

# Chapitre 19

## La structure de la planète Terre

### Cours

#### PLAN DU CHAPITRE

- 1 Une structure interne en enveloppes concentriques
- 2 Chimie et minéralogie des enveloppes internes
- 3 Le géotherme et sa construction
- 4 Des enveloppes externes fluides stratifiées

#### ZOOM

- 1 Les ondes P et S et leur propagation
- 2 Les discontinuités sismiques
- 3 Météorites et enveloppes terrestres
- 4 Les transitions de phase des olivines

#### INTRODUCTION

La Terre est une planète rocheuse du système solaire, entourée par des enveloppes externes fluides (atmosphère et hydrosphère). Sa structure interne montre une organisation en enveloppes concentriques (croûtes océanique et continentale, manteau, lithosphère, asthénosphère, noyau) qui se distinguent par leur nature et par leurs propriétés physico-chimiques.

➔ **Quelle est la nature et quelles sont les caractéristiques des principales enveloppes, à la fois solides, liquides et gazeuses qui constituent la Terre ?**

## 1 Une structure interne en enveloppes concentriques

### 1.1 L'accès aux enveloppes solides de la Terre

#### a. Les accès directs par les affleurements et les forages

Les **affleurements** constituent les approches les plus directes des matériaux constituant la Terre. Ils livrent généralement des informations sur les niveaux les plus superficiels de la croûte (exemple des affleurements de roches sédimentaires). Certains processus géologiques conduisent cependant à l'affleurement des témoignages de niveaux plus profonds :

- roches magmatiques et roches métamorphiques de la croûte continentale plus profonde dégagées par l'érosion ou exhumées par des processus tectoniques ;
- roches mantelliques, mises à l'affleurement dans les chaînes de collision avec les complexes ophiolitiques ou entraînées en surface par les processus volcaniques (nodules de péridotites au sein des basaltes). En domaine océanique, des roches mantelliques affleurent parfois directement, en relation avec des mécanismes particuliers de mise en place.

Certaines structures ou environnements géologiques offrent parfois des coupes sur un ensemble de niveaux de la croûte jusqu'au manteau : coupe de la croûte océanique au niveau de certaines failles transformantes, coupes offertes par les complexes ophiolitiques.

Les **forages** représentent un autre accès direct aux matériaux terrestres. Leur profondeur reste cependant limitée et leur coût en contraint le nombre lorsqu'ils ne s'accompagnent pas d'objectifs économiques. Le forage le plus profond en domaine continental reste celui effectué dans la péninsule de Kola au nord de la Russie et qui a atteint 12 km de profondeur. En domaine océanique, le forage le plus profond (forage 504B conduit dans le Pacifique près des îles Galapagos) a atteint 1 800 mètres de profondeur à partir du fond océanique.

### b. Les accès indirects par les études sismiques

La **sismologie**, étude des séismes naturels et artificiels et de la propagation des ondes sismiques, constitue l'approche la plus féconde pour accéder à la connaissance de la structure interne de la Terre.

L'analyse d'un **sismogramme** fait apparaître trois types d'ondes, P, S et L, dont les caractéristiques et les vitesses de propagation sont différentes.

Les ondes P et les ondes S sont des ondes de volume, se propageant en profondeur à travers tout le globe : elles sont utilisées pour connaître sa structure. Les ondes L sont des ondes de surface et ne peuvent donc pas renseigner sur la structure interne du globe. Les ondes P arrivant les premières dans les enregistrements sont les plus rapides.

L'analyse des trajets des ondes P et S dans le globe (ou rais sismiques) a permis de :

- dresser des profils moyens de leur vitesse de propagation en fonction de la profondeur : ces vitesses augmentent avec la pression et dépendent de la nature des matériaux traversés ;
- détecter et déterminer des profondeurs au niveau desquelles se produisent des modifications dans la nature des ondes et/ou dans leur direction de propagation (surfaces de réfraction) : des changements des vitesses de propagation traduisent des modifications de composition des milieux.

Ces variations définissent ainsi des discontinuités sismiques dont la profondeur peut être établie et qui fondent un modèle sismique du globe, le **modèle PREM** (*Preliminary Reference Earth Model*), proposé en 1981.

### c. Les accès indirects par les météorites

Il existe différents types de **météorites** qui peuvent être interprétées comme des homologues des différentes enveloppes du globe : elles proviennent de corps planétaires, structurés ou non en enveloppes différenciées, et que l'on suppose d'origine commune avec la Terre.

Les **chondrites** sont des météorites qui ont le même âge et la même composition globale que la Terre : elles sont considérées comme des fragments de corps planétaires non encore différenciés en enveloppes concentriques distinctes. Dans les études géochimiques, elles fournissent une référence pour la composition de la Terre globale.

Les autres météorites sont plus jeunes et on admet qu'elles proviennent de l'explosion de corps planétaires partageant avec la Terre une origine commune et une structure déjà différenciée en enveloppes concentriques. Les **météorites ferreuses** seraient représentatives du noyau, les **achondrites** représentatives du manteau ou de la croûte basaltique.

## 1.2 Le modèle PREM : les différentes enveloppes internes

Le **modèle PREM** est une représentation simplifiée de la Terre, sous forme d'enveloppes concentriques. Il décrit une Terre dans laquelle l'évolution des propriétés physiques et la localisation des discontinuités sismiques sont identiques quel que soit le rayon terrestre considéré : c'est un modèle de Terre à symétrie radiale.

Ce modèle donne notamment les profils de vitesse des ondes P ( $v_p$ ) et S ( $v_s$ ) en  $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$  en fonction de la profondeur (figure 19.1a). Il fournit aussi des profils de densité et de pression, grandeurs croissantes avec la profondeur (figure 19.1b et c), ainsi qu'un profil de l'accélération de la pesanteur (figure 19.1d).

#### ZOOM 1

Les ondes P et S et leur propagation

#### ZOOM 2

Les discontinuités sismiques

#### ZOOM 3

Météorites et enveloppes terrestres

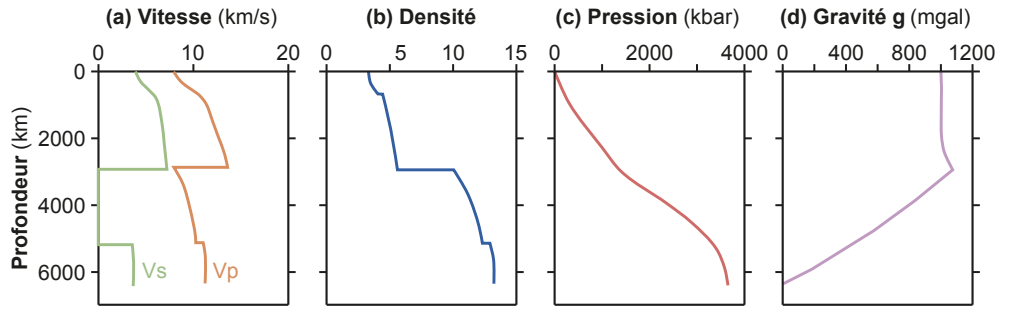


Figure 19.1 Les informations du modèle PREM : paramètres calculés en fonction de la profondeur.

(a) Profil de vitesse des ondes P et S ; (b) profil de densité ; (c) profil de pression ; (d) profil de l'accélération de la pesanteur (mgal =  $10^{-5}$  m.s<sup>-2</sup>)

**a. Trois discontinuités majeures séparant croûte, manteau, noyau**

Ces **discontinuités sismiques** (figure 19.2) séparent les principales enveloppes terrestres internes :

- La **discontinuité de Mohorovicic** appelée aussi **Moho** sépare la croûte du manteau à une profondeur comprise entre 0 et 80 km ; elle est en moyenne à 30 km sous les continents et à 6 ou 7 km sous les océans, ce qui fixe l'épaisseur moyenne des croûtes continentale et océanique.

