

Plaques Plongeantes Et Panaches Dans Le Manteau Inférieur

E. STUTZMANN¹, J. BESSE¹, A. DAVAILLE¹ & Y. REN¹

¹ Institut de Physique du Globe de Paris, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 5, France

stutz@igp.jussieu.fr

Résumé : La tomographie sismique fournit des images des structures du manteau profond. Les anomalies de vitesses rapides sont associées aux plaques froides qui plongent tandis que les anomalies de vitesses lentes correspondent aux panaches chauds qui remontent. Mais la tomographie donne accès uniquement à la position actuelle des grandes structures du manteau et pour comprendre la localisation et la morphologie des plaques plongeantes et des panaches il faut également considérer leur histoire temporelle. Celle-ci est accessible en considérant les observations géologiques de surface, la cinématique des plaques et les expériences de mécanique des fluides. En combinant ces observations, il est alors possible d'interpréter les images tomographiques en terme de convection thermochimique du manteau. Nous présentons ici l'interprétation des images tomographiques du manteau dans deux régions, sous les Amériques et dans la région indo atlantique.

Sous les Amériques, nous avons mesuré 16.000 temps d'arrivées différentiels par cross corrélation en sélectionnant des séismes et des stations le long d'un corridor reliant les Aléoutiennes à l'Amérique du Sud. Un modèle de vitesse des ondes S a ensuite été obtenu par inversion de ces temps d'arrivées. La morphologie des plaques plongeantes a été déterminée en comparant les images tomographiques et la reconstruction de la position des frontières de plaques au cours des derniers 100 Ma. Vers 800 km de profondeur, notre modèle tomographique montre quatre anomalies de vitesses rapides que l'on peut associer aux subductions des plaques Nazca et Cocos sous l'Amérique du Sud et Centrale, à la plaque Farallon sous l'Amérique du Nord et à la plaque Pacifique sous les Aléoutiennes. A la base du manteau, la grande anomalie rapide, peut être associée avec la subduction, au Crétacé, de la plaque Farallon sous les Aléoutiennes et sous l'Amérique du Nord et Centrale et peut être avec la plaque Phoenix sous l'Amérique du Sud. En remontant dans le manteau on peut suivre la

fragmentation progressive de la plaque Farallon d'abord en deux puis en trois plaques. Cette interprétation est validée par le bon accord entre le volume de plaque estimé à partir des images tomographiques et à partir de la cinématique des plaques.

Dans la région indo atlantique, nous interprétons conjointement les images tomographiques, les observations géochimiques, géologiques et paléomagnétiques et les expériences de convection mantelliques pour retrouver l'histoire de la convection au cours des derniers 260Ma. Le « boîte » indo atlantique contient a) une anomalie de vitesse lente à la base du manteau qui a la même forme que la Pangée il y a 250 Ma et qui se divise en plusieurs branches en remontant dans le manteau inférieur, b) un « superswell » sous l'Afrique du Sud, c) au moins 6 « points chauds primaires » reliés par une longue trace à des traps, d) de nombreux petits points chauds. Au cours des derniers 250 Ma la boîte indo atlantique a été le siège de 10 épisodes de traps dont 7 sont reliés à la cassure d'un continent. Les expériences de laboratoires montrent que les « superswells », les points chauds avec trace et les traps sont les différentes stades de la déstabilisation périodique d'une couche limite thermique chaude et chimiquement hétérogène à la base du manteau. On observe dans le manteau terrestre 7 instabilités et une récurrence d'environ 150 Ma ce qui est en accord avec les prédictions de la mécanique des fluides. Ainsi les remontées mantelliques sont actives et correspondent à des instabilités thermo-chimiques provenant de la base du manteau.

Mots clefs : tomographie sismique , plaques plongeantes, panaches, manteau terrestre, convection

Sinking Slabs And Plumes In The Lower Mantle

Abstract Tomographic models provide images of the deep mantle structures. Fast seismic anomalies can be associated with sinking slabs of subducted lithosphere whereas slow anomalies correspond to hot rising plumes. Tomographic images only give access to the present day location of slabs and plumes and if we want to understand their location and morphology, it is necessary to consider their evolution with time. To get access to the time variations, we have considered plate motion history, geological observations and fluid mechanic experiments. Combining these observations, it has been possible to reinterpret the tomographic images in terms of thermo-chemical mantle convection. In this paper we review results obtained in two areas: beneath the Americas where slabs have been subducting for at least the last 120

My and in the indo-atlantic “box” which does not host any large scale present day subduction.

Beneath the Americas, we constructed 3D models of S wave velocity anomalies through travel time inversion. Earthquakes and receivers located along a wide corridor from Alaska to South America were selected. 16.000 differential travel times were measured by broadband waveform cross-correlation and then inverted to obtain a high resolution S wave tomographic model. We interpret the slab structures and unravel the subduction history by comparing our Vs tomographic images with the reconstructed plate motion from present-day up to 100 Ma. In the upper part of the lower mantle we recognize the imprint of the most recent phase of the plate history. Around 800 km depth, four distinct fast anomalies can be associated with subduction of the Nazca and Cocos plates beneath South and Central America respectively, the Juan de Fuca plate beneath North America, and the Pacific plate beneath the Aleutian islands. In the lowermost mantle, the large fast anomalies can be associated with Late Cretaceous subduction of the Farallon plate beneath the Aleutian islands and most of the Americas, and perhaps with the Phoenix plate beneath the southern part of South America. Going upwards, at 2000 km depth, the images record the fragmentation of the proto Farallon plate into the Kula plate in the north and into the Farallon plate in the north-east since 80 Ma. Around 1000 km depth, we observe separated fast anomalies interpreted as the Kula-Pacific, the Juan de Fuca, and the Farallon slabs. This interpretation is validated by the good agreement between the volume of slabs estimated from the tomographic images and from plate history reconstruction.

In the Indo-Atlantic box, we interpret the tomographic images of the mantle together with geochemical, geological and paleomagnetic observations and with fluid mechanic experiments. We attempt to unravel the pattern of convection in the Indo-Atlantic "box" as well as its temporal evolution over the last 260 Myr. The « box » presently contains a) a broad slow seismic anomaly at the CMB which has a similar shape as Pangea 250 Myr ago, and which divides into several branches higher in the lower mantle, b) a "superswell" centered on the western edge of South Africa, c) at least 6 "primary hotspots" with long tracks related to traps, and d) numerous smaller hotspots. In the last 260 Myr, this mantle box has undergone 10 traps events, 7 of them related to continental break up. Several of these past events are spatially correlated with present-day seismic anomalies and/or upwellings. Laboratory

experiments show that superswells, long-lived hotspot tracks and traps may represent three evolutionary stages of the same phenomenon, i.e. the episodic destabilization of a hot, chemically heterogeneous thermal boundary layer, close to the bottom of the mantle. When scaled to the Earth's mantle, the recurrence time of such phenomenon should be on the order of 100-200 Myr. Also, at any given time, the Indo-Atlantic box should contain 3 to 9 of these instabilities at different stages of their development, in agreement with observations. The return flow of the downwelling slabs, although confined to two main « boxes » (Indo-Atlantic and Pacific) by subduction zone geometry, may therefore not be passive, but rather take the form of active thermochemical instabilities.

Key words: seismic tomography, sinking slabs, plumes, mantle, convection

I. INTRODUCTION

La convection dans le manteau est caractérisée par des plaques froides qui plongent depuis la surface de la terre et des panaches chauds qui montent. Pour comprendre ce que deviennent les plaques qui plongent dans le manteau ou pour localiser les panaches montants, la tomographie sismique est un outil indispensable car elle apporte des images de l'intérieur de la terre. Si on suppose que les anomalies de vitesse sont dues principalement à des variations de température, on peut interpréter les images tomographiques dans le manteau profond en associant les anomalies de vitesses rapides à des structures froides qui plongent et les anomalies de vitesses lentes à des structures chaudes qui montent. On obtient alors une image instantanée des

grandes structures du manteau. Ensuite, pour relier ces structures à la convection mantellique, il faut considérer l'évolution temporelle du manteau. On obtiendra cette information à partir des observations paléomagnétiques et géologiques. On peut alors confronter les images tomographiques et les observations de surface avec les modélisations de mécanique des fluides pour comprendre le mode de convection dans le manteau et ainsi déterminer le rôle respectif des plaques plongeantes et des panaches mantelliennes.

Les zones de subduction ont bougé au cours des 400 derniers millions d'années mais elles sont restées situées, pour la plupart, autour du Pacifique (Storey, 1995). Dans le manteau inférieur, on

observe des anomalies positives de vitesse autour du Pacifique qui sont interprétées comme des fragments de plaques océaniques qui auraient subducté dans le passé. Cet anneau de vitesses rapides a été observé par Masters et al. (1982) dans l'un des premiers modèles tomographiques. Les anomalies du géoïde présentent également un fort degré 2 qui s'explique bien par la localisation des plaques dans le manteau terrestre essentiellement autour du Pacifique (Ricard et al., 1993).

Les modèles tomographiques plus récents montrent que certaines plaques plongent dans le manteau inférieur tandis que d'autres semblent stagner dans la zone de transition entre 400 et 670 km de profondeur (e.g. Grand et al., 1997 ; van der Hilst et al., 1997 ; Fukao et al., 2001 ; Ren et al., 2007). Ainsi, les plaques ne plongent pas partout de la même manière et il reste à comprendre pourquoi. La cinématique des plaques, la migration des fosses de subduction, la température et la composition des plaques, ou encore le saut de viscosité à 670 km de profondeur sont autant de paramètres dont il faut tenir compte pour comprendre comment et jusqu'à quelle profondeur les plaques plongent dans le manteau ?

