

**À la recherche des océans et des continents perdus :
Les éclogites de Vendée et leur encaissant poly-orogénique**

Le dimanche 5 mai 2024

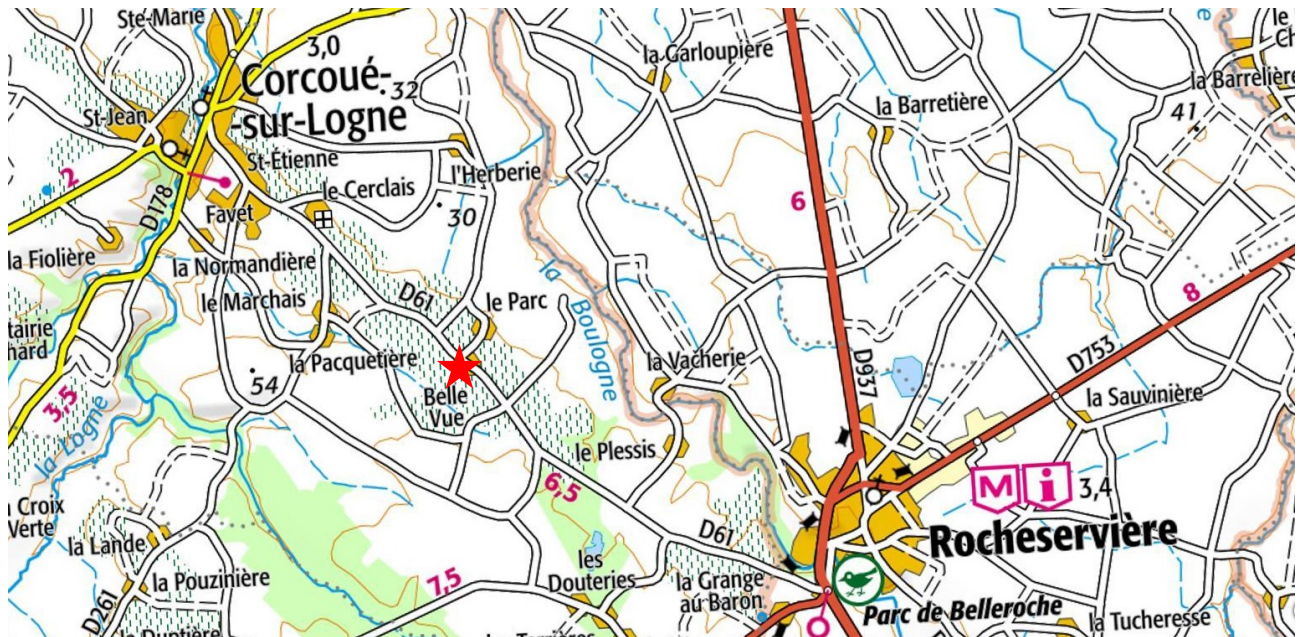
Excursion guidée par
Gaston Godard



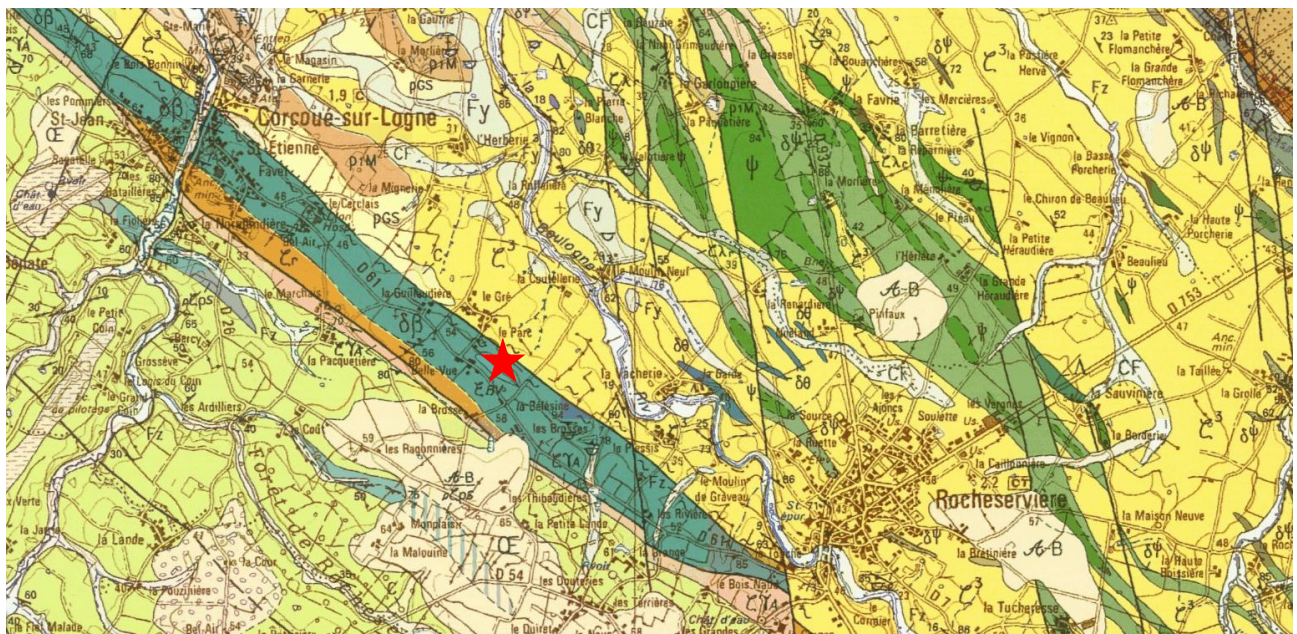
Gaston Godard

Compte-rendu de l'excursion géologique

Arrêt n°1 : Bellevue (commune de Rocheservière), entre Rocheservière et Corcoué-sur-Logne



Localisation de l'arrêt 1
(Document Géoportail)



Détail de la carte géologique de Pallau au 1/50000^{ème}
(Document Géoportail)



Observation du paysage

- *Au premier plan, les vignes plantées sur les amphibolites de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers.*
- *À l'horizon, les hauteurs toutes relatives des landes de Bouaine appartenant au Houiller vendéen.*
- *Entre les deux, le « creux » de la zone effondrée de l'Unité de HP des Essarts, petit effondrement récent puisqu'il a piégé des sédiments pliocènes en réactivant de quelques dizaines de mètres une faille préexistante.*

Remarque : dans ce creux, à 1,5 km environ et dans la direction N25°, se situe le logis de la Ruffelière (arrêt 7).



Le groupe de l'AVG, très à l'écoute sous quelques gouttes de pluie !

Nous sommes ici sur une butte recouverte de vignes appartenant à **l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers** qui borde, du côté Sud-Ouest, le domaine à éclogites du Complexe des Essarts que l'on va parcourir et dont elle en est séparée par une faille : la ligne tectonique de Sainte-Pazanne-Mervent (voir documents ci-dessous de Gaston Godard).

Sur la carte, cette formation de Saint-Martin-des-Noyers forme une bande orientée N120°, très étroite, de 2,5 km de largeur au maximum entre Saint-Martin des-Noyers et Chantonay, et très allongée, de près de 120 km de longueur et que l'on peut suivre depuis le Nord du lac de Grand-Lieu (Sainte-Pazanne, Saint-Mars-de-Coutais) au Nord jusqu'au Moulin d'Albert au Sud, à l'Est de Fontenay-le-Comte et même au-delà ; on la retrouve à 4 km au Sud de Saint-Maixent-l'École (79).

Elle est essentiellement constituée de métavolcanites acides et mafiques (ou, basiques). Ici, ce sont des métavolcanites basiques qui affleurent, des amphibolites, gris-vert foncé à amphibole sombre et plagioclases clairs, exploitées plus au Sud à Pont-Charron.

Or, les amphibolites sont des roches dures qui résistent très bien à l'érosion ; elles forment par conséquent des reliefs tout relatifs, des petites buttes. Le hameau de Bellevue près duquel l'on se trouve est installé sur l'une de ces buttes d'amphibolites ce qui nous permet d'embrasser le paysage et de le décrire.

Remarque : Le sol formé par altération de cette roche est facilement reconnaissable à sa couleur rouge-brunâtre. Il est particulièrement riche en oligo-éléments comme le fer, le magnésium et le calcium qui conviennent très bien à la vigne (Muscadet et Gros-Plant).

À partir de ce point de vue, on observe :

- au pied de la butte d'amphibolite, le domaine à éclogites des Essarts qui se prolonge vers le Nord-Ouest par la dépression du lac de Grand-lieu,
- et en face de nous, vers le N-E, les hauteurs du Houiller.

Derrière nous, vers le Sud-Ouest, s'étend le bassin effondré de La Marne et de Machecoul appartenant au domaine Ouest-Vendéen.

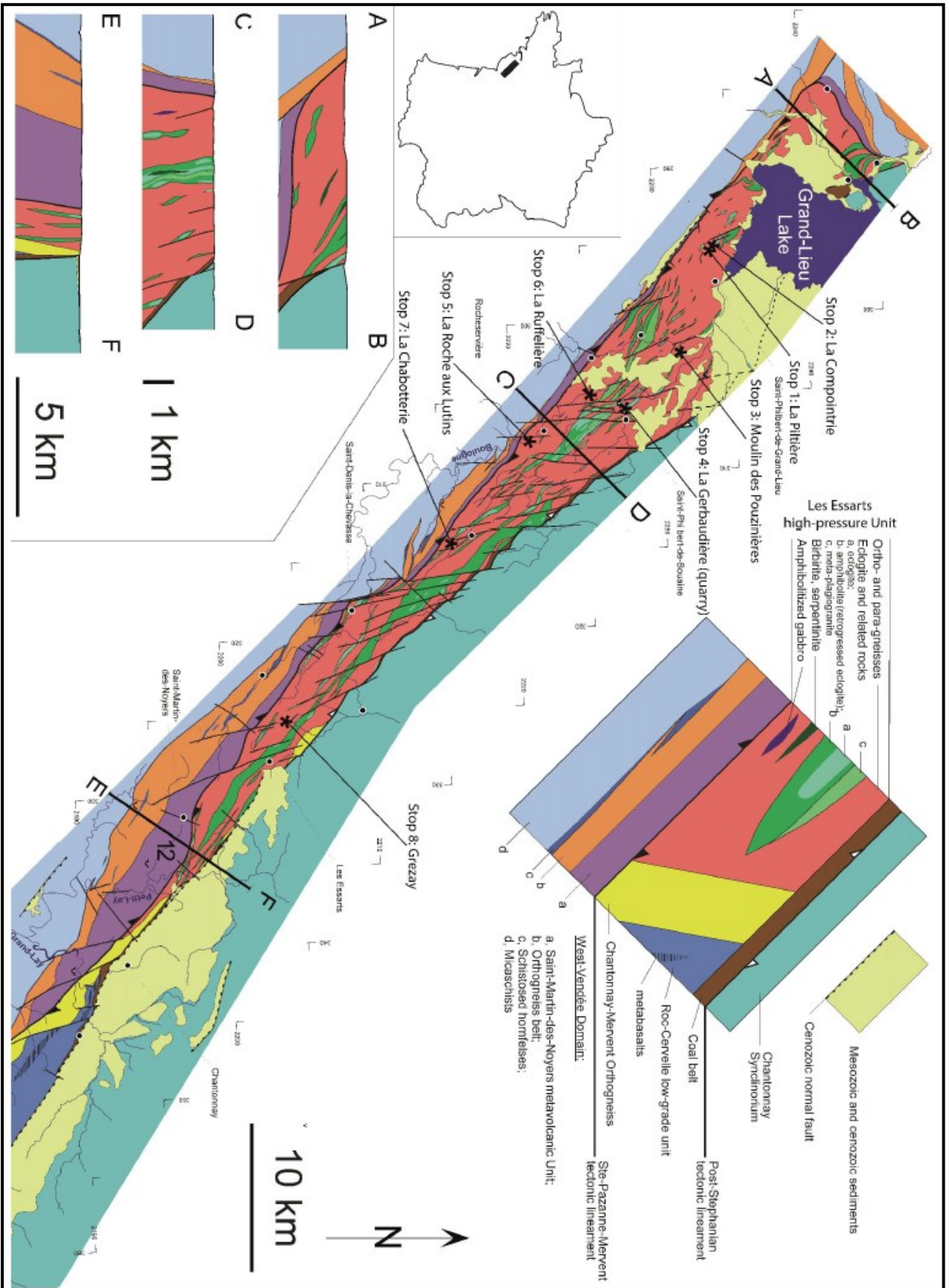
L'unité de Saint-Martin-des-Noyers forme donc nettement comme un horst, un « haut » où affleure le socle varisque, séparant deux dépressions, deux bassins recouverts aujourd'hui par de nombreux placages de sédiments éocènes et pliocènes : vers le Nord, la cuvette du lac de Grand-Lieu et le domaine des éclogites de l'Unité des Essarts et vers le Sud, le bassin de la Marne et de Machecoul du Domaine Ouest-Vendéen

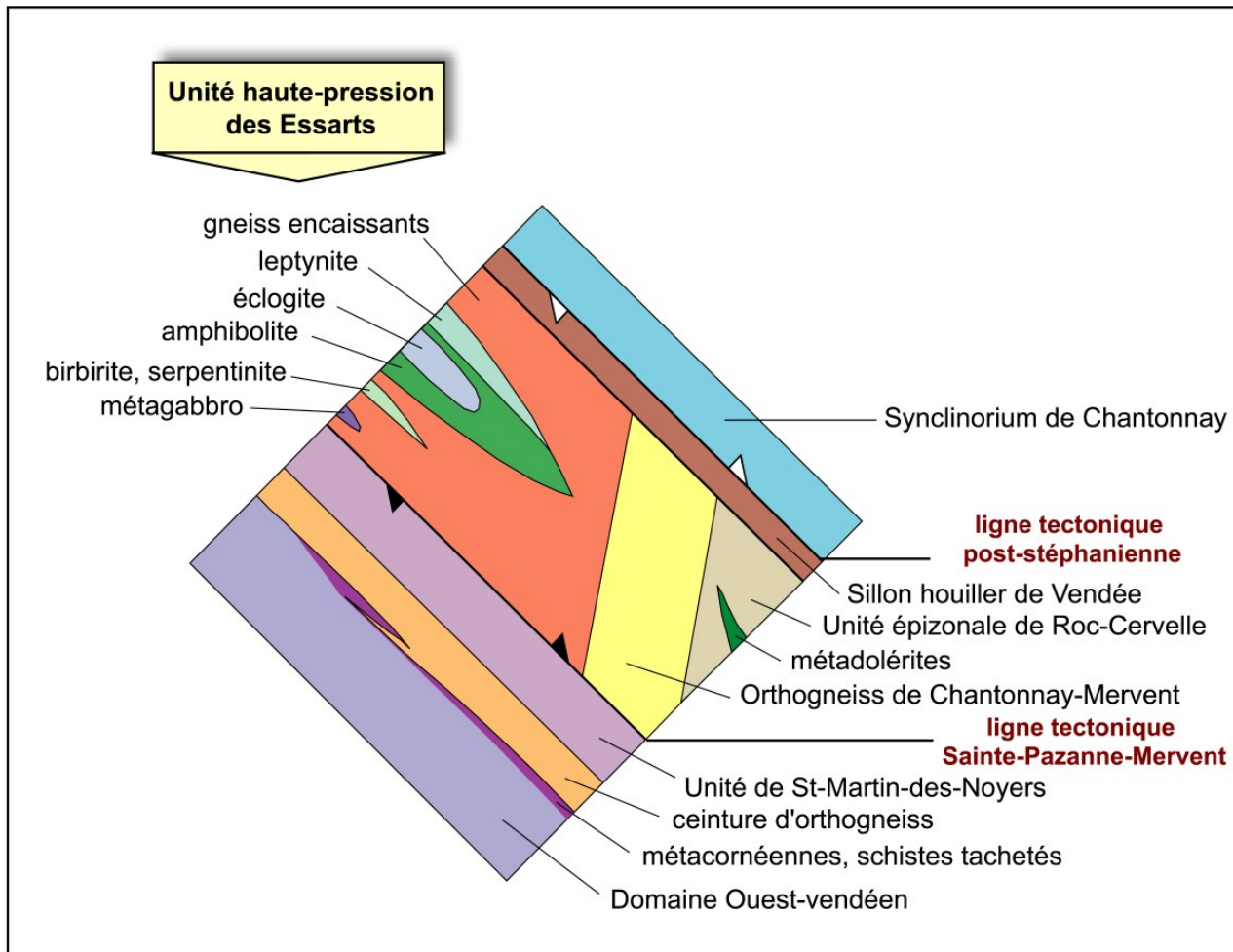
Il y a une raison tectonique à cette topographie. L'unité de Saint-Martin-des-Noyers est en effet limitée par de nombreuses failles bordières dont l'accident de Sainte-Pazanne-Mervent sur sa bordure Nord-Est et de nombreuses failles de moindre importance mais qui se relaient sur sa bordure Sud-Ouest. Toutes ces failles, varisques, n'ont cessé de rejouer plus tard à l'Eocène lors de l'orogénèse pyrénéenne puis au Pliocène.

Le domaine effondré des éclogites de l'Unité des Essarts a été par exemple recouvert par endroits par des dépôts marins du Redonien (fin du Miocène) à *Cardita striassima*, *Ostrea denticulata* et *Turitella subangulata* accompagnés de Balanes, dépôts caractéristiques d'un milieu peu profond. Un sondage effectué par J.-M. Viaud aux Étangs, au Sud de Saint-Colomban, y a traversé 19 m de sables, marnes et argiles très fossilifères soit tout le Tertiaire à l'exception de l'Oligocène. Cette épaisseur importante de sédiments, tous de faciès peu profonds, indique que ce domaine a été subsident pendant une grande partie du Tertiaire.

Au Nord, le domaine des éclogites de l'Unité des Essarts est bordé par le Houiller. Comme l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers, ce Houiller peut être suivi du Nord de Saint-Philbert-de-Bouaine (Le Chiron des Landes) jusqu'à Faymoreau - Saint-Laurs au Sud-Est de la Vendée. D'anciens puits de mine ont été foncés à Malabrit et à la Merlatière en Vieillevigne. Ce Houiller est lui-même limité au Nord-Est par la faille du Sillon houiller également varisque.

Toutes ces failles varisques : faille de Sainte-Pazanne-Mervent et faille du Sillon houiller sont à jeu dextre comme la faille majeure de Pouzauges (ou de Secondigny).
Cela signifie que tous ces domaines aujourd'hui contigus ne l'étaient pas au Paléozoïque



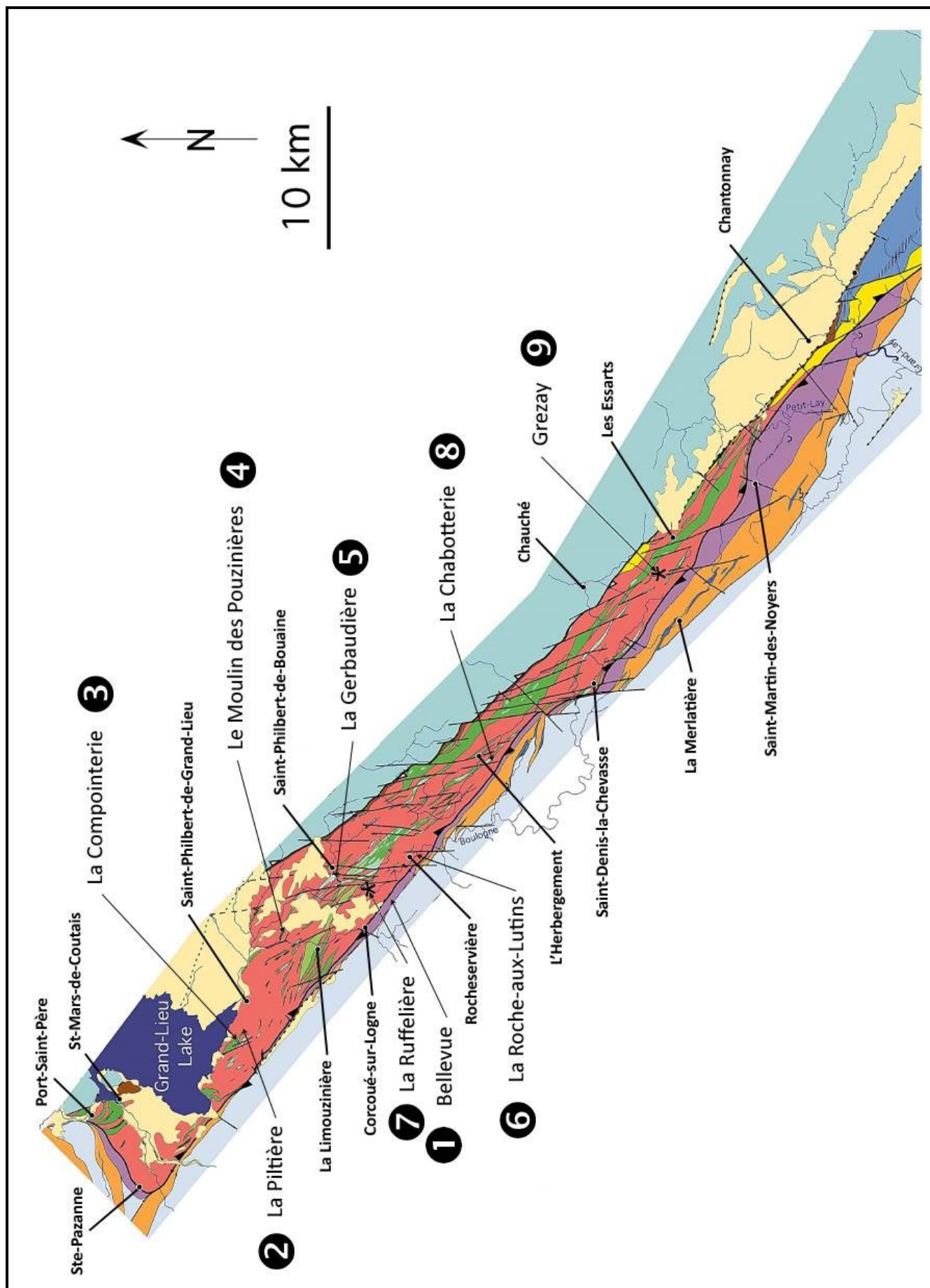


Documents de Gaston GODARD présentés lors du premier arrêt de la sortie
(extraits de « Géologie de la France - Spécial Vendée - BRGM 2001 n°1-2)

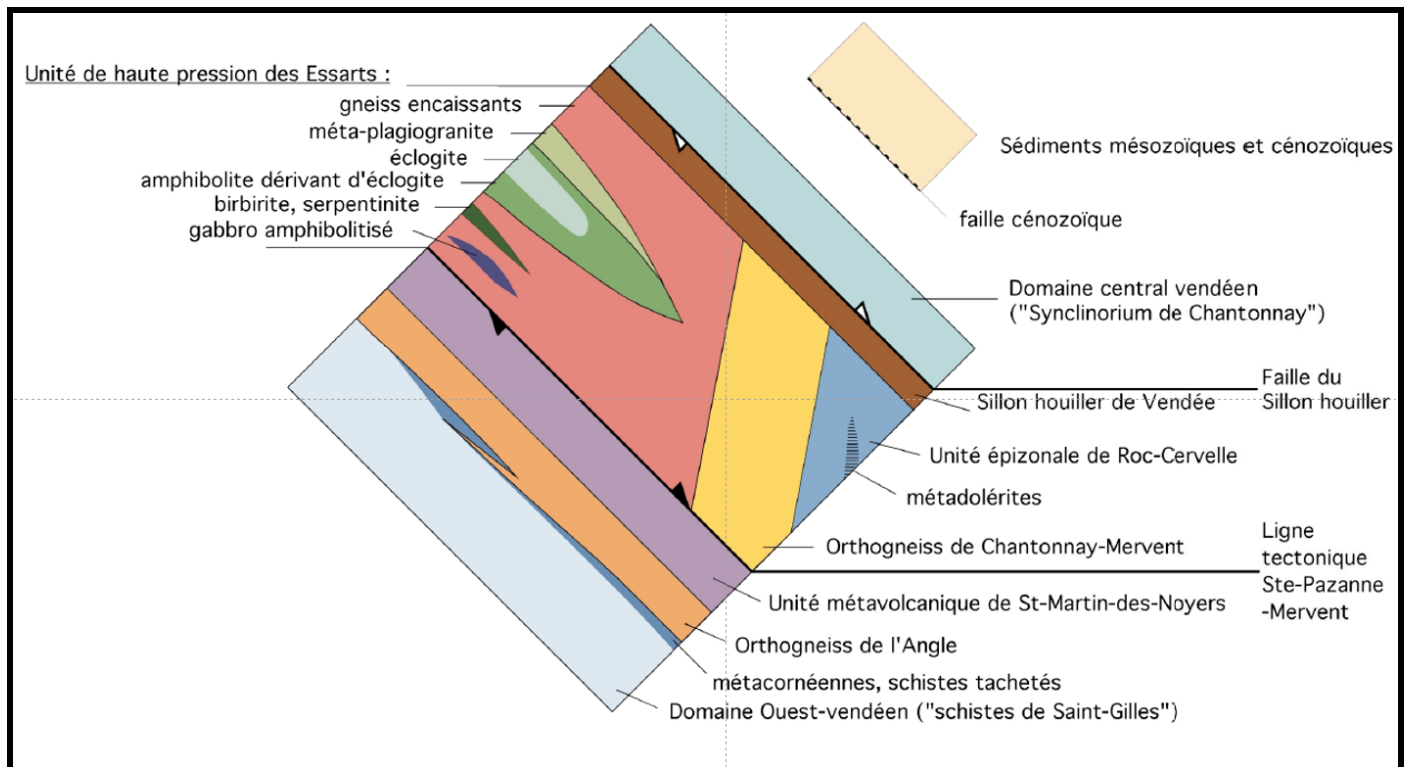
À Corcoué-sur-Logne, on entre vraiment dans l'Unité des éclogites des Essarts.

La Logne, affluent de la Boulogne, traverse en cluse la formation de Saint-Martin-des-Noyers pourtant constituée de roches dures.

Il est très vraisemblable que la Logne préexistait avant que l'unité de Saint-Martin-des-Noyers ne soit un horst ; puis au fur et à mesure que ce dernier se soulevait, la rivière a creusé sa vallée dans les amphibolites, profitant très certainement des nombreuses failles de direction NE-SO qui découpent l'Unité des Essarts. On parle d'antécédence. La Boulogne dont elle est un affluent en aurait fait autant.

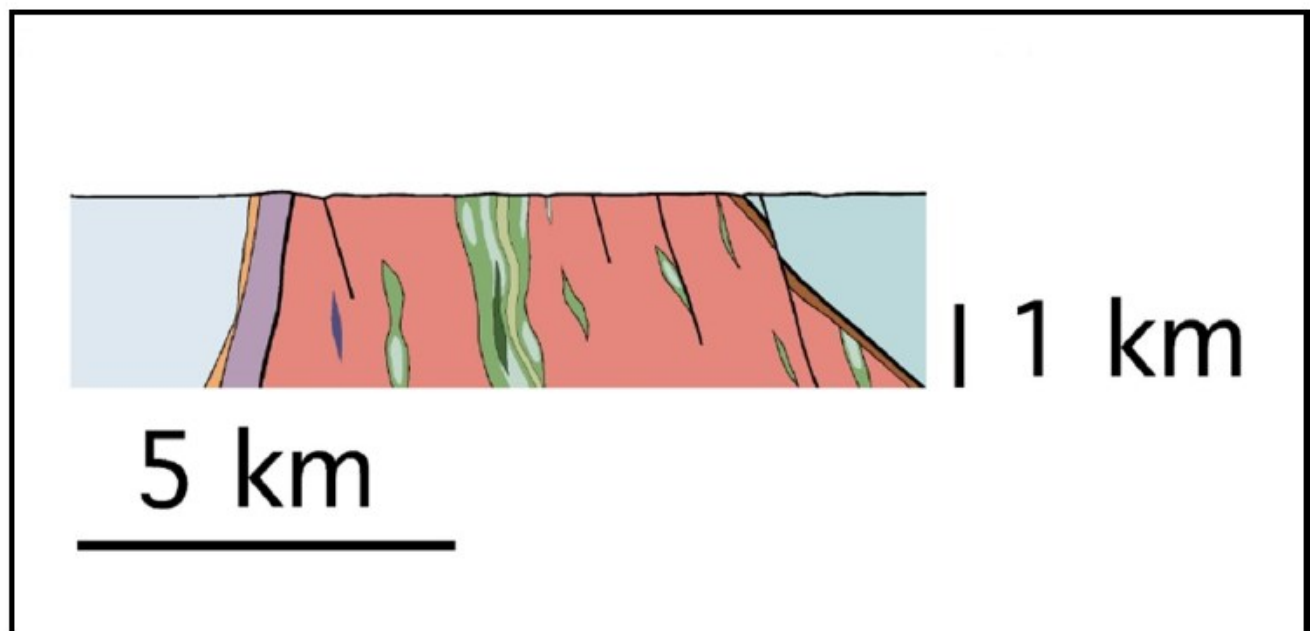


Localisation des arrêts (fond de carte : Gaston Godard)



L'Unité de Haute Pression des Essarts

*Elle est comprise entre la ligne tectonique Sainte-Pazanne - Mervent et la faille du Sillon houiller ou ligne tectonique post-stéphanienne
(Document Gaston Godard)*

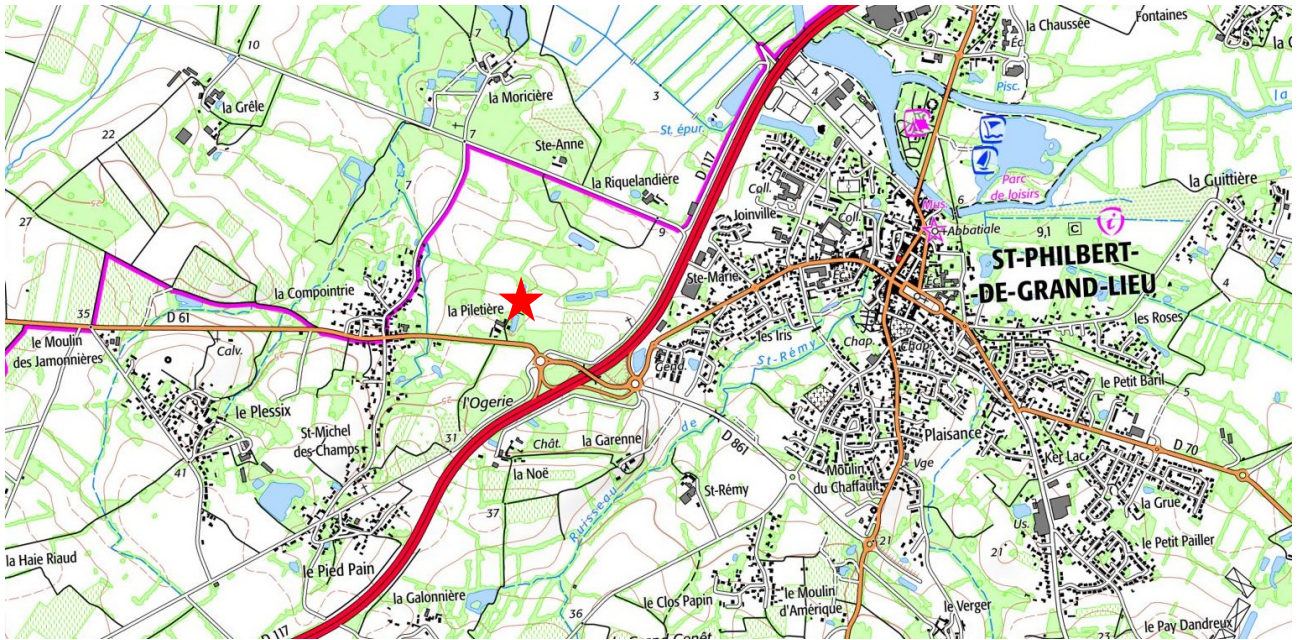


Coupe transversale au niveau de la carrière de La Gerbaudière - Saint-Philbert-de-Bouaine - Arrêt 5

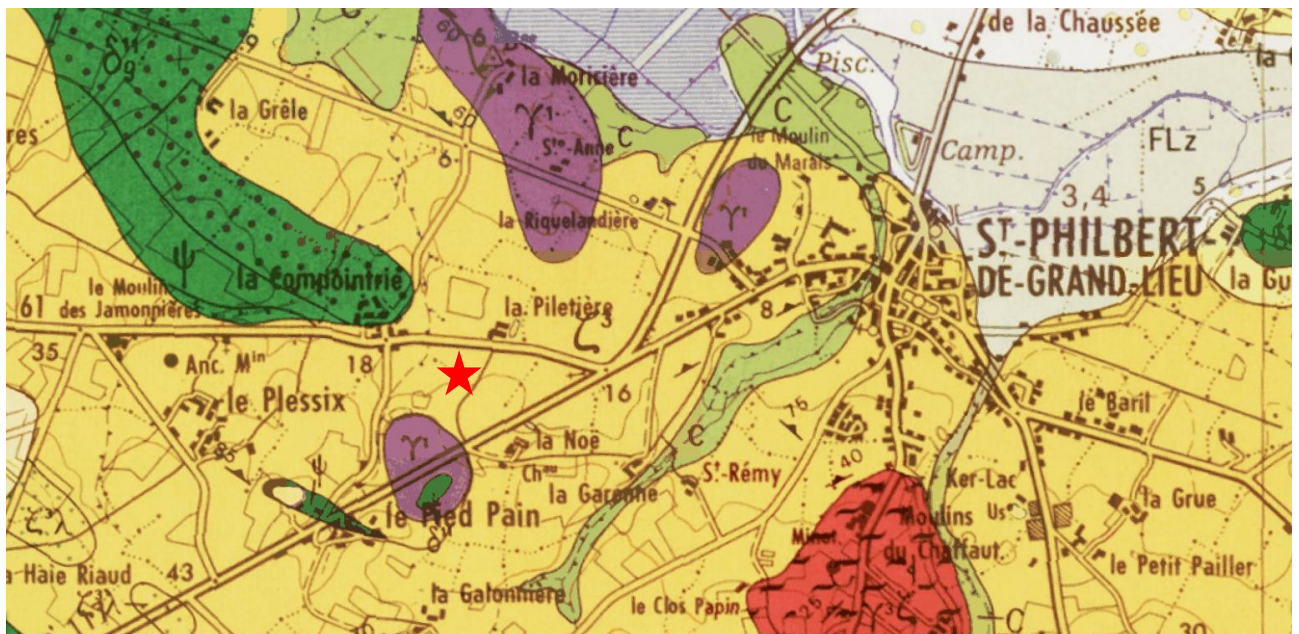
Au niveau de la région parcourue, la formation de HP des Essarts s'évase vers le bas ce qui suggère un enracinement en profondeur.

