

SESSION 2003

Filière BCPST

SCIENCES DE LA TERRE

Epreuve commune aux ENS de Paris, Lyon et Cachan

Durée : 3 heures

L'usage de calculatrices électroniques de poche à alimentation autonome, non imprimantes et sans document d'accompagnement, est autorisé. Cependant, une seule calculatrice à la fois est admise sur la table ou le poste de travail, et aucun échange n'est autorisé entre les candidats.

Tournez la page S.V.P.

PRÉAMBULE

La qualité de la rédaction, et la concision des réponses seront prises en compte dans l'évaluation.

Partie 1: Localisation de l'épicentre d'un séisme

- 1) Définissez les termes de séisme, de foyer, et d'épicentre.

- 2) Explicitez les différentes ondes sismiques que vous connaissez. Quels sont les points communs et les différences entre les ondes P et S ?

- 3) Commentez précisément l'enregistrement sismique présenté sur la *figure 1*.

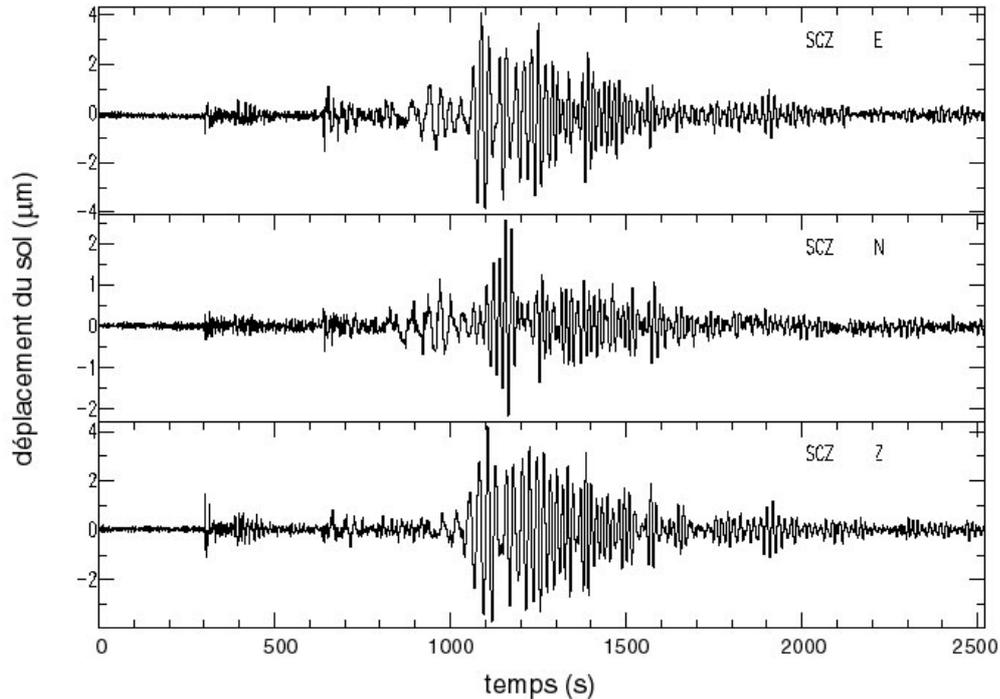


Figure 1 : Enregistrement du séisme de magnitude 6,5, qui s'est produit le 21 janvier 2003, à 2h 48 min et 46 s au Guatemala. La station sismique SCZ est située près de Santa Cruz (Californie), à 3970 km de l'épicentre du séisme. Cette station fait partie du réseau français GEOSCOPE de sismologie globale.

4) Explicitez la relation qui permet de calculer la distance d qui sépare l'épicentre d'un séisme de la station sismique à laquelle il est enregistré, à partir de la vitesse de propagation des ondes P V_p et des ondes S V_s et du délai d'arrivée des ondes S par rapport aux ondes P t_{s-p} . On fera les hypothèses simplificatrices qui suivent, et qui sont valables à l'échelle régionale : (i) les ondes se propagent quasiment à la surface du globe dans un milieu homogène, (ii) le rayon de courbure de la terre est négligeable.

