

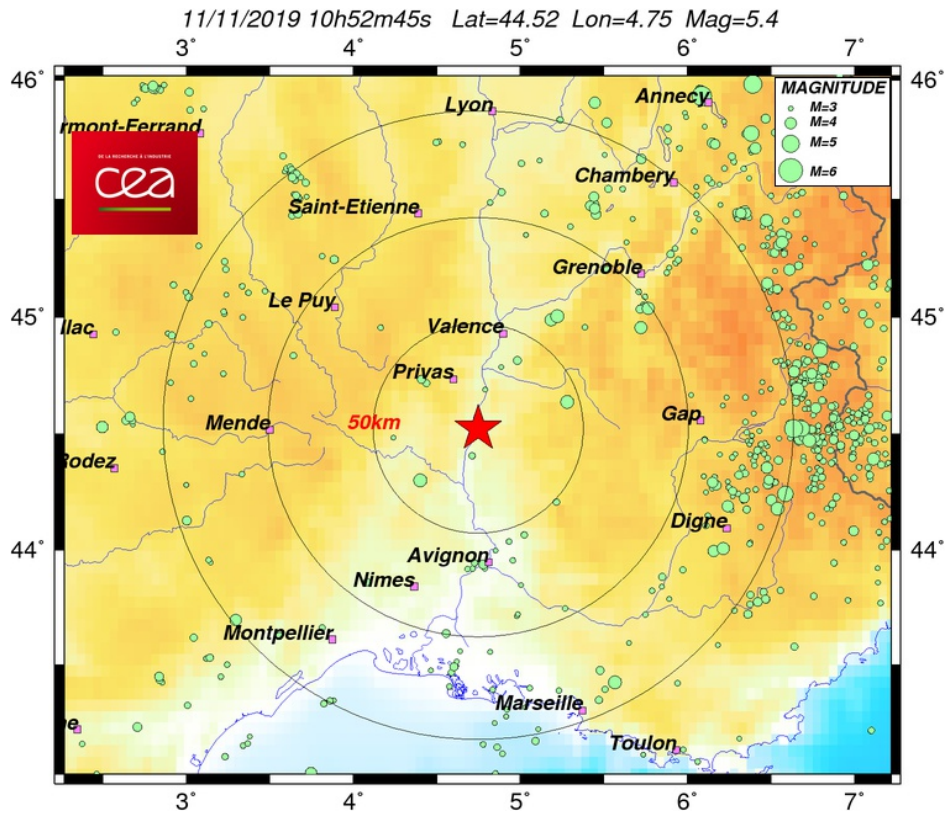
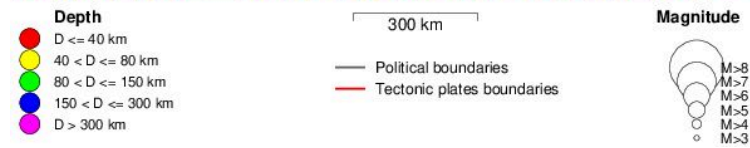
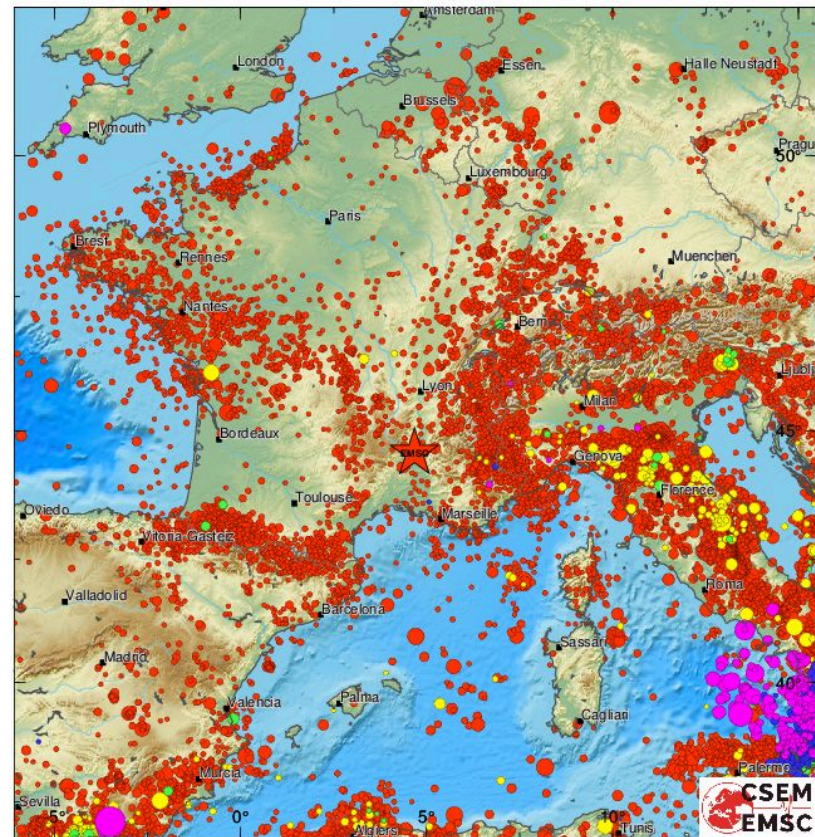
## Imagerie Sismique de la Terre Profonde

*Cours no 3 - 1ere partie - Tomographie des temps  
de parcours des ondes de volume P (ou S)  
télésismiques ("Travel time tomography") - fin*

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

12 Novembre 2019

EMSC manual location  
M4.9 2019/11/11 - 10:52:45 UTC  
Lat: 44.58 Lon: 4.68 Depth: 10.0 km  
Background data: ISC + EMSC catalogues from 1960 to 11/11/2019 10:00 UTC



📍 SISMICITÉ

Derniers évènements mondiaux

**Derniers évènements en métropole**

📄 INFORMATION

Le RéNaSS

Les stations

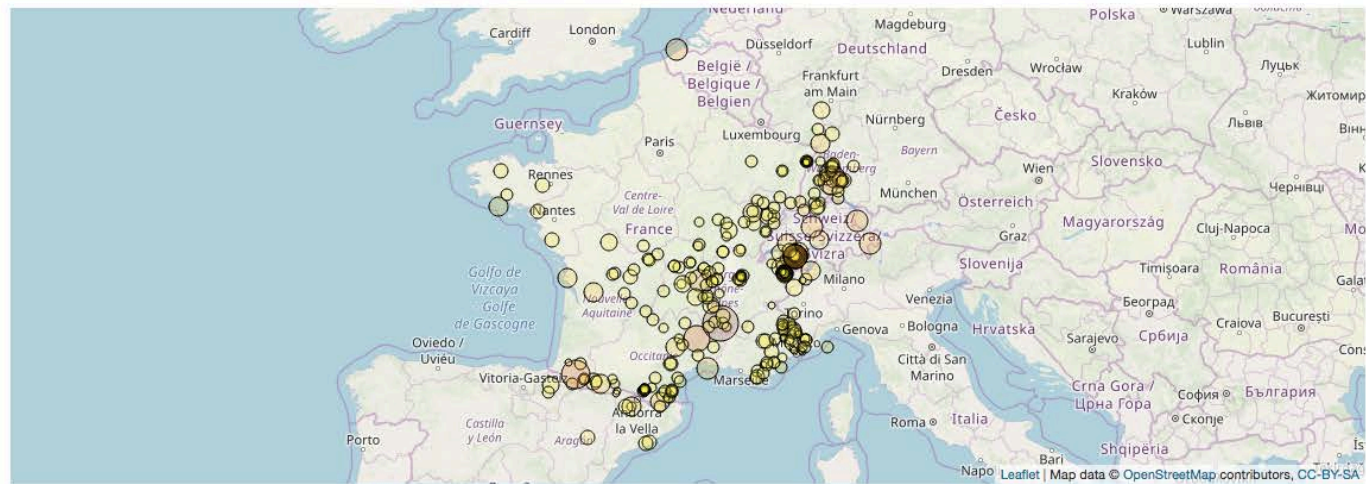
Bulletins / Catalogues

L'équipe

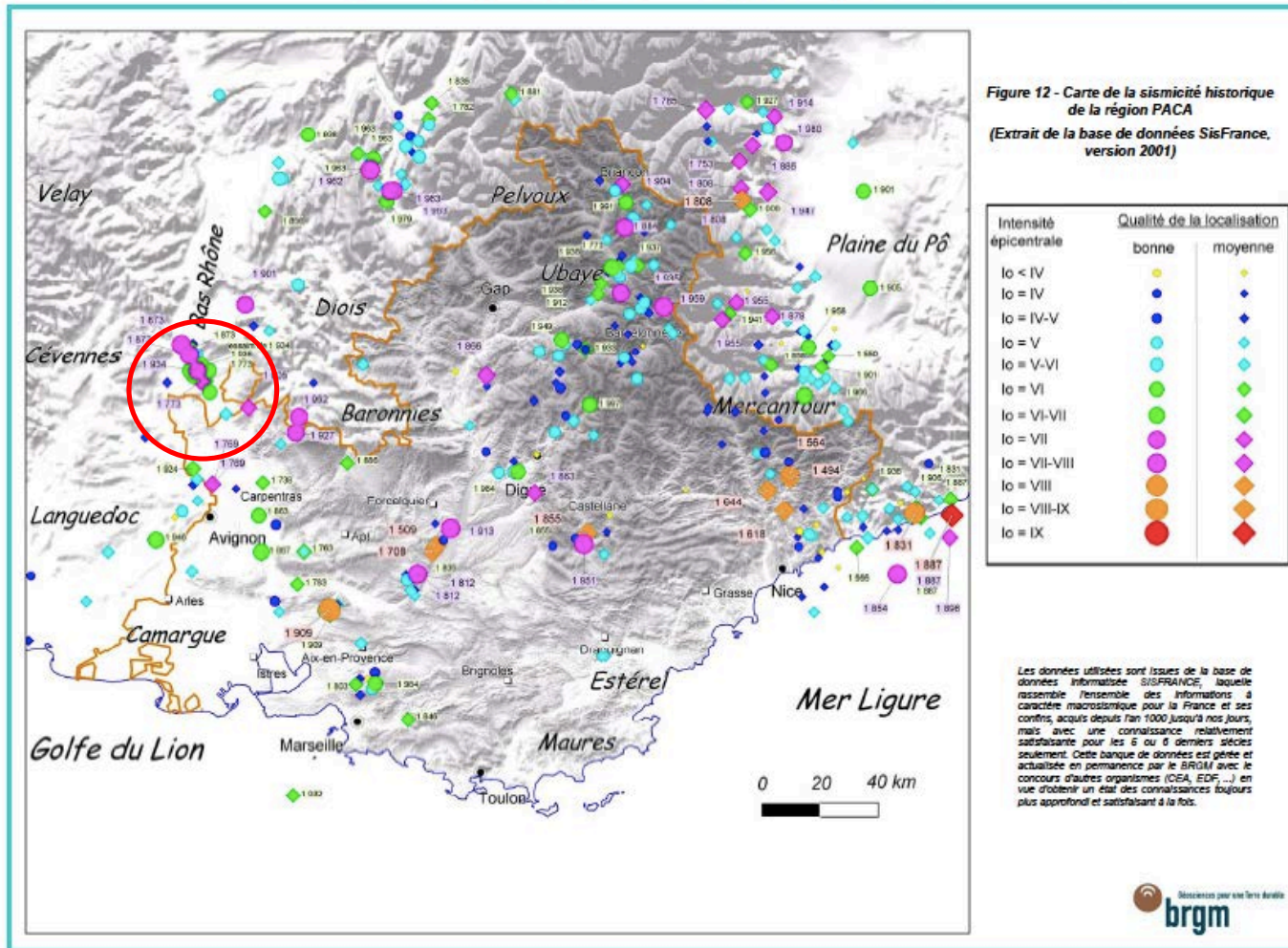
Liens



## Derniers évènements en France métropolitaine et alentours au cours des 15 derniers jours.



Télécharger ces évènements : [QuakeML](#) / [TSV](#) / [Google Earth](#) / [GeoJSON](#)



**Extrait du fichier de sismicité instrumentale de la France LDG/CEA.  
Période 1963 à 2002. Séismes de magnitude :  $M \geq 5$ .**



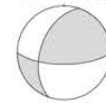
Trois séismes datés d'avant 1973 sont aussi indiqués.



M < 5.5, only one point source

Frequencies too low to constrain the STF

strike dip rake  
90. 70. 135.



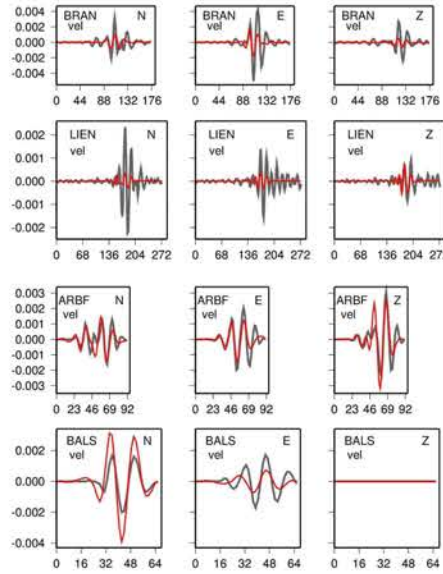
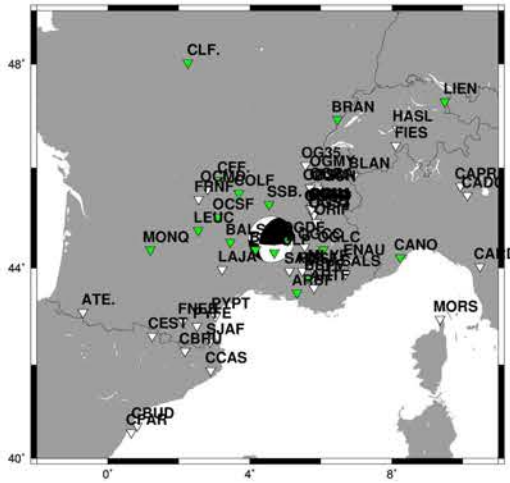
strike dip rake  
90.0 70.0 135.0 : best focal mechanism  
RMS = 0.514  
Selected depth: 2.0 km

Mécanisme: "Sismo-Azur"

[http://sismoazur.oca.eu/focal\\_mechanism\\_emsc](http://sismoazur.oca.eu/focal_mechanism_emsc)  
résultats préliminaires



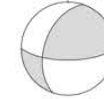
Origin Time (UTC): 2019/11/11 10H52min45sec  
 Region: FRANCE



M < 5.5, only one point source

Frequencies too low to constrain the STF

strike dip rake  
 90. 70. 135.



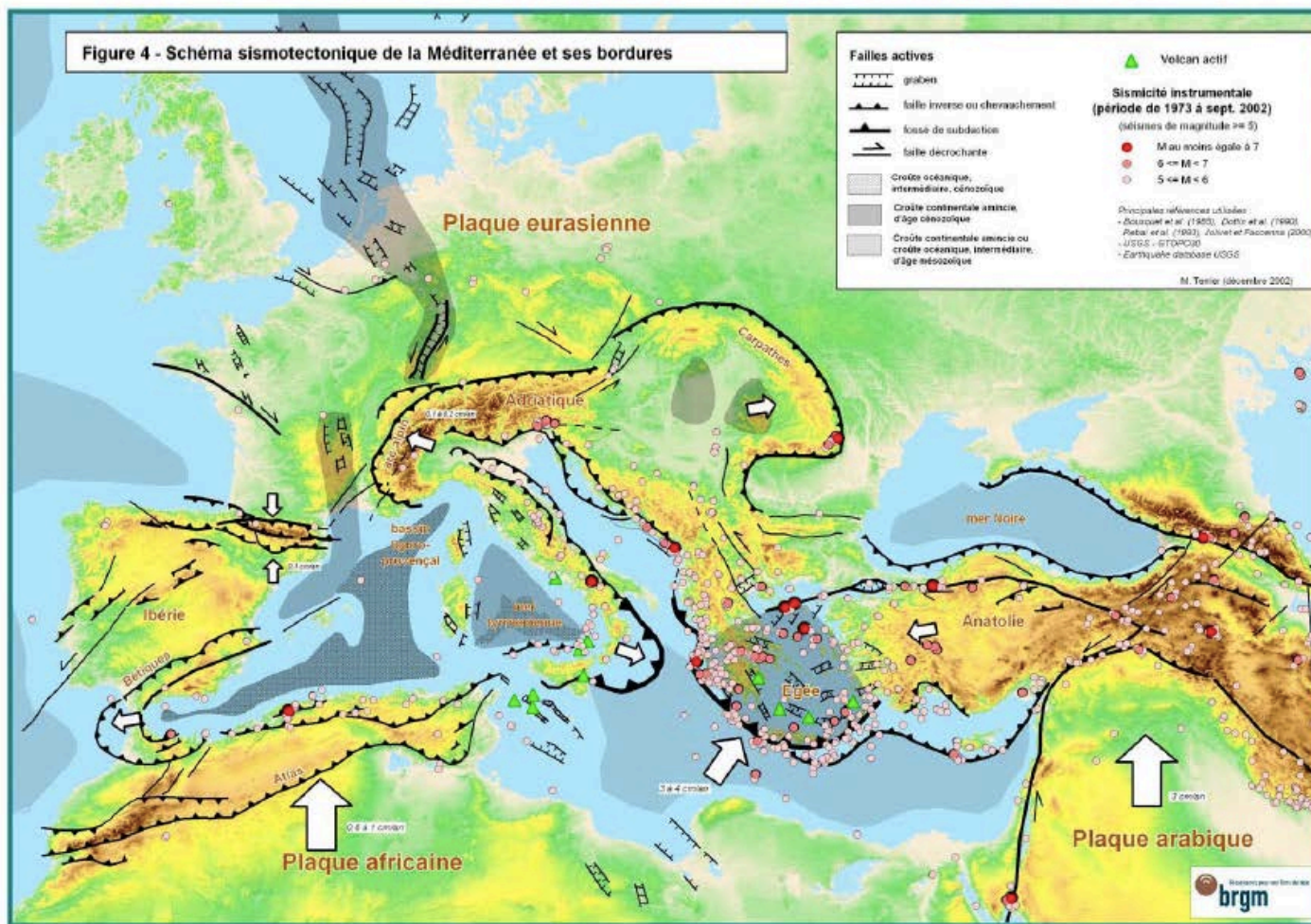
strike dip rake  
 90.0 70.0 135.0 : best focal mechanism  
 RMS = 0.514  
 Selected depth: 2.0 km

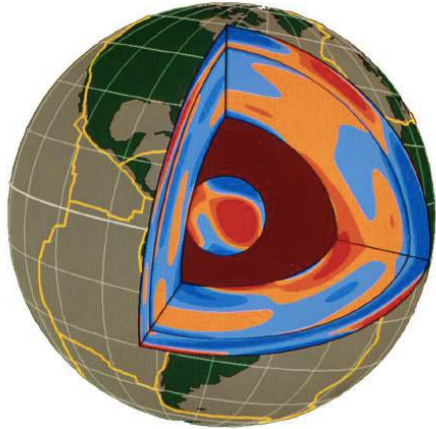
Mw 5.0

Juillet-Novembre 2019 Mw >4.2



Mécanisme: "Sismo-Azur" [http://sismoazur.oca.eu/focal\\_mechanism\\_emsc](http://sismoazur.oca.eu/focal_mechanism_emsc) résultats préliminaires





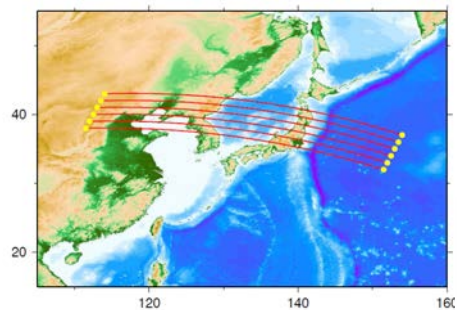
## Imagerie Sismique de la Terre Profonde

*Cours no 3 - 1ere partie - Tomographie des temps  
de parcours des ondes de volume P (ou S)  
télésismiques ("Travel time tomography") - fin*

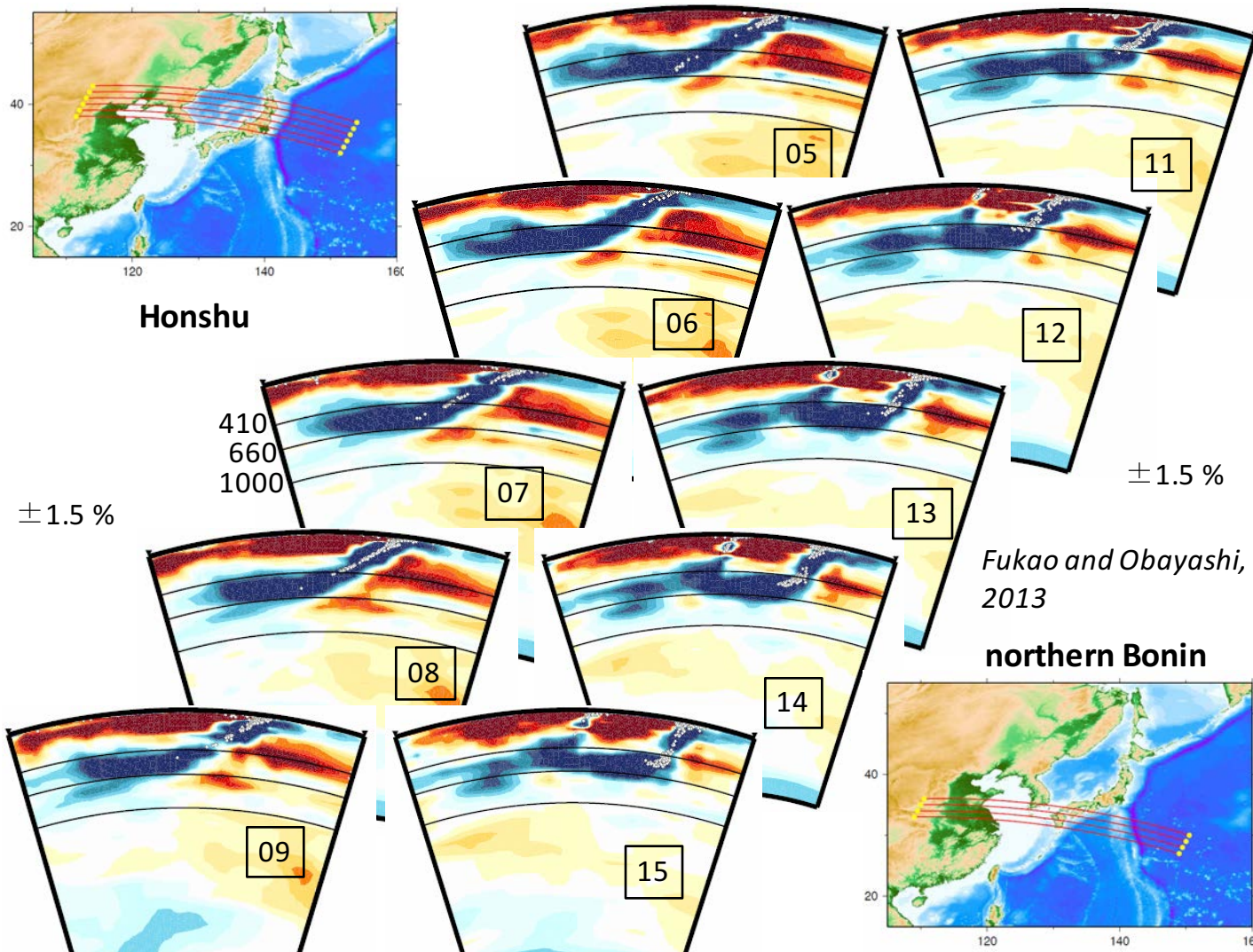
Barbara Romanowicz  
*Chaire de Physique de l'Intérieur de la Terre  
Collège de France, Paris*

