

# Placa sul americana

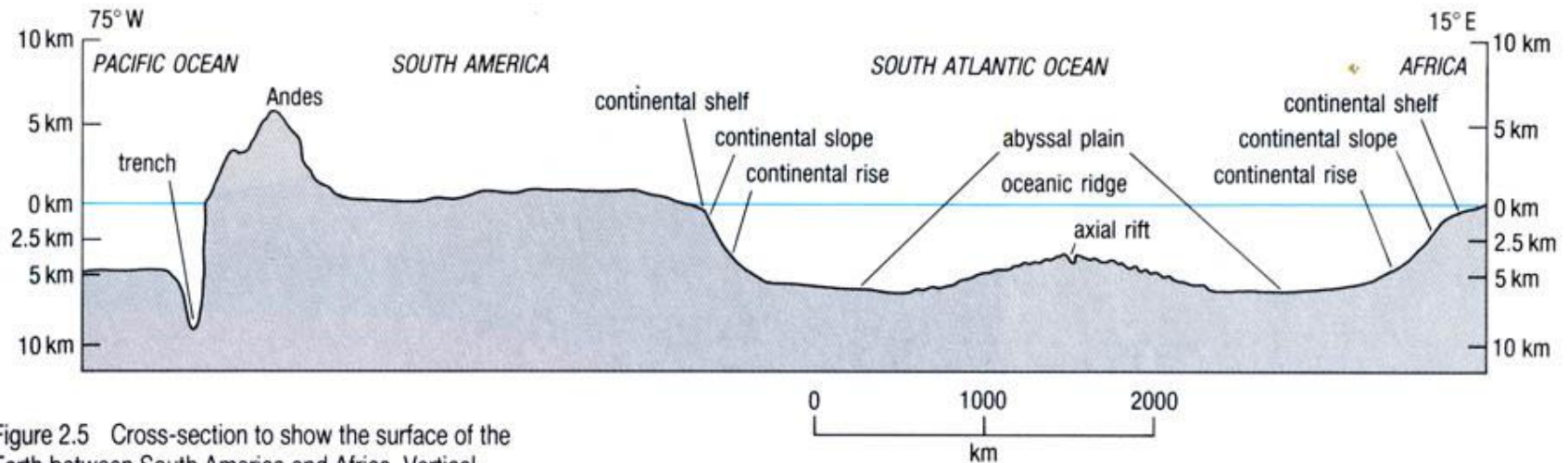


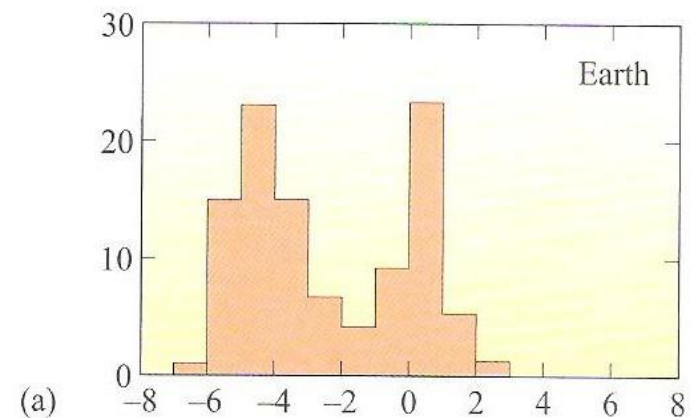
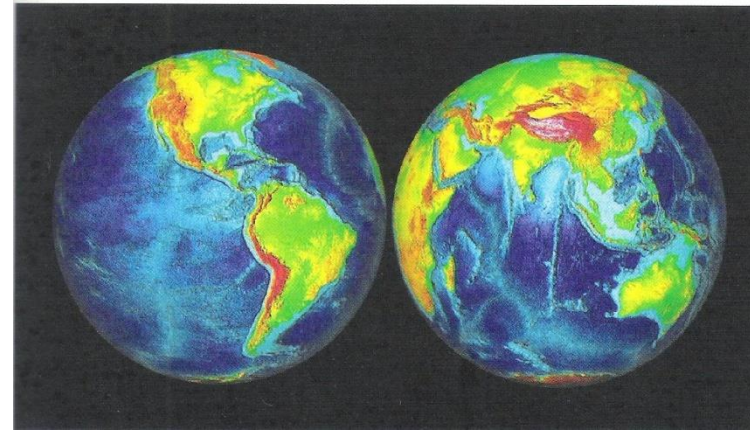
Figure 2.5 Cross-section to show the surface of the Earth between South America and Africa. Vertical exaggeration  $\times 100$ .

Crosta - Litosfera

Litosfera Oceânica e Litosfera Continental

# Superfície da Terra

- Relevo bimodal: dois altos:  $\sim -4,5$  km e  $0,5$  km)
- Por quê?
- Resposta deve considerar os tipos de rochas que compõem a camada mais superficial da Terra e o comportamento mecânico dessa camada.
- A resposta envolve conceitos de crosta, litosfera, astenosfera, isostasia.



Rogers, 2007

# Crosta - composição

	Christensen & Mooney 1995	Rudnick & Fountain 1995	Wedepohl 1995	Taylor & McLennan 1985, 1995	Rudnick & Gao, 2003
SiO <sub>2</sub>	62.4	60.1	62.8	57.1	60.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.9	16.1	15.4	15.9	15.9
FeO <sub>T</sub>	6.9	6.7	5.7	9.1	6.7
MgO	3.1	4.5	3.8	5.3	4.7
CaO	5.8	6.5	5.6	7.4	6.4
Na <sub>2</sub> O	3.6	3.3	3.3	3.1	3.1
K <sub>2</sub> O	2.1	1.9	2.7	1.3*	1.8
Mg#	44.8	54.3	54.3	50.9	55.3

Crosta continental

Em termos composicionais:  
Qual crosta é mais homogênea?  
Que tipo de rocha forma a crosta continental?

\*Updated by McLennan and Taylor, 1996

Average chemical composition (%)

Crosta oceânica

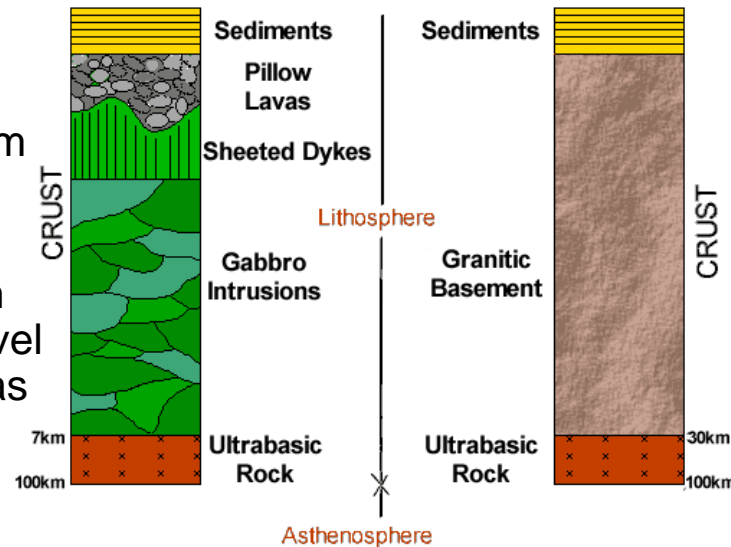
	Granite	Grano-diorite	Diorite	Gabbro	Peridotite	Andesite	Basalt	Komatite
SiO <sub>2</sub>	70.4	66.9	51.9	48.4	43.5	54.9	50.8	44.9
TiO <sub>2</sub>	0.4	0.6	1.5	1.3	0.8	1.0	2.0	0.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.4	15.7	16.4	16.8	4.0	17.7	14.1	3.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.0	1.3	2.7	2.6	2.5	2.4	2.9	2.3
FeO	1.9	2.6	7.0	7.9	9.8	5.6	9.1	11.5
MnO	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	0.8	1.6	6.1	8.1	34.0	4.9	6.3	33.0
CaO	2.0	3.6	8.4	11.1	3.5	7.9	10.4	3.8
Na <sub>2</sub> O	3.2	3.8	3.4	2.3	0.6	3.7	2.2	0.01
K <sub>2</sub> O	5.0	3.1	1.3	0.6	0.3	1.1	0.8	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.2	0.4	0.2	0.1	0.3	0.2	0.03

# Crosta continental e crosta oceânica

Crosta oceânica:  
Espessura entre 6 e 8 km  
Mais homogênea e uniforme, tipicamente basaltos e gabros e com estrutura sísmica aplicável à várias bacias oceânicas

Densidade de 2800 a 3000 kg/m<sup>3</sup>

Moho na média: menor ou igual a 10 km de profundidade



Crosta continental:

Espessura média 38 km, variação 15 a 75 km

Complexa e variável em várias escalas de comprimento e espessura.

Porção superior com rochas de composição granodiorítica e porção inferior com granulitos.

