

# Země

**rozhraní kůra - plášť** 4 - 50 km

podrobněji obrázek na s. 113

**Chemické složení kůry**

**kontinentální kůra**

SiO <sub>2</sub>	69 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	4 %
ostatní	13 %

**oceánská kůra**

SiO <sub>2</sub>	48 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15 %
CaO	11 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	11 %
MgO	9 %
ostatní	6 %

**rozhraní kůra - plášť**  
= Mohorovičičova diskontinuita

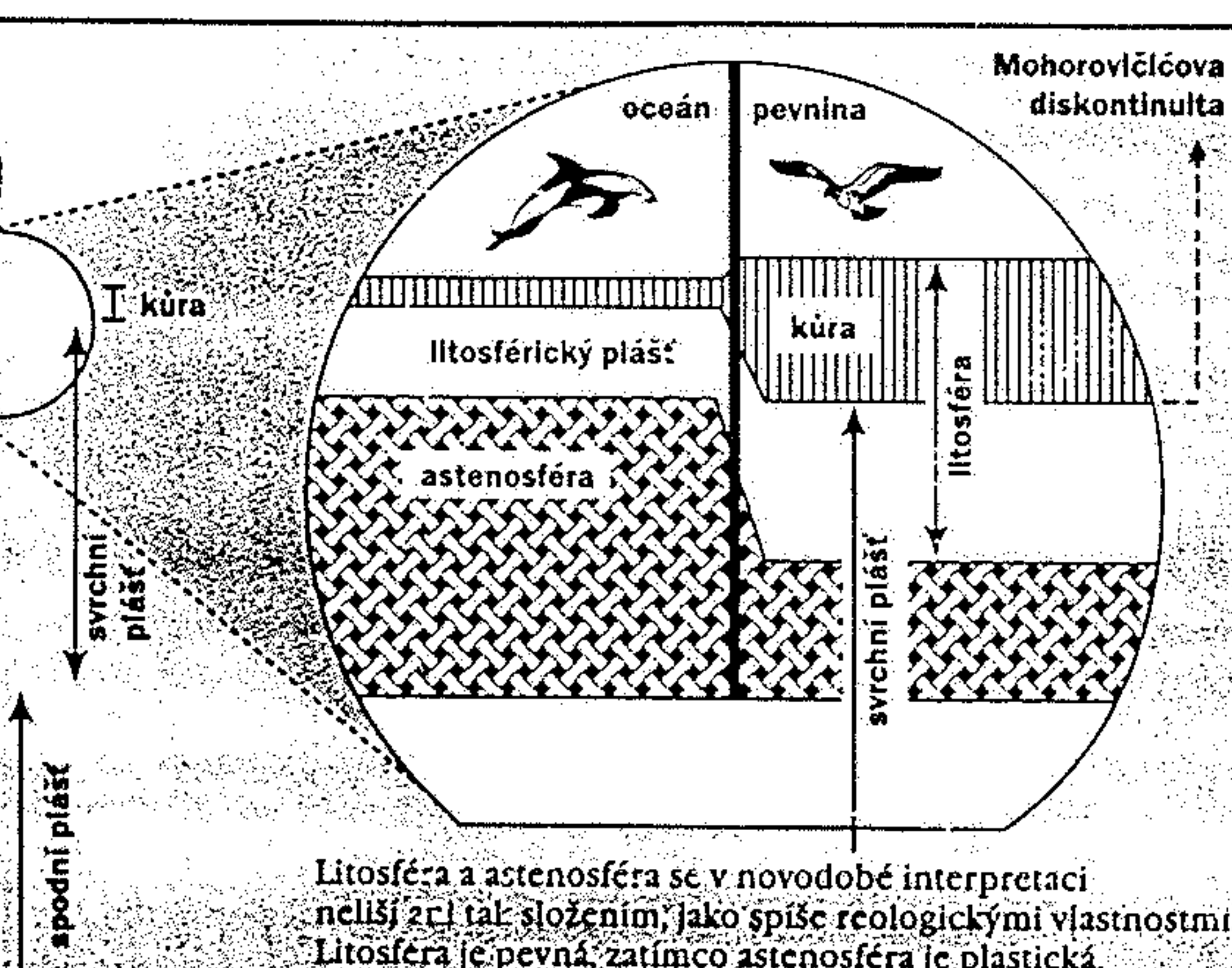
400 km

přechodová zóna

670 km

svrchní plášť

spodní plášť



**základní údaje**

hmotnost:  $5,974 \cdot 10^{24}$  kg

průměrná hustota:  $5,515 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$

hustota povrchových hornin:  $2,5 - 3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$

střední vzdálenost od Slunce:  $149\,596\,870 \text{ km} = 1 \text{ AU} = 8 \text{ sv. minut}$

tíhové zrychlení na pólu:  $9,832 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$

tíhové zrychlení na rovníku:  $9,780 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$

odchylka zemské osy od roviny ekliptiky:  $23,45^\circ$

poloměr na pólu:  $6356,75 \text{ km}$

poloměr na rovníku:  $6378,14 \text{ km}$

obvod na rovníku:  $40\,055 \text{ km}$

objem:  $108\,321 \cdot 10^{10} \text{ km}^3$

celkový povrch:  $509\,805\,000 \text{ km}^2$

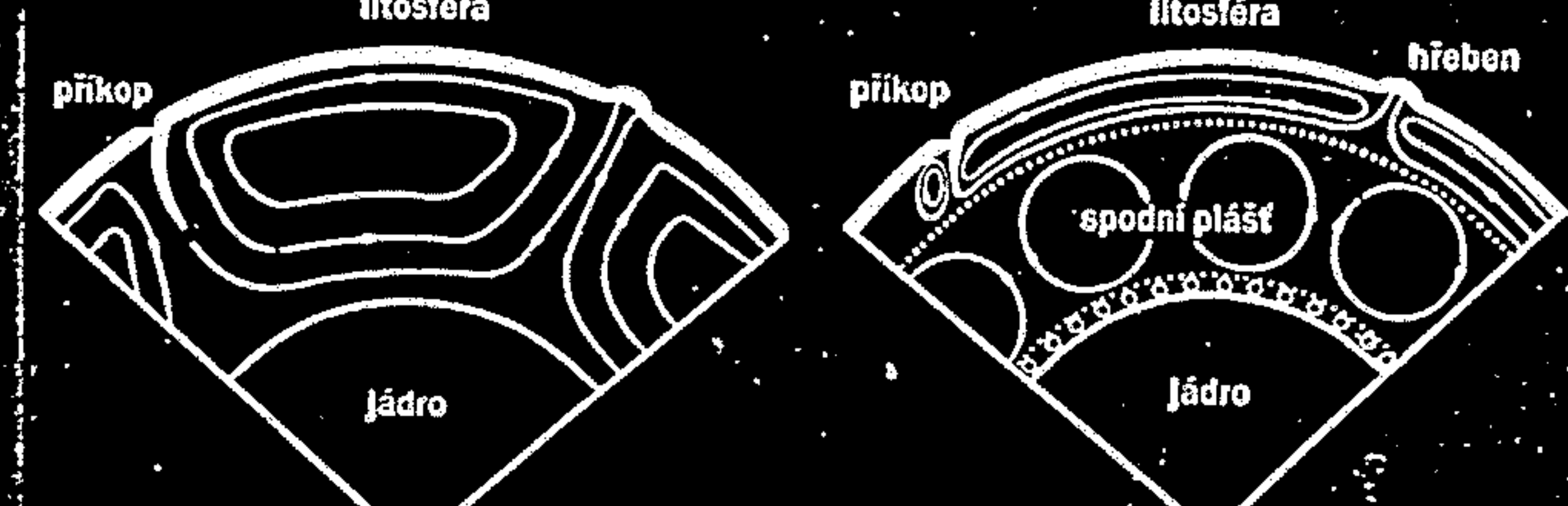
plocha oceánů:  $356\,864\,000 (70 \%)$

plocha pevnin:  $152\,941\,000 (30 \%)$

rychlost rotace na rovníku:  $1670 \text{ km/h}$

rychlost oběhu kolem Slunce:  $107\,000 \text{ km/h}$

Rychlost pohybu zemské hmoty v kůře a v plášti se odhaduje na 1 - 20 cm za rok, zatímco materiál jádra „teče“ rychlostí 1 - 10 km za rok.



**chemické složení pláště**

SiO <sub>2</sub>	43 %
MgO	37 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	12 %
CaO	3 %
ostatní	5 %

**zbytkové (refraktorní) prvky**

1

10<sup>-1</sup>

10<sup>-2</sup>

10<sup>-3</sup>

10<sup>-4</sup>

obsahy prvků v kosmickém materiálu

■ tekavé prvky

○ siderofilní prvky (s afinitou k železu, a tedy k jádru Země)

Složení pláště ve srovnání s primitivním kosmickým materiálem. Koncentrace prvků v kosmickém materiálu je vyjádřena hodnotou 1 (silná přerušovaná čára). Poloha prvku na vlnité ose pak určuje snížení (směr dolů) nebo zvýšení (směr vzhůru) koncentrace oproti původnímu zastoupení. Toto „původní“ složení odpovídá pravděpodobně distribuci prvků v primitivní sluneční mlhovině a bylo poznamenáno „horkým“ vznikem Země (ztráta tekavých složek), vznikem jádra (ochuzení plášťového materiálu o siderofilní a přechodné prvky), ale i činností Slunce, které v raných stadiíchřejmě odstranilo z povrchu Země tekavé látky a prvotní atmosféru.

**rozhraní jádro - plášť**

2690 km

vrstva D''

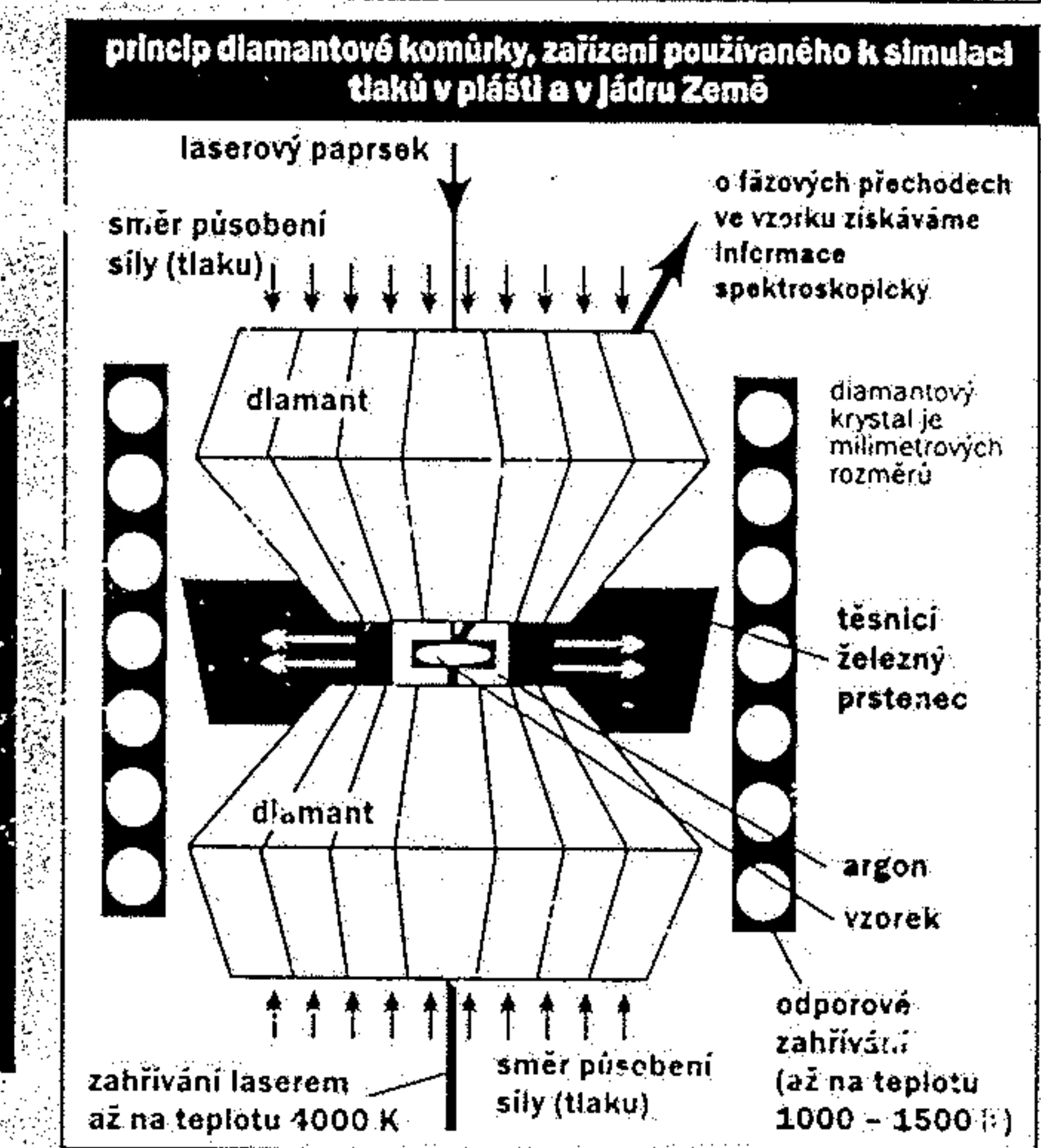
2890 km

Vrstva D'' je zhruba 200 km mocná zóna v nejspodnější části pláště při hranici s jádrem. Podle některých autorů jde vůbec o nejbouřlivější oblast planety. Styká se tu křemíčitánový obal a kovové jádro. Podobně jako mezi kůrou a pláštěm dochází i zde k čilé výměně hmoty a energie.

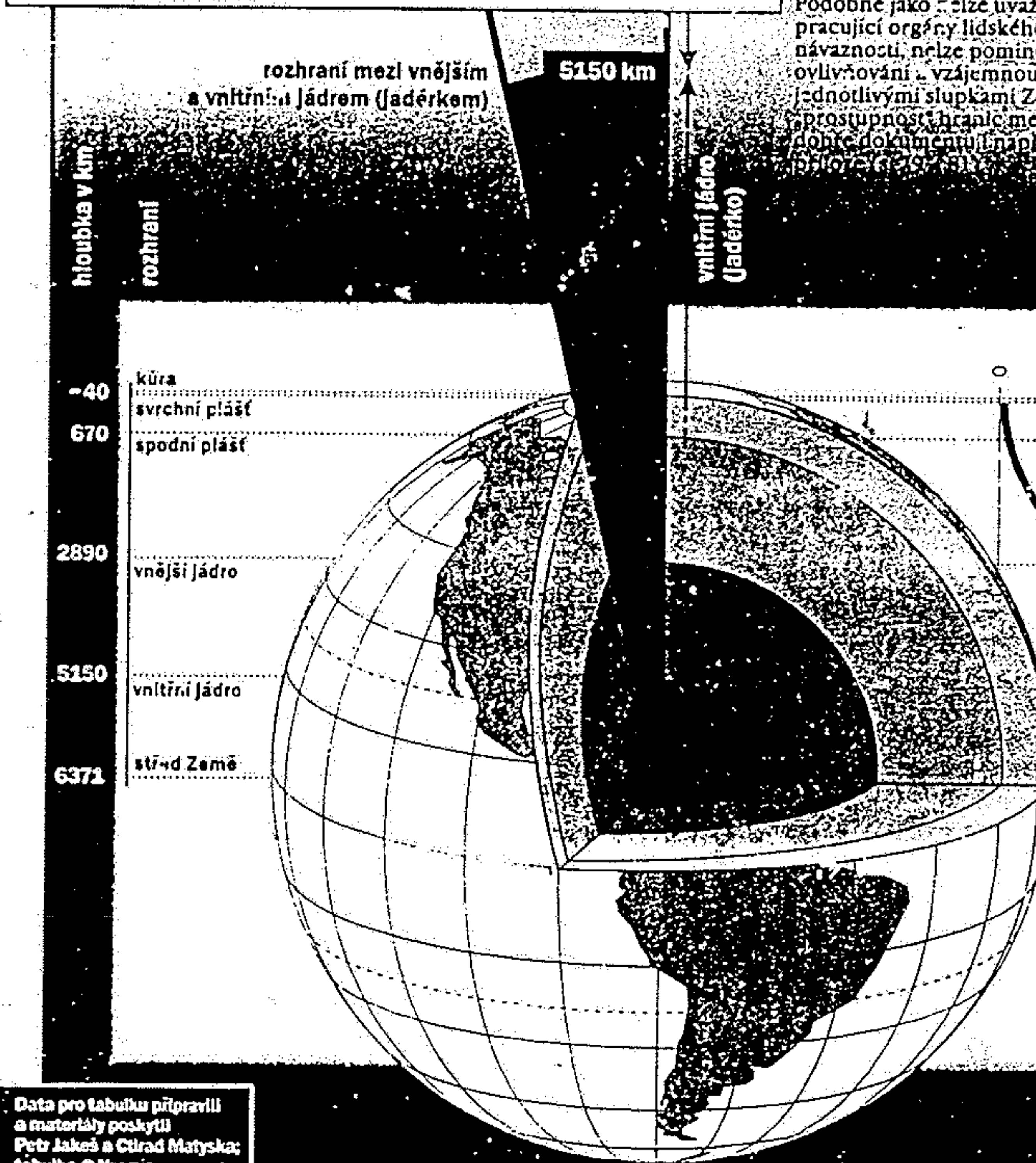
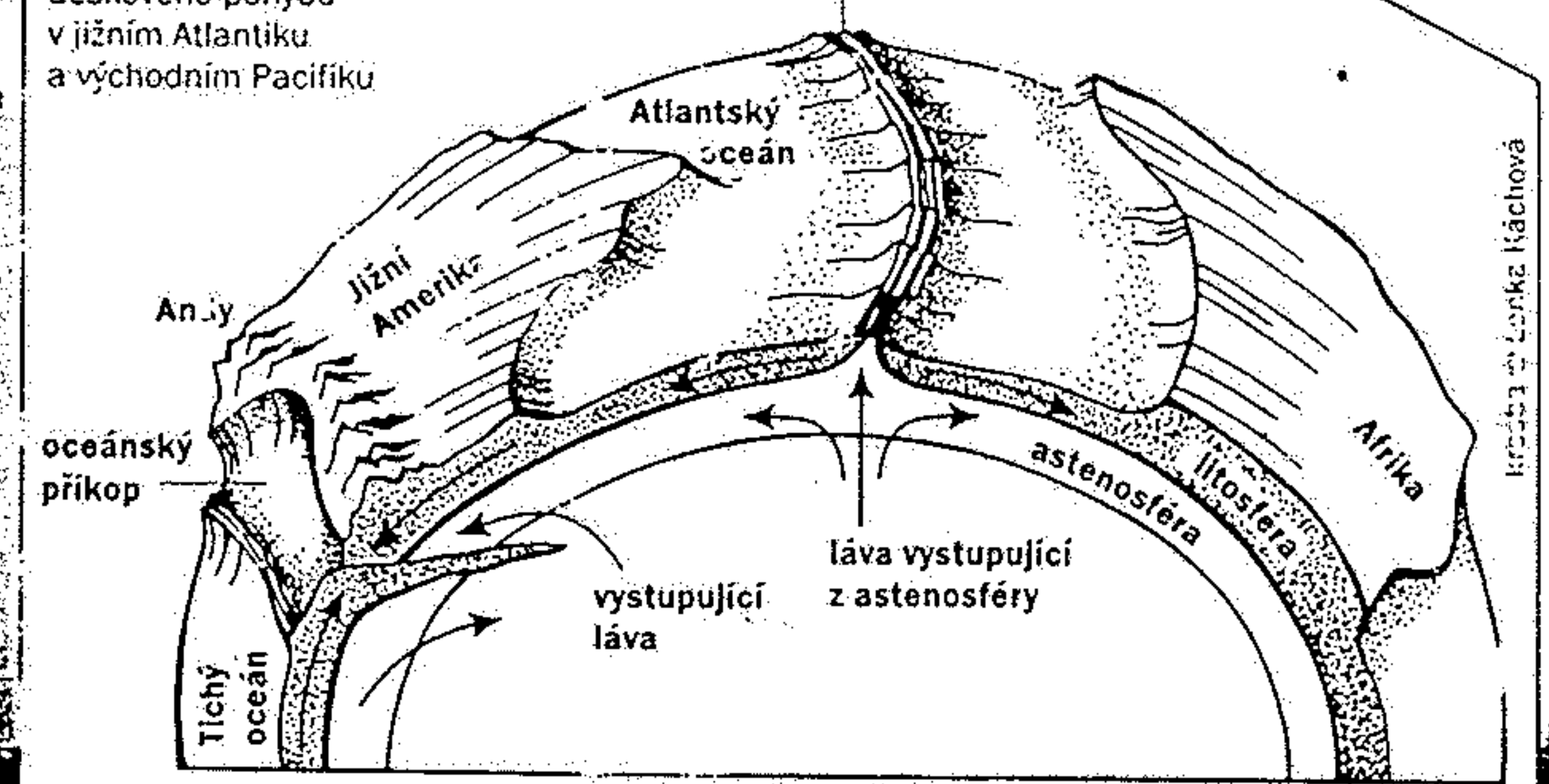
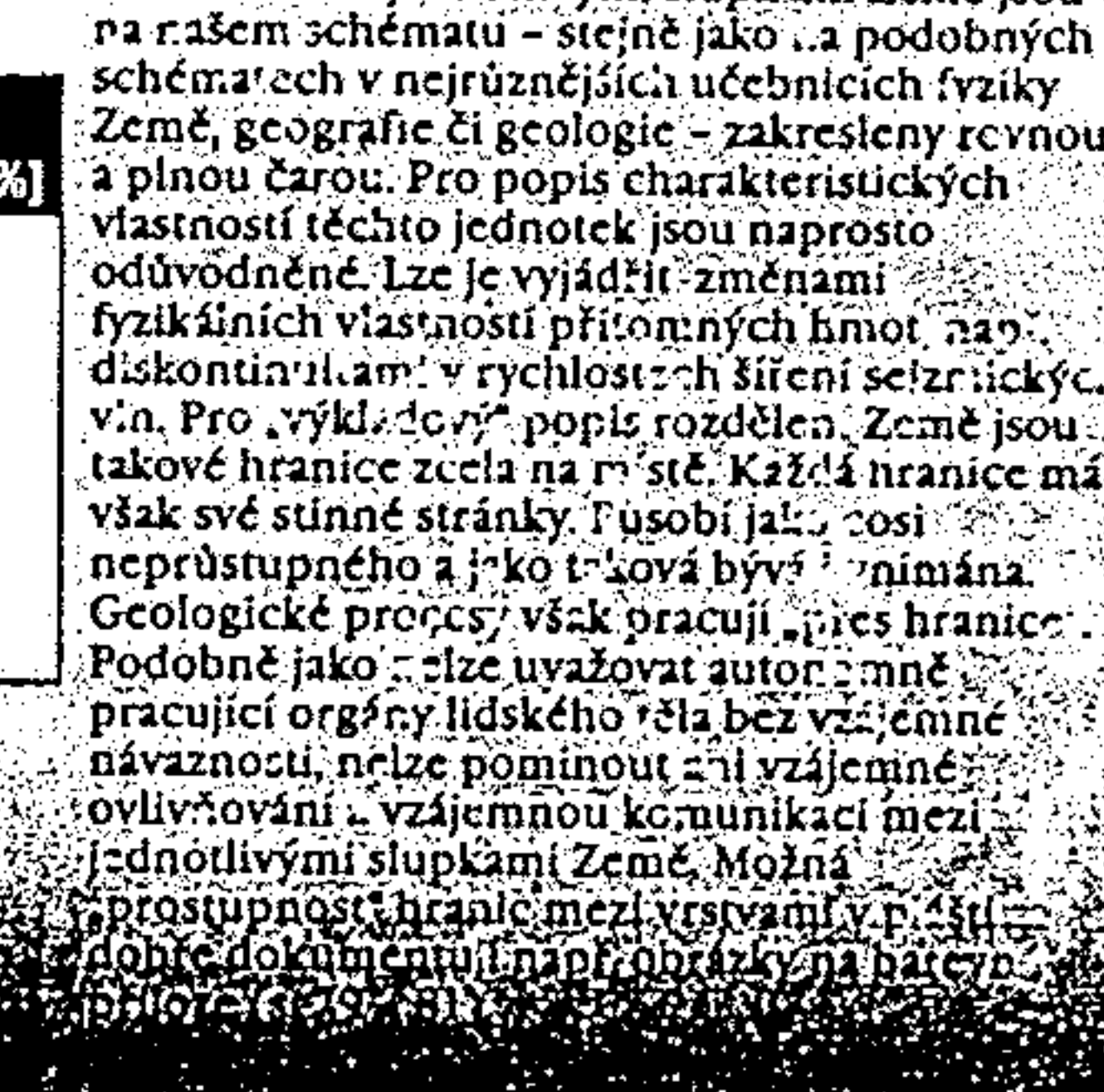
**pravděpodobné chemické složení jádra**

