

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

Les chaînes de montagne se forment en plusieurs étapes :

- **déchirure continentale**
- **ouverture et expansion océanique**
- fermeture de l'océan par **subduction**
- **collision** de 2 lithosphères continentales

Comment les données de terrain nous permettent-elles de valider le modèle de la formation d'une chaîne de montagne ?

I. La déchirure continentale

A. 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 **amincissement** 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**.

Vous pouvez refaire ici le schéma (diapo 11)

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 fins au sommet des blocs**.

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

- certains sédiments se sont déposés avant la phase d'extension = **sédiments ante-rift**.
- 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 sur les blocs basculés **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 forment 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. Traces d'une déchirure continentale dans les Alpes

On retrouve dans la partie occidentale des Alpes les traces d'une déchirure continentale : il s'agit de failles qui séparent des blocs qui sont 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 (190Ma)**. Ces failles indiquent qu'à cette époque, la zone alpine constituée de lithosphère continentale a été soumise à une distension crustale.

II. Expansion océanique

A. Caractéristiques d'une expansion océanique

La remontée de l'asthénosphère se poursuit, les péridotites de cette asthénosphère subissent une décompression qui permet leur fusion partielle et provoque la formation de **magma**.

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 nouvellement formée est donc 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.**

Au fur et à mesure de son éloignement, la lithosphère océanique est **refroidie et hydratée** (essentiellement à cause de circulations d'eau de mer). Ainsi les roches de la lithosphère subissent un **métamorphisme dit hydrothermal**.

Métamorphisme : ensemble des transformations dues à des variations de température et/ou de pression subies par une roche **à l'état solide.**

Rq : le préfixe « méta » caractérise une roche métamorphique : ex métagabbro.

Au cours de ces transformations métamorphiques, on constate une **réorganisation des éléments chimiques qui forment de nouveaux minéraux**. Par exemple des minéraux très hydratés : les amphiboles (comme la hornblende verte) apparaissent. Les gabbros se transforment petit à petit en **métagabbros du faciès schistes verts**. La péridotite du manteau lithosphérique se transforme en une roche nommée serpentinite.

B. Traces d'une expansion océanique 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 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. Subduction

A. Principale cause de la subduction

Une fois formée, la lithosphère océanique s'éloigne progressivement de la dorsale. 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 (isotherme 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.

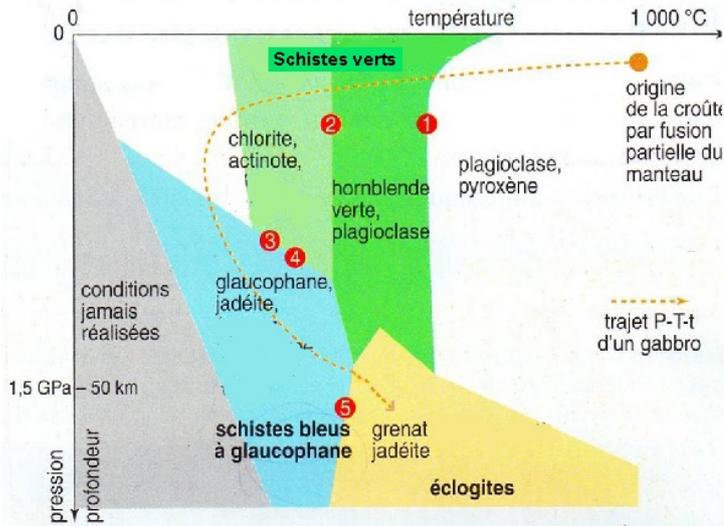
Il arrive un moment où **la densité de la lithosphère océanique devient supérieure à la densité de l'asthénosphère sous-jacente**. Dans un premier temps la lithosphère océanique reste en surface soutenue par la lithosphère voisine mais il arrive un moment où, à cause des mouvements tectoniques globaux, 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 vieillissement qui constitue la principale cause de la subduction.

B. Transformations des roches de la lithosphère océanique lors de la subduction

Pour étudier les transformations métamorphiques, on soumet en laboratoire des roches à des conditions croissantes de pression et de température. Puis on détermine les zones Pression/température dans lesquelles une association minéralogique est stable. On peut reporter ces domaines sur un diagramme pression température. 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).

Domaines de stabilité de quelques associations minérales.



Quelques réactions du métamorphisme

1. Plagioclase + Pyroxène + eau → Amphibole Hornblende verte
2. Plagioclase + Hornblende + eau → Chlorite + Actinote
3. Plagioclase + Chlorite + Actinote → Amphibole Glaucophane + eau
4. Plagioclase → Pyroxène Jadéite + Quartz
5. Plagioclase + Glaucophane → Grenat Pyrope + Pyroxène Jadéite + eau

Lors de la subduction, les gabbros de la croûte océanique 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. Les gabbros entraînés en profondeur vont 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 métagabbros du faciès schiste vert deviennent des **métagabbros du faciès « schiste bleu »** caractérisés par la présence d'une amphibole bleue (le **glaucophane**) puis des **écloïtes (grenat + pyroxène de haute pression (la jadéite))**.

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.

Remarque : Le métamorphisme des zones de subduction s'accompagne d'une augmentation progressive de la densité des roches. Cette augmentation de la densité des roches entretient le phénomène de plongement. Ce phénomène de traction de la plaque plongeante est par ailleurs le principal moteur du mouvement des plaques et donc de la divergence observée au niveau des dorsales.

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

Dans les Alpes, on trouve des métagabbros du faciès SB et des métagabbros du faciès écloïte de plus en plus métamorphisés d'ouest en est. **Ces roches témoignent de la fermeture de l'océan alpin qui s'est effectuée 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. Collision et subduction continentale

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

A. Conséquences de l'affrontement des deux lithosphères continentales

1. 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 **cassante** lorsque les roches sont froides et cassantes (**failles pour les roches situées plus en surface**).

Reproduire le schéma d'un pli et d'une faille inverse (diapo 61)

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 **épaississement et un raccourcissement 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 entraîne un enfoncement de la lithosphère continentale => la formation **d'une racine crustale** qui peut atteindre 70 km de profondeur.

2. conséquences pétrographiques de l'affrontement.

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 et donc subir un **métamorphisme**:

- Modification de la structure ; réorientation des minéraux en plans parallèles : mise en place d'une schistosité.

- Modification de la minéralogie : Les atomes qui constituent ces roches vont se réarranger et former des minéraux nouveaux à partir de minéraux préexistants.

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 grenats et en gneiss. Les schistes sont des roches qui se débitent en feuillets de même composition minéralogique. 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 « lits » de composition minéralogique différente (alternance de lits sombres de biotite et de lits clairs constitués de quartz et de 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 fondu 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**.

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, ...) 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).