

Chapitre 22

La géodynamique de la lithosphère

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Les dorsales : limites latérales de plaques sièges de la formation de la croûte océanique
- 2 Les failles transformantes : limites latérales coulissantes
- 3 Les marges actives, limites latérales de plaques sièges de la disparition de la lithosphère océanique
- 4 Des plaques lithosphériques en mouvement

ZOOM

- 1 Origine et interprétation des anomalies magnétiques

INTRODUCTION

La **lithosphère**, délimitée en profondeur par une limite thermique correspondant à 1 300 °C, est organisée en **plaques** animées de mouvements à dominante horizontale et de mouvements verticaux (dont un des moteurs est l'isostasie).

- ➔ Comment les limites latérales de plaques sont-elles définies et caractérisées ?
- ➔ Comment sont-elles impliquées dans les déplacements des plaques ?
- ➔ Comment expliquer qu'elles concentrent l'essentiel de l'activité magmatique terrestre ?

1 Les dorsales : limites latérales de plaques sièges de la formation de la croûte océanique

1.1 Une signature morphologique caractéristique

Les dorsales sont des reliefs océaniques allongés (plusieurs milliers de km de long) dont les pentes ont une valeur moyenne très faible. L'axe d'une dorsale se situe à environ 2 500 m de profondeur et peut être associé à une vallée axiale (ou **rift axial**) de 10 à 30 km de large et de 500 à 1 500 m de dénivelé (ex. : dorsale Atlantique). La dorsale Est-Pacifique elle, n'en possède pas (figure 22.1a et b).

1.2 Les dorsales, sièges d'une triple anomalie géophysique

- **Une anomalie mécanique** : l'axe de la dorsale est le siège d'une importante sismicité. Les foyers sont peu profonds (< 60 km) et la puissance des séismes modérée.

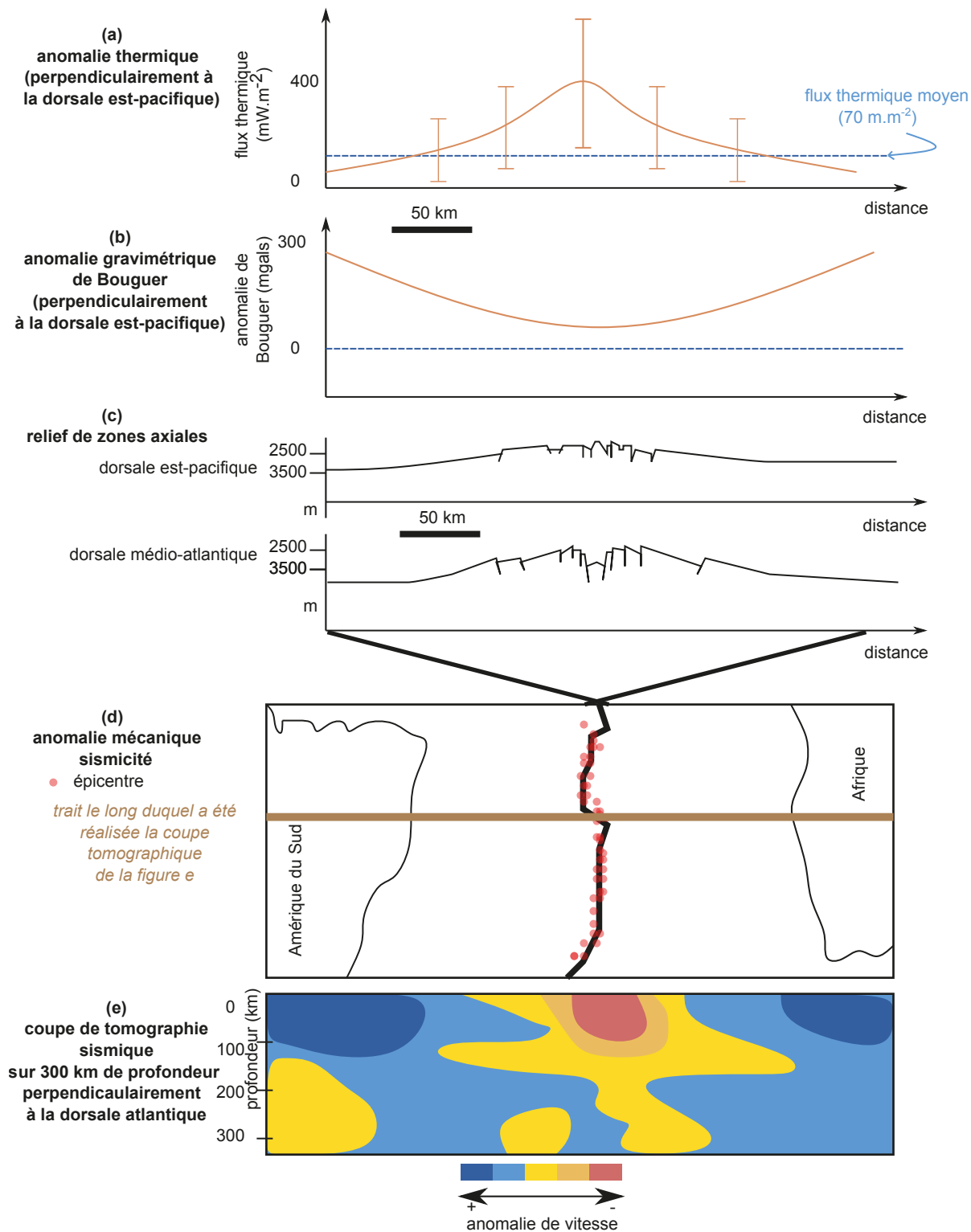


Figure 22.1 Anomalies géophysiques associées à la dorsale océanique (cas Atlantique).

Voir chapitre 20,
figure 20.3

- **Une anomalie thermique** (figure 22.1a) : les dorsales sont des provinces volcaniques actives et le siège d'une anomalie thermique positive. Dans le détail, le **flux thermique** est très variable au niveau de l'axe des dorsales comme l'indiquent les incertitudes importantes sur la figure 20.1a, ces fluctuations étant interprétées comme les manifestations de circulations hydrothermales.
- **Une anomalie gravimétrique** (figure 22.1b) : l'anomalie de Bouguer est positive au niveau des dorsales, comme partout en milieu océanique, mais son intensité décroît vers l'axe de la dorsale. À ce niveau, l'anomalie thermique positive atténue la densité des matériaux rocheux donc atténue l'excès de masse. La **tomographie sismique** (figure 22.1e) montre que l'anomalie thermique positive s'enracine à environ 200 km de profondeur sous la dorsale.

1.3 Les dorsales, sièges d'une activité magmatique

a) L'explication de la morphologie des dorsales

Le relief positif qui correspond à une dorsale est un **bombement thermique**, expression en surface de remontées du système convectif mantellique révélées par la tomographie sismique.

b) L'explication de l'activité magmatique au niveau des dorsales

La croûte océanique, d'une épaisseur de 7 km, est d'origine magmatique (basaltes proches de la surface, et gabbros plus ou moins serpentinisés jusqu'au Moho). Ces roches sont issues de la cristallisation de magmas issus de la fusion partielle des **péridotites** de l'asthénosphère, à l'aplomb de l'axe de la dorsale.

La figure 22.2 illustre le modèle retenu : la fusion partielle du manteau est la conséquence de la remontée de l'asthénosphère. Si cette remontée est suffisamment rapide, elle se fait sans pertes de chaleur (flèche bleue). Le **géotherme** est alors fortement déformé et le solidus des péridotites est franchi, condition indispensable à la formation de magmas.

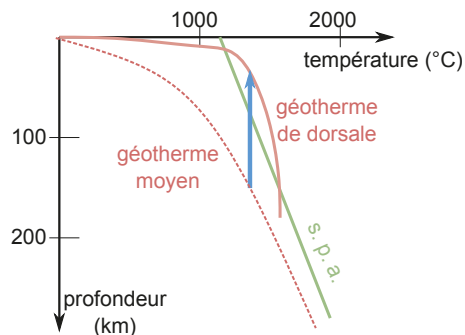


Figure 22.2 Déformation du géotherme et franchissement du solidus des péridotites au niveau des dorsales.

s.p.a. = solidus des péridotites anhydres ; trait rouge discontinu = géotherme moyen ; trait rouge continu = géotherme à l'aplomb de la dorsale.

! Attention !

La décompression des péridotites est ici représentée à température constante (isotherme). C'est une approximation grossière, car le modèle suppose une décompression à chaleur constante (adiabatique), pendant laquelle la température diminue sensiblement.

1.4 Les dorsales, sièges de l'expansion océanique

a) Les dorsales : sièges d'une quadruple symétrie

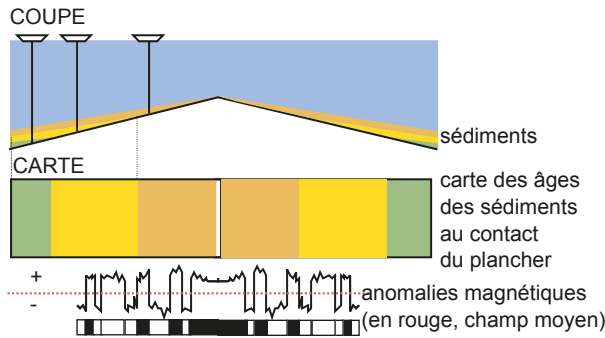


Figure 22.3 Les quatre symétries de part et d'autre de l'axe d'une dorsale rattachées à l'expansion océanique.

- symétrie des âges du plancher océanique (les traits noirs représentent la position de forages ayant permis de déterminer l'âge des plus anciens sédiments au contact du plancher) ;
- symétrie des profondeurs du plancher océanique ;
- symétrie de l'épaisseur de la couverture sédimentaire ;
- symétrie des anomalies magnétiques.

ZOOM

Origine des anomalies magnétiques et interprétation en milieu océanique

Voir TP21

Ces quatre symétries s'expliquent par l'accrétion latérale, de part et d'autre de la dorsale, des roches magmatiques qui constituent la croûte océanique.

Leur datation permet de calculer des vitesses moyennes d'expansion océaniques qui, pour une dorsale donnée, sont variables dans l'espace et dans le temps. L'étude détaillée des fonds océaniques montre par ailleurs que la symétrie attendue n'est pas toujours observée.

b) Les vitesses d'expansion permettent de distinguer deux types de dorsales et d'expliquer l'origine du magmatisme

- **Les dorsales rapides** (vitesse d'expansion pouvant dépasser 10 cm/an, ex. : Est-Pacifique). La remontée du manteau asthénosphérique est rapide, donc se fait sans perte de chaleur : le solidus des péridotites est franchement recoupé par le géotherme, la quantité de magma produit est importante (fig. 22.4a). La croûte océanique produite est continue.

