

Mais où est donc le Moho au Chenaillet ?

Christian Nicollet

Au Chenaillet, la croûte océanique ne correspond pas au modèle classique de la Penrose conférence, mais constitue ce que l'on peut appeler une croûte « hétérogène » formée de lentilles de gabbros dispersées dans la serpentinite (et localement recouverte de basaltes). Dans une telle croûte « hétérogène », le Moho n'est pas matérialisé par le passage des péridotites du manteau aux gabbros lités, mais par la transition (progressive) des péridotites du manteau aux serpentinites. Le Moho marque le front de serpentinisation. En l'absence de péridotites au Chenaillet, le Moho n'est pas observable dans ce massif qui ne montre qu'une coupe partielle (la partie superficielle) de cette croûte « hétérogène ».

Le Chenaillet est un site géologique très populaire, visité, chaque année par un nombre considérable d'élèves des lycées et des étudiants des Universités. Ce massif montre un magnifique affleurement de la lithosphère océanique (LO) de l'océan alpin. Il s'agit donc d'un massif d'ophiolite, portion de la LO qui repose maintenant sur la croûte continentale, au cœur de la chaîne alpine, laquelle résulte de la fermeture de cet océan et de la collision de ses marges. Ce massif est une nappe qui est venue chevaucher la croûte continentale. Il présente l'avantage, contrairement à d'autres portions de la lithosphère océanique comme dans le Queyras et le Viso, de ne pas avoir été déformé et métamorphisé lors de la subduction puis de la collision.

On observe au Chenaillet différentes lithologies de la LO, à savoir : les sédiments (dont les radiolarites), des basaltes en coussins et rares filons, des albitites, des gabbros (parfois métamorphisés) et les serpentinites. Les serpentinites sont des roches qui dérivent de la transformation et de l'importante hydratation de la péridotite, principal constituant du manteau.

Une question qui revient souvent parmi les visiteurs : « Où est donc, dans l'ophiolite du Chenaillet, la discontinuité de Mohorovicic, familièrement appelé Moho, qui sépare le manteau de la croûte océanique ? »

Dans le modèle classique de la lithosphère océanique, issu de la Penrose conférence en 1972, le Moho marque la limite entre le manteau péridotitique et les gabbros lités de la croûte. Par similitude, peut-on faire l'approximation que le contact des gabbros sur les serpentinites, contact bien visible, entre autres, sur l'arête SO du Chenaillet représente le Moho ?

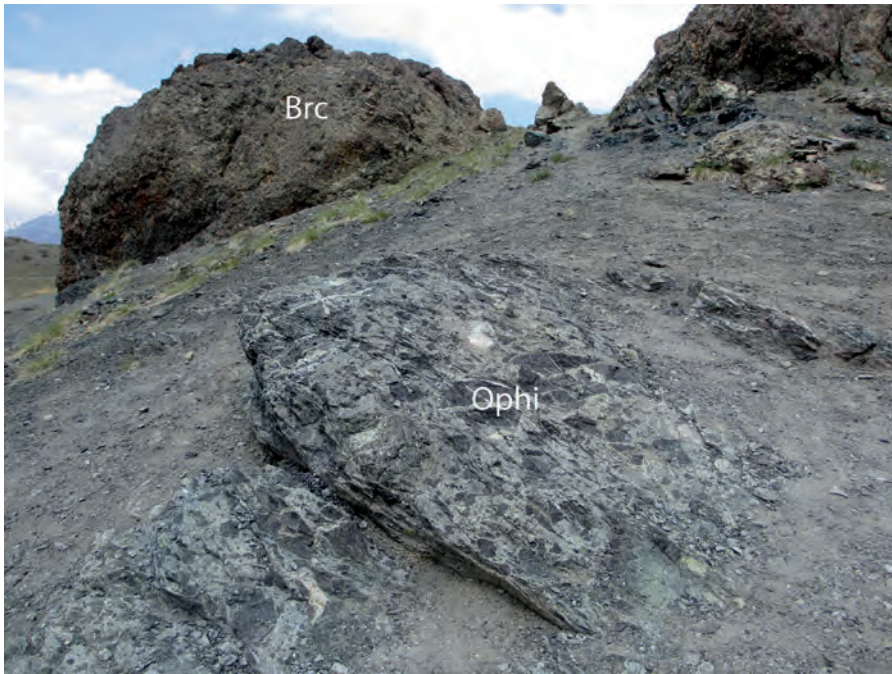
► **Mots clés** : Chenaillet, ophiolite, croûte océanique, litée, hétérogène, péridotite, serpentinite, front de serpentinisation, Moho...

