

La divergence des plaques lithosphériques au niveau des dorsales

Il y a environ 60 000 km de dorsales océaniques sur Terre. La lithosphère océanique se forme au niveau de cette dorsale et se déplace ensuite en s'en éloignant de part et d'autre à la manière d'un "double tapis roulant".

Lien : [Schéma animé du fonctionnement de la dorsale](#)

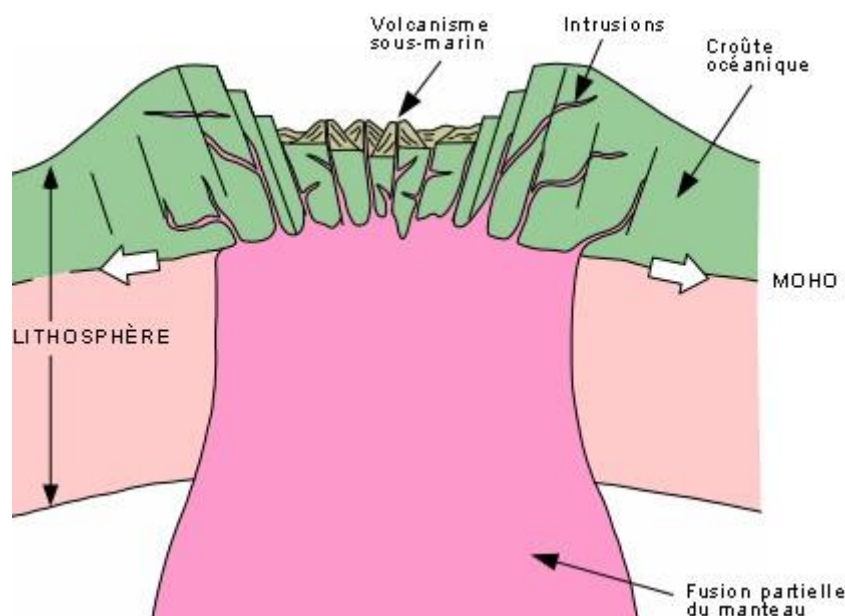
I. Les dorsales océaniques sont soumises à des mouvements de distension

Ces mouvements sont dus à la fois :

- à la descente de la plaque froide (subduction) sur les bordures des océans.
- à la remontée d'un panache ascendant d'une cellule de convection au niveau de la dorsale.

Conséquences au niveau de la dorsale :

- Bombement central de quelques kilomètres
- Amincissement de la lithosphère océanique (l'asthénosphère se retrouve très proche de la surface) - Apparition de failles *normales* au milieu de la dorsale, témoin d'une distension qui limite une vallée abrupte et profonde (environ 1000 m) et quelques km de large qu'on appelle **un rift océanique** (dans l'océan Atlantique).
- Des **séismes** peu profonds montrent que la lithosphère se casse (donc apparition de nouvelles failles) et rejoue (failles plus vieilles qui font bouger les blocs).
- Apparition de fissures au fond du rift par où sort le magma => formation lave en coussins, ou **pillow lavas** (formation instantanée de coussins de lave, lorsque le basalte encore très chaud entre en contact avec l'eau très froide) = activité volcanique.



Coupe d'un rift océanique



Pillow-lavas

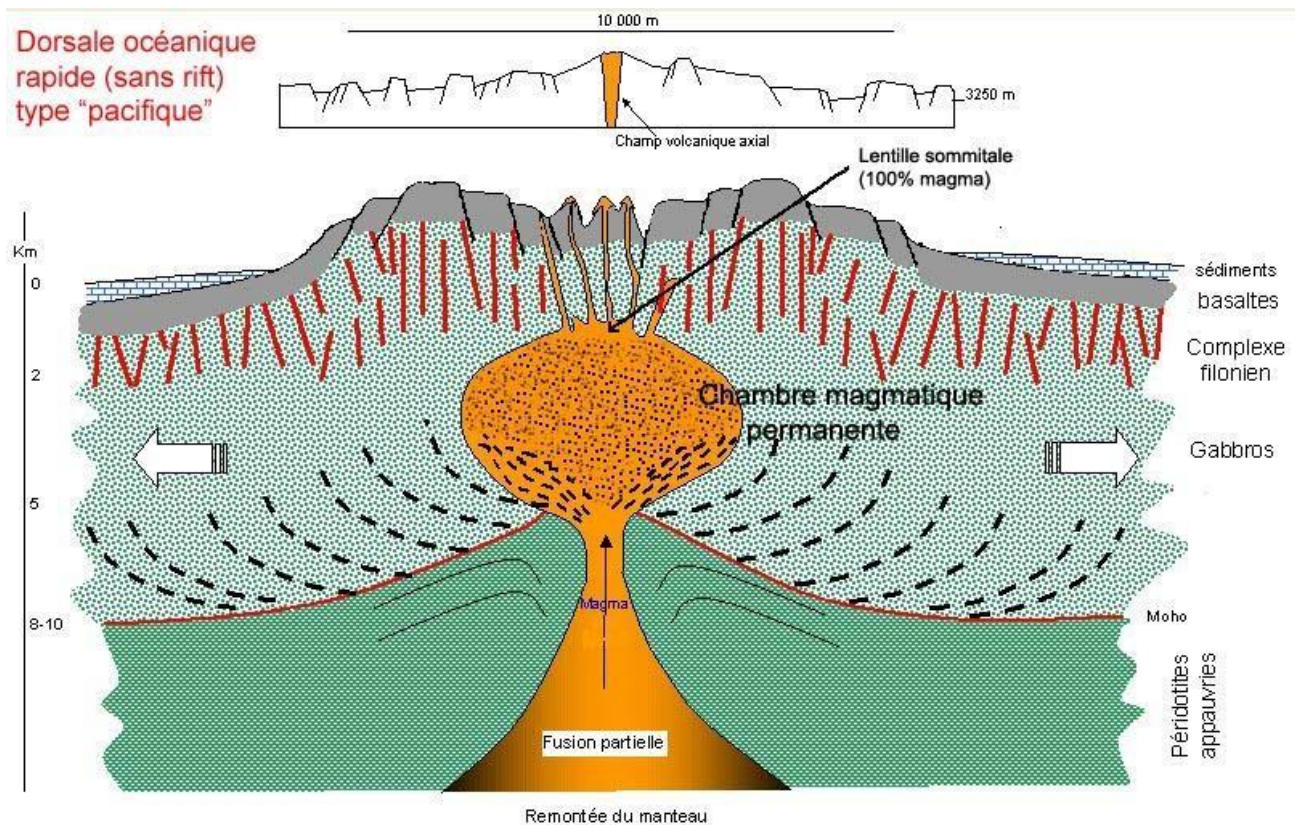
Le relief des failles normales indiquent que la zone subit un mouvement d'extension.