L'anneau d'anomalies positives de vitesse autour du Pacifique semble séparer le manteau en deux entités, la boîte

Pacifique et la boîte Indo-Atlantique dans lesquelles on observe des anomalies de vitesse négatives (e.g. Grand et al., 1997 ; Mégnin and Romanowicz, 2000 ; Ritsema and van Heijst, 2000). Les modèles tomographiques actuels montrent que ces deux régions lentes ne sont pas homogènes mais présentent des structures complexes qui sont encore mal connues. Ces anomalies de vitesse négatives sont interprétées comme des panaches chauds qui montent mais dont la morphologie des courants montants dans le manteau reste à définir. On s'interroge notamment sur l'origine, soit purement thermique, soit thermo-chimique, des courants montants. Pour répondre à cette question, il faut être capable de déterminer quelle est la part des hétérogénéités de température et de composition dans les images tomographiques du manteau (e.g. Saltzer et al., 2004). Une autre question ouverte concerne le lien entre les anomalies de vitesse négatives dans le manteau profond et les points chauds en surface. Certains auteurs pensent que tous les points chauds ont une origine asthénosphérique (Anderson, 2000) tandis que d'autres observent des anomalies lentes de vitesse sous la plupart des points chauds au moins jusqu'à la zone de transition et dans de nombreux cas jusqu'à la limite noyau-manteau (Montelli et al., 2004). Les deux

cas co-existent sans doute dans la terre mais cela reste à démontrer.

C'est dans ce contexte que nous avons étudié les plaques et les panaches dans le manteau profond en nous focalisant sur deux régions: sous les Amériques et dans la région indo-atlantique. Sous les Amériques, nous avons recherché dans le manteau profond les anomalies de vitesse rapide qui pourraient correspondre à des morceaux de plaques issus de la fragmentation de la grande plaque Farallon

qui a subducté dans cette région au cours des 120 derniers Ma. Dans la région Indo-Atlantique, nous avons étudié les structures chaudes qui remontent depuis la base du manteau en interprétant conjointement les images tomographiques, les observations de surface ainsi que les modélisations de convection. Avant de présenter ces deux études, nous faisons un bref résumé des principales caractéristiques de la convection mantellique.

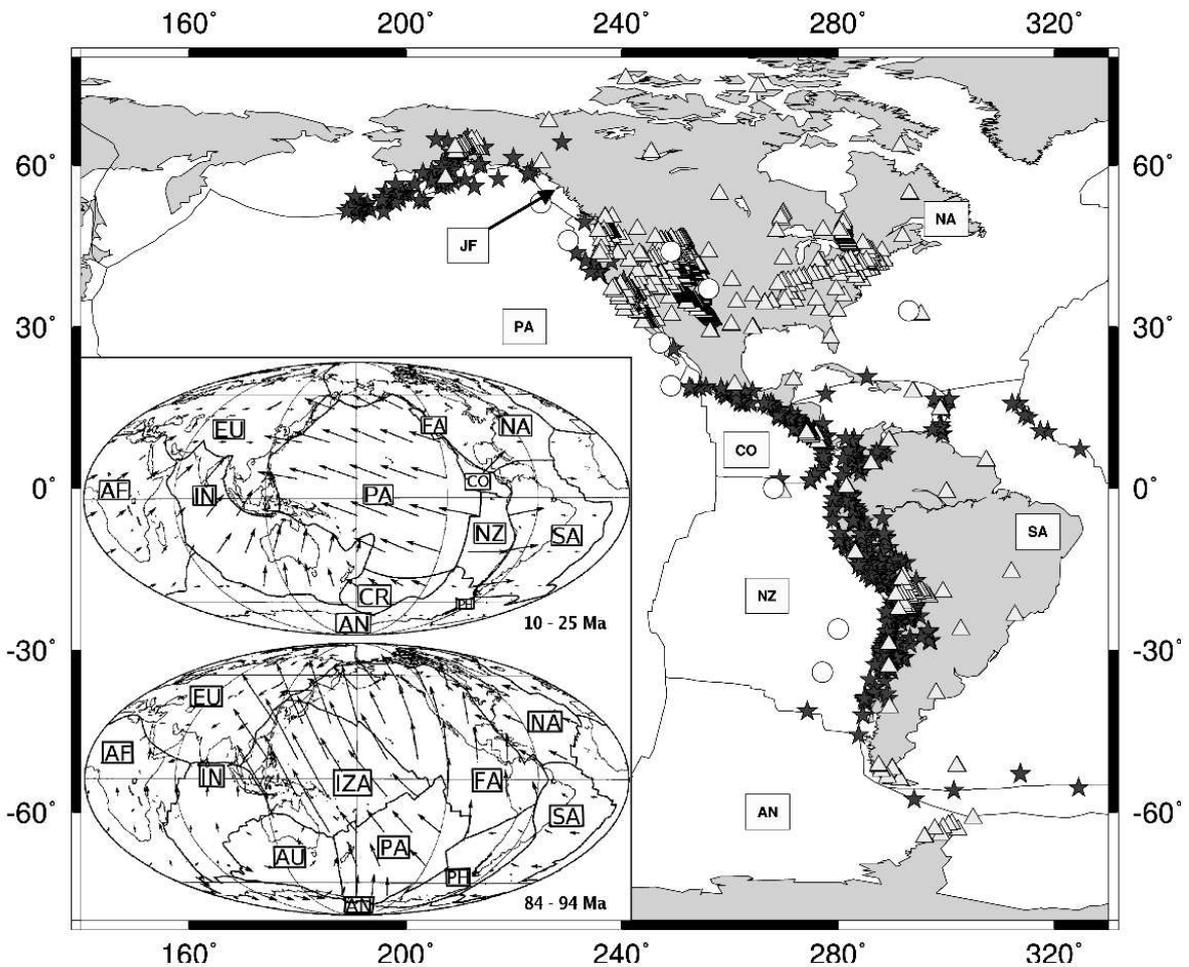


Figure 1: Carte des séismes (étoiles) et des stations (triangles) utilisés pour obtenir le modèle tomographique. Les points chauds sont représentés par des points blancs. Les deux figures dans le coin gauche en bas

représentent les positions des plaques durant les périodes 10-25 Ma et 84-94 Ma (d'après Lightow-Bertelloni and Richard, 1995).

II. LA CONVECTION MANTELLIQUE

Le manteau terrestre est un système thermique complexe. La surface de la terre est à la température moyenne de 2° C et refroidit le manteau par le haut. L'existence d'un champ magnétique issu du noyau terrestre implique que celui-ci convecte et perd de la chaleur. Il réchauffe le manteau par le bas et la température à la limite noyau-manteau est estimée environ 3800° K. Si on considère un manteau terrestre de composition homogène et isovisqueux de la surface à la limite noyau-manteau, le nombre de Rayleigh associé au manteau est compris entre 10^7 et 10^9 . Cela correspond à une convection thermique vigoureuse du manteau avec des plaques froides qui plongent depuis la surface et des panaches chauds qui montent depuis la base du manteau (Bercovici et al. 2000).

Entre les deux couches limites thermiques à surface et à la base du manteau, ce dernier est chauffé de l'intérieur par les éléments radiogéniques. La proportion de chauffage interne par rapport au chauffage par le bas est encore mal connue et on estime que 80 à 90% de la chaleur du manteau provient du chauffage interne. A la surface de la terre, la couche limite thermique froide doit

évacuer la chaleur provenant du chauffage par le bas et du chauffage interne. A la base du manteau, la couche limite thermique chaude transporte uniquement la chaleur provenant du noyau. Ainsi, le gradient de température dans la couche limite thermique supérieure est bien plus important que celui de la couche limite inférieure et c'est pourquoi les plaques plongeantes sont le moteur de la convection mantellique (Davies and Richards, 1992). En plus de l'incertitude sur la proportion entre le chauffage interne et le chauffage par le bas, d'autres paramètres ont également une influence sur la convection mantellique. Un paramètre important est la dépendance en température de la viscosité du manteau et notamment le saut de viscosité de plusieurs ordres de grandeur à la surface de la terre et d'un facteur 30 à 100 entre le manteau supérieur et inférieur. Il faut également tenir compte de la présence de changements de phase au niveau de la zone de transition ou encore de la sphéricité de la terre (voir Bercovici et al., 2000 pour une review). Enfin la présence possible d'hétérogénéités de composition dans le manteau implique que la convection

mantellique est thermo-chimique et non uniquement thermique (e.g. Davaille, 1999).

De nombreux modèles du manteau sont proposés mais aucun n'est pour l'instant entièrement satisfaisant. Il existe des modèles de convection à une couche qui englobe l'ensemble du manteau, à deux couches avec un manteau supérieur séparé du manteau inférieur, à une couche et demi avec des passages intermittents de matière entre le manteau supérieur et inférieur (e.g. Machetel et Weber, 1990). Ces dernières années, plusieurs auteurs ont proposé des modèles dans lesquels la limite entre les deux couches se trouverait non pas dans la

zone de transition mais plutôt dans le manteau inférieur, voire à la base du manteau inférieur et les couches correspondraient à des régions de composition (de quoi ?) distinctes (Davaille, 1999, Kellog et al., 1999). Une synthèse des arguments en faveur de l'un ou l'autre des modèles pourra être trouvée dans Albarède et van der Hilst (1999).

Pour étudier la convection mantellique, nous allons dans la suite de cette article considérer d'abord les plaques plongeantes sous les Amériques puis les panaches dans la boîte indo-atlantique.

III. LES PLAQUES PLONGEANTES SOUS LES AMERIQUES

Les zones de subduction du pourtour du Pacifique existent depuis plusieurs centaines de millions d'années. Elles se déplacent lentement au gré de l'ouverture des Océans Indien et Atlantique, en réduisant progressivement la superficie du Pacifique.

