

Chapitre 8 La dynamique du globe terrestre

I. Le mouvement des plaques lithosphériques

Différentes données nous montrent qu'aujourd'hui les plaques lithosphériques, qui constituent l'enveloppe superficielle de la Terre, se déplacent. [diapo 2]

Le mouvement des plaques est révélé par de très nombreux indices :

- la morphologie complémentaire des bordures continentales et la répartition géographique de certains fossiles et couches géologiques (ex : Amérique du Sud et Afrique). [diapo 3]
- l'alignement d'îles volcaniques de point chaud (ex : Hawaï) alimentées par des remontées de matériel chaud fixes à l'échelle du globe. L'alignement, dans lequel seul le volcan le plus récent est actif, indique que la plaque lithosphérique qui porte les volcans s'est déplacée au dessus de la source chaude. [diapo 4]

Ressource vidéo : [Comment s'est formé le volcan d'Hawaï ?](#)

Animation : [la formation des volcans de point chaud](#)

- le déplacement de stations GPS situées sur des plaques précises. [diapos5-6] [Site](#)

[SONEL – Stations GPS](#)

- la répartition des roches de la croûte océanique et des sédiments les plus vieux en fonction de leur âge. Cette répartition montre que dans les domaines océaniques, les roches les plus récentes sont localisées dans la zone axiale des océans et que les roches les plus anciennes sont localisées en périphérie. Cette organisation suggère donc que les roches anciennes étaient situées initialement dans la partie axiale des océans puis se sont déplacées en s'écartant de l'axe central. [diapo 7]
- la localisation et la distribution des anomalies magnétiques dans les roches de la croûte océanique qui confirment que la lithosphère océanique se forme dans la partie axiale puis s'en éloigne de part et d'autre. [diapos 8 à 11].

Grâce aux différentes données aujourd'hui disponibles, il est possible non seulement de confirmer l'existence de mouvements des plaques lithosphérique mais aussi d'estimer le sens et la vitesse de ces mouvements.

Deux types de mouvements majeurs peuvent être définis [diapo 12] :

- les mouvements de divergence (éloignement) des plaques lithosphériques qui s'expriment essentiellement au niveau des dorsales océaniques,
- les mouvements de convergence (rapprochement) des plaques lithosphériques qui se produisent essentiellement dans les zones de subduction (enfouissement d'une plaque lithosphérique) et dans les zones de collision entre deux plaques continentales (zones correspondant à des chaînes de montagnes majeures comme les Alpes ou l'Himalaya).

II. La formation et l'évolution de la lithosphère océanique

Même s'il existe des contextes de divergence en domaine continental comme le rift des Afars (ou rift Est-africain) en Afrique de l'Est, la majorité des zones de divergence sont localisées au niveau des dorsales océaniques, où se forme la lithosphère océanique.

A. Les dorsales océaniques : lieu de formation de la lithosphère océanique

Les dorsales océaniques sont situées dans des zones de divergence de deux plaques lithosphériques, mouvement entraînant la formation de failles et de nombreux séismes. L'écartement des deux plaques permet la remontée de matériel chaud provenant du manteau (mouvement révélé par tomographie sismique) [diapo 13]. Au cours de leur ascension, les péridotites se trouvent à l'état solide et subissent une décompression sans perte importante de chaleur. Cela rend possible la fusion partielle des péridotites et la formation d'un magma basaltique (car la fusion est partielle) [diapo 14]. Les dorsales sont donc des structures géologiques situées à la limite entre deux plaques divergentes où se forme la lithosphère océanique.

B. Deux types de dorsales au dynamisme différent

Il existe deux grands types de dorsales [diapo 15] :

– les dorsales rapides (exemple : dorsale Pacifique) [diapo 16] : elles se caractérisent par un relief bombé et sont associées à une extension rapide des océans (> 9 cm/an). Le magmatisme y est très important : on y observe l'accumulation de magma dans une chambre magmatique, à l'origine d'une production permanente de gabbros et de basaltes. En effet, une fraction du magma se refroidit en profondeur, permettant une cristallisation lente du magma et la formation de gabbros (roches plutoniques, riches en feldspaths plagioclases et en pyroxènes). L'autre fraction du magma parvient en surface et se refroidit brutalement au contact de l'eau de mer. La cristallisation très rapide aboutit à la formation de basaltes (roches volcaniques contenant du verre et des microlites de feldspaths plagioclases et de pyroxènes) [diapo 17].

– les dorsales lentes (exemple : dorsale Atlantique) [diapo 18] : elles se caractérisent par un relief formé d'une vallée découpée par des failles normales (liées à la divergence). Ce relief est appelé rift. Ces dorsales sont associées à une extension lente des océans (2 à 5 cm/an). Le magmatisme étant temporaire alors que la divergence est permanente, la fracturation de la croûte permet au manteau d'atteindre la surface et donc de constituer la nouvelle lithosphère océanique.