II. Une nouvelle lithosphère océanique se forme au niveau des dorsales : magmatisme des dorsales

La production du magma dans les dorsales est très importante et ce magma, en se solidifiant, donne les basaltes et les gabbros de la croûte océanique (environ 20 km³/an).

A) Le magma des dorsales provient de la fusion partielle de la péridotite de l'asthénosphère

Les données sismiques révèlent l'existence d'une **chambre magmatique** (zone où les matériaux sont partiellement liquides) à l'aplomb de la dorsale pacifique à quelques kilomètres sous la surface. Cette chambre magmatique contient du magma basaltique.



Coupe d'une dorsale montrant la chambre magmatique (source : <http://sciences.experiment.free.fr>)

A cause du mouvement ascendant dû à la convection, de la péridotite chaude appartenant à l'asthénosphère (à environ 100 km de profondeur) remonte vers la surface à une vitesse de quelques cm/an.

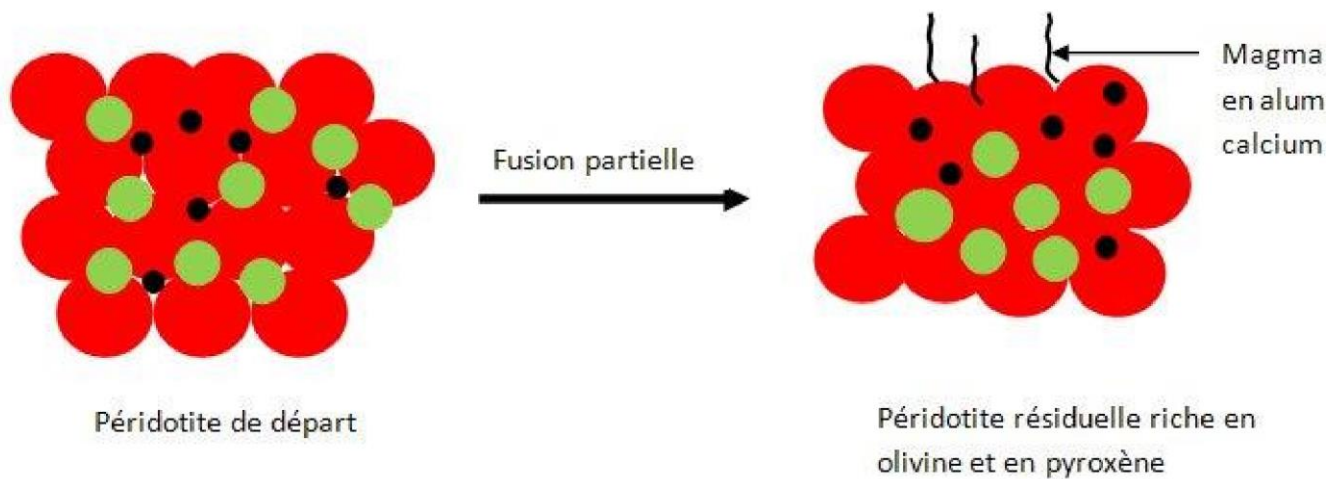
Elle subit donc une décompression à forte température. Les roches étant de mauvaises conductrices de la chaleur, elles se refroidissent très lentement => c'est une décompression à température constante. La baisse de pression à température constante entraîne la fusion de la péridotite.

Des expériences de fusion de la péridotite montrent que la péridotite ne fond pas entièrement tout de suite quand elle est chauffée. Il se produit d'abord une fusion partielle (une seule partie de la péridotite fond). Le liquide qui en résulte n'a pas la même composition chimique que la péridotite initiale, la composition du liquide dépendant du taux de fusion de la péridotite.

