

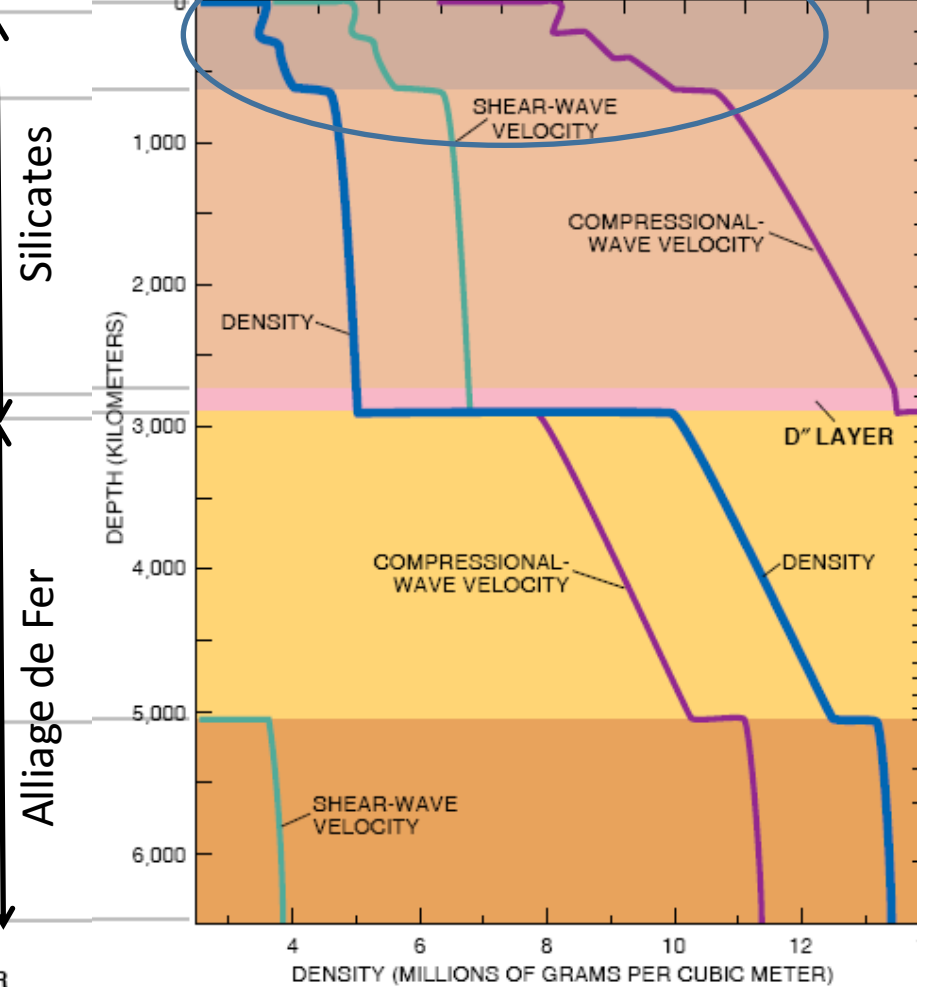
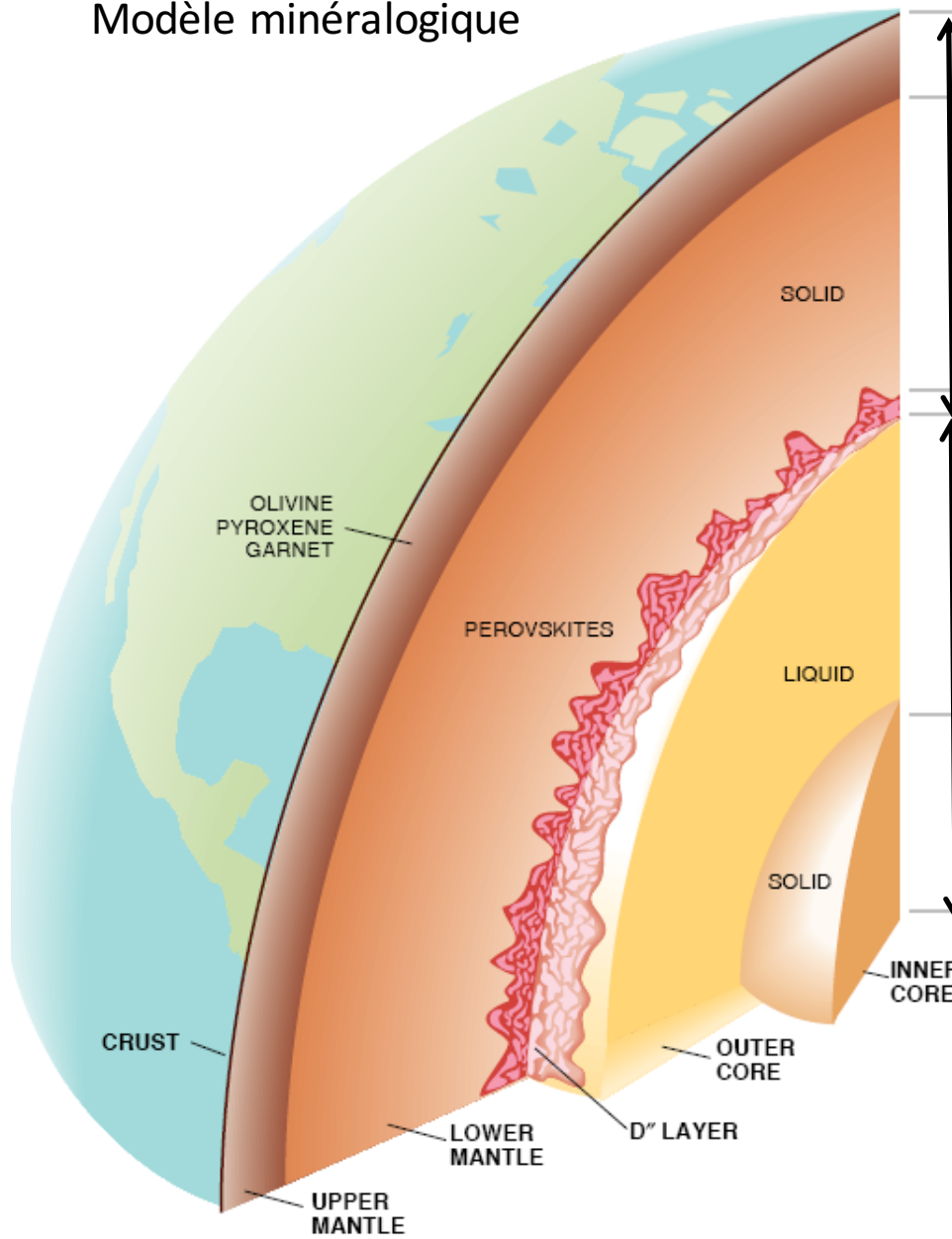
Séismes intermédiaires et profonds

2- Processus physiques proposés et caractéristiques de la sismicité intermédiaire et profonde

Barbara Romanowicz
*Chaire de Physique de l'Intérieur de la Terre
Collège de France, Paris*

29 Octobre 2018

Modèle minéralogique

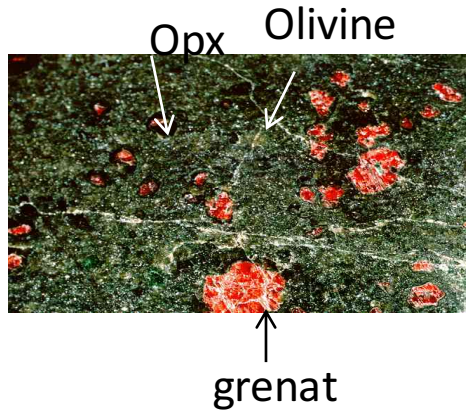


PREM model (Dziewonski and Anderson, 1981)

Modèle élastique (sismologie)

Jeanloz and Lay, Sci. Amer., 1993

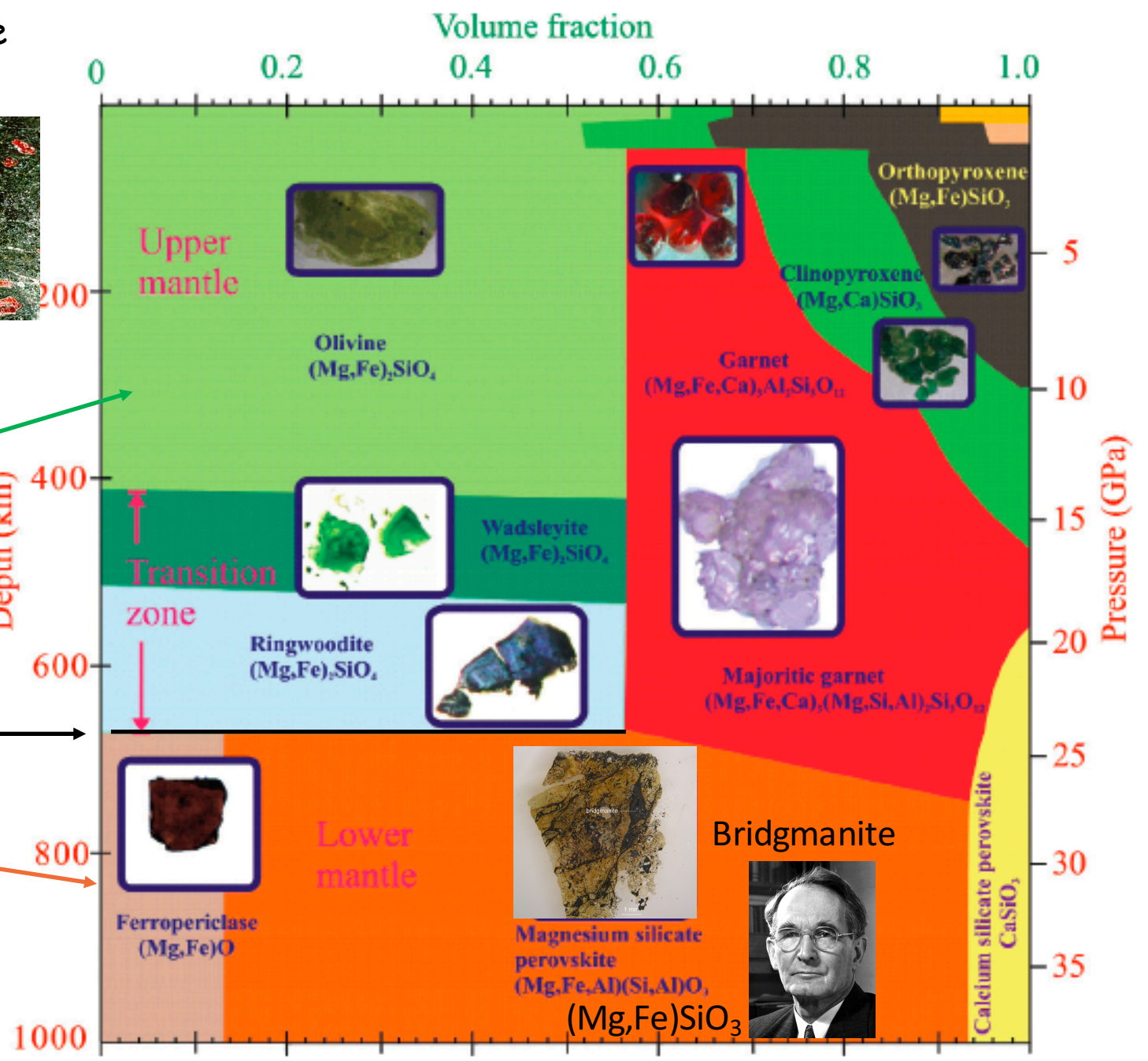
Modèle pyrolitique



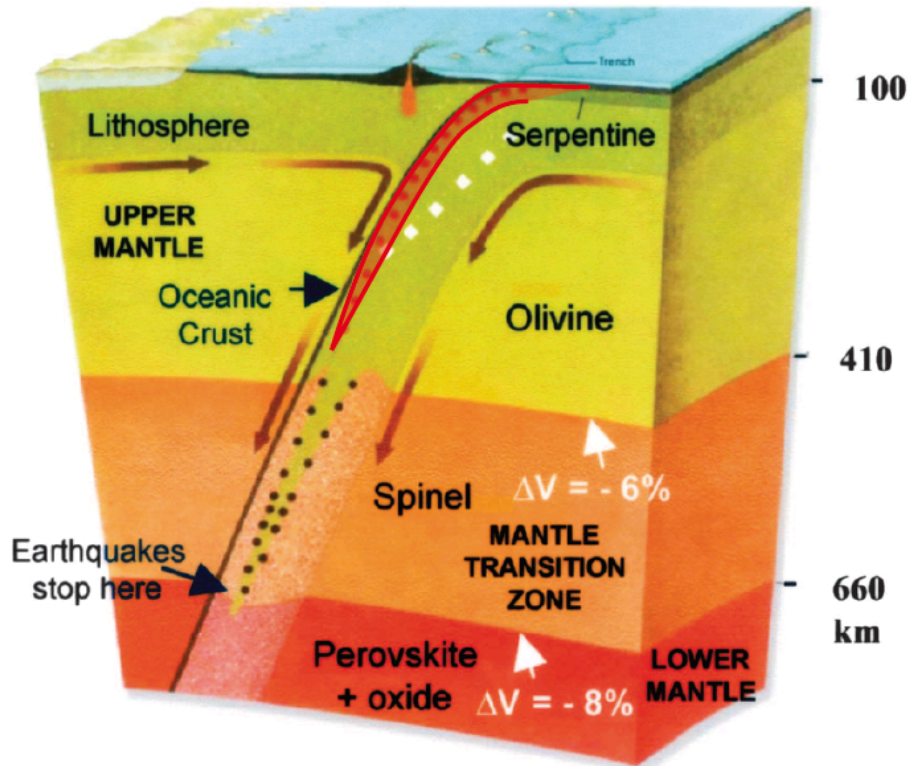
Manteau supérieur

Zone de transition

Manteau Inférieur



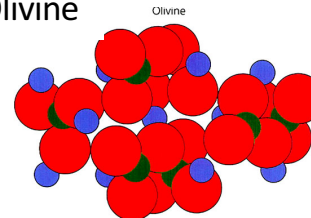
D'après Frost, 2008



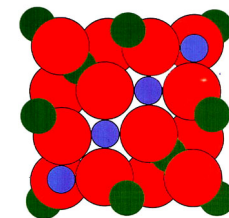
Green, 2007

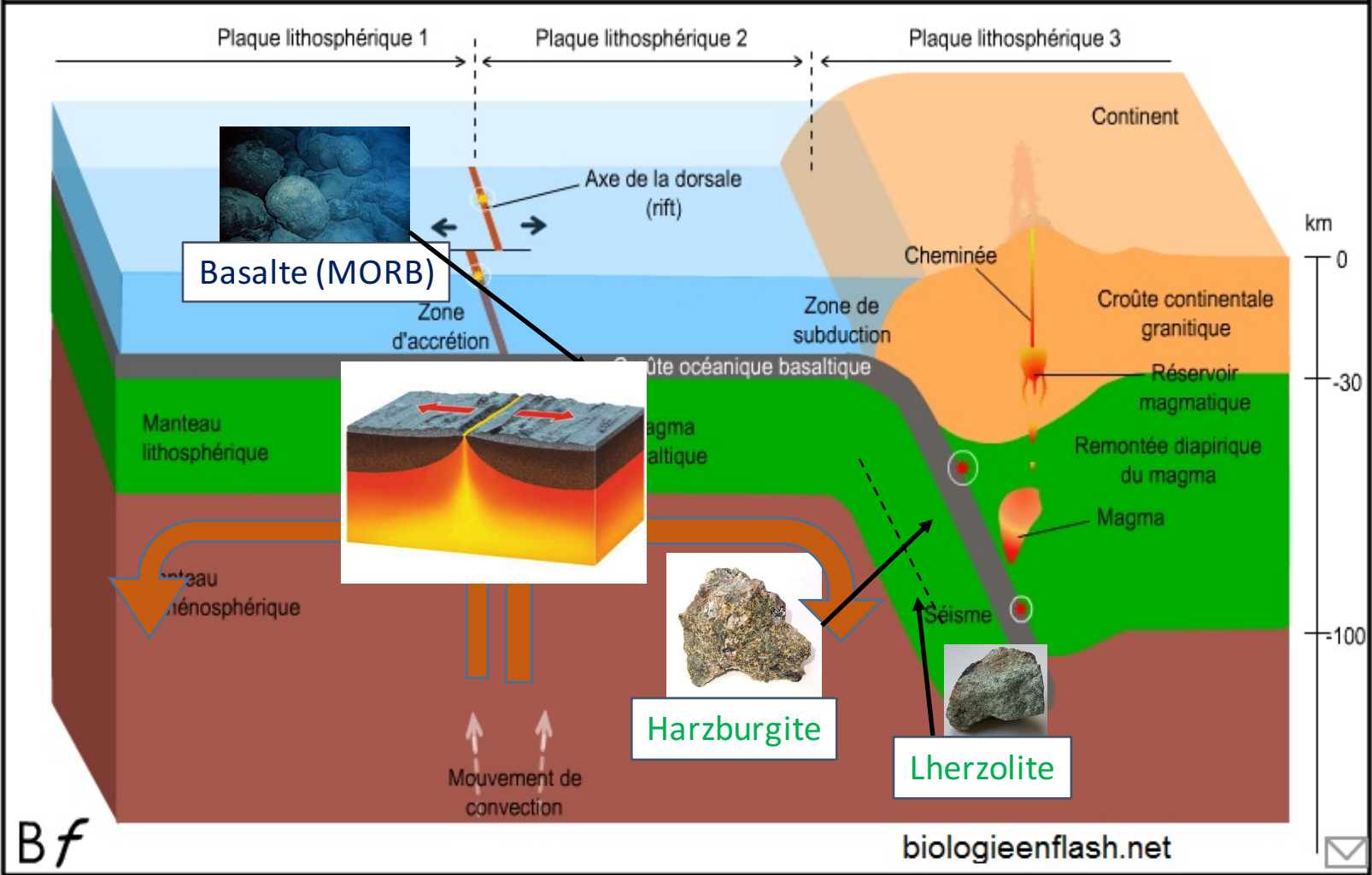
- L'olivine subit des transformations de phase vers des structures plus denses à des pressions équivalentes aux profondeurs de ~ 400 km, ~ 520 km et ~ 670 km.
 - 400-670km: "zone de transition" du manteau
- A 400 km: Olivine (α) \rightarrow spinelle (β)
 - Transformation de phase exothermique (dégage de la chaleur) Pente de Clapeyron de 2-3MPa/K
- A 520 km:
 - (β) \rightarrow (γ) (wadsleite \rightarrow ringwoodite)
 - Moins d'effet sur les vitesses sismiques
- A 670 km:
 - (γ) \rightarrow perovskite $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ + magnesiowüstite $(\text{Mg,Fe})\text{O}$
 - Endothermique (pente de Clapeyron négative (-2-6 MPpa/K))
 - Augmentation de densité de $\sim 10\%$

