

LA DIVERGENCE LITHOSPHERIQUE EN DOMAINE OCÉANIQUE : LES DORSALES



L'essentiel...

Les zones de divergence océanique, lentes et rapides, sont caractérisées par un bombement du plancher océanique, qui forme ainsi une dorsale. Ce bombement est lié à une remontée localisée de l'asthénosphère guidée par l'écartement des plaques. L'épaisseur de la lithosphère y est donc très faible (quelques kilomètres).

À l'inverse, en s'éloignant de la dorsale, la lithosphère se refroidit et s'épaissit. L'augmentation de densité liée à cet épaississement entraîne un affaissement progressif du plancher océanique par rééquilibrage isostatique, c'est la subsidence thermique.

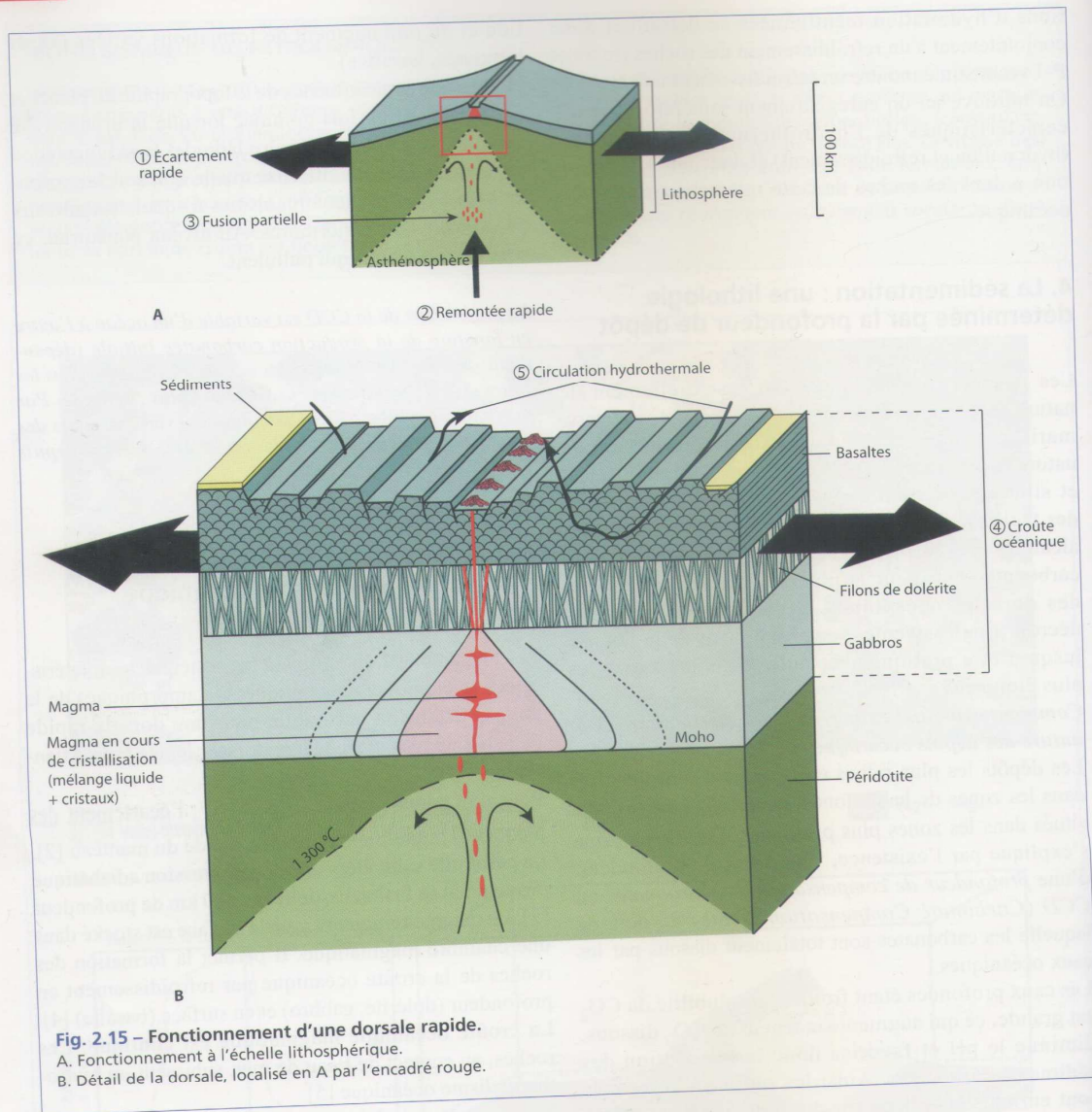
Dans le cas des dorsales rapides, la remontée de l'asthénosphère entraîne une décompression adiabatique des péridotites et donc leur fusion partielle. La roche source est la péridotite (lherzolite) du manteau supérieur. Les roches issues du magma produit (tholéiitique) forment la croûte océanique (basaltes, dolérites et gabbros).

