

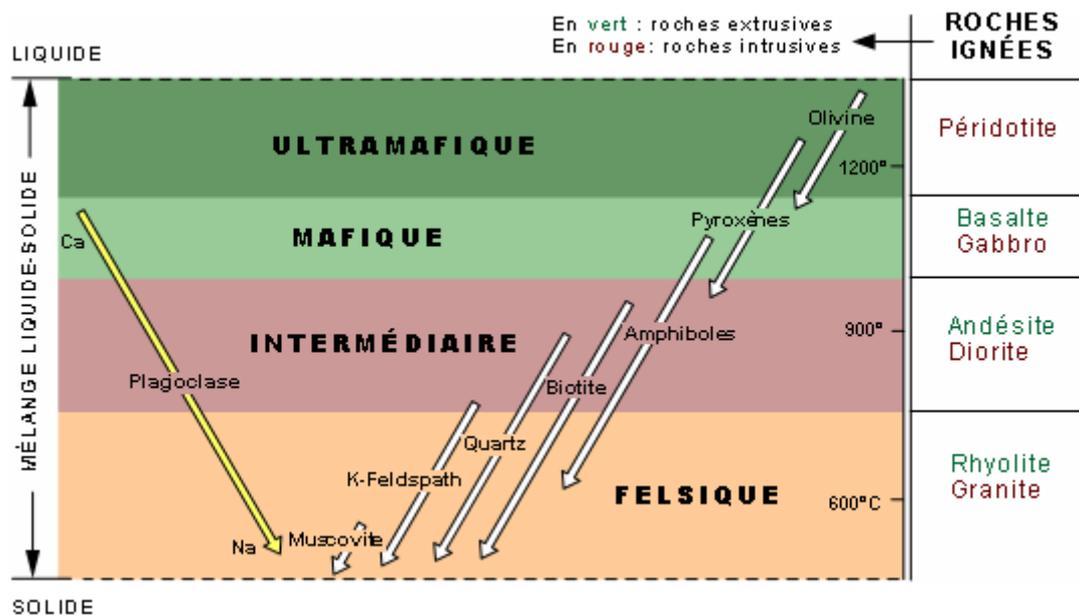
Les roches ignées

Les magmas proviennent tous du manteau. Les roches magmatiques, issues de la cristallisation du magma, devraient donc avoir toutes la même composition. Ce n'est pas le cas. Pourquoi? Pour bien répondre à cette question, il est essentiel de connaître deux processus importants:

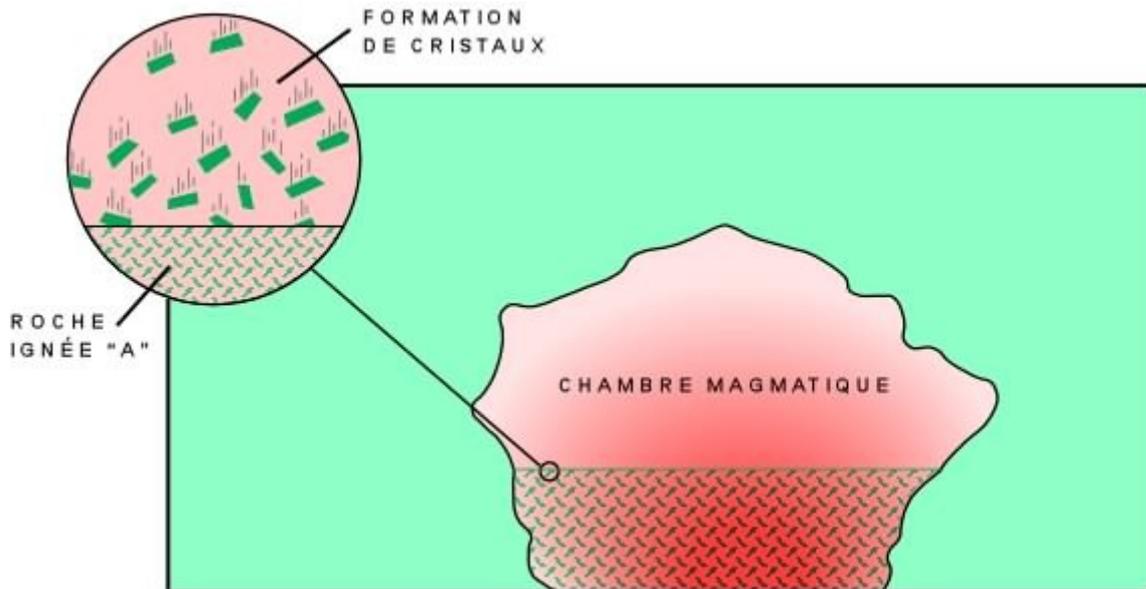
- La cristallisation fractionnée et
- La fusion partielle.

La cristallisation fractionnée.

