
EPREUVE ECRITE DE GÉOLOGIE

ENS : PARIS - LYON - CACHAN

Coefficients : PARIS option Biologie : 2 option Sciences de la Terre : 5
 LYON option Biologie : 4 option Sciences de la Terre : 8
 CACHAN : 2

MEMBRES DE JURYS : Edouard KAMINSKI, Pascal LECROART, Tristan FERROIR, Vincent LIGNIER, Philippe SARDA, Gérard VIDAL.

L'épreuve de Géologie, commune aux écoles normales supérieures de Paris et de Lyon s'attachait à évaluer les candidats selon quatre types de questions portant sur (1) la connaissance de cours, (2) l'aptitude à mener à bien des raisonnements en physique et en chimie et d'en appliquer les résultats à des problèmes géologiques, (3) l'esprit de synthèse, et (4) la culture scientifique générale. Ce rapport s'attache à résumer les difficultés principales rencontrées par les étudiants pour la réponse à ces différentes questions et propose quelques recommandations de nature à améliorer les résultats à cette épreuve.

Les questions de connaissances des cours étaient liées à la théorie de la tectonique des plaques et concernaient les observations à la base de la théorie d'une part, son cadre théorique, et son pouvoir intégrateur. Si le principe général de la tectonique des plaques est compris, on note certaines lacunes systématiques dans les connaissances : les différentes définitions de la lithosphère (thermique, mécanique) ne sont pas connues, la notion de plaque lithosphérique comme unité supposée indéformable n'est pas bien intégrée, les frontières de plaque en décrochement sont oubliées (les marges passives, elles, sont parfois traitées comme des limites de plaques). L'identification des plaques sur un planisphère n'est pas un exercice qui a été couronné de succès. Le rôle (majeur) de la subduction dans la convection est ignoré et certaines copies présentent encore un modèle de convection magmatique dans le manteau, ce qui montre une mise à jour incomplète des connaissances. Certains cours semblent avoir présenté les éléments radioactifs dans le noyau comme la source de l'énergie interne de la planète. Ce résultat n'est absolument pas démontré actuellement. La seule source raisonnable de chaleur provenant du noyau est issue de son refroidissement séculaire et de la chaleur latente de cristallisation du fer. La production de chaleur radioactive a lieu dans le manteau (rmq : la radioactivité présente dans la croûte continentale ne participe pas de la convection du manteau et n'est pas un moteur de la tectonique des plaques). Les ordres de grandeur sont très mal connus (énergie interne, âge des fonds océaniques, épaisseur de la lithosphère...); le jury rappelle qu'ils ont pourtant un rôle capitale en geosciences. *Toutes ces questions nécessitaient simplement une meilleure maîtrise du cours dont le jury rappelle qu'elle est l'élément indispensable à une bonne réussite au concours.*

Les questions qui proposaient une synthèse de différents points du cours (l'interprétation des dépôts sédimentaires en fonction de leur distance aux dorsales, la comparaison synthétique entre lithosphère continentale et océanique, schéma de synthèse de la convection) n'ont été que très mal réussies, probablement parce que les étudiants ont du mal à faire le lien entre différents chapitres du programme de géologie que la tectonique des plaques met en relation. Les schémas sont particulièrement utiles pour ces aspects de l'épreuve. Ces schémas doivent être QUANTITATIFS, légendés, et présenter des échelles. *Les colles de géologie devraient préparer particulièrement à cet aspect de l'épreuve.*

Les questions faisant appel à des notions physiques et chimiques sont très mal réussies. Certaines notions comme élasticité et viscosité par exemple sont mélangées. Lorsque les processus

sont partie intégrale de l'interprétation géologique ils sont oubliés (par ex processus de dissolution des carbonates et des tests siliceux ; principe physique de la subduction)... Lorsque traités en tant que tel (modèle de panache, etc) ils sont mieux réussis. Hélas, rares sont les copies qui cumulent une bonne maîtrise du cours et l'aptitude à résoudre les petites questions en sciences physiques. *Le jury souhaite insister sur l'importance pour les geosciences modernes d'intégrer les processus physiques dans l'interprétation des observations géologiques. Connaître son cours ne suffit pas si l'étudiant n'a pas compris les processus à l'oeuvre.*

Enfin, les questions de culture générale, proposées comme des bonus, ont laissé apparaître de graves lacunes et sont émaillées de terribles coquilles (mars et venus planètes gazeuses...). *Lorsque l'on ne connaît pas la réponse à une question mieux vaut s'abstenir que de faire une faute lourde.*

Parmi les questions qui souffrent d'un certain nombre de malentendus, le jury reprendra ici celle de la dynamique du plancher océanique.

