Aula 15
Subsidência de Bacias

Plano da Aula

Introdução

Bacias oceânicas

- Compensação isostática, contração térmica, topografia.
- Mudanças no nível do mar.

Bacias sedimentares:

- Subsidência térmica
- Subsidência termo-mecânica.

Introdução

De acordo com a termodinâmica o esta-do de um corpo é dado pelas variáveis de estado.

No caso do interior da Terra escolhemos como variáveis de estado

- Pressão (P)
- Temperatura (T)

Qualquer outra variável é expressa em função de P e T.

Relações termodinâmicas

Assim, dada uma dependência geral do volume específico ($v=1/\rho$) com P e T:

$$dv = (\partial v/\partial T)_P \, dT + (\partial v/\partial p)_T \, dp$$

A compressibilidade isotérmica β é

$$\beta = (-1/v) \, (\partial v/\partial p)_T$$

e o coeficiente de expansão térmica é

$$\alpha_v = (1/v) \, (\partial v/\partial T)_P$$

pelo que

$$dv = -v\beta \, dP + v\alpha_v \, dT$$

Bacias oceânicas

Vimos que a geoterma da litosfera oceânica (usando esfriamento instantâneo para um semiespaço) é dada por

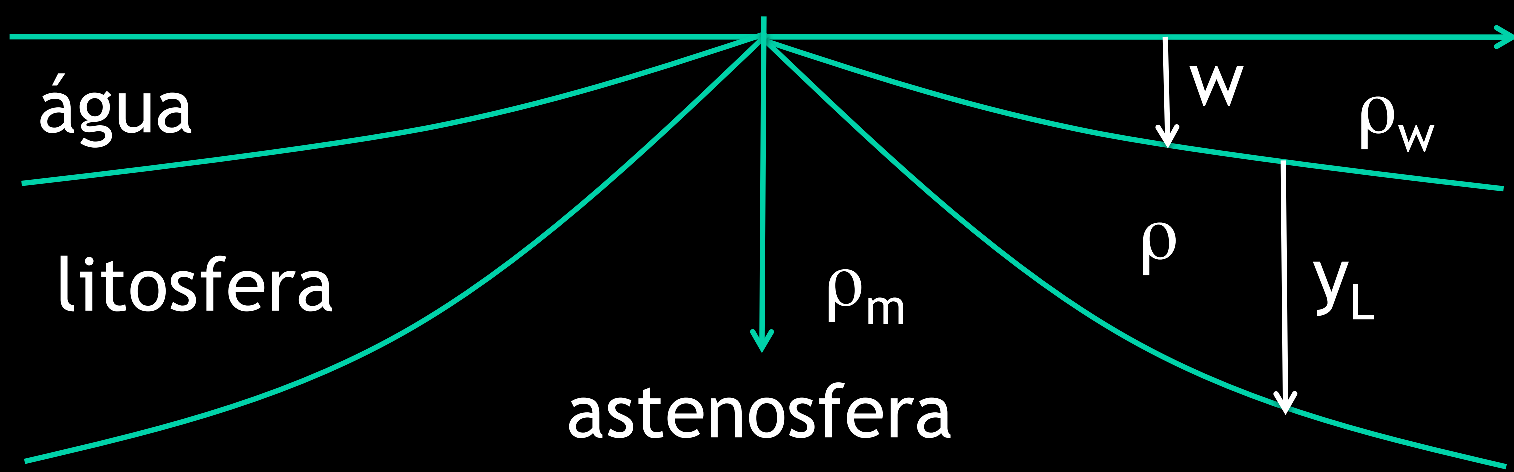
$$(T_1-T)/(T_1-T_0) = \mathrm{erfc}\,[y/2(\kappa x/u)^{1/2}]$$

Mas não levamos em conta o efeito isostático devido ao incremento da densidade durante o esfriamento.

Vamos calcular agora a topografia do assoalho oceânico.

Isostasia da litosfera

A pressão litostática na profundidade de compensação é dada por



$$\int_0^{y_L} \rho \, dy + w \, \rho_w = \rho_m \, (w + y_L)$$

Contração térmica

A contração térmica devida ao esfriamento é dada por (P=ct)

$$dv = v\alpha_v \, dT \leftrightarrow d\rho = -\rho\alpha_v \, \Delta T$$

pelo que

$$\rho-\rho_m = \rho_m \, \alpha_v \, (T_1-T)$$

Substituindo a equação para a geoterma oceânica

$$(\rho-\rho_m) = \rho_m \, \alpha_v \, (T_1-T_0) \times \operatorname{erfc}\left[(y/2)(u_0/\kappa x)^{1/2}\right)$$

Topografia de assoalho oceânico

Substituindo o efeito da compressão na equação de compensação isostática

$$w\,(\rho_m-\rho_w) = \rho_m\,\alpha_v\,(T_1-T_0)\,x \int_0^{y_L} \mathrm{erfc}\,[(y/2)(u_0/\kappa x)^{1/2})\,dy$$

A integral pode ser avaliada fazendo a mudança de variáveis $\eta = (y/2)(u_0/\kappa x)^{1/2}$

$$w = \frac{2\rho_m\alpha_v(T_1-T_0)}{(\rho_m-\rho_w)}\left(\frac{\kappa x}{\pi u_0}\right)^{1/2}$$

Topografia de assoalho oceânico

Substituindo o efeito da compressão na equação de compensação isostática

$$w\,(\rho_m-\rho_w) = \rho_m\,\alpha_v\,(T_1-T_0)\,x \int_0^{y_L \to \infty} \operatorname{erfc}\left[(y/2)(u_0/\kappa x)^{1/2}\right)\,dy$$

