

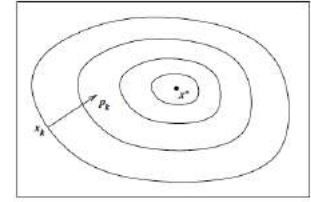
Imagerie Sismique de la Terre Profonde

*Cours no 5 - 1e partie: Tomographie "de forme d'onde":
Nouvelles images du manteau terrestre*

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

26 Novembre 2019

Problème inverse: problème d'optimisation



- Choix de la fonction coût à minimiser

$$2\Phi(m) = (d - g(m))^t C_D^{-1} (d - g(m)) + (m - \langle m \rangle)^t C_M^{-1} (m - \langle m \rangle)$$

- Expansion de $\Phi(m)$ en série de Taylor autour d'un modèle de départ m_0 :

$$\Phi(m) = \Phi(m_0) + \nabla\Phi(m_0)(m - m_0)^T + \frac{1}{2}(m - m_0)^T H(m_0)(m - m_0) + \dots$$

- Gradient: $\nabla\Phi = \left[\frac{\partial\Phi}{\partial m_1}, \frac{\partial\Phi}{\partial m_2}, \dots, \frac{\partial\Phi}{\partial m_M} \right]$ vecteur des dérivées partielles de Φ

- Hessien: $H_{ij} = \frac{\partial^2\Phi}{\partial m_i \partial m_j}(m_0)$ matrice des dérivées secondes de Φ par rapport aux paramètres du modèle

$$2\Phi(m) = (d - g(m))^t C_D^{-1} (d - g(m)) + (m - \langle m \rangle)^t C_M^{-1} (m - \langle m \rangle)$$

- Evaluons le gradient de Φ dans le cas simple où $2\Phi(m) = (d - g(m))^T (d - g(m))$:

$$\nabla\Phi(m_0) = -\left[\frac{\partial g}{\partial m}(m_0)\right]^T (d - g(m_0)) = -G^T (d - g(m_0)) = -G^T \delta d$$

- G est la matrice des dérivées partielles du champ des ondes par rapport au modèle, évaluée dans le modèle de départ

- Evaluons le Hessian H :

$$H(m_0) = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial m^2}(m_0) = G^T G + \left[\frac{\partial G}{\partial m}\right]^T (m_0) (d - g(m_0))$$

En général on néglige le second terme: justifié si les résidus sont faibles ou si le problème est faiblement non-linéaire

$$H(m_0) \approx G^T G$$

- La minimisation de Φ revient à résoudre les équations de Gauss-Newton:

$$\nabla_{\min}(\Phi(m)) = \nabla\Phi(m_0) + H(m_0)(m - m_0) = 0$$

$$G^T G (m - m_0) = G^T \delta d$$

Hessien approximatif

- gradient

$$\mathbf{G}^T \mathbf{G} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) = \mathbf{G}^T \delta \mathbf{d}$$

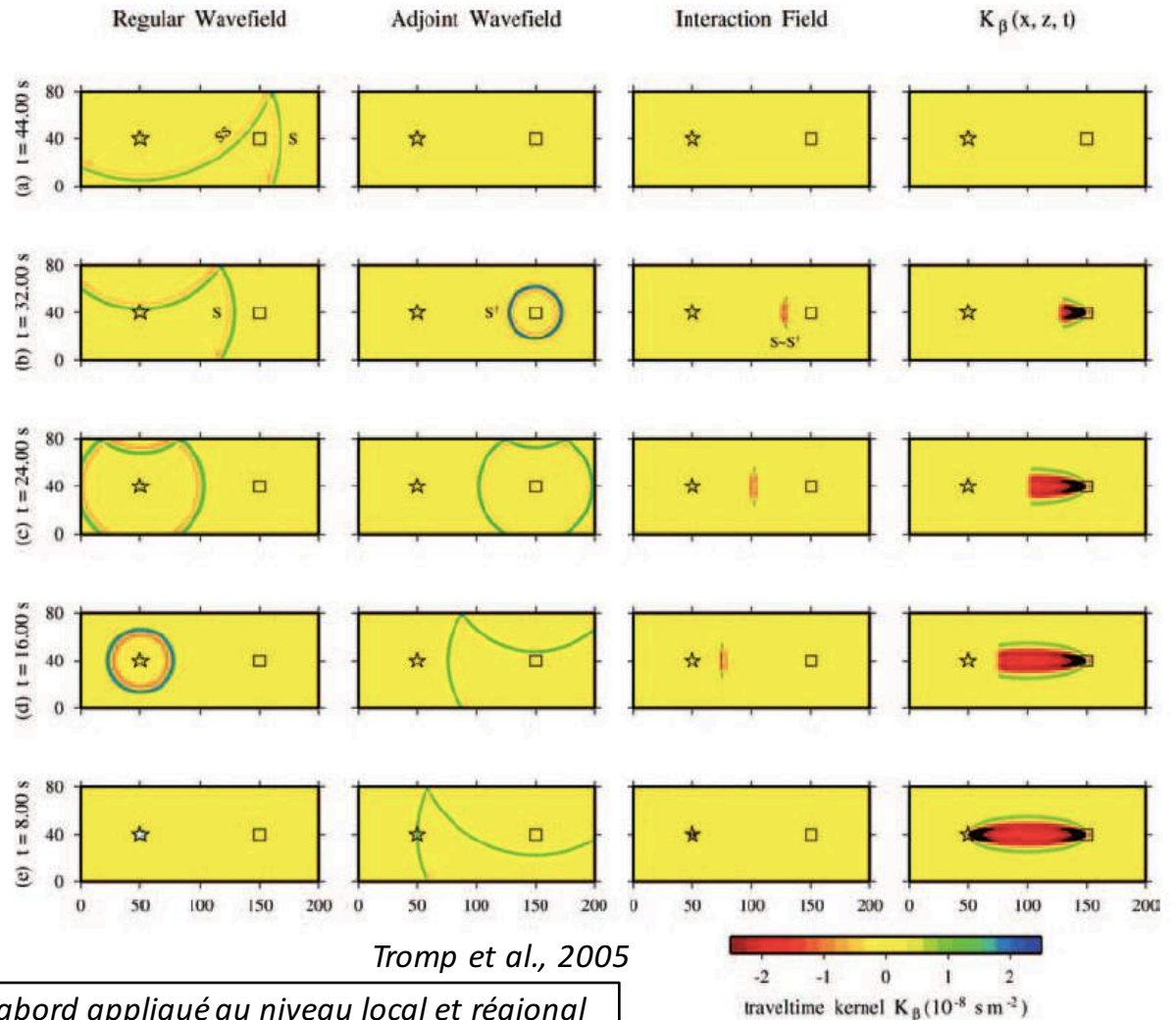
Hessien approximatif - gradient

Tomographie par méthode des adjoints

- 1) Calcul du gradient "numérique" :
 - 2 calculs du champ des ondes SEM:
 - A) Calcul direct
 - B) Résidus comme source et
 - Rétropropagation du champ adjoint
 - On forme le produit du champ direct et du champ adjoint

- 2) Calcul du Hessien numérique trop lourd: on utilise une méthode linéaire de recherche du minimum, e.g. gradients conjugués, avec "conditionnement" (e.g. BFGS)

=> A été d'abord appliqué au niveau local et régional



Tromp et al., 2005

$$\boxed{G^T G(m - m_0) = G^T \delta d}$$

Hessien approximatif

- gradient

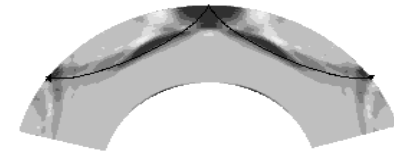
Autre méthode: Tomographie globale hybride

(Lekic and Romanowicz, 2011; French et al., 2013;
French and Romanowicz, 2014)

Inversion en calculant le gradient et le Hessien approximativement par NACT
(perturbation des modes propres)

- Beaucoup plus rapide: convergence quadratique
- *Méthode hybride:*
 - Calcul direct par la méthode des éléments spectraux
 - Calcul inverse par perturbation de modes propres (NACT)
- Pour accélérer encore le calcul, on remplace la croûte par une croûte "homogénéisée"
 - Croûte lisse (sans discontinuités) obtenue par inversion de données de dispersion d'ondes de surface de courte période
 - Accélération du temps calcul d'un facteur 4
- Inversion longue période $T > 60$ s -> manteau supérieur
- Puis on rajoute les formes d'ondes de volume $T > 30$ s -> manteau inférieur

SS



Sdiff

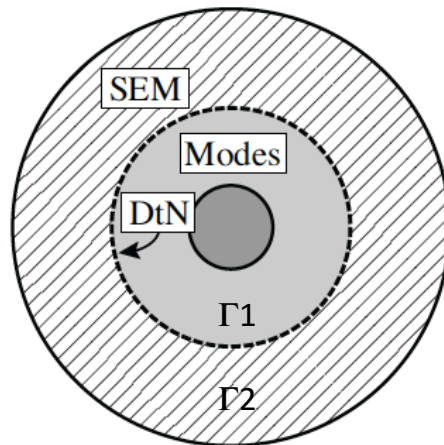


Méthode d'inversion hybride

A chaque itération:

1-problème direct

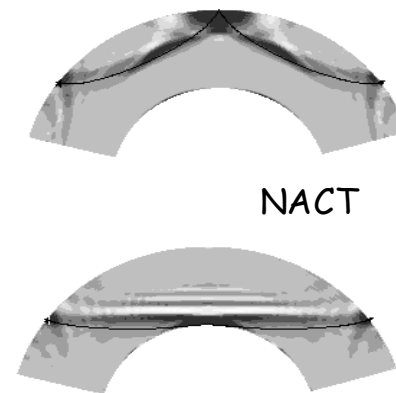
Méthode des éléments spectraux version Capdeville et al. (2003) pour calculer le champ des ondes dans le modèle courant de manière précise



$\Gamma 1$ = Modes propres calculés en 1D
 $\Gamma 2$ = Méthode des éléments spectraux

Problème inverse

On calcule le Hessien avec NACT en utilisant une méthode efficace de construction de grandes matrices (UPC++).



Li and Romanowicz, 1995

Trois générations de modèles (V_s , ξ) du manteau

- Point de départ:

- Un modèle moyen 1D du manteau supérieur
- Modèle SAW24B16 (Méglin et Romanowicz, 2000) dans le manteau inférieur

- Manteau supérieur (profondeur 50 -> ~800 km)

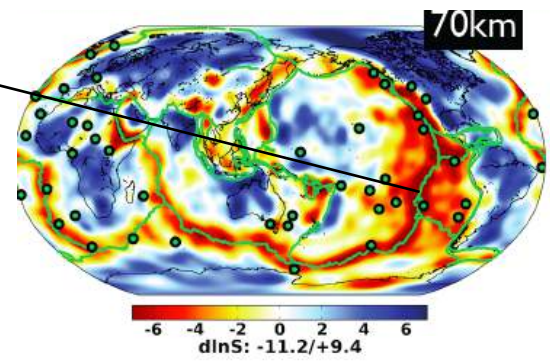
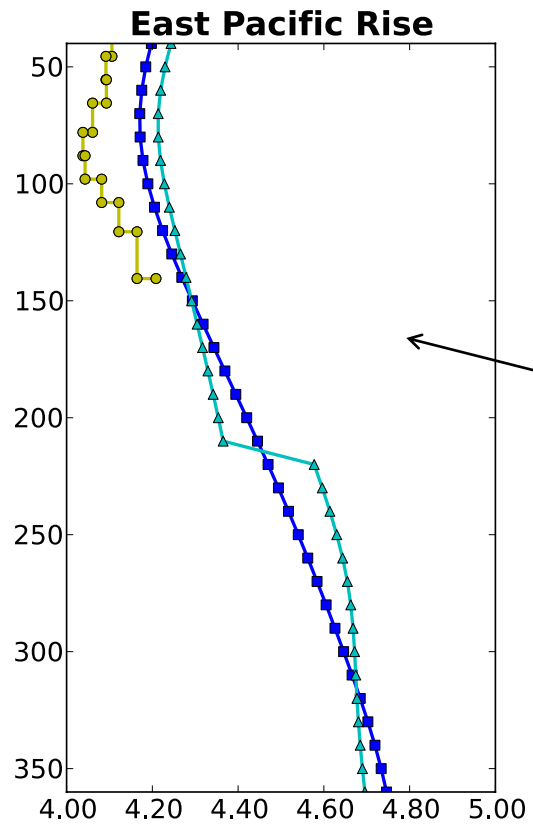
- Formes d'ondes filtrées à $T > 60$ s
- SEMum: croûte homogénéisée de 60 km d'épaisseur (*Lekic and Romanowicz, 2011*)
- SEMum2: croûte homogénéisée d'épaisseur variable : suit le Moho sous les continents, saturée à 30 km dans les océans (*French et al., 2013*)
 - 7 itérations depuis le modèle 1D



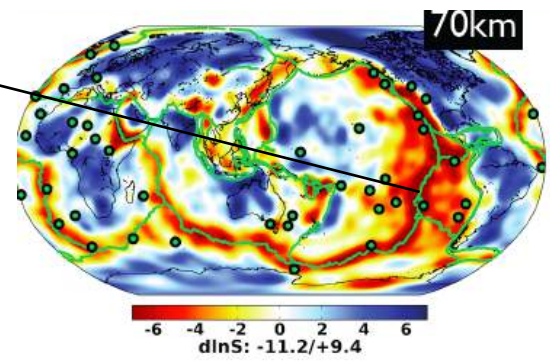
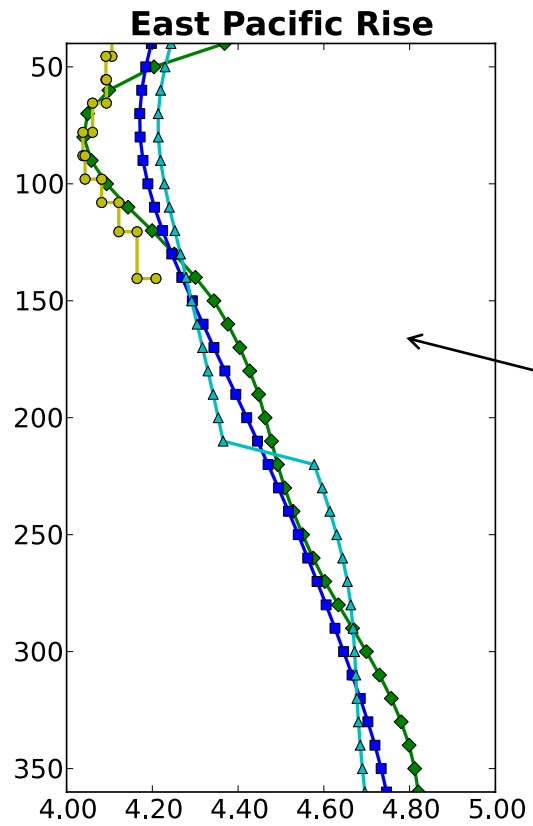
- Manteau entier:

- On ajoute les formes d'ondes de volume filtrées à $T > 32$ s
- "paquets d'énergie" séparés (pondération)
- 3 itérations jusqu'à la convergence
- SEMUCB-WM1 (*French and Romanowicz, 2014, 2015*)



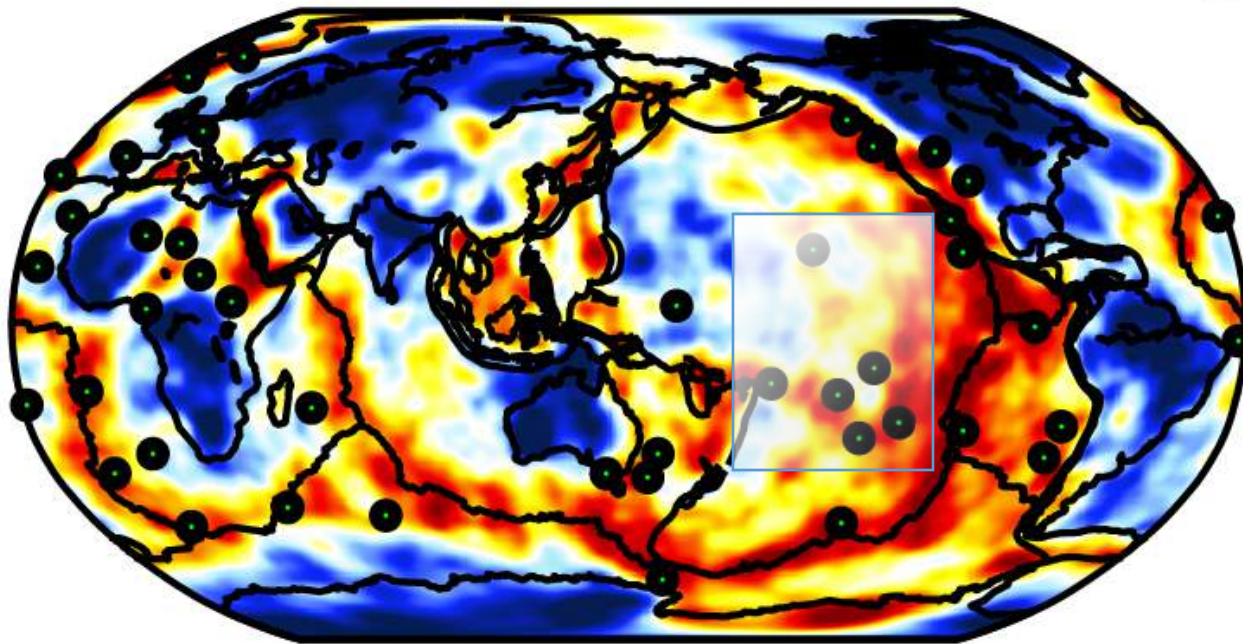
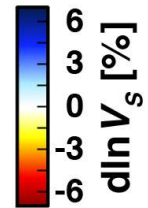


- S362ANI: Kustowski, et al. (2008)
- ▲ S40RTS: Ritsema, et al. (2011)
- Harmon, et al. (2009) (mean)



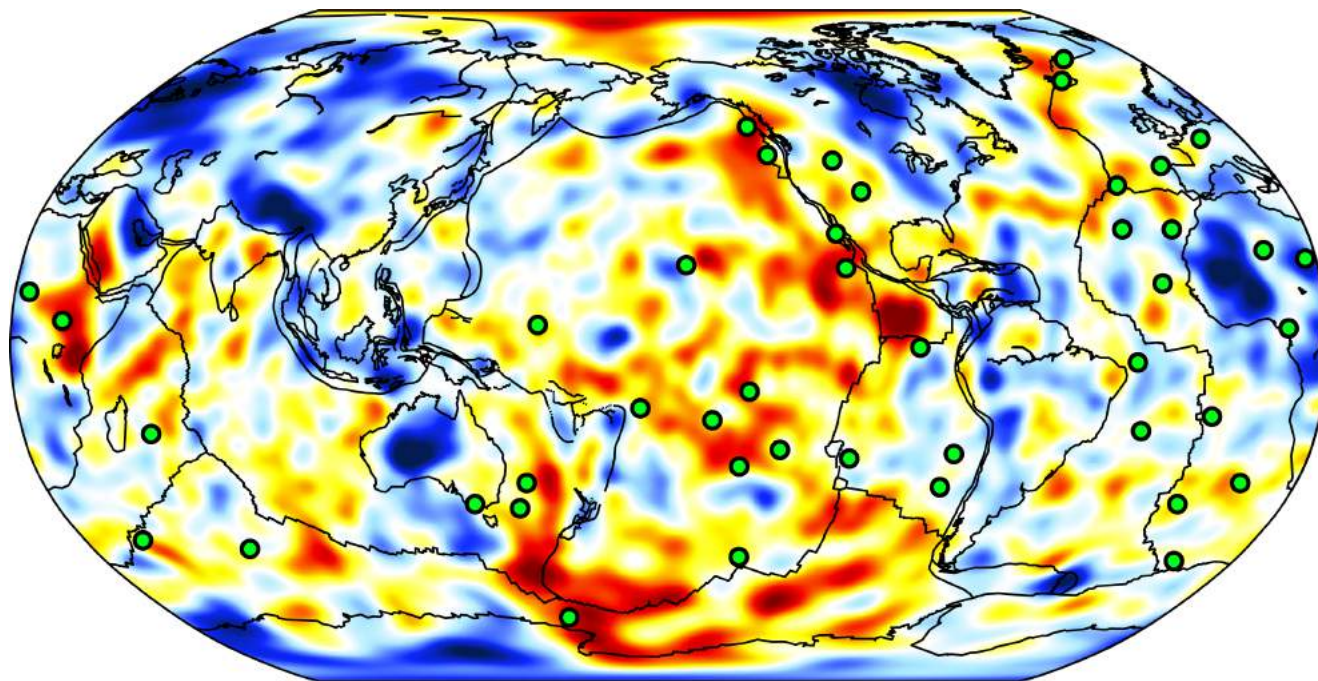
- ◆ SEMum2.2 French et al. (2013)
- S362ANI: Kustowski, et al. (2008)
- ▲ S40RTS: Ritsema, et al. (2011)
- Harmon, et al. (2009) (mean)


“SEMum2”: profondeur= 100 km



French et al., 2013, Science

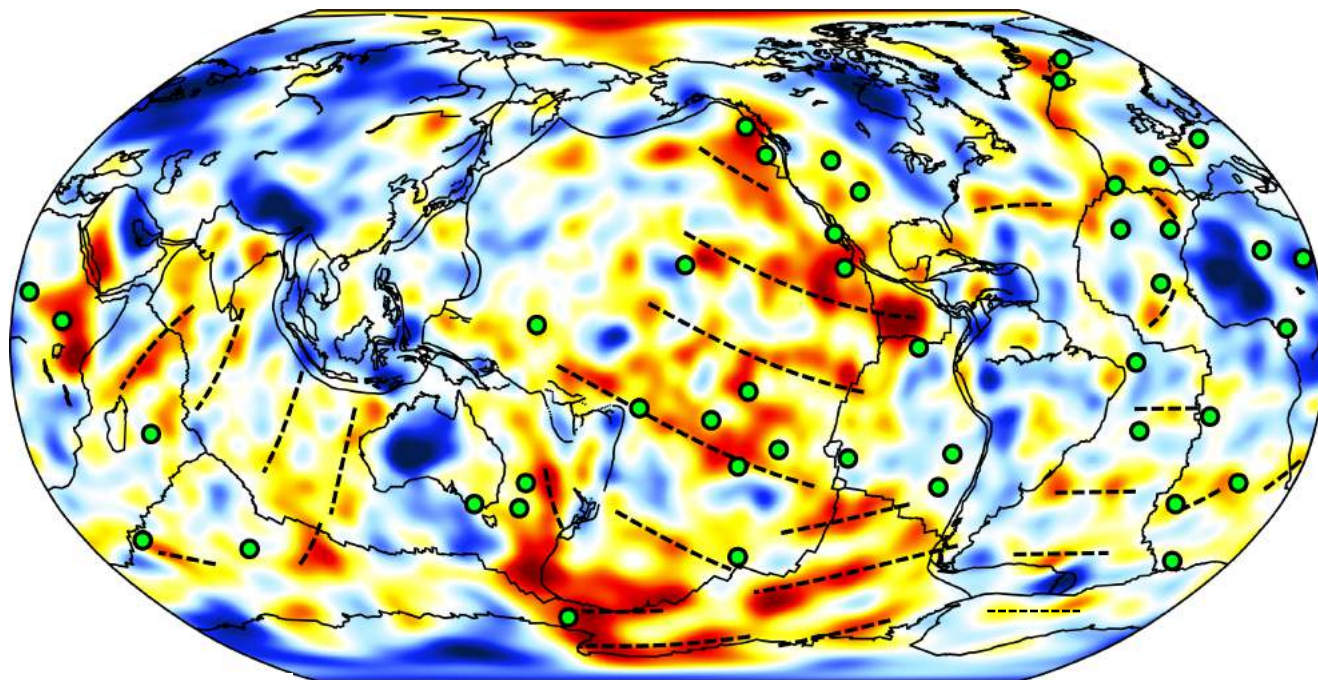
SEMum2 profondeur =250 km



-4  +4
 $d\ln V_s$ [%]


SEMum2, French et al., 2013

SEMum2 at 250 km depth



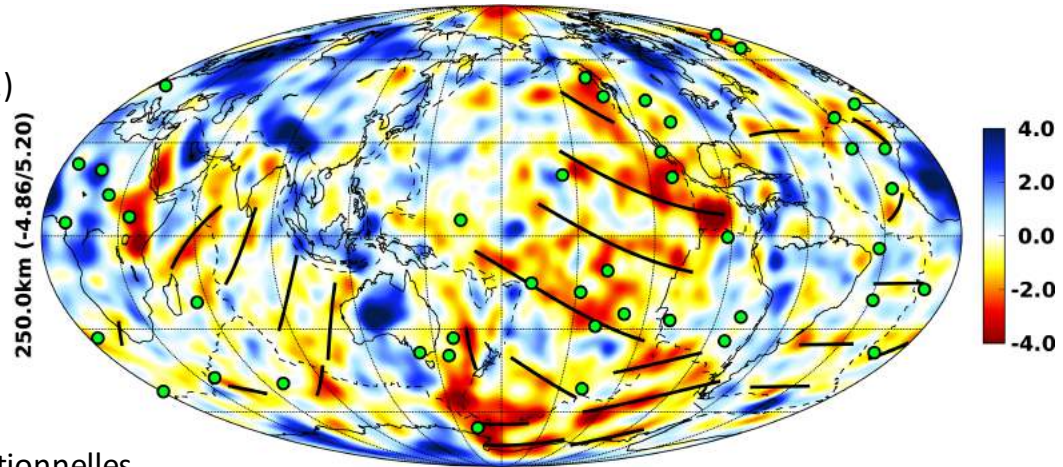
● Hotspots / APM paths

*APM direction according to
Kreemer (2009)*

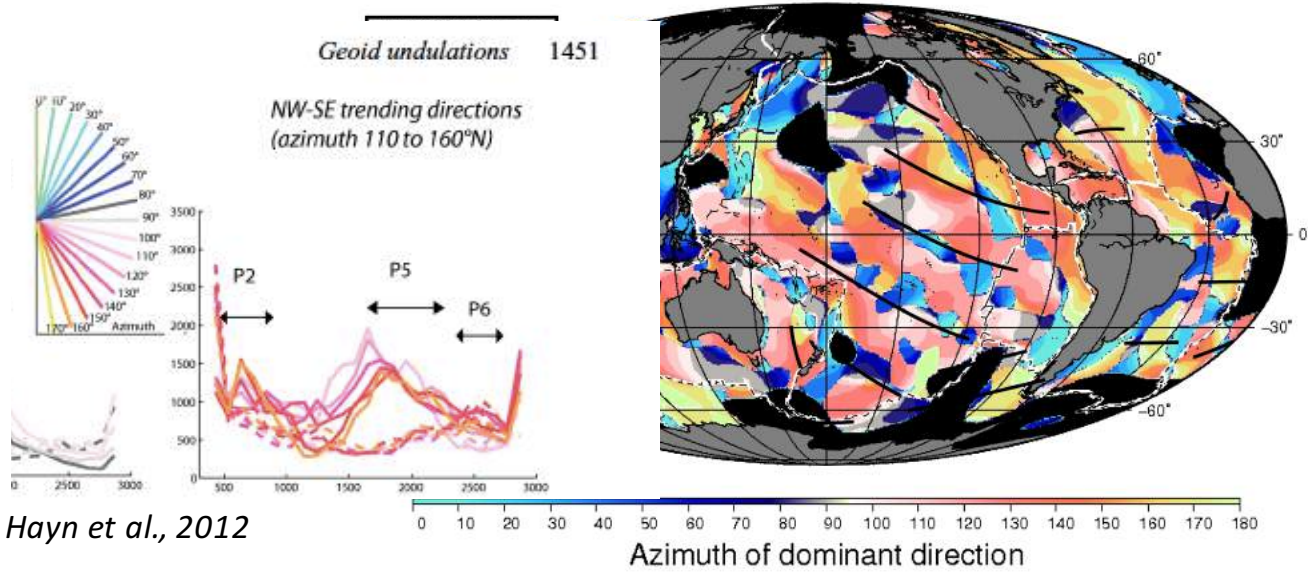
-4  +4
 $d\ln V_s$ [%]

SEMum2, French et al., 2013

Vs à 250 km de profondeur (SEMum2)

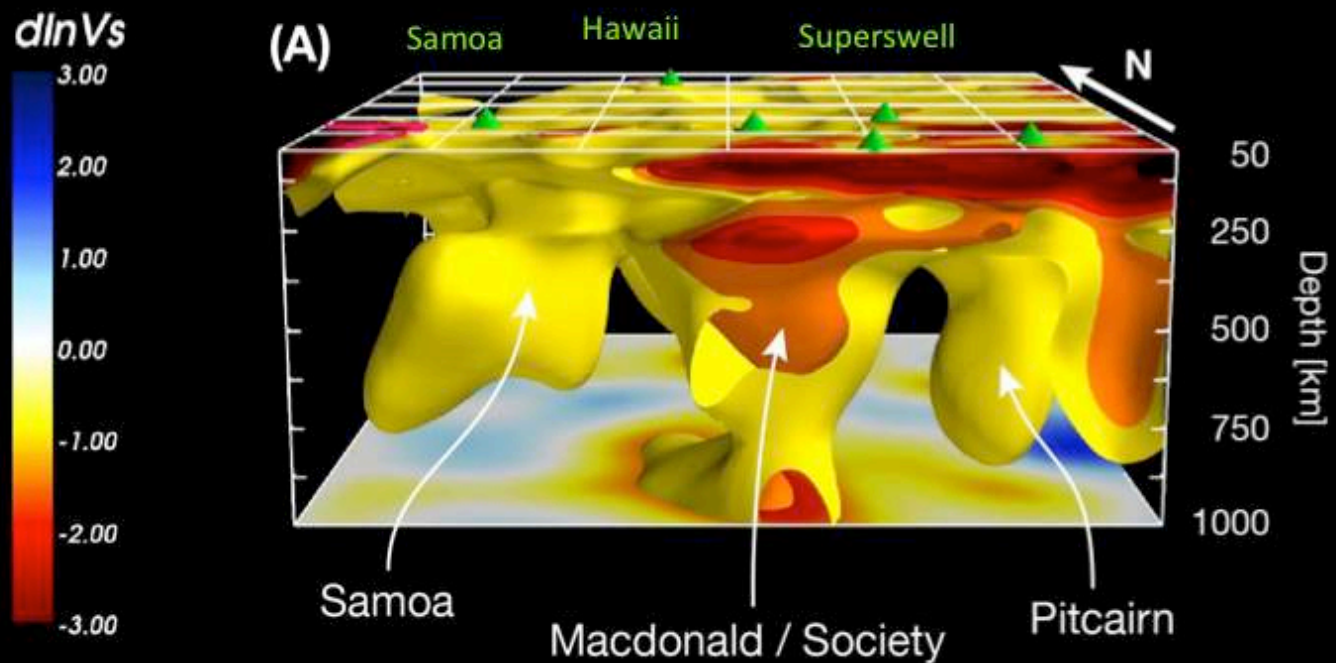


Analyse du géoïde par ondelettes directionnelles



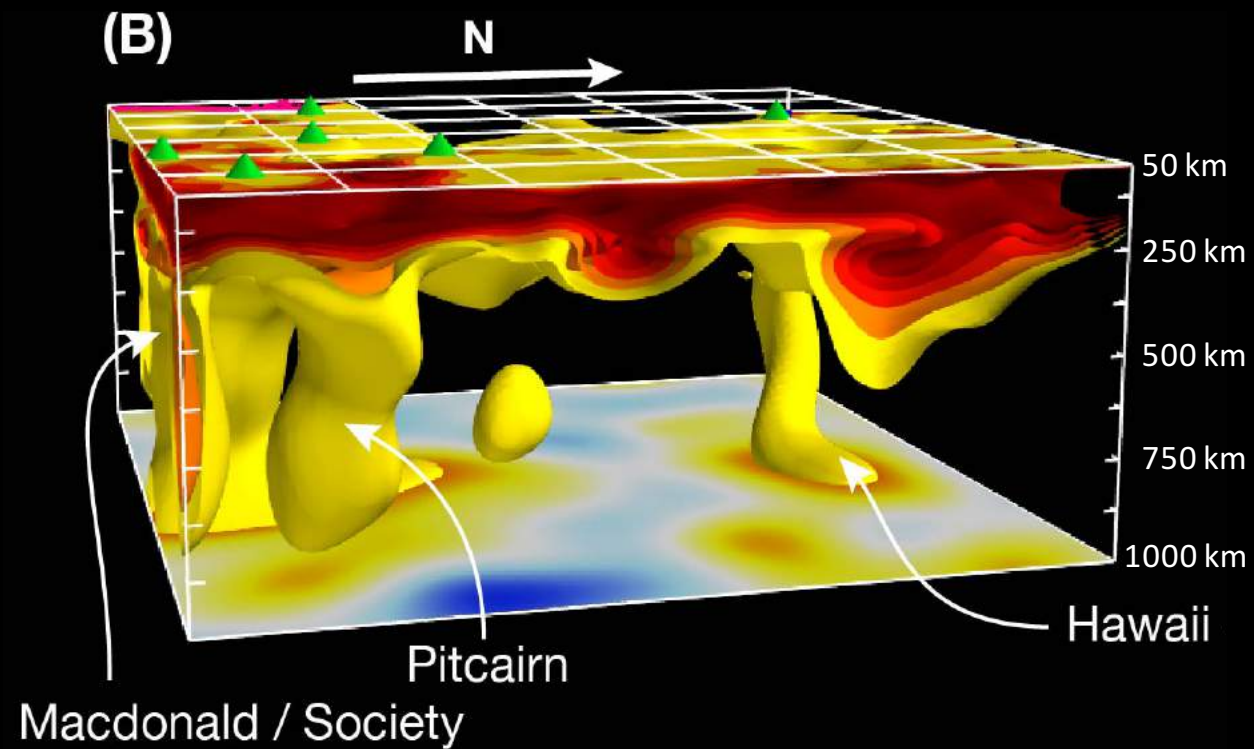
Vue depuis le sud....