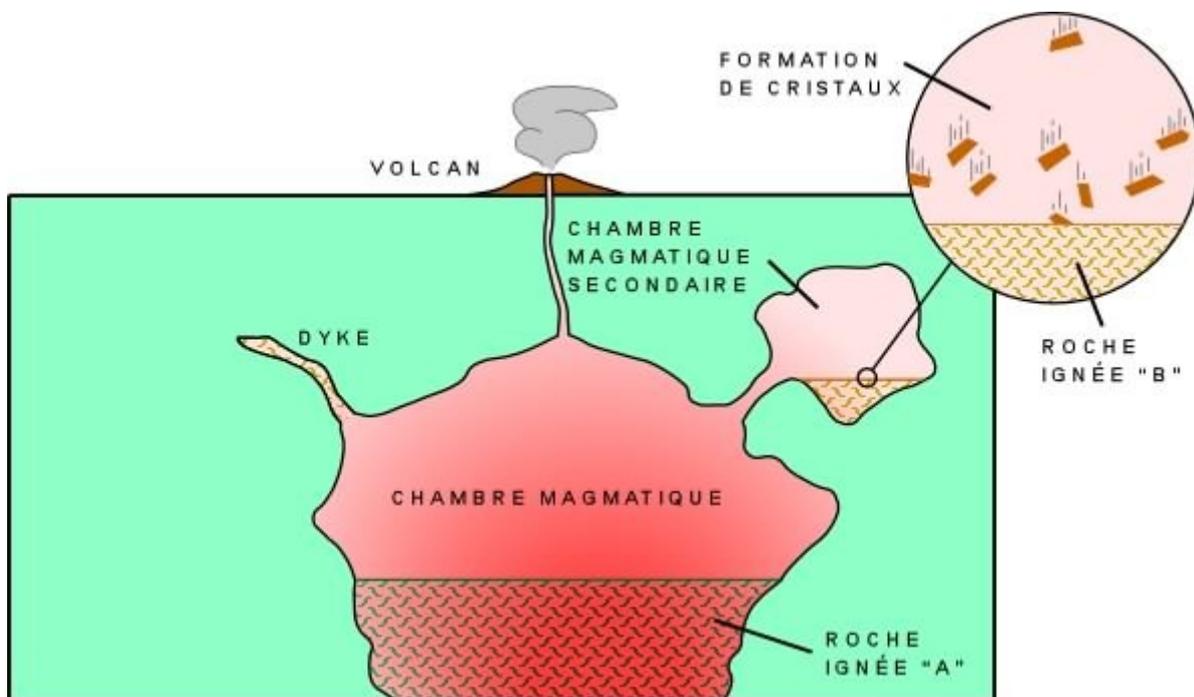
Comme on l'a vu plus haut, la cristallisation fractionnée, c'est-à-dire le fait que la cristallisation des silicates dans un magma se fasse dans un ordre bien défini, selon la suite réactionnelle de Bowen, produit des assemblages minéralogiques différents : ultramafiques, mafiques, intermédiaires et felsiques. Ces quatre assemblages définissent quatre grands types de roches ignées.



Prenons comme exemple la cristallisation d'un magma qui refroidit dans une chambre magmatique (schéma ci-dessous).



Tous les cristaux ne vont pas se former en même temps comme l'exprime la série de Bowen. Les premiers minéraux à cristalliser seront évidemment les minéraux de haute température, olivine d'abord, pyroxènes et amphiboles ensuite. Ces cristaux vont se former dans le magma et vont sédimenter vers la base de la chambre magmatique pour former une roche riche en olivine, pyroxène et amphibole, une roche ignée mafique, un gabbro par exemple (roche ignée "A" sur le schéma). Le liquide résiduel sera donc appauvri en ces minéraux; on aura donc un magma de composition différente de sa composition initiale. Ce magma aura une composition disons intermédiaire.

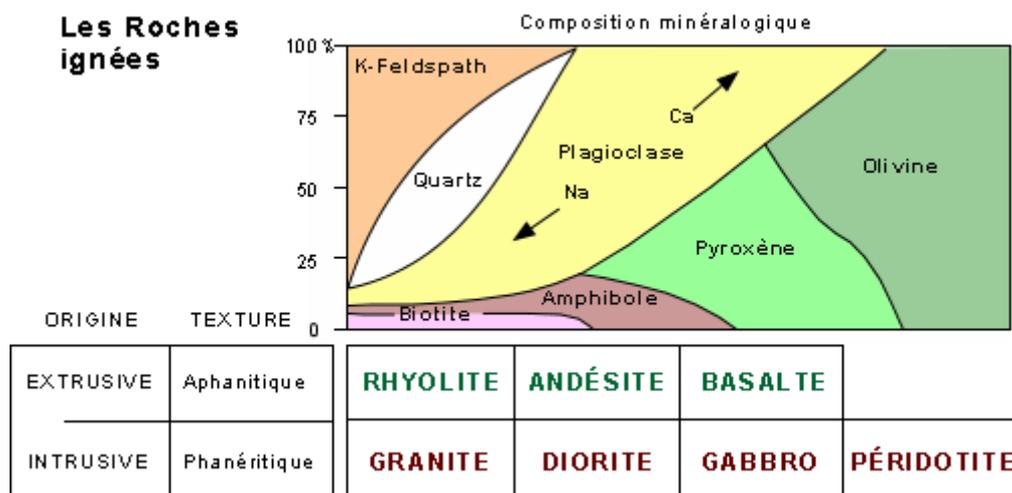


Si ce magma est introduit dans une chambre secondaire (schéma ci-dessous) et qu'il poursuit son refroidissement, les premiers minéraux à cristalliser seront les amphiboles, les biotites, le quartz et certains feldspaths plagioclases, ce qui produira une roche ignée intermédiaire, une diorite par exemple (roche ignée "B" sur le schéma). Si ce magma fait son chemin jusqu'à la surface, on aura des laves andésitiques. Ainsi, à partir d'un magma de composition donnée, on obtient plus d'un type de roche ignée.

Le nom des roches ignées.

