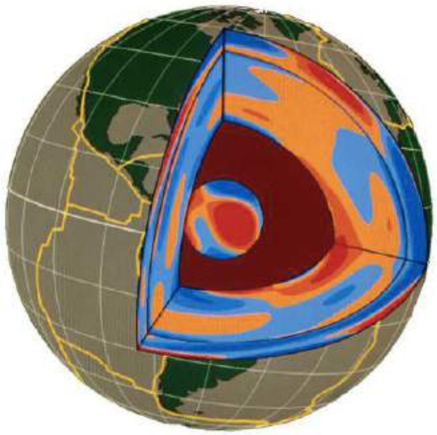


Imagerie Sismique de la Terre Profonde

2- Tomographie des temps de parcours télésismiques (“Travel time tomography”)

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

5 Novembre 2019

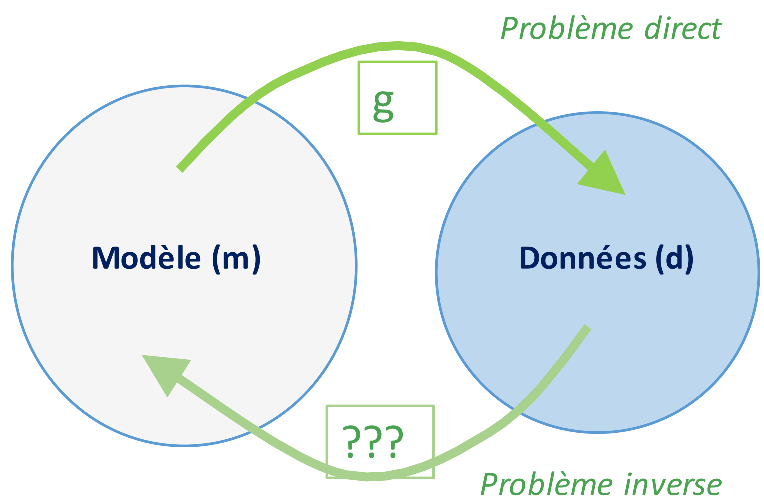
Problème *direct* / Problème *inverse*

- Données (observations) en temps et ou en espace: -> vecteur données (**d**)
- Paramètres physiques du modèle: -> vecteur modèle (**m**)

$$d = g(m)$$

Vecteur données

Vecteur modèle



Problème *direct* / Problème *inverse*

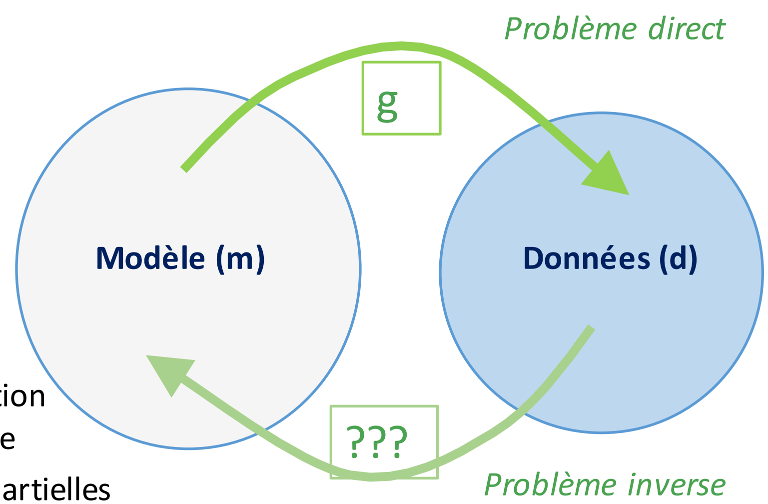
- Données (observations) en temps et ou en espace: -> vecteur données (**d**)
- Paramètres physiques du modèle: -> vecteur modèle (**m**)
- Cas linéaire (ou linéarisé):

$$\delta d = G\ \delta m$$

Vecteur résidus des données

Matrice des dérivées partielles

Vecteur perturbation du modèle



Problème *direct* / Problème *inverse*

- Cas linéaire (ou linéarisé):
- `Données (observations) en temps et ou en espace: -> vecteur données (δ**d**)
- Paramètres physiques du modèle: -> vecteur modèle (δ**m**)

$$\delta d = G\ \delta m$$

Solution par “moindres carrés”:

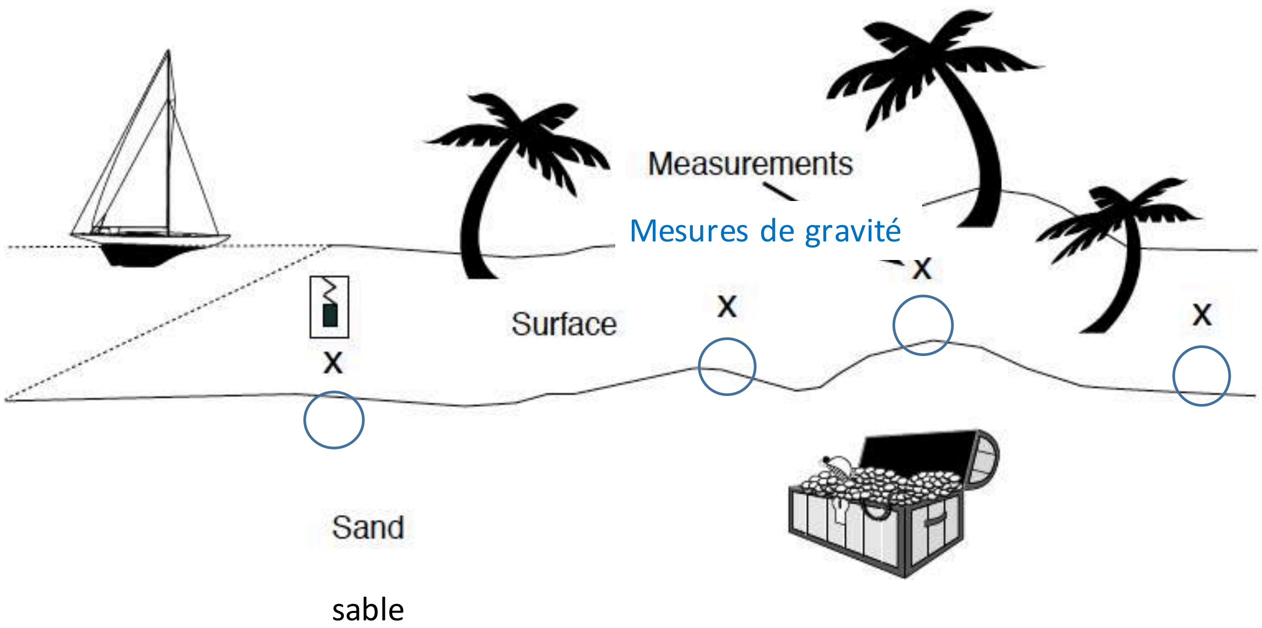
$$G^T \delta d = G^T G\ \delta m$$

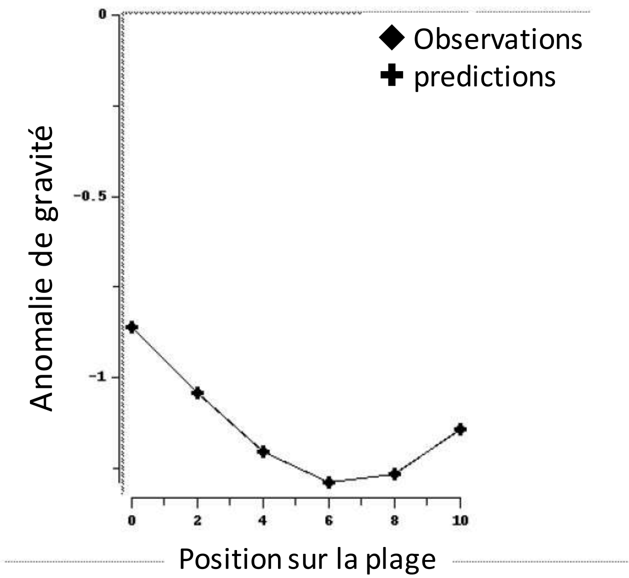
mais $G^T G$ N’est pas inversible en général

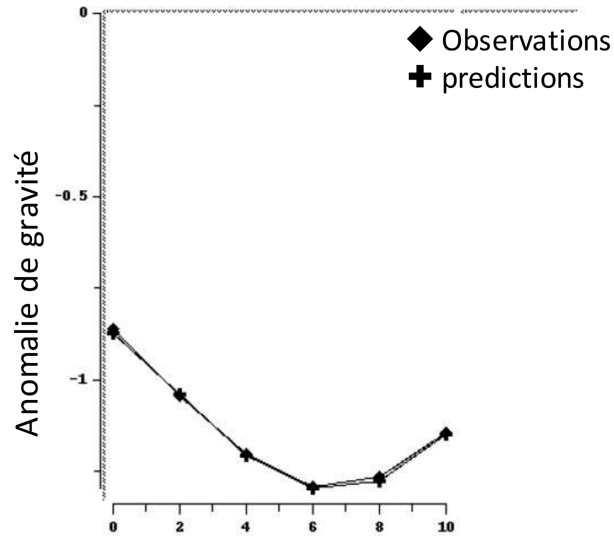
$$\delta m_{est} = (G^T G)^{-1} G^T \delta d$$

=> *Solution non unique*

Exemple du trésor enterré sur la plage

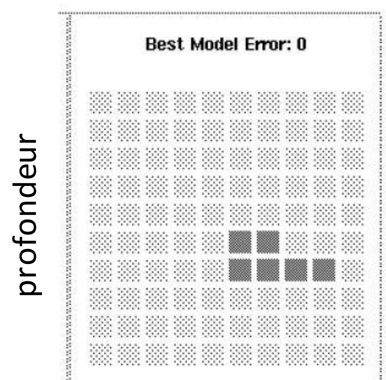




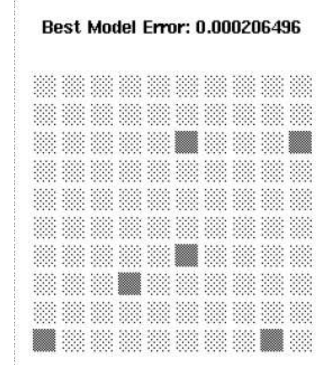


Le vrai modèle

Modèle non raisonnable mais qui explique bien les données



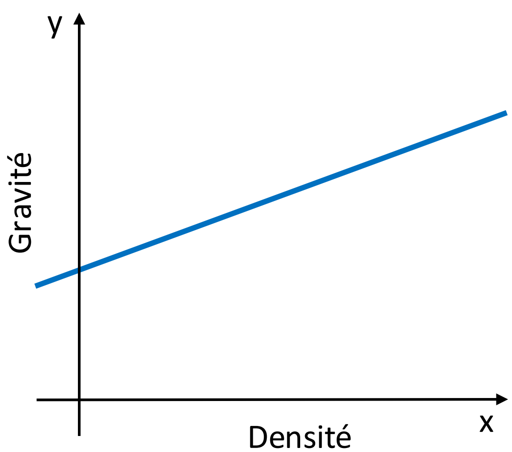
Modèles



Exemples de problèmes directs

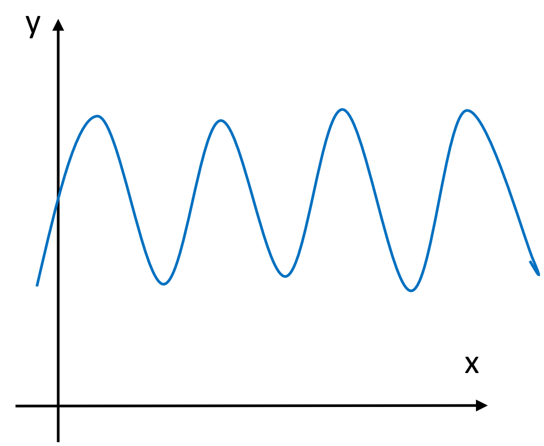
Linéaire

- $y(x) = m_1 x + m_2$
- e.g. prédire le champ de gravité étant donné la densité d'un objet de localisation et taille donnée



Non-linéaire

- $y(x) = \sin(x m_1) + m_1 m_2$
- e.g. prédire la forme d'onde étant donné un modèle 3D particulier de la structure de la Terre



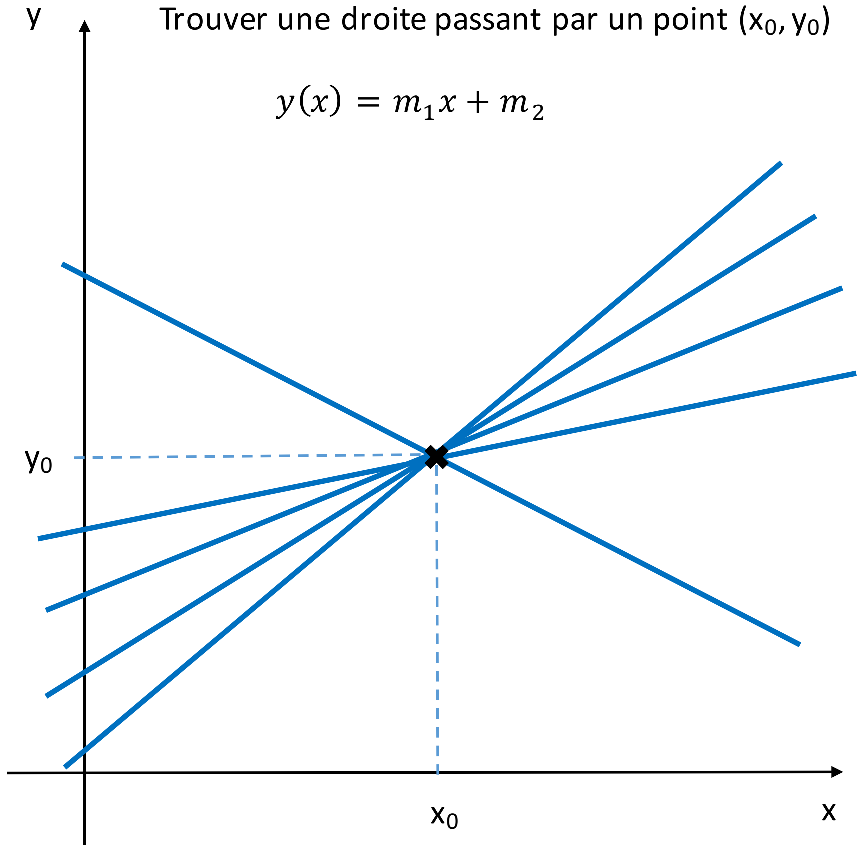
Problème inverse sous-determiné

- Avec une seule donnée (un point sur la droite, on ne peut pas déterminer de façon unique les 2 paramètres de la droite

- Infinité de solutions pour m_1 and m_2!

Trouver une droite passant par un point (x_0, y_0)

$$y(x) = m_1 x + m_2$$



Problème inverse sur-déterminé

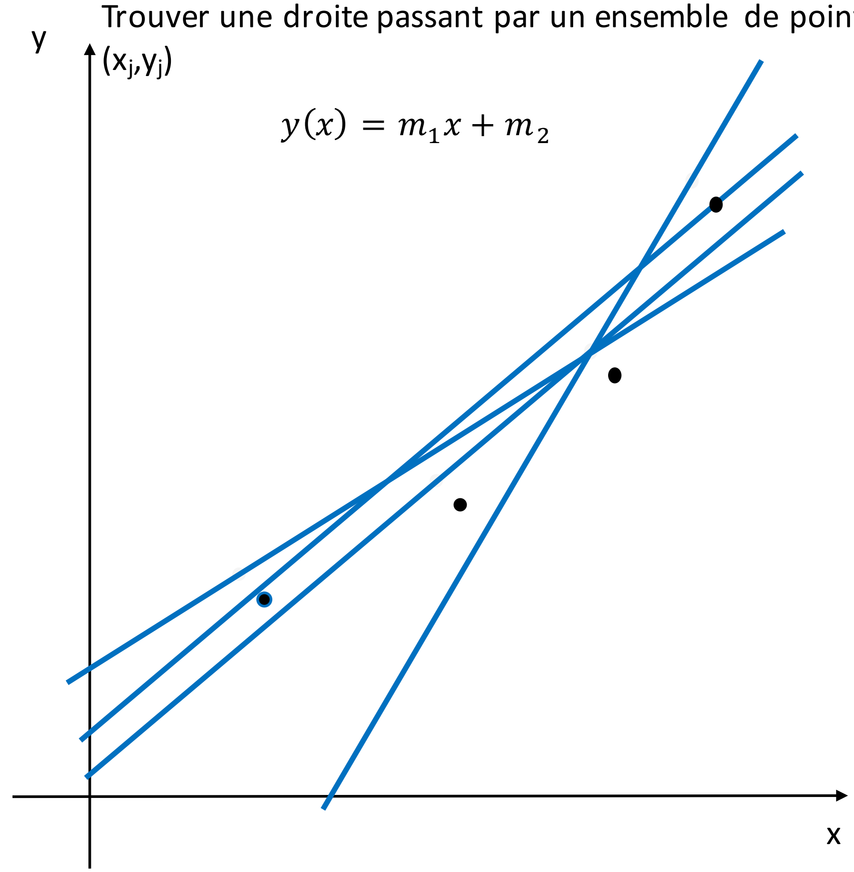
- Avec >2 points, la ligne droite ne passe pas forcément par tous les points.