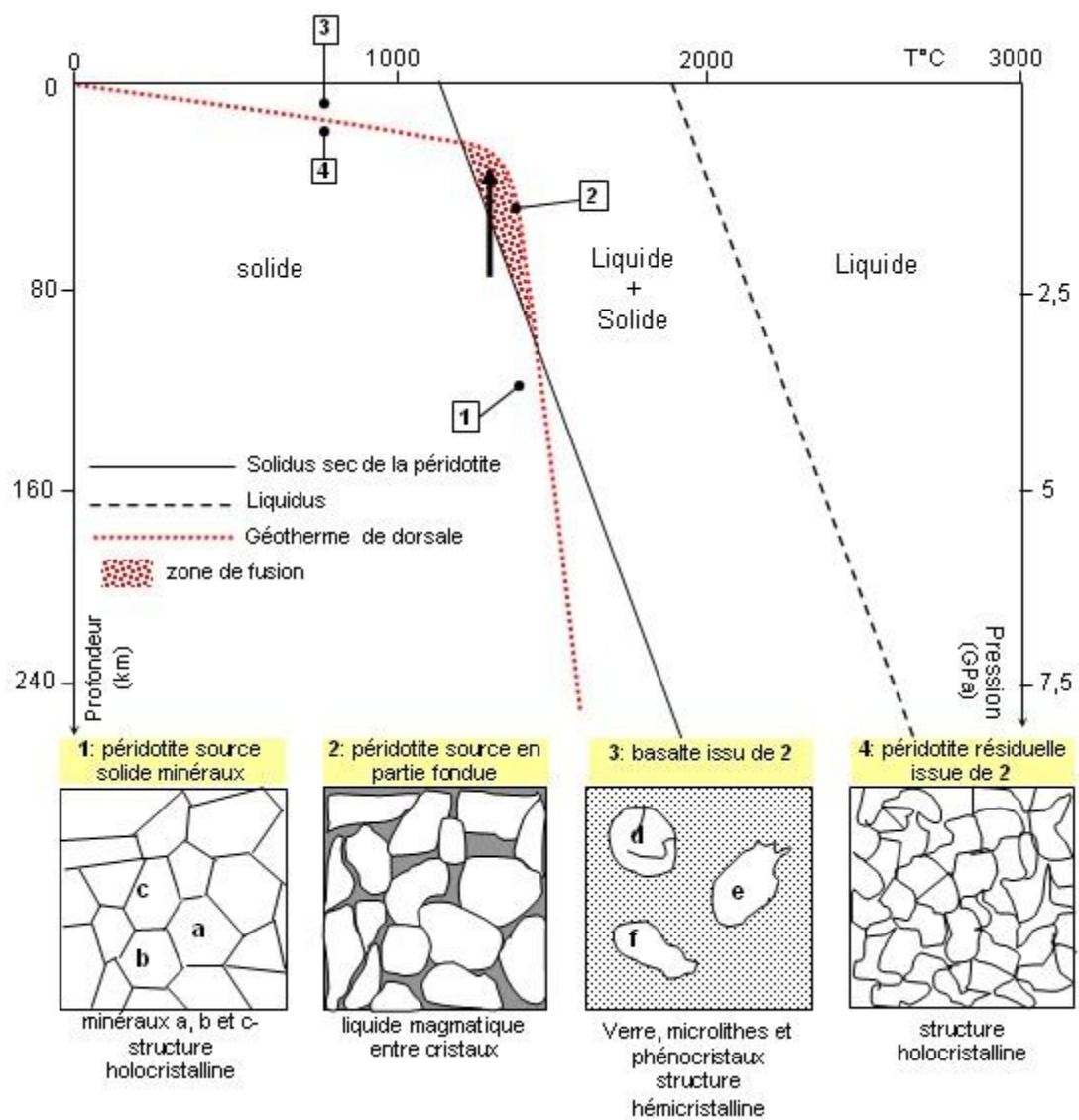
Ces expériences ont également permis de montrer qu'une fusion partielle de la péridotite (taux voisin de 15%) permet d'obtenir un magma basaltique (composition chimique voisine des basaltes). Ce taux de fusion est atteint pour une pression de 1.5 Gpa et une température de 1300°C. Ce sont les conditions que l'on trouve à environ 50 – 100 km sous la dorsale. Le magma basaltique a donc pour origine **une fusion partielle de la péridotite** liée à une décompression adiabatique (baisse de pression à température constante).

Conséquence : Fusion partielle de la péridotite dès 60 km de profondeur et qui concerne que 15% de la péridotite.

Comme les minéraux acides ont la propriété de fondre en premier (à basse température), le magma formé sera donc beaucoup plus acide que la péridotite de départ et il restera sur place une péridotite encore plus ultra basique. Lors de la fusion partielle des péridotites (composée d'**olivine**, de **pyroxène** (minéraux ferro-magnésiens) et de **plagioclases** (minéral aluminocalcique)), le plagioclase fond en premier. Le liquide magmatique a donc une composition chimique plus riche en calcium et aluminium, éléments très présents dans le plagioclase, que la péridotite initiale (péridotite asthénosphérique). Il se produit donc une **différenciation chimique**. A l'inverse pour la Péridotite restée solide.



Fusion partielle de la péridotite



Conditions de fusion de la péridotite et géotherme sous la dorsale (source : <http://sciences.experiment.free.fr>)

Ce schéma permet de montrer dans quelles conditions de température et de pression montrant sous quelles conditions la fusion de la péridotite peut avoir lieu. A environ 50-100 km sous la dorsale, on constate bien que l'on se trouve dans des conditions dans lesquelles la péridotite se trouve dans une phase liquide/solide (= fusion partielle). On constate également que les conditions de fusion totale ne sont pas atteintes.

