

La Terre : structure du globe et dynamique de la lithosphère

COURS • S09 • PREMIÈRE

Spécialité de première, programme officiel. Cours original rédigé avec une IA. Le cours de ton enseignant fait foi.

Sommaire du cours

Ce que tu dois savoir faire	1
Cours	2
Exemples résolus	10
Méthodes et pièges	11
Vers le PASS	11
Exercices	11
Corrigés	13

Ce que tu dois savoir faire

- Exploiter des sismogrammes et des hodochrones pour calculer la vitesse des ondes sismiques, la distance d'un foyer ou la profondeur d'une discontinuité.
- Expliquer comment la propagation des ondes P et S a permis de délimiter croûte, manteau, noyau externe liquide et graine.
- Relier les vitesses des ondes, la densité et la composition des enveloppes (granite, basalte, gabbro, péridotite, fer et nickel).
- Distinguer le découpage chimique (croûte, manteau, noyau) et le découpage mécanique (lithosphère, asthénosphère).
- Expliquer l'origine du flux géothermique et ses variations, et distinguer conduction et convection.
- Expliquer le fonctionnement d'une dorsale (fusion partielle par décompression, formation de la lithosphère océanique) et celui d'une zone de subduction.
- Retracer la construction historique du modèle de la tectonique des plaques, de Wegener aux mesures GPS.
- Calculer une vitesse de déplacement à partir d'anomalies magnétiques, d'alignements volcaniques de points chauds ou de mesures géodésiques.
- Appliquer le principe de l'isostasie (modèles d'Airy et de Pratt) pour calculer une racine crustale ou expliquer des mouvements verticaux.

Cours

1. La sismologie, une échographie de la Terre

Les forages les plus profonds n'atteignent qu'environ 12 km, alors que le rayon terrestre est de 6 370 km. La connaissance de l'intérieur du globe repose donc sur des méthodes indirectes, d'abord la **sismologie**.

Un séisme naît d'une rupture brutale des roches en profondeur, au **foyer** (ou hypocentre). Le point de la surface situé à sa verticale est l'**épicentre**. L'énergie libérée se propage sous forme d'**ondes sismiques**, enregistrées par des sismomètres sous forme de **sismogrammes**.

On distingue trois types d'ondes :

- les **ondes P** (premières) : ondes de compression et de dilatation, les plus rapides ; elles se propagent dans les solides, les liquides et les gaz ;
- les **ondes S** (secondes) : ondes de cisaillement, plus lentes ; elles **ne se propagent pas dans les liquides** ;
- les **ondes de surface** (L et R) : les plus lentes, guidées par la surface, responsables de la plupart des dégâts.

Les vitesses dépendent des propriétés du milieu traversé : elles augmentent en général avec la rigidité du matériau. Quand une onde rencontre une **discontinuité** (une surface où les propriétés changent brusquement), elle est en partie **réfléchie** et en partie **réfractée** (déviée), comme la lumière à la surface de l'eau.

Pour un séisme, l'écart entre l'arrivée des ondes P et des ondes S augmente avec la distance. Si le milieu est homogène, de vitesses v_P et v_S , la distance d au foyer vérifie :

$$t(S) - t(P) = d / v_S - d / v_P$$

Les **hodochrones** sont des courbes donnant le temps d'arrivée de chaque onde en fonction de la distance épacentrale. Leur forme, mesurée sur des milliers de séismes, révèle la structure interne.

2. Les grandes discontinuités et les enveloppes

2.1. Le Moho : la limite croûte-manteau

En 1909, Andrija Mohorovičić observe, pour un séisme des Balkans, deux trains d'ondes P : des ondes directes, et des ondes plus rapides arrivant en premier au-delà d'environ 200 km. Il les interprète comme des ondes réfractées sur une discontinuité profonde, sous laquelle les ondes vont plus vite. Cette discontinuité, le **Moho**, sépare la **croûte** du **manteau**. Les ondes P y passent d'environ $6 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ à environ $8 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$.

Le Moho se situe à environ **30 km** de profondeur sous les continents, jusqu'à 60 à 70 km sous les grandes chaînes de montagnes, et à environ **7 km** sous le plancher océanique (soit une dizaine de kilomètres sous le niveau de la mer).

2.2. La limite manteau-noyau et le noyau liquide

En 1913, Beno Gutenberg montre l'existence d'une discontinuité vers **2 900 km** de profondeur. Les ondes P qui l'atteignent sont fortement déviées vers le centre, car leur vitesse chute brusquement en entrant dans le noyau. Il en résulte une **zone d'ombre** : aucune onde P directe n'est reçue entre environ **105° et 142°** de distance angulaire de l'épicentre. De plus, aucune onde S directe n'est enregistrée au-delà de 105° : les ondes S ne traversent pas le noyau, qui est donc **liquide** dans sa partie externe.

2.3. La graine

En 1936, Inge Lehmann remarque de faibles ondes P dans la zone d'ombre. Elle les explique par une réflexion sur une surface interne au noyau, vers **5 150 km** de profondeur : la **graine**, solide, au centre du noyau externe liquide.