Remarque : le maintien d'un contexte de divergence en absence de magmatisme dans les dorsales lentes confirme que ce magmatisme ne « pousse » pas les plaques et ne peut donc pas être le moteur de la tectonique des plaques.

Bilan comparatif [diapo 19]

C. L'évolution de la lithosphère océanique

Au cours de son éloignement depuis l'axe de la dorsale, la jeune lithosphère océanique s'hydrate et se refroidit. Le refroidissement de la lithosphère océanique s'explique par des phénomènes de conduction et par des infiltrations d'eau de mer dans des fractures de la jeune croûte océanique.

Ces infiltrations d'eau de mer sont à l'origine des phénomènes de métamorphisme hydrothermal ou hydrothermalisme. Le métamorphisme correspond à des modifications de la minéralogie ou de la structure des roches qui restent à l'état solide. Dans ce cas, les liquides hydrothermaux vont entraîner l'hydratation de certains minéraux des roches et donc leur transformation (ex : formation de serpentine à partir d'olivine et formation d'amphibole à partir de pyroxène). Les gabbros sont alors qualifiés de métamorphisés et appelés métagabbros [diapo 21].

Remarque : les liquides hydrothermaux ressortent de la croûte au niveau des fumeurs noirs : ces liquides sont à très haute température (entre 250° et 400°C) et sous pression. Au niveau de ces fumeurs noirs, il existe des écosystèmes très spécifiques avec une faune très adaptée (voir image ci-dessous).



Bouquet de *Riftia pachyptila* (ver géant à 13°N / Ride du Pacifique oriental) ©Ifremer – Campagne Phare

Le refroidissement de la lithosphère océanique se traduit par un abaissement de la limite lithosphère-asthénosphère, représentée par l'isotherme 1300 °C. Ainsi la lithosphère océanique s'épaissit progressivement par sa base : le manteau lithosphérique devient de plus en plus épais, alors que l'épaisseur de la croûte océanique reste constante (6 km). La proportion croissante du manteau lithosphérique (de densité 3,3) par rapport à la croûte lithosphérique (de densité 2,8) est à l'origine de l'augmentation de la densité globale de la lithosphère au cours de son évolution [diapo 20].

III. Les zones de subduction : zones de disparition de la LO et magmatisme associé

A. La disparition de la lithosphère océanique

Lorsque la densité d'une lithosphère océanique (3,27 – 3,28) devient supérieure à celle de l'asthénosphère sous-jacente (3,25), cette lithosphère océanique âgée disparaît par plongement dans l'asthénosphère ductile (donc déformable). Ce phénomène d'enfoncement et donc de disparition de la lithosphère océanique dense est appelé subduction. Il peut se

produire sous une lithosphère continentale (ex : subduction sud-américaine) ou sous une lithosphère océanique plus jeune (ex : subduction Antilles). Le plan de plongement de la lithosphère est appelé plan de Wadati-Benioff qui peut être repéré par les séismes qui affectent la plaque plongeante et par tomographie sismique montrant la présence de la lithosphère froide plongeante [diapos 23-24] .

B. Les transformations métamorphiques associées

Au cours de la subduction, les roches de la lithosphère plongeante sont soumises à des conditions de pression (P°) et de Température (T°) différentes de celles de leur formation. Ces changements de conditions vont entraîner progressivement la disparition de certains minéraux (devenus instables) et la formation de nouveaux minéraux (car situés dans leur domaine de stabilité). Ces transformations minéralogiques correspondent aux réactions métamorphiques et se réalisent toujours à l'état solide.

Les transformations métamorphiques qui vont affecter les roches magmatiques de la lithosphère plongeante vont aboutir à la disparition des minéraux riches en eau (ou minéraux hydroxylés) et donc à la déshydratation de la plaque plongeante. On peut ainsi distinguer deux stades de transformations métamorphiques des gabbros de la croûte océanique : le stade « métagabbro à glaucophane », le glaucophane étant un minéral hydroxylé et le stade « métagabbro à grenat et jadéite », le grenat et le jadéite étant deux minéraux non hydroxylés [diapos 25-26-27] .

C. L'origine du magmatisme des zones de subduction

L'eau libérée par la plaque plongeante (sous la forme de molécules OH^- et non pas de molécules H_2O liquide) va permettre l'hydratation du coin du manteau de la plaque chevauchante qui va être entraîné par le mouvement de subduction. A une profondeur d'environ 100 km, une fusion partielle des péridotites du manteau hydraté se produit, conduisant à la formation d'un magma hydraté [diapo 28]. C'est la présence d'eau qui provoque une diminution de la température de fusion des péridotites et rend possible la formation d'un magma [diapo 29].

