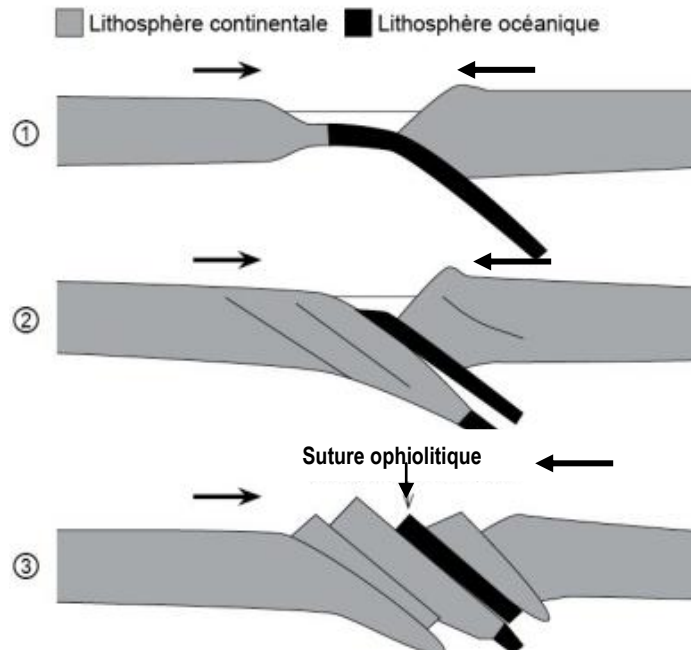


Bilan 17- LA FORMATION DES CHAINES DE MONTAGNES : UNE HISTOIRE GEOLOGIQUE COMPLEXE

Les données géophysiques, structurales et pétrographiques, permettant d'élaborer un scénario de formation d'une chaîne de montagnes (doc.1). Celle-ci s'effectue dans un **contexte de convergence de deux plaques lithosphériques** et fait suite à la **fermeture d'un domaine océanique**. A la suite de la subduction de la lithosphère océanique, la subduction d'une des deux **lithosphères continentales** sous l'autre, permet la **collision** entre les deux plaques autrefois séparées par un océan et conduit à leur **suture**. (Revoir bilan13, comment lors de la collision, la croûte continentale s'épaissit par empilement de nappes de charriage au niveau de la zone d'affrontement).

Doc.1- Scénario simplifié de la formation des Alpes



① La subduction d'une lithosphère océanique, dans un contexte de convergence entraîne le rapprochement de deux continents.

② L'entrée en subduction de la lithosphère continentale provoque le début de la collision.

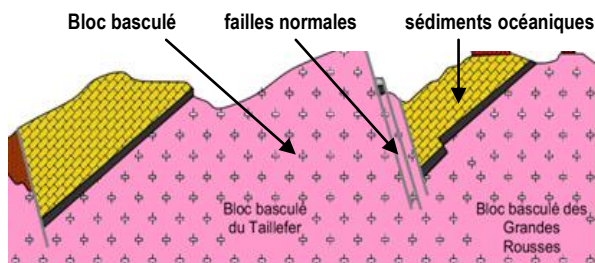
③ Des morceaux de lithosphères océanique et continentale sont empilés formant les reliefs.

Des témoins de cette histoire subsistent dans les Alpes:

- anciennes marges passives,
- ophiolites et sédiments océaniques.
- Dans les gabbros des ophiolites, des minéraux caractéristiques de l'expansion océanique et de la subduction qui ont précédé la collision

I-LES TEMOINS DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE D'UNE CHAINE DE COLLISION

1-Les vestiges d'anciennes marges continentales

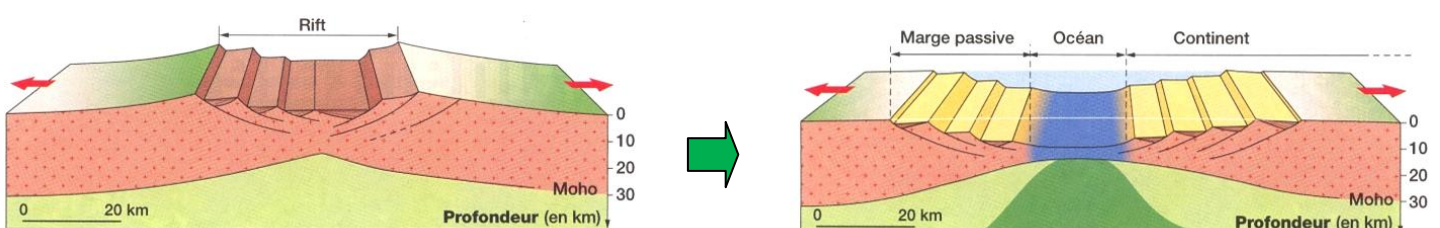


Doc. 2 :les traces d'une marge passive dans les Alpes

des sédiments de milieux océaniques **peu profonds** caractéristiques de ces zones.

