

# III – Les zones de divergences : zones de création de la lithosphère océanique.

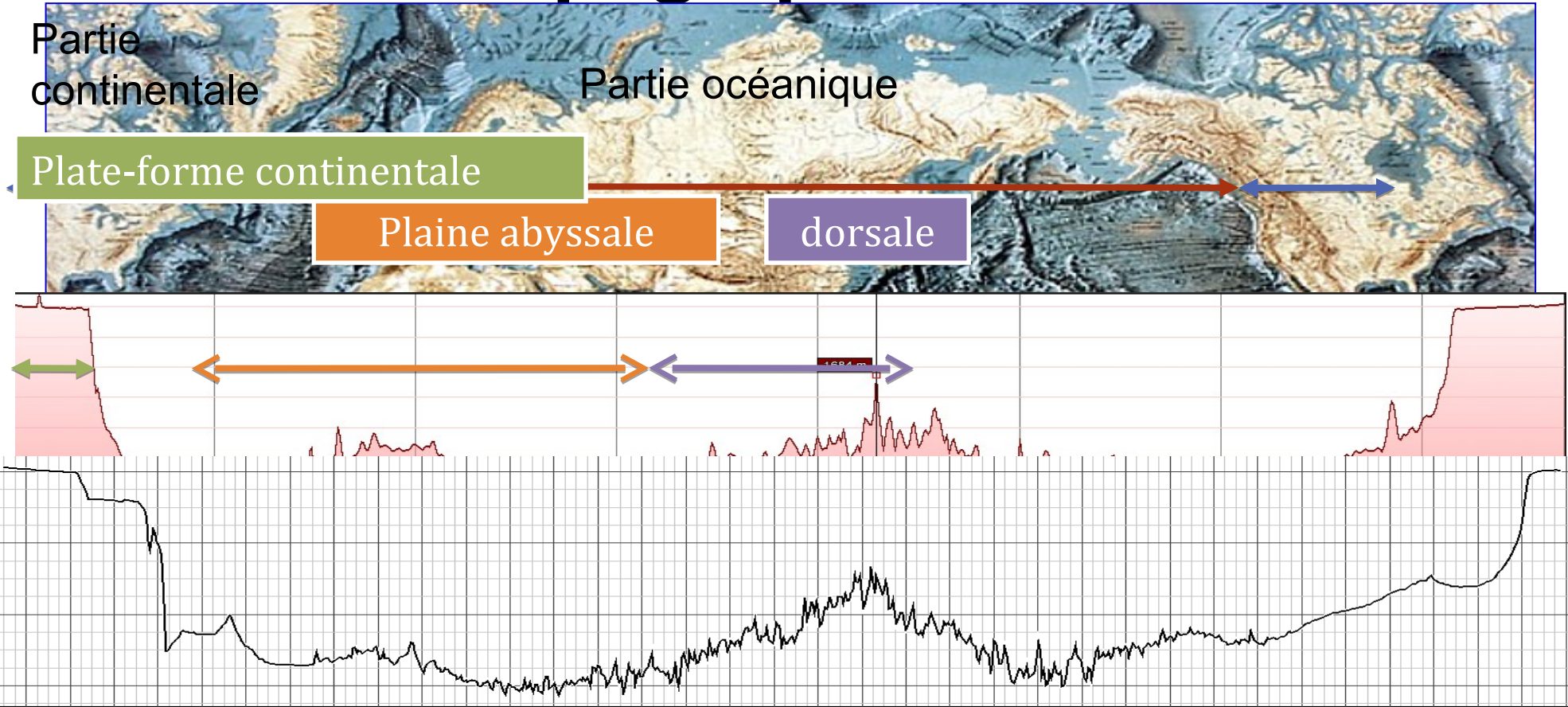


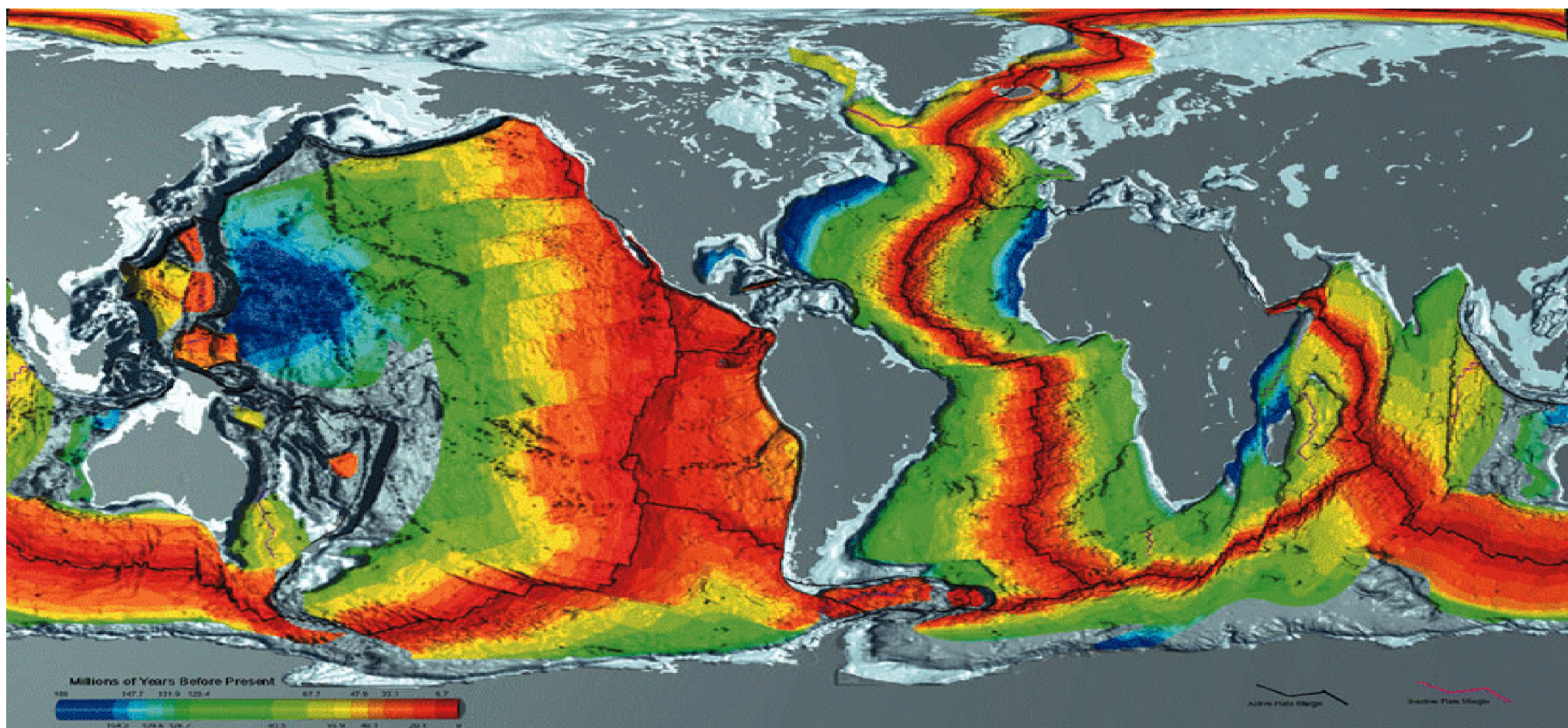
Pont entre 2 plaques, en Islande.  $63^{\circ} 52' 05,99''$  N,  
 $22^{\circ} 40' 31,03''$  O.

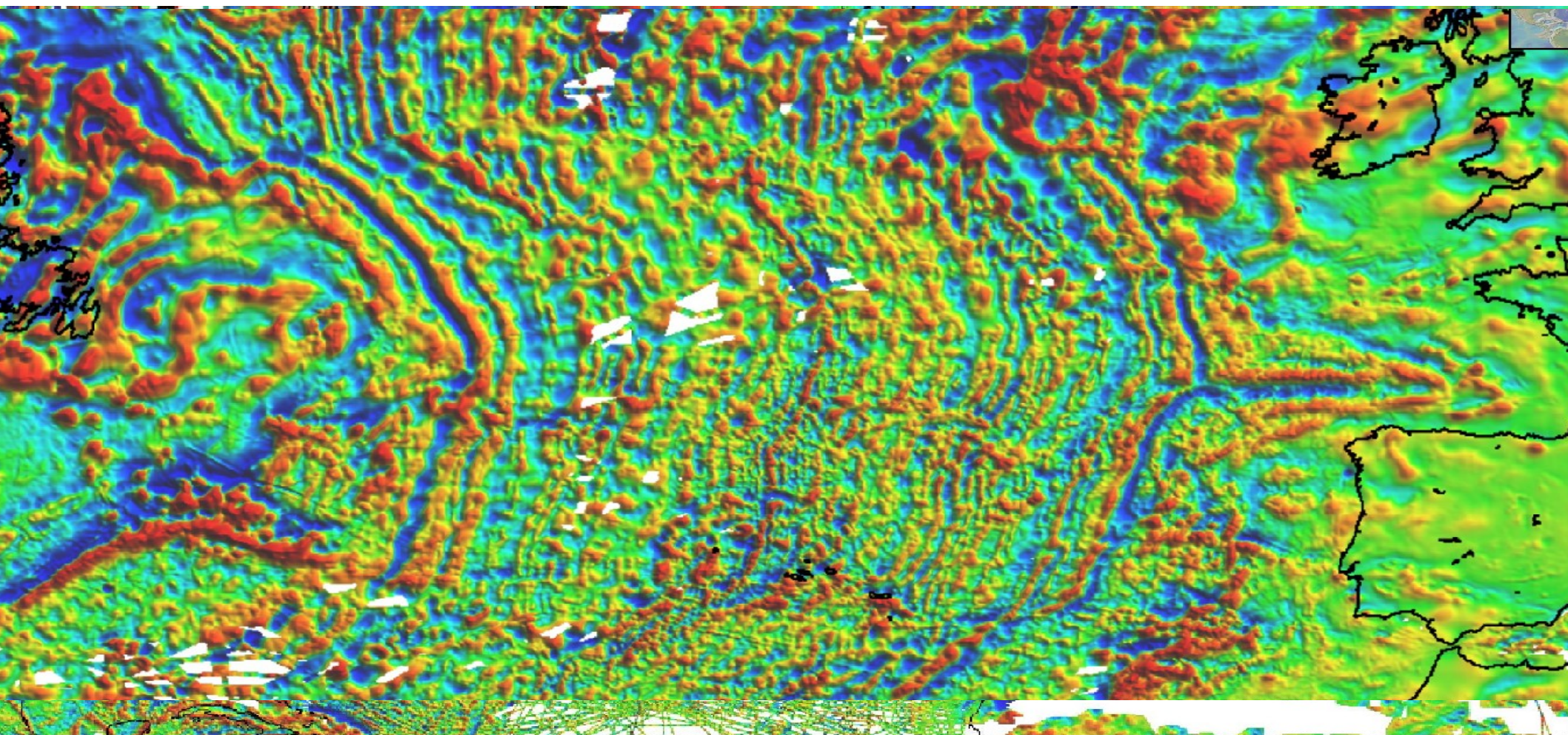
# **A- La mise en place de la lithosphère océanique..**

**... Création par magmatisme....**

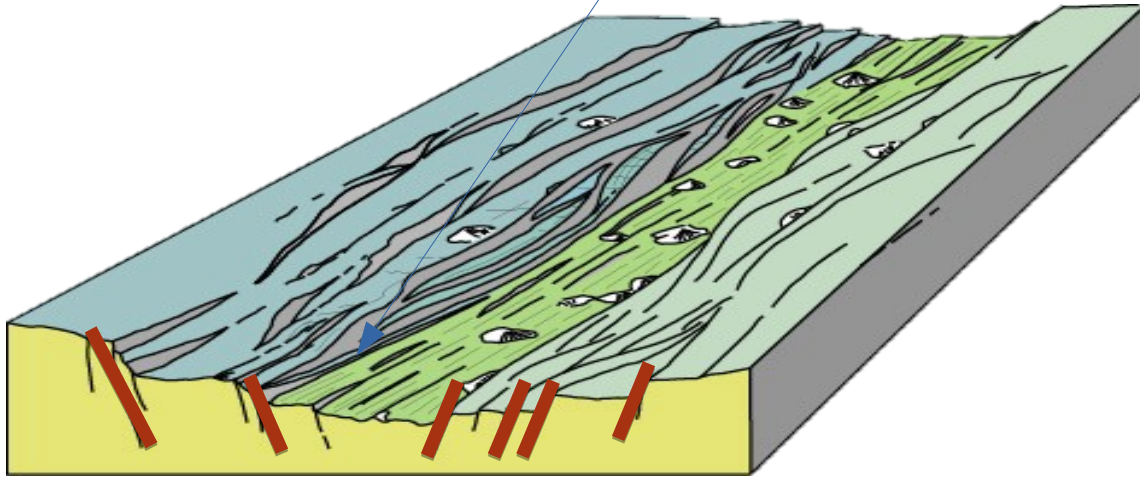
# La détermination de la topographie des océans