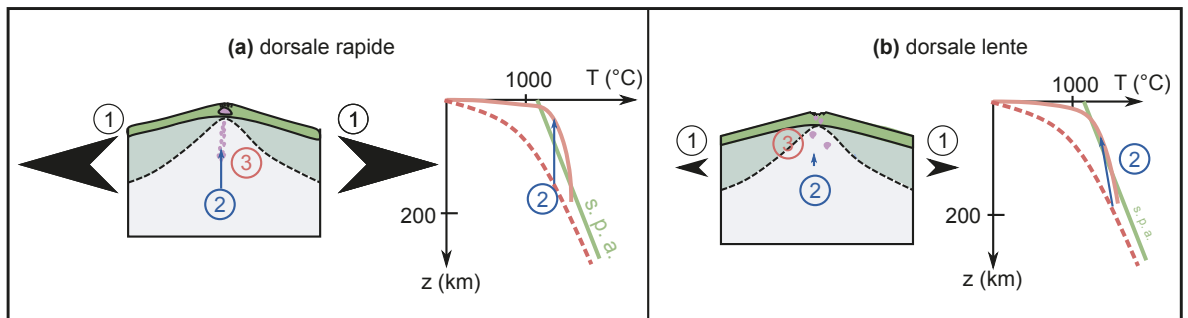


Figure 22.4 Confrontations géotherme/solidus des péridotites au niveau d'une dorsale rapide (a) et d'une dorsale lente (b).

Le solidus des péridotites anhydres (s.p.a.) est en vert, le géotherme est en trait rouge plein, le géotherme moyen est en tiretés rouges. La flèche bleue représente l'ascension subie par les péridotites.

- **Les dorsales lentes** : vitesse d'expansion inférieure à 4 cm/an, ex. : Atlantique. La remontée des péridotites asthénosphériques est lente. Le géotherme, moins « chaud » qu'au niveau des dorsales rapides, recoupe moins nettement le solidus des péridotites. La quantité de magma produit est faible (figure 22.4b), la croûte océanique est discontinue, le manteau affleurant alors fréquemment sous les dépôts sédimentaires.

Voir chapitre 19, § 2.1a

2

Les failles transformantes : limites latérales coulissantes

L'axe des dorsales est recoupé et décalé par de nombreuses failles verticales : elles sont appelées **failles transformantes** (figure 22.5a).

- **Les failles transformantes sont des limites de plaques.** On y retrouve en effet les trois types classiques d'anomalies géophysiques, l'anomalie mécanique (sismicité) étant nettement plus marquée que les anomalies gravimétriques et thermiques. Elles peuvent se situer entre des environnements géodynamiques différents (d'où leur nom de transformantes) : entre deux segments de dorsale, entre une dorsale et une zone de **subduction**, voire entre deux zones de subduction. Dans le premier cas, elles mettent en contact des portions lithosphériques de deux plaques différentes, l'une étant plus jeune que l'autre, donc plus chaude, moins dense, et donc dont le plancher est moins profond (figure 22.5c).
- **Les failles transformantes sont des limites coulissantes.** L'axe des dorsales se présente comme une succession de segments décalés par les failles transformantes qui permettent le coulisage de zones d'expansion initialement discontinues (figure 22.5b).

! Attention !

Les failles transformantes sont des failles d'échelle lithosphérique, engendrées par la cinématique des plaques. Il ne faut pas les confondre avec les failles décrochantes, coulisages d'ampleur moindre (crustale), dus à des champs de contraintes régionaux, et présents à l'intérieur de plaques.

Voir chapitre 23,
§ 3 les failles
décrochantes

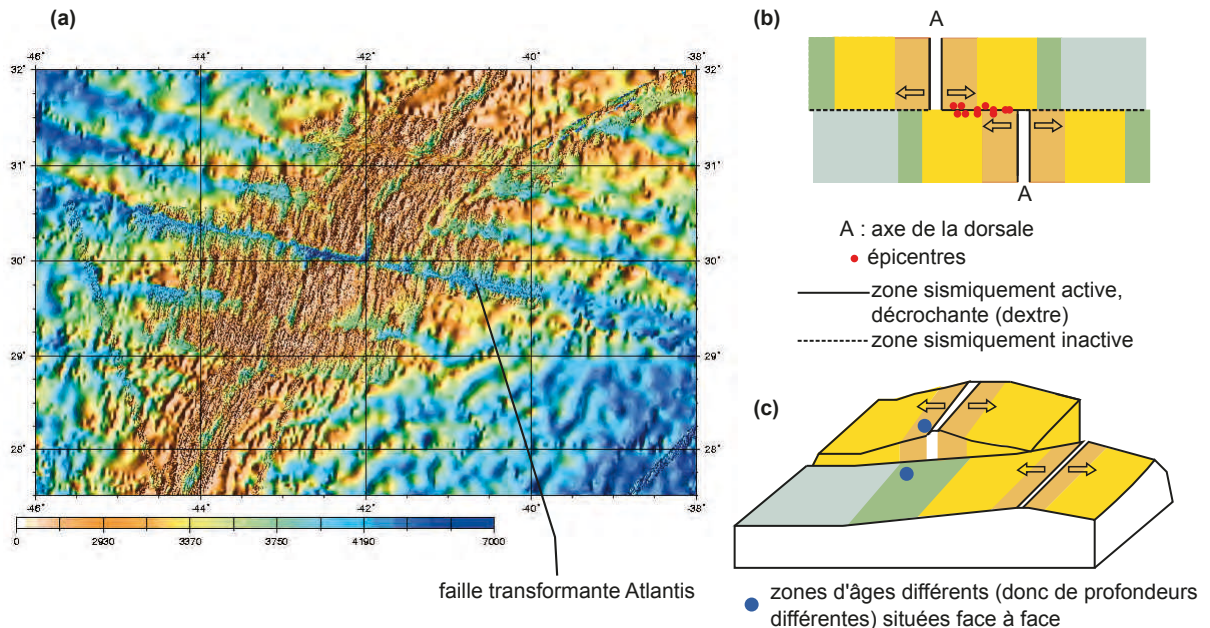


Figure 22.5 Failles transformantes.

- (a) Bathymétrie de la dorsale atlantique entre 28 et 23°N, profondeurs en m (© ocean-ridge.ideo.columbia.edu).
- (b) Âges des fonds océaniques et sismicité dans le secteur d'une faille transformante.
- (c) Différences d'âge et topographiques de part et d'autre d'une faille transformante.

3

Les marges actives : limites latérales de plaques sièges de la disparition de la lithosphère océanique

Les marges océaniques présentent par endroits une importante activité sismique et volcanique : on les qualifie de **marges actives**.

3.1 Des signatures morphologiques caractéristiques

Entre un océan et un continent, une **marge active** présente du côté continental une chaîne de montagnes riche en volcans actifs, la **cordillère** (figure 22.6a) bordée par une **fosse océanique**.

Entre un océan et un domaine maritime (figure 22.6b) on trouve un archipel d'îles volcaniques (**arc insulaire**), entre une **fosse** et un domaine océanique plus petit, le **bassin d'arrière-arc**.

3.2 Les marges actives : sièges d'une triple anomalie géophysique

Les aspects géophysiques seront dégagés à partir de l'exemple de l'arc insulaire des Petites Antilles, situé à la limite de la mer des Caraïbes et de l'océan Atlantique.

- **L'anomalie mécanique** : la distribution des **foyers sismiques** (figure 22.6c et d) définit un plan oblique, dit aussi plan de Wadati-Benioff qui est plus dense, donc plus froid, que ce qui est prédit par le modèle PREM (données de la tomographie sismique). Il correspond à la lithosphère océanique subduite (panneau plongeant appelé aussi **slab**), et les frictions existant entre les deux plaques et dans le slab engendrent les séismes.

! Attention !

Là encore, les **mécanismes aux foyers** des séismes (chapitre 24) doivent compléter l'analyse et dans le cas des zones de subduction, indiquent des régimes tectoniques variés (compression, extension, décrochement).

- Les **anomalies gravimétriques** (figure 22.6f) sont négatives au niveau de la fosse, (déficit de masse du fait de la présence d'eau et de sédiments peu denses), et positives au niveau des îles (excès de masse de la lithosphère océanique plongeante, dense et froide).
- Les **anomalies thermiques** (figure 22.6e) sont négatives au niveau de la fosse (en cause : le slab froid) et positives au niveau des îles (lieux du magmatisme actif). Le slab reste froid (figure 22.6g), les transferts de chaleur en son sein se faisant lentement, par conduction.

3.3 Une origine thermogravitaire de la subduction océanique ?

Pendant son vieillissement, une lithosphère océanique devient de plus en plus froide donc de plus en plus épaisse et de plus en plus dense. Au-delà de 50 millions d'années, elle devrait dépasser une masse critique et ne pourrait plus être portée par l'asthénosphère. Ainsi une rupture d'origine thermogravitaire d'une plaque océanique entraînerait sa subduction. La réalité est plus complexe : les subductions seraient en fait initiées par des contraintes tectoniques régionales et entretenues ensuite par le poids de la plaque subduite.

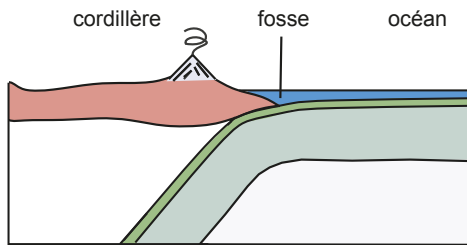
Le pendage du slab est variable (figure 22.6h). Sous le Pérou, le pendage du slab est faible (15°), la sismicité est intense, les fosses sont moyennement profondes, et il y a un **prisme d'accrétion**, résultant de l'empilement tectonique de sédiments océaniques : le régime tectonique de la plaque chevauchante est **compressif**. Sous les îles Mariannes, il est fort (presque 90°), la sismicité est moins intense, les fosses profondes, il n'y a pas de prisme d'accrétion et la plaque chevauchante est soumise à une extension, soulignée par le bassin d'arrière arc : le régime tectonique de la plaque chevauchante est **extensif**.

