

OPHIOLITES OU COMPLEXE OPHIOLITIQUE

Introduction

Le destin normal de la lithosphère océanique est de retourner tôt ou tard dans les profondeurs du manteau par les zones de subduction. Seules les circonstances géotectoniques particulières permettent à des fragments de lithosphère océanique d'échapper à leur destin et de se retrouver à l'air libre sur une marge continentale ou insulaire.

Lors de la subduction et de la fermeture d'un domaine océanique, il peut arriver que, suite aux mouvements de convergence, le plancher océanique se fragmente et que les fragments soient enchâssés sur le continent sous forme d'écaillés tectoniques comprenant une association caractéristique de roches basiques (basaltes et gabbros) et ultrabasiques (péridotites) qui forme une ophiolite (ou cortège ophiolitique). Ce mécanisme est appelé obduction. La reconnaissance de telles ophiolites sur le terrain est d'importance primordiale car elles permettent d'identifier les domaines océaniques anciens.

Les sutures ophiolitiques sont des marqueurs de fermeture océanique, indiquant l'emplacement de domaines océaniques disparus.

Les premières ophiolites ont été reconnues dans la chaîne orogénique des Alpes (qui s'étend des Pyrénées à l'Himalaya en passant par les Alpes proprement dites, les Dinarides, les Carpates et les Balkans) ; elles résultent des premiers épisodes de fermeture de la Méditerranée et de collision entre les plaques Afrique et Europe.

Il y a environ 150 ophiolites qui reposent sur la croûte continentale à travers le globe. Elles ont entre 2 Ga (au Québec) et 2 à 3 Ma (au Chili). On admet depuis les années 1960-70, à la suite de l'étude des ophiolites méditerranéennes (Troodos à Chypre) et de celle d'Oman, que ces ophiolites représentent des portions de lithosphère océanique mise en place tectoniquement sur la lithosphère continentale. Le charriage tectonique qui en est responsable est appelé obduction par Coleman (1971).

Les ophiolites étaient connues avant la formulation de la théorie de la tectonique des plaques : elles étaient appelées les roches vertes (appelées ainsi du fait de leur couleur). Les cartes du BRGM indiquaient, il n'y a pas encore très longtemps, les roches vertes du Chenaillet comprenant des basales, des gabbros et des serpentinites ; elles étaient associées au volcanisme.

A. Définition générale

Les ophiolites sont un ensemble de roches appartenant à une portion de lithosphère océanique, charriée sur un continent lors d'un phénomène de collision (convergence) de deux plaques lithosphériques (par obduction). On les trouve aussi dans les chaînes de montagnes, exemples : Chaîne panafricaine (Hoggar, suture entre craton Ouest africain et le bouclier Touareg), chaîne alpine (les maghrébides, socle Kabyle par exemple), dans les chaînes d'obduction (chaîne d'Oman).

Aujourd'hui, une ophiolite, qu'elle soit complète ou non et quelle que soit son origine (i.e. accréation ou convergence), est généralement définie comme un ensemble de roches ultrabasiques, basiques et sédimentaires représentatif de la lithosphère océanique. En ce sens,

l'étude des ophiolites représente une opportunité unique d'étudier les processus à la fois physiques et chimiques affectant le manteau supérieur en contexte de ride océanique comme en environnement supra-subductif.

B. Les différentes unités et description d'un complexe ophiolitique (série ophiolitique type)

Un complexe ophiolitique (*ss*) peut être divisé en deux parties, **une séquence mantellique surmontée d'une séquence crustale**. Cette succession se trouve dans la plupart des ophiolites des zones orogéniques (collision, subduction ou obduction), qui sont des ensembles de roches magmatiques débitées en grandes écailles par la tectonique majeure des chaînes de montagnes. Elles montrent parfois des coupes épaisses de plus de 10 km qui permettent d'affirmer qu'il y'a là non seulement de la croûte océanique (séquence crustale) 6 à 7 km mais aussi une partie du manteau (séquence mantellique). On a beaucoup d'exemple et sont de mieux en mieux connus.

Une définition internationale a été proposée pour la série ophiolitique type (**log ophiolitique**) **figure 1**. En 1972, les participants de la Penrose Conference proposent une définition du « **log ophiolitique** » qui comprend, de haut en bas :

Le complexe volcanique basique de laves en coussins (= pillows lavas)

Le complexe filonien composé de filons verticaux collés les uns aux autres

Le complexe gabbroïque, lité dans sa partie inférieure, isotrope au-dessus

Le complexe ultrabasique constitué de **péridotites** de type harzburgite, lherzolite, dunite en proportions variables.

