

III. Les roches magmatiques : Magmas et tectonique des plaques

III.1. Introduction

Les magmas ne se forment pas n'importe où sur la Terre. Il suffit de regarder une carte du monde de la distribution des volcans en activité pour se rendre compte que l'activité volcanique actuelle n'est pas répartie au hasard. Depuis l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques, on sait aujourd'hui qu'une grande partie de l'activité volcanique à la surface de la Terre est en relation directe avec le mouvement des plaques tectoniques. Avant d'étudier la relation entre le magmatisme et la tectonique des plaques, il nous faut d'abord aborder la structure interne de notre globe.

III.2. Structure interne de la Terre

La Terre est constituée d'une série de couches concentriques de propriétés chimiques et/ou physiques différentes. La structure interne de la Terre a été mise en évidence en grande partie grâce à l'étude de **la propagation des ondes sismiques** émises pendant les grands tremblements de terre. Les autres informations concernant la structure et la composition interne de la terre proviennent de :

- l'échantillonnage direct de la croûte terrestre,
- l'étude des morceaux de roches du manteau supérieur remontés par certains volcans,
- l'étude des météorites,
- et les travaux expérimentaux de laboratoire (étude du comportement des minéraux du manteau à haute pression–haute température grâce à l'utilisation de la cellule à enclumes de diamant).

III.2.1. Les couches de compositions chimiques différentes (Figure 1)

Selon la composition chimique, on distingue trois parties principales : la croûte, d'épaisseur allant de 10 à 70 kilomètres, puis le manteau, qui s'étend de la base de la croûte jusqu'à une profondeur de 2900 kilomètres et enfin le noyau.

- **La croûte** : la composition chimique de la croûte est connue par l'observation directe des roches (le plus grand forage jamais réalisé, celui de la presqu'île de Kola en Russie, atteint 12 kilomètres de profondeur) et par l'étude des ondes émises par les séismes proches ou par les séismes provoqués. La croûte est divisé en deux parties : la croûte continentale et la croûte océanique.
 - La **croûte continentale** s'étend de 30 à 70 km (l'épaisseur maximale est atteinte sous les régions montagneuses) et possède près de la surface la composition moyenne des granites. Sa composition passe vers 5 ou 10 km de profondeur à celle de roches plus pauvres en silice (granodiorites et andésites), puis à une composition basaltique (gabbros, entre 15 et 70 km de profondeur).

- La **croûte océanique** est épaisse de 8 à 10 km et constitue le plancher des océans. Sa composition est basaltique.

*La base de la croûte est caractérisée par un brusque changement de densité (2,9 à 3,3 g/cm³). Un géologue croate, Andrija Mohorovicic a découvert en 1909 l'existence d'une discontinuité dans la propagation des ondes sismiques. On appelle **discontinuité de Mohorovicic** ou **Moho**, la discontinuité sismique qui marque la limite entre la croûte et le manteau. Le Moho est situé à environ 35 km (jusqu'à 70 km sous les grandes chaînes de montagnes) sous les continents, et à environ 10 km sous les océans.*

- **Le manteau** : sous le Moho s'étend le manteau qui occupe 81 % du volume de la Terre et représente 67 % de sa masse. Il s'étend en profondeur jusqu'à environ 2900 km. On y distingue deux étages qui font frontière commune à 670 km de profondeur : le manteau supérieur et le manteau inférieur. La composition moyenne du manteau est celle d'une roches nommée péridotite (roche ultrabasique) composée d'olivine, de pyroxène et de grenat. La composition chimique moyenne du manteau ne change pratiquement pas, mais la minéralogie du manteau varie en fonction de la profondeur (voir le paragraphe sur les couches de propriétés physiques différentes). Notons que les 300 derniers kilomètres du manteau inférieur forment une zone fortement hétérogène sur les plans thermique et chimique. On pense que la base du manteau est le siège d'importantes réactions chimiques entre les silicates du manteau et le fer liquide du noyau. Cette couche a reçu le nom de couche D'' (L'origine du nom D'' correspond à une première dénomination des principales couches qui constituent la terre : A et B pour la croûte et la lithosphère mantellique ; C pour l'asthénosphère ; D pour le manteau inférieur ; E, F et G pour le noyau. Dès lors, l'identification de nouvelles structures a imposé d'insérer de nouvelles classifications sous la forme de symbole « prime » et seconde. Alors que certaines de ces dénominations ont été abandonnées, celle de couche D'' a perduré).

*Une ultime discontinuité située à 2900 km de profondeur, sépare le manteau inférieur du noyau. Elle se traduit par une augmentation de densité de 5,5 g/cm³ à 10 g/cm³ : c'est la discontinuité de **Gutenberg**, découverte en 1913.*

- **Le noyau** : à l'entrée du noyau, la vitesse d'une partie des ondes sismiques (ondes P) diminue, tandis que l'autre partie des ondes (ondes S) est arrêtée. Ce fait est caractéristique d'un milieu liquide. Le noyau constitue la partie centrale de la Terre. Il est divisé en deux couches : le noyau externe (la brusque interruption de propagation des ondes S à la limite entre le manteau et le noyau indique que le **noyau externe** est liquide) et le **noyau interne** ou graine (solide), séparé par une discontinuité (discontinuité de **Lehmann**) à 5150 km de profondeur. A la limite entre ces deux couches, la densité passe de 12,3 g/cm³ à environ 13,3 g/cm³, et atteint 13,6 g/cm³ au centre de la Terre, soit à 6371 km. Le noyau serait formé de fer et d'un peu de nickel. Cette hypothèse s'appuie sur la composition chimique d'une classe de météorites (les météorites de fer) considérées comme les restes des noyaux de petites planètes (astéroïdes) différenciées.

III.2.2. Les couches de propriétés physiques différentes (Figures 1 et 2)

Des discontinuités sismiques ont été mises en évidence dans le manteau de la Terre et sont dues principalement aux changements des propriétés physiques. Il est important de rappeler qu'il n'existe pas de changements majeurs de composition chimique dans le manteau.

On distingue ainsi : la lithosphère, l'asthénosphère et la mésosphère. Cette division de la structure interne du globe est à la base de la théorie de la tectonique des plaques.

