



**HAL**  
open science

## Cycle de la lithosphère océanique et métamorphisme

Christian Nicollet

► **To cite this version:**

Christian Nicollet. Cycle de la lithosphère océanique et métamorphisme. *Géochronique*, 2015, Regards croisés sur le métamorphisme, 136, pp.41-46. hal-01686740

**HAL Id: hal-01686740**

**<https://uca.hal.science/hal-01686740>**

Submitted on 24 Jan 2018

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

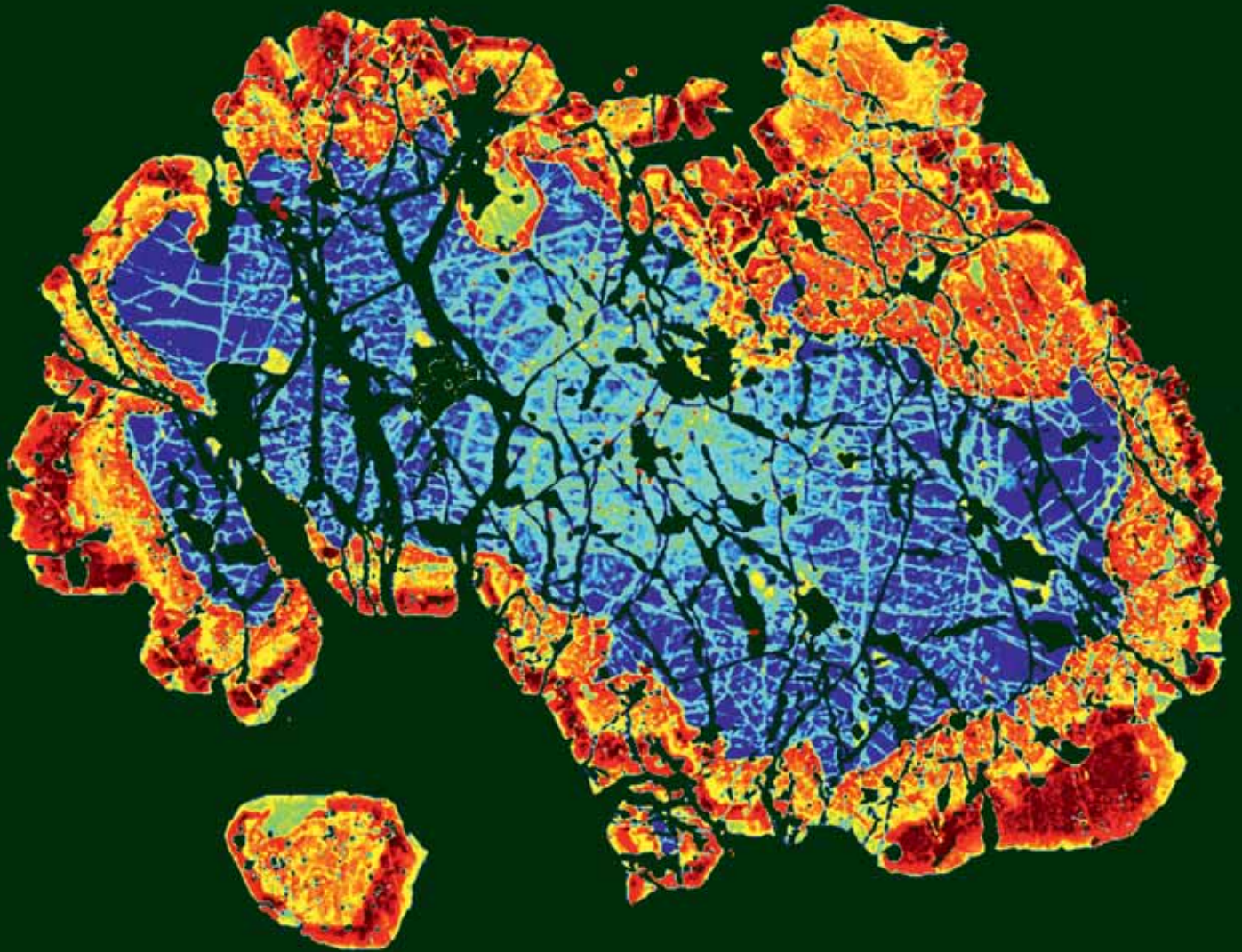
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# GÉOCHRONIQUE