- Laquelle choisir?

- Quelle est la meilleure solution…?

Trouver une droite passant par un ensemble de points (x_j,y_j)

$$y(x) = m_1 x + m_2$$



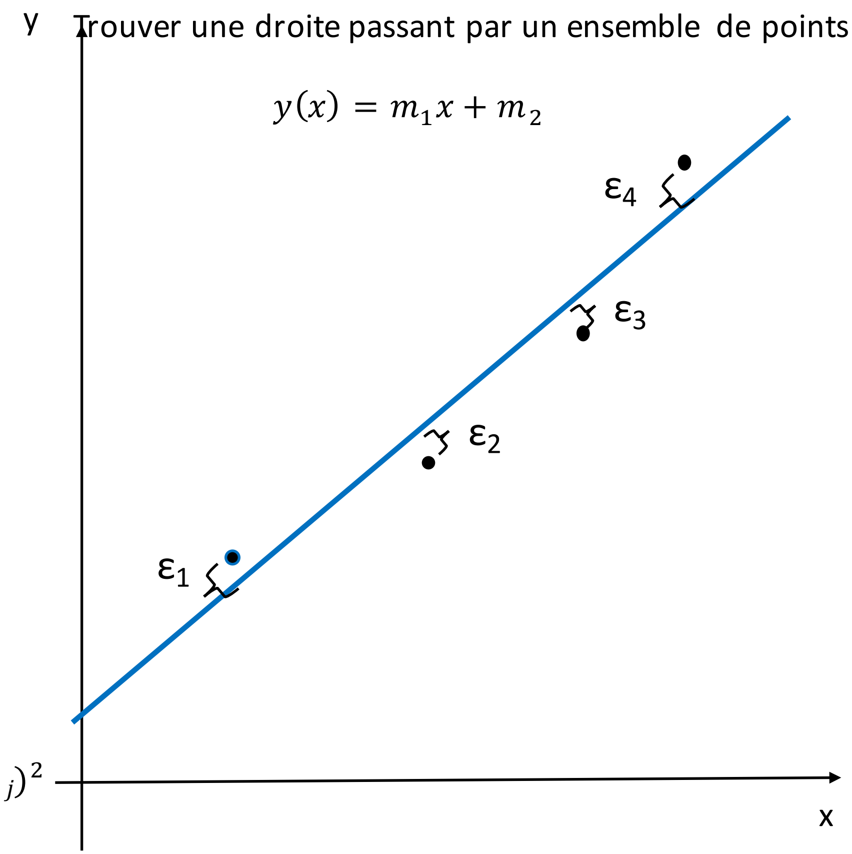
La fonction coût

- On introduit une fonction coût φ dont la valeur est minimale lorsque la solution (la droite choisie) explique les données de façon optimale

- => Notion de distance des points de mesure par rapport à la solution: ε_j

- => par exemple on minimise la somme des distances au carré:

- $\varphi = \sum_j \varepsilon_j^2 = \sum_j (d_j - g(m)_j)^2$



Choix de fonctions coût

- **L^1**
  - Somme des valeurs absolues des résidus
  - Atténue l'effet des données erronnées (*outliers*)

$$\varphi(m) = \sum_{j=1}^{N_d} \left| d_j - g_j(m) \right|$$

- **L^2**
  - Somme des carrés des résidus
  - Tend à favoriser les "outliers"
  - "Moindres-carrés"

$$\varphi(m) = \sum_{j=1}^{N_d} \left(d_j - g_j(m) \right)^2$$

- **L^∞**
  - Minimiser le résidu le plus grand
  - Solution en général ni très mauvaise ni très bonne
  - "Minimax"

$$\varphi(m) = max \left| d_j - g_j(m) \right|$$

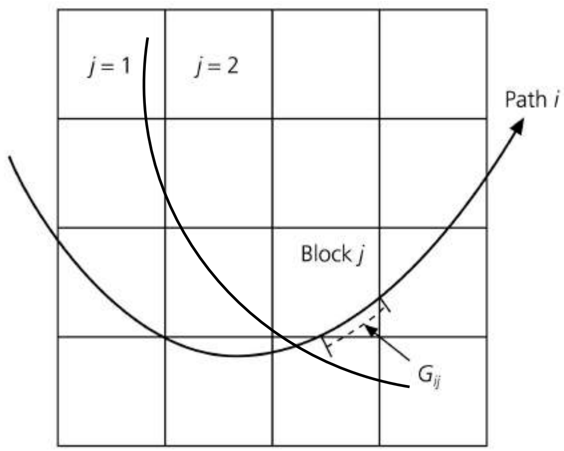
Données: temps de parcours télésismiques des ondes P
Théorie des rais

$$\delta d_i = \sum_{j=1}^{M} G_{ij}\delta m_j \quad i = 1, N$$

$\delta\vec{d}$ = Vecteur des données = perturbations δT_i
$\delta\vec{m}$ = vecteur du modèle = perturbations en vitesse $\delta v_j/v_j$

$$G_{ij} = -\frac{l_{ij}}{v_0^j}$$

$$\delta\vec{d} = G\delta\vec{m}$$



"Solution par moindres carrés"

$$\delta\hat{m} = (G^T G)^{-1} G^T \delta d$$

Equivalent à minimiser la fonction coût (L^2):

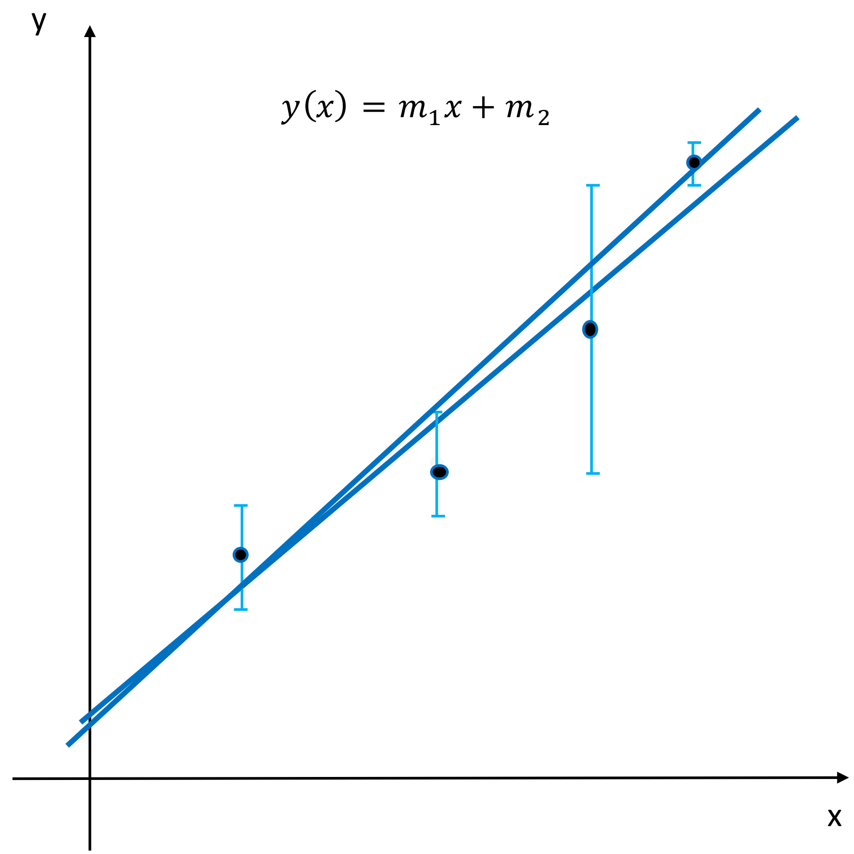
$$\varphi(m) = \sum_{j=1}^{N_d}\left(d_j - g_j(m)\right)^2$$

Résidus (au carré)

Erreurs dans les données

- Si l'erreur de mesure est plus grande sur un des points que sur d'autres, la solution ne doit pas nécessairement passer près de ce point

- => la fonction coût doit en tenir compte

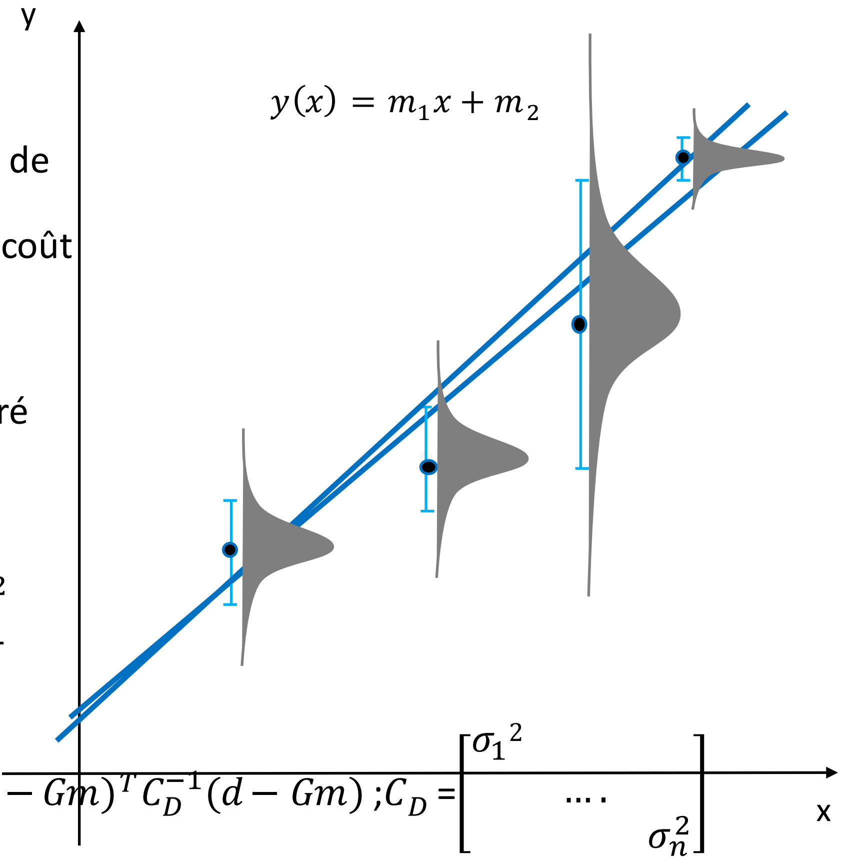


Erreurs dans les données

- Si les erreurs dansles données sont distribuées de façon “gaussienne”, avec variance σ_j^2 , la fonction coût est L^2

- Chaque résidu est pondéré par la variance:

$$\varphi(m) = \sum_{j=1}^{N_d} \frac{\left(d_j - g_j(m)\right)^2}{\sigma_j{}^2}$$

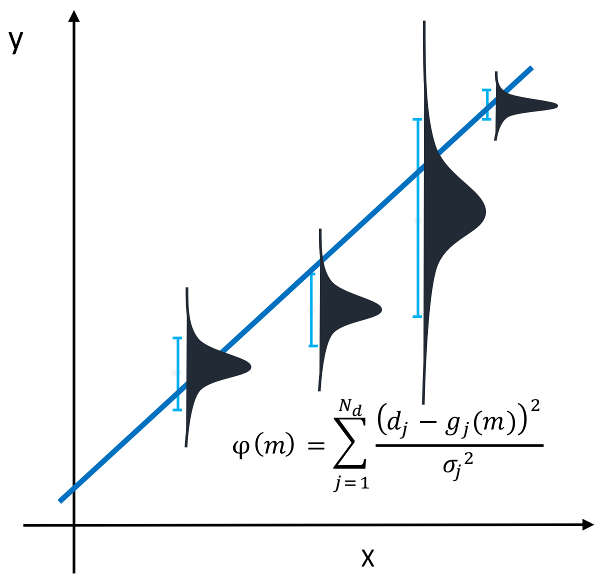


Notation matricielle: $\varphi = (d - Gm)^T C_D^{-1}(d - Gm)\ ; C_D = \begin{bmatrix} \sigma_1{}^2 & & \\ & \cdots & \\ & & \sigma_n^2 \end{bmatrix}$

Trouver une droite qui passe par un ensemble de points (x,y)

- Problème linéaire:
- $y_j = m_1 x_j + m_2$

$d_j=(x_j, y_j)$



Notation matricielle:

$$\varphi = (d - Gm)^T C_D^{-1} (d - Gm)$$

Minimiser φ par rapport à m = (m_1, m_2)

$$\frac{\partial \varphi}{\partial m} = 0$$

La solution est:

$$m_{est} = (G^T C_D^{-1} G)^{-1} \, G^T C_D^{-1} d$$

Solution par “moindres carrés” pondérée:

Données: temps de parcours télésismiques des ondes P
Théorie des rais

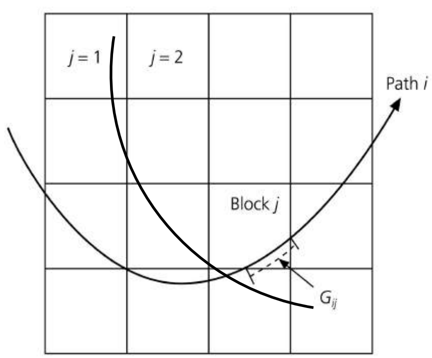
$$\delta d = G\delta m$$

$\delta\vec{d}$= Vecteur des perturbations δT_i
$\delta\vec{m}$ = vecteur du modèle = perturbations en vitesse
$\vec{\sigma}$ = vecteur des erreurs sur les données

$$C_D = \begin{bmatrix} \sigma_1^2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2^2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3^2 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \sigma_4^2 \end{bmatrix}$$

$$G_{ij} = -\frac{l_{ij}}{v_0^j} \qquad C_D^{-1}\delta d = C_D^{-1}G\delta m$$

$$G^T C_D^{-1}\delta d = G^T C_D^{-1} G\, \delta m_{est}$$



$$\delta m_{est} = (G^T C_D^{-1} G)^{-1}\, G^T C_D^{-1}\delta d$$

"Solution par moindres carrés pondérés"

-> Equivalent à minimiser la fonction coût (L^2):

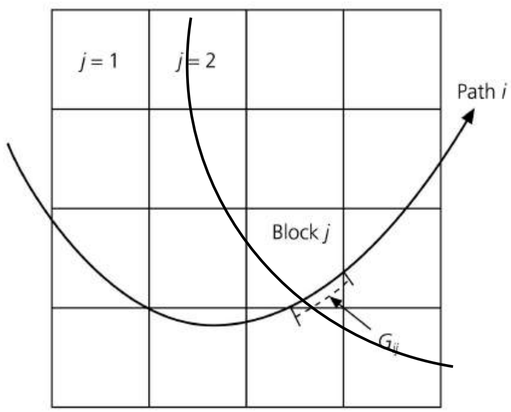
$$\varphi(m) = \sum_{j=1}^{N_d} \frac{\left(d_j - g_j(m)\right)^2}{\sigma_j^2}$$

"Solution par moindres carrés pondérés"

$$\delta m_{est} = (G^T C_D^{-1} G)^{-1}\ G^T C_D^{-1} \delta d$$

Certains éléments de G_{ij} sont nuls (l_{ij}=0)
->
La vitesse dans ces blocs ne peut pas être déterminée de manière unique

-> $G^T C_D^{-1} G$, en géneral, est singulière:



- => **Régularisation**:

Par exemple, on ajoute un terme"ε^2" à la diagonale de G^TG, suffisamment grant pour que la matrice (G^TG+ ε^2 I), où I est la matrice identité MxM, soit inversible.

$$\delta m_{est} = (G^T C_D^{-1} G + \varepsilon^2 I)^{-1}\ G^T C_D^{-1} \delta d$$

solution "Par moindres carrés attenués et pondérés"

Solution par moindres carrés atténuée et pondérée

$$\delta m_{est} = (G^T C_D^{-1} G + \varepsilon^2 I)^{-1} \; G^T C_D^{-1} \delta d$$

$$\delta m_{est} = (G^T C_D^{-1} G + \varepsilon^2 C_M^{-1} I)^{-1} \; G^T C_D^{-1} \delta d$$

Pondération
des données

Régularisation
du modèle

Résidu par rapport au
modèle de référence

Perturbation du modèle

Inverse “généralisée:

$$\delta m_{est} = G^{-g} \; \delta d \quad \text{où:} \quad G^{-g} = (G^T C_D^{-1} G + \varepsilon^2 C_M^{-1} I)^{-1} G^T C_D^{-1}$$

$$m_{est} = \langle m \rangle + (G^T C_D^{-1} G + \varepsilon^2 C_M^{-1} I)^{-1} \; G^T C_D^{-1} (d - G \langle m \rangle)$$

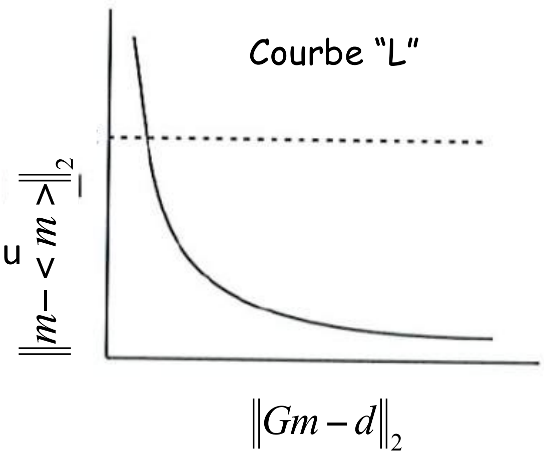
<*m*> = Modèle de référence

En résumé:

- Pour obtenir des résultats robustes, il faut pondérer les données de manière adéquate pour tenir compte des erreurs et des redondances (C_D^{-1}).
- Il faut aussi spécifier les caractéristiques *a-priori* du modèle en précisant le type de régularisation (C_M^{-1})
- Ceux-ci ne sont pas en général déterminés de manière unique, et donc peuvent être “ajustés”, souvent de manière subjective
- Une fois qu’on a obtenu une solution, on doit se poser les questions suivantes:
  - Le modèle obtenu est-il fiable?
  - Les données permettent-t-elles de déterminer les paramètres choisis?

