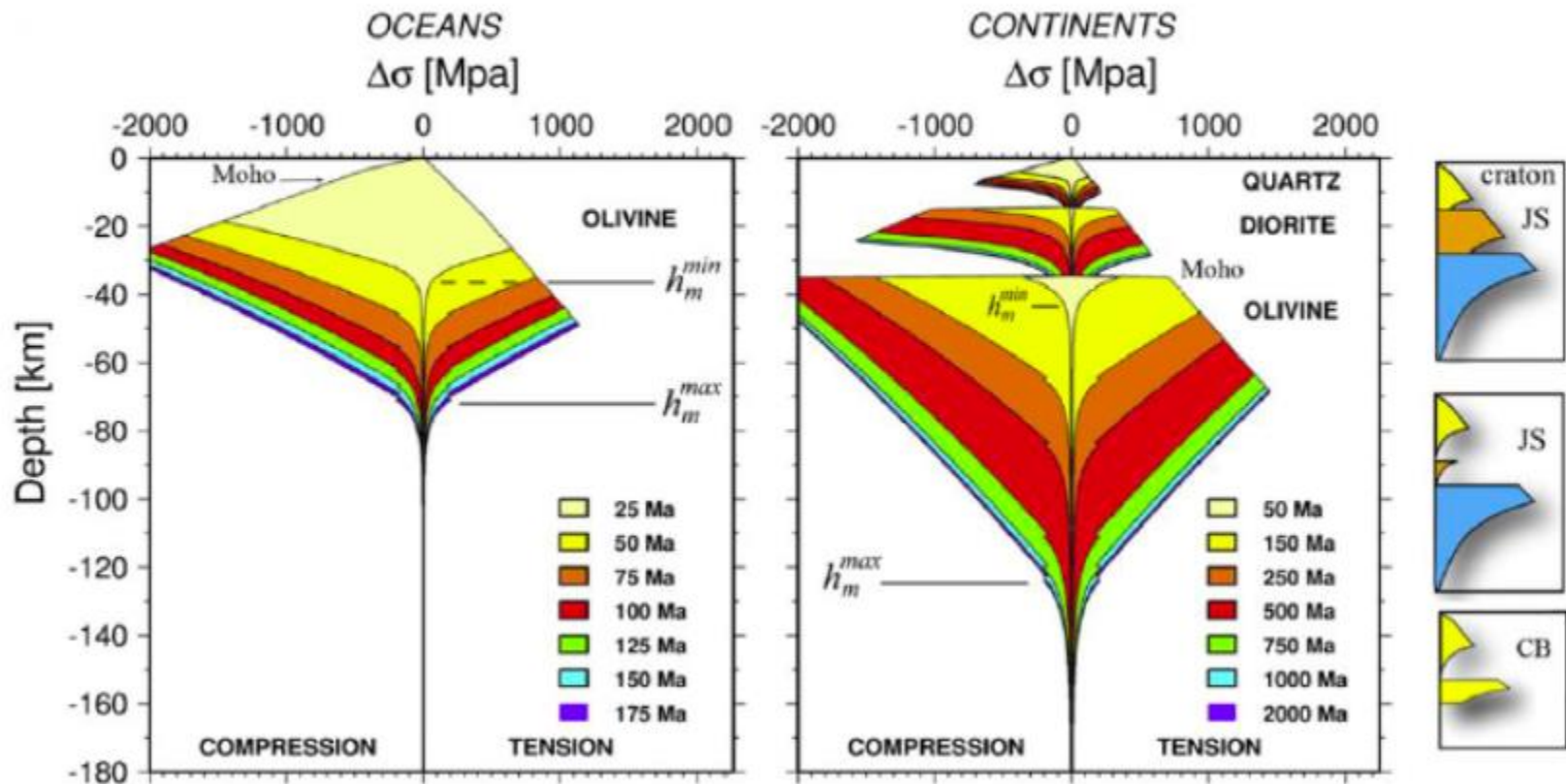


Litosfera terrestre

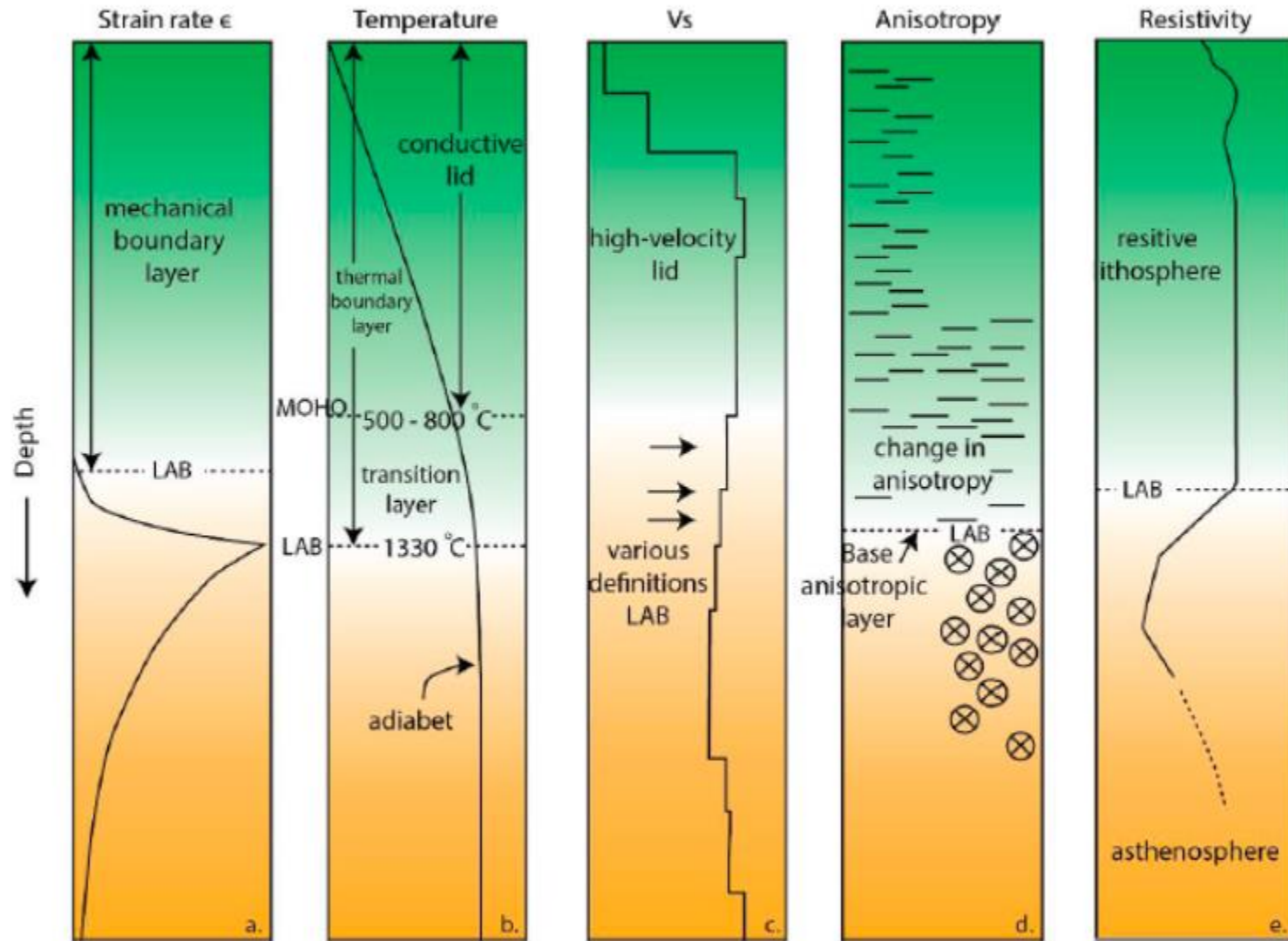
Diferenças entre continente e oceanos



Envelope de esforço mostrando que a litosfera continental, em especial a crosta continental, é mais fácil de ser rompida. A explicação é a presença de quartzo.

É necessário esforço menor para romper a litosfera em regimes de tração do que em regimes compressivos.

Litosfera: definição mecânica, térmica e Geofísica

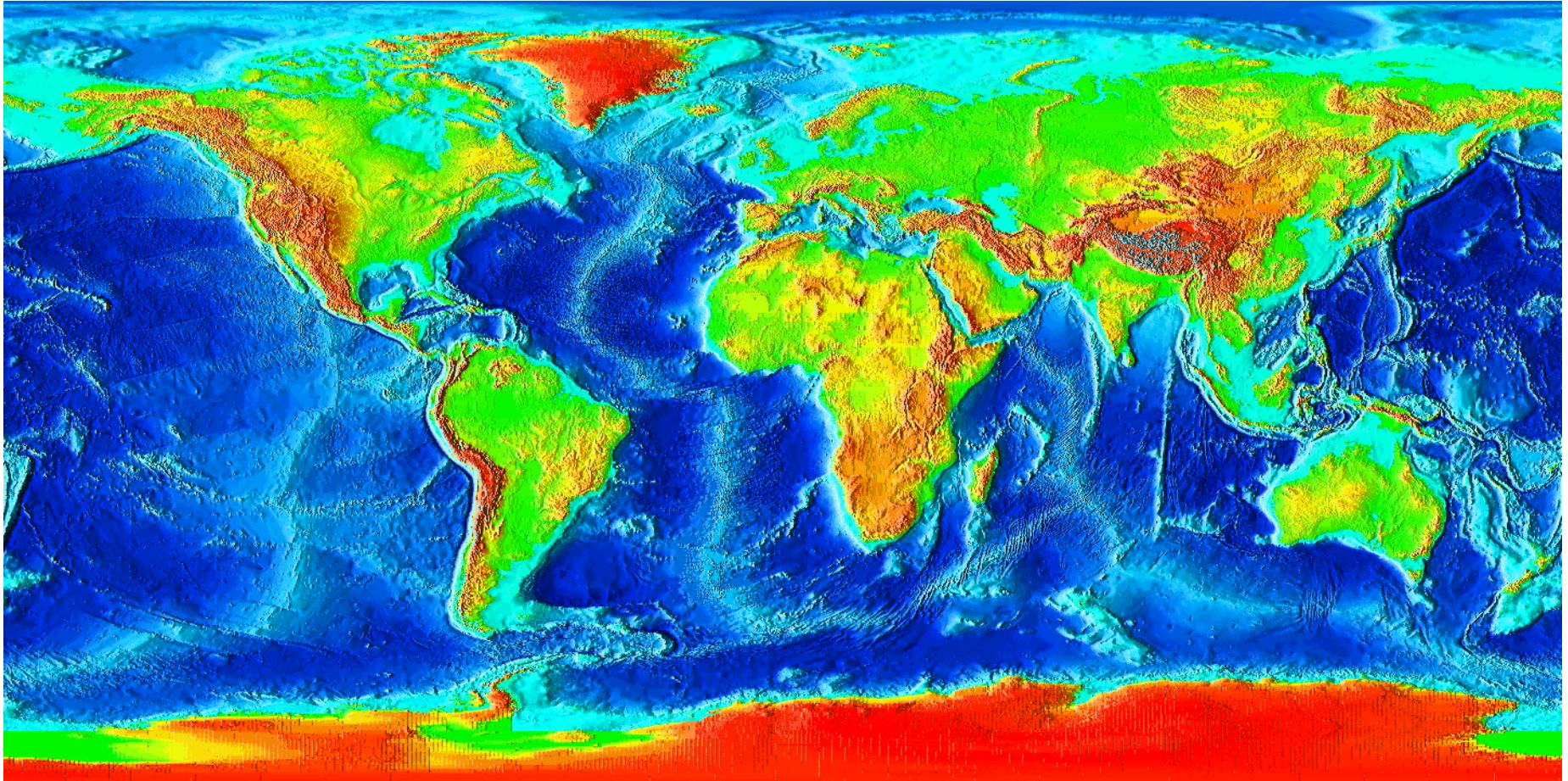


A posição da LAB (lithosphere astenosphere boundary) depende sempre do método utilizado.

Litosfera: crosta + parte superior do manto superior

Crosta terrestre

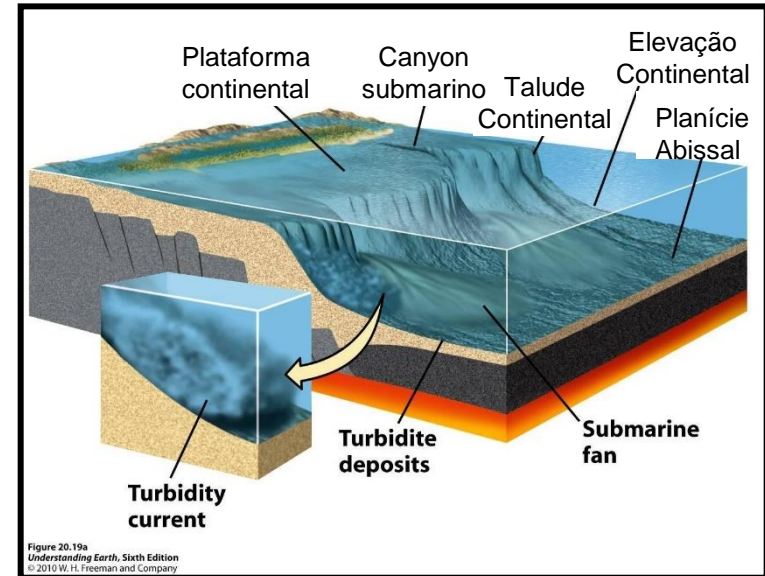
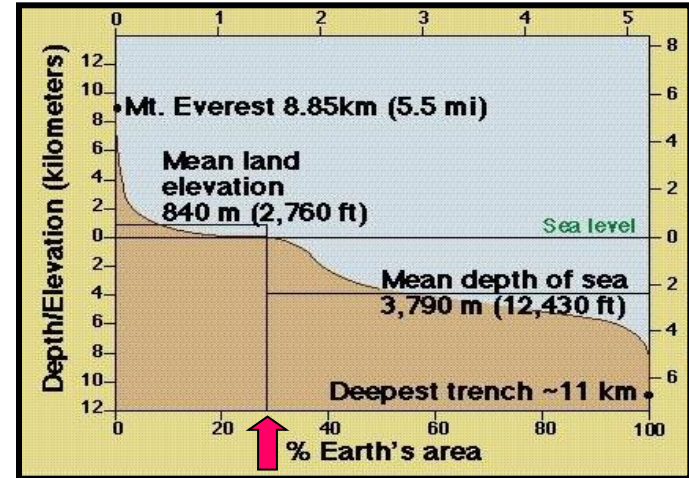
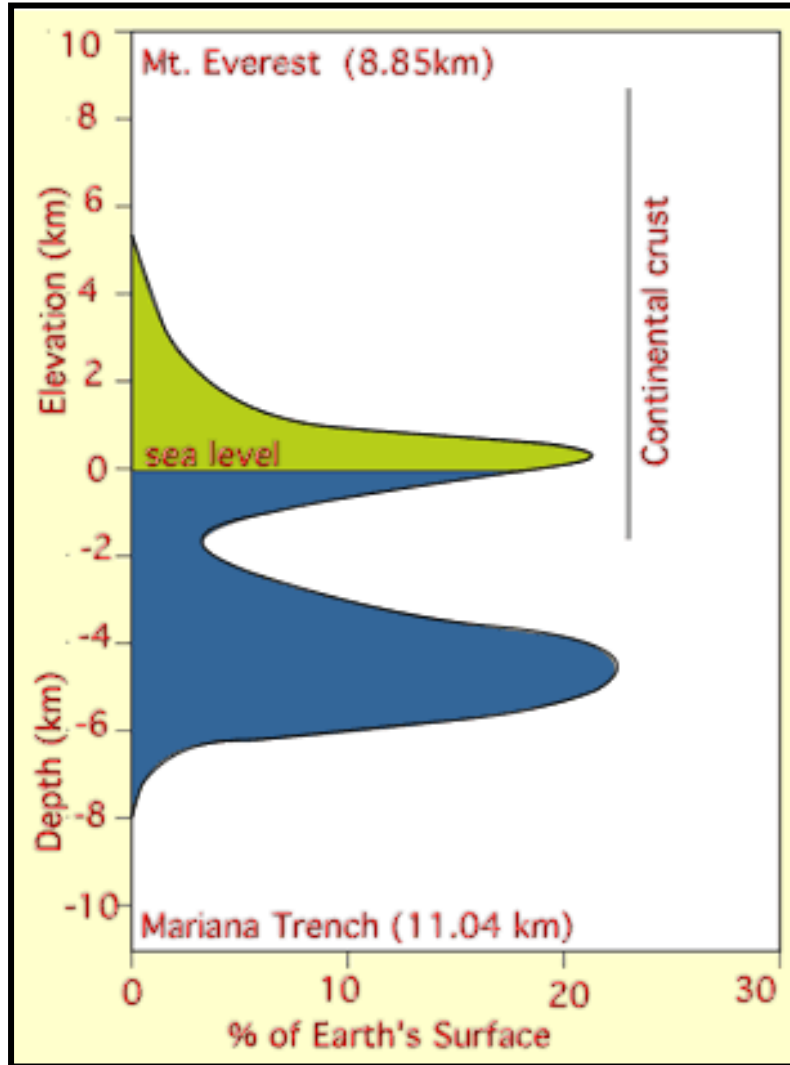
A Crosta Terrestre