Olivine



Spinel



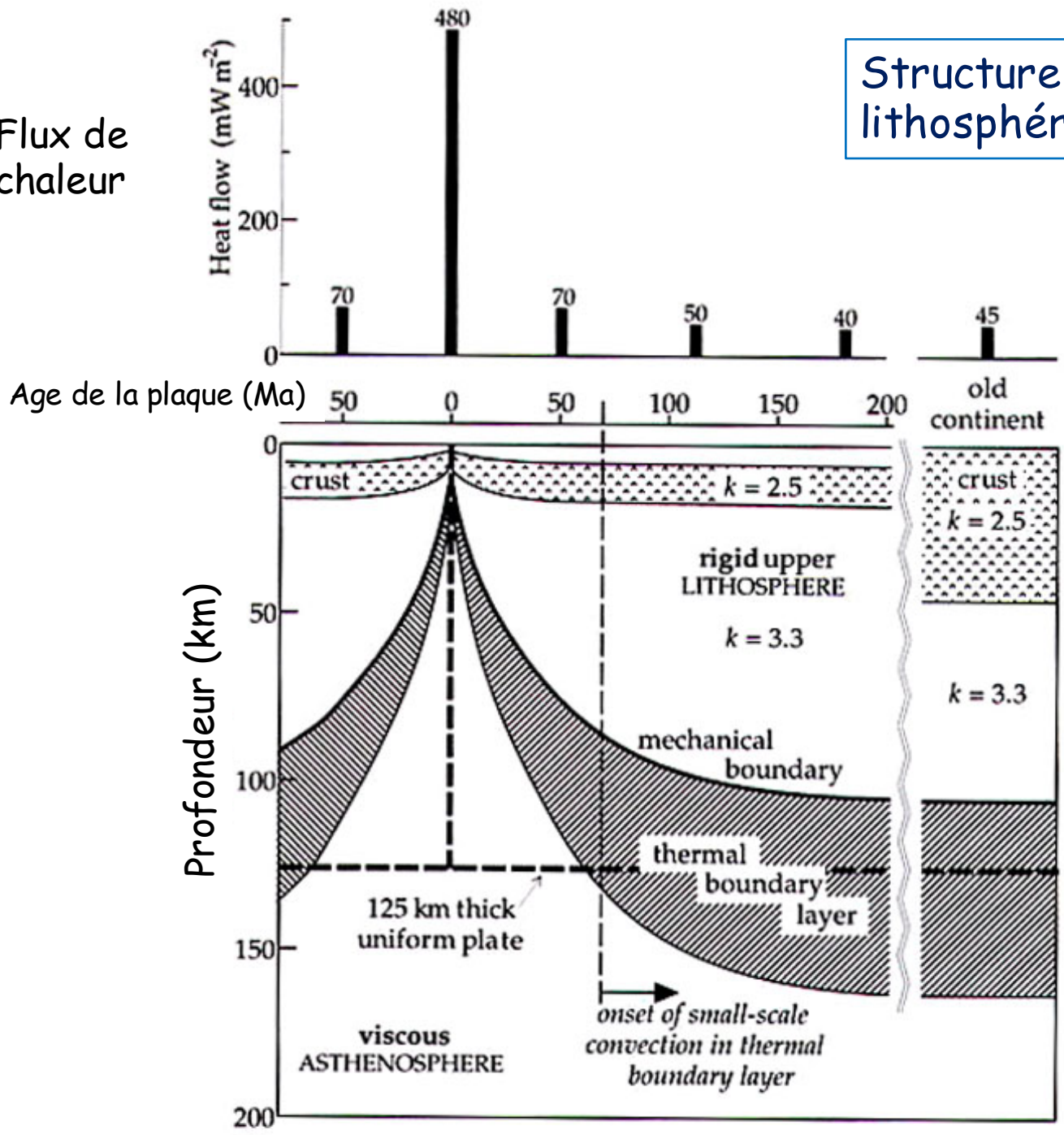


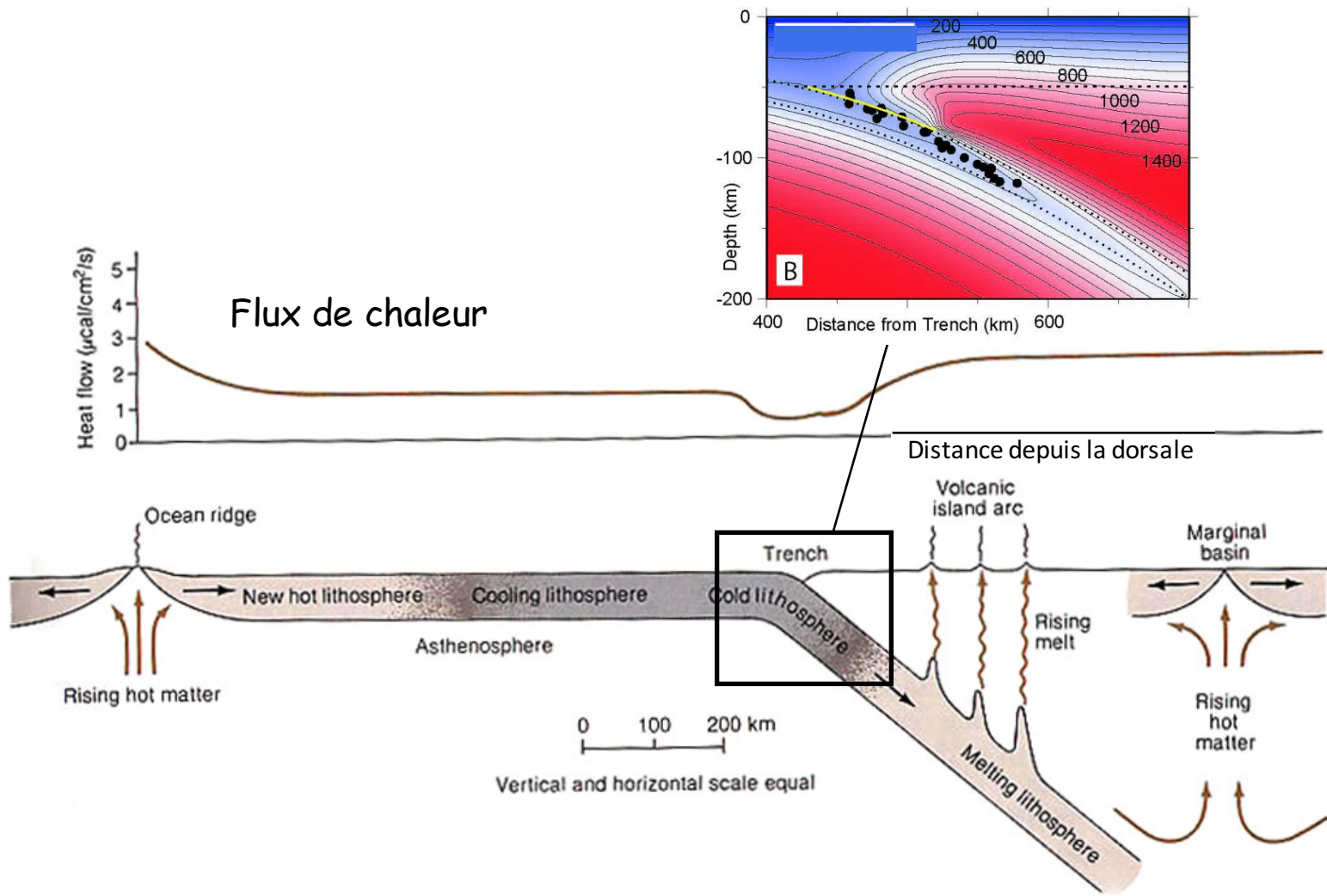
Bf



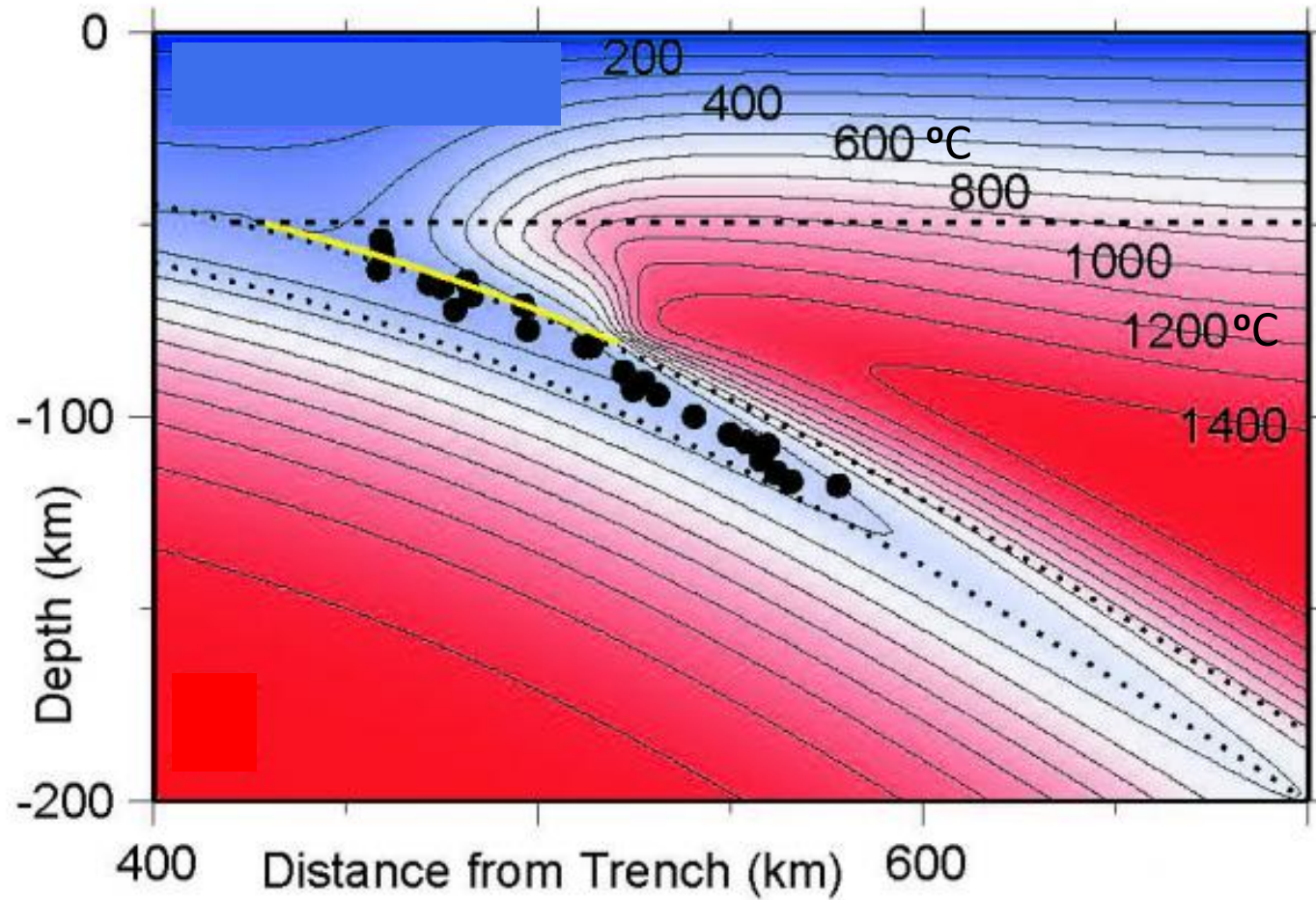
Flux de chaleur

Structure d'une plaque lithosphérique océanique



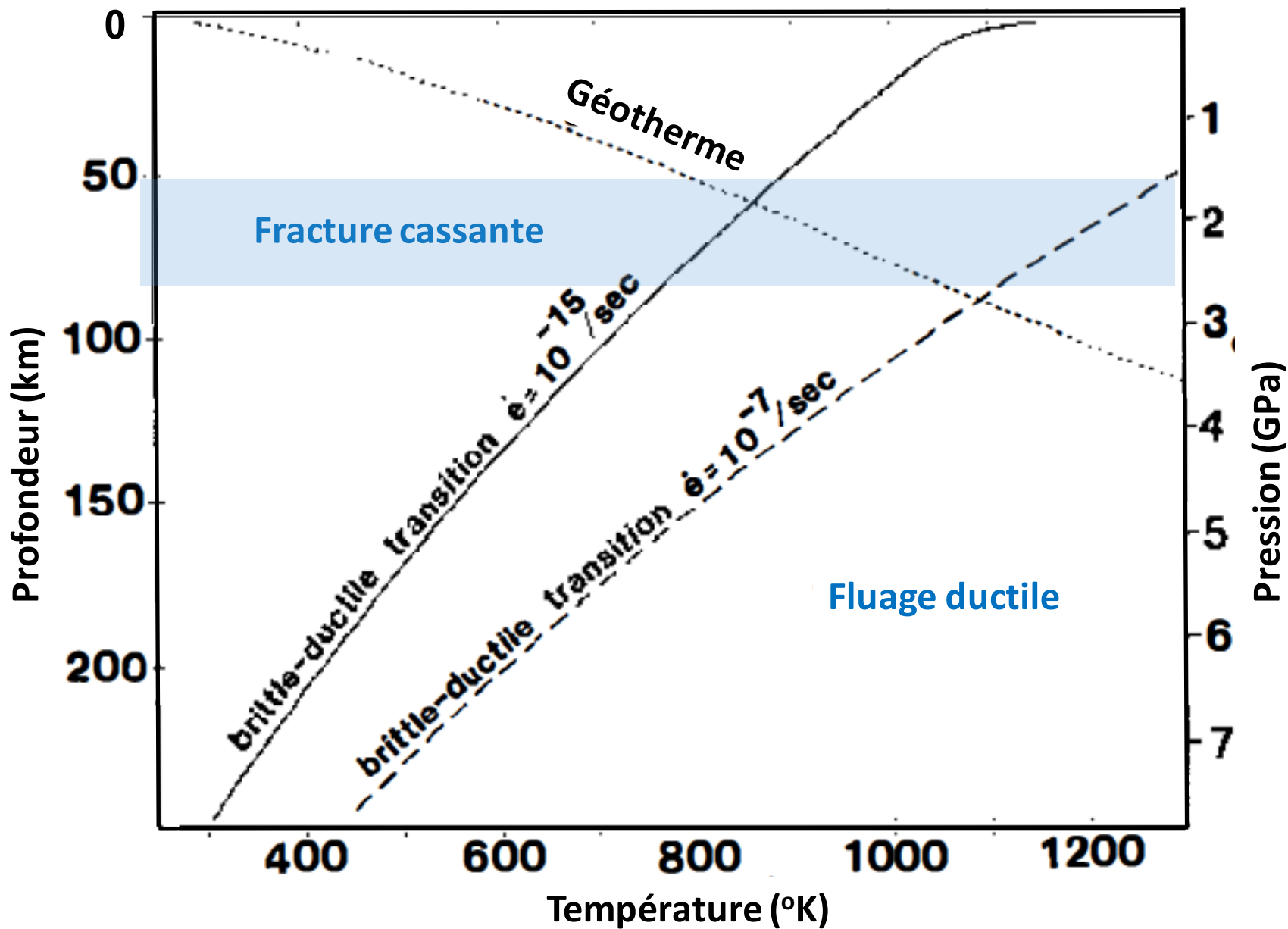


Structure thermique d'une zone de subduction



● Séismes

D'après Abers et al., EPSL, 2006



Frohlich, 1989

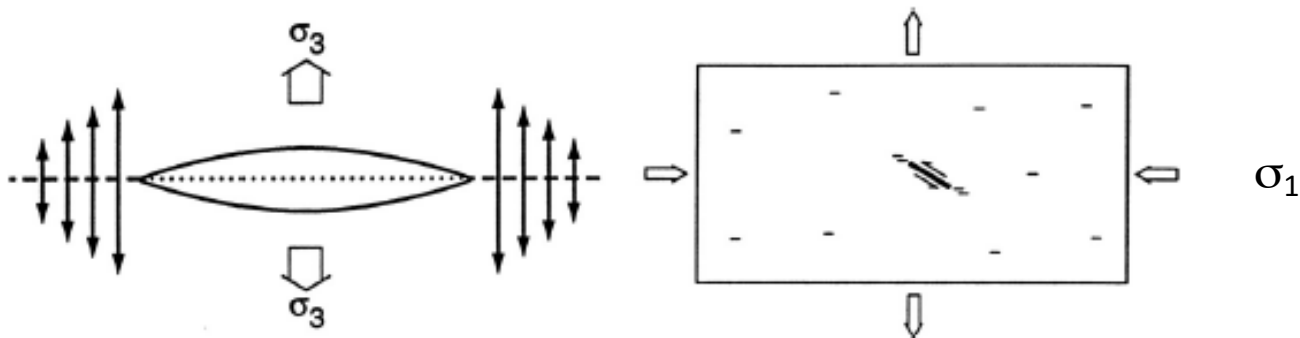
$\dot{\epsilon}$ = vitesse de déformation

Fracture et friction (cas des séismes "ordinaires")

- (e.g. Scholtz, 2002)
- Dans quelles conditions:
 - Dépend de la contrainte de cisaillement τ et de la pression ambiante (hydrostatique) σ_h .
- Pour une σ_h donnée, une fracture se produit lorsque la contrainte τ dépasse une certaine valeur τ_F donnée par le critère de Coulomb:
 - $\tau_F = \tau_0 + \mu_{fracture} \sigma_h$
 - τ_0 et $\mu_{fracture}$ dépendent de la roche
- Lorsqu'une faille s'est développée, la contrainte critique doit satisfaire al loi de Byerlee:
 - $\tau_{friction} = \tau_0 + \mu_{friction} \sigma_h$

Séismes "ordinaires"

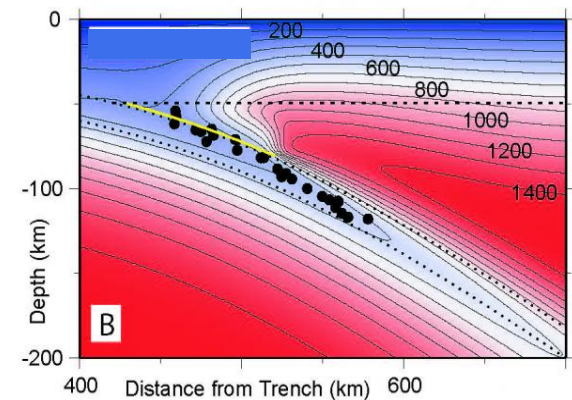
- Griffith (1924) propose que la fracture se produit lorsque des fissures s'ouvrent sous l'effet de la contrainte de cisaillement
- Modèle modifié depuis pour tenir compte de la friction sur les bords des fissures fermées par la pression de confinement



*Modèle de Griffith.
Green and Houston (1995)*

Pourquoi cela ne marche-t-il pas pour les séismes intermédiaires et profonds?

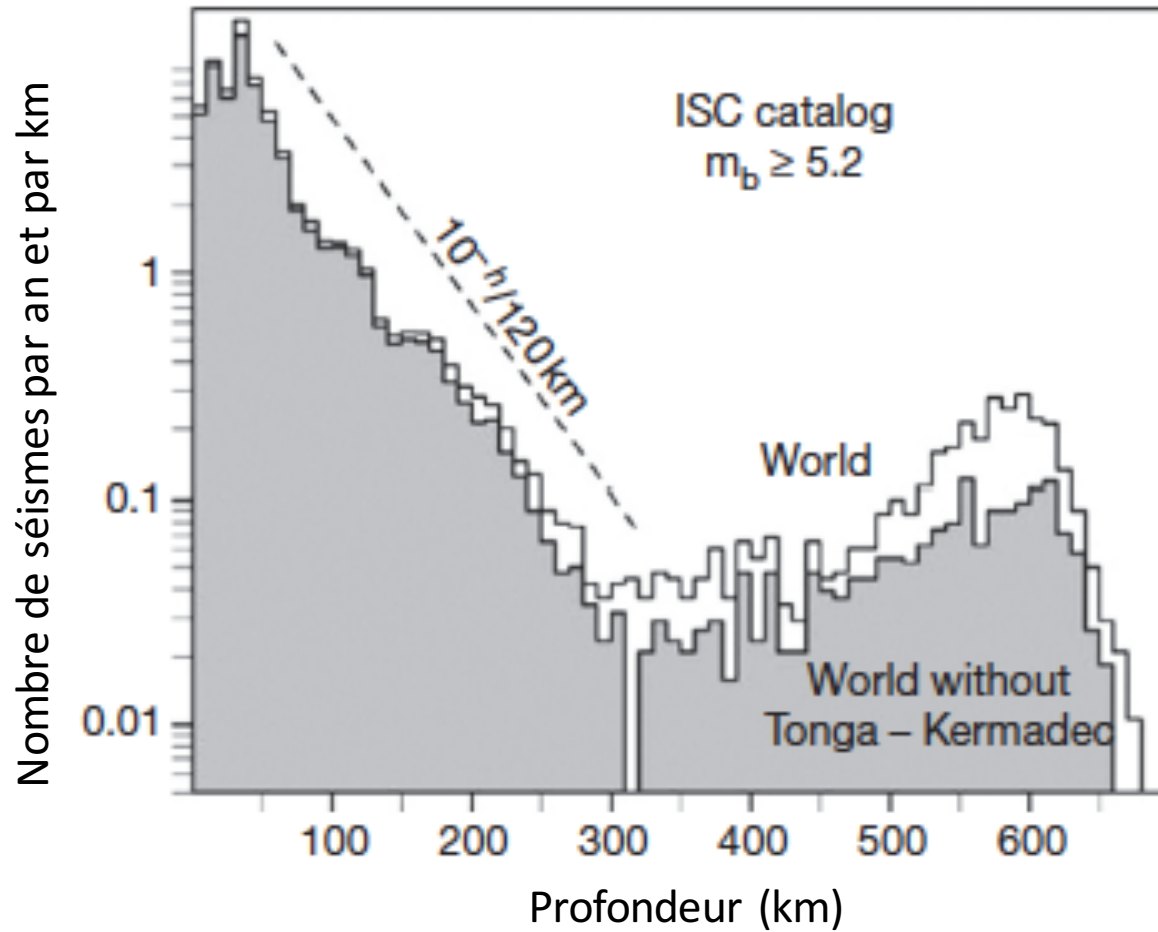
- Lorsque $100 \text{ km} < h < 650 \text{ km}$, la pression hydrostatique est de 3-23 GPa
 - Par exemple à 200 km:
 - $\rho gh \sim 3 \times 10^3 \times 10 \times 200 \times 10^3 = 6 \times 10^9 \text{ Pa} = 6 \text{ GPa}$
- Critère de fracture implique des contraintes de cisaillement du même ordre de grandeur.
 - Aucun mécanisme connu pouvant les produire (10,000 plus que ce qu'on estime raisonnable)
 - des contraintes de ce type ne pourraient persister
→ écoulement
- Les séismes "ordinaires" semblent correspondre températures maximales de $\sim 600^\circ\text{C}$



Mécanismes proposés pour les séismes intermédiaires et profonds

- Processus liés à la transformation de phase olivine->spinel
 - Séismes provoqués par la transformation elle-même
 - Séismes induits par la transformation de phase dans l'olivine à l'état métastable
- Processus liés à la déshydratation des roches
 - "Dehydration embrittlement"
- Instabilité plastique en présence de contraintes de cisaillement
- Processus liés à la présence de fluides

Distribution des séismes en fonction de la profondeur



Séismes profonds et transitions de phase du manteau

- Existence de transitions de phase dans l'olivine
 - Proposée en 1936 par Bernal suite à des observations sismiques indiquant la présence de discontinuités de vitesse dans le manteau supérieur