Nous avons choisi d'étudier les plaques plongeantes sous les Amériques car cette région présente une forte concentration en séismes et stations, ce qui

permet d'obtenir des modèles tomographiques à haute résolution. Le modèle présenté ici sera utilisé pour déterminer s'il est possible de corréler les anomalies de vitesse rapides dans le manteau terrestre avec l'histoire du mouvement des plaques à la surface de la terre.

III.1 Les données

Nous avons sélectionné les couples de séismes et stations le long d'un large

corridor reliant les Aléoutiennes au Sud de l'Amérique du Sud en passant par

l'Amérique du Nord et l'Amérique centrale (Figure 1). Nous avons utilisé des sismogrammes large-bande de 616 séismes enregistrés entre 1990 et 2002 par un total de 841 stations provenant des réseaux permanents GEOSCOPE, IRIS ainsi que d'expériences temporaires. Nous avons mesuré des temps d'arrivée différentiels par cross corrélation. Pour chaque séisme, nous avons mesuré les temps d'arrivée

différentiels des phases directes P et S entre les différentes paires de stations qui avaient enregistré le séisme. Nous avons également mesuré les temps d'arrivée différentiels PcP-P et ScS-S respectivement sur les composantes transverses des sismogrammes. Nous avons ainsi obtenu environ 18.000 mesures P1-P2 et S1-S2 et 1000 mesures PcP-P et ScS-S.

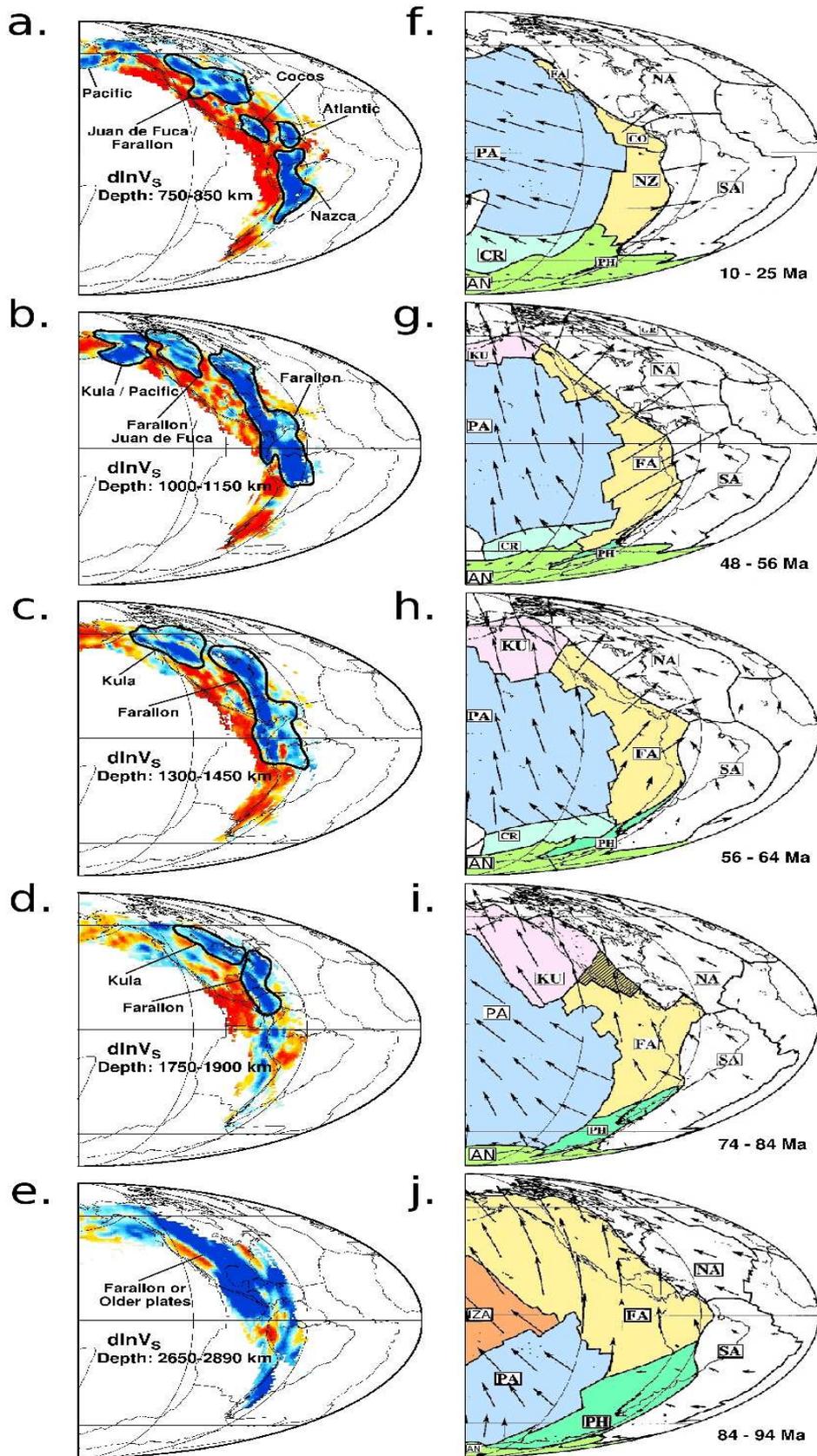


Figure 2 : *Gauche:* Cartes des perturbations de vitesse d'onde S dans les couches 750-850 km (a), 1000-1150 km (b), 1300-1450 km (c), 1750-1900 km (d), 2650-2890 km (e). *Droite:* cartes des frontières de plaque aux âges 10-25 Ma (f), 48-56 Ma (g), 56-64 Ma (h), 74-84 Ma (i), 84-94 Ma (j) (figure d'après Ren et al., 2007).

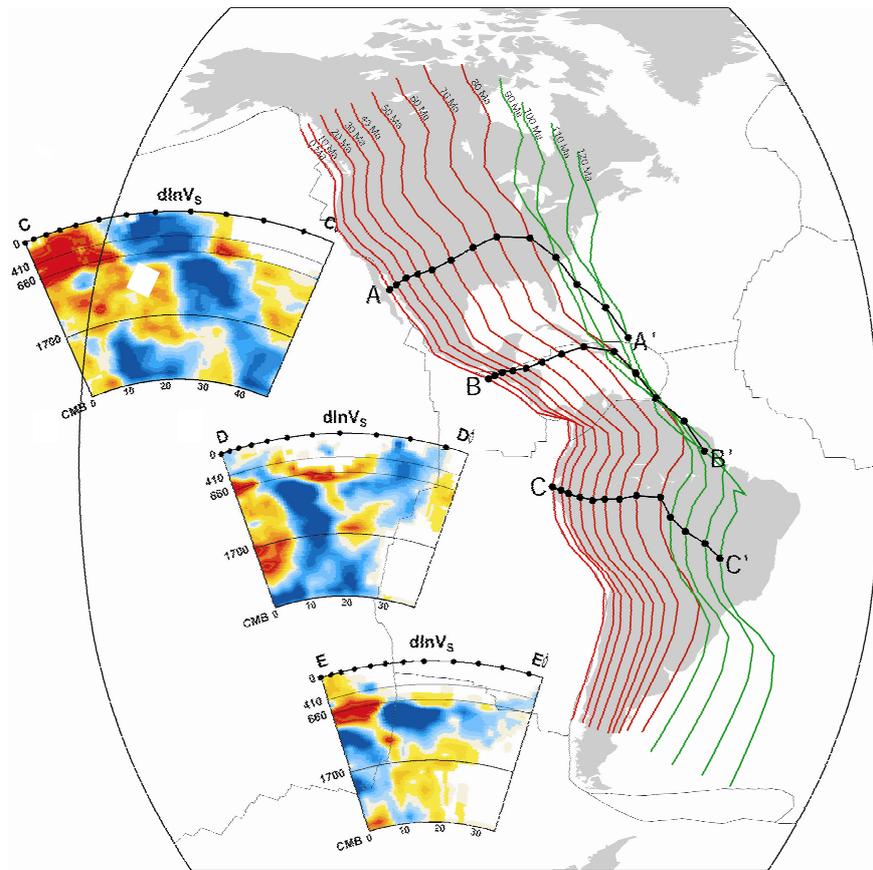


Figure 3: Coupes à travers le modèle de perturbation de vitesse d'onde S le long des trajets noirs. Les lignes rouges et vertes représentent les positions passées des frontières entre les plaques de l'Océan Pacifique et les continents américains au cours des derniers 120 Ma.

III.2 La Tomographie

Le manteau a été paramétré en cellule de $2^\circ \times 2^\circ \times 200$ km. Les résidus de temps d'arrivée différentiels ont été inversés simultanément en utilisant l'algorithme de gradient conjugué itératif LSQR (Paige et Sauder, 1982) pour déterminer la perturbation de vitesse de chaque cellule par rapport au modèle de référence 1D ak135 (Kennett et al. 1995). Deux paramètres de régularisation ont été

introduits dans l'inversion pour contrôler l'amplitude des perturbations de vitesse par rapport au modèle de référence ainsi que le lissage du modèle. Ces paramètres de régularisation ont été déterminés en considérant la réduction de variance et le paramètre χ^2 ainsi qu'un grand nombre de tests synthétiques. Une description complète des données, de la méthode d'inversion, des tests synthétiques et du

modèle peut être trouvée dans Ren et al. (2007).