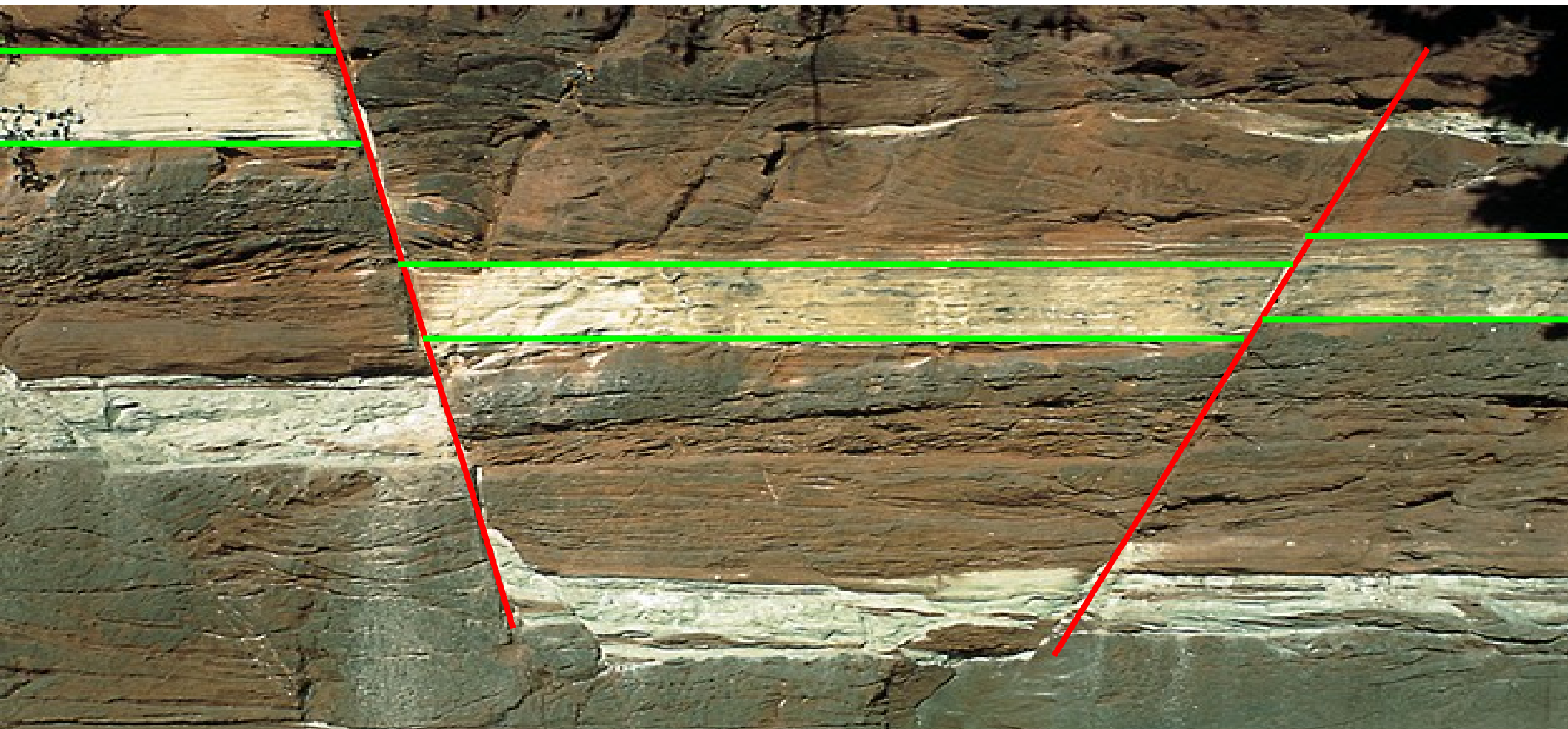


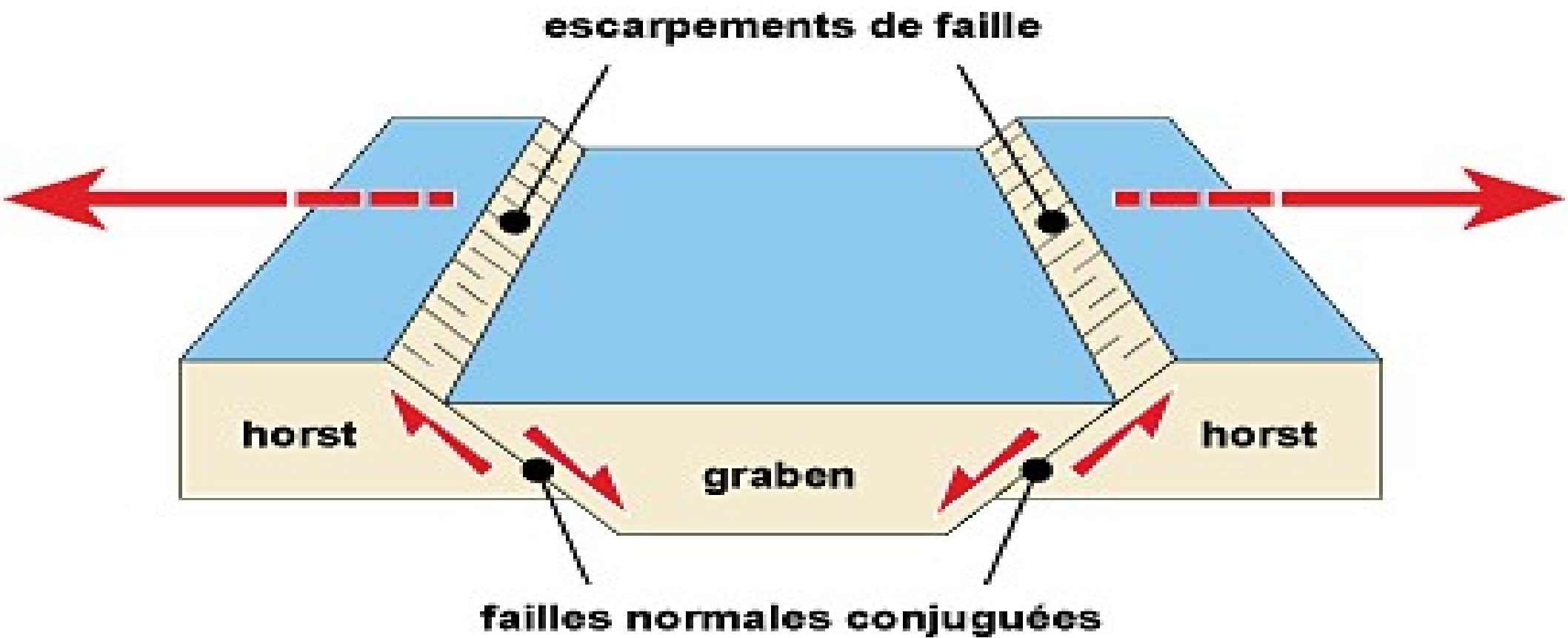


Initialement rift (comme à l'est  
de l'Afrique)  
ou pas  
atlantique...

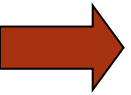




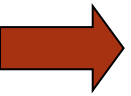
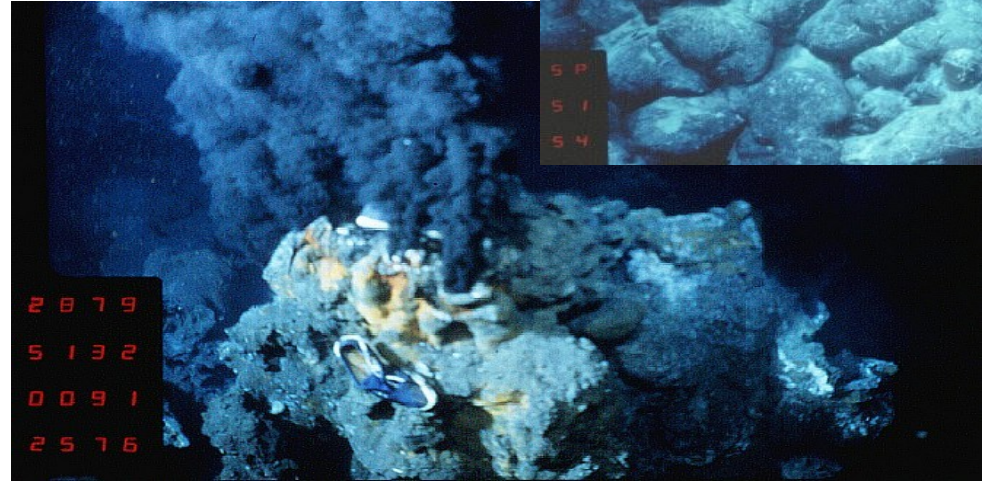




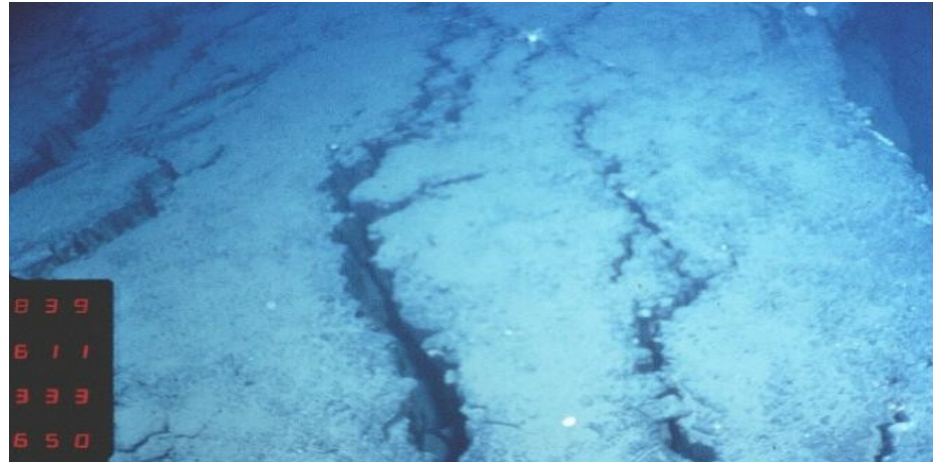
axe de la dorsale :