Informações disponíveis:

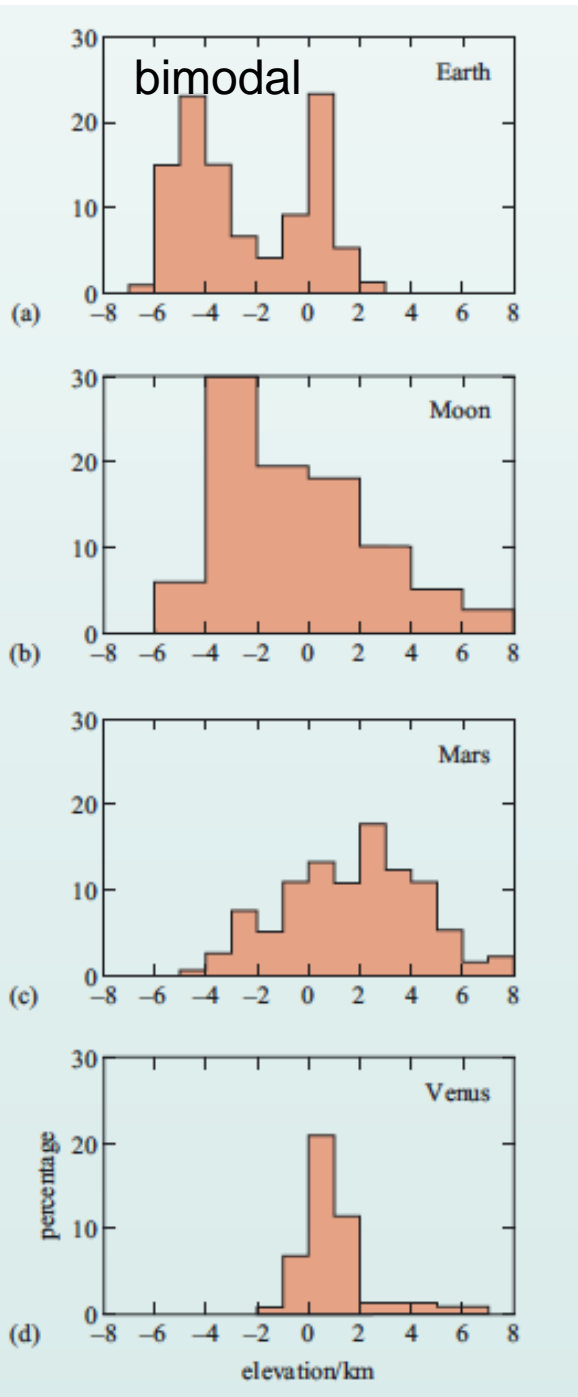
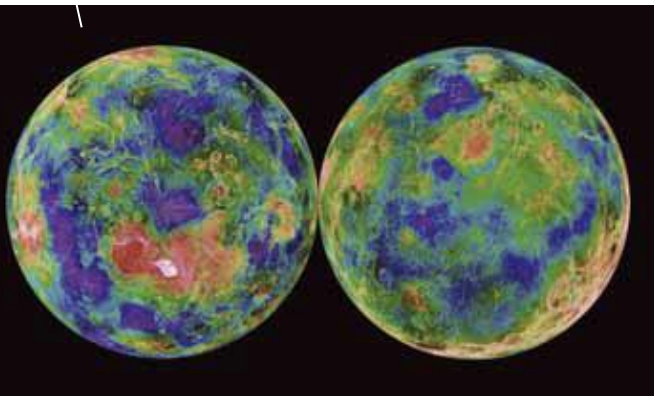
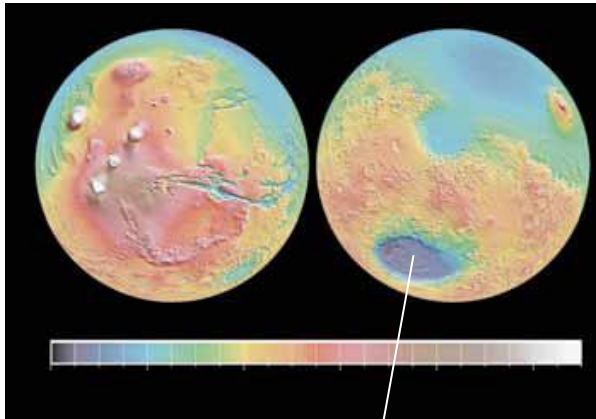
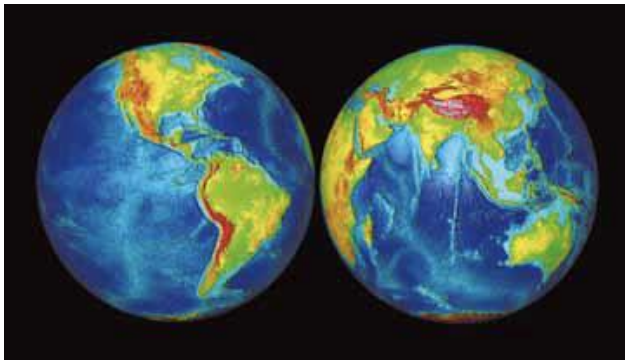
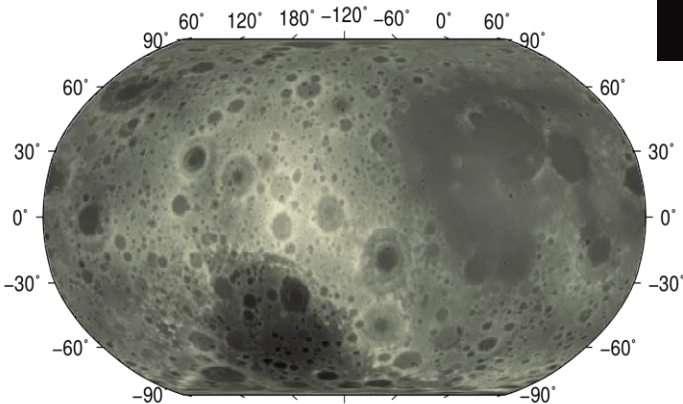
- dados geofísicos: sísmicos, gravimétricos e magnetométricos; dados geoquímicos; furos de sondagem

A Crosta Terrestre



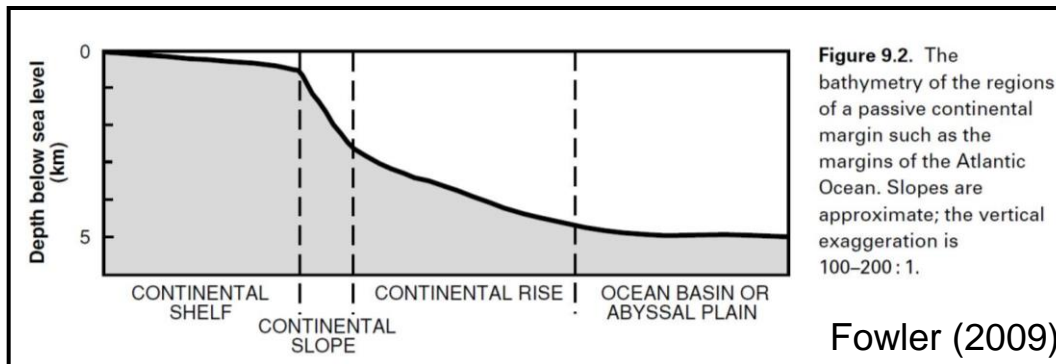
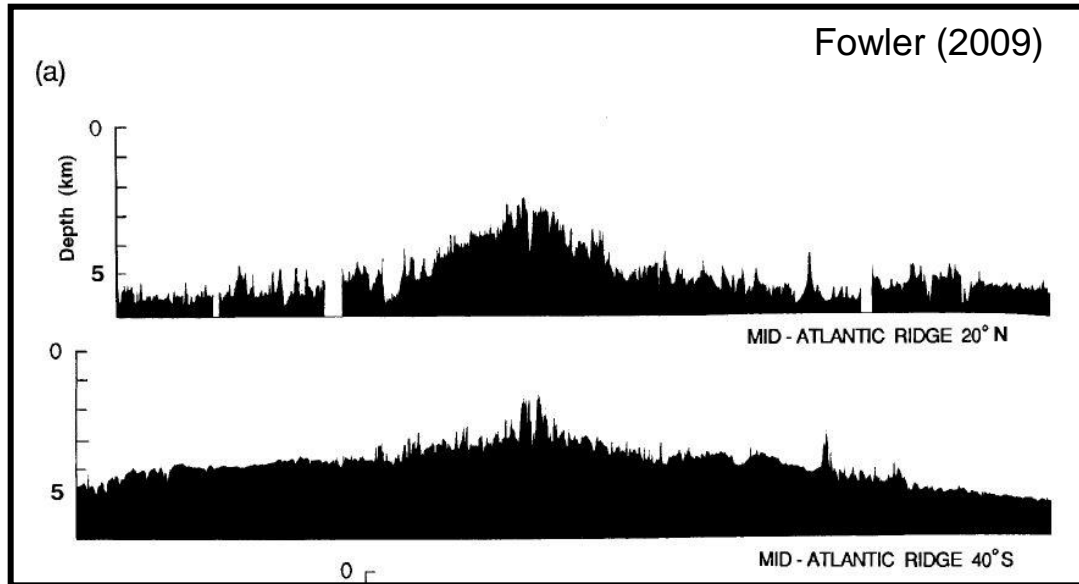
- crosta continental: altitude média = 800m; $\rho = 2700\text{kg/m}^3$
- crosta oceânica: profundidade média = 3800m; $\rho = 2900\text{kg/m}^3$

Topografia em alguns corpos do sistema solar



litosfera oceânica

A Litosfera Oceânica



- **assoalho oceânico:** dorsais, bacias oceânicas, margens continentais e trincheiras oceânicas

- a crosta continental transicional (entre talude e elevação continental): início da crosta oceânica

A Litosfera Oceânica

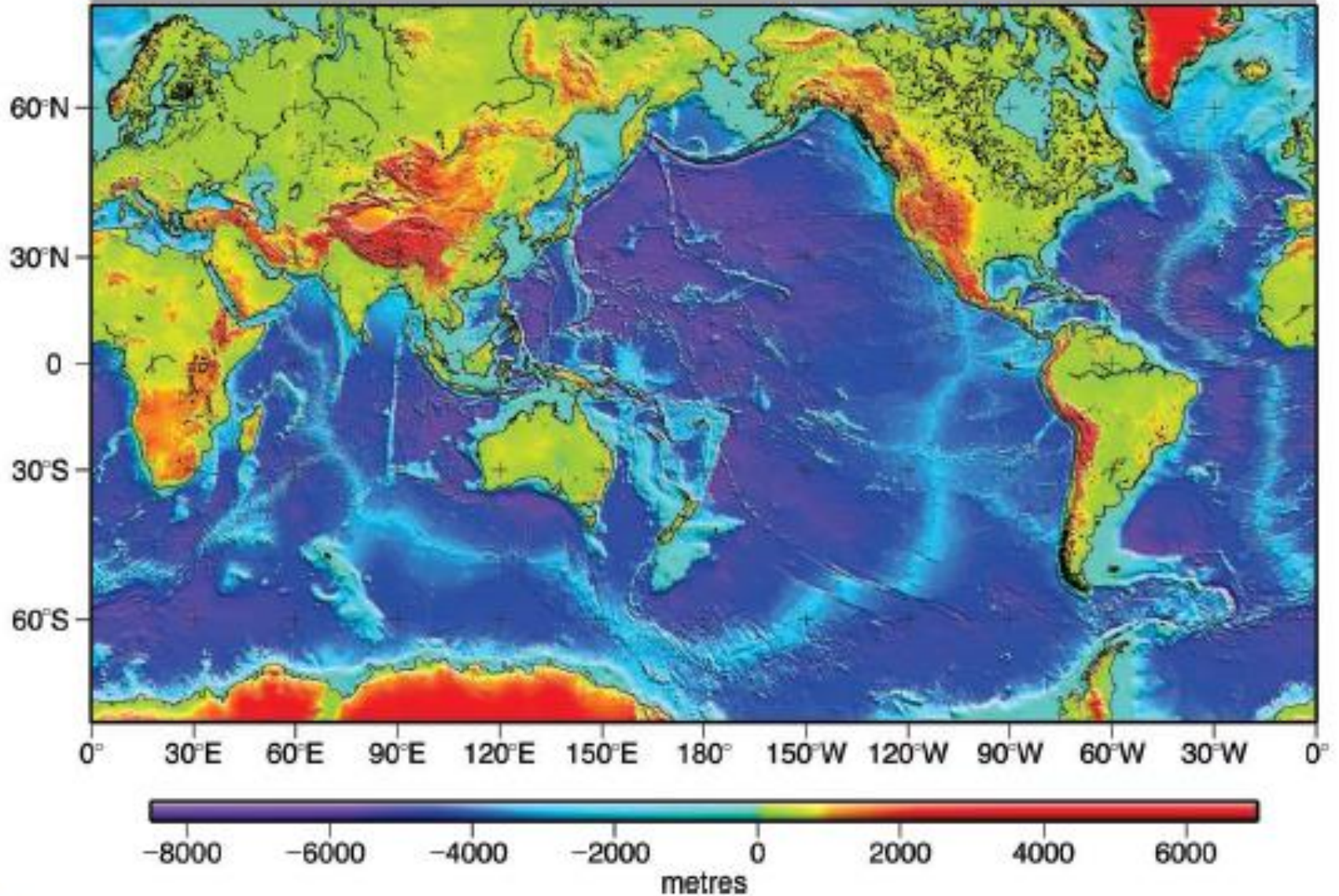
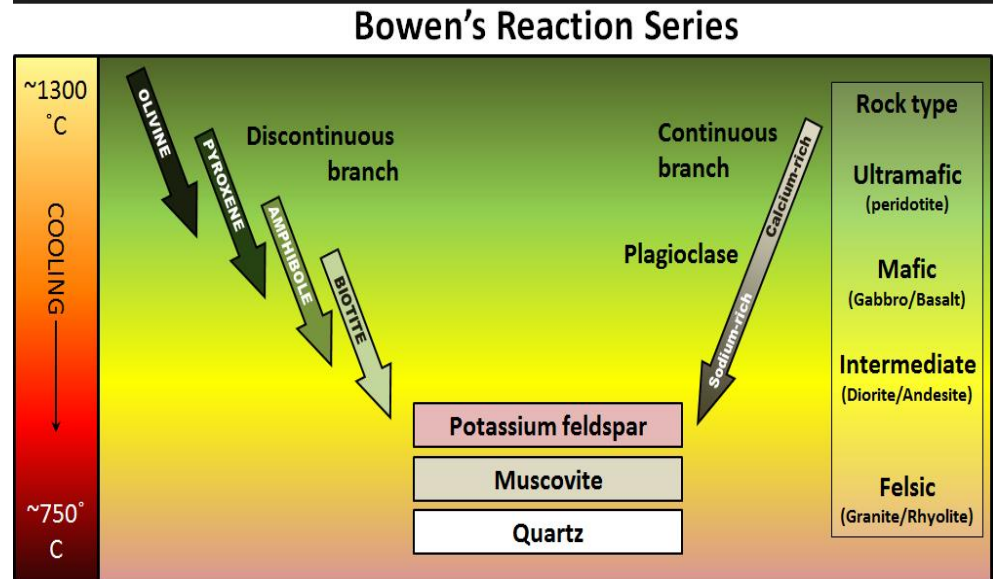
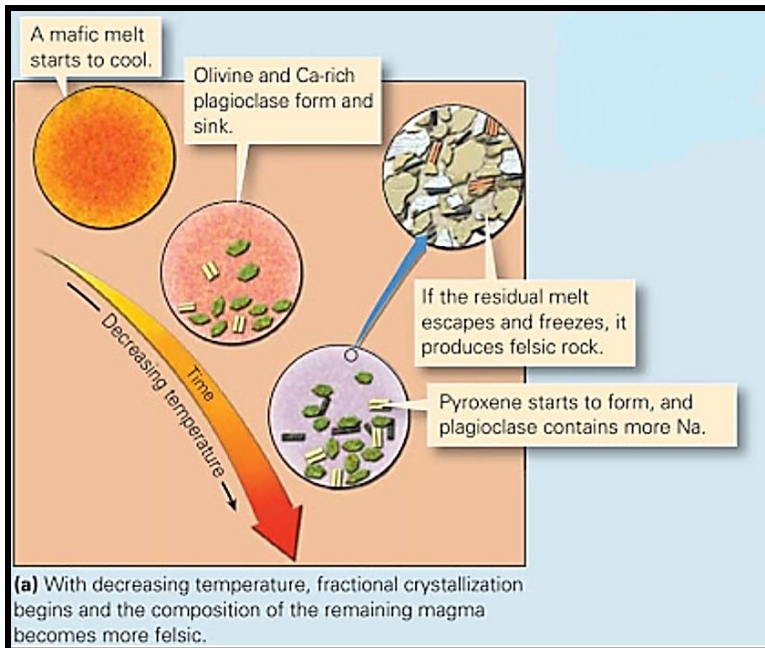


