

SYNTHÈSE SUR LA DYNAMIQUE GLOBALE : MOBILITÉ DE LA LITHOSPHERE ET DE L'ASTHÉNOPHÈRE

MOTS-CLÉS

- ▶ Enveloppes concentriques, contrastes rhéologiques.
- ▶ Lithosphère, asthénosphère, mésosphère.
- ▶ Diffusion de la chaleur par conduction et par convection.
- ▶ Couches thermiques limites.
- ▶ Lithosphère sismique, thermique, mécanique.
- ▶ Élasticité, flexure, subsidence, rebond postglaciaire.
- ▶ Fluage plastique à haute température, migration des dislocations.
- ▶ Minéralogie mantellique
- ▶ Convection à une couche, à deux couches.
- ▶ Panaches mantelliques.
- ▶ Topographie dynamique.
- ▶ Cycle de Wilson.

Dans ce chapitre, nous reprenons les notions fondamentales exposées dans les chapitres consacrés aux méthodes géophysiques et géochimiques et nous proposons une synthèse des caractères fondamentaux de la dynamique globale en rappelant les différences entre les processus profonds, dans l'asthénosphère et la mésosphère, et les processus superficiels dominés par les mouvements de la lithosphère.

8.1 DEUX RÉGIMES DYNAMIQUES BIEN DIFFÉRENTS

La Terre est divisée en enveloppes concentriques dont les propriétés rhéologiques sont très contrastées. Ces sauts rhéologiques concentriques sont une caractéristique essentielle. Ils régissent la dynamique du globe. À la surface de la Terre, le régime dominant est imposé par les mouvements des plaques lithosphériques rigides. Ce régime rend compte de la plupart des événements se produisant à la surface (sismicité, volcanisme, sédimentation), mais il n'explique pas la totalité de l'activité du globe que nous percevons. Le volcanisme de nombreux points chauds et certains mouvements verticaux résultent uniquement de la dynamique du manteau profond. Il faut donc regarder la Terre comme un système actif, fruit d'interactions entre la dynamique profonde et la dynamique plus superficielle de la lithosphère.

La caractéristique principale du manteau sub-lithosphérique est sa capacité à fluier à l'état solide. Ce fluage permet une mise en mouvement à très grande échelle, sous les plaques ou dans le manteau inférieur. Le brassage permanent du manteau, en grandes cellules de convection est assez bien compris, mais de nombreuses questions demeurent, notamment sur les échanges et les couplages entre les cellules des diverses couches du manteau. La géochimie se préoccupe particulièrement de traquer et de caractériser ces échanges. Ces aspects ont été traités dans le chapitre 5.

8.2 LITHOSPHERE-ASTHÉNOSPHERE-MÉSOSPHERE

La lithosphère est l'enveloppe externe rigide de la Terre, découpée en plaques contiguës. Elle nous est accessible et nous pouvons l'échantillonner. Elle comprend la croûte et le sommet du manteau supérieur. Elle est plus épaisse sous les continents que sous les océans. Sa dynamique est décrite dans la cinématique des plaques. **C'est une couche thermique limite où la chaleur diffuse par conduction.**

L'asthénosphère (de *a sthenos* qui signifie « privé de résistance ») se situe sous la lithosphère, dont elle est séparée par la zone à moindre vitesse : la LVZ, où les ondes P et S sont ralenties. **Elle transporte la chaleur par convection.** Il existe en réalité deux terminologies en usage aujourd'hui. Pour certains spécialistes, qui mettent l'accent sur la rhéologie, la LVZ est synonyme d'asthénosphère, et le terme de zone de transition est alors utilisé pour désigner le manteau supérieur situé entre la LVZ et le manteau inférieur. Ces deux terminologies sont résumées sur la figure 8.1. Les textures héritées de la déformation sous haute température dans l'asthénosphère sont fossilisées dans certaines ophiolites, au sein des roches du manteau situées initialement sous les paléo-dorsales. Ces roches nous sont donc accessibles localement à la surface et les déformations et assemblages minéralogiques typiques de l'asthénosphère peuvent être étudiés directement au laboratoire.

Sous l'asthénosphère, se trouve la mésosphère, terme synonyme de manteau inférieur. La mésosphère représente la plus épaisse couche du globe et l'on doit donc la considérer avec une attention particulière. Son rôle dans la dynamique globale est essentiel. Seules les images tomographiques permettent d'avoir une vision de la répartition des masses chaudes et froides au sein du manteau inférieur. Ces contrastes de température sont le moteur essentiel du système Terre : ils régissent en effet les paramètres de la convection. On possède aujourd'hui une vision assez claire de la partition du manteau inférieur en deux grandes masses chaudes dont la stabilité à l'échelle des temps géologiques est en passe d'être prouvée. La sismologie, la géodésie, la topographie dynamique, le volcanisme des points chauds, les expériences sur les enclumes de diamants sont autant de portes d'entrée sur le manteau inférieur dont les roches nous sont encore inaccessibles.



Voir chap. 5



Voir chap. 5

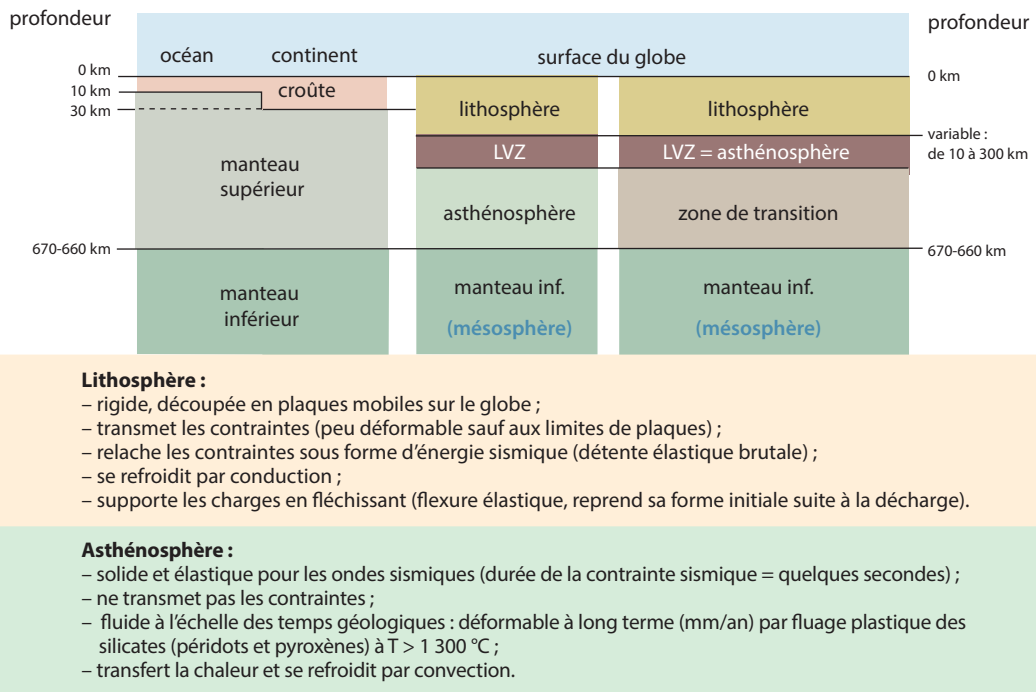


Figure 8.1 Terminologies utilisées pour les couches du manteau et caractéristiques comparées de la lithosphère et de l'asthénosphère.

8.3 LA LITHOSPHERE : UNE ENVELOPPE RIGIDE VISCO-ÉLASTIQUE

La théorie de la tectonique des plaques nous apprend que seule la lithosphère reste rigide sur de longues périodes de temps géologiques. En raison de leur température relativement basse, les roches en condition lithosphérique ne se déforment pas de façon significative sur des durées de l'ordre de quelques millions d'années sauf dans les zones de frontières de plaques, où se concentrent les déformations. Les plaques transmettent donc les contraintes. En revanche, sous la lithosphère, dans l'asthénosphère, les roches du manteau sont suffisamment chaudes pour se déformer lentement à l'état solide par fluage plastique : elles sont dès lors incapables de transmettre les contraintes. **Il y a donc une zone de découplage majeure à la transition lithosphère-asthénosphère, dans la LVZ.**

La limite inférieure de la lithosphère peut être définie selon plusieurs critères, car la notion de rigidité dépend avant tout de l'échelle temporelle des phénomènes géologiques considérés. Pour une onde sismique induisant des déformations intracristallines très rapides, la lithosphère est un solide entièrement élastique. En revanche, dans les parties profondes de la lithosphère, où les conditions de température rendent les roches plus ductiles, l'application de forces faibles sur de longues périodes de temps peut induire un comportement plastique. On doit fournir plusieurs définitions de la lithosphère, selon les approches et selon les méthodes utilisées pour l'étudier.

