

**I-Introduction** : Notions sur la croûte terrestre et la lithosphère**1-La structure interne du globe terrestre.**

L'étude du comportement des ondes sismiques (changement de vitesse et de direction) permet de confirmer l'hypothèse que **la Terre est structurée en couches concentriques.**

**- En surface se trouve la croûte terrestre :**

\* sous les continents, la **croûte continentale** d'une épaisseur de 30 à 70 km. La célérité des ondes sismiques P est d'environ 6,2 km.s<sup>-1</sup>.

\* sous les océans, la **croûte océanique** a une épaisseur de 5 à 10 km. La célérité des ondes sismiques P est d'environ 6,4 à 6,9 km.s<sup>-1</sup>.

La croûte représente 1% du volume du globe.

**- On trouve ensuite le manteau:**

A la limite entre la croûte et le manteau on observe un phénomène de **diffraction - réflexion** des ondes sismiques ainsi qu'une brusque augmentation de  $V_p$  (8,2 km.s<sup>-1</sup>): c'est la **discontinuité de Mohorovicic appelée Moho.**

Le manteau est divisé en **manteau supérieur** (30 à 670 km) et **manteau inférieur** (670 à 2900 km). Dans le manteau supérieur, on individualise une zone particulière située vers 100 à 250 km appelée **LVZ** dans laquelle  $V_p$  et  $V_s$  diminuent ce qui démontre que **cette zone possède une faible résistance à la déformation.**

*La partie supérieure de la Terre limitée en profondeur par LVZ (croûte + partie supérieure du manteau supérieur) constitue la lithosphère. La couche située immédiatement en dessous (partie inférieure du manteau supérieur) est appelée asthénosphère.*

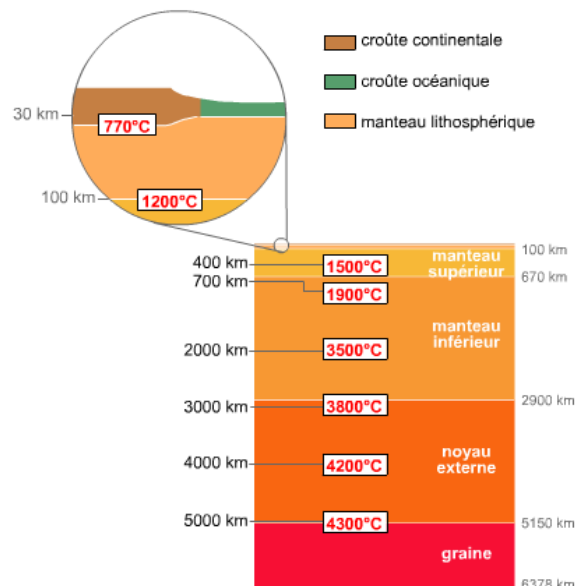
**1-1- Structure thermique**

Il y a eu de nombreuses spéculations sur l'origine de la chaleur interne de notre planète, et sur la distribution des températures en profondeur, par des scientifiques célèbres du 19<sup>ème</sup> siècle, tels Humboldt, Gay-Lussac, Davy, Ampère, Laplace, Fourier, Poisson.

Un accroissement constant de la température depuis la surface, en tenant compte des observations faites dans les mines, donna à Cordier une température centrale de 200.000°C ! Ceci fut réfuté par l'astronome Hopkins qui voyait la Terre plutôt comme un solide et non pas

comme une masse fondue avec une croûte mince et rigide. Delaun y introduisit le concept que bien que l'intérieur de la terre puisse être un liquide fait de roche en fusion, la pression s'accroissant avec la profondeur, ce liquide pourrait avoir les caractéristiques d'un solide. Les relations entre pression, température et état solide/liquide venaient d'être exprimées.

On sait maintenant que le gradient géothermique, mesuré dans les mines ou dans les forages profonds, montre une moyenne de 2 à 3°C par 100 m de profondeur; mais ceci est valable seulement pour la croûte, et la chaleur engendrée est due en grande partie à la présence d'éléments radioactifs dont la croûte est très riche. En profondeur, la chaleur est surtout due à la chaleur résiduelle emmagasinée par la Terre au moment de sa formation. A 100 km de profondeur, on atteint la zone de fusion du basalte, ce qui donne une température de 1100 à 1200°C compte tenu de la pression à cette profondeur. Les isothermes entre 1200° et 1400°C sont souvent employés comme limite inférieure de la lithosphère. A 400 et 700 km, changement de phase dans le manteau, compaction des cristaux d'olivine, avec 1500°C à 400 km et 1900°C à 700 km. Le noyau extérieur correspond à du Fe-Ni fondu à une profondeur de 2900 km impliquant une température de 3700°C. A 5900 km, la pression trop grande empêche la fusion, le noyau central est solide et la température ne dépasse pas 4300°C (Fig.01).