"Trade offs": exemple de la solution par moindres carrés

- Lorsqu'on augmente le facteur de damping ε^2, on augmente le poids de la norme (ou amplitude) du modèle que l'on souhaite contrôler
  - Cela diminue l'amplitude des variations du modèle , mais cela augmente les résidus (les données sont moins bien expliquées)
  - On obtiendra un modèle qui s'écarte peu du modèle de référence



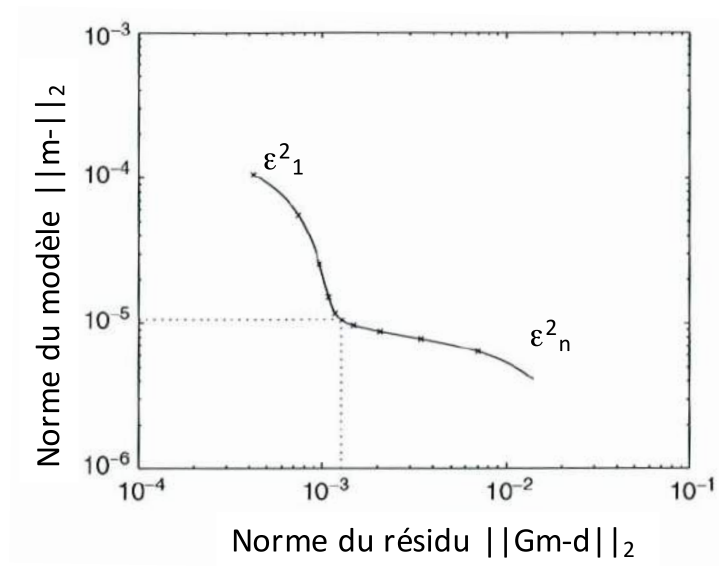
- Pour choisir ε^2 de façon optimale, il faut explorer une suite de modèles

Implémentation pratique:

- On résoud le problème inverse pour une suite de valeurs des paramètres de régularisation

- On représente le résidu en fonction de la norme (amplitude) des perturbations du modèle pour ces différents cas

- On choisit un modèle près du coude de la courbe “L”



Matrice de résolution

- Comment l'image est elle dégradée?
- Quel est le plus petit objet qu'on peut résoudre?

- Matrice de résolution R:

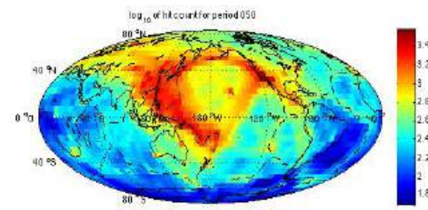
$$\hat{m} = G^{-g} d^{obs} = G^{-g} G m_{true} = R m_{true}$$

$$R = G^{-g}\mathrm{G}$$

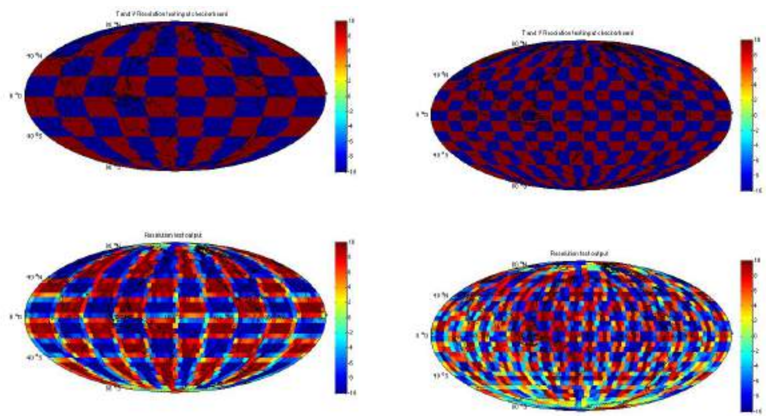
- R est une sorte de filtre spatial que l'on applique au vrai modèle test pour evaluer la dégradation du modèle estimé
  - Si R=I la résolution est parfaite
  - Les termes en dehors de la diagonale nous renseignent sur la dégradation de l'image.

Matrice de résolution

- On considère un modèle particulier, souvent de type “damier”



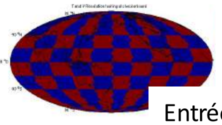
- On le “passe” par la matrice de résolution pour voir ce que le processus d’inversion dégrade

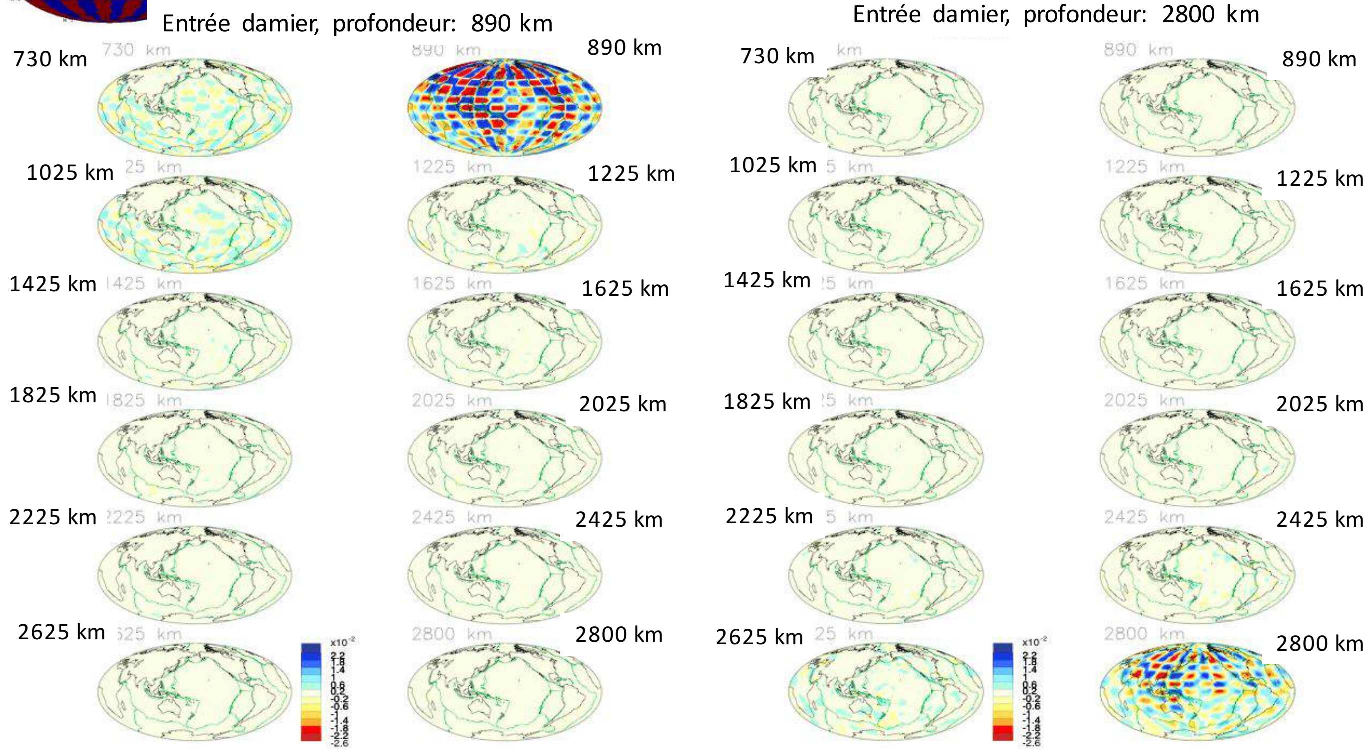


- Cet exercice ne permet pas de tenir compte des erreurs dans la théorie ni dans l’estimation des incertitudes sur les données

- Si le résultat est mauvais, le modèle obtenu avec les vraies données n’est pas de bonne qualité
- Si le résultat est bon, cela ne prouve pas que ce modèle est robuste

Test dit “de damier”





$$\hat{m} = Rm_{true}$$

$$R = G^{-g}G$$

R dépend des hypothèses faites sur la théorie de propagation des ondes sismiques, et la paramétrisation choisies. Notion valable dans le cas d’un problème linéaire seulement.

D’après G. Masters, CIDER 2010

Incertitude sur le modèle

- Si les données sont indépendantes, avec une variance commune σ_d^2:
  - Etant donné que:

$$\hat{m} = Md + v$$

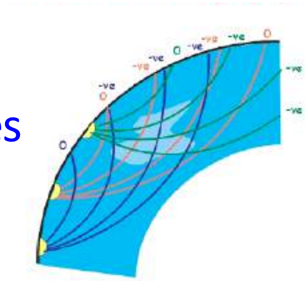
  - On peut écrire

$$[\mathrm{cov}\, m] = M[\mathrm{cov}\, d]M^T$$

  - Pour la solution par moindres carrés:

$$[\mathrm{cov}\, m] = [[G^T G]^{-1} G^T]\sigma_d^2 [[G^T G]^{-1} G^T]^T = \sigma_d^2 [G^T G]^{-1}$$

Ingrédients essentiels pour la tomographie sismique globale ou régionale



- Quelles données ? -> illumination des structures
  - Ondes de volume/ondes de surface
  - Temps de parcours/formes d'onde
- Théorie de propagation des ondes /méthode d'inversion
  - Théorie des rais/effets de fréquence finie
  - Calcul plus ou moins précis du champ des ondes sismiques
  - Méthode d'optimisation (linéaire or quadratique) ou….Monte Carlo
- Paramétrisation du modèle
  - Physique: hypothèses (anisotropie?…, atténuation?…)
  - Géométrique: paramétrisation locale ou globale?..

Paramétrisation sur la sphère

$$f(\theta,\varphi) = \sum_{i=1}^{i=M} c_i \cdot g_i\,(\theta,\varphi)$$

θ = colatitude = 90º-latitude
φ = longitude

- Choix des fonctions de base g_i
  - Blocs (fonctions "locales")

$$g_i(\theta,\varphi) = \begin{matrix} 1 & si\ (\theta,\varphi)\ \text{à}\ l'intérieur \\ 0 & si\ (\theta,\varphi)\ \text{à}\ l'extérieur \end{matrix}\ \text{du bloc i}$$

Paramétrisation globale sur la sphère en harmoniques sphériques

$$f(\theta,\varphi) = \sum_{i=1}^{i=M} c_i \cdot g_i\,(\theta,\varphi)$$

θ = colatitude = 90°-latitude
φ = longitude

- *Harmoniques sphériques*: base complète orthogonale de fonctions régulières sur la sphère

$$g_i(\theta,\varphi) = Y_l^m(\theta,\varphi) = P_l^m(\theta)\begin{matrix}\cos m\varphi \\ \sin m\varphi\end{matrix}$$

Fonctions de Legendre
Polynômes en cos(θ)

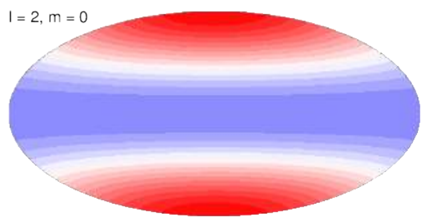
$$f(\theta,\varphi) = \sum_l \sum_m (c_l^m \cos m\varphi + s_l^m \sin m\varphi)\, P_l^m(\theta)$$

$$\boxed{\begin{matrix} c_l^m \\ s_l^m \end{matrix} = \iint_\Omega f(\theta,\varphi) Y_l^{m*}(\theta,\varphi) d\Omega}$$

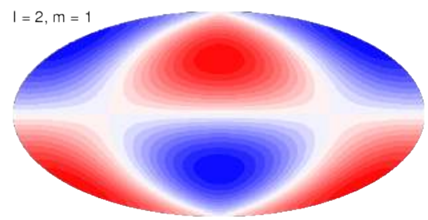
Ω = sphère de rayon unité

Harmoniques sphériques de degré 2

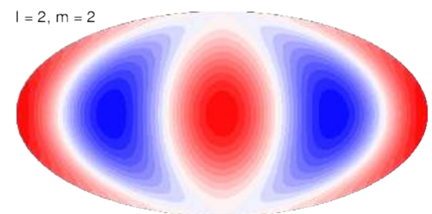
l= 2, m = 0



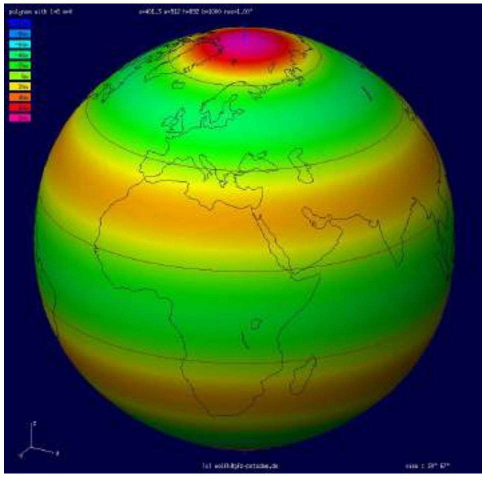
l= 2, m = 1



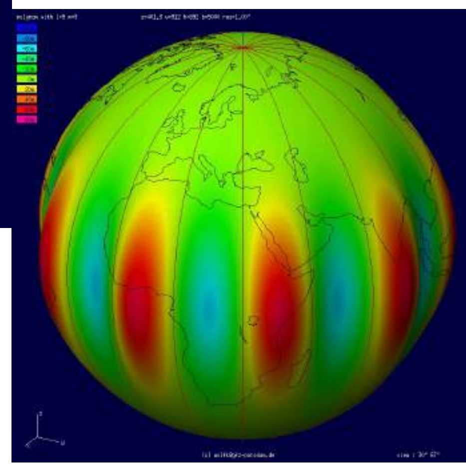
l= 2, m = 2



Exemples d’harmoniques sphériques

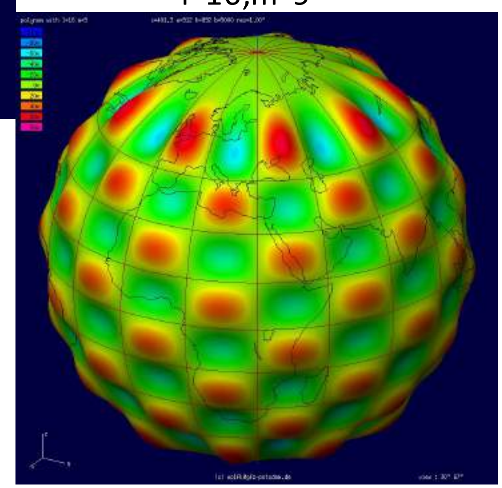


l=6, m=0



l=9, m=9

l=16,m=9

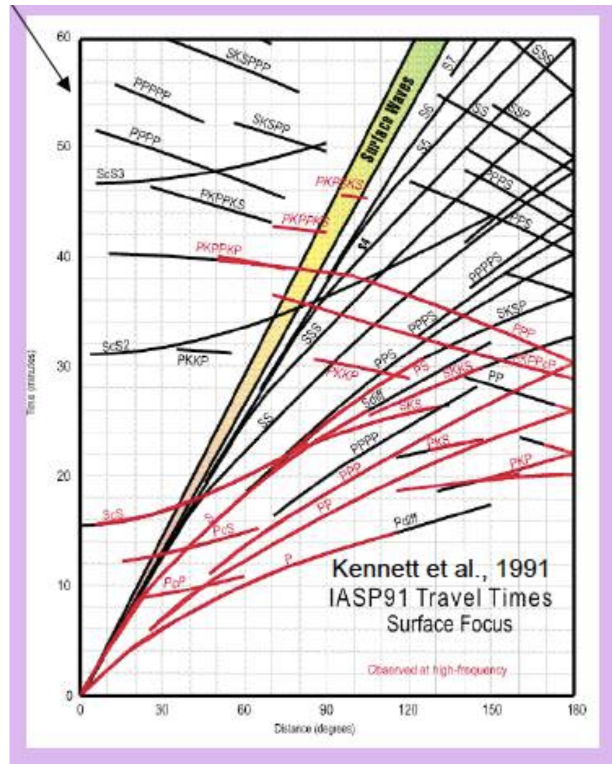


Les premiers modèles tomographiques de l'intérieur de la terre

- Données: anomalies de temps de parcours des ondes P
- *Global*: Dziewonski, Hager and O'Connell, 1977
- *Régional*: Aki, Christofferson and Husebye, 1977