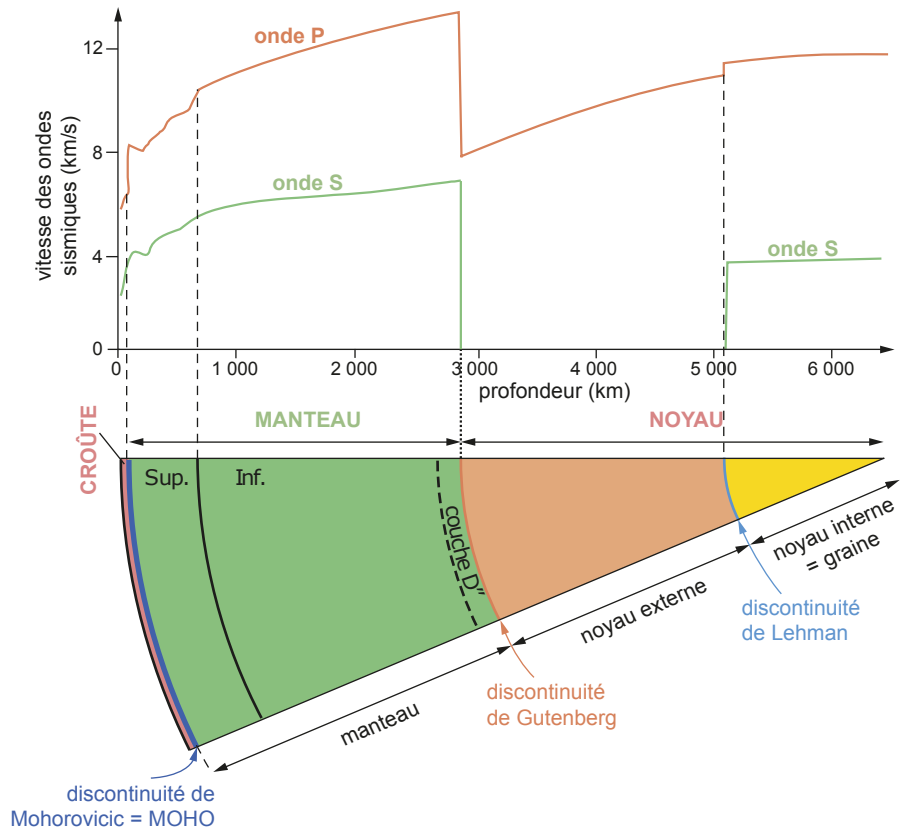
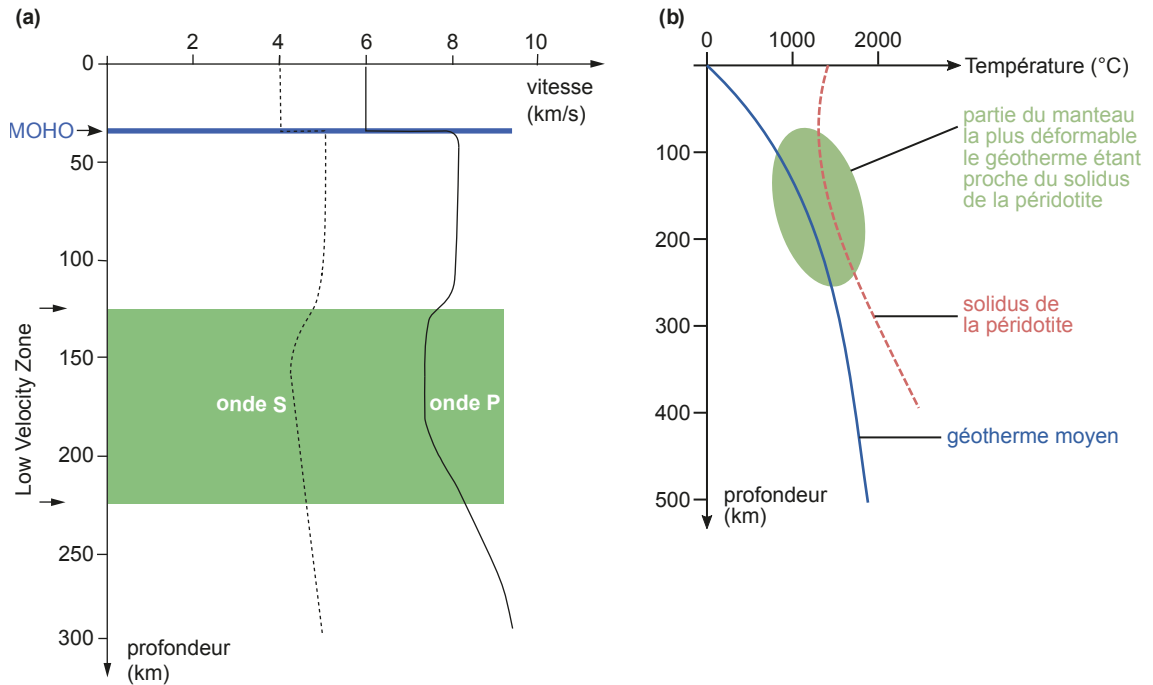


Figure 19.2 Principales discontinuités sismiques du globe terrestre.

- La **discontinuité de Gutenberg**, située à 2 900 km de profondeur sépare le manteau du noyau externe (interface noyau-manteau ou CMB : *core-mantle boundary*). Cette discontinuité provoque la réfraction des ondes P, ce qui interdit l'arrivée de ces ondes dans un secteur angulaire localisé entre 105° et 142° par rapport à l'épicentre du séisme : c'est l'observation de cette zone d'ombre qui a permis de déterminer la profondeur de la discontinuité. Environ 200 km au-dessus de la limite manteau-noyau, la vitesse des ondes P cesse d'augmenter : cette zone particulière est appelée couche D''.
- La **discontinuité de Lehman**, située à 5 100 km de profondeur sépare le noyau externe liquide du noyau interne solide. La nature liquide du noyau externe est déduite de l'absence de propagation des ondes S, ondes de cisaillement : celles-ci ne se propagent pas dans un liquide, qui n'oppose aucune résistance au cisaillement. Les ondes S traversant la graine solide proviennent de la transformation d'ondes P à l'interface noyau liquide/graine. À chaque discontinuité, il y a en effet des conversions réciproques entre ondes P et S.

**ZOOM 2**

Les discontinuités sismiques

**b. Discontinuités au sein du manteau supérieur : lithosphère et asthénosphère****Figure 19.3** La zone à faible vitesse et son interprétation.

Les profils de vitesse montrent des évolutions continues dans le manteau inférieur et le noyau, ce qui peut traduire des états homogènes, mais présentent des variations et des discontinuités nettes dans le manteau supérieur :

- Une **zone de faibles vitesses sismiques** (ondes P et S) ou en anglais *Low velocity zone (LVZ)*, d'épaisseur variable, généralement comprise entre les profondeurs de 120 et 250 km. Les ondes S s'y propagent ce qui indique que le manteau est solide. On sait qu'avec la profondeur, la vitesse des ondes augmente avec la densité mais le ralentissement est ici interprété comme le signe d'un manteau plus ductile. Cette zone apparaît principalement déterminée par l'évolution thermique et fonde la distinction entre lithosphère et asthénosphère, alors établie sur des propriétés mécaniques (ou rhéologiques) : la moindre vitesse résulterait d'une augmentation

de la ductilité du milieu, du fait que la température s'approche au plus près du solidus de la péridotite, constituant du manteau (figure 19.3). D'autres hypothèses ont expliqué cette augmentation de ductilité par la présence d'eau, mais dont on a montré qu'elle influe peu sur la vitesse de propagation des ondes. Des travaux récents suggèrent l'existence d'une très faible fusion partielle du manteau dans cette zone (inférieure à 0,7 % en volume). Cette fraction magmatique s'observerait surtout à l'aplomb des dorsales et des points chauds et serait absente sous les domaines continentaux.

L'ensemble situé au-dessus de la LVZ constitue la **lithosphère**, comprenant la croûte et une partie du manteau supérieur. Son épaisseur est de l'ordre de 100 à 150 km. L'**asthénosphère** reçoit deux définitions : elle peut correspondre à la seule LVZ (épaisseur d'environ 150 km) ou s'étendre du sommet de celle-ci jusqu'à la base du manteau supérieur à 670 km. La mobilité de la lithosphère repose sur son découplage avec l'asthénosphère.

- Des discontinuités à 410 et 670 km, cette dernière limite séparant manteau supérieur et inférieur. La zone située entre ces deux profondeurs est appelée **zone de transition** du manteau. Ces discontinuités apparaissent liées à des modifications cristallines de certains minéraux, le principal étant l'olivine, sous l'effet principalement de l'augmentation de pression (voir § 2.2). Cette discontinuité de 670 km sépare le manteau supérieur du manteau inférieur.

## 2 Chimie et minéralogie des enveloppes internes

### 2.1 Chimie et minéralogie des croûtes

Les **croûtes** océanique et continentale sont les enveloppes solides les plus superficielles : elles peuvent ainsi être échantillonnées, au niveau d'affleurements ou via la réalisation de forages. Croûtes océanique et continentale se distinguent nettement par leur composition géochimique et minéralogique, ainsi que par leur épaisseur et leur densité.

#### a. Chimie et minéralogie de la croûte océanique

Son accès reste difficile *in situ* et de nombreuses informations sont extraites de l'analyse de complexes ophiolitiques, parties de lithosphère océanique charriées sur des domaines continentaux lors de processus orogéniques.

La croûte océanique présente une pétrologie relativement homogène : elle est formée de **gabbros** et de **basaltes**.

#### ! Attention !

Constituants majeurs de la croûte océanique, gabbros et basaltes ne sont pas exclusifs de celle-ci et se rencontrent très fréquemment en domaine continental, dans de nombreux volcans ou sous forme de très vastes épanchements basaltiques (ou trapps) observés par exemple en Inde (trapps du Deccan) ou en Sibérie.

Ces roches magmatiques se distinguent par leur texture (grenue pour les premiers, microcristalline pour les seconds) mais présentent une minéralogie similaire, avec essentiellement des plagioclases calciques (anorthite) et des minéraux ferro-magnésiens (pyroxènes et olivines) (voir § 2.2). Au plan chimique, leur teneur en silice se situe aux environs de 50 % ce qui en fait des roches basiques. Cette composition chimique donne à la croûte une densité de l'ordre de 2,9 (masse volumique de  $2\,900\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ).