*Fig.01 : Structure thermique de la terre*

## 1-2- structure minéralogique

On observe des changements de phases successives (changement de phase, c'est par ex. carbone-diamant, due à la pression), en descendant à l'intérieur de la Terre. Au niveau du **Moho**, on passe des roches de la croûte à celles du manteau. Dans la croûte, on a une grande diversité de roches, la croûte inférieure présentant des roches plus basiques (diorite) et la croûte supérieure plus acide (granite). Le manteau est fait de roches ultrabasiques, péridotites faites de pyroxène et d'olivine; il représente 83% du volume terrestre, 67% de la masse. En profondeur, la compaction change ces roches en éclogites déjà à partir de 50 à 60 km. Ces roches entrent en fusion partielle dans le chenal de faible vitesse (asthénosphère). Dans ce chenal, on aurait 5 % au minimum de matériel fondu s'infiltrant entre des cristaux non fondus et donnant des caractéristiques physiques plastiques et capable de fluer avec le temps à ce milieu. La composition du manteau nous est connue par les volcans, les ophiolites, les météorites. Lors du phénomène de rifting, l'amincissement lithosphérique permet d'amener les roches du manteau à la surface, on les retrouvera en bordure des marges continentales passives. Des fragments du manteau sont aussi arrachés lors d'éruptions volcaniques, ces ultramafites comme les kimberlites ont été formés à 150 km de profondeur, comme le prouve la présence de diamants. Les météorites non ferreuses ont une composition similaire au manteau, les météorites ferreuses une composition similaire au noyau. Les ophiolites sont des portions de croûte océanique comportant parfois des éléments du manteau qui sont, non pas subductés, mais obductés lors des phénomènes de convergence des plaques. On les observe dans les chaînes de montagnes, parfois elles offrent une coupe complète de la partie supérieure du manteau, du Moho et de la croûte océanique.

## 2-La croûte continentale

Diverses méthodes permettent d'explorer la pétrographie crustale :

- les observations de terrain ;
- les forages : le plus profond atteint sur les continents la profondeur de 13 000 m alors que dans les océans le plus profond atteint près de 2 000 m sous le fond océanique ;
- les méthodes de sismographie artificielle qui renseignent sur la géométrie des principales discontinuités au sein de la croûte (sismique réflexion) et sur la nature probable des matériaux le constituant (sismique réfraction et vitesse de propagation).

Au niveau des zones continentales stables, c'est-à-dire des grands boucliers et plates formes, comme celle de l'Afrique ou de la Russie qui n'ont pas subi de déformations depuis plusieurs centaines de millions d'années, on distingue :

- la croûte supérieure (10 à 15 km),  $d = 2,7$ ,  $V_p = 6$  km/s;
- la croûte inférieure (10 à 15 km),  $d = 2,8$  à  $2,9$ ,  $V_p = 7$  km/s.

Entre les deux, existe parfois une zone où les vitesses sismiques des ondes P varient de 6 à 5,5 km/s : cette couche à faible vitesse est un niveau possible de clivage ou de glissement, dont l'origine est encore discutée. On a parlé de fusion commençante, mais, à 15 km de profondeur, la température n'est que de 400 à 500 °C, c'est-à-dire qu'on est encore en dessous du point de fusion des roches habituelles de la croûte dont on va parler.

La croûte supérieure est facile à interpréter : sous une épaisseur variable de sédiment, elle montre toujours des gneiss plus ou moins granitisés, d'où son nom de *couche granito-gneissique* (ou sialique). Cette croûte supérieure affleure en effet largement dans les grands boucliers et se retrouve, parfois visible sur toute son épaisseur, dans les chaînes de montagnes, anciennes et actuelles.

La croûte inférieure est plus difficile à interpréter, car inaccessible au niveau des grands boucliers. Une simple croissance de vitesse des ondes P avec la pression due à la profondeur, ne suffit pas pour expliquer l'accélération observée. Une différence de composition lithologique doit intervenir. La densité du milieu (2,8 à 2,9) est celle du basalte, d'où le nom de couche basaltique qu'on lui donnait parfois. On est obligé d'aller chercher la réponse dans les zones orogéniques où l'on peut espérer trouver les affleurements de cette croûte inférieure.

### **3- La croûte océanique**

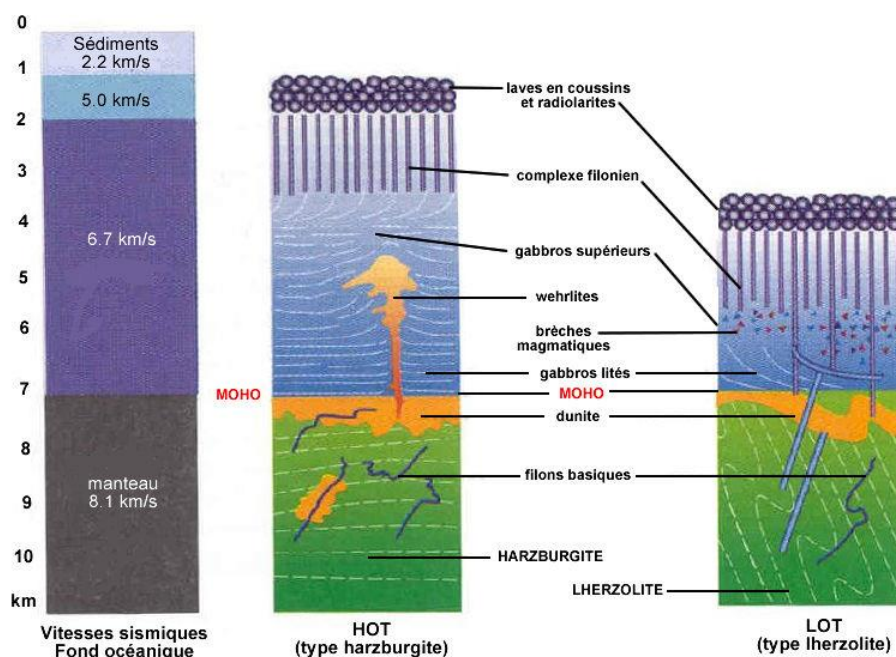
Elle forme le fond des grands océans et diffère essentiellement de la précédente par sa minceur et l'absence de couche granito-gneissique.

