

THEME 1

LE DOMAINE
CONTINENTAL ET SA
DYNAMIQUE

Chapitre 3 – Zones de subduction et production de croûte continentale



Pauline Alméras
2018-2019

Table des matières

CHAPITRE 3 – ZONES DE SUBDUCTION ET PRODUCTION DE CROUTE CONTINENTALE

Introduction : les caractéristiques du volcanisme de subduction.....	3
I - Volcanisme et zones de subduction	3
A – Un magma particulier.....	3
B – La localisation de la production de magma.....	4
C – L’origine du magma.....	4
II – La mise en place des matériaux continentaux	5
A – Des roches magmatiques variées.....	5
1 - Différentes roches pour un même magma	5
2 - La variété des roches magmatiques continentales.....	6
B – L’accrétion continentale.....	7
Conclusion	8

CHAPITRE 7 – ZONES DE SUBDUCTION ET PRODUCTION DE CROUTE CONTINENTALE

Introduction : les caractéristiques du volcanisme de subduction

- Topographie

Voir carte page 188

Les zones de subduction sont marquées par une fosse océanique. Elles sont le siège d'une sismicité et d'un volcanisme intenses : on parle de **marges actives**. La plaque chevauchante (celle du dessus) présente toujours un **arc volcanique**.

Si la lithosphère chevauchante est océanique, il y a alors formation d'un **arc insulaire** caractéristique. Exemples : Philippines, Tonga, Mariannes, Nouvelle-Zélande).

Si la lithosphère chevauchante est continentale, il y a alors formation d'une **cordillère**, chaîne de montagne allongée et étroite. Exemples : Cordillère des Andes, Cordillère des Cascades, Kamtchatka.

- Type de volcanisme

➔ Carte de répartition des volcans explosifs dans le monde

Les volcans de zones de subduction présentent souvent des éruptions **explosives**, particulièrement dangereuses. En effet, elles sont associées à des **nuées ardentes** qui sont un mélange de cendres, blocs de roches et de gaz, dont certains se transforment en gaz toxiques au contact de l'atmosphère.

➔ Expliquer le caractère explosif des volcans de zone de subduction d'après les documents 3 et 4 page 191.

Au niveau des zones de subduction, le magma est riche en silice (SiO_2). Cela entraîne une forte viscosité de la lave. Celle-ci ne peut s'évacuer de façon progressive. Les gaz s'accumulent alors et entraînent une forte augmentation de la pression. Lorsque celle-ci devient trop forte, il y a alors une éruption explosive.

Remarque : Ces volcans présentent un dôme au fond du cratère, ce qui correspond à un bouchon de lave visqueuse dont la surface a refroidie.

I - Volcanisme et zones de subduction

Quelle est l'origine du magma dans les zones de subduction ?

➔ TP 16.1

A – Un magma particulier

Les principales roches volcaniques de zone de subduction sont l'andésite et la rhyolite. Elles ont une composition chimique qui montre 2 particularités :

- Une **teneur élevée en silice** (responsable du caractère explosif de l'éruption)

- Une **teneur élevée en eau**, qui entre dans la composition de certains minéraux dits hydroxylés (= dont la composition chimique inclue de l'eau sous forme de groupement $(OH)_2$.) Ces minéraux sont les micas (biotite et muscovite) et l'amphibole.

L'andésite et la rhyolite sont donc formées à partir d'un magma riche en eau. Celle-ci provient de la déshydratation des roches de la croûte océanique au cours de la subduction.

B – La localisation de la production de magma

Pour repérer les zones de subduction on recherche des zones réunissant plusieurs critères :

- Présence d'une fosse océanique
- Présence d'un volcanisme parallèle à la fosse, sur la plaque chevauchante
- Forte sismicité. Plus on s'éloigne de la fosse, plus les séismes sont profonds.

On peut ainsi repérer les zones de subduction sur Tectoglob et réaliser une coupe et visualiser la plaque plongeante grâce aux séismes.

La formation de magma se fait à la verticale des volcans. Pour estimer où il se forme, on repère le plan de Wadati-Benioff grâce aux séismes et on localise la limite entre les deux plaques. Enfin on détermine à quelle profondeur se trouve la limite entre les deux plaques à la verticale du volcan pour estimer le lieu de production du magma.

Graphique avec repérage du plan et de la profondeur pour différentes localisations.

On remarque que la zone de production du magma se situe en général entre 80 à 180 km de profondeur.

C – L'origine du magma

Pour savoir si c'est du manteau ou de la croûte océanique qui fond partiellement, on reporte le géotherme à la verticale du volcan sur les diagrammes profondeur/température.

- Pour le manteau, il faut prendre en compte le solidus hydraté. En effet la croûte océanique plongeante a libéré de l'eau dans le manteau. Le géotherme franchit le solidus de la péridotite hydratée donc le manteau fond partiellement, ce qui entraîne la formation d'un magma.
- Pour la croûte océanique, à la profondeur qui nous intéresse, on est dans le faciès des éclogites donc la roche est déshydratée : il faut prendre en compte le solidus du basalte sec. Le géotherme ne recoupe pas le solidus ; donc pas de fusion possible.