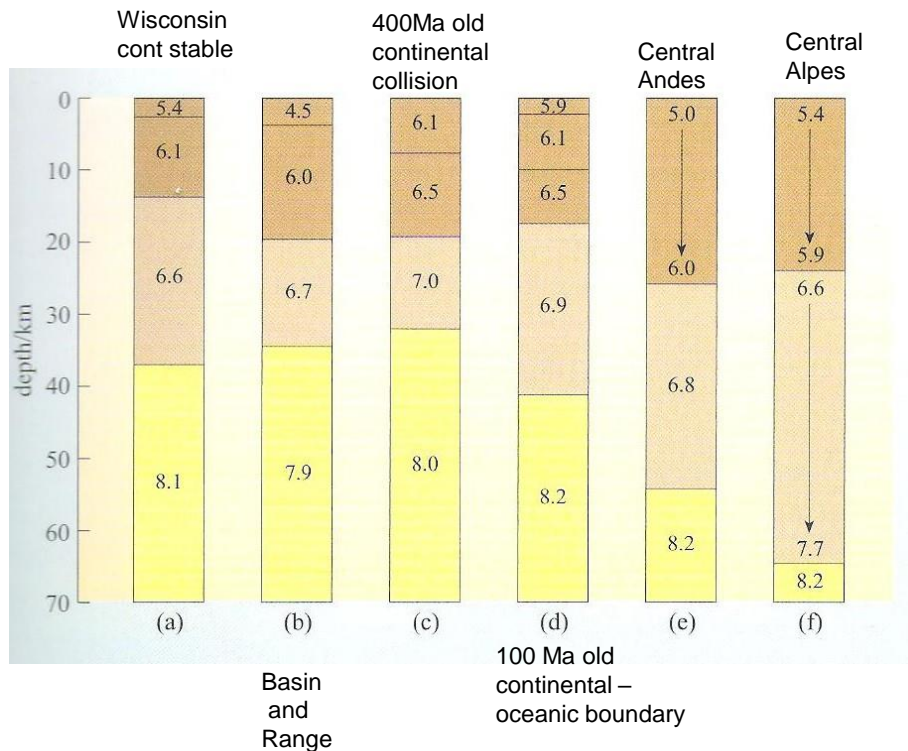
Algumas vezes ocorre separação mais brusca de velocidade sísmica entre as duas camadas, definindo a Descontinuidade de Conrad

Densidade de 2600 a 2800 kg/m<sup>3</sup>

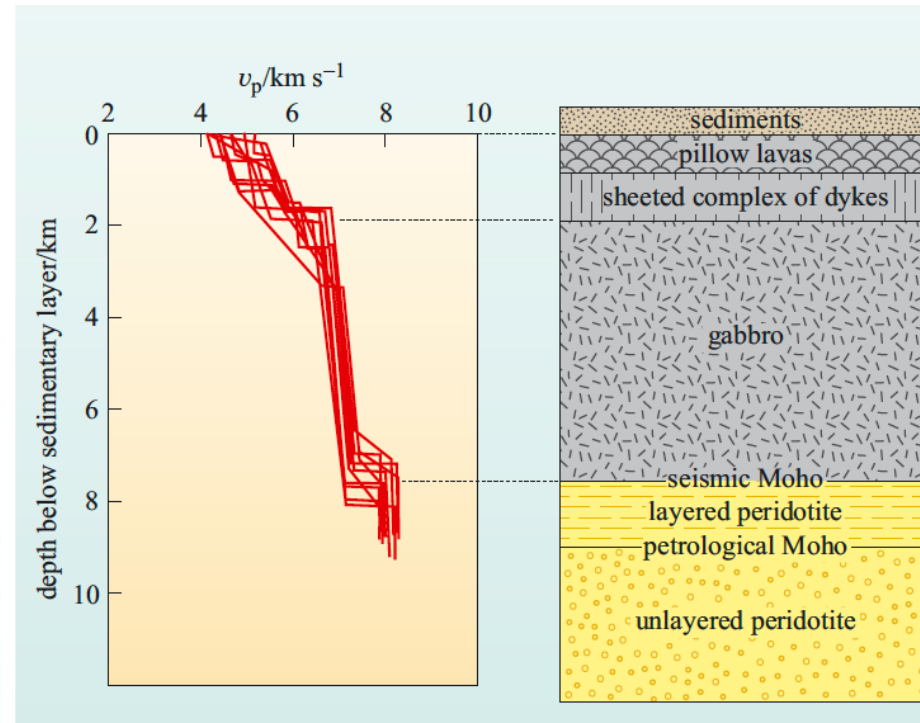
Moho na média: há 35 km de profundidade

# Crosta

## Crosta continental



## Crosta oceânica



Porque tanta diferença em espessura e composição entre crosta continental e oceânica?

# Litosfera

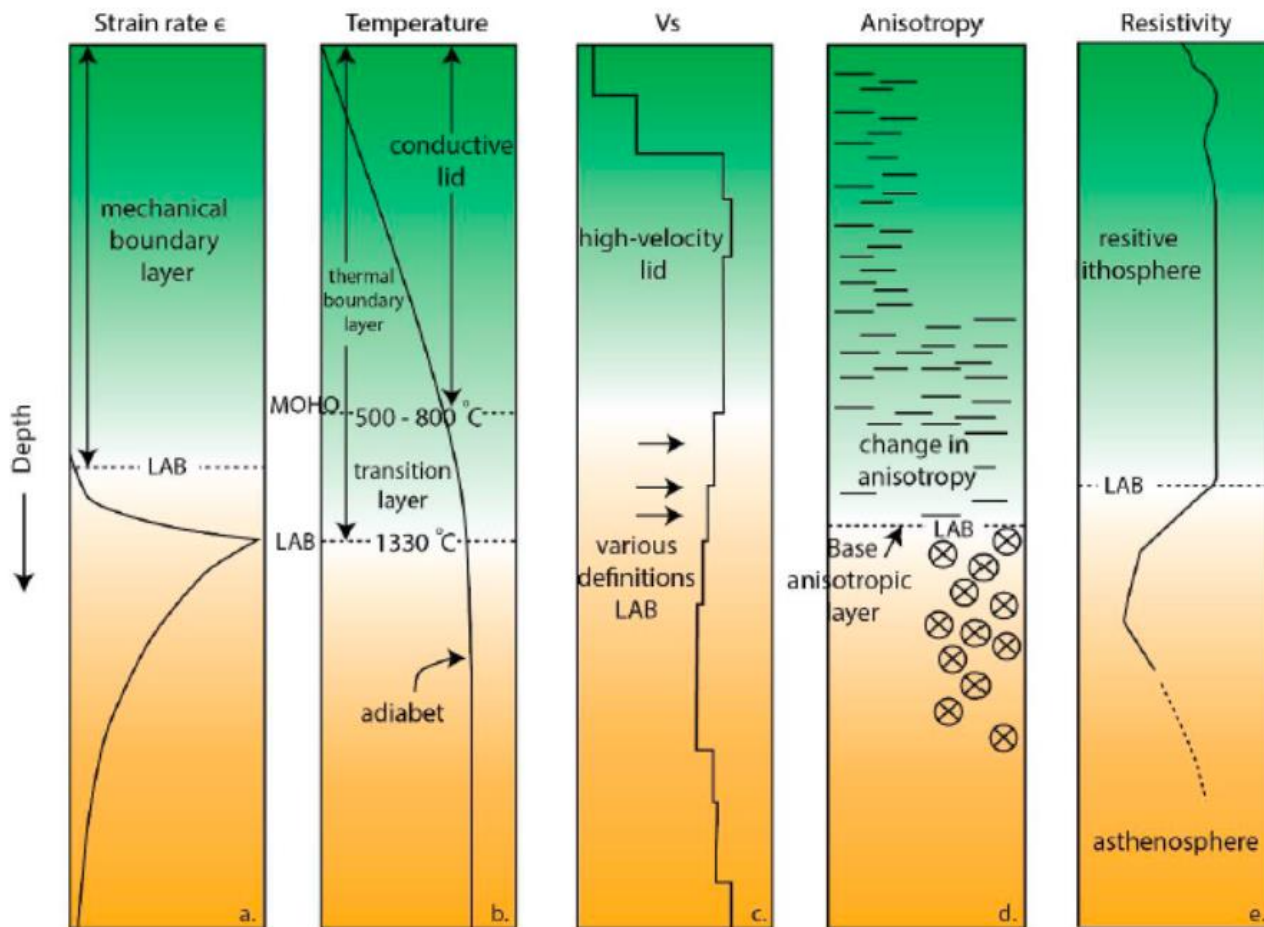
- What is the Lithosphere?

- Donald W. Forsyth, Brown University

- <http://www.geophysics.rice.edu/margins/workshop.reports/forsyth/Forsyth.htm>

Litosfera: definição mecânica, térmica e Geofísica

- There are several possible definitions of the lithosphere. It could be defined as the thermal boundary layer at the surface of the earth, or the high velocity lid of the mantle overlying the seismic low-velocity zone, or the thick layer that translates with the drifting plates.



# Litosfera

## What is the Lithosphere?

The most useful definition, however, may be in the sense that the term was originally employed, in terms of its mechanical properties. "Lithosphere" is a mechanically strong portion of the crust and/or mantle that does not undergo significant viscous relaxation on the time scale of interest and deforms elastically up to the point that it fails in a brittle fashion. The yield strength of the lithosphere is expected to increase with depth, i.e., increasing confining pressure, until the strength curve for brittle failure intersects the stress-strain rate curve for ductile flow at elevated temperatures (Figure 1). The stresses involved in ductile flow decrease rapidly with depth and relax with time, so this lower part of the lithosphere contributes little to long-term, flexural support of lithospheric loads.