Dans la plupart des chaînes de montagnes, on observe la présence d'anciennes **marges continentales passives¹**, comme par exemple dans la chaîne alpine (ci-contre). Elles appartiennent à l'un ou l'autre des continents entrés en collision (Eurasie et Afrique pour le massif alpin). Plus ou moins déformées, ces marges sont cependant identifiables grâce à la présence de **blocs basculés** de plusieurs kilomètres séparés par des **failles normales** (qui se forment tous deux dans un contexte d'étirement -voir ci-dessous -). On peut y observer

Remarque 1 : Les marges continentales passives témoignent de l'étirement continental qui précède l'ouverture d'un océan (anciens bords du rift continental). Ils forment ensuite les **marges passives** : bords immergés des nouveaux continents de part et d'autre de l'océan en expansion.

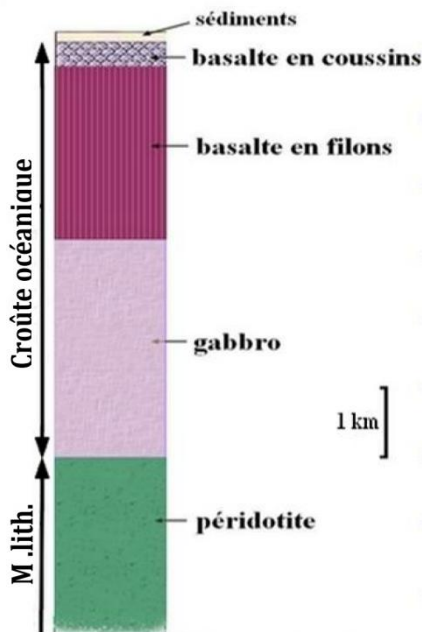


Doc. 3:Scénario de l'origine des marges continentales passives (Belin 2013)



2- Les témoins d'un ancien domaine océanique

Les roches de la lithosphère océanique possèdent une organisation caractéristique, on en retrouve les traces au sein des chaînes de collision. En effet, dans la **zone médiane** ², on observe généralement des assemblages de roches ou **ophiolites**,



véritables **lithosphères océaniques fossiles**:

- Des **basaltes** en coussin, roches **magmatiques volcaniques** constituant le sommet de la croûte océanique ;
- Des **gabbros**, roches **magmatiques plutoniques** constituant, sous les basaltes, le soubassement de la croûte océanique ;
- Des **péridotites**, roche du manteau lithosphérique de la lithosphère fossile.

On y rencontre également des roches issues de l'accumulation de **sédiments océaniques** de grande profondeur (les radiolarites, appelées ainsi parce qu'elles contiennent des fossiles de plancton, les radiolaires)

Remarque 2 : le massif montagneux résulte de la collision entre deux continents. En position centrale on retrouve les ophiolites, lithosphère océanique fossile qui forme comme une suture entre ces deux continents. On parle de suture ophiolitique.

Doc. 4- Un modèle de croûte océanique

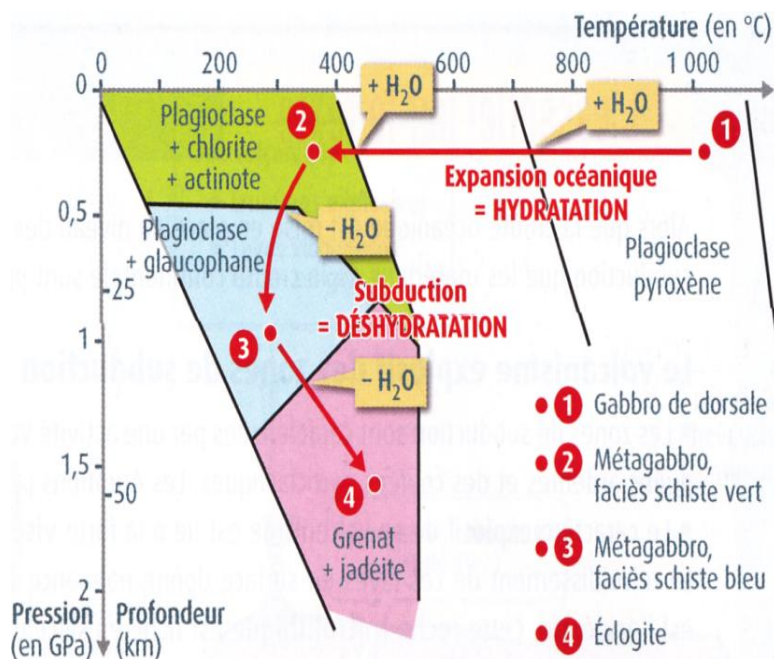
3- Des transformations minéralogiques témoignent d'une ancienne subduction

Le basalte et le gabbro formés à la dorsale à partir du même magma basaltique, ont la même composition chimique et minéralogique. Leur structure, **microlitique pour le basalte, grenue pour le gabbro**, traduit le mode de refroidissement du magma d'origine.

