

Sortie de Géologie

Chamrousse

07 septembre 2020

Jonathan Mercier

Beaucoup d'entre nous connaissent déjà bien la géologie de **Belledonne** et de **Chamrousse**, mais Jonathan nous propose aujourd'hui de

- Découvrir un nouvel affleurement qui comporte des pillow lavas
- Comprendre une nouvelle interprétation de la tectonique de la région.



Partant de la station de Chamrousse au **Recoïn** (1650 m) nous passons le **col de Balme** et arrivons dans une zone de complexe ophiolitique :

C'est un ensemble comportant schématiquement, de bas en haut :

- Des **péridotites** ayant subi des déformations tectoniques à l'état solide à haute température et haute pression (Harzburgite, lherzolite et dunite).
- Des **gabbros** (ayant subi la cristallisation fractionnée par densité des cristaux dans la chambre magmatique).
 - Gabbros simples
 - Gabbros lités
 - Gabbros flazer (ayant subi une forte déformation)

L'ensemble constituant un complexe filonien (roches recoupant les structures de l'encaissant)

- Des **basaltes en coussin** : les pillow lavas.

Les **complexes ophiolitiques** sont caractéristiques du phénomène d'**obduction** : ils représentent des portions de la **croûte océanique** et du **manteau supérieur** d'anciens océans, qui auraient été charriées sur de la **croûte continentale** lors de la collision entre deux continents, ou entre un continent et un arc insulaire.

L'**obduction** est le phénomène inverse de la **subduction** (où la lithosphère océanique, plus dense, s'enfonce sous la lithosphère continentale).

Affleurement au pied du couloir de Casserousse :

Nous nous arrêtons au pied de cette falaise bien verticalisée, où nos géologues du CGO ont récemment observé des **pillow lavas**. Ces formations sont moins évidentes que celles du Chenaillet, mais plusieurs indices permettent de converger vers cette hypothèse de présence des laves en coussin :

- La **répétition**
- La **fracturation radiale**
- Les **hyaloclastites** : des brèches fines à éléments de verre volcanique associées à ces laves en coussin



Les **laves en coussin** sont des **basaltes** ou de l'**andésite** de forte viscosité constituant des dômes mis en place par un volcan sous-marin (notamment au niveau des dorsales océaniques). Sortie à une T de 1000 à 1200 °c, la lave se couvre d'une pellicule de verre qui, n'étant pas refroidie, forme une sorte de baudruche souple, progressivement gonflée par la lave qui continue d'être émise. Les laves forment ainsi des boules visqueuses qui se moulent les unes sur les autres.

Les pillow lavas se rencontrent dans la partie supérieure des complexes ophiolithiques.

La **spilitisation** des pillow lavas résulte d'une phase de métamorphisme les transformant en **spilite** (faciès **schistes verts**), les **plagioclases** donnant de l'**albite**, et les **pyroxènes** des minéraux ferromagnésiens hydratés (chlorite surtout) ; ces réactions libèrent du **calcium** qui se retrouve sous forme de calcite remplissant les **vacuoles**.

La **spilite** (appelée aussi variolite du Drac) est une roche très présente dans le Dauphiné. C'est un basalte de la fin du trias. Elle contient des pustules de **calcite**.

Mais pourquoi de la calcite dans du basalte ?

3 hypothèses :

- Le basalte s'est épanché dans les **boues marines** calcaires et s'est mélangé à elles.
- C'est l'**hydrothermalisme** qui a amené les bulles de calcite.
- Avec le **volcanisme intra-plaque**, un épanchement de basalte classique a rencontré des **laves carbonatitiques** (roches sous-saturées très alcalines qui ont la particularité de blanchir en se refroidissant – elles contiennent donc des **carbonates** d'origine magmatique, cf les carbonates dans les eaux minérales). Ces deux magmas n'étant pas miscibles, la couleur blanche ressort sous forme de pustules. (Hypothèse à vérifier, mais en tous cas originale – la préférée de Thierry !, basée sur ce qui s'est passé dans le rift rhénan, au **Kaiserstuhl**, face à Mulhouse). Mais ici, d'après Jonathan, il semble qu'il n'y ait pas assez de CO₂ dans le magma pour confirmer la carbonatite.



Affaire à suivre !!

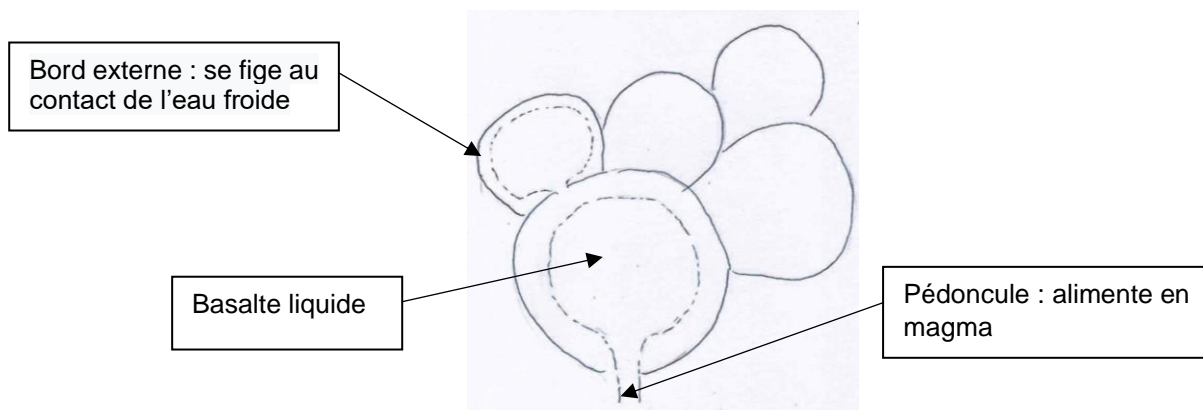
Pour info :