12 Novembre 2019





Honshu



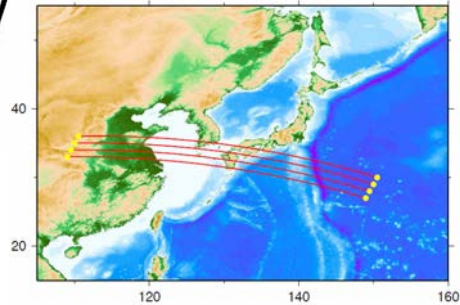
410  
660  
1000

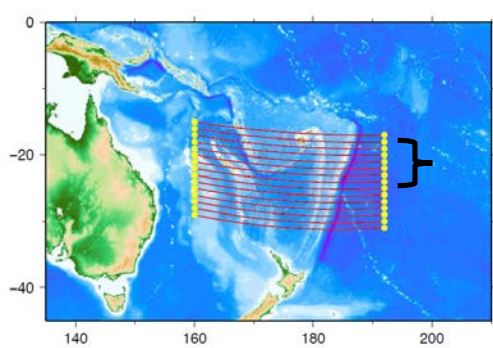
$\pm 1.5\%$

$\pm 1.5\%$

*Fukao and Obayashi, 2013*

**northern Bonin**

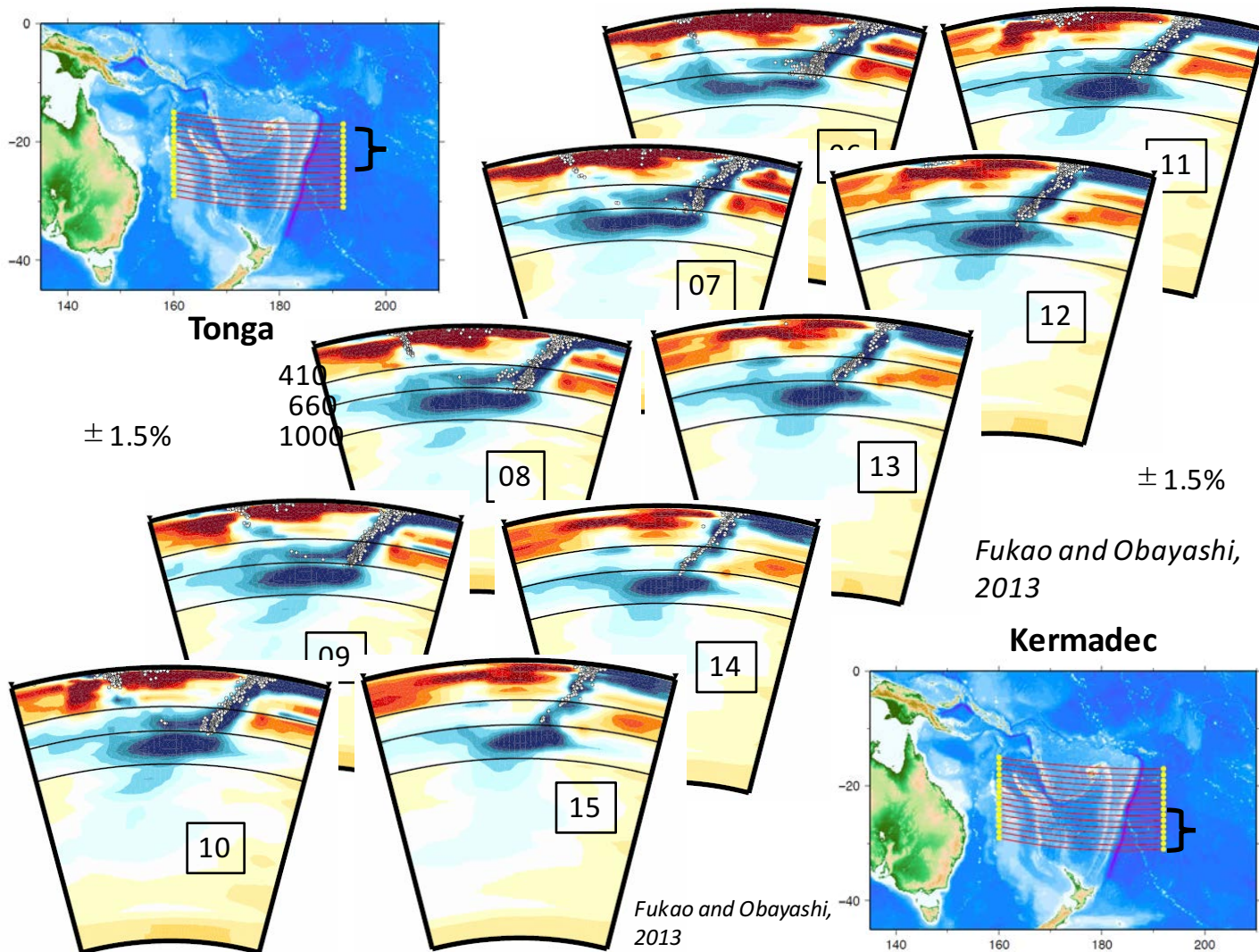




**Tonga**

$\pm 1.5\%$

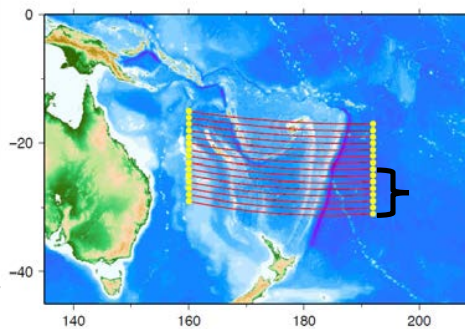
410  
660  
1000



$\pm 1.5\%$

*Fukao and Obayashi, 2013*

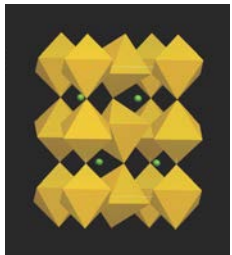
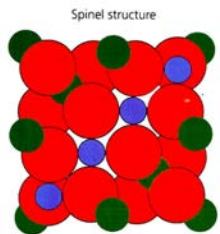
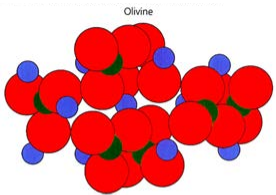
**Kermadec**



*Fukao and Obayashi, 2013*

Que se passe-t-il vers 1000 km de  
profondeur?

## Les discontinuités de structure dans la zone de transition du manteau



- L'olivine  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$  constituant principal du manteau supérieur (~57% en poids), subit des transformations de phase vers des structures plus denses à des pressions équivalentes aux profondeurs de ~400km, ~520 km et ~670 km.

- 400-670km: "zone de transition" du manteau

- A 400 km: Olivine ( $\alpha$ )  $\rightarrow$  spinel ( $\beta$ )

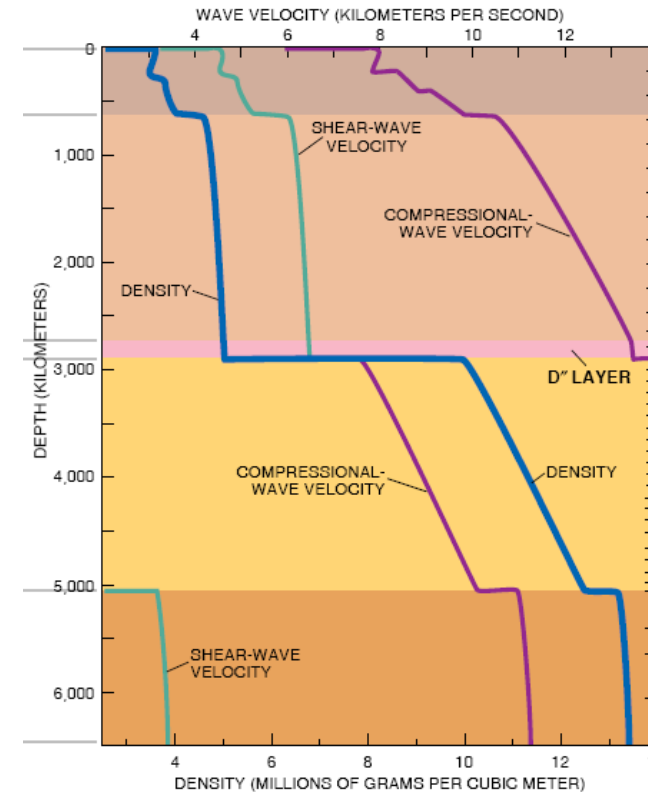
- Transformation de phase exothermique (dégage de la chaleur)
- Pente de Clapeyron de 2-3MPa/K

- A 520 km:

- ( $\beta$ )  $\rightarrow$  ( $\gamma$ ) (wadsleyite  $\rightarrow$  ringwoodite)
- Moins d'effet sur les vitesses sismiques

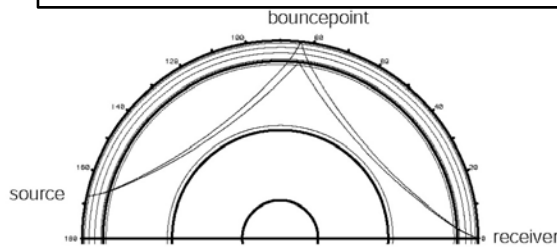
- A 670 km:

- ( $\gamma$ )  $\rightarrow$  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 ~10%**

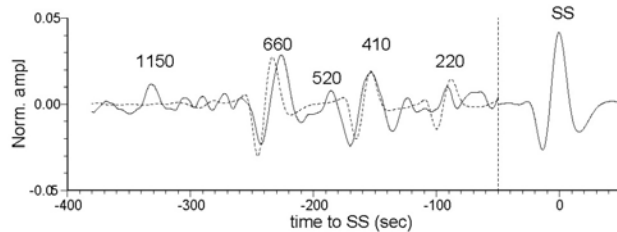


# Deux types d'ondes sismiques détectent les discontinuités du manteau supérieur

Précurseurs des ondes SS et PP

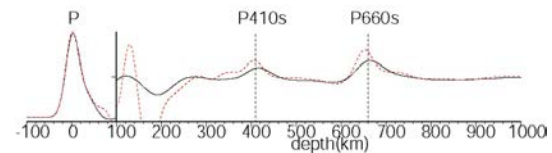
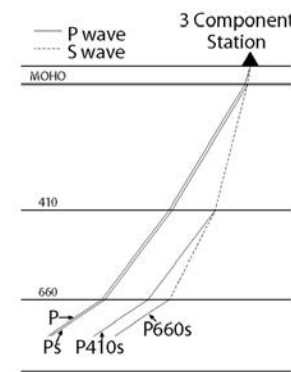


Détection des discontinuités du manteau



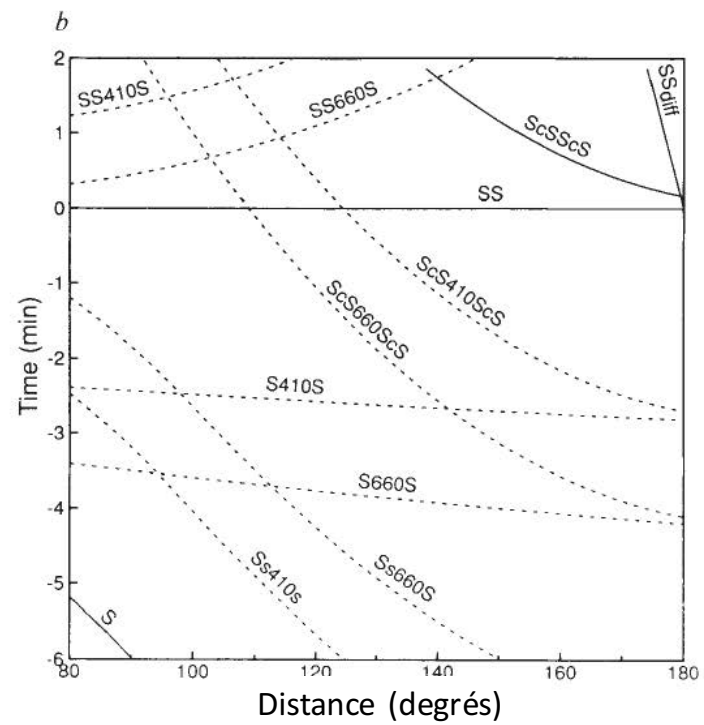
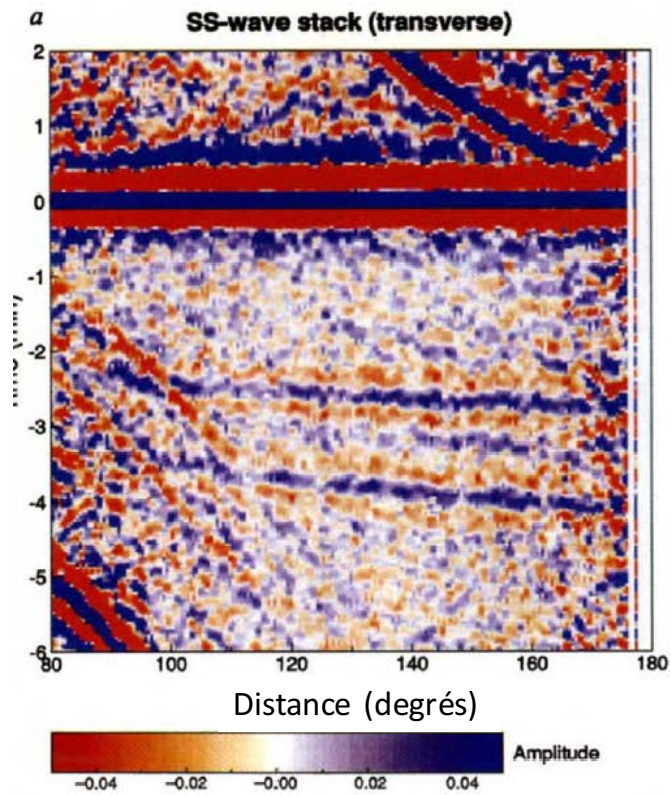
- \* Ondes réfléchies sous la discontinuité
- \* Observées sous les océans et les continents

Fonctions "récepteur"

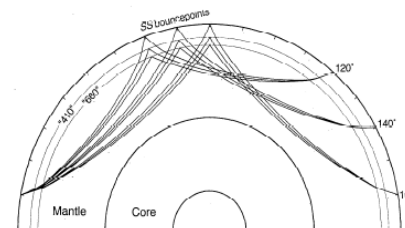


- Ondes converties
- \* Observées principalement sous les continents

Composante transversale du mouvement: alignement de sismogrammes en fonction de la distance



Réflexions  
sous les  
discontinuités



## Profils de viscosité dans le manteau terrestre

Viscosité (Newtonnienne):

$$\eta: \sigma = \eta \cdot \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \quad \text{Unités Pa-s}$$

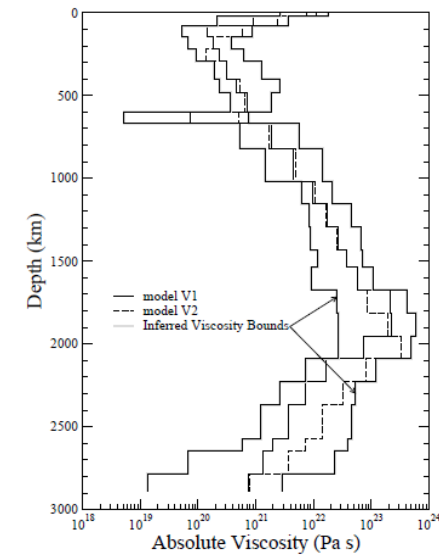
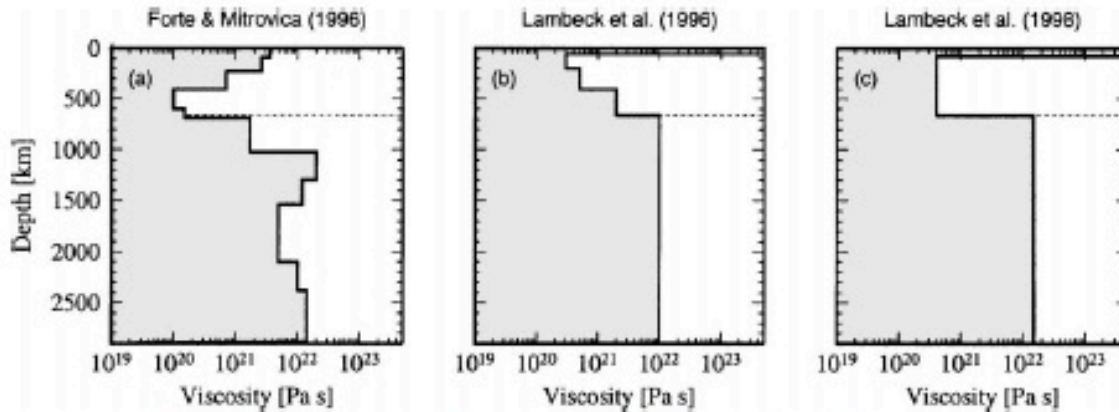
$\sigma$  contrainte  
 $\varepsilon$  déformation

Mesure la vitesse de deformation  
 d'un fluide lorsqu'on lui applique  
 une force donnée:

- eau (20°C)  $10^{-3}$  Pa-s
- Manteau terrestre, en moyenne  $10^{21}$  Pa-s

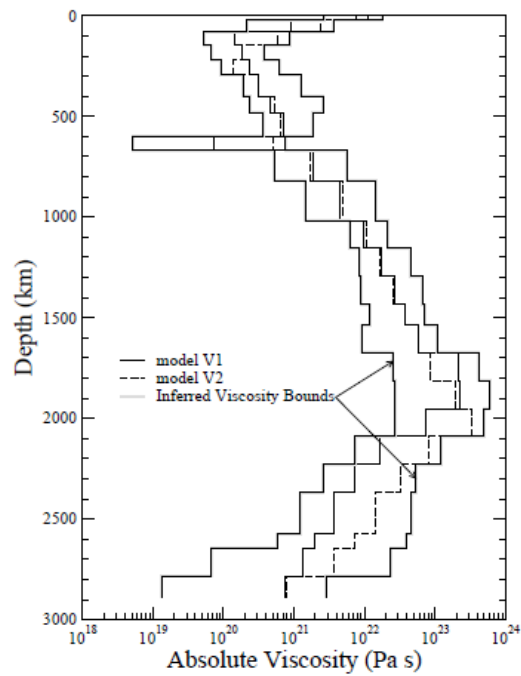
Rebond post-glaciaire + géoïde  
*Mitrovica & Forte (2004)*

A partir du rebond post-glaciaire

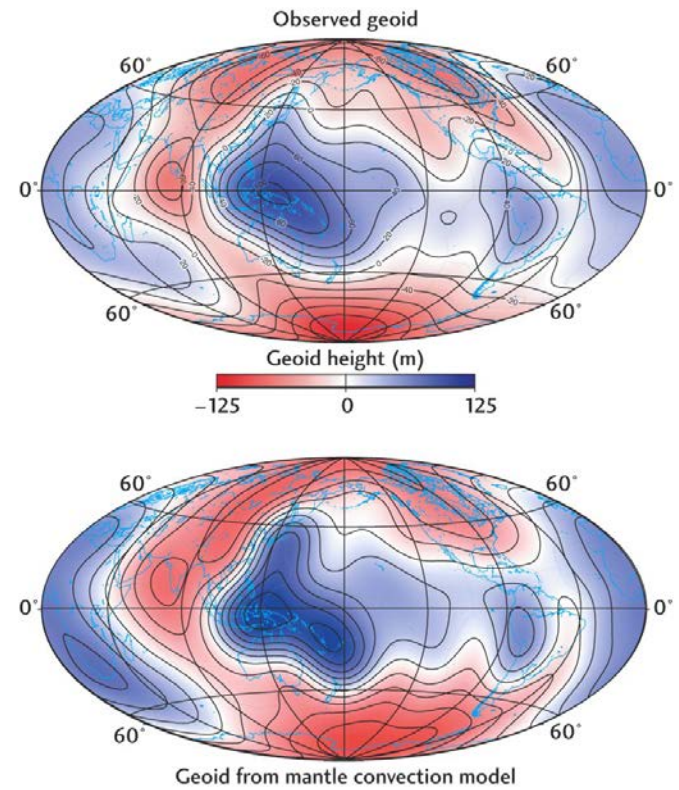


## Profils de viscosité dans le manteau terrestre

Rebond post-glaciaire + géoïde  
*Mitrovica & Forte (2004)*



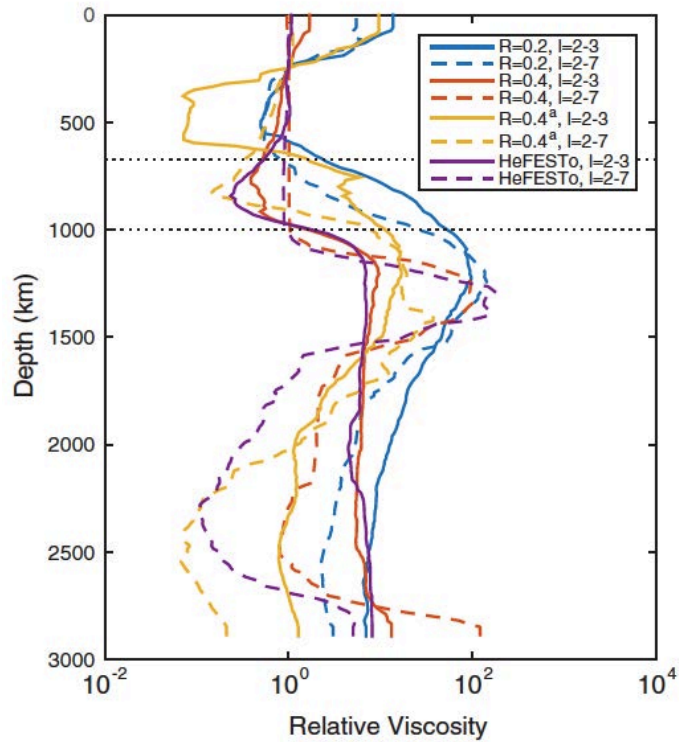
Augmentation importante de la viscosité entre 500 et 2000 km de profondeur



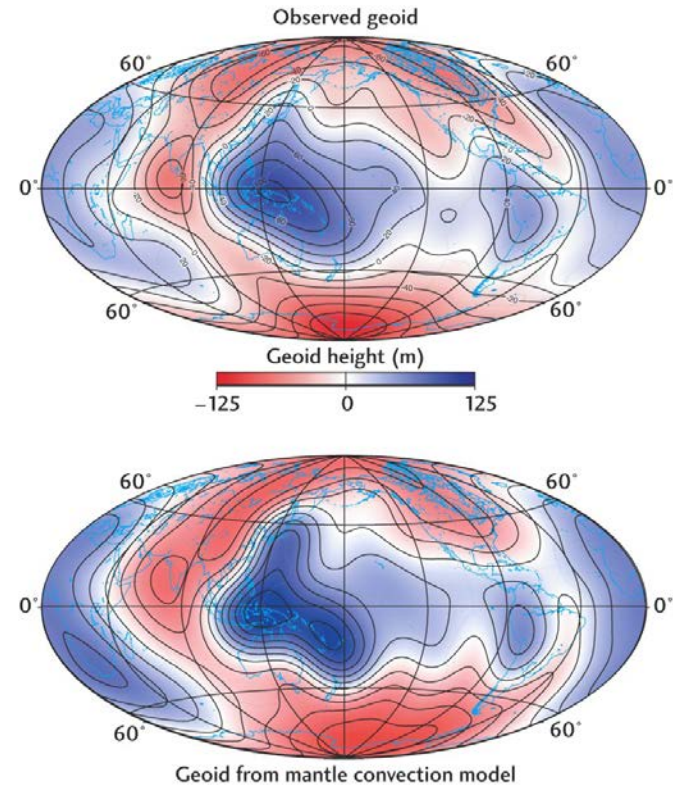


## Profils de viscosité dans le manteau terrestre

Géοide + tomographie sismique



Saut de viscosité  
d'un facteur 100  
entre 660 et  
1000 km de  
profondeur

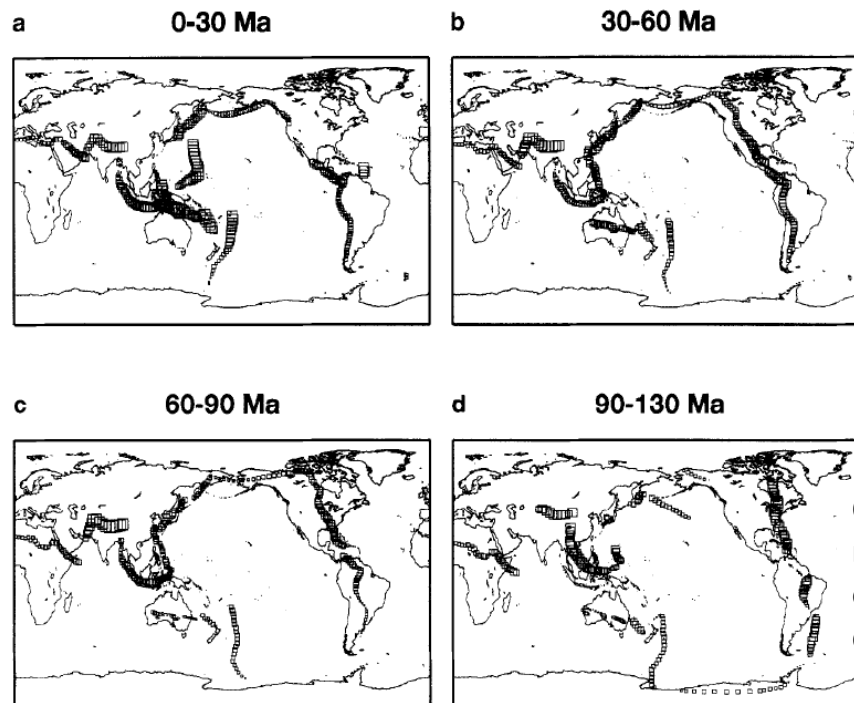


Rudolph et al., 2015, Science

Imagerie sismique ondes P et S et évolution spatio-temporelle des plaques océaniques

