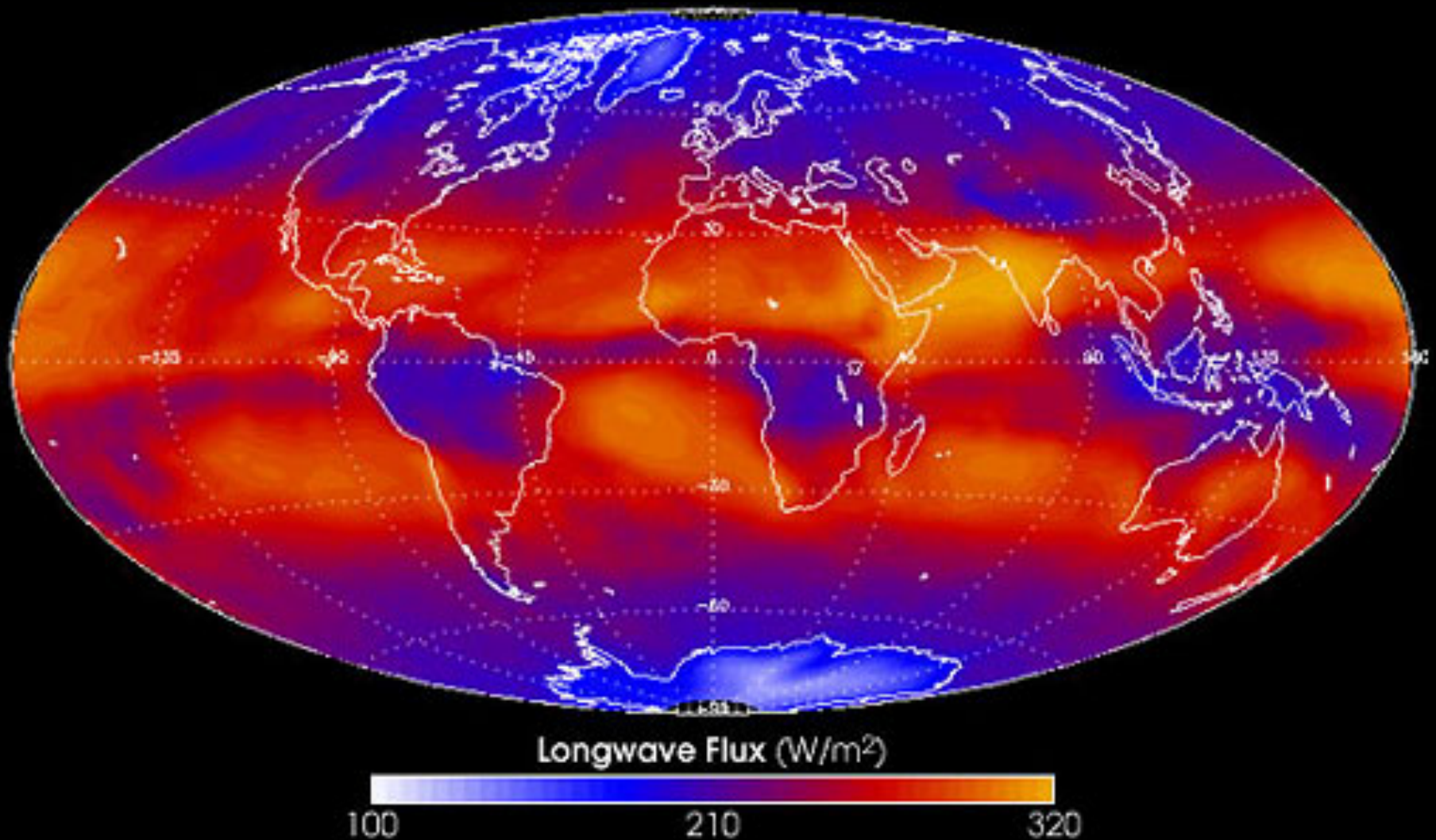


# Aula 11

## Fluxo de Calor



# Plano da Aula

## Introdução:

- Transferência de calor; lei de Fourier.

## Fluxo de calor:

- Medição do fluxo, o fluxo na superfície da Terra

## Produção de calor:

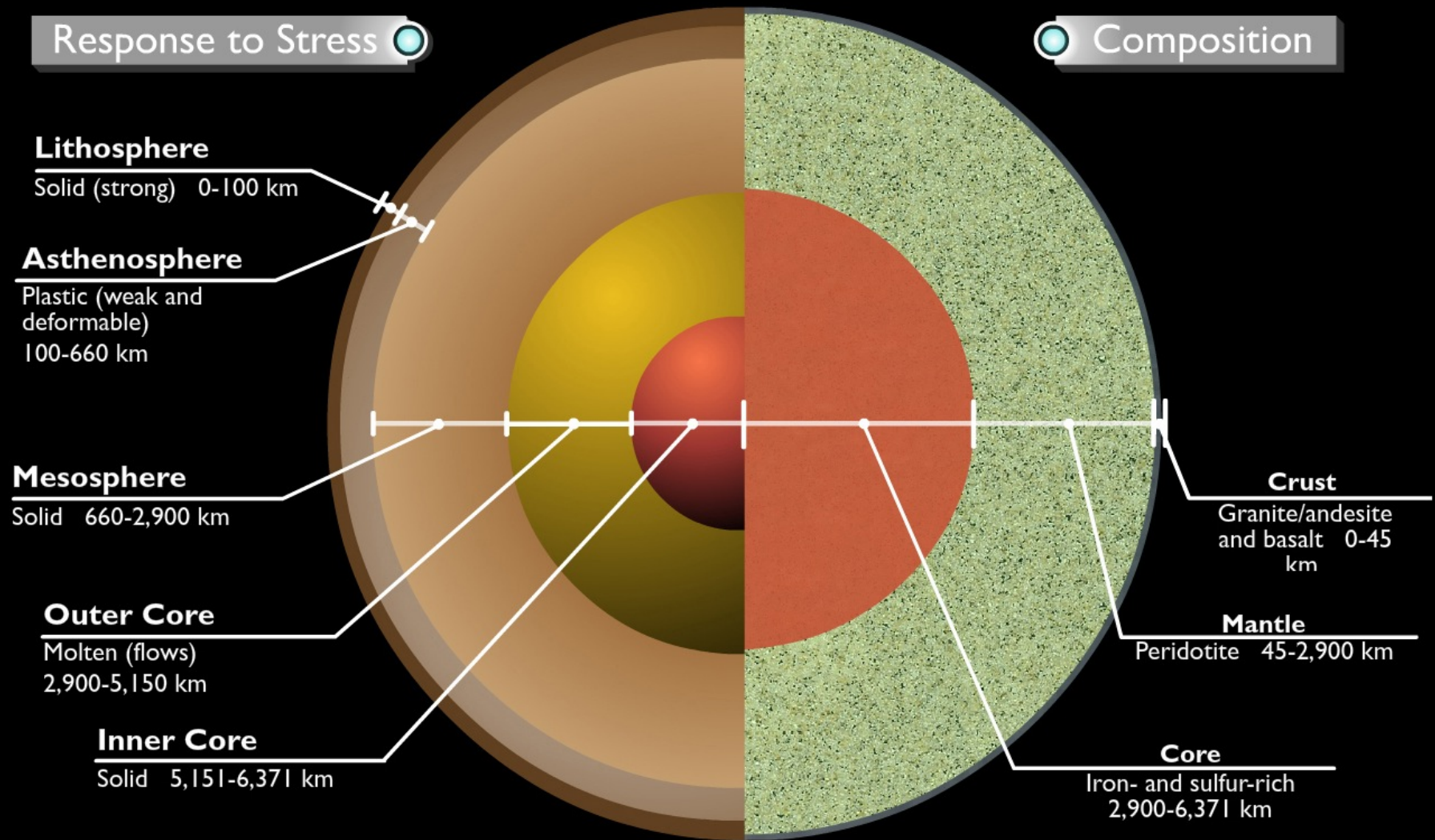
- Produção radiogênica no manto, concentrações isotópicas, produção radiogênica no passado.