(Document Gaston Godard)

Arrêt n°2 : Le manoir de la Piltière



Localisation de l'arrêt 2
(Document Géoportail)



Détail de la carte géologique de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu au 1/50000^{ème}
(Document Géoportail)

Affleure ici une très belle éclogite que l'on peut observer sur un gros bloc non en place et quelques poteaux.

Les gisements de la Piltière et de La Compointrie (arrêt suivant) ont été découverts, dit-on, par un frère de Saint-Gabriel. La publication en a été faite par Charles Baret en 1900. Un gisement équivalent a été découvert à Saint-Denis la Chevasse.

Description de la roche

L'éclogite de La Piltière est une roche grenue constituée d'une matrice pyroxénique d'omphacite d'un vert clair tendre emballant des cristaux de grenat rosâtres et remarquables par leur taille pouvant atteindre plusieurs cm.

On peut aussi y trouver de la zoïsite, du disthène bleu, de grandes lames nacrées d'une hornblende magnésienne ou magnésio-hornblende (amphibole), du rutile mais pas de quartz.



Éclogite de La Piltière



Éclogite de La Piltière poli (*échantillon de Dominique Loizeau*)

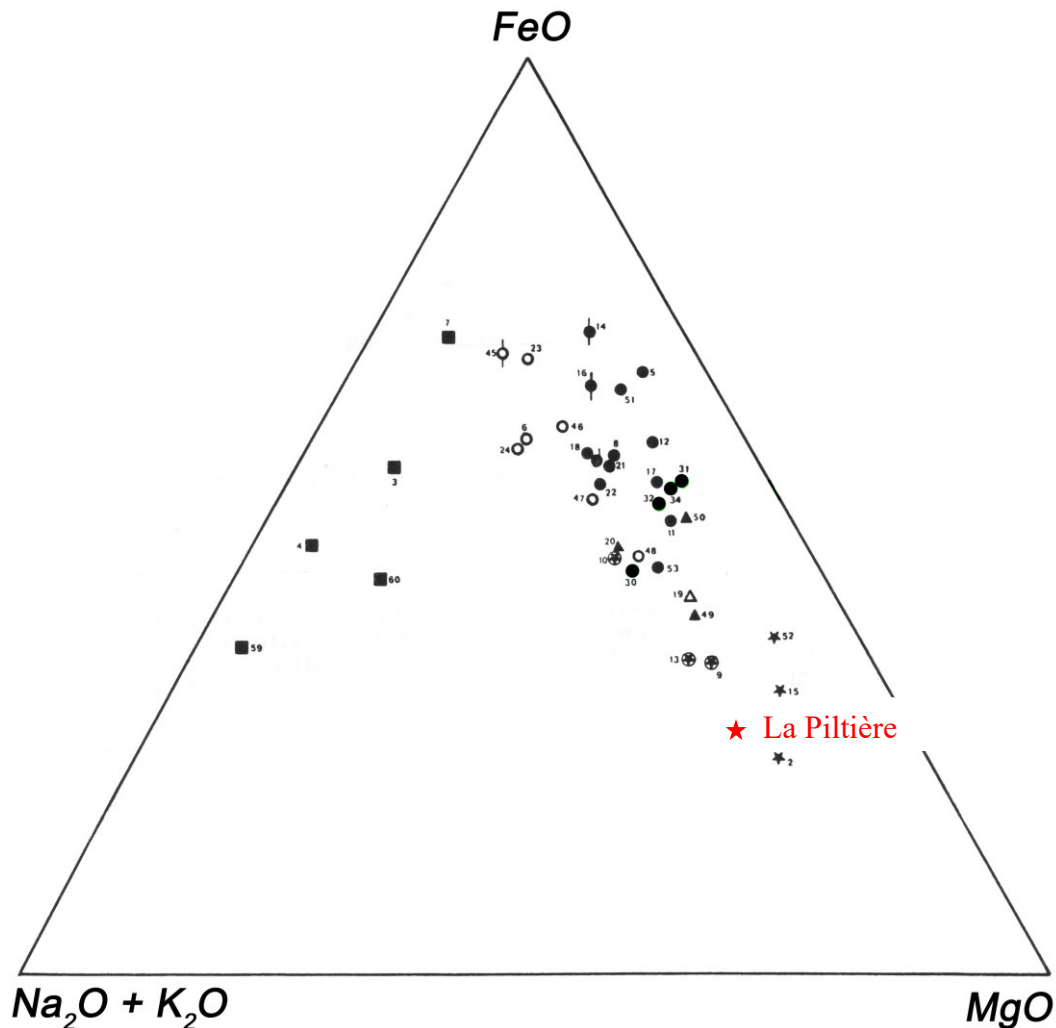
Ces couleurs plutôt pales de l'omphacite et du grenat indiquent que l'éclogite de La Piltière est une éclogite riche en magnésium.

L'omphacite est en effet un pyroxène de composition intermédiaire entre les deux pôles limites diopside et jadéite :

- diopside : clinopyroxène calco-magnésien ($\text{Ca Mg Si}_2\text{O}_6$)
- jadeite : orthopyroxène sodique ($\text{Na Al Si}_2\text{O}_6$)

et le grenat, un grenat pyrope ($\text{Mg}_3\text{Al}_2 (\text{SiO}_4)_3$)

Dans un diagramme AFM classique, l'éclogite de La Piltière est donc proche du pôle magnésium MgO.



Position de l'éclogite de La Piltière dans un diagramme AFM
 A = alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = FeO ; M = MgO

Elle est proche du pôle magnésien MgO.

Historique

La beauté de la roche et l'originalité de son assemblage minéralogique a fasciné René-Just Haüy qui a créé le nom d'éclogite en 1822. Ce nom signifie « roche de choix ».

Dans la seconde édition de son Traité de minéralogie, en 1822, il en donne la définition suivante :

« ... la diallage [ou clinopyroxène] est considérée comme faisant fonction de base, et forme avec le grenat une combinaison binaire à laquelle sont censés s'unir accidentellement le disthène, le quartz, l'épidote et l'amphibole laminaire. J'ai donné à cette roche le nom d'éclogite, qui signifie choix, élection parce que ces composants, n'étant pas de ceux qui existent communément plusieurs ensemble dans les roches primitives, comme le feldspath, le mica, l'amphibole, semblent s'être choisis pour faire bande à part. »

La première description pétrographique de l'éclogite de la Piltière en a été donnée par Charles Baret, pharmacien nantais, en 1900. C'est d'ailleurs lui qui a découvert le gisement de la Piltière et de la Compointerie.

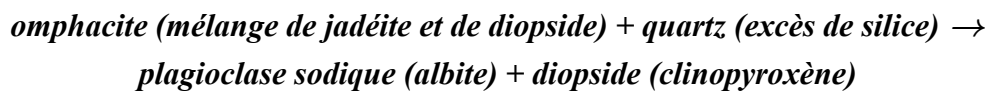
Intérêt des écolites vendéennes : des indices de rétro-morphose

Le grand intérêt des écolites de La Piltière est qu'elles présentent de nombreuses structures de rétro-morphose, dont certaines sont bien visibles à l'oeil nu.

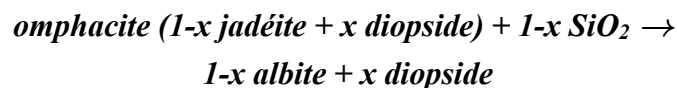
1. La plus visible est celle des grenats auréolés d'une couronne ou « kélyphite » d'amphibole secondaire sombre, vert très foncé, presque noire. Cette auréole « coronitique » à l'interface exactement entre le grenat et l'omphacite suggère une déstabilisation des deux réactants selon la réaction chimique suivante :



2. L'omphacite elle-même est souvent déstabilisée. La partie externe des cristaux d'omphacite est transformée en une symplectite microcristalline constituée de plagioclase et de clinopyroxène associés en fins vermicules. Cette association secondaire ou « kélyphitoïde » résulte de la réaction :



ou plus exactement



car SiO₂ n'est pas du quartz dans cette réaction, et le clinopyroxène n'étant pas un réactant, il faut introduire le coefficient 1-x pour équilibrer correctement la réaction.

Dans certains échantillons, toute l'omphacite peut être déstabilisée. La matrice pyroxénique prend alors une coloration vert très pâle.

Cette réaction est bien connue des pétrologues. Dans les grilles pétrographiques, c'est la très célèbre réaction écrite généralement sous la forme simplifiée :



et qui peut donc se faire dans les deux sens (\leftrightarrow) et qui est ici imparfaite puisque l'omphacite n'est pas constituée uniquement de jadéite. Seule la jadéite va réagir avec la silice mais pas le diopside.

3. On peut également y observer de larges taches blanches ou rosées, avec parfois en leur sein, des cristaux bleutés. Ces derniers sont constitués de disthène, les taches blanches ou rosées d'une symplectite constituée de plagioclase calcique (anorthite), de corindon et de spinelle chromifère (picotite), cette symplectite résultant d'une réaction entre le disthène et l'omphacite selon l'équation :



Le corindon est une espèce minérale de formule Al₂O₃ avec des traces de fer, de titane, de chrome, de manganèse, de nickel, de vanadium et de silicium. Le rubis est du corindon rouge.

La spinelle est un oxyde de magnésium et d'aluminium de formule $MgAl_2O_4$ pouvant contenir des traces de vanadium ou de chrome.

4. Le disthène peut aussi réagir avec la magnésio-hornblende selon la réaction :



La preiswerkite peut être considérée comme un mica noir donc une biotite hyperalumineuse, magnésienne et sodique. Elle a pour formule : $NaMg_2Al_3Si_2O_{10}(OH)_2$.

La margarite est également un mica, blanc, calcique, très riche en aluminium, de formule : $CaAl_2(Al_2Si_2O_{10})(OH)_2$

Tous deux sont des micas relativement rares.

Conclusion :

Toutes ces transformations :

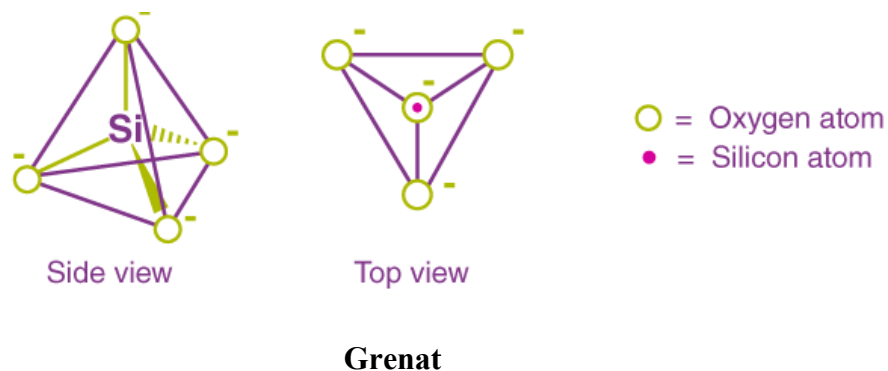
- déstabilisation de l'omphacite
- déstabilisation du disthène
- présence d'une couronne de kélyphite autour des grenats,

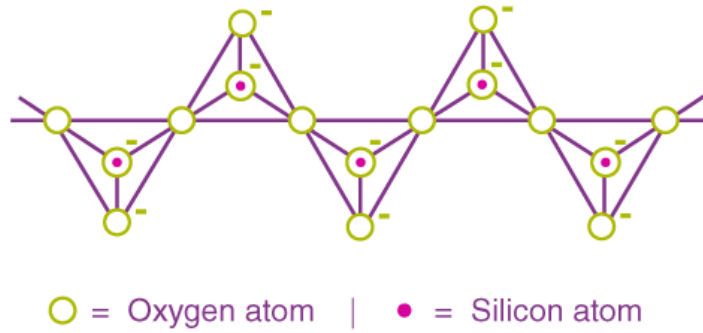
sont les indices d'une rétro-morphose de l'éclogite liée en partie à sa réhydratation comme le montre la réaction 1 qui nécessite de l'eau ou la réaction 4 qui forme deux micas renfermant le groupement hydroxyle (ou oxydrile) dans leur formule chimique mais aussi à sa décompression, synonyme d'une remontée vers la surface.

Quels sont les arguments qui permettent d'affirmer cette décompression ?

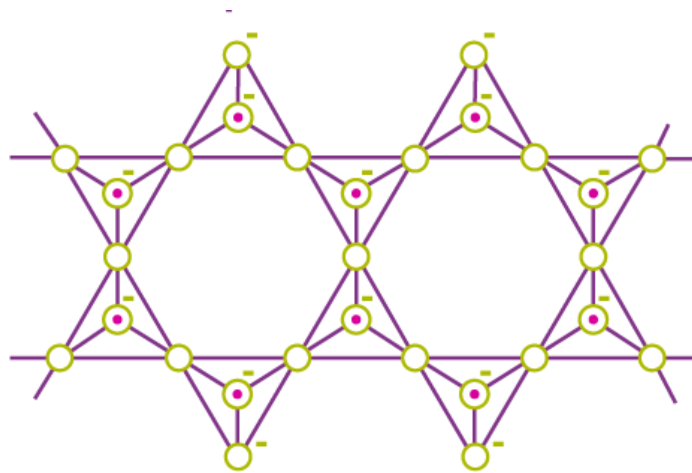
Tous les minéraux dont on vient de parler sont constitués de tétraèdres $(SiO_4)^{4-}$ dont les 4 sommets sont occupés par un ion O^{2-} et le centre par un ion Si^{4+} .

Ces tétraèdres sont isolés dans les grenats où l'on trouve dans leur formule chimique le groupement (SiO_4) , groupés en chaînes dans les inosilicates comme les pyroxènes (jadéite, diopside) où l'on trouve dans leur formule chimique le groupement Si_2O_6 , groupés en doubles chaînes ou rubans dans les amphiboles comme la hornblende où l'on trouve dans leur formule chimique le groupement $Si_8O_{22}(OH)_2$ ou en feuillets dans les phyllosilicates comme la phengite, la preiswerkite ou la margarite avec le groupement $Si_4O_{10}(OH)_2$.

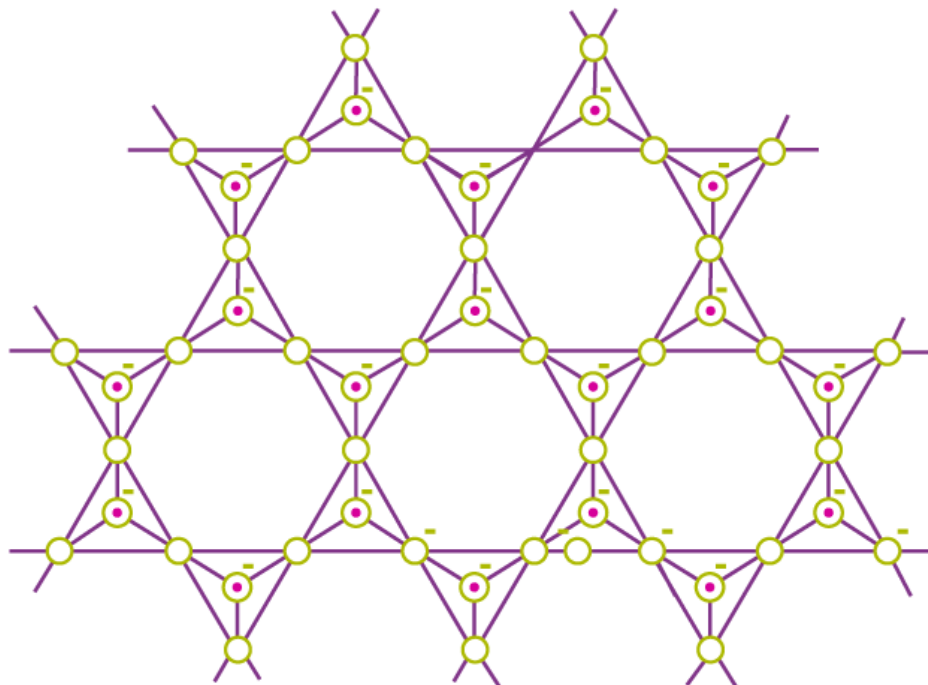




Pyroxènes



Amphiboles



Micas

<https://byjus.com/chemistry/silicate/>

Considérons un tétraèdre élémentaire $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Il a un volume suffisant pour permettre à un ion Si^{4+} tétravalent de venir s'y loger parce que ce dernier est chargé positivement et qu'il est petit : 40 pm (pm = picomètre).

L'ion silicium peut être facilement remplacé par un ion aluminium, également positif mais trivalent (Al^{3+}), et de taille voisine, quoiqu'un peu plus gros : 54 pm.

<https://www.elementschimiques.fr/?fr/proprietes/chimiques/rayon-ionique>

Que va-t-il se passer si la pression augmente ?

Les tétraèdres vont être comprimés. L'ion Si^{4+} pourra toujours entrer dans les sites tétraédriques mais ce ne sera plus le cas des ions Al^{3+} qui en seront chassés et exclus et iront se mettre ailleurs ! dans des sites octaédriques par exemple !

Cela explique que tous les réactants des réactions précédentes, stables dans les conditions du faciès éclogitique :

Grenat pyrope : $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$

Jadéite : $(\text{Na Al})\text{Si}_2\text{O}_6$

Diopside : $(\text{Ca Mg})\text{Si}_2\text{O}_6$

Zoïsite : $\text{Ca}_2(\text{Al.OH})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$

Magnésio-hornblende : $(\text{Ca,Na})_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Phengite : $\text{K}(\text{Al,Mg})_2(\text{OH})_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}$

ne renferment pas d'ion Al^{3+} dans leurs sites tétraédriques à l'exception toutefois de la phengite et de la magnésio-hornblende où seulement 1 site sur 8 est occupé par Al^{3+} .

Que va-t-il se passer maintenant lorsque la pression diminue au cours de la remontée de la croûte océanique ?

Les tétraèdres vont au contraire se dilater. Et les ions Al^{3+} pourront alors réintégrer les sites tétraédriques !

Cela explique cette fois-ci que tous les produits des réactions précédentes de rétro-morphose :

Anorthite : $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$

Preswerkite : $\text{NaMg}_2\text{Al}_3\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Margarite : $\text{CaAl}_2(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_2$

ont au moins 1 site sur 2 occupé par l'ion Al^{3+} .

On peut de nouveau évoquer l'importance de l'eau dans toutes ces réactions de rétro-morphose, le groupement OH^- étant omniprésent.

On peut alors se poser la question : mais si des ions Al^{3+} réintègrent des tétraèdres, des ions Si^{4+} en sont-ils chassés ?

Il n'y a aucune raison pour qu'ils en soient chassés !

En revanche, en ce qui concerne le quartz SiO_2 , si l'on reprend l'équation de la réaction réversible : jadéite + quartz \leftrightarrow albite (voir page 13), elle se déroule dans le sens albite \rightarrow jadéite + quartz lors du métamorphisme prograde, avec l'augmentation de la profondeur et dans le sens jadéite + quartz \rightarrow albite lors du rétro-morphisme, de la remontée vers la surface.

Dans ce cas, le retour vers la surface consomme du quartz.

en almandin, une omphacite vert foncé et caractérisée par la présence de quartz et de rutile (oxyde de titane TiO_2) et l'absence de disthène.

Tout cela indique que cette éclopite est plus ferreuse, plus riche en ions Fe^{2+} que celle de la Piltière et moins magnésienne.

Il suffit de comparer la formule chimique du grenat almandin à celle du grenat pyrope pour le constater :

- Grenat pyrope de l'éclogite de La Piltière : $(\text{Mg}_3\text{Al}_2)(\text{SiO}_4)_3$ Pôle magnésien
- Grenat almandin de l'éclogite de La Compointrie où l'on a : $(\text{Fe}_3\text{Al}_2)(\text{SiO}_4)_3$ Pôle ferreux avec des traces de Titane et de Vanadium.

En même temps, on peut constater que les petits cristaux d'omphacite sont tous étirés dans une même direction. L'éclogite de La Compointrie présente donc une foliation, indice de déformations tectoniques, d'étirement ce qui n'était pas le cas de l'éclogite de la Piltière.

On peut également observer des cristaux de grenat « creux », squelettiques de la taille du cm et qui ont englobé une partie de la matrice d'omphacite. L'omphacite a alors pu être préservée de la déformation. Ces grenats creux ont certainement été brisés lors de la même déformation.

Historique

Cette évolution de la composition des éclopites entre un pôle magnésien et un pôle ferreux constatée ici avait été observée pour la première fois dès 1920 par Yvonne Brière.

Or, à cette époque, on avait déjà mis en évidence cette même évolution chimique entre pôle magnésien et pôle ferreux dans des gabbros océaniques et on avait démontré que gabbros et éclopites avaient la même composition chimique globale.

Yvonne Brière émit donc l'hypothèse que les éclopites nantaises dérivait d'anciens gabbros et que par conséquent, elles avaient une origine métamorphique.

Pour Eskola, pourtant le « Père » de la notion de faciès métamorphique, les éclopites avaient une origine magmatique !!! Il supposait ainsi l'existence, en profondeur, d'une couche éclopitique continue qu'il plaçait pile-poil sous le « Moho » qui venait d'être mis en évidence par Mohorovičić (1910).

Aujourd'hui, il ne fait plus aucun doute que les éclopites en général et celles de la région nantaise en particulier résultent du métamorphisme de roches gabbroïques (ou basaltiques) pour au moins deux raisons principales :

- la fabrication d'éclogite à partir de gabbro fut confirmée expérimentalement par Ringwood et Green (1966).
- les progrès en géochimie ont montré que les éclopites avaient tous les caractères chimiques de gabbros à différenciation tholéitique, aussi bien du point de vue des terres rares, des oligoéléments que des éléments majeurs. Cela signifie qu'elles sont issues, après un métamorphisme de HP, de gabbros océaniques qui se sont formés dans une chambre magmatique au niveau d'une dorsale par différenciation tholéitique.

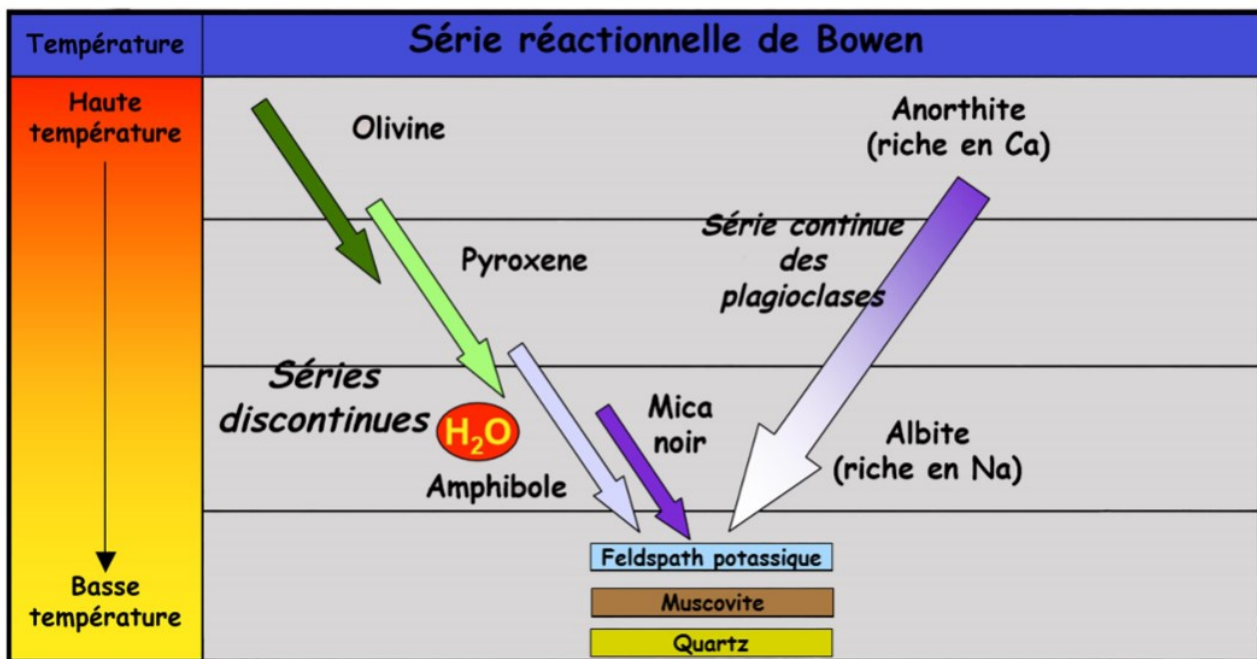
Qu'est-ce qu'une série tholéitique ?

Une série tholéitique (ou tholéitique) est une suite de roches issues de l'évolution par cristallisation et différenciation d'un même magma de nature basaltique au niveau d'une dorsale océanique.

La cristallisation fractionnée

Pour simplifier, dans la chambre magmatique d'une dorsale, tous les cristaux ne se forment pas en même temps. On parle de cristallisation fractionnée.

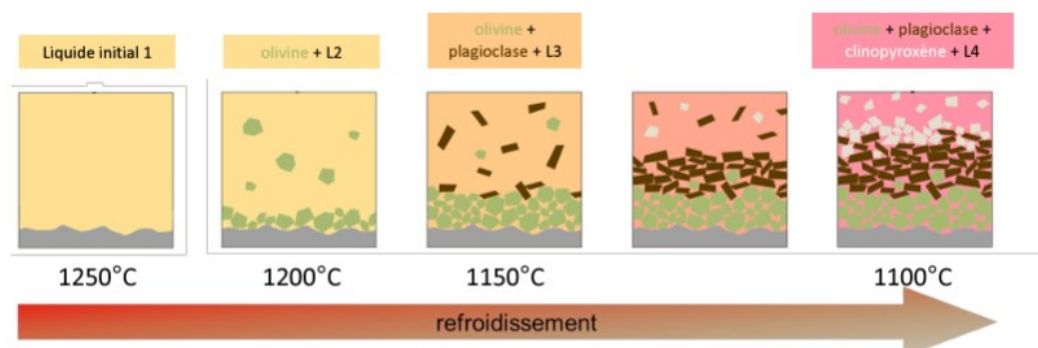
La cristallisation des silicates dans le magma se fait dans un ordre bien défini qui obéit aux deux suites réactionnelles de Bowen (document ci-dessous) : celle des ferro-magnésiens à gauche, discontinue et celle des plagioclases à droite, continue.



Série réactionnelle de Bowen

Prenons comme exemple la cristallisation d'un magma basaltique qui refroidit dans une chambre magmatique de dorsale (schéma ci-dessous).

Schéma simplifié de la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique dans une chambre magmatique



Les premiers minéraux à cristalliser seront évidemment les minéraux de haute température : l'olivine seule d'abord, puis mêlée à un plagioclase très calcique : l'anorthite.

Ils vont immédiatement sédimenter au fond de la chambre magmatique car ils sont très denses ($d = 3,3$ pour l'olivine, $d = 2,6-2,7$ pour l'anorthite pure mais en réalité supérieure car elle contient souvent des inclusions de spinelle et de titanomagnétite qui l'alourdissent), le liquide magmatique ayant, lui, une densité de 2,6.

Ainsi se forment des cumulats d'olivine, de troctolite et des gabbros à olivine. Ces cumulats sont également très riches en chrome et en nickel (Cr et Ni), éléments chimiques dits « compatibles » c'est-à-dire qui peuvent facilement prendre la place du magnésium ou du fer dans les cristaux d'olivine parce que de même charge électrique (divalent) et à peu près de même taille.

Le pyroxène, des plagioclases moins riches en Ca, l'amphibole cristallisent ensuite.

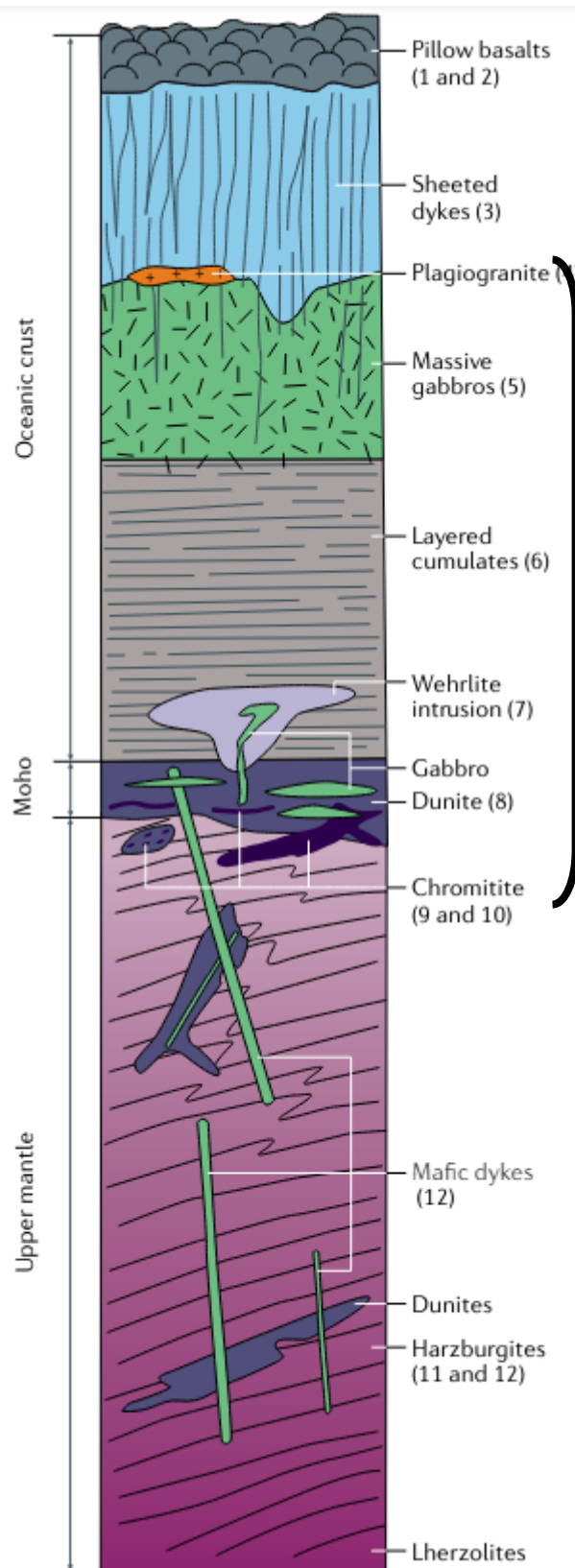
Se forment alors des gabbros normaux, moyens, intermédiaires pouvant aussi contenir de la biotite.

Tous ces cristaux ayant emprunté pour leur formation dans le magma basaltique une très grande partie de son magnésium, calcium et un peu de son silicium et fer, le magma résiduel se retrouve donc, de fait, enrichi en tous les éléments qui ont peu ou pas du tout servi à leur formation par conséquent en silicium, en fer, en sodium et potassium et en éléments chimiques dits « incompatibles » comme le titane ou le vanadium (Ti et V) parce que trop chargés électriquement pour entrer dans les sites tétraédriques des silicates. On les nomme aussi HFSE pour High Field Strength Element.

Se forment alors des gabbros très différenciés : des gabbros ferro-titanés.

S'il reste encore un peu de magma résiduel dans la chambre, ce dernier « jus » va avoir, en simplifiant beaucoup, une composition chimique voisine de celle d'un granite très riche en sodium. En refroidissant, il donnera une roche très claire : un plagiogranite ou albitite.

Tout cela est illustré par le document suivant qui représente une coupe de croûte océanique.



Coupe dans une croûte océanique

Résultat

Le premier terme d'une série tholéiitique est donc habituellement un cumulat, formé par sédimentation de cristaux précoces riches en magnésium dans le fond de la chambre magmatique.

Ce sont des cumulats à plagioclase calcique (anorthite) + diopside + olivine ou des leucogabbros troctolitiques.

Et ce sont eux qui après métamorphisme de HP vont donner les éclogites magnésiennes de La Piltière (**arrêt 2**) vert clair à disthène et gros cristaux de grenat centimétriques roses (paragenèse à omphacite + pyrope + disthène + magnésiohornblende + zoïsite + rutile + phengite).

Ces roches sont riches en Cr et Ni et pauvres en terres rares avec une anomalie positive en Europium (Eu).



Section polie d'une éclogite magnésienne de la Piltière

On remarque le litage des cristaux de grenat qui pourrait être un héritage de la sédimentation de troctolite (olivine + plagioclase calcique) au fond de la chambre magmatique.

Troctolite : roche magmatique plutonique et mafique qui se compose essentiellement d'olivine et de plagioclase calcique avec une faible présence de pyroxène (diopside).