Fe + FeO	80 %
NiO	8 %
ostatní	2 %

Hranice mezi jednotlivými slupkami Země jsou na našem schématu - stejně jako u podobných schémat - v nejrůznějších učebnicích fyziky Země, geografie či geologie - zakresleny rovnou a plnou čarou. Pro popis charakteristických vlastností těchto jednotek jsou naprosto odůvodněné. Lze je vyjádřit změnami fyzikálních vlastností přírodních hmot např. diskontinuitám v rychlostech šíření seismických vln. Pro výše uvedený popis rozdělení Země jsou takové hranice zcela na místě. Každá hranice má však své stinné stránky. Působí jako cosi neprůstupného a jako taková bývá vnímána. Geologické procesy však pracují přes hranice. Podobně jako lze uvažovat autoritativně pracující orgány lidského těla bez vzájemné návaznosti, nelze pominout ani vzájemné ovlivňování a vzájemnou komunikaci mezi jednotlivými slupkami Země. Možná neprostupnost hranic mezi vrstvami v přírodě dobře dokumentují například barvěné zóny v horninách.



oblast	hloubka (km)	část hmoty Země (%)	část hmoty pláště a kůry (%)
kontinentální kůra	0 - 50	0,374	0,554
oceánská kůra	0 - 10	0,039	0,147
svrchní plášť	10 - 670	17,8	16,4
přechodová zóna	400 - 650	7,5	11,1
spodní plášť	650 - 2890	49,2	72,9
vnější jádro	2890 - 5150	30,8	-
vnitřní jádro	5150 - 6370	1,7	-



Data pro tabulku připravili a materiály poskytli Petr Jakes a Ctirad Matyska; tabulka © Vesmír.

# Země

rozhraní kůra - plášť **4 - 50 km**  
 podrobněji obrázek na s. 113

## chemické složení kůry

kontinentální kůra	
SiO <sub>2</sub>	69 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	4 %
ostatní	13 %

rozhraní kůra - plášť = Mohorovičičova diskontinuita

400 km

přechodová zóna

670 km

## oceanická kůra

SiO <sub>2</sub>	48 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15 %
CaO	11 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	11 %
MgO	9 %
ostatní	6 %

rozhraní plášť - jádro

2890 km

vrstva D"

2890 km

Rychlost pohybu zemské hmoty v kůře a v plášti se odhaduje na 1 - 20 cm za rok, zatímco materiál jádra „teče“ rychlostí 1 - 10 km za rok.

## chemické složení pláště

SiO <sub>2</sub>	43 %
MgO	37 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	12 %
CaO	3 %
ostatní	5 %

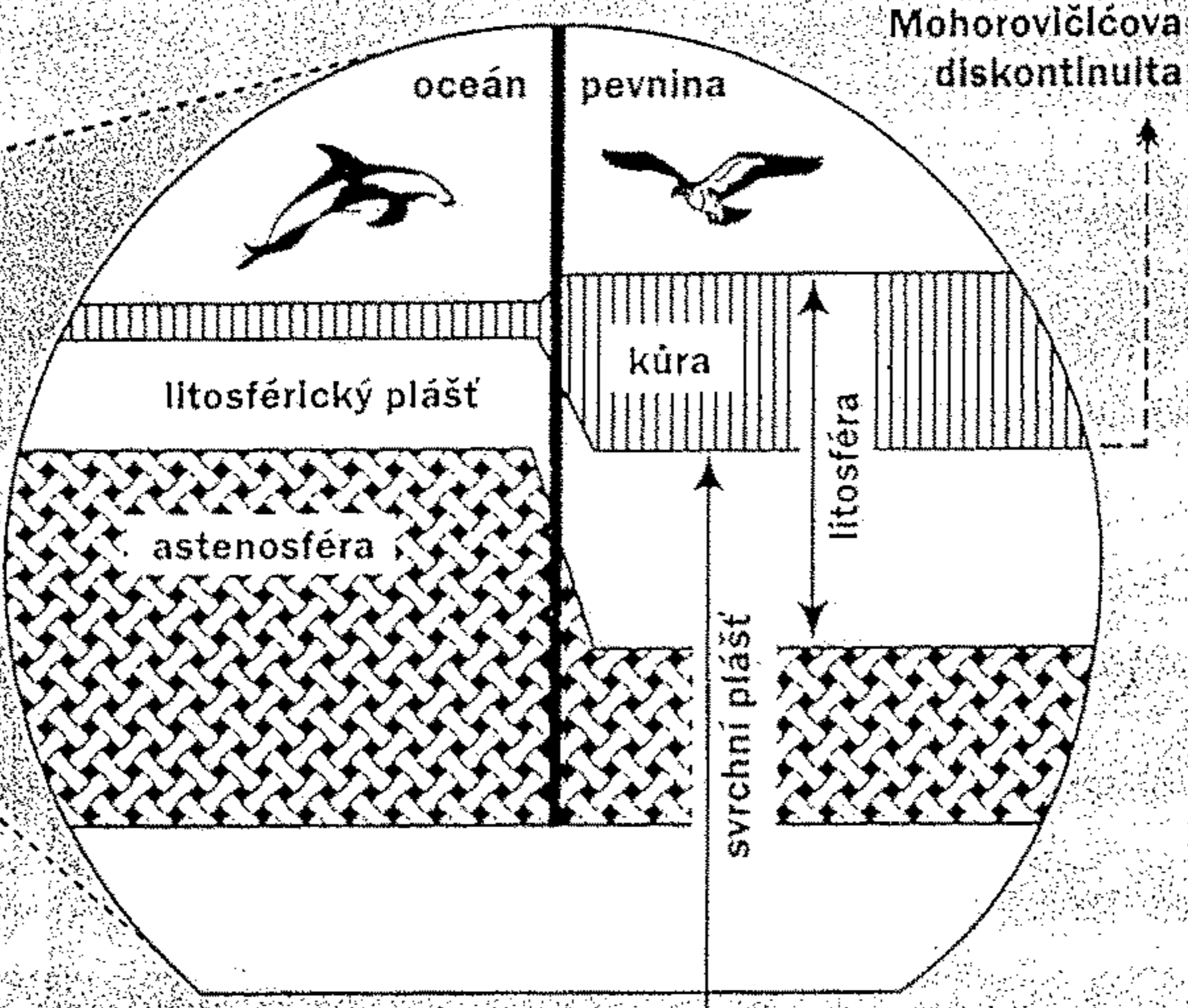
rozhraní jádro - plášť

2890 km

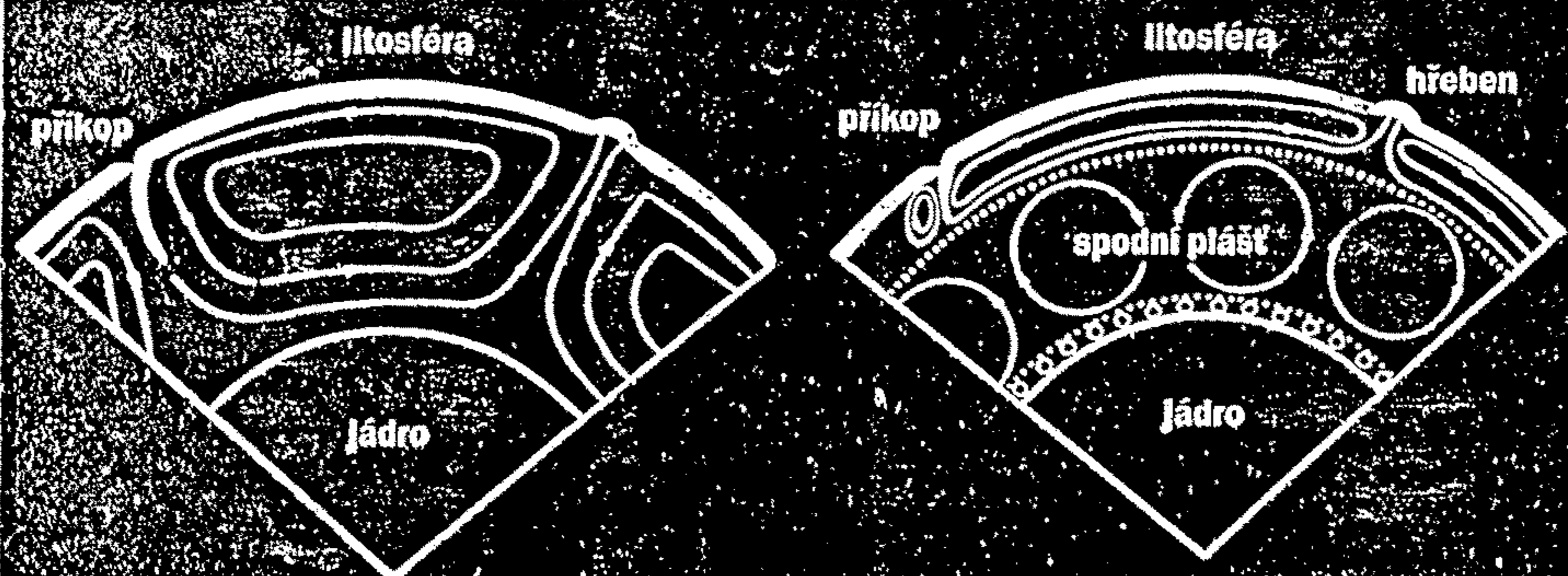
vrstva D"

2890 km

Vrstva D" je zhruba 200 km mocná zóna v nejspodnější části pláště při hranici s jádrem. Podle některých autorů jde vůbec o nejbouřlivější oblast planety. Stýká se tu křemičitanový obal a kovové jádro. Podobně jako mezi kůrou a pláštěm dochází i zde k čilé výměně hmoty a energie.



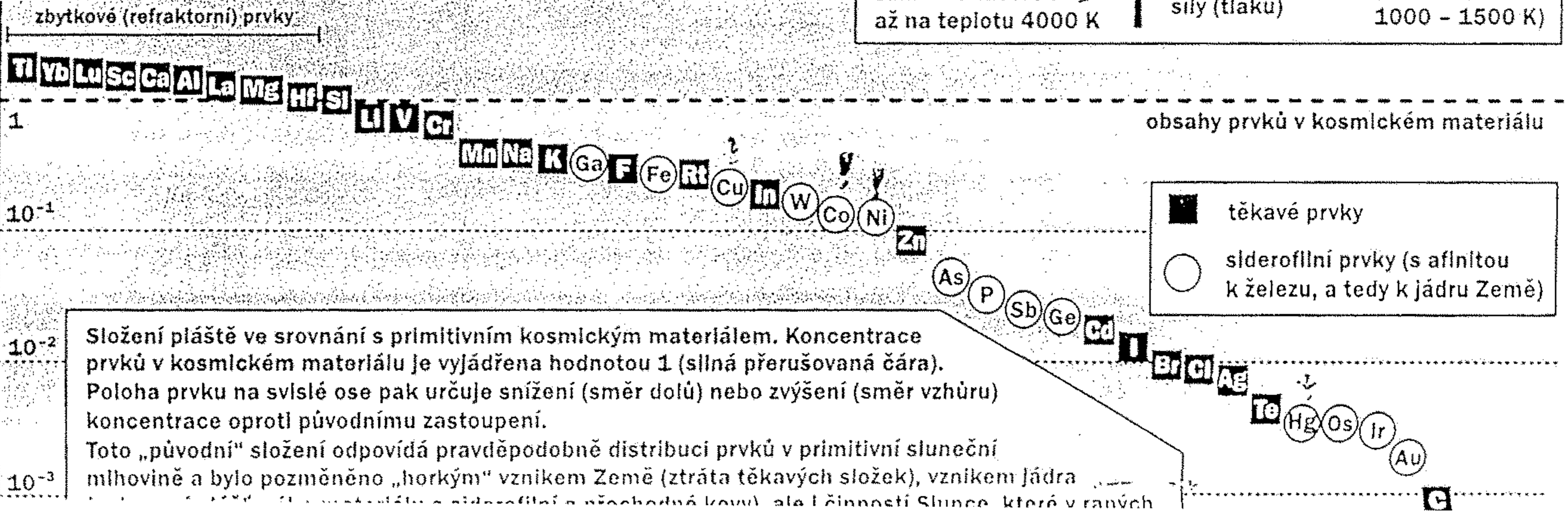
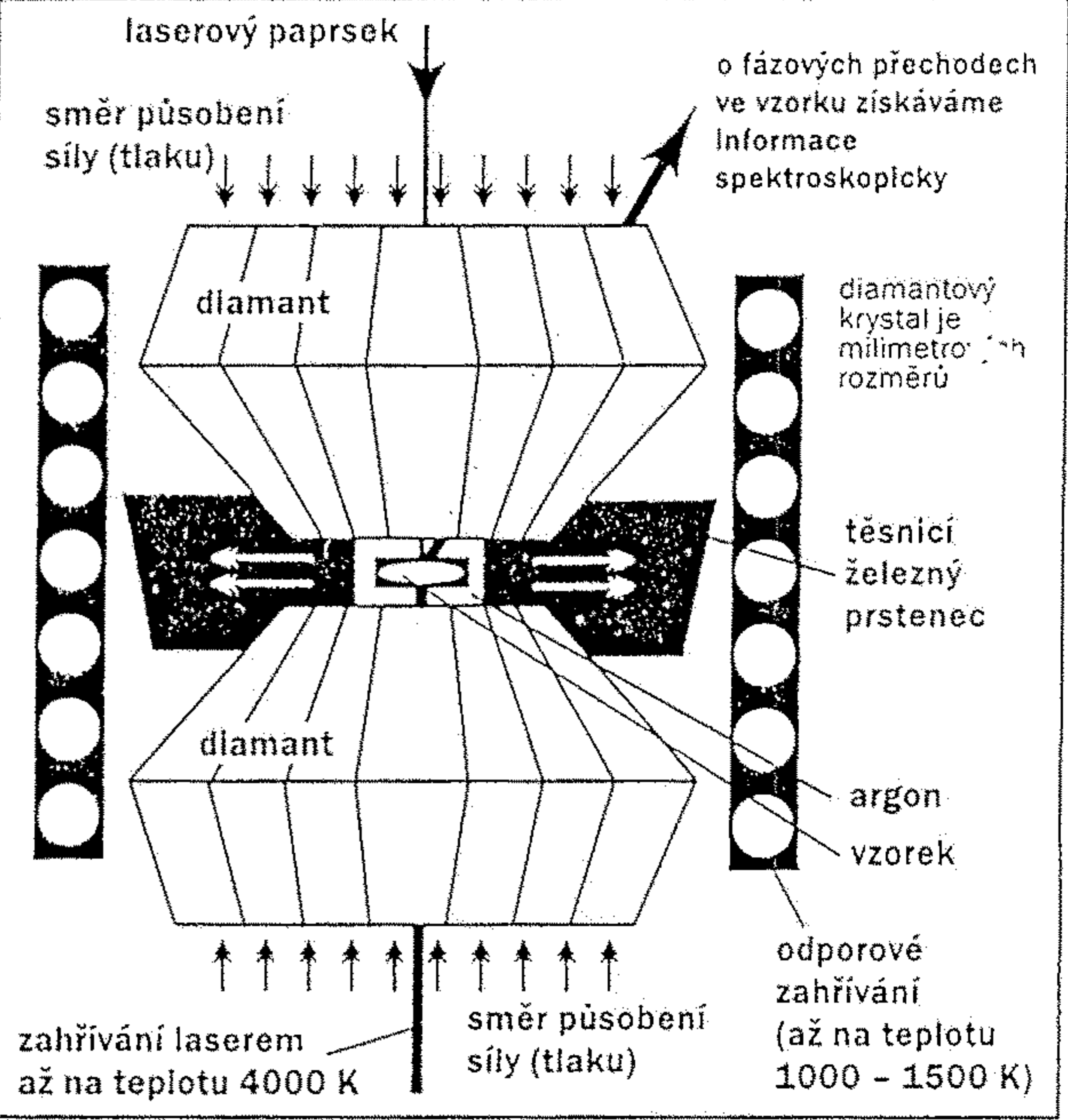
Litosféra a astenosféra se v novodobé interpretaci neliší ani tak složením, jako spíše reologickými vlastnostmi. Litosféra je pevná, zatímco astenosféra je plastická.