- a) Lors de notre stage en Alsace avec Thibaud nous avons trouvé de la carbonatite dans le massif volcanique du Kaiserstuhl.
- b) Le vulcanologue Jacques-Marie Bardintzeff confirme la grande rareté de la carbonatite : un seul volcan actif au monde en produit : l'Oldoinyo Lengai en Tanzanie



Chaque coussin contient :

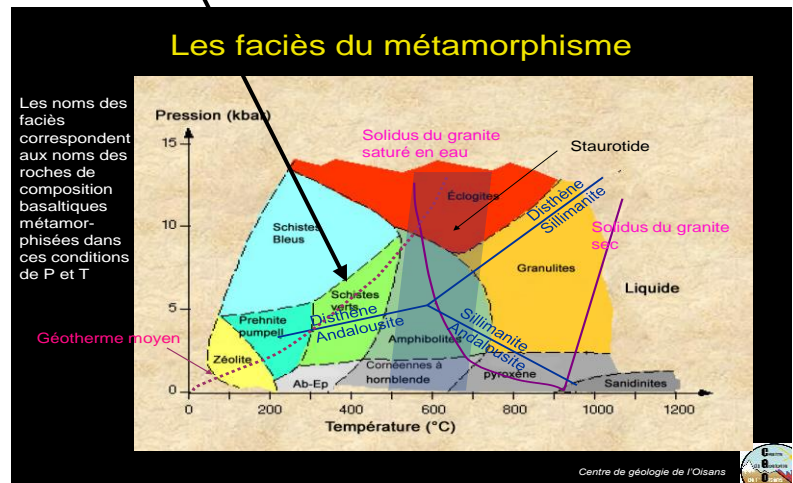
- une structure **double croûte à texture hyaline** (refroidissement très rapide) se desquamant facilement à la manière d'écaillés, avec fréquemment de petites vacuoles blanchâtres (à quartz, albite, calcite, chlorite), croûte souvent nommée alors cortex variolitique,
- un **cœur plus cristallisé (microlithique)** affecté de cassures souvent rayonnantes. Entre les coussins, les espaces libres sont remplis de brèches fines vitreuses (hyaloclastites, débris pyroclastiques) et de sédiments.



Montée dans le couloir de Casserousse :



Ce couloir assez pentu, proche de l'ancienne piste de **descente olympique de Casserousse** en 1968 (remportée par Jean-Claude Killy !) se trouve dans le faciès des **schistes verts** : ceux-ci apparaissent avec une T faible (moyenne de 350 °C) et une P faible (kbar).



Nous trouvons de l'**épidote**, avec ses cristaux d'une belle couleur vert / jaune moutarde. Composée principalement de fer, magnésium, aluminium, calcium et silicium, elle dérive du métamorphisme d'argiles, de plagioclases ou d'hornblende.



Epidote



Epidote et chlorite

L'épidote peut se trouver proche de la **chlorite**, de couleur sombre vert-brun



L'**actinolite** est également présente sur cette zone. C'est une amphibole calcique.

Au sommet du couloir de Casserousse, tout près de la croix de Chamrousse se trouvent de jolis quartz supportant de la **malachite**, trouvés par Agnès (à G) et Anne-Marie (à D) :



La malachite, formule $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$, est un carbonate de cuivre anhydre de couleur vert émeraude à vert d'herbe. Elle est principalement utilisée comme pierre ornementale.

Col de la Botte (2175 m) :



Du col de la Botte, vues sur la **Meije** et le **Râteau**, ainsi que la **Muzelle** (photo de gauche).

Nous allons observer deux roches bien caractéristiques de la **trilogie ophiolitique** :

- La serpentinite
- Le gabbro.



Vue sur les **lacs Robert**, depuis le col de la Botte.

Mais auparavant, Jonathan nous fait un rappel d'ordre culinaire sur le fonctionnement de la cocotte-minute, qui va permettre d'expliquer la **crystallisation fractionnée** dans les chambres magmatiques :



Lorsqu'on met le couvercle et qu'on monte en température, la pression créée appuie sur les molécules d'eau qui restent proches les unes des autres et l'eau demeure liquide jusqu'à une température de 120 °c.

Lorsqu'on ouvre le couvercle, la pression atmosphérique étant inférieure à celle de la cocotte, l'eau liquide s'échappe immédiatement et se transforme en vapeur d'eau, alors que la température reste constante.

Il en est de même dans la **chambre magmatique** : lors de la cristallisation, les atomes des minéraux restent rangés dans le cristal, grâce à la pression exercée. Mais si la roche remonte, grâce aux **mouvements de convection**, à température constante mais avec une baisse de pression, elle passe de l'état solide à l'état liquide (fusion par **décompression adiabatique** : baisse de la pression sans variation de la température).

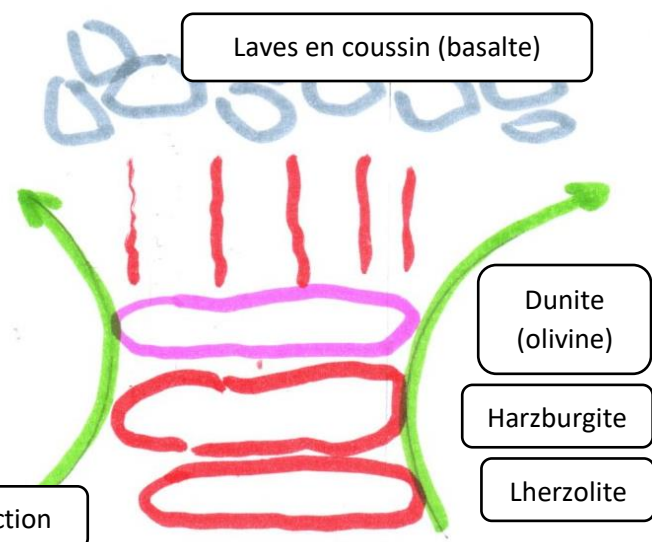
La roche qui fond constitue le magma.