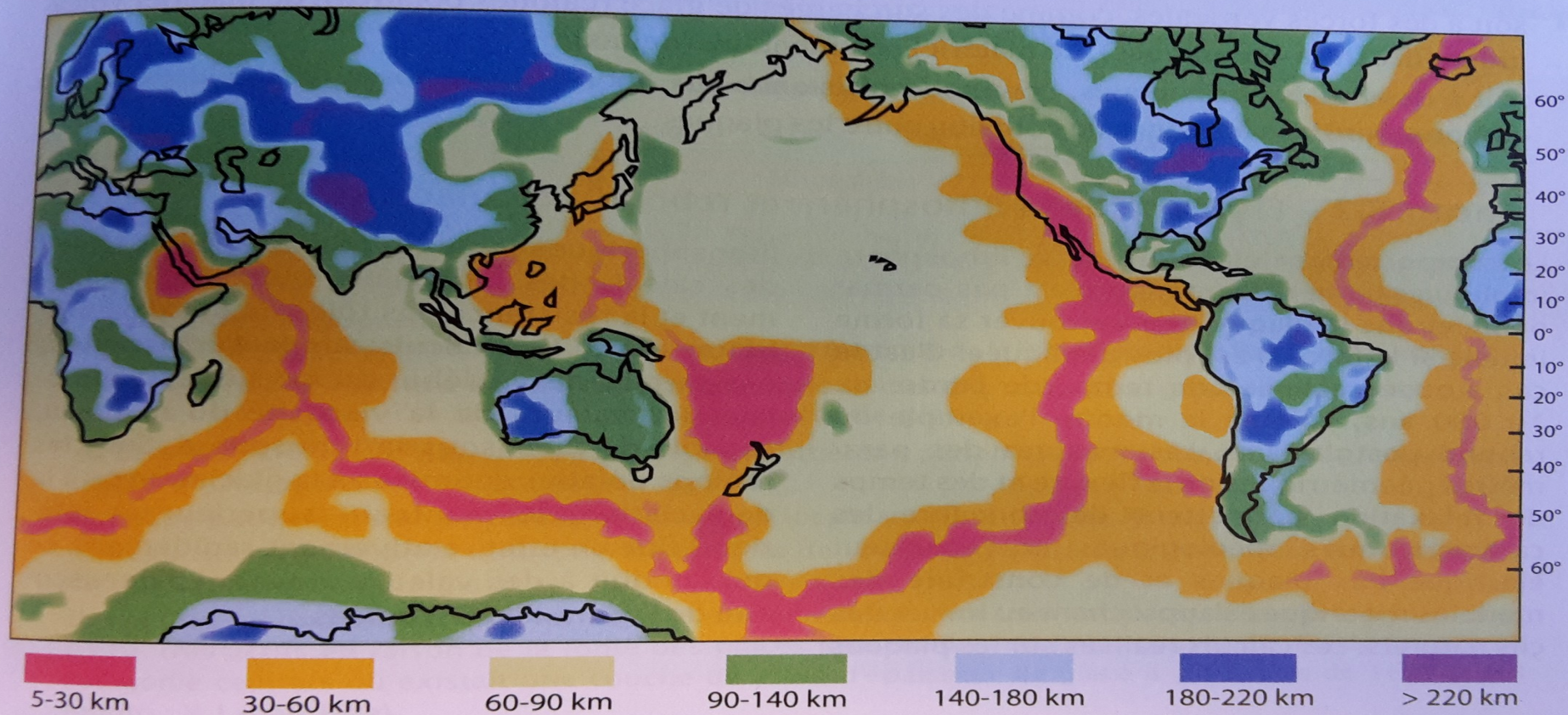


volcanisme et  
hydrothermalisme



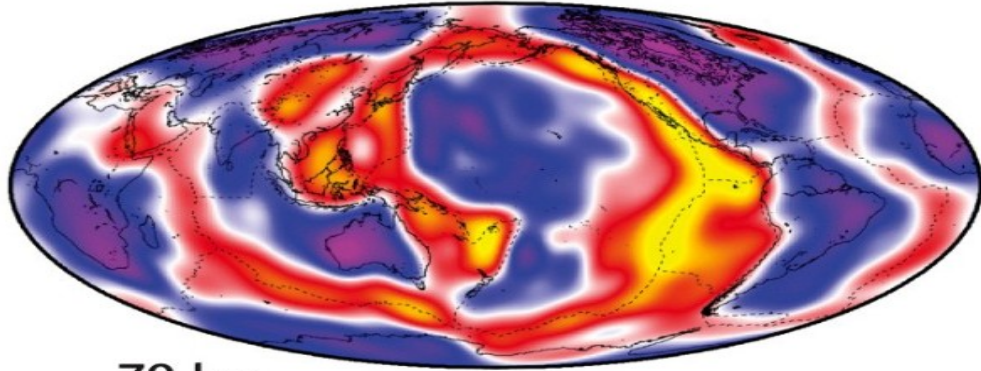
tectonique



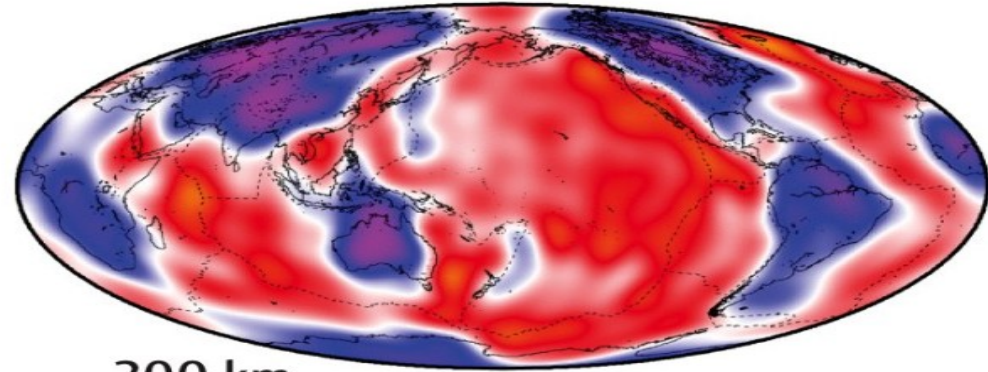


**Figure 8.2** Carte de l'épaisseur de la lithosphère mondiale.

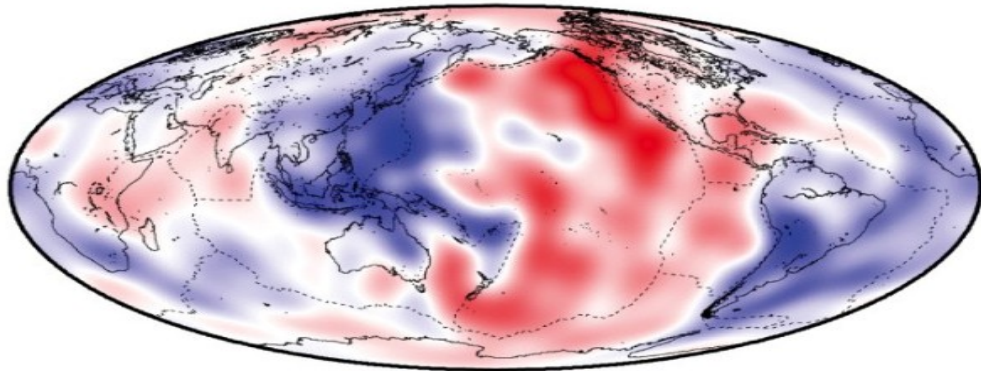
# Tomographie sismique



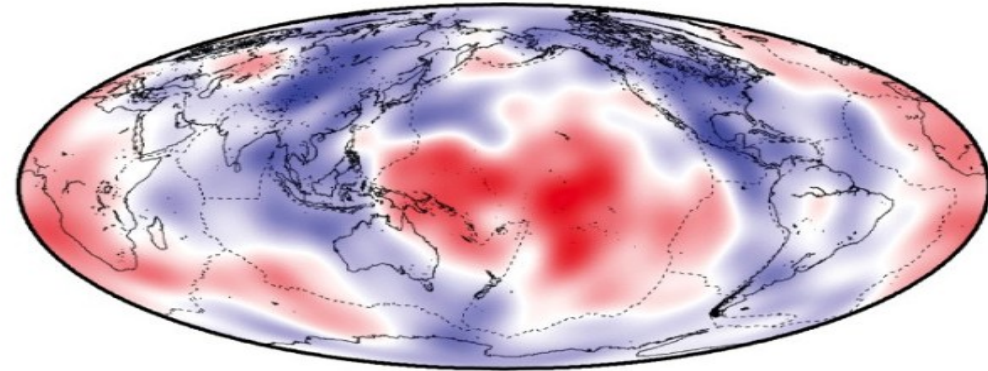
70 km



200 km

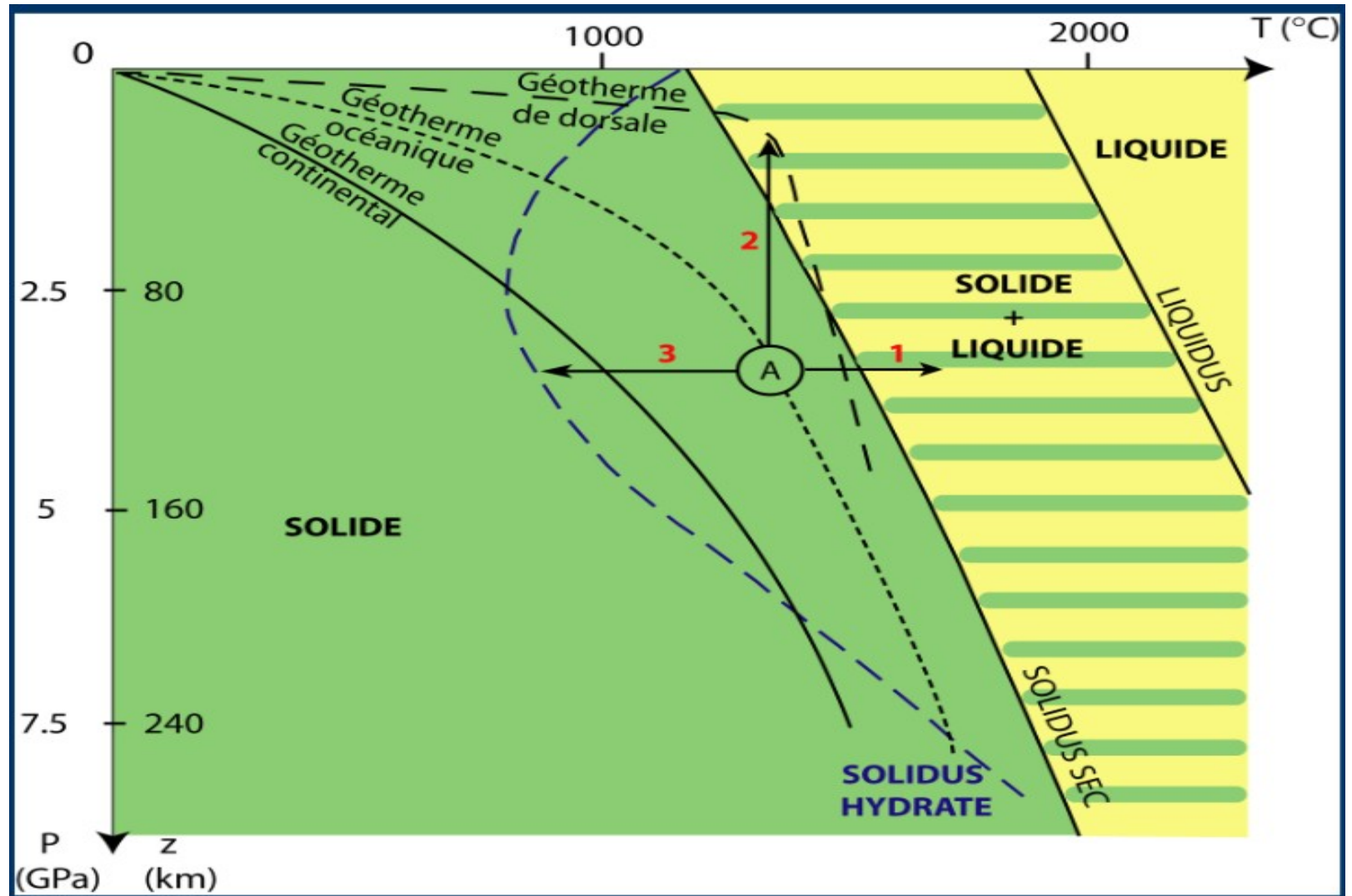


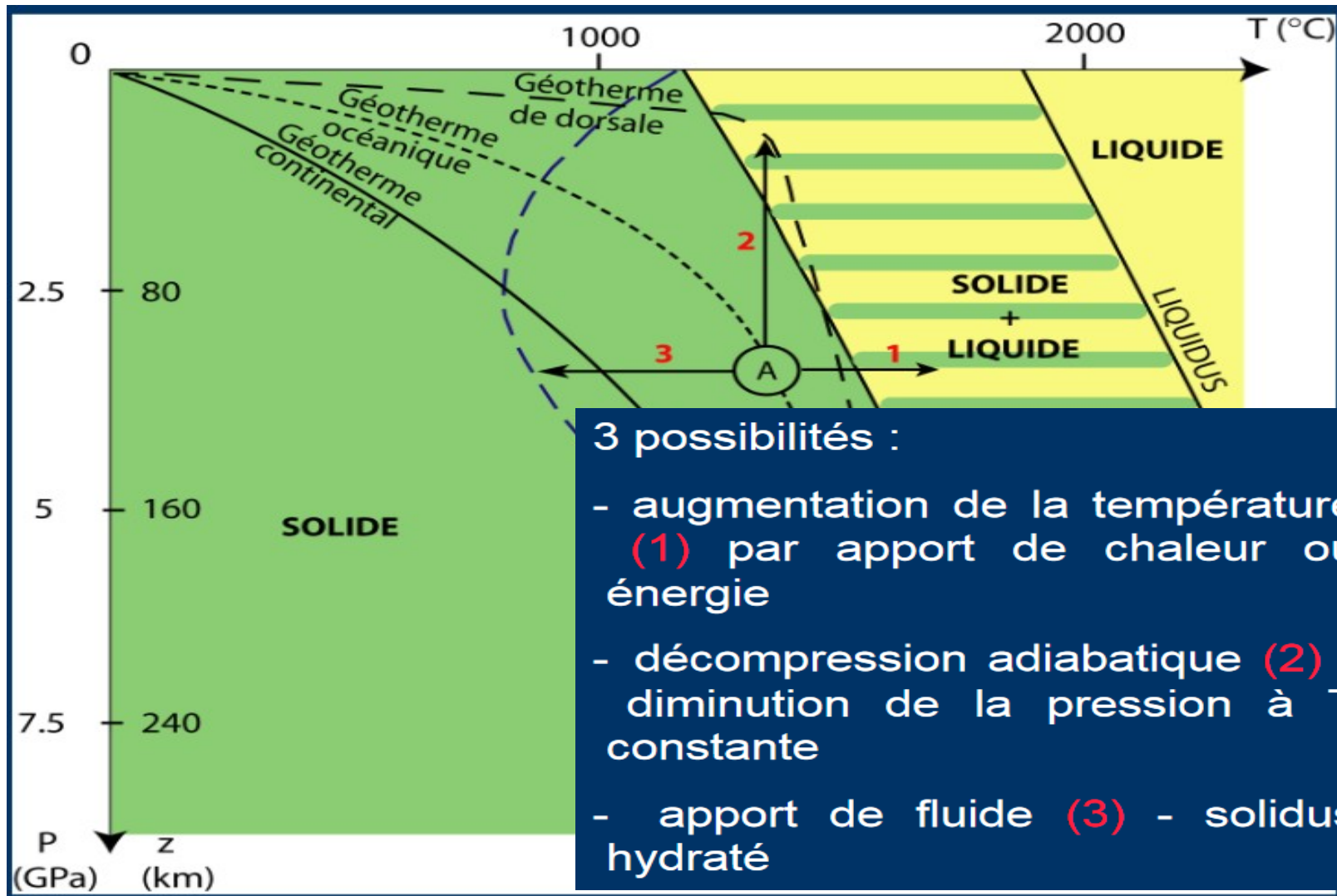
500 km



2800 km (near mantle-core boundary)

Pour expliquer la fusion du matériel mantellique et donner un magma....

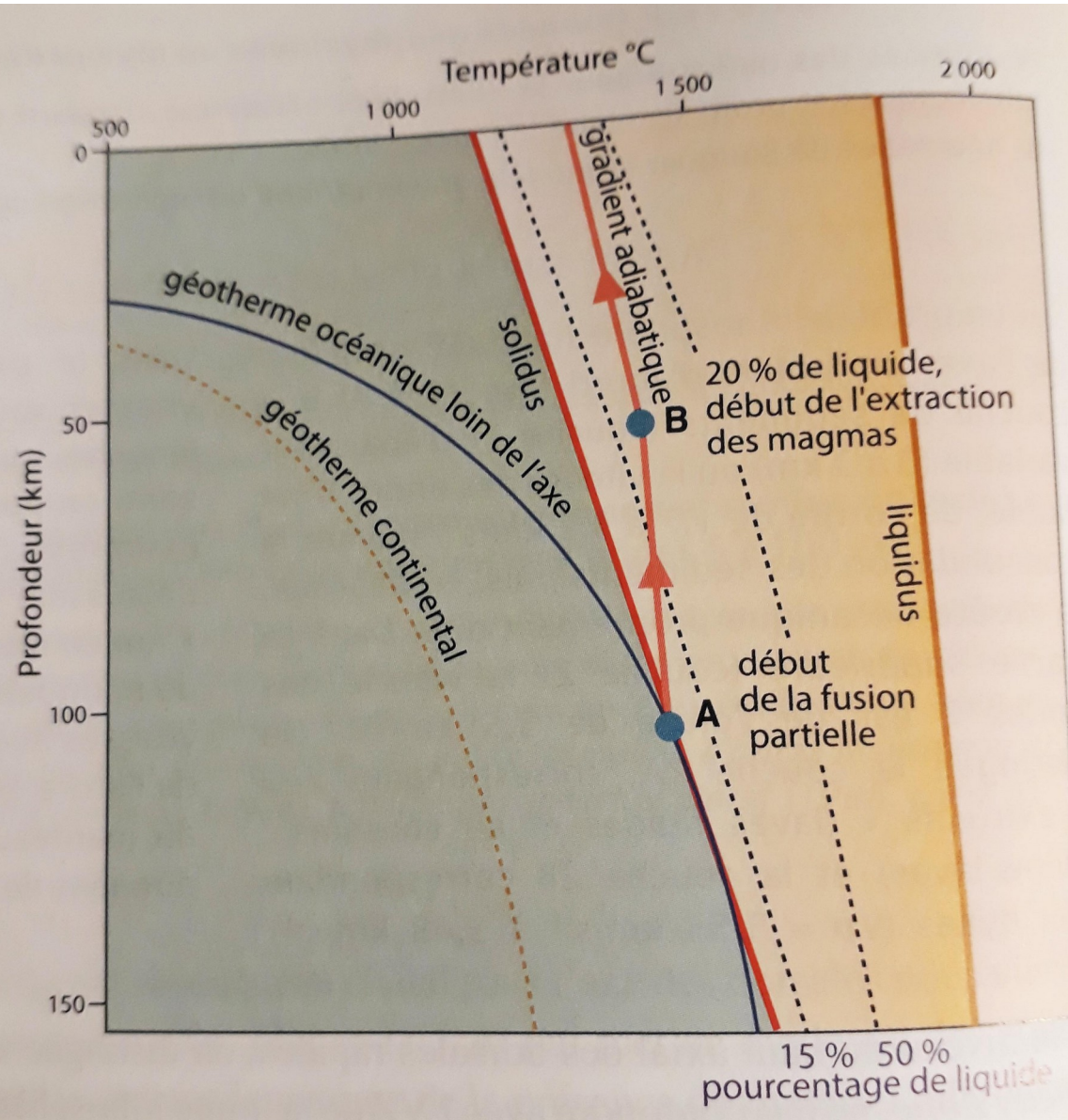




Pour expliquer la fusion du matériel mantellique et donner un magma....

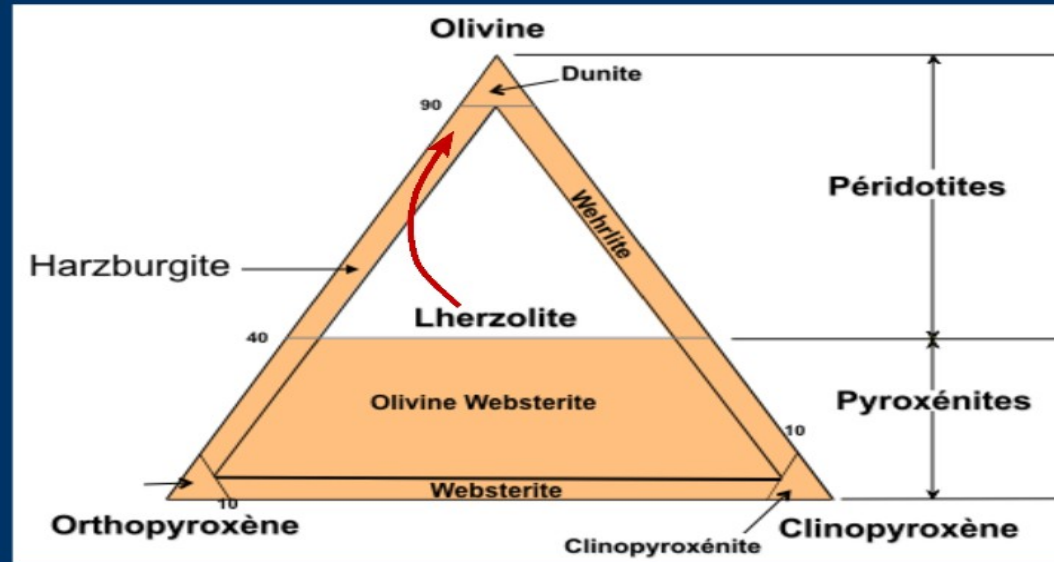
### 3 possibilités :

- augmentation de la température (1) par apport de chaleur ou énergie
- décompression adiabatique (2) - diminution de la pression à T constante
- apport de fluide (3) - solidus hydraté