Dva základní modely pláště. Celoplášťový model (vlevo) předpokládá konvekční proudění v celém objemu pláště a komunikaci nejsvrchnějších a nejspodnějších částí, zatímco vrstevnatý model (vpravo) uvažuje oddělené rezervoáry svrchního a spodního pláště.

**základní údaje**  
 hmotnost:  $5,974 \cdot 10^{24}$  kg  
 průměrná hustota:  $5,515 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$   
 hustota povrchových hornin:  $2,5 - 3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$   
 střední vzdálenost od Slunce: 149 596 870 km = 1 AU = 8 sv. minut  
 tíhové zrychlení na pólu:  $9,832 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$   
 tíhové zrychlení na rovníku:  $9,780 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$   
 odchylka zemské osy od roviny ekliptiky:  $23,45^\circ$   
 poloměr na pólu: 6356,75 km  
 poloměr na rovníku: 6378,14 km  
 obvod na rovníku: 40 055 km  
 objem:  $108 321 \cdot 10^{10} \text{ km}^3$   
 celkový povrch: 509 805 000 km<sup>2</sup>  
 plocha oceánů: 356 864 000 (70 %)  
 plocha pevnin: 152 941 000 (30 %)  
 rychlost rotace na rovníku: 1670 km/h  
 rychlost oběhu kolem Slunce: 107 000 km/h

## princip diamantové komůrky, zařízení používaného k simulaci tlaků v plášti a v jádru Země

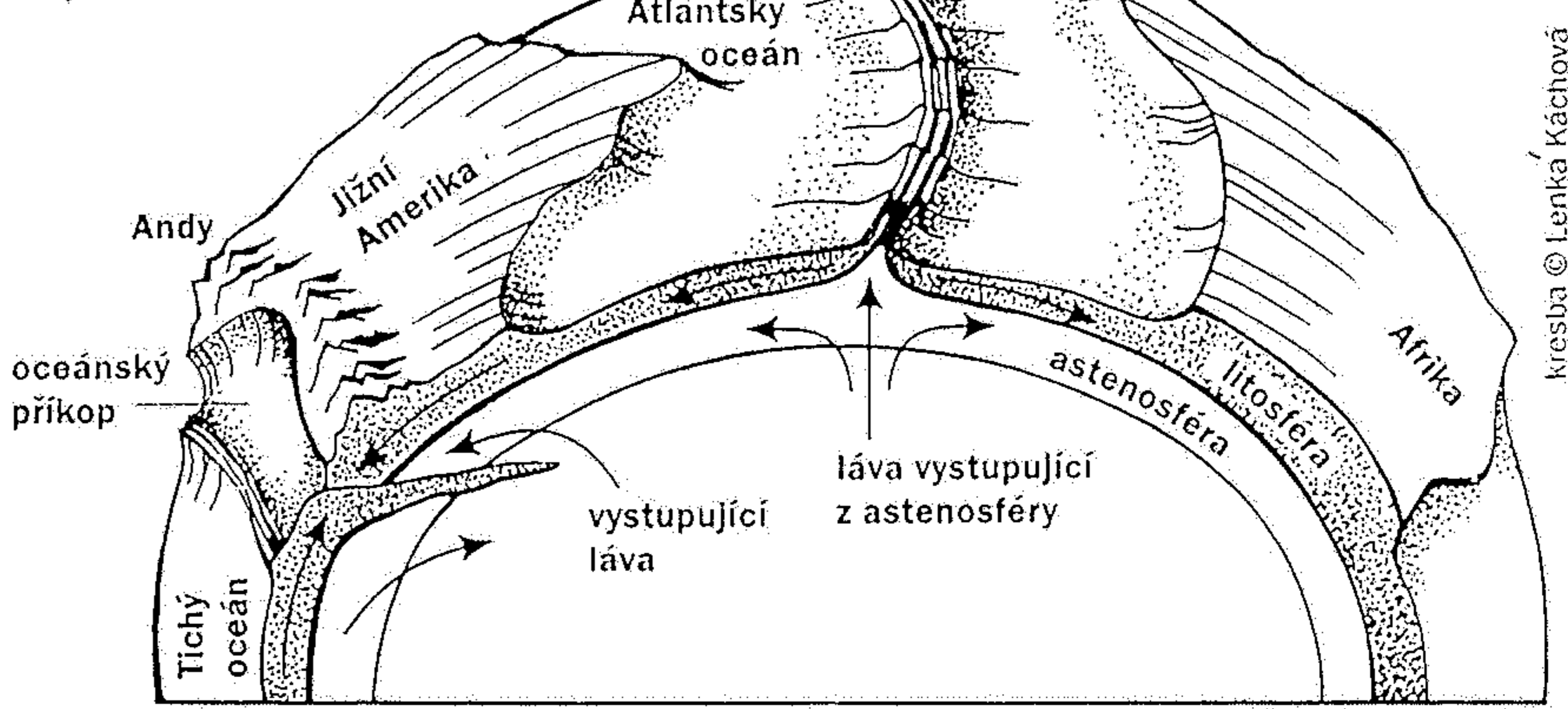


NiO 8 %  
ostatní 2 %

$10^{-3}$

Hranice mezi jednotlivými slupkami Země jsou na našem schématu – stejně jako na podobných schématech v nejrůznějších učebnicích fyziky Země, geografie či geologie – zakresleny rovnou a plnou čarou. Pro popis charakteristických vlastností těchto jednotek jsou naprosto odůvodněné. Lze je vyjádřit změnami fyzikálních vlastností přítomných hmot, např. diskontinuitami v rychlostech šíření seizmických vln. Pro „výkladový“ popis rozdělení Země jsou takové hranice zcela na místě. Každá hranice má však své stinné stránky. Působí jako cosi neprůstupného a jako taková bývá i vnímána. Geologické procesy však pracují „přes hranice“. Podobně jako nelze uvažovat autonomně pracující orgány lidského těla bez vzájemné návaznosti, nelze pominout ani vzájemné ovlivňování a vzájemnou komunikaci mezi jednotlivými slupkami Země. Možná „průstupnost“ hranic mezi vrstvami v plášti dobře dokumentují např. obrázky na barevné příloze (s. 79, 81).

schematické znázornění deskového pohybu v jižním Atlantiku a východním Pacifiku



kresba © Lenka Káčová

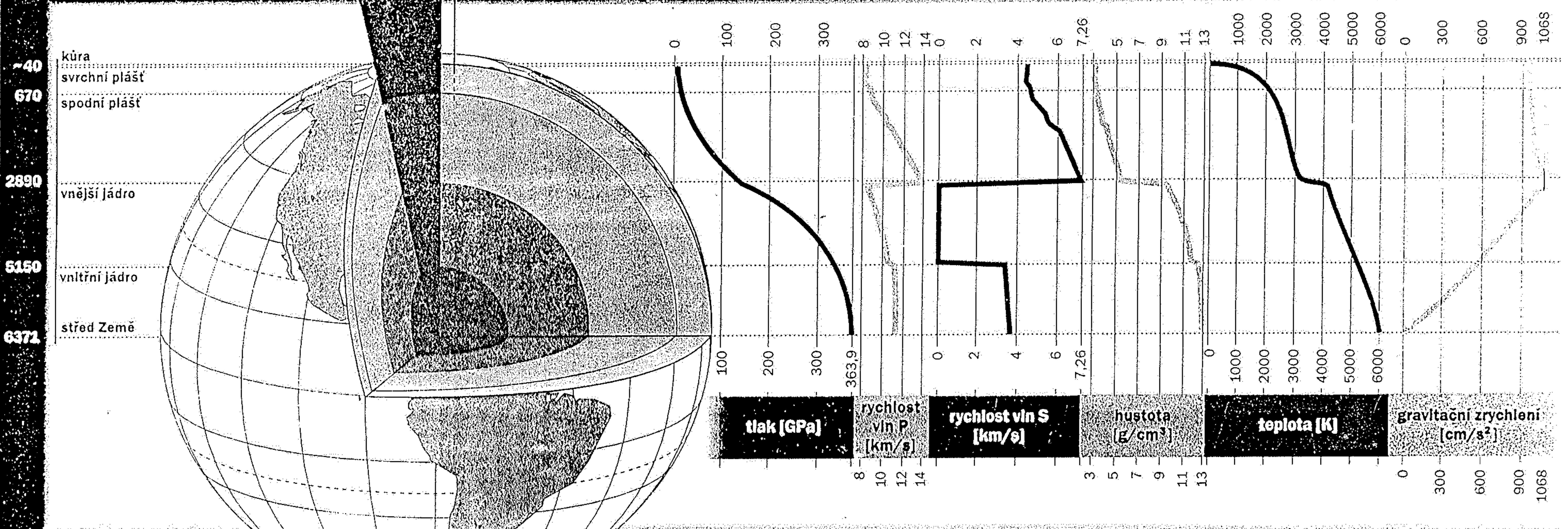
oblast	hloubka [km]	část hmoty Země [%]	část hmoty pláště a kůry [%]
kontinentální kůra	0 - 50	0,374	0,554
oceánská kůra	0 - 10	0,099	0,147
svrchní plášť	10 - 670	17,8	26,4
přechodová zóna	400 - 650	7,5	11,1
spodní plášť	650 - 2890	49,2	72,9
vnější jádro	2890 - 5150	30,8	-
vnitřní jádro	5150 - 6370	1,7	-

rozhraní mezi vnějším a vnitřním jádrem (jadérkem)

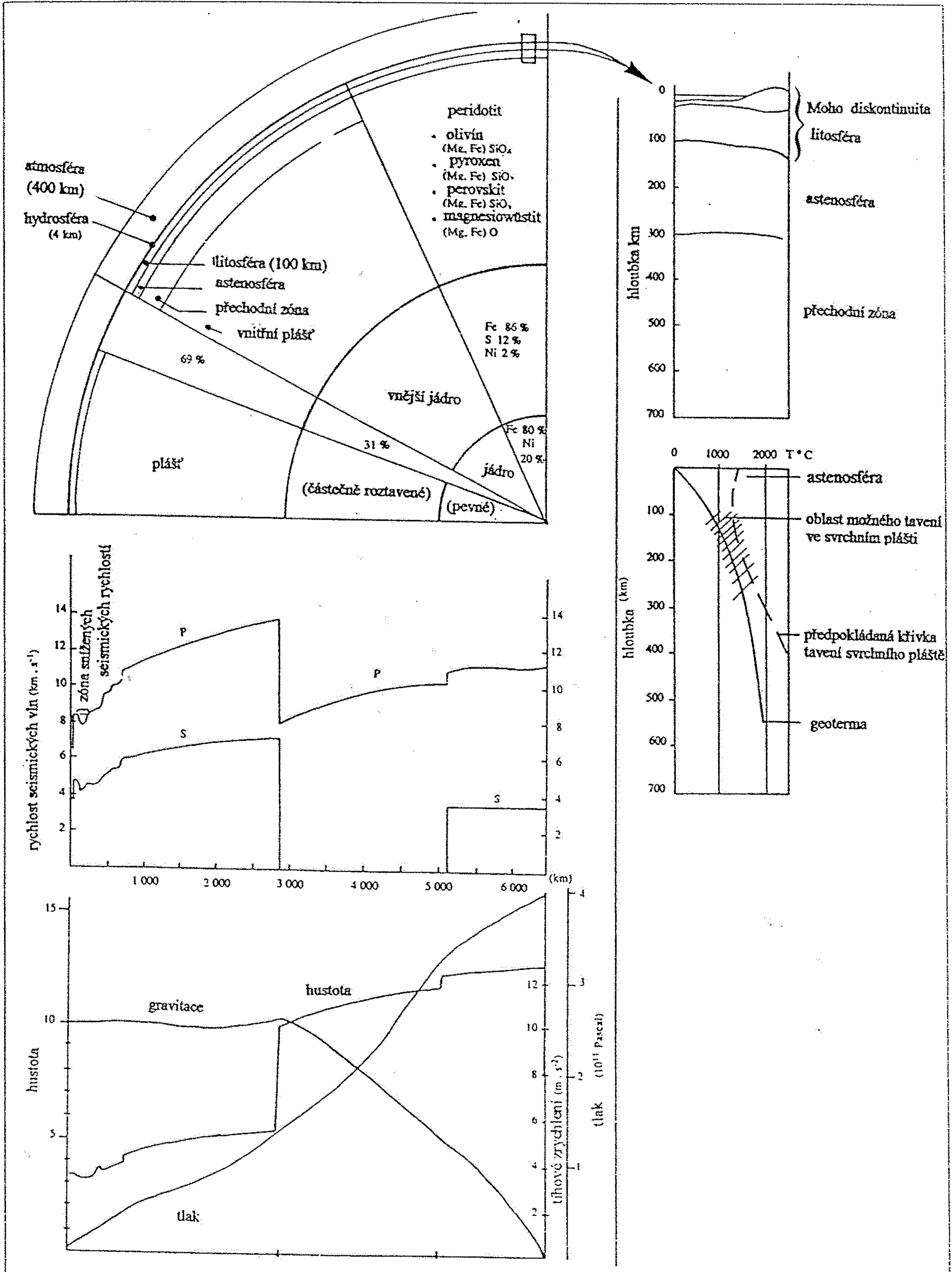
5150 km

vnitřní jádro (jadérko)

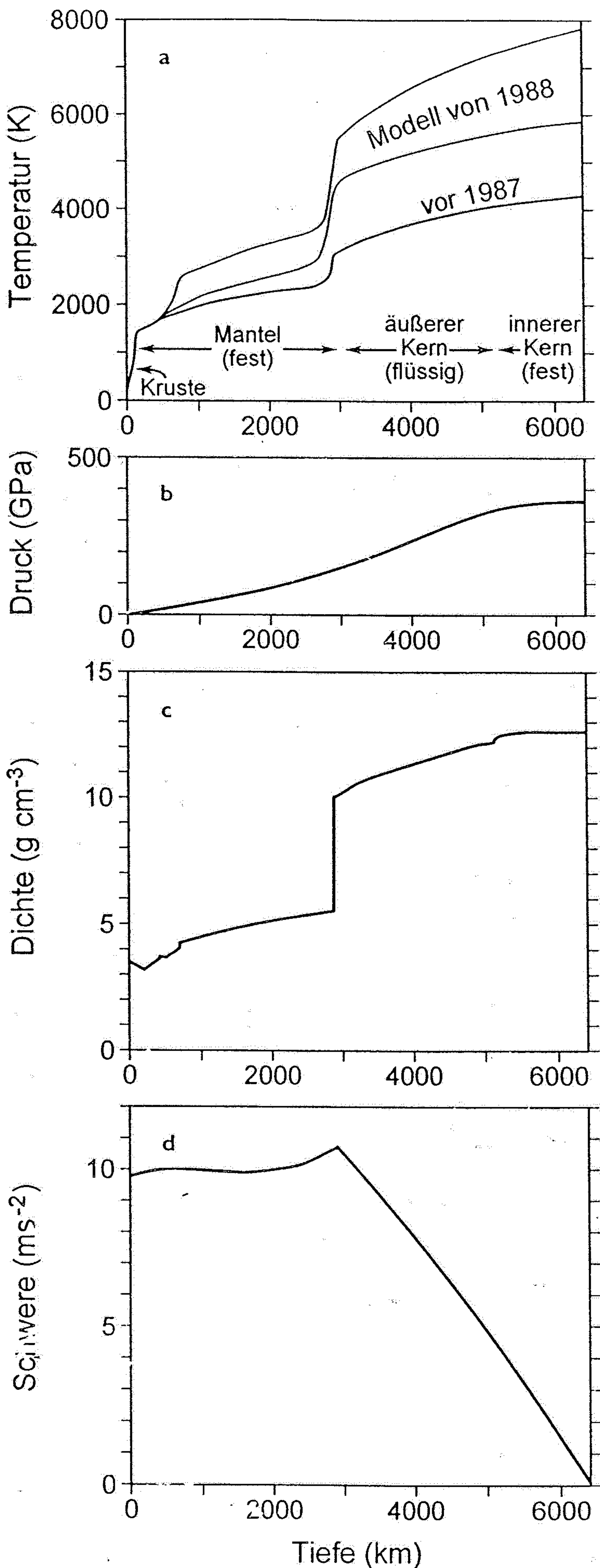
**průběh některých významných veličin v závislosti na hloubce**



Data pro tabulku připravili a materiály poskytli Petr Jakeš a Ctirad Matyska; tabulka © Vesmír.

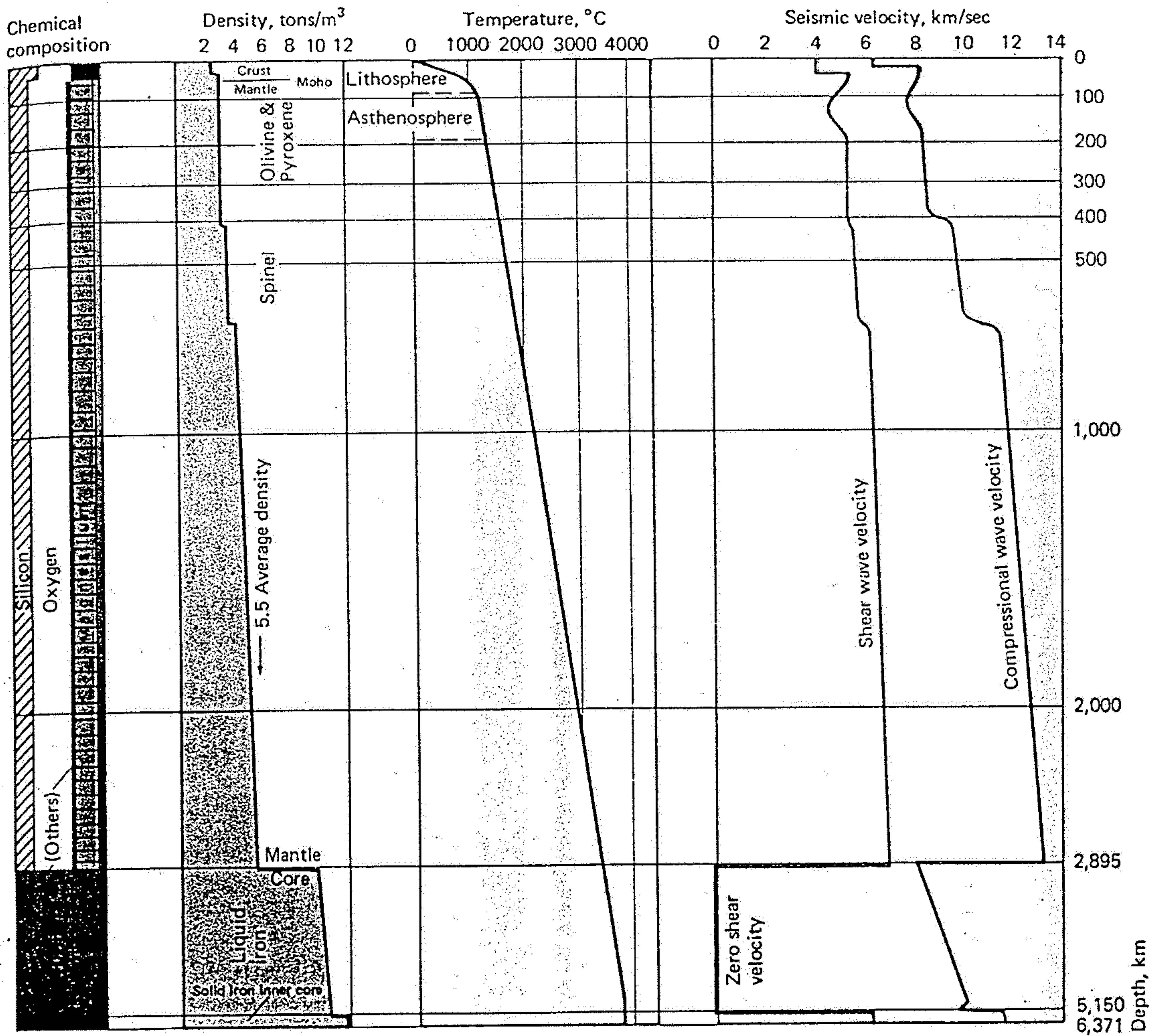


Obr. 23: Vnitřní stavba naší planety a vybrané geofyzikální, petrologické a mineralogické parametry jednotlivých geosfér (podle Caron et al 1989), upraveno



