

Nouvelle interprétation de l'ophiolite du Chenaillet (Hautes-Alpes)

Daniel Levert, membre de la SAGA.

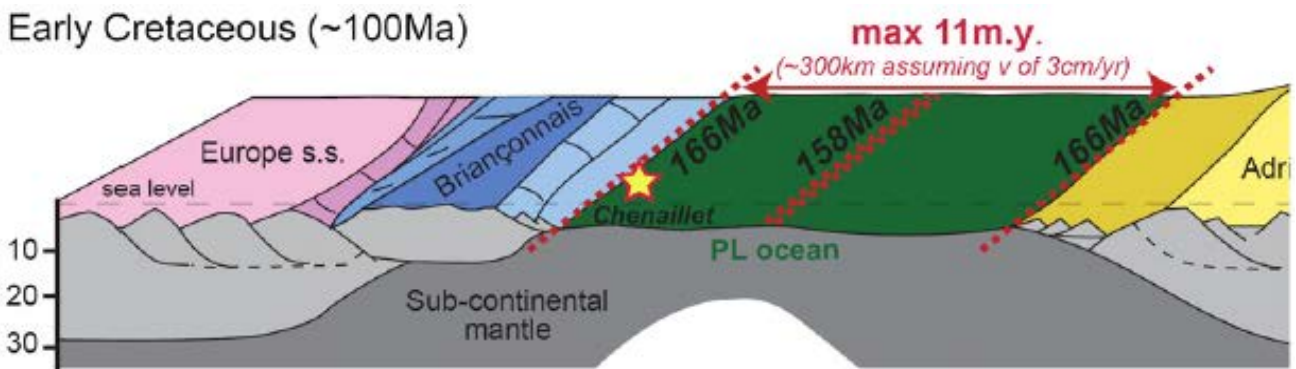


Figure 1. Ouverture de l'océan alpin et positionnement du Chenaillet proche de la marge européenne.
(G. Manatschal and al. 2013).

Merci à notre collègue Daniel Levert de nous donner ici les observations de terrain qu'il a faites lors des « Journées Marcel Lemoine 2014 » organisées par le Centre Briançonnais de Géologie Alpine (CBGA), en juin 2014.

Introduction

Le massif du Chenaillet, cette extraordinaire parcelle des fonds océaniques, s'est retrouvée presque intacte à 2 650 mètres d'altitude dans le Briançonnais septentrional. Ce site géologique exceptionnel bien connu a attiré en grand nombre depuis des décennies des géologues, des géologues amateurs et des étudiants. Tous peuvent faire une description pétrologique des roches rencontrées assez aisément mais la difficulté apparaît lorsque l'on veut comprendre la tectogenèse de ce massif.

Au début des années 2 000, deux analyses ont été débattues âprement par les spécialistes, mais une seule est sortie dominante de ce débat. Aujourd'hui, le débat n'est pas clos car une nouvelle interprétation des observations expliquerait mieux la formation du massif du Chenaillet et donc sa structure actuelle. Cette vision est celle d'un Core Complexe Océanique (CCO), en anglais *Oceanic Core Complex* (OCC), qui était l'objet central des récentes « Journées Marcel Lemoine » (JML), en juin 2014. Ces journées, organisées par le Centre Briançonnais de Géologie Alpine (CBGA), sont animées par Raymond Cirio qui a invité pour nous informer un des scientifiques en pointe sur l'étude océanique et terrestre des CCO : Gianreto Manatschal, de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg. Le groupe était composé d'une trentaine de personnes : scientifiques, professeurs et géologues amateurs.

Le but de cet article est de montrer les observations et les raisonnements qui permettent à Gianreto Manatschal de suggérer que le Chenaillet est bien un Core Complexe Océanique.

La nouvelle interprétation du Chenaillet

Les travaux récents d'exploration sous-marine sur différentes dorsales océaniques conduisent les géologues à revisiter la géologie structurale du Chenaillet. Gianreto Manatschal et *al* proposent une lecture nouvelle du Chenaillet.