Ce magma basaltique va remonter et être collecté dans **une chambre magmatique** sous le rift océanique sous forme d'un mélange de cristaux et de liquide (=> bouillie cristalline).

La partie de la péridotite restée solide (péridotite résiduelle) ira se « coller » sous la dorsale pour donner le manteau lithosphérique.

B) La structure de la croûte océanique reflète les conditions de solidification du magma

Le liquide magmatique de composition basaltique (formé comme expliqué dans le paragraphe précédent) remonte dans la chambre magmatique à quelques km de profondeur. Ce liquide magmatique se refroidit alors dans la chambre magmatique, ce qui entraîne la cristallisation d'une partie du magma. En premier se forment les cristaux d'olivine, puis les cristaux de pyroxène et enfin les cristaux de plagioclase (en fonction de la température). C'est le processus de **la cristallisation fractionnée**. Les minéraux cristallisés, plus lourds que le magma, ont tendance à tomber.

La chambre magmatique contient donc du magma basaltique (environ 10-20%) et des cristaux nouvellement formés (plagioclases, pyroxènes, olivines). Au sommet de la chambre magmatique, on observe **une lentille de magma sommitale** contenant presque 100% de magma basaltique (les cristaux étant tombés au fond de la chambre magmatique).

C'est de cette lentille sommitale que part le magma basaltique qui va remonter vers la surface. Le magma qui sort est brutalement refroidi au contact de l'eau de mer froide et se solidifie rapidement pour former une roche de structure microlithique ou hémicristalline (cristaux de petite taille noyés dans une pâte non cristallisée appelée verre) : **le basalte**. Lorsqu'il se refroidit plus lentement dans les cheminées, il formera **le complexe filonien**.

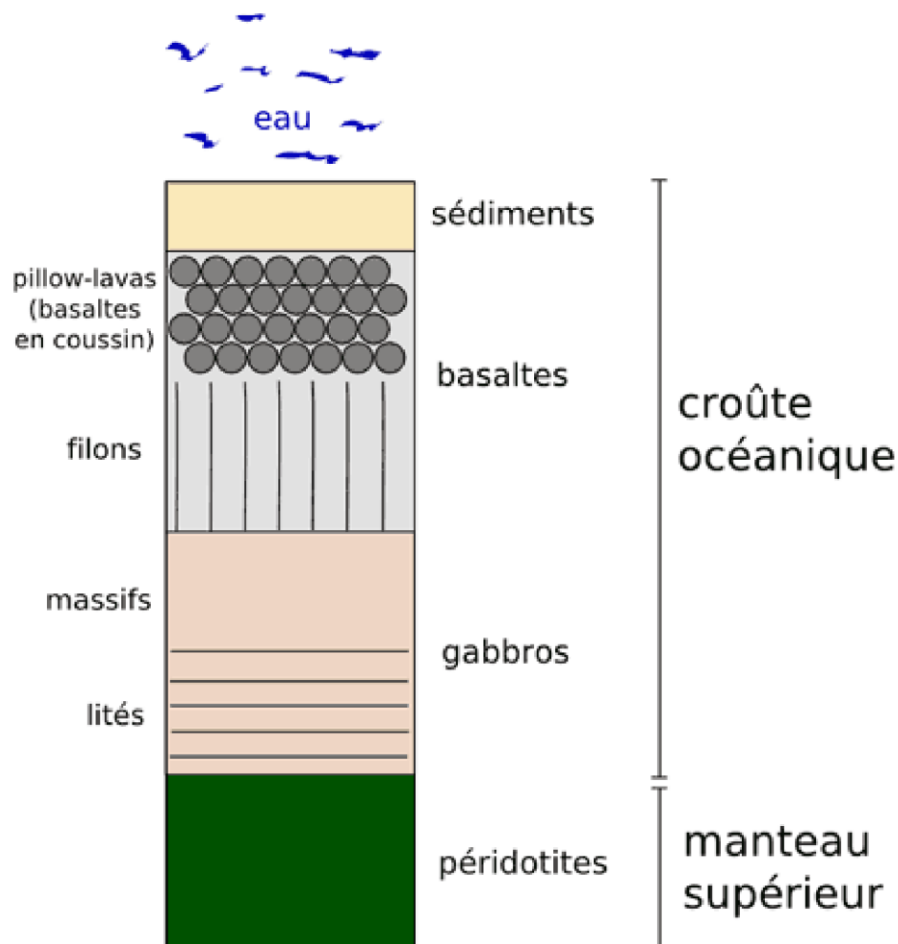
Les cristaux présents dans la chambre magmatique peuvent s'agréger aux parois de la chambre pour former une roche de structure grenue et de composition basaltique : **les gabbros** (structure holocristalline ou grenue).

Ce processus est à l'origine de la formation de la croûte océanique. Les cristaux qui se forment dans la chambre magmatique formeront les gabbros (2 à 7 km de profondeur), et le magma basaltique remontant vers la surface et se refroidissant ainsi rapidement formera le complexe filonien et la couche de basalte présente à la surface de la croûte océanique (0 à 2 km de profondeur).

La vitesse de refroidissement du magma détermine donc la structure de la roche (structure microlithique ou hémicristalline pour un refroidissement rapide et structure holocristalline ou grenue pour un refroidissement plus lent).

Si la structure dépend de la vitesse de refroidissement, la composition chimique des basaltes et des gabbros dépend en premier lieu du taux de fusion partielle des péridotites. Basaltes et gabbros proviennent donc du même magma et ont donc la même composition chimique. Seule la structure change car les conditions de refroidissement changent.