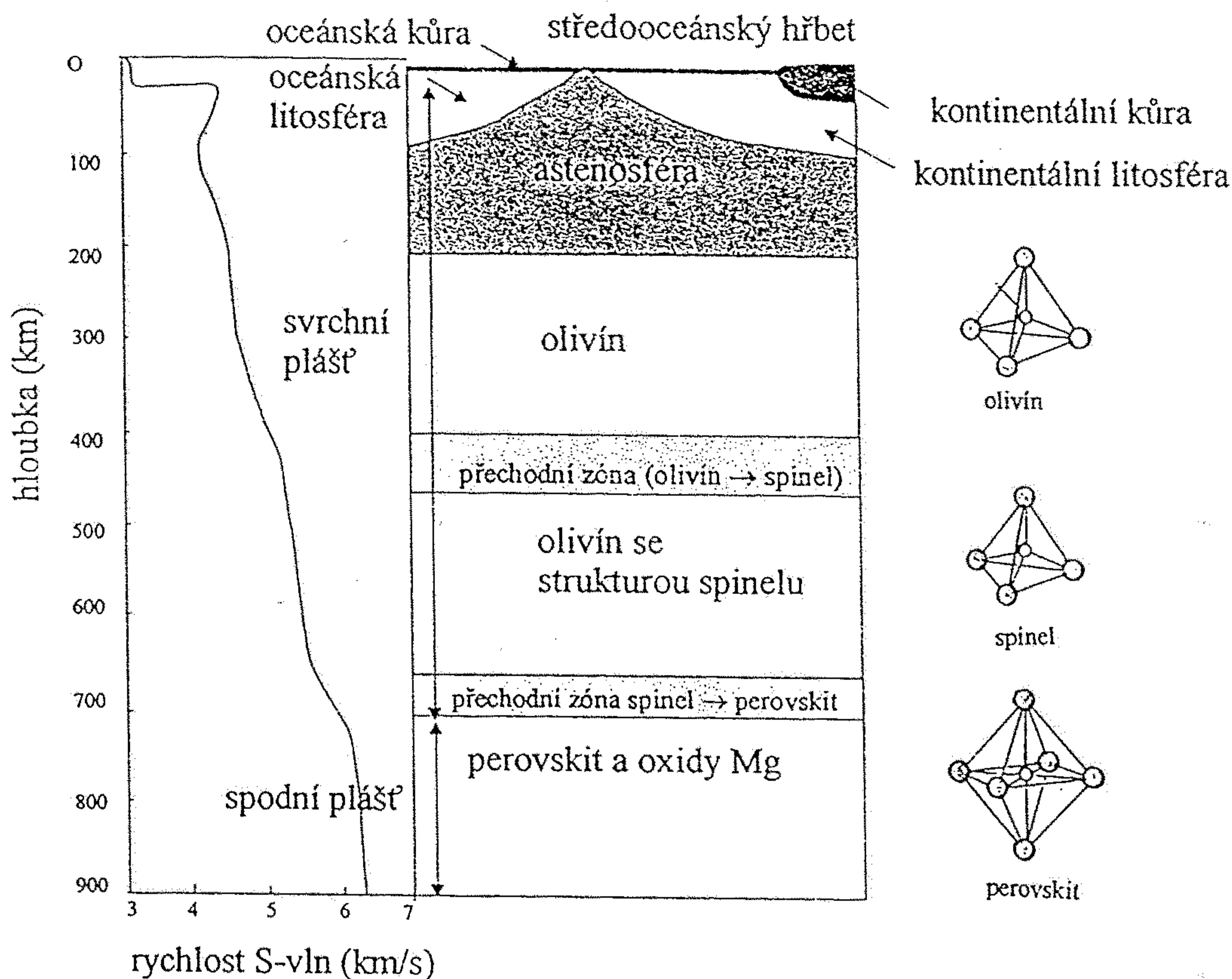
**Abb. 9.5**

Modelle der Temperatur (a), des Druckes (b) (1 GPa = 10 kbar), der Dichte (c) und der Schwere (d) im Innern der Erde; die neue Temperaturabschätzung (Modell von 1988) beruht auf Hochdruck/Hochtemperaturexperimenten mit Eisen (nach FOWLER, 1990).

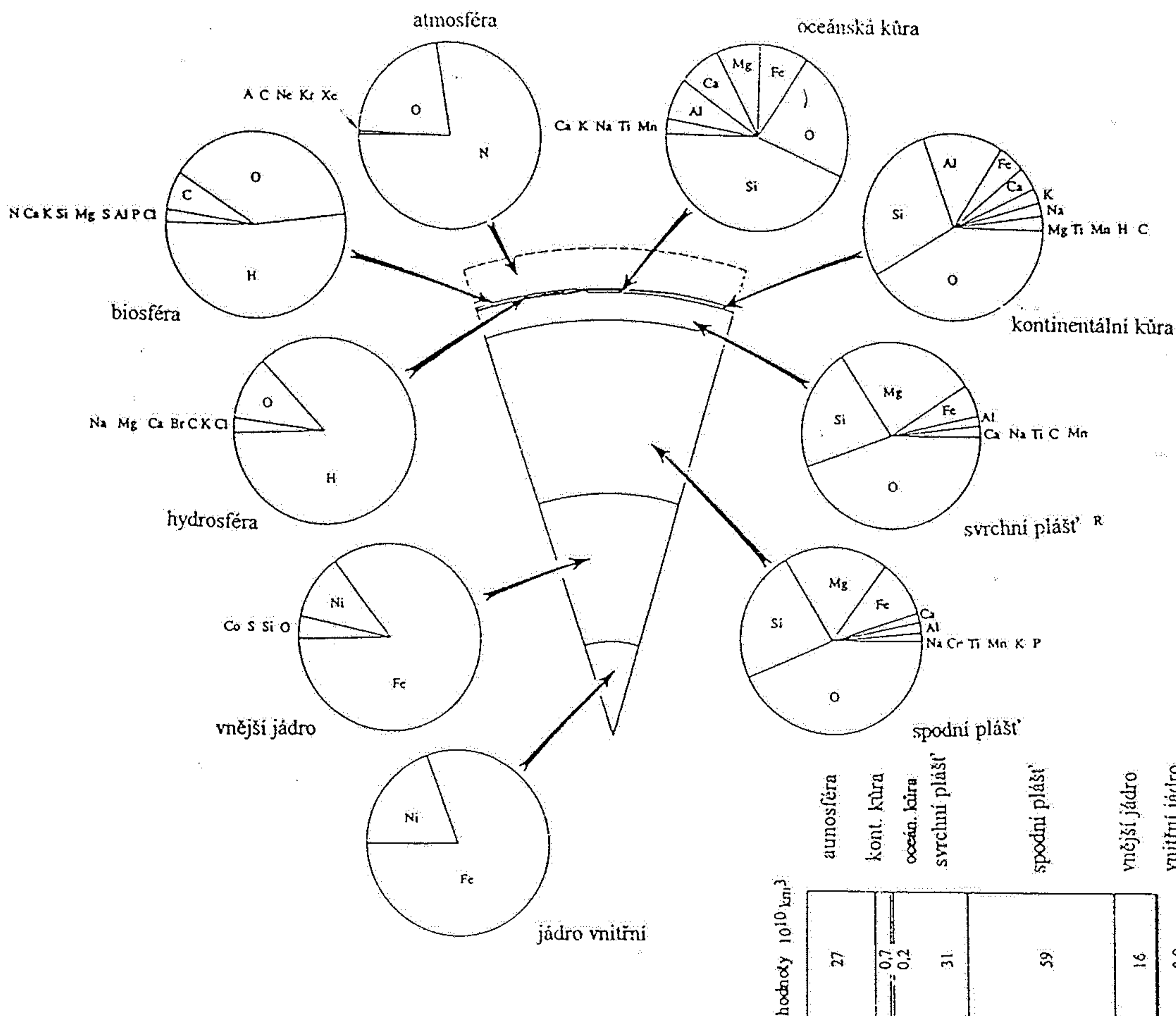


## 8.19

This diagram summarizes the changes of properties with depth in the earth. Rather than plotting properties against the depth, each earth layer is shown in proportion to its volume. Notice that on this scale the core makes up only a modest portion of the volume of the earth even though it occupies about half of the earth's radius.



Obr. 26: Stavba pláště odrážející jeho mineralogické složení (podle Fowlera 1992). Pozn. vlivem konvekce je skutečné rozmístění jednotlivých zón nepravidelnější než je zachyceno v obrázku



Obr. 19: Poměrné zastoupení nejvýznamnějších prvků v jednotlivých geosférách (podle Brown, Musset a Krauskopf in Caron et al. 1989), zjednodušeno. Dole objem jednotlivých geosfér.

**Pyrolit – Modell**

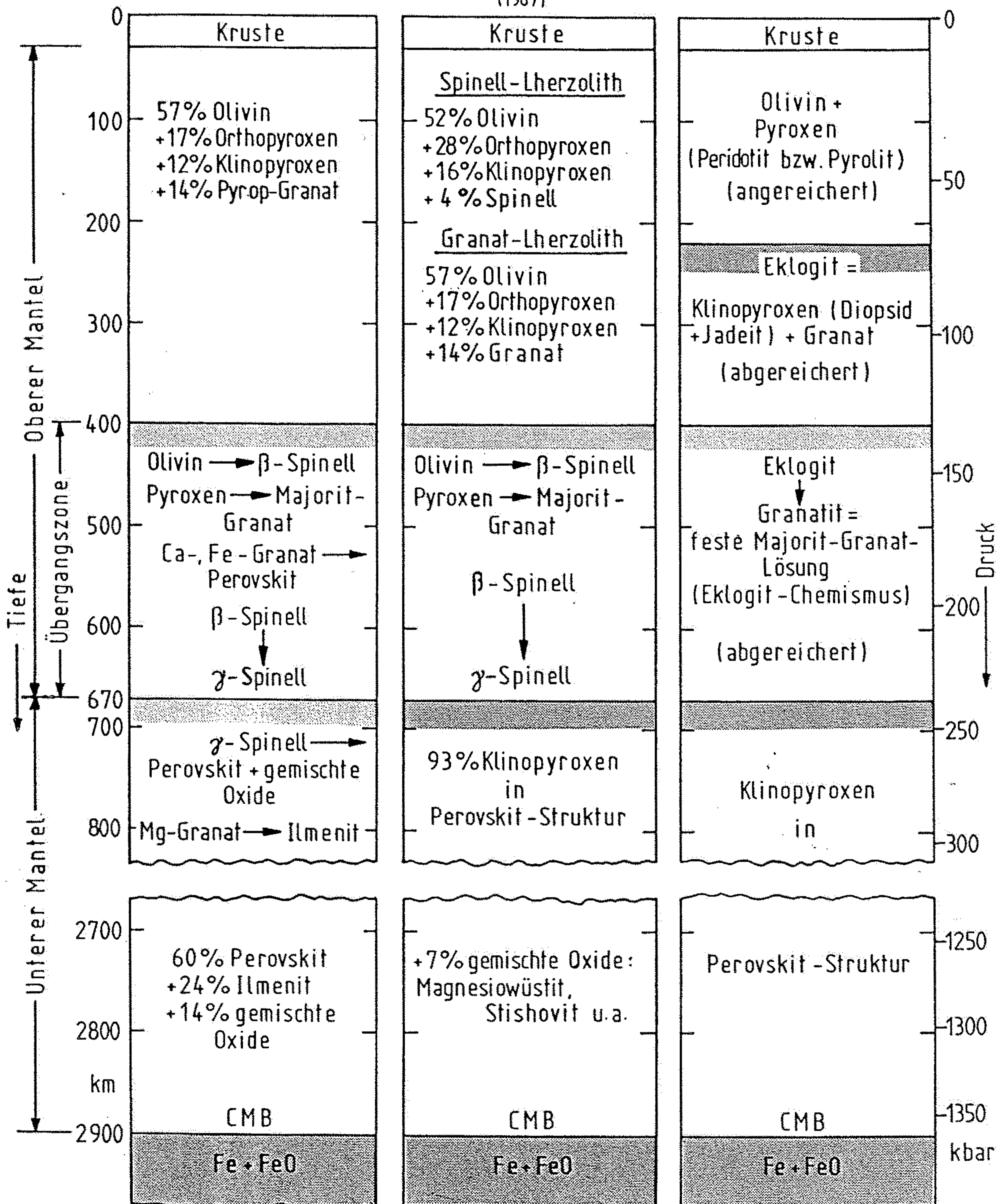
nach Ringwood (1979)

**Pyrolit – Klinopyroxen-Modell**

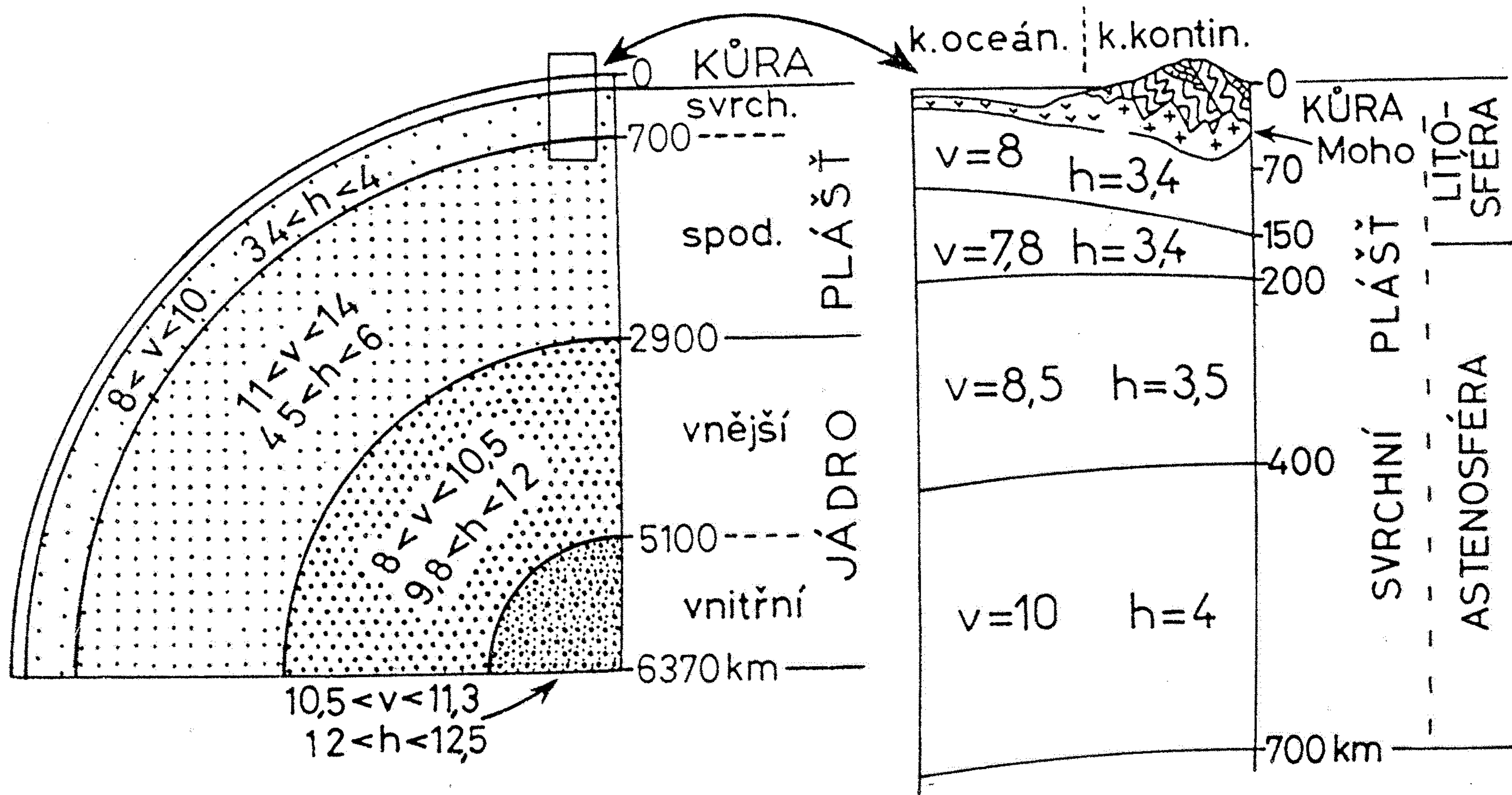
nach Green & Liebermann (1976), Leven et al. (1981), Jackson (1982), Irifune (1987) und Bina & Wood (1987)

**Eklogit-Modell**

nach Don L. Anderson (1984) und Herzberg & O'Hara (1985)