Leur proposition est étayée par leurs travaux d'observation sur les dorsales océaniques réalisés en coopération avec des compagnies pétrolières. Ces chercheurs suggèrent que les gabbros visibles au Chenaillet, intrudés dans le manteau serpentinisé, ont été exhumés avec celui-ci par une faille de détachement océanique et participeraient d'un Core Complexe Océanique (CCO). Ces structures tectoniques ont été observées et identifiées depuis environ dix ans dans différentes dorsales lentes ou ultra-lentes, notamment en Atlantique.

Description succincte du massif du Chenaillet

Le Chenaillet est le plancher d'une ancienne dorsale médio-océanique de l'océan Alpin, ou Thétys Ligure, « scalpée » à 600 mètres de la surface, au niveau des serpentinites, puis obduit par la tectonique alpine compressive il y a environ 50 millions d'années (Ma). Cette ophiolite est remarquablement complète car on peut l'observer à partir des péridotites serpentinisées du manteau jusqu'aux basaltes en coussins. Par contre, la mise en évidence du Moho n'est pas claire et beaucoup contestent cette possibilité au Chenaillet.

L'obduction d'ophiolites n'est pas rare dans les Alpes ; ce qui l'est au Chenaillet c'est la quasi-absence de métamorphisme tectonique. Sous le Chenaillet, il est possible d'observer, près de la cabane des Douaniers, que la nappe du Chenaillet est empilée sur la nappe affleurante d'ophiolites, dans ce cas métamorphisées, de Lago Nero-Replate qui elle-même repose sur la marge continentale européenne : Unité du Gondran.

En considérant les âges des gabbros datés U-Pb par ceux de leurs zircons, la mise en place des gabbros s'est étendue sur une courte période géologique de 166 à 158 Ma. Il s'en suit qu'il est possible de déduire que l'ouverture océanique a duré environ 11 Ma. En raison du faible magmatisme observé, la divergence correspond à une dorsale océanique lente, voire ultra-lente, en tout cas inférieure au maximum de 3 cm par an, et certainement de 1 à 2 cm par an. Ces données permettent de déduire (figure 1) que l'océan alpin n'a pas été plus large que 300 km et que le Chenaillet est un lambeau d'une dorsale embryonnaire proche de la marge européenne (G. Manatschal et *al.* - 2013).

La présence de dépôts de radiolarites permet d'évaluer la profondeur de cet océan. Les radiolarites sont produites par le dépôt de test siliceux d'organismes planctoniques. D'autres organismes planctoniques à tests calcaires n'ont laissé aucune trace car, au-delà d'une certaine profondeur, dite « profondeur de compensation de la calcite », les tests sont dissous dans l'eau de mer : ceci se produit entre 3 000 et 4 000 mètres de profondeur.

On peut donc en déduire que la profondeur de l'océan alpin était au moins de cet ordre et que les épanchements basaltiques du Chenaillet ont donc été contraints à une ascension supérieure à 5 000 mètres.

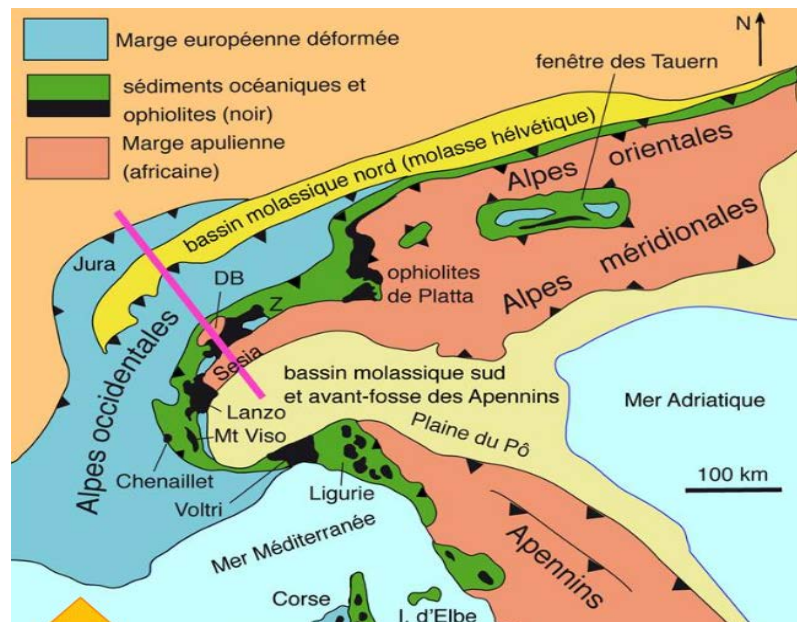


Figure 2. Les ophiolites résiduelles (en noir) et sédiments océaniques (en vert) témoignent en partie de la longueur de la dorsale océanique de l'océan alpin.