# Introdução

O manto terrestre é sólido, mas a sua reologia muda com a temperatura:

- Em escalas de tempo geológico, a região da litosfera próxima a superfície da Terra (25-50 km) é elástica.
- O manto sublitosférico, por outro lado, tem um comportamento mais “fluido”. Este comportamento “fluido” permite a convecção.

# Litosfera e astenosfera







Para entender o comportamento mecânico da Terra, é preciso entender sua estrutura térmica.

# Transferência de Calor

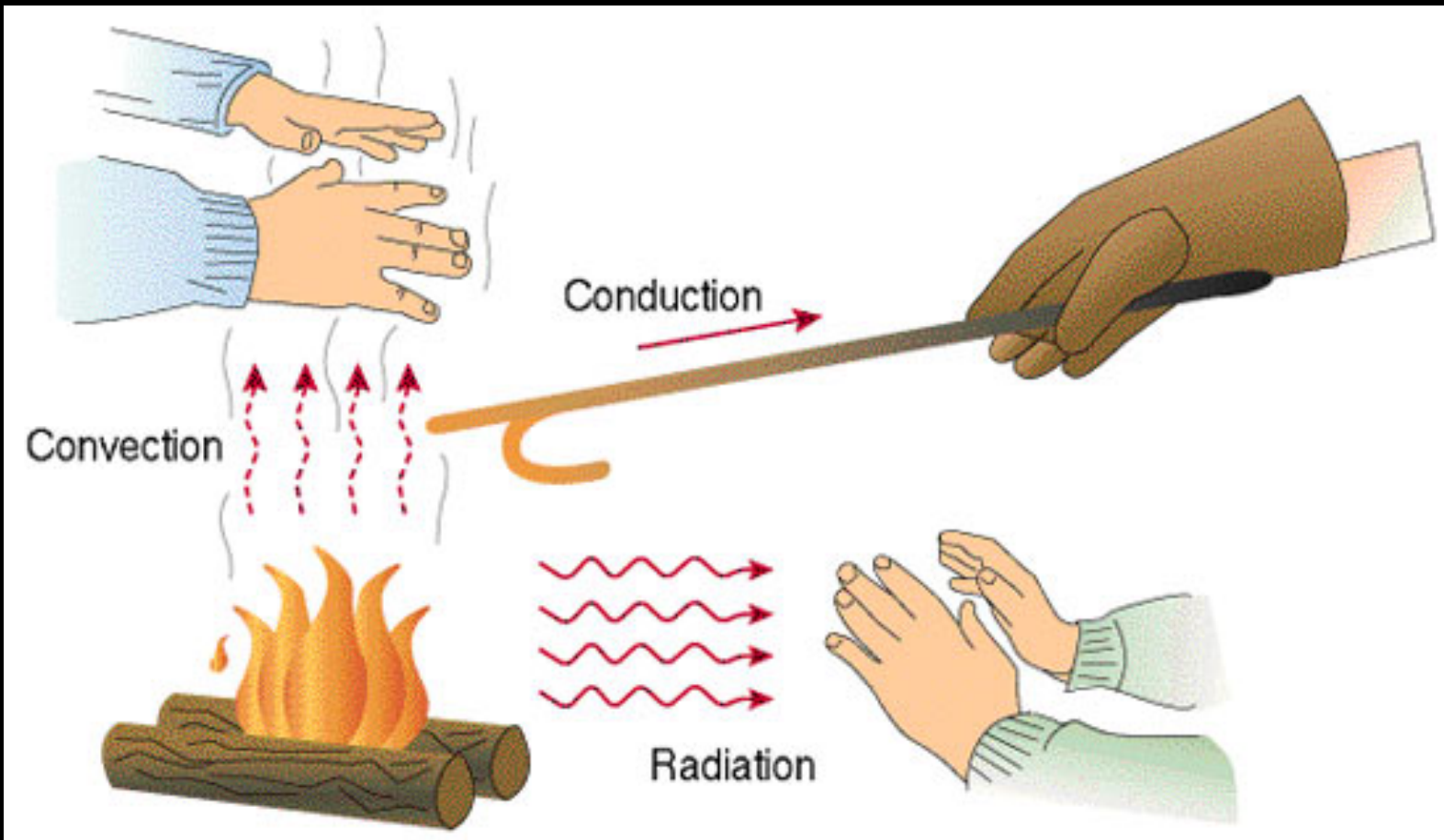
A distribuição interna da temperatura depende da taxa de perda do calor pela superfície (fluxo térmico).

Existem três mecanismos para a transferência de calor:

- **Condução** - colisões moleculares
- **Conveccão** - movimento do meio
- **Radiação** - ondas eletromagnéticas

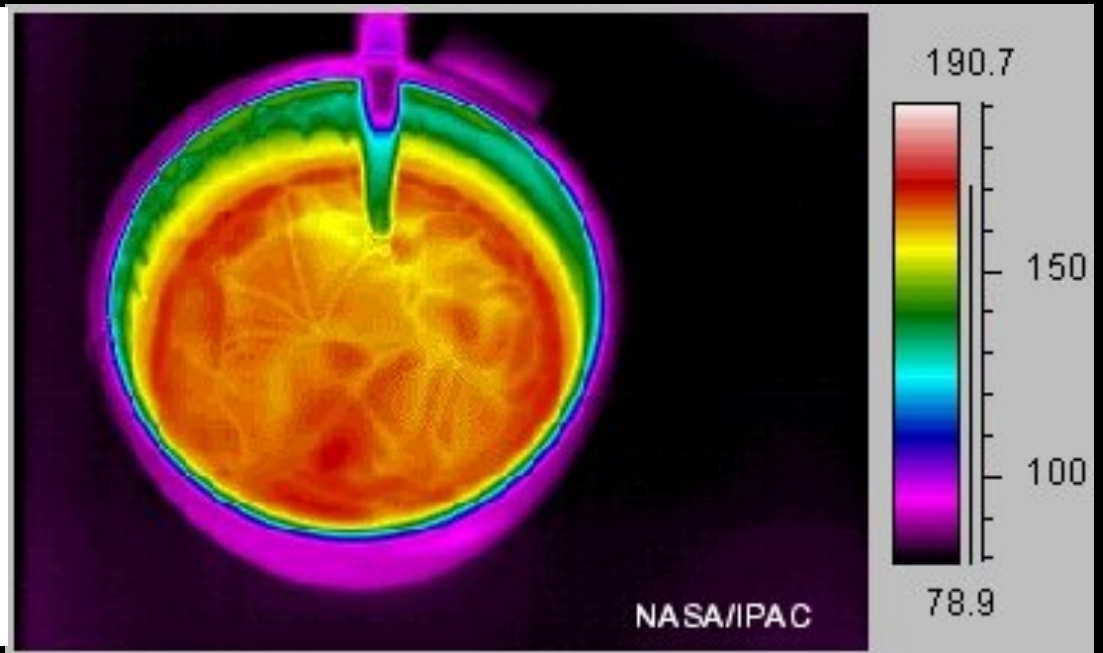
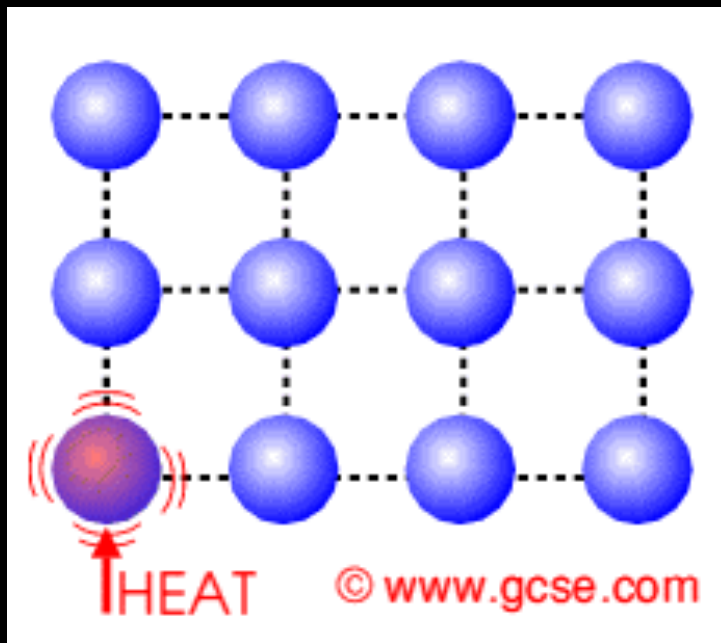
# Transferência de Calor

