

BILAN : LE DOMAINE CONTINENTAL : GENESE ET CARACTERISATION

Si l'on admet que le volume du globe ne change pas, la surface de la croûte océanique est fonction de celle de la croûte continentale : si la surface de la croûte continentale croît, celle de la croûte océanique diminue en conséquence et inversement. **Qu'en est-il ?**

I / CARACTERISATION DU DOMAINE CONTINENTAL (le quoi ?)

AP # 1

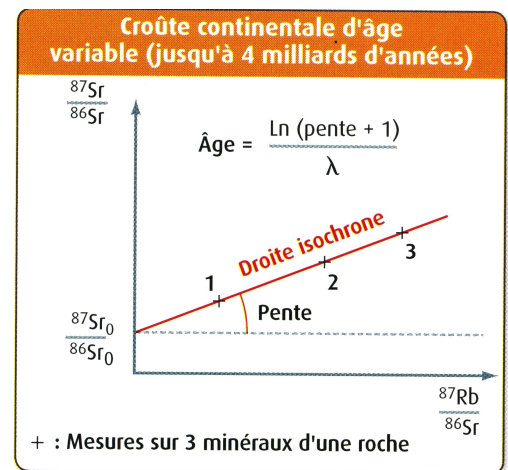
A/ ISOSTASIE

La lithosphère peut être affectée par des **mouvements verticaux** après mise en place ou disparition d'une surcharge (*exemple* : rebond post-glaciaire scandinave : remontée, soulèvement lithosphérique depuis la fonte d'une calotte de -15000 à -7000 ans) ⇒ ces mouvements attestent de la **rupture provisoire de l'équilibre lithosphère/asthénosphère** : la première, rigide, repose en équilibre sur la deuxième, plus déformable, ductile et plus dense : le modèle de description de cet équilibre est appelée isostatique : c'est l'isostasie.

B/ PÉTROLOGIE / ÉPAISSEUR / ÂGE / DENSITÉ ET ÉQUILIBRE ISOSTATIQUE

La croûte continentale (essentiellement constituée de **granites et gneiss** avec une couverture superficielle de roches sédimentaires recouvrant ces roches magmatiques et métamorphiques) est moins dense que la croûte océanique : son épaisseur moyenne est 30 km, contre 7 pour la croûte océanique : ces différences s'interprètent dans le cadre de l'isostasie et expliquent les différences d'altitude moyenne entre domaine continental et océanique (*explication de la distribution bimodale des altitudes du globe vue en 1ère S*).

Les roches magmatiques de la croûte continentale peuvent être datées par **radiochronologie** : elles contiennent des atomes instables comme l'**isotope 87 Rb, qui se désintègre en 87 Sr au cours du temps : les quantités de 87 Rb et de 87 Sr sont liées et varient au cours du temps : leur mesure permet de calculer l'âge de la roche (donc de la croûte continentale)**. Les âges du domaine continental varient et oscillent (- 4,031 Ga pour les plus anciennes : gneiss d'Acasta, Canada) contre 200 Ma pour les croûtes océaniques dont l'âge ne dépasse jamais le Jurassique. Le modèle isostatique permet le calcul de l'épaisseur à l'équilibre d'une croûte d'altitude moyenne (870 m), à savoir 30 km, ce que confirme des mesures : **sous une chaîne de montagnes, la croûte forme une racine plus épaisse (Moho jusqu'à à presque-60 km dans les Alpes, donc épaisseur presque double !)**

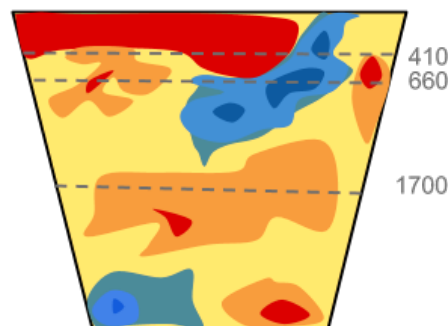


II / LA GENESE DE NOUVEAUX MATERIAUX CONTINENTAUX (le Comment ?)

