



La convection thermique dans les profondeurs de la Terre

Henri-Claude NATAF

Laboratoire de Géophysique et Géodynamique interne,
Université de Paris-Sud, 91405 Orsay Cedex

Claude JAUPART

Institut de Physique du Globe, Université Paris-VII
4, place Jussieu 75230 Paris Cedex 05

Les phénomènes de convection thermique à l'intérieur de notre planète sont à l'origine du champ magnétique et de la plupart des bouleversements géologiques : formation des chaînes de montagne, éruptions volcaniques et séismes près des fosses et des dorsales océaniques. Le cadre de la tectonique des plaques, dont l'origine remonte à 1967, permet une vision globale des mouvements de la surface terrestre et la mesure de leurs caractéristiques principales (vitesses, énergies mises en jeu, etc.). Ce sont ces caractéristiques que l'on cherche à expliquer par la convection thermique.

Cet article privilégie trois grands axes dans le bouillonnement des recherches actuelles : la caractérisation des effets physiques qui font la spécificité du système terrestre, l'étude théorique et expérimentale de ces effets, enfin la mesure directe des mouvements et des températures à grande profondeur. La convection thermique des profondeurs de la Terre a des manifestations complexes, comme le prouve l'extrême diversité des phénomènes géologiques. Aussi avons-nous renoncé à faire un résumé complet de nos connaissances et de nos interrogations. Nous nous attachons au seul manteau terrestre et nous nous limitons à quelques aspects fondamentaux qui le distinguent d'autres systèmes convectifs naturels tels que l'atmosphère ou les océans.

Cet article s'inscrit dans le cadre de la série d'exposés organisés par Jean Coulomb sur le thème « Les profondeurs de la Terre » et présentés devant l'Académie des Sciences. (cf. La vie des Sciences, 3, n° 4, p. 327)

La partie visible de l'iceberg

Quelques ordres de grandeur

Le manteau terrestre occupe plus de la moitié du volume de notre planète et est fait essentiellement de péridotite (silicate de fer et de magnésium). Cette roche solide se comporte comme un fluide visqueux à l'échelle des temps géologiques, c'est-à-dire du million d'années.

On sait que les vitesses de surface sont de quelques centimètres par an et que la déformation affecte plusieurs centaines de kilomètres d'épaisseur. Le taux de déformation (l'inverse du temps qu'il faut pour qu'un échantillon subisse une déformation de 100%) est donc extrêmement faible, de l'ordre de 10^{-16} s^{-1} , ce qui rend difficile l'étude du fluage mantellique en laboratoire. Heureusement, la nature fait bien les choses et fournit une expérience naturelle de déformation à grande échelle : la formation d'énormes calottes glaciaires. De telles calottes représentent une charge à la surface du manteau qui se déforme et qui reprend sa forme originelle lorsqu'elles fondent. Ce phénomène de « rebond post-glaciaire », bien étudié en Scandinavie et au Canada, se produit avec des constantes de temps de plusieurs milliers d'années. On a pu en déduire que la viscosité moyenne du manteau est de 10^{22} Po , soit une valeur bien plus élevée que celles de la plupart des matériaux terrestres, y compris de la glace (10^{14} Po).

La diffusivité thermique des roches mantelliques est mesurée en laboratoire et a une valeur de l'ordre de $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. Cette valeur implique que les transferts de chaleur conductifs sont lents, même à l'échelle des temps géologiques : pour fixer les idées, le refroidissement d'une plaque de 100 km d'épaisseur s'accomplit en plus de 200 millions d'années. Si les transferts de chaleur sont très lents, les transferts de quantité de mouvement sont, eux, pratiquement instantanés. Cela s'exprime en calculant le « nombre de Prandtl », soit v/κ , où v est la viscosité cinématique et κ la diffusivité thermique. Sa valeur est de 10^{23} à peu près, ce qui est considérable et montre que les forces d'inertie sont négligeables dans l'étude de la convection thermique. Le mouvement des plaques est déterminé uniquement par l'équilibre des forces de pesanteur et de frottement visqueux. Une modification quelconque de l'équilibre de ces forces se répercute aussitôt.

Les plaques : toute une gamme de tailles et de vitesses

Les mouvements du manteau s'organisent en onze grandes cellules auxquelles correspondent les plaques (*fig. 1*). Ces mouvements de surface s'accompagnent de montée au droit des dorsales médio-océaniques, et de descente — les géologues disent subduction — dans les fosses océaniques (*fig. 2*). La première constatation qui s'impose est l'extrême diversité des tailles de plaques : depuis la plaque Pacifique qui s'étend sur plus de 10 000 km, jusqu'à la plaque Cocos qui est trente fois plus petite. Si l'on se tourne vers les vitesses des plaques, on fait la même constatation : on observe une gamme étendue des valeurs, depuis 1,2 cm/an pour la plaque Antarctique jusqu'à 9,5 cm/an pour la plaque Cocos. Pour le physicien, ces faits distinguent la convection mantellique des cas classiques de convection tels que celui de Bénard.