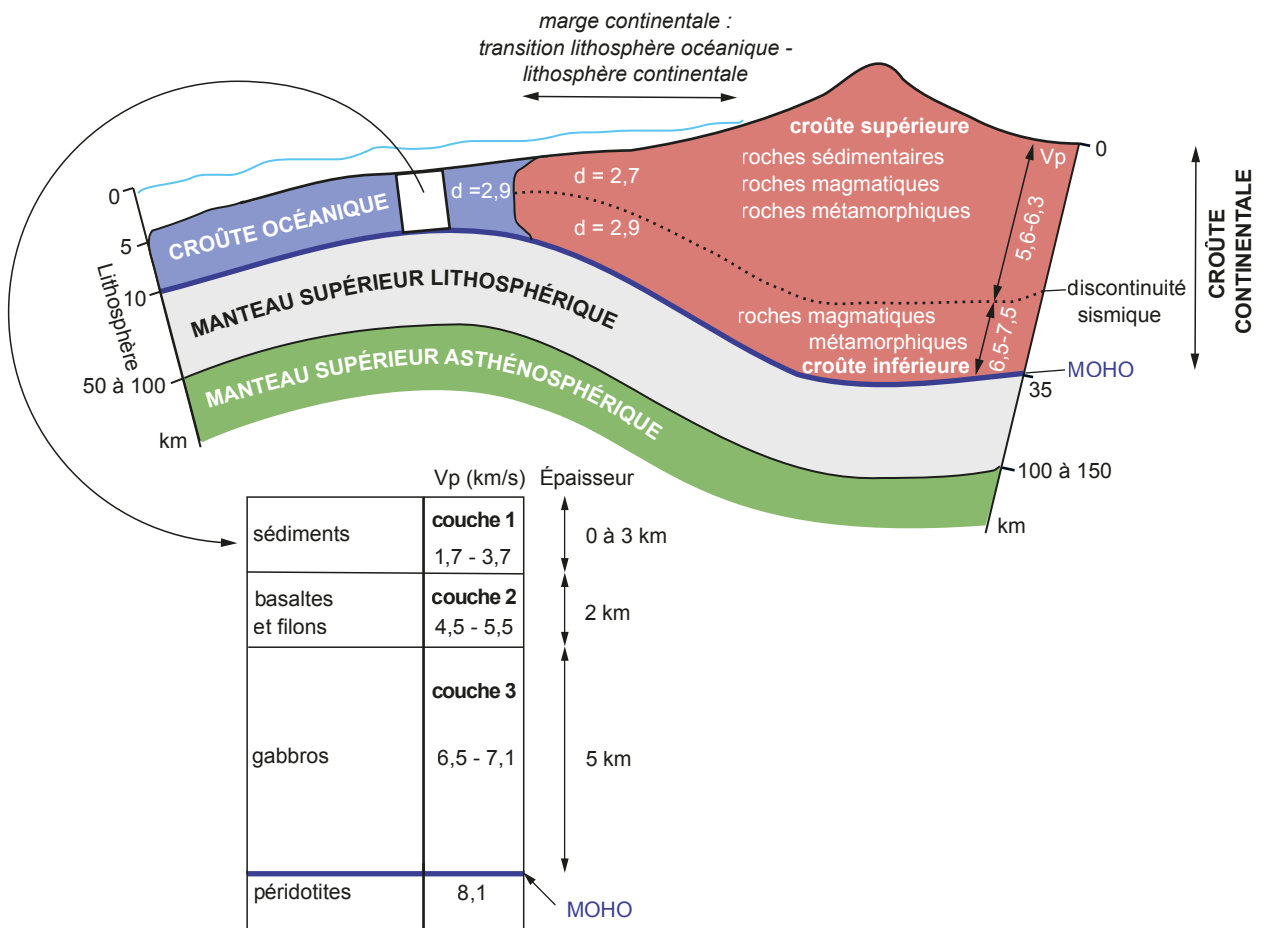
La croûte océanique présente cependant des variations de structure en relation avec le dynamisme de mise en place qui distingue les dorsales rapides (exemple de la dorsale Est-Pacifique) des dorsales lentes (exemple de la dorsale Médio-Atlantique).

Une croûte de dorsale rapide montre généralement une structure stratifiée d'épaisseur comprise entre 7 et 12 km et que l'on peut caractériser sismiquement par des discontinuités dans la vitesse de propagation des ondes (figure 19.4) avec :

- une couche 1, d'épaisseur très variable (jusqu'à quelques centaines de mètres) et représentée par des sédiments ;
- une couche 2, de nature basaltique, correspondant à des émissions de laves sur le fond marin (pillow-lavas ou coulées fluidales) et à leurs filons d'alimentation, qui constituent le complexe filonien sous-jacent ;
- une couche 3 dont la vitesse des ondes P peut recevoir plusieurs interprétations pétrologiques : gabbros, gabbros métamorphisés par action hydrothermale.

Cette couche est limitée à sa base par le Moho sous lequel se trouve le manteau.

Une croûte de dorsale lente est le résultat d'une activité magmatique moins importante, générant une croûte beaucoup plus hétérogène en épaisseur et en structure. Elle peut ne comprendre que des niveaux basaltiques reposant directement sur le manteau, ou montrer parfois de petits massifs de gabbros disjoints.



**Figure 19.4** Organisation comparative des croûtes océanique et continentale.

La croûte océanique représentée correspond à celle produite par une dorsale rapide.

Un certain nombre d'observations océanographiques ont montré que la croûte océanique était parfois absente, le manteau étant alors directement à l'affleurement sous les sédiments.

Dans ces environnements hétérogènes, le Moho reste cependant une limite sismique bien visible et régulière : il est alors interprété comme une discontinuité marquant un front d'hydratation des péridotites sous l'effet de circulations internes d'eau de mer, ou front de serpentinisation, séparant des péridotites sus-jacentes dont les olivines sont altérées en serpentine, de péridotites non hydratées et non serpentinisées en dessous.

**b. Chimie et minéralogie de la croûte continentale**

La croûte continentale est une enveloppe beaucoup plus hétérogène. Son épaisseur moyenne est de l'ordre de 30 km mais peut dépasser 70 km dans certaines zones de montagnes. Elle est aussi parfois amincie, comme dans les rifts continentaux.

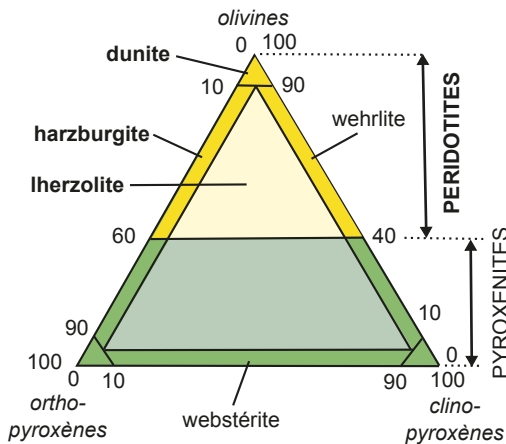
Elle peut juxtaposer des matériaux de nature très diverse représentés par des roches sédimentaires, métamorphiques ou magmatiques. Sa composition moyenne la rapproche de celle d'une granodiorite (environ 65 % de SiO<sub>2</sub>). Les minéraux observés sont alors majoritairement des feldspaths potassiques (orthose) et sodiques (albite) et du quartz. La densité est de l'ordre de 2,7. La distribution des foyers sismiques conduit à distinguer une croûte supérieure séparée d'une croûte inférieure par une discontinuité sismique plus ou moins marquée.

**2.2 Chimie et minéralogie du manteau**

Du fait de sa profondeur, l'échantillonnage direct du **manteau** terrestre est limité aux ophiolites et aux nodules de péridotite présents au sein de certains basaltes. Ces échantillons ne permettent cependant d'avoir accès qu'à la partie supérieure du manteau, les roches mantelliques les plus profondes remontées à la surface ayant été estimées à environ 200 km.

**a. Les péridotites du manteau**

Le manteau est constitué de **péridotites**, roches ultrabasiques (SiO<sub>2</sub> compris entre 40 et 45 %), comprenant pour l'essentiel des minéraux silicatés ferromagnésiens : olivine et pyroxènes. Ces roches, constituées à plus de 90 % de minéraux ferromagnésiens (minéraux dits sombres) ne peuvent être placées dans les classifications habituelles des roches magmatiques fondées sur les minéraux dits clairs (quartz, feldspaths). Leur classification se fait dans un diagramme ternaire (olivine, clinopyroxène, orthopyroxène) (figure 19.5). Les péridotites comprennent au moins 40 % d'olivines. Elles se divisent en **lherzolites** (5 à 10 % en volume de clinopyroxènes) et **harzburgites** (moins de 3 % de clinopyroxènes) et en **dunites** (90 % d'olivines). Les péridotites du manteau sont des lherzolites ou des harzburgites.



minéral \ roche	lherzolite	harzburgite	dunite
<b>olivine</b> <i>SiO<sub>4</sub>(Mg,Fe)<sub>2</sub></i>	60 - 70 %	70 - 80 %	95 %
<b>orthopyroxène</b> <i>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>(Mg, Fe)<sub>2</sub></i>	20 %	20 %	-
<b>clinopyroxène</b> <i>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>Ca(Mg,Fe)</i>	5 - 10 %	0 - 5 %	-
<b>minéral alumineux</b>	5 - 10 % plagioclase <30 km 30< spinelle <75 km grenat >75 km	5 % spinelle	5 % spinelle

Figure 19.5 Classification et minéralogie des péridotites.

Les péridotites contiennent également en faibles proportions, un minéral alumineux qui est, selon la profondeur, du **plagioclase** (profondeur inférieure à 30 km), du **spinelle** (profondeur comprise entre 30 et 75 km) et du **grenat** pour des profondeurs au-delà.

### b. Les transitions de phase des olivines

Les deux discontinuités sismiques repérées à 410 et 670 km correspondent à des sauts de vitesses. Ceux-ci sont interprétés comme des réorganisations minéralogiques des olivines.

Ces minéraux sont construits sur la base de tétraèdres  $(\text{SiO}_4)^{4-}$  liés entre eux par des cations magnésium et fer. Sous l'effet de la pression, les réseaux de tétraèdres se réorganisent en structures plus compactes (figure 19.6).

