

L'intérieur du globe est inaccessible directement au delà de quelques km (Pour info : le forage le plus profond : effectué par la Russie de 1970 à 1989 : **12 262 m** sur la presqu'île de Kola). La structure interne de la Terre est donc connue qu'indirectement. Ce sont **les données sismiques** qui ont été utilisées pour établir un modèle de la structure du globe.

## I – L'apport de la sismologie à la connaissance de la structure du globe

### 1. Les caractéristiques des ondes sismiques

Les multiples séismes qui se produisent assez près de la surface engendrent des **ondes** dont certaines se propagent vers l'intérieur, traversant la sphère terrestre de part en part.

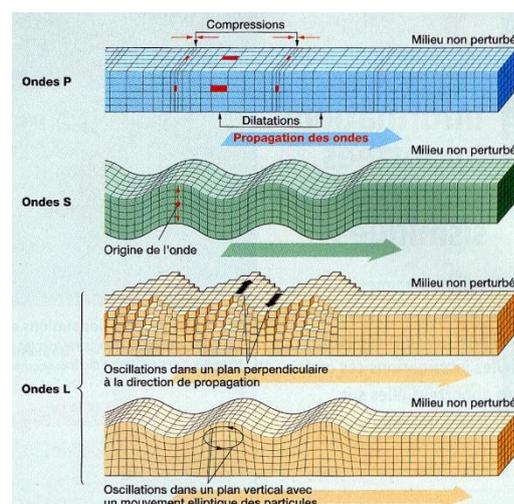
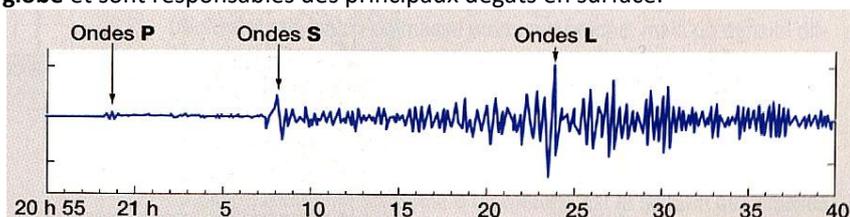
1.1. Les différents types d'ondes : L'enregistrement d'un séisme (**sismogramme**) par un **sismographe** révèle l'existence de plusieurs types d'ondes : les **ondes de volume** et de **surface**.

Parmi les ondes de volume, on distingue :

Les **ondes P** (« Premières ») : **ondes longitudinales de compression-dilatation** qui se déplacent dans les **solides** et les **liquides**.

Les **ondes S** (« Secondes ») : **ondes transversales de cisaillement** qui ne se propagent qu'en milieu **solide**.

Les ondes du surface (**ondes L** = Love et **R** = Rayleigh) sont moins rapides mais de **grande amplitude** ; elles se propagent dans les **couches superficielles du globe** et sont responsables des principaux dégâts en surface.



1.2. La trajectoire et la vitesse des ondes obéissent aux **lois de l'optique** (*Loi de Descartes*).

**Voir exercice 1 : Les lois physiques sur la propagation des ondes sismiques**

La trajectoire d'une onde sismique dépend de l'**angle d'incidence** avec lequel elle arrive sur une **surface de discontinuité** (= limite / frontière virtuelle entre 2 milieux de composition chimique ou d'état différents)

En effet, suivant cet angle d'incidence, l'onde aura 2 destinées, elle est soit :

- **réfléchi**e : elle ne passe pas du milieu 1 au milieu 2 si l'angle d'incidence dépasse un **angle limite**. Dans ce cas  $i = r$ .
- **réfractée** : elle passe du milieu 1 au milieu 2 avec un **angle de réfraction** différent de l'angle d'incidence ( $i \neq r$ ) et sa **vitesse varie brusquement** : elle est soit **ralentie**, soit **accélérée**.

La vitesse des ondes sismiques dépend :

- de la **nature** du matériau traversé c'est-à-dire de sa **composition chimique** et de sa **structure minéralogique** (ex. vitesses différentes dans un granite, un schiste, une argile, un calcaire...);
- de l'**état physique** du matériau qui peut être **liquide** (magma), **solide** ou un état intermédiaire dit **ductile**. Cet état de la matière dépend de 2 composantes : la **température** et la **pression** donc par conséquent de la **profondeur**.

Remarque : Dans le globe, les variations lentes et continues de vitesse et les réfractions multiples sont dues aux élévations progressives de pression et de température et engendrent des **ondes « courbes »**.