$(\rho \to \rho_m,\ T \to T_1$ para $y \to y_L)$

A integral pode ser avaliada fazendo a mudança de variáveis $\eta = (y/2)(u_0/kx)^{1/2}$

$$w = \frac{2\rho_m\alpha_v(T_1-T_0)}{(\rho_m-\rho_w)}\left(\frac{\kappa x}{\pi u_0}\right)^{1/2}$$

Topografia de assoalho oceânico

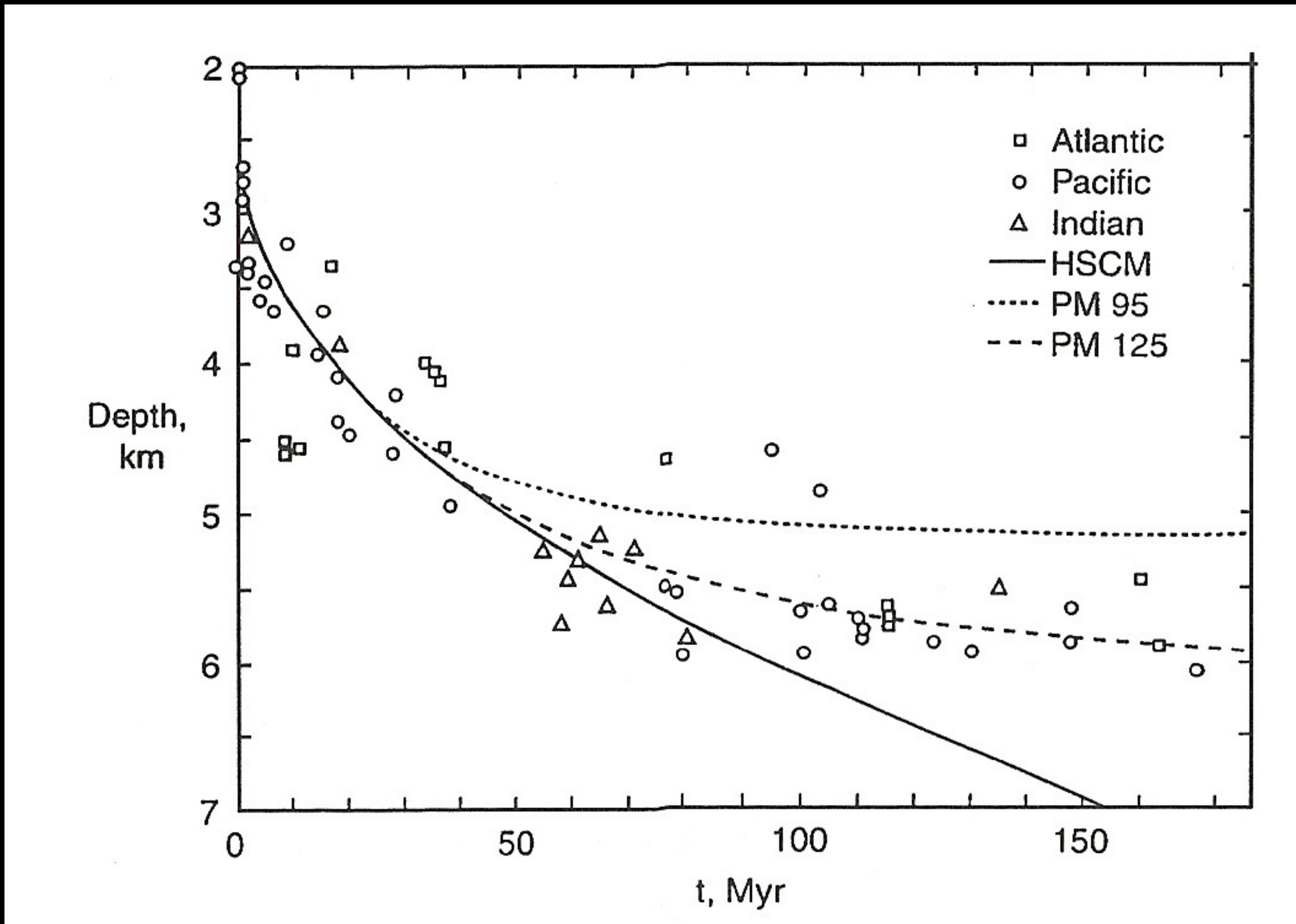
Para o modelo de placa,

$$w = \frac{\rho_m \alpha_v (T_1 - T_0)}{(\rho_m - \rho_w)} \left[\frac{1}{2} - \frac{4}{\pi^2} \sum_{m=0}^{\infty} \frac{1}{(1+2m)^2} \exp\left(\frac{\kappa (1+2m)^2 \pi^2 t}{y_{L0}^2} \right) \right]$$

que pode ser aproximada como

$$w = \frac{\rho_m \alpha_v (T_1 - T_0) y_{LO}}{(\rho_m - \rho_w)} \left[\frac{1}{2} - \frac{4}{\pi^2} \exp\left(\frac{-\kappa \pi^2 t}{y_{L0}^2} \right) \right]$$