Plate 8. Global topography. Grey version Fig. 5.4(b).

A litosfera oceânica

- Crosta oceânica: formada por fusão de peridotito do manto (descompressão adiabática), seguida por cristalização na câmara magmática;
- Composição do basalto gerado na fusão **é diferente** daquela do peridotito: minerais com maior temperatura de fusão (ex. olivina) são os últimos a fundir);
- Na câmara magmática ocorre cristalização fracionada devido à diminuição de T produzindo magmas um pouco mais diferenciados.



Crosta Oceânica: Subida de Magma nas Dorsais

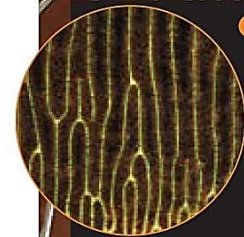
SWEATING THE SEAFLOOR

The solid foundation of the earth's ocean basins consists of massive slabs of volcanic rock seven kilometers thick. This rock, known as ocean crust, originates as tiny droplets that form across broad regions of the planet's solid interior, or man-

tle, almost as though the rocks were sweating. Yet through a process known as focused porous flow, those countless droplets all emerge along mid-ocean ridges. As this new material rises up, older crust moves away from the ridges (arrows).



1 ROCK SWEATS: Hot mantle rock secretes liquid when overlying material shifts upward and pressure drops. This liquid, called melt (yellow), collects in microscopic pores between the solid crystals (brown) that make up the rock.



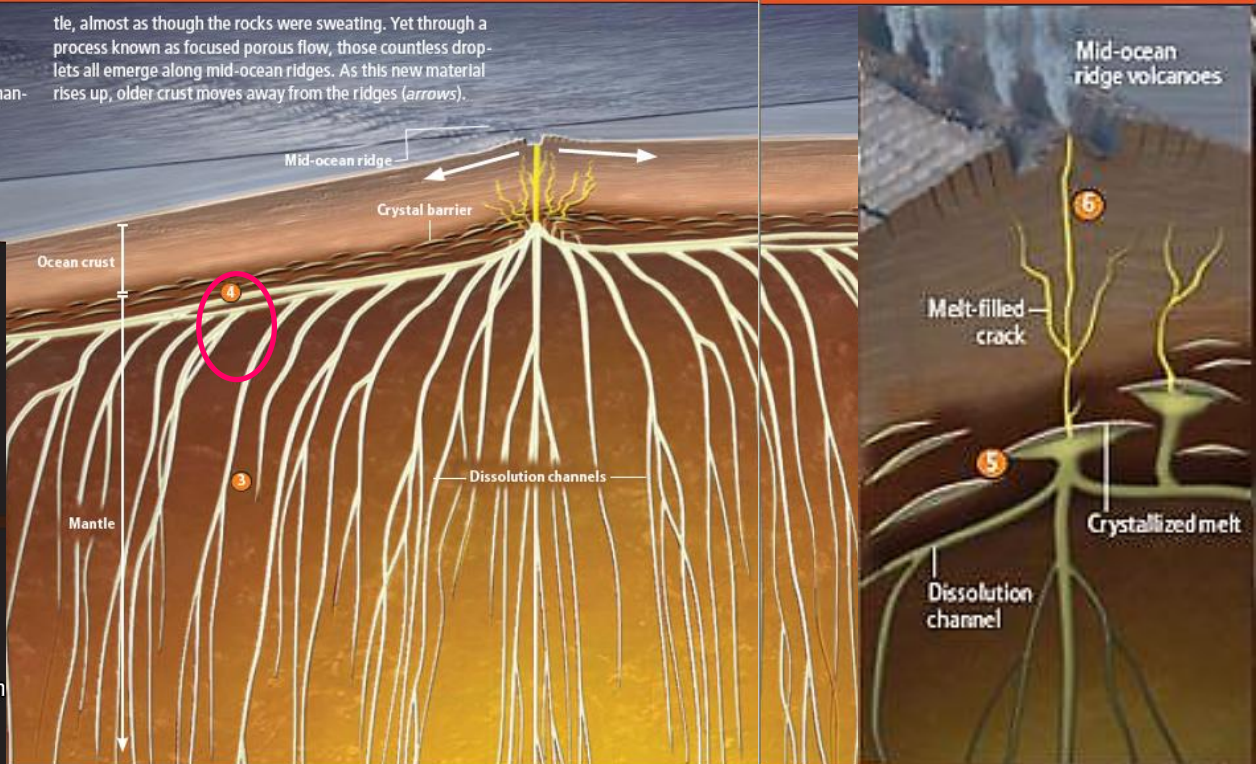
2 CHANNELS FORM: Melt rises toward regions of lower pressure. As it goes, it partially dissolves the edges of solid crystals, and the growing gaps connect to form elongate pathways called dissolution channels.

3 MELT OZZES SLOWLY: Melt rises only a few centimeters a year because dissolution channels are congested with rock grains that the melt cannot dissolve. Gradually, millions of threads of melt coalesce into larger conduits.

4 BARRIERS BLOCK FLOW: In the cool upper mantle, some rising melt loses enough heat to crystallize, forming solid barriers. These crystal barriers arise deeper far away from the ridge, so they guide the remaining melt toward the ridge.

5 CRACKS OPEN: Underneath the mid-ocean ridge, crystallized melt blocks upward flow completely. Melt accumulates in lens-shaped pockets until the pressure inside rises enough to fracture the colder rocks above.

6 MELT FLOWS QUICKLY: Open cracks allow melt to escape rapidly upward, completely draining the pocket below. Some melt erupts as lava atop the mid-ocean ridge volcanoes, but most of it crystallizes within the crust below.



Kelemen (2009)

Desde a primeira fusão até a erupção: 6 etapas

1-fusão no contato dos grãos minerais; 2- formação dos primeiros canais de dissolução das bordas dos minerais; 3- subida lenta (poucos cm/ano) e os canais de dissolução coalescem; 4- temperaturas mais baixas na superfície (barreiras) que desviam o fluxo em direção ao centro da dorsal oceânica

Crosta Oceânica: Subida de Magma nas Dorsais

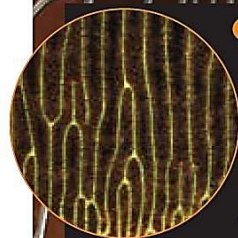
SWEATING THE SEAFLOOR

The solid foundation of the earth's ocean basins consists of massive slabs of volcanic rock seven kilometers thick. This rock, known as ocean crust, originates as tiny droplets that form across broad regions of the planet's solid interior, or man-

tle, almost as though the rocks were sweating. Yet through a process known as focused porous flow, those countless droplets all emerge along mid-ocean ridges. As this new material rises up, older crust moves away from the ridges (arrows).



1 ROCK SWEATS: Hot mantle rock secretes liquid when overlying material shifts upward and pressure drops. This liquid, called melt (yellow), collects in microscopic pores between the solid crystals (brown) that make up the rock.



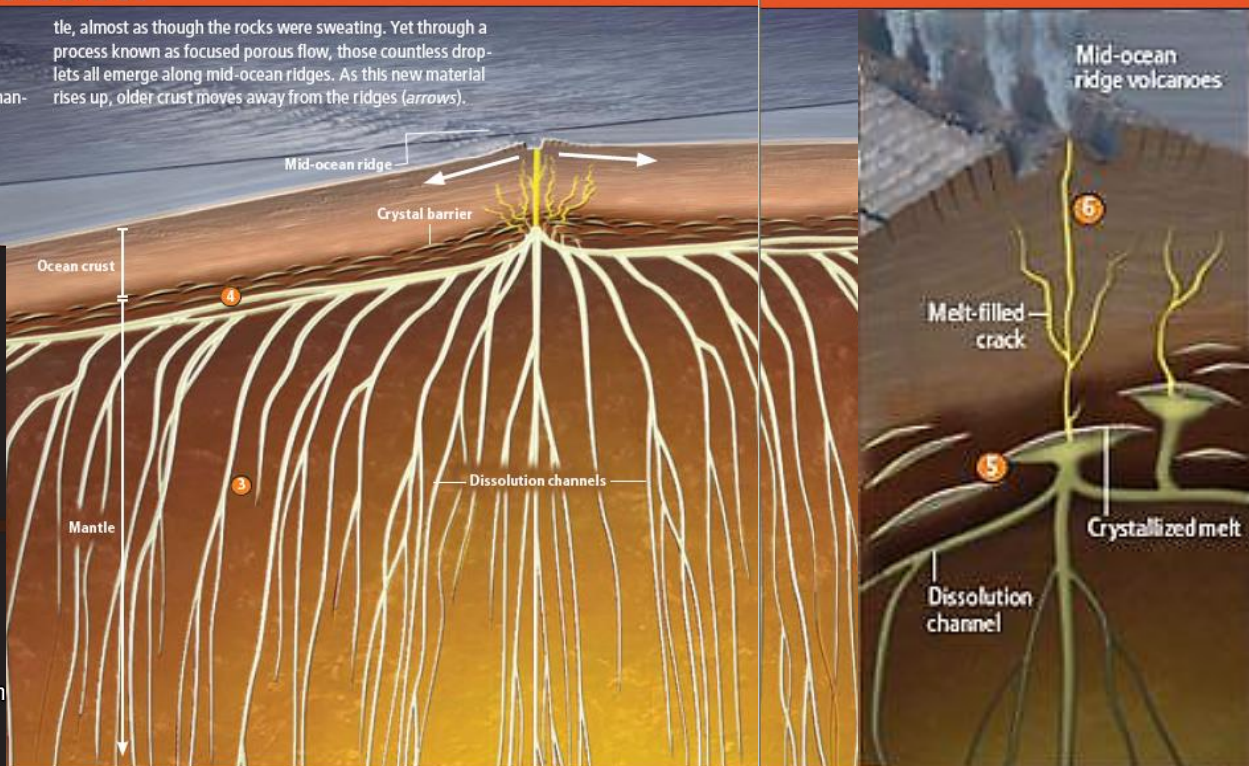
2 CHANNELS FORM: Melt rises toward regions of lower pressure. As it goes, it partially dissolves the edges of solid crystals, and the growing gaps connect to form elongate pathways called dissolution channels.

3 MELT OOZES SLOWLY: Melt rises only a few centimeters a year because dissolution channels are congested with rock grains that the melt cannot dissolve. Gradually, millions of threads of melt coalesce into larger conduits.

4 BARRIERS BLOCK FLOW: In the cool upper mantle, some rising melt loses enough heat to crystallize, forming solid barriers. These crystal barriers arise deeper far away from the ridge, so they guide the remaining melt toward the ridge.

5 CRACKS OPEN: Underneath the mid-ocean ridge, crystallized melt blocks upward flow completely. Melt accumulates in lens-shaped pockets until the pressure inside rises enough to fracture the colder rocks above.

6 MELT FLOWS QUICKLY: Open cracks allow melt to escape rapidly upward, completely draining the pocket below. Some melt erupts as lava atop the mid-ocean ridge volcanoes, but most of it crystallizes within the crust below.

