

Chapitre 7 : La convergence lithosphérique : le contexte de la formation des chaînes de montagnes

Le modèle de la formation d'une chaîne de montagnes se fonde sur la tectonique des plaques lithosphériques. La subduction d'une plaque océanique s'accompagne de la création de reliefs (arcs volcaniques...)

En cas de fermeture totale de l'océan, les continents qui le bordaient entrent en contact : un tel affrontement provoque la surrection d'une chaîne de montagnes dite de collision.

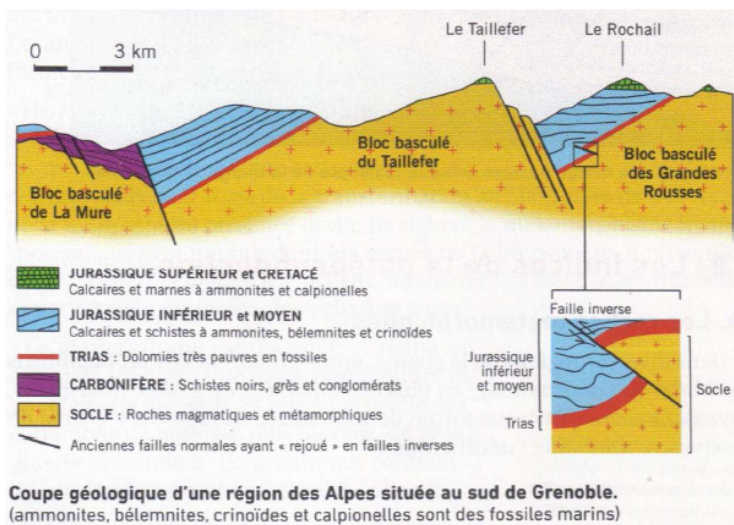
L'Himalaya et les Alpes ont une telle origine. Ainsi les Alpes forment une frontière entre deux plaques : Européenne et Africaine qui autrefois séparées par un océan, sont entrées en collision.

Problème : peut-on retrouver dans cette chaîne de montagnes des traces de leur histoire ?

1. Les témoins d'une activité océanique passée.

A. Des structures caractéristiques d'ancienne marge passive.

Document : rappel : formation d'un océan



Dans le massif de Rochail, on retrouve une disposition sédimentaire caractéristique des **marges continentales passives** qui témoignent de **l'ouverture d'un océan.** (Cf. document rappel)

Celle-ci est constituée de **blocs basculés** de croûte continentale séparés par des **failles normales** ont donné naissance à une série de **bassins sédimentaires.**

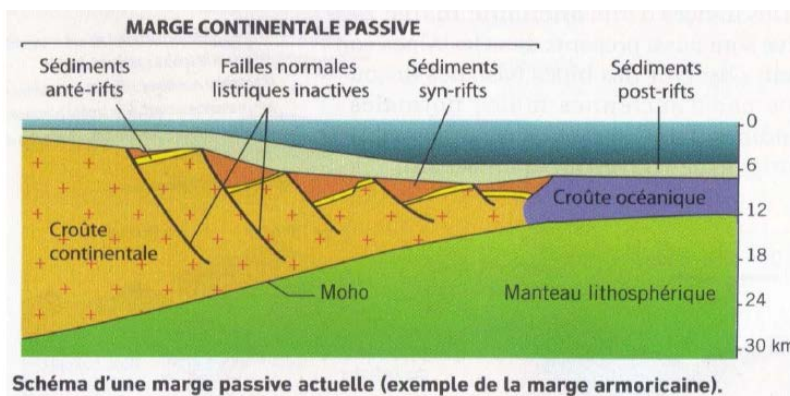
- | | | |
|-------------------|---|--------------------------------------------------------------------|
| ère
secondaire | { | Sédiments du Jurassique supérieur et du Crétacé : -96 Ma à -154 Ma |
| | | Sédiments du Jurassique inférieur et moyen : -154 Ma à -205 Ma |
| | | Sédiments du Trias : -205 Ma à -245 Ma |
| | | Carbonifère (ère primaire) : -355 Ma à -295 Ma |

La présence de **failles normales** témoigne de l'action de **contraintes divergentes**, responsables d'une extension.

Failles normales et blocs basculés sont des structures caractéristiques des marges continentales passives actuelles.

Les sédiments mis en place pendant le rifting (lors de la fracturation de la lithosphère océanique) sont datés du Jurassique inférieur, donc, à cette époque, la croûte continentale en s'étirant, s'était alors peu à peu amincie pour finalement se fracturer et donner naissance à un rift continental

(l'équivalent du rift est-africain) dans lequel s'engouffre la mer avant de former un véritable océan.