Magazine des Géosciences

Décembre 2015 / 20 €

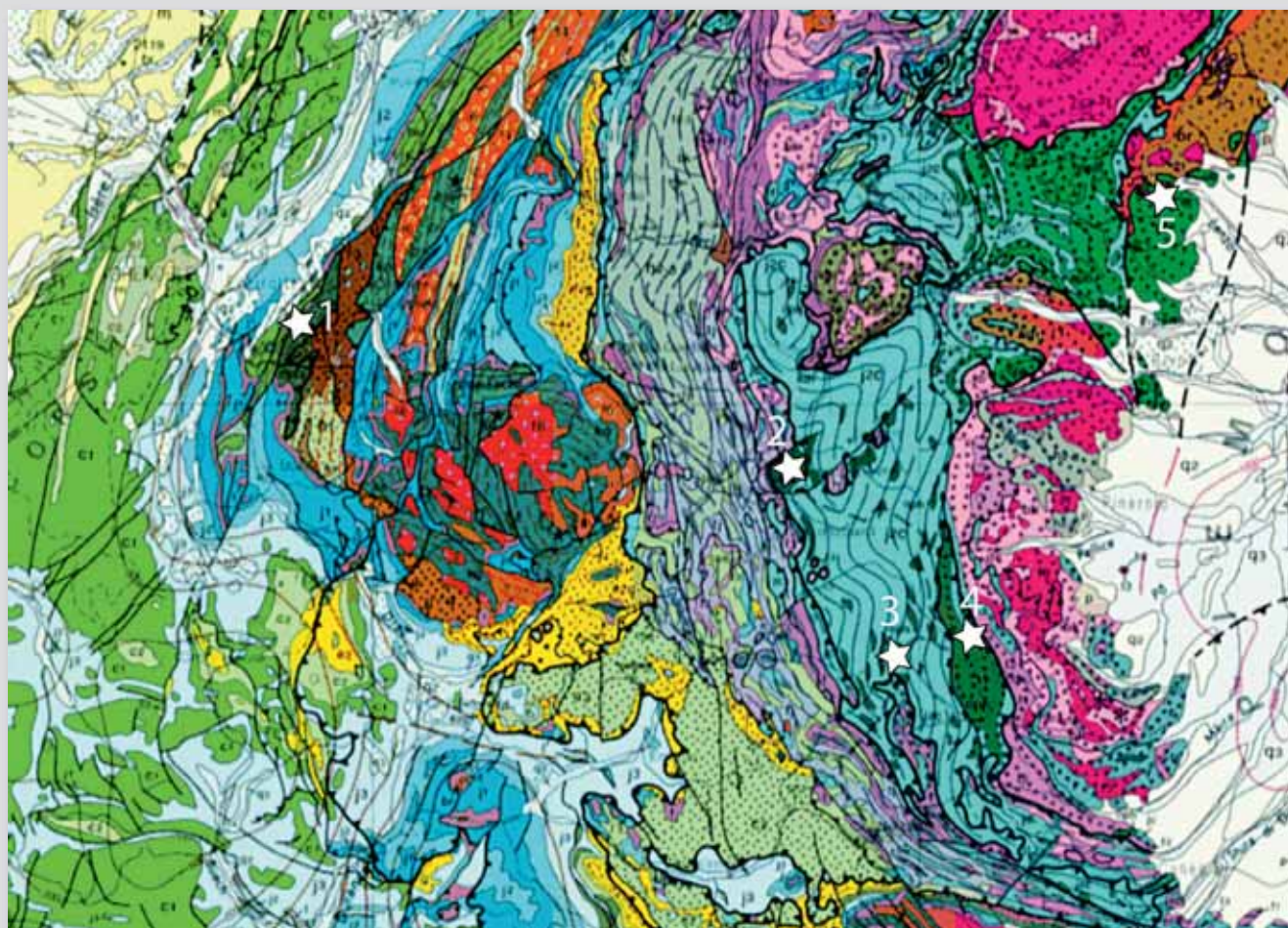
n°136



Regards croisés sur le  
**Métamorphisme**



# Cycle de la lithosphère océanique et métamorphisme



Extrait de la carte géologique à 1/1 000 000 du BRGM localisant les différents sites visités ; les chiffres se réfèrent aux numéros des paragraphes. Voir la localisation géodynamique sur la fig. 3-6 de l'article « Les serpentinites, vecteurs des transferts de fluides dans le globe ».

