

Thème 1 La Terre, la vie et l'organisation du vivant / La dynamique interne de la Terre

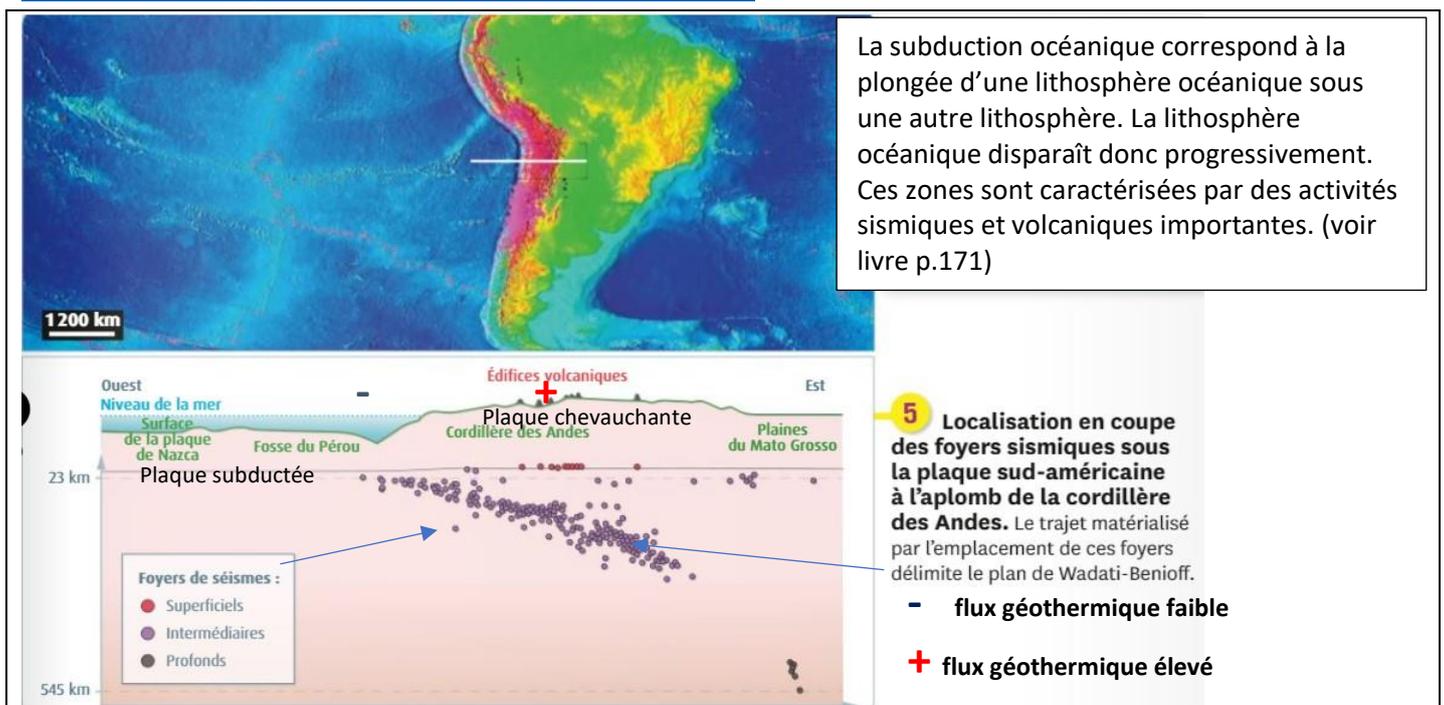
Chap.IV La dynamique d'une zone de convergence : la subduction

Le mouvement des plaques lithosphériques déterminé à partir des méthodes étudiées dans le Chap.II Caractérisation de la mobilité horizontale, montre qu'il existe des frontières de plaques en convergence. C'est le cas dans les zones de subduction. Ce type de convergence correspond au plongement d'une lithosphère océanique dans l'asthénosphère. (Deux types de subduction peuvent avoir lieu : subduction d'une lithosphère océanique sous une lithosphère continentale ou sous une autre lithosphère océanique.)