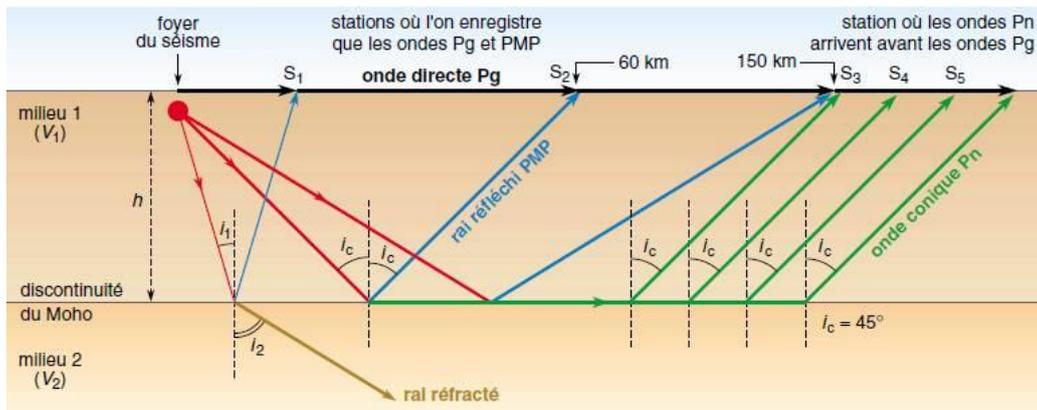
### 2. La mise en évidence des 2 types de croûtes

#### 2.1. L'apport des séismes

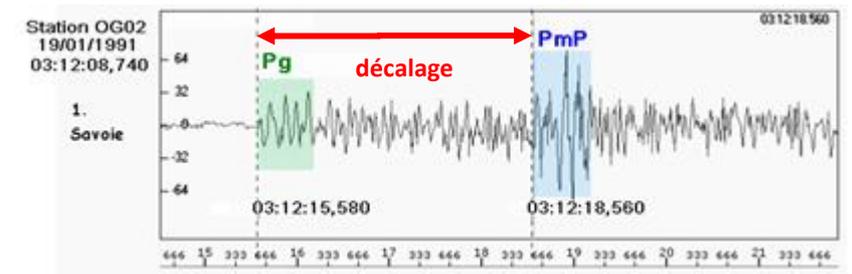
**TD2 : Une discontinuité superficielle, le Moho**

- *Un peu d'histoire des Sciences* : Andrija **Mohorovicic**, un scientifique croate, analyse l'arrivée des ondes sismiques sur un réseau de sismographes qu'il a placés dans la région de Zagreb.

Le **8 octobre 1909**, il observe les sismogrammes fournis par ses instruments, quant tout à coup, les stylets zigzaguent : voici les **ondes P**, puis les **ondes S**, puis...**de nouveau des ondes P** et de nouveau des ondes S. **Les ondes se sont dédoublées !** Ses appareils sont pourtant bien réglés ».



L'explication : Les **deux trains d'ondes P** successifs sont pourtant partis du même lieu et en même temps (= le **foyer**), ils circulent à la même vitesse. Il en déduit que leur **décalage** ne s'explique que par un **trajet différent** : Les **ondes Pg**, ont suivi un **chemin direct** proche de la surface jusqu'aux stations, à vitesse à peu près constante.



À partir d'une certaine distance de l'épicentre, l'arrivée des **ondes PmP** peut s'expliquer par le fait que ces ondes ont cheminé **en profondeur** et atteint une « **surface de réflexion** » (= une discontinuité) qui les a renvoyées vers la surface avec un angle de réflexion égal à l'angle limite d'incidence (= « **ondes coniques** »).

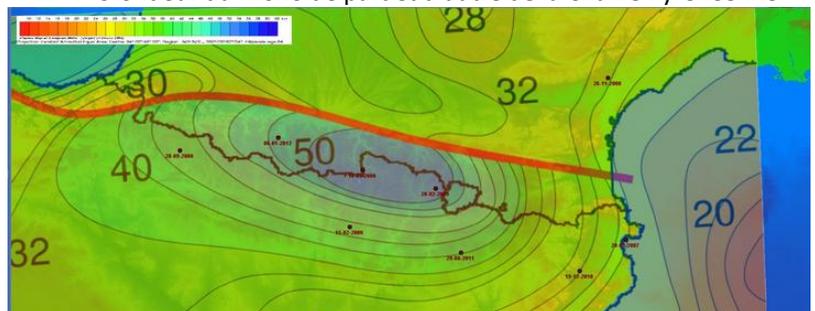
Cette discontinuité majeure est appelée le **Moho**, elle marque la limite entre la **CROÛTE** et le **MANTEAU**. Elle indique une composition chimique différente des roches (*discontinuité chimique*).

