

Chapitre 2 : La formation d'une chaîne de montagnes.

Comment ces reliefs montagneux se sont-ils mis en place ?

Une chaîne de montagne se forme dans un contexte de convergence entre deux plaques. Les chaînes de collision continentales correspondent au rapprochement de deux blocs continentaux, initialement séparés par un océan qui disparaît entièrement grâce au fonctionnement de zone de subduction. Lorsque l'océan est totalement absorbé, les deux blocs continentaux entre en contact : un tel affrontement provoque la surrection d'une chaîne de montagnes dite de **collision**. L'analyse de quelques éléments de la géologie des Alpes franco-italiennes ou de l'Himalaya permet de retrouver des traces de leur histoire. le moteur de tous les déplacements suivants est la chaleur interne du globe qui, dans le manteau, s'échappe par convection en le mettant en mouvement.

I. La déchirure continentale.

A. Les caractéristiques d'une déchirure continentale.

Au moment de la naissance d'un océan, la croûte continentale est étirée, amincie et se fracture par de grandes failles normales incurvées vers le bas : les failles **normales** (listriques). Ces failles délimitent des blocs de croûte qui basculent les uns par rapport aux autres. La partie centrale de la croûte s'effondre formant **un rift continental** (fossé) encadré par **des failles normales**. Ensuite une invasion marine submerge le fossé et du planché océanique commence à se former, une mer étroite s'installe (*mer rouge*).

On appelle **marge continentale passive** la région immergée de la bordure d'un continent. Elle correspond au passage de la croûte continentale à la croûte océanique qui se fait au sein de la même plaque lithosphérique. Ces marges sont dites passives car elles sont caractérisées par une faible activité sismique.

Les caractéristiques des marges continentales passives.

- Topographie : les marges passives comprennent 3 zones caractéristiques :
 - le plateau continental qui correspond à la zone du continent submergée par une faible épaisseur d'eau (200 m)
 - le talus continental caractérisé par une forte pente (on passe de 200 m → 3 000 à 4000 m).
 - le glacis qui correspond à la transition entre croûte continentale et croûte océanique
- Au niveau des marges passives, on retrouve les témoins de l'extension qui a accompagné l'ouverture océanique :
 - la croûte continentale y est très amincie
 - la croûte continentale est fracturée par des failles normales légèrement concaves vers le haut, les **failles listriques** séparant des **blocs basculés** (blocs (15 km de largeur en moyenne) qui ont basculé les uns par rapport aux autres suite à l'étirement de la zone).

Ces blocs sont ensuite recouverts de sédiments :

- certains sédiments qui se déposent au moment du basculement des blocs ont une structure en éventail entre 2 failles, ils sont contemporains de la phase d'extension.
- les sédiments qui recouvrent l'ensemble sans être déformés, sont postérieurs au phénomène d'extension.

On peut ainsi, grâce aux sédiments disposés en éventail dater la phase d'extension crustale.

Rq : des sédiments constituant le sommet des blocs basculés qui sont antérieurs au phénomène de rifting (anté-rift)

B. Les traces d'une déchirure continentale dans les Alpes.

→ Des marqueurs tectoniques

Un océan provient toujours de la fracturation d'un continent. Les bordures des océans ou marges passives ont gardé les marques de cette extension à travers l'existence de blocs basculés.

Dans toute la partie située à l'ouest de l'arc alpin existent des structures typiques de **blocs basculés** découpés par des **failles normales**, caractéristiques des **contraintes tectoniques en distension**. Cela indique que cette région correspond à une **marge passive** : c'est la marge **européenne de l'océan Alpin**.

L'orientation générale des failles sud-ouest/nord indique que la zone alpine, a été soumise, il y a environ **190 Ma** à une distension de la croûte continentale très importante dans le sens **Nord Ouest/Sud Est**. La croûte continentale s'est peu à peu amincie, facturée donnant naissance à un rift continental qui sera rapidement envahi par la mer.

→ Des marqueurs sédimentaires

La majorité des roches affleurant dans la chaîne alpine sont des roches sédimentaires. Elles témoignent des conditions de dépôt très variable, sous des épaisseurs d'eau plus ou moins importantes.

Ces séries sédimentaires sont très variées par leurs importances et leur nature. Selon les endroits l'épaisseur des strates varie de quelques **dizaines de mètres** (riche en matériaux détritiques) à **plusieurs centaines de mètres** (alternance de couches épaisses de calcaire et de marnes à ammonites). Ces variations de sédimentation ont pour origine le basculement des blocs continentaux et leur subsidence. En effet des bassins profonds peuvent se former et être envahis par la mer, la profondeur d'eau est alors importante et des sédiments de haute mer se déposent. Au sommet des bassins, au niveau de la crête des blocs, il se forme des hauts fonds, voire des îles, où la sédimentation est beaucoup moins épaisse ou même absente.

