

COMPRENDRE LE FONCTIONNEMENT DE LA CROUTE OCEANIQUE GRACE A L'ETUDE DES OPHIOLITES.



NICOLLET Christian, Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal - UMR 6524. 5, rue Kessler, 63 038 Clermont-Ferrand FRANCE

L'OPHIOLITE DU CHENAILLET : UN VESTIGE DE L'OCEAN ALPIN

Les nombreuses ophiolites dans les Alpes sont les témoins de l'océan qui séparait la France et l'Italie avant la formation de la chaîne de montagnes. Le Massif du Chenaillet, à l'est de Briançon, en est un exemple très bien préservé. Gabbros et laves (basalte) en forme de coussin sont associés aux roches du manteau serpentines (figure 2)

CROUTE OCEANIQUE ET OPHIOLITES

La croûte terrestre sous les océans est bien différente de celle sous les continents. Elle est constituée d'un ensemble de roches issues de la cristallisation de magmas qui trouvent leur origine dans le manteau de la terre. Ce magma se met en place au niveau des dorsales océaniques (lignes jaune et rouge sur la figure 1)



figure 1 : Le fond des océans est formé d'une croûte terrestre différente de celle que nous avons sous les pieds, sur les continents. Cette croûte océanique est créée aux dorsales et sa structure dépend de la vitesse d'expansion des fonds océaniques.

L'étude de cette croûte terrestre océanique est difficile, car son accès n'est pas aisée, puisqu'elle se trouve sous 3000-3500 m d'eau. Heureusement, elle a été parfois transportée à l'air libre, sur la croûte continentale, souvent à l'occasion de la formation de chaînes de montagnes. On dit que ces portions de croûte océanique ont été *obduites* et on les appelle *ophiolites*.

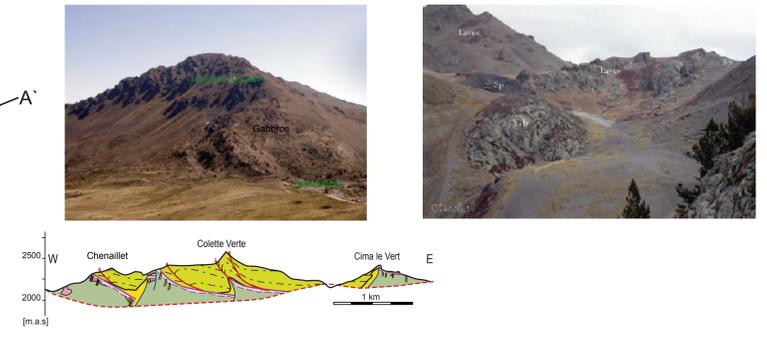
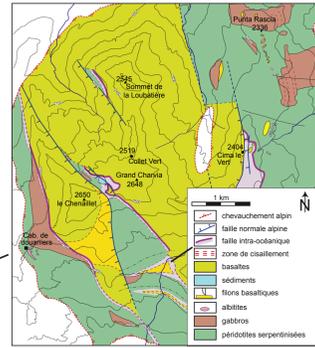
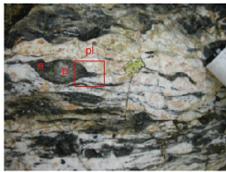


figure 2 : Carte, coupe géologiques (Manatschal et Müntener, 2006) et photos d'affleurement sur les flancs du massif du Chenaillet montrent les relations entre les gabbros (Gb), les laves et les serpentinites (sp).

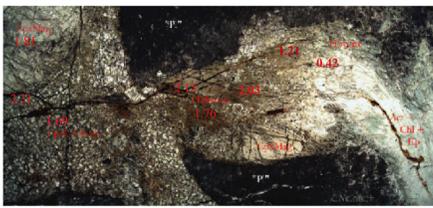
EVOLUTION METAMORPHIQUE DE LA CROUTE OCEANIQUE

La croûte océanique cristallise sous forme de gabbro et basalte à plus de 1100°C. Elle refroidit ensuite jusqu'à la température du géotherme, c'est à dire jusqu'à moins de 100°C (selon la profondeur). Au cours de ce refroidissement, les roches interagissent avec l'eau de mer qui s'infiltre dans la croûte et recristallisent, à l'état solide. On dit que les roches subissent un métamorphisme. Cette transformation s'accompagne de déformation (photo ci-dessous)



Cette roche est un métagabbro, c'est à dire un gabbro métamorphisé. Il est, par ailleurs, déformé : on remarque, en effet, que cette roche montre une orientation préférentielle, à l'inverse du gabbro de la figure 3. Autour du pyroxène gris (p), au contact du plagioclase blanc (pl) se développe un minéral noir qui est une amphibole (a). La réaction minéralogique est : pyroxène + plagioclase + eau = amphibole. (de l'eau est nécessaire à la réaction, car si les 2 minéraux à gauche sont anhydres, l'amphibole produite est hydratée).