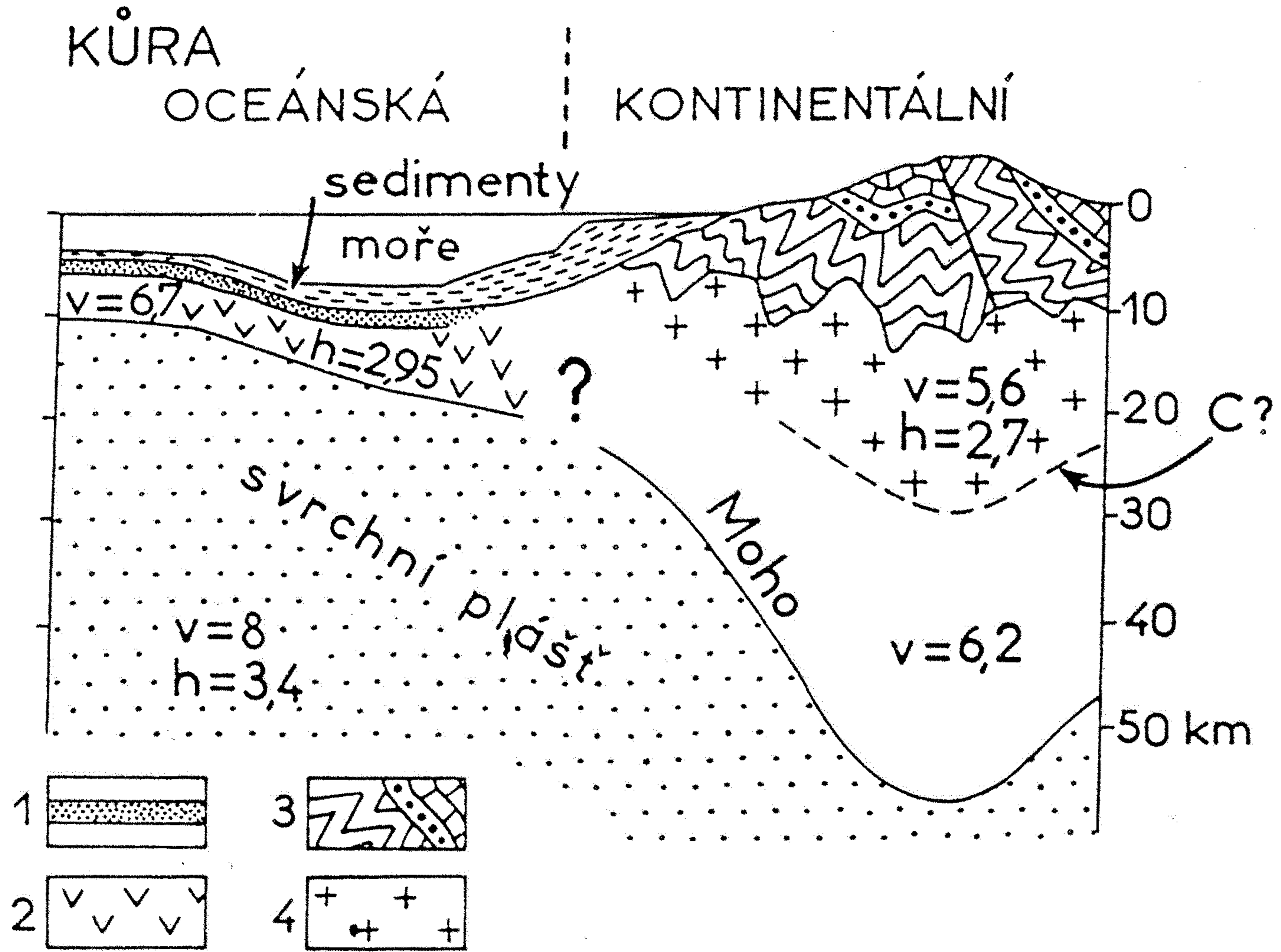




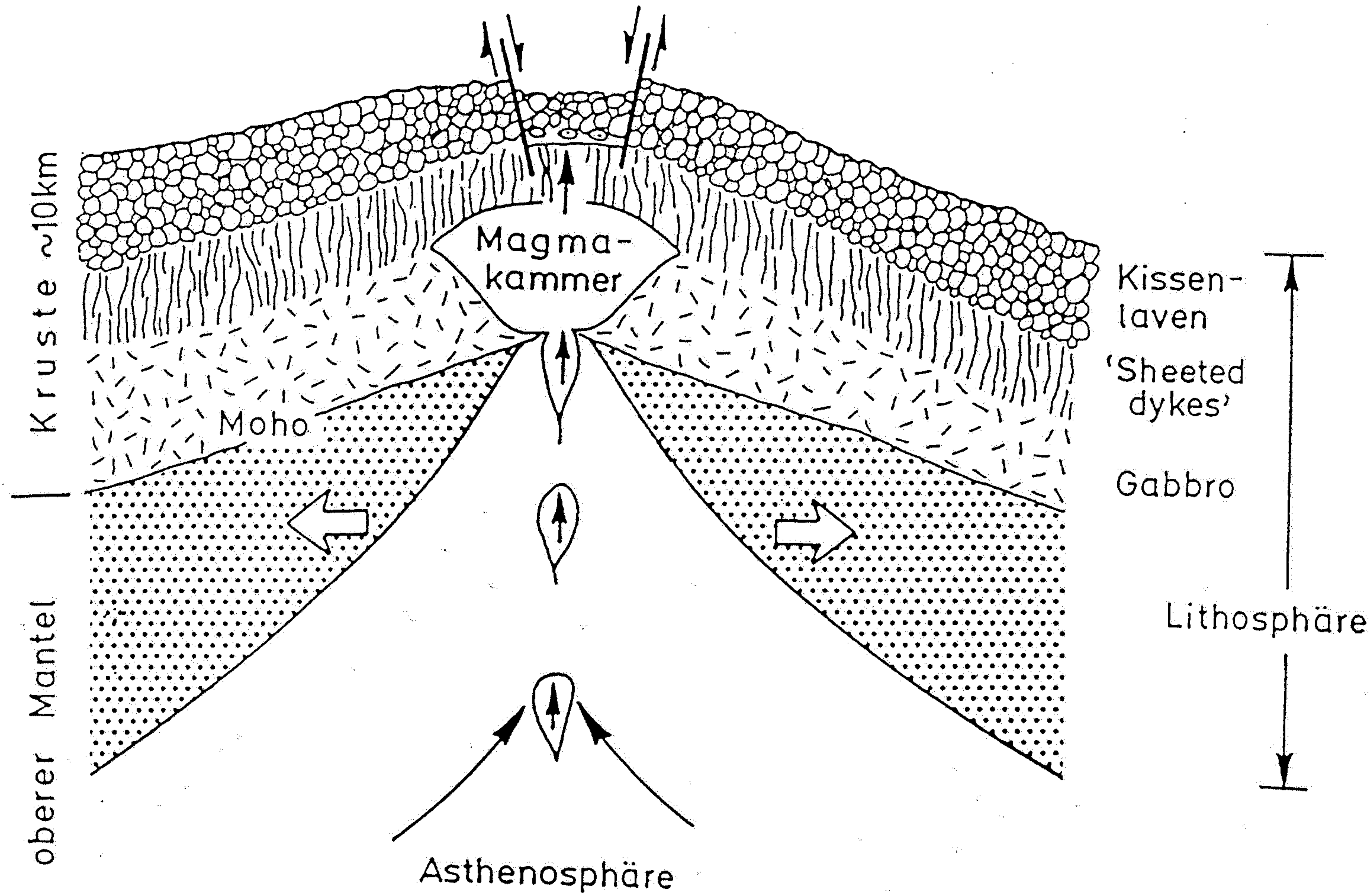


Obr. 254. Průřez Zemí (vlevo) a její svrchní částí (vpravo)

$v$  – rychlost šíření podélných seizmických vln ( $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $h$  – hustota ( $\rho$ ) ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ), k. oceán. – kůra oceánská, k. kontin. – kůra kontinentální



Obr. 253. Oceánská a kontinentální (pevninská) kůra na pasívním pevninském okraji  
 $v$  – rychlost šíření podélných seismických vln ( $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $h$  – hustota ( $\rho$ ) hornin ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ),  
 C – Conradova diskontinuita; 1 – bazaltová vrstva,  $v = 4$  až  $6$ , 2 – serpentinitová vrstva,  
 3 – staré sedimenty,  $v = 3,5$   $h = 2$  až  $2,5$ , 4 – granitová vrstva



**Abb. 10.7**  
 Schematischer Schnitt durch die Lithosphäre an einem Mittelozeanischen Rücken (MOR). Unter dem Rücken steigt Asthenosphärenmaterial auf und es bilden sich Basaltschmelzen. Durch diesen Vorgang, der in Abschn. 12.1 erläutert wird, entsteht neue ozeanische Lithosphäre. Die am Mittelozeanischen Rücken aneinandergrenzenden Platten bewegen sich mit Geschwindigkeiten zwischen 1 und 16 cm a<sup>-1</sup> voneinander weg. Dadurch reißt die junge Lithosphäre episodisch auf und schafft Platz für neue Magmatite. Rücken mit kleinen Spreading-Raten bilden einen tiefen Zentralgraben aus (mehr dazu in Abschn. 12.3, speziell in Abb. 12.45)(nach CAS & WRIGHT, 1987).

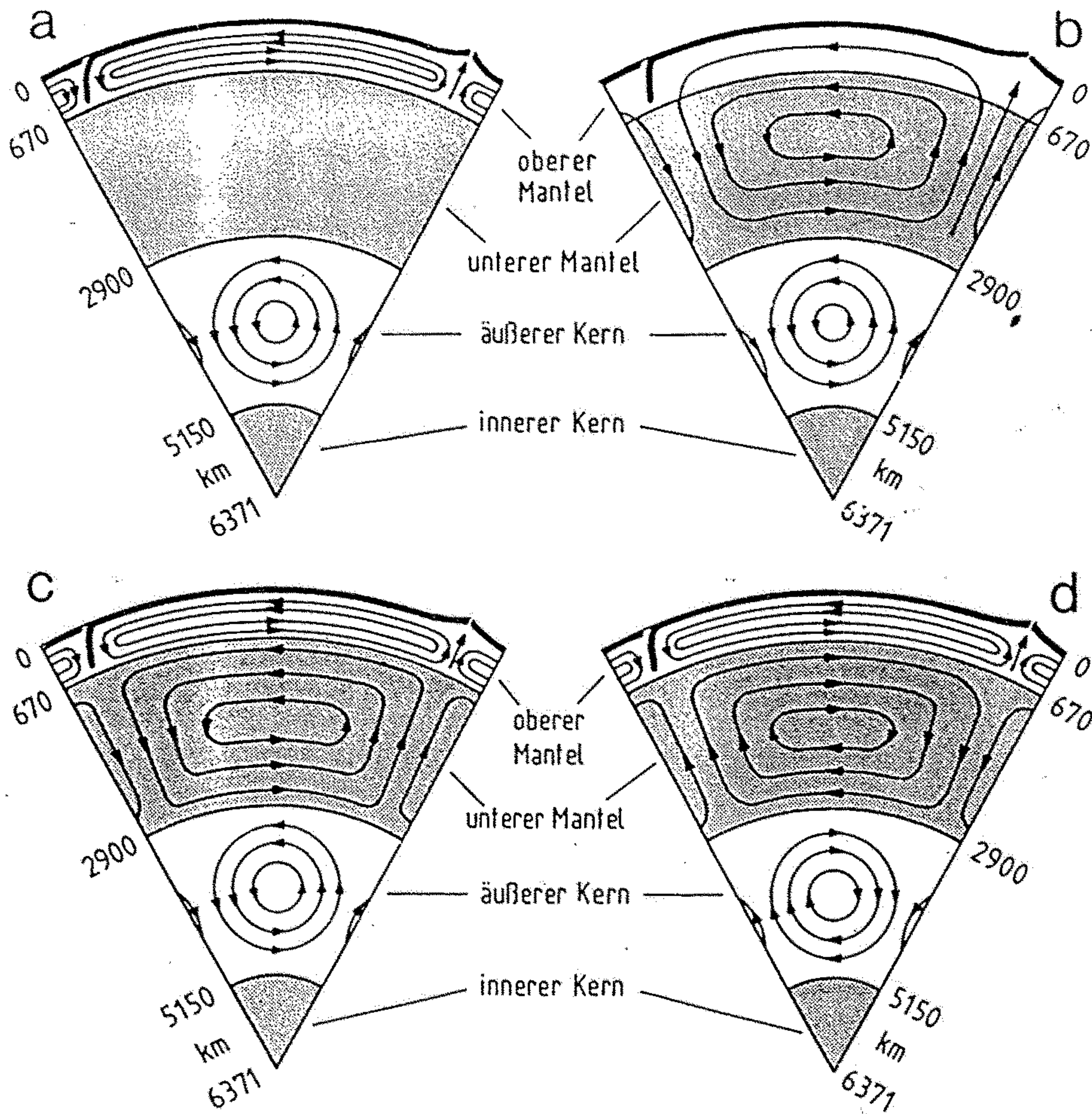


Abb. 11.11. a) Keine Konvektion im unteren Mantel: Wärmetransport aus dem Kern nur durch molekulare Wärmeleitung und Strahlung möglich.

b) Durchgreifende Mantelkonvektion: Voraussetzung ist chemische Homogenität, die vermutlich nicht existiert.

Wenn die 670 km-Diskontinuität auch eine chemische Grenzfläche ist:

c) Zwei-Stockwerks-Konvektion, Umlaufsinn gleich: Wärmetransport möglich, doch wegen starker Scherung an 670 km-Diskontinuität unwahrscheinlich.

d) Zwei-Stockwerks-Konvektion, Umlaufsinn entgegengesetzt: Scherung wird vermieden, doch Wärmetransport nur durch Austausch längs der parallelen Strömungsabschnitte möglich. Dieses Modell ist unter diesen vier das noch relativ beste.

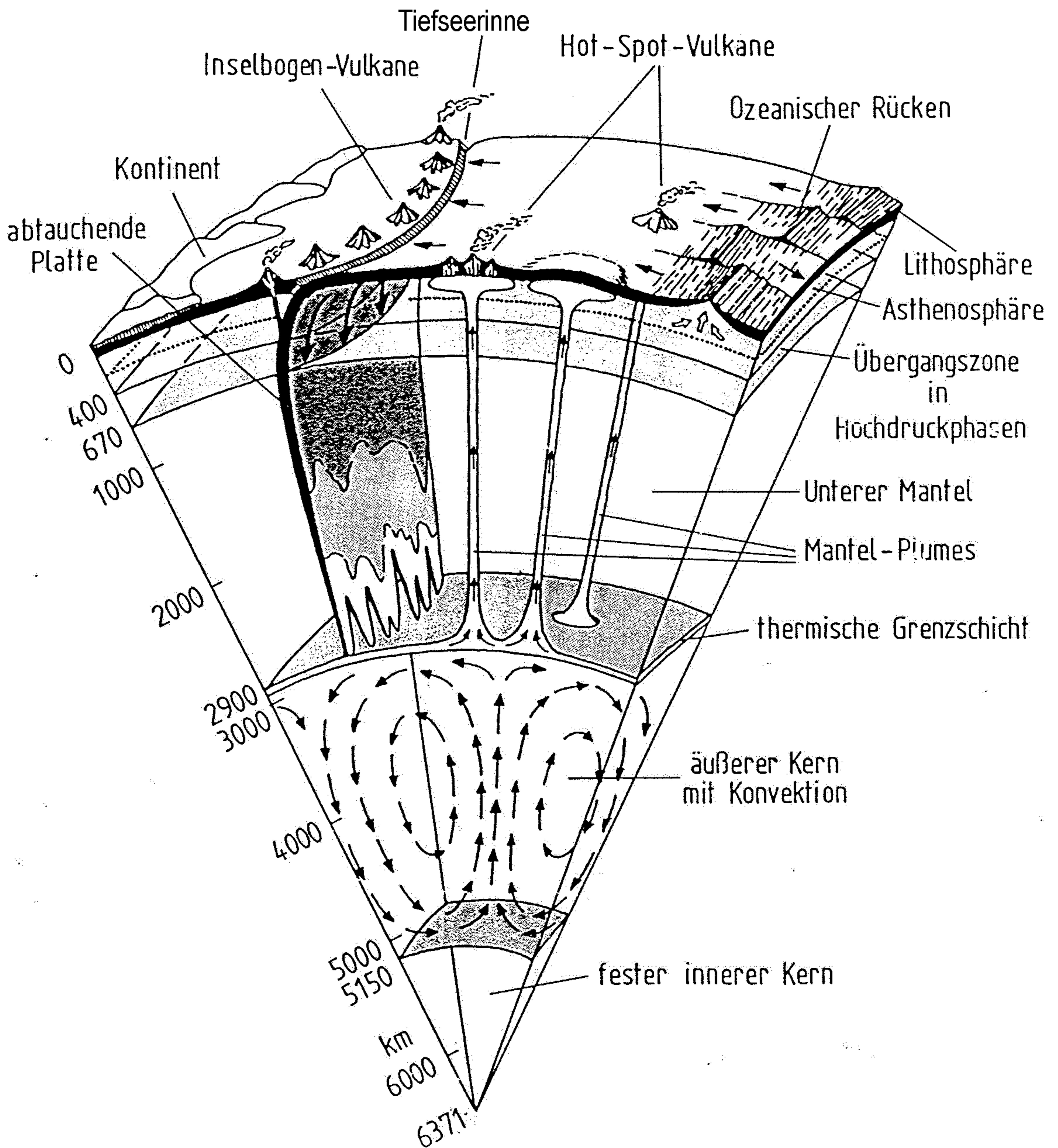


Abb. 11.9. Geodynamisches Modell nach STROBACH (1985) und LOPER (1985). Angenommen sind zwei komplementäre Typen der Mantel-Konvektion: 1.) Rollenartige Konvektion durch Kühlung von oben in der Form der Bewegung der Lithosphärenplatten. Es ist eine Konvektion in zwei Phasen: Aufstieg der Gesteine in flüssiger, Plattendrift in fester und Subduktion in erst fester, dann säkularflüssiger Phase, Auflösung im Erdmantel. Der letzte Ast besteht in einer sehr langsamen Hebung der Mantelgesteine. 2.) Plume-Konvektion durch Heizung von unten. Aufstieg des Gesteinsmaterials aus der thermischen Grenzschicht über der Kern-Mantel-Grenze in der Form enger Schläuche, oben Ausbreitung in der Asthenosphäre. Hieraus wird wieder Konvektion unter 1.) gespeist. Die thermische Grenzschicht an der Basis des Mantels wird vom Wärmeübergang aus dem konvektierenden, äußeren Kern gespeist, die Konvektion des Kerns wiederum aus der latenten Wärme, die beim „Ausfrieren“ des äußeren an den inneren, festen Kern frei wird. Nähere Einzelheiten an mehreren Stellen des Textes.

Figure 14-11

Possible convection flow in the upper mantle, according to D. H. Turcotte and E. R. Oxburgh. An ascending hot plume spreads laterally under the ocean ridges; cooling by conduction to the ocean, it solidifies to form a boundary layer, the cold, rigid lithosphere. The descending cold plume coincides with the sinking lithosphere of the subduction zone.