Ce type de structure est aujourd'hui retrouvé par forages ou échographie sismique à la limite entre le domaine continental et le domaine océanique : ce sont des **marges passives.**

B. Des sédiments d'origine océanique.

La présence de fossiles marins nous renseigne sur la profondeur de l'ancien océan alpin à différents moments de son histoire, ainsi au Trias la présence d'**évaporites** (gypse) est la preuve d'un **début d'océanisation** et d'un rift parfois immergé.

Au jurassique inférieur (lias : – 220 Ma) l'océan s'approfondi, c'est durant cette période que se dépose les **restes d'Ammonites** retrouvés à Digne (Haute alpes).

Au Jurassique moyen, l'océan atteint une profondeur importante (+ de 4000 m), des dépôts de **radiolarites** (dépôt de grande profondeur) retrouvés dans la région de Briançon en sont la preuve.

[TP 14 : étude du massif ophiolitique du Chenaillet – Les transformations minéralogiques dans les zones de subduction](#)

C. Des ophiolites, témoins d'une ancienne lithosphère océanique.

Dans la zone interne de l'arc alpin, dans *le massif du Chenaillet*, un assemblage de roches de couleur verte sombre, à l'aspect de « peau de serpent » : **des ophiolites** (ophio = serpent, lithos = pierre), ont été décrites à plus de 2500 m d'altitude

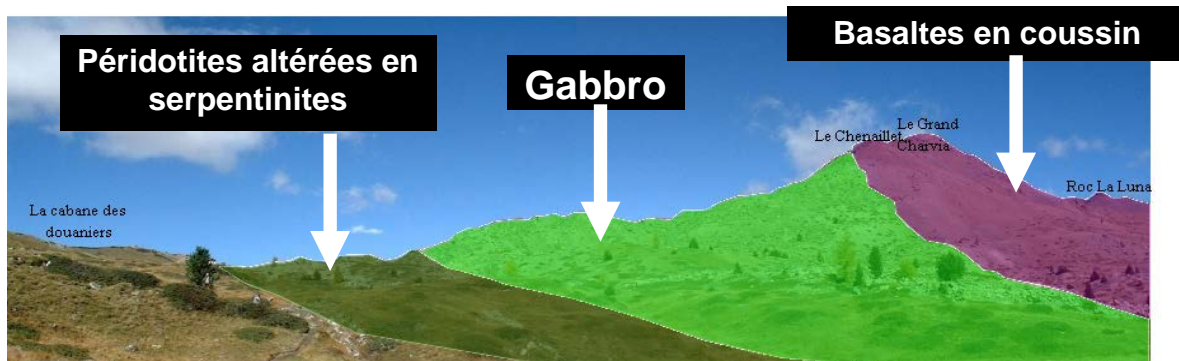
Une ophiolite est un **ensemble de roches océaniques** :

- Des **basaltes** en coussins caractéristiques du fond océanique, de plusieurs dm de diamètre ("**pillow-lavas**"), l'ensemble a une épaisseur d'environ 300m,
- Des **gabbros** à gros cristaux de pyroxènes de couleur vert sombre et de plagioclases clairs, d'une épaisseur de 150 à 200 m,
- Des **péridotites** sombres avec des reflets verts, leur donnant un aspect particulier (**serpentinites**) et formant la base de la série.

Elles ont subi de profondes transformations (métamorphisme hydrothermal): les pyroxènes et les olivines originelles sont entourés d'un minéral hydraté vert sombre: la serpentine (olivine + H₂O donne serpentine)

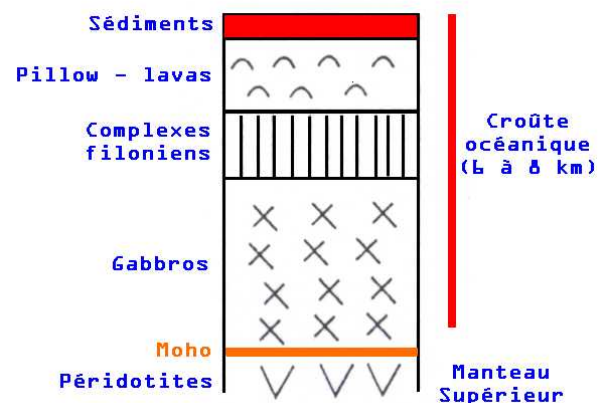
Les ophiolites sont âgées de – 200 à – 80 Ma.

