

ENSEIGNEMENT DE SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE (SVT)
°° SCIENCES DE LA TERRE °°
>> Travaux pratiques <<

TP ST B-C

Structure et dynamique de la Terre

ÉLÉMENTS DE CORRECTION

I. Sismologie et structure de la Terre

A. Étude du phénomène sismique

Exercice 1. Analyse de sismogrammes [10 min]

D'après PEYCRU et al. (2015)

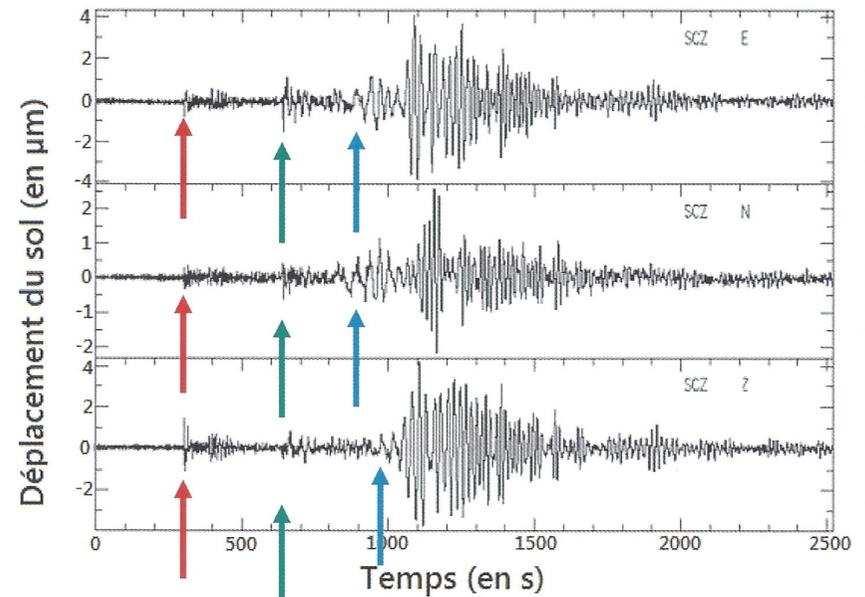
■ Corrigé

1. Les ondes P et S voient leurs vitesses augmenter avec la distance à l'épicentre contrairement à la vitesse des ondes de surface qui reste constante (la courbe est une droite).
2. 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 (μ est grand), plus les ondes P et S se propagent vite. Enfin, l'augmentation de densité d'un matériau entraînerait une diminution de la vitesse de propagation des ondes P et S.
3. On sait que les matériaux sont de plus en plus denses avec la profondeur. Or, les hodochrones traduisent une augmentation des vitesses des ondes P et S ! Ceci semble incohérent avec une plus forte masse volumique car ce dernier paramètre figure au dénominateur des formules de vitesse. Il est donc nécessaire d'envisager que μ , et/ou K augmentent également avec la profondeur plus fortement que la masse volumique.
Par ailleurs, les ondes S ne sont enregistrées qu'entre l'épicentre et la distance épicentrale de 11 500 km. Elles ne le sont pas au-delà contrairement aux ondes P. Les ondes de volume ont traversé un matériau profond qui ne permet pas la propagation des ondes S : c'est un matériau liquide pour lequel μ est nul. Ainsi, la vitesse des ondes S est nulle tandis que celle des ondes P dépend alors uniquement de la masse volumique et du module d'incompressibilité du matériau.
4. Pour des séismes divers, les courbes obtenues sont toujours semblables. Ceci permet de conclure que le globe terrestre a une structure de symétrie sphérique.

Exercice 2. Localisation d'un séisme [20-30 min]

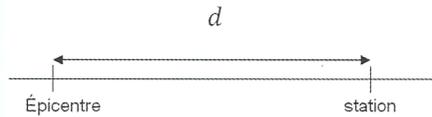
D'après DAUTEL et al. (2021)

1. Un séisme donne naissance à deux types d'ondes : les ondes de volume P et S, qui circulent en profondeur, et les ondes de surface. Les ondes P sont des ondes de compression qui se propagent dans tous les milieux alors que les ondes S sont des ondes de cisaillement, qui ne se propagent pas dans les liquides. Les ondes P se propagent plus vite que les ondes S donc elles arrivent en premier à la station d'enregistrement, d'où leur nom.
On observe l'arrivée des ondes P à + 300 s (flèche rouge) ; celle des ondes S à + 650 s (flèche verte), alors que les ondes de surface arrivent à + 900 s environ (flèche bleue) ce qui est marqué par un déplacement du sol plus important. Ces ondes, du fait de leur plus grande amplitude, sont responsables de la majeure partie des dégâts.



Les abréviations E, N et Z correspondent aux enregistrements des trois sismomètres, présents à la station SCZ, orientés dans les trois directions de l'espace : deux dans le plan horizontal (un premier orienté Est-Ouest et un second orienté Nord-Sud) et le troisième dans le plan vertical (direction Z). [Ces trois enregistrements permettent de décrire parfaitement les mouvements du sol dans l'espace].

2. Puisque que le rayon de courbure de la Terre est négligeable, la surface du globe terrestre est plane.



On peut donc estimer la vitesse des ondes sismique par $V = d / t$.

D'où : $V_p = d / t_p$ et $V_s = d / t_s$

Or, on connaît la vitesse de propagation des ondes P (V_p) qui arrivent à la station en un temps t_p et la vitesse des ondes S (V_s) qui arrivent en un temps $t_p + t_{s-p}$ (retard), mais la distance d est inconnue.

Si $V_p = d / t_p$ alors $t_p = d / V_p$ et $t_s = d / V_s$ et $t_{s-p} = t_s - t_p$.

On peut donc écrire que

$$t_{s-p} = d / V_s - d / V_p \quad t_{s-p} = d \times (1 / V_s - 1 / V_p).$$

Ainsi : $t_{s-p} = d \times (V_p - V_s / V_p V_s)$.

Donc : $d = (V_p V_s / V_p - V_s) \times t_{s-p}$.

Application numérique : si on utilise les valeurs fournies $V_p = 7,74 \text{ km.s}^{-1}$ et $V_s = 4,32 \text{ km.s}^{-1}$, on retrouve bien $d = 9,78 \times (t_{s-p})$.

3. En utilisant la relation retrouvée dans la question précédente : $d = 9,78 \times (t_{s-p})$ et les données du tableau de la figure B, on peut calculer la distance entre l'épicentre et chaque station. [Attention à exprimer le temps de délai d'arrivée en secondes].

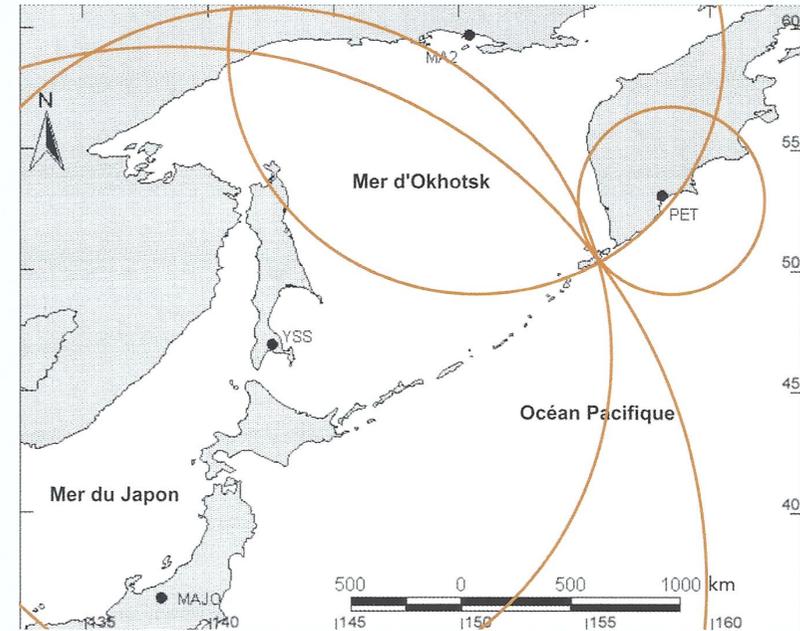
PET : $9,78 \times (02 : 52 - 02 : 04) = 9,78 \times 48 = 469,4 \text{ km}$

YSS MA2 : $9,78 \times (05 : 48 - 03 : 42) = 9,78 \times 155 = 1515,9 \text{ km}$

MA2 YSS : $9,78 \times (06 : 54 - 04 : 19) = 9,78 \times 126 = 1332,3 \text{ km}$

MAJO : $9,78 \times (10 : 40 - 06 : 25) = 9,78 \times 255 = 2493,9 \text{ km}$

Pour localiser précisément l'épicentre du séisme sur la carte il faut tracer sur la figure C, à partir de chaque station, quatre cercles dont le rayon est égal à la distance d calculée dans la question précédente (en prenant en compte l'échelle indiquée sur la figure C).



L'épicentre est ainsi localisé au niveau de l'arc insulaire des Kouriles. Ce séisme est lié à la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque eurasiatique.

B. Détermination de discontinuités physiques et chimiques dans le globe et construction du modèle PREM

Exercice 3. Détermination de la profondeur du Moho [15 min]

D'après BAUDE, JUSSERAND et al. (2019), adapté – calculs à vérifier

1. En appliquant le théorème de PYTHAGORE, on obtient : $d_{Pg} = \sqrt{h^2 + \Delta^2}$

2. En appliquant le théorème de PYTHAGORE, on obtient : $d_{PmP} = \sqrt{[(2H-h)^2 + \Delta^2]}$

3. La **vitesse** étant une distance sur un temps, on obtient la relation

$$\delta t = \frac{\sqrt{(2H-h)^2 + \Delta^2}}{V} - \frac{\sqrt{h^2 + \Delta^2}}{V}$$

4. On en déduit l'expression littérale de la profondeur du Moho :

$$H = \frac{1}{2} \left[h + \sqrt{(V \times \delta t + \sqrt{h^2 + \Delta^2})^2 - \Delta^2} \right]$$

5. Le calcul donne une profondeur du Moho valant ici **31,9 km** (en prenant $\delta t = 3 \text{ s}$).

Exercice 4. Caractérisation du noyau par diverses approches indirectes [60 min]

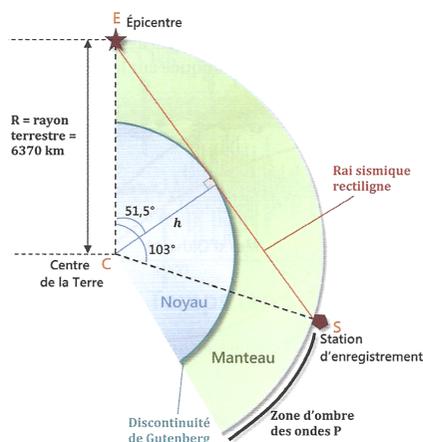
D'après DAUTEL et al. (2021)

1. L'énoncé nous indique qu'il s'agit d'une modélisation de la propagation des ondes P et on constate que ces lignes sont centrées par rapport à l'épicentre : elles représentent les positions des fronts d'ondes P au niveau de la surface de la Terre.

2. Les ondes P se propagent à une vitesse de 7,5 à 10 km.s⁻¹ et parcourent entre 450 et 600 km.mn⁻¹. On peut donc supposer que, vu les distances parcourues, il s'agit de minutes.

3. Les deux lignes noires représentent les limites de la zone d'ombre sismique à la surface de la Terre et les valeurs 103 et 140 sont des angles en degrés. Cette zone d'ombre est due à l'existence d'une discontinuité en profondeur sur laquelle les ondes P se réfractent et se réfléchissent, n'arrivant pas en surface entre 103° et 140° (angle Δ au centre de la Terre entre la position de l'épicentre et la station d'enregistrement). Cette discontinuité est la discontinuité de Gutenberg qui sépare le manteau du noyau à 2900 km de profondeur.

4. Schéma du trajet des ondes P.



5. L'épicentre (E) et la station d'enregistrement (S) sont situés sur un même cercle de centre C : le triangle ECS est isocèle, la hauteur du triangle (h) est aussi la bissectrice de l'angle. L'angle est de $103^\circ / 2 = 51,5^\circ$.

