

VI. La tectonique des plaques

VI.1. Introduction

La théorie de la tectonique des plaques, développée à la fin des années 1960, a eu des incidences énormes sur toutes les Sciences de la Terre : c'est une théorie scientifique planétaire unificatrice qui nous fournit un cadre unique dans lequel s'intègrent toutes les observations géologiques (déformation des roches, sismicité, volcanisme, métamorphisme...). Cette théorie est basée sur la notion de **plaques tectoniques**.

Selon cette théorie, la lithosphère est découpée en un certain nombre de plaques (six grandes plaques et de nombreuses microplaques) rigides qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère. Ce mouvement définit trois types de frontière entre les plaques :

- Les **frontières divergentes** : là où les plaques s'éloignent l'une de l'autre et où de la matière fondue, montant de l'asthénosphère, est ajoutée sur les bords de chacune des deux plaques. C'est ce qui se produit au niveau des dorsales océaniques au milieu des océans actuels.
 - Les **frontières convergentes** : là où l'une des deux plaques s'enfonce sous l'autre, comme on l'observe au niveau des zones de subduction. Un autre type de frontière convergente est celui où deux plaques entrent en collision, là où se forme la plupart des chaînes de montagnes intracontinentales.
 - Les **frontières transformantes** : là où deux plaques glissent latéralement l'une contre l'autre, le long de failles; dans ce cas il n'y a ni destruction, ni création de matière.
- Actuellement, il existe à la surface du globe 14 plaques tectoniques, chacune de ces plaques peut comporter à la fois de la lithosphère océanique et de la lithosphère continentale. Trois plaques seulement sont entièrement océaniques : la plaque Pacifique, Nazca et Cocos (figure 1).
- Le mouvement des plaques s'effectue en réponse à la libération de la chaleur interne de la terre. En se dissipant, cette chaleur met en mouvement ses couches internes et externes. Cette chaleur provient de deux sources :
- la première source est héritée de l'époque de sa formation par accréation il y'a 4,55 milliards d'années ;
 - la deuxième source provient de la désintégration des éléments radioactifs (U, Th, K..).
- La chaleur se propage par différents mécanismes de **conduction** et de **convection**. Dans les couches solides, elle est transmise par conduction, alors que dans les masses liquides se développent des courants de convection. Ces courants seraient, dans la zone externe du noyau, responsables du champ magnétique terrestre, et dans le

VI.2. Les frontières divergentes (figure 2)

- C'est la région des **dorsales océaniques**, lignes suivant lesquelles deux plaques s'écartent l'une de l'autre, et qui sont continuellement comblés par l'arrivée de magmas basaltiques neufs, venu de l'asthénosphère. L'axe de la dorsale est souligné par une vallée profonde dans laquelle se mettent en place les magmas qui jaillissent du manteau.
- Ce magma crée une nouvelle croûte océanique et s'intègre au système des deux plaques : c'est l'expansion du plancher océanique.
- L'âge de la croûte océanique augmente donc d'une manière symétrique en s'éloignant de la dorsale. Ce processus d'expansion, bien que lent, n'est pas négligeable, et l'ouverture ou la progression est en moyenne de 2 cm par an (10 cm/an au maximum dans la dorsale du Pacifique Est).
- Il se crée donc continuellement de la nouvelle lithosphère océanique au niveau des frontières divergentes, c'est-à-dire aux dorsales médio-océaniques.
- Au cours de son écartement de la dorsale, la plaque océanique nouvellement créée, se refroidit, s'épaissit, devient plus dense et se recouvre de sédiments.
- Le stade initial de l'ouverture océanique se produit sur un continent : quand la croûte continentale s'amincit, on a formation d'un **rift** (exemple : le Rift Est-Africain). Avec le temps, le rift devient une dorsale océanique.