Le massif du Chenaillet



Cette association est inhabituelle au sein d'une croûte continentale car elle constitue la nature même de la lithosphère océanique. Ces roches sont les **vestiges de l'ancien plancher de l'océan alpin** daté du Jurassique inférieur qui ont échappé à la subduction et ont été **obducté** c'est-à-dire charrié sur le continent lors de la collision continentale des deux plaques.

Ces ophiolites sont surmontées de sédiments indiquant un milieu marin ouvert et profond (les **radiolarites**)



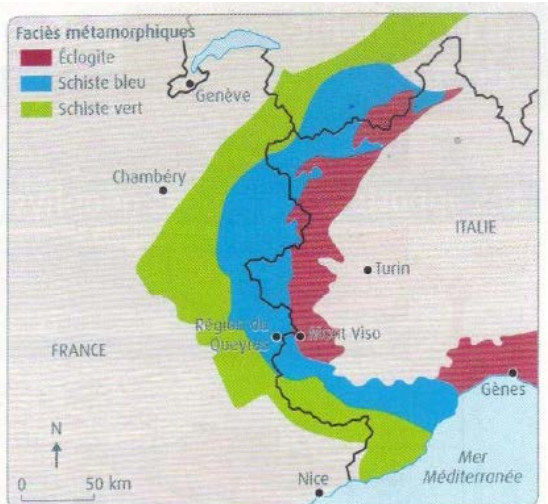
2. Les marqueurs de la fermeture de l'océan alpin par subduction

A. Des transformations minéralogiques

Dans les Alpes (ex. *vallée du Guil – Queyras*), on trouve des massifs constitués de roches ayant la composition chimique globale des **basaltes** ou des **gabbros** mais qui ont une composition minéralogique différente : ce sont des **métagabbros** (ou des metabasaltes). Ils renferment des minéraux qui sont de bons **thermobaromètres** car ils témoignent des conditions **P/T** auxquelles ces roches ont été soumises.

En effet, comme dans le chapitre précédent, des minéraux sont stables dans certaines conditions de P et T, ces conditions sont regroupées sous le terme de **faciès** (faciès schiste vert, faciès schiste bleue...). Lorsque les conditions changent, les minéraux deviennent instables et par réaction chimique, donnent naissance à d'autres minéraux. C'est encore une transformation à l'état solide, c'est donc du **métamorphisme**.

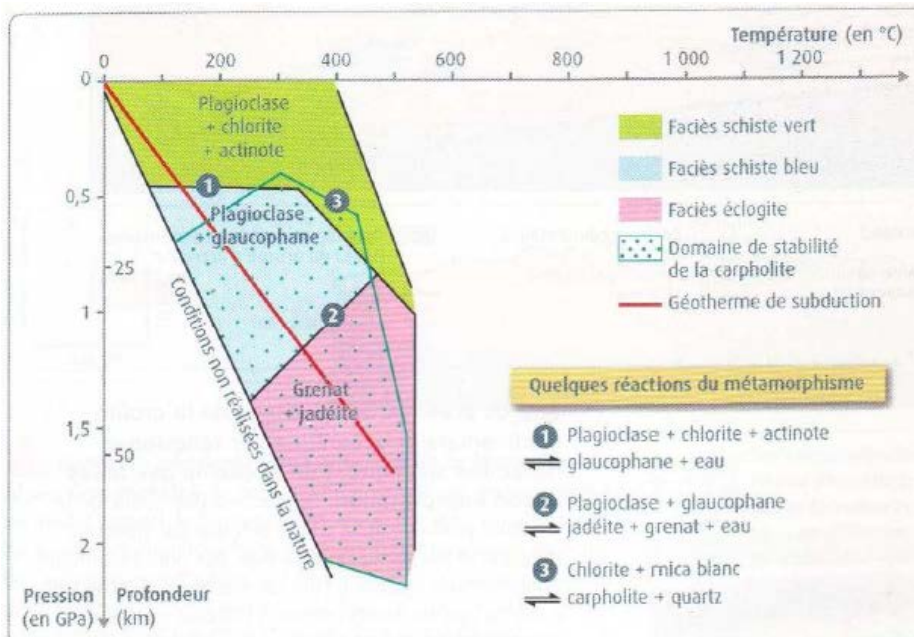
Ainsi :



5 Carte simplifiée des faciès métamorphiques dans les Alpes franco-italiennes.

- Dans le massif du Queyras, à l'ouest de Briançon, on rencontre des gabbros métamorphisés ou **métagabbros** présentant des zones colorées en bleu. Cette coloration est due à la présence d'un minéral, le **glaucofane**. Ce minéral est caractéristique de roches métamorphiques de HP – BT (500°C) du faciès schiste bleue.
- Plus à l'est, au mont Viso, en Italie, des roches, de composition chimique identique, montrent des cristaux de **grenat** (rouges) associés à un pyroxène vert, la **jadéite**. Cette association est également caractéristique de HP – BT, mais la pression est supérieure à celle du faciès précédent.