 - Transitions de phase dans l'olivine par analogie avec le germanate de magnésium ($Mg_2 GeO_4$) qui existe à pression ambiante sous 2 formes cristallographiques: l'une semblable à celle de l'olivine, et l'autre une structure cubique, plus dense
 - Confirmée depuis (travaux de Bridgman (1945), Birch (1951)).
 - Premières suggestions sur un lien possible entre séismes profonds et transitions de phase (e.g. Leith and Sharpe, 1936):
 - Si la convection existe dans le manteau (Holmes, 1931) alors il est possible que du matériau dans les courants descendants subisse de manière catastrophique, régulièrement, ces transitions de phase, donnant lieu à des séismes

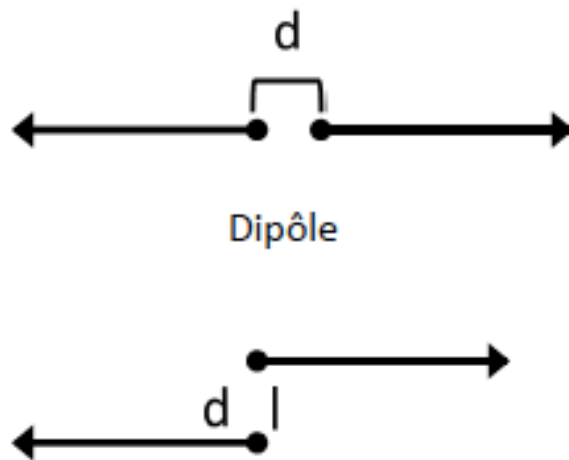
Séismes profonds et transitions de phase du manteau

- Benioff (1964) observe un mouvement précurseur à un séisme profond du Pérou (1961), et l'interprète comme étant dû à une implosion associée avec un changement de phase
- Séismes profonds de Colombie de 1970 et Pérou 1963:
 - Observation d'une phase compressive avant le séisme (Dziewonski and Gilbert, 1974, 1975) au moins 80s avant la rupture principale.
 - => changement de phase avec cisaillement induit dans la roche ambiante
- Si une transition de phase provoque un séisme, la phase qui se transforme doit être dans un état *métastable* sinon cette transformation se produirait à la vitesse permise par les variations de température et de pression. (Dennis and Walker, 1965)
 - Possible dans les plaques en subduction où le centre de la plaque est plus froid que le manteau

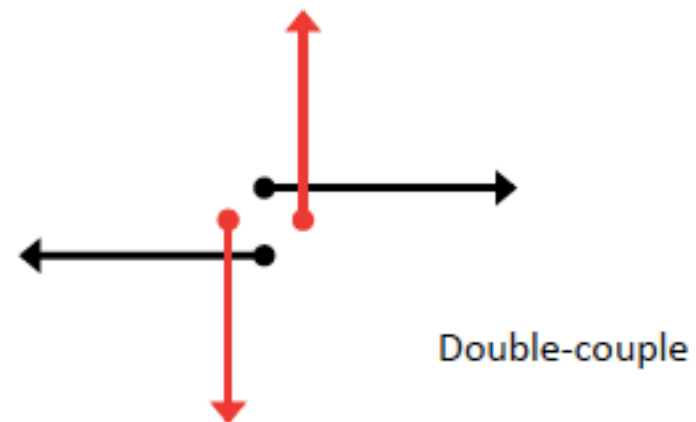
Implosions et séismes profonds:

- Recherche de composante isotrope:
 - ->Les mécanismes des séismes profonds ne montrent pas de signe d'implosion, pas plus que les séismes superficiels: mécanismes similaires (e.g. Hara et al., 1996)
- L'observation d'ondes S de grande amplitude est incompatible avec une implosion (pure)
- Séismes profonds se produisent souvent au même endroit

Représentation d'une source sismique (ponctuelle) par un "double couple" de forces



Forces internes doivent agir en directions opposées, et être égales en valeur absolue pour conserver le moment cinétique



Produit exactement le même champ de déplacements qu'un glissement sur une faille dans la terre (Burridge and Knopoff, 1964)

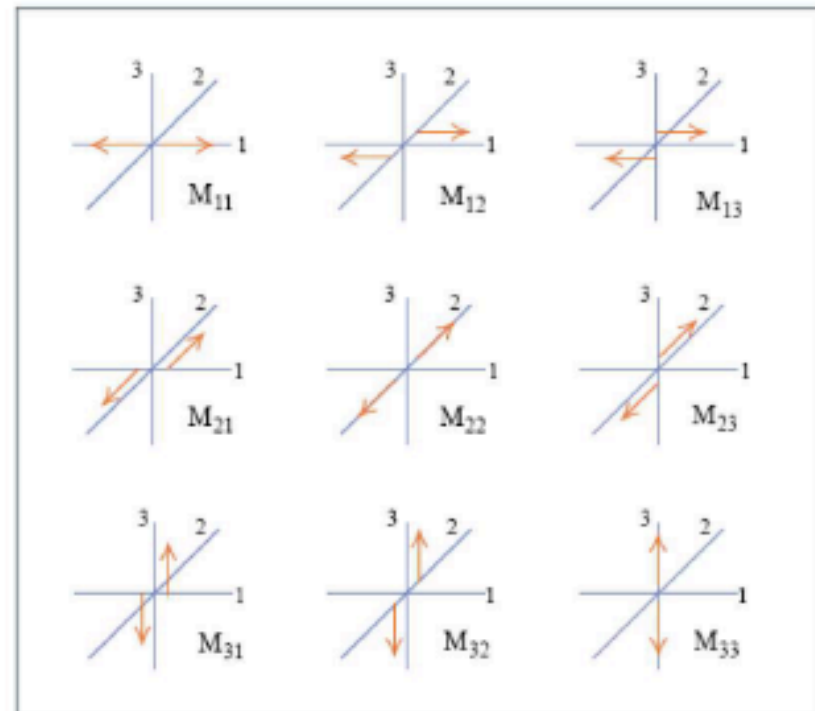
On définit le couple de forces M_{ij} (référentiel cartésien)
Orientation dans la direction i
Séparées dans la direction j

- On définit ainsi le tenseur des moments:

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix}$$

Conservation du moment cinétique
 Implique que M est symétrique:

$$M_{ij} = M_{ji}$$



6 éléments indépendants

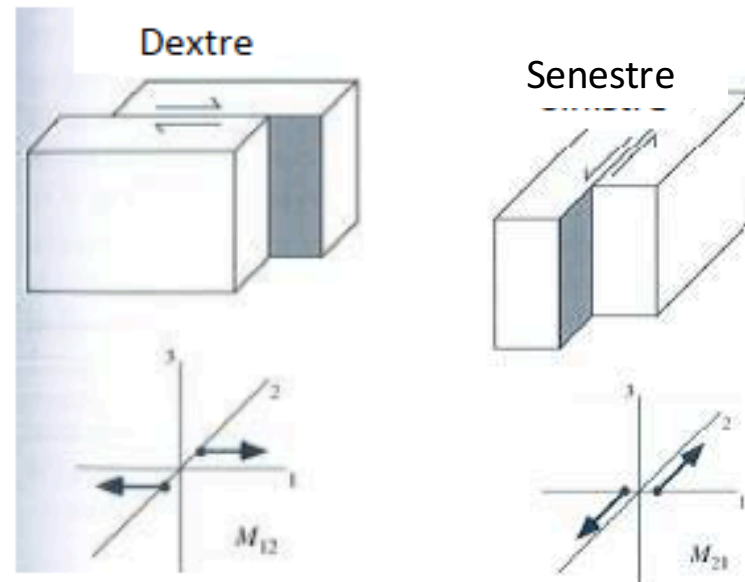
- Par exemple :
 - Faille verticale, glissement en décrochement dextre dans la direction x_1 :

$$M = \begin{bmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

Où M_0 est le moment sismique:

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot u$$

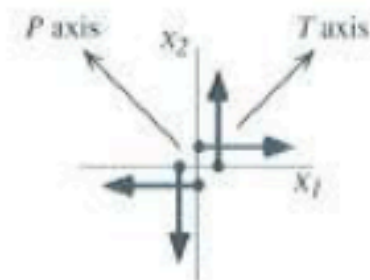
μ Module de cisaillement
 S surface de la rupture
 u déplacement moyen pendant la rupture



Ambiguïté
 fondamentale dans
 l'interprétation des
 données sismologiques

- Tenseur des moments peut être diagonalisé pour obtenir les directions des axes principaux P (axe de compression) et T (axe de tension)

$$M = \begin{bmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \longrightarrow M = \begin{bmatrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$



Systemes de force
equivalents

Trace du tenseur est nulle
pour un double couple
parfait

- Par exemple pour une explosion:

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & 0 & 0 \\ 0 & M_{22} & 0 \\ 0 & 0 & M_{33} \end{bmatrix}$$

$$M_{11} = M_{22} = M_{33}$$

- Pour une source “mixte” on peut décomposer le tenseur des moments en une somme de source isotrope et source à trace nulle, elle-même décomposée en la somme d’une double couple et d’un CLVD (compensated linear vector dipole)

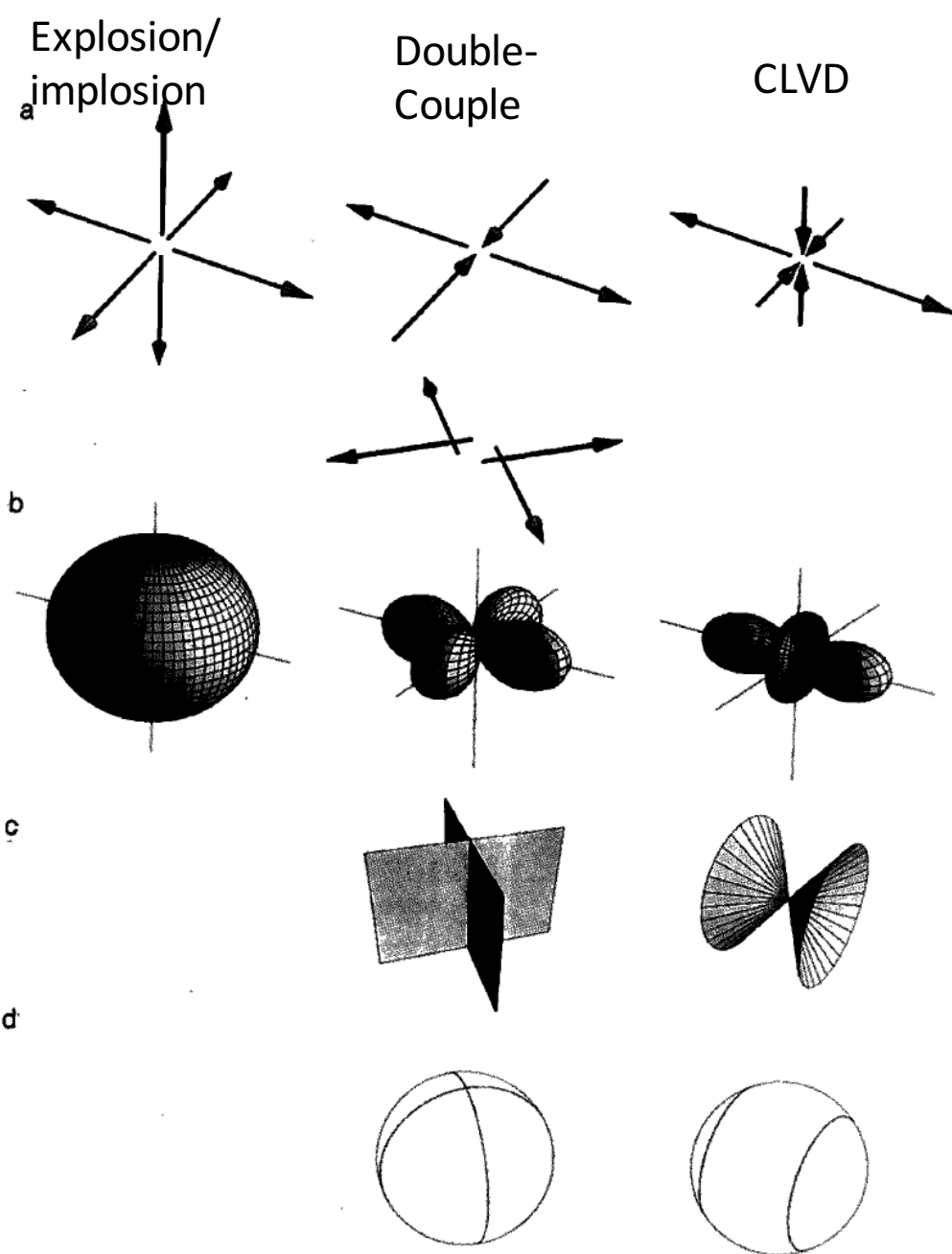
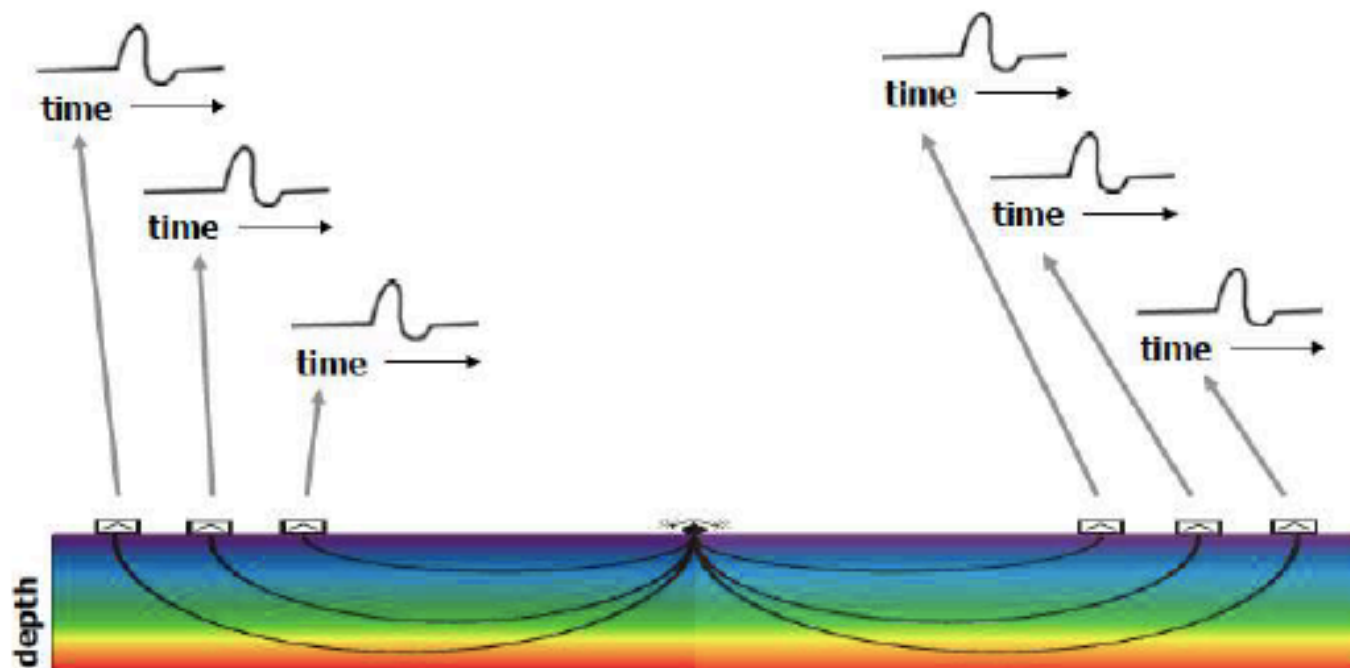


Diagramme de premier mouvement

Le premier mouvement observé dans de nombreuses stations lointaines nous renseigne sur le type de rupture

1- Cas d'une source explosive:

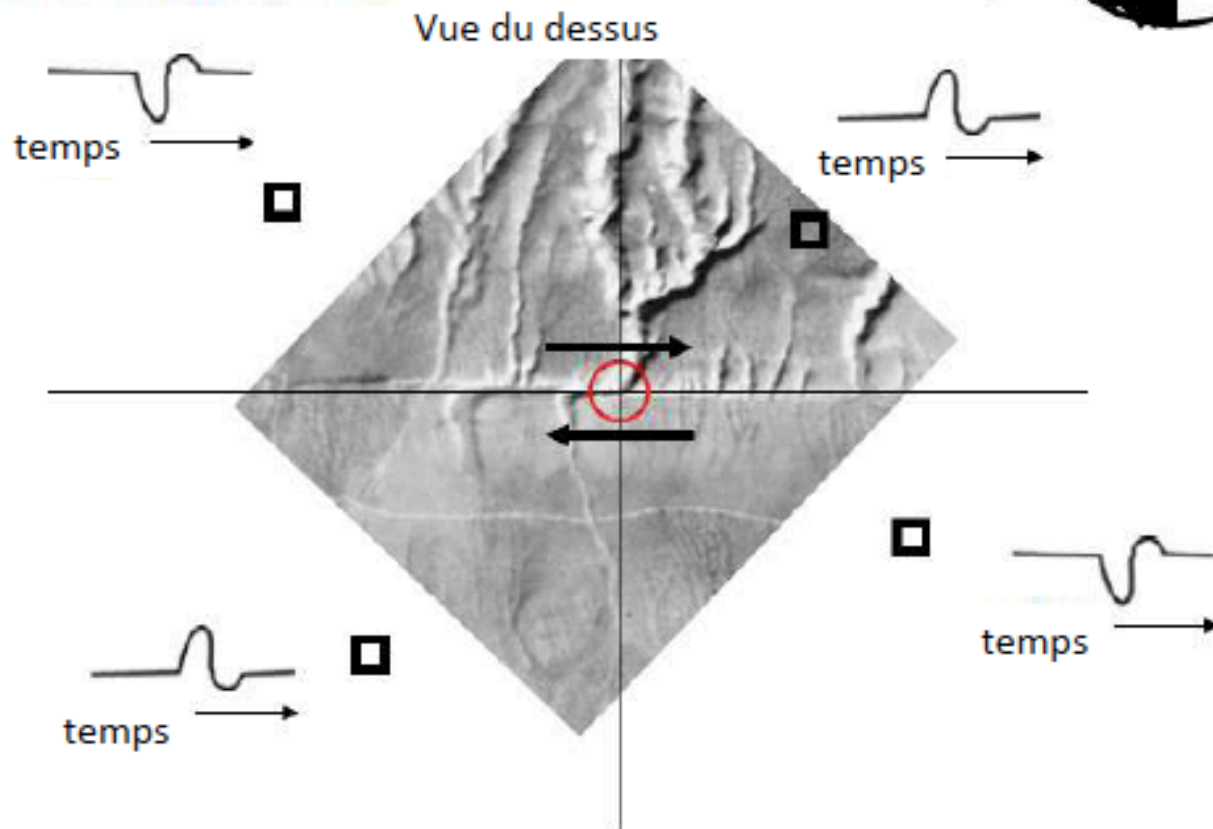
Forme d'onde de l'onde P



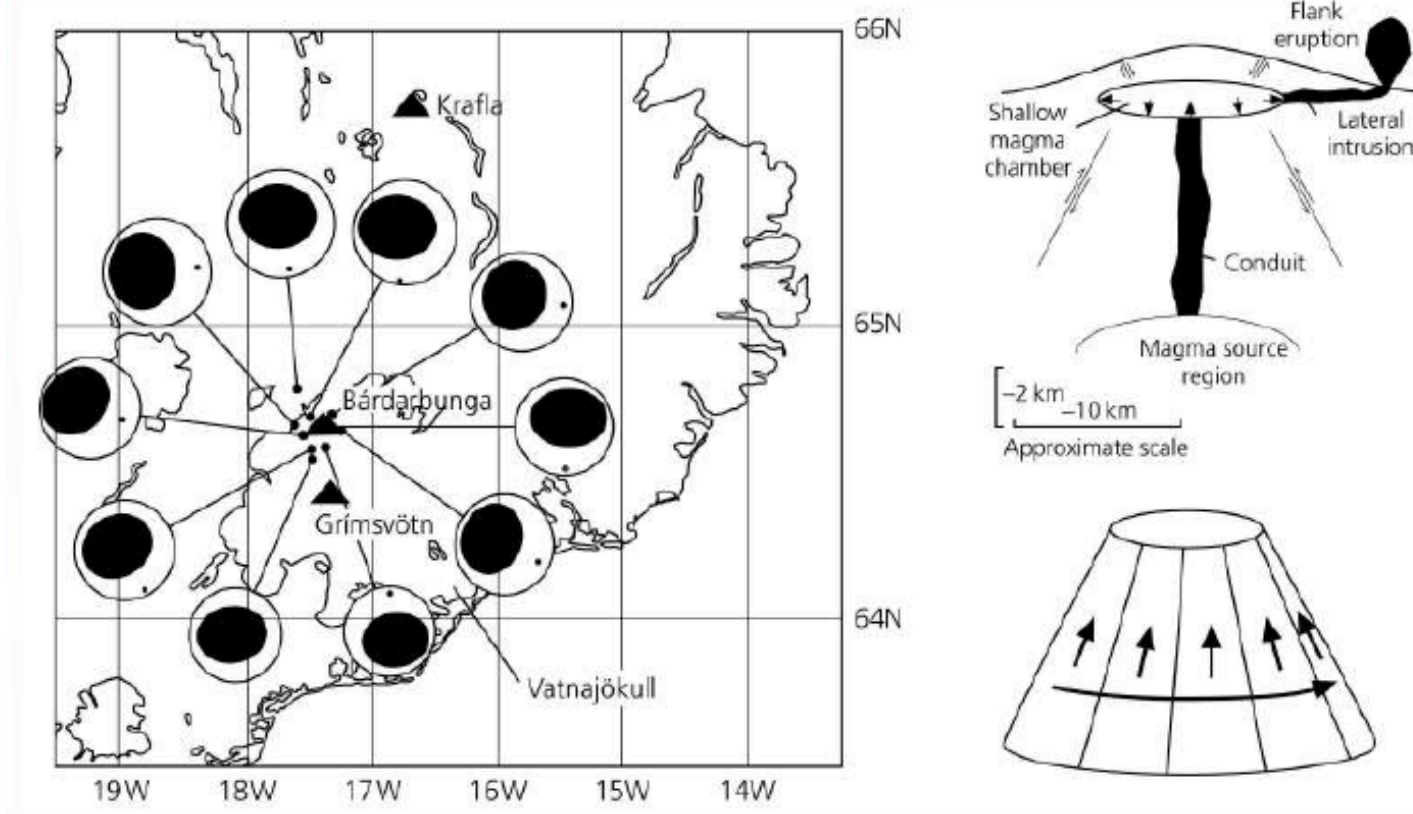
Sur la faille de San Andreas:

Séisme en décrochement:

Forme d'onde des ondes P:



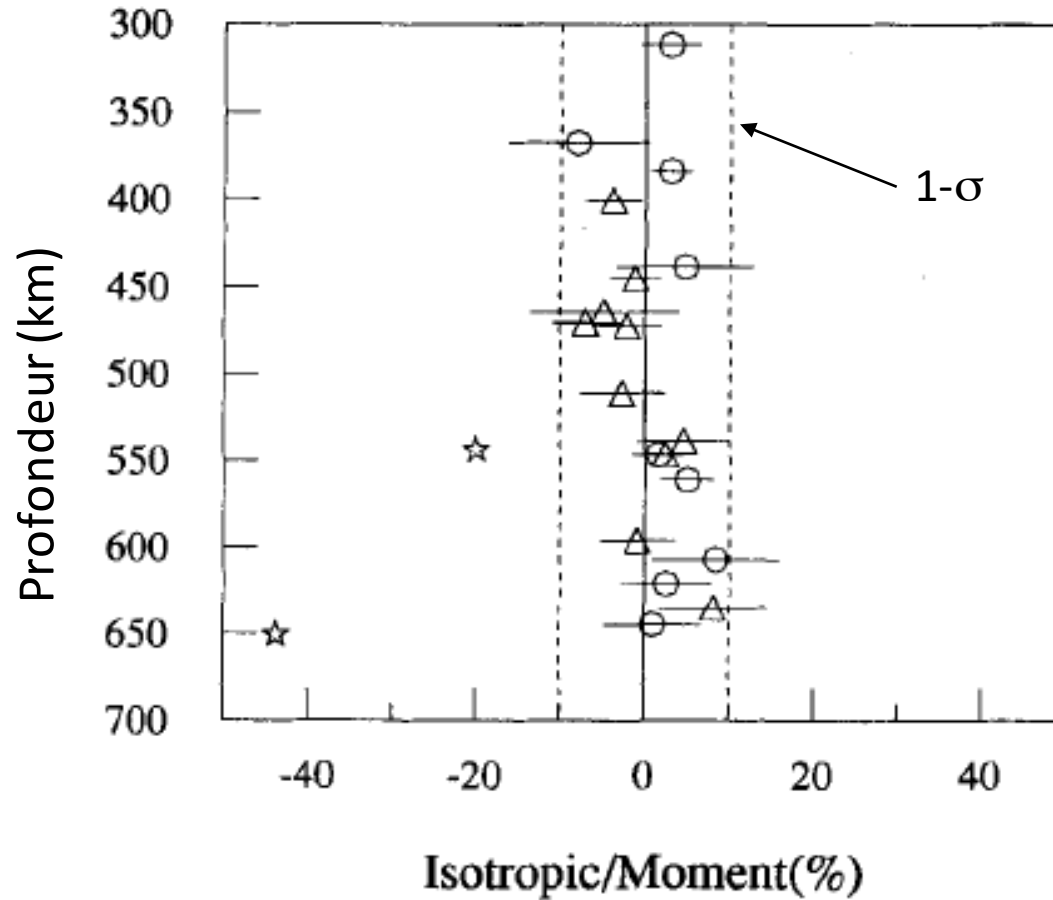
Séismes “volcaniques” près du volcan Bardarbunga, Islande



Composante CLVD “anormalement” importante

Nettles and Ekström, 1998, JGR

19 forts séismes profonds



△ Séismes avec fort CLVD

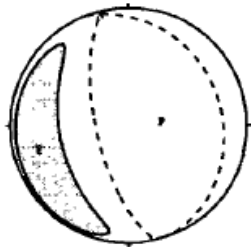
○ Séismes de $M_0 > 10^{19}$ N-m

☆ Dziewonski and Gilbert, 1974

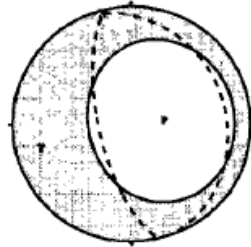
Kawakatsu, 1996

Columbia of Gilbert&Dziewonski

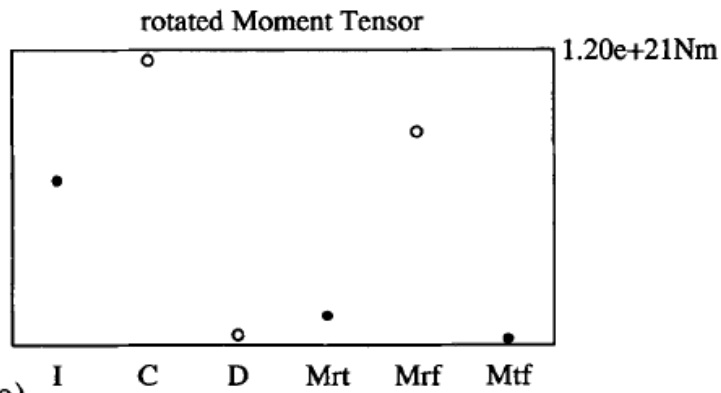
isotropic=-43.8% epsilon=-0.40



Full



Deviatoric

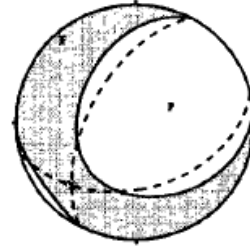


Composante
isotrope

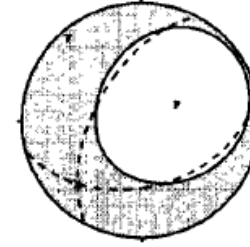
Composante double couple

Peru-Bolivia of Gilbert&Dziewonski

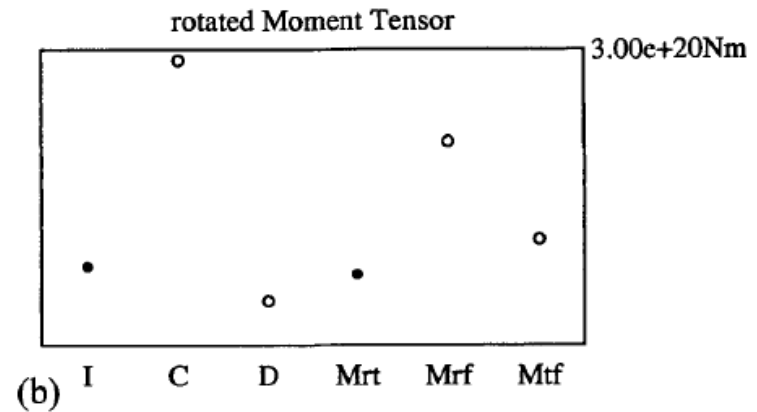
isotropic=-20.0% epsilon=-0.33



Full



Deviatoric



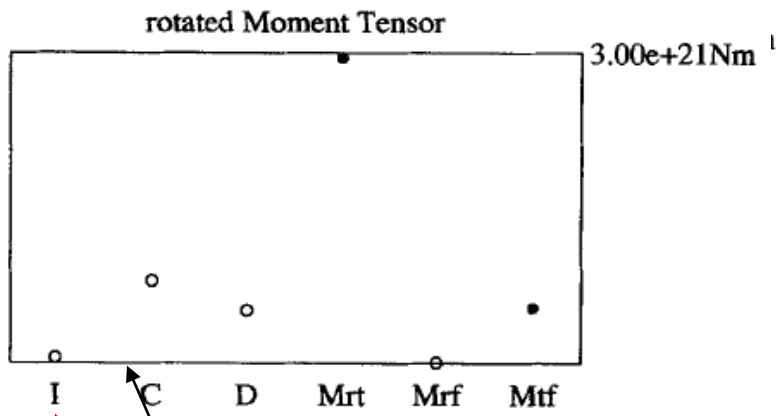
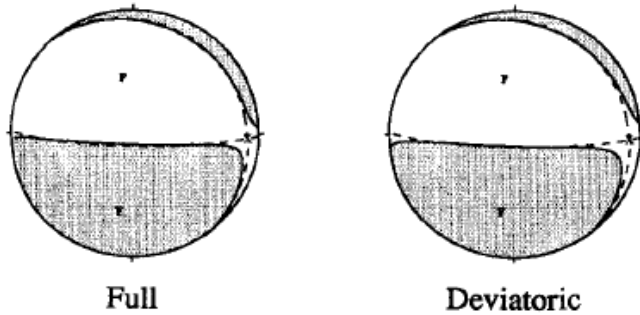
$$\text{Epsilon} = -\lambda_2 / \max(|\lambda_1 + \lambda_3|)$$

= mesure de la composante non double couple

Kawakatsu, 1996

Bolivia of Hara et al. (1996)

isotropic= 1.8% epsilon= 0.04

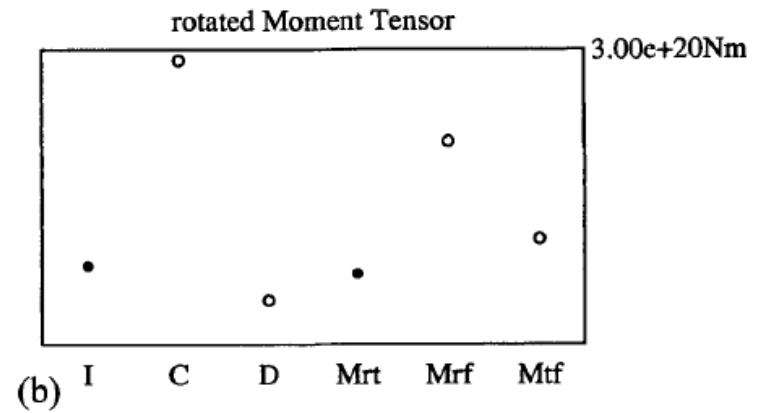
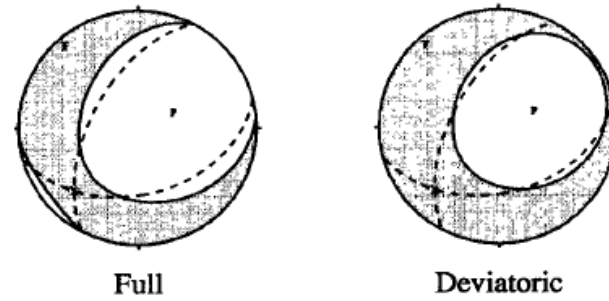