On applique la définition du cosinus = coté adjacent/hypoténuse.

Il en découle :

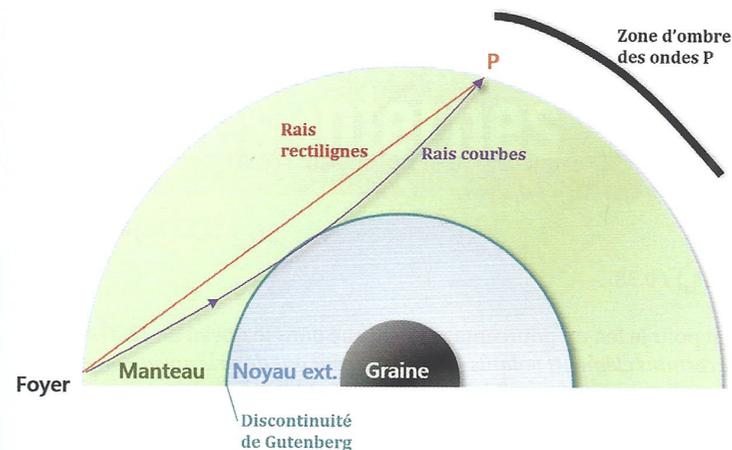
$$\cos(51,5^\circ) = h / R$$

$$\text{On a donc } h = \cos(51,5^\circ) \times R = 0,62 \times 6370 = 3965,4 \text{ km.}$$

La profondeur de la discontinuité de Gutenberg est donc à $R - h = 2404 \text{ km}$.

6. La profondeur connue de la discontinuité de Gutenberg est de 2900 km. Le modèle imposé par l'énoncé considère les rais sismiques rectilignes. Or, du fait de l'augmentation de vitesse des ondes sismiques selon la profondeur, ces rais sont courbes.

Les rais sismiques s'enfoncent donc plus profondément pour atteindre le sismographe situé à 103° de l'épicentre, d'où la différence obtenue sur la profondeur de la discontinuité.



La profondeur de la discontinuité de Gutenberg en fonction des rais tracés.

7. D'après l'expression du champ gravitationnel à la surface de la Terre, on peut écrire :

$$M_T = (g \times R_T^2) / G$$

Sachant que :

$$g = 9,81 \text{ N.kg}^{-1}$$

$$R_T = 6370 \text{ km} = 6370.103 \text{ m.}$$

$$G = 6,67.10^{-11} \text{ N.m}^2.\text{kg}^{-2}$$

$$\text{On a } M_T = 5,97.10^{24} \text{ kg}$$

8. Soit ρ_T la masse volumique de la Terre et V_T son volume, on a : $\rho_T = M_T / V_T$.

$$\text{On a } V_T = 4/3 \pi r^3 = 1,08.10^{21} \text{ m}^3.$$

$$\text{D'où } \rho_T = 5,97.10^{24} / 1,08.10^{21} = 5,53.10^3 \text{ kg. m}^{-3}$$

La densité de la Terre est de 5,53.

9. On constate que la densité moyenne de la Terre est bien supérieure à celle du manteau ou de la croûte. On peut donc en déduire que le noyau possède une masse volumique et une densité beaucoup plus élevées qui ne peuvent pas s'expliquer par une simple augmentation de la densité due à la profondeur. La composition chimique du noyau doit être différente de celle du manteau et il doit donc être composé d'éléments dont la masse volumique est supérieure à celles des éléments du manteau riche en silice, comme des éléments métalliques.

10. On constate que la composition globale des chondrites comporte de l'olivine et des pyroxènes qui sont les minéraux constitutifs des péridotites du manteau. Mais elle contient également, en plus de ces minéraux, du fer métallique, qui semble en proportion importante, alors que le manteau n'en contient pas. On peut donc penser que le fer est un des composants majeurs du noyau puisqu'on suppose que les chondrites ont la même composition globale que la Terre.

11. On peut écrire le bilan de masse suivant :

$$P_T \cdot M_T = (P_M \cdot M_M) + (P_N \cdot M_N)$$

D'où :

$$P_N = [(P_T \cdot M_T) - (P_M \cdot M_M)] / M_N$$

Sachant que $M_N = 0,33 M_T$ et que $M_M = 0,67 M_T$, on peut écrire :

$$P_N = [(P_T \cdot M_T) - (P_M \cdot 0,67 M_T)] / 0,33 M_T$$

On a donc :

$$P_N = (P_T - 0,67 P_M) / 0,33$$

12. On obtient pour le fer, un pourcentage massique dans le noyau de 72,27 %.

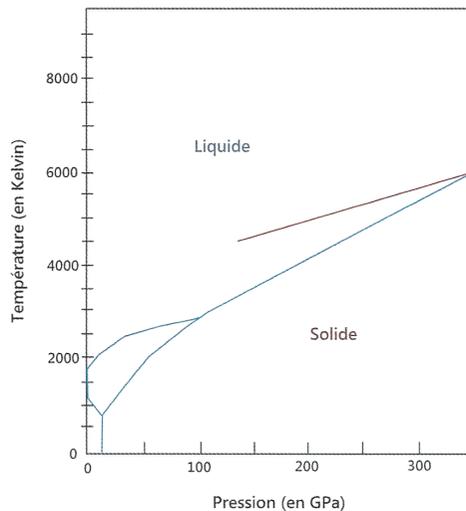
[Sachant que certains éléments volatils ne se retrouvent pas dans le noyau, on estime que ce pourcentage est encore plus important et compris entre 80 et 85 %.]

13. Les études sismologiques permettent de montrer que les ondes S ne se propagent pas entre 2900 et 5150 km de profondeur. Or, ces ondes se propagent dans les solides et pas dans les liquides.

14. On peut établir le diagramme de phases du fer à partir de l'expérimentation à haute pression et à haute température dans des cellules à enclumes à diamant.

15. On constate que le géotherme du noyau croise la courbe du solidus du fer vers 300 GPa et passe donc de l'état liquide à l'état solide vers cette pression correspondant à une profondeur de 5000 km environ.

C'est une profondeur un peu plus faible que la discontinuité de Lehman mais il s'agit du diagramme de phase du fer pur qui n'est pas le seul composant du noyau.



Le diagramme de phases du fer et le géotherme (rouge).

C. Exploitation de données (y compris transitions de phase dans le manteau) permettant la construction du géotherme

Exercice 5. Construction du géotherme [60 min]

D'après PEYCRU et al. (2015)

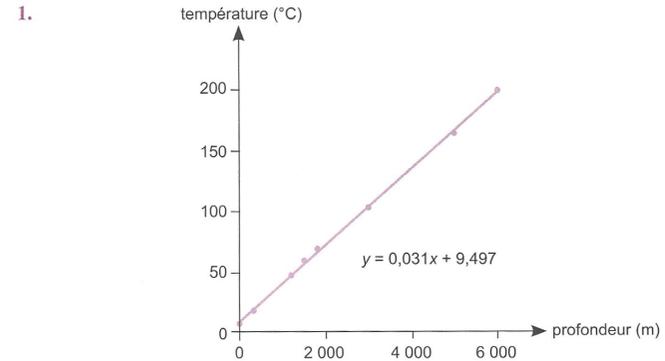


FIGURE TP1.15 Température en fonction de la profondeur au niveau d'un forage.

2. Le gradient thermique est la dérivée de la courbe $T = f(z)$ donc c'est la pente en tout point de la courbe. Il est de $0,03 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ soit $30 \text{ } ^\circ\text{C}$ pour 1 km entre 0 et 6 km de profondeur.

3. La base de la lithosphère est à 100 km (tableau 1.2). La limite entre le manteau et le noyau est à 2900 km.

Si le gradient thermique est de $30 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$:

$$\text{Rappel : } T(\text{K}) = T(\text{ } ^\circ\text{C}) + 273$$

La base de la lithosphère est à $3000 \text{ } ^\circ\text{C}$ (soit 3273 K à comparer avec 1600 K). Les valeurs de température sont donc beaucoup plus faibles en profondeur que celles que l'on peut calculer en extrapolant le gradient géothermique évalué dans la croûte superficielle.

4. Deux sauts de vitesse des ondes P sont observés à 410 et à 670 km de profondeur. Ils correspondent à des changements de phase de l'olivine, respectivement de la phase alpha à la phase bêta puis de la phase gamma à la phase perovskite. La limite marquée par un saut de vitesse recoupe les limites des domaines de stabilité des phases dans une gamme de températures : 1680 K à 410 km et 1880 K à 670 km. Ce sont les points d'ancrage (figure TP1.14).

5. Le graphique à construire est le suivant : figure TP1.16.

À 2900 km, les températures évaluées par extrapolation à partir des points d'ancrage du manteau d'une part et de celui situé à 5150 km dans le noyau d'autre part sont très différentes. Ceci conduit à l'idée de l'existence d'un fort gradient géothermique au voisinage de l'interface constituée par la discontinuité de Gutenberg, et ceci peut s'expliquer par l'absence de convection entre le noyau externe et le manteau. La limite entre ces deux enveloppes est donc caractérisée par des transferts de chaleur qui se réalisent seulement par conduction.

La marge d'erreur des valeurs estimées aux différents points d'ancrage et les incertitudes sur l'organisation convective du manteau conduisent à des valeurs de températures estimées qui sont de plus en plus imprécises avec la profondeur.

6. La température à 2900 km est estimée entre 2470 et 4570 K d'après le géotherme construit précédemment (question 5, figure TP1.16). La température à la base de la lithosphère est de 1600 K (tableau TP1.2).

$$R_a = \{2,5 \times 10^{-5} \times (2470 - 1600) \times 9,81 \times (2900 \times 10^3 - 100 \times 10^3)^3\} / 10^{20} \times 10^{-6} = 46730$$

$$R_a = \{2,5 \times 10^{-5} \times (4570 - 1600) \times 9,81 \times (2900 \times 10^3 - 100 \times 10^3)^3\} / 10^{17} \times 10^{-6} = 1,59 \times 10^8$$

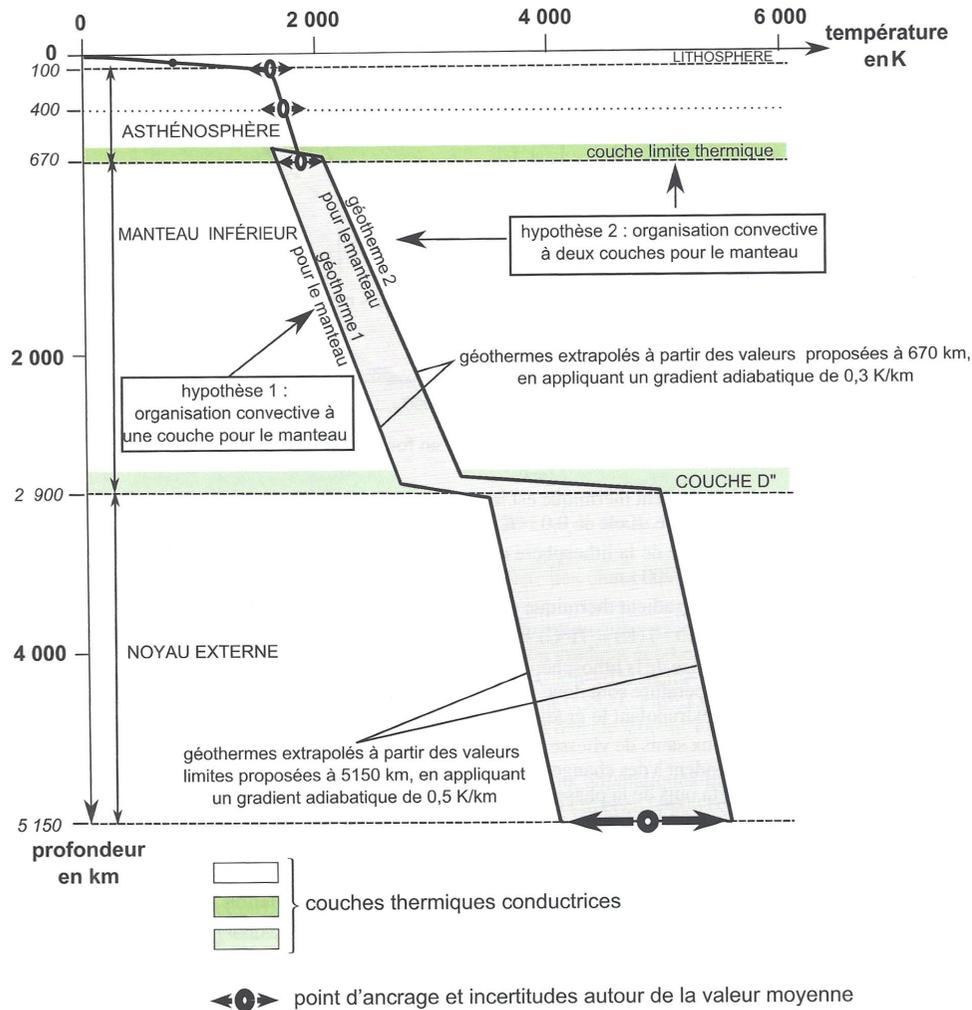


FIGURE TP1.16 Tracé du géotherme entre 0 et 5 150 km de profondeur.