Les premiers modèles tomographiques de l'intérieur de la terre

- *Global*: Dziewonski, Hager and O'Connell, 1977
- <u>Données</u>: anomalies de temps de parcours des ondes P
  - Principalement: Bulletins ISC* 1967-1970
  - Mesurées par rapport aux tables de Jeffreys-Bullen



**International Seismological Center*
http://www.isc.ac.uk/

-> Temps de parcours pour 50,000 séismes enregistrés sur bande bande magnétique (ISC)

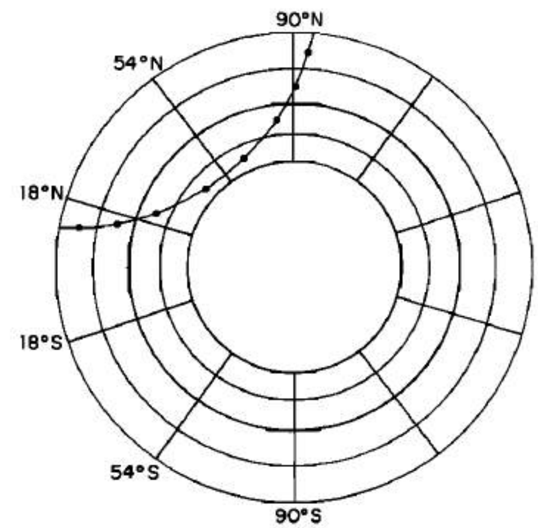
-> 2,000,000 temps de parcours d'ondes P dans 1400 stations distribuées globalement

-> Hypothèse: erreurs aléatoires

-> $27^o < \Delta < 105^o$ écarts Δt < 5s par rapport aux tables de Jeffreys-Bullen

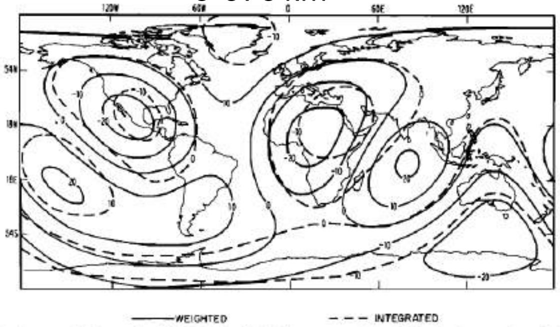
-> Il reste 728,072 données de Δt

- Correction d'ellipticité
- Correction d'anomalies de station

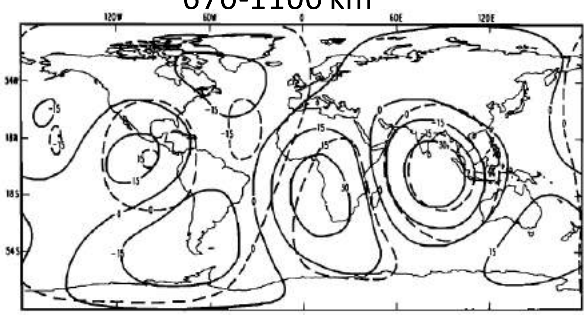


Dziewonski, Hager and O'Connell (1977)

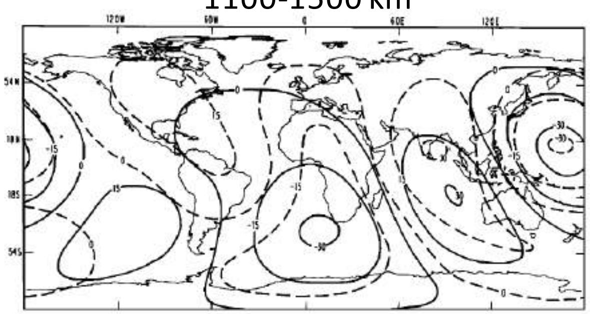
0-670 km



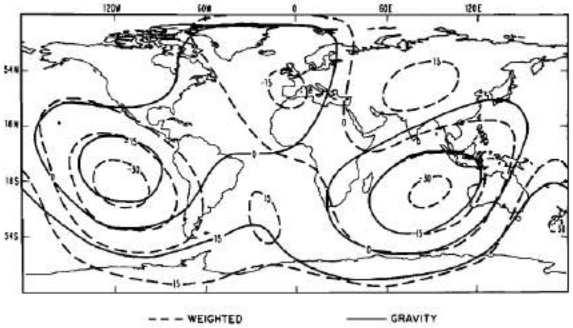
670-1100 km



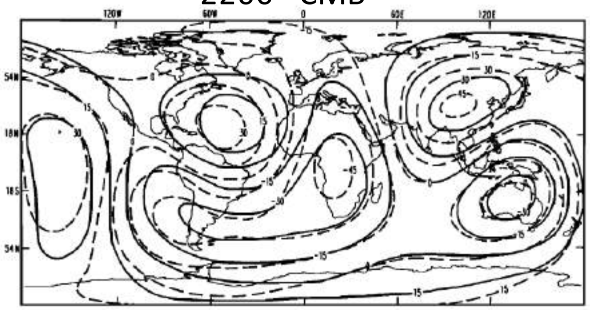
1100-1500 km



1500-2200 km



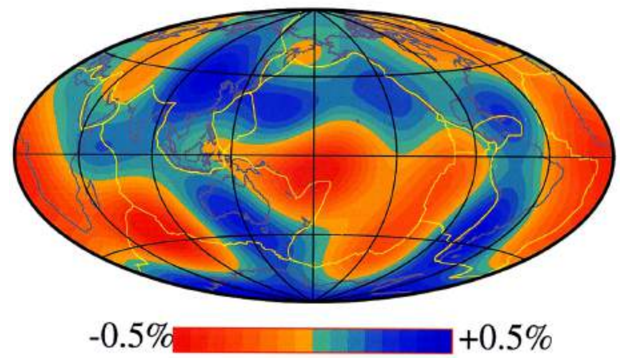
2200 - CMB



Dziewonski, Hager and O'Connell (1977)

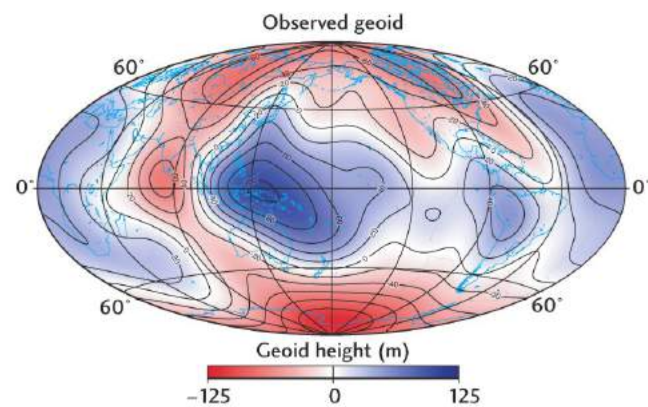
Modèle L02.56 (Vp)
Profondeur = 2500 km

Dziewonski, 1984

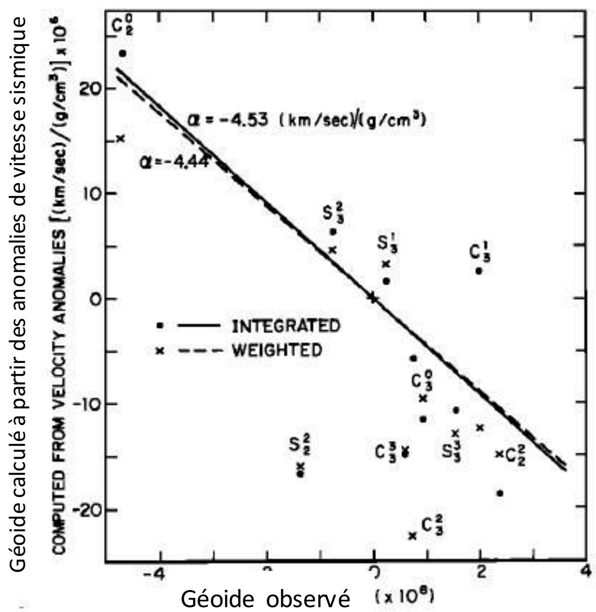


Anomalies relatives dVp/Vp par rapport au modèle moyen à 2500 km de profondeur

Anomalies du géoide
(gravité)



Anti-corrélation des anomalies de gravité (géoide) et des anomalies de vitesses sismiques dans les derniers 1800 km du manteau inférieur



Coefficients des harmoniques sphériques de degré 2 et 3

Coef.de correlation ~ - 0.66

$$\Delta v_l(\theta, \phi) = \alpha \Delta \rho_l(\theta, \phi)$$

Alpha négatif:

- Du aux variations latérales de composition
- Présence d'éclogite dans les régions de vitesse plus rapide (provenant de la croûte basaltique)
  - -> Subduction

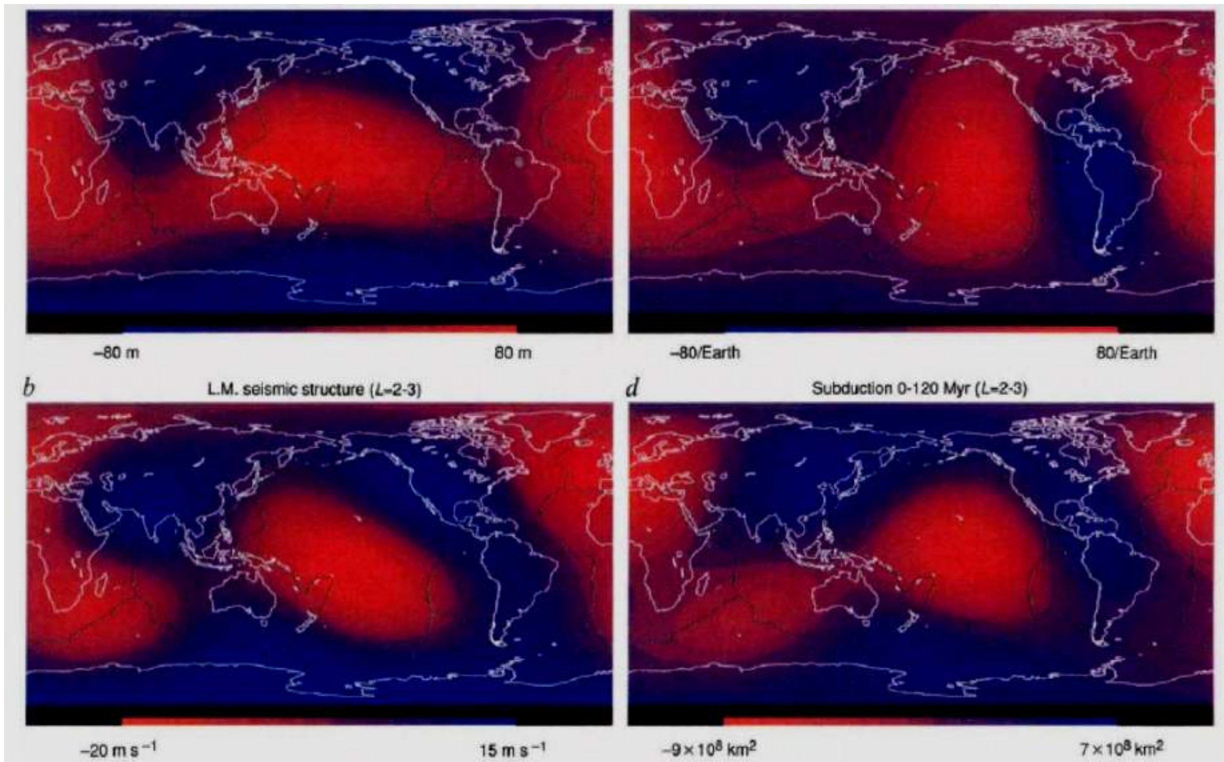
- Ou bien interpretation dynamique: effet de la convection – dû à la déformation de la surface et de la CMB dans un milieu visqueux

Dziewonski, Hager and O'Connell (1977)

Corrélations dans les structures de degré 2 & 3

Géoide

Points chauds



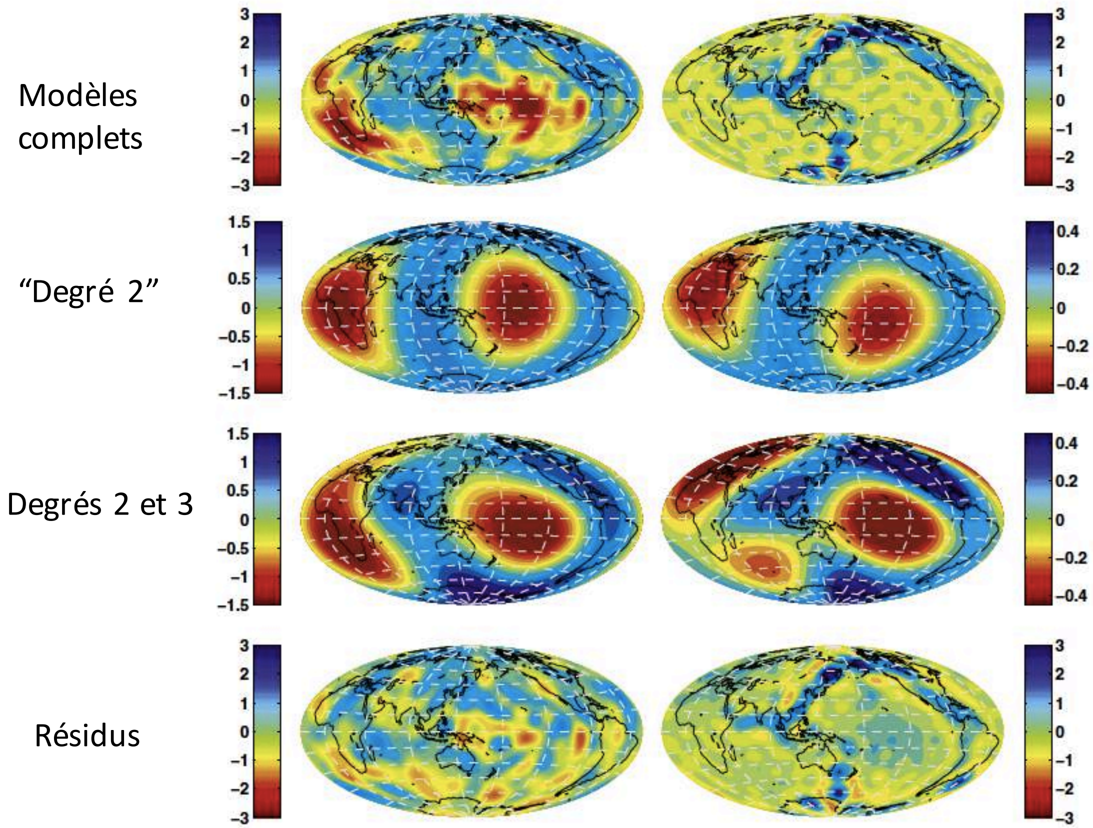
Structure sismique
à 2800 km de profondeur

Subduction 0 – 120 Ma

Richards & Engerbretsen, 1992

Modèle tomographique Vs
S362ANI (*Kustowski et al., 2008*)
Profondeur = 2800 km

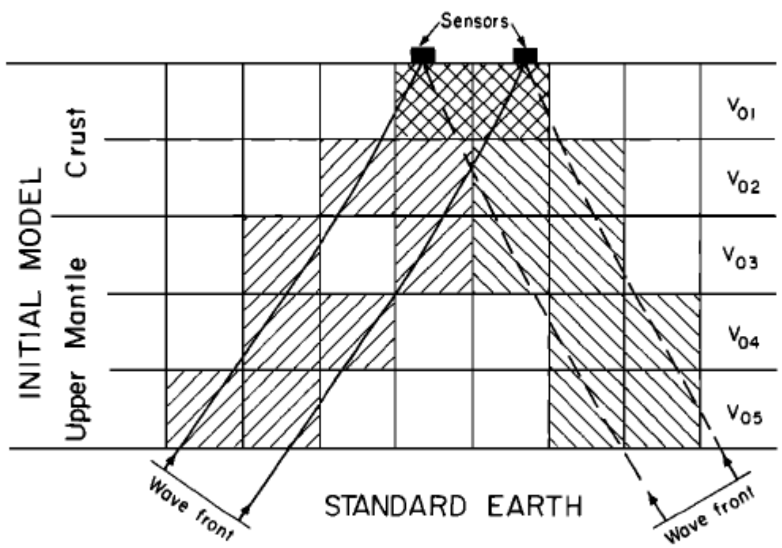
Modèle de plaques integré en profondeur
Lithgow Bertelloni and Richards, 1998



Dziewonski, Lekic & Romanowicz, 2010

Tomographie régionale par temps de parcours télesismiques:

- *ACH*



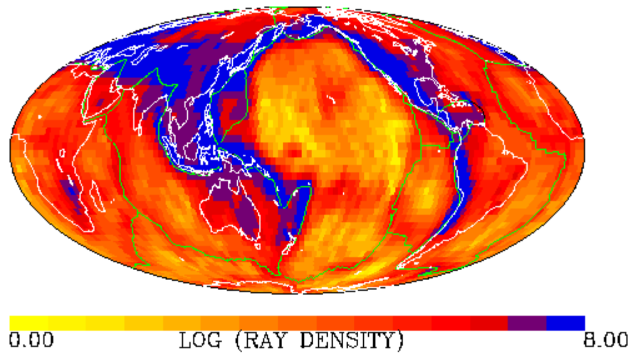
Aki, Christofferson et Husebye (1977)