L'étude du cycle de la lithosphère océanique, depuis sa genèse à la ride jusqu'à son retour dans le manteau dans une zone de subduction, suivi de son exhumation (puisqu'il faut bien que les roches soient à la surface pour pouvoir être étudiées !) ne peut se faire sans une approche pétrologique à la fois magmatique et métamorphique. Les Alpes occidentales représentent un lieu favorable à cette étude : toutes les étapes de ce cycle sont bien représentées sur une transversale de Grenoble à Turin, en passant par Briançon, en traversant le Queyras, le massif du Viso et celui de Lanzo. Cet itinéraire comprend cinq sites majeurs, distants chacun d'environ deux heures de route. Chaque site (mis à part celui de Lanzo) fait l'objet d'une (ou 2) journée(s) de randonnée pédestre.

Les massifs de Belledone et du Chenaillet, d'âges très différents, permettent des observations complémentaires sur les processus magmatiques, métamorphiques et tectoniques dans la croûte océanique. Dans le massif du Queyras, la lithosphère océanique est incorporée dans un prisme d'accrétion et témoigne des conditions du faciès Schiste Bleu tandis que le massif du Viso est enfoui dans les conditions du faciès Éclogite lors de la subduction océanique. Le massif mantellique de Lanzo conserve à la fois le témoignage du début et de la fin du cycle de la lithosphère océanique.

Les différents sites sont localisés géographiquement par le numéro des paragraphes, sur l'extrait de la carte géologique de France et géodynamiquement sur la figure 3-6 de l'article « Les serpentinites, vecteurs des transferts de fluides dans le globe »)



1 - Nous débutons, au dessus de Grenoble, dans le massif ophiolitique de Chamrousse (massif cristallin externe de Belledonne). Cette croûte de l'océan pré-hercynien est datée à 492 Ma.

Atteindre la Croix de Chamrousse par téléphérique à partir du Recoin ou bien à pied depuis la Roche Béranger. Rejoindre vers l'est le col des 3 fontaines et le col de la Botte et se diriger vers le col des Lessines. Le long du chemin sous le Manqué, on observe des boudins de métagabbros présentant une déformation intense et hétérogène (fig. 1), parfois recoupés par des filons de basalte syn-océaniques qui témoignent que métamorphisme et déformation sont contemporains de l'océanisation.

Les couronnes d'amphibole autour du clinopyroxène témoignent de la réaction [Clinopyroxène

+ Plagioclase + Vapeur = Hornblende] et sont contemporaines du refroidissement du (méta) gabbro dans la croûte océanique. Toutefois, un deuxième épisode de métamorphisme, dans des conditions assez similaires, se surimpose au cours de l'orogénèse hercynienne. Après environ 200 m depuis le col de la Botte, grimper au-dessus du chemin sous le Manqué pour atteindre un affleurement de chromitite.

Revenir au col de la Botte et descendre au sud dans la direction du lac Infernet en parcourant serpentinites, amphibolites (= métapyroxénites), métagabbros et gneiss amphibolitiques. Au lac de l'Infernet, des filons anatectiques de trondhjémites sont les produits de la fusion partielle des gneiss amphibolitiques qui les contiennent. Poursuivre le chemin jusqu'au lac Achard et rejoindre plein ouest la Roche Béranger.