Os mecanismos de transferência são: condução, convecção e radiação.



# Condução

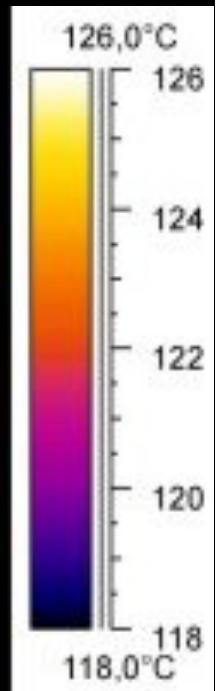
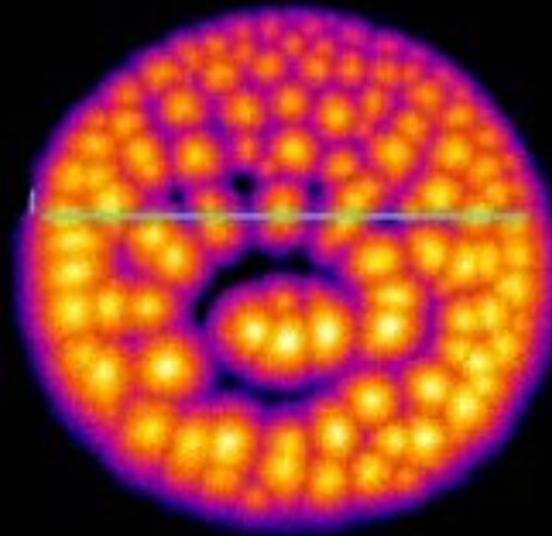
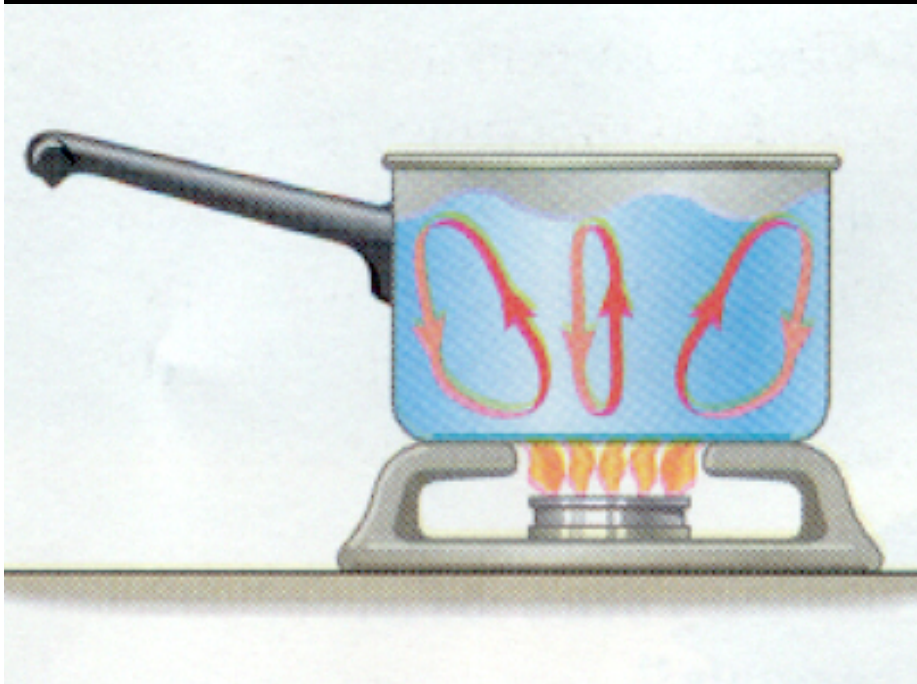
É um processo difusivo no qual as moléculas transmitem sua energia cinética para outras moléculas por colisão com elas.





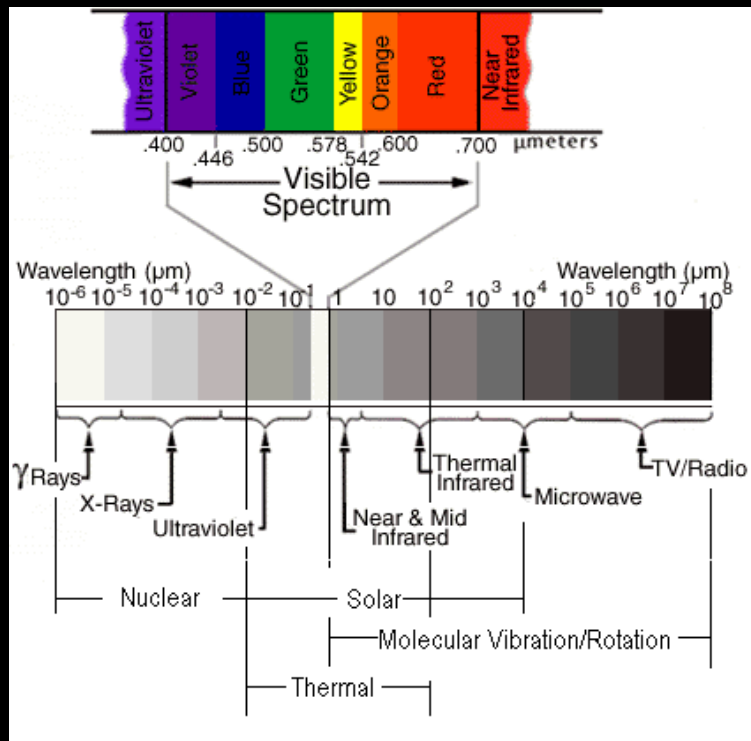
# Convecção

É um processo onde um fluido quente ascende e toma o lugar do fluido frio, que desce e toma o lugar do fluido quente.