2.4. La composition des enveloppes

Enveloppe	Profondeur	Roches ou matériaux	Densité moyenne	État
Croûte continentale	0 à 30 km (jusqu'à 70)	roches de type granite (granitoïdes)	environ 2,7	solide
Croûte océanique	0 à 7 km sous le plancher	basalte et gabbro	environ 2,9	solide
Manteau	du Moho à 2 900 km	péridotite (riche en olivine)	3,3 en surface, croissante	solide
Noyau externe	2 900 à 5 150 km	fer et nickel, avec des éléments légers	environ 10 à 12	liquide
Graine	5 150 à 6 370 km	fer et nickel	environ 13	solide

La densité moyenne de la Terre (environ 5,5) est bien supérieure à celle des roches de surface (2,7 à 3) : il faut un matériau très dense en profondeur, ce qui est cohérent avec un noyau métallique. La composition du noyau est aussi déduite de l'étude des **météorites** de fer, fragments de corps différenciés comme la Terre.

Le manteau est **solide** dans sa quasi-totalité. Seule la propagation des ondes S, qui le traversent jusqu'au noyau, suffit à le montrer. Le seul liquide de grande échelle à l'intérieur de la Terre est le noyau externe.

Les enveloppes de la Terre

croûte continentale granitique (environ 30 km) ou océanique basaltique (environ 7 km)

manteau de péridotite, solide, jusqu'à 2 900 km

noyau externe de fer et nickel liquide, jusqu'à 5 150 km

graine solide jusqu'au centre, 6 370 km

Repères complémentaires, sans séquence causale

3. Lithosphère et asthénosphère

Le découpage précédent repose sur la **composition chimique**. Un second découpage repose sur le **comportement mécanique** des roches.

- La **lithosphère** est l'enveloppe superficielle **rigide**. Elle comprend la croûte et la partie supérieure du manteau (le **manteau lithosphérique**). Son épaisseur moyenne est d'environ 100 km ; elle atteint 150 km et plus sous les vieux continents, et sous les océans elle varie de quelques kilomètres à l'axe des dorsales à environ 100 km pour les fonds les plus anciens.
- L'**asthénosphère** est la partie du manteau sous-jacente, **ductile** : elle se déforme lentement (quelques centimètres par an) sous l'effet de contraintes durables, bien qu'elle soit solide.

Sous la lithosphère, on observe vers 100 à 200 km de profondeur une **zone de moindre vitesse** des ondes sismiques (LVZ, pour « low velocity zone ») : la péridotite y est proche de sa température de fusion, plus déformable, et pourrait contenir une infime fraction de liquide.

La limite lithosphère-asthénosphère n'est pas une limite chimique (de la péridotite des deux côtés) mais une limite **thermique** : elle correspond approximativement à l'**isotherme 1 300 °C**. Au-dessus, la péridotite est froide et rigide ; en dessous, elle est chaude et ductile.

Ne confonds pas les deux découpages : la lithosphère contient la croûte ET une partie du manteau. Le Moho est à l'intérieur de la lithosphère, pas à sa base.

La lithosphère est découpée en une quinzaine de **plaques** principales, qui se déplacent sur l'asthénosphère. Leurs limites sont soulignées par la concentration des séismes et des volcans.

4. Le flux géothermique

4.1. Une Terre qui perd de la chaleur

La température augmente avec la profondeur : c'est le **gradient géothermique**, d'environ **30 °C par kilomètre** dans la croûte continentale superficielle (il ne reste pas constant en profondeur, sinon le centre de la Terre dépasserait 190 000 °C, alors qu'il est estimé autour de 5 000 à 6 000 °C).

La Terre évacue en permanence de l'énergie thermique vers la surface : c'est le **flux géothermique**, mesuré en watts par mètre carré. Sa valeur moyenne est d'environ **0,09 W·m⁻²** (87 mW·m⁻²), soit

plusieurs milliers de fois moins que l'énergie solaire reçue en moyenne ; il joue cependant un rôle essentiel dans la dynamique interne.

Cette énergie a deux origines :

- la **désintégration d'éléments radioactifs** à longue période (uranium, thorium, potassium 40), concentrés surtout dans la croûte continentale ;
- la **chaleur initiale** emmagasinée lors de la formation de la Terre (accrétion, différenciation du noyau), qui se dissipe lentement.

4.2. Conduction et convection

La chaleur se transfère de deux façons :

- par **conduction** : transfert de proche en proche sans déplacement de matière, très lent dans les roches. C'est le mode dominant dans la **lithosphère**, rigide, où le gradient est fort ;
- par **convection** : transfert par déplacement de matière, les matériaux chauds, moins denses, montent et les matériaux froids, plus denses, descendent. C'est le mode dominant dans le **manteau**, qui, bien que solide, se déforme lentement à l'échelle des millions d'années. La convection est beaucoup plus efficace : le gradient de température y est faible.

La **tomographie sismique** cartographie les zones où les ondes vont plus vite (manteau plus froid) ou moins vite (manteau plus chaud) que la moyenne. Elle montre des panneaux froids plongeant au niveau des subductions et des zones chaudes sous les dorsales et les points chauds, en accord avec la convection.

4.3. Les variations du flux

Le flux géothermique n'est pas uniforme :

- il est **élevé aux dorsales** (remontée de manteau chaud, lithosphère mince) et diminue en s'éloignant de l'axe, à mesure que la lithosphère océanique vieillit et se refroidit ;
- il est **faible** sur les vieux continents stables (boucliers) et au niveau des fosses de subduction, où plonge une lithosphère froide ;
- il est **élevé** dans les arcs volcaniques des zones de subduction et dans les régions de points chauds.