Le **taux de fusion partielle** ne dépasse jamais 20% (dans le Pacifique). Mais tous les minéraux ne sont pas égaux face à la fusion et il existe un ordre de fusion bien précis en fonction des températures de la chambre magmatique (séries de Bowen) :

Au départ la variété de péridotite est la **lherzolite**, qui contient clinopyroxènes, orthopyroxènes et olivine.

Dans cette péridotite, ce sont d'abord les **clinopyroxènes (Cpx)** (pyroxènes à atomes disposés en angle de 60 °) qui fondent, à plus basse T que les orthopyroxènes et l'olivine. Ces Cpx constituent un nouveau magma qui aura la chimie d'un basalte. La roche qui reste est la **harzburgite**, contenant les orthopyroxènes et l'olivine.

Les **orthopyroxènes (Opx)** (pyroxènes à atomes disposés en angle de 90 °) fondent à leur tour, constituant un nouveau magma et il va rester la **dunite**, qui contient pratiquement 100% d'olivine.



Mouvements de convection

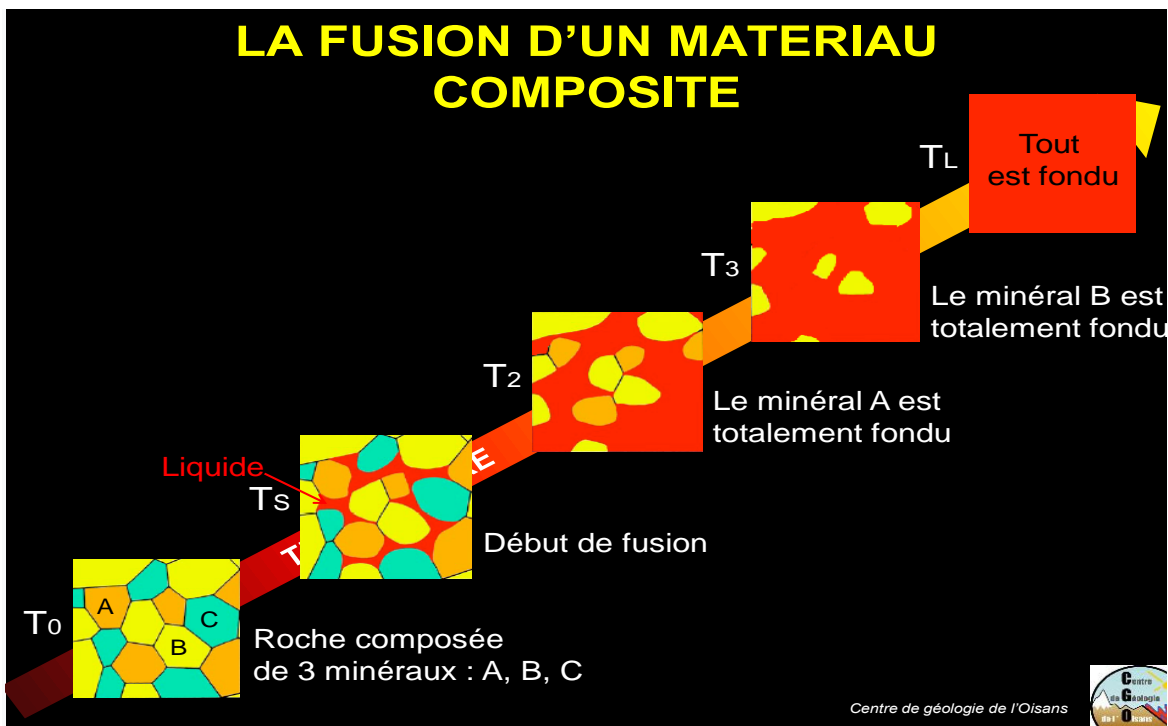
D'autres minéraux vont rester sur place : les **chromites**

Quand le magma commence à refroidir lentement, il va former d'abord les gabbros. Si le taux de fusion partielle est élevé, le magma est riche en fer et en magnésium : il va se cristalliser en olivine. Il y aura donc moins de ferromagnésiens (magma appauvri) et ce sont les pyroxènes qui vont cristalliser, puis les feldspaths, qui donneront les gabbros lités (cf couleur blanche et noire). Les mouvements de convection dans la chambre magmatique vont déformer les gabbros et donner les flazer gabbros.

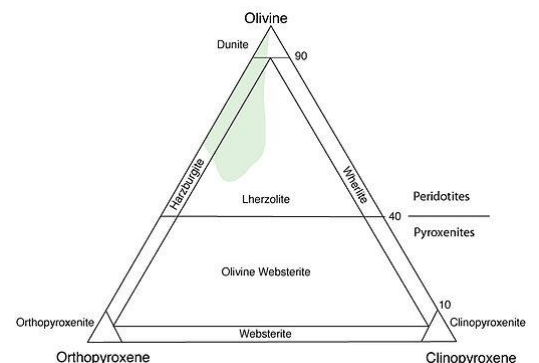
Si ce magma remonte en surface, il donne du basalte (et des pillow lavas, s'il rentre en contact avec l'eau)

