

LES XÉNOLITHES DU VOLCAN DE BOURNAC, VELAY ORIENTAL

UNE APPROCHE DE LA CROÛTE TERRESTRE INFÉRIEURE PAR LES XÉNOLITHES CONTENUS DANS LE PIPE DE BOURNAC.

Daniel Levert, membre de la Commission de volcanisme de la SAGA.

Introduction

La Commission de volcanisme, animée par Dominique Rossier, a réalisé en octobre 2018 une sortie d'étude de différents sites volcaniques en Velay, dans le Massif central. Cet article est un rapport, parmi d'autres, d'observations et de déductions relatives aux xénolithes du volcan de Bournac.

Le titre de cet article peut paraître abscons à beaucoup d'entre nous, mais nous serons tous rassurés lorsque nous réaliserons que le rédacteur de ces lignes partageait cette même inquiétude avant d'entreprendre ce travail d'enquête sur le terrain en 2018, de rapprochements bibliographiques, puis d'analyses des roches au microscope. En effet, parmi les animateurs de la Société Amicale des Géologues Amateurs, la SAGA, certains ont l'art de vous lancer dans des aventures de prime abord fort simples, mais qui risquent de transformer dramatiquement votre vision de certains environnements géologiques.

C'est donc l'occasion pour nous de découvrir ce que l'on a loin sous les pieds, que l'on ne peut jamais regarder, et qui se nomme la « croûte terrestre inférieure » qui flotte et se déplace sur le manteau supérieur de la Terre depuis des milliards d'années.



Mais attention, un sage a dit : « Alors, si maintenant les gens ne s'intéressent plus aux choses qu'intéressent pas les gens, sous prétexte que ça les intéresse pas, où on va ? » (Coluche).

Cette apostrophe figure dans une thèse sur ce type de sujet géologique, présentée par Jérémie Melleton, en 2008, pour obtenir le grade de Docteur de l'université d'Orléans. Mais les sages n'ont pas toujours raison, car déjà, en 1984, d'autres membres de SAGA, tout aussi sages, ont visité le volcan de Bournac et versent

à ce dossier une photo souvenir d'un xénolite (du grec ancien, *xenos*, étranger, et *lithos*, roche) typique, semblable aux nôtres, provenant de la croûte inférieure (figure 1).



Figure 1- Des membres de la Commission de minéralogie de la SAGA ont collecté des xénolithes remarquables dans l'ancien volcan de Bournac, en 1984. Ici, une granulite constellée de petits grenats pyropes rouges partiellement fondus. (Récoltée par P. Berger-Sabatel. Photo A. Guillon).

L'accès à la croûte inférieure terrestre est quasi impossible sans l'aide du volcanisme. Certains volcans ont la particularité d'avoir une chambre magmatique essentiellement positionnée dans cette croûte inférieure, c'est le cas de plusieurs volcans du Velay et particulièrement de celui de Bournac, reconnu par les scientifiques comme un excellent pourvoyeur de roches provenant d'une zone proche de la discontinuité de Mohorovičić (abrégée Moho) et située, très peu de temps avant leur expulsion, dans la croûte inférieure. La brutalité de l'éruption a défait la cohésion de ces roches très profondes pour les remonter à la surface, étrangers dans la lave volcanique, elles se nomment alors xénolithes.

Le mot étrange de « pipe » est d'origine anglaise (tuyau) ; en géologie, il désigne une cheminée volcanique qui garde non pas de la lave volcanique compacte (neck) mais qui contient encore une accumulation indurée de fines particules de cendres magmatiques dans lesquelles se logent des roches étrangères au magma ; ces roches ne sont pas en cohérence avec les cendres, ce ne sont donc pas des enclaves, mais bien des xénolites.

En surface... Bournac est un tout petit hameau très isolé, avec quelques maisons sur le versant nord des gorges du torrent montagnard l'Aubépin, dans le Velay oriental du Massif central français, à 17 km à l'azimut 107° du Puy-en-Velay.

Cet article est rédigé par un amateur de géologie qui se base sur ses observations et ce qu'il a déduit à partir de différentes sources scientifiques.

La croûte inférieure continentale à Bournac

Avant d'entreprendre quelques analyses pétrologiques de nos xénolites de Bournac, il paraît indispensable de les situer dans une croûte terrestre mieux comprise et de les évaluer dans la perspective géodynamique qui les a conduits jusqu'à nous.

On distingue la croûte terrestre océanique et la croûte terrestre continentale. La croûte océanique, essentiellement basaltique, a une épaisseur moyenne d'environ six kilomètres. La croûte continentale, essentiellement cristalline, est généralement d'une épaisseur moyenne d'environ trente kilomètres.