8.3.1 Lithosphère sismique

Une première définition de la lithosphère est d'ordre sismique. Il s'agit de la couche externe du globe dans laquelle les vitesses des ondes P et S augmentent régulièrement jusqu'à une diminution rapide de 10 % aux alentours de 60 km sous les océans et de 100 km sous les continents en moyenne. Cette diminution correspond à la traversée d'un milieu moins rigide, la viscosité ayant diminué de façon notable. Cette transition d'environ 100 km d'épaisseur a été nommée « zone à moindre vitesse » ou

LVZ pour *Low Velocity Zone*. Elle est située dans le manteau supérieur. Dans les conditions de pression et de température correspondantes, les péridotites sont au voisinage de leur point de fusion, et l'on envisage que 1 à moins de 10 % du milieu y est fondu. Des gouttes minuscules de magma « mouillent » les joints entre grains, ce qui diminue fortement la résistance de la roche. C'est la raison pour laquelle la viscosité y est plus faible que dans la lithosphère sus-jacente mais aussi que dans l'asthénosphère sous-jacente, entièrement solide. La LVZ est le niveau de découplage permettant à la lithosphère de se déplacer de façon plus ou moins indépendante par rapport au manteau asthénosphérique et mésosphérique sous-jacent.

Voir chap. 6

Voir fig. 13.12

Encart 8.1 – Notion de visco-élasticité

Les observations et les modèles rhéologiques font souvent appel à la notion de corps visco-élastique. Il s'agit d'un milieu dont le comportement est élastique à courte période de temps et visqueux (plastique) à plus longue période de temps. On peut fournir l'image d'un ressort (élastique) couplé à un amortisseur (plastique). Pour des sollicitations très rapides, seul le ressort peut réagir, alors que pour des sollicitations plus lentes et moins vigoureuses,

le comportement de l'amortisseur sera dominant.

La base de la lithosphère peut ainsi se déformer plastiquement sur de longues périodes de temps, en extension comme en compression. À l'échelle du mouvement des plaques, cette partie de la lithosphère reste néanmoins relativement rigide et découplée de l'asthénosphère, beaucoup moins résistante ; elle fait partie intégrante de la plaque en mouvement.

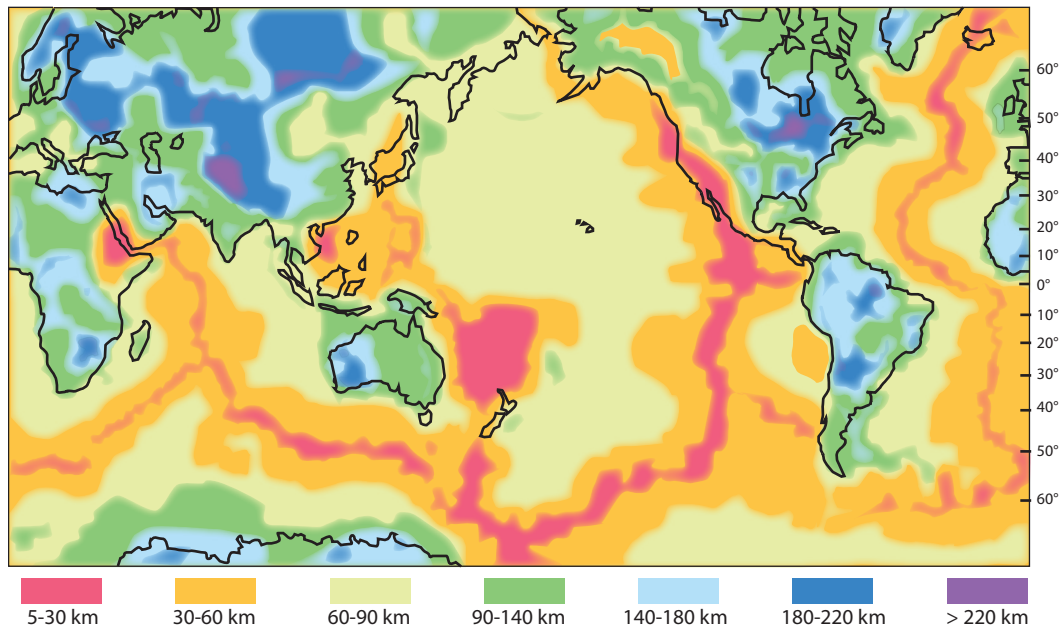


Figure 8.2 Carte de l'épaisseur de la lithosphère mondiale.

Notez la forte épaisseur sous les cratons, l'épaisseur moyenne de 80 km sous les océans âgés et l'amincissement relatif au niveau des chaînes de montagne du cycle alpin en raison de la thermicité élevée dans les racines des chaînes récentes où des croûtes radiogéniques sont superposées. L'épaississement dû à la collision Inde-Asie est visible cependant sous le plateau du Tibet. La plus vaste région ayant une lithosphère mince se trouve au centre de la carte, dans le bassin Nord fidjien qui se caractérise par la multiplicité des dorsales arrière-arcs actives et des subductions. Noter les différences entre les épaisseurs de la lithosphère entre les axes des océans à expansions rapide et lente.

Voir chap. 12

8.3.2 Lithosphère thermique

D'un point de vue thermique, la limite inférieure de la lithosphère est généralement définie par l'isotherme 1 200 ou 1 300 °C. **L'épaisseur de la lithosphère est donc le reflet du régime thermique du lieu considéré.** Sous un vieux craton, sous lequel la convection est peu active, la lithosphère est très épaisse, jusqu'à 200-300 km. En revanche sous une dorsale située à l'aplomb d'une montée de manteau chaud, la lithosphère est très mince : 10-15 km pour une dorsale lente et seulement 2-3 km à l'axe d'une dorsale rapide où l'isotherme 1 300 °C se situe pratiquement au toit de la chambre magmatique. Sous les bassins océaniques, la lithosphère s'épaissit régulièrement en même temps que la plaque se refroidit et s'enfonce. La relation simple $Z = 9t^{1/2}$ km permet d'estimer rapidement l'épaisseur (Z , en km) de la lithosphère thermique en un lieu considéré connaissant l'âge (t) de la croûte océanique, en millions d'années.



Voir chap. 12

8.3.3 Lithosphère mécanique

Les plaques sont rigides, comme nous l'avons vu, mais aussi élastiques. Cela signifie qu'elles sont susceptibles de fléchir sous l'effet de poussées orientées, et d'acquiescer une flexure non permanente. Cette flexure élastique de la lithosphère engendre des **mouvements verticaux régionaux**, en général bien enregistrés dans l'histoire sédimentaire d'une région, par exemple au front des chaînes de montagne. Ces mouvements associent subsidence et surrection selon des longueurs d'onde qui dépendent de l'élasticité de la lithosphère considérée, donc de son âge, de son épaisseur, de sa nature et de son histoire antérieure. Ils interviennent en réponse à deux types de forces (*fig. 8.3*) :

- soit à des forces verticales, comme des surcharges de glace (calottes polaires), de matériel volcanique (îles intra-océaniques), de matériel sédimentaire (deltas) ;
- soit à des forces horizontales, comme la résistance aux abords d'une fosse de subduction ou la compression dans les zones de collision entre les plaques.

Encart 8.2 – Élasticité de la lithosphère et rebond postglaciaire

Le comportement élastique de la lithosphère implique que la déformation n'est pas permanente et que la plaque peut retrouver sa forme initiale si la force n'est plus appliquée. C'est le cas sur des échelles de temps de l'ordre de 10 000 ans, comme le montre l'exemple du rebond postglaciaire. Les mesures des paramètres géométriques de la flexure et des temps de relaxation permettent de connaître les caractéristiques rhéologiques et l'épaisseur élastique des plaques et de construire des modèles théoriques s'approchant au mieux des cas naturels. Les calculs réalisés sur les plaques

lithosphériques reprennent d'ailleurs les bases des calculs des ingénieurs étudiant le plioement et la résistance des tôles ou des dalles de béton armé. Les calculs sur le fléchissement ont permis, dès le début du xx^e siècle, d'approcher les valeurs de la viscosité du manteau, capable de fluer sous la lithosphère. Sous les régions polaires soumises à la glaciation ou à la déglaciation, le manteau (supérieur et inférieur) flue en effet relativement rapidement, ce qui conduit à des valeurs moyennes de viscosité de l'ordre de 10^{22} poises¹.

Sous la surcharge que représente la chaîne volcanique des îles d'Hawaii, la flexure de la plaque Pacifique se traduit par un profil très caractéristique. Il correspond à une fosse de 5 000 m de profondeur au pied des îles, suivie d'une crête à une profondeur de 4 500 m environ située à une distance moyenne de 250 km de part et d'autre de la ride volcanique (*fig. 8.3*). Les calculs montrent que l'épaisseur d'une plaque élastique équivalente à la lithosphère naturelle est alors de 30 km. On remarquera que cette valeur est environ deux fois moins élevée que celle de la lithosphère thermique dont la base est définie par l'isotherme 1 300 °C. Cela signifie que la lithosphère n'est pas purement élastique et que pour rendre compte de son comportement, il est nécessaire d'envisager que sa partie basale se

1. 1 poise = 0,1 pascal seconde.

déforme plastiquement à des échelles de temps importantes comme nous l'avons rappelé en introduction de ce paragraphe. S'il arrivait que la charge puisse être enlevée, par érosion par exemple, on devrait s'attendre à ce que la plaque ne reprenne pas exactement sa forme initiale puisque son comportement réel n'est pas purement élastique.