- **La lithosphère** : est caractérisée par sa rigidité et son élasticité. La vitesse des ondes sismiques est élevée. Son épaisseur est de 100 km en moyenne (70 km sous les océans et 130 km sous les continents). La lithosphère est composée de la **croûte terrestre** (océanique et continentale) et d'une **partie du manteau supérieur** (manteau lithosphérique).
- **L'asthénosphère** (J. Barrell, 1914, du grec *asthenos*, sans résistance): est située sous la lithosphère et se compose de roches qui ont une rigidité faible. Les roches de l'asthénosphère sont relativement malléables et peuvent être facilement déformées. Les températures dans cette région sont proches du point de début de fusion partielle de la péridotite. L'asthénosphère est divisée en deux parties :
 - **L'asthénosphère supérieure**, qui s'étend entre 120 km et 250 km, appelée **LVZ** (low velocity zone : zone à faible vitesse de propagation des ondes sismiques. La vitesse de propagation des ondes sismiques diminue dans cette région). C'est la couche où la péridotite subit une fusion très faible, ce qui lui permet de se déformer facilement. Dans cette zone à faible vitesse de propagation entre 100 à 250 km (à 350 km), il n'existe pas de diminution en densité ou en composition. Cette zone est de même composition que le reste du manteau, mais elle est moins rigide, moins élastique et plus ductile que le manteau environnant.
 - **L'asthénosphère inférieure**, qui s'étend de 250 km (350 km) à 670 km de profondeur. Les roches redeviennent relativement rigides (malgré la température élevée, à cause des fortes pressions qui compriment les roches). Une discontinuité sismique a été mise en évidence dans cette couche à 400 km de profondeur. Elle est due à un changement de la structure de l'**olivine** (qui est l'un des principaux minéraux de la péridotite). Lorsqu'on comprime les cristaux d'olivine en laboratoire à une pression correspondant à 400 km de profondeur, les atomes se réarrangent en formant un polymorphe plus dense. Dans le cas de l'olivine, le réarrangement d'atomes ressemble à la **structure** que l'on trouve dans la famille de minéraux appelée **spinelle**. La densité d'olivine augmente de 10%. On appelle **discontinuité sismique à 400 km**, l'augmentation des vitesses des ondes sismiques due à la transition polymorphique olivine-**phase** « **spinelle** » (ne pas confondre avec le minéral spinelle, non silicaté).
- **La manteau inférieur ou mésosphère** (du grec *meso*, moyen ou milieu): qui s'étend de 670 km à 2900 km de profondeur. Cette couche est caractérisée par une nouvelle discontinuité sismique à une profondeur de 670 km. La densité du manteau augmente de 10%. Cette discontinuité serait due aux conditions de température et de pression à cette profondeur qui conduisent à une nouvelle transformation minéralogique, les minéraux de l'asthénosphère inférieure seraient remplacés par un assemblage de minéraux de type **perovskite silicatée** et d'**oxyde de magnésium**. Notons aussi que la discontinuité de 670 km correspond aussi à la profondeur maximale des foyers des tremblements de terre.

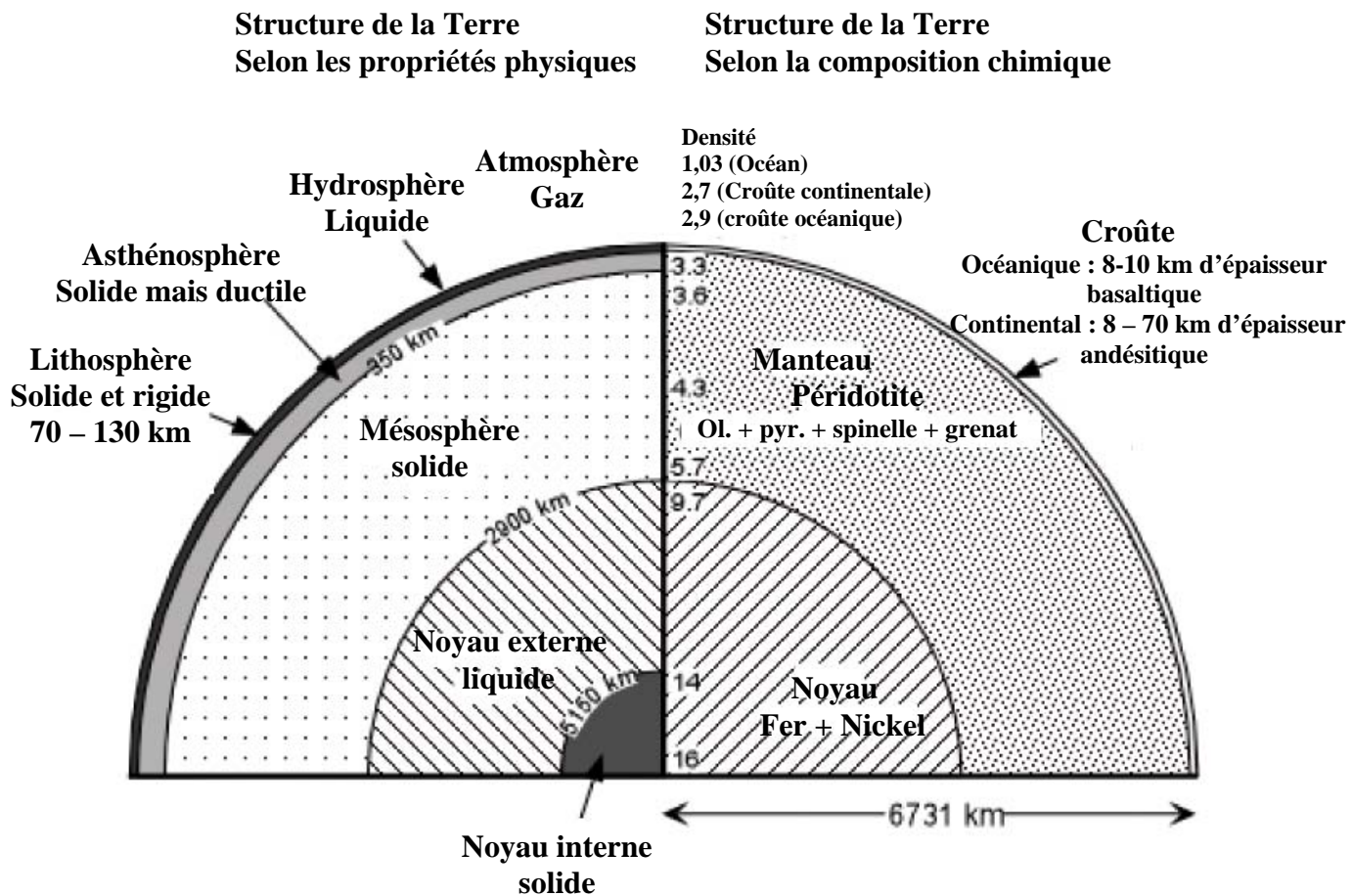


Figure 1. Structure interne de la Terre

(D'après Stephen A. Nelson, http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/earths_interior.htm).

Remarques :

- La température augmente avec la profondeur et atteint 1200°C à la base de la lithosphère, 4500°C à la limite entre le manteau et le noyau et dépasse probablement 6600°C au centre de la Terre.
- La Terre est essentiellement **solide**. La seule zone liquide à l'intérieur de la Terre est le noyau externe (entre 2900 et 5100 km de profondeur). La LVZ dans le manteau supérieur est une zone où existe un début de fusion très faible, mais n'**est pas liquide**. Enfin, il existe près de la surface, au dessous des volcans actifs, des chambres magmatiques où existent des magmas liquides. *Le magmatisme est donc un phénomène exceptionnel !*. L'état solide à l'intérieur de la Terre malgré des températures élevées est dû aux fortes pressions qui y règnent et qui empêchent la fusion des roches.
- Le noyau externe liquide est responsable du champ magnétique externe de la Terre. Les courants de convection qui agitent le fer liquide produisent un effet dynamo qui engendre le champ magnétique.