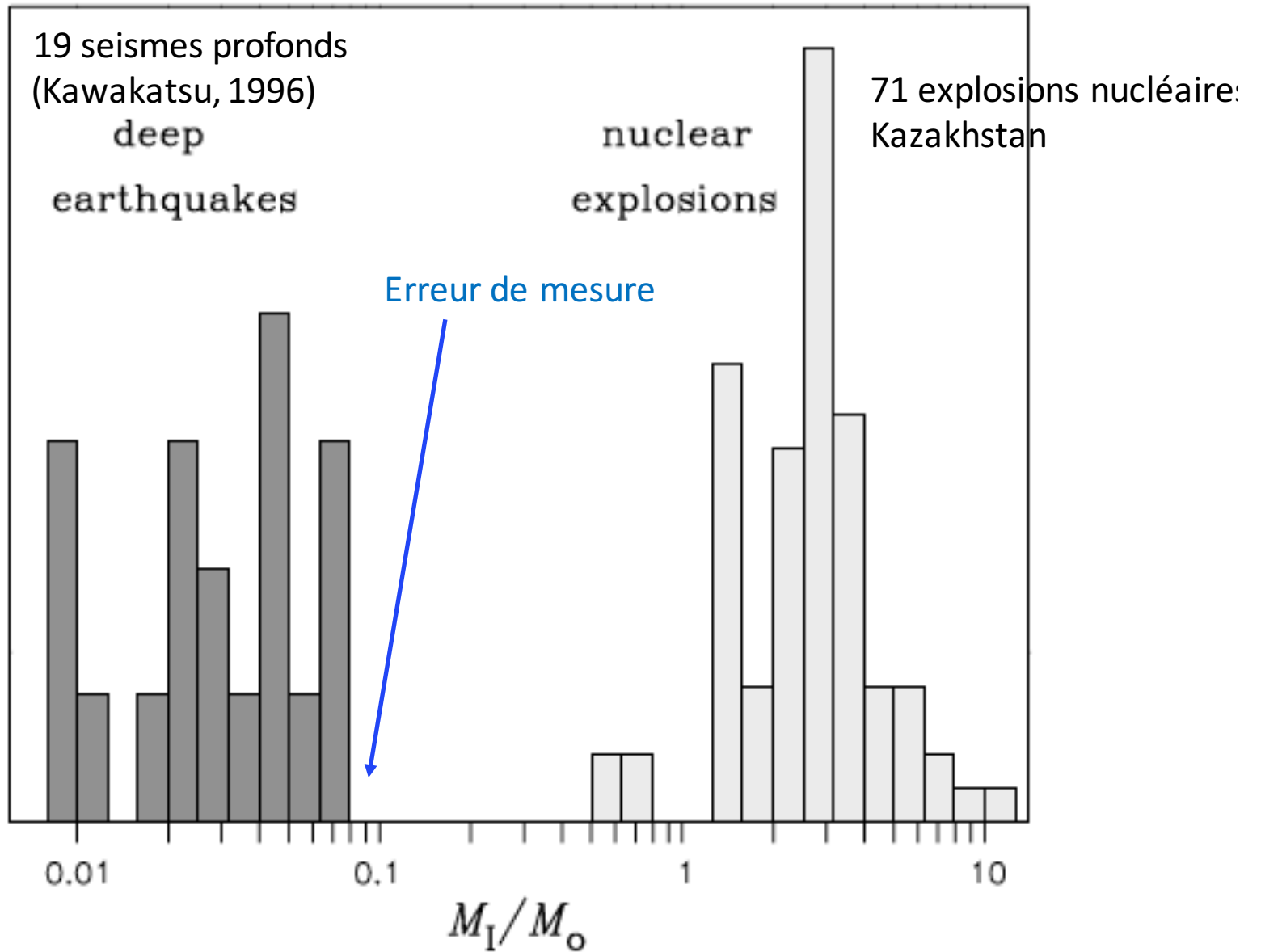
Composante isotrope

Composante double couple

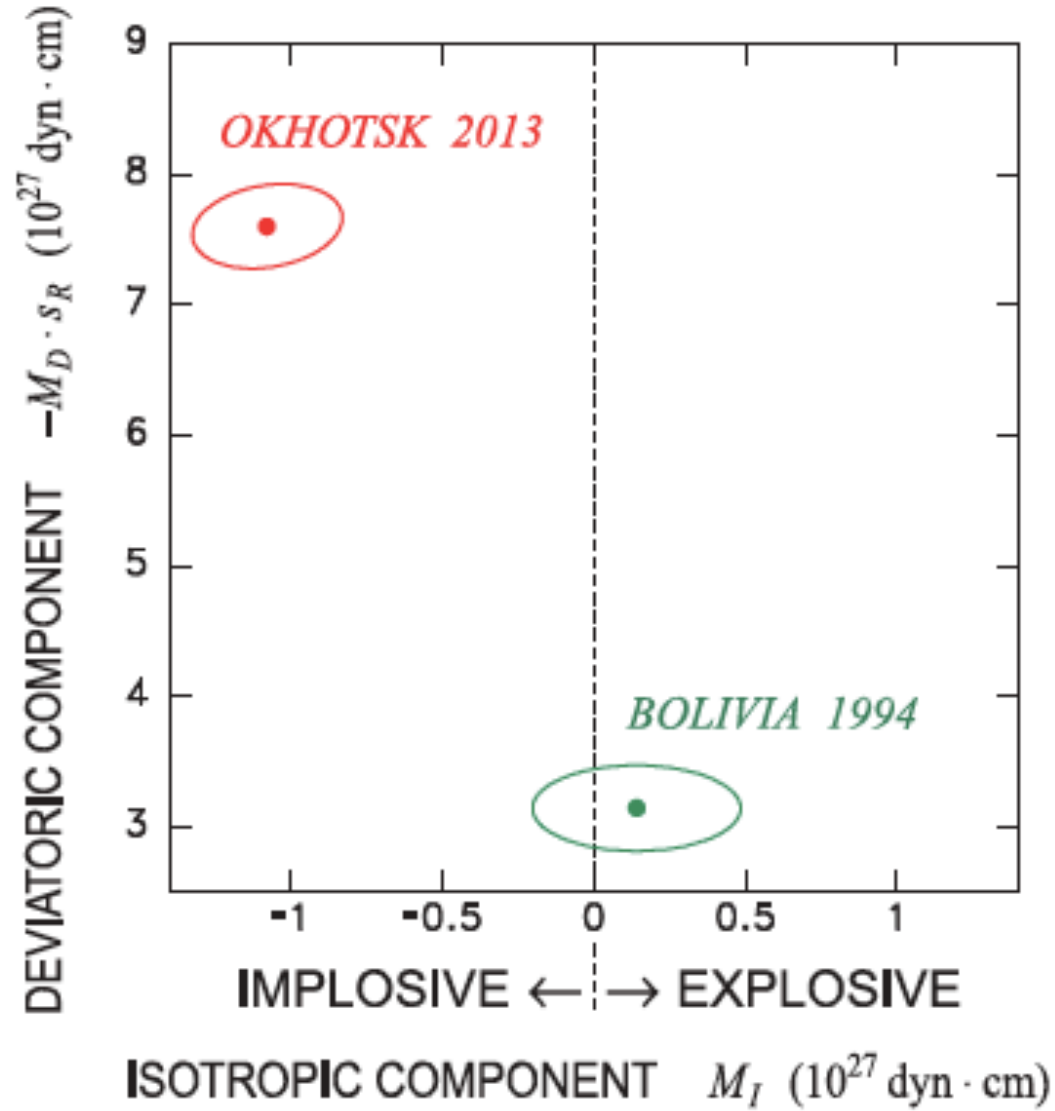
Peru-Bolivia of Gilbert&Dziewonski

isotropic=-20.0% epsilon=-0.33





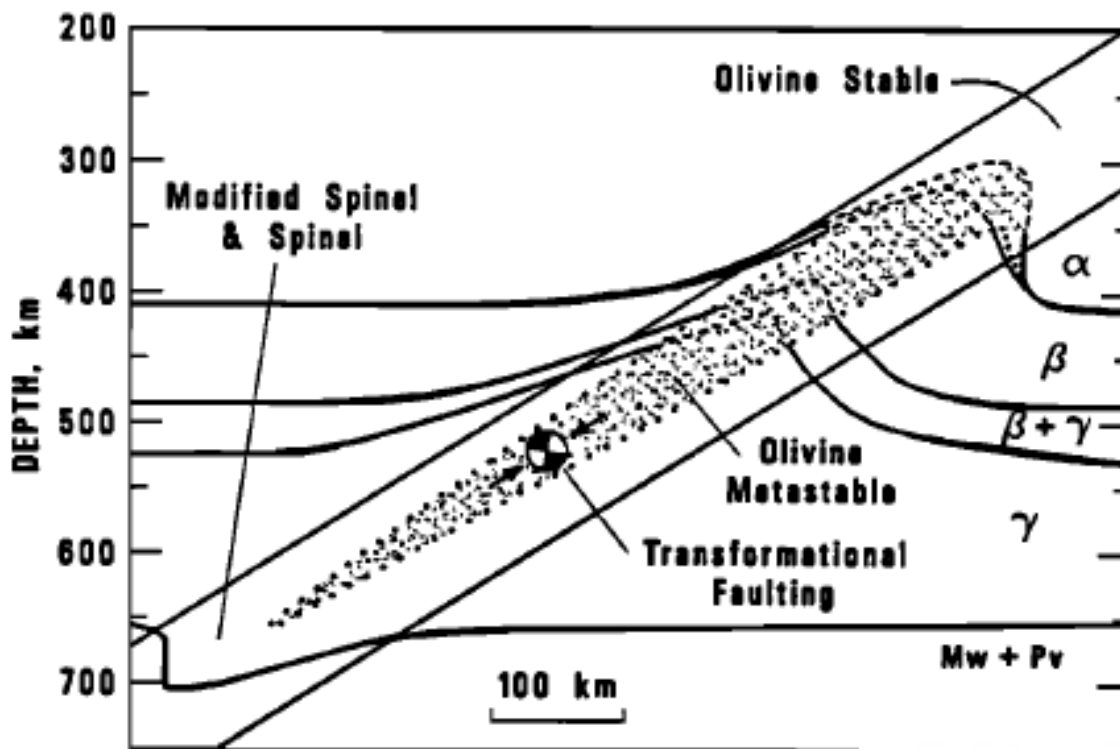
Composante isotrope/composante double couple



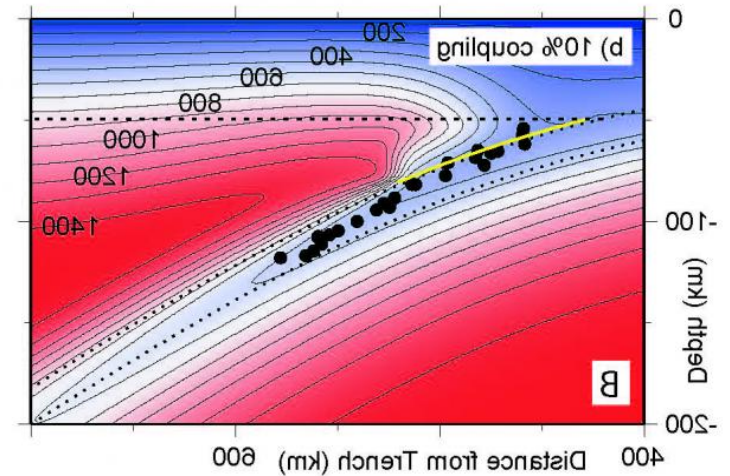
Séismes profonds

- Composante isotrope :
 - si elle existe, elle n'est pas perceptible de façon robuste
 - Sauf..... voir Okal (2018)?
- Composante CLVD (non double-couple):
 - Peut être due à la complexité de la source (rupture sur plusieurs failles), ou celle du milieu (hétérogénéités, anisotropie)

Schéma de minéralogie dans une plaque lithosphérique en subduction

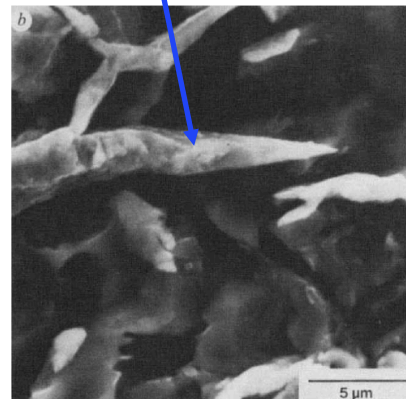
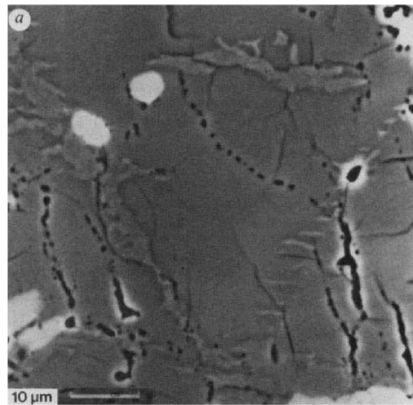
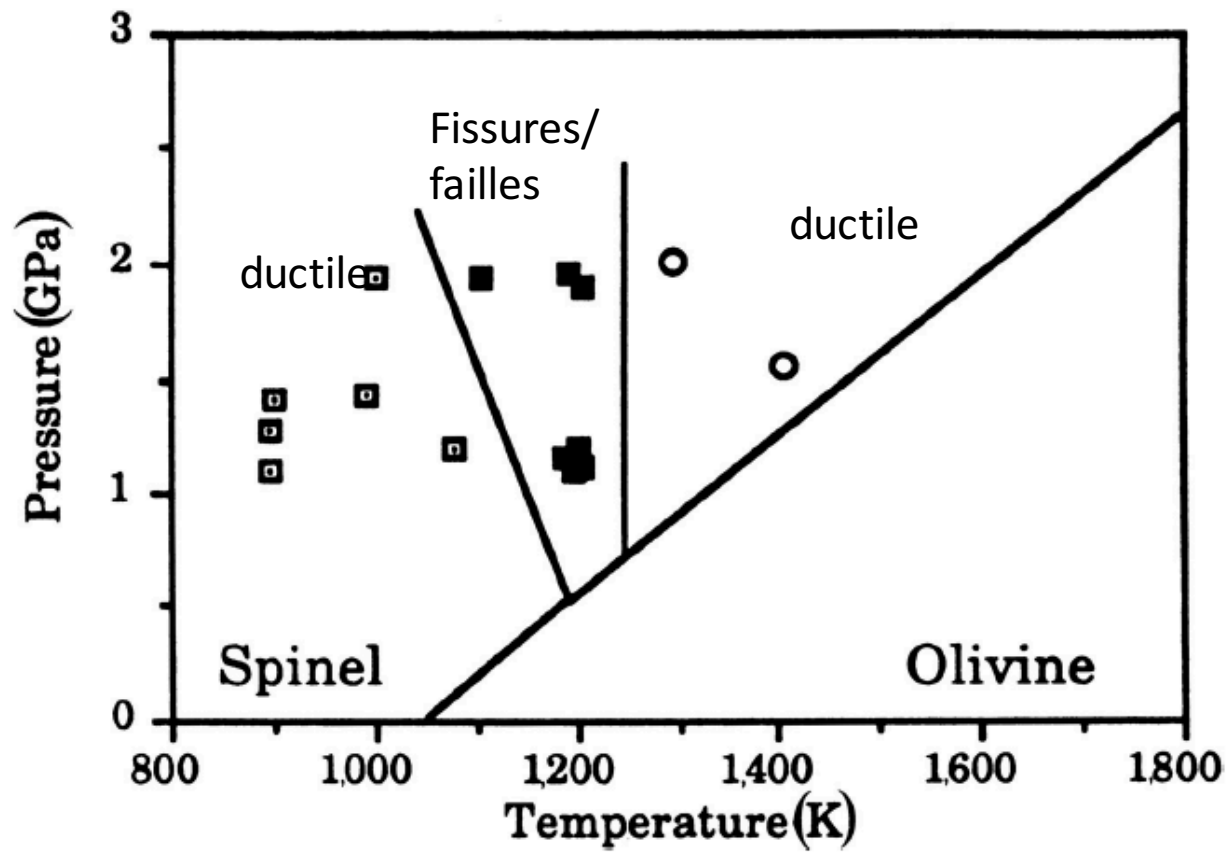


*Kirby et al.,
1996*



Séismes profonds et transitions de phase du manteau

- Le changement de volume et le dégagement de chaleur au cours d'une transition de phase peut déclencher une instabilité dans un environnement de contraintes de cisaillement
- Kirby (1987) propose et.....
- Green and Burnley (1989) montrent expérimentalement
 - Expériences dans Mg_2GeO_4 (germanate) transformation olivine \rightarrow spinel
 - Modèle de sismogénèse à haute pression fait intervenir un phénomène d'auto-organisation: la génération, propagation et raccord entre elles de fissures appelées "anti-cracks"
 - Explique les similarités et différences entre séismes superficiels et profonds:
 - Rupture se produit dans un domaine étroit de température (matériau ductile en dehors de cet intervalle)
 - Pendant la rupture, des fissures en forme de lentilles remplies de phase spinel se forment dans une direction quasi perpendiculaire à l'axe de compression maximum

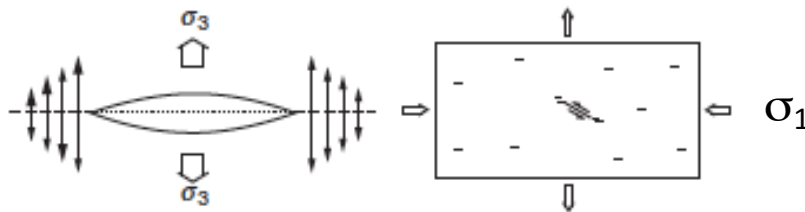


Green and Burnley, Nature 1989

Séismes profonds et transitions de phase du manteau

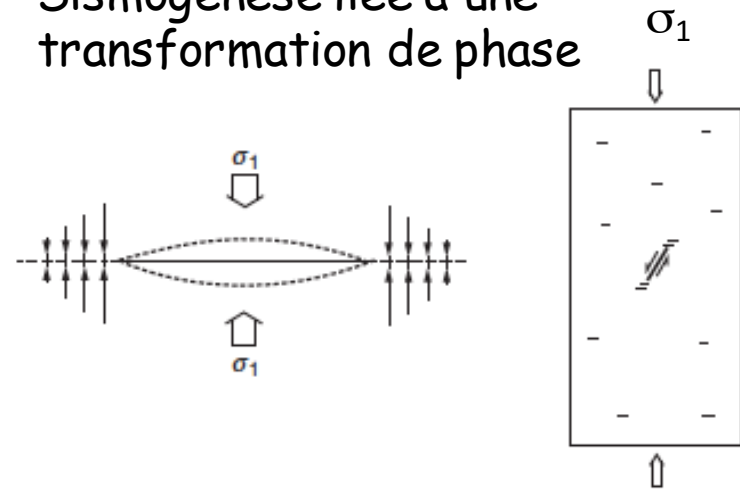
- Rupture liée à la transformation de phase: formation d'"anticracks"
 - Perte soudaine de résistance au cisaillement due à la transformation de phase (e.g. diminution de la taille de grains) -> instabilités localisées pouvant engendrer des séismes.

Sismogénèse "classique":
Ouverture d'une fissure de "Mode 1"



Glissement macroscopique se produit à un angle légèrement incliné par rapport à la direction de la contrainte maximale

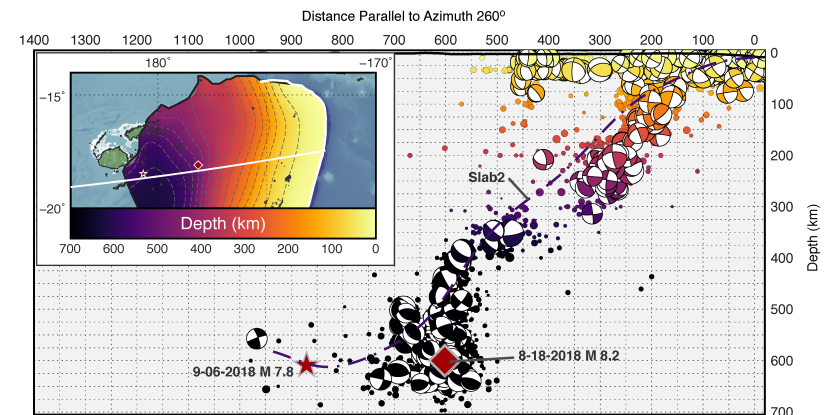
Sismogénèse liée à une transformation de phase



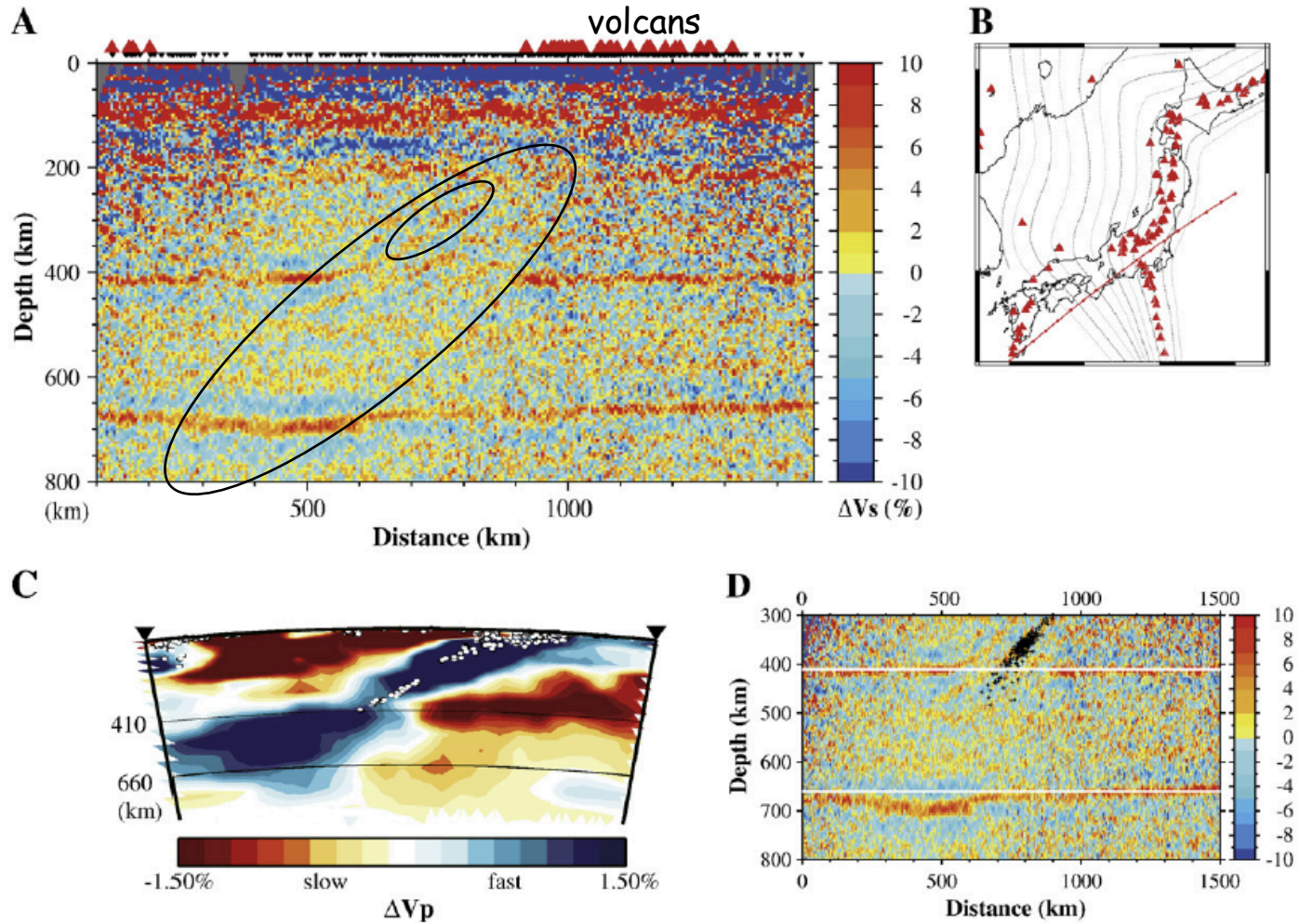
Une compression σ_1 induit la transformation de phase vers une phase plus dense dans un "anticrack" orienté perpendiculairement à σ_1
Glissement macroscopique se produit sur un plan de direction très inclinée par rapport à la direction de contrainte maximale

