

Thème C : La dynamique interne de la Terre

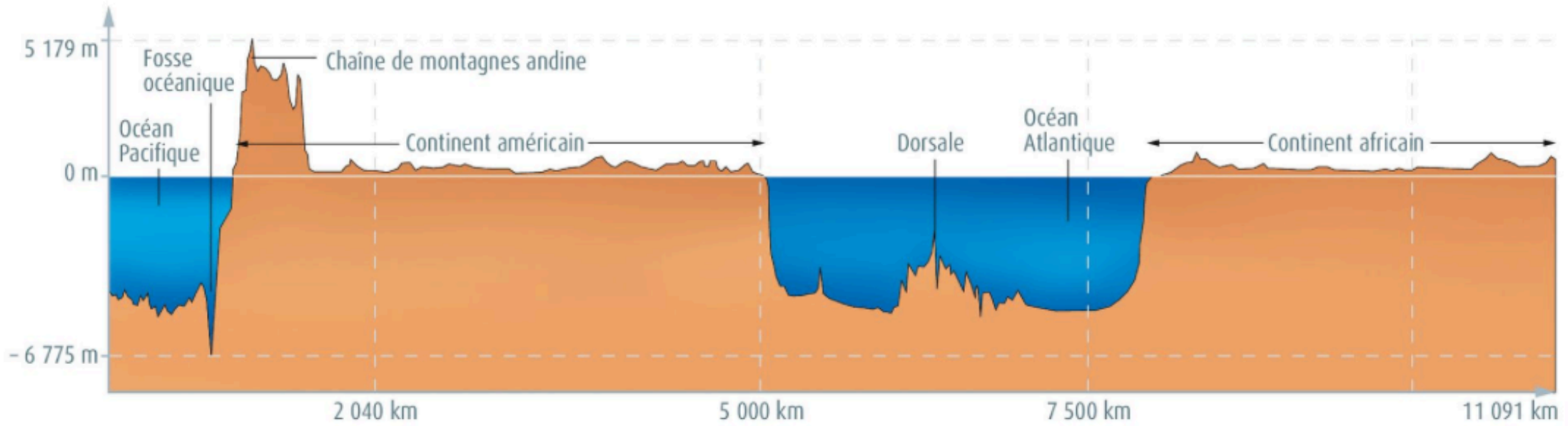
Chapitre C1 : La structure du globe terrestre

Problématique : Comment expliquer le contraste entre les océans et les continents ?

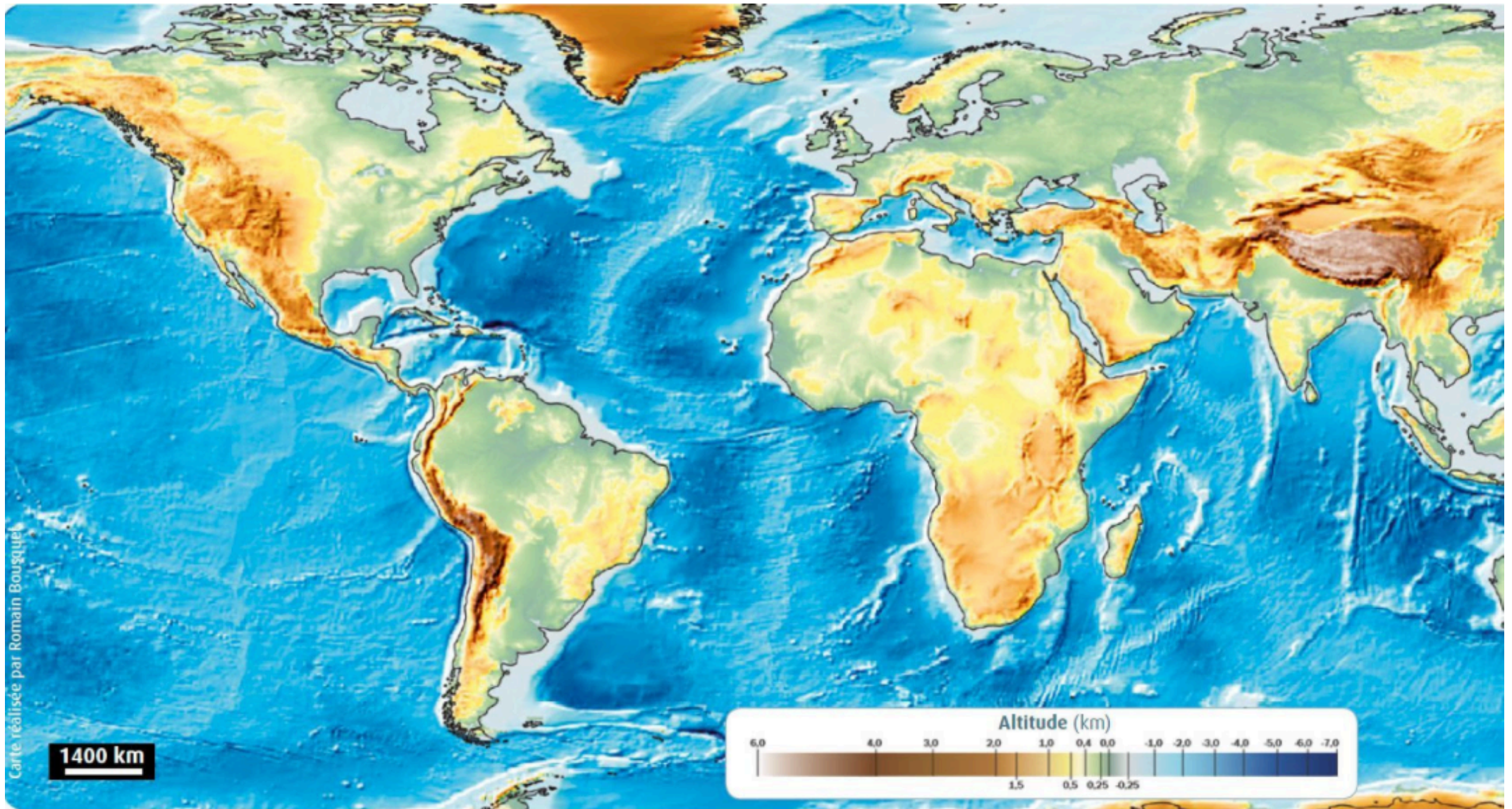
I. Les différences continents - océans

1) Comparaison des altitudes

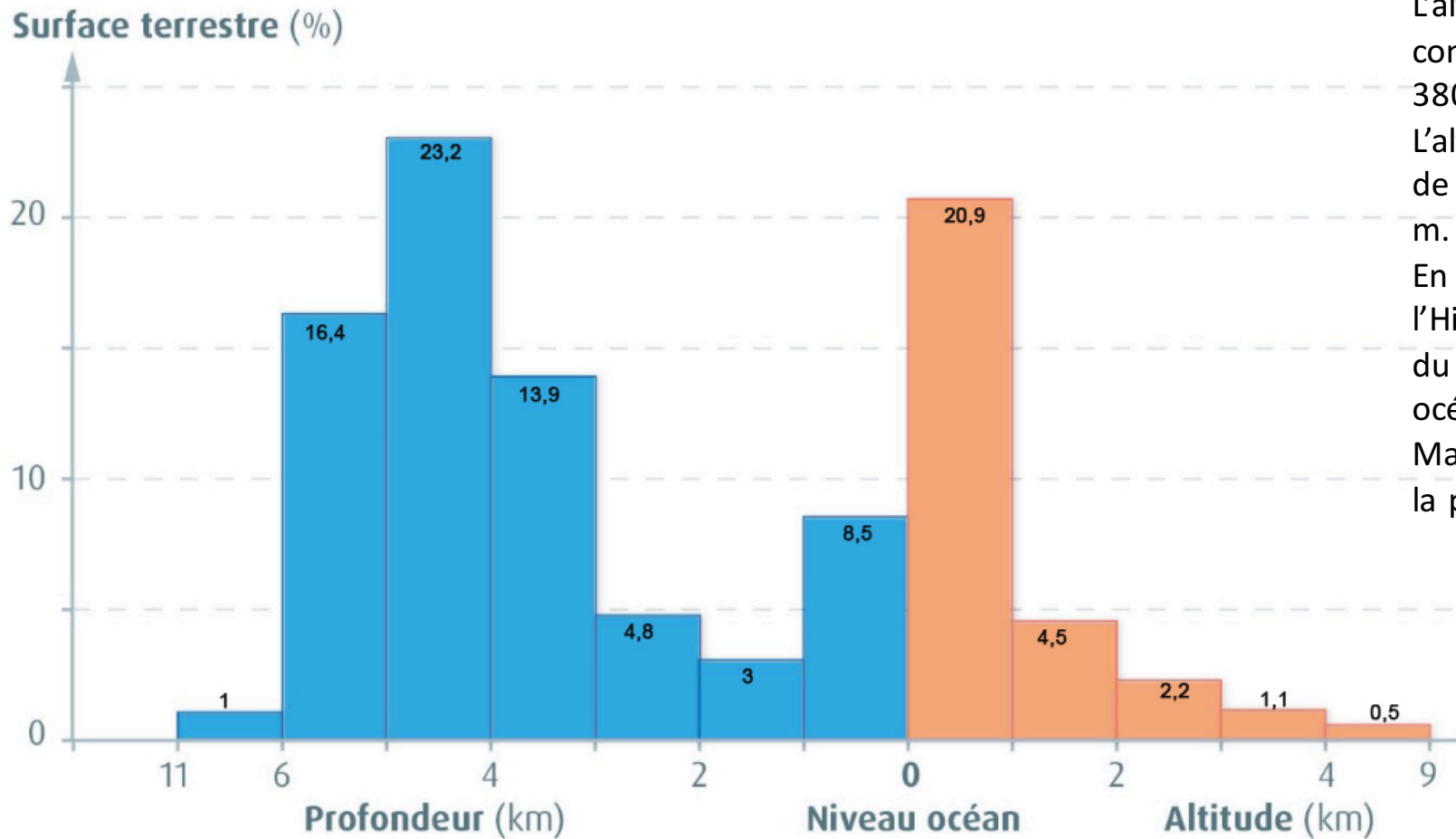
Profil des altitudes terrestres de l'Atlantique sud à l'Afrique



Carte mondiale des altitudes terrestres.



Pourcentage de surface terrestre selon l'altitude



Ce graphique représente les pourcentages de surface terrestre solide (croûte terrestre) selon l'altitude.

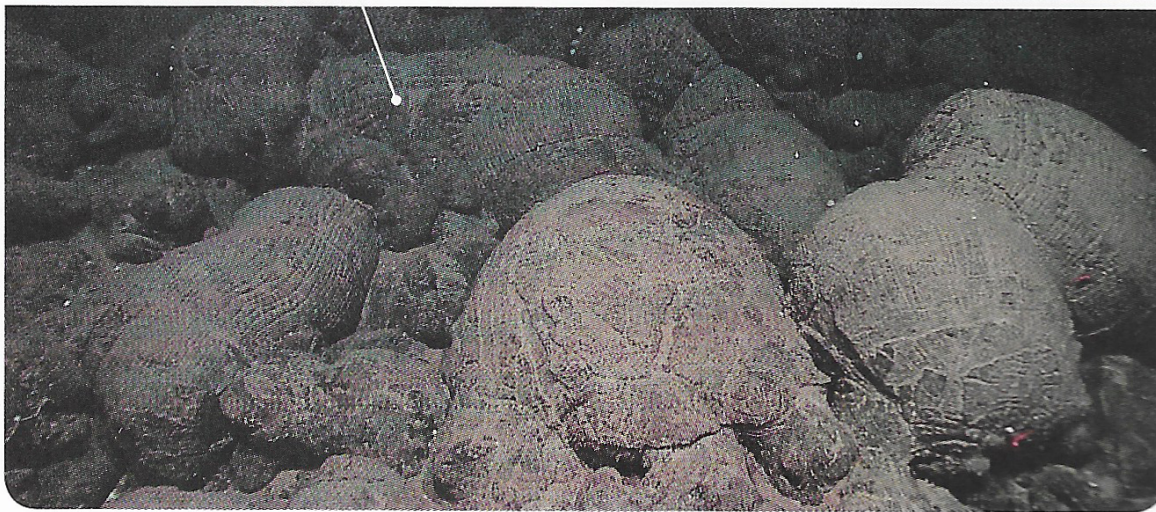
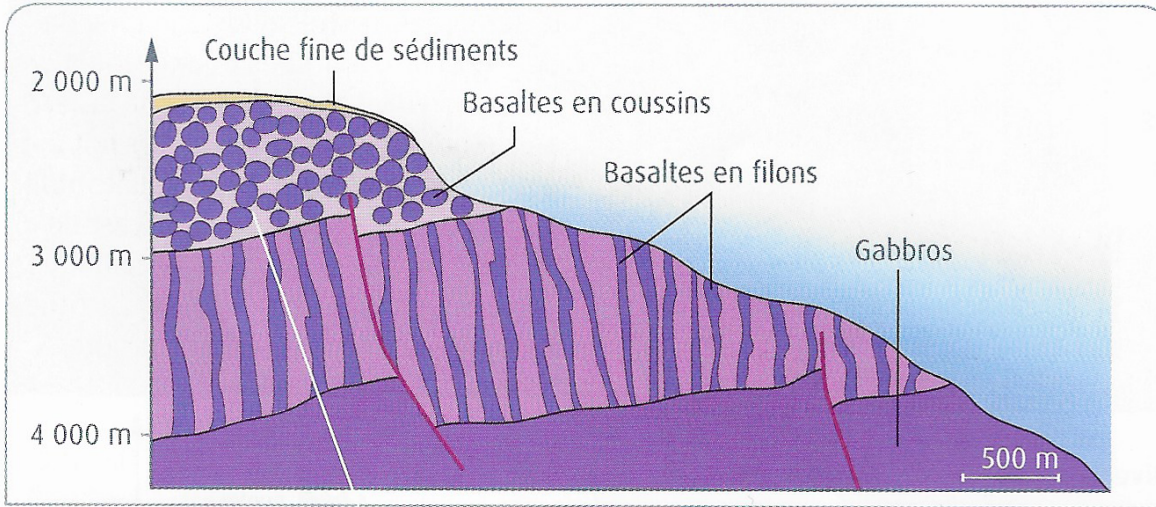
L'altitude moyenne en milieu continental est de + 840 m et de - 3800 m en milieu océanique.

L'altitude moyenne de l'ensemble de la croûte terrestre est de -2200 m.