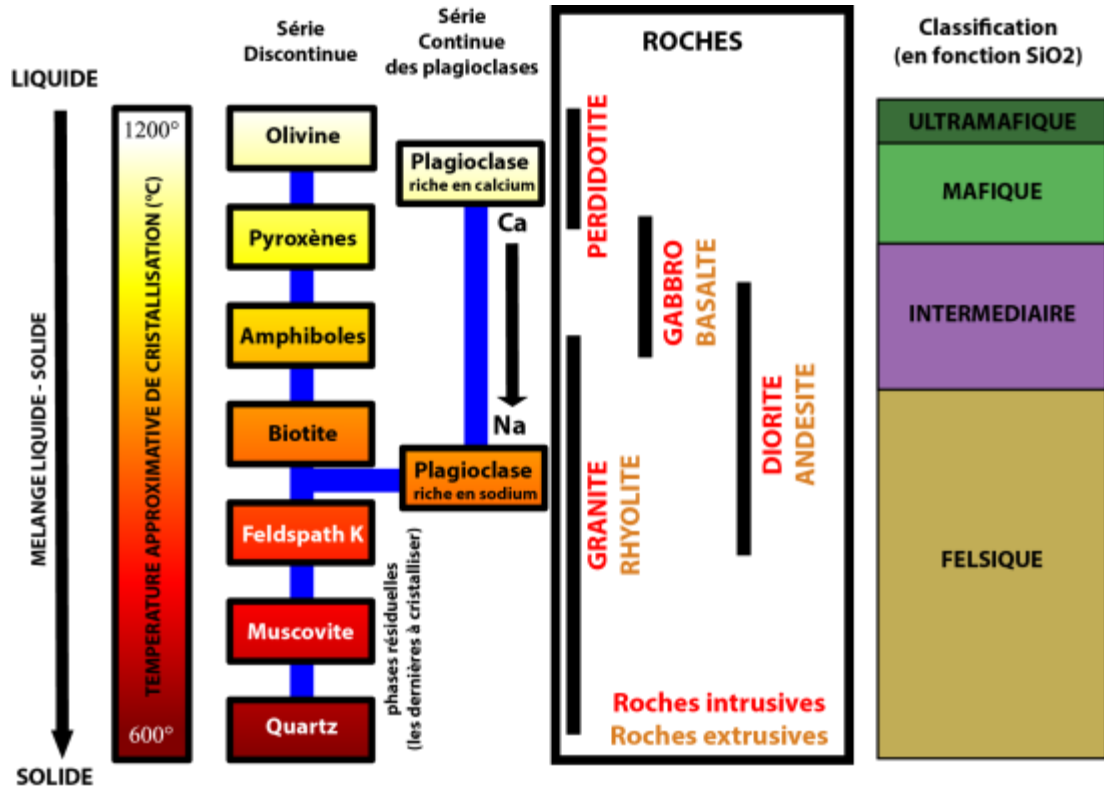
Selon la vitesse de refroidissement, différentes tailles de cristaux sont formées

- Lente : gros cristaux
- rapide : petits cristaux
- très rapide : verre



Ci-après : Diagramme de classification des péridotites et des pyroxènes, basée sur les proportions en olivine et en pyroxène. La zone en vert pâle correspond à la composition des péridotites les plus communes de la superficie du manteau terrestre (Bodinier and Godard (2004))



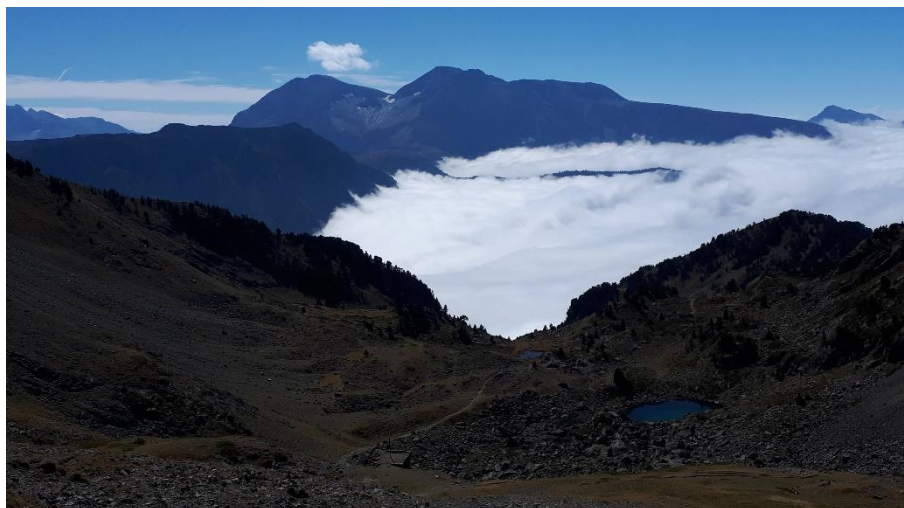


Revenons maintenant aux deux roches observées près du col de la Botte :

1) **La serpentinite :**

La vallée que l'on voit descendre vers le **lac Achard** a été tracée par le glacier, qui a entaillé dans l'axe du massif (contrairement à l'habitude où il est perpendiculaire à l'axe) : en effet, il est allé rechercher la roche la plus tendre : la serpentinite...

Cette vallée entre deux crêtes, non repérée est secrète (Donne) : Belle (la montagne) + Donne = Belledonne !



Ici, c'est probablement la **dunite** (Olivine presque pure) qui s'est transformée en serpentinite, par hydrothermalisme.



La **serpentinite** provient de l'altération de la **péridotite** (olivine + pyroxène, roches ultrabasiques) par métamorphisme.

L'hydratation de la péridotite, le glissement de sa semelle, vont provoquer cette transformation.

