

La convection, moteur du manteau

Le manteau terrestre est constitué de roches solides
mises en mouvement par des phénomènes de convection.
Le moteur de ces déplacements est la subduction des plaques océaniques.

Pierre THOMAS
est professeur à l'École
normale supérieure de Lyon
et géologue au Laboratoire
des sciences de la Terre de
l'ENS Lyon.

En 1968, la synthèse de diverses données géophysiques et géologiques a conduit à la formulation du modèle de la tectonique des plaques : la surface de la Terre est divisée en une douzaine de plaques, des fragments de lithosphère et de croûte d'une centaine de kilomètres d'épaisseur, mobiles les unes par rapport aux autres et par rapport à l'asthénosphère sous-jacente. Ce modèle proposé par des géophysiciens fut adopté par les autres communautés scientifiques, mais peut-être un peu vite, car la physique de cette tectonique des plaques n'est pas aussi simple qu'il n'y paraît. De fait, diverses représentations erronées ont parfois été proposées, et aujourd'hui, 40 ans plus tard, plusieurs se trouvent encore dans certains manuels, ouvrages de vulgarisation... Quelles sont ces idées fausses ?

La première est celle de plaques solides dérivant sur un manteau liquide. Pourtant, on sait depuis le début du XX^e siècle que les 2 900 premiers kilomètres de la Terre (le manteau) sont solides. Une deuxième idée fausse privilégie le rôle des dorsales. Sous ces structures, du magma serait produit (par un mécanisme souvent passé sous silence), s'injecterait dans la lithosphère et écarterait de force les plaques situées de part et d'autre. La Terre n'augmentant pas de volume, ces plaques doivent disparaître quelque part : au niveau des zones de subduction, ce phénomène étant alors passif.

Une troisième représentation infondée concerne la notion de convection. Des mouvements profonds de l'asthénosphère située sous les plaques les déplaceraient, un peu comme des moteurs et des roues dentées meuvent un tapis roulant situé juste au-dessus des engrenages.

Le mot de convection est ainsi avancé, et souvent repris sans que le phénomène soit bien compris. Nous nous intéresserons de façon détaillée à la réalité de ce que recouvre ce mot. Ce faisant, nous verrons que les idées précédentes ne résistent pas à l'exploration du manteau terrestre et de sa dynamique quand les mécanismes de la convection sont clarifiés.

Conduction et convection

Dans un corps opaque et non déformable, la chaleur se transmet par conduction. Les atomes des zones chaudes vibrent plus que les atomes des zones froides. Ces vibrations se transmettent de proche en proche des parties chaudes vers les parties froides. Il n'y a donc pas de mouvement macroscopique de matière. C'est ce qui se passe quand on pose une brique froide sur une plaque chauffante. Mais que se passe-t-il dans un corps déformable, telle l'eau d'une casserole ?

Quand sa température augmente, un corps se dilate tandis que sa masse volumique diminue. Lorsqu'un corps est froid en bas et chaud en haut, par exemple une casserole d'eau chaude posée sur un tapis de glace, les zones denses sont en bas, les régions peu denses en haut. C'est une situation stable, qui ne s'accompagne d'aucun mouvement de matière. En revanche, quand un corps est chauffé par le bas et refroidi par le haut (une casserole d'eau froide est posée sur une plaque chauffante), les zones denses sont en haut alors que les régions légères sont en bas. Dans ce cas, la matière froide descend et la matière chaude du bas monte. C'est la convection thermique.

Dans un système quelconque, refroidi par le haut et chauffé par le bas, qu'est-ce qui décide

L'ESSENTIEL

➔ Le manteau n'est pas liquide, ce qui n'empêche pas des mouvements de convection de s'y dérouler.

➔ Ce phénomène résulte de la libération de chaleur par les roches du manteau et, dans une moindre mesure, de celle émise par le noyau.

➔ Les plaques lithosphériques ne sont pas mises en mouvement par la libération de magma au niveau des dorsales océaniques, mais par la subduction des plaques.



Google Earth

d'un transfert de chaleur par convection ou par conduction? Ce problème a été formalisé par le physicien anglais lord Rayleigh (1842-1919) en 1916 qui a défini un nombre, dit de Rayleigh et noté Ra (voir l'encadré page 40), caractérisant un système. Quand ce nombre de Rayleigh est supérieur à environ 10^3 , la convection est privilégiée, sinon, c'est la conduction qui prime.

Les couches limites thermiques

Regardons d'un peu plus près un système convectif (le nombre Ra est supérieur à 10^3). Imaginons un réservoir d'eau, avec une plaque métallique refroidie en haut et une autre chauffante en bas. Une mince couche d'eau froide s'établit donc en haut, par conduction, contre la plaque froide. Elle est d'autant plus dense que sa température diminue, jusqu'à plonger à un moment donné. Dès lors, sans contact avec la source de froid, elle reste à température constante tout au long de sa descente. La situation en bas est symétrique : une couche d'eau se réchauffe par conduction au contact de la plaque, s'allège et monte, à température constante, dans le réservoir. Les mouvements des deux couches s'accompagnent de la formation de digitations, des panaches, au milieu du système.