- **Sa pétrographie**

Les connaissances relatives à l'organisation et à la composition de la croûte océanique relèvent de plusieurs types d'observations :

- celles issues de **plongées** le long de fractures à fort rejet vertical et exposant à l'affleurement des coupes naturelles de quelques milliers de mètres de hauteur parfois comme le long de la faille de Vema dans l'océan Atlantique, ou encore dans le fossé du *Hess Deep* dans le Pacifique (dans le secteur des îles Galápagos); les carottes issues de **forages**;
- les études de la **sismologie artificielle** qui permettent de proposer un profil de vitesse pour cette croûte, et ainsi de formuler des modèles pétrographiques compatibles;
- les **observations à l'air libre** comme en Islande où la dorsale Atlantique émerge et dans les séries ophiolitiques intégrées aux continents.

**Remarque :** Pour les ophiolites leurs caractéristiques viennent compléter les connaissances relatives aux planchers océaniques mais ne peuvent servir à en justifier la composition car ces roches sont justement considérées comme des restes de lithosphère océanique compte tenu de leur composition très proche de celles présentes au fond des océans actuels.



**Fig. 02 : Comparaison entre la série ophiolitique au niveau des dorsales océaniques**

Il ressort de ces études, un modèle de base, surtout représentatif de ce que peut être la croûte de l'océan Pacifique, et caractérisé par la superposition de 3 couches (Fig.02):

- Une **couche 1** constituée de **sédiments**, d'épaisseur variable (0 à 3 km) où la vitesse des ondes P est de l'ordre de 1,7 à 3,7 km.s<sup>-1</sup> suivant la consolidation des sédiments. En dessous, on trouve la croûte océanique proprement dite.

- La **couche 2** (2 km d'épaisseur en moyenne) : la vitesse des ondes P y est de l'ordre de 4,5 à 5,5 km.s<sup>-1</sup>. Compte tenu des dragages de roches, des forages et des observations faites en plongée, on l'assimile à un mélange de coulées massives ( $V_p = 5,53 \text{ km.s}^{-1}$ ) et de laves en oreillers (*pillow-lavas*,  $V_p = 5,48 \text{ km.s}^{-1}$ ) de type **basaltique**.

- La **couche 3** (5 km d'épaisseur) : les vitesses sont plus élevées ( $6,5 \text{ km.s}^{-1} < V_p < 7,1 \text{ km.s}^{-1}$ ). Elles sont représentatives des roches éruptives, dolérites (microgabbros) et **gabbros** plus ou moins transformées par le métamorphisme hydrothermal.

- Au-delà, entre 7 et 10 km de profondeur, on rencontre le Moho, à partir duquel les vitesses augmentent fortement et qui marque le sommet du manteau lithosphérique

#### *Zones océaniques stables (= plaines abyssales)*

Sous une épaisseur variable de sédiments viennent :

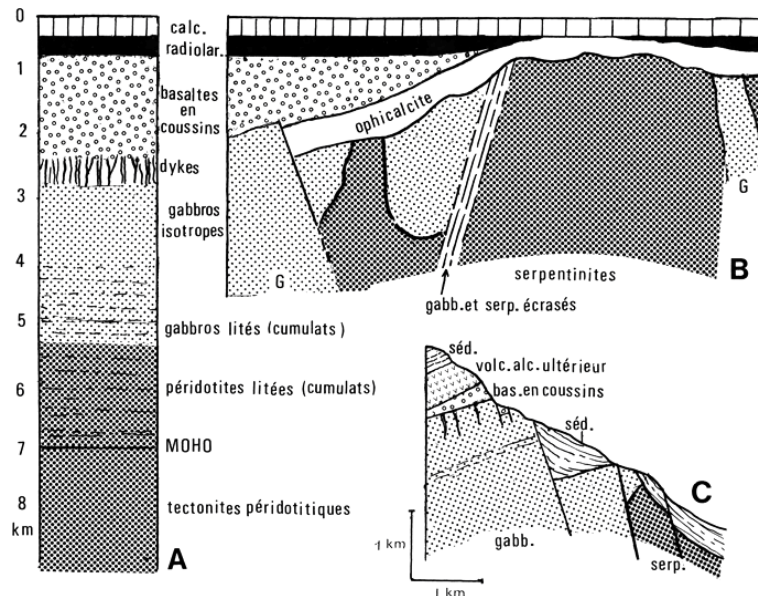
- **La croûte océanique supérieure**, seule atteinte et en partie traversée par les forages (le forage le plus profond l'a traversée sur 2 km environ, près des îles Galapagos, sous 275 m de sédiments pliocènes). Épaisseur 2 km environ,  $d = 2,5$  à  $2,7$ ,  $V_p = 5 \text{ km/s}$ . Elle montre des coulées basaltiques contenant quelques niveaux sédimentaires consolidés.