En fonction de la distance à la dorsale, le plancher océanique s'enfonce par subsidence thermique. En effet, l'isotherme 1100°C s'enfonce au fur et à mesure du refroidissement et comme la densité dépend de la température, la lithosphère devient de plus en plus dense et épaisse (Attention, la croûte ne change pas d'épaisseur et le poids des sédiments ne suffit pas à expliquer cette subsidence). Lorsque la lithosphère est assez vieille, elle devient plus DENSE que le manteau sous-jacent et s'enfonce en subduction. Le phénomène de subduction n'est donc pas lié à la plaque chevauchante. Cette dernière ne contrôle que les manifestations telluriques de la subduction (type et répartition des séismes, du volcanisme). Le jury souhaiterait fortement ne plus trouver dans les copies les idées selon lesquelles la plaque subductée s'enfonce dans le manteau parce qu'elle rencontre une plaque moins dense. Pour en finir avec ce contresens, on prendra l'exemple de deux icebergs, le numéro 1 formé de glace très pure et riche en bulles d'air, le numéro 2 formé de glace riche en poussières et plus pauvre en bulles d'air, donc plus dense que 1. La rencontre de l'iceberg 2 avec l'iceberg 1 va-t-elle faire sombrer l'iceberg 2 plus dense ? La réponse évidente à cette question s'applique au phénomène de subduction qui est lui aussi régi par la différence entre le poids de la plaque et la poussée d'Archimède.

Corrigé du sujet :

PREMIÈRE PARTIE

La dynamique de la lithosphère

1. Les plaques lithosphériques :

La tectonique des plaques décrit le mouvement des plaques lithosphériques à la surface du globe.

a. Comment peut-on définir la lithosphère ?

On peut définir la lithosphère thermo-mécaniquement comme la limite supérieure rigide du manteau, au travers de laquelle la chaleur est transmise par conduction. (1 pt spécifique pour la notion de lithosphère élastique si elle est évoquée). La lithosphère est délimitée à sa base par une frontière à la fois rhéologique (limite rigide ductile), thermique (isotherme 1200°C) et sismique (présence de la zone à moindre vitesse).

b. Comment définit-on les plaques ?

- c. Ce sont des zones (= portions de calottes sphériques) rigides à la surface du globe séparées par des limites (plus ou moins diffuses) où la déformation est concentrée.
- d. Les limites de plaques : à l'aide de schémas, représenter les types de frontière de plaques et mentionner les manifestations des activités telluriques qui les caractérisent éventuellement

Dorsales océaniques (magmatisme+sismicité), zones de subduction et de collision (magmatisme+sismicité), zones cisailantes (sismicité). Il peut y avoir du volcanisme associé à certaines zones cisailantes.

- d. Le document A (à rendre avec votre copie) donne la localisation des épicentres des séismes de magnitude >5 enregistrés entre 1963 et 1998. Identifier sur le document les plaques tectoniques majeures en soulignant leurs limites en utilisant un figuré différent en fonction de la nature de ces limites.

Devaient figurer sur le document rendu par les étudiants les plaques majeures et certaines petites plaques (Cocos, Caraïbes...). La frontière transformante attendue était la faille de San Andreas.

- e. Résumer par un schéma comparatif les caractéristiques pétrologiques et structurales des lithosphères continentales et océaniques (parties crustale et mantellique).

