

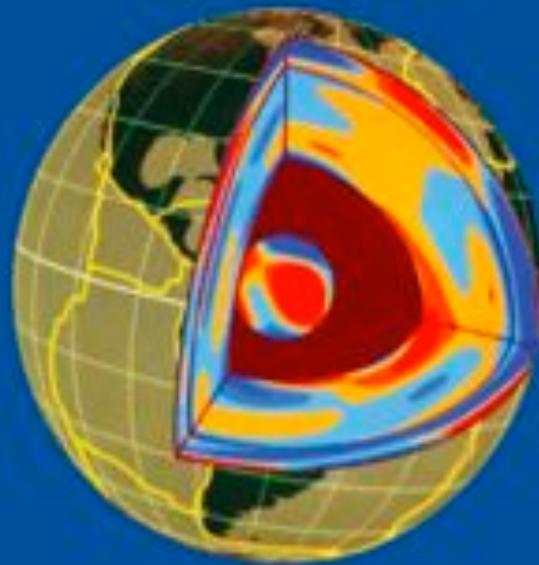
Structure et dynamique du système Lithosphère/Asthénosphère

1- Introduction

Barbara Romanowicz - Cours 2013
-Chaire de Physique de l'Intérieur de la Terre
Collège de France
7 Octobre 2013



COLLÈGE
DE FRANCE
— 1530 —



CHAIRE DE PHYSIQUE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE

Année académique 2013-2014

Pr Barbara ROMANOWICZ

Structure and Dynamics of the Lithosphere/Asthenosphere System

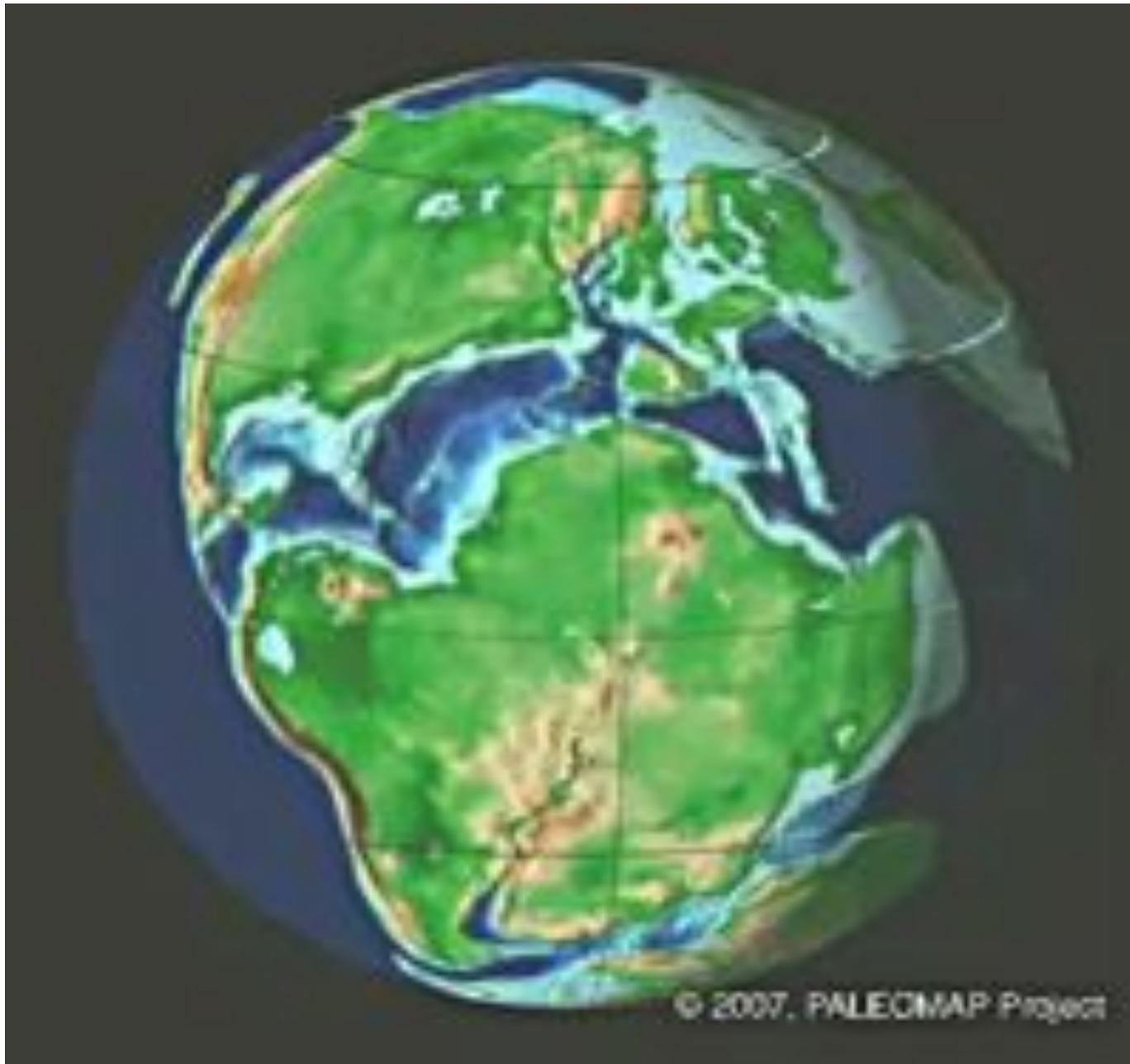
Colloque en anglais - Workshop in English

Mardi 19 et mercredi 20 novembre 2013.

Amphithéâtre Maurice Halbwachs.

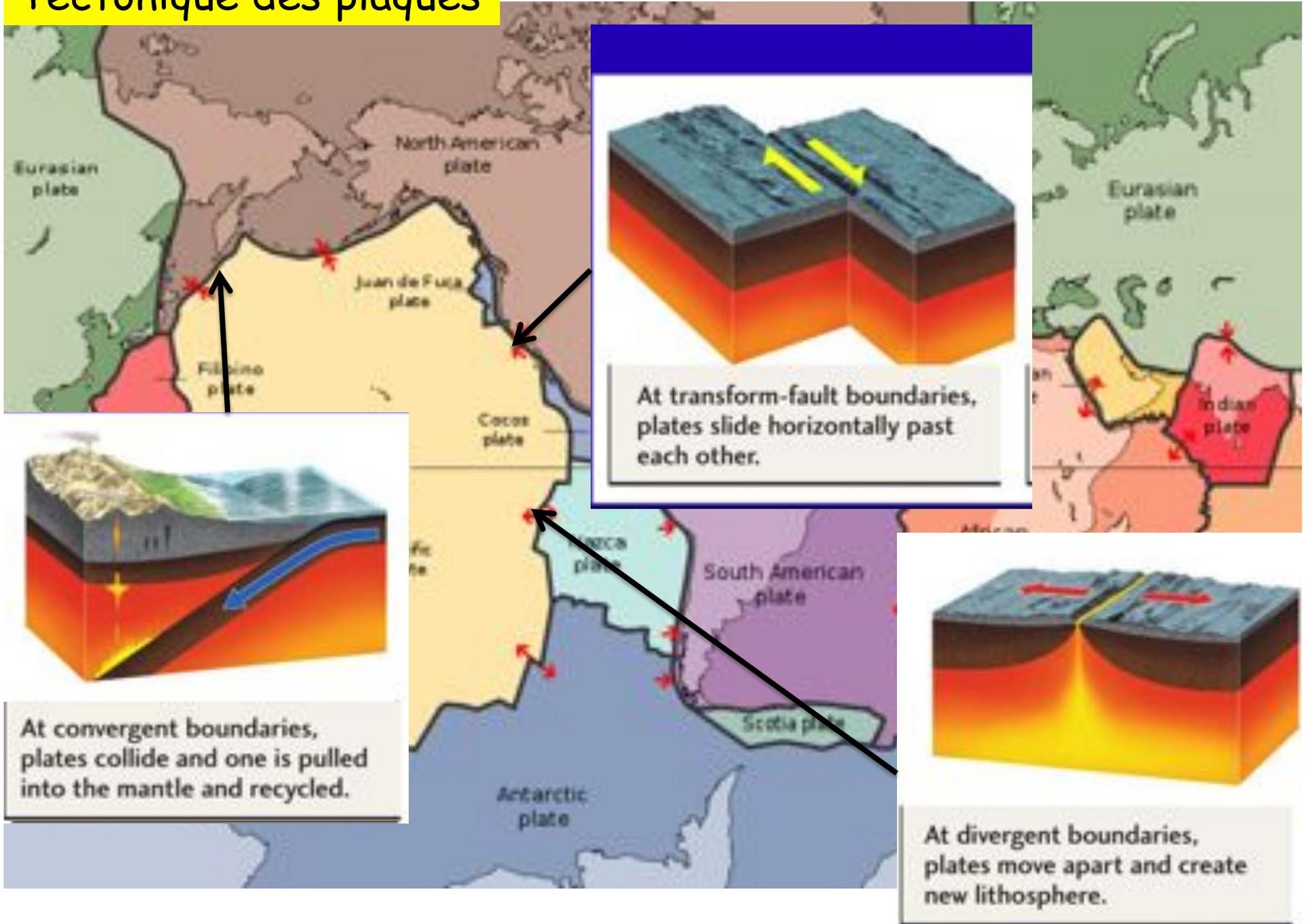
Lithosphère/asthénosphère: concepts rhéologiques

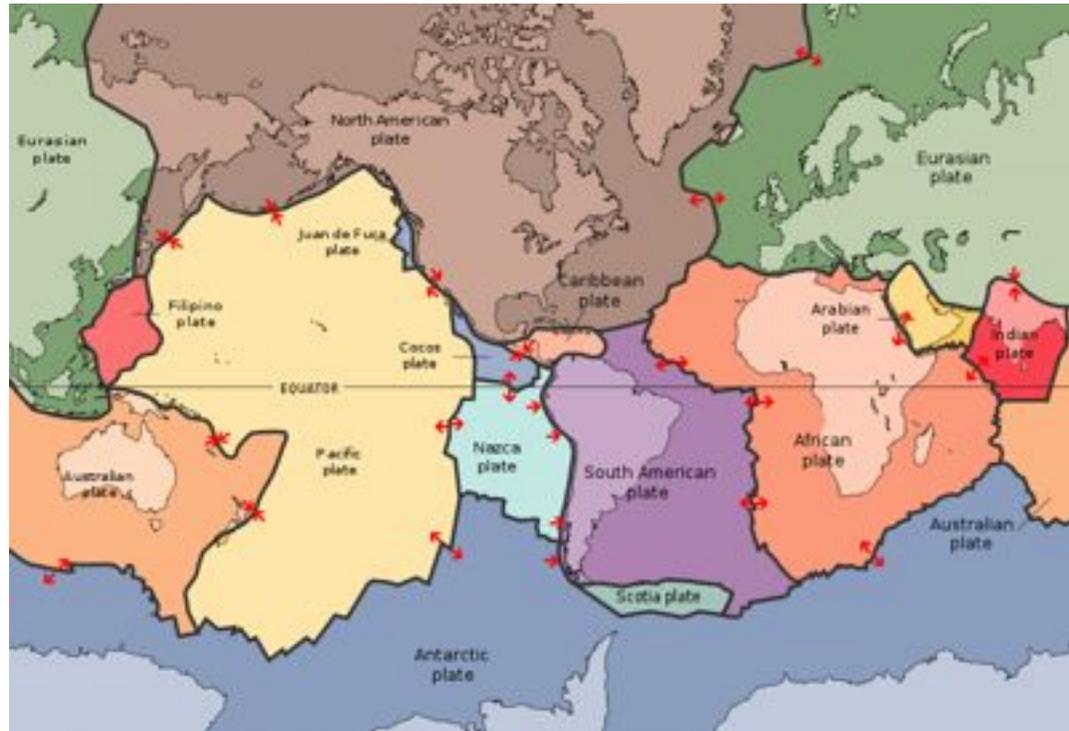
- Concepts proposés dans le cadre de l'étude du rebond post-glaciaire (Barrell, 1914)
- Adoptés comme éléments fondamentaux dans la tectonique des plaques
 - *Lithosphère*: "couche externe" rigide, (plaques)
 - déformation concentrée aux limites des plaques
 - *Asthénosphère*: couche molle sous la lithosphère
 - déformation plastique en réponse aux forces tectoniques et couche "molle" de l'isostasie.