Les minéraux caractéristiques du basalte et du gabbro sont essentiellement le **pyroxène** et le **feldspath plagioclase**. Ces deux roches, subissent tout au long de leur histoire géologique, un **métamorphisme** qui témoigne des modifications de température et de pression auxquelles ils sont soumis successivement. Intéressons nous au métamorphisme d'un gabbro de la croûte océanique

a- Métamorphisme de l'expansion océanique : un métamorphisme BP-BT

Une croûte océanique en expansion, contient des roches dont les minéraux s'**hydratent** et se **refroidissent** au cours de leur éloignement de la dorsale. Les minéraux du gabbro formé initialement dans la chambre magmatique subissent donc un métamorphisme au cours de l'expansion **océanique**, de nouveaux minéraux apparaissent aux dépens des minéraux initiaux.



L'observation du diagramme pression température ci-contre, montre en particulier, que lorsque le gabbro de la **lithosphère hydratée** passe au dessous de 400°C, des minéraux, **chlorite et actinote**, se forment. Ils caractérisent le **faciès des schistes verts** - ② sur le schéma-

Les **basses pressions et températures** qui correspondent au **domaine de stabilité** ³ de cette association minérale, prouvent qu'elle apparaît dans une croûte océanique refroidie, proche de la subduction. On parle de métamorphisme **BP-BT**.

Chlorite et actinote contiennent des ions **OH⁻** dans leurs édifices cristallins, ce sont des **minéraux hydratés** au cours de l'expansion océanique.

Doc.5- le métamorphisme d'un gabbro de la croûte océanique, au cours de l'expansion océanique et de la subduction (Belin 2013)

Remarque 3 : on rappelle que les associations de minéraux d'une roche, sont stables dans les conditions de pression, de température et d'hydratation qui ont présidé à leur formation (les conditions qui règnent dans la chambre magmatique pour le gabbro initial). On parle de domaines de stabilité.

b- Métamorphisme de la subduction

Dès que la lithosphère âgée plonge dans l'asthénosphère, la pression augmente alors que la température reste relativement basse, les minéraux de la lithosphère sortent à nouveau de leur domaine de stabilité : un nouveau métamorphisme s'amorce. Il s'accompagne de la **déshydratation** de l'actinote et de la chlorite.

Dans ces nouvelles conditions dites **HP-BT** (hautes pressions basses températures), des minéraux de plus en plus **déshydratés** et plus **denses**, caractéristiques des hautes pressions, apparaissent aux dépens des minéraux préexistants :

-**Faciès des schistes bleus** (③ doc.5) -dont le glaucophane est encore un minéral hydraté-

-**Faciès des éclogites** (④ doc.5) qui ne contiennent que des minéraux **anhydres**

Les nouveaux minéraux - *glaucophane, grenat et jadéite*- ne se forment que dans des conditions HP-BT et **témoignent donc d'une ancienne subduction**, lorsqu'ils sont présents dans les ophiolites d'une chaîne de collision.

Remarque4 : **Le métamorphisme résulte toujours de réactions chimiques à l'état solide entre deux minéraux voisins.** Les réactions souvent incomplètes du métamorphisme laissent apparaître des **auréoles réactionnelles** : entre les deux minéraux anciens qui ont réagi, se trouve le **nouveau minéral** stable dans les nouvelles conditions PT (en auréole). Les minéraux anciens qui ont réagi montrent des traces d'altération. Ils sont normalement instables dans les nouvelles conditions PT mais ne sont pas complètement transformés) **voir images doc.2 p 195 et doc.1 p 207.**

II-LE MOTEUR DE LA SUBDUCTION

On observe l'**abaissement des fonds océaniques** depuis **-2000 m** au niveau de la dorsale, jusqu'à **-5 000m** au niveau des plaines abyssales. Le modèle de Pratt (voir doc.3 p 145) explique ces variations d'altitude par une **augmentation latérale des densités** de la lithosphère.

