

Structure et dynamique de la Terre

1. Structuration interne du globe terrestre

Modèle de la Terre construit dès le début du XIX^e siècle à partir d'observations astronomiques : volume de la Terre, masse de la Terre, densité de la Terre, structuration chimique interne en couches concentriques (Eduard Suess : NiFe, SiMa, SiAl), modèle de dissipation de la chaleur

Etude des profondeurs de la Terre par des méthodes géophysiques (observations et mesures indirectes, à distance) : magnétisme, gravimétrie, sismologie, flux thermiques

Sismologie : les ondes produites par un séisme se propagent à l'intérieur de la Terre (ondes P, S) et en surface (ondes R, L) et se réfléchissent et se réfractent à chaque changement brutal de l'indice de réfraction des matériaux traversés (lois de Descartes) ; discontinuités sismiques (Mohorovicic, Gutenberg, Lehman) ; la vitesse des ondes augmentent avec la densité des matériaux traversés ; les effets sur la densité d'une augmentation de pression ou d'une augmentation de température sont opposés (et inversement) ; la pression et la température augmentent avec la profondeur ; la vitesse des ondes augmente avec la profondeur.

Modèle sismique de la Terre : couches concentriques (noyau, manteau, croûte) ; asthénosphère/lithosphère

Modèle chimique, minéralogique, pétrographique de la Terre

Modèles statiques : décrivent un état figé ALORS que la Terre présente un état dynamique

Modèle dynamique de la Terre = modèle thermique

Chaleur terrestre (43 TW) : chaleur initiale (12,3 TW) ; chaleur cristallisation noyau externe (4,7 TW) ; chaleur radioactive (26 TW)

La radioactivité produit de la chaleur : la Terre produit de la chaleur

Dissipation de la chaleur par conduction ou par advection/convection

Les roches sont de mauvais conducteurs thermiques (K = conductivité thermique, $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) : K granite = 2,5 ; K fer = 73.

Si la chaleur est dissipée moins vite qu'elle n'est produite = échauffement des roches = diminution de la densité = mouvement ascendant

Nombre de Rayleigh = formule physique qui caractérise le comportement de la matière solide échauffée : conduction ou convection/advection.

Convection/advection mantellique mais conduction crustale : transfert de matière et de chaleur, transfert de chaleur

Modèle thermique de la Terre : la Terre produit et dissipe de la chaleur vers l'espace

Carte du flux géothermique (W.m^{-2}) = $-K.dT/dz$ (loi de Fourier) : K = conductivité thermique, mesurée en laboratoire sur des échantillons de roches ; dT/dz = gradient géothermique, mesuré à la faveur de forages profonds

30°C/km dans croûte continentale supérieure (CCS), 20°C/km CCI ; 10°C/km dans manteau supérieur

Sur les 43 TW du flux géothermique global annuel : 75% (31,5 TW) au niveau des océans, dont 10 TW par circulation hydrothermale

3 états de la matière : solide, liquide, gaz

changements d'état de la matière : effets de la température et de la pression
courbes solidus et liquidus dans un diagramme P/T°

La décompression sans perte de chaleur (ou faible perte de chaleur) peut conduire à la fusion

Tomographie sismique

Modèle sismique de la Terre ; la mesure en continue de l'activité sismique de la Terre montre des anomalies de vitesses mesurées par rapport au modèle théorique : les ondes ralentissent par endroit et accélèrent à d'autres = traversent des zones plus denses ou moins denses que prévu = si la composition est stable alors cela signifie que les ondes traversent des zones plus chaudes ou moins chaudes que prévu ; mise en évidence de courants de matière solide

Modèle convectif de la Terre : courants de convection mantelliques, panaches mantelliques

Mouvements mantelliques ascendants à l'aplomb des dorsales (apport de matériaux mantelliques profonds, chauds ; décompression adiabatique ; fusion partielle du manteau : production de magmas basaltiques), mouvements descendants à l'aplomb des zones de subduction (marges actives, arcs volcaniques : entrée dans le manteau chaud d'un matériel lithosphérique plus froid).