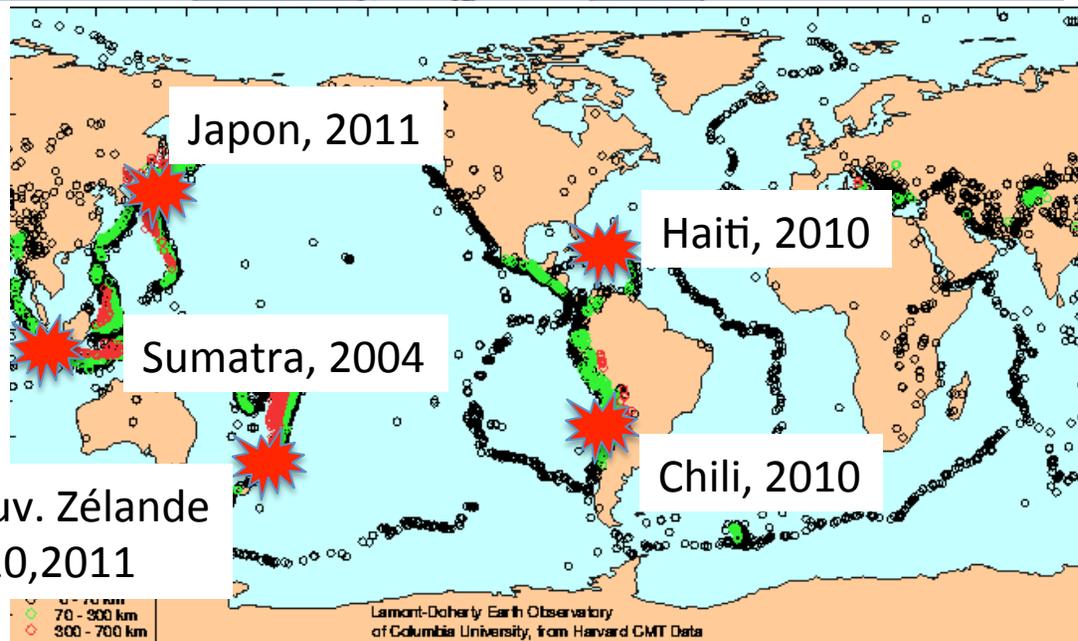
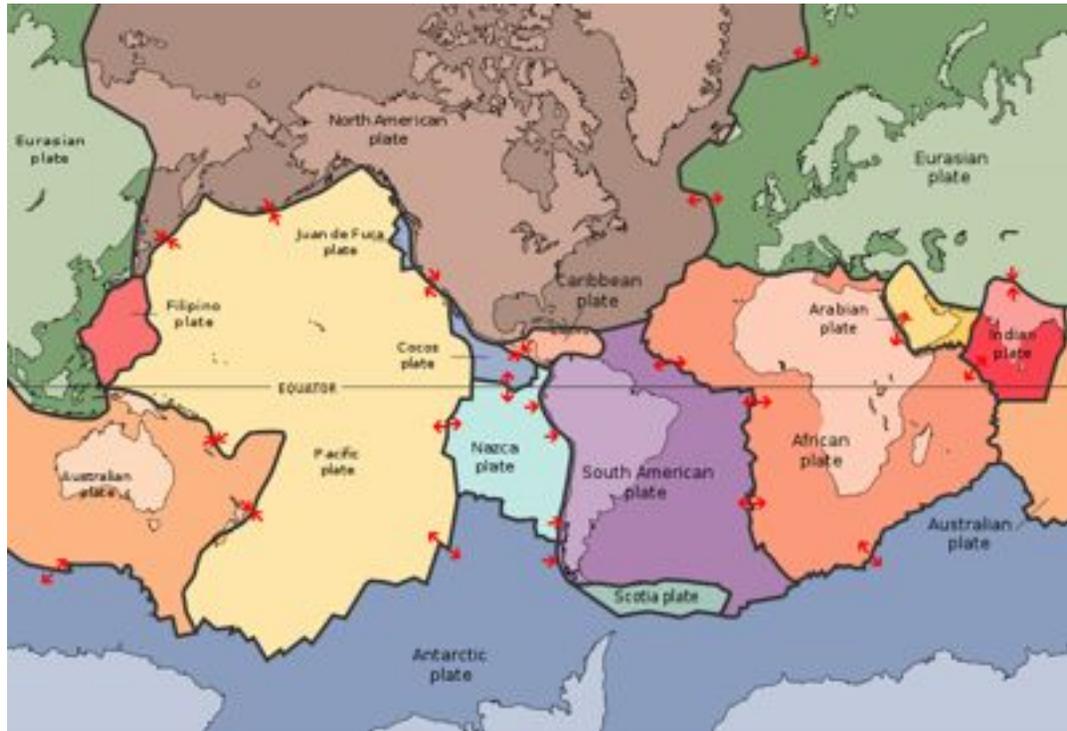


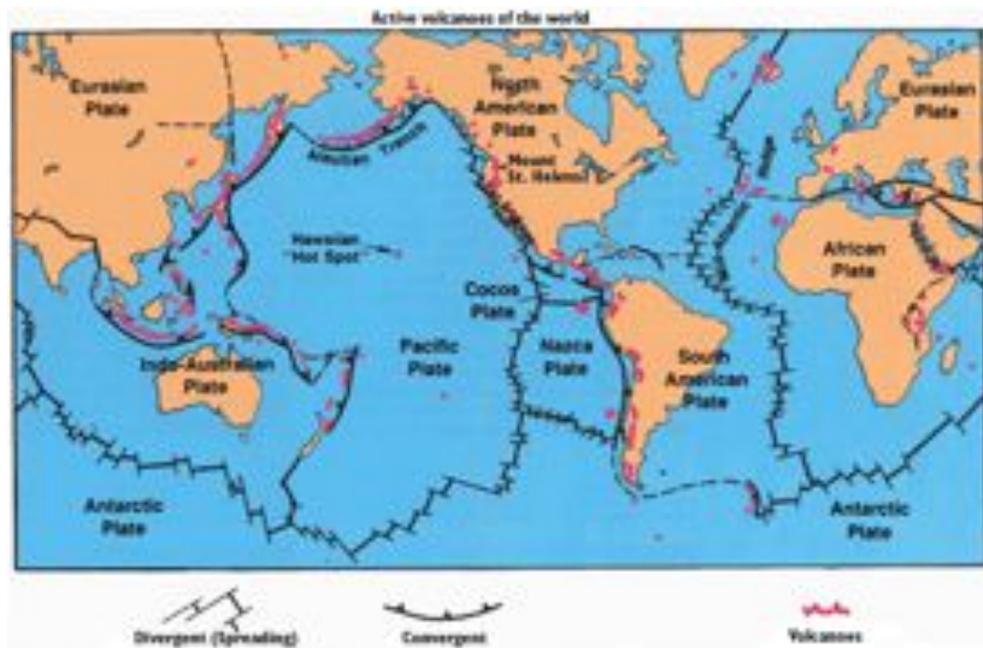
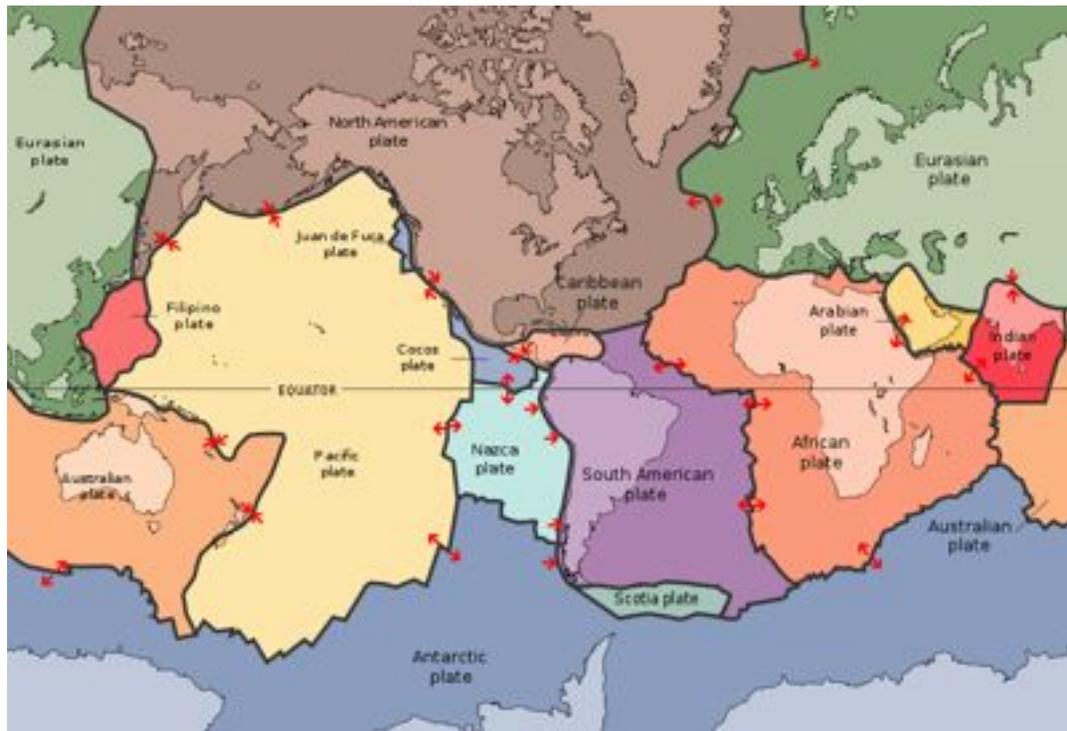
Théorie de la dérive des continents, présentée dès 1912 par Alfred Wegener

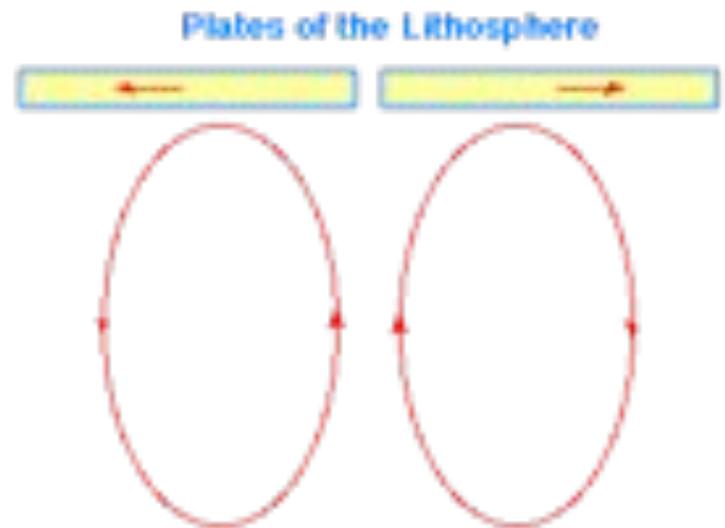
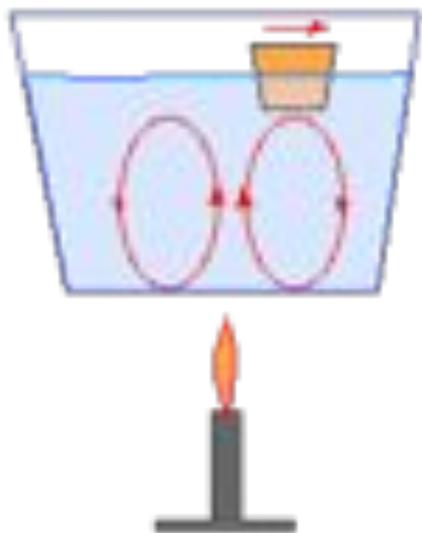
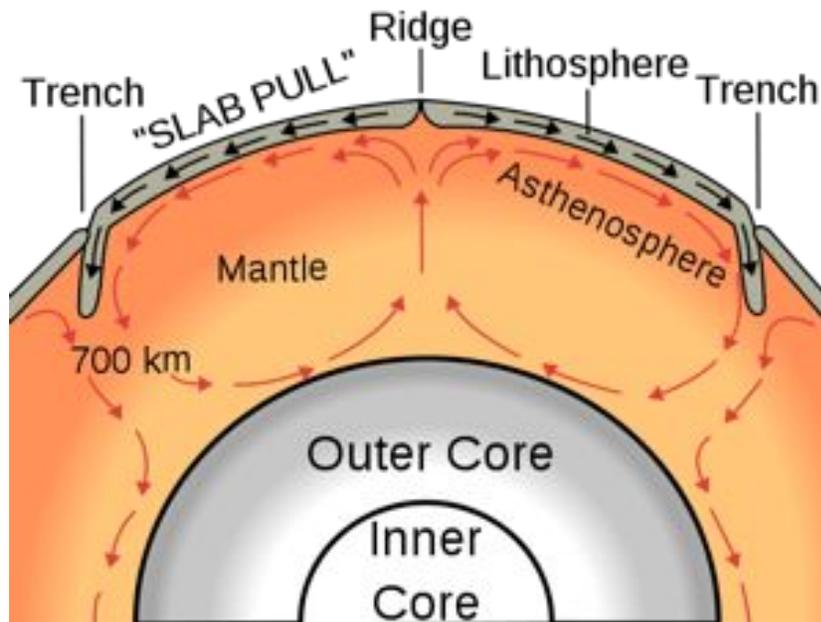
Tectonique des plaques