5. Les dorsales : naissance de la lithosphère océanique

5.1. Un relief et un fonctionnement

Les **dorsales océaniques** sont des reliefs sous-marins longs de plus de 60 000 km au total, culminant à environ 2 500 m sous le niveau de la mer, au-dessus de plaines abyssales vers 5 000 à 6 000 m. Leur axe est souvent occupé par un **rift**, un fossé limité par des failles normales qui témoignent d'un étirement (**divergence**). Le flux géothermique y est élevé et l'activité volcanique et sismique (séismes peu profonds) intense.

5.2. La fusion partielle par décompression

Sous la dorsale, la péridotite asthénosphérique remonte. Elle se décomprime presque sans perdre de chaleur, alors que sa température de début de fusion (le **solidus**) diminue quand la pression baisse. Quand le chemin pression-température de la roche montante croise le solidus, vers quelques dizaines de kilomètres de profondeur, la péridotite subit une **fusion partielle** : 10 à 20 % seulement de la roche fond.

Le liquide formé, moins dense, remonte et s'accumule dans une **chambre magmatique**. En refroidissant :

- lentement en profondeur, il cristallise en **gabbro** (roche grenue, entièrement cristallisée) ;
- rapidement au contact de l'eau de mer, il forme des **basaltes** (roche microlitique, avec du verre), souvent en coussins (« pillow lavas »).

Le résidu de péridotite appauvri forme le manteau lithosphérique.

Fonctionnement d'une dorsale

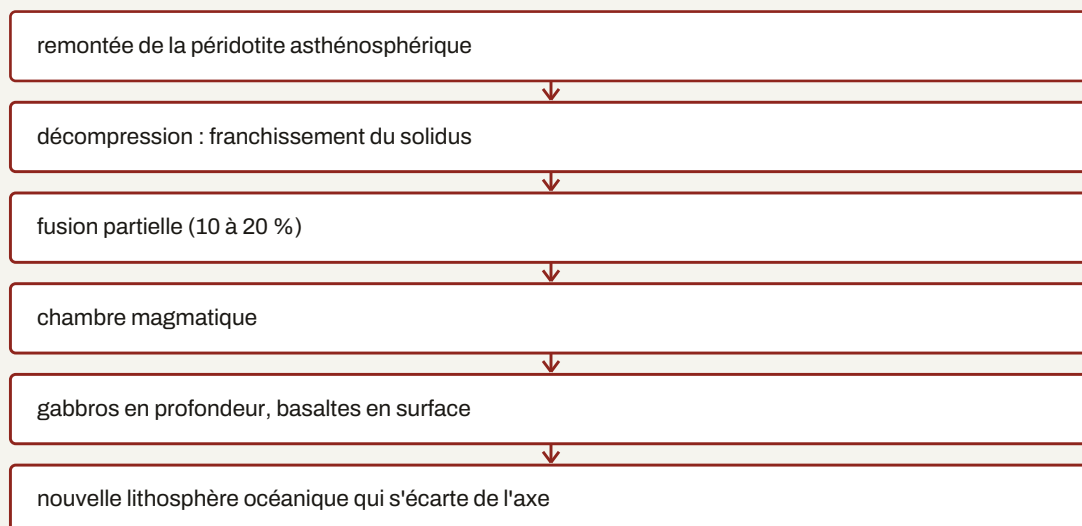


Schéma de principe original • lire les conditions et limites dans le texte

5.3. La structure de la lithosphère océanique

Les **ophiolites**, fragments de lithosphère océanique charriés sur un continent (par exemple au Chenaillet dans les Alpes), montrent de haut en bas : sédiments, basaltes en coussins, complexe filonien de basaltes, gabbros, puis péridotites (sous le Moho). L'eau de mer circule dans la croûte fracturée, s'y réchauffe et ressort dans les **sources hydrothermales**, où elle modifie les roches (hydratation des minéraux).

5.4. Vieillessement de la lithosphère océanique

En s'éloignant de l'axe, la lithosphère océanique se **refroidit**. L'isotherme 1 300 °C s'enfonce : la lithosphère s'**épaissit** (son épaisseur croît à peu près comme la racine carrée de son âge), devient **plus dense** et s'**enfonce** dans l'asthénosphère, ce qui explique la profondeur croissante du plancher océanique de part et d'autre des dorsales. Après quelques dizaines de millions d'années, elle devient plus dense que l'asthénosphère sous-jacente, ce qui la rend apte à plonger.

5.5. Les anomalies magnétiques

En refroidissant, les minéraux magnétiques des basaltes enregistrent l'orientation du champ magnétique terrestre de l'époque. Or ce champ s'inverse irrégulièrement au cours du temps (périodes normales et inverses). De part et d'autre des dorsales, on observe donc des **bandes d'anomalies magnétiques** alternativement positives et négatives, **symétriques** par rapport à l'axe. Cette symétrie, mise en évidence au début des années 1960, prouve que le plancher se forme à l'axe et s'écarte des deux côtés : c'est l'**expansion océanique**. Connaissant l'âge des inversions, on calcule la vitesse :

demi-vitesse d'expansion = distance à l'axe / âge ; vitesse d'expansion totale = 2 × demi-vitesse

L'âge des fonds océaniques ne dépasse pas 180 millions d'années environ, alors que des roches continentales ont plus de 4 milliards d'années : la lithosphère océanique est constamment recyclée.

