

Chapitre 1 - Structure et composition du globe terrestre

Introduction : La Terre vue du ciel... et en cartes

Les cartes du monde (géologique, fonds marins...) suggèrent 2 entités distinctes : les océans et les continents (les légendes peuvent-être différentes pour les altitudes / les compositions).

Nous avons directement accès à la surface de la Terre et pas à sa structure interne ; pourtant, on voit souvent des modèles internes de Terre très élaborés et qui ne sont pas des suppositions faites au hasard...

Problématique : Comment peut-on reconstituer la structure et la composition du globe terrestre à partir de nos observations géologiques et physiques ?

I) Une dualité océans / continents

A) Un peu d'histoire...

cf Activité 0

- Début du XXe siècle : la majorité des géologues (Eduard Suess : tête de file) explique la présence de reliefs à la surface de la Terre par la « théorie de la pomme fripée » (contraction thermique)

- Mais dans les années 1910, Alfred Wegener contredit cette théorie en avançant un argument géologique fort : les mesures d'altitudes à la surface de la Terre

=> Si la théorie de la contraction thermique était exacte, elle se traduirait par des affaissements et des soulèvements aléatoires, on observerait une distribution unimodale (courbe en forme de cloche de type Gauss) des altitudes

=> Or dans la réalité, on observe une **répartition bimodale** (2 pics/2 cloches) des altitudes : cela suppose l'existence d'une croûte non homogène, avec deux compositions distinctes ! = **croûte continentale et croûte océanique**

Analogie avec la distribution de la taille des élèves d'une classe :

- 1^{er} essai avec seulement les garçons (répartition unimodale)

- 2^{ème} essai avec filles et garçons (répartition bimodale)

cf Activité 1

B) Etude de la croûte océanique et continentale

- Le contraste entre océans et continents, initialement argumenté par Wegener, est confirmé par l'étude des roches composant la croûte terrestre

- **CO** (Croûte Océanique) fine (6-8 km), dense (2,9), composée de **basaltes** et de **gabbros** (mêmes minéraux mais textures différentes)

- **CC** (Croûte Continentale) épaisse (20-70 km), moins dense (2,7), composition hétérogène (**roches sédimentaires, magmatiques, métamorphiques**) mais sa composition globale s'approche de celle du **granite**, qui est donc la roche représentative de la CC.

- La croûte terrestre repose sur le **manteau**, très dense (3,3), composé de **péridotites**.

I) Une dualité océans / continents

	Croûte océanique		Croûte continentale
	Basalte	Gabbro	Granite
Minéraux principaux	pyroxène plagioclase olivine	pyroxène plagioclase olivine	quartz feldspath mica
Texture	microlitique	grenue	grenue
Type de magmatisme	volcanisme	plutonisme	plutonisme
Vitesse de refroidissement du magma	rapide (en surface)	lente (en profondeur)	lente (en profondeur)

II) L'apport des données sismiques au modèle

Nous avons vu que la croûte (continentale) n'avait une épaisseur que de seulement 20 à 70 km maximum . De façon directe nous ne disposons plus de données directes pour connaître la structure de la Terre : le forage le plus profond jamais réalisé n'a atteint que 12 km de profondeur (Kola, Russie), encore loin de dépasser l'épaisseur de la CC.

A) Différents modèles de la Terre interne

De nombreuses personnes se sont essayées à déterminer (ou plus souvent deviner) la composition interne de la Terre, avec des visions parfois bien audacieuses :

- 1644 : Descartes est le premier à imaginer un monde souterrain
- puis suivent de nombreuses théories reposant avant tout sur la religion et l'imagination, mais qui cherchent à expliquer des phénomènes naturels (reliefs, volcans, séismes...)

A partir du XIXe siècle, les savants qui s'interrogent sur la nature de l'intérieur de la Terre ne sont plus des philosophes ou des théologiens, mais des géologues, qui s'appuient sur leurs connaissances physiques et leurs observations.

- Cordier (1827) : s'appuie sur les observations de Fourier sur la température dans les mines et sur les connaissances acquises sur la température de fusion des roches

⇒ Vision qui sera contredite, mais subsiste tout de même dans les livres scolaires jusque dans les années 1930 !