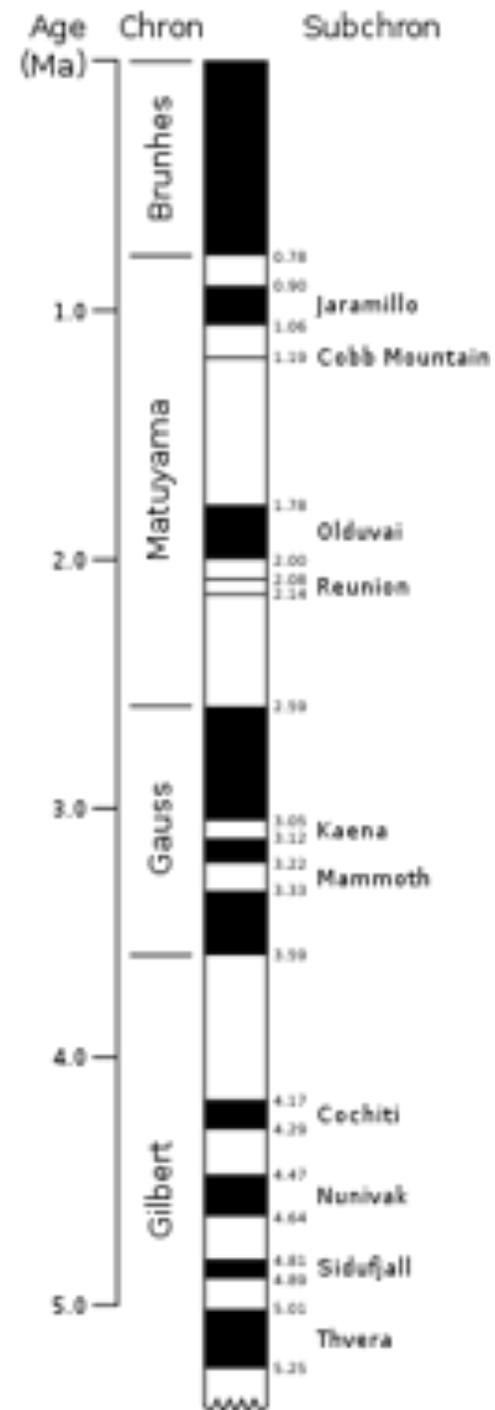
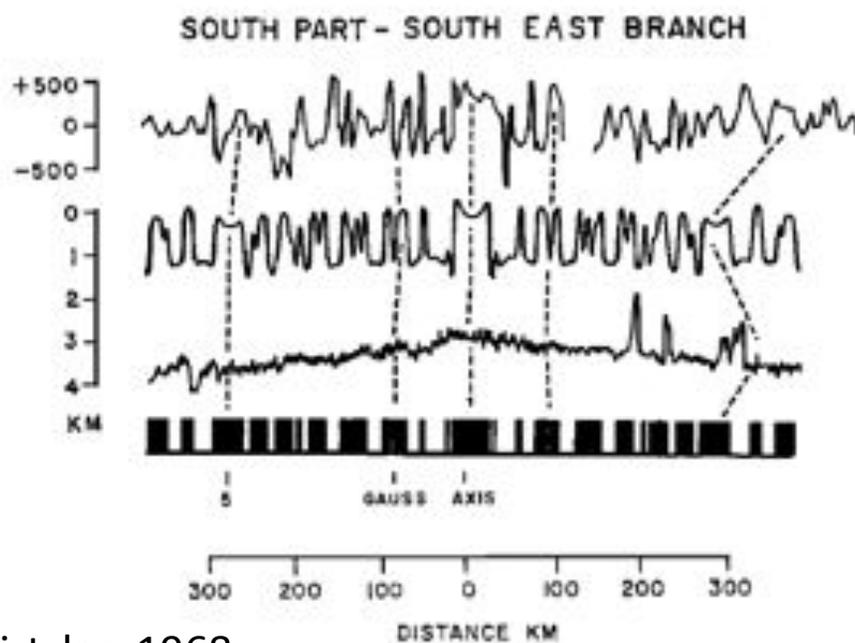
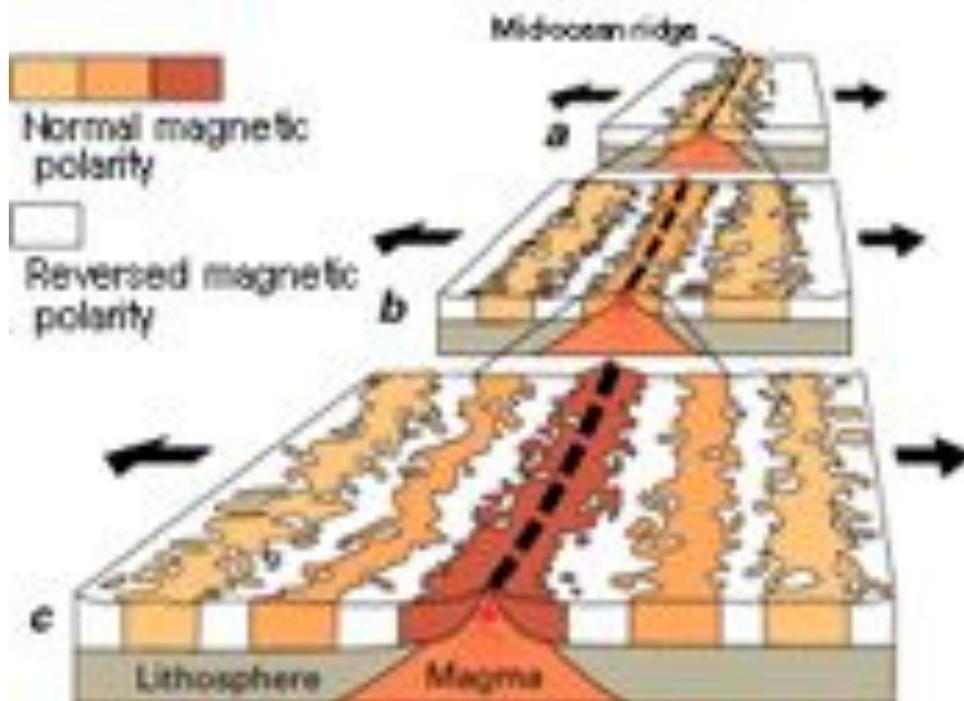






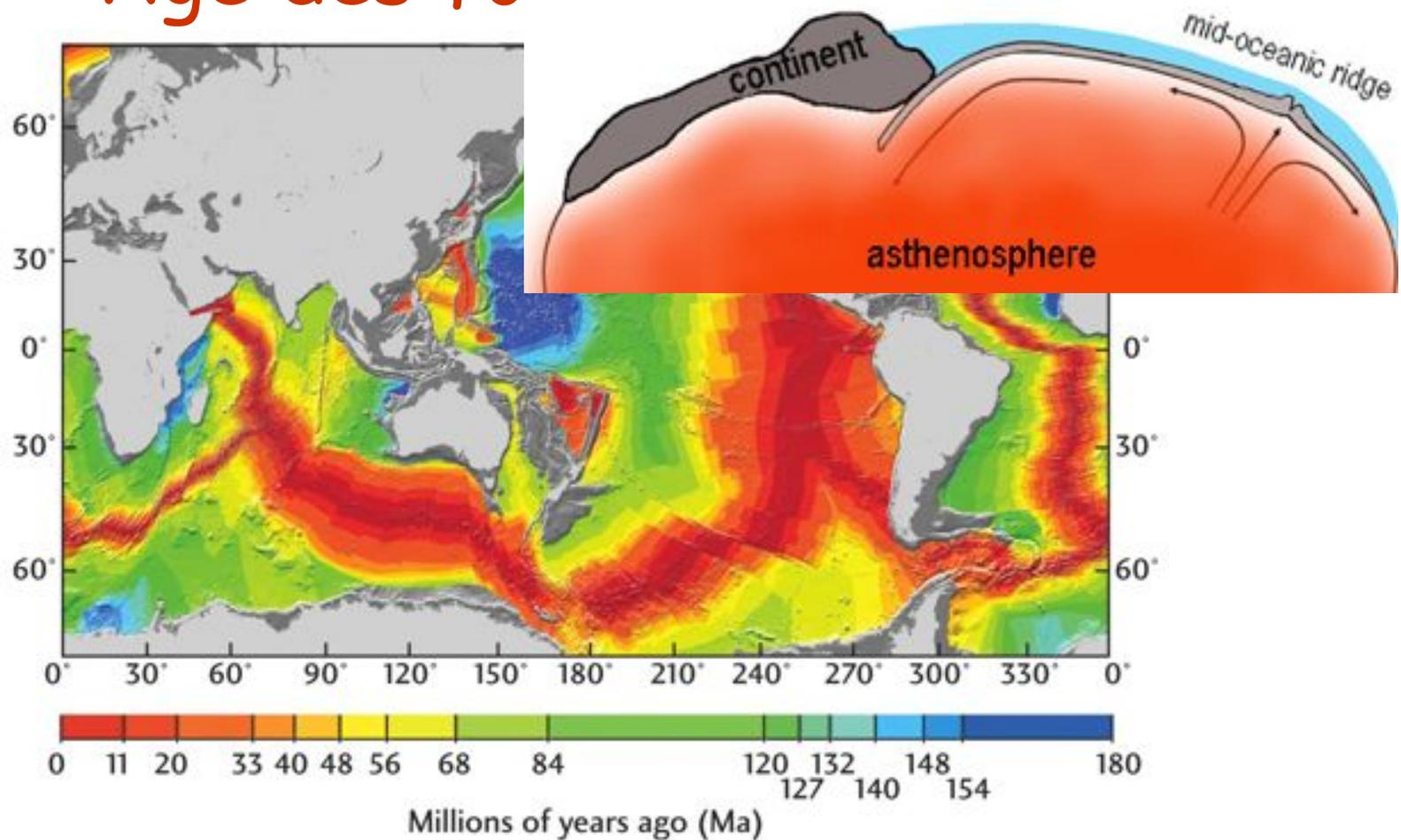


**Convective
Currents
in the Earth's mantle**



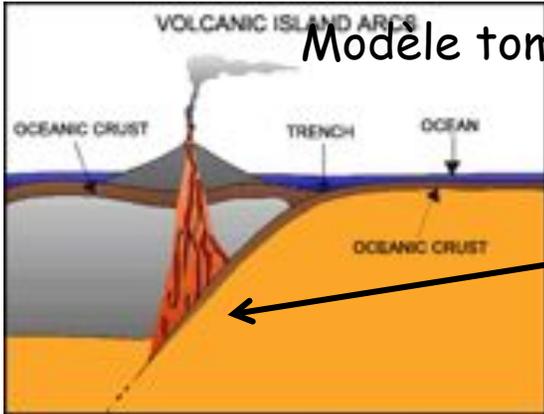
Le Pichon and Heirtzler, 1968

Age des fonds océaniques

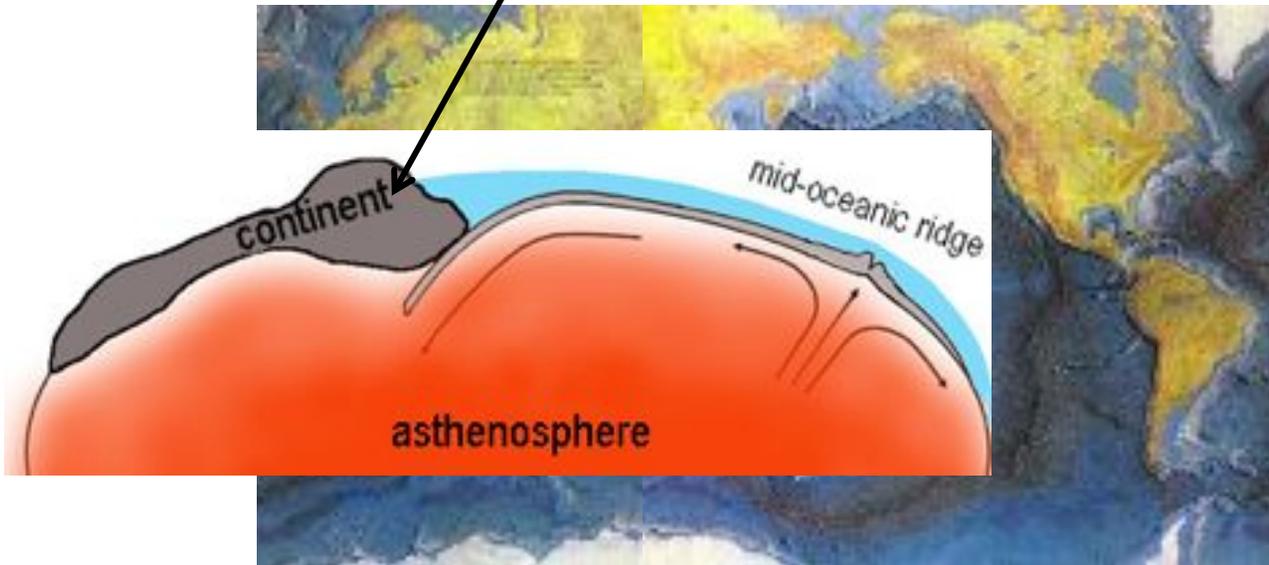
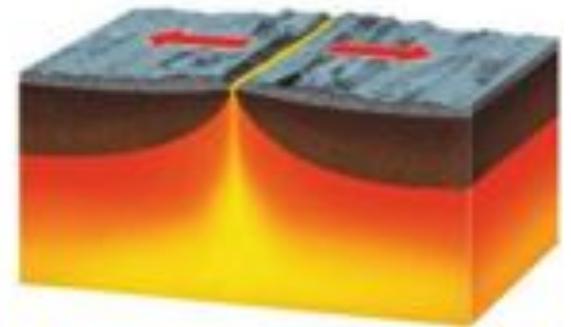
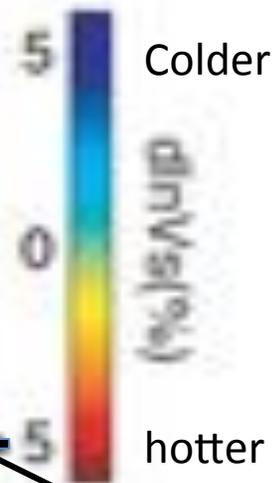
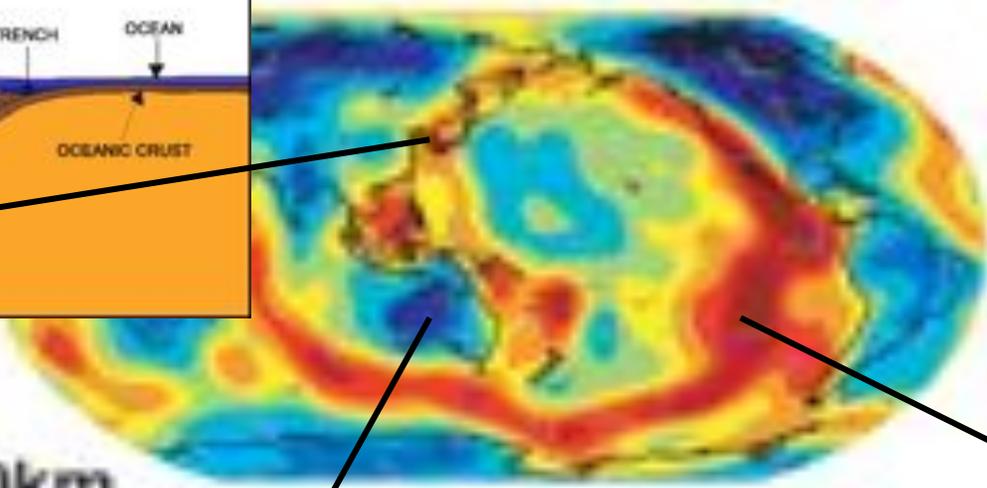


L'âge maximum des fonds océaniques est de l'ordre de 180 millions d'années: les plaques océaniques replongent dans le manteau dans les zones de subduction, effaçant ainsi la mémoire géologique des bassins océaniques. La lithosphère continentale, par contre, n'est pas engloutie et on y trouve des roches âgées de plus de 4Ga

Modèle tomographique - vitesses de cisaillement (V_s)



100km



Quelques motivations

- Pourquoi une tectonique des plaques sur la terre et non sur les autres planètes?
- Comment fonctionne le couplage entre les plaques et la circulation mantellique?
- Quelle est la nature et le rôle de la "zone à faible vitesse" du manteau supérieur?
- Comment ont été formés les continents?
- Comment expliquer la longévité des cratons?
- Le régime de la tectonique des plaques a-t-il évolué au cours du temps?