Voir TP 20 pour la démonstration et la discussion

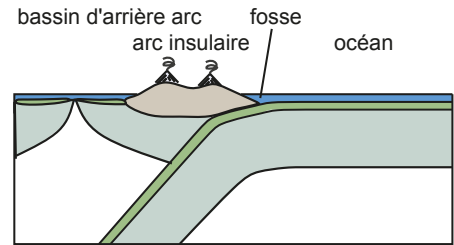
3.4 Évolution de la lithosphère océanique au cours de la subduction et origine du magmatisme

Le slab est froid : le gradient géothermique y est faible, inférieur à $10^{\circ} \cdot \text{km}^{-1}$. L'augmentation de P et T au cours de la subduction n'est pas suffisante pour entraîner la fusion partielle du slab, mais provoque sa déshydratation. L'eau libérée hydrate le manteau de la plaque chevauchante (figure 22.6i) : le solidus des péridotites est alors déplacé vers les basses températures et croise le géotherme de la plaque chevauchante, (gradient d'environ $30^{\circ} \cdot \text{km}^{-1}$). Il y a fusion partielle du manteau, à l'origine du magmatisme des zones de subduction (figure 22.6j).

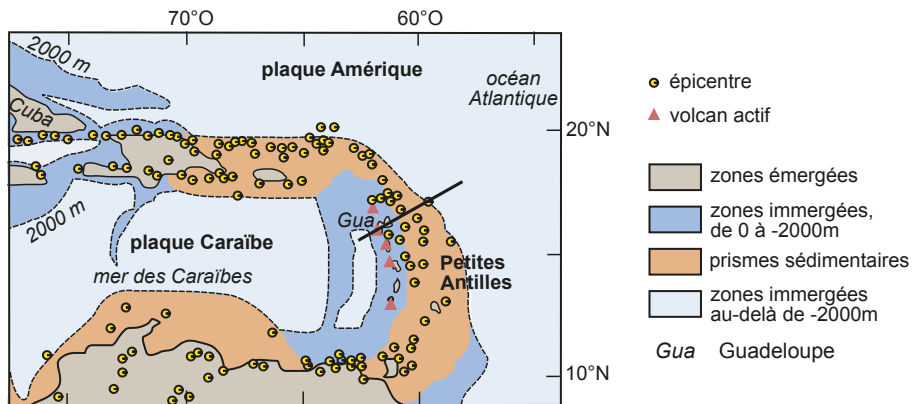
(a) cordillère : marge océan/continent



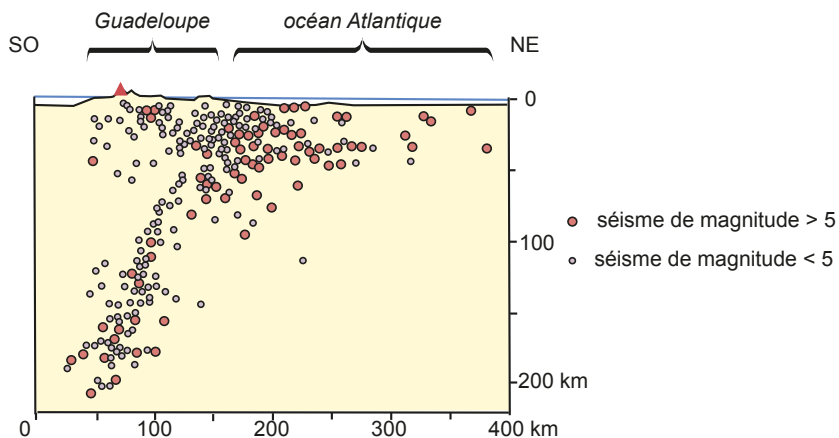
(b) arc insulaire : marge océan/océan



(c) distribution des épacentres et du volcanisme dans la région des Caraïbes



(d) répartition en profondeur des foyers sismiques selon le plan de coupe en (c).



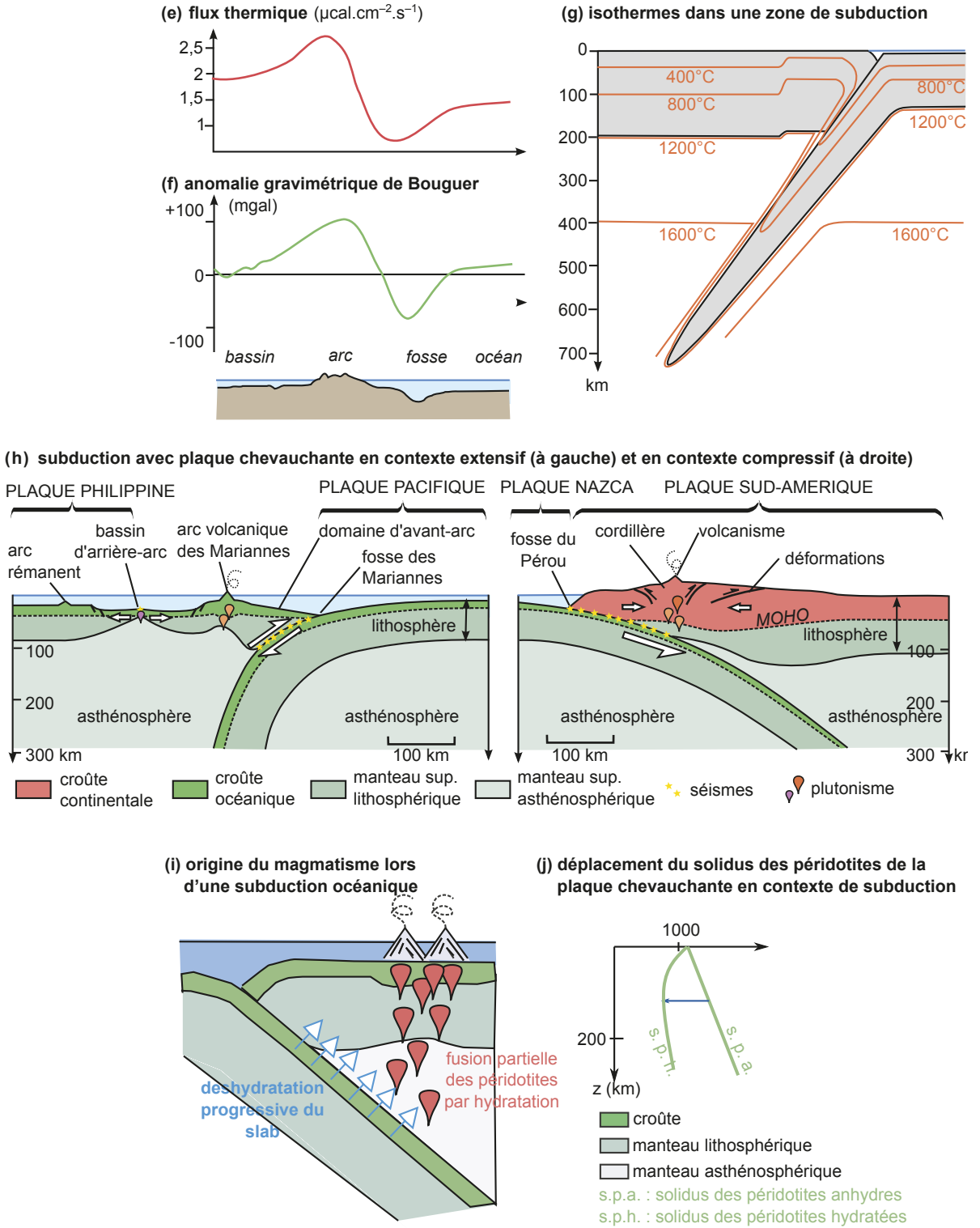


Figure 22.6 Aspects géodynamiques des marges actives.

4.3. Les forces impliquées dans le déplacement des plaques

Ces forces sont illustrées dans le schéma de synthèse à la fin de ce chapitre.

- **La force motrice « slab pull » (traction de la plaque subduite) : la subduction** d'une lithosphère froide et lourde exerce une **traction** (« pull ») transmise au reste de la lithosphère, jusqu'à la dorsale.
- **La force motrice « ridge push » (poussée à la dorsale) : la surélévation des dorsales** induit le glissement gravitaire de la lithosphère océanique.

! Attention !

La force appelée « poussée à la dorsale » est strictement **gravitaire** : il ne s'agit ni d'une poussée d'origine tectonique (les structures tectoniques au niveau des dorsales ont une logique d'extension - failles normales), ni d'une poussée d'origine magmatique (encore moins réaliste).

Là où les fosses sont nombreuses (ex. : océan Pacifique), la « slab pull » serait près de 10 fois plus importante que la « ridge push », et expliquerait les fortes vitesses d'expansion observées. En revanche, la « ridge push » est la forme motrice prédominante de l'expansion dans les océans limités par des marges passives (ex. : océan Atlantique), et serait liée à une expansion lente.

- **Des forces résistantes** s'opposent aux forces motrices. Ex. : dans les zones de subduction, la force de résistance de l'asthénosphère s'oppose à l'enfoncement du panneau lithosphérique.
- **La convection peut avoir des effets variés dans le bilan moteur des plaques.**

Les courants de convection tangentiels à la lithosphère océanique peuvent être moteurs notamment si leur vitesse est suffisante pour entraîner la plaque lithosphérique. Ils seront en revanche des freins si le flux asthénosphérique est trop faible.

ZOOM

Anomalies magnétiques

(1) Certains minéraux des roches magmatiques sont ferromagnétiques et s'aimantent au cours de leur refroidissement

Un magma basaltique a une température excédant 1 100 °C. À cette température il ne s'aimante pas (c'est-à-dire qu'il n'enregistre pas le champ magnétique ambiant).

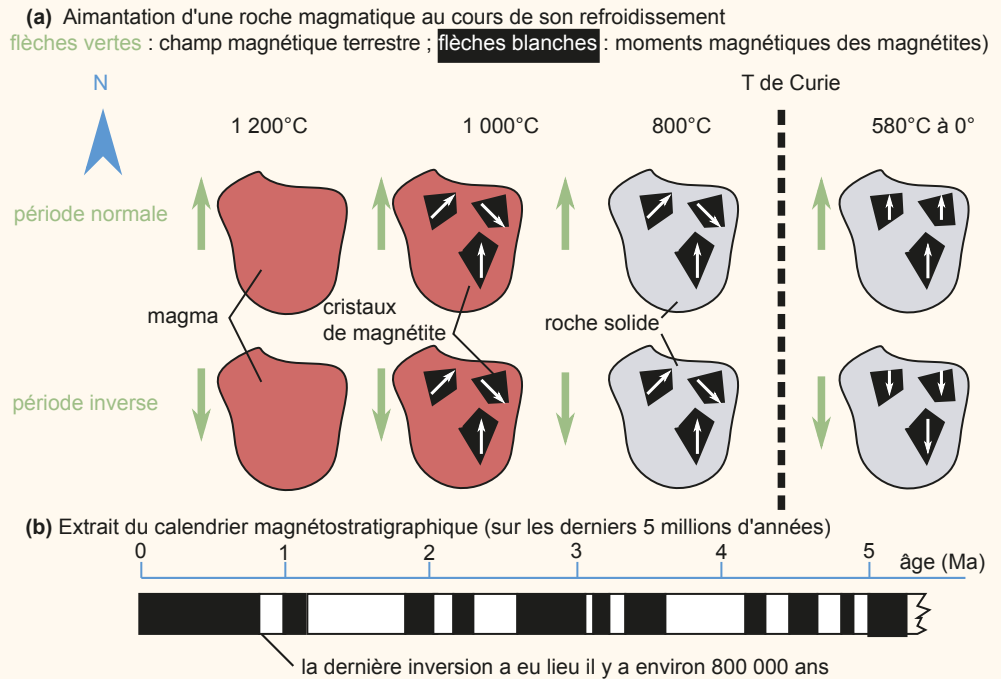
Dans le magma, les premiers cristaux apparaissent rapidement. Les cristaux ferromagnétiques (par exemple la magnétite Fe_3O_4) ont alors des caractéristiques magnétiques intrinsèques (le **moment magnétique**, matérialisé par un vecteur sur la [figure \(a\)](#)) indépendantes du champ magnétique ambiant.

