

Cours de géologie de l'ingénieur 3^{ème} année

Prof : A. Benamghar (Maître Assistant)

2 Chapitre 2 Composition interne de la Terre et Géodynamique

2.1 Introduction

Dans ce chapitre nous nous intéresserons au globe terrestre. Nous commencerons par nous poser quelques questions sur cette planète sur laquelle nous vivons et avec laquelle nous avons des liens très étroits.

Nous vivons sur cette Terre dans tous les sens du mot. Nous y cultivons notre nourriture, nous en extrayons les matières premières nécessaires à notre bien être, nous y construisons nos maisons et nos infrastructures... etc.
Il est donc de notre intérêt de bien connaître ce lieu afin de mieux l'utiliser et de bien le préserver.

Les questions que nous nous poserons au début de ce chapitre sont les suivantes :

- **Même si nous connaissons relativement bien la surface de la Terre, de quoi est-elle réellement composée en profondeur??...**
- **Comment étudier la Terre en profondeur ?**
- **Quelle est la structure interne de la Terre?**
 - **Homogène ?**
 - **Liquide ?**
 - **Solide ?**
 - **Gazeuse ?...**
- **La surface de la Terre est en changement constant, quel est le cas en profondeur ? elle change ? elle ne change pas ?...**
- **Quelle est l'influence de la structure interne de la Terre sur sa surface ? C'est-à-dire sur nous ?**
- **Qu'est ce que va nous apporter de connaître la Terre en profondeur ?**

Dans les paragraphes qui suivent nous répondrons à ces questions avec des illustrations et des exemples.

Il faut savoir que le sujet de la composition interne et de la géodynamique reste à l'état de recherche. C'est pourquoi nous nous contenterons parfois d'hypothèses émises par les spécialistes afin d'expliquer certains phénomènes.

2.2 Le globe terrestre

La Terre est une des neuf planètes du système solaire; elle est âgée d'environ 4,5 milliards années. Elle a la forme d'un ovoïde d'un rayon moyen de l'ordre de 6 400 km.

Sa **composition interne** a été établie à l'aide de différentes méthodes :

- Par des observations directes en surface en observant les structures superficielles visibles. Ces observations se limitent à la connaissance très restreinte de quelques milliers de mètres de profondeur.
- Par des sondages qui atteignent quelques kilomètres de profondeur (5 à 13km).
- Par des méthodes géophysiques (sismique-gravité-magnétisme-flux chaleur) qui permettent d'interpréter indirectement la structure profonde du globe.
- Par des études de météorites ou astéroïdes qui, comme la Terre, appartiennent au système solaire et sont ainsi susceptibles de nous renseigner sur la composition profonde de notre Globe (Les chutes de météorites sont fréquentes, mais la plupart tombent au milieu des océans qui représentent les 2/3 de la surface de la Terre. La majeure partie d'entre elles est de petite taille, de diamètre inférieure à 10cm).

2.2.1 COUPE DE LA TERRE

L'**intérieur de la Terre** est constitué d'une succession de couches de propriétés physiques différentes (Fig.2-1):

1. **LA CROÛTE OU ECORCE**, qui est solide représente environ 2% du volume terrestre. Il faut distinguer 2 types de croûtes:
 - a. **la croûte continentale**, d'épaisseur moyenne de 30 à 70 km.
 - b. **la croûte océanique**, très mince (5 à 15km).

Ces deux types de croûtes sont différents de par la nature de leurs matériaux et de leurs compositions chimiques, qui sont très distinctes (tabl.1-1).

La croûte continentale est riche en silice, contrairement à la **croûte océanique**. Ces deux croûtes sont riches en alumine (Al_2O_3) ce qui, du point de vue chimique, permet de les rassembler sous le vocable de SIAL (terme peu utilisé aujourd'hui).

	C. cont.	C. océan.	Manteau
SiO ₂	60%	49%	44%
Al ₂ O ₃	15%	16%	2%
MgO	3%	7%	37%

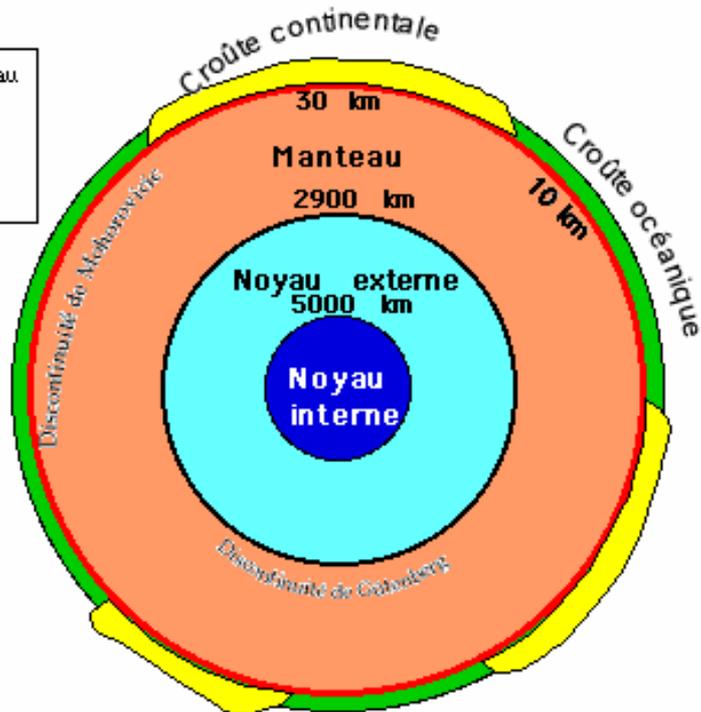


Figure 2-1 Composition interne de la Terre

	Croûte continentale	Croûte océanique	Manteau
SiO ₂	60%	49%	44%
Al ₂ O ₃	15%	16%	2%
MgO	3%	7%	37%

Tableau 2-1 : Compositions chimiques comparées des croûtes continentale, océanique et du manteau.

2. **LE MANTEAU**, (environ 82% du volume terrestre). Le manteau est séparé de la croûte par la discontinuité majeure de Mohorovicic (sismologue Croate, 1857 - 1936) ; communément appelée MOHO, son épaisseur est de 2900 km. Il se divise en 2 unités.
 - a. **Manteau supérieur** principalement plastique mais dont la partie tout à fait supérieure est solide (jusqu'à 700km) ;
 - b. **Manteau inférieur** solide (de 700 à 2900km),

Le manteau est peu riche en silice mais très riche en magnésium (MgO). Par opposition au SIAL, le manteau, du point de vue chimique peut être dénommé SIMA (Pour SIlice et MAgnésium).

3. **LE NOYAU, au centre**, (environ 17% du volume terrestre). Il est séparé du manteau par la discontinuité de Gutenberg (sismologue allemand). Contrairement à la croûte et au manteau, le noyau n'est pas silicaté, ou très peu silicaté. Il se divise également en 2 parties :

- a. **Noyau externe** (jusqu' à 5155 km). Il a un comportement liquide et principalement composé de fer, de sulfures et un peu de silicium.
- b. **Noyau interne** solide; appelé aussi graine. Il a un comportement solide, principalement composé de Ni et Fe, il porte le nom abrégé de NIFE (pour NICKel et FER).