- **La croûte océanique inférieure**. Épaisseur 5 km,  $d = 2,8$  à  $2,9$ ,  $V_p = 7 \text{ km/s}$ . Sa nature est discutée puisque les forages ne l'ont pas atteinte. Les dragages et les observations en submersible sur les escarpements de failles océaniques ouvertes ont donné des basaltes, des gabbros métamorphisés, des amphibolites et des péridotites serpentinisées. Pendant longtemps on a cru que cette couche se plaçait dans le prolongement de la couche « basaltique » sous-continentale. En fait, les choses sont différentes. En effet, les *ophiolites des zones orogéniques*, qui représentent des fragments d'ancienne croûte océanique détachés par la tectonique, permettent d'observer une coupe complète de celle-ci. On y retrouve la *croûte océanique supérieure* (alternance de sédiments et de coulées basaltiques) et la *croûte océanique inférieure*. Or celle-ci montre, de haut en bas (**Fig. 03**):

- une couche doléritique massive, faite d'un essaim serré de dykes basaltiques, ayant manifestement alimenté le volcanisme sus-jacent;
- un ensemble gabbroïque, à texture de cumulats;
- des cumulats ultrabasiques rubanés (péridotites plus ou moins serpentinisées) qui forment la base de la croûte océanique, car au-dessous viennent les *péridotites du manteau supérieur*, bien différentes des précédentes par leur texture de tectonites.

*Le paléo-Moho*, comme sur les continents, est souvent difficile à observer car toutes ces péridotites sont fortement serpentinisées et correspondent à une zone de glissements différentiels entre croûte et manteau.

Par ailleurs, toutes les ophiolites des chaînes du cycle alpin ne montrent pas la succession idéale précédente. Dans les Alpes, par exemple, ce sont le plus souvent des péridotites serpentinisées, recoupées de façon irrégulière par des gabbros et des filons de diabases. Les coulées volcaniques supérieures peuvent manquer complètement. Les recherches océanographiques ont montré que ce dispositif est fréquent sur les dorsales lentes (atlantiques par exemple) où des péridotites serpentinisées apparaissent souvent à l'affleurement.



**Fig. 03 : Croûte océanique et ophiolites.**

**A.** Coupe d'une séquence ophiolitique classique. C'est en général à de telles séries que l'on compare la croûte océanique. Les épaisseurs sont données à titre indicatif et peuvent être variables. Quand elles sont très fortes, il s'agit probablement de séquences mises en place au niveau de points chauds

**B.** Ensemble ophiolitique atypique observé dans certains secteurs des Alpes francoitaliennes.

Il se caractérise par l'extrême réduction des basaltes en coussins et des gabbros (les péridotites serpentinisées formant alors le fond océanique) et l'apparition de brèches

*serpentineuses à ciment de calcite blanche (ophicalcites) dont l'origine (sédimentaire ou hydrothermale) reste discutée. Épaisseur de la coupe = 1 km environ.*

*C. Le banc de Goringe, au large du Portugal. Il s'agit d'un panneau de lithosphère océanique basculé de 20° environ, situé au voisinage de la fracture Açores-Gibraltar. Il a permis, par l'observation directe en submersible, de reconstituer une coupe de la croûte océanique atlantique. Les volcanites alcalines du sommet de la coupe ont été mises en place ultérieurement et n'ont rien à voir avec la croûte océanique elle-même.*

- **Les ophiolites**

Si l'on connaît si bien comment se produit le plancher océanique, c'est que certaines parties de lithosphère océanique échappent à la subduction et se retrouvent sur terre durant le processus d'obduction par exemple, ou bien coincé dans les prismes d'accrétion. Des exemples classiques d'obduction sont trouvés à Oman, à Chypre, en Oregon et Californie, en Grèce... Dans ces régions on a pu étudier en détail les roches de la lithosphère océanique, du manteau aux basaltes. La trilogie : péridotite, gabbro et basalte, lorsqu'on la trouve à la surface de la terre, est appelée ophiolite ou série ophiolitique. A la trilogie de roches ignées et volcaniques, s'ajoute la couverture sédimentaire fait de sédiments pélagiques, radiolarites ou calcaires planctoniques.

L'obduction commence déjà dans l'océan et souvent proche de la ride qui représente une partie rhéologiquement faible des océans. Si la dorsale est mise en compression, elle peut céder ; une partie partira en subduction sous l'autre, et à partir de là on pourra avoir obduction de plancher océanique sur une marge passive voisine. Ce processus s'accompagne souvent de déformation et de métamorphisme de haute température, et les basaltes et gabbros associés à l'obduction sont souvent transformés en amphibolite, et les péridotites en serpentinite (fig.03) .