6. Les zones de subduction

6.1. Les observations

Une **zone de subduction** est une frontière de plaques où une lithosphère océanique plonge sous une autre plaque (océanique ou continentale) : c'est une **convergence**. On y observe :

- une **fosse océanique** profonde (jusqu'à 11 km pour la fosse des Mariannes) ;
- des **séismes** dont les foyers sont de plus en plus profonds en s'éloignant de la fosse, jusqu'à 700 km, alignés sur un plan incliné, le **plan de Wadati-Benioff**, qui dessine la plaque plongeante ;
- un **flux géothermique faible** au niveau de la fosse et **élevé** au niveau de l'arc volcanique ;
- en tomographie sismique, un panneau à vitesse élevée (plus froid) qui s'enfonce dans le manteau ;
- un **volcanisme explosif** à magmas visqueux et riches en eau et en gaz (andésites, rhyolites), formant un arc volcanique parallèle à la fosse (Andes, Japon, Antilles).

6.2. Le moteur et le magmatisme

La lithosphère océanique âgée, froide et dense, plonge sous son propre poids dans l'asthénosphère : c'est la **traction de la plaque plongeante**, considérée comme le principal moteur du mouvement des plaques.

En s'enfonçant, la plaque subit une augmentation de pression et de température. Ses minéraux hydratés (formés à la dorsale par l'hydrothermalisme) deviennent instables et libèrent de l'eau (**déshydratation**), tandis qu'apparaissent des minéraux de haute pression. Cette eau migre dans le manteau situé au-dessus de la plaque. Or l'eau **abaisse la température de fusion** de la péridotite : la péridotite hydratée du **coin de manteau** subit une **fusion partielle**, vers 100 km de profondeur. Les magmas formés remontent ; une partie cristallise en profondeur (granitoïdes, qui contribuent à la croissance de la croûte continentale), une partie atteint la surface (volcanisme explosif).



Plaque océanique qui plonge

déshydratation de ses minéraux en profondeur

eau libérée dans le coin de manteau : fusion partielle de la péridotite, magmatisme d'arc

Repères complémentaires, sans séquence causale

7. La mobilité horizontale : histoire d'un modèle

7.1. La dérive des continents de Wegener

En 1912, Alfred Wegener propose que les continents se déplacent horizontalement et formaient il y a environ 300 millions d'années un supercontinent, la **Pangée**. Ses arguments :

- **morphologiques** : la complémentarité des côtes de l'Amérique du Sud et de l'Afrique, encore meilleure si l'on considère les bordures des plateaux continentaux ;
- **paléontologiques** : des fossiles d'organismes terrestres ou d'eau douce identiques de part et d'autre de l'Atlantique (Mesosaurus, Glossopteris) ;
- **géologiques** : des chaînes anciennes et des terrains qui se prolongent d'un continent à l'autre ;
- **paléoclimatiques** : des traces de glaciations anciennes (vers 300 millions d'années) en Afrique, Inde, Amérique du Sud, Australie, regroupées autour du pôle Sud si l'on rassemble les continents.

Le modèle est majoritairement rejeté, notamment parce que Wegener imagine des continents labourant le fond des océans, ce que les géophysiciens jugent mécaniquement impossible, et qu'il ne propose pas de moteur satisfaisant.

7.2. Les arguments décisifs et la tectonique des plaques

Après la Seconde Guerre mondiale, l'exploration des fonds océaniques apporte des données nouvelles : découverte du réseau mondial des dorsales, faible épaisseur des sédiments près des axes, flux géothermique élevé aux dorsales. En 1962, Harry Hess propose l'**expansion des fonds océaniques**. Les anomalies magnétiques symétriques (1963) la confirment. La répartition des séismes et l'interprétation des plans de Wadati-Benioff montrent que la lithosphère disparaît dans les zones de subduction.

En 1967 et 1968, plusieurs chercheurs (dont Jason Morgan, Dan McKenzie et Xavier Le Pichon) formalisent la **tectonique des plaques** : la lithosphère est découpée en plaques rigides qui se déplacent sur l'asthénosphère, avec trois types de frontières : divergentes (dorsales), convergentes (subduction, collision) et coulissantes (failles transformantes). Ce modèle a remplacé l'idée de continents qui dérivent seuls : ce sont des plaques lithosphériques entières, continents et océans compris, qui bougent.

7.3. Les mesures actuelles

- **Géodésie spatiale (GPS)** : des stations fixées au sol mesurent directement les déplacements, de l'ordre de **1 à 10 cm par an**. Les vitesses déduites des anomalies magnétiques (sur des millions d'années) et celles mesurées par GPS (sur quelques années) concordent.

- **Points chauds** : certains volcans sont alimentés par une remontée profonde et quasi fixe de manteau chaud. La plaque qui se déplace au-dessus porte une **chaîne de volcans** de plus en plus âgés en s'éloignant du volcan actif. L'archipel d'Hawaï en est l'exemple type : vitesse de la plaque = distance entre deux volcans / différence d'âge.