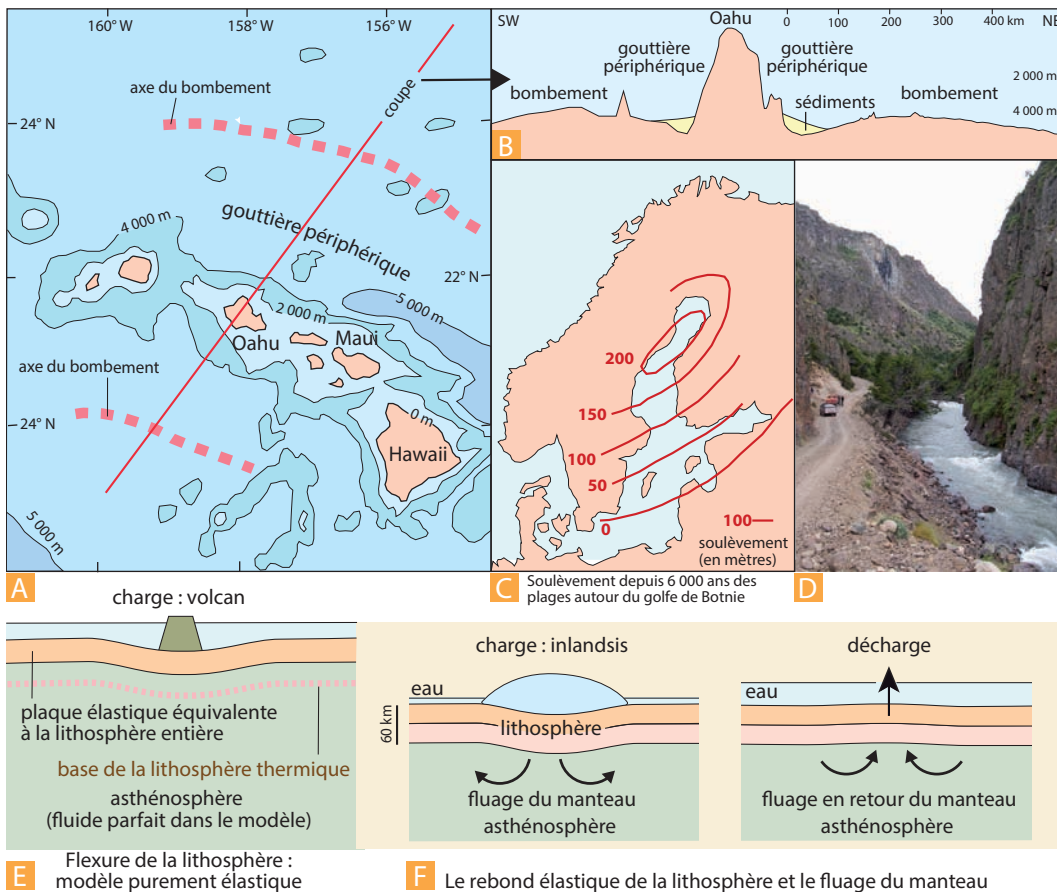


Figure 8.3 Flexure de la lithosphère dans le cas d'une surcharge d'île volcanique et de calotte de glace.

- A.** Carte de l'archipel d'Hawaii montrant les « gouttières » périphériques qui traduisent la flexure de la plaque Pacifique sous le poids des volcans.
- B.** Coupe bathymétrique au niveau d'Oahu (voir localisation sur la carte A).
- C.** Réponse verticale de la lithosphère à la fonte de la calotte polaire de l'hémisphère nord depuis la fin du dernier maximum glaciaire.
- D.** Lors du rebond isostatique, les régions anciennement couvertes de glace se soulèvent. Les cours d'eau, très actifs en raison de la fonte des glaces incisent les reliefs en surrection. Vallée incisée en Patagonie centrale où existait une couche de 2 km d'épaisseur de glace il y a moins de 16 000 ans (photo : Y. Lagabrielle).
- E.** Modèle de flexure en considérant un fluide parfait (asthénosphère) et une couche élastique parfaite. On constate alors que la plaque du modèle a une épaisseur de seulement 30 km. Dans la réalité la lithosphère n'est donc pas purement élastique.
- F.** Principe du rebond élastique de la lithosphère. Les flèches noires montrent les flux de manteau solide associés.

À l'approche d'une zone de subduction, la flexure de la plaque plongeante peut conduire à une élévation générale de 500 m des fonds marins, à une distance de 50 à 100 km de la fosse (**bombement**- avant fosse ou *bulge* en anglais, *fig. 8.4*). Le point culminant de la flexure sera d'autant plus éloigné que la

plaque est plus épaisse et donc plus ancienne. Mais dans cette situation, on a pu aussi remarquer qu'un modèle trop simple de plaque purement élastique n'était pas adapté pour rendre compte de la pente très prononcée du mur interne des fosses. Le meilleur modèle est un milieu bicouche comportant une partie élastique au-dessus et une partie plastique ayant des seuils de plasticité variables au-dessous.

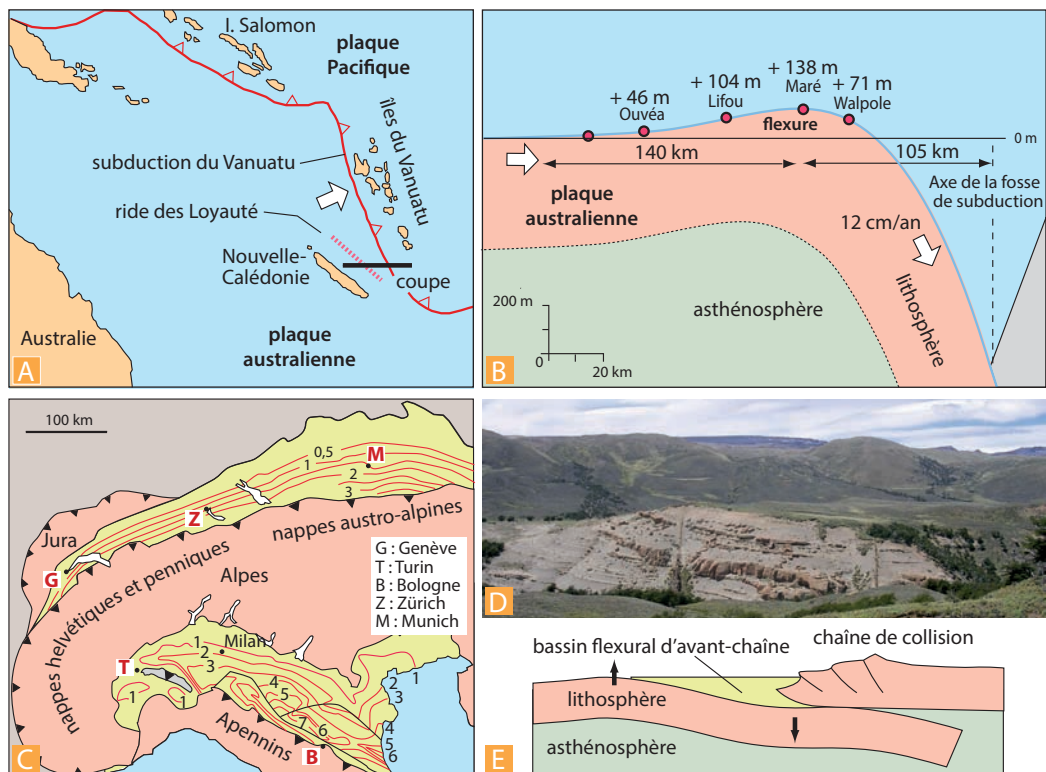


Figure 8.4 Flexure de la lithosphère dans deux contextes géodynamiques de convergence de plaques.

- A. et B.** Bombement d'avant-fosse (*bulge*) et surrection des îles récifales. Exemple des îles de la ride des Loyauté (entre la Nouvelle-Calédonie et la subduction du Vanuatu). Ces îles coralliennes (noms indiqués) sont des atolls soulevés (altitude maximale en mètres) par le ploiement de la plaque avant qu'elle ne plonge dans la subduction (J. Dubois, 1970). En utilisant un modèle rhéologique adapté, cette géométrie remarquable a permis de calculer une vitesse de subduction bien avant les modèles cinématiques globaux.
- C.** Carte de l'épaisseur des sédiments détritiques (en km) dans les avant-fosses des Alpes et des Apennins. La subduction continentale et l'épaississement crustal dans les chaînes de montagne entraînent la subsidence des bassins flexuraux qui fonctionnent comme des pièges à sédiments.
- D.** Les molasses marines et continentales déposées au pied des reliefs de la Cordillère des Andes en Patagonie. La stratification est soulignée par des bancs de grès fluviaux. On distingue des chenaux, sous forme de bancs plus épais à base ravinante (photo : Y. Lagabrielle).
- E.** Schéma théorique montrant la position d'un bassin flexural subsident d'avant-chaîne.