Dans les zones d'orogénèse, elle est épaissie par les compressions induites par les collisions continentales. Cependant à Bournac, et plus généralement sous le Massif central, très haut lieu de l'orogénèse varisque, la croûte est anormalement fine puisque des mesures géophysiques réalisées à Vorey, village situé à 27 km au nord de Bournac, l'ont évaluée épaisse de 28 km. Cette anomalie fait encore l'objet de débats, on parle de présence possible d'un retour mantellique associé à un étirement gravitaire de la croûte, générée par l'orogénèse alpine débutée il y a 35 millions d'années.

Il est intéressant de noter que les études pétrographiques conduites par Leyreloup, en 1973, et Couthures, en 1991, positionnent la profondeur d'origine des xénolites de Bournac entre 25 et 30 km de profondeur. Ceci correspond à un positionnement de la chambre magmatique juste au-dessus du Moho et dans la croûte inférieure.

Le tracé par réflexion sismique du profil de la croûte terrestre continentale (Profil E.C.O.R.S.) par les ondes **P** permet de distinguer une croûte supérieure de rhéologie plus cassante (failles) que celle de la croûte inférieure de rhéologie plus ductile. Dans la croûte supérieure, les ondes se propagent de 5,6 à 6,3 km/s et plus rapidement dans la croûte inférieure : de 6,5 à 7,5 km/s ; on appelle discontinuité de Conrad le plan sismique séparant ces deux domaines.

Ceci est interprété par le fait que la couche supérieure de densité inférieure ($d = 2,7$) est faillée, plissée, écaillée, est composée de roches sédimentaires et de granitoïdes, métamorphisées dans le faciès amphibolite à éclogite, alors que la croûte inférieure de densité supérieure ($d = 2,9$) est composée de séries sédimentaires hautement métamorphisées, granulitiques, où se logent des roches basiques dominées par les gabbros à texture de cumulats. Le plan sismique de Conrad est situé entre 15 et 20 km sous la surface. D'une certaine façon, le plan de Conrad correspond à la transition entre la couche terrestre supérieure et la croûte terrestre inférieure d'où proviennent les xénolites de notre étude.

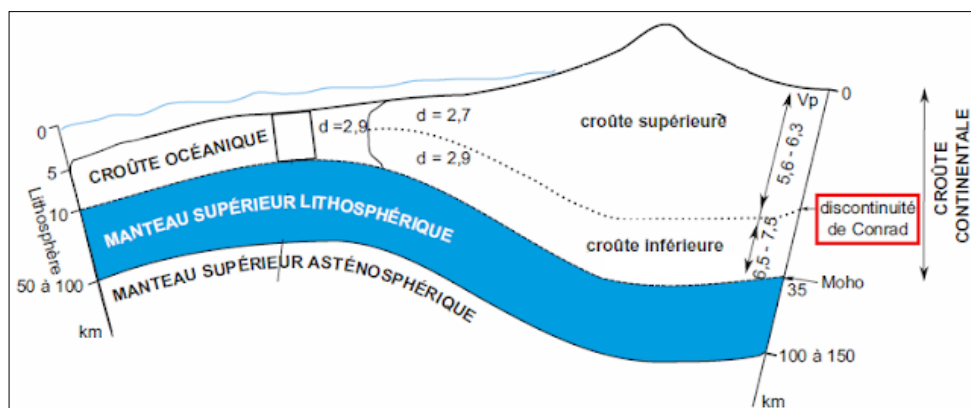


Figure 2- La discontinuité de Conrad est présente uniquement dans la croûte continentale ; il s'agit d'un plan sismique qui sépare les croûtes inférieure et supérieure, de natures différentes.

Le volcan de Bournac

C'est un des nombreux volcans néogène appartenant au plateau basaltique occidental du massif du Mézenc ; il est daté, au potassium/argon, du Miocène supérieur : 6,94 Ma +/- 0,2, donc d'âge messinien. Il repose directement à la cote 1155 m sur le socle granitique à cordiérite du dôme du Velay. Ce gisement de xénolites est curieusement un *pipe* volcanique et non pas un neck comme cela serait naturel dans cette région de volcanisme basaltique. Ce *pipe* débouche et affleure, en raison de l'érosion, sur un versant verdoyant des gorges de l'Aubépin.



Figure 3- Merci à notre guide Casimir Cortial d'avoir initié Maxence (un des petits-fils de l'auteur) à la recherche des xénolites sur l'affleurement du pipe de Bournac.

Le prélèvement des échantillons en est facilité.

L'éruption de Bournac a commencé par une intrusion initiale de magma basaltique qui a déclenché un volcanisme hydromagmatique modéré, ainsi que des intrusions de petits dykes à proximité, aujourd'hui encore visibles.

