

LES ENTRAILLES DE LA TERRE

par Henri-Claude NATAF

Directeur de recherche au CNRS

École normale supérieure

Il y a une trentaine d'années, la théorie de la « tectonique des plaques » bousculait notre façon de voir la planète sur laquelle nous vivons. Elle révélait en effet que la surface de la Terre est animée de mouvements lents mais inexorables, qui en 100 millions d'années transforment complètement l'agencement des continents. Les mouvements des plaques sont maintenant déterminés avec précision comme le montre la figure 1. Mais de grandes questions demeurent : quel est le moteur des plaques ? Quels sont les mouvements en profondeur ? Qu'étaient-ils dans le passé ?

Nous allons analyser quelques-uns des progrès accomplis dans cette voie.

Le manteau en convection

Mettez de l'huile dans une poêle et placez-la sur une plaque chauffante. Rapidement apparaissent des mouvements, et des cellules se forment : l'huile convecte, c'est-à-dire que le transfert de chaleur à travers celle-ci se produit principalement par transfert de matière chaude et froide.

Regardons maintenant la plaque Pacifique : à la dorsale se met en place du matériau très chaud (1 200 °C), la plaque l'entraîne lentement et se refroidit, jusqu'aux zones de subduction (sous le Japon, la mer d'Okhotsk, etc.), où la plaque maintenant froide plonge dans les profondeurs du manteau. Transfert de cha-

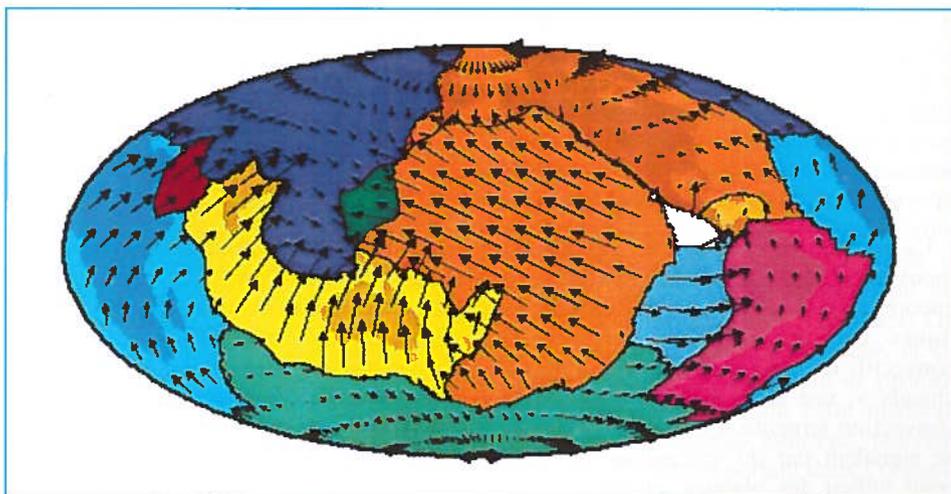


Fig. 1.- Les plaques tectoniques et leurs mouvements. La plaque Pacifique va vers le nord-ouest à une vitesse d'environ 10 cm par an. Modèle « nuvel1 » de de Mets *et al.* (*Geophys. J. Int.*, 101, 425-478, 1990) ; projection Mollweide ; pas de rotation d'ensemble.



Fig. 2.- Expérience de convection dans un fluide (du polybutène) dont la viscosité dépend fortement de la température. On impose une température de 40°C à la base du fluide, et de -10°C en haut. Il en résulte que la viscosité est environ 100 fois plus forte en haut qu'en bas. Une méthode interférométrique permet de visualiser les lignes d'égal gradient vertical de température. On note la structure en « rouleaux » (vus par la tranche). Les couches limites inférieure et supérieure sont marquées par les franges serrées.

leur par transfert de matière : le mouvement des plaques est donc un mouvement de convection. Il apparaît pour évacuer la chaleur produite à l'intérieur de la Terre.

Pourtant, le manteau, cette couche de roches silicatées qui s'étend de la base de la croûte (à quelques dizaines de kilomètres de profondeur) jusqu'au noyau (à 2 900 km de profondeur) n'a rien d'un liquide à notre échelle. Mais c'est un peu comme la glace : elle est bien solide quand on tombe dessus en patinant, mais pour peu qu'on lui laisse le temps, elle s'écoule gentiment dans un glacier. La viscosité du manteau est près de un million de fois celle d'un glacier, et les vitesses d'écoulement, celles des plaques par exemple, y sont très faibles : quelques centimètres par an. Quant à la chaleur à évacuer, c'est pour l'essentiel celle produite par la désintégration des éléments radioactifs naturels : uranium, thorium, potassium, quelque 20 TW ($T = \text{téra} = 10^{12}$) au total aujourd'hui.

La convection est donc à l'origine du mouvement des plaques. Cependant, on a encore du mal à expliquer les caractéristiques des plaques dans un modèle convectif. Il en est de même des « points chauds », une autre manifestation de la convection terrestre. Ceux-ci, tel Hawaii, se signalent par du volcanisme actif au beau milieu des plaques, et par la trace qu'ils ont laissée sur la plaque tandis que celle-ci défilait lentement au-dessus d'un « panache chaud » apparemment fixe.