■ **Christian Nicollet** : professeur à l'Université Clermont - Auvergne, Équipe de Pétrologie Expérimentale, Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont Ferrand ; <http://christian.nicollet.free.fr>

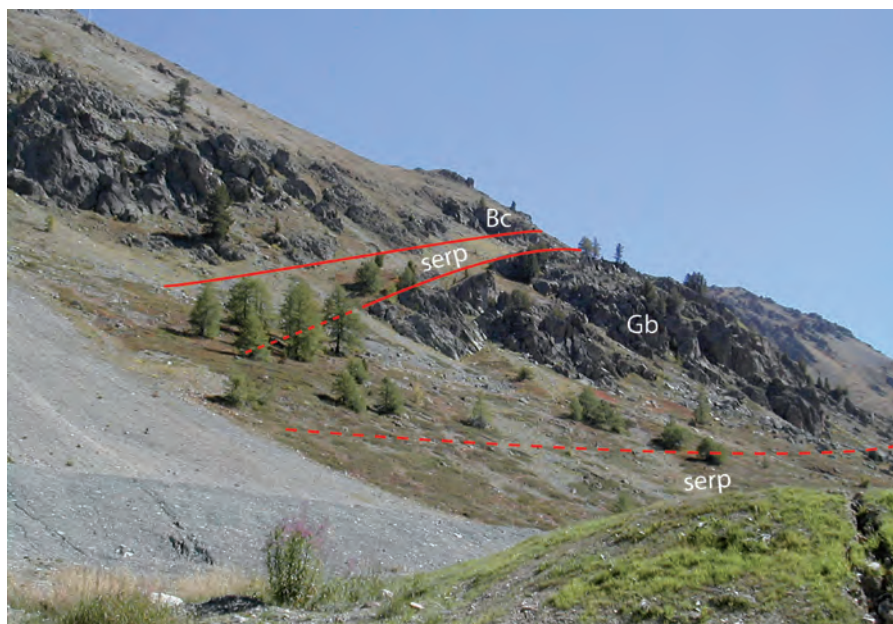
Quelques affleurements typiques des serpentinites au Chenaillet

Pour apporter des éléments de réponse à cette question, continuons de parcourir le terrain. Après avoir atteint le sommet par l'arête SO, descendons l'arête NE du Chenaillet jusqu'au col du Chenaillet, (ou Col du Souréou : figure 1 ; GPS : 44.903030 - 6.745400) où l'on trouve des brèches de laves en coussins reposant directement sur le manteau serpentinisé, lequel est traversé de veines de carbonates (on appelle ce mélange serpentinites – carbonates des ophicalcites). Avant l'émission des laves, le manteau serpentinisé constituait le plancher océanique, en contact avec l'hydrosphère. Un peu plus à l'Est en Italie, au Mont Cruzore, des radiolarites reposent sur la serpentinite, ce qui nous amène à la même conclusion que précédemment : le manteau serpentinisé constituait le plancher océanique avant le dépôt des sédiments.

Rendons-nous ensuite à l'est du lac qui a été construit pour alimenter les canons à neige dans les prés du Gondran (figure 2).



1. Au col du Chenaillet, des brèches de laves en coussins (Brc) reposent directement sur les ophicalcites (Ophi), serpentinites (noires) veinées de carbonates (blancs).