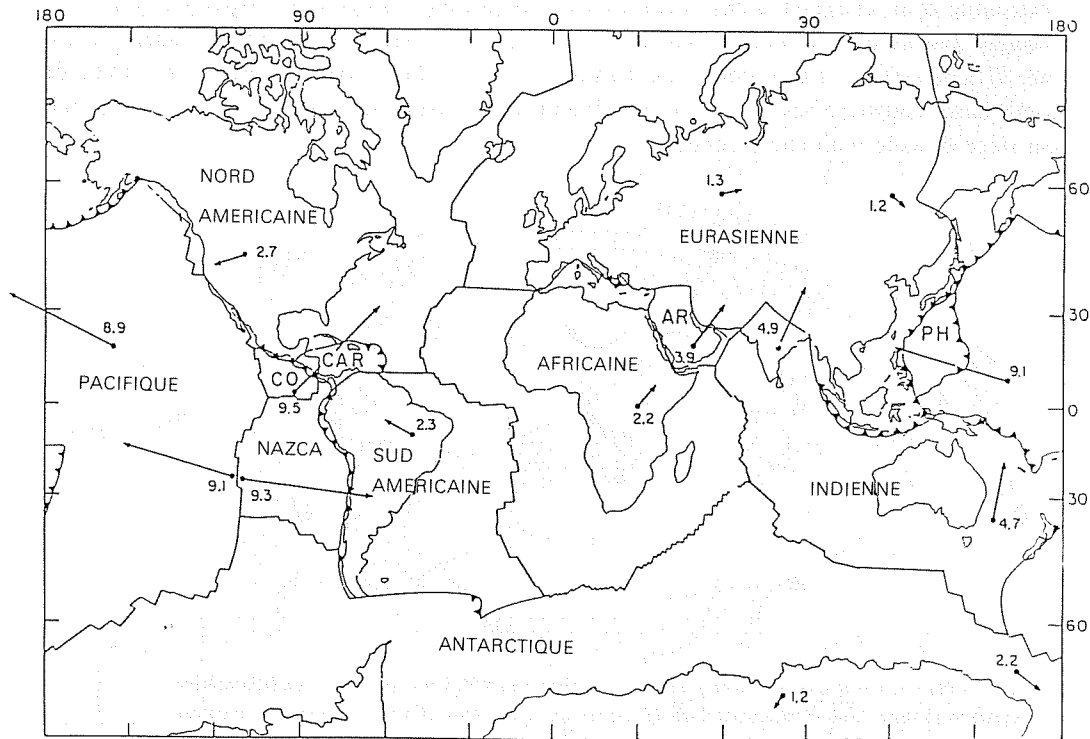


Fig. 1. — Le système des plaques, avec les vecteurs vitesse (l'unité de vitesse est le cm/an) dans un repère absolu arbitraire (2.2 sur la figure).

Le flux de chaleur : une grande asymétrie

Depuis la fin des années 1950, le flux de chaleur est mesuré systématiquement dans les fonds marins et à la surface des continents, ce qui permet de savoir comment notre planète dissipe sa chaleur interne. Nous connaissons son flux de chaleur total, et celui de chaque plaque (Sclater *et al.*, 1980). Les résultats montrent que la plaque Pacifique dissipe à elle seule environ la moitié du total. Les cellules convectives du manteau diffèrent donc aussi par la quantité d'énergie thermique qu'elles dissipent.

Les points chauds : encore de la convection

A la circulation de grande échelle marquée par les plaques, se superposent des effets ponctuels appelés « points chauds » (Morgan, 1983) (*fig. 3*). Les points chauds sont des volcans isolés apparaissant souvent au beau milieu des plaques, sans relation apparente avec leur structure thermique : le plus bel exemple est celui d'Hawaii qui se trouve à

l'extrémité d'un chapelet d'îles volcaniques. Les points chauds sont associés à une trace allongée qui est le reflet du mouvement de la plaque au-dessus de leur source apparemment fixe. Il s'agit donc d'une deuxième forme de convection, dont l'origine est l'objet de nombreuses controverses. Certains l'attribuent à un deuxième système convectif qui aurait son siège dans le manteau inférieur.

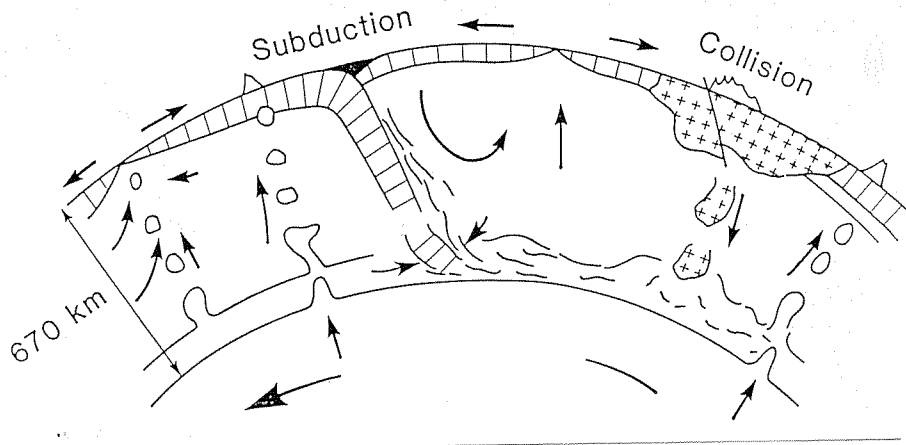


Fig. 2. — Coupe schématique à travers le manteau supérieur de 670 km d'épaisseur. La lithosphère océanique plonge dans le manteau dans les zones de subduction. La lithosphère continentale est insubmersible, d'où les phénomènes de collision qui créent les chaînes de montagne.

Pourquoi ces caractéristiques ?

Nous venons de passer en revue quelques caractéristiques de la convection mantellique qui montrent la variété des phénomènes. Reproduire la Terre en laboratoire est impossible, et le problème auquel doivent faire face géologues et géophysiciens est de définir les effets physiques qui sont responsables de ce qu'ils constatent.

Une Terre en régime transitoire

L'énergie qui alimente la convection provient de deux sources. D'une part, l'énergie initiale emmagasinée lors de la formation de la planète (par collisions de petits corps) il y a 4,5 milliards d'années. Depuis cette époque, la Terre s'est refroidie et s'est différenciée, établissant la stratification observée à l'heure actuelle : noyau de fer, manteau, et croûte légère à la surface. A l'aide de calculs théoriques, on estime que cette énergie représente 10% du total actuel. L'autre source d'énergie est la radioactivité naturelle. Les roches mantelliques contiennent de l'uranium, du thorium et du potassium à l'état de traces (quelques grammes par tonne de roche). Leurs isotopes radioactifs se désintègrent en libérant une quantité de chaleur considérable à travers tout le manteau : 2×10^{13} W (Jochum *et al.*, 1983). La chaleur ainsi produite décroît avec le temps selon la loi de