Isosurface levels:
-1- -3%%

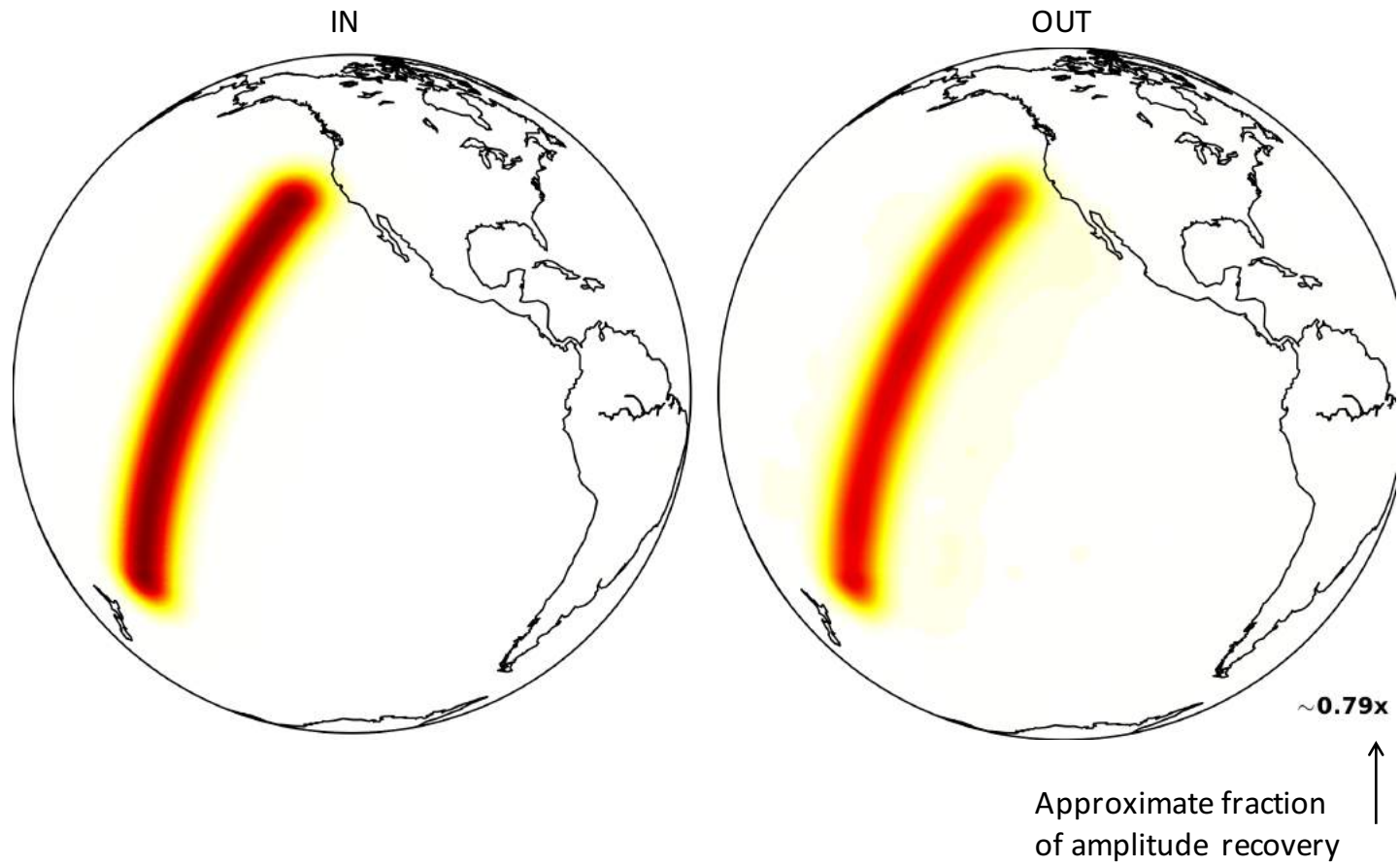


SEMum2, French et al., 2013

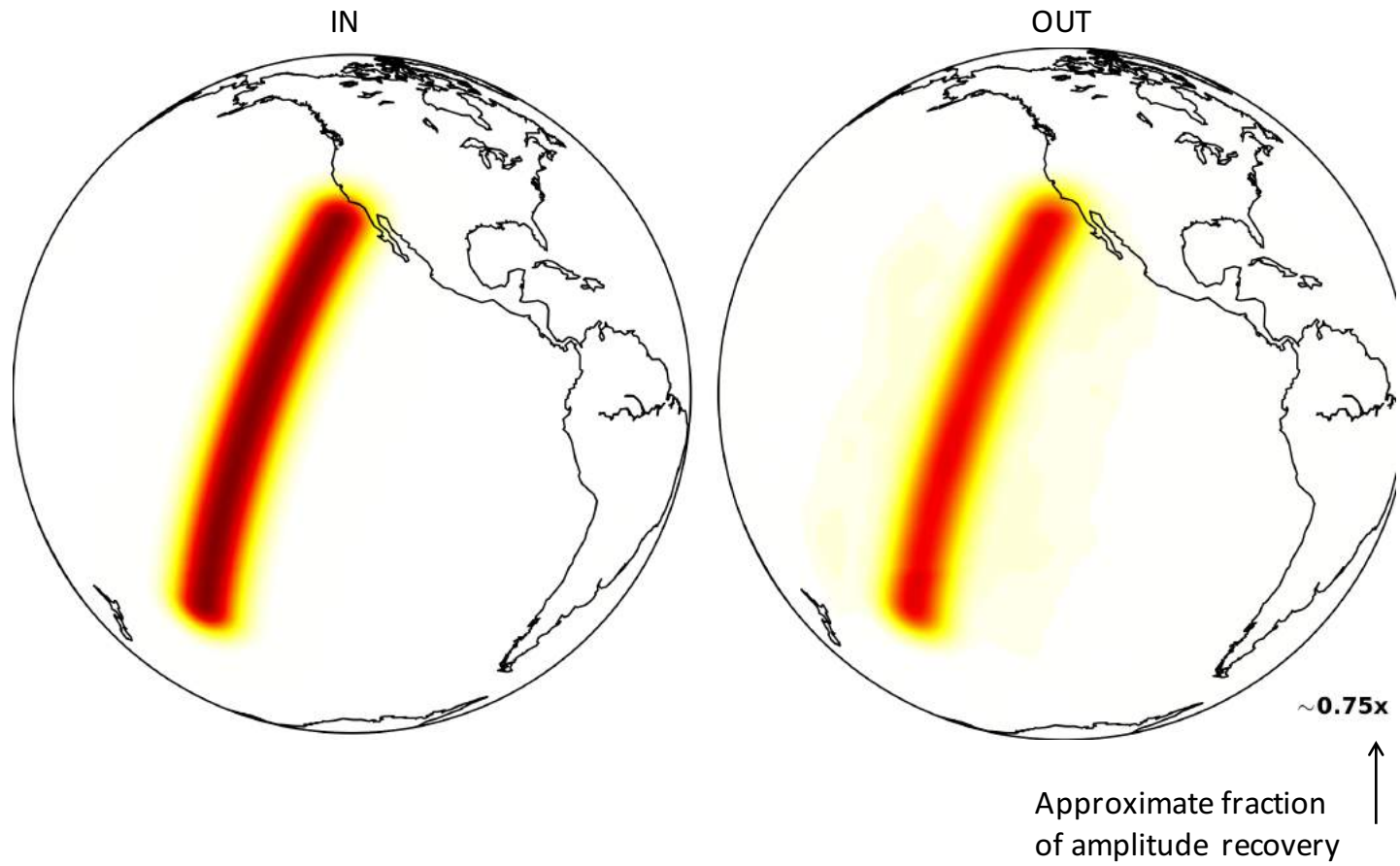
Vue depuis l'Est...



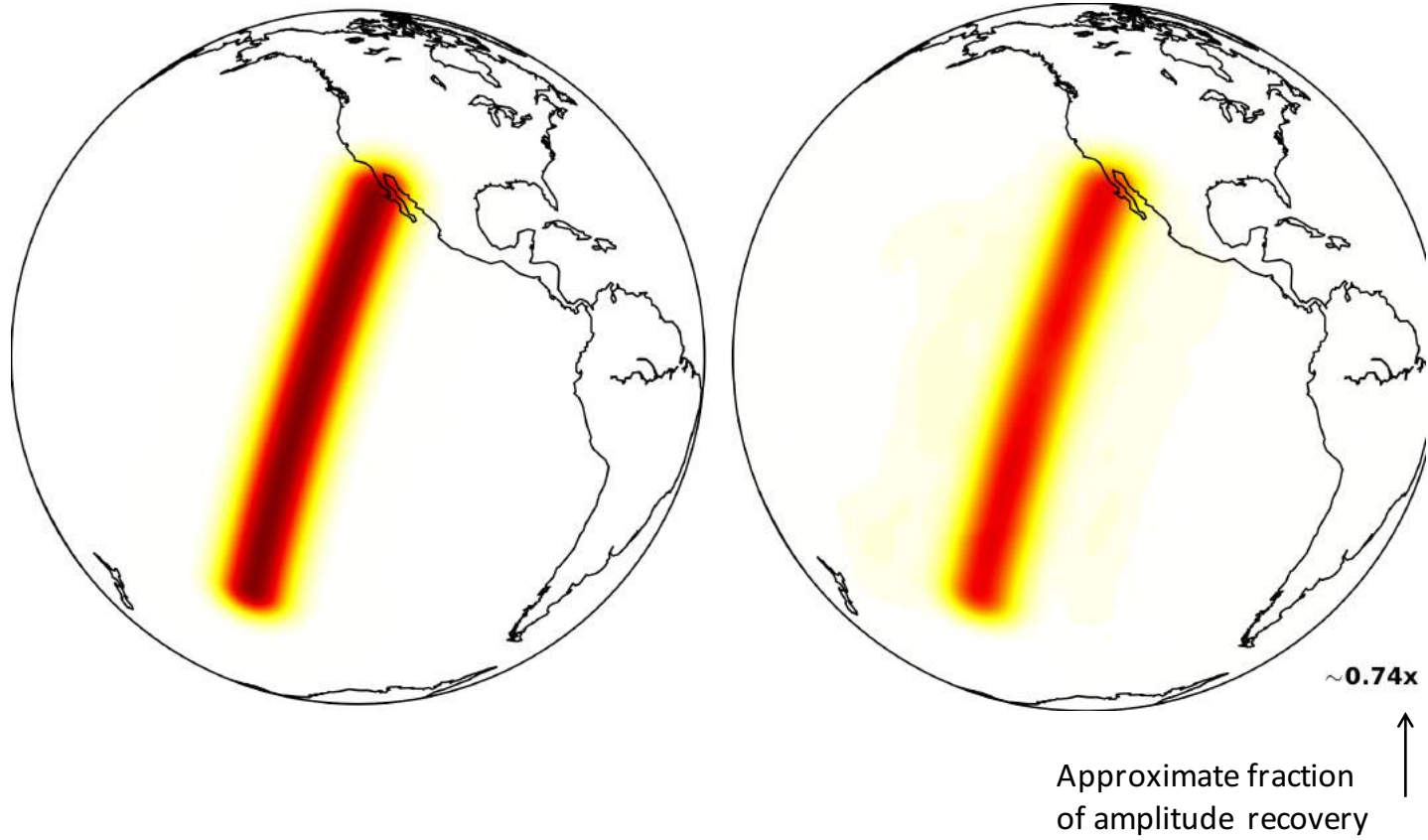
Aligned to Figure 2, Path 4



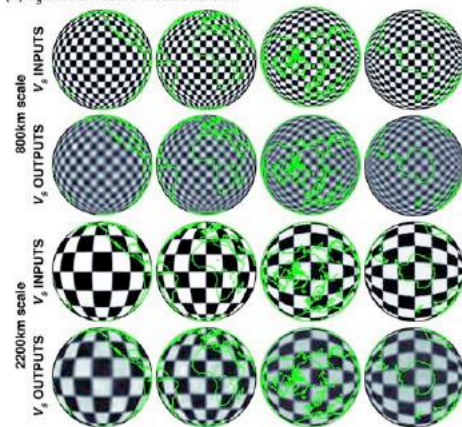
Aligned to Figure 2, Path 5



Aligned to Figure 2, Path 6



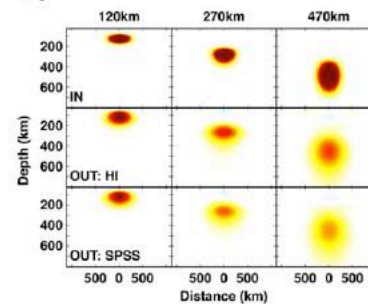
(A) V_s checker-board models: 270km



fraction of (A) input model amplitude (%)

-50% 0% +50%

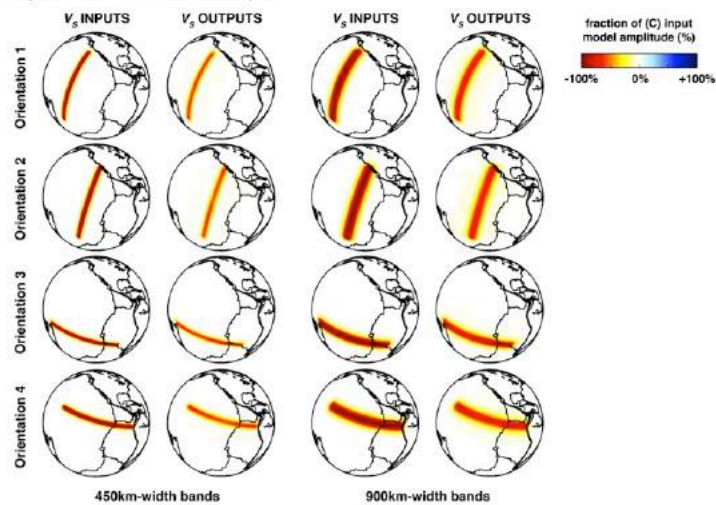
(B) V_s vertical smearing



fraction of (B) input model amplitude (%)

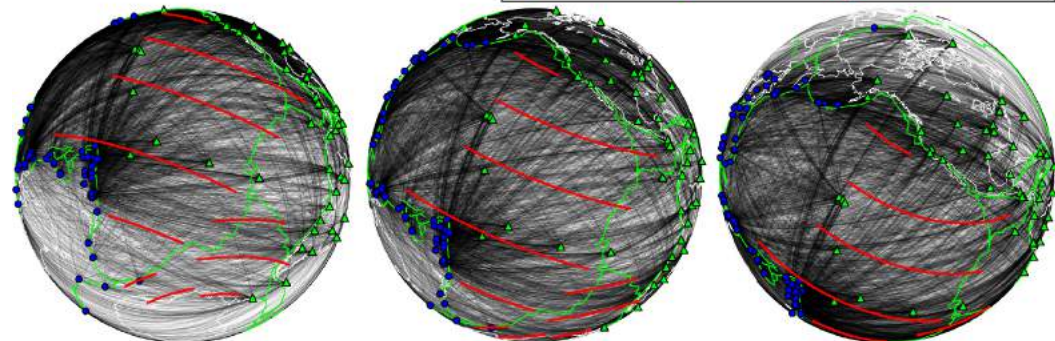
-50% 0% +50%

(C) LVF-normal periodicity: APM-Normal bands at 250km depth



LVF orientations vs. ray paths

● Sources ▲ Stations — LVF Orientations

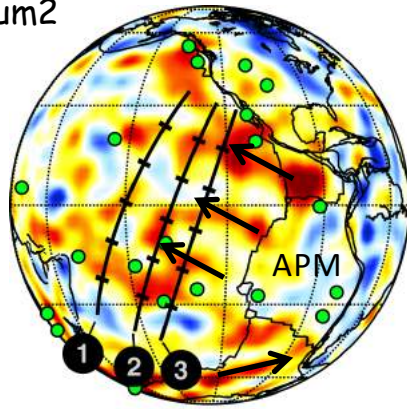


(A) 30°S centered

(B) Equatorial

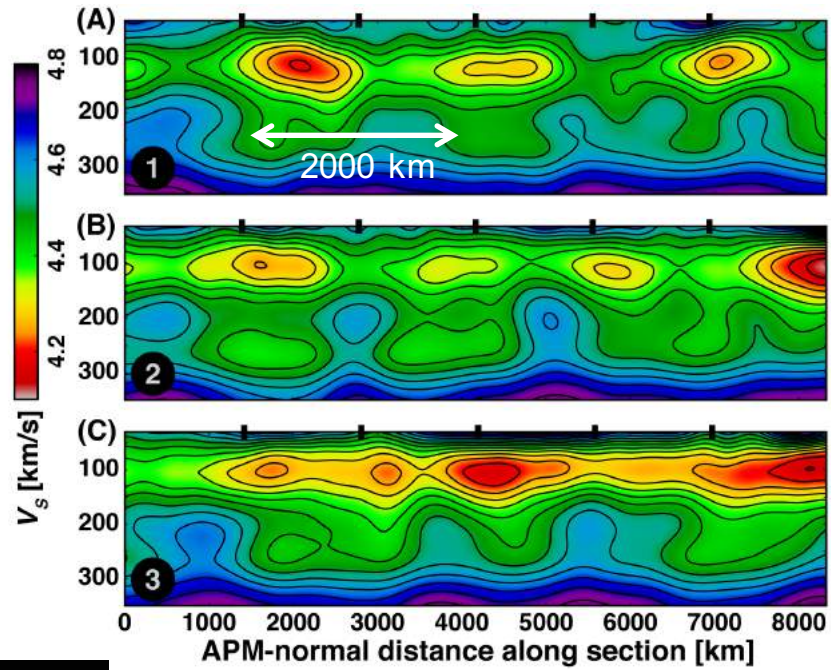
(C) 30°N centered

SEMum2



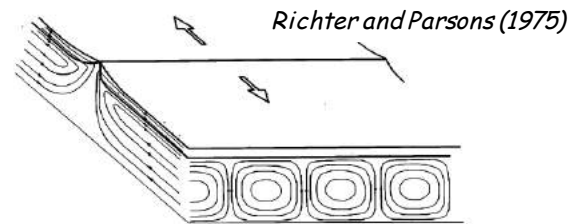
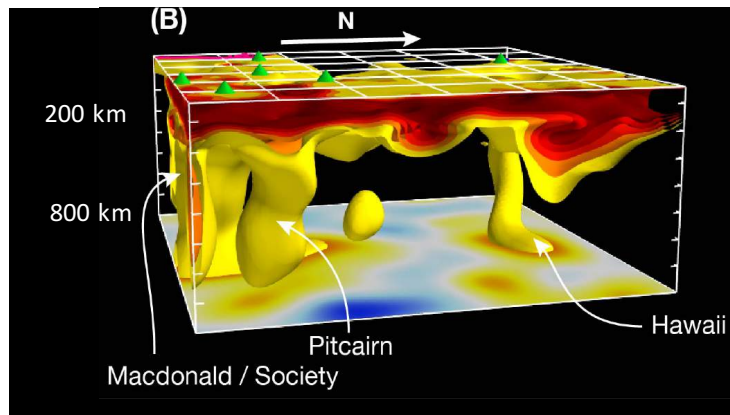
-4.0 -2.0 0.0 2.0 4.0
 $d \ln V_s$ [%]

V_s perturbation
 from the mean at 250 km depth



V_s [km/s]

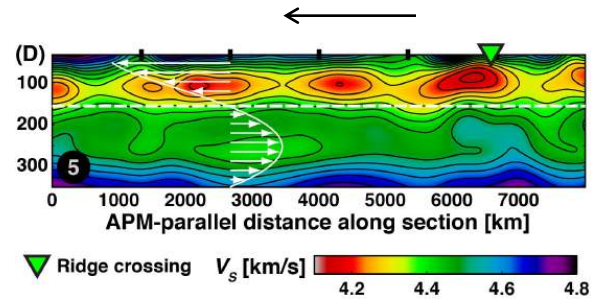
Absolute velocity



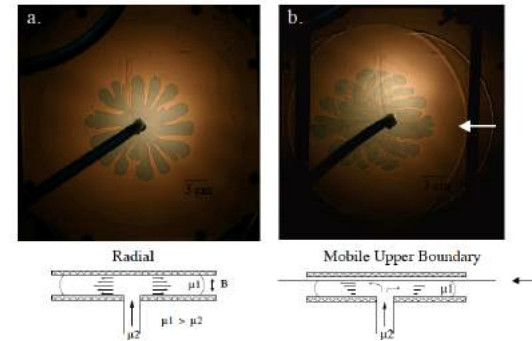
French et al., Science 2013

1) Fluide visqueux de faible viscosité injecté par des panaches profonds, s'étalant horizontalement dans l'asthénosphère: "fingering"?

Coupe verticale parallèle à l'APM

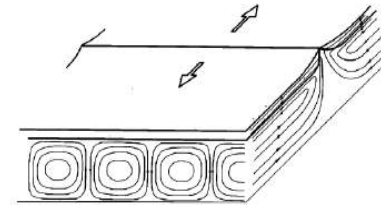
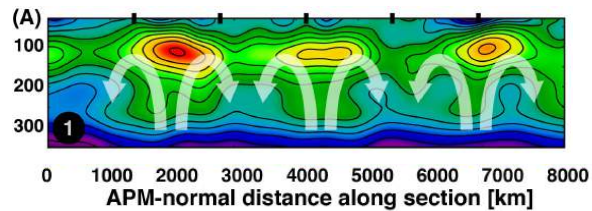


Weeraratne and Parmentier, 2013



2) Convection secondaire dans le manteau supérieur avec rouleaux alignés dans la direction de l'APM?

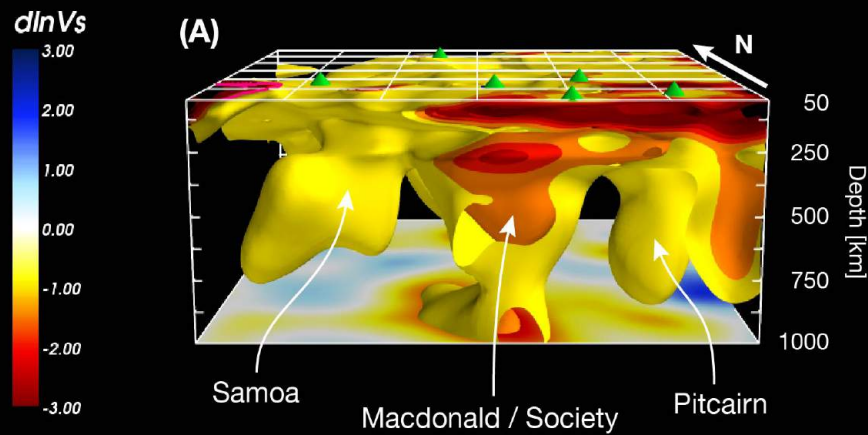
Coupe verticale perpendiculaire à l'APM



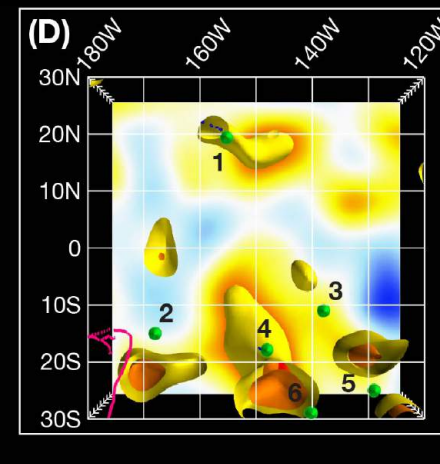
Richter and Parsons, 1975

SEMUM2

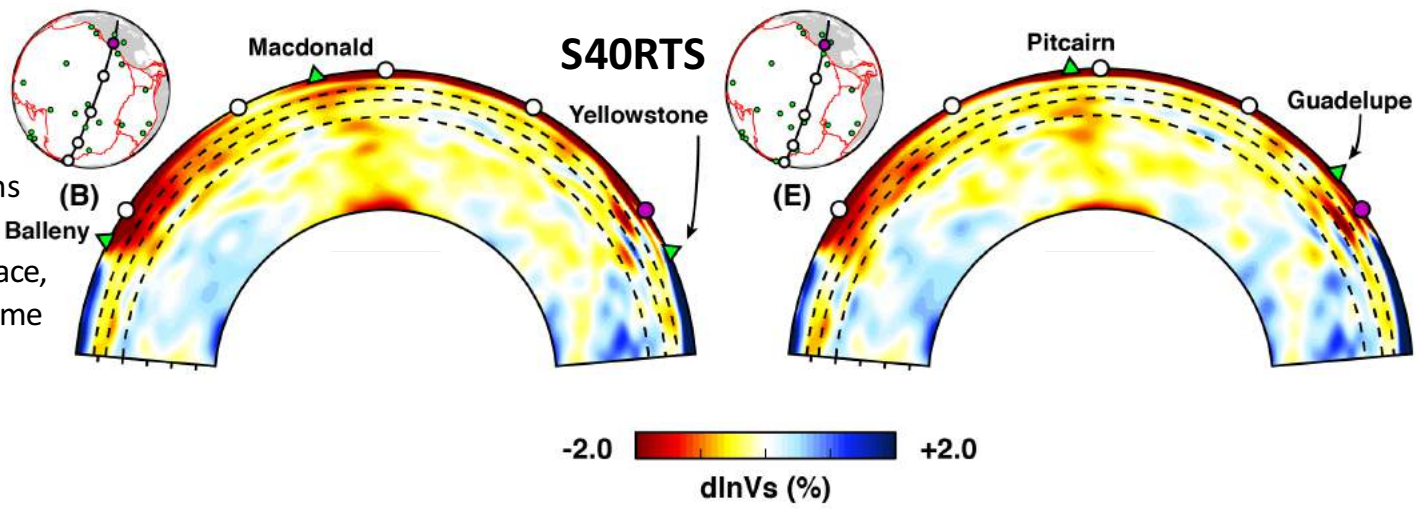
Vue depuis le Sud.....



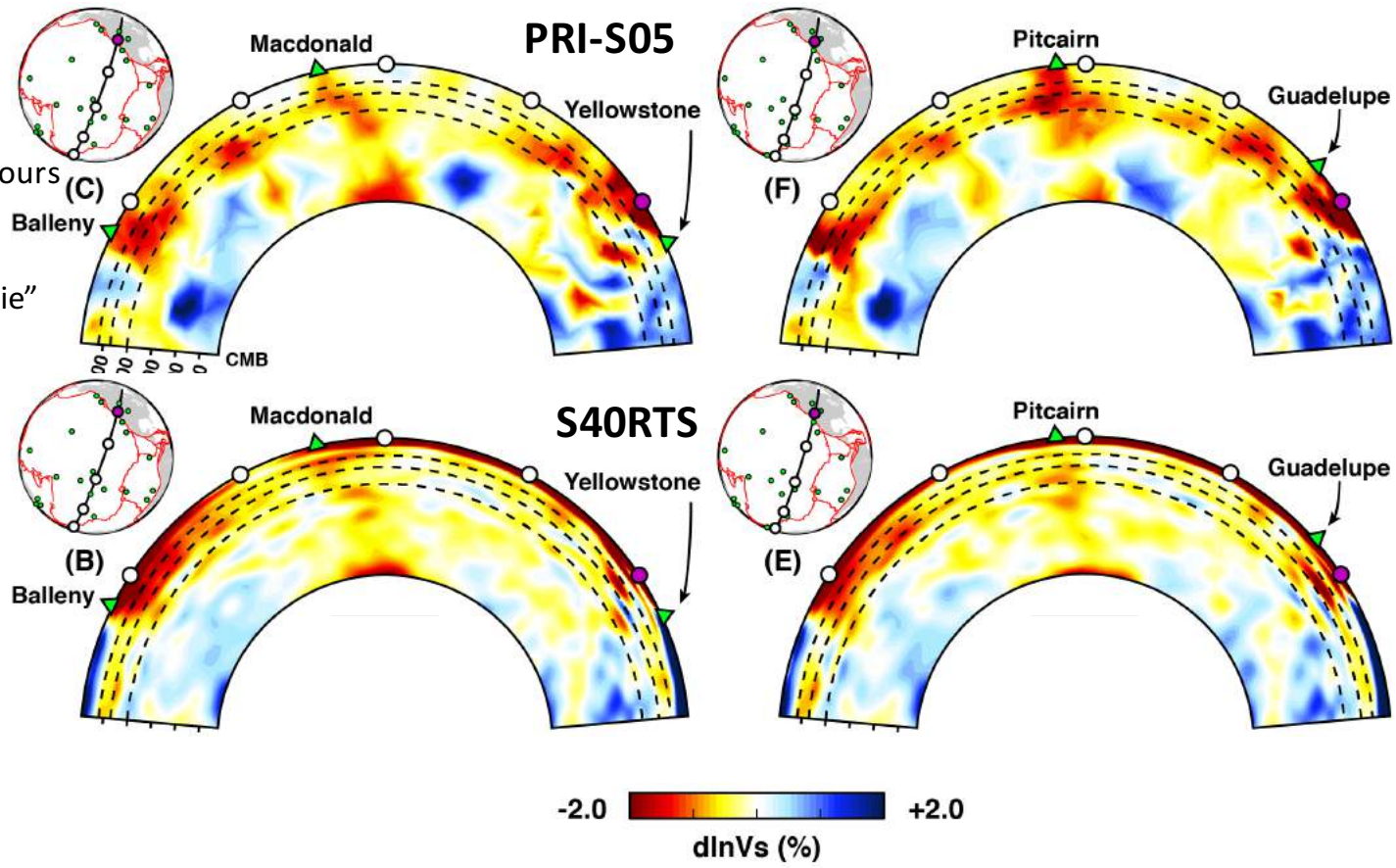
Vue depuis le haut coupée à une profondeur de 500 km



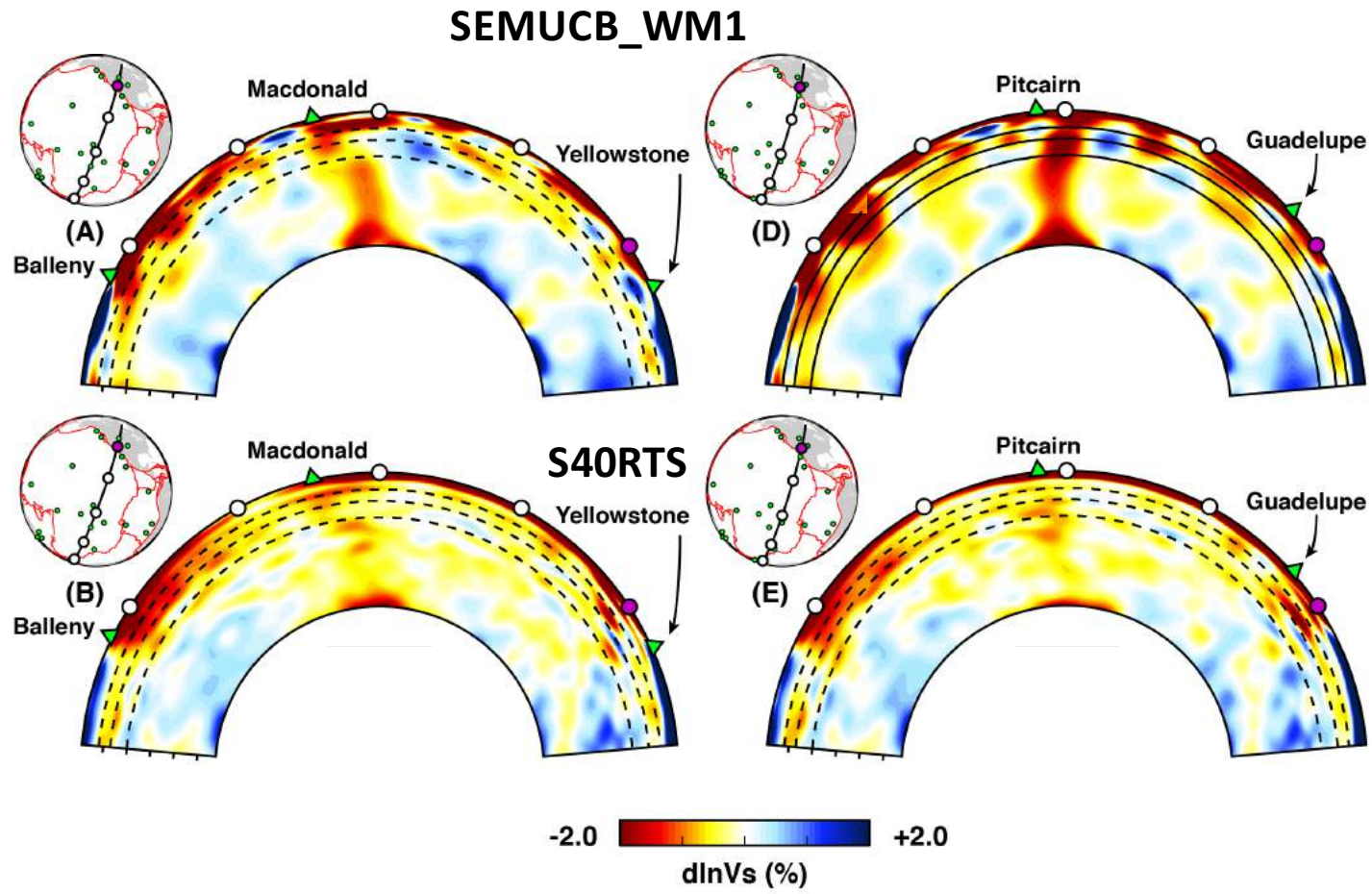
Approximations
classiques:
Ondes de surface,
Ondes de volume



Temps de parcours
ondes de
volume
"fréquence finie"



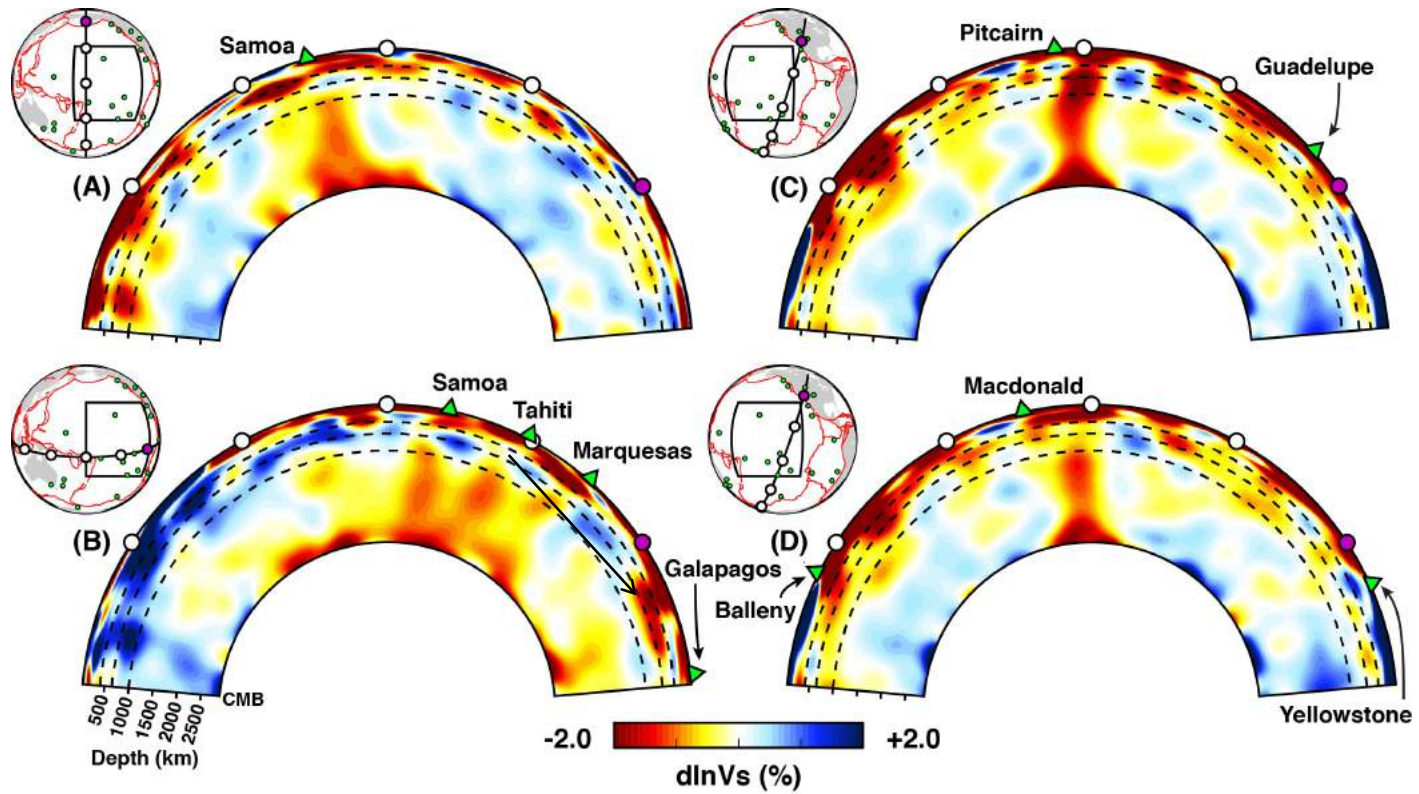
Forme
d'onde
complète
et SEM



French and Romanowicz, 2015

Whole mantle model SEMUCB_WM1

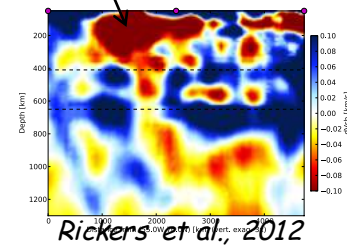
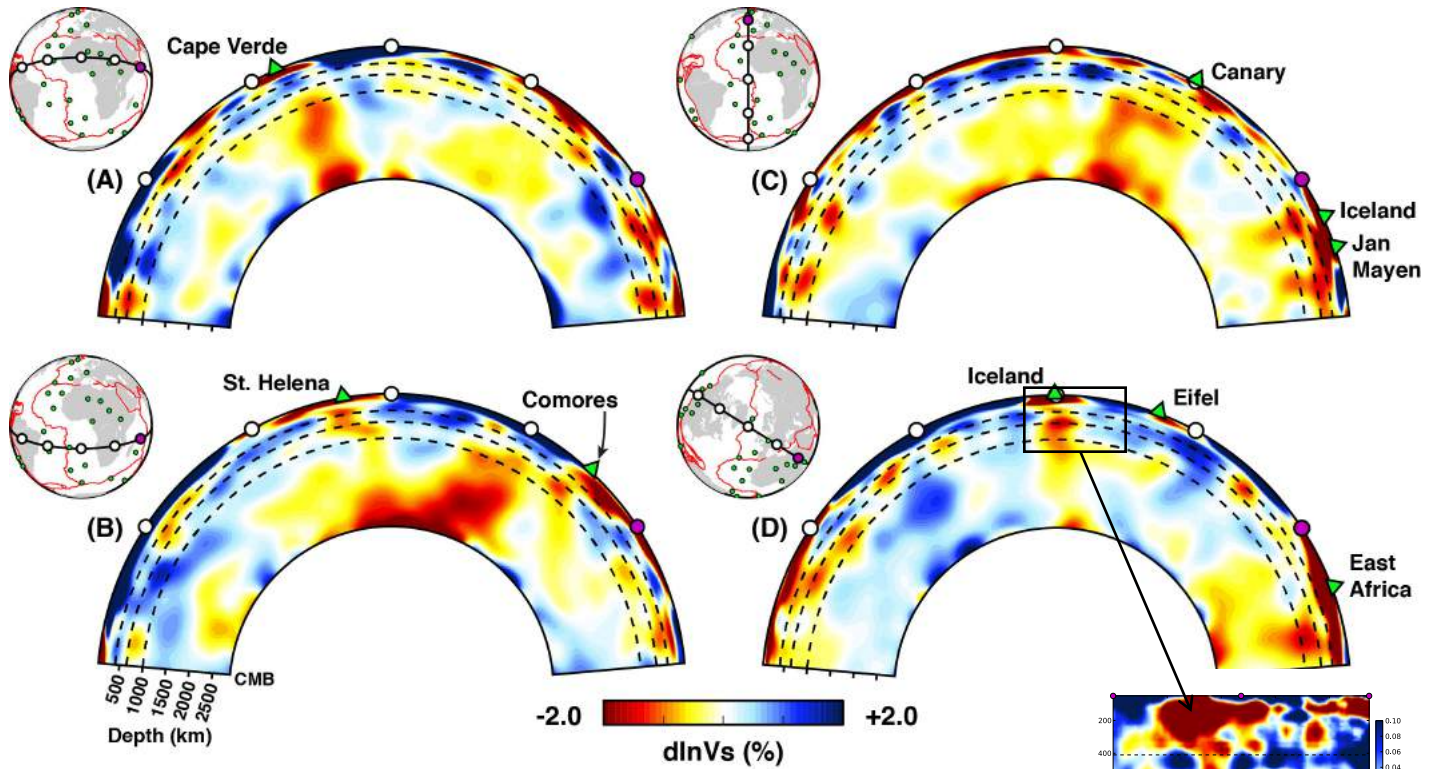
Pacific superswell region