Modèles globaux par tomographie des temps de parcours d'ondes P et S

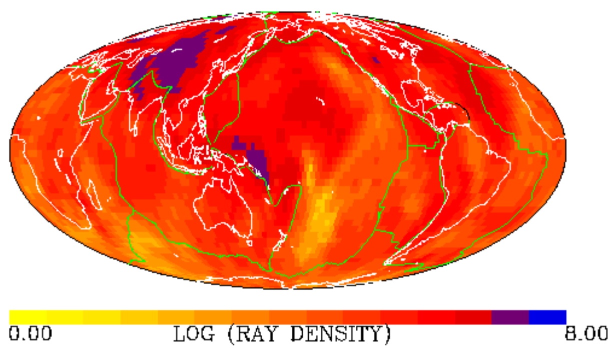
- Paramétrisation locale du modèle (blocs de vitesse constante ou splines/ondelettes)
  - Grand nombre d'inconnues (par exemple blocs de 2,5°x2,5°x200 km – Grand et al., 1997; 3°x3°x150 km, Karason et van der Hilst, 2000)
    - Inversion par méthodes itératives (LSQR, SIRT)
    - Paramétrisation en blocs de taille variable

Densité de rais, données ondes P bulletins ISC, télésismiques

Profondeur: 660-870 km



Profondeur: 2670 km - CMB

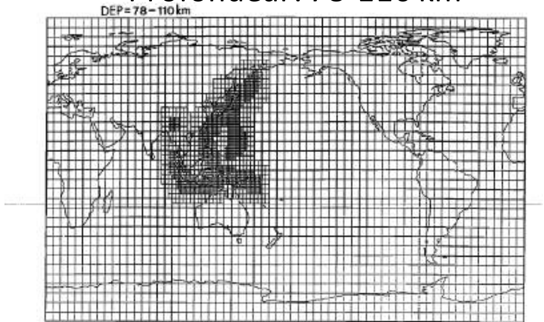


CMB= limite noyau-manteau

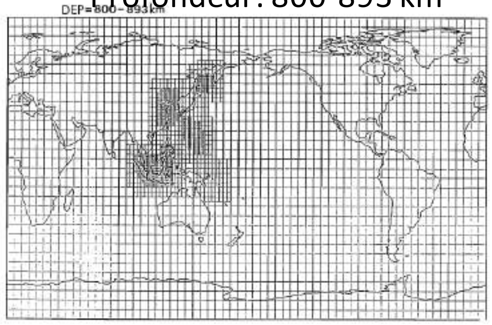
Courtesy of D. Vasco

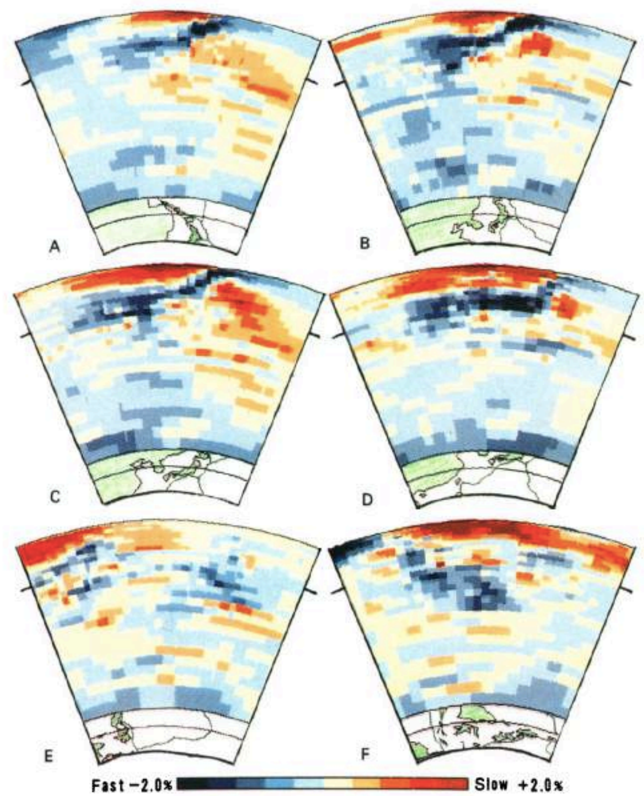
Données ISC globales, étude régionale Pacifique Ouest

Profondeur: 78-110 km



Profondeur: 800-893 km



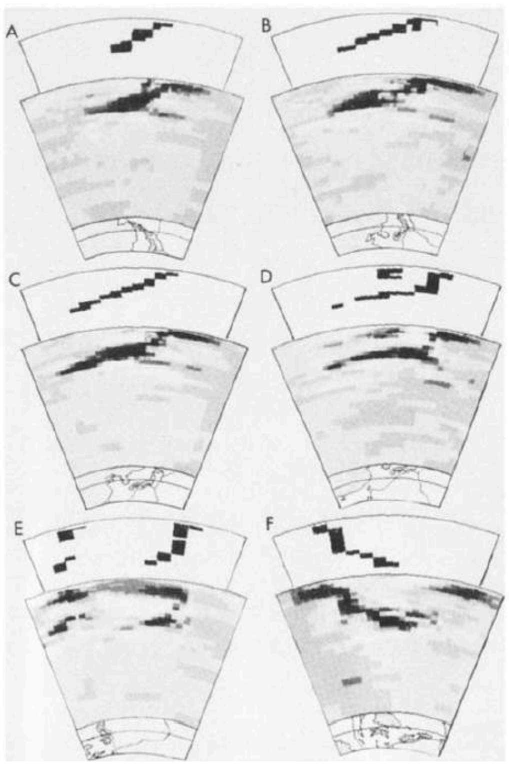


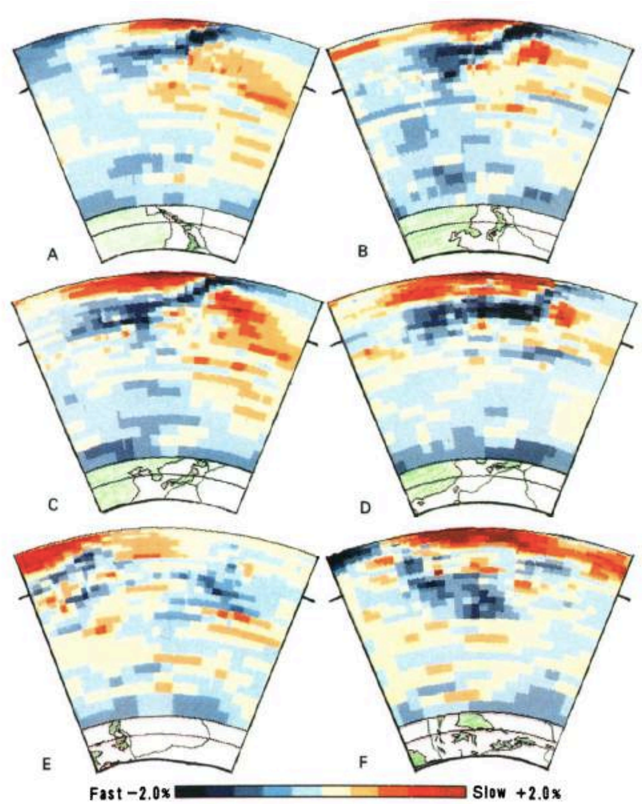
Blocs 2,5 x 2,5°
Epaisseur 30 ->334 km
Nbre de blocs total 55,735 – mémoire: 200 Mo
410,000 temps de parcours; inversion par méthode des gradients conjugués

Fukao et al., 1992

Données ISC globales, étude régionale Pacifique Ouest

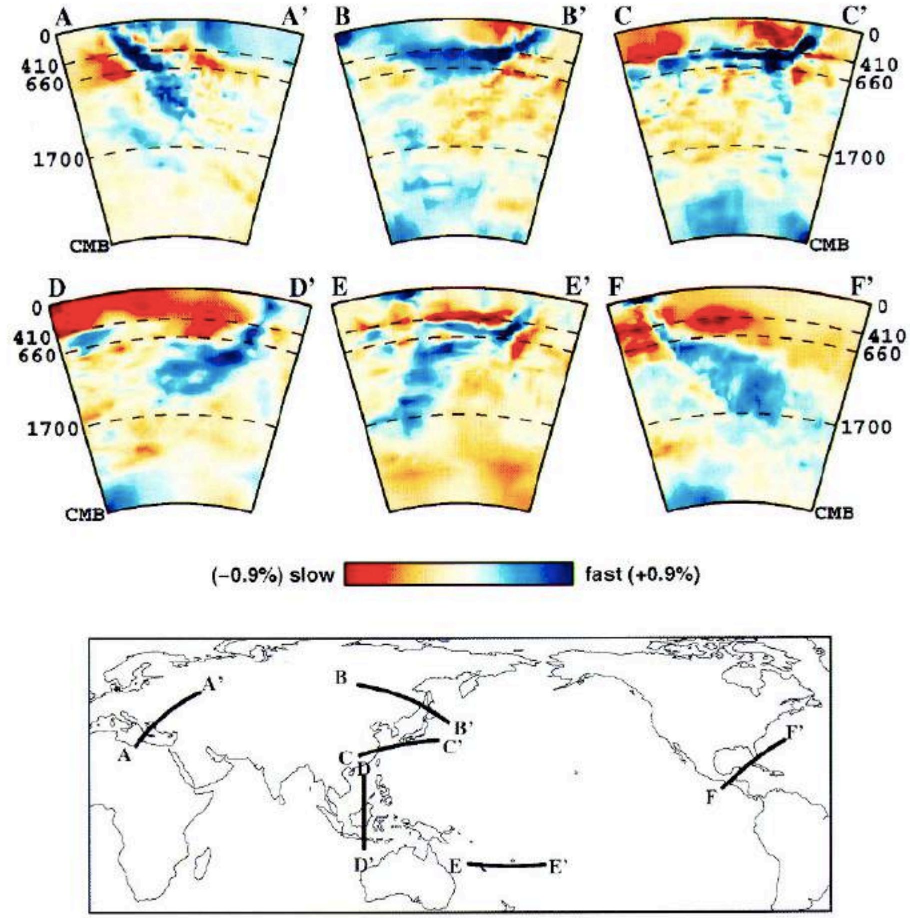
Test de résolution





Conclusion: Discontinuité de 660 km: barrière partielle à la pénétration dans le manteau inférieur

Fukao et al., 1992

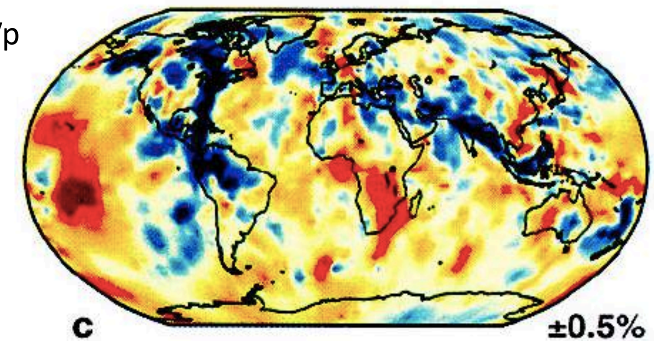


Karason and van der Hilst, 2000

Anomalies relatives de vitesses des ondes P et S

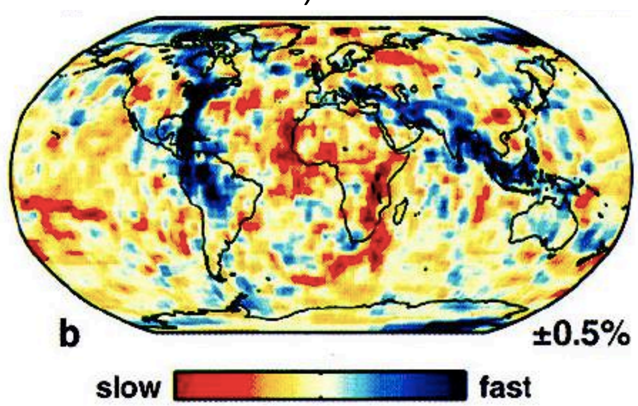
Profondeur = 1300 km

Vp



Karason and van der Hilst, 2000
(donnés ISC relocalisées)

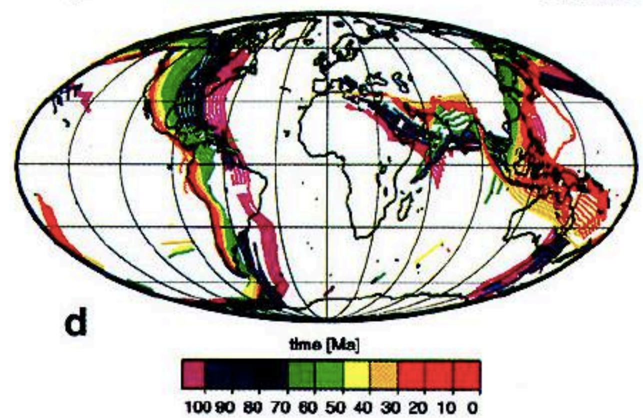
Vs



Grand et al., 1997
(données mesurées par les auteurs)

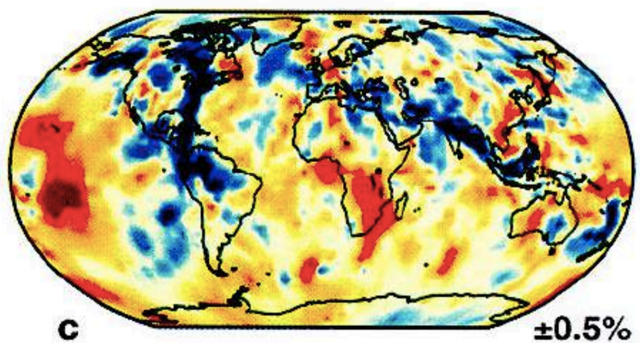
Histoire de la subduction

D'après Lothgow-Bertelloni et Richards, 1998

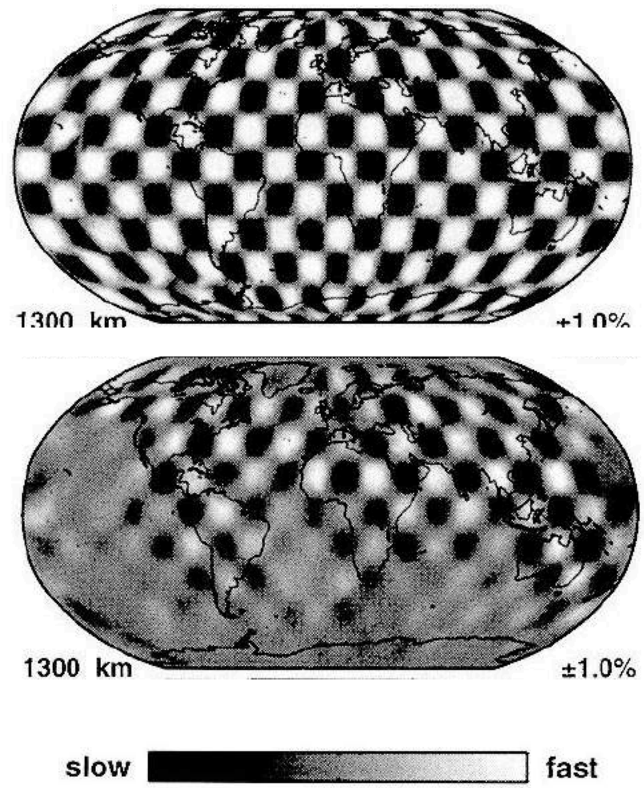


Anomalies relatives de vitesses des ondes P (dVp/Vp)