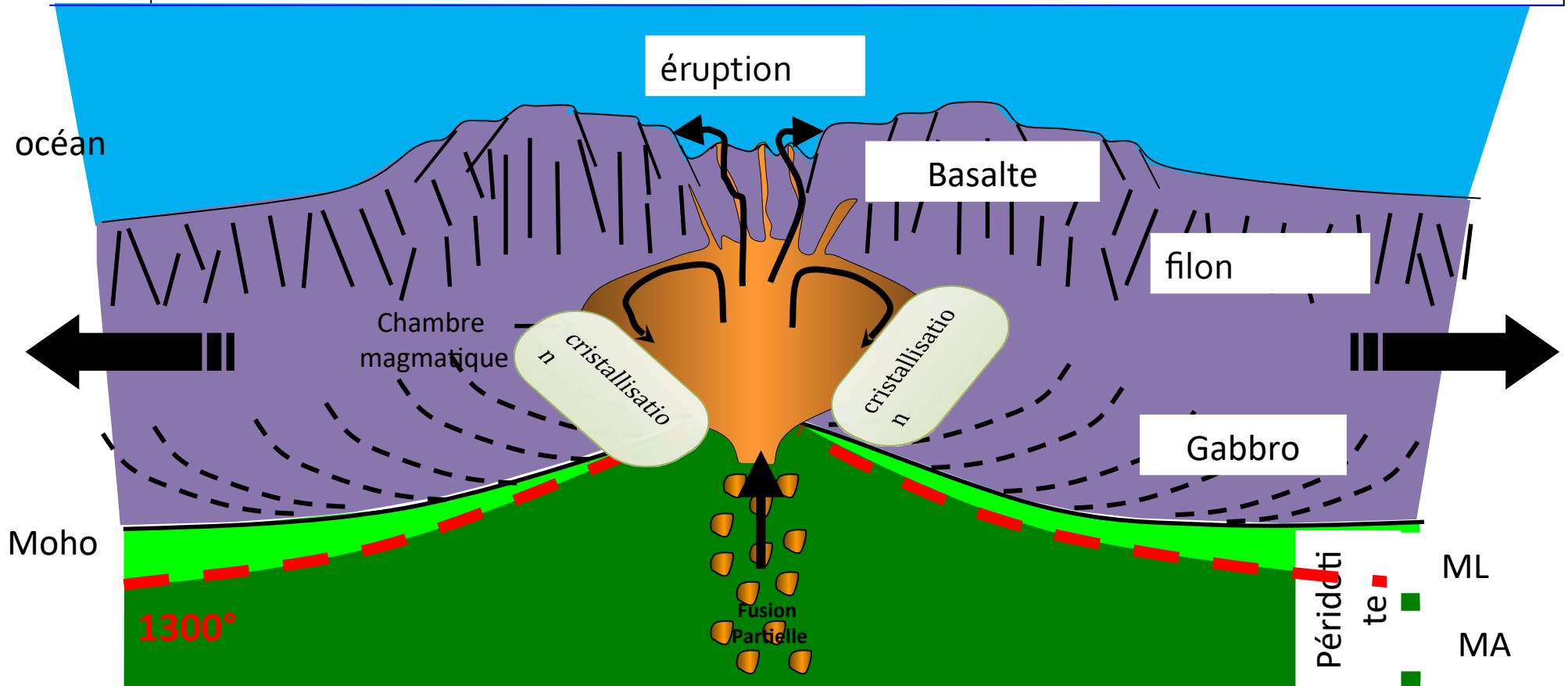
## Péridotites résiduelles du manteau

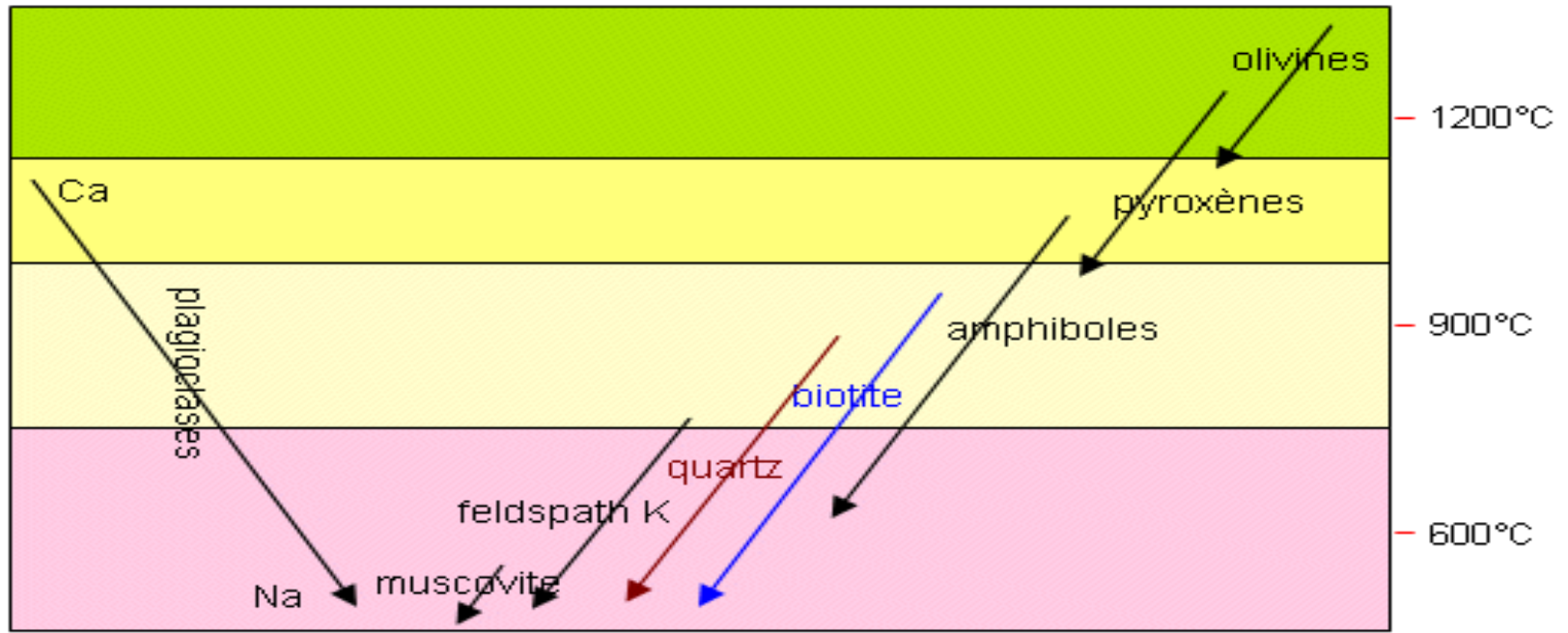
évoluent depuis une composition de lherzolite jusqu' à une composition de harzburgite (cpx < 5%) par augmentation du % de fusion partielle



La **fusion partielle du manteau** de type **Lherzolite** (Clino + Orthopyroxène + Olivine...) engendre d'abord la fusion du clinopyroxène, qui rentre en fusion à des pressions plus élevées que ses congénères. → le manteau résiduel **évolue peu à peu en Harzburgite**. ... Petit à petit, le manteau s'enrichit donc en éléments caractéristiques de l'olivine et de l'orthopyroxène et le **magma produit est plus riche en calcium**.

A partir de 5 % de fusion du manteau, le magma remonte....



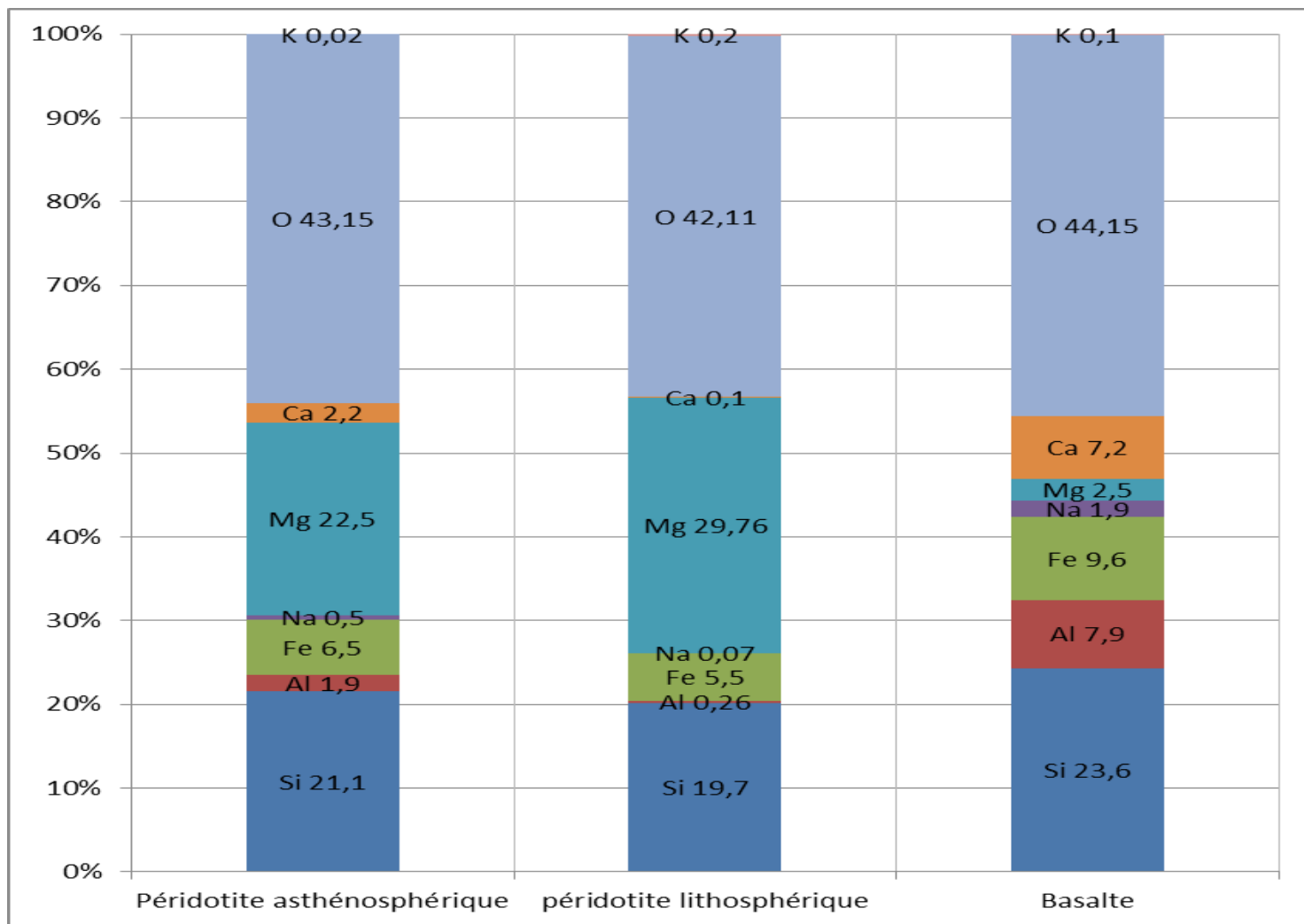


**Cristallisation progressive du magma très calcique en Pyroxène, un peu d'olivine et en plagioclase calcique...- → Gabbro et basalte selon la vitesse de refroidissement.**

**Pyroxène** :  $XY(\text{SiO}_3)_2$ , où X est un gros cation ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ...) et Y un cation de taille moyenne ( $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$ ...)

**Olivine** :  $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$

**Plagioclases** : toute variation entre les pôles purs albite ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) et anorthite ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ )



**Roche mère**  
manteau



**Fusion**

Enrichissement en  
éléments  
incompatibles  
(Si, Al, Na)

**Roche magmatique**  
basalte



Enrichissement en  
éléments  
compatibles  
(Mg)

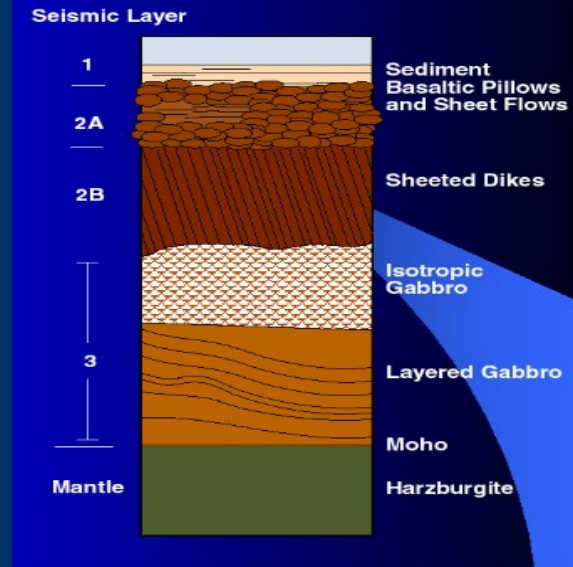
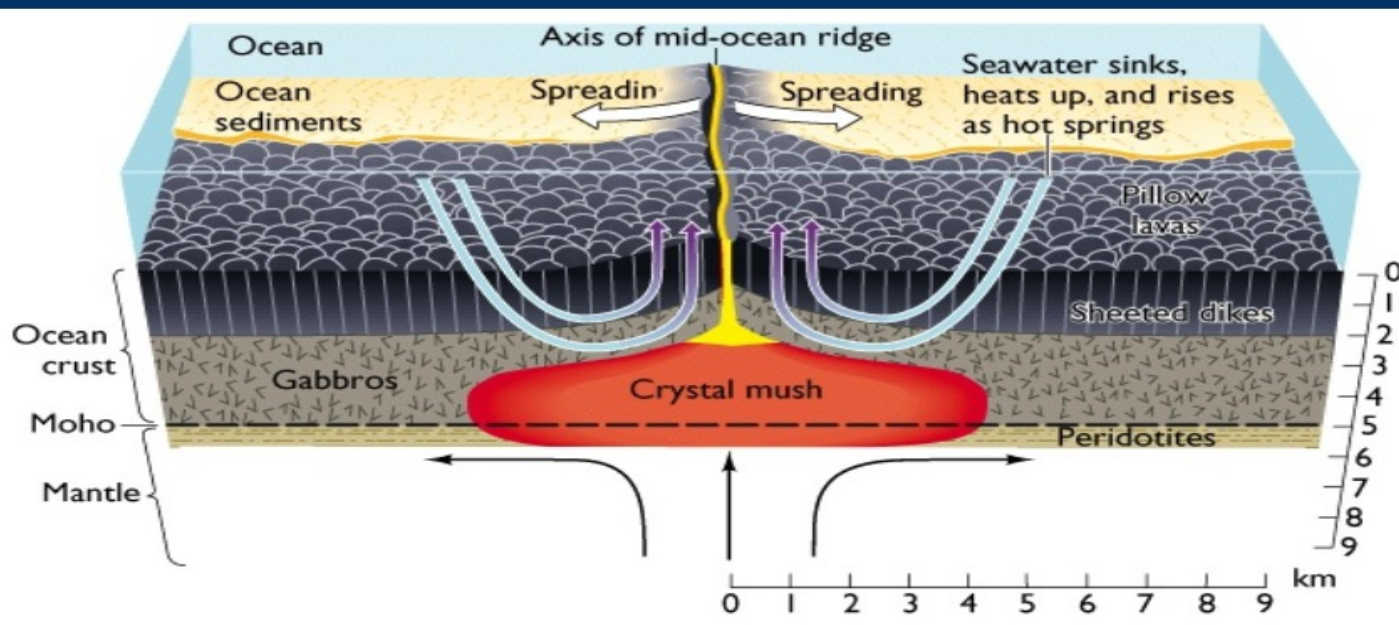
**Roche résiduelle**  
péridotite