En tenant compte des incertitudes sur les températures et sur la viscosité du manteau, la valeur de Ra est toujours nettement supérieure à 1 000 donc l'hypothèse d'un manteau convectif utilisée pour tracer le géotherme à la question précédente est validée.

Remarque : en confrontant des modèles numériques et des données géophysiques, les chercheurs considèrent actuellement que $Ra = 10^7$ est représentatif de la convection mantellique.

Les deux modèles de convection mantellique reposent sur l'existence d'une ou de deux couches de cellules en convection.

Un modèle de convection à deux couches suppose des échanges diffusifs vers 670 km de profondeur et diminue le gradient thermique au sein de la couche thermique diffusive située à 2 900 km de profondeur et appelée couche D'' (figure TP1.17).

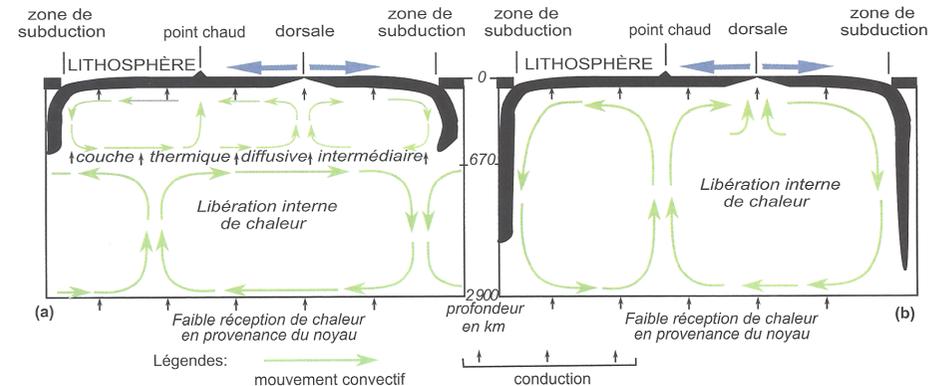


FIGURE TP1.17 Deux modèles convectifs pour le manteau terrestre et transferts de chaleur interne associés : convection à deux couches (a) et à une couche (b).

Dans le cas du modèle à deux étages convectifs, la conduction opère entre les deux étages convectifs puis entre l'étage convectif supérieur et la lithosphère. Dans le cas d'une convection à une couche, la conduction n'opère qu'entre le sommet de la couche convective et la lithosphère.

D. Exploitation de données de tomographie sismique en relation avec le contexte géodynamique

Exercice 6. Les hétérogénéités latérales du manteau révélées par la tomographie sismique [15 min]

D'après PEYCRU et al. (2015)

- Hawaï :** Les deux types de coupes ont des échelles très différentes. En coupe verticale, une zone d'anomalie négative des vitesses est observée juste à l'aplomb d'Hawaï (20 °N). Sur les coupes horizontales réalisées sous le Kilauea à différentes profondeurs, nous observons une zone d'anomalie négative dont la surface est maximale à 4 km de profondeur puis diminue aux profondeurs de 10 km et de 16 km. Tout autour, nous observons une zone sans anomalie de vitesse et plus loin une zone d'anomalie positive.
- Japon :** L'étude montre un panneau incliné sous l'arc insulaire qui présente des anomalies de vitesse des ondes sismiques P positives tandis que le morceau de plaque lithosphérique situé plus au nord/nord-ouest et qui surmonte le panneau précédemment évoqué montre des anomalies de vitesse des ondes nulles ou négatives. Le panneau plongeant peut être observé jusqu'à plus de 2 000 km de profondeur. Il montre un pendage faible à 670 km environ ce qui

peut s'expliquer par la densité du manteau environnant plus importante qui bloque la plongée du slab (= panneau lithosphérique plongeant). Aux alentours de 1 000 et surtout de 2 000 km, le panneau plongeant semble être rompu. Du matériel présentant des anomalies de vitesse des ondes P négatives est présent sous le panneau plongeant mais est séparé par ce dernier de la poche de matériel à anomalies de vitesse elles aussi négatives sous l'arc du Japon.

Les zones présentant une anomalie négative des vitesses des ondes sismiques correspondent à des zones où les ondes sismiques sont ralenties ce qui peut être interprété par la présence de matériel chaud. Inversement, les zones présentant des anomalies positives peuvent correspondre à des régions comportant du matériel plus rigide donc plus froid.

Sous Hawaï, du matériel anormalement chaud est observable près de la surface (coupes horizontales) et jusqu'à 2 900 km de profondeur (coupe verticale). Ce matériel chaud doit correspondre à du manteau chaud donc profond qui remonte jusqu'à la surface sous la forme d'un panache. Ce panache est à l'origine du point chaud d'Hawaï. Ainsi, ce type de technique peut mettre en évidence l'origine profonde du matériel mantellique qui parvient en surface.

Au Japon, le panneau à anomalies de vitesse positives correspond donc à la présence de matériel plus dense et probablement plus froid sous la lithosphère qui porte l'arc insulaire. Son épaisseur et sa position en prolongement de la lithosphère pacifique, indiquent qu'il s'agit d'un panneau de plaque pacifique froide et donc plus dense qui passe en subduction sous la plaque nord-américaine. Le volcanisme est alimenté par une poche de matériel moins dense donc certainement plus chaud localisé sous l'arc du Japon.

Remarque : Il faut noter que ce volcanisme n'est pas alimenté par du matériel moins dense et probablement plus chaud présent sous le panneau plongeant

- Le manteau est animé de grands mouvements de convection (figure TP1.13) :
 - la lithosphère froide et dense plonge au niveau des zones de subduction comme dans le cas du Japon ;
 - du matériel mantellique profond chaud et moins dense (mais solide) remonte vers la surface et alimente des points chauds tels que celui d'Hawaï.

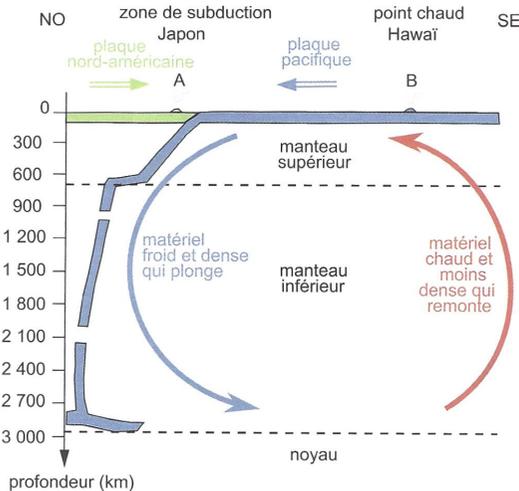


FIGURE TP1.13 Schéma d'interprétation des données de tomographie sismique sous le Japon et sous Hawaï : dynamique mantellique et mouvement de la lithosphère au niveau du Pacifique. L'échelle horizontale n'est pas respectée. Les flèches doubles indiquent le mouvement relatif des plaques lithosphériques.

Remarque : les anomalies de vitesse positives identifiées dans la plaque chevauchante peuvent être dues au réchauffement de celle-ci par injection de nombreux magmas produits dans le cadre de cette subduction.

II. Géodésie, gravimétrie et forme de la Terre

A. Calculs d'équilibre vertical archimédien

Exercice 7. Équilibre isostatique dans une chaîne de montagne [5-10 min]

Exercice classique de lycée adapté

1. En application du **modèle d'Airy**, chaque **colonne de roches** est en **équilibre isostatique** sur la **surface de compensation** qui est ici le **Moho** sous la chaîne de montagne. On obtient donc la relation :

$$d_{CC} (h + H + R) = d_{CC}H + d_M R$$

L'**inconnue** est ici la **hauteur de la racine crustale R**.

$$R = \frac{d_{CC}h}{d_M - d_{CC}}$$

$$R = \frac{2,8 \times 3}{3,3 - 2,8} = 16,8 \text{ km}$$

La **profondeur du Moho** sous la chaîne de montagne est donc $R + H = 16,8 + 28 = \mathbf{44,8 \text{ km}}$.

2. a) Nouveau **schéma de situation** dans le cas où la **chaîne de montagne** est recouverte d'un **glacier** d'épaisseur h_G :

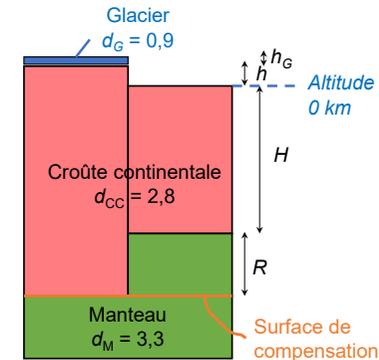


Schéma de situation (question 2)

2. b) On cherche alors la **nouvelle profondeur du Moho** sous la chaîne de montagne.

En application du **modèle d'Airy**, chaque **colonne de roches** est en **équilibre isostatique** sur la **surface de compensation** qui est ici le **Moho** sous la chaîne de montagne. On obtient donc la relation :

$$d_{CC} (h + H + R) + d_G h_G = d_{CC}H + d_M R$$

L'**inconnue** est ici encore la **hauteur de la racine crustale R**.

$$R = \frac{d_{cc}h + d_G h_G}{d_M - d_{cc}}$$

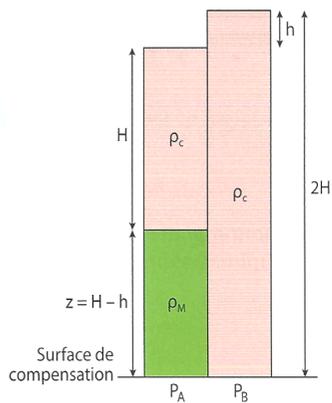
$$R = \frac{2,8 \times 3 + 0,9 \times 1}{3,3 - 2,8} = 18,6 \text{ km}$$

La profondeur du Moho sous la chaîne de montagne en présence du glacier est donc $R + H = 18,6 + 28 = \mathbf{46,6 \text{ km}}$.

Exercice 8. Isostasie et érosion d'une chaîne de montagne [5-10 min]

D'après DAUTEL et al. (2021)

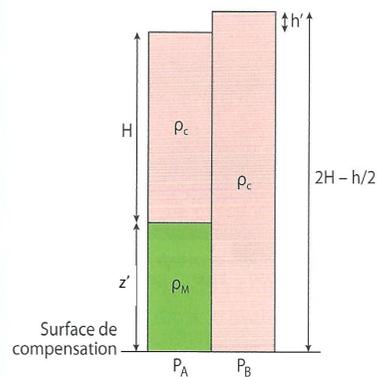
1. On réalise un schéma de la situation :



Par définition de la surface de compensation, la pression est la même à la base des deux colonnes : $P_A = P_B$.
Or, $P_A = H \cdot \rho_c \cdot g + z \cdot \rho_M \cdot g$.
Les deux colonnes sont de même hauteur donc :
 $H + z + H = 2H$,
donc, $z = H - h$.
Ce qui donne $P_A = H \cdot \rho_c \cdot g + (H - h) \cdot \rho_M \cdot g$.