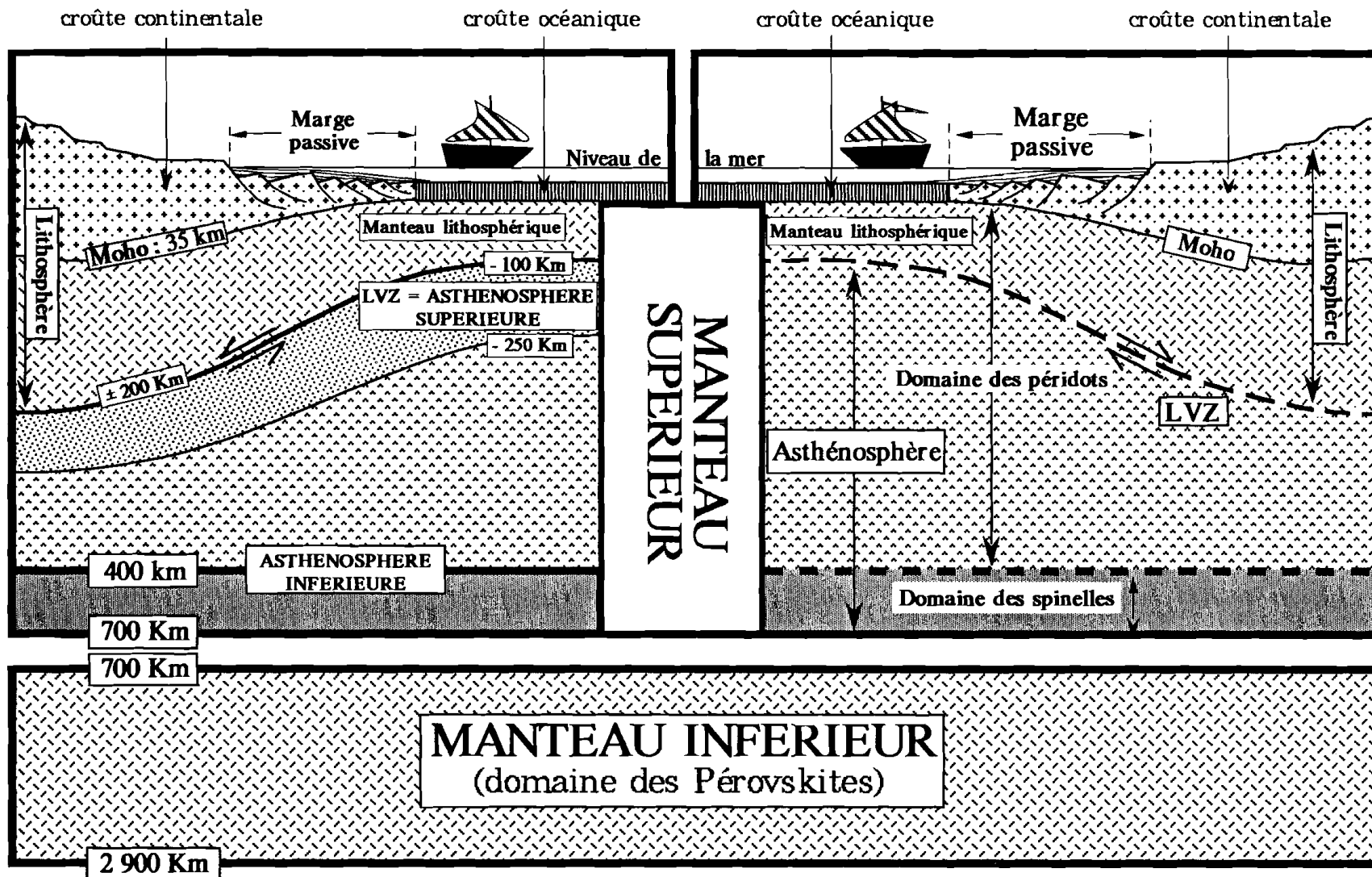


Figure 2 : Coupe transversale de la partie superficielle de la Terre.
 (d'après B. Mehier, Magmatisme et tectonique des plaque, Ellipses. 1995)
 A gauche est placé la structure sismique de la partie superficielle de la Terre, et
 à droite la structure minéralogique

III.3. La tectonique des plaques

La théorie de la tectonique des plaques, développée à la fin des années 1960, a eu des incidences énormes sur toutes les Sciences de la Terre : c'est une théorie scientifique planétaire unificatrice qui nous fournit un cadre unique dans lequel s'intègrent toutes les observations géologiques (déformation des roches, sismicité, volcanisme, métamorphisme...). Cette théorie est basée sur la notion de **plaques tectoniques**.

Selon cette théorie, la lithosphère est découpée en un certain nombre de plaques (six grandes plaques et de nombreuses microplaques) rigides qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère. Ce mouvement définit trois types de frontière entre les plaques :

- Les **frontières divergentes** : là où les plaques s'éloignent l'une de l'autre et où de la matière fondue, montant de l'asthénosphère, est ajoutée sur les bords de chacune des deux plaques. C'est ce qui se produit au niveau des dorsales océaniques au milieu des océans actuels.
 - Les **frontières convergentes** : là où l'une des deux plaques s'enfonce sous l'autre, comme on l'observe au niveau des zones de subduction. Un autre type de frontière convergente est celui où deux plaques entrent en collision, là où se forme la plupart des chaînes de montagnes intracontinentales.
 - Les **frontières transformantes** : là où deux plaques glissent latéralement l'une contre l'autre, le long de failles; dans ce cas il n'y a ni destruction, ni création de matière.
- Actuellement, il existe à la surface du globe 14 plaques tectoniques, chacune de ces plaques peut comporter à la fois de la lithosphère océanique et de la lithosphère continentale. Trois plaques seulement sont entièrement océaniques : la plaque Pacifique, Nazca et Cocos (figure 3).
- Le mouvement des plaques s'effectue en réponse à la libération de la chaleur interne de la terre. En se dissipant, cette chaleur met en mouvement ses couches internes et externes. Cette chaleur provient de deux sources :
- la première source est héritée de l'époque de sa formation par accréation il y'a 4,55 milliards d'années ;
 - la deuxième source provient de la désintégration des éléments radioactifs (U, Th, K..).
- La chaleur se propage par différents mécanismes de **conduction** et de **convection**. Dans les couches solides, elle est transmise par conduction, alors que dans les masses liquides se développent des courants de convection. Ces courants seraient, dans la zone externe du noyau, responsables du champ magnétique terrestre, et dans le manteau, responsables des processus liés à la tectonique des plaques.

Le mouvement des plaques tectoniques est assuré par les grandes cellules de convection dans le manteau, qui sont le résultat du flux de chaleur qui va du centre vers l'extérieur de la terre.