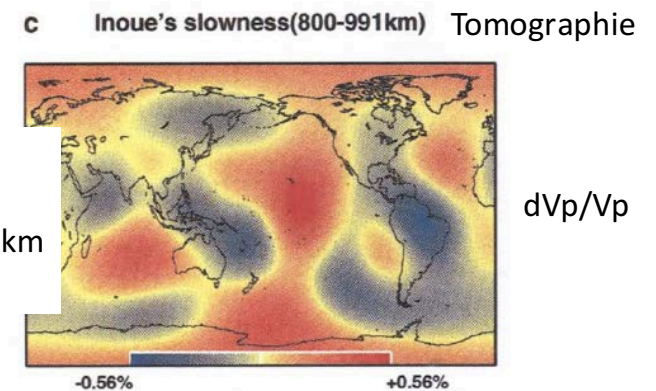
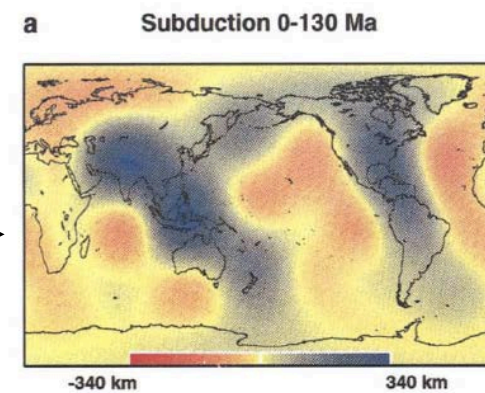
# Relation entre les images tomographiques et l'histoire de la subduction

Histoire de la subduction dans le référentiel des points chauds



□ volume de lithosphère engloutie (normalisé)  $1-2 \cdot 10^8 \text{ km}^3$

Filtrage au degré 6



Correlation maximale entre 800-1100 km de profondeur

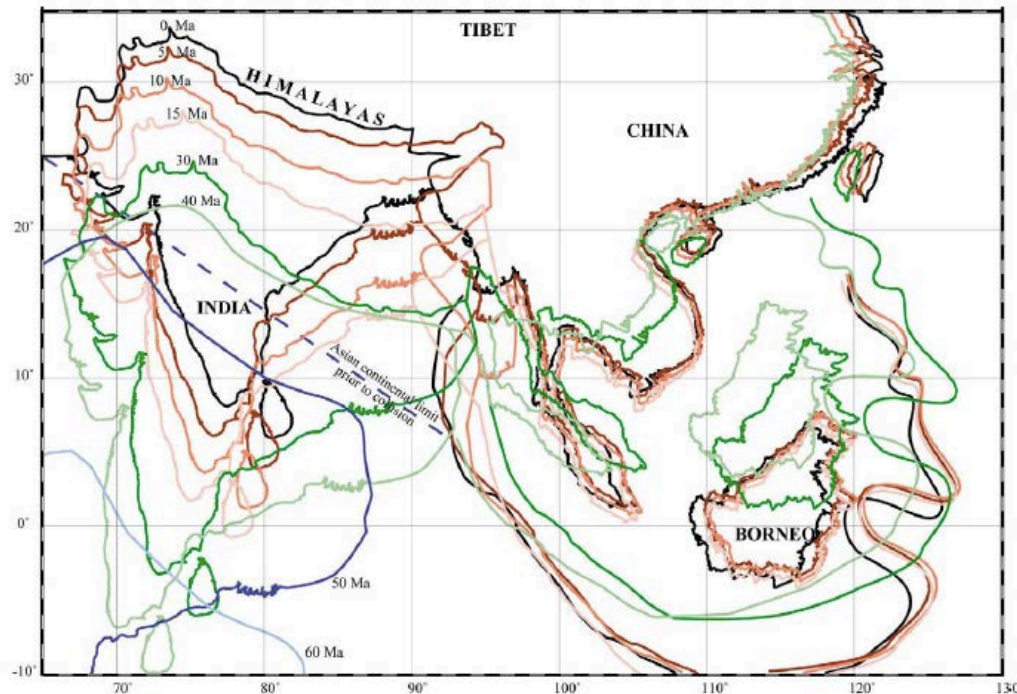
dVp/Vp

Wen and Anderson, 1995

# Evolution spatio-temporelle des plaques tectoniques

- On combine les images tomographiques des “plaques lithosphériques identifiées comme telles dans le manteau terrestre, avec les reconstructions géologiques pour prolonger dans le passé l’histoire de la subduction.
- Régions de collision continentale, telles la collision Inde/Asie (*eg. Replumaz et al., 2005*)
  - Déformation importante des 2 plaques, raccourcies de plusieurs centaines de kilomètres voir plus
- Déformation représentée par des modèles de blocs lithosphériques cohérents déterminés à partir des traces de failles obtenues par des études sur le terrain et les observations satellitaires (SPOT, LANDSAT)
- Reconstruction des mouvements de blocs par pas de quelques Millions d’années correspondants aux changements majeurs dans le régime de déformation

## Position de l'Inde et des blocs du sud-Est de l'Asie depuis 50 Ma

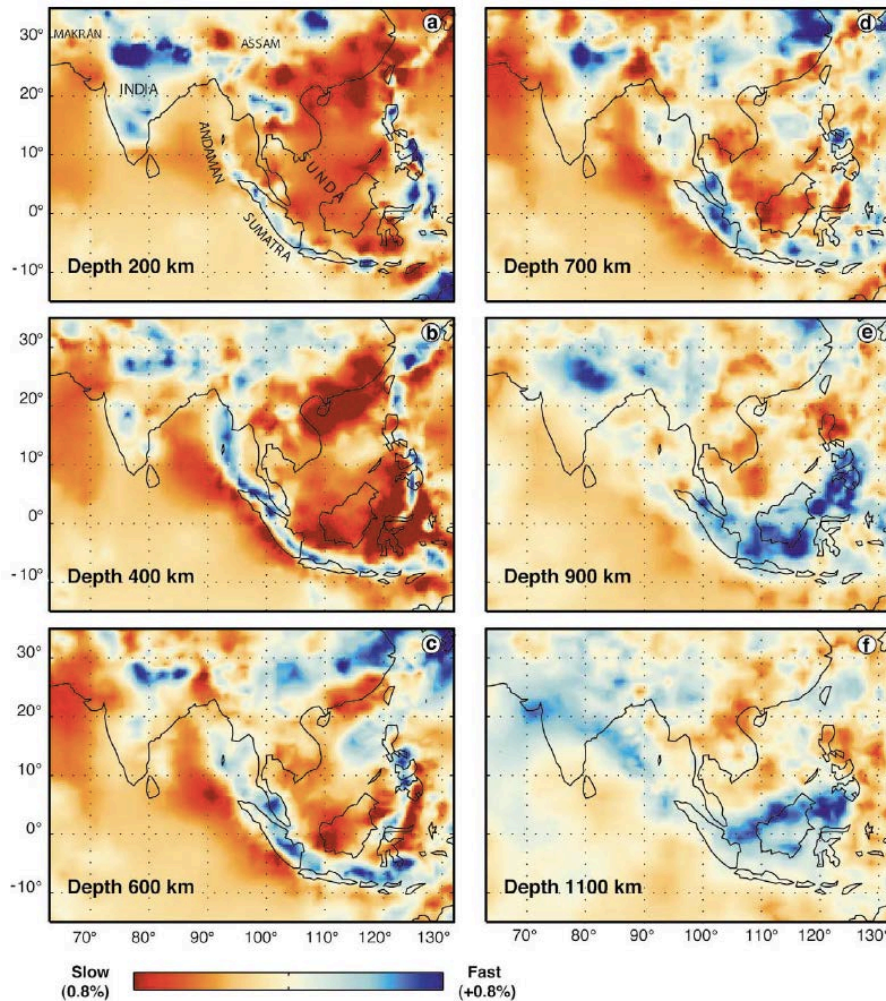


A chaque époque (50-5Ma):

-> Rotation des blocs sans déformation

-> Puis ajustements de la surface des blocs le long de certaines frontières tectoniques de caractéristiques connues

### Modèle de Vp , Karason et van der Hilst (2000)

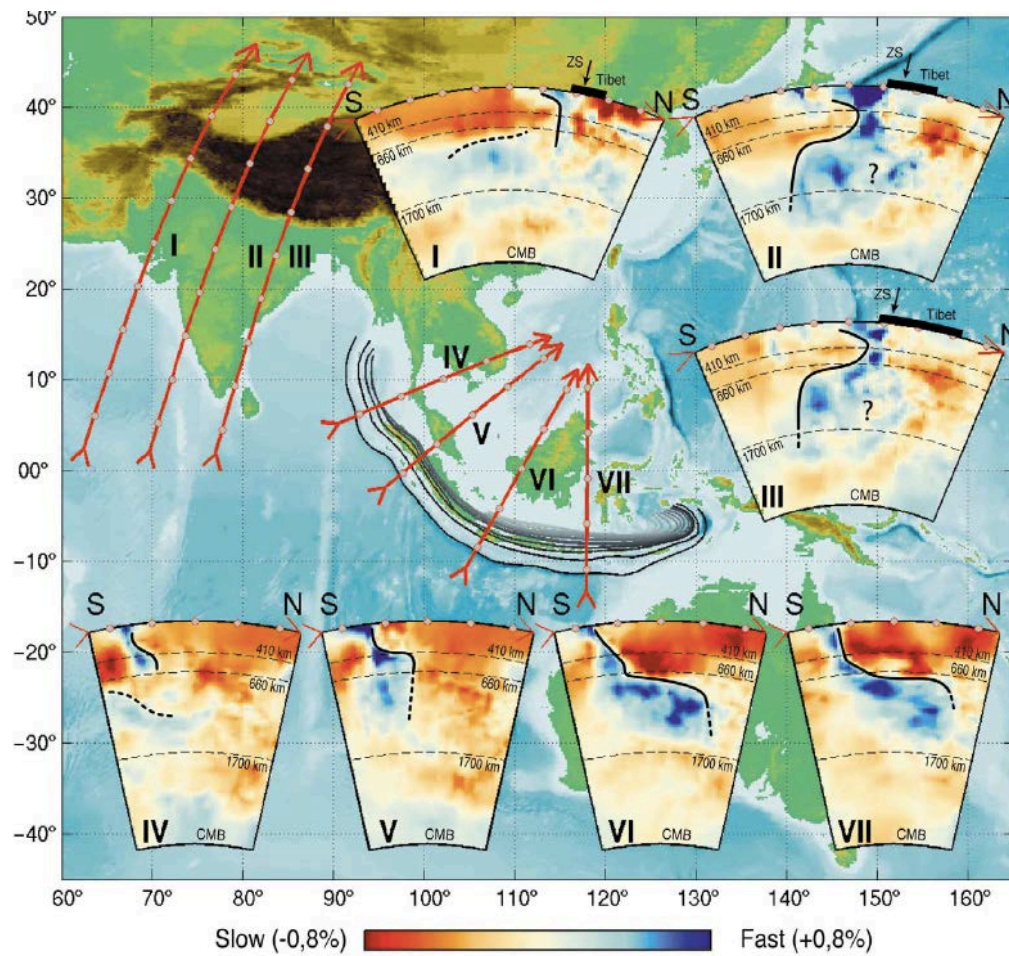


Inversion globale de temps de parcours d'ondes P (8 Millions), pP (~1 Million) et PKP (~1 Million) pour 300,000 séismes de 1964 à 2000 (ISC)

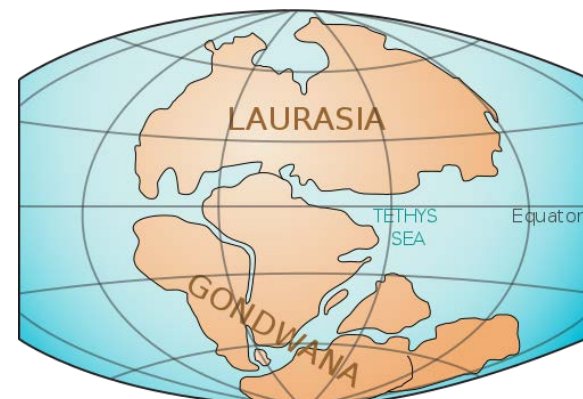
Blocs de taille variable: 0,5° x 0,5° dans les régions de couverture dense

Théorie: "fréquence finie" permettant de rajouter des données de plus longue période (temps différentiels PP-P)

*Replumaz et al., EPSL, 2005*

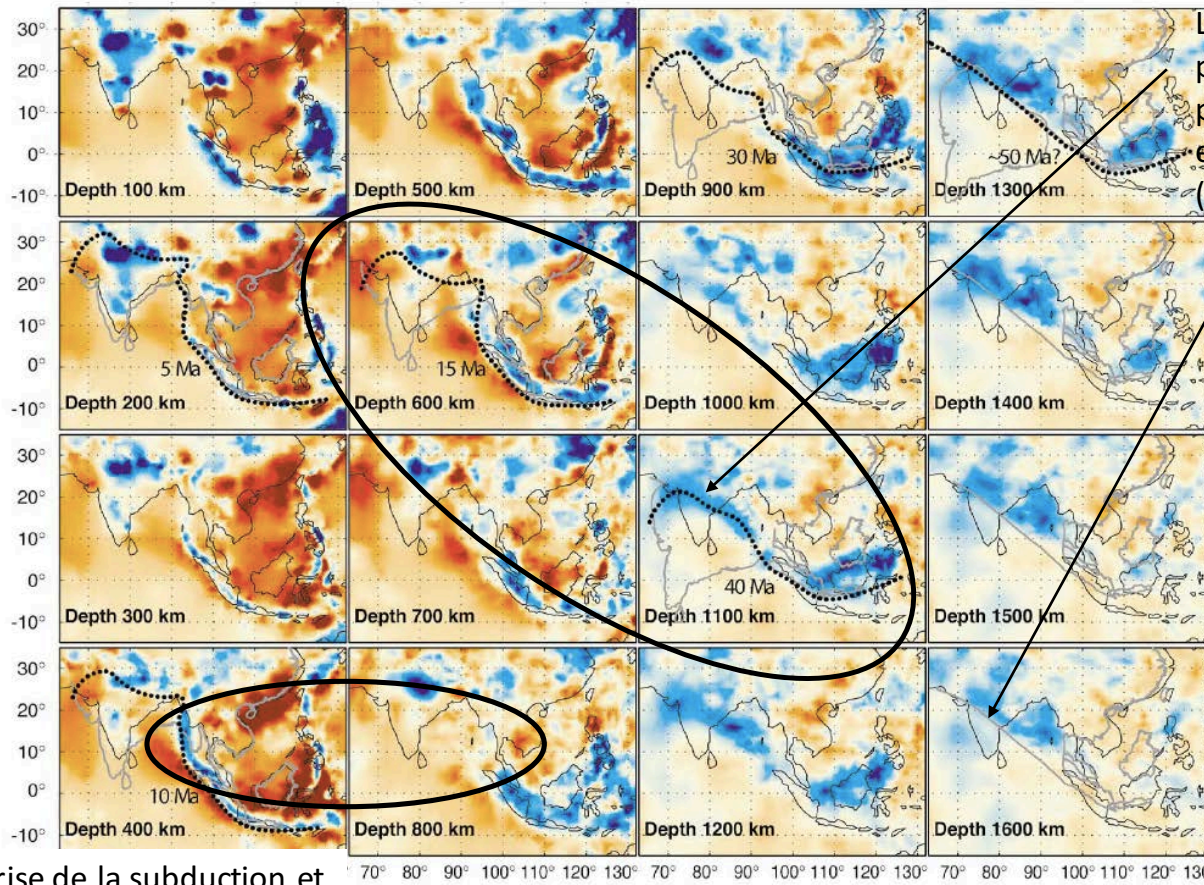


Vestiges de la lithosphère océanique de l'océan Thétys



TRIASSIC  
200 million years ago

*Replumaz et al., EPSL, 2005*



Position Stationnaire du slab étroit au dessus de 600 km de profondeur

Le continent indien est passé au dessus de sa propre lithosphère engoulée dans le manteau (voir coupes)

Entre 1100 et 600 km de profondeur: décalage vers le Sud et rotation du slab: En accord avec la position reconstruite de la limite de plaques

Andaman: reprise de la subduction et Propagation vers le Nord après la collision Inde-Asie

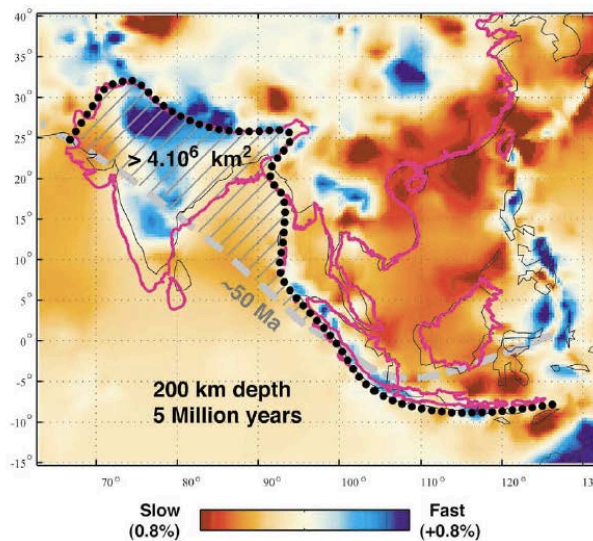
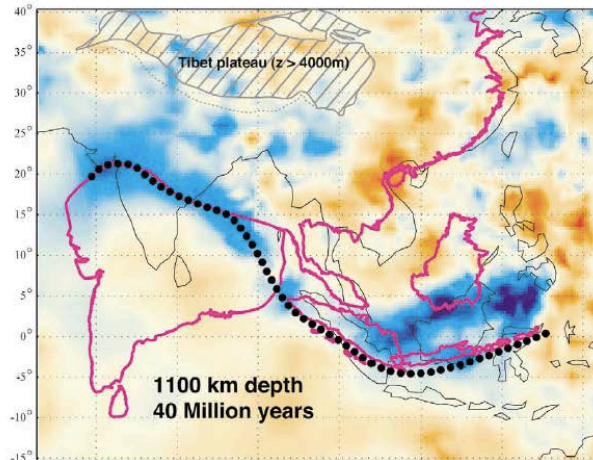
Fast (+0.8%)

Replumaz et al., EPSL, 2005



Réorganisation de la tectonique en Asie du Sud-Est entre 40 et 15 Ma:  
 -> extrusion de 700 km de l'Indochine vers l'Est  
 -> expansion croûte océanique dans la mer de Chine du Sud

Déplacements latéraux importants des "slabs" entre 1100 et 700 km de profondeur



=> La lithosphère froide s'enfonce dans le manteau à:  
 ~2cm/an aux profondeurs >700 km  
 ~5 cm/an au dessus de 700 km

=> Contraste de viscosité entre le manteau supérieur et inférieur d'un facteur ~200

=> Collision débute entre 40 et 55 Ma

=> convergence a absorbé ~1500 km de lithosphère

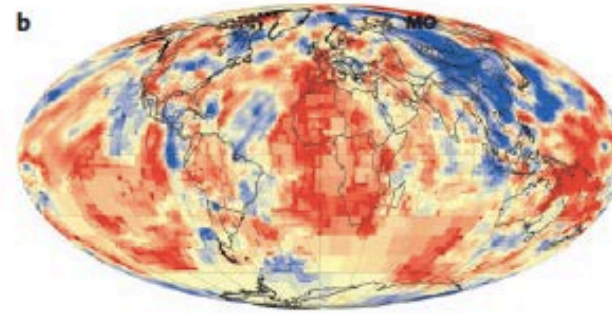
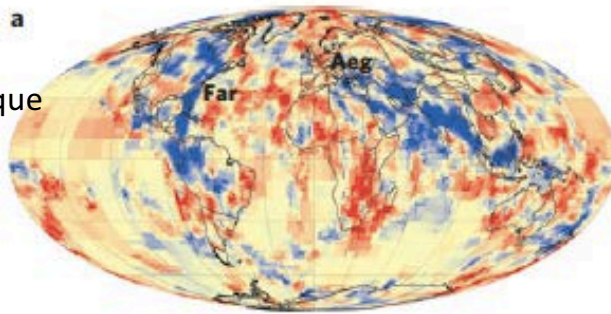
Replumaz et al., *EPSL*, 2005

Reconstructions tectoniques s'appuyant sur l'identification de lithosphère océanique ancienne actuellement située dans le meau inférieur

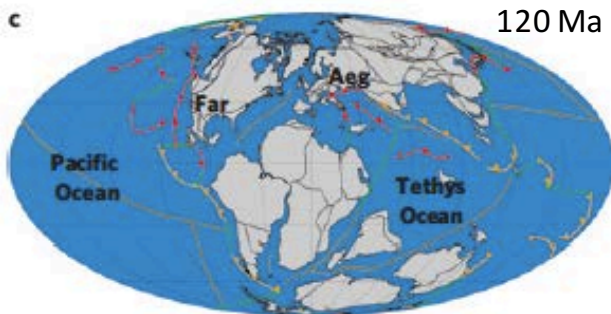
Profondeur 1325 km

Profondeur 2650 km

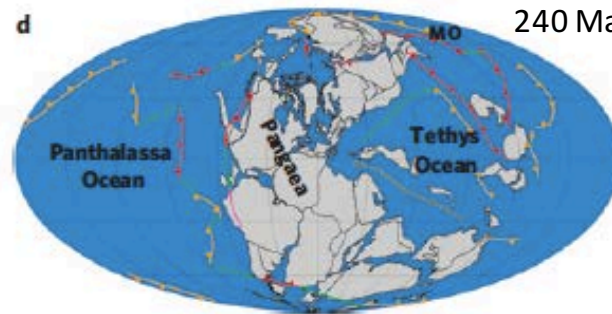
Modèle tomographique  
UU-P07  
Amaru et al., 2008  
(Utrecht)



Reconstructions  
tectoniques  
avec correction  
de longitude  
(environ 18 à  
20° autour de  
150Ma)



120 Ma

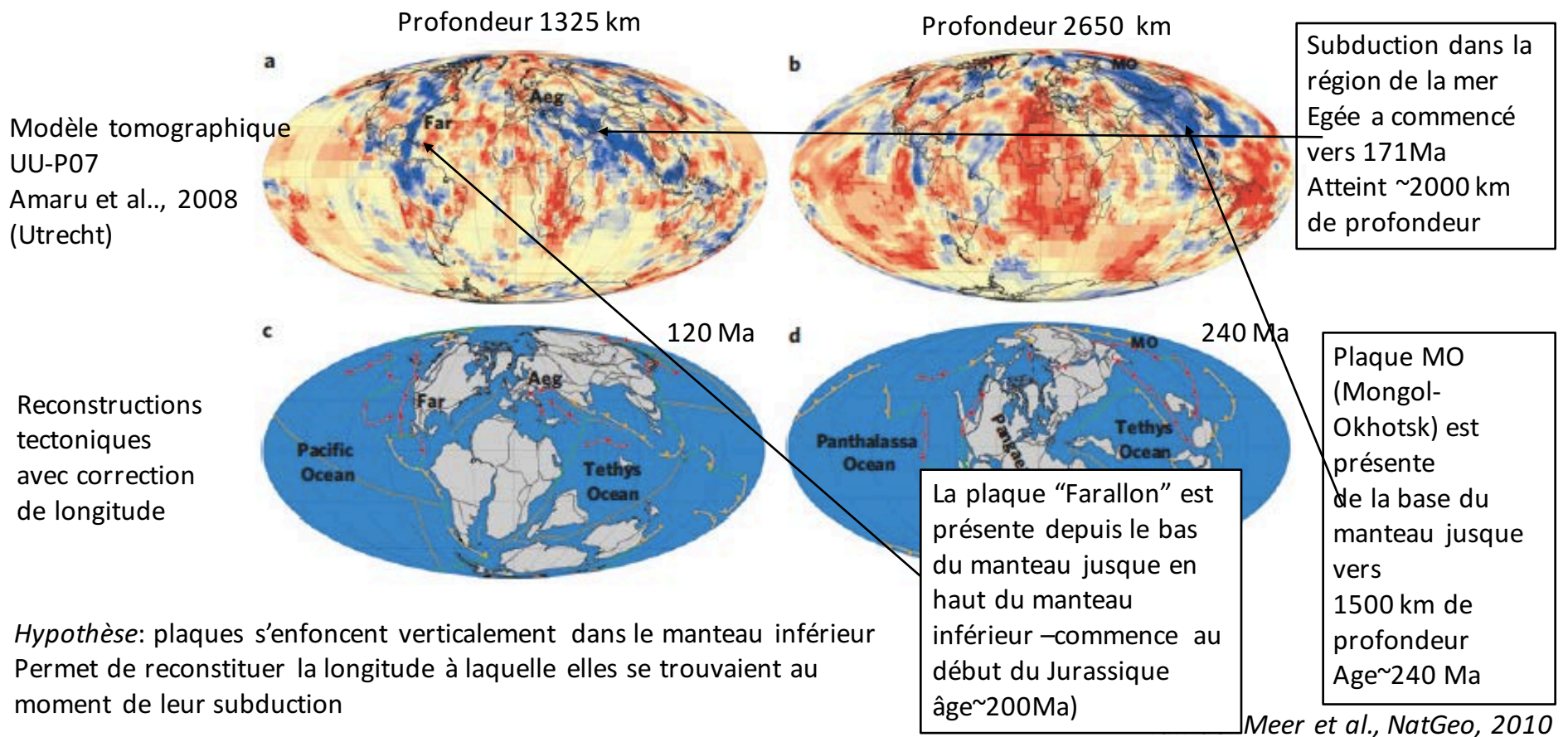


240 Ma

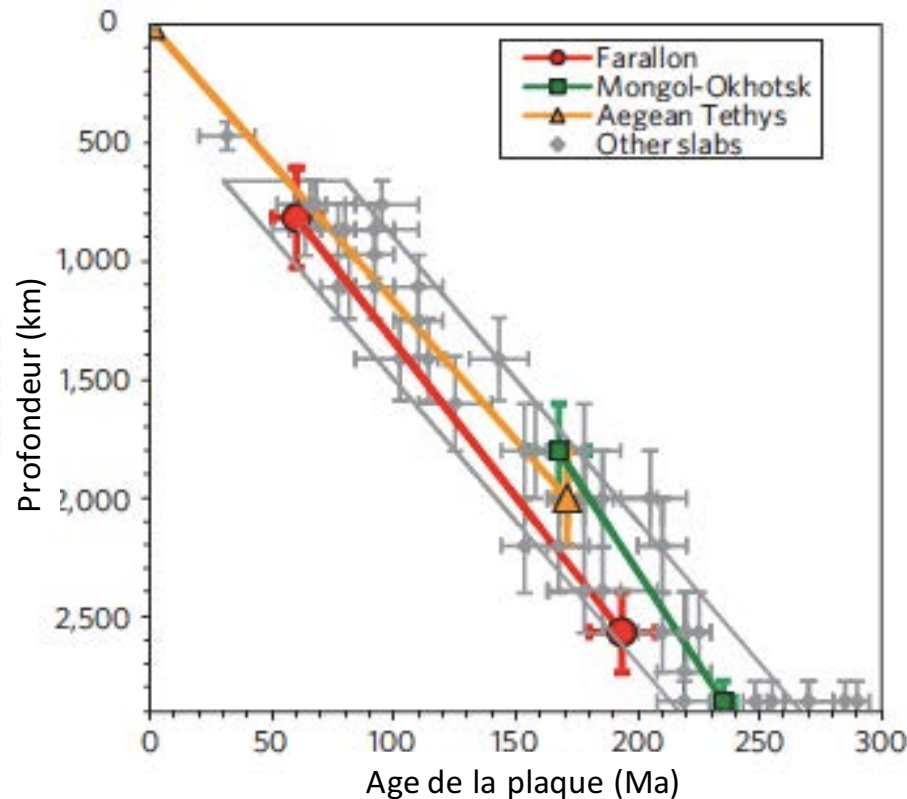
*Identifient les limites en profondeur des morceaux de lithosphère et les associent au début et à la fin de l'épisode de subduction correspondant*