AP # 2 & 3

A/ CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES

Toute zone de subduction comporte des marqueurs :



	NATURE	QUOI ?
1/	GÉOMORPHOLOGIQUE ET TOPOGRAPHIQUE	fosse océanique (relief négatif), plus ou moins marquée, parfois comblée par des sédiments, avec bassin d'arrière-arc
2/	MAGMATIQUE (TECTONIQUE)	volcanisme explosif associé à un arc volcanique (relief positif), à éruptions violentes, imprévisibles à nuées ardentes (= particules volcaniques dans un gaz à haute température, cendres et blocs de taille variable dévalant les pentes du volcan) en raison de laves visqueuses, liées à une température faible et une forte teneur en silice : les gaz s'accumulent jusqu'à provoquer des explosions avec coulées pyroclastiques
3/	SISMIQUE (TECTONIQUE)	activité sismique plus élevée et existence d'un plan de Wadati-Benioff dans le plan de la lithosphère plongeante
4/	PÉTROGRAPHIQUE	<ul style="list-style-type: none"> - prisme d'accrétion (sédiments), produit des frottements énormes près de la fosse entre les 2 plaques qui s'écaillent et s'affrontent (fortes contraintes mécaniques) - les roches volcaniques formées par ces éruptions ponctuelles sont diverses, en particulier des andésites à petits cristaux allongés et à verre (structure microlithique témoignant d'un refroidissement rapide en surface avec des minéraux hydroxylés (biotites, amphiboles)), ce qui les différencie des basaltes de dorsale moins hydroxylés (à groupement OH-) et témoigne du rôle d'un apport d'eau au cours de leur genèse magmatique
5/	THERMIQUE	anomalies thermiques négatives péri-plaque plongeante : déformation des isothermes (qu'on appelle le slab) vers des profondeurs supérieures à ce qu'on attend : on traverse des zones plus froides que prévu
6/	GRAVIMÉTRIQUE	anomalie positive à la fosse, négative à l'arc
7/	TOMOGRAPHIQUES	anomalies de vitesse positives correspondant au panneau plongeant, un matériau traversé plus dense que prévu donc plus froid et négatives à l'emplacement de la chambre magmatique sub-arc de la plaque chevauchante (matériau moins dense donc plus chaud que prévu)

<http://www.biologieenflash.net/animation.php?ref=geo-0032-1>

B/ LE MOTEUR DE LA SUBDUCTION (LA 1ÈRE CAUSE : LE POURQUOI ?)

Au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de la dorsale, la lithosphère océanique s'épaissit en raison de l'augmentation de la profondeur de l'isotherme 1300°C (limite lithosphère / asthénosphère : voir 1ère S : rappel) : c'est la **subsidence thermique**. La densité de la lithosphère augmente par contraction thermique avec son âge par l'incorporation de manteau sous-jacent plus dense (3,3) que la croûte océanique (2,9) : ainsi l'écart de densité se réduit et se rapproche de celle du manteau sous-jacent asthénosphérique. Au moment où sa densité dépasse celle de cette asthénosphère sous-jacente (3,25), l'équilibre isostatique est rompu et avec un certain retard s'initie la **subduction** qui tracte alors le reste de la plaque vers les profondeurs : la subduction est **motrice dans le cadre de la tectonique des plaques vue l'an dernier**.

C/ LES ROCHES NÉOFORMÉES EN SURFACE EN SUBDUCTION (LA CONSÉQUENCE)