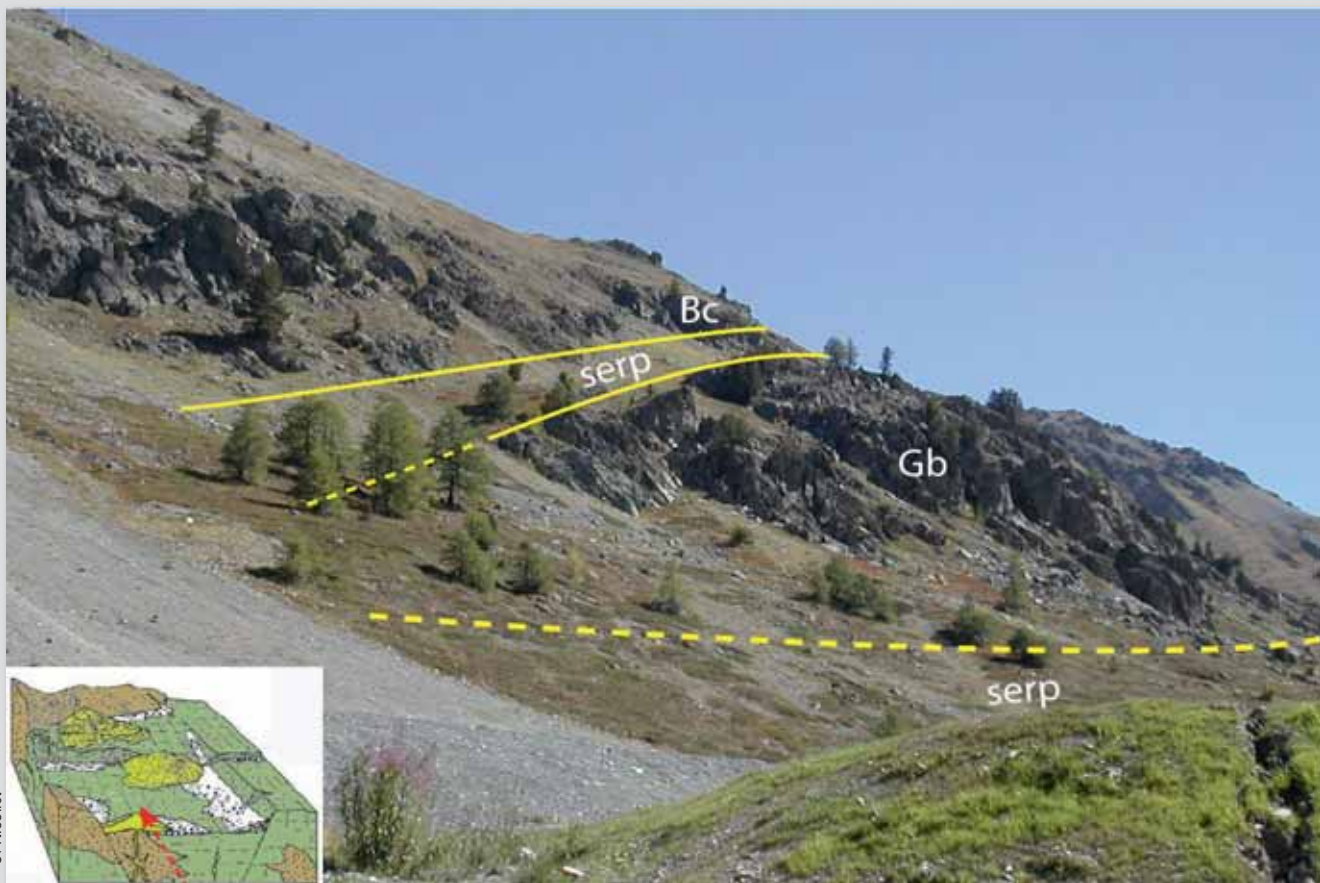
2 - En 2h 30 de route, rejoindre le massif du Chenaillet au sud de Montgenève.

Le classique sentier géologique de l'arête sud-ouest du Chenaillet depuis la cabane des douaniers montre la superposition d'une croûte océanique générée au niveau d'une ride à expansion lente de l'océan alpin (env. 180 Ma) : serpentinites, gabbros (traversés de rares filons basaltiques) et laves en coussins. Contrairement au site précédent, la déformation est ici beaucoup plus discrète. Le manteau péridotitique est absent et le Moho n'existe pas au Chenaillet.

Fig. 1. – Boudins de métagabbros dans l'ophiolite de Chamrousse.



© C. Nicollet



© C. Nicollet

Fig. 2. – Intrusion de gabbro dans les serpentinites, elles-mêmes surmontées par les basaltes en coussins (Bc). Massif du Chenaillet. En encart : reconstitution du fond de l'océan alpin d'après Lagabrielle et Cannat (1990, *Geology*, 18, p.319-322). La flèche rouge localise la coupe le long du versant ouest de l'arête NO du Chenaillet visible sur la photo. Les gabbros (en brun) sont intrusifs dans les serpentinites (en vert) ; en jaune : filons et édifices volcaniques basaltiques.