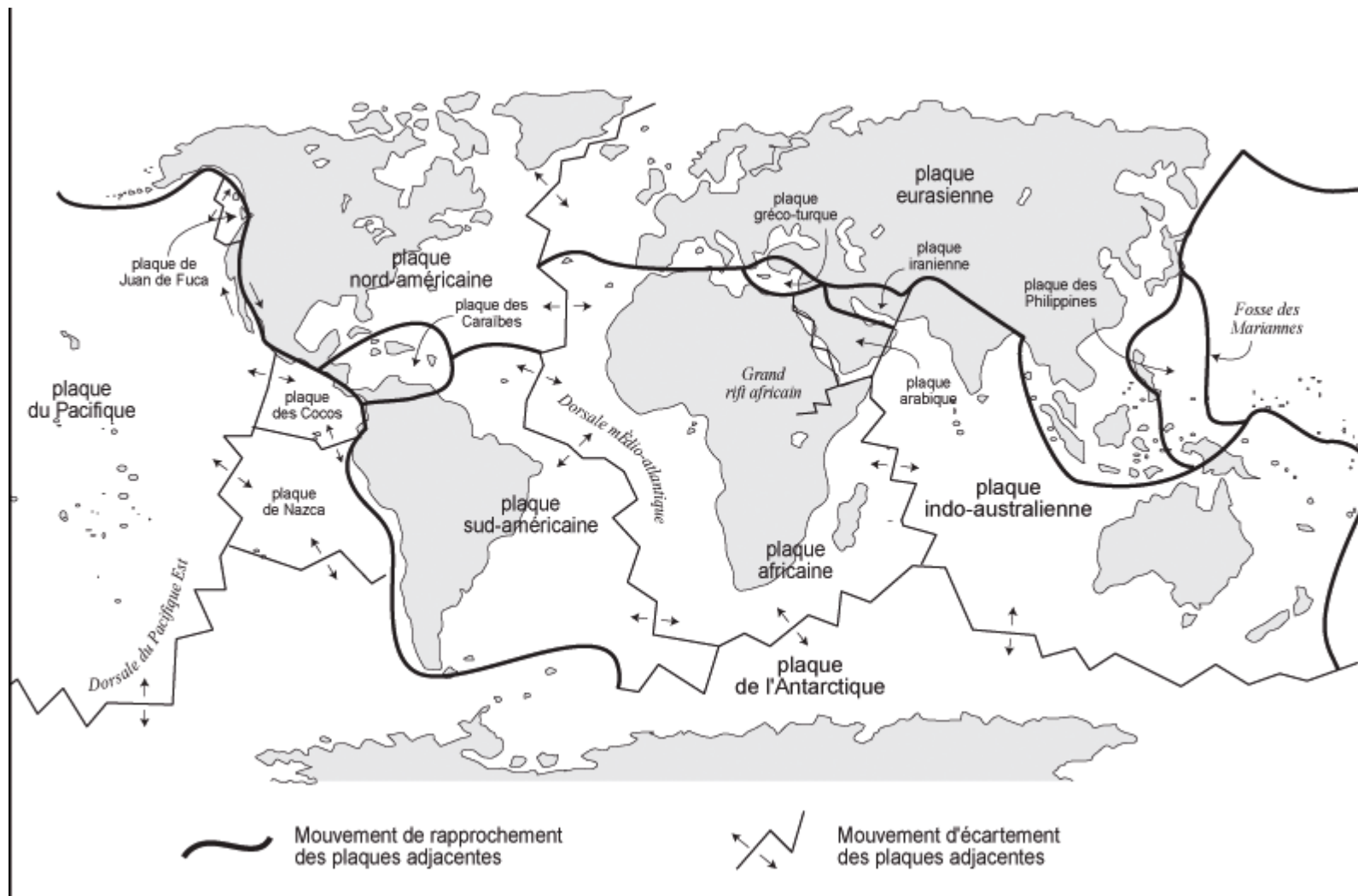


Figure 3 : Les principales plaques lithosphériques et leurs frontières.

III.3.1. Les frontières divergentes (figure 4)

- C'est la région des **dorsales océaniques**, lignes suivant lesquelles deux plaques s'écartent l'une de l'autre, et qui sont continuellement comblés par l'arrivée de magmas basaltiques neufs, venu de l'asthénosphère. L'axe de la dorsale est souligné par une vallée profonde dans laquelle se mettent en place les magmas qui jaillissent du manteau.
- Ce magma crée une nouvelle croûte océanique et s'intègre au système des deux plaques : c'est l'expansion du plancher océanique.
- L'âge de la croûte océanique augmente donc d'une manière symétrique en s'éloignant de la dorsale. Ce processus d'expansion, bien que lent, n'est pas négligeable, et l'ouverture ou la progression est en moyenne de 2 cm par an (10 cm/an au maximum dans la dorsale du Pacifique Est).
- Il se crée donc continuellement de la nouvelle lithosphère océanique au niveau des frontières divergentes, c'est-à-dire aux dorsales médio-océaniques.
- Au cours de son écartement de la dorsale, la plaque océanique nouvellement créée, se refroidit, s'épaissit, devient plus dense et se recouvre de sédiments.

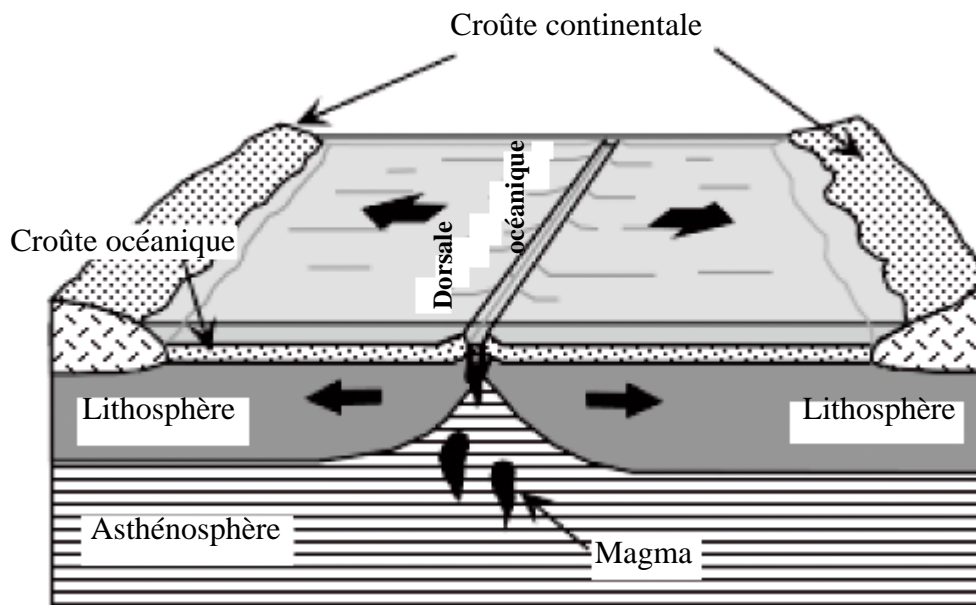


Figure 4 : Schéma d'une frontière divergente

(D'après Stephen A. Nelson, http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/earths_interior.htm).