Dans les deux cas, un ingrédient semble essentiel : la très forte dépendance de la viscosité des roches avec la température ; une augmentation de la température de 100 °C fait décroître la viscosité d'un facteur 7 ! Il est possible d'étudier l'influence de cet ingrédient sur la convection « classique », par exemple à l'aide d'expériences de laboratoire. En utilisant un sirop de sucre, ou certaines huiles, on atteint des régimes convectifs proches de ceux que l'on attend pour la Terre. En particulier, le rapport de viscosité entre les zones les plus chaudes (moins visqueuses) et les plus froides (plus visqueuses) peut aller jusqu'à $10^4 - 10^5$. La figure 2 montre les rouleaux de convection obtenus pour un rapport de viscosité de 10^2 et un nombre de Rayleigh (d'autant plus grand que la convection est vigoureuse) d'environ 10^4 . On retrouve les rouleaux de Rayleigh-Bénard classiques, avec une différence importante : l'asymétrie entre courants descendants et montants. Le profil vertical de la température moyennée horizontalement (fig. 3) montre bien l'asymétrie entre « couches limites » supérieure (froide) et inférieure (chaude). L'asymétrie augmente avec le rapport de viscosité à travers la couche. La convection « s'arrange » pour que la partie la plus froide, donc visqueuse, soit piégée dans la couche limite supérieure, qui ne se déforme pas, ce qui permet à l'intérieur du fluide d'atteindre une plus haute température, et donc une plus faible viscosité.

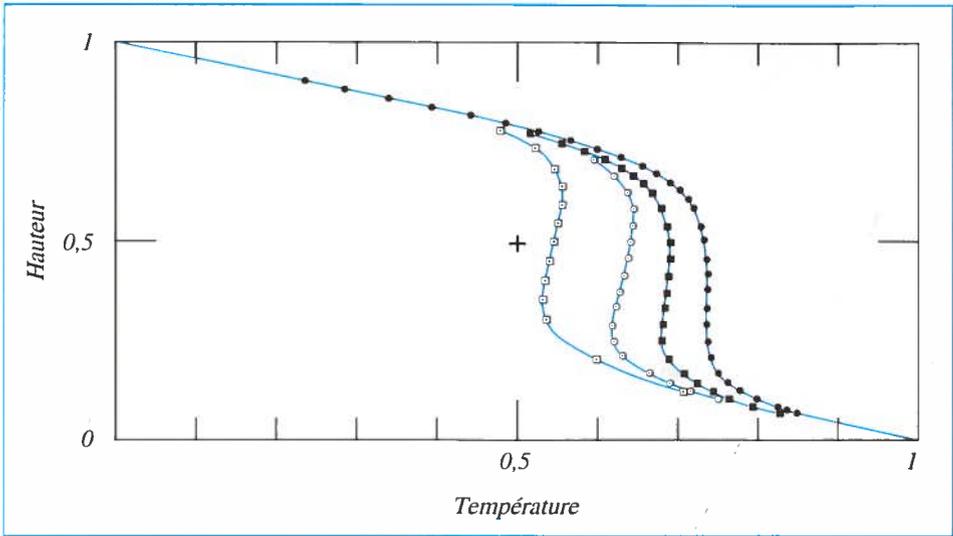


Fig. 3.- Profils expérimentaux de la température, moyennée dans le plan horizontal, en fonction de la profondeur dans le fluide. Le nombre de Rayleigh est d'environ 10^4 pour tous les profils. Plus le rapport de viscosité entre le liquide froid (en haut) et le liquide chaud (en bas) augmente, plus la température intérieure se décale vers le chaud. Les rapports sont 12, 100, 4 000 et 10 000 de gauche à droite. Il se forme en surface une « lithosphère » froide et visqueuse.

Le parallèle avec les plaques s'impose : elles apparaissent comme la couche limite supérieure d'un manteau en convection. La « rigidité » des plaques est une conséquence des très fortes viscosités piégées dans la partie la plus froide de la plaque. Mais l'analogie s'arrête là : on n'arrive pas à rendre compte des tailles et des vitesses très variées des plaques.

D'autres questions surgissent : comment se manifeste la convection dans les profondeurs du manteau ? Les « cellules de convection » que forment les plaques s'étendent-elles jusqu'à la base du manteau ?

La tomographie sismique

Parmi les nombreuses techniques qu'il faut mettre en œuvre pour comprendre un système aussi complexe que le manteau terrestre, la sismologie a toujours occupé une place de choix. L'étude de la propagation des ondes élastiques à l'intérieur du globe est en effet riche de découvertes. La

figure 4 montre comment varient les vitesses sismiques (V_P vitesse des ondes de compression, V_S vitesse des ondes de cisaillement) et la densité, en fonction du rayon dans la Terre. On y reconnaît le noyau liquide (pas d'onde de cisaillement), avec au cœur sa graine solide, et au-dessus, le manteau, solide également. A l'augmentation régulière des vitesses et de la densité avec la profondeur des sauts brusques à 410 et 660 km de profondeur. On sait maintenant que ces sauts résultent du changement de phase des roches constituant le manteau : sous l'effet de l'énorme pression qui règne dans la Terre, les minéraux se transforment en structures de plus en plus compactes. On verra que ces transitions de phase, et en particulier celle qui à 660 km de profondeur marque la transition entre manteau supérieur et manteau inférieur, peuvent jouer un rôle très important dans l'organisation de la convection.