Mais même avec ces études scientifiques, l'intérieur du globe demeure un mystère puisqu'on ne peut pas y avoir accès directement... Au début du XXe siècle commence la réelle étude des séismes et des ondes sismiques. C'est cet essor de la sismologie qui va mener à notre connaissance actuelle (et sûrement imparfaite) de l'intérieur du globe terrestre.

B) Séismes et ondes sismiques

Comment l'étude des séismes apporte-t-elle des connaissances sur l'intérieur du globe terrestre ?

Lorsqu'une roche est soumise à des contraintes/ des forces (ex : compression), elle accumule de l'énergie, car elle résiste à la déformation. Au bout d'une certaine pression (qui dépend de la résistance intrinsèque de la roche), la roche casse et libère brutalement cette énergie accumulée : c'est le séisme.

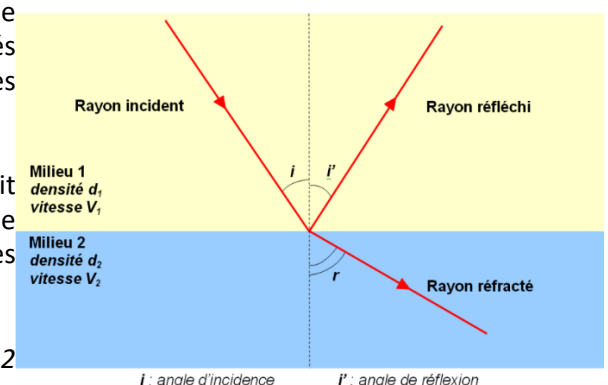
On distingue plusieurs types d'ondes sismiques, dont les principales sont

- Les ondes P (primaires, ou de compression) : premières à être enregistrées sur un sismogramme (plus rapides), se propagent dans tous les milieux (solide et liquide).
- Les ondes S (secondaires, ou de cisaillement) : arrivent en second sur le sismogramme, ne se propagent que dans les milieux solides.
- Les ondes L (ondes élastiques), ce sont les ondes les plus lentes, les plus destructrices. Ces ondes se propagent uniquement en surface et dans les milieux solides.

La vitesse de propagation des ondes sismiques dépend de plusieurs paramètres (nature du matériau, température, propriétés mécaniques...). Ainsi, plus une roche est froide et dense, plus les ondes s'y propagent vite et inversement.

La propagation des ondes sismiques en profondeur obéit aux lois de Snell-Descartes. Lorsqu'elles arrivent au niveau d'une discontinuité séparant deux milieux de propriétés différentes, les ondes sont réfléchies ou réfractées.

cf Activité 2



Les propriétés de ces deux types d'ondes donnent des informations sur la localisation et l'état physique des différentes enveloppes du globe terrestre.

Ainsi, on peut distinguer 3 (voire 4) discontinuités majeures à l'intérieur du globe, nommées d'après les scientifiques qui les ont découvertes :

1) La découverte de la discontinuité de Moho

La **discontinuité de Moho** (découverte par Andrija Mohorovicic) est une discontinuité physicochimique qui se situe entre la croûte (constituée majoritairement de granites, basaltes et gabbros) et le manteau supérieur (constitué de péridotites). Elle se trouve à environ **6 à 70 km** de profondeur selon CO ou CC (moyenne de **30 km** sans distinction des croûtes).

Exercice : calcul de la profondeur du Moho

2) La limite inférieure de la lithosphère

Il existe une zone dans le manteau, à environ 100 km de profondeur (variable selon la croûte sus-jacente), où les ondes sismiques ralentissent : la **Low Velocity Zone (LVZ)**. Il s'agit de la zone de transition entre la **lithosphère** et l'**asthénosphère (manteau asthénosphérique)**. Sommet de la LVZ = isotherme **1300°C**. Sous cet isotherme les roches (péridotites) sont plus molles, plus malléables : elles sont dites **ductiles**.

Au-delà de la LVZ la vitesse des ondes sismiques croît progressivement (car la densité du milieu croît de la même manière).