Et $P_B = 2H \cdot \rho_c \cdot g$.
Donc, $H \cdot \rho_c \cdot g + (H - h) \cdot \rho_M \cdot g = 2H \cdot \rho_c \cdot g$.
Donc, $h = H \cdot (\rho_c - \rho_M) / \rho_M$.
L'application numérique donne $h = 5,7 \text{ km}$.
Cela veut dire que l'enfoncement du Moho vaut :
 $z = H - h = 30 - 5,7 = 24,3 \text{ km}$.

2. On réalise un schéma de la nouvelle situation. Comme on a retiré du matériau, la racine crustale est remontée par réajustement isostatique :



- La hauteur de la montagne est h'
- La hauteur totale de croûte au niveau de la montagne est $2H - \frac{h}{2}$

- La racine est ici $z' = 2H - \frac{h}{2} - h' - H = H - \frac{h}{2} - h'$

En appliquant le modèle d'Airy, on peut proposer l'équation suivante :

$$\left(H - \frac{h}{2} - h'\right) \rho_M + H \rho_c = \left(2H - \frac{h}{2}\right) \rho_c$$

D'où on extrait h' :

$$h' = \frac{\rho_c \left(-H + \frac{h}{2}\right) + \rho_M \left(H - \frac{h}{2}\right)}{\rho_M}$$

Applications numériques : $h' = 5,2 \text{ km}$

La nouvelle montagne a une altitude de 5,2 km.

$z' = 21,95 \text{ km}$

La racine crustale de la nouvelle montagne mesure 21,95 km

Exercice 9. Profondeur du plancher océanique au large d'un continent [5 min]

D'après PERRIER, BEAUX et al. (2021)

L'équilibre des deux colonnes donne :

$$\rho_{cc} \cdot e_{cc} = p \cdot \rho_{eau} + \rho_{co} \cdot e_{co} + (e_{cc} - e_{co} - p) \cdot \rho_M$$

donc

$$p = [e_{cc} \cdot (\rho_M - \rho_{cc}) + e_{co} \cdot (\rho_{co} - \rho_M)] / (\rho_M - \rho_{eau})$$

Si l'on considère une épaisseur des croûtes $e_{cc} = 30 \text{ km}$ et $e_{co} = 7 \text{ km}$, on obtient $p = \mathbf{6,9 \text{ km}}$.

Cette valeur donne un ordre de grandeur cohérent avec la profondeur des plaines abyssales, autour de quelques kilomètres.

B. Exploitation de données gravimétriques obtenues par altimétrie satellitaire

Exercice 10. Anomalies gravimétriques et isostasie dans les Alpes [30 min]

D'après PEYCRU et al. (2015)

- Les chaînes de montagnes récentes (Alpes, Pyrénées) sont caractérisées par une anomalie de Bouguer fortement négative tandis que les bassins sédimentaires, les chaînes de montagnes anciennes sont caractérisées par des anomalies de Bouguer faiblement négatives à faiblement positives. Ces variations peuvent être interprétées par une situation proche de l'équilibre archimédéen là où les anomalies sont nulles, par un déficit de masse sous les chaînes de montagnes récentes (dû soit à une racine crustale, soit à une plaque en subduction) comme ceci sera précisé dans les questions suivantes.
- Les anomalies calculées entre le secteur Briançonnais et le massif du Grand Paradis dans les Alpes Occidentales sont négatives : il existe un déficit de masse en profondeur. Elles sont particulièrement importantes au niveau du Briançonnais ou de la Vanoise où elles atteignent -155 mgal . Ces valeurs sont caractéristiques d'une chaîne de montagnes récente. On attribue en effet le déficit de masse à la présence d'une racine crustale sous ces massifs montagneux. L'anomalie de Bouguer, plus faible au niveau du Grand Paradis, pourrait correspondre à une racine crustale moins profonde qu'au niveau du Briançonnais.

3. Les points donnés sont des sommets. Donc, il devrait exister une racine r_1 sous ces sommets d'altitude h_1 . Les calculs sont réalisés en supposant un équilibre isostatique.

Pression exercée par une colonne $P = \rho \times g \times h$

Les pressions exercées par les deux colonnes à l'équilibre isostatique sont égales.

On a : Pression de la colonne 0 = Pression de la colonne 1

En simplifiant par g , on peut écrire :

(Masse de la croûte + masse du manteau) de la colonne 0 = (Masse de la croûte) de la colonne 1

$$\text{Soit : } (E_{c0} \times \rho_c) + (r_1 \times \rho_m) = (E_{c1} \times \rho_c)$$

$$(E_{c0} \times \rho_c) + (r_1 \times \rho_m) = \rho_c \times (E_{c0} + h_1 + r_1)$$

$$r_1(\rho_m - \rho_c) = h_1 \times \rho_c$$

donc $r_1 = (h_1 \times \rho_c) / (\rho_m - \rho_c)$

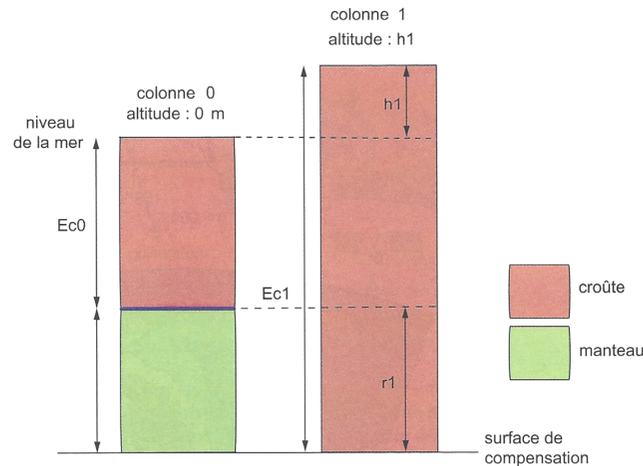


FIGURE TP1.9 Application du modèle de Airy pour la barre des Écrins et le Grand Paradis.

Pour l'application numérique, il faut penser à convertir les altitudes en km !

Pour le Mont Pourri : $r_1 = 20,41 \text{ km}$

Pour le Grand Paradis : $r_1 = 21,92 \text{ km}$

L'épaisseur de croûte supplémentaire due à la racine est de 20,41 km pour le Mont Pourri et de 21,92 km pour le Grand Paradis.

4. Ces deux valeurs très proches n'expliquent pas la différence observée pour les anomalies de Bouguer.
5. L'épaisseur d'une croûte continentale en équilibre isostatique est de 35 km environ. D'après les calculs précédents, la croûte du Briançonnais ou du Grand Paradis a une épaisseur de 57 km environ. La croûte a une densité inférieure à 2,9 et est donc représentée en rouge sur la figure TP1.8. Le manteau a une densité égale ou supérieure à 2,9 et est donc représenté en vert sur la figure TP1.8. Au niveau du Briançonnais et du Grand Paradis, la coupe présente une épaisseur de croûte entre 43 et 57 km environ. Ces valeurs sont proches de celles obtenues par calcul et confirment la présence d'une racine crustale. Les anomalies de Bouguer s'expliquent donc essentiellement par la présence d'une racine crustale à l'origine d'un déficit de masse. Par ailleurs, une « écaille mantellique » est présente à environ 30 km de profondeur sous le Grand Paradis : la présence de ce matériel dense explique la plus faible anomalie de Bouguer mesurée à ce niveau.

Exercice 11. Le Groenland, une île en mouvement [30 min]

D'après DAUTEL et al. (2021)

1. Le soulèvement du territoire groenlandais est dû à la fonte de l'inlandsis qui le recouvre : comme le poids qui appuie sur la lithosphère diminue, celle-ci se rééquilibre et remonte par rebond isostatique.

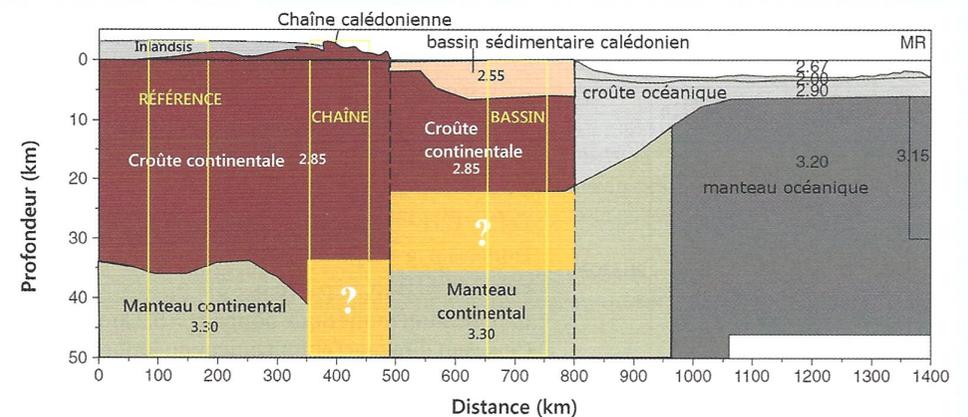
2. Le géoïde est une surface équipotentielle de pesanteur (ou de gravité) correspondant au niveau moyen des océans et qui se prolonge sous les continents : c'est la surface de référence d'altitude 0. Le potentiel de pesanteur en un point est dû à l'attraction gravitationnelle exercée par les masses avoisinantes. Comme l'inlandsis fond, la masse du Groenland diminue, l'attraction gravitationnelle de cette région est moins forte : le géoïde se creuse au fil du temps.

3. L'anomalie de Bouguer est la différence entre la valeur réelle de g mesurée en un point et la valeur prédite par le calcul sur l'ellipsoïde à laquelle on a appliqué 3 corrections [les trois corrections peuvent être aussi appliquées à la valeur g mesurée mais leur signe est simplement inversé]. Ces corrections tiennent compte respectivement de l'altitude, des masses en jeu (comprises entre le niveau 0 et l'altitude considérée) et de la topographie locale. Les anomalies de Bouguer négatives traduisent un défaut de masse en profondeur alors que les anomalies de Bouguer positives traduisent un excès de masse en profondeur.

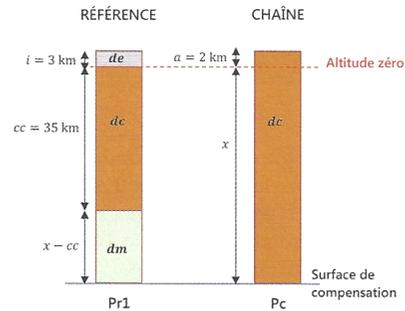
4. La diminution de la valeur de l'anomalie de Bouguer au niveau de la chaîne calédonienne traduit un défaut de masse par rapport au modèle. Cela est dû à la racine crustale de la chaîne : « l'excès de masse en surface dû au relief est déjà presque entièrement compensé en profondeur par un enfoncement du Moho ».

5. Pour réaliser ces calculs d'isostasie à l'aide du modèle d'Airy, il est nécessaire de schématiser les trois colonnes impliquées.

Celles-ci sont localisées ainsi sur la figure D (voir figure page suivante).



Pour calculer la racine crustale de la chaîne calédonienne, il faut comparer la colonne « chaîne » à la colonne de référence :



D'après le modèle d'Airy, par définition de la surface de compensation, la pression est la même à la base des deux colonnes :

$$Pr1 = Pc.$$

$$Or, Pr1 = de.i.g + dc.cc.g + dm.(x - cc).g$$

et

$$Pc = dc.(a + x).g.$$

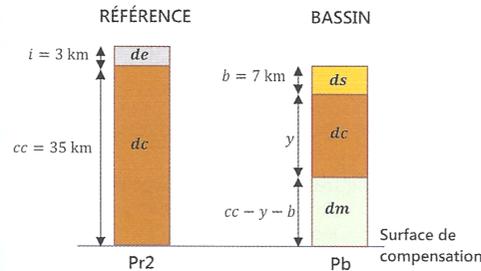
$$Donc, de.i + dc.cc + dm.(x - cc) = dc.(a + x).$$

$$Donc, x = (de.i + dc.cc - dm.cc - dc.a) / (dc - dm).$$

Application numérique : $x = (1 \times 3 + 2,85 \times 35 - 3,3 \times 35 - 2,85 \times 2) / (2,85 - 3,3) = 41 \text{ km}$.