La structure sismique « radiale » de la Terre est maintenant connue à mieux que

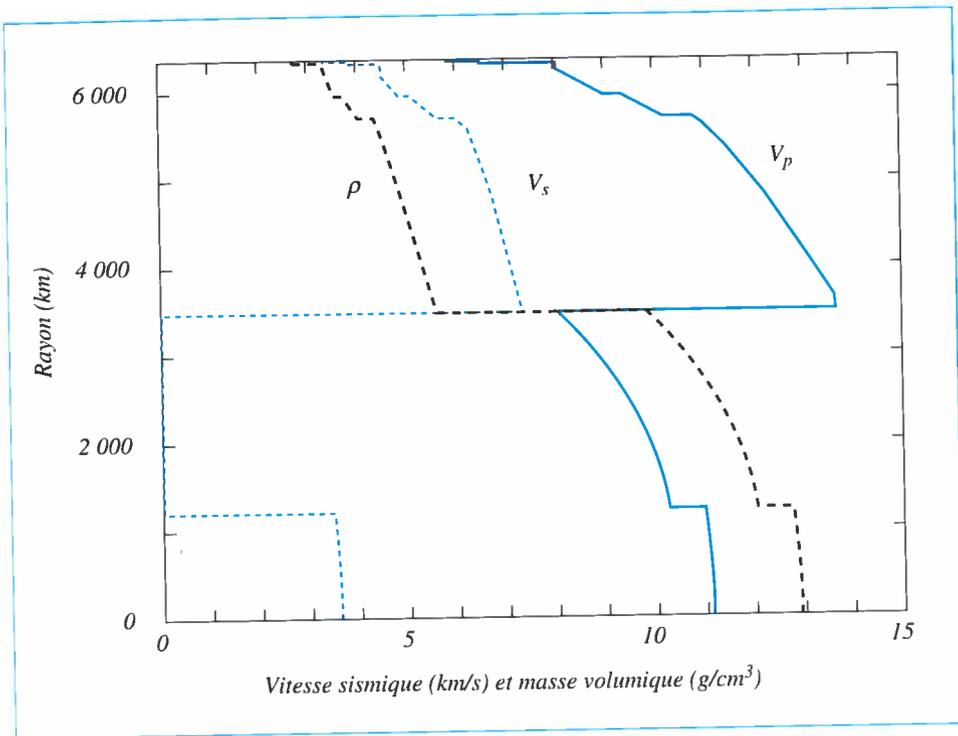


Fig. 4.- Vitesses sismiques et masse volumique dans la Terre, en fonction du rayon. Le noyau (0 à 3 500 km de rayon) est nettement plus dense que le manteau (de 3 500 km à la surface), mais la vitesse des ondes de compression (V_p) y est plus faible. Sous l'effet de la pression, vitesses et masse volumique augmentent régulièrement avec la profondeur, mais il y a deux sauts brutaux à 410 et 660 km de profondeur, qui correspondent à des changements de phase.

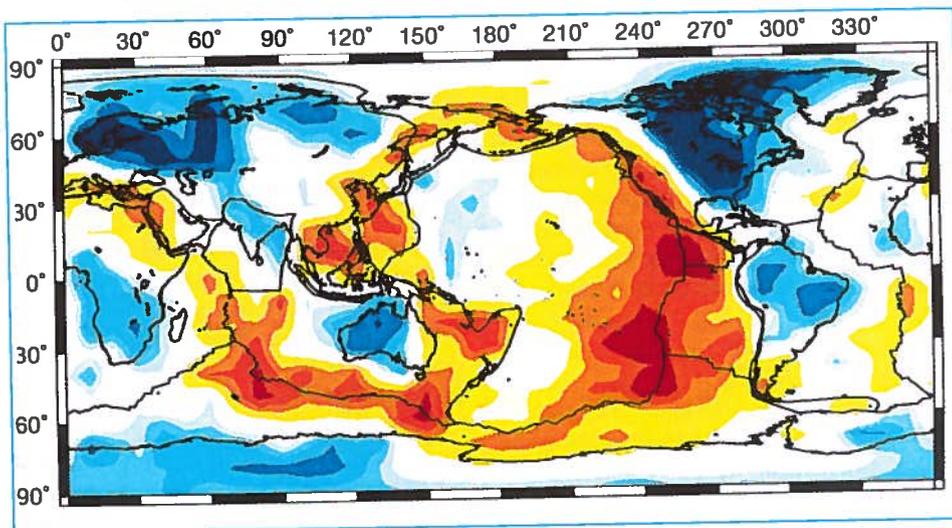


Fig. 5.- Carte des variations latérales de la vitesse des ondes de cisaillement à 100 km de profondeur, obtenues par tomographie par Jean-Paul Montagner (Montagner et Tanimoto, *J. Geophys. Res.*, 96, 20337-20351, 1991). L'amplitude des variations est de ± 8 %. On remarque la signature des dorsales (aux vitesses sismiques lentes donc chaudes), et celle des continents (rapide et froids).