*Van der Meer et al., NatGeo, 2010*

# Reconstructions tectoniques s'appuyant sur l'identification de lithosphère océanique ancienne actuellement située dans le meau inférieur



Profondeur min et max des morceaux de plaques lithosphériques dans le manteau en fonction des âges tectoniques correspondants



-> Vitesse moyenne d'enfoncement des plaques dans le manteau inférieur  $\sim 12 \pm 3$  mm/an

-> contraste de viscosité d'un facteur de 100-300 entre le manteau supérieur et inférieur

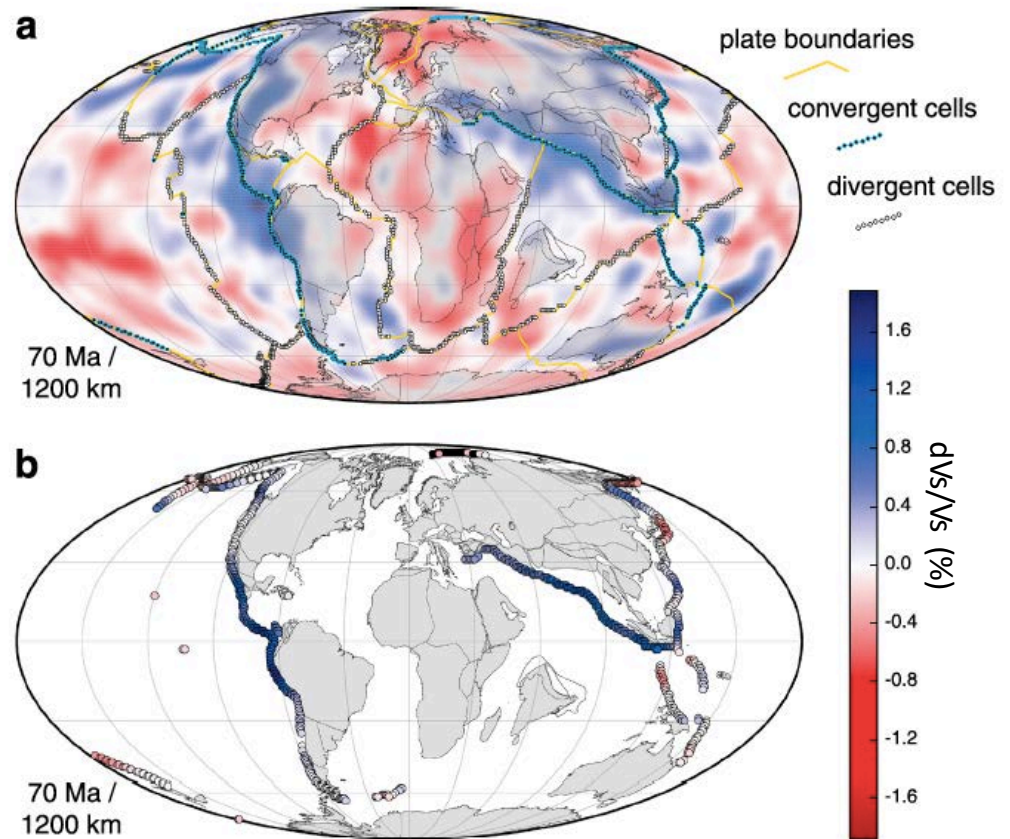
-> associent tous les restes de plaques à la base du manteau avec des systèmes de subduction d'âge < 300Ma

-> Anomalie de température de 50-100°C (conversion des anomalies de vitesse en température) indique que les plaques sont "absorbées" ou "mélangées" en 300Ma

Comparaison quantitative (statistique) d'une reconstruction tectonique (Seton et al., 2012) et de modèles tomographiques Vs

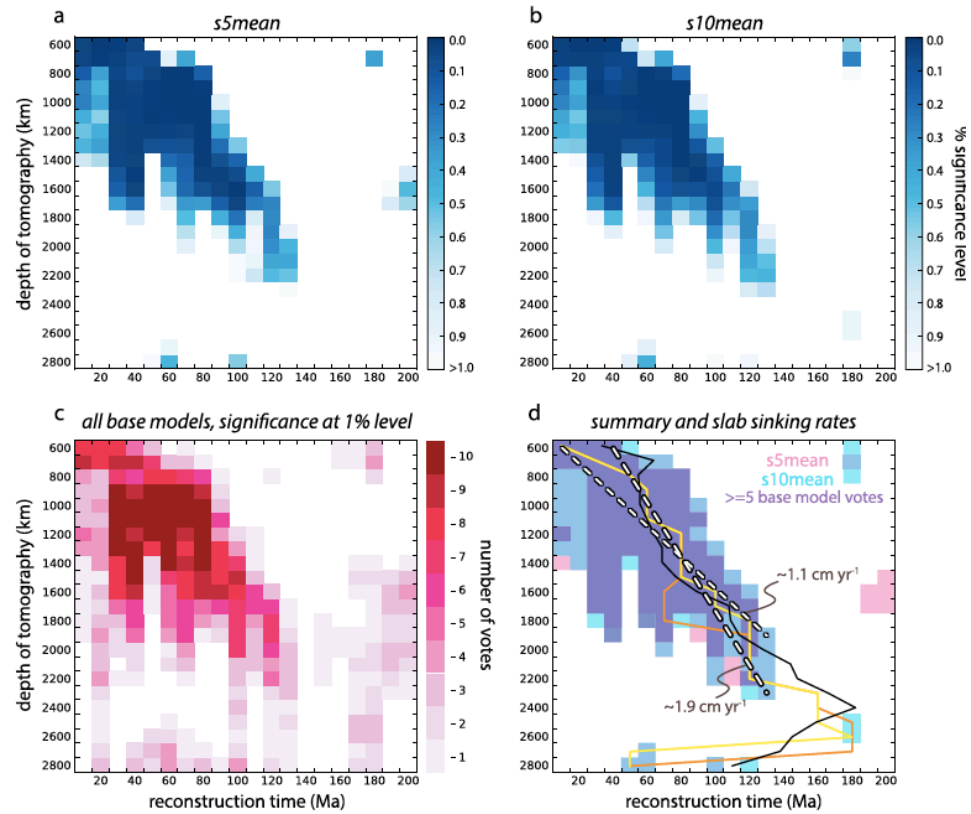
Modèle tomographique composite  
Anomalies de vitesse des ondes S

Anomalies de Vs projetées de 1200 km de profondeur à la position des zones de convergence il y a 70 Ma



*Domeier et al., 2016*

Correlation  
significative  
pour les 10  
modèles  
tomographiques  
considérés

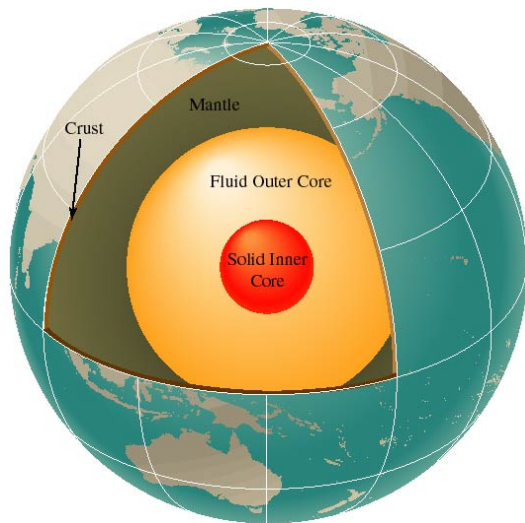


Vitesse de pénétration  
des plaques : 1.1 - 1.9  
cm/an

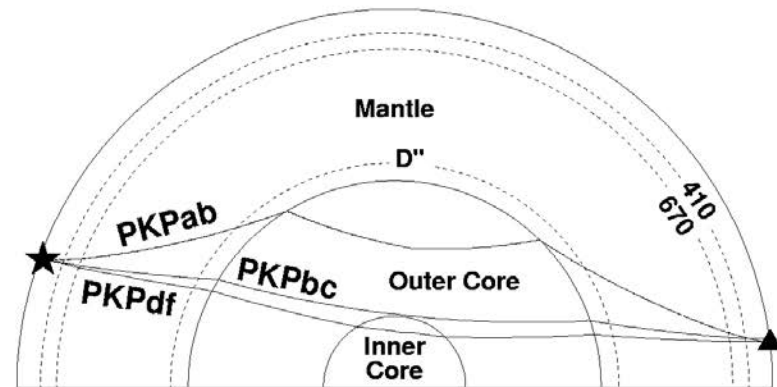
Fondement quantitatif pour l'utilisation d'un référentiel pour les mouvements absolus des plaques basé sur la subduction  
 +> détermination de la paléolongitude globale : confirmerait l'hypothèse d'une Afrique stationnaire depuis 130Ma  
 +>Corrélations non robustes pour les âges >130Ma (profondeurs >2300 km)

*Domeier et al., 2016*

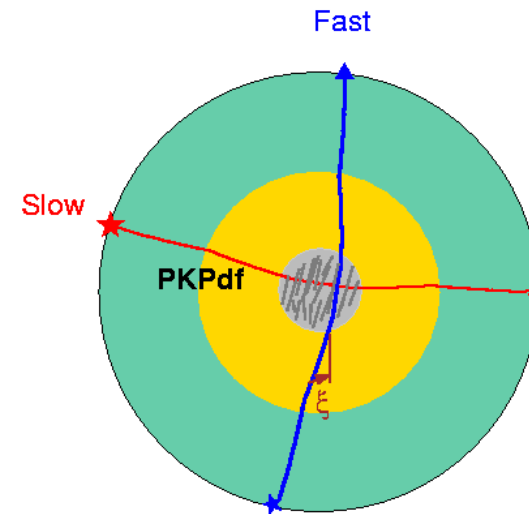
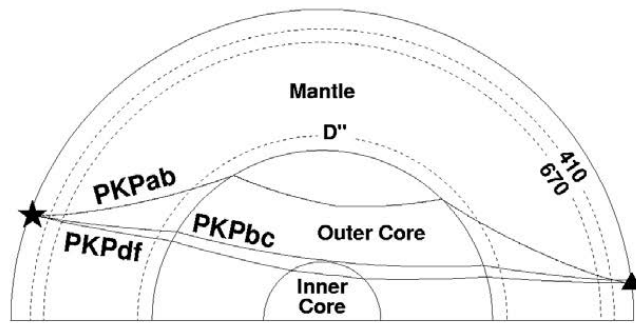
# Structure des plaques lithosphériques en subduction et étude de la graine solide de la Terre



PKP= Ondes réfractées dans le noyau



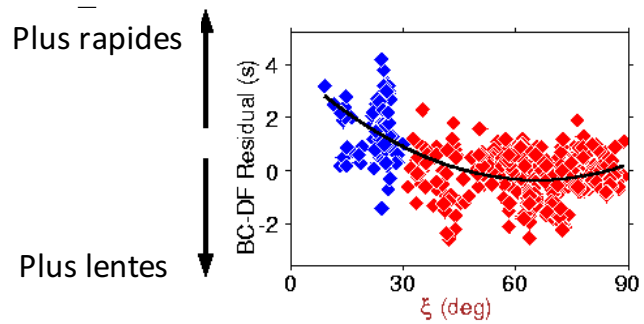
# Anisotropie de la graine



Vitesses P dans la graine: Plus rapides

=> Anisotropie cylindrique avec axe de symétrie parallèle à l'axe de rotation de la terre

$$\frac{\delta V_p}{V_p}(\xi) = a + b \cos^2 \xi + c \cos^4 \xi$$

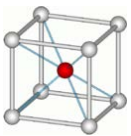
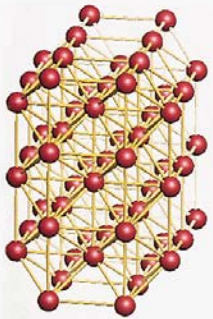




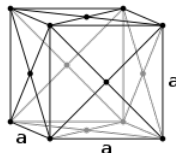
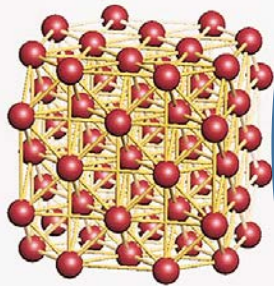
# Anisotropie de la graine

Structure cristalline du fer

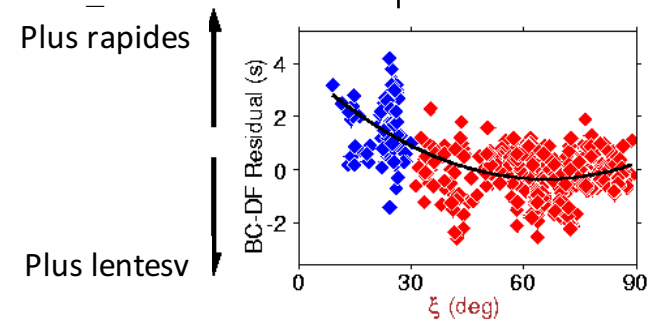
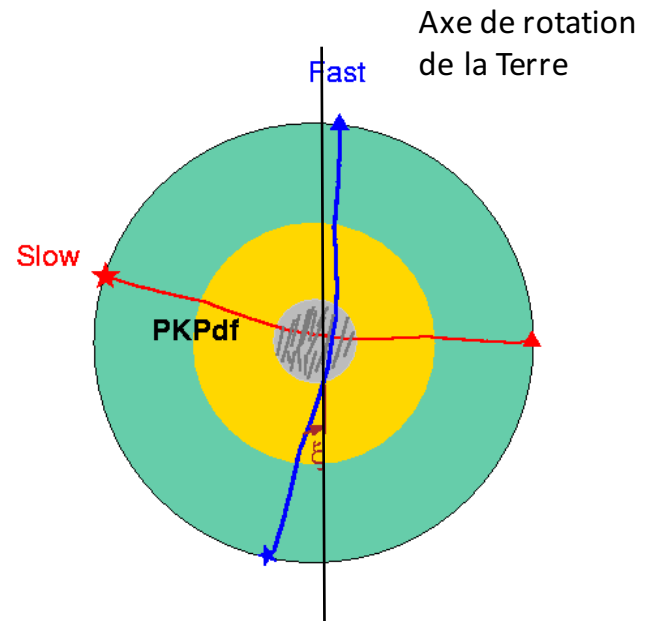
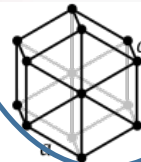
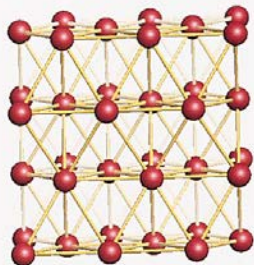
**bcc**

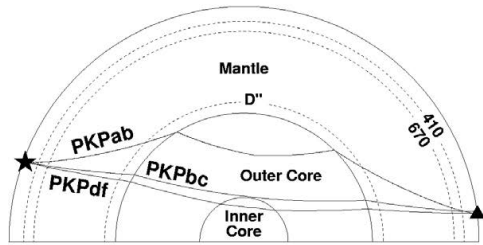


**fcc**



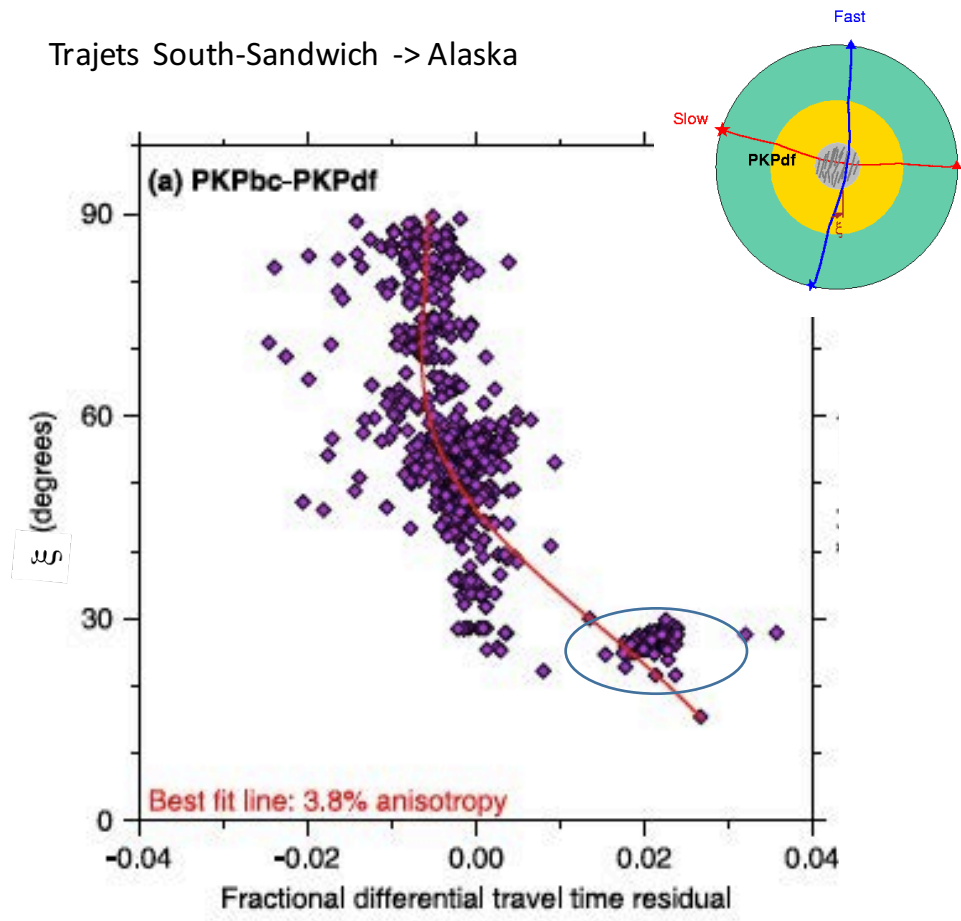
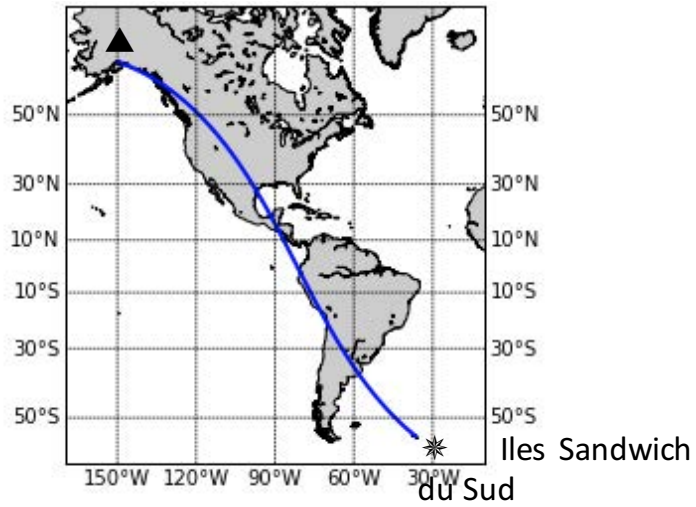
**hcp**



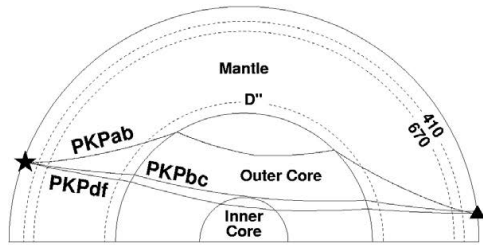


Trajets South-Sandwich -> Alaska

Stations en Alaska

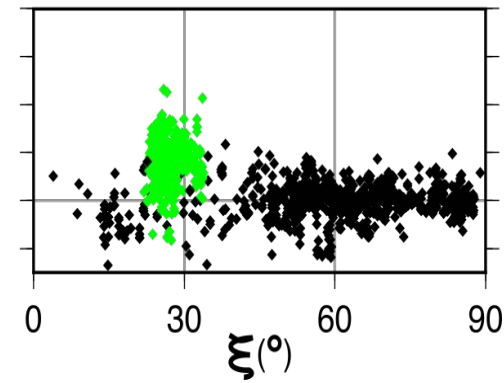
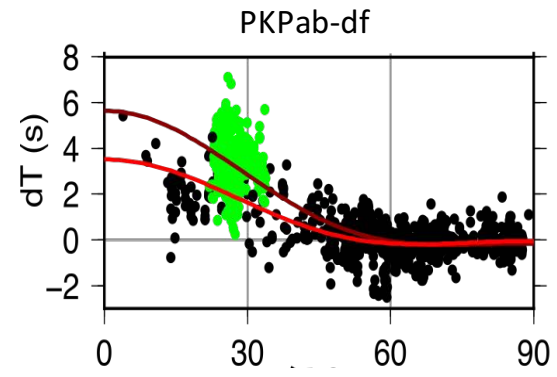
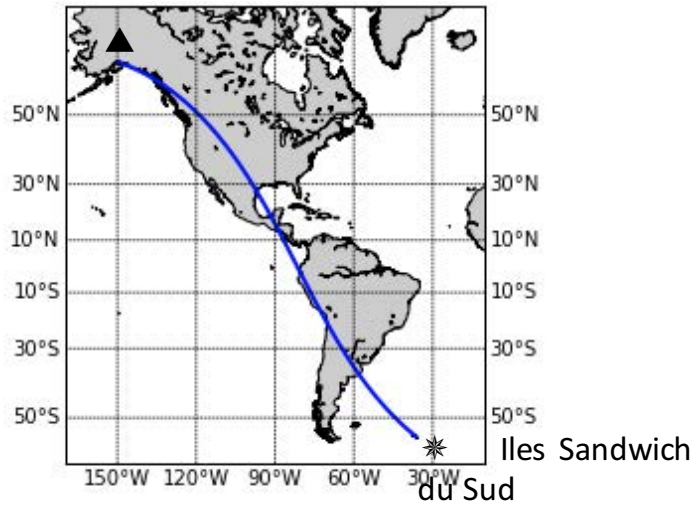