La longueur de cet océan peut être évaluée par les affleurements, actuellement terrestres, des ophiolites résiduelles (figure 2), entre les Apennins et la fenêtre de Tauern, en Autriche, soit une distance de 1 000 à 1 500 km.

La fermeture de l'océan alpin a ensuite conduit à la subduction de la croûte continentale européenne sous celle de l'Apulie (Africaine). Puis, il y a environ 50 Ma, les nappes de charriage de l'orogénèse alpine ont progressivement obduites le Chenaillet. Au Néogène, à partir d'environ 20 Ma, le Chenaillet a connu une rotation anti-horaire de 47° environ autour d'un axe vertical, ainsi que la verticalisation tectonique de certains basaltes en coussins, au Collet Vert par exemple (figure 3). Son angle d'inclinaison résultant de ces déplacements est de 5° vers le sud.



Figure 3. Deux membres de la SAGA examinaient, en 2013, la verticalisation du plancher basalteux : basculement tectonique néogène des basaltes en coussins du Collet Vert (leurs pédoncules sont orientés selon l'horizontale).

Ce lambeau de plancher océanique obduit couvre une surface de 40 km² environ (6 x 7 km) pour une épaisseur moyenne de seulement 600 mètres (figure 4). Il est percé d'une fenêtre tectonique dans laquelle affleurent des dolomies noriennes de 215 Ma.

Ce massif est identifié comme une klippe reposant sur l'unité ophiolitique métamorphisée de Lago Nero-Replatte (G. Manatschal, 2014).

Ce qui est étonnant au Chenaillet, et mal compris jusqu'à ces dernières années, est le pourquoi de cette épaisseur très réduite de la structure ophiolitique qui apparaît souvent bien inférieure à 300/400 m (figure 5) et par endroit de l'ordre de 50 m. On constate également un magmatisme, somme toute, de faible intensité.

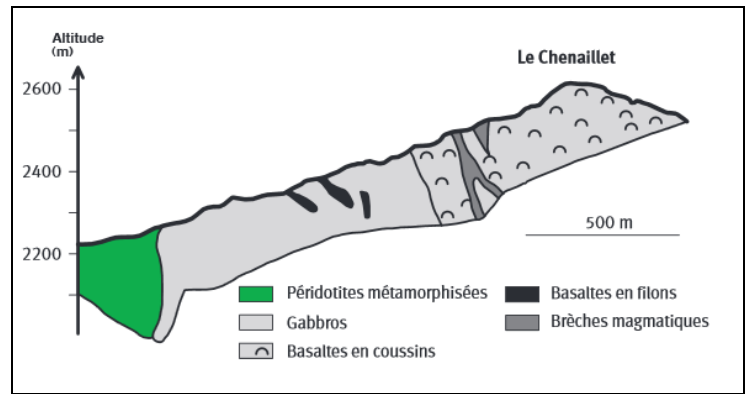


Figure 4. (Schéma côté : Cned - Académie en ligne).

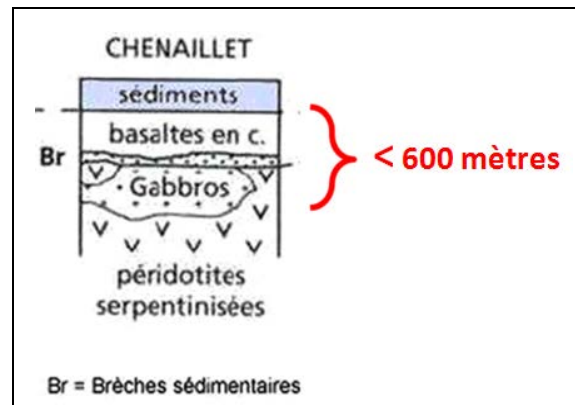


Figure 5. Schéma de la structure de faible épaisseur typique de l'ophiolite du Chenaillet : péridotites serpentinisées (principalement des lherzolites) et des gabbros intrusifs dans celles-ci, et, d'autre part, reposant directement sur ces dernières roches ou des dépôts sédimentaires, des laves basaltiques en coussins (pillow lavas).

