

Devoir surveillé n°4

Samedi 21 janvier 2023

Épreuve d'analyse de documents de géologie et biogéosciences

durée : 3 heures

Exercice 1 – Le Japon et son contexte géologique

durée conseillée : 30 min
(inspiré du sujet Agro-Véto 2022)

Question 1 – Donnez une définition brève de foyer et épicentre d'un séisme.

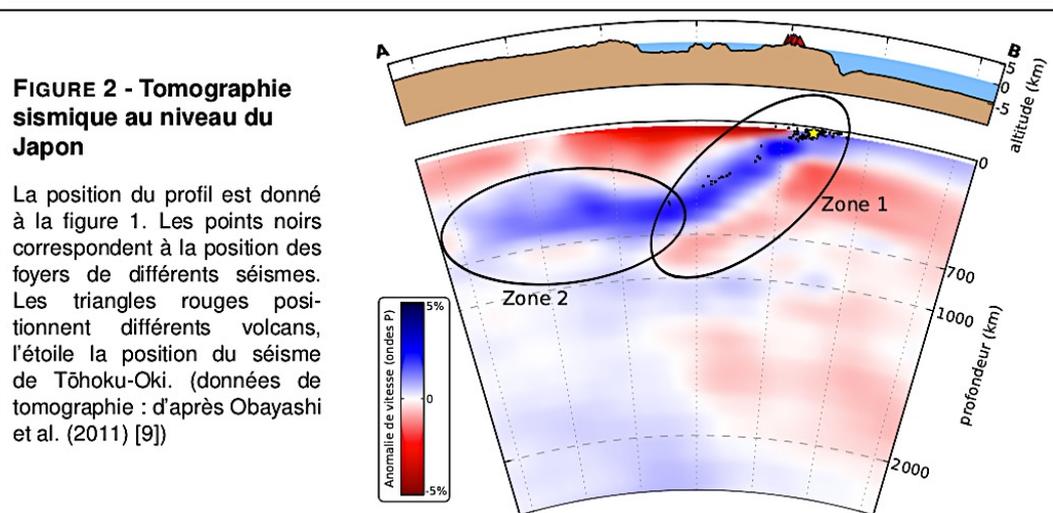
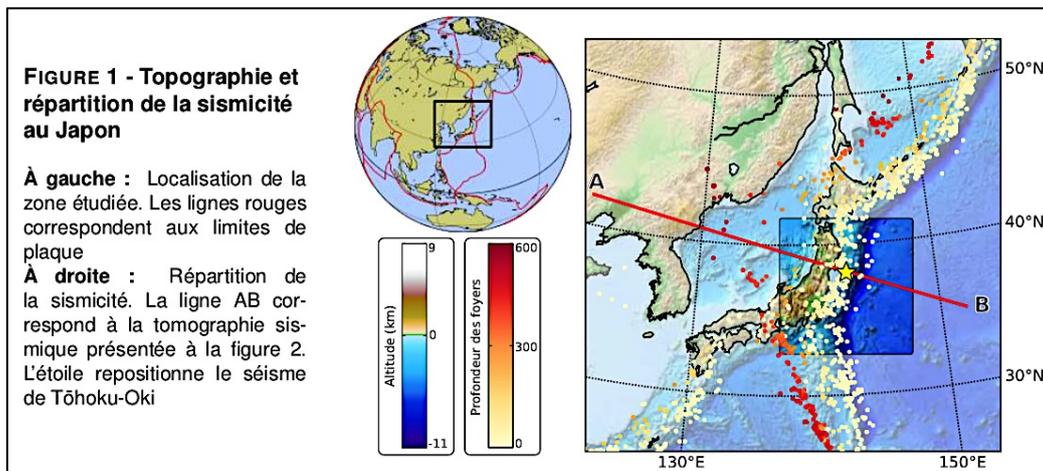
Foyer = zone de rupture de la roche, en profondeur, à l'origine de la propagation des ondes de déformation

Épicentre = projection du foyer en surface, correspondant au lieu où l'intensité du séisme est la plus grande

Question 2 – À partir d'arguments tirés de la figure 1, précisez quel est le contexte géodynamique du Japon.

La figure 1 permet de voir quelques caractéristiques d'une zone de subduction de la plaque Pacifique à l'Est sous la plaque eurasienne à l'Ouest :

- *une limite de plaque (trait rouge) ;*
- *une fosse côté Pacifique, profonde de près de 11 000 m ;*
- *un alignement de séismes le long de la limite de plaque, avec une profondeur des foyers allant de 0 à 600 km au fur et à mesure de l'éloignement de la limite de plaque ;*
- *un bassin d'arrière-arc (mer du Japon) et un chapelet d'îles volcaniques.*



Question 3

3a – Donnez le nom de l'alignement des foyers des séismes visibles sur la figure 2.

Il s'agit du plan de Wadati-Benioff.

3b – En vous basant sur une présentation succincte des principes de la tomographie sismique, expliquez pourquoi les anomalies de vitesse sont exprimées en %.

La tomographie sismique représente les anomalies de vitesses des ondes sismiques, ici P, qui se propagent dans le globe à partir de séismes naturels. La méthode repose sur le fait que la vitesse des ondes sismiques dépend de la densité des roches traversées. La valeur de référence est donnée par le modèle PREM : si l'onde sismique se propage à la même vitesse que dans le modèle PREM, l'anomalie est nulle.

L'anomalie correspond à la différence entre la vitesse mesurée et la vitesse de référence. Elle est exprimée en % si cette différence est divisée par la valeur du modèle PREM.

Une anomalie de 5% indique que la vitesse de l'onde est localement accélérée : sa vitesse est celle du modèle PREM + 5%.

À l'inverse, une anomalie négative indique une vitesse diminuée, quantifiée en % par rapport à la référence.

3c – Quelle interprétation thermique fait-on généralement d'une anomalie positive de vitesses ?

Une anomalie positive représente une onde accélérée : elle traverse des roches plus denses. S'il s'agit d'une anomalie d'origine thermique, cela signifie que la roche est plus froide que dans le géotherme du modèle PREM. Il peut aussi s'agir d'un autre matériau, plus dense par nature.

3d – Sur la figure 2, interprétez les anomalies de vitesse de la zone 1. (La zone 2 sera étudiée après)

L'anomalie positive est due à un panneau de roches froides, incliné dans le manteau : il s'agit de la lithosphère océanique Pacifique qui plonge dans l'asthénosphère en raison de sa forte densité.

Du côté ouest, au niveau de la plaque chevauchante, il y a une anomalie négative, due à une température plus élevée que le modèle : elle peut être interprétée comme une remontée de matériel chaud, tel du magma issu de la fusion partielle.

La figure 3 montre un profil de vitesse de propagation des ondes P. Plusieurs discontinuités sont visibles sur ce profil de vitesse. La figure 4 donne le diagramme de phases de l'olivine.