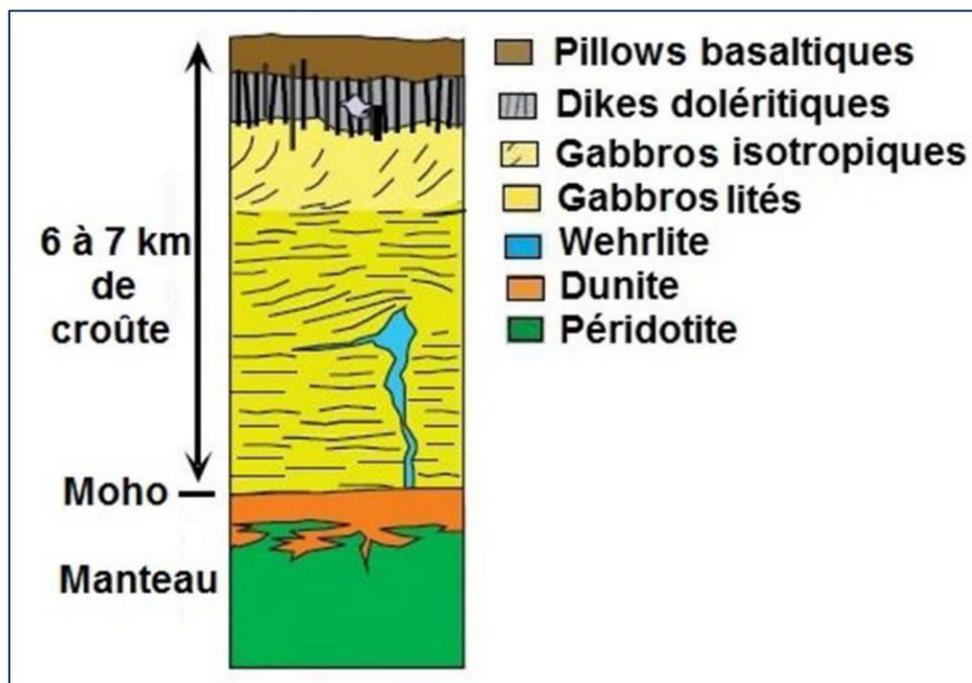


Fig. 1 a : Schéma simplifié du modèle de Penrose (modifié par Dick)

Une analogie est confirmée en 1972 par la Penrose Conference sur les ophiolites durant laquelle les participants, basés sur les différentes études de terrain réalisées principalement aux États-Unis et en Europe, aboutissent à la définition suivante (**figure 1b**) :

Ophiolite refers to a distinctive assemblage of mafic to ultramafic rocks. It should not be used as a rock name or as a lithologic unit in mapping. In a completely developed ophiolite, the rock types occur in the following sequence, starting from the bottom and working up :

-Ultramafic complex, consisting of variable proportions of harzburgite, lherzolite and dunite, usually with a metamorphic tectonic fabric (more or less serpentized);

-Gabbroic complex, ordinarily with cumulus textures commonly containing cumulus peridotites and pyroxenites and usually less deformed than the ultramafic complex;

-Mafic sheeted dike complex;

-Mafic volcanic complex, commonly pillowed.-Associated rock types include (1) an overlying sedimentary section typically including ribbon cherts, thin shale interbeds, and minor limestones; (2) podiform bodies of chromite generally associated with dunite; and (3) sodic felsic intrusive and extrusive rocks.

Faulted contacts between mappable units are common. Whole sections may be missing. An ophiolite may be incomplete, dismembered, or metamorphosed ophiolite. Although ophiolite generally is interpreted to be oceanic crust and upper mantle, the use of the term should be independent of its supposed origin. (Anonymous, 1972, repris dans Dilek, 2003).

L'ophiolite fait référence à un assemblage distinctif de roches mafiques à ultramafiques. Il ne doit pas être utilisé comme nom de roche ou comme unité lithologique dans la cartographie. Dans une ophiolite complètement développée, les types de roches se présentent dans l'ordre suivant, en partant du bas vers le haut (figure 1b) :

- Un complexe ultramafique, composé de proportions variables de harzburgite, de lherzolite et de dunite, généralement avec une structure tectonique métamorphique (plus ou moins serpentinisé) ;

- Un complexe gabbroïque, ordinairement avec des textures de cumulats contenant généralement des cumulats péridotitiques et pyroxénitiques et généralement moins déformées que le complexe ultramafique;

- Un complexe de dykes mafiques (complexe filonien) ;

- Un complexe volcanique mafique, généralement en coussin (pillow lavas)

- Les types de roches associées comprennent (1) une section sédimentaire sus-jacente comprenant généralement des roches siliceuses, des intercalations de schiste mince et des calcaires ; (2) des corps podiformes de chromite généralement associés à la dunite ; et (3) roches intrusives et extrusives felsiques sodiques.

Les contacts faillés entre les unités sont courants. Des sections entières peuvent être manquantes. Une ophiolite peut être une ophiolite incomplète, démembrée ou métamorphisée. Bien que l'ophiolite soit généralement interprétée comme étant la croûte océanique et le manteau supérieur, l'utilisation du terme devrait être indépendante de son origine supposée. (Anonyme, 1972, représentées dans Dilek, 2003).