C'est ainsi que l'on estime :

L'épaisseur de la **croûte océanique** : **7 à 12 km**

L'épaisseur de la **croûte continentale** : **30 à 35 km** en moyenne ; plus faible sous les **bassins sédimentaires** (24 km sous la plaine d'Alsace ou la vallée du Rhône), plus élevée sous les **chaînes de montagnes** (50 km sous les Alpes, 70 km sous l'Himalaya).

Profondeur du Moho de part et d'autre de la Chaîne Pyrénéenne.



### 3. La mise en évidence de l'existence d'un noyau.

#### TP3 : La zone d'ombre sismique

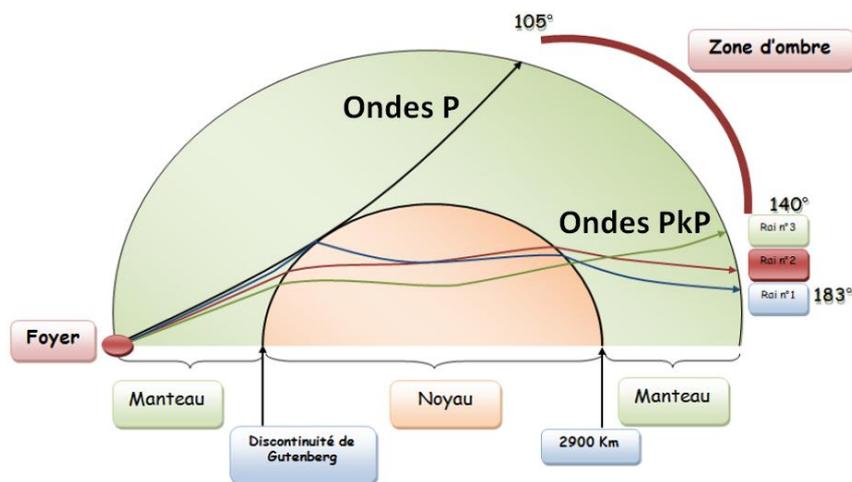
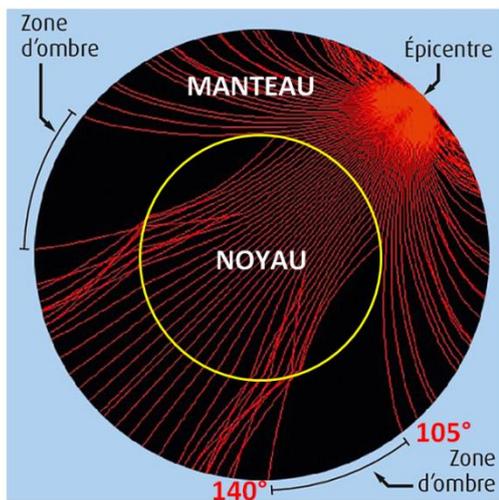
À la charnière du XIXe – XXe siècle, tous les scientifiques s'accordent pour dire que la Terre n'est pas une « *Terre magmatique* » mais que c'est une Terre solide constituée de **couches concentriques** séparées par des **discontinuités** dont les profondeurs vont peu à peu être précisées au cours du 1<sup>er</sup> quart du XXe siècle.

*Un peu d'histoire des sciences :*

En **1906**, **Oldham** constate que les **ondes S** captées à plus de 14 000 Km de l'épicentre d'un séisme arrivent avec un retard d'une dizaine de minutes sur le temps prévu.

Les **ondes P** sont, elles, recueillies par toutes les stations d'enregistrement, **sauf celles qui se trouvent dans une bande comprise entre 11 500 (105°) et 14 000 km (144°) de l'épicentre du séisme**. Au delà de cette « **zone d'ombre** », des ondes de compression (**Pkp**) réapparaissent, mais arrivent plus tard que prévu.

En **1912**, **Beno Gutenberg** interprète l'absence des ondes P dans la « zone d'ombre » comme le résultat de la **réfraction** de ces ondes à travers une **discontinuité majeure** dont il précise la profondeur. Cette discontinuité portera son nom, c'est la **DISCONTINUITÉ DE GUTENBERG**, elle se trouve à **2970 km** de la surface du globe.



