

Chap. A2 : La caractérisation de la mobilité horizontale

Introduction : Comme pour la structure interne de la Terre, les scientifiques ont proposé un modèle de la structure de la surface terrestre, construit à partir de données globales et de données régionales très diverses. Il montre que la lithosphère est découpée en divers fragments nommés « **plaques lithosphériques** » (*de grandes plaques principales, et une multitude de microplaques*). Les frontières de ces plaques sont le siège d'une forte activité sismique et volcanique. Ce modèle intègre l'existence d'une dynamique de cette surface qui a été proposée dès le début du XXe siècle par Alfred Wegener. Il avait soumis l'idée d'une mobilité horizontale de la lithosphère.

Problématique : Comment prouver et caractériser la mobilité horizontale de la lithosphère ?

I. Mise en évidence de la mobilité horizontale des plaques lithosphériques

1) La mesure du mouvement des plaques par la géodésie spatiale

L'étude par GPS (*Global Positioning System*) des déplacements en longitude et en latitude de balises fixées sur la croûte terrestre, permet de connaître les vitesses instantanées ainsi que le sens de déplacement des plaques. Les frontières de deux plaques adjacentes peuvent ainsi être animées de mouvements :

- de **divergence** ou **éloignement des plaques** au niveau des dorsales, lieu de mise en place de la croûte océanique (chaînes de montagnes sous-marines) ;
- de **convergence** ou rapprochement des plaques au niveau des zones de subduction (enfouissement d'une plaque dans l'asthénosphère) et de collision (rencontre entre deux plaques à bordure continentale) ;
- de **coulissage** ou de **cisaillement**, déplacement parallèle en sens opposé des deux plaques.

Les vitesses des plaques varient selon les lieux de 1 à 20 cm.an⁻¹.

2) Des indices géologiques du déplacement des plaques lithosphériques

● L'apport des forages océaniques

De nombreux forages dans la croûte océanique ont été réalisés afin de déterminer l'âge des fonds océaniques, c'est-à-dire l'âge du basalte constituant la croûte océanique. Celui-ci s'établit en datant le premier sédiment (par la présence de microfossiles) surmontant le basalte.

⇒ Ces mesures ont confirmé le mouvement de divergence de part et d'autre des dorsales. En effet, **plus on s'éloigne de la dorsale, plus la croûte océanique est ancienne et plus la couche de sédiments surmontant le basalte est épaisse**.

● La confirmation par l'étude des points chauds

Le volcanisme intra-plaque est un volcanisme de **point chaud**. Ces derniers sont la conséquence en surface de **remontées de matériel mantellique solide** profond (limite manteau/noyau externe), que l'on nomme les **panaches**. Ce matériel chaud subit à la fin de son ascension une fusion partielle, source de **magmas** à l'origine d'une île volcanique.

La zone de départ du panache, située en profondeur, est **fixe**. Elle se situe en profondeur. Lorsque la plaque se déplace au-dessus de la remontée de magma, une nouvelle île volcanique se forme. Au cours du temps, de nombreux volcans sont produits ; ils sont alignés, matérialisant ainsi le sens de déplacement de la plaque.

Plus on s'éloigne du volcan actif plus ils sont vieux. (Voir figure 1)

⇒ L'étude de ces points chauds permet de confirmer le mouvement des plaques et d'en calculer la vitesse.

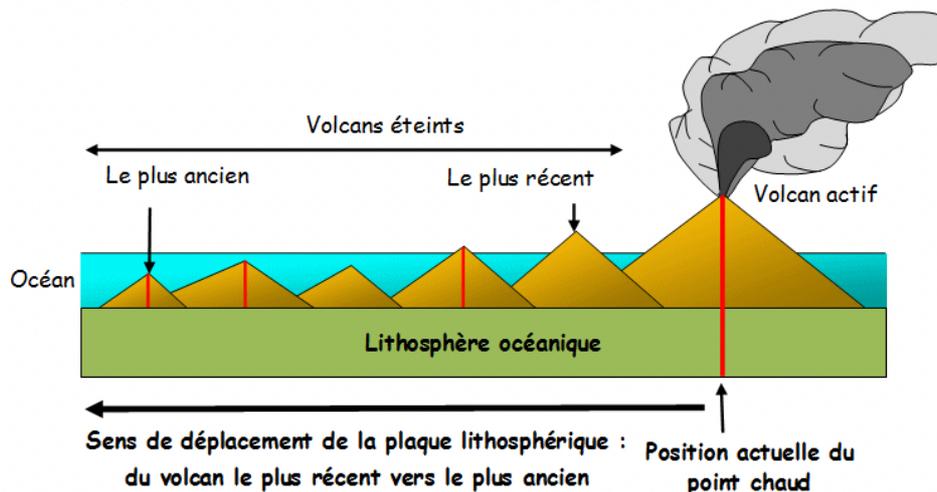


Figure 1 : Modèle explicatif de formation des points chauds

(D'après Paul Nougier Structure et fonctionnement du globe terrestre. Édition Ellipse – SVT-ac-dijon)

● L'apport du paléomagnétisme

Le globe terrestre produit un **champ magnétique** qui est orienté selon un axe proche de l'axe de rotation de la Terre. Ce champ magnétique s'inverse plus ou moins régulièrement au cours du temps.