En milieu continental, l'Everest dans l'Himalaya est le plus haut sommet du monde avec +8848 m. En milieu océanique c'est la fosse des Mariannes qui atteint la profondeur la plus importante : -11022 m

2) Comparaison de la catégorie et de la densité des roches

Schéma d'une coupe de croûte océanique au niveau de la faille de Vema dans l'océan Atlantique

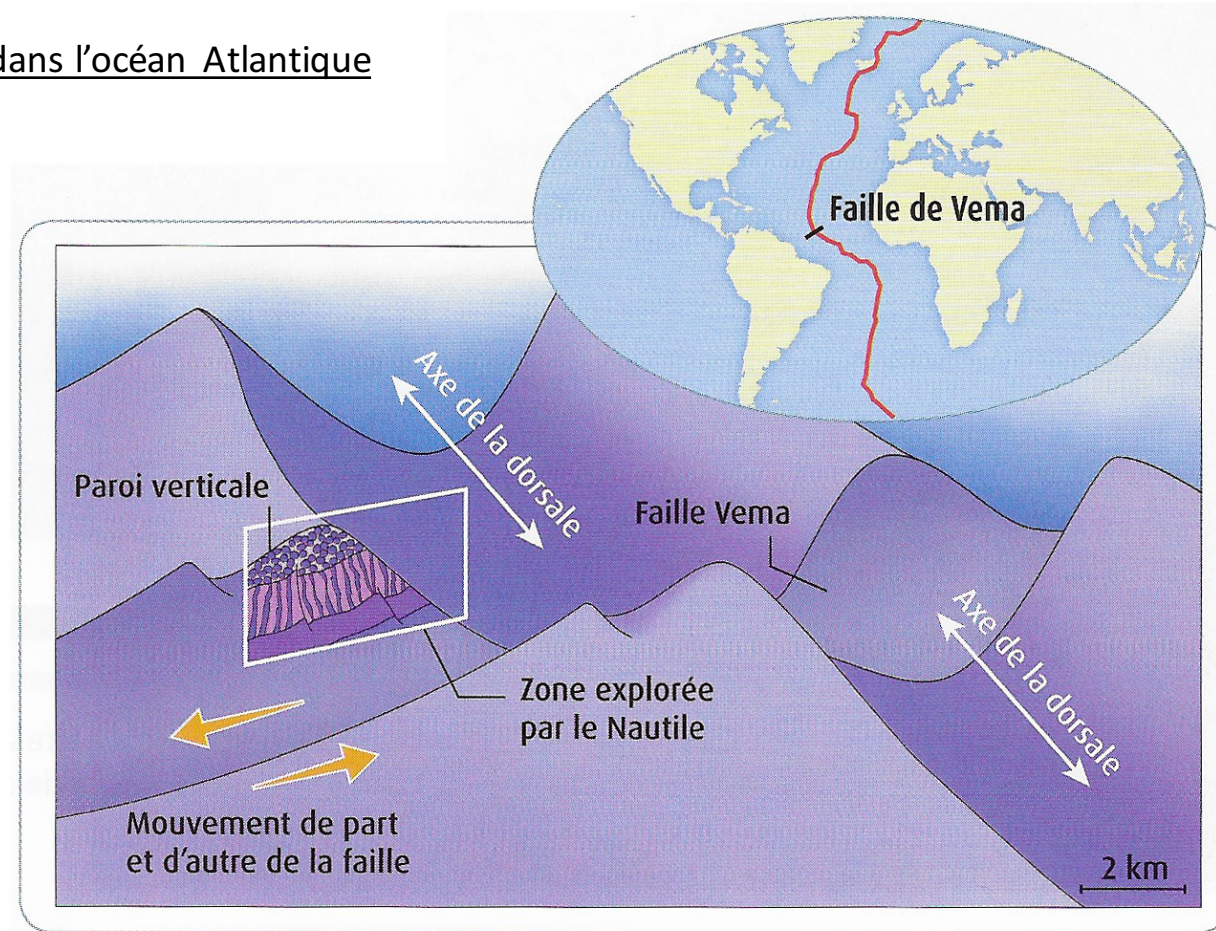


3 Schéma de la succession des roches de la croûte océanique dans la zone explorée.



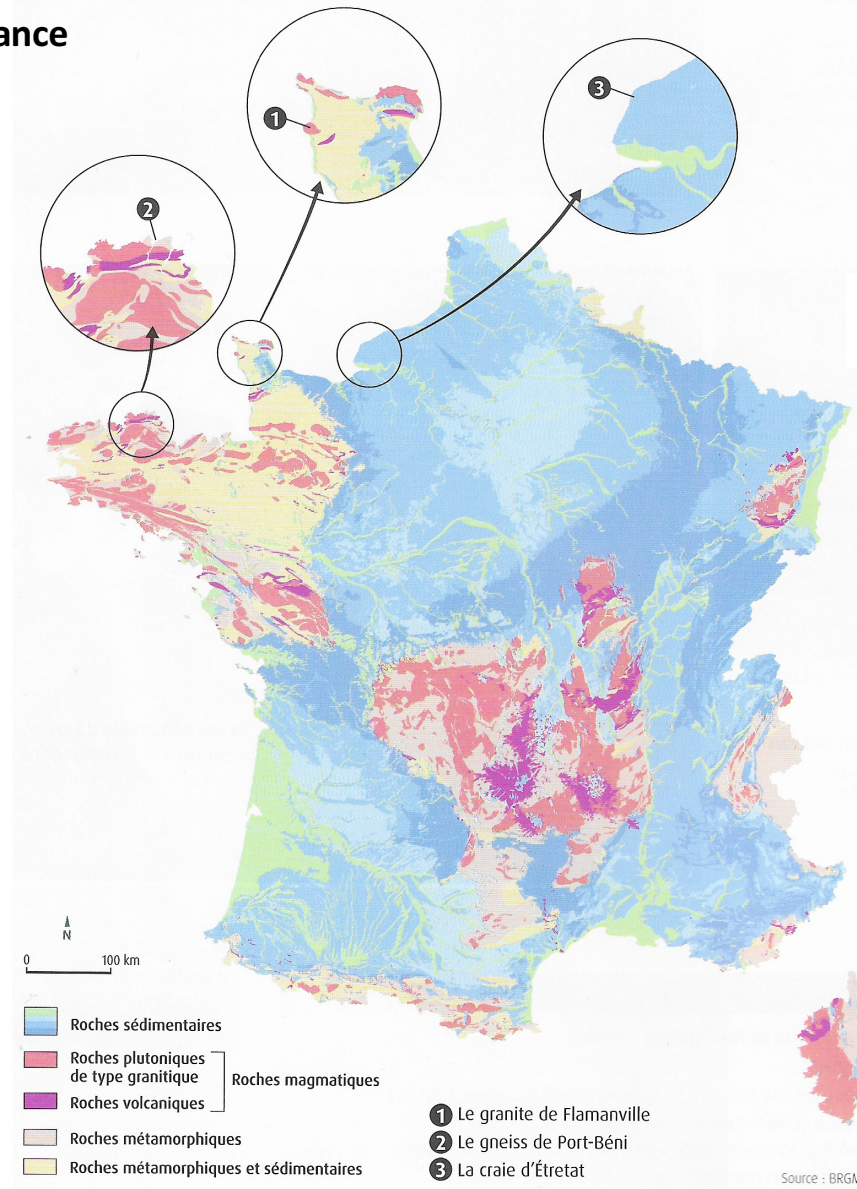
1 Le sous-marin Nautilus. Ce sous-marin a effectué plusieurs plongées lors de la campagne de 1987 pour observer les roches en place et prélever des échantillons.

Localisation de la faille Vema dans l'océan Atlantique



2 Localisation de la zone d'exploration. La dorsale médio-atlantique est segmentée par des failles. Celles-ci décalent des portions de la dorsale, rendant visible la croûte océanique, en coupe. La zone explorée est encadrée en rouge, elle est agrandie dans le doc. 3.

Carte géologique simplifiée de la France



Quelques roches typiques continentales :

- Roche magmatique : **le granite**
- Roche métamorphique : **le gneiss**
- Roche sédimentaire : **le calcaire, le grès**

3) Comparaison de la composition et de la texture des roches

LE BASALTE



a.

12 Basalte.

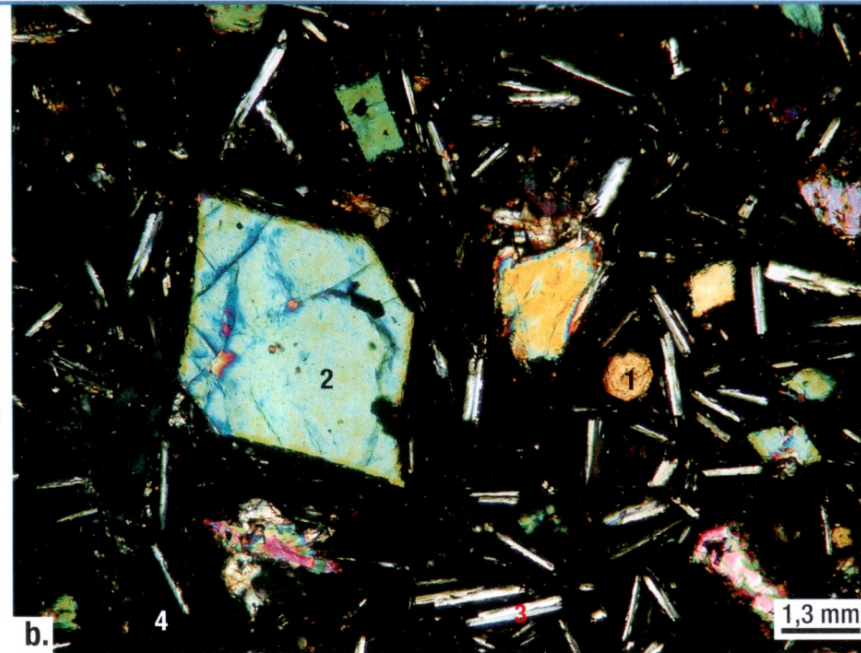
a. Échantillon de basalte provenant d'une coulée de lave.

b. Lame mince de basalte observée au microscope optique (x25) en lumière polarisée analysée.

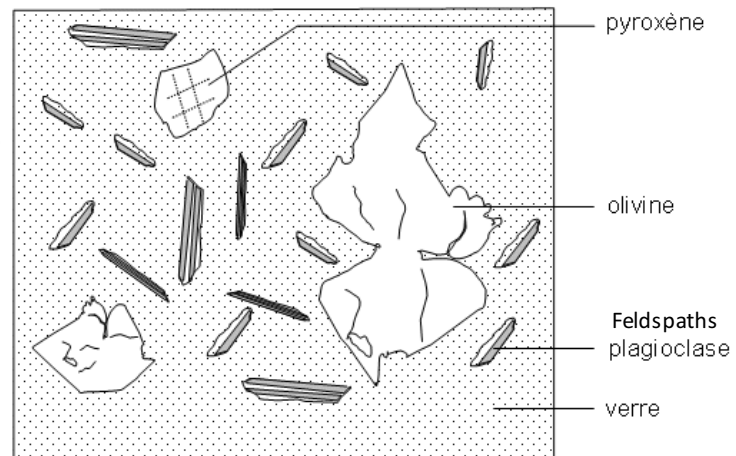
1. Pyroxène – 2. Olivine

3. Plagioclase – 4. Verre

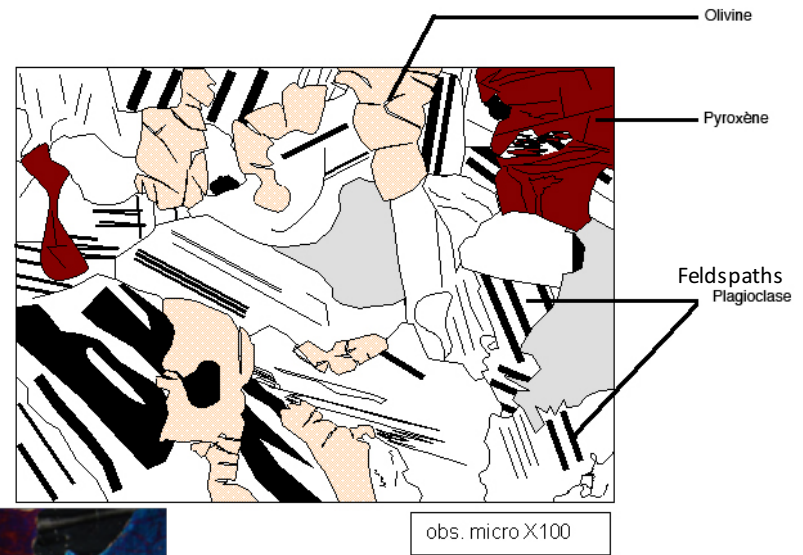
L'état de cristallisation et la taille des cristaux caractérisent la structure de la roche. Ce basalte a une structure microlitique.



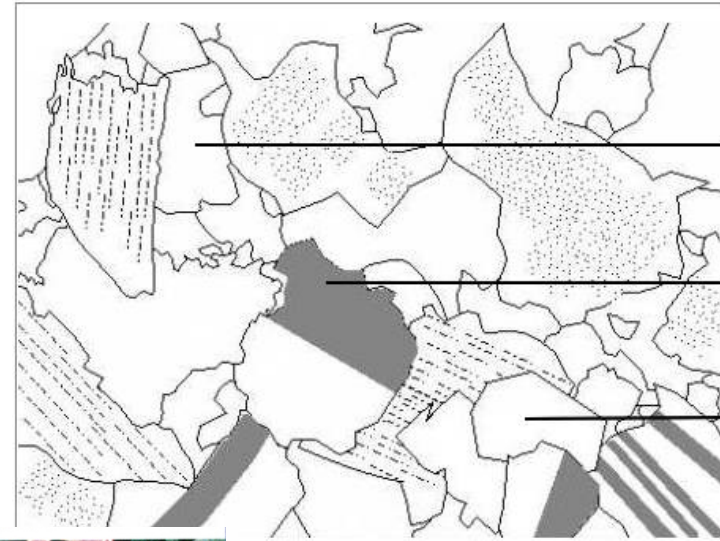
b.