#### ZOOM 4

Les transitions de phase des olivines

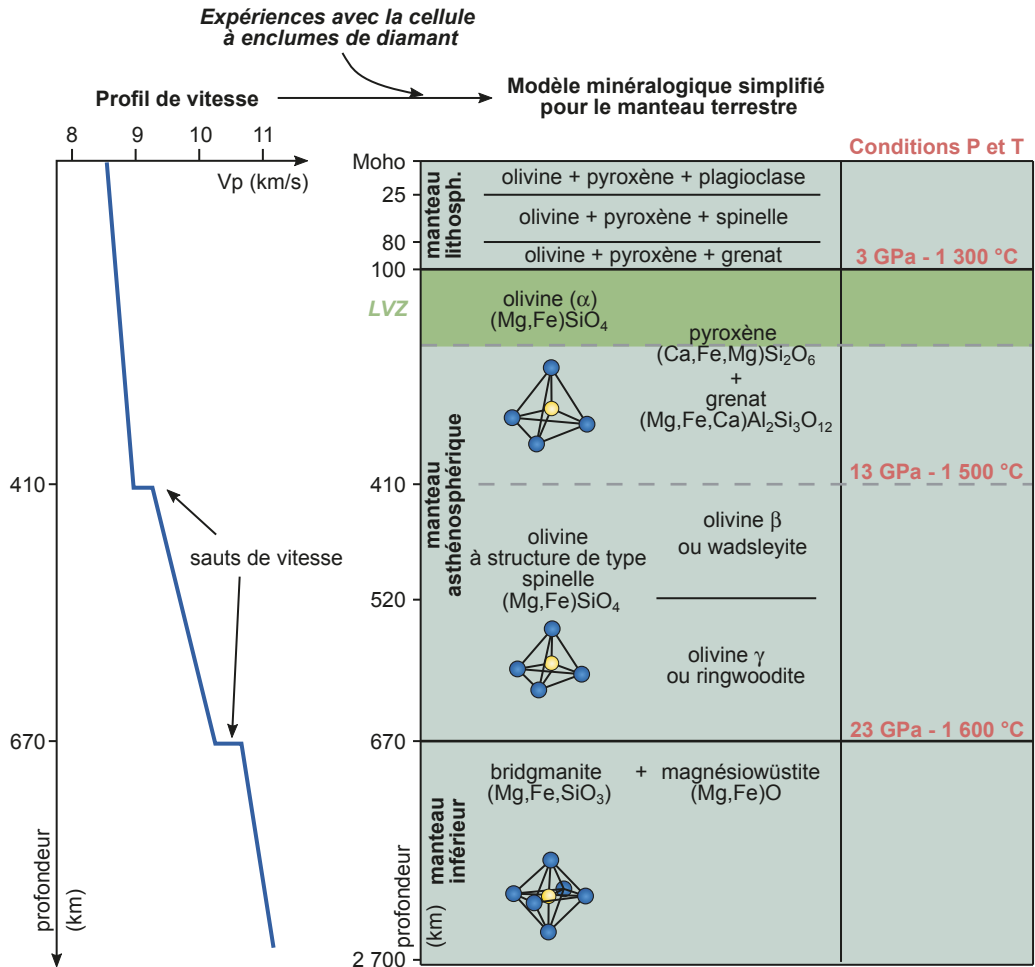


Figure 19.6 Modèle minéralogique pour le manteau déduit de l'échantillonnage, des données sismologiques et des études de laboratoire.

Jusqu'à une profondeur de 410 km, l'olivine  $\alpha$  est constituée de tétraèdres ménageant entre eux des espaces occupés par du fer et du magnésium.

Entre 410 et 670 km, les tétraèdres définissent une structure plus compacte (souvent qualifiée d'olivine à structure de type spinelle), avec d'abord de l'olivine  $\beta$  (encore appelée wadsleyite), dont la densité s'accroît de 10 %, ce qui explique le saut de vitesse enregistré. Vers 520 km, se produit le passage à l'olivine  $\gamma$  (encore appelée ringwoodite) qui ne s'accompagne pas de changement de vitesse.

Au-delà de 670 km de profondeur, les olivines se séparent en deux phases plus denses. L'une est la **bridgmanite** (autrefois appelée pérovskite silicatée), formée d'octaèdres dans lesquels les atomes de silicium sont désormais entourés de 6 atomes d'oxygène, ce qui accroît la densité, l'autre phase étant la magnésiowüstite.

À partir de 670 km, la vitesse des ondes augmente régulièrement, ce qui suggère un manteau apparemment plus homogène. Vers 2 700 km, débute la couche D'' qui serait constituée par des silicates de très haute pression (post-pérovskite).

## 2.3 Chimie et minéralogie du noyau

### ZOOM 3

Météorites et enveloppe terrestre

Une partie des informations provient des **météorites** avec :

- l'existence des météorites ferreuses constituées d'un alliage de fer et de nickel ;
- la prise en compte des météorites de type chondrites qui fournit une estimation de la composition globale de la Terre. La connaissance de la chimie des autres enveloppes conduit alors à formuler des hypothèses sur la composition du noyau, qui doit concentrer des éléments insuffisamment présents dans les enveloppes plus superficielles.

D'autres données sont de nature astronomique : le calcul du moment d'inertie de la Terre donne accès à sa masse, et donc à sa densité moyenne de l'ordre de 5,5. Celle-ci suppose un noyau très dense (de l'ordre de 13,5) compensant les densités plus faibles des autres enveloppes (figure 19.1). Enfin cette composition doit rendre compte de la présence d'un champ magnétique.

La mise en relation de l'ensemble de ces données suggère la composition suivante : le noyau externe liquide est constitué de 80 % de fer, 10 % de nickel et 10 % d'éléments plus légers tels que le soufre, le silicium, ou l'oxygène. La graine est un alliage de 90 % de fer et 10 % de nickel.

## 3

## Le géotherme et sa construction

Le **géotherme** est la courbe d'évolution de la température avec la profondeur dans le globe terrestre ; il constitue avant tout un modèle du fait notamment de l'impossibilité de mesurer directement les températures au-delà des forages les plus profonds. Le **gradient géothermique** correspond à l'augmentation de température par km de profondeur.

Comme le modèle PREM, il est élaboré pour une Terre à symétrie radiale et fait abstraction de toutes les variations latérales susceptibles d'exister en fonction des contextes géodynamiques.

### a. Un tracé fondé sur les points d'ancrage

Des mesures de température près de la surface permettent de proposer un gradient géothermique moyen de 30° par km correspondant, pour les premiers kilomètres, à la pente à l'origine du géotherme. Le tracé en profondeur repose sur des données indirectes obtenues par mise en relation d'informations sismiques et minéralogiques. Le géotherme est construit de manière discontinue joignant des valeurs estimées qui constituent des **points d'ancrage**.

La température à la base de la lithosphère (épaisseur considérée : 100 km) est proche de 1 600 K, soit environ 1 300 °C. Voisine de la température du solidus des péridotites, elle correspond au changement de comportement mécanique du manteau, qui devient plus ductile, ce qui signe l'entrée dans la LVZ. Cette **isotherme de 1 300 °C** sera communément considérée comme la base de la lithosphère.

Les points d'ancrage découlent d'expériences de minéralogie expérimentale menées sur des matériaux péridotitiques et qui recherchent les températures susceptibles de générer des transitions de phase aux pressions correspondant aux sauts de vitesse sismique (c'est-à-dire aux pressions correspondant aux profondeurs de 400 et 670 km). Ces travaux montrent que le premier saut à 400 km (olivine  $\alpha$  → olivine  $\beta$ ) et le second à 670 km (olivine → bridgmanite) requièrent des températures respectives de 1 750 K et 1 900 K  $\pm$  100.

La température proposée pour le noyau, de l'ordre de 5 000 K, est fondée sur la température de fusion du fer (noyau externe liquide) à une pression correspondant à la profondeur de la discontinuité de Lehman (5 100 km). Cette valeur est ensuite extrapolée jusqu'au sommet du noyau en appliquant les lois de la convection. La limite manteau/noyau est marquée par un saut de température entre les deux enveloppes.

### b. L'extrapolation entre les points d'ancrage

Le géotherme est extrapolé entre les points d'ancrage, avec des gradients prenant en compte les régimes de transfert de la chaleur. En cas de convection d'un matériel péridotitique à faible diffusivité thermique, le gradient géothermique minimum est le gradient adiabatique pour le matériel considéré, soit  $0,3^\circ$  par km. Des estimations plus précises tenant compte des données sismiques fournissent des valeurs comprises entre  $0,3^\circ$  et  $0,5^\circ$  par km.