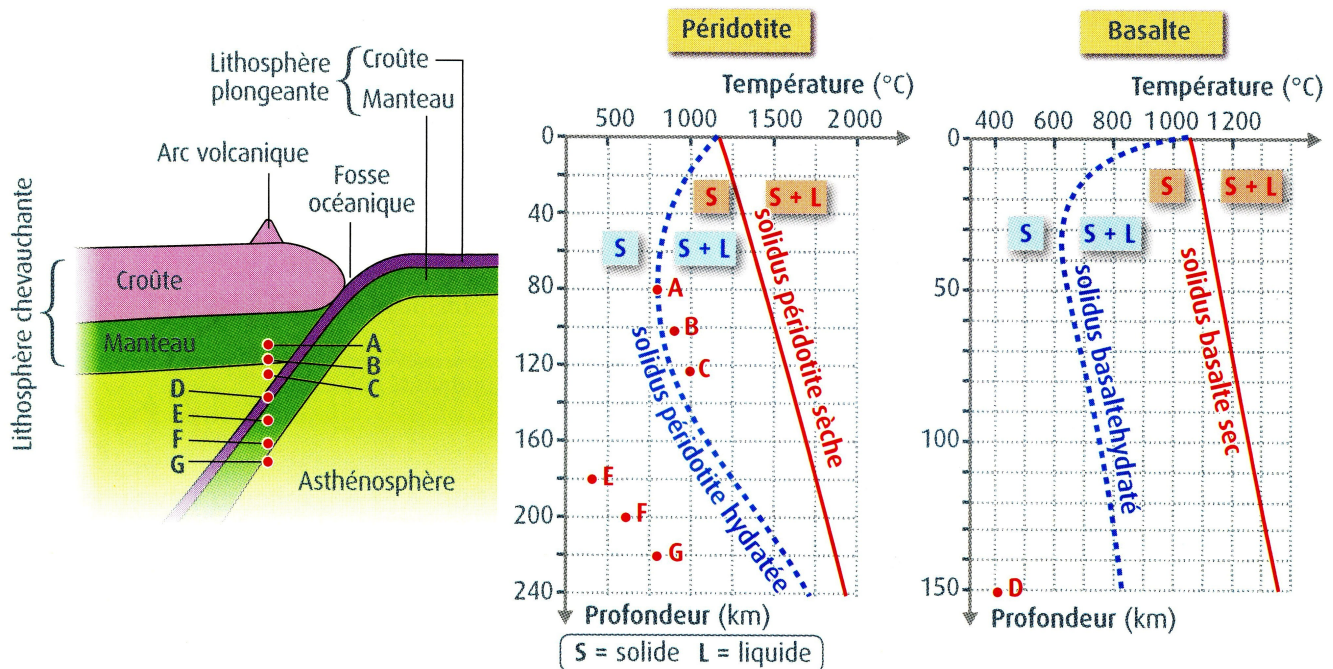
AP # 3

L'étude au laboratoire de la fusion des roches dans différentes conditions de pression et température (P/T) montre qu'en subduction :

- un basalte anhydre ou hydraté ne peut fondre
- une péridotite anhydre ne fond pas

Roches volcaniques (structure microlithique)	Andésite	Dacite	Rhyolite
Roches plutoniques (structure grenue)	Diorite	Granodiorite	Granite

- seule une péridotite à solidus abaissé par hydratation, placée dans des conditions (P/T) du manteau de la plaque chevauchante du contexte de subduction peut partiellement fondre



⇒ le magma en zone de subduction se forme donc selon ce dernier mécanisme de fusion partielle d'une péridotite hydratée de la plaque chevauchante.

La comparaison de la composition chimique d'un magma andésitique et d'une péridotite hydratée montre un **taux de fusion de 10%** environ et ce magma est enrichi en silice par rapport à la péridotite d'origine.

D/ L'ORIGINE DES MAGMAS DONT ILS PROVIENNENT (LA 2È CAUSE : LE OÙ ? ET LE COMMENT ?)

En contexte géodynamique de subduction, c'est l'hydratation du manteau sus-jacent de la plaque chevauchante qui permet l'incorporation d'ions hydroyles OH issus de la déshydratation des mégagabbros dans des conditions (P/T) croissantes accompagnant la profondeur croissante associée à l'enfoncement de la lithosphère océanique dans l'asthénosphère.

Au cours de l'expansion océanique associée au magmatisme de rifting des dorsales océaniques, la lithosphère est en contact avec **l'eau de mer qui percole** dans les anfractuosités des basaltes formés : le refroidissement de ces basaltes en s'éloignant de l'axe de la dorsale et son hydratation crée des conditions de changements minéralogiques en leur sein (**métamorphisme hydrothermal de dorsale dit BPHT**) : les gabbros deviennent des mégagabbros de **faciès amphibolites à hornblende** par exemple puis à **schistes verts (SV)** avec des minéraux hydroxylés (plus riches en OH) comme la **chlorite, l'actinote ou l'épidote...**

Entrée en subduction à un certain âge, à une certaine distance, lorsque la densité lithosphérique dépasse celle de l'asthénosphère sous-jacente (explication plus haut), **les conditions (P/T) croissent avec la profondeur et les roches se déshydratent** : on obtient des mégagabbros dans le faciès schistes bleus (SB) avec des minéraux déshydroxylés comme la (ou le) **glaucophane** bleue puis dans des conditions encore plus poussées (P/T) des