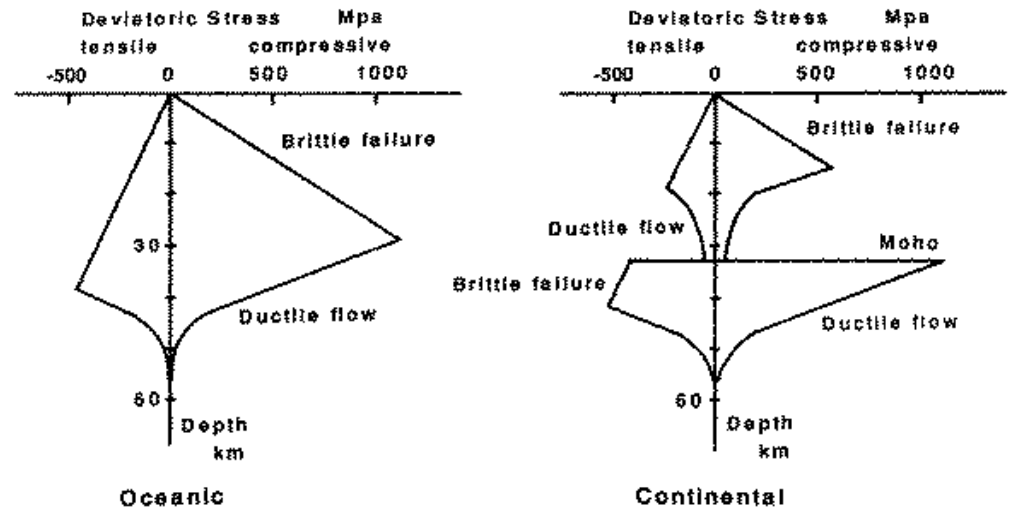
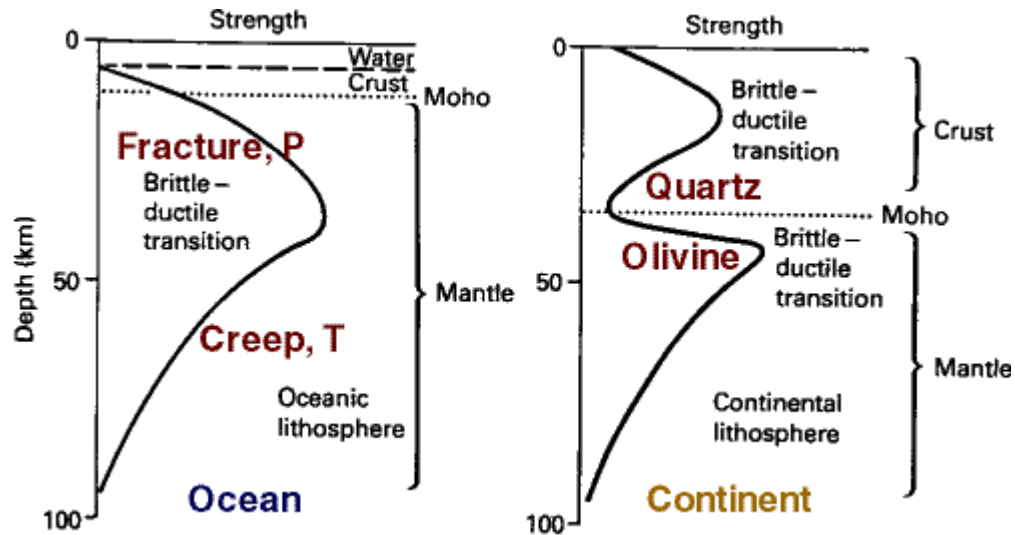


Figure 1. Typical yield stress envelopes for lithospheric flexure. Depth to the ductile flow regime depends on composition, geothermal gradient and strain rate. Compositional stratification in the continents will sometimes lead to development of a crustal asthenosphere separating upper crustal and uppermost mantle lithospheres.

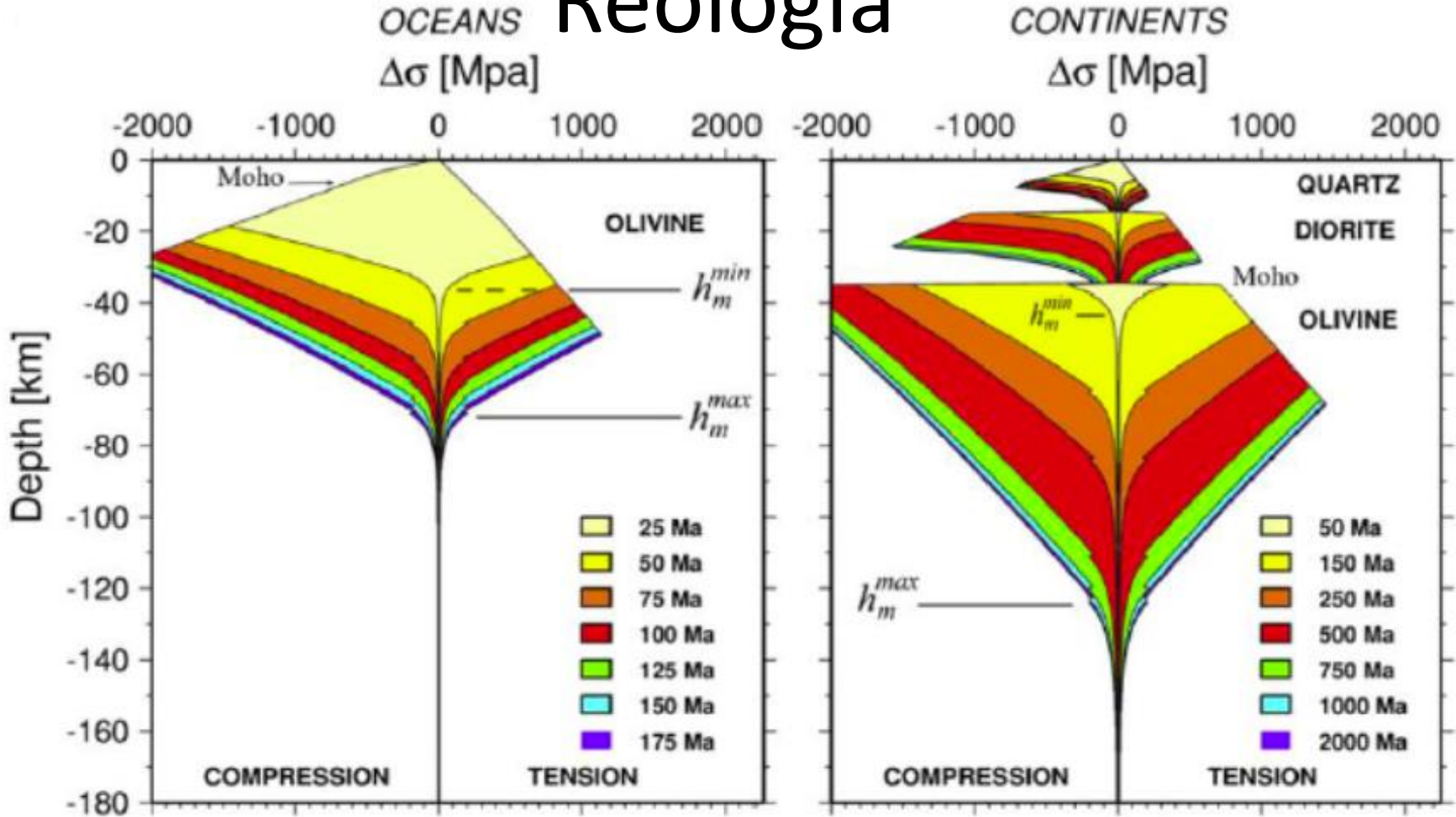
# Listosfera-astenosfera e reologia



The radially layered model of the Earth's interior assumes spherical symmetry. This is not valid for the crust and upper mantle. These outer layers of the Earth show important lateral variations. The crust and uppermost mantle down to a depth of about 70–100 km under deep ocean basins and 100–150 km under continents are rigid, forming a hard outer shell called the *lithosphere*. Beneath the lithosphere lies the *asthenosphere*, a layer in which seismic velocities often decrease, suggesting lower rigidity. It is about 150 km thick, although its upper and lower boundaries are not sharply defined. This weaker layer is thought to be partially molten; it may be able to flow over long periods of time like a viscous liquid or plastic solid, in a way that depends on temperature and composition. The asthenosphere plays an important role in plate tectonics, because it makes possible the relative motions of the overlying lithospheric plates.



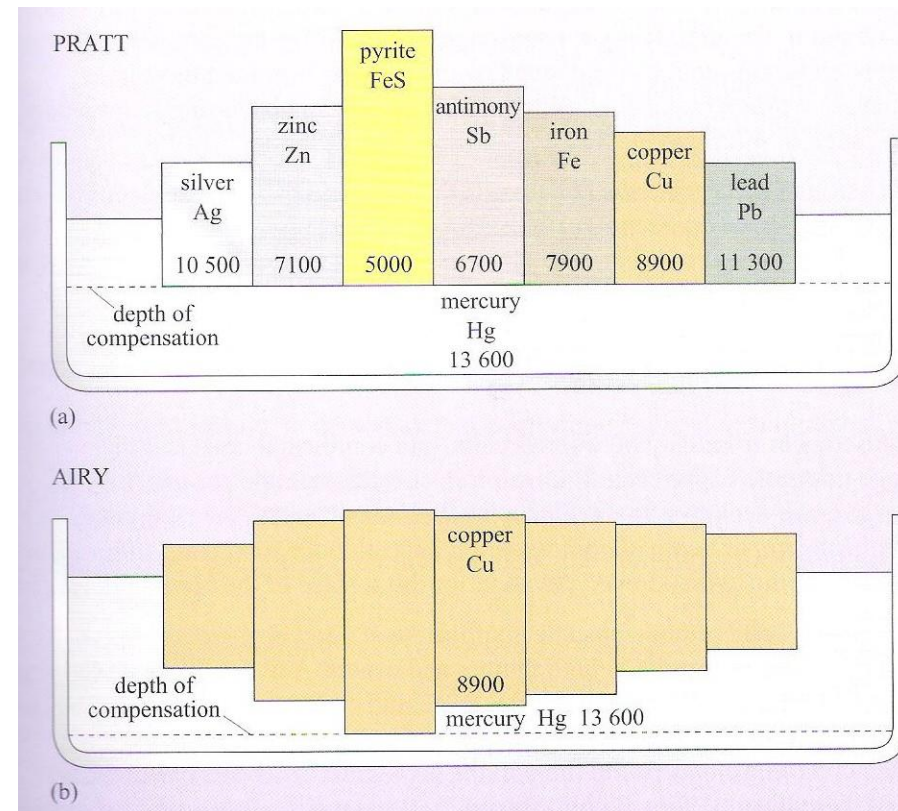
# Reologia



Em que regime é mais fácil romper a crosta? Que tipo de crosta é mais fácil de ser rompida, continental ou oceânica? Por qual razão? Qual a implicação para a tectônica de placas, mais especificamente Ciclo de Wilson?