5) Preuve de l'activité intense de la Terre, un autre séisme s'est produit le 20 janvier 2003 dans la région Nord-Ouest Pacifique. Les ondes sismiques engendrées lors de cet événement ont été enregistrées par différentes stations sismiques. Leurs heures d'arrivée sont reportées dans le tableau 1 ci-après.

Tableau 1 : Heure d'arrivée des ondes (temps universel UTC), enregistrée par différentes stations sismiques.

Code de la station	Heure d'arrivée UTC (heure : minute : seconde)		déplacement maximum du sol (mm)
	Ondes P	Ondes S	
PET	03 : 02 : 04	03 : 02 : 52	3,67
MA2	03 : 03 : 42	03 : 05 : 48	0,16
YSS	03 : 04 : 19	03 : 06 : 54	0,12
MAJO	03 : 06 : 25	03 : 10 : 40	0,035

- a- Calculez la pente de la courbe $d = f(t_{s-p})$ dans la région considérée, où $V_p = 7,74$ km/s et $V_s = 4,32$ km/s.
- b- Calculez la distance de chaque station sismique à l'épicentre.
- c- Localisez précisément l'épicentre du séisme sur la carte ci-jointe (*document 1*), que vous rendrez avec votre copie.
- d- A partir de votre connaissance du contexte géologique de la région, expliquez l'origine de ce séisme ?

6) La magnitude d'un séisme est reliée à l'amplitude des mouvements du sol. La magnitude locale de Richter M_L , définie par Richter en 1935, est valable jusqu'à 600 km de distance ; elle est donnée par la relation :

$$M_L = \log A - \log A_0$$

A est le déplacement maximum du sol exprimé en millimètres,
 A_0 une valeur standard fonction de la distance d (km) entre la station sismique et l'épicentre, telle que $A_0 = (13,435/d)^{3,002}$ pour des distances allant de 200 à 600 km.

Calculez la magnitude de ce séisme à partir du *tableau 1*.

7) Déterminez l'heure à laquelle s'est produit le séisme.

Partie 2 : recyclage des éléments volatils dans les zones de subduction

1) Dessinez et commentez une coupe d'une lithosphère océanique. Vous indiquerez l'épaisseur de chaque entité.

2) On estime que la croûte océanique a une teneur massique en eau d'environ 6% en masse à son entrée dans une zone de subduction, et que le manteau lithosphérique sous-jacent a une teneur massique moyenne en eau de 1% dans les 5 premiers kilomètres. Très rapidement, l'eau interstitielle est libérée et remonte vers la surface pour donner naissance aux volcans de boue par exemple. On estime que deux tiers de la masse d'eau lithosphérique regagne ainsi la surface, avant que la plaque n'entre dans le manteau.

- a- Calculez le flux d'eau Fe (kg/a) entrant effectivement dans le manteau au niveau des zones de subduction.

- b- Calculez X_{e_0} , la teneur massique moyenne en eau de la partie hydratée de la lithosphère qui entre dans le manteau.

La longueur actuelle des limites de plaque en subduction (L_s) est de 55 000 km.

La vitesse moyenne de disparition des plaques en subduction (v_s) est de 5 cm/a.

La masse volumique moyenne de la croûte océanique ρ_o est de $2,9 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$; celle du manteau lithosphérique ρ_m de $3,3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$.

L'épaisseur de la croûte océanique E_o est 7 km.

- 3) Les minéraux très riches en eau, et abondants dans les roches de haute pression sont la lawsonite $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$ dans les metabasalts de la croûte océanique, et les serpentines $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ dans les métapéridotites du manteau lithosphérique.

- a- Calculez la teneur massique totale en eau (H_2O) de chaque minéral.

On donne la masse molaire des éléments suivants : $M_H = 1,0 \text{ g/mol}$, $M_O = 16,0 \text{ g/mol}$, $M_{Mg} = 24,3 \text{ g/mol}$, $M_{Ca} = 40,1 \text{ g/mol}$, $M_{Al} = 27,0 \text{ g/mol}$, $M_{Si} = 28,1 \text{ g/mol}$.

- b- Dans quels sont les contextes géodynamiques se forment les serpentinites ?

- c- Ci-après, vous disposez des diagrammes de stabilité de la lawsonite et de la serpentine en fonction de la pression et de la température (*Figure 2*).