Il reste à la base (sous les gabbros) la péridotite résiduelle appauvrie des ses éléments acides partis dans le magma : elle est extrêmement basique, elle formera le manteau de la lithosphère océanique. Coupe de la lithosphère océanique

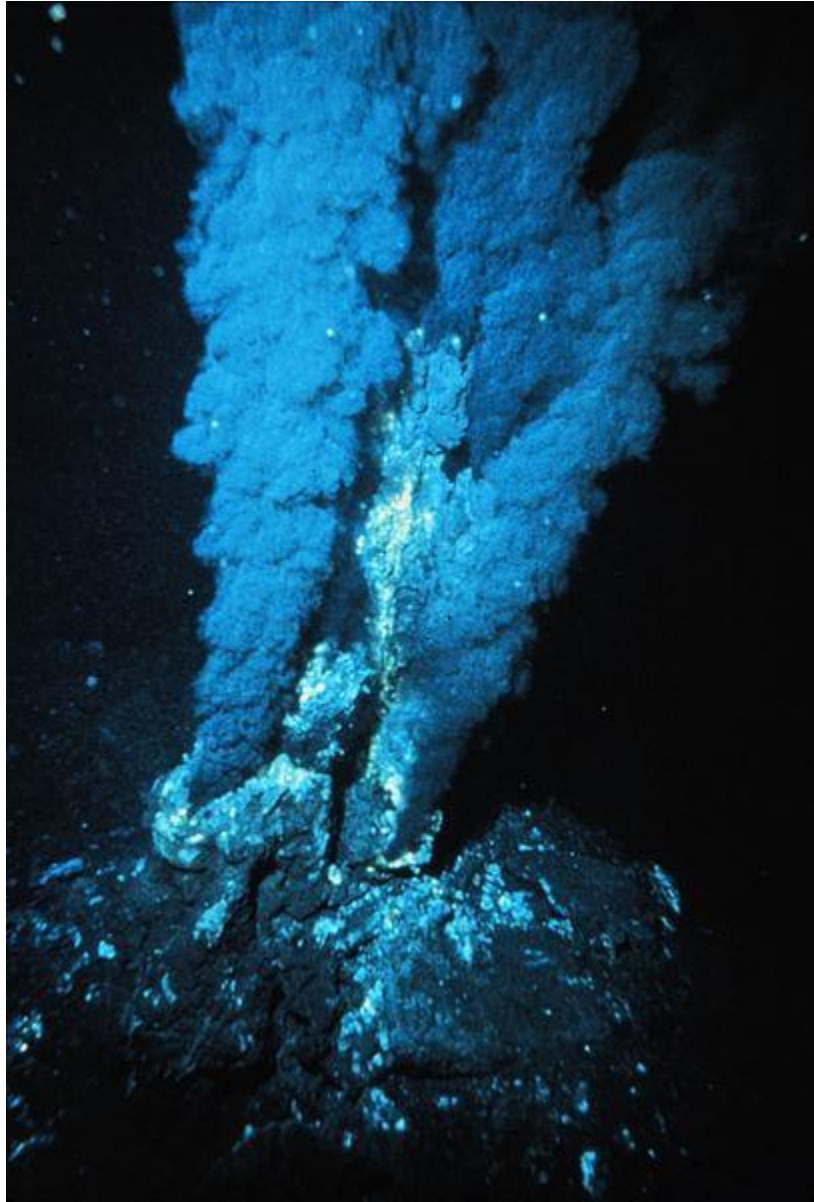


III. La lithosphère océanique se transforme en vieillissant

A) La lithosphère océanique s'hydrate

L'eau de mer circule dans les multiples fissures de la lithosphère océanique : c'est la **circulation hydrothermale** (confirmée par la présence fumeurs noirs).

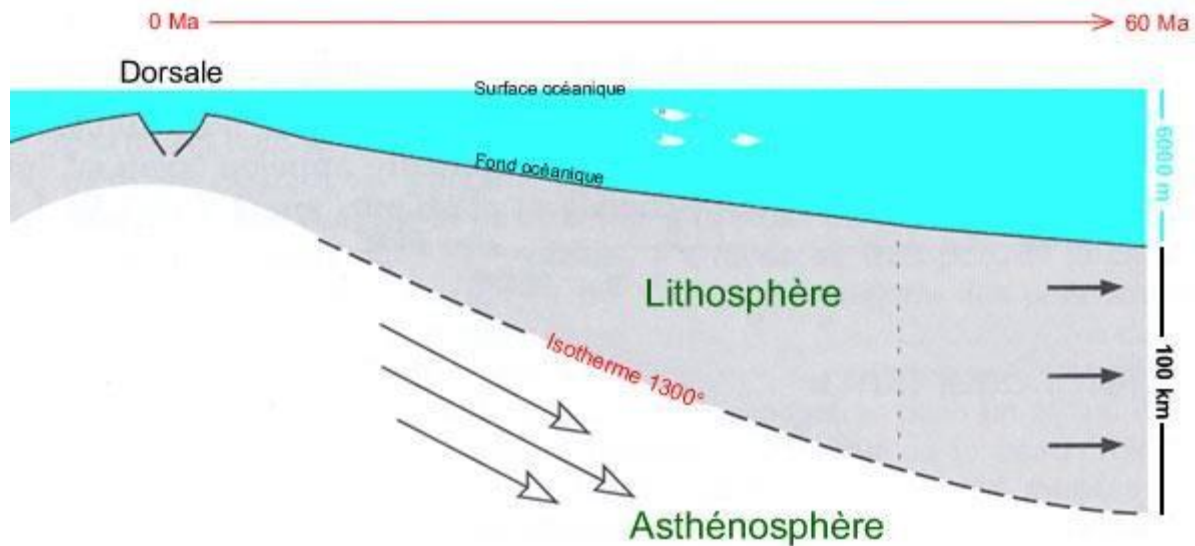
- L'eau de mer s'enrichit en différents éléments : cuivre, manganèse, soufre... qui vont par la suite s'accumuler sur les fonds des océans.
- L'eau réagit avec les minéraux de la **lithosphère océanique qui se transforme en s'hydratant** (apparition de OH dans leur formule). Exemple : plagioclase => argile ; pyroxène => amphiboles vertes ; olivines => serpentine).