8. L'isostasie : l'équilibre vertical de la lithosphère

8.1. Le principe

L'**isostasie** est l'état d'équilibre de la lithosphère qui « flotte » sur l'asthénosphère, comme des blocs de bois sur l'eau. À une certaine profondeur, la **surface de compensation**, située dans l'asthénosphère, la pression exercée par les colonnes de roches sus-jacentes est la même partout. Comme la pression est le poids de la colonne divisé par sa surface, cela revient à dire que des colonnes de même section ont la **même masse** au-dessus de cette surface :

somme des (densité × épaisseur) identique pour toutes les colonnes

8.2. Le modèle d'Airy : une racine sous les reliefs

Dans le modèle d'**Airy**, la croûte a partout la même densité ρ_c ; un relief d'altitude h est compensé par une **racine crustale** de profondeur r qui s'enfonce dans le manteau de densité ρ_m . L'égalité des masses des colonnes donne :

$$\rho_c \times h = r \times (\rho_m \text{ moins } \rho_c), \text{ donc } r = h \times \rho_c / (\rho_m \text{ moins } \rho_c)$$

Avec $\rho_c = 2,7$ et $\rho_m = 3,3$: $r = h \times 2,7 / 0,6 = 4,5 h$. Une chaîne de 4 km d'altitude moyenne possède une racine d'environ 18 km : la croûte y atteint environ $30 + 4 + 18 = 52$ km. La sismologie confirme ces épaisseurs (Moho vers 50 à 55 km sous les Alpes).

8.3. Le modèle de Pratt : des densités différentes

Dans le modèle de **Pratt**, la base des blocs est à la même profondeur et ce sont leurs **densités** qui diffèrent : les blocs plus élevés sont moins denses. Ce modèle rend compte, par exemple, de l'élévation des dorsales, où la lithosphère chaude et dilatée est moins dense que la lithosphère âgée des plaines abyssales.

8.4. Les mouvements verticaux

L'isostasie explique des mouvements verticaux :

- l'**érosion** d'une chaîne de montagnes allège la colonne : la racine remonte et la chaîne se soulève, ce qui ramène à l'affleurement des roches formées en profondeur ;
- la **fonte des calottes glaciaires** depuis environ 20 000 ans provoque un **rebond isostatique** : la Scandinavie et le Canada se soulèvent encore de près de 1 cm par an ;
- à l'inverse, une surcharge (calotte de glace, accumulation de sédiments) fait s'enfoncer la lithosphère.

Exemples résolus

Exemple 1 : profondeur du Moho à partir d'une onde réfléchie

Énoncé. Une explosion contrôlée est réalisée en surface. Un sismomètre placé à 80 km enregistre l'onde P directe, puis une onde P réfléchie sur le Moho, 18,0 s après l'explosion. On admet que la vitesse des ondes P dans la croûte est $6,0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ et que le Moho est horizontal. a) Calculer l'heure d'arrivée de l'onde directe. b) Calculer la profondeur du Moho. c) S'agit-il d'une croûte continentale ou océanique ?

Résolution. a) Onde directe : $t = d / v = 80 / 6,0 = 13,3 \text{ s}$ après l'explosion. b) L'onde réfléchie descend jusqu'au Moho en un point situé à mi-distance, puis remonte. Longueur du trajet : $L = v \times t = 6,0 \times 18,0 = 108 \text{ km}$, soit 54 km par demi-trajet. Chaque demi-trajet est l'hypoténuse d'un triangle rectangle de côtés h (profondeur) et 40 km (demi-distance) : $h = \sqrt{(54^2 \text{ moins } 40^2)} = \sqrt{(2\,916 \text{ moins } 1\,600)} = \sqrt{1\,316} \approx 36 \text{ km}$. c) Une profondeur d'environ 36 km correspond à une **croûte continentale** (environ 30 km en moyenne, plus sous les reliefs), alors qu'une croûte océanique ne dépasse pas une dizaine de kilomètres.

Exemple 2 : vitesse d'expansion d'une dorsale

Énoncé. De part et d'autre de la dorsale médio-atlantique, à la latitude étudiée, une anomalie magnétique datée de 20 millions d'années se trouve à 210 km à l'ouest et à 190 km à l'est de l'axe. a) Calculer la demi-vitesse de chaque côté et la vitesse d'expansion totale en cm par an. b) Que pense-t-on de la symétrie ?

Résolution. a) Conversion : $210 \text{ km} = 2,10 \times 10^7 \text{ cm}$; 20 millions d'années = $2,0 \times 10^7 \text{ ans}$. Ouest : $2,10 \times 10^7 / 2,0 \times 10^7 = 1,05 \text{ cm par an}$. Est : $1,90 \times 10^7 / 2,0 \times 10^7 = 0,95 \text{ cm par an}$. Vitesse d'expansion totale = $(210 + 190) \text{ km} / 20 \text{ millions d'années} = 400 \text{ km} / 20 \text{ Ma} = 20 \text{ km par million d'années} = 2,0 \text{ cm par an}$. b) Les deux demi-vitesse sont proches : l'expansion est **quasi symétrique**, ce qui est cohérent avec une création de lithosphère à l'axe qui s'écarte des deux côtés. La petite différence peut s'expliquer par un léger déplacement de l'axe au cours du temps. La valeur (2 cm par an) correspond à une **dorsale lente**, ordre de grandeur de l'Atlantique.