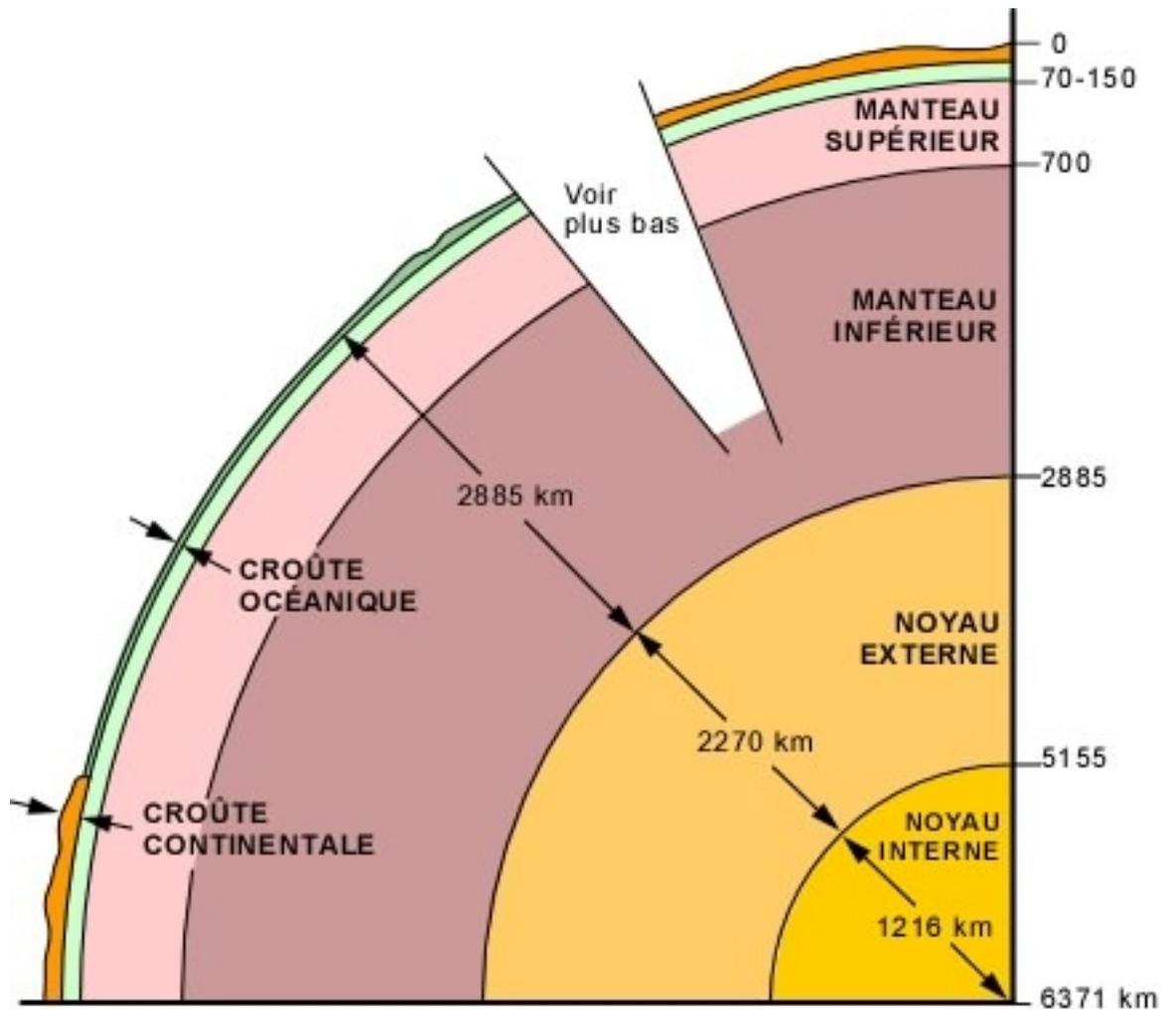


Figure 2-2 Composition interne de la Terre (dimensions)

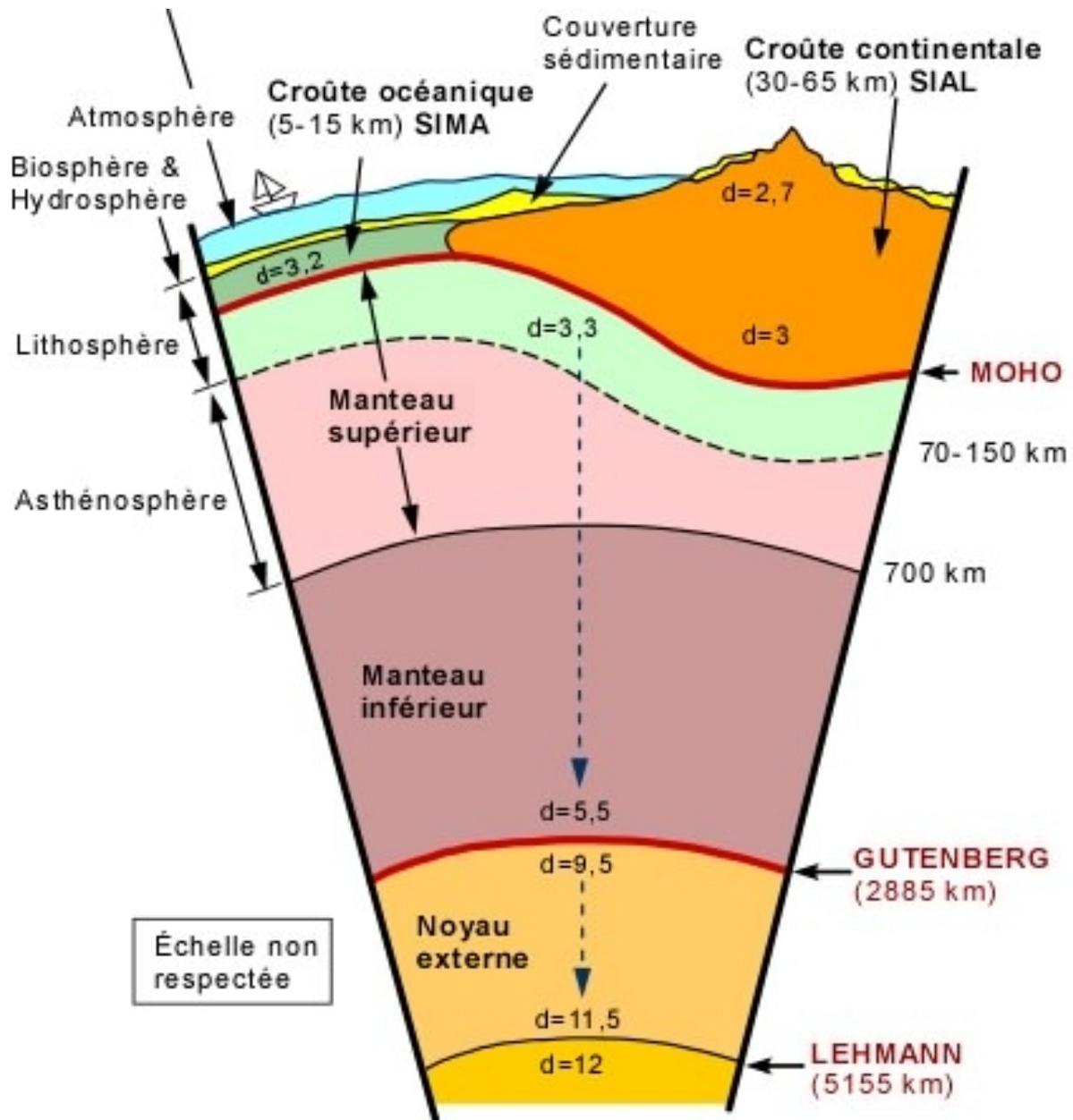


Figure 2-3 Composition interne de la Terre (Discontinuités)

2.2.2 Comment cette structure interne a-t-elle été obtenue ?

A la fin de cette description de la structure interne de la Terre, l'on se demande comment les scientifiques ont-ils pu établir une figure s'étalant sur des milliers de kilomètres ?

En effet, le forage le plus profond, qui a été effectué en Russie, ne dépasse pas 13km alors que le rayon de la Terre est d'environ 6400km. Il est donc impossible d'avoir accès aux profondeurs de la Terre avec les moyens actuels.

Il est donc nécessaire de recourir aux méthodes géophysiques qui permettent une exploration indirecte du globe.

2.2.2.1 LES ONDES SISMIQUES ET LEURS CARACTERISTIQUES :

Un séisme est un ébranlement du sous-sol terrestre suite au déplacement brutal de deux compartiments rigides (voir chapitre : Géophysique).

A partir du foyer plus ou moins profond des trains d'ondes élastiques ou vibrations se propagent dans toutes les directions.

Il existe donc un front d'ondes autour du foyer, correspondant à la surface qui sépare les particules déjà entrées en vibration de celles encore immobiles.

Ces trains d'ondes se propagent à partir du foyer à des vitesses variables selon les propriétés des milieux traversés.

A la surface du globe, des stations sismiques en réseau sont à l'écoute de la Terre et enregistrent en permanence des courbes ou sismogrammes qui rendent compte de l'activité sismique de notre planète.

L'analyse d'un sismogramme souvent complexe, permet de mettre en évidence trois types d'ondes :

- ❖ *Les ondes longitudinales ou ondes P (primaires)*, pour lesquelles les particules sont déplacées dans la direction de la propagation. On parle **d'ondes de compression** ;
- ❖ *Les ondes transversales, ou ondes S (secondaires)*, pour lesquelles les particules sont déplacées dans la direction perpendiculaire au sens de propagation. On parle **d'ondes de cisaillement** ;
- ❖ *Les ondes de surface ou ondes L (Love)* qui circulent parallèlement à la surface terrestre. Ce sont celles qui **provoquent le plus de dégâts**. Elles se propagent à vitesse constante, horizontalement le long de discontinuités superficielles et se cantonnent à la surface.