# Litosfera, Astenosfera, Isostasia

- Carga aplicada na superfície: a litosfera subside dentro da astenosfera.
- Carga removida: a litosfera sobe novamente.
- Princípio de Arquimedes aplicado em grande escala.
- Quando considera a Terra é conhecido como **Isostasia** e controla a topografia superficial.
- Mecanismos para atingir equilíbrio são variados, envolvendo compensação local, apenas sob a carga, ou regional, afetando uma área maior.
- O que controla esse mecanismo? Tamanho da carga, idade da litosfera quando a carga foi colocada, condições reológicas da litosfera.

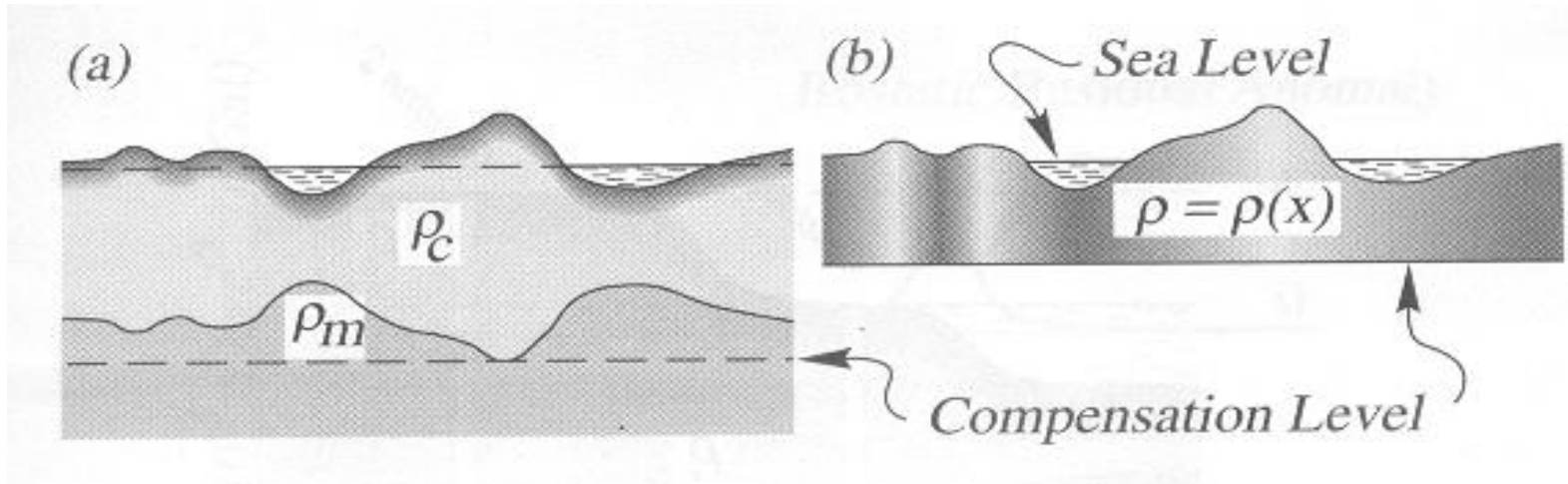


# Isostasia

- Isostasia é o reequilíbrio constante no deslocamento do volume de um fluido (a astenosfera) pela flutuação de um sólido (a litosfera), ou seja, deve existir uma profundidade onde a pressão litostática é igual. Quanto mais pesada a camada litosférica, maior volume de material astenosférico deve ser deslocado para que o equilíbrio se mantenha.
- As grandes extensões das placas e a elevada viscosidade dos materiais envolvidos tornam este processo extremamente lento e sujeito a vários efeitos, como erosão e sedimentação e o movimento horizontal das placas.
- Quando uma região da litosfera atinge o equilíbrio entre o peso relativo da placa litosférica e a sua espessura inserida na astenosfera, diz-se que está em equilíbrio isostático.

# **MODELOS DE COMPENSAÇÃO ISOSTÁTICA LOCAL**

# Modelos de compensação isostática local



Modelo de Airy

Modelo de Pratt

Modelos simples, onde o efeito da carga é compensado localmente. Ou seja, o reequilíbrio acontece todo sob a carga.

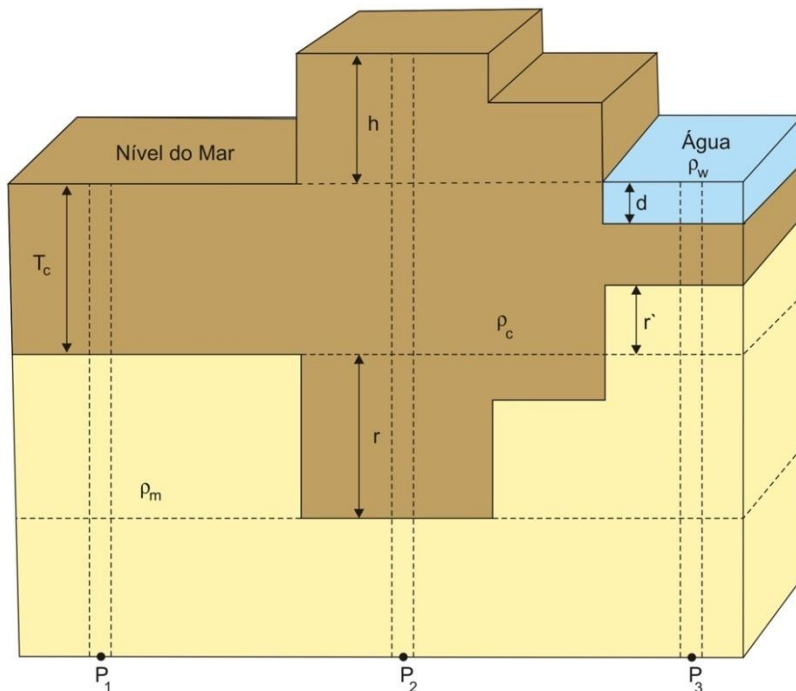
Implicação: presença de falhamentos verticais em toda a crosta. Crosta com zero de rigidez flexural, isto é, não é capaz de suportar a presença de carga topográfica.

# Modelos de compensação isostática local

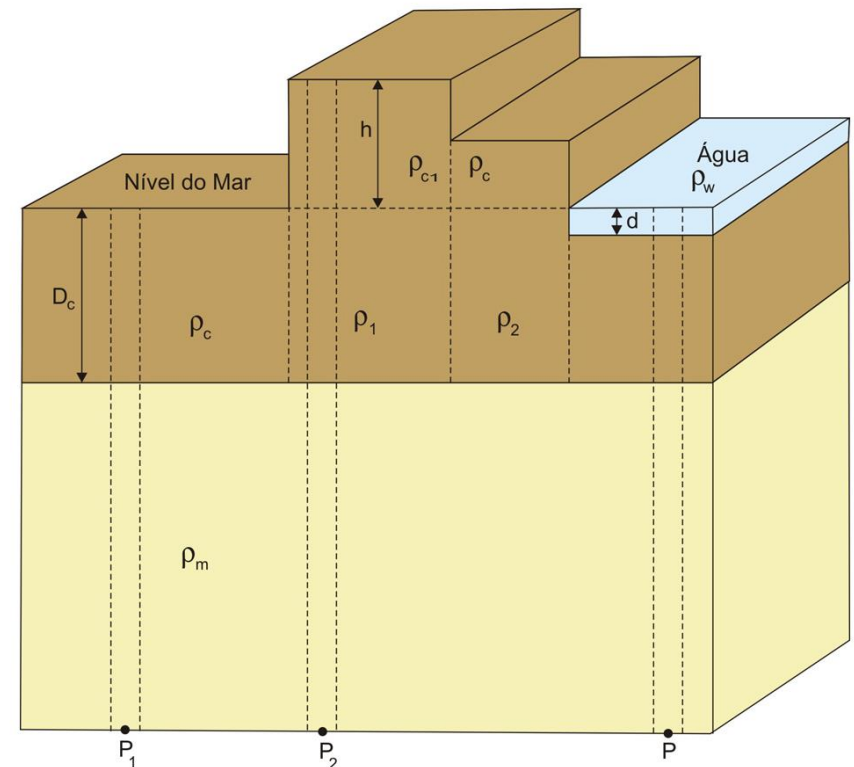
Em ambos modelos deve-se sempre pensar no equilíbrio de pressão a uma determinada profundidade.

Em Airy o desconhecido é a espessura da raiz /anti-raiz. Em Pratt, a variável a ser determinada é a variação lateral de densidade abaixo da montanha.