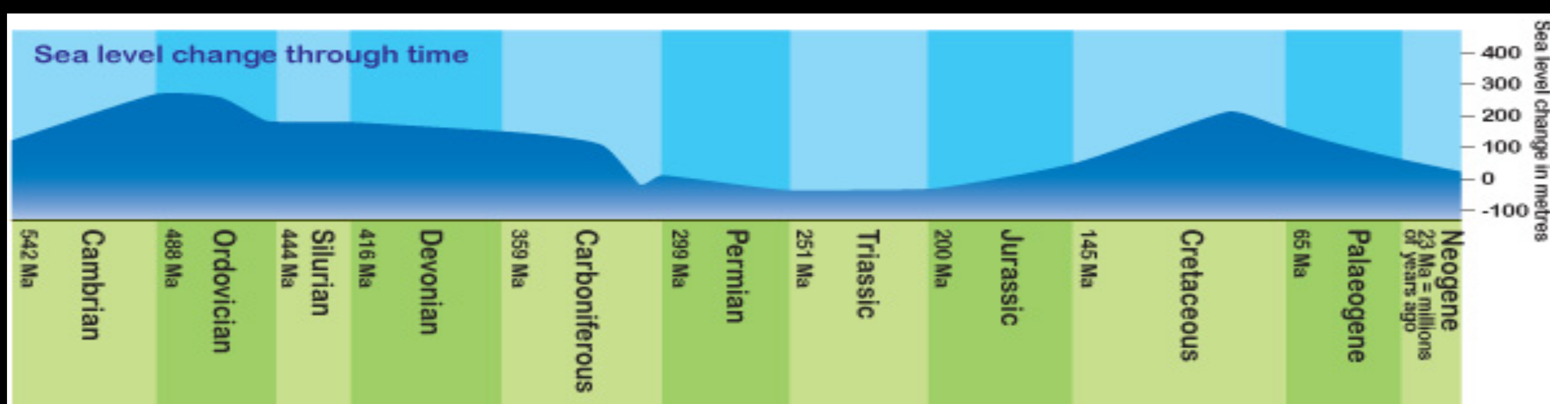
Topografia de assoalho oceânico



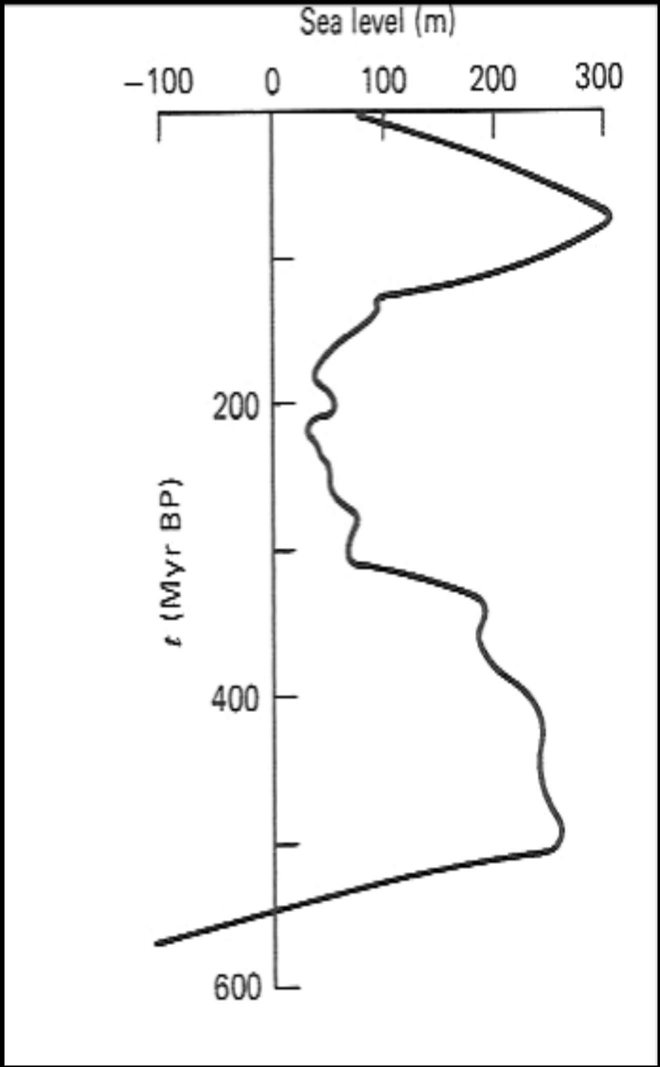
Mudanças no nível do mar

As mudanças no nível do mar estão bem documentadas

- Em pequena escala (10^4-10^5 anos) são explicadas pelas idades de gelo
- Em escalas maiores (10^7-10^8 anos) são atribuídas mudanças na profundidade média do assoalho oceânico.



Mudanças no nível do mar



Se o gelo dos polos derretesse, o nível do mar seria 80 m a mais (t=0)

Mas o nível no passado foi bem maior:

- Havia mais dorsais do que hoje.
- As dorsais tinham taxas de expansão maiores.

Profundidade média do assoalho

A profundidade média é definida como

$$\underline{w} = (1/\tau)\int_0^{\tau} w \, dt$$

onde τ é a idade media das zonas de subducção.

Substituindo a equação da topografia do assoalho oceânico

$$\underline{w} = \frac{4\rho_m \alpha_v (T_1 - T_0)}{3(\rho_m - \rho_w)} \left(\frac{\kappa\tau}{\pi} \right)^{1/2}$$

Profundidade média do assoalho

Como a mudança do nível do mar está relacionado com ‘w’ através de

$$\delta h = -\delta \underline{w}$$

a mudança do nível do mar é

$$\delta h = -\delta \underline{w} = \frac{-4\rho_m \alpha_v (T_1 - T_0)}{3(\rho_m - \rho_w)} \left(\frac{\kappa}{\pi} \right)^{1/2} \delta(\tau^{1/2})$$

(Para ρ_m=3300 kg/m^3, α_v=3 10^{-5} K^{-1}, κ = 1 mm^2/s, T_1-T_0 = 1300 K, ρ_w = 1000 kg/m^3, τ_{hoje} = 120.8 My, δh = 220m => t_{cret}=100 My)

