

Introduction aux Géosciences

Plan du cours : 2^{ème} semestre
(GL112)

**PHYSIQUE ET CHIMIE
DE LA TERRE**

COURS DISPONIBLE SUR INTERNET

Serveur step.ipgpp.jussieu.fr

—————> TICE

—————> Serveur de Cours

JE SERAI ABSENT

Vendredi prochain

(3 février)

Organisation du cours

Cours le Vendredi:
8 séances

Présence aux TD

Colles (avis des moniteurs = 10% note)

Examen
Juin 2006

- TD assurés par
Frédéric Fluteau et Anne Mangeney

- Colles par moniteurs

PLAN

1°) Energie et températures dans la
Terre

2°) Eléments de dynamique

3°) Champ de pesanteur

4°) Mesure de la déformation

5°) Sismologie et tremblements de terre

6°) Chimie des roches

Ouvrages conseillés

**Ouvrage collectif (sous la direction de H.- C. Nataf et J.
Sommeria)
La Physique et la Terre
(Belin, 2000)**

**Agnès Dewaele et Chrystèle Sanloup
L'intérieur de la Terre et des Planètes
(Belin, 2005)**

**Frank Press et Raymond Siever
Understanding Earth
(Freeman, 1997)**

Chapitre 1

Energie et températures

Profils verticaux de la température dans des forages profonds.



Un "pipe" de kimberlite



Mine Finsch, Afrique du Sud



Nodule de
péridotite

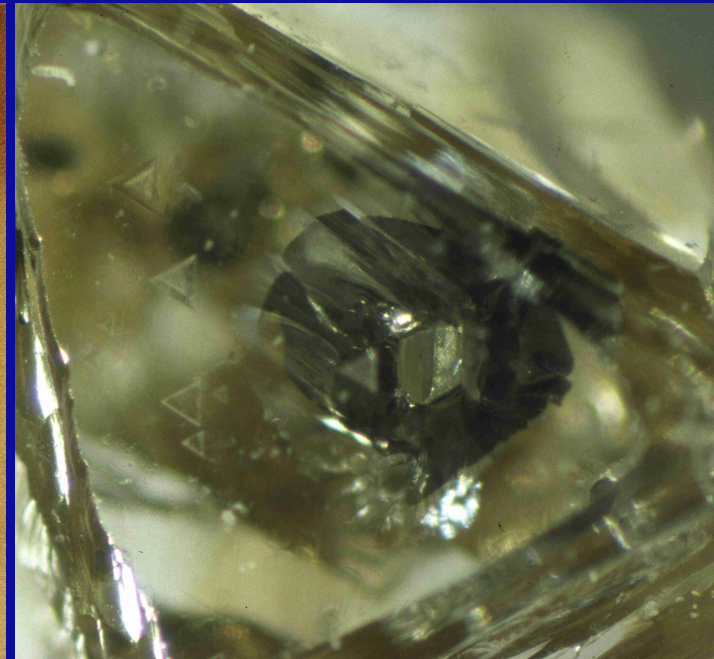
Minéraux piégés dans les diamants



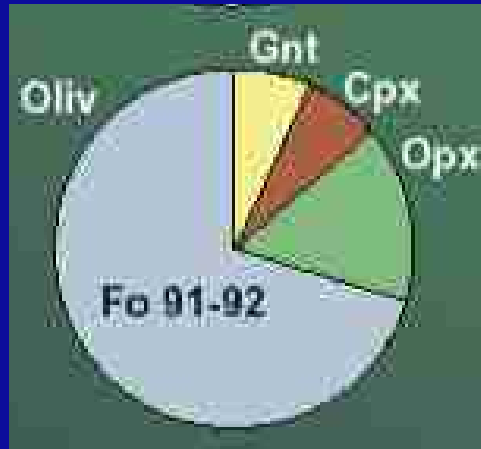
Grenats



Sulphates

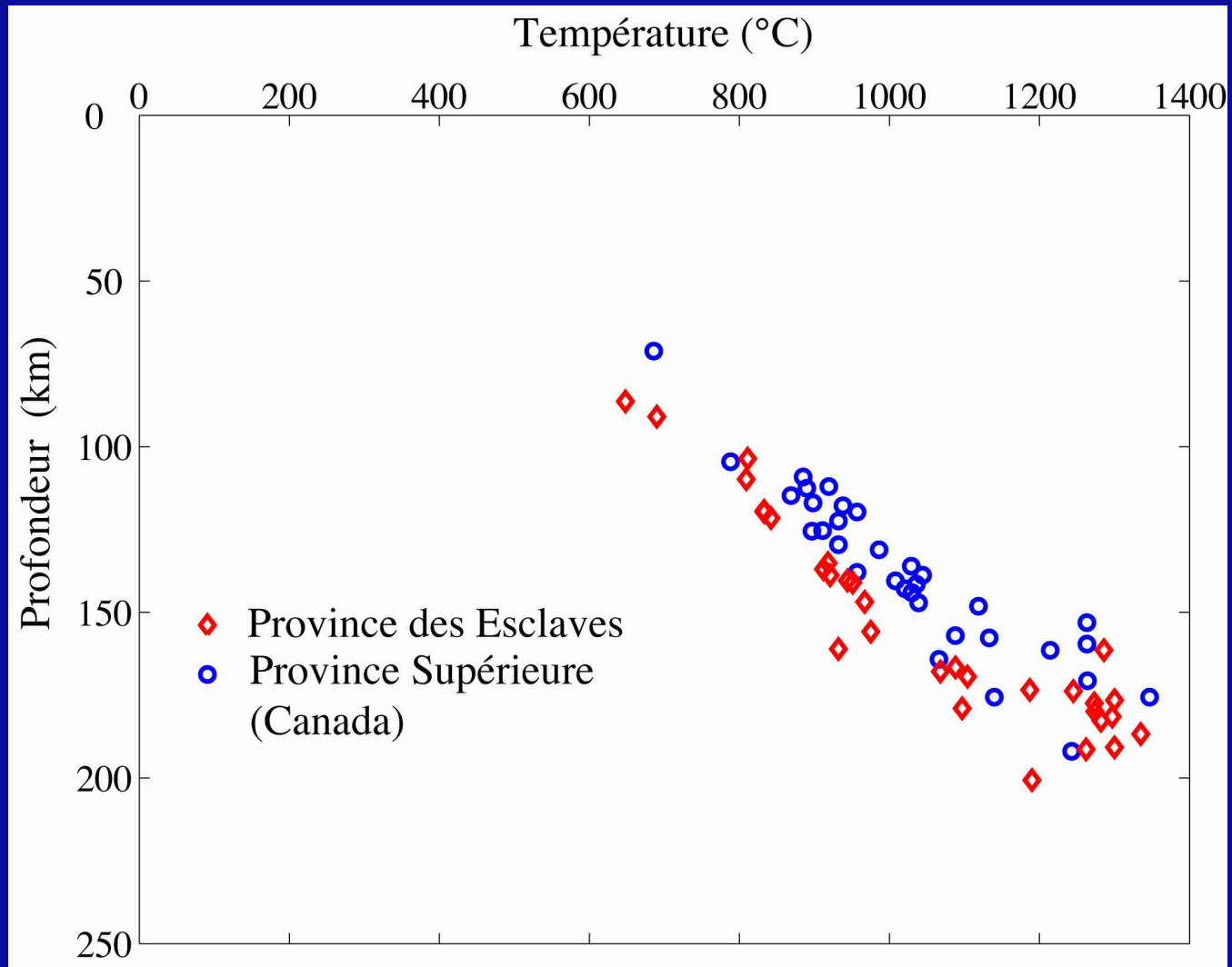


Les minéraux des nodules de péridotites ont des compositions particulières qui dépendent des conditions de P et T: **servent de thermomètres et de baromètres**