Bilan : La déshydratation des matériaux de la croûte océanique subduite libère de l'eau qu'elle a emmagasinée au cours de son histoire. Celle-ci migre dans le manteau sus-jacent, ce qui abaisse le point de fusion partielle des péridotites. Il y a alors formation d'un magma spécifique de subduction, riche en eau et en silice. La silice est responsable de la forte viscosité du magma, donc du caractère explosif des volcans de subduction.

II – La mise en place des matériaux continentaux

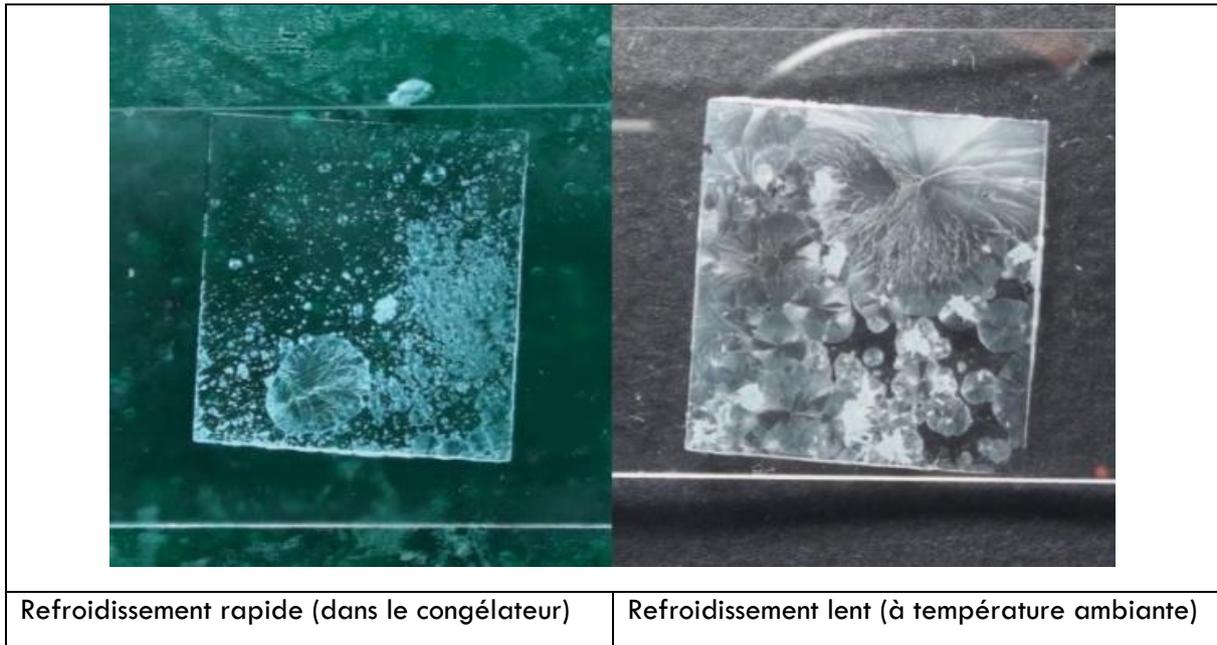
Comment le magmatisme de subduction peut-il être à l'origine de l'essentiel des roches de la croûte continentale ?

A – Des roches magmatiques variées

1 - Différentes roches pour un même magma

Rappel de 1^e S : **TP 16.2**

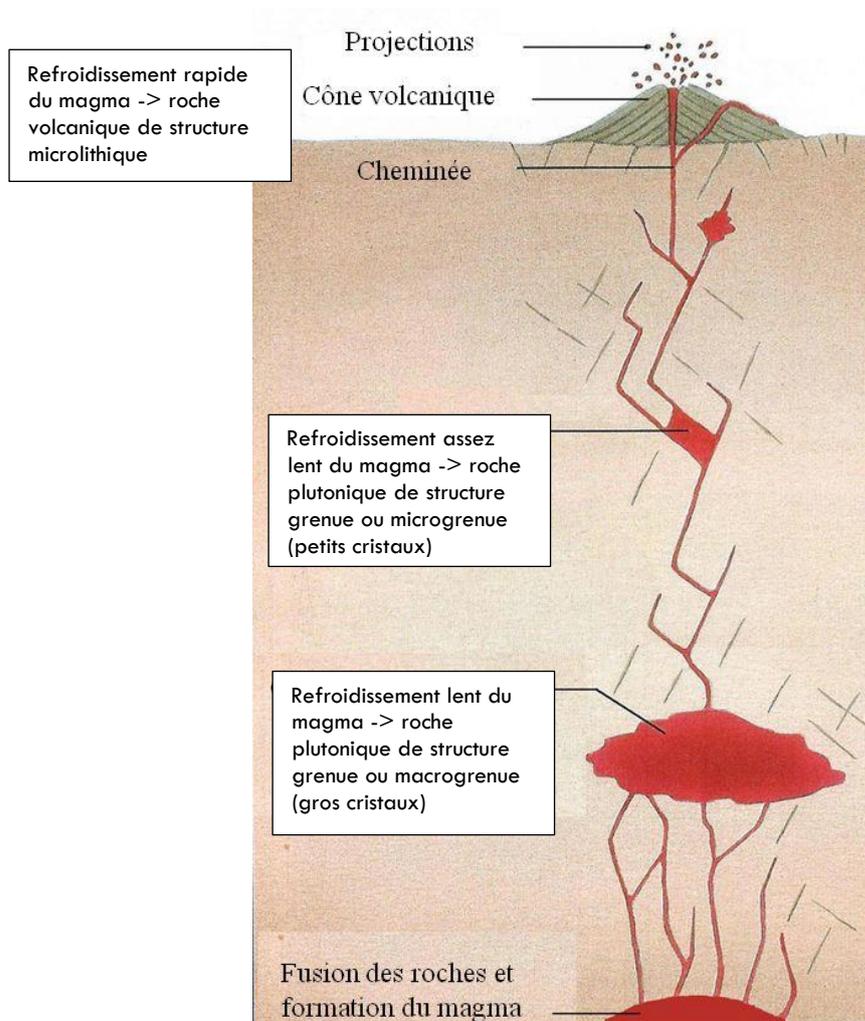
→ On peut modéliser l'effet de la vitesse de refroidissement d'un magma à l'aide de vanilline.