Lorsque la remontée est lente (dorsale lente), la décompression s'accompagne d'un échange de chaleur avec les roches environnantes. La décompression n'est pas adiabatique. La fusion est alors épisodique et peu intense. Peu de roches magmatiques sont produites et le plancher océanique est essentiellement formé de manteau péridotitique (transformé au contact de l'eau de mer).

La croûte océanique, formée à l'axe de la dorsale, dérive latéralement et subit un hydrothermalisme lié à la circulation d'eau de mer dans les fractures de la croûte qui provoque un refroidissement et une transformation minéralogique des roches la constituant. L'ensemble de ces transformations conduit à la formation de minéraux hydroxylés (contenant de l'eau structurale), stables dans les faciès amphibolite et schistes verts.

En modifiant la topographie du plancher océanique, le bombement lié à la divergence conditionne la nature des sédiments s'y déposant. Pour des profondeurs inférieures à environ 5 000 m, les sédiments à proximité de la dorsale sont riches en particules carbonatées d'origine biogénique. En revanche, pour des profondeurs plus importantes, sous la CCD (*Calcite Compensation Depth*), les carbonates sont totalement dissous. Les dépôts sont alors exclusivement siliceux.

Les variations de vitesse d'extension s'expliquent par des différences au niveau des marges de l'océan. Lorsque les bordures de l'océan sont des zones de subduction (ex. : Pacifique), la traction des panneaux plongeants accélère l'écartement (dorsale rapide). Lorsque les marges sont essentiellement passives (ex. : Atlantique), l'accrétion, lente, serait favorisée par le glissement gravitaire de la lithosphère sur l'asthénosphère.