# Radiação

Energia transportada por ondas eletromagnéticas no infravermelho (radiação térmica) é absorvida, fazendo elétrons saltar para níveis mais altos de energia.



# Transferência do Calor Interno

Na Terra, os mecanismos de condução e convecção são os mais importantes.

- O mecanismo predominante na litosfera é a **CONDUÇÃO**.
- O mecanismo predominante no manto profundo é a **CONVECÇÃO**.

Na litosfera oceânica, o transporte por **convecção** devido à circulação de água nas dorsais é importante.

# Lei de Fourier

A relação básica para a condução do calor é a **lei de Fourier**.

$$q = -k \, dT/dy$$

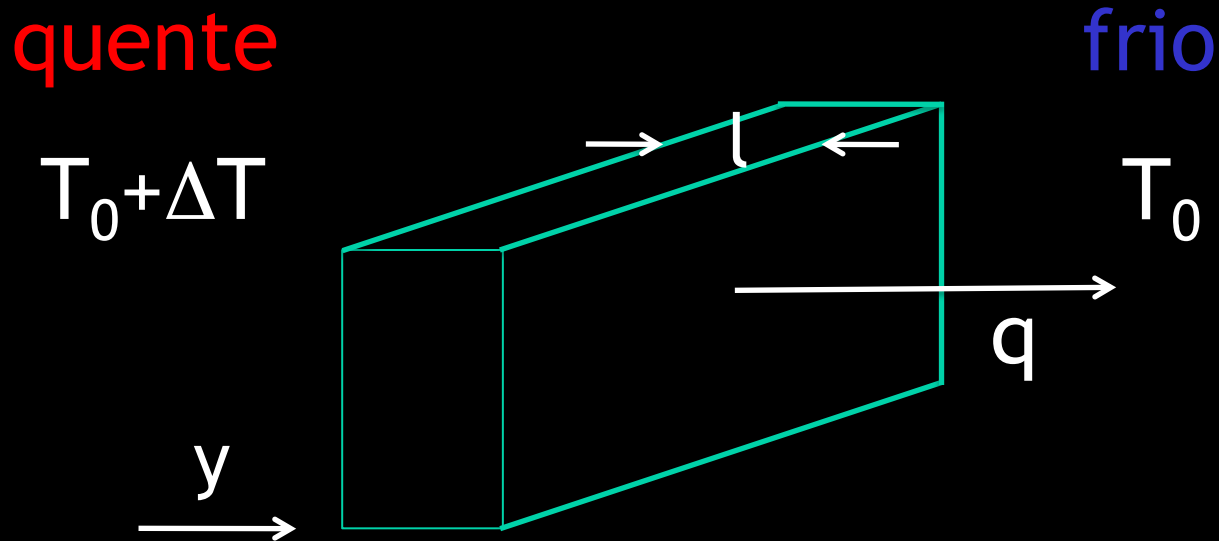
onde

- $q$  é o fluxo de calor ( $\text{W}/\text{m}^2$ )
- $T$  é a temperatura (K)
- $k$  é a condutividade térmica ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ )

O sinal negativo indica que o calor flui de **quente para o frio**.



# Exemplo: Fluxo através de uma placa



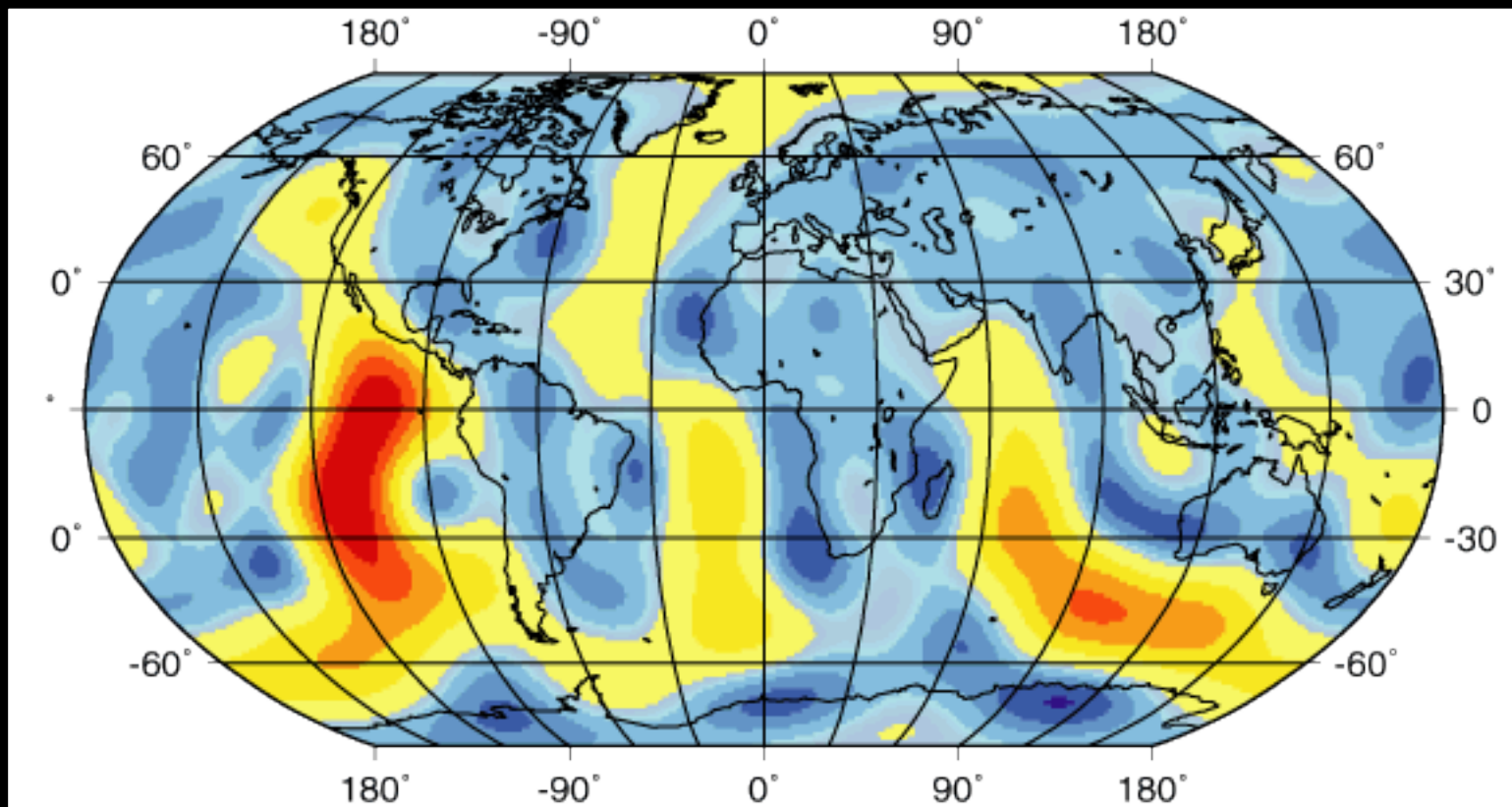
Quando mantemos a diferença de temperatura constante:

$$dT/dy = -\Delta T/l \rightarrow T = T_0 + \Delta T (1-y/l)$$

$$q = k (\Delta T/l)$$

# Fluxo de Calor

Fornece informação sobre a produção de calor na Terra e a distribuição da temperatura no seu interior.