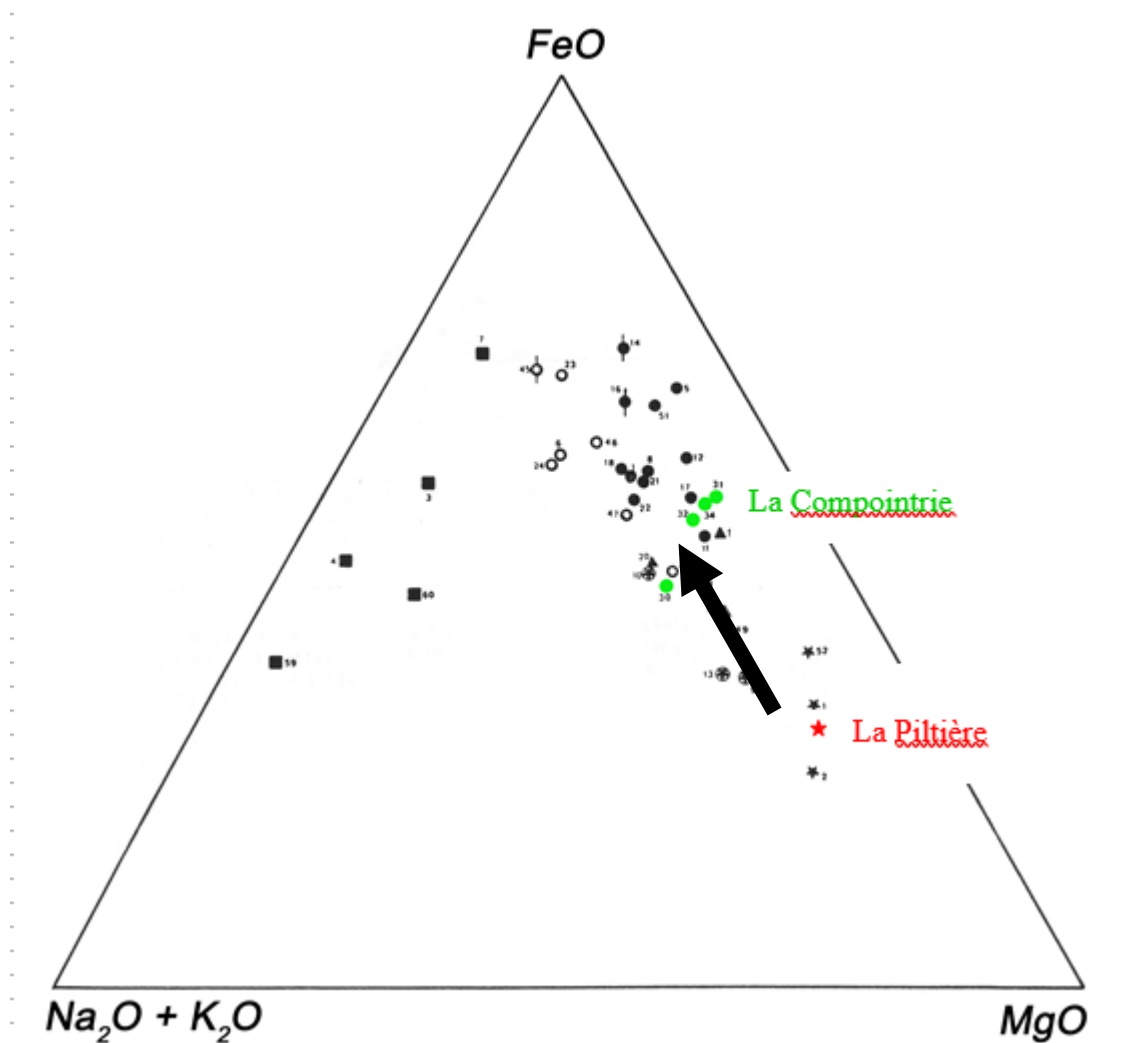
Le terme ultime de la série tholéiitique est une roche magmatique issue de la cristallisation du dernier jus de la chambre magmatique. Ce sont des gabbros ferro-titanés associés à des plagiogranites.

Ce sont eux qui après un métamorphisme de HP donneront des écloğites ferro-titanées de couleur vert foncé (à paragenèse : omphacite + almandin + quartz ± clinozoïsite, avec rutile microcristallin relativement abondant), riches en Ti et V, en terres rares, particulièrement en terres rares légères.

On les rencontrera à l'arrêt 8 où elles sont associées à des ortholeptynites rubanées qui dérivent, elles, des plagiogranites riches en albite (plagioclase sodique) et en silice (quartz) et donc très claires.

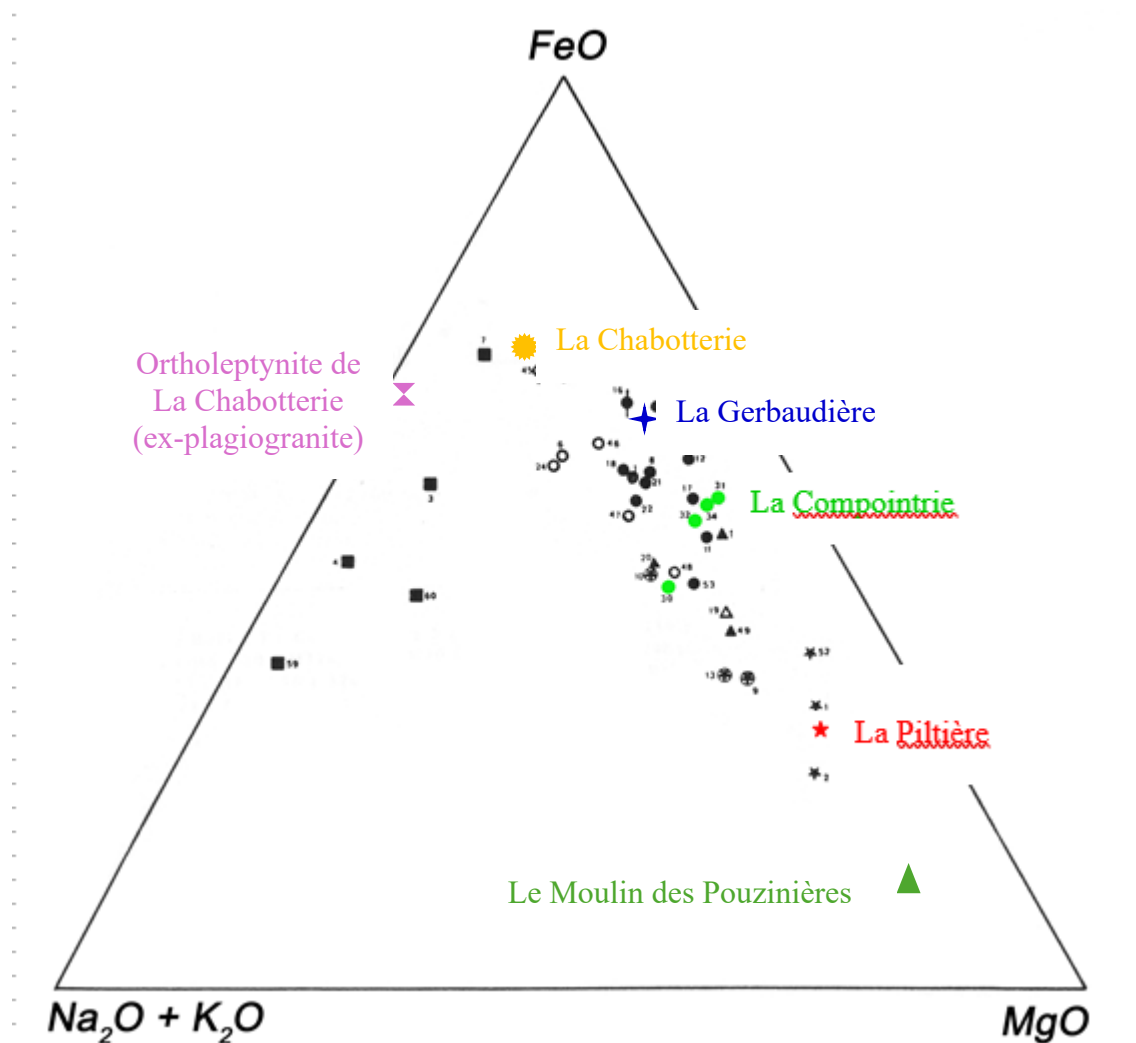
Les termes moyens de la lignée tholéiitique ont donné près de 80% des écloğites vendéennes à paragenèse : omphacite + pyrope-almandin + quartz (+ rutile + phengite). Du point de vue des éléments majeurs, des oligo-éléments comme des terres rares, ces écloğites ont toutes les caractéristiques de roches de type dorsale océanique ou « MORB » pour « Middle Ocean Ridge Basalt ».

Sur un diagramme AFM, une série tholéiitique se caractérise par un fort enrichissement en fer des termes moyens, donc par un trajet du pôle magnésien MgO vers le pôle ferreux FeO ce qui est bien le cas des écloğites de la région de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu.



Position des écloğites de La Piltière et des vignes de la Compointrie dans un diagramme AFM
 A = alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = FeO ; M = MgO

En anticipant sur les arrêts suivants (arrêt 4, arrêt 5 et arrêt 8), on peut compléter notre série tholéiitique sur le diagramme AFM.



Position des écolites de La Piltière (arrêt 2), des vignes de la Compointrie (arrêt 3), de la Gerbaudière (arrêt 5), de La Chabotterie (arrêt 8) et de la birbirite du Moulin des Pouzières (arrêt 4) dans un diagramme AFM

NB : La position des points est approximative.

Conclusion :

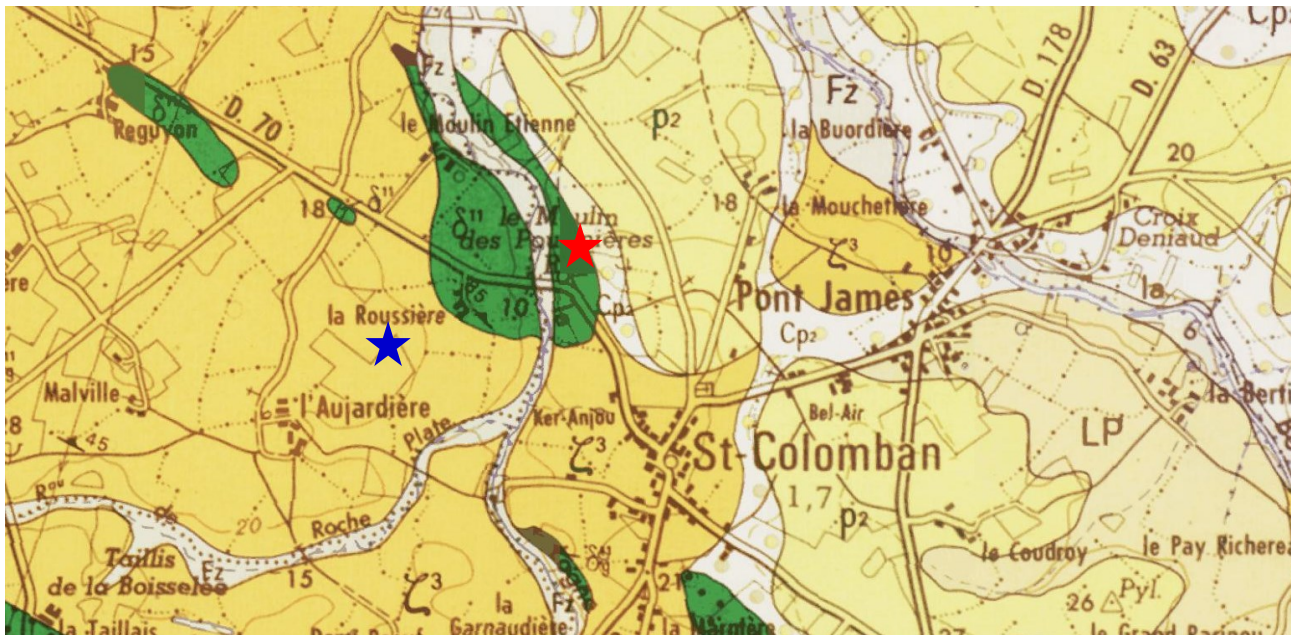
Les écolites de l'Unité à HP des Essarts possèdent donc toutes les caractéristiques d'une ancienne croûte océanique de nature gabbroïque qui s'est formée à partir d'un magma basaltique par cristallisation et différenciation tholéiitique dans une chambre magmatique située au niveau d'une dorsale.

Elle a ensuite subducté à grande profondeur pour y subir un métamorphisme de HP au cours duquel elle s'est déshydratée (voir TP Subduction) dans des conditions de pression et de température :

P > 14 kb ce qui équivaut à une profondeur de l'ordre de 50 km
et T° = 650 à 750°C

Les gabbros se sont métamorphisés en écolites.

Puis celles-ci ont été ramenées vers la surface. Elles ont alors été rétro-morphosées par décompression et hydratation.



Détail de la carte géologique de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu au 1/50000^{ème}
(Document Géoportail)

À l'Aujardière, on se trouve sur une butte recouverte de vignes (Muscadet et Gros plant). On domine Saint-Colomban.

La roche qui constitue la butte orientée NO-SE est une **birbirite** de couleur brune, d'aspect scoriacé et vacuolaire, très riche en calcédoine (silice SiO_2) et donc résistante à l'érosion.

Il s'agit d'une ancienne serpentinite aujourd'hui totalement silicifiée.



Birbirite
(Photo David Boudeau)

Quels sont les arguments minéralogiques qui permettent d'affirmer que le protolithe est une serpentinite ?

L'origine ultrabasique de cette roche est attestée par la présence de quelques reliques minérales typiques de serpentine (antigorite, chrysotile ou lizardite ?), d'anthophyllite (amphibole ferro-magnésienne présente

surtout dans les roches magmatiques ou métamorphiques de chimisme basique), de fuschite (mica riche en Cr) et même de grenat pyrope comme au Moulin des Pouzinières.

Les vacuoles correspondraient à l'emplacement d'anciennes olivines d'une péridotite à grenat à l'origine de la serpentinite par hydrothermalisme océanique.

Le protolithe ultramafique peut être aussi reconnu occasionnellement par la présence de structures en « peau de serpent » qui résulte de la pseudomorphose d'anciens cristaux d'olivine.

Comment s'est-elle formée ?

Les éclogites de la Gerbaudière que l'on va visiter au prochain arrêt sont surmontées de dépôts éocènes abandonnés par le fleuve Yprésis.

Des dépôts éocènes devaient aussi recouvrir la butte sur laquelle l'on se trouve.

Or l'analyse palynologique de certains de ces dépôts a mis en évidence un environnement chaud et humide de type tropical. Par exemple, à Noirmoutier, se sont développées des mangroves à *Nipa*.

Sous un tel climat chaud et humide, très hydrolysant, la serpentinite, silicate hydraté riche en magnésium, a été altérée et s'est décomposée en oxydes et hydroxydes de magnésium qui ont été facilement lessivés.

En revanche, la silice, moins soluble, est restée sur place ce qui explique la présence de calcédoine. Sont également restés les oxydes de fer (limonite) responsables de la couleur brunâtre de la birbirite.

Conclusion :

La birbirite est une ancienne serpentinite qui a été altérée à l'Éocène sous climat chaud et humide. Mais le protolithe de la serpentinite elle-même est une péridotite à grenat donc une roche ultramafique du manteau. C'est donc plus qu'une croûte océanique qui a subducté mais une véritable lithosphère océanique.

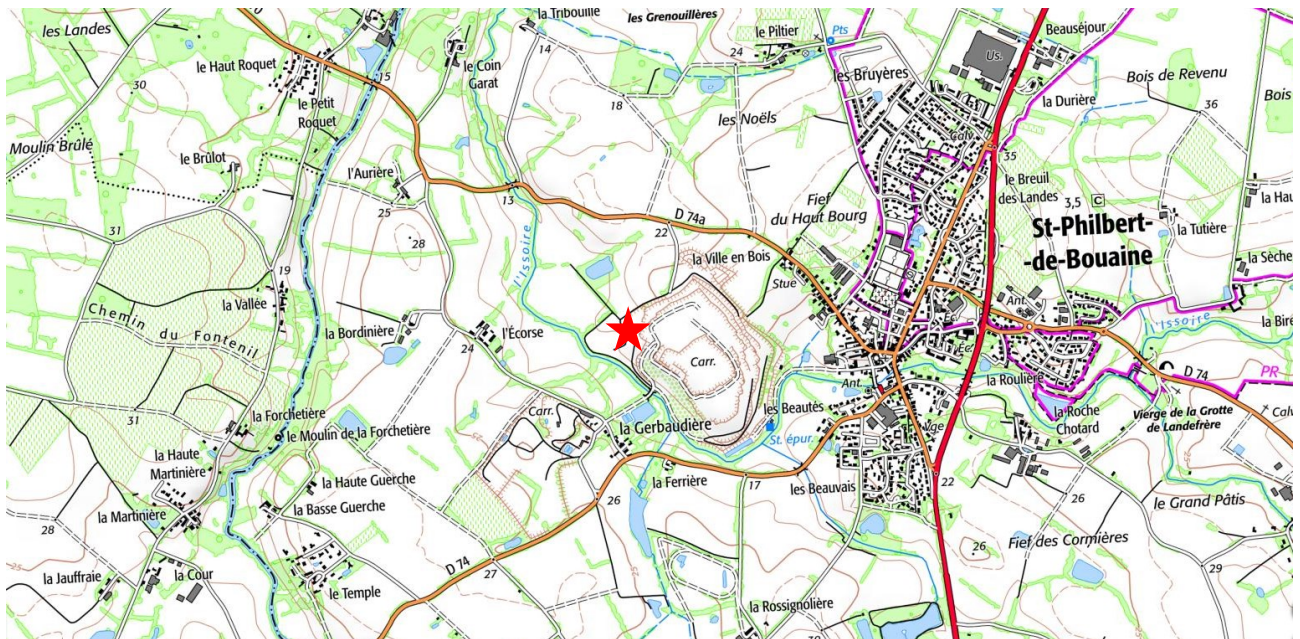
La serpentinitisation de la péridotite mantellique a été certainement acquise par métamorphisme hydrothermal au fond de l'océan au cours de l'expansion océanique.

Arrêt 5 : La carrière de La Gerbaudière - Saint-Philbert-de-Bouaine

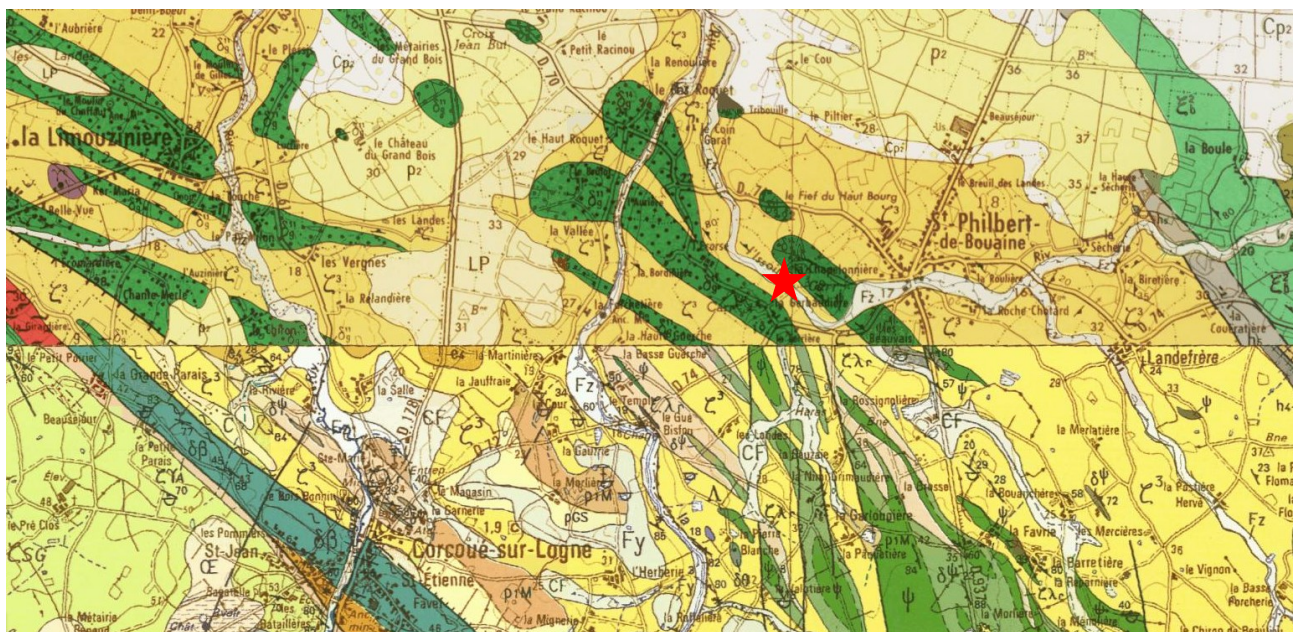
C'est le plus grand affleurement d'éclogite en Vendée.

Exploitée autrefois par la société Lafarge Granulats Ouest puis aujourd'hui par CMGO (Carrières et Matériaux Grand-Ouest – 33- Mérignac), la carrière produit des granulats destinés principalement aux enrobés routiers qui nécessitent des densités de 3,1 à 3,2 et les bétons. Les éclogites sont aussi appréciées pour l'enrochement côtier car leur forte densité les fait résister à l'action des vagues (digues de l'Herbaudière à Noirmoutier ou jetées du port de Bourgenay à Talmont-Saint-Hilaire).

Enfin, on peut citer leur utilisation comme pierre ornementale : la fontaine de la place de Saint-Philbert-de-Bouaine est en éclogite de la Gerbaudière.



Localisation de l'arrêt 5
(Document Géoportail)



**Détail des cartes géologiques de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (en haut)
et de Palluau (en bas) au 1/50000^{ème}**
(Document Géoportail)

Remarque : La carte ci-dessus extraite de Géoportail est très intéressante parce qu'elle montre, juxtaposées, en haut, la carte de Saint-Philbert-de-Grandlieu réalisée par Mireille Ters et publiée en 1979 et en bas, celle de Palluau, réalisée par Gaston Godard et al. et publiée en 2008 et donc beaucoup plus récente.

Sur la carte la plus récente de Gaston Godard et al. , les auteurs font bien la distinction entre, d'une part, les éclorites plus ou moins amphibolitisées (Ψ) et les amphibolites dérivant d'éclorites ($\delta\Psi$) de l'Unité à HP des Essarts et d'autre part, les amphibolites dérivées de basaltes sombres ($\delta\beta$ ou metabasaltes mélanocrates) appartenant à l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers.

Les amphibolites de ces deux unités racontent en effet deux histoires complètement différentes :

- les amphibolites de l'Unité des Essarts dérivent d'une ancienne croûte océanique de type MORB qui a subducté jusqu'à 50-60 km de profondeur puis est remontée vers la surface (voir l'arrêt suivant)

- celles de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers évoqueraient un arc insulaire d'âge inconnu.

À l'inverse, sur sa carte, Mireille Ters nomme sous la même légende « δ^{11}_g » toutes les amphibolites du coin, à la fois les amphibolites à grenat qui dérivent des éclogites de l'Unité à HP des Essarts et les amphibolites à grenat dérivant de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers. Elle ne fait donc aucune distinction entre ces deux unités.

Elle donne de plus aux affleurements d'éclogite des formes patatoïdes ce qui ne correspond pas du tout à la réalité de terrain.

Ainsi va la science !

Cartographiquement, l'affleurement d'éclogite dessine un boudin, une lentille allongée de direction Sud-Armoricaine NO-SE de 4 à 5 km de long sur à peine 500 m de large.

Cette lentille est découpée en deux moitiés par l'Issoire, affluent de la Boulogne, qui emprunte certainement une faille NE-SO et à jeu dextre, les éclogites de la bordure Sud-Est de la carrière étant très cataclasées et non exploitables.

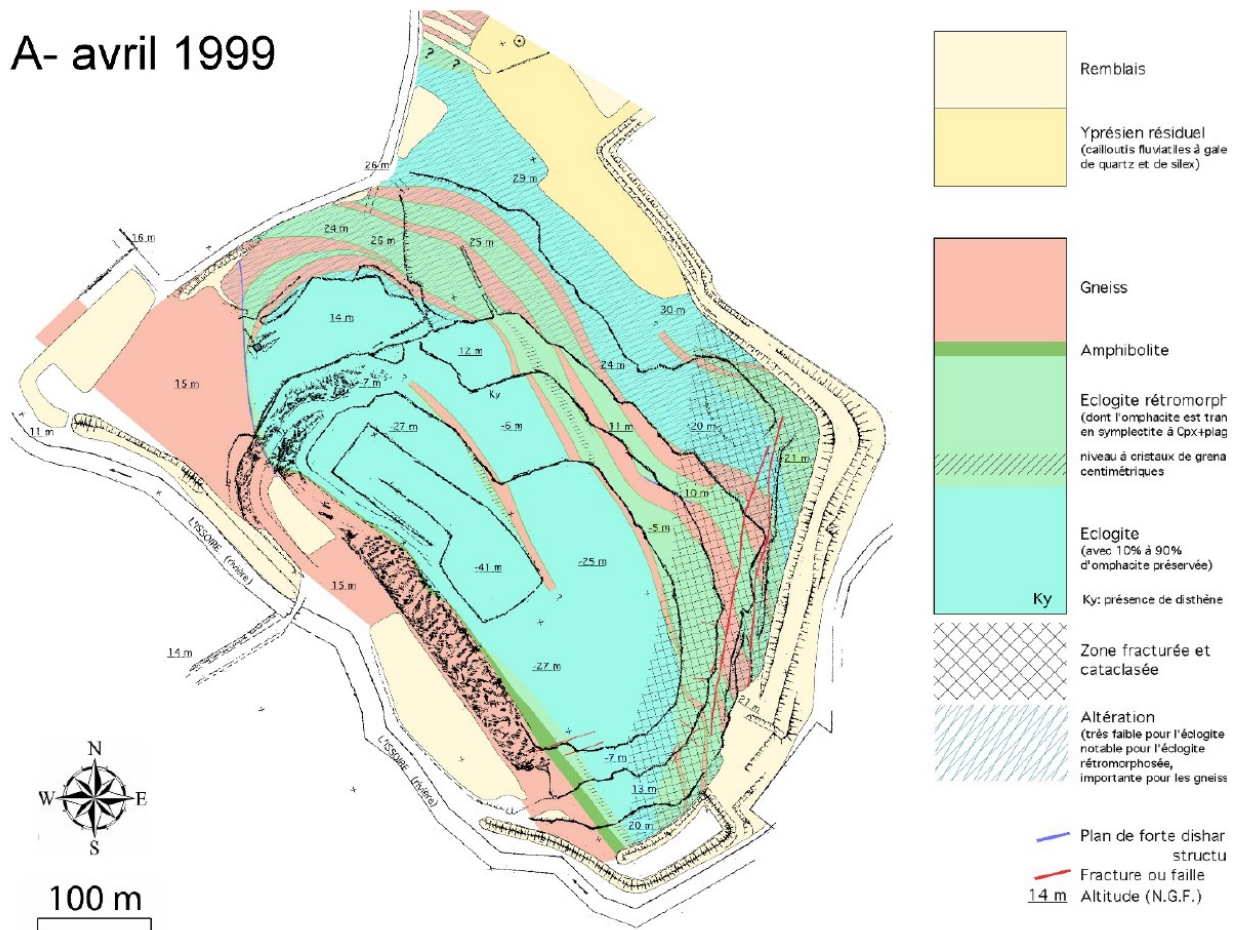
L'éclogite exploitée ici est une éclogite à quartz sans disthène, plus ferreuse et moins magnésienne que celle de la Piltière (arrêt 2), un peu plus ferreuse que celle de la Compoitrie (arrêt3). Elle est représentative de près de 80% des éclogites vendéennes.

Observation de la carrière depuis le belvédère

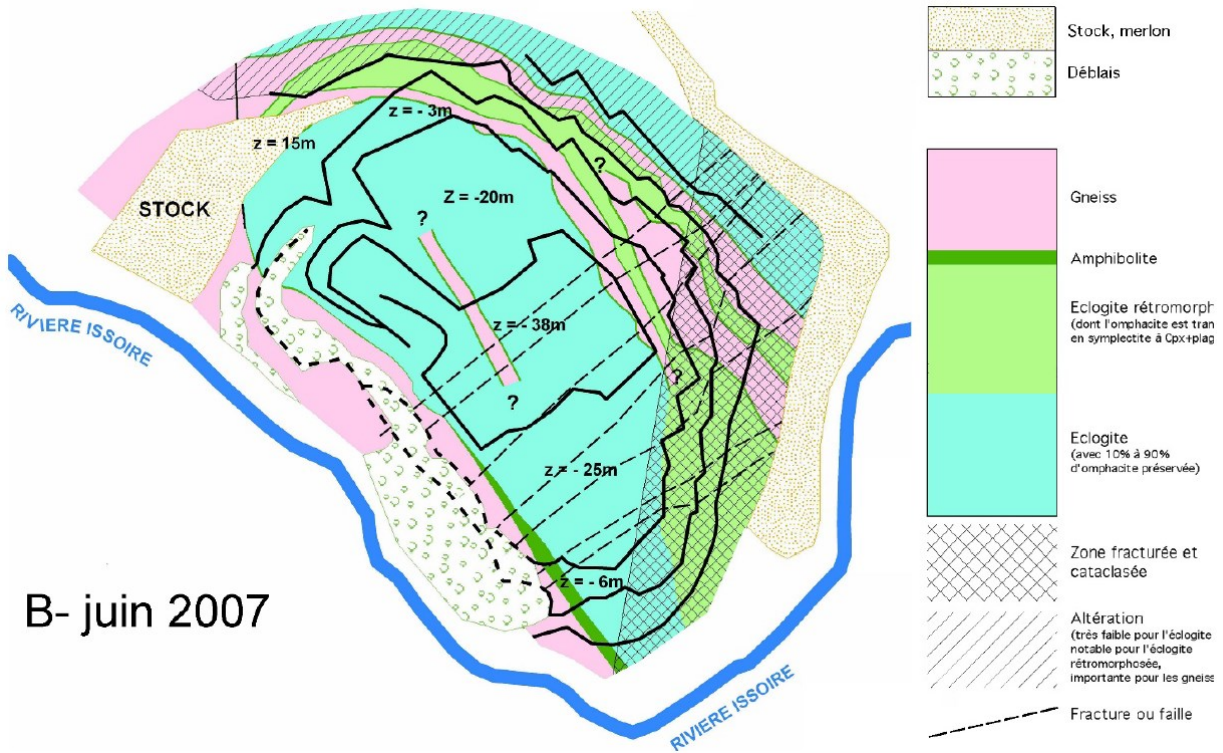




A- avril 1999



100 m



B- juin 2007

Cartes de la carrière montrant la progression de l'exploitation de l'éclogite
A : en avril 1999 - B : en juin 2007

(Document Gaston Godard)

À gauche de la carrière, affleure en falaise l'encaissant des éclogites : il s'agit d'un gneiss très déformé qui semble en partie orthodérivé. On pourrait y reconnaître des petits yeux de feldspath potassique.

Il est intensément fracturé verticalement, fracturation parallèle à sa foliation.

Contre lui, viennent s'appuyer les « bancs » d'éclogites qui présentent également une foliation marquée, de même direction que celle de l'orthogneiss mais avec un pendage qui, de subvertical contre la falaise d'orthogneiss, diminue progressivement vers l'autre côté de la carrière, du côté Est à notre droite. Cette disposition en éventail suggère un enracinement en profondeur de la lentille (voir page 10 - Coupe transversale au niveau de la carrière).



Disposition en éventail des « bancs » d'éclogite

Des passées brunes de paragneiss d'épaisseur décamétrique sont visibles au sein même de la lentille d'éclogite, du côté Est.

Ces rubans de paragneiss présentent une disposition symétrique qui pourrait traduire un plissement isoclinal au sein des éclogites.

En effet, la comparaison des deux cartes géologiques de la carrière levées à huit ans d'intervalle (planches A et B ci-dessus) montre que la progression en profondeur de l'exploitation s'est traduite par la jonction partielle des niveaux de gneiss des deux côtés de la carrière, suggérant la fermeture d'un pli isoclinal ouvert vers le bas et comme une terminaison périclinale vers le Nord-Ouest.

Remarque : On a observé cette disposition en Bas-Limousin dans la Synforme d'Uzerche-Seilhac (voir Bulletin de l'AVG de 2023).

Enfin, les paliers supérieurs de la carrière, sur le côté opposé au belvédère, apparaissent teintés de beige sur une dizaine de mètres d'épaisseur. Cette zone altérée est surmontée d'une pellicule de sables et cailloutis déposés par le paléo-fleuve Yprésis, à l'Éocène, et qui recouvrait toute la région, en delta, depuis l'Île de Noimoutier jusqu'à l'estuaire de La Vilaine, et que l'on a évoqué à l'arrêt précédent à propos des birbirites.

L'éclogite de La Gerbaudière

On trouve dans la carrière différents types de roches :

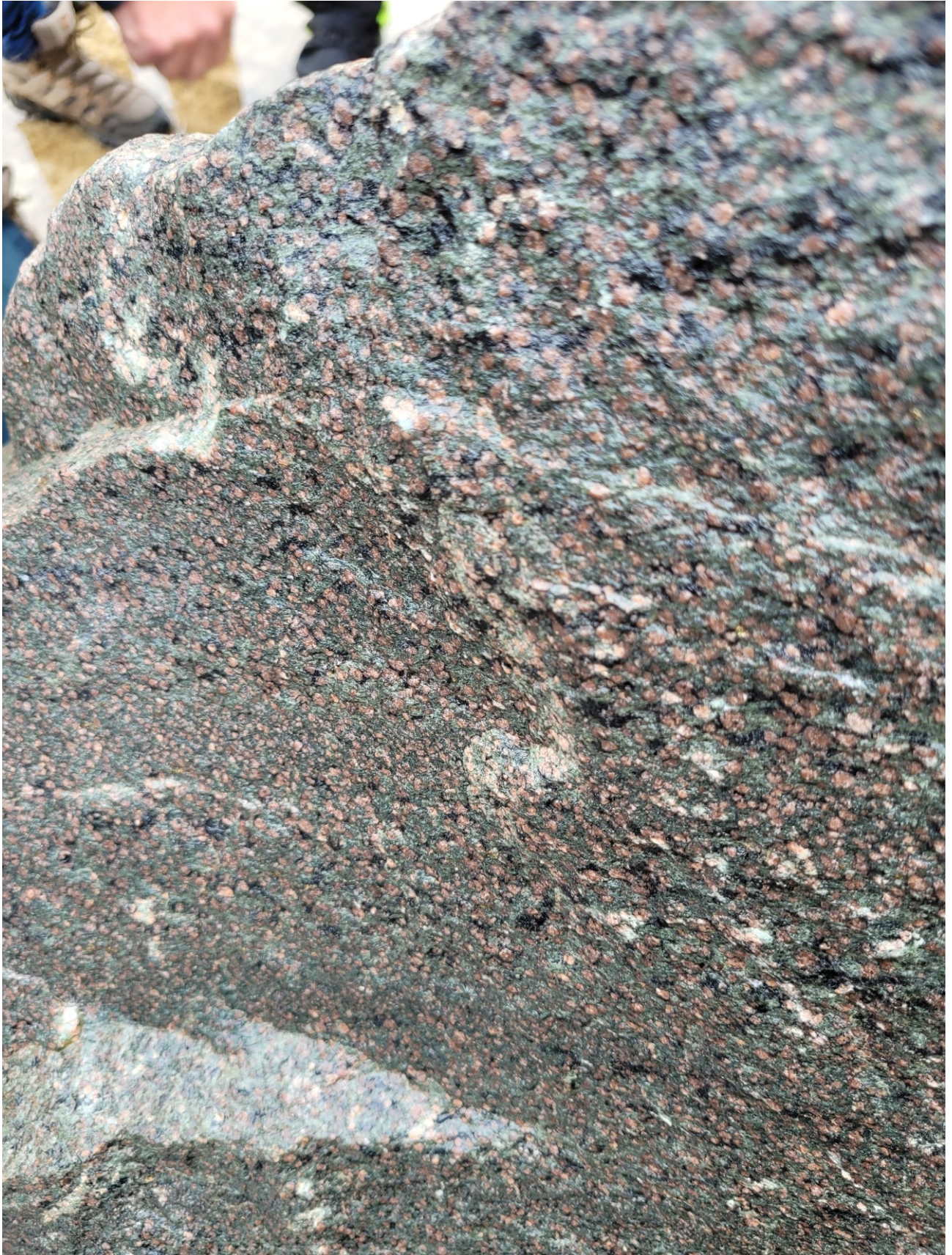
- **une éclogite typique, de faciès intermédiaire entre l'éclogite de La Piltière et celle de La Compointrie**, vert bouteille et à petits grenats bien rouge foncé.