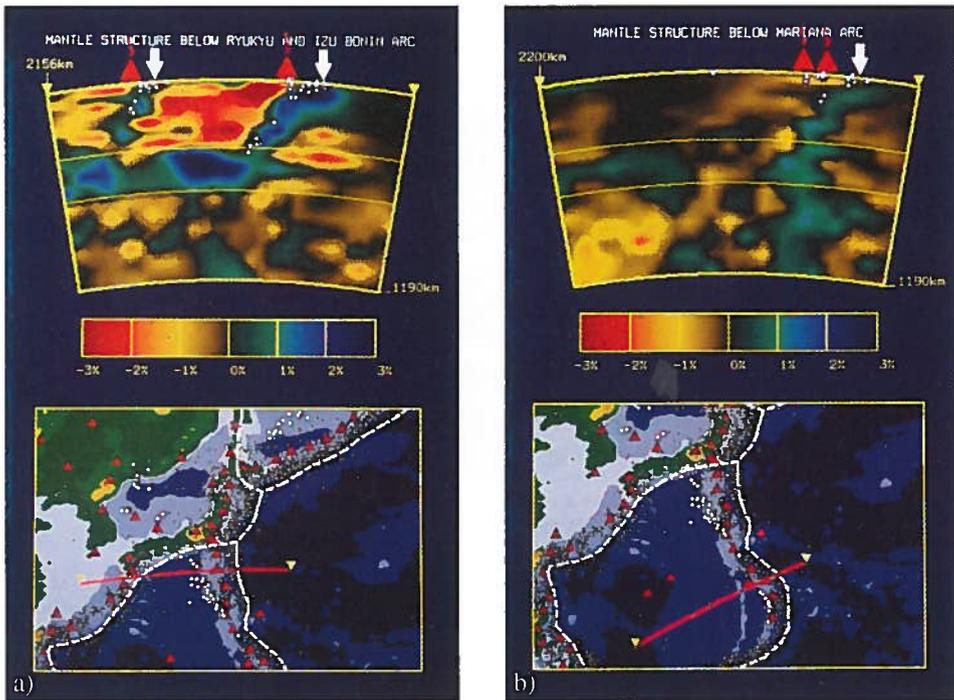


Fig. 6.- Coupes verticales du modèle tomographique de van der Hilst *et al.* (*Nature*, 353, 37-43, 1991) sous la plaque Philippine. a) sous le Japon ; b) sous les Mariannes. Les positions des coupes sont indiquées par les traits rouges dans la carte associée. Les couleurs représentent l'écart à la vitesse moyenne à chaque profondeur. Les couleurs « froides » indiquent du matériel froid. On reconnaît la plaque Pacifique en subduction, marquée, à faible profondeur, par les séismes (points blancs). Sous le Japon, la plaque semble s'étaler au-dessus de la discontinuité des 660 km ; sous les Mariannes, elle semble au contraire plonger tout droit dans le manteau inférieur.

1 % près. L'étude des écarts latéraux à cette moyenne est l'objet d'une technique apparue au début des années 80 : la « tomographie sismique ». Elle apparaît comme l'outil idéal pour révéler les contrastes de température qui devraient être associés à la convection en profondeur. Le principe en est simple, et semblable à celui de sa grande sœur médicale : la tomographie par rayons X. Sauf qu'en tomographie sismique il s'agit bien sûr d'ondes élastiques au lieu de rayons X, et que ce sont les anomalies de temps de propagation, plutôt que celles d'intensité, que l'on mesure. On en tire des images des variations latérales des vitesses sismiques.

Ces images sont souvent spectaculaires, et riches en informations, comme cette

carte des variations latérales de la vitesse des ondes de cisaillement à 100 km de profondeur (fig. 5). On y retrouve la signature des dorsales océaniques, où le matériel plus chaud transmet moins vite les ondes sismiques, et celle des vieux « boucliers » continentaux qui ont eu des milliards d'années pour se refroidir.

A plus petite échelle, les coupes verticales au voisinage des zones de subduction sont extraordinaires. Celles de la figure 6 révèlent clairement la présence d'une zone froide (plus rapide) dans le prolongement du plan de Wadati-Benioff (la plaque océanique en subduction marquée par des tremblements de terre). Il s'agit là de la subduction de la plaque Pacifique sous le Japon (fig. 6a) et sous les Mariannes (fig. 6b).

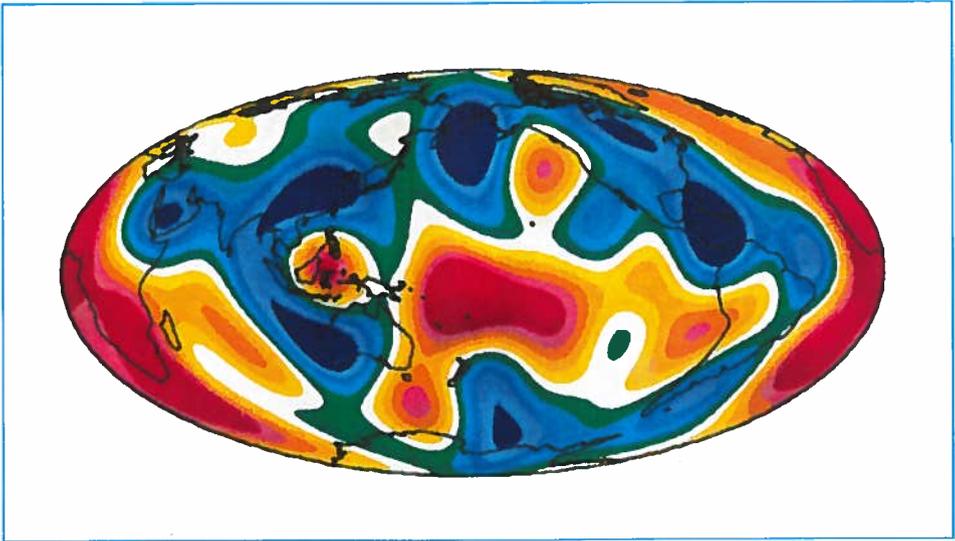


Fig. 7.- Carte des variations latérales de la vitesse des ondes de cisaillement à 1 900 km de profondeur. Modèle SH8U4L8 de Su, Woodward et Dziewonski (*J. Geophys. Res.*, 99, 6945-6980, 1994). Les amplitudes des variations sont très faibles : ± 2 %. On remarque une zone froide tout autour du Pacifique, et des zones chaudes sous l'Afrique et le Pacifique central.