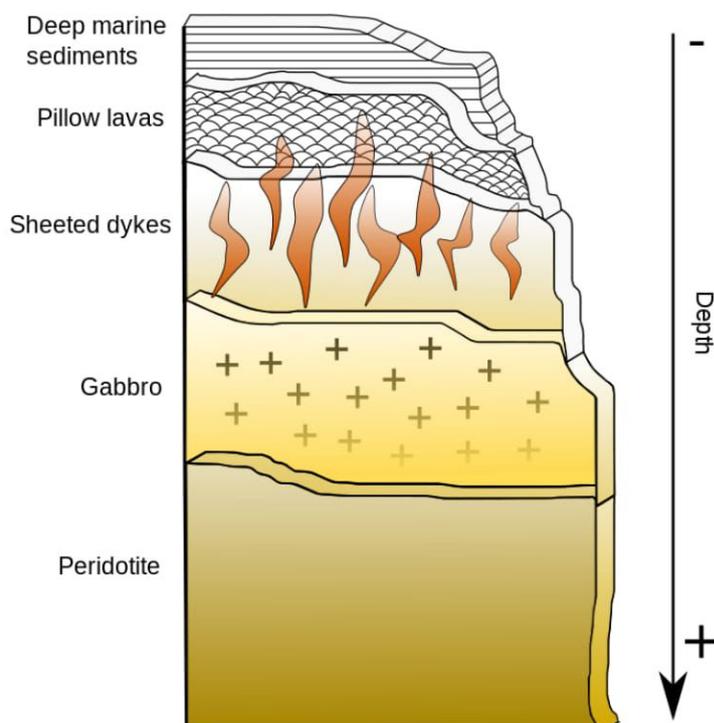


Fig. 1b : Séquence ophiolitique type (Modèle de Penrose)

- **Diagramme ternaire des péridotites (OL, OPX et CPX) (figure 2)**

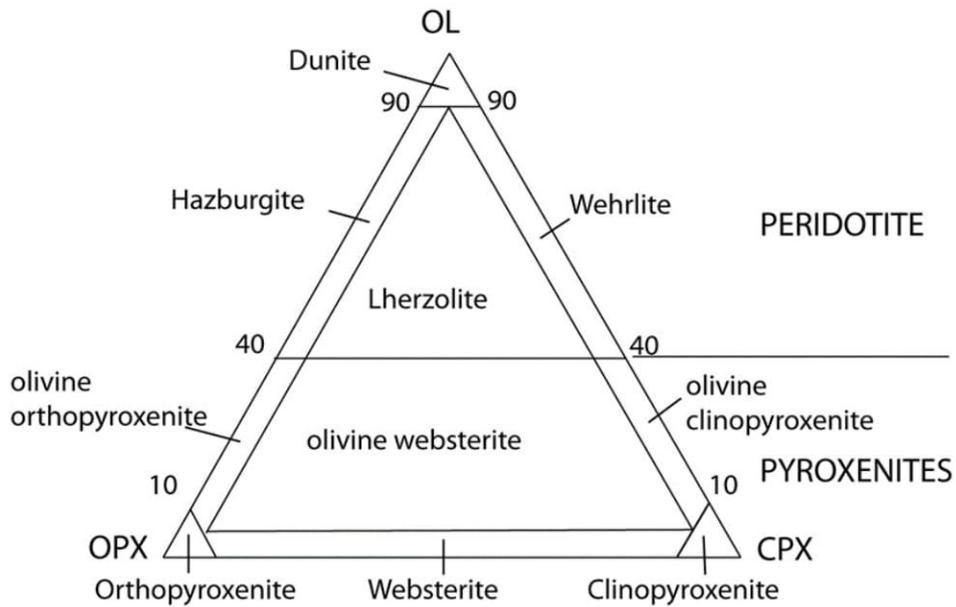


Figure 2. : Diagramme ternaire des péridotites : Olivine-Clinopyroxène-Orthopyroxène

C. Origine océanique des ophiolites

Selon les définitions précédentes, les ophiolites sont représentatives d'anciennes dorsales océaniques.

L'exploration du fond des océans, notamment au voisinage des dorsales océaniques et des failles transformantes, a permis de montrer l'origine océanique des ophiolites. En effet, les premières campagnes d'exploration firent apparaître une correspondance entre certaines séquences ophiolitiques et certaines séquences de roches des lithosphères océaniques actuelles (figure 3).