# Medição do Fluxo de Calor

A medição do fluxo de calor envolve a medição de gradientes térmicos perto da superfície e a lei de Fourier.



Das minas:

$$dT/dy = 20-30 \text{ K km}^{-1}$$

$$k = 2-3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$q = 40-90 \text{ mW m}^{-2}$$

(q é positiva para cima)

# Medições no continente

A medição do **gradiente térmico** em áreas continentais exige furos profundos ( $> 300$  m), para evitar variações climáticas.



A temperatura é medida na água.

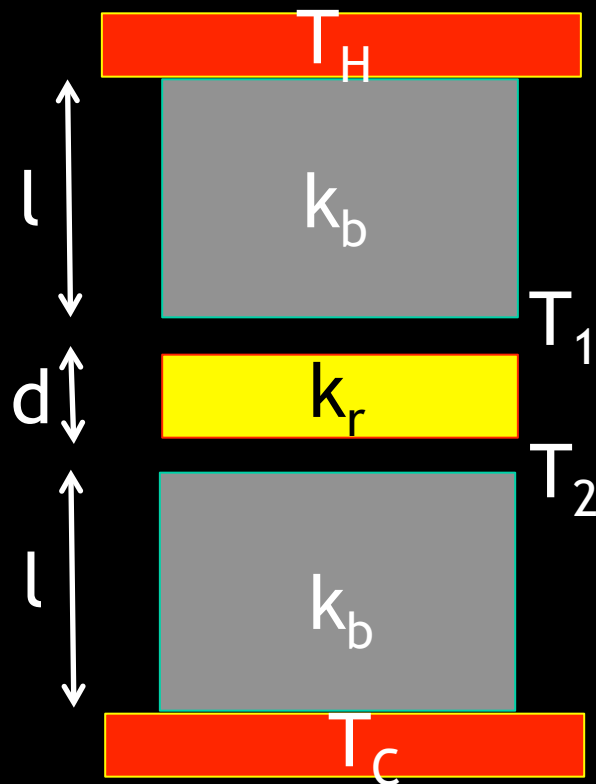
Evitar circulação do fluido de perfuração

- Medida na parte inferior (durante).
- Medida do perfil temperatura (depois)



# Medição da condutividade térmica

Submetendo amostras dos furos a fluxos de calor conhecidos e medindo a temperatura no laboratório.



$T_1$ ,  $T_2$  e  $T_H$  são medidos para uma faixa de espessuras

$$\frac{T_1 - T_2}{T_H - T_1} = \frac{k_b d}{k_r l} + \frac{2\delta k_b}{lk_c}$$

o coeficiente angular dá uma estimativa de  $k_r$ .

## Medições no oceano

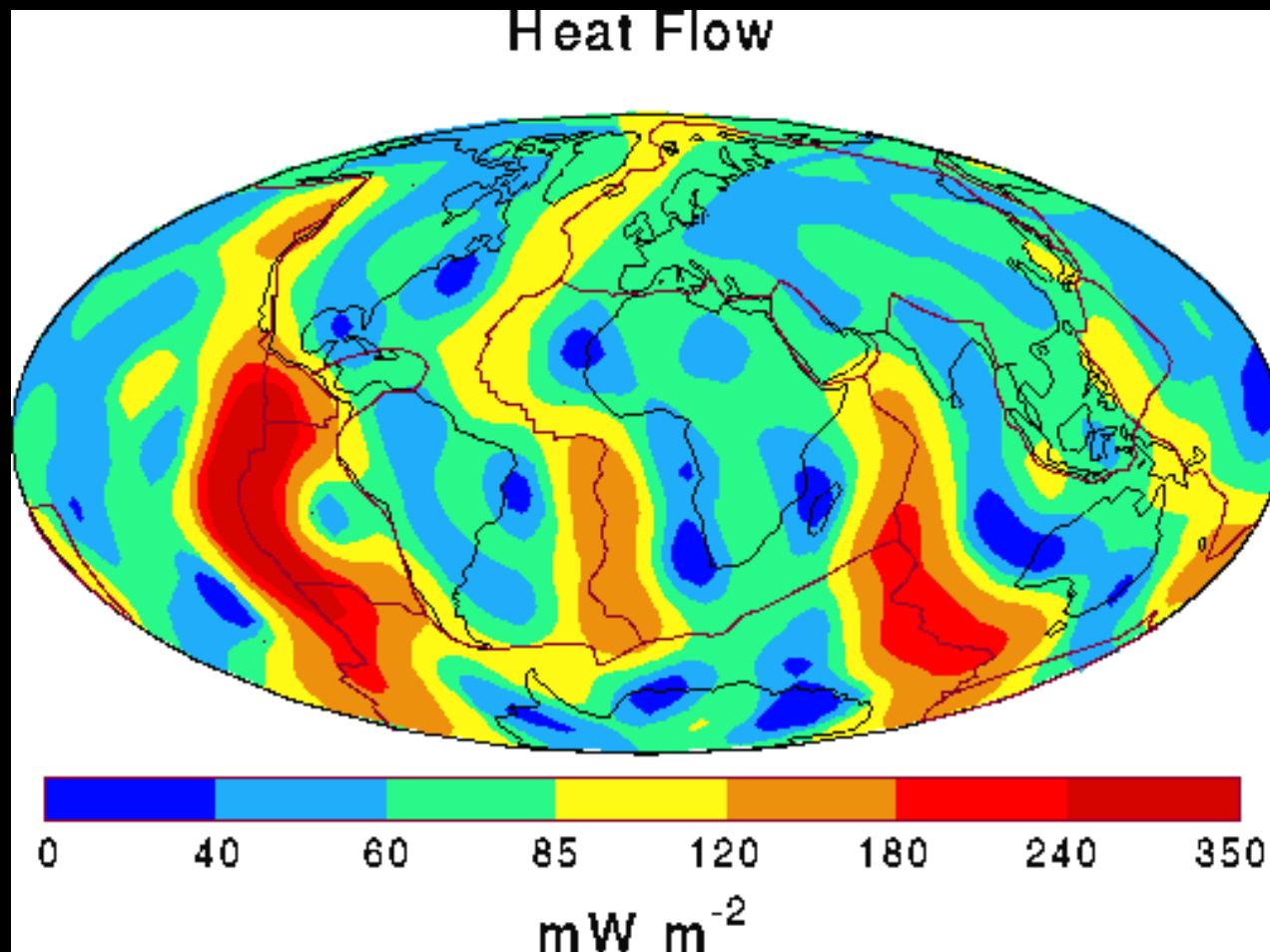
Variações climáticas não alteram a temperatura da água do fundo do oceano; esta água é mantida a 1-2 °C.



- Uma sonda em forma de agulha é jogada de um navio.
- A condutividade térmica é medida com um aquecedor.

# Fluxo na Superfície da Terra

Consideramos regiões oceânicas e regiões continentais separadamente.



## Fluxo em regiões continentais

O fluxo de calor médio para todos os continentes é de  $65 \pm 1,6 \text{ mW m}^{-2}$ .