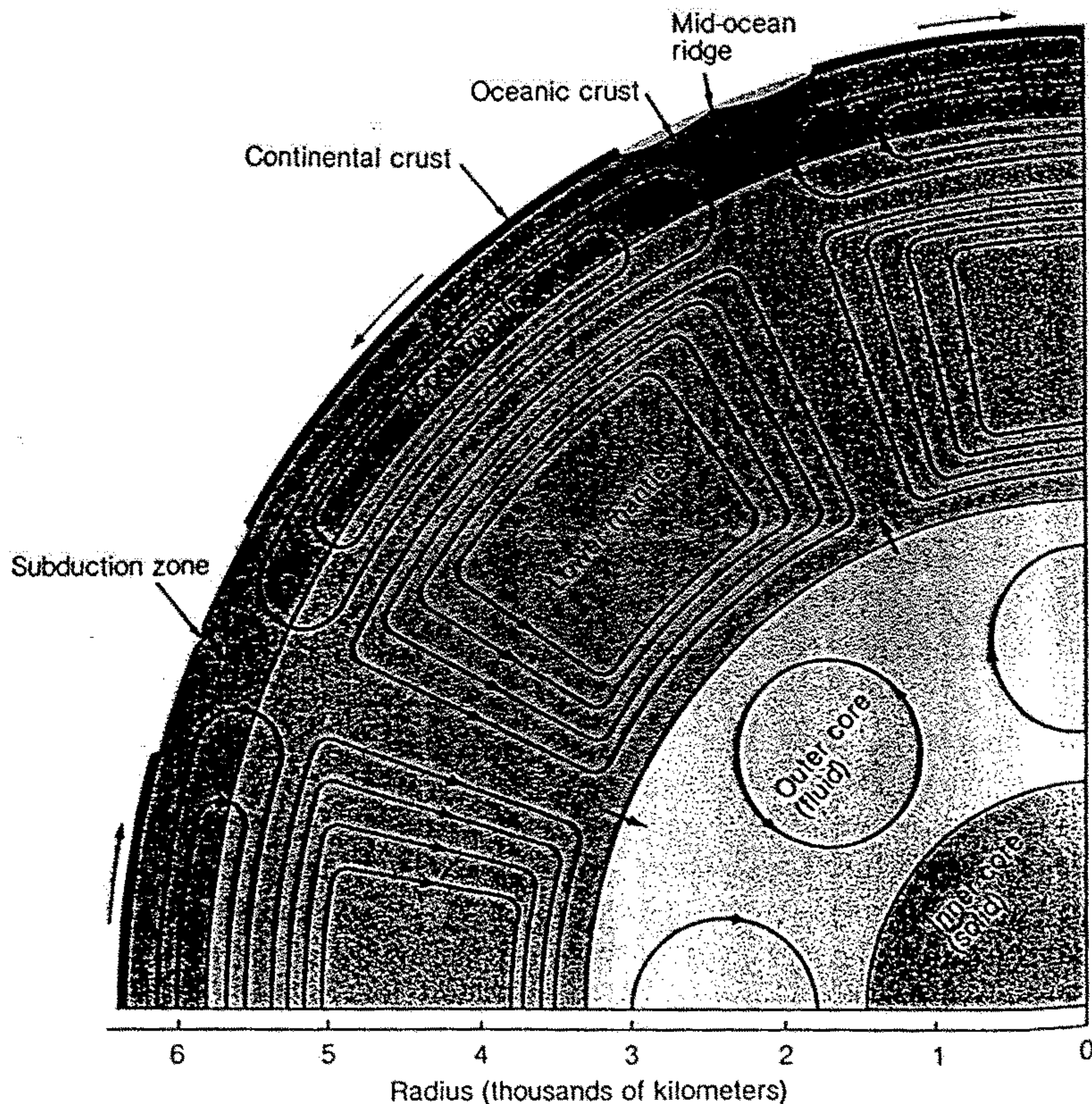
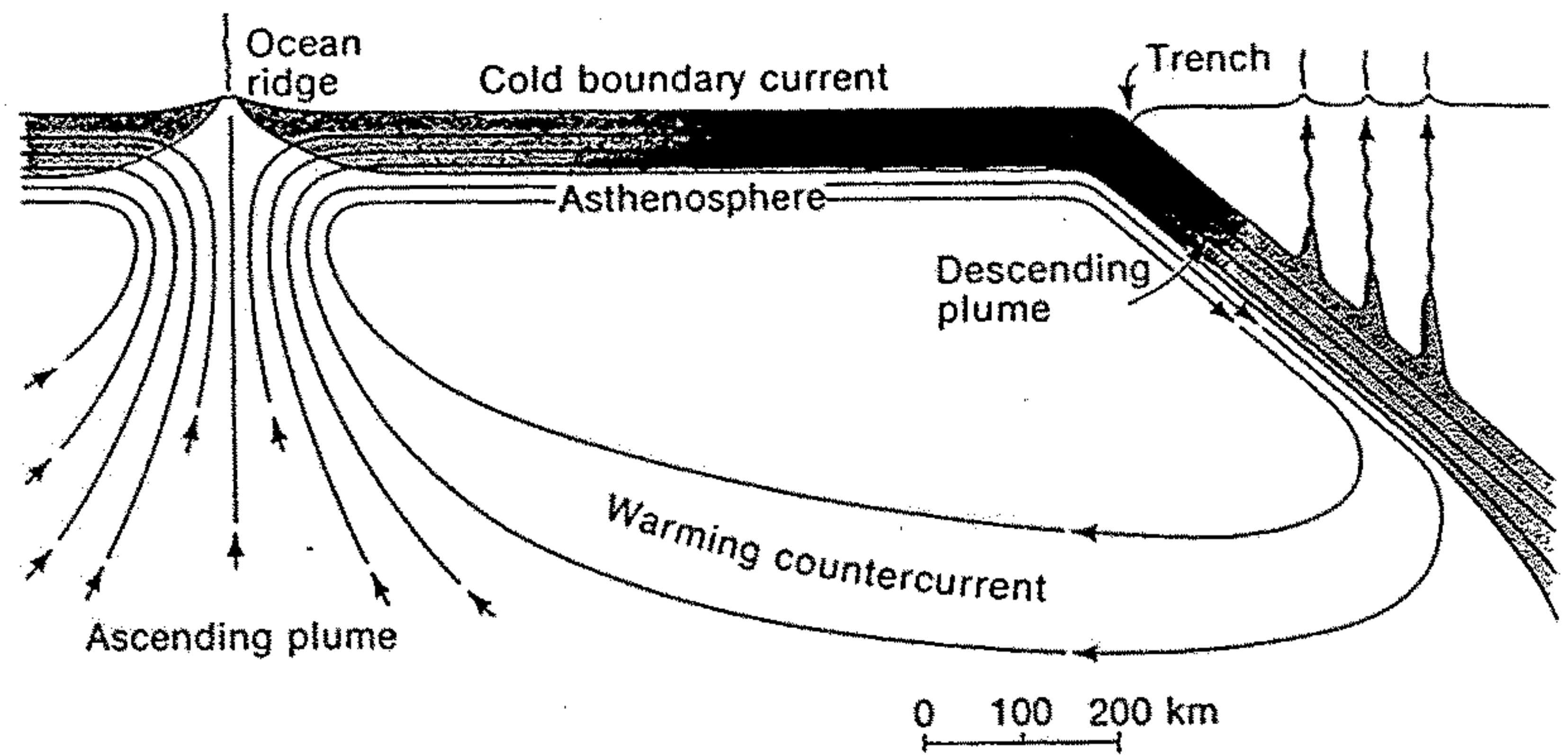
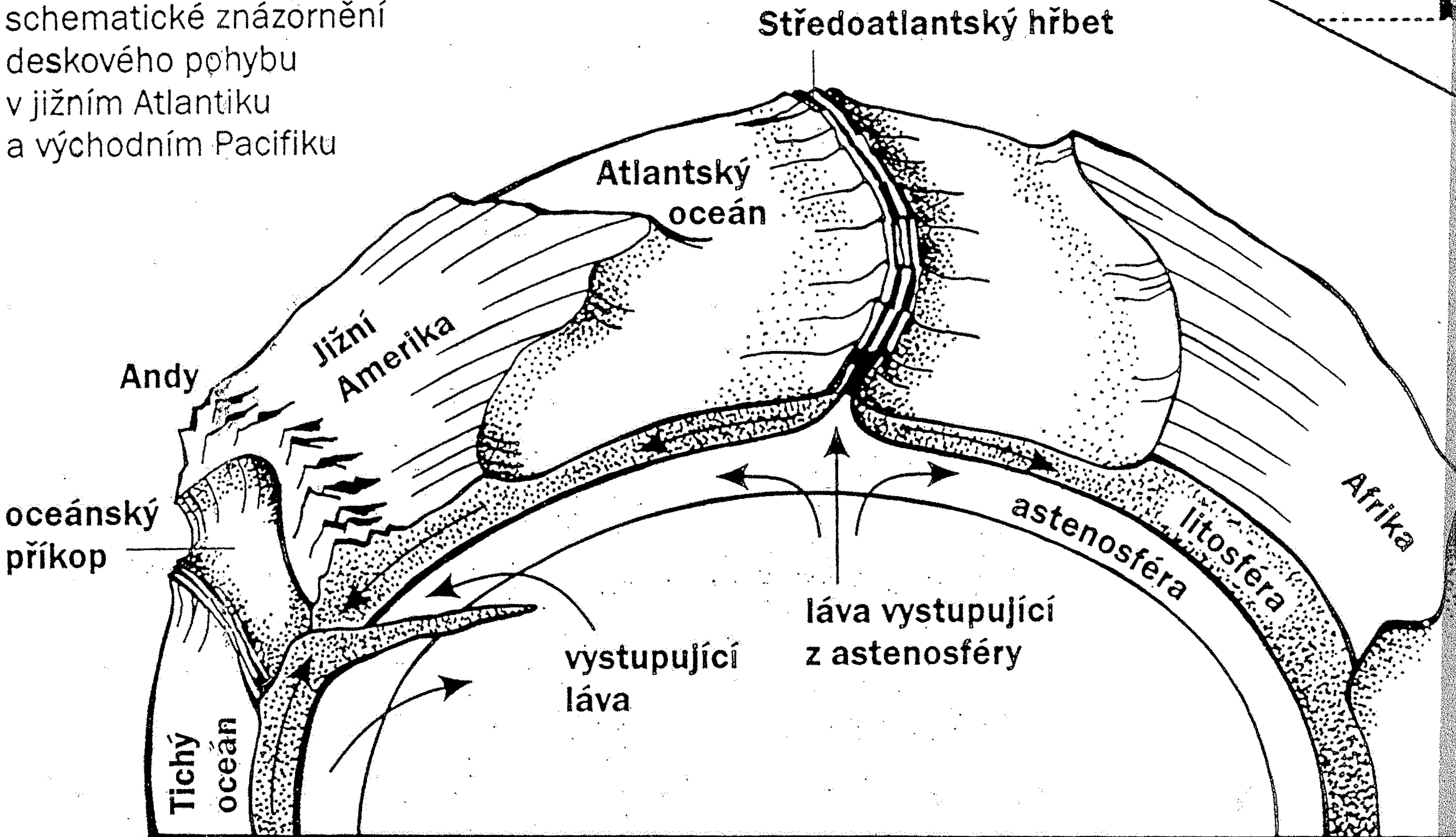
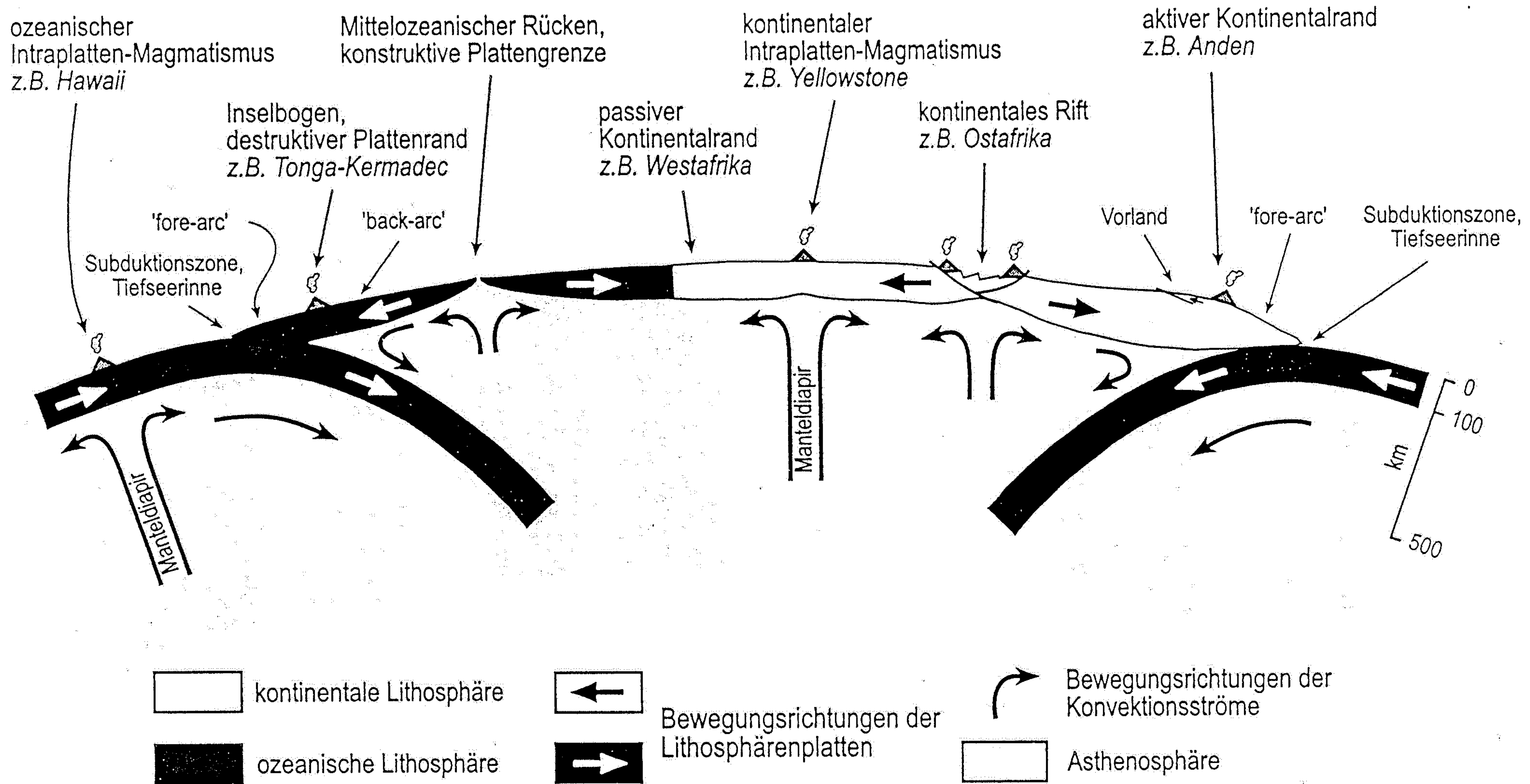


Figure 14-12

Schematic diagram of possible large-scale convection currents in the Earth's upper and lower mantle and core. The degree of mixing between the three systems is still speculative. Plate tectonics is driven by the upper-mantle convective flow. [From "The Dynamic Earth" by R. Siever. Copyright © 1983 by Scientific American, Inc. All rights reserved.]

schematické znázornění  
deskového pohybu  
v jižním Atlantiku  
a východním Pacifiku





**Abb. 1.4**  
 Schematische und annähernd maßstabstreue Darstellung der Grundelemente der Plattentektonik; Vulkane sind größer abgebildet. Der Schnitt bezieht sich nicht auf eine reale Plattenkonfiguration auf der heutigen Erde.



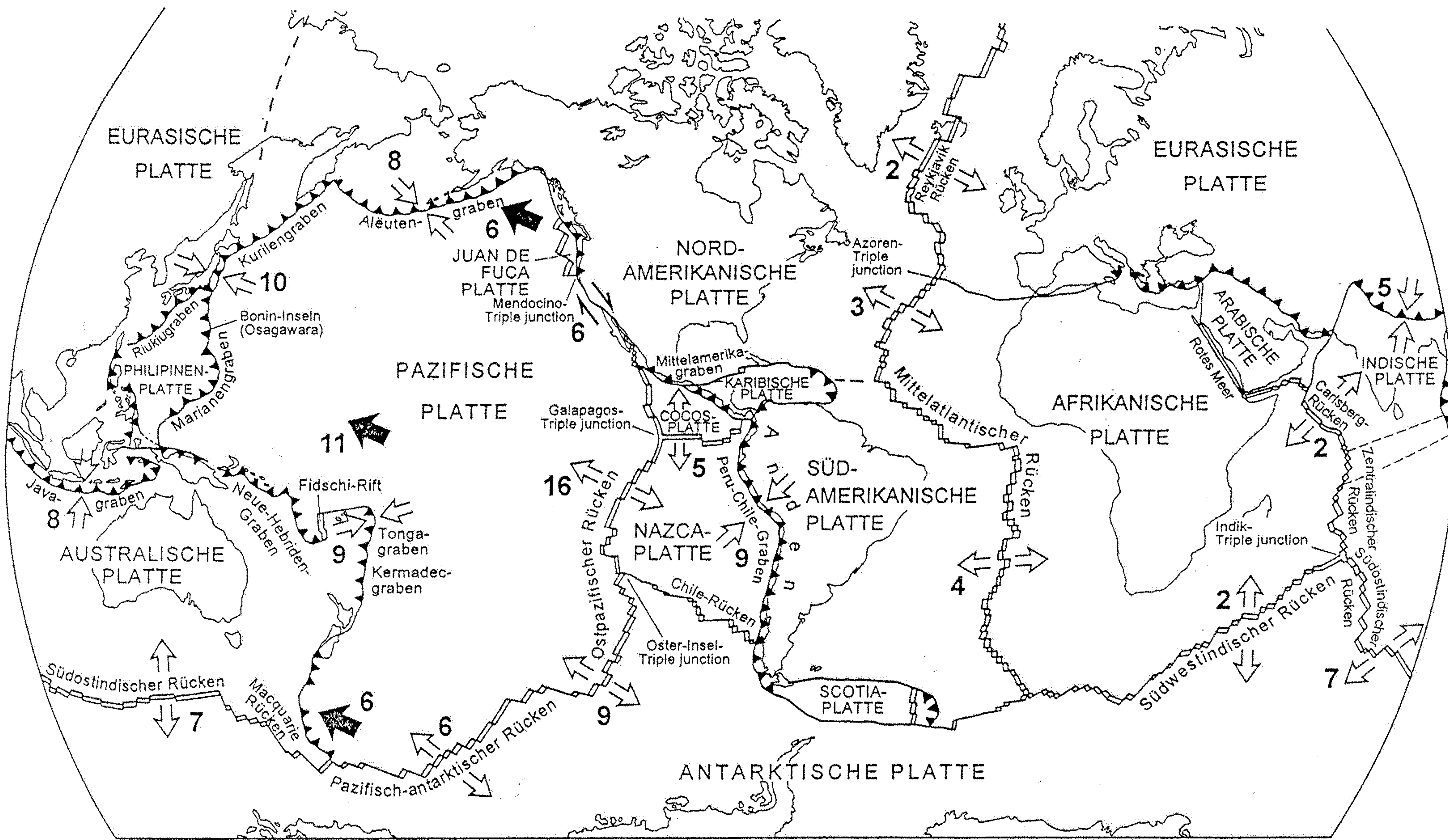


Abb. 10.1  
 Die wichtigsten Platten mit divergenten, konvergenten und Transformstörungsgrenzen; die schwarzen Zähne entlang der konvergenten Plattenränder zeigen die Richtung der Subduktion an; offene Pfeile zeigen die Relativbewegungsrichtung an, Zahlen sind Bewegungsbeträge in  $\text{cm a}^{-1}$ ; schwarze Pfeile: Richtung und Betrag der Absolutbewegung der Pazifischen Platte (als ein Beispiel) relativ zum Erdinnern. Die Relativgeschwindigkeiten wurden direkt durch Satelliten-gestützte Entfernungsmessungen und indirekt durch die magnetische Kartierung des Meeresbodens (Kasten 10.2) ermittelt. Die Mittelozeanischen Rücken sind durch Transformstörungen zerschnitten, wobei hier nur der tektonisch aktive Teil gezeigt ist (mehr dazu in Abschn. 10.4). Die Plattengrenzen in der Arktis sind nicht vollständig dargestellt; die gestrichelte Linie in Ostsibirien markiert die vermutete Grenze zwischen der Eurasischen und der Nordamerikanischen Platte (nach FOWLER (1990) und anderen Quellen); Plattengrenzzone (gestrichelt) zwischen der Indischen und Australischen Platte nach VAN ORMAN et al. 1995.



Figure 11-39

An artist's representation of the floor of the North Atlantic Ocean based on bathymetric studies of B. C. Heezen and M. Tharp of the Lamont-Doherty

Geological Observatory. Depths shown in feet below sea level. [Painted by H. C. Berann. Copyright © 1973, National Geographic Society.]

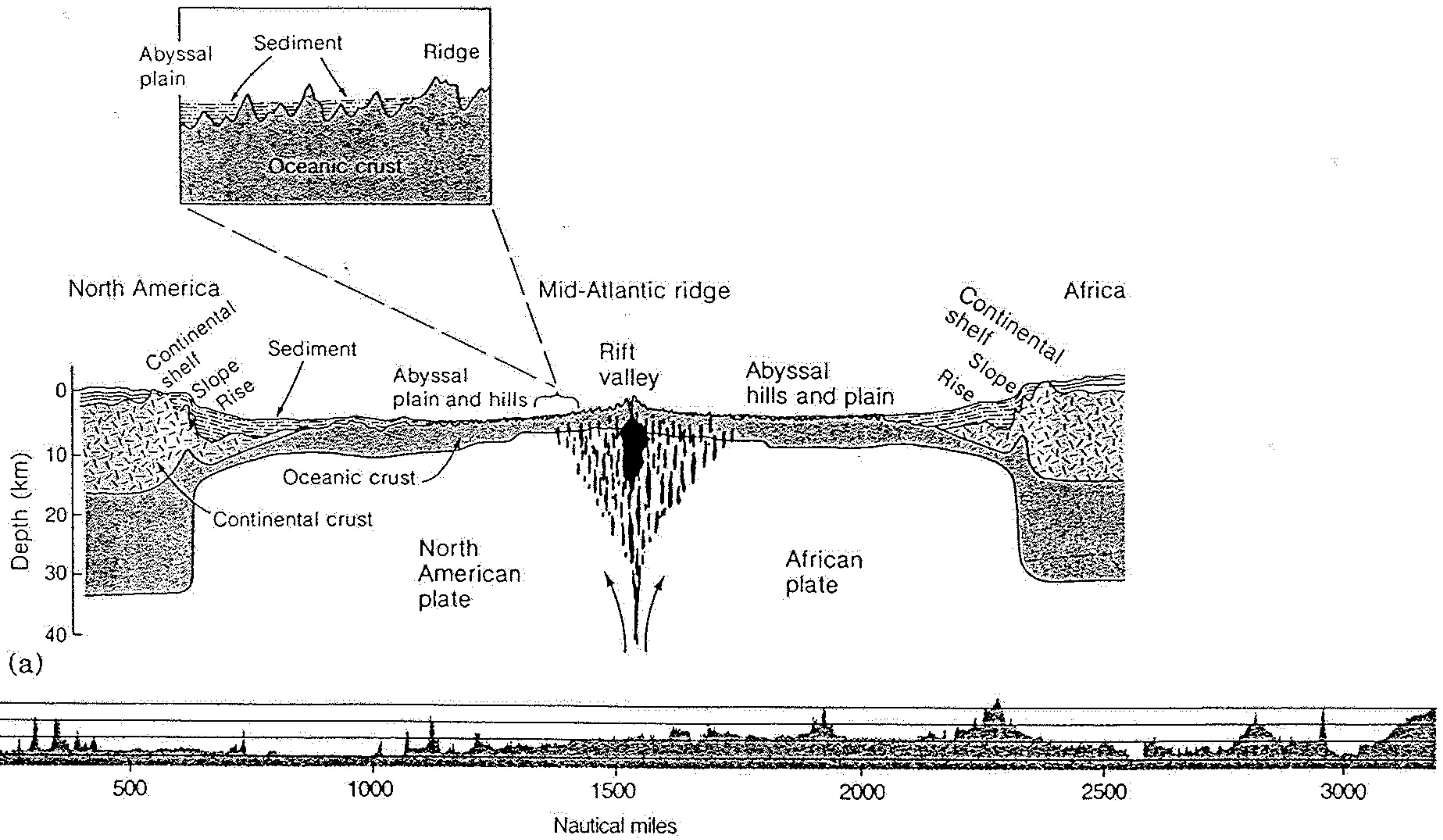
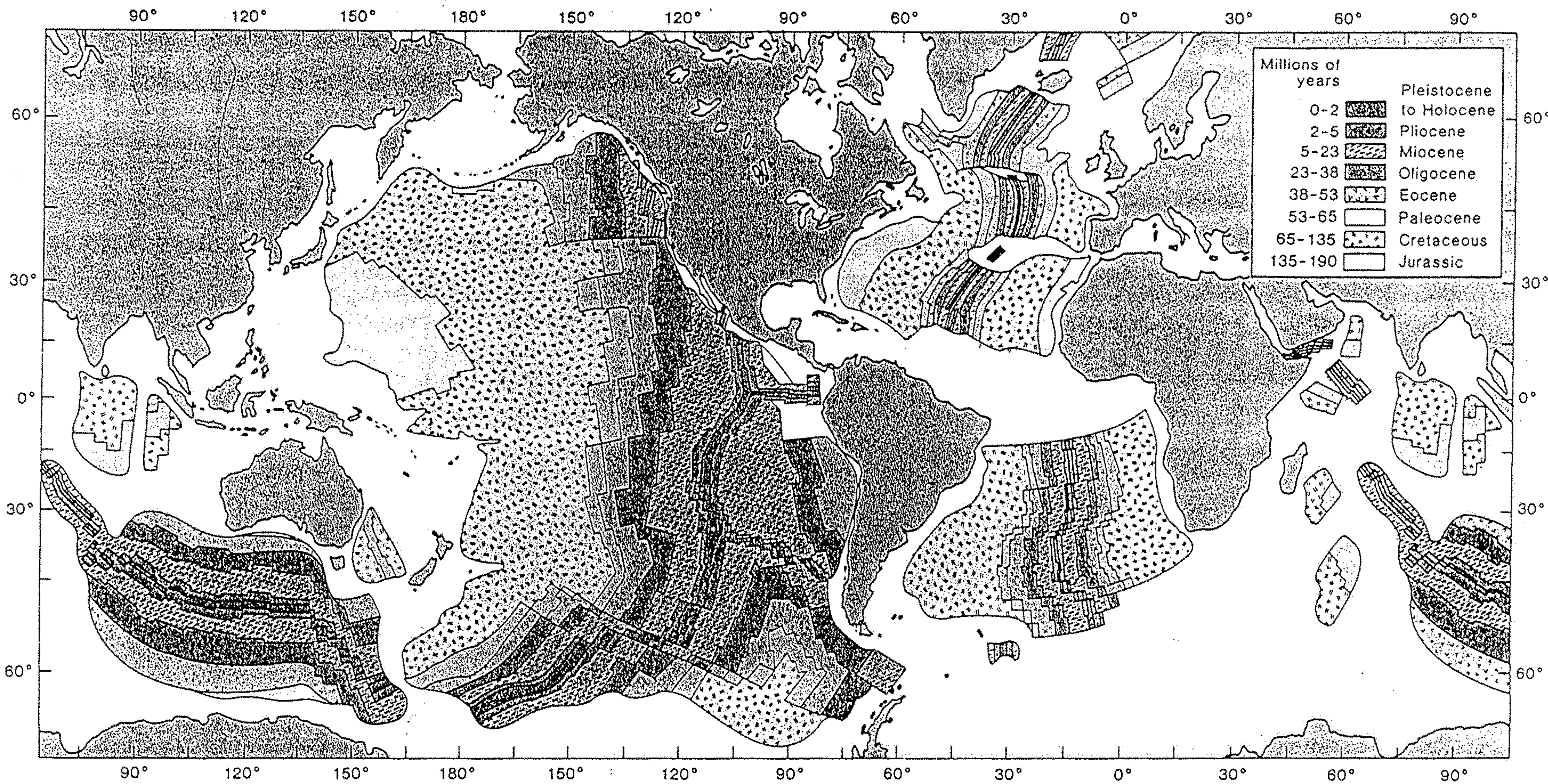