C'est en 1972 que la conférence de Penrose avait pour la première fois officialisé la structure des deux types alors connus d'ophiolites, pour deux principales catégories de dorsales :

- **les dorsales rapides** ou intermédiaires, divergence supérieure à 6 cm par an (type Pacifique), qui produisent des *Harzburgite Ophiolite Type* (HOT). Elles sont typiquement épaisses de 10 km ;
- **les dorsales lentes**, divergence inférieure à 6 cm par an (type Atlantique), qui produisent des *Lherzolite Ophiolite Type* (LOT). Elles sont épaisses typiquement de 6 km.

L'ophiolite du Chenaillet, avec ses 600 m d'épaisseur maximale, n'entre dans aucune de ces deux catégories : sa formation doit donc être marquée par un processus sensiblement différent. Le mécanisme des Cores Complexes Océaniques pourrait être concordant et apporter une réponse étayée par des observations de terrain que nous verrons ci-après.

Qu'est ce qu'un Core Complexe Océanique ?

En 1997, Cann *et al.*, puis Cannat *et al.*, ont observé dans l'axe de la dorsale médio-atlantique lente, et par zones ultra-lente, la présence de failles océaniques normales d'escarpement à fort rejet et des failles océaniques de détachement qui permettent d'exhumer le manteau à nu à partir de l'axe de dorsale, sur des longueurs de plus de 10 km, avec un magmatisme très réduit, voire inexistant.

Ils remarquent aussi que simultanément la plaque opposée diverge également mais alors avec un magmatisme classique. Il se produit, contrairement aux autres dorsales à accréation symétrique, une certaine alternance de comportements le long de la dorsale océanique : accréation en mode asymétrique. Le manteau nu ainsi exhumé forme un dôme topographique constitué de roches mantelliques et de gabbros, surmonté par endroits de roches magmatiques : c'est un Core Complexe Océanique (CCO) (figure 6).

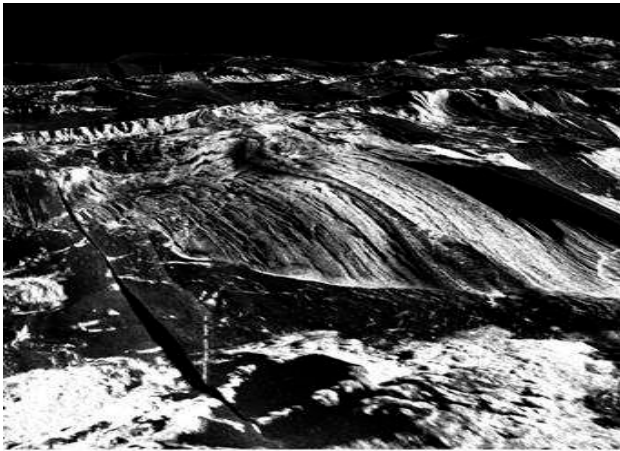
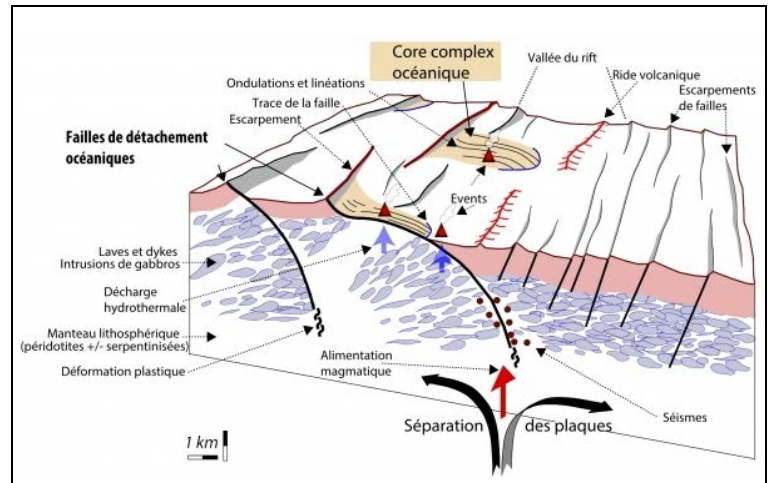