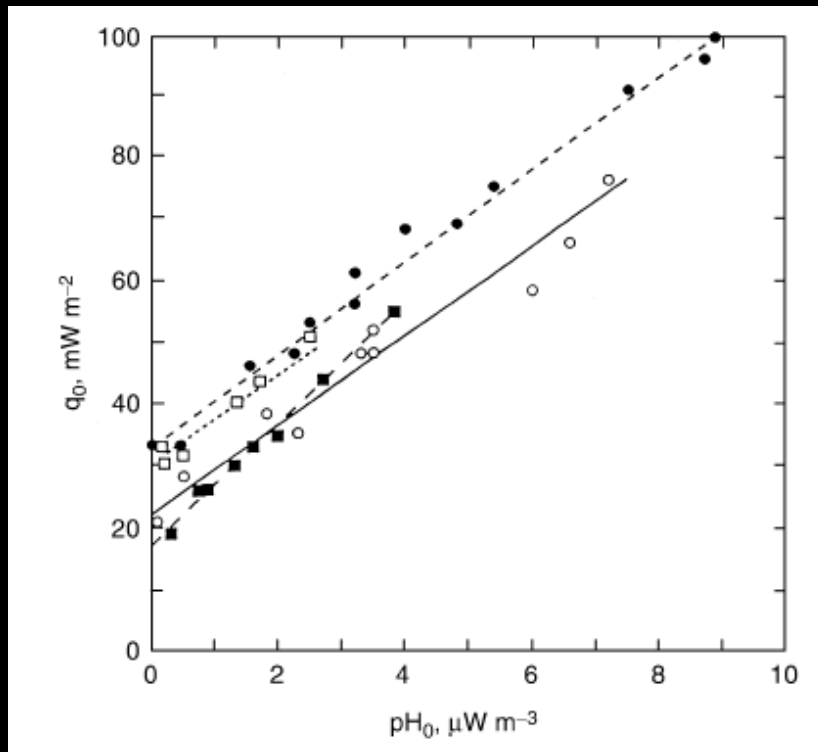
- As regiões tectonicamente **ativas** podem ter fluxo de calor elevado, mas abrangem áreas pequenas.
- O valor médio representa assim a contribuição das regiões tectonicamente **estáveis**.

O fluxo total continental é  $1,30 \cdot 10^{13} \text{ W}$ .



# Correlação entre fluxo de calor ( $q_0$ ) e produção de calor radiogênico ( $\rho H_0$ ).

Nas regiões estáveis há uma correlação entre fluxo e isótopos radioativos,



- O 50% do fluxo é gerado pela radioatividade (U,Th,K)
- Fluxo de calor da superfície diminui com a idade das rochas.

## Fluxo em regiões oceânicas

O fluxo de calor médio para todos os oceanos é de  $101 \pm 2,2 \text{ mW m}^{-2}$ .

- A contribuição da produção de calor por isótopos radioativos é desprezível ( $\sim 2 \%$ ).
- A característica mais marcante é a dependência do fluxo de calor com a idade do assoalho oceânico.

O fluxo total oceânico é de  $3,13 \cdot 10^{13} \text{ W}$ .

## Fluxo global

O fluxo total pode ser obtido através de

$$Q = q_c A_c + q_o A_o$$

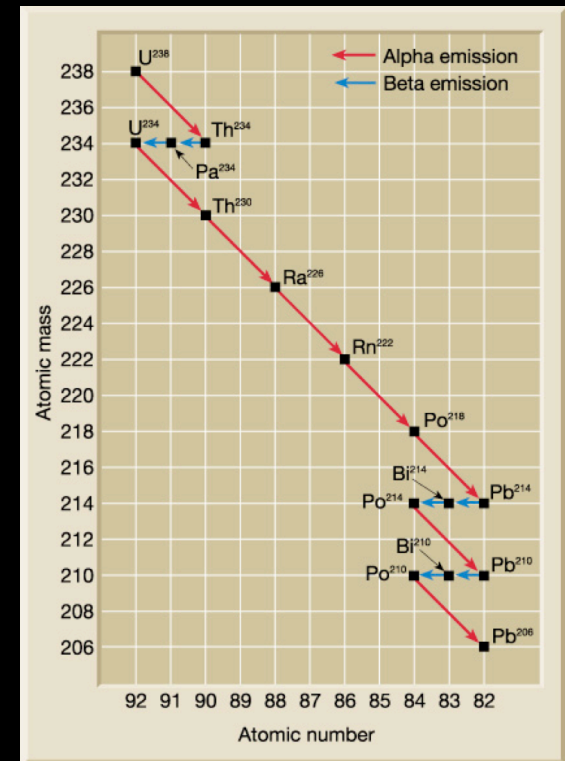
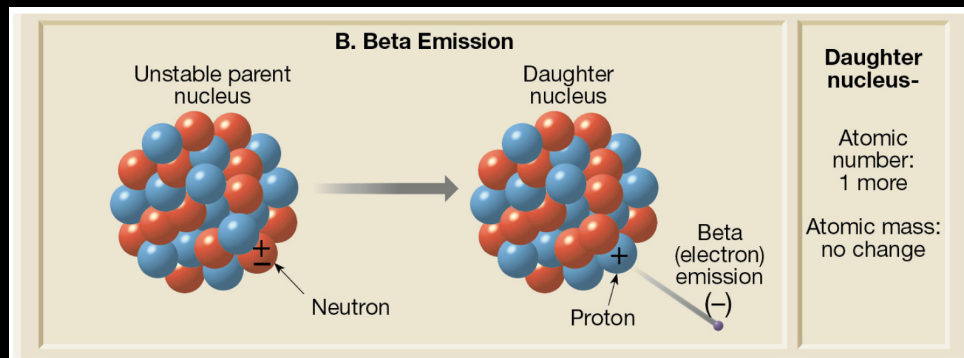
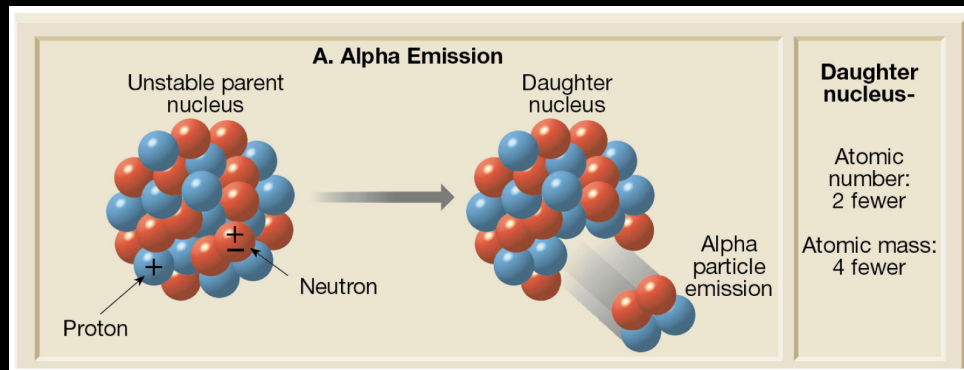
onde  $q_c = 65 \text{ mW/m}^2$ ,  $A_c = 2 \cdot 10^8 \text{ km}^2$ ,  $q_o = 101 \text{ mW/m}^2$  e  $A_o = 3,1 \cdot 10^8 \text{ km}^2$ .