Figure 11-42

Topographic and geophysical profiles of the Atlantic Ocean. (a) Geophysical and topographic cross section deduced from seismic measurements and echo-sounding profiles from New York to the northwest coast of Africa. [After "Physiographic Diagram of the North American Ocean" by B. C. Heezen, p. 102, Figure 49. Special Paper 65, Geological Society of America.] (b) Topographic profile of the floor of the

Atlantic from Martha's Vineyard, Massachusetts, to Gibraltar. A portion of an abyssal plain extends from 750 miles to about 1000 miles off the east coast of the United States. The island at 2300 miles is one of the Azores. [From "The Origin of Submarine Canyons" by B. C. Heezen. Copyright © 1956 by Scientific American, Inc. All rights reserved.]



**Figure 3.7** Pattern of seafloor ages on either side of ocean ridges reflects seafloor spreading activity: Younger rocks are closer to the ridge and vice versa.

Source: A map by W. C. Pitman III, R. L. Larson, and E. M. Herron, 1974, Geological Society of America.

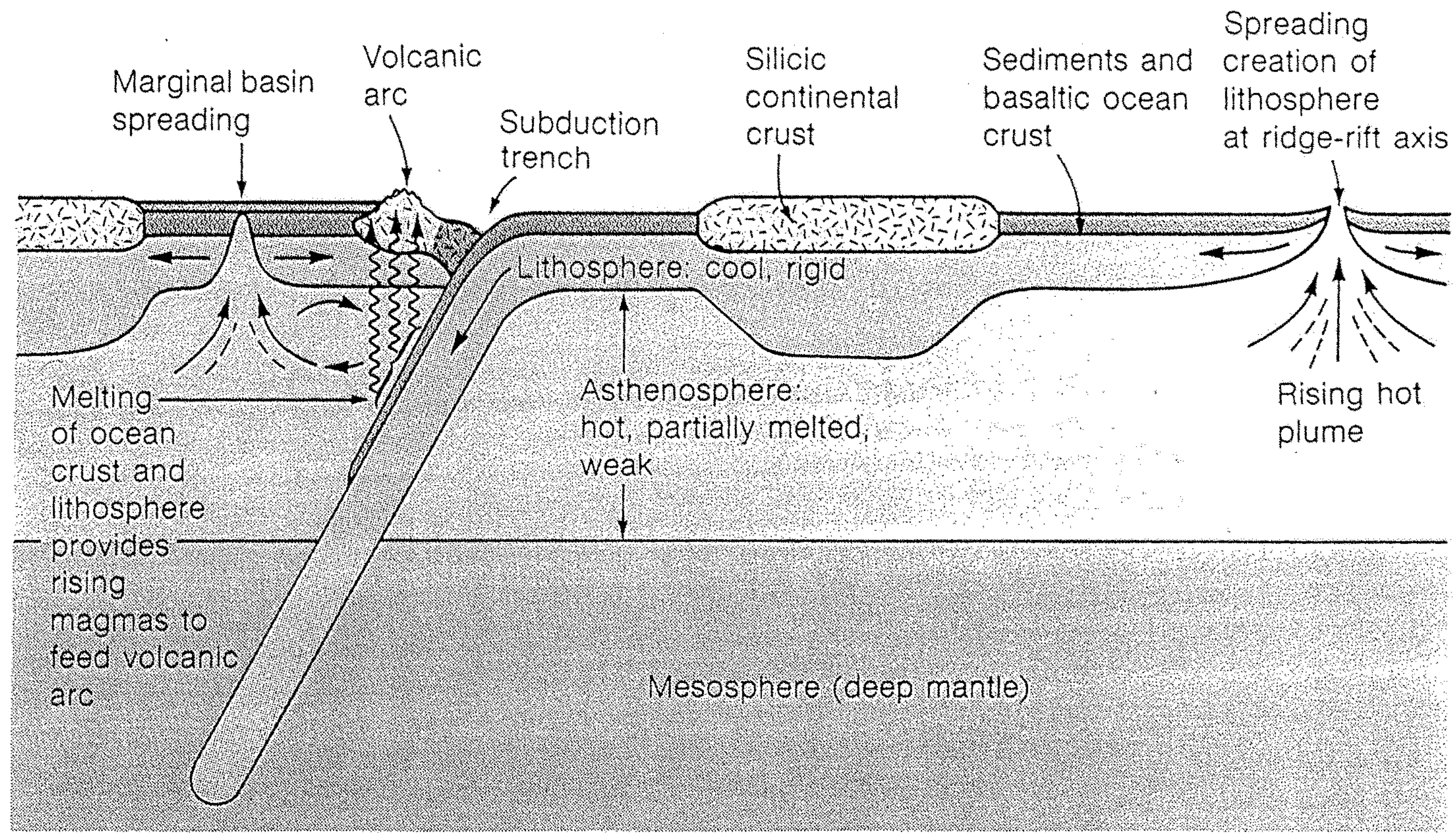


Figure 20-1

Cross section of the upper mantle. The lithosphere is a rigid plate of solidified rock that rides on the partially molten asthenosphere. It is approximately 70 km (40 miles) thick under oceans and perhaps 100–150 km thick under continents. The continent is embedded in the plate and moves along with it. The lithosphere forms at mid-ocean ridges from a rising plume of partially molten rock; it sinks back into the mantle in

subduction zones, where it remelts. Arrows in the plastic asthenosphere indicate directions of possible convective motions. Secondary convection currents may form small spreading centers in a marginal basin. The Sea of Japan, for example, formed in this way. Located behind an island arc volcanic chain, it separates the chain from a continent.

# GLOBAL PLATE TECTONICS: THE UNIFYING MODEL

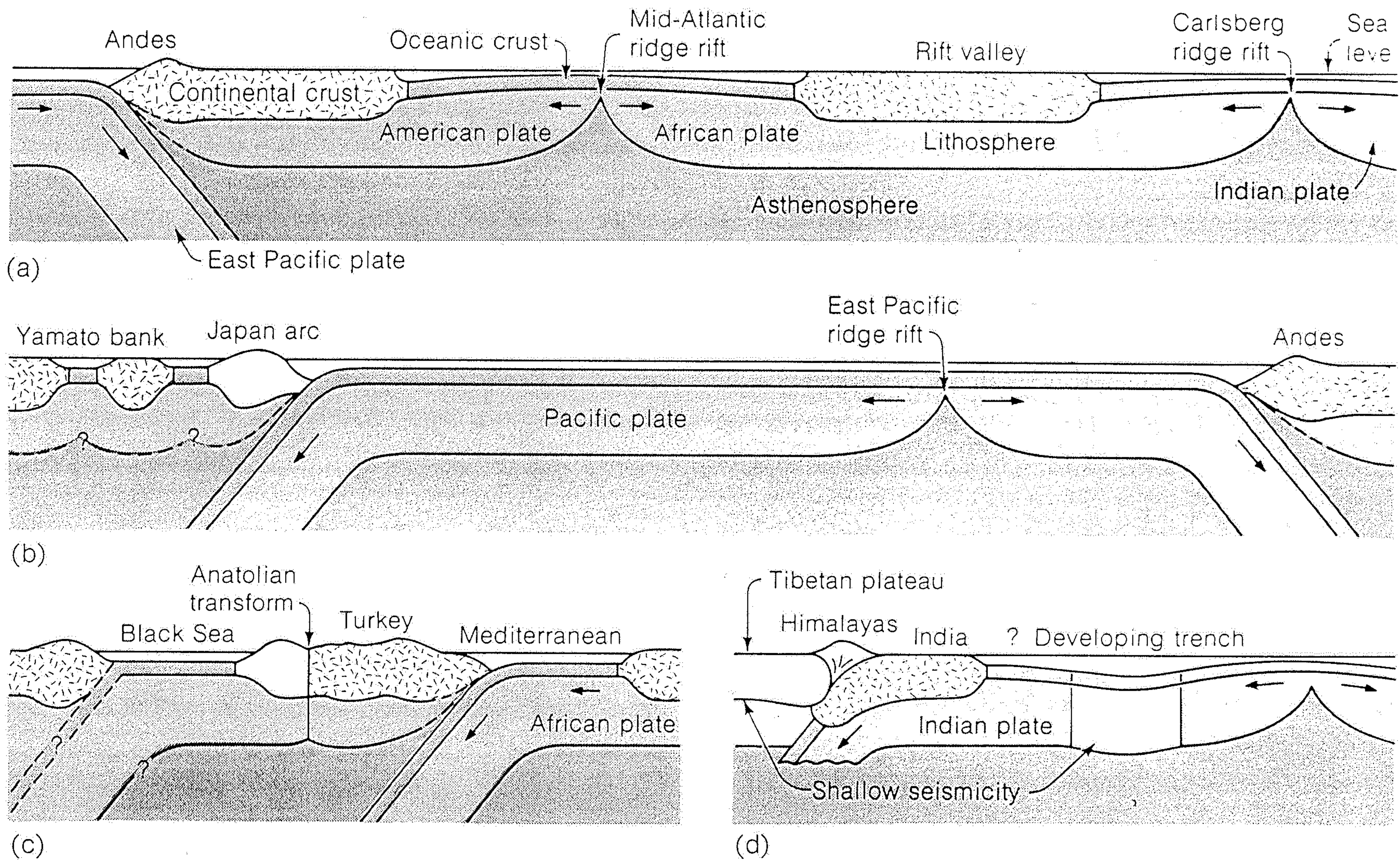
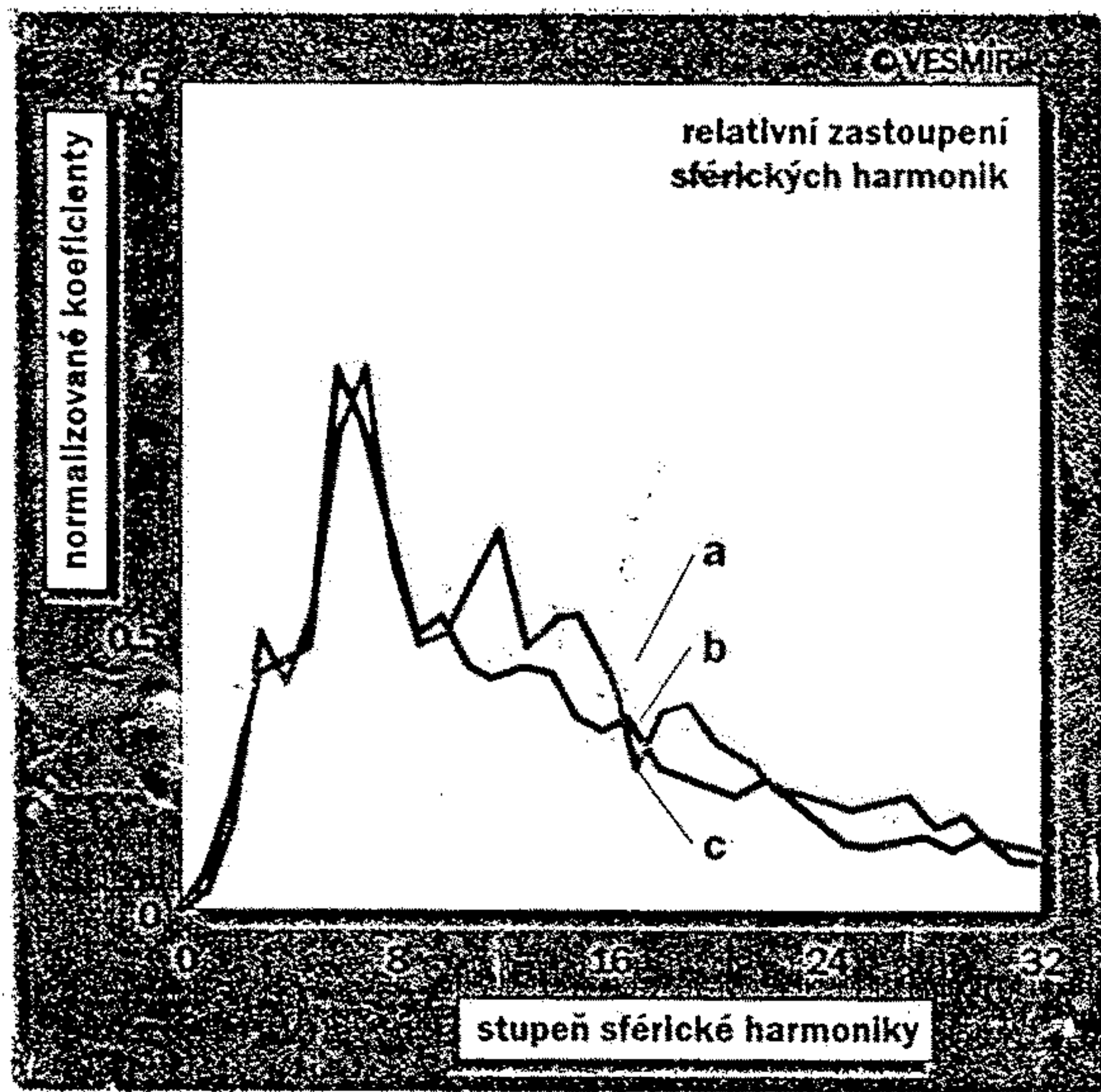
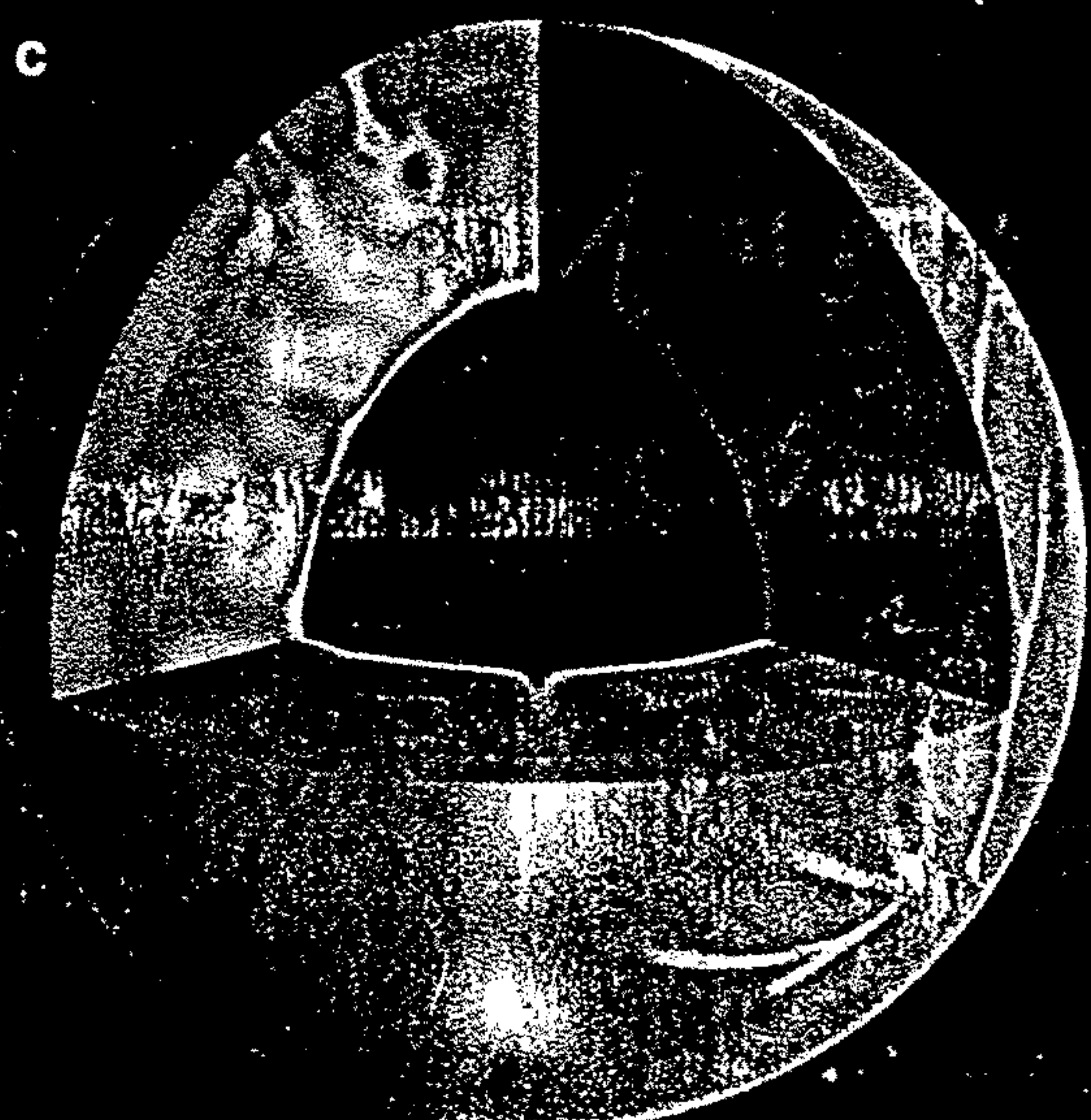
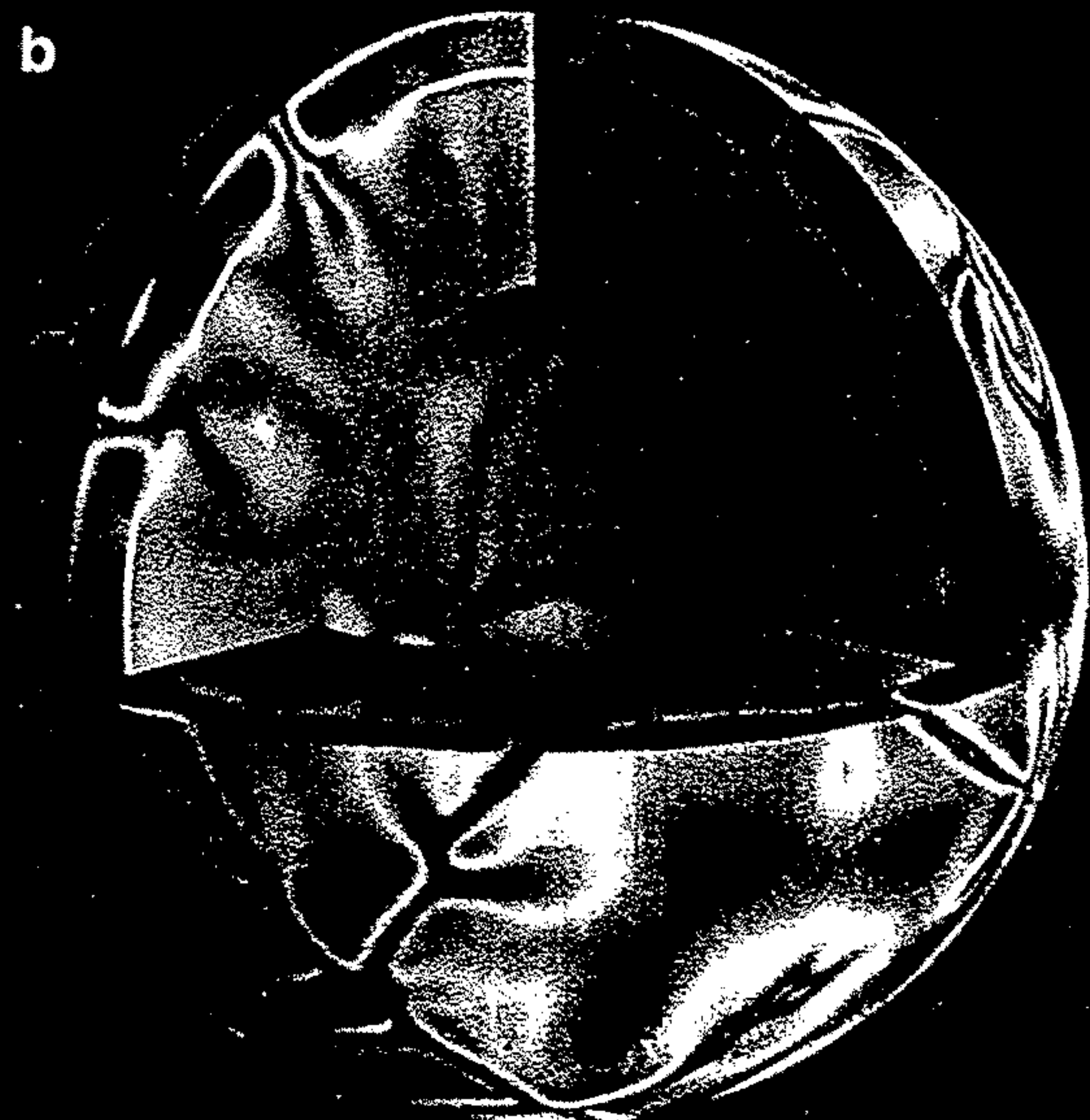
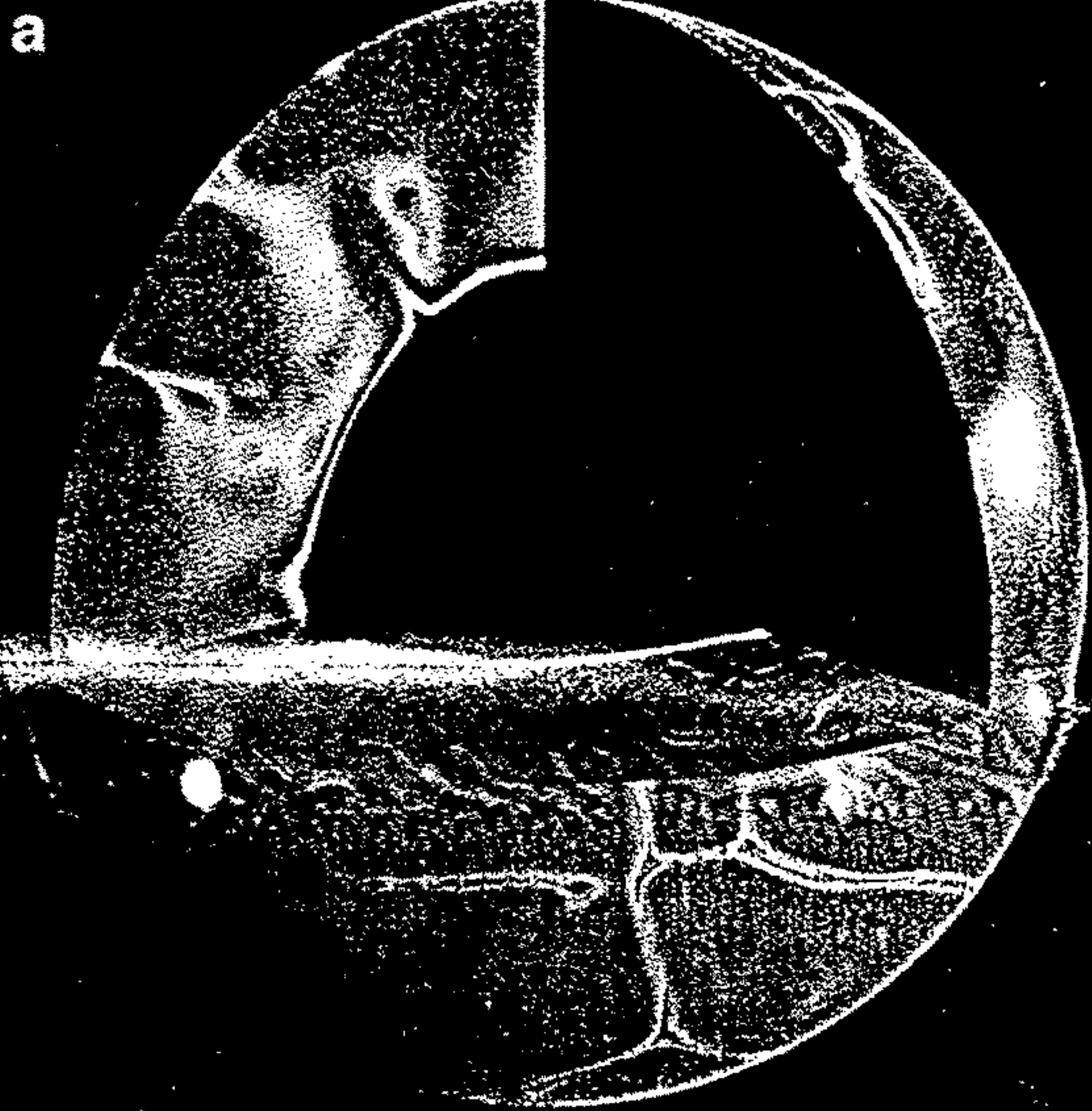