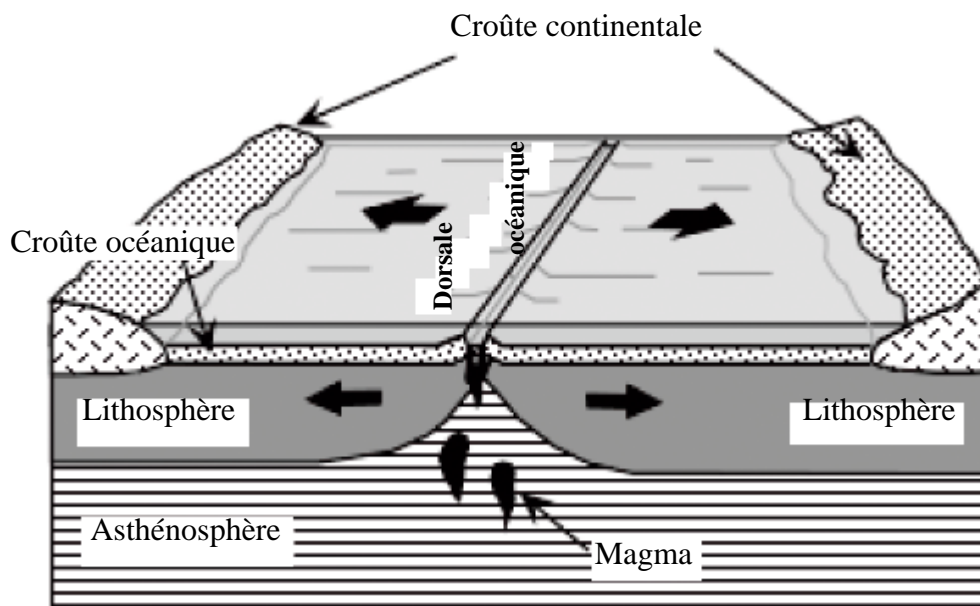


Figure 2 : Schéma d'une frontière divergente

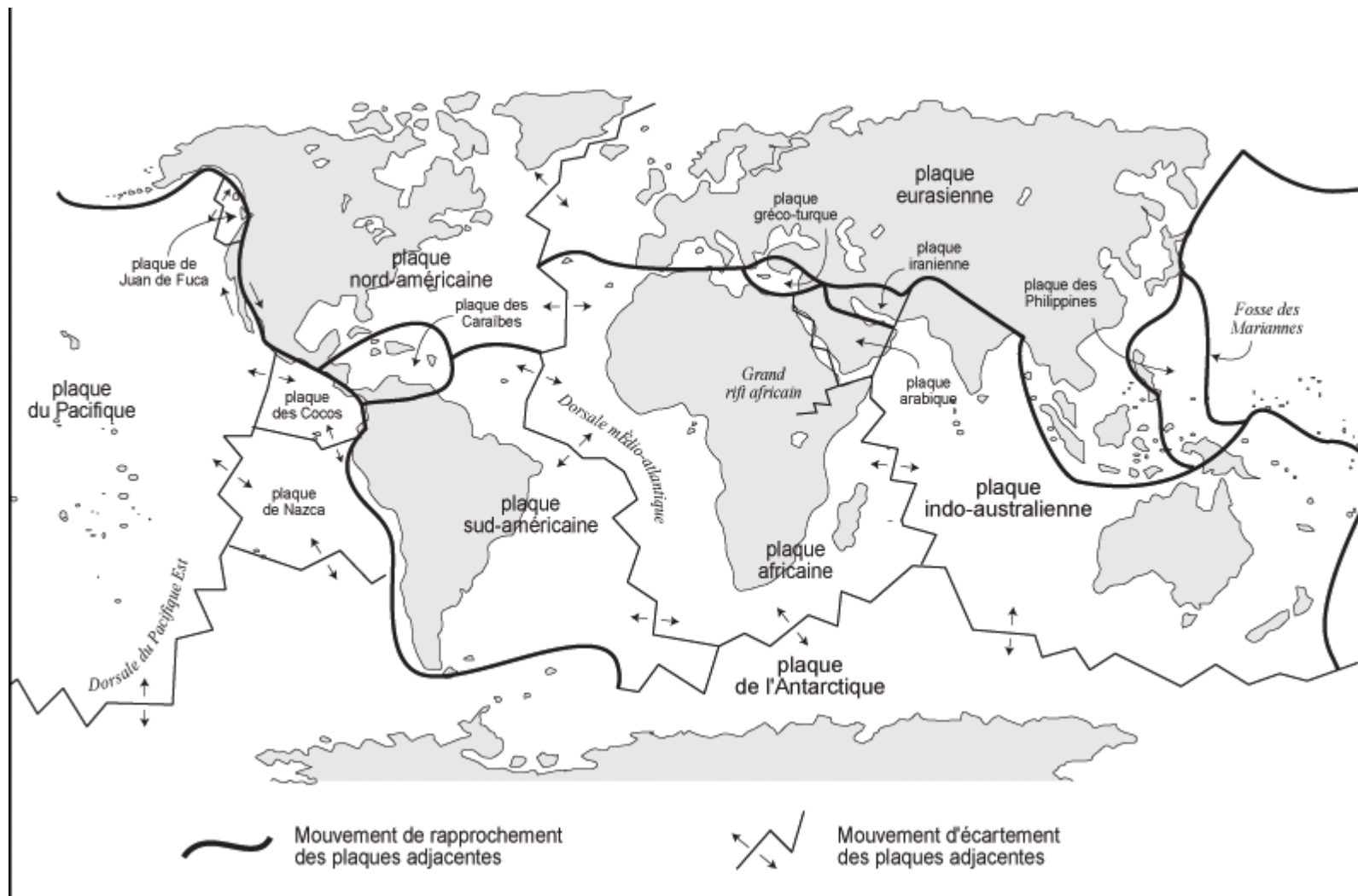


Figure 1 : Les principales plaques lithosphériques et leurs frontières

VI.3. Les frontières convergentes

- Etant donné que la surface terrestre a toujours été constante, le fait que de nouvelles plaques se créent continuellement aux frontières divergentes implique qu'il faudra détruire de la lithosphère ailleurs. Cette destruction se fait aux frontières convergentes qui, comme le nom l'indique, marquent le contact entre deux plaques lithosphériques qui convergent l'une vers l'autre.
- La destruction de plaque se fait par l'enfoncement dans l'asthénosphère d'une plaque sous l'autre plaque, et par la digestion de la portion de plaque enfoncée dans l'asthénosphère. Ainsi, le volume de la Terre ne change pas.
- On appelle **subduction** (de sub, et du latin *ducere*, tirer) le processus par lequel la lithosphère descend dans l'asthénosphère. Les marges le long desquelles les plaques sont subductées sont appelées **zones de subduction**. Elles sont marquées par des **fosses profondes** dans le fond océanique.
- Les limites de convergence de plaques peuvent être de trois types :
 - Convergence **croûte océanique – croûte océanique** (figure 3) : dans ce cas, la plaque océanique ancienne plonge sous l'autre plaque plus jeune, moins épaisse et moins dense. Il y'a dans ce cas formation d'un **arc volcanique insulaire** océanique sur la bordure de la plaque non subductée. A l'arrière de certains de ces arcs s'ouvre un **bassin arrière arc** dans lequel se crée une nouvelle croûte océanique. (Exemple : la fosse des Philippines, des Mariannes, la fosse du Japon).