Figure 6. Image sonar en direction NO du Core Complexe Océanique de la Ride médio-atlantique 13°48 N - Le champ est de 10 km d'est en ouest N (MacLeod *et al.*, 2009).

Tout au long de la dorsale lente ou surtout ultra-lente, l'activité magmatique peut être très faible alors que la contribution tectonique pour l'accréation peut être importante puisqu'elle est souvent évaluée entre 50 à 70 % (Buck *et al.* 2005, puis Olive *et al.* 2010).

Les surfaces des CCO sont marquées par des linéations et ondulations appelées aussi corrugations (figure 7). Ces reliefs résultent de

l'interaction entre les activités tectonique et magmatique durant l'exhumation. Le Corps Complexe Océanique est composé de péridotites serpentinisées mantelliques intrudées par des roches plutoniques gabbroïques. Il est bordé sur ses côtés par un plancher océanique « classique » manifestant une activité effusive volcanique modérée et, à l'opposé de l'axe de la dorsale, par un plancher océanique également « classique ». Nous verrons que la surface même du CCO peut présenter une activité volcanique modérée.



Lorsque sur un segment de la dorsale l'activité magmatique devient dominante, la faille océanique de détachement cesse de fonctionner.

Il semblerait que, dans le cas de dorsales ultra-lentes de divergence inférieure à 1,5 cm par an, l'accréation puisse se faire en régime totalement a-magmatique (Smith, 2013) ; dans ce cas, seules les failles océaniques de détachement fonctionnent.

Le « Core Complexe Océanique » du Chenaillet

Éléments structuraux

Gianreto Manatschal *et al.* ont publié, en 2010, un document qui identifie et interprète toutes leurs observations de terrain pour le Chenaillet (voir bibliographie). Nous simplifierons cette étude en ne parlant que de la zone étudiée par le groupe en 2014, zone située au col entre le sommet du Chenaillet et celui du Grand Charvia (GPS : 44°54' Nord et 6°44' Ouest, à 2 528 mètres d'altitude). Les observations permettent d'identifier des affleurements de roches caractéristiques d'une faille

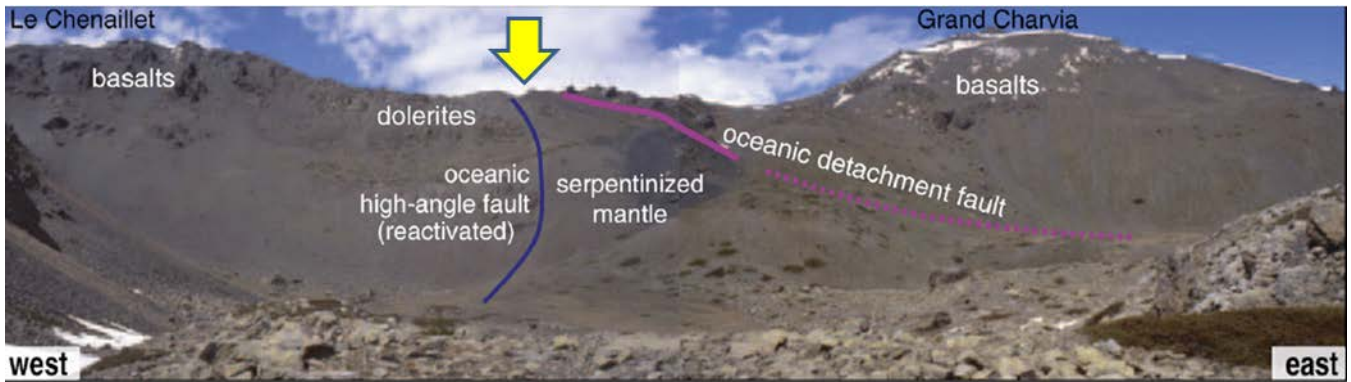


Figure 8. Photographie annotée (G. Manatschal) de la principale zone observée par le groupe (flèche). Sont indiquées la faille de détachement océanique qui correspond à la surface libre du CCO, ainsi qu'une faille normale. Les basaltes en coussins se positionnent logiquement à la verticale d'autres failles normales non visibles à gauche et à droite.