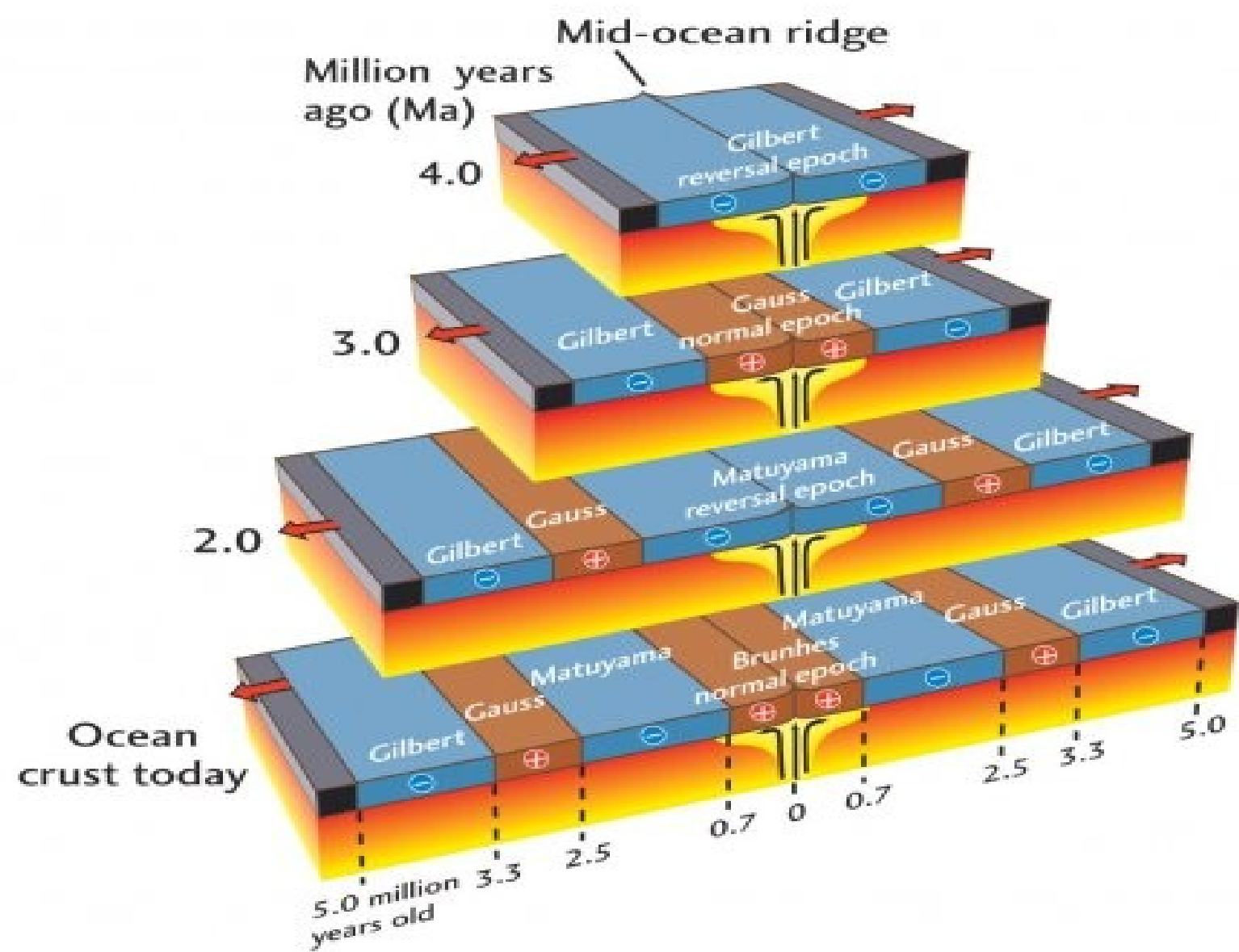
**SWIR**



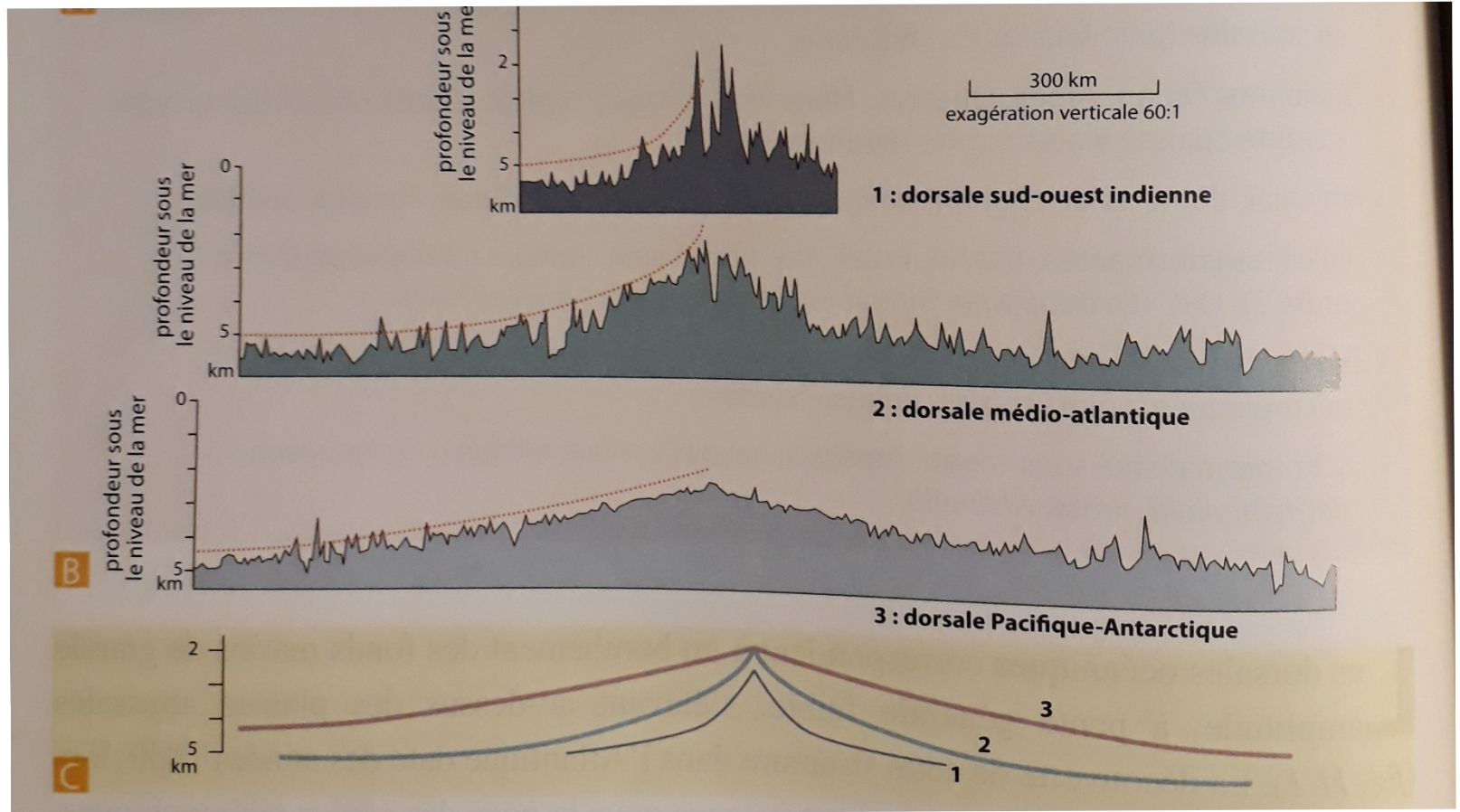
**SWIR**



La lithosphère est donc créée de chaque côté de la dorsale mais celle ci n'est pas homogène à la surface du globe.

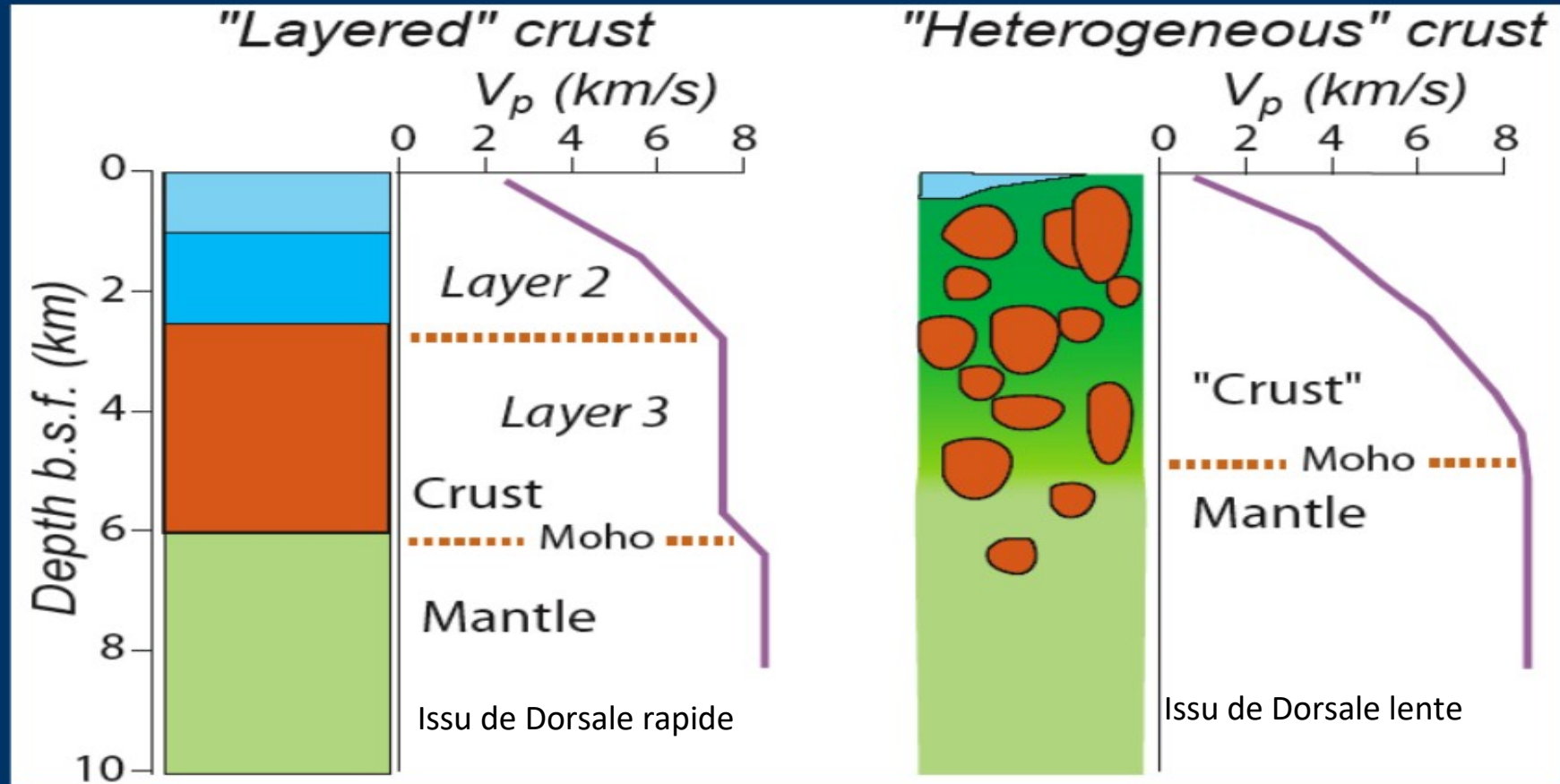


ce processus est variable. La topographie des dorsales diffère :

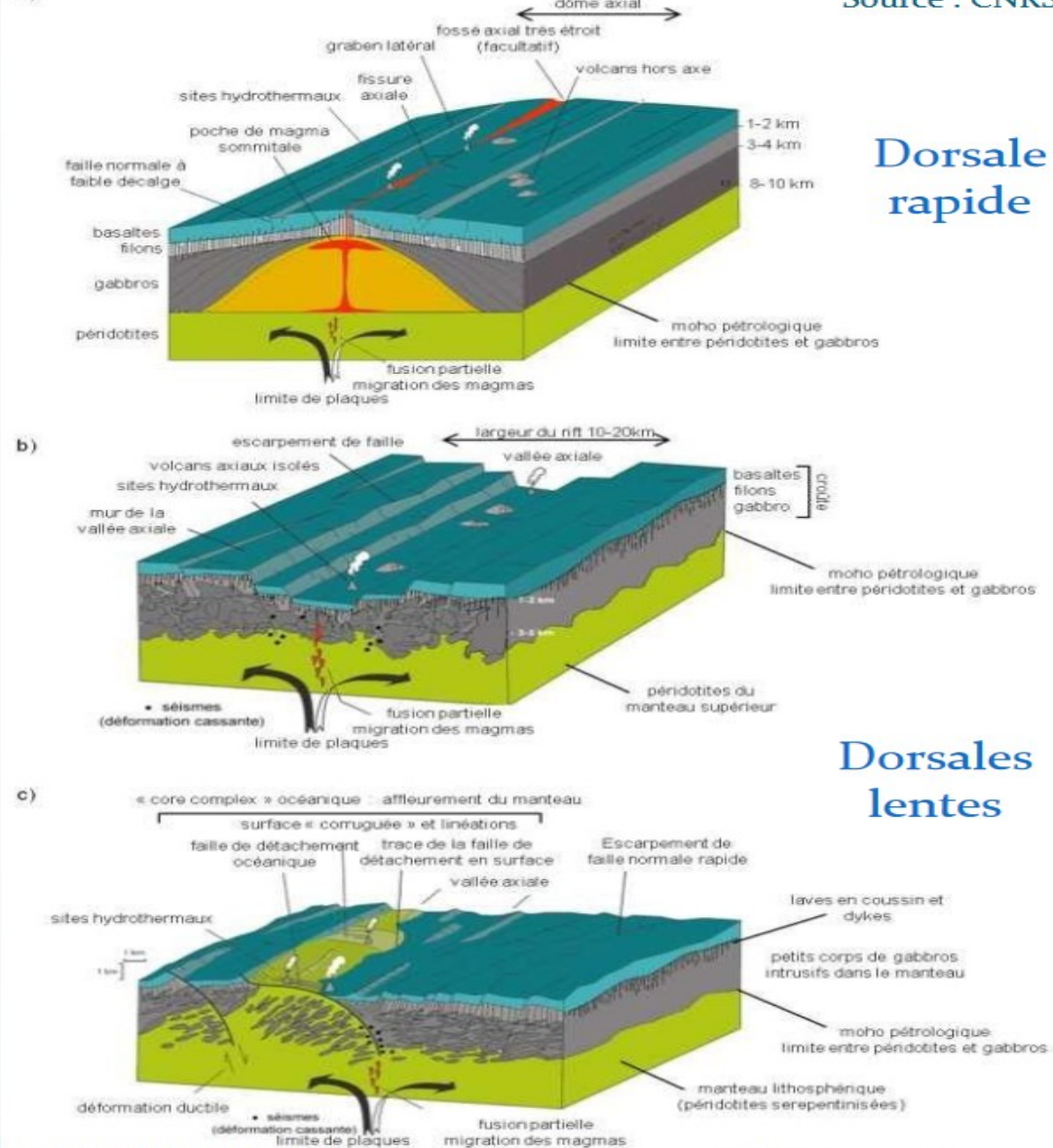
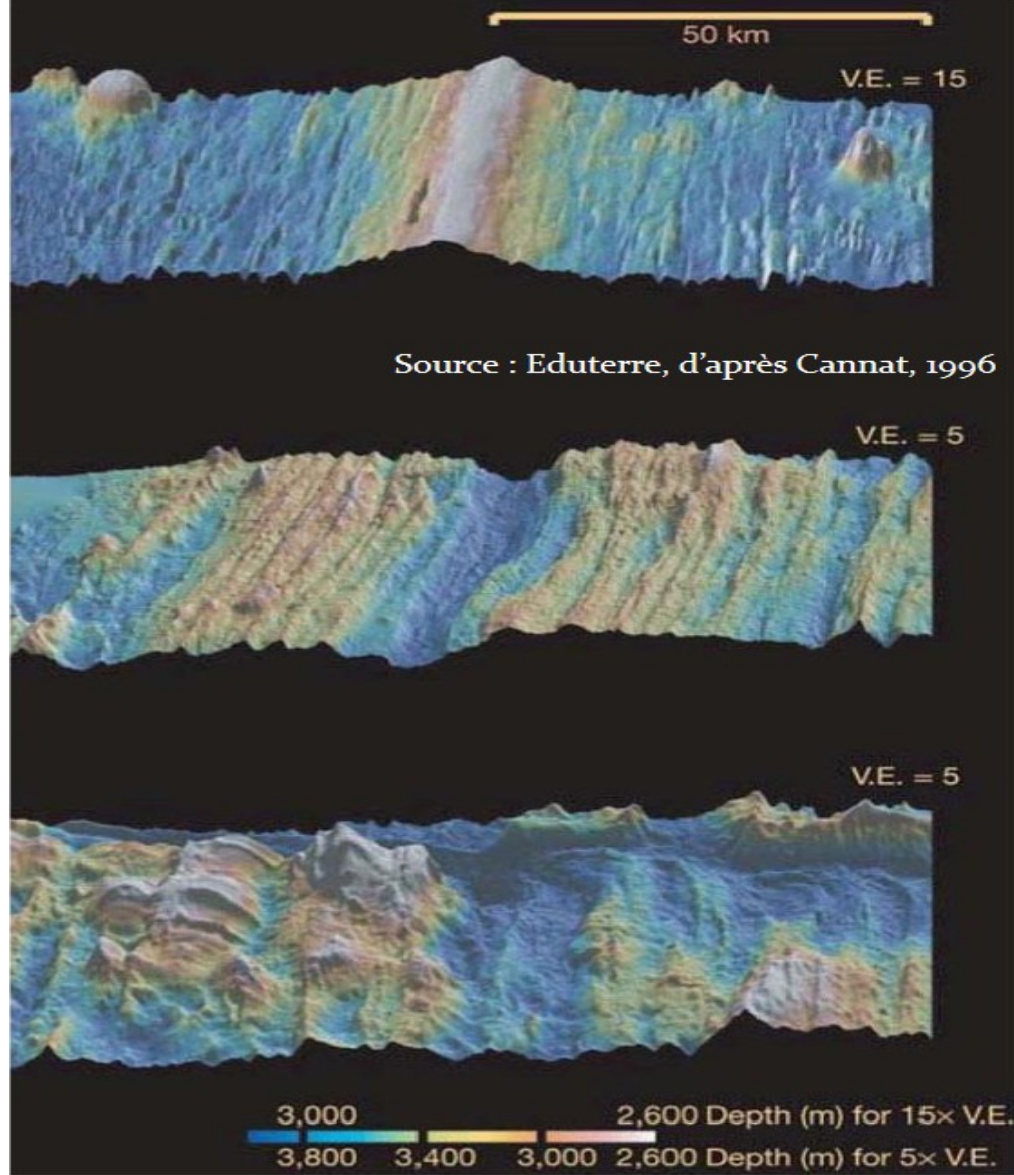