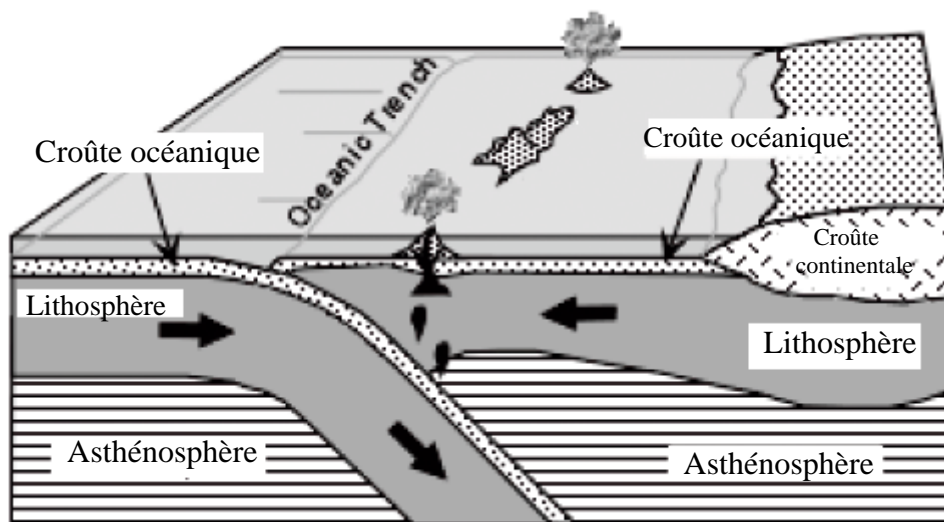


Figure 3 : Schéma de la subduction d'une plaque océanique sous une plaque océanique

- Convergence **croûte océanique – croûte continentale** (figure 4) : dans ce cas la plaque océanique plus dense s'enfonce sous la plaque continentale. Il se formera une chaîne de volcans sur les continents (**arc volcanique continental**) et donc une cordillère montagneuse. Le cas le plus typique est la fosse Pérou-Chili :

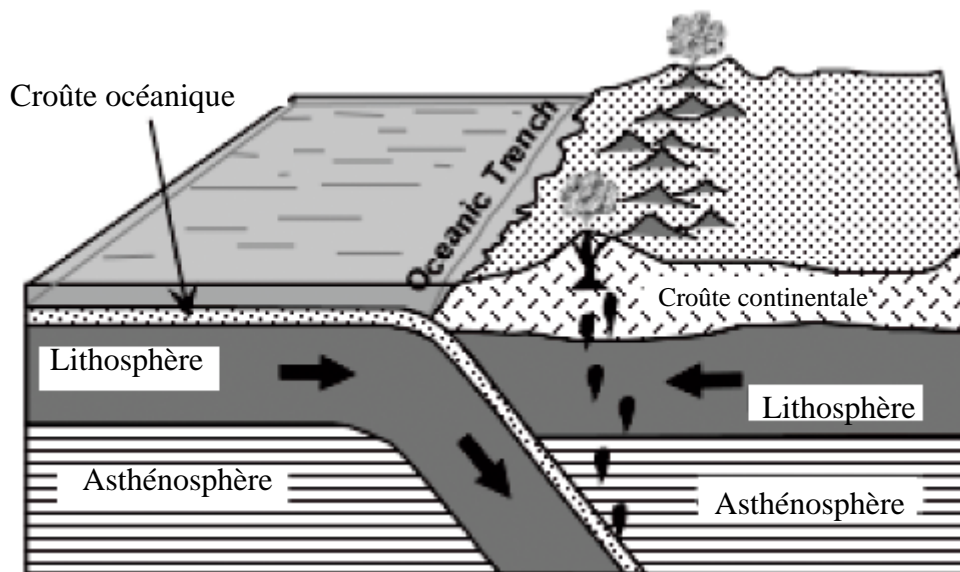


Figure 4 : Schéma de la subduction d'une plaque océanique sous une plaque continentale

- Convergence **croûte continentale – croûte continentale** (figure 5) : deux plaques entrent en collision lorsque la subduction de la partie océanique d'une plaque ramène aussi une partie continentale. Dans ce cas, la croûte continentale ne peut pas s'enfoncer dans l'asthénosphère à cause de la trop faible densité de la lithosphère continentale par rapport à celle de l'asthénosphère. Le mécanisme se coince et il y'aura collision entre les deux croûtes continentales avec soulèvement, plissement et chevauchement de l'épaisse couverture sédimentaire et formation d'une chaîne de montagnes. C'est la soudure entre deux plaques continentales pour n'en former qu'une seule. L'exemple le plus célèbre est la collision de l'Inde avec le continent asiatique et la formation de l'Himalaya.