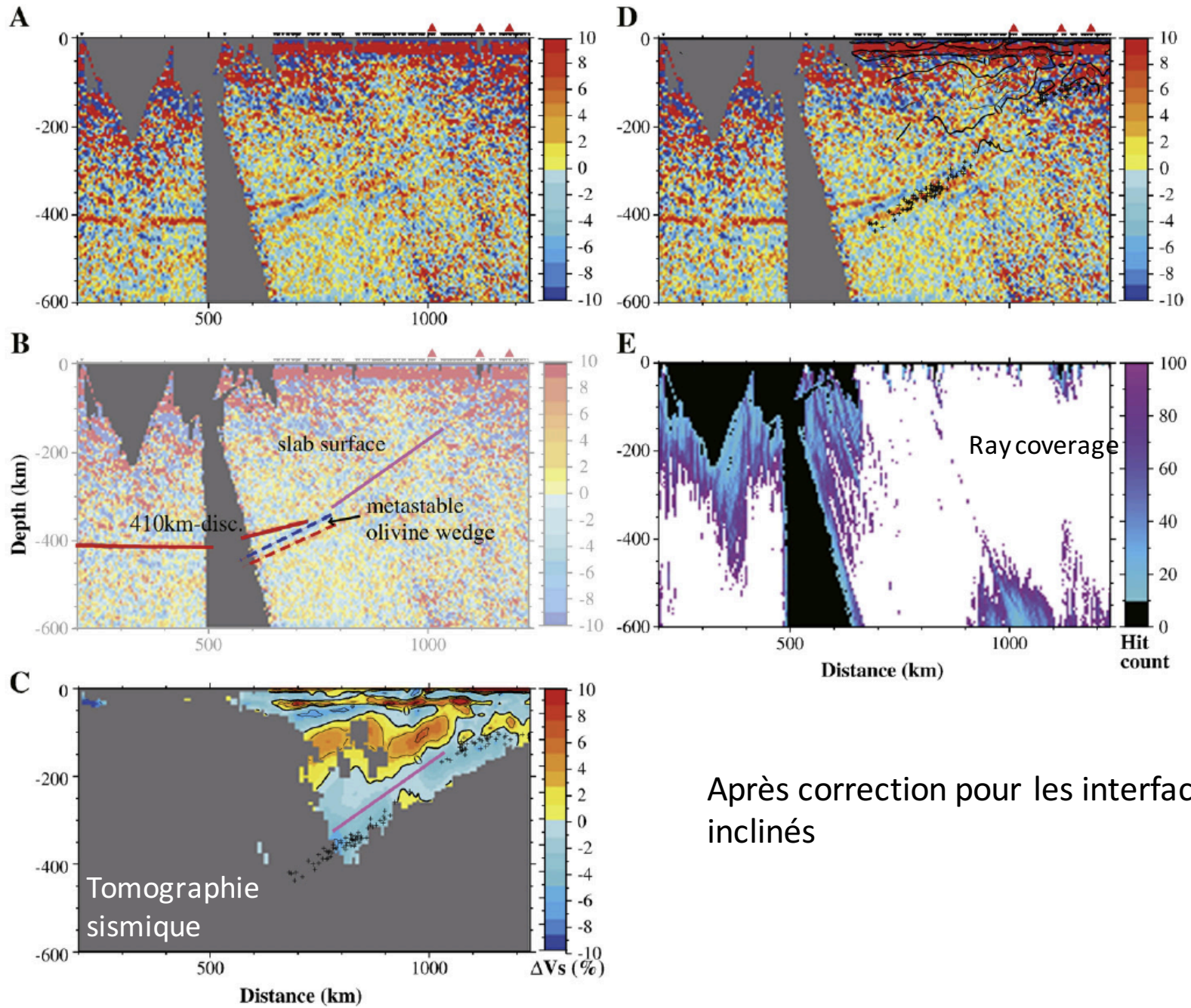
Existence de la zone d'olivine métastable?

- Explication attrayante pour les séismes profonds (> 350 km)
 - Pourrait expliquer la profondeur maximale des séismes autour de 680 km.
 - Mais: présence de très gros séismes loin du coeur de la plaque (e.g Okhotsk, 2013, Fidji 2018)?

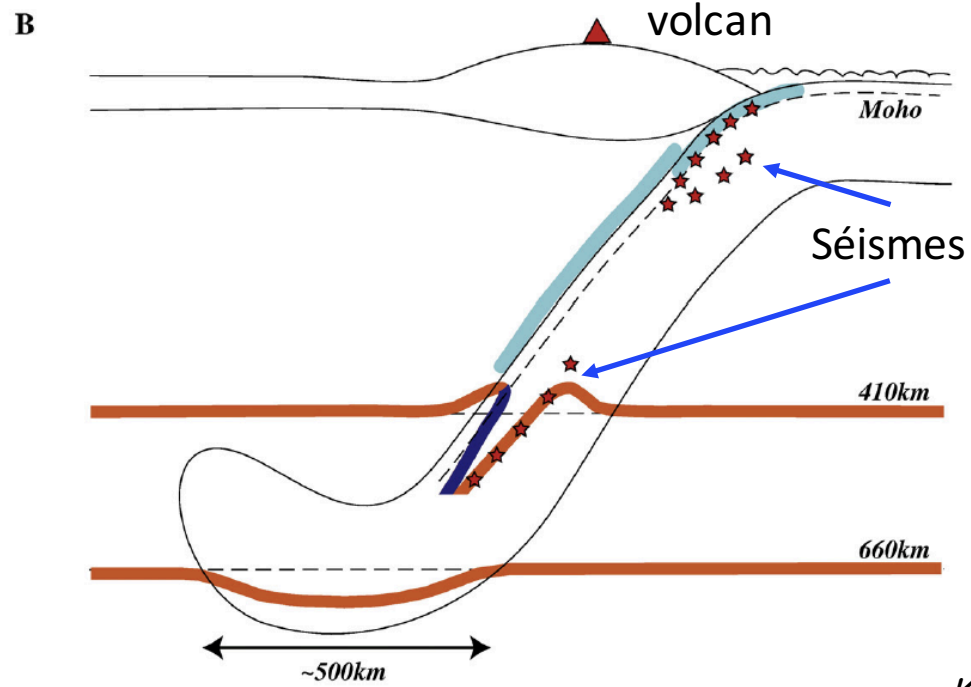
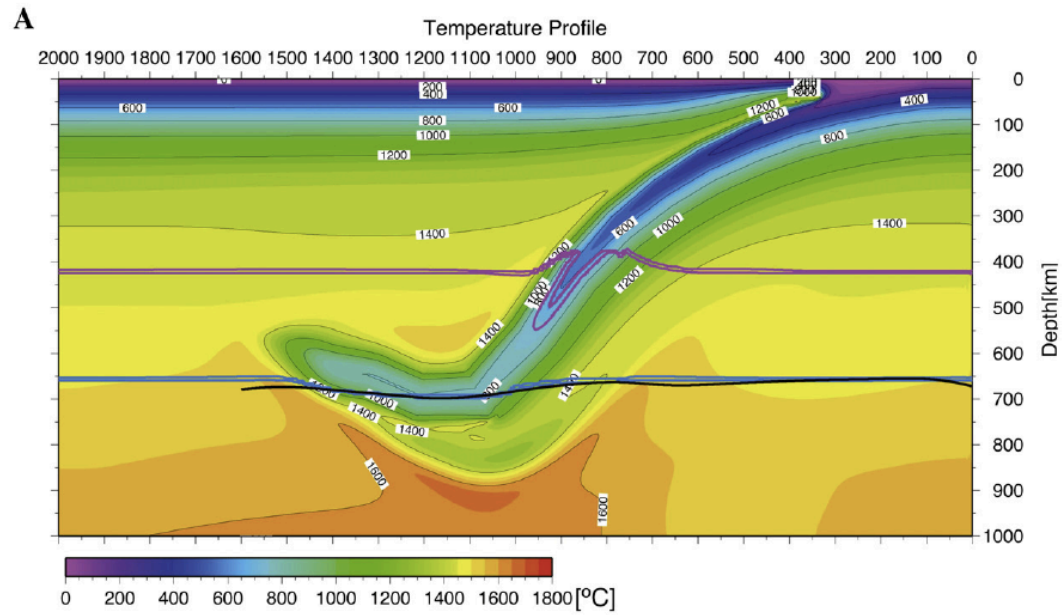


Profil de réflectivité au sud-ouest du Japon





Après correction pour les interfaces inclinés



Largeur de la rupture sismique: compatibilité avec l'hypothèse de d'olivine métastable

- Dimensions latérales de la source:
 - Bolivie 1994, Tonga 1994: 40-50km, plus large que la bande d'olivine métastable dans la plaque non déformée => rupture n'est pas seulement due à la transformation de phase.
 - Bolivie 1994: vitesse de rupture lente, rendement sismique faible, chute de contraintes importante, Kanamori et al. (1998) proposent que le processus de rupture est contrôlé par la fusion induite par le cisaillement: une fois la rupture initiée, la fusion qui l'accompagne encourage le glissement, qui conduit à un séisme géant
 - Mais d'autres gros séismes profonds ne montrent pas les mêmes caractéristiques

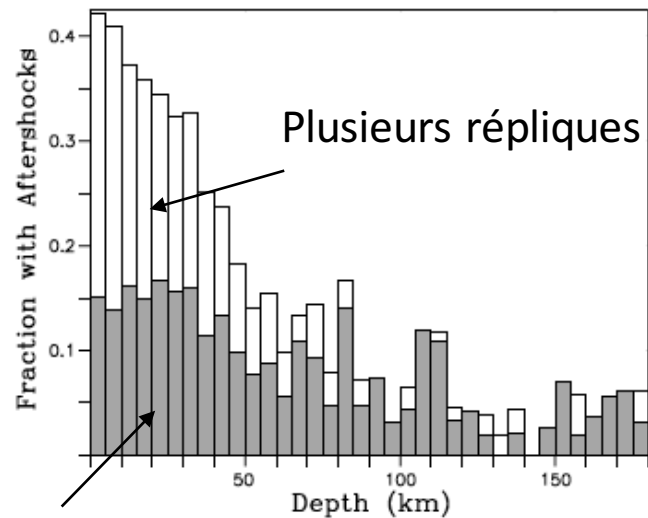
Proportion de séismes ayant une ou plusieurs répliques

mb > 5.2

catalogue EHB

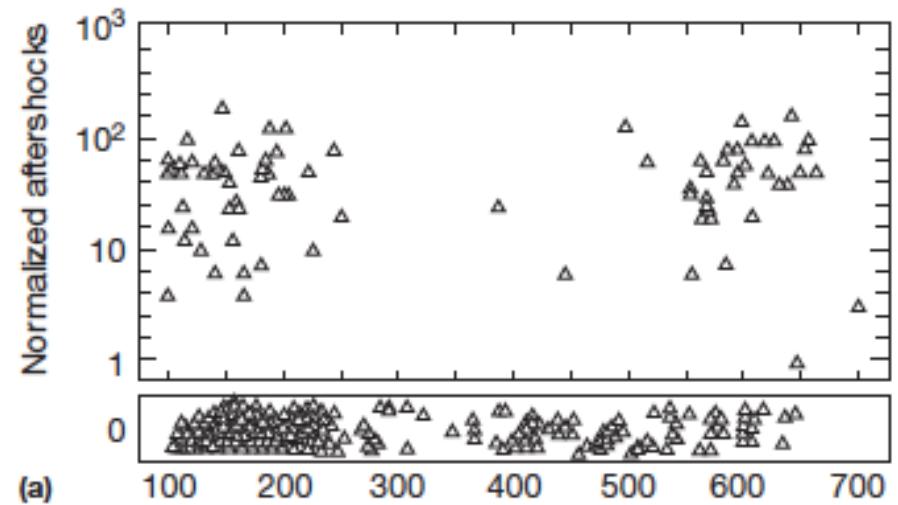
global

1964- 2002



Une seule réplique

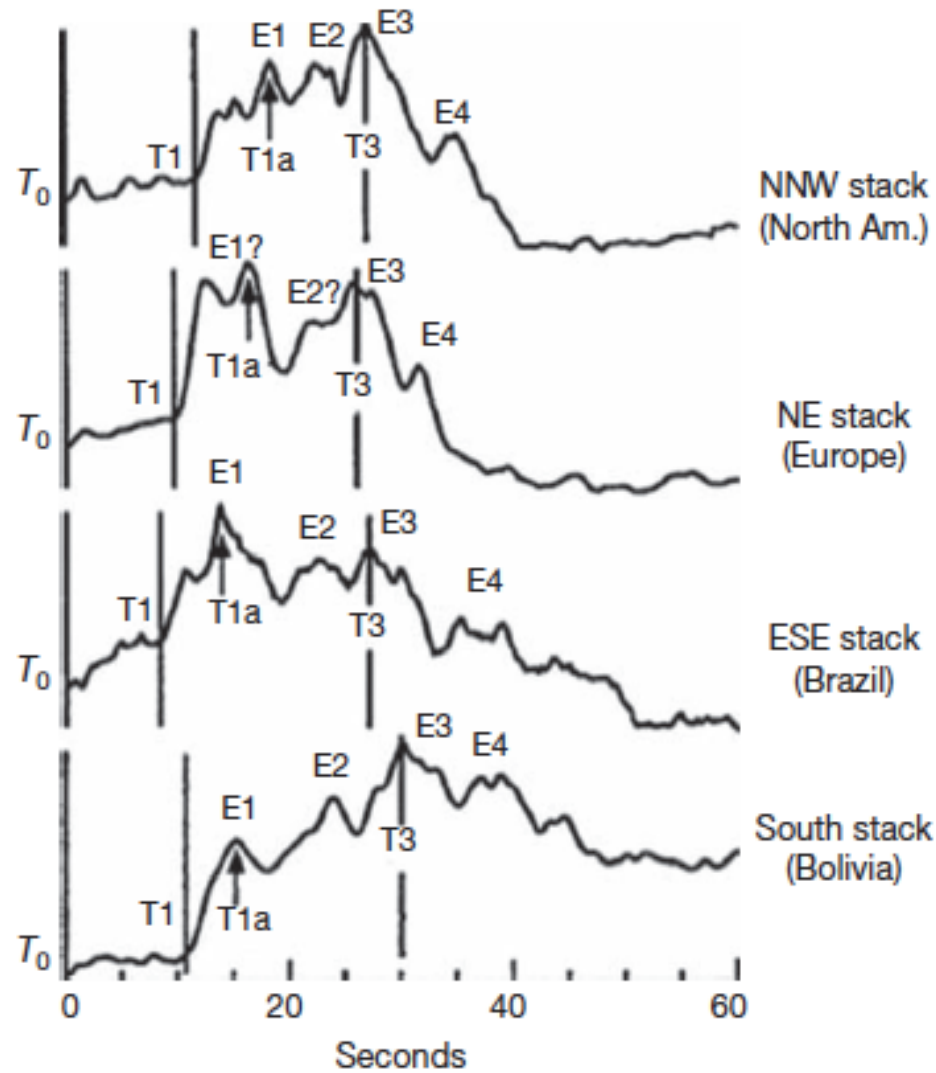
Frohlich, 1986



Persh and Houston, 2004

Fonction temporelle de la source pour le séisme de Bolivie 09 Juin 1994 Mw 8.2 h= 647 km