III.3.2. Les frontières convergentes

- Etant donné que la surface terrestre a toujours été constante, le fait que de nouvelles plaques se créent continuellement aux frontières divergentes implique qu'il faudra détruire de la lithosphère ailleurs. Cette destruction se fait aux frontières convergentes

qui, comme le nom l'indique, marquent le contact entre deux plaques lithosphériques qui convergent l'une vers l'autre.

- La destruction de plaque se fait par l'enfoncement dans l'asthénosphère d'une plaque sous l'autre plaque, et par la digestion de la portion de plaque enfoncée dans l'asthénosphère. Ainsi, le volume de la Terre ne change pas.
- On appelle **subduction** (de sub, et du latin *ducere*, tirer) le processus par lequel la lithosphère descend dans l'asthénosphère. Les marges le long desquelles les plaques sont subduites sont appelées **zones de subduction**. Elles sont marquées par des **fosses profondes** dans le fond océanique.
- Les limites de convergence de plaques peuvent être de trois types :
 - Convergence **croûte océanique – croûte océanique** (figure 5) : dans ce cas, la plaque océanique ancienne plonge sous l'autre plaque plus jeune, moins épaisse et moins dense. Il y'a dans ce cas formation d'un **arc volcanique insulaire** océanique sur la bordure de la plaque non subduite. A l'arrière de certains de ces arcs s'ouvre un **bassin arrière arc** dans lequel se crée une nouvelle croûte océanique. (Exemple : la fosse des Philippines, des Mariannes, la fosse du Japon).

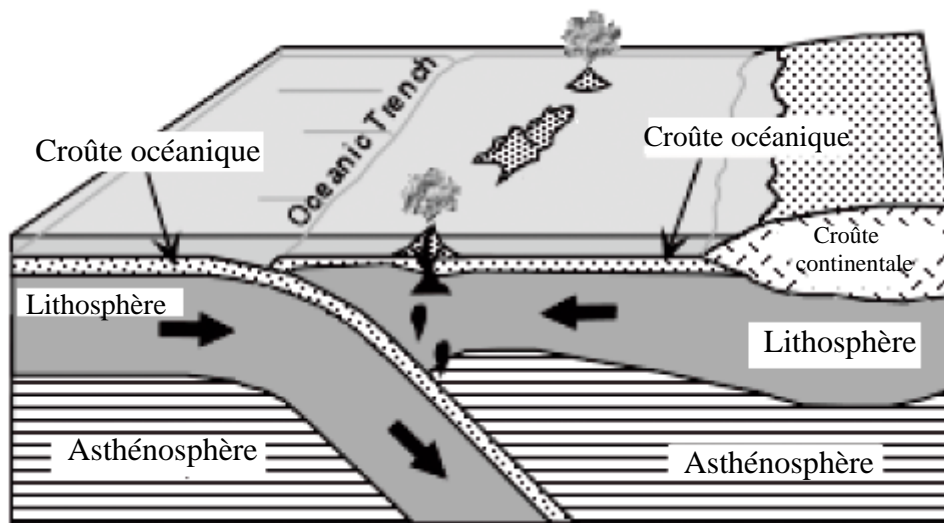


Figure 5 : Schéma de la subduction d'une plaque océanique sous une plaque océanique

(D'après Stephen A. Nelson, http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/earths_interior.htm).

- Convergence **croûte océanique – croûte continentale** (figure 6) : dans ce cas la plaque océanique plus dense s'enfonce sous la plaque continentale. Il se formera une chaîne de volcans sur les continents (**arc volcanique continental**) et donc une cordillère montagneuse. Le cas le plus typique est la fosse Pérou-Chili : enfoncement de la plaque Pacifique sous le continent Sud-Américain et formation de la cordillère des Andes sur le continent.

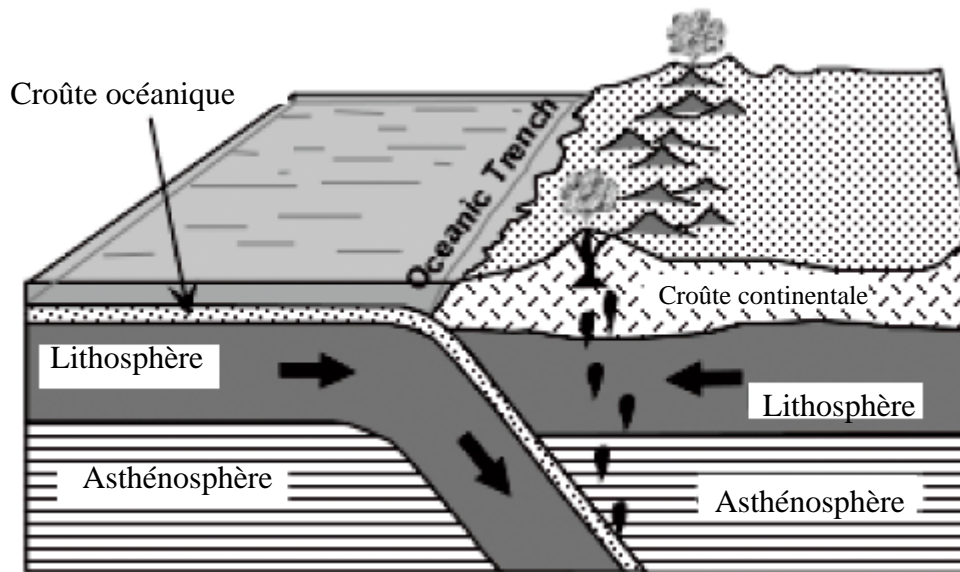


Figure 6 : Schéma de la subduction d'une plaque océanique sous une plaque continentale

(D'après Stephen A. Nelson, http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/earths_interior.htm).

- Convergence **croûte continentale – croûte continentale** (figure 7) : deux plaques entrent en collision lorsque la subduction de la partie océanique d'une plaque ramène aussi une partie continentale. Dans ce cas, la croûte continentale ne peut pas s'enfoncer dans l'asthénosphère à cause de la trop faible densité de la lithosphère continentale par rapport à celle de l'asthénosphère. Le mécanisme se coince et il y'aura collision entre les deux croûtes continentales avec soulèvement, plissement et chevauchement de l'épaisse couverture sédimentaire et formation d'une chaîne de montagnes. C'est la soudure entre deux plaques continentales pour n'en former qu'une seule. L'exemple le plus célèbre est la collision de l'Inde avec le continent asiatique et la formation de l'Himalaya.