On devait retrouver ici d'une part le schéma typique de la croûte océanique pour une dorsale rapide, et d'autre part une reconnaissance que la croûte continentale est beaucoup plus variable mais montre une croûte supérieure et une croûte inférieure. La différence d'épaisseur entre les deux lithosphères devait être marquée (croûte continentale épaisse et racines lithosphériques froides sous les cratons). La variabilité dans la lithosphère continentale en fonction des contextes tectoniques (bassins, chaîne de montagne) devait être mentionnée ainsi que la différence entre dorsale lente et dorsale rapide.

	Dorsale lente (type Atlantique)	Dorsale rapide (type pacifique)
Péridotite résiduelle	Lherzolite (encore fertile)	Harzburgite (non fertile)
Croûte gabbro-basaltique	Mince ou absente	Stratifiée, épaisse
Couche 2	Mince et discontinue	Continue, épaisseur 3 à 4 Km
Couche 3	Inexistante	Continue, épaisseur : 4 à 5 K

- f. Que représente le document de la figure 1 ? Commentez son interprétation et l'évolution tectonique qu'elle illustre.

On se trouve ici devant un profil de sismique réflexion grand angle qui illustre la formation d'un Graben (ici celui de la mer du Nord) (blocs basculés, remontée du MOHO). On s'attend à la datation des phases pré-syn et post rift. Les unités sédimentaires, la croûte supérieure « transparente » et la croûte inférieure réfléchive doivent être reconnues. Le Moho doit être identifié à la base de la croûte inférieure. En rapport avec la question précédente les notions de rifting et de marge passive doivent être évoquées.

2. Mouvement des plaques :

- a. Donner deux arguments avancés à l'époque de Wegener à l'appui de sa théorie de la dérive des continents.

La forme complémentaire des côtes de l'Afrique de l'ouest et de l'Amérique du sud ainsi que la continuité des formations géologiques (fossiles notamment). Attention à exclure les arguments géophysiques inconnus à l'époque.

- b. La figure 2 représente en niveau de gris des « anomalies » du champ magnétique de part et d'autre de la dorsale atlantique en fonction de l'âge des terrains en millions

d'années. Comment interprète-t-on ces anomalies ? Quels sont les noms des chercheurs à l'origine de leur découverte ?

Production de croûte océanique aux dorsales qui s'aimante lorsqu'elle atteint le point de Curie + inversion du champ magnétique terrestre au cours des temps géologiques. Ce sont les anomalies de Vine et Matthews.

c. La figure 3 donne la distance entre l'Amérique du Nord et la Suède mesurée au travers de l'Atlantique au cours du temps. Comment sont obtenues ces valeurs ? Calculer la vitesse moyenne de ce déplacement. Comment peut-on l'interpréter ?

La mesure est obtenue par des stations localisées par GPS, la position des satellites étant quant à elle connue dans un référentiel lié aux étoiles. On mesure ainsi l'ÉLOIGNEMENT qui augmente au cours du temps comme le taux d'extension océanique. La valeur moyenne est de 17 à 18 mm/an.

d. À partir de la colonne d'âge stratigraphique de la figure 2, déterminer un taux d'expansion océanique (sur la carte, 1 degré de latitude = 111 km et 1 degré de longitude ≈ 54 km). Comment se compare-t-il au résultat précédent ?

On déduit de l'énoncé que l'échelle de la figure est 66,6 km pour 1 cm. L'anomalie repérée à 10 Millions d'années se trouve à 1,7 cm de l'axe de la dorsale, soit 113 km et un half-spreading rate d'environ 11 mm/an. Le taux d'expansion est donc de $2 \times 11 = 22$ mm/an. Cette valeur est du même ordre de grandeur que la précédente, mais un peu supérieure (environ 22%). Cela signifie que le taux d'expansion n'est pas forcément constant au cours des temps géologiques.

