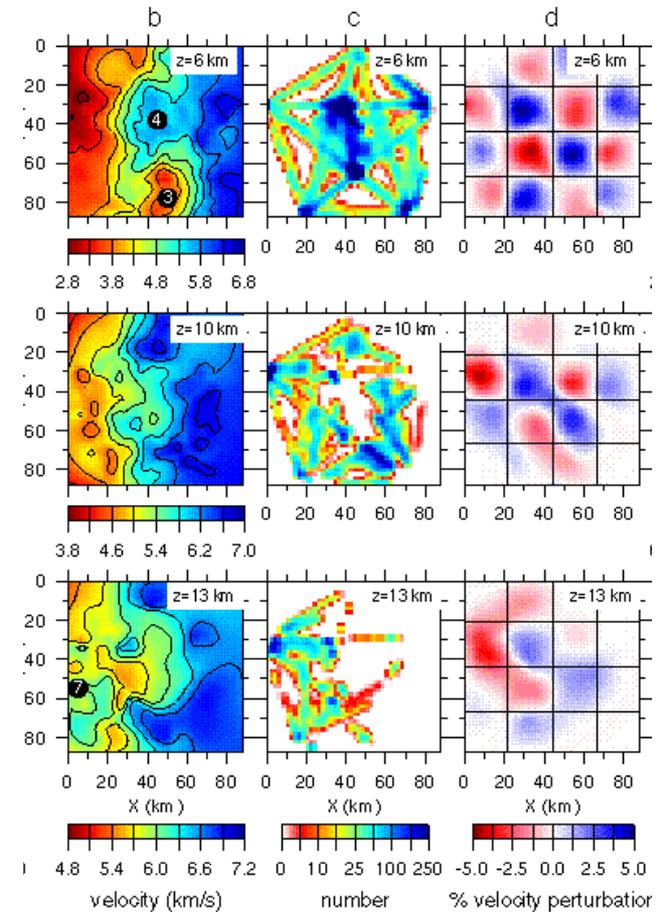
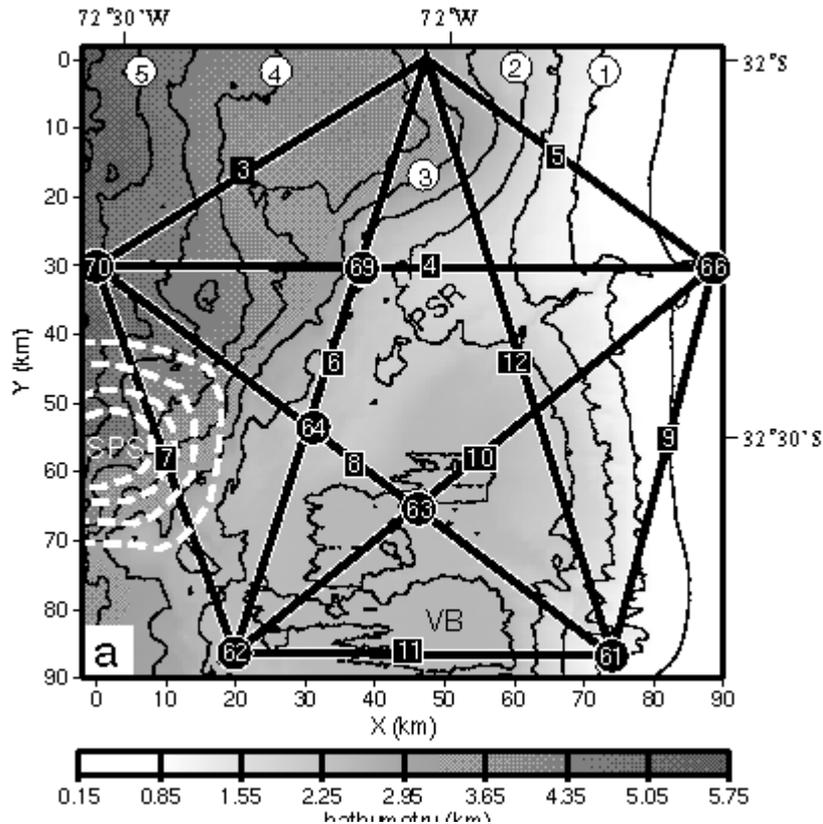
Strahlüberdeckung und Auflösung in der Tomographie



Quelle: Zelt

3D-Struktur des Mantels

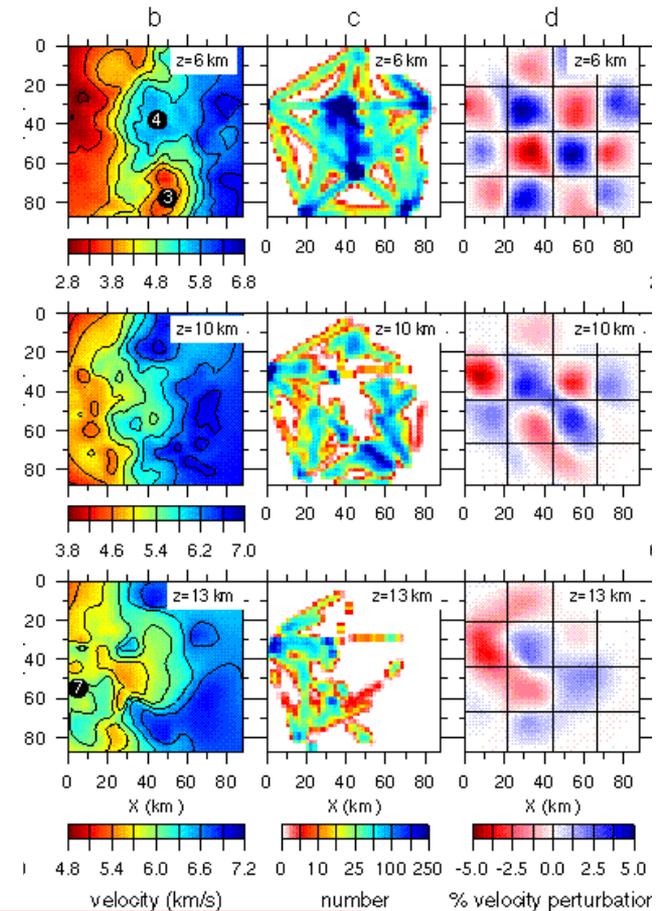
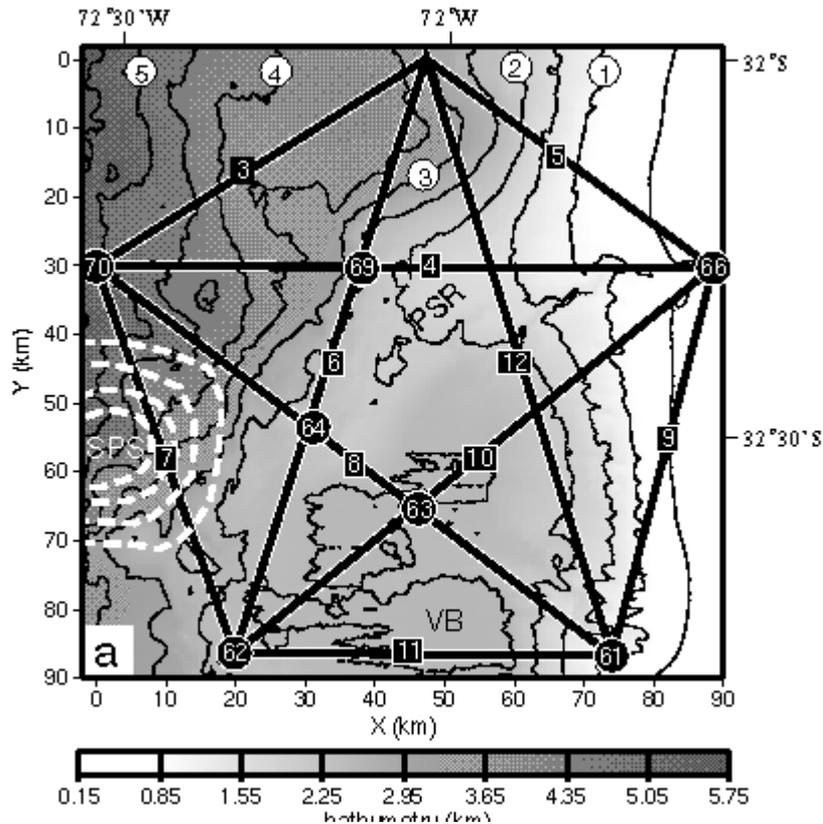
Strahlüberdeckung und Auflösung in der Tomographie