Plan de la leçon

- Structure interne élastique (sismologie)
 - Zone à faible vitesse
 - Anisotropie sismique
- Structure mécanique et déformation des roches
 - Viscosité/ Lois de déformation
 - Mesures expérimentales
 - Isostasie
 - Rebond post-glaciaire
- Structure thermique
 - Conduction/convection
 - Géotherme
 - Profil de viscosité dans le manteau terrestre
- Différentes définitions de la limite lithosphère-asthénosphère (LAB)

Unités structurelles /unités
mécaniques

dans la Terre

- **Modèle de Newton (1687): intérieur de la terre fluide:**



Calcule l'aplatissement dû à la rotation de la Terre en supposant qu'elle est homogène en équilibre hydrostatique:

$$f = a/c - a \sim 230$$

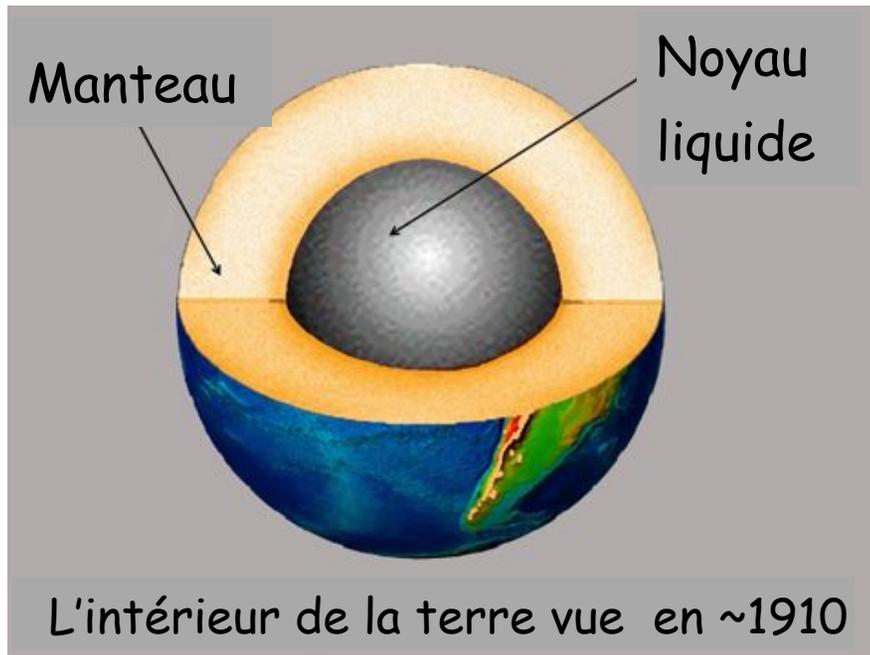
(valeur actuelle $f \sim 298$;
Pour une terre rigide f infini)

- **Théorie de l'isostasie - Bouguer (1735)- Everest (1847)**

- **Modèle de Kelvin (1863): la partie centrale de la terre est rigide:**



- Nécessaire pour expliquer la déformation due aux marées (14 jours de période).
- Calcule l'équilibre entre la force de gravité et la force de rappel élastique ($\mu/\rho g r$):
- Rigidité moyenne proche de la valeur actuelle (supérieure à celle de l'acier) $\sim 300\text{GPa}$



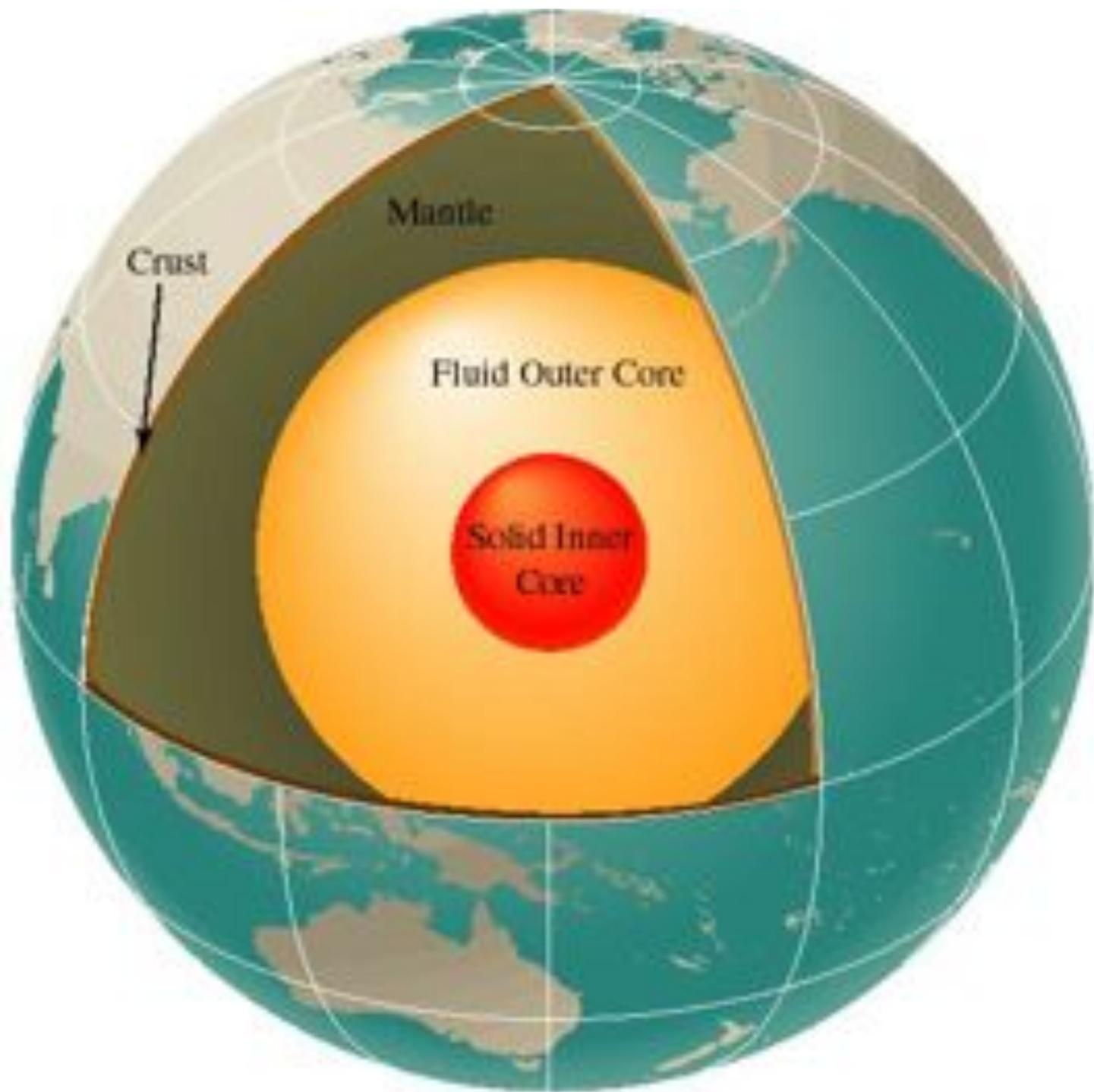
Densité moyenne de la terre:
 $\rho = 5515 \text{ kg/m}^3$
Densité des roches en surface:
 $\sim 2600 \text{ kg/m}^3$ (granite)

=> densité augmente avec la profondeur

=> La terre ne peut être entièrement composée de roches

$I = 0.33Ma^2$, inférieur à celui d'une sphère homogène
($I = 0.40Ma^2$)

Emil Wiechert (1896) suggère que la terre est comme un météorite géant avec un noyau de fer-nickel



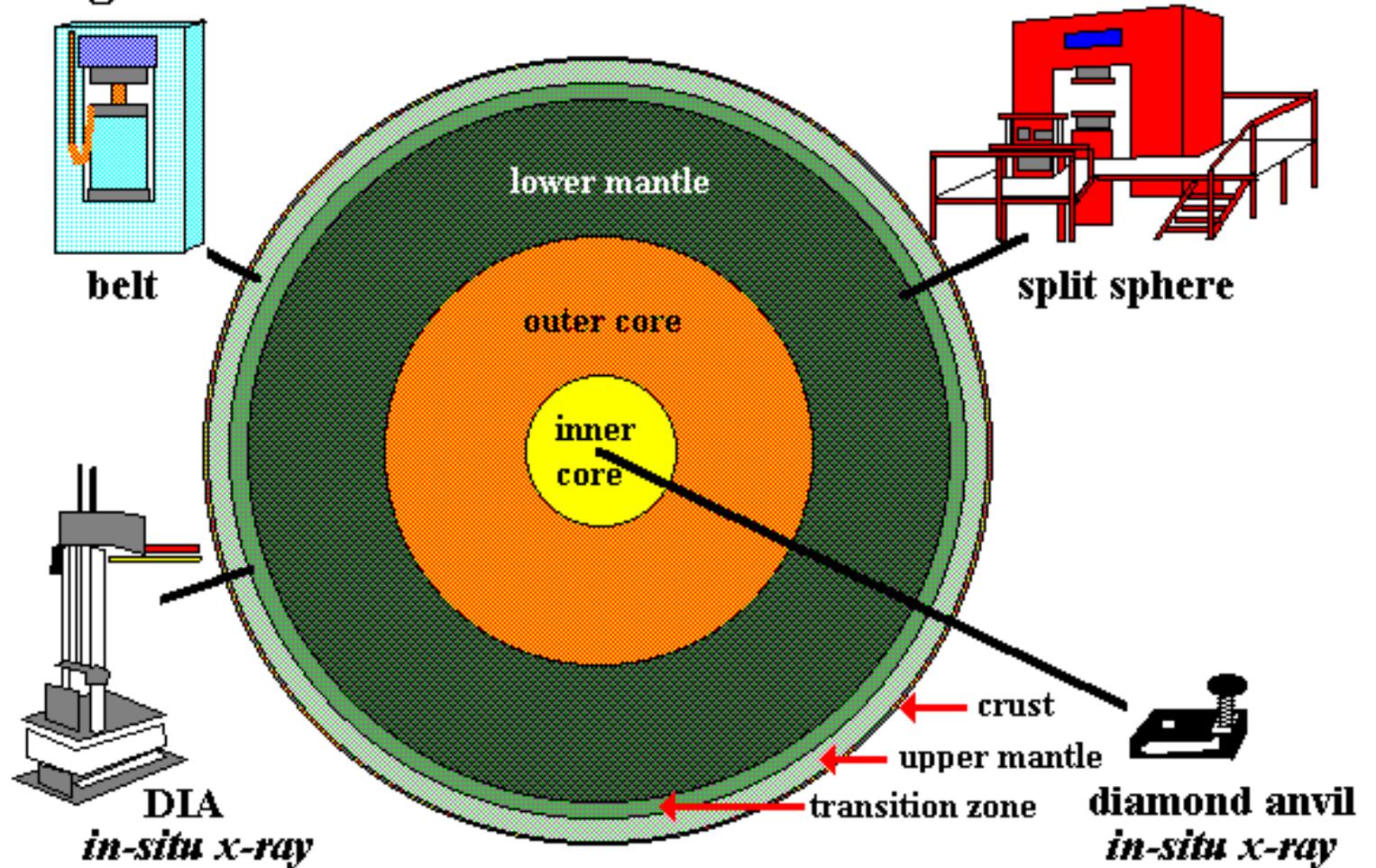
- Progrès de la sismologie au début du 20e siècle

- Modèles sismiques donnent paramètres élastiques: (V_s , V_p , ρ , ou (κ, μ, ρ) en fonction de la profondeur (Gutenberg, Jeffreys and Bullen, 1940)

$$V_P = \sqrt{\frac{\kappa + 4/3\mu}{\rho}} \qquad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

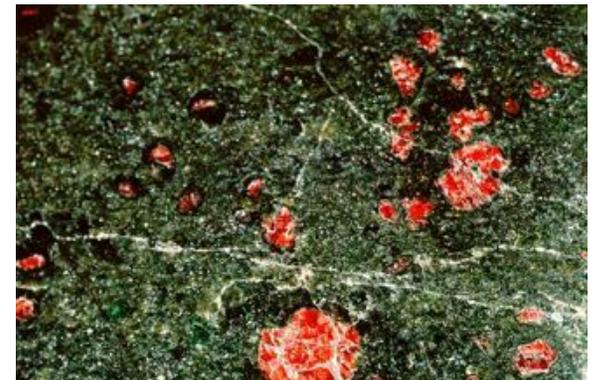
- Renseignent sur les propriétés mécaniques à une échelle de temps de l'ordre de ~ 1 à 1000 s.
- Renseignent sur la distribution de rigidité et aussi sur le facteur de qualité Q (perte d'énergie pendant la propagation des ondes sismiques).
- Cette perte d'énergie se produit en faisant intervenir les propriétés visqueuses des solides: la (relation entre le facteur de qualité et la viscosité dépend fortement du mécanisme de la déformation.