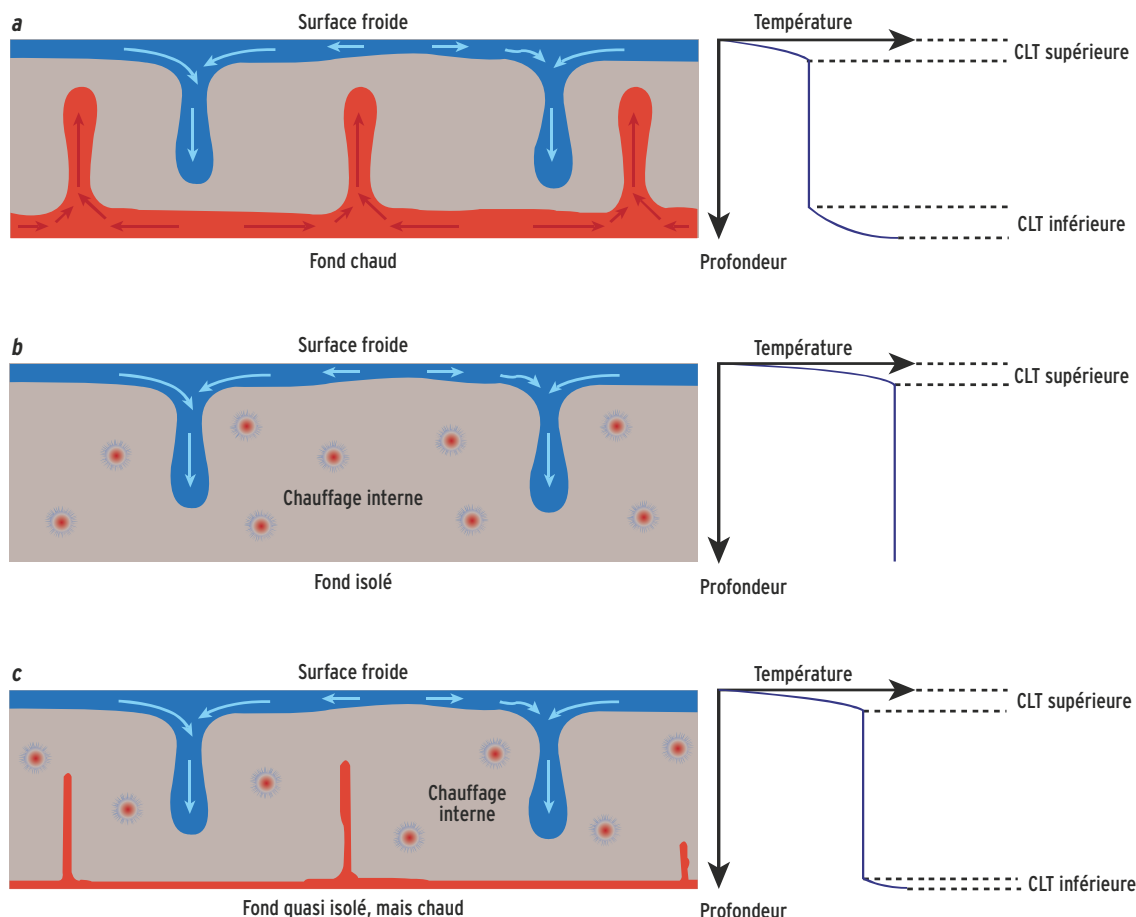
Des mesures de la température en fonction de la profondeur montrent qu'elle varie rapidement dans les minces couches qui se refroidissent et se réchauffent au contact des plaques métalliques (voir la figure page 40). Dans ces minces couches d'eau froide et chaude, on observe un fort gradient thermique, dit conductif. Ces deux couches minces qui échangent de la chaleur par conduction avec l'extérieur et qui se mettent en mouvement à cause des différences de masse volumique sont des couches limites thermiques (notées CLT).

Dans le cœur de la cellule, entre les deux CLT, la matière se déplace « passivement », entraînée par les mouvements des CLT, sans recevoir ou perdre de chaleur. C'est pourquoi la température est quasi constante entre les deux CLT. Cependant, elle ne l'est pas tout à fait, car la matière qui descend se comprime, sa température augmente donc légèrement. De même, la matière qui monte se relâche, et sa température diminue un peu. Cette variation de température interne (hors des CLT) due aux variations de pression crée un faible gradient thermique de bas en haut, nommé gradient isentropique ou adiabatique.

Une convection thermique apparaît également dans d'autres conditions, par exemple dans

LA GLACE EST UN SOLIDE cristallisé 10^{16} fois plus visqueux que l'eau à 20 degrés, mais 10^7 fois moins visqueux (c'est-à-dire plus « fluide ») que le manteau terrestre. Cependant, bien que solide, la glace peut fluer et se déformer, comme le montrent les glaciers (ici, du Groenland). Lorsqu'ils fondent, ces glaciers libèrent la lithosphère de leur poids. Ce fut par exemple le cas en Scandinavie il y a 20 000 ans : cet allègement a entraîné un « rebond postglaciaire » dont la mesure de la durée et de la vitesse donne accès à la viscosité de l'asthénosphère (la couche du manteau sous la lithosphère). Avec cette information, on peut déterminer si une convection peut avoir lieu dans le manteau.