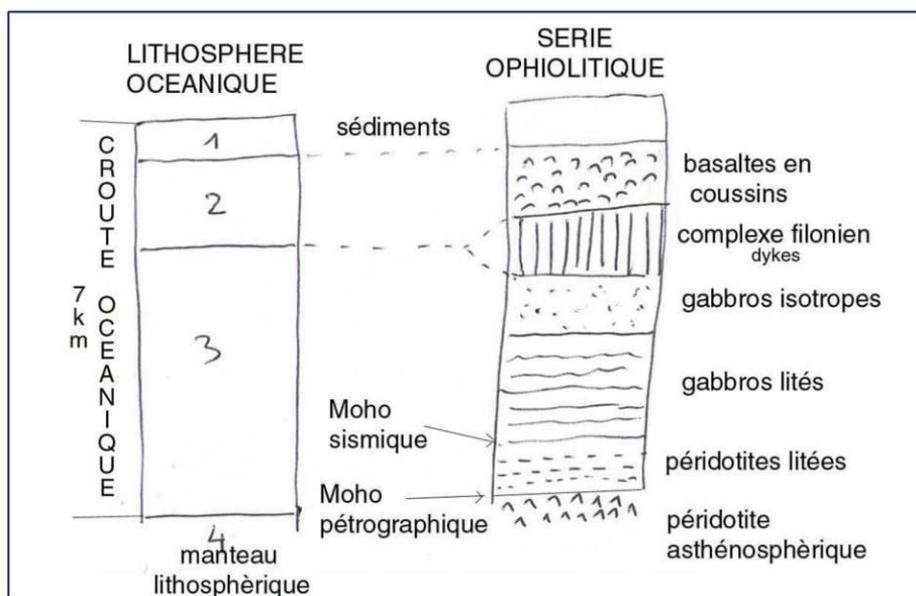


Fig. 3 : Relation lithosphère océanique/ Série ophiolite

Dans les deux cas en effet, la séquence type (très simplifiée) semblait être, de haut en bas, la suivante : sous des **radiolarites** (sédiments siliceux formés par les squelettes de radiolaires, organismes du plancton marin), on rencontre **des basaltes**, puis des microgabbros, puis **des gabbros**, puis **des péridotites**, ou *des serpentines issues de l'altération des mêmes péridotites*. On trouve souvent, à la base d'une séquence ophiolitique charriée sur une marge continentale, une "semelle" de roches métamorphiques dont l'épaisseur peut atteindre 300 mètres. Elles sont issues de basaltes et de sédiments rabotés et métamorphisés par la nappe ophiolitique encore chaude au cours de son charriage.

Il convient cependant de ne pas confondre les ophiolites avec les roches constitutives des lithosphères océaniques actuelles. En effet les premières ont parfois subi des phases de métamorphisme et de rétro-métamorphisme qui ont considérablement transformé les roches initiales : les péridotites ont donné des serpentinites, les gabbros des métagabbros, les basaltes des metabasaltes, les radiolarites des quartzites, etc.

D. Les différents types d'ophiolites (figure 4)

Les travaux de Boudier et Nicolas (1985) suggèrent que les ophiolites peuvent être classées en deux grands types : le type HOT (Harzburgite Ophiolite Type), caractérisant les ophiolites formées dans les dorsales rapides (vitesse d'expansion > 3 cm/an) ; et le type LOT (Lherzolite Ophiolite Type), caractérisant les ophiolites formées dans les dorsales lentes et ultralentes (vitesse d'expansion < 3 cm/an)

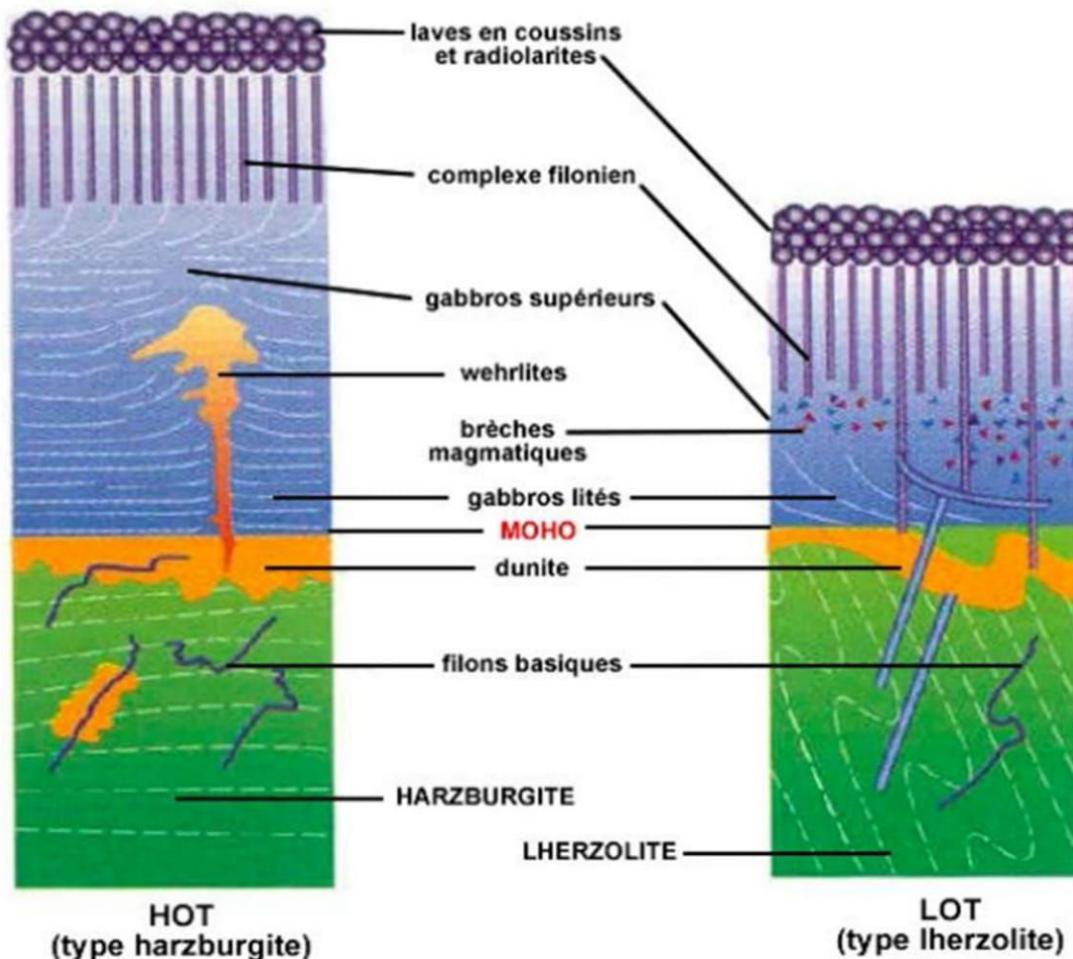


Fig. 4 : Les types d'ophiolites ; HOT et LOT

CONCLUSION :

Dans une ophiolite, on trouve la succession suivante :

- Sédiments : radiolarites et calcaires
- Complexe volcanique :
 - Laves en coussins
 - Complexe filonien (pendage vertical)
- Série plutonique
 - Gabbro isotrope (en haut)
 - Gabbro folié et gabbro lité, la couleur devient plus sombre en bas, le % de minéraux mélanocrates augmente jusqu'à des roches ultrabasiques.
 - Au sommet du gabbro, on trouve du plagiogranites (système peu potassique) provenant de la différenciation du magma.
- Le manteau : passage du **Moho pétrologique**
 - Tectonites, Dunites-pyroxénites
 - La péridotite est de la harsburgite ou de la lherzolite
 - A la base : semelle métamorphique correspondant à l'obduction sur une croûte continentale.