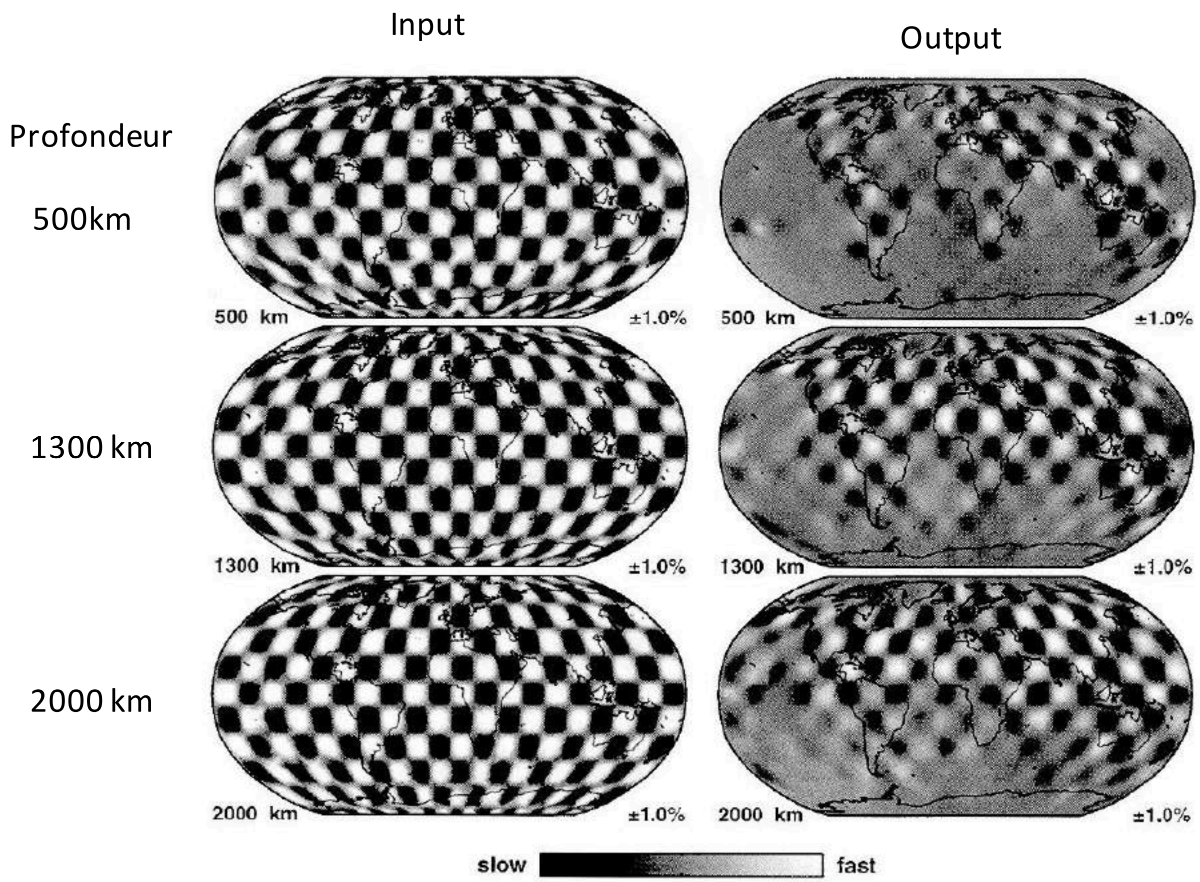
Profondeur = 1300 km



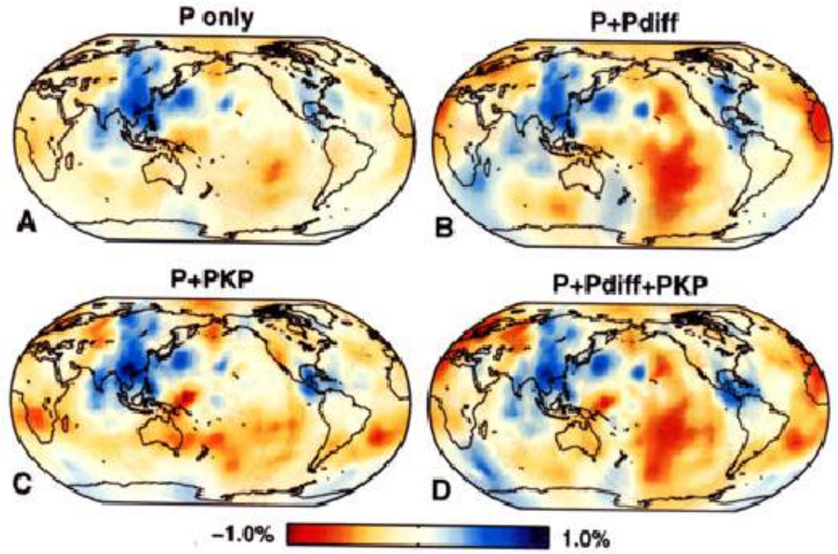
Karason and van der Hilst, 2000

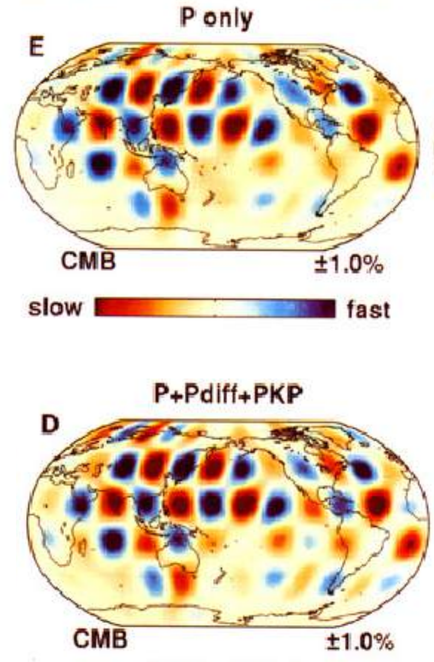


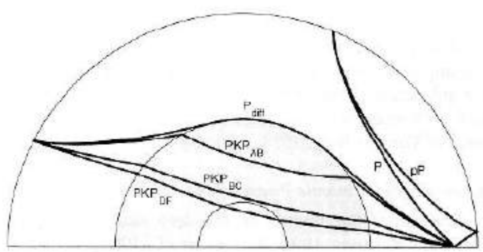
Analyse de résolution du modèle Vp de Karason et van der Hilst, 2000



Karason & van der Hilst, 2000





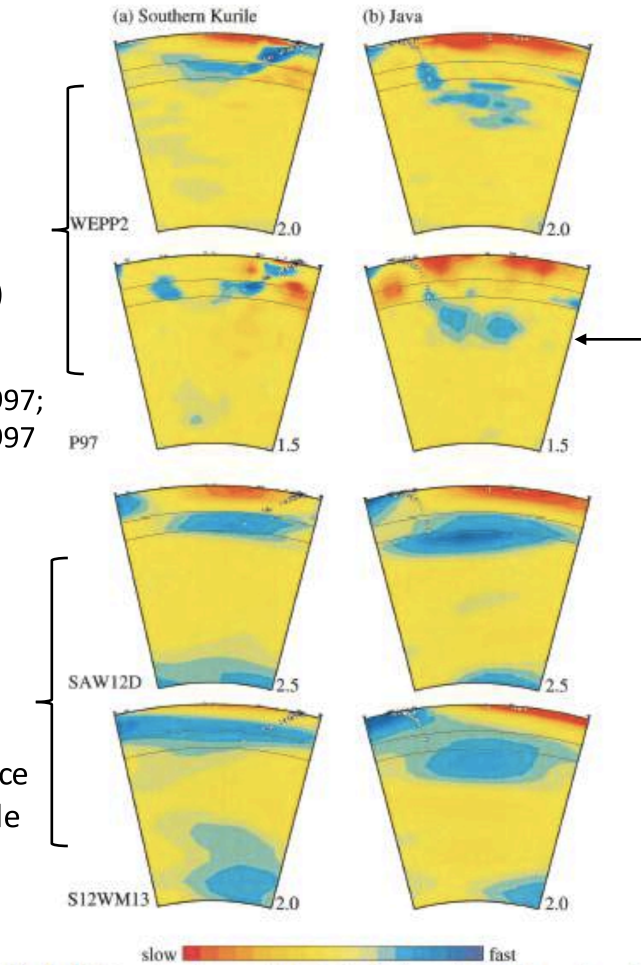


Note - *Pour Pdiff: noyaux de sensibilité "de fréquence finie"*

Karason and van der Hilst, 2000

Modèles Vp
(temps de
parcours
télésismiques)

WEPP2: Obayashi et al., 1997;
P97: van der Hilst et al., 1997



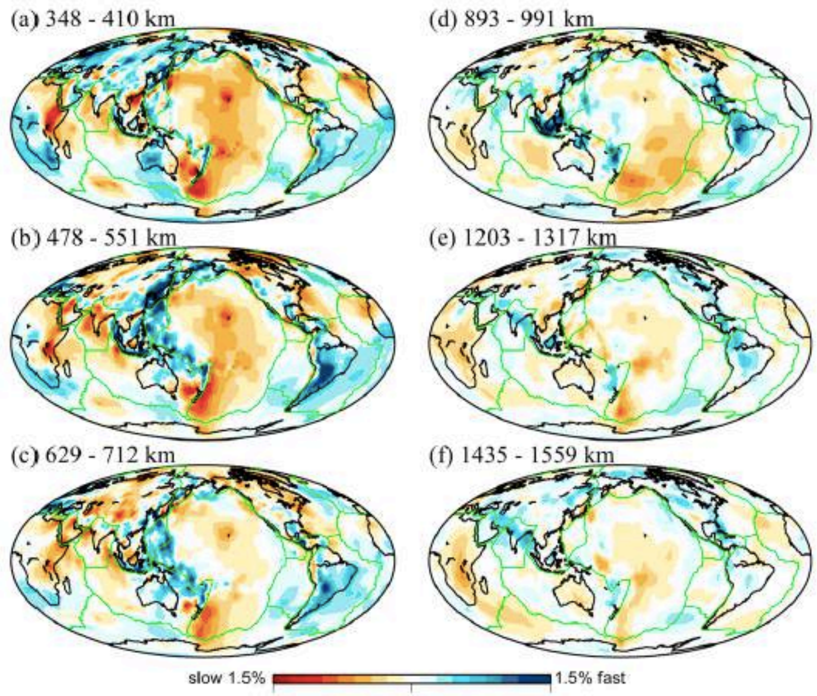
"slabs" s'étalent
non seulement à
660 km, mais dans
certaines régions
(e.g. Java), vers
1000 km de
profondeur

Modèles Vs

(ondes de surface
et formes d'onde
incluses)