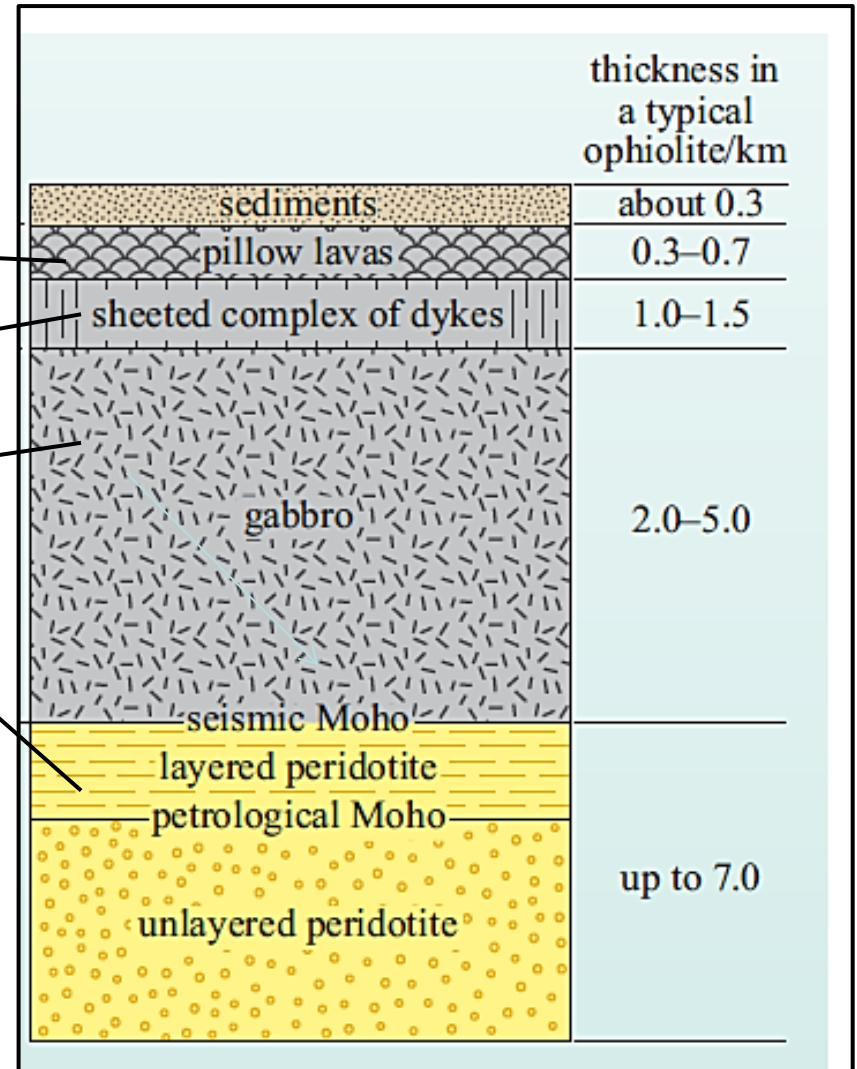
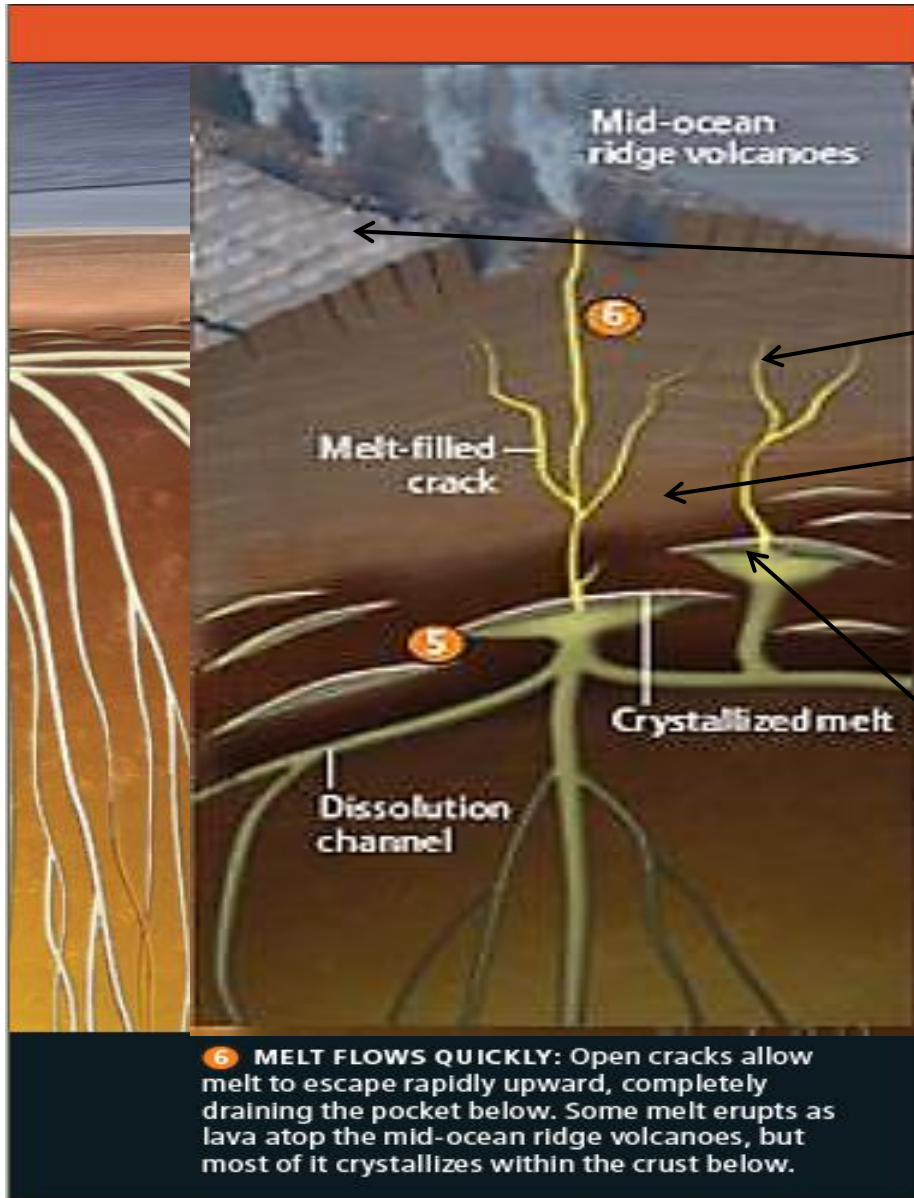


Kelemen (2009)

Desde a primeira fusão até a erupção: 6 etapas

5-abaixo da dorsal há a subida de magma que se acumula em bolsões (parte cristaliza mas parte permanece em fusão), que com o aumento de pressão, rompem as encaixantes localizadas acima; 6- nesse ponto o magma sobe rapidamente esvaziando os bolsões (a parte cristalizada permanece na crosta inferior).

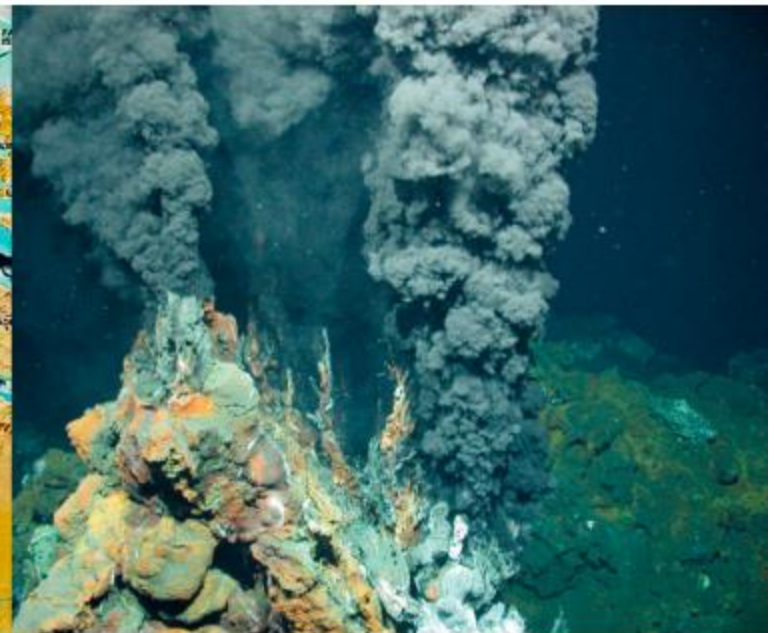
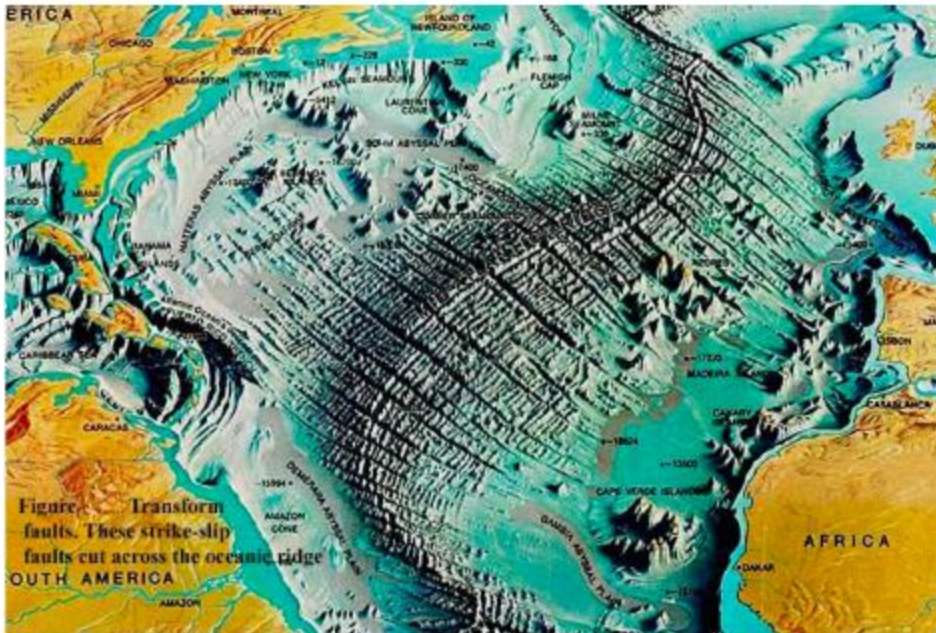
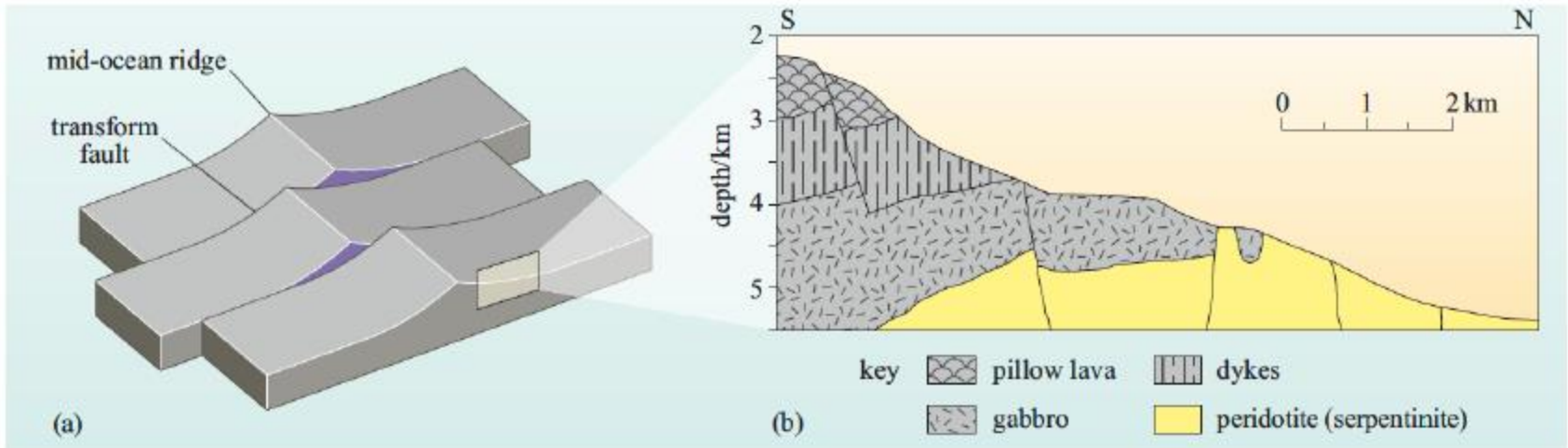
Crosta Oceânica



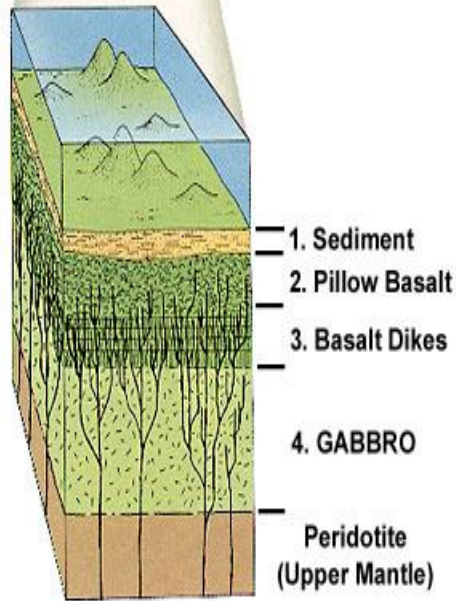
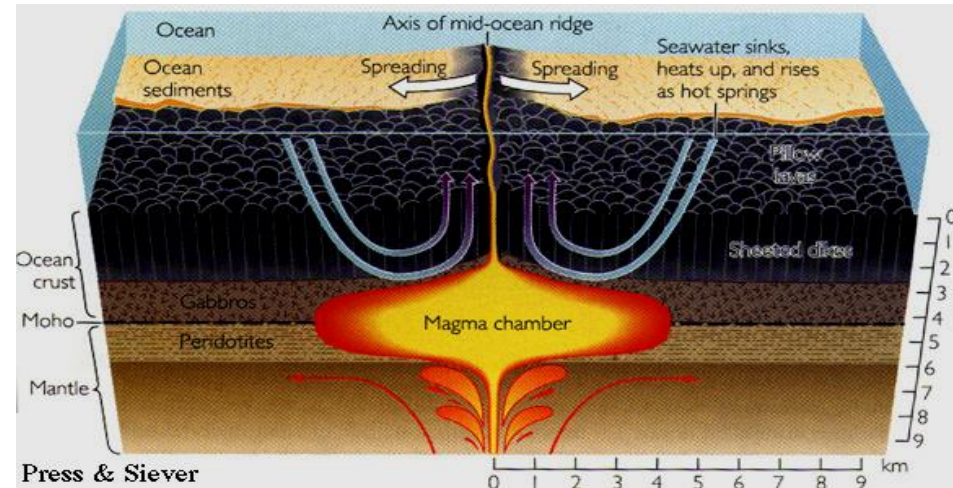
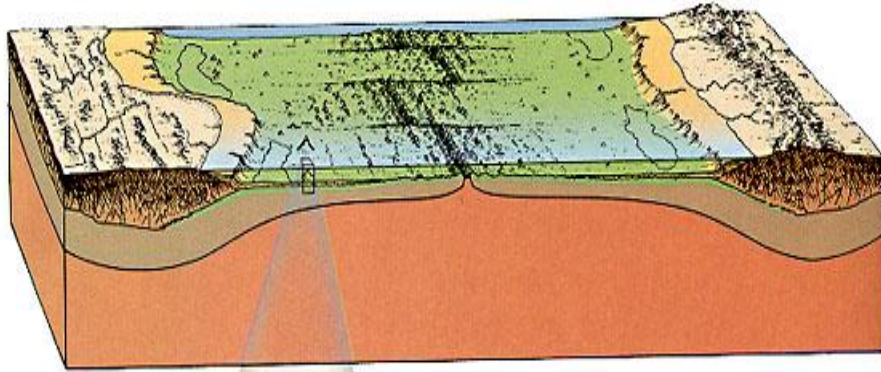
Rogers et al. (2008)

Kelemen (2009)

Dorsal mesoceânica



Crosta Oceânica



- delgada: 5 - 8 km de espessura
- composição basáltica: V_p : 5,0 - 7,1 km/s
- estrutura: 4) seqüência de gabros acamadados; 4) gabros; 3) complexos de diques básicos; 2) pillow lavas; 1) sedimentos
- **espessura constante** exceto pela camada de sedimentos (aumento com a idade da placa e afastamento da dorsal)