High Pressure Instrumentation



Composition du manteau terrestre

- Constituant principal: l'olivine
 - Compositions extrêmes:
 - Forsterite (Fo) Mg_2SiO_4
 - Fayalite (Fa) Fe_2SiO_4
 - "manteau ordinaire": très forstéritique : Fo_{91} - Fo_{94}
 - Here 91= 91% of Mg in $(Mg,Fe)_2SiO_4$
- Autres minéraux importants:
 - Orthopyroxène (Opx) $(Mg,Fe)SiO_3$
 - Clinopyroxène (Cpx) $Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$



La Pyrolite : modèle de composition pour le manteau supérieur

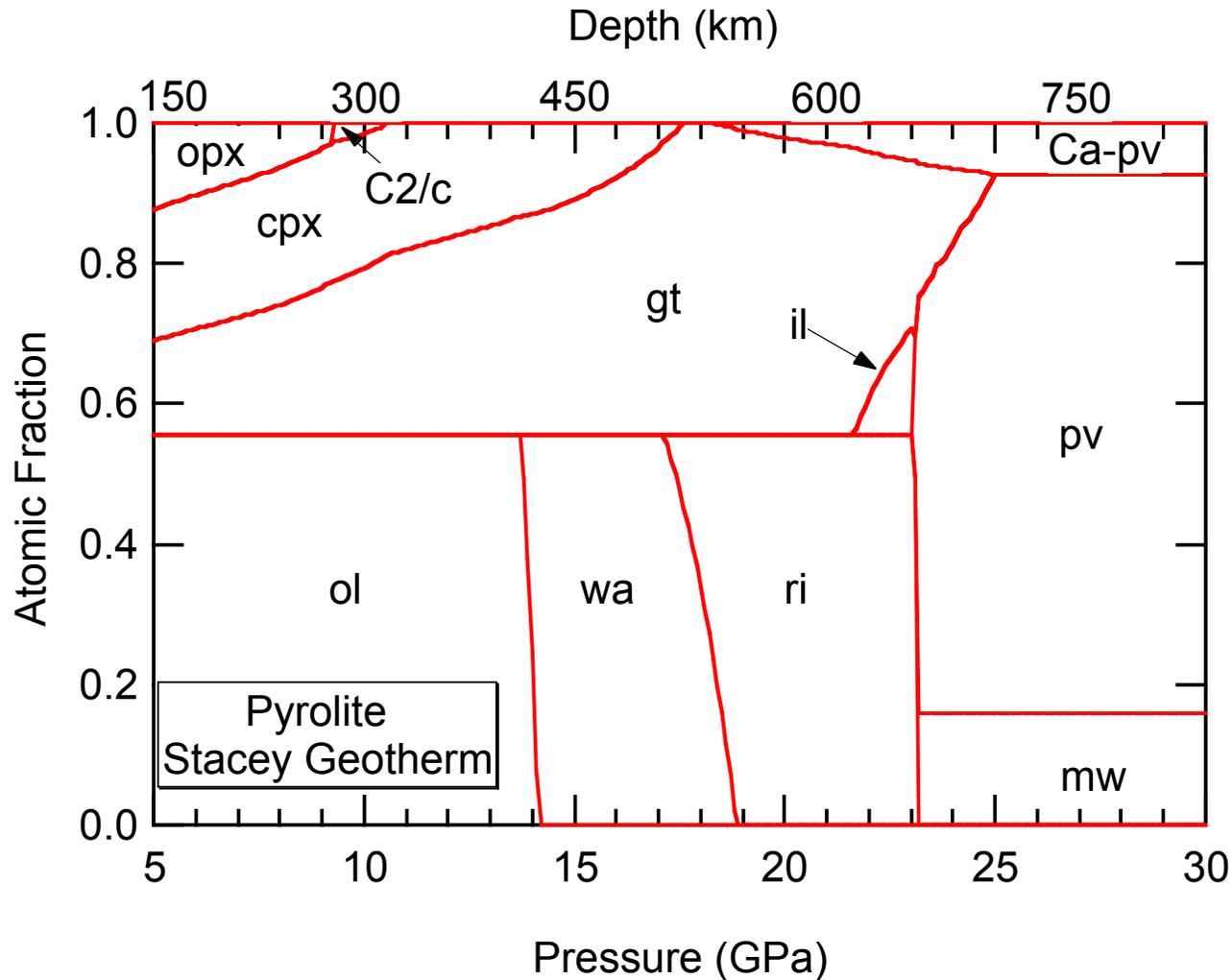
Mineral	Composition	wt(%)
Olivine (Fo ₈₉)	(Mg _{0.89} , Fe _{0.11}) ₂ SiO ₄	57
Orthopyroxene	(Mg, Fe)SiO ₃	17
Clinopyroxene	(Ca, Mg, Fe) ₂ Si ₂ O ₆ – NaAlSi ₂ O ₆	12
Pyrope-rich garnet	(Mg, Fe, Ca) ₃ (Al, Cr) ₂ Si ₃ O ₁₂	14

Source: Ringwood (1979).

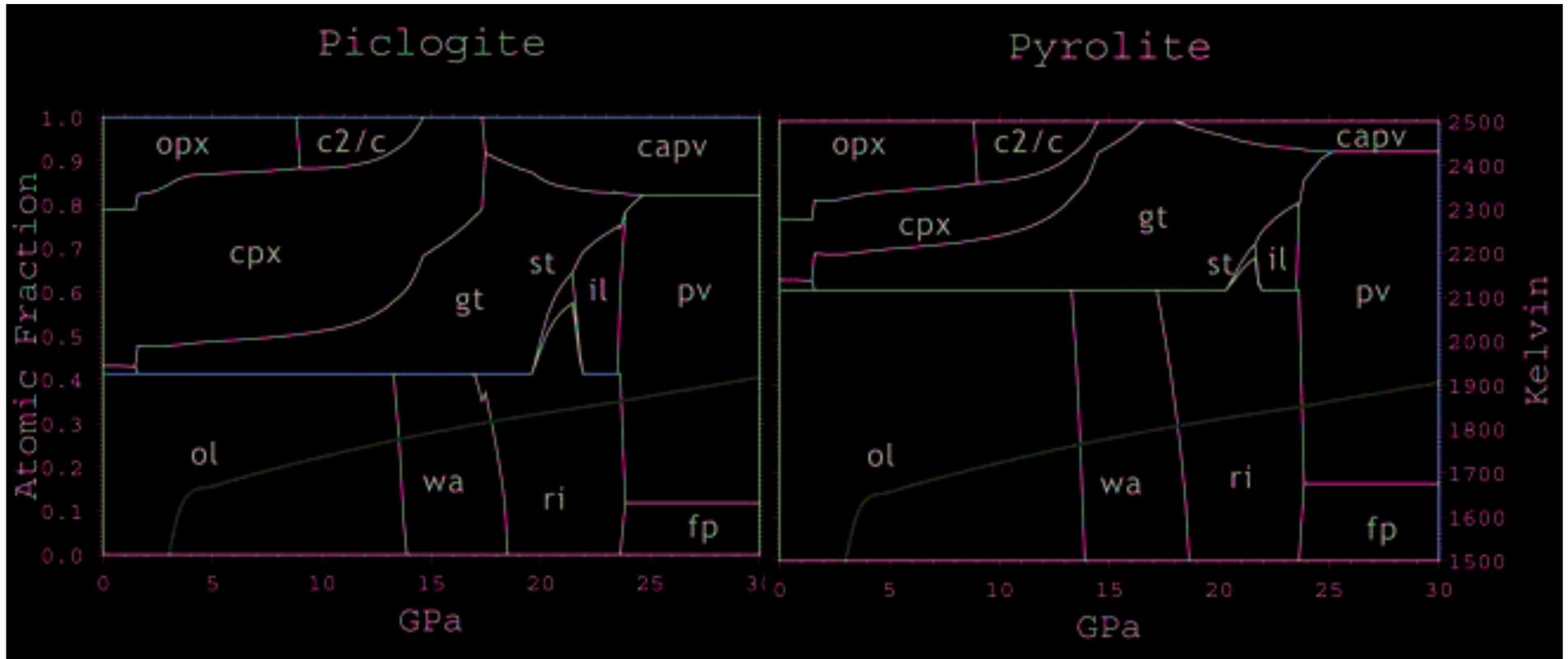
La pyrolite est une roche synthétique inventée par Ringwood comme référence pour l'étude de la composition du manteau.

Cette composition est considérée comme un bon modèle pour la partie supérieure du manteau. A plus grande profondeur, les opinions divergent. En particulier, il n'y a pas de certitude concernant l'uniformité de la composition dans tout le manteau.

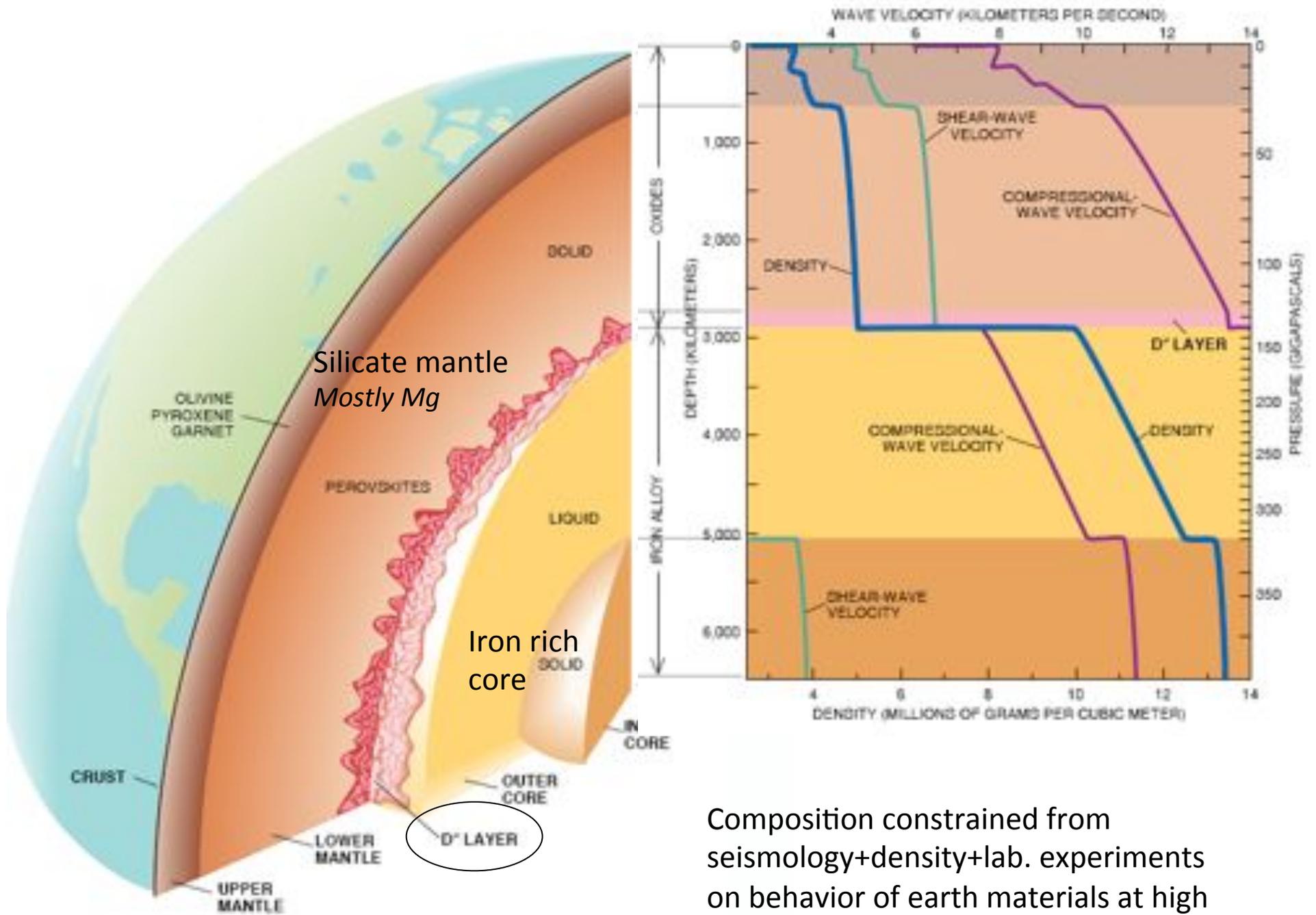
Diagramme de phase pour le manteau supérieur pyrolitique