II. L'expansion océanique.

A. Les caractéristiques d'un domaine océanique.

les roches de la LO fraîche: schéma : basalte(pillow)-basalte(filon)-gabbro-péridotite.
métamorphisme hydrothermal : Circulation d'eau de mer, réchauffée et acidifiée au contact des réservoirs magmatiques, provoque des TR minéralogiques

le métamorphisme est une transformation d'une roche à l'état solide par variation des conditions physique (P/T) ou chimique (eau) du milieu par rapport à ses conditions de formation. Les minéraux

B. Les traces de l'expansion océanique retrouvées dans les Alpes.

On trouve dans les alpes des formations rocheuses appelées ophiolites (ophis : serpent car ces roches ont un aspect de peau de serpent). Elles sont constituées par la succession de 3 types de roches qui sont du haut vers le bas :

- des basaltes en coussin (pillow-lavas)
- des gabbros, roches grenues (entièrement cristallisées) constituées de pyroxène et de plagioclase
- des péridotites avec des reflets verts que l'on nomme serpentinites (l'olivine a été transformée en serpentine).

Cette association de roches est caractéristique de la lithosphère océanique. Ces roches sont donc les vestiges de l'ancien plancher de l'océan alpin. Ces roches ont ensuite été amenées en altitude lors de la collision et de l'érosion.

Rq : L'âge de ces ophiolites alpines se situe entre -150 et -80 Ma. Jurassique supérieur/ crétacé

III. La subduction.

A. Principale cause de la subduction.

Une fois formée à l'axe de la dorsale, la lithosphère océanique s'éloigne progressivement du rift. Au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de l'axe de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit. Or la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère est une limite thermique (1300 °C) donc au fur et à mesure de son refroidissement, l'épaisseur de la lithosphère augmente. Cet épaississement conduit à une augmentation de la densité de la lithosphère car l'épaisseur de la croûte, peu dense, reste constante alors que l'épaisseur du manteau, plus dense, augmente.

Il arrive un moment où la densité de la lithosphère océanique devient supérieure à la densité de l'asthénosphère sous-jacente. Dans un premier temps la lithosphère océanique reste en surface soutenue par la lithosphère voisine mais il arrive un moment où, à cause des mouvements tectoniques globaux, la lithosphère océanique, plus dense, finit par sombrer dans l'asthénosphère : c'est le début de la subduction.

=> **Le vieillissement de la lithosphère océanique au cours de son éloignement de la dorsale constitue le principal moteur de la subduction.**

B. Les transformations des roches de la lithosphère océanique lors de la subduction.

Métamorphisme : Ensemble des TR structurales ou minéralogiques subies par une roche sous l'effet de modifications de la pression et de la température/ Attention ces modifications se produisent à l'état solide.

En labo on soumet les minéraux à des conditions croissantes de température et de pression grâce à des cellules à enclumes de diamant (échantillon serré avec des diamants, chauffé aux infrarouges)

On trace sur un diagramme les zones de P/T dans laquelle les structures des différents minéraux sont stables.

Une association particulière de minéraux caractérise un faciès : domaine défini par un intervalle de pression et de température précis.

Par commodité on peut donner des noms à ces faciès (schiste vert, schiste bleu ou éclogite)

Rq : on peut les trouver en surface car réactions très lentes

Au fur et à mesure de la subduction, les gabbros océaniques sont entraînés en profondeur et subissent des transformations métamorphiques (dus essentiellement à l'augmentation de la pression car la température n'excède pas 500°C) : les gabbros deviennent des métagabbros. On observe d'abord des métagabbros du faciès « schistes bleus » caractérisés par la présence d'une amphibole bleue (le glaucophane)

puis des éclogites (grenat + pyroxène de haute pression (la jadéite)).

Refroidissement et hydratation : SV

Augmentation Pression (un peu Temp) SB puis Ecl

La glaucophane, le grenat et la jadéite ne peuvent se former que dans des conditions de pression et de température qui caractérisent une zone de subduction.

Rq : roches de + en + denses : entretien de la subduction

C. Les traces d'une ancienne subduction retrouvées dans les Alpes.

Dans les Alpes, on trouve des métagabbros « schistes bleus » et des éclogites de plus en plus métamorphisés d'ouest en est. Ces roches témoignent de la fermeture de l'océan alpin qui s'est effectué de la « France » vers « l'Italie ».