océanique de détachement et, à quelque distance, de roches d'une faille normale océanique (figure 8). Nous verrons que l'examen de cette zone est en lui-même suffisant pour montrer que nous sommes en présence d'un CCO.

Ces failles ont fonctionné à des températures de 800 °C à 850 °C proches de la transition fragile-ductile de la roche, en présence de fluides hydrothermaux intenses (Mével et al. 1978, et Gaby, 1995). Les principaux indices relevés sont la présence dans le plan de glissement de la faille de détachement océanique, de « gouges » (figure 9) : serpentine broyée formant des clastes qui se retrouvent enrobées dans un ciment calcaire. À quelques mètres, au voisinage immédiat du plan de faille de détachement océanique, on observe la présence de petits blocs rocheux fracturés de gabbros foliés à haute température : des « flaser-gabbros » (figure 10).



Figure 9. Gouges de serpentinite broyée puis enrobée de ciment calcaire dans le plan de la faille de détachement océanique.

Les états physiques des serpentinites et des gabbros en ce lieu suggèrent assez clairement la présence d'une faille de détachement océanique.



Figure 10. Petits blocs de « flaser-gabbros » foliés à haute température au voisinage de la faille de détachement océanique.

Gianreto Manatschal a également observé que des sédiments laminaires et classés recouvrent la totalité de la surface exhumée du Chenaillet, composée de serpentinites contenant les gabbros. L'absence de clastes de basalte dans ces sédiments, ainsi que leur situation stratigraphique à la base de la séquence de magma volcanique, confirment que l'exhumation du manteau a bien eu lieu avant la mise en place des basaltes MOR (Mid Oceanic Ridge Basalts).

Il est aussi observé que ces filons de basalte quelquefois amorphes ou doléritiques (figure 11, page ci-contre) sont très peu nombreux et très peu épais (de 5 à 20 cm seulement) par rapport aux ophiolites connues pour les dorsales rapides et lentes.

Ces filons de basalte ont utilisé des failles normales traversant gabbros et serpentinites pour cheminer, ces failles normales tectoniques d'extension océanique s'étant préalablement développées à partir de la zone supérieure refroidie et fragilisée de la surface nue du Core Complexe Océanique.

D'autres auteurs décrivent les mêmes observations (Yves Lagabrielle et *al.* 2014) ; ceci permet d'avancer un schéma dynamique « en deux temps » (figure 12) de l'exhumation de l'ophiolite du Chenaillet.

Dans un premier temps, c'est la mise à nu du manteau : phase OCC (*Oceanic Core Complex*), puis, dans un deuxième temps, en raison de l'ouverture progressive des failles normales, épanchement de quantité notable de magma doléritique à la surface souvent déjà recouverte de sédiments. Les épanchements forment les basaltes en coussins si remarquables au Chenaillet : phase HAE (*High Angle Extrusion stage*).