Les grenats sub-automorphes ont un diamètre moyen de 3-4 mm. La matrice constituée d'omphacite peut contenir accessoirement du quartz mais pas de disthène.

Les cristaux d'omphacite dont la taille atteint en moyenne 1 à 2 mm, sont allongés et dessinent une foliation nette, indice d'une déformation plastique à haute pression, dans les conditions du faciès éclogitique.

Autour des grenats, on retrouve comme à La Piltière ou à La Compointrie la présence d'une couronne de kéliphite ce qui indique qu'elles ont subi une rétro-morphose selon la réaction déjà vue :





Éclogite typique
La foliation est bien marquée.







- des amphibolites

Le fait que ces roches soient intimement associées aux écloğites au sein du même gisement et que l'on peut observer dans la carrière tous les termes de transition entre elles et les écloğites conduit à admettre qu'elles dérivent des écloğites.

Cette transformation est en fait la conséquence de la réaction précédente.

L'amphibole (hornblende) et le plagioclase associé peuvent en effet parfois envahir la roche entière qui prend alors une teinte sombre, presque noire, les grenats pouvant être présents ou absents : une amphibolite s'est formée !



Amphibolite

On peut remarquer sur ce bloc, au niveau du cadre jaune, une plage qui fait penser à un gabbro très semblable à celui du Chenaillet avec de très gros cristaux noirs et blancs.



Grossissement de la photographie précédente

Aurait-on là un protolithe de l'éclogite qui aurait échappé au métamorphisme de HP-BT ?

Pas du tout ! Il ne s'agit que d'une convergence de faciès car les gros cristaux noirs présents ici ne sont pas des cristaux de pyroxène mais d'amphibole. La roche ci-dessus est par conséquent à amphibole et plagioclase.

C'est une de ces amphibolites tardives qui se sont développées le long de fractures ou en bordure des boudins d'éclogite et qui ont pris parfois un aspect « pegmatoïdique ». On peut le vérifier facilement sur le bloc photographié : cette amphibolite « pegmatoïdique » se présente en effet comme une zone planaire d'au plus un mètre d'épaisseur et séquente sur la foliation syn-éclogitique.

Un bloc d'éclogite présent sur le belvédère illustre bien le mécanisme de l'amphibolitisation de cette roche.



Bloc d'éclogite traversé par une fissure



Détail de la photographie précédente



Idem

Il est fissuré et la fissure, remplie de quartz, est bordée par une sorte d'éponte sombre, noire parce que riche en amphibole.

Or, dans les fissures d'une roche, quelle que soit leur origine, il y a toujours de l'eau qui circule, ce qui montre bien l'importance de cette dernière dans la rétrogenèse de l'éclogite comme le montre la réaction :



Étrangement, le grenat a été préservé alors qu'il est partie prenante de la réaction !

Explication : Dans les réactions d'amphibolitisation en effet, l'omphacite est le réactant limitant (c'est-à-dire celui qui réagit en plus grande quantité et disparaît en premier) et c'est pourquoi il reste du grenat mais pas de pyroxène.

Les plagioclases formés, plutôt sodiques, n'ont pas été vraiment saussuritisés.

L'amphibolitisation a donc pu progresser ainsi avec le temps le long des fractures au sein de la lentille d'éclogite, la plupart de ces fractures étant séquentes sur la foliation synéclogitique.

Dans la carrière, elle s'est également, très certainement, développée au contact des éclogites avec leur encaissant gneissique.

L'amphibolitisation des éclogites est essentiellement tardive. Elle s'est produite lors de la remontée des éclogites.

- et enfin quelques rares éclogites ferro-titanées.

Le rubanement des éclogites

Les éclogites de La Gerbaudière montre un rubanement que l'on a déjà signalé à propos des éclogites de La Piltière et de la Compointrie.

Ce rubanement, parallèle à la foliation synéclogitique, est marqué par des alternances de niveaux pluricentimétriques qui diffèrent surtout par l'abondance et la taille des cristaux de grenat.

Dans ces rubans, les grenats sont bien alignés et semblent « granoclassés ». On passe imperceptiblement de grenats de grande taille à des grenats de taille moyenne puis à des petits grenats avant d'aborder des niveaux dépourvus de grenats.

Comme déjà dit, ce rubanement, ce litage pourrait être un héritage de la sédimentation du protolithe troctolitique (olivine + plagioclase calcique) au fond de la chambre magmatique.

On peut observer ce rubanement sur une dalle exposée à Saint-Phibert-de-Bouaine sur le Place des Halles en face de l'église, église où est exposée une croix de procession en bois recouvert d'argent.



La dalle d'éclogite de la Gerbaudière sur la Place des Halles



Rubanement de l'éclogite des Gerbaudières

On remarque également que les grenats sont étirés dans le plan du rubanement et de la foliation. Ils semblent pourvus à leurs deux extrémités de queues de recristallisation (ombres de pression) de forme triangulaire.



Croix de procession en bois recouvert d'argent

Protolithe des éclogites de La Gerbaudière

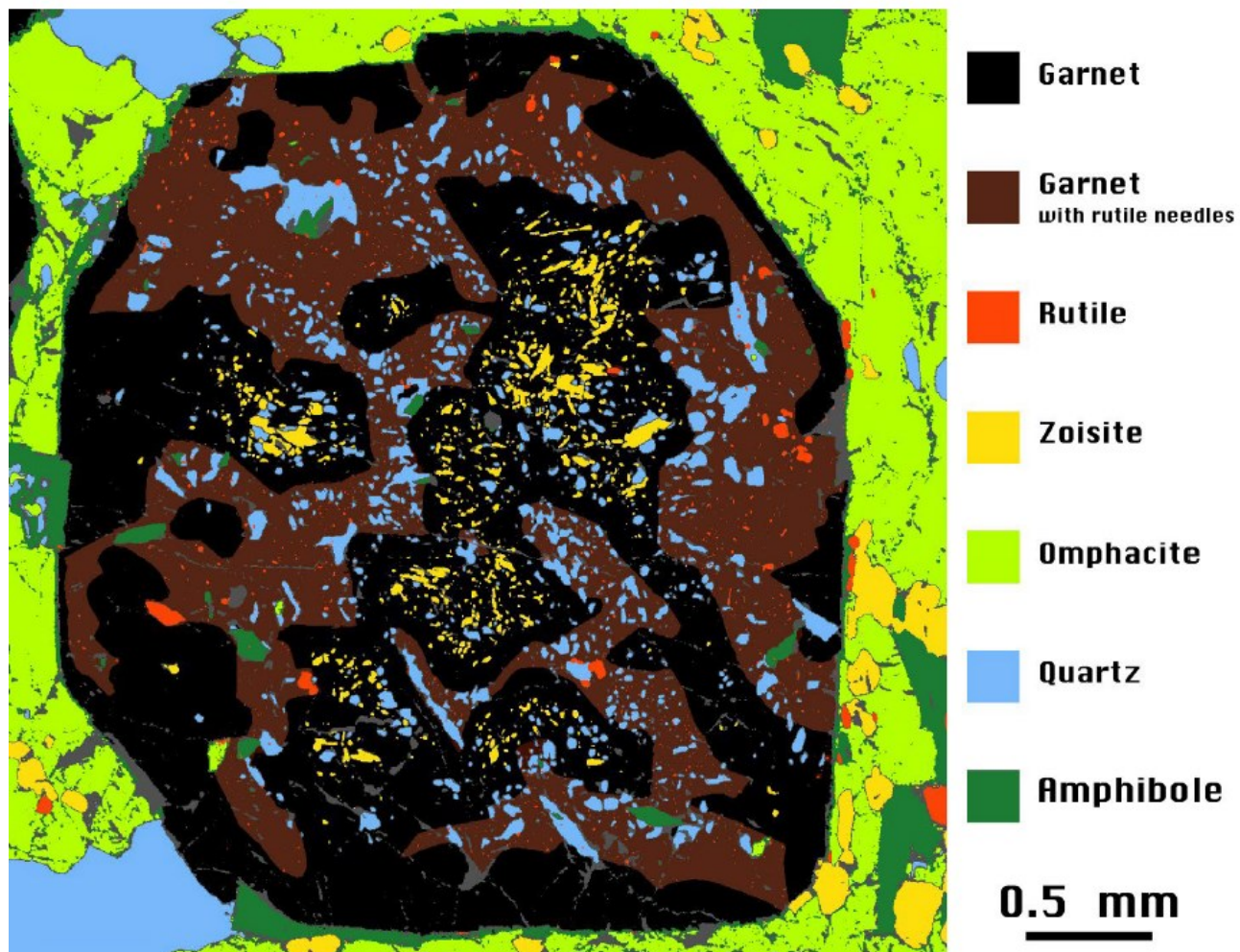
On a démontré à l'arrêt 3 de La Compointrie que toutes les éclogites vendéennes sont des reliques d'une ancienne croûte océanique de par leur composition globale de type MORB, leurs protolithes résultant d'une différenciation tholéitique entre un pôle magnésien (cas de l'éclogite type « La Piltière ») et un pôle ferreux représenté par les éclogites ferro-titanées de La Chabotterie que l'on verra à l'arrêt 8, les éclogites de La Gerbaudière représentant un terme intermédiaire.

L'analyse des grenats des éclogites de La Gerbaudière par Gaston GODARD a permis de confirmer cette origine.

En effet, les grenats, au cours de leur croissance, ont englobé de nombreuses inclusions qui ont permis de reconstituer l'histoire anté-éclogitique et de montrer qu'avant l'éclogitisation, le protolithe gabbroïque avait subi une amphibolitisation et une saussuritisation, vraisemblablement liées à un métamorphisme hydrothermal océanique de BP.

Principe : Chaque milieu, chaque substrat peut être défini par sa réflectance pour différentes longueurs d'onde du spectre de la lumière et par conséquent par sa signature spectrale qu'on exploite par exemple en imagerie satellitale.

En procédant de la même façon, par analyse d'images multispectrales de cartes d'éléments chimiques obtenues en microscopie électronique à balayage, on peut générer des documents en fausses couleurs comme celui représenté ci-dessous.



Document G. Godard (*extrait de Géologie de la France - Spécial Vendée - 2001 n°1-2*)

Ce document représente un grenat automorphe d'éclogite de La Gerbaudière. Les différentes inclusions minérales qu'il a englobé au cours de sa croissance sont particulièrement mises en évidence par les fausses couleurs et l'on peut s'intéresser alors à la répartition de ces inclusions.

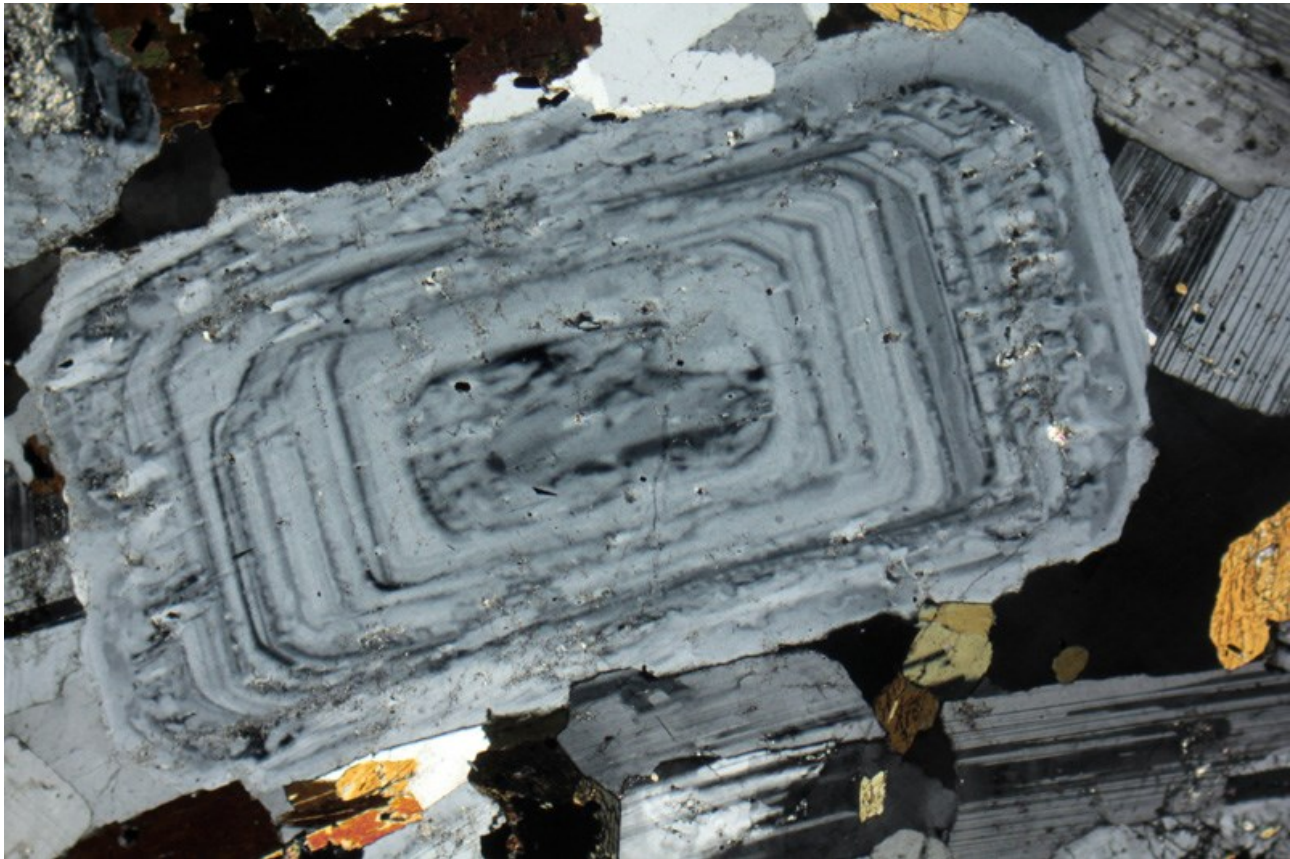
On observe nettement deux groupes d'inclusions dans le grenat :

- des zones à zoïsite et quartz, sans rutile et amphibole plutôt au centre du grenat. La zoïsite apparaît davantage concentrée au cœur de ces zones.
- des zones à rutile et quartz et amphibole, sans zoïsite plutôt à la périphérie du grenat.

Rutile et amphibole d'une part, zoïsite d'autre part semblent donc s'exclure.

On observe aussi que les zones riches en zoïsite et rutile dessinent des formes plus ou moins régulières à bordures nettement délimitées et qui font penser à la texture ophitique de roches gabbroïques.

Enfin, la concentration plus importante de la zoïsite, riche en Ca, au cœur des zones riches en zoïsite refléterait la zonation de plagioclases, les cristaux de plagioclases zonés étant toujours plus riches en Ca en leur centre (anorthite) qu'en leur périphérie, plus riche en Na (albite).



Exemple de plagioclase zoné

<https://www.alexstrekeisen.it/english/pluto/plagioclase.php>

Les zones riches en zoïsite seraient donc des reliques de pseudomorphoses de zoïsite calcique et d'albite sodique issue de la saussuritisation de cristaux de plagioclase magmatique.

Les zones riches en rutile seraient en revanche des pseudomorphoses d'anciennes amphiboles riches en titane (le rutile est un oxyde de titane). Ces structures montrent que la roche pré-éclogitique était un microgabbro amphibolitisé et saussuritisé.

Conclusion

La roche initiale, le protolithe de l'éclogite devait donc être un assemblage de cristaux de plagioclase et d'amphibole, par conséquent un gabbro initial à pyroxène et plagioclase ultérieurement amphibolitisé et saussuritisé par métamorphisme hydrothermal ou si l'on prend le critère température comme référence, par métamorphisme de BP et rétrograde en T°.

Ces transformations se sont produites lorsque la croûte océanique, fabriquée à la dorsale, s'en est éloignée lors de l'expansion d'un océan (à définir) et avant qu'elle n'entre en subduction. Concomitamment, la péridotite de la lithosphère océanique se serait serpentinisée (voir arrêt 4).

Remarque : Les paragneiss à plagioclase + mica noir + grenat ± muscovite et très pauvres en feldspath potassique inclus dans les éclogites de la Gerbaudière et qui seraient des métapélites océaniques (anciens sédiments océaniques) ayant donc connu la même histoire que la croûte océanique n'ont pas conservé la mémoire de cette histoire anté-éclogitique à l'inverse des roches que l'on verra aux arrêts 7 et 9.

Rappel sur les conditions de l'éclogitisation et l'histoire post-éclogitique

Au cours de leur subduction, lors de la fermeture de l'océan, ces gabbros océaniques, métamorphisés dans le faciès schistes verts, sont transformés en éclogites par métamorphisme de HP-BT : température de l'ordre de 650 à 750°C pour une pression supérieure à 14 kbar.

Peucat et al. (1982) ont proposé un âge de 436 ± 15 millions d'années soit Silurien inférieur pour ce métamorphisme de HP-BT en utilisant la méthode U-Pb sur zircon.

Les éclogites ont ensuite subi une phase de déformation ductile dans les conditions du faciès éclogitique qui a imprimé une forte foliation minérale et une linéation plus discrète dans la roche résultant d'une forte orientation cristallographique de l'omphacite.

Elles ont été ramenées ensuite vers la surface. C'est alors qu'elles ont subi la rétro-morphose anhydre que l'on a développée à l'arrêt 2 et sont entrées dans le faciès amphibolite. L'isochrone Rb-Sr des phengites a donné un âge de refroidissement final carbonifère à 322 ± 30 Ma (Peucat, 1983).

Des éclogites étaient déjà en surface à la fin du Carbonifère, il y a environ 300 Ma puisqu'on a trouvé des galets d'éclogite dans le conglomérat stéphanien du Sillon houiller vendéen (Godard, 2001).

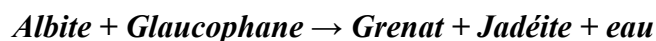
Remontée et mise à l'affleurement de ces éclogites profondes nécessitent des circonstances particulières. Ces circonstances furent réalisées lors de la collision entre Gondwana et Armorica (plus exactement, l'ensemble Iberia-Armorica) responsable de la surrection de la chaîne varisque dont le bocage vendéen est aujourd'hui un témoin très érodé.

Mais au fait, comment se sont formés les grenats ?

Ils se sont formés lors du passage du faciès schistes verts au faciès schistes bleus par la réaction :

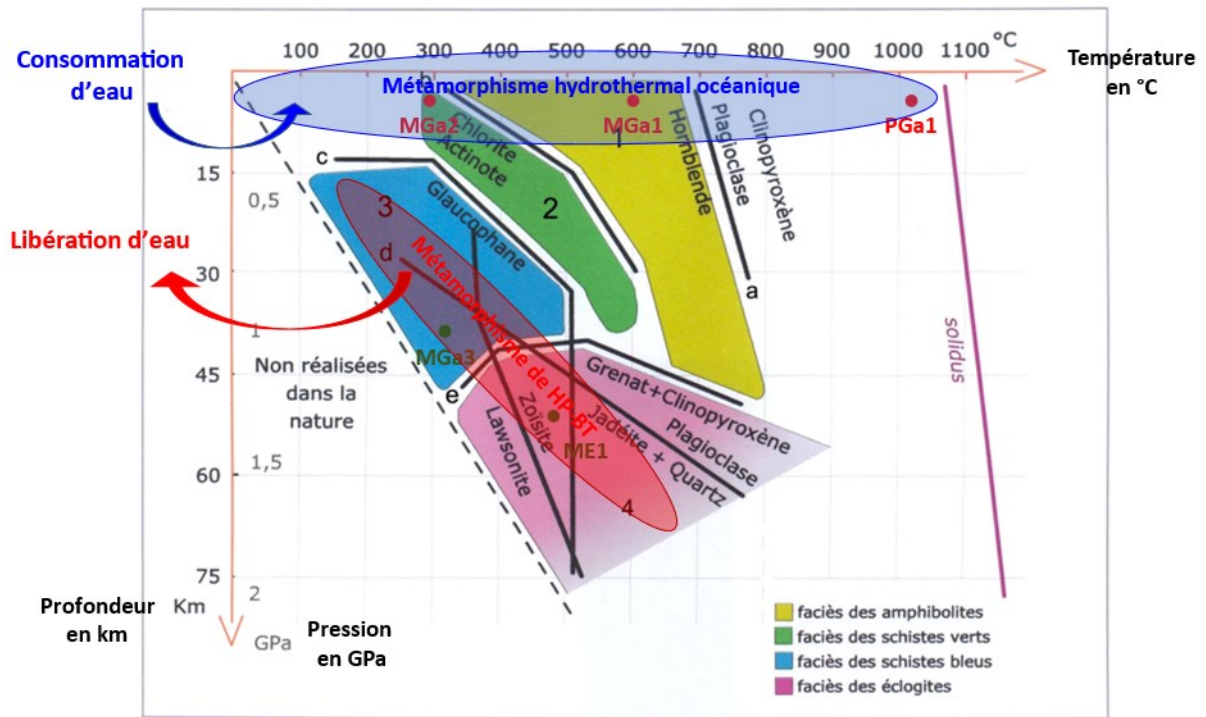


Puis lors du passage du faciès schistes bleus au faciès éclogites par la réaction :



Remarque importante : ces deux réactions libèrent de l'eau. Le grenat est un minéral anhydre.

Alors que la croûte océanique s'est hydratée par métamorphisme hydrothermal lors de son voyage entre la dorsale, lieu de l'accrétion océanique, et la fosse, où elle s'enfonce, elle va complètement se déshydrater pendant son trajet prograde en P le long du slab (voir document ci-dessous).



Diapo extraite du TP de l'AVG du 4 mars 2023 : « Accrétion océanique, expansion et subduction »

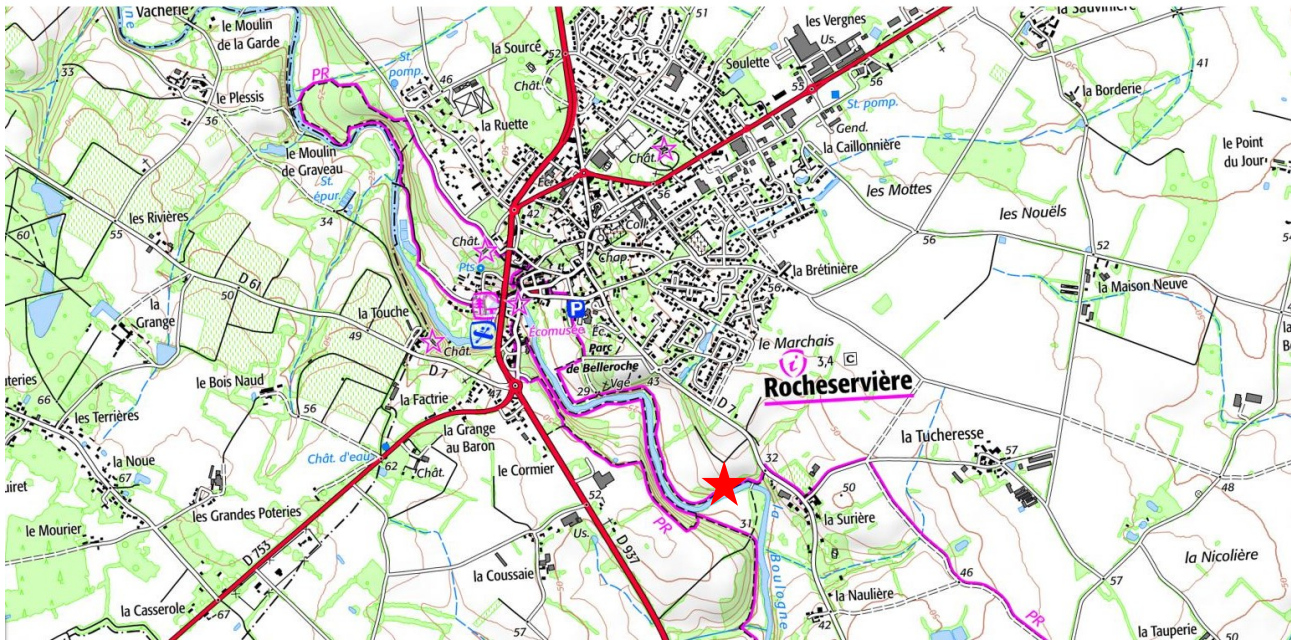
Arrêt 6 : La Roche-aux-Lutins - Commune de Rocheservière



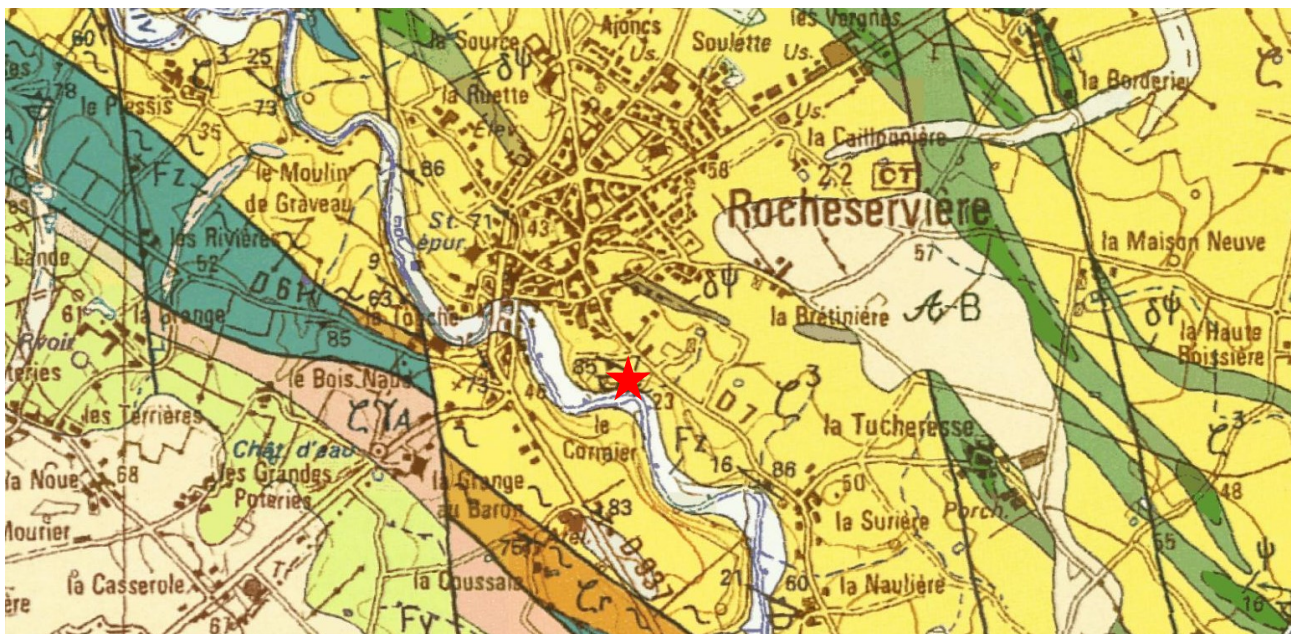
Quel sale temps !



Même la Vierge ne nous a été d'aucun secours !



Localisation de l'arrêt 6
(Document Géoportail)



Détail de la carte géologique de Palluau au 1/50000^{ème}
(Document Géoportail)

La rive droite de la Boulogne, au Sud de Rocheservière, offre des affleurements remarquables de gneiss constituant l'encaissant des éclogites de l'Unité de HP des Essarts.

Rappel : Les gneiss peuvent avoir deux origines :

- une origine sédimentaire par métamorphisme d'anciens sédiments : des pélites qui se sont transformées en schistes puis micaschistes et enfin gneiss. Ces gneiss sont appelés métapélites ou paragneiss,
- ou une origine plutonique par métamorphisme et déformation de roches magmatiques de profondeur comme le granite par exemple. On les qualifie alors de méta-granitoïdes ou d'orthogneiss.

La grande majorité des roches qui hébergent les lentilles d'éclogite dans l'Unité des Essarts sont des paragneiss et des orthogneiss, souvent très déformés, pouvant présenter parfois un aspect schisteux.

On peut observer ici la transition progressive entre un gneiss fortement folié (grotte de Lourdes) et un orthogneiss moins déformé quelques dizaines de mètres plus loin.



Gneiss folié à débit schisteux

Plans de schistosité et de foliation sont superposés.

Le gneiss ci-dessus folié à feldspath orthose et biotite, de direction armoricaine NO-SE présente un plan de foliation et de schistosité fortement penté.



Contact Gneiss folié - orthogneiss



Orthogneiss

L'origine métagranitique de l'orthogneiss est attestée par la présence de gros cristaux de feldspath, transformés en microcline mais présentant des lamelles perthitiques et la macle de Carlsbad.

Au microscope, il ne présente aucune des structures réactionnelles de haute pression que l'on observera à La Ruffelière (arrêt 7) ou à Grezay (arrêt 8).

Cet orthogneiss est coupé par deux filons de dolérite presque parallèles à sa foliation.



Les deux filons de metabasite (ex-dolerite)

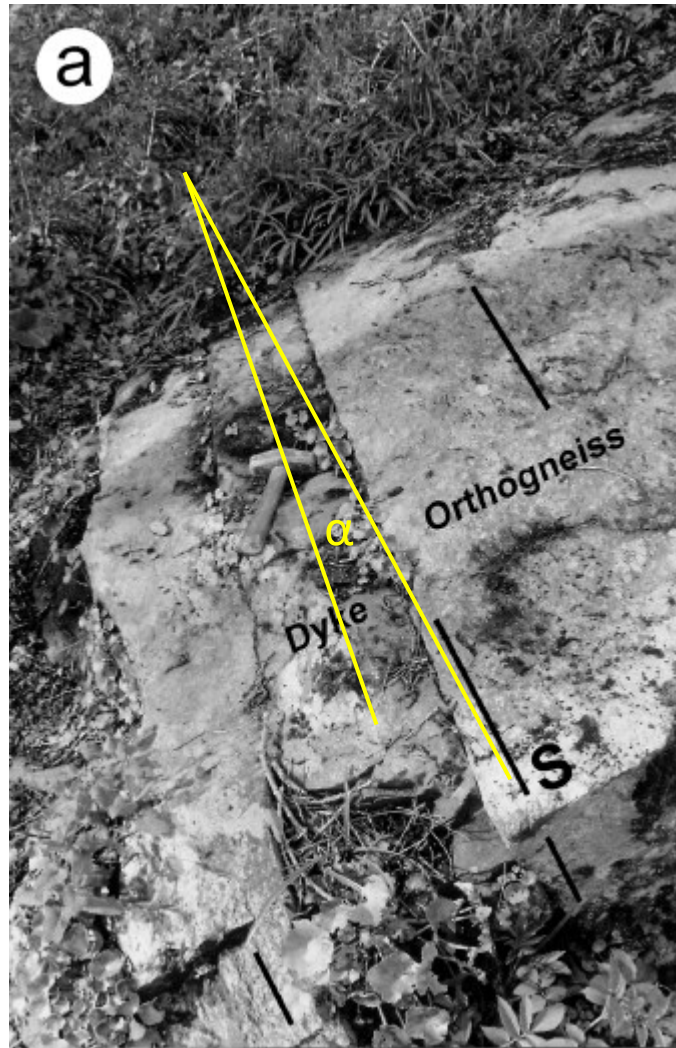
Cette dolérite, plus exactement cette metabasite, est principalement formée de clinopyroxène schillerisé, de plagioclase et d'amphibole brune. Elle a conservé sa structure magmatique microgrenue.

On y observe une éclogitisation très incomplète se traduisant par la croissance de grenat et un enrichissement du clinopyroxène magmatique en jadéite (9 moles %) au contact du plagioclase encore préservé.

Ces filons de dolérite auraient donc pu se transformer en éclogite mais cela n'a pas été le cas !

Cet affleurement illustre donc un fait encore mal expliqué, à savoir la persistance, au sein de l'Unité des Essarts, de roches presque exemptes du métamorphisme éclogitique de HP au beau milieu de roches totalement éclogitisées.

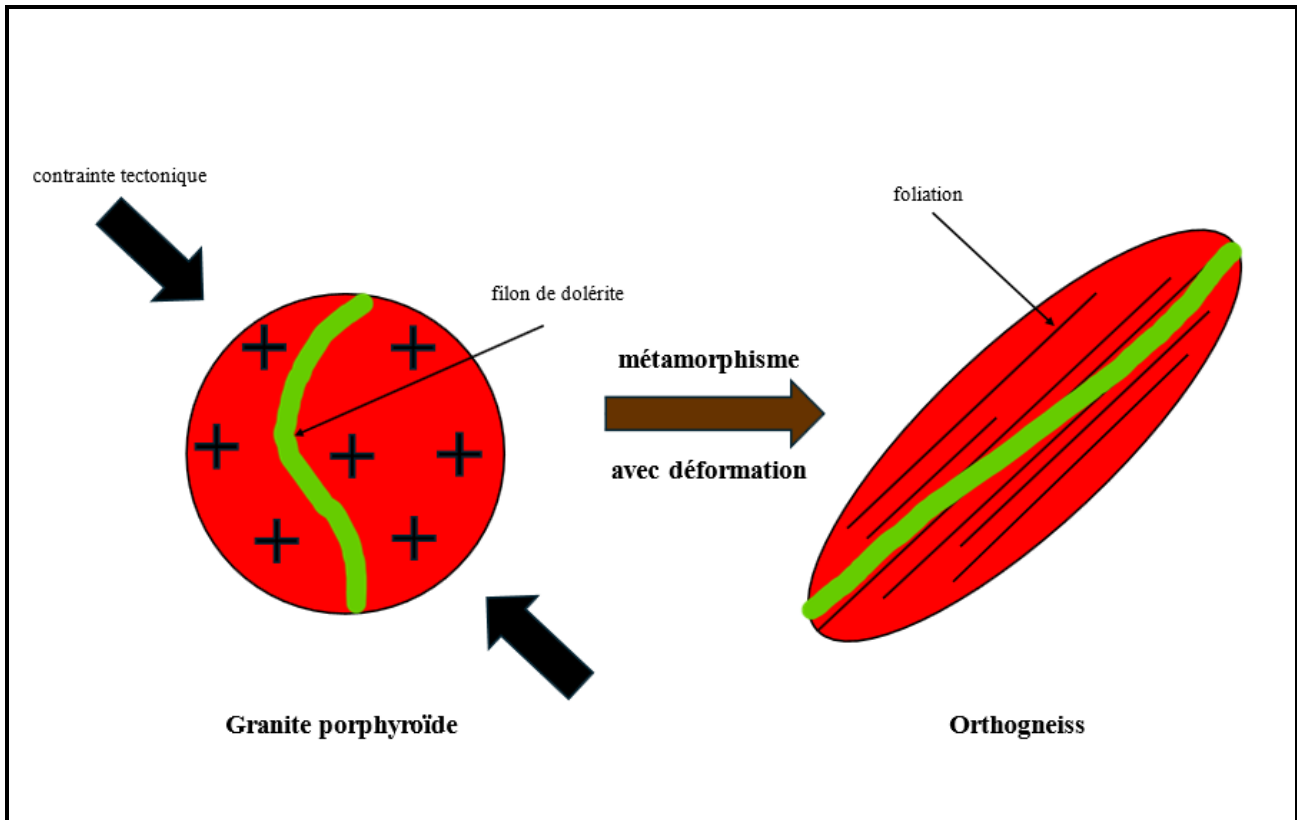
Ces deux filons font un très léger angle avec la foliation de l'orthogneiss.