Vers 700-800 °C, la roche devient complètement solide : les cristaux sont figés mais ne sont pas aimantés.

Le refroidissement continue jusqu'à atteindre une température critique, appelée température de Curie (580 °C pour la magnétite), en deçà de laquelle les cristaux ferromagnétiques s'aimantent. En pratique, **les cristaux ne tournent pas** (ils ne le pourraient pas, la roche est solide !), c'est leur moment magnétique qui se parallélise au champ magnétique ambiant. Ce champ rémanent reste figé quelles que soient les modifications du champ magnétique ambiant, si la roche ne franchit pas la température de Curie des minéraux ferromagnétiques.

(2) On peut mesurer l'aimantation d'une roche et celle-ci a un sens variable suivant l'âge de la roche

Un magnétomètre mesure le champ magnétique. Si on l'approche d'un échantillon contenant des minéraux ferromagnétiques, il mesure la résultante du champ magnétique terrestre (environ 5.10^{-5} Tesla) et du champ magnétique rémanent de la roche (jusqu'à quelques % du champ terrestre).



Or suivant l'âge des roches magmatiques, le magnétomètre fournit une valeur d'intensité du champ supérieure au champ magnétique terrestre (la différence entre les deux constitue une anomalie positive), d'autres livrent des anomalies négatives (le champ mesuré au voisinage des roches est inférieur au champ magnétique actuel).

Cela s'interprète par la succession dans l'histoire de la Terre de périodes normales (le champ magnétique a alors la même polarité qu'actuellement) et de périodes inverses. Si les roches ont été produites pendant une période normale, le champ magnétique terrestre et le champ rémanent des roches s'ajoutent, le champ mesuré sera supérieur au champ magnétique terrestre seul. Si les roches ont été produites pendant une période inverse, les moments magnétiques se retranchent au champ magnétique terrestre, le champ mesuré est inférieur au champ magnétique terrestre seul : anomalie magnétique négative.

(3) On dispose d'un calendrier des périodes normales et inverses

On constate que partout à la surface du globe, une anomalie donnée est de même âge : le calendrier des périodes normales et inverses que l'on obtient par l'analyse des coulées volcaniques continentales, a donc une valeur globale : on parle de calendrier **magnétostratigraphique** - figure (b).

(4) On peut déterminer l'aimantation des roches du plancher océanique et utiliser le calendrier magnétostratigraphique

Un navire embarque à son bord un magnétomètre et parcourt plusieurs centaines de km perpendiculairement à l'axe d'une dorsale en mesurant le champ magnétique en continu. Quand le navire surplombe un plancher océanique formé en période normale, on mesure une anomalie magnétique positive (l'anomalie est négative au-dessus d'une portion de plancher océanique formée en période inverse). Il suffit de se placer à un endroit donné du profil magnétique, de déterminer de quelle anomalie il s'agit : le calendrier donne son âge. On détermine ensuite la distance entre l'anomalie choisie et l'axe de la dorsale : on en déduit la vitesse d'expansion.

(voir le QCM d'entraînement n°2 à la fin de ce chapitre).

Réviser

Résumé

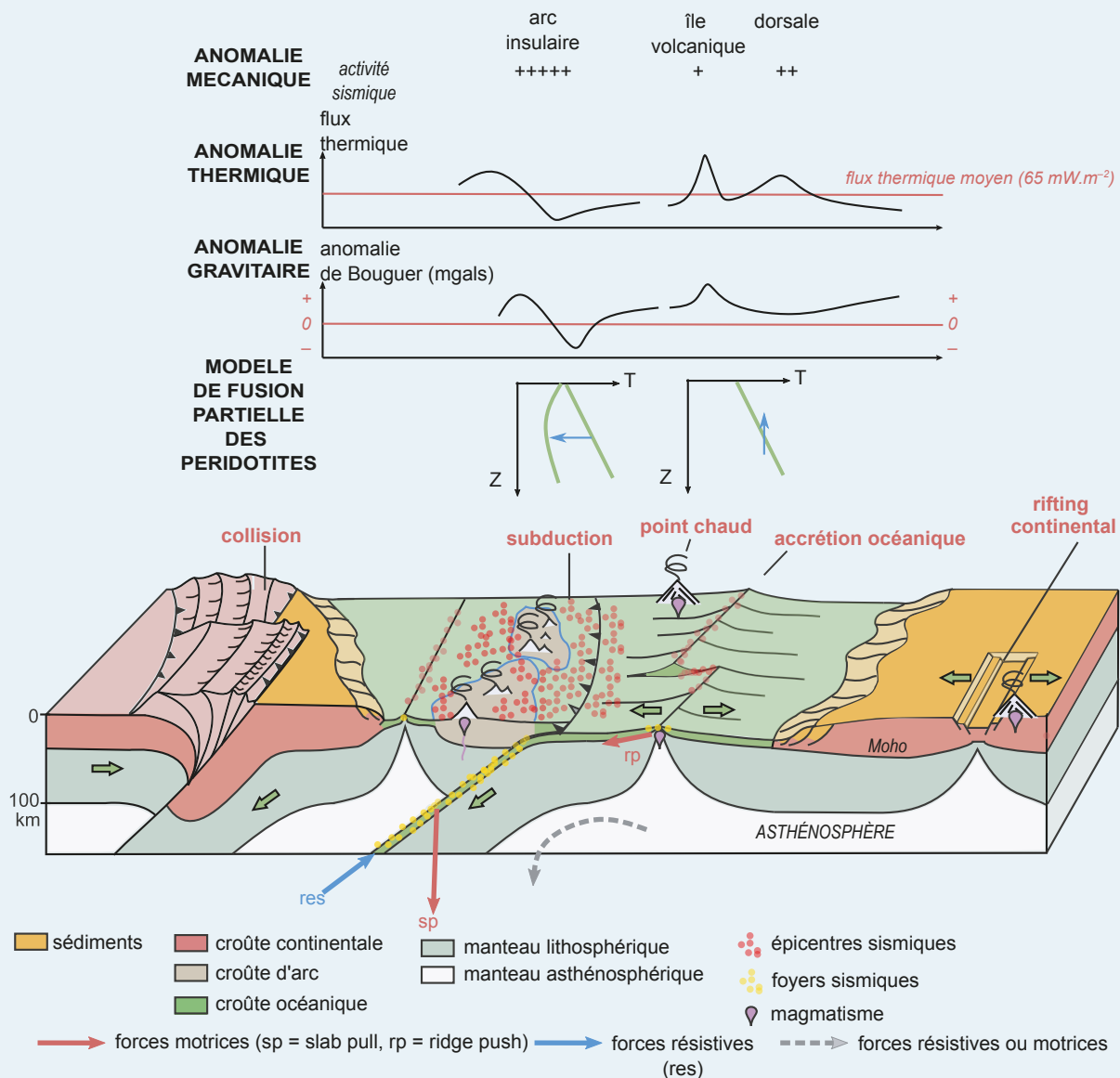


Figure de synthèse Caractéristiques géodynamiques des principales limites latérales de plaques.

Les **limites latérales de plaques** sont des zones étroites (dizaines de km) et allongées (milliers de km) et chaque type a **une signature morphologique** (dorsale, dénivelé associé aux failles transformantes, arc insulaire, cordillère), **une signature géophysique** (anomalies **mécanique, thermique, gravimétrique** caractéristiques) et **une signature cinématique**.

Les dorsales sont des limites de plaques **divergentes**, sièges d'une expansion océanique, alors que les arcs insulaires et cordillères correspondent à des limites latérales **convergentes**, sièges de la subduction de la lithosphère océanique.

Le magmatisme actif de la plupart de ces zones s'explique par un **franchissement du solidus** des péridotites, soit pendant leur ascension et leur **décompression généralement adiabatique** (magmatisme des dorsales et des points chauds), soit suite à leur **hydratation** (magmatisme des zones de subduction).

Le **bilan moteur** des plaques implique des **forces motrices** (« slab pull », « ridge push ») et de **forces résistantes**, dont l'importance relative est propre à chaque plaque.

S'entraîner

QCM sur documents

1

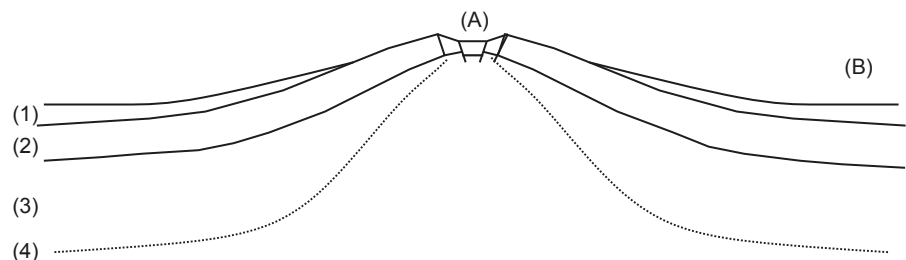


Figure 22.8

D'après la [figure 22.8](#), dites si les affirmations suivantes sont correctes.

- a. (1) + (2) représentent la lithosphère océanique.
- b. En (A), l'anomalie de Bouguer est positive et supérieure à celle estimée en (B).
- c. En (A), l'anomalie thermique est positive et supérieure à celle estimée en (B).
- d. En (A), l'anomalie magnétique est positive et supérieure à celle estimée en (B).

2

Le profil magnétique [figure 22.9](#) a été établi perpendiculairement à l'axe d'une dorsale.