L'assemblage ultramafique donne lieu à une roche particulière, composée presque exclusivement d'olivine, avec un peu de pyroxènes, une roche très peu abondante à la surface même de la terre, la **péridotite**. Cette dernière constitue principalement le manteau. L'assemblage mafique donne des **basaltes** ou des **gabbros**, des roches qui sont riches en pyroxènes et en feldspaths plagioclases calciques, avec possiblement une petite quantité d'olivine ou d'amphiboles. L'assemblage intermédiaire constitue les **andésites** et les **diorites**. Ce sont des roches composées d'amphiboles et de feldspaths plagioclases dont le contenu en calcium et sodium est intermédiaire entre les deux pôles, avec possiblement un peu de quartz et de biotite. Pour sa part, l'assemblage felsique fournit des **rhyolites** et des **granites** dont la composition principale est le quartz, le feldspath potassique et le feldspath sodique, avec un peu de micas comme la biotite et la muscovite.

Le tableau qui suit présente de façon un peu plus précise que la figure précédente la composition des roches ignées.



La différence entre basalte et gabbro, andésite et diorite, rhyolite et granite, ne se situe pas au niveau de la composition qui est la même pour chacune des paires, mais au niveau de la cristallinité, soit de la taille des cristaux. Un magma qui s'introduit dans la croûte terrestre peut se frayer un chemin jusqu'à la surface et donner lieu à des coulées de laves qui, en cristallisant, forment des corps extrusifs : volcans sous-marins ou volcans continentaux. Le magma peut aussi rester coincé dans la croûte et y cristalliser pour former des corps intrusifs. La cristallisation à la

surface de la croûte est rapide, ce qui produit de très petits cristaux; la roche résultante sera une roche à fins cristaux qu'on ne distingue généralement pas à l'œil nu (aphanitiques), même à l'aide d'une loupe. Par contre, lorsque le magma cristallise à l'intérieur de la croûte terrestre, l'abaissement de sa température est lent et, pour simplifier, plus la cristallisation sera lente, plus les cristaux seront gros, généralement bien visibles (phanéritiques). On a donc deux grands groupes de roches ignées: les roches ignées extrusives, à fins cristaux, et les roches ignées intrusives, à cristaux grossiers. Les magmas ultramafiques sont ceux qui se forment en toute fin de fusion partielle et n'atteignent jamais la surface; de là le manque d'un équivalent extrusif à la péridotite.

La fusion partielle.

Le processus de fusion partielle est en quelque sorte l'inverse du processus de cristallisation fractionnée. Si on augmente progressivement la température d'un matériel solide composé d'un assemblage de minéraux silicatés, cet assemblage passe entièrement ou partiellement de la phase solide à la phase liquide. Pourquoi partiellement? Parce que, comme dans le cas du refroidissement d'un magma où tous les minéraux ne cristallisent pas tous en même temps, ceux-ci ne fondent pas non plus tous en même temps lorsqu'ils sont chauffés. A une pression donnée, le point où un minéral passe de sa phase solide à sa phase liquide est sa température de fusion (qui est la même que la température de cristallisation; une question de point de vue). Si on augmente progressivement la température d'un assemblage solide de silicates, les premiers minéraux à fondre sont les minéraux de basse température, ceux qui se situent au bas de la suite de Bowen, c'est-à-dire, le quartz, les feldspaths potassiques et sodiques, et la muscovite. La fusion n'est alors que partielle, puisqu'on obtient un mélange de solide et de liquide, une sorte de "slush". Dans ce cas-ci, la phase liquide possède une composition felsique (quartz, feldspaths potassique et sodique, muscovite), alors que la phase solide est composée de cristaux de plagioclase calcique, de biotite, d'amphibole ou de pyroxène, selon la composition du solide originel. Si ce liquide est extrait du mélange et remobilisé (introduit le long de fractures ou dans une autre chambre par exemple), ce magma felsique formera, en cristallisant, des rhyolites ou des granites, selon qu'il atteigne la surface ou demeure à l'intérieur de la croûte. Avec une augmentation de la température, les plagioclases de calcicité intermédiaire, les biotites et les amphiboles seront à leur tour fondus et produiront un magma intermédiaire; et ainsi de suite pour les autres minéraux, jusqu'aux olivines, si évidemment le mélange silicaté originel en contenait.

On voit bien ici le principe de la fusion partielle : à mesure de l'augmentation de la température, il se produit une séparation en deux phases, une phase liquide et une phase solide, le tout formant une sorte de "slush", soit des cristaux solides qui baignent dans un liquide. Il est important de comprendre ici que la composition des phases solides et liquides change au fil de l'évolution thermique de la "slush". Le liquide peut être extrait de la "slush" et remobilisé par des processus naturels à n'importe quel stade de l'évolution thermique, ce qui fait qu'on obtiendra des magmas de composition variées et partant des roches ignées de compositions variées.

Voyons comment tout cela s'applique dans les principales zones où il y a du magmatisme, soit aux dorsales océaniques, dans les zones de subduction et aux points chauds.