Mudanças no fluxo de calor oceânico

O fluxo médio é dado por

$$\underline{q}_0 = (1/\tau)\int_0^{\tau} q_0\, dt = 2k(T_1 - T_0)/(\pi\kappa\tau)^{1/2}$$

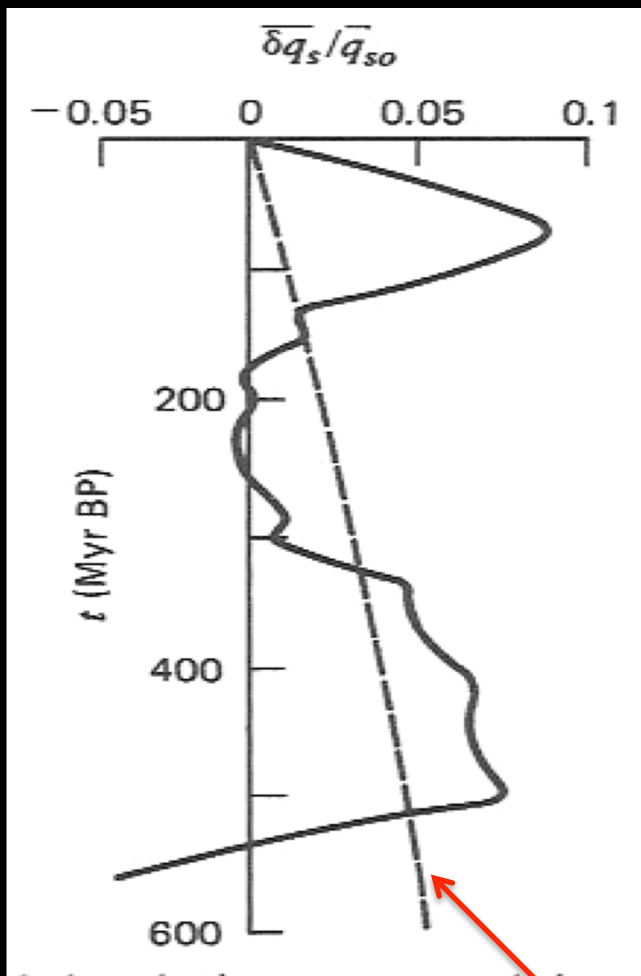
Substituindo a equação anterior

$$\delta(1/\underline{q}_0) = \frac{-3\pi\,(\rho_m - \rho_w)}{8k\rho_m\alpha_v(T_1 - T_0)^2}\,\delta h$$

de onde

$$\delta\underline{q}_0/\underline{q}_0 = \frac{3\pi\,(\rho_m - \rho_w)\underline{q}_0}{8k\rho_m\alpha_v(T_1 - T_0)^2}\,\delta h$$

Mudanças no fluxo de calor oceânico



- As mudanças fracionári-as inferidas são de ~10%.
- As variações não podem ser atribuídas a uma pro-dução maior de calor ra-diogênico.
- São atribuídas a mudan-ças da geometria e taxa de expansão das dorsais.

Incremento previsto devido à
maior concentração de isótopos

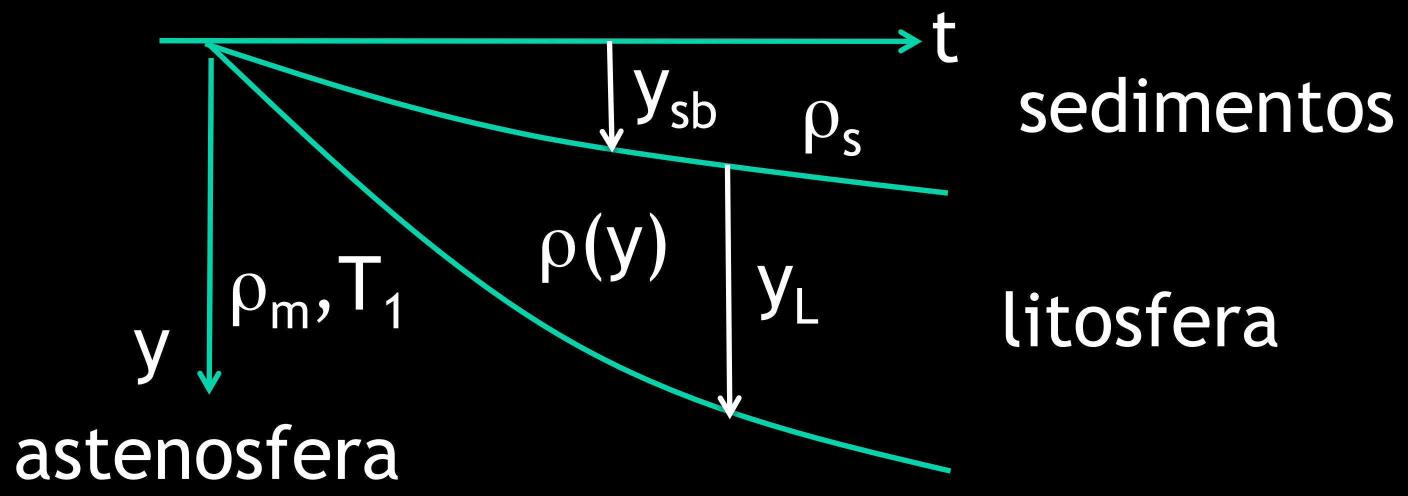
Bacias sedimentares

A subsidência das bacias sedimentares é semelhante à subsidência da litosfera oceânica:

- Uma região da Terra é inicialmente quente devido ao vulcanismo.
- O resfriamento da superfície faz o basamento se resfriar e se contrair.
- Os sedimentos enchem a bacia sedimentar.