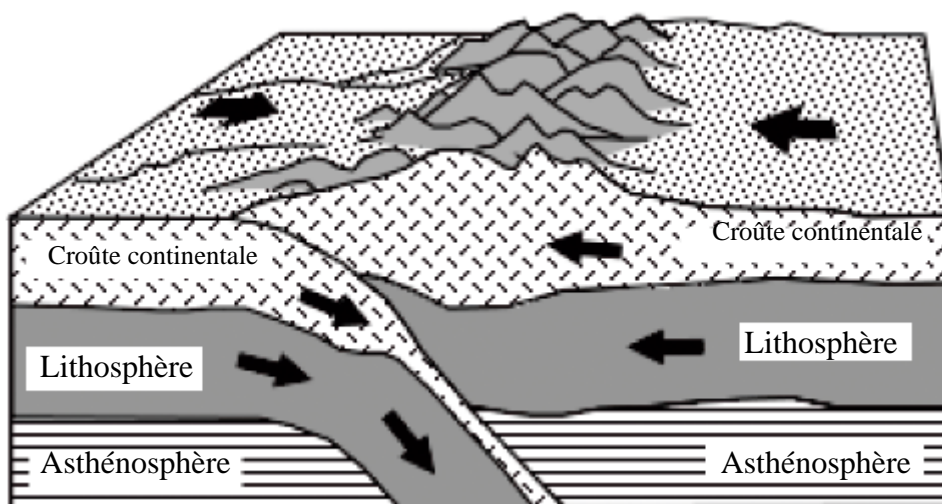


Figure 5 : Schéma de la collision continent-continent

VI.4. Les frontières transformantes

- Les frontières transformantes correspondent aux régions où deux plaques coulissent l'une par rapport à l'autre. Les plaques glissant latéralement l'une par l'autre.
- Ces marges de glissements produisent de grandes fractures qui affectent toute l'épaisseur de la lithosphère; on utilise plus souvent le terme de **failles transformantes**.
- Elles se trouvent le plus souvent dans la lithosphère océanique, et se forment lors du décalage entre une même dorsale océanique du fait de différences de vitesses d'expansion (Figure 6).
- Parfois ces failles font le relais entre des limites divergentes et convergentes (ces failles transforment le mouvement entre divergence et convergence, de là leur nom de failles transformantes).
- La faille transformante la plus connue est celle de San Andreas en Californie.

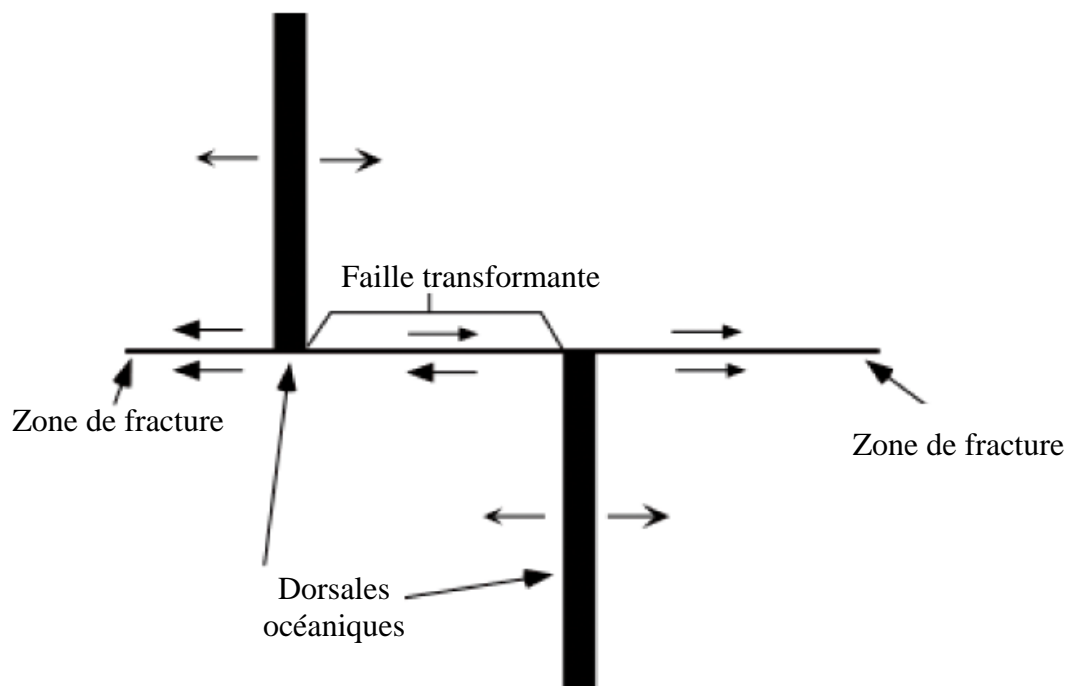


Figure 6 : Schéma d'une faille transformante reliant deux dorsales océaniques

VI.5. Les points chauds

Une certaine activité magmatique est connue à l'intérieur des plaques tectoniques sans relation avec les frontières et donc le mouvement des plaques. Les magmas sont dans ce cas issus de sources ponctuelles enracinées dans le manteau inférieur appelées : **points chauds**. Le magmatisme de point chaud est responsable de la formation des volcans intraplaques, particulièrement des volcans intraplaques océaniques, comme ceux qu'on retrouve nombreux dans le Pacifique. Le déplacement des plaques au dessous de ces points chauds fixes conduits à la formation d'alignement d'îles volcaniques éteints (ou **guyots**, du nom du Géographe A. Guyot) (figure 7) dont l'âge augmente à mesure qu'on s'éloigne du volcan actif situé au dessus du point chaud (figure 8). Exemple : la chaîne Empereur-Hawaï.

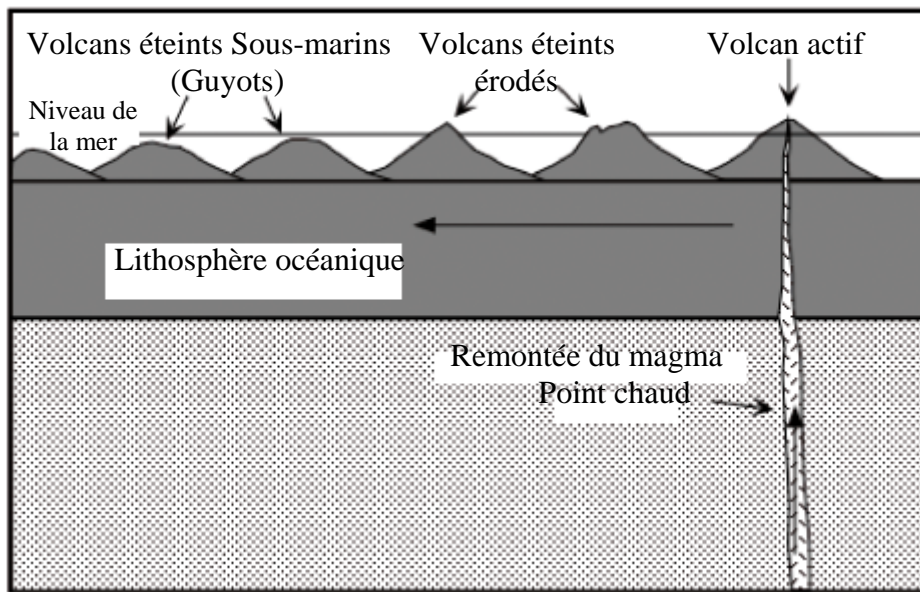


Figure 7 : Point chaud et alignement de volcans éteints dû au mouvement de la lithosphère océanique souligné par une flèche.

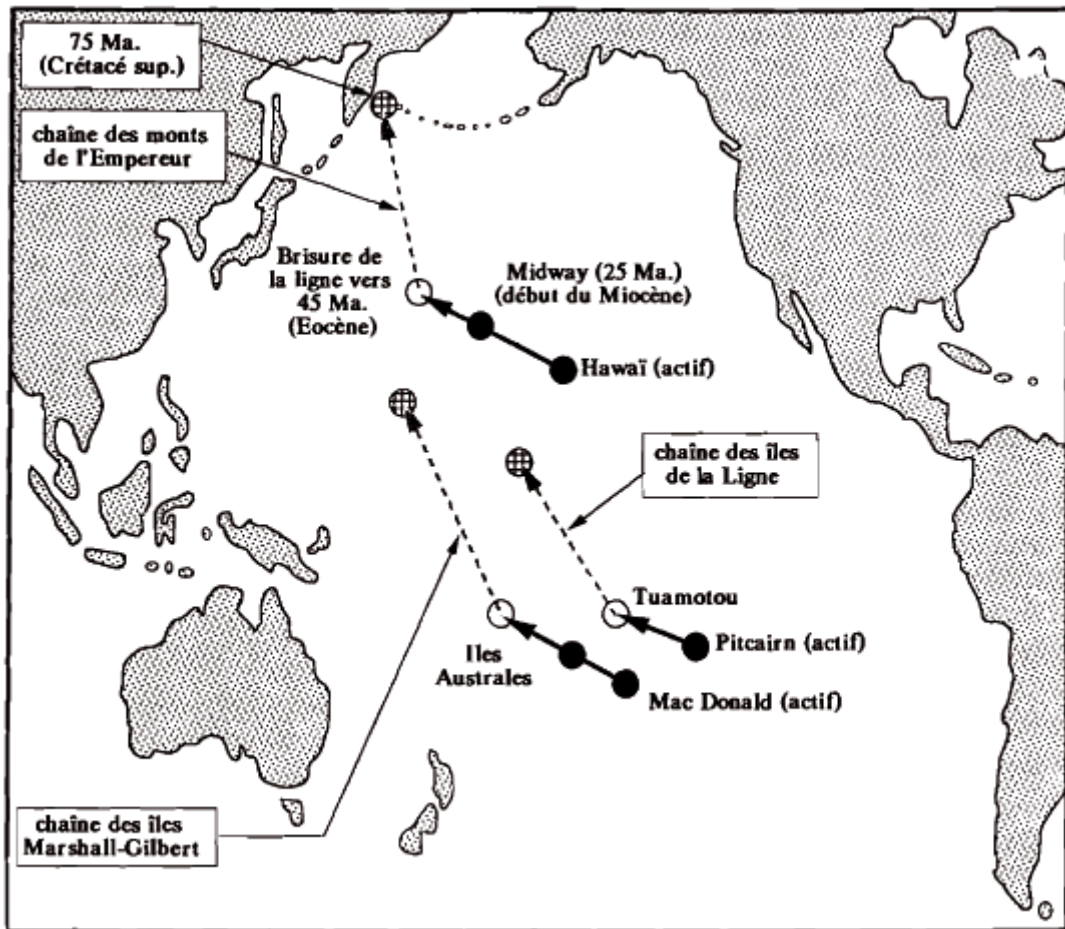


Figure 8 : Evolution des points chauds du Pacifique entre le Crétacé et l'époque actuelle (d'après B. Mehier, Magmatisme et tectonique des plaques, Ellipses. 1995)