Ces quelques exemples nous montrent que définir la lithosphère n'est pas une question simple. La définition n'est pas unique car plusieurs critères doivent être pris en compte : parmi eux, le temps d'application des contraintes et la durée des phénomènes étudiés sont fondamentaux.

La principale cause de la variation de densité des enveloppes externes est la température. Ainsi une augmentation de température de 100 °C, conduit-elle, pour une colonne de roche de 100 km de haut, par variation de densité, à un épaississement de 300 m. Il faut, toutefois, envisager la possibilité de mouvements horizontaux de matière (fluage latéral) ; ce phénomène paraît négligeable aux basses températures, il ne devient géologiquement significatif qu'aux fortes températures (la capacité d'un solide à fluer augmente très rapidement quand on se rapproche de sa température de fusion).

De ce point de vue, **on appellera lithosphère, la couche au sein de laquelle le fluage est géologiquement négligeable et asthénosphère celle où il est significatif**. On retrouve donc le fait déjà mis en évidence par la sismique que **la lithosphère est une entité physique** et non chimique. La limite lithosphère-asthénosphère n'est donc pas une discontinuité franche, invariable au cours des temps. Il s'agit beaucoup plus d'une zone de transition qui dépend de l'état thermique et des forces appliquées. Plus la température est élevée plus la lithosphère est mince, de même plus la force appliquée est grande, plus le fluage est important et plus la lithosphère est, là encore, mince.

8.3.4 Conclusion : de la lithosphère à l'asthénosphère

En conclusion, retenons que du point de vue thermique et rhéologique on peut distinguer trois zones :

- Lorsque la température est inférieure à 450-600 °C, soit en moyenne les 30 premiers kilomètres : la lithosphère a un comportement élastique, elle se déforme, sans fluer, sous une charge importante, en gardant sa déformation tant que la charge est présente.
- Entre 450-600 °C et 1 250-1 300 °C (30 à 100-125 km de profondeur) se trouve la lithosphère inférieure qui n'est pas élastique à long terme car le fluage a augmenté. Ce phénomène est toutefois géologiquement négligeable, vis-à-vis des forces mises en jeu dans le déplacement des plaques, et cette zone reste solidaire de la lithosphère élastique.
- Au-delà de 1 250-1 300 °C (125 km) : la capacité de fluage est telle qu'il peut y avoir découplage par rapport à la lithosphère ; nous sommes alors dans l'asthénosphère dont le comportement est plastique.

8.4 LE MANTEAU ASTHÉNOPHÉRIQUE : LE FLUAGE PLASTIQUE ET LA CONVECTION

8.4.1 Le fluage du manteau

L'asthénosphère est la partie du manteau supérieur dans laquelle les vitesses des ondes sont anormalement faibles (LVZ, entre 100 et 250 km de profondeur). Le manteau se trouve dans des conditions de température et de pression permettant la présence d'une très faible quantité de magma interstitiel (de l'ordre de quelques %).

À très courtes périodes de temps, celle des séismes, l'asthénosphère est un solide élastique qui restitue une partie de l'énergie qui lui est transmise. En revanche, sur de plus longues périodes de temps comme dans le cas des mouvements de convection, le manteau asthénosphérique est capable de s'écouler à l'état solide.

Les mécanismes intimes de la déformation des roches dans le manteau supérieur sont essentiellement la progression des dislocations au sein des cristaux (olivines, pyroxènes, et formes de plus haute pression) et également la présence de défauts situés entre les grains. Dans un grain, les pressions orientées permettent aux défauts d'assemblage des réseaux de migrer le long des plans cristallins. Chaque cristal se déformant ainsi à l'état solide, il s'ensuit une lente déformation de l'ensemble du manteau (fig. 8.5). Le manteau acquiert alors une « fabrique » minéralogique, soulignée par l'alignement des paramètres optiques des cristaux. On réalise des cartes automatiques de ces fabriques sur échantillons à l'aide de microscopes électroniques mesurant les axes optiques dans les trois directions de l'espace (sonde EBSD). Le processus du fluage solide à haute température a été étudié expérimentalement dans le cas de l'olivine (constituant essentiel du manteau supérieur). Il est dit thermiquement activé car une augmentation de la température favorise la déformation en diminuant fortement la viscosité. La présence d'un mince film de magma autour des cristaux dans la LVZ semble également favoriser la déformation.

Encart 8.3 – La viscosité des péridotites et les couches limites



Voir fig. 4.16

La viscosité de l'asthénosphère a pu être calculée en étudiant la vitesse et la géométrie du rebond postglaciaire qui se fait à des vitesses lentes, de l'ordre de celle des plaques, soit quelques centimètres par an.

La viscosité des péridotites dans le manteau fluctue autour de valeurs de l'ordre de 10^{22} poises¹. La viscosité des roches diminue en général quand la température augmente, en raison d'une agitation atomique plus grande et d'une résistance moindre des réseaux cristallins. Or, l'augmentation de la température dans le globe n'est pas régulière. Lorsque celle-ci augmente rapidement, les roches fluent plus facilement. Il existe ainsi des **couches limites**

présentant des sauts importants de viscosité. Elles correspondent à des gradients élevés de température, c'est le cas entre la lithosphère et l'asthénosphère, dans la **zone à moindre vitesse (LVZ)**. Ce pourrait aussi être le cas entre le manteau inférieur et le manteau supérieur (moins visqueux). C'est bien évidemment le cas de la **couche D''**, à la limite entre le manteau solide et le noyau liquide (dans ce dernier cas, il s'agit aussi d'une limite de composition chimique). Ces couches limites sont des facteurs déterminants de la dynamique du manteau. Elles imposent des caractéristiques à la convection comme le montrent les modélisations numériques (fig. 8.7).

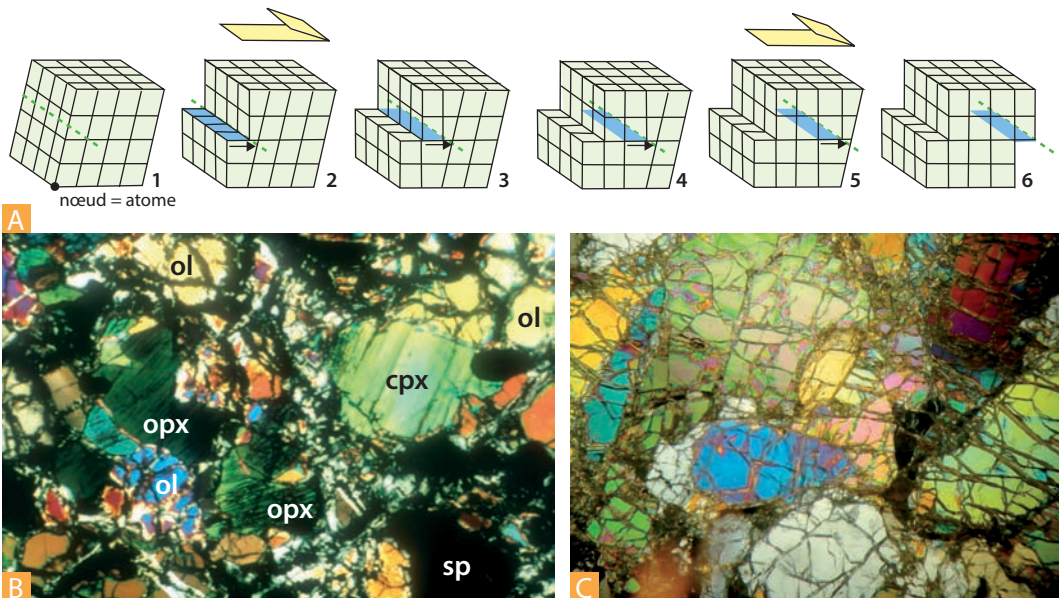


Figure 8.5 La déformation du manteau supérieur.

Les mouvements du manteau asthénosphérique sont de type fluage à l'état solide. Les minéraux (olivines, pyroxènes, spinelles, grenats) se déforment plastiquement à haute température grâce à la migration de défauts, comme les dislocations, au sein des réseaux atomiques.

A. Progression d'une dislocation plan dans un cristal soumis à une contrainte cisailante.

B. Assemblage cristallin typique du manteau sous l'axe d'une dorsale : lame mince d'une lherzolite de la dorsale Atlantique. La déformation asthénosphérique est visible dans certains cristaux dont les réseaux sont déformés (OPX) et dans certaines régions de la roche qui ont subi une forte réduction de la taille des grains (zone centrale de la lame). Certains cristaux du manteau, comme les grands clinopyroxènes, ont cristallisé dans des conditions lithosphériques. (ol : olivine, opx : orthopyroxène, cpx : clinopyroxène, sp : spinelle). Photo : D. Bideau.