LE GABBRO



LE GRANITE



QUARTZ

FELDSPATH

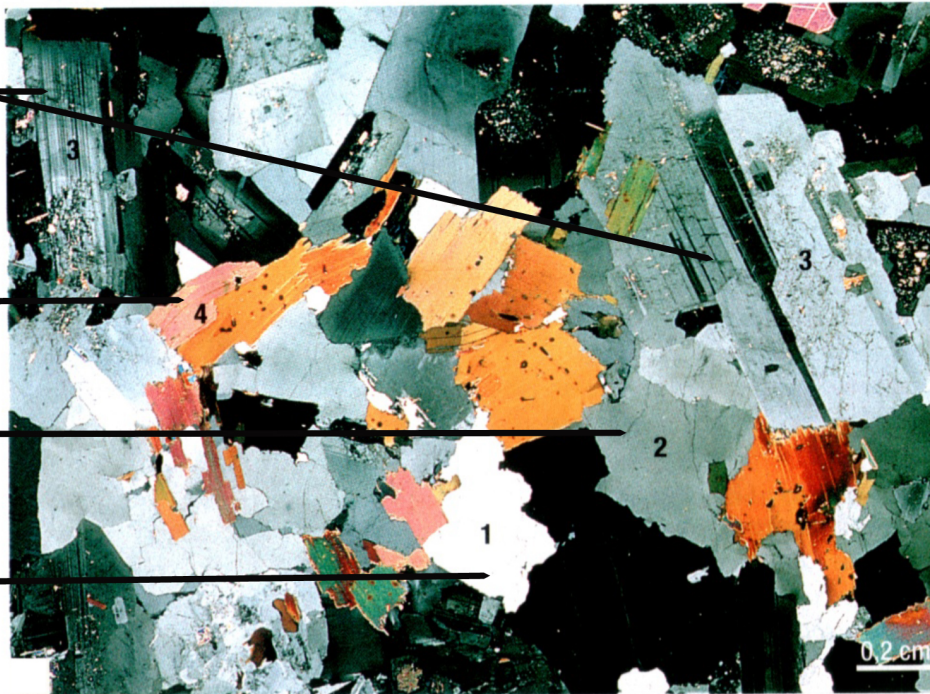
MICA

Feldspath
plagioclase

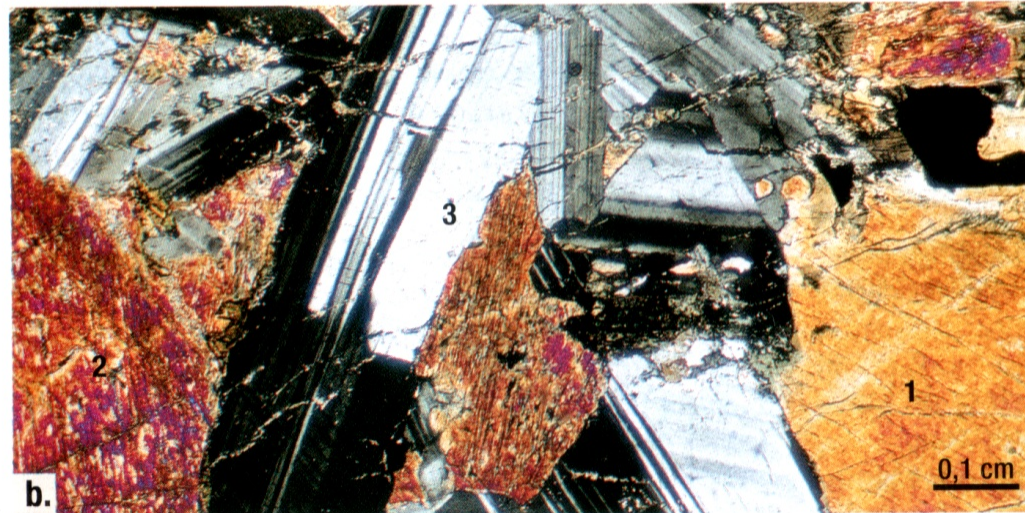
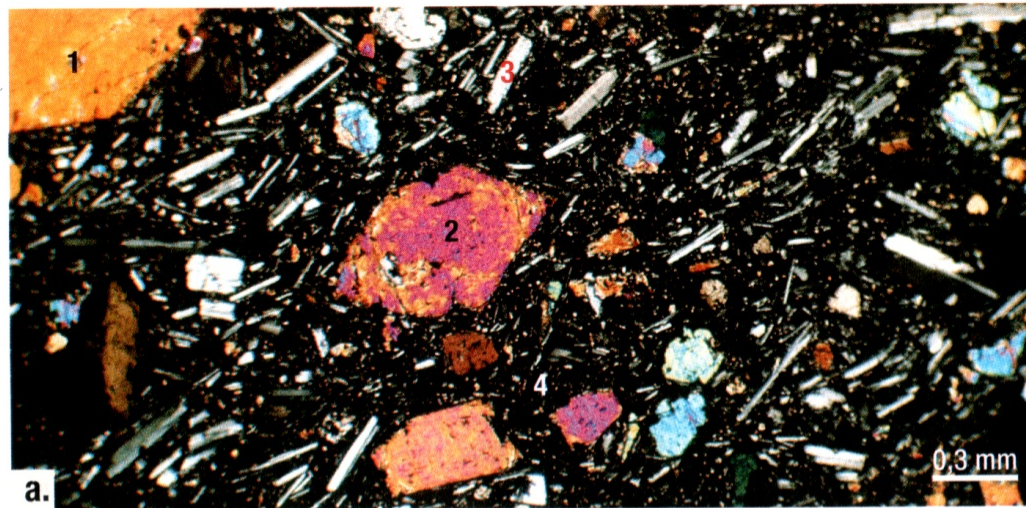
Mica noir (biotite)

Feldspath
orthose

Quartz



Comparaison: texture microlitique et texture microgrenue



27 Lames minces d'un basalte (a.) et d'un gabbro (b.) observées au microscope optique en lumière polarisée analysée.

1. Pyroxène $(Mg,Fe)SiO_3$ 2. Olivine $(Mg,Fe)_2SiO_4$ 3. Plagioclase $CaAl_2Si_2O_8$ 4. Verre

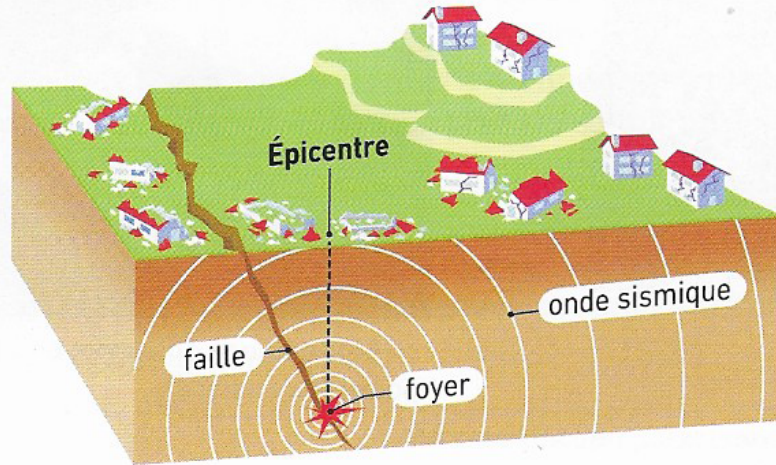
II. Les enveloppes internes du globe révélées par les études sismologiques et thermiques

Quelques informations avant de commencer :

Les séismes et la propagation des ondes sismiques

Rappels sur l'origine d'un séisme :

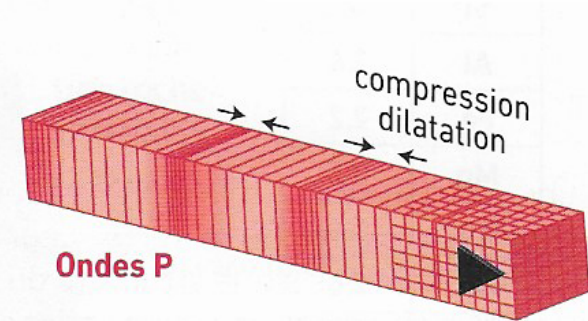
L'énergie libérée au niveau du foyer sismique est dissipée sous forme d'**ondes sismiques*** se propageant à travers les roches. L'épicentre* est le point de surface à la verticale du foyer, le plus rapidement atteint par les ondes.



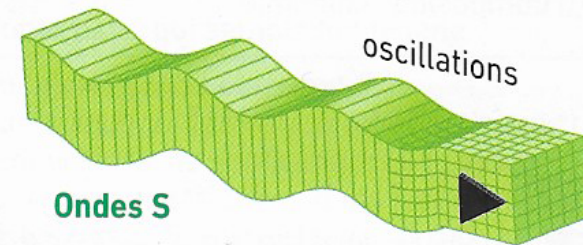
Les **ondes de volume** se propagent à l'intérieur du globe dans toutes les directions. Elles sont de deux types :

- Les **ondes P** sont les plus rapides, elles se propagent aussi bien dans les solides que les liquides, par compression-dilatation des matériaux traversés.
- Les **ondes S** de cisaillement se propagent uniquement dans les milieux solides, par oscillation.

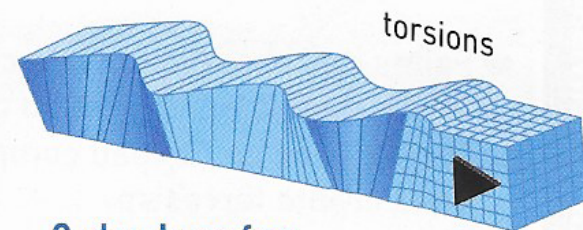
Les **ondes de surface** se propagent uniquement dans les couches superficielles du globe. Elles sont moins rapides mais de grande amplitude, responsables des dégâts occasionnés par le séisme.



Ondes P

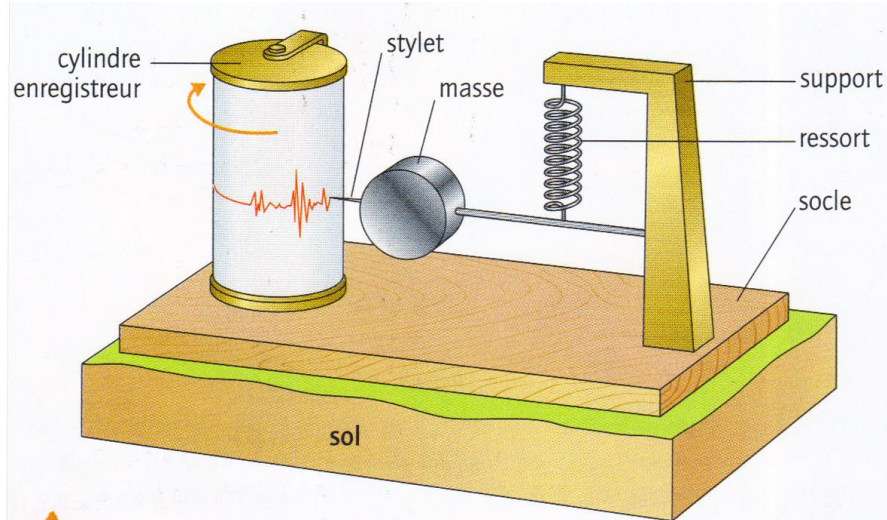


Ondes S



Ondes de surface

Mouvements verticaux du sol



1 Un appareil d'enregistrement : le sismographe.

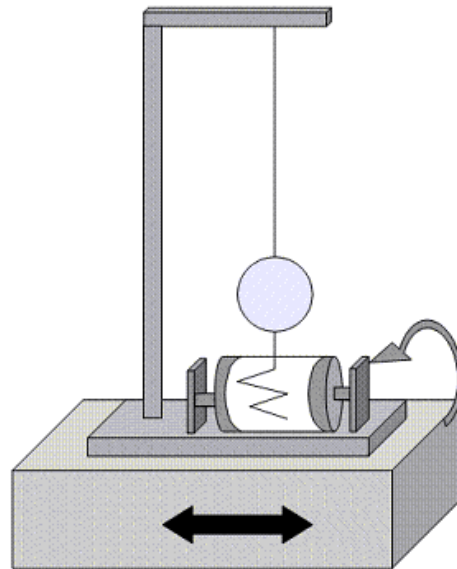
Sismographe

■ Les vibrations provoquées par un séisme sont dues à des **ondes sismiques** qui se propagent dans toutes les directions. Les ondes sont enregistrées par un **sismographe** : le socle de l'appareil et le cylindre enregistreur (fixés au sol) vibrent, la masse suspendue tend à rester immobile. Les mouvements du sol enregistrés sont verticaux ou horizontaux. Aujourd'hui, des **sismomètres** réalisent des mesures électroniques.

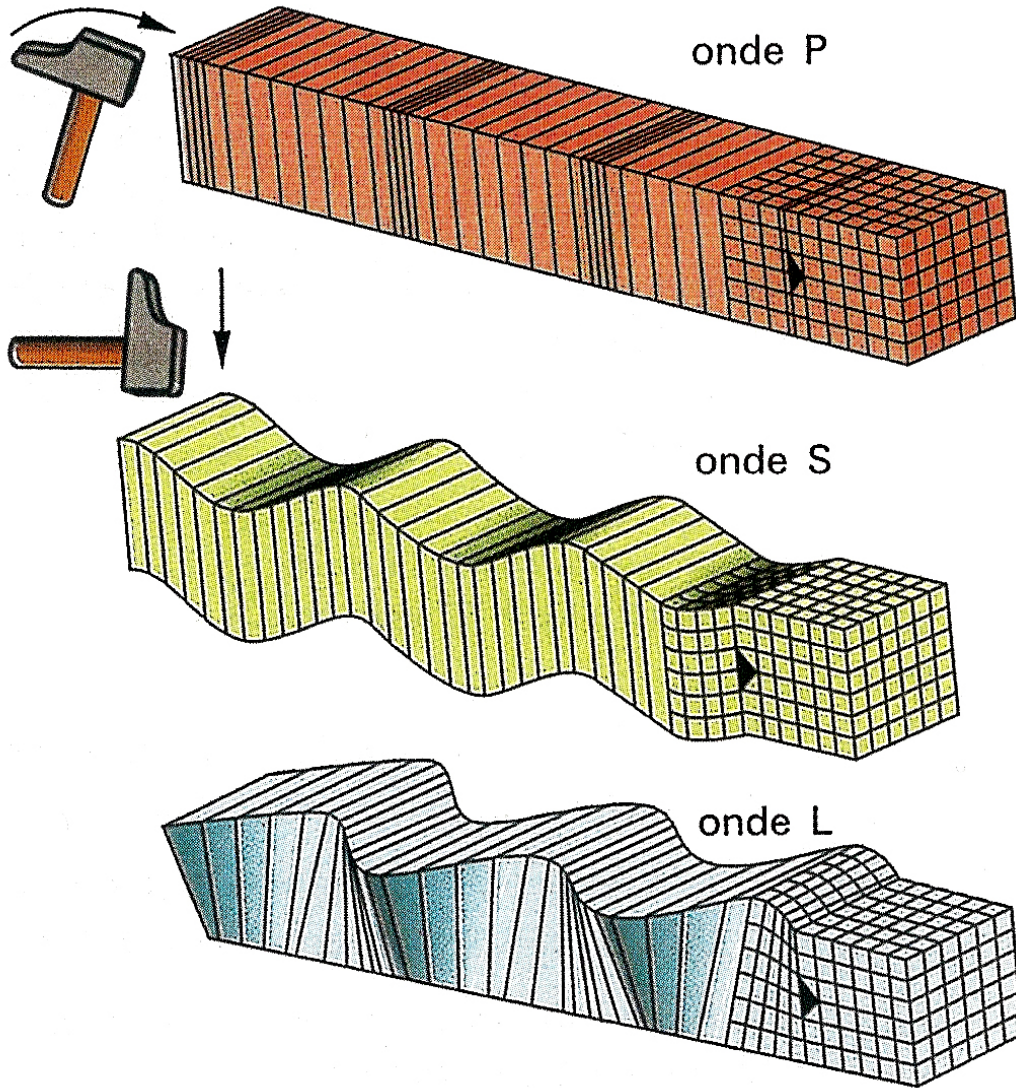
2 Le principe de fonctionnement du sismographe.

D'après Belin, SVT 4ème, 2007

Mouvements horizontaux du sol



Les 3 types d'ondes sismiques :



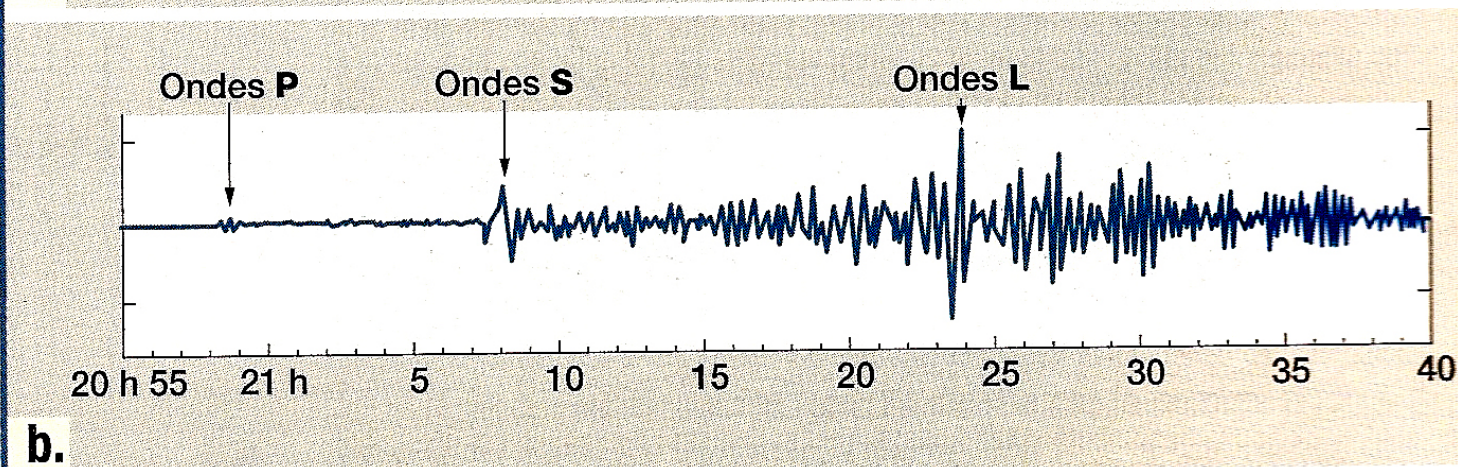
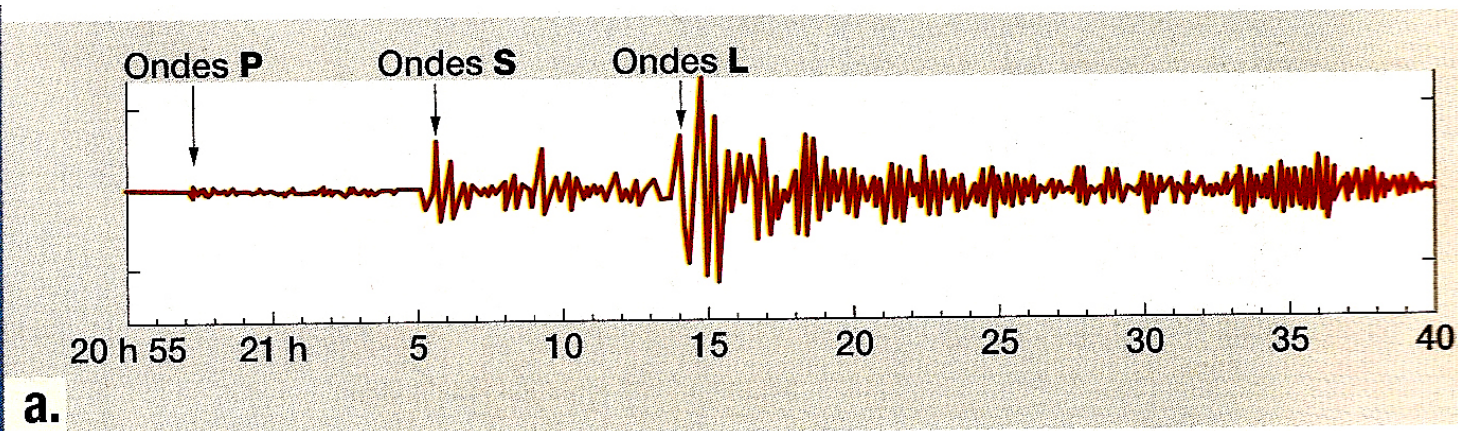
Il existe 3 types d'ondes sismiques :

