

CHAPITRE 6:

LES TRACES DU PASSÉ

MOUVEMENTÉ DE LA TERRE

Introduction:

La Terre est une planète très active géologiquement, avec des séismes et des volcans causés par le mouvement de ses plaques tectoniques (qui s'écartent ou se rencontrent). L'étude des montagnes révèle qu'elles sont souvent issues de la disparition d'anciens océans par un processus appelé subduction. Après l'érosion des montagnes, un rift (une zone où la croûte terrestre s'affaisse) peut se former, menant à la création d'un nouvel océan. Ce processus complet de formation et de disparition d'océans et de chaînes de montagnes est appelé le cycle de Wilson.

Problématique: Quelles méthodes utilise-t-on pour comprendre la genèse tectonique d'une chaîne de montagnes ?

I. Les témoins d'un ancien océan dans les chaînes de montagnes

1- Les types de chaînes de montagnes :

Réparties en vastes alignements appelés ceintures orogéniques.

Constituées de roches d'âges et de natures variés.

Chaînes récentes (ex: Alpes, Pyrénées - orogénèse alpine, 35 Ma) :

- Relief prononcé.
- Nombreux sédiments conservant les traces de collision (failles inverses, plis, chevauchements).

Chaînes anciennes (ex: Massif Central, Massif Armoricaïn - orogénèse hercynienne/Varisque) :

- Relief plus faible.
- Présence de roches formées en profondeur (granites).

2- Les sutures orogéniques :

Les chaînes de montagnes portent les traces d'anciens domaines océaniques disparus (roches et sédiments océaniques).

Ces roches se trouvent généralement au cœur de la chaîne et marquent la zone de suture orogénique, séparant les plaques continentales entrées en collision.

3- Les ophiolites : d'anciennes lithosphères océaniques :

Dans les Alpes, de nombreux affleurements de roches océaniques appelées ophiolites sont présents.

Elles sont composées de :

- **Péridotites sombres métamorphisées en serpentinites** (texture en "peau de serpent").
- **Gabbros** (souvent métagabbros).
- **Basaltes massifs** ou en pillow-lava.

La présence d'ophiolites témoigne de l'existence d'un ancien plancher océanique obducté (chevauché) sur la plaque continentale.

Remarque 1 : L'océan alpin (liguro-piémontais) a commencé sa formation vers 150 Ma, a disparu par subduction il y a 50 Ma, ce qui est cohérent avec l'orogénèse alpine (35 Ma). Sa datation est possible par Sm/Nd et par les fossiles marins.

Remarque 2 : L'obduction des ophiolites est favorisée par le pincement de la lithosphère océanique et le chevauchement, facilité dans les Alpes par des couches sédimentaires "savonneuses" (gypse et cargneule du Trias).

Remarque 3 : Les ophiolites sont associées à des sédiments océaniques qui confirment la présence d'un ancien océan, comme les radiolarites (roches siliceuses à radiolaires de fonds marins profonds) et les calcaires à Calpionelles (fossiles marins) dans le massif du Chenaillet.

II. Les traces de la subduction

1- La subduction et le métamorphisme :

La **subduction** est la plongée d'une lithosphère océanique froide sous une autre plaque. La densité accrue de la lithosphère océanique (due à l'âge, au refroidissement et au métamorphisme des gabbros) permet cette plongée.

La subduction entraîne une forte augmentation de la pression mais une température relativement basse (car la plaque froide est peu réchauffée par conduction).

Le métamorphisme en zone de subduction est donc de type Haute Pression - Basse Température (HP-BT).

2- Les transformations des métagabbros (roches issues du métamorphisme des gabbros océaniques) :

a- Faciès amphibolite (Métagabbros à Hornblende) :

Formation de hornblende (amphibole verte) par hydratation du gabbro lors du métamorphisme hydrothermal loin de la dorsale.

b- Faciès des schistes verts (Métagabbros à Actinote et Chlorite) :

Formation de chlorite et d'actinote (minéraux hydratés) dans un contexte de Basse Pression - Basse Température (BP/BT) au début de la subduction.

c- Faciès des schistes bleus (Métagabbros à Glaucophane) :

Apparition de glaucophane (amphibole bleue) sous l'effet de l'augmentation de la pression et de la température en zone de subduction (HP-BT).

d- Faciès des éclogites :

Formation de grenat et de jadéite (pyroxène) lors d'un enfoncement plus profond en zone de subduction (Très Haute Pression - Basse Température : THP-BT).

3- Les métagabbros dans les chaînes de montagnes (exemple des Alpes) :

Dans les Alpes, la répartition des faciès de métagabbros de l'Ouest vers l'Est est : schistes verts, puis schistes bleus, puis éclogites.

Cette distribution témoigne d'une ancienne zone de subduction où la plaque européenne (Alpine) plongeait vers l'Est sous la plaque africaine (Adriatique). La profondeur croissante atteinte par les roches vers l'Est est enregistrée par les faciès métamorphiques de plus haute pression.

III. Les rifts et les marges passives

1- Les traces d'une ancienne marge passive :

La sismique réflexion révèle des **structures aux jonctions océan-continent** (marges passives).

Les marges passives sont des zones peu sismiques avec de nombreuses failles normales courbes (listriques) formant des blocs basculés.

Dans les Alpes, les massifs cristallins externes (Taillefer, Belledune...) sont interprétés comme d'anciens blocs basculés, composés principalement de granites (ancienne croûte continentale mobilisée).

2- Des blocs basculés au sein des rifts continentaux :

Des blocs basculés se forment actuellement dans les rifts continentaux (fossés d'effondrement).

Les **rifts continentaux** se situent au niveau de remontées de l'asthénosphère et de la lithosphère mantellique.

Cette remontée provoque une distension de la croûte continentale, sa fracturation et l'effondrement de blocs.

Les rifts continentaux sont des zones de transition vers la formation de lithosphère océanique et la naissance d'un océan.

3- Le passage d'un rift continental à un rift océanique :

Différents types de rifts existent, certains (comme la zone des Afars) montrant une forte remontée du manteau.

Lorsque le manteau remonte suffisamment, il peut y avoir **fusion partielle de la péridotite**, formant du magma basaltique.

Ce magma crée des **basaltes en surface** et des **gabbros en profondeur**, initiant l'accrétion océanique.

Le rift continental évolue alors en **un rift océanique** avec une dorsale en son centre et la formation d'un océan.

4- Les cycles orogéniques ou cycle de Wilson :

La formation d'une chaîne de montagnes est un processus cyclique lié à la tectonique des plaques, comprenant les étapes suivantes :

- **Formation d'un rift continental** (distension, remontée du manteau).
- **Formation d'un rift océanique et d'un océan** (divergence).
- **Subduction de l'océan** (convergence).
- **Collision continentale et obduction d'ophiolites** (convergence).
- **Érosion et formation d'une pénéplaine.**
- **Formation d'un nouveau rift continental.**

À **l'échelle globale**, ce cycle entraîne une alternance entre la formation de chaînes de montagnes et de supercontinents (comme la Pangée), suivis de leur fragmentation par rifting et océanisation.