Quelle: Zelt

3D-Struktur des Mantels

Strahlüberdeckung und Auflösung in der Tomographie



Quelle: Zelt

Aussagekraft der erhaltenen Ergebnisse räumlich eingeschränkt

3D-Struktur des Mantels

Auflösungstests in der Tomographie, Beispiel Island

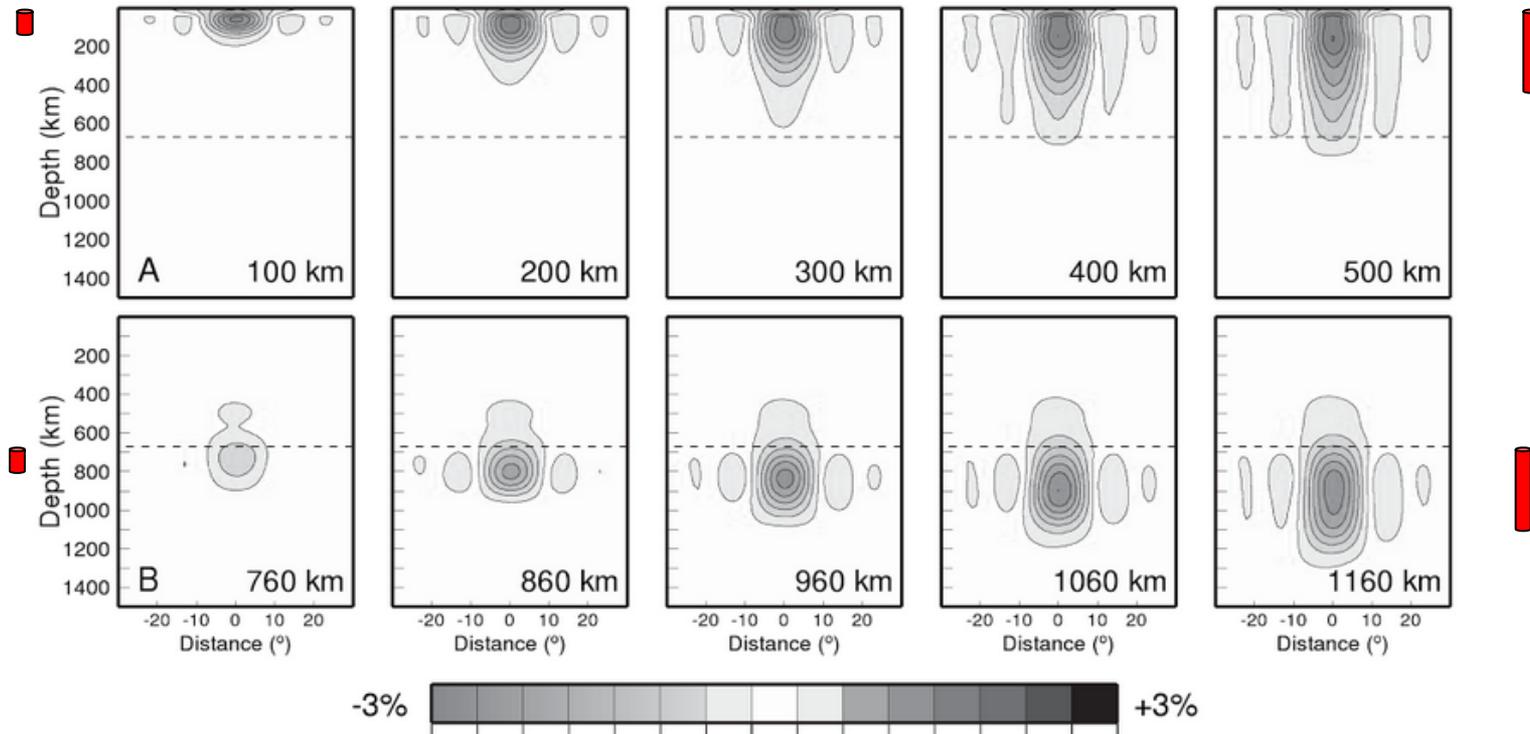
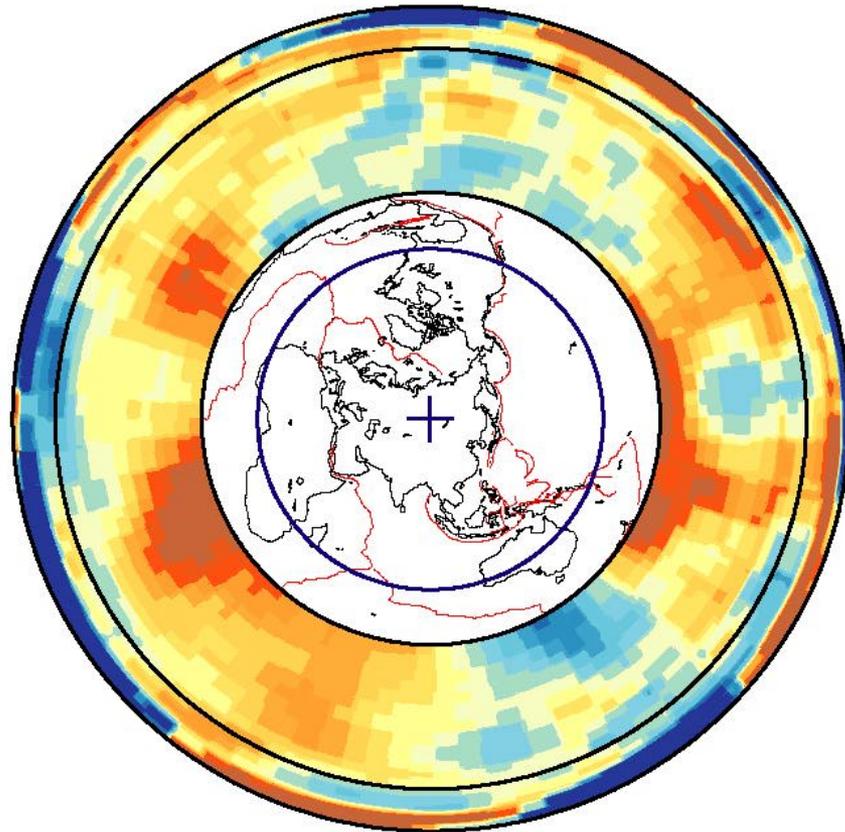


Figure 5. Resolution tests illustrating how hypothetical low-velocity structures (input models) would be mapped in the tomographic model (output models). The input models are vertical cylinders with radii of 150 km. The velocity in these cylinders is 6% lower than in PREM. The cylinders are, from left to right, 100 km, 200 km, 300 km, 400 km, and 500 km long. In the tests labeled A the cylinders have been placed in the uppermost mantle. In the tests labeled B their tops are at the 660 km discontinuity.