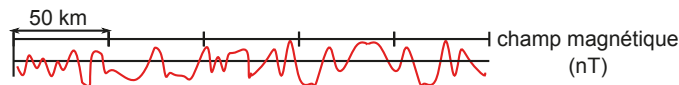


Figure 22.9

Dites si les affirmations suivantes sont correctes. *Vous pourrez utiliser le calendrier magnétostratigraphique présenté dans le « Zoom ».*

- a. La dorsale est située au milieu du profil.
- b. La vitesse d'expansion est de l'ordre de $4 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$
- c. L'expansion de part et d'autre de cette dorsale est symétrique seulement depuis 2 millions d'années.
- d. Il est fort peu probable que la dorsale possède un rift axial.

3 La figure 22.10 représente le pendage des slabs en fonction de leur âge, à partir de 200 km de profondeur. Chaque point représente une zone de subduction. Quelles sont les affirmations exactes ?

- a. Plus le slab est âgé, plus il est pentu.
- b. Les subductions correspondant aux points verts sont probablement associées à un régime tectonique extensif de la plaque chevauchante.
- c. C'est dans les zones correspondant aux points verts que l'on trouverait les fosses les plus profondes.
- d. Les subductions correspondant aux points verts engendrent probablement une force de traction (« slab pull ») importante.

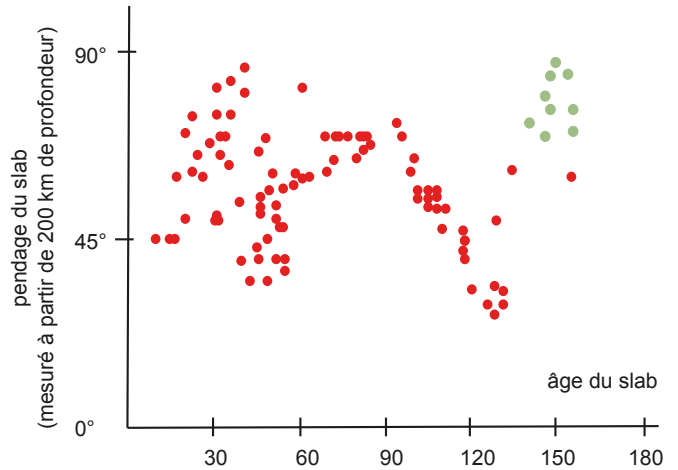


Figure 22.10

4 À partir de la figure 22.11, quelles sont les affirmations exactes ?

- a. Le profil révèle un slab incliné vers le N/N-O qui atteint 2000 km de profondeur environ.
- b. Le profil révèle une accumulation de magmas sous le slab
- c. Le slab est discontinu suggérant qu'il s'est rompu au cours de la subduction
- d. Au N/N-O de la plaque eurasienne, le profil révèle l'existence d'une dorsale

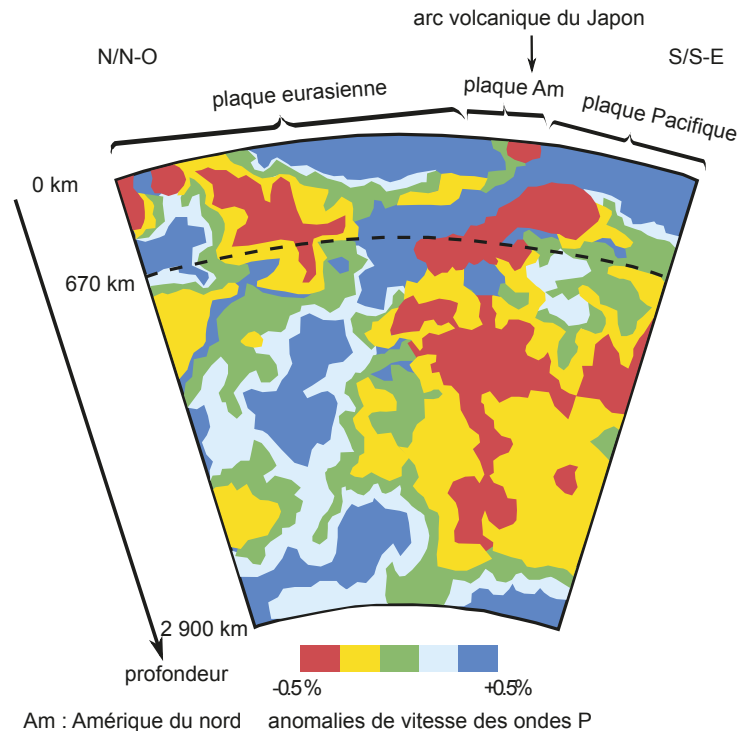


Figure 22.11 Profil de tomographie sismique à l'échelle du manteau au niveau du Japon

Question de synthèse courte (oral du concours ENS)

Comment délimite-t-on les plaques ?

La dynamique de la lithosphère

Activités pratiques

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Analyse de cartes structurales des océans : exemple de l'Océan Indien
- 2 Mouvements verticaux de la lithosphère et isostasie

INTRODUCTION

La lithosphère est découpée en plaques en mouvement les unes par rapport aux autres. L'activité sismique et volcanique permet de localiser les frontières de plaques et d'identifier différents types d'environnements géodynamiques. Cette dynamique est marquée par un renouvellement constant de la lithosphère océanique, affectée de mouvements horizontaux et verticaux. Ceux-ci peuvent être appréhendés et quantifiés par des études cartographiques ou des approches et des calculs géophysiques.

1 Analyse de cartes structurales des océans : exemple de l'Océan Indien

Ce type de carte existe pour tous les océans et peut conduire à des exploitations analogues. Il s'agit donc avant tout de comprendre la signification de la carte et de retenir les exploitations possibles. Celles-ci vont principalement conduire à la mise en évidence et à la quantification des mouvements horizontaux, s'inscrivant dans le modèle de tectonique des plaques.

1.1 Les points d'attention

- Comprendre la signification des **couleurs** : celles-ci représentent l'âge du fond océanique, c'est-à-dire l'âge de la croûte basaltique, à la base des sédiments. Les âges sont obtenus par exploitation des anomalies magnétiques et sont parfois confortés par des forages, lorsque ceux-ci ont atteint le substratum basaltique. Les couleurs utilisées sont les couleurs conventionnelles de l'échelle stratigraphique.
- Comprendre la signification et la localisation des **anomalies magnétiques** : elles se distribuent parallèlement aux secteurs de couleurs puisque ce sont elles, rapportées au calendrier des inversions paléomagnétiques, qui ont conduit à délimiter ces secteurs.
- Utiliser et adapter les **échelles** pour estimer des distances : sur cette carte, l'échelle indiquée n'est valable qu'à l'équateur, la circonférence terrestre variant avec la latitude. Si on travaille dans une direction Est-Ouest, il faut corriger les distances selon la latitude : la circonférence à l'équateur étant de $2\pi R_e$ (rayon équatorial) = 40 000 km, un degré de longitude correspond à $40\,000/360 = 111$ km. À une latitude λ , la circonférence d'un parallèle est égale à $2\pi R_e \cos \lambda$ soit $2\pi R_e \cdot \cos \lambda$. La distance (en km) correspondant à un degré de longitude est alors de $111 \cdot \cos \lambda$. Si on travaille dans une direction Nord-Sud, la distance mesurée sur la carte entre différents parallèles peut varier du fait de la projection utilisée et de l'aplatissement terrestre mais ne varie pas selon la longitude considérée.

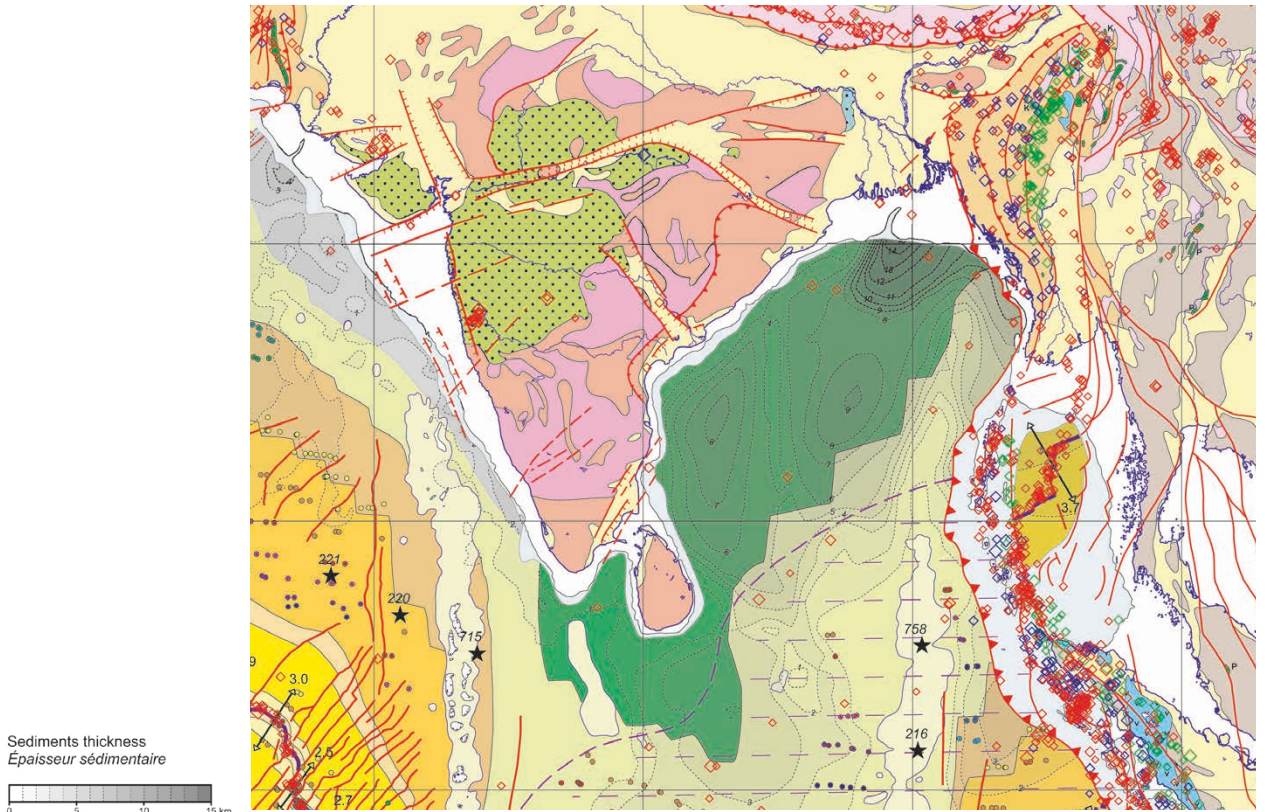


Figure TP18.1 Extrait de la carte structurale de l'Océan Indien - secteur Nord.

(Ségoufin J., Munsch M., Bouysse Ph. & Mendel V. Carte de l'océan Indien, feuille 2 Carte structurale, © CCGM-CGMW, 2004, Paris).