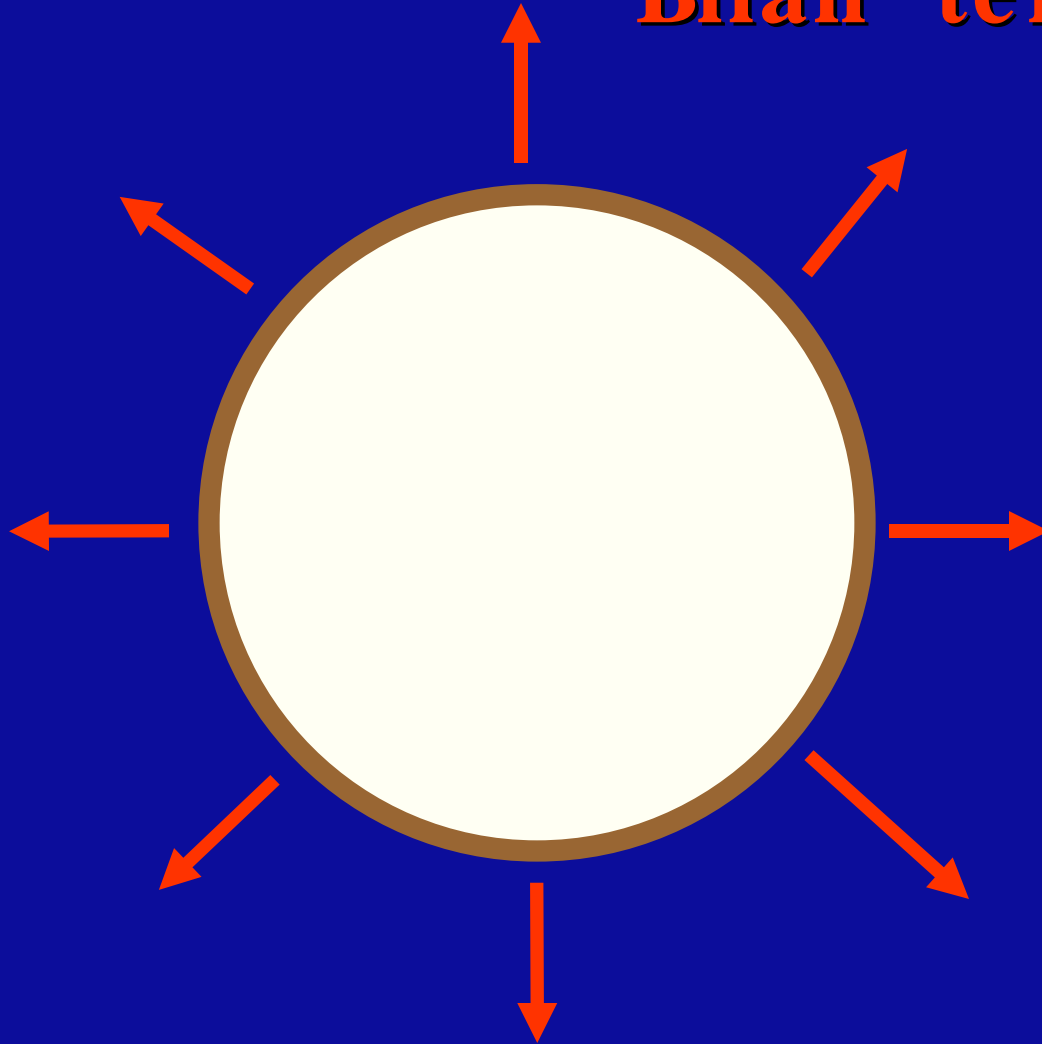


Olivine
Grenat
Clinopyroxène
Orthopyroxène

Profils verticaux de température dans les racines continentales (à partir de la composition des minéraux dans des fragments arrachés par des magmas: les “xénolithes”)



Bilan terrestre



Premier principe de la thermodynamique (bilan énergétique)

$$\Delta U = \Delta Q + \Delta W$$

Variation d'énergie =
perte (ou gain de chaleur)
+ travail des forces extérieures
(pression ou autre)

Quantité de chaleur (énergie)
par rapport à une température de référence
(température d'échange)

$$U = M C (T - T_0)$$

M = masse

C = chaleur massique (capacité calorifique)
 $\approx 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

Pour la Terre

(2) faite de roches faiblement déformables

(3) soumise à des forces extérieures très
petites

(pression, frottement du vent et des
océans)

$$\Delta W \approx 0$$

En raisonnant par unité de temps:

$$\frac{dU}{dt} = M C \frac{dT}{dt} = \frac{dQ}{dt}$$

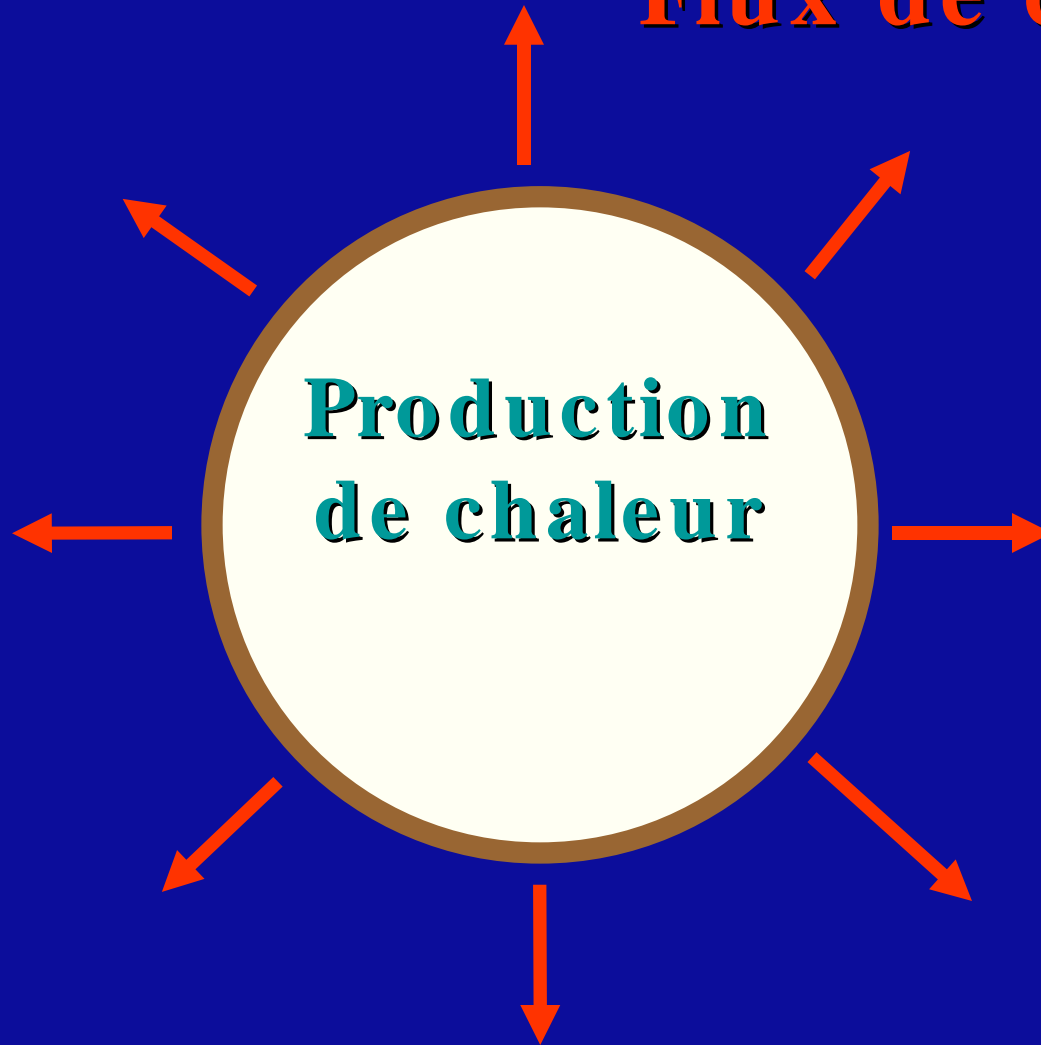
Bilan de chaleur:

Perte aux dépens de l'extérieur = Φ (< 0)

Production interne (désintégration radioactive) = $M H$ (

$$M C \frac{dT}{dt} = \frac{dQ}{dt} = \Phi + M H$$

Flux de chaleur



Eléments radioactifs libérant de la chaleur

Nucléi de	^{238}U	^{235}U	^{232}Th	^{40}K
$T_{1/2}$ (Ga)	4,46	0,70	14,0	1,26

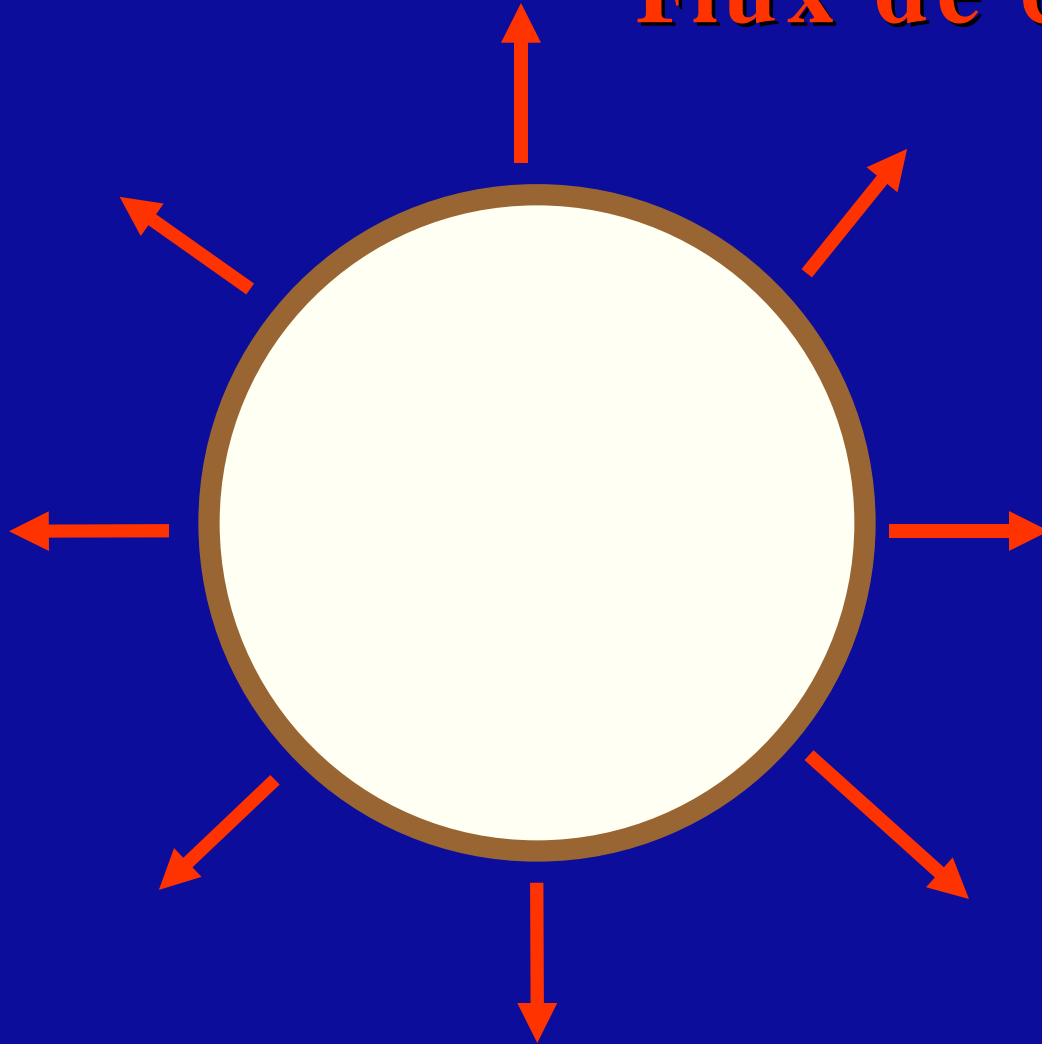
Production de chaleur de la Terre silicatée
(tout sauf noyau) $H = 5 \text{ pW kg}^{-1}$ ($\times 10^{-12} \text{ W kg}^{-1}$)

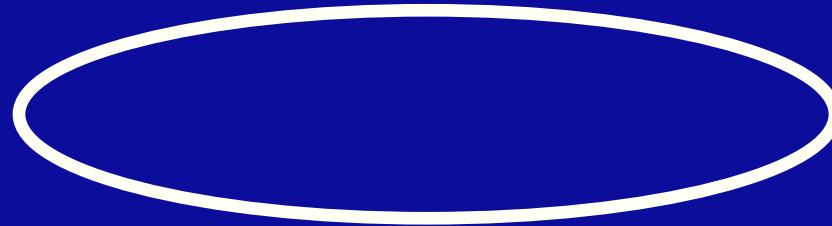
Production de chaleur par unité de volume
 $A = \rho H$, où ρ est la masse volumique.