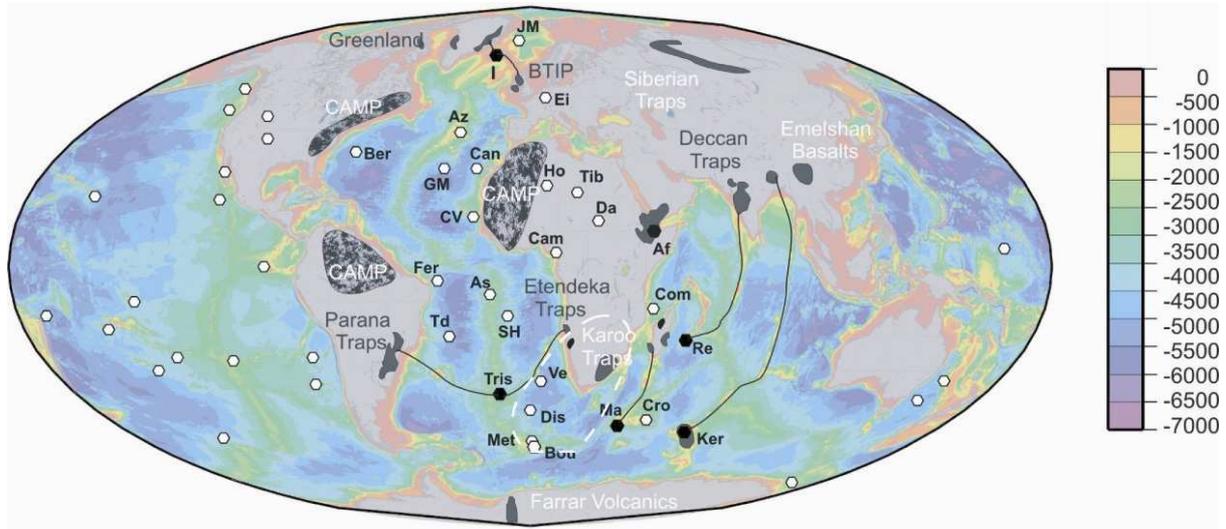


Figure 4. Carte bathymétrique de la région Indo-Atlantique présentant les points chauds actifs (hexagones noirs et blancs) et les trapps (gris). Les points chauds primaires (hexagones noirs) sont reliés à leur trappe par une ligne continue. Le « superswell » africain est entouré d'une ligne blanche. JM : Jan Mayen ; I : Islande ; Ei : Eifel ; Az : Azores ; Ber : Bermuda ; GM : Great Meteor ; Can : Canary ; Ho : Hoggar ; Tib : Tibesti ; CV : Cape Verde ; Da : Darfur ; Af : Afar ; Cam : Cameroun ; Fer : Fernando ; As : Ascension ; Com : Comores ; Td : Trinidad ; SH : St Helena ; Re : Reunion ; Tris : Tristan ; Ve : Vema ; Dis : Discovery ; Crz : Crozet ; Met : Meteor ; Bou : Bouvet ; Ma : Marion ; Ker : Kerguelen. (d'après Davaille et al., 2005)

III.3 Identification des plaques dans le modèle tomographique.

Différentes plaques océaniques ont subducté sous les Amériques durant les derniers 150 Ma (Engebretson, 1985 ; Lightow-Bertelloni and Richard, 1995). Durant l'ère Mésozoïque, l'ancien océan Pacifique était constitué des plaques Izanagi, Farallon, Phoenix et Pacifique (Figure 1). Les plaques Pacifique et Farallon existent encore aujourd'hui tandis que les autres ont entièrement disparu dans le manteau. Au cours de sa subduction sous les Amériques, la grande plaque Farallon s'est progressivement cassée pour former plusieurs plaques plus petites. Vers

80 Ma, une ride a séparé la plaque Farallon en deux, et la partie nord est devenue la plaque Kula qui a entièrement disparu de la surface de la terre il y a environ 48 Ma. Puis vers 30 Ma, la partie restante de la plaque Farallon s'est à nouveau fragmentée pour créer les plaques Nazca, Coco et Juan de Fuca dont nous continuons à observer aujourd'hui la subduction sous les Amériques.

Au cours des derniers 120 Ma, les plaques de l'Océan Pacifique sont arrivées à la fosse de subduction de l'ouest des Amériques avec une vitesse moyenne à la

surface d'environ 8cm/an. Supposons que les plaques aient plongé dans le manteau supérieur à la vitesse de leur convergence à la surface puis qu'elles aient été ralenties d'un facteur 4, lorsqu'elles ont pénétré dans le manteau inférieur plus visqueux. Dans ce cas simplifié, une plaque qui plongerait verticalement atteindra la base du manteau en 120 Ma. Les plaques plus anciennes se trouveraient alors à la base du manteau et les anomalies de vitesse positives plus superficielles que l'on observe dans les modèles tomographiques pourraient être corrélées avec des épisodes de subduction plus récents.

Nous avons comparé les anomalies de vitesse positives de notre modèle tomographique avec les positions des frontières de plaques au cours des derniers 120 Ma en utilisant la reconstruction de l'histoire des plaques de Lithgow-Bertelloni et Richard (1995) (Figure 2). Dans la partie supérieure du manteau inférieur, nous distinguons plusieurs anomalies de vitesse rapides que nous pouvons associer avec les subductions récentes des plaques Nazca et Coco sous les Amériques du Sud et Centrale et de Juan de Fuca et Pacifique sous l'Amérique du Nord et sous les Aléoutiennes (Figure 2a et 2f). L'anomalie de vitesse positive au niveau des Caraïbes correspond à la

subduction de la plaque Atlantique sous l'arc des Antilles.

Pour retrouver l'histoire des plaques plus anciennes, il est plus simple de partir de la base du manteau et de remonter vers la surface pour tenter de suivre la fragmentation de la plaque Farallon. A la base du manteau, les anomalies de vitesse d'onde S sont essentiellement positives avec deux exceptions entre 0° et 15°S et entre 30° et 45°N (Figure 2e). Ces structures rapides pourraient correspondre aux plaques Phoenix au Sud et Farallon au Nord ou à toute autre plaque plus ancienne qui aurait subducté sous les Amériques. Entre 120 et 80 Ma, la plaque Farallon se déplaçait vers le Nord Nord-Est et subductait sous l'Amérique du nord, l'Amérique centrale et sous les Aléoutiennes (Figure 2j).

Vers 80 Ma, la plaque Farallon s'est brisée en deux plaques (Figure 2i). La partie nord est devenue la plaque Kula qui a continué sa progression vers le nord tandis que le mouvement de la plaque Farallon s'est progressivement réorienté vers le Nord Est autour de 65 Ma. La localisation de l'ancienne ride entre les plaques de Kula et Farallon est mal connue et Engebretson et al. (1985) l'ont placée dans la région hachurée de la figure 2i entre le Mexique et le centre de l'Amérique du Nord. La carte d'anomalie

de vitesse d'onde S dans la couche 1750-1900 km de profondeur (figure 2d) montre un coin sous l'Amérique du Nord entre deux anomalies de vitesse positives alignées suivant des directions différentes. Si ce coin marque la frontière entre les deux plaques, nous pouvons associer l'anomalie rapide au Nord à la plaque Kula et l'anomalie au Sud à la plaque Farallon. Dans ce cas, nous avons retrouvé la signature de l'ancienne ride: elle se trouverait à l'extrémité nord de la zone hachurée.

La frontière entre les plaques Kula et Farallon s'est ensuite déplacée vers le Nord-Ouest durant la période 65-56 Ma et nous pouvons la suivre dans notre modèle tomographique en remontant dans le manteau à la profondeur 1300-1450 km (figure 2c et 2h). Nous retrouvons également le coin entre les deux anomalies positives mais il est situé plus au Nord Ouest qu'à la profondeur précédente, ce qui confirme notre interprétation.

Enfin vers 48 Ma, la dorsale entre la plaque Kula et Pacifique a cessé d'être active et la plaque Kula a été intégrée à la plaque Pacifique (Engelbreton et al., 1985) qui se déplaçait vers le nord. A la même période, la plus grande partie de la plaque Farallon avait déjà subducté sous les Amériques et la plaque Pacifique est entrée en contact avec le continent Américain au

niveau de la côte ouest du Canada et du Golfe de Californie (Figure 2g). La partie restante de la plaque Farallon entre ces deux régions s'appelle maintenant la plaque Juan de Fuca et continue à subduire sous l'Amérique du Nord dans la zone de subduction des Cascades. Nous observons sur notre modèle tomographique à la profondeur 900-1200 km de profondeur plusieurs anomalies de vitesse positives séparées par des anomalies de vitesse négatives que nous interprétons comme les anciennes plaques Pacifique/Kula au Nord, Farallon/Juan de Fuca sous le Canada, et Farallon sous la partie est de l'Amérique du Nord et sous l'Amérique centrale (Figure 2b).

Enfin, à la profondeur 750-850 km, nous retrouvons les anomalies rapides associées aux plaques Juan de Fuca, Cocos et Nazca qui sont les derniers fragments de la grande plaque Farallon (Figure 2a et 2f) dont nous avons parlé au début de l'interprétation de notre modèle.