Crosta Oceânica

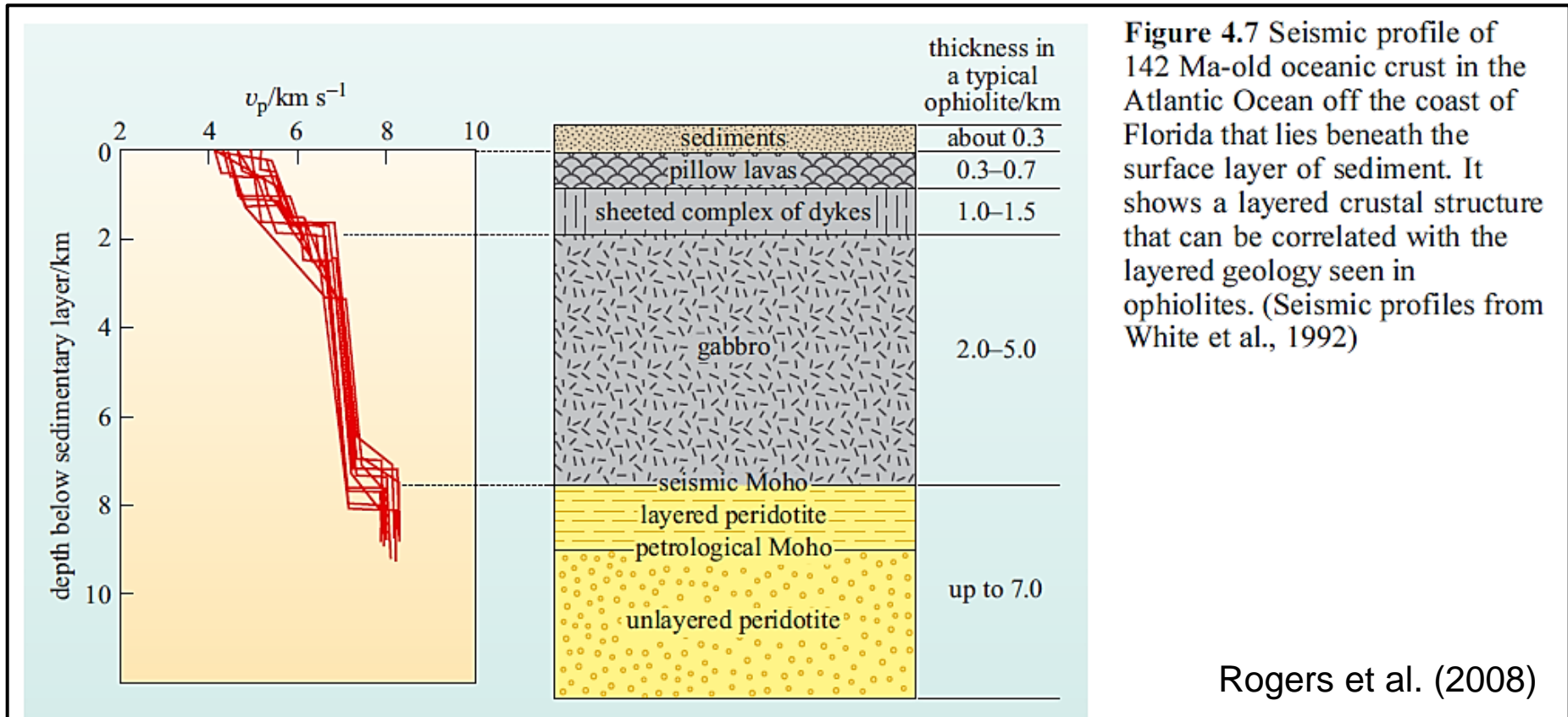


Figure 4.7 Seismic profile of 142 Ma-old oceanic crust in the Atlantic Ocean off the coast of Florida that lies beneath the surface layer of sediment. It shows a layered crustal structure that can be correlated with the layered geology seen in ophiolites. (Seismic profiles from White et al., 1992)

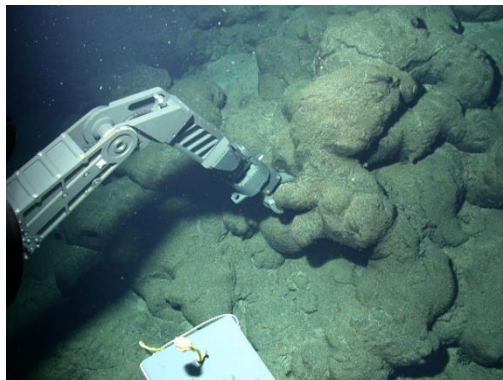
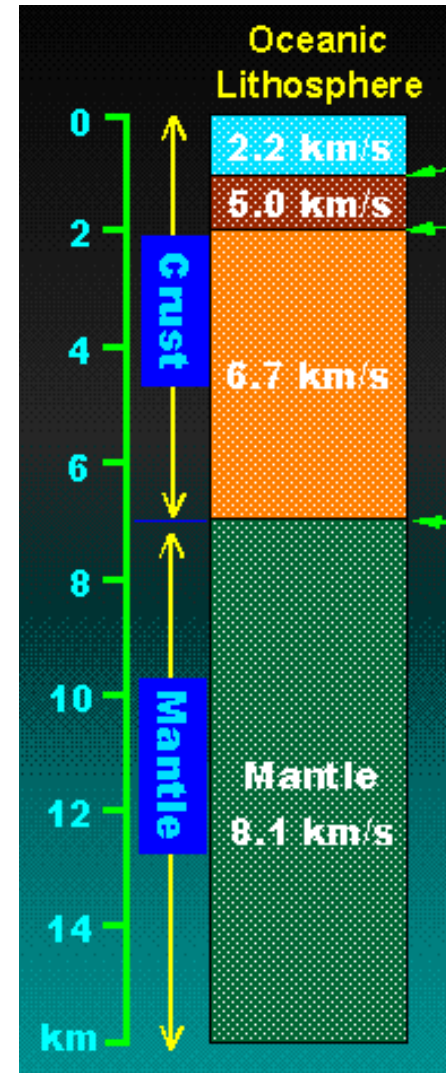
Rogers et al. (2008)

- divisão em 3 camadas: 1 ou superior (sedimentos); 2 ou camada vulcânica (lavas almofadadas); 3 ou oceânica (3A: diques alimentadores; 3B: gabros).

Crosta Oceânica

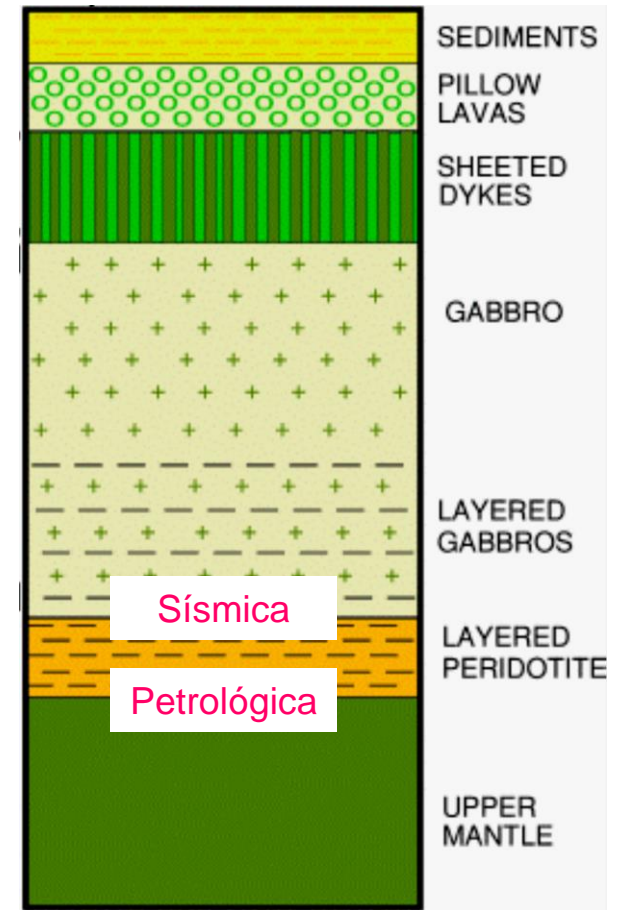
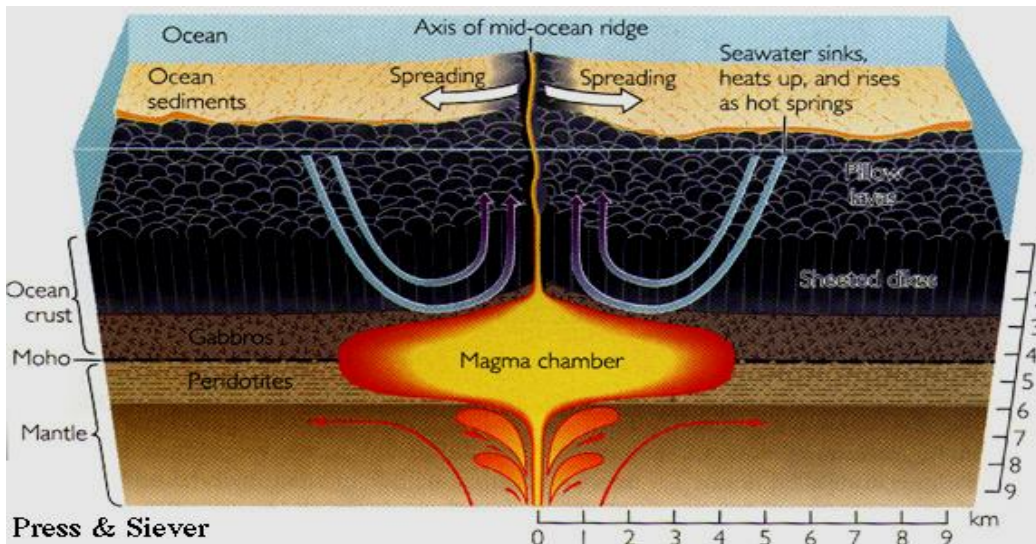
- divisão em 3 camadas: 1 ou superior (sedimentos); 2 ou camada vulcânica (lavas almofadadas); 3 ou oceânica (3A: diques alimentadores; 3B: gabros)

Camada	espessura (km)	Vp (km/s)
camada 1 (sedimentos)	≈ 0,5	≈ 2,0
camada 2 (basaltos oceânicos)	1,71±0,75	5,07±0,63
camada 3 (3A:diques básicos; 3B: gabros)	4,86±1,42	6,69±0,26
manto superior		8,13±0,24



Crosta Oceânica

- **Descontinuidade de Moho**
- **sísmica**: interface entre gabros acamadados e peridotitos acamadados
- **petrológica**: interface entre peridotitos acamadados e não acamadados; "seria a verdadeira" transição crosta-manto, mas a considerada é a geofísica (sísmica)



Cristalização fracionada na câmara magmática

Composição da Crosta Oceânica

Table 2 TYPICAL CHEMICAL COMPOSITIONS OF COMMON ROCK TYPES (Percentages)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	95.4	55.1	5.2	72.3	50.8	43.5
TiO ₂		0.9	0.1	0.3	2.0	0.8
Al ₂ O ₃	1.1	16.3	0.8	14.0	14.1	4.0
Fe ₂ O ₃	0.4	4.2	0.5	0.9	2.9	2.5
FeO	0.2	1.9		1.5	9.1	9.8
MnO		0.05	0.05	0.05	0.2	0.2
MgO	0.1	2.5	7.9	0.5	6.3	34.0
CaO	1.6	4.7	42.6	1.4	10.4	3.5
Na ₂ O	0.1	0.7	0.05	3.1	2.2	0.6
K ₂ O	0.2	3.0	0.3	5.1	0.8	0.2
H ₂ O+	0.3	5.2	0.5	0.6	0.9	0.8
H ₂ O-			0.2			
P ₂ O ₅		0.11	0.04	0.15	0.2	0.05
CO ₂	1.1	4.0	41.6			

1. Quartzitic sandstone, a sedimentary rock consisting chiefly of quartz grains.
2. Shale, a sediment rock consisting chiefly of clay.
3. Limestone, largely CaCO₃ formed from the shells of animals, or by precipitation from sea water.
4. Granite, an acid plutonic rock.
5. Basalt, a basic volcanic rock.
6. Peridotite, an ultrabasic plutonic rock.

The values quoted are averages of large numbers of analyses.

Table 5 : POSSIBLE COMPOSITIONS OF OCEANIC CRUST AND MANTLE

	(1) per cent	(2) per cent	(3) per cent
SiO ₂	49.2	44.5	45.2
TiO ₂	1.4	0.1	0.7
Al ₂ O ₃	15.8	3.1	3.5
Fe ₂ O ₃	2.2	1.2	0.5
FeO	7.2	6.7	8.0
MnO	0.16	0.1	0.1
MgO	8.5	39.1	37.5
CaO	11.1	3.2	3.1
Na ₂ O	2.7	0.25	0.57
K ₂ O	0.26	0.04	0.13
P ₂ O ₅	0.15		
Cr ₂ O ₃		0.4	0.4
NiO		0.24	0.20

1. Average composition of tholeiitic basalts dredged from the mid-Atlantic ridge and probably representative of oceanic crust.
2. Composition of ultramafic xenoliths, thought to be representative of upper mantle.
3. Pyrolite model for the mantle. (Ringwood, 1966.)

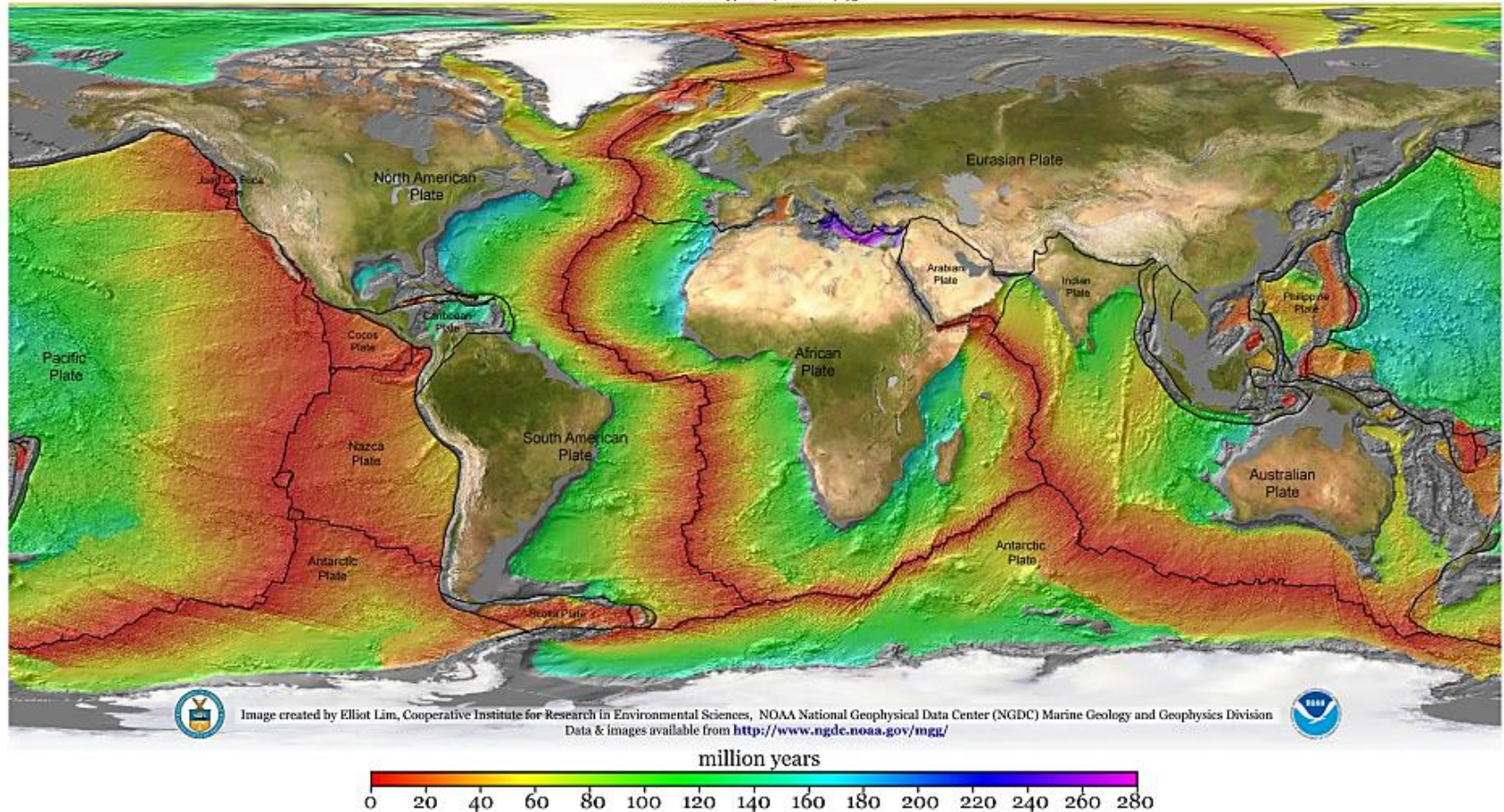
• Composição basáltica: fusão parcial de peridotitos do manto superior - descompressão adiabática

Crosta Oceânica

Age of Oceanic Lithosphere (m.y.)