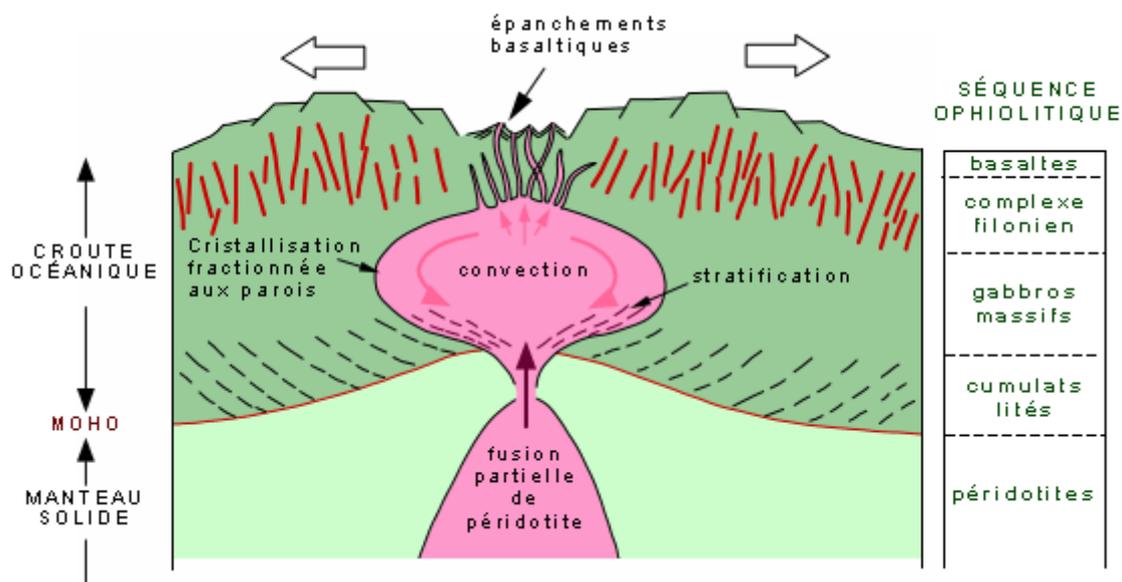
Le magmatisme de dorsale et la séquence ophiolitique.

Les dorsales océaniques sont des zones très importantes où agit le magmatisme; la lithosphère océanique s'y régénère perpétuellement. Il se fait une fusion partielle du manteau sous la dorsale à cause de la concentration de chaleur due à la convection. Il s'agit d'une fusion de péridotite. Comment peut-on affirmer qu'il s'agit d'une fusion partielle de péridotite et conclure en conséquence que le manteau est composé de péridotite, puisqu'on n'a pas encore réussi à forer à travers le MOHO et qu'on ne possède donc pas d'échantillons du manteau actuel?

On a deux évidences indirectes.

La première nous vient des grandes chaînes de montagne plissées où on retrouve parfois des lambeaux de lithosphère océanique. A la base de ces lambeaux, il se trouve des péridotites, une évidence qu'il y avait des péridotites sous les croûtes océaniques anciennes.

La seconde évidence indirecte tient dans la composition même de la croûte océanique. Cette dernière se forme par la cristallisation d'un magma issu de la fusion partielle de la partie supérieure du manteau. Ce magma s'introduit, de manière plus ou moins continue, dans la croûte océanique, dans une chambre magmatique, une sorte de grande poche.



A cause du flux de chaleur et de la venue continue de magma venant du bas, il s'établit dans la chambre magmatique des cellules de convection. Le magma silicaté se refroidit aux parois de la chambre, amenant la cristallisation d'une partie des silicates (cristallisation fractionnée), ceux de haute température. Il se forme, à la base de la chambre magmatique, une sorte de stratification due à la convection qui redistribue une partie de la phase solide qui sédimente. C'est ce qui explique cette stratification qui se retrouve à la base de la croûte océanique. L'accumulation des

cristaux de cet assemblage mafique produit ici un gabbro. Une partie du magma réussit à se frayer un chemin jusqu'à la surface pour former les épanchements de laves qui se forment dans le rift central des dorsales et qui, en cristallisant, donne des basaltes. Ces épanchements se font à la faveur d'un réseau de fractures créées par les forces de tension qui agissent dans cette zone. Une partie du magma cristallise dans ces fractures, et à mesure de l'étalement des planchers océaniques, on aura la formation d'un réseau de dykes et filons de gabbro.

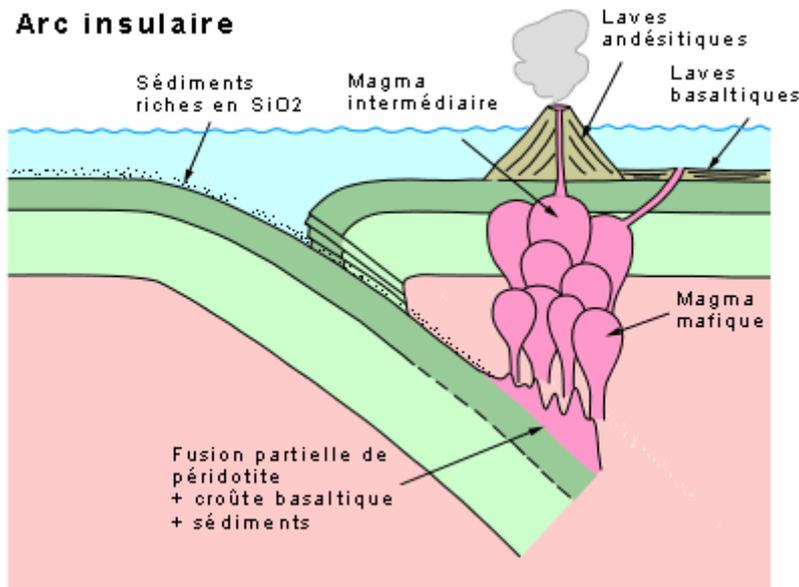
On voit ici que les processus magmatiques produisent une croûte océanique possédant des caractères particuliers qui s'expriment sous forme d'une séquence verticale. Sous la croûte océanique, il y a les péridotites du manteau supérieur, une roche ultramafique composée d'olivine et d'un peu de pyroxènes. Au-dessus, les roches de la croûte océanique sont mafiques, c'est-à-dire qu'elles sont composées de pyroxènes, d'un peu d'olivine et de plagioclase calcique. Comme elles ne contiennent pas de minéraux des assemblages intermédiaires et felsiques, on est forcé de conclure que le magma qui les a formées provient de la fusion partielle d'un matériau ne contenant pas ces minéraux qui auraient été les premiers à fondre et par conséquent à fournir des magmas intermédiaires ou felsiques. C'est là notre seconde évidence indirecte qui permet de conclure à un manteau de péridotite.