Fumeurs noirs du fond des océans crachant de l'eau à haute température => [hydrothermalisme](#)

B) La lithosphère océanique se refroidit et s'épaissit

On constate que les isothermes deviennent de plus en plus profondes au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la dorsale.



Les isothermes s'enfoncent en s'éloignant de la dorsale

De l'eau de mer circule dans la lithosphère océanique par hydrothermalisme. L'eau de fond étant très froide, elle s'échauffe tout en refroidissant la lithosphère océanique : baisse de la température => augmentation de la densité de la lithosphère.

La limite entre la lithosphère et l'asthénosphère est marquée par l'isotherme 1200-1300°C. Lorsque la roche est plus chaude, elle est ductile et fait partie de l'asthénosphère et lorsqu'elle est plus froide, elle est solide et fait partie de la lithosphère.

Plus on s'éloigne de la dorsale, et plus l'âge de la lithosphère océanique est élevé. Elle est donc plus chargée en sédiments en s'éloignant de la dorsale.

Pour toutes ces raisons, la lithosphère devient de plus en plus épaisse au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la dorsale. La lithosphère atteint environ 100 km de profondeur aux endroits où elle est la plus âgée.

Remarque : Lorsque la densité de la lithosphère devient supérieure à celle de l'asthénosphère, elle peut s'enfoncer => phénomène de **subduction**.

Conclusion

Au niveau des **dorsales** se crée la lithosphère océanique. **La structure de cette lithosphère océanique est liée au fonctionnement de la chambre magmatique.**

La **fusion partielle des péridotites** de l'asthénosphère sous l'effet de la baisse de la pression à température constante entraîne la création d'un magma acide.

Les cristaux qui se forment dans la chambre magmatique formeront les **gabbros** et le magma basaltique remontant vers la surface et se refroidissant ainsi rapidement formera le **complexe filonien** et la couche de **basalte** présente à la surface de la croûte océanique.

Il reste sous les gabbros la péridotite résiduelle appauvrie des ses éléments acides partis dans le magma : elle est extrêmement basique, elle formera le manteau de la lithosphère océanique.

La lithosphère océanique se transforme en vieillissant. La circulation hydrothermale entraîne **l'hydratation** de cette lithosphère océanique. Elle **se refroidit et s'épaissit**.

Les océans naissent par fracturation de continents préexistants

I. Les marges passives témoignent de la déchirure continentale

La limite entre la lithosphère océanique et la lithosphère continentale d'une même plaque est appelée marge passive. Contrairement aux marges actives, les marges passives ne présentent pas d'activité volcanique ni sismique (ex. côte atlantique française).

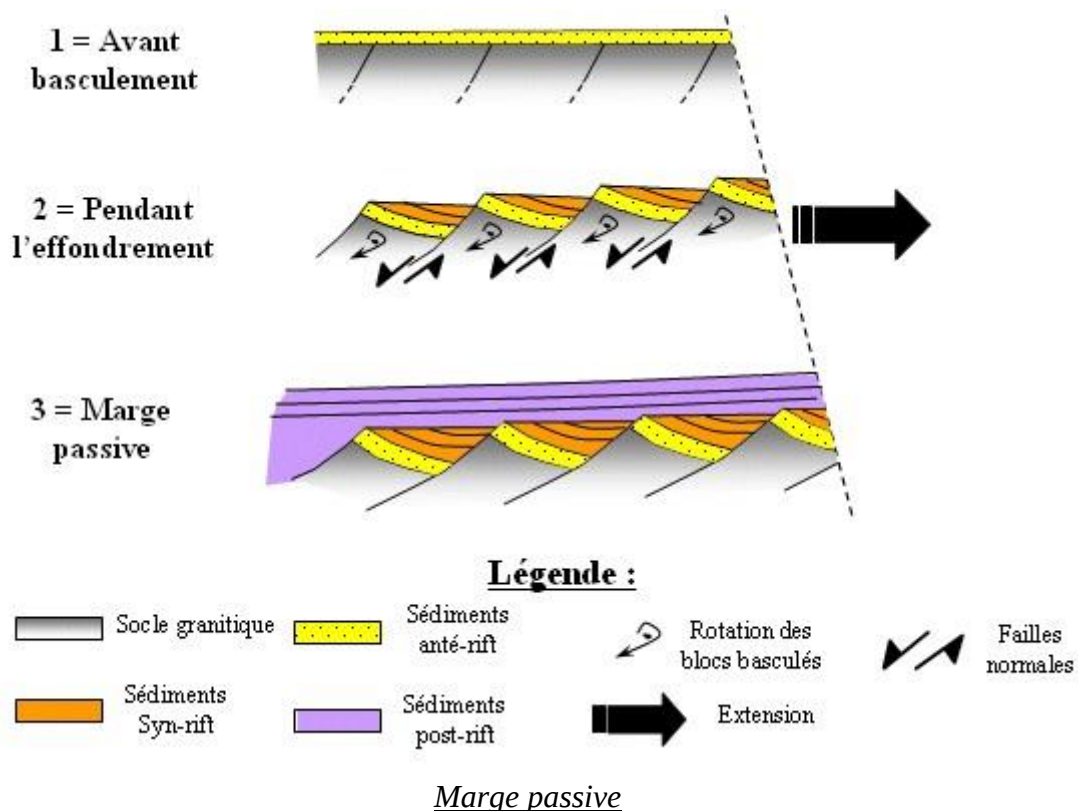
Remarque : la lithosphère continentale et la lithosphère océanique ne sont pas de même nature. La transition entre les 2 types de lithosphère est observée au début de la plaine abyssale. La limite entre les 2 types de lithosphère n'est pas nettement repérée.