C'est une roche compacte, assez tendre, verte, avec des tons variés sombres et clairs rappelant une peau de serpent.

On parle de la **trilogie ophiolitique** (serpentinite + gabbro + basalte), mais s'il ne devait y avoir qu'une seule roche pour caractériser un plancher océanique, ce serait la **serpentinite appauvrie**, qui a perdu son pyroxène par fusion partielle.

Si la serpentinite n'est pas appauvrie (Iherzolite) elle ne peut pas être caractéristique d'un plancher océanique. il n'y a pas de basalte, pas de gabbro

Gabbro et basaltes sont issus de la fusion partielle de la péridotite et des pyroxènes.

(Le problème au **Chenaillet** est que la serpentinite n'est pas appauvrie : on est obligé d'admettre que les basaltes et les gabbros ne sont pas issus de la serpentinite, puisque celle-ci n'est pas appauvrie : donc on n'a plus, au Chenaillet, la trilogie ophiolitique comme on le croyait auparavant).

2) **Le gabbro** :

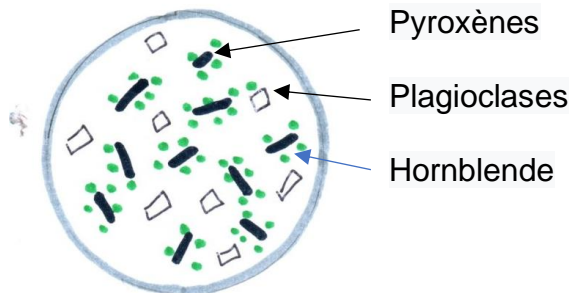
Le gabbro est une **roche magmatique plutonique**, contenant :

- 1) des **feldspaths plagioclases** blancs,
- 2) du **pyroxène altéré** (ferromagnésiens noirs/rouges).
- 3) Parfois des cristaux vert sombre autour du pyroxène : amphibole calcique, la **hornblende** (tout petits cristaux).



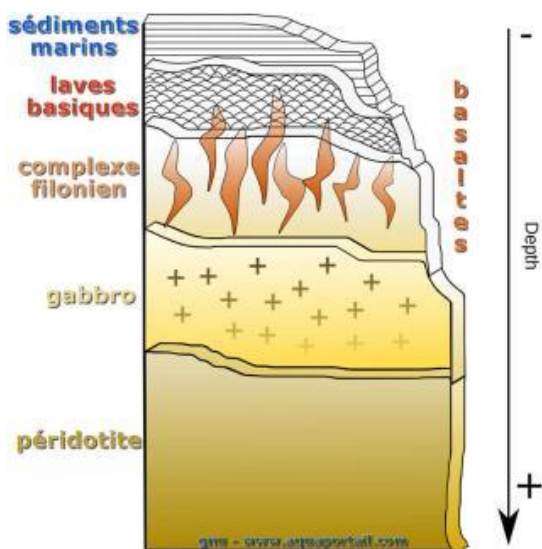
1) Plagioclases + 2) pyroxène constituent le gabbro, magma primaire.

1) + 2) + 3) : Plagioclase + pyroxène + hornblende constituent un méta gabbro obtenu par métamorphisme. La hornblende s'est formée au détriment des pyroxènes lorsque ceux-ci ont été hydratés pendant l'expansion océanique (métamorphisme hydrothermal à partir des feldspaths plagioclases contenus dans la lithosphère océanique).



Extrait d'une communication de Jonathan pendant le confinement (06/04/2020) :

« Au-dessus de la serpentinite se trouvent les gabbros. Les Gabbros de Chamrousse présentent une diversité de faciès et de minéralogie très intéressante, avec notamment une foliation largement répandue. Cette foliation témoigne d'une déformation à chaud dans la chambre magmatique : ce sont les fameux gabbros lités. D'autres zones très riches en minéraux ferromagnésiens témoignent d'une différenciation magmatique importante. L'Ophiolite de Chamrousse donne donc un aperçu très complet des différents processus physico-chimiques à l'œuvre au niveau de la dorsale ! »



Nous rencontrons 3 types de gabbros :

- 1) Les **gabbros ordinaires**, qui résultent d'une succession de pulses d'alimentation de la chambre magmatique : le premier minéral qui cristallise est l'olivine, puis les pyroxènes, puis les feldspaths.



- 2) Les **gabbros lités** résultent d'un pulse complémentaire, ce qui produit le litage (déformation chimique).

- 3) Les **flaser-gabbros** : ils ressemblent à un gneiss : les 10% de minéraux calés contre les parois de la chambre magmatique subissent une déformation ductile (fluage de minéraux partiellement cristallisés).



Descente vers les lacs Robert :

La chromite :

Cette roche à pustules contient un minéral à double oxyde de fer et de chrome : la **chromite** ($\text{Cr}_2, \text{Fe}^{++}, \text{O}_4$). Elle est typique des chambres magmatiques hautes, et est présente dans les serpentines et les péridotites. C'est l'unique minéral exploité pour le chrome.

Il existe de rares gisements de chromite en France métropolitaine, mais on en trouve, dans la péridotite : en Nouvelle Calédonie (sous-produit d'un minerai de nickel : la **garniérite**), ainsi qu'en Grande Bretagne dans les Cornouailles.

Et aussi à Chypre, provenant du manteau (alors que le cuivre provient des pillow lavas)

Elle vient du manteau et résulte de pustules réfractaires de la fusion partielle.

Tous les gisements de chrome au monde sont liés à des planchers océaniques.



L'amiante :



La **péridotite** du primaire est composée d'**olivine** et de **pyroxène**. Au contact de l'eau lors de la subduction, l'**olivine** ($\text{Fe, Mg}_2 - \text{SiO}_4$) s'hydrate et devient de la **serpentine** (Mg, SiO, OH...), qui est un silicate de magnésium hydraté.

