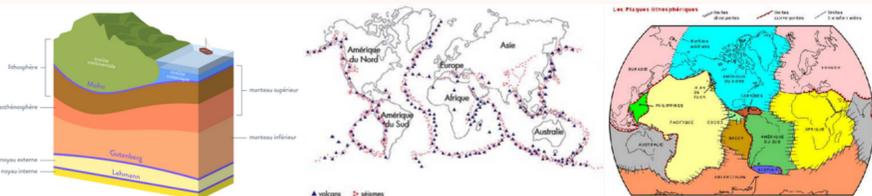


La caractérisation de la mobilité horizontale

Rappel

La lithosphère, enveloppe superficielle du globe, est solide et rigide car sa température est inférieure à 1300°C. Elle comprend la croûte terrestre et la partie supérieure du manteau. Elle est découpée en plaques qui se déplacent les unes par rapport aux autres.



Problématique

Comment peut-on identifier le sens de déplacement des plaques et évaluer la vitesse de déplacement ?

1) Les méthodes passées

Au cours du 20^{ème} siècle, l'océanographie moderne se développe et se structure, avec notamment une différenciation entre hydrologie, géologie, océanographie physique et océanographie biologique.

Bilan

Méthodes géologiques à partir de données océaniques
 → Mouvements relatifs du passé à l'échelle du million d'années

- Anomalies magnétiques**
Expansion du plancher océanique au niveau de la dorsale. Formation du plancher océanique au niveau de la dorsale. Anomalies magnétiques d'âge croissant.
- Alignements volcaniques liés aux points chauds**
Déplacement de la plaque. Point chaud. Volcans.
- Âge des roches sédimentaires au contact du basalte**
Âge croissant. Dorsale.
- Mesures géodésiques → Mouvements absolus actuels**
Géodésie spatiale (données GPS).

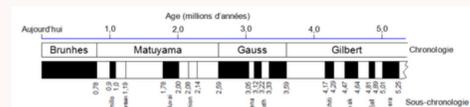
Etude des anomalies magnétiques

La datation des roches de la croûte océanique et leur position par rapport à l'axe de la dorsale permet de déterminer la vitesse d'accrétion des plaques océaniques (=création de lithosphère océanique). Deux approches permettent cette datation :

- L'âge des sédiments océaniques en contact direct avec le basalte est supposé correspondre à l'âge du basalte (on remarque que plus on s'éloigne de la dorsale, plus les sédiments sont anciens) ;
- Les anomalies magnétiques enregistrées par les basaltes de la croûte océanique, confrontées à l'échelle des inversions du champ magnétique terrestre, permettent de déterminer l'âge des roches. Les vitesses des déplacements passés calculées avec ces indices géologiques sont cohérentes entre elles. Les valeurs s'accordent également avec les valeurs actuelles issues des mesures géodésiques (même si on remarque des variations de vitesse sur plusieurs millions d'années).

Des minéraux (magnétite) contenus dans certaines roches (basalte) conservent les caractéristiques du champ magnétique qui régnait au moment de leur formation (champ paléo magnétique). La polarité du champ magnétique terrestre a subi des inversions au cours des temps géologiques. A certaines périodes, appelées périodes inverses, les pôles magnétiques Nord et Sud étaient inversés par rapport à la situation actuelle dite normale. D'après ces mesures, on montre que le milieu de l'océan est une zone de formation de basalte selon le modèle d'un double tapis roulant. C'est donc une zone de formation de croûte océanique. On parle de zone d'accrétion.

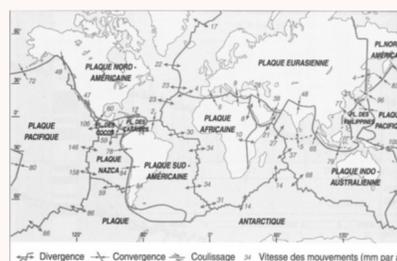
TP kmz : calcul des vitesses d'expansion océanique. La vitesse d'expansion d'un océan s'obtient en multipliant par 2 la vitesse d'accrétion d'un côté du rift.



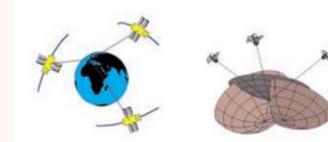
Méthode actuelle: géodésie spatiale

Ce système de géo positionnement par satellite a permis d'enrichir le modèle initial à 6 plaques grâce aux nombreuses balises implantées sur terre. On définit alors trois types de frontières de plaques : divergentes (dorsales), convergentes (fosses) et transformantes (failles transformantes) et de mesurer les vitesses réelles de déplacement.

La géodésie spatiale, grâce au GPS (global positioning system), permet de mettre en évidence le mouvement actuel des plaques. Grâce à des satellites, il est possible de positionner au millimètre près (en latitude, longitude et altitude), des stations GPS fixées au sol sur l'ensemble de la planète. L'étude de la position d'une station sur plusieurs années permet de déterminer le sens et la vitesse de déplacement de la plaque sur laquelle elle se trouve. Les mesures effectuées par GPS indiquent un déplacement absolu de l'ordre de quelques cm/an (ex : plaque Pacifique, rapide, 10 cm/an ; plaque nord-américaine autour de 1 à 2 cm/an).