Exemple 3 : isostasie d'une chaîne de montagnes

Énoncé. Une plaine au niveau de la mer repose sur une croûte continentale de 30 km. Une chaîne voisine a une altitude moyenne de 3 km. On prend $p_c = 2,7$ et $p_m = 3,3$ et l'on applique le modèle d'Airy. a) Calculer la racine. b) En déduire l'épaisseur totale de la croûte sous la chaîne. c) Si l'érosion enlève 1 km de roches au sommet, de combien la surface s'abaisse-t-elle finalement ?

Résolution. a) $r = h \times p_c / (p_m \text{ moins } p_c) = 3 \times 2,7 / 0,6 = 13,5 \text{ km}$. b) Épaisseur = altitude + croûte de référence + racine = $3 + 30 + 13,5 = 46,5 \text{ km}$. c) On retire 1 km d'épaisseur de croûte. La nouvelle racine est celle qui équilibre la nouvelle altitude h' . L'épaisseur totale vaut $h' + 30 + 4,5$ h' = $5,5 h' + 30$. Elle a diminué de 1 km : $5,5 h' + 30 = 45,5$, donc $h' = 15,5 / 5,5 \approx 2,8 \text{ km}$. La surface n'a baissé que d'environ **0,18 km** : le rebond isostatique compense environ 82 % de l'épaisseur érodée (rapport $p_c / p_m = 2,7 / 3,3 \approx 0,82$). C'est pourquoi les chaînes de montagnes persistent longtemps malgré l'érosion.

Méthodes et pièges

- Pour un calcul sismique, écris toujours la relation $\text{distance} = \text{vitesse} \times \text{temps}$, convertis les unités (km et s), puis fais un schéma du trajet de l'onde (directe, réfléchi).
- Pour localiser un foyer à partir de l'écart S moins P, utilise $d = \Delta t / (1/v_S \text{ moins } 1/v_P)$; avec trois stations, on trouve l'épicentre à l'intersection de trois cercles.
- L'absence d'ondes S au-delà de 105° prouve que le noyau externe est liquide. Ne dis jamais que le manteau est liquide : il est solide, mais ductile en partie.
- Distingue bien croûte-manteau (critère chimique, limite = Moho) et lithosphère-asthénosphère (critère mécanique et thermique, limite = isotherme $1\,300\,^\circ\text{C}$ environ).
- La fusion à la dorsale est due à une **décompression** ; celle des zones de subduction à un **apport d'eau** dans le manteau. Ne les mélange pas, et ne fais pas fondre la plaque plongeante elle-même dans le cas général.
- Pour une vitesse d'expansion, précise s'il s'agit de la demi-vitesse (un côté) ou de la vitesse totale (somme des deux côtés), et donne le résultat en cm par an.
- En isostasie, pose l'égalité des masses des colonnes au-dessus de la même surface de compensation, en écrivant chaque terme densité $\times$ épaisseur ; vérifie l'ordre de grandeur (racine environ 4,5 fois l'altitude).
- Le flux géothermique est élevé aux dorsales et aux arcs volcaniques, faible aux fosses et sur les vieux continents : relie toujours ces valeurs à la température de la lithosphère en dessous.

Vers le PASS

Le PASS n'a pas de cours de géologie : ce chapitre n'y est pas prolongé directement. Les raisonnements que tu y pratiques servent pourtant partout : exploiter des ondes qui se propagent, se réfléchissent et se réfractent sur des interfaces entre milieux de propriétés différentes est exactement le principe de l'échographie médicale, et la physique des ondes et de la formation des images est au programme de biophysique. De même, l'égalité des pressions au même niveau dans un fluide en équilibre, utilisée ici pour l'isostasie, est la base de l'hydrostatique, reprise dans l'étude des pressions et des écoulements.

Exercices

Niveau 1 : s'entraîner

1. Classer les enveloppes suivantes de la surface vers le centre, en précisant pour chacune son état physique : graine, manteau, croûte, noyau externe.
2. Donner deux différences entre les ondes P et les ondes S, et expliquer ce que montre l'absence d'ondes S au-delà de 105° de l'épicentre.
3. Une onde P parcourt 240 km en 40 s dans la croûte. Calculer sa vitesse en $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ et en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.
4. Dans une région, la température est de $12\,^\circ\text{C}$ à la surface et de $72\,^\circ\text{C}$ au fond d'un forage de 2 000 m. Calculer le gradient géothermique en $^\circ\text{C}$ par km et prévoir la température à 3 km si le gradient reste constant.

5. Recopier et compléter : la lithosphère comprend ... et ... ; sa limite inférieure correspond à l'isotherme ... ; l'asthénosphère est ... mais

Niveau 2 : type bac

6. Un séisme est enregistré par une station. Les ondes S arrivent 25 s après les ondes P. On prend $v_P = 6,0 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ et $v_S = 3,5 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$.

a) Établir la relation entre la distance d et l'écart Δt . b) Calculer la distance du foyer. c) Expliquer pourquoi trois stations sont nécessaires pour localiser l'épicentre.

7. Le volcan actif de l'île d'Hawaï est situé au-dessus d'un point chaud. L'île de Kauai, à 520 km au nord-ouest, porte des basaltes âgés de 5,1 millions d'années.

a) Expliquer pourquoi les volcans sont de plus en plus âgés vers le nord-ouest. b) Calculer la vitesse de la plaque Pacifique en cm par an. c) Indiquer le sens de déplacement de la plaque.