LA CONVECTION THERMIQUE. se déroule selon trois cas. Dans le premier, le système est refroidi en haut et chauffé en bas. Le haut, plus dense car refroidi, plonge activement (a, les panaches bleus) tandis que le bas, moins dense car réchauffé, monte. Les couches froide et chaude sont les couches limites thermiques (CLT) supérieure et inférieure. Entre ces deux CLT, la matière bouge peu et a une température quasi constante. Dans le deuxième cas, la chaleur (b, les points rouges) est produite dans la masse. Cette fois, une seule CLT apparaît, en haut : elle plonge activement. Le troisième cas (c), intermédiaire (le bas du système est peu chauffé), correspondrait au manteau terrestre. En effet, le noyau libère peu de chaleur par rapport à la radioactivité des éléments du cœur du manteau.



LE MOTEUR DE LA CONVECTION THERMIQUE

Au début du XX^e siècle, lord Rayleigh s'est intéressé à la convection et aux paramètres physiques qui autorisent l'apparition de ce phénomène dans un système donné. Le moteur de la convection thermique est la poussée d'Archimède, due à la différence de masse volumique (notée $\Delta\rho$)

entre deux zones d'un même système. Cette différence $\Delta\rho$ du système dépend de l'écart de température (ΔT), du coefficient de dilatation thermique α et de l'accélération de la pesanteur, c'est-à-dire g . La poussée d'Archimède dépend donc du produit $\Delta T \cdot \alpha \cdot g$. Deux facteurs physiques s'opposent à la convection thermique : la viscosité cinématique ν qui freine les mouvements, et la diffusivité thermique κ qui limite les écarts de températures. Plus un corps est visqueux, moins il se déforme. Et plus un corps a une diffusivité thermique élevée, moins les gradients de température et de masse volumique sont importants, car la diffusion de chaleur par

conduction limite les écarts de températures. On montre aussi que la hauteur h d'un système influe sur la convection : plus un système est mince, mieux la chaleur s'évacue par conduction ; plus il est épais, plus les mouvements de convection « ont de la place » pour s'établir. Rayleigh a montré que la « convectabilité » d'un système dépend de ces cinq facteurs, α , ΔT , g , h , κ et ν . Plus précisément, elle est fonction du rapport $Ra = \alpha \cdot \Delta T \cdot g \cdot h^3 / \kappa \cdot \nu$. Ce nombre Ra est nommé depuis nombre de Rayleigh. Lorsque ce nombre est inférieur à une valeur critique voisine de 10^3 , il n'y a pas de convection thermique, mais seulement de la conduction. Quand ce nombre est supérieur à cette valeur critique, la convection est privilégiée.

le cas d'un refroidissement par le haut et d'une production ou d'une libération de chaleur diffuse et homogène dans toute la masse du système. Ici, la couche supérieure se refroidit par conduction, devient plus dense et descend activement sous forme de panaches verticaux. En revanche, on n'observe aucun gradient de température et de masse volumique ni en bas ni au centre du système. En conséquence, en l'absence de CLT inférieure, ce dernier est dépourvu de mouvement ascendant actif : seuls des déplacements passifs ont lieu, orientés vers le haut, pour remplacer la matière froide qui descend.

Une convection en milieu solide

Tous les cas intermédiaires existent, comme ceux du chauffage exclusivement par le bas ou uniquement dans la masse. Par exemple, une surface supérieure froide, avec la majorité de l'énergie libérée dans la masse et une minorité seulement apportée par le fond chaud : l'essentiel des mouvements ascendants est alors passif et compense les mouvements descendants actifs. Néanmoins, quelques panaches ascendants actifs pourront naître à partir de la surface inférieure chaude.

Nous avons parlé d'une casserole d'eau pour la convection et d'une brique pour la conduction. Or le manteau terrestre est solide et pourrait

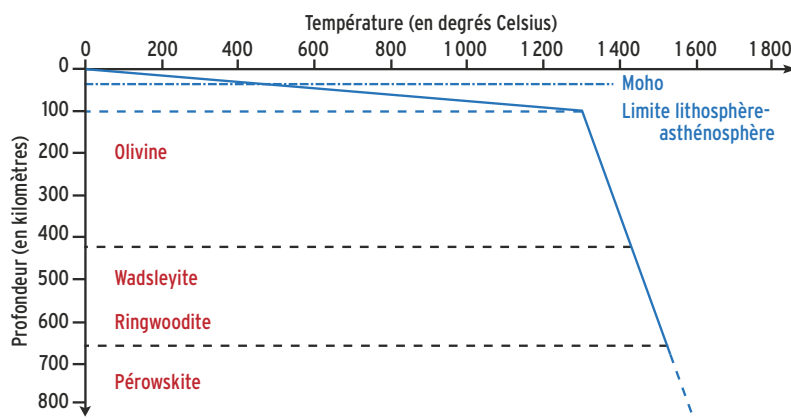


Proc. R. Soc.