## Croûte litée

## Croûte hétérogène

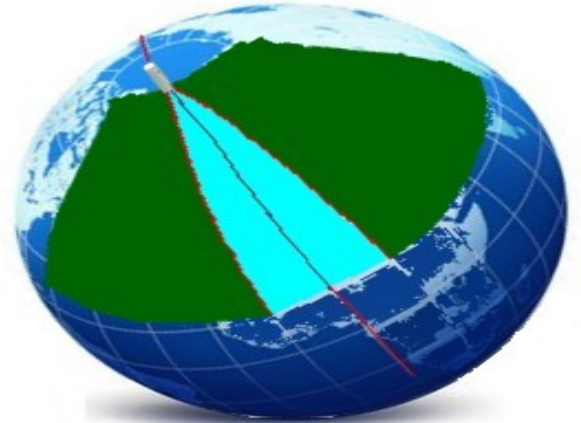
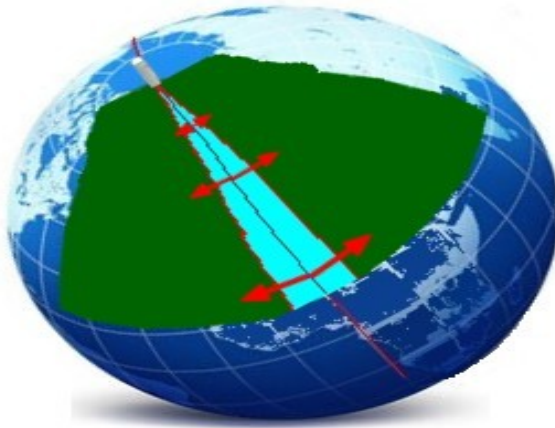
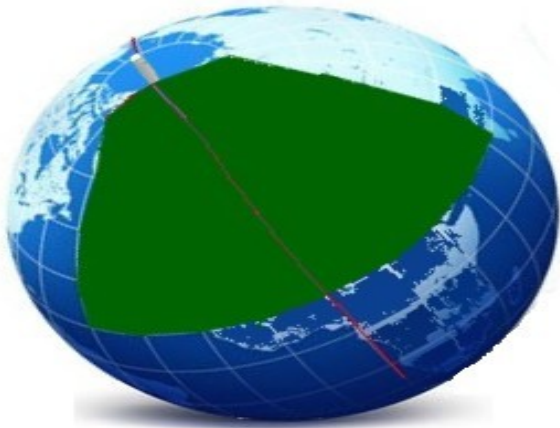


Modèles extrêmes d'architecture de la croûte océanique



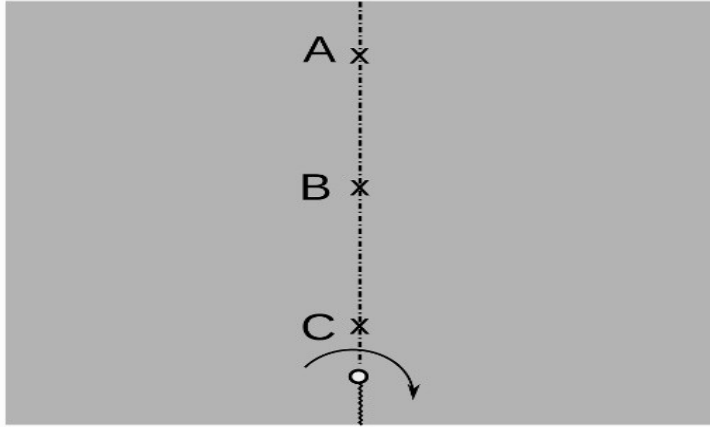
Hors  
programme !!!

# Le passage à la sphère

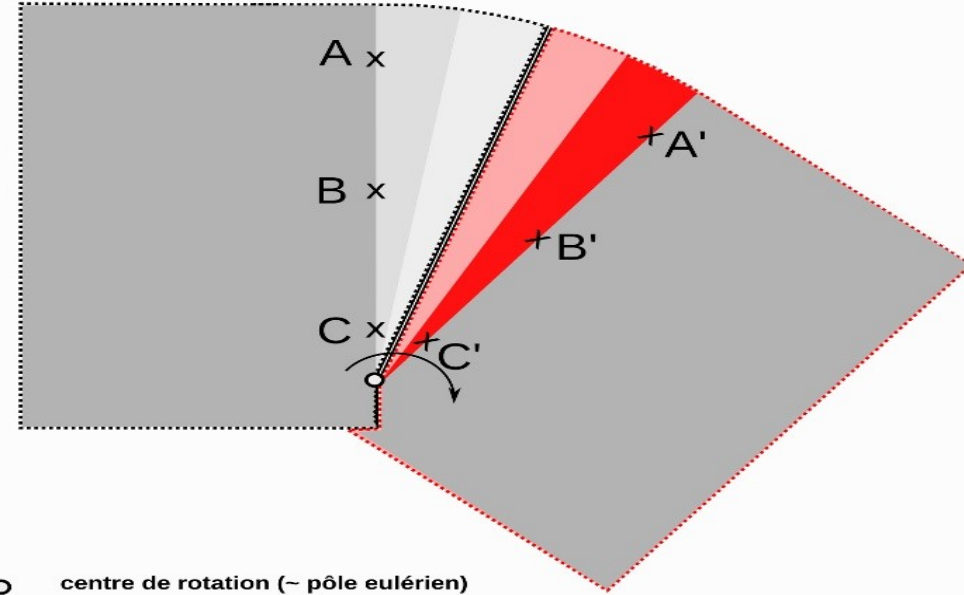


**La vitesse linéaire est d'autant plus grande que le point est éloigné de l'axe de rotation**

Hors  
programme !!!



- ligne de fracture initiale
- ~~~~~ ligne de compression initiale
- centre de rotation (~ pôle eulérien)
- ↪ sens de rotation



- centre de rotation (~ pôle eulérien)
- ↪ sens de rotation
- ~~~~~ zone de subduction

Ce modèle est compatible avec la forme sphérique de la Terre à condition que les vitesses linéaires soit proportionnelles à la distance au pôle de rotation

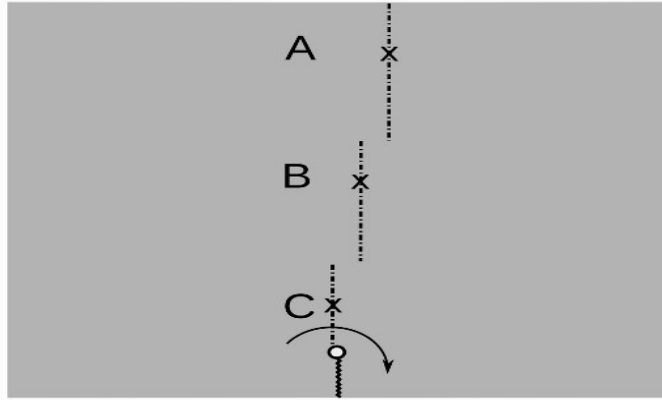
Hors  
programme !!!



0 La vitesse linéaire est d'autant plus grande que le point est éloigné de l'axe de rotation

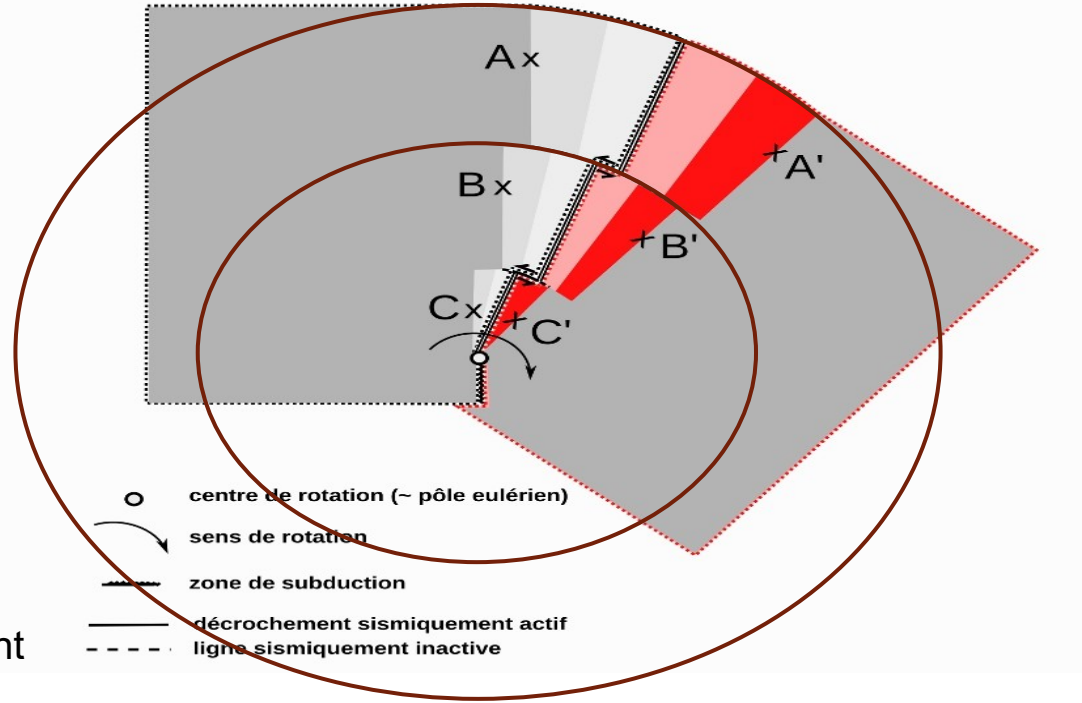
Hors  
programme !!!

Pour expliquer la présence de failles, on peut donc avancer (au moins en partie) que  
« la dorsale » est apparue déjà « prédécagée »