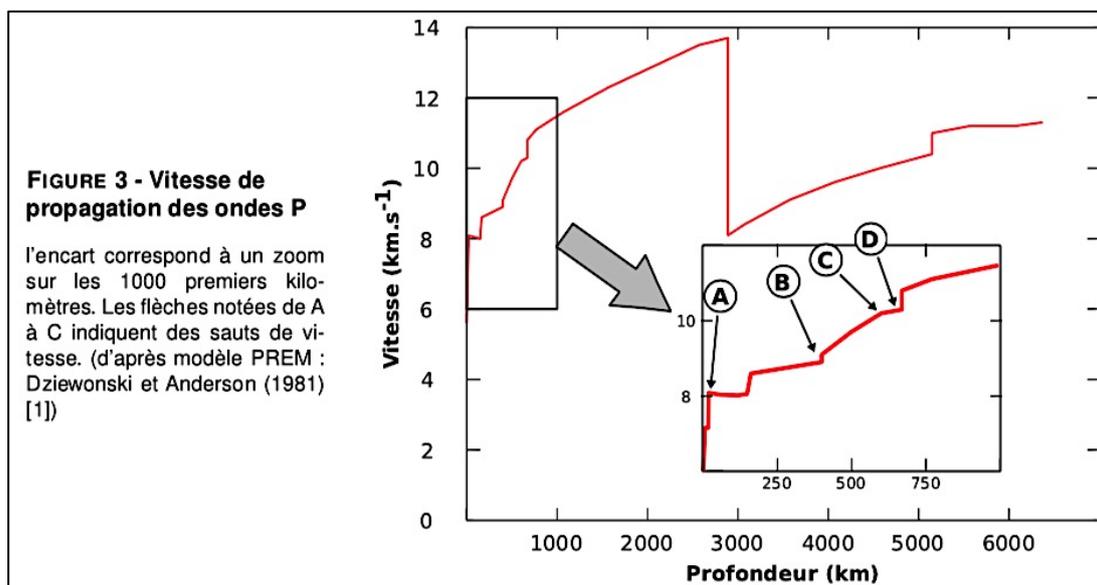
Question 4 - À partir de vos connaissances et de l'interprétation de la figure 4, expliquez la cause des sauts de vitesse A, B, C et D mis en évidence sur le profil de vitesse des ondes P de la figure 3.

En A : la vitesse des ondes sismiques ne croît plus avec la profondeur mais semble même régresser. Il s'agit de la base de la lithosphère (isotherme 1300°C) et donc de la partie haute de la LVZ (Low Velocity Zone) qui s'étend d'environ 100 à 200 km ;

En B, un saut positif de densité est observé à une profondeur d'environ 410 km : il correspond à la transition de phase de l'olivine passant de la phase α à la phase β , qui induit une hausse de la masse volumique ;

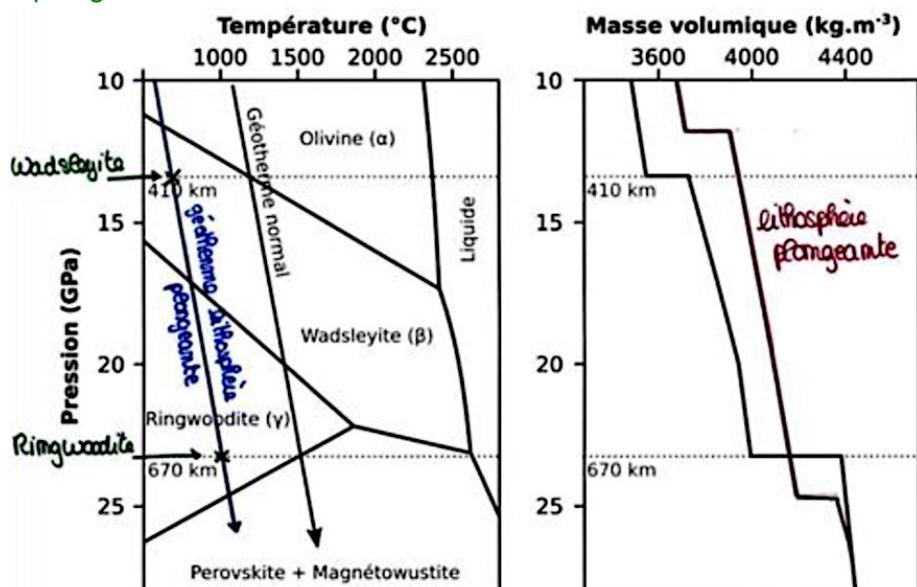
En C, la densité semble s'infléchir : il s'agit peut-être de la transition de phase de β à γ car on constate un fléchissement de la courbe de la masse volumique pour une profondeur correspondant à 20 GPa ;

En D, l'olivine se scinde en perovskite et magnésio-wüstite, ce qui conduit à un saut de masse volumique, donc de densité, donc de vitesse des ondes P.



Question 5 - Sur la copie de la figure 4 donnée sur l'annexe :

- dessinez approximativement le géotherme d'une lithosphère plongeante sur le diagramme de phase ;
- indiquez sous quelle phase doivent être les olivines de lithosphère plongeante à 410 km de profondeur et à 670 km de profondeur ;
- dessinez approximativement la courbe de la relation entre la pression et la masse volumique pour une lithosphère plongeante.



Question 6 - À partir de vos conclusions précédentes, interprétez maintenant la zone 2 mise en évidence sur la tomographie de la figure 2.

La plaque plongeante montre en tomographie sismique un profil horizontal à partir de 670 km (zone 2) : elle ne semble plus s'enfoncer mais stagner à cette profondeur.

Dans le cas d'un géotherme normal, qui est le cas de la plaque chevauchante, il existe un saut de densité à une profondeur de 670 km. Ainsi, la plaque plongeante rencontre, à cette profondeur, un manteau plus dense. À cette profondeur, la plaque plongeante n'a pas encore opéré le changement de phase : l'olivine est en phase γ donc la densité de la plaque plongeante n'est alors pas suffisante pour s'enfoncer dans le manteau inférieur : elle « s'étale » à l'horizontale.

Exercice 2 – Gravimétrie dans l'Himalaya

durée conseillée : 30 min
(inspiré librement du sujet ENS 2022)

L'exercice porte sur la région qui s'étend de l'Inde jusqu'au Tibet.

L'étude qui suit synthétise plusieurs observations géophysiques collectées au travers de la chaîne himalayenne et du plateau tibétain, qui constituent une région tectoniquement active de très haute altitude.

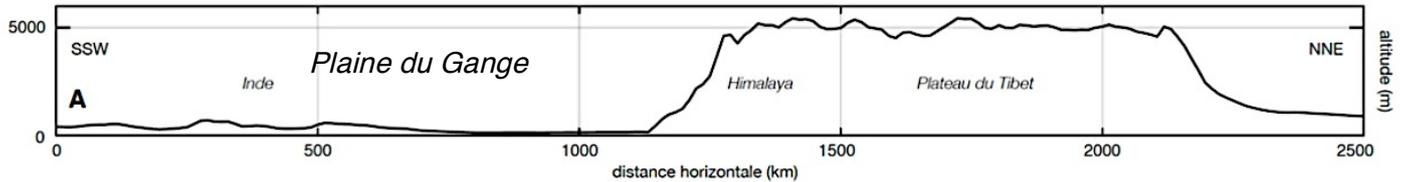


Figure 1A - A. Profil d'altitude à travers la chaîne himalayenne et le plateau du Tibet.

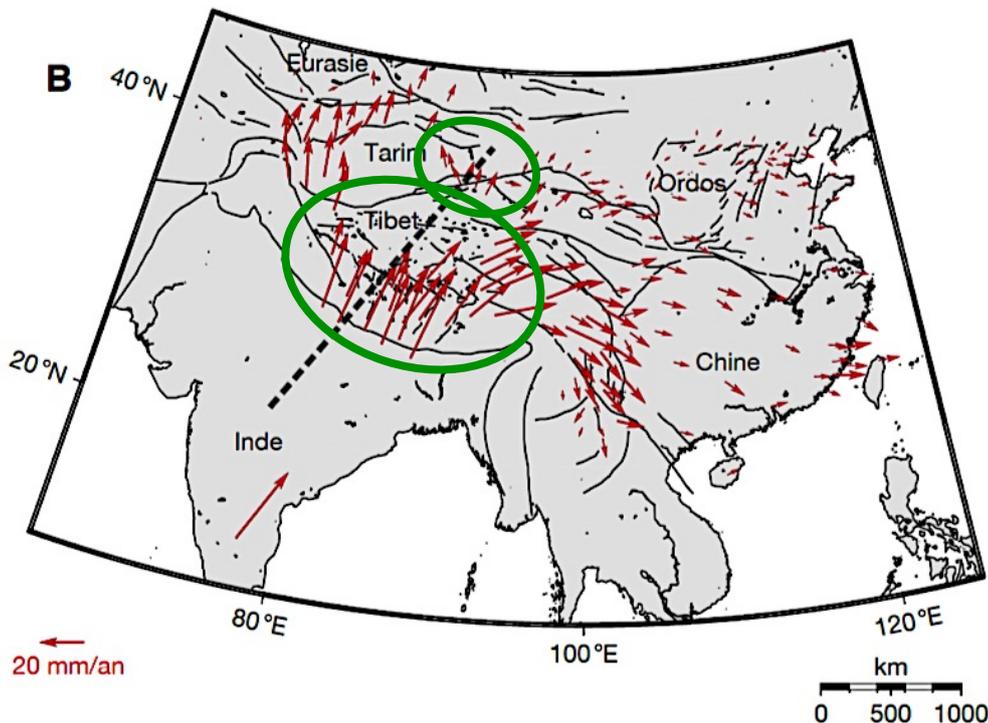


Figure 1B – Vitesses de différentes stations GPS, moyennées sur une dizaine d'années (d'après Wang et al., 2001), relatives à l'Eurasie fixe. L'emplacement approximatif du profil est indiqué par des pointillés.