plus s'apparenter à une brique qu'à de l'eau. Toutefois, un solide peut se déformer, les glaciers l'attestent. Pour trancher, calculons le nombre de Rayleigh du manteau afin de déterminer s'il peut être le siège d'une convection. Sur Terre, g vaut 9,81 mètres par seconde au carré et h (l'épaisseur du manteau) vaut $2,9 \cdot 10^6$ mètres. Le coefficient de dilatation thermique α et la diffusivité thermique κ de la péridotite (la roche majoritaire du manteau) ont été déterminés en laboratoire : α vaut $2,5 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ et κ , $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

La viscosité du manteau asthénosphérique peut être (difficilement) mesurée en laboratoire par des expériences sous hautes pression et température. Elle peut aussi être déterminée par des études sur le terrain. Il y a 20 000 ans, la Scandinavie était recouverte de 3 000 mètres de glace, dont le poids avait enfoncé la lithosphère dans l'asthénosphère. Quand cette glace a disparu, la Scandinavie s'est mise à remonter. Ce mouvement est nommé rebond postglaciaire. Les grands glaciers ont disparu, mais la Scandinavie remonte toujours (un centimètre par an) au point qu'encore aujourd'hui, des terres émergent. La durée et la vitesse de ce phénomène sont mesurables, et l'on peut alors calculer la viscosité ν , égale à environ 10^{17} mètres carrés par seconde. Précisons qu'un corps est d'autant plus visqueux qu'il est rigide et peu déformable : une roche est plus visqueuse que du miel !

Pour calculer le nombre de Rayleigh du manteau, nous avons aussi besoin d'estimer la différence de température entre le sommet et la base du manteau. Le gradient thermique moyen à la surface de la Terre est de 10 à 30 °C par kilomètre. Des mesures dans les mines et les forages montrent qu'il diminue légèrement avec la profondeur. En outre, l'étude des roches métamorphiques



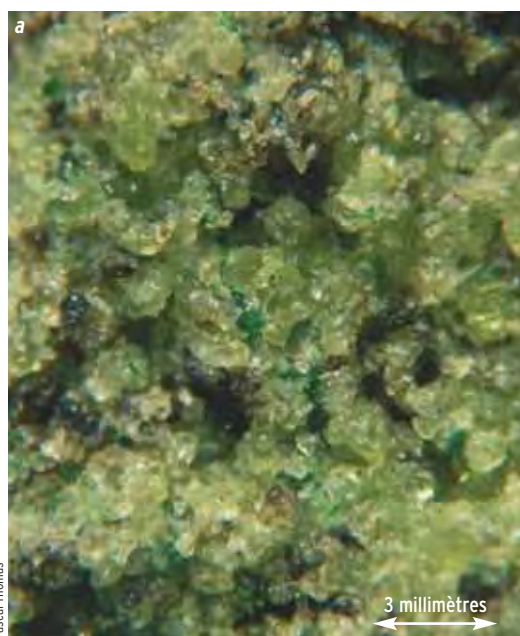
révèle que la température au moho, la base de la croûte continentale située entre 30 et 40 kilomètres de profondeur, est de 500 à 600 °C.

Le gradient de température

Les volcans remontent souvent des fragments du manteau dont la composition en différents minéraux indique la température à la profondeur où ils se sont formés. Ainsi, on connaît la température jusqu'à 400 kilomètres de profondeur, d'où proviennent les enclaves les plus profondes connues : elle est d'environ 1 400 °C.

En outre, on sait que les vitesses sismiques augmentent à 670 kilomètres de profondeur, ce qui correspond à une pression de 23,5 gigapascals. Cette variation de vitesse trahit un changement de phase du principal minéral du manteau, l'olivine γ (aussi nommée ringwoodite), en pérowskite (voir *La zone de transition : couche clef du manteau*, par É. Debayle et Y. Ricard, page 74). Des études expérimentales ont montré que la température de changement de phase de l'olivine à cette pression est de 1 550 °C.

LA TEMPÉRATURE dans le manteau varie avec la profondeur. Dans les 100 premiers kilomètres, la température croît à raison de plus de 10 °C par kilomètre de 0 à 1300 °C. Ensuite, cette augmentation n'est plus que de 0,4 °C par kilomètre. Cette courbe ressemble à celle décrivant la partie supérieure d'une cellule de convection thermique. Selon la profondeur, la roche dominante varie (en rouge).



LE MANTEAU TERRESTRE est constitué d'une roche verte, solide, cristallisée, nommée péridotite. Jusqu'à 420 kilomètres de profondeur, le principal minéral est l'olivine, mais les minéraux accessoires changent : en a, une péridotite à spinelle (minéral noir), formée entre 25 et 75 kilomètres de profondeur ; en b, une péridotite à grenat, formée entre 75 et 400 kilomètres de profondeur.

On sait enfin que le noyau externe est en fer liquide alors que la graine est solide (voir *Le cœur de la Terre dévoilé par les ondes*, par R. Garcia, M. Calvet et A. Souriau, page 8). L'analyse de l'état du fer à ces pressions indique que la température du noyau externe est comprise entre 3 000 et 5 000 °C. Ainsi, l'écart de température entre le haut et le bas du manteau est de 2 500 à 4 500 °C.