Nous observons une très bonne corrélation entre le mouvement des plaques au cours du temps et notre modèle tomographique à différentes profondeurs. Pour valider quantitativement cette corrélation, nous avons comparé le volume de plaque observé dans nos images tomographiques avec celui estimé à partir du mouvement des plaques. Le long de

différents profils, nous avons déterminé le mouvement des plaques de l'actuel océan Pacifique par rapport aux Amériques en utilisant, d'une part le référentiel des points chauds et d'autre part le circuit de plaques passant par l'Antarctique. Le détail des reconstructions se trouve dans l'article de Ren et. al (2007). Nous avons montré que les deux méthodes de reconstruction donnent des résultats similaires pour les 80 derniers millions d'années. Pour les périodes plus anciennes, les vitesses de convergence calculées par la méthode de circuit de plaques sont systématiquement supérieures à celles obtenues par la méthode utilisant les référentiels de points chauds fixes. La différence de vitesse entre les deux méthodes peut atteindre 8 cm/an. Ces reconstructions nous ont permis de faire des coupes dans notre modèle tomographiques qui sont perpendiculaires à la position présente et passée de la fosse

IV. LES PANACHES MANTELLIQUES

Si les plaques qui subduisent étaient le seul moteur de la convection mantellique, on devrait observer dans le manteau des vitesses rapides associées aux plaques froides à proximité des zones de subduction et le reste du manteau devrait être uniformément plus lent car il correspondrait à un courant de retour passif. Les modèles tomographiques

de subduction en tenant compte notamment du brusque changement de direction de convergence vers 80 Ma (Figure 3). En supposant que les plaques ont une épaisseur d'environ 100 km, nous avons estimé la longueur totale de plaques dans le manteau à partir des anomalies de vitesse rapides de nos images tomographiques le long des 3 coupes de la figure 3. Ces longueurs sont en bon accord avec les longueurs prédites à partir des vitesses de convergence des plaques, soit 16.000 km sous l'Amérique du Nord, 12.000 km sous l'Amérique Centrale et 5000 km sous l'Amérique du Sud (coupe A-A', B-B' et C-C' de la figure 3). Ce bon accord confirme que l'on a effectivement retrouvé dans notre modèle tomographique les différents morceaux de plaque qui résultent de la fragmentation de la plaque Farallon au cours des derniers 90-120 Ma.

récents (e.g. Grand et al., 1997 ; Mégnin and Romanowicz, 2000 ; Ritsema and van Heijst, 2000) montrent que dans la région Indo-Atlantique et sous l'océan Pacifique le manteau n'est pas uniformément plus lent et on observe différents extrema dans les régions d'anomalies de vitesse négatives qui pourraient correspondre à des panaches montant depuis le noyau. Par

ailleurs, les anomalies de bathymétrie et de topographie associées aux « superswells » sud-africain et du Pacifique (Mc Nutt, 1998) ne peuvent pas non plus être expliquées par une convection uniquement contrôlée par la subduction.

Nous avons étudié le manteau dans la région Indo-Atlantique en comparant la localisation des anomalies de vitesse négatives des modèles tomographiques globaux du manteau avec les observations

géologiques, l'histoire du mouvement des plaques à la surface et les modèles de convection, dans le but de comprendre les paramètres qui contrôlent la morphologie et la localisation des anomalies de vitesse négatives dans le manteau de cette région. Nous présentons ici les principaux résultats obtenus. L'étude complète est publiée dans l'article de Davaille et al. (2005).

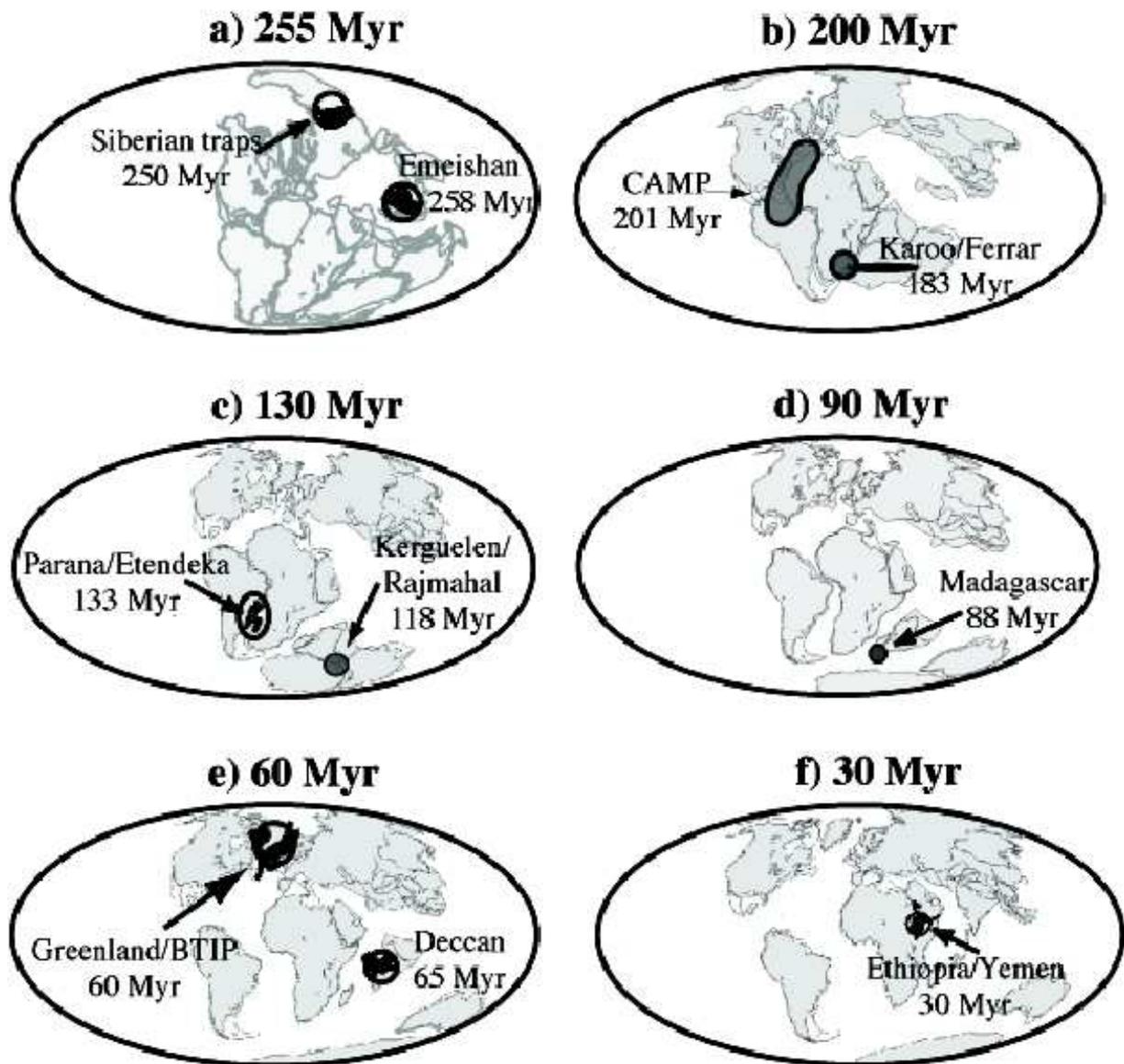


Figure 5: Reconstruction paléomagnétique à différentes périodes de la position des continents par rapport à l'axe de rotation de la terre et position des traps (d'après Besse et Courtillot, 2002).

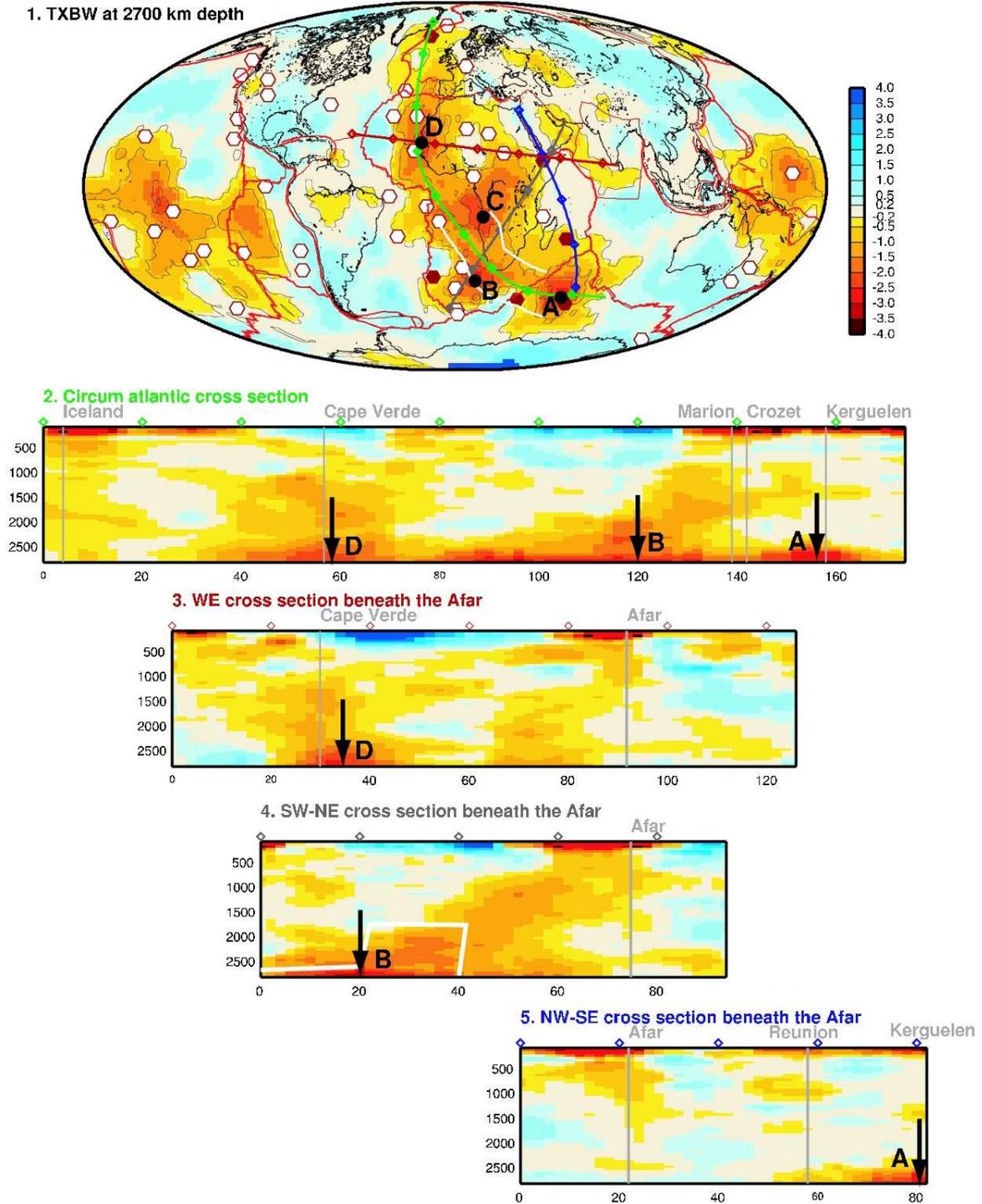


Figure 6 : Modèle tomographique TXBW de Grand (2000). Sur la carte à la base du manteau, les 4 extrema de vitesse sont en vert. L'anomalie lente en forme de banane est en blanc. Les coupes 2-5 sont le long des trajets en couleurs. 2) coupe le long de l'Atlantique, 3) coupe du Cap Vert à l'Afar, 4) coupe de l'Afrique du Sud à l'Afar, 5) coupe de l'Afar à Kerguelen.