Question 1 – Décrivez le déplacement de l'Inde en terme de direction, sens et norme.

L'Inde se déplace vers le Nord-Nord-Est à une vitesse d'environ $35 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$.

Question 2 – Comparez les valeurs des vitesses dans les deux régions encerclées en vert et proposez une explication à cette différence de norme.

Dans le Tarim, la vitesse de déplacement est plus de deux fois moindre qu'en Inde : elle varie entre 10 et $15 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. Cela pourrait s'expliquer par :

- un déplacement vertical des roches, non enregistré ici ;
- et/ou une accommodation des roches qui se déforment sous l'effet de la contrainte, induisant leur raccourcissement. L'énergie cinétique est alors convertie en déformation.

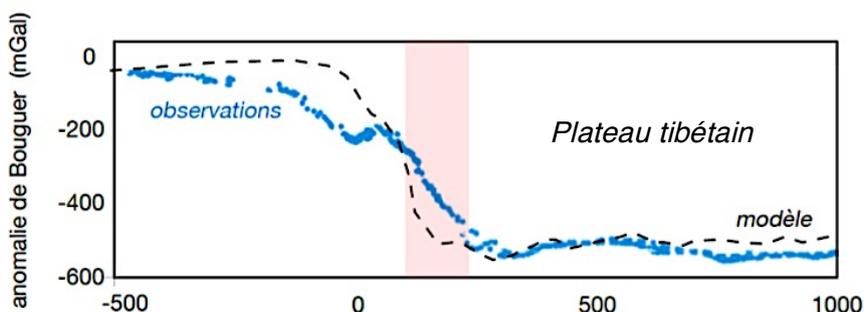


Figure 2 - Profil d'anomalie de Bouguer (points bleus) et modèle (pointillés) basé sur l'hypothèse de l'équilibre isostatique. La zone en rose correspond à l'Himalaya.

Question 3 – Rappelez succinctement les corrections appliquées à une mesure gravimétrique pour calculer l'anomalie de Bouguer.

L'anomalie de Bouguer utilise, outre la correction à l'air libre, une correction :

- de plateau, liée à la masse de roche supplémentaire (ici massif rocheux des montagnes) ;
- de topographie, liée à la déviation de g sous l'effet des reliefs environnants.

La correction à l'air libre est quant à elle une correction liée à l'altitude du lieu étudié.

Question 4 – Interprétez la courbe des observations et en déduire les caractéristiques des 3 régions (sud de la plaine du Gange, Himalaya et Tibet).

Plaine du Gange : anomalie de Bouguer quasiment nulle : la région est semblable à la référence du modèle PREM, soit un Moho à environ 30 km de profondeur.

Himalaya et plateau tibétain : anomalie négative allant de -400 à -600 mgal, témoignant d'un déficit de masse que l'on peut interpréter ici comme un Moho très profond, donc l'existence d'une racine crustale.

Question 5 – Comparez les courbes observées et modélisées. Quelle(s) sont (est) le(s) région(s) à l'équilibre isostatique ?

Le modèle est basé sur l'hypothèse de l'équilibre isostatique. Ainsi, lorsque la courbe observée est superposée à la courbe modélisée, cela signifie que la région est à l'équilibre.

C'est le cas pour l'extrême sud de la plaine du Gange et pour le plateau tibétain. Mais la région de l'Himalaya n'a pas encore atteint son équilibre. Valable au Sud de la plaine du Gange aussi.

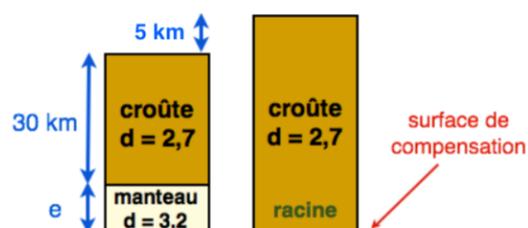
Question 6 – Estimez l'épaisseur de la croûte continentale sous le Tibet, en précisant le modèle isostatique choisi.

Pour l'application numérique :

épaisseur de croûte continentale moyenne = 30 km ;

densité de la croûte $d_{CC} = 2,7$;

densité du manteau $d_M = 3,2$.



D'après la question précédente, l'équilibre isostatique est atteint : on peut appliquer le modèle d'Airy.

L'altitude moyenne du Tibet est de 5 000 m.

$3,2 e = 2,7 (e+5)$ donc

$0,5 e = 5 \times 2,7$ donc $e = 27$ km

donc l'épaisseur de la croûte vaut $27 + 30 + 5 = 62$ km.

Exercice 3 – Des bosses sur les océans

durée conseillée : 20 min

Les satellites permettent de déterminer la hauteur du géoïde.

La figure 1 montre la hauteur du géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence. Nous analyserons la partie sur de l'Océan Indien, au Sud de Madagascar, encadrée en rouge.