**Production
de chaleur
MH**

$$MH = 20 \text{ TW (x } 10^{12} \text{ W)}$$

Flux de chaleur



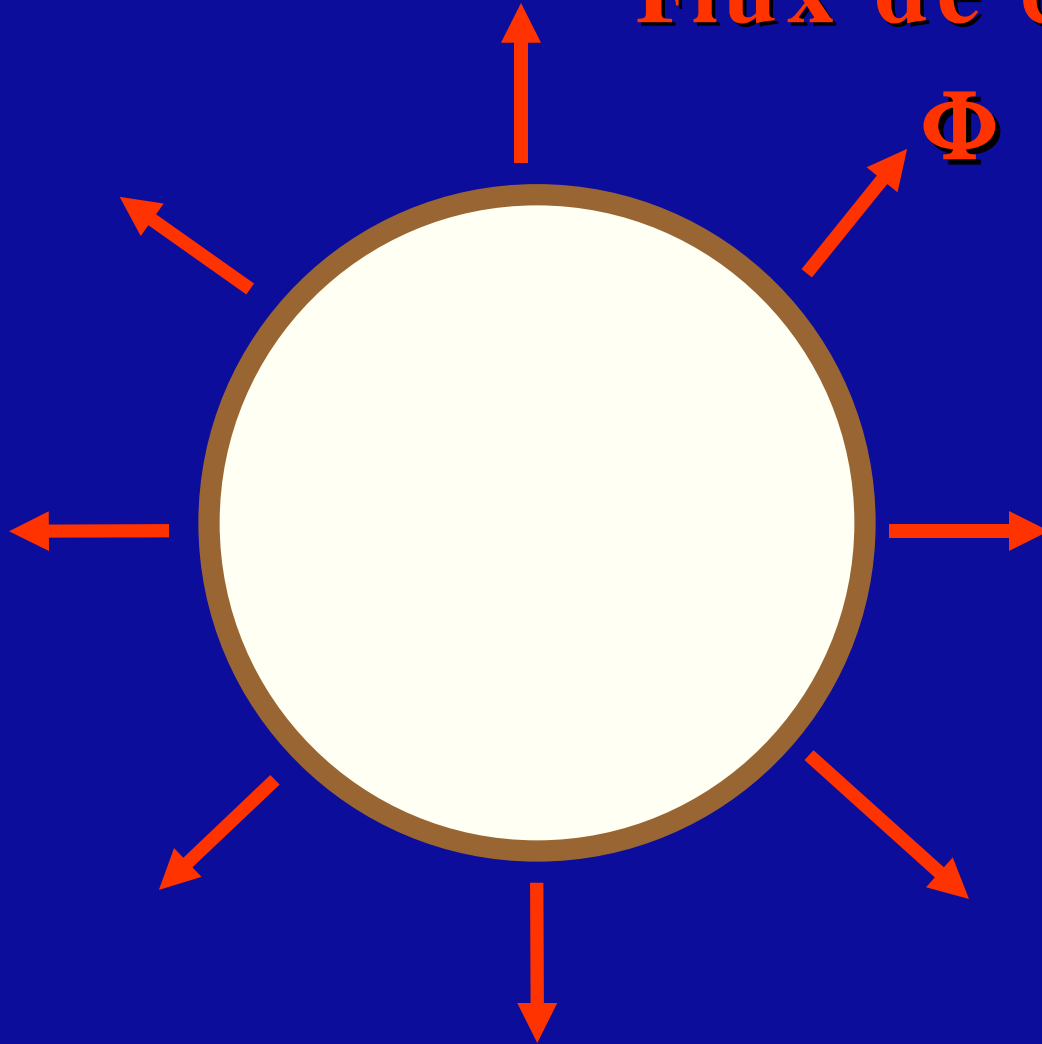


La densité de flux de chaleur ϕ est :

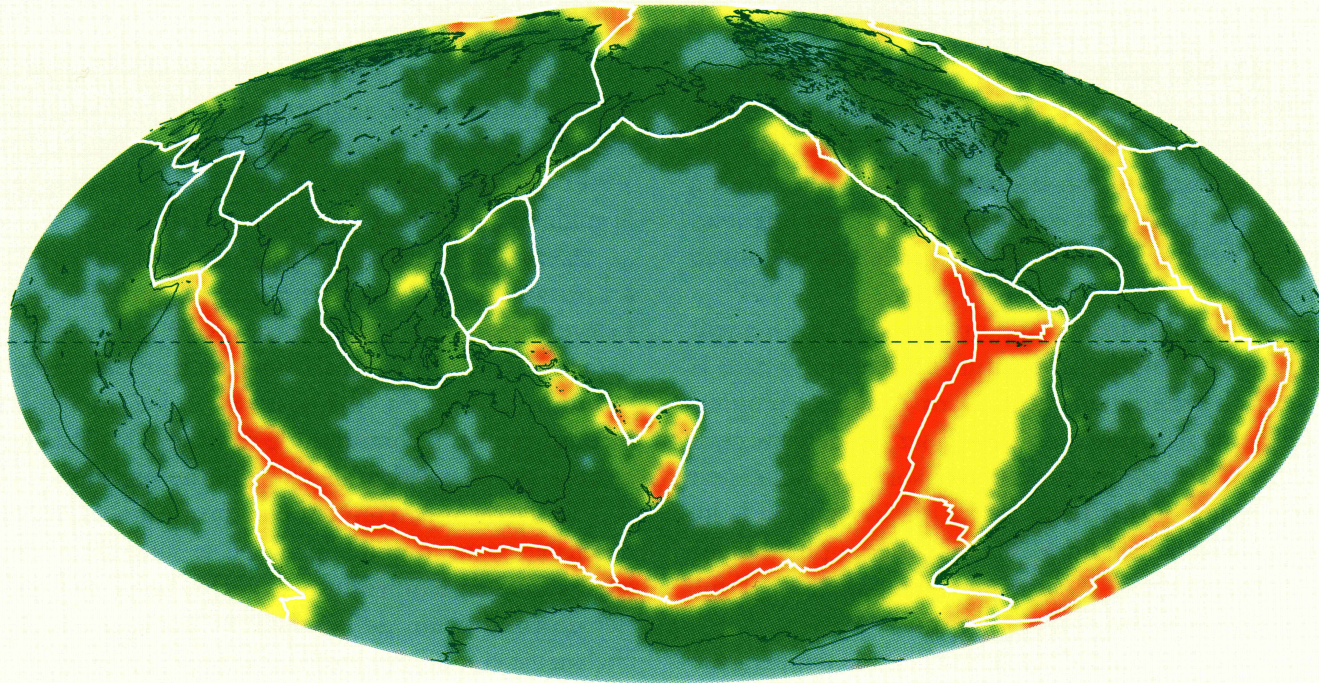
$$\phi = \frac{\text{Quantité de chaleur}}{\text{Unité de surface} \times \text{unité de temps}}$$