French and Romanowicz, 2015

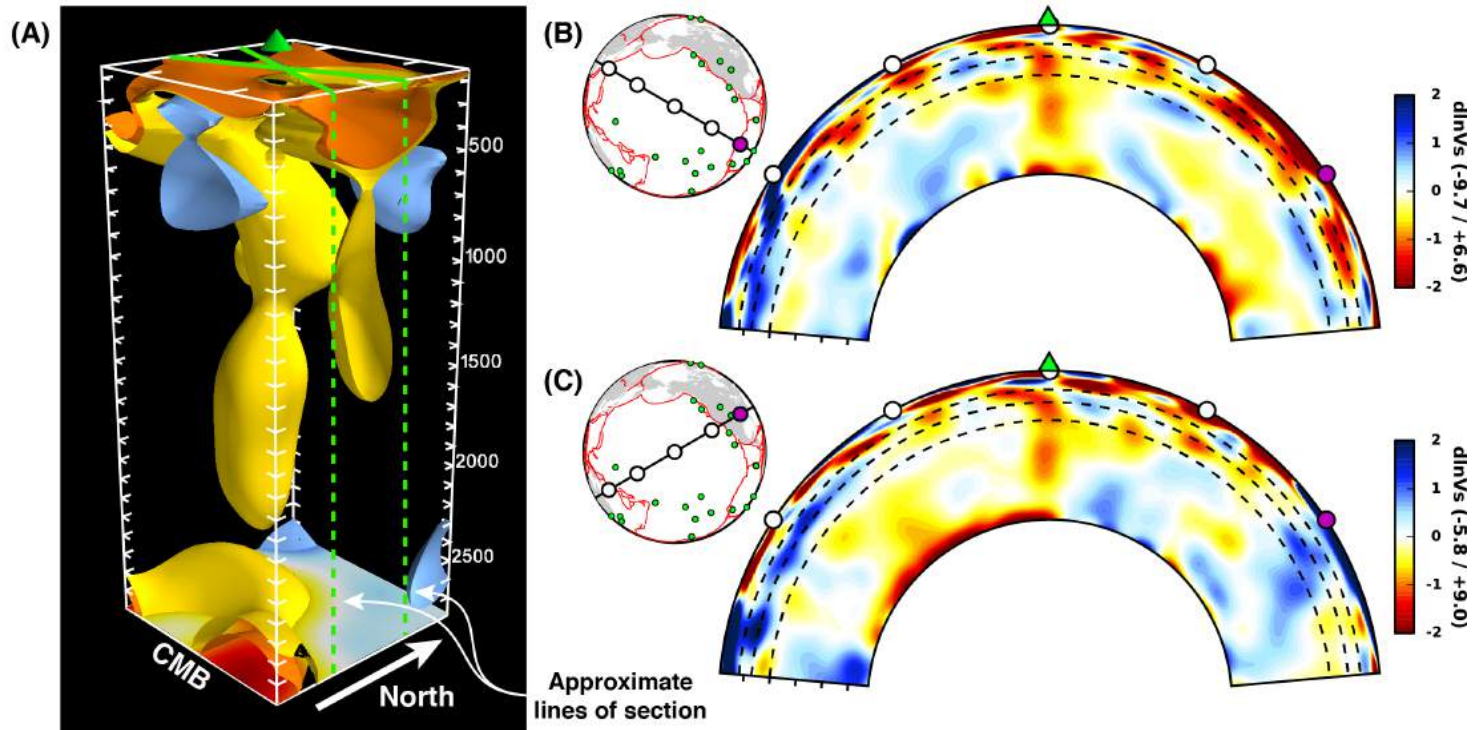
Model: SEMUCB_WM1

Atlantic Plumes



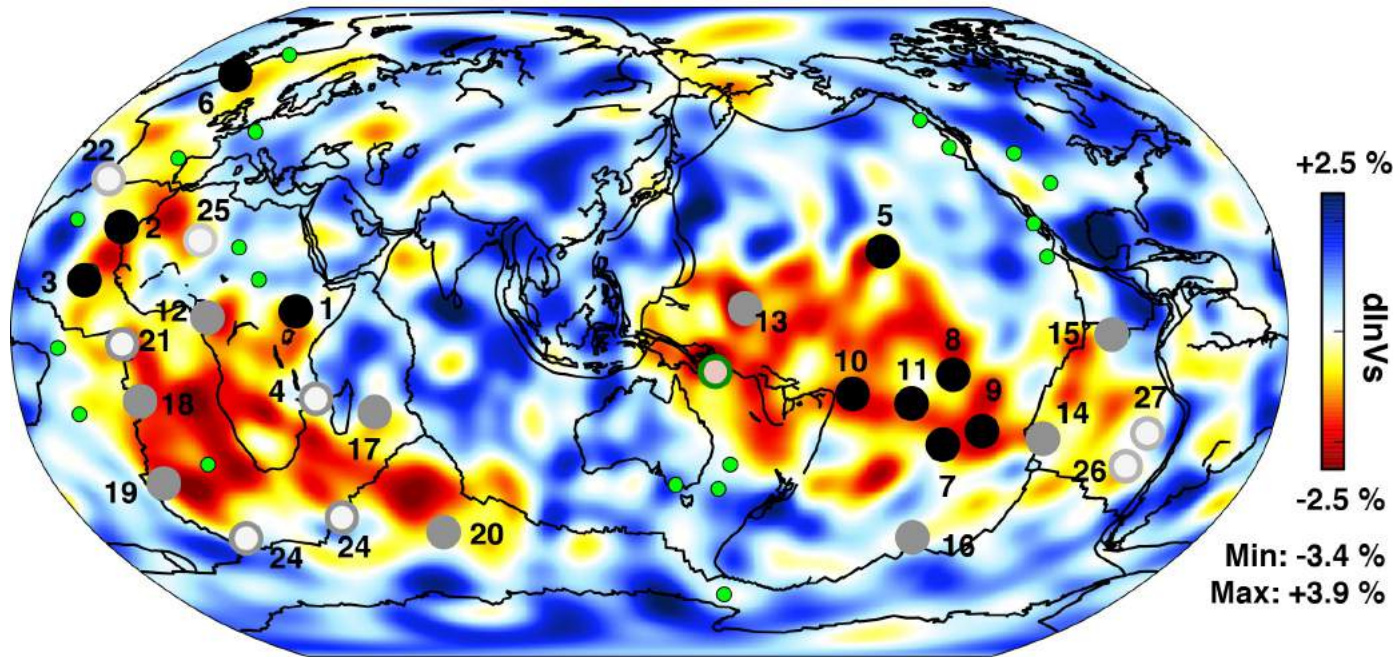
French and Romanowicz, 2015

HAWAII



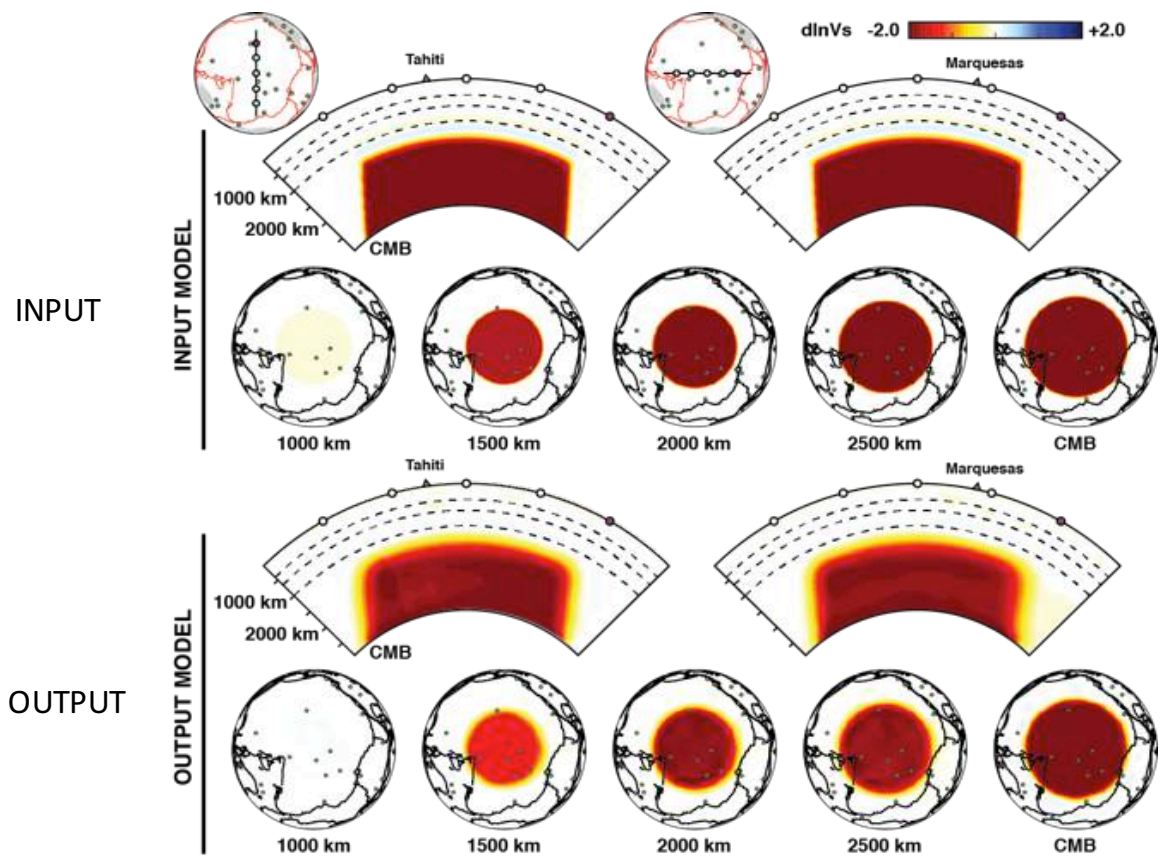
These broad plumes are found under major hotspots that lie over the LLSVPs

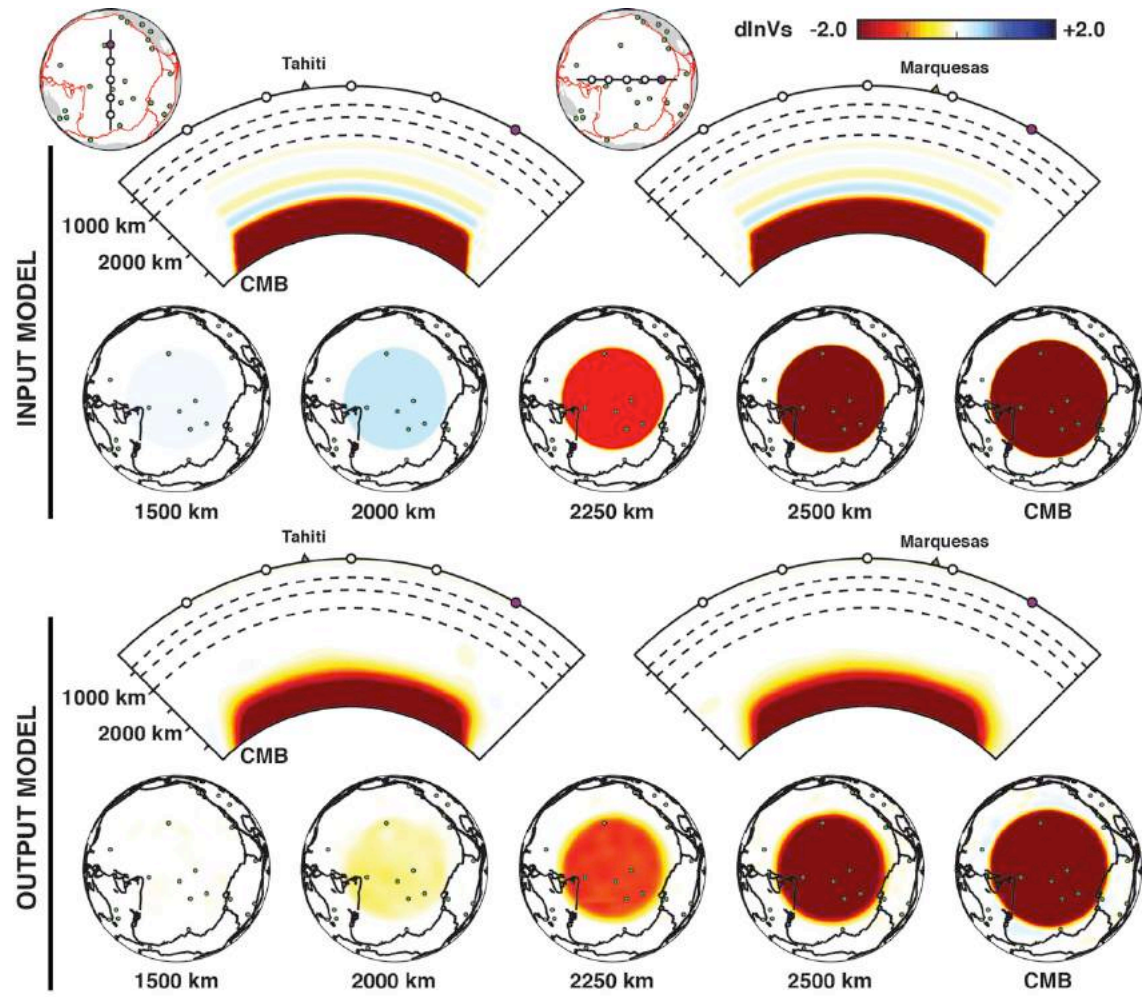
SEMUCB-WM1 at 2800 km depth



- "Primary" plumes
- Somewhat resolved
- Clearly resolved
- Not associated with any hotspot

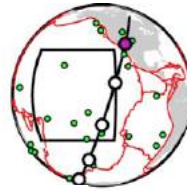
● Other hotspots according to Steinberger (2000)



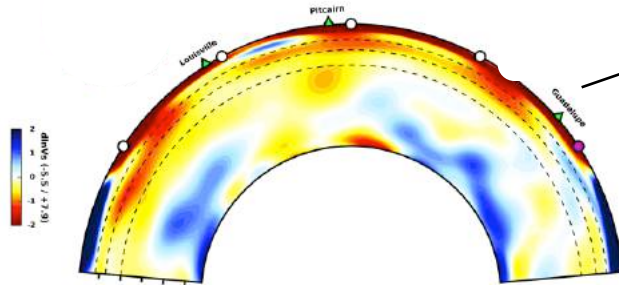


Inversion with different starting model

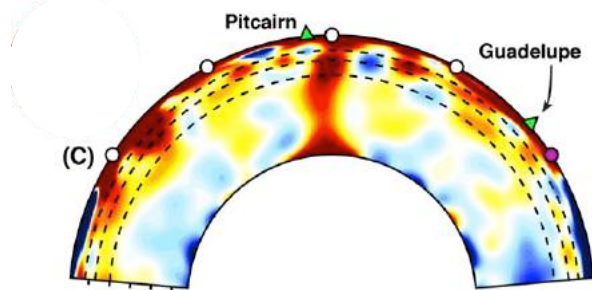
PITCAIRN



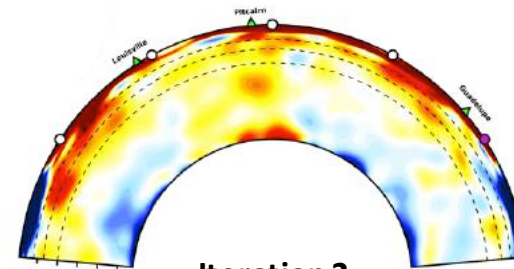
Starting model: S362ANI



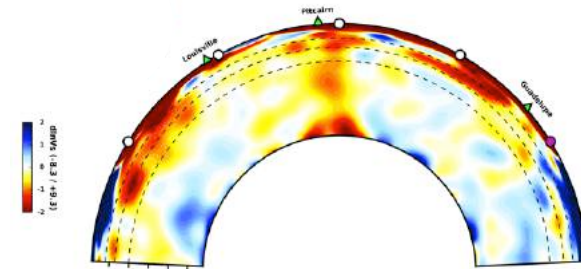
Target model: SEMUCB_WM1



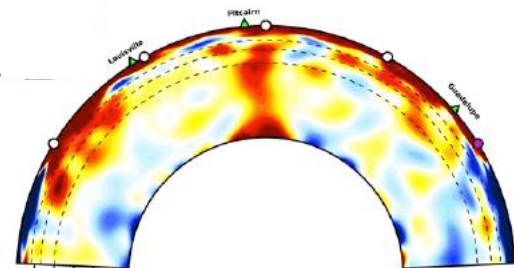
Iteration 1



Iteration 2

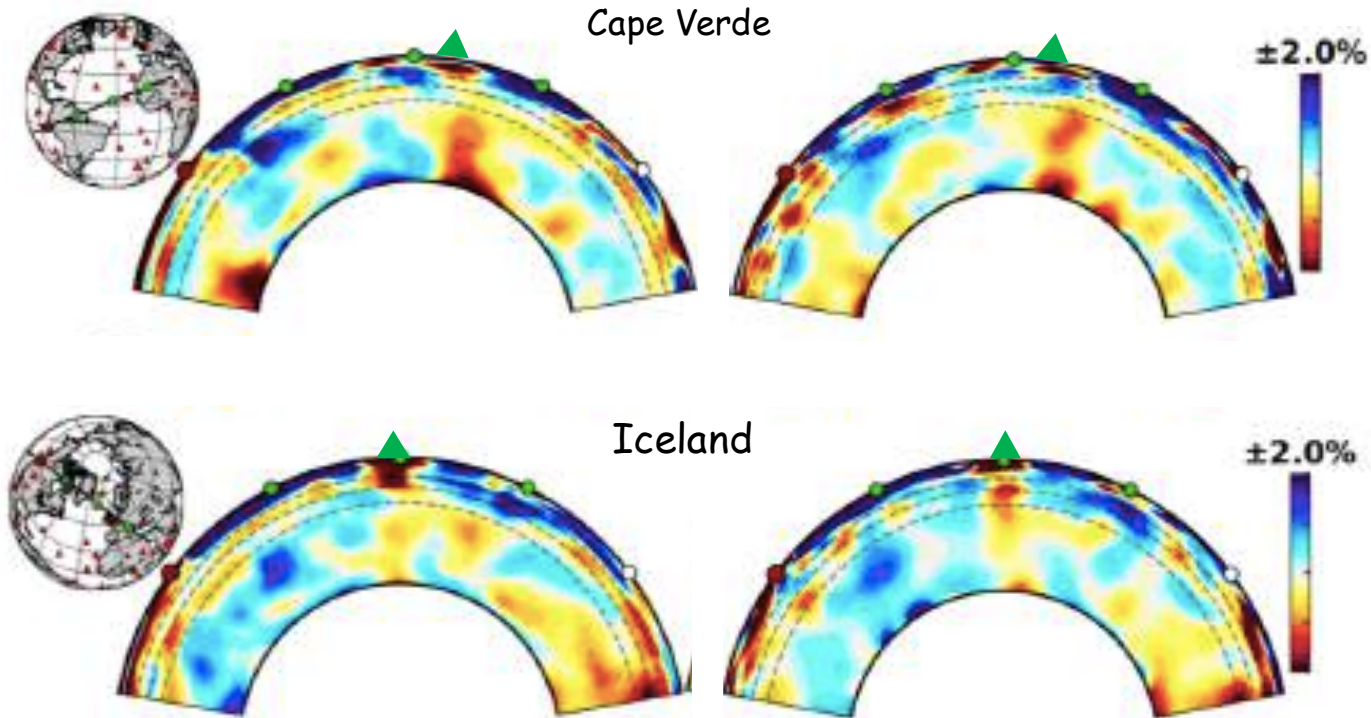


Iteration 3



GLAD-M25
Lei et al., 2019

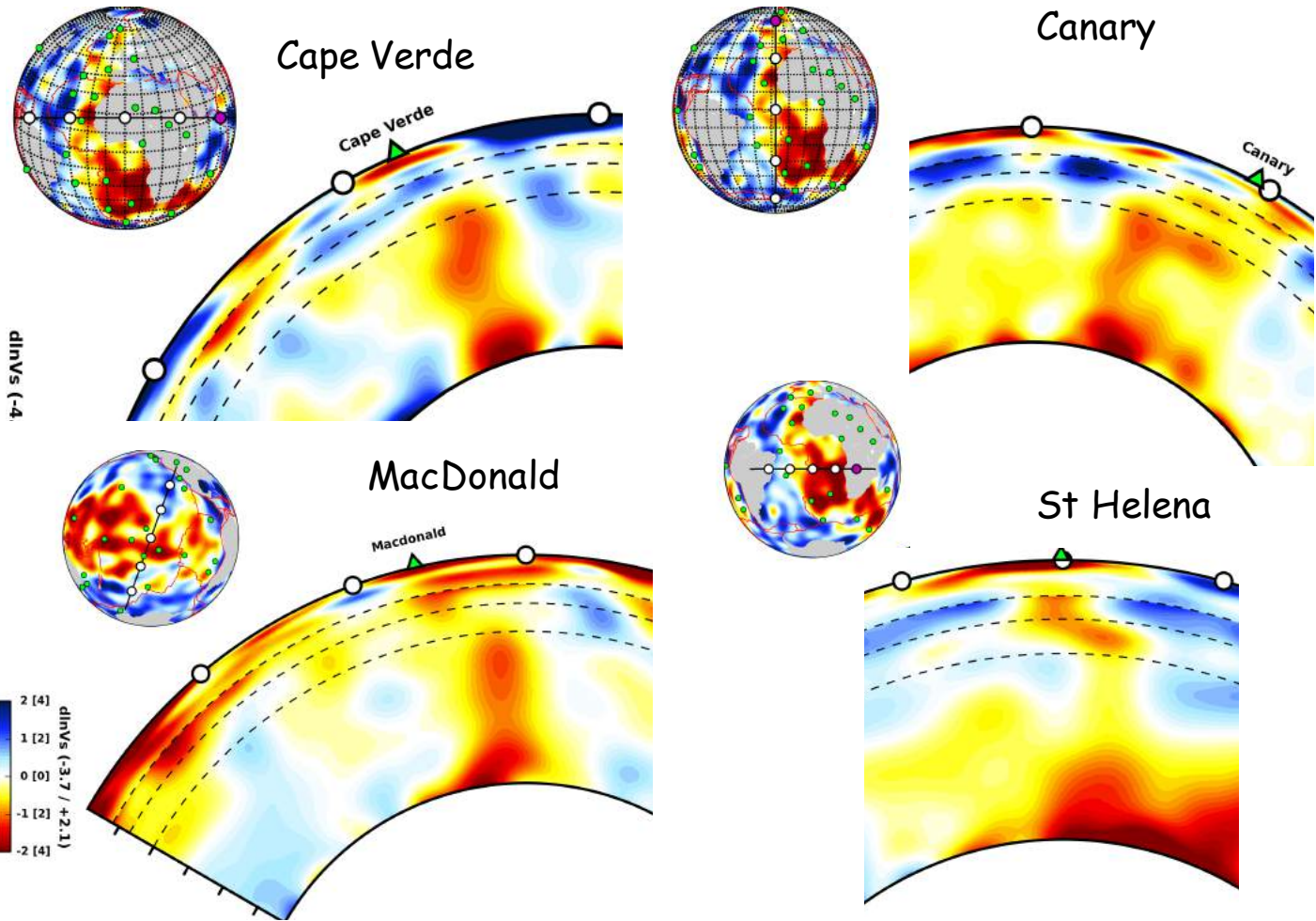
SEMUCB_WM1
French and Romanowicz, 2015

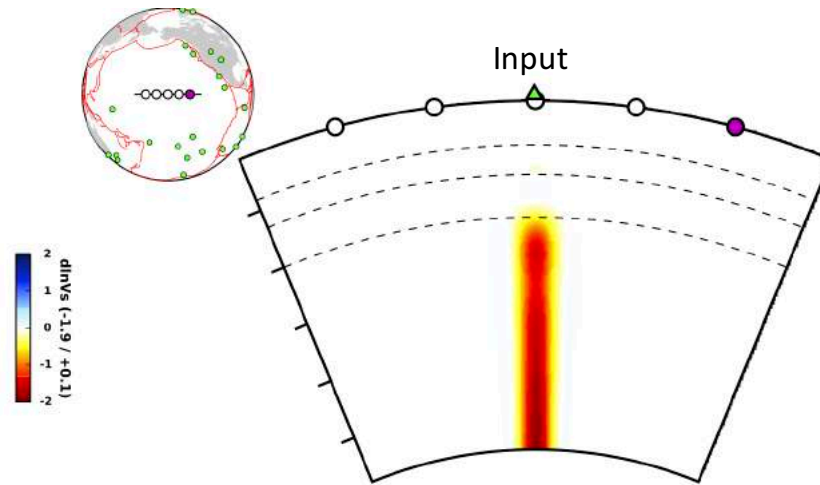


Inversion par méthode des adjoints

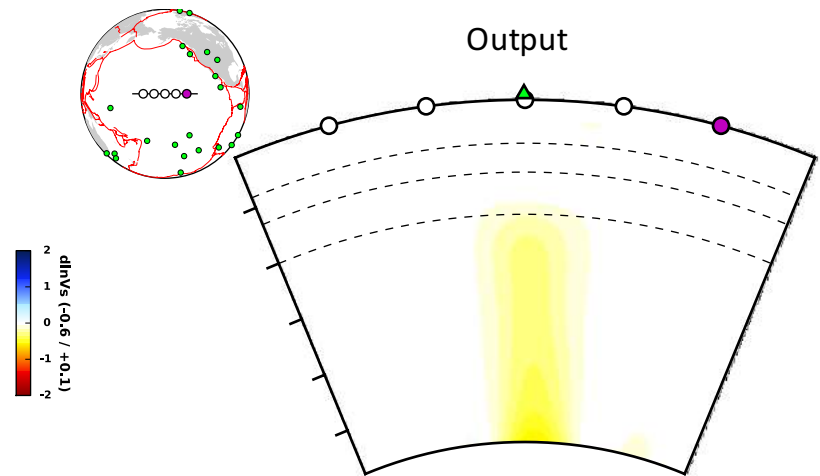
Inversion avec SEM+ NACT

These "plumes" are broad

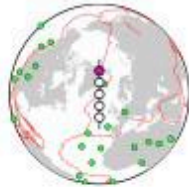




Hawaii synthetic
Experiment:
Input Plume has
diameter
of 400 km,
 $dV_s/V_s \sim -2\%$

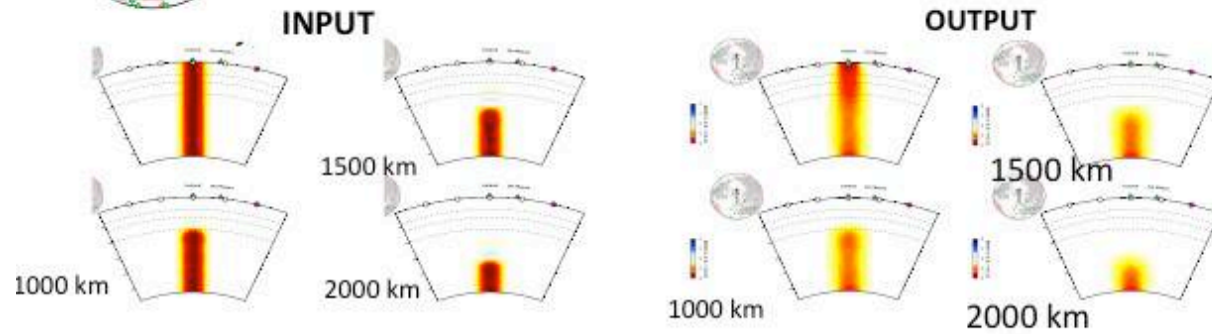


Output plume:
 $dV_s/V_s \sim 0.5\%$

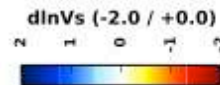
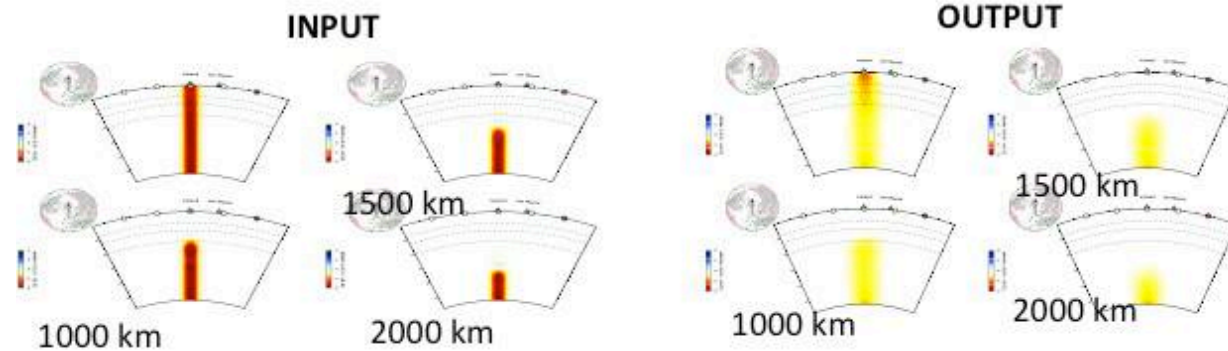


Iceland centered plume

1000 km width cosine profile (half-width: 500 km)

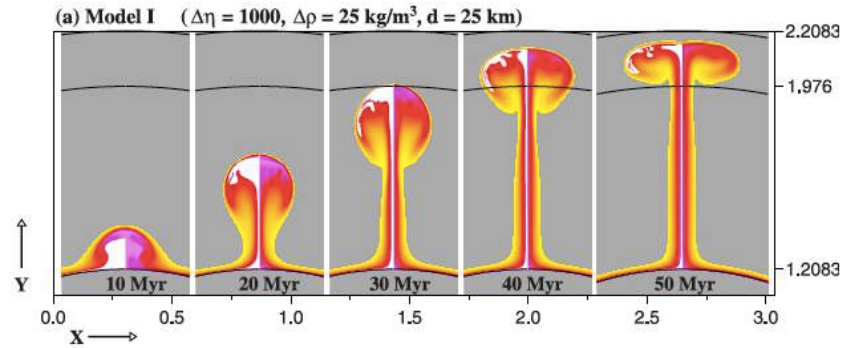


600 km width cosine profile (half-width: 300 km)

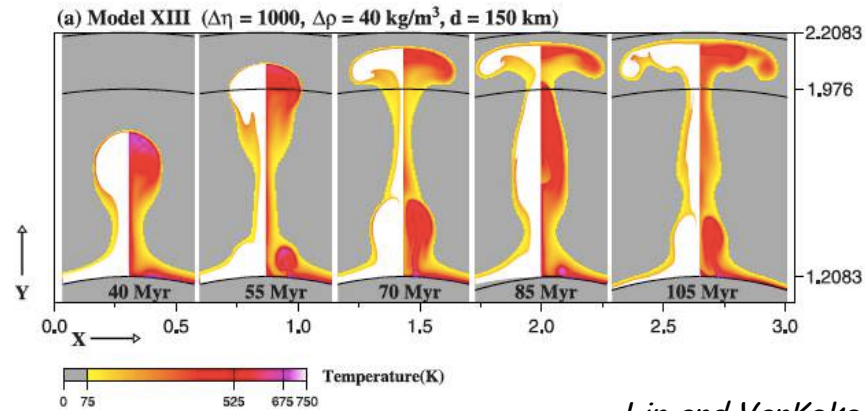


Thermochemical Plumes

Category 1 plume:
"Thermal"

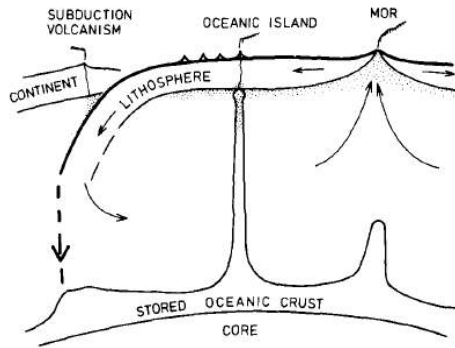


Category 3 plume:
"Thermo-chemical"



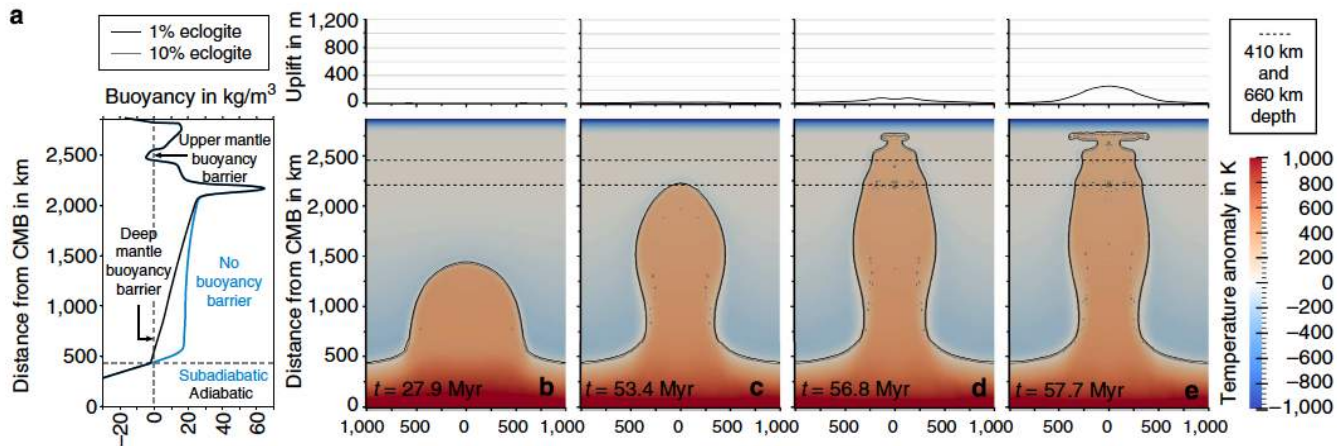
White = distinct
composition

Lin and VanKeken, 2006



Hofmann and White, 1982

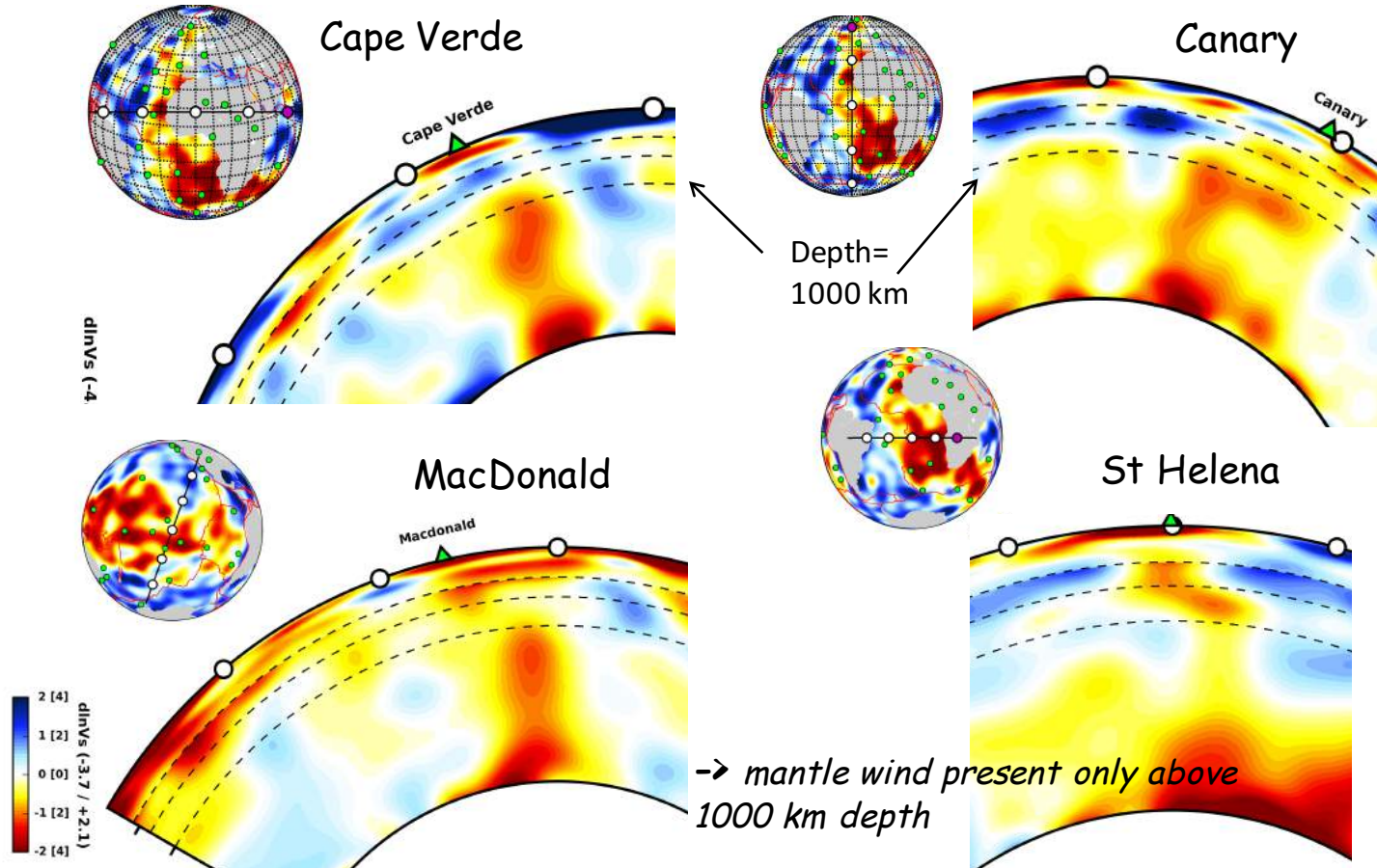
Thermochemical plumes?