Les basaltes de la croûte océanique enregistrent, lors de leur mise en place au niveau de la dorsale, le champ magnétique terrestre régnant au moment de leur refroidissement.

Lorsque l'on mesure le champ magnétique des basaltes du plancher océanique, on met en évidence la présence d'**anomalies magnétiques positives** (lorsque le champ magnétique enregistré est similaire à l'actuel) ou des **anomalies magnétiques négatives** (lorsque le champ magnétique enregistré est inverse à l'actuel). (voir figure 2).

Le profil magnétique du plancher océanique construit à partir de ces mesures montre que ces anomalies forment des **bandes parallèles et symétriques** de part et d'autre de la dorsale.

⇒ Ces mesures confirment l'expansion océanique au niveau des dorsales et donc la divergence des plaques. On peut évaluer la vitesse de divergence.

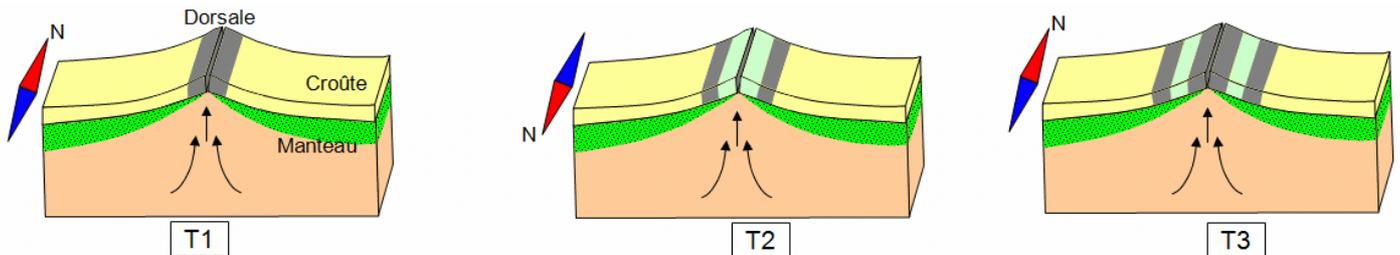


Figure 2 : Évolution des anomalies magnétiques du plancher océanique au cours du temps (T1 puis T2 puis T3)
En T1 et T3, les roches ont enregistré le champ magnétique actuel (roches océaniques colorées en gris). Alors qu'en T2, le champ magnétique est inversé par rapport à l'actuel (roches océaniques colorées en vert clair). (D'après svt-ac.dijon)

II- Les marqueurs des zones de divergence et des zones de convergence

Les frontières des plaques en convergence et celles des plaques en divergence présentent des marqueurs géologiques différents, qui permettent de les caractériser.

1) Des marqueurs topographiques

- Les zones de divergence sont caractérisées par de longues et hautes chaînes de montagnes sous-marines (altitude 2000 m) nommées **dorsales** présentant pour certaines un **rift** (fossé d'effondrement caractérisé par des bords surélevés provenant de **failles normales**) au centre.
- Les zones de convergence :
 - Dans les zones de subduction (zone de plongement de la lithosphère océanique dans l'asthénosphère) : présence d'une **fosse océanique** profonde et d'une **chaîne de volcans longue et étroite** (Cordillère ou arc volcanique), toutes les deux parallèles à la côte ;
 - Dans les zones de collision : longues et très hautes chaînes de montagnes.

2) Des marqueurs sismiques

La profondeur des foyers sismiques est différente en fonction des frontières de plaques :

- Séismes **superficiels** au niveau des zones de **divergence** ;
- Séismes **superficiels** au niveau des zones de **collision** ;
- Séismes (superficiels, intermédiaires et profonds) alignés selon un plan incliné qui s'enfonce jusqu'à 700 km de profondeur (le plan de Wadati-Benioff) au niveau des zones de **subduction**.

3) Des marqueurs thermiques

La Terre dégage de la **chaleur**. Cette chaleur est caractérisée par un **flux géothermique** (qui est en moyenne de 87 mW.m^{-2}) mais on observe des variations :

- au niveau des **dorsales** où ce flux thermique est plus important (**anomalie thermique positive**). Cette anomalie thermique est liée à la remontée asthénosphérique (manteau plus chaud) à l'aplomb des dorsales et à la présence de magma à l'origine de la croûte océanique.
- Au niveau des zones de **subduction**, le flux thermique est :
 - plus faible au niveau de la fosse océanique (**anomalie thermique négative**) ;
 - plus élevé au niveau de l'arc volcanique car il y a présence de magma (**anomalie thermique positive**).

Frontière de plaques	Divergente	Convergente (subduction)	Convergente (collision)
Marqueurs Topographiques	Dorsale rift	Fosse océanique Chaîne de montagnes volcaniques	Chaîne de montagnes
Marqueurs thermiques	Anomalie thermique positive	Anomalie thermique positive au niveau des volcans Anomalie thermique négative au niveau de la fosse océanique	absents
Marqueurs sismiques	superficiels	Foyers sismiques alignés selon un plan (plan de Wadati-Benioff)	superficiels

Figure 3 : les marqueurs topographiques, thermiques et sismiques des frontières divergentes et convergentes