C. Microphotographie d'une pyroxénite de la région de Lherz (zone Nord-Pyrénéenne). Ici, les cristaux sont essentiellement des clinopyroxènes. La déformation s'y traduit par les multiples altérations du réseau cristallin donnant aux cristaux un aspect chatoyant par extinction ondulante (photo : Y. Lagabrielle).

1. 1 poise = 0,1 pascal seconde.

Dans le comportement purement plastique, une contrainte orientée et de valeur constante induit une déformation infinie. Cela signifie qu'il n'y a pas lieu d'augmenter la contrainte pour augmenter le taux de déformation. Cela peut s'appliquer au manteau dont le fluage est entretenu par des forces dont l'intensité n'a pas besoin de croître. Ce type de comportement est connu sous le terme de fluage à contrainte constante, ou stationnaire.



8.4.2 Minéralogie du manteau et discontinuités

La compréhension des changements minéralogiques des péridotites du manteau repose sur le diagramme de stabilité des phases de l'olivine. Ce diagramme qui permet de situer les assemblages minéralogiques en fonction de la profondeur dans le manteau (fig. 8.6) est construit grâce à des résultats expérimentaux. En laboratoire, on étudie les transitions cristallographiques par mesure du rayonnement synchrotron des olivines *in situ*, dans une presse multi-enclume. La cellule à enclume de diamant, chauffée par laser, permet de porter de très petits échantillons à des pressions de l'ordre de 100 GPa et à des températures pouvant dépasser 3 000 °K. On peut reproduire ainsi de façon expérimentale les conditions du manteau inférieur et étudier les changements cristallographiques (100 GPa est la pression dans le manteau vers 2 250 km de profondeur).

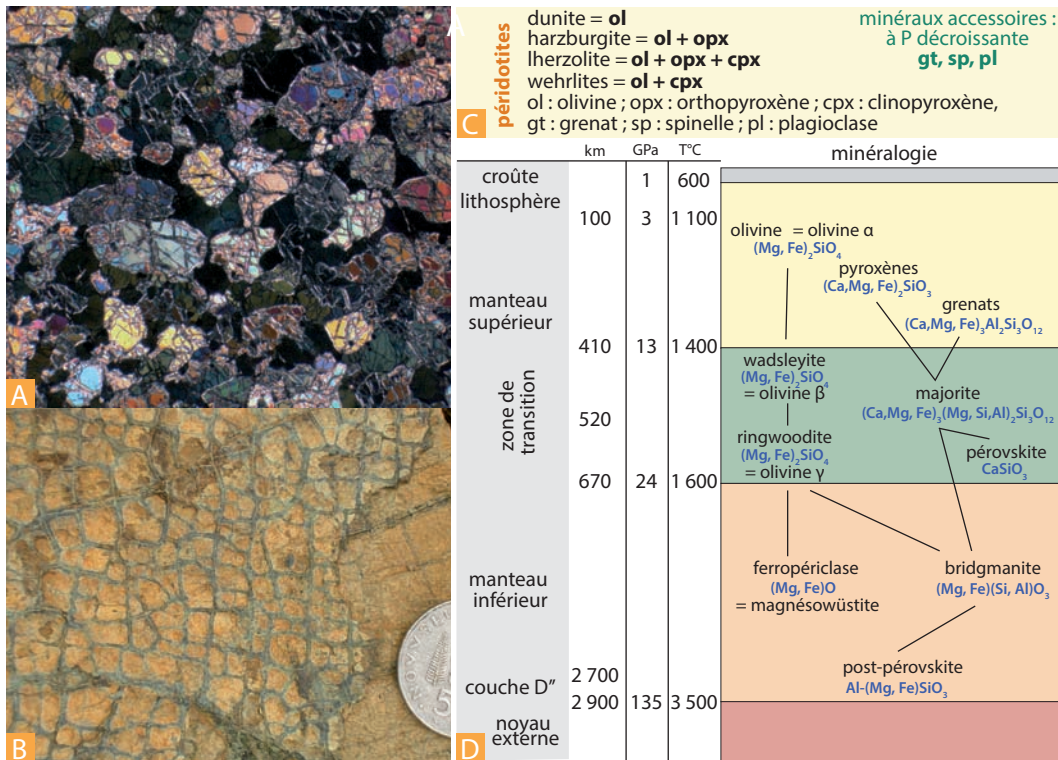


Figure 8.6 La minéralogie du manteau.

A. Une péridotite des ophiolites d'Oman (lame mince en lumière polarisée, analysée). Les cristaux sont des olivines et des pyroxènes caractéristiques du manteau supérieur (photo : F. Boudier).

B. Une péridotite des ophiolites de Nouvelle-Calédonie. La roche très riche en olivine (dunite) prend une couleur orangée en raison de l'oxydation des olivines. On distingue le réseau géométrique vert de fibres de serpentines développé lors de l'hydratation du manteau (texture maillée). Photo : Y. La-gabrielle

C. Nomenclature des roches du manteau supérieur.

D. Tableau des espèces minérales silicatées présentes dans le manteau.

Les transitions minéralogiques majeures sont en accord avec l'existence des grandes discontinuités que les sismologues ont mis en évidence à 410 et 660 km de profondeur dans le manteau. Jusqu'à 400 km de profondeur, l'olivine, les pyroxènes (orthopyroxène, clinopyroxène) et le grenat sont les minéraux majeurs. L'olivine que nous connaissons à la surface (dite de phase- α) se transforme en olivine de phase- β (ou wadsleyite), de même composition chimique mais de structure cristalline différente à des profondeurs de 410 km. La phase- β se transforme en phase- γ (ou ringwoodite), de même composition, mais de structure spinelle légèrement différente, pour des profondeurs de 520 km. Pour une profondeur de 660 km, la ringwoodite se transforme en oxyde de magnésium et de fer (ferropériclase ou magnésowustite). Vers 400 km, les grenats, qui dérivent en partie des pyroxènes, prennent une structure de haute pression de type majorite. À la limite des 670 km, ces grenats se transforment en deux familles de minéraux de structure pérovskite. Dans l'ensemble du manteau inférieur, existe ainsi assemblage à deux phases principales : ferropériclase + bridgmanite (ce dernier étant le minéral terrestre le plus abondant).

8.4.3 Les conditions de la convection

La chaleur terrestre se dissipe de trois façons : par conduction, par convection et par rayonnement. Dans la convection, la chaleur est transportée par les mouvements de matière, alors que dans la conduction, la matière est immobile.

En raison de son comportement plastique, le manteau dans la mésosphère et l'asthénosphère est capable de se mettre en mouvement sous l'effet de forces faibles comme des différences de densité dues aux écarts thermiques existant entre sa base et son sommet. Il est animé de mouvements de convection ; la chaleur étant dissipée en partie sous forme d'énergie cinétique par mouvements de matière chaude ascendante et de courants froids descendants. Pour amorcer la convection, un volume de manteau inférieur chaud, donc moins dense que son environnement, doit pouvoir monter au sein de la colonne qui le surmonte. Ceci n'est possible que si le volume considéré subit une poussée d'Archimède entretenue (il ne doit pas perdre sa chaleur trop rapidement de façon à entretenir sa flottabilité) et si la différence de viscosité avec le milieu dans lequel il progresse reste importante.

Encart 8.4 – Le déclenchement de la convection dans le manteau terrestre

Les mouvements convectifs ne peuvent se déclencher qu'à partir du moment où un certain nombre de critères physiques sont satisfaits. Ces critères sont décrits par une quantité, dite **nombre de Rayleigh** (sans dimension), définie par un rapport dans lequel interviennent les différents paramètres physiques du manteau favorisant ou empêchant la convection (épaisseur, différence de température interne, viscosité, diffusivité thermique, etc.).

La convection ne débutera donc qu'au-dessus d'une valeur critique du nombre de Rayleigh. Cette valeur est dépassée pour le manteau dans l'asthénosphère. C'est l'application de cette loi physique qui a permis à **Arthur Holmes**, dès 1931, de proposer que la convection du manteau puisse être le moteur du déplacement des continents, réglant ainsi le problème majeur sur lequel avait buté **Wegener** quelques années auparavant.