IV.1. les observations de surface

La boîte Indo-Atlantique est définie comme la région qui est séparée de la boîte

Pacifique par les subductions du pourtour du Pacifique. Cette région est couverte par

50% de continents et 50% d'océans. Elle se raccourcit le long des zones de convergence des Alpes et de l'Himalaya et s'agrandit le long des rides des océans

Indien et Atlantique. La variation de surface de cette région n'a été que de 0.6 km²/an au cours des derniers 200 Ma.

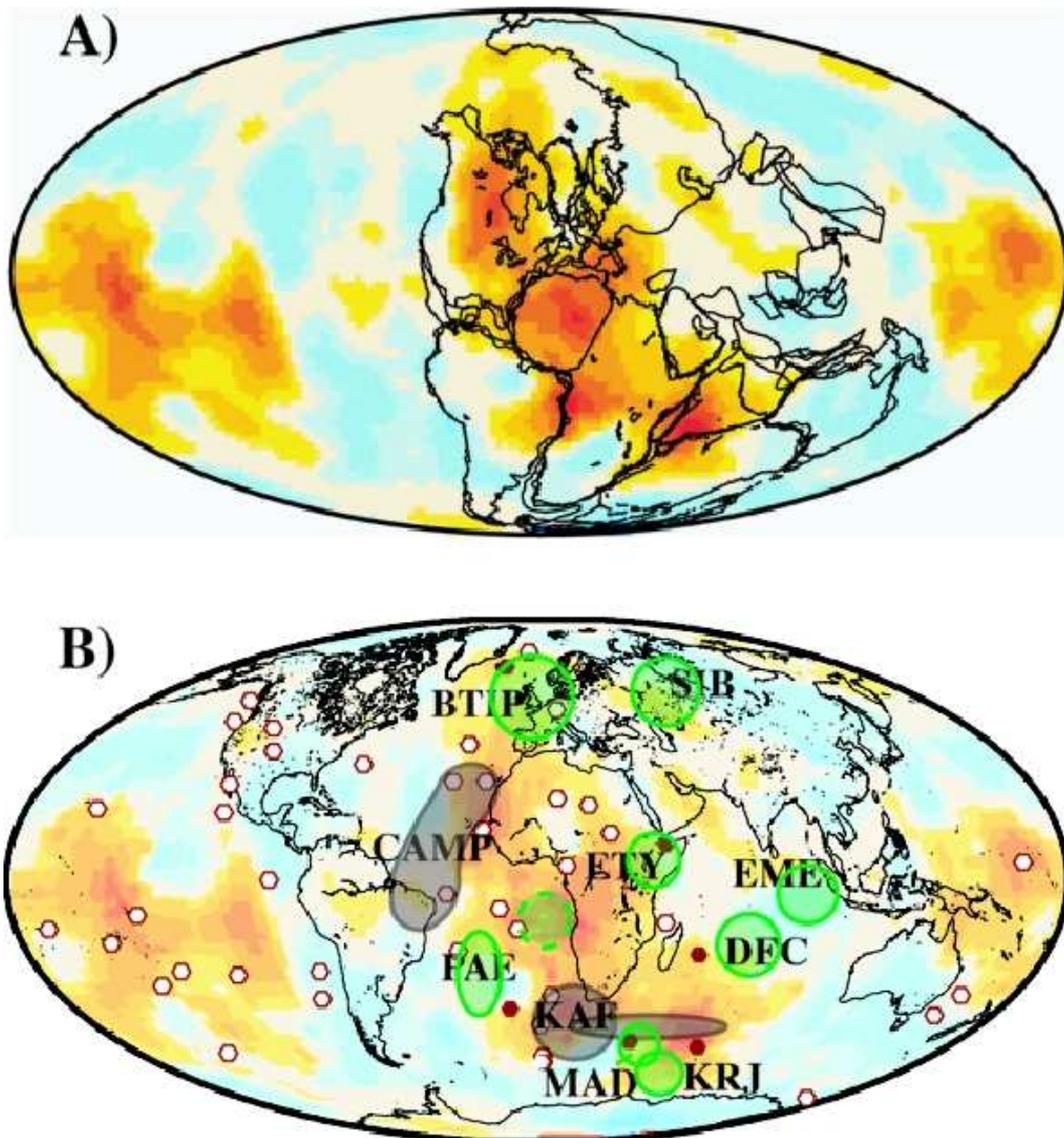


Figure 7 : A) Position de la Pangée il y a 250 Ma superposée à la carte tomographique à la base du manteau (modèles TXBW). B) Localisation des traps au moment de leur éruption projetée sur la carte tomographique du modèle TXBW à la base du manteau. Le cercle en tirets verts représente la localisation d'un événement qui s'est produit il y a 145 Ma, qui a créé le rifting de l'Ouest et du Centre de l'Afrique et qui est peut être associé à la trace du point chaud de St Helen (e.g. Wilson 1992).

Nous trouvons dans la boîte Indo-Atlantique 25 points chauds

essentiellement localisés au Nord Ouest du continent africain et près des rides de

l'Atlantique et de l'ouest de l'océan Indien (Figure 4). Ils se trouvent tous au dessus ou à la périphérie d'une anomalie de vitesse lente à la base du manteau. Dans cette région, Courtillot et al. (2003) définissent six points chauds « primaires » qui proviennent de la couche D'' à la limite manteau-noyau et sont associés à un volcanisme basaltique de type traps. Ces points chauds primaires sont l'Islande, Tristan, Marion, Kerguelen, la Réunion et l'Afar. Les traps de CAMP, de Sibérie et

d'Emeishan, par contre, ne sont pas associés à des points chauds connus. Une autre particularité de la région Indo-Atlantique est l'existence d'un bombement topographique au sud de l'Afrique du Sud qui s'étend dans l'océan Atlantique où la bathymétrie est anormalement élevée (Nyblade and Robinson, 1994). Ce « superswell » est interprété comment un soulèvement actif provenant de structures qui remonterait du manteau inférieur (Lightow-Bertelloni and Silver, 1998).

IV.2 Cinématique des plaques et des continents

La reconstruction de la cinématique des plaques et des continents est détaillée dans l'article de Besse et Courtillot (2003). Le super continent de la Pangée est resté assemblé entre 320 Ma et 200 Ma (Figure 5a). Vers 180 Ma, l'ouverture de l'Atlantique central a divisé la Pangée en deux continents, la Laurasia au nord et le Gondwana au Sud (Figure 5b, c). Vers 160 Ma, le Gondwana s'est lui aussi divisé en deux pour créer un bloc Afrique-Amérique-du-Sud et un bloc Madagascar-Australie-Inde-Antarctique (Figure 5c), suivi à partir de 130 Ma de l'ouverture de l'Atlantique Sud séparant l'Amérique du Sud de l'Afrique. Vers 110 Ma, l'Inde puis progressivement l'Australie et la Nouvelle Zélande se sont détachés de l'Antarctique. L'Inde a ensuite rapidement migré vers le

Nord depuis 84 Ma en laissant sur place Madagascar et les Seychelles (Figure 5c,e). L'Atlantique Nord s'ouvre en plusieurs phases à partir de 62 Ma séparant d'abord le Groenland de l'Amérique du Nord, puis de l'Europe (Figure 5e). L'ouverture des océans Atlantique et Indien se poursuit et l'épisode le plus récent est l'ouverture de la mer rouge et du Golfe d'Aden depuis 30 Ma.