Bilan : entre -70 et -50 Ma, il s'est produit une subduction de la lithosphère océanique de la plaque européenne sous la lithosphère continentale de la plaque adriatique.

Crétacé supérieur

Faire compléter le schéma

IV°) Collision et subduction continentale

A la fin de la subduction, les 2 lithosphères continentales qui bordaient l'océan entrent en collision. Les roches des 2 lithosphères vont alors être soumises à des contraintes compressives.

A°) conséquences de l'affrontement des deux L.C.

1°) conséquences tectoniques de l'affrontement.

Des forces de compressions (liées à la convergence des plaques) déforment les roches de manière plastiques lorsque les roches sont chaudes et ductiles (=> **plis** en profondeur) ou de manière cassantes lorsque les roches sont froides et rigides (**failles inverses** pour les roches situées plus en surface).

Lorsque les contraintes compressives se poursuivent, des formations géologiques de taille importante peuvent glisser sur de grandes distances et s'empiler les unes sur les autres : on parle alors de **nappes de charriage**.

Conséquence visible des nappes de charriage : des **terrains anciens** se retrouvent **au-dessus** de **terrains plus récents**.

Toutes ces déformations tectoniques (plis, failles inverses et nappes de charriage) provoquent **un raccourcissement et un épaissement de la croûte continentale**.

2°) conséquences pétrographiques de l'affrontement.

L'épaississement de la croûte continentale produit un excès de roches peu denses en surface.

Conformément au principe d'**isostasie**, cet excès de roches légères est compensé en profondeur par un déficit de roches plus denses => la formation d'une **racine crustale** qui peut atteindre 70 km de profondeur.

Suite à l'épaississement crustal, des roches vont être entraînées en profondeur et vont être soumises à des **conditions de pression et de température différentes** de celles qui ont conduit à leur formation. Or les minéraux des roches ne sont stables que dans certaines conditions de

pression et de température. Lorsque ces conditions changent, la structure et la minéralogie de la roche se modifient.

Modif structure ; réorientation des minéraux en plans parallèles : mise en place d'une **schistosité**

Modif minéralogie: Les atomes qui constituent ces roches vont se réarranger et former des minéraux nouveaux à partir de minéraux préexistants. On parle de **métamorphisme** pour désigner ces transformations **à l'état solide** (la roche ne fond pas) subies par les roches soumises à des conditions de pression et de température différentes.

Les roches issues de ces transformations sont nommées **roches métamorphiques**.

Ex : une argile formée à la surface du globe par l'accumulation de sédiments va se transformer au cours de son enfouissement en profondeur en schiste puis en micaschiste à grenat et en gneiss.

Les schistes sont des roches qui se débitent en feuillets de même composition minéralogiques

Schistosité : existence de plans parallèles dans la roche

Les micaschistes à grenat renferment des grenats qui témoignent que la roche a été soumise à des conditions de pression importante (pression que l'on rencontre à au moins 15 km de profondeur)

Les gneiss présentent une **foliation** c'est-à-dire que la roche est formée de « lit » de composition minéralogique différente (alternance de lits sombres de micas et de lits clairs constitués de quartz et feldspath)

Si l'enfouissement se poursuit, la roche peut fondre partiellement et former des **migmatites**. Les migmatites résultent de la fusion partielle des gneiss et sont constituées de feuillets sombres (mica noir ou biotite) qui n'ont pas fondus et de lentilles claires (quartz et feldspath) qui se sont formés par solidification de la partie qui a fondu.

3°) subduction continentale.

Malgré sa faible densité, la croûte continentale peut s'enfoncer dans le manteau, c'est ce que l'on appelle la **subduction continentale**.

Les roches vont alors être soumises à des conditions **d'ultra haute pression** qui provoquent le métamorphisme du quartz en coésite et la formation de diamants.

La pression (profondeur > 100km) nécessaire pour cette transformation ne peut être atteinte par simple épaissement.

B°) Témoins de la collision et de la subduction continentale retrouvés dans les Alpes.

On retrouve dans les Alpes :

- des témoins de cette collision continentale : plis, failles inverses, nappes de charriage, existence d'une racine crustale, roches métamorphiques constituant les massifs cristallins (schistes, micaschistes à grenats, gneiss, ...)
- des témoins de la subduction continentale (coésite).

Conclusion

schéma+ commentaires