Diagrammes de phase



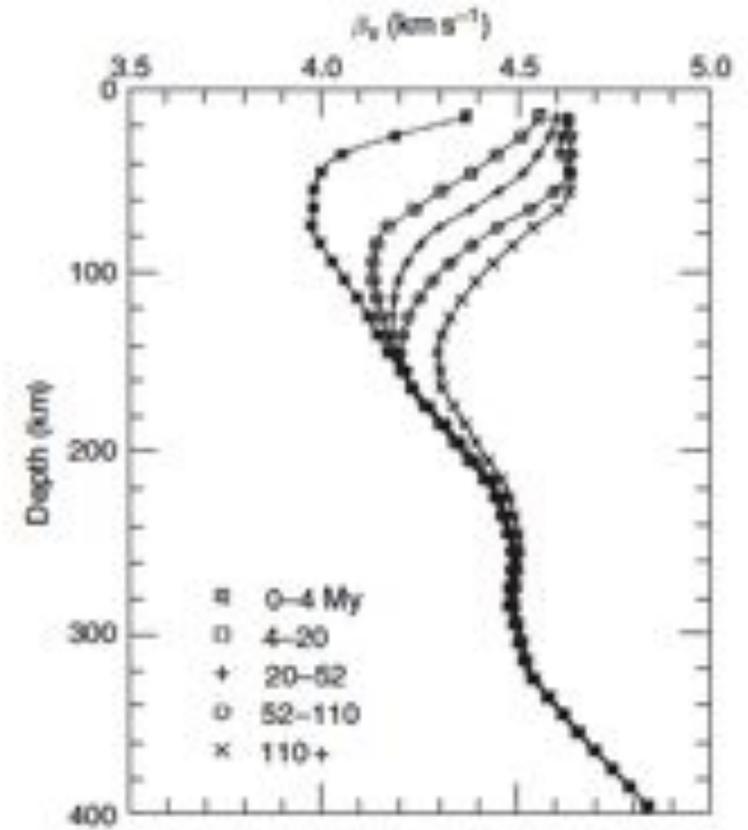
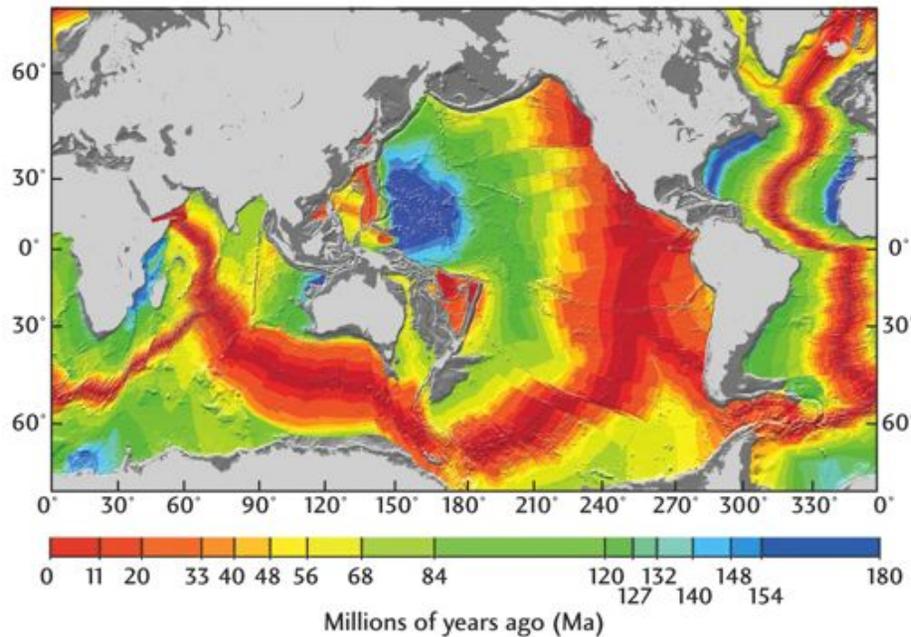
Deux modèles différents de la composition du manteau supérieur



Composition constrained from seismology+density+lab. experiments on behavior of earth materials at high P and T

- Gutenberg (1926) fait la découverte de l'existence d'une zone à faible vitesse sismique dans le manteau supérieur (autour de 100 km de profondeur): lithosphère/asthénosphère

Il l'explique par la présence de fusion partielle et de verres
La nature de la zone à faible vitesse (LVZ) est encore controversée de nos jours



Il faut distinguer lithosphère sismique et lithosphère mécanique

Nishimura and Forsyth, 1989

- ◆ Dans un milieu isotrope élastique, les contraintes (σ_{ij}) sont liées aux déformations (ε_{ij}) par une relation linéaire (loi de Hooke)

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{kk} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad \varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial u_j} + \frac{\partial u_j}{\partial u_i} \right)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \mu = \text{module de cisaillement} \\ \kappa = \lambda + \frac{2}{3}\mu \\ \text{module d'incompressibilité} \end{array} \right.$$

$$\left\{ \begin{array}{l} V_P = \alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \\ V_S = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \end{array} \right.$$

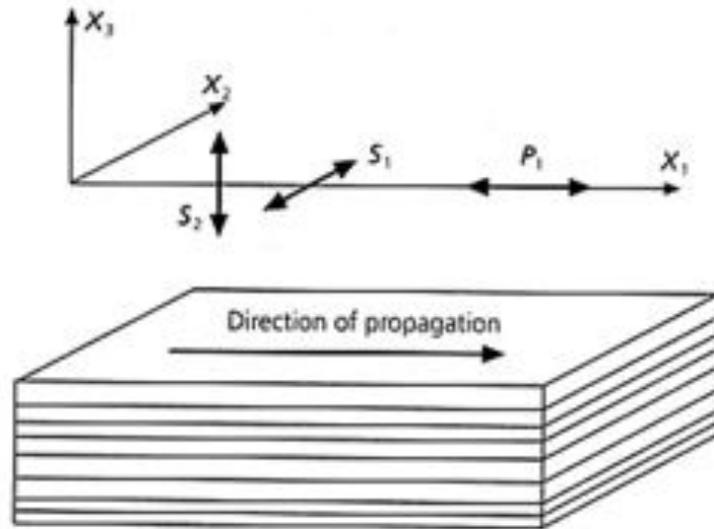
- ◆ Cas général: milieu anisotrope

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl}$$

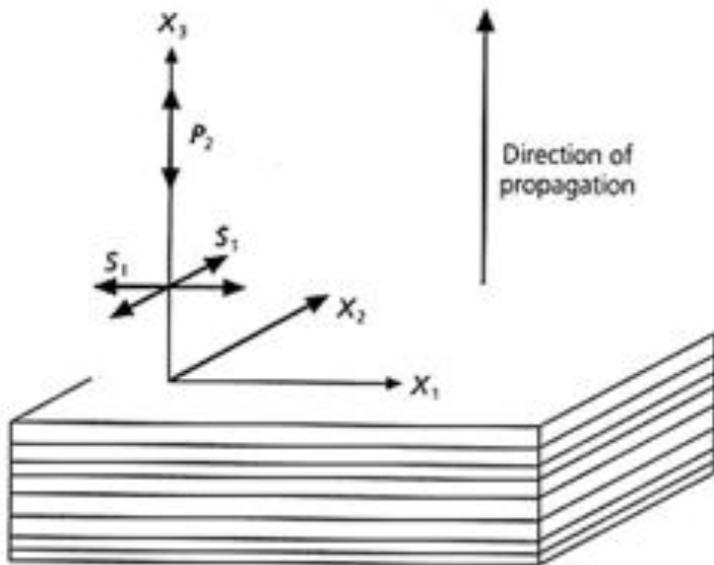
C_{ijkl} :
Jusqu'à 21 éléments indépendants

- Anisotropie extrinsèque:
 - SPO - Shape Preferred Orientation
- Anisotropie intrinsèque:
 - LPO - Lattice Preferred Orientation

Anisotropie extrinsèque (SPO)



⇒ *Anisotropie radiale*
 5 éléments indépendants
 du tenseur élastique:
 A, C, F, L, N (Love, 1911)



$$L = \rho V_{sv}^2$$

$$N = \rho V_{sh}^2$$

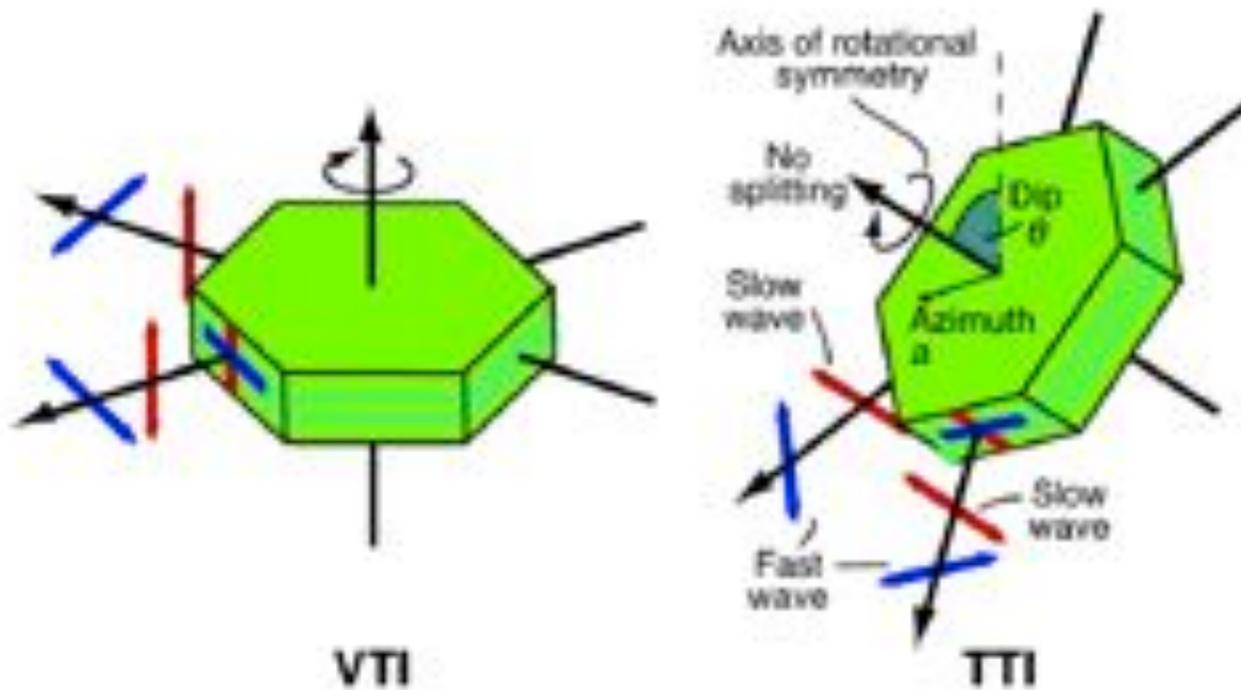
$$C = \rho V_{pv}^2$$

$$A = \rho V_{ph}^2$$

$$\eta = F/(A-2L)$$

L'axe de symétrie peut être incliné ⇒ 2 paramètres de plus

Anisotropie radiale = isotropie transversale



Axe de symétrie
vertical

Axe de symétrie
incliné

LPO: exemple -anisotropie de l'olivine

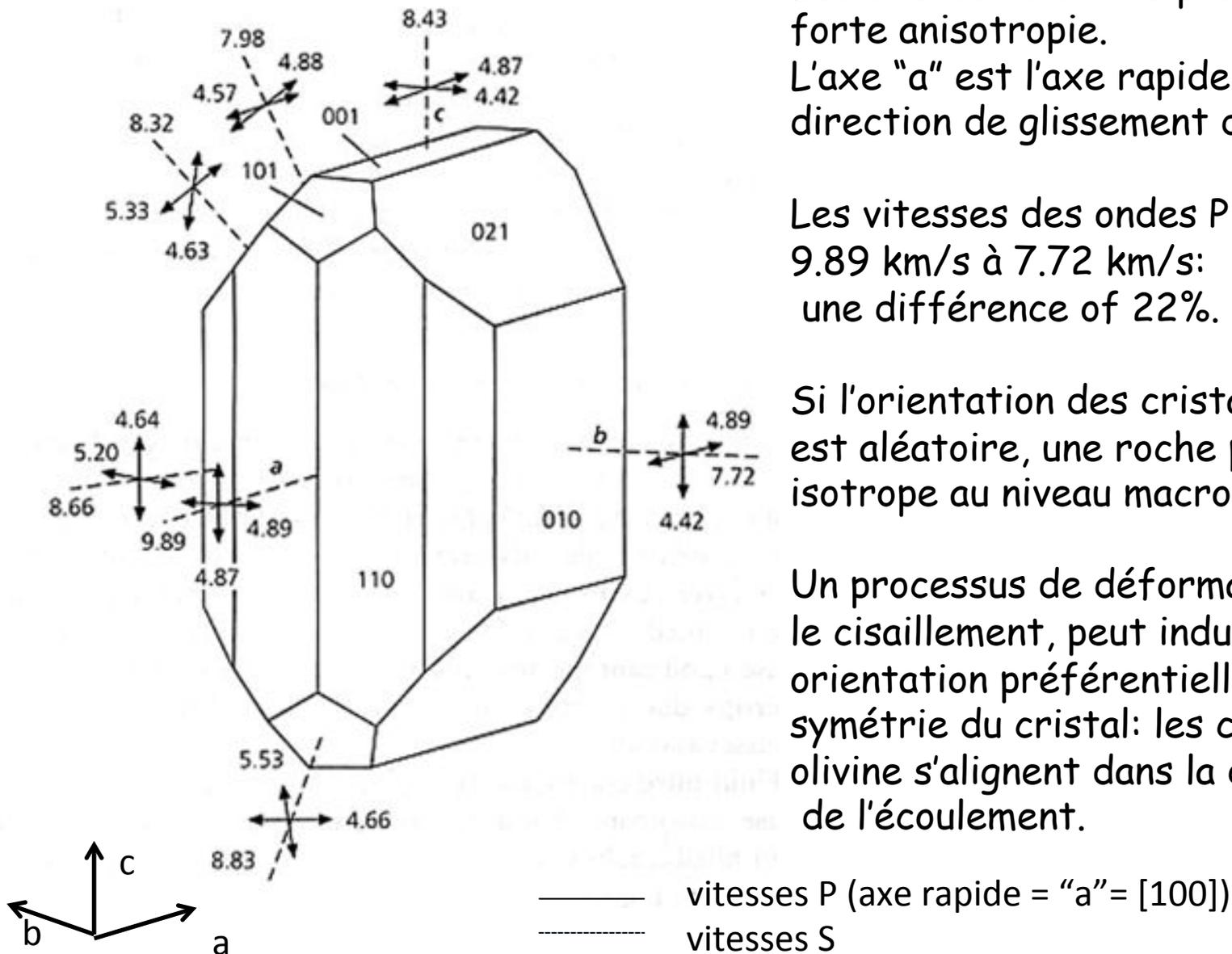
Les cristaux d'olivine présentent une forte anisotropie.