La séparation d'un super continent en entités plus petites est généralement expliquée par l'action de courant de convection se développant sous une lithosphère continentale isolante (Guillou et Jaupar, 1995). Les grandes cassures continentales sont souvent associées à du volcanisme de type trap provenant du manteau profond. La région Indo

Atlantique a été le siège de 10 traps au cours des derniers 260 Ma, dont 7 sont reliés à la cassure d'un continent (Figure 5). CAMP est associé à l'ouverture de l'Atlantique central vers 200 Ma. Le volcanisme associé aux traps de Karoo, Ferrar et Tasman a précédé la cassure du Gondwana Est. Vers 133 Ma, les traps de Parana et Etandeka provenant du volcan Tristan précèdent l'ouverture de l'Atlantique Sud. Les traps du point chaud de Kerguelen, datés à environ 118 Ma, sont situés dans la région de Rajmahal en Inde et de Bundury en Australie; elles ont permis la séparation de l'Inde, de

IV.3 Les modèles tomographiques

Nous avons considéré trois modèles tomographiques globaux récents TXBW (Grand et al., 1997), SAW24B16 (Méglin and Romanowicz, 2000) et S20RTS (Ritsema and van Heijst, 2000) qui ont été obtenus à partir de jeux de données différents (temps d'arrivées ou forme d'onde). Les modèles ont été paramétrés différemment (splines ou blocs) et les théories reliant les données aux modèles sont également différentes (théorie des rais ou noyaux de sensibilité 2D). Nous avons considéré uniquement les structures de grande échelle présentes dans les trois modèles.

l'Australie et de l'Antarctique. Dans cette même région, le point chaud de Marion est entré en éruption vers 88 Ma en créant les traps de Madagascar et le volcan de la Réunion a produit les traps du Deccan vers 65 Ma. Durant cette période, l'Inde s'est séparée des Seychelles, au cours de sa migration vers le Nord. Les traps de BTIP et du Groenland associés à l'Islande se sont mis en place vers 62 Ma, juste avant l'ouverture de l'Atlantique Nord. Enfin le point chaud de l'Afar est le plus récent, les traps d'Ethiopie et du Yemen étant datés à 30 Ma.

Les modèles tomographiques globaux montrent sous la région Indo-Atlantique une large anomalie de vitesse lente juste au-dessus de la couche D" de forme allongée entre le nord de l'Islande et le sud-ouest de l'océan Indien, en passant sous l'Atlantique Est et une grande partie de l'Afrique (Figure 6). Dans cette anomalie lente, on distingue quatre extrema de vitesse lente (A, B, C, D sur la figure 6) et en remontant vers la surface, la large anomalie se divise en plusieurs branches que l'on peut suivre jusqu'à des profondeurs différentes suivant les régions.

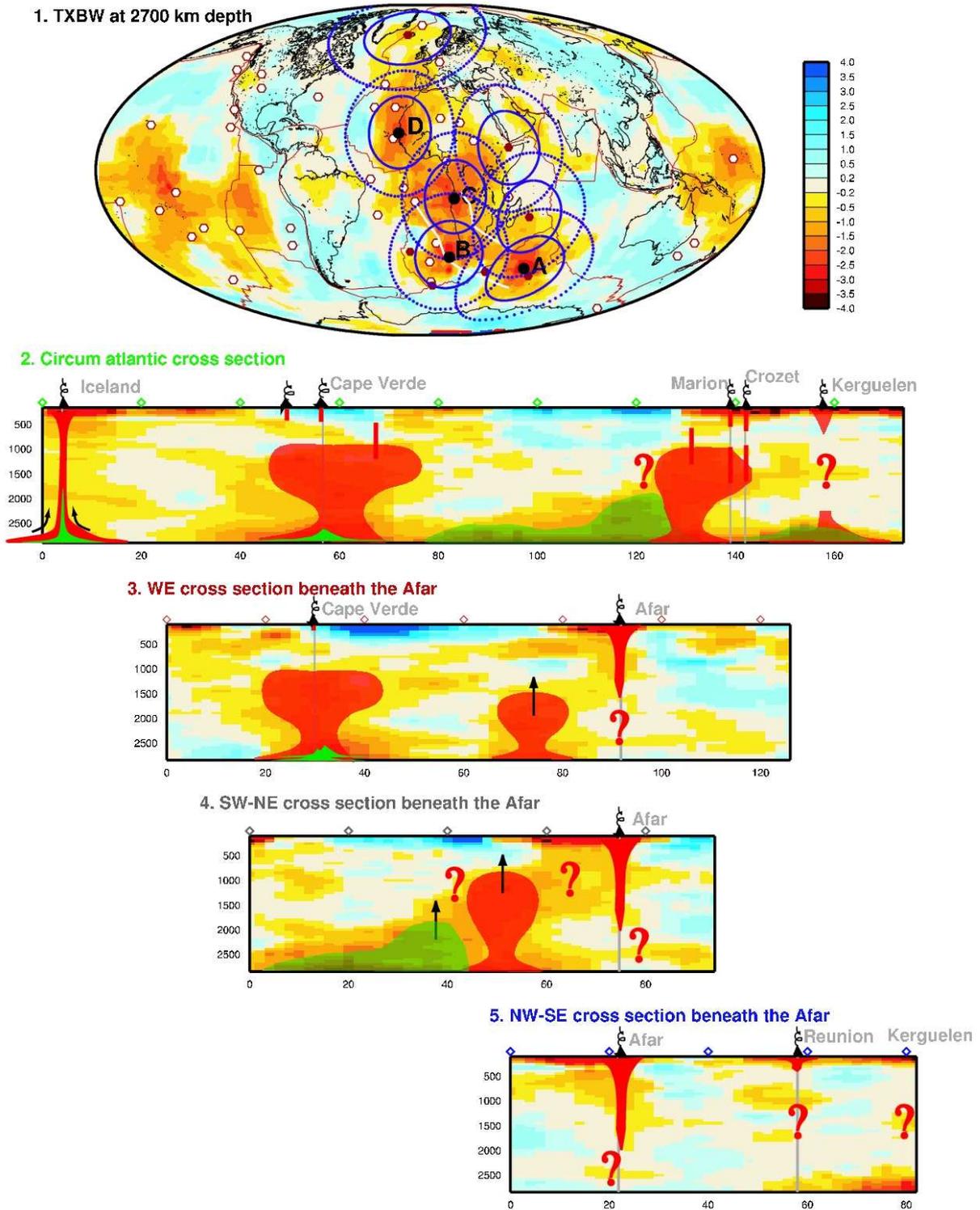


Figure 8: Interprétation en terme de mécanique des fluides du modèle de tomographie TXBW. 1) Les zones d'influences des instabilités thermo-chimiques, sont représentées par des disques de diamètre 2000 et 3500 km (centrés sur A, B, C, D, les Afars, la Réunion, l'Islande), superposé au modèle TXBW à 2700 km de profondeur. 2) coupe à travers l'Atlantique ; 3) coupe du Cap Vert à l'Afar ; 4) coupe de l'Afrique du Sud à l'Afar ; 5) coupe de l'Afar à Kerguelen en passant par la Réunion. Les instabilités contenant un fluide légèrement hétérogène en composition sont en rouge et celles fortement hétérogènes sont en vert.

IV.4 Modélisation de la convection

Les expériences de convection analogique d'Anne Davaille lui ont permis de montrer que différentes formes de remontée mantellique peuvent coexister dans le manteau terrestre, depuis les petits panaches d'origine purement thermique, jusqu'aux gros dômes d'origine thermo-chimique qui pourraient venir d'une couche de composition différente à la base du manteau et correspondrait au volcanisme de type trap (Davaille, 1999). Suivant le contraste de densité de cette couche à la base du manteau, il pourrait

également y avoir des structures chaudes dans le manteau profond trop dense pour atteindre le manteau supérieur mais qui pourraient créer de la topographie dynamique à la surface. Les remontées mantelliques sont des phénomènes épisodiques et Lebars et Davaille (2004) ont établi des lois d'échelle pour le manteau terrestre. Celles-ci prédisent pour le manteau terrestre de la région Indo-Atlantique la présence de 3 à 9 instabilités qui monteraient dans le manteau avec une périodicité de 100 à 200 Ma.

IV.5 Convection du manteau dans la boîte-Indo-Atlantique

Nous pouvons maintenant comparer les observations de surface, l'histoire des plaques et des continents de la région Indo-Atlantique et les images tomographiques aux prédictions de la mécanique des fluides. Nous remarquons tout d'abord que la forme et la localisation de l'anomalie lente à la base du manteau ressemblent de façon remarquable à celles de la Pangée il y a 250 millions d'années (Figure 7a) comme si le continent avait servi de couvercle en dessous duquel le manteau serait resté plus chaud. Nous observons également que la plupart des épisodes de traps qui ont eu lieu au cours des 250 derniers millions d'années se situent à

l'aplomb des bords de cette large anomalie lente (Figure 7b).

Les modèles tomographiques montrent quatre instabilités chaudes sous la forme d'anomalies de vitesse négatives visibles dans l'ensemble du manteau ou au moins le manteau inférieur sous les points chauds primaires d'Islande, d'Afar, de Kerguelen et de la Réunion (Figure 8). Nous observons également deux anomalies lentes de forme cylindrique qui remontent de la base du manteau jusqu'à la zone de transition sous la région du Cap-Vert-Canaries-Açores et sous les points chauds de Marion et Crozet. Enfin, nous observons dans le manteau profond une

anomalie cylindrique sous l'Afrique équatoriale à l'aplomb du point C (figures 8.1 et 8.4) qui ne peut être reliée à aucun point chaud connu. Au total, nous dénombrons 7 instabilités (centres des cercles bleus de la figure 8.1).

Ce nombre est en accord avec les prédictions de la mécanique des fluides qui prévoit entre 3 et 9 instabilités. Ainsi les anomalies de vitesse lente observées dans le manteau pourraient correspondre à de gros dômes ancrés dans une couche fine, plus visqueuse et légèrement plus dense (0,1-0,6%) située à la base du manteau. La mécanique des fluides prédit également un diamètre entre 2000 et 3500 km pour ces dômes (disques bleus sur la figure 8.1). Ce diamètre qui est en accord avec celui des dômes que nous voyons dans le manteau à partir des modèles tomographiques (figures 8.2 à 8.4) ainsi qu'avec la distance entre les différents dômes (figure 8.1).