Ces roches portent le nom d'**éclogites**. (Faciès écolite)



4 Le domaine de stabilité quelques associations minéralogiques. Le géotherme de subduction décrit l'évolution de la température en fonction de la profondeur au niveau d'une zone de subduction. Lorsqu'il s'engage dans un processus de subduction, un gabbro est déjà métamorphisé : il contient du plagioclase, de la chlorite et de l'actinote.

Les minéraux contenus dans ces roches (schiste vert, schiste bleue, écolite) sont donc caractéristique d'une zone de pression et de température (faciès schiste vert, faciès schiste bleue, faciès écolite), ils permettent de retracer l'histoire de la lithosphère océanique. Ils ont donc enregistré au cours de l'enfouissement de la roche, les conditions de « Basse Température » et de Haute pression : on parle de **métamorphisme BT/HP**

Ces indices témoignent de **la disparition de la lithosphère de l'océan alpin dans une zone de subduction**, la partie chevauchante étant située vers l'Est.

Ces formations ont été datées de -70 à -50 Ma (fin crétacé sup.- début tertiaire).

Exercice : moteur de la subduction

B. Le moteur de la subduction.

Au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de la dorsale la lithosphère se **refroidit**. Ainsi l'isotherme 1300°C (= courbe reliant les points à la même température, ici 1300°C), marquant la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère devient de plus en plus profond : la **lithosphère s'épaissit** par ajout de manteau lithosphérique dense. Donc la **lithosphère** devient également de **plus en plus dense**.

L'augmentation de sa densité **au-delà du seuil d'équilibre isostatique** explique son plongement dans l'asthénosphère. Ainsi c'est la **différence de densité** entre l'asthénosphère et la lithosphère océanique âgée qui est la principale cause de la subduction.

Remarque : Même si, dès 30 Ma, la densité de la lithosphère océanique est supérieure à celle de l'asthénosphère et donc l'équilibre isostatique est rompu, l'entrée en subduction se fait avec un retard par rapport du fait de la résistance mécanique à l'enfoncement, ainsi l'état de déséquilibre peut-être maintenu pendant plusieurs dizaines de millions d'années avant de s'amorcer.

De plus, lors de la subduction, les réactions du métamorphisme forment des roches de **densité plus élevée** que le gabbro (Gabbro : $d=2.85$; Schiste bleu = métagabbro à Glaucophane : $d=3$; éclogite : $d=3.3$), ainsi, une fois la subduction enclenchée, il se fabrique une force de traction exercée par le poids de la lithosphère en cours de subduction. C'est d'ailleurs cette force, associée aux mouvements de convection du manteau qui constituent le moteur du déplacement des plaques.

Rq : Au niveau d'une marge passive, la lithosphère océanique formée au début du rifting est en continuité avec de la lithosphère continentale. Cette lithosphère océanique se refroidie et s'alourdit, sa densité dépasse alors celle de l'asthénosphère ; elle a tendance alors à plonger dans l'asthénosphère tandis que la lithosphère continentale reste en surface du fait de sa densité plus légère.

Dans ce cas, il peut y avoir un découplage dans la zone de transition des 2 lithosphères, et la lithosphère océanique entre en subduction sous la lithosphère continentale. La marge passive se transforme en marge active.

Les géophysiciens ont calculé que cet événement peut se produire lorsque l'âge de la marge dépasse 180 à 200 Ma, ce qui explique l'absence de vieux océans sur le globe.

3. Des structures compressives témoignent de la collision de 2 plaques continentales.

La présence de plis et de failles inverses caractérisent les zones de compression et prouvent la convergence, ce sont des conséquences du raccourcissement de la région.

Les failles inverses peuvent être presque horizontales et transporter sur des centaines de Km des portions importantes de croûte : on parle de **chevauchements** voire de **nappes de charriages** lorsque le déplacement est de l'ordre de plusieurs milliers de Km.