L'axe "a" est l'axe rapide, c'est aussi la direction de glissement dominante

Les vitesses des ondes P varient de 9.89 km/s à 7.72 km/s:
une différence de 22%.

Si l'orientation des cristaux individuels est aléatoire, une roche peut être isotrope au niveau macroscopique.

Un processus de déformation, tel que le cisaillement, peut induire une orientation préférentielle des axes de symétrie du cristal: les cristaux d'olivine s'alignent dans la direction de l'écoulement.

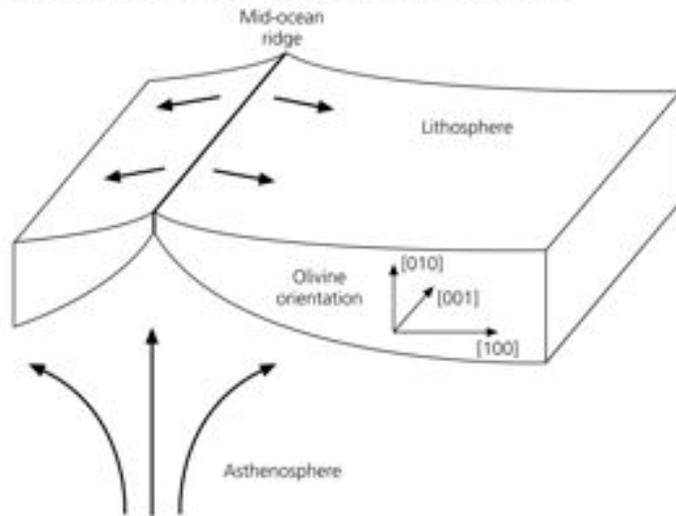


- On détermine la vitesse de propagation v_n dans une direction particulière définie par la normale au front d'onde: $n = (n_1, n_2, n_3)$ en résolvant l'équation de Christoffel:

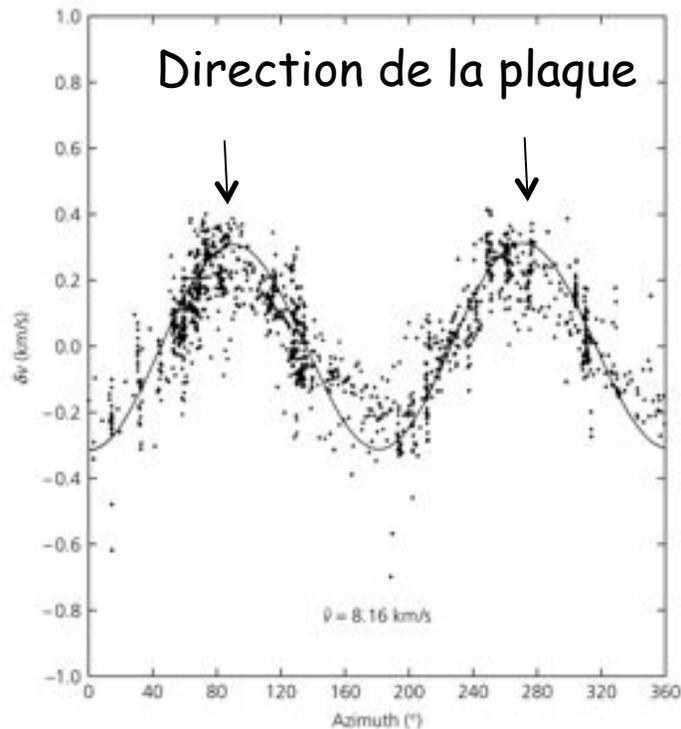
$$\det | c_{ijkl} n_i n_j - \rho v_n^2 \delta_{il} | = 0$$

Les trois valeurs propres de ce système donnent les vitesses V_p et V_{S1}, V_{S2} dans la direction donnée

Anisotropie dans le manteau supérieur



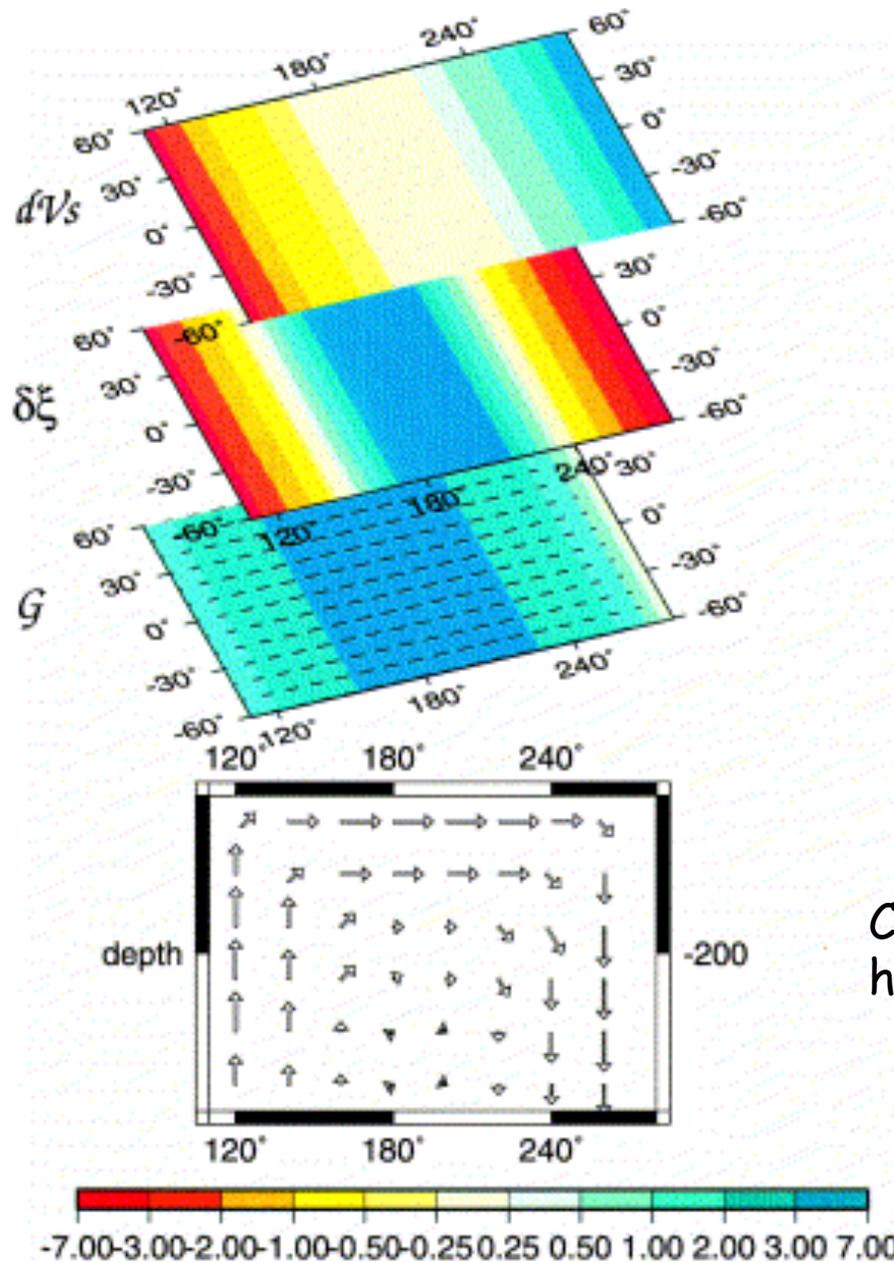
La dépendance azimuthale des vitesses Sismiques est en accord avec l'idée de la présence de LPO dans le manteau supérieur du Pacifique, associé avec le cisaillement dû au mouvement des plaques.



Direction rapide de l'olivine: [100] s'aligne avec la direction de la plaque

Vitesses P_n à Hawaii,. Ici l'azimuth 0 Correspond à une direction perpendiculaire à la Direction de la plaque (direction d'orientation De la ride est-pacifique)

P_n est une onde P qui se propage juste au dessous du Moho (limite croûte/manteau)



$$\xi = (V_{SH}/V_{SV})^2$$

Cellule de convection
hypothétique

D'après Montagner 2002

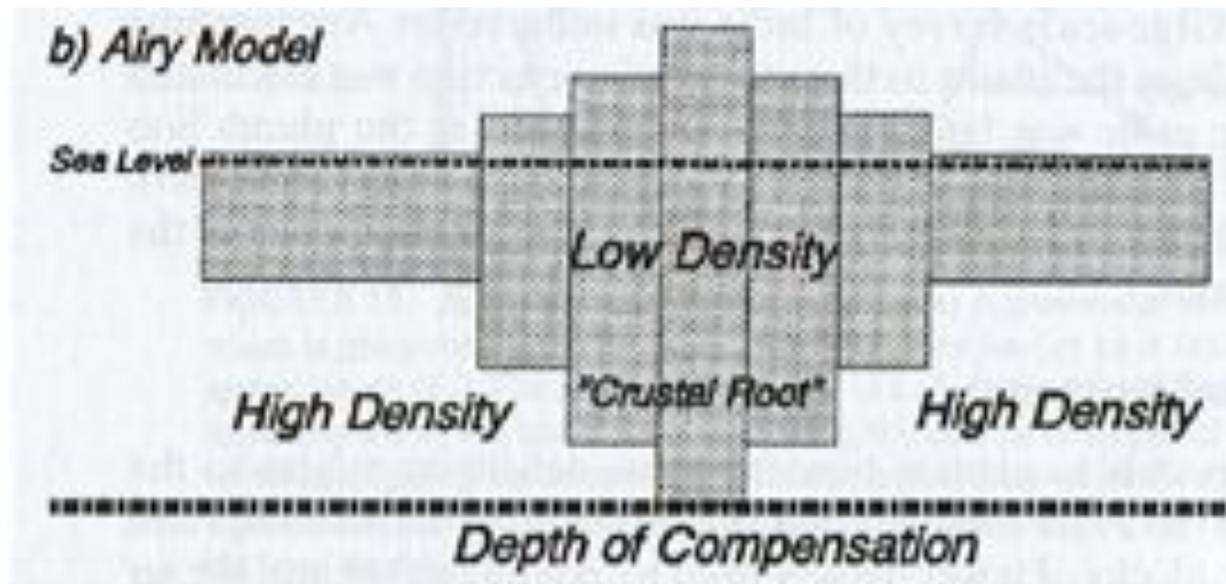
Déformation dans la Terre

Isostasie

- Observations au Pérou (Pierre Bouguer 1735,1745)
 - Mesurent le degré de latitude au Pérou et à Paris pour déterminer la forme de la Terre
 - Déflexion du fil à plomb par les montagnes des Andes moins forte que prévu
- 1840-1859 Sir George Everest
 - Cartographie de l'Inde
 - Déflexion du fil à plomb l'Everest moins forte que prévu
- Dans les deux cas, le déficit de masse sous les montagnes nécessaire pour expliquer ces observations était environ égal à la masse des montagnes elles-mêmes.
- Théories de Pratt et d'Airy 1855
 - Principe d'Archimède:
 - $V_{\text{submerged}} \times \rho_{\text{fluid}} = V_{\text{body}} \times \rho_{\text{body}}$
 - Poids des montagnes compensé par une racine profonde qui flotte sur un support fluide: "Isostasie"
 - Les contraintes non-hydrostatiques dues aux variations de densité sont relâchées à une certaine profondeur (dans l'asthénosphère) à l'échelle des temps géologiques
 - $T=10\text{Ma}$, contraintes $\sim 10\text{MPa} \Rightarrow$ viscosité de $\leq 10^{22}$ Pas