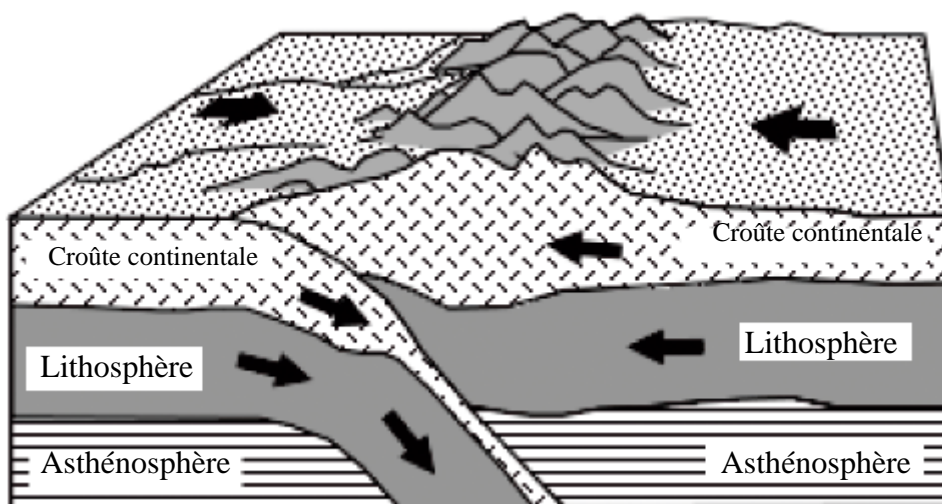


Figure 7 : Schéma de la collision continent-continent

(D'après Stephen A. Nelson, http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/earths_interior.htm).

III.3.3. Les frontières transformantes

- Les frontières transformantes correspondent aux régions où deux plaques coulissent l'une par rapport à l'autre. Les plaques glissent latéralement l'une par l'autre.
- Ces marges de glissements produisent de grandes fractures qui affectent toute l'épaisseur de la lithosphère; on utilise plus souvent le terme de **failles transformantes**.
- Elles se trouvent le plus souvent dans la lithosphère océanique, et se forment lors du décalage entre une même dorsale océanique du fait de différences de vitesses d'expansion (Figure 8).
- Parfois ces failles font le relais entre des limites divergentes et convergentes (ces failles transforment le mouvement entre divergence et convergence, de là leur nom de failles transformantes).
- La faille transformante la plus connue est celle de San Andreas en Californie.

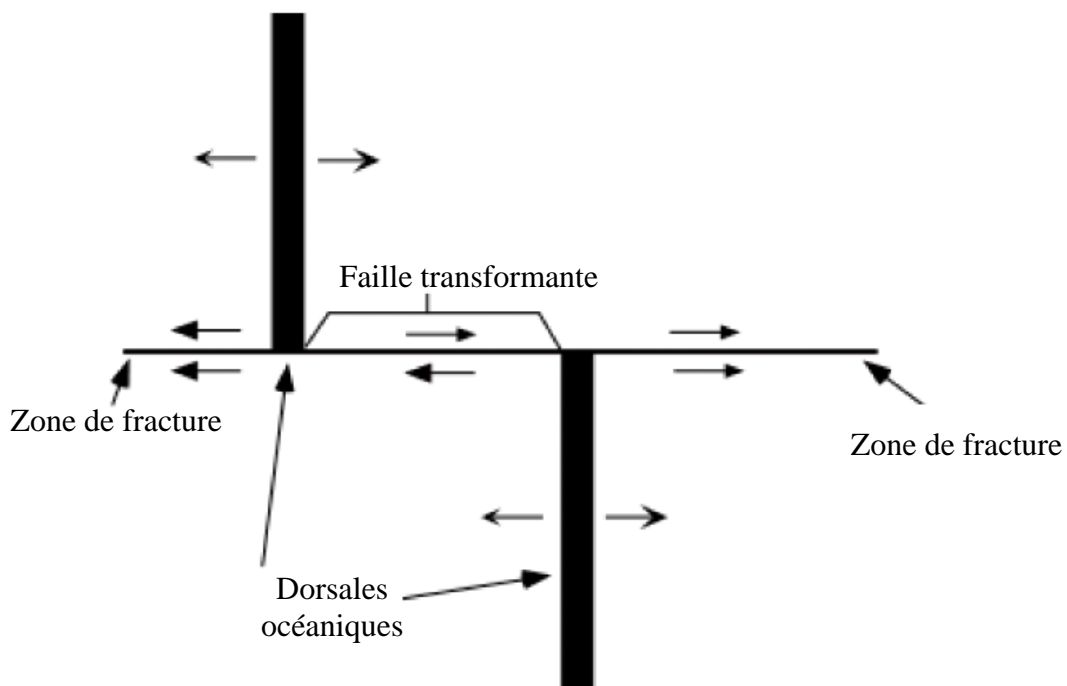


Figure 8 : Schéma d'une faille transformante reliant deux dorsales océaniques

(D'après Stephen A. Nelson, http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/earths_interior.htm).

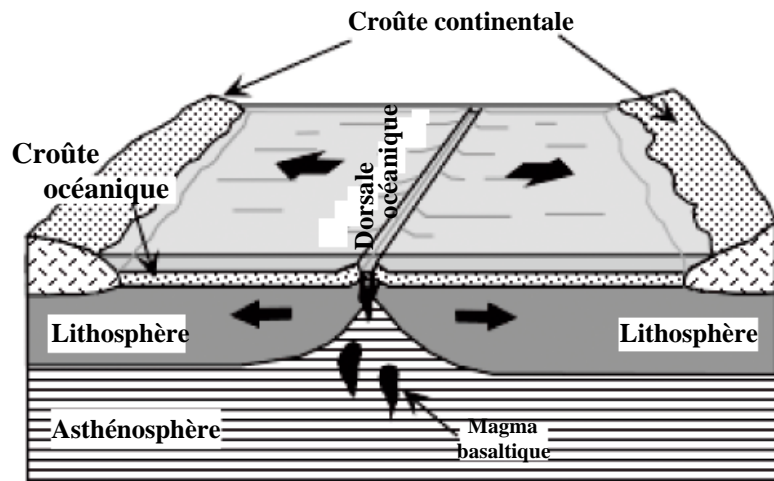
III.4. Le magmatisme dans le cadre de la tectonique des plaques

Il existe des liens étroits entre la tectonique des plaques et la nature des magmas émis sur terre. Les magmas **basaltiques** se forment surtout aux **dorsales médio-océaniques** (mais pas exclusivement), les magmas **andésitiques** se forment aux **arcs insulaires** ou **continentaux** et sont liés aux **zones de subduction** et les magmas **rhyolitiques** ne se trouvent que sur la **croûte continentale**.

- Les volcans qui émettent les magmas basaltiques se trouvent sur les deux types majeurs de croûte - océanique et continentale. Cela veut dire que la source du magma basaltique est plus profonde, dans le manteau. La plupart des magmas basaltiques sont émis aux dorsales médio-océaniques et correspondent à la fusion par décompression du manteau supérieur.
- Les volcans qui émettent les magmas andésitiques se trouvent aux frontières entre les plaques convergentes, qui forment des zones de subduction. Les magmas andésitiques se forment probablement par la fusion partielle du manteau lithosphérique de la plaque chevauchante en réponse à la déshydratation de la plaque subductée riche en eau.
- Les volcans qui émettent les magmas rhyolitiques se trouvent sur la croûte continentale. Cette observation est importante parce qu'elle indique que les processus qui forment ces magmas rhyolitiques sont apparemment limités à la croûte continentale.