Data source:

Muller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W.R. Roest 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.



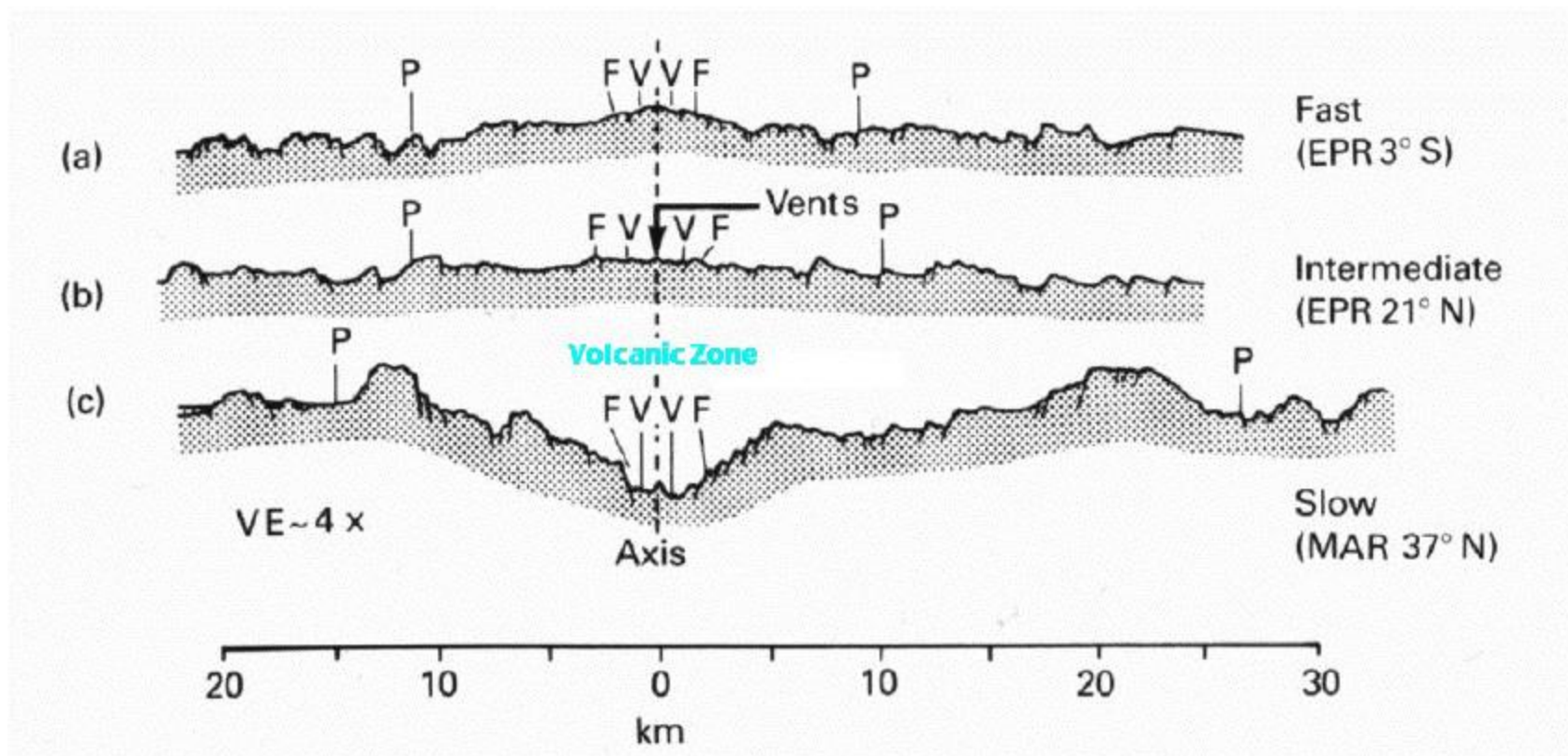
- mais jovem do que a crosta continental: a mais antiga encontrada ~ 180 Ma (exceção no Mediterrâneo com cerca de 280 Ma)

Table 13-1. Spreading Rates of Some Mid-Ocean Ridge Segments

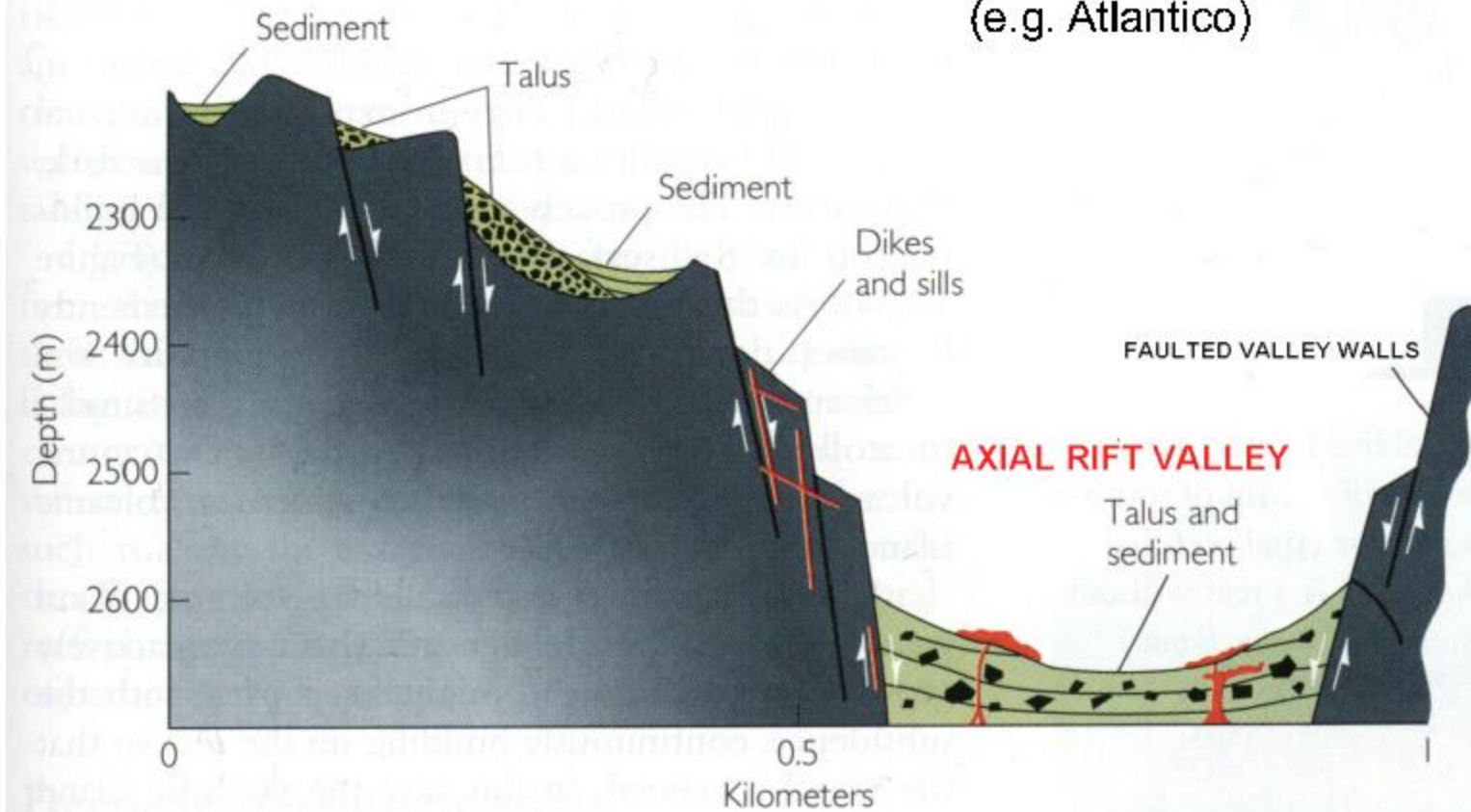
Category	Ridge	Latitude	Rate (cm/a)*
Fast	East Pacific Rise	21-23°N	3
		13°N	5.3
		11°N	5.6
		8-9°N	6
		2°N	6.3
		20-21°S	8
		33°S	5.5
		54°S	4
Slow	Indian Ocean	SW	1
		SE	3-3.7
		Central	0.9
	Mid-Atlantic Ridge	85°N	0.6
		45°N	1-3
		36°N	2.2
		23°N	1.3
		48°S	1.8

From Wilson (1989). Data from Hekinian (1982), Sclater *et al.* (1976), Jackson and Reid (1983). *half spreading

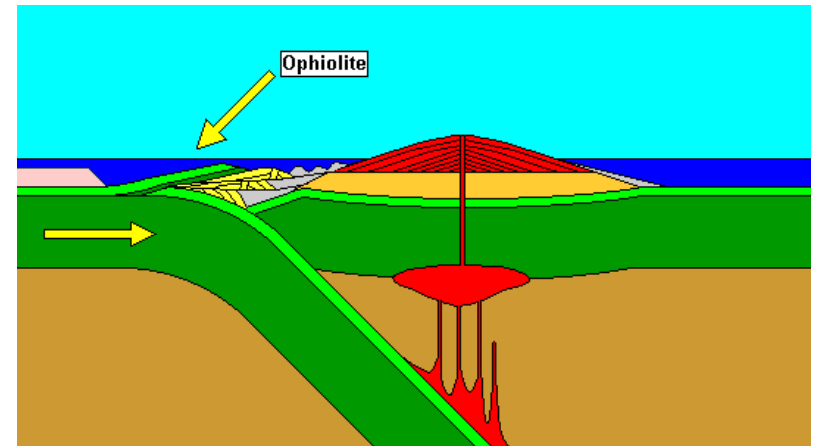
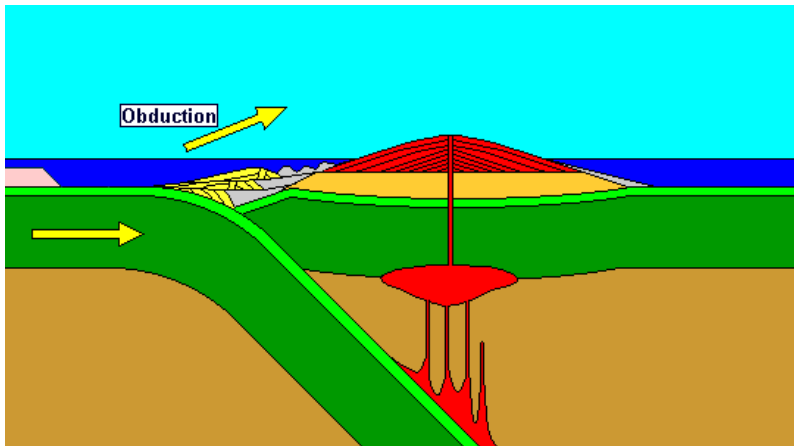
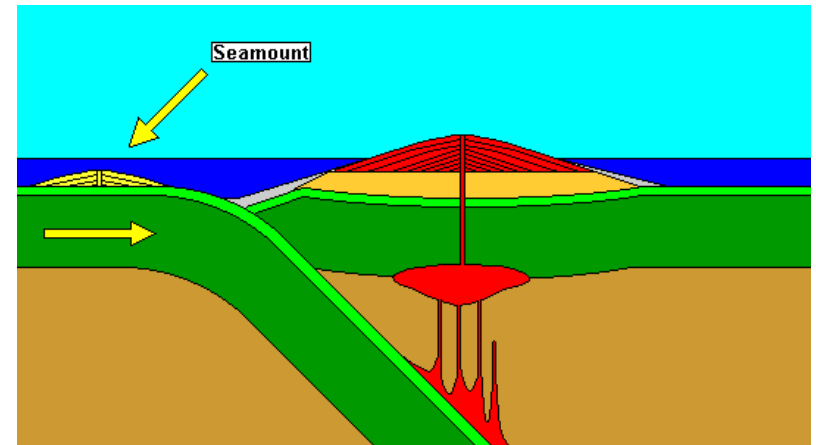
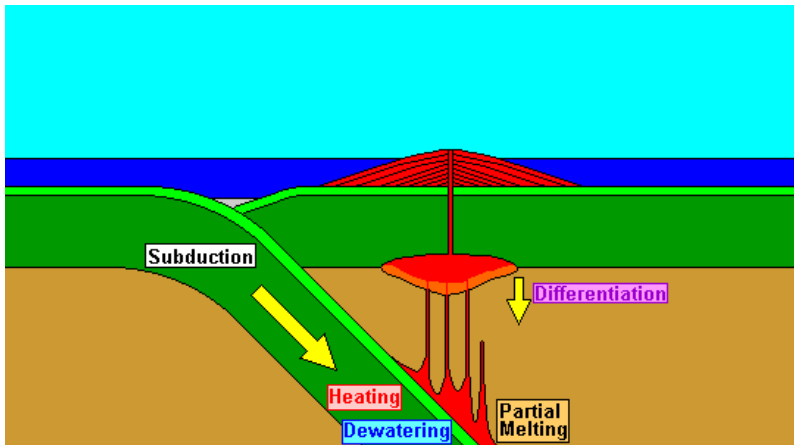
Margens rápidas, intermediárias e lentas



Margem lenta e vale central (e.g. Atlantico)