En effet, au niveau de la dorsale, la jeune lithosphère a une **température élevée**, de ce fait sa densité est **inférieure** à celle de l'**asthénosphère sous-jacente**. L'**isotherme 1300 °C**, qui correspond à la limite lithosphère/asthénosphère, est alors peu profond.

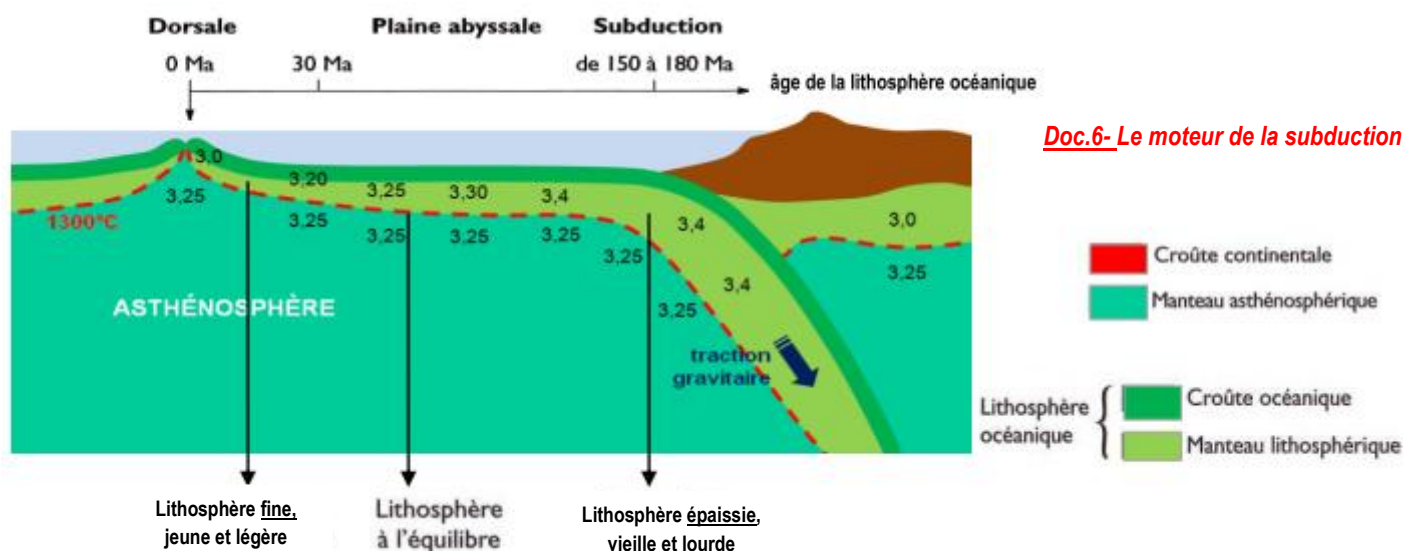
Lorsqu'elle s'éloigne de la dorsale et **vieillit**, la lithosphère océanique **s'hydrate** et **se refroidit**. L'isotherme 1300 °C s'enfonce donc, ce qui équivaut à un **épaississement du manteau lithosphérique** aux dépens de la péridotite de l'asthénosphère. Cet ajout important de matériaux froids et denses conduit à une **augmentation de la densité globale de la lithosphère**.

Vers **30 à 50 Ma** la **lithosphère devient plus dense que l'asthénosphère** et peut **en théorie** plonger. Cependant, l'asthénosphère **solide** résiste fortement à l'enfoncement, et la lithosphère continentale moins dense à laquelle la lithosphère océanique est rattachée au niveau de la **marge passive**, se comporte **comme un flotteur** vis-à-vis de la lithosphère océanique.

A la fin de sa vie, la lithosphère océanique **froide** atteint une épaisseur maximale proche de **100Km**. Entre **150 et 180 Ma**, la lithosphère océanique froide devenue **très épaisse très dense et très lourde**, **se rompt** au niveau de la marge continentale passive qui devient une **marge active**. La plaque océanique amorce une **subduction**, dont le **moteur essentiel est son augmentation de densité**.

La **subduction** est ensuite entretenue grâce à la **traction** exercée par le **poids de la plaque plongeante**, lui-même **accentué par les réactions du métamorphisme**. En effet la **déshydratation** des minéraux de la croûte en cours de subduction, **augmentent leur densité** et donc la masse de la croûte.

Remarque5 : Dans le modèle de Pratt, une colonne moins dense explique une altitude plus élevée, une colonne plus dense rend compte de la subsidence =enfouissement- de la zone.



● **Infos :** Lire le doc.3 p 177.

● **Exercice d'application** doc.3 p.173, **replacer** l'existence de la coésite dans le contexte de la formation des Alpes.