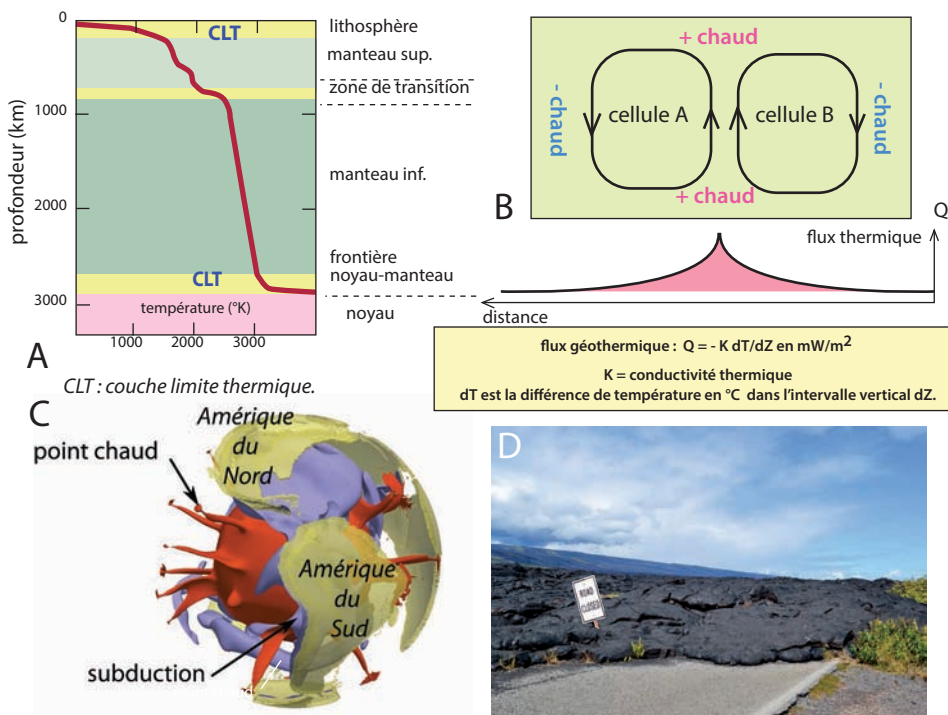


Figure 8.7 Le géotherme terrestre et le principe de la convection.

A. Courbe du géotherme moyen du manteau. La convection implique un déplacement de la matière. Si le manteau se refroidissait sans convection sa température diminuerait progressivement vers la surface, comme c'est le cas pour la lithosphère. Or, le gradient géothermique moyen du manteau est de type adiabatique. La température est homogénéisée par la convection. Seules les couches limites thermiques connaissent de fortes variations de température. **B.** Principe de la convection et courbe caractéristique du flux thermique au-dessus des branches montantes de deux cellules de convection (cas des dorsales océaniques). **C.** Modèle numérique de convection du manteau terrestre pour le cas d'un matériau à symétrie sphérique uniquement chauffé de l'intérieur. Les masses rouges sont les plus chaudes. On note des ascendances massives ou de fines colonnes montantes et des zones de retour sous la forme de langues bleues qui miment les zones de subduction. Ce modèle intègre également une variation de viscosité à la limite des 670 km (d'après Bercovici et al., document Y. Ricard). **D.** Le volcanisme des points chauds, ici à Hawaii, s'explique par des mouvements ascendants du manteau sous la forme de panaches dont la géométrie dépend des caractéristiques de la convection : larges dômes ou fins pédoncules comme l'expérience numérique (C) permet de se les représenter. Photo : M. Lagabriele

8.4.4 Convection à une couche ou à deux couches ?

Le problème actuel le plus débattu concerne l'organisation de la convection globale. Le manteau supérieur convecte-t-il pour son propre compte ; le manteau inférieur convecte-t-il aussi efficacement ; la frontière des 670 km est-elle très perméable à la convection, et quelle est sa capacité à isoler deux systèmes convectifs ? Ces questions ont été abordées, à partir des contraintes de la géochimie, dans le chapitre 5.

Plusieurs écoles s'affrontent. En simplifiant, on peut envisager que le manteau inférieur est totalement indépendant (convection à deux couches) ou au contraire connecté, temporairement au moins, à

la circulation du manteau supérieur. Il est probable que plusieurs situations coexistent ou se soient succédé dans le temps. La géochimie nous apprend que le manteau inférieur et le manteau supérieur sont deux réservoirs assez bien séparés, le manteau supérieur ayant fourni une majeure partie du matériel pour la construction de la croûte continentale. Le manteau inférieur, encore enrichi, ne semble donc pas participer à la convection superficielle sauf par l'intermédiaire des panaches. Les dorsales qui ne produisent que des laves appauvries (sauf quand elles sont liées aux points chauds) ne seraient donc pas en connexion directe avec la circulation du manteau inférieur, comme nous l'avons représenté sur les deux schémas de la figure 8.8. Les données les plus récentes de la tomographie sismique nous montrent que les plaques plongeantes sont capables de traverser la limite des 670 km, argument en faveur d'un brassage à très grande échelle de l'ensemble du manteau.

 Voir chap. 12

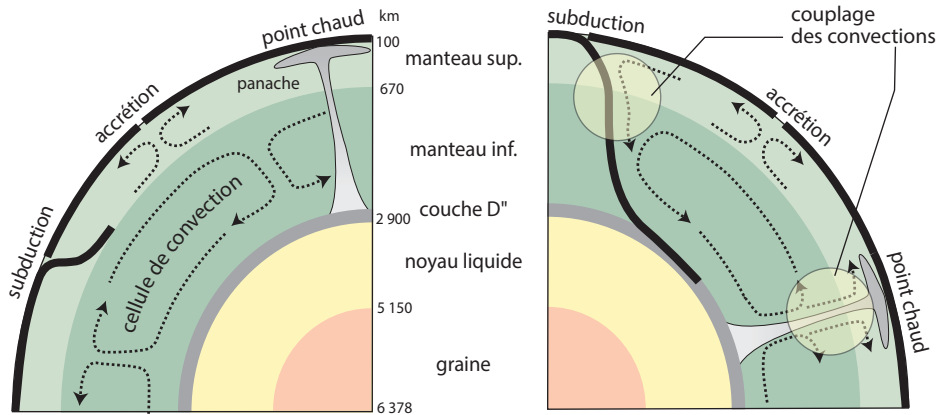


Figure 8.8 Deux modèles de convection du manteau à deux couches.

Ces modèles impliquent le plongement des plaques dans le manteau inférieur (à droite) ou leur maintien à la limite des 670 km (à gauche). Les modèles actuels privilégient la convection à deux couches dans le manteau supérieur et le manteau inférieur. Les dorsales sont liées directement à la convection du manteau supérieur appauvri (cf. composition des MORB). Les basaltes des points chauds et des grandes provinces magmatiques (GPM), les OIB, sont issus d'un manteau plus profond, indépendant des dorsales. Cependant des connexions sont établies localement entre les deux systèmes (zones cerclées). La tomographie sismique montre que la lithosphère subduite peut pénétrer dans le manteau inférieur après avoir traversé la limite des 670 km. On pense qu'elle peut s'étaler sur la couche D'' et déclencher les panaches profonds.

 Voir chap. 10

On considère à ce jour que la convection dans le manteau inférieur est dominée par un mode quadripolaire dans lequel deux super-panaches forment deux dômes qui s'élèvent l'un sous l'Afrique et l'autre sous le Pacifique alors que le matériel plus froid redescend au niveau de deux ceintures méridiennes, dont l'enveloppe mime grossièrement les zones de subduction circumpacifiques. Les trois points chauds profonds du Pacifique et les quatre points chauds profonds indo-atlantiques sont ancrés de façon quasi fixe à la bordure de ces deux super-panaches légèrement mobiles l'un par rapport à l'autre. Sur les images fournies par la tomographie sismique, on distingue nettement ces deux grandes zones antipodales de matériel chaud et dense sources de deux upwellings majeurs du manteau inférieur, les LLSVP (pour *Large Low Shear-Velocity Province* : grandes provinces à faible vitesse d'ondes S). Ces masses seraient stabilisées par la rotation terrestre. Leur origine est discutée : accumulation de lithosphère subduite (cimetière de plaques) ou restes solides d'un océan magmatique primordial. Sur les bords des LLSVP existent des zones à vitesses ultra-faibles (ULVZ : *Ultra Low Velocity Zones*) dont l'origine n'est pas connue. S'agit-il de la trace du transfert de plaques subduites vers les super-panaches ou bien de la visualisation de la déstabilisation de la couche D'' ?

 Voir chap. 10

Encart 8.5. – Les cycles convectifs

Durant les trente dernières années, on a souvent évoqué l'alternance de grands cycles tectoniques globaux contrastés. Durant des périodes dites wilsoniennes (où les **cycles de Wilson** s'appliquent, voir *fig. 8.12*) la convection superficielle est indépendante du manteau inférieur, les plaques sont donc actives, les subductions rapides, mais le matériel subduit s'accumule le long de la discontinuité des 670 km.

Cette situation cesse lorsque pour des raisons d'instabilité gravitaire, le matériel froid s'effondre dans le manteau inférieur (« avalanches ») et vient s'accumuler au-dessus de la couche limite noyau-manteau (**couche D'**) qu'il déstabilise. La pénétration des résidus de plaques relativement froides déclenche alors la remontée diapirique de la base du manteau, on entre dans une **phase de panaches**, où la

dynamique du manteau tout entier est dominée par les instabilités profondes. Une telle phase pourrait correspondre aux événements du Crétacé où l'activité thermique de la Terre a été particulièrement importante avec la mise en place des grandes provinces volcaniques (GPM) : **plateaux sous-marins** et **trapps**. Au Crétacé, la Terre a pu fonctionner en mode « une couche » durant la période de calme magnétique avec une hausse de la production magmatique par les dorsales et au niveau des GPM. Le régime était alors de type « Momo » (*Major Overturn – Major Orogeny*), coïncidant avec une stabilité remarquable du noyau, comme indiqué par une longue période sans inversions magnétiques (*fig. 8.10*). Cette façon de voir est maintenant du domaine de l'histoire des sciences, même si les corrélations entre les événements thermiques et tectoniques du Crétacé restent bien établies.