Crosta Oceânica e Ofiolitos



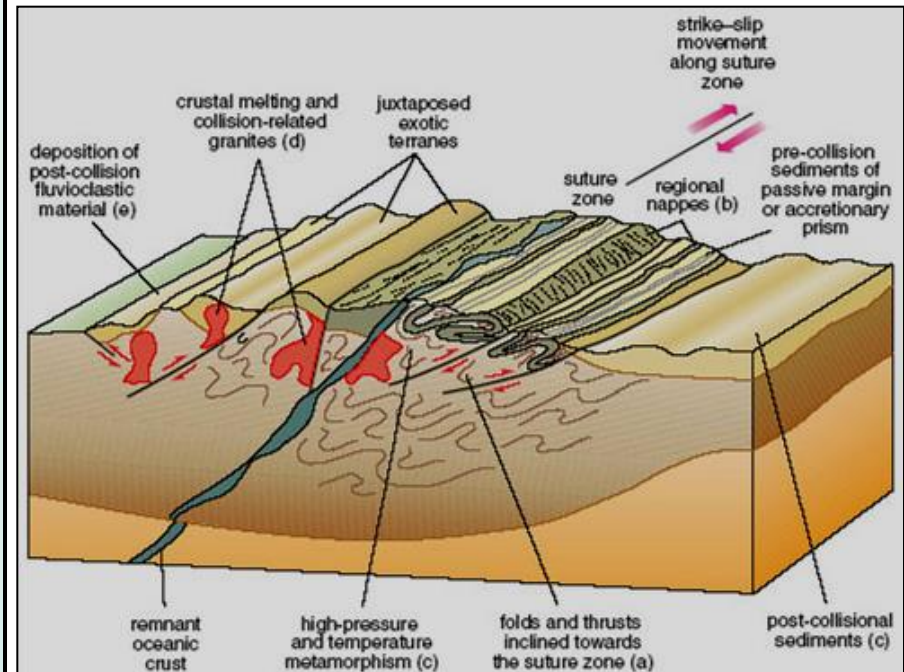
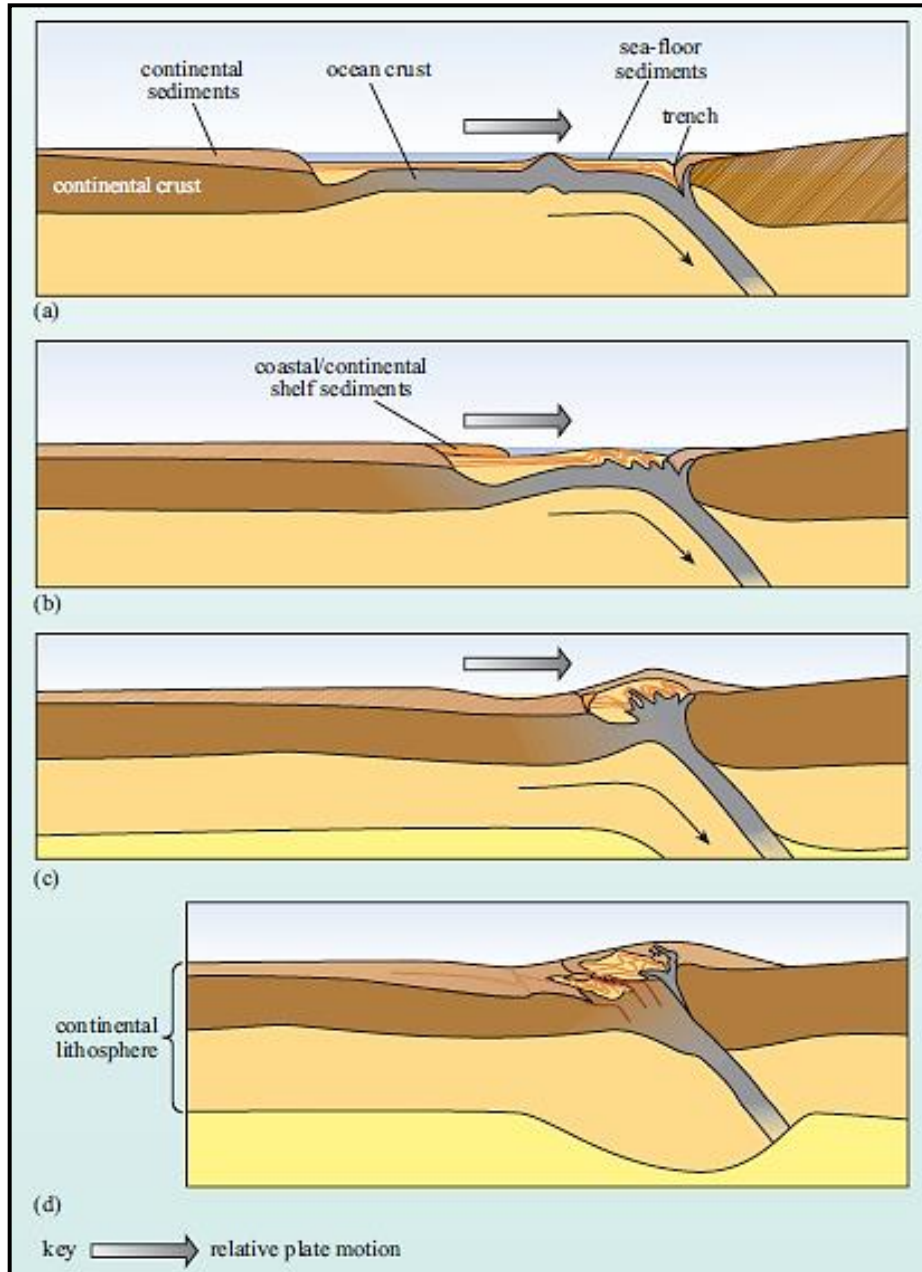
• Processo de obducção: a) em zonas de subducção com o cavalgamento de elevação submarina

Crosta Oceânica e Ofiolitos

Processo de obducção

b) Fechamento de um oceano;

- Formação de zonas de sutura
- Justaposição de terrenos exóticos

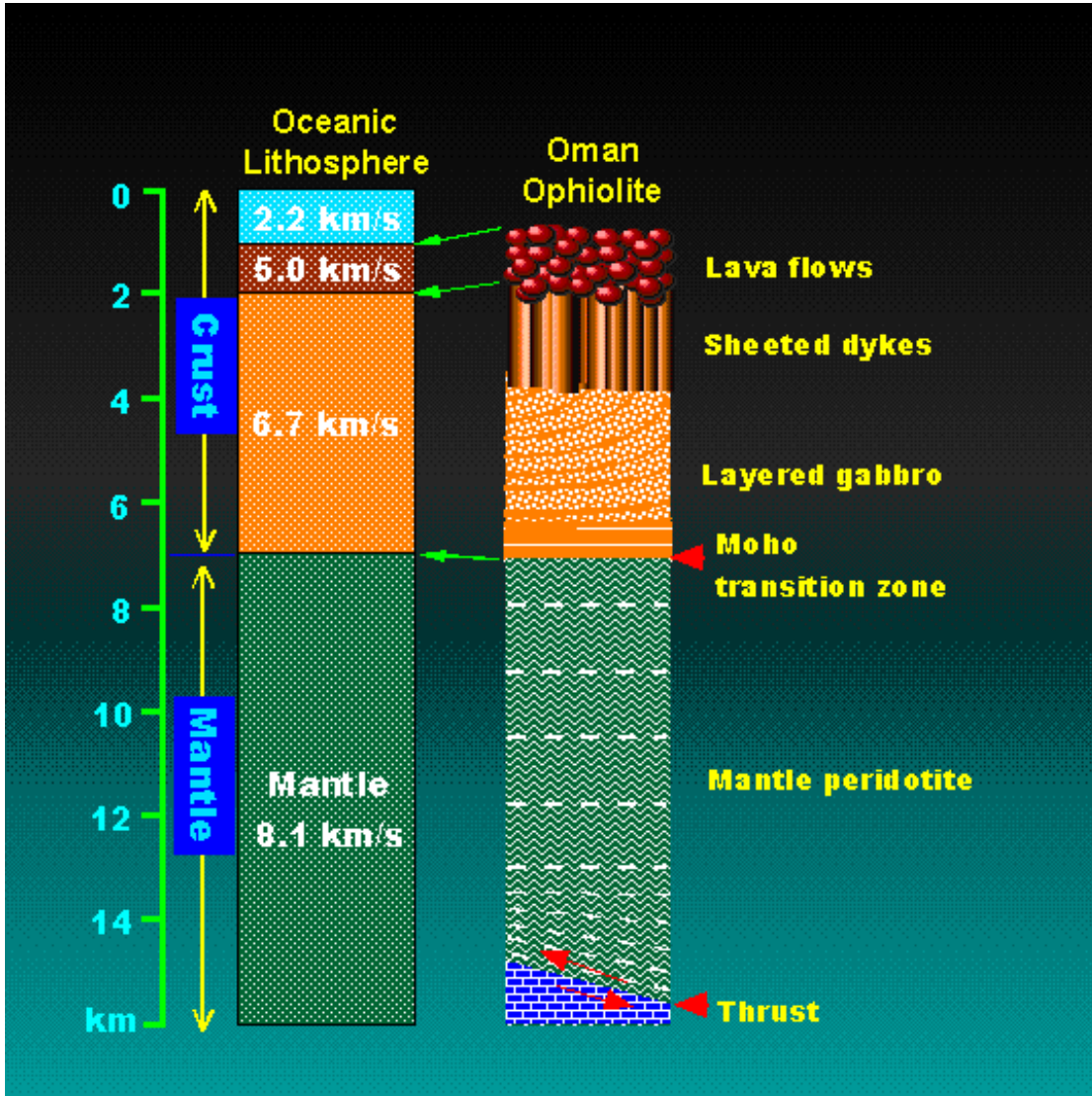


Crosta Oceânica e Ofiolitos



Figure 4.6 Map showing the global occurrence of ophiolites (marked as red dashed lines) illustrating how they often occur in long chains that were formed when they were obducted during mountain-building phases of continental collision.

Crosta Oceânica e Ofiolitos



Ofiolitos de Oman



Pillow Lavas



Descontinuidade de Moho



Diques

Ofiolitos de Troodos (Grécia)



Diques

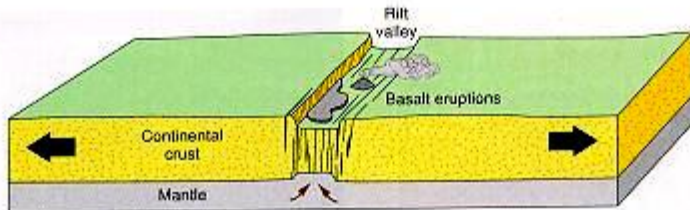


**Pillow
Lavas**

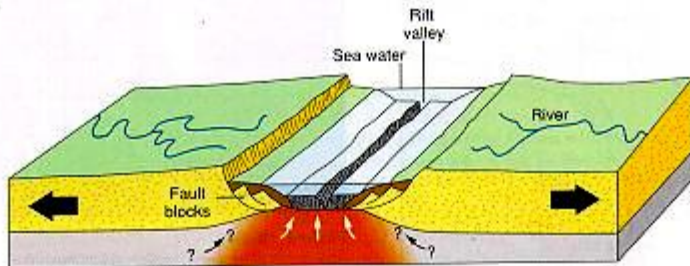


Moho

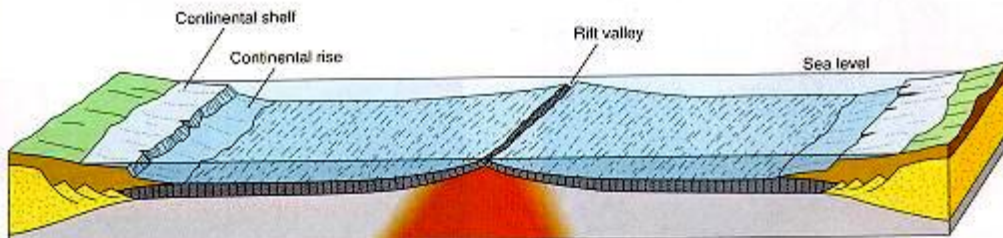
Transição Crosta Continental-Oceânica



A Continent undergoes extension. The crust is thinned and a rift valley forms (East African Rift Valleys).

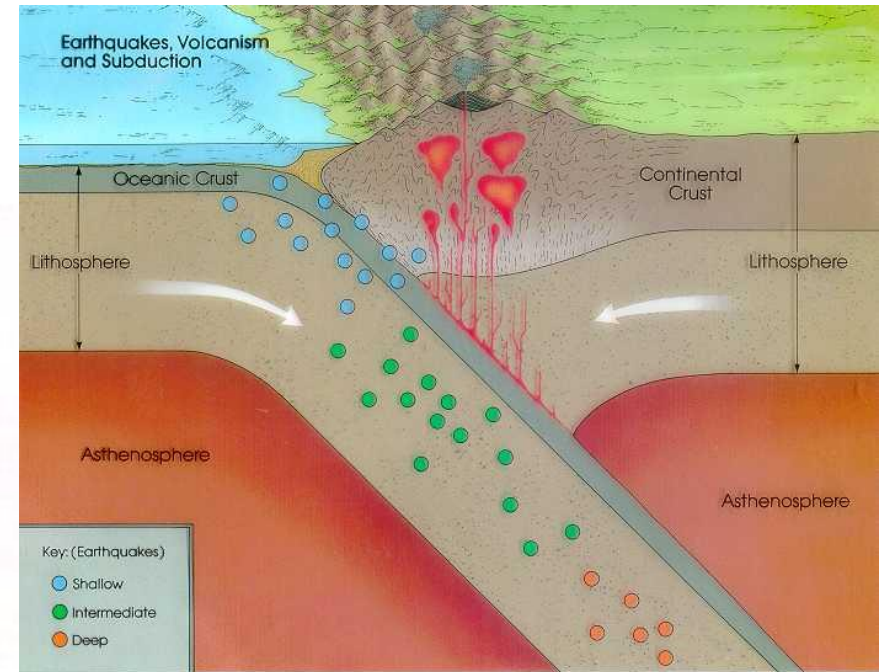


B Continent tears in two. Continent edges are faulted and uplifted. Basalt eruptions form oceanic crust (Red Sea).



C Continental sediments blanket the subsiding margins to form continental shelves and rises. The ocean widens and a mid-oceanic ridge develops (Atlantic Ocean).

A diverging plate boundary forming in the middle of a continent will eventually create a new ocean.



The Tasa Collection: Plate Tectonics

Copyright © 1984, by Tasa Graphic Arts, Inc. All rights reserved.