Modelo de resfriamento

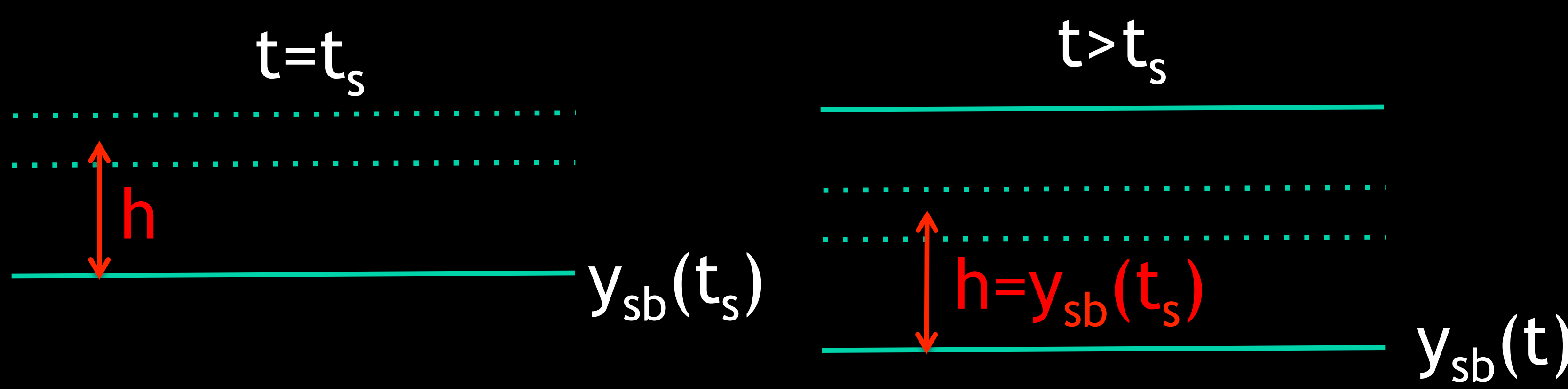
Inicialmente (t=0) não há sedimentos e o basamento tem temperatura T_1 e densidade ρ_m.



$$y_{sb} = \frac{2\rho_m \alpha_m (T_1 - T_0)}{(\rho_m - \rho_s)} \left(\frac{\kappa_m t}{\pi} \right)^{1/2}$$

Profundidade de uma camada

Vamos considerar uma camada sedimentar depositada em tempo t_s.



A profundidade da camada é dada por

$$y_s = \frac{2\rho_m\alpha_v(T_1-T_0)}{(\rho_m-\rho_{sb})}\left(\frac{\kappa}{\pi}\right)^{1/2}(t^{1/2}-t_s^{1/2})$$

Gradiente térmico dos sedimentos

A camada sedimentar deve transportar o calor liberado pelo basamento

$$q_0 = k_m \, (T_1 - T_0) / (\pi \kappa_m t)^{1/2}$$

mas, para os sedimentos,

$$q_0 = k_s \, (dT/dy)_s$$

Combinando as equações

$$\left(\frac{dT}{dy}\right)_s = \frac{k_m \, (T_1 - T_0)}{k_s \, (\pi \kappa_m t)^{1/2}}$$

Temperatura da camada

Integrando a equação anterior

$$T_s = T_0 + \frac{k_m \ (T_1 - T_0)}{k_s \ (\pi \kappa_m t)^{1/2}} \ y$$

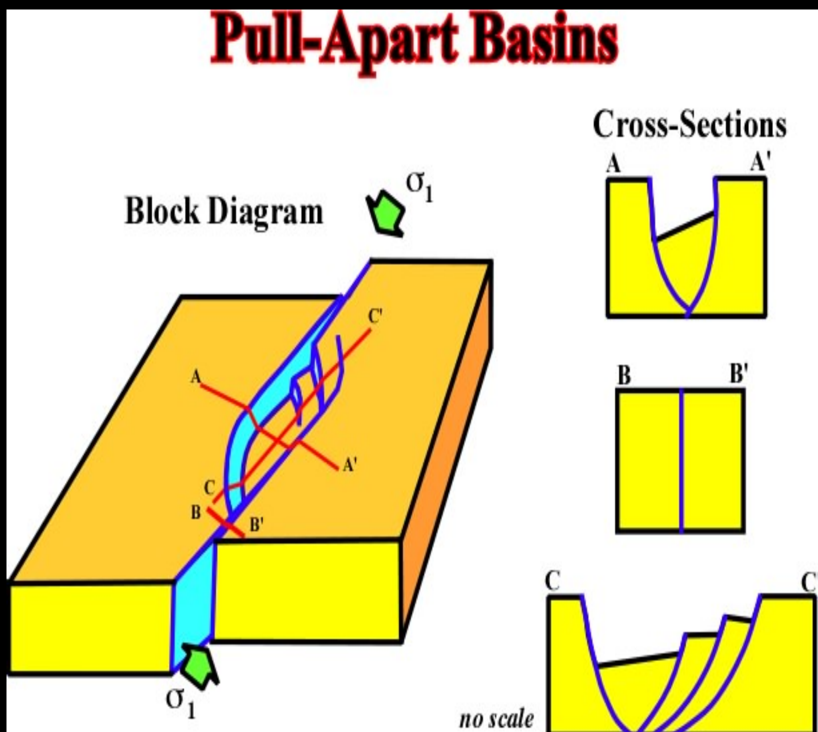
A temperatura da camada depositada em $t=t_s$ é dada por

$$T_{SL} = T_0 + \frac{2\, k_m \, \rho_m \alpha \ (T_1 - T_0)^2}{\pi \, k_s \, (\rho_m - \rho_s)} [1 - (t_s/t)^{1/2}]$$

A evolução térmica é usada para determinar se a camada tem petróleo.