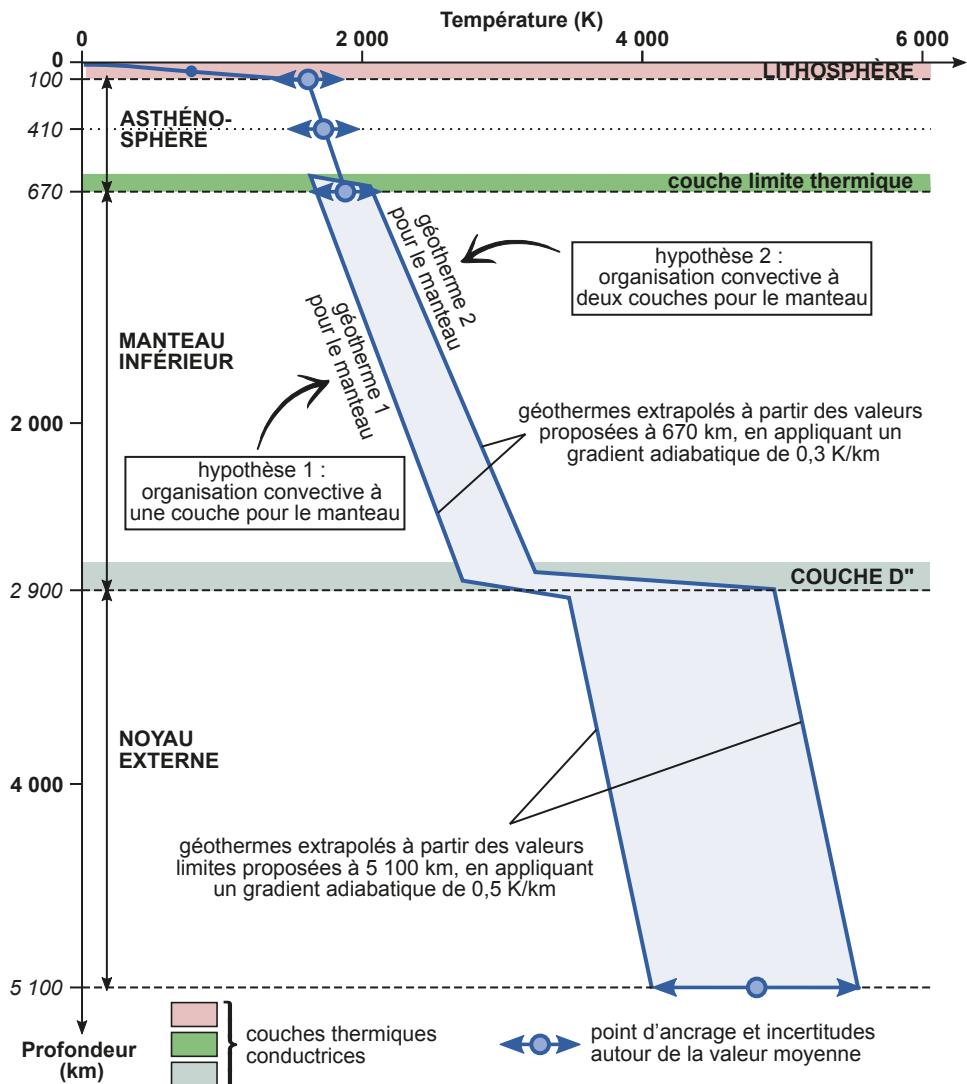


Figure 19.7 Géotherme établi à partir de points d'ancrage profonds et des gradients adiabatiques pour le manteau et le noyau.

Voir chapitre 20

Certaines couches sont marquées par un gradient élevé (couches limites thermiques), ce qui signe des transferts de chaleur par conduction, à l'image de la lithosphère ou de la couche D". Différents modèles de géotherme (géothermes 1 et 2 de la figure 19.7) sont proposés selon la nature de la convection mantellique supposée.

## 4

## Des enveloppes externes fluides stratifiées

Voir chapitre 29

La Terre est la seule planète du système solaire à posséder une température de surface qui permette à l'eau d'y exister sous trois états : liquide, solide (glace) et gaz (vapeur d'eau).

Deux enveloppes fluides entourent la Terre et sont envisagées dans le cadre de l'étude du climat :

- L'**atmosphère** qui est le mélange de gaz et de particules (aérosols, gouttelettes) retenus autour de la planète grâce au champ gravitationnel.
- L'**hydrosphère** qui est l'enveloppe qui regroupe les différentes formes d'eau présentes à la surface du globe. Elle est composée à plus de 98 % d'eau à l'état liquide : celle-ci est représentée à près de 98 % par l'eau des océans qui recouvrent 72 % de la surface du globe, les eaux douces ne constituant qu'un peu plus de 2 % de l'eau liquide totale.

Seuls les caractères de la stratification de ces enveloppes sont brièvement rappelés ici.

### 4.1 Stratification thermique de l'atmosphère

L'atmosphère terrestre montre une structuration en couches dont les limites sont principalement définies sur l'évolution de la température. Ces couches s'étendent sur une altitude dépassant 500 km au-delà de laquelle se réalise la transition avec l'espace libre. Les 9/10<sup>e</sup> de la masse de l'atmosphère se concentrent à moins de 16 km d'altitude et sont contenus dans les deux premières couches, la troposphère et la stratosphère :

- La **troposphère** s'étend de la surface à une altitude moyenne de 11 km environ (6 à 8 km aux pôles, 15 à 18 km à l'Équateur). Sa température décroît avec l'altitude et passe d'environ +15 °C au sol (température moyenne de la surface terrestre) à -56 °C à son sommet, limite correspondant à la tropopause, soit un gradient moyen d'environ 6,5 °C par km.
- La **stratosphère** se situe entre 10 et 50 km d'altitude. Au-dessus de la tropopause, la température se stabilise à environ -56 °C avant d'augmenter pour atteindre 0 °C au sommet de la stratosphère appelée stratopause. La stratosphère est le lieu de la couche d'ozone qui protège la surface du rayonnement ultraviolet. L'absorption des UV et les réactions génératrices d'ozone sont exothermiques, ce qui rend compte du réchauffement observé.

### 4.2 Stratification de l'hydrosphère

L'hydrosphère est le siège de nombreux courants, de surface ou profonds qui peuvent affecter la stratification. Il est cependant possible de distinguer différentes zones selon la profondeur, structurées par l'évolution de la **température**. On distingue ainsi :

- la **couche de mélange** (200 à 300 m aux moyennes latitudes) où les températures varient peu avec la profondeur ;
- la **thermocline** permanente (de 200 à 1 000 m de profondeur selon la latitude), zone marquée par un gradient thermique fort sans variation saisonnière ;
- l'**océan profond** (au-delà de 1 000 m de profondeur), correspondant à une couche d'eau dense, de basse température (entre 2 et 4 °C) et peu variable.

Ces deux enveloppes fluides sont le siège de circulations importantes, vents et courants, dont les dynamiques sont couplées.

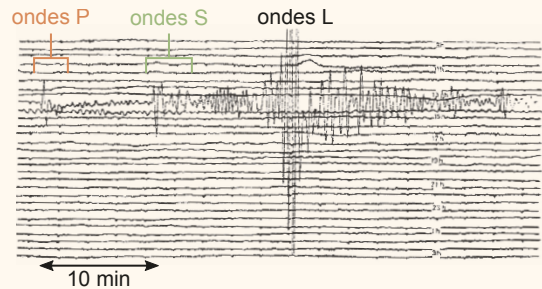
Voir chapitre 30

## ZOOM 1

## Les ondes P et S et leur propagation

## Un sismogramme

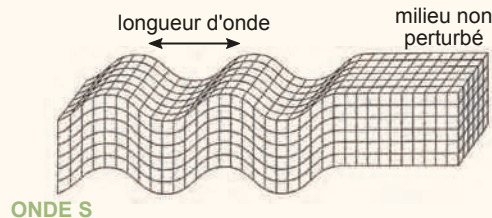
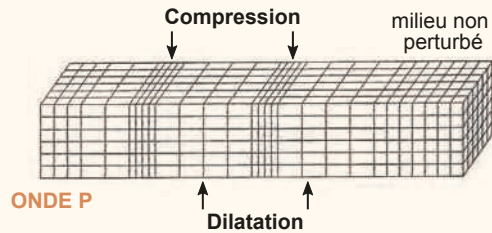
L'analyse d'un sismogramme fait apparaître 3 types d'ondes P, S et L les ondes P et S étant des ondes de volume utilisées pour connaître la structure du globe. Les ondes L ou ondes longues se déplacent dans les niveaux superficiels.



Tracé d'un sismogramme.

## Les caractères des ondes P et S

Les ondes P sont des ondes longitudinales qui déforment les matériaux parallèlement à leur direction de propagation : ce sont des ondes de compression, d'où leur nom, P signifiant « pression ». Les ondes S sont des ondes transversales qui déforment les matériaux perpendiculairement à leur direction de propagation : ce sont des ondes de cisaillement, d'où leur nom, S, signifiant « shear » (cisaillement en anglais).



sens de propagation de l'onde  
Propagation des ondes P et S.

## Vitesses des ondes P et S

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

$\rho$  = masse volumique

$K$  = module d'incompressibilité,  $K$  différent de 0 pour les liquides car ils résistent à la compression

$\mu$  = module de cisaillement

$\mu = 0$  pour les liquides car ils ne résistent pas au cisaillement

Pour un matériau solide donné,  $K$  et  $\mu$  deviennent plus faibles lorsque ce matériau est plus souple (plus ductile).

Plus un matériau est difficile à comprimer ( $K$  est grand), plus l'onde P se propage rapidement. Plus un matériau est difficile à déformer par cisaillement ( $\mu$  est grand), plus les ondes P et S se propagent vite. Dans un liquide,  $\mu$  est égal à 0 : les ondes S ne se propagent pas.  $\mu$  et  $K$  augmentent plus vite avec la profondeur que  $\rho$  : ceci explique que les ondes P et S se propagent plus vite en profondeur malgré le fait que les milieux traversés soient de plus forte masse volumique.

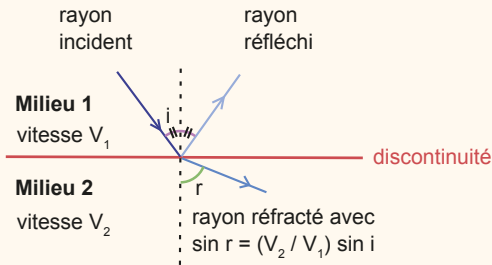
Au niveau de la LVZ, se produit une diminution puis un moindre accroissement de  $\mu$ , ce qui explique la diminution de vitesse qui y est observée et qui est le signe d'un manteau plus ductile.

## ZOOM 2

## Les discontinuités sismiques

## Lois de propagations des ondes et discontinuités

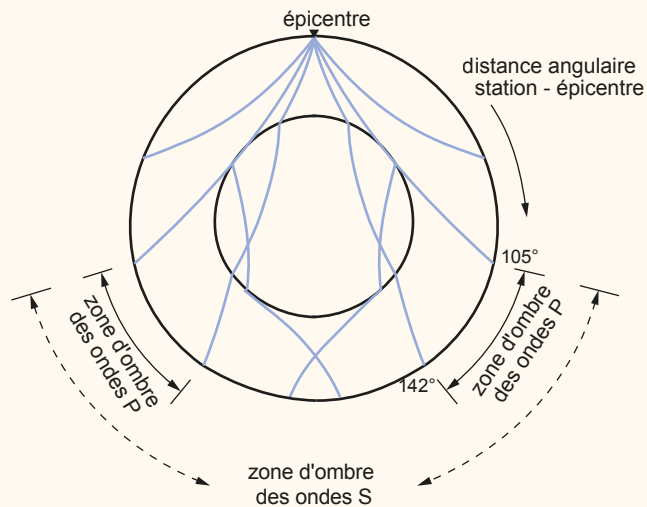
Le trajet des ondes peut être décrit en appliquant les lois d'optique de Snell-Descartes. Une discontinuité sismique est définie comme l'interface entre deux milieux dans lesquels une onde sismique se propage à deux vitesses différentes. Si deux milieux présentent des caractéristiques différentes, ils seront séparés par une surface de discontinuité sur laquelle une onde peut être, selon son angle d'incidence, réfléchi ou/et réfractée.