- De 0 à 120 km : la structure du globe sera étudiée dans le détail (voir TP-Lithosphère-Asthénosphère).
- de 30 km jusqu'à 2970 km, la vitesse des ondes P et S augmente régulièrement (de 8 à 15 km.s<sup>-1</sup>) : cette partie du globe est donc de structure homogène et elle correspond au **MANTEAU terrestre** que l'on divise en **manteau supérieur** (→ 670 km) et en **manteau inférieur** (→ 2970 km).
- A 2900 km, les ondes rencontrent une surface de discontinuité : **ralentissement brutal des ondes P, disparition des ondes S**. Cette **discontinuité de Gutenberg** (1912), mise en évidence par la « **zone d'ombre sismique** » témoigne de la limite entre le manteau solide et un milieu liquide, le **NOYAU EXTERNE**.
- À 5150 km, la **discontinuité de Lehman** (1936), marque la limite entre le **noyau externe liquide** et le **NOYAU INTERNE solide** (= la **graine**) dans lequel la vitesse des ondes P accélère à nouveau.

#### 4. La notion de LITHOSPHERE – ASTHÉNSPHERE

##### 3.1. Le plan de Wadachi (1930) – Benioff (1955)

Certaines régions du globe bordées par une **fosse océanique** et plus généralement la ceinture péri-Pacifique (encore appelée « **ceinture de feu** ») montrent une répartition particulière des **foyers des séismes** (Archipel de Tonga-Kermadec, Chili, Antilles ...). En effet, Wadachi en 1930 et plus tard Benioff en 1955 avaient montré que les **foyers** des séismes pouvaient être contenus dans un **plan incliné** d'épaisseur égale à environ 100-120 km qui part de la **fosse** et plonge sous la zone volcanique (un arc volcanique ou une cordillère) : ce plan est nommé **plan de Wadachi – Benioff**.

##### 3.2. Un fait historique : enregistrements sismiques dans le Pacifique

En 1964, Jack Oliver, Bryan Isacks, et Lynn Sykes étudient les ondes P produites par un séisme profond dont l'**épicentre** se trouve à égale distance des stations sismiques Fidji et Tonga. Les ondes P directes parviennent **2 secondes plus tôt** à la station Tonga (Vava'u) qu'à la station Fidji. Le **manteau supérieur** aurait donc une **structure hétérogène** avec des matériaux plus denses et des matériaux moins denses.

Rem. : absence de foyers sismiques au-delà d'une profondeur de 670 km environ.

##### 3.3. Des zones de convergence des plaques : les zones de subduction

Les zones de subduction montrent des caractéristiques communes : une fosse océanique, un arc volcanique (=archipel) ou une chaîne de montagnes de type cordillère (ex. La cordillère des Andes), un bassin d'arrière-arc, une sismicité fréquente et de forte magnitude, enfin, un volcanisme de type explosif.

##### L'interprétation

- 1) le plan de **Wadati-Benioff** correspond au **plongement** d'une **plaque océanique rigide et froide** dans le **manteau plus chaud** ; cette plaque a une épaisseur d'environ **100 – 120 km** (soit bien plus que celle de la croûte océanique qui ne dépasse pas 12 km).
- 2) lors de son plongement, sous l'effet de contraintes énormes, cette plaque se fracture ce qui provoque des **séismes**.
- 3) ce **plongement crée des conditions propices à la fusion de roches**, ce qui explique le **volcanisme de surface** de type explosif.

L'ensemble des données recueillies permet de faire une synthèse : Ces zones du globe sont des **zones de subduction** au niveau desquelles une **plaque lithosphérique océanique** rigide et « froide » plonge dans le manteau asthénosphérique plus chaud et « ductile ». C'est ainsi que la croûte océanique, créée au niveau des dorsales, est recyclée dans les profondeurs du globe. La notion de « **plaque lithosphérique** » venait de naître, cette dernière correspond à la **croûte + la partie supérieure du manteau supérieur**.