Figure 20-18

Schematic sections showing modern plate, ocean, continent, and island arc relationships. [After 'Mountain Belts and New Global Tectonics' by J. F.

Dewey and J. M. Bird, *Journal of Geophysical Research*, v. 75, pp. 2625-2647, 1970.]



Obrázky a – g na této dvoustraně ukazují teplotní anomálie z počítačových simulací H. P. Bunga a J. Baumgardnera v Národní laboratoři v Los Alamos. Anomálie jsou počítány jako odchylky získané teploty od referenčního sféricky symetrického rozložení teploty, ke kterému by došlo, pokud by byl plášť homogenní a adiabatický. Modrá zachycuje relativně chladné a červená relativně teplé oblasti, přičemž svrchních 200 km zemského pláště je odstraněno. Pro tyto simulace je charakteristický sestup chladných hmot ve formě dlouhých desek, které jsou (víceméně pasivně) doplněny horkými hmotami. Nejsou zde tak výrazné horké „plášťové hříby“ stoupajícího materiálu, protože skupina v Los Alamos předpokládala, že hlavním hnacím mechanismem konvekce v plášti jsou rozptýlené radioaktivní zdroje tepla, zatímco hříby jsou typické útvary při silném zahřívání od jádra.

Na obr. a – c je situace, která by nastala, kdyby viskozita spodního pláště byla výrazně vyšší než viskozita pláště svrchního. Na obr. a se připouští, že 15 % uvolňovaného tepla pochází z jádra, přičemž hmoty mohou zcela volně procházet rozhraním mezi spodním a svrchním pláštěm. Na obr. b se tepelný tok z jádra zcela zanedbává, uvažuje se však fázový přechod mezi svrchním a spodním pláštěm. Na obr. c se uvažuje jak výše uvedený tepelný tok z jádra, tak i fázové rozhraní. Barevná spektra anomálií na schématu nahoře nám říkají, že většina „výkonu“ anomálií je zachycena pomocí sférických harmonických funkcí nízkého řádu, což znamená, že jde především o značně velké útvary globálního charakteru.

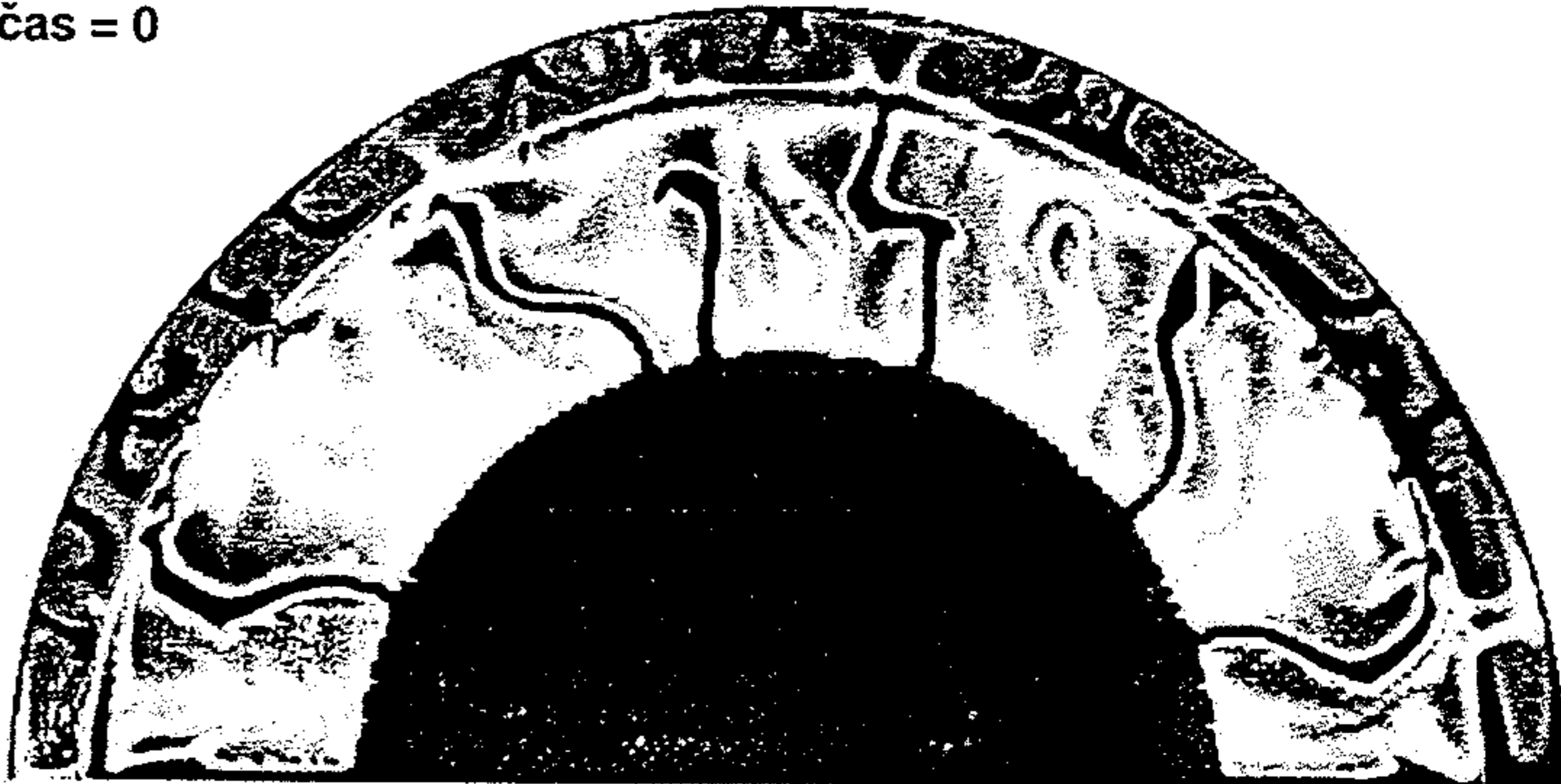
Obr. d – f zachycují situaci, kdy má celý plášť stejnou viskozitu. Na obr. d se nepředpokládá žádný tepelný tok z jádra a žádné fázové rozhraní v plášti. Obr. e se od předchozího liší tím, že se připouští, aby 35 % uvolňovaného tepla pocházelo z jádra. Povšimněme si, že v tomto případě se na dně pláště okamžitě vytvoří hraniční vrstva, která se stává zárodkem horkých „hříbků“ tryskajících vzhůru. Obr. f se pak od obr. d liší přidáním fázového rozhraní v hloubce 670 km. To vede k vytvoření relativně teplého svrchního pláště a relativně chladného spodního pláště. (Připomeňme znovu, že jde o anomálie teploty, tj. o odchylky teploty od referenčního průběhu charakteristického pro sféricky symetrický model.) Obr. g se od obr. d liší výrazným zvýšením viskozity ve spodním plášti. Přítomnost vyšších sférických harmonických funkcí v průběhu spektrálních výkonů (viz grafy, v nichž se písmena a – g vztahují k stejné označeným počítačovým simulacím vlevo a vpravo) ukazuje, že při simulacích konvekce v plášti s konstantní viskozitou se vytvářejí řady drobnějších útvarů. Skutečně velké útvary jsou vytvořeny pouze v modelech se zvýšenou viskozitou spodního pláště. Tento výsledek je důležitý pro porovnávání s tomografickými modely spodního pláště, které odpovídají situaci, kdy hlavní spektrální výkon je soustředěn do nejnižších řádů.

Uvedené obrázky jsou příkladem tzv. parametrických studií. V nich se zkoumá možný vliv jednotlivých veličin, jejichž velikost dobře neznáme, jako je poměr viskozity spodního a svrchního pláště nebo poměr tepla přicházejícího z jádra k teplu uvolňovanému v plášti.

Trochu jiné zobrazení z obdobných simulací, provedených skupinou (P. J. Tackley a spol.) z Kalifornské techniky, je převzato z Nature 361, 700, 1993. Povšimněme si rozdíl mezi horkými útvary (hnědočervený obrázek), stoupajícími vzhůru a chladnými, klesajícími dovnitř pláště (modrý obrázek). Zatímco horké útvary vytvářejí typické hříby rostoucí od rozhraní s jádrem, řada studených útvarů tvoří tenké desky. V místech, kde se desky protínají, vznikají velké sloupy chladné hmoty, která se dole rozlévá do stran.

Rozložení teplot v zemském plášti v časových okamžicích, vzdálených od sebe zhruba 15 milionů let. Výsledky byly získány při počítačových simulacích Hany Čížkové na katedře geofyziky Matematicko-fyzikální fakulty UK. Červená barva označuje teplotu odpovídající rozhraní jádro-plášť, sytě modrá teplotu zemského povrchu. Pozornost byla zaměřena na možnost vzájemného působení rozhraní mezi svrchním a spodním pláštěm se stoupajícími horkými hmotami ve spodním plášti a klesajícími chladnými hmotami v plášti svrchním. Na prvním obrázku je zřetelná akumulace teplých hmot těsně pod rozhraním a studených hmot těsně nad ním. Druhý obrázek představuje průřez rozhraním drobnějšího rozsahu, po němž následoval průřez rozsahu „katastrofického“ (viz třetí obr., pozn. red.: viz rovněž článek Ivo Nováka „Novinky z prekambria, Vesmír 72, 245, 1993/5 a „Plášťový hřib ve střední křídě“, Vesmír 74, 373, 1995/7). Jeho následkem se dostalo obrovské množství horkých hmot těsně k zemskému povrchu a na druhé straně došlo k podchlazení spodních partií pláště. Na rozdíl od následujícího obrázku a obrázku na obálce se v těchto simulacích předpokládá o něco méně stabilní stav pláště, což vedlo i k tomu, že jednotlivé útvary mají menší horizontální rozměry.

čas = 0



čas = 20,5  
milionu let

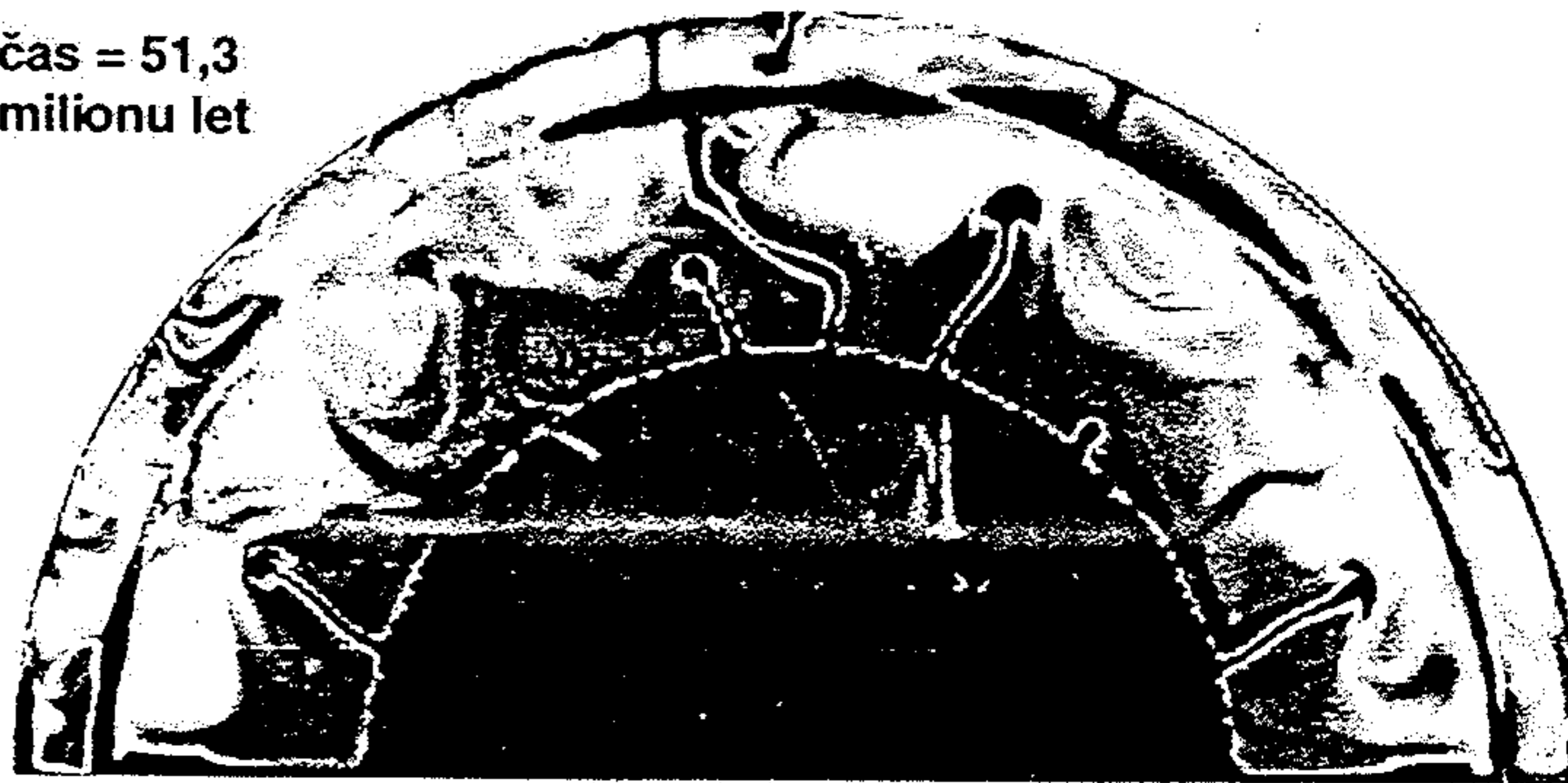


čas = 33,8  
milionu let



Ukázka plášťových hřibů (horkých útvarů), které získali S. Zhang a D. A. Yuen při simulacích v Superpočítačovém středisku Univerzity v Minnesotě. „Dvojitý klobouk“ hřibů je způsoben tím, že se při simulacích předpokládala existence výrazného fázového přechodu, „odpovědného“ za existenci rozhraní mezi svrchním a spodním pláštěm. Zpětná přeměna energie pohybu na teplo (disipace) v místech, kde jsou velké změny v rozložení rychlosti proudění, může vést i k značnému přehřátí „nohy hřibu“.

čas = 51,3  
milionu let



teplota  
povrchu

teplota rozhraní  
jádro - plášť