Irving and Deuss, 2011

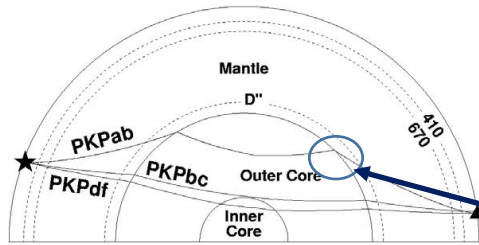


Trajets South-Sandwich -> Alaska

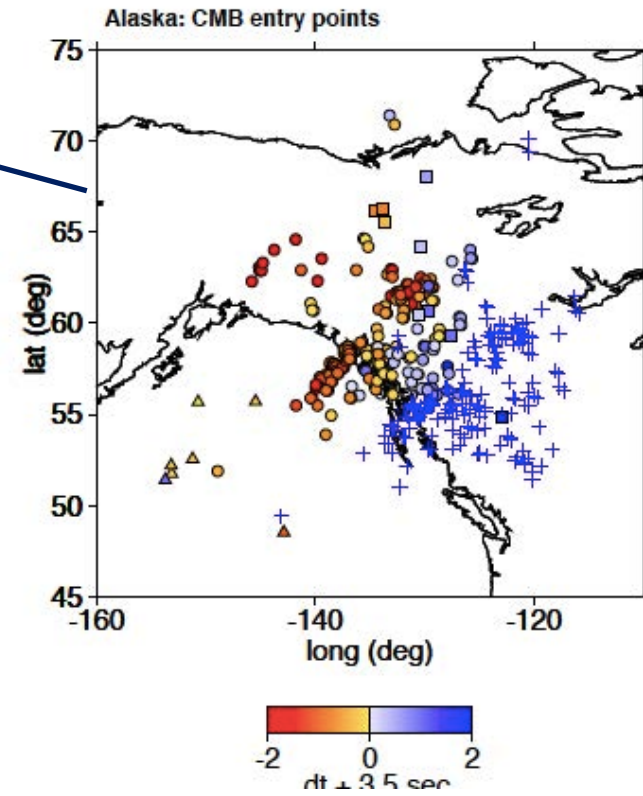
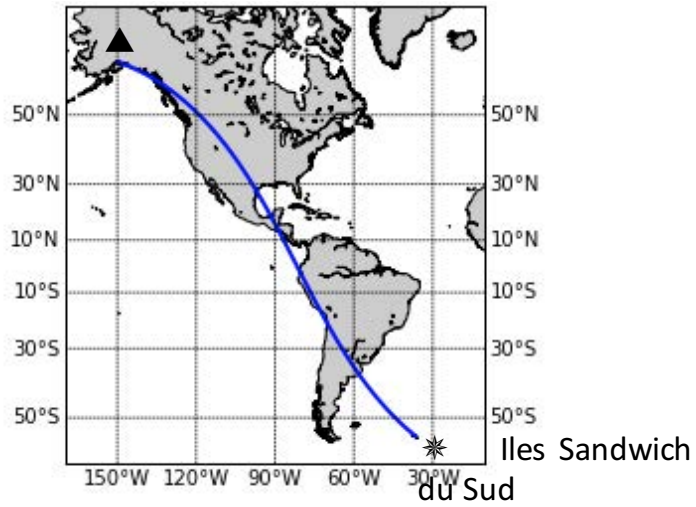
Stations en Alaska



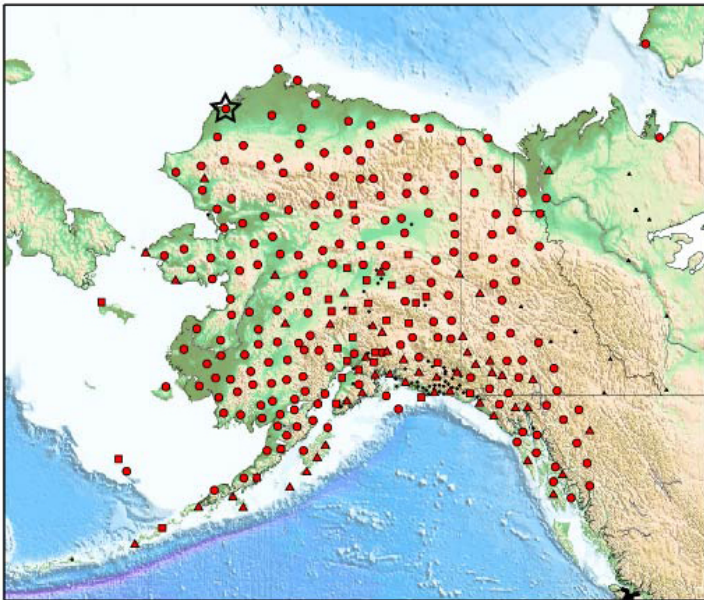
Trajets South-Sandwich -> Alaska



Stations en Alaska

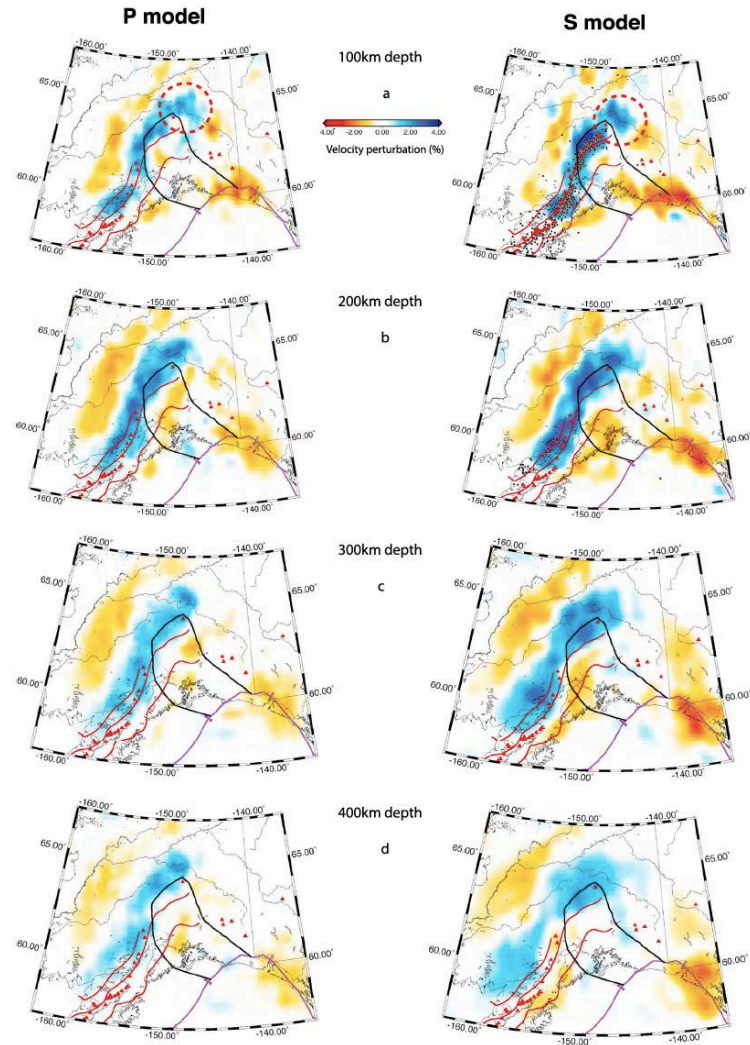
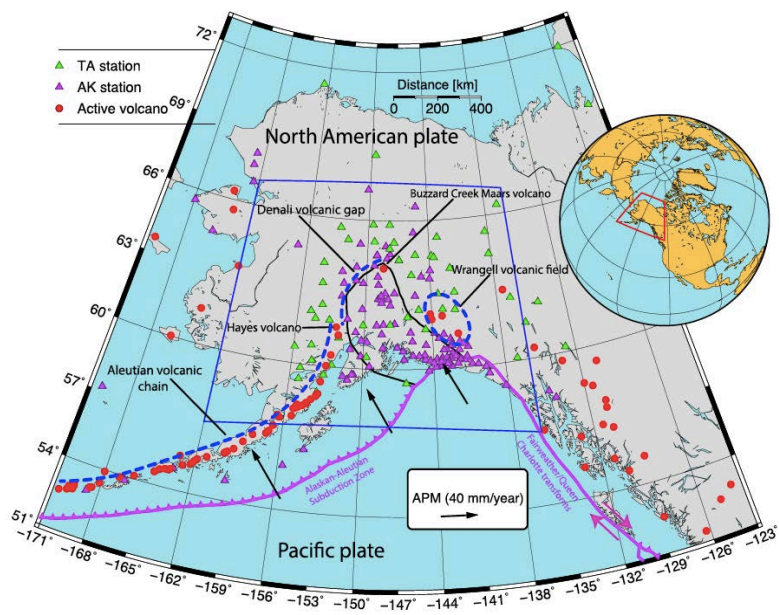


Modèle tomographique (temps de propagation  
telesismiques des ondes P et S) en Alaska



Transportable Array stations en Alaska  
2014-2019 – total 280 stations large bande

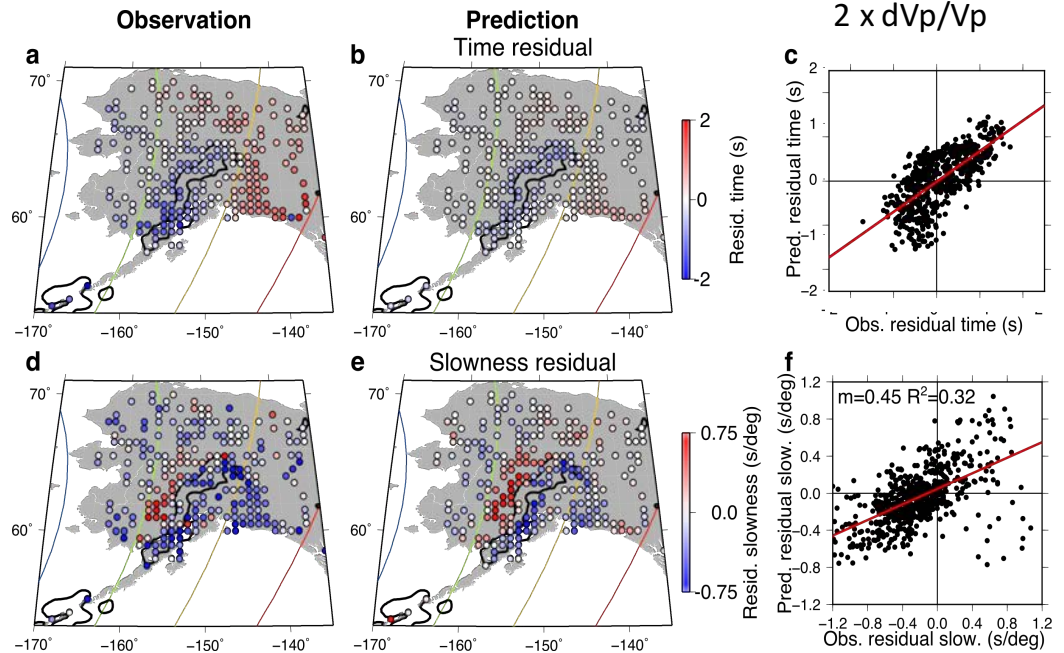
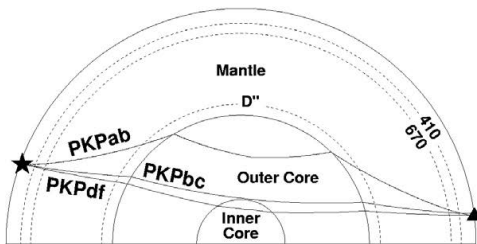
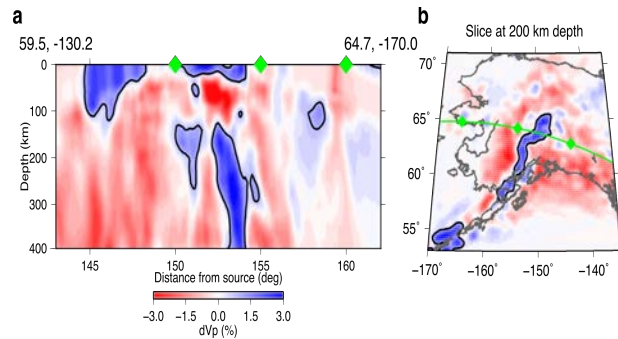
Modèle tomographique (temps de propagation  
 telesismiques des ondes P et S) en Alaska



Martin-Short et al., 2016



# Effet de la plaque rapide sur les ondes PKPdf du noyau



=> La propagation des ondes PKPdf dans la plaque de l'Alaska peut expliquer jusqu'à 2-3s d'anomalies dans les PKPdf -> ramène le modèle d'anisotropie de la graine à des valeurs plus en accord avec la physique des matériaux



“Noyaux de fréquence finie pour les temps de parcours des ondes  
sismiques de volume”

## “Noyaux de fréquence finie pour les temps de parcours des ondes sismiques de volume”

- Dans le cadre de la *théorie des rais* (approximation de fréquence infinie):

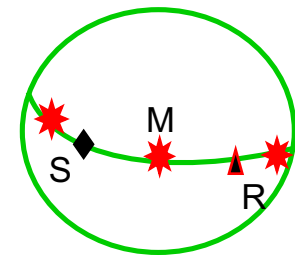
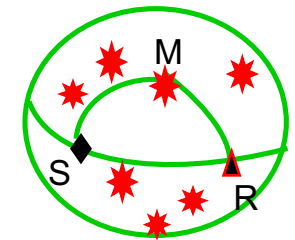
$$\delta T = - \int_{\gamma} \frac{1}{v_0} \frac{\delta v}{v_0} ds = \int_{\gamma} K_0 \frac{\delta v}{v_0} ds$$

Intégrale le long du rai infinitesimal  $\gamma$

- $K_0 = -1/v_0(s)$  est le noyau de sensibilité, dit noyau de Fréchet

- Dans le cadre de la théorie de la diffusion au premier ordre, l'intégrale 1D le long du rai est remplacée par une intégrale de volume. On tient alors compte de la longueur d'onde à chaque fréquence (*Li and Tanimoto, 1993; Dahlen, 2000; Zhao et al., 2000*)

$$\delta T = \iiint_V K(\vec{x}) \frac{\delta v}{v}(\vec{x}) d^3(\vec{x})$$



Hétérogénéité

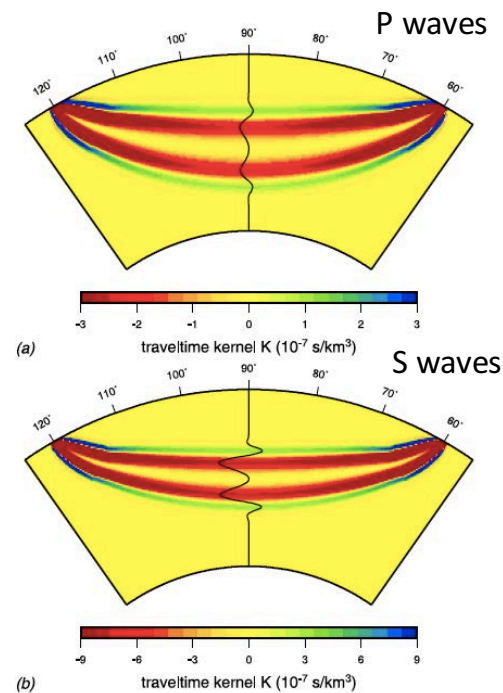
“Noyaux de fréquence finie pour les temps de parcours des ondes sismiques de volume”

$$\delta T = \iiint_V K(\vec{x}) \frac{\delta v}{v}(\vec{x}) d^3(\vec{x})$$

$$\delta T = \iiint_{\oplus} \left[ K_c \left( \frac{\delta c}{c} \right) + K_\rho \left( \frac{\delta \rho}{\rho} \right) \right] d^3 \mathbf{x},$$

Anomalie de vitesse                      Anomalie de densité

Zone de sensibilité “de Fresnel” autour du rai de diamètre  $\sim \sqrt{\lambda L}$ , où  $\lambda$  est la longueur d’onde et L la longueur du rai

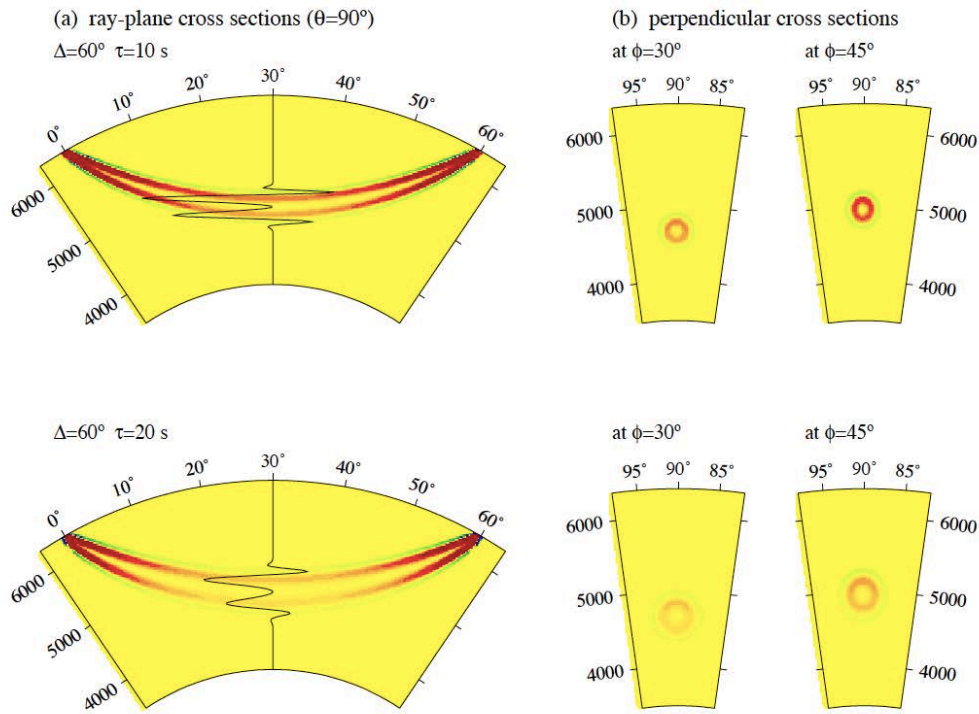


Montelli et al., 2005, G-cubed

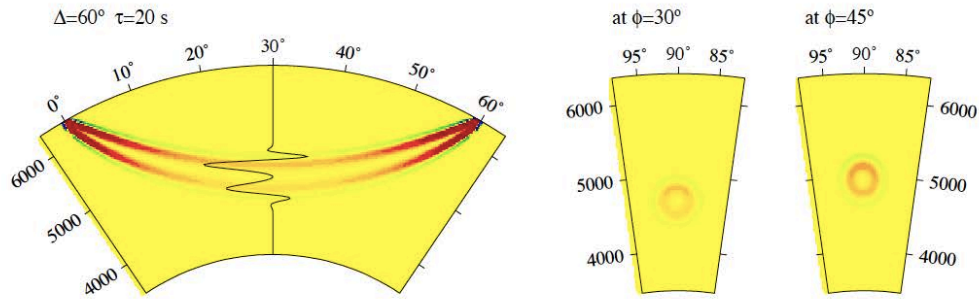
“Noyaux de fréquence finie pour les temps de parcours des ondes sismiques de volume”

Ondes P

Période de l'onde: 10s

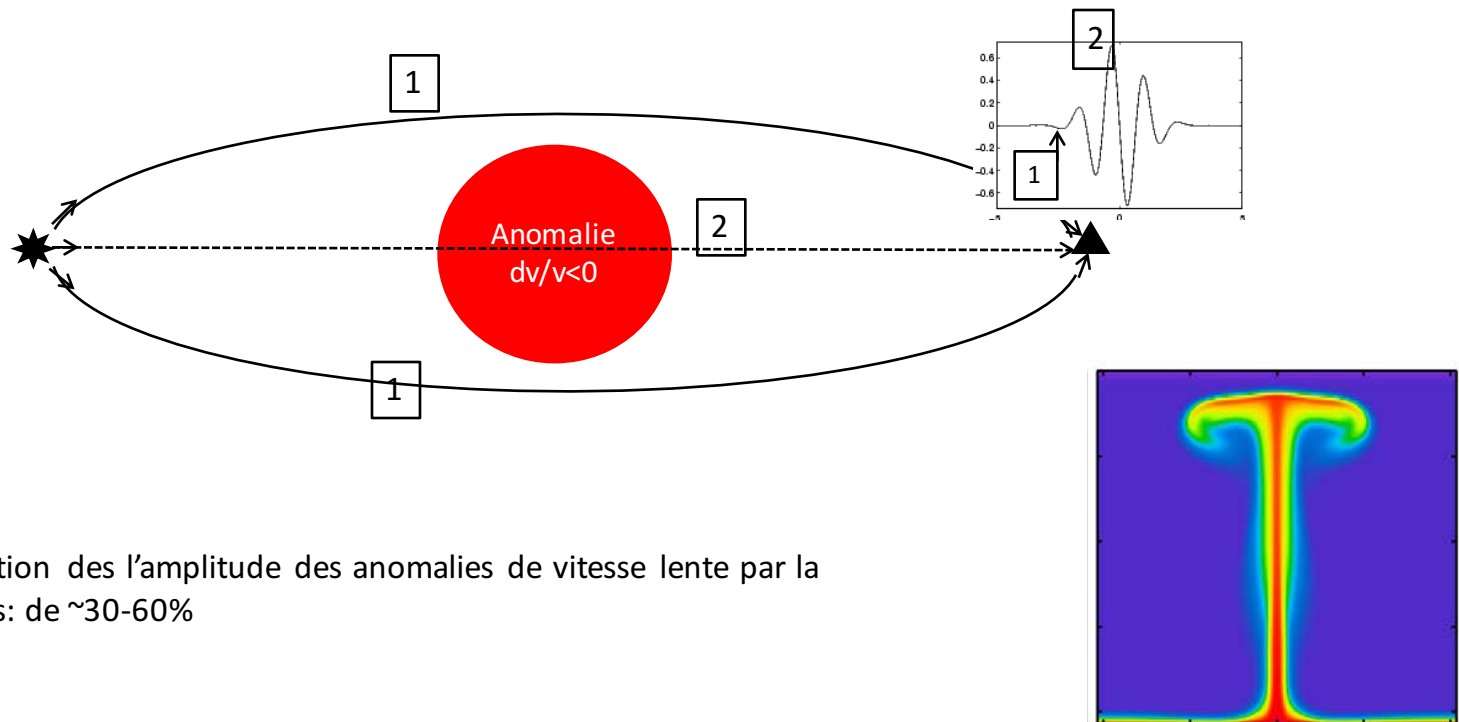


Période de l'onde : 20s



Permet de combiner des données de contenu fréquentiel différent

Les objets de vitesse plus faible et de petite taille sont  
"cachés" lorsqu'on ne considère que la première arrivée



=> Sous-estimation des l'amplitude des anomalies de vitesse lente par la  
théorie des rais: de ~30-60%

## Inversion globale en "fréquence finie" des temps de parcours P

Données de temps de parcours:

Période de mesure 20s:

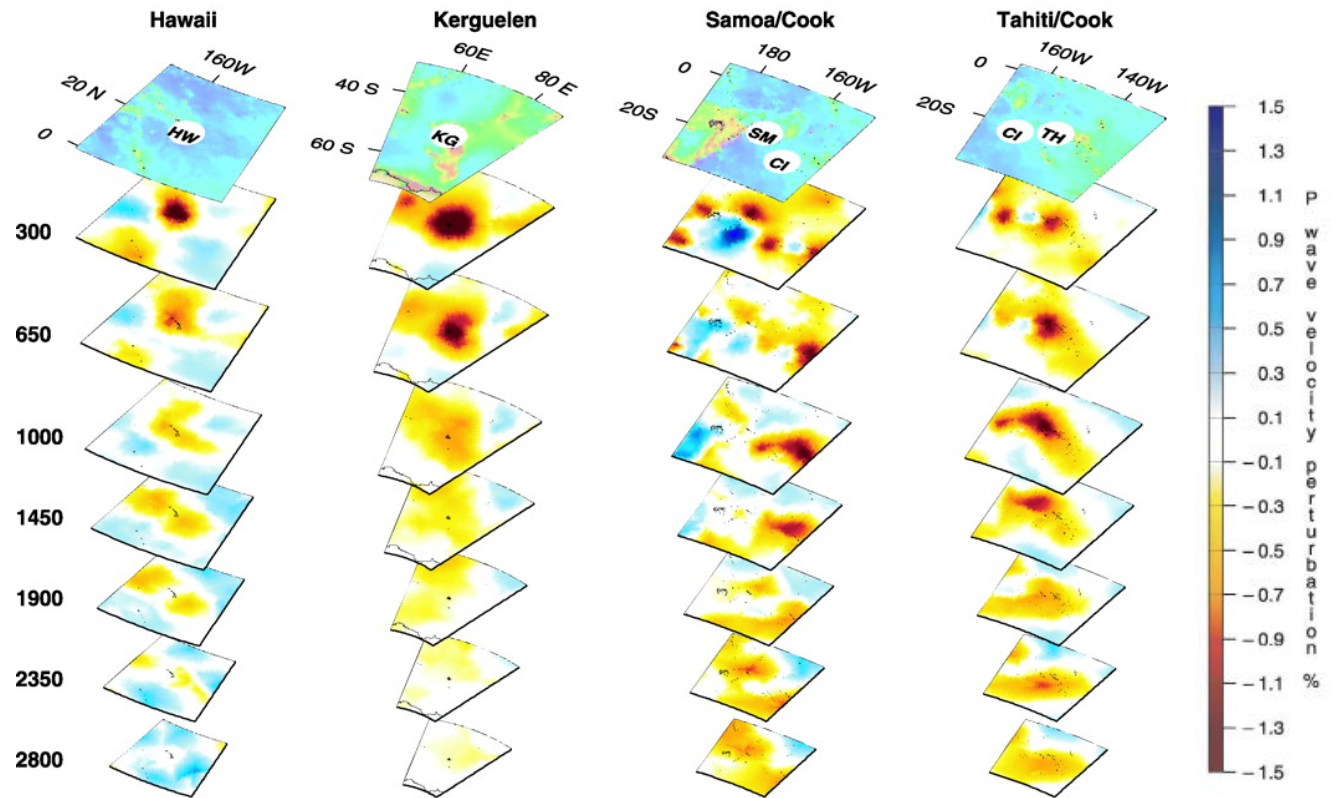
- 66,210 Temps absolus P
- 20,147 temps différentiels PP-P
- 2382 temps pP-P
- Mesurés par cross-corrélation
- Inversion avec noyaux de fréquence finie