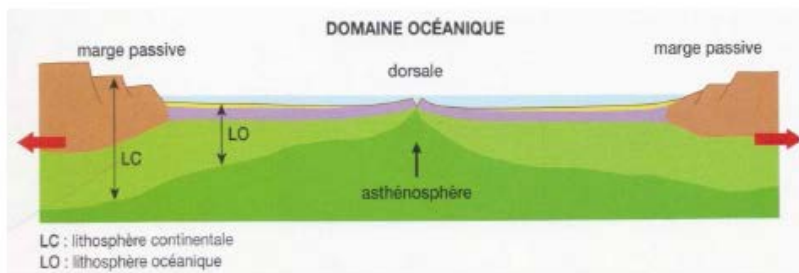
Les chevauchements et nappes de charriage : *Massif du Lautaret*

On trouve ainsi dans la plupart des massifs des **contacts anormaux** dans des séries sédimentaires : les roches ne sont plus en position normale. Par exemple des roches anciennes recouvrent des terrains plus jeunes et leur contact est marqué par des roches très déformées.

4. Un scénario de la formation des Alpes

Etape 1 : L'expansion océanique

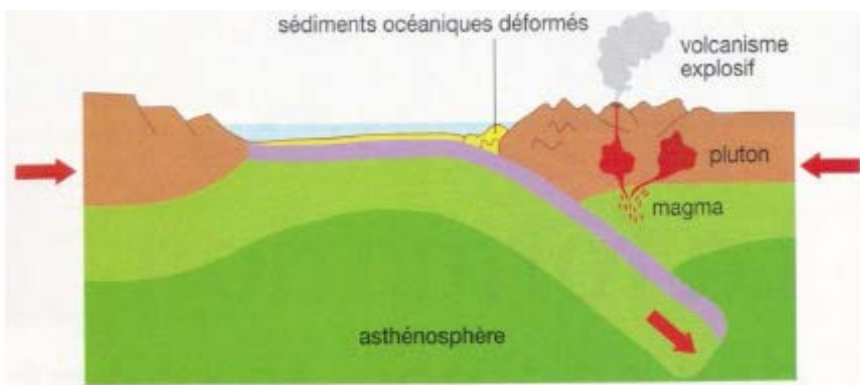
L'accrétion océanique au niveau des dorsales est associée à la divergence des plaques. L'océan, bordé par des marges continentales passives, s'élargit : c'est l'expansion océanique.



205 Ma à 100Ma

Etape 2 : la fermeture océanique

Une modification des contraintes globales entraîne un rapprochement des plaques (convergence lithosphérique). L'océan se referme à la faveur d'une **subduction océanique**, c'est-à-dire d'un enfoncement de la lithosphère océanique dans l'asthénosphère.



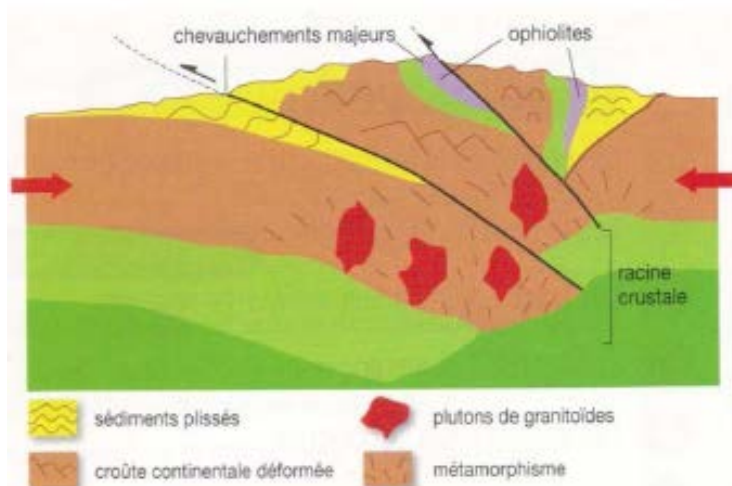
70 Ma à 60 Ma

Etape 3 : la collision continentale

L'océan entièrement fermé, les continents entrent en **collision** et les croûtes continentales se fracturent et s'empilent en **écaillés**.

La croûte continentale devient plus épaisse avec la présence d'une **racine crustale** nécessaire pour maintenir l'équilibre isostatique.

Les anciennes bordures océaniques (marges passives) sont alors déformées. Des portions de lithosphère océanique peuvent être **charriées** en altitude et donner des **ophiolites**. Les roches de la croûte, entraînées en profondeur, peuvent entrer en fusion partielle et former des plutons de granitoïdes.



25 Ma à 4 Ma

3. La collision continentale