Dans le détail, la croûte océanique montre quatre zones, de bas en haut : d'abord, des cumulats lités ou stratifiés composés de gabbro, une stratification résultant de l'action combinée de la convection et de l'accumulation des cristaux de haute température à la base de la chambre magmatique; puis, des gabbros massifs issus de la cristallisation aux parois de la chambre magmatique; suit un complexe filonien, niveau caractérisé par les dykes et filons gabbroïques dus à la cristallisation dans les fractures de tension; finalement, au-dessus de la pile, les basaltes issus des épanchements volcaniques. Cette croûte océanique fait de 5 à 15 km d'épaisseur.

Les géologues appellent cette séquence, une séquence ophiolitique, ou plus sommairement, les ophiolites. On la reconnaît dans ce qu'on interprète comme des lambeaux de croûte ou de lithosphère océanique dans les chaînes de montagnes plissées anciennes, ce qui vient conforter cette interprétation. Puisqu'elle est le résultat de processus bien spécifiques et puisqu'on la reconnaît dans des chaînes très anciennes, elle permet de conclure que les chaînes de montagnes se sont formées à partir de matériel déposé sur des planchers océaniques formés selon des mécanismes semblables à ceux qui agissent aujourd'hui. Par exemple, on retrouve la séquence ophiolitique dans les roches de la région de Thetford Mines; la séquence a été étudiée par une équipe de géologues de l'Université Laval qui ont démontré qu'il s'agit bien d'un morceau du plancher de l'océan (Océan lapétus) dans lequel s'est accumulé le matériel qui ultérieurement a formé la chaîne de montagnes des Appalaches.

Le magmatisme de zone de subduction : cas de l'arc insulaire.

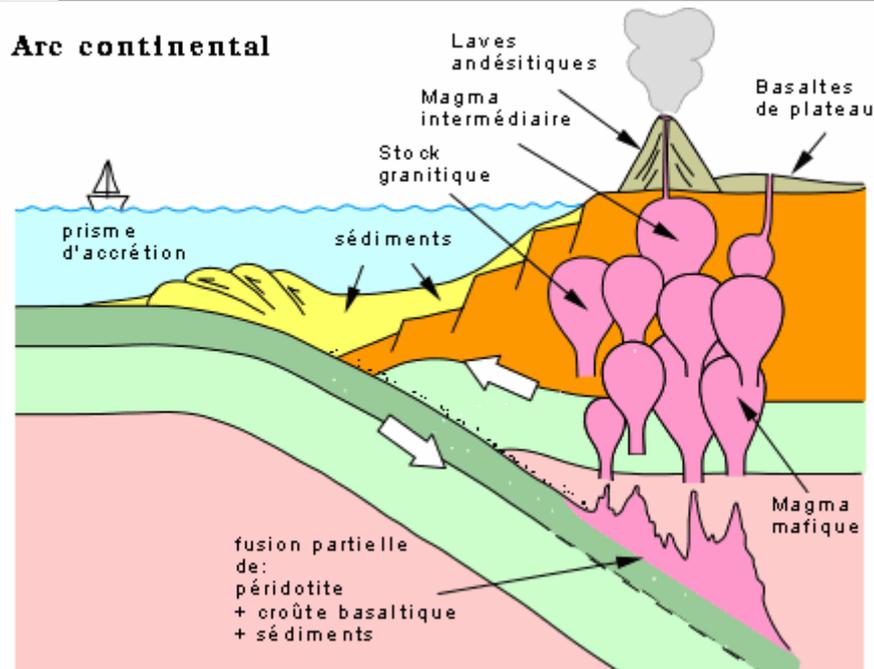
On a vu dans la section 1 qu'il y a du magmatisme associé aux zones de subduction et que, dans les cas de collision de plaque océanique contre plaque océanique, il s'exprime par la formation d'arcs volcaniques insulaires.



L'enfoncement d'une plaque sous l'autre entraîne, grâce au tapis roulant des fonds océaniques, des sédiments riches en minéraux de basses températures comme le quartz (SiO₂), mais aussi les feldspaths et les argiles (micas). En profondeur, il y a fusion partielle, et le matériel fondu est un mélange de trois choses : la péridotite de la lithosphère inférieure, la croûte basaltique-gabbroïque de la lithosphère supérieure, et les minéraux de basses températures des sédiments entraînés dans la subduction. Contrairement aux zones de dorsales où la fusion partielle de péridotite ne pouvait donner qu'un magma mafique, ici la fusion partielle de ces trois entités qui contiennent toute la palette des silicates pourra fournir des magmas de composition variée. Il peut se faire une ségrégation des magmas intermédiaires lorsque les températures atteintes seront intermédiaires, ce qui produit les volcans andésitiques des arcs insulaires, ou encore si les températures de fusion atteignent des niveaux plus élevées, on produit des magmas mafiques alimentant des coulées de laves basaltiques en surface.