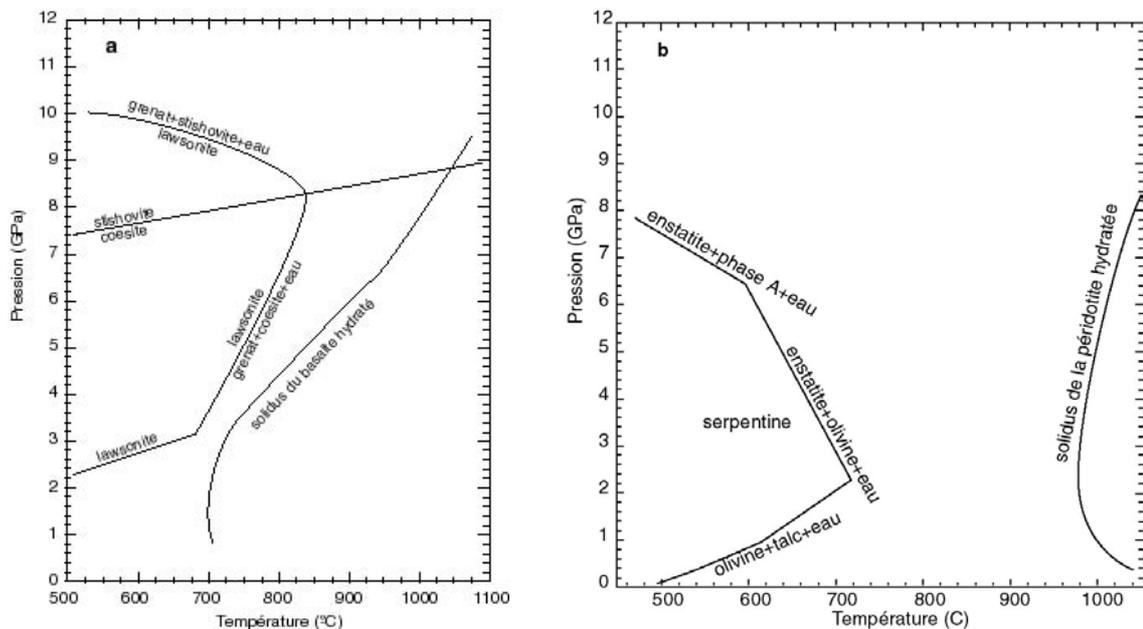


Figure 2 : (a) domaine de stabilité de la lawsonite dans un basalte de type MORB. (b) domaine de stabilité de la serpentine dans une péridotite hydratée. A haute pression, la lawsonite se déshydrate totalement, et la serpentine $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ se déstabilise en un assemblage d'enstatite MgSiO_3 (orthopyroxène), de phase A $\text{Mg}_7\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_6$ et libère de l'eau. La phase A est ensuite stable jusqu'à 12 GPa environ. L'eau libérée au cours de ces réactions de déshydratation quitte la lithosphère en subduction.

Déterminez la profondeur à laquelle ces deux minéraux se déstabilisent, dans une lithosphère âgée de 200 Ma caractérisée par un gradient géothermique froid de 75 K/GPa, et dans une lithosphère plus jeune (50 Ma) avec un gradient géothermique de 150 K/GPa. Commentez et comparez les résultats.

On prendra pour valeur de l'accélération de la pesanteur, $g = 9,9 \text{ m s}^{-2}$.

- d- Equilibrez la réaction de déshydratation de la serpentine dans un gradient géothermique froid, et calculez la fraction massique d'eau libérée au cours de la réaction.

4) La succession de l'ensemble des réactions métamorphiques de déshydratation qui se produisent dans la partie hydratée de la lithosphère océanique en subduction conduit à une évolution progressive de sa teneur massique en eau X_e (%) en fonction de la pression P (GPa) :

$$X_e = X_{e_0} \exp(-0,34 P)$$

où X_{e_0} est sa teneur en eau initiale.

On considérera pour cette question la masse volumique de la lithosphère océanique métamorphisée constante $\rho_m = 3,2 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, de même que l'accélération de la pesanteur $g = 9,9 \text{ m s}^{-2}$.