## Modelo de Airy

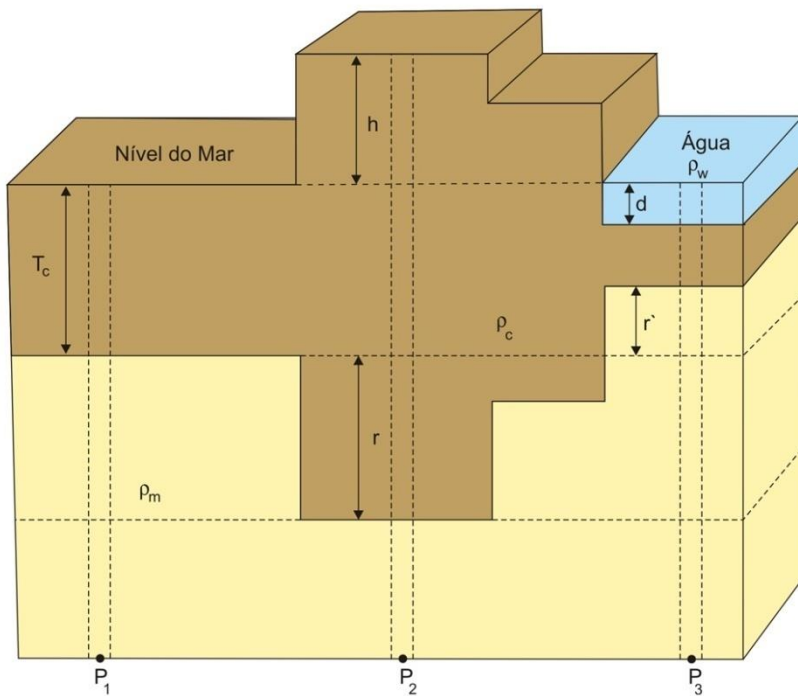


## Modelo de Pratt



# Modelo de Airy (1855) – Heiskanen

## Modelo de Airy (1931)

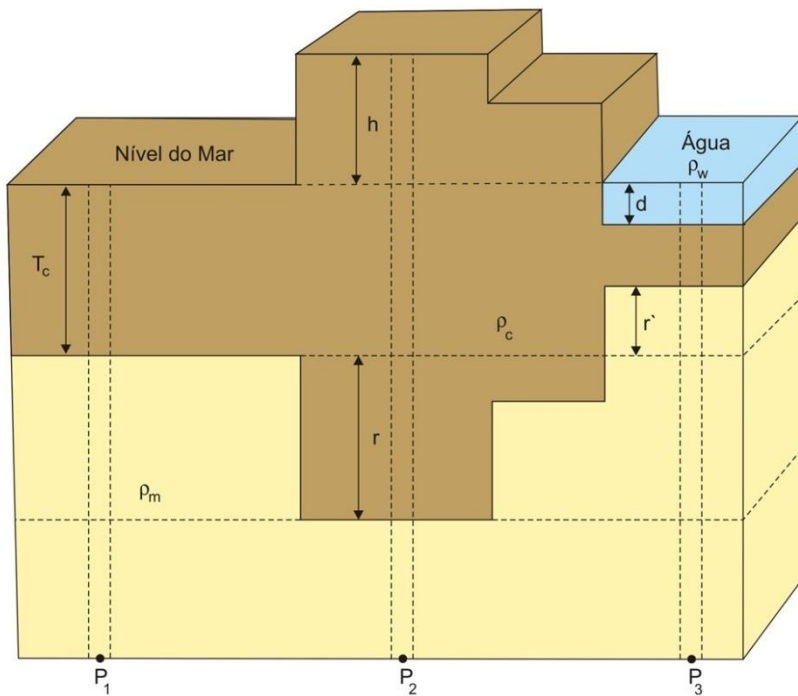


Hipóteses do modelo:

- a compensação isostática é uniforme;
- a crosta, como um todo, está flutuando em uma “camada de sima” de acordo com o princípio de Arquimedes;
- as massas que compensam estão diretamente sob as montanhas e oceanos;
- a densidade da crosta é  $\rho_c$  em todo lugar e toda profundidade, e a densidade da “camada sima” é  $\rho_m$  em todo lugar e profundidade;
- a espessura da crosta  $T_c$  ao nível do mar.

# Modelo de Airy (1855) – Heiskanen

## Modelo de Airy (1931)



Igualando a pressão hidrostática em colunas verticais com seção transversal de área unitária, posicionadas sob as montanhas, bacias e crosta continental não afetada por topografia, veremos que a montanha de altura  $h_1$  terá uma raiz dada por:

$$r_1 = \frac{h_1 \rho_c}{\rho_m - \rho_{uc}}$$

enquanto que uma feição a uma profundidade  $d$  abaixo do nível do mar terá uma anti-raiz dada por:

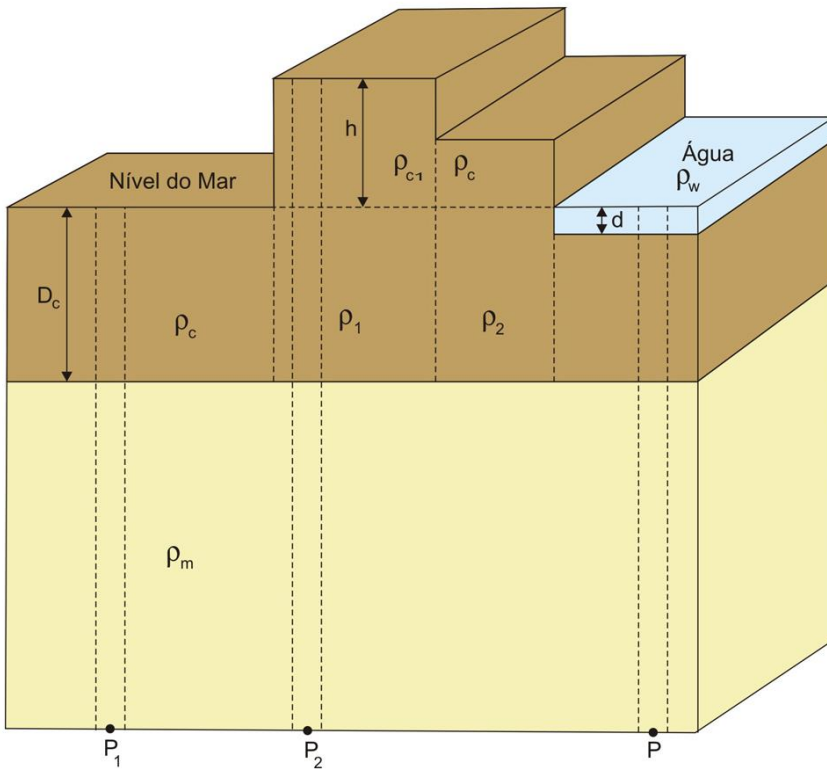
$$r_3 = \frac{d(\rho_c - \rho_w)}{\rho_m - \rho_c}$$

onde  $\rho_c$ ,  $\rho_m$ ,  $\rho_w$  são as densidades da crosta, do manto e da água e, assumem os valores médios de 2800, 3330 e 1000  $\text{kg.m}^{-3}$  respectivamente.



# Modelo de Pratt (1859) – Hayford (1909)

## Modelo de Pratt

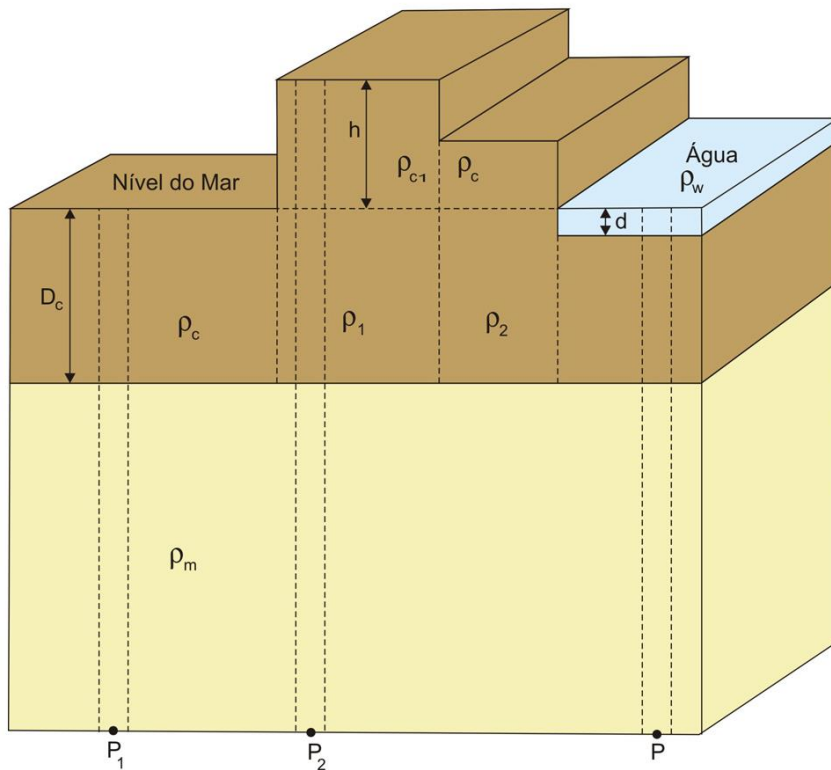


Hipóteses do modelo:

- a compensação isostática é uniforme;
- a camada de compensação está diretamente sob as montanhas e vai até a profundidade de compensação  $D_c$ , onde o equilíbrio prevalece;
- a densidade da crosta acima do nível do mar (nas montanhas) é a mesma que ao nível do mar; é difícil de ser modelada e acabou sendo abandonada
- a densidade da crosta abaixo do nível do mar varia lateralmente, sendo menor sob as montanhas que sob os oceanos;
- a profundidade de compensação é constante em todo lugar.

# Modelo de Pratt (1859) – Hayford (1909)

## Modelo de Pratt



Igualando a pressão hidrostática em colunas verticais com seção transversal de área unitária, posicionadas sob as montanhas, bacias e crosta continental não afetada por topografia, veremos que a montanha de altura  $h_1$  terá o menor valor de densidade dada por:

$$\rho_1 = \rho_c \frac{D_c}{h_1 + D_c}$$

enquanto que uma feição a uma profundidade  $d$  abaixo do nível do mar terá uma densidade maior dada por:

$$\rho_d = \frac{\rho_c D_c - \rho_w d}{D_c - d}$$

onde  $\rho_c$ ,  $\rho_m$ ,  $\rho_w$  são as densidades da crosta, do manto e da água e, assumem os valores médios de 2800, 3330 e 1000 kg.m<sup>-3</sup> respectivamente  $D_c$  é a espessura de compensação.