Courte Période (~1s):

- ~1,5M temps P de bulletins ISC
- 68,000 pP
- Théorie des rais

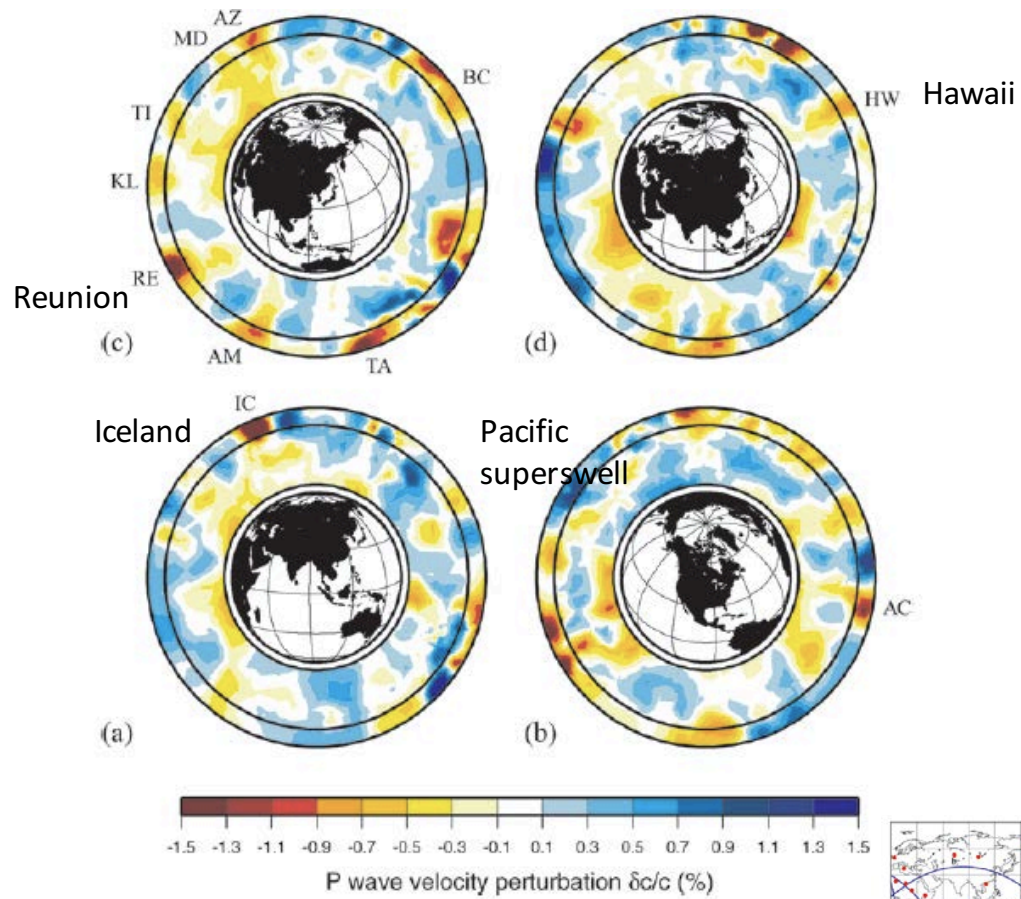
Inversion simultanée :

- anomalies de vitesse
- Perturbations des paramètres hypocentriques



=> Panaches de diamètre ~400 km

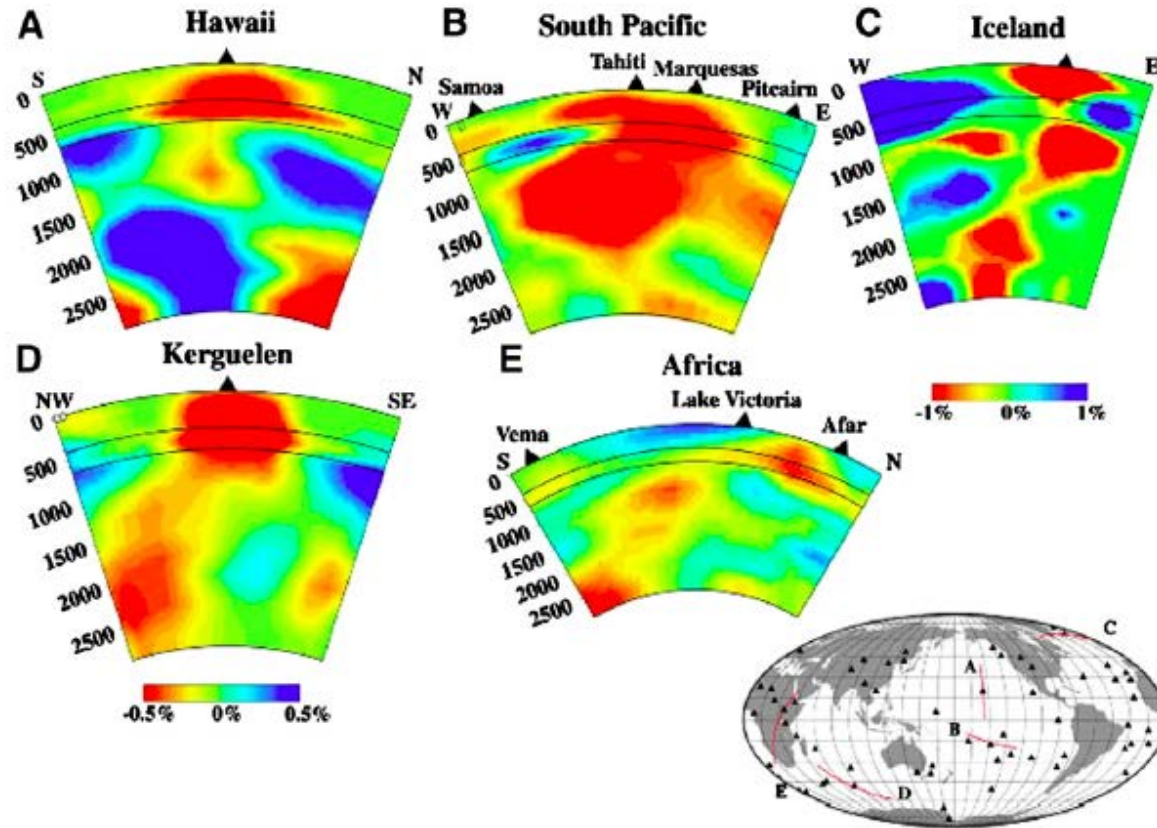
Montelli et al., 2004



Montelli et al., 2005



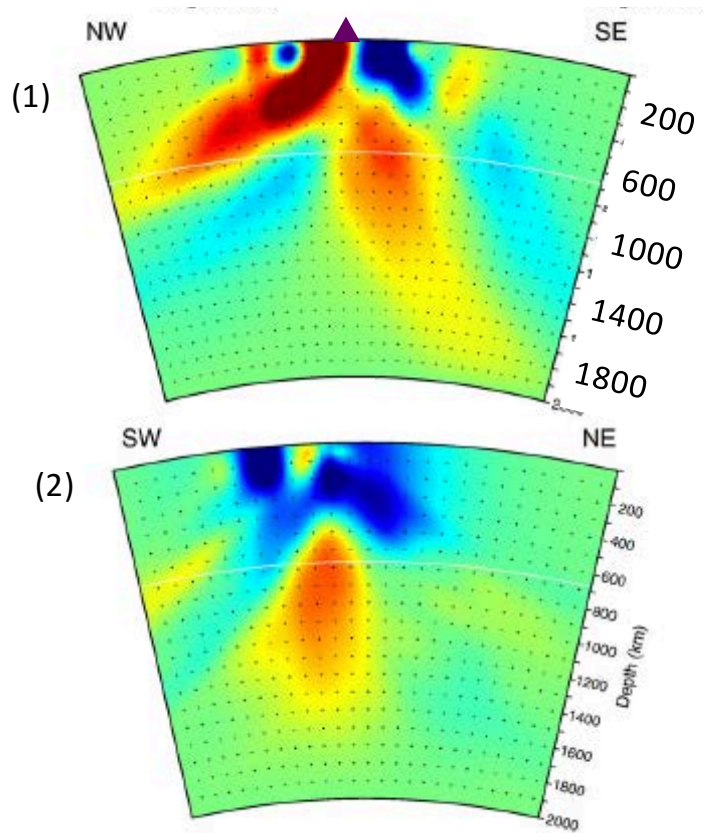
# Tomographie globale de temps de parcours des ondes P



Nolet et al., 2005

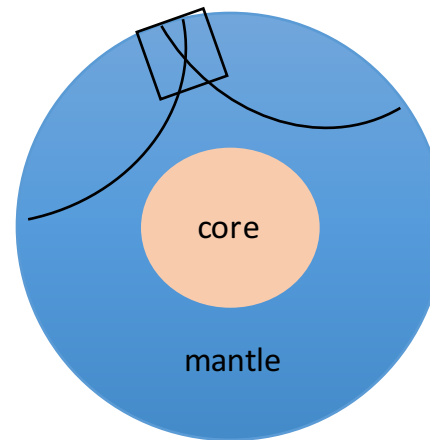
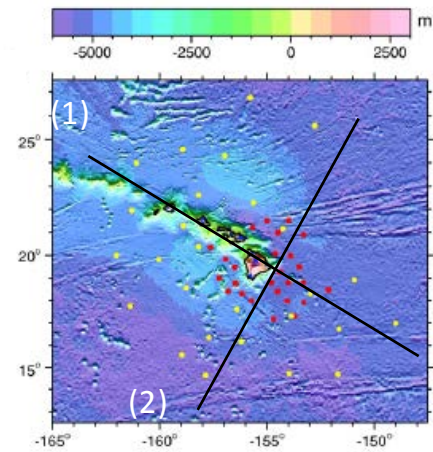


## P wave travel time tomography

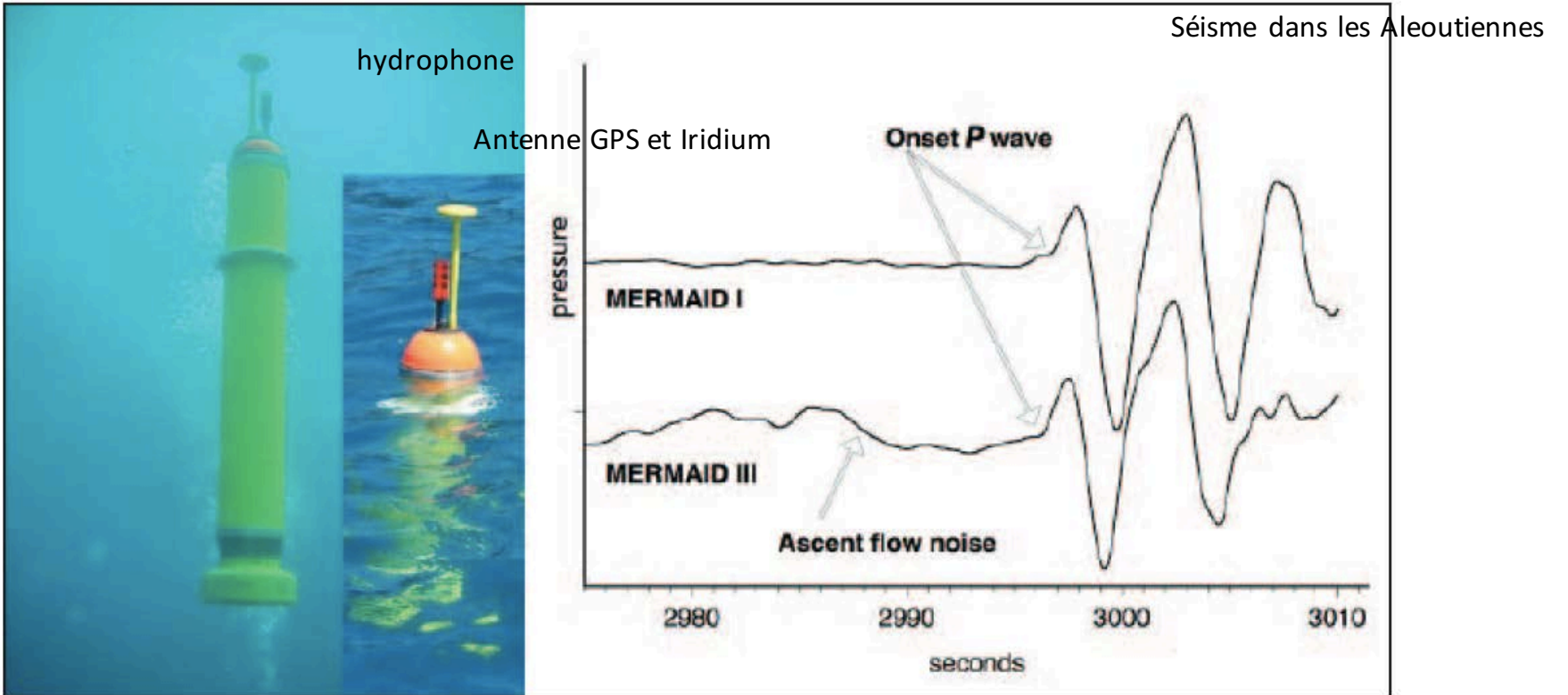


Wolfe et al., 2011

## Imagerie du "Panache" de Hawaii



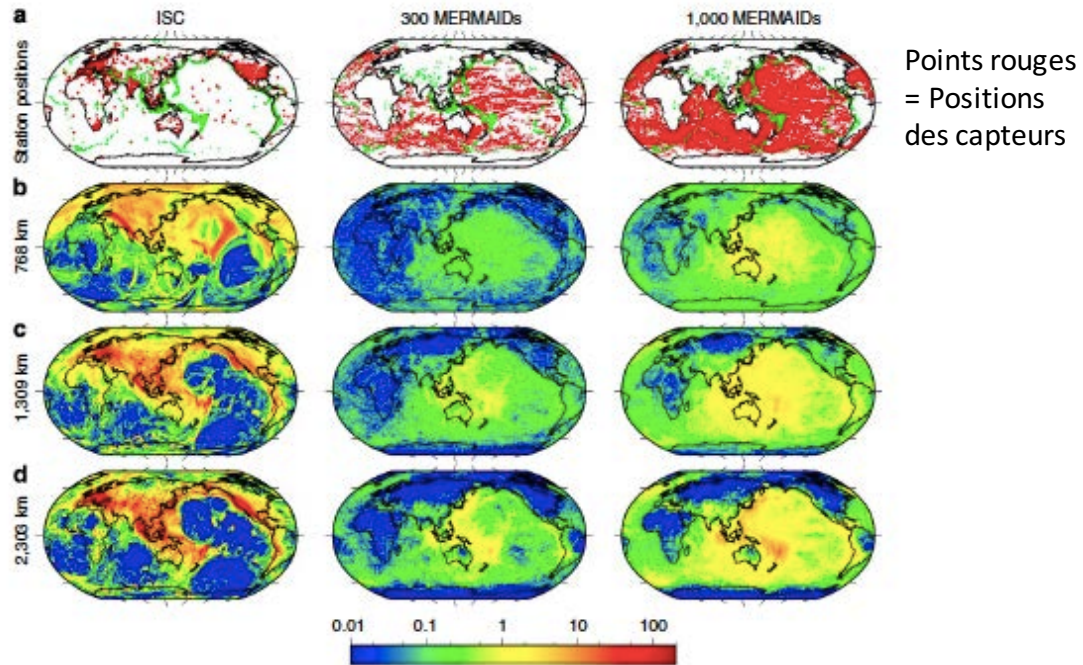
Le projet MERMAIDs "Mobile Earthquake Recorder in Marine Areas by Independent Divers"



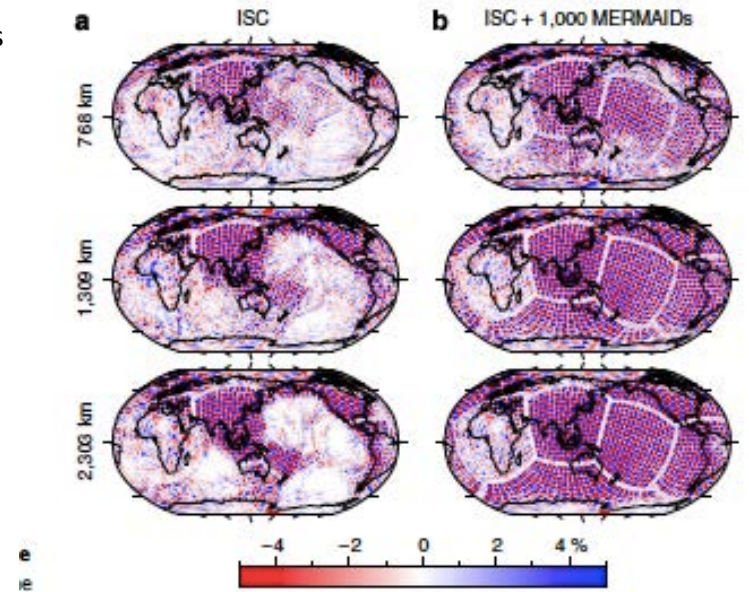
*Hello et al., 2011*

# Tomographie globale basée sur les temps de parcours des ondes P télésismiques avec ou sans 1000 MERMAIDs

Cartes de densité de rais

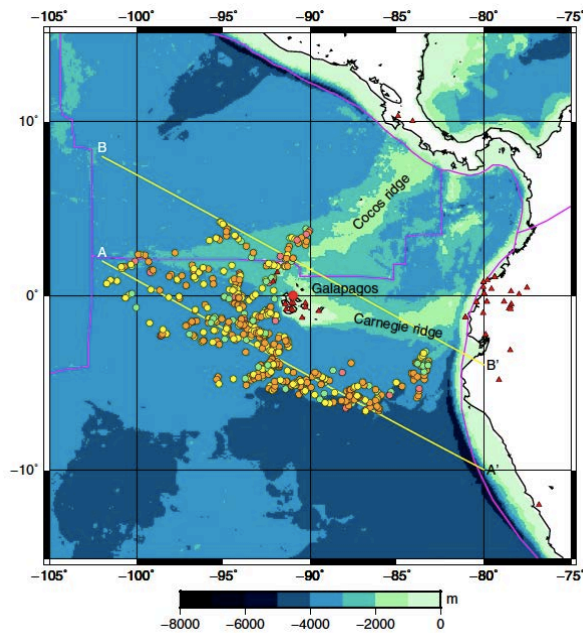


Test de résolution

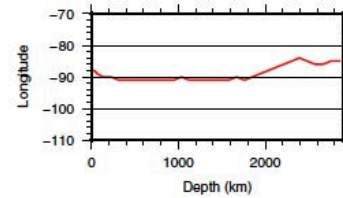
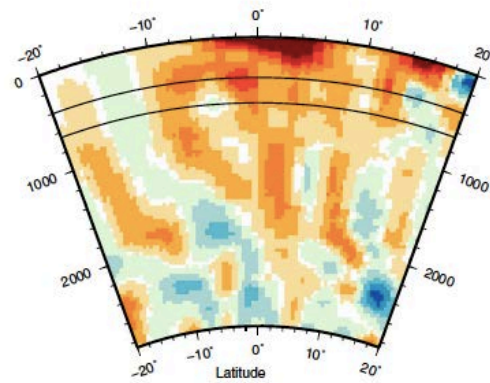


*Sukhovich et al., 2015, NatComm*

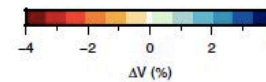
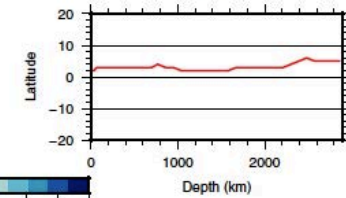
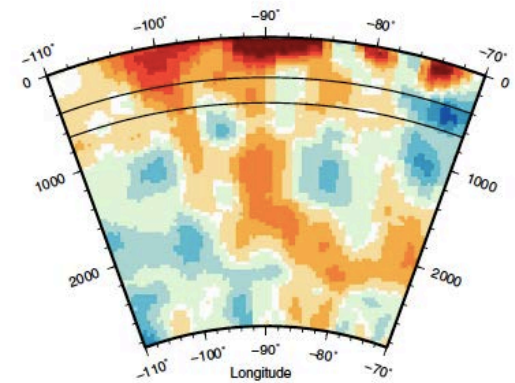
## Campagne MERMAIDs autour du point chaud des Galapagos



Coupes Est-Ouest



Coupes Nord-Sud

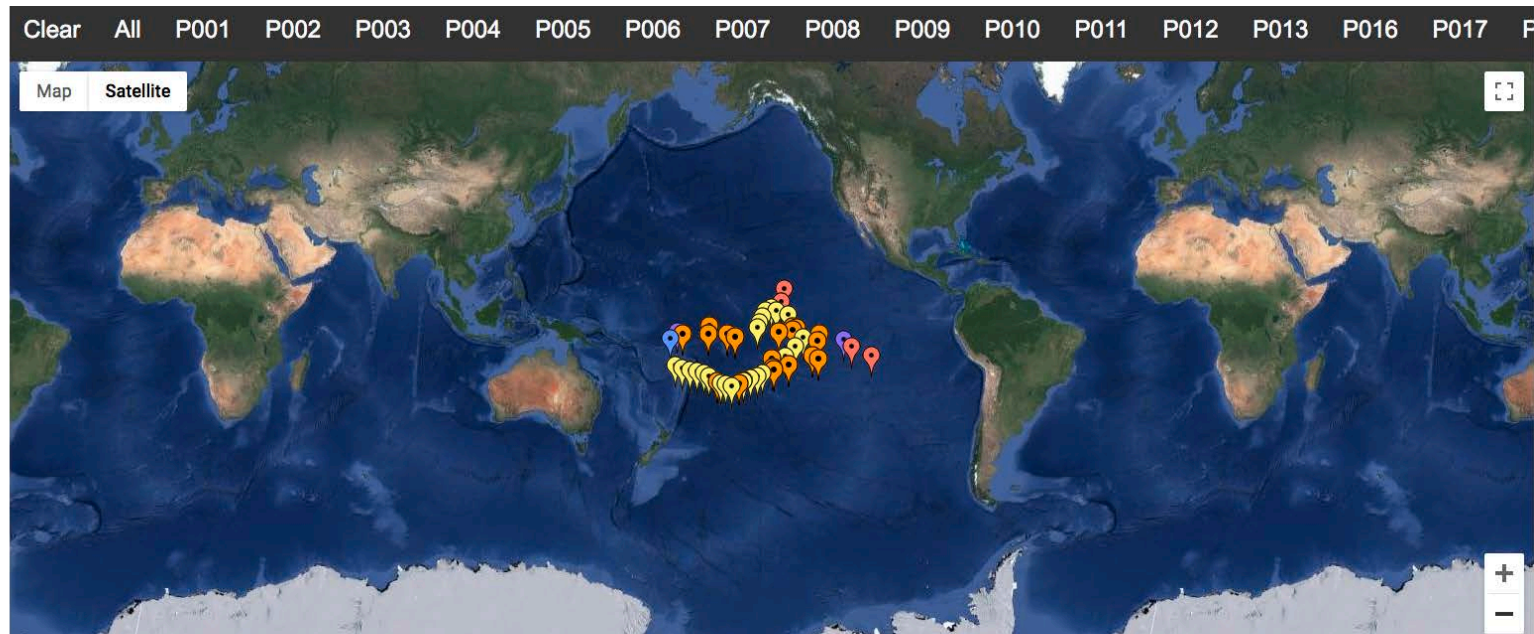


Positions des capteurs au moment de l'enregistrement d'ondes P  
Couleurs des points: distances épacentrales

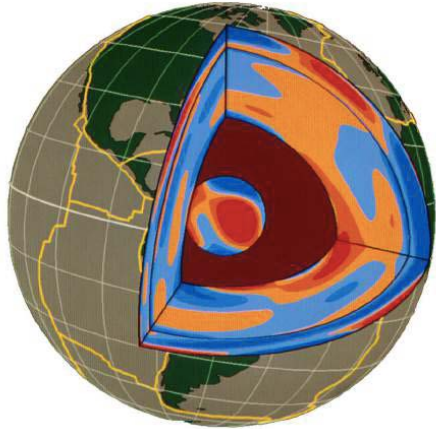
red:  $\Delta < 10^\circ$  orange:  $10^\circ < \Delta < 30^\circ$ , yellow  $30^\circ < \Delta < 100^\circ$ , green:  $\Delta > 100^\circ$ )

*Nolet et al., 2019*

50 MERMAIDs à l'heure actuelle: 9 (Kobe Univ./JAMSTEC); 2 GEOAZUR; 16 (Princeton); 23 (SUSTEC, Chine)



<http://geoweb.princeton.edu/people/simons/earthscopeoceans>

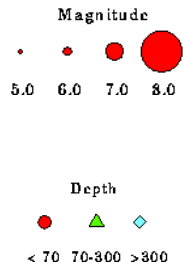


## Imagerie Sismique de la Terre Profonde

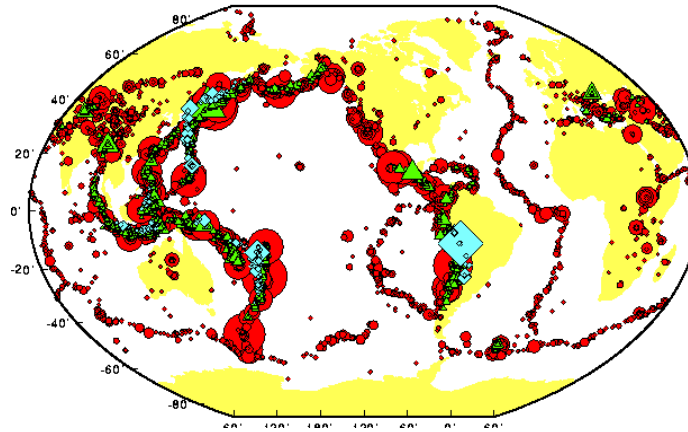
### 3 - 2e partie - Tomographie des temps de parcours des ondes de surface