Le magmatisme de zone de subduction : le cas de l'arc continental.

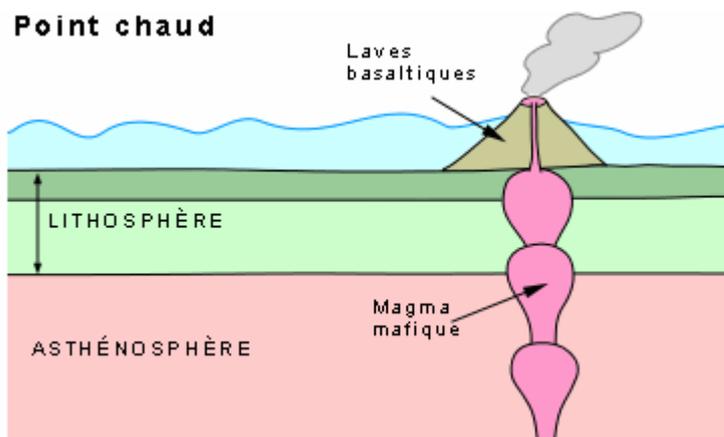
Lorsqu'il y a collision entre une plaque océanique et une plaque continentale, il se forme un arc volcanique continental.



Le magmatisme s'apparente à celui des arcs insulaires, mais avec des variantes. Ainsi, le volume de sédiments sur le plancher océanique en bordure des continents est plus imposant, et il se construit un prisme d'accrétion important. Une plus grande quantité de silicates de basses températures est entraînée dans la subduction. La fusion partielle affecte ici aussi la péridotite de la lithosphère inférieure, la croûte basaltique-gabbroïque de la lithosphère supérieure et les minéraux de basses températures des sédiments. Dans les premières phases de la fusion partielle, on pourra produire des magmas intermédiaires et même par endroits des magmas felsiques. Dans les phases plus chaudes, on produira les magmas mafiques qui peuvent alimenter des plateaux de basalte sur certains continents. Dans ces croûtes continentales épaisses, on accumulera aussi des grands stocks granitiques qui peuvent correspondre aux fusion de basses températures et qui à cause de leur faible fluidité ne pourront parvenir jusqu'à la surface.

Le magmatisme de point chaud.

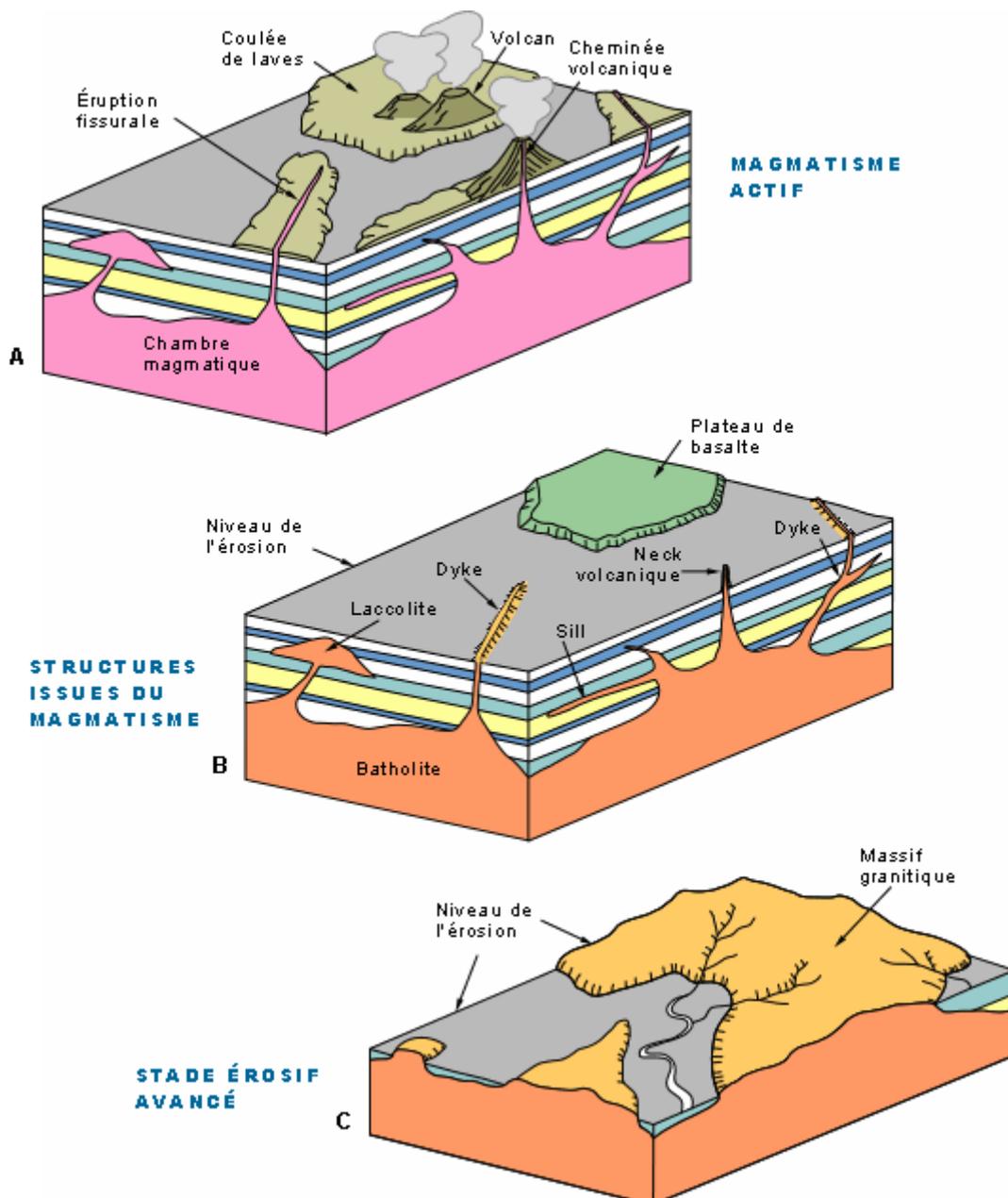
Le magmatisme de point chaud est responsable de la formation des volcans intraplaques, particulièrement des volcans intraplaques océaniques, comme ceux qu'on retrouve nombreux dans le Pacifique.