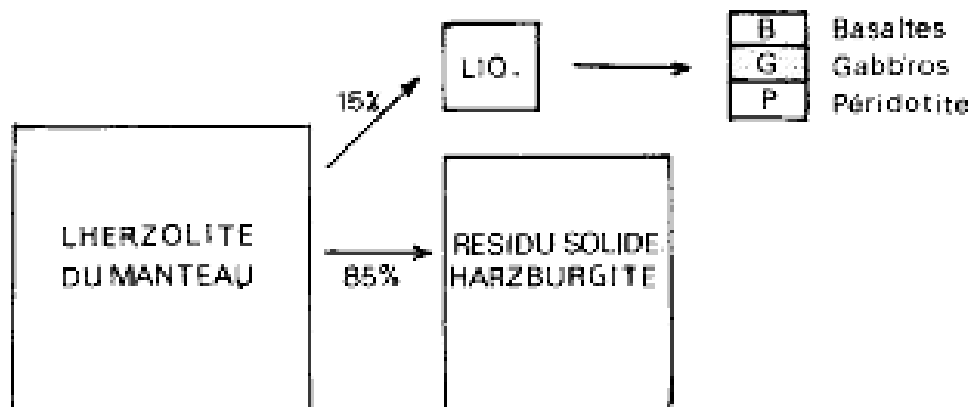
**Définition** : Morceau d'anciens planchers océaniques accolés aux continents réputés insubmersibles et soulignant les anciennes sutures. Les ophiolites sont les témoins des anciennes ouvertures océaniques. L'identification de leurs séquences pétrographiques et leurs caractérisations minéralogique et géochimique peuvent amener à la compréhension des mécanismes d'ouvertures océaniques et/ou la nature des bassins incorporés dans les chaînes de collision. Cette identification apporte ainsi des contraintes majeures dans les reconstitutions paléogéographiques ou géodynamiques.



**Mécanisme de formation:** L'ascension des roches mantelliques dans la zone d'expansion produit une fusion qui atteint dans un matériel constitué de :

Olivine, Orthopyroxène, Clinopyroxène, Grenat ou Plagioclase.

La fusion de ce groupe minéral, préférentiellement Cpx + Gr ou pl donne du basalte.



*Schéma explicatif: les différenciations magmatiques correspondantes à l'expansion océanique.*

Le basalte se solidifie en surface laissant au reste du liquide le temps de refroidir plus lentement.

Ce lent refroidissement permet une ségrégation minérale avec successivement ( voir le schéma au-dessus):

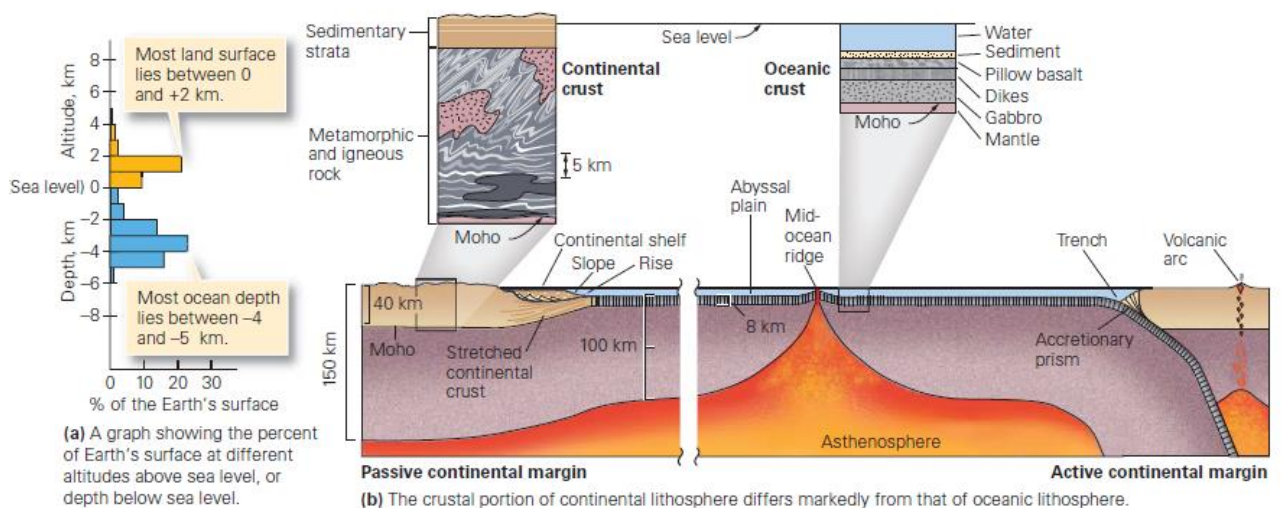
- une partie de l'olivine décante seule.....> DUNITE
- puis le reste en même temps que d'autres minéraux .....> GABBROS lités
- puis des Gabbros sans olivine, et le reste en dolérites et dykes basaltiques
- le résidu de fusion débarassé de Cpx + Gr ou Pl constitue les harzburgites déformées plastiquement.

