

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

Les chaînes de montagne se forment en plusieurs étapes :

- déchirure continentale liée à de la distension
- ouverture et expansion océanique par création de lithosphère océanique
- fermeture de l'océan par subduction
- collision de 2 lithosphères continentales et subduction continentale

On retrouve dans les chaînes de montagne les traces de leur histoire.

I. 1^{ère} étape : la déchirure continentale.

A. Les caractéristiques d'une déchirure continentale.

L'histoire de la formation d'une chaîne de montagnes débute par une phase d'extension en domaine continental qui conduit à une **déchirure continentale et à la naissance d'un océan**.

Cette phase **d'extension** est due à la remontée de roches de l'asthénosphère qui provoque un **bombement** et un **étirement** de la croûte continentale en surface. La croûte étirée se **fracture** par de grandes **failles normales incurvées** vers le bas : les **failles listriques**.

Ces failles délimitent des blocs de croûte qui basculent les uns par rapport aux autres : on les appelle des **blocs basculés**.

→ schéma

Ces blocs sont ensuite recouverts de sédiments. **L'épaisseur des sédiments varie** entre le sommet et le creux des blocs basculés : ils sont beaucoup plus **épais dans le creux** des blocs et **moins épais au sommet** des blocs.

On peut dater déchirure continentale en étudiant les sédiments qui se sont déposés sur les blocs :

- certains sédiments se sont déposés avant la phase d'extension = sédiments anté-rift : ils sont alors parallèles au sommet du bloc.
- certains sédiments se sont **déposés au moment de la déchirure** continentale donc lors du basculement des blocs = sédiments syn-rift : ils ont une structure **en éventail** entre 2 failles.
- certains sédiments se sont déposés après la déchirure continentale = sédiments post-rift : ils recouvrent l'ensemble sans être déformés.

On peut ainsi, grâce aux sédiments disposés en éventail dater la déchirure continentale.

Lorsque l'océan s'ouvre, ces structures tectoniques et sédimentaires (blocs basculés, failles listriques et les sédiments disposés en éventail) qui ont accompagné la déchirure continentale au moment de l'ouverture océanique se retrouvent en bordure de l'océan et forme une **marge passive** (caractérisée par une faible activité sismique et volcanique contrairement aux marges actives des zones de subduction). Ex de marge passive actuelle : marge passive armoricaine en bordure de l'océan atlantique.

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

On retrouve dans la partie occidentale des Alpes les témoins d'une déchirure continentale : il s'agit de failles normales. Elles séparent des blocs qui ont plus ou moins basculés les uns par rapport aux autres et qui sont recouverts de roches sédimentaires d'épaisseur variable (épaisseur importante dans le creux des blocs et faible épaisseur au sommet des blocs). Les failles normales et les roches sédimentaires en éventail ont été datées du jurassique inférieur (-190 Ma). Ces failles indiquent qu'à cette époque, la zone alpine constituée de lithosphère continentale a été soumise à une distension crustale. Les sédiments marins qui recouvrent ces blocs ont une épaisseur variable, ils sont épais dans les creux des blocs et minces aux sommets des blocs. Ces

variations d'épaisseur montrent que lors de la formation de l'océan alpin, cette région correspondait à une marge passive.

=> témoins de la déchirure continentale dans les Alpes : failles listriques datées du jurassique

Bloc basculés (massifs de la Mure, massif de

Taillefer, massif de Rochail, ...)

Des roches sédimentaires d'épaisseur variable entre le sommet et le creux des blocs = sédiments datés du Lias (jurassique inférieur (190 MA))

II. 2^{ème} étape : l'expansion océanique.

A. Les caractéristiques d'un domaine océanique.

La remontée de l'asthénosphère se poursuit, les péridotites de cette asthénosphère subissent une décompression qui abaisse leur température de fusion et provoque la formation de magma par fusion partielle de ces péridotites asthénosphériques.

Le magma remonte en surface au niveau de la dorsale et forme les roches de la croûte océanique (basaltes en surface et gabbros en profondeur) alors que la péridotite résiduelle (partie de la péridotite qui n'a pas fondu forme le manteau lithosphérique). Une fois formée à l'axe de la dorsale, la lithosphère océanique s'éloigne progressivement de la dorsale.

La lithosphère océanique qui se forme au niveau des dorsales est constituée par la superposition de 3 types de roches : des péridotites qui forment le manteau lithosphérique surmontées par des gabbros et des basaltes qui constituent la croûte océanique.

→ schéma

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.

III. 3^{ème} étape : la subduction.

A. Principale cause de la subduction.

Une fois formée, la lithosphère océanique s'éloigne progressivement de la dorsale à la manière d'un double tapis roulant.

Au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de l'axe de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit. Or la limite entre les péridotites de la lithosphère et les péridotites de 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 (2.9), reste constante alors que l'épaisseur du manteau, plus dense (3.36), 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.

=> **c'est l'augmentation de la densité de la lithosphère océanique au cours de son refroidissement qui constitue le principal moteur de la subduction.**

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

Lors de la subduction, les gabbros océaniques sont entraînés en profondeur et vont être soumis 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, 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**.

Les gabbros entraînés en profondeur vont donc subir des transformations métamorphiques (dus essentiellement à l'augmentation de la pression car la plaque s'enfonce plus vite qu'elle ne se réchauffe et 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)).

Rq : Avant la subduction, les gabbros avaient déjà subis un métamorphisme hydrothermal du à l'hydratation de la lithosphère océanique lors de son vieillissement et s'étaient transformés en métagabbros « schistes verts » qui contiennent des minéraux très hydratés (hornblende, chlorite, actinote)

schéma

Le 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.

C. Les témoins d'une subduction retrouvés 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.

IV. 4^{ème} étape : 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. Les conséquences de l'affrontement des 2 lithosphères continentales.

1. Les conséquences tectoniques de l'affrontement.

Des forces de compressions (liées à la convergence des plaques) déforment les roches de manière plastique 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).

Schéma

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**.

L'épaississement de la croûte continentale crée 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.

2. Les conséquences pétrographiques de cet épaissement.

Suite à l'épaississement et à l'enfoncement de la croûte continentale, les 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

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 = 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. Un début de 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.

B. Les 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, ...) et des témoins de la subduction continentale (coésite). Toutes ces données sont confirmées par les études de la propagation des ondes sismiques qui montre dans les Alpes la présence d'une racine crustale et un début de subduction continentale.

Rq : Toutes ces structures et ces roches sont actuellement visibles en surface car suite à l'érosion, il y a eu un allègement de masse qui a provoqué la remontée des roches qui s'étaient formées en profondeur (grâce à l'isostasie).