

LE MAGMATISME EN ZONE DE SUBDUCTION

L'activité magmatique des zones de subduction

Les volcans des zones de subduction sont des volcans célèbres car extrêmement destructeurs : l'éruption de 1902 de la montagne Pelée à la Martinique ravagea le village de Saint-Pierre ; l'éruption de 1980 du mont Saint-Helens sur la côte ouest des USA a conduit à la destruction de toute une région ; plus récemment, l'éruption de 1991 du Pinatubo aux Philippines a conduit à l'émission de 30 millions de tonnes de poussières dans l'atmosphère ayant un impact sur la température du globe.

Les laves de ces volcans sont visqueuses et ne peuvent s'écouler : elles s'accumulent sur place formant ce qui est appelé un dôme qui peut croître jusqu'à plusieurs centaines de mètres de haut. Les laves étant visqueuses, les gaz contenus dans le magma ne peuvent s'échapper facilement : le dôme formant un bouchon, si la pression des gaz augmente fortement, une explosion ou, le plus souvent, plusieurs explosions majeures ont lieu, détruisant le dôme. Lors de ces explosions, des tonnes de matériaux de tailles variées sont projetées en altitude. Des coulées pyroclastiques ou nuées ardentes peuvent avoir lieu : elles correspondent à un mélange de cendres et de poussières à haute température dévalant les flancs du volcan et détruisant tout sur leur passage. Lors de phénomènes explosifs de moindre ampleur, des cendres sont accumulées sur place formant le cône volcanique.

Aussi spectaculaires que soient les éruptions explosives, elles ne représentent qu'une partie de l'activité magmatique des zones de subduction. L'essentiel du magma demeure en profondeur et forme de grandes quantités de roches plutoniques : globalement, uniquement 10 % du magma formé au niveau des zones de subduction arrive en surface.

Les roches magmatiques des zones de subduction

Diverses roches magmatiques sont mises en place dans les zones de subduction : en surface, on trouve des roches volcaniques proches de l'andésite alors qu'en profondeur on trouve des roches plutoniques proches de la granodiorite.

A l'œil nu, l'andésite est une roche homogène et gris clair présentant des bulles témoignant de la difficulté des gaz à s'échapper. Au microscope, la roche présente une structure hémicristalline microlitique : les microlites correspondent

principalement aux plagioclases et aux pyroxène et, en quantité moindre, à l'amphibole hornblende et au micas biotite ; autour de ces microlites, des phénocristaux de feldspath plagioclase et de pyroxène sont visibles.

A l'œil nu, la granodiorite présente un aspect hétérogène d'une couleur généralement grise présentant des grands minéraux de diverses couleurs entre le blanc et le gris. Au microscope, la roche présente une structure holocristalline grenue : les cristaux sont des cristaux de quartz, de feldspath plagioclase, de feldspath orthose, de micas biotite et d'amphibole hornblende.

Cette différence de structure est due au mode de refroidissement de la lave :

- si la lave refroidit en surface, son refroidissement est rapide du fait de la différence de température entre la lave et le milieu extérieur ; les minéraux qui se forment à partir du cœur de nucléation (point de départ de la cristallisation) n'ont pas le temps de se développer et sont donc de petite taille ce qui est à l'origine de la structure microlitique ;
- si la lave refroidit en profondeur dans la chambre magmatique, le refroidissement est très lent et la différence de température entre le magma et la roche encaissante est faible ; les minéraux ont le temps de se développer et sont donc de grande taille ce qui est à l'origine de la structure grenue.

Origine des magmas mis en place en zone de subduction

L'étude des minéraux trouvés dans les roches magmatiques des zones de subduction est informative pour préciser l'origine du magma responsable de ces roches.

Les basaltes contiennent principalement des cristaux microlitiques de feldspath plagioclase et de pyroxène et secondairement des phénocristaux d'olivine : ils résultent de la solidification en surface au niveau des dorsales d'un magma résultant de la fusion partielle de péridotites du manteau.

Les minéraux trouvés dans l'andésite sont différents de ceux du basalte mais on constate en même temps des similitudes : l'amphibole hornblende et le micas biotite sont des minéraux ferromagnésiens comme les pyroxènes ce qui tend à prouver que le magma des zones de subduction a également pour origine la fusion partielle des péridotites du manteau.

Dans l'andésite et la granodiorite, les minéraux ferromagnésiens comme l'amphibole hornblende et le micas biotite sont hydroxylés : cette hydroxylation est le témoin d'une hydratation.

Au laboratoire, il est possible d'étudier les états des péridotites en faisant varier les conditions de pression et de température, P et T : il existe un champ P/T pour des températures faibles où les péridotites sont solides, séparé par une courbe appelée solidus d'un champ P/T pour des températures plus importantes où les péridotites sont à l'état solide et liquide. Si une péridotite franchit le solidus, elle entre en fusion partielle : l'ajout d'eau dans le modèle décale le solidus vers des températures plus faibles.

Au niveau des zones de subduction, les péridotites entrent donc en fusion du fait de l'eau apportée par la plaque lithosphérique en subduction : cette lithosphère mise en place au niveau de la dorsale s'est hydratée en vieillissement et en refroidissant. Les minéraux constituant les roches de la croûte (plagioclase, pyroxène) ont été déstabilisés et se sont transformés en minéraux hydratés (amphibole hornblende puis éclogite et actinote) : lorsque la plaque plonge en subduction, elle subit une forte augmentation de pression qui déstabilise les minéraux qui se transforment en minéraux moins hydratés (amphibole glaucophane) puis anhydres (grenat et jadéite). Entre 100 et 150 km de profondeur, l'eau libérée provoque la fusion partielle des péridotites du manteau de la plaque lithosphérique subductée.

Conséquences de l'activité magmatique

Les magmas à l'origine de l'activité magmatique à l'aplomb des zones de subduction sont formés entre 100 et 150 km de profondeur : le magma, moins dense que la roche qui l'entoure, remonte vers la surface et s'accumule dans un complexe de cavités, la chambre magmatique qui se trouve à la limite manteau/croûte. A partir de cette chambre, le magma peut gagner la surface pour former des roches volcaniques ou cristalliser en profondeur en roches plutoniques : l'activité magmatique des zones de subduction permet donc l'ajout de matériaux à la croûte continentale en surface mais aussi en profondeur, ce mécanisme correspond à l'accrétion continentale.