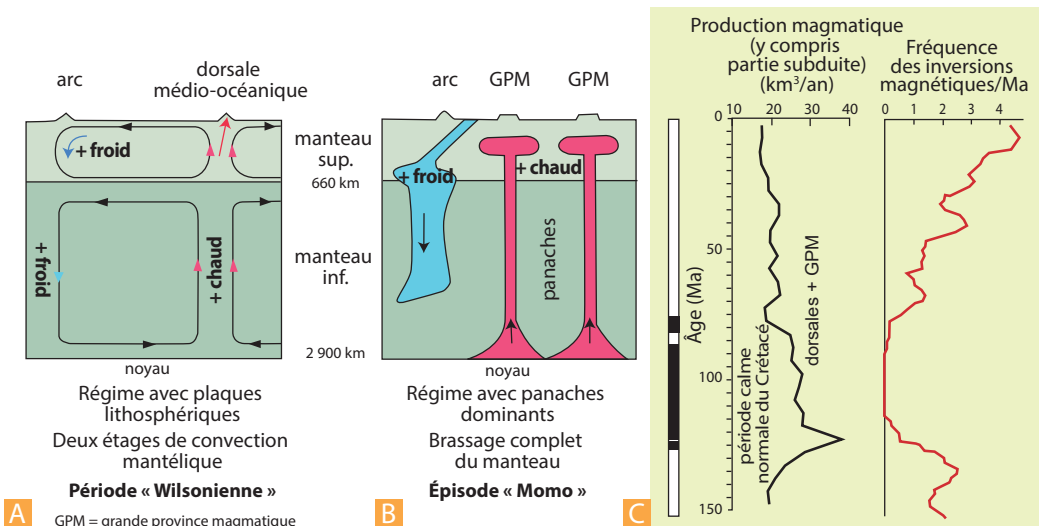


Figure 8.10 Principe du fonctionnement convectif global.

A. Cas de la Terre actuelle. **B.** Cas des épisodes « Momo ». **C.** Correspondance entre la fréquence des inversions magnétiques et la production magmatique globale.

8.5 DYNAMIQUE DU MANTEAU ET MOUVEMENTS VERTICAUX : LA TOPOGRAPHIE DYNAMIQUE

Si le manteau était immobile, les reliefs de la Terre seraient équilibrés selon les lois de l'isostasie. Or, le manteau est mobile, notamment le manteau inférieur dont la dynamique bipolaire est régie par les courants ascendants au-dessus des deux super-panaches sous l'Afrique et le Pacifique et par les courants de retour descendants au niveau des subductions péripacifiques. Ces courants imposent des contraintes visqueuses à tout le manteau, ce qui entraîne la surrection ou l'enfoncement de la lithosphère dans les régions situées à l'aplomb des courants profonds.

Il existe ainsi une composante de la topographie terrestre qui ne résulte pas de la seule dynamique lithosphérique telle que l'amincissement dans les rifts, l'épaississement dans les chaînes de collision ou le refroidissement sur le flanc des dorsales. Les plus grandes structures liées à la topographie dynamique sont les dorsales, dont le relief est dû à la poussée du manteau supérieur, et les fosses océaniques, dont une partie de la topographie négative est due à la traction vers le bas du manteau supérieur retournant vers le manteau inférieur. Les amplitudes des reliefs ainsi créés sont de l'ordre de quelques mètres (marges continentales stables) à quelques kilomètres (dorsales, fosse de subduction). La part exacte de la topographie dynamique dans la subsidence ou la surrection des continents est encore mal évaluée. Il est possible que la subduction de la plaque Farallon sous l'Amérique du Nord soit responsable de la subsidence depuis le Crétacé supérieur d'une partie du craton. On pense également que c'est la topographie dynamique et le ploiement à grande échelle du craton brésilien qui est responsable des fluctuations du cours de l'Amazone. Enfin, il est maintenant clairement établi que la dynamique du manteau sous l'Afrique (super-panache africain) est responsable de la surrection de ce craton et des mouvements verticaux de ses marges. Ceci n'est pas sans conséquence sur la compréhension de la subsidence des marges passives continentales en général et sur l'établissement des courbes de variation du niveau marin. Les progrès de la topographie dynamique ont notamment permis de comprendre et de résoudre un des problèmes auxquels se heurtait la stratigraphie séquentielle, à savoir l'ampleur des variations eustatiques et ses différentiels géographiques : l'eustatisme est modulé par la topographie dynamique.

 Voir § 35.8

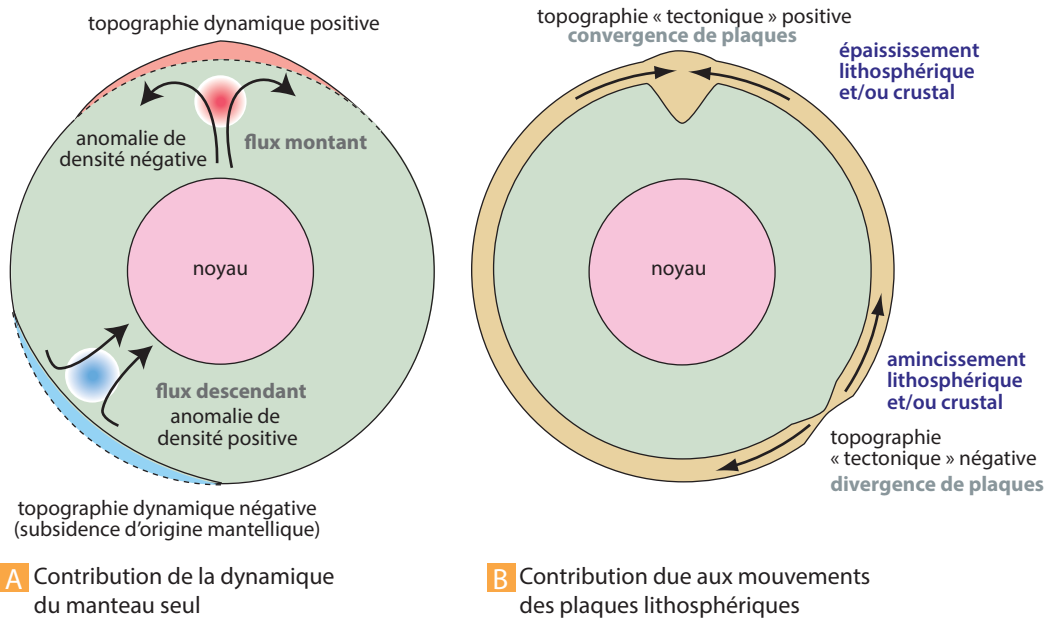


Figure 8.11 Schémas montrant le concept de topographie dynamique par opposition au concept de topographie « tectonique ».

8.6 ÉVOLUTION DES PLAQUES AU COURS DE L'HISTOIRE DE LA TERRE

Le cycle de la lithosphère est relativement complexe, mais les scientifiques ont tenté très tôt d'en fournir une image simple. On peut considérer, en admettant un rayon constant pour la Terre, que **toute ouverture océanique doit être compensée par une convergence**. Ceci conduit à penser que deux continents séparés par une ouverture océanique se rapprocheront puis fusionneront à nouveau, isolant entre eux une lanière de lithosphère océanique obductée constituant une **cicatrice ophiolitique**. Les

continents ne pouvant retourner dans le manteau se rassembleraient ainsi périodiquement durant l'évolution de la Terre. Tuzo Wilson, en 1966, proposa de généraliser cette vision par un cycle (dit **cycle de Wilson**), débutant au rifting continental, se poursuivant dans l'accrétion océanique et la subduction, puis se terminant par la collision continentale.

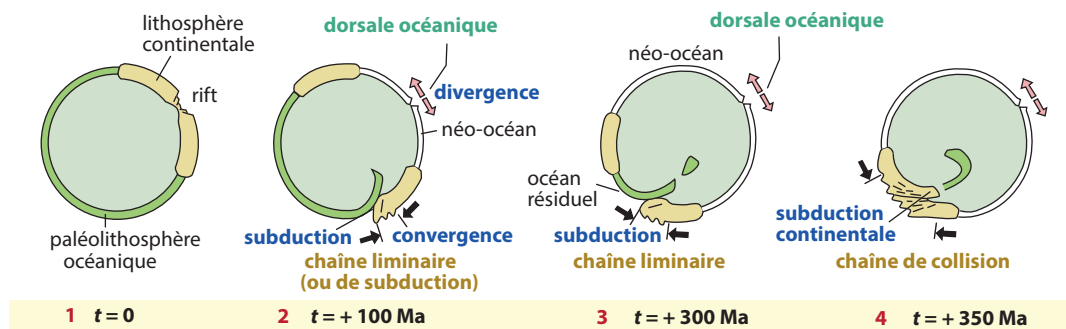


Figure 8.12 Le cycle de la lithosphère : cycle de Wilson.