1.2 Les activités possibles

a) Localiser les frontières de plaques et identifier les différents environnements géodynamiques

Les frontières de plaques correspondent aux dorsales, aux zones de subduction et aux zones de collision. Les marges passives ne sont pas des frontières de plaques. La délimitation des limites de plaques se fonde sur la distribution des séismes et des volcans.

Figure TP18.2 : dans l'océan Indien, les dorsales séparent les plaques Afrique, Inde-Australie et Antarctique. La plaque Inde-Australie disparaît par subduction sous la plaque eurasiatique au niveau de l'Indonésie et entre en collision avec cette dernière au Nord de l'Inde.

b) Déterminer des vitesses d'expansion océanique

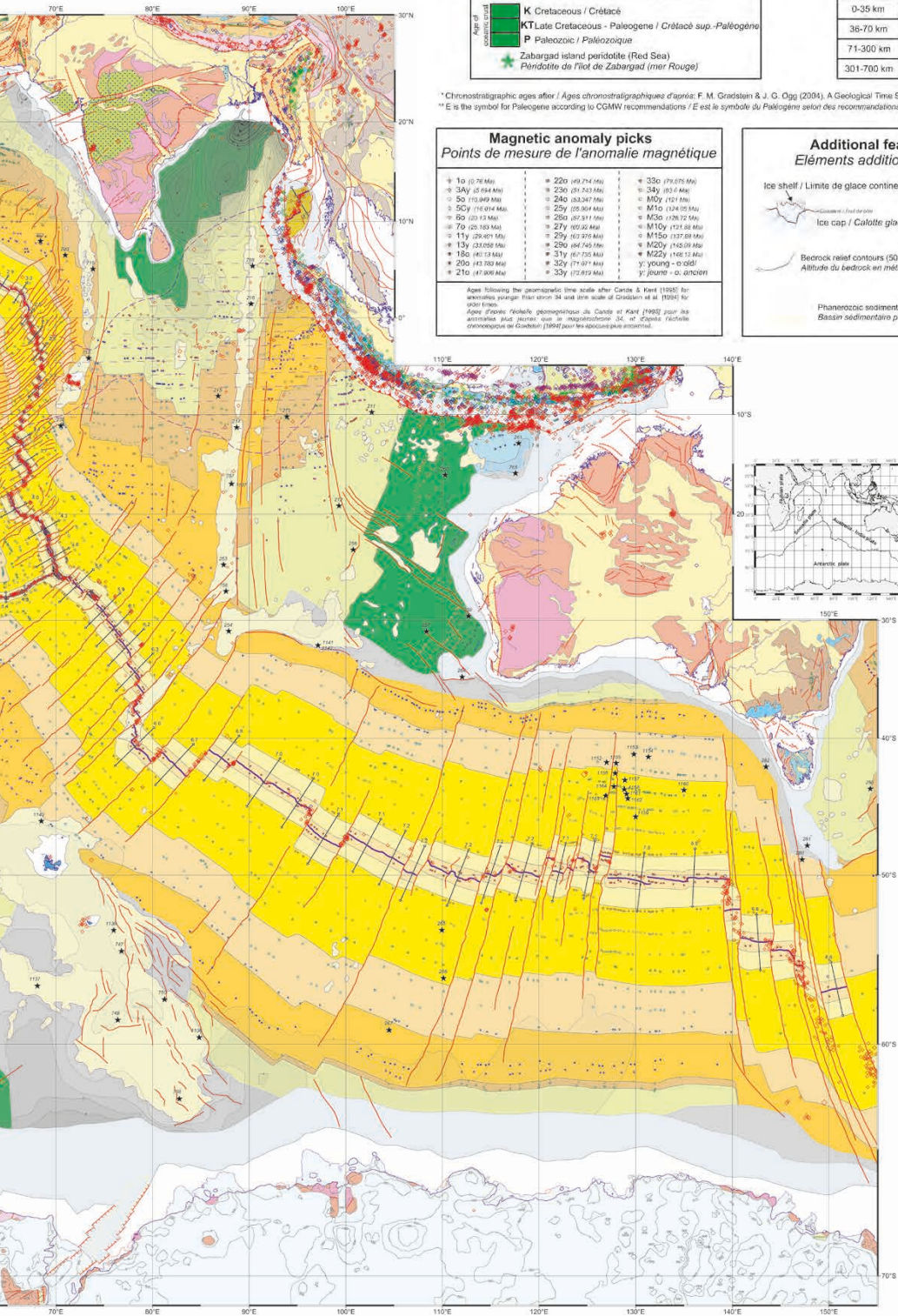
Il importe alors de connaître l'âge des anomalies et de déterminer leur distance à l'axe de la dorsale, avec prise en compte correcte de l'échelle. Le calcul de cette vitesse impose la prise en compte des deux côtés de la dorsale.

Figure TP18.3 : par exemple, l'anomalie 11 datée à 29,4 Ma est repérée de part et d'autre de la dorsale Est-indienne. On donne sa position en latitude respectivement sur les flancs Nord et Sud de la dorsale : $40,51^\circ$ et $58,00^\circ$. L'écart en degré de latitude est donc de $17,49^\circ$ ce qui donne une distance d'environ 1 940 km. La vitesse moyenne d'accrétion est alors de $6,6 \text{ cm.an}^{-1}$.

Le calcul effectué ici donne la vitesse moyenne sur la période considérée. Il est possible de prendre d'autres anomalies pour obtenir des vitesses moyennes sur d'autres périodes.

design & co-ordination, compilation, synthesis and layout
 design, coordination, compilation, synthesis and dessin de laquette

N. M. MUNSCHY, Ph. BOUYSSÉ & V. MENDEL
 Institut de Géologie Paris, France, 75 781 & Y. M. Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre,
 Strasbourg, France, Pl. B., CGMW/CCGM



Phanerozoic sedimentary basins and platforms
 Bassins sédimentaires phanérozoïques et plateformes

Ophiolites / Ophiolites
 (obduction in Oman, within suture zones of orogenic belts elsewhere)
 (obduction en Oman, dans les zones de sutures orogéniques ailleurs)

K Cretaceous / Crétacé
KT Late Cretaceous - Paleogene / Crétacé sup. - Paléogène
P Paleozoic / Paléozoïque

Zagabard island peridotite (Red Sea)
 Péridotite de l'île de Zabargad (mer Rouge)

Earthquakes epicentres (1959-2002)
Épicentres des séismes (1959-2002)

Focal depth / Profondeur du foyer	Magnitude / Magnitude			
	5	6	7	8
0-35 km	○	○	○	○
36-70 km	○	○	○	○
71-300 km	○	○	○	○
301-700 km	○	○	○	○

*Chronostratigraphic ages after / Âges chronostratigraphiques d'après: F. M. Gradstein & J. G. Ogg (2004). A Geological Time Scale 2004, Cambridge University Press.
 **E is the symbol for Paleogene according to CGMW recommendations / E est le symbole du Paléogène selon des recommandations de la CCGM.

Magnetic anomaly picks
 Points de mesure de l'anomalie magnétique

1a (0.78 Ma)	22a (19.74 Ma)	33a (71.075 Ma)
3Ay (2.64 Ma)	23a (19.743 Ma)	34y (81.6 Ma)
5a (11.049 Ma)	24a (23.287 Ma)	M0y (121 Ma)
5Cy (11.074 Ma)	25y (25.98 Ma)	M1a (124.05 Ma)
6a (20.13 Ma)	26a (27.311 Ma)	M3a (126.12 Ma)
7a (25.103 Ma)	27y (29.25 Ma)	M10y (131.68 Ma)
11y (29.491 Ma)	29y (30.376 Ma)	M15a (137.68 Ma)
13y (33.032 Ma)	29a (30.745 Ma)	M20y (145.09 Ma)
18a (41.232 Ma)	31y (37.735 Ma)	M22y (146.13 Ma)
20a (43.782 Ma)	32y (37.97 Ma)	y: young - o: old
21a (47.806 Ma)	33y (37.97 Ma)	y: jeune - o: ancien

Ages following the geomagnetic time scale after Cande & Kent (1995) for anomalies younger than 34 and time scale of Gradstein et al. (1999) for older times.
 Âges d'après l'échelle géomagnétique de Cande et Kent (1995) pour les anomalies plus jeunes que le magnétoséisme 34, et d'après l'échelle chronologique de Gradstein (1999) pour les époques plus anciennes.

Additional features for Antarctica
 Éléments additionnels pour l'Antarctique

Ice shelf / Limite de glace continentale
 Ice cap / Calotte glaciaire

Bedrock relief contours (500 m intervals), elevation in metres (ticks point downwards)
 Altitude du bedrock en mètres (contours tous les 500m; barreaux vers le bas de la pente)

Outer limit of the circum-antarctic continental platform
 Limite externe de plate-forme continentale circum-antarctique

Phanerozoic sedimentary basin on continental margin (5 km isopach)
 Bassin sédimentaire phanérozoïque sur marge continentale (isopaque 5 km)

Figure TP18.2 Carte structurale de l'Océan Indien. (Ségoufin, J., Munschy M., Bouysse Ph. & Mendel V. Carte de l'océan Indien, feuille 2 Carte structurale, © CCGM-CGMW, 2004, Paris).