Quelle: Ritsema, 2005

3D-Struktur des Mantels

SB4L18



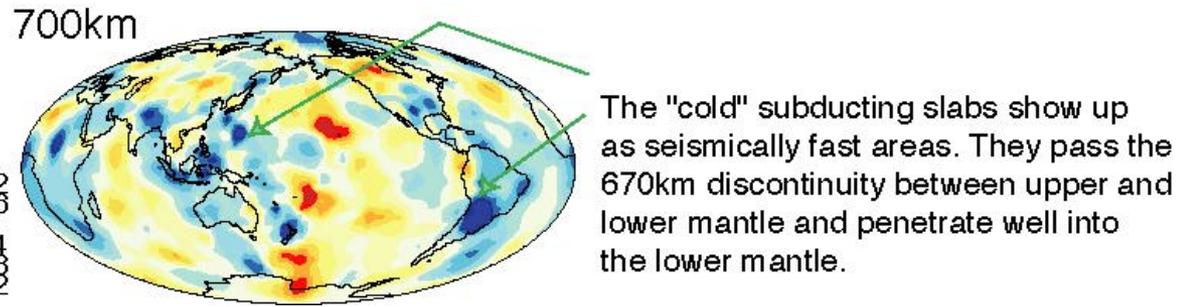
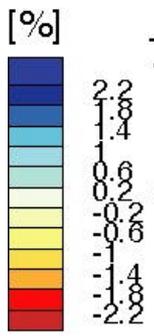
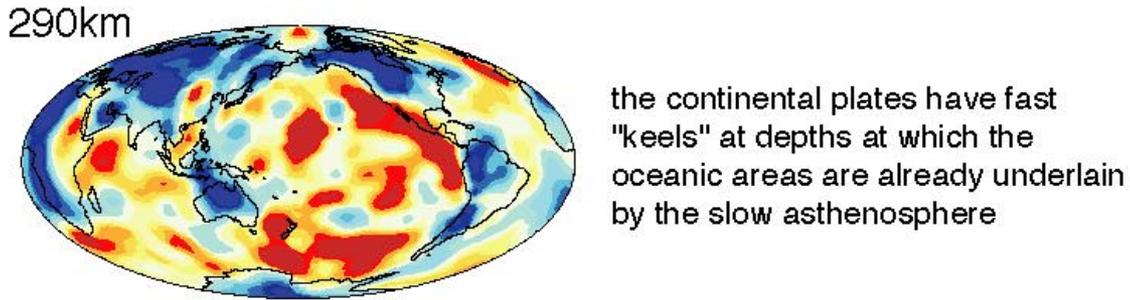
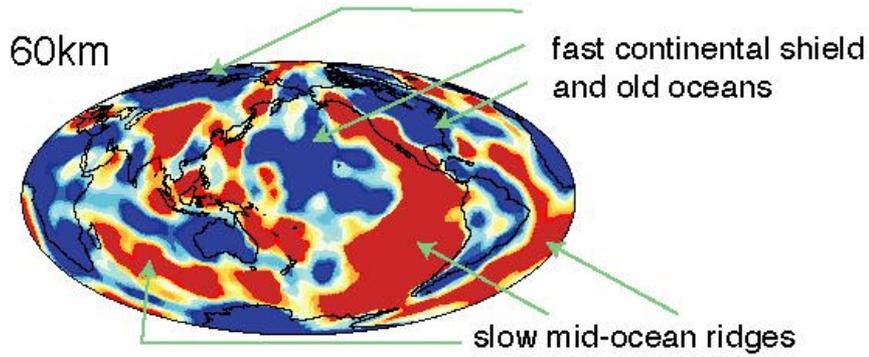
$\% dV_s/V_s$



Quelle: Masters et al.

3D-Struktur des Mantels

SB4L18-Upper Mantle

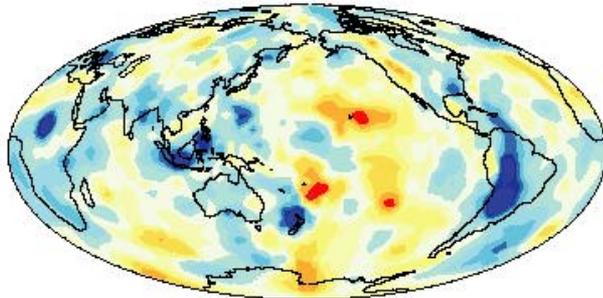


Quelle: Masters et al.

3D-Struktur des Mantels

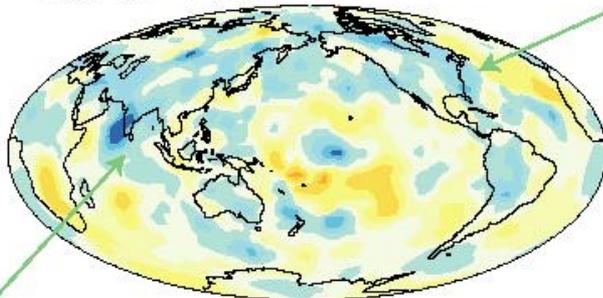
SB4L18-Mid-Mantle

925 km

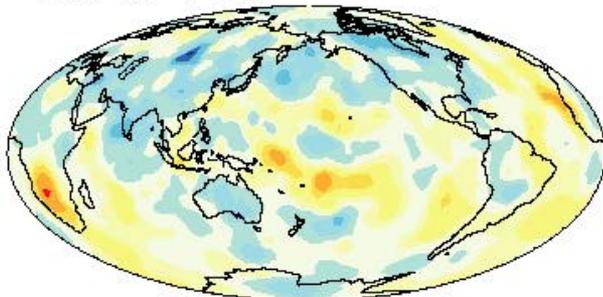


Some of the "cold" subducting slabs can be traced well into the lower mantle. E.g. old Farallon and Tethian subducting slabs.