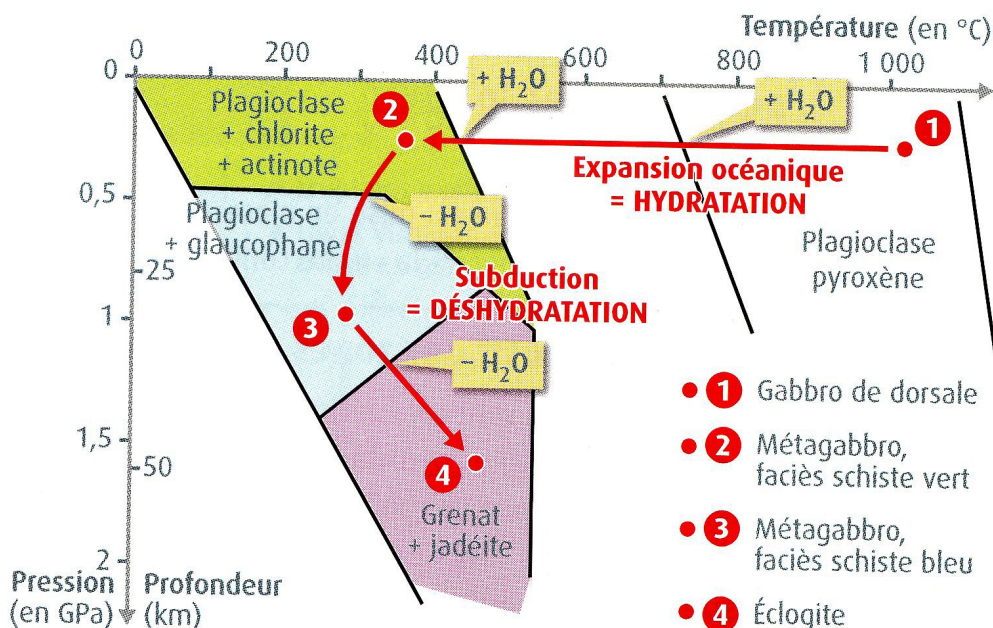
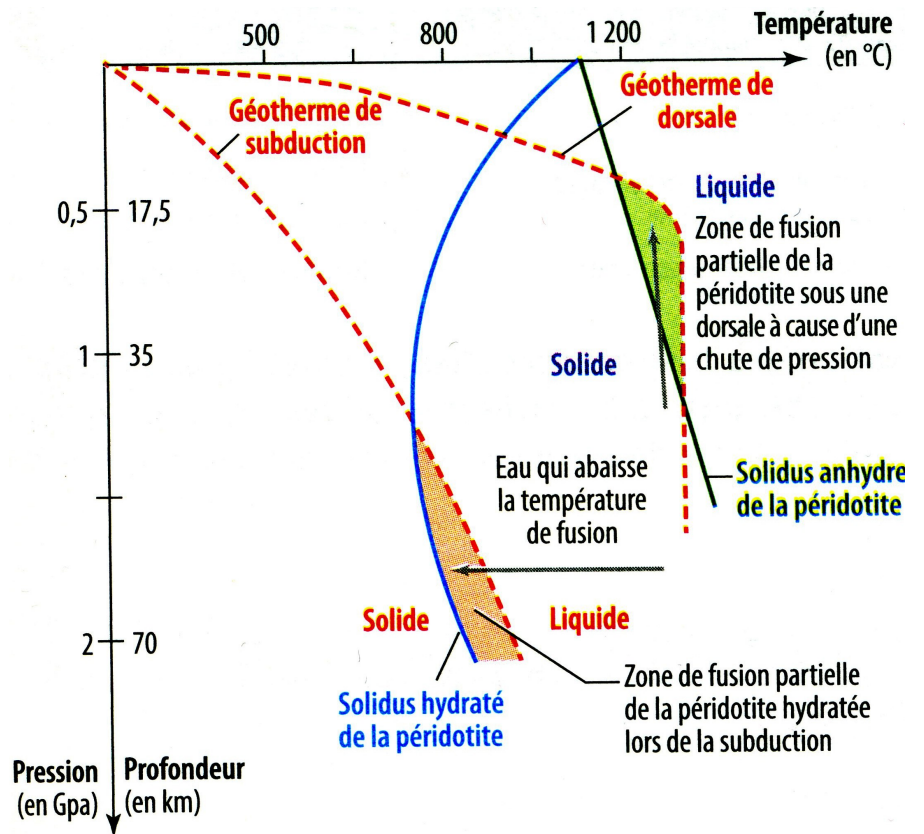
roches appelées éclogites à minéraux encore moins hydroxylés comme des grenats et un pyroxène vert sodique, la jadéite.