À partir de ces valeurs numériques, on montre que le nombre de Rayleigh est compris entre 10^6 et 10^8 , soit très supérieur à la valeur critique (10^3). La physique nous dit donc que le manteau doit être affecté de mouvements de convection. En a-t-on d'autres preuves observationnelles que le mouvement des plaques ?

Sur la courbe de la température en fonction de la profondeur pour les 700 premiers kilomètres de la Terre, on distingue deux parties (voir la figure page 41, en haut) : une partie supérieure où le gradient thermique est fort (de 10 à 30 °C par kilomètre) et une partie inférieure où il est faible (environ 0,4 °C par kilomètre). La rupture entre ces deux parties correspond à la limite de la lithosphère et de l'asthénosphère (à 100 kilomètres de profondeur en moyenne, où la température est d'environ 1 300 °C), ce qui n'est pas un hasard.

En effet, cette courbe ressemble étonnamment à la partie supérieure de celle d'un système convectif. La lithosphère correspondrait donc à la couche limite thermique supérieure, la CLT, d'un système

convectif dont le reste du manteau serait le cœur. Quand cette CLT supérieure est suffisamment refroidie, sa masse volumique (3,3 grammes par centimètre cube) dépasse celle de l'asthénosphère sous-jacente (3,25 grammes par centimètre cube) : la lithosphère plonge alors dans l'asthénosphère. C'est le phénomène de subduction.

Convection et subduction

Dans le modèle fondé sur ce scénario, les remontées de matière profonde, chaude et peu dense (l'asthénosphère), se font au niveau des dorsales. La CLT (lithosphère) s'étend des dorsales aux zones de subduction. Dès lors, le modèle permet de calculer la profondeur de la surface, la variation du flux de chaleur entre dorsale et zone de subduction... Les mesures sismiques, bathymétriques et géothermiques sont conformes à ce que prédit le modèle.

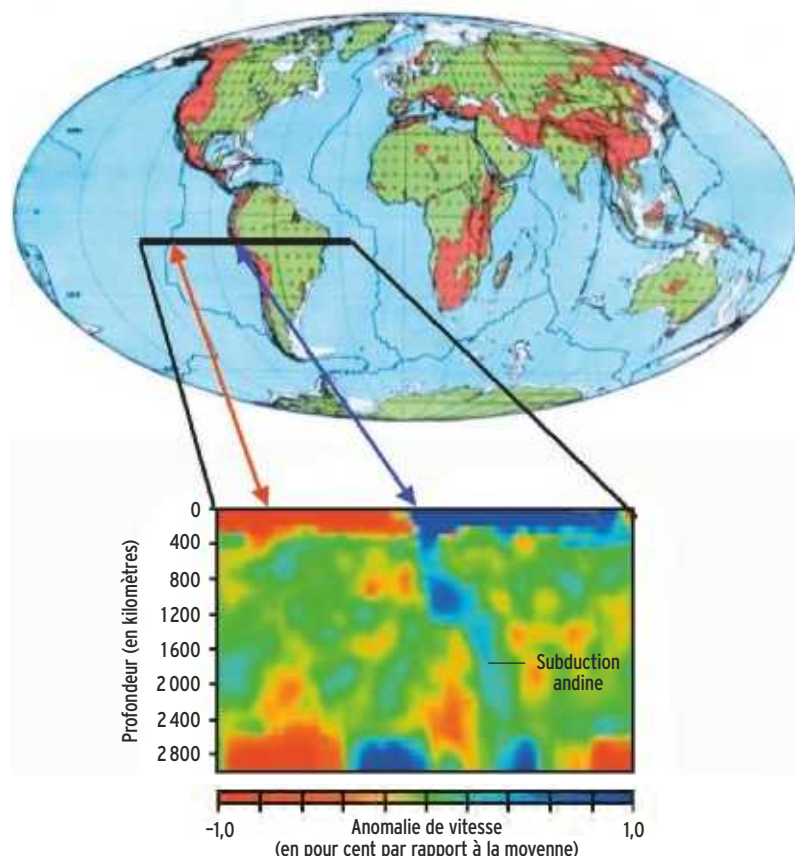
Les plaques lithosphériques, c'est-à-dire les fragments de CLT, sont animées de mouvements de translation, de la dorsale vers les zones de subduction. On distingue deux cas extrêmes de convection thermique : les systèmes chauffés par le bas, et ceux où la chaleur est libérée dans leur masse. Dans aucun de ces deux cas, la lithosphère ne se déplace en raison de mouvements sous-jacents. Comment dès lors expliquer les mouvements de la lithosphère ?

Dans le second cas, la lithosphère n'est mise en mouvement que par sa tendance « spontanée » à couler du fait de sa plus forte densité ; on parle de traction des subductions. Dans le premier cas, l'arrivée active de matériel chaud venu des profondeurs se rajoute à la tendance spontanée à « couler », ce qui entraîne une cause supplémentaire de mouvements, à savoir, la poussée aux dorsales.