Flux de chaleur

$$\Phi = \iint_S \phi$$



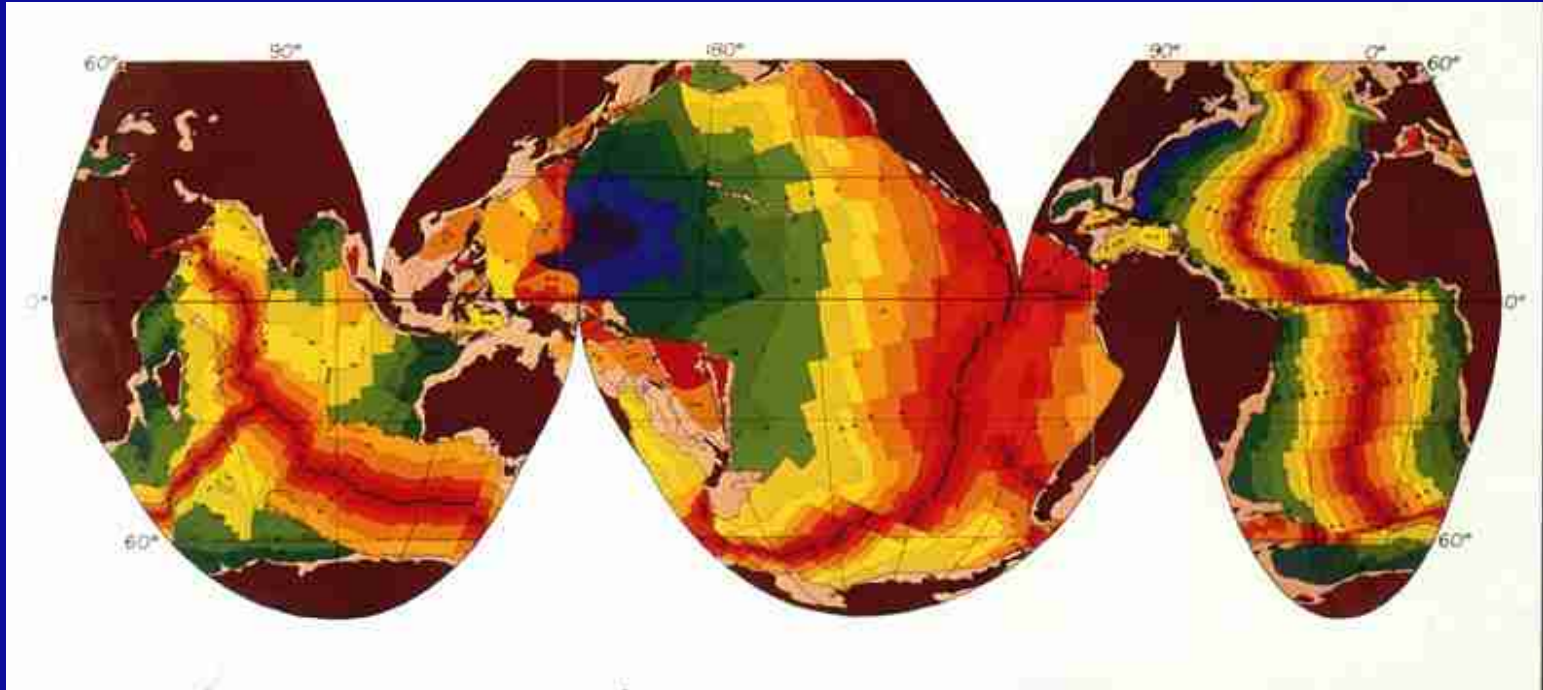
DISTRIBUTION DE LA DENSITE DE FLUX DE CHALEUR



m W m^{-2}



FLUX DE CHALEUR TERRESTRE



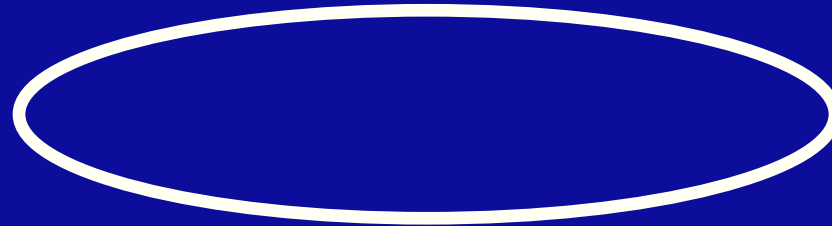
Densité moyenne de flux = $80 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$

Flux total $\Phi \approx 40 \text{ TW} = 40 \cdot 10^{12} \text{ Watts}$

Bilan de chaleur:

$$M C \frac{dT}{dt} = \Phi + M H$$
$$= - 20 \times 10^{12} \text{ W}$$

$$\frac{dT}{dt} \approx - 100 \text{ K Ga}^{-1}$$



La densité de flux de chaleur ϕ est :

$$\phi = \frac{\text{Quantité de chaleur}}{\text{Unité de surface} \times \text{unité de temps}}$$

Loi de Fourier (conduction)

Densité de flux de chaleur = $k \frac{dT}{dz}$

Conductivité
thermique

Gradient
de
température

Attention aux signes (voir plus tard) !!

La loi de Fourier $\phi = k \frac{dT}{dz}$

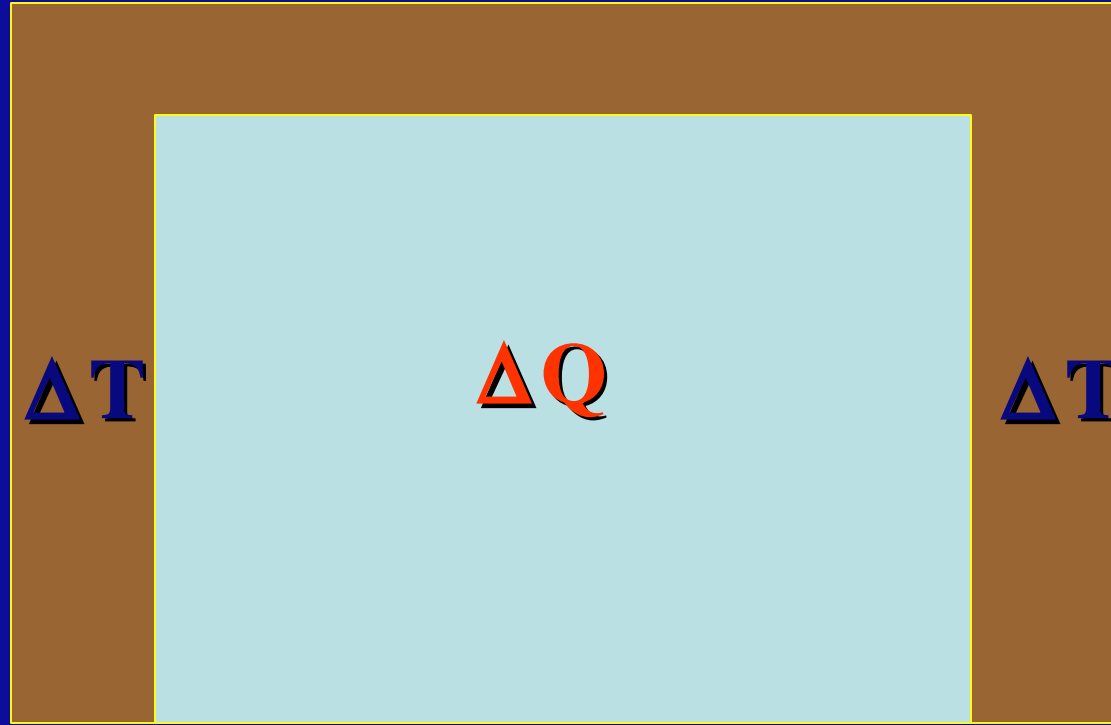
Ou sa réciproque:

$$\frac{dT}{dz} = \frac{1}{k} \phi$$

 “résistivité” thermique

est l’analogie de la loi d’Ohm: $U = R I$

Exemple: le chauffage d'une habitation



Murs d'épaisseur d .

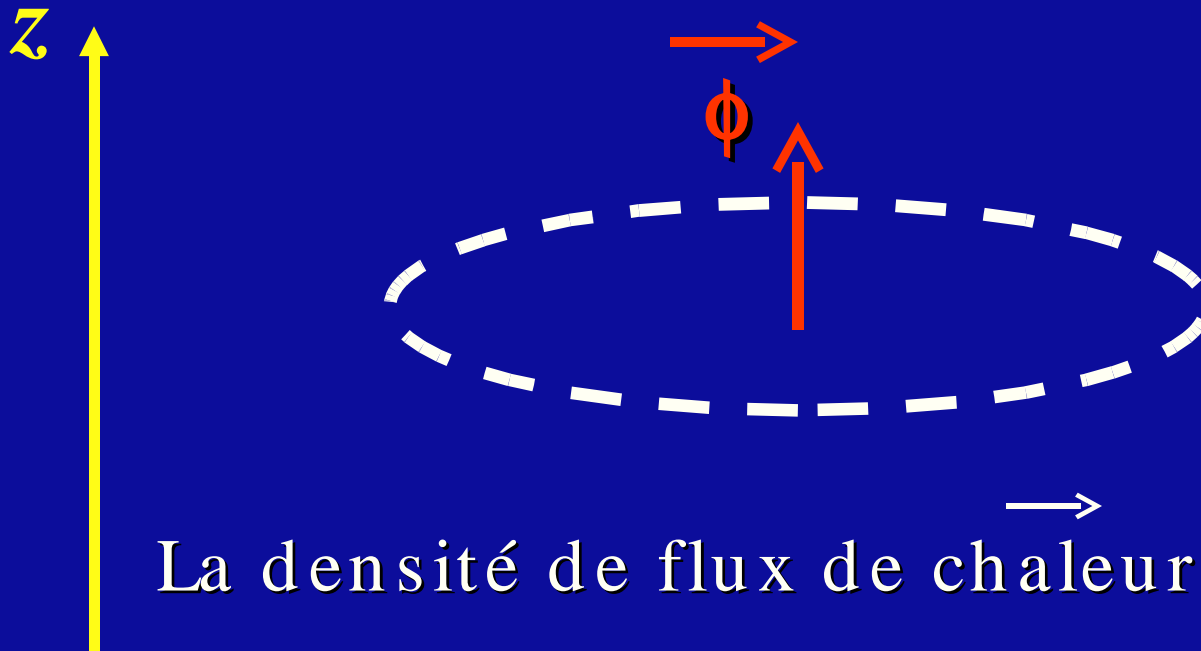
Energie apportée (chauffage) $\Delta Q = S \phi \frac{\Delta T}{d} S$

$$\Delta T = \frac{\Delta Q}{S} \frac{d}{k}$$

La conductivité thermique

Unités $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$

Matériau	Conductivité
Roches sédimentaires	1 - 6
Gneiss	2 - 6
Granite	2 - 6
Eau	0.6
Béton	0.9
Bois	0.2
Or	290



La densité de flux de chaleur $\vec{\phi}$ est :

un vecteur

(la chaleur est transportée dans une direction)

Projeté sur un axe (ici l'axe vertical Oz),
il est caractérisé par sa valeur algébrique