Les **ondes P** (ondes premières). Ce sont des ondes longitudinales (de compression/décompression). Elles se propagent en profondeur et dans tous les milieux. Vitesse moyenne = 6 km.s^{-1}

Les **ondes S** (ondes secondes). Ce sont des ondes transversales (de cisaillement). Elles se propagent en profondeur mais uniquement dans les milieux solides (pas dans les milieux liquides). Vitesse moyenne = 3 km.s^{-1}

Les **ondes L** (ondes longues). Ce sont des ondes qui se propagent en surface en suivant des directions très complexes. Elles sont responsables des principaux dégâts.

Calcul de la vitesse des ondes sismiques



4

Le séisme de Kobé (Japon). Il a eu lieu le 17 janvier 1995 à 20 h 46 et a été enregistré dans plusieurs stations sismiques du monde.

a. Sismogramme enregistré, à Hawaii, à Kipapa situé à 6 630 km de Kobé.

b. Sismogramme enregistré en Australie, à Canberra situé à 7 870 km de Kobé.

Répartition du réseau géoscope dans le monde



5

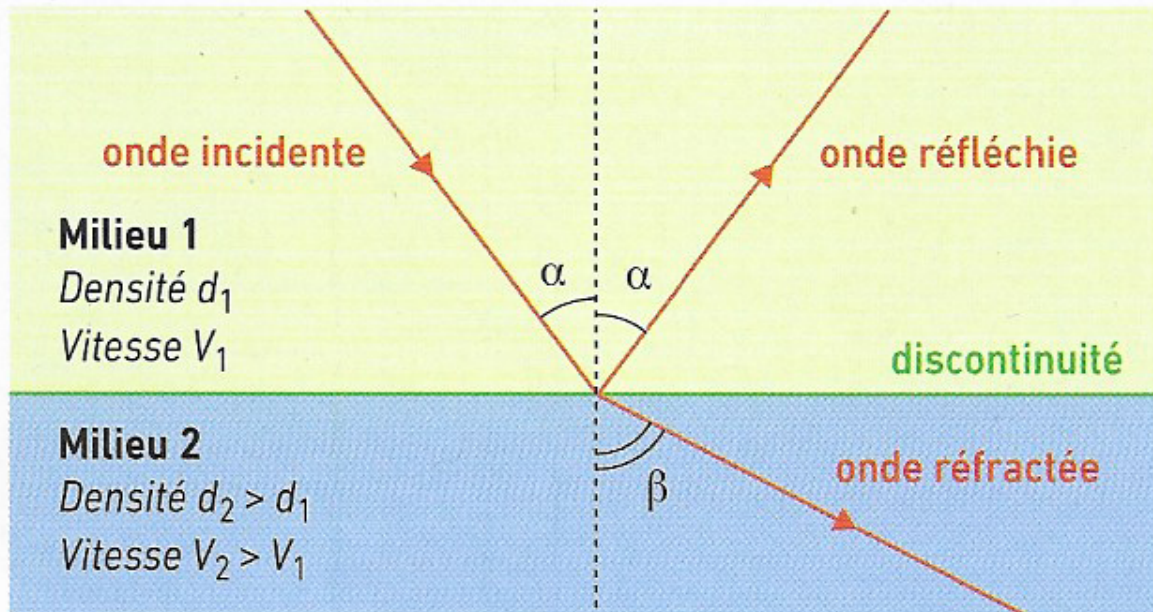
Répartition des stations du réseau géoscope à travers le monde.

Les sismogrammes enregistrés par les différentes stations lors d'un séisme sont ensuite transmis à des centres d'études.

Propagation des ondes sismiques selon les milieux

La vitesse des ondes sismiques à travers un milieu dépend de la densité et de la rigidité des matériaux constituant ce milieu.

À la limite entre deux milieux aux propriétés différentes, les ondes sismiques se comportent comme des rayons lumineux, elles peuvent être réfléchies sur cette discontinuité ou réfractées dans le nouveau milieu.



1) Mise en évidence de la discontinuité de Mohorovicic : le MOHO

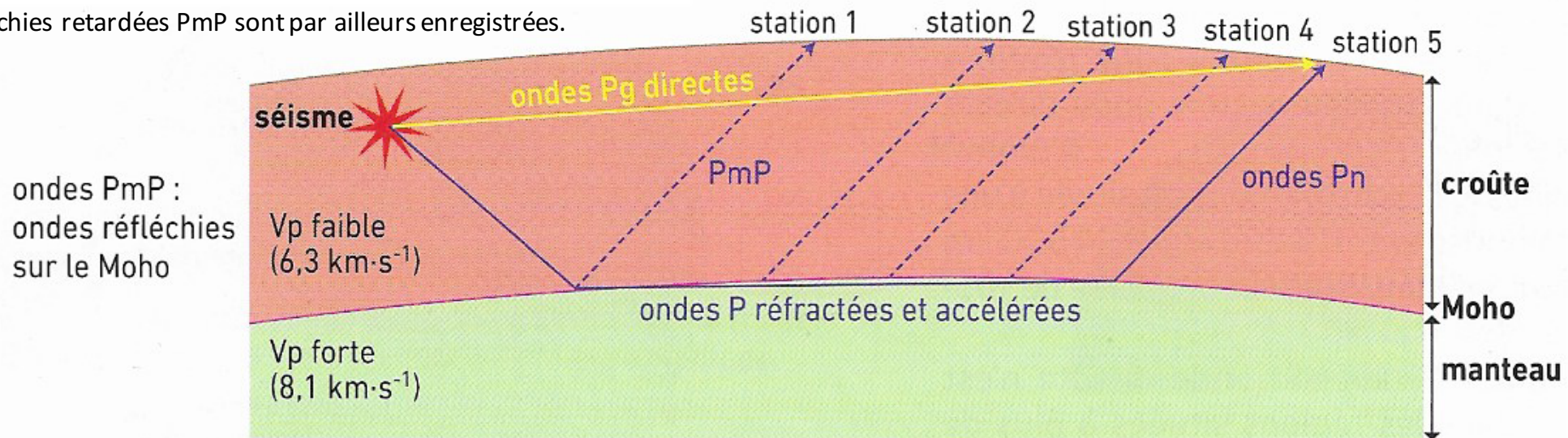
La découverte de Mohorovicic en 1909

En 1909, à la suite d'un séisme au sud de Zagreb (Croatie), **Andrija Mohorovicic**, géophysicien croate, fait une observation étonnante.

En comparant les enregistrements réalisés dans différentes stations, il constate qu'à partir d'une certaine distance du foyer, deux trains d'ondes P se succèdent. L'un arrivant plus tôt, il en déduit que les deux trains d'ondes ont suivi des trajets différents : certaines ondes ont suivi un trajet direct (**ondes Pg**) à une vitesse constante, alors que les autres, en s'enfonçant dans la croûte ont atteint un milieu différent où elles ont été accélérées avant de regagner la surface (**ondes Pn**). Elles ont donc pu arriver avant les ondes directes.

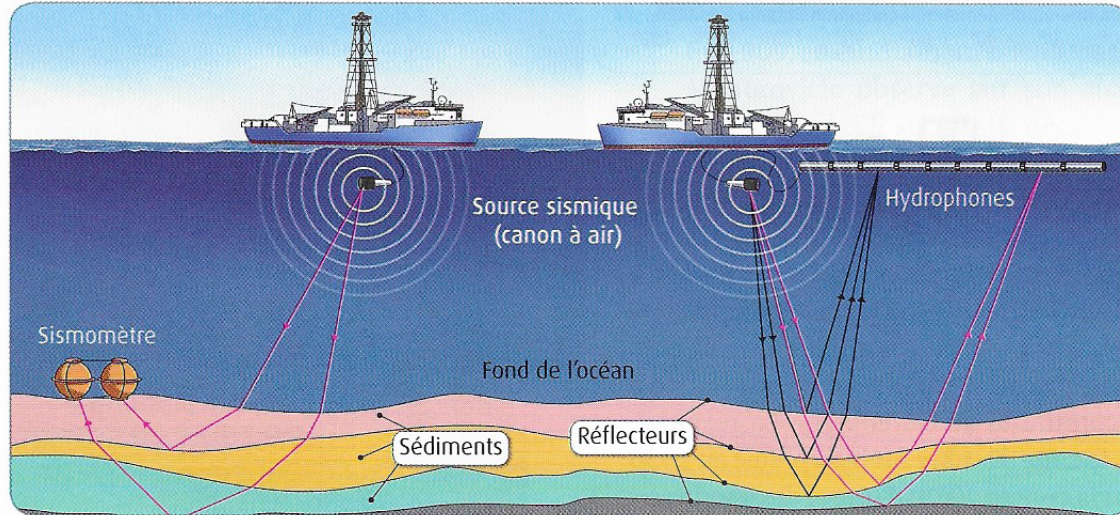
Des calculs précis ont permis à Mohorovicic d'établir que ce milieu accélérant les ondes P se situe à 54 Km sous la Croatie. Ce milieu est le manteau terrestre séparé de la croûte par la **discontinuité dite de Mohorovicic ou « Moho »**.

Des ondes réfléchies retardées PmP sont par ailleurs enregistrées.



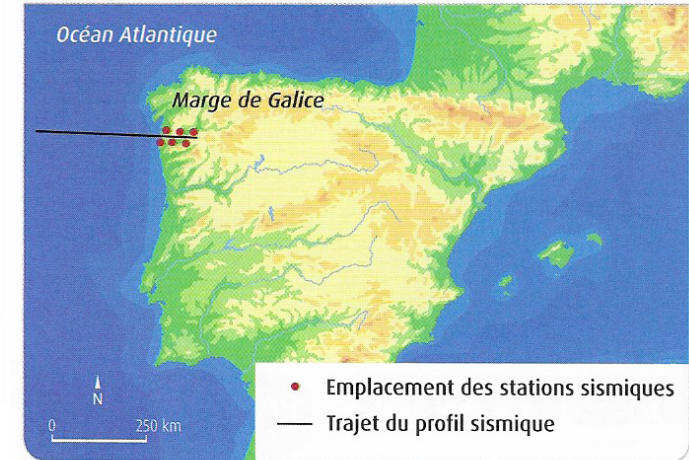
2) Structure détaillée de la croûte grâce à la méthode de sismique réflexion

Méthode de sismique réflexion

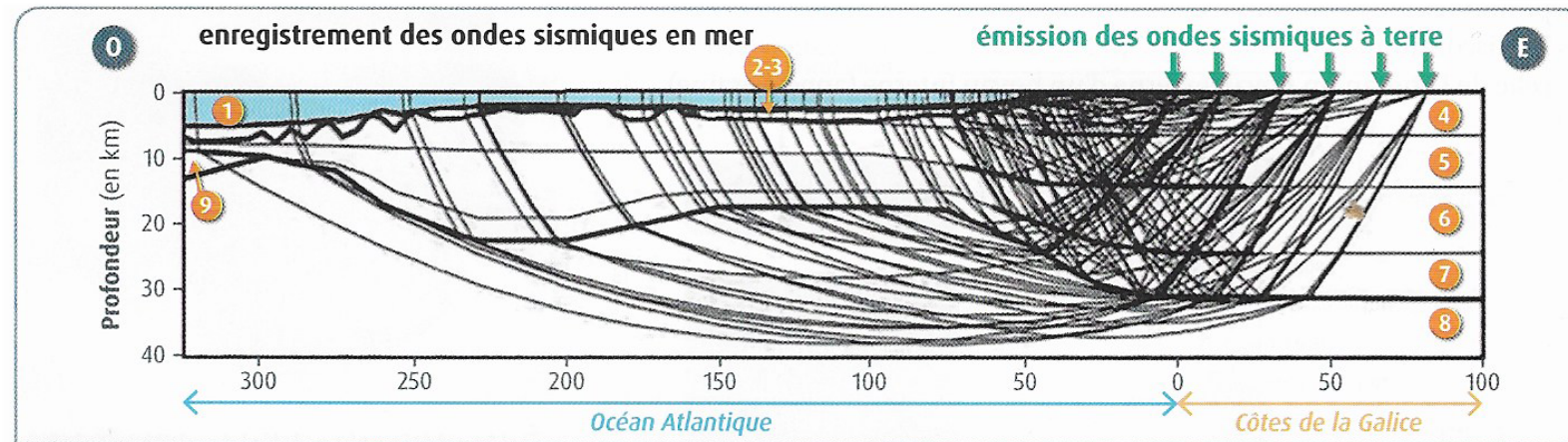


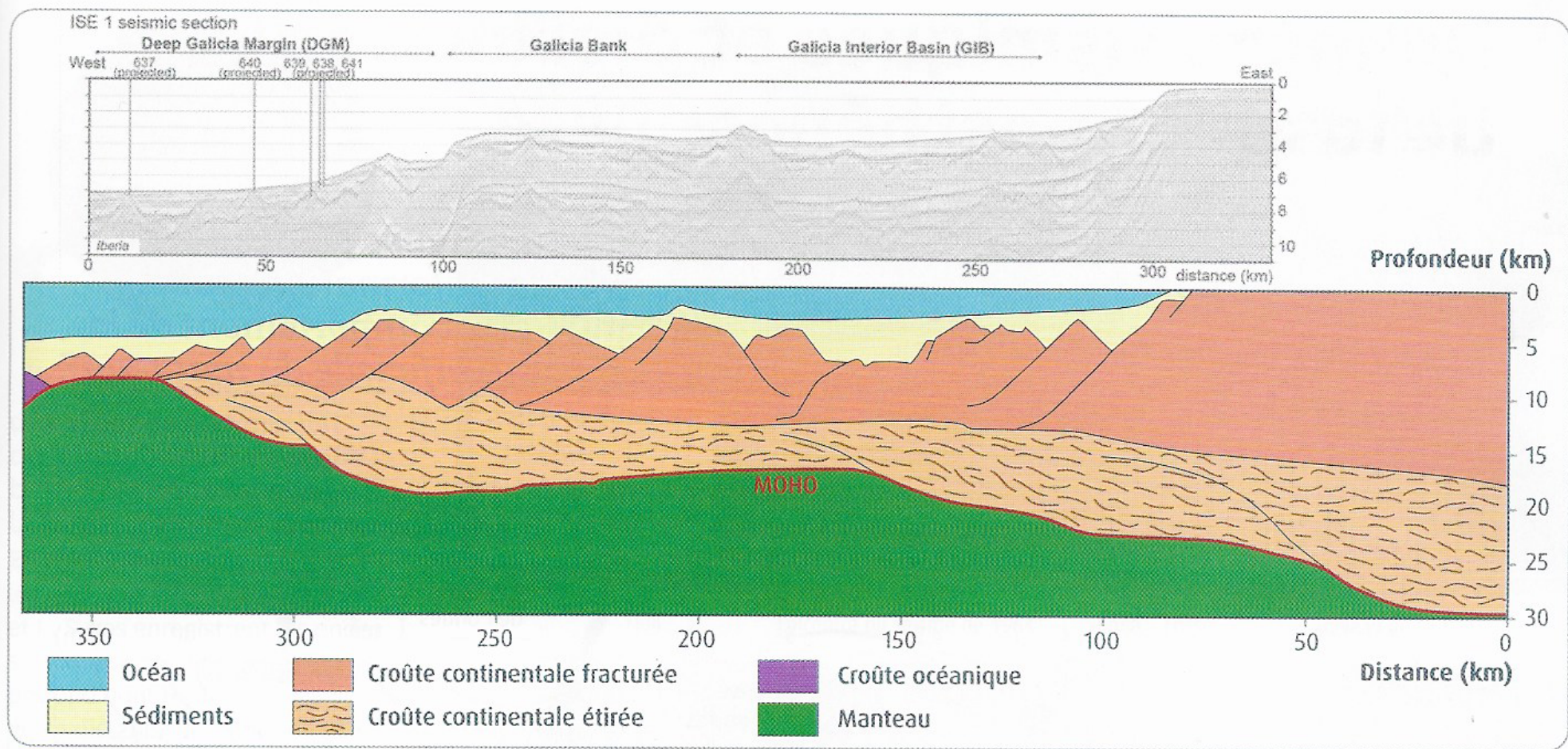
1 Recueillir des données sismiques en mer.