Rien ne se perd : les radicaux hydroxyles OH (eau libérée) hydratent les péridotites sus-jacentes de l'autre plaque impliquée dans la subduction, la plaque chevauchante, et contribuent donc à réaliser l'abaissement du point de fusion d'environ 300°C, ce qui entraîne la réalisation d'une fusion partielle de cette péridotite hydratée à l'origine des magmas à partir desquels se forment en surface les roches continentales observées sur l'arc volcanique qu'elle porte (andésites, dacites, rhyolites, granitoïdes)

La croûte continentale naît donc essentiellement dans les zones de convergence, c'est-à-dire au-dessus des zones de subduction (arcs

insulaire sur le pourtour du Pacifique, magmatisme dans les chaînes de montagnes de l'Ouest des Amériques).

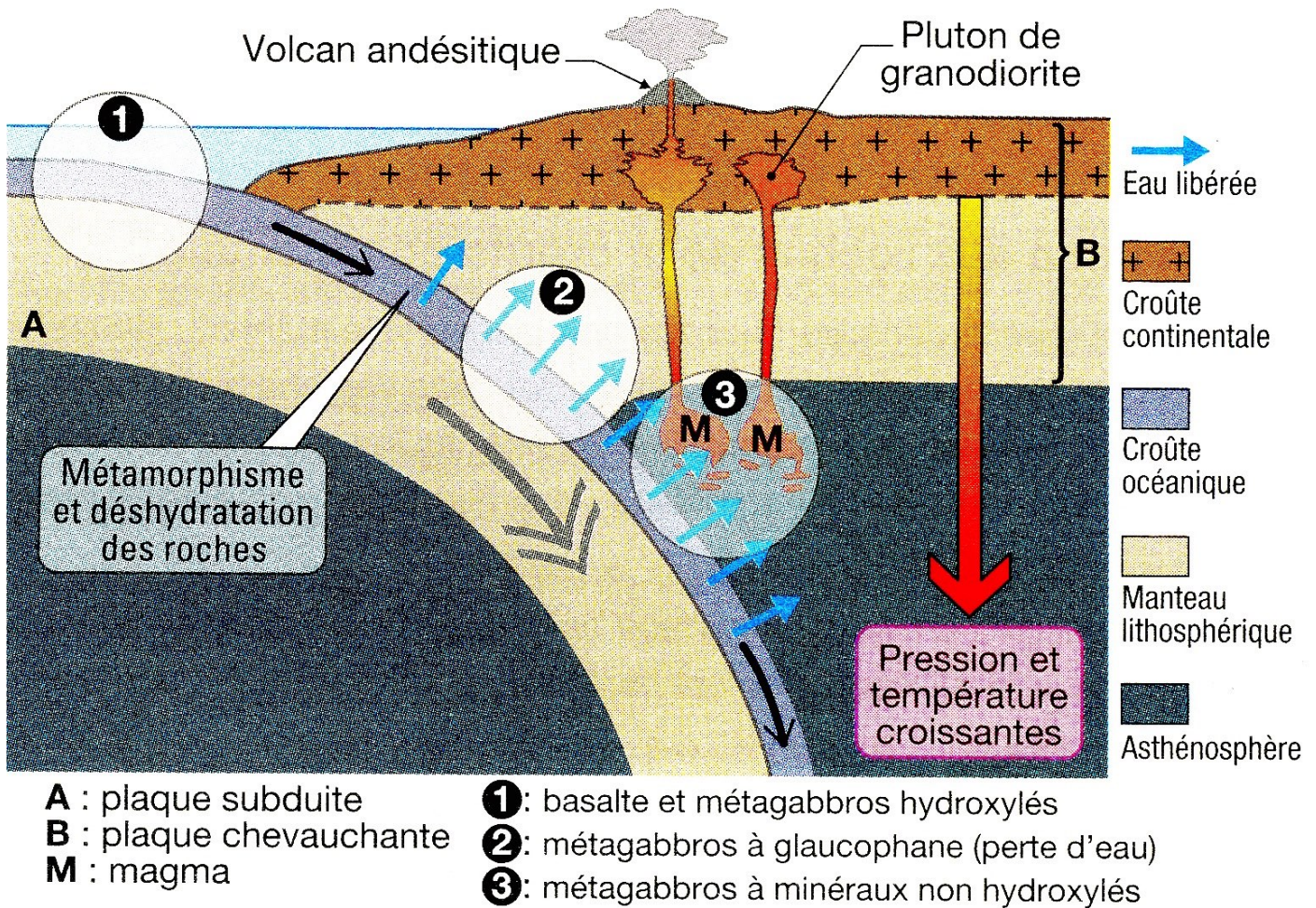
La croûte continentale s'accroît sans doute également par le dessous : c'est le sous placage de magmas mantelliques, mais il est bien difficile d'en évaluer la proportion. Mais la croûte continentale s'use également et cette érosion alimente les sédiments océaniques. Une partie de ceux-ci sont enfouis dans les zones de subduction. Dans ces zones, également, la lithosphère océanique plongeante (dont la surface est irrégulière : îles volcaniques par exemple) « rabote » la croûte continentale qui la chevauche et entraîne ces copeaux dans le manteau (on parle alors d'érosion tectonique). Actuellement, on considère que **création et destruction de la croûte continentale s'équilibrent à peu près et, en conséquence, que la croissance serait proche de zéro. Les surfaces respectives des croûtes océanique et continentale ne changeraient donc pas. Ainsi, les continents ne**