Lors de l'éruption hydromagmatique explosive, le magma de composition basanitique a été pulvérisé et partiellement oxydé, puis transformé en tuf. Les xénolites violemment charriés se sont retrouvés dans un petit anneau de pyroclastes. Puis l'effondrement de l'anneau a contribué au comblement du diatrème du maar : d'abord avec les plus gros xénolites éboulés par l'érosion (cote 1 100 m), ensuite arrivent les

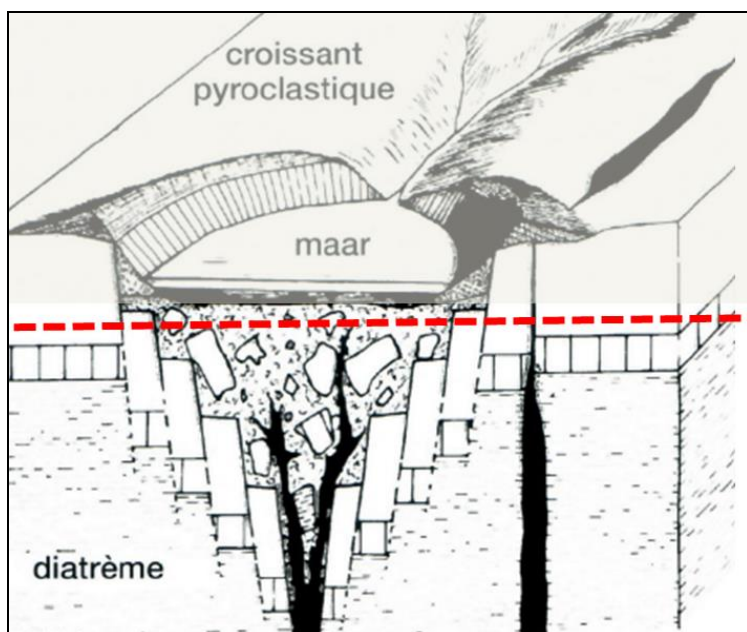


Figure 4- Schéma de ce qui subsiste actuellement du maar volcanique de Bournac résultant de l'érosion. En tirets rouges, la position actuelle de la surface aérienne du pipe.

dépôts d'érosion de la cendre de l'anneau pyroclastique contenant moins de xénolites (figure 4).

Puis le *pipe* a été recouvert de pyroclastites d'un cône strombolien ce qui trahit la présence d'un centre éruptif voisin mais distinct de l'axe du *pipe*, ensuite il reçoit une couverture par des coulées de basalte des plateaux.

La zone de prélèvements aujourd'hui possibles d'échantillons dans le pipe a une surface relativement réduite, de dimension 200 sur 300 m. Nous avons donc prélevé aléatoirement plusieurs dizaines de morceaux pluri-centimétriques de roches d'aspects différents en les déchaussant du tuf du croissant pyroclastique. Ce tuf avait livré, dans le passé, des xénolites de forte taille, jusqu'à 50 cm, ainsi que des phénocristaux libres de clinopyroxène (augite titanifère), d'amphibole (kaersutite), de plagioclase sodi-calcique (andésine).

Les xénolites de Bournac intéressent les pétrologues car il est très rare d'en trouver non affectés thermiquement par le magma basaltique. Ils proviennent donc uniquement de la roche de la croûte inférieure encaissante située au voisinage immédiat de la chambre magmatique. Ces xénolites ont été extraits brutalement de la croûte inférieure où ils étaient à environ 5 kbar et 800 °C pour être transférés quasi instantanément à la surface par les explosions hydromagmatiques qui furent consécutives à l'éjection violente du magma de la chambre magmatique.

