

Chap. A1 : Un modèle de la structure interne du globe terrestre

Introduction : Depuis plusieurs siècles, les scientifiques cherchent à comprendre la formation, la structure et l'évolution de notre Terre. L'impossibilité pour l'Homme de remonter ou d'avancer dans le temps, de se déplacer dans les profondeurs du globe, l'oblige à construire un « **modèle** » pour trouver des explications. C'est-à-dire une **représentation la plus juste possible en fonction des connaissances du moment**. Un modèle est donc **en perpétuelle évolution** en fonction des avancées de la science. Il est construit à partir d'observations de terrain, de données expérimentales, de calculs ...

La construction d'un tel modèle permet d'évaluer les zones à risques sur Terre pour prévoir le moment où un évènement pourrait apparaître et être responsable d'une atteinte à la vie humaine.

Problématique : Quel est le modèle de la structure interne du globe, et sur la base de quelles données a-t-il été construit ?

I. Des contrastes importants entre continents et océans

La croûte terrestre est l'enveloppe la plus superficielle du globe. Visible sur les continents, elle se prolonge sous les océans mais les croûtes océanique et continentale n'ont pas du tout la même composition.

Quelles sont les caractéristiques des roches qui constituent les croûtes océanique et continentale ?

1) Définition d'une roche

Les roches **sont composées d'un assemblage ordonné de minéraux qui sont le plus souvent sous la forme de cristaux**. Dans la croûte terrestre, on distingue trois grands types de roches :

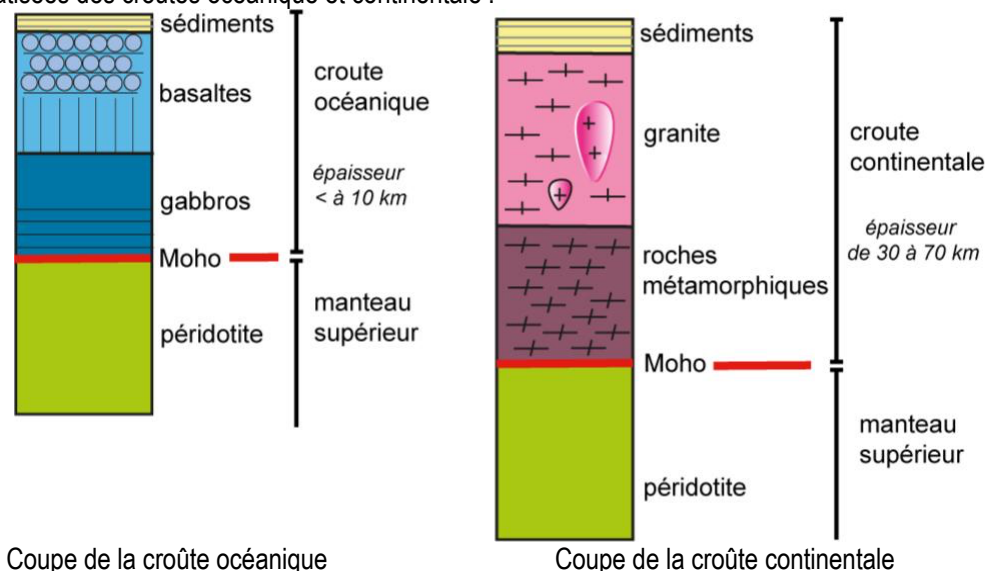
- Les **roches magmatiques** : résultant de la solidification d'un magma par refroidissement ;
- Les **roches sédimentaires** : résultant de l'accumulation et/ou transformation de sédiments (particules en suspension dans l'eau, l'atmosphère ou la glace et qui a fini par se déposer sous l'effet de la pesanteur) ;
- Les **roches métamorphiques** : résultant de la transformation à l'état solide d'une roche sédimentaire ou magmatique du fait de la modification des conditions environnantes [modification de la pression et/ou la température et/ou de la présence de fluide (eau)].

Au sein des roches magmatiques, on distingue deux types de roches :

- Les **roches volcaniques** : résultant de la **solidification rapide d'un magma en surface**. Elles sont caractérisées par la présence de **verre** incluant **quelques petits cristaux en baguettes (= microlithes) et des cristaux plus gros (phénocristaux)**. On qualifie alors la structure ou texture (= agencement des différents éléments au sein de la roche) **comme une structure ou texture microlitique** ; *Ex : basalte*
- Les **roches plutoniques** : résultant de la **solidification lente d'un magma en profondeur**. Elles sont caractérisées par la présence uniquement de **minéraux cristallisés et jointifs**. On parle alors de **structure ou texture grenue**. *Ex : gabbro, granite*

2) Les roches des différentes enveloppes de la Terre

La croûte océanique et la croûte continentale ne font pas la même épaisseur et ne sont pas composées des mêmes roches. Voici les coupes schématisées des croûtes océanique et continentale :



- ⇒ La **croûte océanique** est caractérisée par la présence de roches magmatiques nommées **basaltes** et **gabbros**.
- ⇒ La **croûte continentale** est caractérisée par la présence de **granite** et de roches métamorphiques tels les **gneiss**.