- a- A quelle profondeur la lithosphère océanique en subduction a-t-elle perdu un tiers de son contenu en eau ?
- b- Quelle est la teneur en eau de la lithosphère océanique lorsqu'elle entre dans la zone de transition du manteau ? Quel est le flux d'eau associé ?

5) A partir de la teneur en eau des magmas d'arc primitifs, mais aussi d'arguments géochimiques, il apparaît que le magmatisme d'arc insulaire émet un flux d'eau de $0,875 \cdot 10^{12} \text{ kg/a}$.

- a- Calculez le flux d'eau recyclé dans le manteau profond.
- b- Précisez l'origine des magmas d'arc.
- c- Calculez la profondeur limite au-delà de laquelle l'eau est recyclée dans le manteau profond.
- d- Les volcans d'arc sont en général situés entre 80 et 150 km au dessus du plan de Wadati-Benioff. Comparez cette observation avec les résultats précédemment obtenus ?

6) Comparaison avec le flux d'eau sortant du manteau au niveau des zones d'expansion océanique.

- a- Calculez le flux d'eau extrait du manteau supérieur au niveau des zones d'expansion océanique. 60 000 km de dorsales parcourent actuellement la surface du globe, le taux d'expansion océanique moyen est de 5 cm/a, et les basaltes de type MORB contiennent en moyenne 0,3 % d'eau en masse.
- b- Comparez les flux d'eau entrant et sortant du manteau.
- c- Calculez le temps de résidence de l'eau dans le manteau supérieur. La masse volumique moyenne du manteau supérieur est de $3,5 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ et sa teneur massique en eau de 0,05 %.

Partie 3 : Devenir des plaques en subduction dans le manteau terrestre

1) Les apports des études de tomographie sismique

- a- Définissez le terme de tomographie sismique.
- b- Proposez une interprétation raisonnée des images de tomographie sismique de la *figure 3*.
- c- La *figure 4* présente une coupe tomographique détaillée du manteau au niveau de l'arc insulaire de Tonga., commentez l'évolution de l'épaisseur E de la plaque Pacifique en fonction de la profondeur.
- d- Déterminez l'angle de plongement θ de la plaque Pacifique sur cette section tomographique (*Figure 4*).
- e- Estimez la vitesse des ondes P au cœur de la plaque Pacifique à 500 km de profondeur à partir de la *figure 4*.
A cette profondeur, la vitesse de référence V_p donnée par le modèle global PREM est $V_p = 9,65 \text{ km/s}$.
- f- En utilisant la loi empirique de Birch qui relie la vitesse de propagation des ondes P et la masse volumique des roches mantelliques, calculez l'anomalie de masse volumique associée à l'anomalie de vitesse.

$$V_p = -1,87 + 3,05\rho$$

avec V_p en km/s et ρ en g/cm^3 .