# **MODELOS DE COMPENSAÇÃO ISOSTÁTICA REGIONAL**

# Modelo isostáticos regionais

a- Local

b- Regional

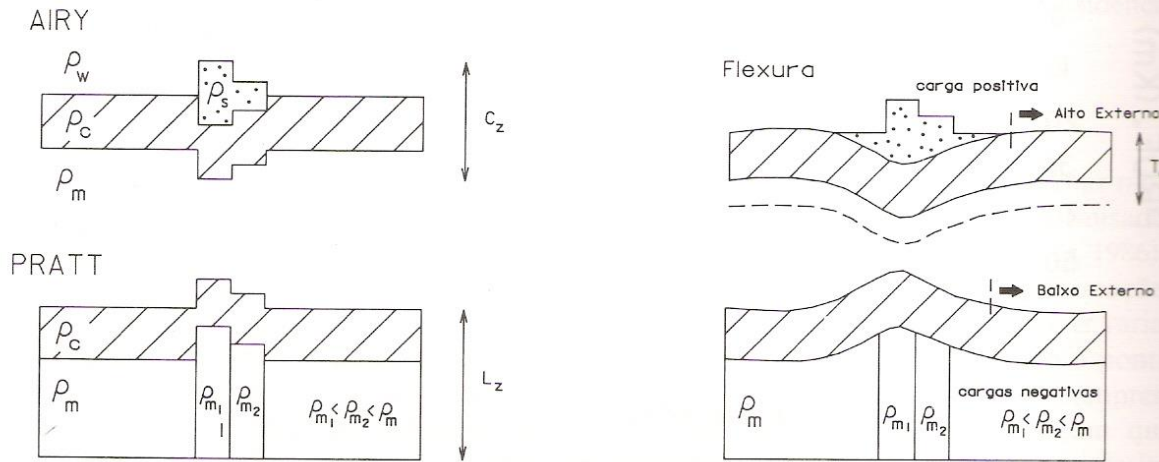
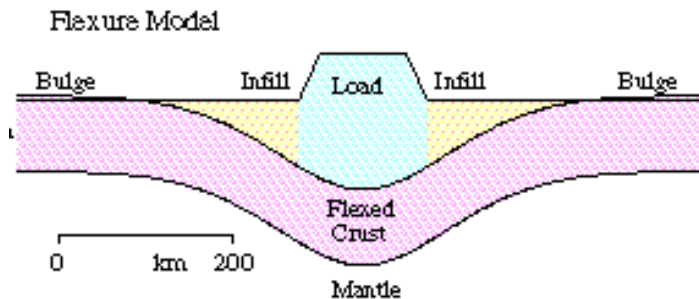


Fig. 3 — Mecanismos de compensação (isostasia). A compensação local implica uma litosfera desprovida de resistência lateral a qualquer sobrecarga. Já na compensação regional, existe resistência que é expressa pela rigidez flexural (*flexural rigidity*). No modelo Airy, a litosfera possui densidade constante, enquanto que no modelo Pratt a litosfera apresenta variações laterais de densidade (Karner e Dewey, 1986). Cz — espessura da crosta; Lz — profundidade da compensação na litosfera; Te — espessura elástica efetiva.

Modelo alternativos que consideram a rigidez da litosfera: modelos de compensação regional. Ex. modelo de placa elástica e contínua; modelo visco-elástico.

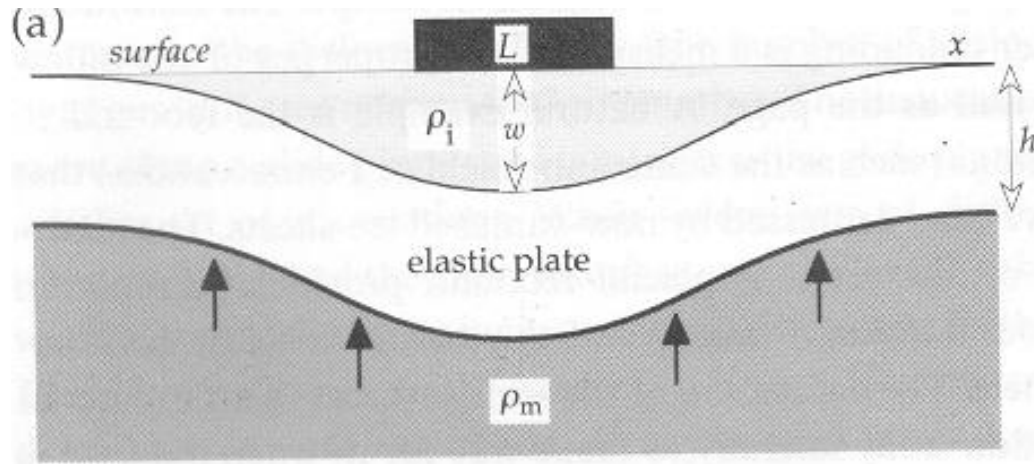
Rigidez da placa: capacidade da placa em suportar esforços sem se romper.

# Modelo de flexura da placa elástica



- Materiais elásticos deformam quando uma força é aplicada e retornam à posição original quando a força é removida. Rochas à baixa pressão e temperatura comportam-se como materiais elásticos quando são submetidas a forças que não sejam muito grandes. As propriedades elásticas não dependem da direção.
- A deformação plástica é uma deformação contínua, irreversível e que ocorre sem fraturamento.
- Na tectônica de placas a litosfera é uma camada rígida, fina que flutua sobre o manto. Em tempos geológicos (milhões de anos) a litosfera comporta-se elasticamente e o manto como um fluido viscoso. Para tempos geológicos pequenos (propagação de ondas sísmicas) ambos se comportam como sólidos elásticos.

# Modelo de flexura da placa elástica



Modelo de flexura da placa elástica - hipóteses:

placa infinita em  $y$ ; de comprimento  $L$  em  $x$ ; espessura  $h$ ;

força vertical por unidade de comprimento  $V_A$  (N/m) aplicada no centro da placa resultando na deformação  $w$ .

Tanto a espessura da placa,  $h$ , como a deformação da placa,  $w$ , são muito menores do que o comprimento  $L$  da placa,  $h \ll L$ ,  $w(x) \ll L$ .

# Modelo de flexura da placa elástica

- Supondo que a placa está em equilíbrio sob a ação de todas as forças e torques, a equação diferencial para a deflexão de uma placa elástica fina em função da distância horizontal  $x$  é:

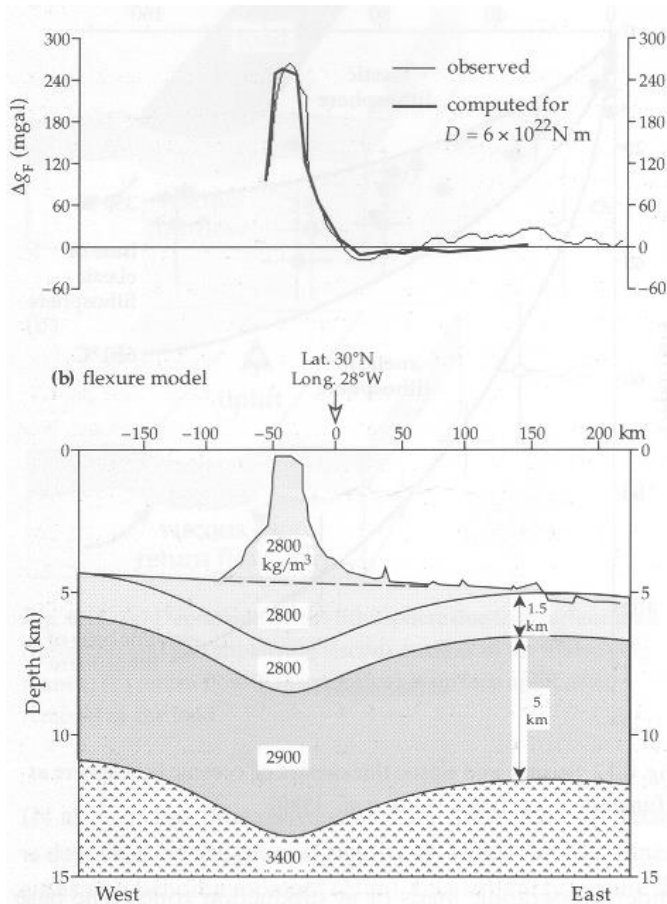
$$D \frac{d^4 w}{dx^4} = V(x) - H \frac{d^2 w}{dx^2}$$

- onde  $w(x)$  é a deflexão da placa;  $V(x)$  é a força vertical, por unidade de comprimento, aplicada à placa,  $H$  é a força horizontal constante por unidade de comprimento; e  $D$  é a rigidez flexural da placa definida como:

$$D = \frac{E T e^3}{12(1 - \nu^2)}$$

- onde  $E$  é o módulo de Young,  $\nu$  é a razão de Poisson (parâmetros elásticos que relacionam esforço e deformação) e  $T e$  é a espessura elástica efetiva da placa, isto é, o quanto da placa se comporta de forma elástica.  $E$  varia entre 10 e 100 GPa,  $\nu$  entre 0,1 e 0,4. Para a crosta os valores usuais são:  $E = 70$  GPa,  $\nu = 0,25$ .
- Para maiores informações sobre a teoria de flexura de placa elástica consulte o livro do Turcotte e Schubert – Geodynamics.