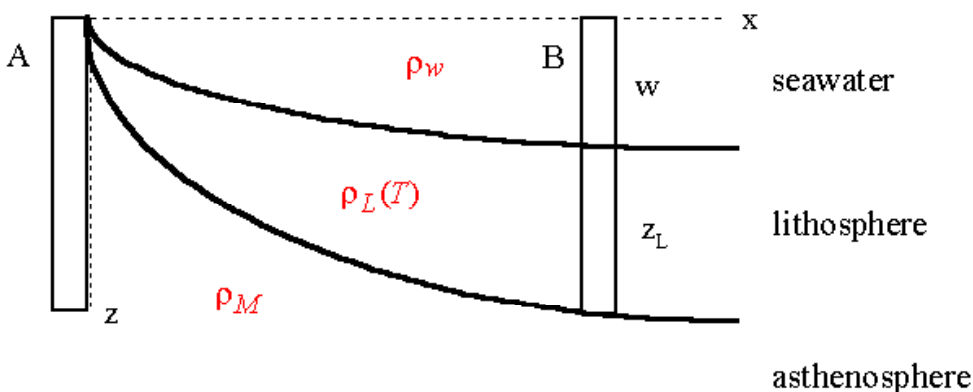
e. La vitesse d'expansion typique dans le Pacifique est supérieure à 10 cm/an. Pourquoi cette valeur est-elle plus élevée que pour l'Atlantique ?

En raison des subductions de la ceinture de feu du Pacifique qui traduisent/induisent une convection plus vigoureuse dans le manteau sous le Pacifique.

4. La profondeur du plancher océanique :

a. La profondeur du plancher océanique augmente en fonction de la distance à la dorsale comme la racine carrée de l'âge de la croûte. Expliquer cette évolution à l'aide d'un schéma ?

Au refroidissement conductif de la lithosphère océanique qui s'épaissit au détriment de l'asthénosphère. Comme la lithosphère est plus dense que l'asthénosphère, le poids de la colonne rocheuse augmente et entraîne l'approfondissement du plancher océanique.



b. L'évolution de la température moyenne de la lithosphère est donnée par l'équation de la chaleur,

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2},$$

où ρ est la masse volumique, C_p la capacité calorifique, en J/kg, k la conductivité des roches, en J/m/s, $T(z,t)$ la température (dépend du temps t et de la profondeur z).

Pour se donner une première idée de la solution de cette équation, on se livre à une analyse aux dimensions. Pour cela, on réalise tout d'abord un changement de variables en remplaçant la variable $T(z,t)$ par une variable $T^*(t^*,z^*)$, définie par $T^*=T/\Delta T_0$, $z^*=z/h$ et $t^*=t/\tau$ où ΔT_0 est la différence de température entre le haut et le bas de la lithosphère, h est l'épaisseur de la lithosphère et t est son âge. En faisant le changement de variable, réécrivez l'équation précédente sous la forme

$$\frac{\partial T^*}{\partial t^*} = K \frac{\partial^2 T^*}{\partial z^{*2}}.$$

Donnez l'expression de la constante K qui apparaît dans la nouvelle équation en fonction des paramètres physiques du problème. Quelles sont ses dimensions ?

L'analyse aux dimensions est correcte si les termes de l'équation sont d'ordre 1, et donc si $K \approx 1$. En déduite une formule donnant l'échelle de l'épaisseur moyenne h de la lithosphère en fonction d'une puissance de son âge τ en fonction de C_p , ρ et k .

On obtient $h \approx (K \tau)^{0.5}$ avec $K = k/\rho C_p$ la diffusivité thermique.

c. Quel est l'âge maximum rencontré pour une lithosphère océanique ? Pourquoi n'y a-t-il pas de lithosphère océanique plus vieille que cet âge ? D'après la formule de la question précédente, quelle est l'épaisseur de la lithosphère océanique à cet âge (on prendra $k=1$ J/m/s et $C_p=10^3$ J/kg) ? Que pensez-vous de ce résultat ?

L'âge maximum est de l'ordre de 180 Ma car au delà la lithosphère est trop vieille donc trop froide et trop dense, et entre en subduction dans le manteau. La masse volumique (3300 kg/m³) doit être connue pour le calcul de h . Pour 180 Ma, l'épaisseur est typiquement $h = (1/3300/1000 \times 180 \times 10^6 \times \pi \times 10^7)^{0.5} \approx 41$ km (attention à bien transformer l'année en seconde, 1 an = $\pi \times 10^7$ secondes).

d. La profondeur des océans varie typiquement de -2500 m au droit de la dorsale à -6000 m près d'une zone de subduction. Sachant que la différence de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère peut être estimée à 66 kg/m³ (à partir d'un modèle thermique), calculer dans l'hypothèse de l'équilibre isostatique l'épaisseur de la lithosphère près de la subduction. Comment ce résultat se compare-t-il au précédent ?