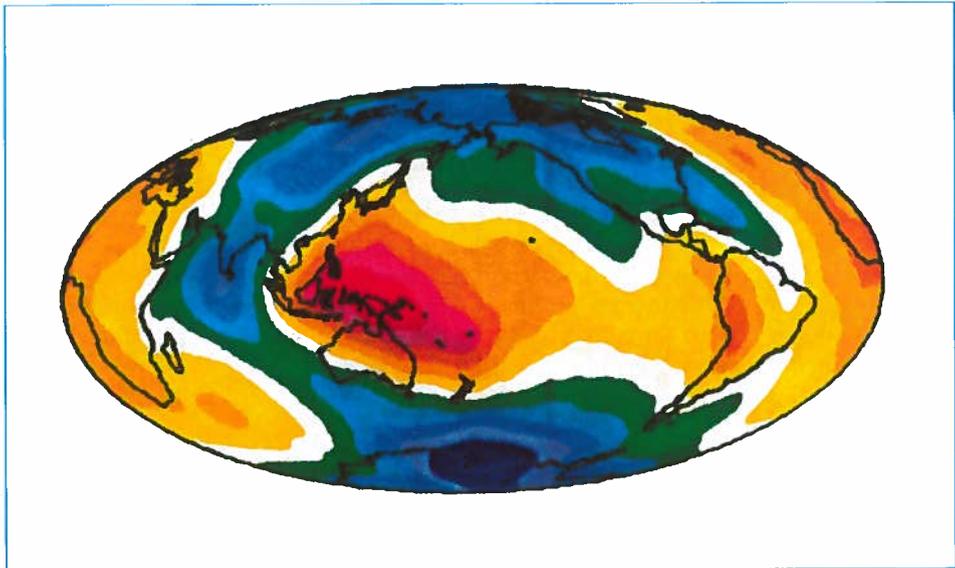


Fig. 8.- Carte des anomalies du géoïde (l'équipotentielle du champ de gravité de la Terre). La surface des océans suit le géoïde. Il présente des bosses (champ de gravité plus fort) sous l'Afrique et le Pacifique central, et des creux tout autour du Pacifique. Les amplitudes sont de ± 100 m, et l'intervalle entre les contours est de 20 m.

Mais alors que la sismicité s'interrompt (il n'y a pas de séisme dans le manteau inférieur), la tomographie indique que la plaque plongeante pénètre largement dans le manteau inférieur sous les Mariannes, alors qu'elle s'incurve et reste à la base du manteau supérieur sous le Japon. Drôle de convection ! A deux couches superposées ? Ou à une couche et demie ?...

Avant de trancher, jetons un œil à une carte des variations latérales dans le manteau inférieur, à 200 km au-dessus de sa frontière avec le noyau (fig. 7). L'amplitude des anomalies atteint 1 % à peine, correspondant tout de même à des variations de température de plusieurs centaines de degrés. Difficile de faire le lien avec les plaques en surface, à première vue. En revanche, et ce fut une grande surprise, cette carte ressemble beaucoup à une autre, jusque-là assez mystérieuse : celle de l'équipotentielle du champ de gravité terrestre - le géoïde (fig. 8).

Une Terre dynamique

Après tout, cette ressemblance entre image tomographique et champ de gravité ne doit pas surprendre : les anomalies du géoïde sont dues à des hétérogénéités de densité à l'intérieur du globe. Et la tomographie sismique permet justement de cartographier les hétérogénéités des vitesses sismiques. Reste à traduire celles-ci en variations de densité (en passant par la température par exemple), et à intégrer sur l'épaisseur du manteau pour prédire les anomalies du géoïde. Vient alors une deuxième surprise : le résultat de cet exercice, c'est un géoïde très ressemblant, mais avec le mauvais signe ! C'est qu'il manque encore un ingrédient à notre approche : la Terre est dynamique ! A une hétérogénéité de densité positive correspond une force d'Archimède qui induit un écoulement vers le bas (c'est le principe de la convection) ; cet écoulement tire la surface vers le bas, et pousse la frontière manteau-noyau vers le bas, créant ainsi

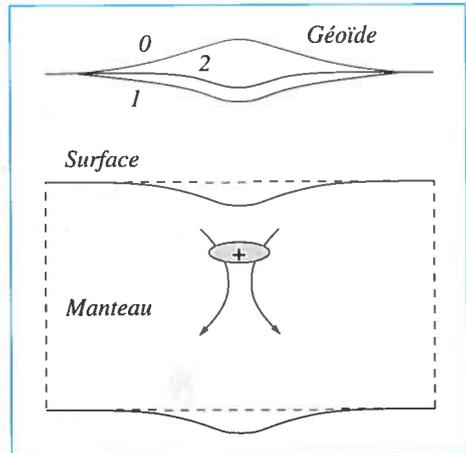


Fig. 9.- Schématisation d'un modèle dynamique du manteau. Un excès de masse produit une bosse du géoïde au-dessus de la surface (courbe 0). Mais, le manteau étant fluide, l'excès de masse produit une circulation, symbolisée par les flèches. Cette circulation défléchit les surfaces supérieure et inférieure du manteau. Il en résulte un défaut de masse qui provoque une anomalie négative du géoïde (courbe 1 pour la surface, courbe 2 pour l'interface manteau-noyau). Le géoïde total résultant est la somme algébrique de ces trois contributions.

deux anomalies de masse négatives. Comme le montre la figure 9, l'anomalie du géoïde final est la petite différence entre deux grands termes : celui dû à l'anomalie de densité en volume, et la somme des deux effets de surface. Et en plus, l'amplitude de ce dernier terme dépend fortement de la stratification en viscosité, ce qui explique que même le signe de l'anomalie du géoïde résultant puisse changer. Pour que cela colle, on en déduit d'ailleurs que la viscosité du manteau inférieur doit être environ 30 fois plus grande que celle du manteau supérieur.