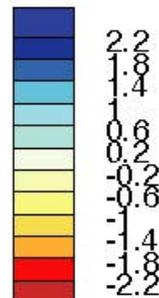
1525 km



1825 km



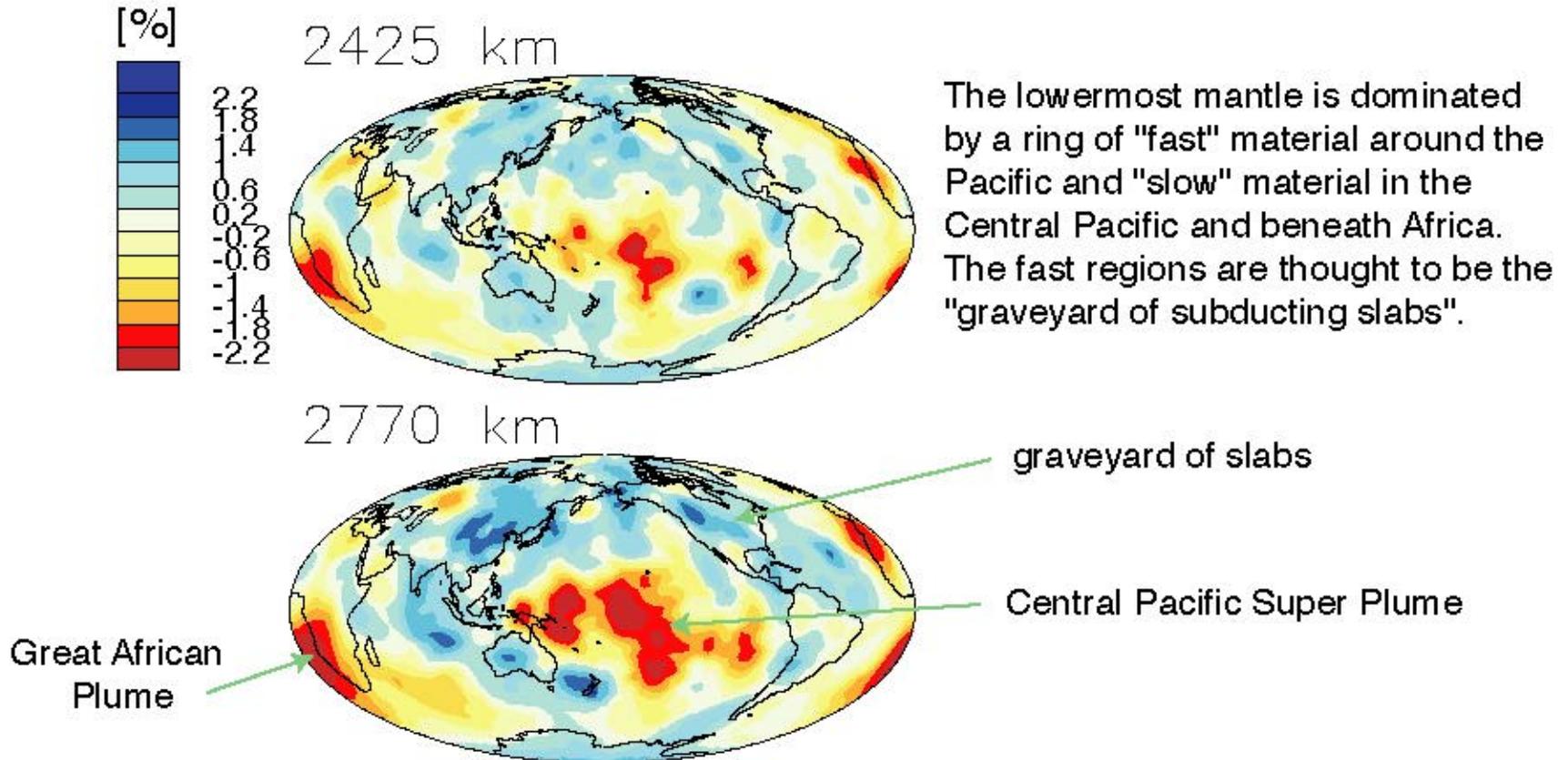
[%]



Quelle: Masters et al.

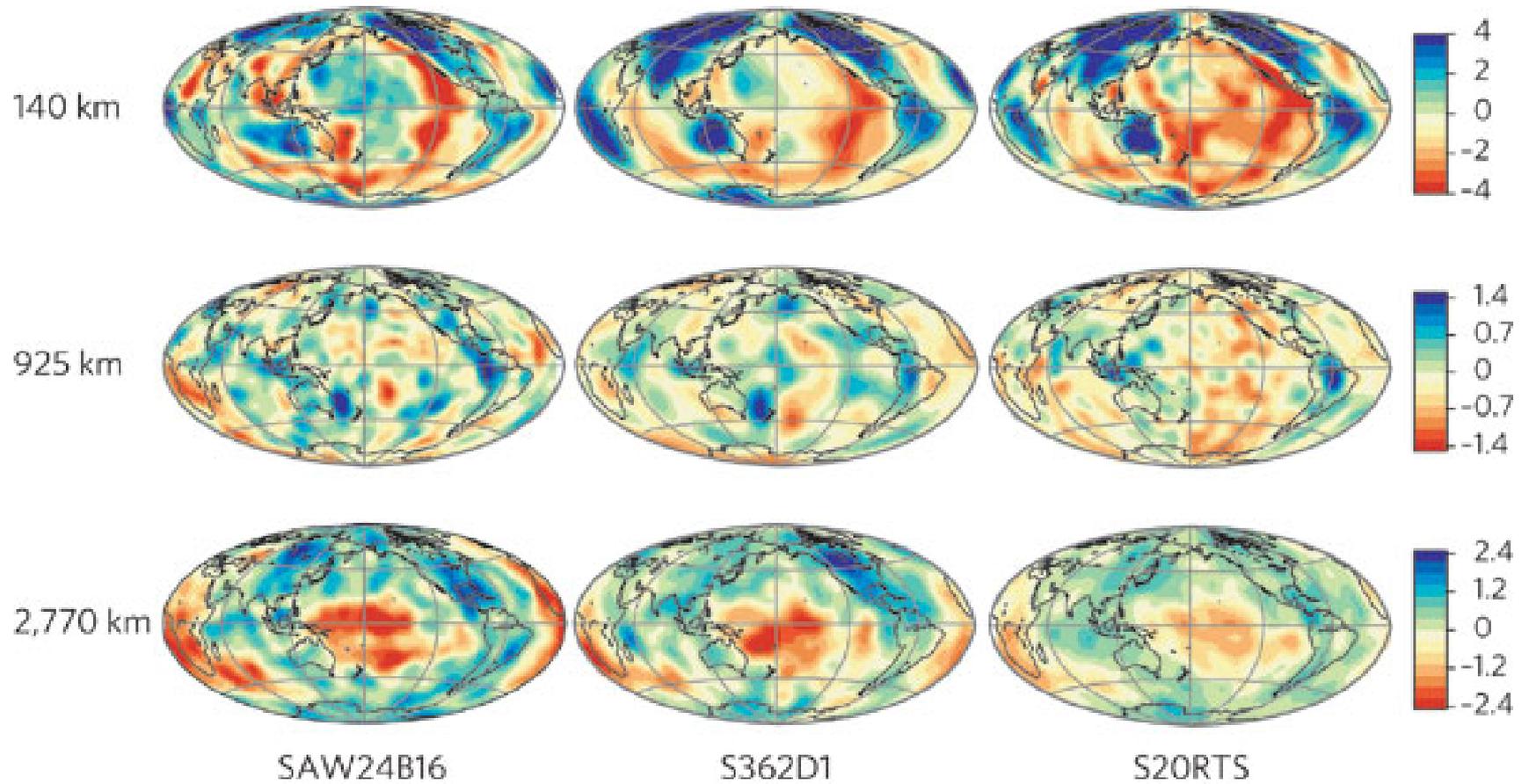
3D-Struktur des Mantels

SB4L18-Lowermost Mantle



Quelle: Masters et al.

3D-Struktur des Mantels



Unterschiedliche Daten ergeben unterschiedliches Bild
 Unterschiedliche Methoden ergeben unterschiedliches Bild

Quelle: Romanowicz, 2008, Nature

3D-Struktur des Mantels

- noch nicht gelöste Diskussion unter Seismologen, Geodynamikern, Geochemikern: „whole mantle convection“?

3D-Struktur des Mantels

Wie tief reichen Subduktionszonen in die Erde hinein?

- noch nicht gelöste Diskussion unter Seismologen, Geodynamikern, Geochemikern: „whole mantle convection“?