II. LES MOTEURS DE L'EXTENSION OcéANIQUE

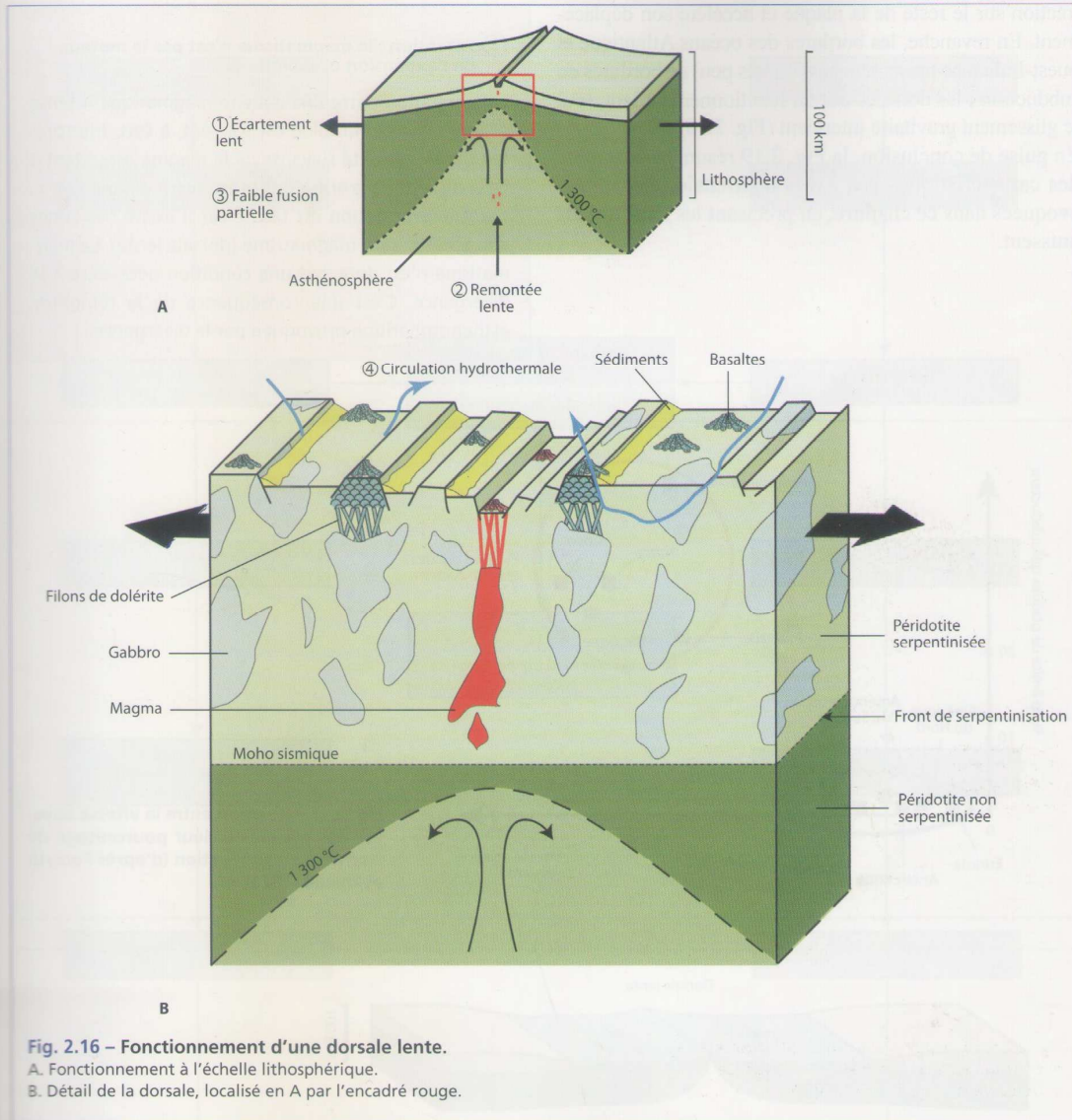
Les vitesses variables d'expansion océanique mesurées (voir Fig. 2.1) amènent à rechercher les forces en jeu à l'origine de la divergence.

La remontée asthénosphérique, dans la plupart des cas, ne peut pas être considérée comme le moteur de l'écartement, elle est une conséquence locale de celui-ci (remontée superficielle, passive). Deux moteurs peuvent alors être évoqués.

1. Le glissement gravitaire

Au niveau de la dorsale, la base de la lithosphère (LVZ) remonte et acquiert une allure en « toit ». Cette limite étant un plan de glissement, l'inclinaison de ce plan se traduira par un *glissement gravitaire* de la lithosphère sur l'asthénosphère et par un écartement. Ce glissement entretient donc l'extension océanique. Il reste alors la question du déclenchement de l'inclinaison de la LVZ.

Comment initier le processus ?



La réponse est à chercher dans le mécanisme précurseur de l'océanisation : le rifting continental. Cette question est traitée dans le chapitre 5 où les différentes modalités d'initiation d'un rifting sont envisagées. Ce moteur, par glissement gravitaire, fonctionne pour toutes les dorsales, lentes ou rapides.

2. La traction d'une plaque en subduction

Comment expliquer que le taux d'expansion ne soit pas le même pour tous les océans ?

Un moteur supplémentaire doit être invoqué pour les dorsales rapides : la traction d'une plaque en subduction. Il existe, en effet, une corrélation frappante entre la vitesse absolue de déplacement des plaques et leur pourcentage de frontière en subduction (Fig. 2.17). Ainsi, l'océan Pacifique, entièrement bordé par des zones de subduction, est un océan formé par une dorsale rapide (mouvement rapide des plaques Pacifique, Nazca, Coco et Philippines). C'est également le cas pour l'océan est-Indien dont la bordure Nord est en subduction (mouvement rapide de la plaque Inde-Australie). Le panneau plongeant, dense, exerce une

traction sur le reste de la plaque et accélère son déplacement. En revanche, les bordures des océans Atlantique et ouest-Indien ne présentent pas (ou très peu) de bordures en subduction ; les dorsales ont un fonctionnement lent, seul le glissement gravitaire intervient (Fig. 2.18).

