

IV. Les Volcans

IV.1. Introduction

Le volcanisme est un important processus géologique sur Terre. Les volcans et leurs manifestations sont, avec les tremblements de terre, l'expression en surface de la dynamique interne de la Terre. Ils résultent du transfert de matière et d'énergie entre l'intérieur de la Terre et l'atmosphère. Il existe à la surface de la Terre plus de 1500 volcans actifs ayant connus une activité éruptive depuis 10000 ans. Les matériaux émis par les volcans créent une diversité de roches et de reliefs volcaniques en fonction de la nature du magma émis (voir les différents types de magmas dans le cours sur les roches magmatiques). Plusieurs îles, à l'exemple des îles Hawaii, l'Islande et la majeure partie des îles du Sud-Ouest Pacifique se sont formées suite à des éruptions volcaniques.

Le volcan le plus élevé sur Terre est le **Nevado Ojos del Salado** situé au à la frontière entre le Chili et l'Argentine dans les Andes (région de l'Atacama) (6893 m d'altitude). Sa dernière éruption remonte à plus de 1300 ans, mais de faibles explosions et émissions de gaz ont été observées en 1993. Le plus volumineux volcan connu sur Terre est le **Mauna Loa**, l'un des principaux volcans des îles Hawaii. Son altitude atteint 4170 m, mais son élévation totale est de 9000 m par rapport au fond océanique. Il est donc plus haut que l'Everest. Son diamètre atteint 250 km à sa base. Sa dernière éruption remonte à mars 1984 où il a émis plus de 100 millions de mètres cubes de lave en 20 jours.

Dans le Système solaire, le volcan le plus élevé est **Olympus Mons**, sur la planète Mars : sa hauteur atteint 22,5 km au dessus des plaines environnantes, et son diamètre atteint 648 km.

IV.2. Les produits des éruptions volcaniques

IV.2.1. Les coulées de lave

Lorsque le magma s'écoule à la surface de la Terre, il est appelé : Lave. Selon le type de magma (qui dépend de la température, viscosité et teneur en gaz), on distingue plusieurs types de coulées de lave :

- Les coulées de type **pahoehoe** à surface lisse : les coulées de lave basaltique de faible viscosité et donc très fluide présentent en général des surfaces lisses, mamelonnées (laves en tripes) ou torsadées (laves cordées) appelées pahoehoe (mot hawaïen qui veut dire lisse et doux). Les coulées de type pahoehoe sont en général de faible épaisseur et à cause de leur faible viscosité, peuvent s'écouler sur de grande distance à partir du centre d'émission. La température de la lave de ce type de coulée est de 1200°C.

- Les coulées de type **aa** à surface irrégulière : les coulées de lave de plus forte viscosité s'écoulent plus lentement et leur surface se solidifie au cours de l'écoulement. La croûte solide se brise car la lave située sous cette croûte continue à s'écouler, formant une coulée appelée aa (mot hawaïen qui veut dire rocailleux) à surface déchiquetée, rugueuse, rocailleuse, chaotique et tranchante. En se refroidissant, ces coulées forment des étendues difficiles à parcourir à pied (le mot aa est parfois mis en relation avec les cris de douleur que poussaient les Polynésiens marchant pieds nus sur ces coulées rugueuses et tranchantes). La température de la lave de ce type de coulée est de 1000°C.
- **Les pillow lavas** (laves en oreillers ou en coussins) : lorsque la lave est émise sous l'eau, le refroidissement très rapide de la lave a pour effet de débiter la coulée en boules qui s'accumulent sur place en formant un amoncellement de boules en forme de coussins empilées les unes sur les autres. Les pillow lavas sont très abondantes dans la croûte océanique où elles se forment au niveau des dorsales océaniques.
- **Tunnel de lave (ou tube de lave)** : lorsque la lave se solidifie en surface, elle peut continuer à s'écouler à l'intérieur. La carapace solide l'isole de l'extérieur et empêche son refroidissement et sa solidification. A la fin de l'éruption, il subsiste une grotte souterraine ou tunnel de lave.
- **Colonnades ou orgues volcaniques** : lorsque d'épaisses coulées basaltiques ou andésitiques refroidissent, elles se contractent (diminution de volume). Cette contraction se manifeste par le débit en colonne ou prismation de ces coulées. Les sections de ces colonnes sont fréquemment hexagonales et très régulières. La prismation s'effectue perpendiculairement aux surfaces de refroidissement. Ainsi, une coulée horizontale présentera des colonnes verticales, perpendiculaires au sol.
- **Coulée de lave en blocs** : les coulées de lavas andésitiques et rhyolitiques (intermédiaires et acides) de forte viscosité se refroidissent rapidement et s'écoulent très lentement. La coulée ressemble à un amas de blocs solidifiés en déplacement lent qui ne se déplace pas très loin du centre d'émission.
- **Dôme de lave ou dôme volcanique** : un dôme se forme lorsqu'une lave andésitique ou rhyolitique très visqueuse et pauvre en gaz arrive en surface (on parle d'extrusion magmatique). Dans ce cas, la viscosité élevée de la lave empêche celle-ci de s'écouler. La lave s'accumule sur place au dessus du centre d'émission et construit un dôme de dimensions remarquables. Des blocs de laves solides se détachent de la partie supérieure et des flancs du dôme et s'accumulent sous forme de brèches à la base. La surface supérieure du dôme est très rugueuse avec la présence de nombreuses épines (figure 9).

IV.2.2. Les matériaux pyroclastiques

Les magmas riches en gaz et de forte viscosité vont provoquer des éruptions explosives à la surface. L'explosion due au gaz va briser le magma en fragments. Ces fragments liquides vont se solidifier lorsqu'ils sont projetés en l'air et formeront avec les matériaux solides projetés par les volcans les **fragments pyroclastiques** (du grec *puros*, feu, et *klastos*, brisé, « débris de feu »). On appelle **Téphras** les dépôts des fragments pyroclastiques. Les téphras sont classées suivant la taille des grains de leurs éléments constitutifs, classification proposée par R. Fisher en 1961 (tableau 1).

Les roches formées par accumulation et cimentation des téphras sont appelées : **roches pyroclastiques**.