Exemplo: bacia de Los Angeles, CA

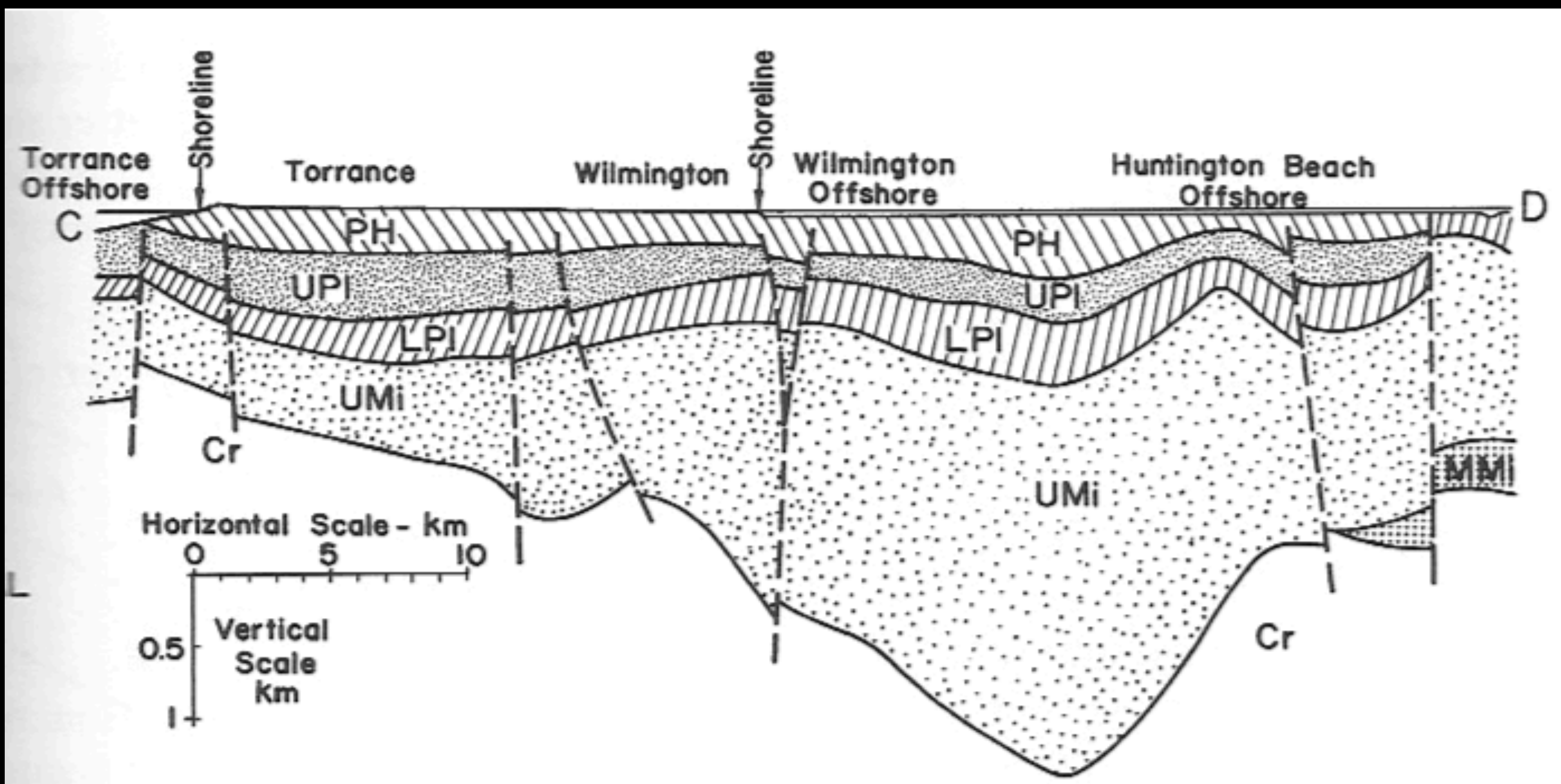
Pequena bacia sedimentar (50 x 75 km) do tipo “pull-apart”, associada à falha de San Andrés.



- Vulcanismo de idade 10-15 Ma.
- É assumido que a bacia subsidiu durante o esfriamento (e engrossamento) da litosfera.