Des sismomètres déposés au fond de l'océan peuvent enregistrer des données issues de séismes déclenchés par des canons à air de navires d'exploration marine. Ces derniers peuvent aussi enregistrer des données sismiques à l'aide de hydrophones tractés.



2 Profil sismique de la côte espagnole de la marge de Galice. Les ondes sismiques ont permis de mettre en évidence plusieurs réflecteurs correspondant à des discontinuités séparant deux matériaux aux propriétés différentes (chiffres en orange).

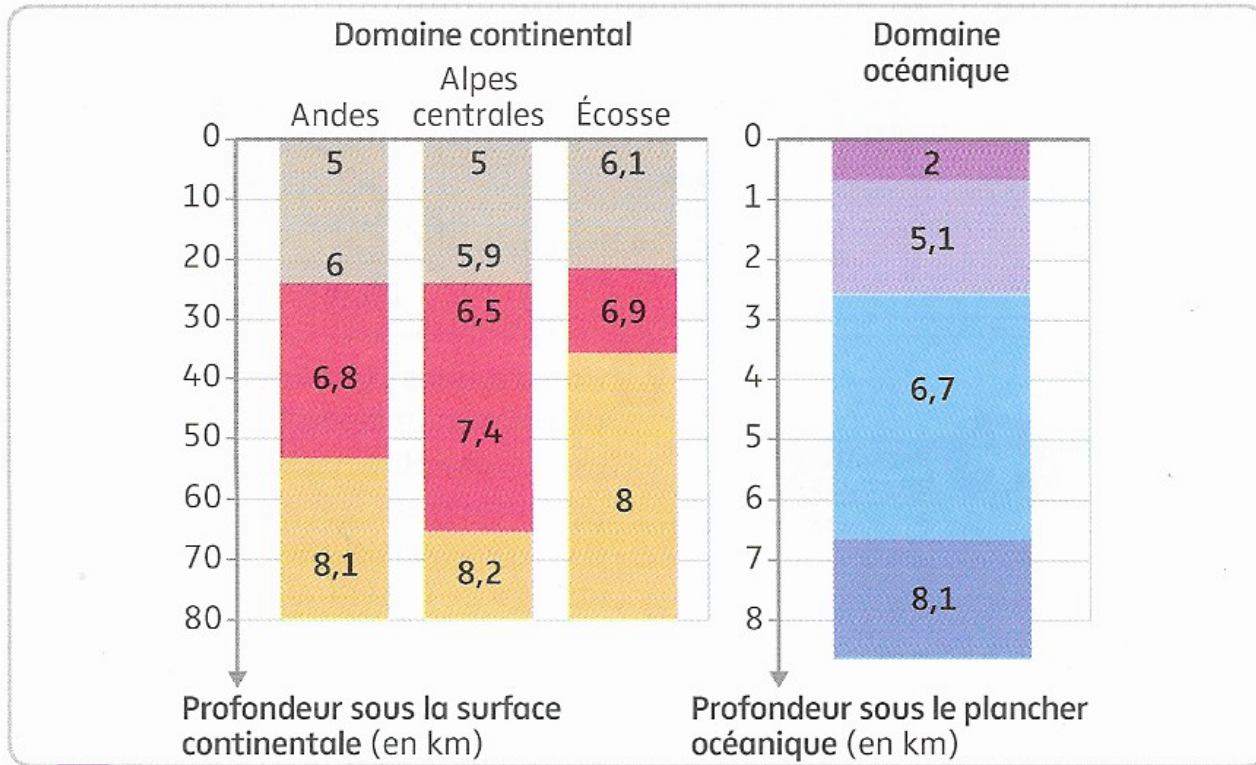




4 Profil sismique de la croûte superficielle et interprétation de la structure profonde de la marge de Galice. Le profil sismique montre que la croûte continentale est fracturée par de nombreuses failles normales et listriques (failles qui s'incurvent avec la profondeur) dans sa partie superficielle et étirée en profondeur. Le comportement de la croûte superficielle est cassant alors que celui de la croûte profonde est ductile (elle peut être étirée sans se rompre).

3) Composition rocheuses des enveloppes superficielles par l'étude de la vitesse des ondes sismiques

Vitesse des ondes sismiques et composition rocheuse



c Vitesse moyenne de propagation des ondes P en km/s dans différents secteurs du globe.

Catégorie de roches	Vitesse des ondes P (en km/s)
Sédiments non consolidés	$1,5 < v < 2,5$
Sédiments consolidés	$3,5 < v < 5,5$
Granites	$5,6 < v < 6,3$
Basaltes	$4,0 < v < 5,8$
Gabbros	$6,5 < v < 7,1$
Roches métamorphiques	$6,5 < v < 7,6$
Péridotites	$7,9 < v < 8,4$

d Vitesses de propagation des ondes P enregistrées dans différents types de roches.

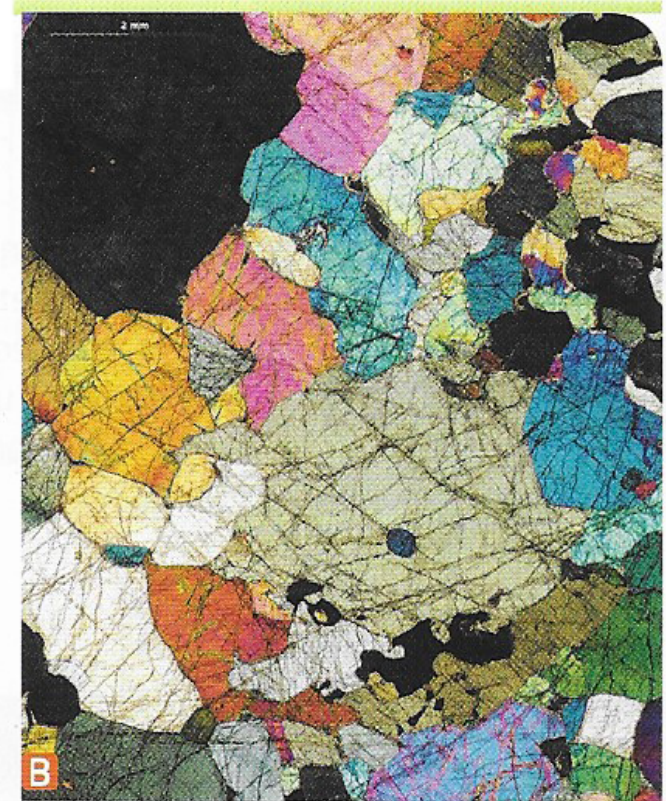
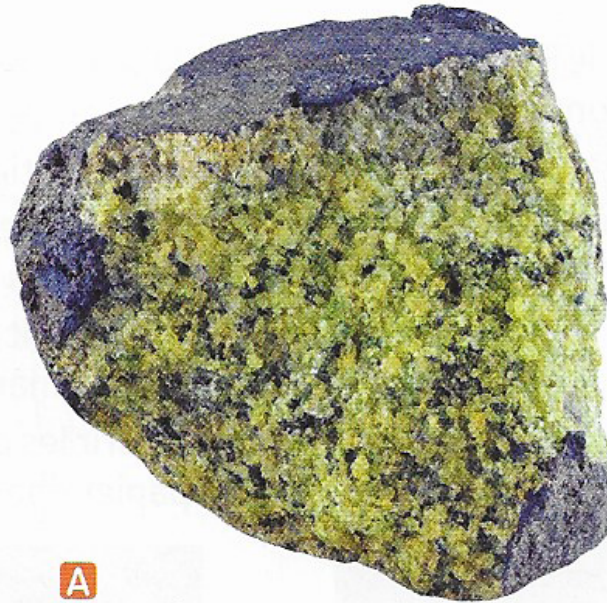
Les roches du manteau

Une roche d'origine très profonde

Il est assez fréquent de trouver dans les roches volcaniques issues de magma d'origine profonde des morceaux d'une roche grenue, principalement constituée de cristaux de d'olivine* et de pyroxène*.

Cette roche, appelée péridotite, a une densité de 3,3, ce qui permet une vitesse de propagation des ondes P comprise entre 7,8 et 8,4 km·s⁻¹.

La péridotite



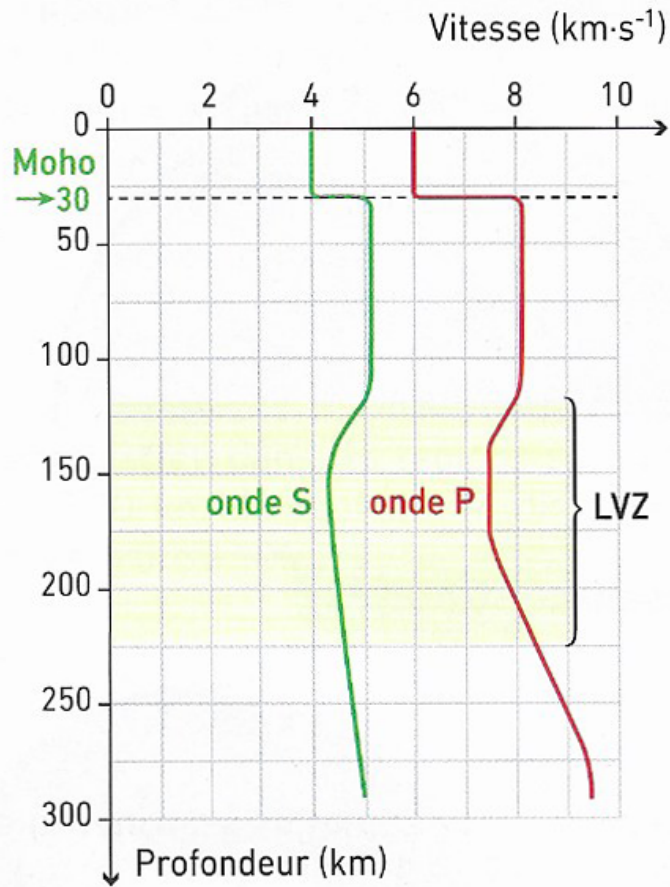
A

B

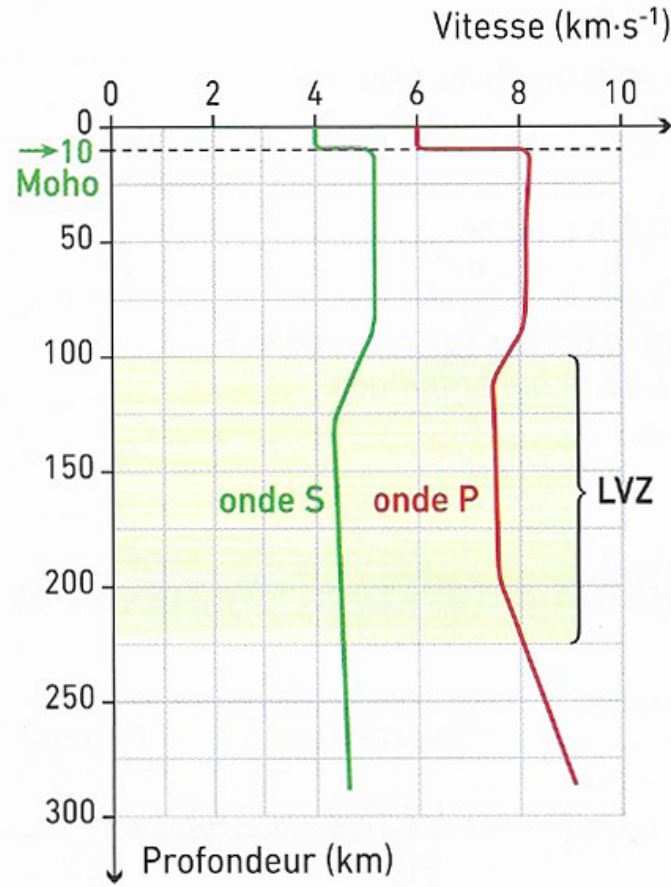
■ Échantillon de péridotite observé à l'œil nu et au microscope polarisant, en LPA.

4) La limite lithosphère - asthénosphère

Une discontinuité située dans le manteau



Vitesse des ondes sismiques
sous les continents



Vitesse des ondes sismiques
sous les océans

L'analyse des variations de vitesse des ondes sismiques montre un net ralentissement des ondes P et S dans le manteau supérieur, au niveau d'une couche appelée pour cette raison LVZ (Low Velocity Zone ou zone de faible vitesse).