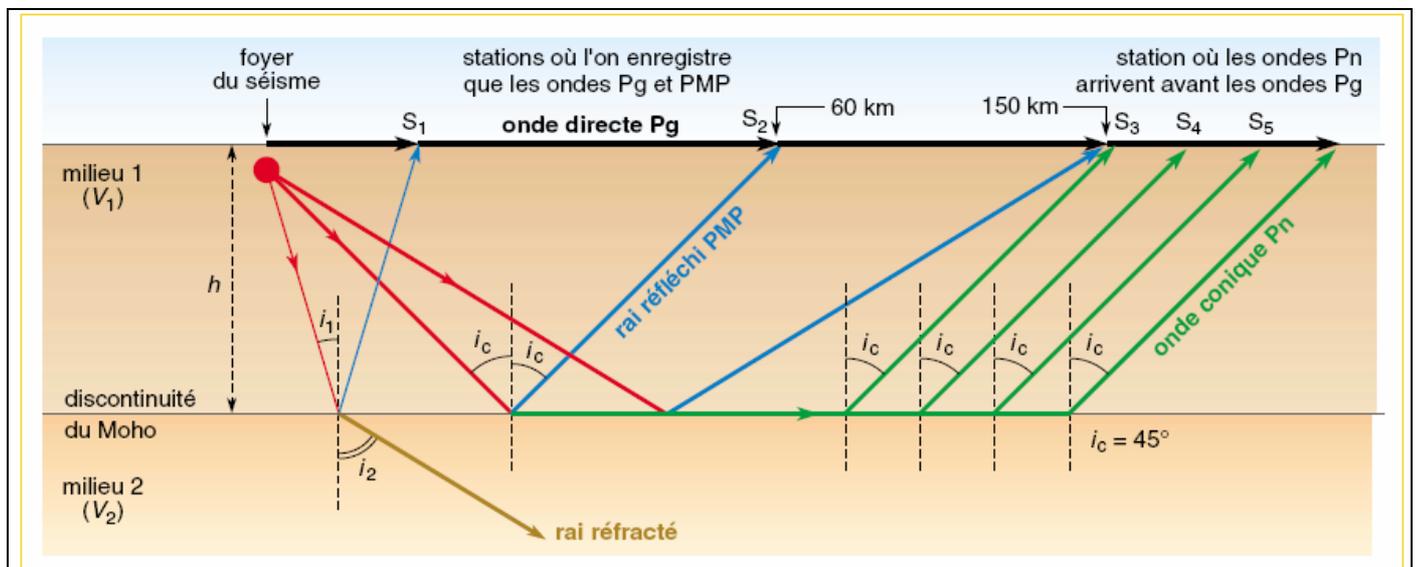


Figure 2-4 Schéma d'interprétation de la discontinuité de Moho

Toutes ces ondes traversent les différents milieux du globe terrestre avec des vitesses qui dépendent des propriétés physiques de ces milieux :

- ❖ **Les ondes P et S ont des vitesses variables**, qui augmentent avec les distances parcourues. La vitesse d'une onde étant **dépendante de la densité** ou masse volumique du milieu traversé, on en déduit qu la densité augmente de la surface vers les couches profondes de la Terre.
- ❖ **Les ondes L ont des vitesses constantes**. On en déduit que le milieu parcouru ne change pas de propriétés avec l'éloignement du foyer.

2.2.2.2 COMPORTEMENT DES ONDES SISMIQUES DANS LE GLOBE TERRESTRE

On assimile le trajet des ondes sismiques à des rayons, équivalents des ondes lumineuses, auxquelles on applique les lois de la réflexion et de la réfraction. L'onde sismique est une ligne perpendiculaire à la surface du front d'ondes, le long de laquelle l'énergie se déplace.

Dans un milieu homogène, l'onde sismique est une droite.

Dans un milieu hétérogène, ex. de densité croissante, la trajectoire des rayons sismiques est une courbe.

Lorsqu'une onde sismique rencontre une surface de **discontinuité** (ex. entre un milieu1 et un milieu2, figure 2-5), une partie de l'énergie qu'elle transporte est repoussée par **réflexion** vers le milieu 1, l'autre partie passe dans le milieu 2 mais elle est déviée par **réfraction**.

Il en résulte qu'il faut **prendre en compte deux éléments importants**, dans l'étude des ondes sismiques, ce sont **la vitesse et l'existence de réflexion et de réfractions**. C'est grâce à cette méthode que les scientifiques ont pu proposer **un modèle de la structure interne du globe terrestre**.

De nombreuses études ont été menées et une multitude d'enregistrement des tremblements de terre ont été réalisées pour cela.

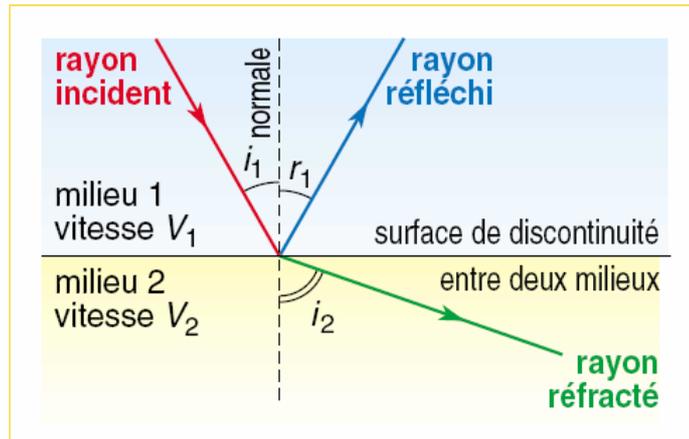


Figure 2-5 Trajectoire d'un rayon lumineux à la surface de discontinuité entre 2 milieux aux propriétés différentes

2.2.2.3 LES DONNEES SISMIQUES ET LES DISCONTINUITES MAJEURES DE LA STRUCTURE DE LA TERRE :

Comme indiqué ci-dessus, les enregistrements montrent que pour les ondes P et S, la vitesse augmente avec la distance. On en déduit globalement que la densité des milieux traversés augmente avec la profondeur et que la répartition de ces densités est à symétrie sphérique. Ceci signifie que **la Terre n'est pas de structure homogène mais hétérogène.**

Les surfaces de discontinuité entre les milieux traversés par les ondes sont localisées grâce aux sismogrammes obtenus dans différentes stations pour un séisme donné.

La discontinuité de Moho a été découverte grâce à cette méthode. On a estimé sa profondeur moyenne de 7km, sous les océans, à 30km sous les continents. De même, la **discontinuité de Gutenberg** entre le manteau et le noyau a été estimée à 2900km de profondeur.

On a également noté qu'au-delà de 14500km (noyau) on ne reçoit pas d'onde S, elles ne sont donc pas transmises par le noyau. Sachant que les ondes de cisaillement ne se propagent pas dans les liquides, cela a conduit à admettre que **le noyau externe se comporte comme un liquide.**

Enfin, l'analyse des ondes P retardées, à cette même distance, s'interprète comme une autre **discontinuité** (appelée **Lehmann**) au sein même du noyau (5100km) qui sépare sa partie externe liquide de sa partie interne solide appelée **graine.**

Rajoutons que **le manteau** a aussi fait l'objet d'études plus détaillées qui ont permis de mettre en évidence deux parties distinctes :

- **La lithosphère** (rigide et cassant) comprenant la croûte terrestre et la partie supérieure du manteau supérieur ;
- **L'asthénosphère**, située en dessous. Elle est ductile (ne se casse pas sous la contrainte mais se déforme).

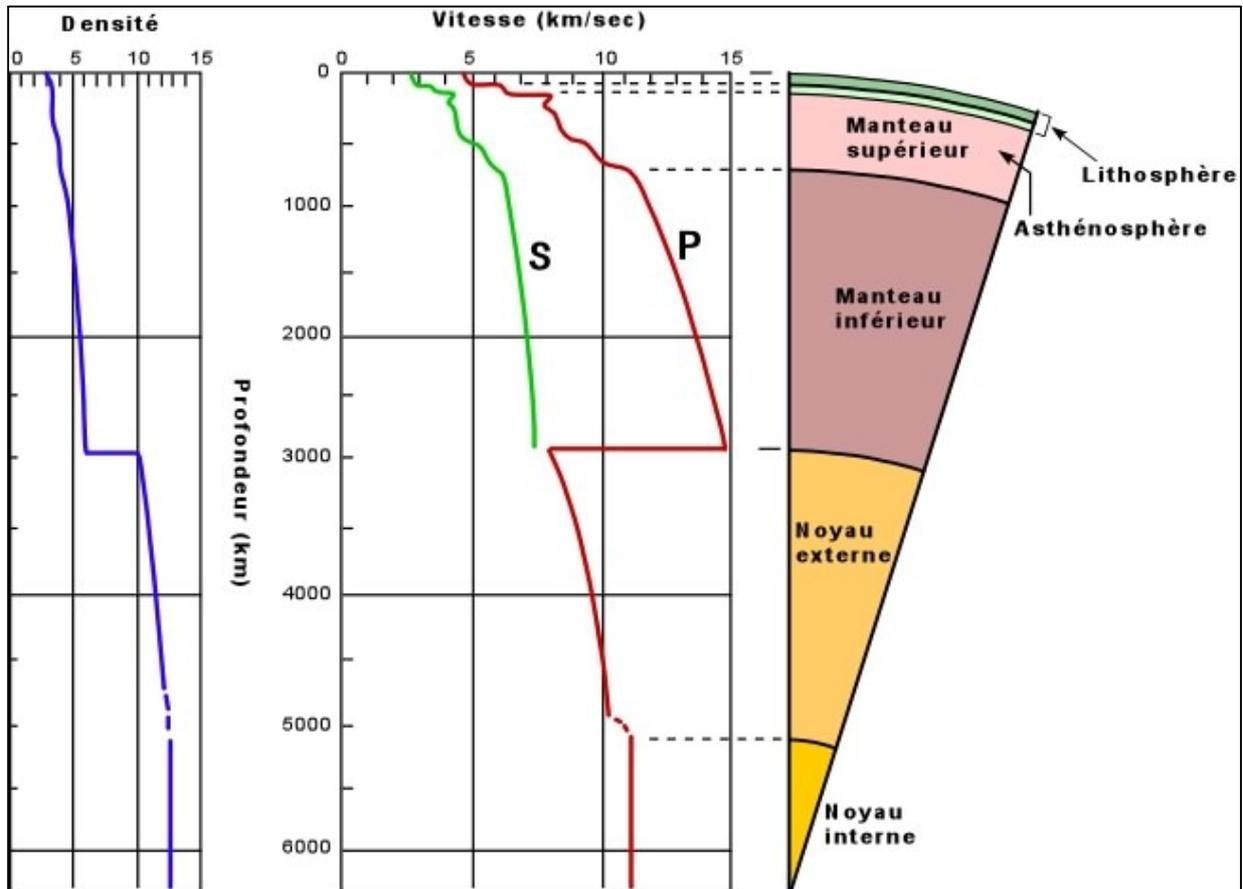


Figure 2-6 Variation de propagation des ondes sismique et structure interne de la Terre