Loi d'optique de Snell-Descartes.

## Propagation en profondeur et zones d'ombre

Une zone d'ombre est une région du globe, où pour un séisme donné, les enregistrements d'ondes sismiques P ou S (n'ayant connu aucun changement d'un type à l'autre) sont très faibles voire nuls. L'observation d'une zone d'ombre pour les ondes P, entre  $105^\circ$  et  $142^\circ$  de distance angulaire à l'épicentre, a ainsi permis au sismologue Gutenberg de découvrir la discontinuité entre manteau et noyau et de déterminer sa profondeur.

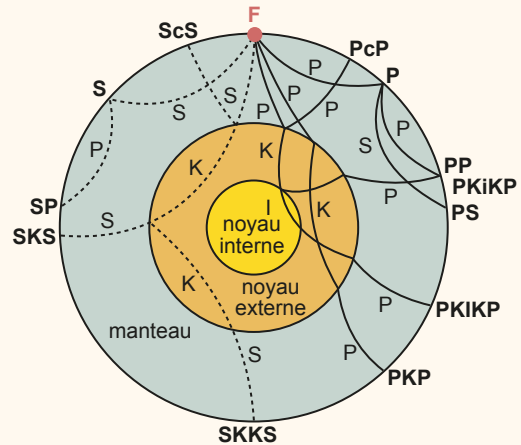


Réfraction et zones d'ombre.

### Conversions des types d'ondes

Les ondes P et S peuvent se convertir en S et P respectivement lors d'une réflexion ou réfraction sur une surface de discontinuité. Les lettres SKS désignent ainsi une onde S qui se convertit en P à la frontière noyau – manteau (K : kern : noyau), puis traverse le noyau externe et se reconvertit en onde S à sa sortie.

En trait continu : partie droite :  
ondes P  
En tiretés : partie gauche : ondes S  
c : réflexions à l'interface manteau - noyau  
K : traversée du noyau externe ;  
I : traversée du noyau interne ;  
i : réflexions sur le noyau interne  
F : foyer d'émission  
Doubles lettres (SP, PP...) :  
réflexion à la surface du globe.



Propagation des différents types d'ondes.

## ZOOM 3

### Météorites et enveloppes terrestres

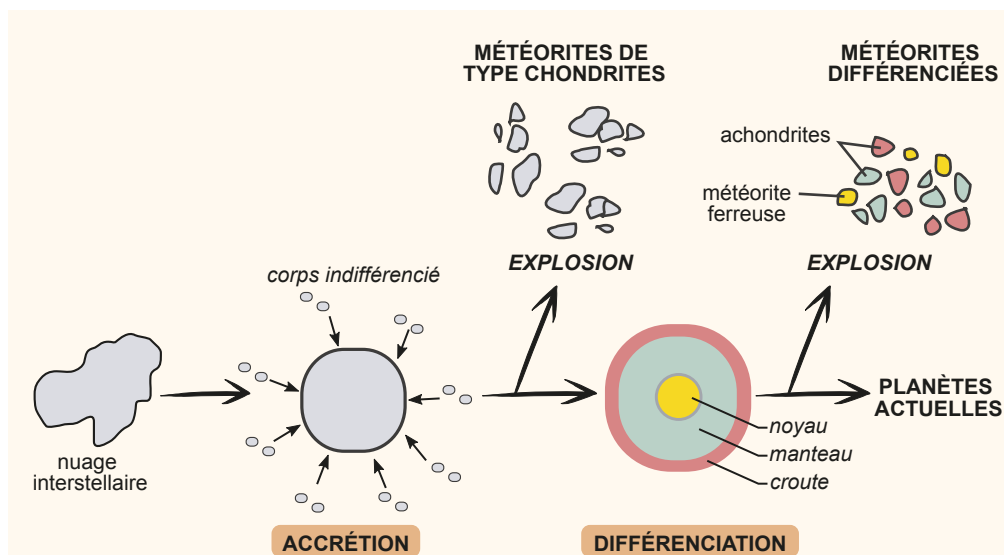
Les **météorites** sont des fragments rocheux venus de l'espace et ayant atteint la Terre. Leur masse est très variable, avec des micrométéorites de l'ordre du gramme jusqu'à des météorites de plusieurs dizaines de tonnes. Les traces de ces dernières sont de vastes cratères d'impact (ou astroblèmes), préservés sur la Lune mais remodelés par l'altération et l'érosion sur Terre.

Les météorites constituent les matériaux les plus anciens du système solaire avec un âge de 4 566 Ma pour les plus anciennes. Les compositions chimiques, minéralogiques et les textures conduisent à distinguer deux types de météorites : des météorites primitives et des météorites différenciées

#### Les météorites primitives et le modèle chondritique de la Terre

Ces météorites sont les **chondrites** : l'examen microscopique fait apparaître des granules sphériques, ou chondres, baignant au sein d'une matrice. Ces chondres sont constitués principalement d'olivine, de pyroxènes et peuvent être accompagnés de fer et de nickel. Ces météorites sont issues de la fragmentation de corps primordiaux, appelés planétésimaux formés très précocement par accrétion de chondres et de poussières à partir de la nébuleuse solaire.

Il existe différents types de chondrites. Certaines de ces chondrites possèdent des caractères chimiques très proches de la Terre et sont considérées comme représentatives de la composition globale de la Terre, avant sa différenciation. C'est le modèle et la référence chondritique de la Terre.



Formation des météorites chondritiques et différenciées.

### Les météorites différenciées, représentatives des enveloppes terrestres

Ce sont des météorites qui n'ont pas une composition primitive mais qui résultent de la fragmentation de planétésimaux et d'astéroïdes ayant fondu après accréation et subi une différenciation, produisant un noyau métallique et un océan magmatique surmonté d'une croûte. Elles sont un peu plus jeunes d'environ 100 Ma que les précédentes. On distingue alors deux types de météorites :

- les météorites ferreuses (ou de fer) formées d'un alliage fer-nickel presque pur. Elles sont représentatives du noyau métallique ségrégué à l'état liquide au cœur des astéroïdes. Elles fournissent alors une composition vraisemblable du noyau terrestre.
- les achondrites ont des textures plutoniques et volcaniques voisines des roches terrestres et proviennent pour certaines (appelées eucrites) de la croûte basaltique d'astéroïdes.

## ZOOM 4

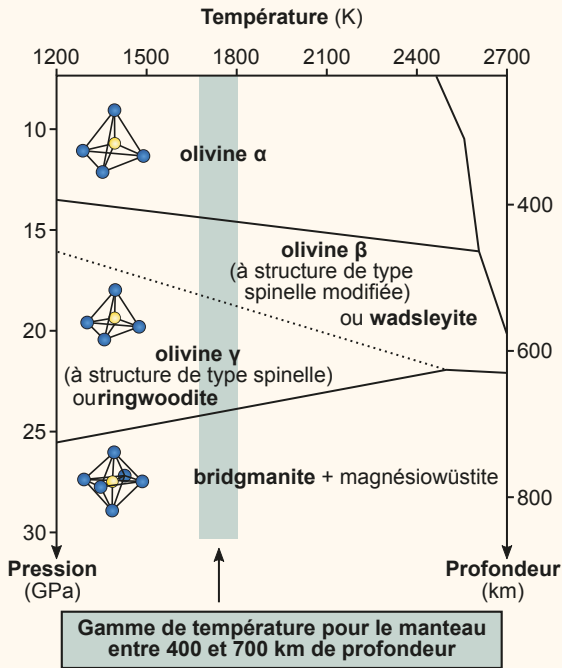
### Les transitions de phase des olivines

#### Les transitions de phase

Une transition de phase correspond à un changement de l'organisation des atomes dans la matière, conduisant à une nouvelle espèce minérale de propriétés différentes. Les diagrammes de phase indiquent les domaines de stabilité des différentes phases en fonction des deux variables intensives, pression et température.

À la température considérée du manteau, l'olivine, minéral majeur des péridotites, prend ainsi différentes formes selon la profondeur :

L'olivine dite  $\alpha$  jusqu'à 420 km de profondeur, prend une structure  $\beta$  entre 420 et 570 km, encore appelée wadsleyite et correspondant à une structure de spinelle modifiée. Entre 570 et 700 km, celle-ci adopte une structure  $\gamma$ , encore appelée ringwoodite avant de donner de nouvelles phases (bridgmanite et magnésio-wüstite). Le passage de l'olivine  $\alpha$  à  $\beta$  rend compte de la discontinuité de 400 km, avant la zone de transition jusqu'à la discontinuité majeure de 670 km qui correspond au passage à la bridgmanite.



Transitions de phase des olivines.