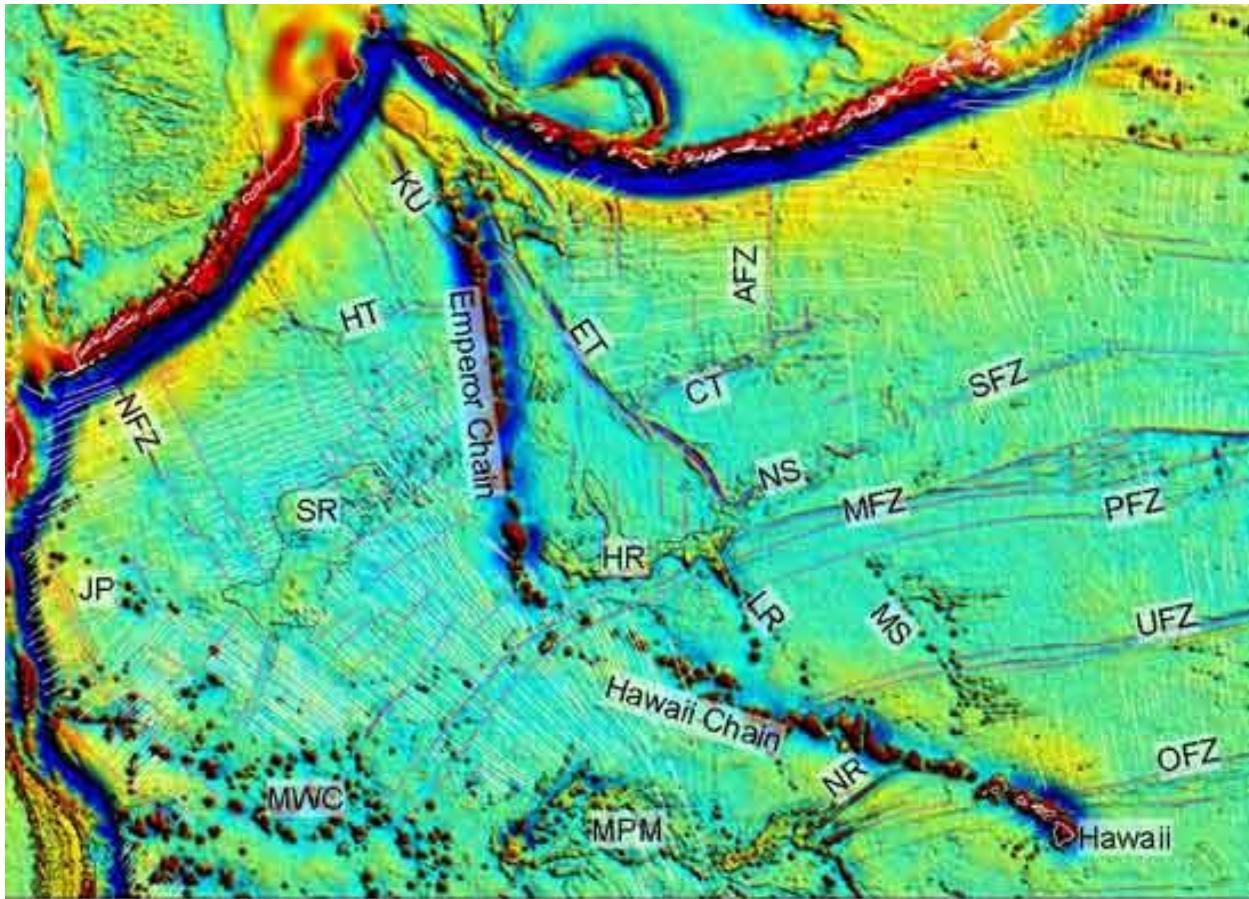
# Modelo de flexura da placa elástica



comparação entre a anomalia ar-livre observada e calculada com um modelo de placa elástica para o monte submarino Great Meteor (Lowrie, 1997).



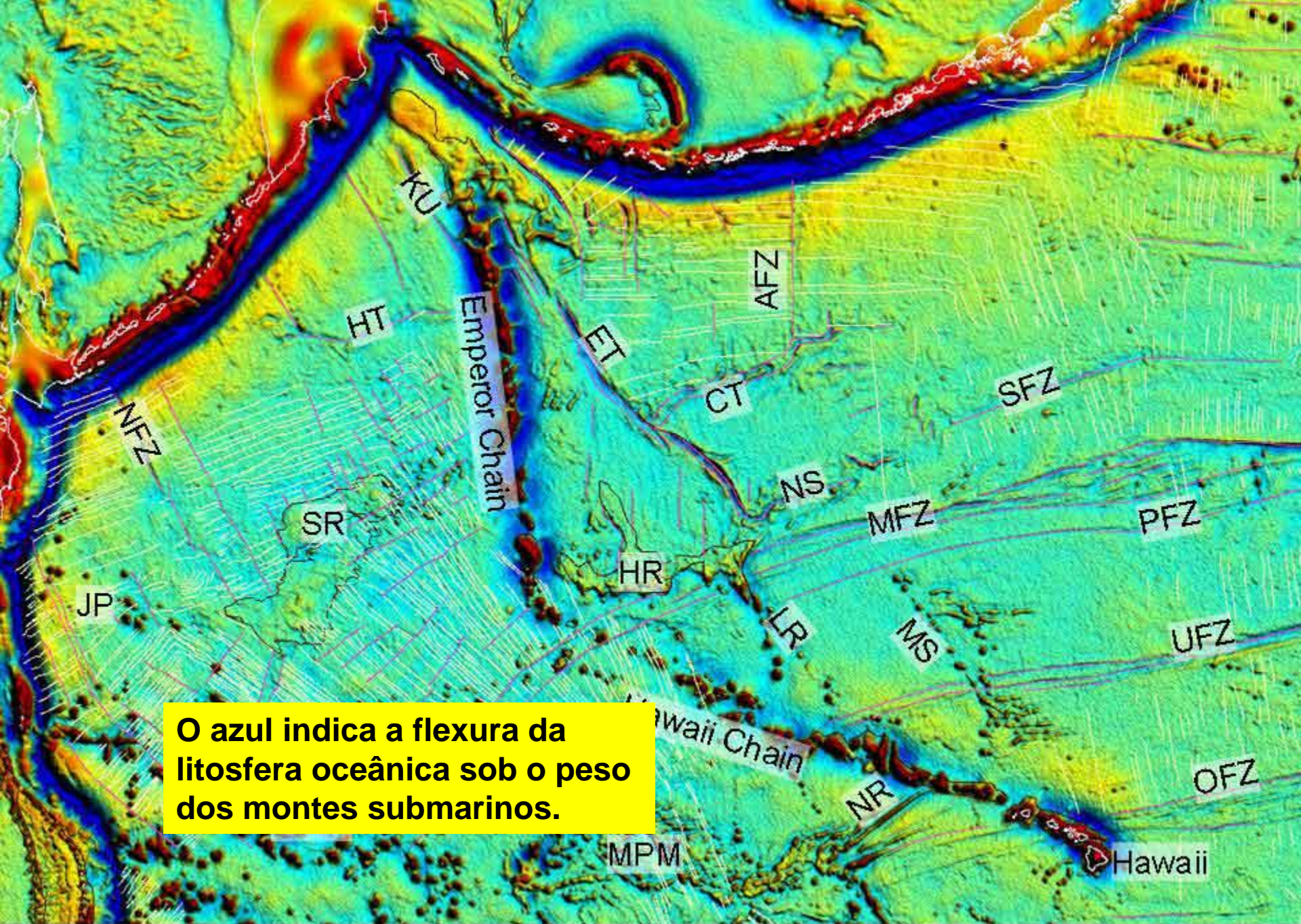
# Mapa de anomalia ar-livre do Hawaii



0 1000 km

Figure 1

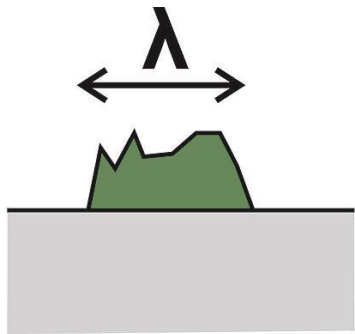
<http://www.mantleplumes.org/Hawaii2.html>



O azul indica a flexura da litosfera oceânica sob o peso dos montes submarinos.

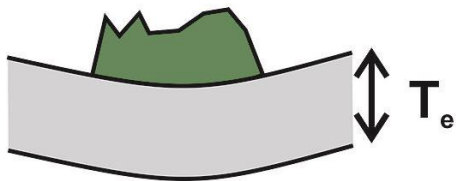
Figure 1

# Espessura elástica efetiva e comprimento de onda (tamanho da carga)



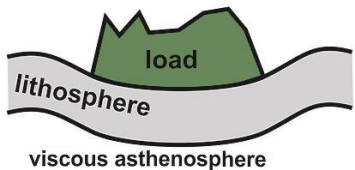
Litosfera muito rígida ou carga muito pequena

$$T_e > \lambda \quad (\text{no isostasy})$$



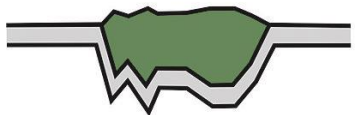
$$T_e \approx \lambda \quad (\text{regional isostasy})$$

Rigidez flexural da litosfera comparável com o tamanho da carga



$$T_e \ll \lambda \quad (\text{regional isostasy})$$

Rigidez flexural da litosfera é muito menor do que o tamanho da carga – deformação maior da litosfera