À l'est de la réserve d'eau pour canons à neige des Prés de Gondran, le flanc ouest de l'arête nord-ouest du Chenaillet montre l'intrusion de gabbro dans les serpentinites (fig. 2). Rejoindre la petite terrasse au sommet du gabbro (GPS : 44.907222 - 6.730278). Celui-ci est déformé et présente une foliation marquée par l'amphibole (brune au microscope en LN) en couronne autour des clinopyroxènes antécinématiques (fig. 3 et fig. 3-10 de « Piégeage et libération des halogènes dans les amphiboles... » pour une observation microscopique) produite lors du refroidissement du gabbro, comme décrit précédemment à Chamrousse. Au-dessus de la petite terrasse au sommet du gabbro, une pente d'environ 50 m de hauteur est constituée d'un éboulis de serpentinites traversé par un sill de basalte et des boules pluri-métriques de métagabbros. Les basites sont visibles au sein de la serpentinite constituée principalement de lizardite (voir « Les serpentinites, vecteurs des transferts de fluides dans le globe »). Les clinopyroxènes préservés et déformés (à texture granoclastique) sont très rares. Les laves en coussin reposent directement sur les serpentinites et ce, jusqu'au fil de l'arête : avant l'émission des basaltes, les serpentinites constituaient le plancher océanique.

**3** - Rejoindre la vallée du Guil pour pénétrer dans le massif du Queyras. Le domaine piémontais, à l'est de Château-Queyras est composé essentiellement de métasédiments océaniques (= calcschistes planctoniques métamorphisés), les Schistes lustrés et en faible proportion, de massifs de métaophiolites qui constituent les reliefs les plus marqués. L'ensemble est métamorphisé dans les conditions du faciès Schiste bleu. L'abondance des métasédiments suggère que le Queyras représenterait un paléo-prisme d'accrétion. Curieusement, les méta-ophiolites affleurent à des altitudes élevées, supérieures à 2 200 m. Deux sites accessibles et favorables à l'observation de ces différentes lithologies sont le vallon de la Blanche au sud-ouest de Saint-Véran et le vallon de Clausis au sud de la bergerie des Tioures, sur la route du col Agnel dans la vallée de l'Aigue Agnelle. Des boules hectométriques de métagabbros emballées dans les serpentinites et métasédiments sont peu ou pas déformées lors de l'orogène alpine (fig. 4) : la déformation observée dans les gabbros est héritée de l'épisode intra-océanique. Les minéraux du métamorphisme océanique sont par contre remplacés



© C. Nicollet

Fig. 3. – Métagabbro coronitique. Massif du Chenaillet.

par les minéraux du faciès Schiste Bleu (fig. 5 et fig. 3-11 de « Piégeage et libération des halogènes dans les amphiboles... » pour une observation microscopique) : glaucophane et lawsonite (visibles au microscope) principalement. La taille infra-millimétrique des cristaux des métasédiments rend leur observation macroscopique délicate. On reconnaît la calcite, le quartz, la chlorite et la phengite.

Fig. 4. – Boules de métagabbros au sein des serpentinites et Schistes lustrés dans le vallon de Clausis (Queyras).



© C. Nicollet



Fig. 5. – Les aiguilles de glaucophane remplissent les fentes de ce clinopyroxène relique tronçonné (de 3 cm de long) dans un métagabbro coronitique du vallon de Clausis.

© C. Nicollet



4 - Rejoindre le massif éclogitique du Viso en 2h30 au Pian del Ré aux sources du Pô, au-dessus de Crissolo en Italie. Le massif du Viso est un volumineux massif de méta-ophiolite représentant la lithosphère océanique subduite (fig. 6) : serpentinites, metabasaltes, métagabbros sont dans les conditions du faciès Éclogite.