Nous observons également à la base du manteau sous l'Afrique du Sud une anomalie de vitesse lente allongée en forme de banane qui pourrait ressembler à une ride (en vert sur la figure 8). Cette structure pourrait correspondre à la remontée de matériau chaud mais dont le

contraste de densité d'origine chimique serait plus élevé ($\delta\rho\sim 0,6-1,4\%$) qui stagnerait dans le manteau inférieur mais pourrait néanmoins être à l'origine de la topographie dynamique nécessaire pour expliquer le « superswell » africain.

En comparant la localisation des traps au moment où ils sont arrivés à la surface, nous remarquons que CAMP âgé de 200 Ma est arrivé à la surface de la terre là où se trouvent aujourd'hui les points chauds d'Atlantique central âgés de 40 Ma. Plus au Sud, les traps de Karoo coïncidaient parfaitement au moment de leur éruption, il y a 183 Ma, avec le « superswell » Africain de 30 Ma. Ainsi on semble observer une récurrence de 150 Ma entre deux remontées successives depuis la base du manteau. Cela est en accord avec la mécanique des fluides qui prédit des temps de récurrence entre 100 et 200 Ma.

Le bon accord entre les observations et les prédictions de la mécanique des fluides montrent que les anomalies lentes observées dans le manteau sont la signature d'une déstabilisation périodique d'une couche limite thermique chaude et chimiquement hétérogène à la base du manteau.

V. CONCLUSIONS

L'amélioration de la résolution des modèles tomographiques du manteau et

leur comparaison avec les observations en surface, la cinématique des plaques et la

mécanique des fluides permettent de comprendre de mieux en mieux la convection mantellique. Nous avons ainsi pu observer dans le manteau les différents morceaux de plaques qui ont résultés de la fragmentation de la plaque Farallon au cours des derniers 90-120 Ma. Ce type d'étude va permettre par exemple d'apporter des contraintes sur la localisation de frontières de plaque qui ont disparu de la surface de la terre.

L'amélioration de la résolution des modèles va également permettre de déterminer la nature des anomalies de vitesse rapide associées aux slabs. Les plaques océaniques sont froides à la surface de la terre et elles se réchauffent progressivement quand elles plongent dans le manteau. Si les anomalies de vitesse positives autour du Pacifique observées à la base du manteau correspondent à des plaques qui ont subducté il y a 100 voire 200 millions d'années, on peut supposer que ces anomalies de vitesse positives ont une origine chimique et non plus uniquement thermique. Cela reste à démontrer et des modèles tomographiques de la vitesse des ondes P et S avec une haute résolution sont indispensables pour cela. Ces modèles permettront également des études comparatives des différentes plaques en subduction dans le but de comprendre le rôle des différents

paramètres qui contrôlent leur descente dans le manteau.

Par rapport à l'étude des plaques plongeantes, l'identification des courants chauds ascendants dans le manteau profond à partir des anomalies de vitesse négatives est moins avancée et plus polémique. Les points chauds, les traps, les « superswells » sont la signature en surface de courants chauds ascendants mais l'origine en profondeur, asthénosphérique ou profonde, des courants chauds est un sujet très débattu (e.g. Anderson, 2000, Montelli 2005). Par exemple, malgré des expériences sismologiques dédiées à l'étude du panache sous Hawaii, une anomalie de vitesse lente dans l'ensemble du manteau n'a pas été observée. Mais cette observation est instantanée tandis que les panaches mantelliques sont des phénomènes transitoires qui ne sont pas tous au même stade de leur évolution temporelle. S'ils ne sont plus alimentés par la couche limite thermique dont ils sont issus, le conduit reliant le point chaud et cette couche peut avoir disparu partiellement ou complètement (e.g. Silveira et al., 2006).

Dans la région Indo-Atlantique, nous avons considéré à la fois les images actuelles du manteau et le volcanisme en surface qui nous a donné accès aux variations temporelles. Nous avons montré

que les anomalies de vitesses négatives observées dans cette région peuvent être interprétées comme la signature de la déstabilisation périodique d'une couche limite thermique chaude et chimiquement hétérogène à la base du manteau.

Nous avons pour l'instant identifié des gros dômes du manteau profond. Mais

suivant la nature thermique ou thermo-chimique des hétérogénéités du manteau, il peut exister toute une zoologie de courants chauds ascendants dans le manteau (Davaille, 2003) de formes très diverses. Ces courants chauds ascendants sont à identifier -le cas échéant- dans les modèles tomographiques.

BIBLIOGRAPHIE

- Albarède, F. and R. van der Hilst, 1999. On the nature and scale of mantle convection. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union* 80, 535-539.
- Anderson D. L., 2000. Thermal State of the Upper Mantle; No Role for Mantle Plumes, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 22, 3623-3626
- Bercovici, D., Y. Ricard, and M. Richards, 2000. The relation between mantle dynamics and plate tectonics: a somewhat biased primer, *AGU monography*, 121, Richards, Gordon and van der Hilst, eds, 5-46.
- Besse J. and V. Courtillot, 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr *J. Geophys Res*, 107, B11 2300, doi:10.1029 /2000JB000050.
- Courtillot V., A. Davaille, J. Besse and J. Stock, 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205 295-308.
- Davaille A., 1999. Simultaneous generation of hotspots and superswells by convection in a heterogeneous planetary mantle, *Nature*, 402, 756-760.
- Davaille A., E. Stutzmann, G. Silveira, J. Besse and V. Courtillot, 2005. Convective Pattern under the Indo-Atlantic box, *Earth Planet. Inter. Lett.*, 239, 233-252.
- Davies G. and M. Richards, 1992. Mantle convection, *J. Geology*, 100, 151-206.
- Dziewonski and Anderson, 1981. Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 297-356.
- Engebretson D., A. Cox and R. Gordon, 1985. relative motions between oceanic and continental plates in the pacific basin., *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 2006, 1-59.
- Fukao Y. S. Widiyantoro and M. Obayashi, 2001. Stagnant slab in the mantle transition zone, *Review of Geophysics*, 39,3, 291-323.
- Guillou L. and C. Jaupart, 1995. On the effect of continents on mantle convection," *J. geophys. res.*, 100, B12, 217-238.
- Grand S., R. van der Hilst, and S. Widiyantoro, 1997. Global seismic

- tomography: a snapshot of convection in the earth. *GSA Today* 4, 1-7.
- Kellogg L., B. Hager and R. van der Hilst, 1999. Compositional stratification in the deep mantle, *Science*, 283,1881-1884.
- Kennett B.L.N. and Engdahl E.R., 1991. Travel times for global earthquake location and phase identification, *Geophys J Int.*, 105, 429-465.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R. and Buland R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times, *Geophys J Int*, 122, 108-124.
- LeBars M. and A. Davaille, 2004. Large interface deformation in two-layer thermal convection of miscible viscous fluids, *J. Fluid Mechanics* 499, 75-110.
- Lithgow –Bertelloni C. and M. Richards, 1995. Cenozoic plate driving forces, *Geophys. Res. Lett.* 22 1317-1320.
- Lithgow –Bertelloni C. and P. Silver, 1998. Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell, *Nature*, 395, 269-272.
- McNutt M., 1998. Superswells, *Rev. Geophys.*, 36, 211-244.
- Machetel P. and P. Weber, 1991. Intermittent layered convection in a model mantle with an endothermic phase change at 670 km, *Nature*, 350, 55-57.
- Masters G., T. Jordan, P. Silver and F. Gilbert, 1982. Aspherical Earth structure from fundamental spheroidal-mode data, *Nature* 298, 609-613.
- Mégnin C. and B. Romanowicz, 2000. A model of shear velocity in the mantle from the inversion of waveforms of body, surface and higher mode waveforms, *Geophys. J. Int.* 143 709.
- Montelli R., G. Nolet, F. Dahlen, G. Masters and E. Engdahl, S.-H. Hung, 2004. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle, *Science* 303, 338-343.
- Morgan W., 1971. Plate motions and deep mantle convection, *Nature*, 230, 42-43.
- Nyblade A. and S. Robinson, 1994. The African Superswell, *Geophys. Res. Lett.*, 21,765-768.
- Paige C. and M. Saunders, 1982a. LSQR: An Algorithm for Sparse Linear Equations and Sparse Least Squares, *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8, 43-71
- Paige C. and M. Saunders, 1982b. ALGORITHM 583 LSQR: Sparse Linear Equations and Sparse Least Squares Problems *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8, 195-209
- Ren Y. E. Stutzmann, R. van der Hilst and J. Besse, 2007. Understanding seismic heterogeneities in the lower mantle beneath the Americas from seismic tomography and plate tectonic history, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Ricard Y., M.A. Richards, C. Lithgow – Bertelloni & Y. Le Stunff, 1993. A geodynamical model of mantle density heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, 98, 21895-21909.
- Ringwood A., 1962. A model for the upper mantle *J. Geophys. Res.* 67, 857-867

- Ritsema J. and H. van Heijst, 2000. Seismic imaging of structural heterogeneity in Earth's mantle: Evidence for large-scale mantle flow, *Science Progress*, 83, 243-259.
- Romanowicz B., 2003. Global mantle tomography: progress status in the last 10 years, *Annu. Rev. Geoph. Space Phys*, 31, 1, 303
- Saltzer R., E. Stutzmann, and R. van der Hilst, 2004. Poisson's ratio beneath the Alaska from the surface to the core mantle boundary, *J. Geophys. Res. (B6)*: B0630110.1029/2003JB002712.
- Silveira G., E. Stutzmann, A. Davaille, J.-P. Montagner, and L. Mendes-Victor, 2006. Azores hotspot deep signature in tomographic models., *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 156, 23-34.
- Storey B., 1995. The role of mantle plumes in the continental break up: case histories from Gondwanaland, 377, 301-308.
- van der Hilst R., S. Widyantoro and E. Engdahl, 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography, *Nature*, 386, 578-584.