Un scénario plutôt compliqué, mais qui explique bien les données, et surtout qui prend en compte la dynamique du système Terre. Avec un avantage, c'est que de ce même scénario, on peut tirer des prédictions pour d'autres observables, et en particulier les vitesses des plaques, si l'on se donne leur géométrie (fig. 10). C'est bien l'atout majeur de cette approche que

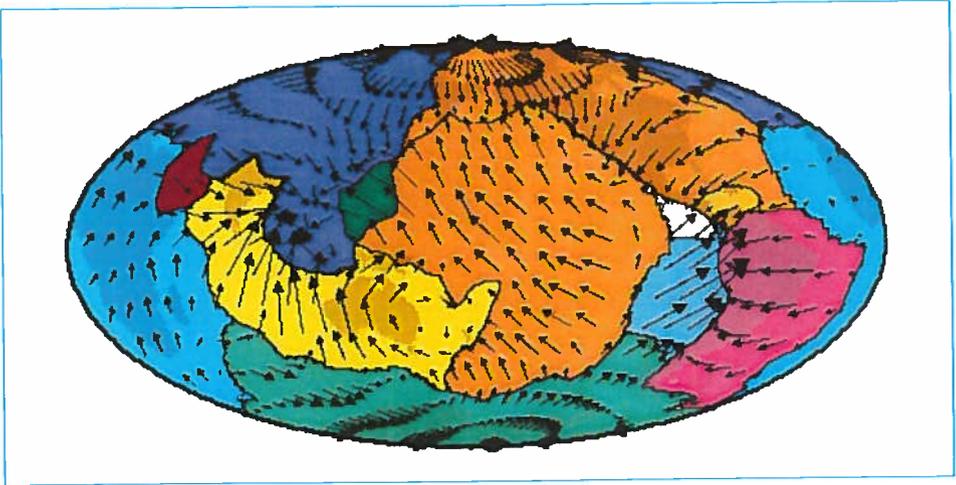


Fig. 10.- Vitesses des plaques prédites par le « modèle dynamique » de Valérie Corrieu-Sipahimalani (thèse de l'université de Cergy-Pontoise, 1995). Comparer avec la figure 1 (l'échelle des vitesses est la même).

d'établir un lien quantitatif entre de nombreuses observables : hétérogénéités tomographiques, vitesses des plaques, champ de gravité, topographie, flux de chaleur, etc. L'inconvénient, c'est qu'on y retrouve un peu ce qu'on y a mis... Ainsi, quelle est l'origine des hétérogénéités de densité révélées par la tomographie ? Et celle d'une éventuelle organisation de la convection en deux couches ?

Paléoplaques

L'étude de la convection dans un fluide dont la viscosité dépend fortement de la température nous apprend que la plus grande partie des variations de température est piégée dans la lithosphère. Il est donc logique de penser que cette lithosphère, une fois subduite dans le manteau, soit à l'origine de l'essentiel des hétérogénéités de densité (et de vitesses sismiques) cartographiées dans le manteau par la tomographie sismique. Ce qui veut dire que si l'on est capable de reconstituer l'arrangement des plaques et de la subduction au cours des 100-200 derniers millions d'années, on pourrait

estimer les anomalies à attendre aujourd'hui à diverses profondeurs dans le manteau. Grâce au travail de nombreux chercheurs des différentes branches des sciences de la Terre, de telles reconstitutions existent. La figure 11 montre ainsi la configuration probable des plaques il y a 60 millions d'années. Pour déduire de ces cartes une distribution d'anomalies en profondeur, il faut estimer le contraste de température de la plaque qui plonge, et surtout choisir un scénario de descente dans le manteau. Nous suivrons ici un scénario simple : les plaques descendent verticalement depuis le lieu de subduction, à vitesse constante dans le manteau supérieur, puis avec une vitesse environ cinq fois plus faible dans le manteau inférieur (puisque la viscosité y serait environ 30 fois plus forte). Les résultats obtenus avec ce scénario extrêmement simple sont remarquables : la figure 12 compare les anomalies de vitesse sismique ainsi prédites à celles révélées par la tomographie, à deux profondeurs différentes. On notera que la tomographie globale ne fournit qu'une image très lissée des variations latérales. On a donc lissé simi-

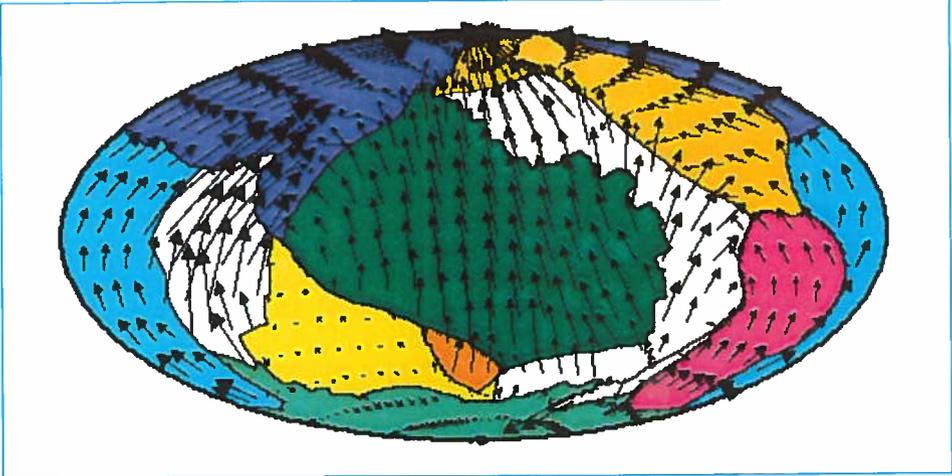


Fig. 11.- Configuration et vitesses des plaques il y a 60 millions d'années, d'après les reconstitutions de Lithgow-Bertelloni *et al.* (*Geophys. Res. Lett.*, 20, 375-378, 1993). La plaque Pacifique se dirigeait alors vers le nord. L'échelle des vitesses est la même qu'en figure 1.

lairement les prédictions du modèle de paléo-subduction.