Le manteau représente 85 pour cent du volume de la Terre et 70 pour cent de sa masse. La majorité de l'énergie dégagée par la Terre est libérée par quatre noyaux radioactifs (le thorium 232, le potassium 40 et les uraniums 235 et 238), ainsi que par le « refroidissement séculaire ». Or ces éléments radioactifs sont concentrés dans les silicates du manteau. Le noyau de fer, pauvre en sources radioactives, et qui ne représente que 30 pour cent de la masse de la Terre se refroidissant, ne fournit qu'une faible part de l'énergie de la Terre. On en déduit que le manteau terrestre est davantage un système libérant de la chaleur dans sa masse qu'un système chauffé par le bas. Les subductions représenteraient les seuls mouvements actifs, alors que les dorsales seraient simplement des remontées passives. Une plaque lithosphérique est donc tirée par la subduction plutôt que poussée par la dorsale.

Deux informations indépendantes ont confirmé cette interprétation. Depuis les années 1980, les progrès de l'informatique et

LA COUPE TOMOGRAPHIQUE met en évidence les anomalies de vitesse des ondes sismiques par rapport à la moyenne de ces vitesses à la même profondeur. La subduction andine (flèche bleue) est « visible » quasiment jusqu'à l'interface du noyau et du manteau. En revanche, aucune anomalie chaude profonde n'est détectée sous la dorsale pacifique (flèche rouge) : une dorsale ne correspond donc pas à une remontée de matériel chaud venue des profondeurs.



l'extension des réseaux sismologiques mondiaux ont permis le développement de la tomographie sismique, l'équivalent géologique des scanners en médecine. Cette tomographie détecte des anomalies de vitesse de propagation des ondes sismiques, ces anomalies étant interprétées en termes d'écart de température. En effet, une accélération de la vitesse correspond à une température plus basse, par rapport à la moyenne à cette profondeur, et une diminution de la vitesse à une température plus élevée.

La subduction, moteur des plaques

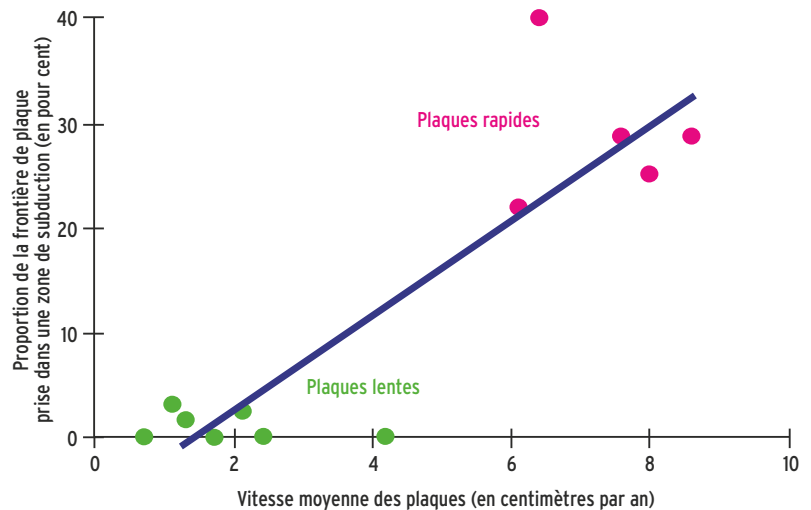
La tomographie sismique aux frontières de plaques indique, d'une part, que de la matière froide plonge au niveau des zones de subduction, quasiment jusqu'à l'interface du noyau et du manteau (voir la figure page ci-contre) et, d'autre part, qu'il n'y a pas sous les dorsales d'anomalie thermique s'enracinant à une profondeur supérieure à 400 kilomètres. On déduit de cette dernière observation que le manteau chaud n'y remonte pas de la base du manteau.

Autre fait montrant que la subduction est le moteur du mouvement des plaques, les mesures d'anomalies magnétiques et les relevés GPS mettent en évidence les mouvements relatifs des plaques. Par différentes techniques, on en déduit ensuite les mouvements « absolus » des plaques. Qu'apprend-on ? Par rapport à des repères supposés fixes, par exemple les points chauds, certaines plaques sont « rapides » avec une vitesse supérieure à six centimètres par an, alors que d'autres sont lentes, leur vitesse étant inférieure à quatre centimètres par an. Or, les plaques rapides, telle la plaque Pacifique, sont celles qui subduisent, tandis que les plaques lentes, notamment la plaque Eurasiatique, ne le font pas (voir la figure ci-dessus). En outre, il n'y a aucune relation entre la vitesse des plaques et la longueur des dorsales qui les bordent.

Ces informations, tomographiques et cinématiques, confirment les modèles : les subductions correspondent à des plongements profonds de la lithosphère qui mettent en mouvement les plaques, au moins les plus rapides. Au niveau des dorsales, aucune remontée du manteau ne s'enracine profondément : ces remontées restent superficielles, engendrées pour compenser l'écartement relatif dû au déplacement des plaques lithosphériques.

Bien que le noyau ne soit pas la source principale de chaleur de la Terre, il en produit néanmoins une fraction minoritaire, mais non négligeable. Aussi, en théorie, doit-il y avoir quelques remontées actives de manteau profond, issues du voisinage de l'interface noyau-manteau.