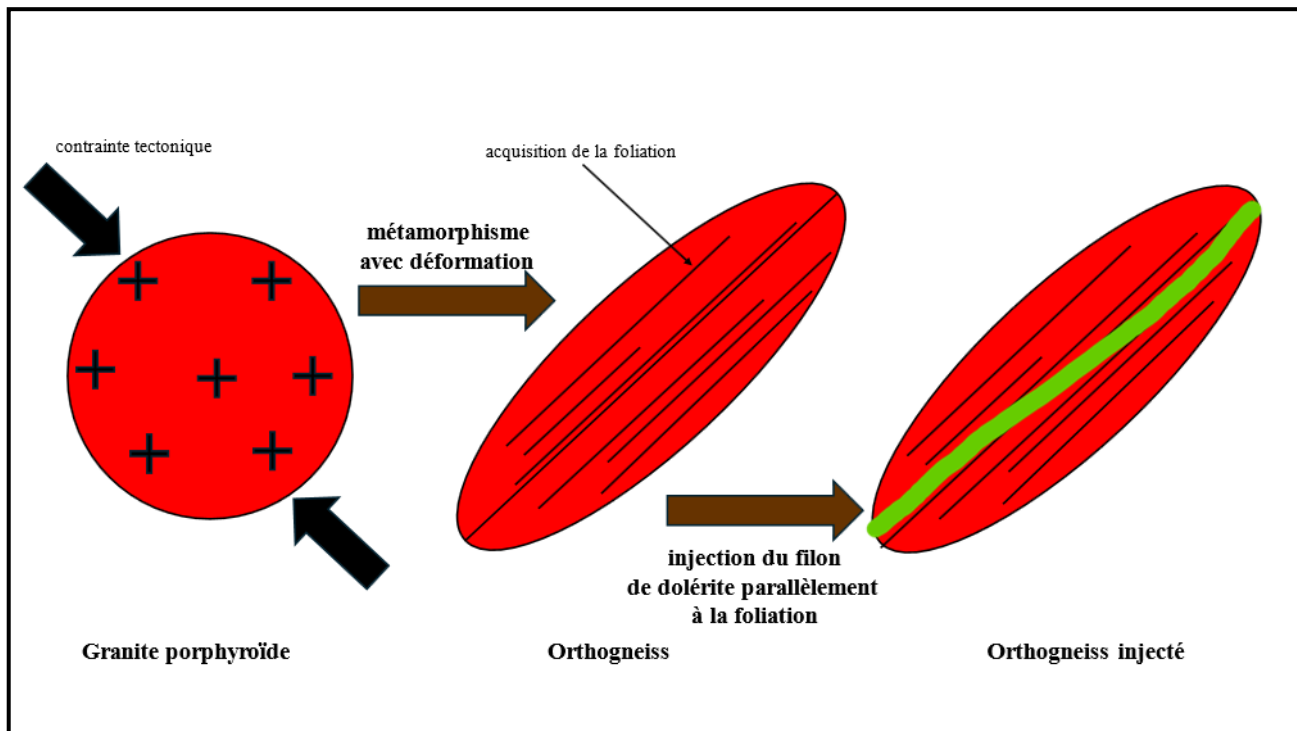
Foliation de l'orthogneiss et filon de metabasite font un petit angle α .

Deux hypothèses :

- 1- Peut-être qu'avant le métamorphisme, le protolithe de l'orthogneiss, c'est-à-dire un granite porphyroïde, a été coupé par les deux dykes de dolérite. Puis lors du métamorphisme, sous l'effet de la contrainte tectonique, les deux filons ont été rabattus perpendiculairement à cette dernière en même temps que le granite porphyroïde se foliait lui aussi perpendiculairement à cette même contrainte (voir illustration ci-dessous hypothèse 1).
- 2- Peut-être aussi que, tout simplement, les deux filons de metabasite ont été injectés postérieurement à la déformation du granite porphyroïde, parallèlement à la foliation nouvellement acquise par l'orthogneiss (voir illustration ci-dessous hypothèse 2).



Hypothèse 1



Hypothèse 2

Cet affleurement de La Roche-aux-Lutins permet d'aborder un peu l'histoire géologique de la Vendée.

L'orthogneiss de La Roche-aux-Lutins a donné un âge ordovicien de 483 ± 4 Ma (U-Pb sur zircon, C. Guerrot, BRGM, 1999, inédit).

Or, à la fin du Cambrien et au tout début de l'Ordovicien, un magmatisme bimodal se manifeste en Vendée :

- dans le synclinal de Chantonnay voisin, avec un volcanisme acide représenté par les rhyolites de La Châtaigneraie et les ignimbrites de Sain-Pierre-du-Chemin et un volcanisme basique : de nombreux filons de dolérite affleurent au Sud de la Châtaigneraie,
- et également dans le Bas-Bocage avec les rhyolites de Vairé et de Talmont-Saint-Hilaire et le filon de basalte de Talmont.

Aujourd'hui, on interprète ce magmatisme bimodal ordovicien que l'on retrouve d'ailleurs dans le Limousin comme étant la manifestation d'un rifting continental qui conduira à la formation d'un océan : l'Océan Centralien ou Océan Galice-Massif Central, responsable du détachement de la plaque Iberia-Armorica de la marge Nord de Gondwana.

L'association granite porphyroïde - dolérite pourrait évoquer ce rifting continental qui va s'océaniser. Toutes les éclogites de l'Unité des Essarts seraient donc des reliques de cet Océan Centralien.

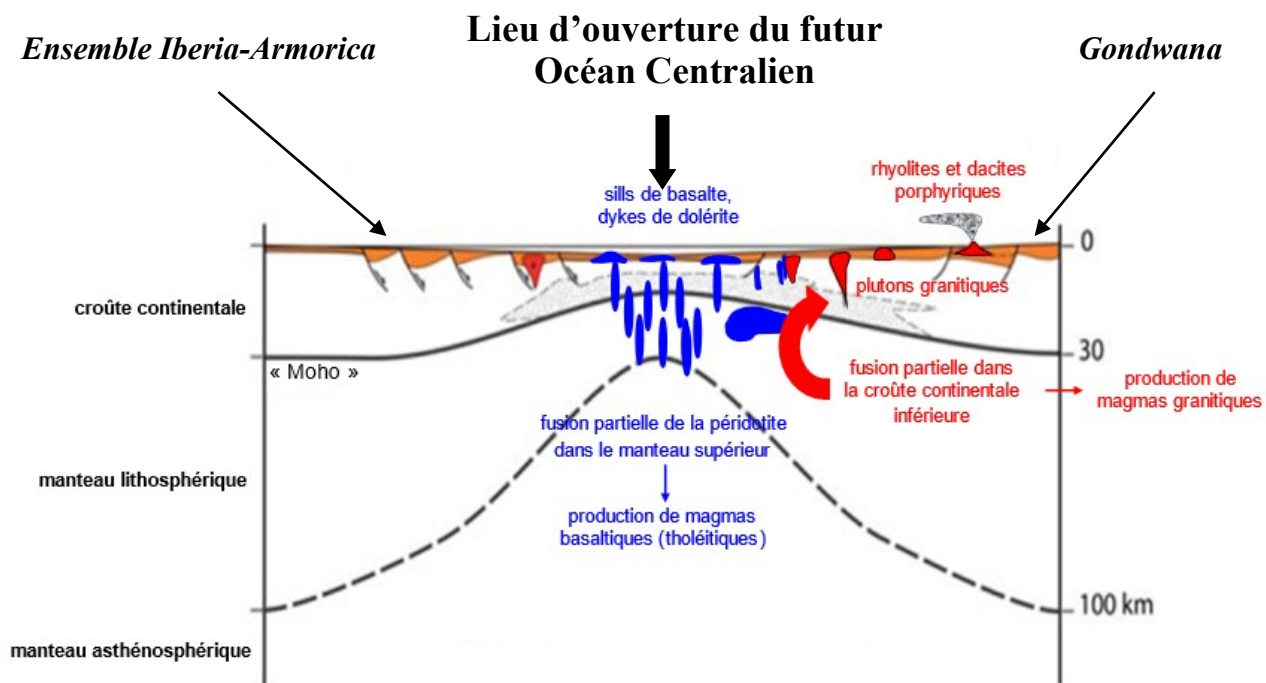
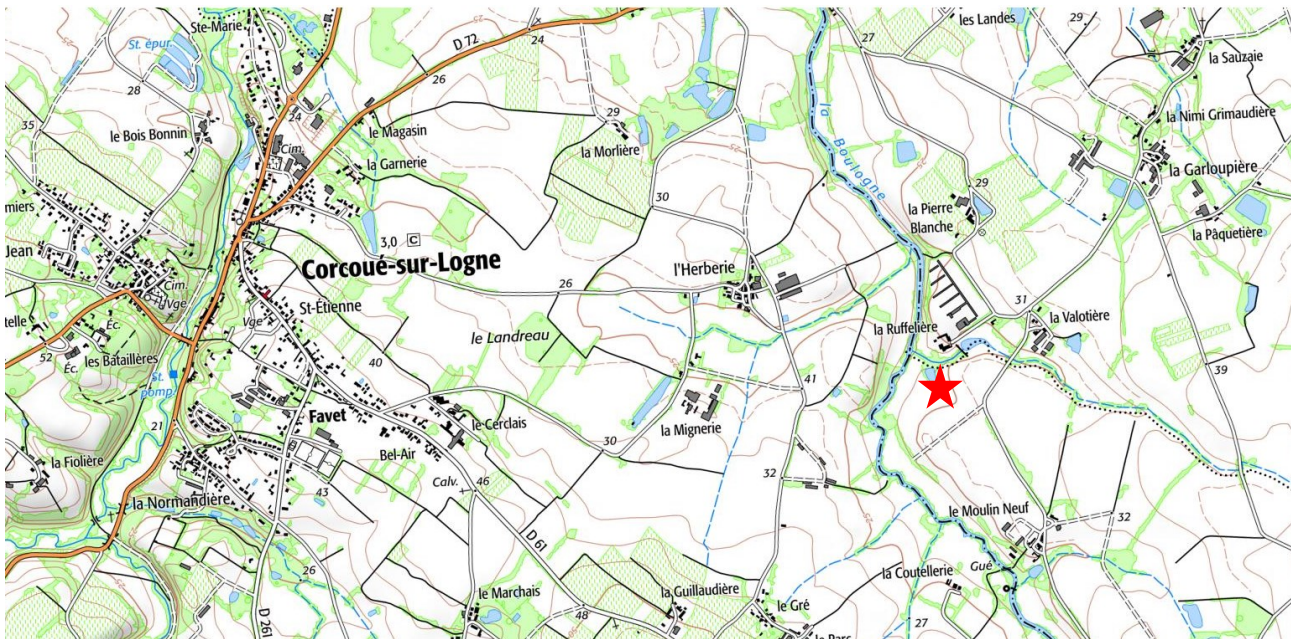


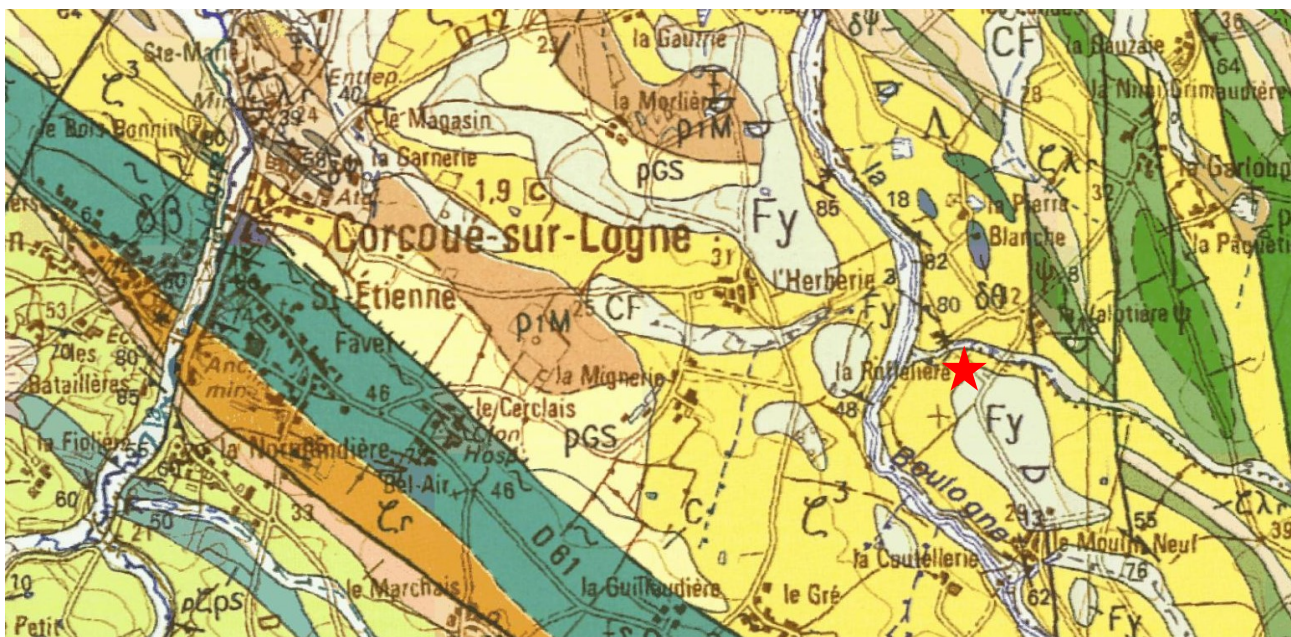
Illustration du rifting continental

Mise en place des filons de dolérite de composition basaltique et de plutons granitiques comme ceux de Mervent, de Siclon et ...peut-être, pure hypothèse, celui de Rocheservière !

Arrêt 7 : La Ruffelière - Commune de Saint-Philbert-de-Bouaine



Localisation de l'arrêt 7
Document Géoportail



Détail de la carte géologique de Palluau au 1/50000^{ème}
Document Géoportail

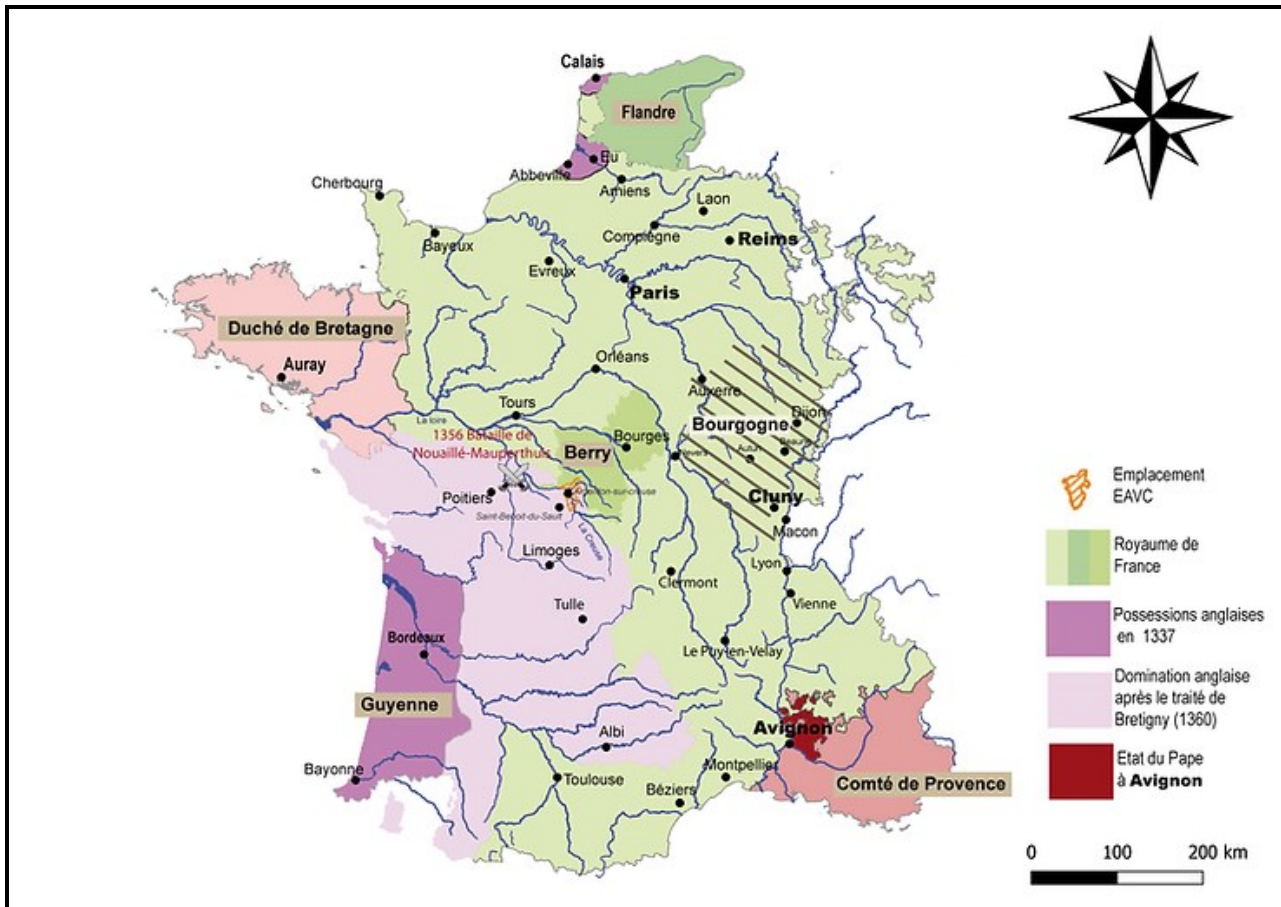
On est ici dans l'encaissant gneissique des éclogites et des birbirites.

Histoire



Le manoir de La Ruffelière - Cour intérieure

Le traité de Brétigny, signé en mai 1360, abandonne le Limousin et le Poitou à la souveraineté anglaise. Désormais, le Sud du Duché de Bretagne, la Marche (Charente, Haute-Vienne, Creuse et Indre) et le Sud du Berry deviennent une zone frontalière parcourue par des bandes de routiers.



Le manoir de la Ruffelière fut détruit en 1417, pendant la guerre de Cent Ans (La Boulogne était alors la frontière entre la Bretagne et le Poitou), reconstruit dans le style gothique dans les années 1420 par Alette de Polhay et Jehan de Goulaine, puis incendié à nouveau en 1794 pendant les guerres de Vendée.

Géologie

La grande majorité des roches qui encaissent les lentilles d'éclogite sont des gneiss paradérivés et orthodérivés, très déformés, ayant un aspect schisteux comme on l'a vu à la Roche aux Lutins (arrêt 6). Ces gneiss « feuilletés » sont également visibles dans la descenderie de la carrière de la Gerbaudière (arrêt 5).

Cependant, en quelques points, ces gneiss sont peu déformés et dans ce cas, les structures et paragenèses précoces y sont alors préservées et elles révèlent une histoire polyorogénique complexe. On retrouvera ces roches exceptionnelles à Grezay (arrêt 9).

Sur le pas du porche d'entrée et les murs extérieurs de la bâtisse, un paragneiss (ou métapélite c'est-à-dire formée à partir de sédiments argileux et ici très riches en aluminium) montre des pseudomorphes sombres de la taille d'un cm de cristaux de cordiérite, dont elle a parfois conservé la forme pseudo-hexagonale.



Paragneiss à pseudomorphose de cordiérite

NB : La carrière d'où provient cette roche est située non loin de là, sur l'autre rive de la Boulogne.

Pseudomorphe et pseudomorphose : définitions

Pseudomorphe : du grec ancien « pseudos » (« faux, erroné ») et morphos (« forme »).

Pseudomorphose : La pseudomorphose est le remplacement d'un minéral par un ou plusieurs minéraux, avec conservation de la forme extérieure originelle du minéral remplacé.

Exemple : des cubes de pyrite sont communément pseudomorphosés par de la goethite lors de l'oxydation superficielle : la goethite adopte alors un habitus cubique qui est celui de la pyrite, en apparente contradiction avec son système cristallin orthorhombique.

Ces pseudomorphoses de cordiérite sont donc comme des fantômes de cordiérite. Ils ont la forme pseudo-hexagonale de la cordiérite mais n'en sont pas constitué.

En effet, sous le microscope électronique à balayage, la cordiérite apparaît totalement remplacée par un assemblage crypto-cristallin à disthène (cristallites de 10 microns de long et 1 micron de large), grenat (taille de 20 à 30 microns), quartz et micas.

Des couronnes microscopiques à grenat + phengite se sont développées au contact des cristaux de plagioclase et de biotite.

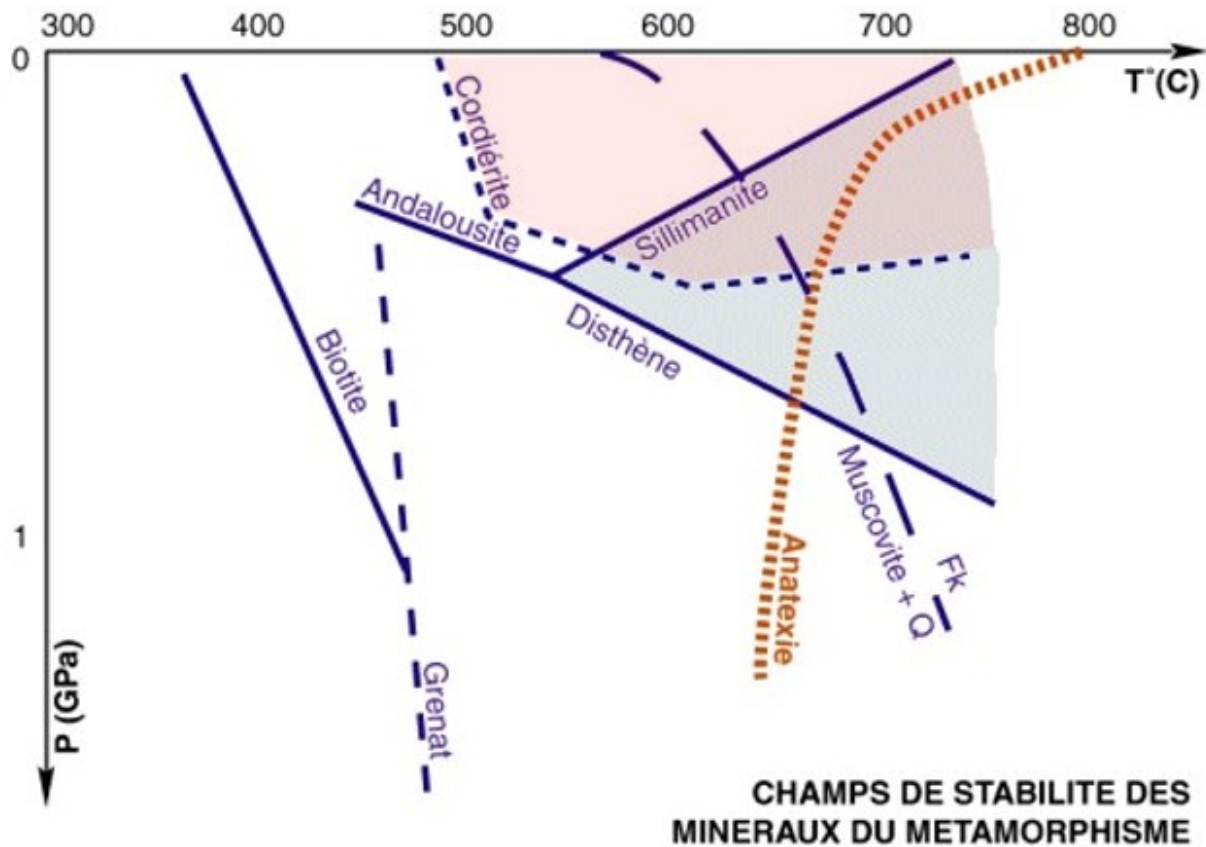
Dans la cour, on peut aussi observer un affleurement de gneiss migmatitique, montrant des alternances de leucosome et mélanosome.



Gneiss migmatitique de la cour

Les paragneiss à pseudomorphoses de cordiérite et les migmatites sont indubitablement les indices d'un métamorphisme de haute température.

La migmatisation, qui est un début de fusion, exige des températures de l'ordre de 600°C et la cordiérite, minéral riche en aluminium, est stable dans les conditions de haute température et basse pression comme le montre la grille P-T° ci-dessous.



<http://caillouxblog.centerblog.net/3110370-shema-des-mineraux-reperes>

Le champ de stabilité de la cordiérite se trouve dans le polygone rouge.

Mais si la formation des porphyroblastes de cordiérite et la migmatisation sont clairement les indices d'un métamorphisme de haute température, en revanche, le disthène, le grenat et la phengite, qui apparaissent en pseudomorphose de la cordiérite ou en couronne entre biotite et plagioclase, sont le résultat d'un métamorphisme ultérieur de haute pression.

Les paragneiss de La Ruffelière ont donc connu deux métamorphismes :

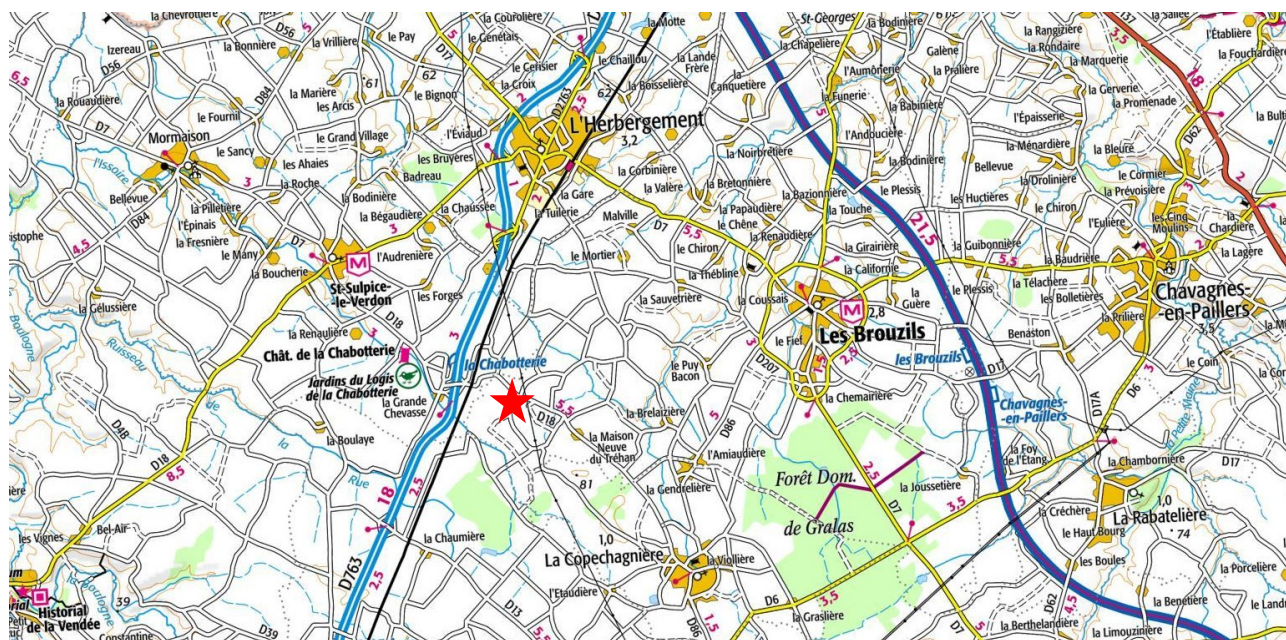
- un premier métamorphisme de BP et HT qui a permis la formation de la cordiérite et un début de fusion (anatexie)
- puis un deuxième métamorphisme, cette fois-ci de HP, dans le faciès éclogitique, qui a induit la pseudomorphose de la cordiérite en disthène, grenat et phengite.

Ils racontent par conséquent une histoire beaucoup plus complexe qu'on ne pourrait le penser.

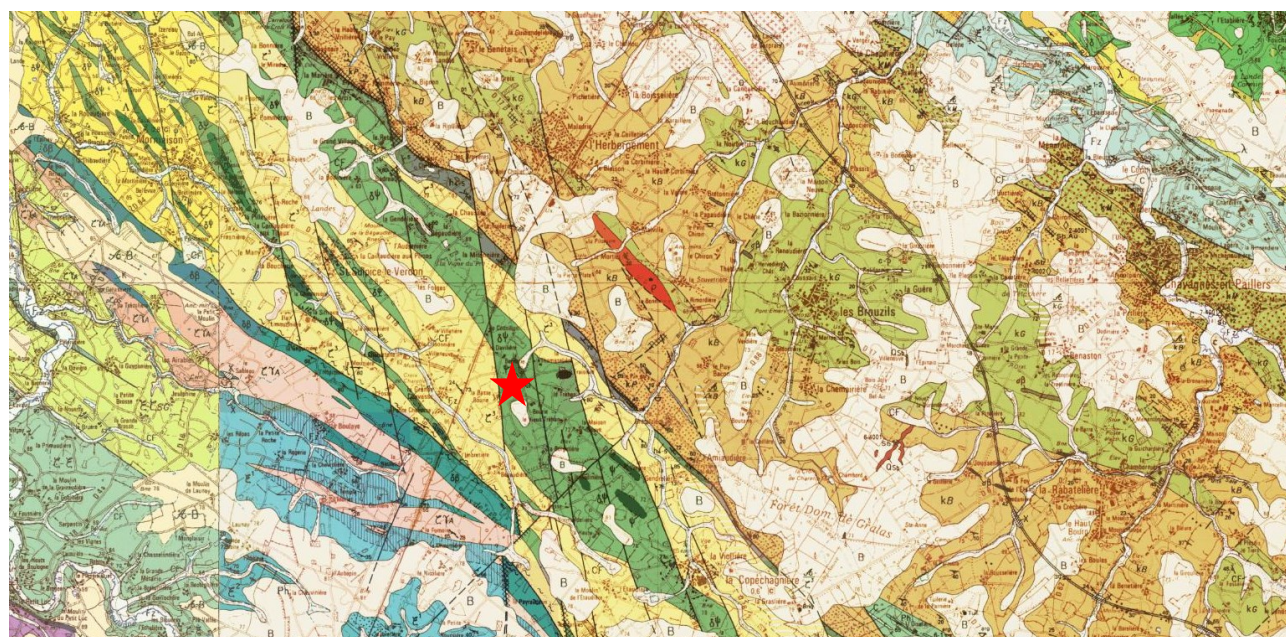
Schématiquement, des sédiments riches en aluminium ont été « chauffés » à basse pression donc près de la surface puis ont été entraînés dans la subduction avec la croûte océanique.

Cette succession d'événements sera détaillée à Grezay où l'on retrouve les paragneiss à pseudomorphoses de cordiérite et les gneiss migmatitiques (arrêt 9).

Arrêt 8 : La Chabotterie - Saint-Sulpice-le-Verdon



Localisation de l'arrêt 8
(Document Géoportail)



Détail de la carte géologique de Montaignu au 1/50000^{ème}
Document Géoportail



La Chabotterie



Le groupe de l'AVG devant les murs du restaurant



Il pleut toujours un peu... mais on sort quand même les documents !

Les murs du manoir de La Chabotterie contiennent de beaux spécimens de gneiss et d'éclogites sombres riches en Fe et en Ti, qui existent également sous forme de blocs volants dispersés dans les champs situés plus au Sud.

L'omphacite des éclogites y a une couleur vert foncé et le grenat est rouge vif, ces teintes reflétant la richesse en fer de ces minéraux. De plus, on observe une abondance relative du rutile (TiO_2), jusqu'à 4% du volume de la roche et la présence commune de clinozoïsite.



Éclogite ferrotitanée



Détail

Ce type d'éclogite ferrotitanée correspond au terme évolué de la différenciation tholéitique du protolithe gabbroïque (voir arrêt 3 de La Compointrie). Il pourrait représenter 2 à 3 % du volume de l'ensemble des éclogites vendéennes.

On peut aussi y trouver des paragneiss à pseudomorphoses de cordiérite et des migmatites comme à La Ruffelière (arrêt 7).