Calcul isostasie : soit ρ_a la densité de l'asthénosphère (3300 kg/m³) et ρ_w la densité de l'eau de mer (approximée à 1000 kg/m³). Si h_w est la profondeur d'eau et h_{lithos} l'épaisseur de la lithosphère on a :

$$h_{\text{lithos}} = h_w (\rho_a - \rho_w) / \Delta \rho = 122 \text{ km}$$

Cette valeur est environ deux fois plus forte que la valeur précédente mais correspond à la valeur du cours, ce qui est normal car nous avons fait une étude aux dimensions qui donne l'échelle de grandeur et non pas une valeur précise pour la question 2c. Les sédiments ne sont pas pris en compte dans le calcul d'isostasie donc cela reste aussi une estimation.

3. L'enregistrement sédimentaire de la dynamique de lithosphère océanique :

À partir d'un schéma représentant une colonne sédimentaire dans un forage théorique réalisé dans une plaine abyssale, expliquer de façon synthétique, en utilisant des arguments chimiques notamment, en quoi la succession des sédiments rencontrés depuis le toit basaltique vers la surface est un témoin de la mobilité de la lithosphère océanique.

Le schéma devait représenter la succession classique des sédiments, à partir du toit du basalte, des sédiments carbonatés, puis des sédiments siliceux, et enfin des boues argileuses des grands fonds. Il fallait expliquer cela à partir d'un schéma représentant une coupe montrant l'enfoncement de la lithosphère océanique depuis la dorsale vers la plaine. Proche de la dorsale se déposent les carbonates, puis lorsque l'on passe en dessous de la LCC se trouvent les boues siliceuses qui sont protégées par des effets cinétiques, et enfin les boues argileuses des grands fonds qui sont des argiles légères.

4. La convection et le moteur de la tectonique des plaques :

a. Quel est l'origine interne de la tectonique des plaques ?

L'évacuation de l'énergie interne de la planète par convection du manteau.

b. D'où provient l'énergie interne du globe ; quelle est son ordre de grandeur ?

La radioactivité interne, la cristallisation du noyau, le refroidissement séculaire depuis l'accrétion. Elle est de l'ordre de grandeur de la dizaine de terawatts ($40 \cdot 10^{12}$ W).

c. Certaines études ont montré qu'une zone à faible viscosité sous la lithosphère joue un rôle important dans les systèmes convectifs présentant une tectonique des plaques. Cette zone se traduit sur Terre par une faible vitesse de propagation des ondes sismiques. Comment peut-on l'expliquer ?

C'est le solidus qui tangente le géotherme entre 100 et 200 km de profondeur (zone à faible vitesse). Attention, cette partie du manteau n'est pas fondue.

d. Les zones de subduction correspondent au plongement d'une plaque océanique dans le manteau et sont une partie motrice dominante du système convectif. Pourquoi cette plongée a-t-elle lieu ? La figure 4 est une image tomographique d'une zone de subduction. Comment peut-on interpréter les anomalies de vitesse sismique sur cette image ?

Les plaques plongent lorsqu'elles sont plus denses que le manteau (donc assez froides et assez épaisses, donc assez vieilles). La figure 4 montrent des anomalies de vitesse rapide qui tracent la plaque froide en subduction, et des anomalies chaudes qui notamment montrent la remontée des isothermes à l'arrière de la zone de subduction en raison de l'étirement. Il faut noter que la plaque semble stagner à la limite des 660 km (effet de la pente de Clapeyron du changement de phase) puis replonger jusqu'à la couche D''.

e. Pourquoi n'y a-t-il pas d'indices de tectonique des plaques sur Mars, sur Venus ?

Sur Mars, qui est petite, probablement plus assez d'énergie pour qu'il y ait convection, sur Venus (taille et donc énergie interne proches de la Terre) on ne sait pas vraiment, probablement la rhéologie n'est pas la bonne en raison de la haute température et de l'absence d'eau liquide à sa surface..