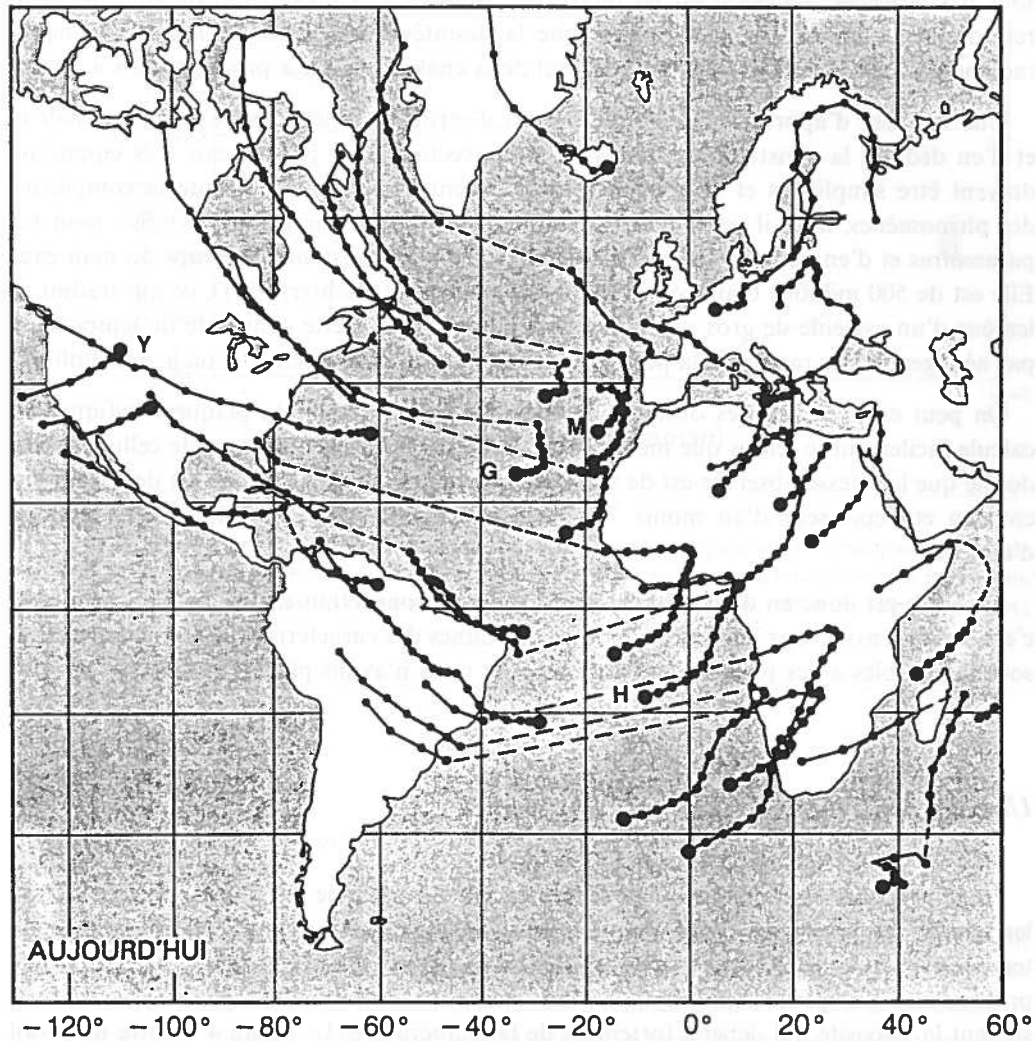


Fig. 3. — Carte des points chauds et de leurs traces à la surface terrestre (d'après Vink, Morgan et Vogt, 1985).

Les points chauds actuels sont des volcans connus repérés par des gros points. En remontant le temps et en tenant compte du déplacement des continents, on s'aperçoit que les points chauds laissent une traînée visible : volcans éteints, plutons, bombements de la lithosphère. On en déduit que les plaques se déplacent au-dessus des points chauds qui sont pratiquement fixes les uns par rapport aux autres.

désintégration radioactive. La période dominante est celle de l'uranium-238, soit 4 milliards d'années. Le fait important est que la quantité de chaleur qui s'échappe de la Terre est de 4×10^{13} W, soit deux fois plus que la chaleur produite au même moment à l'intérieur (Sclater *et al.*, 1980). Notre planète perd donc deux fois plus d'énergie qu'elle n'en produit. L'explication est simplement que ses mécanismes de transfert de chaleur ne

sont pas efficaces. La perte est en retard par rapport à la production de chaleur, et le retard s'accumule au fur et à mesure que la désintégration épuise le stock d'éléments radioactifs. La Terre perd donc aujourd'hui de la chaleur qu'elle a produite dans le passé.

Une manière d'apprécier le déséquilibre est d'écrire les équations de perte de chaleur et d'en déduire la constante de temps de la convection dans le manteau. Les équations doivent être simplifiées et ne rendent probablement pas compte de toute la complexité des phénomènes, mais il est toujours possible de se donner une gamme extrême pour les paramètres et d'en déduire une valeur minimale pour la constante de temps du manteau. Elle est de 500 millions d'années au moins (McKenzie et Richter, 1981), ce qui traduit la lenteur d'un système de gros volume et de forte viscosité. Cette constante de temps n'est pas négligeable par rapport à la période de désintégration radioactive, d'où le déséquilibre.

On peut enfin utiliser les observations : prenant par exemple la plaque Pacifique, on calcule facilement le temps que met un point matériel pour faire un tour de cellule. Étant donné que la vitesse observée est de 9 cm/an, que la largeur de la plaque est de 12 000 km environ et l'épaisseur d'au moins 700 km, un tour de cellule se fait en 300 millions d'années.

La Terre est donc en déséquilibre thermique et la convection est en régime transitoire, c'est-à-dire sensible aux conditions passées. Certaines des caractéristiques de la convection sont imputables à des phénomènes anciens dont nous n'avons plus de traces.

Une viscosité très variable

La convection mantellique se développe dans un système de grande dimension où les conditions physiques (pression, température) varient énormément. Par exemple, la température augmente régulièrement de 0°C à la surface à plus de 1 000°C à 100 km de profondeur. Les propriétés physiques du manteau sont donc extrêmement variables, surtout la viscosité qui dépend fortement de la température. La figure 4 montre un profil probable de la viscosité à travers le manteau supérieur. On y a tenu compte de deux effets : la diminution avec la température (selon une loi en énergie d'activation avec $E \cong 500$ kJ/mole) et l'augmentation avec la pression (le volume d'activation est d'environ 11 cm³/mole). On notera la présence d'une couche de faible viscosité à des profondeurs voisines de 100 km et l'augmentation régulière au-dessous.

Cette grande variation de viscosité a des conséquences importantes sur le fonctionnement de la machine thermique terrestre. Son comportement mécanique dépend fortement de la température et on ne peut plus se référer à des expériences classiques de laboratoire où la viscosité est uniforme. Pour cette raison notamment, l'étude de la convection libre dans les fluides à fortes variations de viscosité se développe. L'un des résultats marquants est que les régions situées près de la surface, qui sont très visqueuses car la température y est faible, forment un couvercle rigide (Richter *et al.*, 1983; Jaupart et Parsons, 1985). La condition que l'on doit imposer aux modèles théoriques à la limite supérieure du manteau n'est pas une température fixée (ou peu variable) mais se rapproche plutôt d'un flux fixé. On peut montrer dans ce cas que le système convectif favorise des cellules très allongées horizontalement. L'analogie avec la plaque Pacifique est évidente.