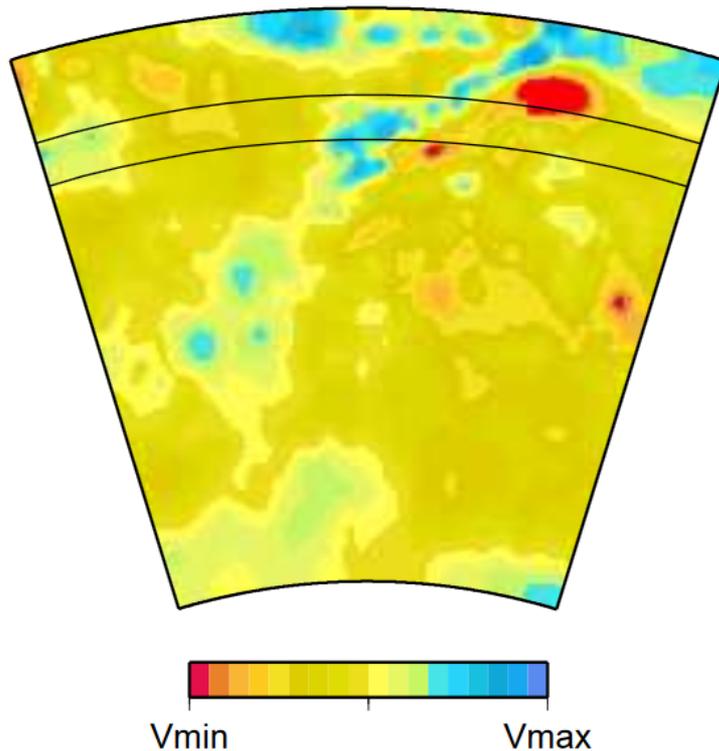


Figure 2. Tomographic cross sections across Japan through the P-wave tomographic model of *Karason and van der Hilst* [2000]. The top map uses the same color scale as *Fukao et al.* [1992]. It may suggest a stagnant slab lying on the upper-lower mantle interface (top). Using a color scale that saturates [*Bijwaard and Spakman*, 2000], the bottom map favors the interpretation of easy slab penetration.

Quelle: Ricard et al., 2005

3D-Struktur des Mantels

Wie tief reichen Subduktionszonen in die Erde hinein?

- noch nicht gelöste Diskussion unter Seismologen, Geodynamikern, Geochemikern: „whole mantle convection“?

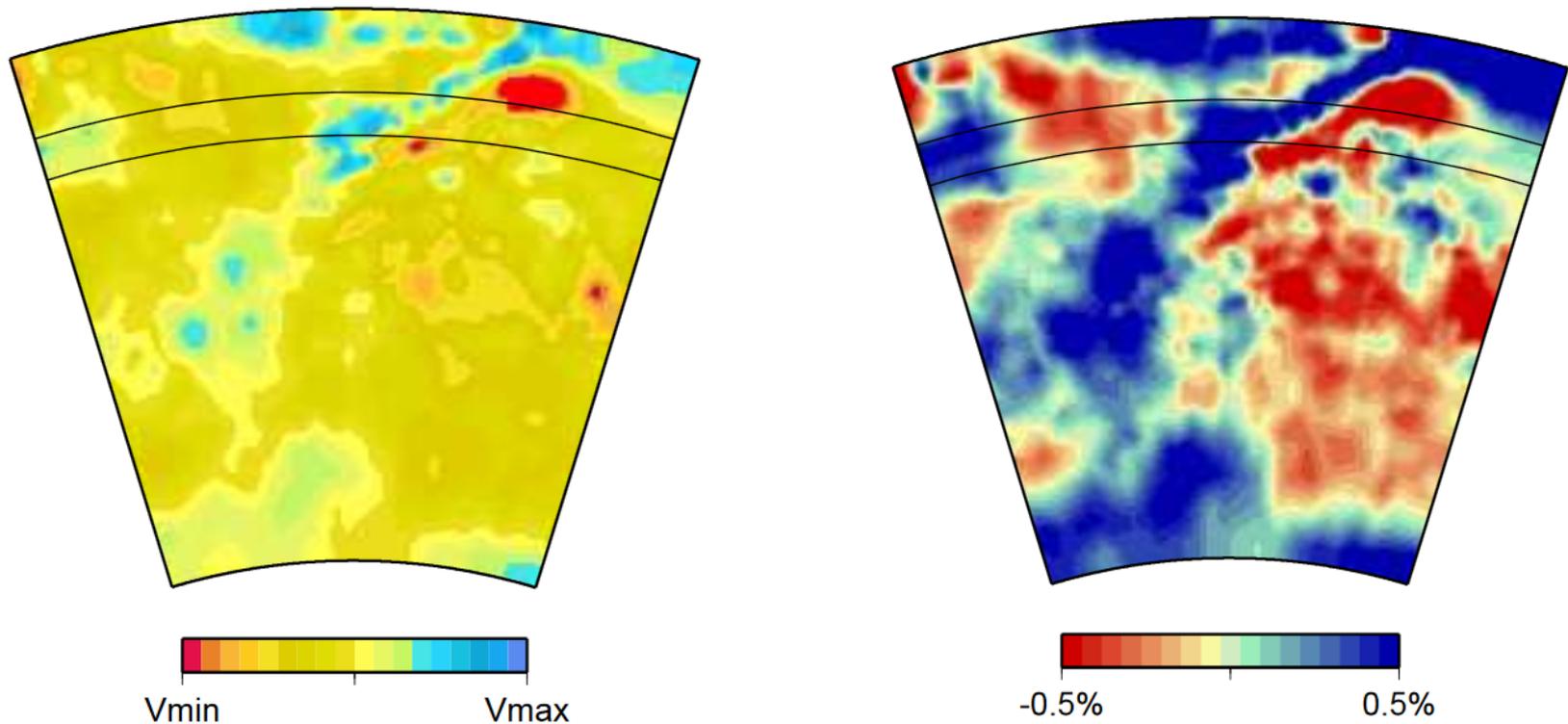
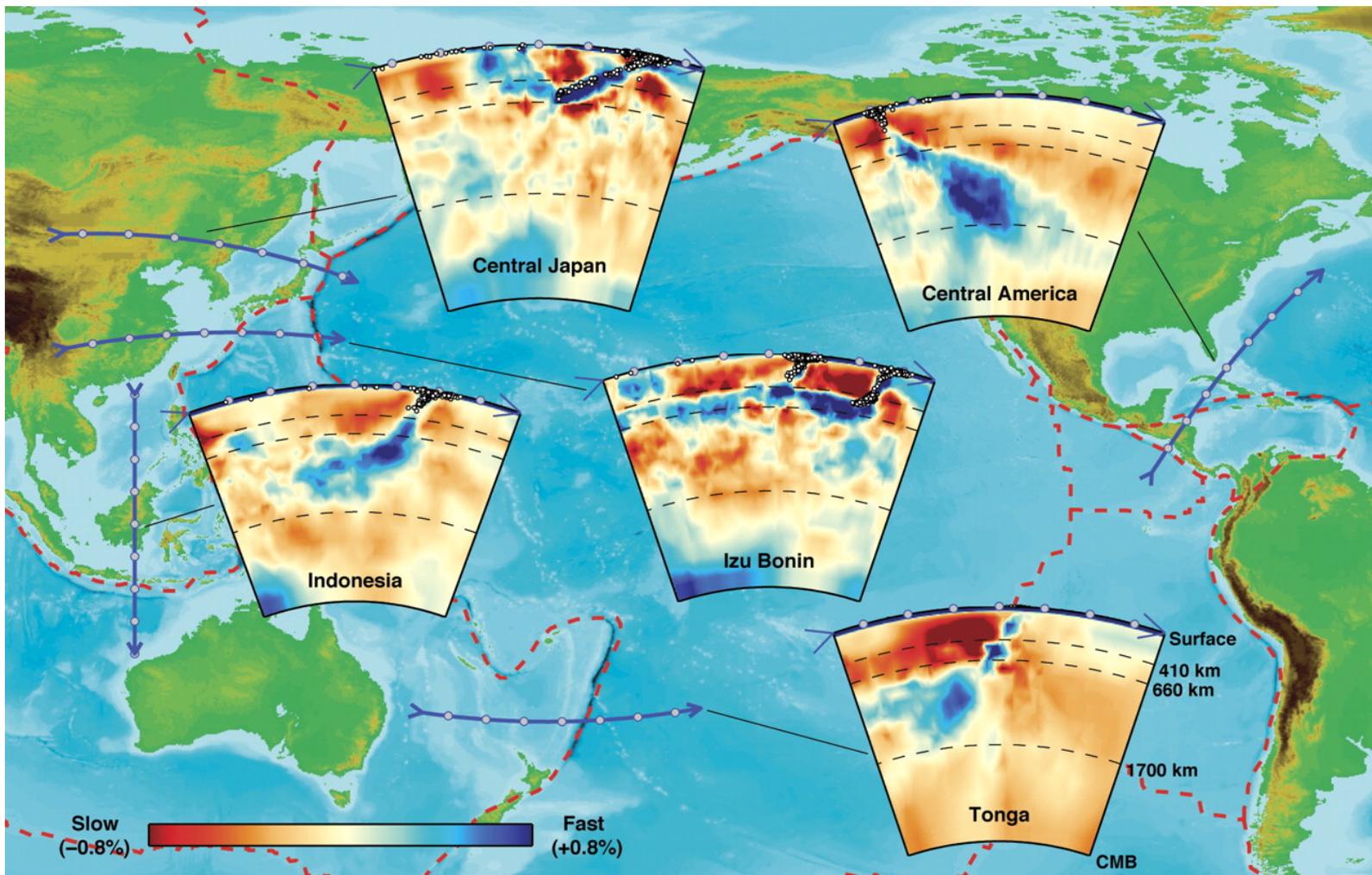