**La minéralogie expérimentale : la cellule à enclumes de diamant**

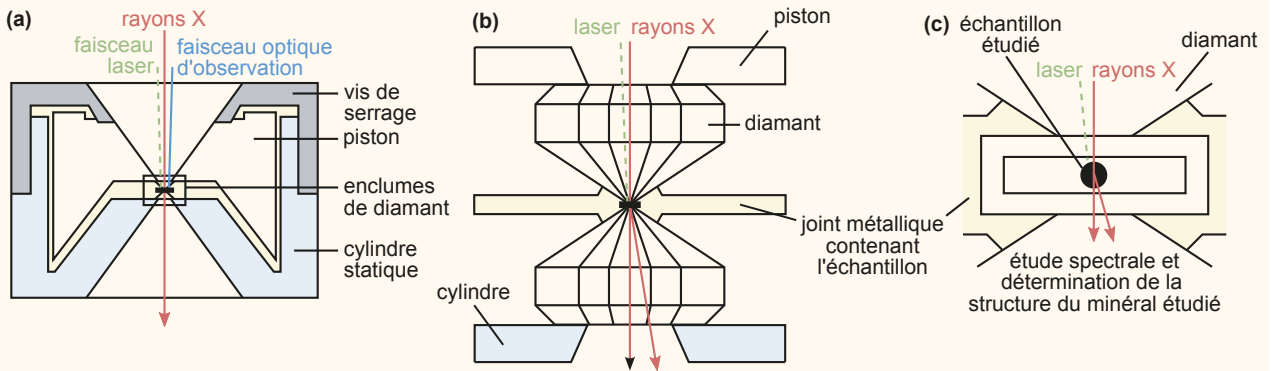
Différents dispositifs de presse permettent de soumettre des échantillons à de fortes pressions et à des températures déterminées.

La cellule à enclumes de diamant peut développer des pressions atteignant 100 GPa soit la profondeur de plus de 2 000 km dans le manteau.

L'échantillon inclus dans un joint métallique est placé entre deux pointes de diamant (surface des têtes de diamant : 0,0001 à 1 mm<sup>2</sup>). Celui-ci présente une très grande dureté, une inertie chimique et une transparence permettant le suivi en continu des transformations.

La température est contrôlée par le biais d'un laser et peut atteindre 2 500 K.

La structure cristallographique de l'échantillon et ses modifications éventuelles sont analysées par diffraction aux rayons X.



Presse à enclumes de diamant.

# Réviser

## Résumé

La Terre est constituée d'enveloppes concentriques solides, liquides et gazeuses qui se distinguent par leurs propriétés physico-chimiques. Les principales enveloppes solides sont les croûtes, le manteau (supérieur et inférieur), le noyau interne (graine) alors que le noyau externe est liquide. Ces ensembles sont séparés par des discontinuités sismiques majeures : discontinuités de Mohorovicic (ou Moho) entre croûtes et manteau, de Gutenberg entre manteau et noyau, de Lehman entre noyau externe et interne.

Croûtes océanique et continentale se distinguent par leur épaisseur, leurs compositions chimique, pétrologique et minéralogique : la croûte océanique, d'épaisseur généralement inférieure à 12 km est de composition basaltique ; la croûte continentale, d'épaisseur moyenne de 30 km, est de composition globale granodioritique mais montre une grande diversité de roches.

Le manteau, caractérisé par sa richesse en magnésium, est constitué d'une roche ultrabasique, la péridotite constituée à 90 % de minéraux ferromagnésiens associés à une phase alumineuse, dont la nature varie avec la profondeur (plagioclase, spinelle et grenat selon des profondeurs croissantes).

La structure cristallographique des olivines se modifie avec la profondeur et devient de la bridgmanite : cette transition est à l'origine de la discontinuité sismique de 670 km qui sépare le manteau supérieur du manteau inférieur.

Le noyau est constitué d'un alliage fer-nickel auquel s'ajoutent des éléments plus légers (soufre, silicium ou oxygène).

Le géotherme correspond à l'évolution de la température selon la profondeur. Sa construction repose sur la mise en relation des données sismiques et de l'identification des changements minéralogiques des olivines qui permettent la définition de points d'ancrage, entre lesquels le gradient géothermique est extrapolé.

La lithosphère et l'asthénosphère sont deux enveloppes définies par leurs propriétés mécaniques (ou rhéologiques) et thermiques. La première comprend la croûte et une partie du manteau supérieur jusqu'à l'isotherme 1 300 °C. La seconde correspond à une partie plus ductile du manteau.

Les enveloppes externes du globe, hydrosphère et atmosphère, sont fluides et sont stratifiées, principalement sous l'effet de la température.

### Attention

- Bien distinguer croûtes et lithosphère.
- Bien distinguer au plan chimique les différentes enveloppes, notamment par leur teneur en  $\text{SiO}_2$ , en magnésium ( $\text{MgO}$ ) et en aluminium ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). À titre d'exemples les compositions représentatives de trois enveloppes : manteau, croûte océanique et croûte continentale.

	Péridotite	Basalte océanique	Croûte continentale
$\text{SiO}_2$	41,1	50,5	60,2
$\text{TiO}_2$	0,1	1,6	0,7
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,6	15,3	15,2
$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$	10,6	10,4	6,3
$\text{MgO}$	46,3	7,6	3,1
$\text{CaO}$	0,2	11,3	5,5
$\text{Na}_2\text{O}$	0,3	2,7	3,0
$\text{K}_2\text{O}$	0,03	0,1	2,8

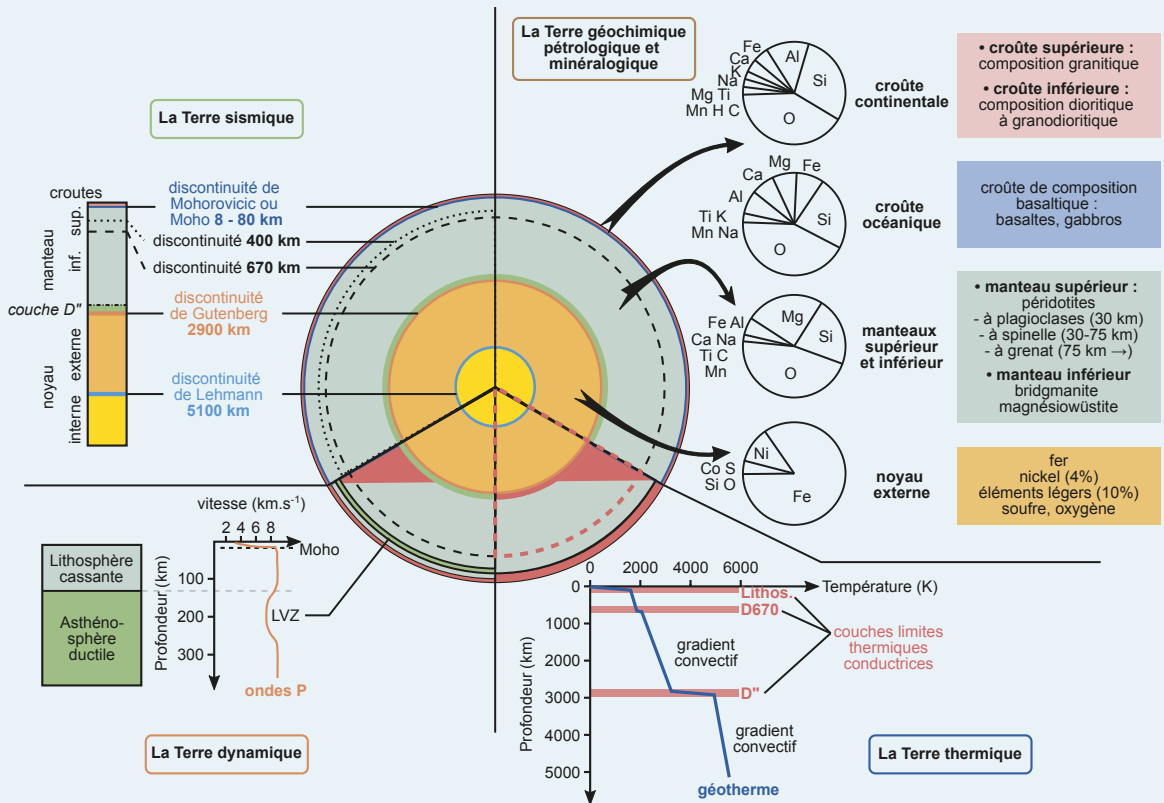


Figure de synthèse Structure et caractéristiques des enveloppes internes du globe terrestre.

# S'entraîner

## QCM de connaissances

Indiquez si les propositions ci-dessous sont exactes. Sinon corrigez-les.

- a. Le Moho définit la base de la lithosphère.
- b. La limite manteau/noyau se situe à 670 km de profondeur.
- c. Le sommet de la stratosphère est plus chaud que sa base.
- d. La thermocline définit une couche océanique de faible gradient thermique.
- e. L'enveloppe solide la plus concentrée en magnésium est la croûte océanique.
- f. Le gradient géothermique est plus fort dans la lithosphère que dans l'asthénosphère.

## QCM à partir de documents

### 1 Analyse des hodochrones

L'analyse des sismogrammes obtenus en diverses stations pour un même séisme permet de construire des hodochrones des ondes : pour chaque onde, l'hodochrone représente le temps mis par l'onde pour parcourir la distance entre l'épicentre et la station où est situé le sismographe en fonction de cette distance.

L'étude d'un séisme a permis d'enregistrer les sismogrammes correspondant à deux stations sismiques et de tracer les hodochrones (figure 19.8).