2. Les rifts

Fracturation de la CC sur toute son épaisseur dans un contexte en distension
Fossé d'effondrement = rift

2 origines possibles :

- présence sous la lithosphère continentale d'un panache mantellique (point chaud) : bombement, dilatation de la lithosphère, fracturation de la CC sous l'effet de cette poussée verticale ; effondrement ; les magmas basaltiques produits par le point chaud rejoignent la surface à la faveur des fractures de la CC ; rifting « actif »
- distension de la lithosphère continentale (mouvements plaques lithosphériques) entraîne fracturation de la CC et amincissement manteau lithosphérique sous-jacent, remontée de l'asthénosphère, décompression adiabatique du manteau, fusion partielle du manteau, production de magmas basaltiques qui peuvent rejoindre la surface à la faveur des fracturations ; rifting « passif ».

fracturation en distension = fossé d'effondrement (failles normales, grabben, horst)

fusion partielle du manteau = magmas basaltiques

volcanisme avec chambre magmatique (réservoir de magmas à quelques kilomètres de profondeur) : possibilité de refroidissement lent, cristallisation fractionnée et différenciation magmatique (le liquide = magma d'origine évolue chimiquement car la formation des cristaux extrait préférentiellement les éléments chimiques ; L_0 donne L_1 et S) ; possibilité d'un volcanisme avec un chimisme variable

fossé d'effondrement peut s'abaisser en dessous du niveau de l'océan : entrée d'eau sur le continent (mer) si la distension se poursuit : amincissement de la lithosphère continentale jusqu'à disparition de la CC ; mise en place d'une croûte de nature basaltique = croûte océanique (CO) ; le rift s'océanise, il devient un océan séparant deux continents.

3. Les dorsales océaniques : création des fonds océaniques (sea-floor spreading)

Les dorsales = reliefs océaniques 1000 à 3500 mètres d'altitude ; à l'origine au milieu d'un océan (ride médio-océanique) ; fossé d'effondrement axial plus ou moins marqué (= vallée centrale = rift central)

Les dorsales = zones sismiques ; zones en distension (failles normales); zones de divergence des CO produites (vitesses d'expansion de 2 à 17 cm/an).

Les dorsales : aplomb d'un mouvement mantellique ascendant ; décompression adiabatique ; fusion partielle, production de magmas basaltiques ; chambre(s) magmatique(s) +/- permanente(s) ; zones +/- magmatiques, +/- volcaniques

Les dorsales : zones avec +/- hydrothermalisme

Magmas basaltiques : s'ils atteignent la surface = épanchement sous forme de lac de lave ou plus souvent de « coussins » de lave (pillows-lavas), basaltes des fonds océaniques ; s'ils sont bloqués sous les épanchements de basaltes précédents ou à l'intérieur du manteau, dans une chambre magmatique (réservoir) = gabbros (roches grenues issues du refroidissement lent d'un magma basaltique) ; s'ils sont bloqués dans les fractures au sein des gabbros et basaltes = filons basaltiques.

CO des océans à forte productivité magmatique : basaltes reposent sur un champ filonien, qui repose sur des gabbros, qui reposent sur un manteau appauvri ; les basaltes du fond de l'océan sont recouverts de sédiments océaniques ; la CO = 5 km d'épaisseur au dessus du manteau lithosphérique.

CO des océans à faible productivité magmatique : basaltes, gabbros ou manteau à l'affleurement (la distension amincit la faible épaisseur de CO en formation, jusqu'à découvrir le manteau sous-jacent.

L'Islande : dorsale et point chaud

Evolution des roches des fonds océaniques

A proximité des dorsales, circulation de l'eau de mer dans les fractures de la CO : échauffement de l'eau, altération des roches de la CO, extraction d'éléments chimiques ; convection (descente d'eaux froides dans les fractures et remontée d'eaux chaudes chargées d'éléments chimiques métalliques par d'autres fractures) ; fumeurs (noirs, blancs) ; « oasis » du fond des océans à chaînes alimentaires reposant sur des bactéries chimiosynthétisantes.