Le **manteau** quant à lui est constitué d'un seul type de roches appelée **péridotite**.

Couche	Épaisseur	Densité	Roches caractéristiques		Minéraux principaux
Croûte océanique	7-10km	2,9	Basalte	<ul style="list-style-type: none"> ● Roche magmatique volcanique ● Texture microlitique 	Verre + phénocristaux et microlites de : <ul style="list-style-type: none"> - Pyroxène - Plagioclases
			Gabbro	<ul style="list-style-type: none"> ● Roche magmatique plutonique ● Texture grenue 	Phénocristaux de : <ul style="list-style-type: none"> - Pyroxène - Plagioclases
Croûte continentale	30-70km	2,7	Granite	<ul style="list-style-type: none"> ● Roche magmatique plutonique ● Texture grenue 	Cristaux de : <ul style="list-style-type: none"> - Quartz - Feldspath - Micas (biotite et muscovite)
Manteau	Jusqu'à 2900km	3,3	Péridotite	<ul style="list-style-type: none"> ● Roche mantellique ● Texture grenue 	Cristaux de : <ul style="list-style-type: none"> - Olivine (majoritaire) - Pyroxène

Vocabulaire

- Microlite : petit cristal
- Phénocristaux : gros cristaux
- Texture microlitique : roche constituée de petits cristaux (microlites) au sein d'une matrice vitreuse ou verre
- Texture grenue : roche constituée de cristaux jointifs et visibles à l'œil nu

II. L'apport des études sismologiques à la connaissance du globe terrestre

Comment l'étude des ondes sismiques permettent-elles de comprendre la structure interne du globe ?

1) Les ondes sismiques

Les roches du sous-sol sont soumises à des **contraintes** (= ensemble de forces s'appliquant sur les terrains). Ces contraintes s'accumulent et lorsqu'elles dépassent la résistance des roches, ces dernières rompent et libèrent brutalement de l'énergie : c'est un **séisme**. L'énergie libérée par un séisme fait vibrer les roches de proche en proche et entraîne la propagation d'**ondes sismiques**. Elles sont émises dans tous les sens à partir du **foyer** :

- Les **ondes P** (premières), les plus rapides, se propagent dans les **solides** et dans les **fluides** ;
- Les **ondes S** (secondes), plus lentes, ne peuvent se propager que dans les **solides** ;
- Les **ondes de surface**, les moins rapides, se propagent seulement dans les **couches superficielles** du globe.

2) Les enseignements de l'étude de la propagation des ondes sismiques.

La vitesse de propagation des ondes sismiques dépend de :

- la nature des matériaux : leur composition chimique, leurs propriétés mécaniques ...
- la température,
- la densité.

Ainsi les ondes se propagent d'autant **plus vite** que :

- ⇒ le matériau est **froid** et **cassant**. Elles ralentissent lorsque le matériel est chaud et **ductile** (= matériel qui se déforme sans se casser) ;
- ⇒ le matériau est **dense**.

Par analogie avec les rayons lumineux, on parle de **rais sismiques** pour désigner les trajectoires suivies par les vibrations sismiques. La propagation des ondes sismiques en profondeur obéit **aux lois de Snell-Descartes** (lois physiques sur la propagation de la lumière). Lorsqu'une onde sismique atteint l'**interface** entre deux milieux de densité donc de nature différente :

- sa **vitesse** est modifiée ;
- sa **direction** est modifiée :
 - elle est d'une part **réfractée** (en changeant de milieu sa trajectoire est déviée),
 - d'autre part **réfléchi** (dans le même milieu).

L'interface est appelée **discontinuité**.

Ainsi l'étude des vitesses de propagation des ondes sismiques a permis de construire un modèle de structure interne du globe, le **modèle PREM** (*Preliminary Reference Earth Model*). La structure interne du globe est caractérisée par :

- une structure en **couches concentriques** de différentes densités : la **croûte**, le **manteau** et le **noyau** ;
- la présence de **discontinuités** entre ces couches :
 - o le **Moho** (ou discontinuité de Mohorovic) qui sépare la **croûte** (océanique ou continentale) du manteau. Cette discontinuité est située à 7-10 km de profondeur sous la croûte océanique et entre 30 et 70 km de profondeur sous la croûte continentale,
 - o la **discontinuité de Gutenberg** à 2 900km de profondeur entre le manteau et le noyau,
- Une couche liquide (les ondes S ne s'y propagent pas) qui constitue le **noyau externe**.