III.4.1. Les magmas des zones de divergence

Les rides océaniques (dorsales) sont probablement les plus grands producteurs de magmas sur la terre. Paradoxalement, une grande partie de ce magmatisme passe inaperçu car, à l'exception des îles océaniques, il se met en place sous les océans. Ce magmatisme est responsable de la production de la croûte océanique aux frontières divergentes des plaques tectoniques.



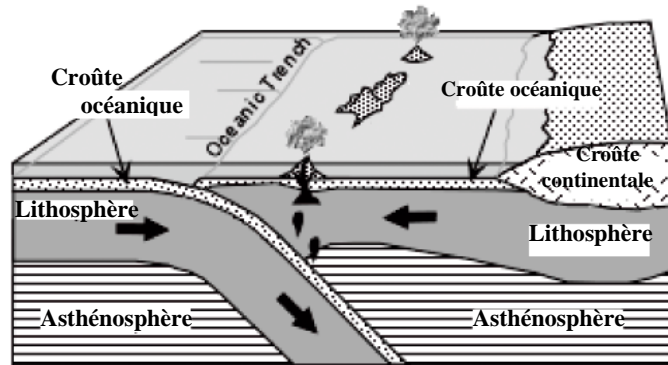
Le magma se met en place près de la dépression centrale qui forme les dorsales océaniques. **Les magmas produits dans les zones de divergence sont essentiellement basaltiques**. Ainsi, basaltes et gabbros sont produits dans ces régions. Ils sont appelés **MORB** (Mid Oceanic Ridge Basalts).

- *Les magmas basaltiques sont produits lors de la fusion partielle de la péridotite du manteau par décompression de l'asthénosphère lors de la remontée des cellules de convection à travers le manteau sous les dorsales.*

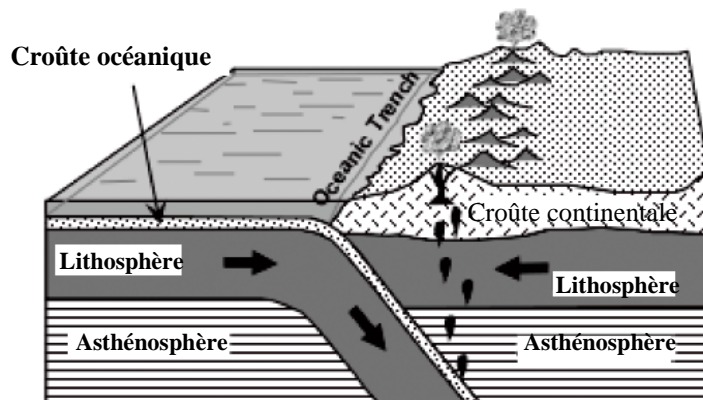
III.4.2. Les magmas des zones de convergence

III.4.2.a. Les magmas des zones de subduction

- Dans le cas d'une convergence croûte océanique-croûte océanique, les magmas produits sont essentiellement **andésitiques** et **basaltiques** et apparaissent en surface formant les arcs volcaniques insulaires



- Dans le cas d'une convergence croûte océanique-croûte continentale, les magmas produits sont essentiellement **andésitiques** et **rhyolitiques** et apparaissent sur la marge active du continent.



La plus grande partie des magmas produits dans les zones de subduction sont de nature andésitiques.

- *Le magmatisme des zones de subduction est interprété comme le résultat de la fusion du manteau au-dessus de la plaque lithosphérique plongeante et, plus rarement de la plaque elle-même, et ce jusqu'à environ 100 à 150 km de profondeur. En effet, la plaque plongeante, lors de son passage sous les océans, va être altérée par l'eau de mer avec apparition en son sein de minéraux hydratés (chlorites, talc, serpentine...). Des sédiments gorgés d'eau vont aussi se déposer sur la croûte océanique augmentant encore sa teneur en eau. C'est donc une croûte très enrichie en eau qui plonge en profondeur au niveau des zones de subduction. Cette eau est libérée en profondeur (au-delà de 80 km) et favorise alors la fusion partielle du manteau lithosphérique de la plaque chevauchante (on sait que le point de fusion des matériaux en présence d'eau est beaucoup plus bas que celui des matériaux anhydres). Le matériel en fusion remonte vers la surface au travers de la plaque chevauchante. Une partie du matériel en fusion cristallise en profondeur, et l'autre partie parvient à la surface formant les marges et les arcs insulaires actifs. Le passage du magma par la croûte continentale conduit à sa contamination au contact de la croûte traversée et donc à un enrichissement en silice. On a remarqué une augmentation de la teneur en silice des magmas des zones de subduction avec l'épaississement de la croûte chevauchante. Ainsi, les magmas basaltiques sont abondants dans le cas d'une convergence croûte océanique-croûte océanique, les andésites sont prédominantes dans le cas d'une convergence croûte océanique – croûte continentale et les magmas rhyolitiques ne sont significativement présents que sur une croûte continentale chevauchante épaisse.*

III.4.2.b. Les magmas des zones de collision

Dans ce cas, les magmas n'apparaissent pas en surface. En revanche, une activité magmatique importante se produit en profondeur et génère des magmas rhyolitiques qui en cristallisant donnent des granites. Les produits de ce magmatisme s'observent en surface après érosion.

Les magmas produits en profondeur dans les zones de collision sont essentiellement rhyolitiques.

- *Ces magmas se forment probablement suite à la déshydratation des parties inférieures épaissies de la croûte continentale dans les zones de collision, qui provoque la fusion partielle de la croûte continentale granitique située plus près de la surface (on parle d'**anatexie**). La fusion de la croûte continentale pourrait aussi être provoquée par la remontée de magmas basaltiques qui se mettent en place en profondeur, libérant de la chaleur et conduisant à une augmentation de la température de la croûte continentale qui fond en produisant des magmas rhyolitiques (figure 9). Cela se produit à la fin de l'évolution tectono-métamorphique d'une chaîne de montagnes lors de la diminution de l'épaisseur de la chaîne qui s'accompagne d'une décompression et d'une fusion partielle du manteau et donc formation de magmas basaltiques.*

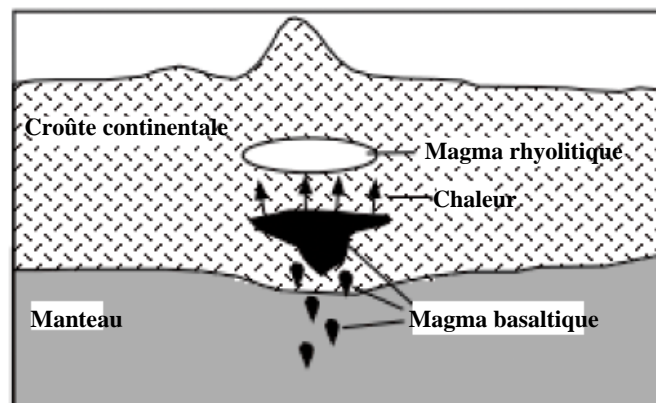


Figure 9 : Schéma simplifié montrant la formation des magmas rhyolitiques au sein de la croûte continentale

(D'après Stephen A. Nelson, http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/earths_interior.htm).