Les points chauds seraient les traces en surface de ces panaches mantelliques actifs d'origine

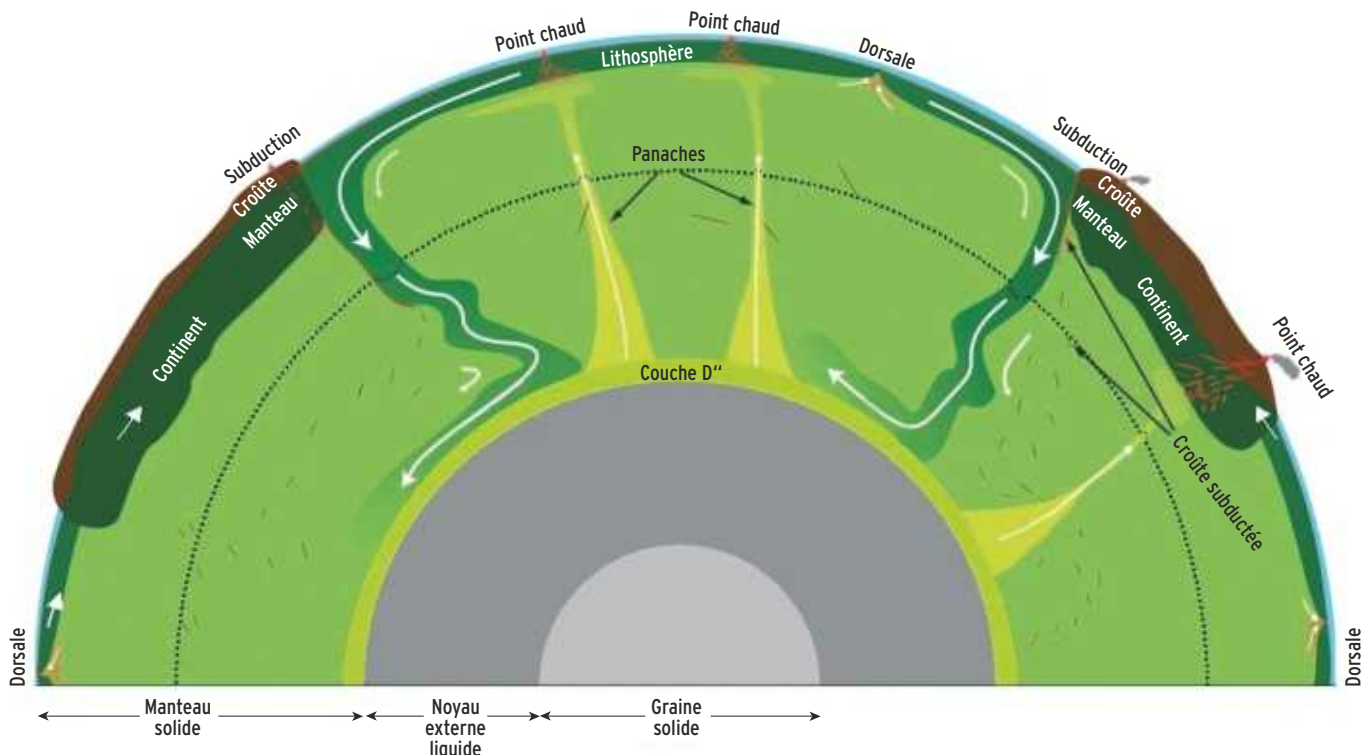


profonde. La géochimie, particulièrement la mesure de certains rapports isotopiques (de plomb, de l'hélium...), révèle que le manteau qui fond partiellement sous les dorsales diffère de celui que l'on trouve, dans le même état, au niveau des points chauds. Sous les dorsales, le manteau qui fond est d'origine superficielle : il ne monte que pour combler le vide laissé par les deux plaques qui s'écartent. En revanche, sous les points chauds, le manteau fondu qui remonte est d'origine profonde. D'autres arguments géochimiques indiquent d'ailleurs que cette base du manteau est contaminée par la lithosphère océanique (un mélange de manteau supérieur, de croûte basaltique et de sédiments) ayant plongé par subduction jusqu'à ces profondeurs (voir *Un monde sous le manteau*, par S. Labrosse, page 30).

Dans ce qui précède, nous avons négligé la mince croûte océanique. Constituée de basalte, cette croûte a une masse volumique de 2,8 à 2,9 grammes par centimètre cube : elle est notablement moins dense que le manteau (lithosphérique et asthénosphérique) sur lequel elle « flotte » donc. Pour une subduction, la lithosphère océanique, qui rassemble la croûte et le manteau lithosphérique, doit acquérir une masse volumique supérieure à celle de l'asthénosphère, et le manteau lithosphérique, refroidi, doit être très épais. Dans le cas de la lithosphère continentale, avec une croûte de 30 à 40 kilomètres d'épaisseur, et une densité encore plus faible (2,7 grammes par centimètre cube), la subduction est quasi impossible.

Toutefois, quand la lithosphère océanique descend par subduction, la croûte basaltique se transforme sous l'effet de la pression et de la température qui augmentent : le basalte devient de l'éclogite, une roche plus dense (3,4 grammes par centimètre cube) que le manteau. Ainsi, la croûte ralentirait l'initiation de la subduction, mais accélérerait le phénomène une fois celui-ci amorcé.