Pendant sa mise en place, sous l'action de la tectonique et de l'eau, la serpentine a été fracturée. L'eau s'est infiltrée et a transformé la serpentine en provoquant sa cristallisation, avec des faces exagérément allongées.

Ces formes fibreuses sont prises par :

- La serpentine (**chrysotile**)
- L'amphibole (**actinote**).

Les deux peuvent donner l'**amiante** (appelée aussi **asbeste**), mais ici à **Chamrousse** l'origine est la serpentine.

L'amiante se présente ici en **petits filons** blancs, avec des pointes très tendres, telles du tissu.

Un double filon : une histoire en 4 étapes !



- 1) **gabbro** figé par la chambre magmatique
- 2) recoupé par un gros filon de **dolérite**
- 3) eux-mêmes recoupés par un **autre filon...** Magma moins chaud, cristallisation plus rapide : petits cristaux
- 4) et une **faille dextre** sur le filon



Sur l'image agrandie (à droite), on distingue l'alignement des minéraux, trace du léger métamorphisme.

Plagioclase + pyroxène + hornblende : les constituants du méta gabbro.

Un gabbro avec toutes ses auréoles d'amphiboles qui ont cristallisé aux dépens du pyroxène durant l'expansion océanique.

Tout cela s'est passé il y a au moins 500 Ma...

Retour à Chamrousse – le Recoin

Les cargneules :

La région de Belledonne s'est effondrée pour devenir un **rift continental** durant le jurassique inférieur et moyen. Plus tard, ce rift continental donnera naissance au **plancher océanique** et sa dorsale (Cf Le Chenaillet).

A côté, les **cargneules, dolomies** fissurées du début du trias.

Au Trias, une mer peu profonde va déposer des dolomies, qui vont être ultérieurement cargneulisées avec la tectonique alpine.

Au-dessus des dolomies, phénomènes de distension qui s'accélèrent : première conséquence : basculement des blocs (entre croix de Chamrousse et le Recoin : on trouve les dolomies à ces deux endroits) puis épanchements volcaniques sous la forme de basaltes.

Un peu plus bas, dans les collines bordières de Belledonne, nous trouverions les conséquences de ce grand « plouf » : les sédiments du jurassique inférieur et du jurassique moyen, les collines liasiques et du Dogger.

A l'endroit où nous nous trouvons, l'ordre des roches est respecté : la serpentinite se trouve sous les gabbros. Mais le problème est qu'on a vu les basaltes plus bas (pillow lavas), ce qui est anormal... l'ordre a été inversé.

Plusieurs interprétations de cette inversion de la trilogie ophiolitique ont été émises :

A) L'ancienne interprétation :

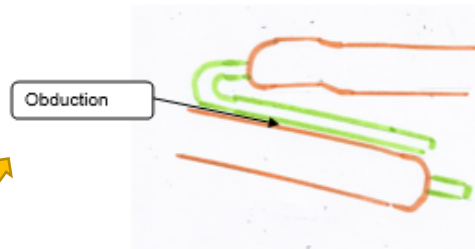
Jusqu'il y a peu de temps, on estimait que les ophiolites (la lithosphère océanique) ont été transportées sur la lithosphère continentale par un mouvement de crochon



500 Ma : A l'ère primaire, le Gondwana et l'Armorica. Entre les deux : l'Océan Massif Central (OMC, qui s'étend de l'île de Groix jusqu'à Chamrousse). C'est la chaîne hercynienne avec sa racine crustale constituée de roches métamorphiques. Nous sommes sous la mer, au niveau du plancher océanique (PLO).



380 Ma : Puis subduction intra-océanique. Le continent Armorica subduit sous le plancher océanique.

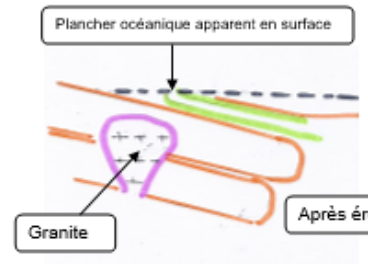
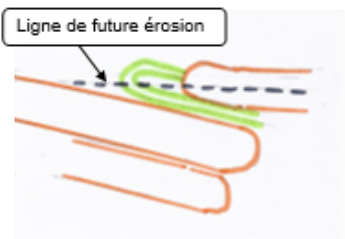


Subduction continent sous océan = **obduction**.

350 Ma : Le continent qui va passer par-dessous va entraîner avec lui un bout d'océan. La région est une montagne, avec un plancher océanique sur le dos. Mais ce plancher océanique va rebrousser : voilà une interprétation du fait que la série est inversée.

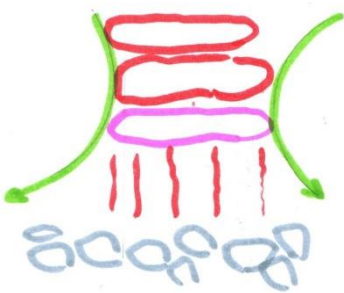
Le PLO est à l'envers et entraîne la marge continentale (MC) qu'il porte sur son dos. D'où le léger métamorphisme qui va suivre.

13



En d'autres termes, on inverse le schéma ci-dessus et on obtient le résultat !

230 Ma : Ensuite, la partie haute de la chaîne hercynienne a été érodée. **Pénéplaine hercynienne**, avec le plancher océanique apparent



Le problème est que la croûte océanique fait en principe 5 à 7 km d'épaisseur, or nous n'avons parcouru que quelques centaines de mètres de dénivelé depuis le col de la Balme...