Ce schéma n'est pas unique. On distingue deux modèles, (figure 5) :

- Le modèle HOT (Harsburgite Ophiolite Type) correspondant aux dorsales rapides (Oman ou dorsale Est Pacifique)
- Le modèle LOT (Lherzolite Ophiolite Type) correspondant aux dorsales lentes (Alpes ou rides médio-atlantiques)

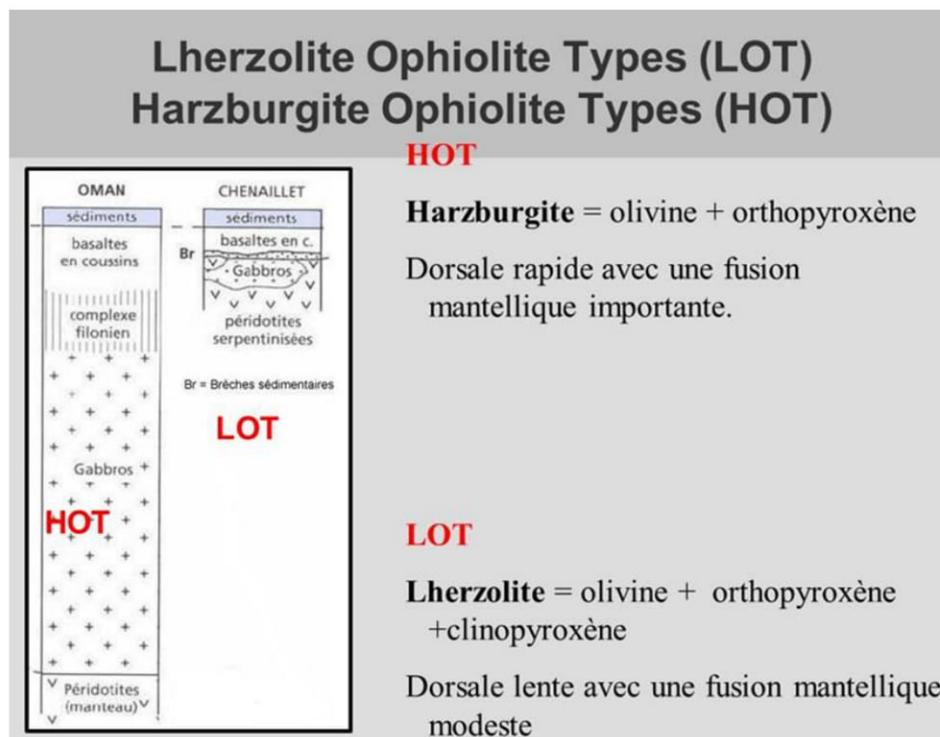


Fig. 5 : Ophiolites de type HOT (Oman) et Ophiolite de type LOT (Chenaillet Alpes)

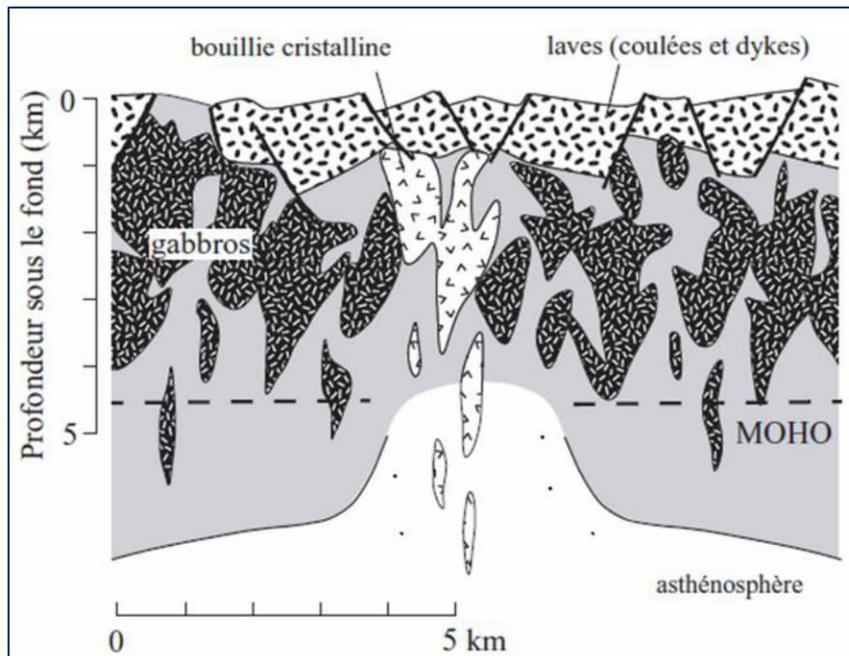
- A) Log de l'ophiolite d'Oman (type harzburgitique, à croûte épaisse et continue)
B) Log de l'ophiolite des Alpes (type lherzolitique, à croûte mince et discontinue)

HOT : correspond au modèle de Penrose, c'est le cas de l'ophiolite d'Oman ; la lithosphère de ride rapide augmente de plus de 5cm par an.