DEUX TYPES DE PLAQUES constituent la lithosphère, celles qui se déplacent rapidement (*en rose*) et les autres (*en vert*). On connaît cinq plaques rapides (Pacifique, Nazca, Indo-Australienne, Coco et Philippine). Or ce sont les plaques qui subduisent sur un pourcentage notable de leur périmètre (supérieur à 20 pour cent). Les autres plaques (Africaine, Eurasiatique, Nord et Sud Américaines, Antarctique, Arabe, Caraïbe) sont très lentes et ne subduisent pas ou peu. En revanche, la vitesse des plaques n'est pas corrélée à la longueur des dorsales qui les bordent. Les subductions sont le principal moteur du mouvement des plaques.



UN MODÈLE SIMPLIFIÉ DE LA CONVECTION MANTELLIQUE. Le manteau (en vert) est constitué d'une zone froide, la lithosphère (en vert foncé), de régions majoritaires de température « normale » (en vert intermédiaire) et de régions plus chaudes correspondant aux panaches (en vert clair). La transition entre les deux types d'olivine (la ringwoodite et la pérowskite) correspond au cercle pointillé. La couche D'', ici simplifiée, marque la frontière entre le manteau inférieur et le noyau. Les croûtes sont en brun et le noyau en gris. Les rares parties magmatiques (liquides) du manteau ainsi que les volcans aériens sont en rouge : la Terre n'est pas une boule de magma ! Les subductions sont les prin-

cipaux moteurs du mouvement de la lithosphère (flèches blanches, leur taille est proportionnelle à la vitesse des déplacements), tandis que les dorsales sont plutôt passives : elles ne font que combler l'écartement créé par le mouvement des plaques. Le manteau asthénosphérique est mis en mouvement par la lithosphère. Les plaques qui plongent par subduction vont vite (environ dix centimètres par an), les autres étant jusqu'à dix fois plus lentes. L'ascension des panaches sous les points chauds est également active et rapide (plus de dix centimètres par an). Ici, les deux subductions vont plus vite que l'ouverture de la dorsale de l'océan qu'elles bordent : la taille de celui-ci diminue.

En outre, les croûtes qui ont plongé doivent être très peu miscibles au manteau. La modélisation des effets des croûtes et leur destinée en est encore à ses débuts, mais elle est une voie active de recherches.

Le problème des dorsales lentes

Dans une casserole d'eau, la CLT a la même viscosité que l'eau interne. En d'autres termes, l'eau superficielle ne constitue pas une entité rhéologique indépendante de l'eau profonde. En revanche, la lithosphère a une viscosité 1 000 à 10 000 fois supérieure à celle de l'asthénosphère. Elle a donc une individualité mécanique qui la distingue de l'asthénosphère. La lithosphère peut transmettre des forces sur de longues distances, par exemple sur les 10 000 kilomètres qui séparent la subduction japonaise de la dorsale Est-Pacifique. On ne parvient pas encore à parfaitement modéliser ce saut de viscosité entre la lithosphère et l'asthénosphère, mais on sait que, lorsque ce saut de viscosité est faible ou progressif (c'est le cas sur des astres actifs, comme Vénus et Io, un satellite de Jupiter), la convection mantellique fonctionne selon un autre mode que la tectonique des plaques.

Les dorsales rapides, essentiellement celles du Pacifique et de l'Est de l'océan Indien, évacuent plus des trois quarts de la chaleur de la Terre, mais elles ne représentent qu'environ la moitié de la longueur totale des dorsales. Nous avons vu que, selon les modèles, ces dorsales rapides sont mises en mouvement par les subductions. Cependant, les dorsales lentes, principalement celles de l'océan Atlantique et de l'Ouest de l'océan Indien, sont rattachées à des plaques qui ne subissent aucune subduction. Quel est le moteur de leur mouvement ? La question n'est pas tranchée et plusieurs scénarios sont débattus. Ils mettent en cause soit une très faible poussée aux dorsales, soit l'ascension active de panaches. Si l'on suppose que la faible poussée des dorsales est suffisante, comment ces dorsales lentes ont-elles été créées ? L'accumulation de chaleur sous le couvercle continental et les points chauds ont sans doute joué un rôle.

Divers résultats récents, travaux en cours ou hypothèses de modèles à l'étude font du manteau de la Terre un environnement mobile où rien n'est fixé. Il en va de même dans les sciences de la Terre, et les prochaines découvertes bouleverseront peut-être ce que l'on croyait acquis sur le fonctionnement du manteau...

articles

- D. BERCOVICI, *Mantle dynamics past, present and future: An introduction and overview*, in *Treatise on Geophysics* (G. Schubert ed.), vol. 7, pp. 1-30, Elsevier, 2007.
- G. F. DAVIES et M. A. RICHARDS, *Mantle convection*, in *Journal of Geology*, vol. 100, pp. 151-206, 1992.
- Y. RICARD, M. A. RICHARDS, C. LITHGOW-BERTELLONI et Y. LESTUNFF, *A geodynamic model of mantle mass heterogeneities*, in *J. Geophys. Res.*, vol. 98, pp. 21895-21909, 1993.