Il resterait à tester d'autres scénarios de descente des plaques : les images tomographiques régionales (fig. 6) indiquent en effet que les plaques ne passent pas tou-

jours verticalement à travers la frontière des 660 km. Ce que confirme l'étude globale de la topographie « dynamique » en surface. Mais pourquoi en serait-il ainsi ?

Que se passe-t-il donc à 660 km de profondeur ?

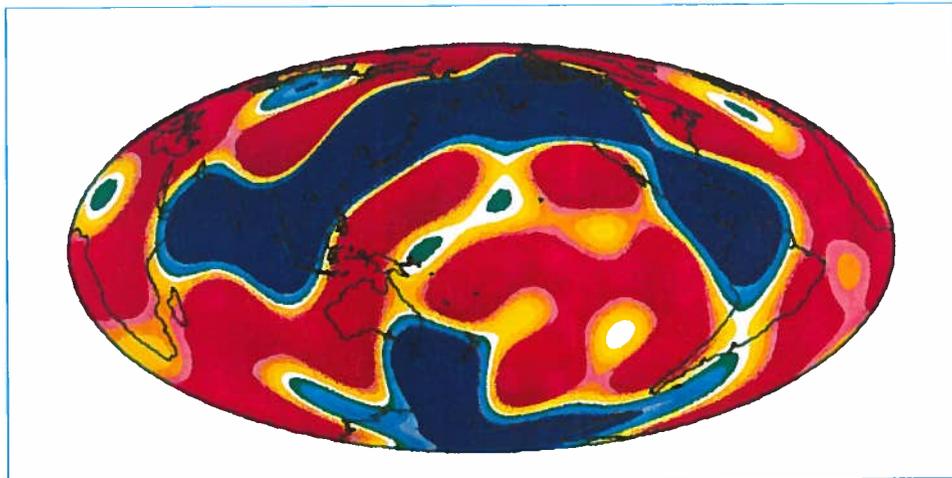


Fig. 12.- Modèle des anomalies de masse, à 1 900 km de profondeur, prédites en supposant que les plaques plongeantes descendent lentement dans le manteau à partir de leur lieu de subduction passé (Corrieu-Sipahimalani, *op. cit.*). On peut comparer cette carte à celle des anomalies révélées par la tomographie sismique (fig. 7).

Une transition de phase bien influente...

A 660 km comme à 410 km se produit une transition de phase importante : à composition chimique constante, il y a, sous l'effet de la pression, un réarrangement atomique qui conduit à des structures cristallines plus compactes. Ainsi, le minéral principal des premiers 410 km, l'olivine, se transforme en spinelle- β à 410 km, puis en spinelle- γ vers 520 km, et enfin en pérovskite à 660 km. Mais la température joue aussi un rôle dans ces transitions. Les mesures en laboratoire à très haute pression permettent de tracer le diagramme de phase dans le plan pression-température (fig. 13). On remarque

que la pente des deux principales transitions (à 410 et 660 km) dans ce diagramme (la pente de Clapeyron) est de signe opposé. Imaginons maintenant une plaque subduite, froide, descendant dans le manteau. Comme le montre la figure 14, la transition olivine \rightarrow spinelle- β aura lieu à plus faible profondeur dans la plaque qu'autour, tandis que la transition spinelle- γ \rightarrow pérovskite se produira plus profond. Or, qu'est-ce qui fait descendre la plaque ? la force d'Archimède : la plaque est plus froide, donc plus dense, donc elle descend. Mais les déflexions des transitions de phase perturbent cette logique : à 410 km la plaque récupère un excès de densité supplémentaire, tandis qu'à 660 km c'est le contraire qui se produit. On comprend donc que la transition