DEUXIÈME PARTIE

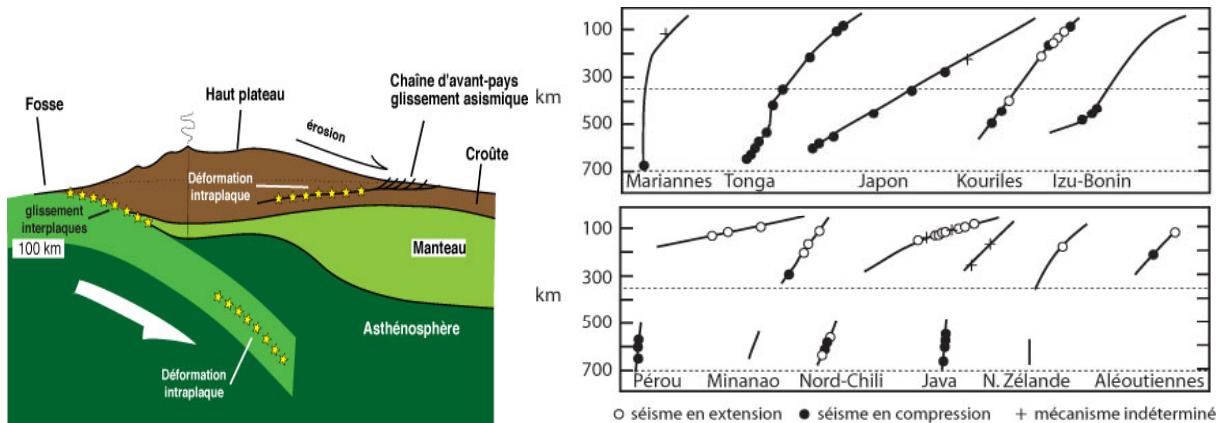
Quelques implications pour les risques naturels

1. Les séismes de zones de subduction :

Un des risques naturels majeurs d'origine géologique à la surface du globe est représenté par les grands séismes des zones de subduction.

a. Réaliser un schéma synthétique représentant la répartition des séismes attendus dans une zone de subduction en représentant les mécanismes aux foyers leur correspondant.

Plan de Bénioff marqué par des séismes en compression jusqu'à au maximum 700 km, séismes arrière-arc en extension. Les séismes sont en extension ou en compression dans la partie supérieure de la plaque en fonction de son régime tectonique (Mariannes ou Andes). Il fallait que les mécanismes au foyer soient représentés.



a. Un modèle physique simple pour les séismes :

Au premier ordre, on peut modéliser une faille comme un ressort de constante k , couplé à un patin caractérisé par un frottement solide f_s . Un séisme se produit dans un tel modèle lorsque la force de rappel exercée par le ressort devient supérieure à f_s et induit le déplacement des blocs séparés par la faille.

Pendant la période séparant deux séismes, on note v la vitesse de déplacement entre les deux blocs de part et d'autre de la faille. Comment s'écrit la force de rappel en fonction du temps t et de v ? En déduire en fonction de f_s le temps de récurrence des séismes sur la faille.

Qu'est-ce qui gouverne les valeurs de v et de f_s pour une faille donnée ?

La force de rappel s'écrit (en norme) $f_R = k v t$. Le séisme se produit lorsque $f_R = f_s$, soit $t = f_s / k v$. v dépend du déplacement des blocs induit par les forces de convection dans le manteau, f_s dépend des roches dans la faille (gouge de faille par ex, teneur en eau).

2. Le volcanisme explosif :

Le volcanisme explosif, qui produit notamment les Nuées ardentes, est le second risque géologique majeur des zones de subduction.

a. La composition des magmas de subduction se caractérise par une grande richesse en eau et une forte viscosité liée à sa forte teneur en silice. À partir de schémas précis, expliquer les raisons thermodynamiques et géologiques de cette composition particulière par rapport aux basaltes de dorsales.