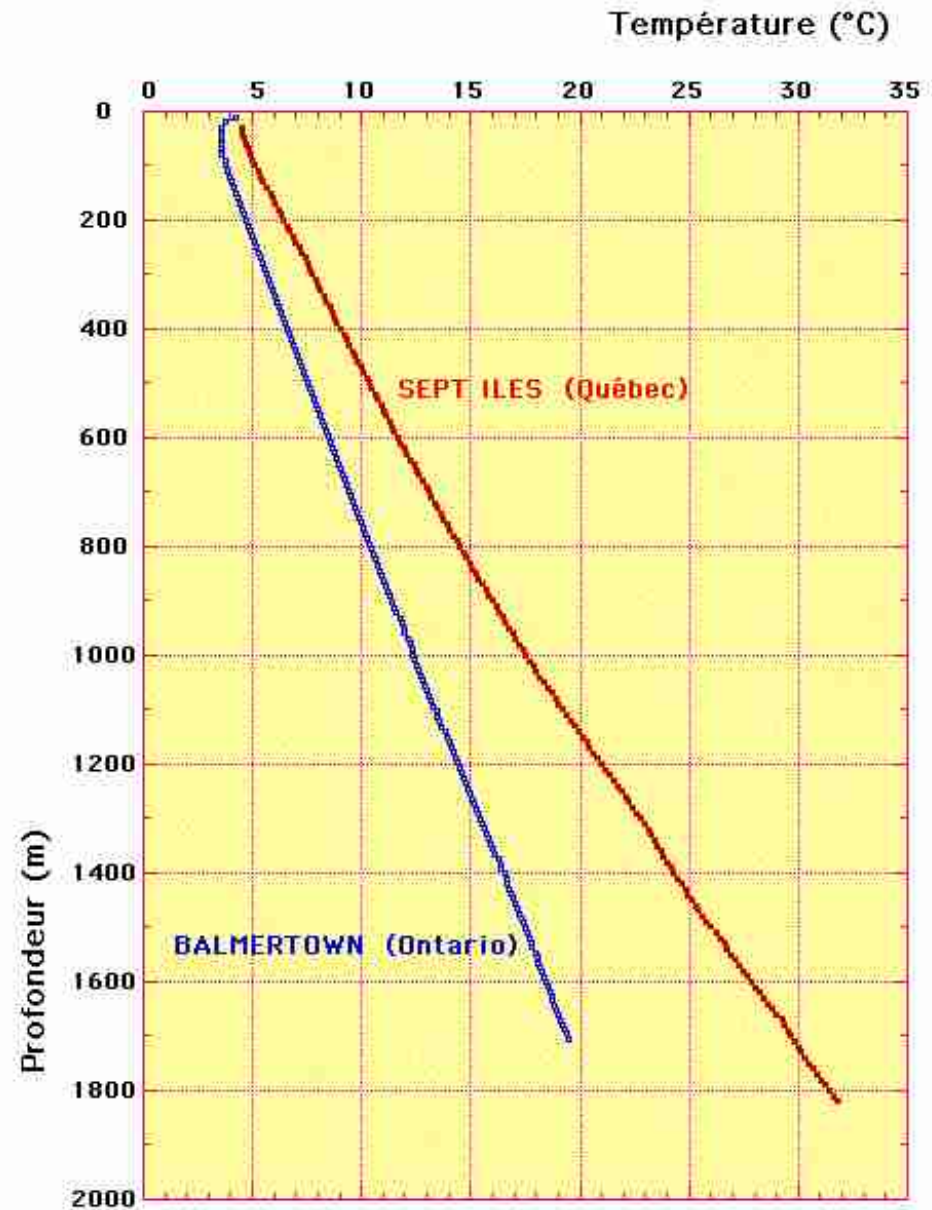
En valeurs algébriques selon l'axe Oz

$$\phi(z) = -k \frac{dT}{dz}$$

**Le transport de chaleur est de signe opposé
à celui du gradient de température:
(la chaleur va du chaud vers le froid).**

il tend à uniformiser les températures.

$$\phi = -\frac{dT}{dz}$$





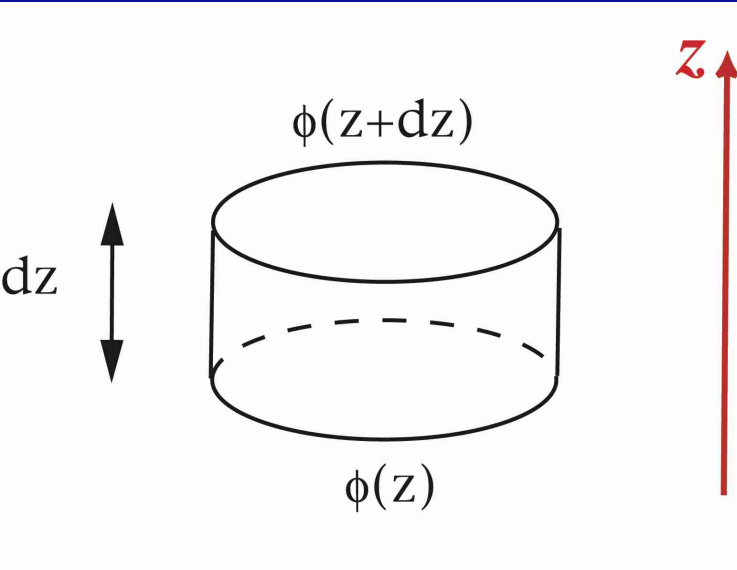
Sonde (thermistance
au 1/1000 °C)

Conductivité thermique : déterminée sur carottes de forage.



**Bilan de chaleur
en régime permanent**
(le milieu est à
l'équilibre et
la température est
constante)

8. Pas de radioactivité



$\phi(z+dz)$

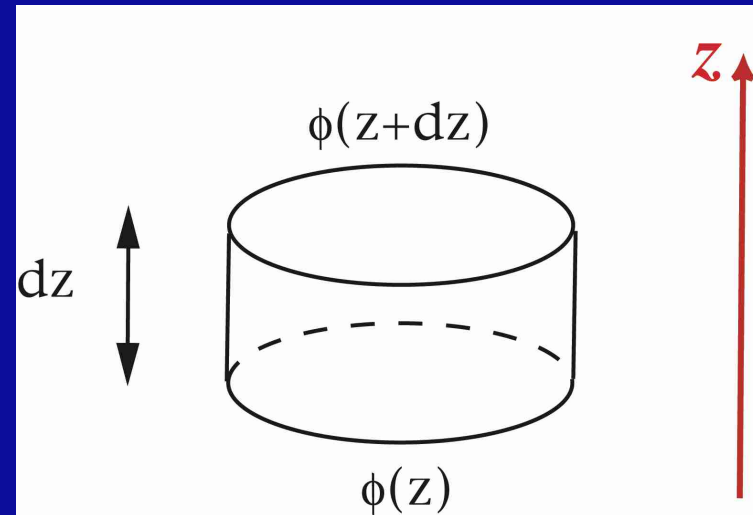
$\phi(z)$

$$\phi(z) S - \phi(z+dz) S = 0$$
$$\frac{\phi(z+dz) - \phi(z)}{dz} = 0$$

$$\frac{d\phi}{dz} = 0$$

Conclusion:

$\phi(z) = \text{constant}$



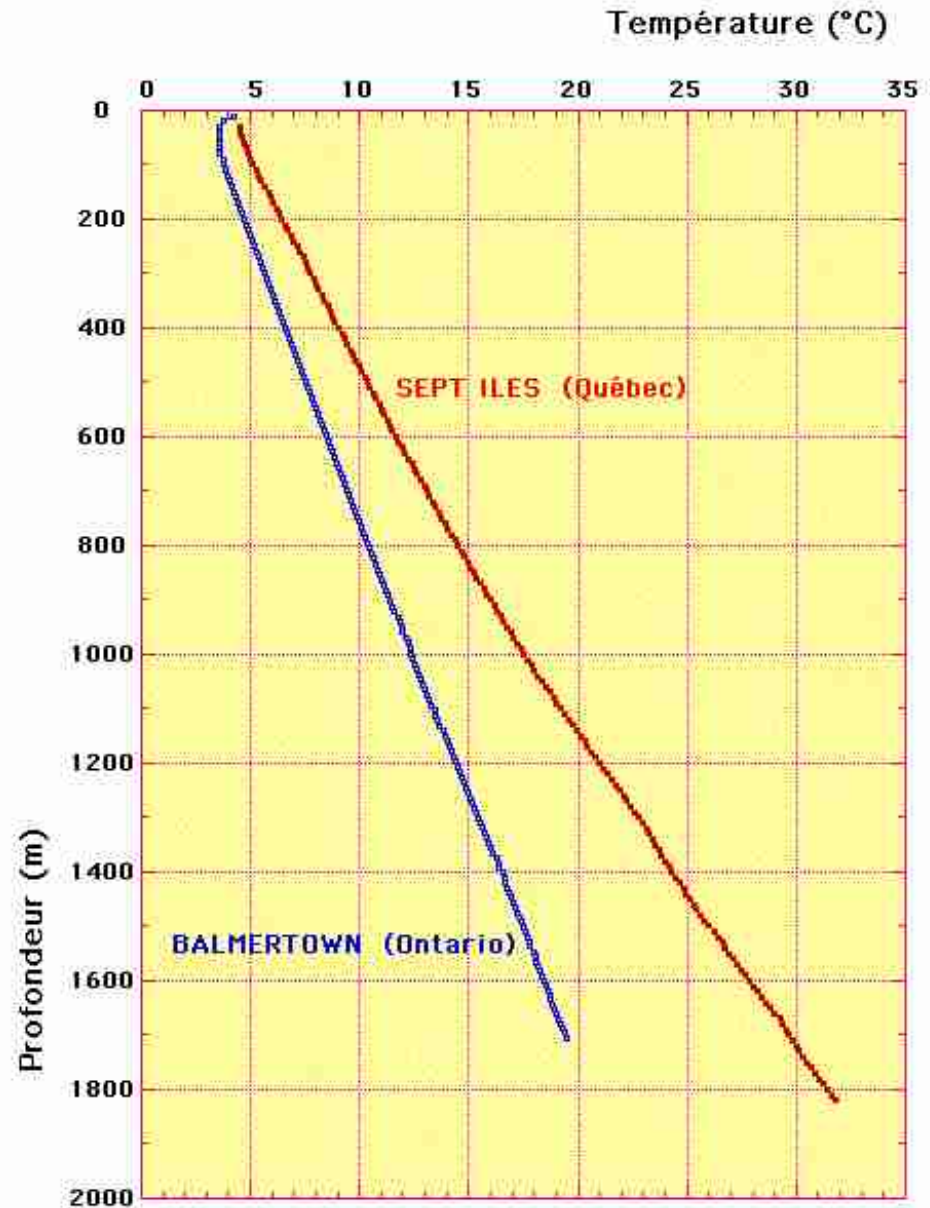
$$\phi(z) S - \phi(z+dz) S = 0$$

$$\frac{\phi(z+dz) - \phi(z)}{dz} = 0$$

$$\frac{d\phi}{dz} = 0$$

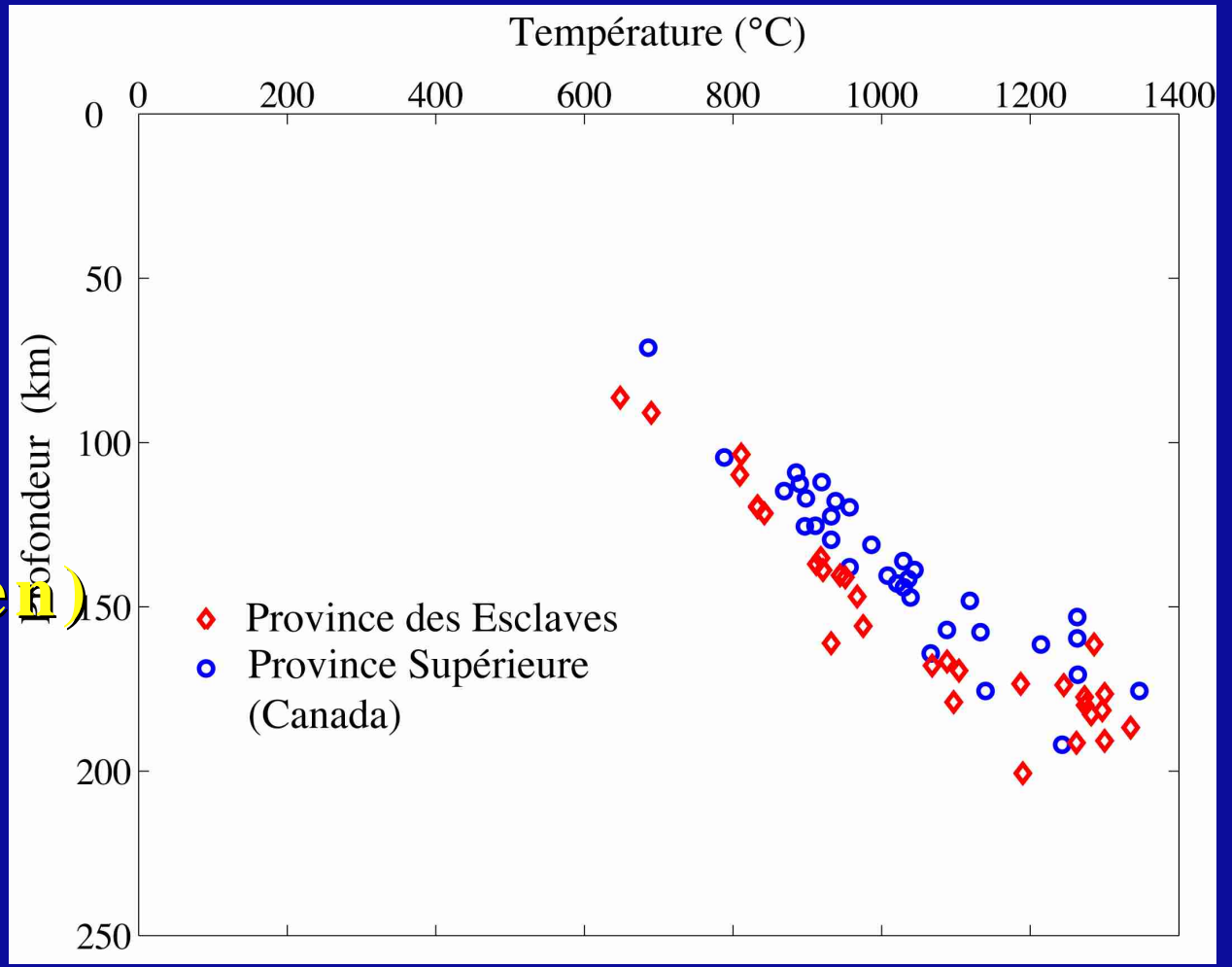
Gradient géothermique superficiel (continent ancien)

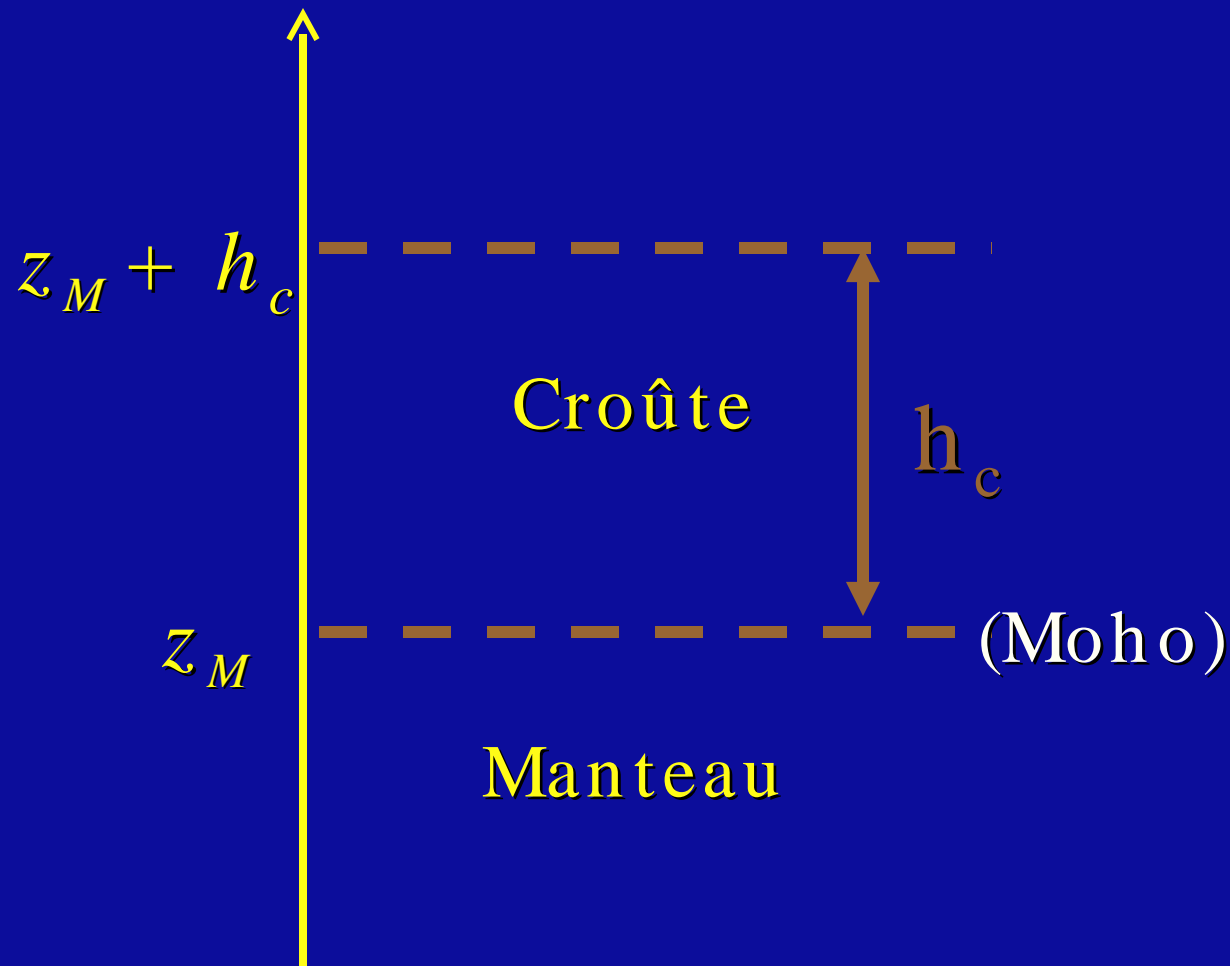
$\approx 10 - 15 \text{ K km}^{-1}$



**Gradient
géothermique
profond
(sous la croûte)
(continent ancien)**

$\approx 5 \text{ K km}^{-1}$



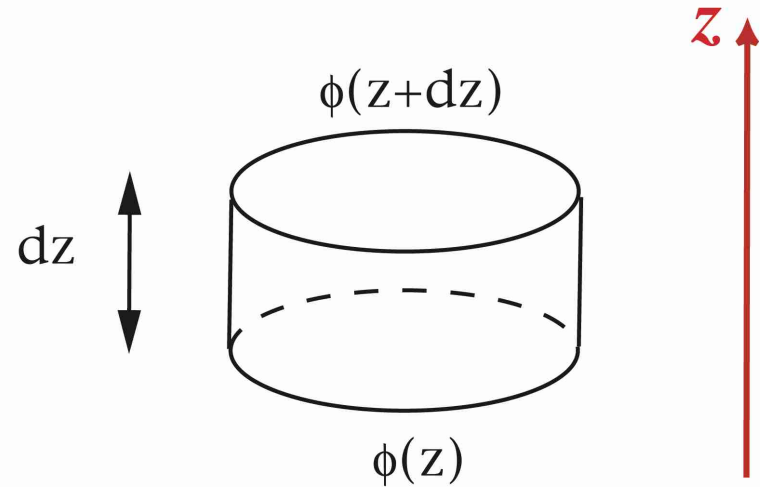


La croûte est enrichie en éléments radioactifs:
 $H_c \approx 100 \times H$ (moyenne terrestre)