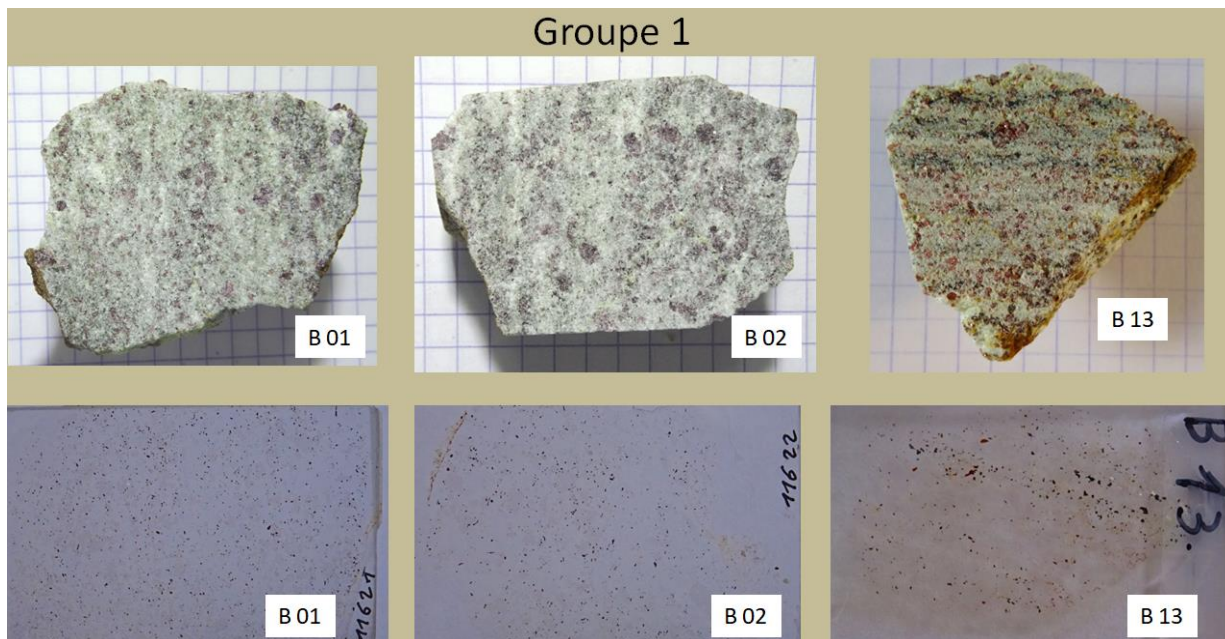
A. Leyreloup n'a trouvé dans le tuf pyroclastique aucune roche de la croûte supérieure ; il en a conclu que la cheminée a fait uniquement office de tuyau d'adduction de la lave en surface : « *Les laves ne ramènent pas les parois de la cheminée qui leur a permis de remonter à la surface* » (thèse Leyreloup, 1973). Nous convenons donc avec A. Leyreloup que nos xénolites contenus dans le tuf pyroclastique doivent être tous interprétés comme des roches de la croûte inférieure qui ont connu un métamorphisme de forte intensité, prograde, puis rétrograde, sous l'effet de l'orogénèse varisque, comme nous le verrons par la suite.

A. Leyreloup, en 1973, a réalisé 2 000 lames minces de xénolites provenant de différents volcans du Velay dont une part majoritaire correspondait à Bournac. Il a établi que les xénolites de Bournac avaient une origine sédimentaire seulement pour 40 % et gabbroïque pour 60 %.

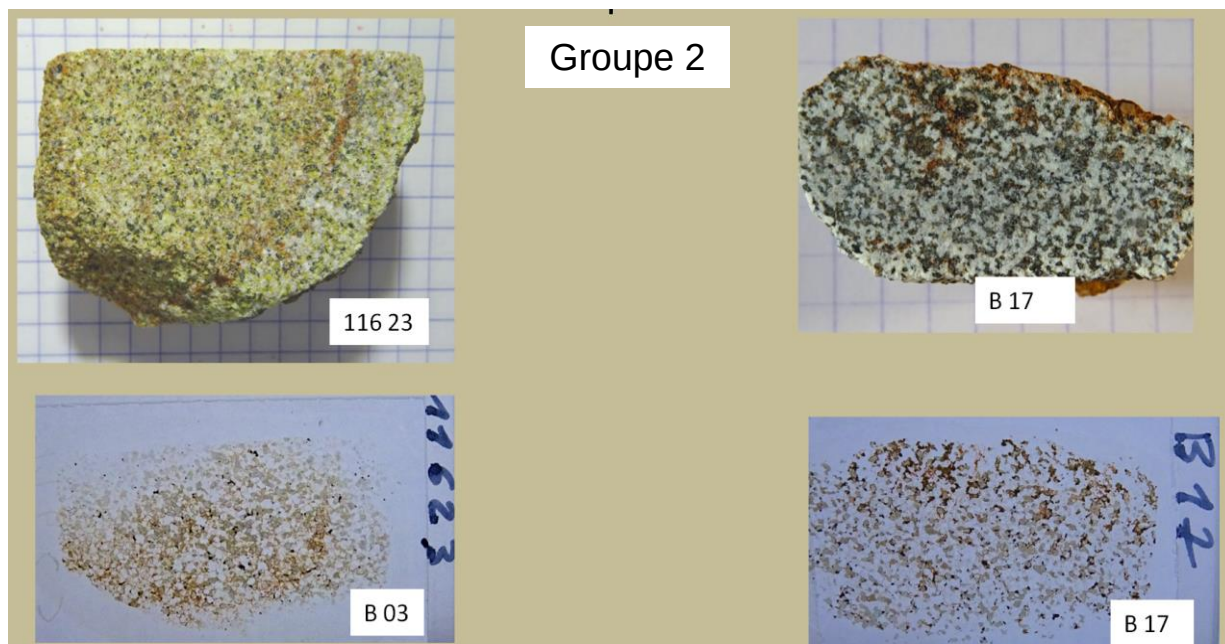
À l'examen visuel de nos xénolites collectés aléatoirement, nous avons remarqué qu'il était possible de les classer en trois groupes de roches d'aspect très semblable.

Les planches photographiques suivantes illustrent, à partir d'une sélection réduite par commodité à quelques xénolites, chacune de ces familles.