Dannberg and Sobolev, 2015

-> Quasi-verticaux de la CMB à ~ 1000 km de profondeur

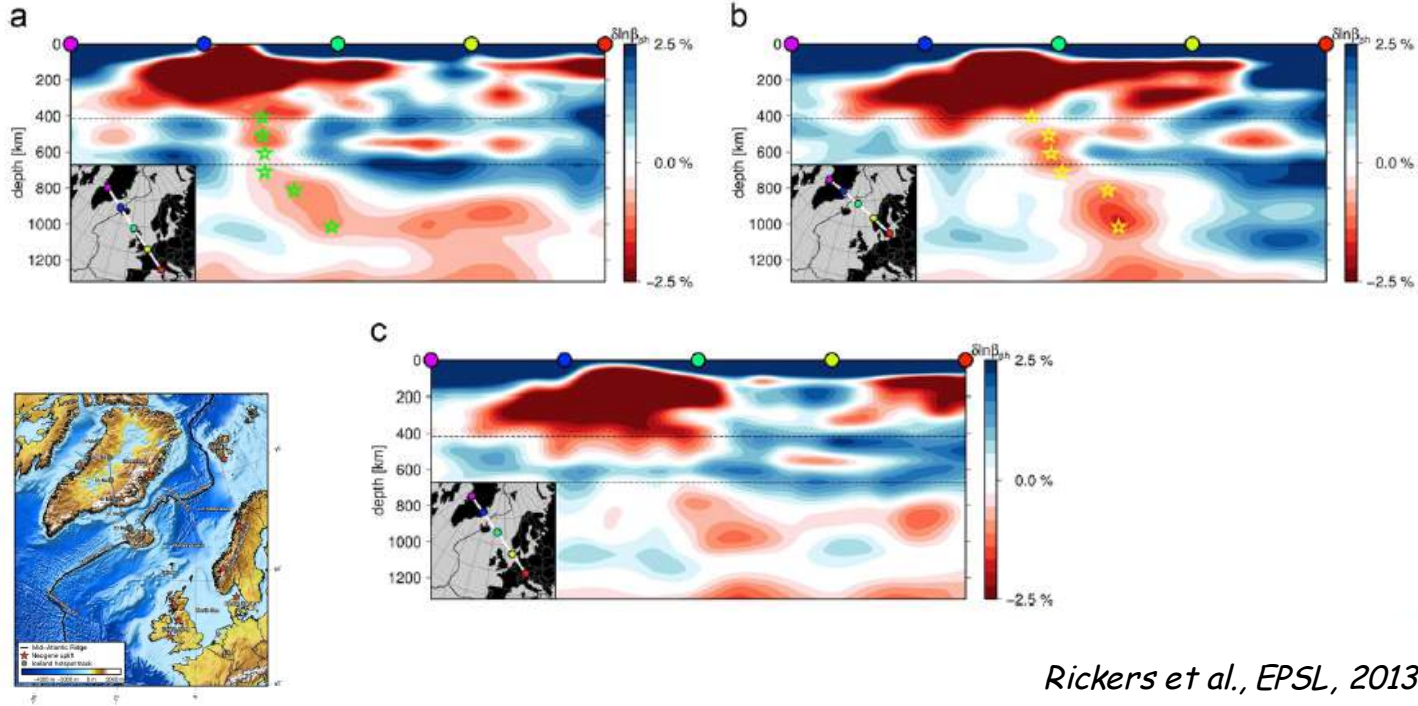
-> Often laterally offset from corresponding hotspots



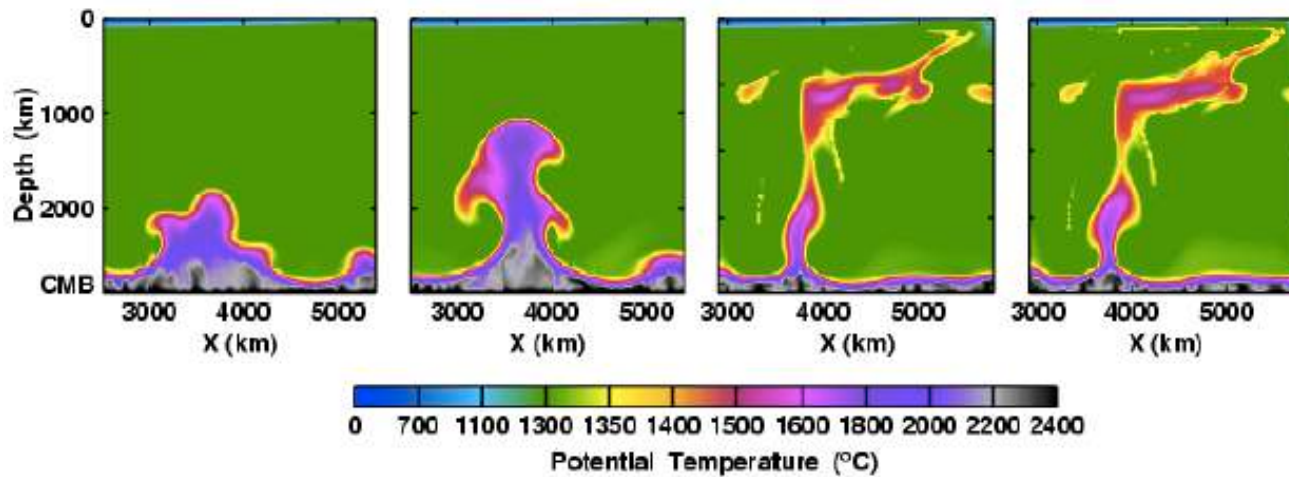
Adjoint-based tomography
at continental
scale

Northern Atlantic

NA-IP model

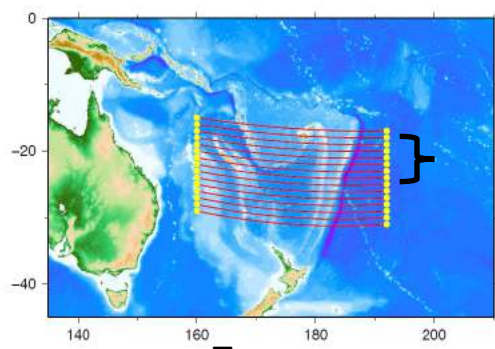


Rickers et al., EPSL, 2013



[Farnetani and Samuel, GRL, 2005]

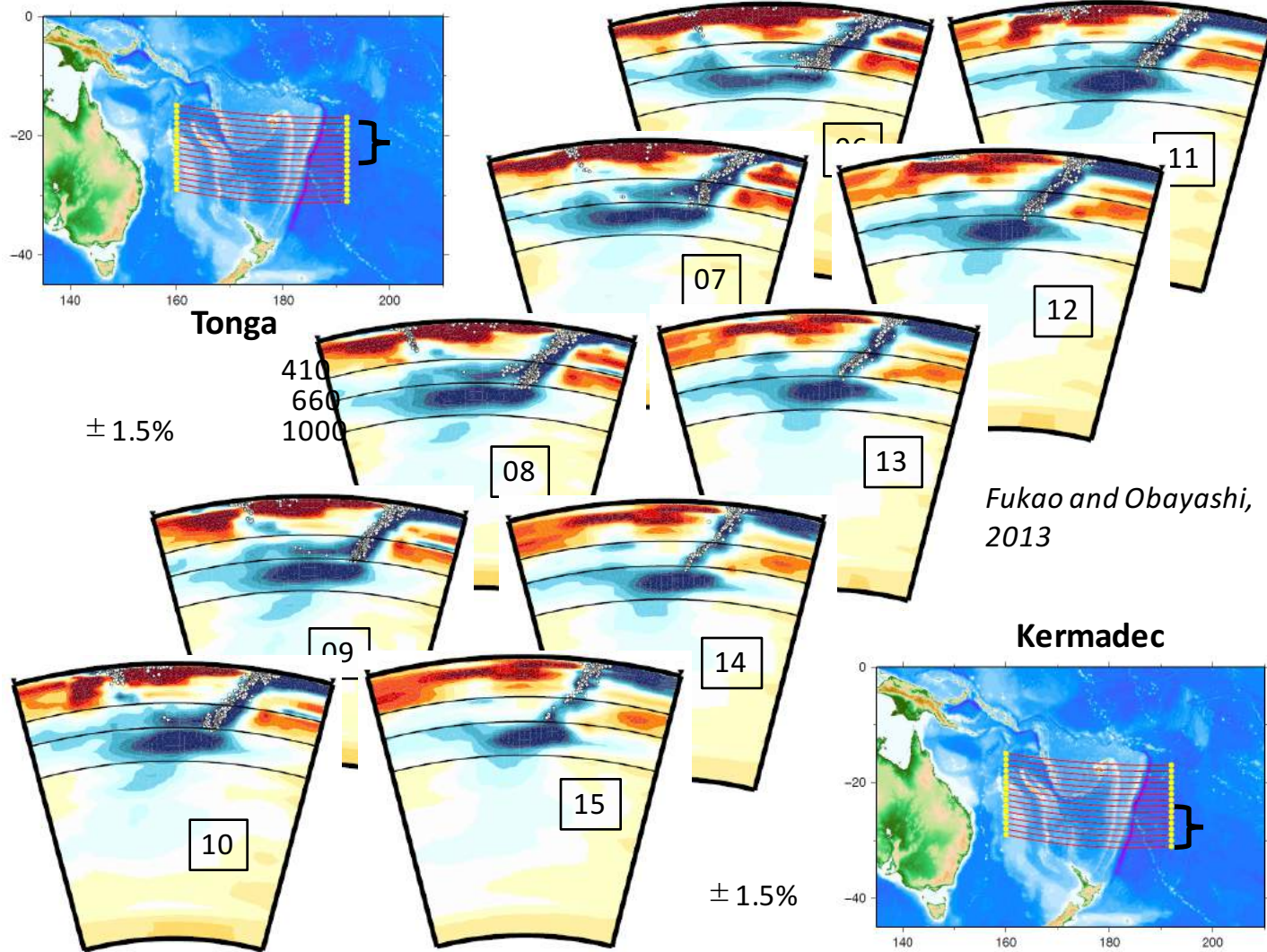
- Denser basal layer
- Viscosity varies with depth and temperature:
 - factor of 10 jump at 660 km
 - hot upwellings 2 orders of magnitude less viscous than background



Tonga

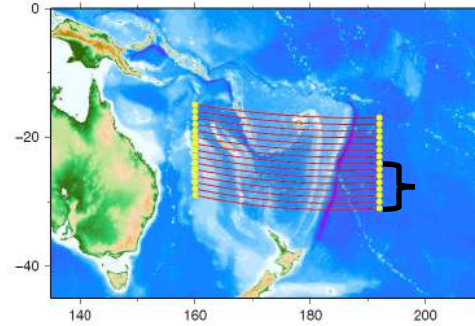
$\pm 1.5\%$

410
660
1000



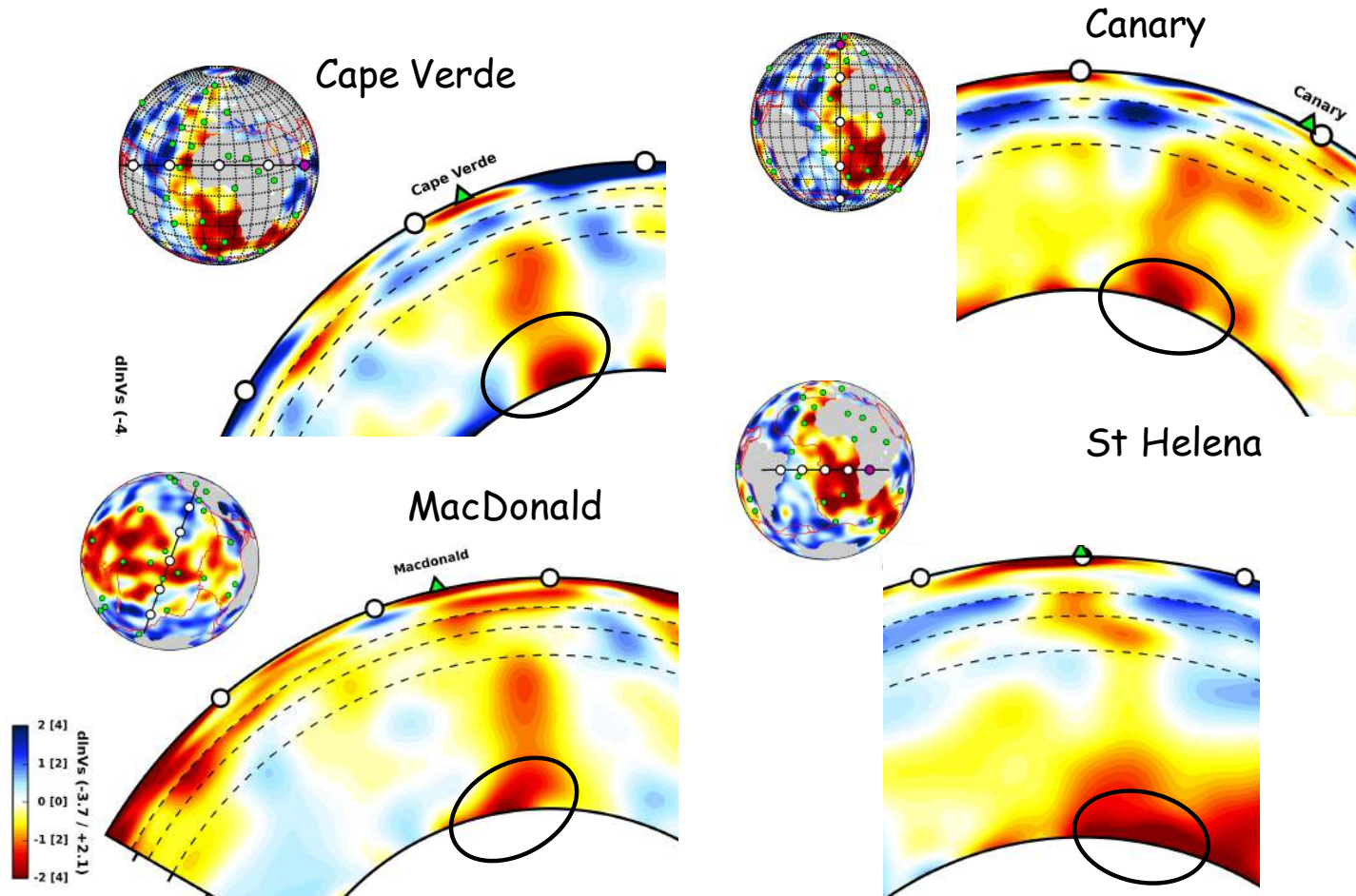
Fukao and Obayashi, 2013

Kermadec

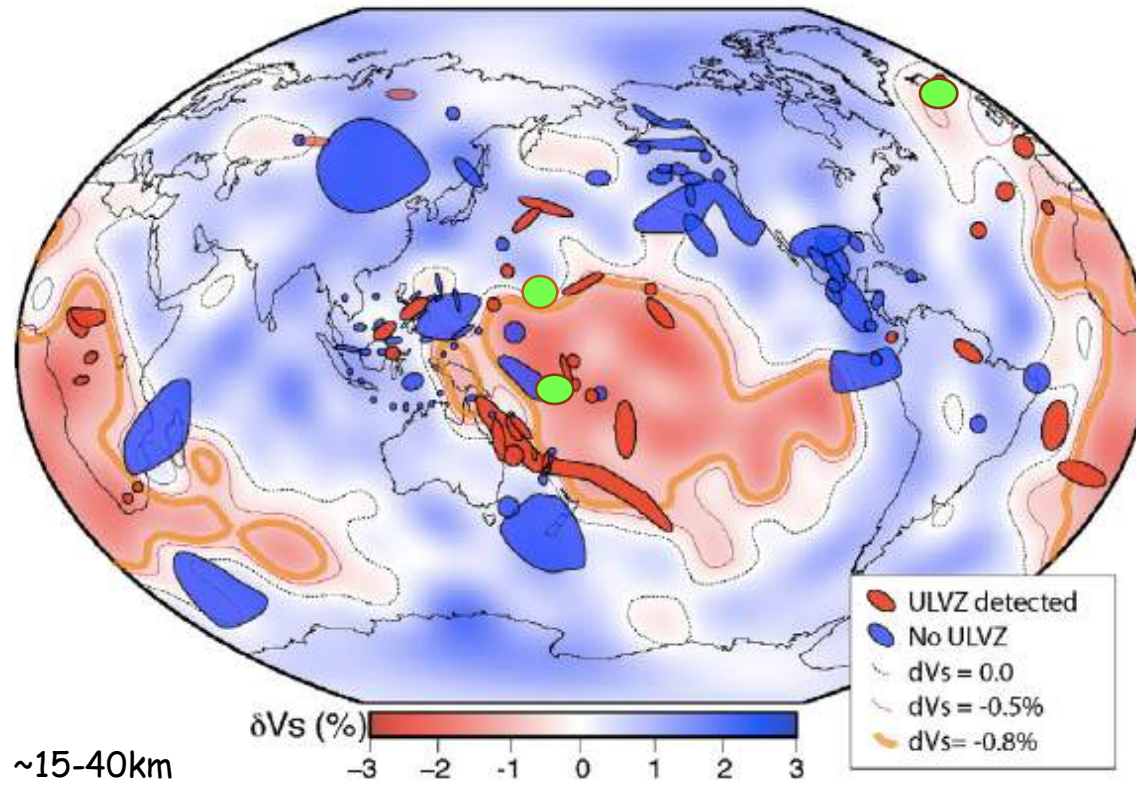


$\pm 1.5\%$

->The conduits are rooted in isolated patches of very low shear velocity



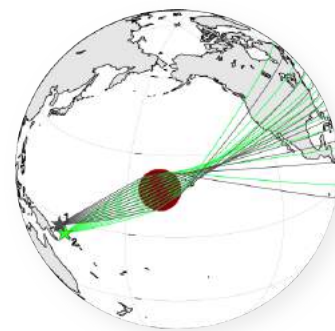
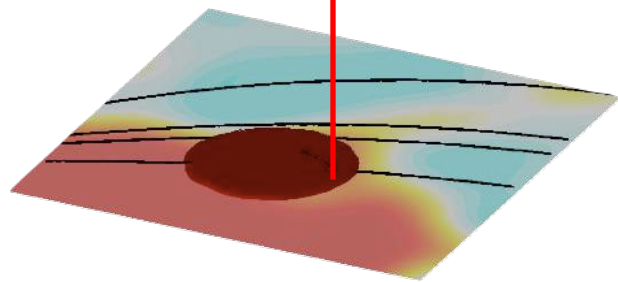
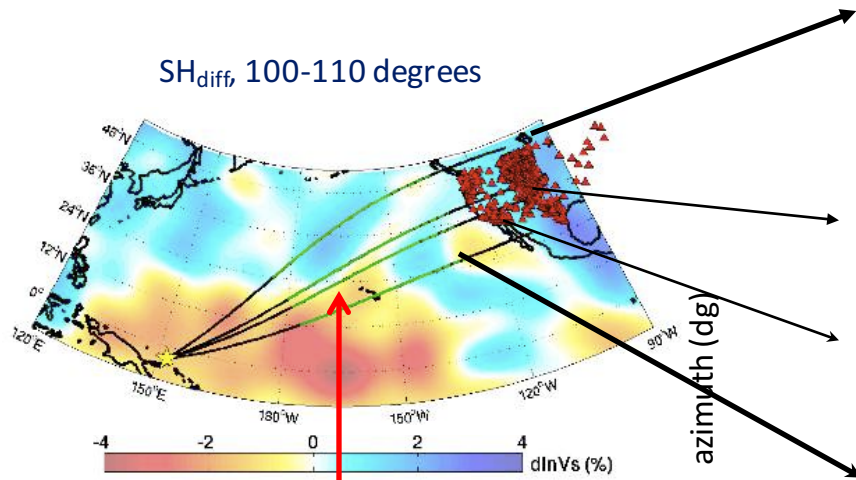
Ultra Low Velocity Zones



Height: ~15-40km
Vs reduction: ~20-30%
Vp reduction: ~10%
 ρ increase : < 10%

McNamara et al., 2010

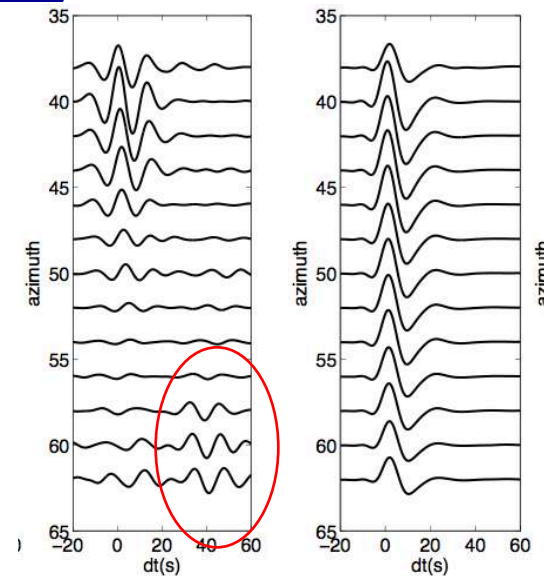
Detection of an "ultra low velocity zone" at the base of the mantle



Waveforms filtered 10-20 s

Observation

Prediction

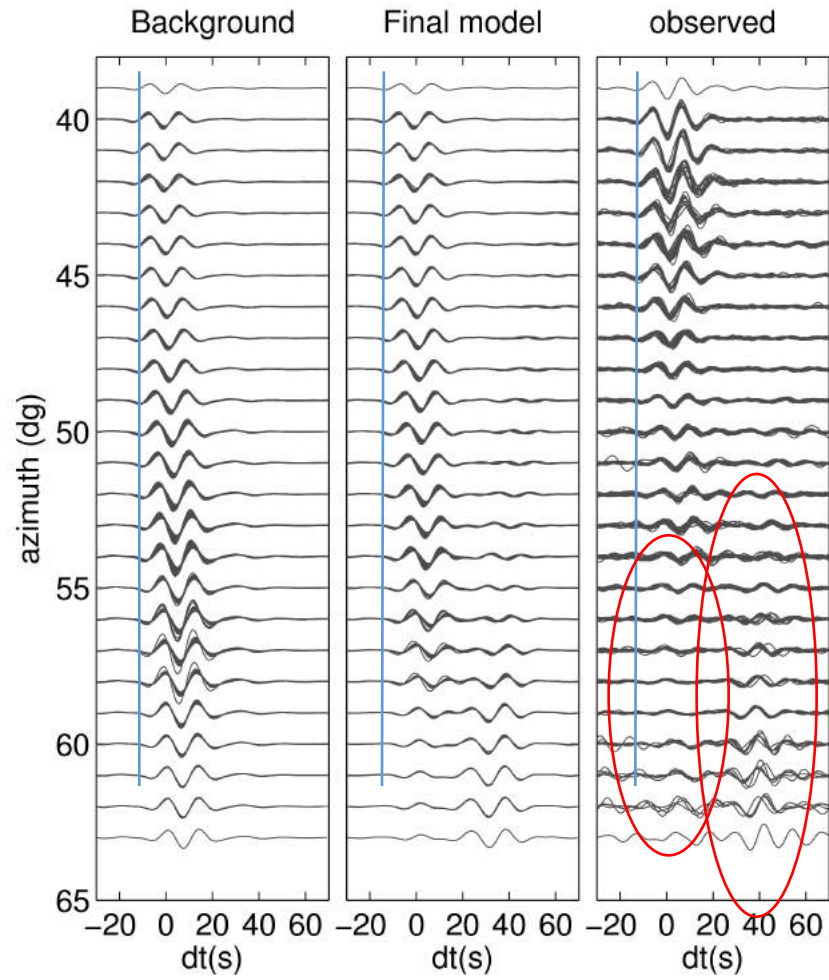


time around S_{diff} (s)

- ULVZ:
- Height: ~25km
- Diameter: ~800 km
- Velocity reduction: ~20%

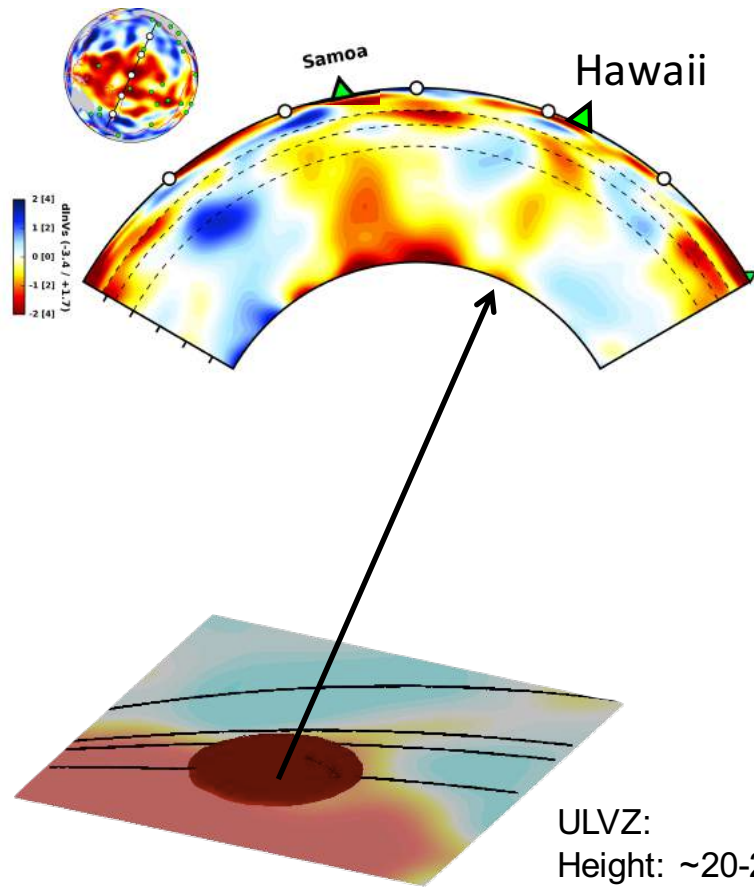
Cottaar and Romanowicz, 2012, EPSL

Filter: 10-20 s



Cottaar and Romanowicz, 2012

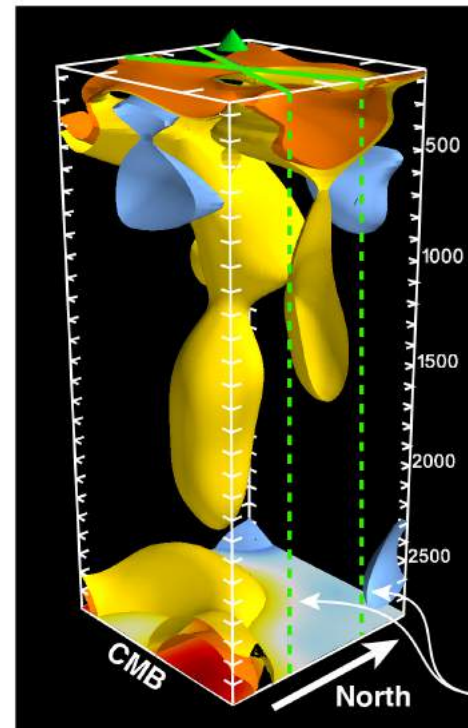
SEMUCB_WM1
Depth = 2800 km



Cottaar and Romanowicz, 2012

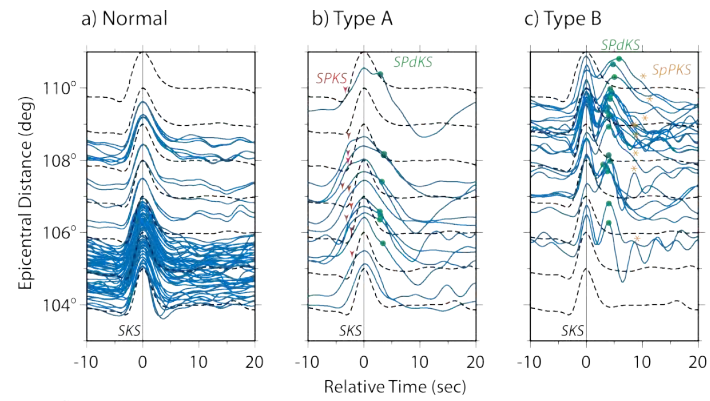
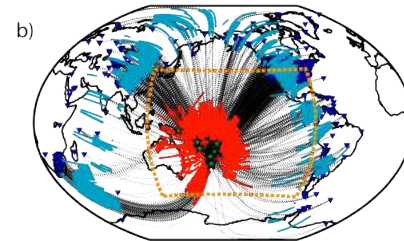
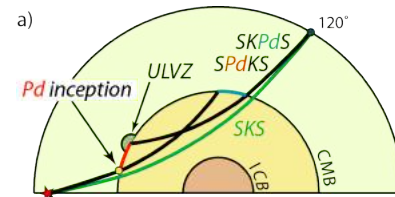
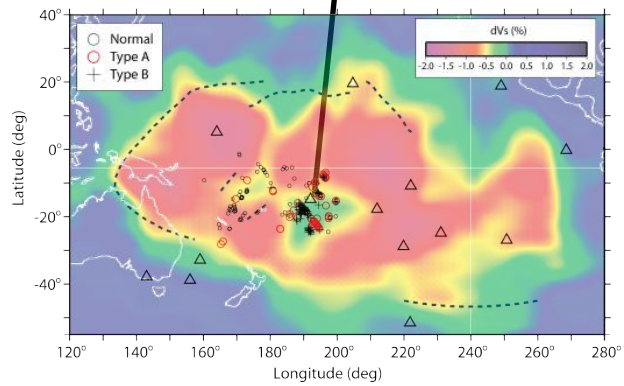
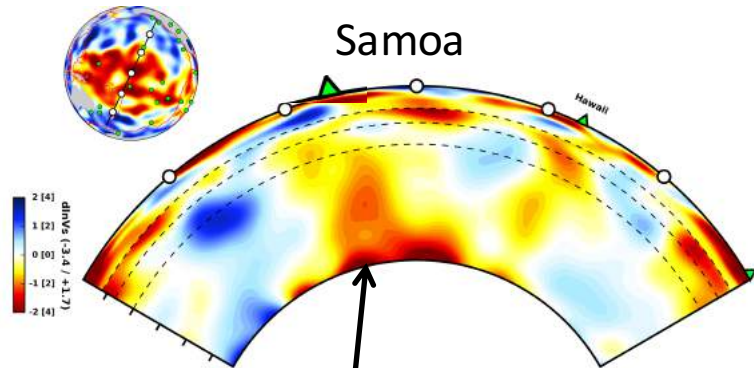
ULVZ:
Height: ~20-25km
Diameter: ~910 km
Velocity reduction: ~20%