III.4.3. Le magmatisme à l'intérieur des plaques tectoniques. Les points chauds

Une certaine activité magmatique est connue à l'intérieure des plaques tectoniques sans relation avec les frontières et donc le mouvement des plaques. Les magmas sont dans ce cas issus de sources ponctuelles enracinées dans le manteau inférieur appelées : **points chauds**. Le magmatisme de point chaud est responsable de la formation des volcans intraplaques, particulièrement des volcans intraplaques océaniques, comme ceux qu'on retrouve nombreux dans le Pacifique. Le déplacement des plaques au dessus de ces points chauds fixes conduits à la formation d'alignement d'îles volcaniques éteints (ou **guyots**, du nom du Géographe A. Guyot) (figure 10) dont l'âge augmente à mesure qu'on s'éloigne du volcan actif situé au dessus du point chaud (figure 11). Exemple : la chaîne Empereur-Hawaï.

Le magmatisme des points chauds provient de la fusion partielle de la péridotite du manteau. Il est donc essentiellement basaltique.

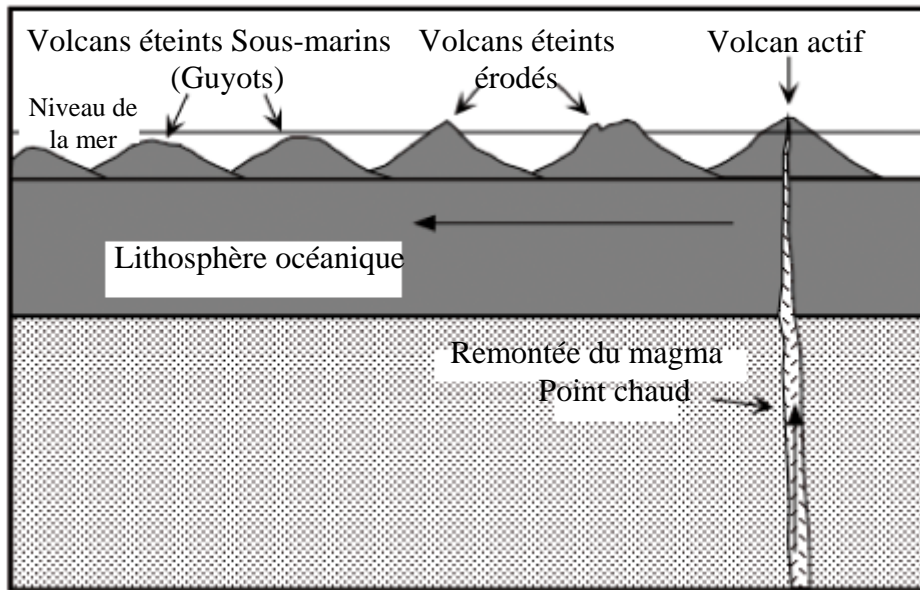


Figure 10 : Point chaud et alignement de volcans éteints dû au mouvement de la lithosphère océanique souligné par une flèche.

(D'après Stephen A. Nelson, http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/earths_interior.htm).

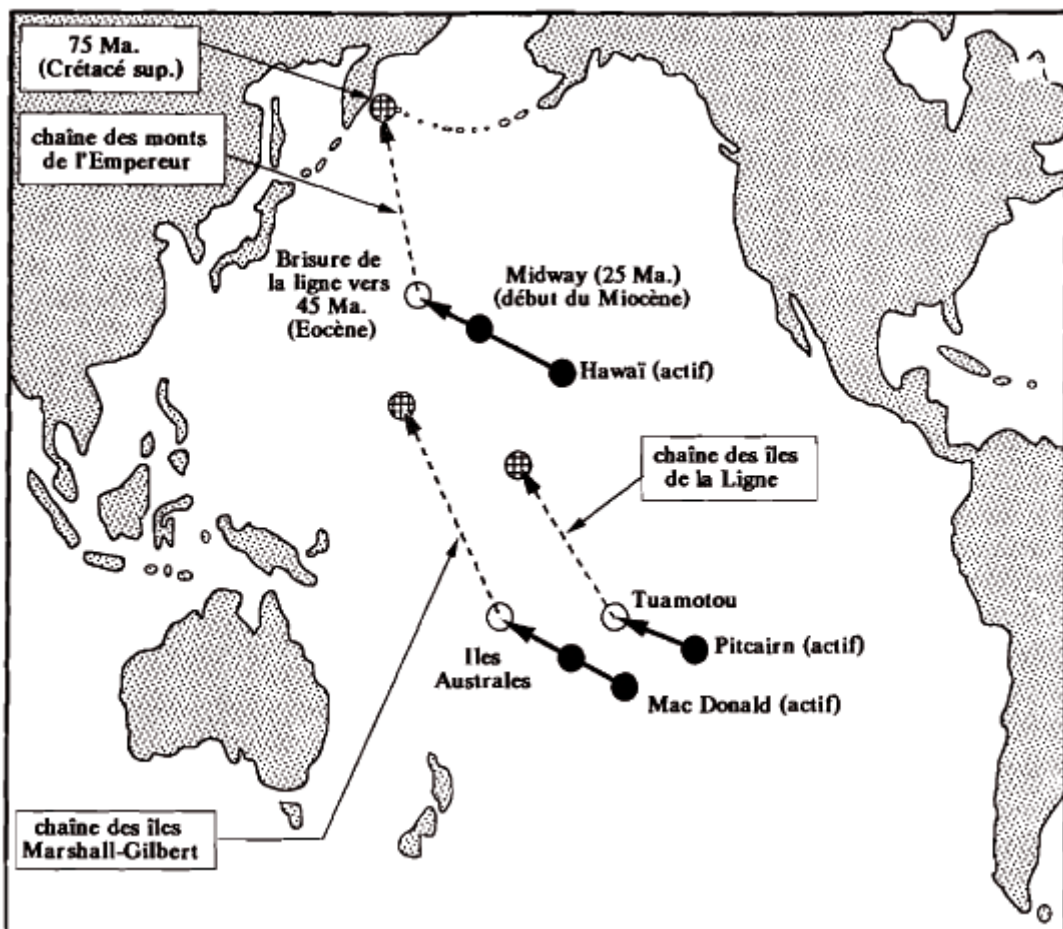


Figure 11 : Evolution des points chauds du Pacifique entre le Crétacé et l'époque actuelle (d'après B. Mehier, Magmatisme et tectonique des plaques, Ellipses. 1995)