Rem. : cette subduction peut se faire :

- entre une **plaque continentale** et une **plaque océanique** (cas de la plaque Pacifique sous le Pérou ou le Chili)
- entre **deux plaques océaniques** (cas de l'archipel de Tonga – Kermadec ou des Petites Antilles) = **subduction intra-océanique**

Rem. l'étude de la propagation des ondes sur les **300 premiers km** montre une zone à moindre vitesse, la **LVZ** (ou **Low Velocity Zone**), témoin d'une zone moins rigide et **ductile** : c'est sur cette couche « plastique » que se déplacent les **plaques lithosphériques**.

### III- L'apport de la géochimie et de la minéralogie

Voir tableau récapitulatif du TP1

1. CROÛTE OCÉANIQUE	2. CROÛTE CONTINENTALE*
<b>BASALTE</b> et de <b>GABBRO</b>	Roches de type <b>GRANITOÏDES</b> : <b>GRANITE</b> – GRANODIORITE ... et <b>MÉTAMORPHIQUES</b> : GNEISS – SCHISTES...
<b>MINÉRALOGIE</b>	
Les minéraux principaux sont les <b>feldspaths plagioclases</b> et les <b>pyroxènes</b> (gabbro), l' <b>olivine</b> (en plus dans les basaltes).	2 minéraux principaux : le <b>quartz</b> et les <b>feldspaths (plagioclases et orthose)</b> auxquels sont associés des <b>micas</b> comme la <b>biotite</b> (mica noir) ou la <b>muscovite</b> (micas « blanc ») et parfois de l' <b>amphibole</b> (hornblende verte)
<b>STRUCTURE (Texture)</b>	
<b>BASALTE</b> : les minéraux ne sont pas jointifs : des cristaux très peu visibles à l'œil nu ( <b>phénocristaux</b> ) et des <b>microlites</b> (sous forme de paillettes, baguettes de feldspaths) sont épars dans une matière non cristallisée appelée <b>verre</b> (ou <b>pâte</b> ) <b>Structure MICROLITHIQUE</b>	<b>GRANITE</b> : tous les minéraux sont visibles à l'œil nu (millimétriques, centimétriques et parfois plus) et jointifs, engrenés les uns dans les autres. <b>Structure GRENUE</b>
<b>GABBRO</b> : tous les minéraux sont visibles à l'œil nu (au moins centimétriques) et jointifs, engrenés les uns dans les autres. <b>Structure GRENUE</b>	
<b>COMPOSITION CHIMIQUE</b>	
Ce sont des <b>silicates d'alumine</b> riches en <b>minéraux ferro-magnésiens</b> (Fe, Mg)	Le granite est un <b>silicate d'alumine</b> riche en <b>minéraux alcalins</b> (Na, K)
<b>DENSITÉ (masse volumique)</b>	
$2,8 < d < 3,2$	$2,4 < d < 2,7$ .
<b>CLASSIFICATION</b>	
<b>BASALTE : ROCHE MAGMATIQUE VOLCANIQUE</b> <b>GABBRO : ROCHE MAGMATIQUE PLUTONIQUE</b>	<b>GRANITE : ROCHE MAGMATIQUE PLUTONIQUE</b>

\*On ne tient pas compte de la couverture sédimentaire (sables, argiles, calcaires...)

Rem. : La structure d'une roche, c'est-à-dire l'agencement de ses minéraux, dépend de la **vitesse de refroidissement du magma** qui lui a donné naissance.

- La **structure grenue** témoigne d'un **refroidissement lent en profondeur** dans une **chambre magmatique** : dans ce cas, les minéraux ont le temps de « pousser », de grandir [Les atomes s'assemblent en mailles → Cf : Cours de 1<sup>ère</sup> Scientifique] .
- La **structure microlitique** témoigne d'un **refroidissement rapide voire très rapide** (selon l'importance de la part du verre et des microlites), dans la **cheminée volcanique** ou en **surface** : dans ce cas, les minéraux n'ont pas le temps de « pousser », de grandir [Les atomes ne s'assemblent en mailles, cette matière amorphe constitue le « verre ».

### 3. La roche du MANTEAU

C'est globalement une **PÉRIDOTITE** mais sa structure (*la maille*) varie en fonction de la profondeur.

- roche à **structure grenue**, riche en **minéraux ferro-magnésiens** constituée à 90% d'**olivine** et à 10% de **pyroxène**.
- Sa **densité** est supérieure à celle des roches de la croûte ( $d = 3,2$  à  $3,4$ ).

Les différences de **densité** des roches liées à leur composition chimique et à leur minéralogie expliquent la répartition des **altitudes** sur le globe selon une **courbe bimodale** : des continents en surface, un plancher océanique en profondeur.

