

B) La dynamique des zones de divergence.

1) La création de la croûte océanique au niveau des dorsales.

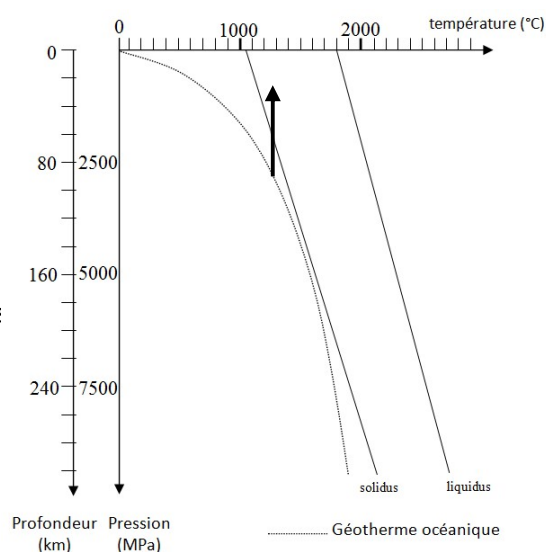
a- Modalités de la fusion partielle.

La fusion d'une roche est déterminée par deux facteurs : la **pression** et la **température**.

Le **géotherme** correspond au trajet suivi par les roches terrestres dans un diagramme pression température. Le **solidus** correspond à la courbe de début de **fusion partielle** dans le diagramme pression / température. Le **liquidus** correspond à la courbe de **fusion totale**, mais ce liquidus n'est jamais atteint dans les conditions naturelles.

Dans les conditions « normales », le géotherme ne croise pas le solidus : les roches restent à l'état solide.

Cependant, à l'aplomb de **dorsales**, la **convection mantélique** provoque une **remontée** de matériaux asthénosphériques. Les roches qui remontent ainsi subissent une **décompression**, et se refroidissent très peu à cause de l'inertie thermique. Ceci entraîne donc le **franchissement du solidus**, donc une **fusion partielle** des péridotites.



Cette remontée de roches chaudes crée des **anomalies thermiques positives** qui sont observables par la technique de la **tomographie sismique**. Il s'agit d'une technique qui repose sur l'analyse de la vitesse des ondes sismiques en profondeur.

b- Extraction, ascension et stockage du magma.

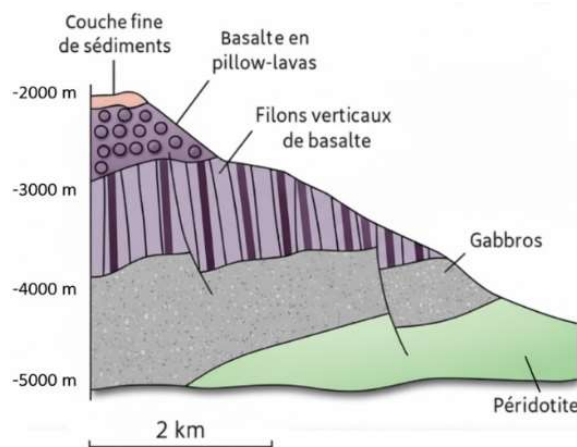
Le magma ainsi créé par fusion partielle va s'**extraire** de la roche mère et **migrer** vers la surface. Il va s'accumuler à la base de la croûte océanique dans un réservoir, appelé **chambre magmatique**. Au sommet de la chambre magmatique, le magma fracture les roches rigides de la croûte et continue son ascension dans des filons, jusqu'à ce qu'il refroidisse et se transforme en roche : on crée alors de la croûte océanique nouvelle.

c- La formation des roches de la croûte océanique.

Les études en submersible permettent de voir au niveau des dorsales des roches sombres : les **basaltes**. En surface, ceux-ci présentent une géométrie particulière dite en **coussins** : les **pillow-lavas**.

Au niveau des failles transformantes, la structure du plancher océanique est visible. On observe de haut en bas :

- Des **basaltes en coussins**
- De nombreux **filons de basaltes**, orientés verticalement
- Des **gabbros**
- De la **péridotite**.

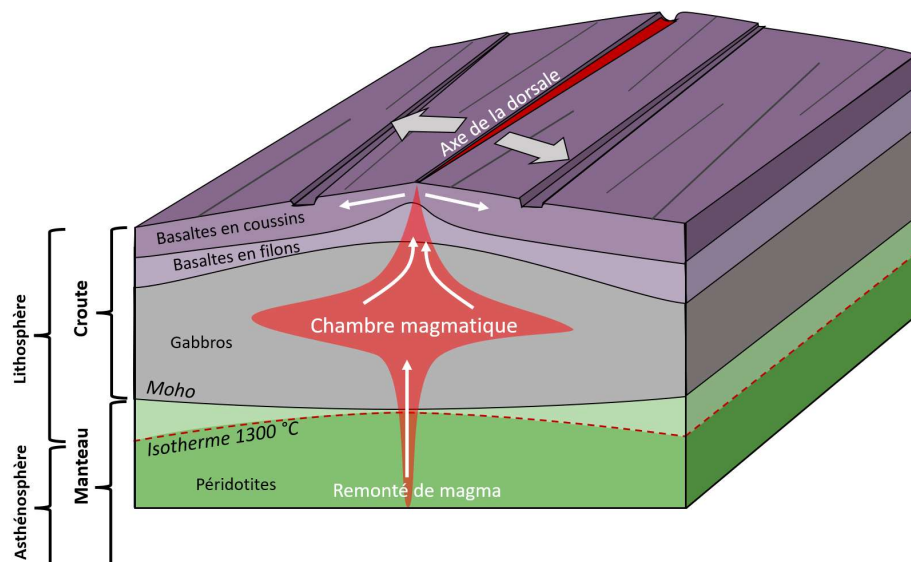


Les basaltes en coussins sont la conséquence d'un magma basaltique qui sort au niveau des dorsales et qui est directement en contact avec l'eau de mer (d'où le phénomène de trempe).

Le complexe de filons de basaltes correspond à l'acheminement du magma basaltique vers la surface.

Les gabbros sont issus du même magma que les basaltes, ils diffèrent de ces derniers par leur texture car dans ce cas le magma a **refroidi lentement en profondeur**.

Toutes les roches magmatiques de la croûte océanique ont à peu près la **même chimie**. Lors de la fusion partielle en profondeur des péridotites, certains **éléments chimiques** se retrouvent **préférentiellement dans le magma** : les concentrations en ces éléments seront donc supérieures dans le magma que dans la roche mère. Le magma aura donc une composition chimique **différente** de celle des péridotites. Ceci permet d'expliquer pourquoi la chimie des roches de la croûte est différente de celle des roches du manteau.



d- Deux types de dorsales.

Il existe deux types de dorsales océaniques : les **dorsales lentes** (ex : Atlantique) et les **dorsales rapides** (ex : Pacifique).

Chez les dorsales lentes :

- La vitesse d'expansion océanique est **plus lente** (ex : 2 cm/an dans l'océan Atlantique).
- Il y a présence d'escarpements de failles et d'une **vallée centrale** (le rift).
- Le **manteau** peut affleurer au niveau de l'axe.

Chez les dorsales rapides :

- La vitesse d'expansion océanique est **plus rapide** (ex : 8 à 10 cm/an dans l'océan Pacifique).
- La topographie est **moins accidentée** et il n'y a pas de vallée centrale.