TP La mesure du déplacement des plaques par GPS

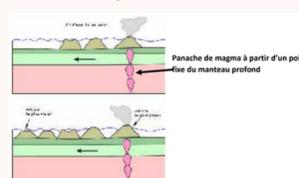


2. Etude du volcanisme de point chaud

Le mouvement relatif des plaques dans le passé peut être quantifié à partir d'indices géologiques moyennés sur une durée de quelques centaines de milliers à quelques dizaines de millions d'années. Les alignements volcaniques résultent du déplacement d'une plaque océanique au-dessus d'un point chaud considéré comme fixe. La datation des volcans et leur position permettent de reconstituer le sens et la vitesse de déplacement de la plaque.

En de nombreux endroits du monde (îles Galápagos, Hawaï) on peut observer des volcans alignés qualifiés « d'intra plaque » car situés loin d'une frontière de plaque. Le volcan actif se trouve à une extrémité et les autres sont d'autant plus anciens qu'on s'en éloigne. Ces volcans proviennent de l'activité d'un point « chaud » : c'est un panache de matériau chaud provenant d'une région fixe du manteau profond à la limite avec le noyau. Le magma issu de ce point perce la plaque lithosphérique qui est en mouvement au-dessus de celui-ci. L'existence de ces volcans alignés intraplaque prouve donc la mobilité de la plaque.

TP : Volcanisme de point chaud



Conclusion

L'ensemble des données géologiques a permis d'établir une carte cinématique à quatorze plaques. Les déplacements des plaques lithosphériques ont des conséquences au niveau de leurs frontières. Ces mouvements définissent deux types de frontières : divergentes et convergentes. Chacune de ces frontières se distingue par le relief, le flux géothermique mesuré et la nature des roches

Bilan

****Indices géodésiques**
 La mobilité horizontale a été quantifiée grâce à la géodésie spatiale et notamment le système GPS (Global Positioning System). En effet, des stations (ou récepteurs) sont réparties à la surface de la Terre. Les satellites émettent des ondes radio qui sont enregistrées par ces stations, à un instant donné. La vitesse de propagation des ondes étant connue, le temps d'arrivée de ces dernières nous permet de calculer la distance qui sépare le satellite de la station, à un instant donné. Ainsi, des mesures effectuées par GPS indiquent un déplacement absolu des plaques sur quelques centimètres par an.

****Indices volcaniques**
 D'autres structures géologiques ont également participé au renforcement du modèle de la tectonique des plaques, il s'agit de points chauds qui correspondent à des zones de remontée de magma en domaine intraplaque et non en frontière de plaque. Ces panaches mantelliques d'origine profonde (la théorie dominante situe leur origine à la frontière entre le noyau et le manteau terrestre) et forment en surface des volcans. Lorsque la lithosphère se déplace au-dessus du point chaud (considéré comme immobile sur une durée de 3Ma), un nouveau volcan se forme. Ainsi, plus on s'éloigne du point chaud, plus les volcans sont anciens. Il est alors possible de déterminer la vitesse du déplacement des plaques grâce à la datation des plus anciennes roches constituant le volcan.

****Indices sédimentaires**
 L'étude de l'âge des roches sédimentaires constituant les fonds des océans montre que les roches sont de plus en plus âgées en s'éloignant de l'axe de la dorsale. En effet, les roches les plus jeunes se trouvent au niveau de l'axe de la dorsale alors que les plus anciennes sont proches des continents. De plus, on constate une symétrie dans la répartition de part et d'autre de la dorsale. On en déduit que la lithosphère océanique se forme au niveau de l'axe de la dorsale grâce à une remontée d'un matériau chaud à l'origine d'un volcanisme effusif marqué par des émissions de lave et de gaz. Il se reconstitue à sa forme en cône. La datation des roches sédimentaires au contact du basaltes de la croûte océanique sur laquelle ils reposent permet de déterminer la vitesse de déplacement des plaques au niveau d'une dorsale.

****Indices paléomagnétiques**
 Les roches magmatiques possèdent leur propre aimantation. Elles contiennent des minéraux (comme la magnétite) qui acquièrent une aimantation en dessous d'une certaine température dite de Curie (585°C pour la magnétite). Au cours de leur refroidissement, vers 585°C, les cristaux de magnétite acquièrent leur propre aimantation qui s'oriente selon la direction du champ magnétique terrestre ambiant. A cette température, le basalte est solidifié : les minéraux aimants ne peuvent plus bouger. Ainsi, le basalte enregistre la direction et le sens du champ magnétique terrestre lors de son refroidissement. Les anomalies magnétiques enregistrées par les basaltes de la croûte océanique, confrontées à l'échelle des inversions du champ magnétique terrestre permettent de déterminer l'âge des roches.