P-wave displacement stacks

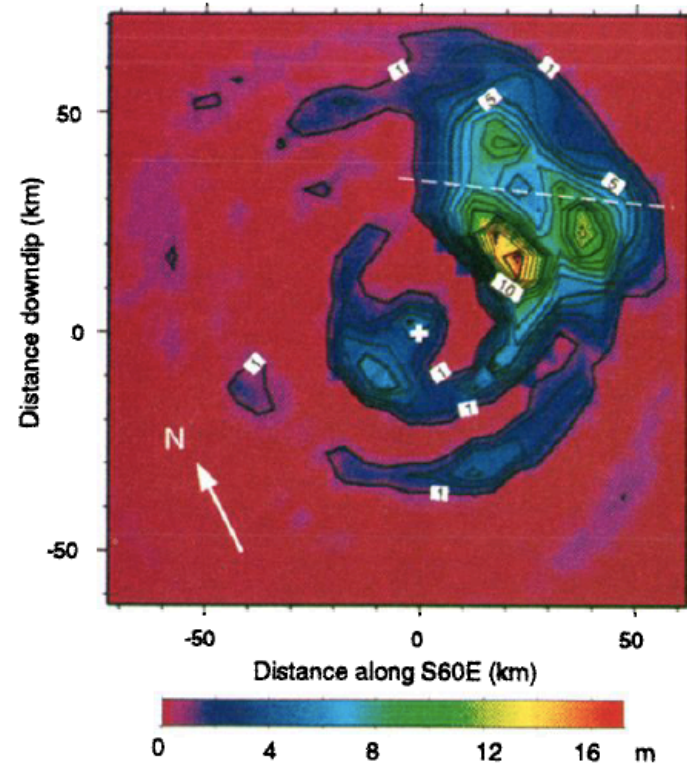
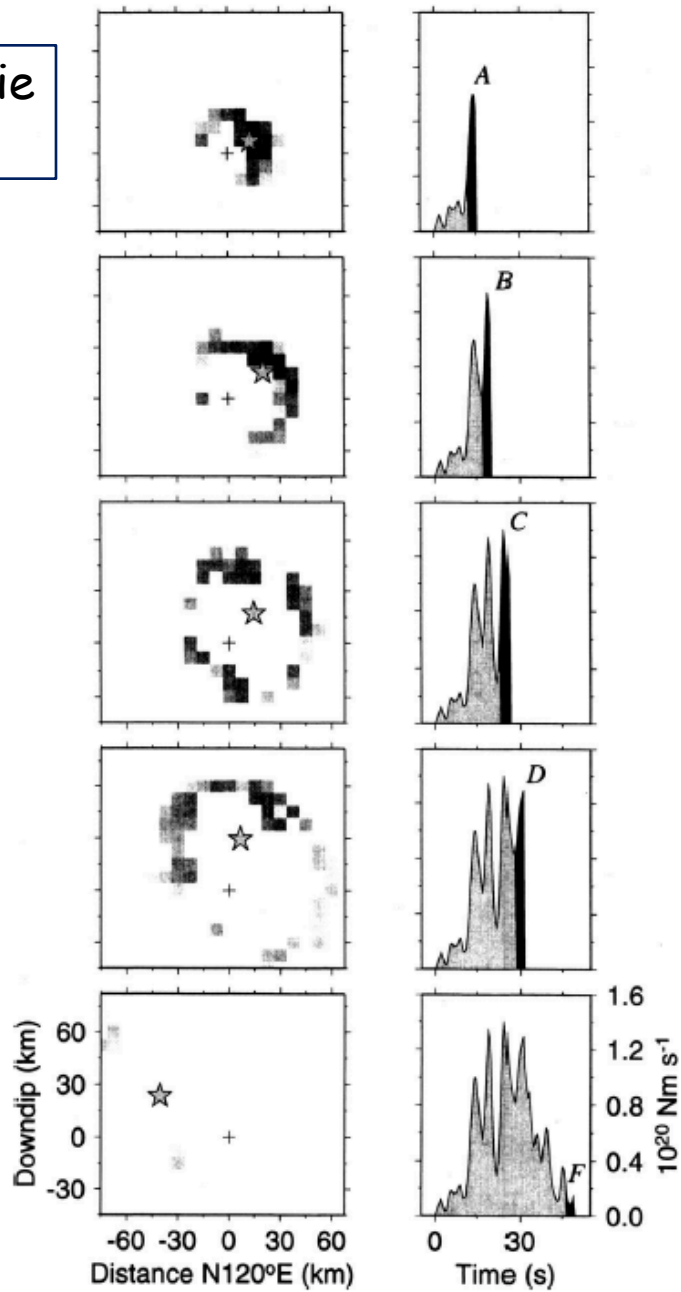


Beck et al., 1995

← ~40s →

(durée de la source)

Bolivie
1994



Antolik et al., GRL 1996

Surface de rupture
~50 x 50 km²

Ihmlé (1998)

Séismes profonds et fusion due à la friction

- Pendant le glissement la surface de la faille s'échauffe dû à la friction => fusion (Bridgman)
- Richards (1976) estime, en particulier, que pour une contrainte appliquée de 100 bars et une vitesse des particules de 10 cm/s au moment de la nucléation de la rupture, une augmentation de la température de 1000°C peut se produire en quelques secondes
- => Si la contrainte est suffisante, la fusion due à la friction peut se produire.
- Valeur des contraintes pendant une rupture ??
Incertaines....
- Observations de pseudotachylites dans les zones de faille superficielles (forme de roche produite par fusion formée de très petits cristaux). E.g. Sibson (1977)
- Une fois la rupture initiée, la fusion réduit la friction et favorise le glissement sur la faille



Pseudotachylyte de zone de cisaillement en Argentine (photo: Univ. de Monash)

Séisme de Bolivie 1994

- Kanamori et al. (1998):
 - Caractère dissipatif du processus à la source du séisme de Bolivie
 - Rendement sismique $\eta \sim 0.036$
 - Vitesse de rupture lente ($\sim 1 \text{ km/s}$ soit 20% de V_s)
 - Energie thermique dégagée équivalente à celle de l'éruption volcanique du Mont St Helens (1980):
 - -> suffisant pour faire fondre une couche de 31 cm d'épaisseur
 - -> analogie avec la couche très fine de glace fondue sous les skis pendant le glissement

- Kanamori et al. (1998):
 - Estimation du déplacement moyen D pendant la rupture:
 - $D = M_0 / \mu S \quad \sim 15.6 \text{ m}$
 - Où: S surface de la rupture;
 - μ module de cisaillement
 - Estimation de la chute de contraintes statique $\Delta\sigma \sim 1.14 \text{ kbar}$:
 - $\Delta\sigma = \frac{7\pi\mu D}{16r}$
 - $r = \left(\frac{S}{\pi}\right)^{1/2}$
 - Estimation de l'énergie sismique dégagée E_r : à partir des enregistrements sismiques
 - $E_r \sim 5.2 \times 10^{16} \text{ J}$

- **Calcul de l'énergie dissipée H_f**
- Très faible composante isotrope \rightarrow chgt de volume maximum de $1.5 \times 10^8 \text{ m}^3$, soit un déplacement normal à la faille de $< 24 \text{ cm}$
- Energie potentielle totale W :
 - $W = (\sigma_1 + \sigma_2)DS/2 = \Delta\sigma DS/2 + \sigma_1 DS$ (equation 1)
 - avec $\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_2$
- Rendement sismique η :
- $\eta = \frac{W - H_f}{W} = ER/W$ (equation 2)
- Où $H_f = \sigma_f SD$ est l'énergie de friction dégagée pendant la rupture, et σ_f est la contrainte de friction moyenne.
- On peut réécrire les équations (1) et (2):
 - $\eta = \mu (Er/M_0)/(\sigma_1 + \Delta\sigma/2)$ (car $M_0 = \mu SD$) et $\sigma_f = \mu (1 - \eta)(Er/M_0)/\eta$
 - $\sigma_1 > 0 \Rightarrow \eta_{\max} = 2(Er/M_0)\mu/\Delta\sigma$ et $\sigma_{f\min} = (1 - \eta_{\max}) \Delta\sigma/2$
 - $\Rightarrow \eta_{\max} = 0.036$ et $\sigma_{f\min} = 550 \text{ bars}$ - énergie de dissipation: $H_{f\min} \sim 1.4 \times 10^{18} \text{ J}$

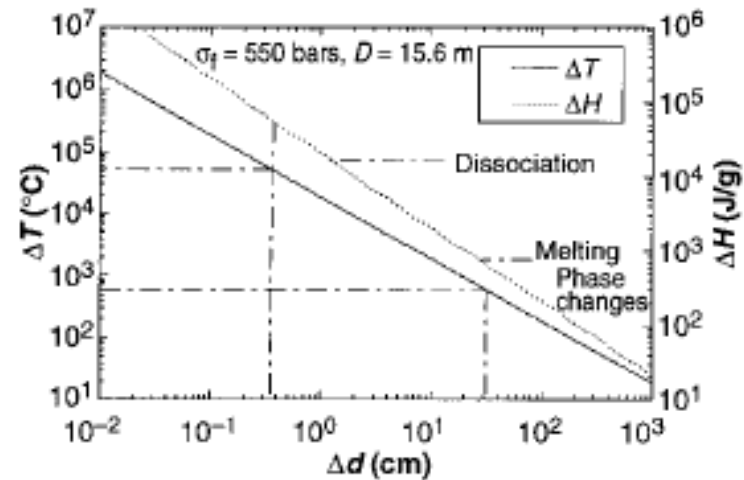
- Etant donné la contrainte de friction $\sigma_{fmin} = 550$ bars
- Calcul: augmentation de la température sur le volume de la faille $S\Delta d$ (sans fusion):

$$\Delta T = \sigma_f SD / C \Delta d S \rho$$

ρ = densité de la roche
 C = Capacité calorifique

- En présence de fusion:
- $C\Delta T \rightarrow C\Delta T_m + H + CL(T - T_m)$

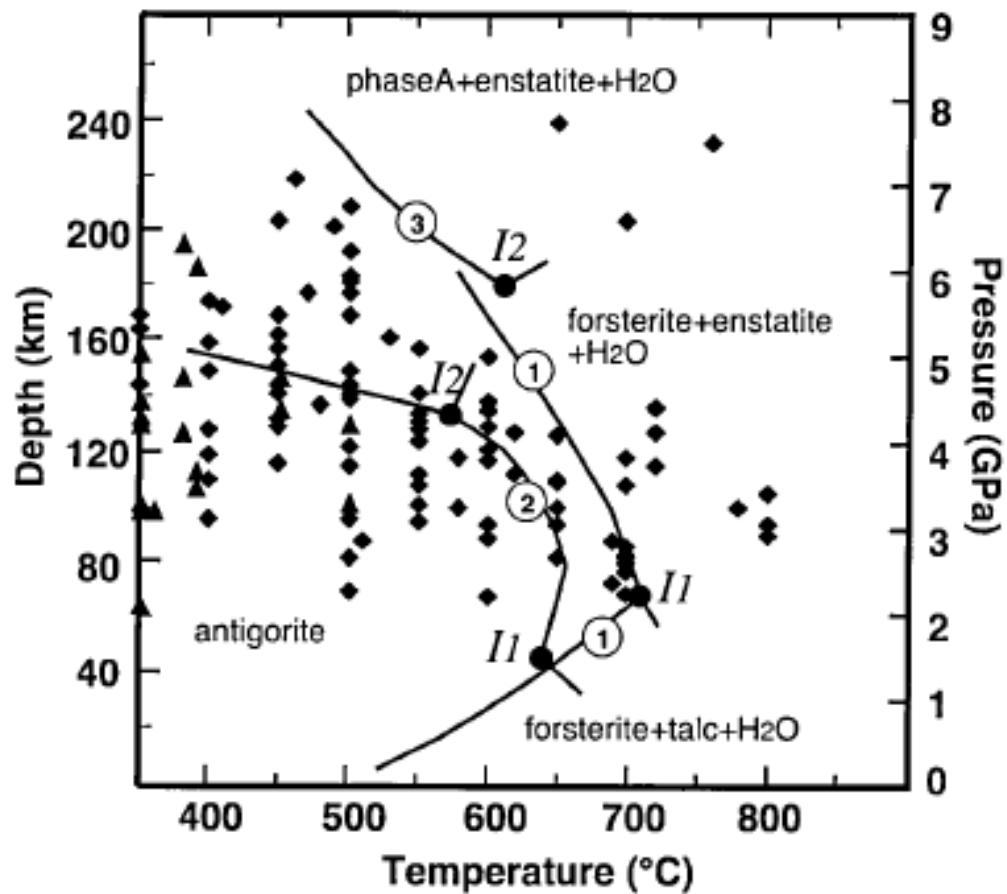
C_L capacité calorifique du fluide
 T_m température de fusion $\sim 600^\circ\text{C}$
 H chaleur latente de fusion



Autres Mécanismes possibles

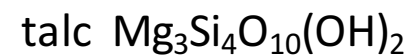
- “Dehydration embrittlement”
 - Présence de fluides réduit la contrainte normale
 - $\sigma_n \rightarrow \sigma_n - P$ où P est la pression intersticielle (pore pressure)
 - Hydratation des plaques en subduction
 - Minéraux hydratés relâchent l'eau qu'ils contiennent à une certaine pression P et température T -> fracture peut se produire à plus hautes P et T que pour une roche sèche
 - Explication préférée actuellement pour les séismes de profondeur intermédiaire

Diagramme de phase : décomposition de l'antigorite



◆ Séismes intermédiaires

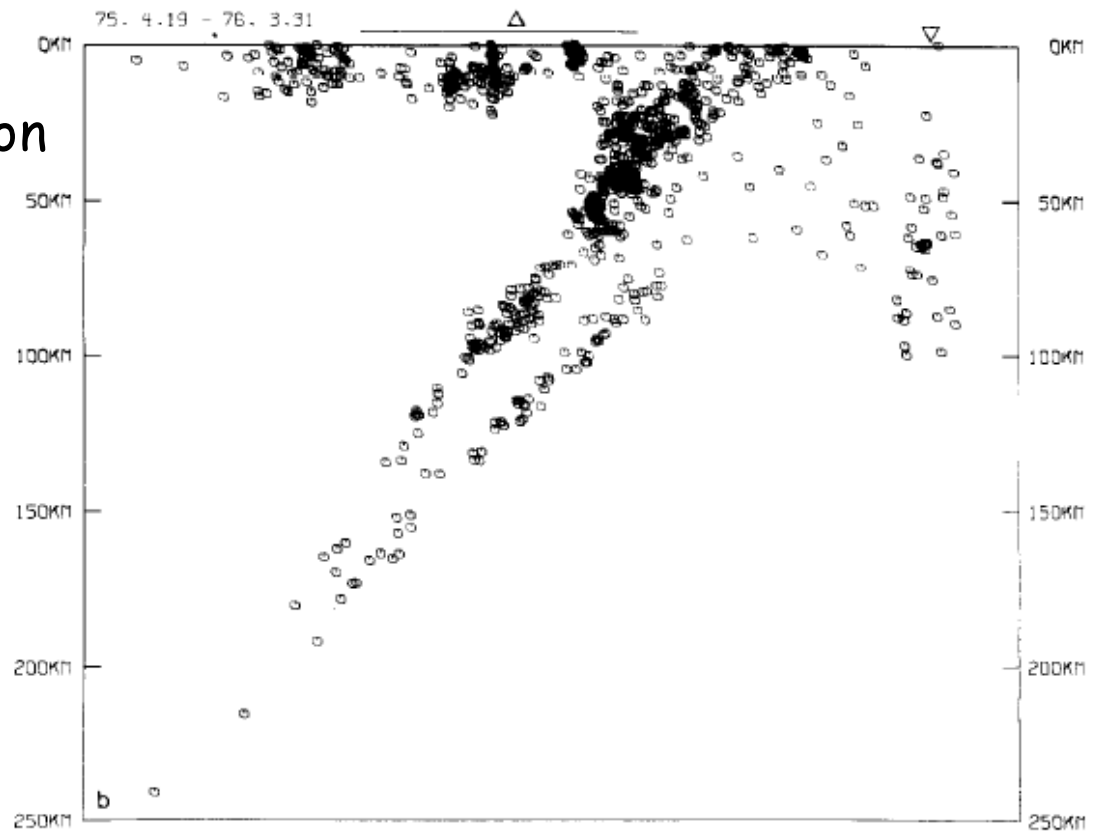
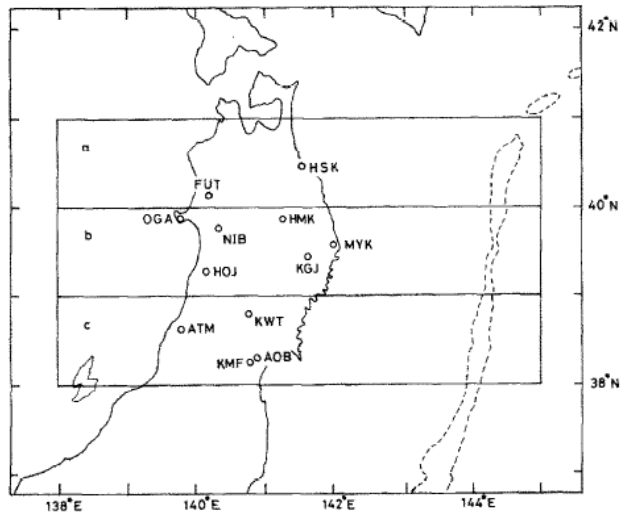
(Calculs sans Fe: manque de données expérimentales)



Séismes intermédiaires:
Zones sismiques de Wadati-Benioff
"doubles"

Zones sismiques de Wadati-Benioff "doubles"

Zone de subduction du Japon



Hasegawa et al., Tectonophys.1978