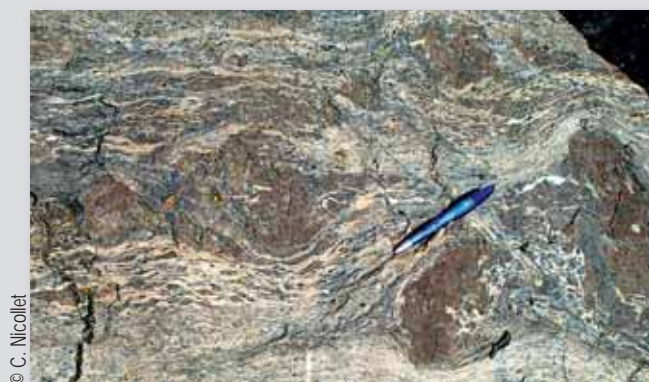


Fig. 6. – Panorama du massif éclogitique du Viso depuis le passo Gallarino.

© C. Nicollet

En montant au Lago Superiore, à l'ouest du Pian del Ré, on traverse des métagabbros magnésiens à omphacite chromifère de couleur vert émeraude qui affleurent également très bien dans l'escarpement entre les lacs Fiorenza et Chiaretto. Un petit monticule à l'ouest du lago Superiore (GPS : 44.695717, 7.087341) montre une éclogite très fraîche (fig. 7).

Au lago Gallarino, 3 km au sud du refuge Quintino Sella, les éclogites en boudins (fig. 8) dans des Schistes bleus et Schistes verts enregistrent toutes les étapes de leur exhumation contemporaine de la subduction continentale de Dora Maira.



© C. Nicollet

© C. Nicollet

Fig. 8. – Boudins d'éclogites dans les métagabbros magnésiens au lago Gallarino. Massif du Viso.

Fig. 7. – Éclogite du Lago Superiore. Massif du Viso. Omphacite verte et minuscules grenats rouges sont les minéraux essentiels auxquels s'ajoutent en faible quantité glaucophane, phengite, rutile, quartz et possibles pseudomorphoses de lawsonite.

En contrebas du refuge Q. Sella, au sud du replat des lacs du pré Fioriti, une petite falaise (GPS : 44.663333, 7.115278) est constituée d'un empilement de laves en coussins non déformés, de couleur bleue qui témoignent de l'abondance de glaucophane (fig. 9).

Fig. 9. – Laves en coussins dans les conditions du faciès Schiste Bleu. Massif du Viso. Les couleurs bleu et jaune témoignent de l'abondance des deux minéraux principaux : glaucophane et épidote.



© C. Nicollet



5 - Redescendre dans la plaine du Pô et rejoindre Lanzo-Torinese – Germagnano en 1h30 de route. On se situe au nord de l'important massif ultrabasique de Lanzo de 15 km x 10 km, constitué de péridotites entourées d'une enveloppe de serpentinites. Le massif mantellique de Lanzo est extrêmement riche en observations pétrologiques et structurales.

centimétriques traversant la roche ultrabasique. Il s'agit de veines de « déserpentinisation » : des veines de serpentine formées lors de l'océanisation sont éclogitisées lors de la subduction et sont principalement composées d'olivine métamorphique (fig. 10 ; voir aussi « Les serpentinites, vecteurs des transferts de fluides dans le globe »).



Fig. 10. – « Déserpentinisation » de veines de serpentinites dans la lherzolite de Lanzo.

© C. Nicollet

Il est décrit comme le dernier site à visiter dans ce cycle de la lithosphère océanique, puisqu'il a été enfoui, lors de la subduction océanique, à plus 75 km de profondeur ( $P > 2,5$  GPa). Mais le massif de Lanzo enregistre aussi de façon remarquable les processus de la genèse de la croûte océanique : ainsi, ce parcours géographique et géologique du cycle de la lithosphère océanique peut débuter et/ou se terminer dans ce même massif.

De nombreux sites et affleurements sont spectaculaires. Nous nous limitons à quatre sites d'accès facile. En venant de Germagnano, prendre la direction de Viu, franchir le pont sur la rivière Lanzo et remonter la rive droite sur quelques dizaines de mètres (GPS : 45.261566, 7.458182). Tous les minéraux de la lherzolite à spinelle sont bien visibles avec des couleurs contrastées : olivine orangée, orthopyroxène brun, clinopyroxène vert et spinelle noir. Dans de rares niveaux, le spinelle est entouré d'une couronne de plagioclase (maintenant remplacé par un agrégat microscopique d'aiguilles de jadéite et zoisite), témoin de la transition lherzolite à spinelle – lherzolite à plagioclase, lors de l'exhumation de ce manteau durant l'océanisation. Quelques filons de clinopyroxénites sont concordants avec le litage de la péridotite. On remarque des veines