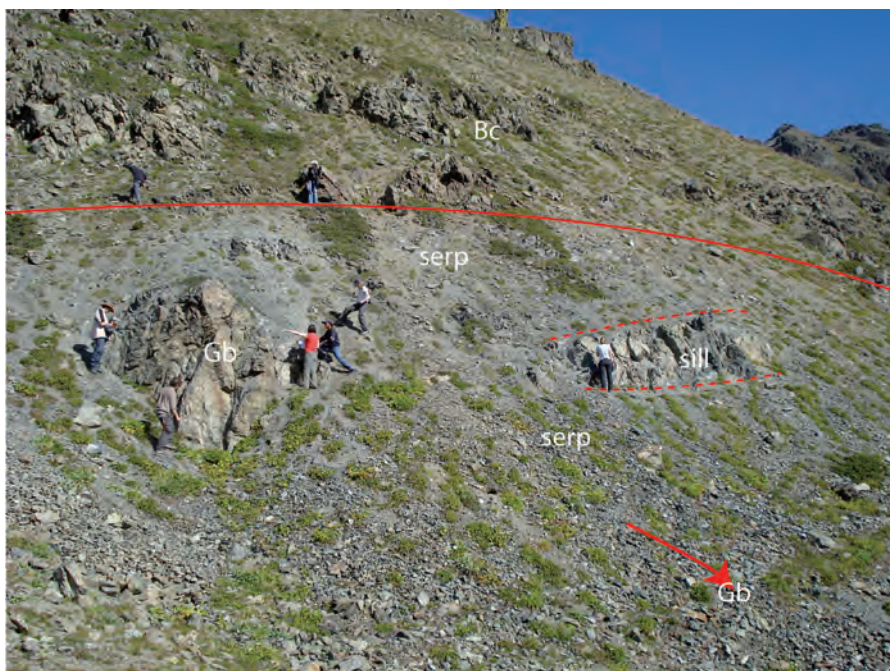


2. Intrusion de gabbro (Gb) dans les serpentinites (serp), elles-mêmes surmontées par les basaltes en coussins (Bc) sur le flanc ouest de l'arête NO du Massif du Chenaillet ; vue depuis les Prés du Gondran

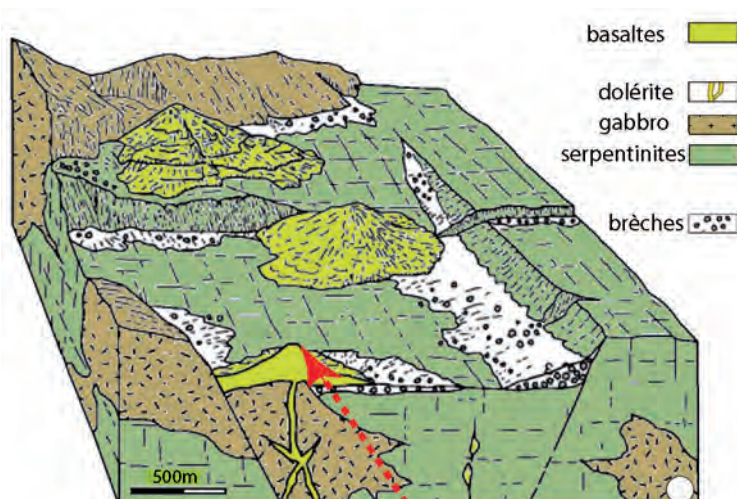
En s'approchant de la pente du flanc ouest de l'arête NO du Chenaillet, on touche les serpentinites surmontées d'une lentille d'épaisseur hectométrique et de quelques 300 m de long de (méta)gabbro (recoupée de quelques filons de basalte). **Au dessus, on trouve à nouveau les serpentinites** sur environ 50 m d'épaisseur (figure 3). Celles-ci sont surmontées à leur tour par les laves en coussins. La photo de la figure 3 (GPS : 44.907222 - 6.730278) est prise depuis le sommet de la lentille de gabbro et montre le détail de cette zone des serpentinites entre le gabbro et les basaltes : on y observe deux boules pluri métriques de gabbro (une seule est visible sur la photo) et un sill (= filon horizontal) d'une dizaine de mètres de long et deux mètres d'épaisseur de basalte.

Ces observations ont amené mes collègues Lagabrielle et Cannat (1990) à proposer le schéma de la figure 4 qui montre que les gabbros ne sont pas au dessus du manteau serpentinitisé, mais sont à l'intérieur de celui-ci. Des coulées de laves en coussins et des sédiments peuvent surmonter cet ensemble, mais le manteau serpentinitisé a constitué le plancher océanique. Sur cette figure, aucun contact serpentinite - gabbro ne peut représenter le Moho.

Au Chenaillet, le contact de base à l'origine du chevauchement de cette portion de LO s'est fait au dessus du Moho.