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

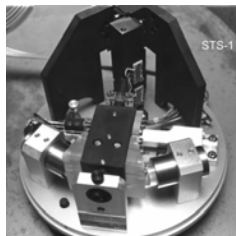
12 Novembre 2019



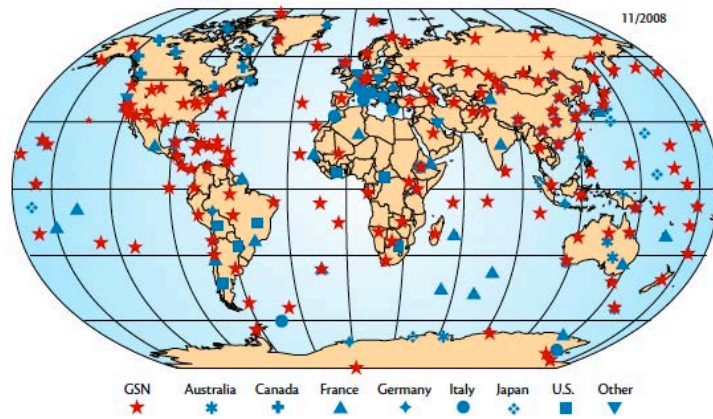
Earthquakes >Magnitude 5.0, 1985 - 1996 From NEIC



Séismes =  
Sources d'ondes sismiques



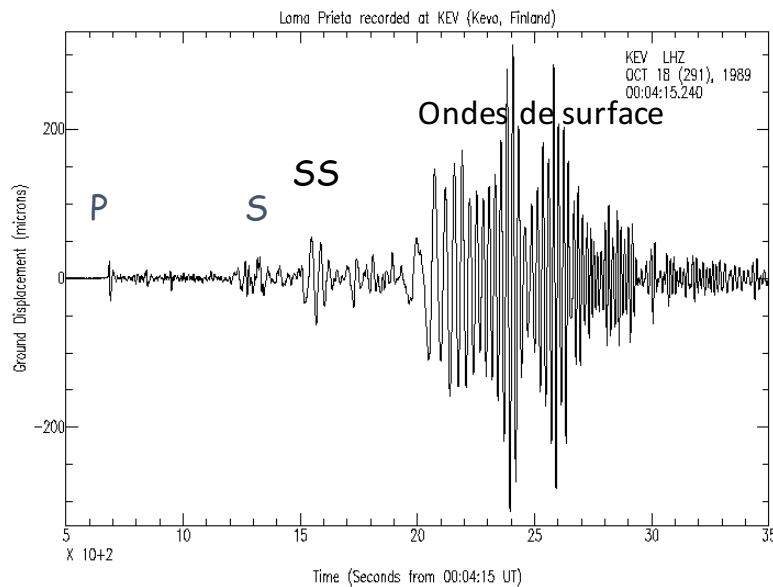
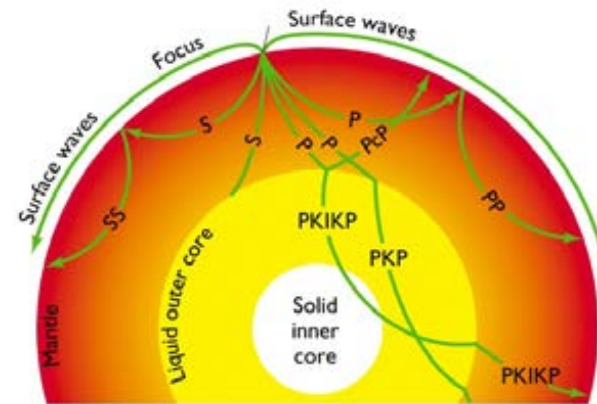
International Federation of  
Digital Seismograph Networks



Stations sismiques =  
enregistreurs

## Ondes de surface

- Propagation le long de la surface de la terre – l'énergie diminue en profondeur
- Arrivent après les ondes de volume
- Contiennent l'essentiel de l'énergie longue période engendrée par un séisme (périodes > 30 s)
- Leur grandes amplitudes dominent les sismogrammes

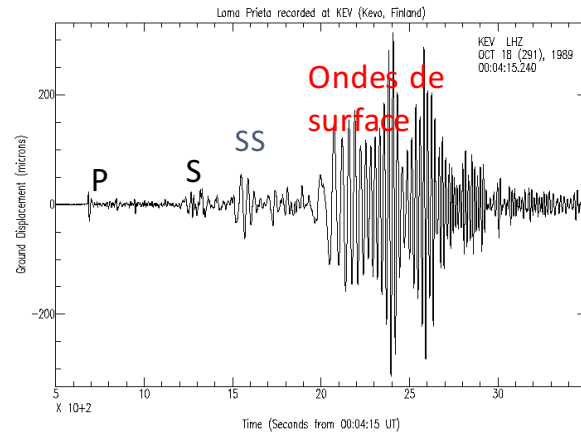


- Ondes de Love / ondes de Rayleigh
- Ondes dispersives: vitesse de propagation dépend de la fréquence de l'onde

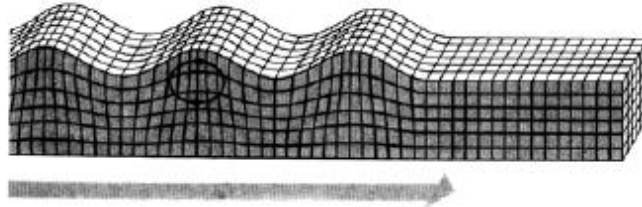


# Ondes de surface

- Deux types
  - Ondes de Rayleigh (R)
  - Ondes de Love (G)

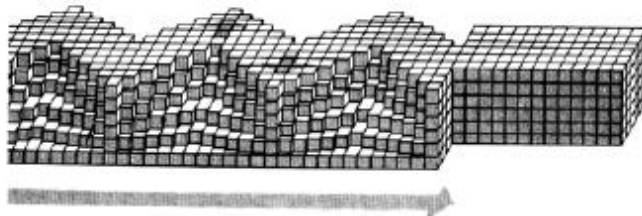


(a) Rayleigh wave



Mouvement elliptique rétrograde dans le plan vertical contenant la direction de propagation

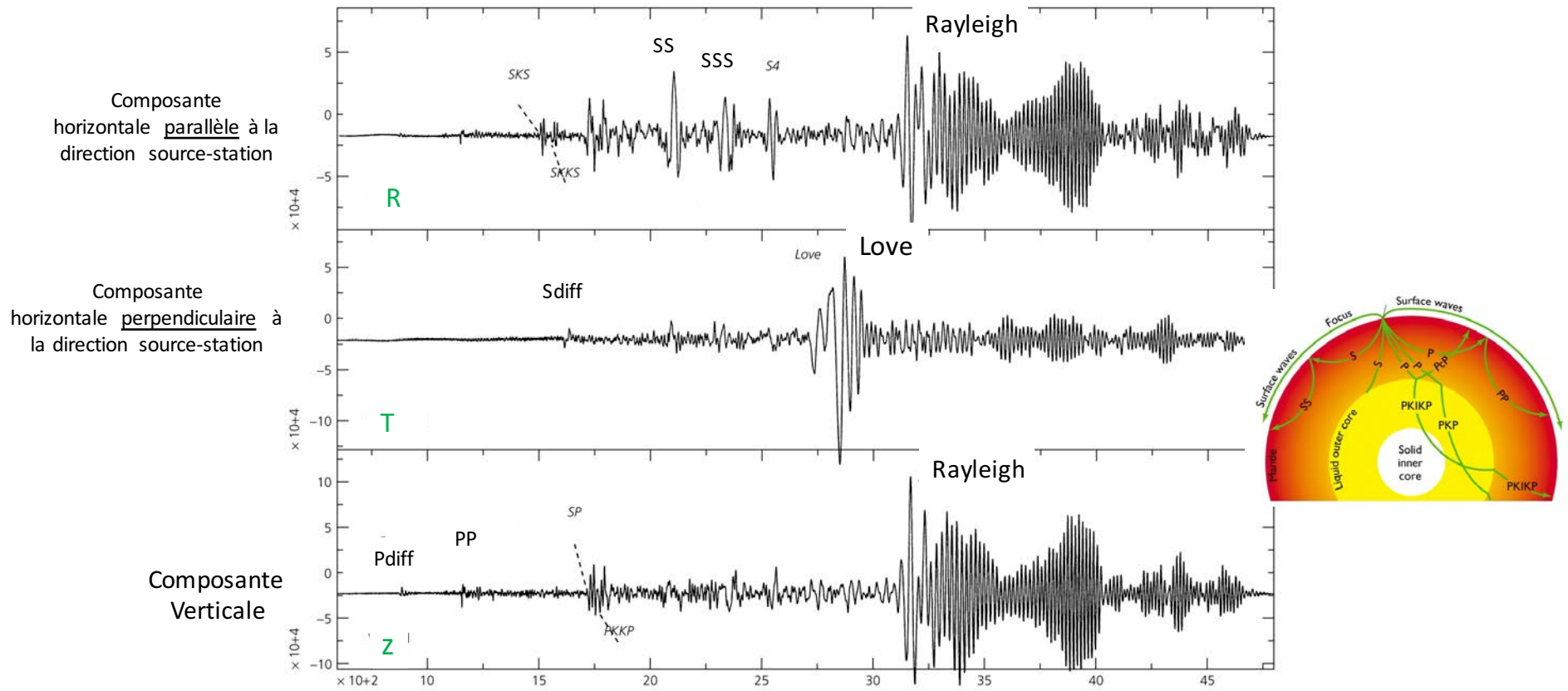
(b) Love wave



Mouvement linéaire horizontal perpendiculaire à la direction de propagation

On les observe sur différentes composantes des sismomètres

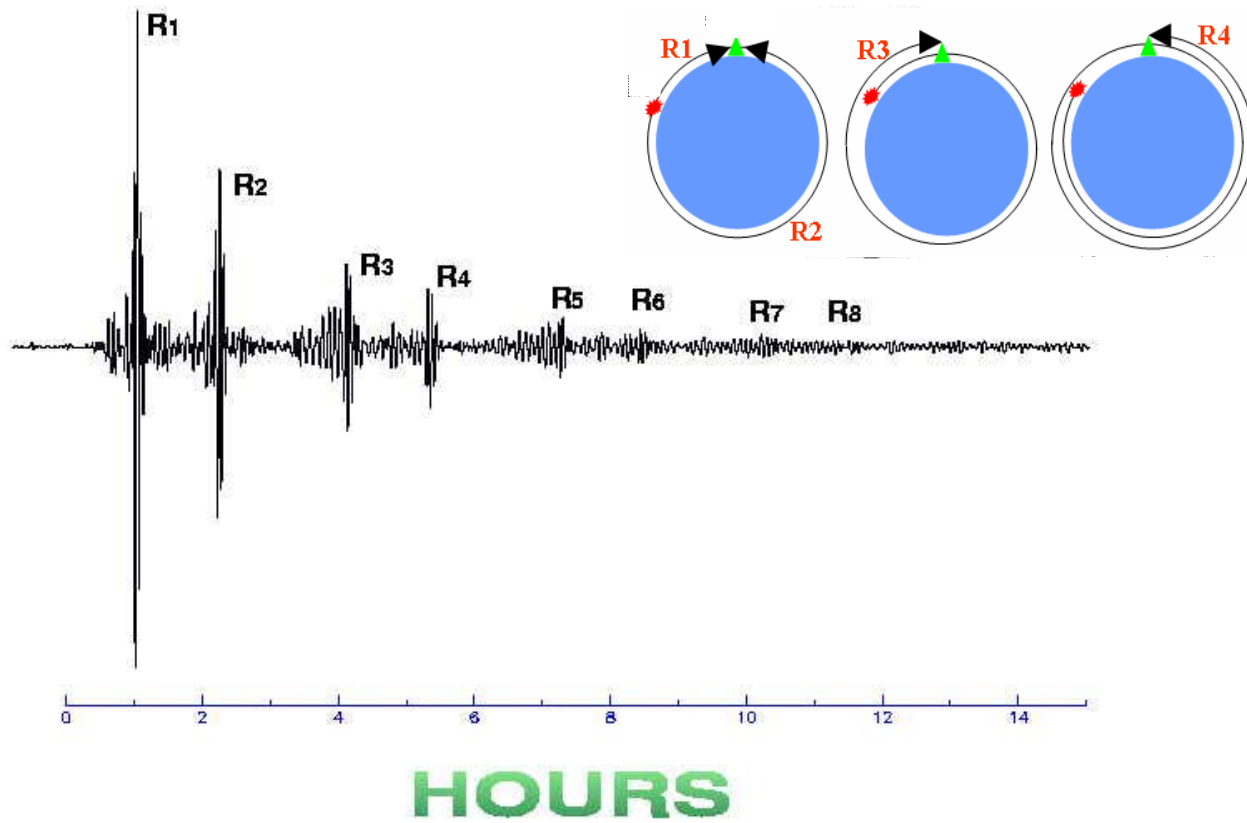
Sismogrammes 3 composantes enregistrés à une distance de  $\sim 12,000$  km pour un séisme de faible profondeur



D'après Stein and Wysession, 2003

station: CMB  
channel: LHZ

1996/07/11 21:46:39.7 h= 15.0km  $\Delta=109.7^\circ$   $\phi=32.3^\circ$   
Burma-China Border Region Mw=6.8



# Ondes de surface

- Elles sont *dispersives* (vitesse de propagation dépend de la période)
  - En général les ondes de longue période arrivent les premières

Vitesse de groupe (U) – km/s  
 Vitesse de propagation d'un groupe d'ondes particulier

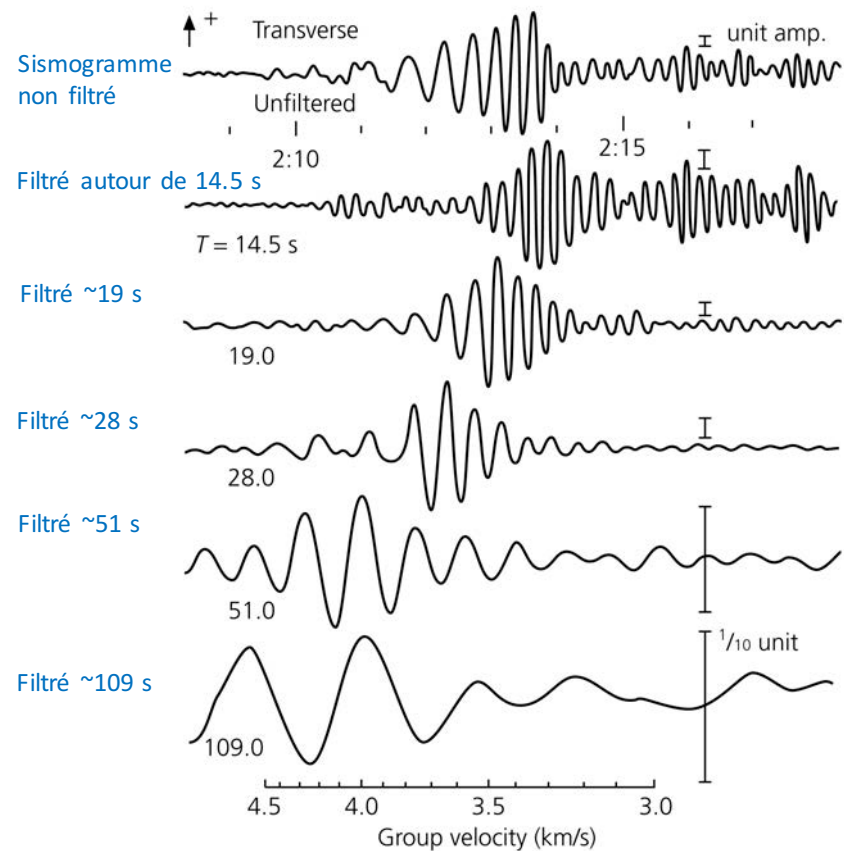
Vitesse de phase (C) - km/s  
 Vitesse de propagation d'une phase particulière (un passage à zero par exemple)

( $\omega = 2\pi/T$ )  
 X= distance en km

$$\varphi_{prop} = \frac{\omega X}{C}$$

U et C dépendent de la période de l'onde

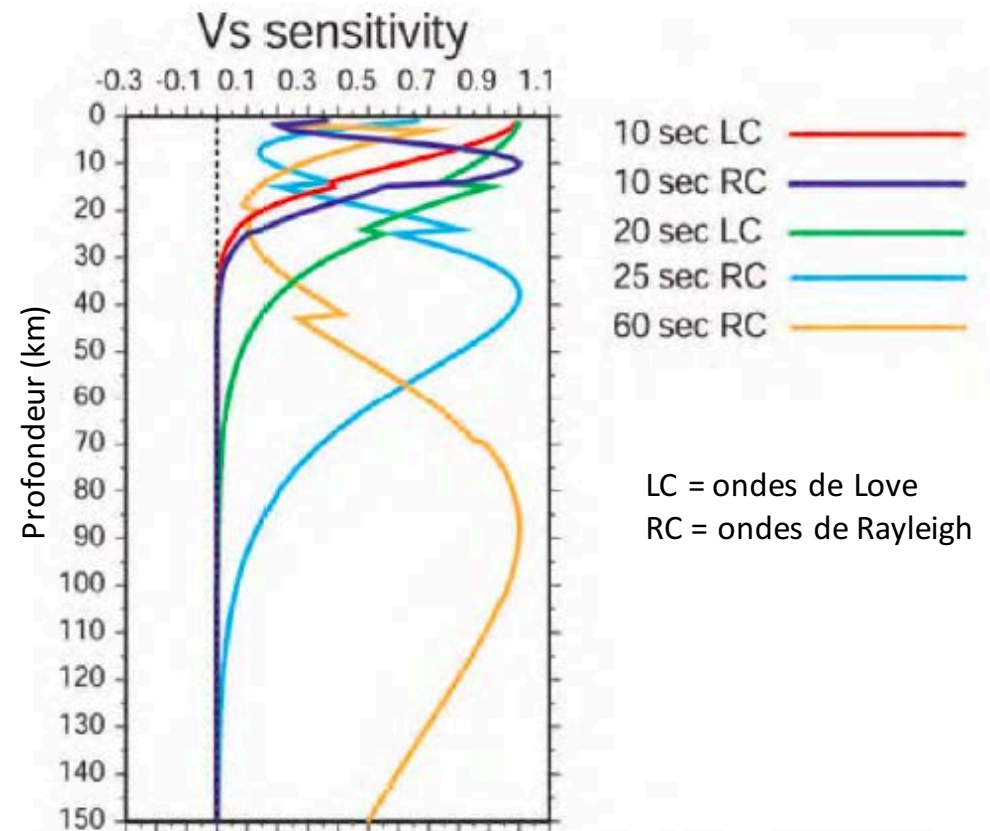
Ondes de Love sur la composante T



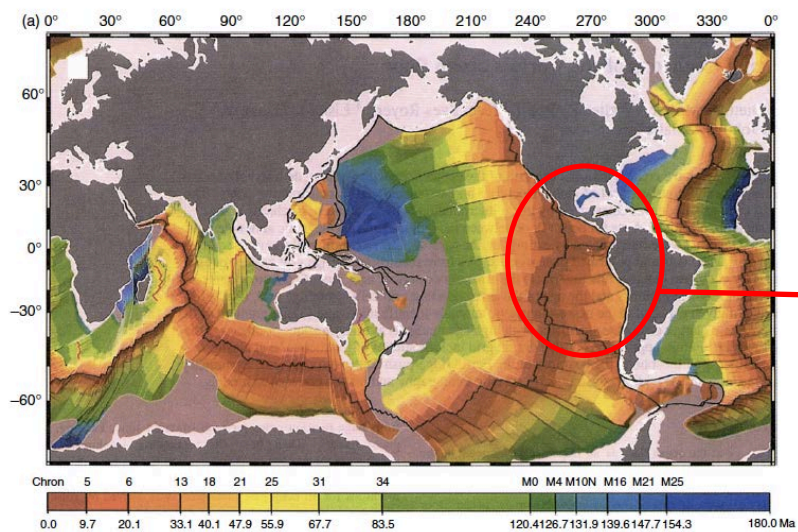
Séisme en Mongolie enregistré au Japon

## Ondes de surface

- Elles sont *dispersives* (vitesse de propagation dépend de la période)
  - En général les ondes de longue période arrivent les premières
- L'amplitude des ondes de surface diminue exponentiellement avec la profondeur et dépend de leur longueur d'onde ( $\lambda = v T$ )
  - => Les ondes de surface de longue période ( $T > 40s$ ) nous renseignent sur la structure du manteau supérieur profond
    - Par exemple une onde de Rayleigh de 150 s a un pic de sensibilité à la profondeur de  $\sim 200$  km
  - => Les ondes de surface de courte période ( $10 < T < 40s$ ) sont sensibles à la structure superficielle (surtout la croûte)
- Bien que leur vitesse de propagation dépende aussi de la densité ( $\rho$ ) et de la vitesse  $V_p$ , les ondes de surface nous renseignent surtout sur la vitesse de cisaillement ( $V_s$ )

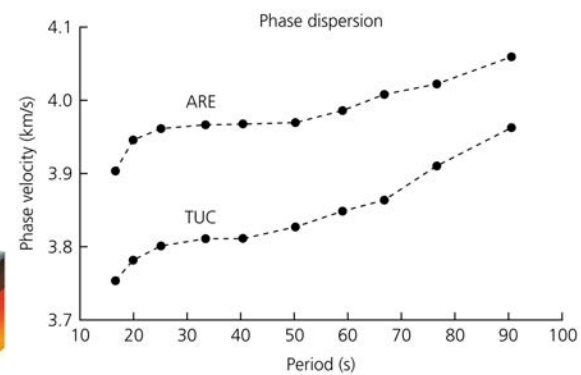
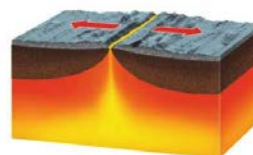
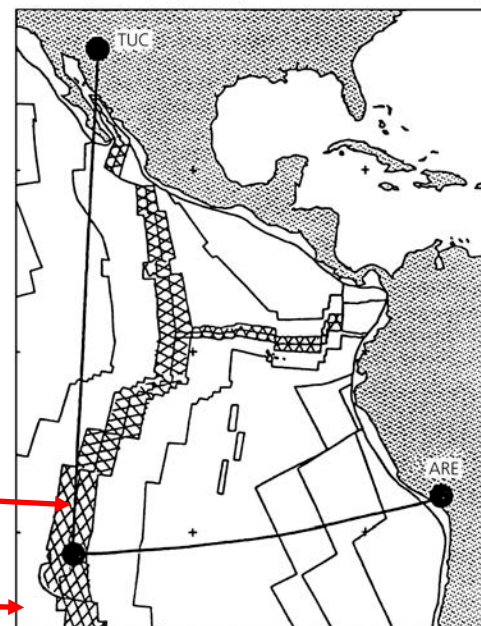


Exemple de vitesses de phase des ondes de Rayleigh mesurées sur 2 trajets océaniques (Pacifique)



Carte des âges des fonds marins (Ma)

Dorsale Est-Pacifique

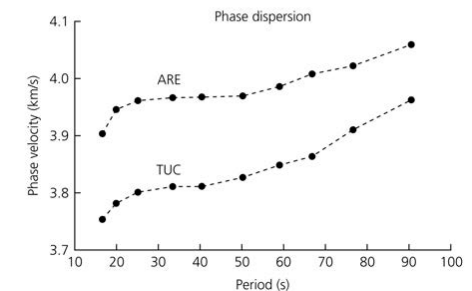
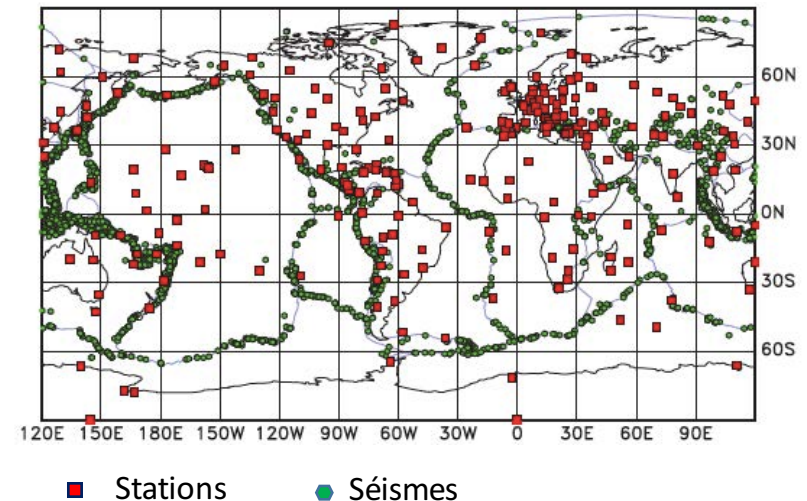