Au niveau morphologique, les marges passives sont caractérisées par :

- la présence de nombreuses **failles normales listriques** (failles normales courbes) délimitant des **blocs basculés** (voir schéma ci-dessous),
- la présence de **dépôts sédimentaires sur ces blocs basculés** (voir schéma ci-dessous).

L'étude des dépôts sédimentaires montre qu'il existe trois types de dépôts :

- des **dépôts anté-rift** (déposés avant le processus d'extension),
- des **dépôts syn-rift** (déposés pendant le processus d'extension),
- des **dépôts post-rift** (déposés après le processus d'extension).



On observe également un amincissement de la croûte continentale qui passe d'environ 35 km à 10 km d'épaisseur lorsqu'on se dirige vers l'océan.

Les marges passives témoignent de la fracture continentale par extension. En effet, la présence de blocs basculés permet de déduire que la croûte s'est étirée (voir schéma ci-dessus) et les dépôts sédimentaires permettent de retracer les différentes phases de cette opération (dépôts anté-rift, syn-rift et post-rift).

II. Reconstitution des étapes de la création d'un océan

En premier lieu, la croûte continentale s'étire et s'amincit. Ce phénomène se traduit par l'apparition de failles normales et de blocs basculés (voir point précédent) => **C'est le stade fossé d'effondrement (ou stade rift).**

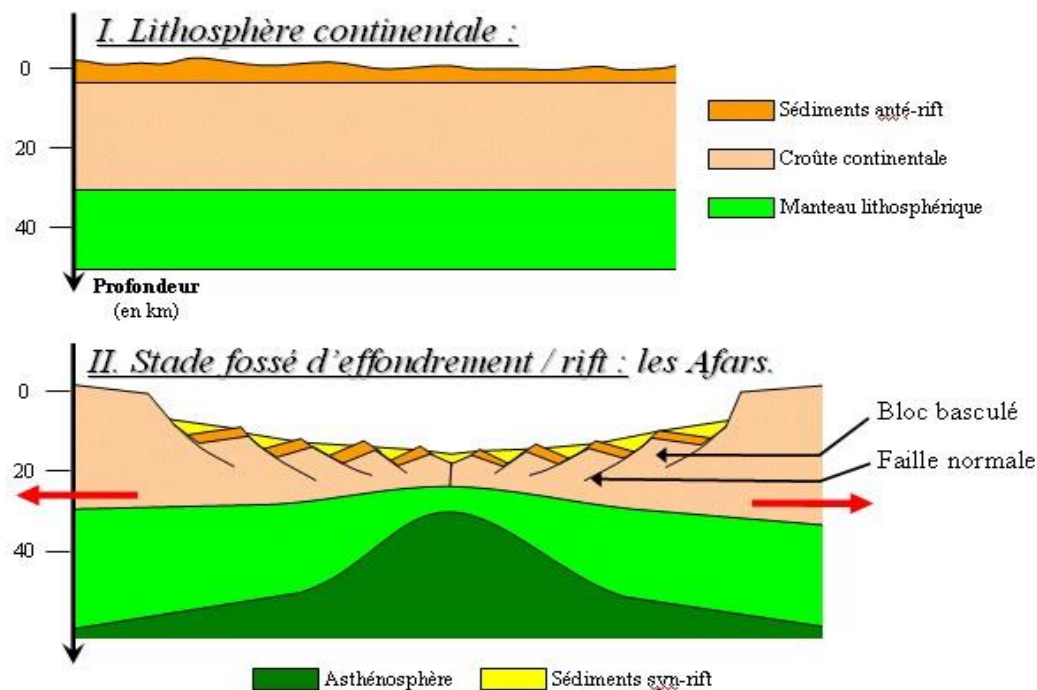
Le fossé ainsi créé peut se remplir d'eau => formation d'une mer peu profonde.