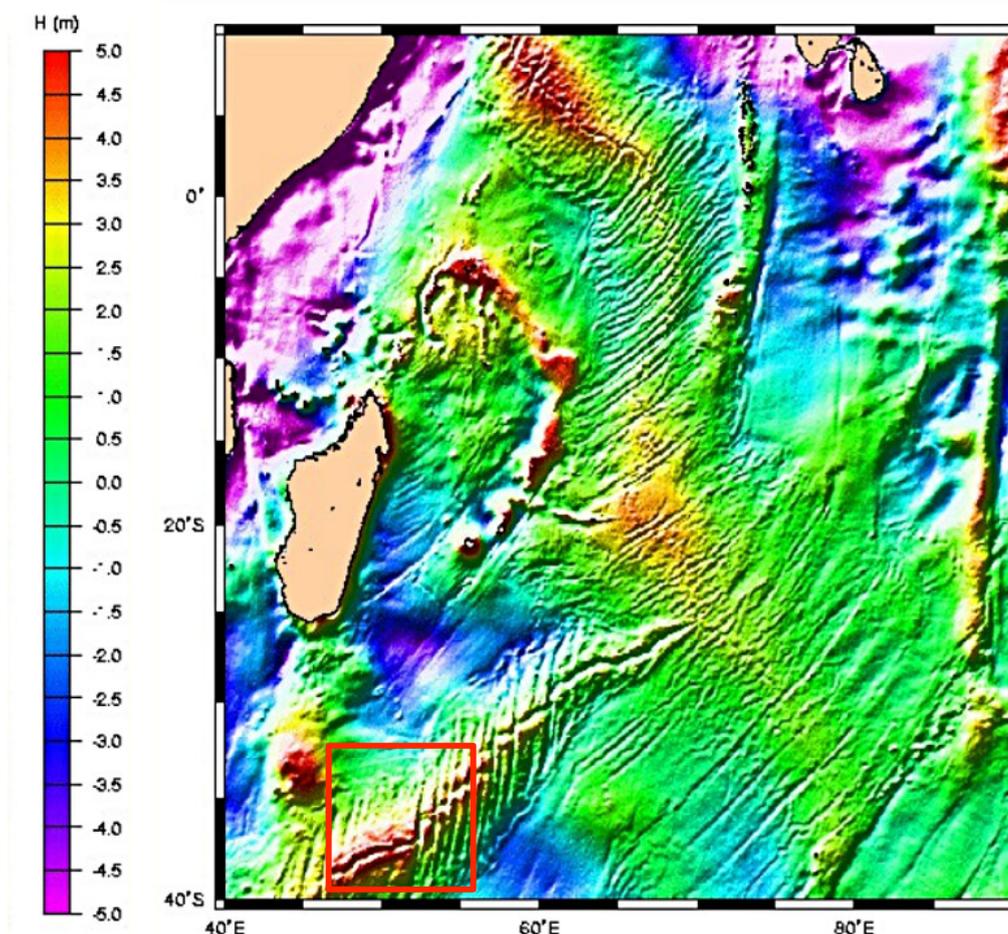


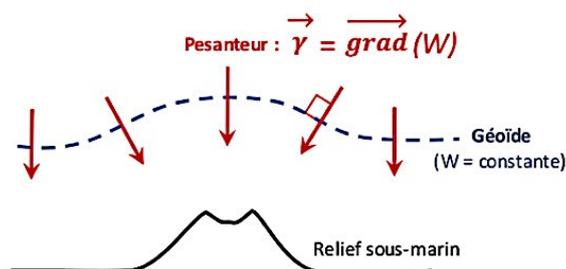
Figure 1 – Hauteur du géoïde de l'Océan Indien, en mètre, par rapport à l'ellipsoïde de référence. Modèle issu des données des satellites Geosat, Topex-Poseidon, ERS-1 et ERS-2

Question 1 – Définir le géoïde. Préciser ce qu'il représente en domaine océanique.

Le géoïde correspond à la surface équipotentielle de pesanteur passant par l'altitude zéro des mers. En domaine océanique, le géoïde représente le niveau moyen de la surface océanique.

Question 2 – Décrire précisément la variation de hauteur du géoïde dans la zone encadrée et proposer une origine à cette oscillation de courte longueur d'onde. Un schéma accompagnera la réponse.

Dans la surface encadrée, on observe une bosse du géoïde d'environ 5 m au-dessus de l'ellipsoïde de référence. Cette bosse peut correspondre à un relief positif sous-marin qui dévie localement le vecteur g . La géométrie de la bosse du géoïde évoque une dorsale océanique.



Afin d'appréhender l'origine de cette variation du géoïde, un modèle isostatique est proposé.

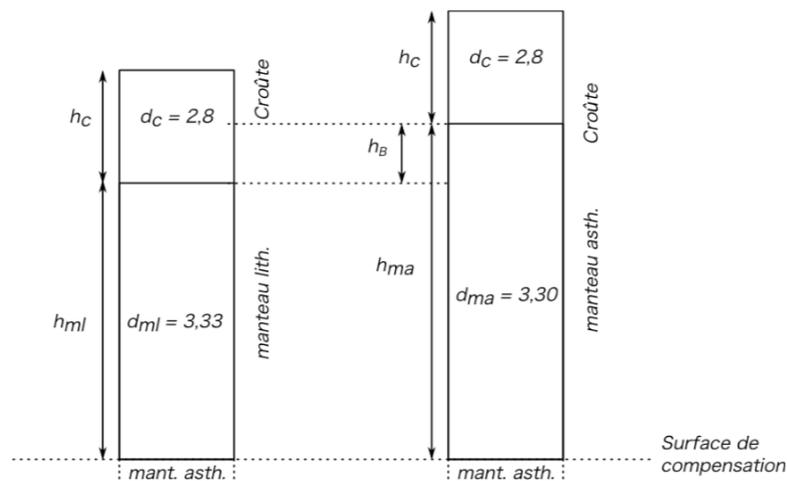
« L'écartement des deux plaques océaniques au niveau des dorsales a pour conséquence la remontée de l'asthénosphère, qui atteint une profondeur de l'ordre de quelques kilomètres seulement.

L'asthénosphère étant plus chaude que la lithosphère, elle est également moins dense. Cette remontée d'asthénosphère a pour conséquence le bombement de la dorsale. »

On considèrera une croûte océanique de 7 km d'épaisseur, reposant directement sur de l'asthénosphère. La densité de l'asthénosphère est de 3,30 et celle du manteau lithosphérique de 3,33.

La situation de référence sera une lithosphère océanique de 7 km de croûte océanique reposant sur 100 km de manteau lithosphérique. La hauteur d'eau et son effet seront négligés.

Question – En appliquant le principe d'équilibre isostatique, calculer la hauteur de la dorsale.



D'après l'équilibre isostatique, la pression exercée sous les deux colonnes de roches est identique. La pression exercée par la croûte est semblable. La différence vient donc de la différence de densité entre le manteau lithosphérique et le manteau asthénosphérique.

$$h_{ml} \times d_{ml} \times g = h_{ma} \times d_{ma} \times g$$

On cherche d_{ma} donc

$$d_{ma} = h_{ml} \times d_{ml} / h_{ma} = 100 \times 3,33 / 3,3 = 333 / 3,3$$

Par tâtonnement : $100 \times 3,3 = 330 \text{ km}$ et $101 \times 3,3 = 333,3$

=> On a presque 1 km de hauteur pour la dorsale.

Exercice 4 – Étude d'une île particulière, l'Islande

durée conseillée : 30 min

1) Apport des données sismiques

En 1959 a été réalisé le premier profil sismique en Islande (Båth, 1960) pour étudier la structure de la croûte. Les enregistrements (par des géophones) ont été effectués en différents points (stations) du profil (document 1) lors d'explosions de charges de dynamite dans le lac de Graenavatn (presqu'île de Reykjanes).

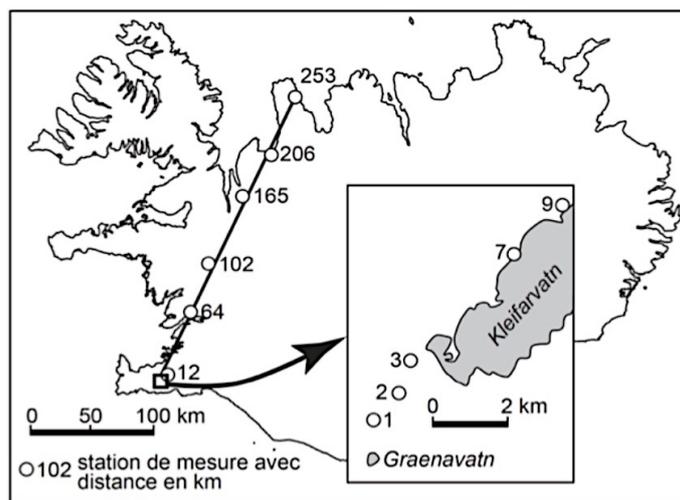


Figure 1 – Carte de l'Islande avec les sites étudiés (Source : Båth, 1960).

Le tableau du document 2 présente les temps d'arrivée des ondes P directes et des ondes PMP (ondes réfléchies sur la discontinuité de Mohorovičić au niveau de quelques unes des stations étudiées. La croûte islandaise est essentiellement basaltique.

Station	Distance en km	Temps d'arrivée en s	
		Onde P directe	Onde PMP réfléchie
2	2	0,568	-
5	9	2,402	-
7	64	10,316	12,845
8	102	16,096	17,601
10	206	30,891	32,329

Tableau 2 - Temps d'arrivée des ondes sismiques aux différentes stations d'enregistrement du profil du document 1.

On considérera ici que la croûte est de composition et d'épaisseur homogènes et que la vitesse moyenne des ondes PMP est de $6,6 \text{ km.s}^{-1}$.

Question 1 – Définir le Moho et préciser en quoi il représente une surface de discontinuité sismique.