- ligne de fracture initiale
- ~~~~~ ligne de compression initiale
- centre de rotation (~ pôle eulérien)
- ↻ sens de rotation

Seule la zone séparant les axes de dorsale étant  
active sismiquement et sa taille reste constante



- centre de rotation (~ pôle eulérien)
- ↻ sens de rotation
- zone de subduction
- décrochement sismiquement actif
- ligne sismiquement inactive

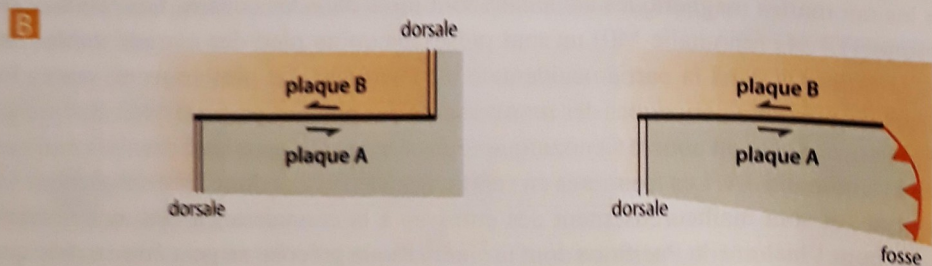
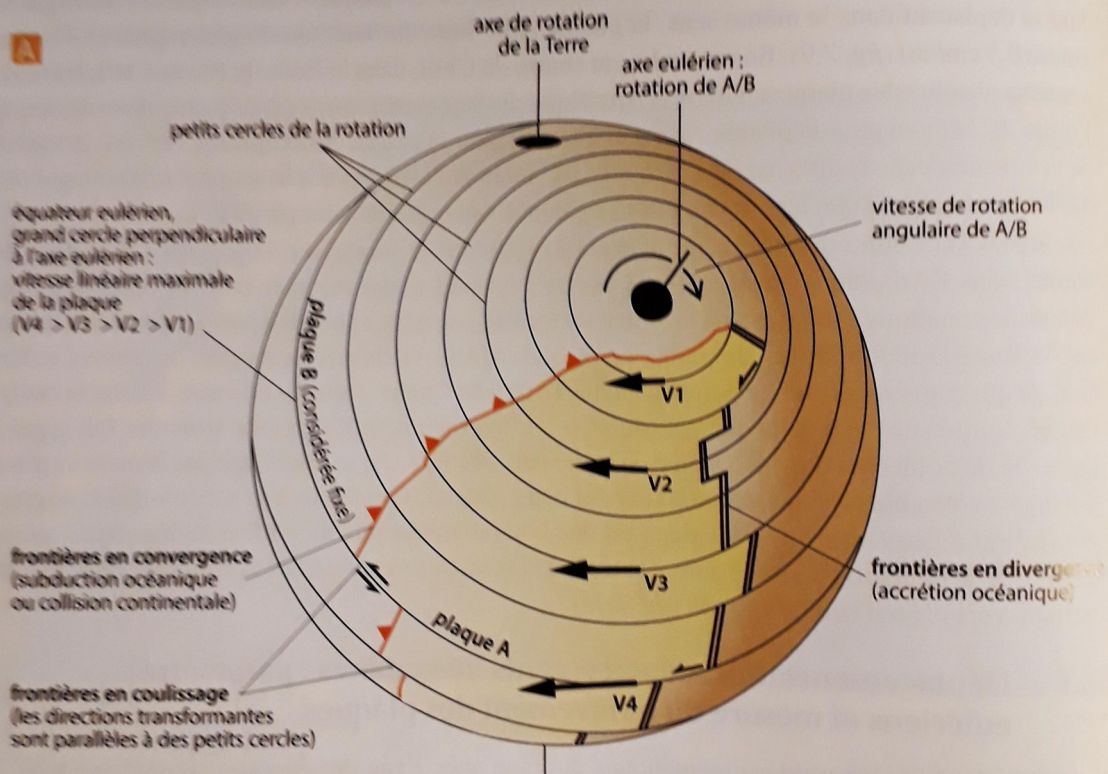
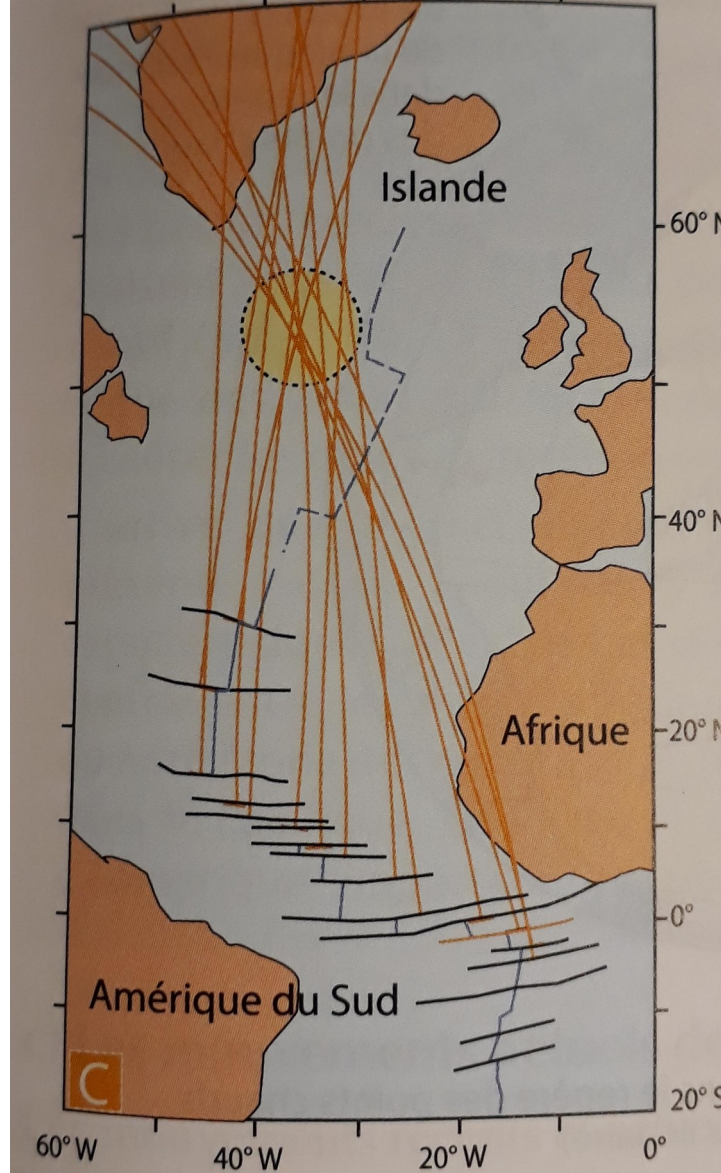


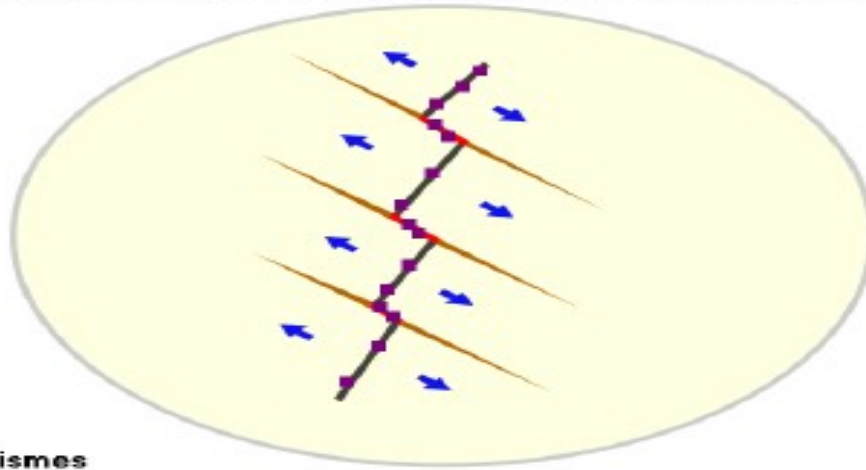
Figure 7.12 Principe de la cinématique des plaques.

A. Définition des principaux paramètres de la cinématique et nature des frontières de plaques.  
 B. Failles transformantes Ride-Ride et Ride-Fosse (Ride = Dorsale).

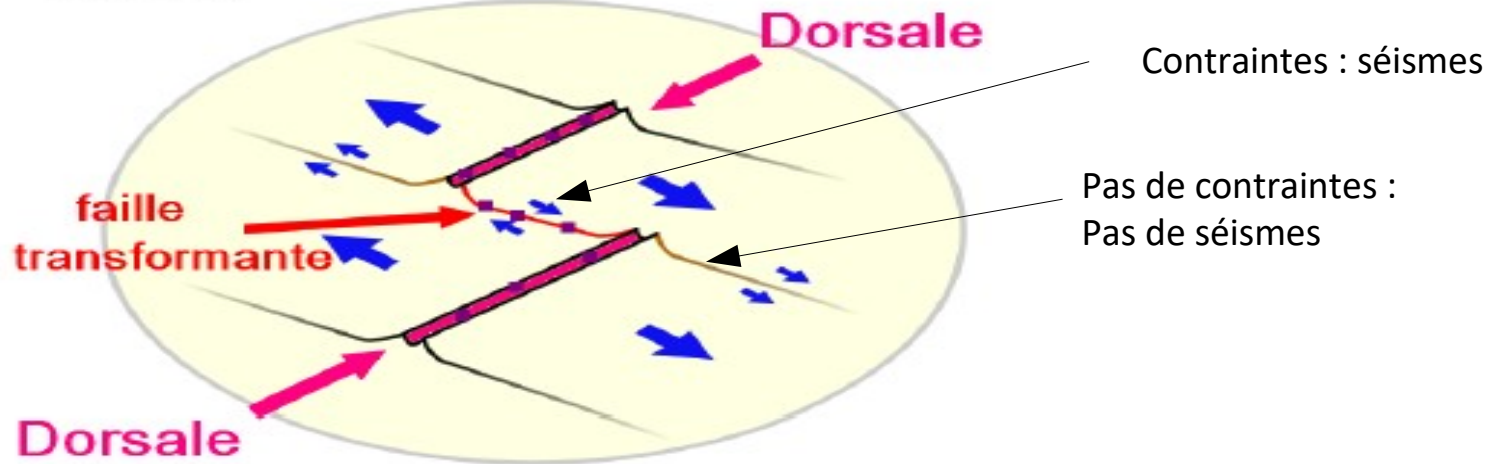


Hors  
programme !!!

## Localisation des séismes superficiels sur les dorsales

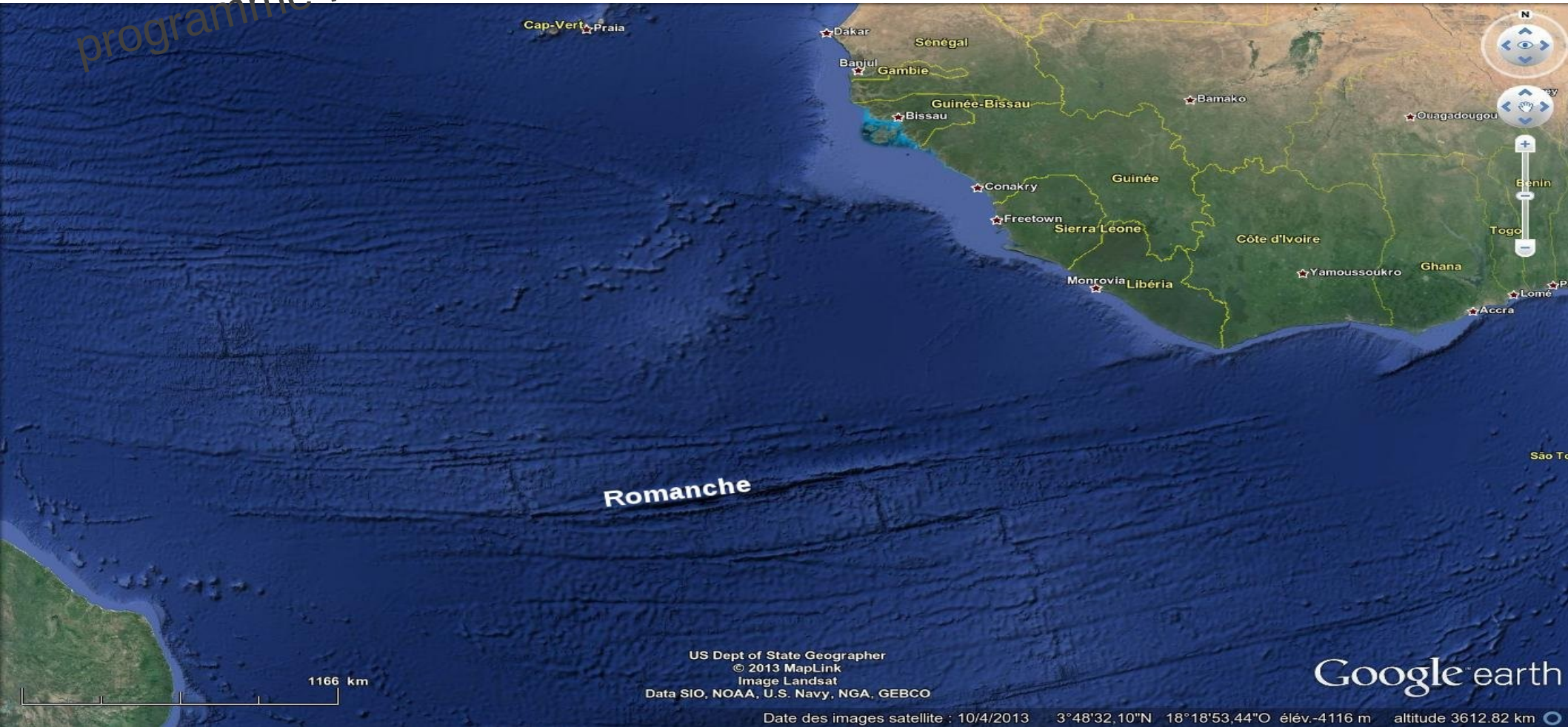


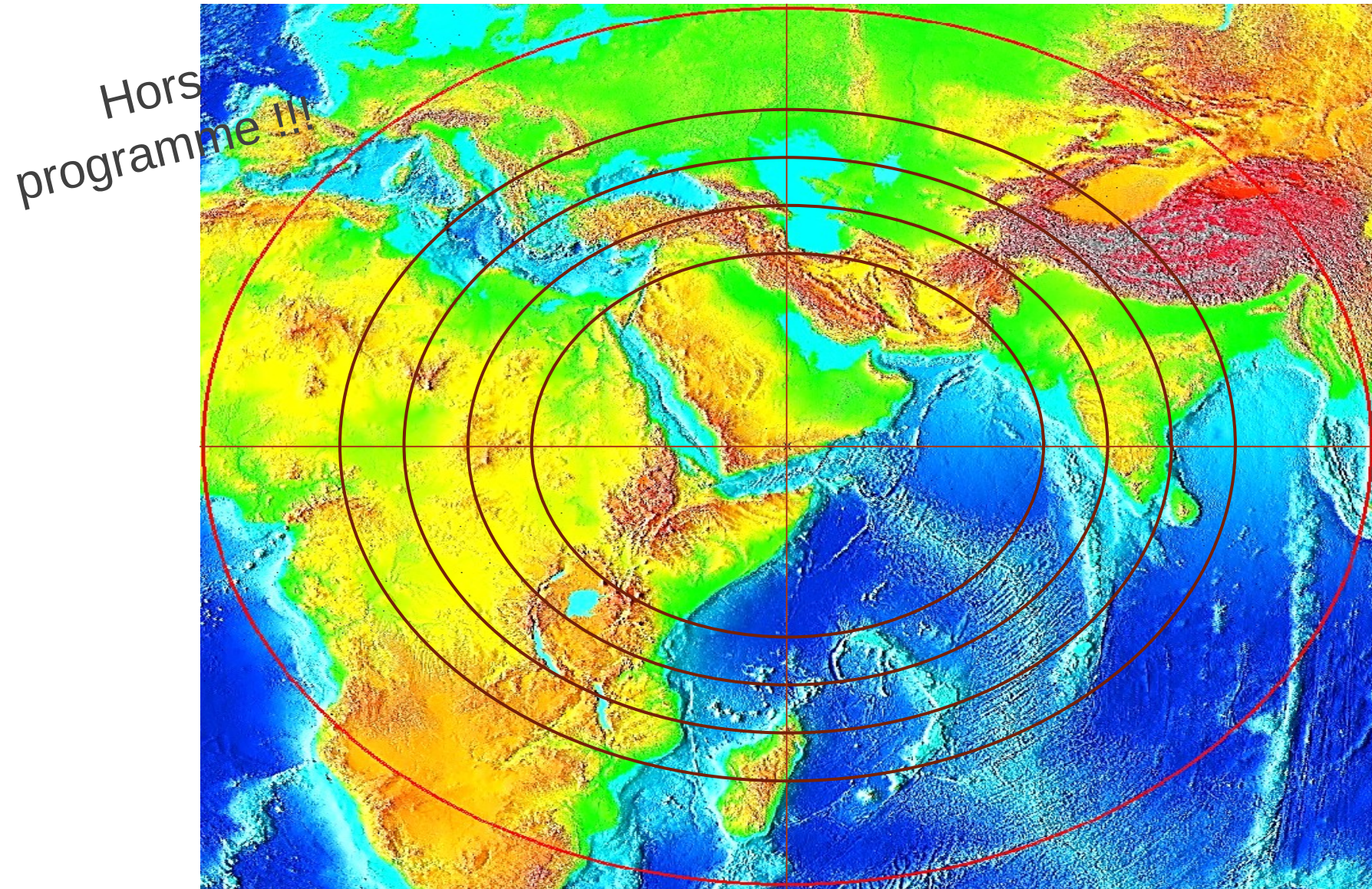
■ séismes  
superficiels



D'après [http://fr.wikipedia.org/wiki/Faille\\_transformante](http://fr.wikipedia.org/wiki/Faille_transformante)

Hors  
programme !!!



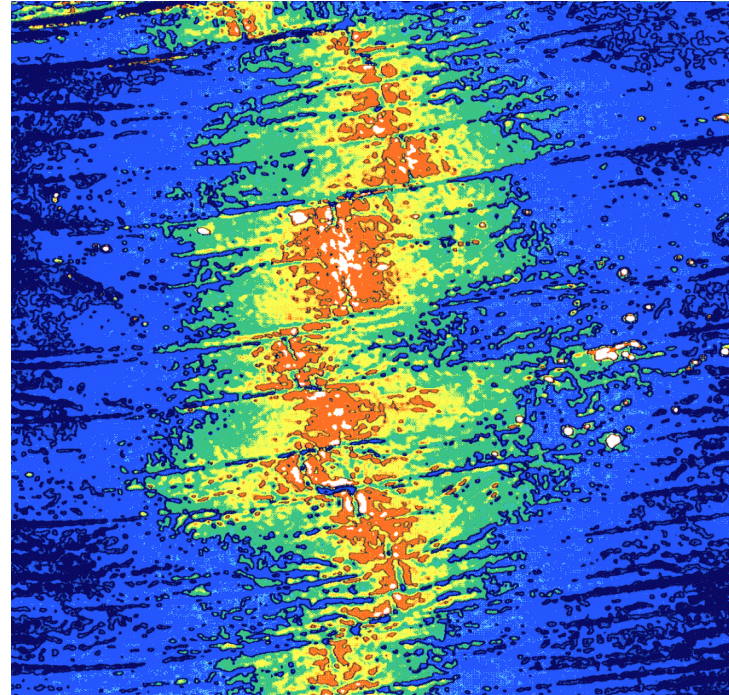


Hors  
programme !!!

**1965: J.Tuzo Wilson** interpréta ces décalages comme la conséquence du **coulissage** sur une sphère.

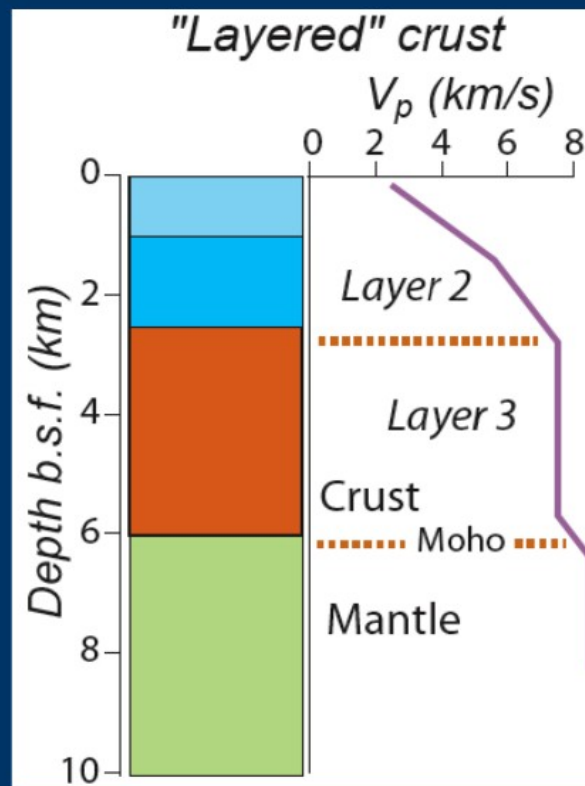
1967: **Lynn Sykes** montre que les séismes des failles transformantes correspondaient bien à des mouvements de cisaillements