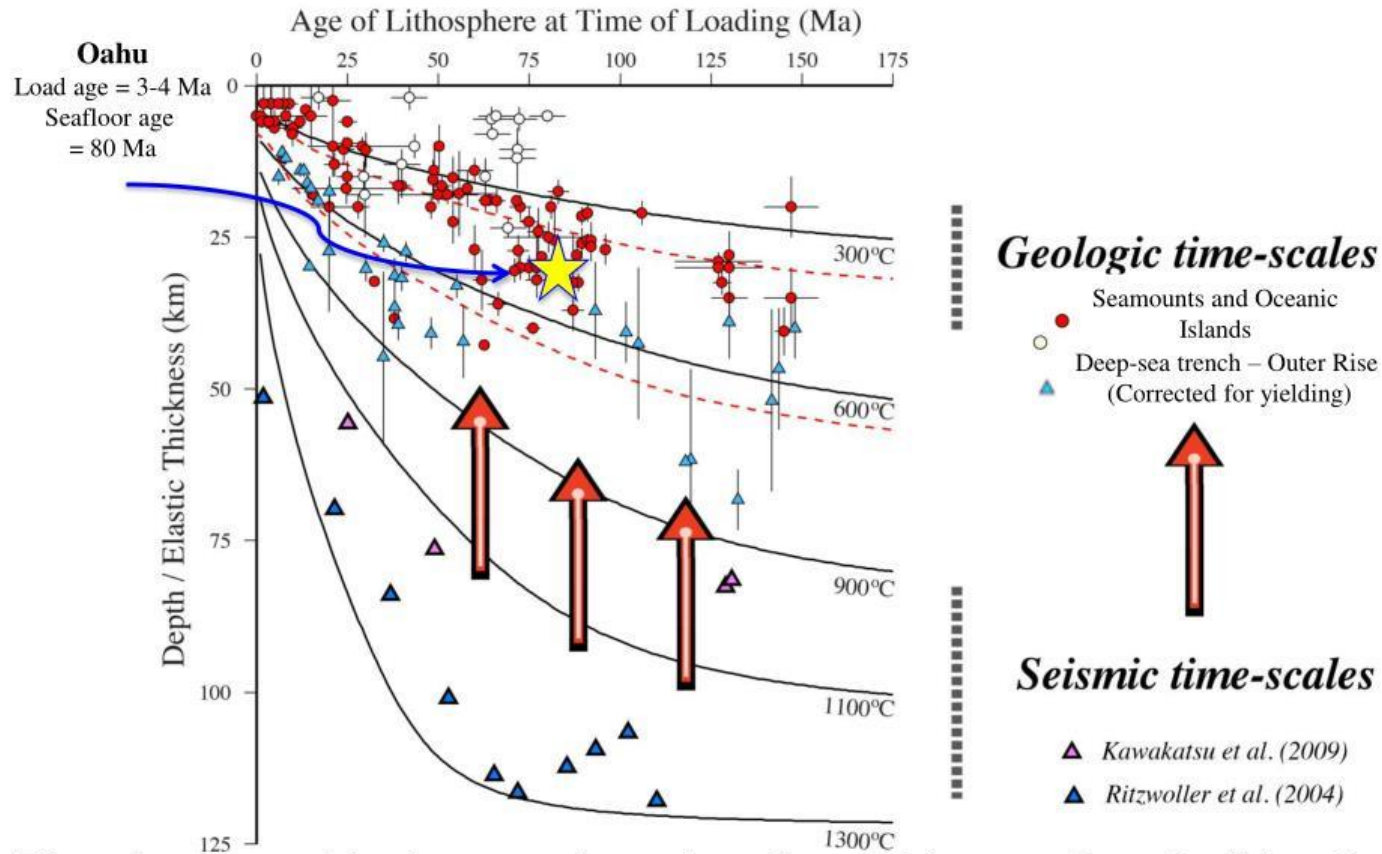


$$T_e \approx 0 \quad (\text{local isostasy})$$

No caso limite em que a rigidez flexural da litosfera é nula tem-se o modelo local de Airy.

# Espessura elástica efetiva

The behavior of oceanic lithosphere on seismic to geologic time-scales

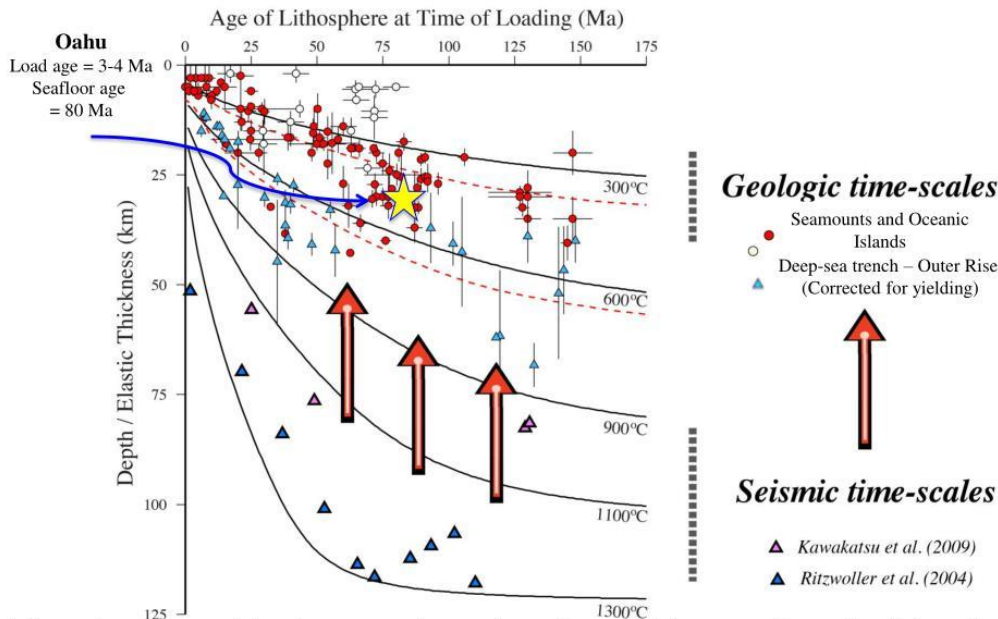


There is a competition between thermal cooling which strengthens the lithosphere and a stress-induced relaxation which weakens the lithosphere

$$T_e \sim 1/3 T_{se}$$

# Espessura elástica efetiva

The behavior of oceanic lithosphere on seismic to geologic time-scales



There is a competition between thermal cooling which strengthens the lithosphere and a stress-induced relaxation which weakens the lithosphere

$$T_e \sim 1/3 T_{se}$$

O que importa no comportamento da litosfera é a sua idade, e portanto o seu estado termal, quando uma carga é colocada nela. Se a litosfera for jovem, seu comportamento se aproxima de compensação local, se a litosfera for velha, e mais fria, a carga precisará ser muito grande para flexionar a litosfera. A intrusão de material quente tende a rejuvenescer a litosfera, tornando-a mais frágil.

# Modelo visco-elástico

Outra situação reológica considerada com frequência no modelo flexural é a do comportamento visco-elástico, que se caracteriza por apresentar uma diminuição da rigidez flexural com o tempo, fazendo com que a litosfera vá se aproximando do modelo de compensação local.

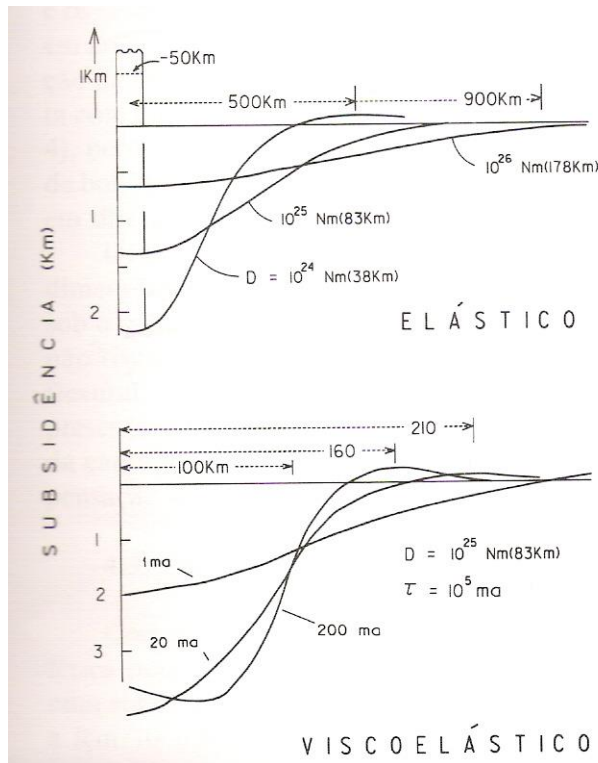


Fig. 4 — Modelo flexural elástico e visco-elástico. As deflexões do modelo elástico (Beaumont, 1981) ilustradas respondem a uma carga aplicada para diferentes valores de rigidez flexural ( $D$ ). Notar que a profundidade do centro da depressão diminui, enquanto a sua largura aumenta, com o progressivo aumento da rigidez flexural. A ombreira flexural, na borda da bacia, é mais acentuada na situação de menor rigidez flexural. No modelo visco-elástico (Beaumont, 1978), as deflexões resultam da diminuição progressiva da rigidez flexural com o tempo, para uma determinada rigidez flexural inicial.  $D$  — rigidez flexural,  $\tau$  — constante de decaimento. Entre parênteses, espessura elástica.

*An elastic and elasticoviscous model. Deflections of the elastic model (Beaumont, 1981) as shown respond to a load applied for different flexural rigidity values ( $D$ ). Note that the depth of the center of the depression decreases and width increases as flexural rigidity increases. The flexural shoulder on the basin border is more pronounced when there is less flexural rigidity. In the elasticoviscous model (Beaumont, 1978), deflections result from the progressive loss of flexural rigidity with time for a determined initial flexural rigidity.  $D$  — flexural rigidity,  $\tau$  — decay constant. Elastic thickness in parentheses.*