Ce magmatisme provient de la fusion partielle de la péridotite du manteau. Le magma est donc un magma mafique qui produit des volcans basaltiques, comme ceux des îles Hawaiï ou de la Polynésie.

L'activité magmatique et ses produits.

La cristallisation de magma à l'intérieur ou à la surface de la croûte terrestre produit des corps magmatiques. Les trois blocs-diagrammes qui suivent illustrent les principaux corps magmatiques hérités de l'activité magmatique dans une région, et leur mise à nu au fil de l'érosion.



Le bloc-diagramme **A** résume les principaux phénomènes géologiques susceptibles d'être retrouvés dans une région affectée par le magmatisme. L'expression en surface de ce

magmatisme est généralement minime en volume par rapport au magma sous-jacent qui lui donne naissance et qui formera les grands corps intrusifs. En surface, le magmatisme se traduit par des volcans qui peuvent produire des champs de laves. Certains grands champs de laves sont aussi issus de longues fissures.

Le bloc-diagramme **B** résume la situation post-magmatisme, après que l'érosion ait commencé son modelage de la surface et enlevé une couche de matériaux. En surface, on aura divers corps extrusifs (on dit aussi volcaniques; du dieu du feu, Vulcain) : volcans ou plateaux de basaltes. Divers corps intrusifs (on dit aussi plutoniques; du dieu des enfers, Pluton) pourront avoir été mis à nu par l'érosion : laccolites, dykes, necks volcaniques. Les roches ignées étant plus résistantes à l'érosion que les roches sédimentaires encaissantes, les corps magmatiques auront tendance à former des reliefs positifs.

Le bloc-diagramme **C** présente la situation à un stade plus avancé d'érosion où ont été mis à nu les grands batholites, souvent granitiques.

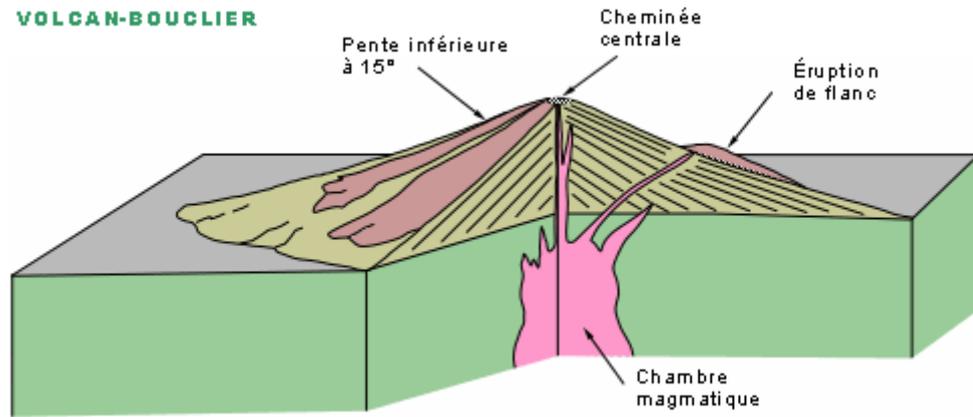
Les volcans.

Regardons d'un peu plus près les volcans. Il existe plusieurs classifications plus ou moins détaillées des volcans, certaines insistant sur un aspect ou l'autre du volcanisme. Nous nous limiterons ici aux principales manifestations de ces appareils qui terrorisent les populations qui vivent à leur voisinage. En simplifiant, disons qu'il y a deux extrêmes: les volcans qui crachent des laves très fluides et ceux qui ont toutes les peines du monde à cracher la moindre lave. Pourquoi?

Pour former des champs de laves comme nous l'avons illustré plus haut, il faut que la lave puisse s'écouler aisément; en d'autres termes, il faut qu'elle soit fluide. Un facteur très important qui contrôle la fluidité d'un magma est son contenu en silice (SiO_2). Un faible contenu en silice donne des magmas fluides, alors, qu'à l'autre extrême, un contenu élevé en silice augmente de beaucoup la viscosité des magmas qui ont alors peine à s'écouler. Les magmas mafiques contiennent peu ou pas de silice; ils sont donc fluides et produisent des laves qui s'écoulent facilement. Un magma felsique, riche en silice, a beaucoup de difficulté à s'écouler et forme très difficilement des laves. Ceci a une grande importance sur le comportement des volcans. Il y a donc des volcans à laves pauvres en silice (volcans-boucliers) et des volcans à alimentation magmatique riche en silice (stratovolcans). Et, il y a évidemment des intermédiaires entre ces extrêmes.