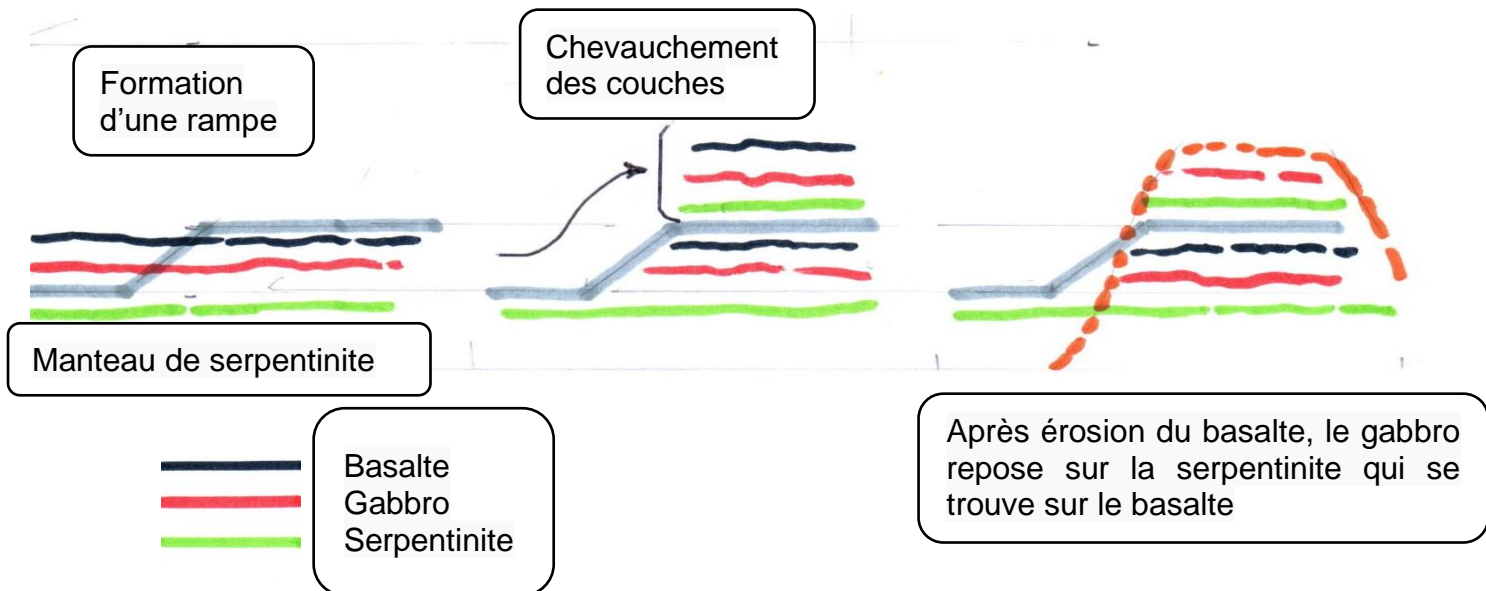
Au **Chenaillet** non plus, il n'y a pas 7 km d'épaisseur, mais cela n'est pas gênant dans la mesure où il y a une **dorsale lente**, donc avec une faible production de magma. Or à **Chamrousse**, nous sommes sur une **dorsale rapide** (cf forte production de magma : dunite) et nous devrions avoir ces 7 km d'épaisseur de CO

Il y a donc 3 conditions pour expliquer le phénomène :

- Une diminution d'épaisseur de la CO
- Une inversion de l'empilement des roches
- Un raccourcissement horizontal de la chaîne hercynienne

B) Nouvelle interprétation :

Certains géologues estiment plutôt qu'il y aurait eu une **tectonique de rampe**, provoquant une superposition (chevauchement) des couches : après érosion de la partie supérieure, qui fait disparaître le **basalte**, les couches de **gabbro** et de **serpentinite** se retrouveraient sur le basalte (pillow lavas)



Le manteau est serpentinisé, une roche très lisse et glissante. Si on comprime, il va y avoir superposition des couches. Les empilements de roches se retrouvent dans le même ordre, mais cette fois-ci au-dessus de la faille.

Avec un décrochement à la base de la CO, la serpentinite a permis le glissement d'une partie de l'ophiolite

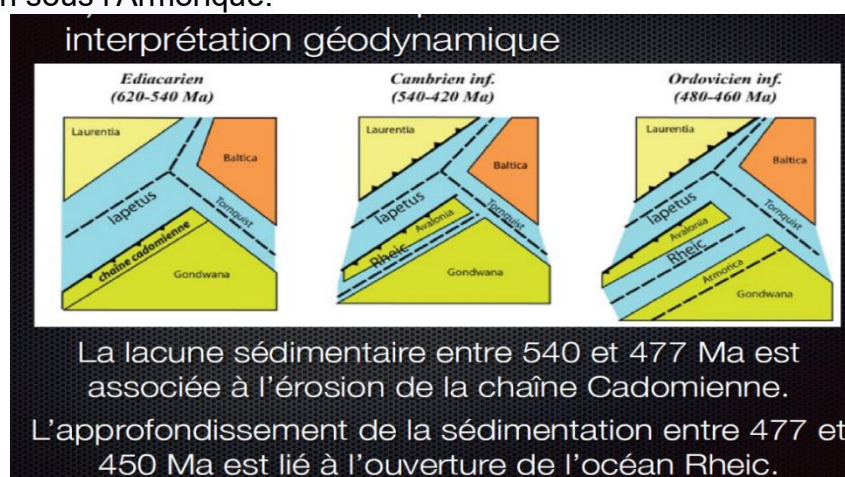
Histoire de la tectonique :

Avant la formation de la Pangée, il existait différents continents : Laurentia, Gondwana, Baltica, séparés par l'Océan Iapetus.