Type de péridotite	LHERZOLITE	HARZBURGITE	DUNITE
<b>Minéralogie</b>	Olivine (60 - 70 %), Clinopyroxène (20 %) Orthopyroxène (5 -10%) Minéral alumineux (5 -10 %)	Olivine (70-80 %)  Orthopyroxène (20 %) Minéral alumineux (5 %)	Olivine (> 95 %)  Orthopyroxène résiduel
<b>Gisements océaniques</b>	Manteau de la lithosphère océanique atlantique, de type « océan lent »	Manteau de la lithosphère océanique pacifique de type « océan rapide »	–
<b>Gisements ophiolitiques</b>	Alpes, Corse	Oman	Oman

*Tableau .1 : Les principaux types de péridotites, minéralogies associées et gisement*

**- Comparaison entre la croûte continentale et la croûte océanique :**

- \* différence de densité
- \* différence d'épaisseur
- \*différence pétrographique
- \* différence d'âge



**Fig. 04 : Comparaison entre la croûte continentale et la croûte océanique**

#### 4-Notion de lithosphère

La sismologie et la sismique de réfraction permettent de mettre en évidence que sous la croûte (océanique ou continentale) se trouve une partie du manteau terrestre, relativement froid et rigide, servant de support à celle-ci. Cet ensemble rigide, croûte- manteau s'appelle lithosphère.

De la nouvelle lithosphère océanique se crée au niveau des dorsales, et peut disparaître (subducter) au niveau des fosses. La lithosphère continentale est généralement très ancienne (1 à 2 milliard d'années, voire plus), elle peut dater de la formation de la première croûte terrestre. Cependant, de la nouvelle lithosphère continentale se crée localement au niveau des marges actives, dû aux phénomènes de subduction, d'accrétion et de volcanisme-magmatisme associés à ces zones. Ainsi, les limites géographiques des plaques sont d'une part les fosses et d'autre part les dorsales, auxquelles on doit rajouter les failles transformantes. La limite inférieure des plaques est la transition de température et de pression qui rend le manteau en partie fluide et qui se trouve autour de l'isotherme 1200 à 1400° suivant les régions et la profondeur (quelques dizaines à quelques centaines de km). Là, le manteau change ses caractéristiques physiques, on l'appelle asthénosphère, et joue le rôle de support « liquide » des plaques, permettant à celles-ci de monter ou descendre (principe d'isostasie) en fonction de changements possibles de densité (surcharge, expansion thermique, métamorphisme).

#### 5- Lithosphère et isostasie

Le terme « isostasie » (du grec *isos*, égal, et *stasis*, arrêt) traduit l'état d'équilibre des roches de la croûte terrestre par rapport au manteau sous-jacent. Ce phénomène implique que, au-dessus d'une certaine profondeur, appelée niveau de compensation, la masse des roches crustales superficielles est partout la même quelle que soit l'altitude des reliefs. En dessous du niveau de compensation, il n'y a pas de variations significatives de densité.

Le phénomène d'isostasie fut mis en évidence, pour la première fois, il y a plus de 250 ans par l'astronome français **Pierre Bouguer**. Lors de l'expédition au Pérou de 1736-1743, menée afin de mesurer la longueur d'un arc de méridien terrestre, Bouguer mit en évidence, à cette occasion, une différence significative de la pesanteur entre des mesures effectuées dans les Andes et au niveau de la mer. Un siècle plus tard, des observations similaires dans l'Himalaya furent apportées par George Everest, indiquant que l'attraction gravitationnelle

des montagnes apparaît systématiquement plus faible que prévue par les modèles prenant en compte l'excès de masse de celles-ci.

On doit aux Britanniques **George Biddell Airy** (1801-1892) et **John Henry Pratt** (1809-1871) les premières tentatives d'explication du phénomène observé. Leurs hypothèses sont apparemment antagonistes. Selon **Airy**, la compensation du relief topographique est assurée par la présence en profondeur d'une racine crustale de même densité que les roches de surface et donc de densité plus faible que le manteau environnant. Cette « racine crustale » profonde diminue la pesanteur totale associée au relief. Selon **Pratt**, la compensation résulte d'une variation latérale de densité dans la croûte terrestre et la partie supérieure du manteau à l'aplomb du relief.

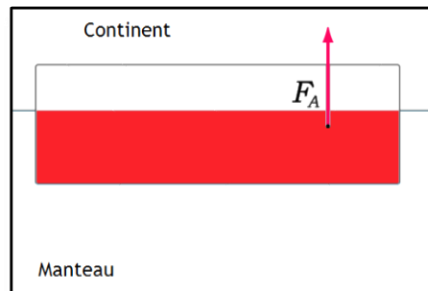
- *Poussée d'Archimède*

Pour rappel, le principe d'Archimède stipule que tout corps solide plongé dans un fluide subira une force, dirigée de bas en haut : la poussée d'Archimède. Elle a initialement été décrite dans les liquides, mais sa formulation actuelle fonctionne avec n'importe quel fluide, et les roches du manteau ne font pas exception.

Mais cette poussée d'Archimède ne suffit pas toujours à faire flotter un objet : il faut aussi que le solide soit moins dense que le fluide. Dans le cas contraire, le solide coule. Cela arrive dans certaines zones de subduction, où la plaque tectonique subductée, plus dense que le manteau, coule spontanément.