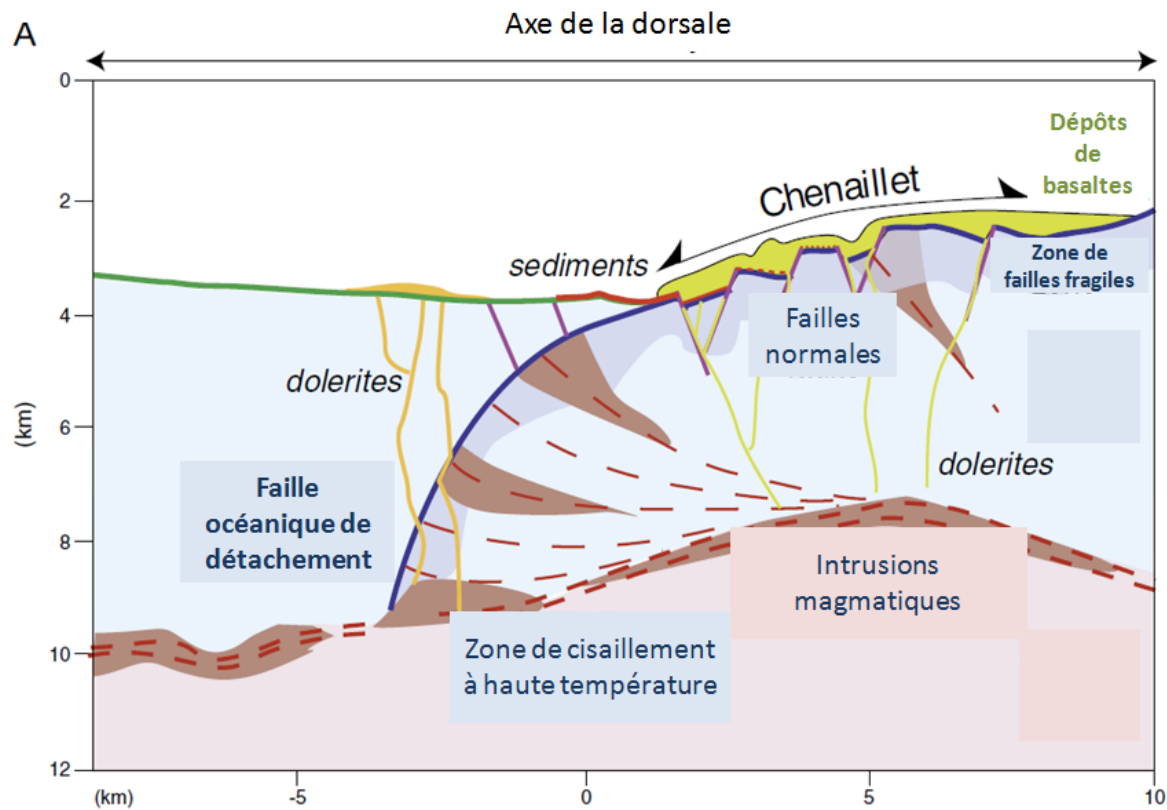


Figure 12. Dans un premier temps, le fonctionnement de la faille de détachement océanique met à nu le manteau de serpentines intrudés de gabbros mis en place à partir de magma de fusion partielle provenant de la zone de cisaillement à haute température, puis piégé dans les serpentines.

Noter « l'effet domino » créé par les failles normales, dont le relief apparaît lorsque les basaltes sont absents.

Puis dans le manteau, côté opposé à la faille de détachement, des filons de magma provenant de la zone de cisaillement à haute température se fraient assez lentement un chemin vers la surface par un nombre réduit de failles normales, produisant des basaltes en coussins et laissent à terme des filons de dolérite dans les serpentinites.

Côté faille de détachement, lorsque celle-ci a connu un certain développement, la zone superficielle plus froide est devenue fragile, elle se fragilise par des failles normales nombreuses qui deviennent des chemins privilégiés pour le magma provenant de la zone de cisaillement haute température. L'épanchement du magma en surface sous forte pression hydraulique forme des basaltes MOR (Mid Ocean Ridge Basalts) en coussins. Se déposent alors les principales colonies de basaltes en coussin si caractéristiques du Chenaillet, tel au Collet Vert. (Schéma G. Manatacha, modifié).

Les basaltes en coussins peuvent atteindre par endroit une épaisseur de 300 m (figure 13). Ces épanchements basaltiques peuvent donc, sur de grandes surfaces, cacher la présence des failles de détachement océanique.

Sur l'ensemble du massif du Chenaillet, les laves volcaniques recouvrent soit directement la surface de la faille de détachement océanique, soit des sédiments. Cette observation montre que le magmatisme effusif de faible intensité est

déclenché par l'ouverture des failles normales à la surface exhumées du dôme topographique. Il est possible, en plusieurs endroits du massif, de repérer les failles normales d'orientation généralement nord-sud. En certains endroits, les failles normales créent dans le relief une « structure domino ». Les bassins délimités par les failles normales font aujourd'hui quelques centaines de mètres à quelques kilomètres de large et sont profondes d'une dizaine à quelques centaines de mètres.