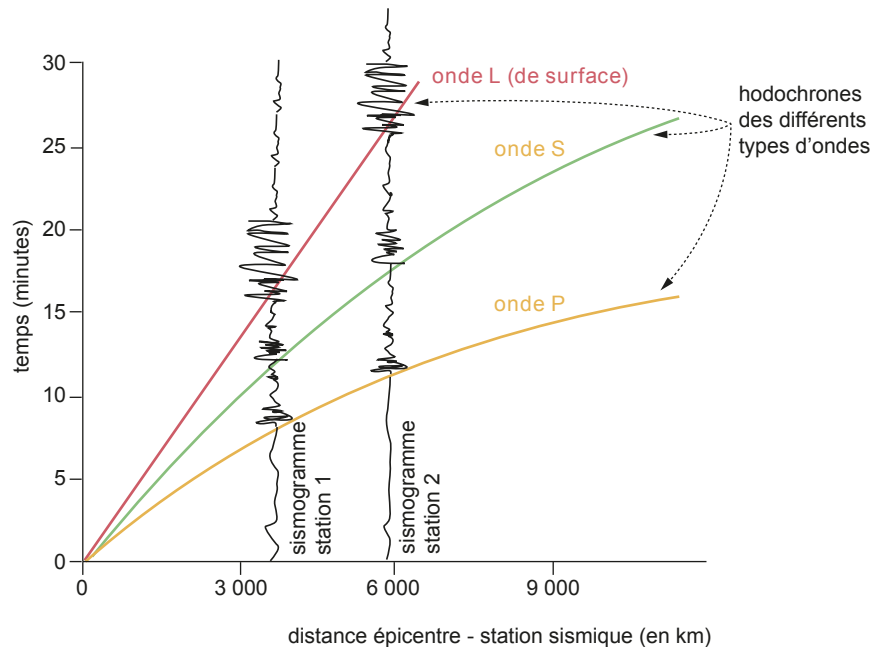


Figure 19.8 Hodochrones des ondes.

Parmi les affirmations suivantes, lesquelles sont exactes ?

- a. La vitesse des ondes croît des ondes P aux ondes L.
- b. Aucun type d'ondes n'a une vitesse constante sur l'ensemble du trajet représenté.
- c. Le temps séparant les ondes P et S s'accroît dans les enregistrements avec la distance au séisme.

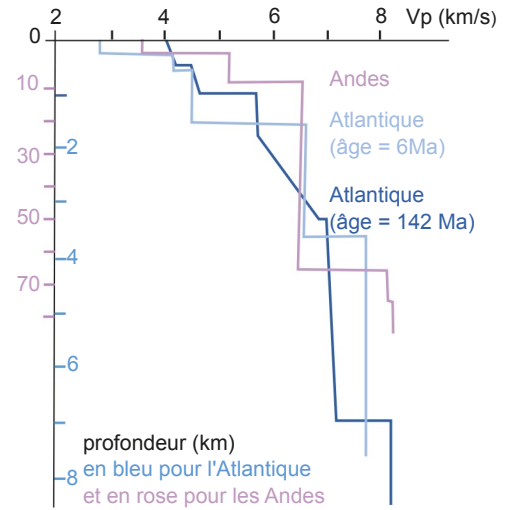
- d. En supposant l'épicentre et les stations sur un même méridien, la distance angulaire entre l'épicentre et la station 2 est d'environ  $120^\circ$ .
- e. La vitesse des ondes P et S croît avec la profondeur du trajet.

## 2 Croûtes continentale et océanique

La **figure 19.9** donne les profils de vitesse des ondes P obtenus dans l'océan Atlantique et sous les Andes. Dans l'océan, le profil est dressé à partir du fond.

Parmi les affirmations suivantes, lesquelles sont exactes ?

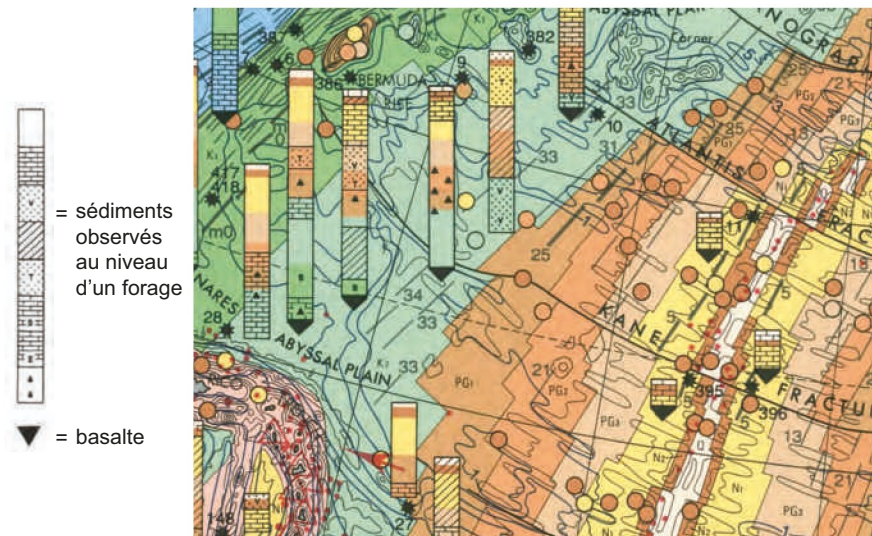
- a. La croûte océanique ancienne et la croûte andine ont sensiblement la même épaisseur.
- b. La profondeur du Moho est la même en tout point de l'Atlantique.
- c. Lorsque les vitesses de propagation des ondes P sont identiques dans les croûtes andine et atlantique, c'est assurément qu'elles sont constituées des mêmes matériaux.
- d. La composition pétrologique de la croûte continentale n'est pas homogène dans toute son épaisseur.



**Figure 19.9** Profils de vitesse des ondes P.

## 3 Couverture sédimentaire des fonds océaniques

L'extrait de carte du fond de l'Atlantique (**figure 19.10**) montre un fragment de la dorsale médio-atlantique et de la plaine abyssale adjacente. L'âge des terrains est représenté par les couleurs conventionnelles de l'échelle stratigraphique (voir rabat 5 de couverture). Différents forages ont été effectués dans la couverture sédimentaire, certains atteignant le socle basaltique (marqués par un triangle noir).



**Figure 19.10** Extrait de la carte du fond de l'océan Atlantique 1/34 000 000.

(Choubert G., Faure-Muret A., Freeman-Lynde Jr., R & Tharp M. *Atlas géologique du Monde*, feuille 22, océan Atlantique, © CCGM-UNESCO, 1980, Paris).

Parmi les affirmations suivantes, lesquelles sont exactes ?

- a. La couverture sédimentaire est la plus mince au niveau de la dorsale.
- b. Les sédiments les plus anciens retrouvés dans la zone cartographiée sont d'âge jurassique.
- c. Un forage n'atteignant pas le socle basaltique est sans intérêt pour connaître précisément l'âge de mise en place de la croûte océanique.
- d. L'épaisseur de la croûte océanique s'accroît quand on s'éloigne de la dorsale.

### Sujet sur documents (analyse et mise en relation)

#### Relations entre densités et vitesses sismiques

La figure 19.11 montre des données expérimentales reliant vitesse des ondes sismiques et densité des matériaux pour les ondes S et les ondes P. Cette loi est connue sous le nom de loi de Birch. La figure 19.12 donne les densités des roches basiques soumises à différentes pressions et températures.

Exploitez les données pour estimer les vitesses de propagation des ondes P et S dans les roches situées à une profondeur de 50 km et à 600 °C. On considérera pour le calcul de la pression, que l'ensemble de la colonne de roches a une densité moyenne de 3,3. On rappelle que  $P = h\rho g$  et les unités de pression suivantes : 1 bar =  $10^5$  Pa ; 10 kbar =  $10^9$  Pa = 1 GPa.

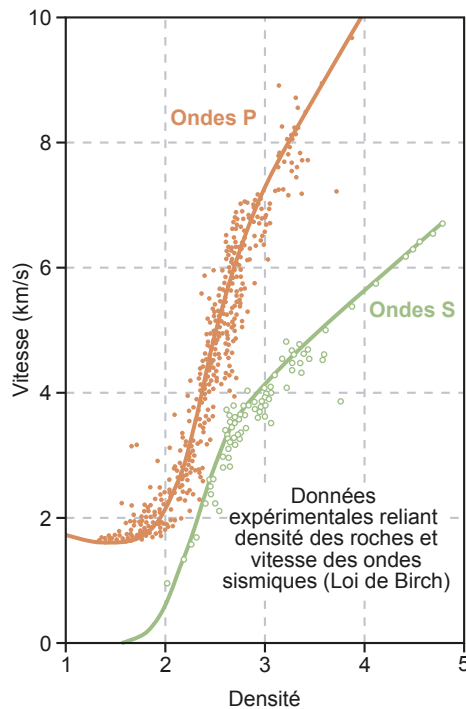


Figure 19.11 Diagramme des mesures de vitesse d'ondes sismiques sur des matériaux de densités différentes.

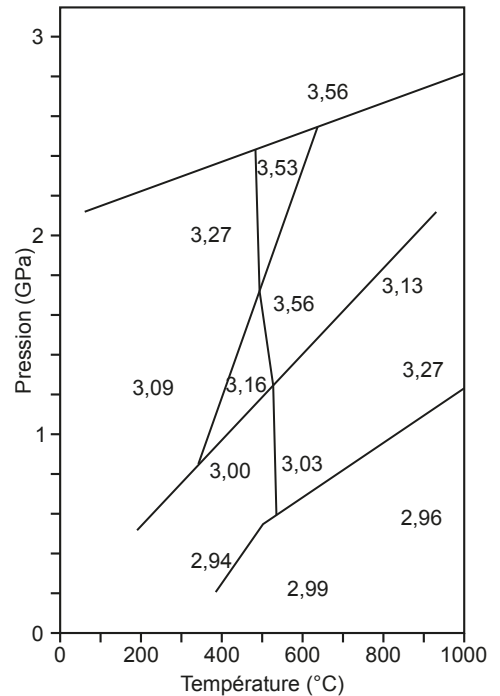


Figure 19.12 Domaines de densité de roches basiques placées dans différentes conditions de pression et de température.