Classement visuel des xénolites : échantillons surfacés et scans



Le Groupe 1 est composé de roches blanchâtres truffées de grenats quelquefois pluri-millimétriques. Un litage plus ou moins marqué est visible. Les scans de lames minces les montrent cependant assez homogènes. Le grain de la roche n'est pas marqué.



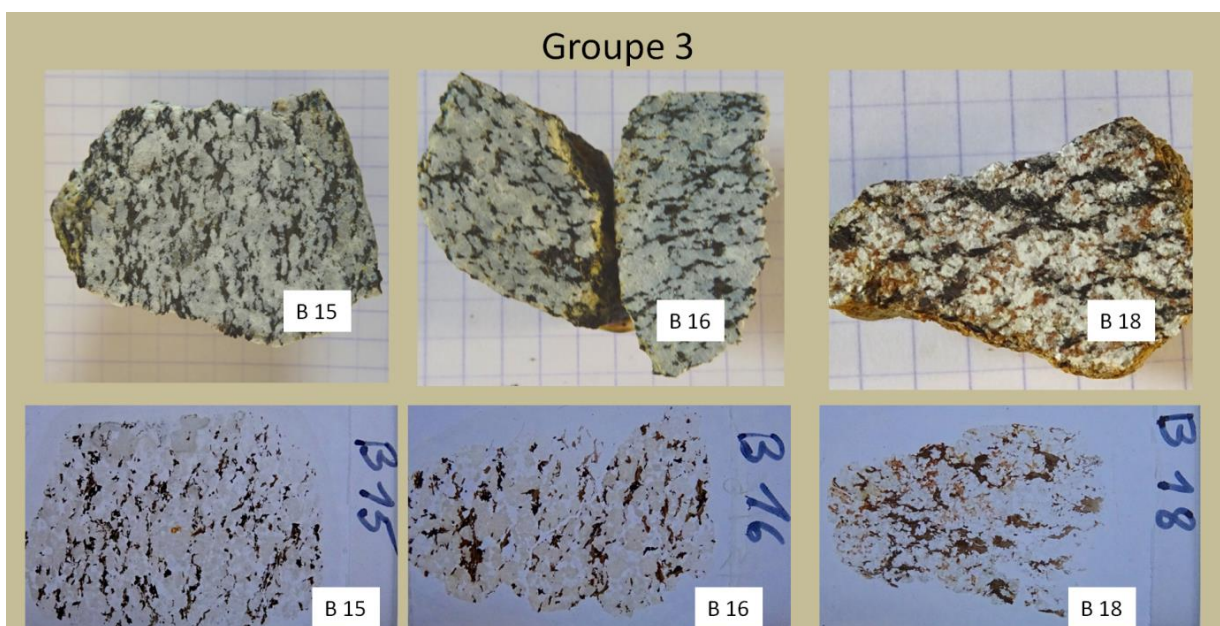
Le Groupe 2 est composé de roches légèrement verdâtre, teinte due à la présence assez homogène de minéraux bruns verts. Le grain de la roche est marqué en surface.

Origine et lecture des structures minérales de nos xénolites

Origine des structures minérales

Pour comprendre l'origine de ces structures induites par le métamorphisme à grande profondeur, il est indispensable de tenter de retracer leur histoire géodynamique.

Le Massif central, et particulièrement le Velay, sont des reliques des racines de la puissante chaîne varisque dont certains sommets dépassaient 5 000 m. Un passé orogénique intense a donc existé dans cette région. La haute chaîne de montagnes, lors de son érection, a ainsi surchargé la croûte continentale qui par effet isostatique s'est enfoncée de plusieurs kilomètres, puis est remontée lors de la pénélplanisation de la région, notamment par l'érosion. Les roches de



Le Groupe 3 contient des minéraux sombres très contrastés et orientés sur une matrice blanchâtre, bien visibles sur les faces sciées des roches et sur les scans.

la croûte inférieure n'ont donc pas échappé au phénomène de métamorphisme induit, d'abord prograde, puis rétrograde.

Chronologiquement, ce métamorphisme causé par le rapprochement de deux continents principaux, le Gondwana et l'Euro-américain, s'est manifesté d'abord lors d'une première phase compressive qui a donc épaissit la croûte de plusieurs kilomètres et fit s'enfoncer le Moho, normalement à 30 km sous le niveau de la mer, jusque vers 40 km, ceci en environ 40 Ma, entre environ 350 Ma et 310 Ma (Ph. Matte, 2005). Cet épaississement de la croûte a induit un métamorphisme prograde moyenne pression-haute température (MP-HT) qui entraîna en certaines zones la fusion partielle par anatexie des zones profondes de la croûte terrestre supérieure humide, à l'origine de la formation du granite à cordiérite du Velay daté de 301 ± 4 Ma (Mougeot *et al.*, 1997). C'est dans ce granite aujourd'hui visible à Bournac, dans une petite carrière, au bord de la route D39 qui longe l'Aubépin, à 100 m en contrebas de la surface de prélèvement des xénolites, que le diatrème du maar s'est formé au Néogène.