On devait trouver ici un schéma de zone de subduction montrant la déshydratation par métamorphisme et la fusion induite + la contamination crustale, complété par un solidus hydraté par rapport à un solidus anhydre.

a. Un modèle physique simple pour les volcans explosifs :

Au premier ordre, on peut modéliser un panache volcanique (celui de l'éruption du Mont St Helens en 1980 est représenté figure 5) comme un jet de gaz turbulent, décrit par une vitesse verticale moyenne U et un rayon R évoluant tout deux en fonction de z la distance verticale au dessus de l'évent.

Les dangers représentés par ce type de volcan dépendent de son débit, $Q(z) = UR^2$. Pour calculer ce débit, on utilise un résultat obtenu en laboratoire sur des jets turbulents,

qui établit que le débit augmente en fonction de la quantité d'air ingéré par les tourbillons à la périphérie du jet. Le taux d'entraînement est lui-même fonction de l'énergie turbulente dans le jet, $M(z)=U^2R^2$, supposée constante si on néglige la différence de densité entre l'air ambiant et le panache. Les équations d'évolution pour le jet sont alors

$$\frac{d(UR^2)}{dz} = 2\alpha UR,$$

$$\frac{d(U^2R^2)}{dz} = 0.$$

avec α une constante.

Résoudre les équations précédentes pour obtenir le débit du jet en fonction de z , U_0 et R_0 les valeurs de la vitesse et du rayon en $z=0$ (à l'évent).

$$Q(z)=Q_0+2\alpha M_0^{1/2} z$$

Montrer comment la mesure de $R(z)$ permet d'obtenir le paramètre α . Estimer α d'après la figure 5 (échelle de la figure : 1 cm = 50 m).

En utilisant $M(z)=U^2R^2=cst$ et le résultat précédent, on obtient

$$U(z)=U_0R_0/(2\alpha z+R_0)$$

$$R(z) = 2\alpha z+R_0.$$

D'après la figure $R_0=45$ m et $R(z)=90$ m environ à 350 m d'altitude, d'où $\alpha \approx 0.06$. On pourra accepter les valeurs de α entre 0.05 et 0.07.

Le jet volcanique transporte des fragments de magma qui ont une vitesse de chute dans le vide $U_s=1$ m/s. À quelle valeur de $U(z)$ le jet ne va-t-il plus être capable de transporter les fragments et va alors s'effondrer ?

De façon évidente, lorsque $U(z)=U_s$.

Déduire de la question précédente la hauteur atteinte par un jet de rayon initial 5 m et de vitesse initiale 100 km/h.

En utilisant $U_s=U_0R_0/(2\alpha z_{max} +R_0)$ on obtient $z_{max} = 1125$ m (entre 960 et 1350 m si $\alpha=0.07$ ou $\alpha=0.05$ est utilisé).

Lorsque le jet volcanique s'effondre il génère une nuée ardente qui dévale les pentes du volcan. Dans l'hypothèse de la chute libre, estimez la vitesse de cette avalanche.

Pour la chute libre $U=\sqrt{2gh}$ qui donne $U=150$ m/s ou $U=540$ km/h (entre 500 et 600 km/h selon la valeur de α)

TROISIÈME PARTIE

À la limite de la tectonique des plaques : le volcanisme de « Points chauds »

1. Le volcanisme de point chaud à l'appui de la théorie de la tectonique des plaques :

a. Quel est le nom du volcan que l'on trouve à l'aplomb du point chaud le plus actif à la surface du globe ; quel est le nom du volcan d'un point chaud français ?

Hawaii et le Piton de la Fournaise sur l'île de la Réunion.

b. Expliquez à l'aide d'un schéma en quoi le volcanisme de point chaud vient en appui de la théorie de la dérive des continents.

Évolution des âges des édifices volcaniques expliquée par une source fixe en dessous d'une lithosphère qui se déplace.

2. Le volcanisme de point chaud comme marqueur d'une deuxième échelle de convection dans le manteau:

a. Donnez un argument d'origine géochimique démontrant que les laves de points chauds ne résultent pas de la fusion d'un matériau provenant du même réservoir mantellique que le manteau source des MORBs.