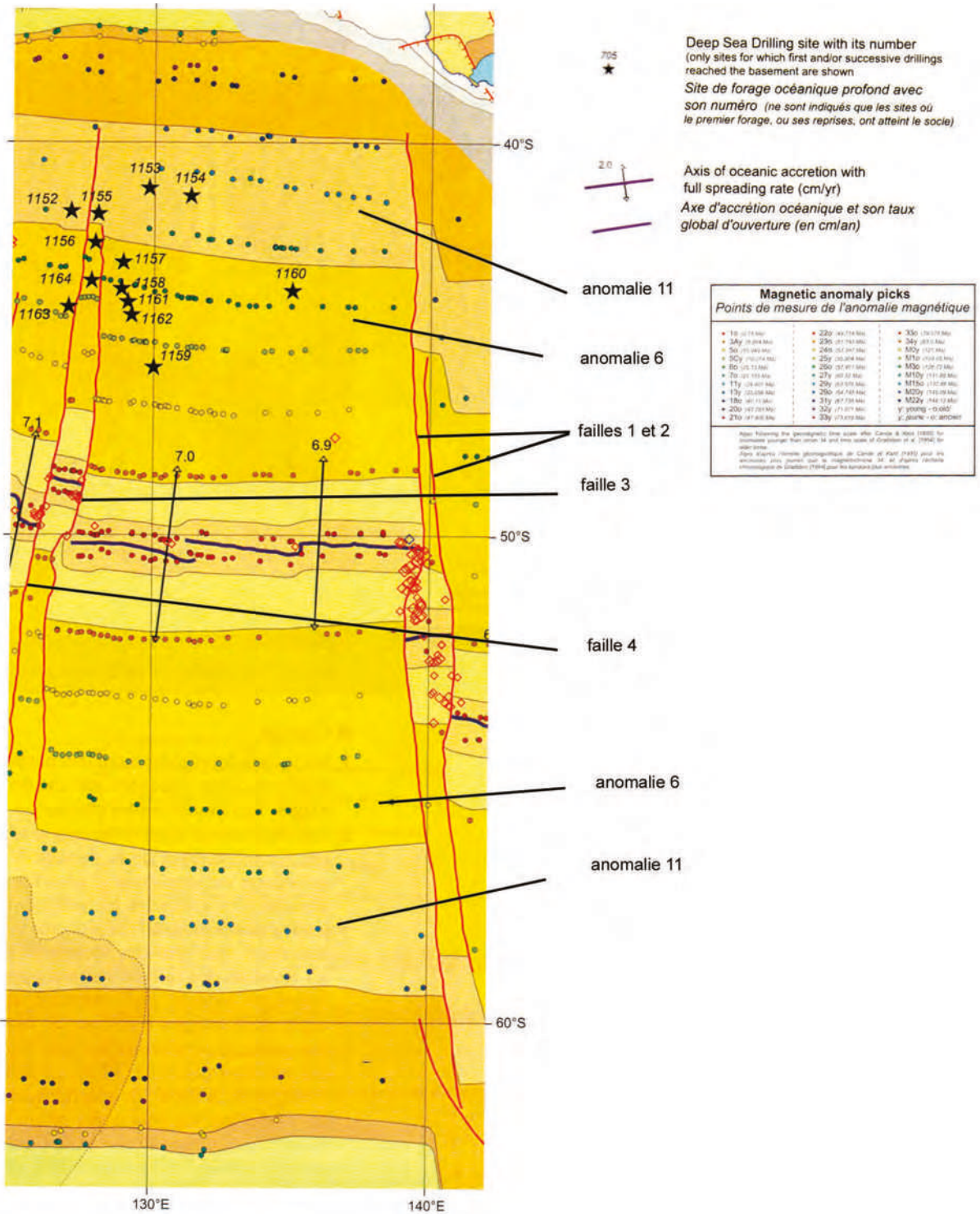


Figure TP18.3 Extrait de la carte structurale de l'Océan Indien - dorsale Est-indienne. (Ségoufin, J, Munsch M., Bouysse Ph. & Mendel V. Carte de l'océan Indien, feuille 2 Carte structurale, © CCGM-CGMW, 2004, Paris).

c) Comparer des vitesses d'accrétion

Cette comparaison peut être faite :

- Au niveau d'une seule dorsale :
 - calcul de vitesses moyennes sur des durées variables : le calcul effectué plus haut donne la vitesse moyenne sur la période considérée de 29,4 Ma. Il est possible de prendre d'autres anomalies pour obtenir des vitesses moyennes sur d'autres durées.
Par exemple [figure TP18.3](#) : anomalie 6 d'âge 20,13 Ma : latitudes respectives : $43,84^\circ$ et $55,57^\circ$ soit un écart en latitude de $11,73^\circ$ et une distance de 1 302 km ce qui donne une vitesse de 6,5 cm/an.
 - calcul de vitesses moyennes au cours d'intervalles de temps donnés, ce qui permet de reconstituer la dynamique de la dorsale au cours du temps :
Par exemple [figure TP18.3](#) : vitesse d'accrétion au cours de l'intervalle de temps compris entre les anomalies 11 et 6, soit une différence d'âge de 9,27 Ma : les différences de latitude entre les deux anomalies sont respectivement au niveau des flancs Nord et Sud de $3,33^\circ$ et $2,43^\circ$ soit des distances entre elles de 370 et 270 km. La vitesse moyenne peut être calculée sur leur distance totale de 670 km, ce qui donne 6,9 cm/an. Elle peut être calculée sur chacun des flancs. On observera alors que cet exemple fournit des valeurs différentes pour chaque flanc, 4 cm/an au Nord ($370/9,27$) et 2,9 cm/an au Sud ($270/9,27$). Cette différence pourrait ici s'expliquer par le fait que les deux flancs sont associés à des plaques différentes : pendant cette période le flanc Nord aurait pu être davantage tracté par la subduction indonésienne.
- Entre deux dorsales : identification de dorsales rapides ou lentes par comparaison de la largeur des zones d'âges identiques dans les mêmes conditions d'échelle.

[Figure TP18.2](#) : la dorsale Ouest-Indienne est ainsi beaucoup plus lente que la dorsale Est-Indienne.

d) Estimer un âge d'ouverture océanique

On se fonde sur les âges les anciens au niveau des marges passives bordant le domaine océanique.

[Figure TP18.2](#) : la mise en place des dorsales Est- et Ouest-Indiennes séparant respectivement l'Antarctique de l'Australie et de l'Afrique s'est effectuée au Crétacé supérieur (dorsale Est-Indienne) et inférieur (dorsale Ouest-Indienne).

e) Reconstituer le sens de fonctionnement d'une faille transformante

Du fait du phénomène d'accrétion, l'activité sismique se localise dans la partie située entre les deux axes de dorsale et la faille fonctionne en sens opposé au décalage apparent de la dorsale.

[Figure TP18.3](#) : les failles 1, 2 et 3 sont des failles transformantes sénestres, la faille 4 est une faille dextre. Chaque faille met en vis-à-vis des terrains d'âges différents et qui sont aussi situés à des profondeurs différentes.

f) Identifier et représenter un plan de Wadati-Benioff au niveau d'une marge active

[Figures TP18.1 et TP18.2](#) : il s'agit d'analyser la distribution de la profondeur des foyers : celle-ci croît par exemple vers le Nord-Est au niveau de la marge indonésienne, ce qui signe un plan de pendage vers le Nord-Est et une subduction de la plaque indo-australienne sous la plaque eurasiatique.

g) Analyser l'épaisseur des sédiments et comprendre ses variations éventuelles

[Figure TP18.1](#) : l'épaisseur de la couverture sédimentaire croît avec la distance à la dorsale. Certains environnements proches de continents sont le siège d'une sédimentation importante à l'image de deltas sous-marins de l'Indus et du Gange repérés de part et d'autre de l'Inde.

h) Identifier le volcanisme intraplaque et analyser sa mise en place (plateaux volcaniques, rides asismiques, alignements volcaniques...)

Figure TP18.2 : l'Océan Indien montre par exemple le grand plateau volcanique de Kerguelen-Heard et la ride asismique 90° Est (*Ninety East Ridge*) ; il est le siège du point chaud de l'île de la Réunion.

2

Mouvements verticaux de la lithosphère

2.1 Subsidence thermique de la lithosphère océanique

Au cours de la divergence, la profondeur des fonds océaniques s'accroît de l'axe des dorsales vers les plaines abyssales, ce qui traduit des mouvements verticaux. Cette **subsidence thermique** est déterminée par le refroidissement de la lithosphère qui entraîne un épaississement du manteau supérieur lithosphérique (MSL) selon une loi empirique, valable pendant les premiers 60 millions d'années environ, du type :

$$e_L = 9,2\sqrt{t}$$

où t est l'âge du plancher océanique en millions d'années et e_L son épaisseur en kilomètres.

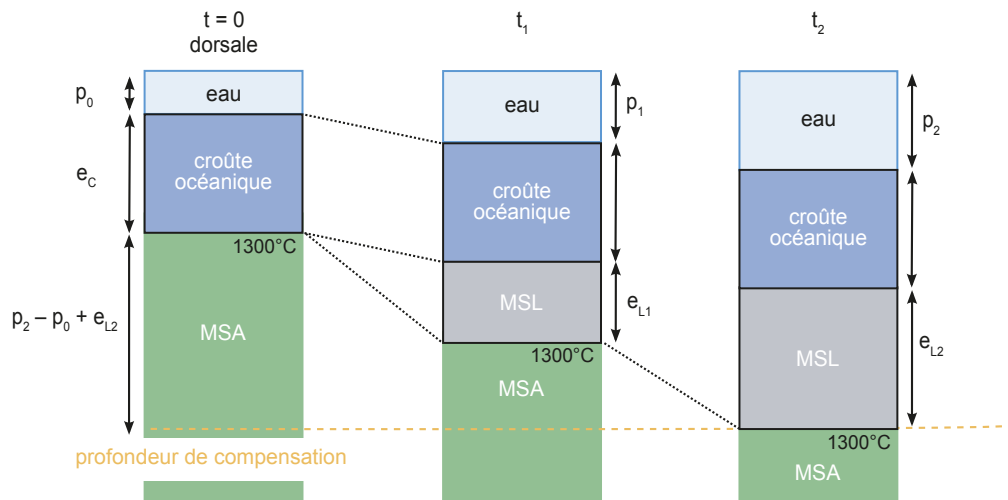


Figure TP18.4 Modèle de subsidence thermique de la lithosphère océanique.

ρ_{eau} , ρ_C , ρ_{ML} et ρ_{MA} sont les masses volumiques respectives de l'eau, de la croûte océanique, du manteau lithosphérique et du manteau asthénosphérique. e_C et e_L sont les épaisseurs de la croûte et du manteau lithosphérique. p est la profondeur d'eau.

L'équilibre de la lithosphère sur l'asthénosphère entre les temps $t = 0$ et t_2 peut s'écrire :

$$\rho_{\text{eau}} \cdot p_0 + \rho_C \cdot e_C + \rho_{\text{MA}} \cdot (p_2 + e_{L2} - p_0) = \rho_{\text{eau}} \cdot p_2 + \rho_C \cdot e_C + \rho_{\text{ML}} \cdot e_{L2}$$

On peut ainsi déterminer l'approfondissement du plancher océanique depuis l'axe de la dorsale $p_2 - p_0$:

$$p_2 - p_0 = e_{L2} \cdot (\rho_{\text{ML}} - \rho_{\text{MA}}) / (\rho_{\text{MA}} - \rho_{\text{eau}})$$

On peut également évaluer l'épaisseur et l'âge à partir desquels cette lithosphère océanique ne devrait plus être « portée » par l'asthénosphère et pourrait passer en subduction : il s'agit d'un équilibre archimédien dans lequel l'équilibre de la lithosphère sur l'asthénosphère résulte de la

compensation de son poids par la poussée d'Archimède. On a alors la densité moyenne de la lithosphère égale à la densité de l'asthénosphère.

$$\rho_C \cdot e_C + \rho_{ML} \cdot e_{L2} = \rho_{MA} \cdot (e_C + e_{L2})$$

d'où

$$e_{L2} = e_C \cdot (\rho_{MA} - \rho_C) / (\rho_{ML} - \rho_A)$$

Données : pour $e_C = 8 \text{ km}$; $\rho_C = 3 \text{ g.cm}^{-3}$; $\rho_{ML} = 3,3 \text{ g.cm}^{-3}$; $\rho_{MA} = 3,25 \text{ g.cm}^{-3}$;

on obtient $e_{L2} = 40 \text{ km}$ donc une lithosphère de 48 km d'épaisseur pour un âge de **27 Ma**.