Après la collision des continents, s'est produite une phase d'étalement distensif et d'érosion qui a favorisé la réduction d'épaisseur de la croûte et la remontée adiabatique du manteau de 295 à 245 Ma, en provoquant un échauffement de la croûte d'environ 100 °C qui a pu les porter vers 1 000 °C. Le Moho s'est en conséquence remonté à 30/35 km de la surface. Des magmas basiques provenant du manteau se sont alors simultanément intrudés dans la croûte inférieure, puis refroidis très lentement pour former des gabbros dans le faciès granulitique.

Cette évolution varisque des roches est la dernière, car l'orogénèse alpine fut sans conséquence étant en limite du Massif central. Nos roches préexistaient dans le craton qui a certainement connu au Cambrien d'autres orogénèses. Nos roches régénérées par le métamorphisme varisque gardent ainsi en mémoire des traces d'une évolution beaucoup plus ancienne et mal connue, et ceci ne facilitera pas l'étude pétrographique !

Lecture des structures minérales

Nous venons de voir que les roches de la croûte inférieure ont pu atteindre plus d'un GPa (40 km) et évoluer entre 600 °C et 1 000 °C : elles ont donc expérimenté les conditions du faciès granulitique. Pour que ces valeurs cessent de nous apparaître abstraites, nous devons comprendre qu'à 40 km de profondeur la pression est d'environ 10 000 fois la pression atmosphérique dans laquelle nous vivons ; quand à la température moyenne de ces roches, elle est passée de 800 °C à 1 000 °C ; si nous pouvions les voir dans cet état, nous les verrions lumineuse d'un beau rouge cerise !

Dans ces conditions, les roches peuvent équilibrer leur paragenèse de minéraux selon leurs conditions thermodynamiques d'énergie minimale. Ces réactions d'équilibration sont cependant plus ou moins rapides en fonction de la présence locale plus ou moins importante de gaz présents à l'état supercritique : notamment l'eau H₂O et le gaz carbonique CO₂. À nos profondeurs de la croûte inférieure, la roche est très pauvre en H₂O, par contre elle est plus riche en CO₂ et en autres composés organiques, ce qui élève la

température de fusion de la roche et permet son accès au domaine du faciès granulitique notamment dans la phase prograde du métamorphisme (figure 5).

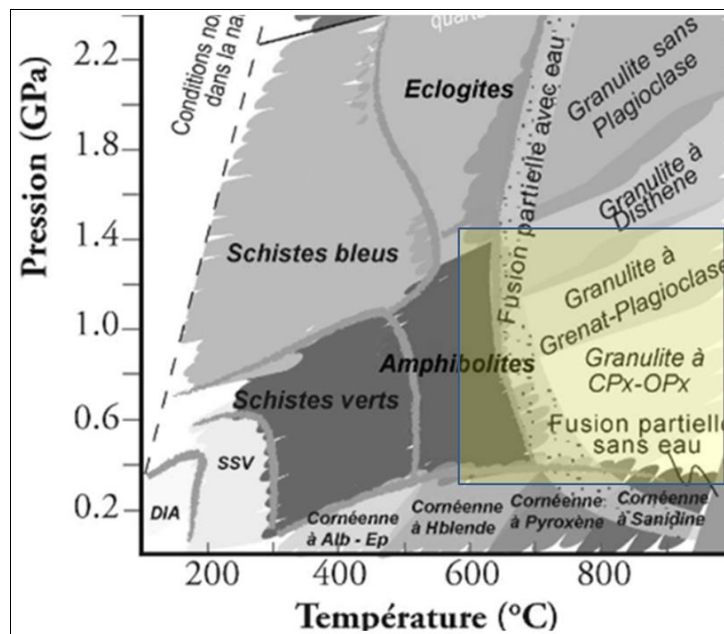


Figure 5- En jaune, le domaine PT d'évolution possible des roches de la croûte inférieure lors de l'orogénèse varisque.

Les teneurs en eau et en gaz carbonique ne sont pas distribuées de façon homogène dans la croûte inférieure ce qui induit des zones où le métamorphisme est plus ou moins actif pour une même pression et même température, ces zones forment des septa et sont de dimensions pluri-hectométriques et possiblement kilométriques. L'existence de ces septa d'hétérogénéités de métamorphisme, liées à la seule variation des teneurs en eau et gaz carbonique, ne facilite pas l'étude pétrologique des xénolites parvenus jusqu'à nous. Par exemple, il n'est pas aisé de distinguer des gneiss à biotite-sillimanite n'ayant pas été métamorphisés en granulite, de gneiss à biotite-sillimanite résultant de la rétro-morphose de granulite, comme nous le verrons par la suite.