3. La photo est prise depuis le sommet de la lentille de gabbro de la figure 2 et montre le détail de la zone des serpentinites (serp) entre le gabbro et les basaltes (Bc) : on y observe une boule plurimétrique de (méta)gabbro (Gb) et un sill (=filon horizontal) d'une dizaine de mètres de long et de deux mètres d'épaisseur de basalte.

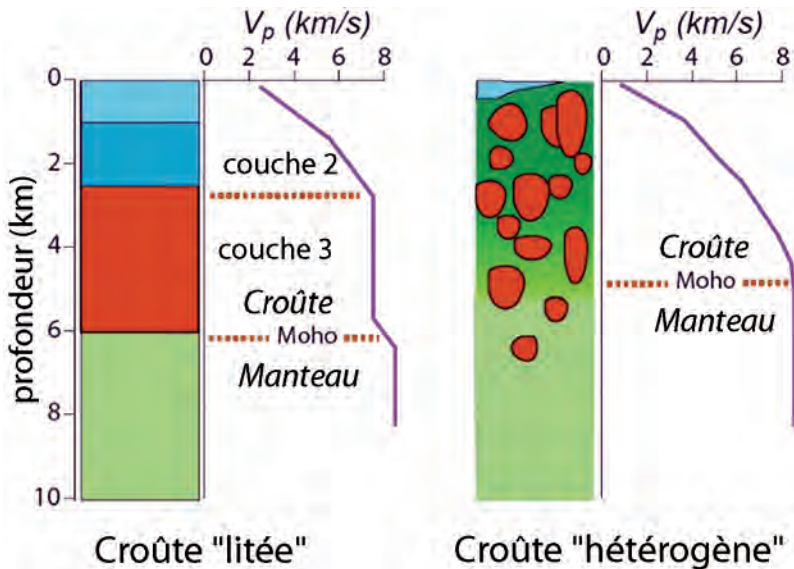


4. Reconstitution du fond de l'océan alpin d'après Lagabrielle et Cannat (1990).

La flèche rouge localise la coupe le long du versant ouest de l'arête NO du Chenaillet visible sur la photo de la figure 2. Les gabbros (en brun) sont intrusifs dans les serpentinites (en vert sombre) ; en vert clair : filons et édifices volcaniques basaltiques.

Deux modèles de lithosphère océanique

La figure 4 montre une coupe de la croûte qui n'est pas conforme au modèle proposé à la Penrose conférence de 1972. Depuis cette conférence, il a été constaté que la LO n'est pas uniforme et en simplifiant, on peut proposer deux modèles de LO schématisés sur la figure 5 (Mével 2003). Le modèle « litée » est conforme au modèle proposé à la Penrose conférence. Du haut vers le bas, sur environ 8 km d'épaisseur, différents niveaux séparés par ces discontinuités montrent : des sédiments, des roches volcaniques en coussins, un complexe filonien, des gabbros isotropes et lités au dessus du Moho. C'est la superposition observée dans certaines ophiolites comme celles d'Oman ou de Troodos à Chypre. Cette croûte océanique est d'épaisseur constante et est produite de roches magmatiques basiques. Cela correspond à la croûte océanique actuelle de l'océan Pacifique.



5. Deux modèles de lithosphère océanique (LO) et profils sismiques (Mével 2003).

Le modèle « litée » est conforme au modèle proposé à la Penrose conférence. Il est constitué de haut en bas de basaltes et complexe filonien (couche 2 ; la couche 1 : les sédiments, n'est pas représentée ici) ; le complexe gabbroïque (couche 3). Dans le modèle « hétérogène » qui correspond à l'exemple alpin, la croûte est formée de péridotites de plus en plus serpentinisées depuis le Moho (0% de serpentinisation) jusqu'à la surface (100% de serpentinisation) et de lentilles de gabbros de taille variable et parfois surmontée de basaltes en coussins, lesquels sont alimentés par de rares filons de dolérites.