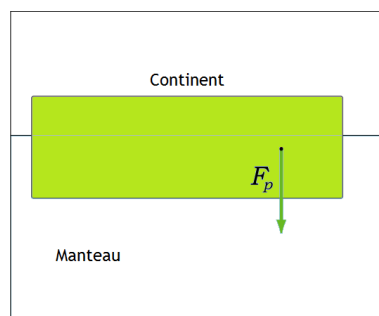
Mais dans tous les autres cas, le manteau est nettement plus dense que la croûte, et il en est de même pour la lithosphère, plus dense que l'asthénosphère. Dans ces conditions, la poussée d'Archimède contrecarre totalement le poids de la croûte : la croûte flotte sur le manteau, un peu comme la glace flotte sur l'eau.

D'après les lois de l'hydrostatique, plus le volume immergé est grand, plus la poussée d'Archimède sera grande elle aussi. Et cela vaut aussi pour la croûte immergée dans le manteau.



*Origine de la poussée dans l'analogie d'un continent immergé dans le manteau*

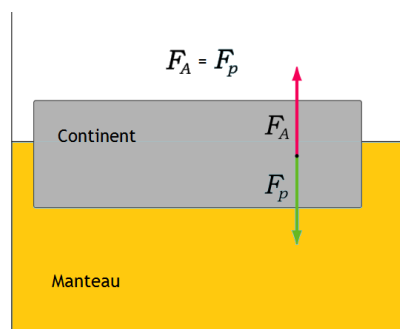
En comparaison, le poids d'un morceau de croûte (un continent) provient de tout son volume.



*Poids du continent : origine*

- **Équilibre isostatique**

À l'équilibre, il n'y a pas de mouvement vertical de la lithosphère causé par la différence de densité : la force de flottabilité s'équilibre avec le poids de la croûte. Donc, quand le continent ne s'enfonce pas ou qu'il ne remonte pas, force de flottabilité et poids du continent sont égales. On parle d'équilibre isostatique.

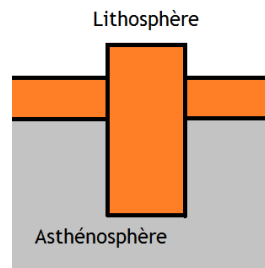


*Principe d'Archimède appliqué à l'isostasie*

Cet équilibre permet de définir une surface de compensation, une surface horizontale où la pression est la même partout. Celle-ci se situe approximativement dans le manteau, et plus précisément dans l'asthénosphère.

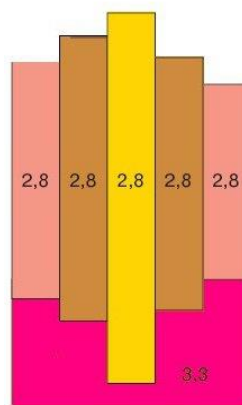
- **Modèle d'Airy**

Le modèle d'Airy suppose aussi que toute la lithosphère est une zone de densité uniforme, même dans les chaînes de montagne ou les bassins sédimentaires. De plus, ce modèle suppose aussi que le manteau a une densité uniforme.



### *Densité dans le modèle d'Airy*

Le modèle d'Airy postule que la lithosphère est composée de plusieurs blocs de hauteurs différentes, mais de même densité. On suppose que les effets aux bords des blocs sont négligeables. De plus, toute variation d'épaisseur se répercute intégralement sur l'asthénosphère située en-dessous : le poids ne génère pas de contraintes horizontales, il ne "déborde" pas. Cette dernière hypothèse est appelée **l'hypothèse d'équilibre isostatique local**.

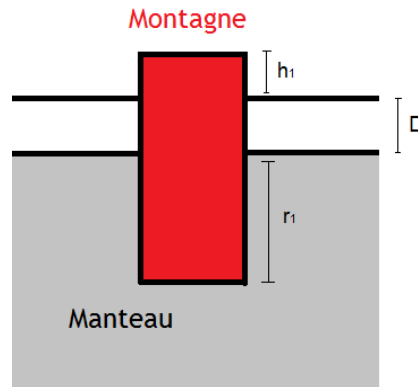


### *Modèle d'Airy*

- **Montagnes**

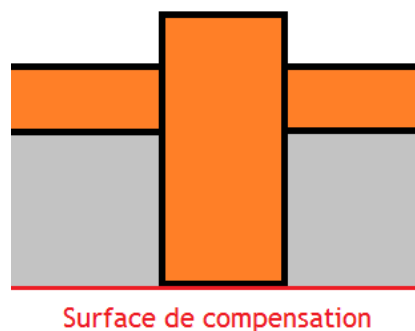
Ce modèle s'applique parfaitement aux épaissements de la lithosphère comme les chaînes de montagnes et aux volcans éteints. En effet, les chaînes de montagnes ne sont que la partie émergée d'un épaissement de la lithosphère : les montagnes ont des racines, des zones où la lithosphère est épaissie en profondeur et fait saillie dans l'asthénosphère. Le but du modèle d'Airy est de calculer la profondeur de cette racine, ce que nous allons faire maintenant.

Le modèle d'Airy modélise la montagne ou le volcan d'une manière assez sommaire : un simple pavé.



*Modèle d'Airy - montagne*

Pour simplifier, on suppose que la surface de compensation est située dans le manteau, qui a une densité constante. La conséquence directe de cette supposition est que la surface de compensation est située à la base de la racine de la chaîne de montagne. En effet, si on ajoute une hauteur  $h$  de manteau avant d'arriver à la surface de compensation, on ajoute juste un terme  $h \times d_a$  à la pression sous la croute normale, ainsi que sous la chaîne de montagne : on reste sur une nouvelle surface de compensation.