Diamètres (mm)	Dépôts non consolidés (Téphra)	Dépôts consolidés (Roches pyroclastiques)
> 64	Bombes volcaniques ou blocs	Agglomérat ou brèches volcaniques
2-64	Lapillis (du latin <i>lapillis</i> , petite pierre)	Tuf de lapilli (du grec <i>tophos</i> , sorte de pierre friable)
< 2	Cendres volcaniques	Tuf cendreux ou cinérites (du latin <i>cineris</i> , cendre)

Tableau 1 : Classification des fragments et roches pyroclastiques

- Les blocs sont des fragments angulaires qui sont déjà solidifiés avant leur projection hors du volcan.
- Les bombes volcaniques sont des lambeaux de laves solidifiées dans l'air après projection et prennent ainsi une forme aérodynamique. (en fuseau, en croûte de pain, en bouse de vache, rubanée, en fuseau...).
- Les bombes et lapillis vésiculeux ou fibreux, riches en bulles de gaz forment des roches volcaniques vitreuses, très poreuses et de faible densité (elles peuvent flotter sur l'eau) appelées **ponces** (du latin, *pumex*). Elles se forment à partir de fragments de magma visqueux.

IV.3. Les éruptions volcaniques

En général, les magmas produits à l'intérieur de la Terre ont tendance à remonter à la surface car la densité du magma est inférieure à la densité du milieu solide environnant (environ 10 % moins dense).

D'autre part, le magma contient du gaz dissous. A une certaine profondeur, la pression est telle que le gaz dissous se sépare du magma et forme des bulles. Ces bulles ont tendance à s'**étendre** lorsque la pression diminue.

- Si la partie liquide du magma à une **faible viscosité**, le gaz peut s'étendre facilement, et à la surface une éruption **non explosive** se produit, sous forme de coulée de **lave** (nom donné au magma qui s'épanche en surface. La lave se distingue du magma par l'absence des gaz qui, avec la diminution de la pression, se séparent du magma et s'échappent dans l'atmosphère).
- Si la partie liquide du magma à une **forte viscosité**, le gaz rencontre une forte résistance de la part du liquide et ne peut s'étendre facilement. Arrivée à la surface, une éruption **explosive** se produit.

Donc, en fonction de la quantité de gaz dissous dans un magma et de sa viscosité, on distingue des éruptions : explosives et non explosives.

VI.3.1. Les éruptions non explosives

Les éruptions non explosives sont caractéristiques des magmas de faible viscosité, et à faible teneur en gaz dissous. Ce sont les magmas basaltiques.

Des coulées de laves sont produites par ces éruptions et se déplacent progressivement loin de leur cheminée éruptive à travers des pentes. Parfois, les laves s'écoulent à partir de longues fissures (**éruption fissurale**).

Les coulées de laves sous-marines forment : les **laves en coussins (Pillow-Lava)** : il s'agit de boules de 0,6 à 2 m sur 0,3 à 1 m qui s'empilent les unes sur les autres.

Parfois, des éruptions non explosives se produisent lorsque la viscosité du magma est élevée mais sa teneur en gaz est très faible. Dans ce cas, la lave s'empilent sur la cheminée et forme un **dôme volcanique** (figure 9).

VI.3.2. Les éruptions explosives

Les éruptions explosives sont caractéristiques des magmas de viscosité élevée et à teneur importante en gaz dissous. Ce sont les magmas andésitiques et rhyolitiques.

- Le nuage de gaz et de téphra qui s'élève au dessus du volcan à la suite d'une explosion vulcanienne extrêmement puissante forme une **nuée éruptive** appelée aussi **colonne éruptive** qui peut monter très haut dans la stratosphère (jusqu'à 45 km, figure 1). Les téphras peuvent être déplacés par les vents puis déposés loin du volcan formant une couche de téphra ou de cendre. Cette colonne éruptive est parfois appelée : colonne Plinienne (qui fait référence à l'activité explosive du Vésuve en 79 qui coûta la vie à Pline l'Ancien et fut décrite par son neveu Pline le jeune. Cette éruption volcanique a fait plus de 20000 morts et détruisit la ville de Pompéi). La colonne éruptive du volcan Pinatubo aux Philippines a atteint 40 km de hauteur le 15 juin 1991.

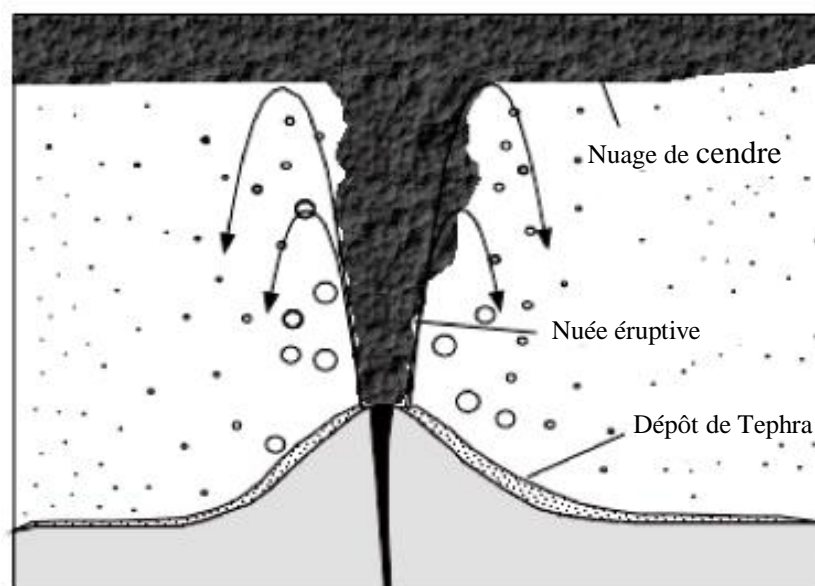


Figure 1 : Coupe schématique d'un volcan montrant une nuée éruptive

- Si la colonne d'éruption s'effondre au dessus du volcan du fait de sa densité élevée, une **coulée pyroclastique** se produit, dans laquelle gaz et pyroclastites s'écoulent sur les flancs du volcan à très grande vitesse (Figure 2). C'est les éruptions volcaniques les plus dangereuses. Ces coulées sont parfois appelées : **nuées retombantes**.

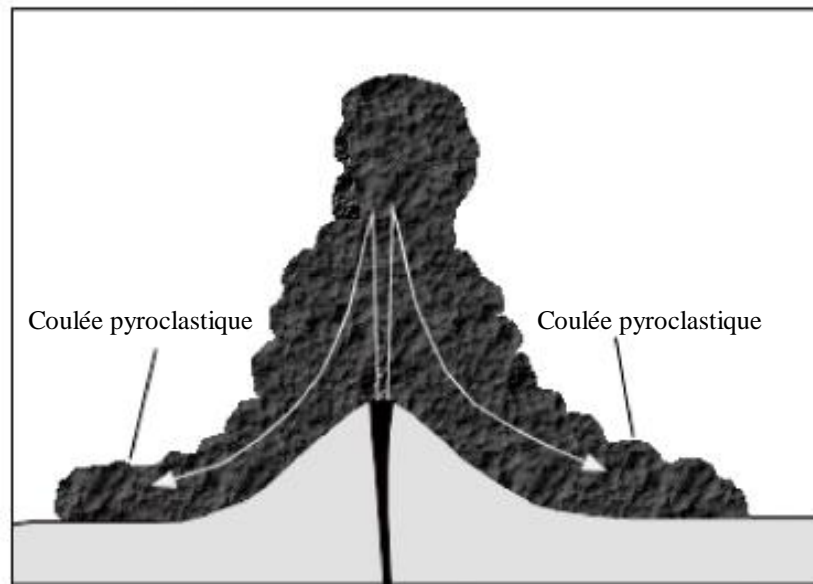


Figure 2 : Schéma montrant des nuées retombantes sur les flancs d'un volcan

Si les dépôts formés par les coulées pyroclastiques sont essentiellement formés de ponces, ces ponces peuvent se souder à chaud et former des roches magmatiques appelées : **ignimbrites** (de *ignis*, feu, et *imber*, pluie).

Si l'éruption explosive est dirigée latéralement on parle d'un **blast (souffle) latéral** (figure 3). Si l'explosion se produit au pied d'un dôme ou d'une aiguille de lave obstruant la cheminée volcanique, on parle d'une **nuée descendante** ou **nuée ardente** (figure 4). Les blasts latéraux et nuées ardentes résultent le plus souvent de la mise à nu soudaine d'un corps magmatique sous pression suite à un glissement de terrain ou à l'effondrement d'un dôme de lave.

Le 8 mai 1902, l'éruption volcanique de la Montagne Pelée en Martinique a provoqué une nuée ardente qui détruisit la ville de Saint Pierre et tua 28000 personnes. La nuée ardente déferla sur la ville à une vitesse de 500 km/h.

Le 18 mai 1980, l'effondrement de tout un flanc du Mont Saint Helens dans l'Etat de Washington (USA) a mis a nu une intrusion magmatique qui par décompression, provoqua une gigantesque explosion dirigée latéralement (blast latéral).

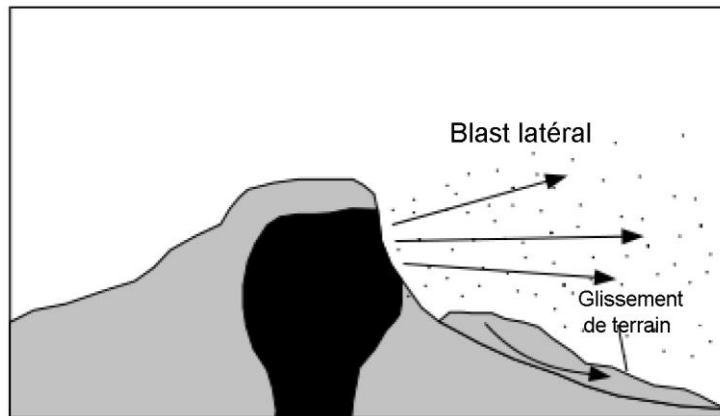


Figure 3 : Schéma montrant blast latéral sur le flanc d'un volcan

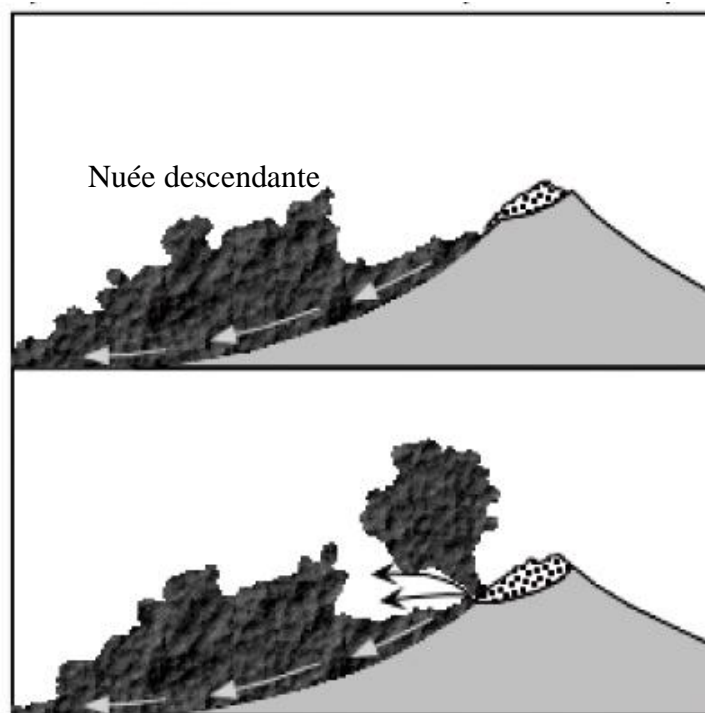


Figure 4 : Schéma montrant une nuée descendante sur le flanc d'un volcan

IV.4. Les différents types de volcans (édifices volcaniques)

En fonction du mécanisme des éruptions qui dépend de la température, viscosité et composition chimique du magma, on distingue quatre morphologies de volcans :

- Volcan-bouclier : appelé aussi type Hawaïen.
- Volcan mixte ou strato-volcan : appelé aussi type Strombolien.
- Cône de cendres : type Vulcanien.
- Dôme volcanique : type Péléen.

Chaque morphologie de volcan est associée à un type d'éruption ou de volcanisme caractérisé par la prédominance de laves, de gaz ou de produits solides (Tableau 2) et (Figure 5).

Morphologie du Volcan	Type	Volcanisme (Type d'éruption)	Produits volcaniques
Volcan-bouclier	Hawaïen	Effusif	Laves
Volcan mixte (strato-volcan)	Strombolien	Mixte	Pas de prédominance
Cône de cendres	Vulcanien	Explosif	Gaz
Dôme volcanique	Péleén	Extrusif	Solides

Tableau 2 : Caractéristiques des principaux édifices volcaniques

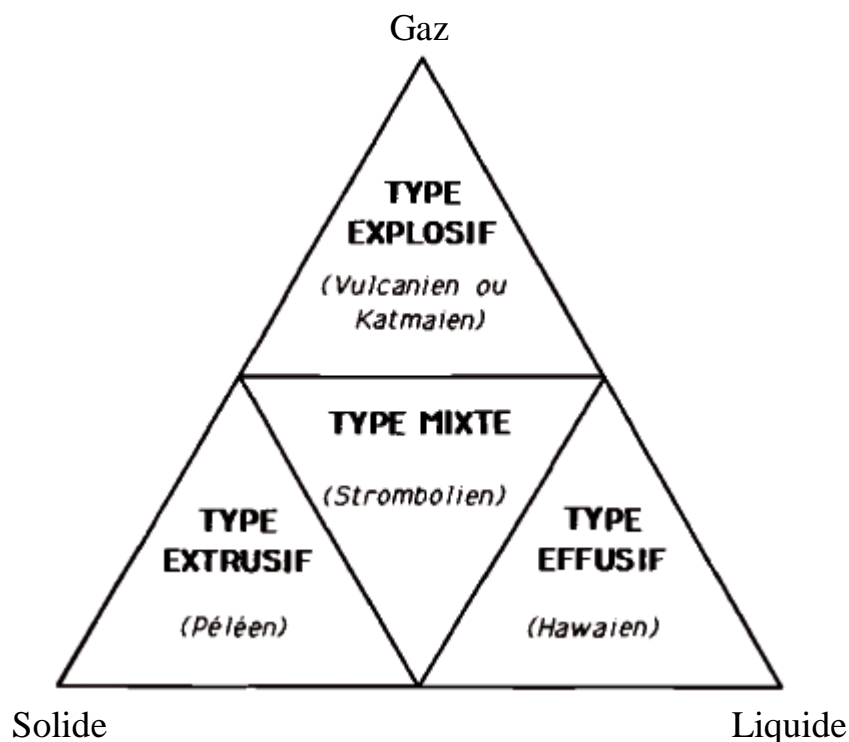


Figure 5 : Classification des types d'éruptions volcaniques selon Geze (1964)

IV.4.1. Les volcans-boucliers (Type Hawaïen) (Figure 6)

- Les volcans-boucliers sont formés par des écoulements successifs de laves (de nature basaltique) très fluides s'étalant sur de grandes distances et édifiant des cônes à faibles pentes (5° à 10°) dont la forme rappelle celle d'un bouclier posé sur le sol.
- Les laves forment des couches successives peu épaisses (1-10 m). Le diamètre à la base des volcans-boucliers peut atteindre 400 km.

- Les éruptions de ce type sont précédées de la montée du magma et de son accumulation dans les chambres magmatiques.
- Les laves sont de nature basaltique à faible viscosité et à faible teneur en gaz.
- La vitesse d'écoulement des laves peut atteindre 40 à 60 km/h au maximum.
- Très peu de produits pyroclastiques sont trouvés dans les volcans boucliers.
- Exemples de volcans-boucliers : les volcans Mauna Loa et Kilauea des îles Hawaii.
- Sur les 1500 volcans actifs connus sur Terre, 164 sont des volcans boucliers.

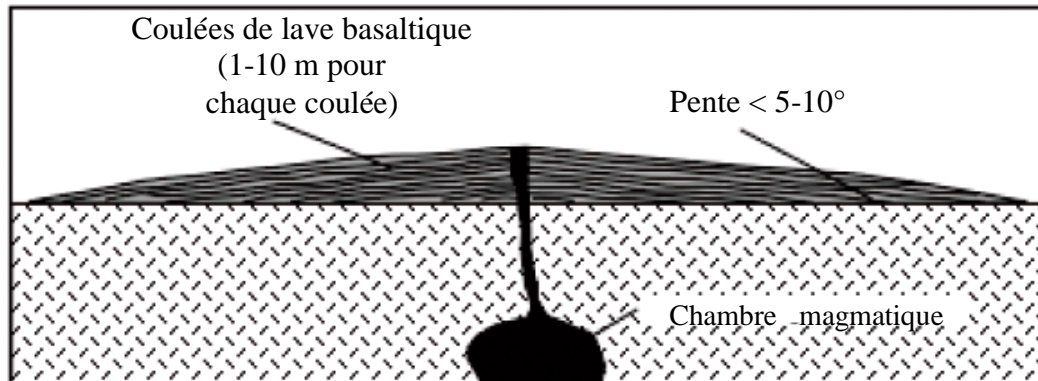


Figure 6 : Coupe schématique d'un volcan-bouclier

Remarque : les plateaux basaltiques ou Trapps

- Certaines éruptions volcaniques non explosives s'effectuent à partir de longues fissures : c'est le **volcanisme fissural**. Une importante quantité de lave de nature basaltique s'épanche en suivant des fissures. Ces laves peuvent couvrir d'immenses surfaces.
- Les trapps du Deccan en Inde ont recouvert une surface de plus d'un million de km² sur plus de 3000 m d'épaisseur. Ce volcanisme a eu lieu il y a 65 millions d'années.
- Un exemple de volcanisme fissural récent est le volcan Laki en Islande : la lave de composition basaltique s'est épanchée en suivant une fissure de 32 km de longueur et a recouvert une surface de 588 km². Le volume de lave mise en place a été de 12 km³.

IV.4.2. Les volcans mixtes ou stratovolcans (Type Strombolien) (Figure 7)

- Les stratovolcans sont caractérisés par une alternance de coulées de laves (basalte, andésite) avec des couches pyroclastiques (blocs, lapillis et cendres). Il y a alternance de phases effusives et de phases explosives. Les couches pyroclastiques peuvent former plus de 50 % du volume des stratovolcans.
- Les pentes (10 à 35°) et les altitudes des stratovolcans sont relativement importantes.
- Les laves et les couches pyroclastiques ont généralement une composition andésitique à rhyolitique.
- Etant donné la viscosité plus élevée des magmas issus des stratovolcans, ils sont plus explosifs que les volcans-boucliers.
- Les stratovolcans possèdent un **cratère** à leur sommet, formé par des éruptions explosives. Ces cratères sont parfois remplis par des coulées de lave ou dômes de lave, parfois par une calotte glaciaire et plus rarement par un lac d'eau.

- Les périodes de repos de ces volcans peuvent durer des centaines voir des milliers d'années, ce qui rend ces volcans particulièrement dangereux, les populations ont tendance à s'implanter autour du volcan étant donné qu'on ne lui connaît pas d'activité historique.
- Des petits cônes peuvent apparaître sur les flancs du cône principal et sont alimentés par la même cheminée. Ces petits cônes sont appelés **cônes adventifs** (Figure 7).
- Exemples de stratovolcans : le Stromboli, une des îles Eoliennes dans la Mer Tyrrhénienne (1000 m de hauteur + 1500 m sous la mer). L'Etna en Sicile est le plus grand stratovolcan d'Europe en activité (3350 m d'altitude).
- Sur les 1500 volcans actifs connus sur Terre, 699 sont des stratovolcans.

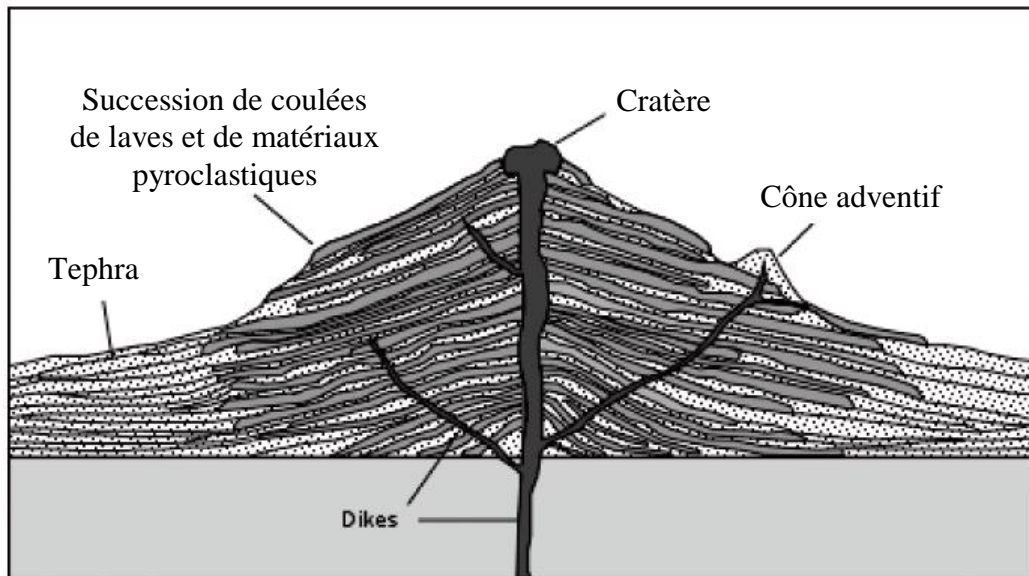


Figure 7 : Coupe schématique d'un stratovolcan

IV.4.3. Les cônes de scories ou de cendres (Type Vulcanien) (Figure 8)

- Les éruptions de ces volcans sont essentiellement explosives et s'accompagnent de projections de magmas acides visqueux saturés de gaz. Les laves sont fragmentées par les explosions.
- Le cône est principalement constitué par des pyroclastites (bombes, lapilli et cendres), d'où le nom donné à ce type de volcans.
- Le volume des cônes n'est pas important. L'altitude est généralement faible et ne dépasse guère 500 m. La pente est raide, de l'ordre de 30° en moyenne.
- Ces cônes sont formés par des couches successives de pyroclastites qui diffèrent par la taille de leurs fragments en fonction de l'intensité des explosions.
- Les cratères au sommet des cônes ne sont visibles que chez les volcans jeunes. Ils sont généralement érodés chez les anciens volcans.
- Si le volcan émet de la lave, elle s'écoule généralement à partir des fissures latérales et descend en suivant les versants du cône.
- Des cônes de cendres se forment souvent sur les flancs des stratovolcans ou près de leur sommet (cônes adventifs).
- Les cônes de cendres se mettent en place en groupe, et l'on peut observer des dizaines voir des centaines de cônes en une seule région.

- Exemples de cônes de cendres : le Vulcano (île Lipari, Italie). Le volcan El Parícutin au Mexique est apparu en 1943 dans une ferme et son activité a duré 9 ans.

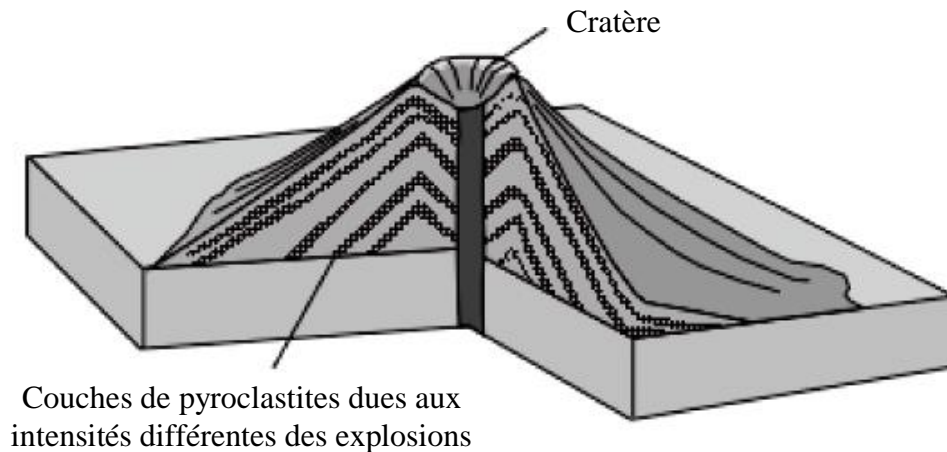


Figure 8 : Coupe schématique d'un cône de cendres

IV.4.4. Les dômes volcaniques ou cumulo-volcan (Type Péléen) (Figure 9)

- Les dômes volcaniques sont formés par l'extrusion de magmas visqueux acides ou intermédiaires (trachytes, rhyolites, phonolites) très pauvres en gaz. A cause de la forte viscosité, la lave ne s'écoule pas mais s'empile et se solidifie au dessus de la cheminée volcanique. La vitesse de la lave est de l'ordre de 0,5 à 2 mètres par jour. Les projections sont peu importantes. Ces extrusions présentent la forme de dômes ou de pitons débités en prismes.

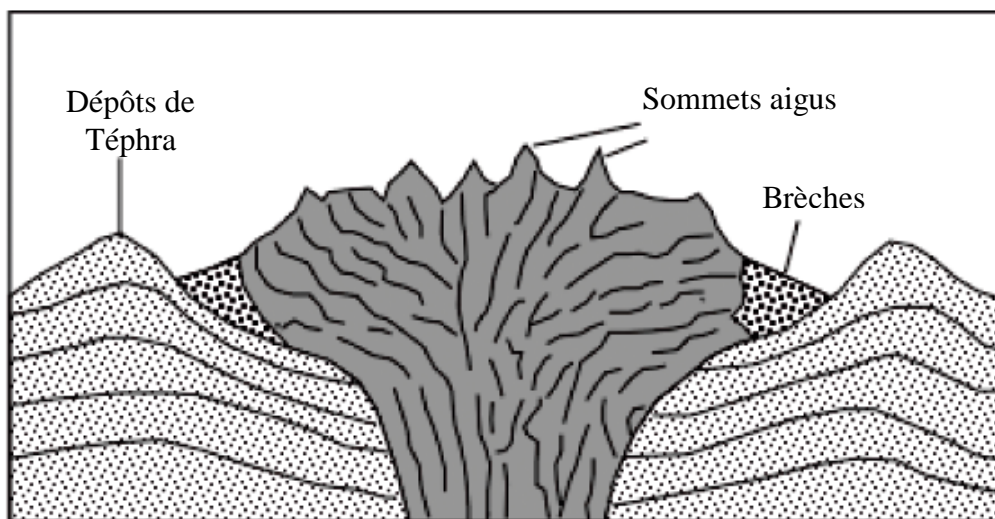


Figure 9 : Coupe schématique d'un dôme volcanique

Remarque

La classification des volcans selon les quatre types (hawaïen, strombolien, vulcanien, péléen) établie par Mercalli en 1907 n'est plus utilisée car elle est difficilement applicable. Un même volcan peut être d'un type ou d'un autre, car le caractère de l'éruption d'un même volcan peut changer avec le temps. Ceci se produit lorsque change la composition chimique des magmas qui alimentent le volcan.

Exemple : le **Vésuve** (Italie) présente des éruptions tantôt stromboliennes, tantôt vulcaniennes. L'éruption du volcan de la **Montagne Pelée** (Martinique) en 1902 a d'abord été explosive (type Vulcanien) puis extrusive (type Péléen).

IV.4.5. Cratères et Caldeiras

Le sommet des volcans est généralement occupé par une dépression circulaire ou elliptique de faible dimension (diamètre < 1 km) appelée : **cratère** (du grec *krater*, vase) formée par les explosions volcaniques.

Les **caldeiras** (mot portugais signifiant chaudron) sont de grandes dépressions volcaniques circulaires ou elliptiques dont le diamètre dépasse 2 km. Elles sont produites par effondrement du cône volcanique en réponse au vide laissé par les éruptions volcaniques dans les chambres magmatiques sous jacentes (figure 10). Les caldeiras sont souvent occupées par des lacs.

La plus grande caldeira du monde se trouve en Indonésie (île de Sumatra). Il s'agit de la caldeira du lac Toba de forme elliptique, qui mesure 80 x 30 km.

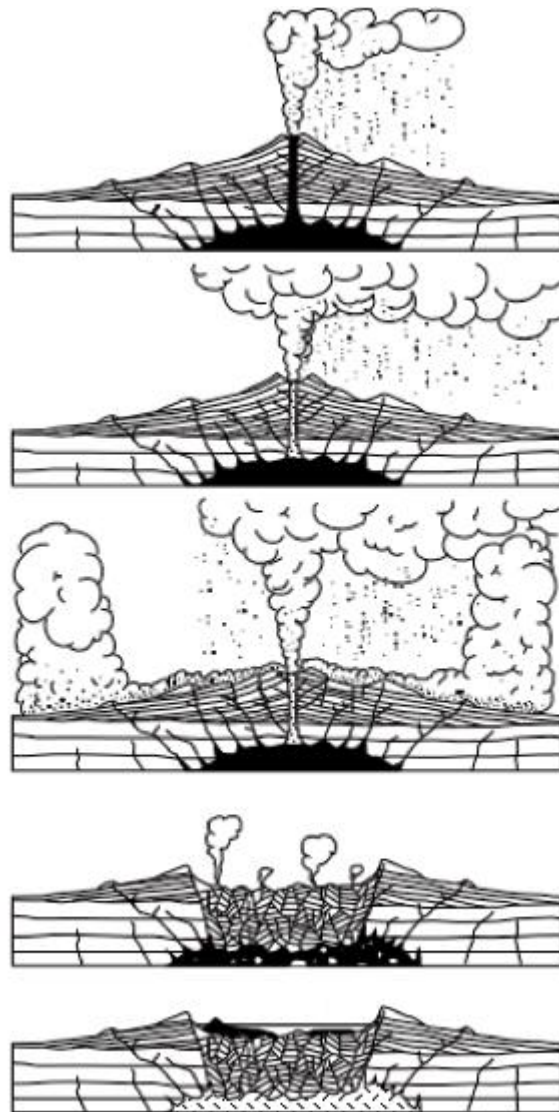


Figure 10 : Etapes de formation d'une caldeira

IV.5. Distribution des volcans – Volcanisme et tectonique des plaques

La répartition du volcanisme sur Terre est très voisine de celle de la sismicité. Elle est en relation avec la tectonique des plaques et plus précisément avec les frontières de plaques tectoniques. Les volcans se répartissent dans trois principaux domaines ou zones :

- Le long des frontières divergentes, au niveau des dorsales océaniques ou dans les zones d'extension continentale, au niveau des rifts.
- Dans les zones de subduction.
- Dans les zones appelées « points chauds », localisées à l'intérieur des plaques tectoniques, donc sans relation avec les frontières de plaques.

IV.5.1. Les volcans des frontières divergentes

Un volcanisme actif se produit tout le long des 70000 km de dorsales médio-océaniques qui parcourent la surface de la Terre sous les océans. Les dorsales océaniques sont probablement les plus grands producteurs de magmas sur la terre. Paradoxalement, une grande partie de ce volcanisme passe inaperçu car, à l'exception des îles océaniques, il se met en place sous les océans. L'un des rares endroits sur Terre où une dorsale océanique est visible à l'air libre au dessus du niveau de la mer est l'Islande, située sur la dorsale médio-atlantique (figure 11).

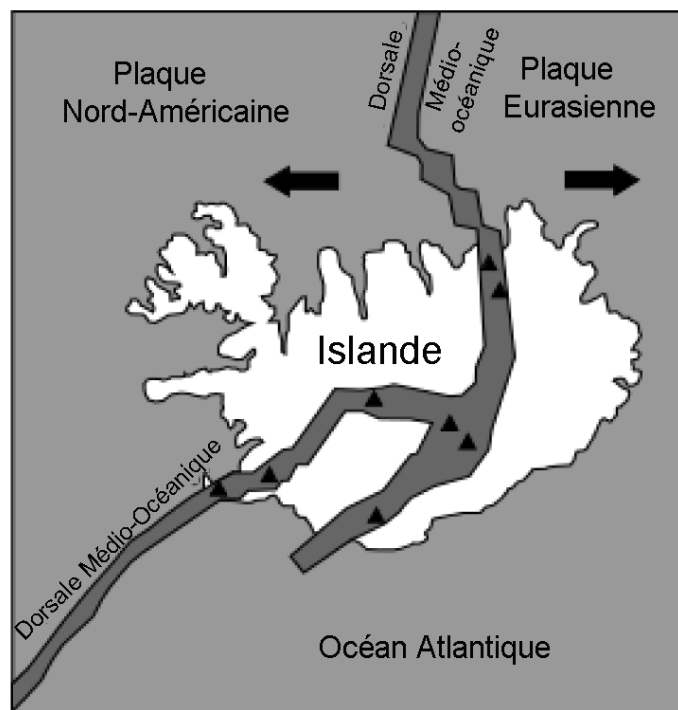


Figure 11 : L'Islande dans l'Atlantique Nord, où la Dorsale médio-atlantique est visible au dessus du niveau de la mer.

Un volcanisme actif se produit également sur les continents qui subissent un processus de rifting qui aboutira à la formation d'un nouvel océan. L'exemple classique sur Terre est la zone du Rift de l'Afrique de l'Est, où plusieurs volcans actifs sont connus (région des grands lacs, Ethiopie, Djibouti) (figure 12).

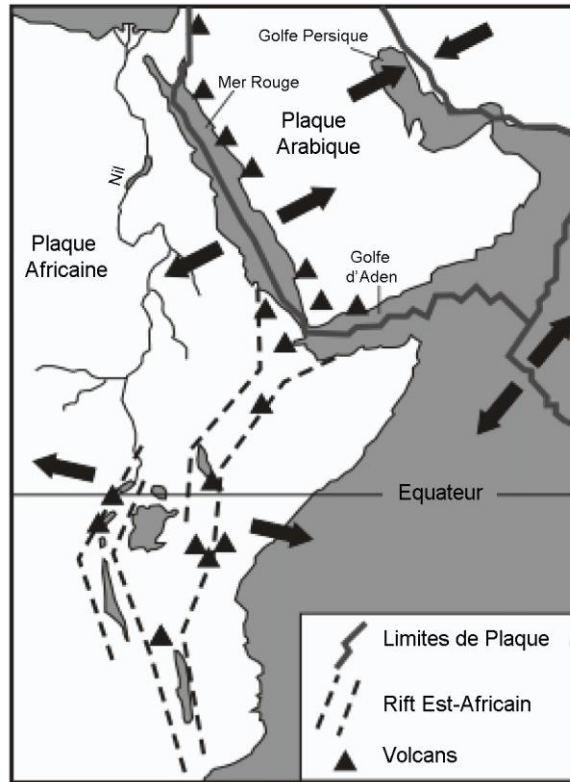


Figure 12 : Volcans de la vallée du grand rift de l’Afrique de l’Est

IV.5.2. Les volcans des zones de subduction

Plus de 80% des volcans sur Terre sont groupés dans les zones côtières qui bordent les côtes de l’Océan Pacifique, formant la ceinture de feu du Pacifique (figure 13). Tous ces volcans sont liés à des zones de subduction, et sont de type explosif avec des magmas visqueux. Ce sont les volcans les plus dangereux sur Terre.

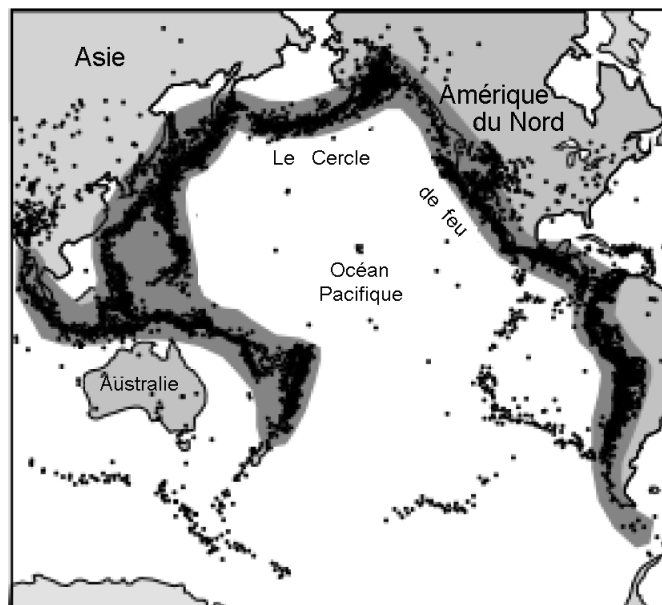


Figure 13 : Répartition des volcans dans la ceinture de feu du Pacifique.

- Les volcans des îles Aléoutiennes (ouest de l'Alaska), de la péninsule du Kamtchatka, des îles Kouriles et du Japon, des Philippines, des îles Mariannes, de la Nouvelle Zélande et de l'Indonésie sont liés à une subduction croûte océanique-croûte océanique, et apparaissent en surface formant les arcs volcaniques insulaires (figure 14).

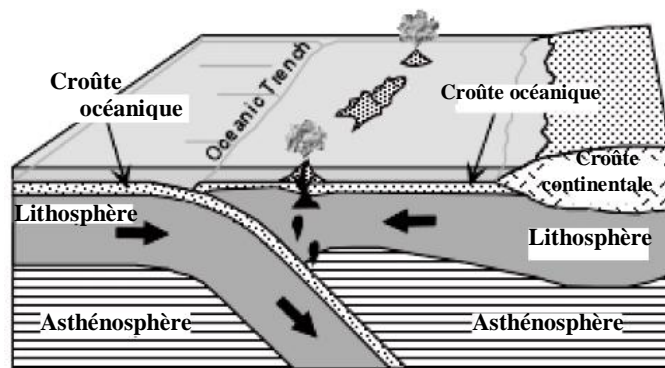


Figure 14 : subduction croûte océanique-croûte océanique et arcs volcaniques insulaires.

- Les Volcans des zones côtières de l'Ouest de l'Amérique du Sud, Amérique Central et Mexique, du Nord-Ouest des Etats-Unis, de l'Ouest du Canada et de l'Est de l'Alaska sont liés à une subduction lithosphère océanique-lithosphère continentale, et forment en surface les arcs volcaniques continentaux (figure 15).

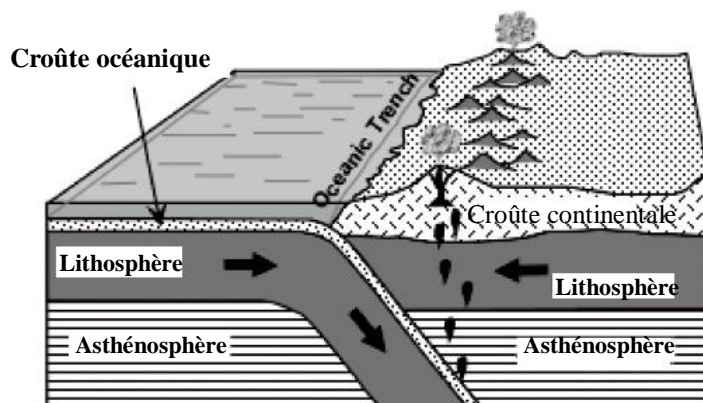


Figure 15 : subduction croûte océanique-croûte continentale et arcs volcaniques continentaux.

IV.5.3. Les volcans des points chauds

Une certaine activité magmatique est connue à l'intérieure 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 dessus de ces points chauds fixes conduits à la formation d'alignement d'îles volcaniques éteints (ou **guyots**, du nom du Géographe A. Guyot) (figure 16) dont l'âge augmente à mesure qu'on s'éloigne du volcan actif situé au dessus du point chaud (figure 17). Exemple : la chaîne Empereur-Hawaï.

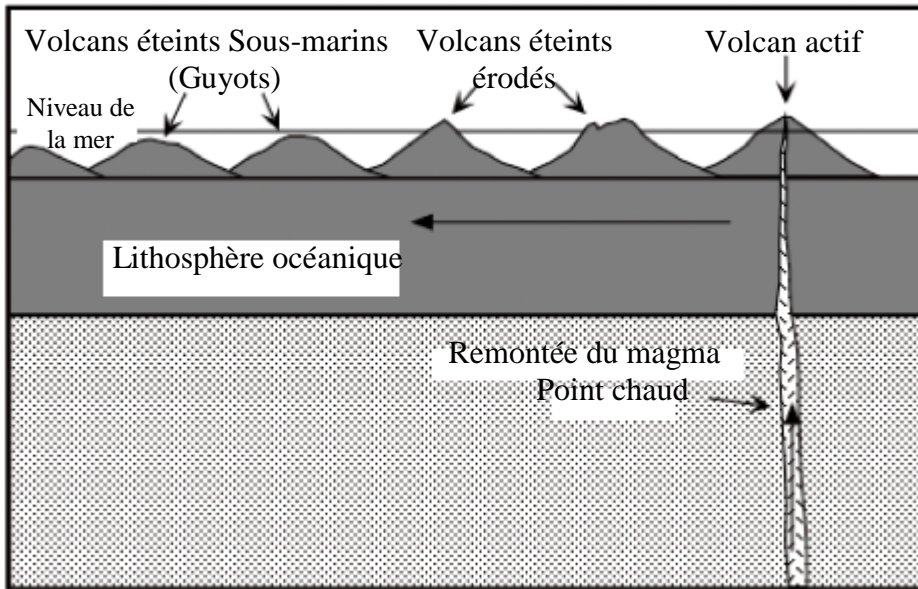


Figure 16 : Point chaud et alignement de volcans éteints dû au mouvement de la lithosphère océanique souligné par une flèche.

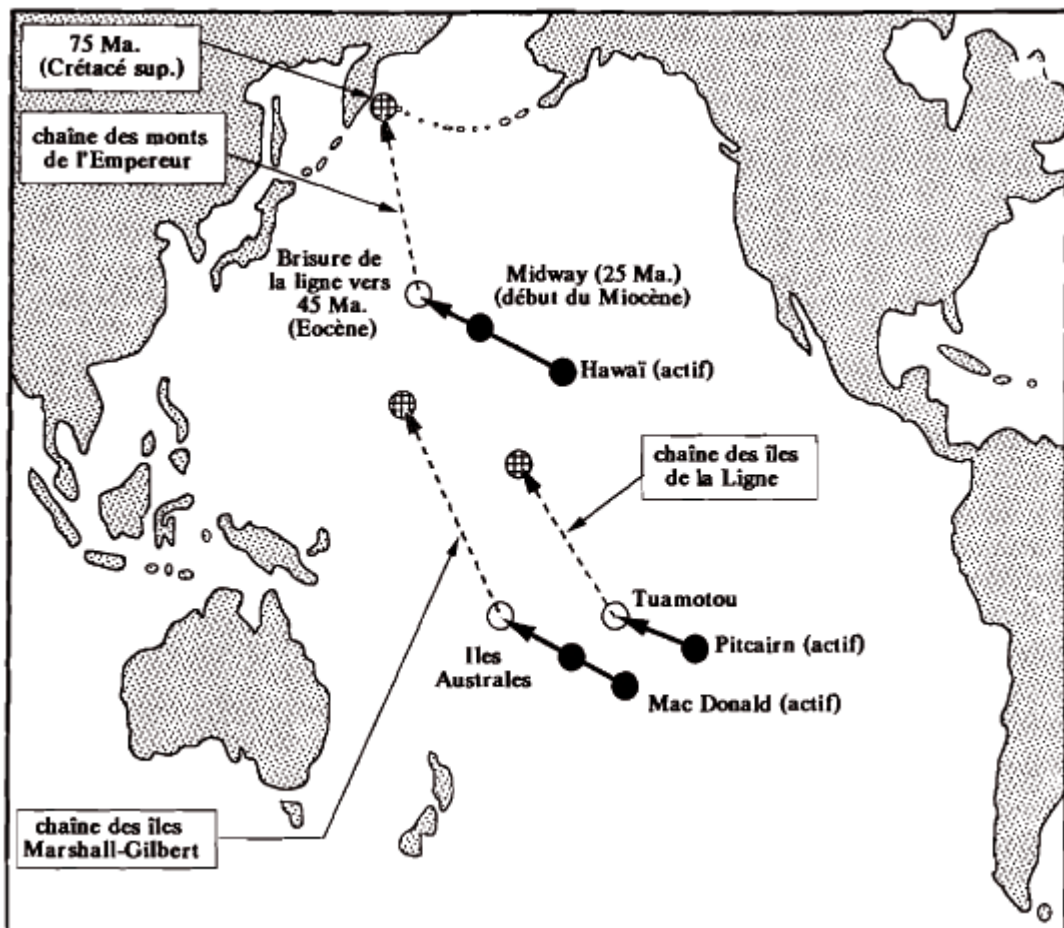


Figure 17 : Evolution des points chauds du Pacifique entre le Crétacé et l'époque actuelle