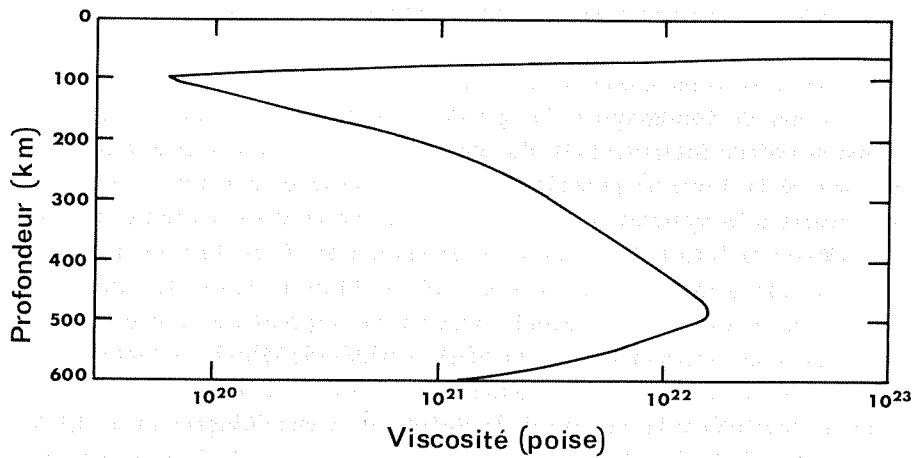


Fig. 4. — Profil probable de viscosité à travers le manteau supérieur. On remarquera les valeurs extrêmement élevées près de la surface : c'est la couche rigide, ou lithosphère. On remarquera aussi une zone de faible viscosité à la profondeur de 100 km. (D'après Fleitout et Yuen, 1984.)

La présence des continents

Une dernière circonstance fondamentale est l'hétérogénéité de la surface terrestre, qui comprend des continents et des océans (fig. 2). Les continents sont en général très anciens et s'enracinent profondément. Ils sont plus froids que les océans et gênent le mouvement des plaques. Les zones de subduction sont aussi des zones froides. Le système est donc tel que des limites latérales sont imposées aux mouvements et que des gradients de température horizontaux sont maintenus. La condition la plus importante est que les continents ne peuvent être « subductés », contrairement aux océans.

La nature précise de ces effets est difficile à soumettre au calcul, car on ne peut pas traiter les continents indépendamment des océans. On sait tout de même que la présence de zones froides a pour effet de produire des cellules allongées (Nataf *et al.*, 1981), ce que l'on observe effectivement.

La partie cachée de l'iceberg

Afin de mieux comprendre la convection thermique, les scientifiques disposent d'outils d'exploration nombreux et divers, ce qui rend les sciences de la Terre pluridisciplinaires. Nous nous contenterons d'en évoquer quelques-uns.

Le géoïde : le mystère des grandes longueurs d'onde

La Terre a la forme d'une poire : c'est ce que l'on apprend à l'école... Bien entendu, il ne s'agit pas de topographie. Le géoïde, c'est-à-dire la forme de la Terre, est défini comme la surface équipotentielle du champ de gravité qui coïncide avec le niveau moyen des mers. Si la Terre ne possédait pas d'hétérogénéités latérales — en d'autres termes, pas d'écarts à la symétrie sphérique — et si elle était en équilibre hydrostatique, elle devrait avoir la forme d'un ellipsoïde de révolution. C'est bien ce qu'elle est dans une excellente approximation (Kovalevsky, 1973). Mais il existe des anomalies, que l'on définit comme les écarts du géoïde observé par rapport au géoïde hydrostatique. Ces anomalies nous renseignent sur les hétérogénéités de densité à l'intérieur de la Terre. Nous disposons maintenant de données très fines grâce aux satellites altimétriques qui mesurent directement la hauteur de la surface de la mer (Reigber *et al.*, 1985).

Connues depuis les années 1960, les anomalies à grande longueur d'onde sont celles dont l'amplitude est la plus grande (fig. 5). Ainsi le géoïde présente-t-il un « creux » de plus de 100 m de profondeur centré sur le pôle Sud (un trou de géoïde correspond à une pesanteur plus faible). On remarque aussi d'autres anomalies : une bosse sur tout l'Ouest Pacifique, une autre sur l'Afrique, un trou sous l'Inde. Quelles sont les hétérogénéités