On observe que ces calculs conduisent à une épaisseur et à un âge beaucoup plus faibles que ceux observés : jusqu'à 125 km et 160 à 180 Ma (Jurassique) avant disparition par subduction (exemple du Pacifique occidental). On peut évoquer pour expliquer cette disparité :

- la solidarité des secteurs âgés avec des secteurs porteurs plus jeunes ;
- l'existence de zones de croûte plus épaisses (plateaux océaniques, rides asismiques...) qui réduisent la densité globale de la lithosphère ;
- la solidarité qui existe au niveau des marges passives et qui exige pour être rompue que l'équilibre soit bien plus que dépassé.

2.2 Relation entre relief et racine crustale

La présence d'un relief de surface, correspondant à un épaissement de la croûte continentale, est compensé en profondeur par la présence d'une racine crustale.

Les masses volumiques ρ_C et ρ_M respectivement de la croûte continentale et du manteau valent 2,7 et 3,3 g.cm^{-3} . La surface de compensation est placée au niveau du MOHO sous le relief considéré (colonne 2), tandis que la colonne 1 sert de référence.

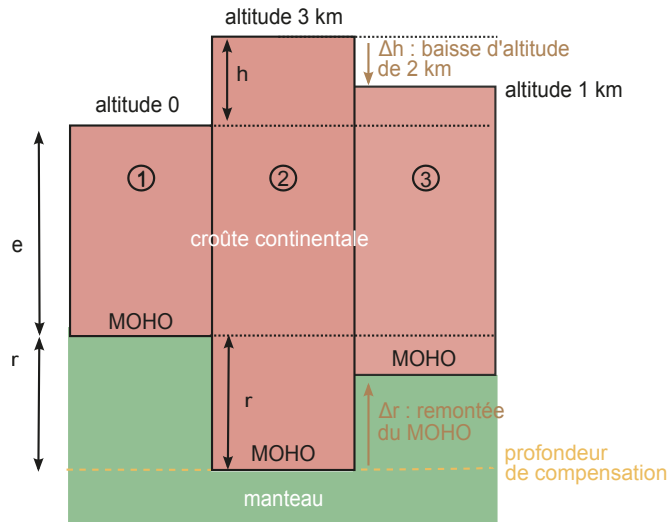


Figure TP18.5 Modèle isostatique présentant l'équilibre d'un relief.

Dans le chapitre 21, il a été vu que l'équilibre des colonnes 1 et 2 donnait :

$$r = h \cdot \rho_C / (\rho_M - \rho_C) = 3 \times 2,7 / (3,3 - 2,7) = 13,5 \text{ km}$$

Un relief est ainsi associé à une **racine crustale d'épaisseur 4,5 fois la sienne**.

L'érosion d'un tel relief implique une diminution de son altitude. On peut se demander à quelle quantité de matériel érodé correspond une diminution d'altitude observée Δh de 2 km. On cherche alors la valeur de $\Delta h + \Delta r$, Δr représentant la remontée du MOHO.

En prenant comme référence la colonne 1, on peut déterminer par le même calcul que précédemment la profondeur de la racine crustale $r - \Delta r$:

$$r - \Delta r = (h - \Delta h) \cdot \rho_C / (\rho_M - \rho_C) = (3 - 2) \times 2,7 / (3,3 - 2,7) = 4,5 \text{ km}$$

d'où

$$\Delta r = r - 4,5 = 9 \text{ km}$$

Ce problème aurait pu être résolu en prenant comme référence la colonne 2. On aurait alors :

$$m_2 = m_3$$

soit

$$(h + e + r) \cdot \rho_C = (h - \Delta h + e + r - \Delta r) \cdot \rho_C + \Delta r \cdot \rho_M$$

donc

$$\Delta r \cdot (\rho_M - \rho_C) = \Delta h \cdot \rho_C$$

d'où

$$\Delta r = \Delta h \cdot \rho_C / (\rho_M - \rho_C) = 2 \times 2,7 / (3,3 - 2,7) = 9 \text{ km}$$

On peut alors conclure que l'érosion a supprimé une quantité de matériel crustal égal à $\Delta h + \Delta r = \mathbf{11 \text{ km}}$, soit **5,5 fois la diminution observée d'altitude**.

Cela permet d'expliquer que des roches profondes de la croûte puissent être portées à l'affleurement suite à l'érosion d'une chaîne de montagnes.

2.3 Amincissement crustal et lithosphérique : exemple du rifting

On calcule ici l'effondrement p d'un bassin de type rift suite à l'étirement d'une lithosphère continentale. L'épaisseur initiale de la lithosphère est e_L avec une épaisseur de croûte e_C . L'ensemble subit un amincissement d'un facteur β , ce qui provoque une subsidence de la lithosphère. La profondeur de compensation est située à la base de la lithosphère de référence, et on suppose le fossé rempli d'eau.

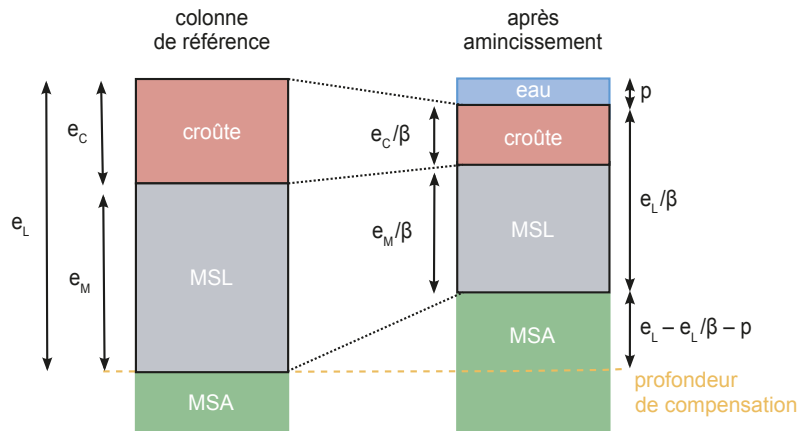


Figure TP18.6 Modèle isostatique présentant l'amincissement lithosphérique.

Masses volumiques : de l'eau $\rho_{\text{eau}} = 1 \text{ g.cm}^{-3}$; de la croûte continentale $\rho_C = 2,7 \text{ g.cm}^{-3}$; du manteau lithosphérique $\rho_{ML} = 3,3 \text{ g.cm}^{-3}$; du manteau asthénosphérique $\rho_{MA} = 3,25 \text{ g.cm}^{-3}$.

L'équilibre des masses donne :

$$e_C \cdot \rho_C + (e_L - e_C) \cdot \rho_{ML} = p \cdot \rho_{\text{eau}} + (e_C / \beta) \cdot \rho_C + ((e_L - e_C) / \beta) \cdot \rho_{ML} + (e_L - e_L / \beta - p) \cdot \rho_{MA}$$

d'où

$$p \cdot (\rho_{\text{eau}} - \rho_{MA}) = e_C \cdot (1 - 1/\beta) \cdot (\rho_C - \rho_{ML}) + e_L \cdot (1 - 1/\beta) \cdot (\rho_{ML} - \rho_{MA})$$

$$\text{donc } p = (1 - 1/\beta) \cdot [(e_c \cdot (\rho_{ML} - \rho_c) + e_L \cdot (\rho_{MA} - \rho_{ML})) / (\rho_{MA} - \rho_{eau})]$$

Si on considère une lithosphère de 120 km d'épaisseur (30 km de croûte et 90 km de manteau) et un amincissement d'un facteur 3/2, le calcul conduit à une subsidence de :

$$h = (1 - 2/3) [(30 \times 0,6) - (120 \times 0,05)] / (3,25 - 1) = 1,78 \text{ km.}$$

Ce résultat est corrélé aux observations que l'on peut effectuer au niveau des rifts : l'étirement provoque l'apparition d'un **fossé d'effondrement** : on parle alors de **subsidence tectonique**. En profondeur, l'étirement est associé à une remontée asthénosphérique d'une valeur ici de : $120 - 80 - 1,78 = 38,2 \text{ km}$.

Le même calcul pourrait être effectué en supposant :

- une absence de remplissage par l'eau : $(\rho_{MA} - \rho_{eau})$ est égal dans ce cas à ρ_{MA}
- un remplissage par des sédiments : $(\rho_{MA} - \rho_{eau})$ est égal dans ce cas à $(\rho_{MA} - \rho_{sed})$

L'amincissement lithosphérique conduit à une modification thermique avec un manteau plus chaud sous les zones de rifting. Ce refroidissement post-rifting déterminera une nouvelle subsidence qui prolongera la subsidence tectonique de l'amincissement.

2.4 Profondeur du plancher océanique au large d'un continent

L'équilibre isostatique impose que les deux colonnes de roches aient la même masse au-dessus de la profondeur de compensation, prise au niveau du MOHO continental.

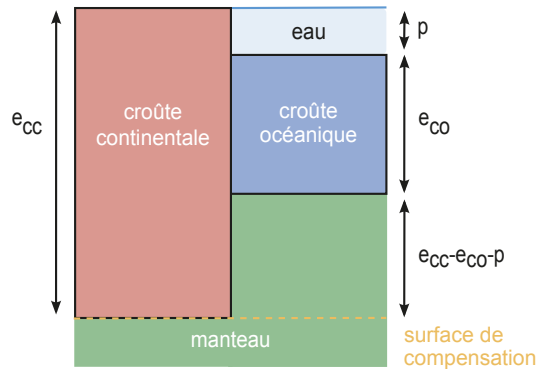


Figure TP18.7 Modèle isostatique présentant l'équilibre entre lithosphère continentale et océanique.

$$m_{\text{colonne continentale}} = m_{\text{colonne océanique}} \text{ pour des surfaces unitaires.}$$

p est la profondeur recherchée ; e_{cc} et e_{co} désignent les épaisseurs des croûtes continentale et océanique, pour des masses volumiques $\rho_{cc} = 2,7 \text{ g.cm}^{-3}$ et $\rho_{co} = 3 \text{ g.cm}^{-3}$. ρ_M est la masse volumique du manteau = $3,3 \text{ g.cm}^{-3}$.

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 $p = 5,6 \text{ km}$. Cette valeur donne un ordre de grandeur cohérent avec la profondeur des plaines abyssales, autour de quelques kilomètres.