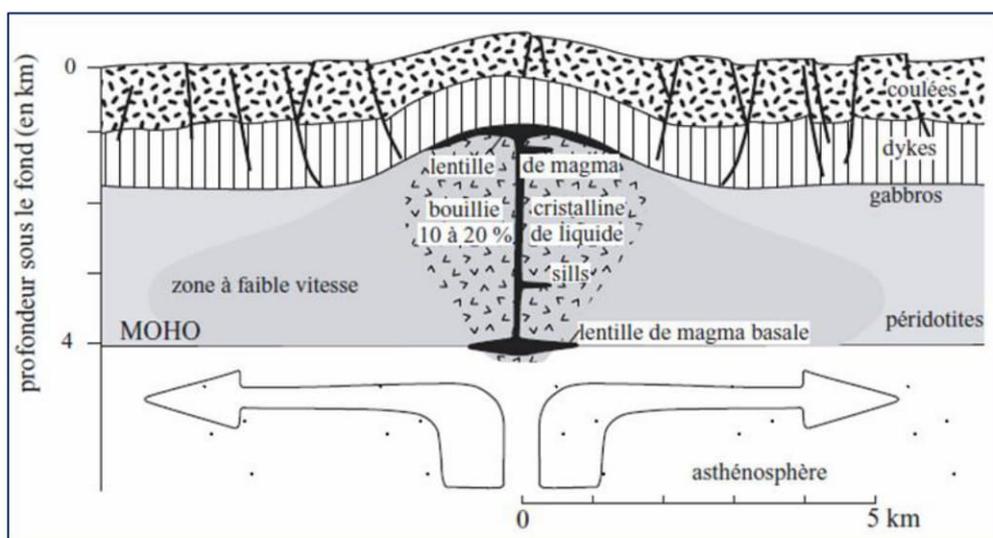
LOT : le log est différent de celui de Penrose : on trouve les laves en coussins, le gabbro et le manteau. Mais absence de complexe filonien, le gabbro est isotrope, pas de gabbro lité et folié. Le gabbro tout comme le manteau peut directement constituer le plancher ; **le manteau est dans ce cas serpentinisé.**

E. Mode de formation et origine des ophiolites (Genèse et évolution des ophiolites)

L'étude de ces ophiolites permet de se faire une idée des processus magmatiques qui sont à l'origine de la croûte océanique au niveau de l'axe des dorsales (fig. 6).



Dorsale lente



Dorsale rapide

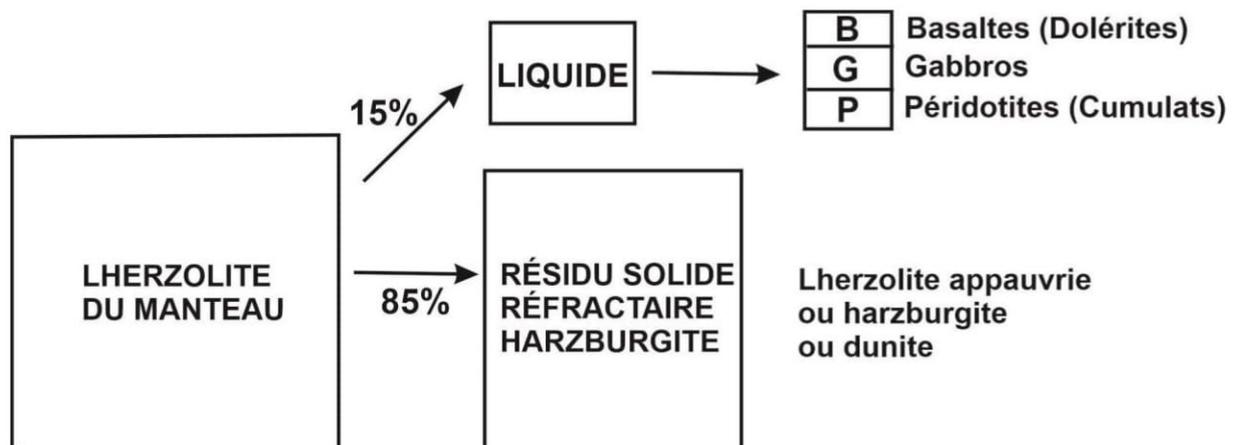


Fig. 6 : Modèles de structure profonde des dorsales et des différenciations magmatiques correspondantes.

Dorsale lente : exemple de la dorsale E-Indienne (d'après M. Cannat, 1993).

Dorsale rapide : exemple de la dorsale S-Pacifique (d'après Y. Lagabrielle et S. Leroy, 2006).

L'écartement des plaques lithosphériques est compensé par l'ascension de l'asthénosphère, provoquant un abaissement de pression. La partie la moins réfractaire du matériel péridotitique (clinopyroxène et, accessoirement, plagioclase) entre en fusion. Ce liquide, qui correspond à 5-20 % (15%) du volume total de la roche mantellique, s'élève et s'accumule dans des zones de distension en un ou plusieurs réservoirs magmatiques tandis que le reste du matériel mantellique est déformé et donne **les tectonites**. Selon le taux de fusion partielle, elles seront représentées par des **dunites** (taux élevé), des **harzburgites** (taux modéré) ou des **lherzolites** (taux faible).