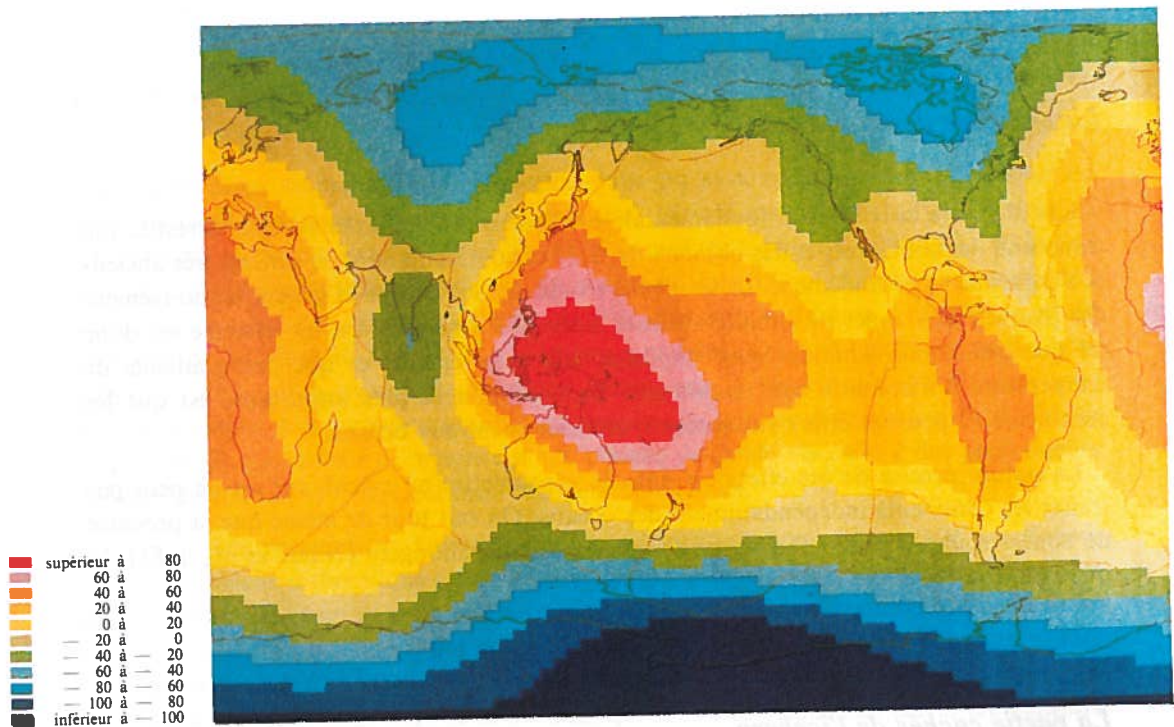


Fig. 5. — Anomalies du géoïde, en m. La surface équipotentielle de notre planète est complexe, avec des bombements importants (le « creux » de l'Inde a 60 m d'amplitude).

responsables de ces anomalies? A quelles profondeurs se trouvent-elles? Il est impossible de répondre à partir du champ de pesanteur seul. Mais sans doute devons-nous y voir les effets de quelque circulation convective. Le manque apparent de corrélation de ces anomalies avec ce que l'on connaît à la surface — les plaques tectoniques, leurs frontières, les continents, les océans — donne à penser qu'elles reflètent un système convectif simple et organisé à grande profondeur dans le manteau. Les longueurs d'onde intermédiaires (4 500 à 10 000 km) semblent quant à elles liées aux courants descendants que sont les plaques lithosphériques plongeant dans le manteau supérieur (Chase, 1979).

Un outil d'exploration : la tomographie sismique

Apparue récemment, la tomographie sismique est l'outil le plus prometteur pour déterminer comment la convection s'organise. Comme on l'a vu dans le premier article de cette série (*La Vie des Sciences*, 3, n° 4, p. 329) elle permet de dresser la carte des variations de vitesses sismiques dans le manteau. Celles-ci sont dues à des variations de température et de densité, que l'on peut donc connaître (Woodhouse et Dziewonski, 1984). Par l'étude de l'anisotropie sismique, on a même bon espoir de pouvoir cartographier les directions d'écoulement dans le manteau (Nataf *et al.*, 1984). Autant d'informations précieuses sur la structure et la dynamique convectives. Pour l'instant, on n'a accès qu'aux hétérogénéités de grandes longueurs d'onde. Nul doute que de ce fait des éléments essentiels nous échappent encore. Ainsi ne détecte-t-on qu'avec peine les zones de subduction à cause de leur faible largeur, alors que l'on sait le rôle primordial qu'elles jouent dans la dynamique des plaques. Néanmoins, les résultats d'ores et déjà acquis sont suffisamment spectaculaires pour qu'on s'y arrête quelques instants.

A 100 km de profondeur, les cartes des variations latérales de température sont une magnifique démonstration de l'expansion des fonds océaniques (voir la figure 9 de l'article de Georges Jobert, 1986, *La vie des Sciences*, 3, n° 4, p. 329). Les dorsales océaniques, où se crée la croûte océanique, apparaissent comme chaudes. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la dorsale, on peut voir la lithosphère s'épaissir, se refroidir. De manière aussi frappante, les continents apparaissent comme des zones froides : le manteau sous les « boucliers », c'est-à-dire les régions continentales les plus vieilles, semble systématiquement plus froid qu'ailleurs. On retrouve ainsi, clairement exposée, l'asymétrie océan-continent. Ces cartes révèlent aussi quelques surprises, comme la présence d'un manteau plutôt froid sous la Polynésie, ou d'une large anomalie chaude sous l'Arabie (Woodhouse et Dziewonski, 1984).

A 500 km de profondeur, on quitte le domaine du connu et de l'attendu (voir la figure 8 de l'article de Georges Jobert, 1986, *La Vie des Sciences*, 3, n° 4, p. 329). On peut voir des anomalies très étendues, et en particulier une zone froide, sous l'Atlantique Sud, et une autre sous l'Ouest Pacifique (Woodhouse et Dziewonski, 1984). On peut penser qu'il s'agit des restes froids de lithosphère océanique qui se sont accumulés depuis les cent derniers millions d'années. Dans le manteau inférieur, le trait marquant est la présence d'hétérogénéités importantes à la frontière noyau-manteau. Il est tentant d'y voir l'effet d'une couche limite thermique, qui indiquerait qu'une partie non négligeable du flux de chaleur de la Terre provient du noyau. Des panaches montants s'élevant de cette couche limite pourraient être à l'origine des points chauds. Il est malheureusement impossible, avec la résolution actuelle, de distinguer de tels panaches dans les cartes

tomographiques. Par contre, on voit clairement se dessiner plusieurs zones anormales étendues.

Des théories développées récemment permettent de relier les hétérogénéités de densité aux anomalies du géoïde dans une terre visqueuse stratifiée (Ricard *et al.*, 1984; Richards et Hager, 1984). On peut montrer que les hétérogénéités détectées par la sismologie dans le manteau inférieur rendent bien compte des anomalies du géoïde de grandes longueurs d'onde (Hager *et al.*, 1985). Doit-on pour autant en conclure que le mystère des grandes longueurs d'onde est résolu? Pas vraiment, car ces hétérogénéités profondes sont elles-mêmes assez mystérieuses. Sont-elles la trace d'une circulation convective de grande échelle dans le manteau inférieur? Ou bien résultent-elles de la concentration de nombreux panaches chauds de faibles dimensions?

Les traceurs géochimiques

Les deux outils précédents ne nous donnent pas accès à un facteur clé : le temps. La tomographie sismique et le champ de pesanteur ne nous donnent qu'une photographie instantanée de l'état du manteau. C'est la géochimie qui permet de remonter dans le temps. Les isotopes provenant de la désintégration d'éléments radioactifs à très longue demi-vie (Uranium, Thorium, Samarium, Rubidium...) se souviennent d'événements qui remontent à la formation de notre planète.