3) Les limites autour du noyau terrestre

Lors de l'activité 2, la propagation des ondes P et S ont mis en évidence une **zone d'ombre** où il n'y a plus d'ondes P et S ressenties à la surface de la Terre. Cette zone d'ombre se trouve à un angle d'environ **105 à 143°** du foyer sismique. Comment expliquer cette zone d'ombre ?

Les ondes sismiques ne se propagent pas de façon rectiligne, en raison des nombreuses discontinuités (Moho, LVZ...) la **raie d'onde** forme des **arcs de cercles**. Les ondes P ne sont plus ressenties de 105° à 143° du foyer sismique car elles ont traversé le noyau terrestre externe et donc une **nouvelle discontinuité**.

Le noyau terrestre est séparé du manteau inférieur par la **discontinuité de Gutenberg**. Sa partie **externe** est entièrement constituée d'un **liquide** de Fer, de Nickel et de Silicium. Les ondes sismiques S ne se transmettent pas dans les milieux liquides, celles-ci disparaissent (zone d'ombre des ondes S au-delà de 105°). Les ondes P se transmettent mais l'angle de la raie sismique change et elle ne réapparaît qu'après un angle de 143° par rapport au foyer sismique. Cette discontinuité de Gutenberg a été découverte en 1912 et se trouve à environ **2 900 km** de profondeur.

Une dernière discontinuité est visible selon le modèle PREM, il s'agit de la **discontinuité de Lehman**. Celle-ci est visible sur le modèle PREM où les **ondes S disparaissent** quand celles-ci atteignent le noyau externe terrestre **réapparaissent dans le noyau interne**. En effet le noyau interne est constitué de roches solides composées des éléments chimiques suivants : Nickel et Fer. Cette discontinuité de Lehman a été découverte en 1936 et se trouve à environ **5 170 km** de profondeur.

III) L'apport des données thermiques au modèle

A) Le gradient géothermique terrestre

Il y a des indices montrant que la température de la Terre augmente avec la profondeur (geysers témoignant d'une eau chaude en profondeur, éruption volcanique, conditions de travail des miniers dans les mines....) La température terrestre augmente avec la profondeur. *Exemple de la mine d'or de Tau Tona (Afrique du Sud) : malgré le système de refroidissement, la T° ambiante est d'environ 60°C (et serait de 110°C sans ce système).*

Définitions :

- Gradient géothermique : taux d'augmentation de la température en fonction de la profondeur
- Géotherme : représentation graphique du gradient géothermique

Le gradient géothermique varie selon les enveloppes terrestres : 30°C/km en moyenne dans la CC, mais seulement 0,5°C/ km environ dans le manteau. Cela s'explique par les mécanismes de transfert de l'énergie thermique, qui provient en majorité de la radioactivité des éléments du manteau (+ chaleur d'accrétion et chaleur latente de cristallisation).

B) Les mécanismes de transfert de l'énergie thermique

cf Activité 3

Conduction :

- Transfert de chaleur sans déplacement macroscopique de matière, de proche en proche, par agitation atomique
- Dépend de la conductivité du matériau (les roches possèdent en moyenne une faible conductivité thermique)
- Très fort gradient thermique, car mécanisme peu efficace (échanges thermiques lents)
- Concerne la lithosphère et l'interface noyau/manteau

Convection :

- Transfert de chaleur avec déplacement macroscopique de matière (qui transporte la chaleur)
- Ascension de la matière chaude (moins dense) et descente de la matière froide (plus dense) : formation de **cellules de convection**
- Faible gradient thermique, car mécanisme très efficace (20 à 200 fois plus efficace que la conduction)
- Concerne le manteau asthénosphérique et le noyau externe

C) Le principe de la tomographie sismique

Les mouvements convectifs qui se déroulent dans le manteau sont visibles grâce à une méthode nommée tomographie sismique (+ principe).

⇒ anomalies de vitesse par rapport au modèle PREM

On constate ainsi grâce aux données thermiques que ce modèle en couches concentriques, s'il est pratique à utiliser, cache une réalité bien plus complexe. Le manteau terrestre montre des hétérogénéités de température qu'il conviendra par la suite d'expliquer...