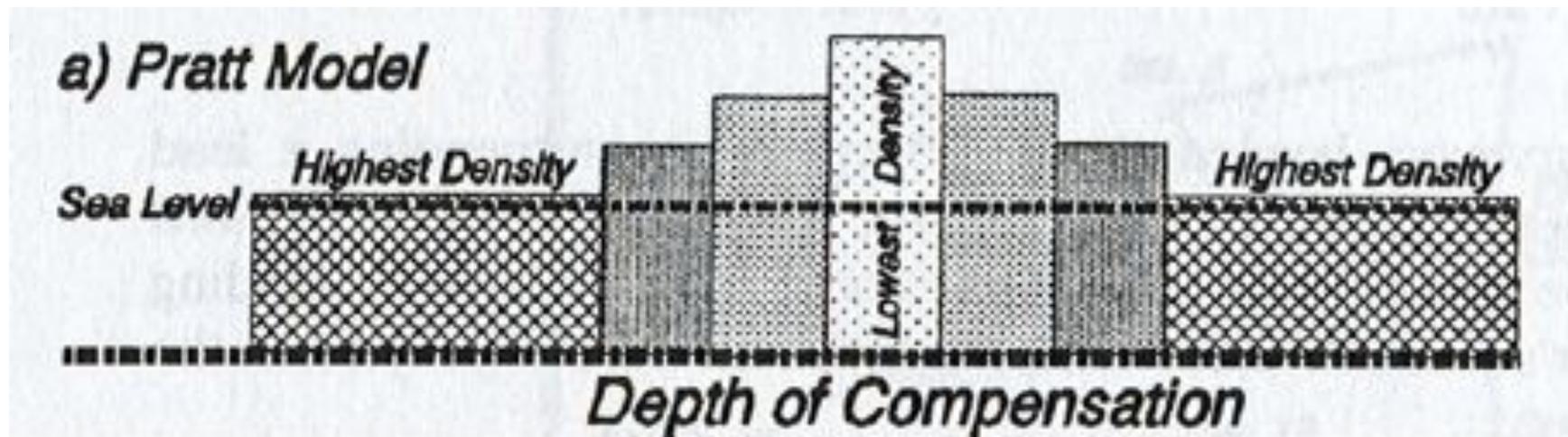
Deux hypothèses d'isostasie:

- *L'hypothèse d'Airy :*
 - La couche supérieure rigide et la couche inférieure fluide ont chacune une densité constante: ρ_u and ρ_s , respectivement.
 - La compensation isostatique est obtenue par la présence de racines profondes (comme le cas des icebergs)



L'hypothèse de Pratt:

- La profondeur de compensation est constante et forme la base de la couche rigide.
- L'équilibre isostatique est obtenu en divisant la couche supérieure en colonnes d'égale densité



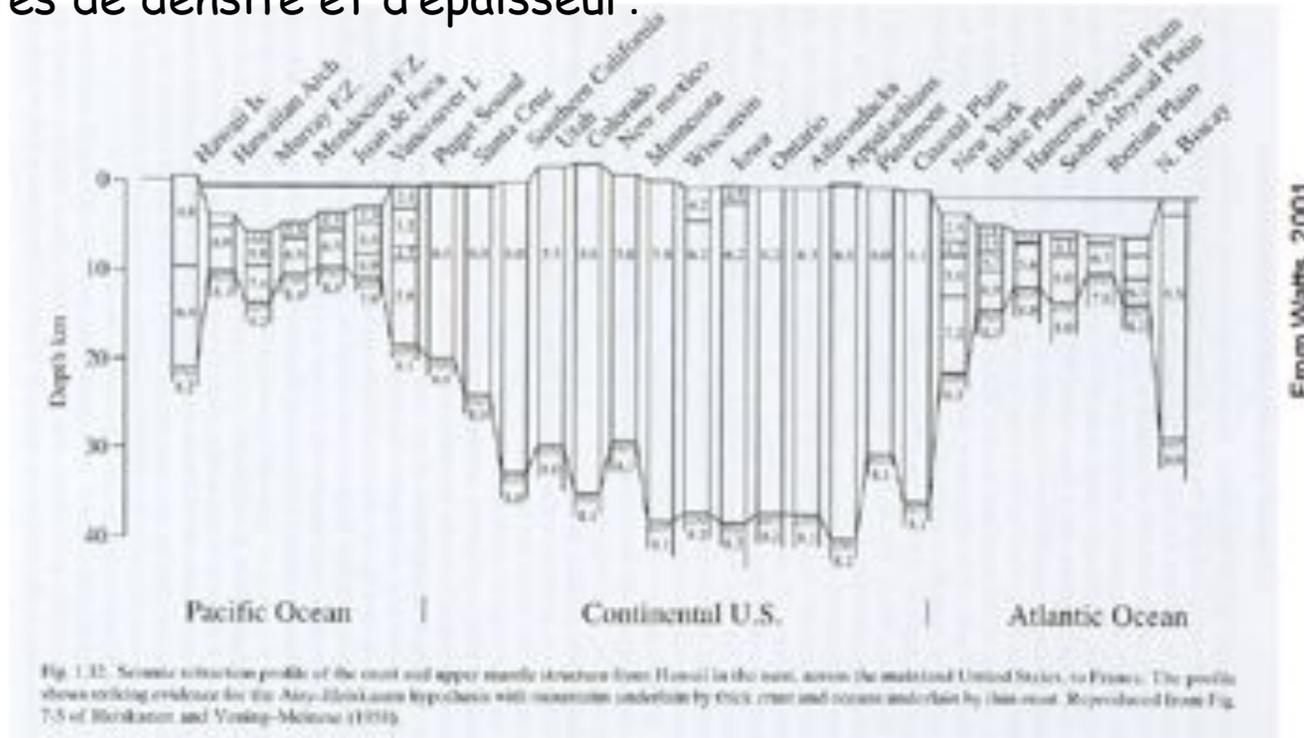
Lequel des deux modèles est-il correct? Pratt ou Airy?

- Ce sont des modèles extrêmes, les deux sont possibles

*Les montagnes ont des racines profondes

*Il y a aussi des variations latérales importantes de densité

Les continents sont plus élevés que les océans à la fois à cause de variations importantes de densité et d'épaisseur.



- **Lithosphère:**

- couche externe mécaniquement résistante de la terre - supporte les charges appliquées de manière élastique, sans déformation permanente.
- Inclut la croûte et une partie du manteau supérieur: 1.6 km près des rides océaniques jusqu'à 200 km sous les vieux continents.
- Roches se comportent de manière visco-élastique: élastiques pour des durées d'application de la contrainte faible, visqueuses pour des durées qui dépassent le "temps de Maxwell"
- Epaisseur élastique effective de la lithosphère dépend de la durée d'application de la contrainte
-

- **Asthénosphère:**

- région "molle" (visqueuse) sous la lithosphère
- Jusqu'à 200-300 km de profondeur dans le manteau

- **Profondeur de compensation:** profondeur à partir de laquelle la pression est hydrostatique

Déformation élastique ou visqueuse

- **Déformation élastique:**
 - Contraintes faibles et temps courts: déformation instantanée
 - Lorsque la contrainte est supprimée, la roche revient à son état initial
 - Passage des ondes sismiques
 - Constantes élastiques (μ - rigidité; κ - incompressibilité)
- **Déformation visqueuse:**
 - Contraintes fortes ou contraintes faibles pendant un temps long
 - La déformation est graduelle, la roche ne revient pas à son état initial

– Viscosité:

- Mesure la résistance d'un matériau à la déformation visqueuse.
- Relie les contraintes à la déformation
- Unités: Pa-s

$$\eta = \frac{\sigma}{2\dot{\varepsilon}}$$

σ = Contrainte

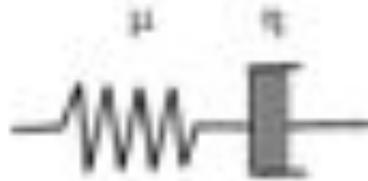
ε = Déformation

– Temps de Maxwell:

- Temps caractéristique qui détermine le comportement (élastique aux temps courts, visqueux aux temps longs):

$$\tau = \frac{\eta}{\mu}$$

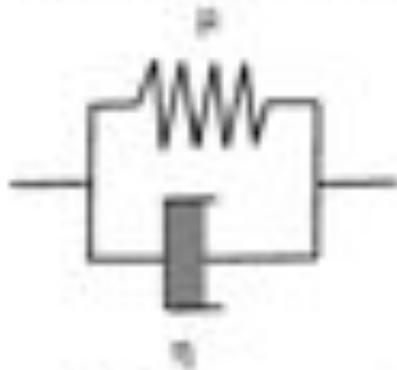
(a) Maxwell model



Comportement visqueux:

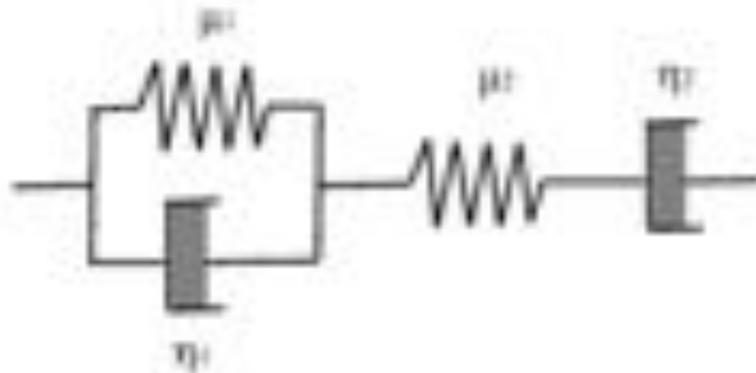
$$\tau \gg t_M$$

(b) Kelvin-Voigt model



$$\tau = t_M$$

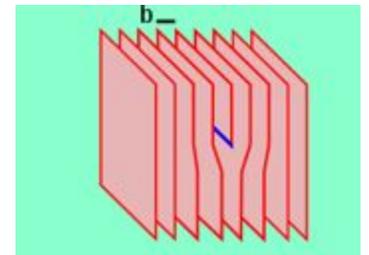
(c) Burgers model



Passage du fluage
transitoire au régime
stationnaire

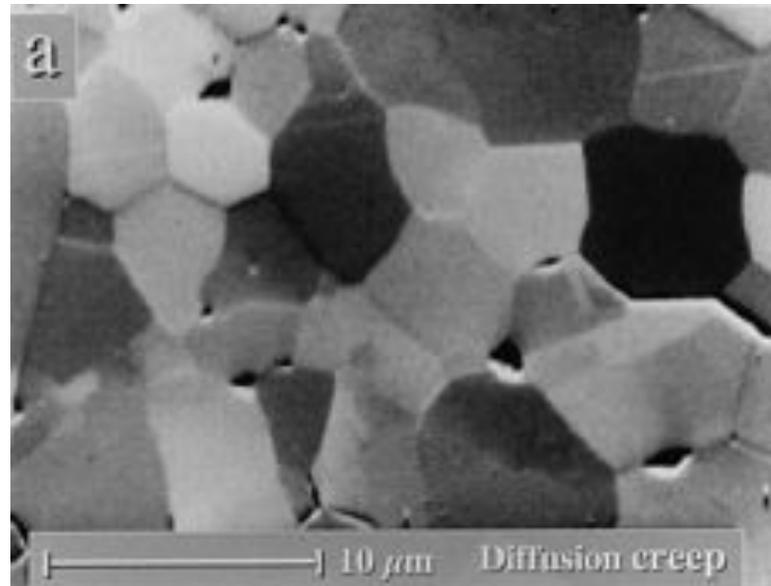
Dans la terre: distribution
de temps caractéristiques

- Physique de la déformation à l'échelle microscopique (19e siècle) - défauts cristallins (20e siècle)
- Trois modes principaux de déformation solide des roches, tous par mouvement de défauts activés par la température:
 - Fluage par diffusion:
 - Transport de masse au niveau moléculaire entre limites de grains
 - *Rhéologie Newtonnienne*: vitesse de déformation proportionnelle à la contrainte de cisaillement et inversement proportionnelle au cube de la taille des grains
 - N'engendre pas de LPO
 - Fluage par dislocation:
 - Déformation par mouvement de dislocations dans les grains
 - Vitesse de déformation est une fonction non-linéaire de la contrainte de cisaillement, indépendante de la taille des grains
 - Engendre du LPO
 - Mécanisme de Peierls: déformation à basse température et forte contrainte (important pour la lithosphère)

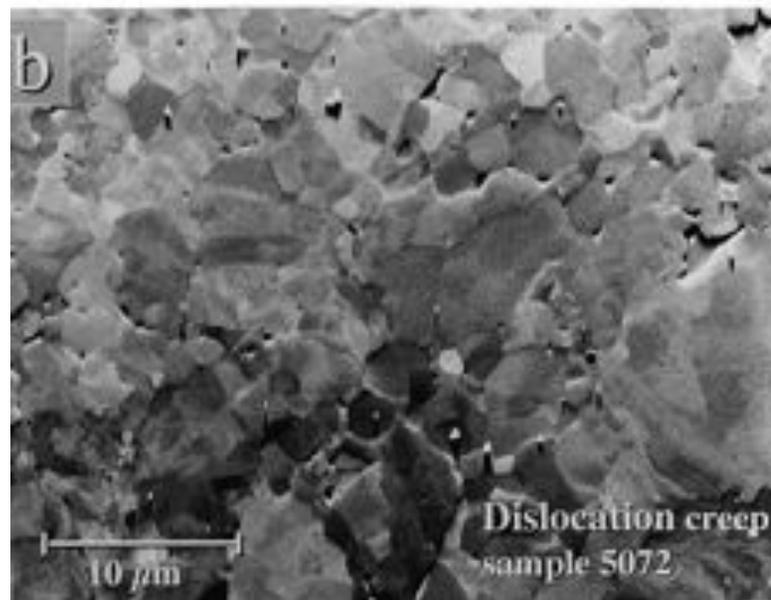


Echantillons d'olivine déformés par:

Diffusion



Dislocation



Images par SEM:
scanning electron
microscope

T=1200-1300°C
P= 300MPa

Fliervoet et al., 1999