Bilan de chaleur en régime permanent

2. Avec radioactivité

A = production de chaleur / unité de volume



$$\phi(z) S - \phi(z+dz) S + A (S dz) = 0$$

$$-\frac{\phi(z+dz) - \phi(z)}{dz} + A = 0$$

$$-\frac{d\phi}{dz} + A = 0$$

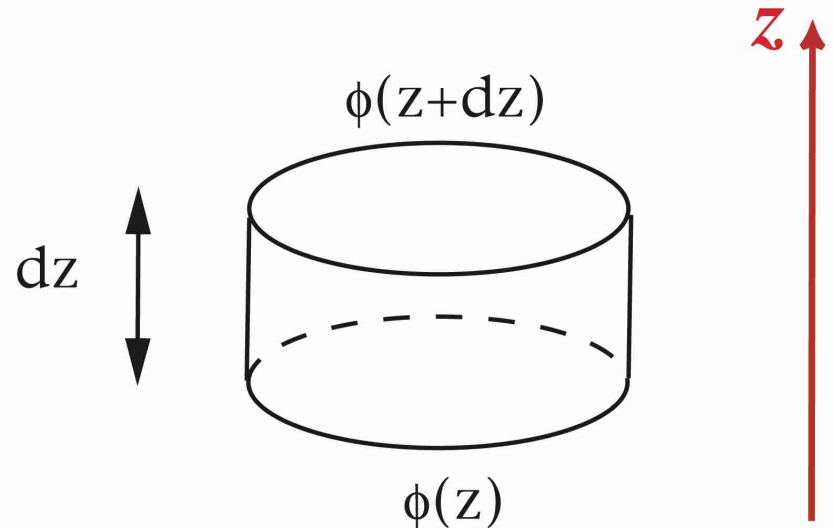
Conséquence :

$$\phi(\mathbf{h}_c + \mathbf{z}_M) - \phi(\mathbf{z}_M)$$

$$= \int_{\mathbf{z}_M}^{\mathbf{h}_c + \mathbf{z}_M} \mathbf{A}(\mathbf{z}) d\mathbf{z}$$

$A = \text{constante}$

$$\phi(\mathbf{h}_c + \mathbf{z}_M) = \phi(\mathbf{z}_M) + A \mathbf{h}_c$$



$$-\frac{d\phi}{dz} + A = 0$$

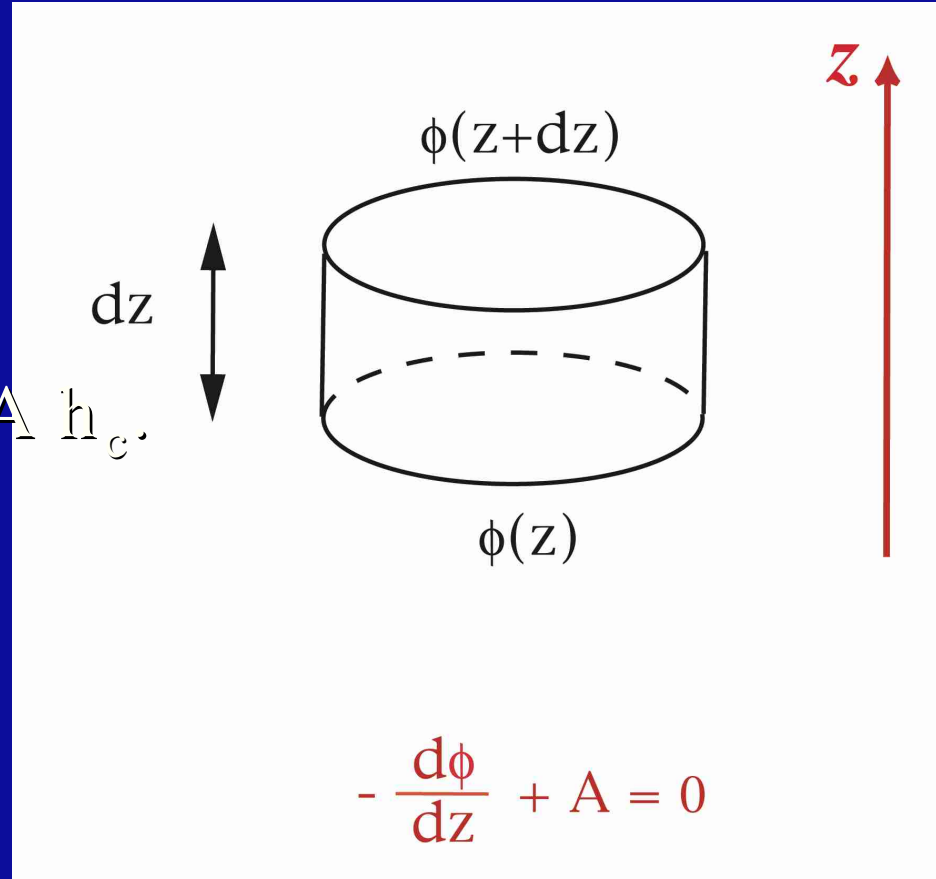
Conséquence :

$A = \text{constante}$

$$\phi(h_c + z_M) = \phi(z_M) + A h_c.$$

Pour la Terre:

$$\phi(h_c + z_M) > \phi(z_M)$$

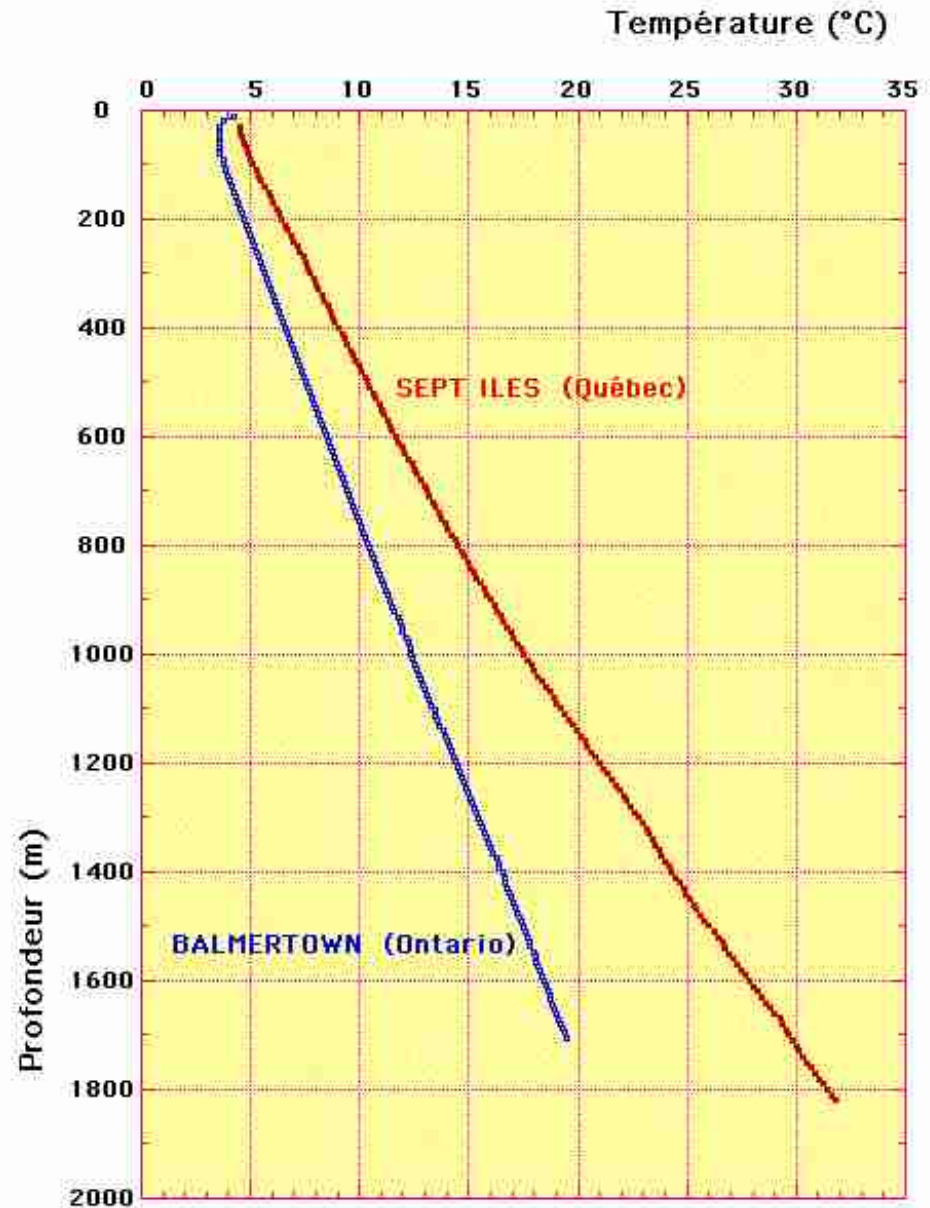


et donc aussi $\left| \frac{dT}{dz} \right| (h_c + z_M) > \left| \frac{dT}{dz} \right| (z_M).$