*Surface de compensation dans le modèle d'Airy*

Reste à calculer la pression à la base de la chaîne de montagne, et la pression à la même profondeur dans le manteau (ces deux pressions sont situées sur la surface de compensation). On dispose des informations suivantes :

- la densité de la lithosphère et de l'asthénosphère, qu'onnotera  $d_l$  et  $d_a$  ;

- l'épaisseur de la lithosphère, notée  $e$  ;
- la hauteur de la chaîne de montagne et de sa racine, notée  $h_1$  et  $r_1$ .

De manière générale, la pression à la base d'un pavé de roche, est égale au poids du pavé divisé par la surface de sa base, ce qui donne :  $\frac{M \times g}{S}$  avec  $S$  la surface à la base du pavé,  $M$  la masse du pavé, et  $g$  l'accélération de la gravité. Vu que la masse est égale au produit de la densité par la hauteur, multipliée par la surface, la pression vaut donc :  $D \times H \times g$ , avec la densité  $D$ , la hauteur  $H$ . Dans les calculs qui suivent,  $g$  étant constante nous l'omettrons dans les calculs.

Si vous faites les calculs vous-mêmes (rien de bien compliqué), vous obtiendrez :  $P_g = d_l \times (h_1 + e + r_1)$ .

Maintenant, nous allons regarder ce qui se passe à la même profondeur, mais cette fois-ci, sous la lithosphère normale (sans montagne ni bassin). La pression à cette profondeur est la somme de la pression causée par la lithosphère d'épaisseur  $e$ , et celle causée par le poids du manteau d'épaisseur  $r_1$ . On a donc une pression qui vaut :  $e \times d_l + r_1 \times d_a$

Or, selon le principe même de l'isostasie, les deux pressions égales :  $(e \times d_l + r_1 \times d_a) = d_l \times (h_1 + e + r_1)$  On peut alors calculer la profondeur de la racine d'une chaîne de montagne en fonction de sa hauteur, et des densités :

$$r_1 = \frac{h_1 \times d_l}{d_a - d_l}$$

- **Modèle de Pratt**

Le modèle de Pratt a été inventé pour rendre compte d'une autre situation : celle d'une lithosphère de densité variable posée sur un manteau de densité uniforme. Dans ce modèle, la lithosphère est composée de blocs, comme dans le modèle d'Airy. Encore une fois, les effets aux bords des blocs sont négligés, et l'équilibre isostatique local supposé valide.

La différence avec le modèle d'Airy, c'est que chaque bloc a une densité différente. Ces blocs s'enfoncent tous à la même profondeur dans le manteau/l'asthénosphère : c'est leur altitude qui varie suivant la densité. Typiquement, les blocs les plus chauds se dilatent vers le haut, et ils ont donc une hauteur supérieure.

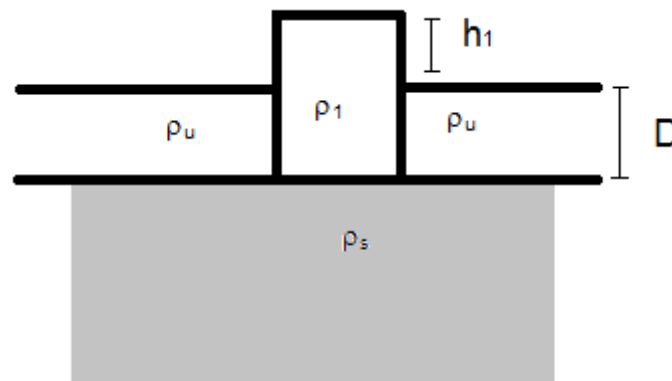




*Modèle de Pratt*

Le but du modèle de Pratt est de calculer la densité de la lithosphère, en connaissant sa hauteur.

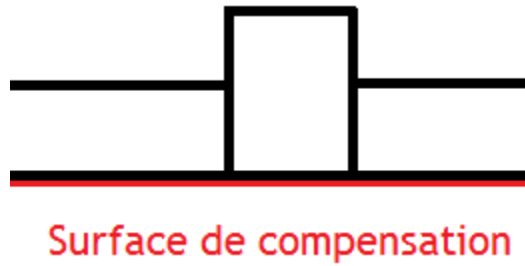
Dans ce qui va suivre, l'épaisseur de la croûte normale est notée  $e$ , et sa densité  $d_l$ . Pour la lithosphère chauffée, elle aura une altitude de  $h_l$ , et une densité de  $d_c$  (qui vaut entre 2,4 et 2,8 en situation réelle).



*Modèle de Pratt de l'isostasie*

Sous une lithosphère normale, sans dilatation ou contraction thermique, la pression à la base est proportionnelle à  $e \times d_l$ . Sous la lithosphère chauffée, elle vaut  $(h_l + e) \times d_c$ .

On se rappelle alors que la surface de compensation se situe à la base de la lithosphère ou de la croûte, vu que le manteau a une densité homogène.



*Surface de compensation dans le modèle de Pratt*

En conséquence, les deux pressions calculées plus haut sont égales, ce qui donne :

$$d_c = \frac{e}{e+h_1} dl$$