Hawaiian plume viewed from South East



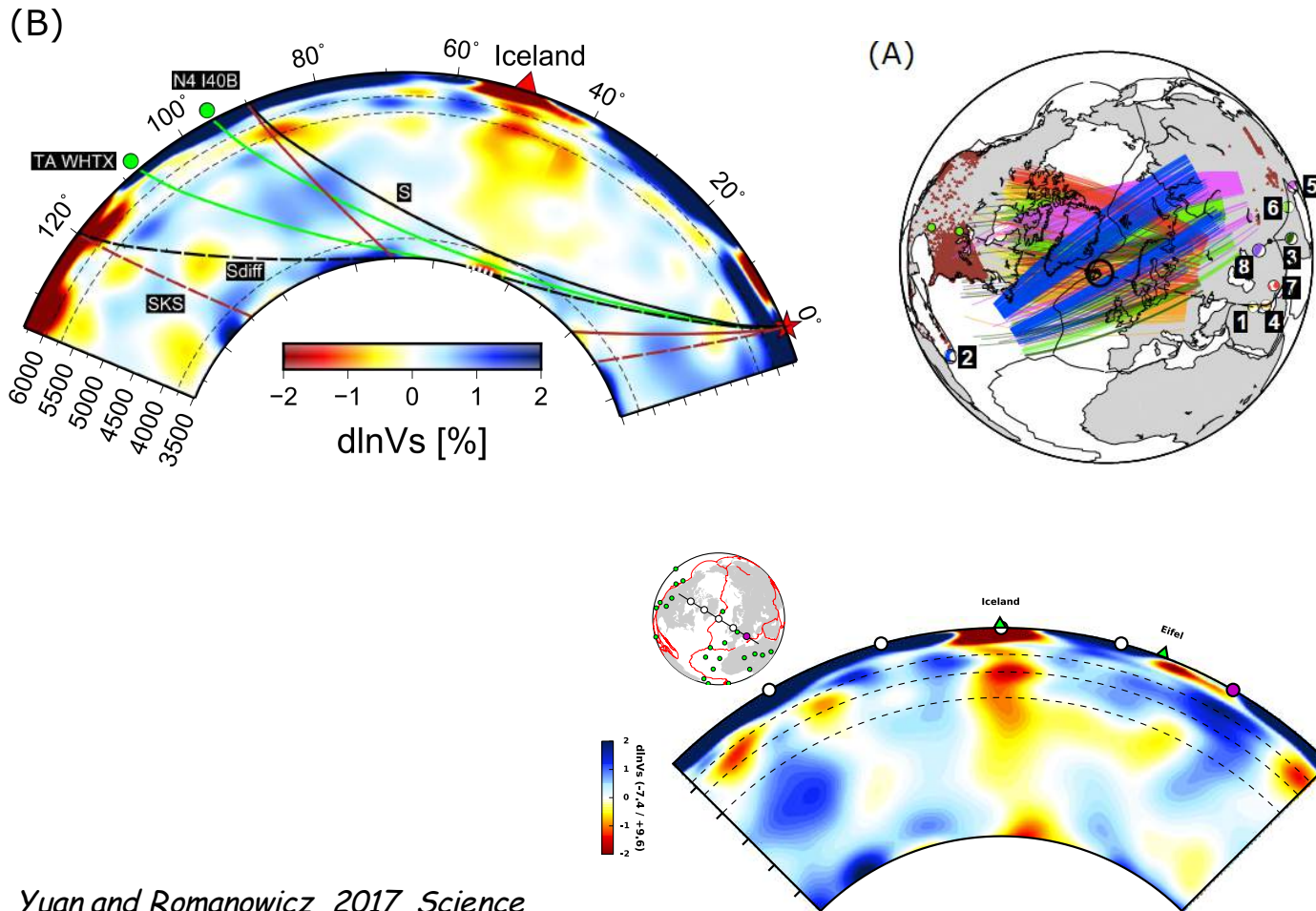
forward modelling of Sdiff

SEMUCB_WM1
Depth = 2800 km



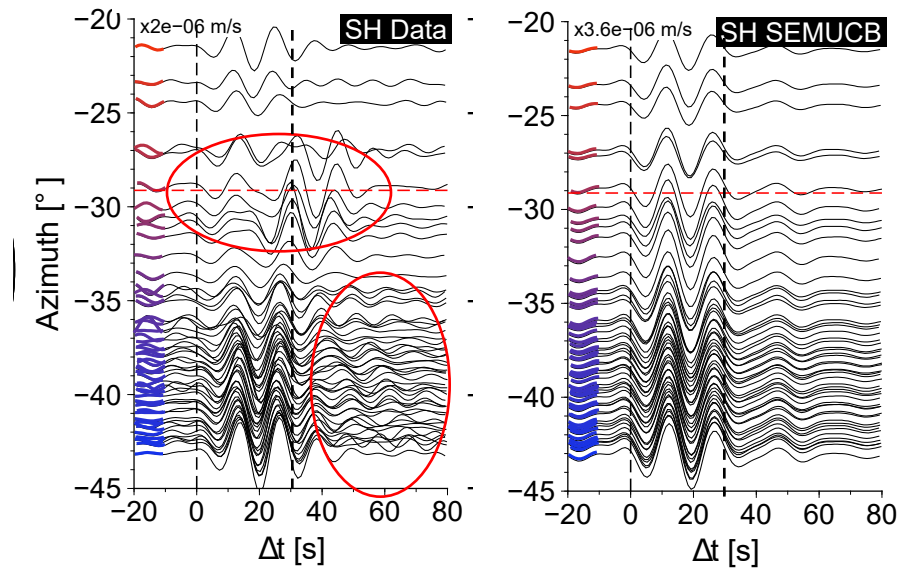
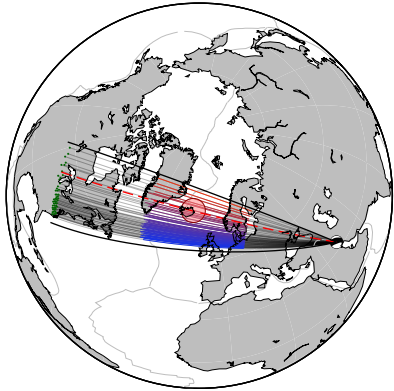
Thorne et al., EPSL, 2013

Axisymmetric ULVZ at the base of the Iceland Plume

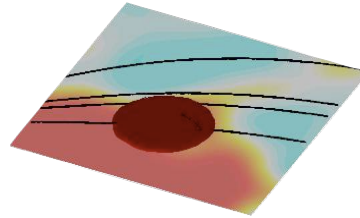
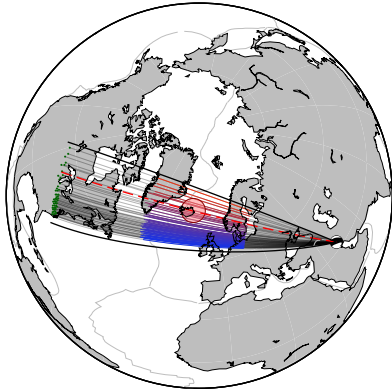


Yuan and Romanowicz, 2017, Science

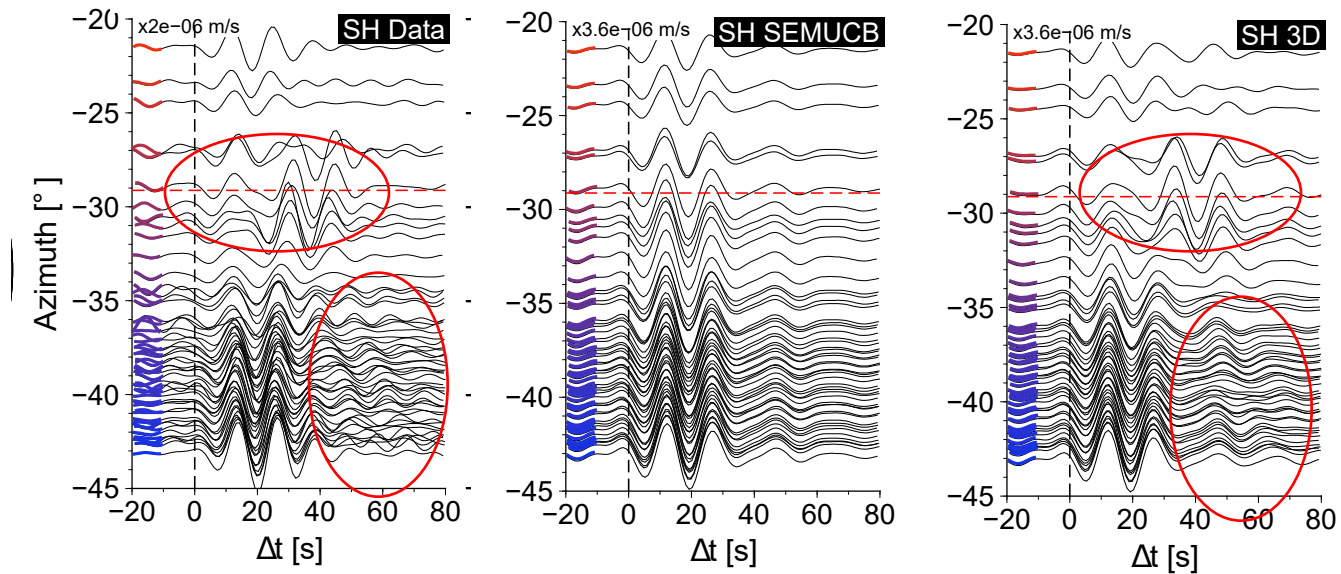
(A) Event 1, 12.0km, 94–96°



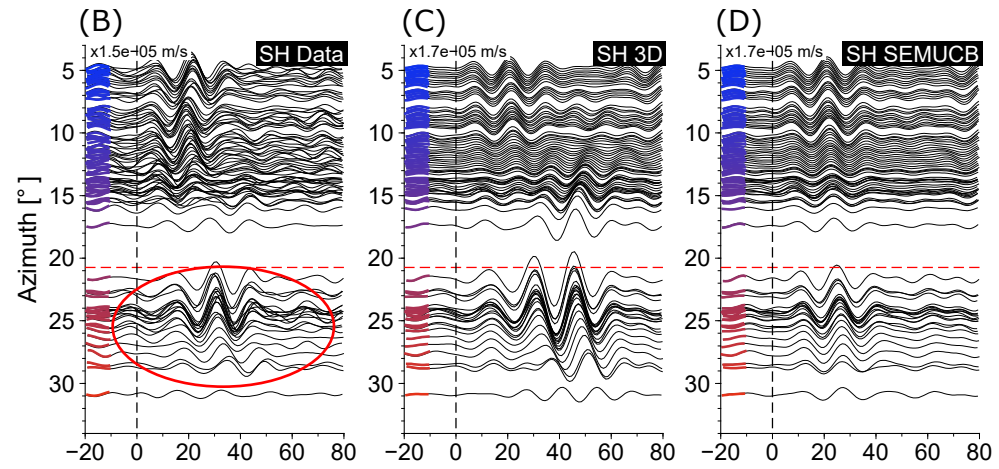
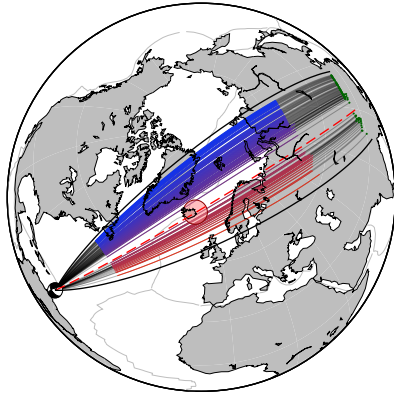
(A) Event 1, 12.0km, 94–96°



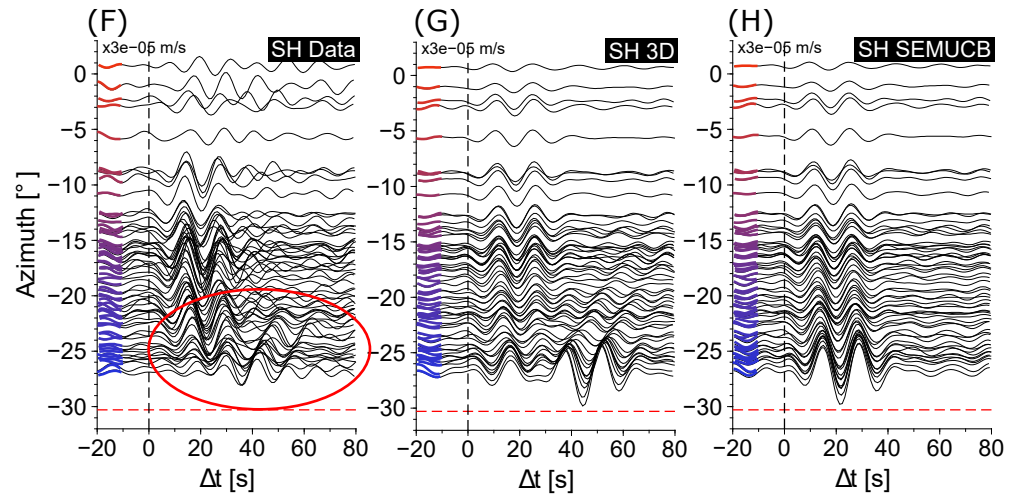
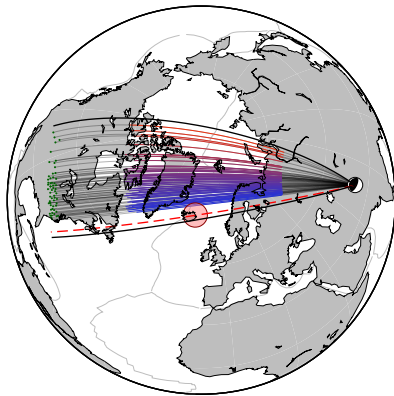
ULVZ:
Circular base
Height: ~15km
Diameter: ~800 km
Velocity reduction: ~25%



(A) Event 2, 147.9km, 126–130°

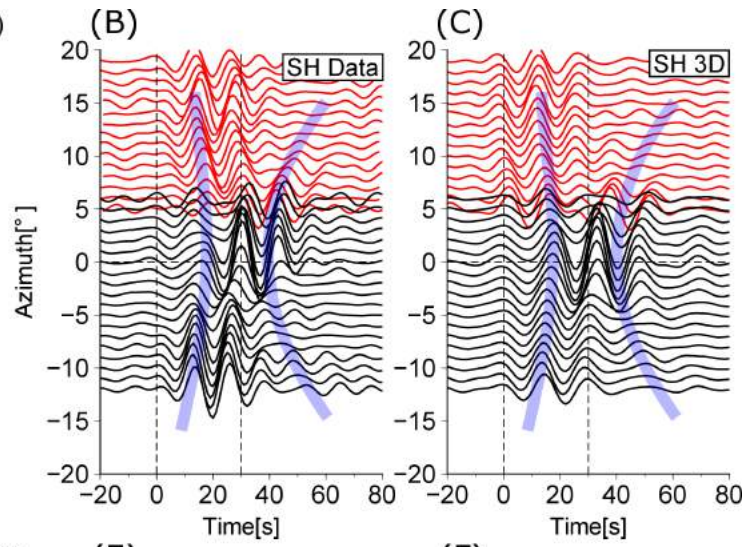
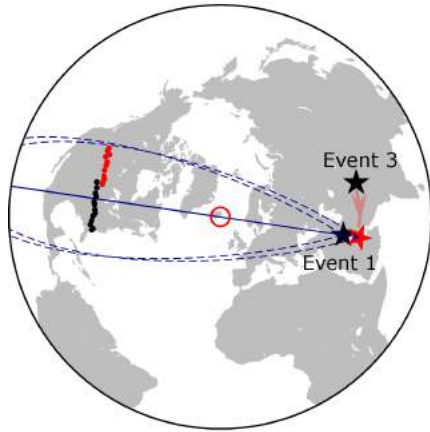


(E) Event 3, 209.4km, 101–105°

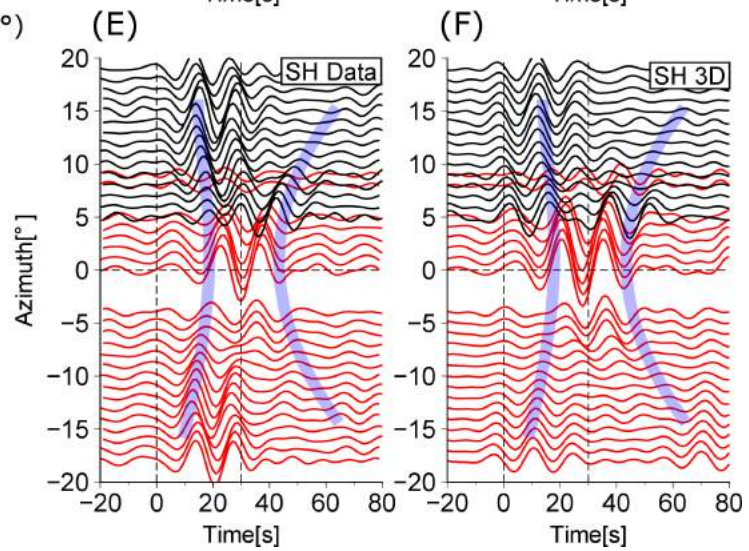


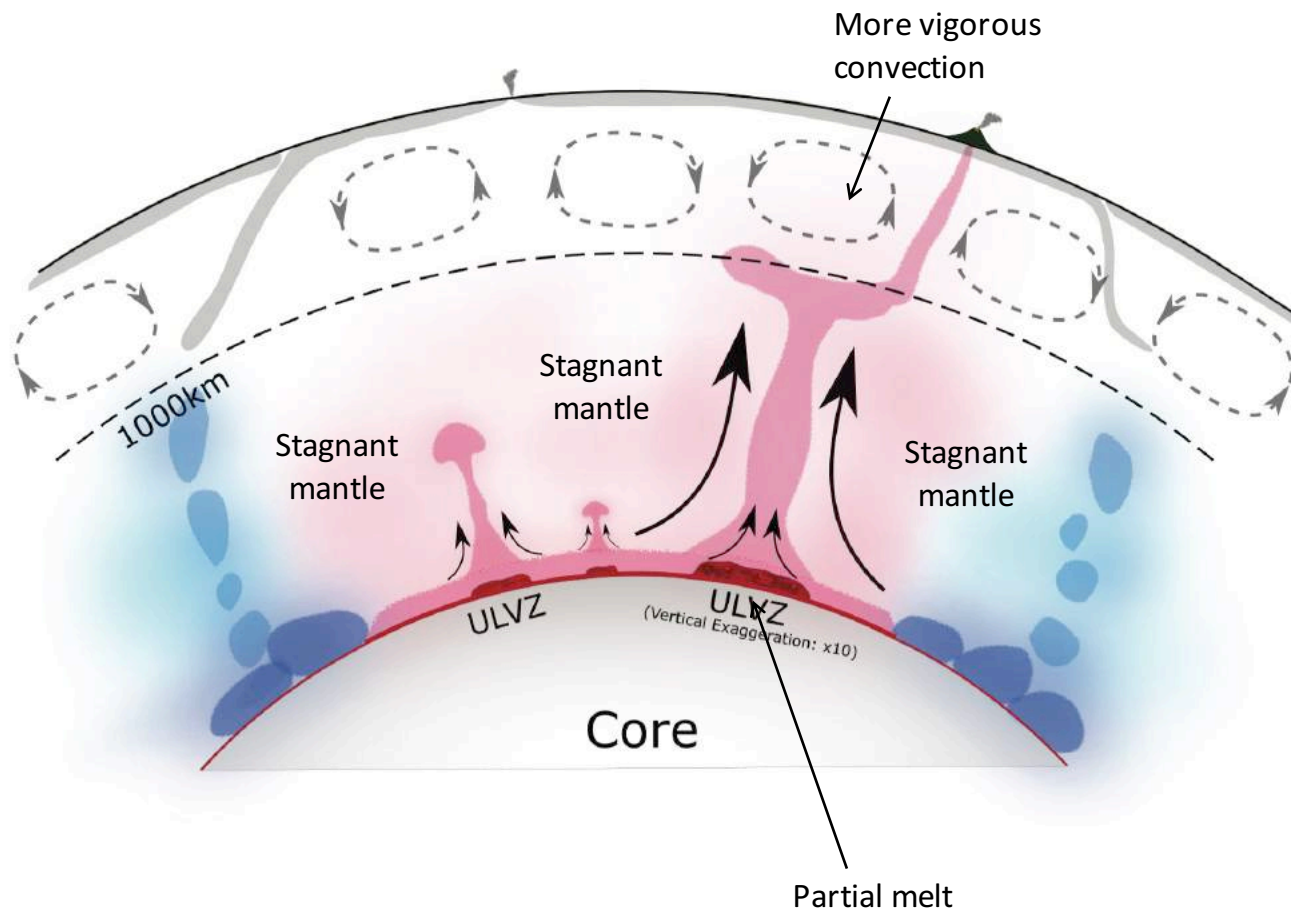
Yuan and Romanowicz, in revision

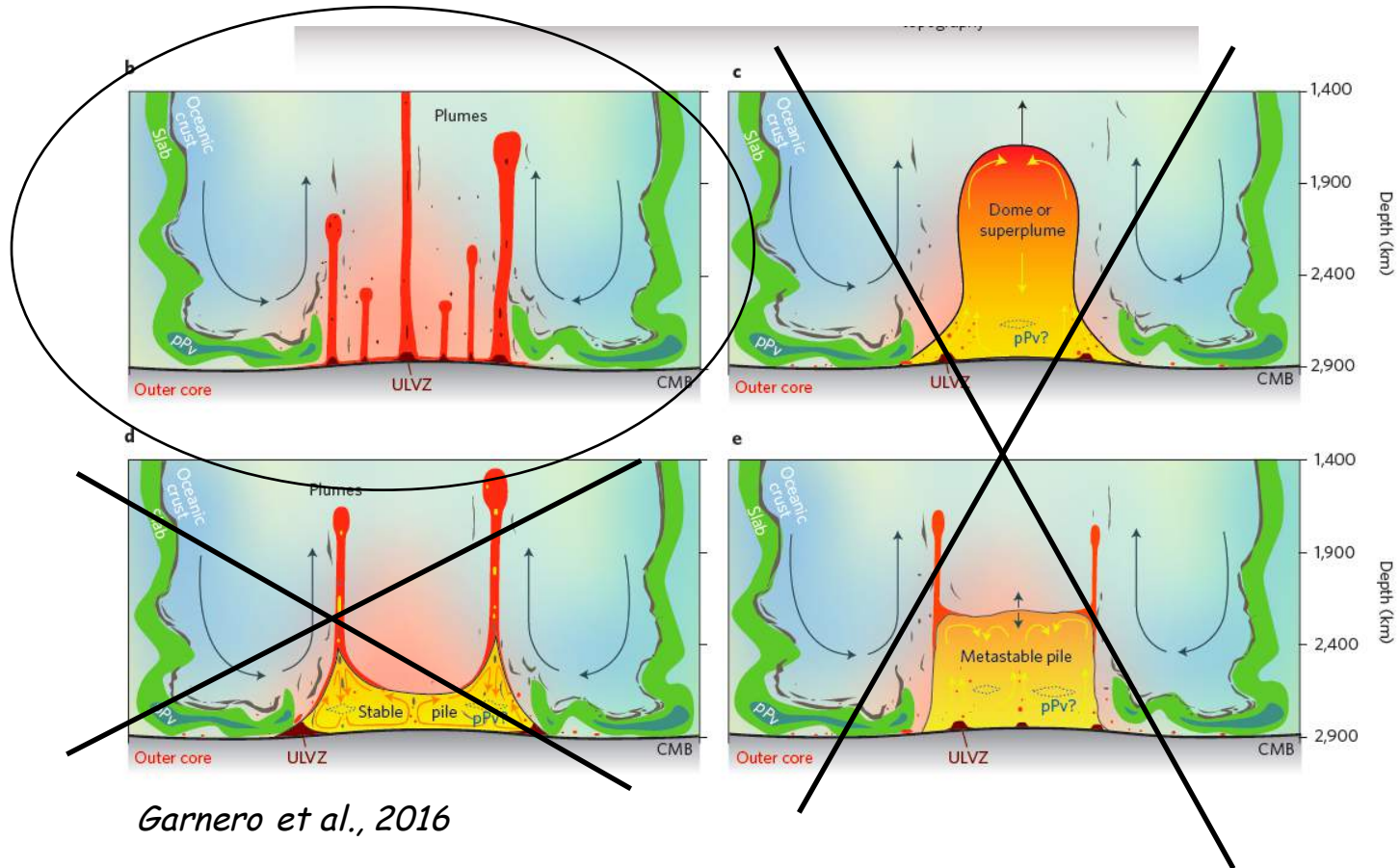
(A) Event 1 (99°)+Event 3 (104°)



(D) Event 2 (128°)+Event 3 (104°)







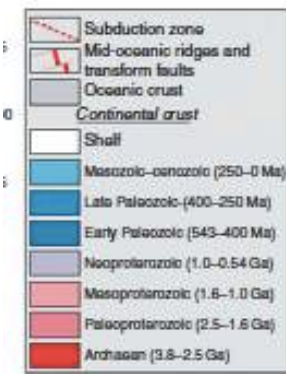
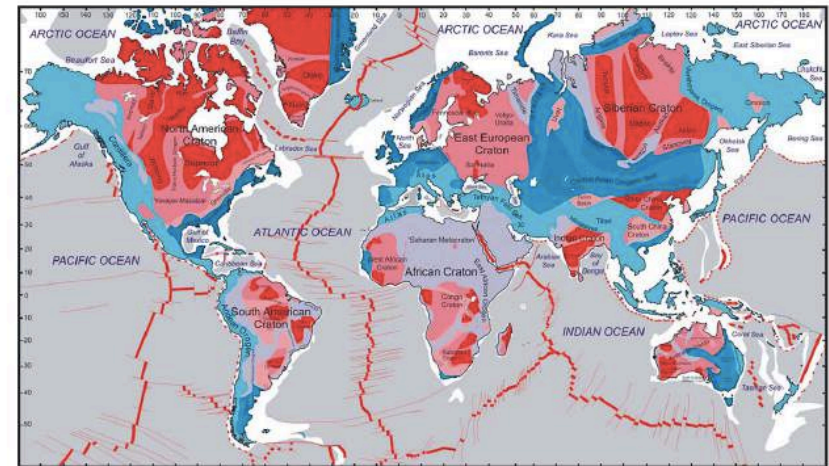
Garnero et al., 2016

Leçon nr 5 2e partie

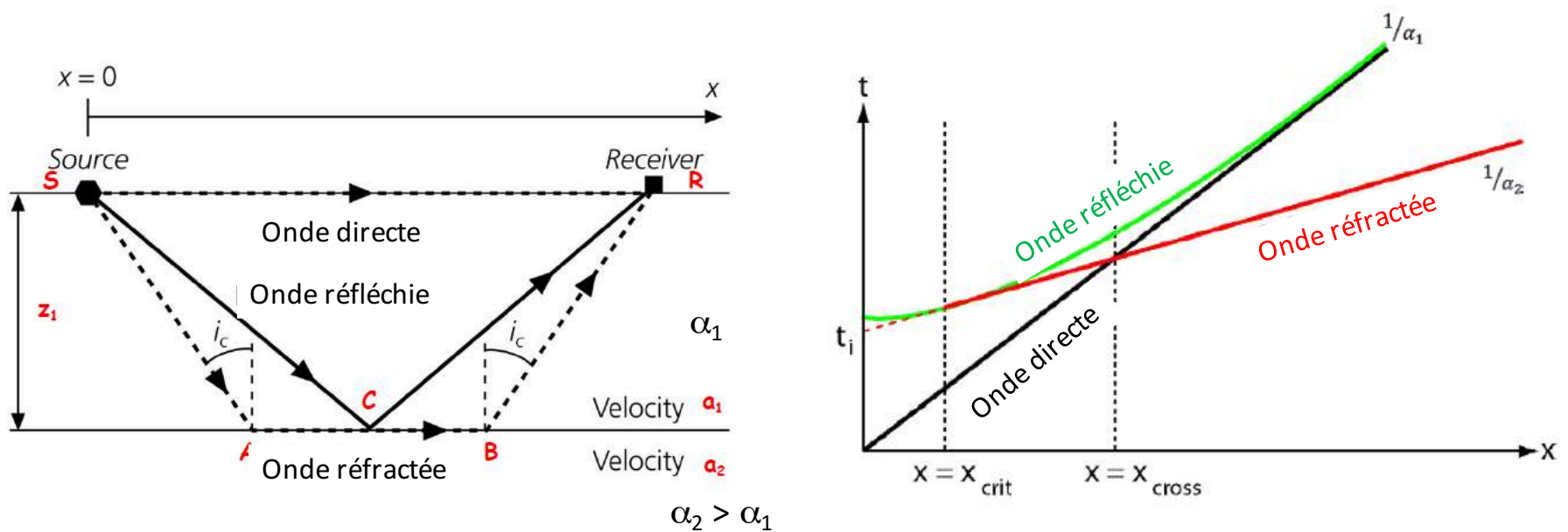
Imagerie de la croûte terrestre

- L'étude de la croûte est importante car elle est le témoin de l'évolution de la Terre depuis plus de 3.4 Milliards d'années
- Les propriétés physiques de l'ensemble croûte+lithosphère influencent le mode de dégagement de chaleur interne de la Terre et définit les conditions limites pour la convection dans le manteau
- La structure fortement hétérogène de la croûte influence la propagation des ondes sismiques qui illuminent la terre profonde

Age du socle de la croûte continentale (Mooney, 1998)

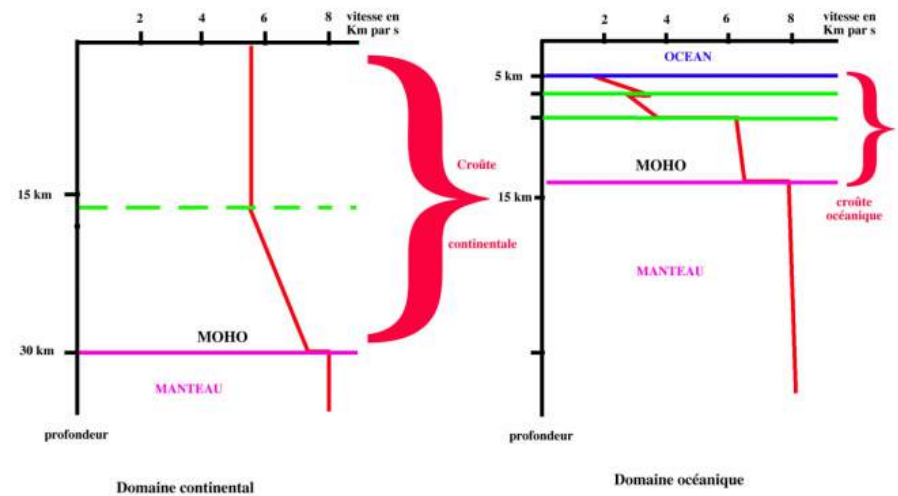


- La croûte fut étudiée depuis le début du 20e siècle : Andrija Mohorovičić découvre la discontinuité qui porte son nom (“Moho”) en 1910 (à la suite du séisme de Zagreb de 1909)



- Moho: Discontinuité globale à une profondeur de 7 à 70 km suivant le lieu

- *Moyenne*: 10-15 km sous les océans et 30-50 km sous les continents
- Croûte océanique: basaltes théoléitiques (densité moyenne 3g/cm^3);
- Croûte continentale: riche en silice (densité moyenne 2.84g/cm^3)



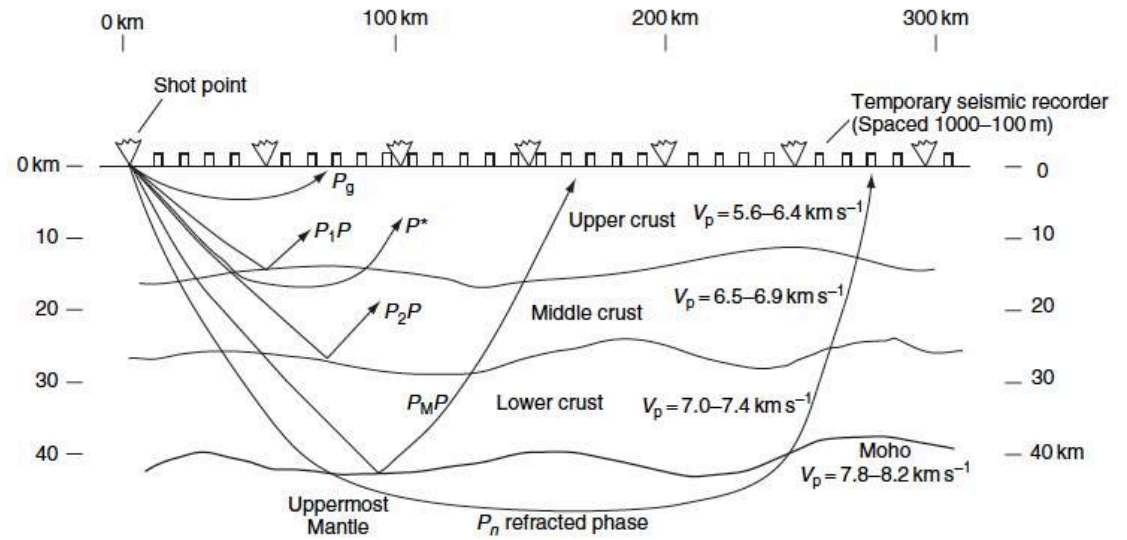
- Moho: Limite de composition: roches siliceuses -> ultramafiques
- Vitesse V_p augmente de $\sim 6.57\text{ km/s}$ à 7.6 km/s

- Le développement des techniques de réfraction et de réflexion sismique a permis d'obtenir des images de la croûte plus précises à partir des années 1970.

-> Sources artificielles, accès à des fréquences >20Hz -> résolution de ~300 m ou mieux.