Le décodage de l'information qu'ils portent n'est cependant pas aisé. Quels sont les faits marquants? Tout d'abord, une certaine homogénéité isotopique des basaltes qui sont émis le long des dorsales océaniques (Cohen *et al.*, 1980; Allègre, 1982). Leur composition semble indiquer que le manteau qui nourrit les dorsales a déjà plusieurs fois nourri d'autres dorsales depuis longtemps disparues. D'où l'idée qu'une partie seulement du manteau est impliquée dans la circulation convective associée aux plaques. A l'opposé, les basaltes des « points chauds » ont une signature isotopique de manteau non transformé, c'est-à-dire primitif (Allègre, 1982). Ils proviennent peut-être du manteau inférieur qui aurait sa propre circulation convective au-dessous du manteau supérieur. Récemment, à l'intérieur de la relative homogénéité isotopique des basaltes des dorsales, des chercheurs français ont pu mettre en évidence des variations significatives à grande longueur d'onde (Dupré et Allègre, 1983; Hamelin *et al.*, 1985) (*fig.* 6). La cartographie de ces anomalies fait apparaître en particulier des grandes régions de compositions différentes. Si les isotopes sont utilisés comme des traceurs — comme pour les rivières souterraines dont on souhaite suivre le parcours —, on a là un argument supplémentaire en faveur d'une circulation à grande échelle relativement simple et bien organisée dans le manteau inférieur.

Manteau(x), noyau en convection : quels couplages possibles?

Un manteau en deux couches?

Il existe un débat animé sur la structure convective du manteau qui sous-tend tout ce que nous venons de discuter. Les uns pensent que la circulation associée aux plaques affecte tout le manteau (convection à une couche). Les autres prétendent que la convection

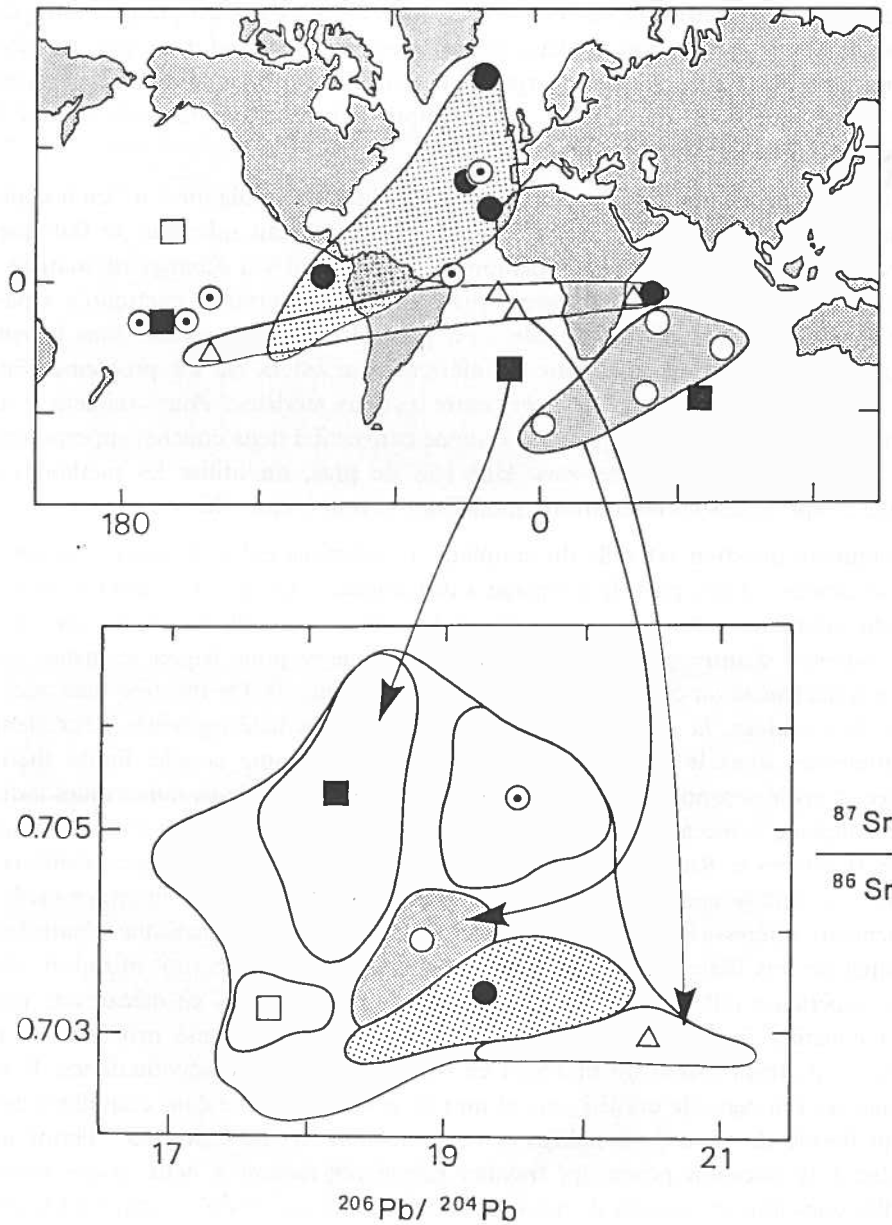


Fig. 6. — Carte des anomalies isotopiques du manteau. Les caractéristiques des roches en provenance du manteau sont définies par les valeurs des rapports isotopiques de strontium et de plomb. On remarquera l'existence de domaines de grandes dimensions où la composition isotopique est uniforme. (D'après Hamelin *et al.*, 1985.)

se produit séparément dans deux couches superposées : le manteau supérieur et le manteau inférieur (convection à deux étages).