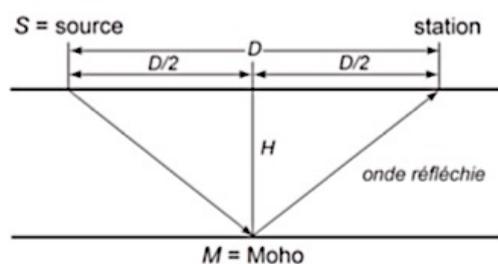
Le Moho est la limite entre la croûte et le manteau : c'est une limite nette entre deux matériaux très différents : la croûte est constituée à sa base de gneiss ou gabbro de faible densité (2,8 environ) alors que le manteau est un réservoir de péridotite de densité 3,3. Ce saut de densité induit une discontinuité nette : la vitesse des ondes sismiques augmente brutalement.

Question 2 - Établir la relation mathématique permettant de calculer la profondeur du Moho en fonction de la distance entre la source et la station de mesure et du temps de parcours des ondes sismiques PMP.

en prenant : e = profondeur du Moho ; d = distance source-station de mesure ; v = vitesse de propagation des ondes P dans la croûte et t = temps de parcours.

D'après les lois de Descartes, l'angle d'incidence est égal à l'angle de réflexion donc le triangle (source-station-Moho) est isocèle. Le triangle est donc coupé en 2 triangles rectangles, ce qui permet d'appliquer le théorème de Pythagore.

$SM^2 = e^2 + (d/2)^2$ SM correspond à la moitié du chemin parcouru par l'onde PMP dont la distance totale vaut : $PMP = \text{vitesse} \times \text{temps de parcours}$. Donc SM vaut $v.t/2$. Donc $e^2 = (vt/2)^2 - (d/2)^2$ ou



$$e = \sqrt{\left(\frac{vt}{2}\right)^2 - \left(\frac{d}{2}\right)^2}$$

sur le schéma, $H = e$.

Question 3 - Calculez la profondeur du Moho dans cette zone de l'Islande.

Vous utiliserez la station 8, en utilisant les résultats des ondes S ci-dessous et en utilisant la table des carrés fournie.

Ondes S : vitesse des ondes S = $6 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ et temps d'arrivée des ondes S réfléchies = 19 s.

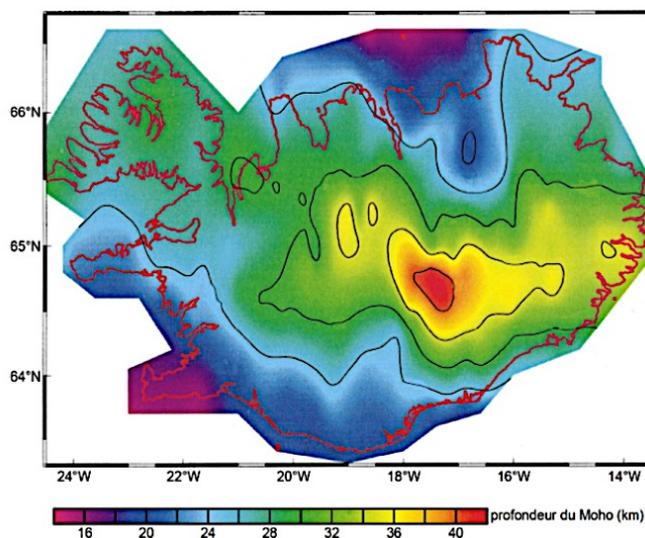
$1^2 = 1$	$11^2 = 121$	$21^2 = 441$	$31^2 = 961$	$41^2 = 1681$
$2^2 = 4$	$12^2 = 144$	$22^2 = 484$	$32^2 = 1024$	$42^2 = 1764$
$3^2 = 9$	$13^2 = 169$	$23^2 = 529$	$33^2 = 1089$	$43^2 = 1849$
$4^2 = 16$	$14^2 = 196$	$24^2 = 576$	$34^2 = 1156$	$44^2 = 1936$
$5^2 = 25$	$15^2 = 225$	$25^2 = 625$	$35^2 = 1225$	$45^2 = 2025$
$6^2 = 36$	$16^2 = 256$	$26^2 = 676$	$36^2 = 1296$	$46^2 = 2116$
$7^2 = 49$	$17^2 = 289$	$27^2 = 729$	$37^2 = 1369$	$47^2 = 2209$
$8^2 = 64$	$18^2 = 324$	$28^2 = 784$	$38^2 = 1444$	$48^2 = 2304$
$9^2 = 81$	$19^2 = 361$	$29^2 = 841$	$39^2 = 1521$	$49^2 = 2401$
$10^2 = 100$	$20^2 = 400$	$30^2 = 900$	$40^2 = 1600$	$50^2 = 2500$
$51^2 = 2601$	$61^2 = 3721$	$71^2 = 5041$	$81^2 = 6561$	$91^2 = 8281$
$52^2 = 2704$	$62^2 = 3844$	$72^2 = 5184$	$82^2 = 6724$	$92^2 = 8464$
$53^2 = 2809$	$63^2 = 3969$	$73^2 = 5329$	$83^2 = 6889$	$93^2 = 8649$
$54^2 = 2916$	$64^2 = 4096$	$74^2 = 5476$	$84^2 = 7056$	$94^2 = 8836$
$55^2 = 3025$	$65^2 = 4225$	$75^2 = 5625$	$85^2 = 7225$	$95^2 = 9025$
$56^2 = 3136$	$66^2 = 4356$	$76^2 = 5776$	$86^2 = 7396$	$96^2 = 9216$
$57^2 = 3249$	$67^2 = 4489$	$77^2 = 5929$	$87^2 = 7569$	$97^2 = 9409$
$58^2 = 3364$	$68^2 = 4624$	$78^2 = 6084$	$88^2 = 7744$	$98^2 = 9604$
$59^2 = 3481$	$69^2 = 4761$	$79^2 = 6241$	$89^2 = 7921$	$99^2 = 9801$
$60^2 = 3600$	$70^2 = 4900$	$80^2 = 6400$	$90^2 = 8100$	$100^2 = 10000$

Distance SMS = $6 \times 19 = 114 \text{ km}$

$E = \text{racine carrée de } (57)^2 - (51)^2 = \text{racine carrée de } (3249 - 2601) = \text{racine carrée de } (648) = 25,5 \text{ km}$

Question 4 - Confrontez le résultat de votre calcul avec les informations apportées par le document 3 ci-dessous.

Oui, d'après la carte, la valeur moyenne de profondeur du Moho est de 26 km à mi-chemin de la station 8, ce qui est cohérent avec les calculs.



Document 3 – Carte de la profondeur du Moho en Islande (Darbyshire et al., 2000)

2) Étude de tomographie sismique sous l'Islande

Des études de tomographie ont été réalisées le long de la dorsale Atlantique. Le modèle obtenu est présenté dans la figure 4 ci-dessous.