2.2.2.4 STRUCTURE MINÉRALOGIQUE ET CHIMIQUE DES ENVELOPPES TERRESTRES :

- *La croûte océanique* a une masse volumique de 2.9g/cm^3 . Elle est constituée essentiellement de roches magmatiques réparties en couches horizontales de basalte en surface et de gabbro en profondeur (compositions chimiques et minéralogiques proches). Les principaux minéraux sont des feldspaths plagioclases et des minéraux ferromagnésiens (pyroxène et olivine riches en Fe et Mg). Leurs structures sont différentes, microlitique (cristaux très fins) pour le basalte et grenue (cristaux visibles à l'œil nu) pour le gabbro.
- *La croûte continentale*, de masse volumique 2.7g/cm^3 , est plus épaisse sous les chaînes de montagnes. Ses roches sont extrêmement variées. Des roches sédimentaires qui laissent apparaître des roches magmatiques et métamorphiques dont les principaux représentants sont les granitoïdes (ensemble des granites, granodiorites...). Ce sont des roches grenues riches en silicates qui ont en commun le quartz, feldspath alcalin (silicates riches en Al, Ca, K, et Na). ...

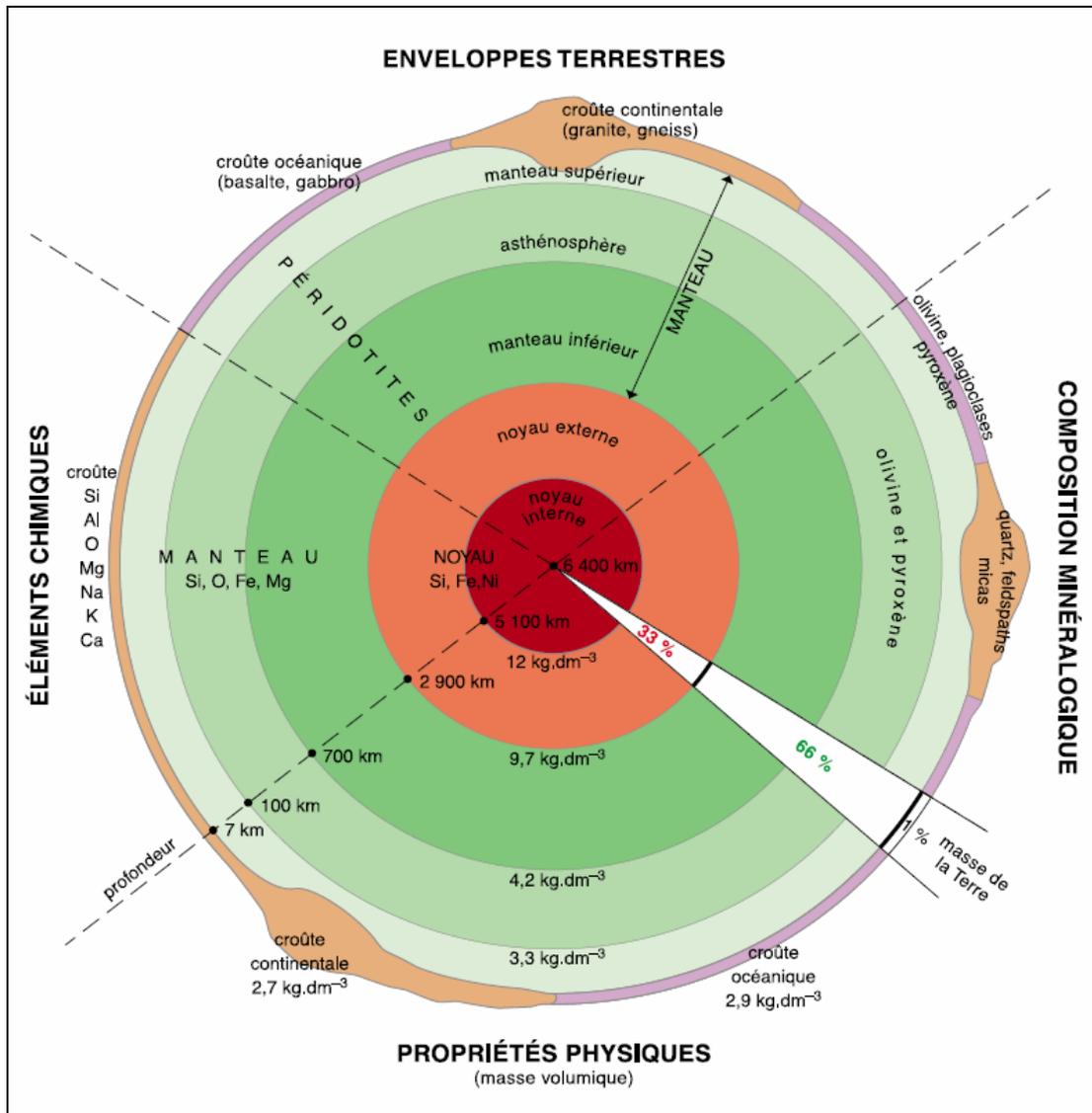


Figure 2-7 Figure de Synthèse de la structure interne de la Terre:

2.2.3 La Terre, une planète active et vivante

Cette description succincte de la structure de la Terre donne une image statique de notre planète. Mais la réalité est beaucoup plus complexe. Par exemple les dimensions données ne sont que des approximations, car elles dépendent du lieu où ont été prises ces mesures et des moyens utilisés pour cela. Ces dimensions tels qu'on les connaît aujourd'hui ont évolué et évoluent toujours dans le temps car la planète est en activité permanente, on dit d'elle qu'elle est une **planète active et vivante**.

Nous voyons les indices et les marques de cette activité sur la surface de la Terre. Elles se traduisent, entre autre, par les **tremblements de terre** (ou séismes), **les volcans**, la formation de **chaînes de montagnes (orogénèses)** etc.

Cette activité complexe de la Terre s'intègre dans un **schéma thermodynamique** de notre planète qui est communément appelé **Géodynamique** terrestre. Ce sera le sujet des paragraphes suivants.

2.3 GEODYNAMIQUE TERRESTRE

Dans le dictionnaire¹ de géologie on peut lire la définition suivante de la géodynamique : « *La géodynamique est une branche de la géologie qui s'intéresse à l'étude des forces mises en jeu dans les phénomènes géologiques (séismes, orogènes, volcans...)* ».

Ces forces sont de deux natures. D'une part, il y a les forces ou phénomènes qui ont lieu dans les profondeurs de la terre et que l'on désigne plus généralement par le terme **géodynamique interne**.

D'autre part, il y a les forces et phénomènes qui ont lieu sur la surface de la terre et que l'on désigne par le terme **géodynamique externe**.

Ces deux types de géodynamiques sont très liées et parfois difficilement discernable car elles agissent ensemble, souvent en harmonie, pour la modification constante et continue de la terre, surtout de sa surface.

Ainsi, d'un point de vue général, la géodynamique est bien la cause de tous les phénomènes géologiques subits et observés sur la surface du globe.

De ce fait, il est impératif de connaître ces forces, leurs principe, leurs fonctionnement, leurs effets... afin d'expliquer ces phénomènes et de nous préserver contre leurs effets quand cela est possible.

Par exemple, c'est grâce à une étude poussée du phénomène des tremblements de terre que l'homme a pu délimiter **les régions à risque sismique** élevé. Il a pu appliquer dans ces zones des **réglementations parasismiques** adaptées pour les constructions.

Dans les paragraphes suivants, il s'agira de détailler ces deux types de géodynamiques et leurs conséquences sur la surface de la terre, c'est-à-dire sur nous.

2.3.1 LA GEODYNAMIQUE INTERNE DE LA TERRE

Les forces qui sont à l'origine de cette géodynamique sont encore inconnues, car les profondeurs de la Terre sont inaccessibles directement. Comme nous l'avons déjà indiqué, on se contentera de les étudier indirectement, à l'aide de l'activité sismique notamment.

2.3.1.1 Modèle géodynamique

On a vu, ci-dessus, que la structure interne de la Terre était assimilée à un série d'enveloppes ou de couches concentriques qui ont des compositions chimiques, physiques, minéralogiques... différentes.

La dynamique interne de la Terre ou géodynamique résulte des **comportements rhéologiques² différents des enveloppes** qui la composent, particulièrement le Manteau.