Questionnement

Quelles sont les caractéristiques thermiques des zones de subduction ? Pourquoi ces zones sont-elles le siège d'une importante activité sismique ? Pourquoi la lithosphère océanique entre-t-elle en subduction ? Quelles sont les conséquences de la subduction sur les propriétés physiques de la lithosphère océanique ? Quelles sont les conséquences de la subduction sur la composition minéralogique de la lithosphère océanique ? Quelle est l'origine de l'activité volcanique des zones de subduction ? Quelles sont les conditions de fusion des roches à l'origine du magma ? Quels types de roches magmatiques sont mis en place ?

I Caractéristiques des zones de subduction



Le flux géothermique est faible au niveau de la fosse océanique : ce flux témoigne de la présence d'un matériel froid correspond à la lithosphère océanique qui s'enfonce.

Par contre, le flux géothermique est élevé au niveau des zones volcaniques sur la plaque chevauchante : il témoigne de la présence de matériaux chauds en profondeur à mettre en relation avec la présence de chambre magmatique.

Le plan de Wadati-Benioff montre que la lithosphère conserve un comportement mécanique rigide et cassant jusqu'à des profondeurs importantes : cela explique la présence de foyers sismiques profonds.

II Évolution de la lithosphère océanique en subduction

II-1 Des modifications des propriétés physiques de la lithosphère océanique en subduction

Comme nous l'avons vu au chapitre III la lithosphère océanique, en s'éloignant de la dorsale, s'épaissit et se refroidit. Ce refroidissement entraîne une augmentation de la densité de la lithosphère jusqu'à une valeur où celle-ci dépasse la densité de l'asthénosphère : la lithosphère océanique s'enfonce alors dans le manteau sous-jacent.

- C'est à la faveur d'une rupture à la limite de la lithosphère continentale, plus légère, que la lithosphère océanique amorcera une subduction au niveau de la **fosse océanique**. La subduction sera **amplifiée par la traction exercée par cette plongée**. Ces forces de traction exercées sur la lithosphère océanique jouent un rôle moteur dans la subduction de celle-ci. La différence de densité entre la lithosphère océanique et l'asthénosphère fait que l'âge de la lithosphère océanique n'excède pas 200 Ma.

- D'autre part, la densité des roches de la croûte océanique, entraînée en profondeur au cours de la subduction, augmente progressivement. Cette augmentation de la densité entretient la subduction.

II-2 Une déshydratation des minéraux des roches la lithosphère océanique en subduction

- Au niveau de la fosse océanique, la lithosphère océanique hydratée subducte. La lithosphère océanique reste « froide » lors de sa plongée mais en plongeant, elle est soumise à de fortes augmentations de la pression. Les minéraux des roches subissent alors un **métamorphisme** que l'on peut qualifier de **basse température et moyenne pression**. Ce **métamorphisme entraîne une perte d'eau des minéraux de la croûte océanique**.

Cette perte d'eau et l'augmentation de pression entraînent une modification minéralogique des roches de la lithosphère océanique. Les minéraux initiaux ne sont plus stables et un **nouveau minéral apparaît, le glaucophane**. Au niveau de la croûte océanique par exemple, apparaît alors un nouveau métagabbro qualifié de **métagabbro à glaucophane**.

- La lithosphère océanique continue sa subduction et le métamorphisme s'amplifie toujours accompagné d'une perte d'eau des minéraux. A **50 Km de profondeur** la quasi-totalité de l'eau contenue dans les minéraux de la croûte océanique a disparu. Des nouveaux minéraux apparaissent : la jadéite et le grenat qui sont deux minéraux anhydres. La nouvelle roche qui est composée de ces deux minéraux est appelée écoligite ; celle-ci est donc issue de la transformation du métagabbro à glaucophane. Ce **métamorphisme est qualifié de moyenne température et haute pression**.