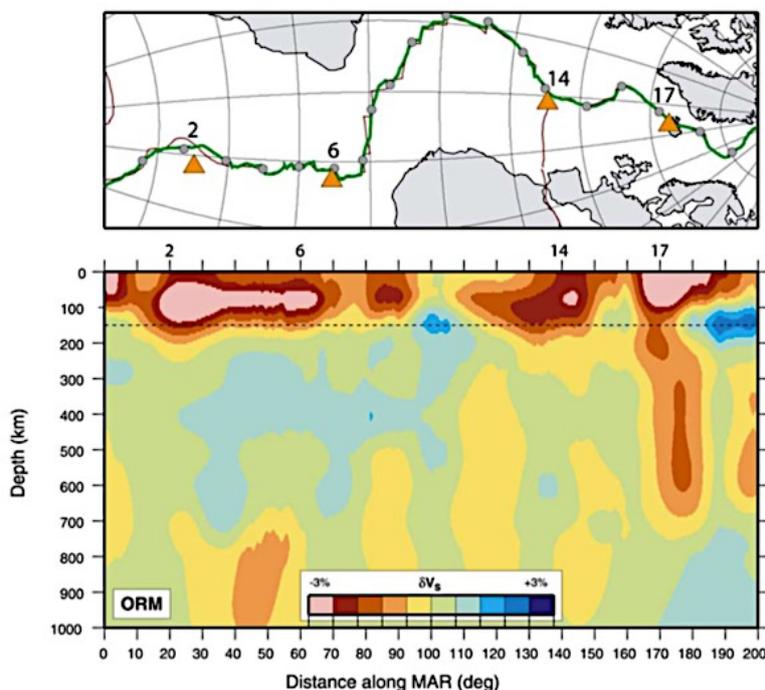


Figure 4 – Anomalies des vitesses des ondes sismiques S le long de la dorsale océanique (MAR = Medium Atlantic Ridge). Les points suivants sont des îles (de 2 à 6 sont des îles britanniques dont la célèbre île Sainte-Hélène) : 2 = île Tristan da Cunha ; 6 = île de l'Ascension ; 14 = archipel des Açores, 17 = Islande ; ORM = modèle de référence des ondes S

Source : Ritsema et Allen, 2003

Question 5 – Décrivez et analysez le profil obtenu entre les points 2 et 14. Quelle particularité montre l'Islande ? Quelle hypothèse peut-on alors formuler ?

Entre 2 et 14, l'anomalie négative n'est visible que pour des profondeurs inférieures à 150 km : cela est cohérent avec l'activité de la dorsale. La fusion partielle est superficielle et donc la zone chaude n'est pas profonde.

Sous l'Islande, un panache chaud est visible jusqu'à 700 km de profondeur. Cela permet de postuler que l'Islande est située à l'aplomb d'un point chaud.

Une analyse plus imprécise mais plus profonde des anomalies des vitesses des ondes sismiques a conduit au modèle proposé en Figure 5.

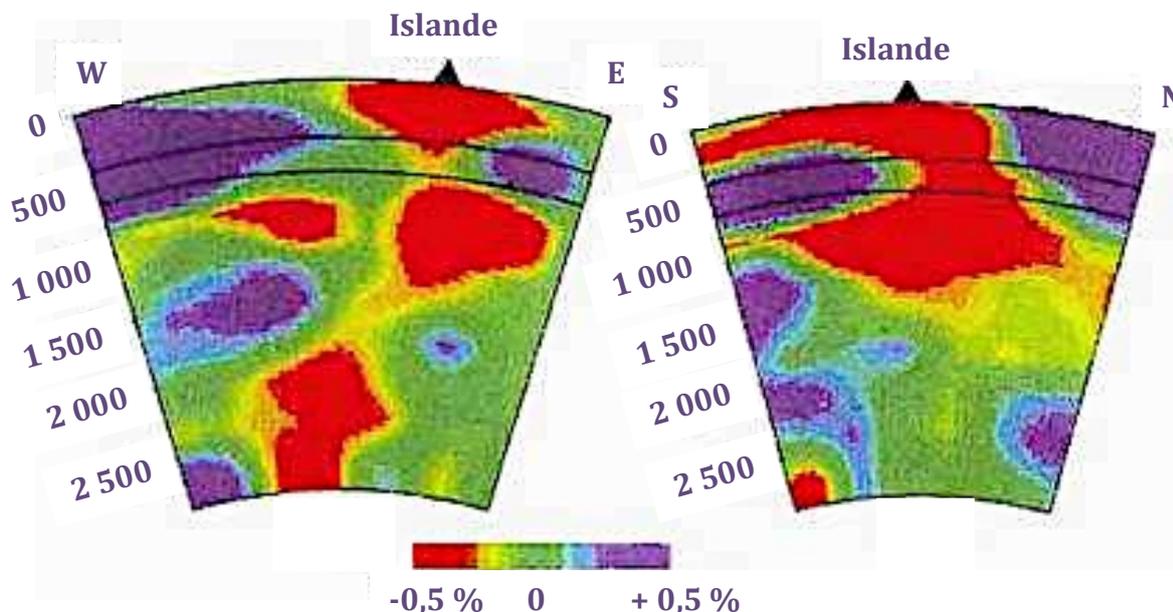


Figure 6 – Modèle tiré des études tomographie sismique de Spackmann et Bijwaard (EPSL 1999)

<http://www.mantleplumes.org/Iceland1.html>

Question 6 – Cette nouvelle donnée est-elle en accord avec votre hypothèse précédente ?

Oui : le panache chaud (anomalie thermique négative) est visible jusqu'à la couche D".

Exercice 5 – Des océans en pente ?

durée conseillée : 30 min

La surface océanique correspond **en moyenne** au géoïde terrestre. Il est lié au vecteur g mais ne prend pas en compte les variations locales de hauteur d'eau.

Ces variations sont observables : les différences de hauteur d'eau par rapport au géoïde de référence sont appelées « topographie dynamique » ou « hauteur dynamique ».

La hauteur dynamique a été mesurée au niveau de l'Équateur dans les océans Pacifique et Atlantique. Les données sont résumées dans la figure 1. L'Océan Pacifique s'étend, à l'équateur, des longitudes 80°W (côte ouest de l'Équateur) jusqu'à la longitude 130°E (Indonésie). L'Atlantique s'étend, à l'équateur, des longitudes 10°E (Guinée) jusqu'à la longitude 50°W au Brésil (voir carte de la figure 2).

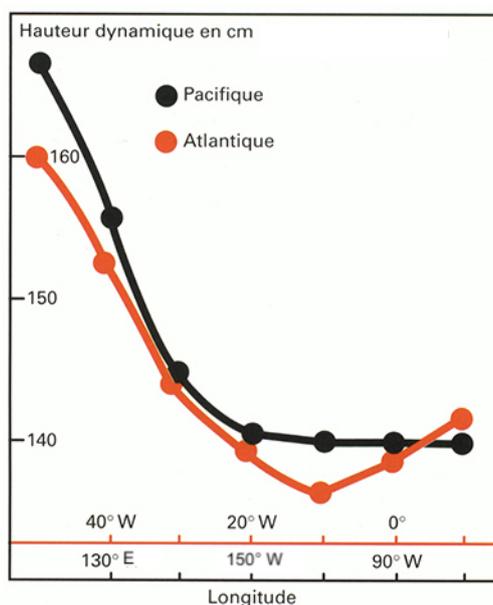


Figure 1 - Hauteurs dynamiques équatoriales ouest-est moyennes en cm de la surface des océans Atlantique (en orange) et Pacifique (en noir), en fonction de la longitude. (Source : Océan & climat, Merle, 2006)

Question 1 – À l'aide de vos connaissances, expliquez la différence de hauteur d'eau observée entre l'Est et l'Ouest du Pacifique. Deux arguments sont attendus.

À l'équateur, les alizés convergent et poussent l'eau chaude superficielle vers l'ouest. Ainsi, il y a une accumulation d'eau vers l'Ouest.

Par ailleurs, l'eau est plus chaude du côté indonésien et australien, conduisant à la « warm-pool ». L'eau chaude est plus dilatée que l'eau froide, ce qui élève le niveau moyen des océans.

Les deux arguments expliquent une hauteur dynamique 28 cm plus élevée à l'Ouest du Pacifique qu'à l'Est.

Question 2 – Comparez le profil observé entre le Pacifique et l'Atlantique. Proposez deux hypothèses au profil observé sur le littoral Est de l'Atlantique.

La variation de hauteur dynamique dans l'Atlantique est de 23 cm environ, soit un peu moins que ce que présente l'Océan Pacifique. Le niveau est également plus élevé à l'Ouest.

Néanmoins, le point le plus bas n'est pas situé sur le littoral Est : il est situé à 10°W. Une pente inversée de 5 à 6 cm est observée vers l'Est. Les deux hypothèses sont :

- il y a peut-être un courant dirigé vers l'Est du côté du littoral africain,
- ou une température des eaux de surface plus élevée à l'Est.