Quelques données sismiques, à vrai dire assez rares, suggèrent que cette fusion partielle commence vers 60-80 km de profondeur et que l'apparition de masses magmatiques individualisées se ferait vers – 20 km, alimentant directement les réservoirs superficiels.

Dans ces réservoirs, il peut y avoir séparation différentielle des minéraux ferromagnésiens, denses (olivine et pyroxènes), qui donnent naissance, sur le fond, à des **péridotites de type cumulât**, riches en olivine et, accessoirement, à clinopyroxène et plagioclase. Au-dessus, le liquide magmatique donne des **gabbros cumulatifs** puis des **basaltes**. Ces derniers atteignent la surface grâce aux nombreuses failles de distension du rift (dykes). Latéralement, par refroidissement, ces différentes couches vont donner celles de la croûte océanique. Mais leur disposition varie suivant les dorsales.

Modèle de fonctionnement d'une chambre magmatique sous une dorsale rapide

Le plancher océanique est une émanation de l'asthénosphère. Il se forme un diapir du manteau supérieur qui remonte vers une zone de moindre pression ce qui a pour conséquence une fusion partielle (forte baisse de P à T presque constante) (figure 7).

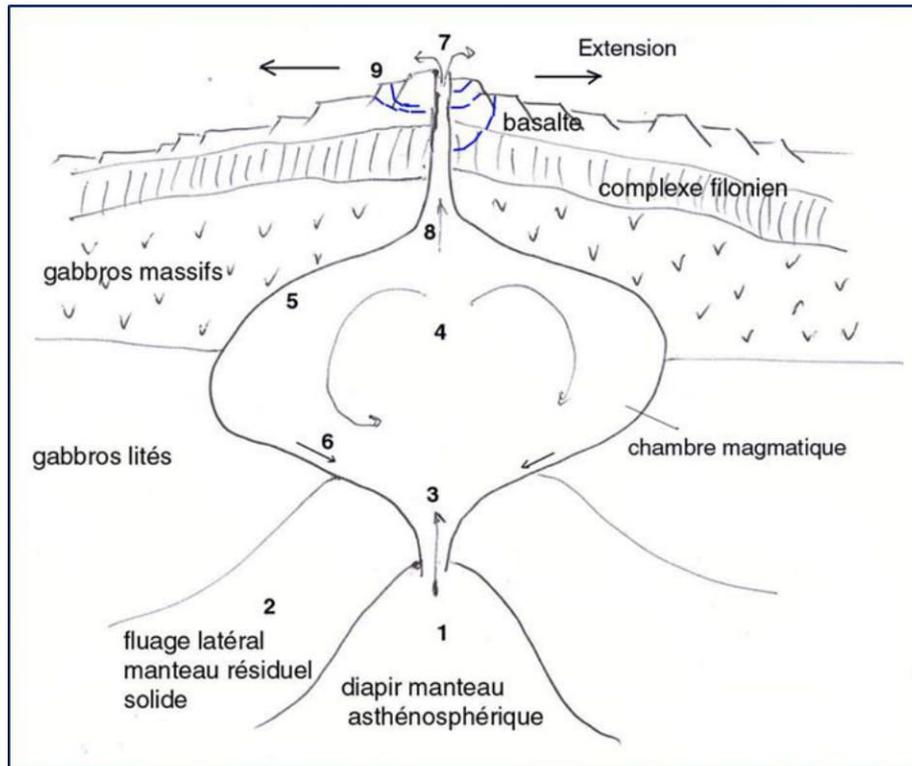
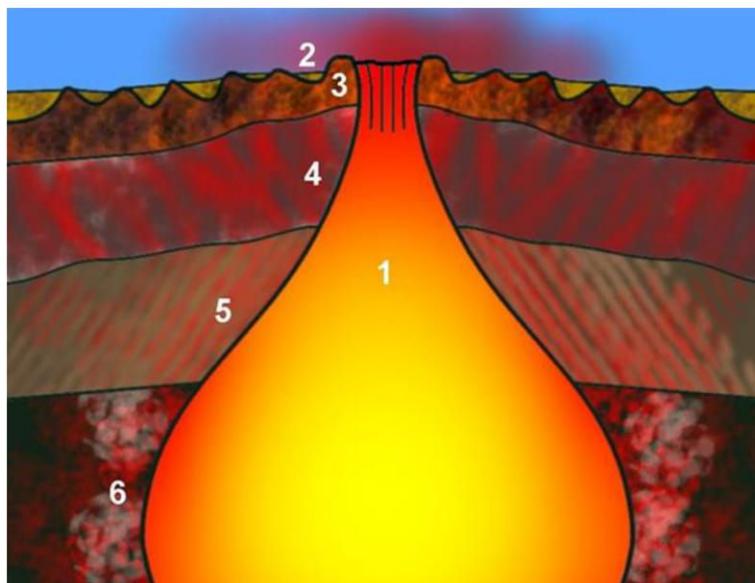