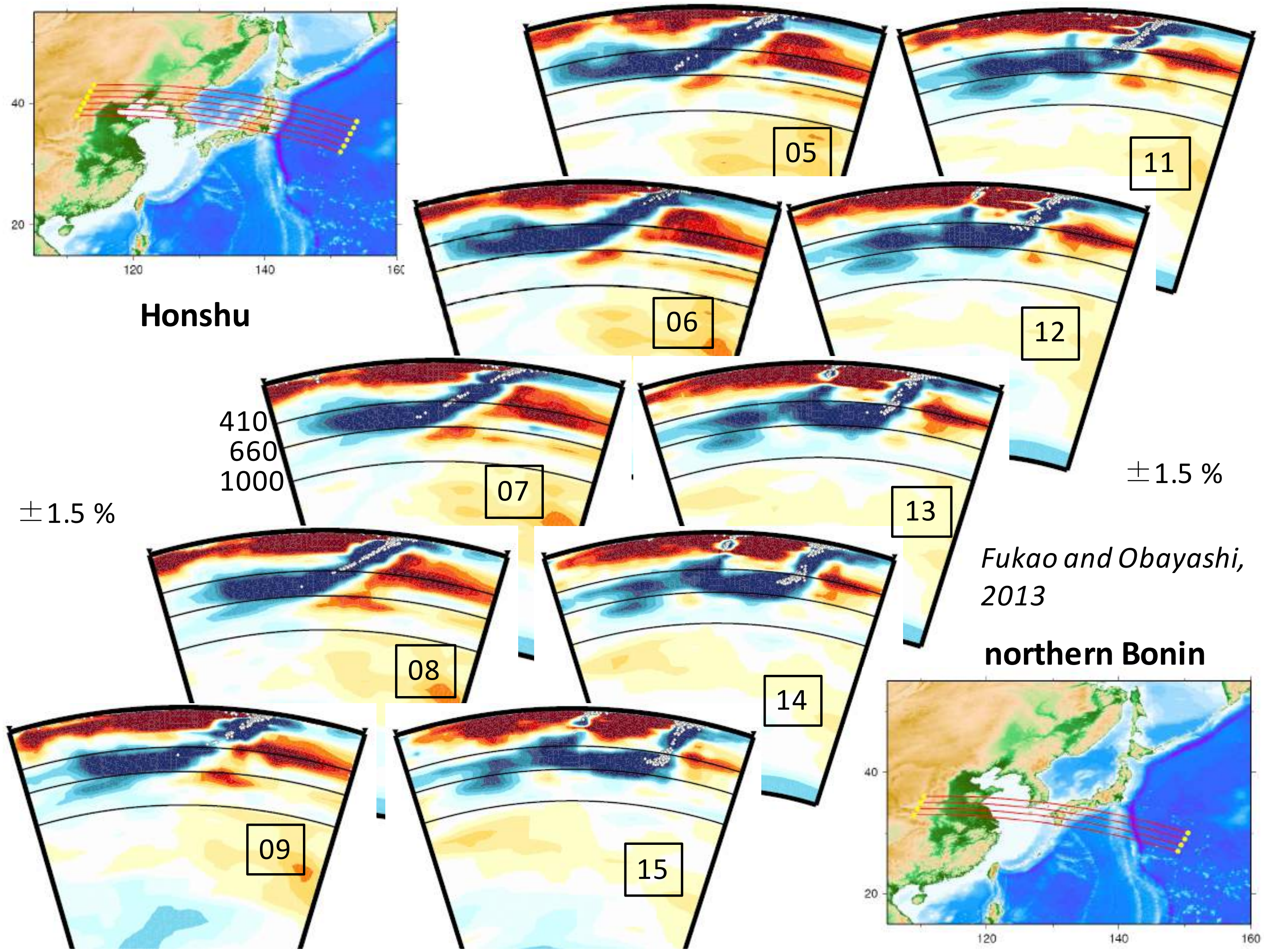
Fukao, 2001

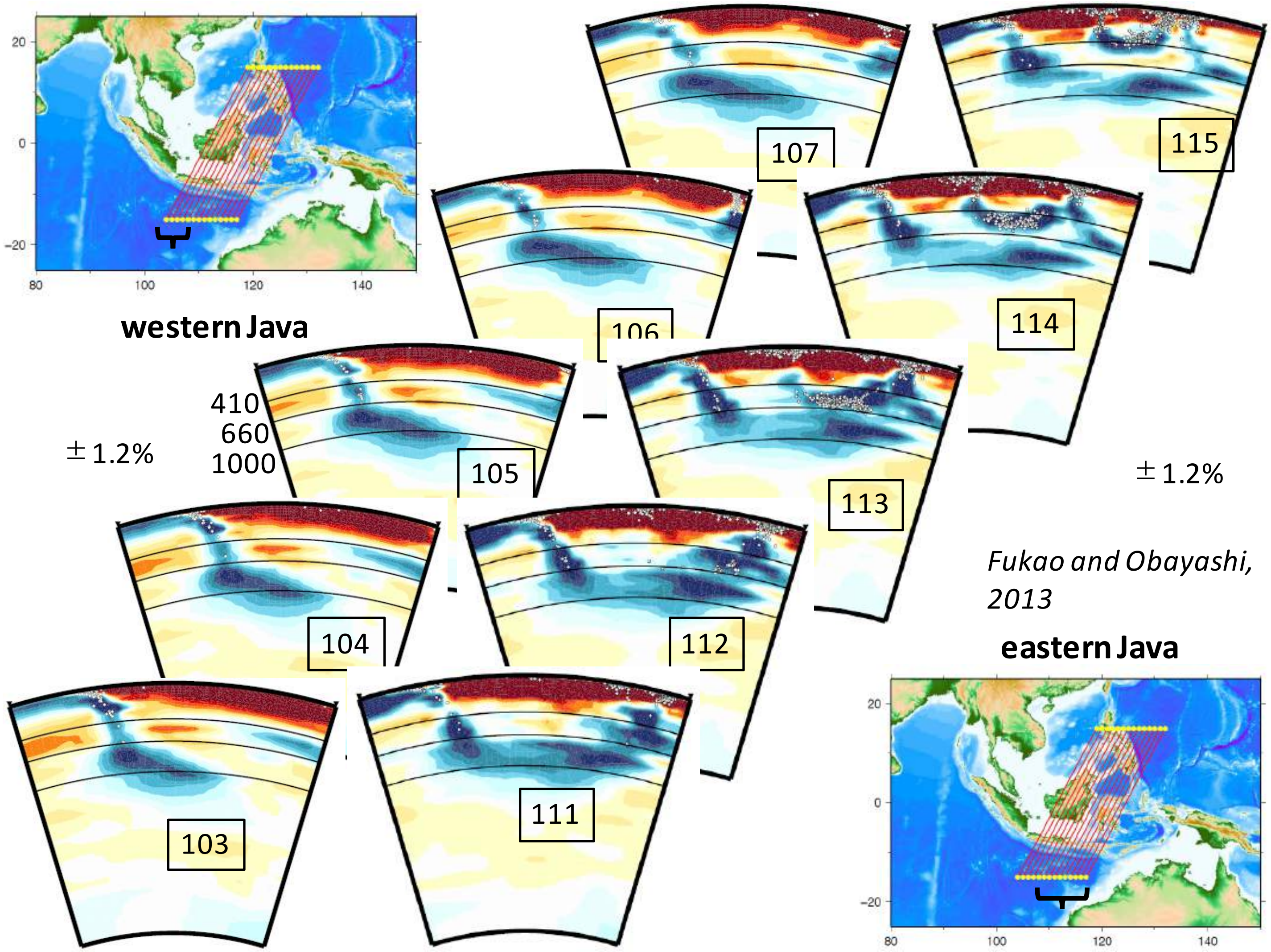
Modèle global GAP_P4



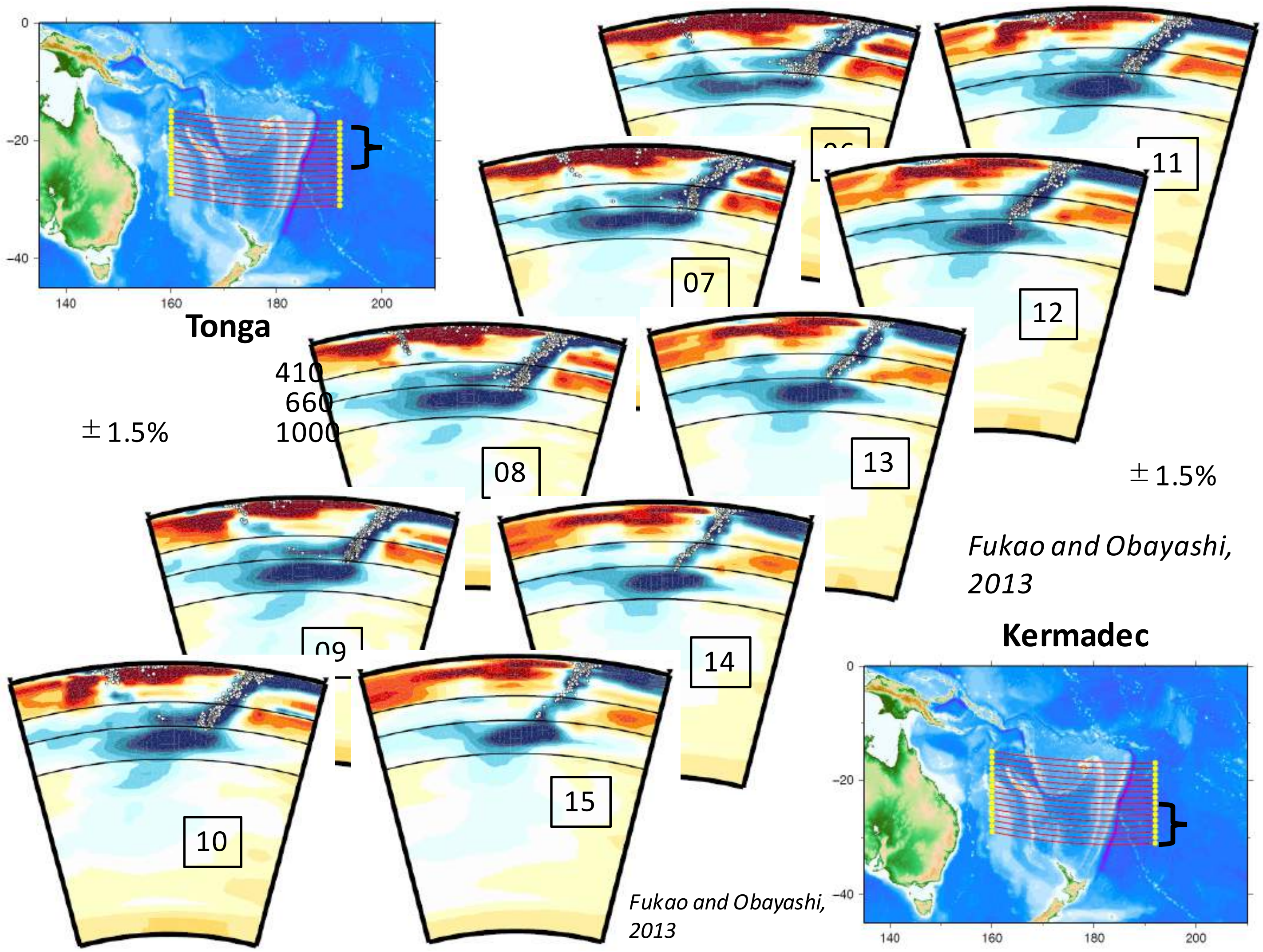
- 11,3 millions de temps de parcours P (ISC 1964-2008)
- 60,000 temps de parcours mesurés manuellement ouest Pacifique
- 15,000 temps différentiels PP-P (stations large bande, cross-correlation
- 4300 temps differentiels entre stations fond de mer
- Noyaux de sensibilité de “fréquence finie”

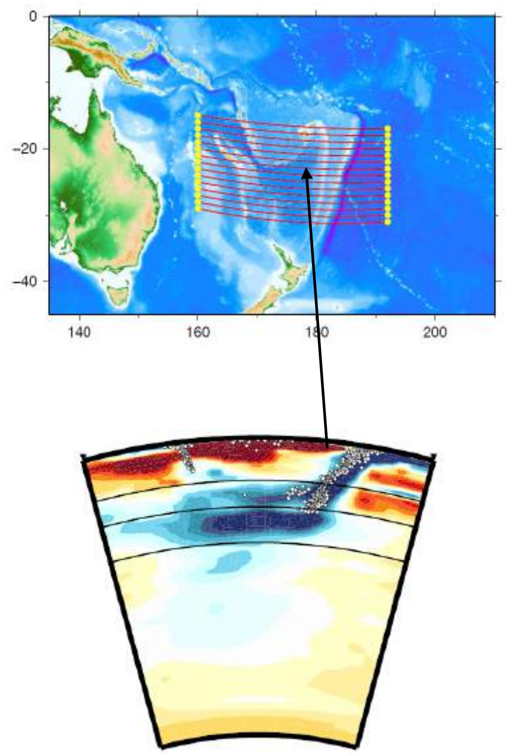
Fukao and Obayashi, 2013


Honshu
40
20
120
140
160
05
11
06
12
07
13
08
14
09
15
410
660
1000
±1.5 %
±1.5 %
Fukao and Obayashi, 2013
northern Bonin

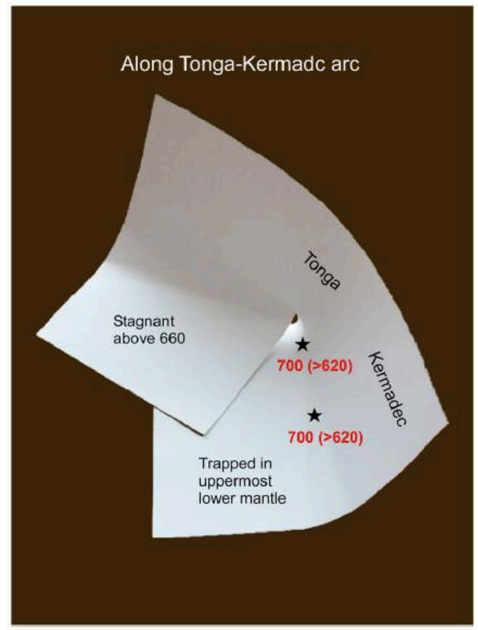


Fukao and Obayashi, 2013


Tonga
410
660
1000
±1.5%
07
08
10
11
12
13
14
15
±1.5%
Fukao and Obayashi, 2013
Kermadec
Fukao and Obayashi, 2013



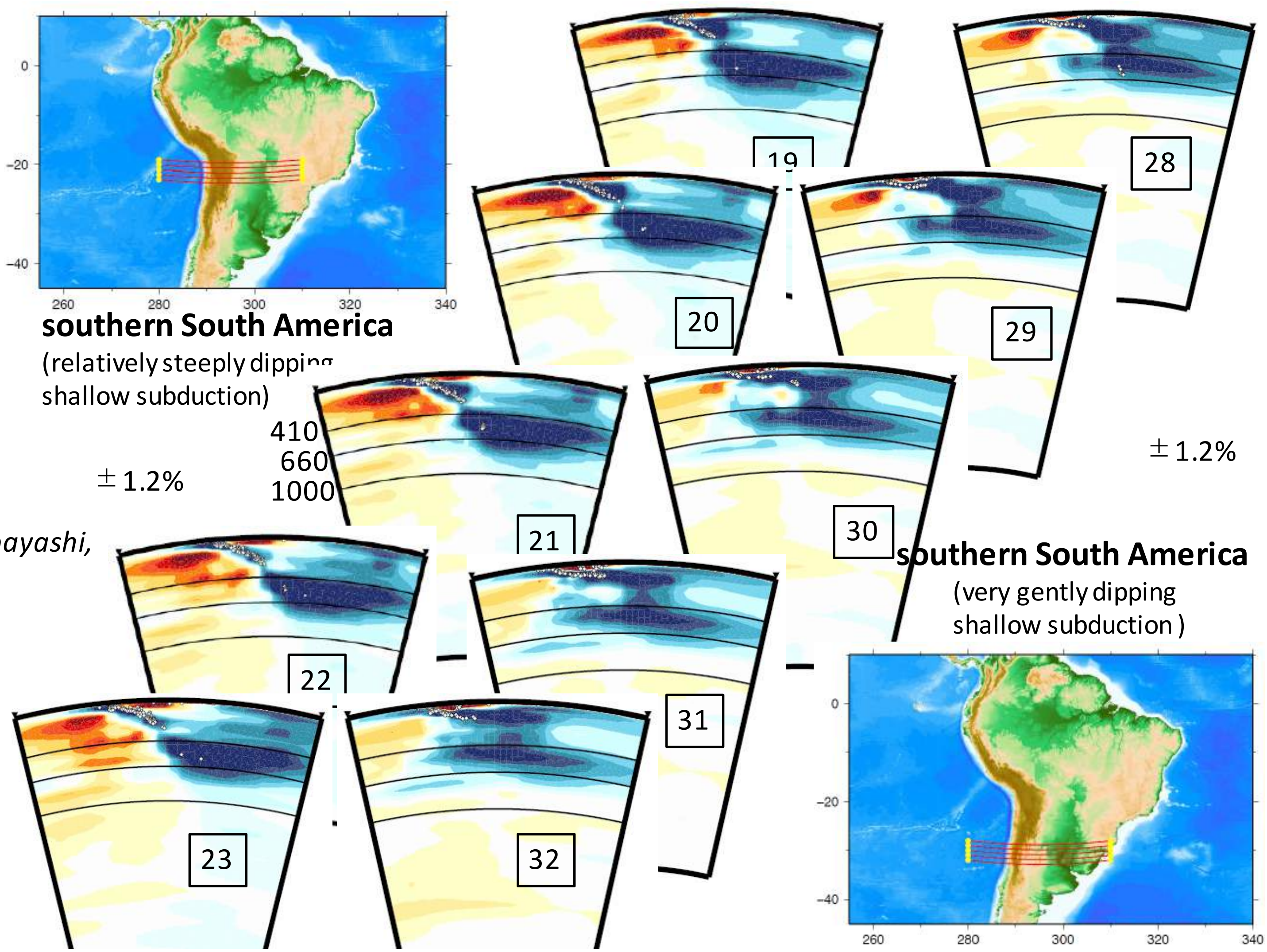
Tonga Kermadec



Le doublement du “slab” est du à la courbure du slab de Tonga (illustration origami)