Chez le **volcan-bouclier** (qu'on dit aussi volcan tranquille), l'alimentation magmatique est mafique, contenant peu ou pas de silice, produisant des laves basaltiques. Ce type de volcanisme se manifeste aux dorsales océaniques, aux points chauds et possiblement associé à certaines zones de subduction.

VOLCAN-BOUCLIER



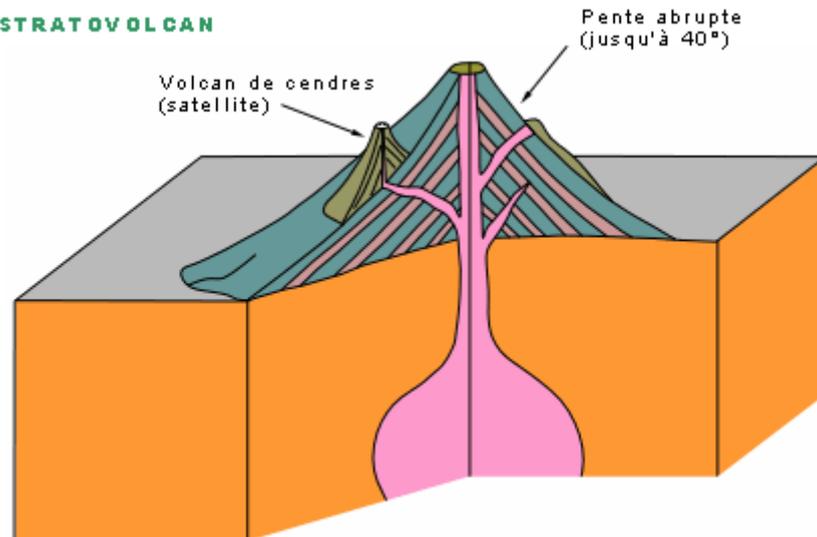
A cause de la grande fluidité des laves, ces volcans sont des édifices composés surtout de laves cristallisées et dont les flancs ont des pentes peu prononcées, généralement inférieures à 15° au sommet. On y voit souvent des éruptions de flancs. Les volcans de [l'Islande](#) sur la dorsale médio-Atlantique ou ceux des [îles Hawaii, des Marshalls, ou des Carolines](#) sont de bons exemples. Les laves de ces volcans peuvent atteindre des vitesses d'écoulement de 30 km/h, mais en général leur vitesse est de 10 à 300 m/h.

Lien intéressant

<http://cass.jsc.nasa.gov/pub/publications/slidesets/hawaii.html>

Chez le **stratovolcan** (qu'on dit souvent volcan explosif), le magma est si riche en silice qu'il n'arrive pas à s'écouler hors du volcan. Ces volcans vont surtout cracher des gaz et du matériel pyroclastique. Ce sont de véritables terreurs. Puisque la lave ne parvient pas à s'écouler, les gaz qu'elle contient y construisent une pression qui va grandissante, jusqu'à l'explosion. Le matériel y est alors pulvérisé et, mélangé aux gaz, crée un nuage dense très chaud (jusqu'à 800° C) qui s'écoule très rapidement sur les flancs du volcan, à des vitesses dépassant les 150 km/h. C'est la nuée ardente qui sème la destruction. Il y a aussi des cendres qui sont éjectées dans la haute atmosphère, jusqu'à des altitudes d'une vingtaine de kilomètres et qui ensuite sont dispersées tout autour de la planète. Ce sont ces cendres qui causent des effets de voile importants et qui peuvent amener des abaissements de la température moyenne de la planète. Par exemple, 1816 a été l'année sans été en Amérique, à cause de l'éruption du Tambora en Indonésie qui est considéré comme le volcan ayant émis le plus de cendres volcaniques qui sont demeurées plusieurs années en suspension dans l'atmosphère; les journaux de l'époque nous disent qu'il a gelé en juin, juillet et août au Québec, et que toutes les récoltes furent perdues.

STRATOVOLCAN



Le stratovolcan est stratifié, dû aux dépôts pyroclastiques successifs. Des petits volcans de cendres y sont souvent associés. Les stratovolcans ont des flancs à pentes plutôt abruptes. On retrouve souvent ces volcans associés aux zones de subduction, principalement dans les arcs volcaniques continentaux. Le mont St. Helens dans la [chaîne des Cascades](#) aux U.S.A. est un bel [exemple](#) de stratovolcan.

Liens intéressants

<http://volcano.und.nodak.edu/vwdocs/msh/msh.html> Une bonne documentation écrite et photographique sur cette éruption du Mont St. Helens.

A visiter particulièrement, les rubriques:

- ▣ Historical eruptive record of MSH
- ▣ Hour by hour description of geological events during the eruption
- ▣ Mount St. Helens before the eruption
- ▣ Mount St. Helens during the eruption
- ▣ Mount St. Helens after the eruption

Mais, patience! Les temps de chargement sont plutôt longs.

<http://perso.club-internet.fr/decobed/> Un très beau site en français sur les volcans, bien documenté et bien illustré. Vous voulez savoir comment Aristote, Buffon, Victor Hugo, Pline le Jeune considéraient les volcans? Allez-y voir à la rubrique «Des textes littéraires ou de l'histoire de la volcanologie». Des informations sur un grand nombre de volcans à la rubrique «Des volcans à découvrir». Des liens, des idées de lectures, des cartes, etc.