Paragneiss à pseudomorphoses de cordiérite



Gneiss migmatitique

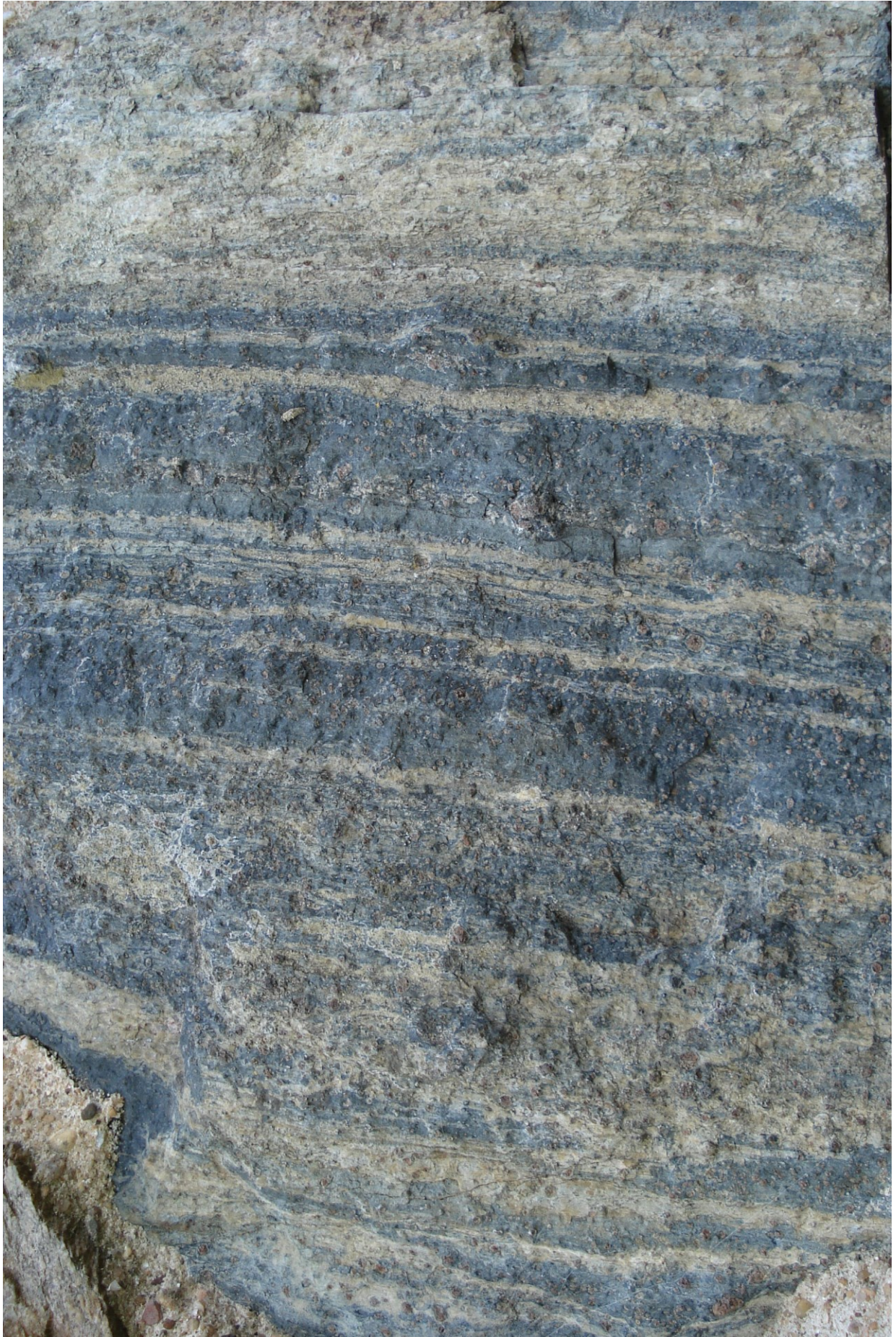


Orthogneiss à gros feldspath potassique

Dans certains blocs (il y en a un beau visible sur le mur arrière du restaurant), on observe des rubans centimétriques à décimétriques d'une roche claire, leucocrate qui alterne avec l'éclogite ferro-titanée précédente.



Roche à alternance de rubans d'éclogite ferrotitanée et de roche leucocrate



Alternance de rubans d'éclogite et de plagiogranite



Détail

Cette roche est constituée de cristaux millimétriques de grenat et d'amphibole, noyés dans une matrice riche en quartz et en plagioclase albitique, mais sans feldspath potassique.

Le rubanement, dû à des variations dans la proportion et la taille des minéraux, a été transposé parallèlement à la foliation, elle-même parallèle à la foliation des éclogites associées.

Cette roche leucocrate rubanée, qui alterne toujours avec des éclogites ou des amphibolites, est assez commune dans l'Unité des Essarts où elle a été décrite sous le nom de kéraatophyre, de leptynite rubanée ou de métaplagiogranite.

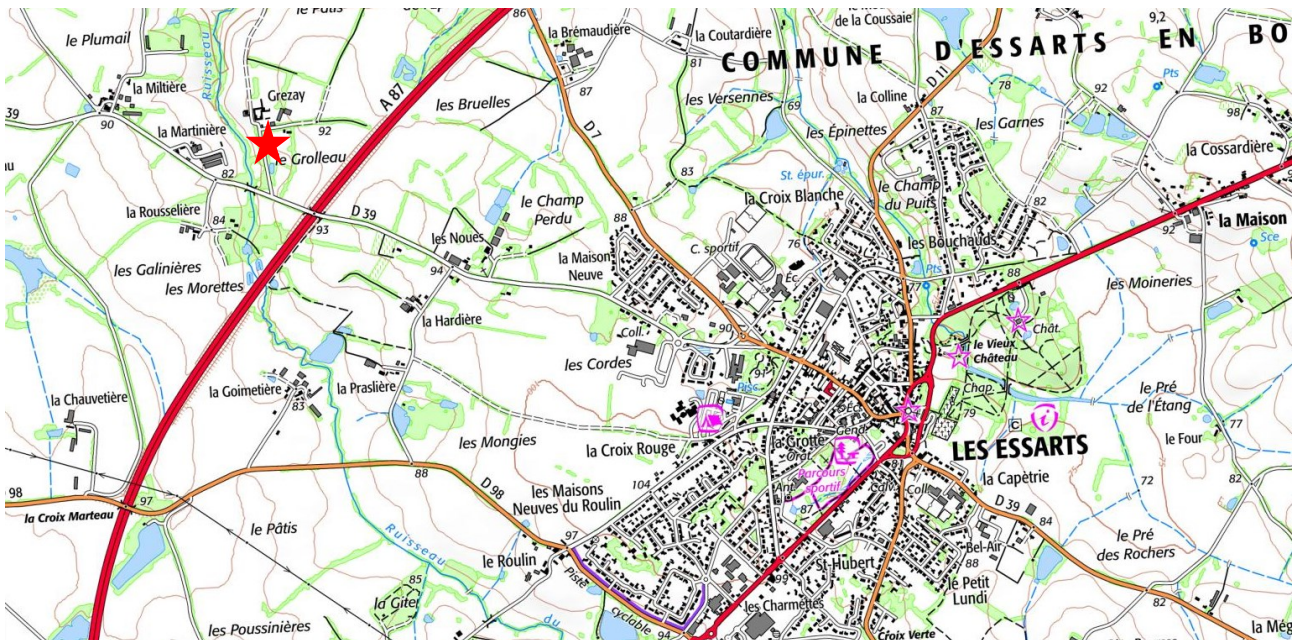
Elle a une composition de plagiogranite et pourrait dériver du terme ultime de la série tholéiitique qui a produit par ailleurs le protolithe gabbroïque des éclogites (voir arrêt 3).

Cependant, aucune marque claire de métamorphisme éclogitique n'y a été décelée, le plagioclase y étant assez abondant.

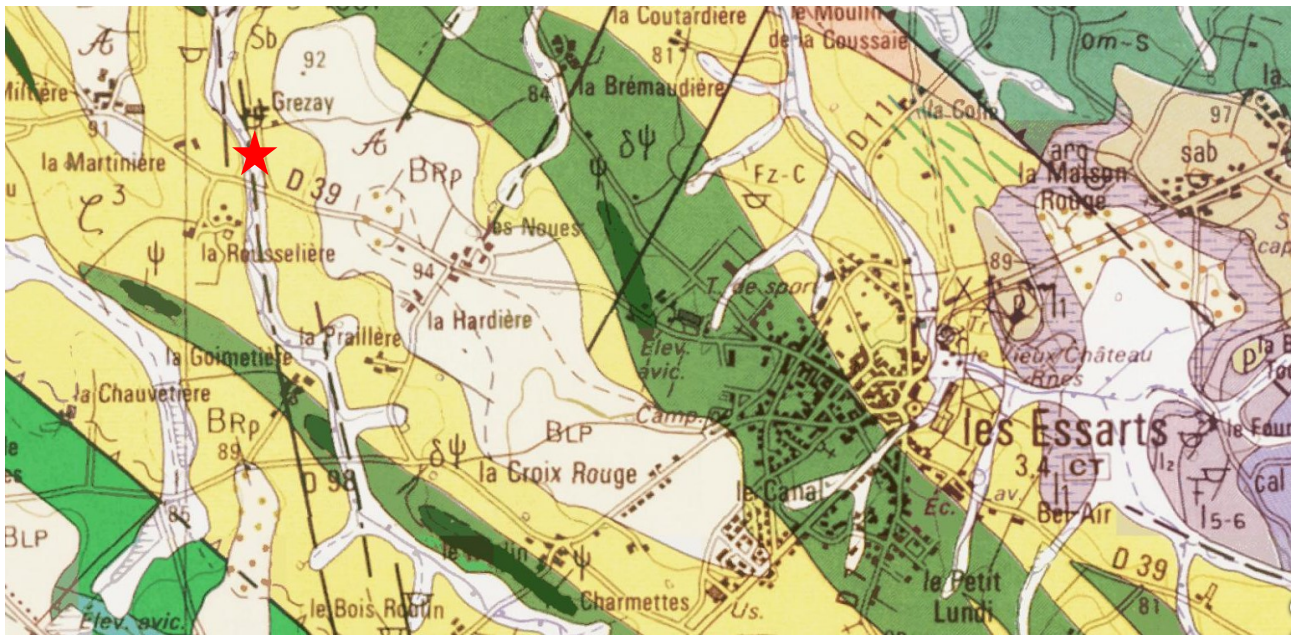


L'AVG devant les grilles du Logis de La Chabotterie

Arrêt 9 : Grezay - Les Essarts-en-Bocage



Localisation de l'arrêt 9
Document Géoportail



Détail de la carte géologique de La Roche-sur-Yon au 1/50000^{ème}
Document Géoportail

Greza y est, avec la Ruffelière (arrêt 7), l'un des quelques gisements de gneiss à reliques de métamorphisme éclogitique.

Les roches affleurent dans une petite carrière abandonnée près du manoir de Grezay où l'on peut voir, en bordure, des gneiss très altérés et foliés et au centre, un énorme bloc, très dur, duquel on peut difficilement détacher des échantillons, surtout des migmatites nébulitiques. À sa base, on peut y voir aussi des petits filons de quartz.



La carrière



Le gros bloc de la carrière



Échantillon de migmatite nébulitique (?)

Les roches qui en ont été extraites ont servi à la construction du manoir. Aussi les murs de ce logis, reconstruit dans le « style Clisson » au XIX^{ème} siècle, montrent-ils tout un échantillonnage de divers métagranitoïdes (orthogneiss déformés et non déformés), paragneiss à pseudomorphoses de cordiérite, migmatites et éclogites coronitiques présentant des indices de métamorphisme dans le faciès éclogite.



Madame Rémy, propriétaire du Manoir de Grezay, présentant les lieux au groupe de l'AVG



Le faciès le plus commun est une migmatite nébulitique. Quelques taches centimétriques sombres témoignent de la présence, comme à la Ruffelière (arrêt 7), de pseudomorphoses d'anciens porphyroblastes de cordiérite.

Les couronnes à grenat et phengite, qui se sont développées lors du métamorphisme de faciès éclogite au contact des feldspaths et de la biotite sont parfois visibles à l'aide d'une loupe.

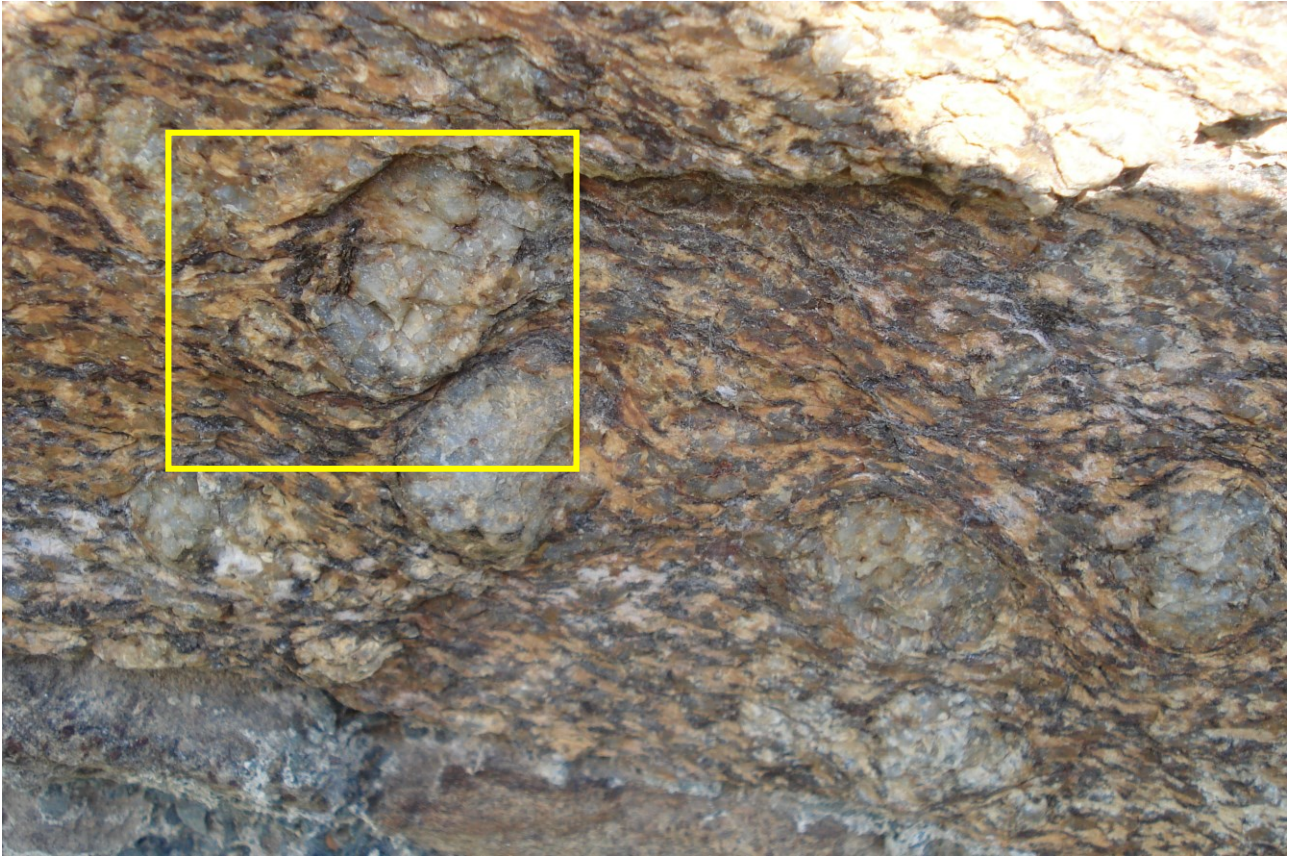
Le plagioclase primaire apparaît remplacé, au microscope, par une mosaïque cryptocristalline à albite et microlithes de disthène, interprétée comme une pseudomorphose de la jadéite.

Toutes ces réactions métamorphiques, très similaires à celles des roches de Monte Mucrone dans les Alpes, révèlent l'empreinte d'un métamorphisme de haute pression de faciès éclogite.

Il est intéressant de noter qu'un métamorphisme de faible degré, attesté par l'exsolution de perthites dans le feldspath potassique ($T < 420^{\circ} \text{C}$), est intervenu entre le métamorphisme de haute température (migmatite à cordiérite) et l'empreinte de haute pression (couronnes à grenat, phengite, rutile et quartz).



Orthogneiss porphyroïde = métagranite à porphyroblastes de feldspath



Détail

*Le cisaillement est très net (queues de recristallisation dans le cadre jaune) -
La foliation de l'orthogneiss contourne les porphyroblastes de feldspath*

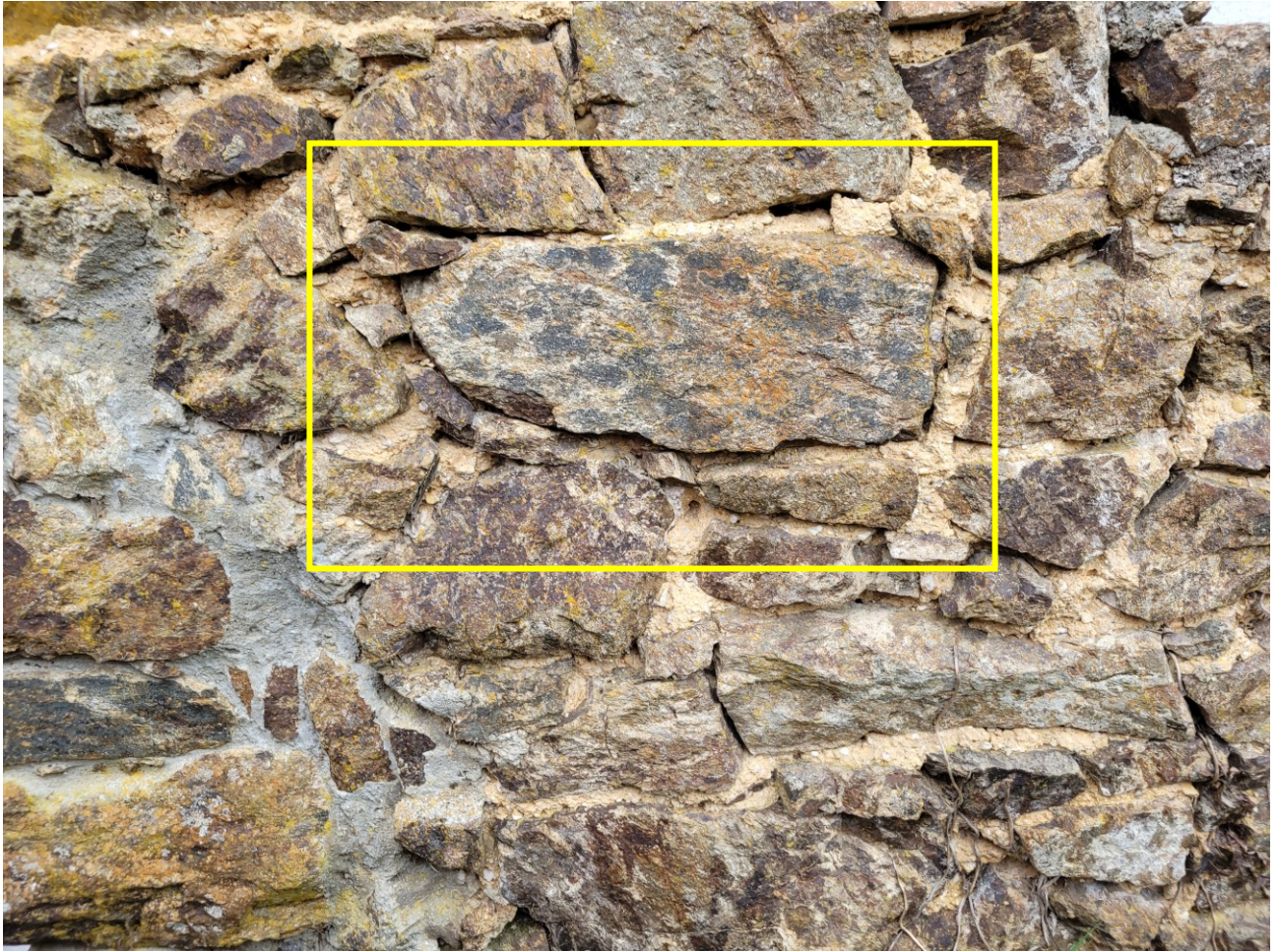


Migmatite



Migmatite

*Le filon de leucosome y est plissé (cadre jaune).
Les deux blocs situés à sa droite montrent de nombreuses figures de cisaillement.*



Bloc de paragneiss à pseudomorphoses de cordiérite



Détail





Comme on l'a évoqué à La Ruffelière (arrêt 7), l'association orthogneiss, paragneiss à pseudomorphoses de cordiérite et migmatites nébulitiques permettent de mettre en évidence dans l'Unité de HP des Essarts deux épisodes distincts de haut grade.

Les paragneiss à pseudomorphoses de cordiérite de La Ruffelière comme ceux de Grezay l'illustrent très bien. Ils ont connu :

- un premier métamorphisme de BP et HT qui a permis la formation de la cordiérite et un début de fusion révélée par la présence de migmatites (anatexie)
- puis un deuxième métamorphisme, cette fois-ci de HP, dans le faciès éclogitique, qui a induit la pseudomorphose de la cordiérite en disthène, grenat et phengite.

A- L'épisode de BP et HT

Le premier épisode de BP et HT a été caractérisé par l'intrusion de granitoïdes, une migmatisation et un métamorphisme de haute température qui a été responsable de l'apparition de la cordiérite dans des métapélites riches en aluminium.

1) Origine de la cordiérite

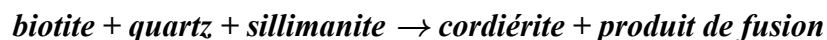
Cette synthèse de cordiérite s'est faite dans les conditions de P et de T° suivantes : T = 650 °C et P = 0,4 GPa).

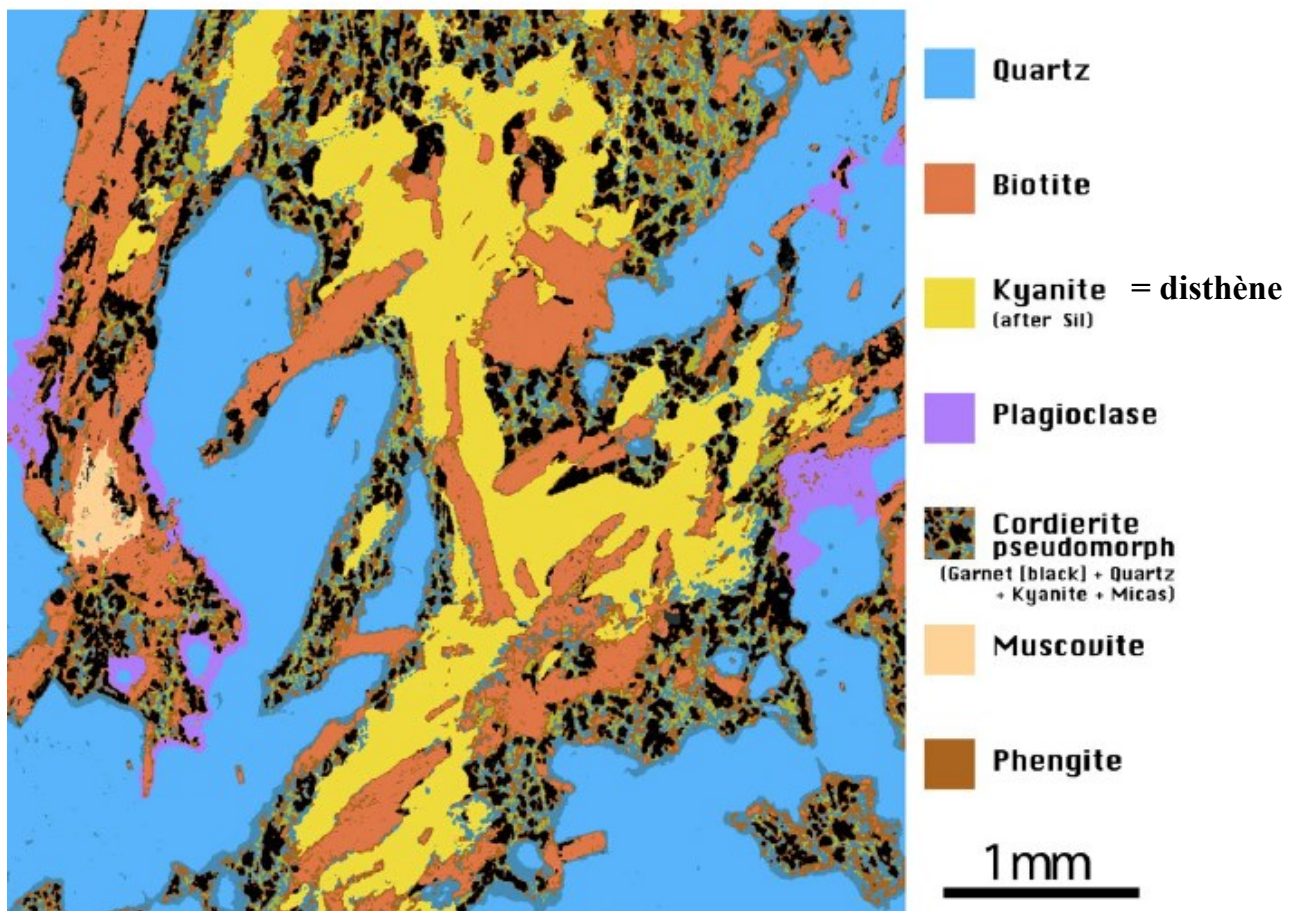
La cordiérite s'est formée dans les métapélites au détriment de la sillimanite, de la biotite et du quartz préexistants.

Sur le document ci-dessous qu'il faut lire en remplaçant le disthène par la sillimanite, la sillimanite étant l'équivalent du disthène dans des conditions de plus basses pressions, on peut observer des contacts minéralogiques différents :

- Le contact entre la biotite et le quartz est stable. On ne voit aucune liserai entre les deux minéraux qui pourrait suggérer une réaction.
- Il en est de même du contact entre la sillimanite et la biotite.
- En revanche, aux contacts triples : Sillimanite - Biotite - Quartz, la cordiérite apparaît.

Une telle structure indique que la cordiérite s'est formée selon la réaction :



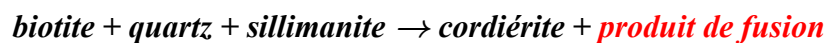


Réaction de migmatisation dans une migmatite (paragneiss) de Grezay

extrait de G. Godard (2009)

2) Migmatisation

La réaction précédente produit également du liquide magmatique :



Cela explique la présence de migmatites nébulitiques au voisinage des métapélites à cordiérite.

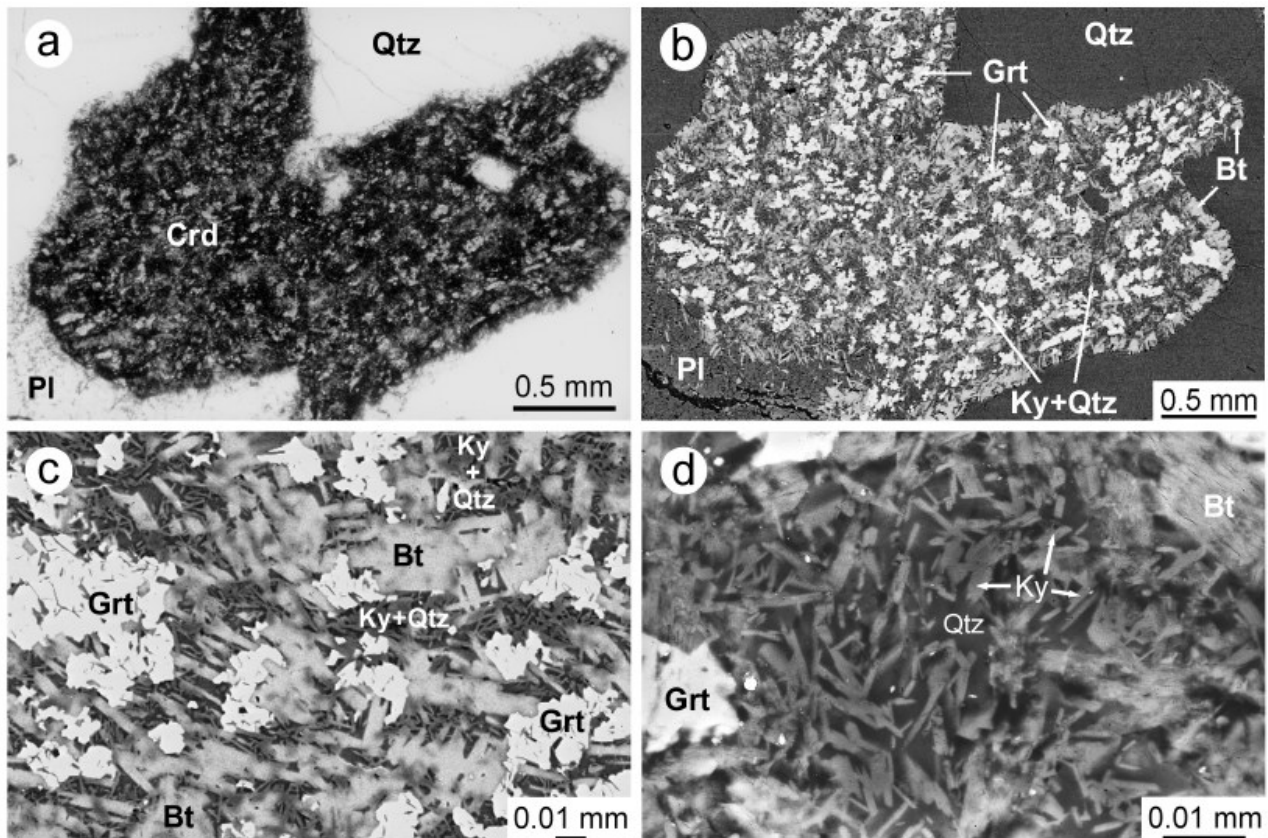
Cette réaction s'est opérée vers 0,3-0,5 GPa et 700°C.

B- L'épisode de HP

Le deuxième épisode de HP est venu se surimposer au premier dans le faciès éclogite (T = 700 °C, P = 2 GPa).

Il a donné lieu à de nombreuses réactions pseudomorphiques et coronitiques et provoqué la croissance de minéraux de HP (grenat, phengite, disthène, rutile et probablement jadéite) aux dépens de la paragenèse précédente de HT.

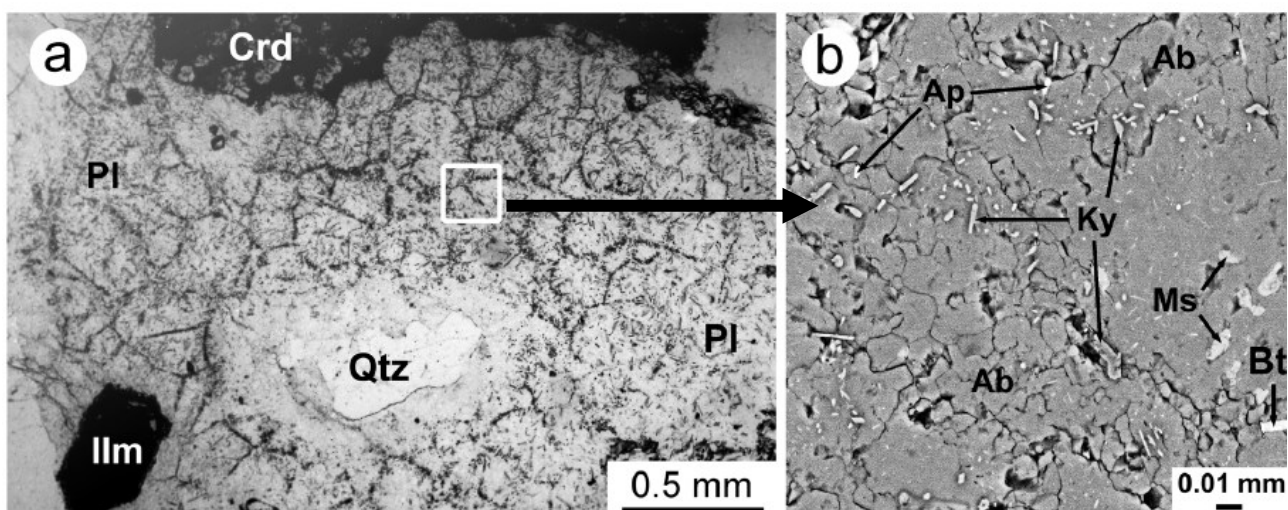
- La cordiérite est déstabilisée en un agrégat microcristallin de grenat, quartz, disthène et biotite.



Pseudomorphose de HP dans un cristal de cordiérite d'une migmatite (paragneiss) de Grezay

extrait de G. Godard (2009)

- Le plagioclase primaire apparaît remplacé, au microscope, par une mosaïque crypto-cristalline de microlithes d'albite et de disthène, interprétés comme une pseudomorphose de jadéite. Les sortes de cellules que l'on voit sur la figure a) ci-dessous pourraient représenter d'anciens monocristaux de jadéite avant leur transformation en albite.