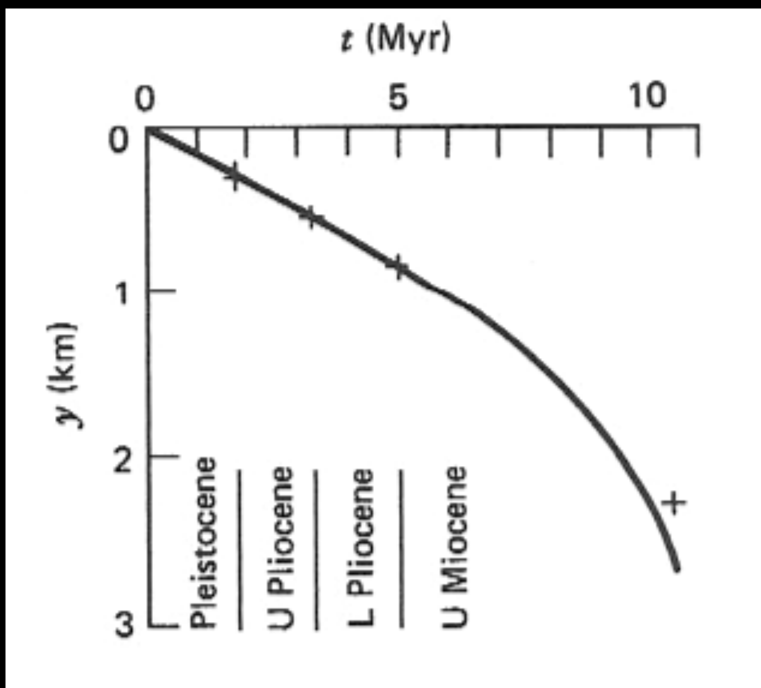
Santa Monica – Long Beach,CA

PH – Pleistocene, UPl – Upper Pliocene, LPl – Lower Pliocene, UPi – Upper Miocene, Mmi – Middle Miocene, Cr - Cretaceous



Wilmington Oil Fields

Aplicamos a previsão de profundidades às unidades estratigráficas anteriores:



- Profundidades medidas e previstas concordam.
- Gradiente térmico previsto (k_m=3.3 W/K/m, k_s=2.0 W/K/m) é de 59 K/m.
- Observado é 48-56 K/m

ρ_m=3,3 g/cm^3, ρ_s=2,5 g/cm^3,
α_m=3 10^{-5} K^{-1}, T_1-T_0=1200 K, κ=1mm^2/s

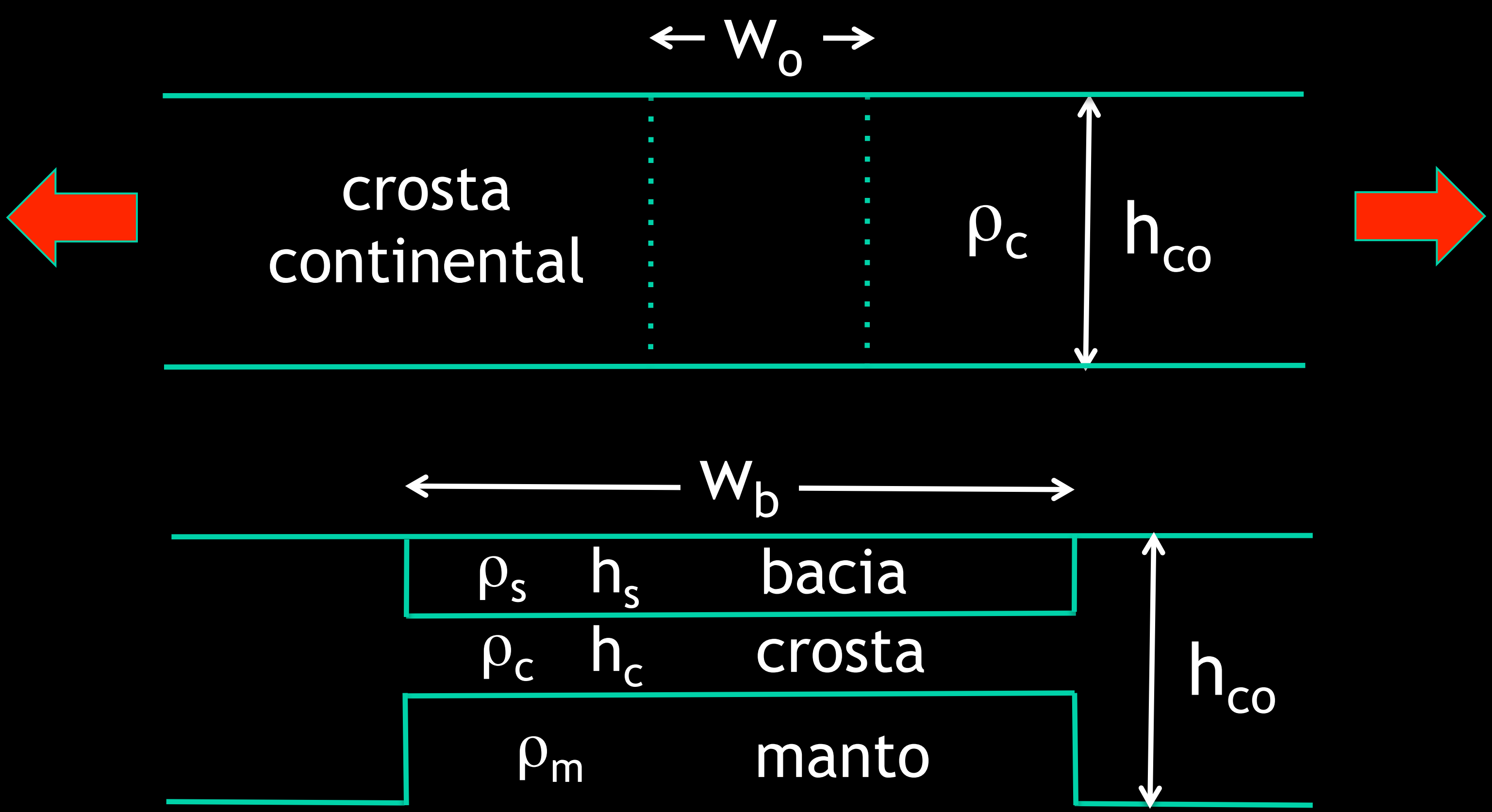
Subsidência termomecânica

Vamos ampliar o modelo de subsidência por extensão (mecânica) da crosta para incluir a litosfera toda:

- A litosfera continental é também esticada um fator α.
- A forma do perfil de temperatura na litosfera não muda, mas a sua espessura e reduzida um fator $1/\alpha$.