¹ Dictionnaire de Géologie, A. Foucault & J. F. Raoult ; éd. Masson 1980

² Rhéologie : étude de la déformation des corps réels

Dans ce dernier se joue l'essentiel de cette dynamique. (Figure 2-8 Structure géodynamique de la croûte et du manteau supérieur et Figure 2-9).

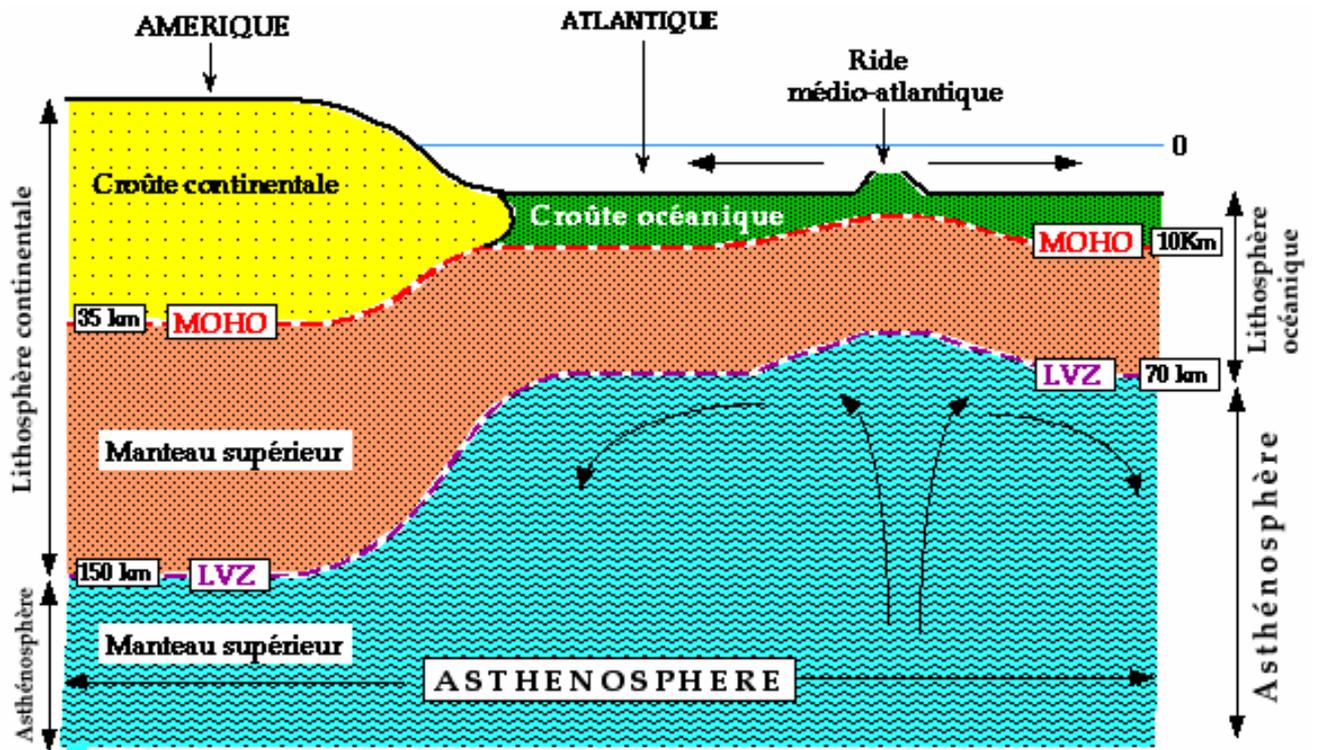


Figure 2-8 Structure géodynamique de la croûte et du manteau supérieur

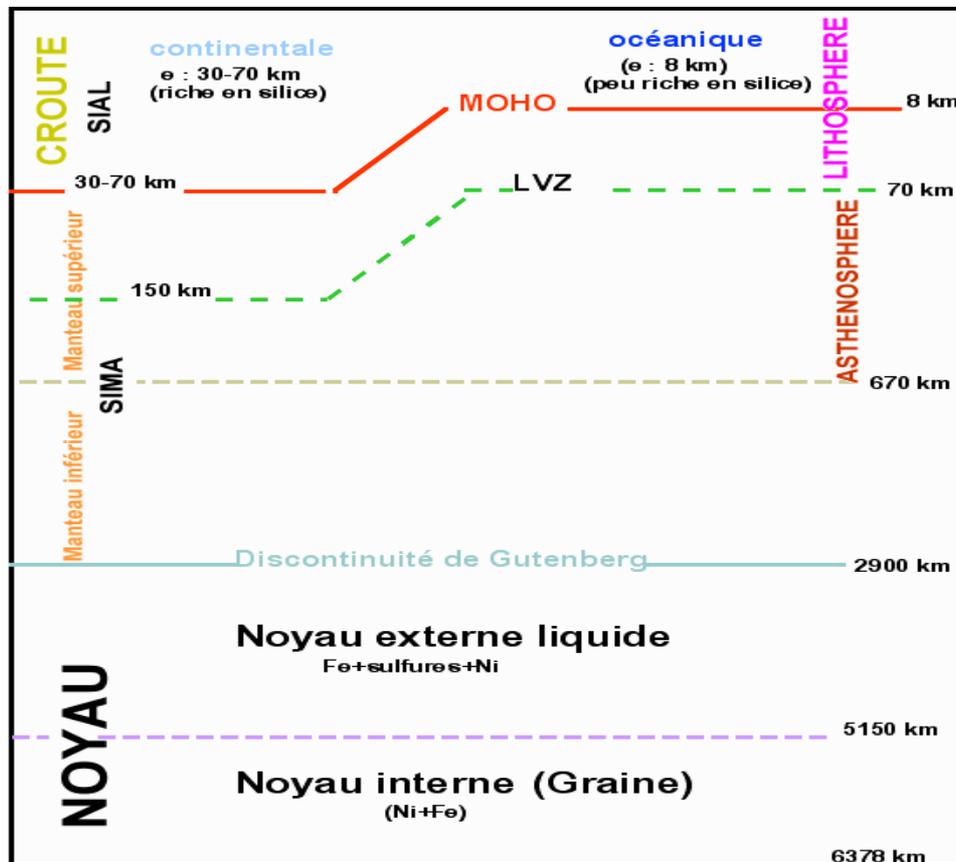


Figure 2-9 Structure schématique du globe terrestre

Comme nous l'avons précédemment signalé, la partie la plus superficielle de la Terre a un comportement **solide et cassant**. Rappelons que cette unité, qui comprend la croûte (continentale et/ou océanique) avec la partie supérieure du manteau, est la **lithosphère**. Elle est solide et rigide, c'est-à-dire **non déformable**.

Selon l'endroit où on se trouve, sur le continent ou dans l'océan, l'épaisseur de la lithosphère peut varier :

- Sur le continent, son épaisseur est de 150 à 200km. On parle de **lithosphère continentale**
- Dans l'océan, son épaisseur est de l'ordre de 70 km. On parle de **lithosphère océanique**.

Sous la lithosphère se trouve l'**asthénosphère qui est partiellement fondue (1 à 10%)**. Cette caractéristique est très importante dans la compréhension des phénomènes de **convection** que l'on verra plus loin dans les paragraphes suivants.

De ce fait, l'asthénosphère a un comportement **solide**, mais **plastique et ductile**, c'est à dire qui peut se déformer sans se casser.

Faisons remarquer que la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère n'est pas le Moho mais plutôt une zone où les vitesses des ondes sismiques sont ralenties. Cette zone est dénommée en anglais Low Velocity Zone, ou LVZ (Zone à faible vitesse sismique).