Figure 2. Tomographic cross sections across Japan through the P-wave tomographic model of *Karason and van der Hilst* [2000]. The top map uses the same color scale as *Fukao et al.* [1992]. It may suggest a stagnant slab lying on the upper-lower mantle interface (top). Using a color scale that saturates [*Bijwaard and Spakman*, 2000], the bottom map favors the interpretation of easy slab penetration.

Quelle: Ricard et al., 2005

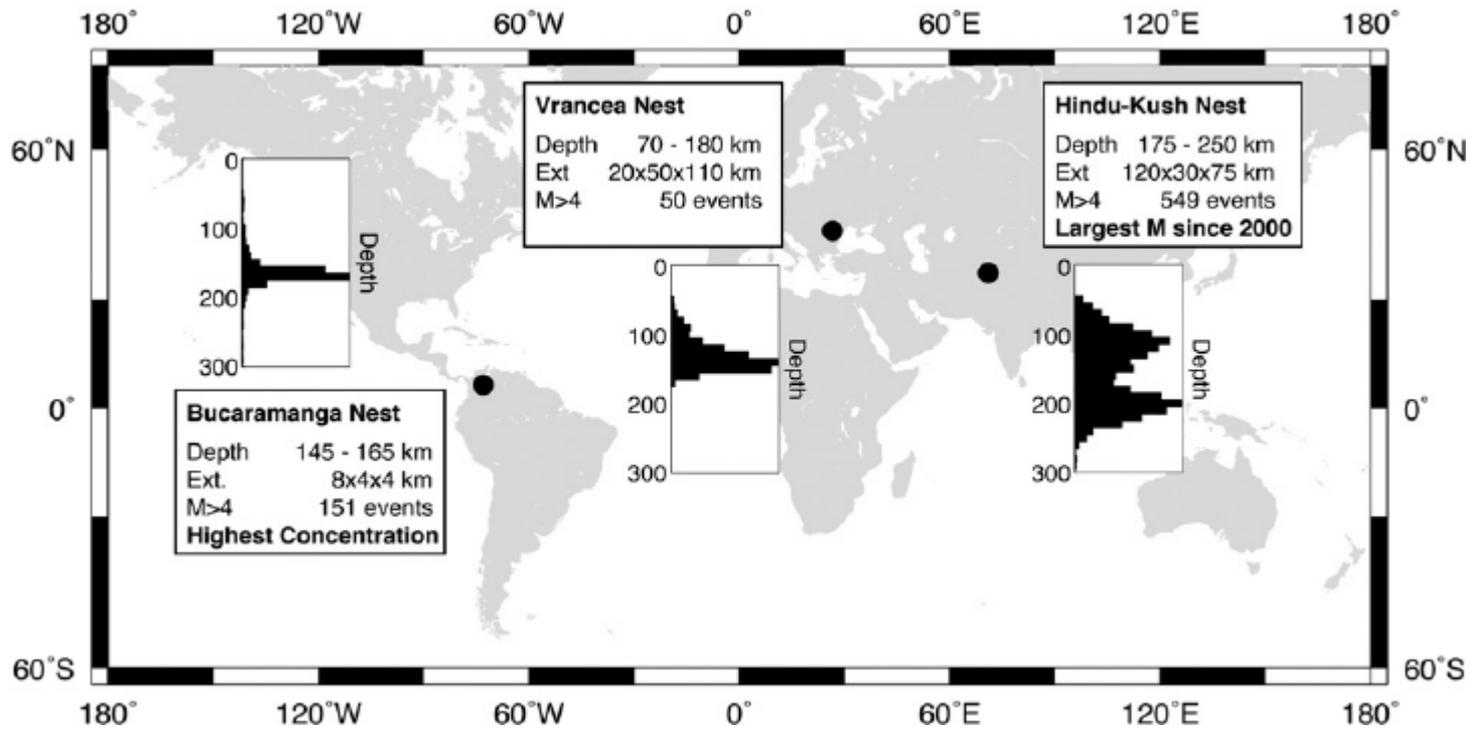
3D-Struktur des Mantels



Quelle: Masters et al.,

3D-Struktur des Mantels

Wie tief reichen Subduktionszonen in die Erde hinein?



Quelle: A Prieto et al., 2012

3D-Struktur des Mantels

Wie tief reichen Subduktionszonen in die Erde hinein?