Les transformations minéralogiques d'un gabbro de l'expansion océanique jusqu'à la subduction.

recouvriront jamais toute la surface du globe ! Mais il n'en a pas toujours été de même au cours des temps géologiques. **Au début de l'histoire de la Terre, le globe était complètement recouvert de croûte océanique. Les premiers nucléi de croûte continentale sont apparus sans doute à partir d'un peu avant -4,1 Ga (gneiss d'Acasta, Canada), et de manière certaine, à partir de -3,8 Ga (plus vieilles roches continentales connues au Groenland, au Nord-Est de l'Amérique du Nord et en Australie). Cette proto-croûte continentale s'est mise à croître lentement et c'est à la fin de l'Archéen que la majeure partie de la croûte se serait formée, entre - 3,2 à - 2,5 Ga. Dès lors, la croissance devient faible pour devenir nulle à partir de 245 Ma.**

En conclusion : 80 % de la croûte continentale s'est formée à l'Archéen (voir Enseignement de Spécialité).



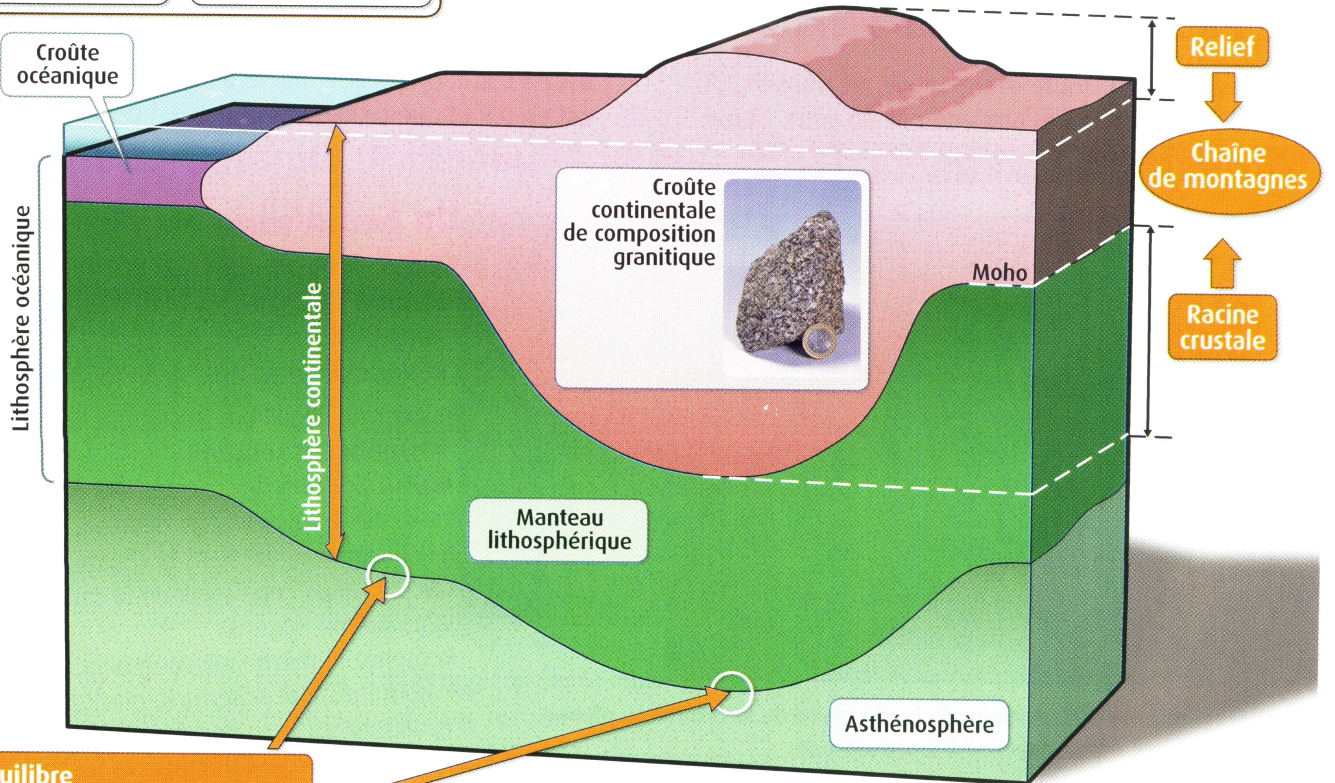
Croûte continentale moins dense et plus épaisse que la croûte océanique

Croûte océanique

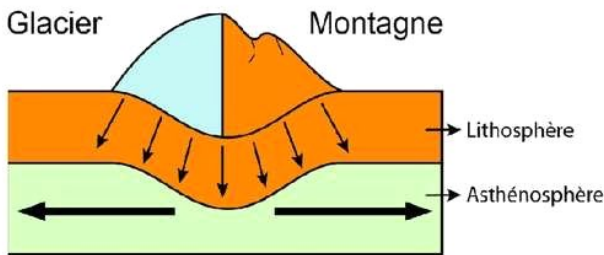
Épaisseur moyenne = 7 km
Densité = 2,9

Croûte continentale

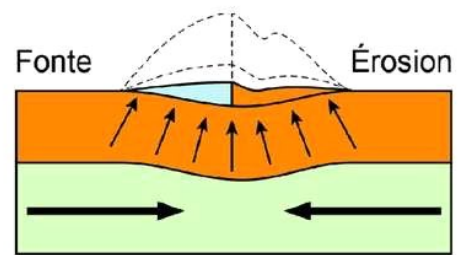
Épaisseur moyenne = 30 km
Densité = 2,8



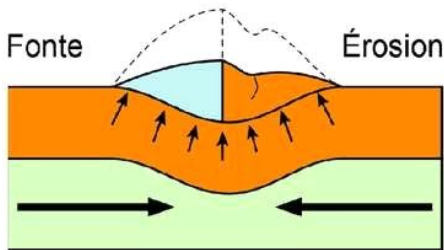
Équilibre de la lithosphère sur l'asthénosphère = Équilibre isostatique



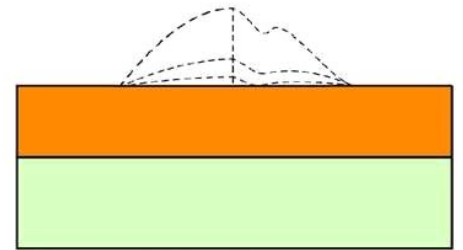
1) Abaissement isostatique :
l'asthénosphère s'enfonce sous le poids de la "surcharge"



3) Rebond isostatique (presque fini)



2) Rebond isostatique (début)



4) Retour à l'équilibre

source : <http://www.terre.uottawa.ca/geodictio/termdetail.php?lang=fr&id=17>