8. Dans une zone de subduction, on relève les foyers sismiques suivants (distance horizontale à la fosse ; profondeur) : 50 km ; 30 km, 150 km ; 100 km, 300 km ; 200 km, 450 km ; 300 km.

a) Montrer que les foyers dessinent un plan incliné et calculer son pendage (angle avec l'horizontale) entre 150 et 450 km. b) Expliquer l'origine des magmas de l'arc volcanique situé à environ 100 km au-dessus du plan. c) Expliquer pourquoi le flux géothermique est faible au niveau de la fosse.

9. Présenter, dans un texte structuré, les arguments de Wegener en faveur de la dérive des continents, la raison principale du rejet de son modèle, et deux données apparues après 1950 qui ont conduit à la tectonique des plaques.

Niveau 3 : vers le PASS

10. On modélise l'âge t (en millions d'années) d'une lithosphère océanique et son épaisseur e (en km) par $e = 10 \times \sqrt{t}$.

a) Calculer l'épaisseur pour $t = 1, 25$ et 100 millions d'années. b) Une dorsale a une demi-vitesse de 5 cm par an. À quelle distance de l'axe la lithosphère atteint-elle 70 km d'épaisseur ? c) Relier l'épaississement au refroidissement et expliquer pourquoi le plancher s'approfondit en s'éloignant de l'axe.

11. Modèle de Pratt. Deux blocs de lithosphère ont leur base à la même profondeur de 100 km sous le niveau de la mer. Le bloc A, de densité 3,30, affleure au niveau de la mer. Le bloc B émerge de 2,0 km. On néglige les autres effets.

a) Écrire l'égalité des masses des colonnes. b) Calculer la densité du bloc B. c) Ce modèle peut-il expliquer l'élévation des dorsales ? Justifier.

12. Le noyau représente environ 16 % du volume de la Terre et le reste (manteau et croûte) environ 84 %. On prend une densité moyenne de 4,5 pour le manteau et la croûte (en tenant compte de la compression en profondeur) et une densité moyenne de la Terre de 5,5.

a) Calculer la densité moyenne du noyau. b) Ce résultat est-il compatible avec un noyau rocheux de type péridotite ? Avec un noyau de fer et de nickel ?

13. On mesure un rebond isostatique de 0,9 cm par an dans le golfe de Botnie. On estime qu'il reste environ 90 m de soulèvement à accomplir.

a) En supposant la vitesse constante, combien de temps faudra-t-il pour atteindre l'équilibre ? b) Expliquer l'origine de ce rebond. c) Une calotte de glace de densité 0,9 et d'épaisseur 1 500 m

recouvrait la région. Calculer, à l'équilibre isostatique, l'enfoncement de la lithosphère qu'elle provoquait (densité du manteau 3,3). Le soulèvement déjà réalisé depuis la fonte est d'environ 320 m. Comparer avec la somme du soulèvement réalisé et du soulèvement restant, puis conclure.

Corrigés

1. De la surface vers le centre : **croûte (solide), manteau (solide, partiellement ductile), noyau externe (liquide), graine (solide)**.
2. Les ondes P sont des ondes de compression, plus rapides, qui traversent solides et liquides ; les ondes S sont des ondes de cisaillement, plus lentes, qui **ne traversent pas les liquides**. Au-delà de 105° , les ondes S auraient dû traverser le noyau : leur absence montre que le **noyau externe est liquide**.
3. $v = d / t = 240 / 40 = 6,0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$, soit $6,0 \times 10^3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (6 000 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$).
4. Gradient = $(72 \text{ moins } 12) / 2,0 = 60 / 2,0 = 30 \text{ }^\circ\text{C par km}$. À 3 km : $T = 12 + 30 \times 3 = 102 \text{ }^\circ\text{C}$.
5. La lithosphère comprend la **croûte et la partie supérieure du manteau** (manteau lithosphérique) ; sa limite inférieure correspond à l'isotherme **1 300 °C environ** ; l'asthénosphère est **solide mais ductile** (elle se déforme lentement).
6. a) Les ondes parcourent la même distance d : $t(P) = d / v_P$ et $t(S) = d / v_S$. Donc $\Delta t = d / v_S$ moins d / v_P = $d \times (1/v_S \text{ moins } 1/v_P)$, d'où $d = \Delta t / (1/v_S \text{ moins } 1/v_P)$.
b) $1/3,5 \text{ moins } 1/6,0 = 0,2857 \text{ moins } 0,1667 = 0,1190 \text{ s} \cdot \text{km}^{-1}$. $d = 25 / 0,1190 \approx 210 \text{ km}$. c) Une station donne seulement une distance : l'épicentre est sur un cercle de rayon d . Deux cercles se coupent en deux points ; un troisième cercle permet de **lever l'ambiguïté** : l'épicentre est au point commun aux trois cercles.
7. a) Le point chaud est quasi fixe dans le manteau. La plaque se déplace au-dessus : chaque volcan formé à l'aplomb du point chaud est ensuite emporté et s'éteint, tandis qu'un nouveau se forme. Les volcans sont donc **de plus en plus âgés dans la direction du déplacement** de la plaque.
b) $520 \text{ km} = 5,2 \times 10^7 \text{ cm}$; 5,1 millions d'années = $5,1 \times 10^6 \text{ ans}$. $v = 5,2 \times 10^7 / 5,1 \times 10^6 \approx 10 \text{ cm par an}$. c) Les volcans les plus vieux sont au nord-ouest : la plaque se déplace **vers le nord-ouest** par rapport au point chaud.
8. a) Entre 150 et 450 km de distance horizontale, la profondeur passe de 100 à 300 km : les foyers s'approfondissent régulièrement en s'éloignant de la fosse, ils dessinent un plan incliné (plan de Wadati-Benioff). Pendage : $\tan \alpha = (300 \text{ moins } 100) / (450 \text{ moins } 150) = 200 / 300 \approx 0,667$, d'où $\alpha \approx 34^\circ$.
b) En profondeur, la plaque plongeante se réchauffe et subit une pression croissante : ses minéraux hydratés se **déshydratent**. L'eau libérée monte dans le coin de manteau sus-jacent et abaisse la température de fusion de la péridotite, qui subit une **fusion partielle** vers 100 km. Les magmas, riches en eau, remontent et alimentent l'arc volcanique. c) Au niveau de la fosse, une **lithosphère océanique âgée et froide** s'enfonce ; elle refroidit la région et le flux de chaleur qui atteint la surface est donc faible.
9. Introduction : en 1912, Wegener propose que les continents se déplacent. Arguments : **morphologique** (emboîtement des côtes de l'Amérique du Sud et de l'Afrique), **paléontologique** (fossiles terrestres identiques, Mesosaurus, Glossopteris, de part et d'autre d'océans), **géologique** (continuité de chaînes et de terrains anciens), **paléoclimatique** (traces de glaciations d'il y a 300 millions d'années regroupées autour du pôle Sud dans la Pangée reconstituée). Rejet : il imagine des continents se déplaçant à travers un fond océanique rigide, sans **mécanisme** physique acceptable.