La croûte « hétérogène », d'épaisseur plus faible et irrégulière (entre 4 à 6 km) est constituée de serpentinites et de péridotites plus ou moins serpentinisées traversées par des massifs de gabbro en proportion et taille variable. Cet ensemble est surmonté ou non de basaltes en coussins, constituants des volcans sous-marins. Ceux-ci sont alimentés par de rares filons de basaltes et dolérites. Par-dessus se trouvent des sédiments. Dans ce cas, on note que la croûte océanique a une origine double, produite à la fois par le métamorphisme des péridotites du manteau en serpentinites

et par magmatisme, avec la mise en place épisodique de gabbros et basaltes. Cette croûte océanique « hétérogène » correspond aux croûtes océaniques actuelles des océans Atlantique et Indien.

Comment peut-on affirmer que la croûte de tel océan correspond à tel type de croûte ou l'autre puisque, jusqu'à l'heure actuelle, aucun forage n'a atteint le Moho sous les océans et que, par conséquent, nous ne possédons aucune coupe complète de la croûte océanique actuelle ? La réponse est donnée par les géophysiciens. La vitesse des ondes sismiques augmente avec la profondeur de manière plus ou moins régulière (figure 5) : parfois des variations nettes de la vitesse sismique permettent d'envisager des discontinuités pétrologiques nettes, lesquelles correspondent aux passages des sédiments aux basaltes, puis aux gabbros et enfin au manteau péridotitique (dans lequel la vitesse sismique est de 8 km/s) de la croûte « litée ». Le profil sismique plus régulier (figures 5 et 6), sans palier, correspond au profil de la croûte « hétérogène », sans discontinuité majeure. L'augmentation progressive de la vitesse sismique s'expliquerait par une serpentinisation progressive. Nul au Moho, le pourcentage de serpentinisation augmente en se rapprochant de la surface jusqu'à atteindre 100%, à environ 1-2 km de profondeur.

Le Moho de la croûte océanique hétérogène

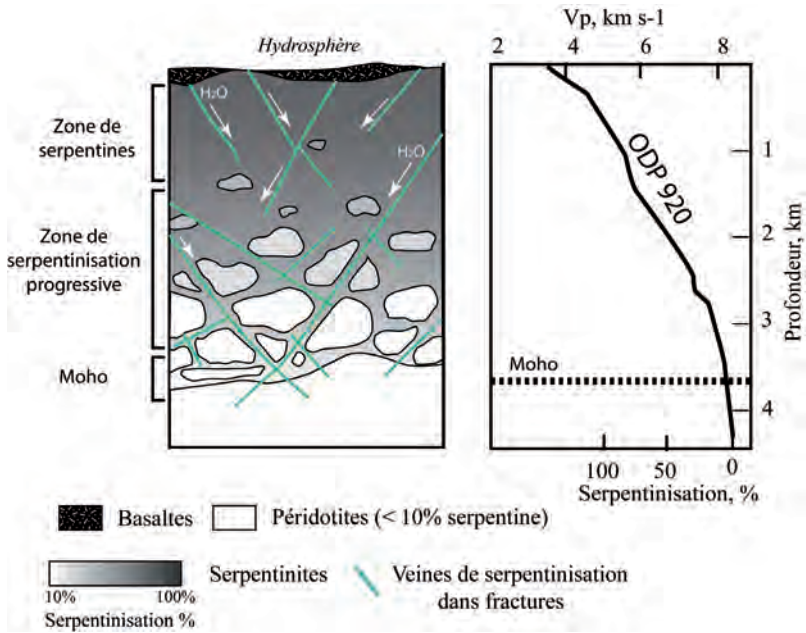
Dans le cas de la croûte litée, la position du Moho est bien définie par la limite pétrographique entre les péridotites du manteau et la base des gabbros lités. Moho pétrographique et géophysique coïncident.

Dans la croûte hétérogène, la limite croûte - manteau, le Moho - est diffuse. En effet, le Moho correspond à la limite des péridotites serpentinisées qui représentent la croûte et le manteau non serpentinisé, la péridotite « fraîche ». Ainsi, le Moho d'une croûte hétérogène est matérialisé par le front de serpentinisation. Pour le géophysicien, cette limite correspond à la zone où la vitesse sismique atteint 8 km/s, vitesse dans les péridotites. Pour le pétrologue, la limite est diffuse, marquée par le domaine où la serpentinisation de la péridotite est de quelques pour cents (figure 6).