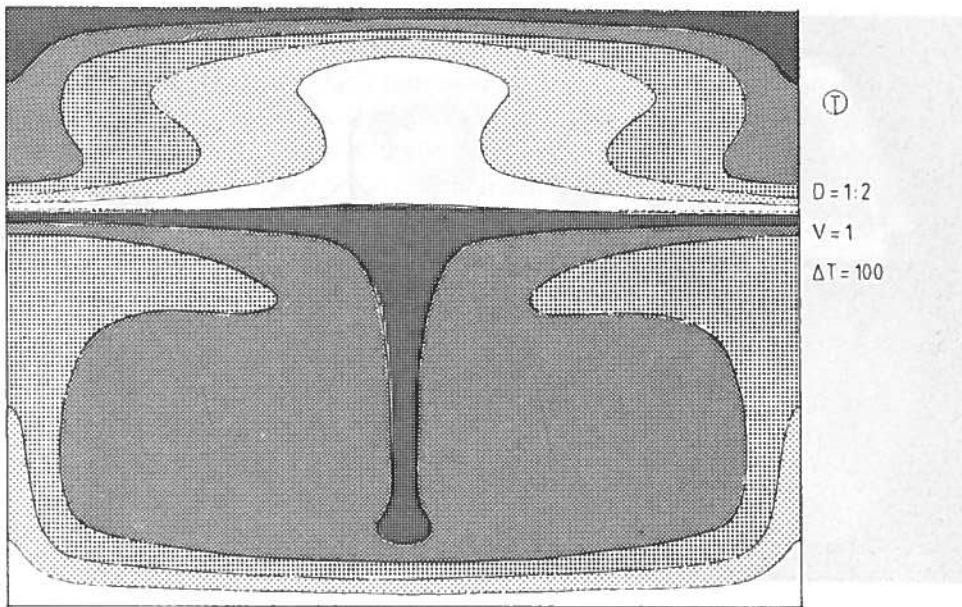
Suggérée par la répartition des contraintes mécaniques dans les plaques plongeantes, l'hypothèse de la convection à deux étages s'est trouvée renforcée par les données géochimiques. Par contre, plusieurs arguments d'ordre géophysique militent en faveur de la convection dans tout le manteau : par exemple, l'absence apparente de couche limite thermique à l'intérieur du manteau.

Les données géochimiques elles-mêmes ne sont pas sans ambiguïté : si l'on accepte que l'origine des points chauds se trouve bien dans le manteau inférieur, le fait que l'on observe leur traînée à la surface ne démontre-t-il pas qu'il y a échange de matière entre les deux couches convectives supposées séparées ? La tomographie sismique n'a pas non plus permis de clôturer le débat, car elle n'est pas suffisamment précise dans la zone de transition entre manteaux supérieur et inférieur, qui est la clé du problème. En fait, quelles différences s'attend-on à observer entre les deux modèles ? Pour vraiment le savoir, il faudrait connaître la dynamique d'un système convectif à deux couches superposées. Les efforts se développent dans ce sens. Une fois de plus, on utilise les méthodes de la physique : expériences en laboratoire, modélisation numérique, théorie.

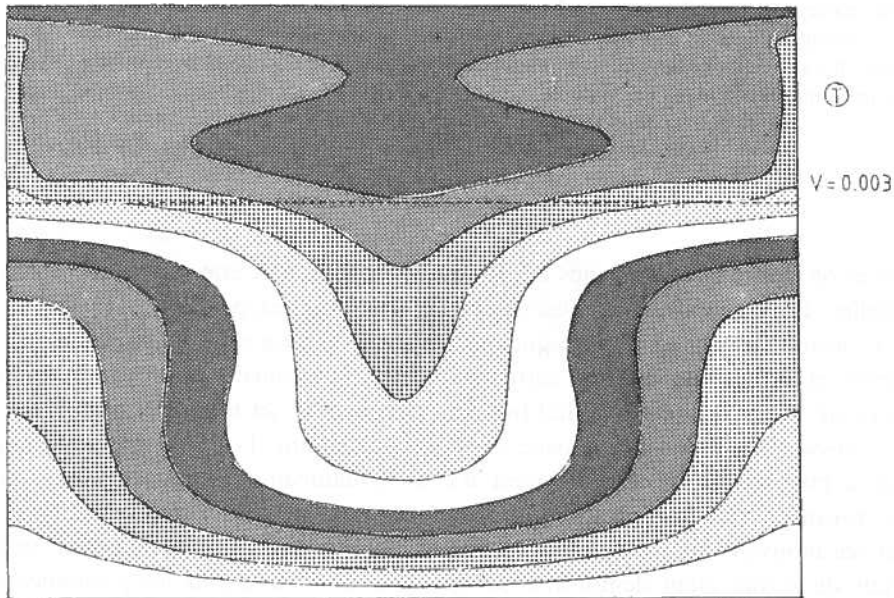
La première question est celle du couplage à l'interface entre les deux couches. Avec deux cas limites : d'une part, le couplage « mécanique », tel qu'un courant ascendant de la couche inférieure induit un courant descendant dans la couche supérieure par entraînement visqueux; d'autre part le couplage « thermique », pour lequel le même courant ascendant déclenche un courant ascendant au-dessus (*fig. 7*). On imagine bien que, selon le type de couplage, la dynamique et la disposition des hétérogénéités pourraient être très différentes dans le manteau. Dans le premier cas, une couche limite thermique marquée; dans le second, une continuité des structures. Les calculs numériques indiquent que le couplage « mécanique » est préféré quand les deux couches ont des viscosités voisines (Cserepes et Rabinowicz, 1985). Pourtant, certains résultats expérimentaux exhibent au contraire le couplage « thermique » dans ces conditions. L'interface est le siège d'événements intéressants : on peut y mettre en évidence un mécanisme d'entraînement par lequel de fins filaments de matériau de la couche inférieure sont introduits dans la couche supérieure (et vice versa) (*fig. 8*). Encore mal compris, ce mécanisme pourrait aider à concilier l'existence de « fuites » à la surface du matériau profond (les points chauds) et la stratification du manteau en deux couches bien individualisées. Il semble aussi que ces échanges de matière jouent un rôle non négligeable dans l'équilibre dynamique qui décide du type de couplage et des déformations de l'interface. Plutôt que de répondre à la question posée, les travaux sur la convection à deux étages posent de nouvelles questions et ouvrent de nouvelles perspectives sur ce qu'est vraiment la convection dans le manteau terrestre.

Couplage noyau-manteau ou manteau-noyau ?

Aux deux couches convectives séparées qui peuvent exister dans le manteau, il faut ajouter le noyau. On sait que c'est en son sein que fonctionne la dynamo terrestre qui entretient le champ magnétique interne. Or cette dynamo consomme de l'énergie qui est finalement dissipée sous forme de chaleur. Le noyau « chauffe » donc le manteau par en



Couplage « mécanique »



Couplage « thermique »

Fig. 7. — Les deux formes de couplage entre systèmes convectifs superposés (d'après Cserepes et Rabinowicz, 1985). Les dessins montrent les isothermes dans les deux systèmes. Le couplage « mécanique » se fait par entraînement visqueux à l'interface. Dans ce cas, le courant froid dans la couche du dessous est associé à un courant chaud dans la couche du dessus. Dans le cas du couplage « thermique », au contraire, un courant froid induit un courant froid.