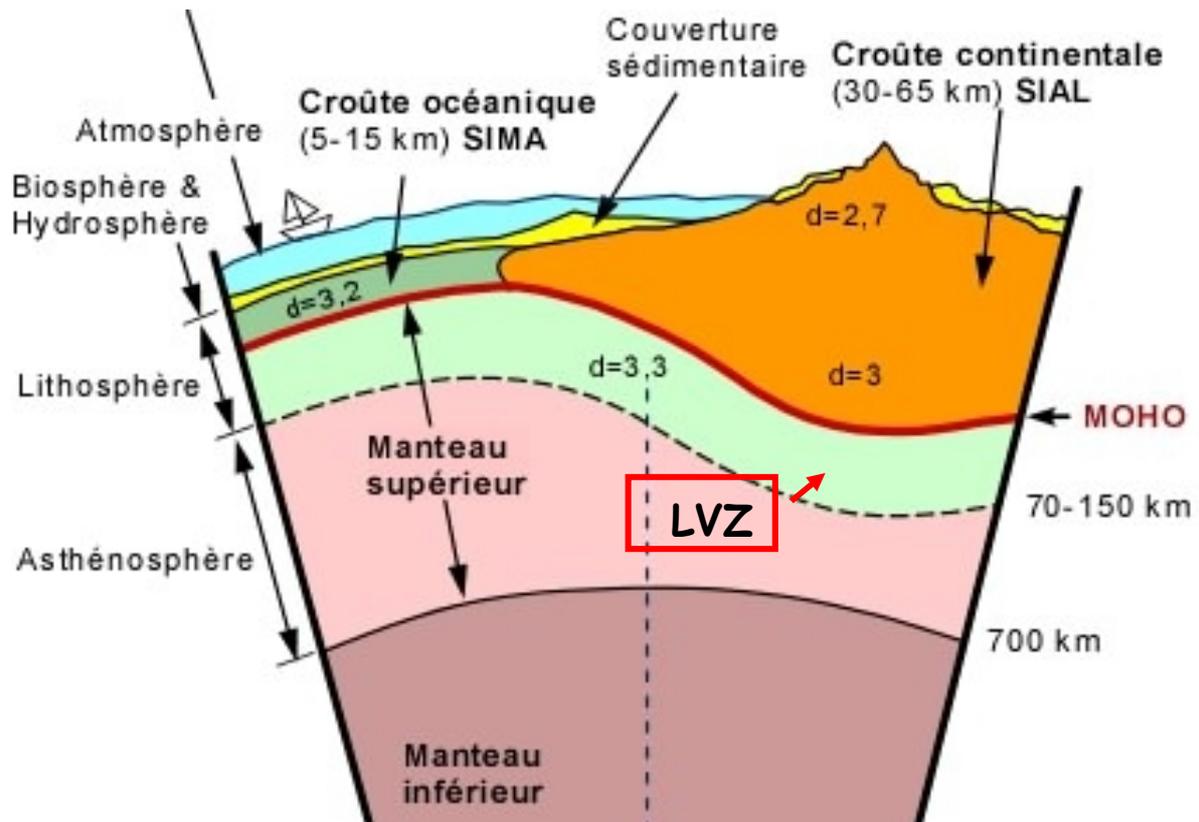


Figure 2-10 Low Velocity Zone LVZ, limite entre lithosphère et asthénosphère

A cause de sa rigidité et des contraintes continues qu'elle a subit au cours du temps, la lithosphère s'est brisée en plusieurs **grandes plaques rigides** (une douzaine, voir Figure 2-11) qui peuvent se déplacer grâce à la déformation plastique de l'asthénosphère (ductile) en dessous d'elles. Ces plaques rigides sont en mouvement permanent les unes par rapport aux autres.

La Figure 2-11 montre les principales plaques sur la surface de la terre ainsi que les directions dans lesquelles elles se déplacent.



Figure 2-11 Répartition et mouvement relatif des plaques lithosphériques. Les flèches indiquent les directions des mouvements. La longueur des flèches est proportionnelle à la vitesse des plaques. *Ph: plaque Philippines; Co: plaque Cocos; Ca: plaque Caraïbes.* D'après Pomerol et al. (2000)

En réalité, on pense qu'il existe au sein de l'asthénosphère des mouvements ascendants (remontants) et des mouvements descendants de la matière liquide, qu'on appelle **magma (matériau liquide du Manteau)**. Ces mouvements de matière, qui provoquent ces déplacements, sont appelés **courants de convection** (voir détails ci-dessous § 2.3.1.2).

Cette dynamique et ce mouvement provoqué par l'asthénosphère sont la source de la **Tectonique des Plaques** qu'on verra plus tard dans ce cours.

En effet, les **grandes plaques de la lithosphère** sont séparées les unes des autres par des cassures profondes qu'on appelle **dorsales océaniques**. En se séparant les plaques laissent un vide le long des dorsales océaniques qui est vite rempli par du matériau fondu ou magma qui remonte du manteau. Ce matériau se solidifie rapidement et s'adjoint à la lithosphère de part et d'autre de la dorsale. Ainsi les plaques lithosphériques grandissent au fur et à mesure qu'elles se déplacent.

Remarque : si les plaques se séparent le long des dorsales, elles doivent converger ailleurs, sinon il y aurait une dilatation permanente de la surface de la Terre ce qui n'est pas le cas. En effet, on peut considérer que toute ouverture océanique doit être compensée par une convergence (rayon constant de la Terre). Cette convergence des plaques a bien lieu, le long de cotes des continentales par exemple, où se rencontrent ces plaques. Cette

convergence consiste dans le fait que la lithosphère d'une plaque passe sous l'autre plaque, en plongeant dans le manteau. Ce phénomène s'appelle **subduction** et les zones de convergence sont dites **zones de subduction** (Figure 2-12).

On dira plus tard que c'est le phénomène de subduction qui est responsable de la très forte activité sismique et volcanique le long des marges (lieu de convergence de plaques), des fossés océaniques, des chaînes de montagnes (cordillère des Andes sur la côte ouest de l'Amérique Latine).

2.3.1.2 Les courants de convection :

Jusqu'à présent nous avons expliqué que les **grandes plaques** qui constituent la **lithosphère** sont en déplacement permanent mais nous n'avons pas encore éclaircis la cause de ces déplacements, c'est-à-dire **les courants de convection**.

Ces courants sont supposés ascendants (magma remontant) sous les océans et descendants sous les continents (voir Figure 2-12 et Figure 2-13). Ils seraient les moteurs de la dérive des continents.

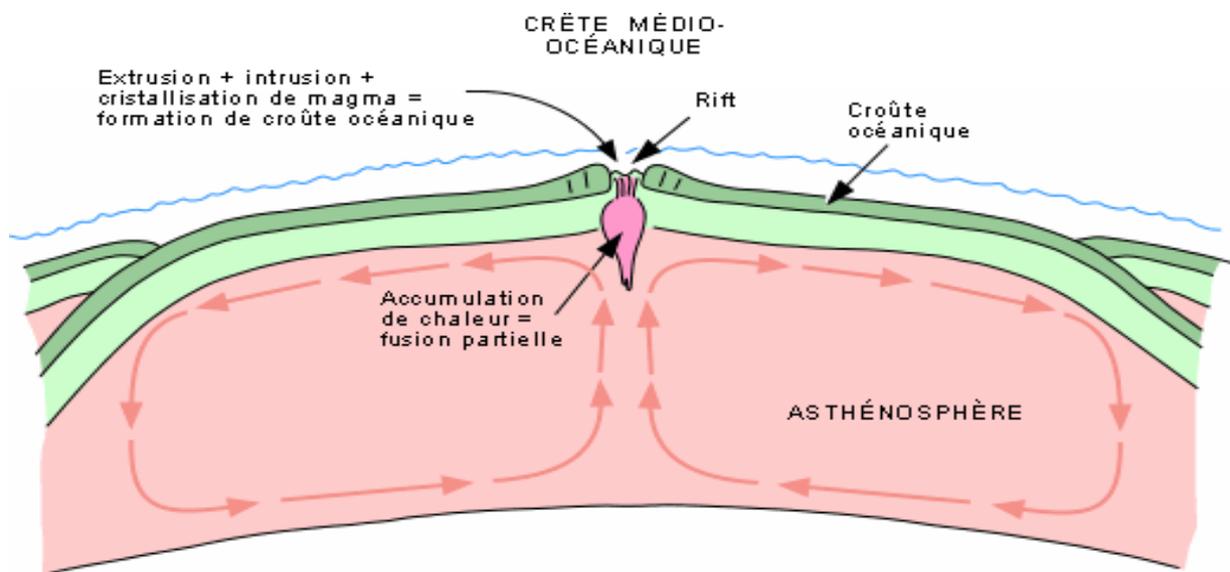


Figure 2-12 Courants de convection et subduction entre 2 plaques lithosphériques

Comme tous les processus internes de la Terre, les courants de convection sont le fruit d'hypothèses des scientifiques qui étudient toujours ces phénomènes.

Mais ce que nous pouvons dire à présent, c'est qu'il existe un **flux de chaleur** qui va **du centre de la terre vers l'extérieur**.

Ce flux est causé par la **désintégration radioactive** de certains éléments chimiques dans le manteau qui engendre des cellules de convection (Figure 2-12 et Figure 2-13) dans le manteau plastique (asthénosphère).

A cause de la convection, il y a concentration de chaleur en une zone où le matériel chauffé se dilate, ce qui explique le soulèvement correspondant à la dorsale océanique. La concentration de chaleur conduit à une fusion partielle du manteau qui produit du **magma** (Figure 2-12)..

La convection produit des **forces de tension**, par frottements et dilatation de la partie inférieure de la **lithosphère**, qui poussent deux plaques à diverger (voir Figure 2-13).

Elle est le moteur du tapis roulant, entraînant la lithosphère océanique de part et d'autre de la dorsale. Le vide créé par l'éloignement des plaques est comblé par la venue de magma, qui crée de la nouvelle croûte océanique.