-> La croûte est très hétérogène latéralement et verticalement (discontinuités mid-crustales)

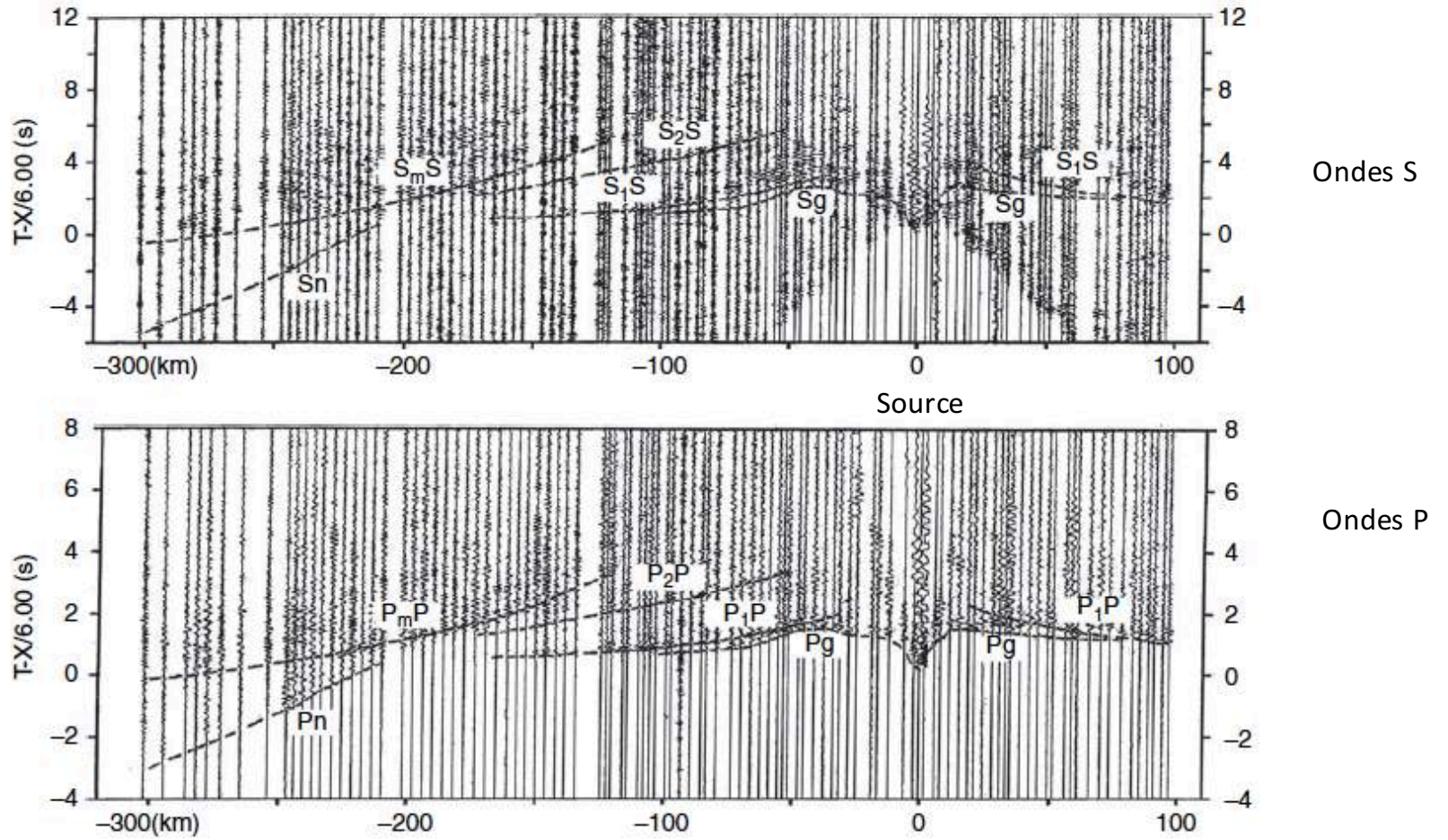
-> Première carte globale du Moho: Soller (1982)



Structure typique de la croûte sous un vieux continent (craton)

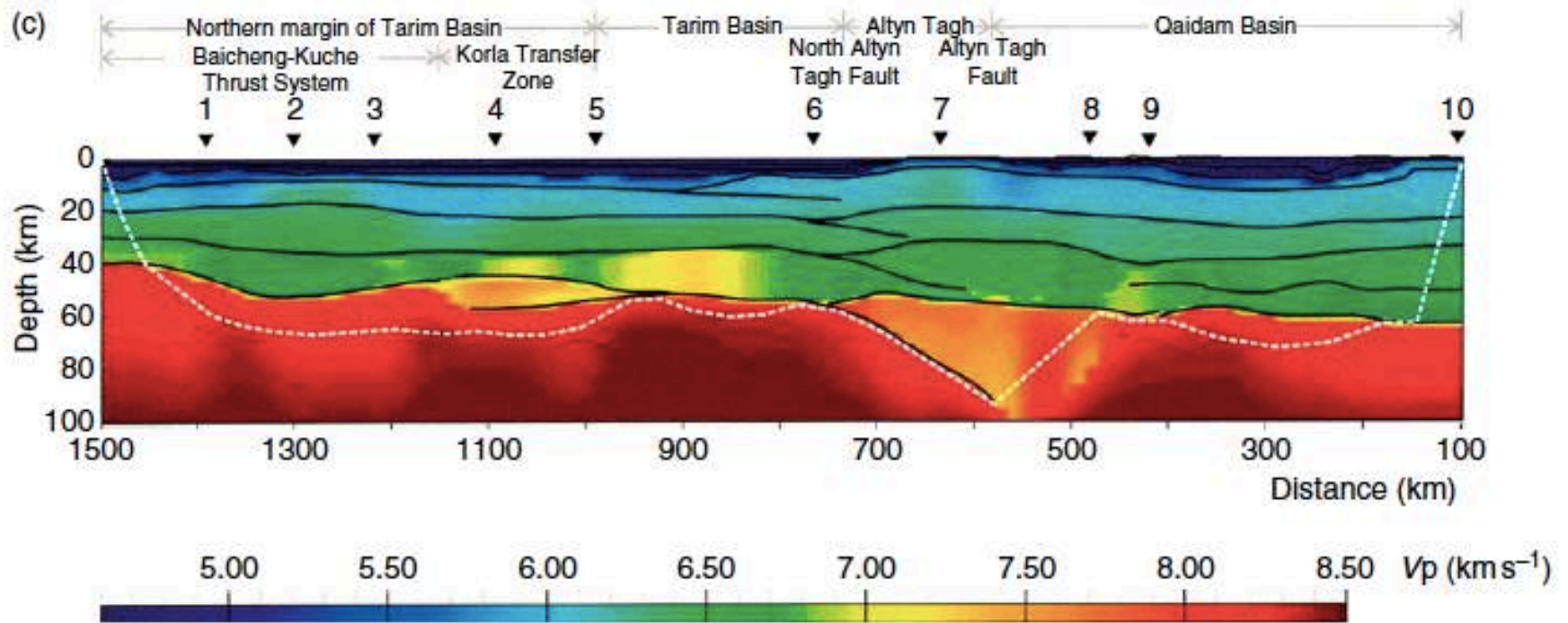
Mooney, 2015

Exemple de section sismique en Chine de l'Ouest



Mooney ToG, 2015; d'après Wang et al., 2003

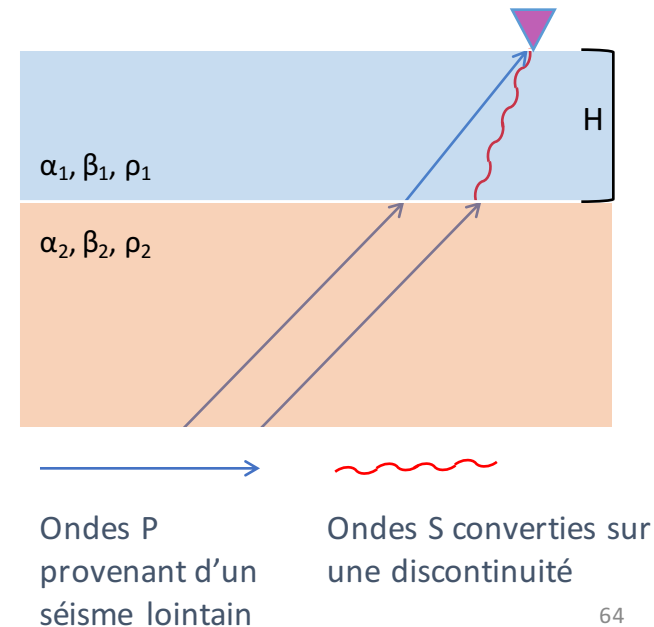
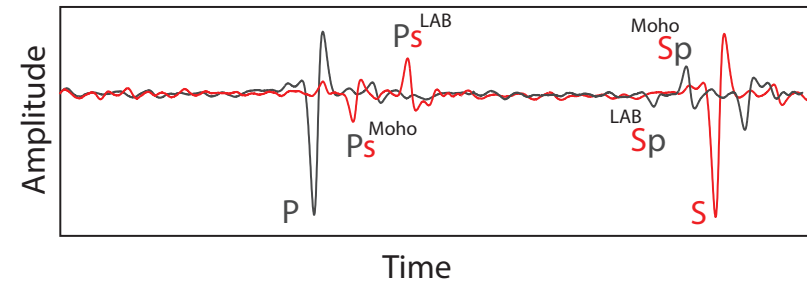
Modèle obtenu à la limite Nord du plateau du Tibet, par sismique réfraction/réflexion



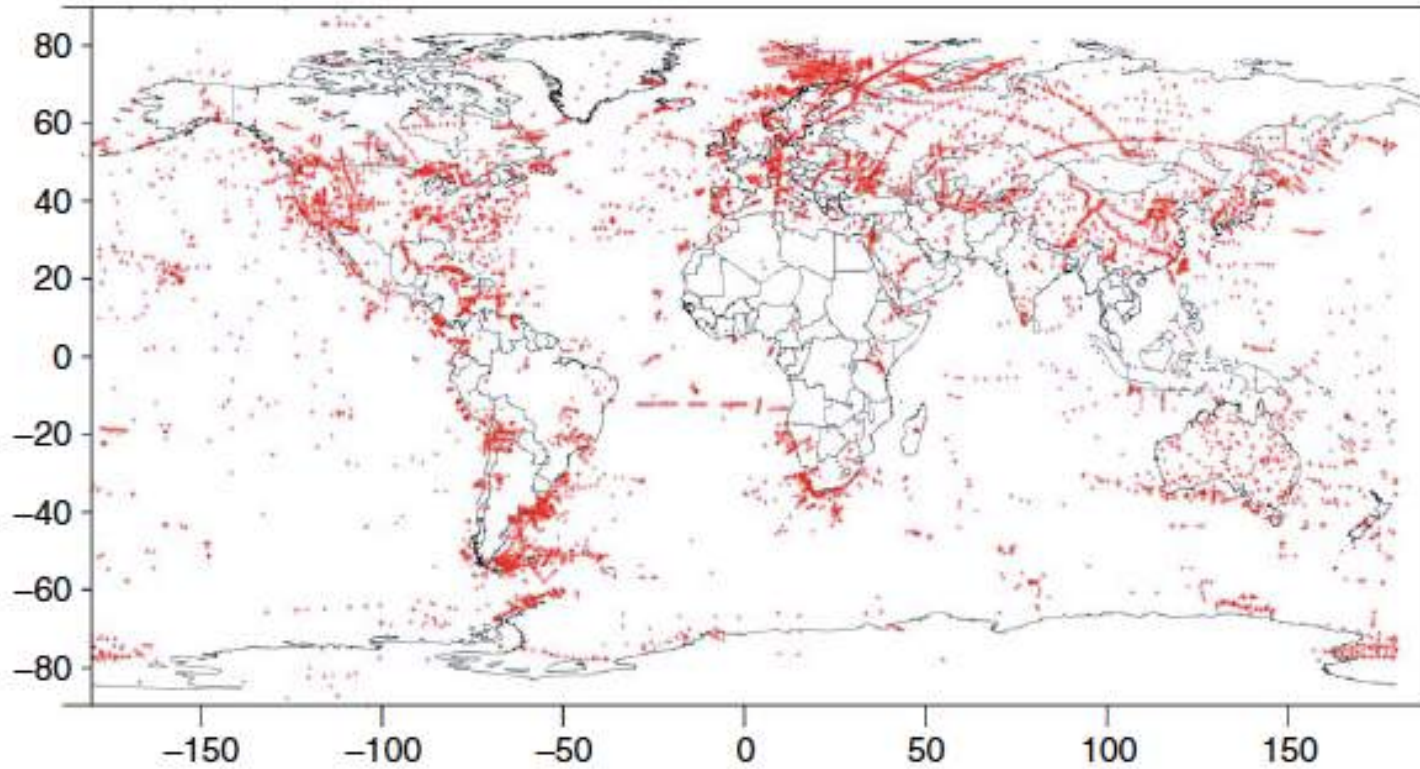
Mooney ToG, 2015, d'après Zhao et al., 2006

Imagerie de la croûte

- Première carte globale du Moho: Soller et al. (1982)
- Modèle quantitatif se prêtant à l'application de corrections de croûte:
 - 3SMAC (Nataf & Ricard, 1996) $2^\circ \times 2^\circ$
- Plus récemment sous les continents: techniques basées sur les "fonctions récepteurs" et/ou les ondes de surface engendrées par des séismes locaux
 - Combinaison dispersion ondes de surface et fonctions récepteurs.
- Enfin, technique basée sur l'analyse du bruit sismique:
 - Ambient Noise Tomography (ANT)

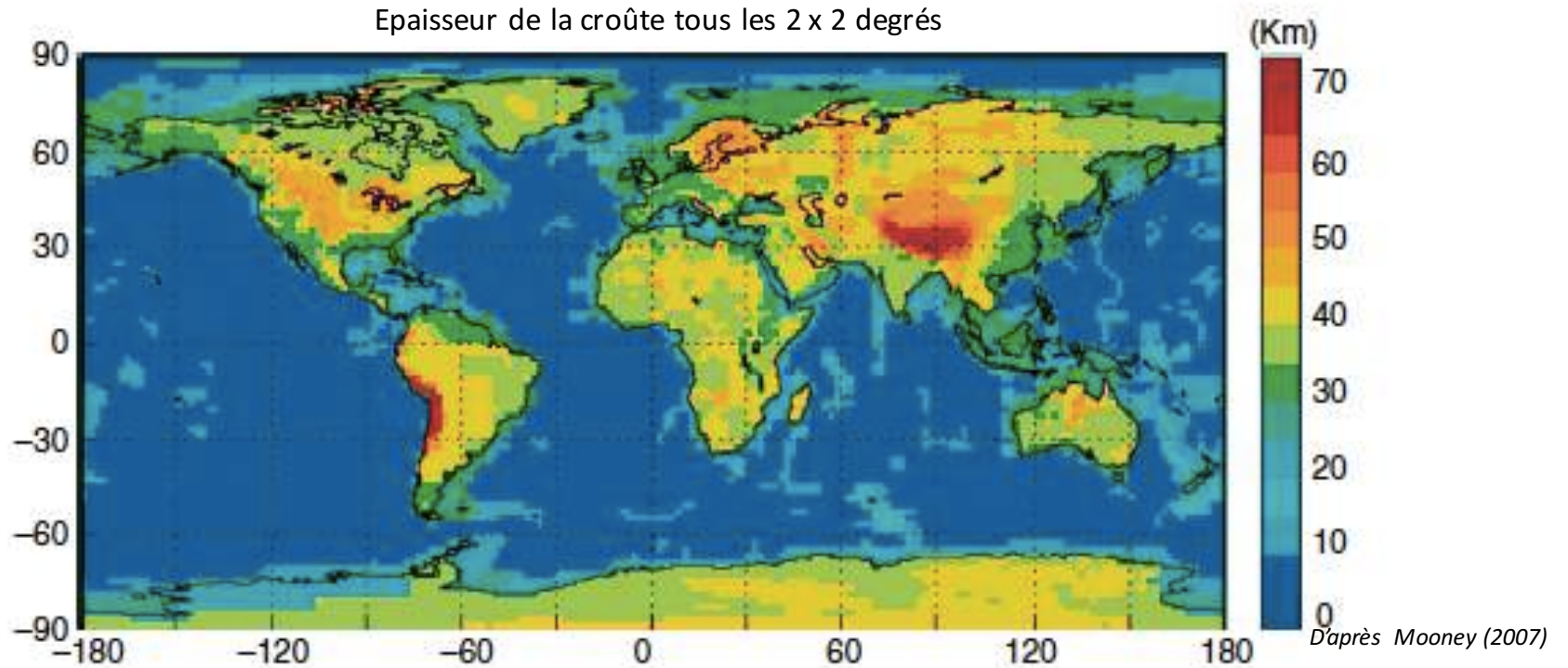


Distribution des mesures de profils de la croûte de 1920 à ~2010



Mooney ToG, 2015

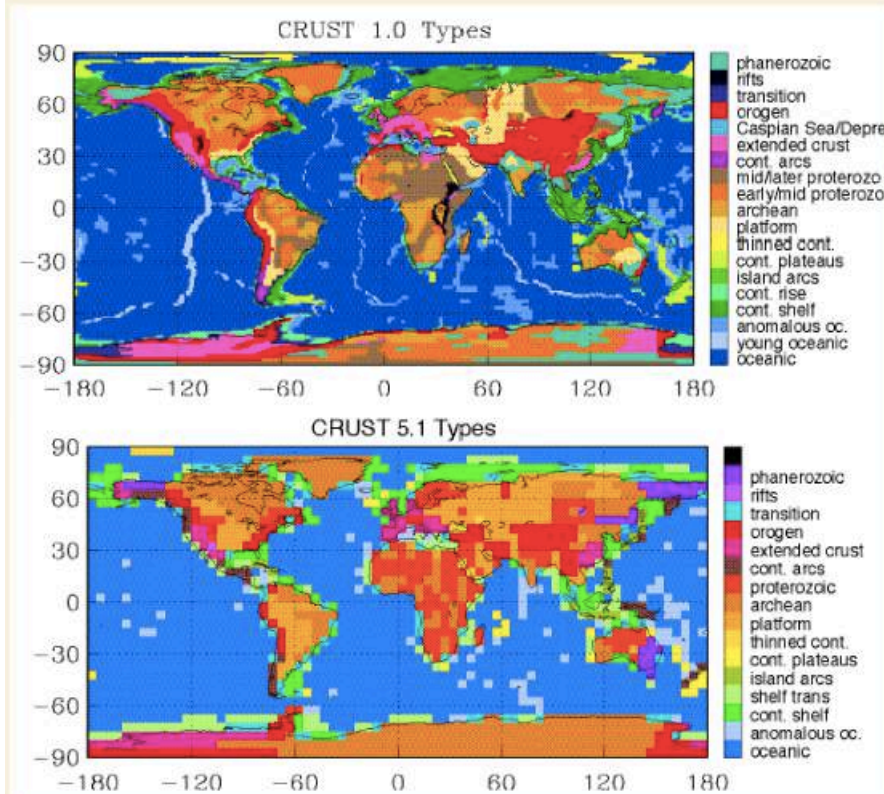
Modèle de croûte: crust2.0 (Bassin et al., 2000)



Crust 2.0: 8 couches (glace, eau, sédiments mous, sédiments durs, 3 couches cristallines, et manteau supérieur
Extrapolation aux régions non directement étudiées sur la base d'une régionalisation tectonique.
Bathymétrie et topographie: ETOPO1

- Depuis 2012: crust1.0 (Laske et al., 2012)

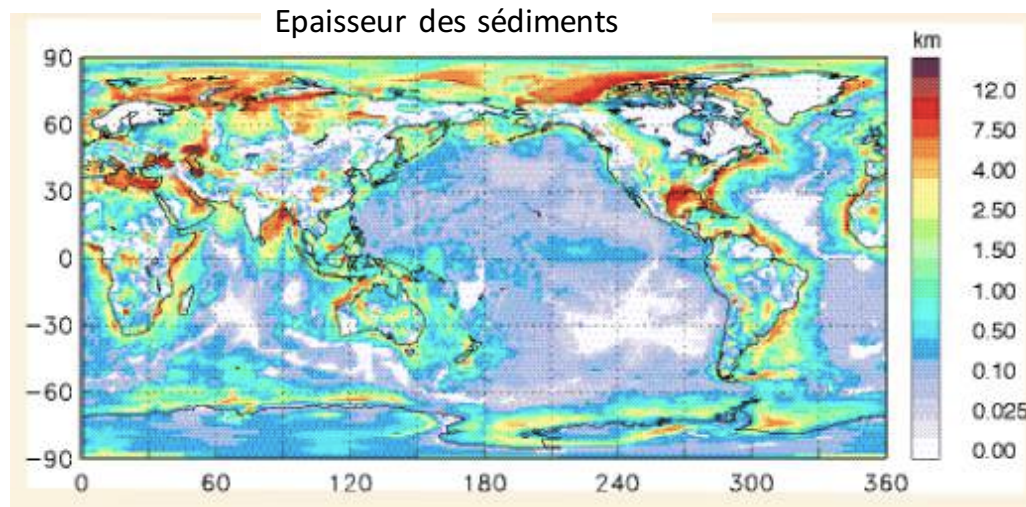
A: Crustal Types in CRUST1.0



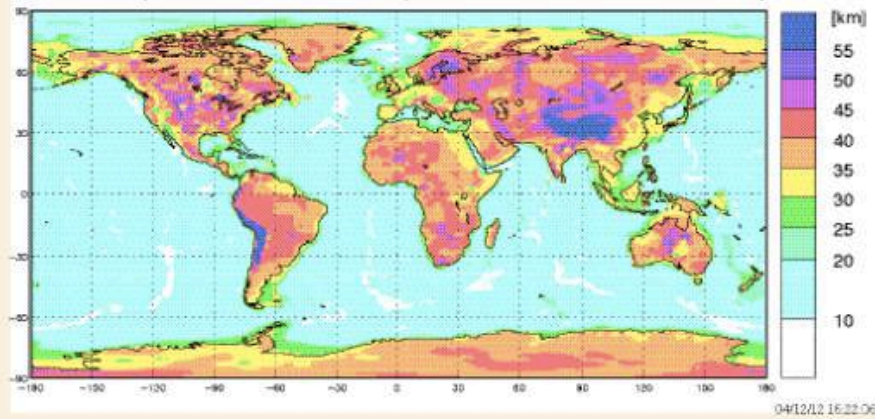
- D- 01: Platform
- E- 02: slow thin Platform
- F- 03: Archean (Antarctica)
- G1 04: early Archean
- G2 05: late Archean
- H1 06: early/mid Proterozoic
- I1 07: late Proterozoic
- I2 08: slow late Proterozoic
- J- 09: island arc
- K- 10: forearc
- L1 11: continental arc
- H2 12: early/mid Proterozoic (Antarctica, Greenland, S. America)
- M- 13: extended crust
- N- 14: fast extended crust (Antarctica)
- O- 15: Orogen (Antarctica), very thick upper crust, very thin lower crust
- P- 16: orogen, thick upper crust, very thin lower crust
- Q- 17: orogen, thick upper crust
- R- 18: orogen
- T- 19: Margin-continent/shield transition
- U- 20: Margin/Shield
- X- 21: Rift
- Z1 22: Phanerozoic
- A1 23: normal oceanic
- B- 24: melt affected o.c. and oceanic plateaus
- C- 25: continental shelf
- S- 26: continental slope, margin, transition
- V1 27: inactive ridge, Alpha Ridge
- V2 28: thinned cont. crust, Red Sea
- W- 29: oceanic plateau with cont. crust
- Y1 30: Caspian depression
- Y2 31: intermed. cont./oc. crust, Black Sea
- Y3 32: Caspian Sea oceanic
- A0 33: oceans 3 Myrs and younger
- Z2 34: Phanerozoic (Antarctica, Greenland)
- L2 35: slow continental arc

T
F
r
e
S
r

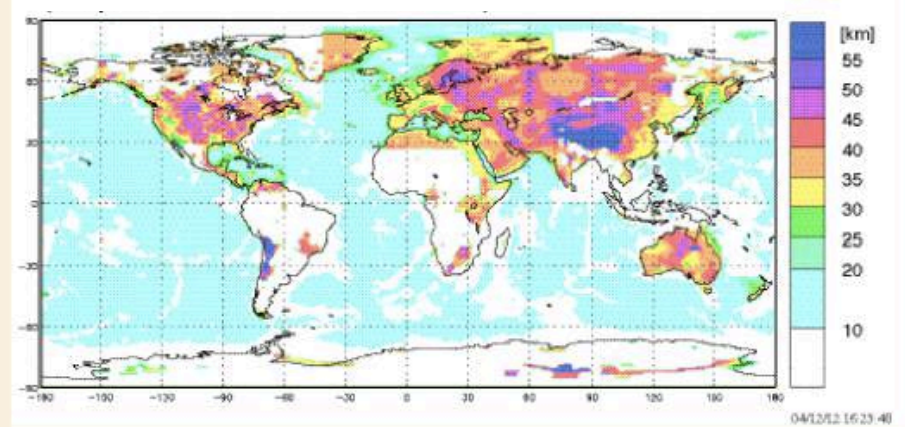
crust1.0



Profondeur du Moho (avec extrapolations)

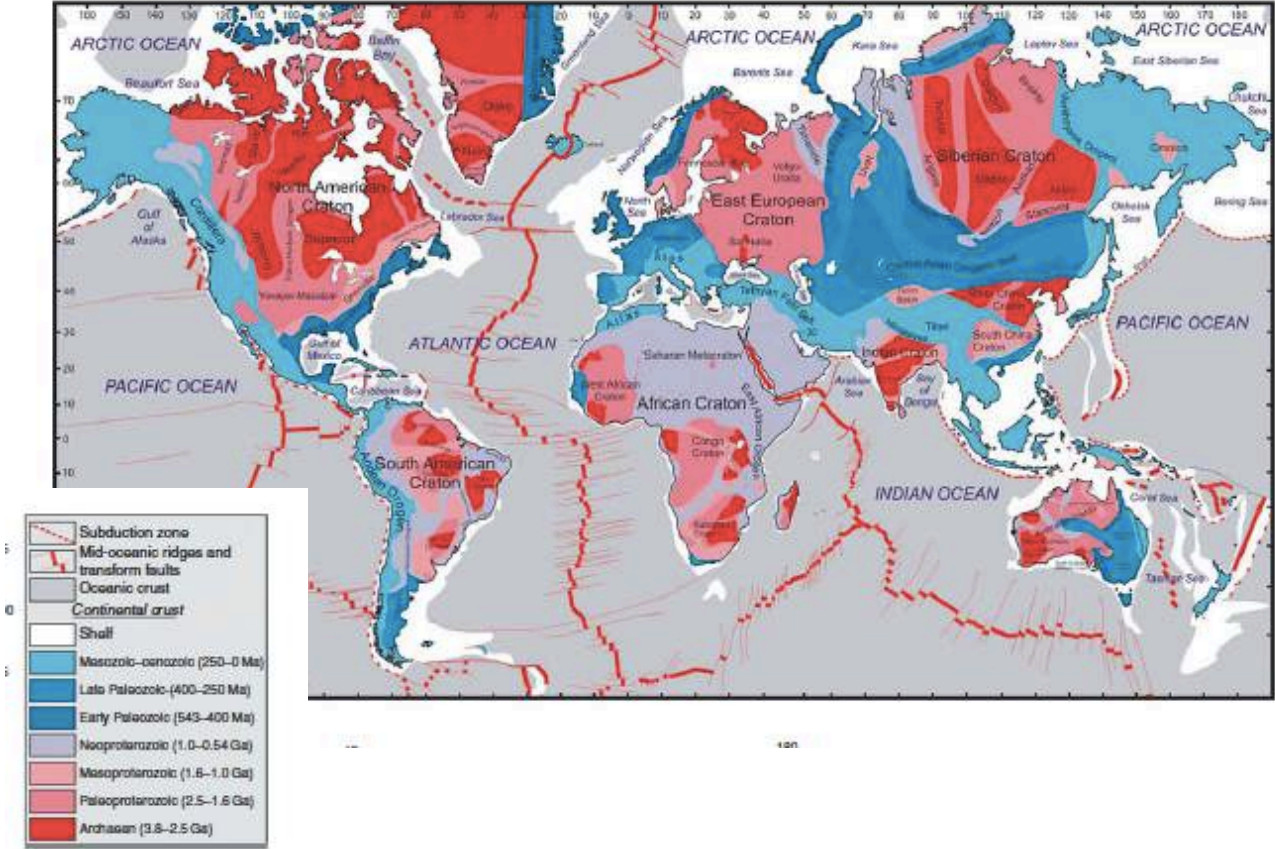


Profondeur du Moho mesurées



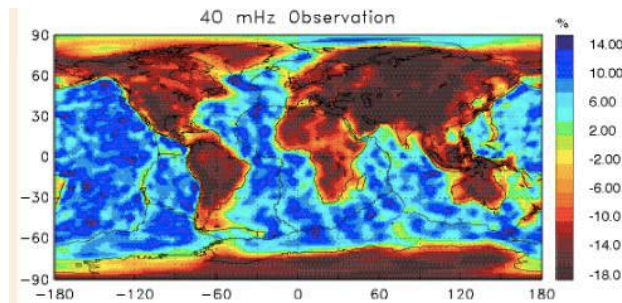
D'après Laske et al. (2012)

Age du socle de la croûte continentale (Mooney, 1998)

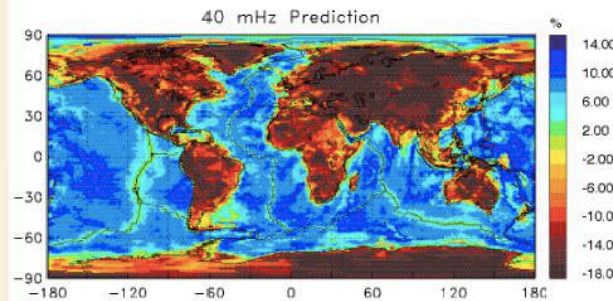


Validation du modèle crust1.0 par calcul des vitesses de groupe des ondes de surface

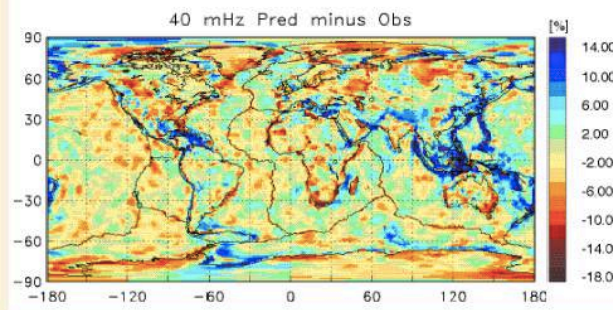
Vitesses de groupe observées (40mHz)



Vitesses de groupe calculées (40mHz)



Différences calculées-observées



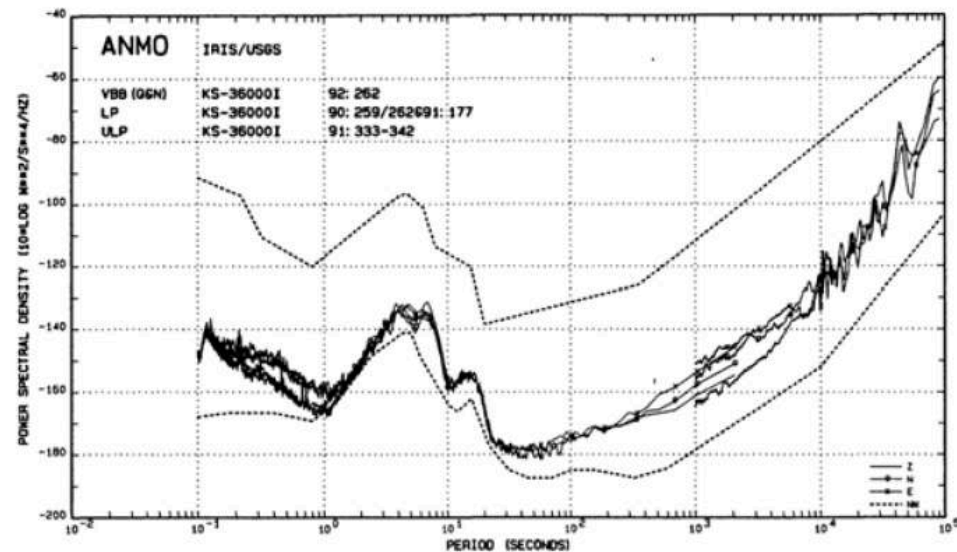
Ne tiennent pas compte des variations de structure dans le manteau supérieur

D'après Laske, 2012

Interférométrie sismique

- En dehors des séismes qui se produisent principalement en limites de plaques, il y a de nombreuses sources de bruit sismique en permanence:
- Bruit microsismique

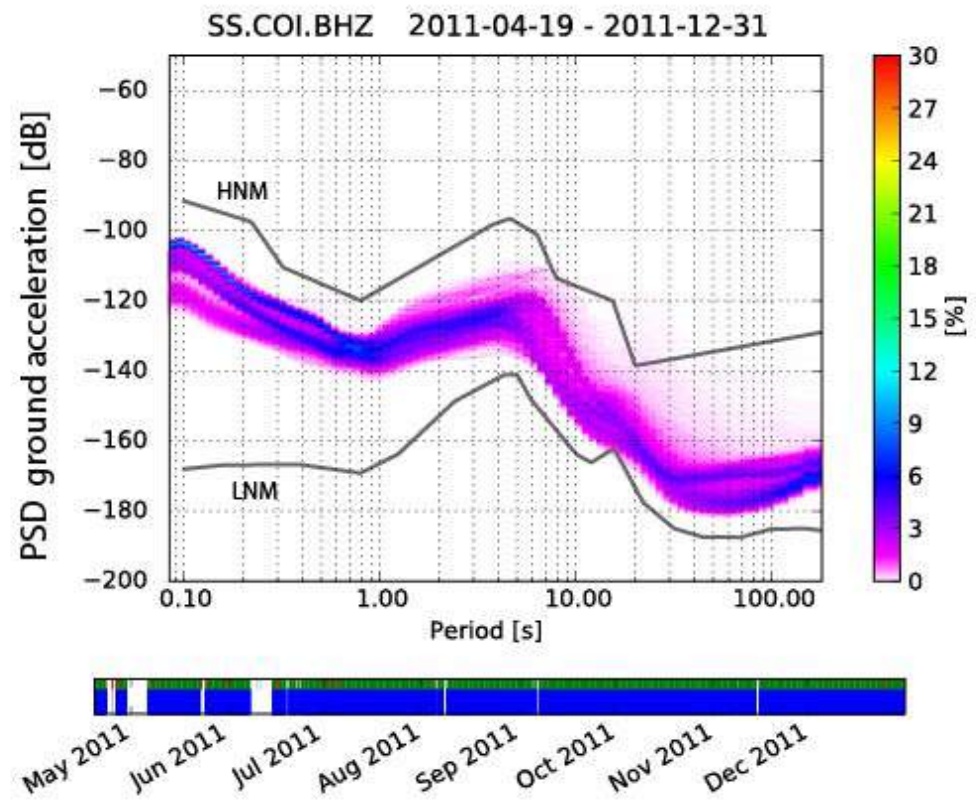
Spectre typique de bruit sismique sur la terre (enregistré au Nouveau Mexique, USA)



[Peterson, 1993]

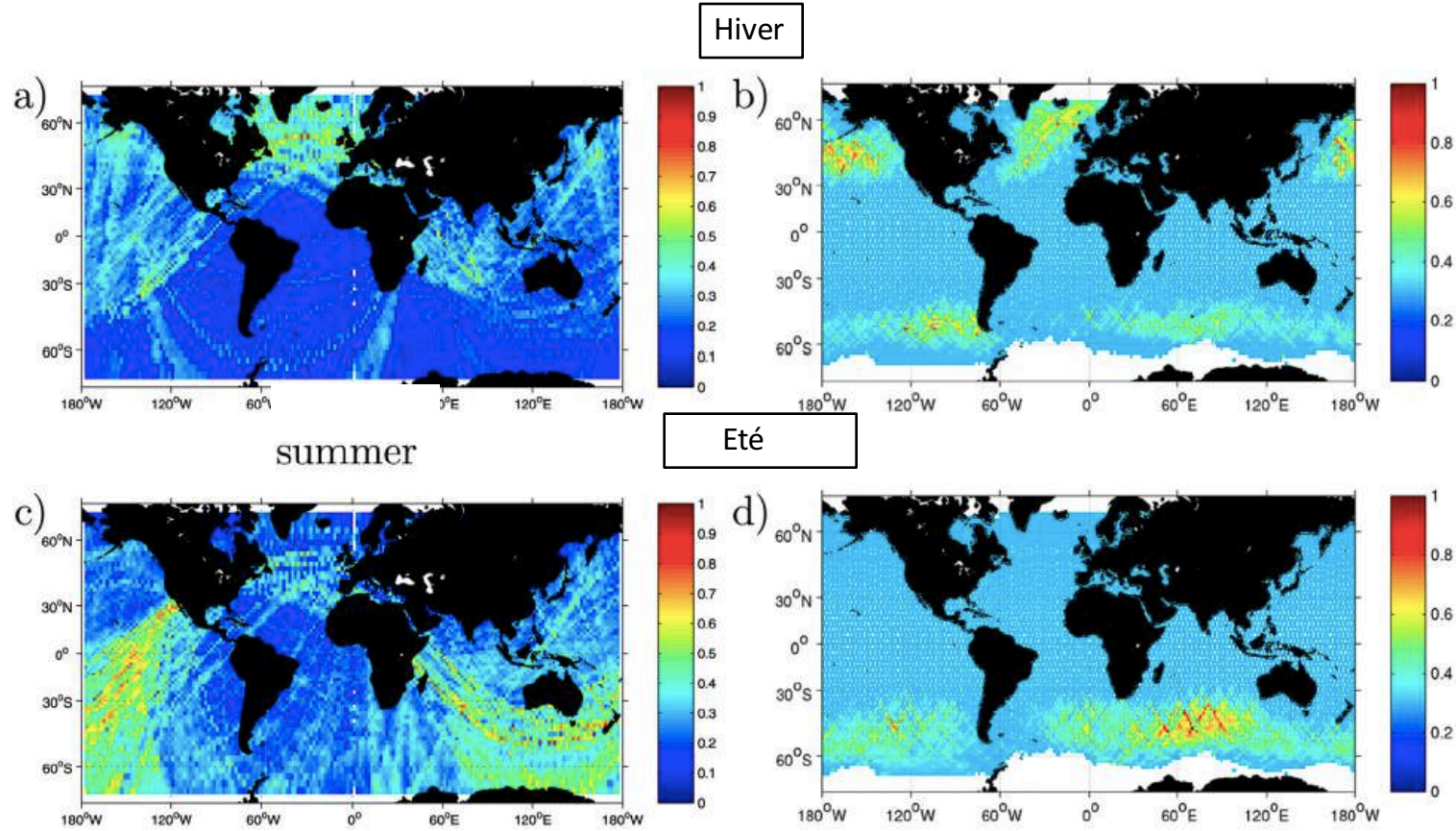
Interférométrie sismique

- En dehors des séismes qui se produisent principalement en limites de plaques, il y a de nombreuses sources de bruit sismique en permanence:
- Bruit microsismique