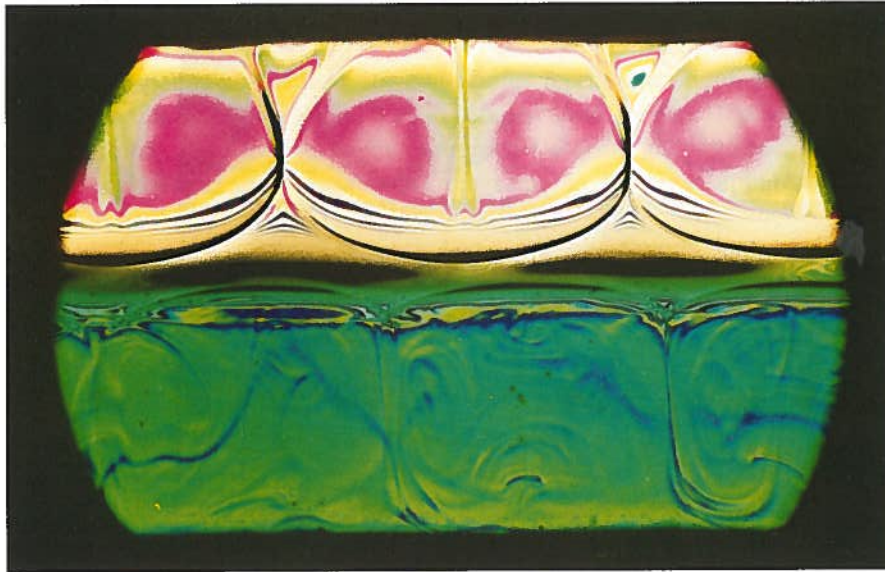


Fig. 8. — Photographie d'une expérience de laboratoire montrant deux systèmes convectifs superposés (visualisation par le procédé d'interférométrie différentielle qui donne une cartographie fine des gradients de température). On distingue bien les courants montants et descendants dans la couche inférieure. Dans la couche supérieure, on remarque la présence de fins filaments. Il s'agit de fluide de la couche inférieure qui est entraîné dans la couche supérieure par les mouvements convectifs qui l'agitent.

dessous et on doit s'attendre à des effets convectifs induits. Cette question est l'une des plus vieilles de la géophysique. Disons simplement que des progrès récents dus à une équipe française, et exposés dans le quatrième article de cette série *La vie des Sciences*, 3, n° 5, 1986, montrent une certaine corrélation entre mouvements du noyau et anomalies de pesanteur. Ainsi, le « creux » de l'Inde est associé à un jet montant du noyau, tandis que la « bosse » du Pérou est associée à un jet descendant. Le problème de la poule et de l'œuf se pose ici car on ne peut savoir si c'est le manteau qui impose ces mouvements dans le noyau ou bien le contraire. On peut tout de même penser que la solution est en vue car les mouvements du noyau sont mieux connus que ceux du manteau profond. Les effets du noyau étant démontrés, certains leur attribuent tous les phénomènes mal compris du manteau : points chauds, polarisation des mouvements continentaux le long de parallèles. Dans ce domaine aussi, des perspectives passionnantes se dessinent.

La Terre : un laboratoire de physique fondamentale

L'étude des phénomènes de convection thermique permet de traiter notre planète de manière globale, c'est-à-dire de relier ses hétérogénéités profondes aux mouvements de sa surface. Une première conclusion est évidente : la convection thermique des profondeurs de la Terre n'a pas révélé tous ses secrets. C'est une branche des sciences de la

Terre qui se développe vite, posant de nombreux problèmes de physique fondamentale et permettant une vision globale des bouleversements géologiques de notre planète. Deuxième conclusion : comme dans tout système naturel, de nombreux effets convectifs ne sont que le reflet des caractéristiques du manteau. Aussi est-il nécessaire de les considérer, à toutes profondeurs. L'étude de la convection terrestre nécessite donc des moyens d'investigation très divers. Le côté pluridisciplinaire des sciences de la Terre nous promet des découvertes passionnantes, peut-être parce qu'en fait la Terre est jeune : son « âge » ne dépasse pas dix constantes de temps convectives.

RÉFÉRENCES

- Allègre C. J., 1982, *Tectonophysics*, **81**, 109.
Chase C. G., 1979, *Nature*, **282**, 464.
Cohen R. S., Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K., 1980, *Nature*, **283**, 149.
Cserepes L., Rabinowicz M., 1985, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 193.
Dupré B., Allègre C. J., 1983, *Nature*, **303**, 142.
Dziewonski A. M., 1984, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5929.
Fleitout L., Yuen D. A., 1984, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **36**, 181.
Hager B. H., Clayton R. W., Richards M. A., Comer R. P., Dziewonski A. M., 1985, *Nature*, **313**, 541.
Hamelin B., Dupré B., Allègre C. J., 1985, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 288.
Jaupart C., Parsons B., 1985, *Phys. Earth Planet. Int.*, **39**, 14.
Jochum K. P., Hofmann A. W., Ito E., Seufert H. M., White W. M., 1983, *Nature*, **306**, 431.
Kovalevsky J., 1973, in *Traité de géophysique interne*, sous la direction de J. Coulomb et G. Jobert, Masson, Paris, p. 421-471.
McKenzie D. P., Richter F. M., 1981, *J. Geophys. Res.*, **86**, 11667.
Morgan J. W., 1983, *Tectonophysics*, **94**, 123.
Nataf H. C., Froidevaux C., Levrat J. L., Rabinowicz M., 1981, *J. Geophys. Res.*, **86**, 6143.
Nataf H. C., Nakanishi I., Anderson D. L., 1984, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 109.
Reigber C., Balmino G., Müller H., Bosch W., Moynot B., 1985, *J. Geophys. Res.*, **90**, 9285.
Ricard Y., Fleitout L., Froidevaux C., 1984, *Annales Geophysicae*, **2**, 267.
Richards M. A., Hager B. H., 1984, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5987.
Richter F. M., Nataf H. C., Daly S. F., 1983, *J. Fluid Mech.*, **129**, 171.
Sclater J. G., Jaupart C., Galson D., 1980, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 269.
Vink G., Morgan J. W., Vogt P., 1985, *Pour la Science*, juin, 80.
Woodhouse J. H., Dziewonski A. M., 1984, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5933.