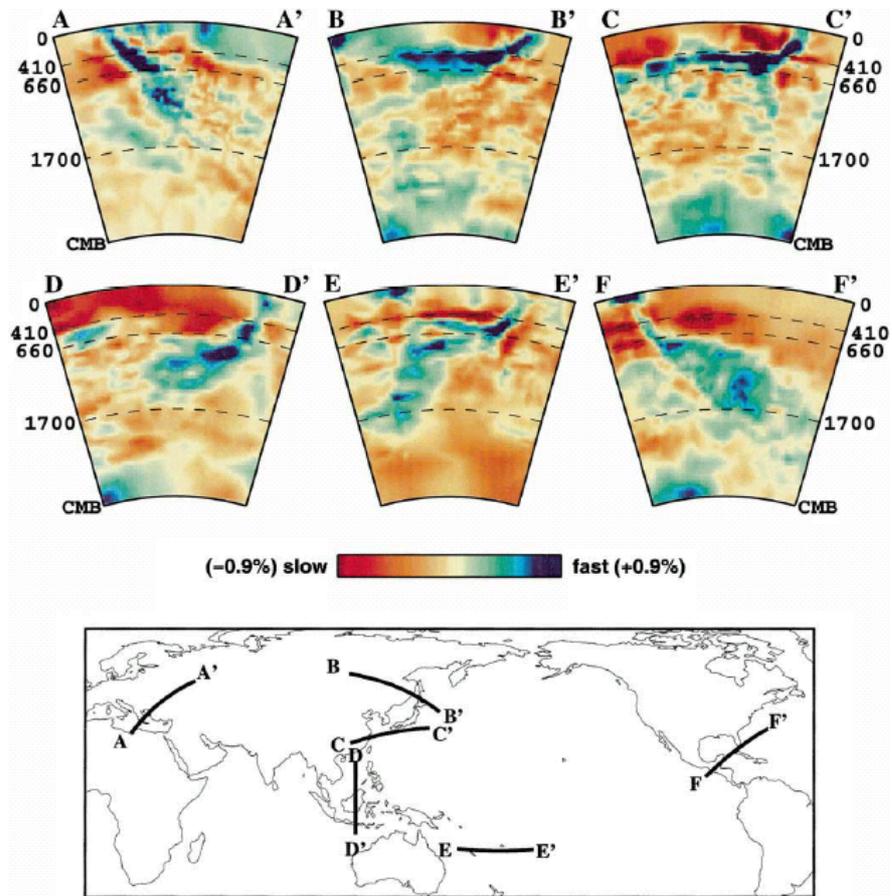


Figure 3 : Coupes tomographiques du manteau terrestre à l'aplomb de quelques zones de subduction : (AA') Egée, (BB') sud Kouriles, (CC') Izu Bonin, (DD') Java, (EE') Nord Tonga, (FF') Amérique centrale. Les profondeurs sont indiquées en kilomètres. Les vitesses lentes et rapides sont représentées en rouge et en bleu respectivement.

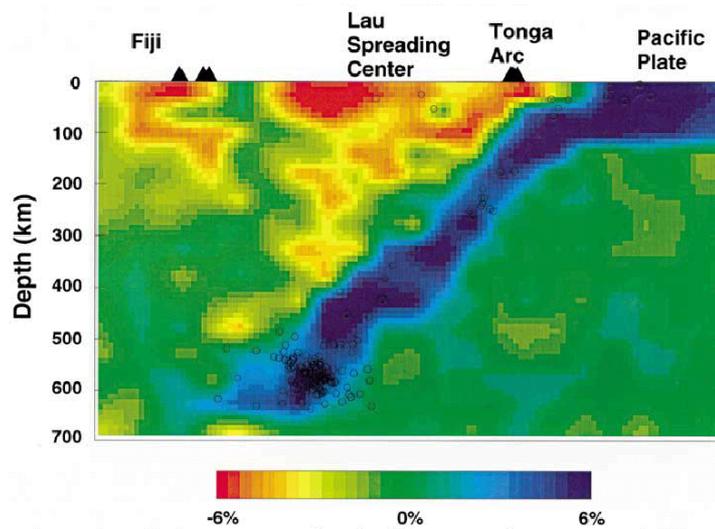


Figure 4 : coupe tomographique du manteau à l'échelle. A l'aplomb de l'arc de Tonga, entre 0 et 700 km de profondeur. Les anomalies de vitesse reportées sont celles des ondes P. Les vitesses lentes et rapides sont représentées en rouge et en bleu respectivement.

- g- Calculez également la différence de température correspondante, entre le cœur de la plaque Pacifique et le manteau environnant. On donne le coefficient de dilatation thermique de la péridotite à cette profondeur :

$$\alpha = 1/V (\partial V/\partial T)_P = 2,6 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$$

avec V le volume molaire et T la température en K.

- h- Quelle hypothèse formule-t-on implicitement en effectuant les calculs précédents ?

2) Informations portées par les basaltes de point chaud

- a- Citez deux exemples de points chauds.
- b- Quelles sont les caractéristiques physico-chimiques et pétrologiques des basaltes ?
- c- Quels critères permettent de distinguer un basalte de point chaud (OIB) d'un basalte de ride océanique (MORB) ? Quelle est l'origine de leurs différences ?
- d- Dans des phénocristaux d'olivine de basaltes de point chaud, ont été découvertes des inclusions magmatiques microscopiques, dont les concentrations en éléments en trace incompatibles sont présentées sur la figure 5a. Commentez et interprétez ce diagramme à l'aide de la figure 5b. Quels minéraux peuvent être responsables des caractéristiques de ce spectre ?