Depuis le hameau de Berthole (GPS : 45.262567, 7.430933) et le col Colmet, rejoindre le rio Ordagna (GPS : 45.258611, 7.424722). La péridotite est imprégnée de filonnets de gabbros suggérant la fusion partielle à l'origine des magmas de la croûte océanique (le pétrologue du métamorphisme parlerait d'anatexie). La roche est imprégnée de manière diffuse (fig. 11) mais également traversée par des filons aux contacts contournant les minéraux de la lherzolite, puis aux contacts franchement sécants : nous observons l'évolution d'un manteau (imprégné de magmas) asthénosphérique ductile vers un manteau lithosphérique fragile lors de la transition lithosphère continentale – lithosphère océanique



© C. Nicollet

Fig. 11. – Lherzolite partiellement fondue du rio Ordagna. Massif de Lanzo.



et de l'exhumation qui en résulte. Les cristaux millimétriques de spinelles noirs sont entourés d'une couronne blanche. L'observation macroscopique suggère qu'il s'agit de plagioclase comme précédemment observé à Germagnano. Mais l'observation microscopique révèle qu'il s'agit de chlorite fibroradiée, résultant de la réaction [Olivine + Spinelle + Vapeur = Chlorite] lors du refroidissement de cette portion de manteau proche de la surface.

De retour à Germagnano, nous reprenons la route de Viu. D'importants affleurements de serpentinites (à antigorite) très foliées sont facilement accessibles au bord de la route. Nous franchissons ensuite une zone de cisaillement intramantellique (GPS : 45.261529, 7.439050). La péridotite présente une foliation verticale et une linéation d'étirement bien marquées par les porphyroclastes d'orthopyroxène (fig. 12).



© C. Nicollet

Fig. 12. – Péridotite mylonitique à porphyroclastes d'orthopyroxènes bleutés très étirés dans une zone de cisaillement mantellique. Massif de Lanzo.

Quelques kilomètres au sud, dépassons le pont de Togliè de 400 m (GPS : 45.237186, 7.426493). Nous sommes au contact serpentinites – péridotites qui marque le front de serpentinitisation lors de



© C. Nicollet

Fig. 13. – Filon de gabbro mylonitique (à hornblende brune et plagioclase préservés) dans des fractures découpant le manteau lithosphérique au pont de Togliè. Massif de Lanzo.

l'océanisation et qui représenterait le moho d'une croûte océanique générée au niveau d'une ride à vitesse d'expansion lente. Dans la partie péridotitique, la roche est fracturée et les fractures constituent les chenaux d'alimentation du magma vers la surface : sur une centaine de mètres au long de la route, ces fractures d'épaisseur centimétrique à décimétrique sont jalonnées de filons de métagabbro



© C. Nicollet

Fig. 14. – Métagabbro éclogitique à couronne de grenat au pont de Togliè. Massif de Lanzo.

bros mylonitiques à hornblende brune et plagioclase préservés (fig. 13).

Bien qu'enfouie à plus de 2,5 GPa lors de la subduction, la majorité de ces roches enregistre le métamorphisme et la déformation intra-océaniques : il n'y a pas de corrélation simple entre déformation (et métamorphisme) et pression lithologique. Cependant, certains métagabbros sont au contraire équilibrés dans les conditions du faciès Éclogite (fig. 14).

La lithosphère océanique nécessite une étude simultanée des processus magmatiques et métamorphiques. L'existence de deux métamorphismes successifs aux conditions très contrastées (BP-HT puis HP-BT), préservés ou non dans les roches, montre la complexité des processus métamorphiques et témoigne de la variabilité de la cinétique de réaction en fonction de la présence de fluides (hydrosphère relativement proche) et d'une déformation hétérogène. La préservation de la déformation océanique précoce à toutes les étapes montre qu'il n'y a pas de relation directe entre déformation et pression lithologique.

Cette excursion constitue la base d'un stage de terrain que je propose aux étudiants du M2R du LMV de Clermont Ferrand.