Cette zone est hétérogène, car la serpentinisation se fait à la faveur de fractures le long desquelles circule l'eau, en provenance de l'hydrosphère, eau nécessaire en abondance pour le processus métamorphique de la serpentinisation (figure 7).

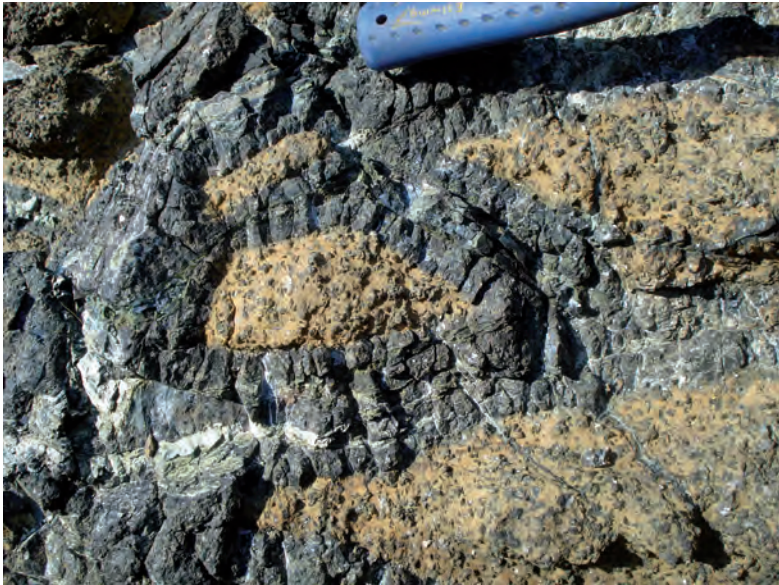
Conclusion

L'absence totale de « péridotites fraîches » témoigne sans ambiguïté de l'absence du Moho au Chenaillet. D'autre part, l'absence de péridotites serpentinisées, c'est-à-dire partiellement serpentinisées et au contraire la présence de serpentinites sans relique de péridotites témoignent que le Chenaillet représente la partie superficielle (le premier km ?) d'une croûte « hétérogène ».



6. Modèle de croûte océanique « hétérogène » (Debret et al., 2013) et profil de vitesse sismique observé au site ODP 920 de la ride Atlantique (Andréani et al., 2007).

La serpentinisation est alimentée par l'eau de l'hydrosphère qui circule à la faveur de fractures. L'augmentation des vitesses sismiques P est principalement fonction du gradient de serpentinisation. Le front de serpentinisation matérialise le Moho. Pour les géophysiciens, il est atteint lorsque la vitesse sismique est de 8 km/s, vitesse dans les péridotites « fraîches ». Les gabbros ne sont pas représentés sur cette figure. Leur présence ou absence influe peu sur le profil sismique, car la V_p dans ces roches est proche de celle des serpentinites.



7. La péridotite du Monte Maggiore (Cap Corse ; Nicollet, 2017) est traversée par des veines de serpentinites noires, montrant le rôle de la fracturation sur la circulation de l'eau indispensable au processus de serpentinisation. La péridotite jaune avec des cristaux de pyroxènes en relief est elle-même partiellement serpentinisée (quelques % de serpentinisation).

Références bibliographiques

ANDREANI M., MEVEL C., BOULLIER A.-M. & ESCARTIN J. - *Dynamic control on serpentine crystallization in veins: Constraints on hydration processes in oceanic peridotites* - *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2007

ANONYMOUS - *Penrose field conference on ophiolites* - *Geotimes*, 1972

DEBRET B., NICOLLET C., ANDRÉANI M., SCHWARTZ S., GODARD M. - *Three steps of serpentinization in an eclogitized oceanic serpentinization front (Lanzo Massif - Western Alps)* - *Journal of Metamorphic Geology*, 2013

LAGABRIELLE Y. et CANNAT M. - *Alpine Jurassic ophiolites resemble to the modern central Atlantic basement* - *Geology*, 1990

MÉVEL C. - *Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges* - *Comptes Rendus Geosciences*, 2003

NICOLLET C. - *Le Monte Maggiore au nord du Cap Corse : une portion du Manteau de la Terre sortie de la mer* - *Bull. APBG*, n°2, 2017