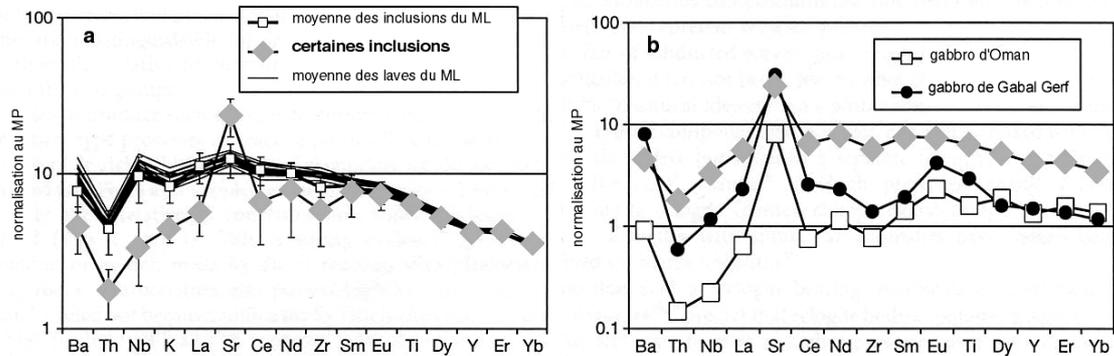


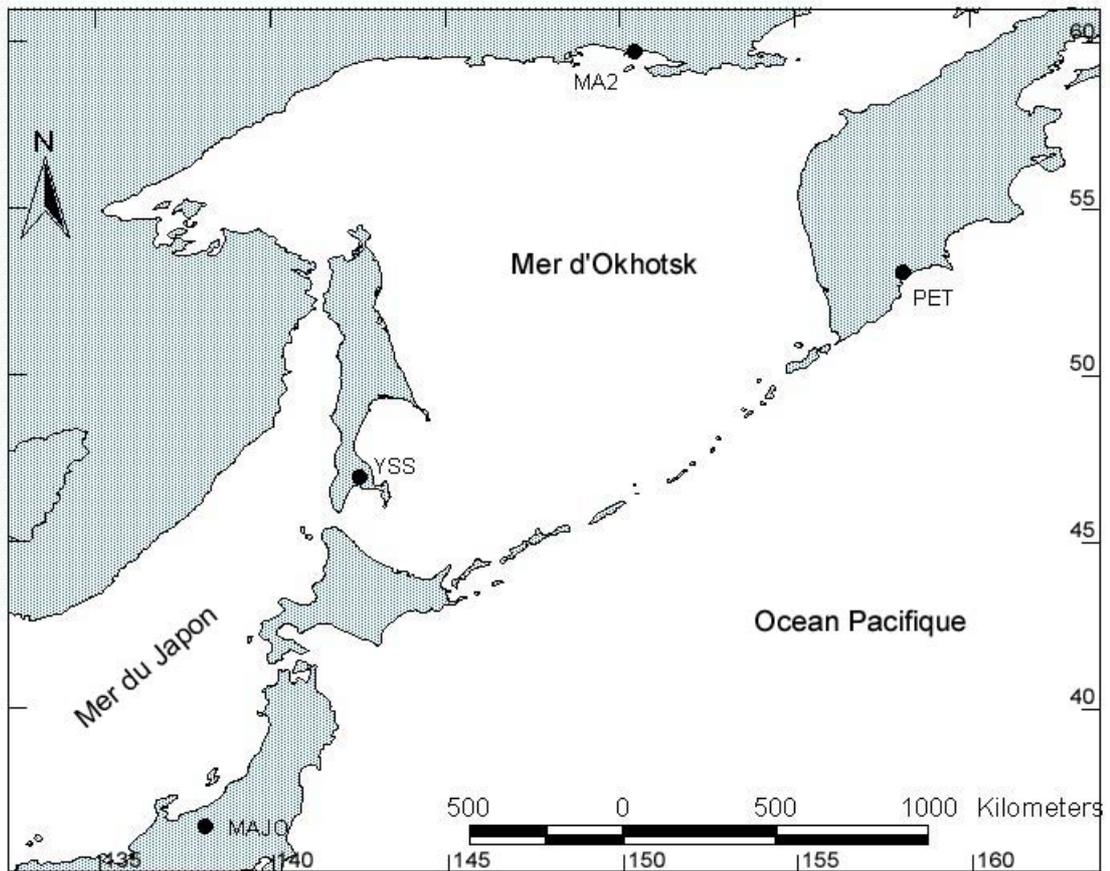
Figure 5 : Spectres des éléments en trace incompatibles, normalisés à la composition du manteau primitif (MP). (a) spectres mesurés dans des inclusions magmatiques contenues dans des phénocristaux d'olivine, et dans l'ensemble des basaltes du Mauna Loa (ML). (b) comparaison avec des spectres de gabbro d'Oman et de Gabal Gerf.