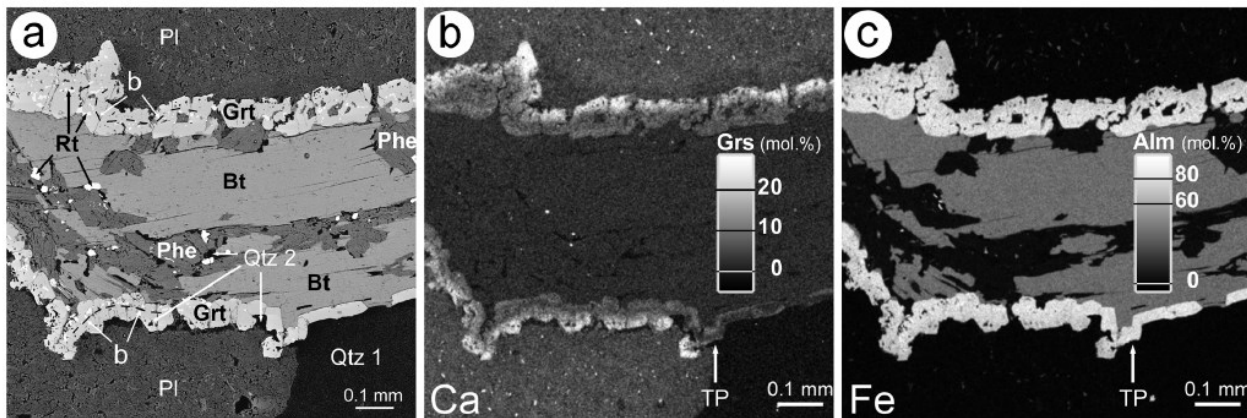


Pseudomorphose de HP dans un cristal de plagioclase d'une migmatite (paragneiss) de Grezay

extrait de G. Godard (2009)

- Une couronne de minéraux de HP avec grenat, phengite, quartz et rutile peut se former entre le plagioclase et la biotite dans les paragneiss suggérant la réaction :

Biotite + plagioclase → liserai de grenat + phengite (mica de HP) + quartz + rutile

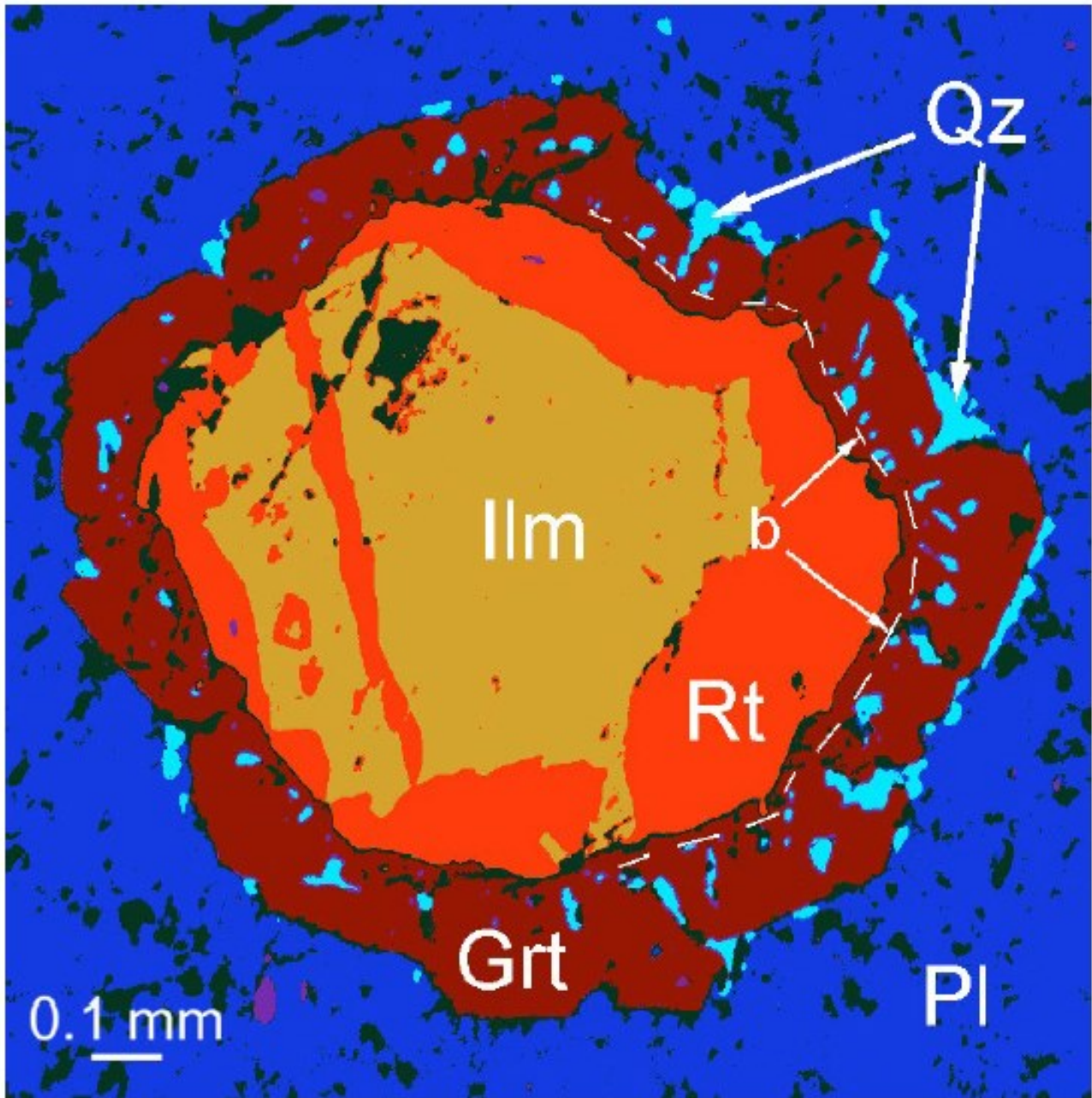


Couronne réactionnelle de HP entre plagioclase et biotite dans la migmatite (paragneiss) de Grezay
extrait de G. Godard (2009)

Remarque : La figure b) montre que la couronne de grenat est zonée : foncée donc pauvre en Ca au contact de la biotite et claire donc riche en Ca au contact du plagioclase. Cela traduit le fait que les grenats de HP, quand ils sont au contact avec le plagioclase, s'accroissent aux dépens de ce dernier en lui prenant son calcium.

- Une couronne de minéraux de HP peut aussi apparaître entre plagioclase et illménite (oxyde de fer et de titane de formule FeTiO_3). La couronne est constituée de rutile, grenat et quartz distribués en deux zones : une zone interne riche en rutile TiO_2 et une zone externe riche en grenat et quartz.

Illménite (minéral de HT) + plagioclase → grenat + rutile + quartz



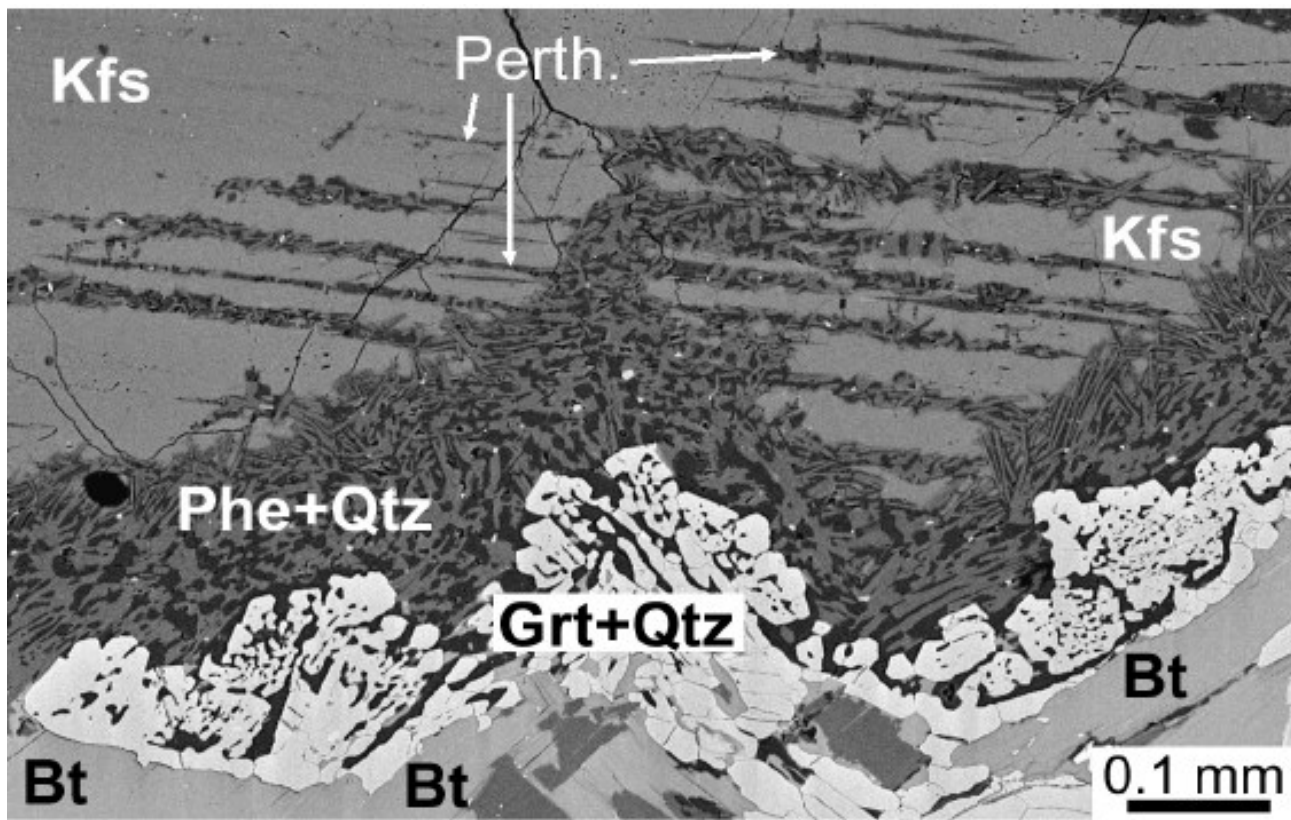
**Couronne réactionnelle de HP entre plagioclase et ilménite
dans la migmatite (paragneiss) de Grezay**

La ligne en pointillés blancs figure le contact initial entre les deux réactants : ilménite et plagioclase.

extrait de G. Godard (2009)

Mais la réaction de loin la plus importante est illustrée par le document suivant.

C- Mise en évidence d'une phase de refroidissement entre les deux épisodes de haut grade précédents



Couronne réactionnelle entre feldspath potassique et biotite dans la migmatite (paragneiss) de Grezay

extrait de G. Godard (2009)

La figure ci-dessus montre une couronne de HP, dans le faciès éclogite, entre le feldspath potassique et la biotite dans un paragneiss migmatitique de Grezay.

La couronne est constituée de grenat + quartz du côté de la biotite et de phengite + quartz du côté du feldspath potassique.

L'association feldspath potassique + biotite représente donc la paragenèse initiale d'un granite certainement qui a été ensuite métamorphisé dans le faciès éclogite, le grenat et la phengite étant des minéraux caractéristiques de ce faciès.

***Biotite + FK → une symplectite grenat + quartz + rutile du côté de la biotite
et une symplectite phengite + quartz du côté du FK***

On constate également que la symplectite de faciès éclogite phengite + quartz du côté du feldspath s'est également développée dans les plans des perthites* ce qui implique que l'exsolution de l'albite dans le feldspath potassique a déjà été acquise avant l'entrée de la roche dans le faciès des éclogites.

Or on sait que l'exsolution intracristalline dans les feldspaths alcalins de composition intermédiaire (avec K et Na) est favorisée par un refroidissement lent, aux environs de 350 - 400°C.

Cela implique par conséquent qu'entre les deux métamorphismes de haut grade, il y a eu un épisode de refroidissement.

Confirmation de cet épisode de refroidissement

L'analyse des pseudomorphes de cordiérite dans les paragneiss de faciès éclogitique et qui renferment la paragenèse Grenat + Disthène + Quartz + Biotite montre un enrichissement en K et un appauvrissement en Mg et Fe par rapport à des cordiérites normales.

Leur composition chimique se révèle être en fait similaire à celle de cordiérites altérées encore appelées « pinites », la pinite se présentant sous la forme d'un agrégat polycristallin de muscovite, séricite, chlorite et quartz.

Or, la pinitisation de la cordiérite a lieu vers 400°C.

C'est donc bien la preuve que les paragneiss à pseudomorphes de cordiérite se sont refroidis avant d'entrer dans la subduction et atteindre les conditions du faciès éclogitique de HP auxquelles la cordiérite va se pseudomorphoser en un agrégat microcristallin de grenat, quartz, disthène et biotite.

* **Définition :** « Une perthite est un enchevêtrement de deux feldspaths alcalins : un feldspath potassique (composition proche de $KAlSi_3O_8$) et un feldspath sodique (proche de $NaAlSi_3O_8$). La plupart du temps, il s'agit de lamelles ou d'imbrications irrégulières de feldspath sodique (albite) au sein d'un cristal-hôte de feldspath potassique (orthose ou microcline).

La texture perthitique se forme par exsolution lors du refroidissement d'un cristal de feldspath alcalin ayant une composition intermédiaire entre feldspath potassique et albite. La miscibilité des deux pôles $NaAlSi_3O_8$ et $KAlSi_3O_8$ est en effet totale à des températures proches de 700 °C et des pressions crustales, mais elle devient très limitée à des températures plus basses. Si un cristal de feldspath alcalin de composition intermédiaire se refroidit suffisamment lentement, des domaines respectivement riches en Na et K se séparent.

Quand le refroidissement a été suffisamment lent, la texture perthitique est visible à l'œil nu : lamelles blanches d'albite parmi le microcline rose, ou le contraire pour une antiperthite. »

d'après Wikipedia

Conclusion : Résumé de l'histoire de l'encaissant des éclogites de l'Unité de HP des Essarts

L'encaissant de l'Unité à HP des Essarts aurait donc connu la suite des événements ci-dessous :

- 1- **Épisode de métamorphisme de HT et BP qui a permis le développement de la cordiérite dans les métapélites et lamigmatisation de ces dernières (anatexie).**
- 2- **Genèse par anatexie de leucosomes puis de magmas plus conséquents de composition granitique.**
- 3- **Formation à partir de ces magmas, par refroidissement, de granites à feldspath potassique et biotite aux alentours de 800°C.**

Phase 1 du graphe ci-dessous

- 4- Remontée lente de ces granites solides mais chauds vers la surface.
- 5- À une température voisine de 350-400°C, exsolution des perthites d'albite (sodique) au sein des cristaux de feldspath potassique.

Phase 2 du graphe ci-dessous

- 6- Puis subduction des métapélites à cordiérite et des granites qui entrent dans le faciès éclogite de HP en même temps que la croûte océanique lors de la fermeture de l'Océan Centralien.
- 7- La biotite et le feldspath potassique des granites, instables dans ces nouvelles conditions de P et de T, réagissent ensemble pour former les symplectites grenat + quartz + rutile du côté de la biotite et phengite + quartz du côté du feldspath potassique.
- 8- Puis pénétration de la phengite dans les plans perthitiques du feldspath potassique.

Phase 3 du graphe ci-dessous

- 9- Pic du métamorphisme de HP avec sans doute déformation (cisaillement).

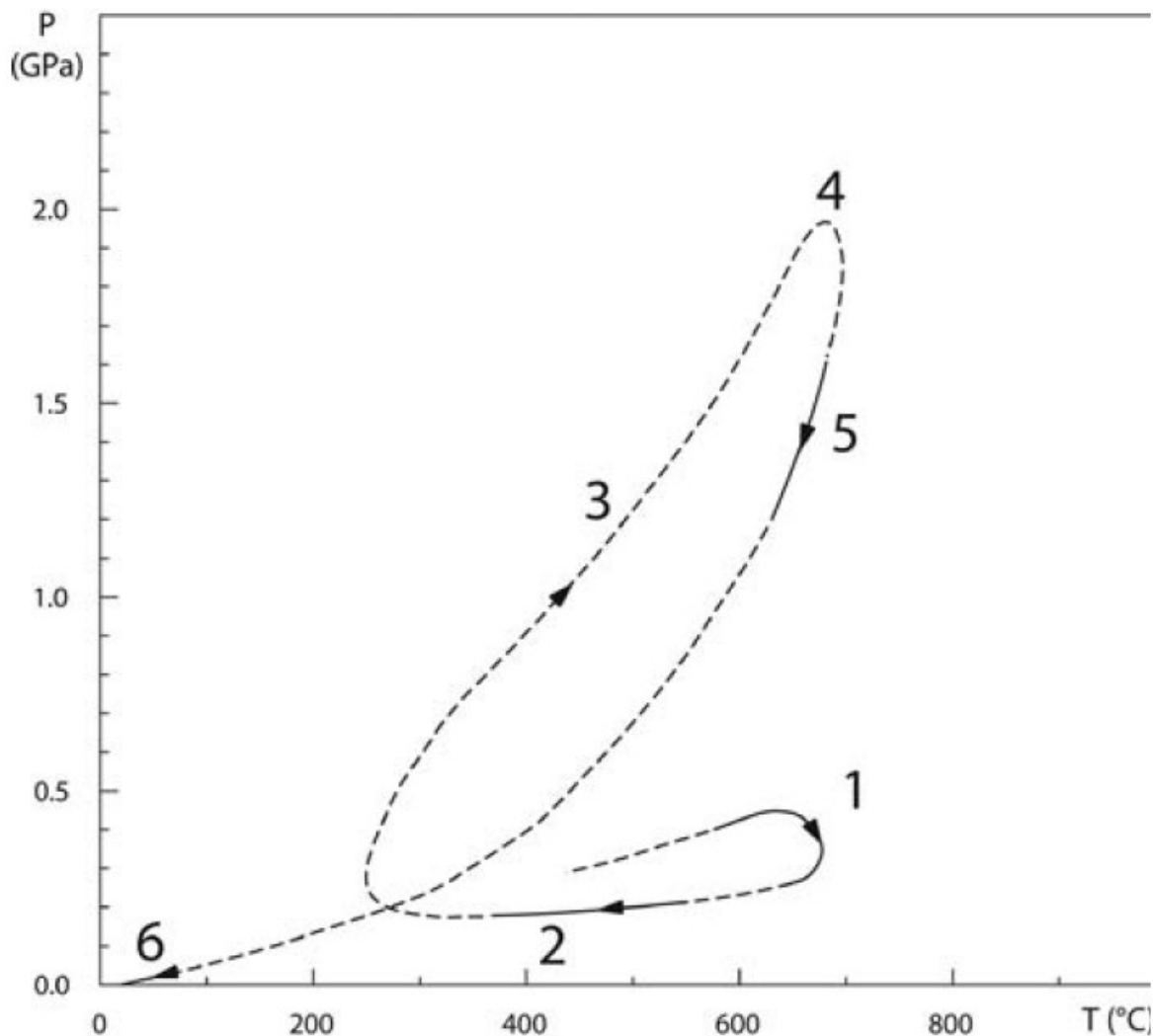
Phase 4 du graphe ci-dessous

- 10- Remontée vers la surface et réactions de rétromorphose.

Phase 5 du graphe ci-dessous

- 11- Situation actuelle.

Phase 6 du graphe ci-dessous



Âge de l'exhumation par la méthode U/pb sur monazite

La monazite

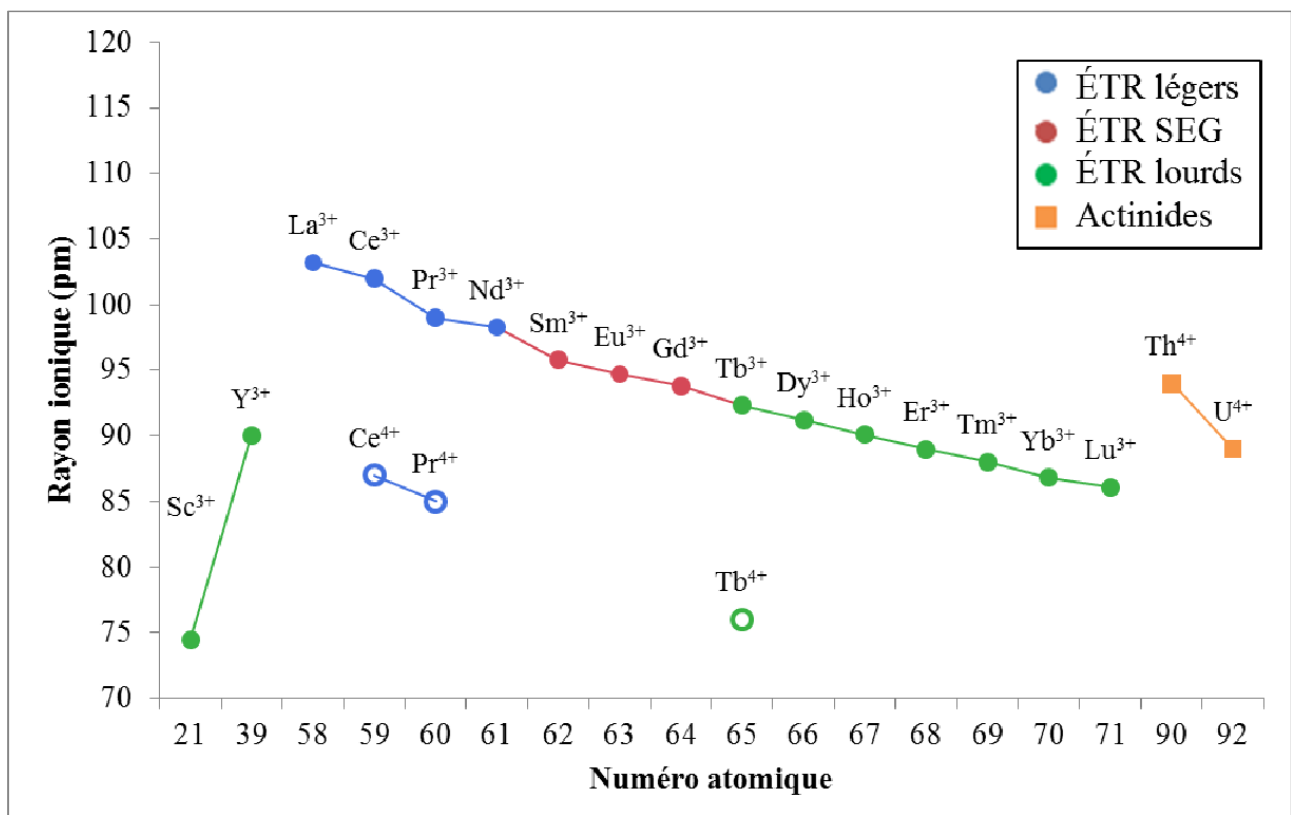
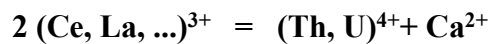
La monazite est un phosphate de terres rares légères (Cérium, Lanthane, Néodyme).

Formule chimique de la monazite : $(Ce,La,Nd)PO_4$

C'est un minéral accessoire des granites, des syénites et des pegmatites et on la trouve dans des environnements géologiques très variés : dans des roches du métamorphisme de contact, dans des migmatites, dans des granulites de UHT, dans des roches de HP - BT et aussi dans des éclogites à coésite de UHP.

Résistante à l'altération, on peut la retrouver dans les roches sédimentaires détritiques (sables et pélites par exemple).

Mais comme ne l'indique pas la formule chimique ci-dessus !... elle peut contenir de grandes quantités de Th et d'U, éléments radioactifs. En effet, le Th et l'U peuvent se substituer facilement aux terres rares légères, leurs rayons ioniques moyens étant très proches (voir document ci-dessous). Et même si l'uranium et le thorium sont tétravalents et les terres rares trivalentes, l'équilibre ionique peut être facilement assuré par le Ca par exemple :



Volume de la maille en fonction des rayons ioniques

Et comme elle n'incorpore pas (ou peu) de Pb commun quand elle cristallise, et que le thorium ou l'uranium, isotopes pères, et les Pb radiogéniques (isotopes fils) ne diffusent pas, dans la majorité des cas, à l'extérieur du cristal dans les conditions régnant dans la croûte terrestre, tout le plomb présent dans la monazite correspond donc exclusivement à du plomb radiogénique produit par la désintégration radioactive du

thorium et/ou de l'uranium. **La monazite constitue par conséquent un géochronomètre idéal et très fiable.**

De plus, on a montré récemment que la monazite ne subit pas non plus les effets destructeurs de l'irradiation provoquée par le thorium et l'uranium qu'elle renferme et qui pourraient la rendre amorphe (*phénomène de métamictisation*). La monazite reste en effet à l'état cristallin car elle possède un mécanisme de cicatrisation des défauts indépendant de la température, appelé « recuit-alpha », déjà mis en évidence dans l'apatite.

Il a été également démontré que la monazite préserve ses éléments constitutifs dans des conditions physico-chimiques critiques. Soumise à des températures de 50 à 230°C et des pH de 1,5 à 10, la monazite présente des taux de dissolution bien plus faibles (voire négligeables) que ceux des silicates les plus communs des roches. Le thorium par exemple n'est pas transporté, il est réintégré dans l'édifice cristallin ou reprécipite sous forme d'hydroxyde au voisinage des zones primaires d'altération ou encore sous forme de phosphate donnant une nouvelle génération de monazite.

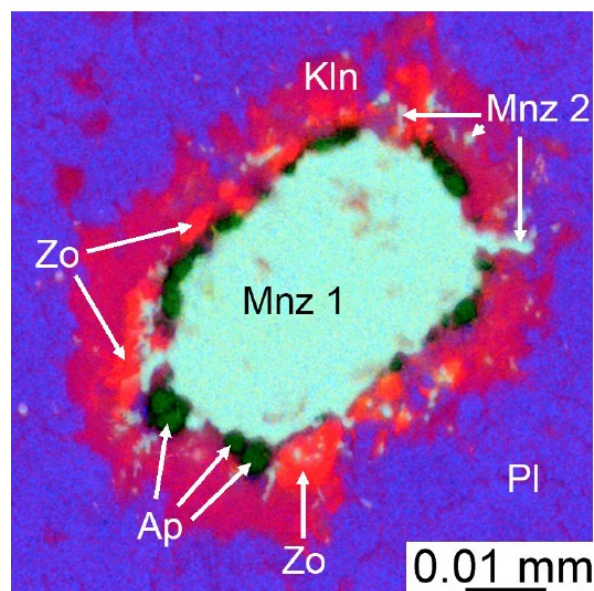
Il a été enfin montré empiriquement que la monazite se comporte comme un système clos, et que les phénomènes de diffusion restent très limités jusqu'à des températures de 700°C voir même 900°C en l'absence de circulations fluides.

Cette stabilité conforte le potentiel chronologique de la monazite.

Dans la monazite, le thorium contraint mieux les âges car il est 10 fois plus présent que l'uranium, c'est pourquoi la datation U-Th/Pb est privilégiée.

La monazite des paragneiss migmatitiques à cordiérite de Grezay (arrêt 9)

Le document ci-dessous représente la cartographie élémentaire d'un paragneiss de Grezay, plus exactement d'un paragneiss migmatitique à cordiérite.



Cartographie élémentaire d'une monazite et de son environnement immédiat dans un paragneiss migmatitique à cordiérite de Grezay

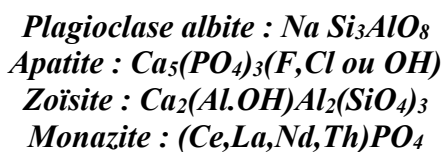
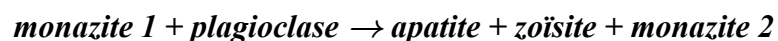
Attention à l'échelle ! le cristal de monazite Mnz1 a un grand axe de seulement 50 µm.

d'après V. Bosse et al. (2024)

On peut y voir, entre autres, deux cristaux de monazite :

- une monazite de grande taille (Mnz 1), automorphe, peu fracturée, non zonée et sans inclusion, en association avec du plagioclase albite (Pl). Cette monazite 1 est entièrement incluse dans le plagioclase ;
- et une monazite de petite taille (Mnz 2). Cette monazite 2 apparaît en fait en couronne réactionnelle entre la monazite 1 et le plagioclase albite et en association avec de la zoïsite (Zo) et de l'apatite (Ap)

ce qui suggère que la réaction suivante a eu lieu :



La monazite 1 est donc de première génération et l'association monazite 1 + plagioclase représente la paragenèse initiale.

On remarque aussi que l'apatite et la zoïsite sont riches en Ca.

Ce calcium ne peut provenir que du plagioclase qui pourrait en contenir une petite proportion s'il s'agit d'albite, voir importante si le plagioclase est proche du pôle anorthite très riche en calcium.

De la même façon, c'est le plagioclase qui nourrirait en Al la zoïsite et c'est le phosphore de la monazite 1 qui contribuerait à l'apatite et à la monazite 2.

Enfin, le fait que l'apatite puisse contenir du fluor (F) ou du chlore (Cl), absents dans la monazite 1 et le plagioclase, pourrait faire penser à l'intervention de fluides hydrothermaux chauds ($T > 150$ °C), profonds et à pression élevée, chargés en agents volatils (F, Cl, CO₂, SO₂).

Autre observation

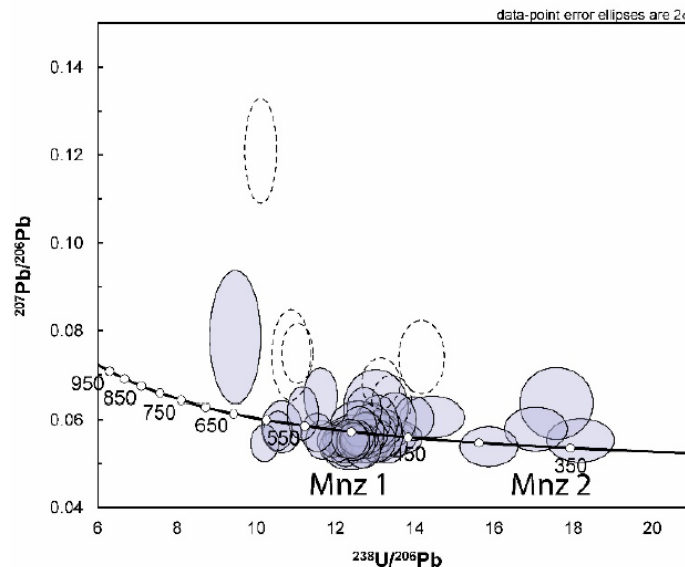
On constate que l'auréole réactionnelle est entièrement incluse dans la zone où le plagioclase albite a été altéré, argilisé, transformé en kaolinite (Kln). Cette altération est bien évidemment le fait de la radioactivité α de la monazite 1.

Mais on constate également la présence de nombreuses petites taches de kaolinite dans tout le plagioclase. La formation de cette kaolinite appartient à une histoire beaucoup plus récente : elle est due surtout à l'altération des granitoïdes dans des conditions de sub-surface à l'Éocène, période qui a connu un climat tropical, chaud et humide. Elle est par conséquent contemporaine de l'altération des serpentinites qui ont été transformées en birbirites (arrêt 4).

La Concordia de Tera-Wasserburg du paragneiss migmatitique à cordiérite de Grezay.

Le document ci-dessous représente la Concordia de Tera-Wasserburg du paragneiss migmatitique à cordiérite de Grezay.

Il s'agit en fait d'une sorte d'isochrone. Elle montre que la monazite 1 a été datée entre 510 et 480 Ma (fin du Cambrien - début de l'Ordovicien) et la monazite 2 à 395 ± 6 Ma (Eifelien - Dévonien moyen).



Concordia de Tera-Wasserburg pour les monazites 1 et 2 du paragneiss migmatitique à cordiérite de Grezay

d'après V. Bosse et al. (2024)

en abscisse : $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} = 1 / (e^{\lambda_2 t} - 1)$
 avec λ_2 (constante de désintégration de ^{238}U) = $1,55 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$
 et en ordonnée : $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1 \cdot (e^{\lambda_1 t} - 1) / 137,8$
 avec λ_1 (constante de désintégration de ^{207}Pb) = $9,85 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$
 et 137,8 étant la valeur actuelle du rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$

« Nous présentons de nouveaux âges U-Th/Pb obtenus pour le xénotime et la monazite dans les paragneiss et orthogneiss polycycliques de l'Unité des Essarts (Vendée, domaine sud armoricain, France), qui ont enregistré un cycle de HT-BP se terminant par une première phase de rétro-morphose, suivi d'un métamorphisme postérieur dans le faciès éclogite, semblable à celui des éclogites à proximité. Certains paragneiss et orthogneiss sont très peu déformés, montrant respectivement la structure initiale d'une migmatite nébuleuse et d'un métagranite.

Ils présentent tous des microstructures coronitiques et des pseudomorphoses complexes bien préservées au cours du métamorphisme en faciès des éclogites. La monazite 1 et le xénotime ont cristallisé pendant le stade de HT, ce qui permet de dater ce métamorphisme précoce dans le paragneiss, et la mise en place du granite dans l'orthogneiss. Les âges U/Pb obtenus dans la monazite 1 et le xénotime des paragneiss migmatitiques à cordiérite se situent entre 510 et 480 Ma (fin du Cambrien - début de l'Ordovicien). Cet intervalle d'âges peut correspondre à la cristallisation et/ou au rééquilibrage de la monazite et du xénotime au cours de la phase prograde du cycle de HT, proche du pic en température. Les âges U/Pb de la monazite et du xénotime autour de 496 Ma dans l'orthogneiss représentent l'âge du protolithe granitique.

Au cours du métamorphisme ultérieur de HP, de nombreuses couronnes se sont développées aux dépens des paragenèses de HT précoces, en particulier le plagioclase. Dans les paragneiss et les orthogneiss, la monazite 1 en contact avec le plagioclase de HT a réagi pour former des couronnes d'apatite, zoïsite et monazite 2. Les cristaux de monazite 2 de très petite taille ont pu être datés dans un échantillon de paragneiss et ont donné un âge concordant Th- U/Pb de 395 ± 6 Ma, interprété comme l'âge du métamorphisme de HP dans le faciès des éclogites.

Cet âge est en accord avec ceux obtenus dans les roches métamorphiques de HP de l'Unité Allochtone Supérieure de l'Arc ibéro-armoricain (Cabo-Ortegal, Bragança, Audierne) qui représentent les premières évidences de la convergence du cycle varisque. »

d'après V. Bosse et al. (2024)

Les monazites 1 des paragneiss migmatitiques à cordiérite de Grezay ou de l'orthogneiss de Grezay donnent donc des âges très voisins : 510-480 Ma pour les paragneiss et 496 Ma pour l'orthogneiss, âge qui est en fait celui de la formation de son protolithe granitique.

En revanche, les monazites 2 de ces mêmes paragneiss et orthogneiss donnent un âge beaucoup plus jeune, et c'est logique, de 395 Ma.

Conclusion

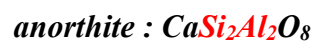
Selon les auteurs de l'article, la monazite 1 daterait donc l'épisode de métamorphisme de HT et BP qui a permis le développement de la cordiérite dans les métapelites et la migmatitisation de ces dernières ; la monazite 2 daterait l'épisode de métamorphisme éclogitique de HP.

Remarques :

- Le xénotime présent dans les paragneiss et l'orthogneiss de Grezay est un phosphate d'yttrium : YPO₄. Les cristaux de xénotime comme ceux de monazite peuvent incorporer de l'uranium et du thorium. Ils ont donc servi eux aussi à la datation des roches de Grezay.

- On a vu que l'ion aluminium Al³⁺ est chassé des sites tétraédriques des plagioclases lorsque la pression augmente (voir pages 15,16 et 17).

Parmi ces plagioclases, ce sont les plagioclases calciques (anorthite) qui sont les plus instables puisqu'ils contiennent plus d'aluminium en position tétraédrique que les plagioclases sodiques (albite).



Dans l'anorthite, 2 tétraèdres sur les 4 sont avec l'ion Al³⁺
contre 1 tétraèdre sur les 4 dans l'albite

En conséquence, lors de l'épisode de métamorphisme de HP daté à -395 Ma, les plagioclases qui se sont formés à environ -500 Ma lors du premier épisode de métamorphisme à HT et BP vont réagir avec presque tous les minéraux qui leur sont au contact (biotite, illménite, grenat 1 préexistant, cordiérite, monazite 1, etc.), pour former de nombreuses couronnes réactionnelles riches en grenat 2, phengite, rutile, quartz, etc..., autant de minéraux sans Al tétraédrique.

Parmi ces réactions coronitiques, la plus importante est la transformation complète des plagioclases riches en Ca et stables à HT et BP, en grenat 2 riche en grossulaire (voir page 90 d'où sont extraites les deux réactions ci-dessous)

Formule du grenat grossulaire : Ca₃Al₂(SiO₄)₃



et



Mais dans le cas où le plagioclase est au contact d'une monazite 1, c'est une couronne réactionnelle à monazite 2, apatite et zoïsite qui va se former (voir page 98).

Là, il ne se forme pas de grenat tout simplement par manque de fer et de magnésium et ce sont l'apatite et la zoïsite qui vont recycler tout le Ca du plagioclase.

- La réaction de formation des couronnes à monazite 2 + zoïsite + apatite entre la monazite 1 et le plagioclase ne s'équilibre pas bien, contrairement à d'autres réactions de HP comme par exemple, la formation de rutilite + grenat + quartz entre illménite et plagioclase (voir réaction ci-dessus).