## Principe de la tomographie globale basée sur les ondes de surface

- 1 - On mesure les vitesses de phase sur de nombreux trajets source-station sur le globe
  - En général on fait l'hypothèse que les ondes de surface se propagent le long du grand cercle source-station
  - Pour chaque trajet on a un ensemble de mesures à différentes périodes:  $C(\omega)$  ( $\omega = 2\pi/T$ )
- 2 – A chaque période  $\omega_i$ , on inverse l'ensemble des données  $C_{SR}(\omega)$  pour obtenir la vitesse de phase "locale" à cette période en chaque point du globe

$$\Phi_{SR}(\omega_j) = \int_S^R \frac{\omega}{c(\omega,s)} ds = \frac{\omega_j X}{C_{SR}}$$

X distance entre S et R



Sur un trajet donné SR = i

$$\Phi_{SR}(\omega_j) = \int_S^R \frac{\omega}{c(\omega, s)} ds = \frac{\omega_j X}{C_{SR}}$$

Perturbation par rapport au modèle de référence:

$$\delta\Phi_{SR}(\omega) = \omega \int_{(\theta_s, \varphi_s)}^{(\theta_R, \varphi_R)} -\frac{1}{c(\omega, s)} \frac{\delta c}{c} ds = -\omega \frac{X}{C_{SR}} \frac{\delta C}{C}(\omega)$$

$$\delta\Phi_i(\omega) = \sum_{j=1}^N G_{ij} \left( \frac{\delta c}{c} \right)_j(\omega)$$

Par exemple discrétisation en blocs:  
j= index du bloc

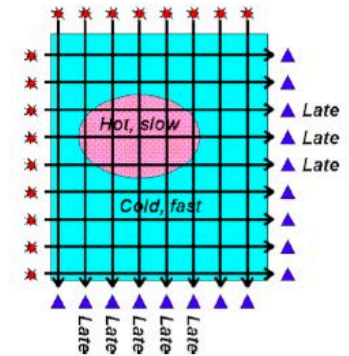
$$\delta d_i = \sum_{j=1}^N G_{ij} \delta m_j$$

On obtient un système d'équations à résoudre pour obtenir les perturbations en vitesse de phase à chaque fréquence  $\omega$  en fonction de la position géographique.  $\delta m_j = (\delta c/c)_j$ ,

-> Cartes de vitesse de phase à chaque fréquence  $\omega$

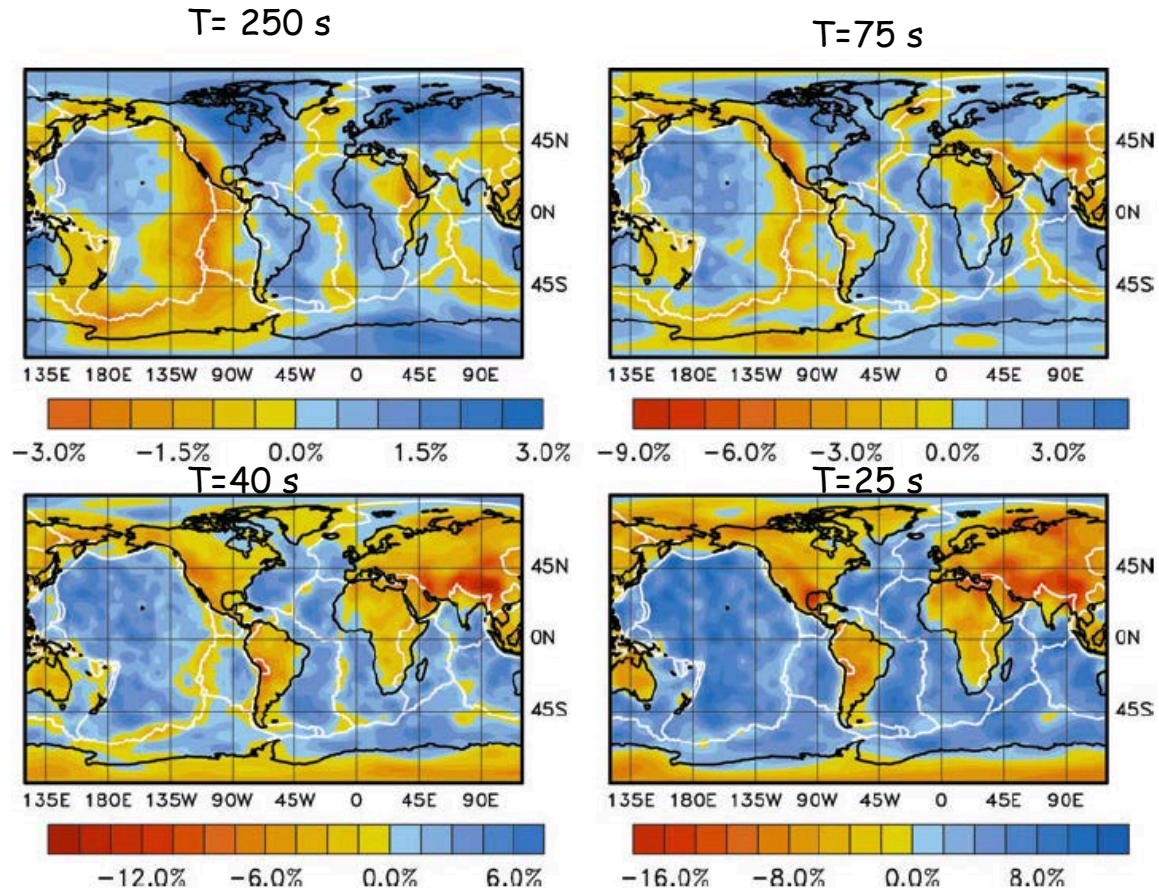
En général, on considère une paramétrisation sur la sphère en termes d'harmoniques sphériques. Alors les  $\delta m_j$  sont les coefficients des harmoniques sphériques, où :

$$\frac{\delta c}{c}(\omega, \theta, \varphi) = \sum_{l,m} a_{lm} Y_l^m(\theta, \varphi)$$





## Ondes de Love



Cartes de vitesse de phase à différentes périodes

*Ekstrom, 2011*

## Inversion en deux étapes

- 1) Cartes globales de vitesse de phase à différentes périodes
- 2) A chaque point du globe, on rassemble les  $\delta C(\omega)/C_0$ ,  $\omega = \omega_1 \dots \omega_n$  pour obtenir une courbe de dispersion locale que l'on inverse pour obtenir la structure en  $V_s$  en fonction de la profondeur:

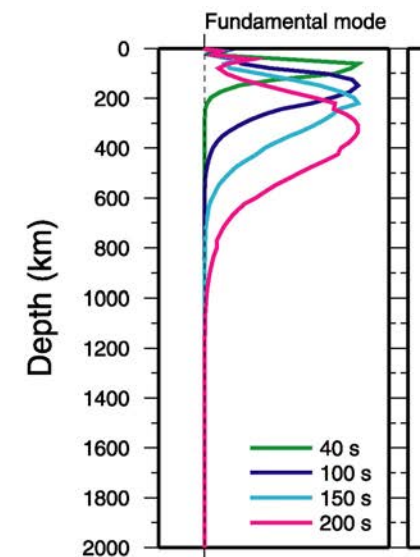
$$\delta v_s(z)/v_0(z):$$

$$\frac{\delta C}{C_0}(\omega) = \int_0^a M(\omega, z) \frac{dv}{v_0}(z) dz$$

↑

Noyau de sensibilité à la fréquence  $\omega$  et à la profondeur  $z$

Noyaux de sensibilité des ondes de Rayleigh



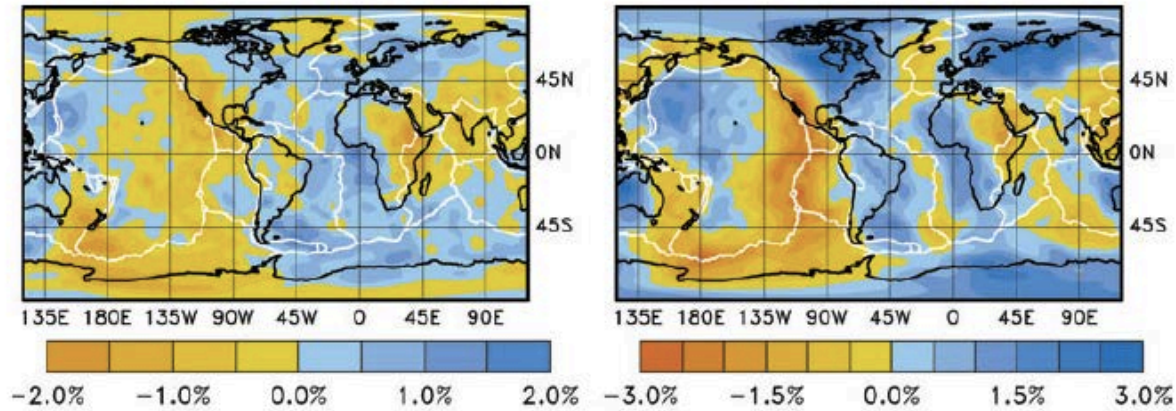
Vitesses de phase mesurées par rapport au modèle de référence PREM

Ondes de Rayleigh

Ondes de Love

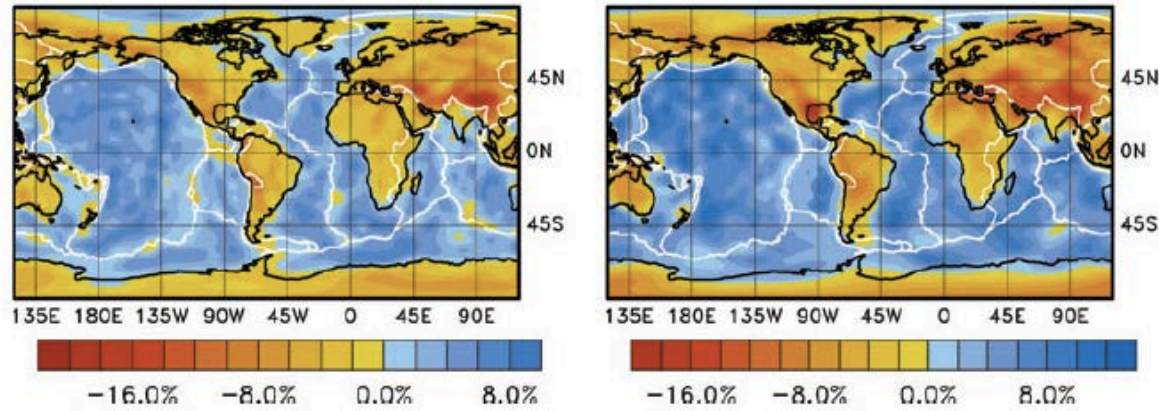
T=250 s

T=250 s



T=25 s

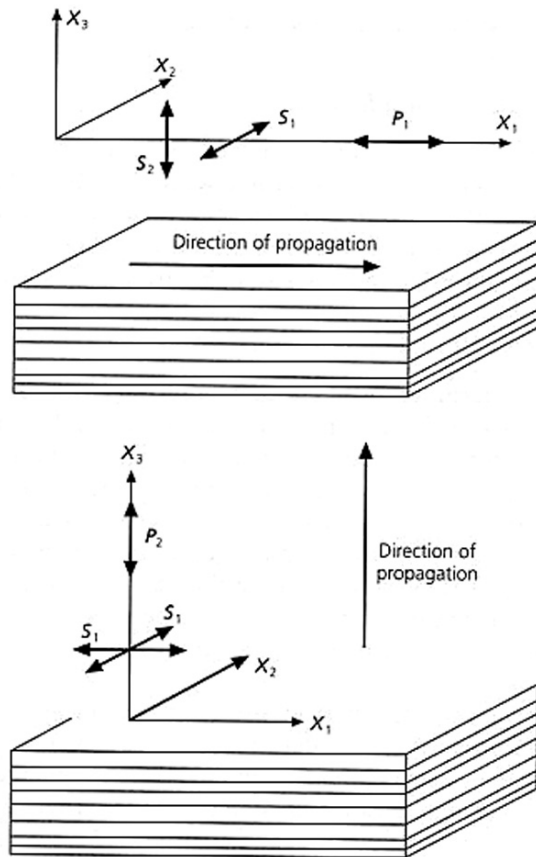
T=25 s



Importance de l'anisotropie de polarisation (radiale)

Ekström, 2011

## Anisotropie radiale (VTI- Vertical Transverse Isotropy)



e.g.:

Anisotropie due à une structure en couches

5 paramètres élastiques indépendants :

A, C, F, L, N (Love, 1911)

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

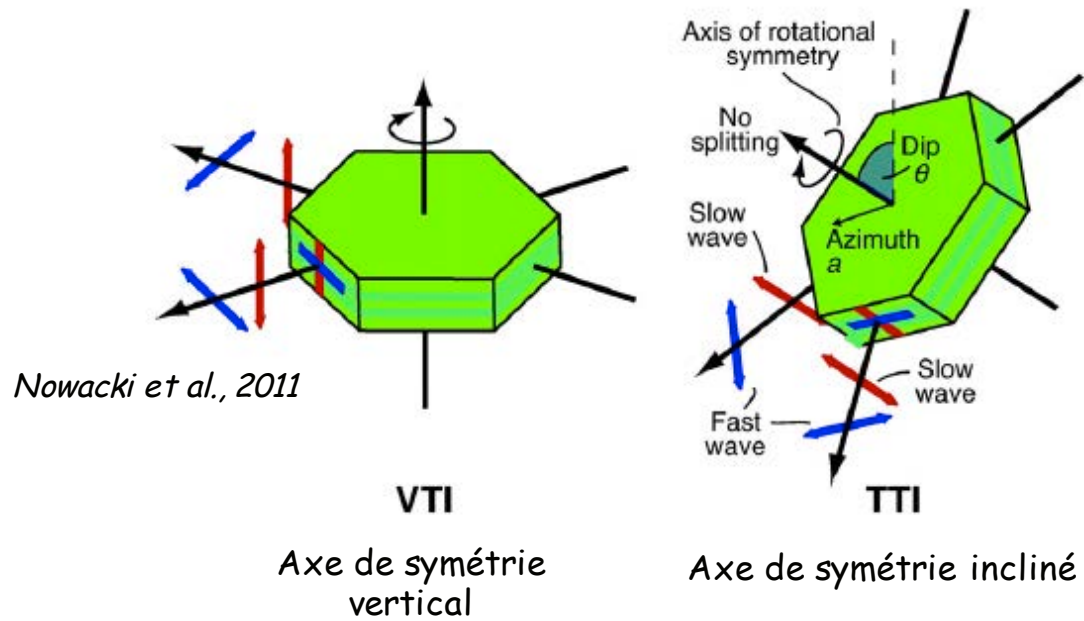
$$N = \rho V_{sh}^2$$

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

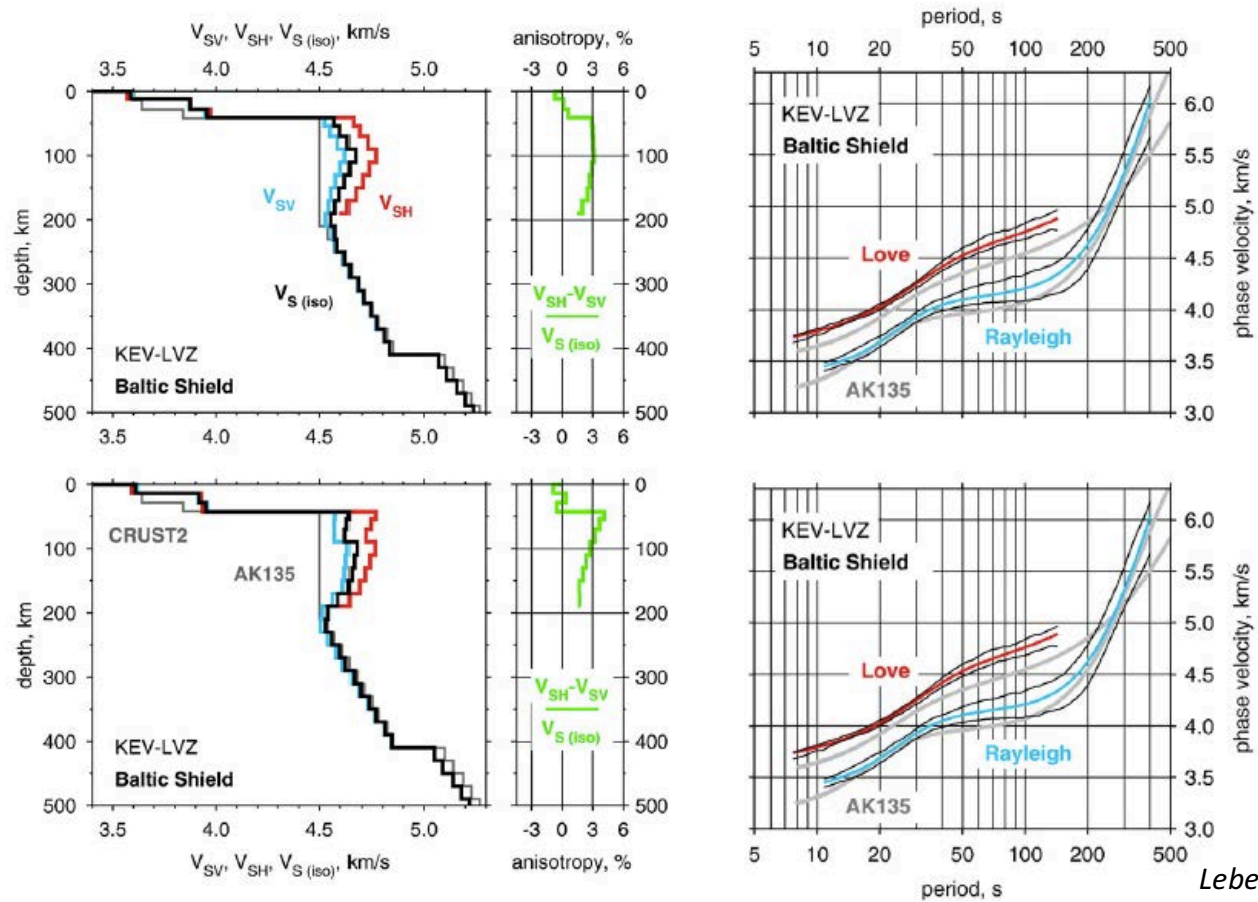
$$A = \rho V_{ph}^2$$

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

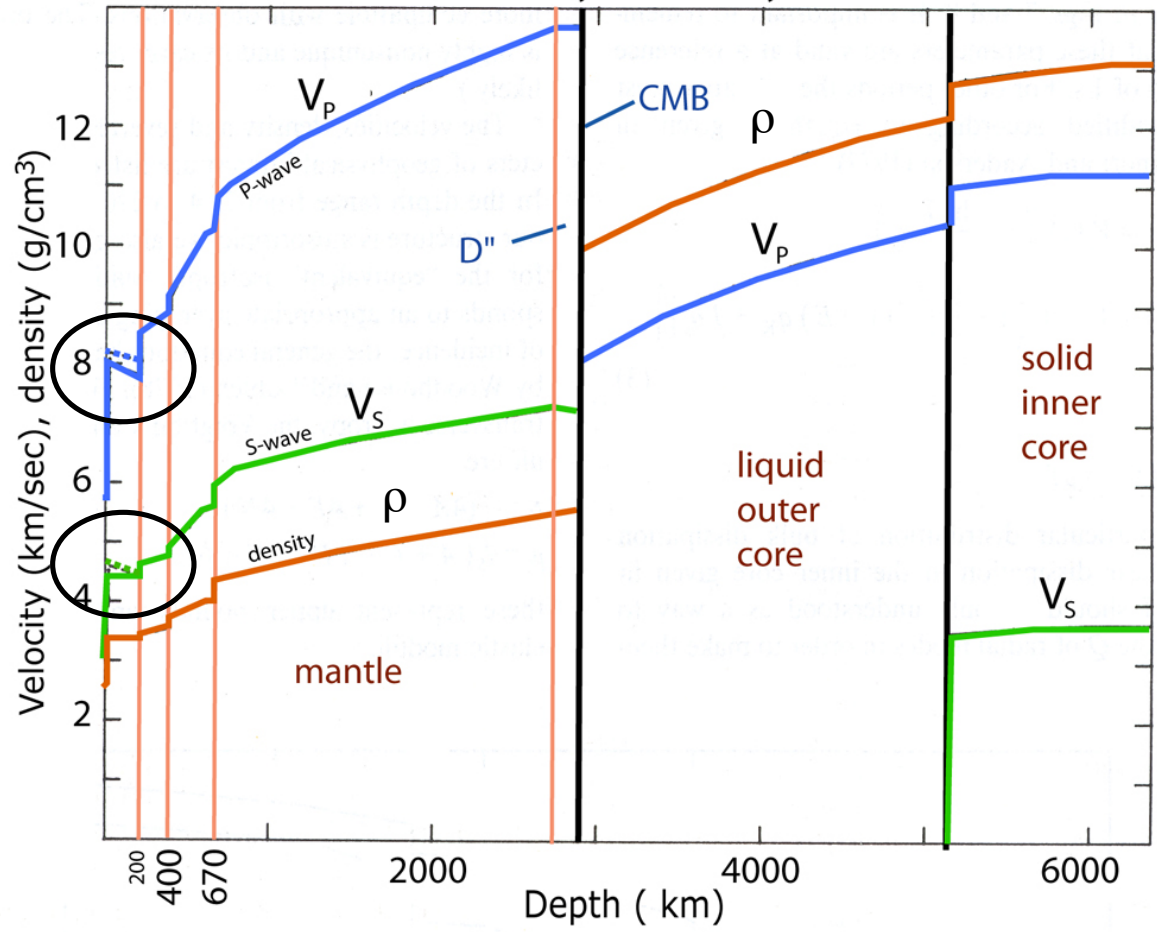
Anisotropie radiale = Vertical Transverse Isotropy= VTI  
Anisotropie de polarisation à axe de symétrie incliné= TTI



Les ondes de surface ne conduisent pas à une solution unique pour la structure du manteau supérieur mais tous nécessitent de l'anisotropie radiale (quelques %)



### 1-D seismic velocity and density in the Earth



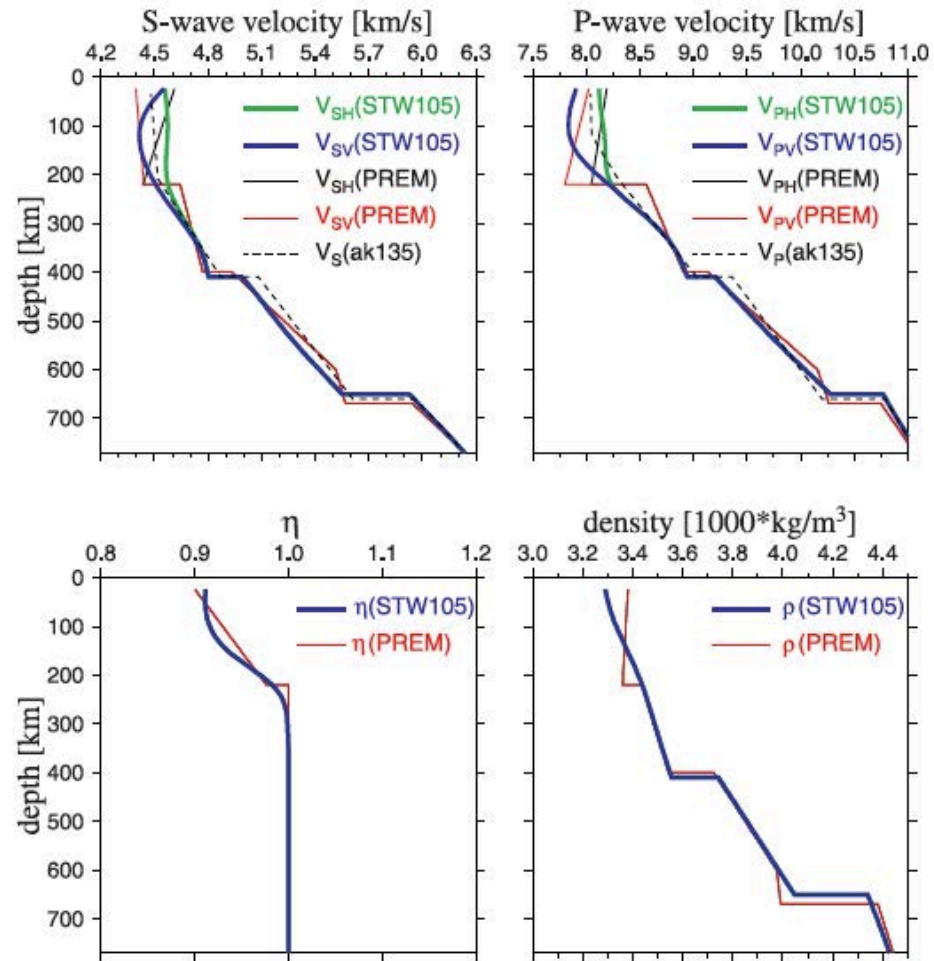
Anisotropie radiale:

$$V_{sh} \neq V_{sv}$$

Dans les premiers 200 km du manteau  
 $V_{sh} > V_{sv}$

Modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981)

Modèle 1D  
STW105



*Kustowski et al., 2008, JGR*