Localisation des sources de bruit sismique dans la bande de période 10-20 s

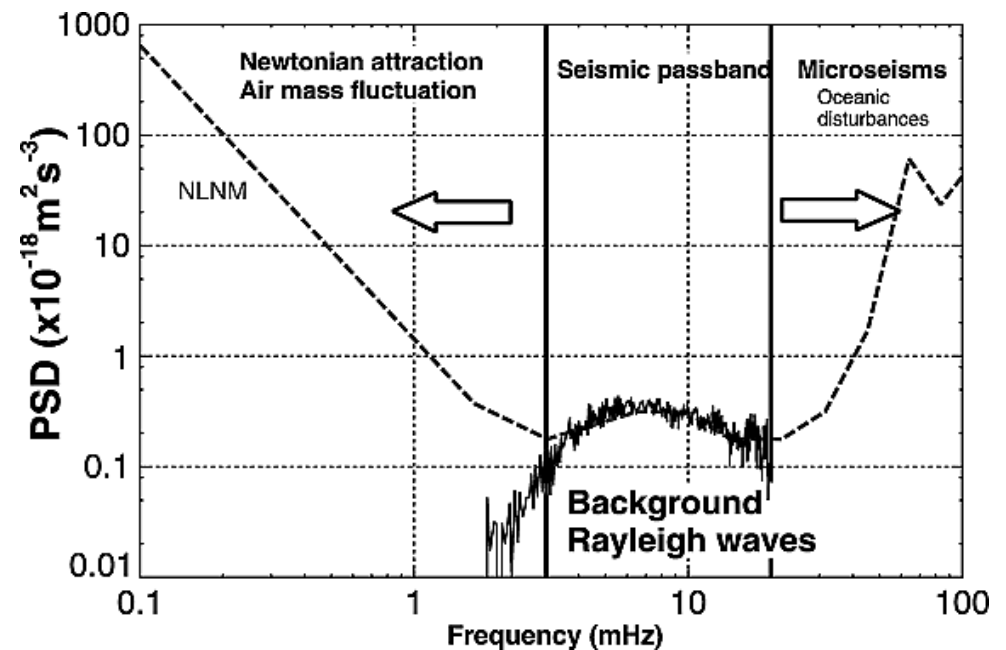
Hauteur des vagues mesurés par le satellite TOPEX-POSEIDON (significant waveheight)



Stehly et al., 2006

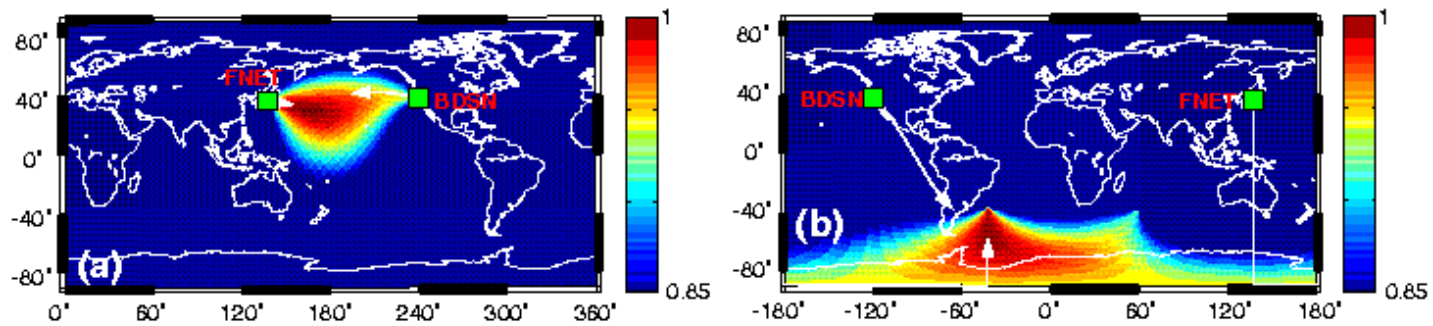
Interférométrie sismique

- En dehors des séismes qui se produisent principalement en limites de plaques, il y a de nombreuses sources de bruit sismique en permanence:
- Bruit microsismique
- Bourdonnement de la terre

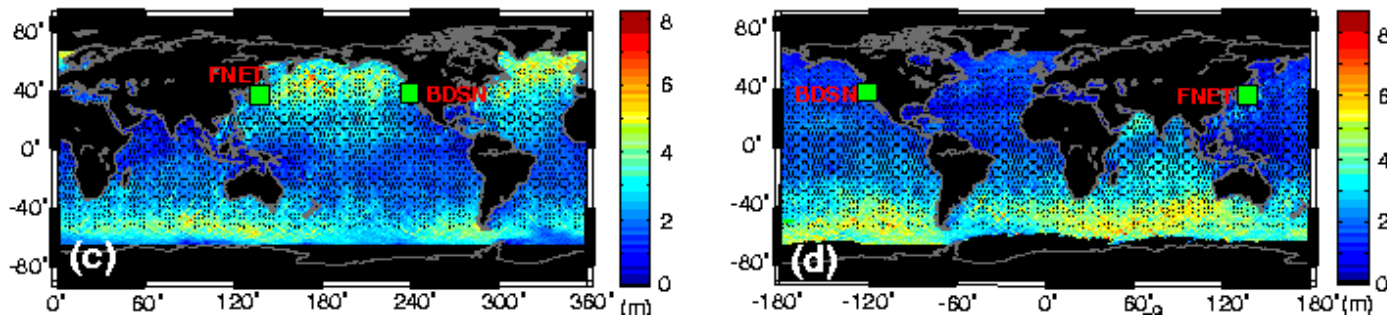


D'après Nishida, 2002

Sources du "bourdonnement sismique"



Significant Wave Height (Topex-Poseidon)

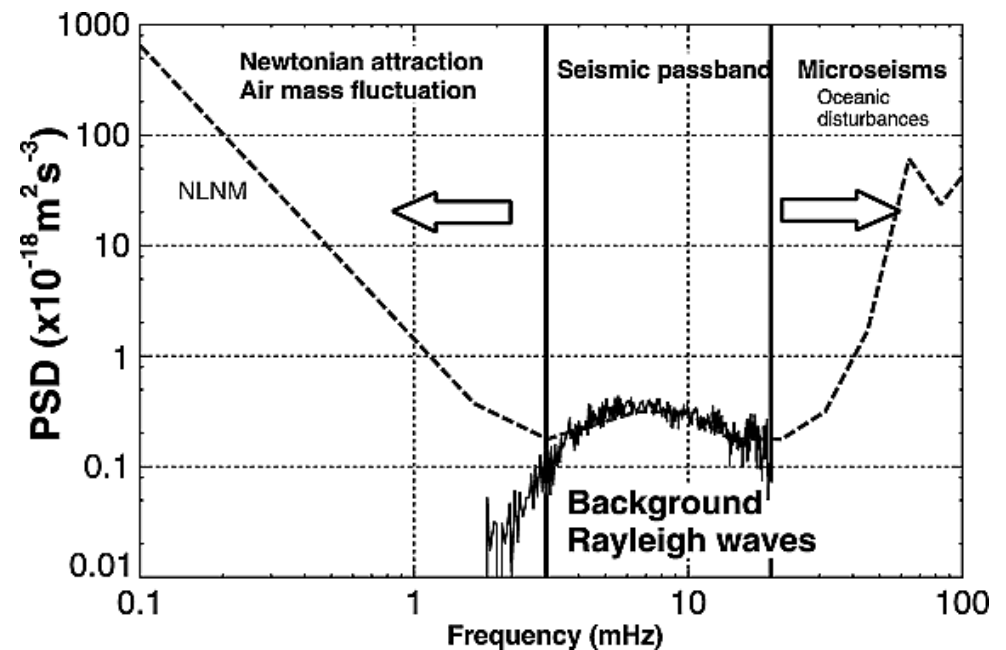


Hiver

Eté

Interférométrie sismique

- En dehors des séismes qui se produisent principalement en limites de plaques, il y a de nombreuses sources de bruit sismique en permanence:
- Bruit microsismique
- Bourdonnement de la terre
- Les sources de bruit sismique ne sont pas caractérisées de manière précise (localisation, temps origine, magnitude) mais elles sont incessantes et distribuées de manière plus ou moins aléatoire en temps et en espace (du moins en première approximation)

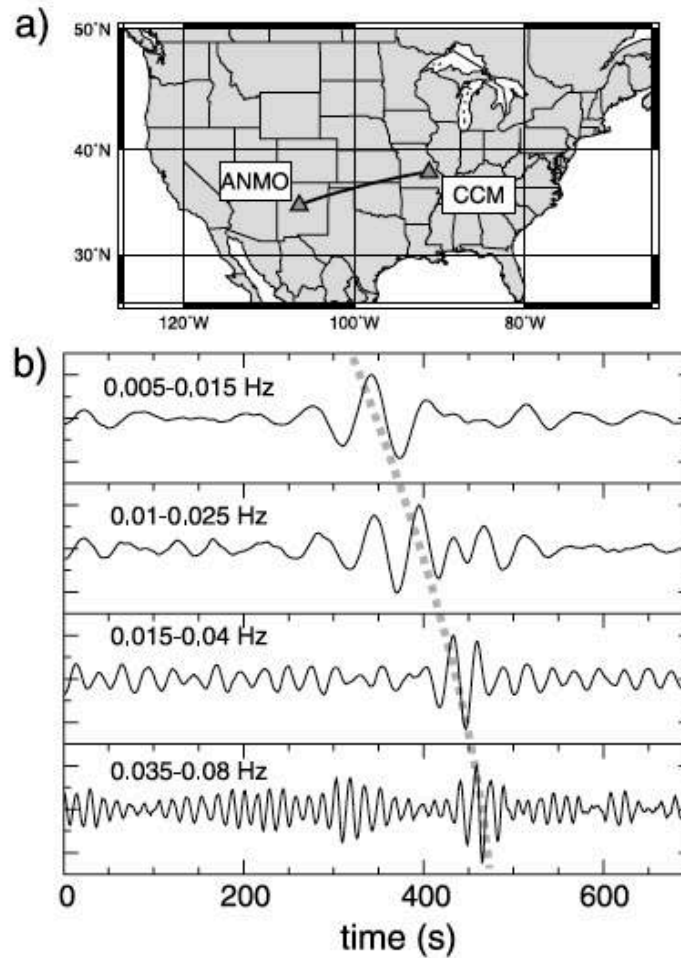


D'après Nishida, 2002

Emergence d'ondes de surface dispersées par corrélation des données temporelles de bruit en 2 stations

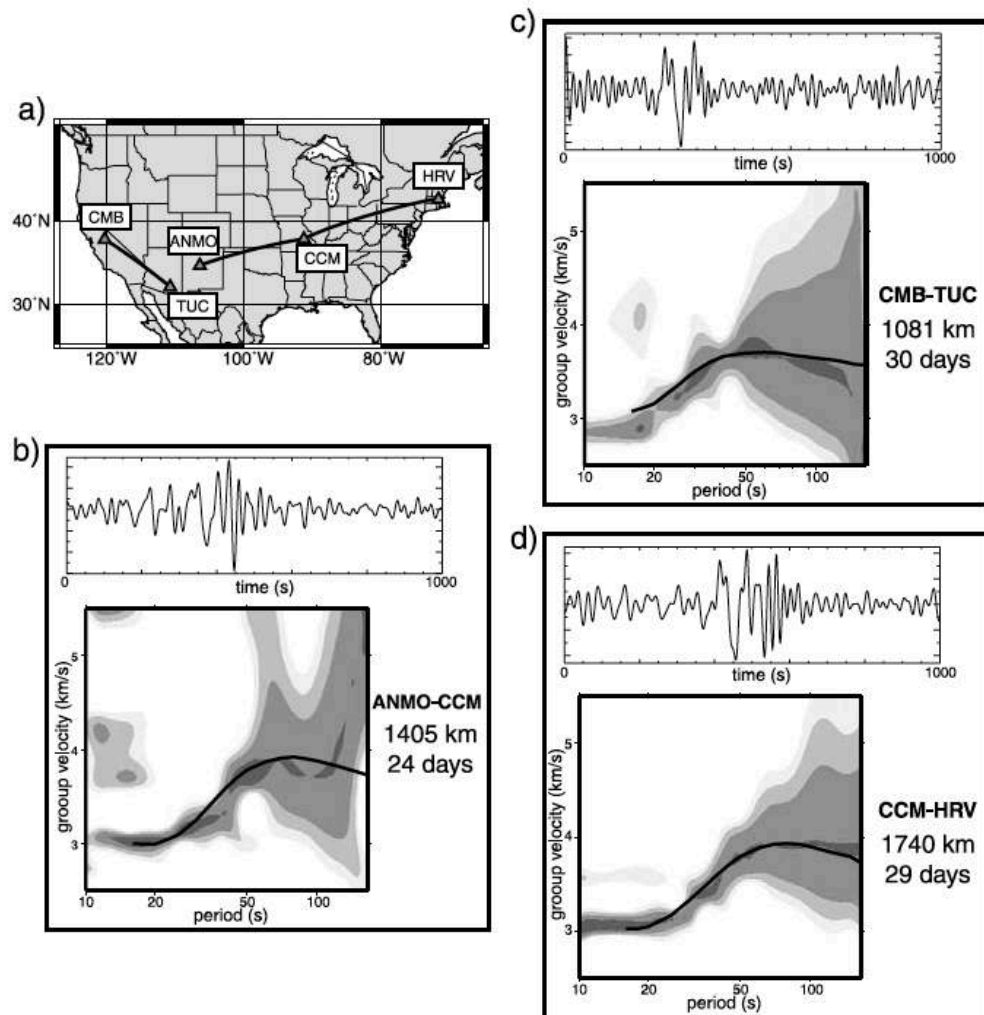
Intervalle de temps d'un mois sans séismes $M > 7$

N'utilisent pas l'information sur l'amplitude (coupent le signal à 1-bit)



Emergence d'ondes de surface dispersées par corrélation des données temporelles de bruit en 2 stations

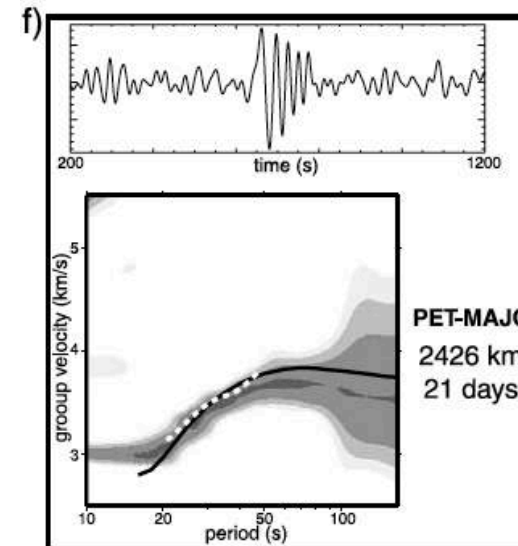
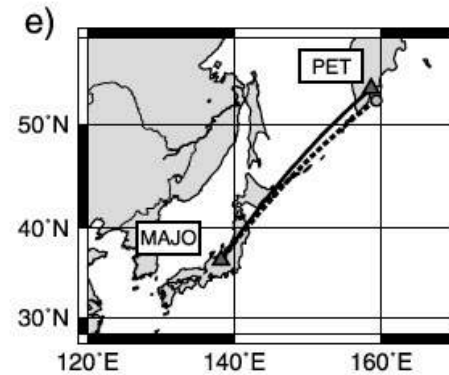
Comparaison des courbes de dispersion (vitesse de groupe) obtenues à partir des données de bruit avec celles obtenues d'après les cartes globales de dispersion

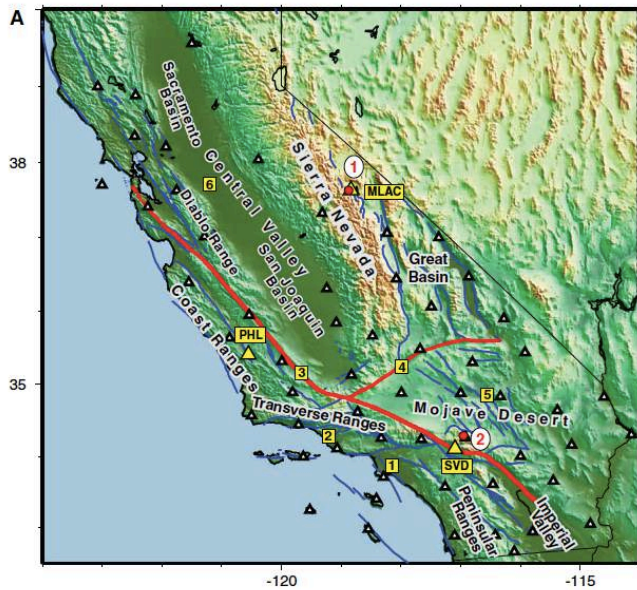


Emergence d'ondes de surface dispersées par corrélation des données temporelles de bruit en 2 stations

Comparaison des courbes de dispersion (vitesse de groupe) obtenues à partir des données de bruit avec celles obtenues d'après les cartes globales de dispersion ET une courbe de dispersion (points blancs) obtenue par mesure à la station MAJO d'un séisme au Kamtchatka sur un trajet très proche du grand cercle PET-MAJO

Shapiro & Campillo, 2004



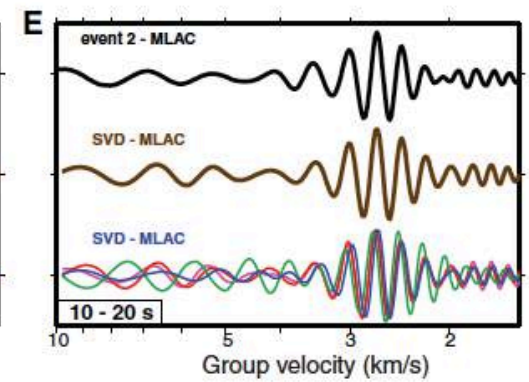
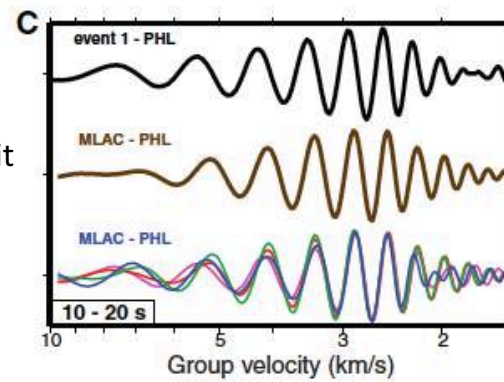
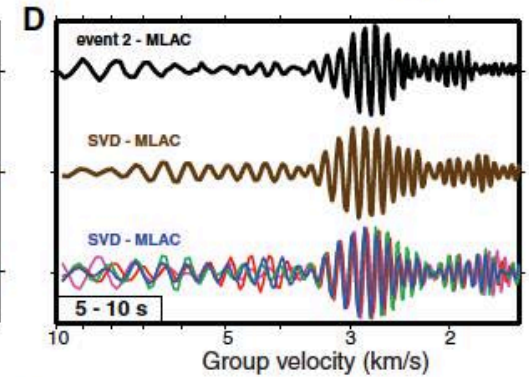
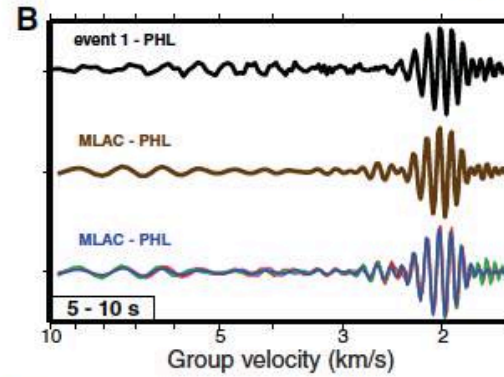


Séisme

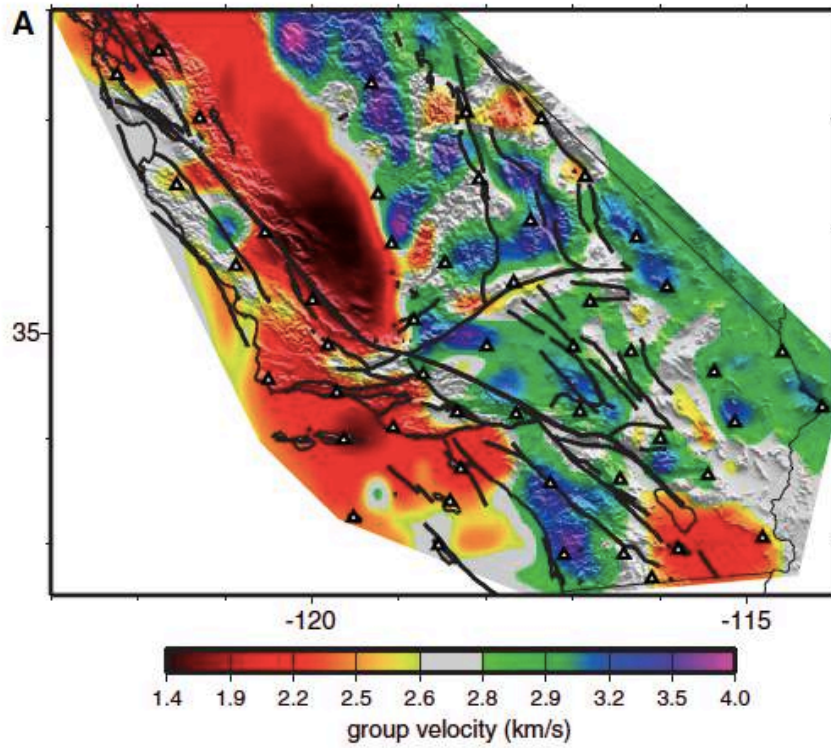
1 an de bruit

4 périodes
d'un mois
(traces
superposées)

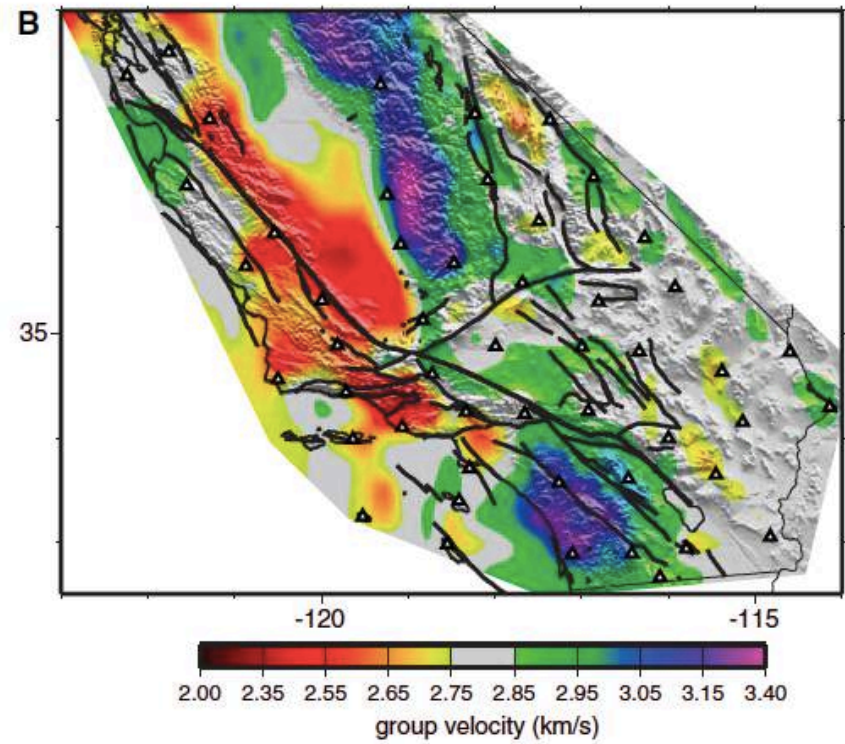
s



T= 7.5 sec



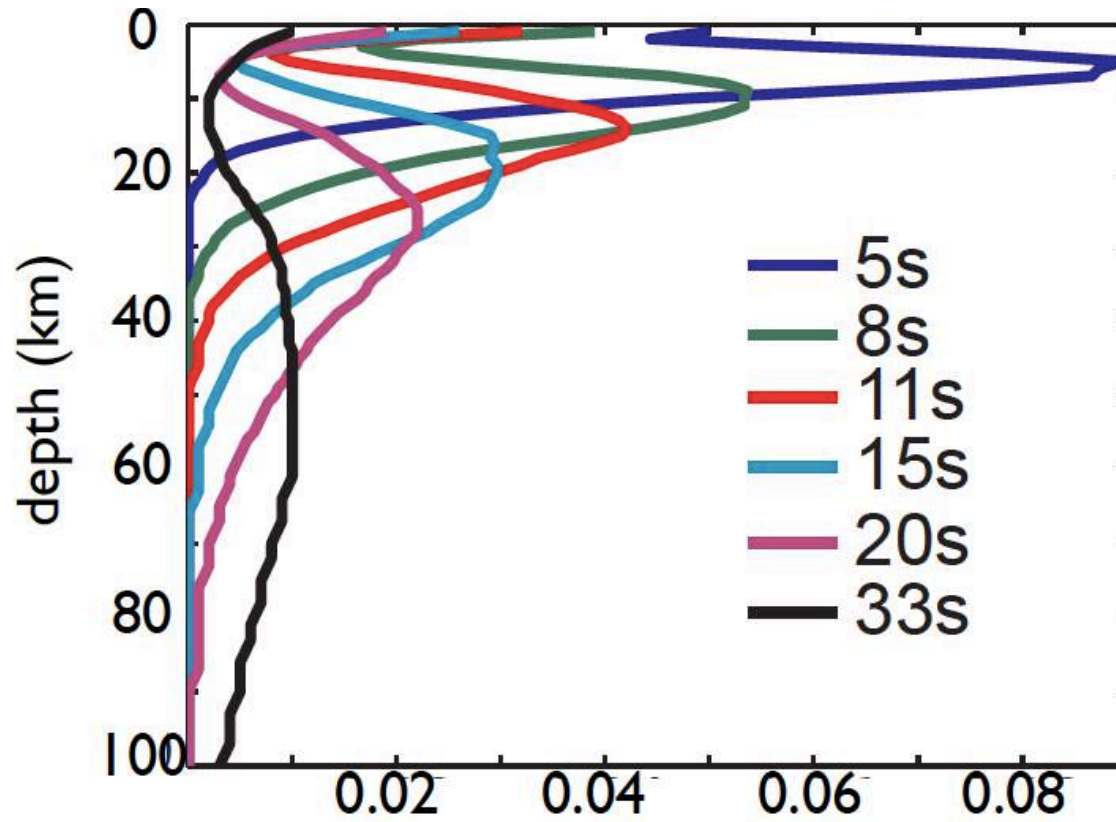
T= 15 sec



Données USArray, Californie du Sud – 30 jours de bruit ambiant

Shapiro et al., Science, 2005

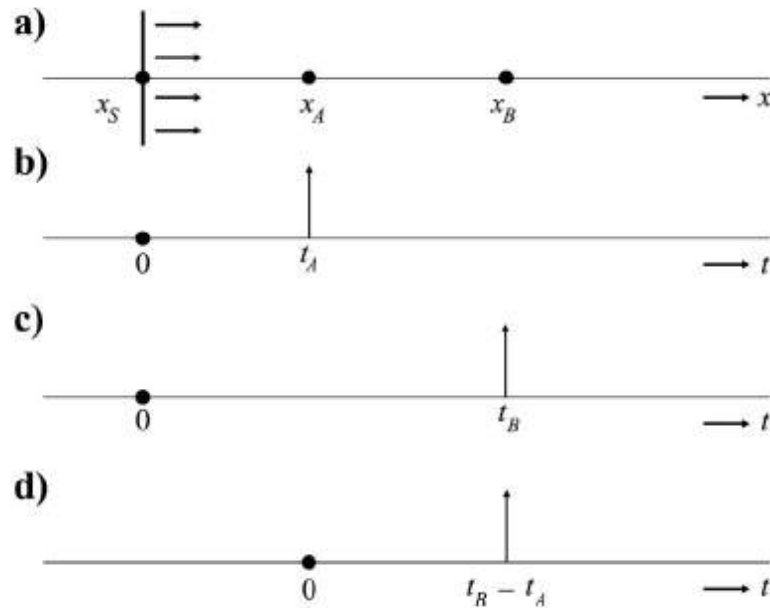
Sensibilité des ondes de surface à la vitesse de cisaillement V_s



D'après Ekstrom, CIDER 2017

Principe de l'interférométrie sismique

Cas d'une impulsion en x_S qui se propage de gauche à droite



Fonction de Green $G(x_A, x_S, t) * s(t)$

Fonction de Green $G(x_B, x_S, t) * s(t)$

Cross-correlation des deux : impulsion au temps $t_B - t_A$
 = fonction de Green $G(x_B, x_A, t)$

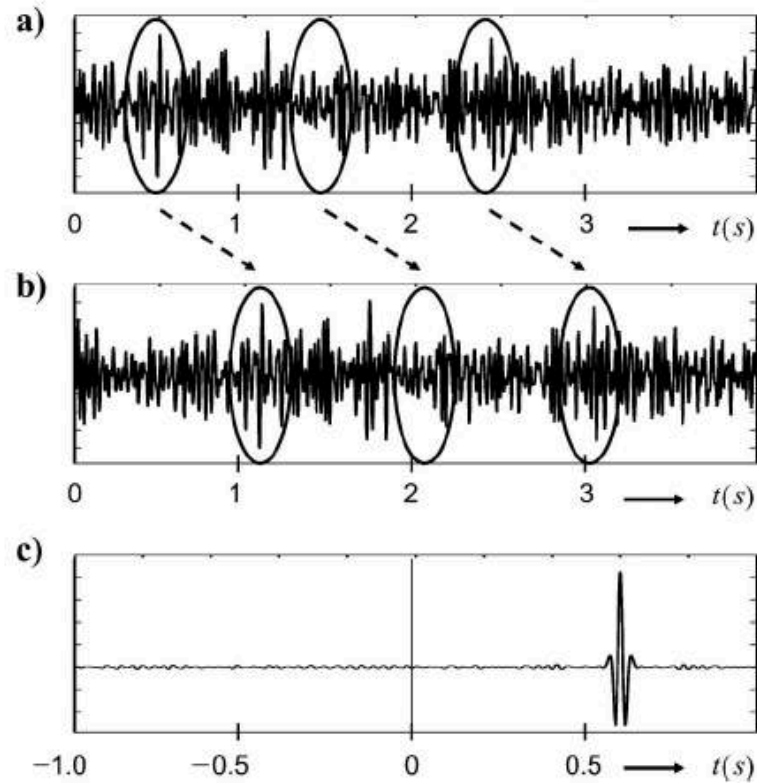
$$u(x_B, x_S, t) \otimes u(x_A, x_S, t) = u(x_B, x_S, t) * u(x_A, x_S, -t)$$

$$= G(x_B, x_A, t) * S_s(t)$$

$S_s(t)$ = autocorrelation de la source

D'après Wapenaar et al., 2010

Cas d'une source de bruit aléatoire $N(t)$



$$u(x_A, x_S, t) = G(x_A, x_S, t) * N(t)$$

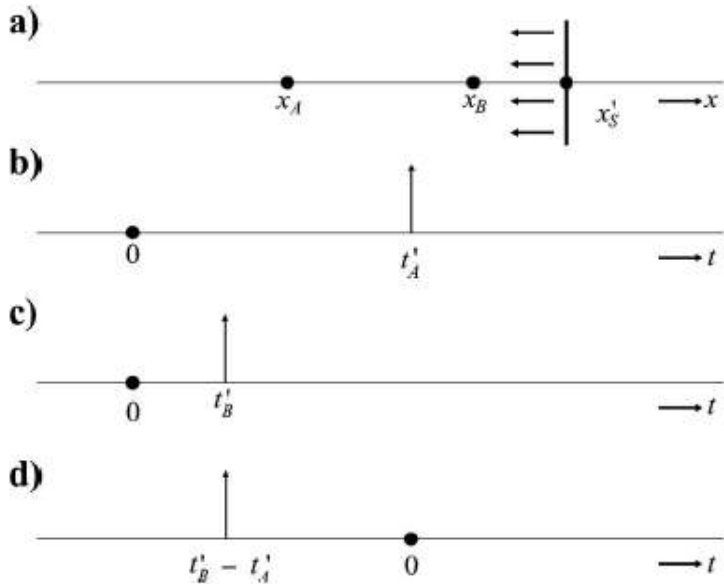
$$u(x_B, x_S, t) = G(x_B, x_S, t) * N(t)$$

$$\begin{aligned} u(x_B, x_S, t) \otimes u(x_A, x_S, t) &= u(x_B, x_S, t) * u(x_A, x_S, -t) \\ &= G(x_B, x_A, t) * S_n(t) \end{aligned}$$

Dans ce cas, on remplace S_s par S_n
 = Autocorrelation du bruit = $N(t) \otimes N(t)$

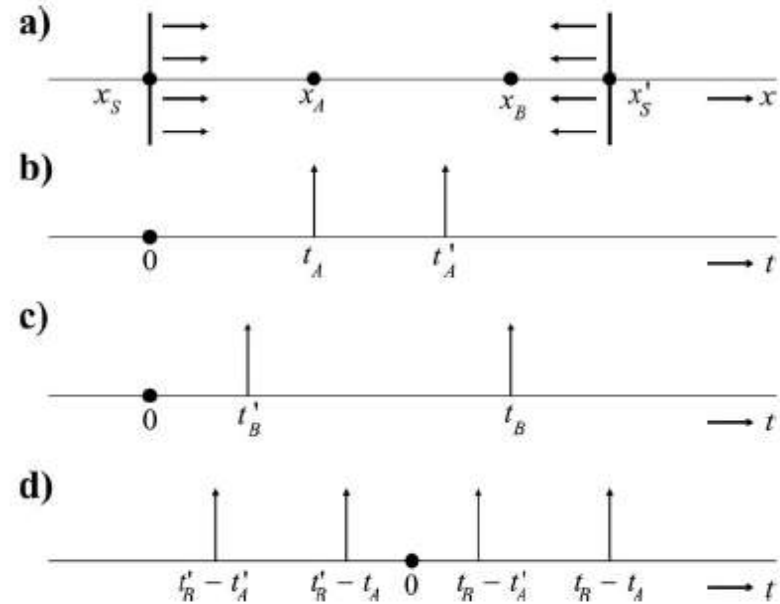
D'après Wapenaar et al., 2010

Cas d'une impulsion qui se propage de la droite vers la gauche



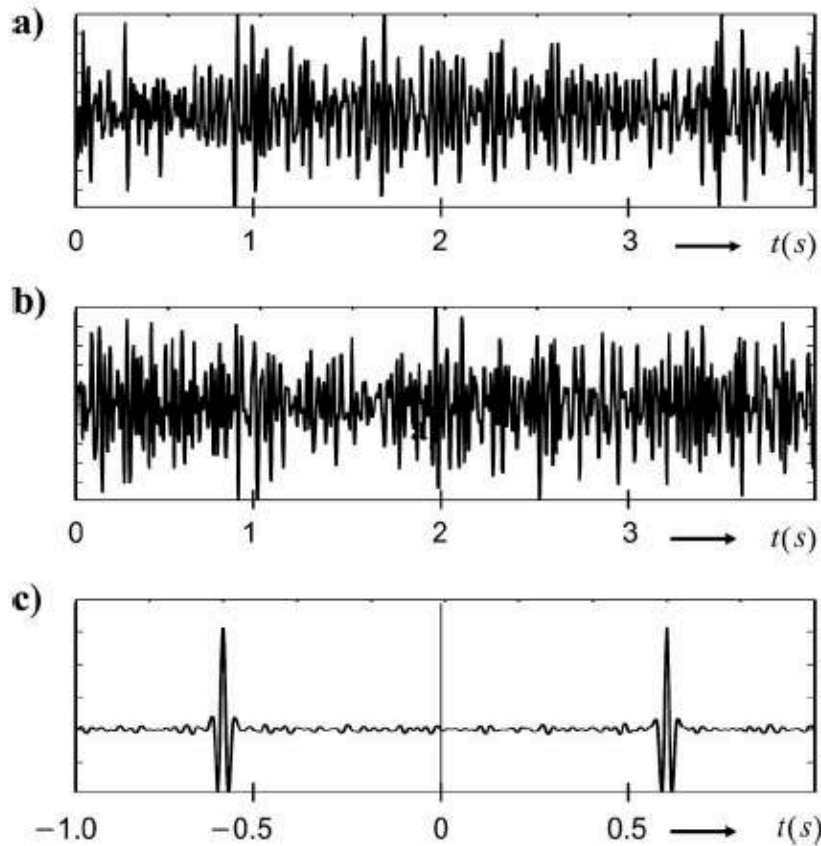
$$u(x_B, x'_S, t) \otimes u(x_A, x'_S, t) = u(x_B, x'_S, t) * u(x_A, x'_S, -t) = G(x_B, x_A, -t) * S'_S(t)$$