La température de surface de l'Océan Atlantique a été mesurée lors de l'été 1983. La carte des températures de surface est donnée en figure 2.

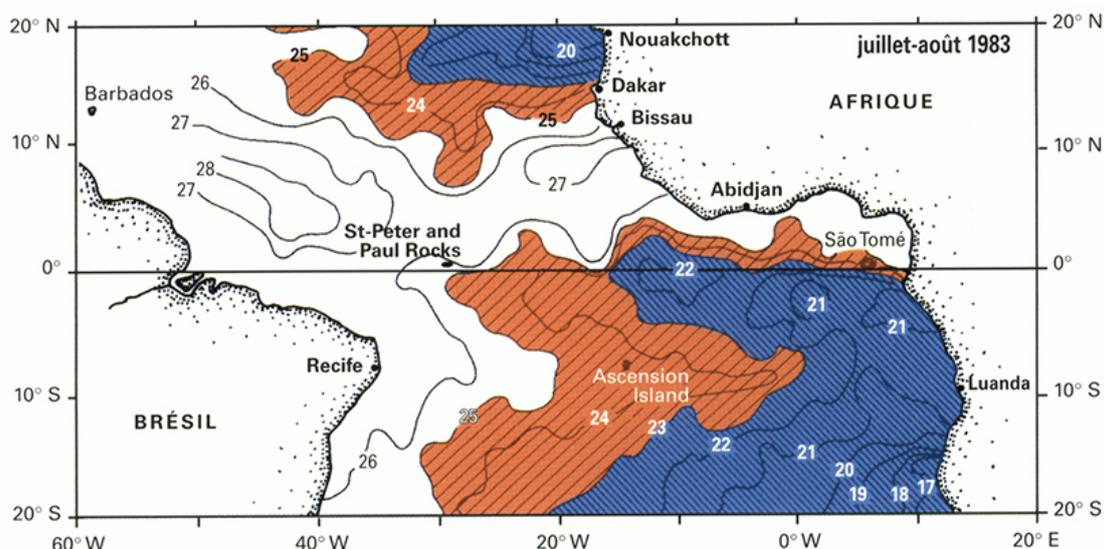


Figure 2 – Températures de surface de l'océan Atlantique intertropicale en juillet-août 1983. Plusieurs îles sont mentionnées (Barbades, St Peter and Paul Rocks, Ascension et São Tomé)

(Source : Océan & climat, Merle, 2006, d'après Philander (1986).

Question 3 – La carte de la figure 2 permet-elle de valider l'une ou l'autre des hypothèses proposées ?

Le littoral africain montre des eaux plus chaudes aux alentours de l'île São Tomé. Cela confirme une hausse du niveau des eaux due à la dilatation des eaux chaudes. Rien ne vient étayer ou non l'hypothèse sur les courants.

Des mesures de hauteur dynamique ont été effectuées en continu entre 1983 et 1984. La figure 3 indique les relevés lors de deux périodes particulières et la moyenne des relevés.

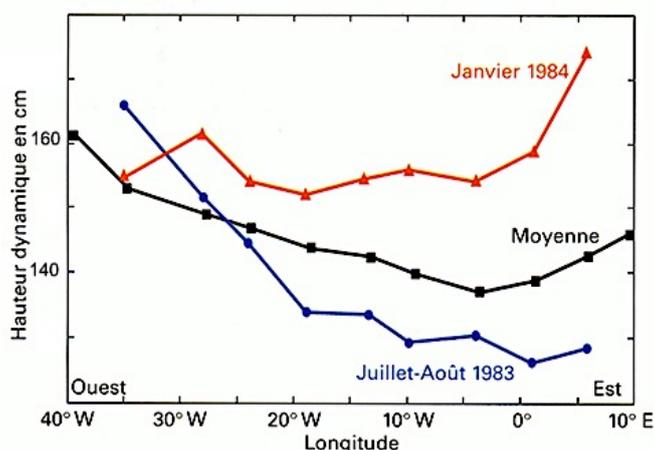


Figure 3 - Hauteur dynamique le long de l'équateur atlantique, en cm, durant les campagnes hydrologiques Focal, en 1983 et 1984. La situation moyenne est indiquée en noir. (Source : Océan & climat, Merle, 2006)

Question 4 – Décrivez le phénomène observé en 1984. À quel phénomène observé dans l'Océan Pacifique peut se rapprocher un tel profil ? Quelle pourrait être l'origine d'un tel phénomène ? Quelles sont les conséquences probables :

- sur la température des eaux de surface de l'océan Atlantique ?
- sur le climat de la côte africaine ?

Le profil observé montre une inversion de la pente dynamique en janvier 1984. Cela évoque un épisode El Niño du Pacifique, avec une baisse du courant équatorial.

Cela pourrait être dû à un affaiblissement des alizées.

Les eaux chaudes du Brésil vont refluer vers l'est : l'eau du côté du Brésil va se refroidir alors que l'eau des eaux du littoral africain vont s'échauffer (avec perte éventuelle des upwellings).

La côte africaine aura un climat plus humide, avec des pluies intenses.

Exercice 6 – La mousson et ses effets

durée conseillée : 20 min

La côte somalienne est sujette à de fortes variations au cours des saisons. L'hiver boréal (décembre à mars) est comparé à l'été boréal (juin à septembre).

Dans un premier temps, la concentration en chlorophylle est mesurée par satellite.

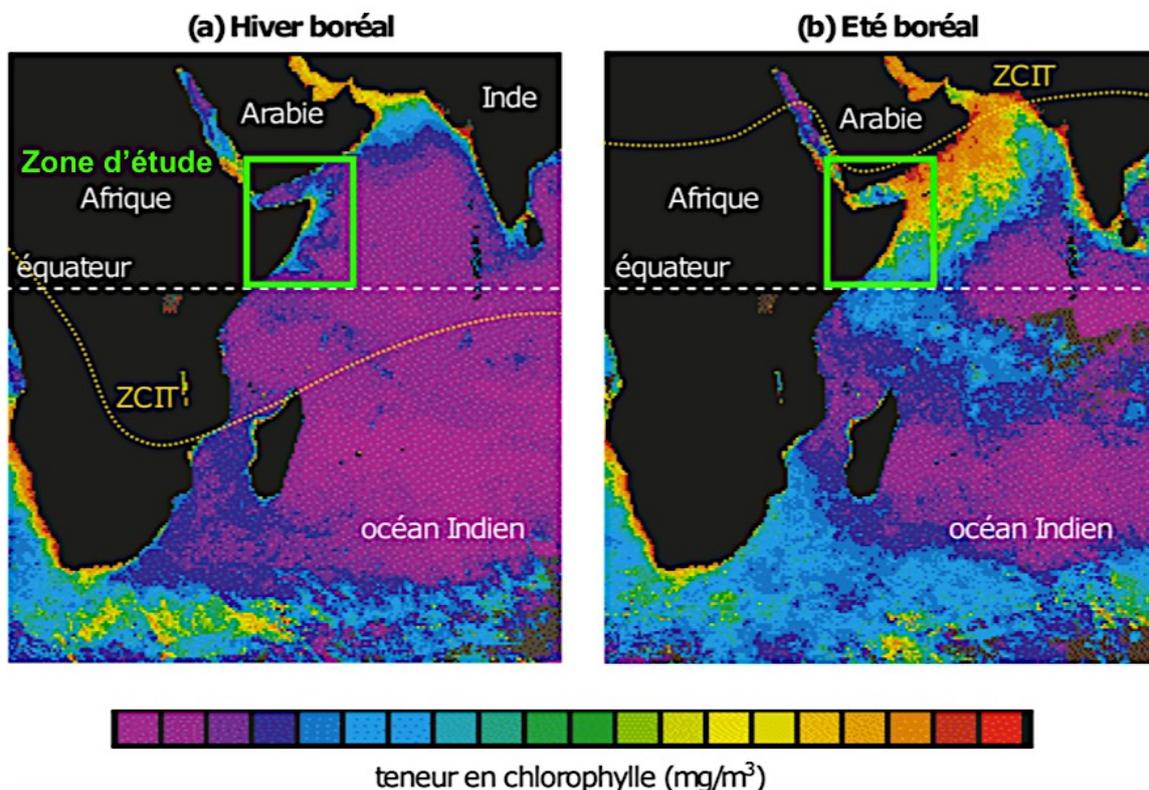


Figure 1 - Concentration de chlorophylle dans les eaux de surface, exprimée en $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, dans l'océan indien, pendant l'hiver boréal (gauche) et l'été boréal (droite). ZCIT : zone de convergence intertropicale.