Le microscope nous permet de nous rapprocher et d'observer à l'échelle du carré rouge. Cette étude de détail nous montre que la structure est complexe à petite échelle.



Cette photo (figure 4) est prise au microscope, en lumière dite polarisée. Elle mesure 4mm sur son grand côté. La zone de réaction qui sépare le pyroxène magmatique (CpxMag) et le plagioclase ("Pl") est variée. Le pyroxène est souvent transformé en petits cristaux (Cpx2) au milieu de l'amphibole brune appelée hornblende (Hbb). Celle-ci se développe largement et change progressivement de couleur pour devenir verte. Pour finir, des aiguilles d'actinote (Act), une autre amphibole, associée à un mica, la chlorite (Chl) et de l'épidote (Ep) pénètrent le plagioclase. Celui-ci est transformé en un agrégat de fins cristaux d'albite et épidote.

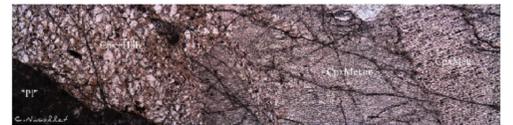
figure 3

Le gabbro est formé de deux espèces minérales : le plagioclase blanc et le pyroxène brun. Les cristaux sont centimétriques. Le basalte est finement cristallisé : les cristaux sont microscopiques et invisibles à l'œil nu. La forme en coussin témoigne d'une solidification du magma dans l'eau de mer. Le filon de basalte sert de conduit d'alimentation pour les laves en coussins.

Le gabbro et le basalte cristallisent à partir d'un même magma. La différence entre les 2 roches dépend de la vitesse de refroidissement. Plus cette vitesse est grande, plus la taille des cristaux est petite. Ainsi, le basalte qui refroidit rapidement au contact de l'eau de mer, est finement cristallisé. Le gabbro, qui refroidit lentement en profondeur, a des cristaux centimétriques.

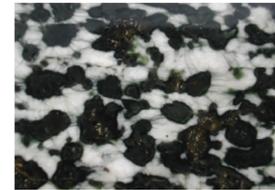
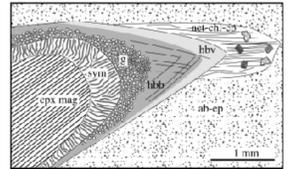
Observons une deuxième plage de ce métagabbro et attardons nous sur le pyroxène.

A droite de la photo, le pyroxène magmatique (CpxMag) présente un fin clivage. A gauche de celui-ci, le pyroxène est envahi de petits vermicules d'amphibole brune. Ce pyroxène a recristallisé à l'état solide ; aussi ne l'appelons "CpxMetam", car il est métamorphique. A gauche de la photo, nous faisons les mêmes observations que sur la photo précédente avec l'agrégat à pyroxène et amphibole et le plagioclase finement recristallisé.



Le dessin suivant résume les observations que nous venons de détailler :

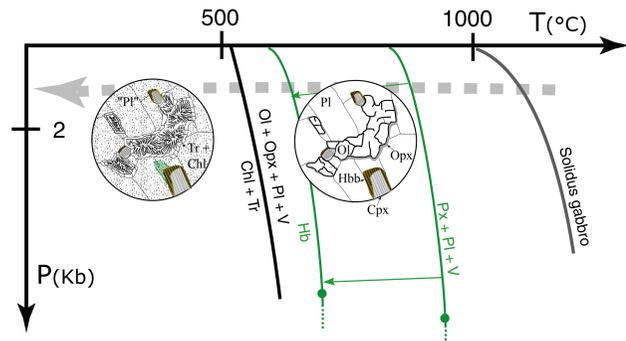
Nous avons schématisé le plan de clivage du pyroxène magmatique (CpxMag) et les bourgeons de hornblende brune du pyroxène métamorphique ; on appelle cette texture une *symplectite* (sym). L'agrégat de petits cristaux de pyroxène dans l'amphibole (g) s'est formé par *recristallisation dynamique*, au cours de la déformation qui affecte souvent ces roches.



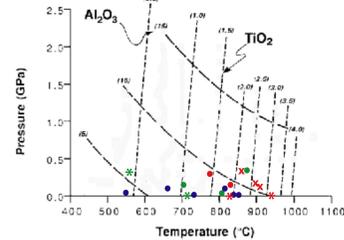
Certains gabbros contiennent, à côté du pyroxène, de l'olivine ; lorsque ce minéral est dominant, la roche est une troctolite. Sur cette photo d'un échantillon de troctolite du Chenaillet, le minéral a totalement été remplacé par deux minéraux qui ont une disposition en couronne : au centre la tremolite (encore une amphibole) est entourée du mica chlorite. La réaction est olivine + orthopyroxène + H₂O = tremolite + chlorite.