Formação de bacias sedimentares

Assumimos uma crosta continental que é afinada por forças tectônicas



Subsidência por extensão

As equações para resolver o problema são dadas por:

$$w_b h_c = w_o h_{co} \qquad \text{(conservação volume)}$$

$$\rho_c h_{co} = \rho_s h_s + \rho_c h_c + \rho_m (h_{co} - h_s - h_c)$$

Definindo o "fator de alongamento" (α) como w_b/w_0, obtemos

$$h_s = h_{co} \left(\frac{\rho_m - \rho_c}{\rho_m - \rho_s} \right) \left(1 - \frac{1}{\alpha} \right)$$

Efeitos térmicos

Assumimos que, antes do alongamento, o perfil de temperatura é dado por

$$(T_1 - T)/(T_1 - T_0) = \mathrm{erfc}(y/2[\kappa t]^{1/2})$$

e a espessura da litosfera é dada por

$$y_{L0} = 2.32\ (\kappa t)^{1/2}$$

O perfil de temperatura é assim expresso como

$$(T_1 - T)/(T_1 - T_0) = \mathrm{erfc}(1.16 y / y_{L0})$$

Efeitos térmicos

Para litosfera extendida (y_{LO}->y_{Lb}) temos que o perfil de temperatura é

$$(T_1-T)/(T_1-T_0) = \mathrm{erfc}(1.16y/y_{Lb})$$

A conservação do volume da litosfera é (assumindo $\Delta t << \kappa/y_L^2$)

$$y_{Lb}=y_{L0}/\alpha.$$

Assim, o perfil de temperatura depois da extensão é

$$(T_1-T)/(T_1-T_0) = \mathrm{erfc}(1.16y\alpha/y_{L0})$$

Princípio de isostasia

Aplicando o principio de isostasia

$$(\rho_c-\rho_m)\, h_{co} + \rho_m \alpha_v (T_1-T_0) \int_0^\infty \mathrm{erfc}(1.16y/y_{L0})\, dy =$$

$$(\rho_s-\rho_m)\, h_{sb} + (\rho_c-\rho_m)(h_{co}/\alpha) + \rho_m \alpha_v (T_1-T_0) \times \int_0^\infty \mathrm{erfc}(1.16\alpha y/y_{L0})$$

E, avaliando as integrais,

$$h_{sb} = \left(\frac{(\rho_m-\rho_c)}{(\rho_m-\rho_s)}\, h_{co} - \frac{\rho_m \alpha_v (T_1-T_0) y_{L0}}{1.16\, \sqrt{\pi}\, (\rho_m-\rho_s)} \right) (1-1/\alpha)$$

(para $\alpha \to \infty \Rightarrow h_{sb} = 10.1$ km)

Efeitos térmicos (II)

Assumimos que o afinamento era rápido quando comparado com o esfriamento da litosfera.

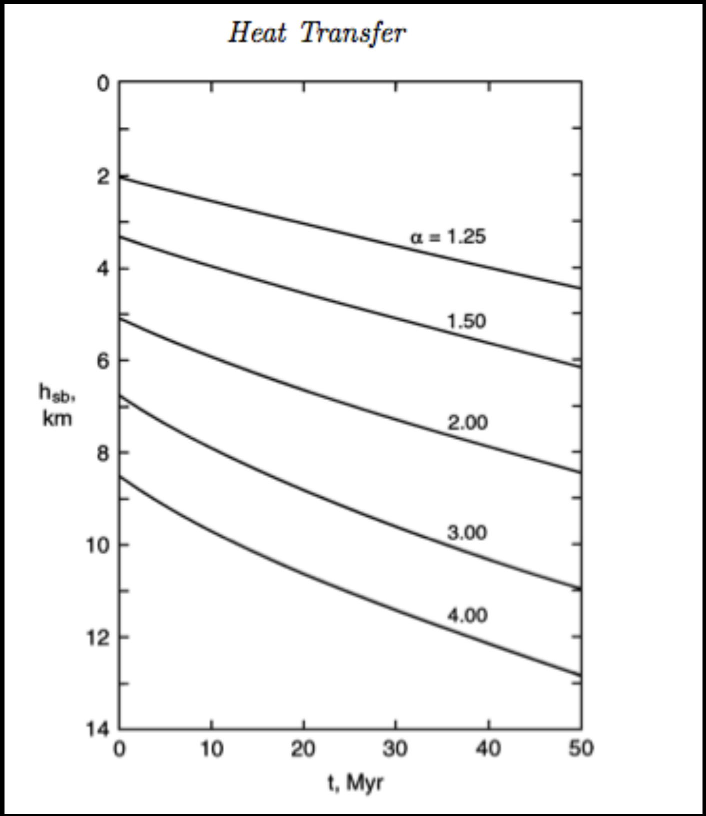
Em tempo, a litosfera vai engrossar por causa da perda de calor e induzirá sub-sidência de novo.

Nesse caso a espessura é dada por

$$h_s = \frac{(\rho_m - \rho_{cc})}{(\rho_m - \rho_s)} h_{co} (1 - 1/\alpha) - \frac{\rho_m \alpha (T_1 - T_0) y_{L0}}{1.16 \sqrt{\pi} (\rho_m - \rho_s)}$$

$$\times [1 - (1/\alpha^2 + 2.32^2 \kappa t / y^2_{L0})^{1/2}]$$

Efeitos térmicos (II)



Quando a espessura da litosfera volta para o valor original (y_{L0}), o modelo de afinamento crustal é válido.