La croûte sous la chaîne calédonienne fait environ 41 km d'épaisseur donc la racine crustale est de $41 - 35 = 6 \text{ km}$.

Pour calculer l'épaisseur de la croûte sous le bassin sédimentaire calédonien, il faut comparer la colonne « bassin » à la colonne de référence :



Par définition de la surface de compensation, la pression est la même à la base des deux colonnes : $Pr2 = Pb$.

$$Or, Pr2 = de.i.g + dc.cc.g \text{ et } Pb = ds.b.g + dc.y.g + dm.(cc - y - b).g.$$

$$Donc, de.i + dc.cc = ds.b + dc.y + dm.(cc - y - b).$$

$$Donc, y = (de.i + dc.cc - ds.b - dm.(cc - b)) / (dc - dm).$$

Application numérique : $y = (1 \times 3 + 2,85 \times 35 - 2,55 \times 7 - 3,3 \times (35 - 7)) / (2,85 - 3,3) = 17 \text{ km}$.

L'épaisseur de la croûte continentale au niveau du bassin est de 17 km.

C. Vitesses et durées de remontée (rééquilibrage) isostatique

Exercice 12. Glacio-isostasie (rebond post-glaciaire) en Scandinavie [20 min]

Adapté d'Annabac.com (consulté en janvier 2021)

Question 1. Réalité des mouvements verticaux en Scandinavie (figures 1 et 2).

La figure 1 nous permet d'observer que le **bouclier scandinave se soulève**. Ce soulèvement est **maximal** dans la **région du golfe de Botnie (Vasaa)**, situé à l'**actuel niveau de la mer** (altitude 0 km), où il atteint une **centaine de mètres** en **6000 ans**. On constate que ce **soulèvement** est le plus faible, proche de **10 m** en **6000 ans**, au niveau d'une **ligne entourant grossièrement la Scandinavie** (hors Danemark).

On constate, sur la figure 2, que la région de Vasaa s'élève au cours du temps, passant de **- 12 à environ 0 cm** entre **2000 et 2012**.

Question 2. Calcul de la vitesse de soulèvement de la région du Golfe de Botnie et à Vasaa (figure 1).

La **vitesse moyenne de soulèvement** du **Golfe** durant les **6 000 dernières années** est de $100 \text{ m} / 6\,000 \text{ a} = 0,017 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1} = 1,7 \text{ cm} \cdot \text{an}^{-1}$.

Pour **Vasaa**, elle est de $90 \text{ m} / 6000 \text{ a} = 0,015 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1} = 1,5 \text{ cm} \cdot \text{an}^{-1}$.

Question 3. Calcul de la vitesse de soulèvement récent de la région du Vasaa (figure 2).

La **vitesse moyenne de soulèvement** de Vasaa durant les 12 années de 2000 à 2012 est de : $12 \text{ cm} / 12 \text{ a} = 1 \text{ cm} \cdot \text{an}^{-1}$.

Le **soulèvement amorcé** il y a au **moins 6 000 ans** se poursuit actuellement mais à une **vitesse plus faible** : $1 \text{ cm} \cdot \text{an}^{-1}$ au lieu de $1,5 \text{ cm} \cdot \text{an}^{-1}$ en moyenne.

Question 4. Hypothèse expliquant les mouvements verticaux constatés (figure 1).

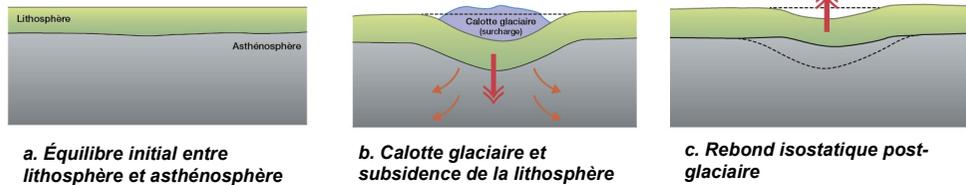
On constate que, il y a environ **10 000 ans**, la **plus grande partie de la Scandinavie** était occupée par une **calotte glaciaire** alors que, il y a **8 000 ans**, cette calotte était **considérablement réduite à deux spots en Norvège**. On en déduit qu'une importante **fonte de glace** a eu lieu, probablement à cause d'une **déglaciation**.

On peut formuler l'**hypothèse** que le **soulèvement**, quantifié depuis **6000 ans** sur la figure 1 et étudié aux **questions précédentes**, est probablement la **conséquence de la disparition de la calotte glaciaire**.

Cette hypothèse implique :

- Qu'**avant le dépôt des glaces**, la **lithosphère** était en **équilibre isostatique** sur l'**asthénosphère** (figure a).
- que la **mise en place** de la **calotte glaciaire** a entraîné un **mouvement vertical dirigé vers le bas**, soit un **affaissement** de la lithosphère, jusqu'à atteindre un **nouvel équilibre isostatique** (figure b)
- que la **disparition de la surcharge** due aux **glaces** a induit un **nouveau déséquilibre isostatique** qui conduit à un **soulèvement vertical dirigé vers le haut**.

- Ce réajustement isostatique n'est pas encore complètement achevé dans la région du golfe de Botnie (figure c).



Modèle chronologique simplifié des événements de la région

D. Liaison entre anomalies du géoïde et topographie sous-marine

Exercice 13. Interprétation du géoïde [15 min]

D'après PEYCRU et al. (2015)

1. Les variations à grandes longueurs d'ondes du géoïde montrent des bosses et creux dont l'amplitude avoisine la centaine de mètres, valeur faible au regard du rayon de l'ellipsoïde, proche de 6 400 km. En Atlantique Nord, au sud de l'Afrique et dans l'ouest du Pacifique, le géoïde décrit des bosses de +50 m à +80 m. Au sud de l'Inde, près de l'Antarctique et au Canada (baie d'Hudson), le géoïde est affecté de creux jusqu'à -90 m. Ces variations ne sont pas corrélées aux reliefs terrestres. Elles ont donc une autre cause.
2. En comparant la carte du géoïde à courtes et moyennes longueurs d'onde et celle de la physiographie de l'océan indien, on constate qu'elles sont superposables : les bosses du géoïde se situent à l'aplomb des reliefs sous-marins allongés constituant les dorsales notées « ridge » sur la figure TP1.4 pouvant atteindre 2 000 m au-dessus de la plaine abyssale, ou ponctuels constitués par des volcans (volcans mis en place lors du fonctionnement du point chaud actuellement sous l'île de la Réunion au sud-ouest de l'Inde, la ride à 90°, la ride Broken, plateau des Kerguelen). Les creux du géoïde jalonnent les dépressions (fosses océaniques, failles transformantes). Ces ondulations d'amplitude de l'ordre du mètre au décimètre sont donc directement corrélées à la topographie terrestre. La forme gravimétrique des océans est globalement à l'image de la morphologie de la surface solide des fonds océaniques (figure TP1.5).

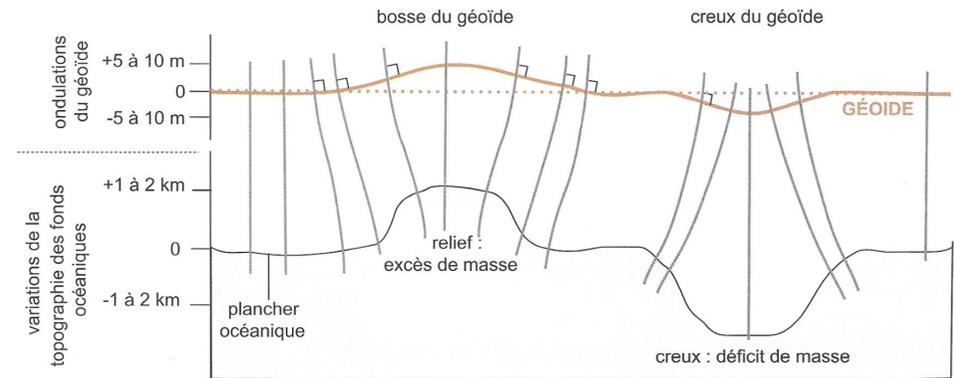


FIGURE TP1.5 Géoïde et morphologie du plancher océanique.

Aux variations de topographie du plancher océanique d'ordre kilométrique correspondent des ondulations du géoïde d'ordre métrique. Les verticales en chaque lieu sont plus ou moins déviées par les reliefs positifs (attirées) et négatifs (repoussées) du plancher océanique, si bien qu'elles ne convergent pas vers le centre de la Terre. La surface de l'océan est orthogonale à la verticale indiquée par un fil à plomb en chacun des points.

III. Cinématique et dynamique des plaques

A. Exploitation de données GPS dans la caractérisation du mouvement des plaques à la surface de la Terre

Exercice 14. Déplacement absolu de la plaque Pacifique étudié à l'aide du référentiel d'un point chaud [10 min]

Original, documents d'après BAUDE, JUSSERAND et al. (2019)

1. Les **volcans d'Hawaï** présentent **deux alignements** qui peuvent être interprétés comme **deux directions successives** suivies par la **plaque Pacifique** au cours du temps :

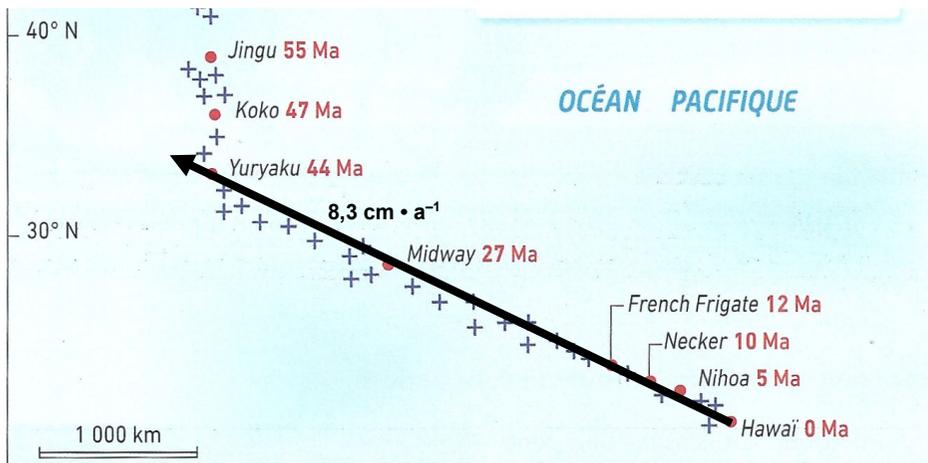
- **orientation NNW/SSE** pour les **volcans âgés de 65 Ma** (Jimmu, au NNW) à **44 Ma** (Yuryaku, au SSE) : on en déduit donc que la plaque s'est **déplacée**, pendant ce laps de temps, **vers le NNW**.
- **orientation WNW/ESE** pour les **volcans âgés de 44 Ma** (Yuryaku, WNW) à **aujourd'hui** (Hawaï, ESE) : on en déduit donc que la plaque s'est **déplacée**, pendant ce laps de temps, **vers l'WNW**.

2. À l'aide de l'échelle, on peut estimer la distance parcourue par la plaque et en déduire la vitesse de déplacement par calcul :

- De 65 à 44 Ma, la plaque s'est déplacée d'environ 1910 km [utiliser l'échelle et faire un produit en croix] en 21 Ma, soit une vitesse de $1910 \text{ km} / 21 \text{ Ma} = \mathbf{91 \text{ km} \cdot \text{Ma}^{-1}} = \mathbf{9,1 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}}$.
- De 44 Ma à aujourd'hui la plaque s'est déplacée d'environ 3640 km en 44 Ma, soit une vitesse de $3640 \text{ km} / 44 \text{ Ma} = \mathbf{83 \text{ km} \cdot \text{Ma}^{-1}} = \mathbf{8,3 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}}$.

Un **léger ralentissement** semblerait s'observer au cours des **derniers Ma**.

3. **Vecteur vitesse** actuel :



Une disposition particulière des volcans et de leurs âges.