Altération des roches du fond des océans = hydratation (H_2O entre dans les réseaux cristallins et transforme des minéraux anhydre en minéraux hydratés : pyroxène transformés en amphiboles).

Evolution du plancher océanique

En s'éloignant de l'axe de la dorsale, la CO et le manteau supérieur lithosphérique se refroidissent (par conduction) ; la CO se contracte, la limite asthénosphère/lithosphère (= isotherme 1300 °C) s'approfondit; la lithosphère océanique s'épaissit en s'éloignant, le fond de l'océan s'abaisse à la profondeur moyenne des plaines abyssales, soit 4500 mètres.

3. Les zones de subduction

Aucun plancher océanique de plus de 180 Ma : densité de la lithosphère océanique augmente en s'éloignant de l'axe d'une dorsale jusqu'à dépasser la densité du manteau asthénosphérique sous-jacent ; la plaque lithosphérique va « couler ».

zone de subduction = zone à la surface du globe où une plaque lithosphérique océanique s'enfonce dans le manteau

Obduction = cas particulier où une croûte océanique jeune est charriée (poussée sur) sur un autre

plancher océanique ou sur une marge continentale (exemple : la nappe ophiolithique de l'Oman = lambeau de plancher océanique reposant sur la bordure continentale de la péninsule arabe).

Zones de subduction : lithosphère océanique sous une autre lithosphère océanique = **arc volcanique** (exemple : Mariannes, Tonga) ; lithosphère océanique sous une lithosphère continentale = **marge continentale active** (exemple : marge ouest des Amériques).

Modèle d'une marge continentale active (la marge andine) :

Sismicité importante ; volcanisme fréquent

Le plancher de l'océan pacifique plonge dans le manteau sous la lithosphère continentale de la plaque sud-américaine : à l'aplomb, formation d'une fosse océanique et latéralement d'un relief de type chaîne de montagnes (les Andes) avec des volcans.

La CO qui « plonge » (est subduite) subit une augmentation de pression (approfondissement) et une augmentation de température (le manteau est plus chaud que la lithosphère) ; l'augmentation de température est jugée modérée (300 à 400°C) car l'inertie thermique d'une lithosphère « froide » pénétrant dans un manteau chaud, réduit considérablement l'augmentation de température. Les roches de la CO subissent des transformations physiques et chimiques dites de HP/BT° (= métamorphisme HP/BT°)

Une roche = assemblage de minéraux

Un minéral = combinaison d'éléments chimiques

Une combinaison (un minéral) n'est stable que dans certaines limites de températures et de pression (= domaine, espace de stabilité P/T° d'un minéral). Hors de ce domaine de stabilité le minéral peut se transformer en un autre minéral stable dans les nouvelles conditions de T° et P. En règle générale un minéral ne se transforme pas seul, mais réagit avec un ou plusieurs autres minéraux = réactions minéralogiques.

Les roches de la CO subduite subissent un métamorphisme HP-BT° qui se solde par des transformations minéralogiques et une déshydratation (les basaltes et gabbros hydratés deviennent des schistes bleus, puis à TFP/HT° des écolites (roches à minéraux anhydres : pyroxène, grenat).

L'eau perdue par la **transformation métamorphique** des roches de la CO subduite (vers 40 à 60 km de profondeur) hydrate le coin de manteau compris entre cette plaque lithosphérique subduite et la plaque lithosphérique sus-jacente (métagénèse du manteau = hydratation du manteau).

Quand le plancher océanique commence à plonger dans le manteau, l'augmentation de pression (vers 10 km) évacue l'eau contenue dans les pores du sédiments et du plancher altéré. Cette eau vient contaminer le coin de manteau en apportant H₂O, mais aussi des éléments chimiques (Na, K, etc.).

L'entraînement de la lithosphère subduite et du coin de manteau vers la profondeur détermine une fusion partielle du manteau hydraté vers 100 km de profondeur ; l'eau en abaissant la température de fusion provoque la fusion partielle du manteau hydraté ; production magmas hydratés ; remontée gravitaire de ces magmas jusqu'à la base de la croûte sus-jacente (CC dans le cas des Andes, CO dans le cas de l'Arc des Mariannes).