A **80 Km de profondeur**, la croûte océanique a perdu son eau et est devenu anhydre. **Par percolation, l'eau vient hydrater la péridotite du manteau lithosphérique de la plaque sus-jacente. Ce manteau sus-jacent hydraté est entraîné en profondeur avec la plaque plongeante dans la zone de subduction.**

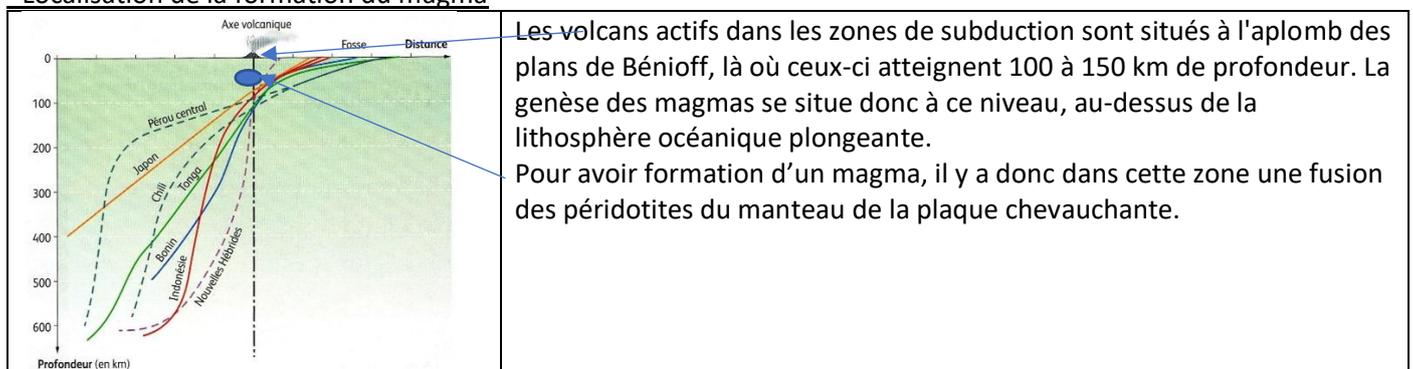
Cette hydratation du manteau de la plaque chevauchante est à l'origine de la présence de magma.

III Le magmatisme des zones de subduction

Les zones de subduction sont le siège d'une importante activité magmatique qui se traduit en surface par un **volcanisme** de type **explosif***. Les édifices volcaniques sont alignés parallèlement à la marge active et leurs éruptions se caractérisent par leur violence due à la viscosité du magma et à sa richesse en gaz.

III-1 L'origine du magmatisme dans les zones de subduction

- Localisation de la formation du magma



- la formation du magma en profondeur par fusion partielle des péridotites

A 80-100km de profondeur, une péridotite anhydre (c'est-à-dire non hydratée) n'entre pas en fusion partielle car la température à cette profondeur n'est pas assez élevée. Par contre, **une péridotite hydratée a une température de fusion plus faible que celle de la péridotite anhydre**. Entre 80 et 100 km de profondeur, les conditions de température et de pression permettent à cette péridotite hydratée d'entrer en fusion partielle.

Le magma, à l'origine des roches magmatiques des zones de subduction provient donc de la fusion partielle du manteau lithosphérique de la plaque chevauchante entre 80 et 100 km de profondeur (jusqu'à 150 km).

III-2 Le devenir du magma

- Le magma chaud produit est hydraté, fluide et moins dense que la péridotite environnante. Il monte au sein de la plaque chevauchante et traverse la croûte continentale.

Une fraction de ce magma arrive en surface et donne naissance à un **volcanisme explosif andésitique**. Le caractère explosif est dû à la richesse en silice et en eau du magma. Les roches issues de ce volcanisme sont des **roches magmatiques volcaniques*** caractéristiques des zones de subduction dont le type est l'**andésite***. Les andésites sont des roches de structure microlithique, contenant des cristaux de feldspaths plagioclase, de pyroxène, d'amphibole et de biotite (minéraux hydroxylés) dans une matrice vitreuse. L'andésite contient également des microlithes de feldspaths plagioclase. (La rhyolite est une autre roche volcanique qui se forme dans ces zones).