Variável: depende do tipo de margem (ativa ou passiva)

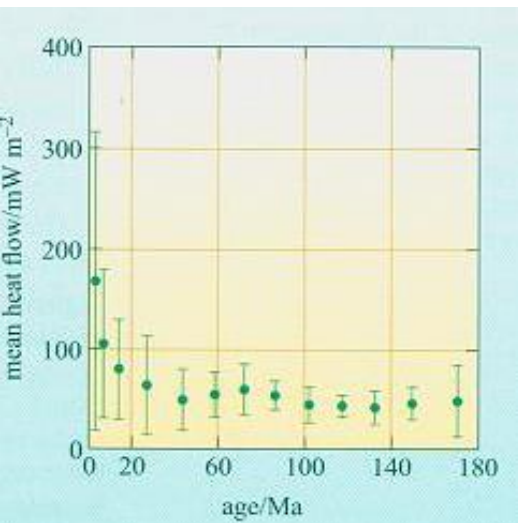
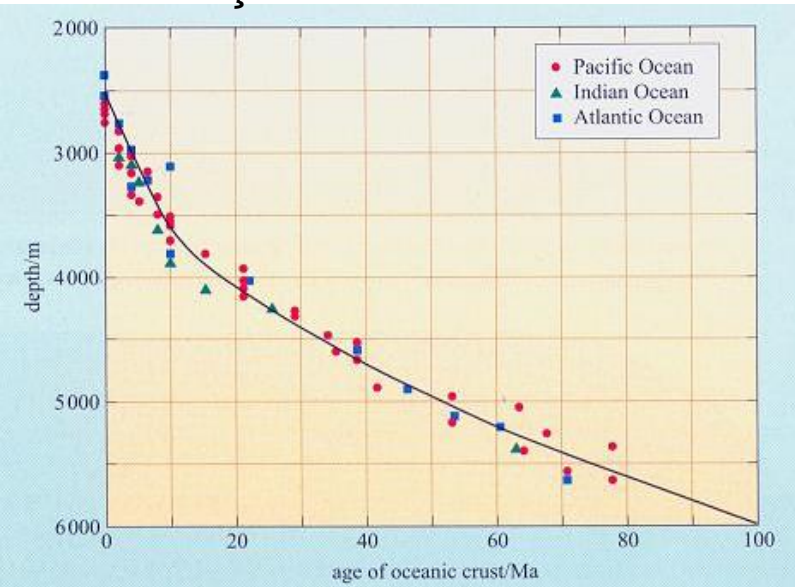
Modelo de Formação das Placas Litosféricas Oceânicas

Modelo de Formação das Placas Litosféricas Oceânicas

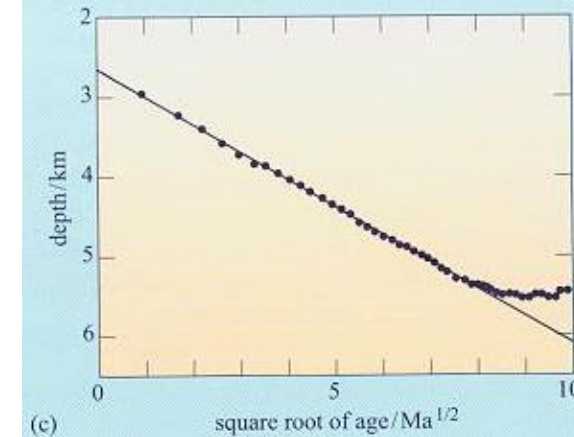
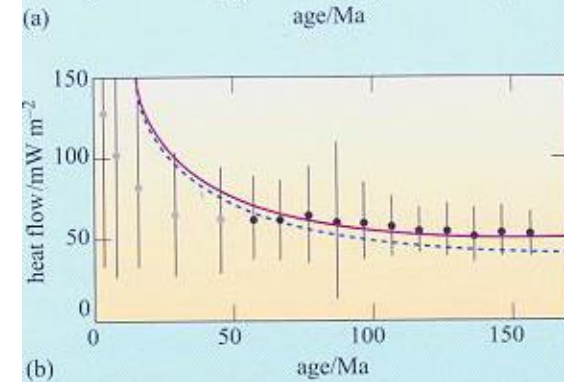
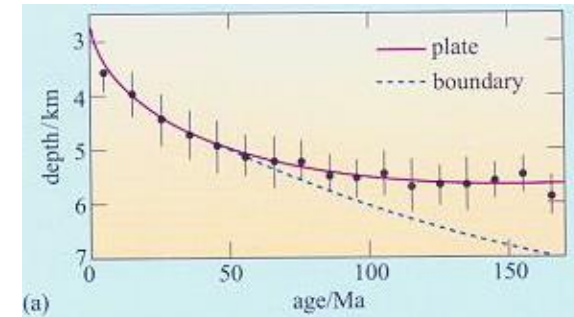
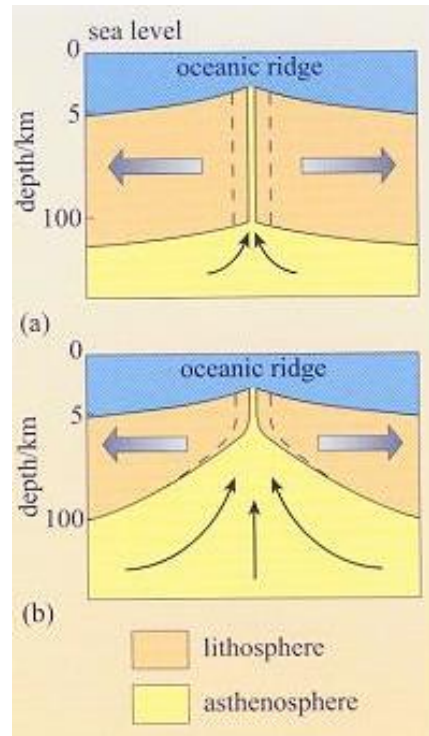
- O vulcanismo que ocorre nas cordilheiras oceânicas é originado pela fusão parcial, de rochas peridotíticas, do manto devido à diminuição da pressão (descompressão adiabática). O magma produzido é menos denso que o manto residual sólido, ascendendo em direção à superfície.
- Densidade varia entre $2,70 \text{ g/cm}^3$ e $3,30 \text{ g/cm}^3$, com valor médio de $2,99 \text{ g/cm}^3$.

Estrutura da placa oceânica

observações

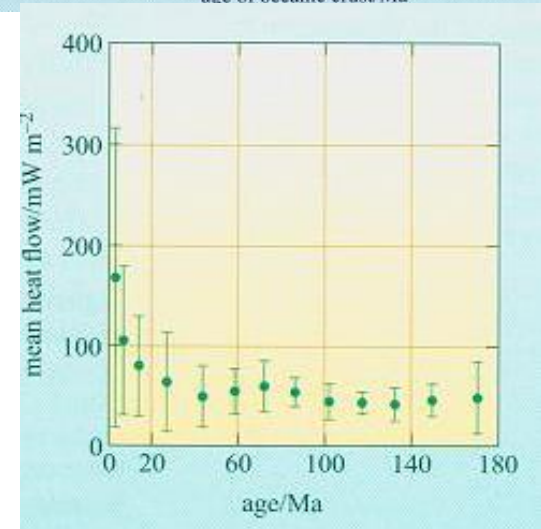
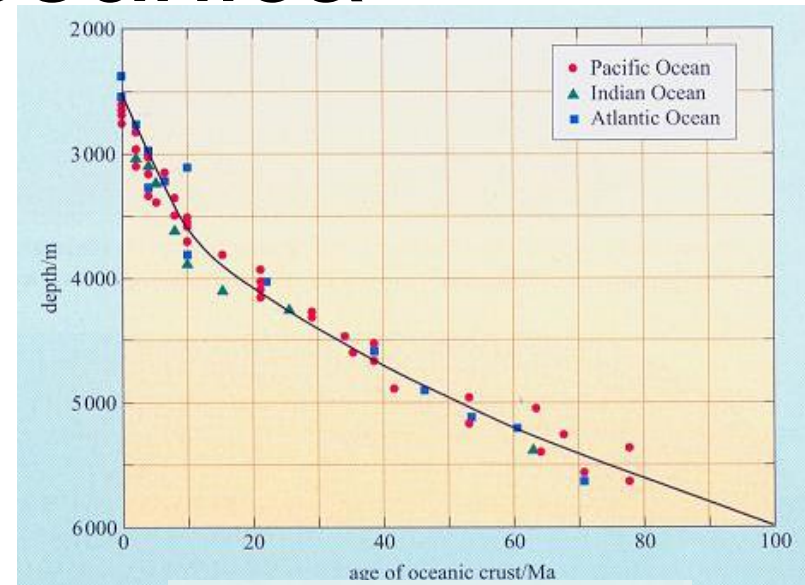


Modelo de placa (a)
e de camada
térmica limite (b)



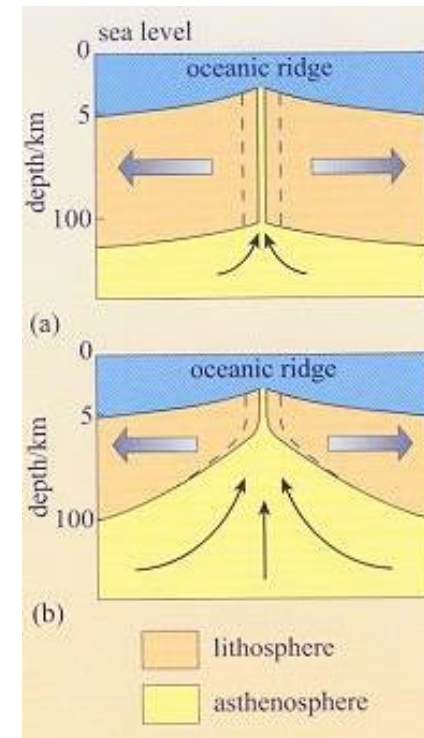
Modelos térmicos para a placa litosférica oceânica

- Modelo simples
- Modelo de placa
- Modelo de camada térmica limite
- Esses modelos devem fornecer temperatura $T(z,t)$; batimetria $d(z,t)$ e fluxo na superfície $q(z=0,t)$ para a idade da crosta oceânica, que atenda ao ajuste obtido com os dados



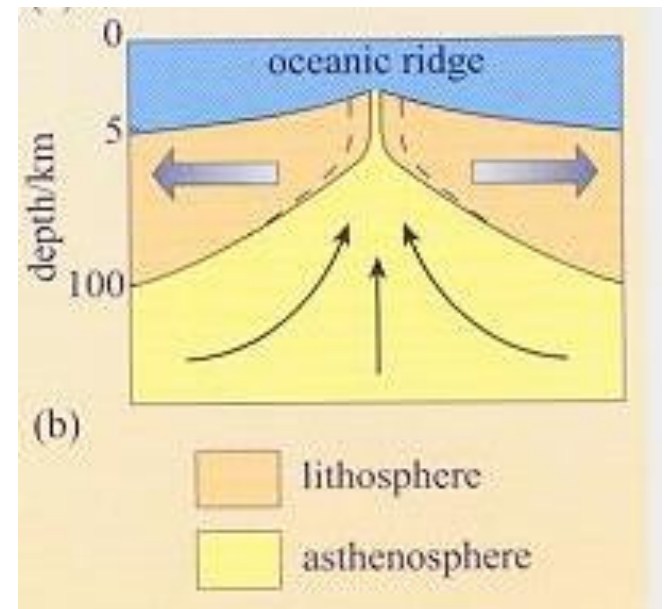
Modelo térmico simples

- *Descrição física do modelo:* criação da placa litosférica no eixo da dorsal meso-oceânica e subsequente resfriamento à medida que ela se afasta da dorsal. Resfriamento da placa implica no aumento da densidade, contração e afundamento no manto subjacente.
- São condições físicas do modelo: a litosfera é composta de material homogêneo e a placa está em equilíbrio isostático.
- Modelo matemático que se aplica: condução de calor em duas dimensões para um meio em movimento. As condições de contorno podem ser especificadas de várias formas e levam a soluções diferentes.



Modelo térmico simples

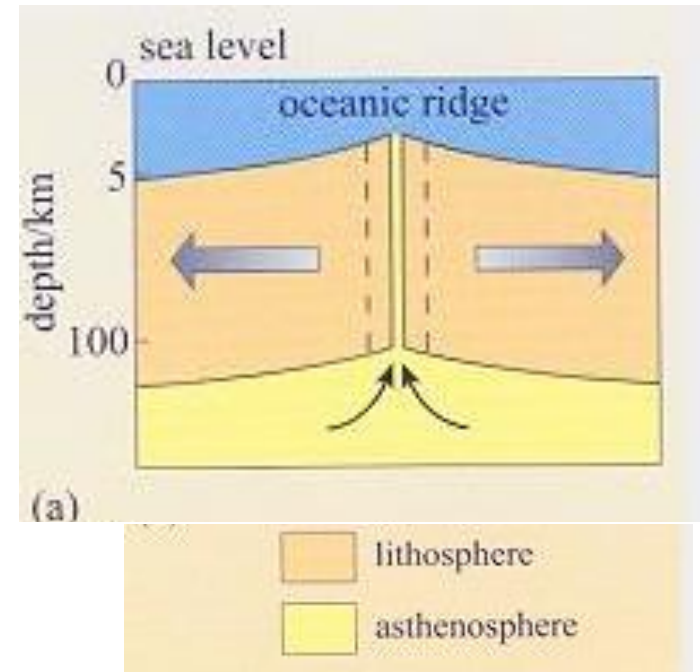
- *Modelo simples (b na figura ao lado):* hipóteses:
- - litosfera é material da astenosfera resfriada;
- - o material tem temperatura constante T_a ao longo do eixo da dorsal;
- - a placa oceânica não apresenta produção interna de calor;
- - cadeia encontra-se alinhada ao longo do eixo y e ocupa a posição $y=0$;
- - temperatura na placa litosférica oceânica encontra-se em equilíbrio;
- - a placa se move com velocidade horizontal constante u na direção x .



Modelo térmico simples

- *Modelo de placa (a na figura ao lado):*
- a placa litosférica oceânica tem espessura constante L , com temperatura igual ao longo de toda a base da litosfera e da dorsal T_a e temperatura nula na superfície.
- À medida que a litosfera se afasta da dorsal e envelhece, ocorre rearranjo da distribuição interna de temperatura e as isotermas vão afundando.

- $T(x=0, z) = T_a$
- $T(x, z=L) = T_a$
- $T(x, z=0) = 0 \text{ }^\circ\text{C}$

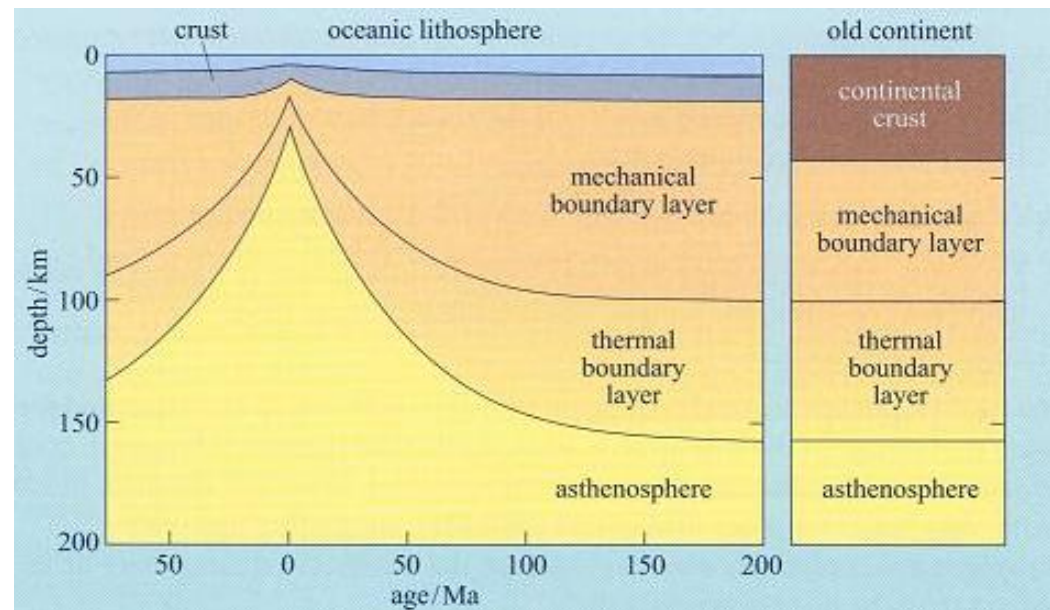


Estrutura térmica da litosfera oceânica

A placa litosférica oceânica: uma camada rígida superior, com transferência de calor basicamente por condução e cuja base é definida através do comportamento mecânico, isto é, a base da litosfera é uma isoterma que representa a transição do comportamento rígido para um comportamento viscoso.

Sob ela existiria uma camada mais quente, viscosa, com comportamento plástico.

A base dessa segunda camada é definida por uma isoterma que represente corretamente o gradiente de temperatura imediatamente abaixo da base da placa rígida.



Estrutura térmica da litosfera oceânica

No manto superior sob essa camada mais viscosa, o gradiente de temperatura é aproximadamente adiabático.

Quando a placa atinge a idade de cerca de 60-70 Ma a camada inferior torna-se instável e um processo de convecção em pequena escala inicia. Isso resulta no aumento do fluxo de calor na base da camada rígida levando a uma estrutura similar ao do modelo de placa, a litosfera não pode mais sofrer espessamento.