Cela ne peut être dû qu'au fait que le système est légèrement ouvert à l'échelle de la couronne, c'est-à-dire que des éléments chimiques y arrivent et d'autres en partent au cours de la réaction ; cela fait penser à une sorte de « métasomatose » à l'échelle millimétrique.

Spéculations sur l'histoire géologique de la Vendée !!!!

Remarque préliminaire : Quelques monazites des paragneiss migmatitiques de Grezay ont donné des âges de 570-540 Ma (Précambrien - Édiacarien). Il pourrait s'agir de monazites détritiques issues de l'altération de la chaîne cadomienne encore appelée chaîne panafricaine qui a soudé, vers 570 Ma, tous les continents en un unique super-continent : la Pannotia. Le Précambrien (Briovérien) affleure en Vendée et dans les Mauges.

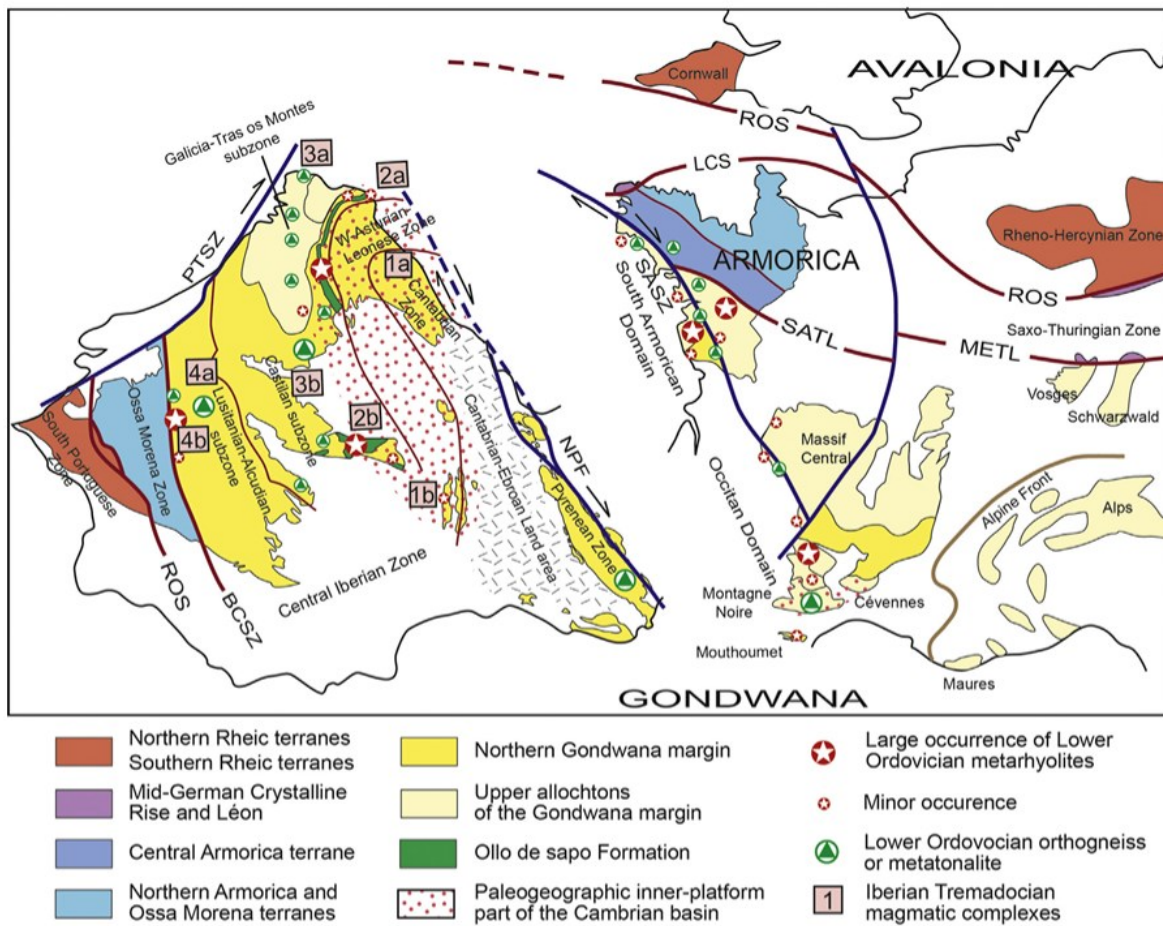
Le premier épisode de métamorphisme de HT a été daté, comme on vient de le voir, entre 510 et 480 Ma soit un âge cambrien - ordovicien (datation sur monazite par la méthode U-Th-Pb, V. Bosse, G. Godard, J.-L. Devidal, J. Mallens et T. Shea, 2024, révision en cours).

Or, l'orthogneiss de La Roche-aux-Lutins a donné un âge également ordovicien de 483 ± 4 Ma (U-Pb sur zircon, C. Guerrot, BRGM, 1999, inédit) (voir arrêt 5 de La Roche aux Lutins - Rocheservière).

De plus, on a vu que cet orthogneiss est traversé par deux filons de metabasite (dolérite).

Le tout fait indubitablement penser à un magmatisme bimodal, acide et basique, évoquant un rifting continental.

L'existence d'un rifting continental à la limite Cambrien-Ordovicien et responsable de la séparation de l'ensemble Ibérie-Armorica du Proto-Gondwana et qui évoluera par la suite en un domaine océanique : l'Océan Centralien ou Galice-Massif Central est évoquée depuis longtemps en Vendée. Son extension a été précisée récemment par A. Pouclet *et al.* (2017) (voir les deux cartes ci-dessous). On peut même ajouter qu'il a été également mis en évidence dans les Pyrénées orientales et dans le Sud-Est de la Sardaigne alors attachée au bloc ibérique !



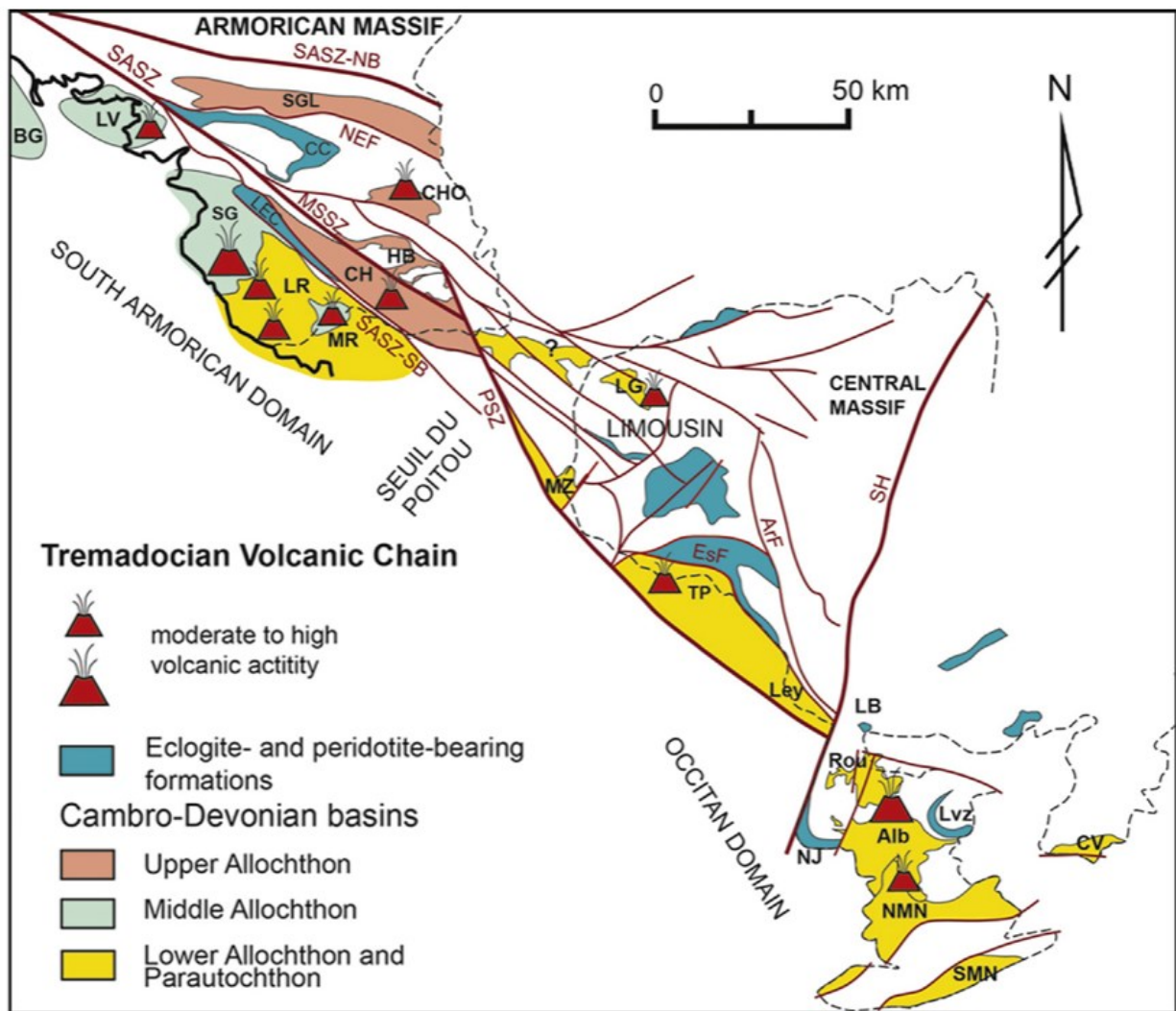
Carte schématique du domaine occidental varisque

Les métarhyolites de l'Ordovicien inférieur et les orthogneiss apparentés sont signalés dans les domaines Sud-armoricain et occitan.

Ils sont disposés le long d'une ligne tectonique dans le domaine Sud-armoricain et le long de quatre systèmes tectono-magmatiques allongés dans le domaine ibérique.

Document A. Pouclet

<https://www.science direct.com/science/article/pii/S1674987116300196>



Carte schématique des premiers bassins paléozoïques de la marge Nord de Gondwana depuis le Sud du domaine armoricain jusqu'au domaine occitan

Document A. Pouclet

<https://www.science-direct.com/science/article/pii/S1674987116300196>

On pourrait alors rapporter l'épisode de métamorphisme de HT à ce rifting continental de la limite Cambrien - Ordovicien.

La distension de la croûte continentale et son amincissement aurait entraîné la succession des événements suivants :

- Remontée de l'asthénosphère,
- Fusion partielle de la péridotite asthénosphérique par décompression adiabatique et production de magma basaltique,
- Puis accumulation de ce magma basaltique sous la croûte continentale (« underplating »).

- À partir de là, le magma basaltique a pu remonter directement vers la surface à la faveur de grandes failles affectant la croûte continentale fragile et donc cassante sur toute son épaisseur. Des filons de dolérite se sont formés (arrêt 5).
- L'accumulation de magma basaltique chaud sous la croûte continentale de composition granitique aurait provoqué la fusion de cette dernière et produit du magma granitique. Par refroidissement lent en profondeur, ce magma granitique aurait engendré des batholites de granitoïdes, protolithes des orthogneiss de l'Unité des Essarts que l'on a observé aux arrêts 5,7,8 et 9. En atteignant la surface, il aurait alimenté un volcanisme rhyolitique et ignimbritique important dont on a des traces un peu partout en Vendée et plus au Sud en Occitanie et en Espagne.

Les paragneiss à pseudomorphes de cordiérite pourraient trouver leur origine dans le métamorphisme de sédiments riches en aluminium provenant de l'érosion des marges briovériennes de ce rift continental très subsident, sous l'effet de leur propre poids et aussi de la chaleur libérée par la mise en place de tous les plutons granitiques (migmatisation dans des conditions voisines de 3 - 3,5 kbar et 650–700 °C. Les marges ont également fourni les « vieilles » monazites datées à 570-540 Ma. **(Phase 1 du graphe ci-dessous)**

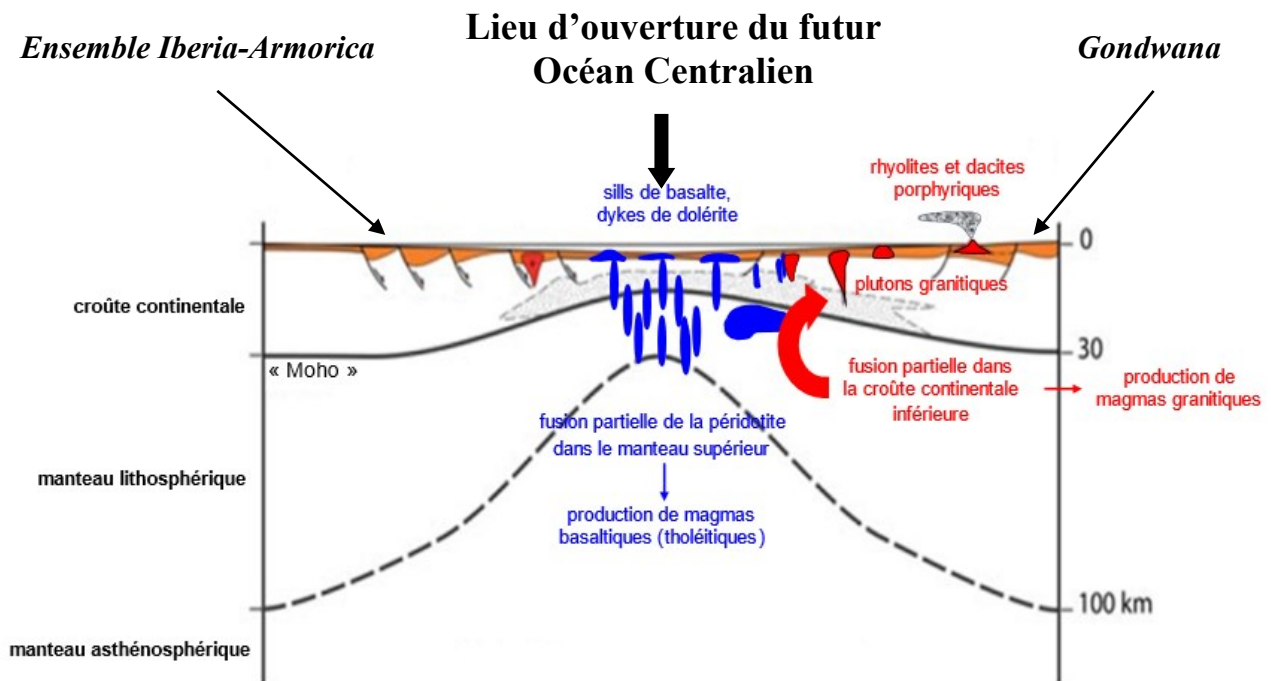


Illustration du rifting continental

Par la suite, le rift s'élargit puis s'océanise de l'Ordovicien au Silurien. Toutes les roches précédentes appartiennent maintenant aux marges de cet Océan Centralien qui vient de se former. En s'écartant de l'axe de la dorsale par accréation océanique, elles se refroidissent. On aurait là l'origine du trajet rétrograde en température responsable de la pinitisation de la cordiérite et de l'exsolution des pertithes d'albite dans les cristaux de feldspath potassique des granites formés dans la croûte continentale au cours du rifting continental. **(Phase 2 du graphe ci-dessous)**

La croûte océanique en formation est de nature tholéiitique.

Au cours de son expansion, elle est largement amphibolitisée et saussuritisée par hydrothermalisme. L'Océan Centralien n'aurait jamais été très large : largeur estimée à environ 500 km.

Au Dévonien inférieur, vers 420 à 400 Ma, l'Océan Centralien se ferme par subduction de sa croûte océanique gabbroïque vers le Nord sous Iberia et Armorica.

Ce mouvement de subduction va concerner également sa marge Sud Nord-Gondwanienne. **(Phase 3 du graphe ci-dessous)**

À 50-60 km de profondeur, dans des conditions de $P > 15$ kbar et à des T° voisines de 700°C , croûte océanique de l'Océan Centralien et croûte continentale de sa marge Sud subissent alors les conditions du faciès éclogite (voir arrêt 6).

L'éclogitisation de la croûte océanique a été datée à 436 ± 12 et 443 ± 40 Ma par la méthode U-Pb sur zircons de deux éclogites soit un âge Silurien inférieur (Peucat *et al.* - 1982). Cet âge serait en fait celui du protolithe des éclogites.

Dans le Limousin, elle a été datée entre 420 et 400 Ma (Dévonien inférieur).

En Vendée, la croûte continentale (paragneiss et orthogneiss) aurait atteint les conditions du faciès éclogite à 395 ± 9 Ma (datation sur monazite par la méthode U-Th-Pb, V. Bosse, G. Godard, J.-L. Devidal, J. Mallens et T. Shea, 2024, sous presse). **(Phase 4 du graphe ci-dessous)**

Lors de la collision entre le bloc Iberia-Armorica et Gondwana, que la plupart des auteurs situent vers 370-380 Ma (Dévonien supérieur), le tout est déformé : déformation plastique de l'omphacite des éclogites, cisaillement des orthogneiss.

Puis le tout remonte vers la surface. Au cours de cette exhumation datée vers 373 Ma, la décompression et la réhydratation des roches subductées sont alors responsables de toutes les réactions de rétrogenèse que l'on a détaillées. **(Phase 5 du graphe ci-dessous)**

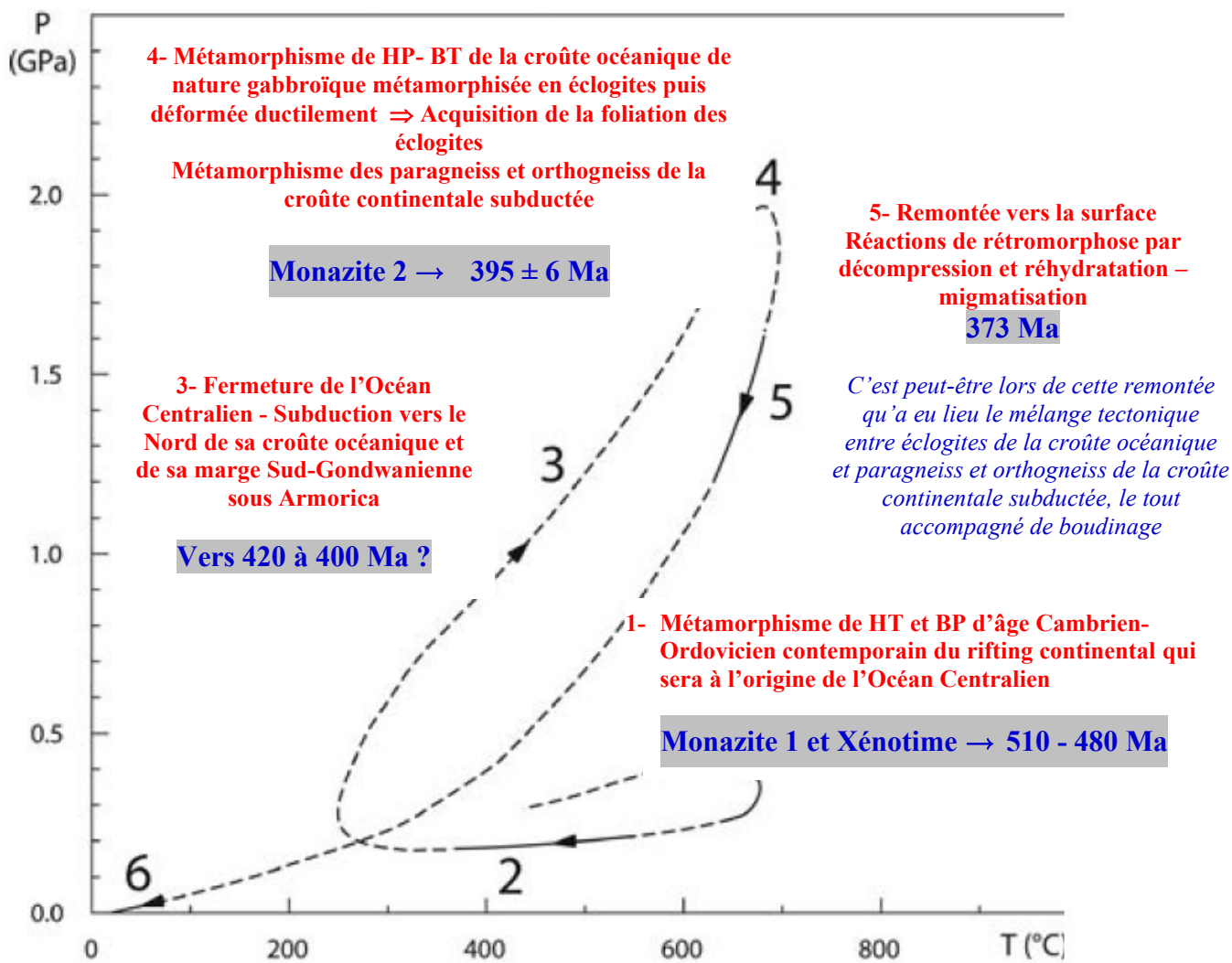
L'exhumation aurait donc été très précoce, très rapide après la collision.

Les éclogites de Vendée ont donc suivi un chemin rétrograde « chaud » car il passe par le faciès des amphibolites marqué par la cristallisation des symplectites à amphiboles autour des grenats.

L'isochrone Rb-Sr des phengites suggère un refroidissement à 322 ± 30 Ma soit du milieu du Carbonifère (Peucat, 1983).

L'observation de galets d'éclogite dans le conglomérat du Sillon houiller de Vendée (Godard, 2001 ; Godard et Bonnet, 2007) permet d'affirmer qu'une partie des éclogites étaient exhumées au Carbonifère supérieur, il y a environ 300 Ma. **(Phase 6 du graphe ci-dessous)**

Et enfin, pour terminer l'histoire, si on a vu qu'à l'échelle de la lame mince, la kaolinite (Kln) peut provenir de l'altération des plagioclases par la radioactivité de l'uranium et du thorium contenus dans les monazites, on peut rappeler qu'à l'échelle des affleurements, la formation de la kaolinite appartient en fait à une histoire beaucoup plus récente : elle est due à l'altération, surtout à l'Éocène, des granitoïdes sous un climat tropical, chaud et humide, altération contemporaine de celle des serpentinites transformées en birbirites (arrêt 4) .



6- Refroidissement (300°C)
vers 322 ± 30 Ma

Exhumation à 300 Ma

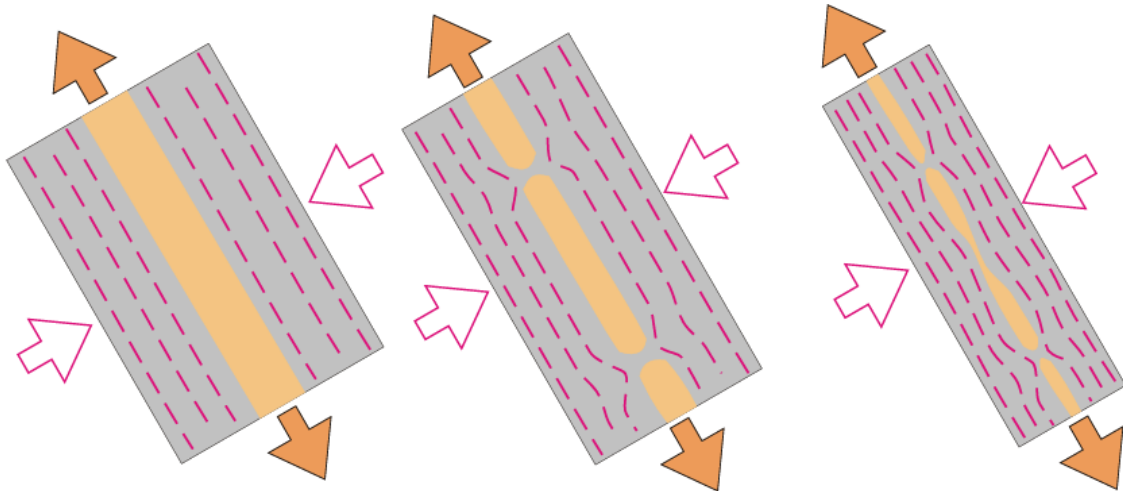
2- Expansion du rift qui s'océanise.
Refroidissement de ses marges continentales, conséquence de l'accrétion océanique ⇒ Pinitisation de la cordiérite et exsolution des pertithes d'albite vers 400°C

Autres observations !

Associées à des amphibolites, les élogites affleurent aujourd'hui sous la forme de boudins, de lentilles hecto à kilométriques étirées NO-SE et noyées dans un encaissant gneissique ortho-métamorphique et souvent d'aspect feuilleté.

L'Unité de HP des Essarts a donc été comprimée selon une direction NE-SO et étirée, boudinée selon une direction NO-SE.

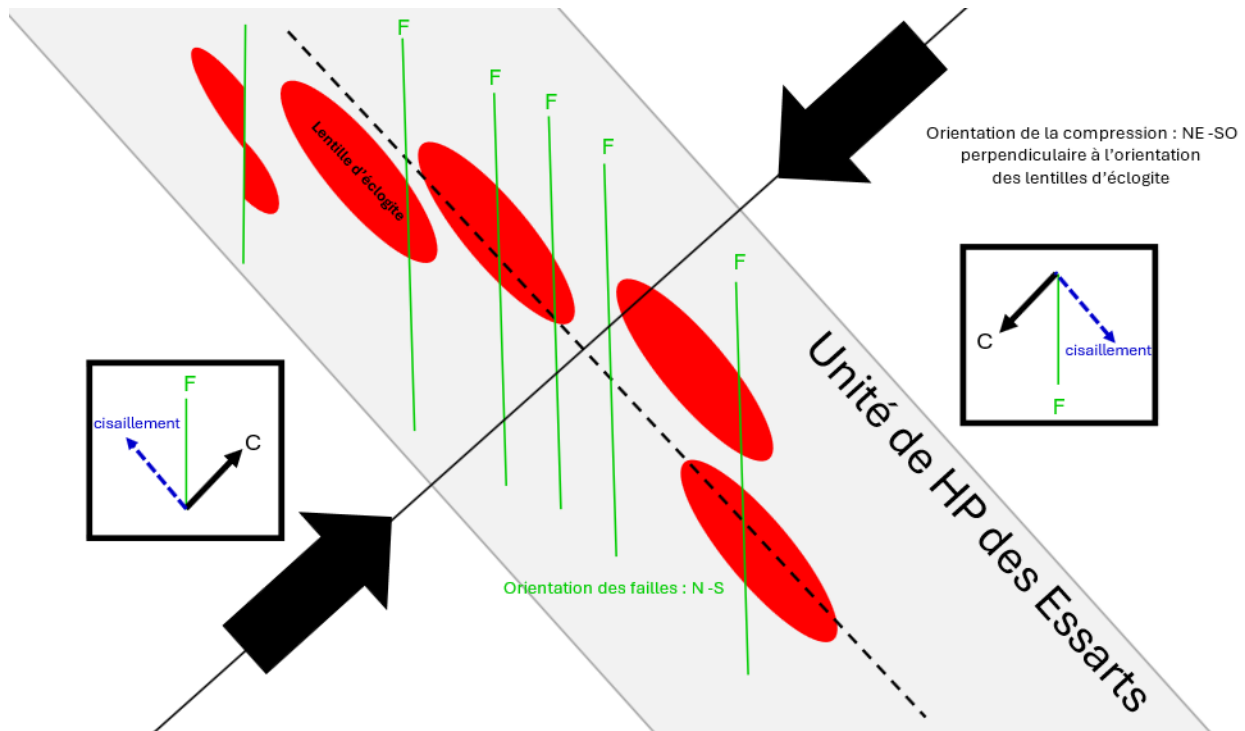
NB : les directions données sont les directions actuelles.



Cette compression qui a boudiné les élogites a certainement été accompagnée de cisaillements dextres (compression en transpression).

Preuves en sont les nombreuses failles de direction pratiquement N-S que l'on peut observer entre Corcoué-sur-Logne et La Copechagnière qui décalent les lentilles d'éclogites ce qui indiquerait qu'elles se sont formées au moment de l'exhumation des élogites, après que celles-ci se soient étirées et boudinées au sein des orthogneiss et paragneiss d'origine continentale.

Sur le schéma ci-dessous, la direction N-S de ces failles (F) et la direction NE-SO de la compression (C) permettent de conclure que ces cisaillements ont été dextres.



Mise en évidence de cisaillements dextres dans l'Unité de HP des Essarts

Ces cisaillements dextres existent à plus grande échelle en Vendée comme c'est le cas de l'accident majeur que constitue la faille de Pouzauges-Secondigny, branche Sud du Cisaillement Sud-Armoricain.

Celui-ci se serait formé un plus tard lors de la collision entre les croûtes continentales de Gondwana et d'Armorica.

Peut-être aussi que toutes ces petites failles Nord-Sud ont « préparé le terrain » pour la formation des bassins houillers en pull-apart du Carbonifère lors de la phase d'expansion post-orogénique ?

Conséquence paléogéographique

Cela implique, à plus petite échelle, que le synclinal de Chantonay situé au-delà de la faille du Sillon houiller de Vendée d'une part et l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers et tout le Bas-Bocage vendéen d'autre part, aujourd'hui pratiquement côte à côte, devaient être très éloignés les uns des autres avant la collision continentale.

Le synclinal de Chantonay était situé plus vers le NO et l'Unité de Saint-Martin -des- Noyers plus vers le SE.

De quelle distance étaient-ils séparés ?

Il y a beaucoup de similitudes entre les formations de la Vendée et celles du Bas-Limousin : similitude entre le synclinal de Chantonay et l'unité de Thiviers-Payzac distantes d'environ 200 km, entre l'unité de Saint-Martin-des-Noyers et l'unité de Vergonzac distantes d'environ 380 km et entre les porphyroïdes de Mareuil et ceux de Génis (environ 220 km).

On peut donc supposer une translation de l'ordre de 200 à 300 km.

Tenter de faire des basaltes de La Meilleraie appartenant au synclinal de Chantonay un bassin arrière-arc et de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers l'arc volcanique (seul ou précédé d'un bassin avant-arc) qui lui serait associé est donc illusoire.

Remarque ! Mais c'est vrai que les voir aujourd'hui côte à côte et formant comme un même ensemble arc-bassin arrière-arc satisfait bien sûr tous les enseignants de SVT !!! On y retrouve le schéma classique d'une zone de subduction comme dans tous les manuels de Terminale !!!!!

« Le Domaine Vendéen est lui-même une sorte de « giga-brèche tectonique », dont chaque élément a sa propre logique et raconte une histoire. Coller les pièces très éparses du puzzle qui sont à notre disposition s'avère très compliqué, parce que la plupart des éléments ont disparu, et parce qu'il est difficile de savoir la place initiale de ceux préservés. » (Gaston GODARD).

Au sujet des éclogites de Vendée, des problèmes restent encore à résoudre :

- Où le mélange intime des roches provenant de la lithosphère océanique et des roches d'origine continentale a-t-il eu lieu ? Comment ? Aujourd'hui, on ne sait pas grand'chose de ce qui se passe dans un chenal de subduction.
- Pourquoi des roches subductées ont-elles échappé au métamorphisme éclogitique (intervention de fluides puisque les réactions conduisant au faciès éclogitique s'accompagnent de déshydratations ?) ?

Et enfin, un constat : les datations sont toujours à prendre avec des pincettes.

Article de Hendrik VREKEN

Photographies de Dominique LOIZEAU, Michel ROUET et Josiane VREKEN

**Un grand merci à Gaston GODARD
pour les documents préparatoires fournis à l'occasion de cette sortie et
pour sa relecture.**

Bibliographie

Yvonne BRIÈRE : « Les éclogites françaises – Leur composition minéralogique et chimique ; leur origine »

https://www.persee.fr/doc/bulmi_0366-3248_1920_num_43_2_3743

Eugène BE MEZEME : « Contribution de la géochronologie U-Th-Pb sur monazite à la compréhension de la fusion crustale dans la chaîne varisque française et implication géodynamique » - Thèse Université Orléans - 2005

Valérie BOSSE, Gaston GODARD, Jean Luc DEVIDAL, Julie MALLENS et Thomas SHEA (2024) : « Two metamorphic cycles recorded by monazite 1 in eclogite-facies gneisses (Southern

Armorican Massif, France) : A Cambro-Ordovician continental crust involved in eo-Variscan subduction » - BSGF - Earth Sciences Bulletin, sous presse, 2024

Amélie DIDIER : « Comportement géochimique du chronomètre U-Th-Pb dans la monazite : approche par analyses in-situ au LA-ICP-MS. » - Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand - 2013

Gaston GODARD : « Histoire des éclogites et de leur interprétation géodynamique » - Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie- Troisième série -T.XV (2001) - (séance du 14 mars 2001)

<https://Annales.org/archives/cofrhigeo/eclogites.html>

Gaston GODARD : « The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, southern Armorican Massif, France) : Pre-Variscan terrains in the Hercynian belt ? » - Géologie de la France - N° 1-2 Spécial Vendée, 2001

Gaston GODARD et Jean-Yves BONNET : « Les éclogites et gneiss coronitiques de l'unité des Essarts (Vendée) » - Guide d'excursion géologique - Le Naturaliste Vendéen n°7 (2007)

Gaston GODARD : « Two orogenic cycles recorded in eclogite-facies gneiss from the Southern Armorican Massif (France) » - European Journal of Mineralogy, 21, p. 1173-1190, 2009.

Alexis GRAND'HOMME : « Étude de la monazite comme chronomètre et traceur géochimique des minéralisations hydrothermales : Approche expérimentale et analyses de monazites de veines alpines » - Thèse Université Grenoble Alpes - 2016

André POUCKET, J. Javier ÁLVARO, Jacques-Marie BARDINTZEFF, Andrés Gil IMAZ, Eric MONCERET, Daniel VIZCAÏNO : « Cambrian early Ordovician volcanism across the South Armorican and Occitan domains of the Variscan Belt in France : Continental break-up and rifting of the northern Gondwana margin » - Geoscience Frontiers 8 (2017)

J. Rochette : « Optimisation d'une méthode d'extraction acide des éléments de terres rares (ÉTR) dans les résidus de bauxite » - Chemistry (2018)

Notices des cartes géologiques au 1/50 000^{ème} de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, Montaigu, Palluau et La Roche-sur-Yon - BRGM

Bulletins de l'AVG de 2011 et 2023

<https://eduterre.ens-lyon.fr/thematiques/terre/chaine-varisque/synthese-et-mise-au-point-sur-la-chaine-varisque>

Technique MEB électrons retrodiffusés :

http://www.chimie-analytique.wikibis.com/microscopie_electronique_a_balayage.php