Les andésites sont riches en **minéraux hydroxylés**. Le magma à l'origine de cette roche est donc riche en eau.

- Une grande partie de ces magmas cristallise en profondeur, donnant naissance à des **granites***. Des roches à structure grenue vont cristalliser en profondeur. Les cristaux formant ces roches magmatiques plutoniques, sont le **quartz et les feldspaths** mais aussi des **minéraux hydratés (biotite et amphibole)**.

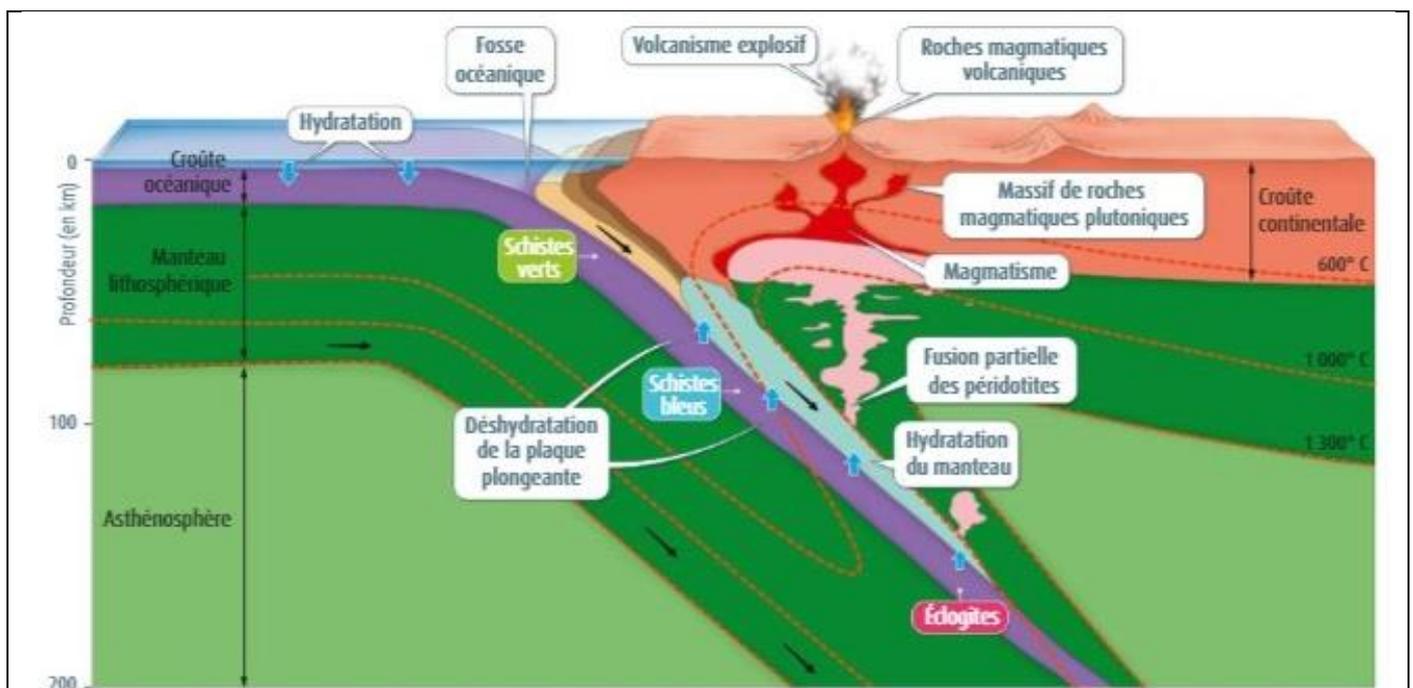


Tableau récapitulatif des différentes roches observables dans les zones de subduction :

Roches =>	Roches métamorphiques		Roches magmatiques	
			Volcaniques	Plutoniques
Contexte de formation			Structure :	Structure :
Exemple				
Composition minéralogique				
Hydratation				