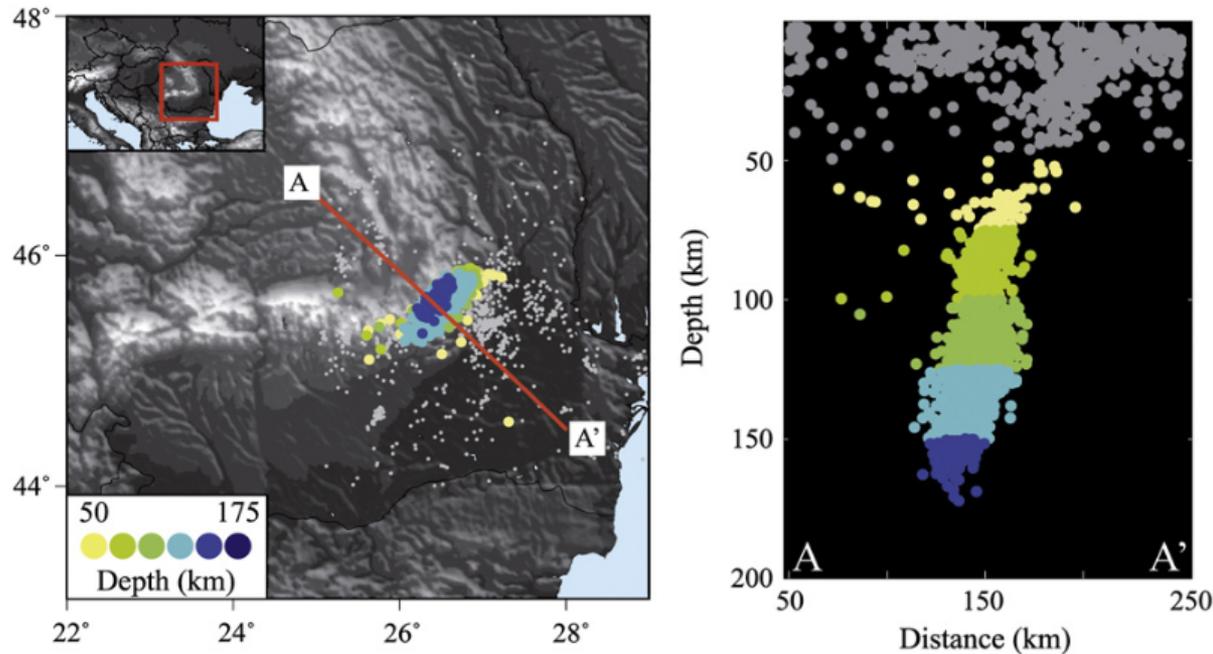


Fig. 2. Vrancea area seismicity based on the 2000–2010 ISC catalog. Left panel shows the regional location of the seismicity (color coded by depth) and the areal extent of the Vrancea nest. Right panel shows a cross section between A-A' showing the vertical extend of the Vrancea nest and its apparent separation from shallow seismicity. Only well located events, based on low rms arrival time residuals and number of reporting stations are shown.

Quelle: A Prieto et al., 2012

3D-Struktur des Mantels

Wie tief reichen Subduktionszonen in die Erde hinein?

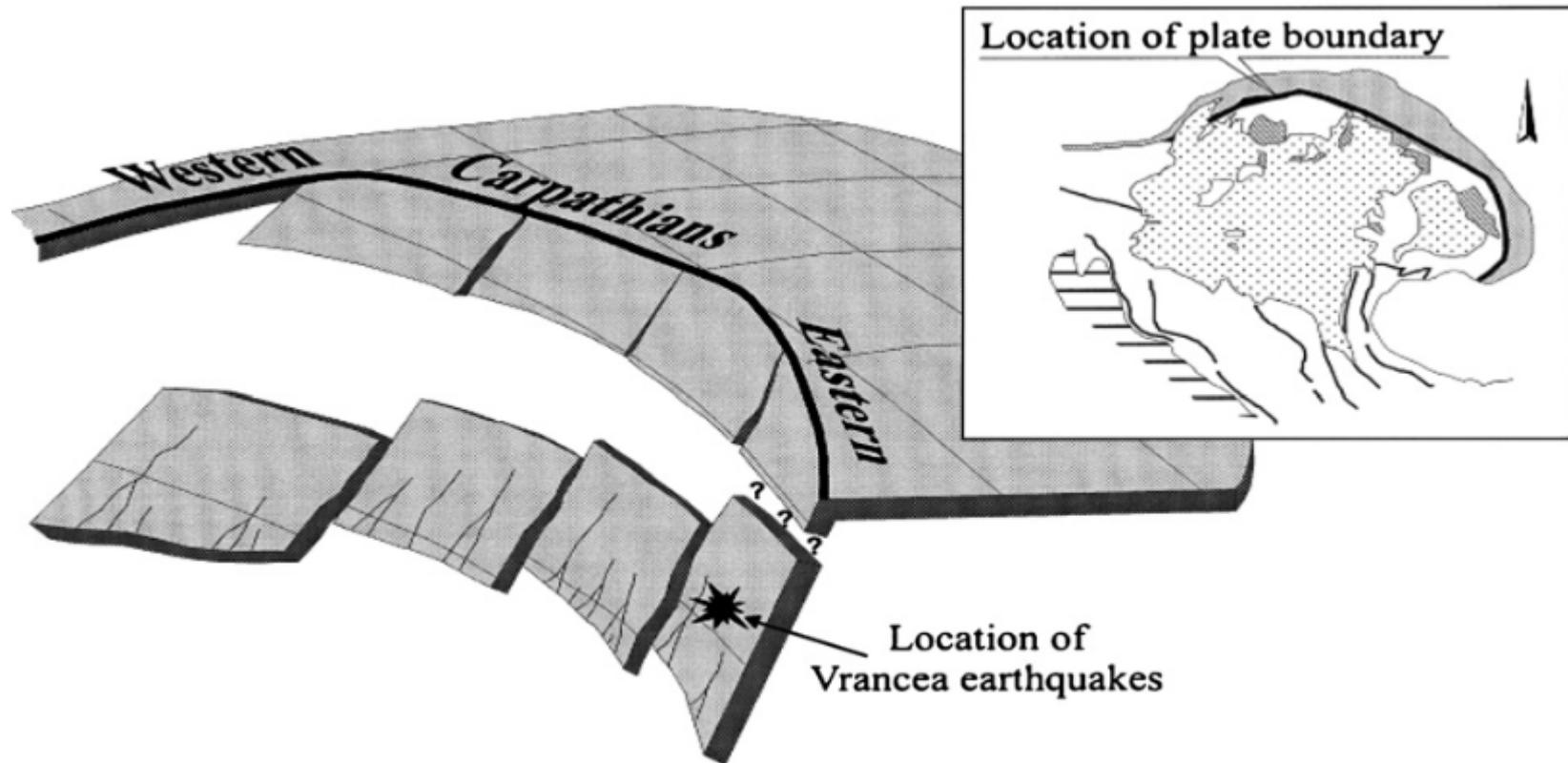


Fig. 3. Model for slab break-off around the Carpathian arc. The subducted slab is already detached from the continental lithosphere while the SE segment is still mechanically coupled and hosts the Vrancea earthquake Nest (From Sperner et al., 2001 with permission by Wiley).

3D-Struktur des Mantels

Wellenformen von verschiedenen Erdbeben ähneln sich sehr: gleicher Bruchmechanismus

Wie tief reichen Subduktionszonen in die Erde hinein?