Question 1 – Que permet de suivre l'analyse de la teneur en chlorophylle dans les océans ?

La teneur en chlorophylle reflète l'abondance en phytoplancton.

Question 2 – Analysez et comparez les deux images concernant la zone d'étude encadrée.

Durant l'hiver, la teneur en chlorophylle est faible, ce qui témoigne d'une faible abondance en phytoplancton. La teneur en phytoplancton augmente beaucoup durant l'été (x 7 en moyenne).

Cette évolution repose sur la variation du climat dans la zone intertropicale, et notamment la mousson indienne.

Question 3 – En utilisant la figure 2, expliquer pourquoi la zone de convergence intertropicale (ZCIT) se déplace avec les saisons.

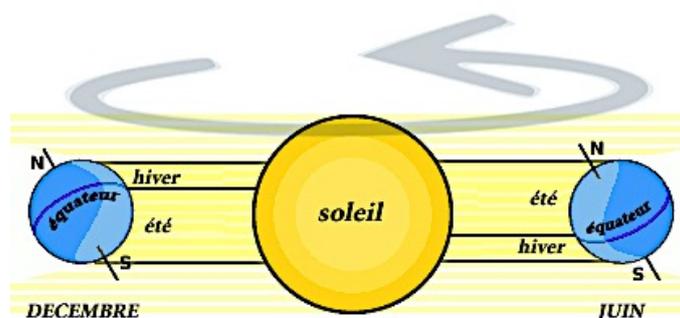
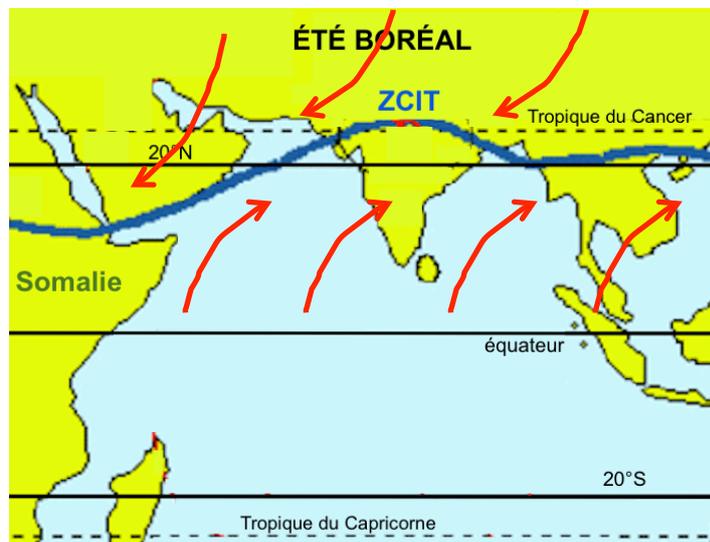
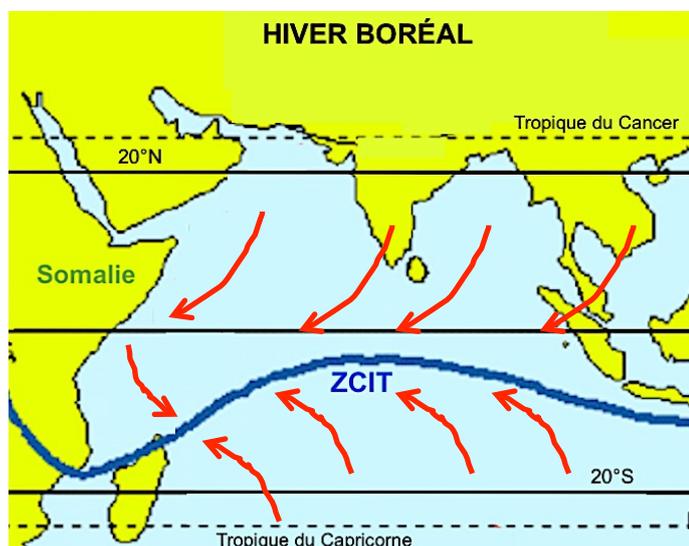


Figure 2 – Schéma de l'inclinaison de la Terre en hiver et en été.

Lors de l'hiver boréal (image de gauche), la zone d'évaporation maximale est située au sud de l'équateur : elle correspond à la zone d'initiation des cellules de Hadley donc à la zone de convergence des alizées, la ZCIT.

Lors de l'été boréal (image de droite), la zone d'initiation des cellules de Hadley est au contraire au Nord de l'équateur : la ZCIT est donc proche du tropique du Cancer.

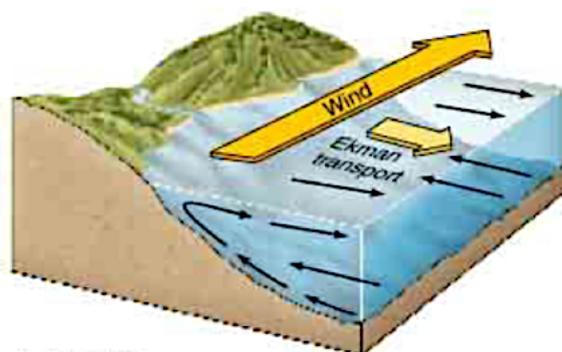
Question 4 – Sur les cartes jointes en annexe, placez les alizées dans l'Océan Indien lors de l'hiver et l'été.



Question 5 – Déterminer, à l'aide d'arguments clairs et rigoureux, la direction des courants océaniques sur la côte somalienne et expliquer les variations de l'abondance du plancton au cours des saisons. Des schémas seront proposés pour chaque saison.

En hiver, le vent qui longe la côte somalienne est dirigé du Nord au Sud : il anime un transport d'Ekman dirigé perpendiculairement au vent. La Somalie étant située dans l'hémisphère Nord, la force de Coriolis induit un transport d'Ekman dévié vers la droite : il s'agit alors d'un transport de masse d'eau vers la côte. Un downwelling est mis en place. La région littorale reçoit donc une eau chaude pauvre en nutriments : le phytoplancton est peu abondant.

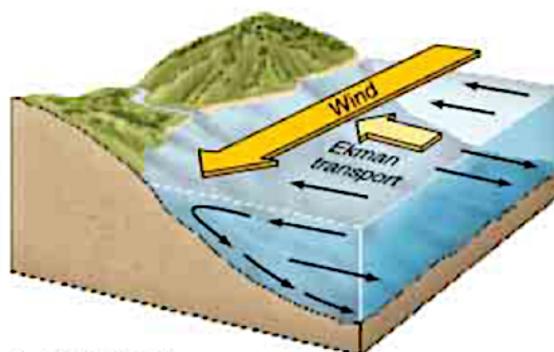
En été, le vent est inversé : il se dirige vers le Nord. Le transport d'Ekman est donc dirigé vers l'Est, c'est-à-dire vers le large. Un upwelling vient compenser le déficit d'eau du littoral somalien. L'eau froide et riche en nutriments favorise le développement du plancton.



A. Upwelling

Copyright 1999 John Wiley and Sons, Inc. All rights reserved.

ETE BOREAL



B. Downwelling

HIVER BOREAL