Exercice 15. Déplacement relatif de plaques à l'aide de données GPS : le cas de l'Islande [10 min]

Original, documents d'après BAUDE, JUSSERAND et al. (2019)

1. La **station S2** subit un **déplacement en latitude**, connu par les **pentés des courbes du déplacement en latitude ou longitude** de la **station** en fonction du **temps** (ces pentés donnant une **vitesse** dans la direction considérée) :

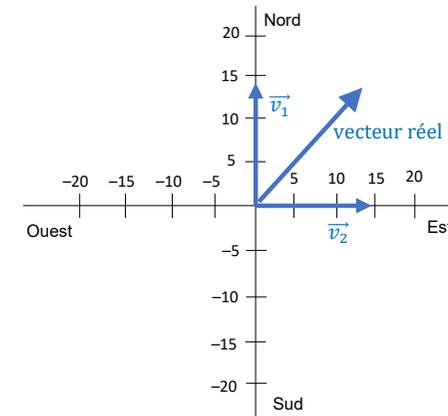
- vers le Nord (valeurs positives), avec une vitesse de

$$v_1 = \frac{-40 - (-240)}{2016 - 2002} = 14,3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$$

- vers l'Est (valeurs positives), avec une vitesse de

$$v_2 = \frac{-40 - (-240)}{2016 - 2002} = 14,3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$$

Soit dans un **repère orthonormé** :



Vecteurs vitesse et vecteur résultant

2. Le **vecteur déplacement** de **S2** présente un **déplacement orienté vers le Nord-Est**, là où le **vecteur de S1** (figure B) est orienté vers le **Nord-Ouest**. Les **deux stations**, situés à l'Est (S2) et à l'Ouest (S1) de l'Islande, **s'éloignent** donc l'une de l'autre, ce qui est cohérent avec la **position d'un rifting** (zone de divergence de plaques) au **centre de l'Islande**.

B. Discussion de la diversité des subductions

Exercice 16. Diversité des zones de subduction [20 min]

Original, documents d'après LALLEMAND et al. (2005)

Les **principaux enseignements** des **figures** sont les suivants.

- **figure a** : **absence de corrélation** entre **âge du panneau plongeant** et **pendage**.
- **figure b** : **absence de corrélation** entre **âge du panneau plongeant** et **vitesse de la fosse**. [Ce point peut se discuter en fonction des données retenues ; on considère ici les données de la **figure**].

- **figure c** : absence de corrélation entre **âge** du panneau plongeant et régime tectonique de la plaque **supérieure**.

- **figure d** : **MAIS** corrélation entre **pendage** du panneau plongeant et régime tectonique de la plaque **supérieure** : **faible pendage** ↔ régime **compressif** // **fort pendage** ↔ régime **extensif**.

- **figure e** : confirmation du point précédent.

- **figure f** : illustration simple du point précédent.

- **figure g** : [L'**anomalie gravimétrique** à l'**air libre** indique, au premier ordre, une **hausse de l'altitude** (anomalie positive) ou une **hausse de la bathymétrie** (anomalie négative)]. On note une **anomalie négative** au niveau de la fosse de subduction, à forte bathymétrie, et une **anomalie positive** au niveau de l'arc insulaire, à fort relief.

[- **figure h** : **Hausse de l'anomalie négative** et **baisse de l'anomalie positive** en cas de **suction** de la plaque supérieure par le **panneau plongeant** // contraire si **pression** sur la plaque supérieure.]]

- **figure i** : Un **panneau plongeant jeune** est plutôt **lent** et **chaud**, avec une **sismicité superficielle** ; alors qu'un **panneau plongeant âgé** est plutôt **rapide** (à cause de la traction du slab) et **froid** (il n'a pas le temps de se réchauffer), avec une **sismicité profonde** (puisque le matériel froid va profondément).

- **figure j** : Un **panneau plongeant jeune** est plutôt **lent** et **chaud**, avec une **sismicité superficielle** ; alors qu'un **panneau plongeant âgé** est plutôt **rapide** (à cause de la traction du slab) et **froid** (il n'a pas le temps de se réchauffer), avec une **sismicité profonde** (puisque le matériel froid va profondément).

3. Les plaques lithosphériques principales (**figure TP1.21**) sont : la plaque antarctique, la plaque australienne, la plaque africaine, la plaque indienne, la plaque arabe, la plaque eurasiennne (dont le bloc de la Sonde et le bloc du sud de la Chine).

C. Exploitation d'une carte de fonds océaniques (avec estimation d'un taux d'accrétion)

Exercice 17. Exploitation de la carte du fond de l'Océan Indien [1 h 30]

D'après PEYCRU et al. (2015)

1. Sur la carte les régions marquées par une forte activité sismique sont signalées par des losanges évidés et celles marquées par une activité volcanique sont identifiables grâce aux triangles rouges. Les limites seront placées sur une carte à la question 3.

2. Les sédiments d'âges différents se répartissent symétriquement par rapport à un axe figuré par l'emplacement de la dorsale. Plus on s'éloigne de cet axe, plus l'âge du plancher océanique est important et plus les sédiments supportés directement à son contact sont anciens. Les zones où les sédiments directement au contact des basaltes sont les plus jeunes matérialisent l'emplacement des dorsales. De plus, en s'éloignant de l'axe de la dorsale, l'épaisseur des sédiments tend à augmenter : c'est notable lorsqu'on compare les résultats des forages qui atteignent le plancher océanique (basalte). Les trois dorsales indiennes forment un Y renversé. Elles se rejoignent au niveau d'un point triple (point triple de Rodrigues à 70°E et 26°S).

Les zones de subduction ont pour signature une très forte activité sismique. Les foyers des séismes sont distribués selon un plan incliné, de plus en plus profondément lorsque l'on s'éloigne de la fosse : ils matérialisent le plongement de la plaque subduite. De plus, les zones de subduction sont soulignées par du volcanisme (volcanisme de subduction cénozoïque noté en légende) comme au niveau de l'arc de la Sonde où plonge la plaque Inde-Australie (100°E environ, 10°S à 25°S ; figures TP1.18 et TP1.20).

Les zones de collision sont situées entre deux plaques lithosphériques continentales et caractérisées par une activité sismique (exemple de l'Himalaya sur le continent eurasienn à la frontière des plaques indienne et eurasiennne) à 80-95°E, 27°N environ.

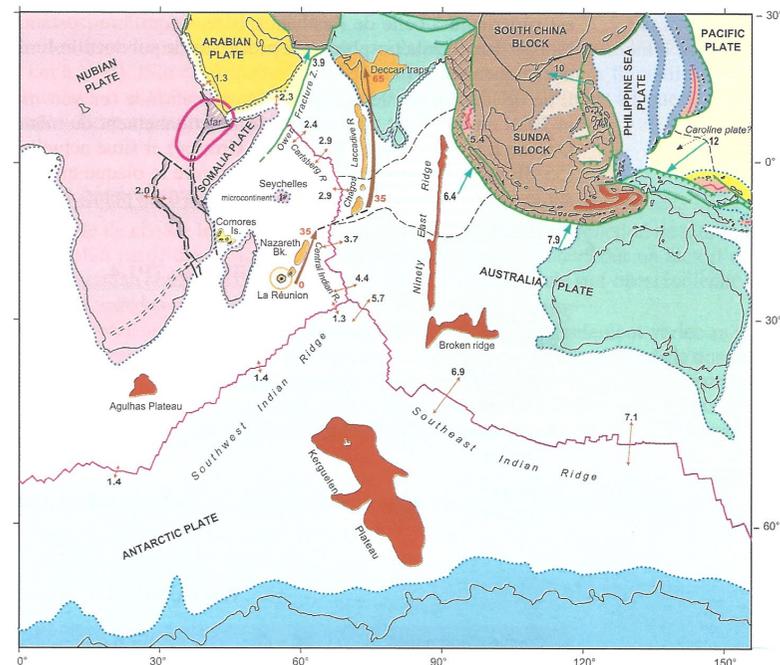


FIGURE TP1.21 Carte tectonique du fond de l'océan Indien (© CCGM, 2004).

4. L'âge maximal des sédiments reposant directement sur le socle océanique (basalte) est jurassique inférieur (en bleu foncé) donc le plancher océanique a au plus environ 200 Ma. En effet, au fur et à mesure de son vieillissement, la lithosphère s'épaissit par l'ajout d'une semelle de manteau lithosphérique. Ainsi, sa densité globale augmente avec le temps. Lorsque sa densité est supérieure à celle de l'asthénosphère, l'équilibre isostatique est rompu : la lithosphère plonge dans l'asthénosphère. Ce processus de subduction limite l'âge maximal du plancher océanique.
5. L'île de la Réunion, les trapps du Deccan en Inde (en vert moucheté figure TP1.20 à 75°E et 20°N environ) ont pour origine le fonctionnement du même point chaud présent sous le Deccan il y a environ 65 Ma (fin du Crétacé) et situé actuellement sous l'île de la Réunion (55°3E et 21°5S). La région de l'Afar (entre la plaque nubienne et la plaque de la Somalie sur le continent africain) est aussi au-dessus d'un point chaud, dans une zone affectée par un processus de rifting.

6.

TABLEAU TP1.4

Couple d'anomalies	20/20	13/13	11/11	7/7	6/6	5'/5'	5/5	3/3	1/1
Écartement en °	23,29	19,59	17,49	14,54	11,73	9,55	6,75	3,69	0,38
Écartement en km	2 585	2 174	1 941	1 614	1 302	1 060	749	410	42
Vmg en cm/an	5,9	6,6	6,6	6,4	6,5	6,6	6,8	6,9	5,4

7.

TABLEAU TP1.5

Couple d'anomalies	20 - 13	11 - 6	6 - 5	5 - 0				
Largeur en ° et en km de la bande N	1,67	185	3,33	370	2,77	307	3,42	380
Largeur en ° et en km de la bande S	2,02	224	2,43	270	2,21	245	3,33	370
Largeur totale en ° et en km	3,69	409	5,76	640	4,98	552	6,75	750
Différence d'âge en Ma	10,72	9,27	9,18	10,95				
V'mg en cm/an	3,8	6,9	6,0	6,8				
V'm bande N en cm/an	1,7	4,0	3,3	3,45				
V'm bande S en cm/an	2,1	2,9	2,7	3,35				

Les calculs précédents montrent que, après une phase initiale relativement lente, l'expansion s'est stabilisée à un taux global de 6 à 7 cm/an, ce qui est en accord avec l'indication portée sur la carte (figure TP1.21) (la réduction apparente du taux pour la période la plus récente – anomalie magnétique n° 1 – peut être attribuée à l'imprécision du relevé sur la carte).

8. Dans le détail, on constate que la vitesse d'expansion du flanc nord de la dorsale a toujours été supérieure à celle du flanc sud même si cette différence s'amenuise sur la période récente (les 5 derniers Ma). Cette différence pourrait s'expliquer par le fait que ces deux flancs sont associés à des plaques différentes. Le flanc nord serait tracté par la subduction au niveau de

l'Indonésie de la plaque indo-australienne à laquelle il appartient. Le flanc sud, qui appartient à la plaque Antarctique, n'est pas soumis à une telle traction en raison de l'absence de subduction au niveau de la marge correspondante. Le ralentissement récent de la traction du flanc nord pourrait correspondre au début d'engagement du continent australien dans le plan de subduction indonésien.

9. Près de l'Inde l'épaisseur des sédiments est très importante (elle atteint 4 km à l'ouest et 14 km à l'est). Elle est à mettre en relation avec les deux systèmes fluviaux qui drainent l'Himalaya et entraînent les produits d'érosion de la chaîne : l'Indus à l'ouest et les fleuves Gange – Brahmapoutre à l'est.

Bilan et généralisation

Il est possible de classer les dorsales ou les portions de dorsales en fonction de leur taux d'ouverture établi à partir des indicateurs étudiés précédemment (lentes pour un taux d'ouverture inférieur à 5 cm/an comme la dorsale centrale indienne ou la dorsale sud-ouest indienne – moins de 2 cm/an –, rapides pour un taux supérieur à 9 cm/an).