Les magmas hydratés peuvent rester bloquer à la base de la croûte, dans la croûte ou atteindre la surface (volcanisme). Le volcanisme est souvent explosif à cause de la présence d'eau dans les magmas (nuées ardentes : éruptions pliniennes). La roche volcanique produite le plus couramment est légèrement différente d'un basalte : il s'agit d'une andésite.

4. Les zones de collision : des chaînes de montagnes

Les grandes chaînes de montagnes résultent d'une collision entre plaques lithosphériques continentales. La disparition d'un océan se termine toujours par la rencontre de deux lithosphères continentales. Or, la densité de la CC plus faible que celle du manteau empêche la CC de plonger dans le manteau au delà de quelques dizaines de kilomètres : blocage gravitaire.

La fin de la subduction d'un océan ne marque pas l'arrêt du mouvement de convergence : inertie.

Les masses continentales qui se retrouvent face à face entrent en collision ; l'augmentation de la compression de croûte rigides entraîne une fracturation de la CC située dans le prolongement de la CO subduite (failles inverses) et une succession d'amorces de subduction de lambeaux de cette CC les uns sous les autres = empilement de lambeaux de CC par sous-charriages (les lambeaux glissent les uns sous les autres)

Cet empilement crée un prisme de collision, qui se traduit par un relief (une chaîne de montagnes), et une « racine » sous cette chaîne, c'est-à-dire un épaississement de la CC au delà des 30 km d'épaisseur moyenne (80 km sous l'Himalaya). Les marges continentales émergent, le milieu marin est remplacé par un milieu continental.

Ces amorces de subduction de lambeaux de CC entraînent une augmentation de P et T°C : transformations métamorphiques MP/MT° voire MP/HT°, pouvant aller jusqu'à la fusion de la CC et la production de magmas chimiquement proches des granites (magmas granitiques ou granitoïdiques). En surface les roches des chaînes de montagnes sont plissées sous l'effet de la convergence (compression) ; en profondeur elles sont métamorphisées voire fondues. Les magmas produits ne rejoignent guère la surface car le contexte en compression s'oppose à l'ouverture des fractures : ils refroidissent en profondeurs (roches plutoniques) et forment des massifs de granites.

Les roches métamorphiques (granulites, gneiss, micaschistes) et plutoniques (granites) formées dans les profondeurs des chaînes de montagnes ne sont visibles qu'une fois la chaîne de montagne arasée par érosion.

Une chaîne de montagnes croît en altitude tant que le serrage se poursuit, mais ce relief exerçant une contre-poussée (effet gravitaire), celle-ci finit par dépasser l'intensité du serrage et la chaîne « s'effondre » : apparition à nouveau de failles normales (extension).

L'érosion et l'effondrement gravitaire se poursuivent tant que la chaîne possède une « racine crustale », portant à l'affleurement des roches formées à plusieurs kilomètres de profondeur (gneiss, granites).

5. Tectonique des plaques et changements de la surface de la Terre

Les premières CC ont été formées au niveau d'arcs volcaniques (4 Ga ?)

Les CC ne peuvent disparaître dans le manteau. Elles se fractures et se soudent formant au cours des temps géologiques des continents, aux contours temporaires.

La fracturation d'une masse continentale (rift) peut conduire à la formation d'un océan.

Les fonds océaniques n'ont pas plus de 180 Ma : les océans sont des figures temporaires de la surface de la Terre. La CO formées au niveau des dorsales disparaît au niveau des zones de subduction ; extraites par fusion partielle du manteau, les CO retournent au manteau.

La disparition d'un océan conduit à la collision de masses continentales qui se soudent au niveau d'une chaîne de montagnes (chaîne de collision).

La surface des continents ne semble plus augmenter depuis 1 Ga (la production nouvelle compense seulement la dégradation). La Terre a connu au moins deux moments dans son histoire avec un continent unique : il y a 1 Ga (Rodinia) et 300 Ma (Pangée)

Cycle des continents = cycle de Wilson