O fluxo total para o planeta é de  $4,43 \cdot 10^{13} \text{ W}$  e, dividindo pela área total do planeta

$$q = 87 \text{ mW/m}^2$$

# Produção de calor

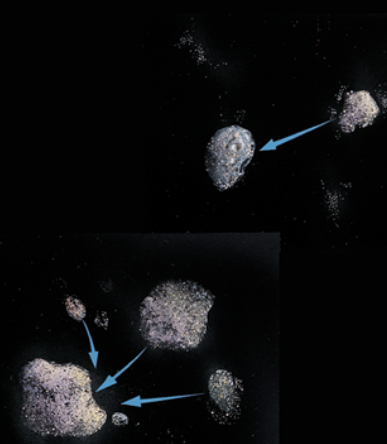
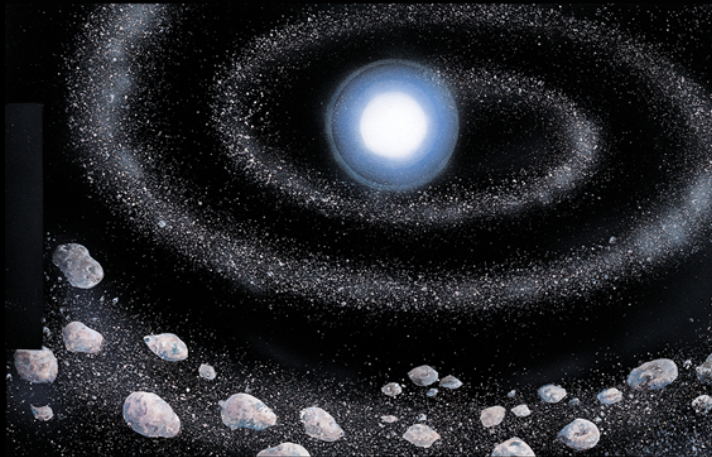
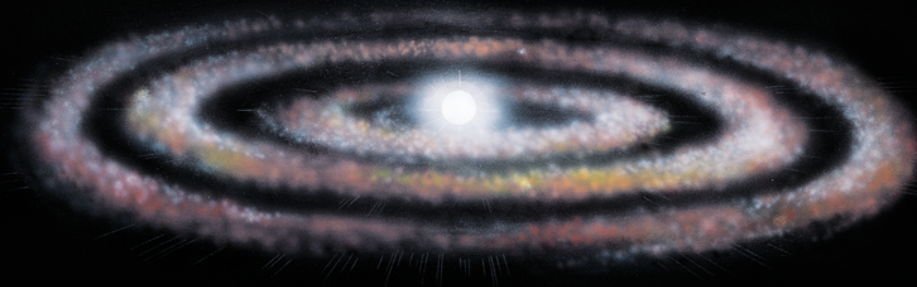
Uma parte substancial do calor perdido através da superfície da Terra vem do decaimento de elementos radioativos.





# Produção de calor

Mas uma parte da perda de calor deve vir do resfriamento secular da Terra ao longo do tempo geológico.



# Calor radiogênico

Definimos  $H$  como a produção média de calor radioativo por unidade de massa.

$$H = Q_{\text{rad}}/M \quad (\text{W kg}^{-1})$$

Quais são as produções de calor radiogênico na crosta e no manto?



## Calor radiogênico no manto

Já vimos que o fluxo de calor global é de  $4,43 \cdot 10^{13} \text{ W}$ .

Para achar o calor radiogênico do manto,  $Q_m$ , precisamos correções:

- Calor radiogênico da crosta ( $Q_{cr}$ ):

$$Q_{cr} = 37 \text{ mW/m}^2 \times 2 \cdot 10^8 \text{ km}^2 = 0,74 \cdot 10^{13} \text{ W}$$

- Calor do resfriamento (~20%):

$$Q_m = 0,8 \times (4,43 - 0,74) \cdot 10^{13} \text{ W} = 2,95 \cdot 10^{13} \text{ W}$$

$$H = 2,95 \cdot 10^{13} \text{ W} / 4,0 \cdot 10^{24} \text{ kg} = 7,38 \cdot 10^{-12} \text{ W/kg}.$$

## Concentrações isotópicas

O calor radioativo é gerado pelos isótopos  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{40}\text{K}$ . Assim,

$$H_0 = C_0^{\text{U}} H^{\text{U}} + C_0^{\text{Th}} H^{\text{Th}} + C_0^{\text{K}} H_{\text{K}}$$

onde  $C_0^{\text{X}}$  é a concentração e  $H_{\text{X}}$  é a produção de calor.

Como as razões  $C_0^{\text{Th}}/C_0^{\text{U}}$  ( $=4$ ) e  $C_0^{\text{K}}/C_0^{\text{U}}$  ( $=10^4$ ) são estáveis, expressamos

$$H_0 = C_0^{\text{U}} (H^{\text{U}} + C_0^{\text{Th}}/C_0^{\text{U}} H^{\text{Th}} + C_0^{\text{K}}/C_0^{\text{U}} H_{\text{K}})$$

# Concentrações isotópicas

Como  $H = 7,38 \times 10^{-12} \text{ W/kg}$ ,

$$C_0^{\text{U}} = 3,1 \times 10^{-8} \text{ kg/kg} = 31 \text{ ppb}$$

Table 4.2 *Rates of Heat Release  $H$  and Half-Lives  $\tau_{1/2}$  of the Important Radioactive Isotopes in the Earth's Interior*

Isotope	$H$ (W kg <sup>-1</sup> )	$\tau_{1/2}$ (yr)	Concentration $C$ (kg kg <sup>-1</sup> )
<sup>238</sup> U	$9.46 \times 10^{-5}$	$4.47 \times 10^9$	$30.8 \times 10^{-9}$
<sup>235</sup> U	$5.69 \times 10^{-4}$	$7.04 \times 10^8$	$0.22 \times 10^{-9}$
U	$9.81 \times 10^{-5}$		$31.0 \times 10^{-9}$
<sup>232</sup> Th	$2.64 \times 10^{-5}$	$1.40 \times 10^{10}$	$124 \times 10^{-9}$
<sup>40</sup> K	$2.92 \times 10^{-5}$	$1.25 \times 10^9$	$36.9 \times 10^{-9}$
K	$3.48 \times 10^{-9}$		$31.0 \times 10^{-5}$

*Note:* Heat release is based on the present mean mantle concentrations of the heat-producing elements.



## Produção de calor no passado

A produção de calor no passado pode ser relacionada com a produção de calor atual através das meias-vidas dos isótopos radioativos.