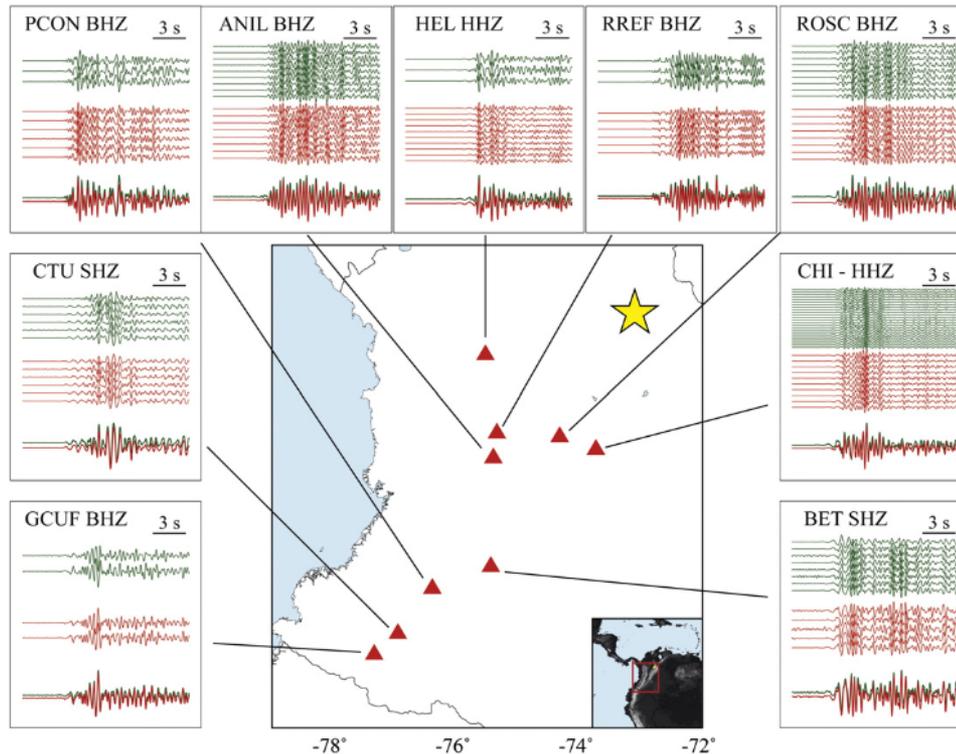


Fig. 8. Similar and reverse polarity waveform records for repeating Bucaramanga nest earthquakes (yellow star). Records at multiple stations of similar waveforms ($CC > 0.9$ in at least 5 stations) with respect to a "master" event (ID 63214) are shown. For each panel green waveforms represent waveforms with reverse polarity (w.r.t. the master event, large negative CC), while red waveforms have equal polarity. Bottom signals (thick waveforms) represent the stack of the reverse and normal polarity waveforms (note that green stack has been flipped for comparison purposes). Extremely precise locations are required to determine whether the events are occurring on the same faults, or whether the reversed polarity events occur on faults sub-parallel to the normal polarity earthquakes.

Quelle: A Prieto et al., 2012

3D-Struktur des Mantels

Wie tief reichen Subduktionszonen in die Erde hinein?

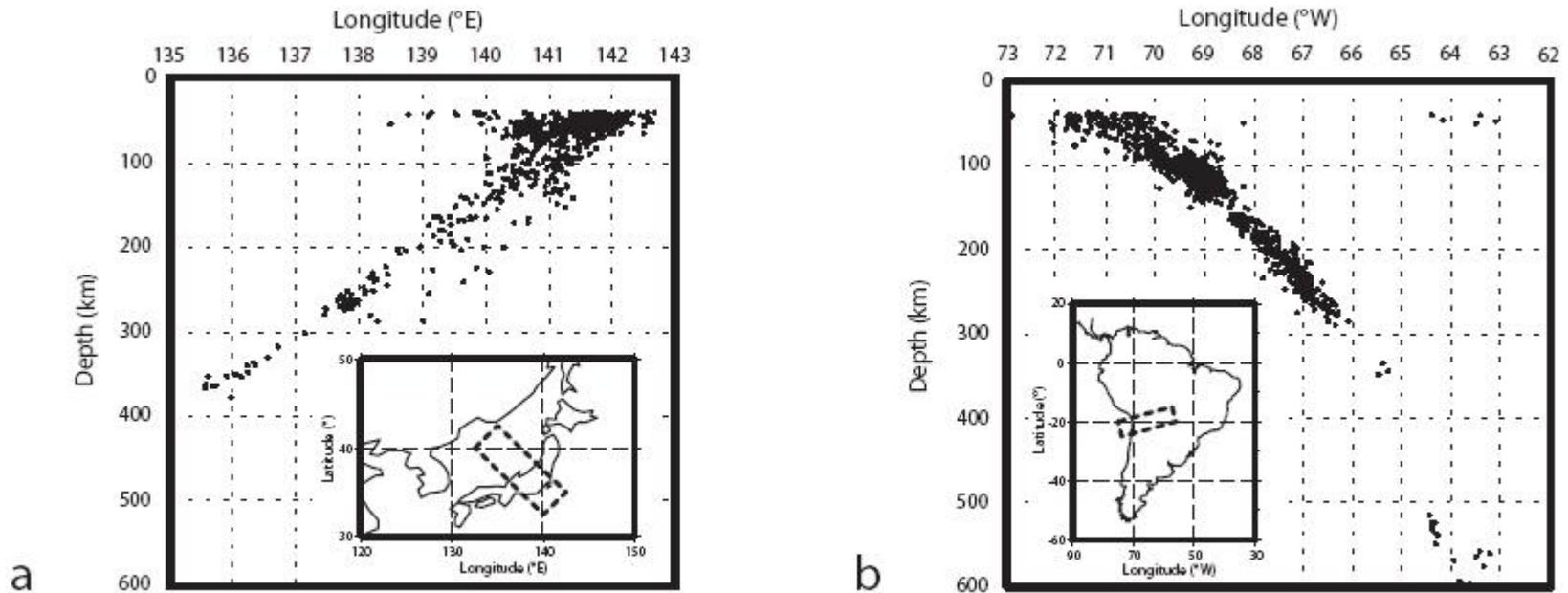


Fig. 13. Two examples of classical two-dimensional representation of Wadati-Benioff zones, with hypocentral depth greater or equal to 40 km. a) A section-box under the Japanese arc. b) A section under the central part of the South American Cordillera.

Quelle: Scalera, 2007

3D-Struktur des Mantels

Wie tief reichen Subduktionszonen in die Erde hinein?

- Subduzierte Lithosphäre reicht in oberen Mantel und sinkt dort ab
- Auftreten von Erdbeben in der Wadati-Benioff-Zone bis in den Bereich des Übergang zwischen oberem und unterem Mantel
- Bruchprozess ist noch umstritten doch wird als Mechanismus „Dehydration-Embrittlement“ favorisiert
- Es wird postuliert, dass sich Reste subduzierter Lithosphäre im unteren Mantel befindet?
- Findet die Konvektion über den gesamten Mantel statt oder gibt es eine chemische Grenze in der Übergangszone?



Fig. 13. Two examples of classical two-dimensional representation of Wadati-Benioff zones, with hypocentral depth greater or equal to 40 km. a) A section-box under the Japanese arc. b) A section under the central part of the South American Cordillera.

Quelle: Scalera, 2007



Zusammenfassung – Take-home-message

- Lage des Mantels: Mantel beginnt unterhalb der Kruste (beinhaltet also auch große Teile der Lithosphäre) und reicht bis an die Kern-Mantel-Grenze in einer Tiefe von 2890 km
- Zusammensetzung: mafische Minerale
- Elastische Parameter und abgeleitete Größen: In erster Ordnung Anstieg von Parametern v_p , v_s , Dichte, Temperatur mit Tiefe
- 1D-Struktur: Diskontinuitäten im Mantel in Tiefe von 410 km und 660 km, hier Grenze von OM zu UM; Phasenumwandlungen
- 3D-Struktur aus Tomographie: subduzierte Platten reichen bis in Mantel, mind. bis Wadati-Benioff-Zone (tiefstes Auftreten von Erdbeben)
- Es wird heutzutage angenommen dass die Platten bis zur CMB absinken und Konvektion den gesamten Mantel durchdringt