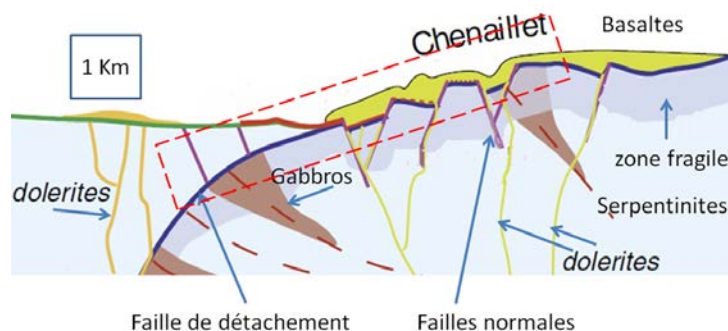


Figure 13. Schéma interprétatif global : en tiretés rouges, la portion d'environ 600 m d'épaisseur du CCO « scalpée » puis obduite, correspondant au massif du Chenaillet. La faille de détachement libère une surface nue de serpentinites du manteau qui fait apparaître aussi les gabbros qu'elle contient. Après un certain temps, la formation d'une zone fragile favorise la formation de failles normales par lesquelles s'échappe le basalte des laves en coussins. Le magma qui reste piégé dans les failles forme à terme, en cristallisant lentement, des dolérites. (Schéma G. Manatschal, modifié).

Conclusion

Ainsi peut se décrire la tectogenèse qui a conduit à l'architecture actuelle du Chenaillet. Les dorsales ultra-lentes déjà observées dans l'océan Atlantique ont orienté pour le Chenaillet les analyses de plusieurs géologues, dont Gianreto Manatschal. Les observations de terrain ont ensuite montré une grande similitude de signatures entre cette dorsale ultra-lente fossile du Chenaillet et les dorsales lentes et ultra-lentes actives de nos jours. La présence au Chenaillet d'un Core Complexe Océanique ne semble plus faire de doute, bien que, dans le détail, beaucoup reste à préciser. Nous sommes témoins d'un beau succès d'avancement des connaissances résultant de l'interdisciplinarité entre des géologues « maritimes » et « terrestres ».

Références bibliographiques

- LAGABRIELLE Y., BROVARONE A.V. & ILDEFONSE B. (2015) – Fossil oceanic core complexes recognized in the blueschist metaophiolites of Western Alps and Corsica. *Earth-Science Reviews*, Elsevier, 141, pp.1-26. <10.1016/j.earscirev.2014.11.004>.
- LARDEAUX J.-M. (2014) – Deciphering orogeny : a metamorphic perspective. Examples from European Alpine and Variscan belts. *Bull. Soc. géol. France*, t. 185, n° 2, pp. 93-114.
- LEMOINE M. & CIRIO R. (2014) – Le massif du Chenaillet. Les ophiolites et l'Océan disparu. CBGA édit.
- MANATSCHAL G. et al. (2010) – The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps : an ancient analogue for an Oceanic Core Complex. *Lithos*, doi:10.1016/j.lithos.2010.10.017.
- MANATSCHAL G., KUSZNIR N., HAUPERT I. & DECARLIS A. (2013) – Remnants of the Ancient European Margin and Alpine Tethys Ocean Preserved in SE France and NW Italy (Briançon and Chenaillet). IPGS - EOST, CNRS. Univ. Strasbourg/France. Univ. Liverpool/UK.
- Xian-Hua Lia, FAUREB M., LINA W. & MANATSCHAL G. (2012) – New isotopic constraints on age and magma genesis of an embryonic oceanic crust : the Chenaillet Ophiolite in the Western Alps. A State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China. Inst. Sci. Terre Orléans, CNRS-Univ. Orléans. Inst. de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS UMR7516, Univ. Strasbourg, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, Fr.



Les pillow lavas à proximité du Collet Vert. (Photo lycée Le Corbusier, Poissy).