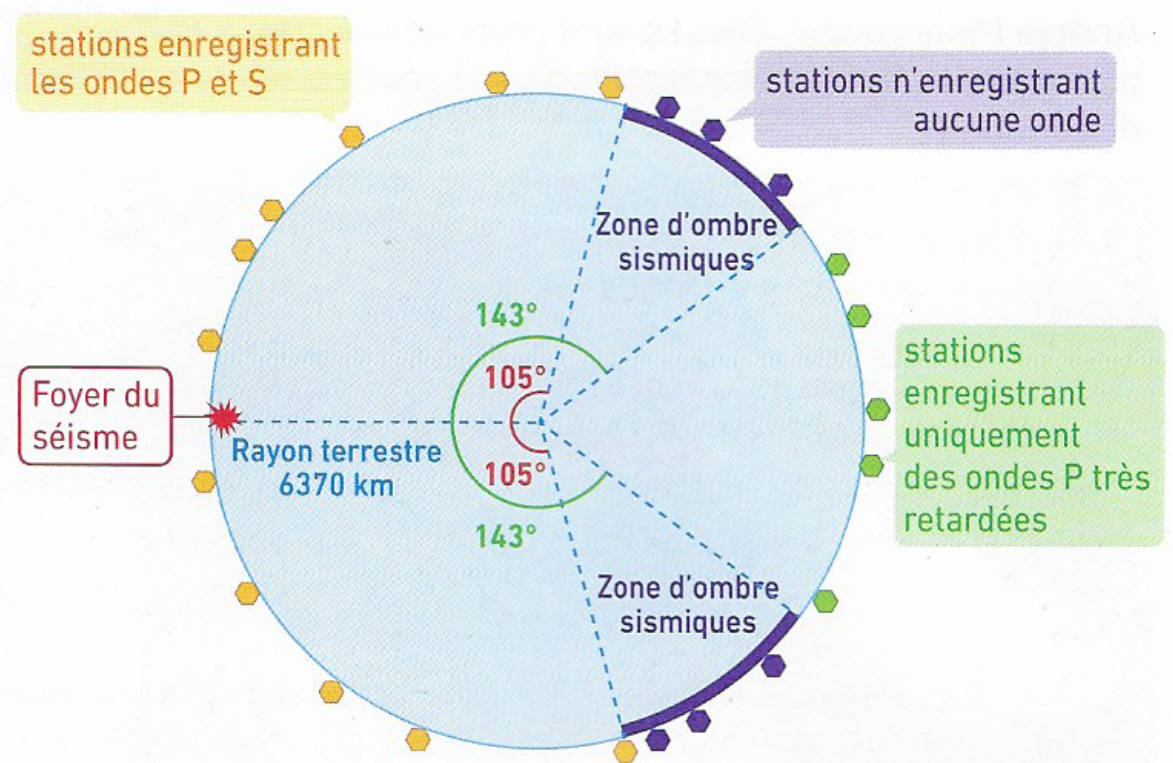
5) Les enveloppes profondes du globe : le modèle PREM

La découverte d'une « zone d'ombre sismique »

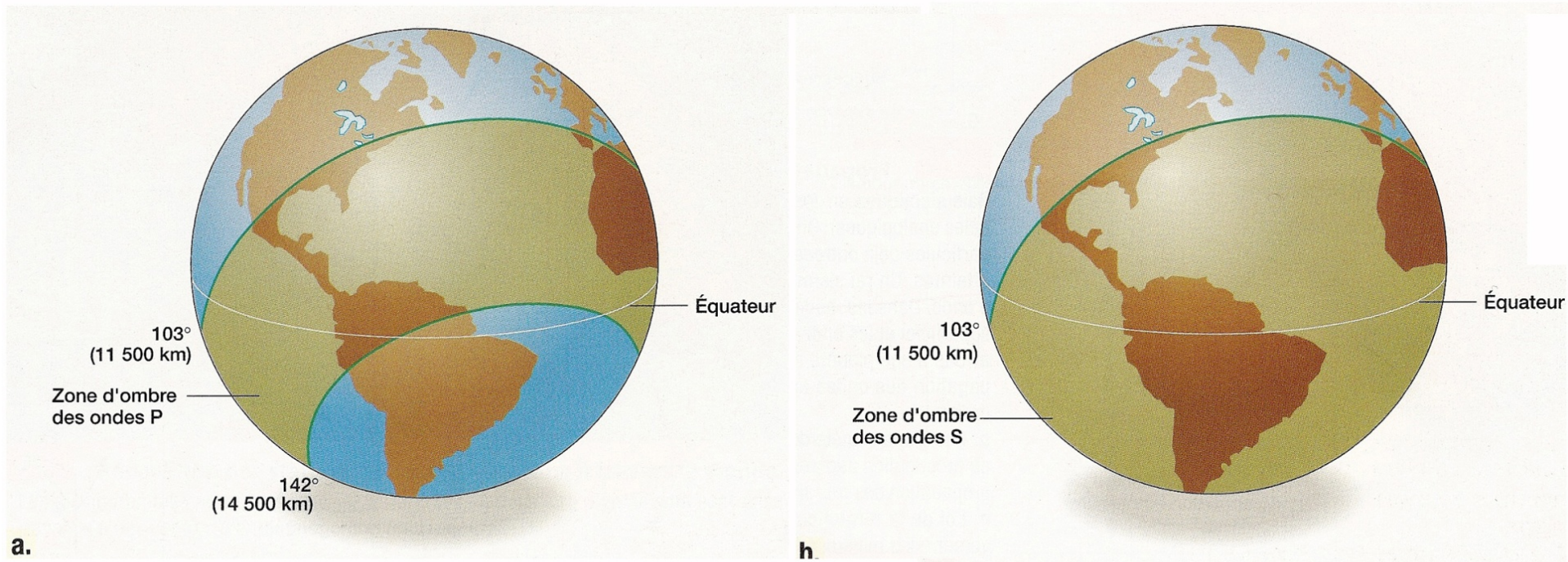
Lors d'un séisme, on enregistre l'arrivée des ondes sismiques P et S sur l'ensemble de la surface du globe, à l'exception d'une « zone d'ombre sismique » dans laquelle aucune onde directe n'est enregistrée.

Pour les ondes P, la zone d'ombre est située à une distance comprise entre 11 500 km et 14 500 km de l'épicentre, soit une distance angulaire de 105° à 143° .

Pour les ondes S, aucune onde directe n'est enregistrée dans les régions situées à plus de 11 500 km de l'épicentre (distance angulaire supérieure à 105°).



La zone d'ombre des ondes P et S



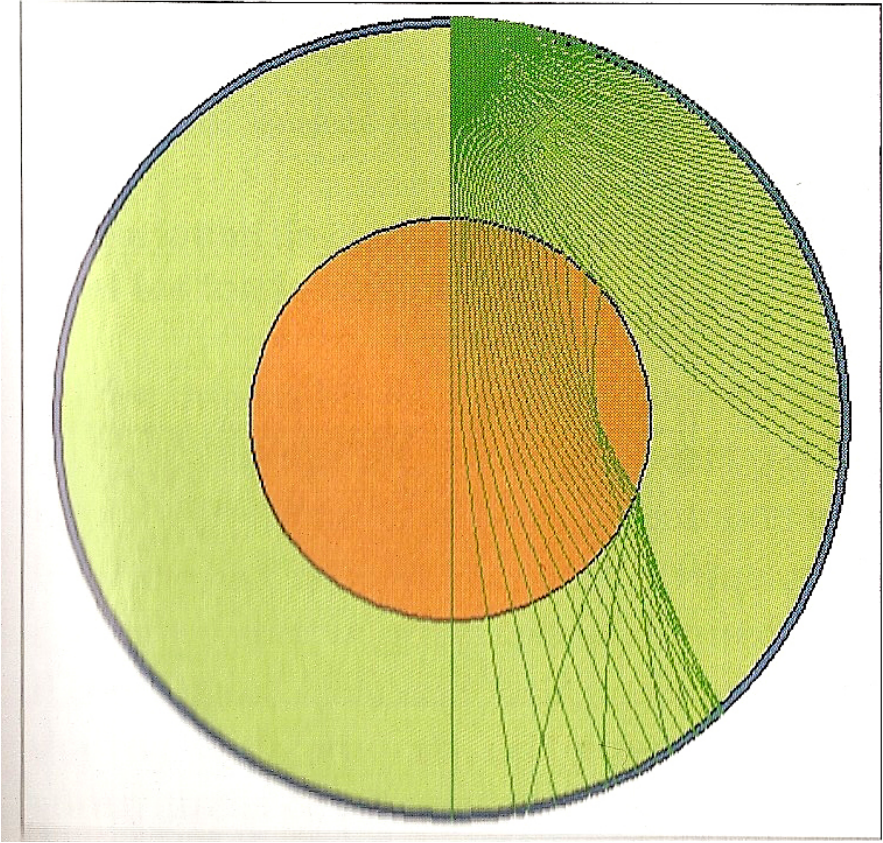
9 Zones d'ombre des ondes P et S dans le cas d'un séisme survenu au Japon.

Les sismographes situés à moins de 11 500 km (103°) de l'épicentre enregistrent des ondes P et S directes.

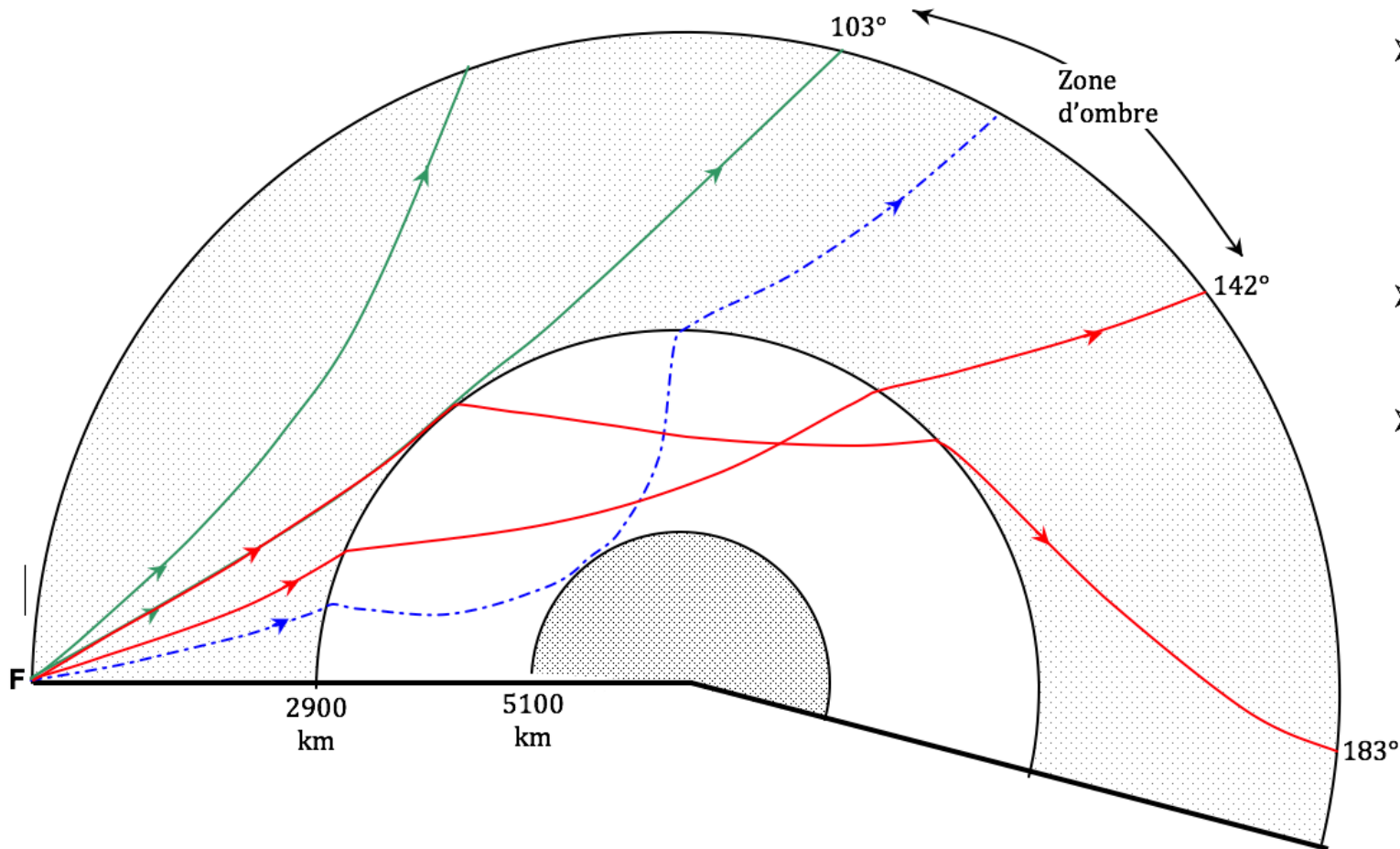
a. Zone d'ombre des ondes P. Pour les stations d'enregistrement situées entre 11 500 km (103°) et 14 500 km (142°), il existe une zone d'ombre sismique caractérisée par l'absence totale de réception des ondes P. Quelle que soit la localisation du séisme, on constate la présence d'une zone d'ombre située toujours à la même distance par rapport à l'épicentre.

b. Zone d'ombre des ondes S. Quel que soit le séisme, elle est toujours située à la même distance par rapport à l'épicentre.

Modélisation de la discontinuité de Gutenberg avec le logiciel Sismolog



Mise en évidence des discontinuités de Gutenberg et Lehmann (Ondes P représentées)



- Zone d'ombre entre 103° et 142° : l'onde qui arrive à 103° est tangente à la discontinuité ; l'onde immédiatement plus profonde se réfracte 2 fois et apparaît à 183°.
- Les ondes suivantes se réfractent à des distances angulaires comprises entre 142° et 183°.
- Cependant des ondes faibles et tardives arrivent dans la zone d'ombre, elles résultent d'une réflexion sur la discontinuité de **Lehmann**

Vert : Ondes P directes

Rouge : Ondes P réfractées à 2900 km

Bleu : Ondes P tardives

Ondes S issues de la réfraction des ondes P à 5100 km non représentées.

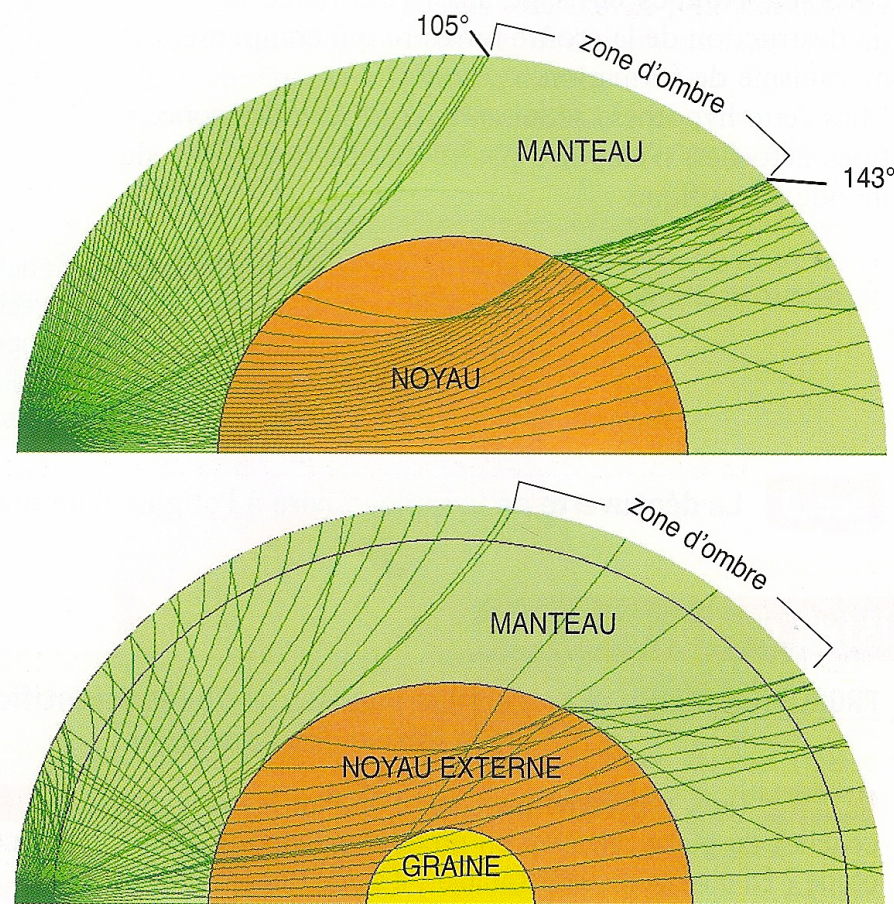
Ondes S pénétrant dans le noyau interne issues de la réfraction des ondes P à 5100 km non représentées.

Modélisations des discontinuités de Gutenberg et de Lehmann avec le logiciel sismolog

Les deux modélisations ci-contre correspondent à la trajectoire des ondes P.