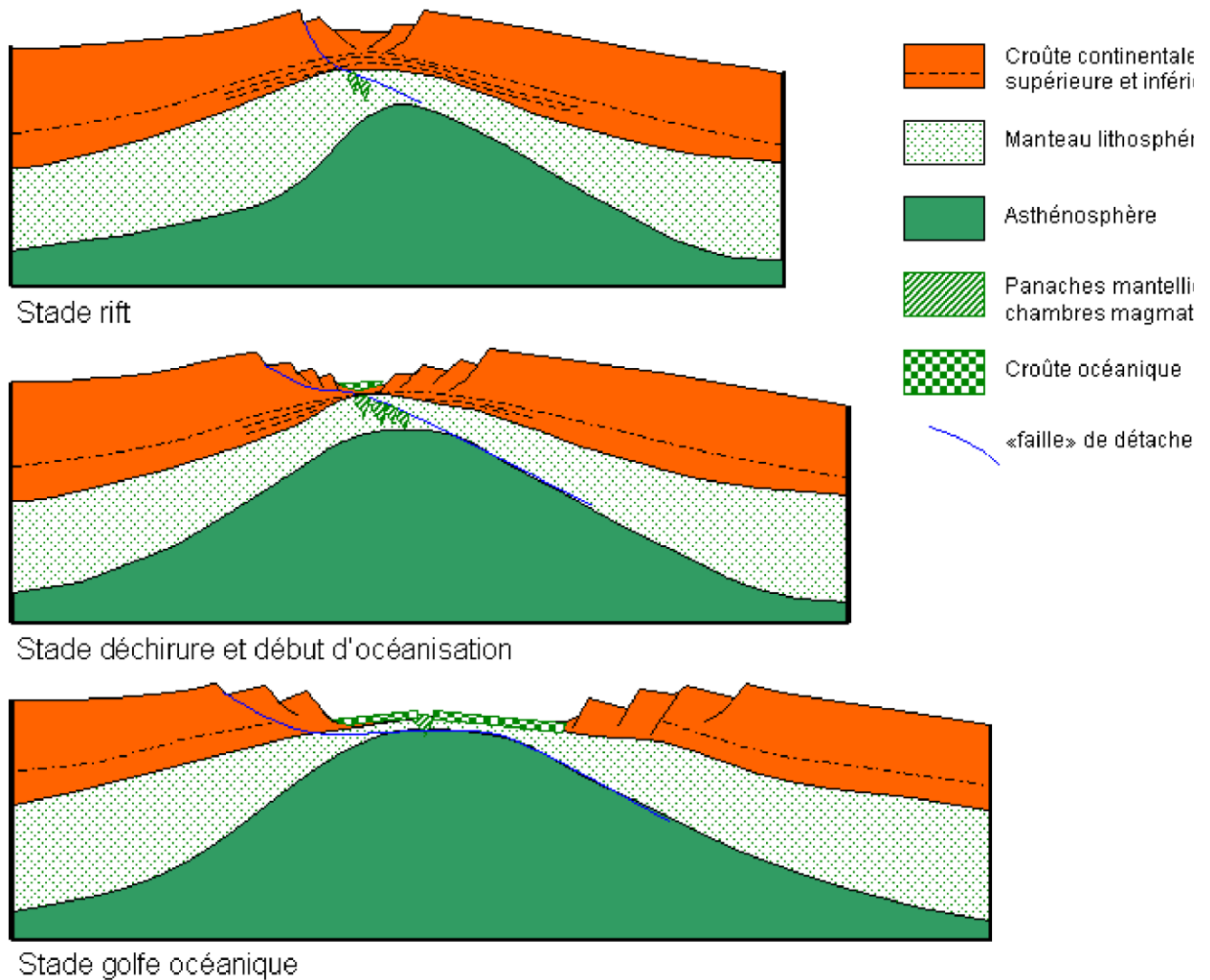
L'amincissement de la lithosphère continentale se poursuit jusqu'à déchirure complète de cette lithosphère continentale => **c'est le phénomène d'océanisation.**

Remarque : ce processus d'amincissement de la lithosphère continentale jusqu'à déchirure du continent est appelé **rifting**. Il est actuellement en cours en Afrique de l'Est. On observe dans cette zone de l'Afrique un amincissement localisé de la lithosphère lié au jeu de failles normales *listriques* conjuguées : on parle du **rift Est-Africain**. Ce rift Est-Africain est également caractérisé par la présence de nombreux volcans, signe d'une remontée importante du manteau asthénosphérique sous ce rift.

L'asthénosphère est alors très proche de la surface et le volcanisme abondant permet **la formation de croûte océanique** => c'est une **nouvelle dorsale** s'est créé.

Au rythme de la formation de l'océan, les bords du rift s'éloignent de celui-ci au fur et à mesure de la formation de la nouvelle croûte océanique de part et d'autre de la nouvelle dorsale et formeront les marges passives du nouvel océan.





Les étapes de la formation d'un océan

Lien : [Animation résumant la formation d'un océan et le fonctionnement d'une dorsale océanique et le vieillissement de la lithosphère océanique](#)

Conclusion

Les mouvements d'extension de la lithosphère océanique sont à l'origine de la création des océans.

Cela se produit en 3 étapes :

1. La croûte continentale s'étire et s'amincit => apparition de failles normales et de blocs basculés => **C'est le stade fossé d'effondrement (ou stade rift).**
Le fossé ainsi créé peut se remplir d'eau => formation d'une mer peu profonde.
2. L'amincissement de la lithosphère continentale se poursuit jusqu'à déchirure complète de cette lithosphère continentale => **c'est le phénomène d'océanisation.**
3. Une **dorsale apparaît** et il se crée de part et d'autre de celle-ci une **nouvelle croûte océanique.**