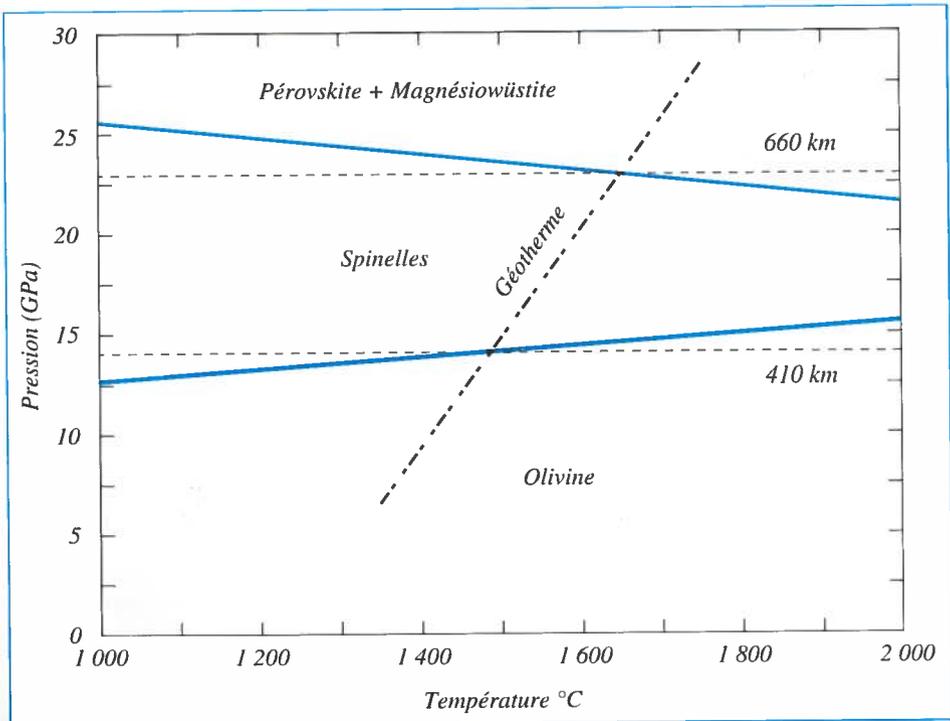


Fig. 13.- Diagramme de phase schématisé de l'olivine, le minéral le plus abondant dans le manteau supérieur, en fonction de la température et de la pression. Vers 410 km de profondeur (pression d'environ 14 GPa), l'olivine se transforme en spinelle, puis en pérovskite + magnésioiwüstite vers 660 km (environ 23 GPa). La pression de transition dépend en fait de la température, comme l'indiquent les lignes pleines. La ligne en tirets épais donne l'augmentation de la température avec la profondeur dans le manteau « normal ».

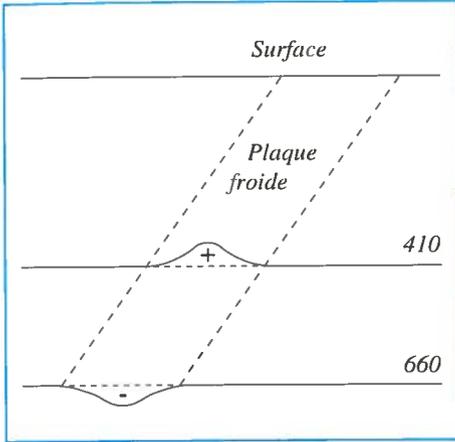


Fig. 14.- Schéma de la position des transitions de phase dans une plaque en subduction. Dans la plaque froide, la transition des « 410 km » est défléchie vers le haut, celle des « 660 km » vers le bas. Il en résulte un excès de masse dans la plaque au passage des 410, et un défaut à 660. Alors que la plaque descend parce qu'elle est plus dense, le défaut de masse à 660 km tend à l'empêcher de descendre. Cette frontière peut donc agir comme une barrière à la convection.

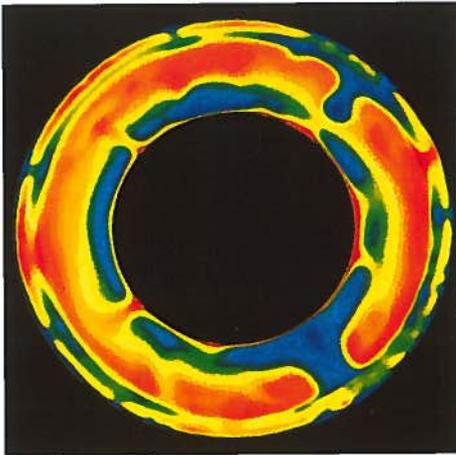


Fig. 15.- Modèle numérique de la convection thermique dans le manteau terrestre. Ce modèle est dû à Paul Tackley (voir Tackley *et al.*, *Nature*, 361, 699-704, 1993). Le modèle tient compte de la transition de phase à 660 km. On reconnaît des courants convectifs chauds (rouges) qui montent et froids (bleus) qui descendent. Ces courants ont du mal à franchir la barrière des 660 km.

à 660 km puisse vraiment agir comme une barrière à la pénétration des plaques.

Les modèles numériques de convection qui incluent cet effet (fig. 15) montrent que la Terre pourrait être dans un régime où les plaques n'arrivent à franchir la frontière des 660 km qu'après s'être accumulées pendant plusieurs dizaines de millions d'années au-dessus. Qui plus est, le régime a dû varier au cours des âges géologiques, car la convection était plus vigoureuse dans le passé. Il est possible qu'il y a deux milliards d'années la convection se soit effectuée en deux couches superposées sans interpénétration ; une hypothèse à confirmer...

Arrivés au terme de ce voyage dans les entrailles de la Terre, on mesurera les progrès accomplis, et l'ampleur des problèmes qu'il reste à résoudre. J'espère aussi avoir pu montrer que le manteau terrestre est un système physique complexe et passionnant, et que son étude nécessite une approche vraiment pluridisciplinaire. Quant au noyau terrestre, c'est une autre histoire ! Encore plus passionnante et mystérieuse...

H.-C. N.

Références

Les mouvements de convection dans le manteau terrestre, McKenzie et Richter, *Pour la Science*, 1977.

La tomographie sismique, Anderson et Dziewonski, *Pour la Science*, 1984.

Les soubresauts du manteau terrestre, Machel, *La Recherche*, 1994.

Remerciements

Je suis très reconnaissant à Valérie Corrieu-Sipahimalani qui a créé les figures 1, 7, 8, 10, 11 et 12 de cet article. Je remercie vivement Jean-Paul Montagner, Rob van der Hilst, et Paul Tackley, qui m'ont fourni les figures 5, 6 et 15, respectivement