3) La distinction lithosphère - asthénosphère

Entre 120 et 220 km de profondeur, les ondes sismiques sont ralenties sans qu'il y ait de discontinuité. Cette zone correspond à la **LVZ** (low velocity zone) ; c'est la partie supérieure de l'**asthénosphère**, enveloppe ductile et déformable qui est surmontée par la **lithosphère** rigide et cassante. La limite entre la lithosphère et l'asthénosphère correspond à l'isotherme 1300°C, température à partir de laquelle la péridotite change de comportement.

⇒ Ainsi la limite entre ces deux enveloppes ne correspond pas à une différence de nature de roche mais à une différence de comportement mécanique (cassant / ductile).

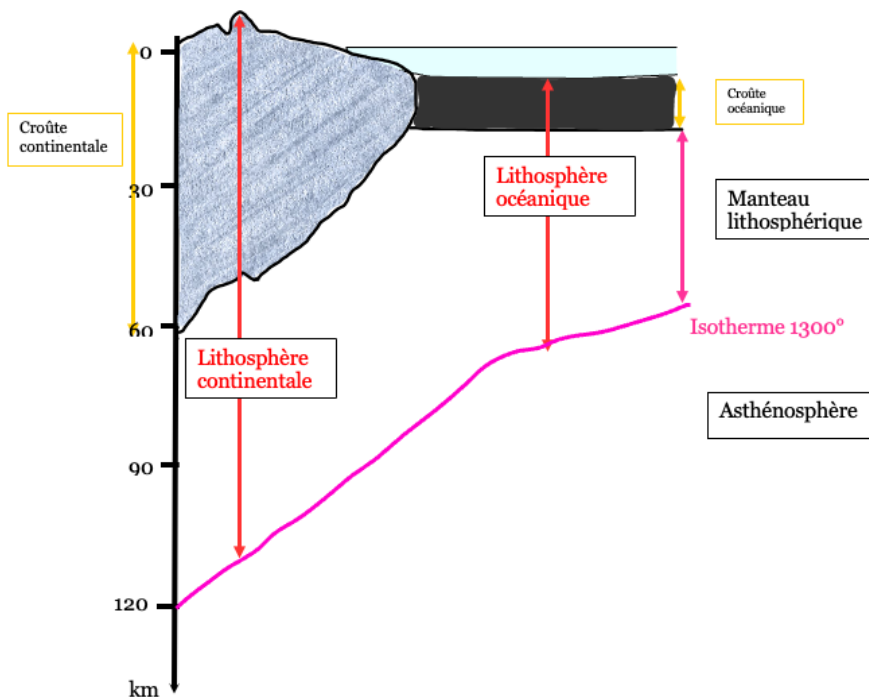


schéma de la lithosphère et de l'asthénosphère

D'après - Banque de schémas - SVT - Académie de Dijon - modifié

Attention ! il ne faut pas confondre croûte et lithosphère. La lithosphère comprend la croûte et la partie rigide du manteau (= manteau lithosphérique).

III. L'apport des études thermiques dans la construction du modèle interne de la Terre

Comment l'étude de la température interne du globe et de sa dissipation complète-t-elle le modèle de la structure interne du globe ?

1) Le géotherme terrestre

La température interne de la Terre croît avec la profondeur, c'est le **gradient géothermique**. En moyenne, cette augmentation est de 30°C par km dans les couches superficielles de la Terre. Ce gradient est presque toujours positif et révèle l'existence d'une énergie thermique à l'intérieur du globe terrestre, dont les sources sont la radioactivité de certains isotopes, le refroidissement de la Terre.

Cette énergie est transférée de l'intérieur vers l'extérieur de la planète selon deux modes :

- la **conduction** : transfert de chaleur, sans déplacement de matière ;
- la **convection** : transfert de chaleur par déplacement de matière.

Le **manteau** terrestre est animé de mouvements de convection de roches à l'**état solide**.

2) Des hétérogénéités thermiques au sein du manteau

La propagation des ondes sismiques dans la Terre révèle des **anomalies de vitesse** par rapport au modèle PREM. La **tomographie sismique** est une méthode utilisant les enregistrements des séismes pour cartographier la structure interne de la terre. Ces anomalies de vitesse par rapport au modèle PREM sont interprétées comme des **hétérogénéités thermiques** au sein du manteau :

- au niveau des **dorsales** (chaînes de montagnes sous-marines), on observe des **anomalies négatives** qui mettent en évidence une vitesse plus faible que celle calculée avec le modèle PREM : les ondes sont ralenties => elles traversent un matériau chaud et plus ductile : ceci est interprété comme une **remontée du manteau à l'aplomb des dorsales**.
- au niveau des zones de **subduction**, on observe des **anomalies positives**. Les ondes sont accélérées par rapport aux prévisions du modèle => elles traversent un matériau froid et cassant : ceci est interprété comme la **plongée de la lithosphère froide dans l'asthénosphère plus chaude**.

La LVZ est ainsi le niveau de **découplage** (de glissement) permettant à la lithosphère de se déplacer de façon plus ou moins indépendante par rapport au manteau asthénosphérique sous-jacent.