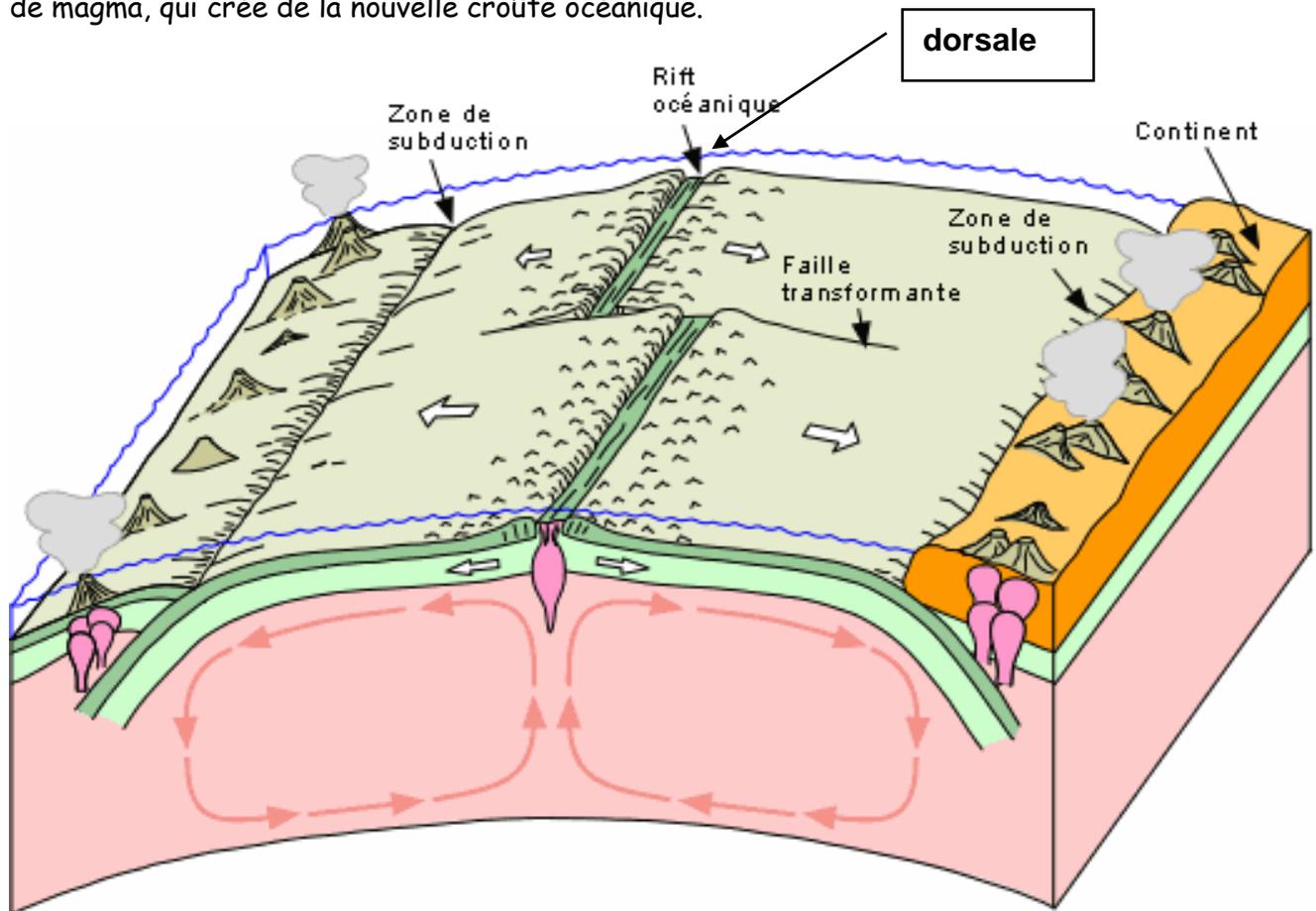


Figure 2-13 Courants de convection, convergence et subduction des plaques lithosphériques

2.3.2 GEODYNAMIQUE EXTERNE DE LA TERRE

Comme il existe une **géodynamique interne**, il y a aussi une géodynamique externe de la terre qui est très importante. Elle est responsable de la remodelisation et la modification sans cesse de la surface de la Terre.

Il existe un lien certain entre la géodynamique interne et la géodynamique externe. Par exemple, si la première est responsable de la formation des chaînes de montagnes, la seconde s'occupe de les éroder³ (érosion : destruction) et les remodeler.

C'est pourquoi la **géodynamique externe** de la terre concerne l'évolution dynamique de la surface de la planète. Ses principaux outils sont l'eau, la glace, le vent... qui sculptent sans cesse les surfaces continentales. Les paysages obtenus reflètent la nature, la composition et l'architecture des formations géologiques.

Si les processus d'érosion dominent les continents, ce sont plutôt les processus de la sédimentation qui prévalent dans les océans.

Bien que nous ayons consacré un chapitre entier à la notion de géodynamique externe (Voir Chapitre GEOMORPHOLOGIE, à venir), nous anticipons déjà ce phénomène dont nous voyons les effets sur la surface du globe.

Ainsi, nous pouvons observer que la surface des continents est perpétuellement modifiée et modelée par trois agents principaux que sont l'eau, la glace et le vent.

D'un point de vue global, les continents ont toujours tendance à s'éroder. Les matériaux détachés par ce processus d'érosion sont transportés par les eaux pour finir leur course au fond des mers et des océans. Cela entraîne une diminution de l'épaisseur de la croûte continentale qui, en vertu du principe de la compensation des masses, causera une remontée isostatique (équilibre hydrostatique) des continents à nouveau.

2.3.2.1 L'action de l'eau

Le schéma de la Figure 2-14 présente de façon simple le bilan hydrique de la surface terrestre.

On y voit qu'environ 7% de l'eau du cycle total est disponible pour modeler les surfaces des continents par écoulement et ruissellement dans les cours d'eau, les rivières, les fleuves... Il s'agit d'un agent très efficace.

Le principe de l'action de l'eau est très simple, en mouvement sous l'effet de la pesanteur, les eaux de ruissellement creusent les vallées et emportent en suspension les particules détachées pour les déposer dans les mers. La profondeur, la largeur et les formes de ces cours d'eau sont modifiées avec le temps.

³ érosion : destruction, effritement, décomposition

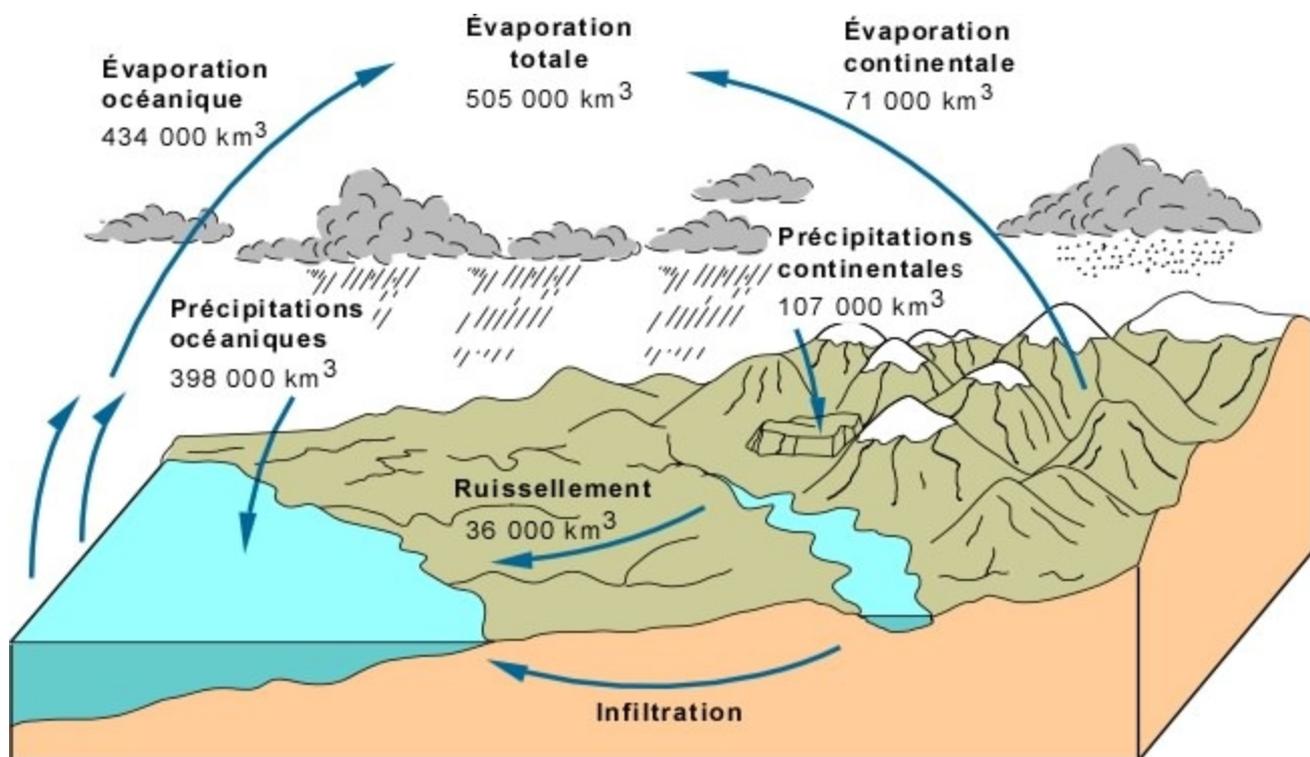


Figure 2-14 Bilan hydrique de la surface de la Terre

2.3.2.2 L'action de la glace

Si les eaux de ruissellement constituent un agent d'érosion très important, l'eau sous sa forme solide, la glace, est aussi très efficace pour modeler les surfaces continentales.