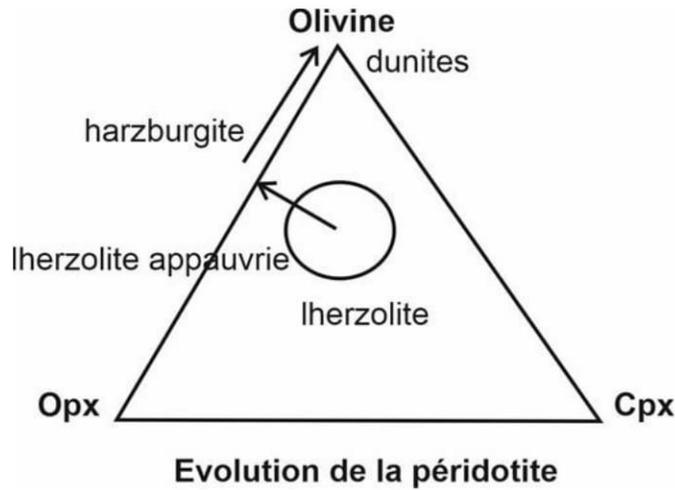
Fig. 7 : Modèle de fonctionnement d'une chambre magmatique sous une dorsale rapide

1 asthénosphère en fusion partielle 2 fluage latéral à l'état solide 3 injection de magma 4 brassage par convection, 5 cristallisation fractionnée près des parois 6 dépôts de cumulats 7 épanchements de basalte, 8 injection de magma différencié au toit de la chambre 9 circulation hydrothermale.

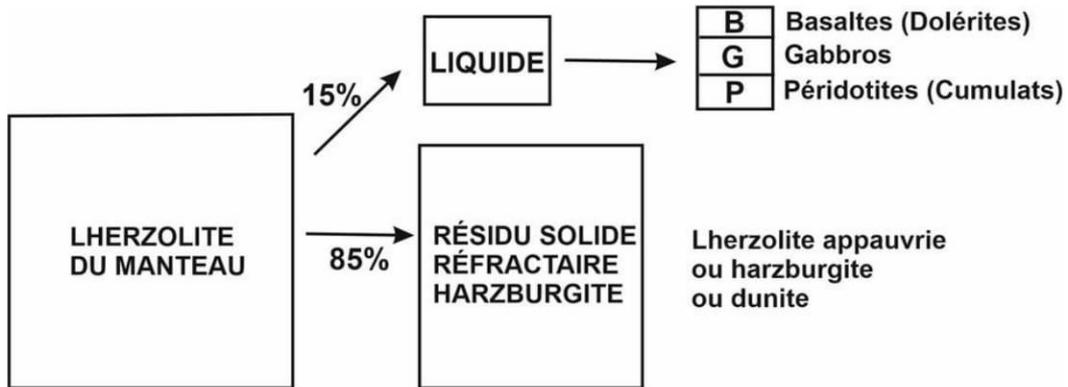


1. Chambre magmatique axiale 2. Sédiments 3. Pillow lavas de basalte 4. Complexe filonien gabbroïque 5. Gabbros 6. Péridotites.

Dans les 15% de fusion partielle, les pyroxènes sont principalement concernés. Dans le manteau, la péridotite a une teneur proche de l'équilibre entre les 3 pôles du triangle de «Streckeisen» des roches ultrabasiques (léger déficit en olivine).



La péridotite évolue en lherzolite appauvrie avec la fusion des CPx jusqu'à la harzburgite puis vers les dunites (fusion des OPx). Dans les dunites, il n'y a plus de pyroxènes mais de l'olivine et d'autres corps comme des sphères (cas du mont Olympus dans le massif ophiolitique de Chypre).



Suite à la fusion partielle, **le résidu réfractaire** devient le manteau lithosphérique appauvri au niveau des dorsales océaniques. (Plus pauvre en silice et plus rigide)

Seule une partie du magma riche en Si donne des **gabbros**, le reste remonte dans le **complexe filonien** et donne de la **dolérite** puis **les laves en coussins (basaltes)**. Le complexe filonien est peu important dans les dorsales lentes.

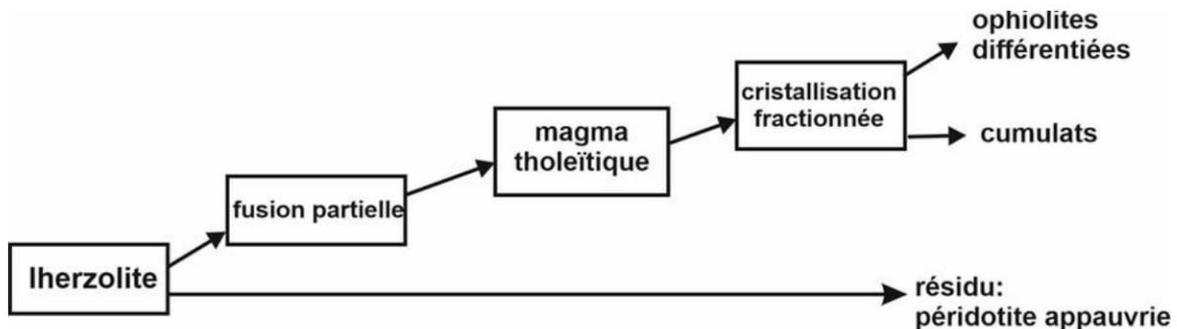


Schéma récapitulatif des étapes de la formation de la croûte océanique