- **Modélisation 1 :** Gutenberg avait mis en évidence une zone « d'ombre sismique » des ondes P entre 105° et 143° de distance angulaire à l'épicentre. Il en avait déduit une discontinuité majeure, c'est-à-dire une surface séparant deux milieux aux vitesses de propagation très différentes, à 2 900 km de profondeur. Pour la modélisation, il faut donc placer une telle discontinuité à cette profondeur. Cette discontinuité, appelée **discontinuité de Gutenberg**, représente la limite entre le manteau et le noyau.

- **Modélisation 2 :** En 1936, Inge Lehmann, sismologue danoise, découvre que la zone d'ombre sismique n'est pas entièrement muette : on y observe en fait l'arrivée d'ondes P tardives que Lehmann explique par une autre discontinuité au sein du noyau qui réfléchit en partie les ondes P. Cette discontinuité, située à environ 5 100 km de profondeur et aujourd'hui appelée **discontinuité de Lehmann**, représente la limite entre le noyau et sa graine centrale.



Doc. 2

Modélisation des deux discontinuités profondes du globe à l'aide du logiciel Sismolog (Éd. Chrysis).

Modélisation expérimentale de la zone d'ombre sismique

On dispose d'un grand cristalliseur contenant de l'air enfumé (milieu 1), et d'un cristalliseur plus petit contenant une solution saturée de saccharose, teintée à la fluorescéine (milieu 2). Un pointeur laser est fixé sur un dispositif rotatif permettant de modifier l'angle d'incidence du rayon lorsqu'il entre dans le grand cristalliseur.

Faire la pénombre, puis :

- Faire varier l'angle d'incidence du rayon et visualiser son point de sortie pour les différents angles.
- Repérer quelles zones du grand cristalliseur sont balayées par les points de sortie du faisceau lumineux.
- Placer le petit cristalliseur au centre du grand, et recommencer la manipulation.
- Recouvrir les parois du petit cristalliseur avec une bande de papier épais, et recommencer la manipulation.



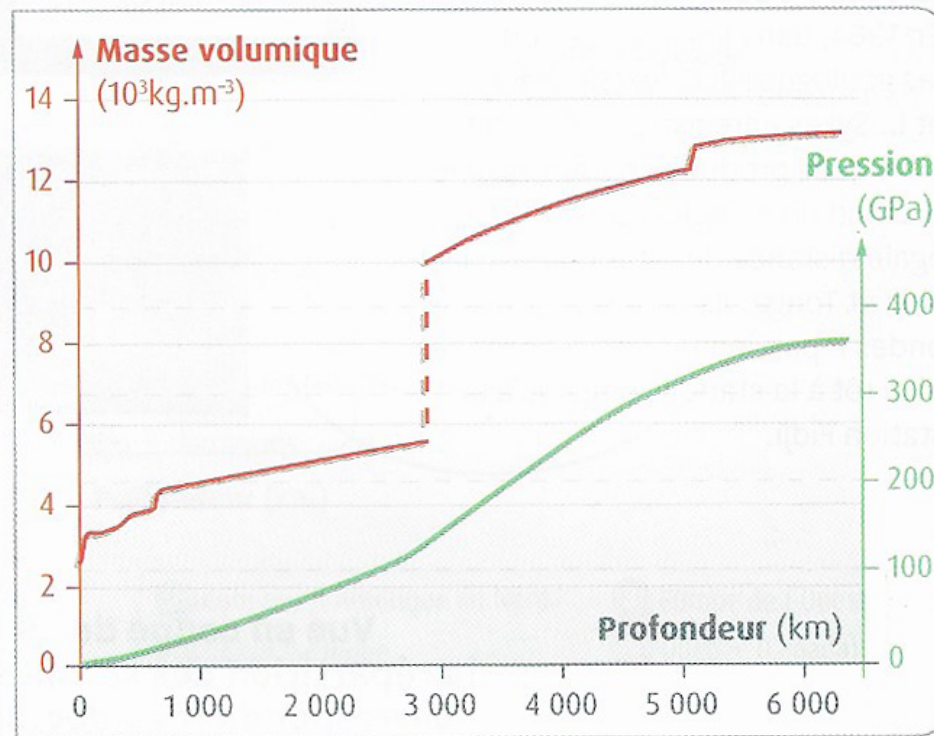
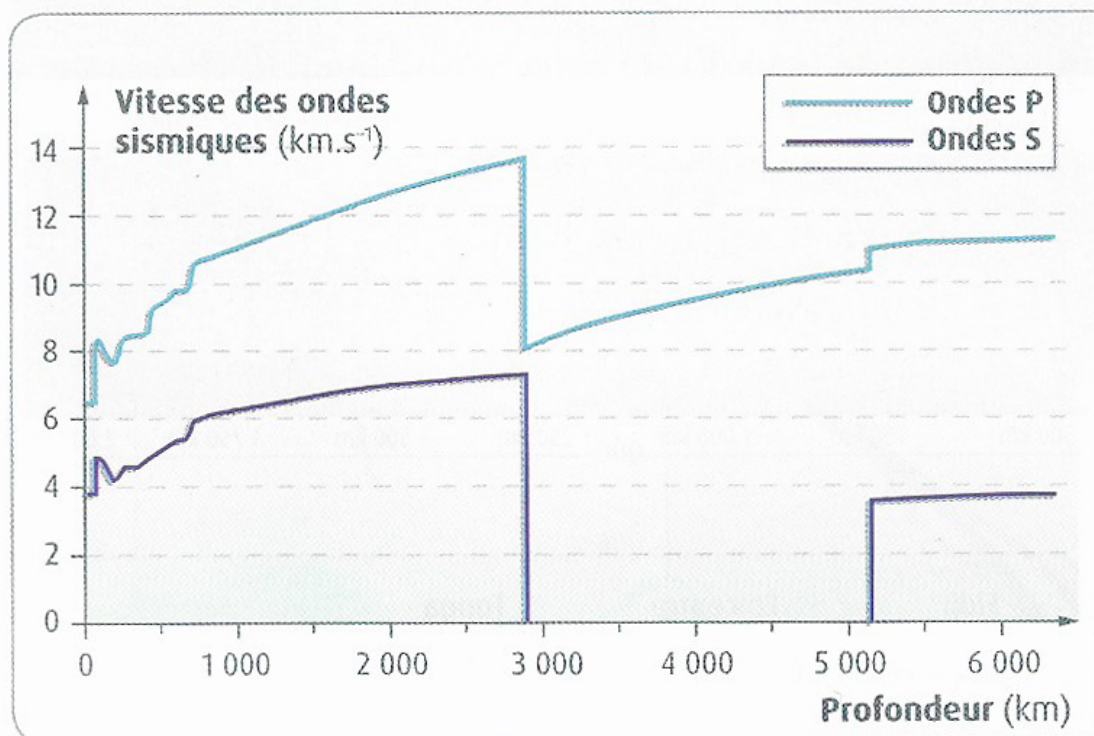
A Le modèle en cours de manipulation.



B Un exemple de résultat.

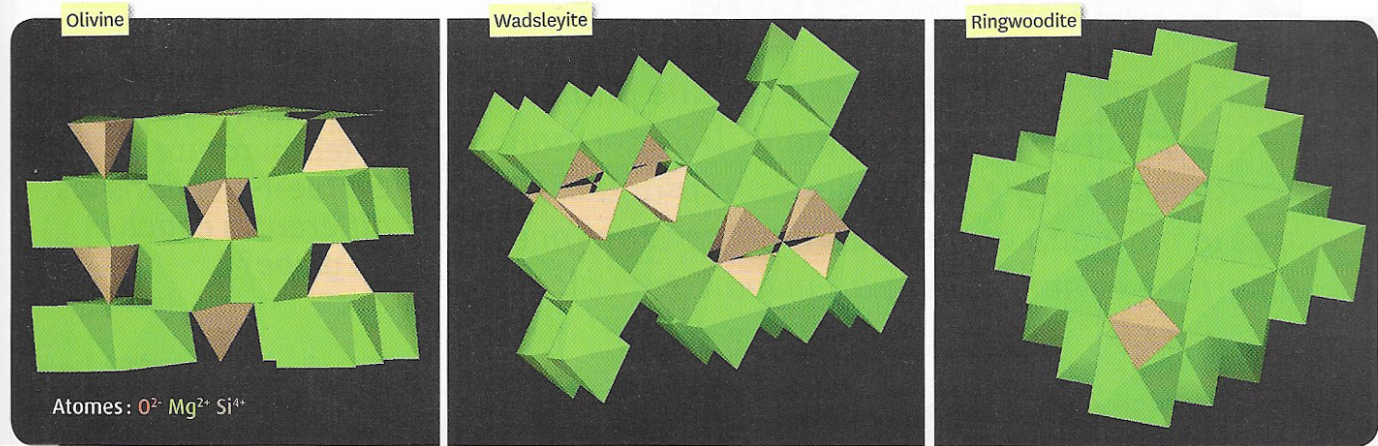
6) Le modèle PREM

Le modèle PREM



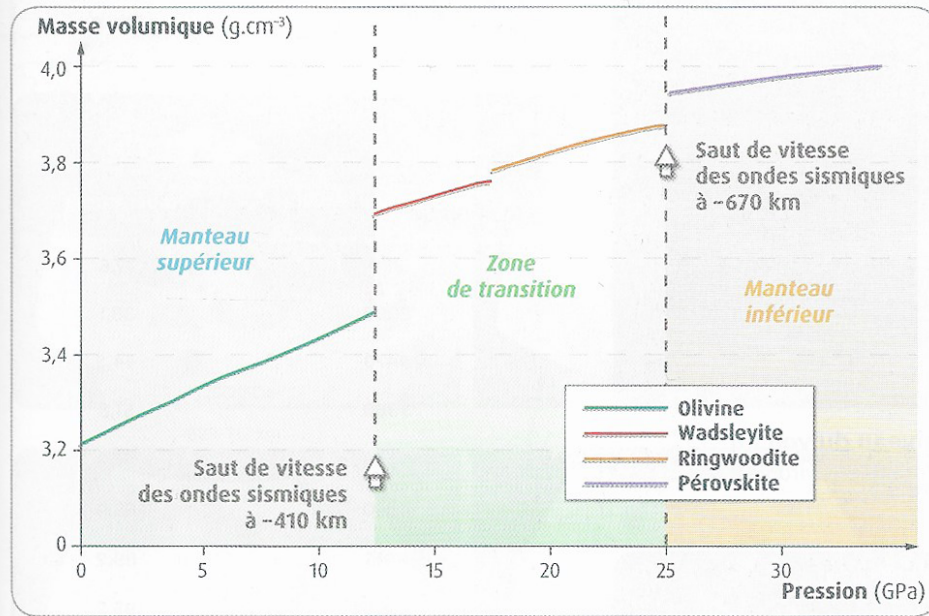
1 Le modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model). Ce modèle à symétrie sphérique de la Terre a été publié par Dziewonski et Anderson en 1981. Il est fondé sur l'évolution de la vitesse des ondes sismiques jusqu'au centre de la Terre. Il permet de connaître l'état physique des matériaux traversés et d'établir les variations de la masse volumique en fonction de la profondeur. Cette dernière permet ensuite de calculer la pression en fonction de la profondeur.

Evolution de la structure cristalline et de la masse volumique de l'olivine en fonction de la pression



Évolution de la structure cristalline de l'olivine en fonction de la pression (logiciel Minusc).

Des travaux réalisés dans des cellules à enclume de diamant (où de très hautes pressions sont atteintes) permettent d'observer le réarrangement des atomes qui conduit à une structure plus compacte et compatible avec les hautes pressions.



Évolution de la masse volumique et des structures cristallines de l'olivine en fonction de la pression. Chaque changement de structure cristalline provoque une augmentation de la masse volumique du minéral. Ces changements d'état apparaissent à des conditions de pression qui correspondent aux profondeurs où l'on observe des discontinuités des vitesses des ondes sismiques dans le manteau. La pérovskite est une structure cristalline de l'olivine encore plus compacte que la ringwoodite.

La composition chimique du noyau

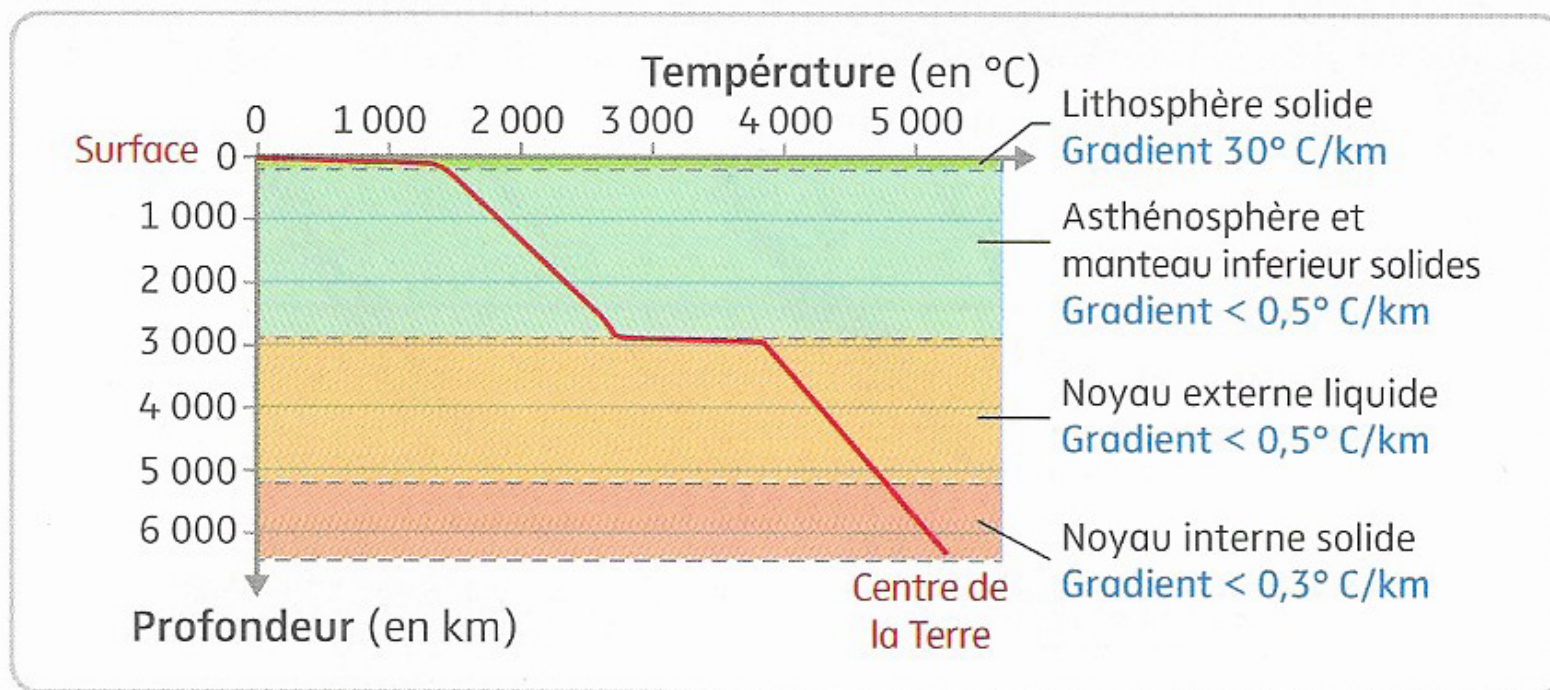
La composition chimique du noyau. Elle a été déterminée par différentes approches: étude de la gravimétrie, de météorites et de la propagation des ondes sismiques.