Cependant son action est limitée à certaines parties du globe, régions froides, où le gel de l'eau se maintient dans le temps. Les températures moyennes de ces régions se situent sous 0°C. Les précipitations se font le plus souvent sous forme de neige, alors que les fontes ne sont pas suffisantes pour empêcher l'accumulation de la neige et de la glace.

Sur le globe terrestre, il existe deux grandes régions où s'accumulent les glaces : les régions polaires et les régions en hautes altitudes (haute montagne). Par conséquent il existe deux grands groupes de glaciers : les calottes polaires, aux pôles nord et sud et les glaciers de montagne en hautes altitudes (appelés glaciers alpins).

Les calottes polaires

On estime que les glaces couvrent aujourd'hui à peu près 10% des masses continentales.

La calotte polaire de l'**Antarctique** (pôle sud) est la plus grande et la plus épaisse. Elle couvre pratiquement tout le continent antarctique. A son centre, la glace atteint

une épaisseur de 4 000 m. L'autre calotte polaire (pôle nord), celle du **Groenland**, est un peu plus mince, 3 000 m au centre.

Ces masses énormes de glace forment une surcharge importante sur la croûte continentale qui s'enfonce sous l'effet de ce poids dans l'asthénosphère. A titre d'exemple, le poids d'une couche de glace de 2700m d'épaisseur est équivalent au poids d'une couche de roche de 1000m d'épaisseur (la densité de la glace étant 2,7 fois moindre que celle des roches de la croûte terrestre continentale).

Les glaciers alpins

Alpins, car c'est dans les Alpes (chaîne de montagnes entre la France et l'Italie) que ce type de glaciation a d'abord été décrit.

Dans les secteurs montagneux où les températures sont en dessous de 0°C en moyenne, l'eau s'accumule sous forme de neige qui se compacte en glace dans les vallées étroites entre les montagnes. Sous l'effet de son poids toute la masse de glace s'écoule. La glace se comporte comme un matériau plastique. Cet écoulement est lent: 180 m/an pour les plus grands glaciers des Alpes, de 90 à 150 m/an pour les glaciers plus petits.

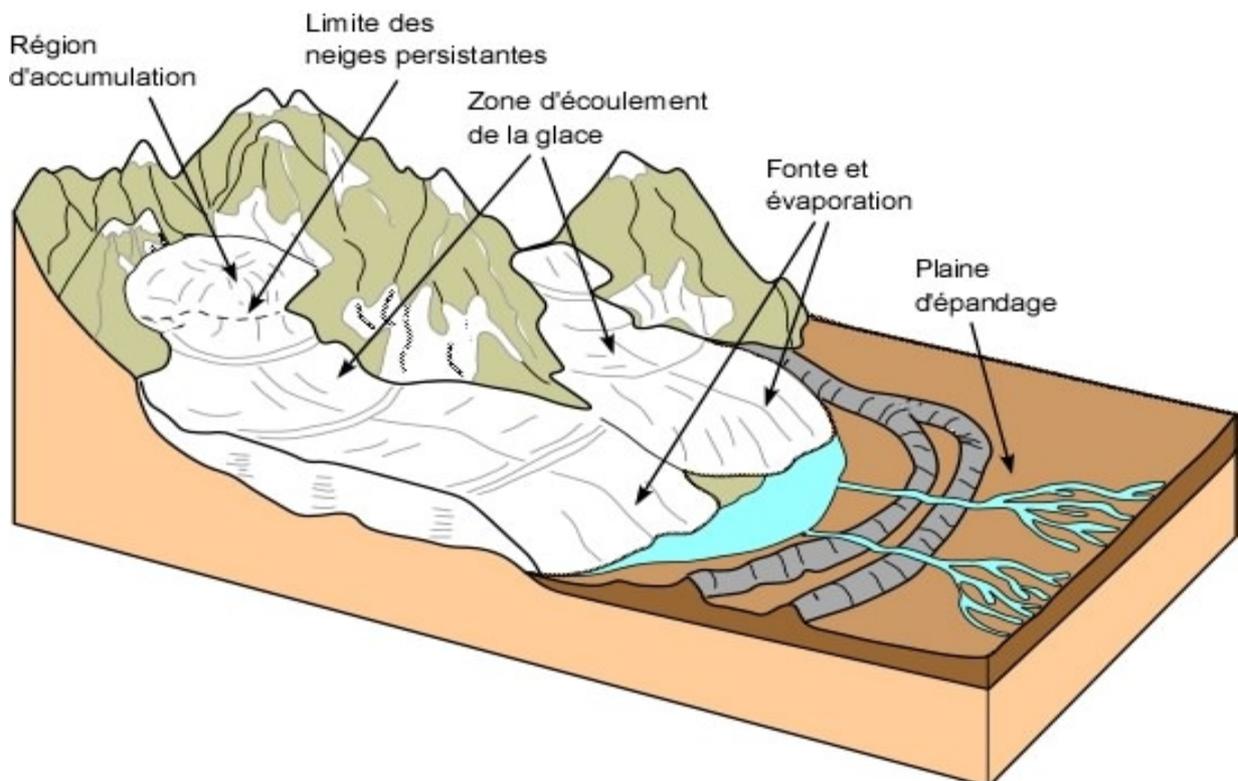


Figure 2-15 Schéma illustrant le système glaciaire alpin

Arrivé à une certaine altitude où les températures moyennes sont au-dessus de 0°C, il y a fonte et évaporation au front du glacier.

Les glaciers alpins sculptent la montagne d'une manière bien caractéristique, facilement reconnaissable. Les glaciers empruntent souvent un relief déjà modelé par les cours d'eau.

2.3.2.3 L'action du vent

Le vent constitue un facteur important dans la géodynamique externe. Son action peut se résumer dans l'érosion et le transport des sédiments à la surface de la planète. Il est particulièrement actif dans les régions sèches où la végétation est quasi-absente, comme les déserts.

Si le vent peut agir si efficacement pour éroder et transporter les particules, c'est qu'il n'y a ni humidité, ni végétation pour les retenir et les stabiliser. Le vent qui balaie la surface du sol entraîne donc facilement ces particules.

Les régions désertiques, qui reçoivent moins de 20 cm de précipitations/an, couvrent près du tiers de la surface terrestre. Les grands déserts du monde (Sahara, Kalahari, Gobi, les déserts d'Australie) se trouvent entre les latitudes 10° et 30° de part et d'autre de l'équateur (voir Figure 2-16).

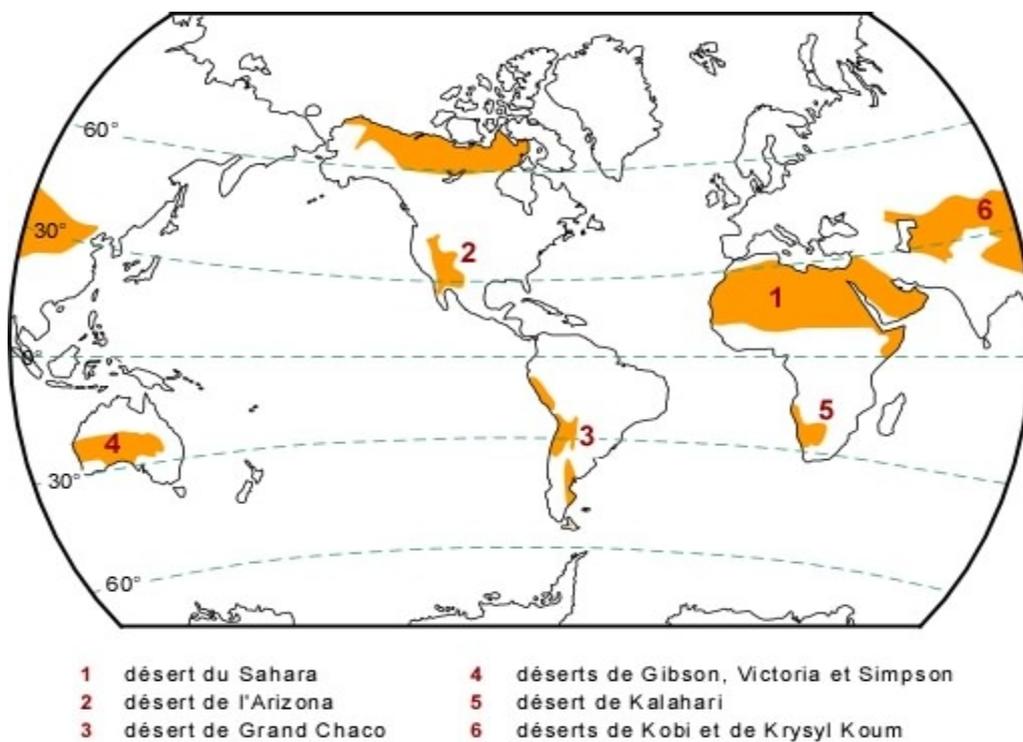


Figure 2-16 Répartition des régions désertiques dans le monde

Ces régions sont constamment sous des conditions de haute pression atmosphérique où descend l'air sec, ce qui est aussi vrai pour les régions polaires qui sont aussi considérées comme désertiques compte tenu qu'elles reçoivent moins de 20 cm/an de précipitations (en équivalent pluie).