En guise de conclusion, la Fig. 2.19 résume l'ensemble des caractéristiques des zones d'extension océanique évoquées dans ce chapitre, en précisant les liens qui les unissent.

⚠ Attention : le magmatisme n'est pas le moteur de l'expansion océanique !

La corrélation entre une activité magmatique intense et une expansion rapide est souvent, à tort, interprétée par la causalité suivante : « le magma ascendant à l'axe de la dorsale entraîne l'écartement des plaques ». Cette interprétation est fautive car il existe des zones d'expansion sans magmatisme (dorsale lente). Le magmatisme n'est donc pas une condition nécessaire à la divergence. C'est une conséquence de la remontée asthénosphérique provoquée par la divergence.

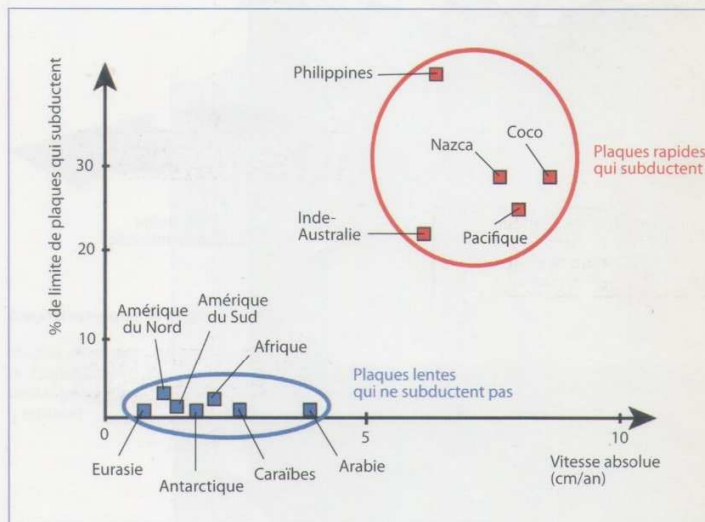


Fig. 2.17 – Relation entre la vitesse absolue des plaques et leur pourcentage de frontière en subduction (d'après Forsyth et Uyeda, 1975).

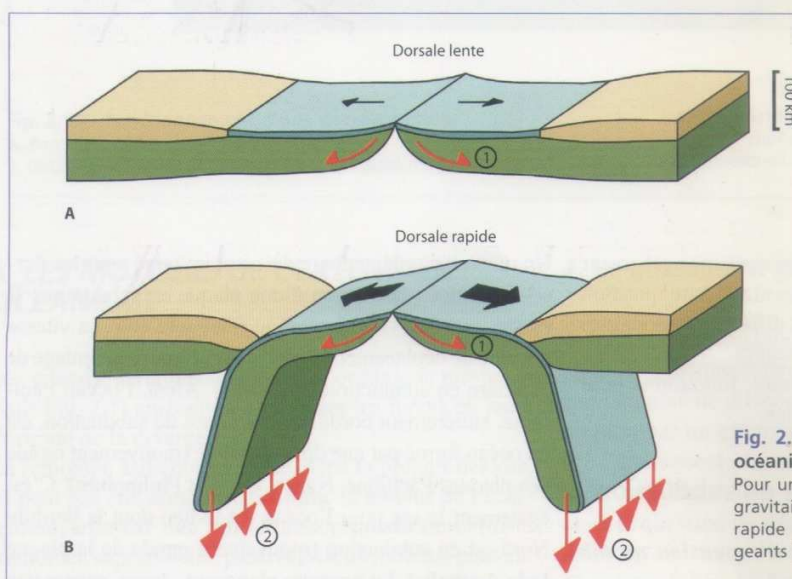


Fig. 2.18 – Les moteurs de l'expansion océanique.

Pour une dorsale lente (A), seul le glissement gravitaire intervient [1]. Pour une dorsale rapide (B), la traction des panneaux plongeants [2] accélère l'écartement.