Remarque : la différence de composition chimique entre le magma formé et la péridotite hydratée d'origine s'explique car seule une fraction des minéraux constitutifs de la péridotite hydratée entre en fusion. Cette situation justifie le terme de fusion partielle.

D. La diversité du magmatisme des zones de subduction

Les zones de subduction sont marquées par un magmatisme intense et diversifié [diapos 30-31-32] .

- le volcanisme est de type explosif, donc souvent très destructeur et potentiellement dangereux. Le caractère explosif est lié à la viscosité élevée du magma (car très riche en SiO_2) et à la forte teneur en gaz dissous (en raison des conditions de formation du magma). Les roches volcaniques les plus abondantes sont les andésites. Ce sont des roches grises et poreuses, de structure microlithique (verre + microlithes et gros cristaux de feldspaths plagioclases et d'amphiboles, ces derniers étant des minéraux hydroxylés) [diapo 33] .
- une partie du magma cristallise en profondeur sous la forme de plutons qui sont des massifs de roches plutoniques. Ces dernières ont une structure grenue, donc sont entièrement cristallisées. Il s'agit en particulier de diorites (roches plutoniques de même

composition que les andésites) et de granodiorites et de granites, deux roches riches en quartz (SiO₂). La présence abondante des roches plutoniques dans les zones de subduction s'explique car les magmas, étant visqueux, leur remontée est lente entraînant souvent la cristallisation de la majorité du magma en profondeur [diapos 34-35].

La richesse en SiO₂ des roches plutoniques traduit l'existence d'une évolution de la composition chimique et minéralogique des magmas au cours de leur remontée (le magma d'origine étant initialement moins riche en SiO₂) [diapo 36]. Cet enrichissement en SiO₂ peut avoir plusieurs origines : la cristallisation fractionnée [diapos 37-38] et/ou la contamination par des éléments chimiques issus des roches continentales traversées [diapo 39-40].

Schéma Bilan subduction magmatisme

IV. Les phénomènes géologiques dans les zones de collision

Dans un contexte de convergence, la subduction peut aboutir à la disparition totale d'une lithosphère océanique conduisant alors à une collision entre deux plaques lithosphériques continentales de densité identique. Ce contexte est à l'origine de la formation de chaînes de montagnes de collision, comme les Alpes et l'Himalaya [diapo 41].

Cette collision va provoquer de très nombreuses déformations des roches des deux lithosphères continentales qui vont induire la formation de structures tectoniques caractéristiques :

- des plis [diapo 42]
- des failles inverses : ce sont des fractures le long desquelles deux compartiments se déplacent [diapo 42]
- des chevauchements : ce sont des failles inverses de très grandes dimensions délimitant des ensembles de couches (le terme de chevauchement est utilisé parfois pour désigner le déplacement des couches ou le résultat de ces déplacements !) [diapo 43]
- des nappes de charriage : ce sont des ensembles de terrains déplacés le long des chevauchements sur plusieurs centaines, voire sur plusieurs kilomètres [diapo 43]

Ces différentes structures (plis, failles inverses, chevauchement, nappes) sont spécifiques au contexte de convergence.

L'ensemble de ces déformations va provoquer :

- un raccourcissement de la zone soumise à la collision
- l'épaississement de la croûte en particulier par l'empilement de fragments de lithosphère, essentiellement des fragments de croûte appelées écailles crustales. L'épaississement de la croûte dans les chaînes de collision est visible en surface avec la présence de reliefs positifs (les sommets) et surtout développé en profondeur sous la forme de racines de chaînes de montagnes qui peuvent atteindre 80 km sous l'Himalaya [diapos 44-45-46]

V. Les mouvements des plaques et les phénomènes convectifs

Les mouvements des plaques sont donc initiés par les conditions thermiques de la lithosphère océanique : celle-ci, une fois refroidie et donc plus dense, s'enfonce

profondément dans le manteau. Ce déplacement constitue un phénomène de convection car il y a couplage entre transport de matière et d'énergie (déplacement de matière froide). La subduction entraîne à son tour le mouvement horizontal des plaques en surface et donc leur écartement relatif au niveau des zones de dorsales. Les mouvements ascendants de matière chaude dans les zones de dorsales assurent le renouvellement de la lithosphère océanique. Ces mouvements ascendants de manteau chaud contribuent à la dissipation de l'énergie interne de la Terre essentiellement par convection [diapo 47].

Il existe donc une relation entre les mouvements des plaques et les transferts de matière par convection mantellique (plongement de matière froide au niveau des zones de subduction remontée de matière chaude à l'aplomb des dorsales).

Remarque : ces relations sont bien définies pour les plaques rapides bordées par de nombreuses zones de subduction. Pour les plaques plus lentes, il pourrait exister des phénomènes de « poussée » au niveau des dorsales.