Élément	Fer	Silicium	Nickel	Oxygène	Autres
% en masse	79	7	5	4	5

7) Le modèle thermique de la Terre

Evolution du géotherme dans les différentes enveloppes du globe

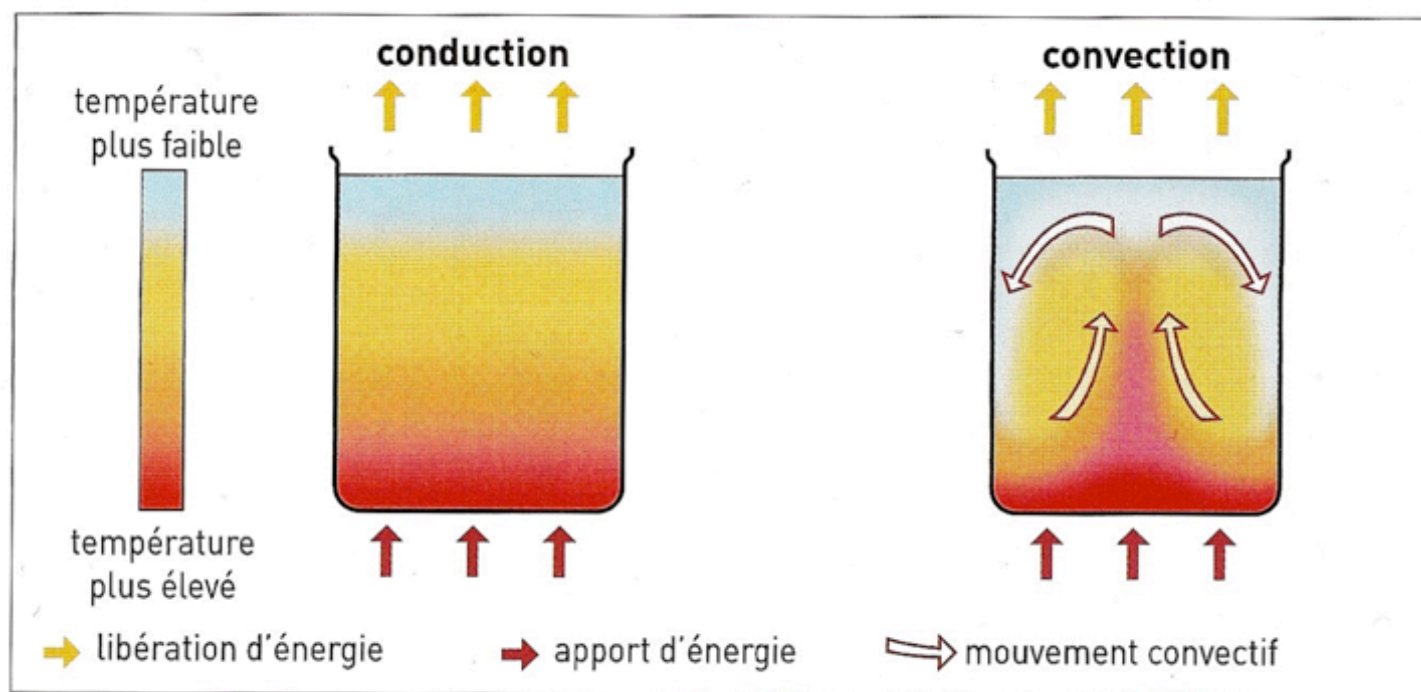
En utilisant les données sismiques combinées aux résultats des études de laboratoire sur les caractéristiques physiques des minéraux terrestres soumis à haute pression et haute température, on peut modéliser l'évolution de la température des roches avec la profondeur à l'intérieur du globe : on obtient une courbe, appelée le **géotherme**.



Le **gradient géothermique** est le taux d'augmentation du géotherme (en degrés par kilomètre).

Deux mécanismes de dissipation de l'énergie interne du globe

- Un matériau **chauffé à sa base et refroidi à son sommet** est le siège d'échanges d'énergie par transfert thermique. Deux types de transfert thermique sont possibles dans ce type de situation : la **conduction** et la **convection**.
- En conduction, le transfert thermique se réalise de proche en proche sans mouvement global de la matière qui le subit.
- La **convection** correspond pour sa part à la **mise en mouvement de la matière** : le matériau, chauffé à sa base et devenu plus léger, monte le long de colonnes. Arrivé au sommet, le matériau s'étale latéralement et réalise l'essentiel du transfert d'énergie ; refroidi et devenu plus lourd, le matériau redescend alors.

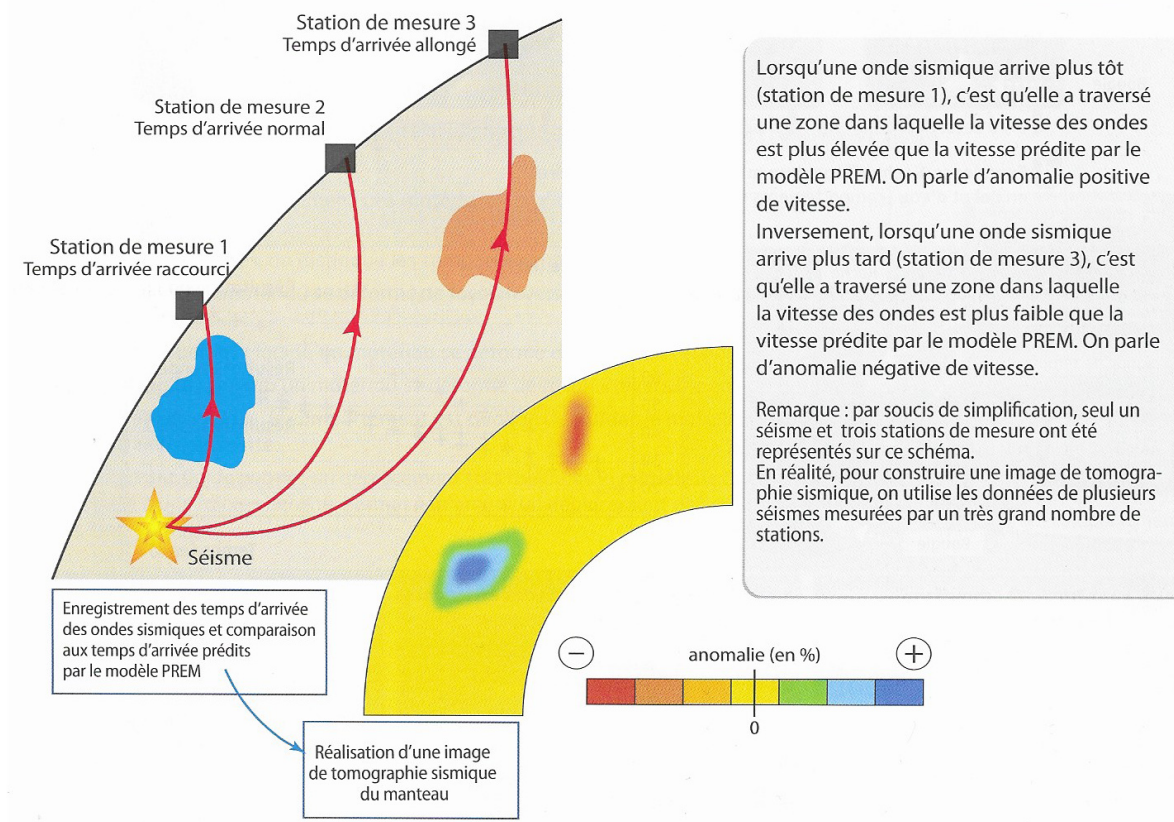


Le principe de la tomographie sismique

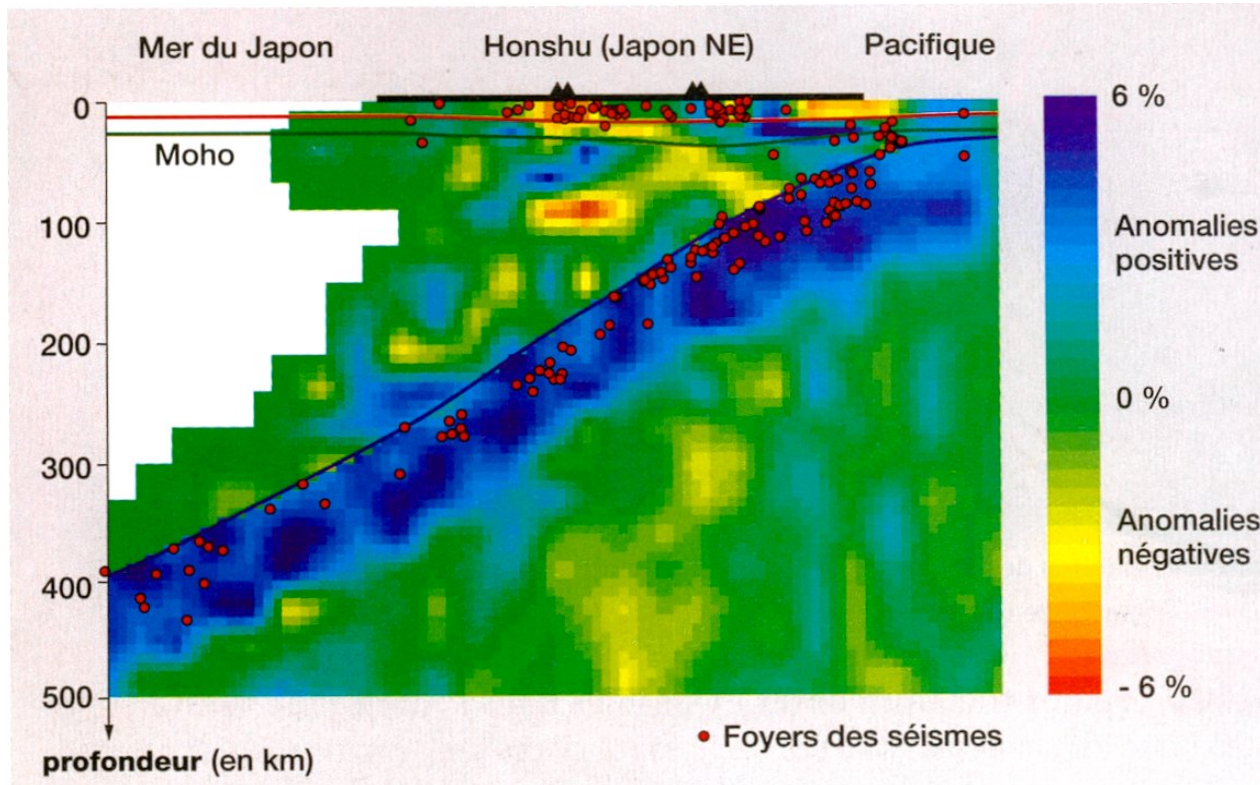
Les lois physiques permettent de décrire le trajet des ondes sismiques à l'intérieur de la terre. Le modèle PREM permet de prévoir à quel moment les ondes P et S émises par un séisme arriveront aux stations de mesure. Parfois, ces ondes arrivent plus tôt ou plus tard que prévu : on parle d'anomalie positive ou négative de vitesse des ondes.

Lorsque la température d'un matériau augmente, sa densité diminue et la vitesse des ondes diminue aussi (et inversement lorsque la température d'un matériau diminue).

La **tomographie sismique** est donc une méthode permettant de visualiser des régions internes du globe présentant des température anormalement élevées ou faibles.



Exemple de tomographie sismique réalisée au niveau du Japon

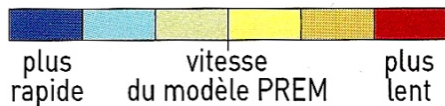


4

Scanner la Terre avec la tomographie sismique

- La **tomographie sismique** est une méthode pouvant être assimilée à un scanner pour la Terre.
- En disposant de nombreuses données sismiques, il est possible de calculer une vitesse de propagation de l'onde sismique P (mais aussi S) pour chaque endroit du globe situé à une profondeur donnée. On peut alors comparer cette valeur locale à celle présentée dans un schéma structural de Terre à symétrie sphérique (document 3 page 247, chapitre 13).
- Les écarts entre ces valeurs sont des **anomalies**, exprimées en pourcentage. Ces anomalies sont interprétées en terme de variation de la température par rapport à celle proposée pour cet endroit dans le modèle PREM :
 - les **zones plus lentes** sont interprétées comme étant plus chaudes et donc moins denses,
 - les **zones plus rapides** sont interprétées comme plus froides et donc plus denses.

Tomographie sismique dans le manteau terrestre et dynamique des plaques lithosphériques en surface, à l'équateur terrestre.



— lithosphère océanique
— lithosphère continentale

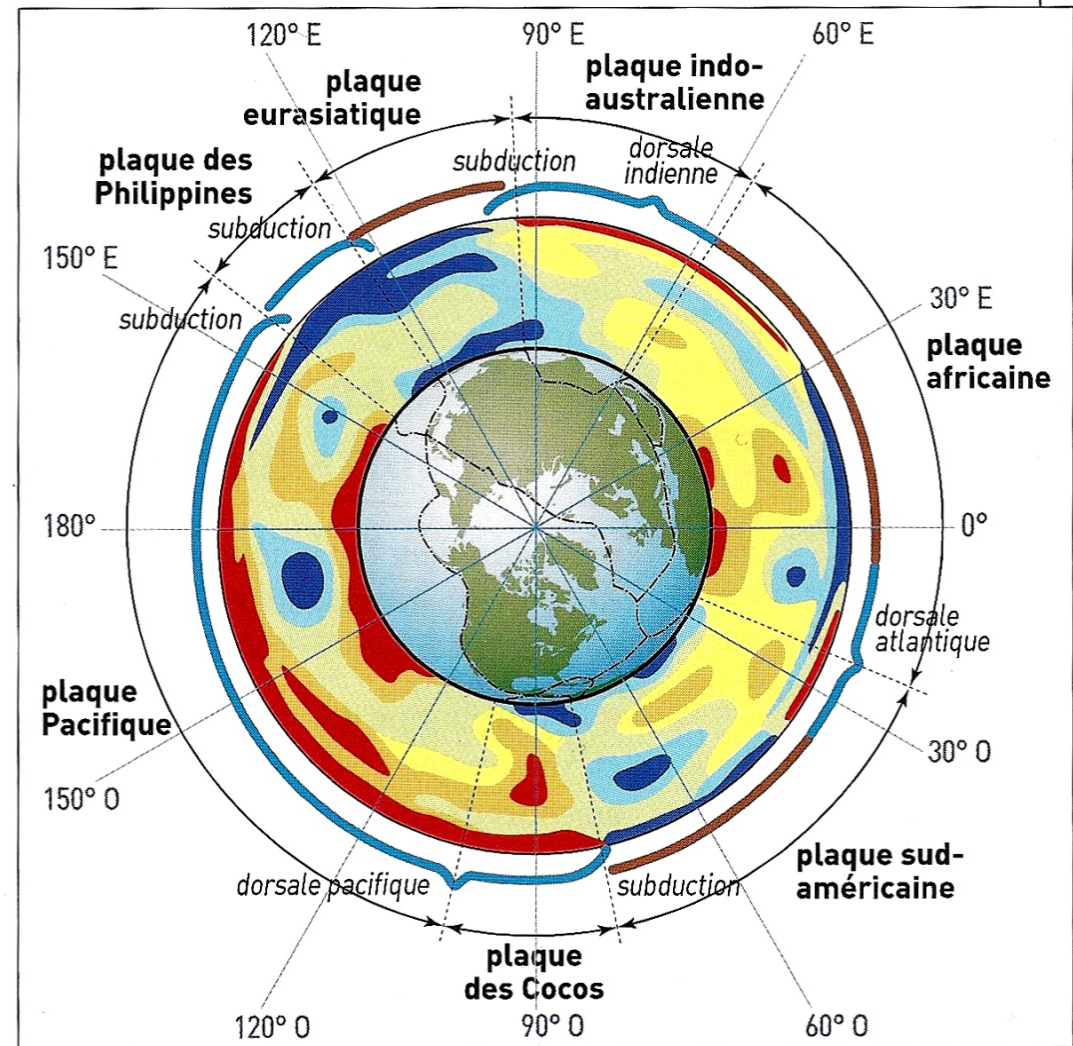


Schéma de synthèse