Attention aux signes (ici ce sont les valeurs absolues qui son

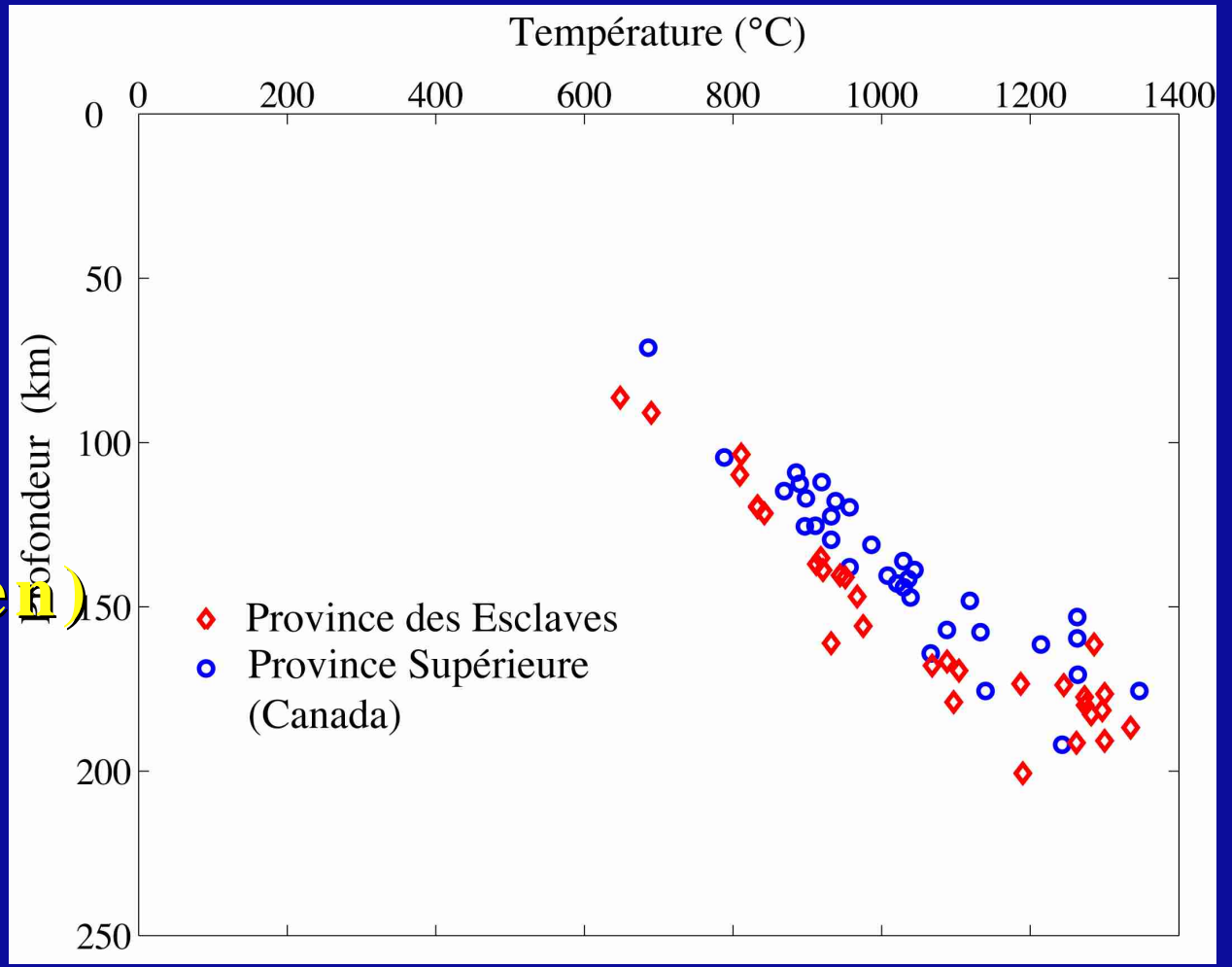
Gradient géothermique superficiel (continent ancien)

$\approx 10 - 15 \text{ K km}^{-1}$

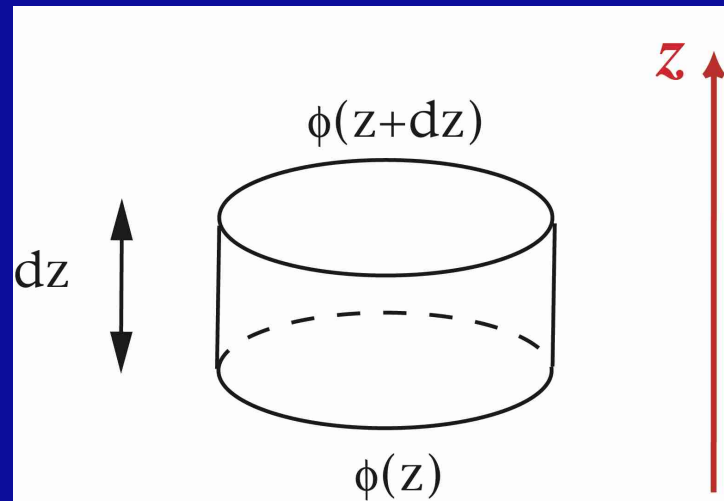


**Gradient
géothermique
profond
(sous la croûte)
(continent ancien)**

$\approx 5 \text{ K km}^{-1}$



EQUATION DE LA TEMPERATURE



$$-\frac{d\phi}{dz} + A = 0$$

$$\phi = -k \frac{dT}{dz}$$

$$k \frac{d^2T}{dz^2} + A = 0$$

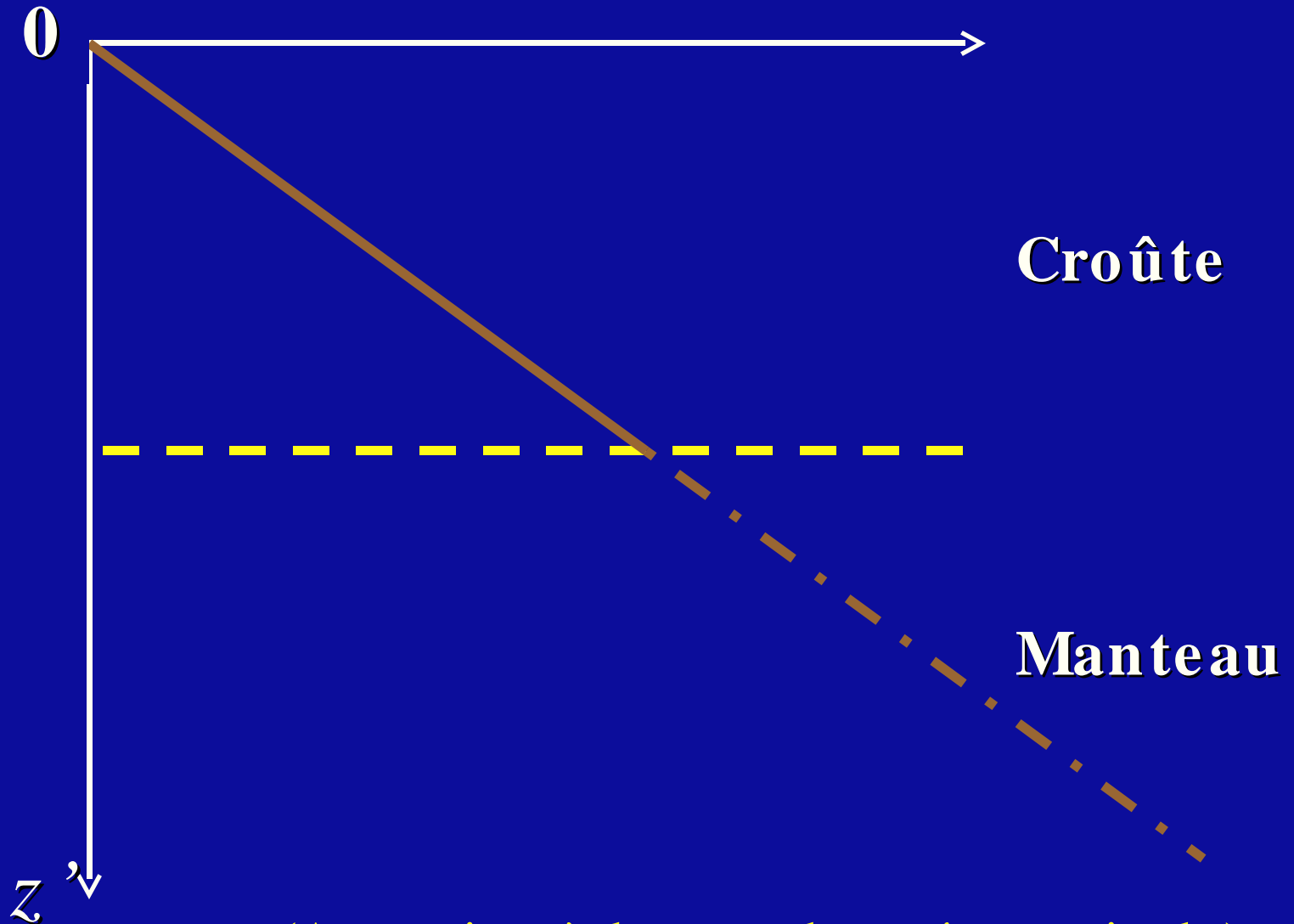
$$k \frac{d^2 T}{dz^2} + A = 0$$

(1) Pas de production de chaleur $A = 0$

$$k \frac{d^2 T}{dz^2} = 0$$

$$\frac{dT}{dz} = \text{cte}$$

PROFIL VERTICAL DE LA TEMPERATURE



(Attention à la coordonnée verticale)

$$k \frac{d^2T}{dz^2} + A = 0$$

(2) Avec production de chaleur A (cte)

$$\frac{d^2T}{dz^2} = -\frac{A}{k}$$

PROFIL VERTICAL DE LA TEMPERATURE