A lei do decaimento radioativo é

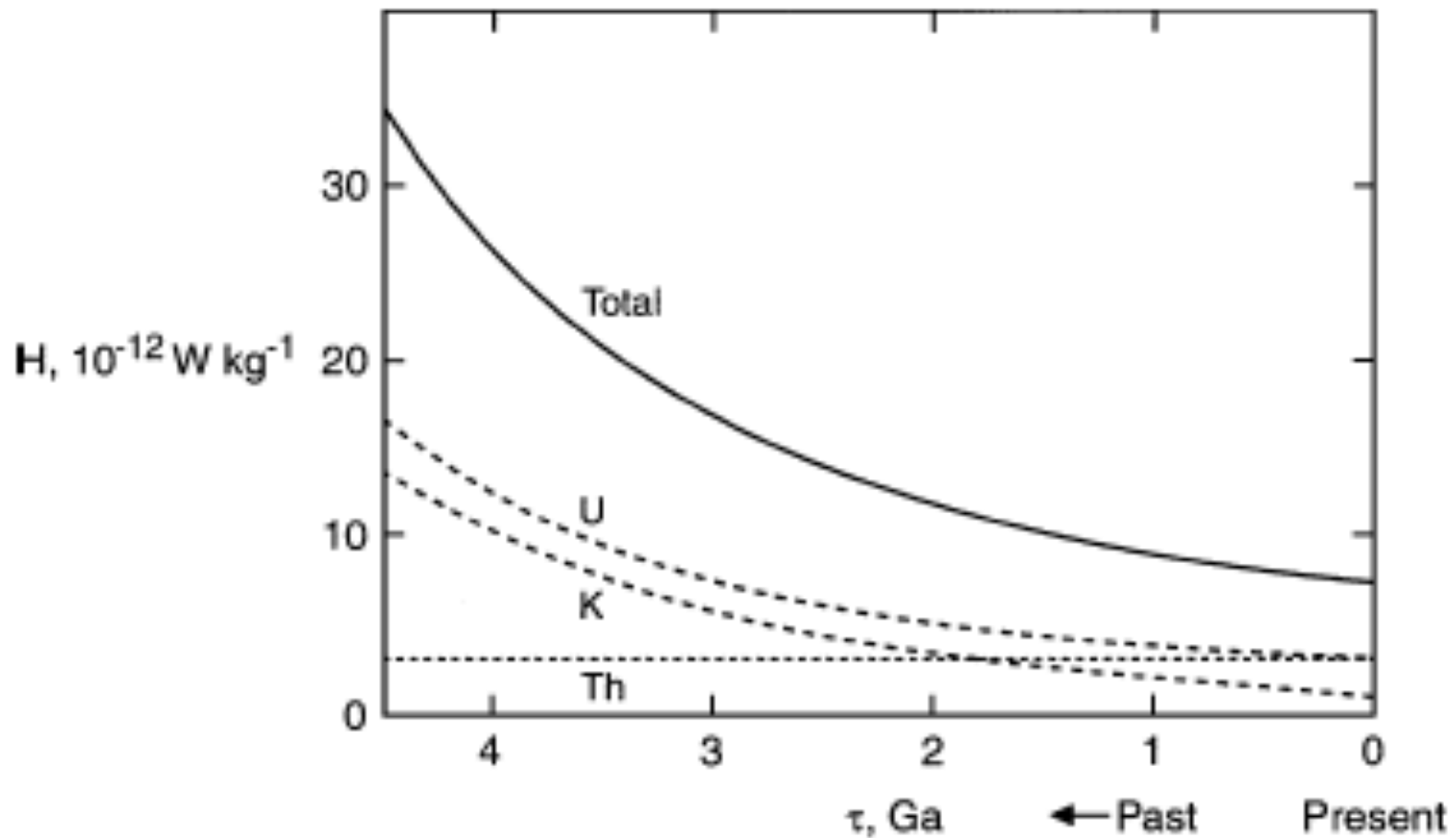
$$C = C_0 \exp [t \ln 2 / \tau_{1/2}]$$

E a produção passada pode ser achada através de

$$H = \sum C_0^X H^X \exp(t \ln 2 / \tau_{1/2}^X)$$

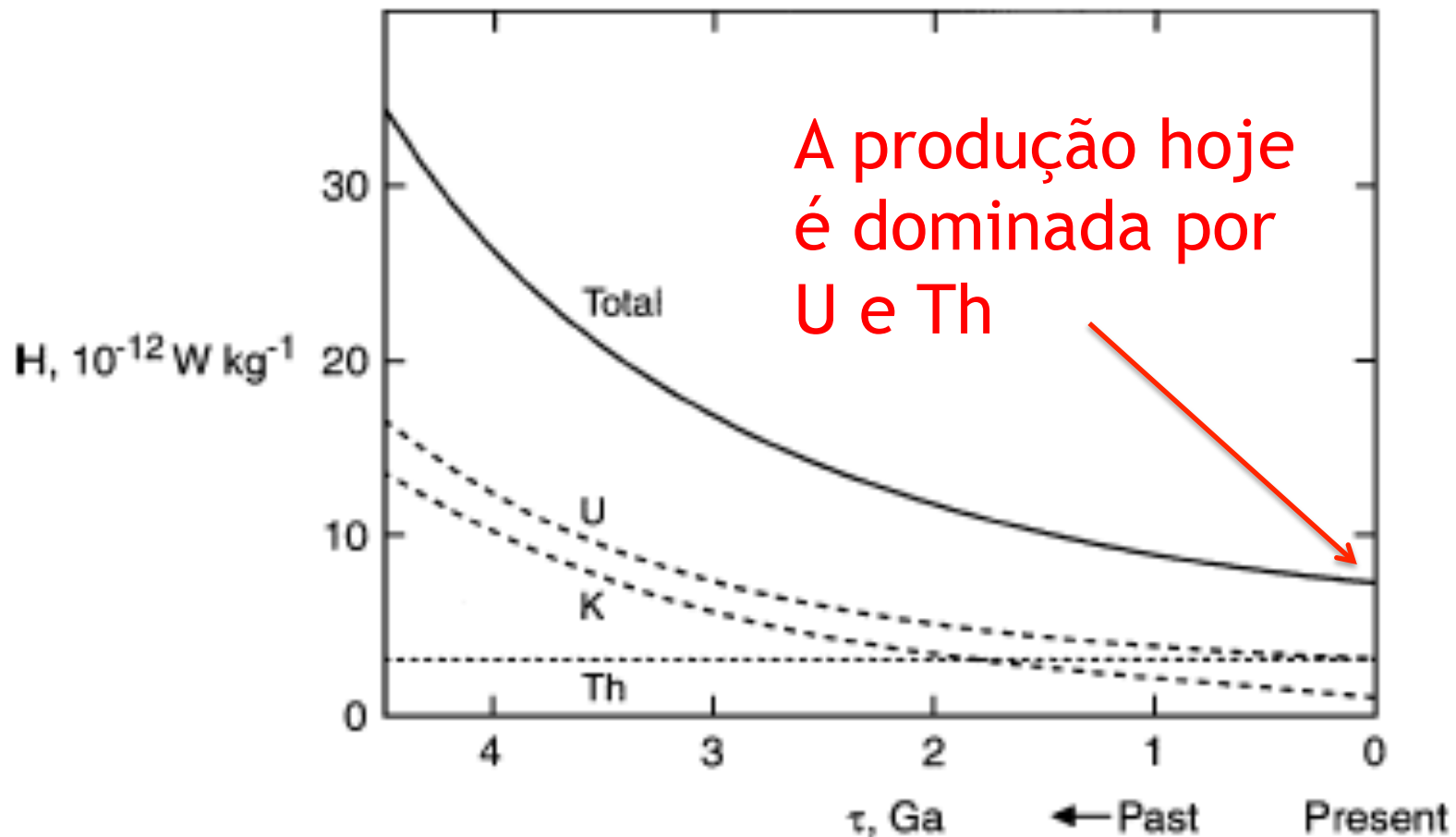
# Produção de calor no passado

Substituindo os valores da tabela:



# Produção de calor no passado

Substituindo os valores da tabela:



# Produção de calor no passado

Substituindo os valores da tabela:

