

# Pourquoi existe-t-il des volcans sur Terre ?

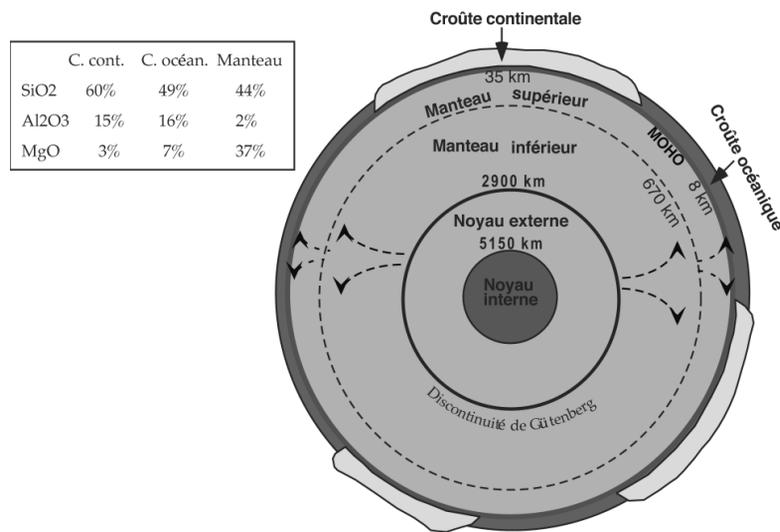
Qu'est-ce qu'un volcan ? Un volcan est un appareil naturel par lequel la surface de l'écorce terrestre est mise en communication avec les matières fondues de l'intérieur de la Terre. Les éruptions volcaniques en sont les manifestations, les gaz le moteur, les magmas en fusion le véhicule. Expliquer le volcanisme, nécessite de se plonger dans les entrailles de la Terre.

## 1. Structure interne et géodynamique de la Terre

L'anatomie interne de la Terre est acquise par l'étude de la propagation des ondes sismiques qui, lors d'un séisme, parcourent notre planète depuis sa surface jusqu'à son centre. L'étude de ces ondes nous en offre une véritable radiographie

La vitesse des ondes sismiques est fonction des propriétés physiques (en particulier de la densité) des matériaux qu'elles traversent. Cette vitesse augmente lentement et progressivement au fur et à mesure que les ondes pénètrent en profondeur. Mais on note également que les vitesses des ondes sismiques peuvent augmenter brutalement à différents niveaux du globe. Cette brusque augmentation de la vitesse des ondes sismiques traduit le passage d'un milieu à un autre milieu. Notre Terre n'est donc pas homogène. Il existe en son sein des **discontinuités** de compositions.

Fig.1.1. Structure interne de la Terre et compositions chimiques partielles comparées de la croûte continentale, de la croûte océanique et du manteau.



La Terre, de 6 370 km de rayon, est constituée de 3 enveloppes successives (fig. 1.1).

La plus superficielle est la croûte, fine pellicule qui représente 1,5 % du volume de la Terre. Deux types de croûte doivent être distingués, selon le contexte continental ou océanique. La croûte continentale est épaisse en moyenne de 35 km, mais son épaisseur peut atteindre 70 km au niveau des Andes centrales (Pérou-Chili). La croûte océanique, qui compose le plancher océanique, est beaucoup plus mince. Son épaisseur est de l'ordre de 8 km. Ces deux types de croûte se différencient également de par les matériaux qui les composent et de par leur composition chimique. Toutes deux sont riches en silice et alumine, mais la croûte continentale est beaucoup plus siliceuse que son homologue océanique (fig. 1-1).

Sous la croûte se situe le manteau qui représente 82,5 % du volume de la Terre. Le manteau est lui-même subdivisé en deux ensembles : le manteau supérieur jusqu'à 670 km de profondeur et le manteau inférieur jusqu'à 2 900 km. Il existe entre croûte et manteau une discontinuité : la discontinuité de Mohorovicic ou MOHO, du nom d'un géophysicien croate (Andrija Mohorovicic, 1857-1936) qui, le premier, a mis en évidence l'accélération des vitesses sismiques lors du passage croûte-manteau. Croûtes et manteau sont de natures différentes. Les roches qui composent le manteau sont très spécifiques à cet ensemble. La composition chimique du manteau est caractérisée par de faibles teneurs en silice et alumine et de fortes teneurs en oxyde de magnésium (fig. 1.1).

Croûtes et manteau sont composés de roches solides qui, du point de vue chimique, ont une caractéristique commune : ce sont des roches silicatées.

Enfin au cœur de la Terre se situe le noyau, séparé du manteau par la discontinuité de Gutenberg, du nom du sismologue allemand Beno Gutenberg (1889-1960) qui a détecté cette discontinuité en 1914. Le noyau se subdivise en deux ensembles : le noyau externe jusqu'à 5 150 km de profondeur et le noyau interne ou graine. Le noyau externe qui se comporte comme un liquide est à l'origine du champ magnétique terrestre. Le noyau interne a un comportement solide. Noyaux externe et interne ne sont pas silicatés. Ils sont essentiellement composés de nickel, fer et sulfures.

Cette échographie de la Terre donne une image statique de notre planète. Or la Terre est une planète dynamique. La dynamique de la Terre, ou **géodynamique**, se manifeste à l'échelle des temps géologiques (c'est-à-dire sur quelques dizaines de millions d'années) par la formation de chaînes de montagnes, ce que l'on dénomme une orogénèse. La chaîne alpine en Europe-Asie, la chaîne andine en Amérique du Sud, les montagnes rocheuses en Amérique du Nord sont des orogénèses récentes. À l'échelle humaine, la dynamique de notre planète trouve sa traduction dans les tremblements de terre ou dans l'activité volcanique.

Comment passer d'une image statique du globe à une perception dynamique de la Terre ? Comment animer notre planète ?

## 2. Géodynamique de la Terre

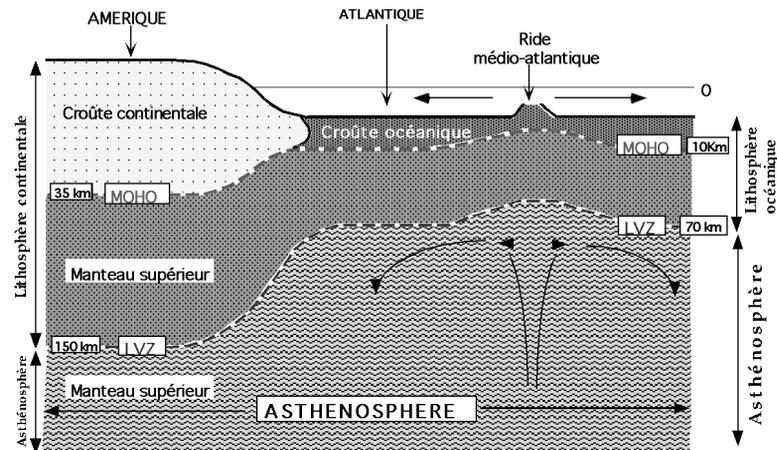
La dynamique de la Terre résulte des propriétés rhéologiques<sup>1</sup> des matériaux profonds (fig. 1.2).

La partie superficielle de la Terre a un comportement solide, rigide et cassant. Cette unité qui comprend la croûte et une partie du manteau supérieur est la **lithosphère**. Son épaisseur est de l'ordre de 150-200 km sous les continents et seulement de 70-100 km sous les océans.

Sous la lithosphère se situe l'**asthénosphère** dont la profondeur atteint la limite du manteau supérieur, soit 670 km. Les roches de

1. Rhéologie : branche de la physique qui étudie la viscosité, la plasticité, l'élasticité et l'écoulement de la matière.

Fig.1.2. Structure géodynamique de la croûte et du manteau supérieur.



l'asthénosphère ont un comportement plastique et ductile. Elles peuvent se déformer, être allongées ou étirées sans se rompre.

L'image que l'on peut donner du comportement des roches de la lithosphère et de l'asthénosphère est celle d'un bâton de cire. À la température ambiante, si on veut le déformer il se casse dès que le seuil de rupture est atteint. C'est le comportement des roches lithosphériques. Si par contre, on chauffe très modérément ce bâton de cire, il devient souple tout en restant à l'état solide. On peut alors l'allonger, le déformer sans qu'il se casse. C'est le comportement des matériaux du manteau asthénosphérique. Ce manteau asthénosphérique, ductile, est animé de courants de convection qui le brassent dans son ensemble à des vitesses extrêmement lentes (quelques centimètres par an).

Lithosphère et asthénosphère sont séparées par une zone où les vitesses des ondes sismiques sont ralenties. C'est la zone des faibles vitesses ou *Low Velocity Zone* (LVZ). Quelle est la cause de ce ralentissement ? C'est une zone où les roches du manteau supérieur subissent un début de fusion. À ces pressions (~35 000 atmosphères) et températures (~1 300 °C), très peu de liquide est formé (moins de 1 %).

Si nous reprenons l'image de notre bâton de cire, nous savons que si nous chauffons la cire un peu plus, celle-ci va subir un début de fusion et devenir pour partie liquide. C'est ce phénomène qui se passe au niveau de la LVZ. Sous la LVZ, le manteau supérieur asthénosphérique est soumis à des pressions trop fortes pour subir une fusion. Il reste à l'état ductile.

À l'échelle géologique, les courants de convection qui animent l'asthénosphère sont transmis au niveau de la LVZ qui agit comme un lubrifiant entre l'asthénosphère et la lithosphère. La LVZ agit comme une couche savonneuse qui permet le découplage de la lithosphère et de l'asthénosphère. C'est ainsi que la plaque lithosphérique, comme une carapace, peut glisser et se déplacer sur l'asthénosphère sous-jacente. Telle est la cause de la mobilité des plaques tectoniques lithosphériques superficielles de la Terre.

Le manteau inférieur ou mésosphère est lui aussi solide et plastique. Il est affecté également par des mouvements de convection, nettement plus lents. Ce sont ces mouvements convectifs du manteau inférieur qui contribuent à transférer une partie de la chaleur du manteau inférieur (température de l'ordre de 3 500 °C) vers le manteau supérieur (température de l'ordre de 1 300 °C).

Le noyau externe est lui aussi brassé par des courants convectifs rapides (plusieurs km par an). Ces mouvements convectifs transfèrent la chaleur du noyau (température de l'ordre de 5 000 °C) vers le manteau inférieur.

La Terre est donc animée dans son ensemble par des mouvements multiples et divers : mobilité des plaques lithosphériques sur l'asthénosphère ; courants de convection dans l'asthénosphère, la mésosphère, le noyau externe. Ces mouvements convectifs véhiculent la chaleur de l'intérieur de la Terre vers la surface. C'est cette chaleur qui permet, dans certaines conditions, la fusion partielle à grande profondeur des roches du manteau supérieur et de générer ainsi des magmas qui peuvent parfois accéder à la surface de la Terre. Les magmas sont les vecteurs des transferts de chaleur et de matière depuis l'intérieur de la Terre vers sa surface. C'est au niveau des volcans que la Terre perd de la chaleur.

Mais les volcans ne se distribuent pas au hasard sur notre planète. Dans le cadre géodynamique général de la Terre, les volcans se situent dans des zones particulières.

### 3. Où se situent les volcans ?

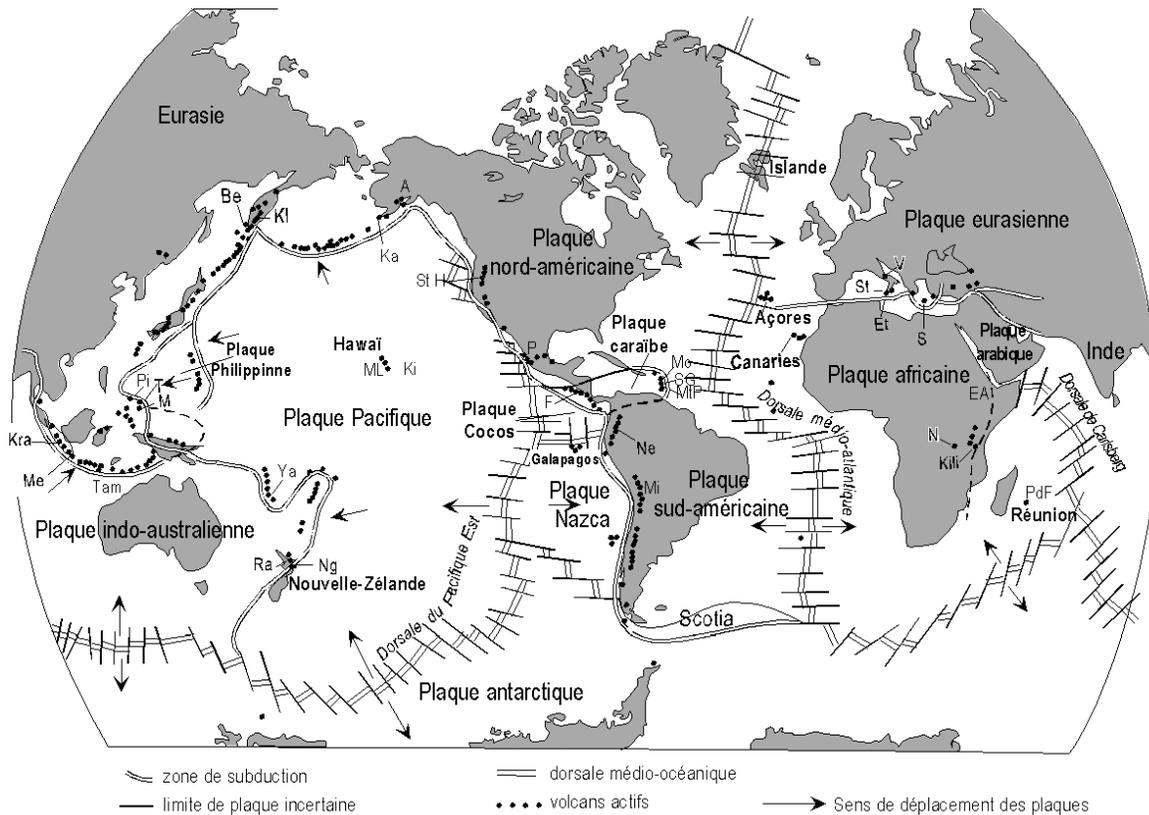
Depuis longtemps, les géologues avaient remarqué que s'il existait des régions de la Terre hautement volcaniques, d'autres zones n'étaient pas touchées par le volcanisme. Pourquoi ? Jusqu'au

milieu du XX<sup>e</sup> siècle, aucune théorie ne proposait de cadre rationnel pour expliquer la distribution du volcanisme à l'échelle mondiale. Aujourd'hui, un tel cadre est fourni par le concept de la tectonique des plaques (ou tectonique globale). Les bases de cette théorie furent jetées dans les années 1960.

### Tectonique des plaques

Dans ce concept, la lithosphère peut être considérée comme une mosaïque de grandes plaques rigides qui recouvrent tout le globe. Ces plaques lithosphériques sont animées de mouvements relatifs les uns par rapport aux autres. François Xavier Le Pichon montre en 1968 que l'ensemble des mouvements relatifs des plaques est organisé autour de 7 grandes plaques (fig. 1.3) : la plaque eurasiennne ; la plaque africaine ; les plaques nord et sud-américaine ; la plaque pacifique ; la plaque de Nazca ; la plaque indo-australienne ; la plaque antarctique. D'autres micro-plaques ont été définies par la suite telle la plaque Cocos, la plaque Caraïbe, la plaque arabe, la plaque philippine. Ces plaques tectoniques sont les éléments d'un grand puzzle dont les pièces se meuvent les unes par rapport

Fig. 1.3. Tectonique des plaques et volcanisme. Noms des volcans : A : Augustine ; Be : Bezmyianny ; EA : Erta Ale ; Et : Etna ; F : Fuego ; Ka : Katmaï ; Ki : Kilauea ; Kili : Kilimandjaro ; Kl : Kliuchevskoi ; M. - Mayon ; ML : Mauna-Loa ; Me : Merapi ; Mi : Misti ; Mo : Montserrat ; MtP : Montagne Pelée ; N : Nyiaragongo ; Ne : Nevado del Ruiz ; Ng : Ngauruhoe ; P : Paricutin ; PdF : Piton de la Fournaise ; Pi : Pinatubo ; S : Santorin ; SG : Soufrière de Guadeloupe ; St H : Saint Helens ; St : Stromboli ; Ra : Ruapehu ; T : Taal ; Tam : Tambora ; V : Vésuve ; Ya : Yasur.



aux autres. Les mouvements relatifs de ces plaques peuvent être de trois ordres. Nous pouvons distinguer :

### *Les plaques divergentes*

Ce sont les zones de **séparation** des plaques. Ce sont des zones d'**extension** associées au système de rides (ou dorsales) océaniques qui parcourent tous les océans (fig. 1.4). Les vitesses de séparation de ces plaques au niveau des dorsales océaniques varient de 2,2 cm/an pour l'océan Atlantique à 16 cm/an pour l'océan Pacifique.

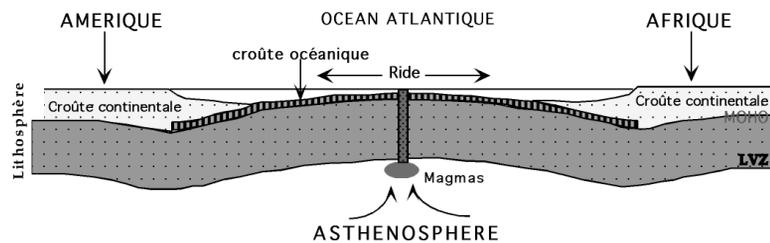


Fig.1.4. Divergence et expansion des plaques océaniques au niveau des dorsales.

### *Les plaques convergentes*

Si les plaques se séparent, elles peuvent aussi se télescoper et entrer en collision. Dans ces zones il y a affrontement d'une croûte océanique et d'une autre croûte (continentale ou océanique). Dans tous les cas de figure, la croûte océanique s'enfonce et disparaît sous l'autre croûte ; c'est le phénomène de **subduction**. C'est par exemple le cas de l'affrontement de la croûte océanique de la plaque de Nazca, dont le déplacement est dirigé vers l'est et de la plaque Amérique du Sud dont le déplacement est orienté vers l'ouest. (fig. 1.5). Il y a affrontement d'une croûte océanique et d'une croûte continentale. La croûte océanique, plus dense, s'enfonce et disparaît sous la croûte continentale.

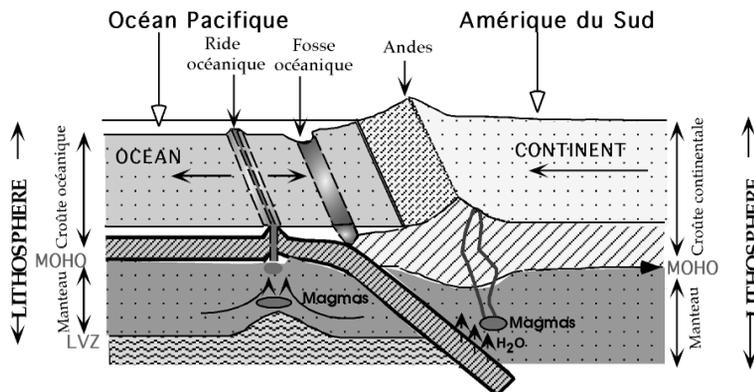


Fig.1.5 - Zone de subduction et volcanisme associé.

Pourquoi existe-t-il des volcans sur Terre ?

### *Les plaques coulissantes*

Les plaques peuvent également se déplacer horizontalement. Ces déplacements sont consécutifs à des failles de cisaillement, les **failles transformantes** où les plaques coulissent l'une contre l'autre.

### Volcanisme et tectonique des plaques

Plus de 98 % du volcanisme mondial se situe aux limites de plaques (fig. 1.3), soit aux limites de plaques divergentes (au niveau des dorsales océaniques), soit aux limites de plaques convergentes (au niveau des zones de subduction). Certains volcans peuvent également se situer en domaine intraplaque océanique ou continentale.

### *Le volcanisme associé aux plaques divergentes*

Les dorsales océaniques forment une **chaîne volcanique** de 60 000 km de long (fig. 1.3). Si le fond océanique est situé à -5 000 m de profondeur en moyenne, la crête de la dorsale, elle, s'élève à -2 500 m. Ces dorsales sont composées d'une zone axiale élevée qui peut être affectée d'une profonde vallée, ou **rift**, profond de 1 à 2 km et large d'une trentaine de kilomètres (fig. 1.6). Dans la zone axiale se mettent en place de façon continue des magmas, tandis que les plaques adjacentes se séparent. Ces magmas participent à la formation et à l'expansion de la croûte océanique qui est donc d'origine volcanique. La dorsale apparaît comme une usine à fabriquer de la croûte océanique. Sachant que les océans représentent les 2/3 de la surface de la Terre, on comprend aisément l'importance de ce volcanisme qui est généralement sous-marin.

Observer l'activité volcanique sous-marine des dorsales océaniques est délicate. Elle nécessite des expéditions en submersibles, tel le Nautilus d'Ifremer qui peut plonger à 6 000 m de profondeur.

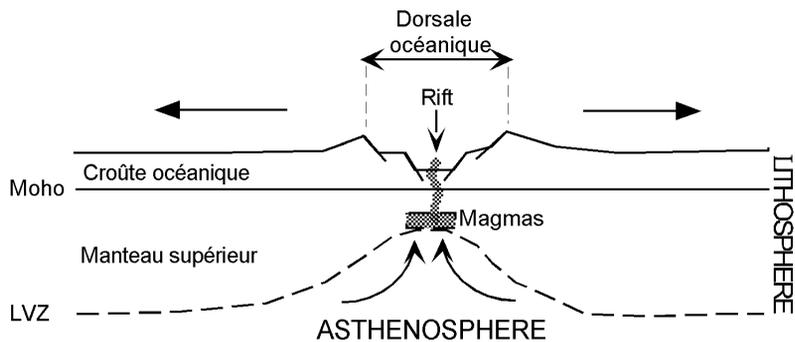


Fig. 1.6. Volcanisme des dorsales océaniques.