QUANTIFICATION DE TRAJET PRESSION - TEMPERATURE - TEMPS DES ROCHES DE LA CROUTE OCEANIQUE

Les observations pétrographiques que nous décrivons ci-dessus montrent que les roches se transforment au cours de leur histoire et qu'elles gardent le témoignage de cette évolution d'une façon précise et détaillée. Nous savons placer les réactions que nous avons mis en évidence dans un espace Température - Pression. P est la pression exercée par le poids des roches : elle nous indique donc la profondeur. Les 2 réactions indiquent que l'évolution enregistrée par les roches correspond à un refroidissement. Celui-ci est matérialisé par la flèche en pointillé sur la figure ci-dessous.



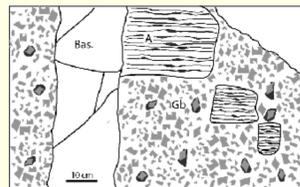
Les compositions chimiques des minéraux qui apparaissent sont des marqueurs de l'évolution Pression - Température. Elles permettent de calculer, de manière plus ou moins précise, ces paramètres P et T à l'aide de *géothermomètres* et *géobaromètres*. Ainsi, la teneur en TiO₂ (titane) de l'amphibole est un géothermomètre. Nous l'avons mesurée sur quelques échantillons grâce à la microsonde électronique, un instrument qui permet d'analyser les minéraux sur une surface de quelques microns carrés. Les teneurs en TiO₂ des amphiboles sont indiquées sur la photo de la figure 4. Dans une moindre mesure, la teneur en alumine (Al₂O₃) permet d'évaluer la pression, mais ce géobaromètre n'est pas très précis. Le diagramme ci-dessous montre que les températures de cristallisation de l'amphibole s'échangent entre 950° et 550°C : elles marquent le refroidissement des roches.



Courbes de concentration du titane et de l'alumine dans l'amphibole en fonction de la pression et la température (Ernst et Liu, 1998)
 - * amph. brune et *verte d'une amphibolite.
 - x amph. brune d'un filon de basalte amphibolitique
 - points : amph. du métagabbro de la figure 4 ; rouges et verts : amphibole dans le pyroxène (vermicules et agrégats respectivement) ; bleus : dans un cristal d'amphibole brune qui devient verte.

COMPRENDRE LE FONCTIONNEMENT D'UNE DORSALE LENTE AU CHENAILLET

L'analyse fine des roches nous permet de recueillir des informations précises afin de suivre leur évolution. Nous pouvons alors proposer un modèle géodynamique de fonctionnement d'une dorsale océanique. Mais avant de conclure cette approche essentiellement microscopique, il nous faut revenir à l'observation à l'échelle de l'affleurement



Sur cette photo, un gabbro (Gb) à pyroxène et plagioclase, non déformé contient quelques cristaux noirs d'amphibole qui montrent, comme nous l'avons décrit précédemment, que cette roche a été métamorphosée au cours de son refroidissement. Il contient, d'autre part, 3 enclaves, 3 morceaux d'un métagabbro déformé dont les minéraux sont de la hornblende brune qui remplace un pyroxène magmatique et du plagioclase. La roche est une amphibolite (A). Un filon basaltique (Bas) d'une quarantaine de centimètres de large recoupe à la fois le gabbro et l'amphibolite.

Cet affleurement permet de réaliser un bel exercice détaillé de chronologie relative : L'amphibolite, en enclaves dans le gabbro, est la première roche à se former. Il s'agit d'un métagabbro qui a été métamorphosé et déformé avant d'être arraché par le magma à l'origine du gabbro hôte. L'amphibolite était fracturée et a été incorporée en 3 morceaux. Le gabbro hôte est lui-même métamorphosé à son tour. L'intrusion du filon basaltique qui recoupe à la fois le gabbro et l'amphibolite est le dernier événement magmatique.

Cet affleurement de roche montre la complexité de détail de la chronologie des événements dans l'ophiolite du Chenaillet. En effet, cette roche témoigne de la mise en place d'une première lentille gabbroïque qui est déformée et métamorphosée lors de son refroidissement. Cette lentille, plus ou moins refroidie, est incorporée dans une autre poche magmatique qui se refroidit et est métamorphosée à son tour. Le filon basaltique scelle cette histoire et confirme que ces épisodes magmatiques et métamorphisme(s) sont bien contemporains de la genèse de cette portion de lithosphère océanique.

Ainsi, le métamorphisme océanique n'est pas un processus continu et général, mais il est le résultat de la juxtaposition d'événements localisés et diachrones. L'apport thermique qui en est responsable est discontinu et localisé. Celui-ci est lié aux masses de gabbros qui se mettent en place par étape dans le manteau. La formation de la croûte océanique est discontinue et la production magmatique est faible et épisodique.

Ceci est la caractéristique des rides lentes et est illustré par ces deux schémas de Cannat (1993) qui résument bien l'évolution géodynamique de l'Ophiolite du Chenaillet lors de sa création à la ride.