D'autre part, pour une même dorsale, ce taux d'ouverture peut également varier au cours du temps et les demi-taux d'ouverture peuvent être différents pour chaque flanc de la dorsale. C'est le cas de la dorsale indo-australienne et de la dorsale est-Pacifique avec un demi-taux de 6,7 cm/an à l'est et de 9,9 cm/an à l'ouest (là encore il est possible de corréler cette disparité avec les dynamiques propres de chaque frontière en subduction, péruvienne et japonaise respectivement).

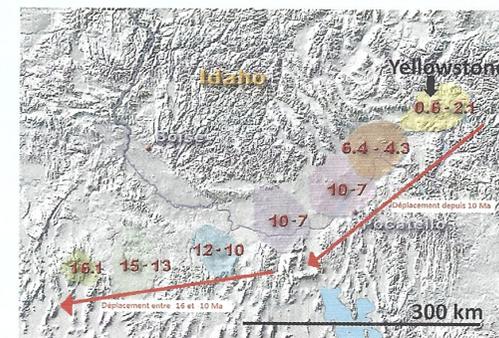
IV. Exercice transversal

Exercice 18. Yellowstone, terre de geysers [60 min]

D'après DAUTEL et al. (2021)

1. On observe que le parc de Yellowstone se situe au milieu de la plaque Nord-Américaine : il ne peut donc pas s'agir d'un volcanisme de subduction. De plus, le parc est situé à l'extrémité d'un alignement de roches volcaniques dont il constitue les formations les plus récentes. On peut donc conclure que la plaque Nord-Américaine se déplace au-dessus d'un point chaud ancré profondément dans le manteau (comme la plupart des points chauds).

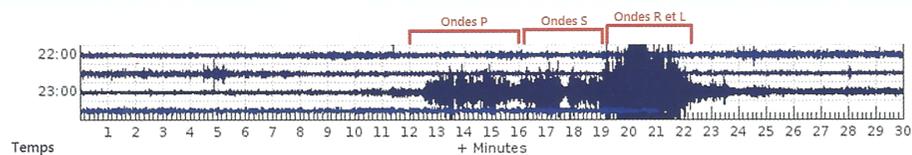
2. Le point chaud, considéré comme fixe à l'échelle de quelques dizaines de millions d'années, est à l'origine d'une production de magma qui perce la plaque au fur et à mesure que celle-ci se déplace au-dessus de lui. L'alignement des structures volcaniques donne la direction du déplacement de la plaque Nord-Américaine et leurs âges en donnent le sens. À l'aide de l'échelle et des âges, on peut calculer la vitesse moyenne de la plaque. Sur les 10 derniers millions d'année : $V = 300/10 = 30 \text{ km.Ma}^{-1}$ soit 3 cm.an^{-1} vers le Sud-Ouest.



3. La figure C indique que le flux géothermique, c'est-à-dire le flux de chaleur venant de l'intérieur de la Terre, est très élevé au niveau de Yellowstone : plus de 150 mW.m^{-2} . La figure D a été réalisée par tomographie sismique, c'est-à-dire en déterminant la vitesse d'ondes sismiques à différentes profondeurs et en la comparant à la valeur moyenne de référence donnée par le modèle PREM. C'est l'écart entre la valeur réelle et la valeur théorique qui est représenté sur la carte (en % de la valeur théorique). Une accélération des ondes indique généralement que celles-ci traversent un matériau plus froid ; un ralentissement indique généralement que celles-ci traversent un matériau plus chaud. On observe un ralentissement des ondes S sous le parc de Yellowstone, dont la signature est visible jusqu'à environ 1 000 km de profondeur. Le ralentissement est plus étendu et prononcé à faible profondeur (ici, 300 km : on peut supposer qu'il s'agit d'un diapir de manteau réchauffé, qui remonte sous l'effet de la poussée d'Archimède). Ce diapir est à l'origine de la fusion partielle de la péridotite et de la production de magma. La chambre magmatique réchauffe la croûte, ainsi les eaux qui s'infiltrent dans le sol sont réchauffées à leur tour et se chargent en minéraux. Elles ressortent sous forme de geysers ou de sources chaudes.

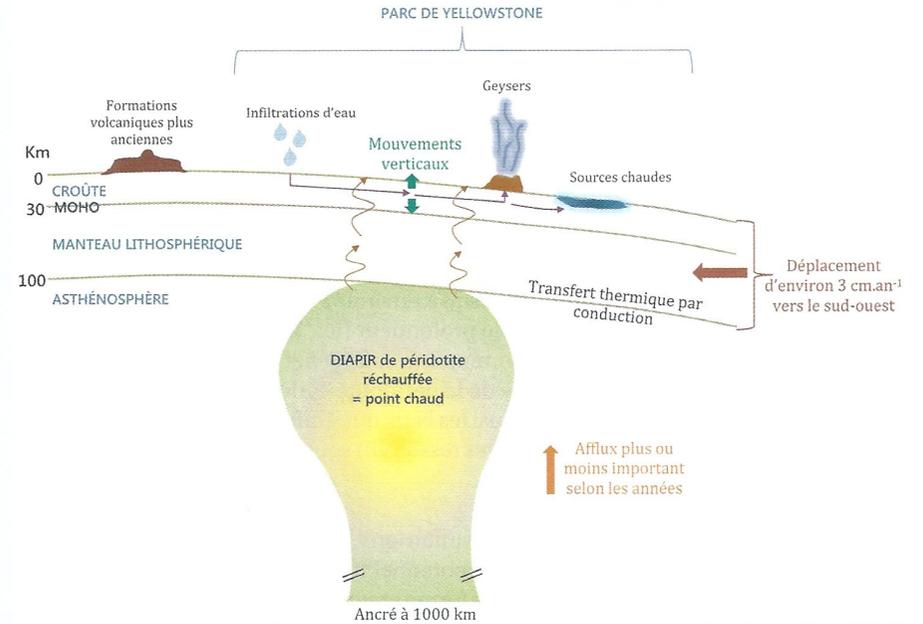
4. L'ellipsoïde de référence est une surface gravimétrique théorique de la Terre, qui ne prend pas en compte les hétérogénéités latérales : le potentiel de pesanteur y est calculé et dépend uniquement de la latitude. Le géoïde désigne la forme gravimétrique réelle de la Terre, obtenue par des mesures. Une bosse dans le géoïde par rapport à l'ellipsoïde, comme ce qu'on observe à Yellowstone, indique que la zone attire davantage les masses que ce que prévoyait le modèle. Ici, la bosse pourrait être due au diapir qui remonte à l'aplomb du parc. En effet, cet afflux de péridotite mantellique profonde soulève l'ensemble lithosphère-asthénosphère, ce qui entraîne un excès de masse, d'où l'ondulation positive du géoïde par rapport à l'ellipsoïde.

5. Les ondes P (premières, car plus rapides) et S (secondes) sont des ondes de volume. Les ondes P sont des ondes longitudinales de compression-décompression qui se propagent dans les solides et les liquides ; les ondes S sont des ondes transversales qui se propagent dans les solides uniquement. Les ondes R et L sont des ondes de surface, très destructrices.



6. Sur la figure G, on observe que le sens du déplacement vertical du parc de Yellowstone varie : le sol s'enfonce (subsidence) de 1987 à 1995 puis se soulève de 1995 à 2000. Sur la période 2000-2005, le sud-est s'enfonce alors que le nord-ouest remonte. Il y a comme des « pulsations » du sol, qui pourraient être dues à un afflux plus ou moins important de péridotite mantellique au niveau du diapir sous-jacent. Les périodes de fort afflux réchauffent beaucoup le sol et entraînent son gonflement, au contraire des périodes d'afflux plus faibles. Ces déplacements verticaux du sol entraînent de petites fracturations de la croûte, à l'origine de séismes de faible magnitude.