Comme les xénolites de Bournac proviennent uniquement d'une zone de la croûte inférieure proche du Moho, les conditions P-T de cette zone, lors de trajet prograde, étaient bien celles du faciès granulitique dans lequel toute roche méta-sédimentaire ou méta-ignée aurait du arriver, sauf si les restrictions indiquées ci-dessus, liées à la teneur de la roche en H₂O et CO₂, étaient plus ou moins suffisantes.

Pendant le métamorphisme prograde, nos roches, qu'elles aient un protolithe métasédimentaire ou méta-igné, subissent idéalement un métamorphisme qui tend à effacer les paragenèses antérieures lors d'une nouvelle recrystallisation polygonales des minéraux dans le faciès granulite.

Les minéraux gneissiques et gabbroïques antérieurs cèdent progressivement leur place à des minéraux néoformés selon une paragenèse totalement différente. Cependant, les xénolites catazonaux métasédimentaires de Bournac montrent tous un polymétamorphisme dont la composante varisque est la plus notable. On doit remarquer que les xénolites de roches méta-ignées d'origine gabbroïque n'ont pas connu les métamorphismes antévarisques et ne doivent pas montrer de polymétamorphisme.

Leyreloup, lors de l'examen de ses 2 000 lames minces provenant de xénolites, a constaté que les nouvelles paragenèses induites par le métamorphisme dans des roches chimiquement hétérogènes nécessitaient un nouveau mode de classement afin de mieux classer pétrologiquement les xénolites. Il a donc proposé une nouvelle présentation et classification de ces roches.

Nouvelle nomenclature des granulites : série charnockitique

Les roches métamorphiques qui s'équilibrent en catazone sous l'effet de la pression et de la température laissent apparaître plus abondamment certains minéraux néoformés : quartz (Qtz), feldspath plagioclase (Pl), feldspath potassique (Kfs). Ces roches se ressemblent par leur paragenèse bien que les proportions de leurs minéraux varient dans de larges limites.

Leyreloup (1973) a proposé de les situer dans un diagramme triangulaire comportant trois domaines de roches, d'origine métamorphique, comparables. Les roches de cette série nettement quartzo-feldspathique sont héritées des gneiss, ce sont des charnokites, notamment si elles contiennent un orthopyroxène.

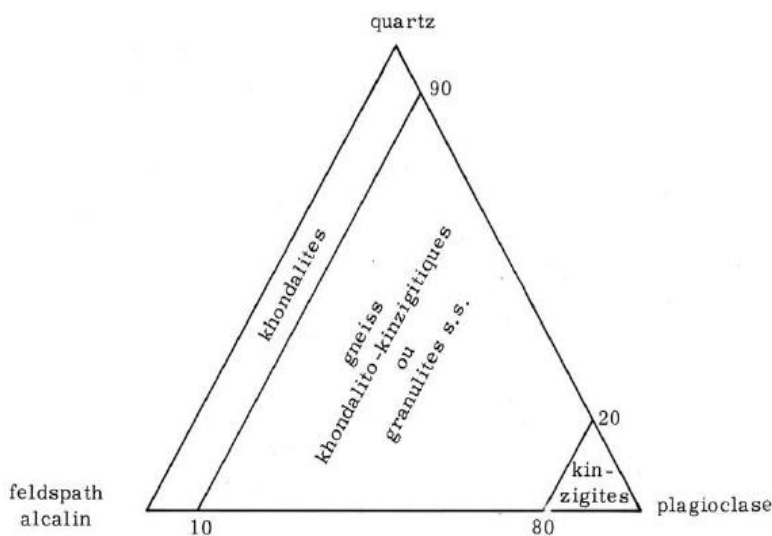


Figure 6a. Classification des charnokites = granulites au sens large (Leyreloup, 1973).

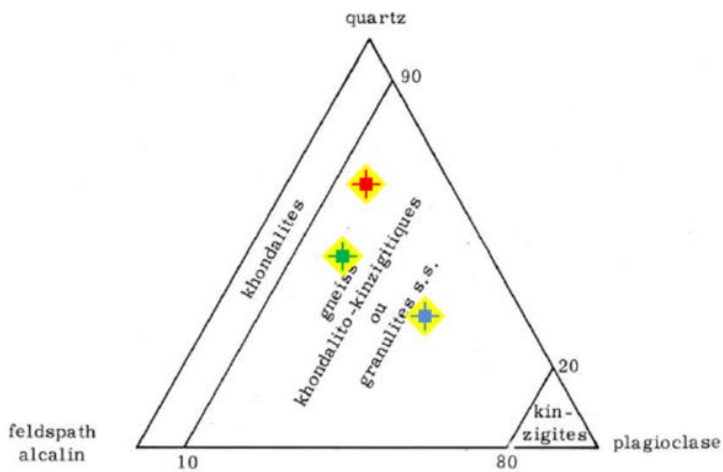


Figure 6b. Positionnement des xénolites de Bournac, B5 et B8 de Leyreloup, et du xénolite B22 de notre étude.