Cet océan subduit à partir de 620 Ma et emporte avec lui une partie du Gondwana, la chaîne Cadomienne, vers le nord.

L'Océan Rhéïque s'ouvre alors au sud et subduit à son tour, emportant un autre morceau du Gondwana : l'Armorique.

C'est au tour de l'Océan Galice – Massif Central de s'ouvrir, puis de partir en subduction sous l'Armorique.

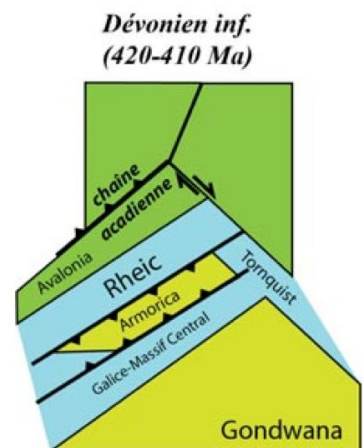


Alors, quel océan a pu se retrouver sur le continent à Chamrousse ?

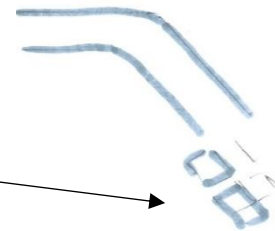
L'Océan Rhéïque ? Non, car on ne trouve pas de trace d'Armorica dans les Alpes (ce continent s'est refermé sur le Bassin Parisien, sans venir jusqu'aux Alpes).

L'Océan Galice – Massif Central ? Non, car on retrouve bien des traces de cet océan au sud du Massif Central, mais c'est trop bas pour produire des ophiolites à Chamrousse.

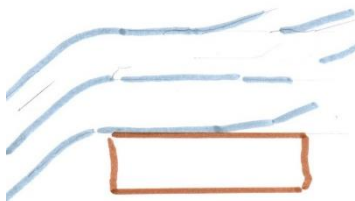
Alors, les géologues pensent que l'**océan** qui se retrouve à Chamrousse est **une trace de Iapetus**, ce qui semble logique dans la mesure où sa subduction date de 650-620 Ma, antérieurement à la production des ophiolites de Chamrousse qui, elles, sont précisément datées à 496 Ma. La **subduction** de Iapetus aurait provoqué l'ouverture d'un **bassin arrière-arc** et ce bassin se serait retrouvé au-dessus du continent pour former les ophiolites de Chamrousse.



La représentation schématique montre Iapetus partant en subduction, donnant un **métamorphisme HT-HP (Schistes bleus)** : la densité s'accroît, provoquant le décalage de la lithosphère océanique : ce sont les **slab roll-backs**, qui créent un **bassin d'arrière-arc**, sorte de petit océan.



Finalement, l'océan se déchire et une partie de cet océan va se superposer sur l'autre partie dans un premier temps, puis va chevaucher le continent, à la suite d'une compression horizontale de ce dernier.



Lorsque l'océan passe au-dessus du continent (**obduction**) un grand nombre d'**écailles** viennent se former, ce qui explique que la partie basse de la croûte océanique (Serpentinite + dunite) se retrouve au-dessus des pillow lavas.

Annexes :

La belle histoire de l'ophiolite de Chamrousse

Extrait d'une communication de Jonathan pendant le confinement (06/04/2020)

L'Ophiolite du Chenaillet, relique de l'océan Alpin que l'on retrouve dans les Hautes Alpes, à proximité de la frontière italienne n'est pas la seule trace d'océan que l'on retrouve dans les Alpes : une très belle Ophiolite existe également de l'autre côté des Alpes : celle de Chamrousse

Si ces deux Ophiolites sont toutes les deux des témoignages d'anciens océans, elles présentent des roches très différentes. Mais pourquoi une telle différence ? Eh bien tout simplement, parce qu'elles ne viennent pas du même océan.

Tout d'abord, elles n'ont pas le même âge. Si la datation du Chenaillet est délicate, nous pouvons estimer que les roches que nous retrouvons au Chenaillet se sont formées entre -200 et -150 millions d'années. À Chamrousse, la datation est beaucoup plus précise et les géologues ont pu estimer que la portion de lithosphère océanique dont nous retrouvons la trace à Chamrousse s'est formée il y a environ 500 millions d'années.

Ces deux océans se sont donc formés à près de 300 millions d'années d'écart : 300 millions d'années, c'est une période de temps considérable ! D'ailleurs, cela correspond à peu près au temps nécessaire pour former la Pangée, éroder la chaîne Hercynienne puis disloquer la Pangée !

L'Ophiolite que nous retrouvons à Chamrousse provient donc d'un des Océans dont la fermeture a entraîné la formation de la Pangée : l'Océan Rheïc ou l'océan Galice-Massif-central. Si la plus grande partie de ces océans a disparu en subduction, une petite partie a été préservée sous forme d'Ophiolite dans la chaîne Hercynienne. Cette Ophiolite a ensuite survécu à la disparition de la chaîne Hercynienne pour se retrouver sur le bord d'un continent lorsqu'un nouvel océan s'est ouvert : l'Océan Alpin.

Suite à la subduction de cet océan Alpin, la collision entre l'Apulie (l'actuelle Italie) et l'Europe déforme le bord du continent européen, que l'on appelle une marge passive. Cette collision soulève un des blocs basculés qui se trouvait alors sur la marge du continent européen. Ce bloc basculé forme le massif de Belledonne que nous connaissons actuellement, dans lequel se trouve l'Ophiolite de Chamrousse.

On le voit, l'Ophiolite de Chamrousse est donc le témoin d'une longue et tumultueuse histoire !