Un tel cycle pourrait durer de 500 à 300 Ma à l'échelle de la Terre. Pour la période la plus récente, le super-continent de la Pangée a achevé sa constitution il y a 280 Ma. Le super-continent précédant la Pangée a pu exister il y a 700 Ma.



Voir fig. 4.3

La Terre actuelle présente deux visages bien différents. On trouve d'un côté le Pacifique entouré de subduction (marges actives) ; il est presque entièrement océanique et montre les vitesses des plaques les plus rapides. De l'autre, on trouve l'hémisphère contenant l'Atlantique et ses marges continentales passives. Les continents y sont abondants, les plaques moins rapides et la lithosphère est globalement plus épaisse (fig. 8.2). Cette moitié de la Terre garde en fait la mémoire, dans sa cinématique et dans ses processus géodynamiques, de la présence du super-continent Pangée dont l'éclatement n'est pas encore totalement achevé et dont la formation a débuté il y a 500 Ma par rassemblement de continents préalablement disloqués (fig. 8.13).

Rappelons aussi que le magmatisme archéen produit des roches particulières telles que les komatiites ou les séries trondhjémities-tonalites-granodiorites (TTG), qui impliquent des taux de fusion plus élevés qu'actuellement. Ceci nous indique que le gradient thermique de la Terre était bien différent et pose le problème de la rigidité des plaques de l'époque. Les études tectoniques réalisées dans l'Archéen nous montrent des styles de déformation très spécifiques. L'absence de grands chevauchements et la présence de zones de sutures plutôt verticales suggèrent que la lithosphère mince de l'époque n'était pas très résistante, et en tout cas incapable de se déformer à l'aide de grands cisaillements plats.

Il reste finalement à se demander si le schéma de la tectonique des plaques est utilisable pour des temps très anciens et à partir de quand ? Il semble que la mobilité lithosphérique ait été possible à partir du moment où la croissance continentale est devenue stationnaire vers 1 800 Ma. Au-delà, nous manquons fortement de données. Pour les premiers temps, durant l'Archéen (entre 4,3 et 2,5 milliards d'années), certains ont émis l'hypothèse d'une convection plus importante qu'actuellement, plus rapide, avec des cellules de convection abondantes se manifestant en surface par de nombreuses plaques océaniques hexagonales, très rapidement recyclées. Le bassin nord-fidjien, avec ses nombreuses dorsales et subductions et sa lithosphère très mince, bien visible sur la carte de la figure 8.2, en serait le seul analogue présent sur la Terre d'aujourd'hui.

Des modélisations numériques récentes suggèrent que la première proto-subduction se serait produite il y a 4 milliards d'années et que les premières plaques se seraient formées assez tôt, avant

3 milliards d'années. La période séparant ces deux événements a vu la croissance des limites de plaques par endommagement progressif des roches dans les zones de déformation et réduction de la taille des grains. Ceci a favorisé l'implantation de frontières durables, une condition indispensable pour la pérennité du processus de subduction. Ce qui différencie ainsi la Terre de Vénus, où la tectonique des plaques ne s'est pas déclenchée.

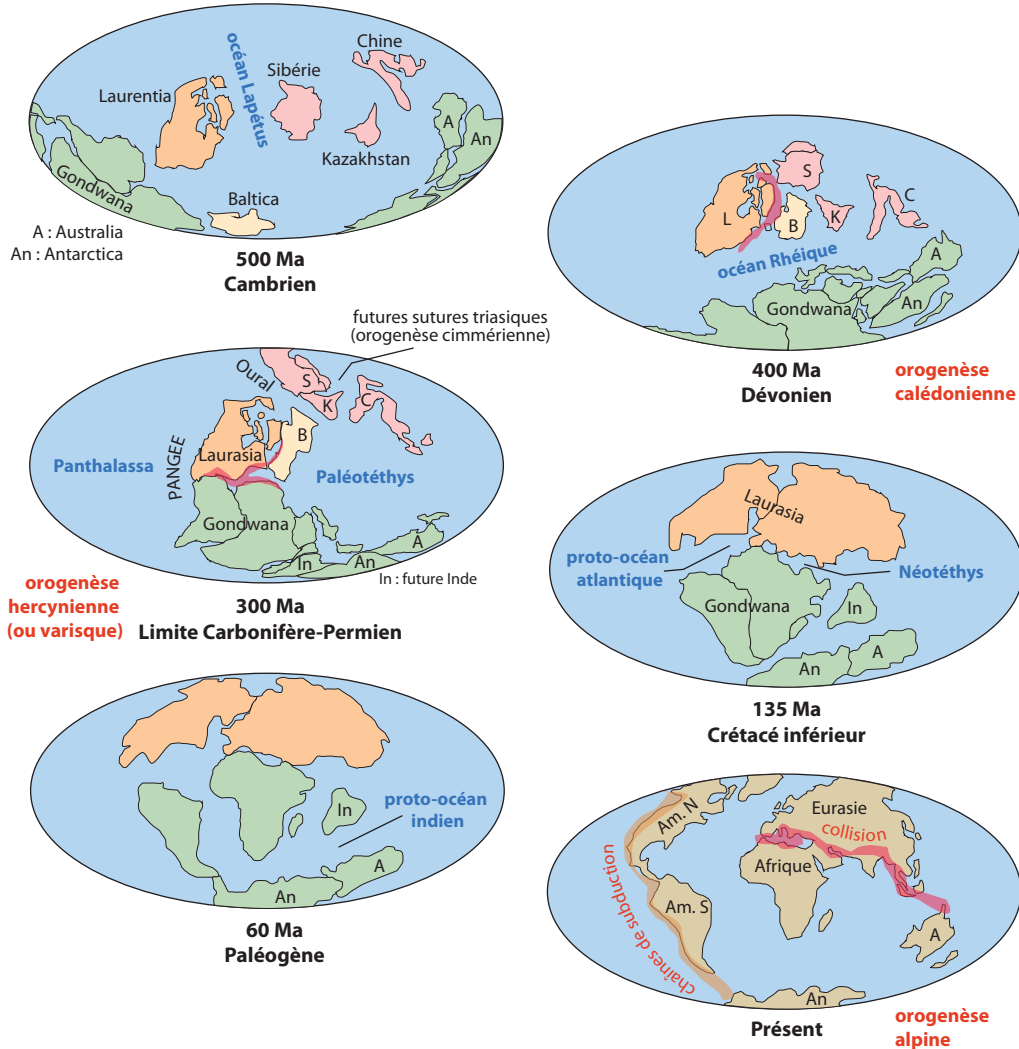


Figure 8.13 Dynamique de la lithosphère depuis 500 Ma.

Synthèse montrant la formation et la dislocation de la Pangée, et illustrant le concept de cycle de Wilson.

À retenir

- ▶ La Terre est un système actif, fruit d'interactions entre la dynamique profonde du manteau inférieur et la dynamique plus superficielle du manteau supérieur, couplée à celle de la lithosphère.
- ▶ À la surface de la Terre, le régime dominant est imposé par les mouvements des plaques lithosphériques rigides, mais le volcanisme de nombreux points chauds et certains

Partie II ■ La dynamique de la Terre solide : géochimie et géophysique globales

mouvements verticaux (topographie dynamique) résultent uniquement de la dynamique du manteau inférieur.

- La lithosphère, enveloppe externe rigide de la Terre comprend la croûte et le sommet du manteau supérieur. Elle est plus épaisse sous les continents que sous les océans. C'est une couche thermique limite où la chaleur diffuse par conduction. On peut fournir plusieurs définitions de la lithosphère, selon les approches et selon les méthodes utilisées pour l'étudier : sismique, thermique, mécanique.
- La caractéristique principale du manteau sub-lithosphérique est sa capacité à fluer à l'état solide ce qui permet une mise en mouvement à très grande échelle en grandes cellules de convection. L'asthénosphère et la mésosphère transportent la chaleur par convection.
- Les mécanismes de la déformation des roches dans le manteau supérieur sont essentiellement la progression des dislocations au sein des cristaux (olivines, pyroxènes) et également la présence de défauts situés entre les grains.
- Les transitions minéralogiques du manteau sont en accord avec l'existence des grandes discontinuités sismologiques à 410 et 670 km de profondeur.
- On considère à ce jour que la convection dans le manteau inférieur est dominée par un mode quadripolaire dans lequel deux super-panaches forment deux dômes qui s'élèvent sous l'Afrique et sous le Pacifique. Le matériel plus froid redescend au niveau de deux ceintures méridiennes, dont l'enveloppe mime les zones de subduction circumpacifiques.