- e- Quelles sont les implications d'une telle observation sur la nature de la source des basaltes de points chauds ? Quelles sont les conséquences pour la subduction ?

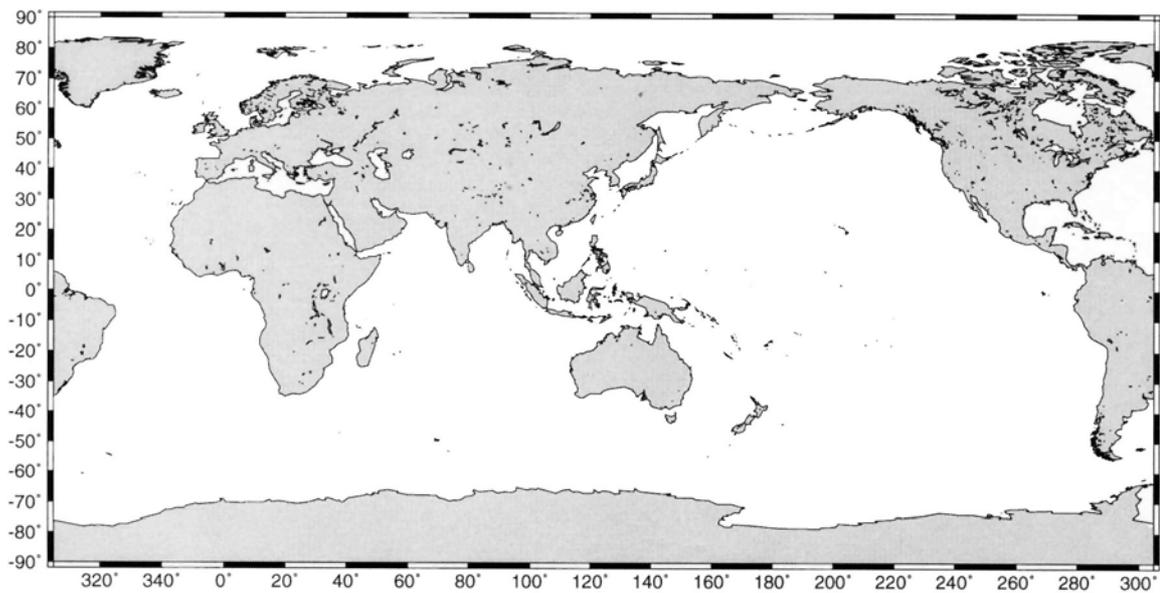
Partie 4 : Géologie des zones de subduction

- 1) Localisez sur le planisphère (*document 2*) les limites de plaque correspondant à une subduction, en précisant le sens de la subduction lorsque cela est possible.
- 2) A partir de l'ensemble des informations déduites des parties précédentes, ainsi que de vos connaissances personnelles, dressez un schéma détaillé d'une zone de subduction en mettant en évidence les processus géologiques qui s'y produisent. Vous pouvez appuyer votre schéma sur le profil topographique de la zone de subduction (*document 3*).
- 3) En quoi les zones de subduction constituent-elles un volet important de la géodynamique globale ?

Documents à remettre avec votre copie



Document 1 : Carte de la région Nord-Ouest Pacifique, et localisation des stations sismiques PET, YSS, MA2 et MAJO où un séisme a été enregistré le 20 janvier 2003.



Document 2 : Planisphère, sur lequel vous reporterez les limites de plaques lithosphériques en subduction, ainsi que le sens de la subduction.

ULC 333

J. 5023-C

Document 3 : Profil topographique de la zone subduction au niveau de Java, à l'échelle. En gris le niveau de la mer ; en noir la topographie. Le trait vertical désigne la position de la fosse. A compléter