Données postérieures : découverte du réseau des **dorsales** et de leur flux géothermique élevé ; **anomalies magnétiques symétriques** prouvant l'expansion ; plans de **Wadati-Benioff** montrant la disparition de lithosphère. Conclusion : en 1967 et 1968, la tectonique des plaques remplace la dérive des continents : ce sont des plaques lithosphériques qui se déplacent.

10. a) $t = 1 : e = 10 \times 1 = 10 \text{ km}$; $t = 25 : e = 10 \times 5 = 50 \text{ km}$; $t = 100 : e = 10 \times 10 = 100 \text{ km}$.

b) $e = 70 \text{ km} : \sqrt{t} = 7$, $t = 49 \text{ millions d'années}$. Distance = demi-vitesse $\times$ âge = $5 \text{ cm par an} \times 49 \times 10^6 \text{ ans} = 2,45 \times 10^8 \text{ cm} = 2\,450 \text{ km}$. c) En s'éloignant de l'axe, la lithosphère se refroidit par conduction vers le haut : l'isotherme $1\,300^\circ\text{C}$, qui marque sa base, descend, donc elle s'**épaissit**. Plus froide, elle est **plus dense** : d'après l'isostasie, elle s'enfonce davantage dans l'asthénosphère, d'où un plancher de plus en plus profond.

11. a) Surface de compensation à la base commune (100 km sous le niveau de la mer). Colonne A : $3,30 \times 100$. Colonne B : $\rho_B \times (100 + 2,0)$. Égalité : $3,30 \times 100 = \rho_B \times 102$.

b) $\rho_B = 330 / 102 \approx 3,24$. c) Oui : à l'axe des dorsales, la lithosphère et le manteau sous-jacent sont **plus chauds**, donc dilatés et **moins denses** ; selon le modèle de Pratt, ils se tiennent plus haut que la lithosphère âgée et froide des plaines abyssales. C'est une explication de l'élévation des dorsales (environ 2,5 km au-dessus des plaines).

12. a) Densité moyenne = somme des (fraction de volume $\times$ densité) : $5,5 = 0,16 \times \rho_n + 0,84 \times 4,5$. Donc $0,16 \times \rho_n = 5,5 \text{ moins } 3,78 = 1,72$, et $\rho_n \approx 10,8$.

b) Une péridotite a une densité d'environ 3,3 (un peu plus sous pression), très inférieure à 10,8 : un noyau rocheux est **incompatible**. Le fer, de densité 7,9 en surface et bien plus sous les fortes pressions du noyau, est **compatible** : le noyau est métallique (fer et nickel), ce que confirment les météorites de fer.

13. a) $90 \text{ m} = 9\,000 \text{ cm}$. Durée = $9\,000 / 0,9 = 10\,000 \text{ ans}$.

b) La calotte glaciaire, épaisse de plusieurs kilomètres, surchargeait la lithosphère, qui s'était enfoncée dans l'asthénosphère. Depuis sa fonte, la colonne est allégée : la lithosphère **remonte lentement** pour retrouver l'équilibre isostatique, car l'asthénosphère ductile ne s'écoule que lentement. c) À l'équilibre, la masse de la glace est compensée par la masse de manteau déplacé, pour une même section : $0,9 \times 1\,500 = 3,3 \times x$, d'où $x = 1\,350 / 3,3 \approx 410 \text{ m}$. Soulèvement réalisé + soulèvement restant = $320 + 90 = 410 \text{ m}$. Les deux valeurs concordent : **le rebond actuel correspond bien au retour à l'équilibre isostatique après la disparition de la calotte**, et il cessera quand la lithosphère aura récupéré tout l'enfoncement dû à la glace.