On constate que lorsque la vanilline liquide refroidit lentement, les cristaux formés sont gros et jointifs : on obtient une structure grenue. Lorsque que le refroidissement est rapide, une partie peut figer sans que des minéraux aient le temps de cristalliser sur toute la surface (refroidissement brusque). Il y a alors formation d'un verre. On obtient une structure microlitique.

En géologie, on obtient un refroidissement rapide à la surface de la Terre donc lorsque le magma est émis par un volcan. Après refroidissement, on obtient des roches magmatiques volcaniques.

Lorsque le magma refroidit en profondeur (le « réservoir » de magma est alors appelée pluton), le refroidissement est lent. On obtient des roches magmatiques plutoniques.



2 - La variété des roches magmatiques continentales

➔ Exercice ECE du livre : modélisation avec Magma

En laboratoire, on peut modéliser les roches obtenues à partir d'un magma en faisant varier le taux de silice ainsi que la vitesse de refroidissement. On peut ainsi retrouver les relations existant entre les différentes roches magmatiques de la croûte continentale.

Roches magmatiques de composition similaire

Roche volcanique ➔ Refroidissement rapide ➔ Structure microlithique	Rhyolite	Dacite	Andésite
Roche plutonique ➔ Refroidissement lent ➔ Structure grenue	Granite	Granodiorite	Diorite

Teneur en silice



Les roches plutoniques formées sont des granites et granitoïdes.

Remarque : Les roches volcaniques qui se forment peuvent s'observer immédiatement en surface. En revanche les roches plutoniques ne seront visibles qu'après érosion quelques millions d'années plus tard.

1- Des roches de composition variable

Doc 3 page 197

Les roches obtenues ont des compositions chimiques proches (ce sont des granitoïdes) mais elles ont des teneurs en silice variable. Cela dépend de 2 mécanismes :

- La cristallisation fractionnée : les minéraux pauvres en silice cristallisent en premier, donc le magma restant est plus riche en silice.
- La « contamination » : le magma peut s'enrichir en silice au contact des roches environnantes.

B – L'accrétion continentale

➔ Documents 1 et 2 page 196, questions 1 et 2 page 197

L'accrétion est une augmentation de volume par apport de matière extérieure.

Lors de la subduction, il y a formation d'un magma issu de la fusion partielle du manteau. La grande majorité de ce magma refroidit en profondeur, juste sous la croûte continentale ou à l'intérieur de celle-ci : il y a donc formation d'un gros volume de roches de type granitoïdes qui vient s'ajouter à la croûte existante. On peut bien parler d'accrétion continentale.

Elle a commencé il y a 4 Ga, à l'Archéen, et s'est déroulée avec une intensité variable au cours des temps géologiques. On estime qu'actuellement la formation et la destruction de croûte continentale s'équilibrent.

Bilan du II : Une fraction du magma produit en zone de subduction arrive en surface (volcanisme).

Mais la plus grande partie cristallise en profondeur et donne des roches plutoniques de type granites et granitoïdes. On aboutit ainsi à la formation de nouveaux matériaux continentaux par accrétion.

Conclusion

Le volcanisme de zones de subduction est explosif, du fait de la forte viscosité du magma (riche en silice et en eau). Ce magma se forme en profondeur suite à la déshydratation de la plaque plongeante : l'apport d'eau dans le manteau sus-jacent abaisse le point de fusion de la péridotite et entraîne la fusion partielle du manteau hydraté. Après refroidissement, ce magma forme à la surface un petit volume de roches volcaniques, et en profondeur (sous la croûte et à l'intérieur) un grand volume de granitoïdes. La subduction est ainsi responsable de la formation de l'essentiel de la croûte continentale.