Principalement les gaz rares qui témoignent d'un manteau peu dégazé à la source des OIBs, ou encore le composant HIMU qui témoigne de la présence de matériel recyclé.

b. Un modèle physique simple pour les points chauds :

Un point chaud peut être modélisé comme une remontée de matière chaude depuis une source ponctuelle profonde, probablement liée à la couche D''. On considère un modèle de premier ordre, dit modèle de panache, où un point chaud correspond à une anomalie de température transportée sous la forme d'un cylindre (conduit) de rayon a. On cherche ici à relier l'anomalie de température à la vitesse de remontée du panache.

- La température du panache affecte sa masse volumique par dilatation thermique. Pour quelle raison physique la densité affecte-elle alors la vitesse de remontée du panache ?

Par poussée d'Archimède

- L'autre paramètre qui affecte la vitesse de remontée du panache est la viscosité des matériaux. Quelle est sa valeur typique pour le manteau terrestre ; comment est-elle obtenue ?

10^{21} Pa·s, obtenue par l'étude du rebond post-glaciaire.

- Le bilan entre force de poussée et force de frottement à l'intérieur du panache s'écrit

$$\rho g \alpha \Delta T = -\mu \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left(r \frac{dV}{dr} \right)$$

avec α le coefficient de dilatation thermique, ρ la densité, ΔT l'anomalie thermique dans le panache, $V(r)$ la vitesse verticale et μ la viscosité. Intégrer cette équation de $r=0$ à r , puis de $r=a$ à $r=0$ pour en déduire l'expression de la vitesse de montée du panache V_0 en $r=0$, en fonction de ΔT et de a .

La première intégration donne $dV/dr = -1/2 \rho r g \alpha \Delta T / \mu$.

La deuxième donne $V(0) = 1/4 \rho g \alpha \Delta T a^2 / \mu$.

- Faire l'application numérique de votre formule pour $\alpha = 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, $\Delta T=300 \text{ K}$, $a=100 \text{ km}$ et $\mu=10^{19} \text{ Pa s}$.

On obtient $V=2 \times 10^{-8} \text{ m/s}$, soit de l'ordre du m/an.

- Comment cette valeur se compare-t-elle aux vitesses des plaques lithosphériques et quelles réflexions cette comparaison vous inspire-t-elle par rapport à la question 1b de cette partie ?

Cette valeur est de 10 à 100 fois plus rapide que la vitesse des plaques, on peut donc bien faire l'hypothèse que la remontée des panaches n'est quasiment pas affectée par le mouvement lent des grandes cellules de convection. Le calcul que nous avons fait est celui de la vitesse au cœur du panache, la vitesse moyenne serait plus faible.

3. L'image de la figure 6 présente le résultat d'une simulation numérique d'un système en convection. Quelles sont les différences majeures avec ce qui est attendu pour la Terre ?

On observe bien des zones froides descendantes et des zones chaudes qui pourraient ressembler à des panaches, mais les vecteurs vitesse ne montrent pas d'évidence de mouvement en plaque (vitesse au contraire très faible à la surface). Il n'y a pas de limite manteau-sup manteau-inf ici. On remarque également que dans ce calcul les mouvements ascendants et descendants sont d'importance équivalente : il n'y a qu'une seule échelle de convection. Sur Terre les courants

froids (subduction) dominant la grande échelle de convection et les panaches (courants chauds) sont de petite échelle.

Synthèse : la tectonique des plaques et la convection dans la Terre

À la lumière des résultats obtenus dans la partie précédente et de vos connaissances de cours, réaliser un schéma présentant les phénomènes de convection dans la Terre interne en replaçant dans ce cadre les manifestations majeures de la tectonique des plaques.

On devait retrouver dans le schéma à l'échelle du manteau, les zones de subduction qui plongent dans le manteau en stagnant plus ou moins longtemps à la limite manteau inférieur-manteau supérieur, les dorsales qui ont quant à elles un enracinement plus superficiel, et les points chauds qui remontent depuis la couche D". La profondeur des différentes couches du globe devait être précisée. Un schéma complet devait faire apparaître les super panaches (dômes thermiques) sous l'Afrique et le Pacifique, et la convection dans le noyau (avec les colonnes de convection).