7. Schéma-bilan sur Yellowstone



Références

- AUBOIN, J., J. DERCOURT & B. LABESSE (1970). *Manuel de travaux pratiques de cartographie. 1^{er} cycle et maîtrise*. Dunod, Paris.
- BARD, J.-P. (1990). *Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques*. Masson, Paris, 2^e édition (1^{er} édition 1980).
- BARDINTZEFF, J.-M. (2006). *Volcanologie*. Dunod, Paris, 3^e édition (1^{er} édition 1991).
- BAROIS, P. (2004). *Guide encyclopédique des volcans*. Delachaux et Niestlé, Paris.
- BAUDE, D., Y. JUSSEURAND (dir.), A. ANDRÉ, V. CAILLAULT, A. CAILLETTE, P. CHAUVEL, A. DE QUILLACQ, F. EL AZIZ KHALIL, I. GASPERINI, V. JOYEUX, F. LABAUNE, P. DE MARCHI, A. MÉNARD-PARROD, B. MERLANT, M. PAULHIAC-PISON, P. PILLOT, S. RABOUIN, P. ROGER & R. TOURRET (2019). *Sciences de la Vie et de la Terre. 1^{re}. Enseignement de spécialité*. Bordas, Paris.
- BAUDE, D., Y. JUSSEURAND (dir.), A. ANDRÉ, X. BERTHON, A. CAILLETTE, P. CHAUVEL, P. COSENTINO, I. GASPERINI, M. GAUJOUX, V. JOYEUX, F. LABAUNE, P. DE MARCHI, A. MÉNARD-PARROD, B. MERLANT, P. PILLOT, S. RABOUIN, P. ROGER & R. TOURRET (2020). *Sciences de la Vie et de la Terre. 7^{re}. Enseignement de spécialité*. Bordas, Paris.
- BEAUX, J.-F. & A. MAMECIER (2012). *Les sciences de la Terre*. Nathan, Paris, 2^e édition (1^{er} édition 2010).
- BEAUX, J.-F., J.-F. FOGELGESANG, P. AGARD & V. BOUTIN (2011). *Atlas de Géologie Pétrologie. BCPST 1^{re} et 2^e années*. Dunod, Paris.
- BIJU-DUVAL, B. (1999). *Géologie sédimentaire. Bassins. Environnements de dépôts. Formation du pétrole*. Technip, Paris, Institut français du pétrole (École du Pétrole et des Moteurs), Rueil-Malmaison (92).
- BISHOP, A. C., W. R. HAMILTON, A. R. WOOLEY (2001). *Guide des minéraux, roches et fossiles*. « Les Guides du naturalistes », Delachaux et Niestlé, Paris, 336 pages.
- BORDI, C., F. SAINTPIERRE (dir.), M. ALGRAIN, R. BOUDJEMAI, H. CLAUCE, O. GUIPPONI & Y. KRAUSS (2018). *Mémento Géologie BCPST 1^{re} et 2^e années*. Vuibert, Paris.
- BOTTINELLI, L., A. BRAHIC, L. GOUGUENHEIN, J. RIPERT & J. SERT (1993). *La Terre et l'Univers. Sciences de l'Univers*. Hachette, Paris.
- CAMPY, M. & J.-J. MACAIRE (2003). *Géologie de la surface*. Dunod, Paris, 2^e édition (1^{er} édition 1989).
- CARON, J.-M., A. GAUTHIER, J.-M. LARDEAUX, A. SCHAAP, J. ULYSSE & J. WOZNIK (2003) (2^e édition, 1989). *Comprendre et enseigner la planète Terre*. Ophrys, Gap – Paris, 303 pages.
- CHAMLEY, H. (2000). *Bases de sédimentologie*. Dunod, Paris, 2^e édition (1^{er} édition 1987).
- CHANTRAINE, J., A. AUTRAN, C. CAVELIER (dir.) et collaborateurs (2003). *Carte géologique de la France à l'échelle du millionième*. Service géologique national, Bureau de Recherches géologiques et minières, Orléans, 6^e édition.
- COJAN, I. & M. RENARD (2006). *Sédimentologie*. Dunod, Paris, 2^e édition (1^{er} édition 1999).
- CORDIER, P. & H. LEROUX (2008). *Ce que disent les minéraux*. Belin, Paris.
- COUVET, D. & A. TEYSSÈDRE-COUVET (2010). *Écologie et biodiversité. Des populations aux socioécosystèmes*. Belin, Paris.
- DANIEL, J.-Y. (dir.), A. BRAHIC, M. HOFFERT, R. MAURY, A. SCHAAP & M. TARDY (2006). *Sciences de la Terre et de l'Univers*. Vuibert, Paris, 2^e édition (1^{er} édition 1999).
- DAUTEL, O. (dir.), A. PROUST, M. ALGRAIN, C. BORDI, A. HELME-GUIZON, F. SAINTPIERRE, M. VABRE & C. BOGGIO (2017). *Biologie Géologie BCPST 1^{re} année*. Vuibert, Paris.
- DAUTEL, O. (dir.), C. BORDI, F. SAINTPIERRE, M. ALGRAIN-PITAVY, M. QUERTINIEZ, A. PROUST, M. VABRE A. HELME-GUIZON & B. MOLLIER (2019). *Biologie Géologie BCPST 2^e année*. Vuibert, Paris.
- DAUTEL, O. (dir.), M. ALGRAIN-PITAVY, C. BORDI, A. HELME-GUIZON, B. MOLLIER, A. PROUST, M. QUERTINIEZ, F. SAINTPIERRE & M. VABRE (2021). *Prépas scientifiques BCPST 1^{re} année. Biologie Géologie. Tout-en-un*. Vuibert, Paris.
- DENÈUD, J., T. FERROIR, O. GUIPPONI, H. MOREAU, M. PAULHIAC-PISON, M.-L. PONS & F. TEJEDOR (2011). *Biologie-Géologie BCPST-véto 2^e année*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.
- DENÈUD, J., C. GODINOT, O. GUIPPONI, H. MOREAU, M. PAULHIAC-PISON & F. TEJEDOR (2013). *Biologie-Géologie BCPST-véto 1^{re} année*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.
- DENÈUD, J., C. GODINOT, O. GUIPPONI, H. MOREAU, M. PAULHIAC-PISON, M.-L. PONS & F. TEJEDOR (2014). *Biologie-Géologie BCPST-véto 2^e année*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.
- DERCOURT, J. (2002). *Géologie et géodynamique de la France. Outre-mer et européenne*. « Sciences Sup », Dunod, Paris, 3^e édition (1^{er} édition 1997), 330 pages.
- DERCOURT, J., J. PAQUET, P. THOMAS & C. LANGLOIS (2006). *Géologie. Objets, méthodes et modèles*. Dunod, Paris, 12^e édition (1^{er} édition 1974).
- DUCO, A. (dir.), A. CARPENTIER, F. CELLE, G. DAOUST, N. DEWITZ, C. ETNER, H. FROISSARD, C. LAVILLE, A.-M. LE MOINE, L. LOISON, C. MÉMETEAU, B. MSHIH, J.-M. PICOCHÉ, S. REBULARD, P. REY, A. TASSEL, P.-O. THÉBAULT, E. SALGUEIRO, A. SEGUIN & S. VIGIER, 2010. *Sciences de la Vie et de la Terre Seconde*. Belin, Paris.
- FOUCAULT, A. & J.-F. RAOULT (2005). *Dictionnaire de Géologie*. Dunod, Paris, 6^e édition (1^{er} édition 1980).
- FOUCAULT, A., J.-F. RAOULT, F. CECCA & B. PLATEVOET (2014). *Dictionnaire de Géologie*. Dunod, Paris, 8^e édition (1^{er} édition 1980).
- GODINOT, C., H. MOREAU, M. PAULHIAC-PISON & F. TEJEDOR (2010). *Biologie-Géologie 1^{re} année BCPST-véto*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.
- JAUJARD, D. (2015). *Géologie. Géodynamique. Pétrologie. Études de terrain*. Maloine, Paris.
- JOLIVET, L. & H.-C. NATAF (1998). *Géodynamique*. Dunod, Paris.
- JUNG, J. (1958). *Précis de pétrographie. Roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives*. Masson et Cie, Paris.
- JUTEAU, T. & R. MAURY (2008). *La croûte océanique. Pétrologie et dynamique endogènes*. Vuibert, Paris.
- KRÉMEUR, A.-S., A. VINCENT & N. COLTICE (2019). *Géologie*. Dunod, Paris.
- LACOSTE, A. & R. SALANON (1969). *Éléments de biogéographie et d'écologie*. Nathan, Paris.
- LAGABRIELLE, Y., R. MAURY & M. RENARD (2013). *Mémo visuel de Géologie. L'essentiel en fiches. Licence. Prépas. CAPES*. Dunod, Paris.
- LALLEMAND, S., P. HUCHON, L. JOLIVET & G. PROUTEAU (2005). *Convergence lithosphérique*. Vuibert – Société géologique de France, Paris.
- LIZEAUX, C., D. BAUDE (dir.), V. AUDEBERT, C. BRUNET, G. GUTJAHN, Y. JUSSEURAND, A. MATHEVET, P. PILLOT, S. RABOUIN & A. VAREILLE, 2007. *SVT Sciences de la Vie et de la Terre Première S*. Bordas, Paris.
- LIZEAUX, C., D. BAUDE (dir.), C. BRUNET, A. CHASLEIX, B. FORESTIER, G. GUTJAHN, Y. JUSSEURAND, A. MATHEVET, P. PILLOT, S. RABOUIN & A. VAREILLE, 2010. *Sciences de la Vie et de la Terre Seconde*. Bordas, Paris.
- MACKENZIE, W. S. & A. E. ADAMS (2005). *Initiation à la pétrographie*. Dunod, Paris, 3^e édition (1^{er} édition 1992), 192 pages.
- MARSHAK, S. (2010). *Terre, portrait d'une planète*. Traduction O. ÉVRAD. De Boeck, Bruxelles (3^e édition américaine 2008).
- MASCLE, G. (2008). *Les roches, mémoire du temps*. EDP Sciences, Les Ulis (91).
- MATTAUER, M. (1998). *Ce que disent les pierres*. Belin – Pour la Science, Paris.
- MEHIER, B. (1995). *Magmatisme et tectonique des plaques*. Ellipses, Paris.
- NOUGIER, P. (2000a). *Déformation des roches et transformation de leurs minéraux. Initiation à la tectonique*. Ellipses, Paris.
- NOUGIER, P. (2000b). *Structure et évolution du globe terrestre*. Ellipses, Paris, 2^e édition (1^{er} édition 1993).
- PERRIER, C. & J.-F. BEAUX (dir.), A. BOUFFIER, L. BOUGEOIS, P. CARRÈRE, T. DARRIBÈRE, J. DÉMARET-NICOLAS, A. EMOND, S. MAURY, O. MONNIER, T. SOUBAYA, A. VERGNAUD & A. WOEHRLÉ (2021). *Biologie-Géologie BCPST 1. Tout-en-un*. Dunod, Malakoff (F).
- PEYCRU, P. (dir.), J.-M. DUPIN, J.-F. FOGELGESANG, D. GRANDPERRIN, C. VAN DER REST, F. CARIU, C. PERRIER & B. AUGÈRE (2008). *Géologie tout-en-un 1^{re} et 2^e années BCPST*. Dunod, Paris.
- PEYCRU, P., J.-F. FOGELGESANG, D. GRANDPERRIN, C. PERRIER (dir.), B. AUGÈRE, J.-F. BEAUX, C. BECK, F. CARIU, J.-M. DUPIN, J.-L. SCHNEIDER, M. TARDY & C. VAN DER REST (2015). *Géologie tout-en-un BCPST 1^{er} et 2^e années*. Dunod, Paris.
- POMEROL, C., Y. LAGABRIELLE & M. RENARD (2003) (12^e édition, 1965). *Éléments de géologie*. « Masson Sciences », Dunod, Paris, 746 pages.
- POMEROL, C., Y. LAGABRIELLE, M. RENARD & S. GUILLOT (2011). *Éléments de géologie*. Dunod, Paris, 14^e édition (1^{er} édition 1965).
- PREVOT, C., S. REBULARD (dir.), A. BIELLE, C. BORDONADO, A. CARPENTIER, J. FAIVRE, S. FRAYON, G. GEHIN, B. PERIC, L. SALOMON, R. SEYED, É. TREHIOU, M. TREIBER, A. VAN PRAET & I. VELTZ (2019). *SVT 1^{re} enseignement de spécialité*. Belin, Paris.
- PREVOT, C., S. REBULARD (dir.), G. BARTHOLE, C. BORDONADO, R. CADET, S. FRAYON, R. SEYED, É. TREHIOU, M. TREIBER & I. VELTZ (2020). *SVT 7^{re} enseignement de spécialité*. Belin, Paris.
- PROVOST, A. & C. LANGLOIS (2011). *Mini manuel de Géologie – Roches et géochimie*. Dunod, Paris.
- ROBERT, C. & R. BOUSQUET (2013). *Géosciences. La dynamique du système Terre*. Belin, Paris.
- RENARD, M., Y. LAGABRIELLE, E. MARTIN & M. DE RAFÉLIS (2018). *Éléments de géologie. 16^e édition du « Pomerol »*. 1^{er} édition 1965 (Armand Colin). Dunod, Paris.
- VIDAL, P. (1994). *Géochimie*. Dunod, Paris.

Plan du TP

I. Sismologie et structure de la Terre	1
A. Étude du phénomène sismique	1
Exercice 1. Analyse de sismogrammes [10 min]	1
Exercice 2. Localisation d'un séisme [20-30 min]	1
B. Détermination de discontinuités physiques et chimiques dans le globe et construction du modèle PREM	2
Exercice 3. Détermination de la profondeur du Moho [15 min]	2
Exercice 4. Caractérisation du noyau par diverses approches indirectes [60 min]	3
C. Exploitation de données (y compris transitions de phase dans le manteau) permettant la construction du géotherme	4
Exercice 5. Construction du géotherme [60 min]	4
D. Exploitation de données de tomographie sismique en relation avec le contexte géodynamique	5
Exercice 6. Les hétérogénéités latérales du manteau révélées par la tomographie sismique [15 min]	5
II. Géodésie, gravimétrie et forme de la Terre	6
A. Calculs d'équilibre vertical archimédien	6
Exercice 7. Équilibre isostatique dans une chaîne de montagne [5-10 min]	6
Exercice 8. Isostasie et érosion d'une chaîne de montagne [5-10 min]	7
Exercice 9. Profondeur du plancher océanique au large d'un continent [5 min]	7
B. Exploitation de données gravimétriques obtenues par altimétrie satellitaire	7
Exercice 10. Anomalies gravimétriques et isostasie dans les Alpes [30 min]	7
Exercice 11. Le Groenland, une île en mouvement [30 min]	8
C. Vitesses et durées de remontée (rééquilibrage) isostatique	9
Exercice 12. Glacio-isostasie (rebond post-glaciaire) en Scandinavie [20 min]	9
D. Liaison entre anomalies du géoïde et topographie sous-marine	10
Exercice 13. Interprétation du géoïde [15 min]	10
III. Cinématique et dynamique des plaques	11
A. Exploitation de données GPS dans la caractérisation du mouvement des plaques à la surface de la Terre	11
Exercice 14. Déplacement absolu de la plaque Pacifique étudié à l'aide du référentiel d'un point chaud [10 min]	11
Exercice 15. Déplacement relatif de plaques à l'aide de données GPS : le cas de l'Islande [10 min]	11
B. Discussion de la diversité des subductions	11
Exercice 16. Diversité des zones de subduction [20 min]	11
C. Exploitation d'une carte de fonds océaniques (avec estimation d'un taux d'accrétion)	12
Exercice 17. Exploitation de la carte du fond de l'Océan Indien [1 h 30]	12
IV. Exercice transversal	13
Exercice 18. Yellowstone, terre de geysers [60 min]	13
Références	15
Plan du TP	16

© Tanguy JEAN. Les textes et les figures originales sont la propriété de l'auteur. Les figures extraites d'autres sources restent évidemment la propriété des auteurs ou éditeurs originaux.
Document produit en janvier 2021 • Dernière actualisation : janvier 2024.

Contact : Tanguy.Jean4@gmail.com

Adresse de téléchargement : <https://www.svt-tanguy-jean.com/>



Ces données sont placées sous licence *Creative Commons Attribution – Pas d'Utilisation commerciale 4.0 CC BY NC* qui autorise la reproduction et la diffusion du document, à condition d'en citer explicitement la source et de ne pas en faire d'utilisation commerciale.