1967: plongement d'un bloc au niveau des zones de subduction

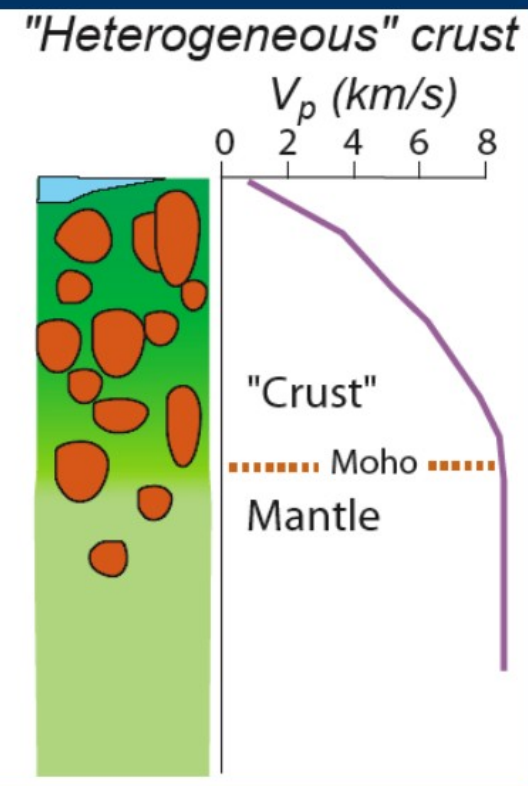


## B- Diversité et évolution des lithosphères océaniques

## Croûte litée

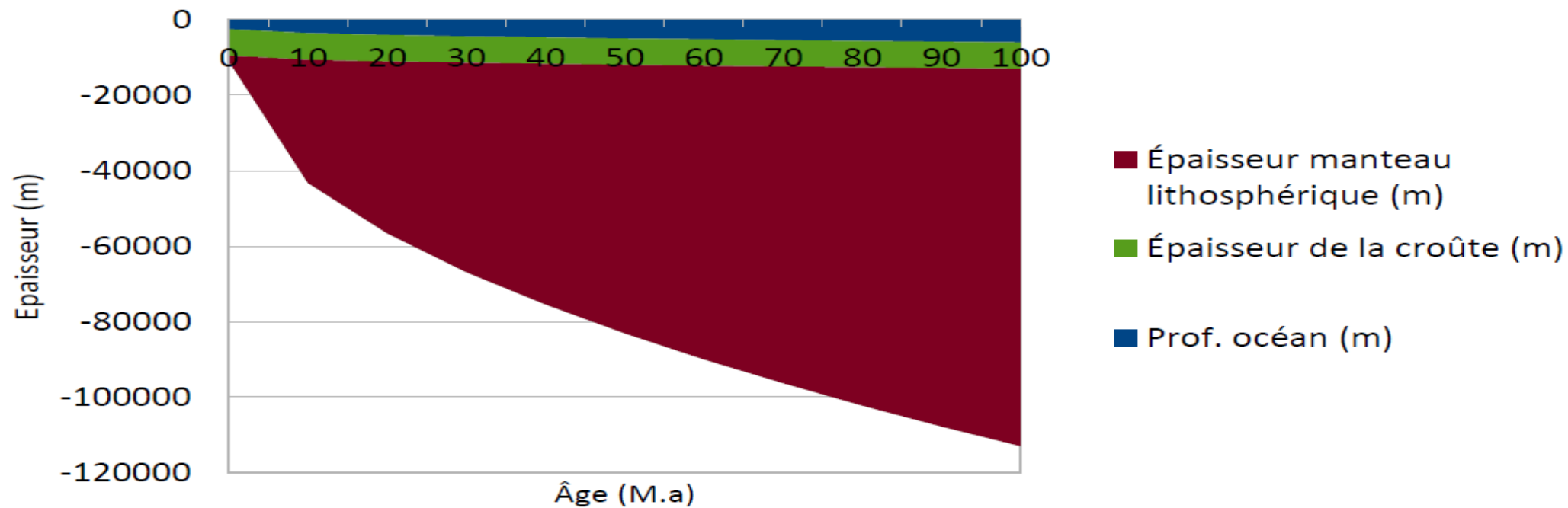


## Croûte hétérogène

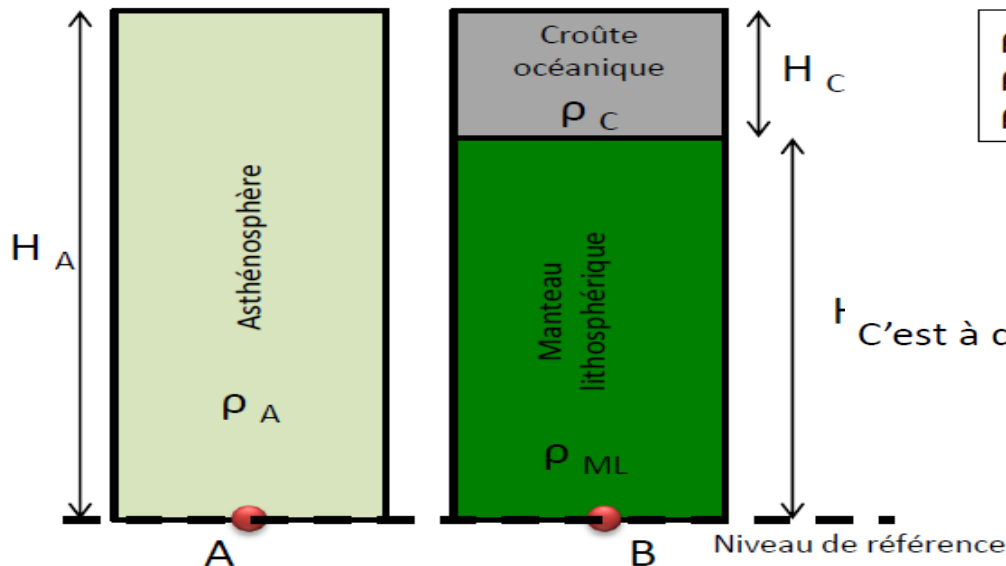


Modèles extrêmes d'architecture de la croûte océanique

## Profil de la lithosphère océanique en fonction de son âge



# Un peu de physique...



$\rho_A$  = masse volumique de l'asthénosphère  
 $\rho_{ML}$  = masse volumique du manteau lithosph  
 $\rho_C$  = masse volumique de la croûte océanique

Il y a subduction dès que  $P_B > P_A$

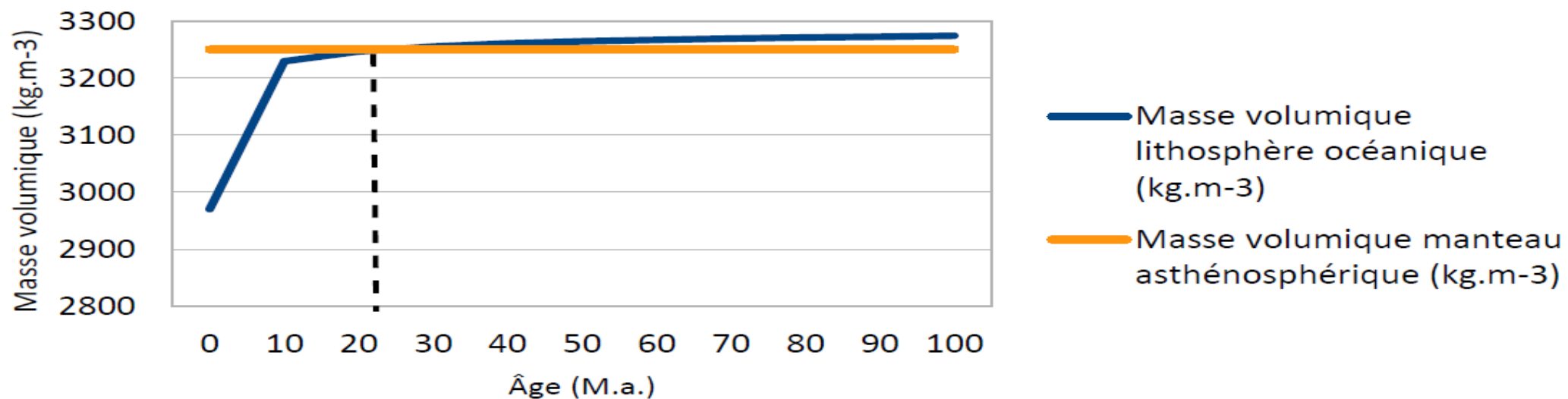
C'est à dire :  $(\rho_C \cdot g \cdot H_C) + (\rho_{ML} \cdot g \cdot H_{ML}) > \rho_A \cdot g \cdot (H_C + H_{ML})$

$H_C$  = épaisseur de la croûte.  
 $H_{ML}$  = épaisseur du manteau lithosphérique.  
 $H_{LO}$  = épaisseur de la lithosphère océanique.  
 $H_A$  = épaisseur de l'asthénosphère dans la colonne considérée.

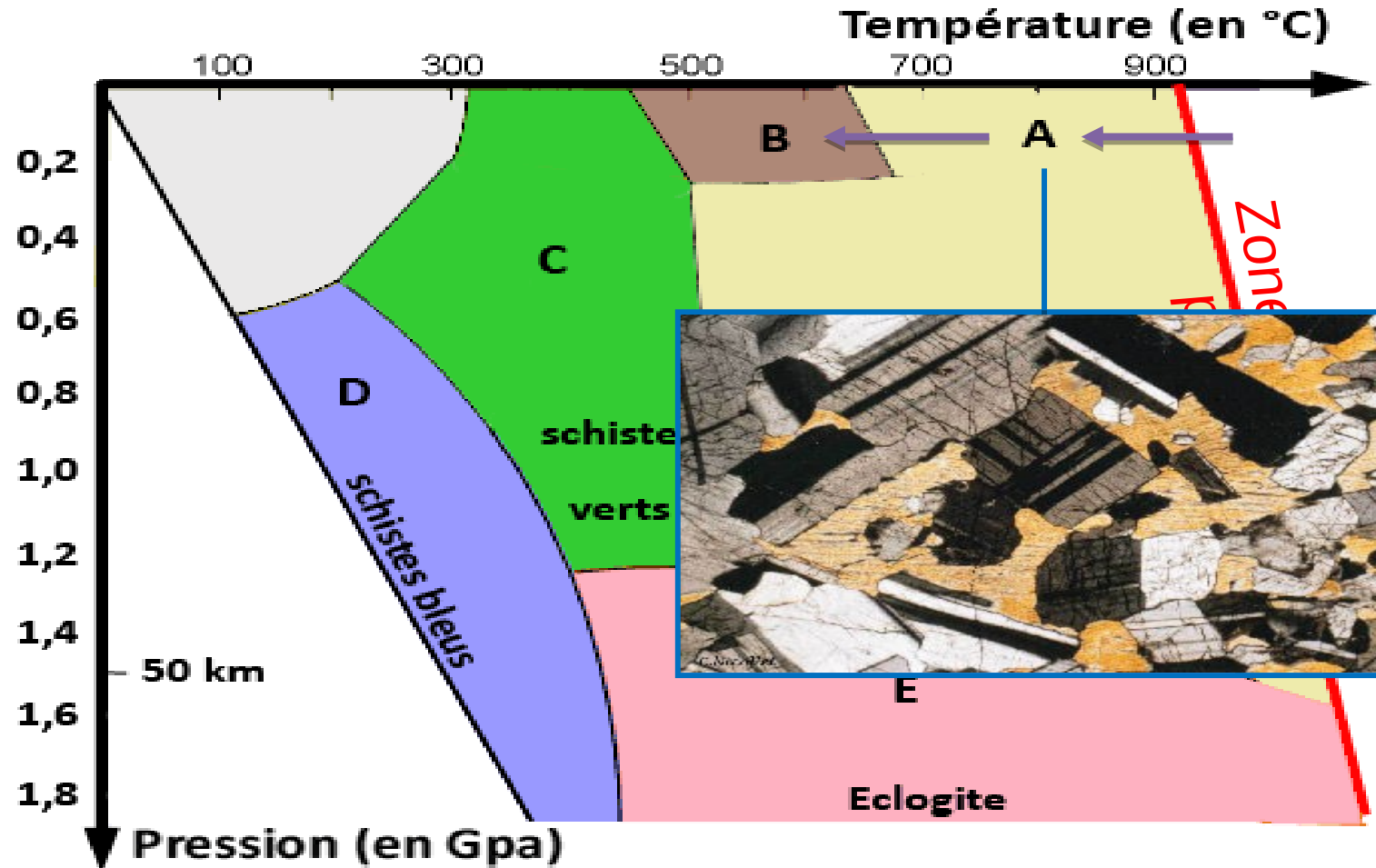
$$H_{ML} > 7 \cdot H_C$$

Si  $H_C = 7$  km, la subduction débute lorsque l'épaisseur du manteau lithosphérique est de  $7 \times 7 = 49$  Km

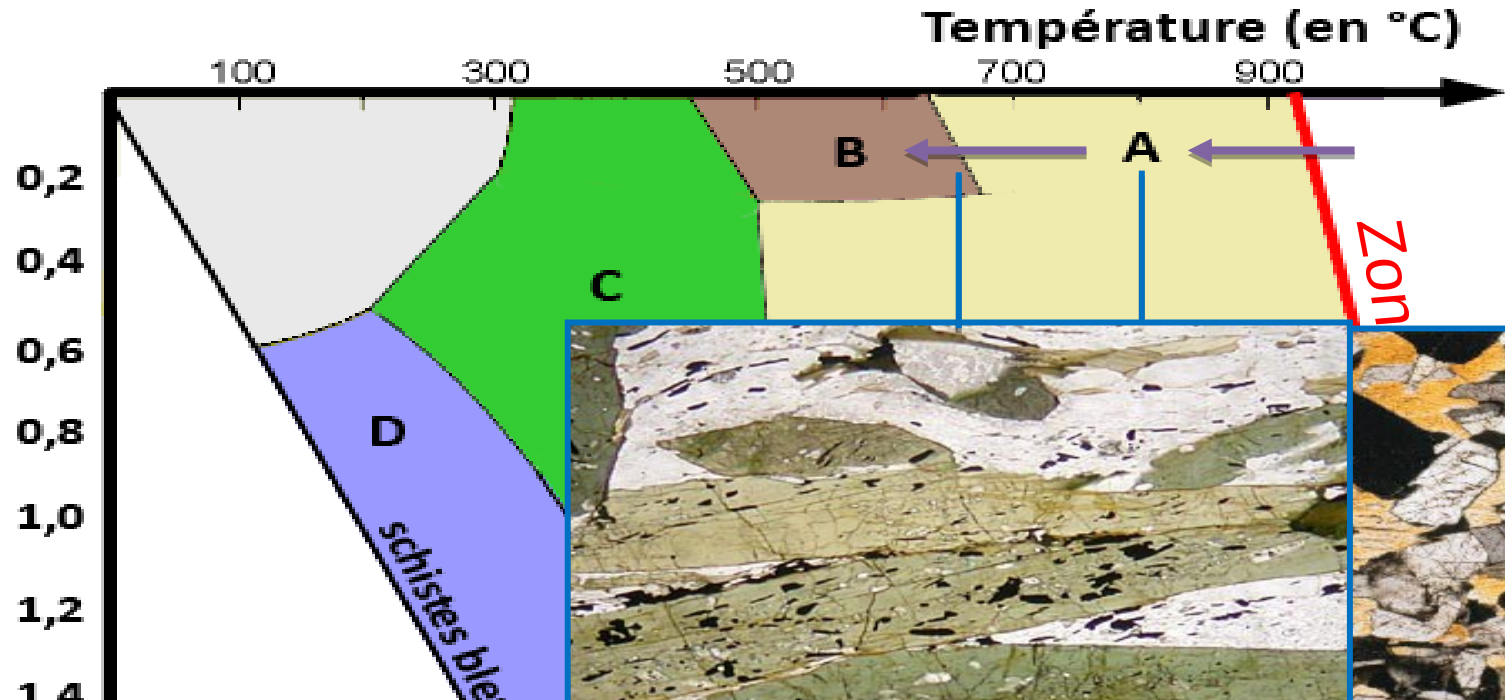
masse volumique de la lithosphère océanique comparée à celle du manteau asthénosphérique en fonction de son âge



# Hydratation de la LO en surface



# Hydratation de la LO en surface



Pour passer de A à B :

Hornblende + Plagioclase +  $H_2O$   $\rightarrow$  Chlorite + Actinolite