Cas de deux sources impulsives simultanées



$$\{G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t)\} * S_S(t) = \sum_{i=1}^2 u(x_B, x'_S, t) * u(x_A, x'_S, -t) = [G(x_B, x'_S, t) * S_1(t) + G(x_B, x'_S, -t) * S_2(t)] \otimes [G(x_A, x'_S, t) * S_1(t) + G(x_A, x'_S, -t) * S_2(t)]$$

Termes croisés apparaissent en $(S_1(t) * S_2(-t)) =$ pas de sens physique immédiat



Cas de sources aléatoires:
 $\langle . \rangle$ moyenne d'ensemble

$$\begin{aligned}
 & \langle u(x_B, t) * u(x_A, -t) \rangle \\
 &= \left\langle \sum_{j=1}^2 \sum_{i=1}^2 G(x_B, x_S^{(j)}, t) * N_j(t) \right. \\
 & \quad \left. * G(x_A, x_S^{(i)}, -t) * N_i(-t) \right\rangle \\
 &= \sum_{i=1}^2 G(x_B, x_S^{(i)}, t) * G(x_A, x_S^{(i)}, -t) * S_N(t).
 \end{aligned}$$

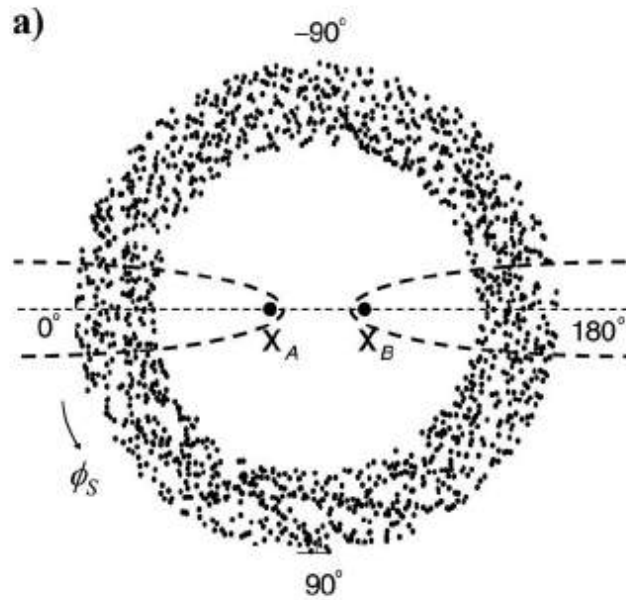
Car, comme les sources sont non corrélées =>

$$\langle N_j(t) * N_i(-t) \rangle = \delta_{ij} S_N(t)$$

$$\{G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t)\} * S_N(t) = \langle u(x_B, t) * u(x_A, -t) \rangle.$$

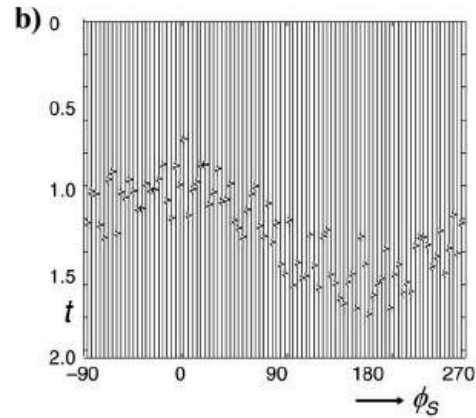
D'après Wapenaar et al., 2010

Cas d'une distribution de sources indépendantes isotrope en 2D

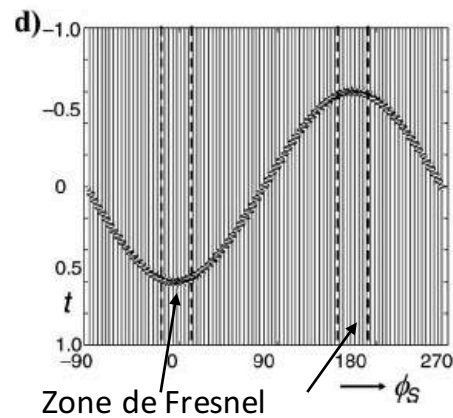


$$\{G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t)\} * S_s(t).$$

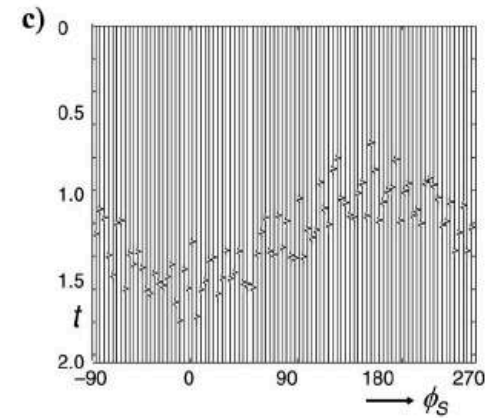
Réponse en A en fonction de l'azimut



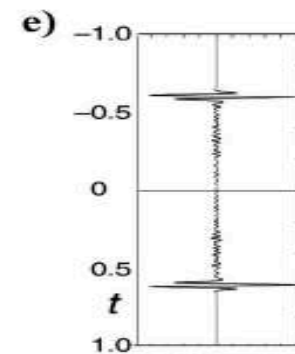
Cross-correlation des réponses en A et B



Réponse en B en fonction de l'azimut

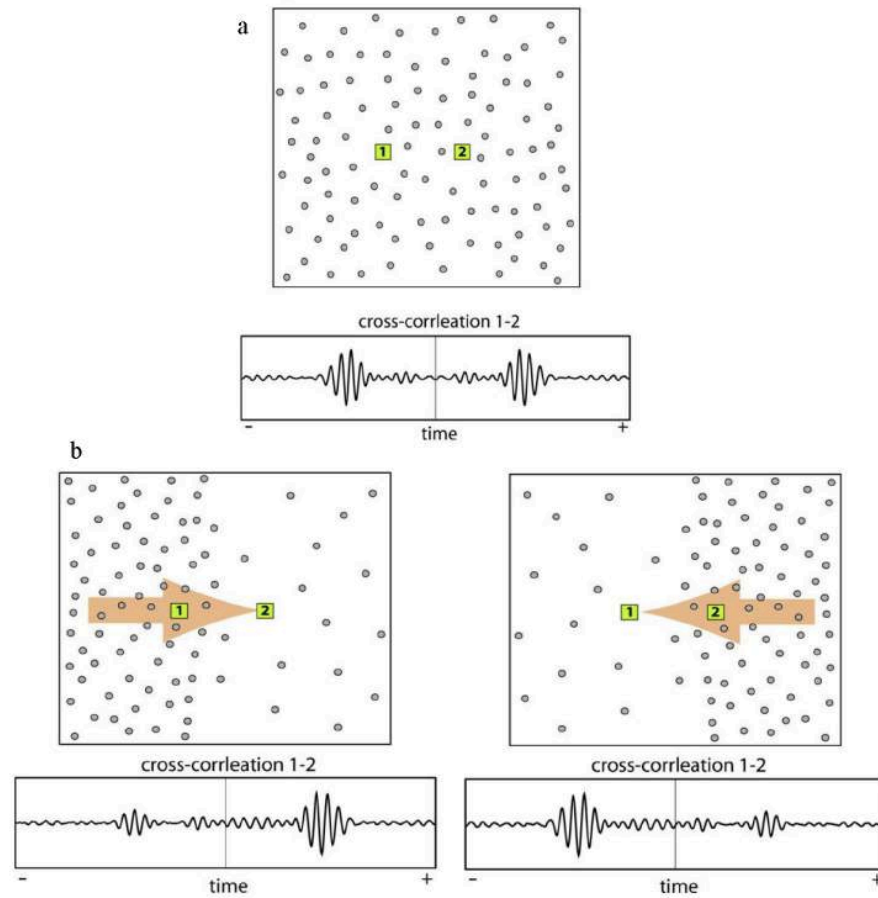


Somme des cross-correlations

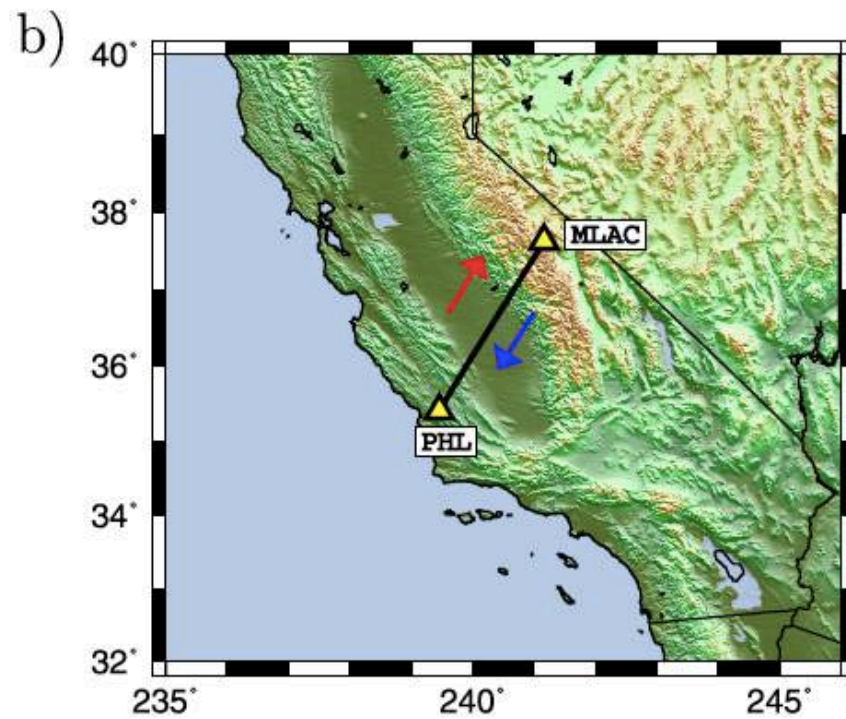
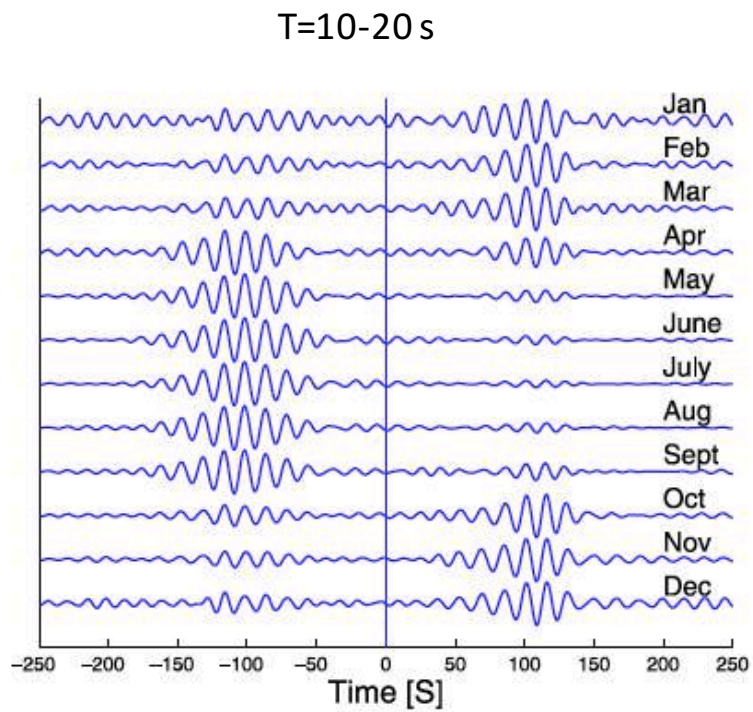


Dans le cas où la distribution des sources est homogène:

Dans le cas où la distribution des sources n'est pas homogène:



Variations temporelles de l'amplitude des corrélations de bruit:
Exemple de la Californie du Sud

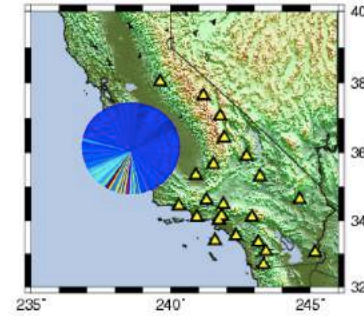
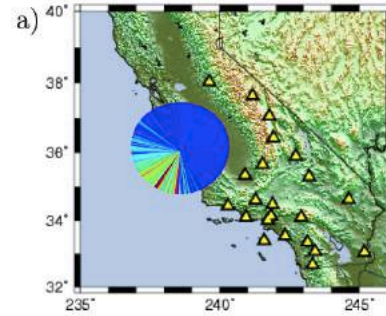


Distribution des sources de bruit en fonction des saisons

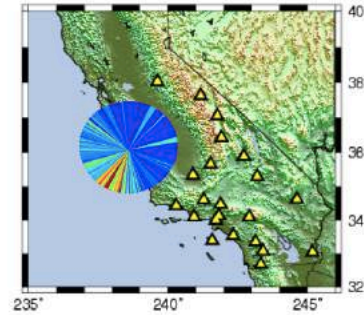
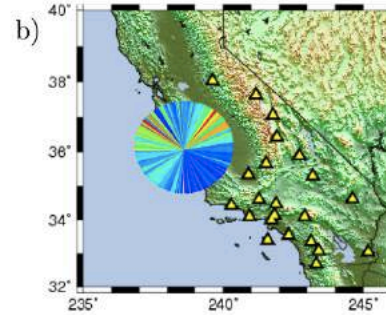
T= 5 -10 s

Hiver

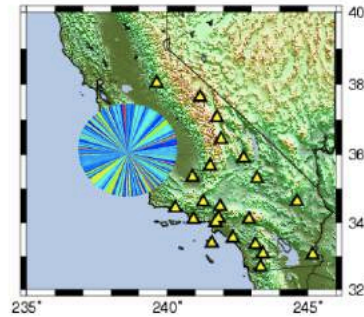
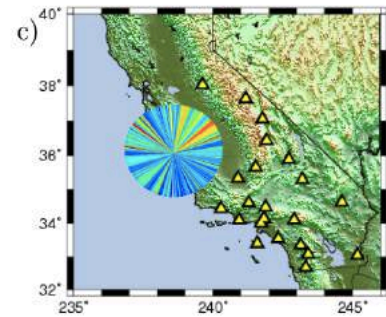
Été



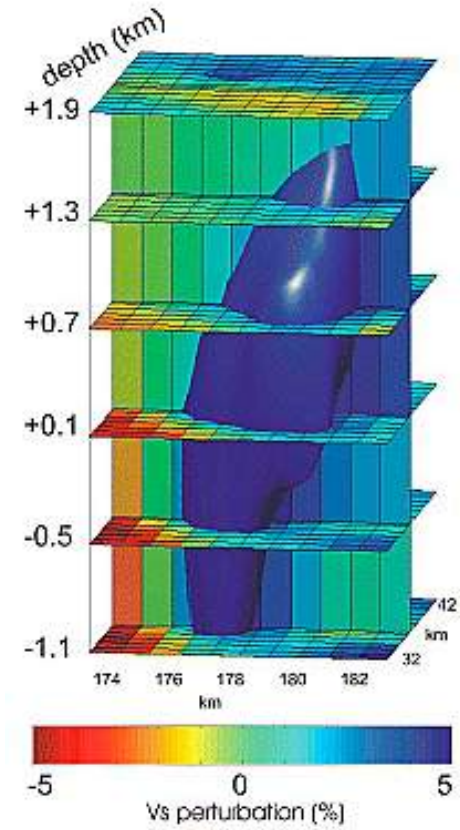
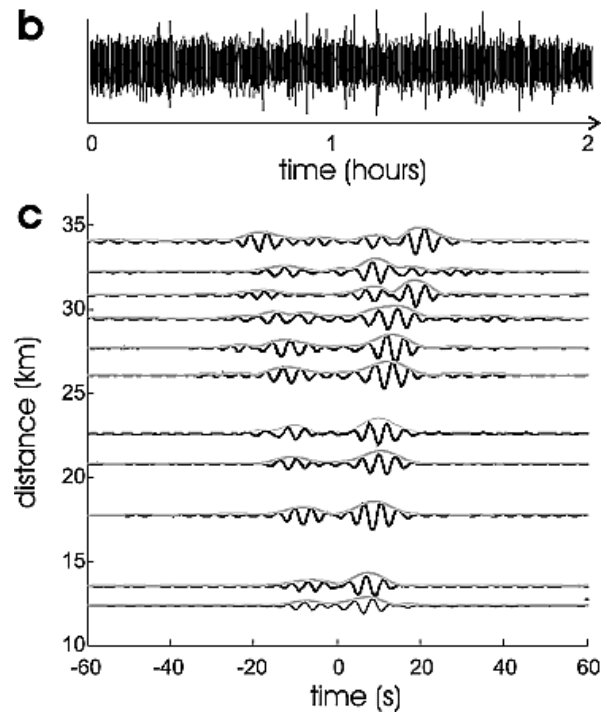
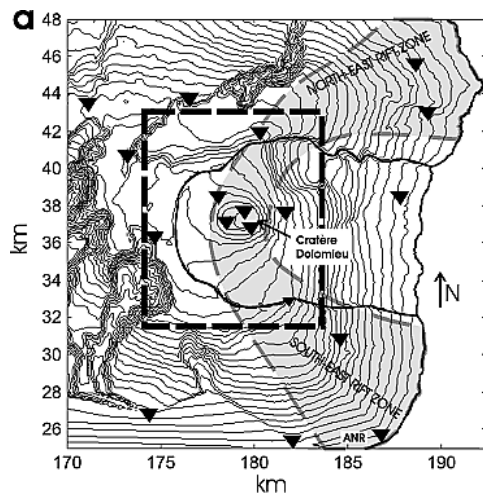
T= 10 -20 s

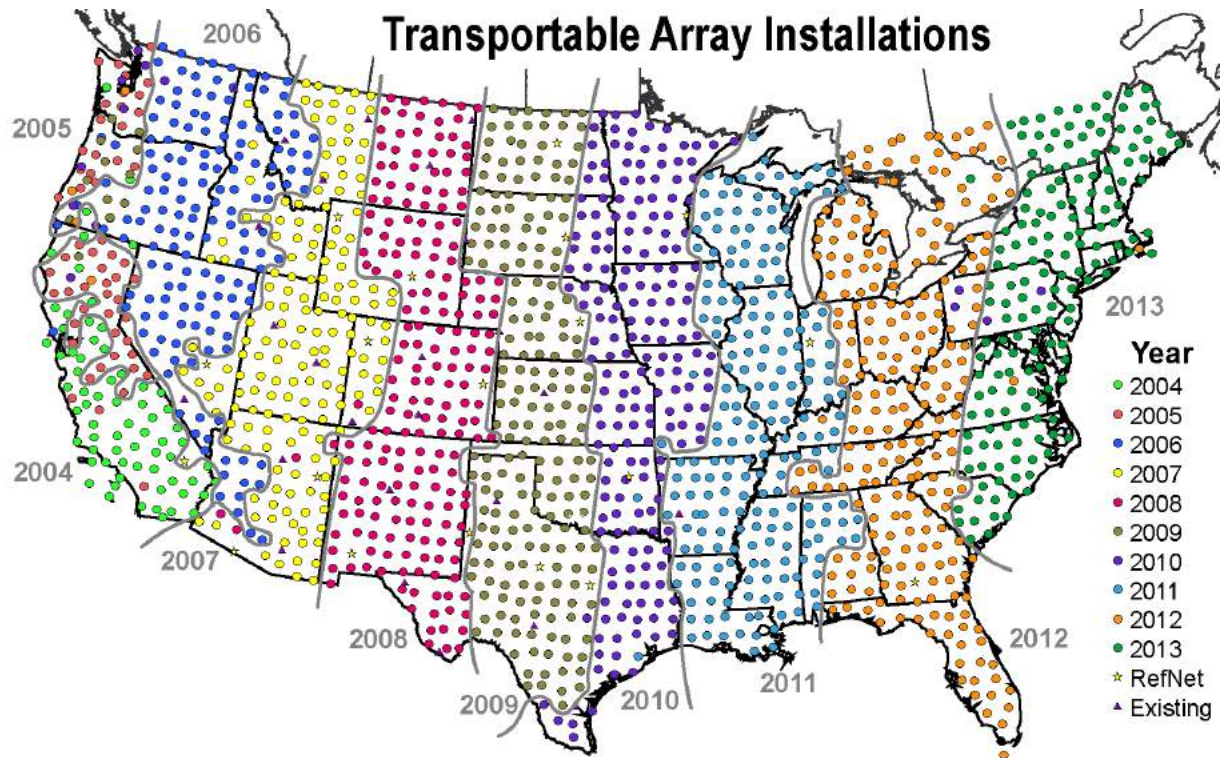


T= 20 -40 s

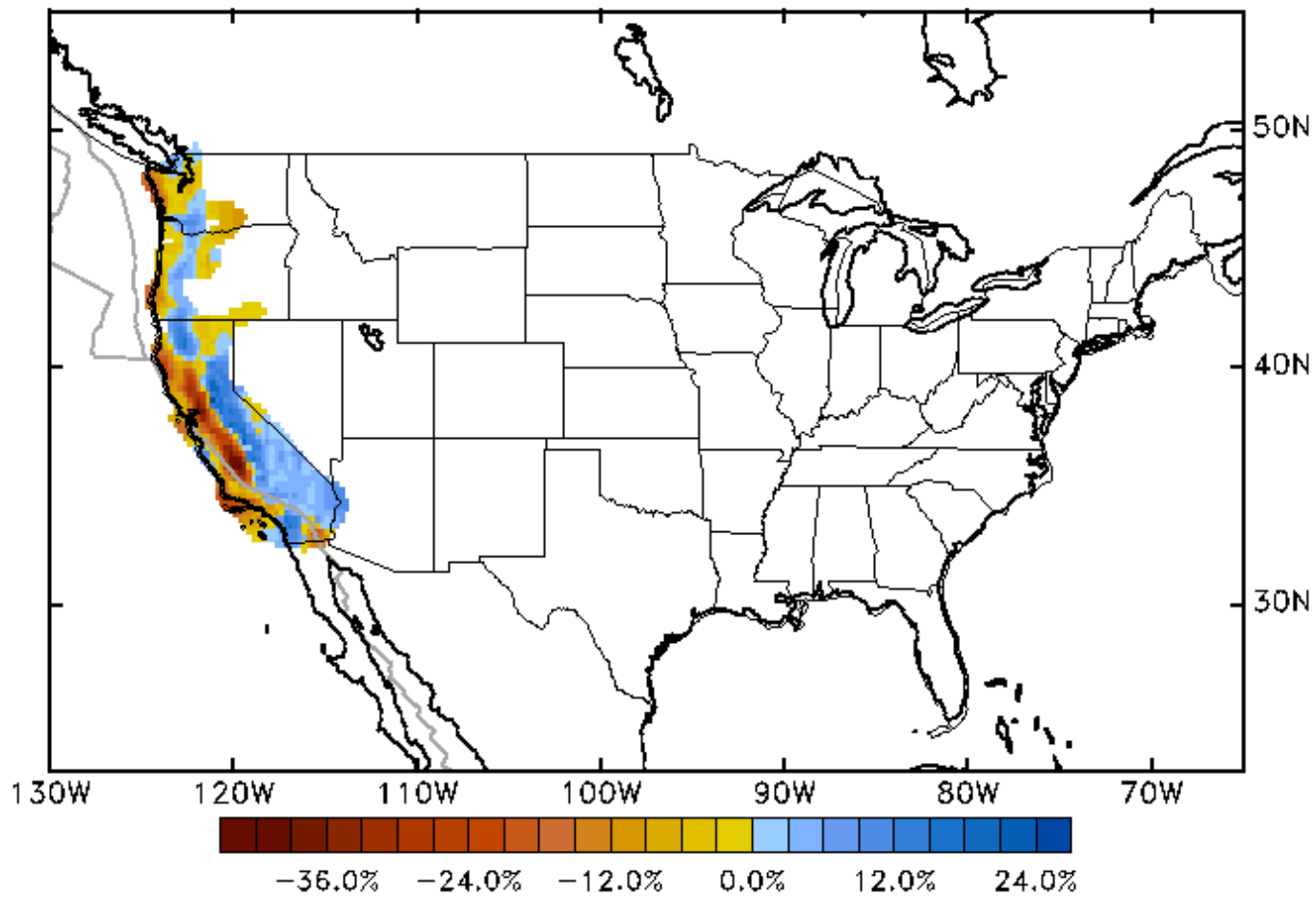


Tomographie du bruit sismique: exemple du Piton de la Fournaise (à la Réunion)





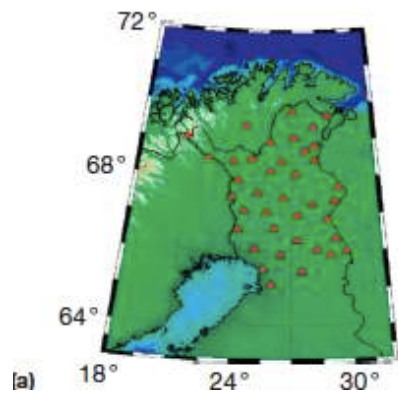
Vitesses de phase des ondes de Rayleigh à la période de 6 sec



www.ldeo.columbia.edu/~ekstrom/Projects/ANT/USANT15/USANT_movie.php

Ekstrom et al., 2017

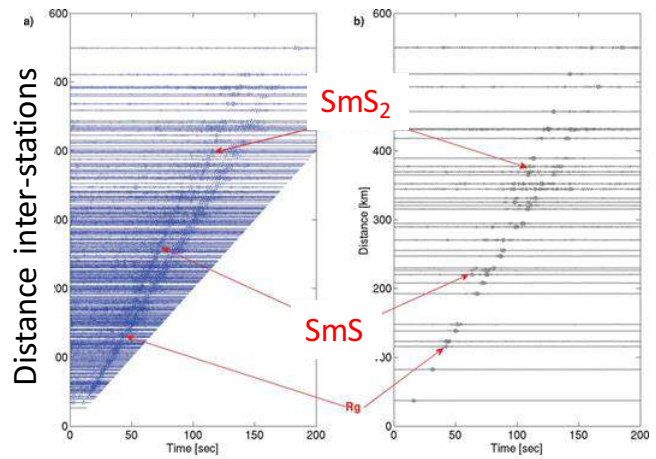
Ondes de volume observées dans les corrélations de bruit sismique



Réseau Lapnet en Finlande

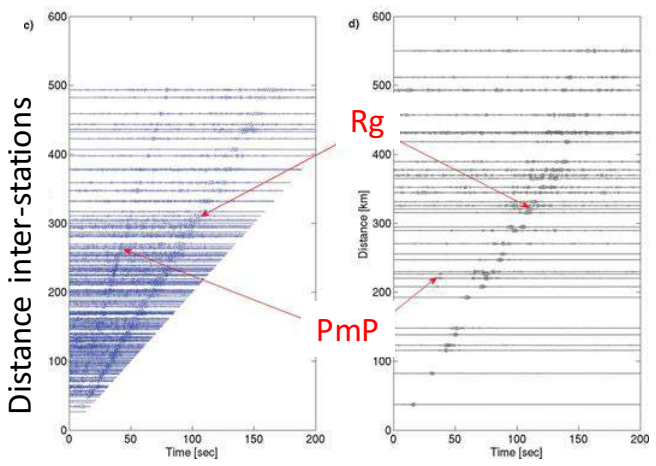
T = 1-2 s

Corrélations
Z-Z



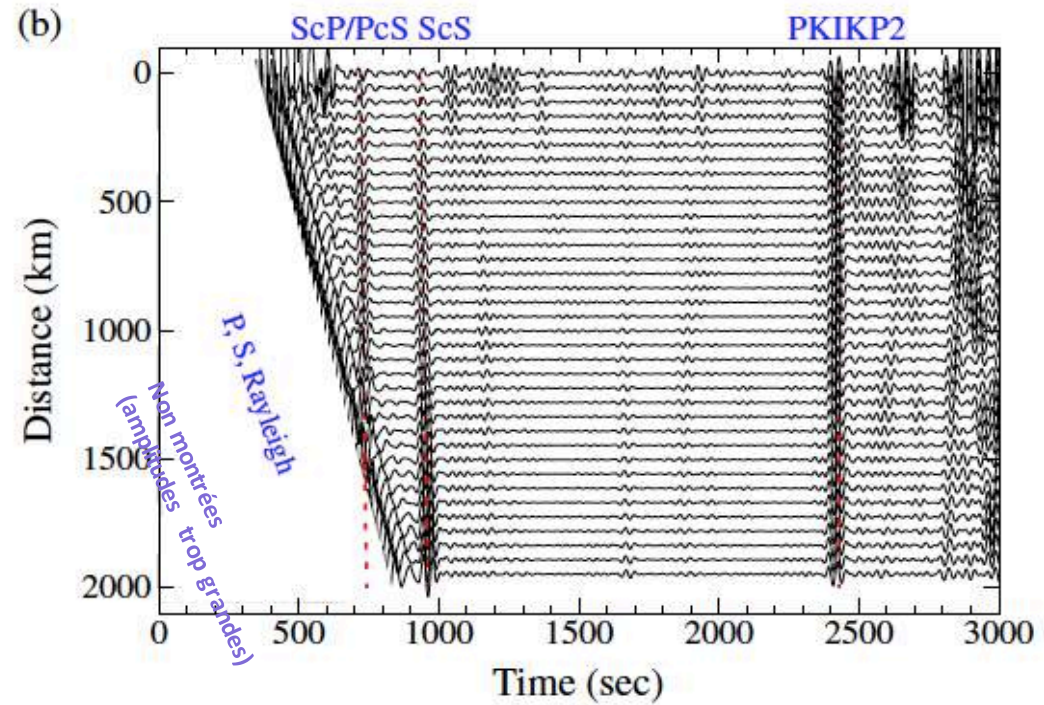
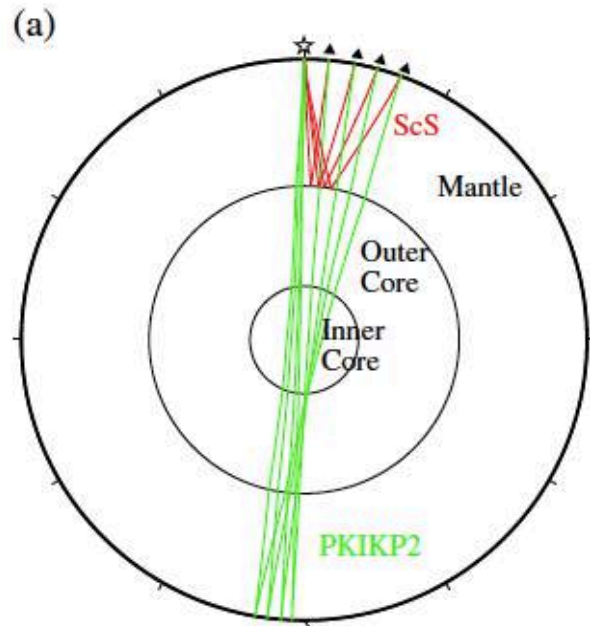
Sismogrammes
Synthétiques pour une
source impulsive

Corrélations
R-R



Ondes du Noyau par interférométrie

Sismogrammes synthétiques (force verticale à 3.5 km de profondeur
T= 25-50 s



----- Prédictions du modèle IASP91 (théorie des rais)

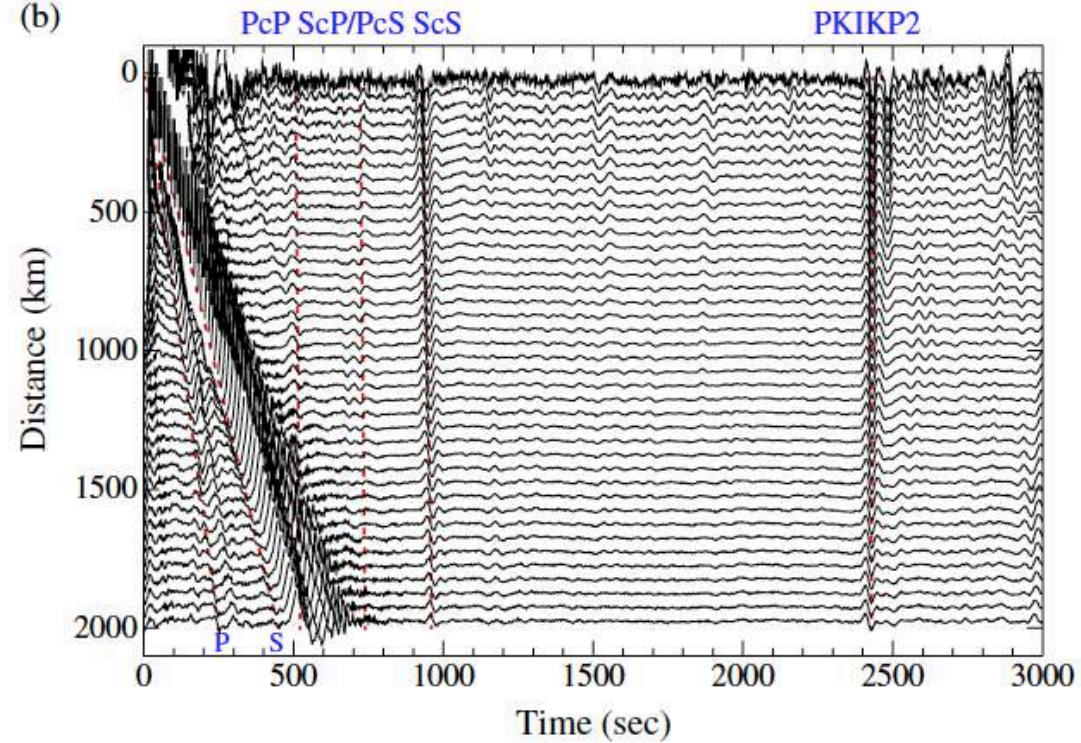
Lin, Tsai et al. ,2013

Corrélations de bruit en fonction de la distance inter-stations (USArray)

(a)



(b)



----- Prédictions du modèle IASP91 (théorie des rais)

Lin, Tsai et al. ,2013

Diffusion de l'énergie sismique par les hétérogénéités de la croûte et du manteau

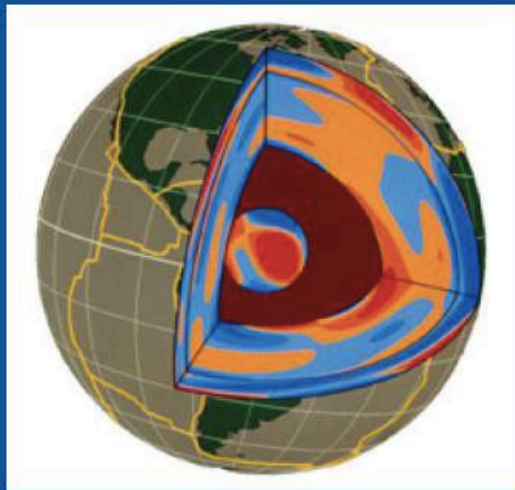




COLLÈGE
DE FRANCE
— 1530 —

CHAIRE DE PHYSIQUE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE

Année académique 2019-2020



Pr Barbara ROMANOWICZ

Global Scale Seismic Imaging and Dynamics of the Earth's Mantle

Colloque en anglais - Workshop in English
co-organised with Nicolas Coltice, ENS de Paris

Thursday 26 March and Friday 27 March 2020

Amphithéâtre Maurice Halbwachs

11, place Marcelin-Berthelot, 75005 Paris

<http://www.college-de-france.fr/site/en-barbara-romanowicz/Workshop-Registration.htm>