On distinguera, en fonction de l'abondance des trois minéraux principaux : les khondalites, qui sont riches en quartz et en feldspath potassique, les kinzigites, riches en feldspath plagioclase, puis les granulites au sens large (gneiss khondalito-kinzigitiques).

Trajet d'évolution métamorphique des roches des xénolites de Bournac

J. Dostal, C. Dupuy et A. Leyreloup ont établi (1980), par l'étude des minéraux de nombreuses lames minces, le trajet d'évolution métamorphique des xénolites de Bournac qu'ils ont placés dans une grille pétrogénétique.

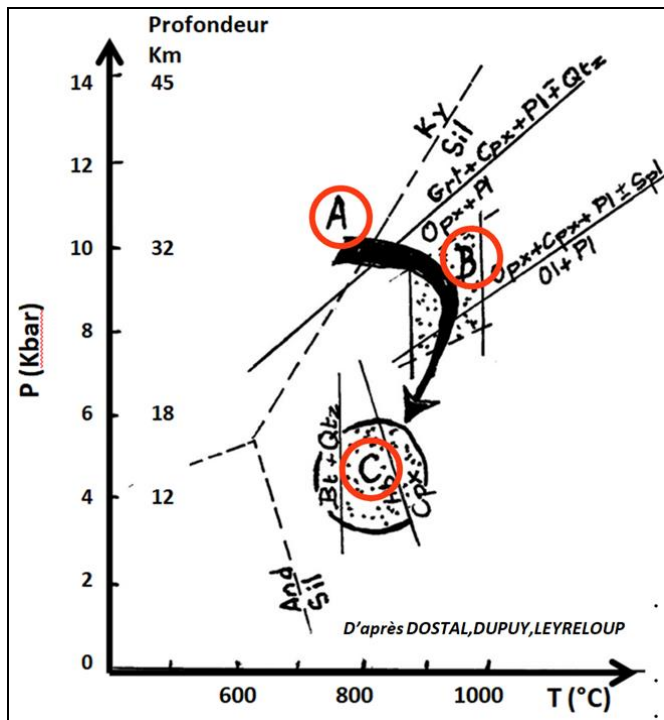


Figure 7- Principales étapes P-T des xénolites de Bournac dans une grille pétrogénétique.

nétiq. Leur résultat simplifié fait l'objet du graphique en figure 7.

- Le point A correspond à l'état de granulite de haute pression au paroxysme de la géodynamique compressive varisque : haute pression et moyenne température (prograde HP-MT). Ce point est nécessairement le point à partir duquel il est possible d'observer au microscope les nouveaux cristaux de la paragenèse, apparus lors de la collision des continents.

- Le point B correspond au deuxième état des granulites de moyenne pression et haute température (prograde MP-HT) et correspond à la phase d'étalement distensif de la croûte après la collision : la pression a légèrement baissé, par contre la température s'est élevée de plus de 100 °C. Cette hausse de température peut entraîner la roche au voisinage du *liquidus* et provoquer sa migmatisation ou même un risque de fusion.

- Le point C correspond à la formation possible de hornblende et de biotite (rétrograde BP-MT). Il correspond au retour de la croûte à son épaisseur normale initiale par pénéplanisation des reliefs sous l'effet de l'érosion.

Il est donc possible et intéressant de dater ces points du parcours métamorphique des roches de la croûte inférieure à Bournac:

- Point A = trajet vers la culmination de la phase compressive HP-MT atteinte => vers **310 Ma**.
- Point B = fin d'étalement distensif des reliefs HP-HT => vers **300 Ma**.
- Point C = fin de la remontée isostatique de la racine (pénéplaine) MP-HT ==> vers **245 Ma**.

La fraction varisque des paragenèses observables aujourd'hui dans nos xénolites s'est donc élaborée par métamorphisme essentiellement entre 350 Ma et 245 Ma. Il a fallu attendre longtemps après l'éruption du volcan de Bournac, il y a seulement 7 Ma, pour quelles puissent être observées aujourd'hui.

Étude pétrographique de nos trois groupes de xénolites (à suivre)

La synthèse de l'étude bibliographique de l'histoire géodynamique de la croûte inférieure, présentée ci-avant, est absolument nécessaire si l'on veut, au microscope, non seulement comprendre les raisons de la présence des différents minéraux des paragenèses, mais aussi tenter d'identifier l'origine et la nature des principaux événements vécus par les trois groupes de xénolites.

Nous essaierons donc, lors d'un prochain *Saga Information*, dans notre étude, limitée et simplifiée, de comprendre l'origine de la roche et d'identifier quelques phénomènes pétrologiques remarquables résultant de ses trajets prograde, puis rétrograde.