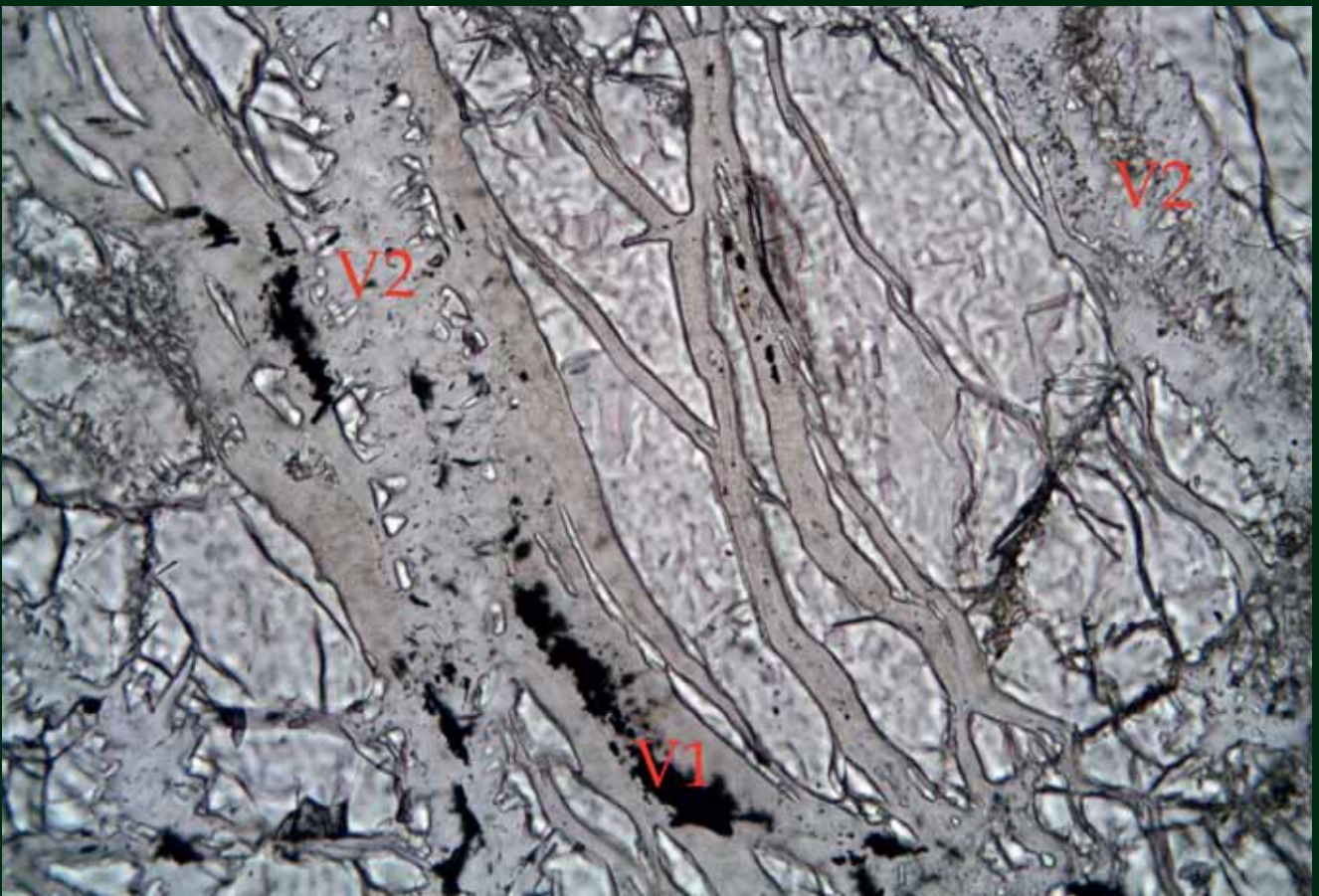
**C. NICOLLET**

Lab. Magmas et Volcans, Univ. Blaise Pascal, 63038 Clermont-Ferrand, France





Lherzolite du Cap Corse découpée de veines de serpentinite montrant la relation entre la chenalisation des fluides et la recristallisation métamorphique. © C. Nicollet



Olivines d'une péridotite de Lanzo traversées par des veines V1 de lizardite (serpentinisation océanique), coupées par des veines V2 d'antigorite (début de la subduction), frangées de fins chapelets d'olivine métamorphique (faciès Éclogite). © Microphoto B. Debret.