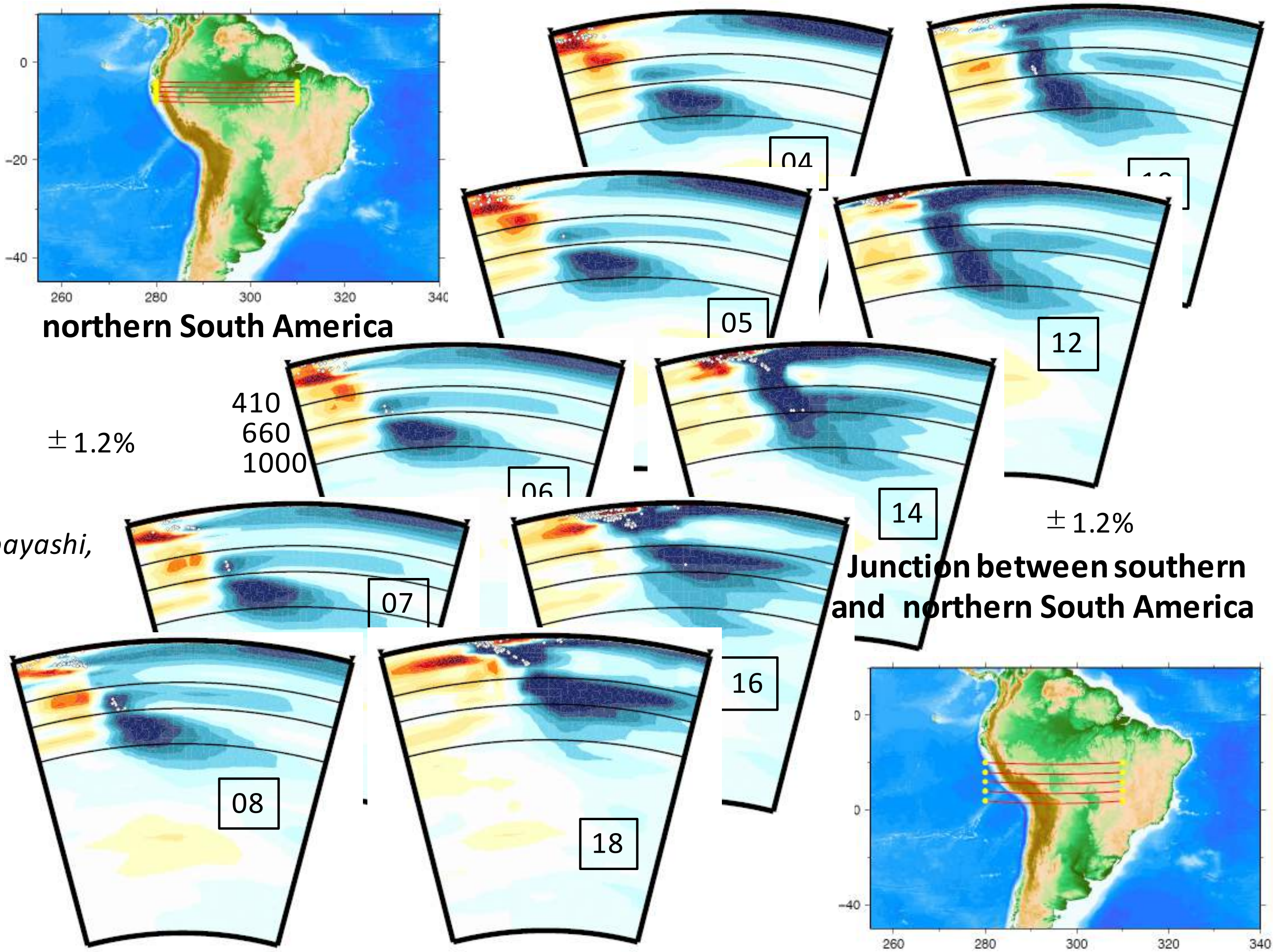
★ séismes les plus profonds

Fukao and Obayashi, 2013

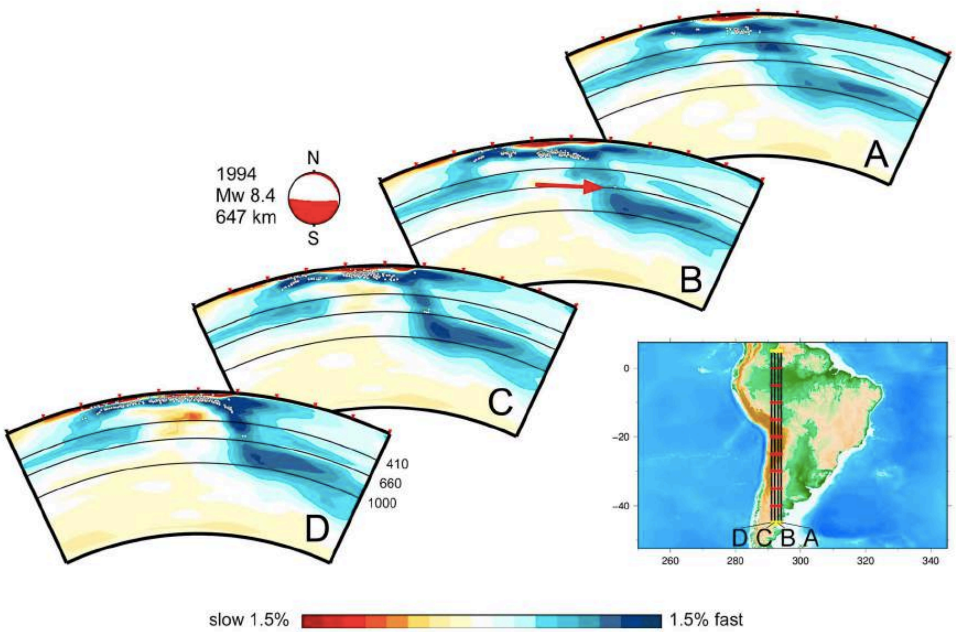


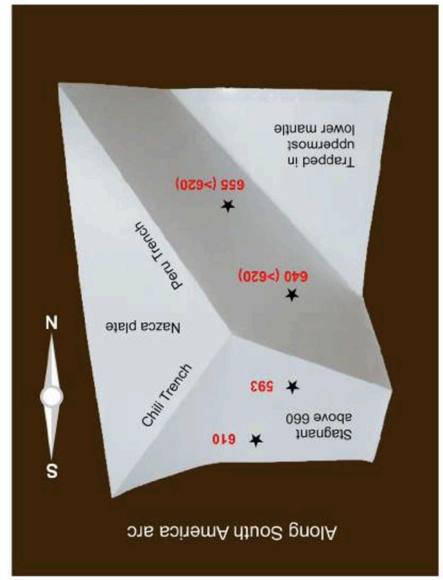
Fukao and Obayashi, 2013

Fukao and Obayashi, 2013

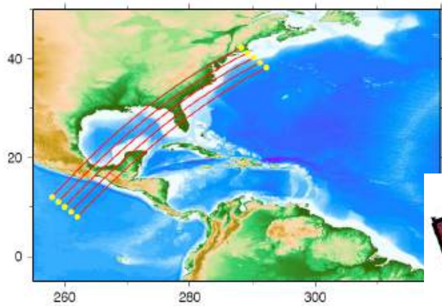


Amérique du Sud

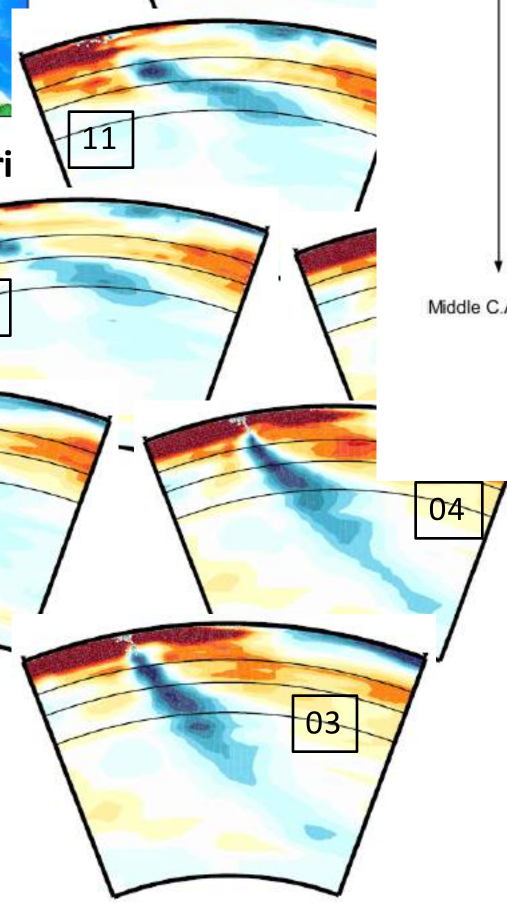




Fukao and Obayashi, 2013

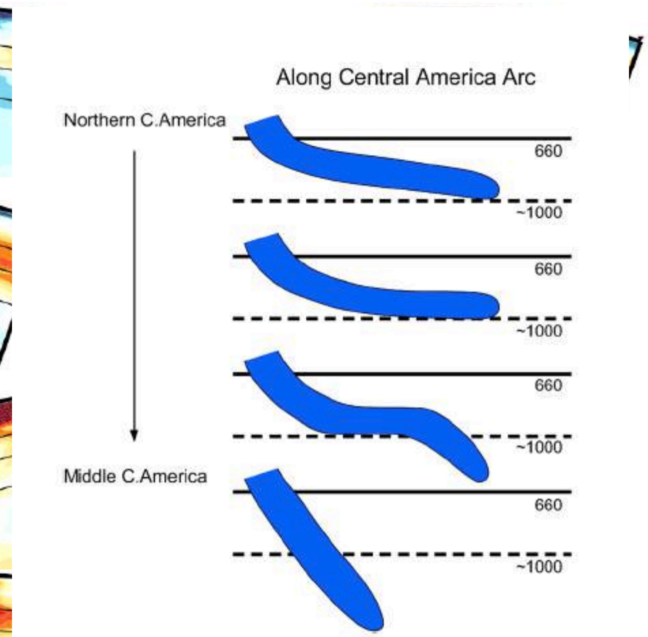


northern Central Ameri

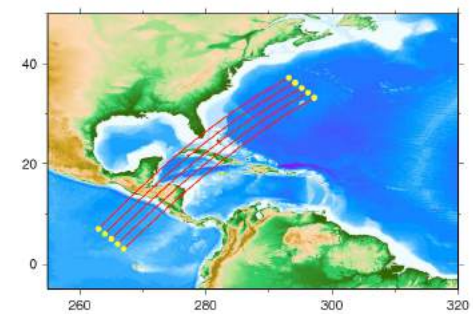


Fukao and Obayashi, 2013

±1.2%

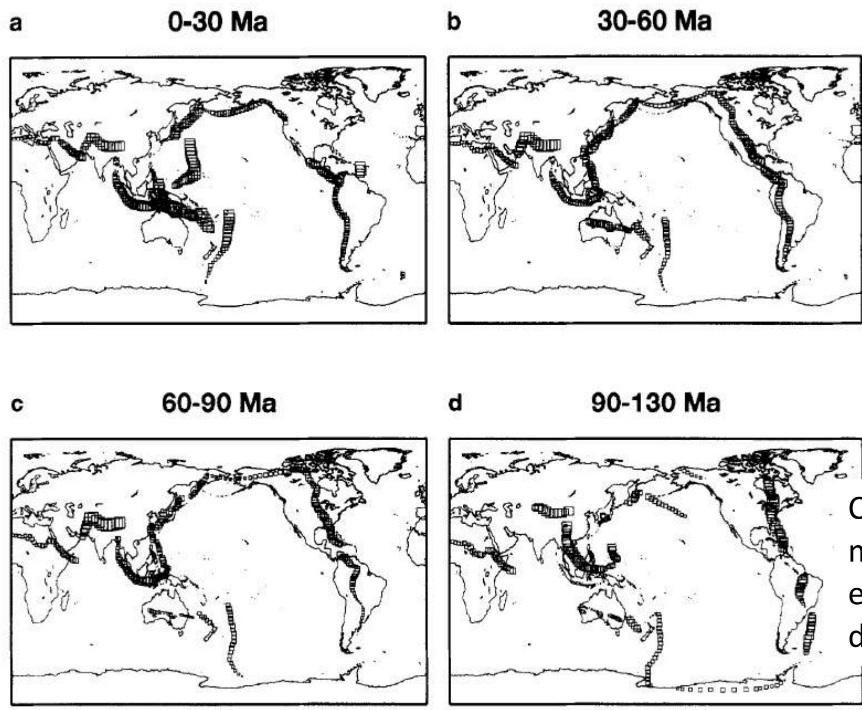


mid Central America

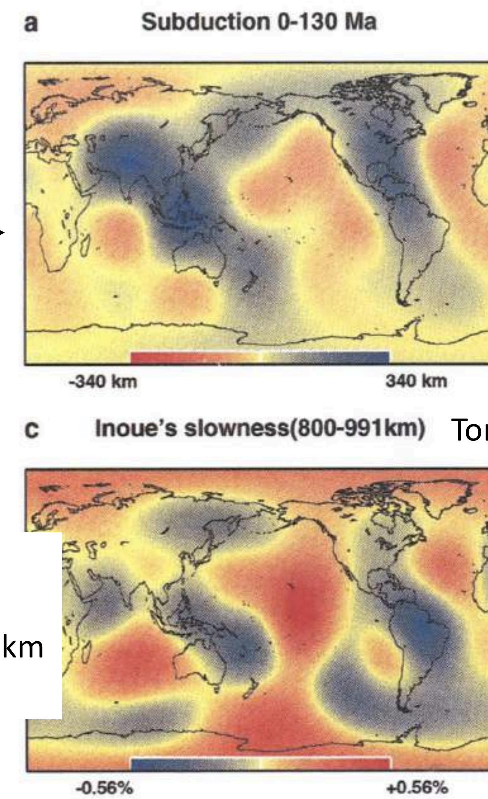


Relation entre les images tomographiques et l'histoire de la subduction

Histoire de la subduction dans le référentiel des points chauds



Filtrage au degré 6 →



Tomographie

dVp/Vp

Correlation maximale entre 800-1100 km de profondeur

❑ volume de lithosphère engloutie (normalisé) 1-2 10^8 km^3

Wen and Anderson, 1995

Evolution spatio-temporelle des plaques tectoniques

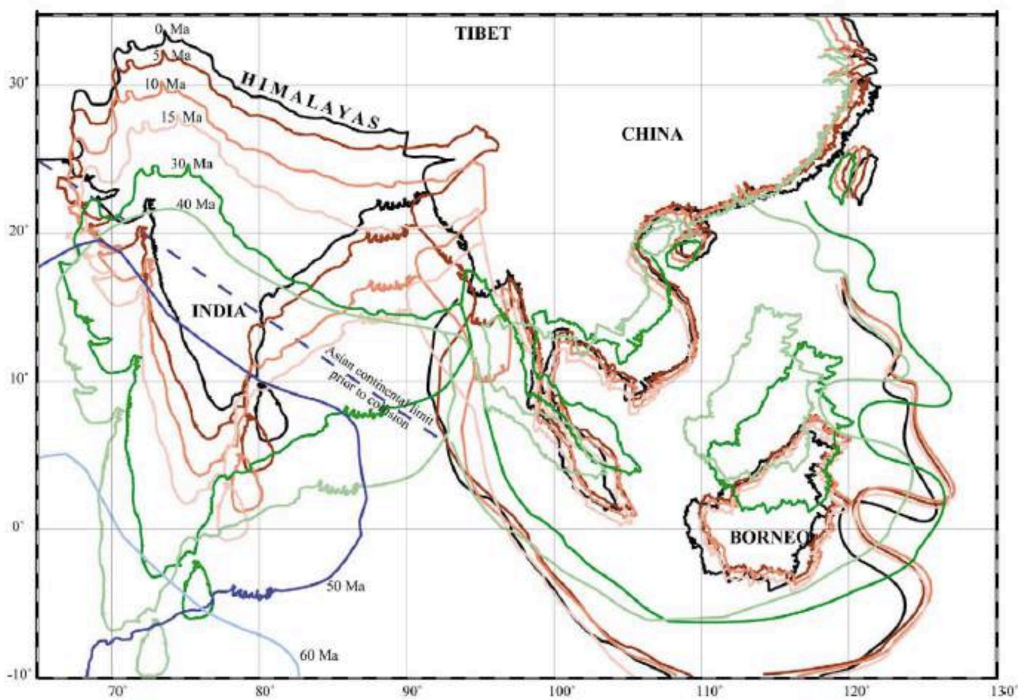
- On combine les images tomographiques des “slabs” identifiés comme tels avec les reconstructions géologiques pour prolonger dans le passé l’histoire de la subduction.

- 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



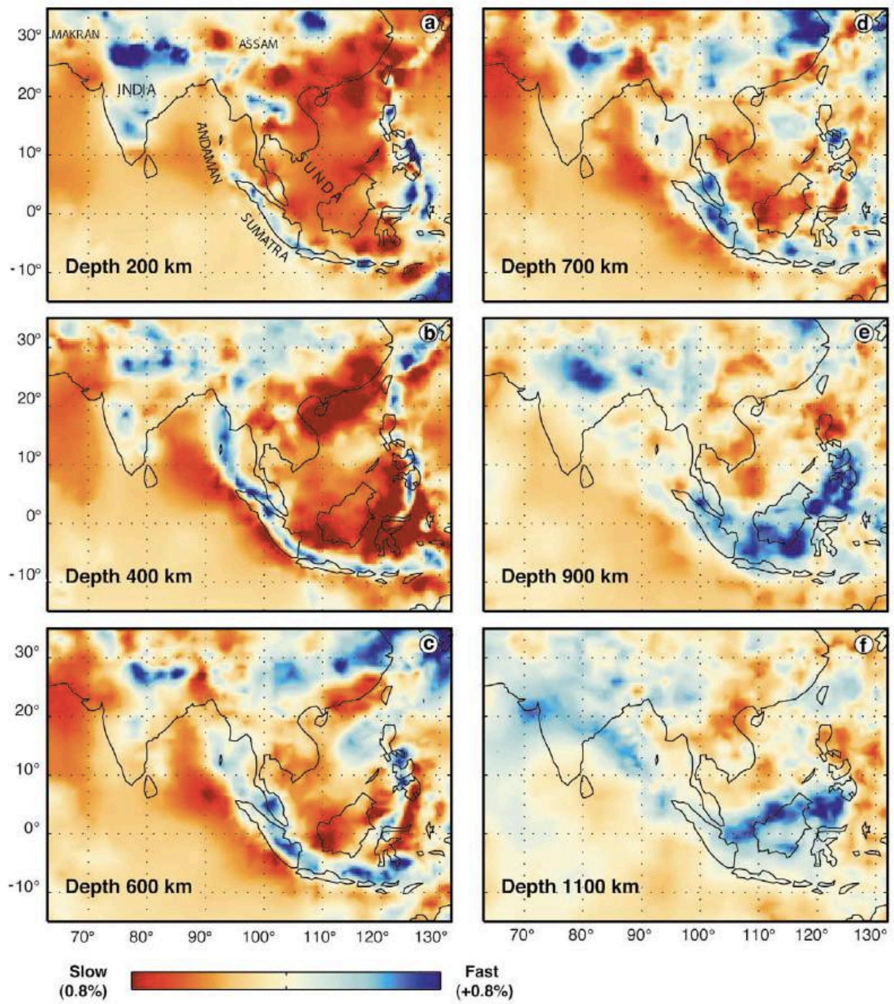
A chaque époque (50-5Ma):

-> Rotation des blocs sans déformation

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

Replumaz et al., EPSL, 2005

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

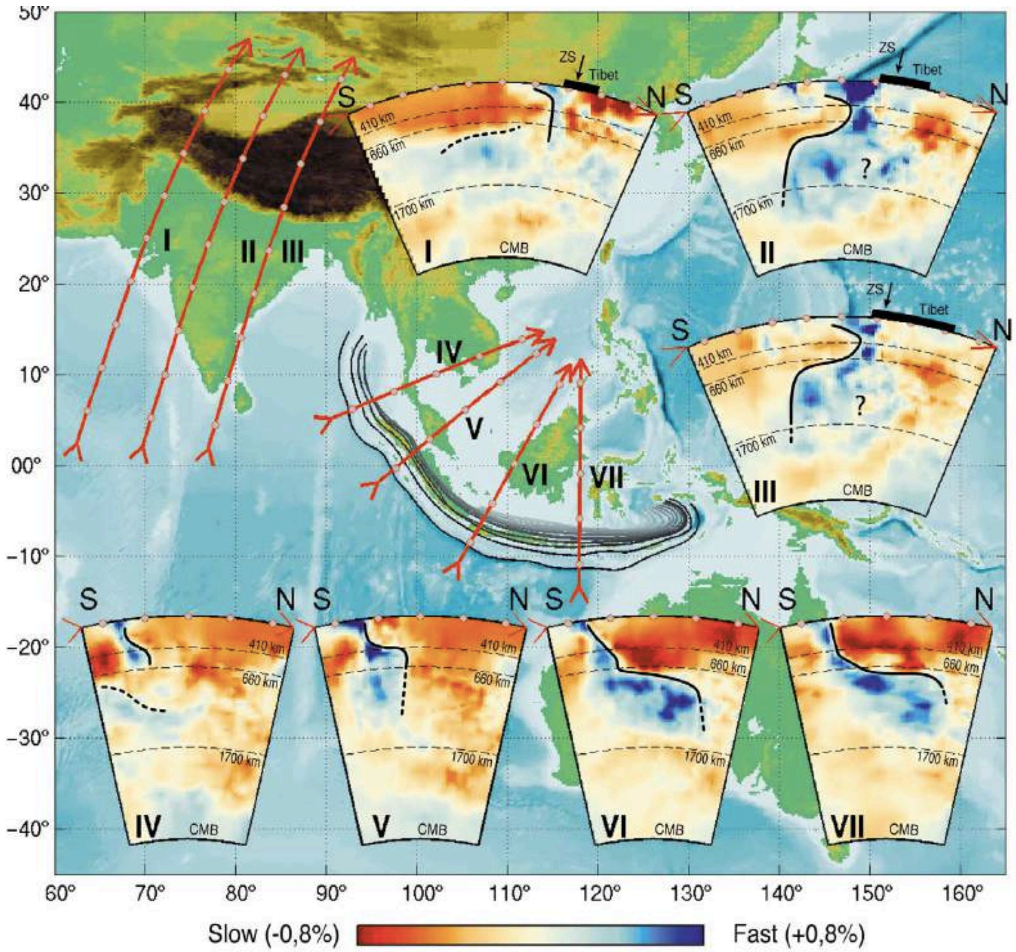


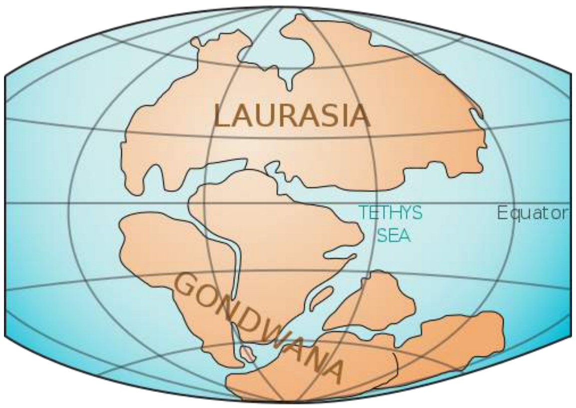
Inversion globale de temps de parcours d'ondes P (8 Millions), pP (~1 Million) et PKP (~1Million) pour 300,000 séismes de 1964 à 2000 (ISC)

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

Replumaz et al., EPSL, 2005