


ASSOCIATION VENDÉENNE DE GÉOLOGIE

Bulletin annuel

<p>Directeur de la publication Hendrik VREKEN</p> <p>Rédacteur Hendrik VREKEN</p> <p>Maquette, illustration et mise en page Jean CHAUVET, Hendrik VREKEN</p> <p>Photographies Patrick BOHAIN, Catherine et Jean CHAUVET, Dominique LOIZEAU, Josiane VREKEN</p> <p>Comité de lecture Patrick BOHAIN, Patrick BRANGER, Gaston GODARD, Hervé DIOT, Jean-Marie FLAMENT, Thierry JUTEAU, Dominique LOIZEAU, Josiane VREKEN</p> <p>Illustrations de la couverture Première de couverture - Côte sauvage de l'île d'Yeu (85) - Musée Guggenheim de Bilbao (Espagne) - Éclogite de La Piltière - Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (44) - Îlot de Gaztelugatxe (Espagne) Quatrième de couverture Groupe de l'AVG à Armintza (Espagne)</p> <p>Dépôt légal - 1^{er} trimestre 2025 Tirage - 80 exemplaires Imprimerie - Pixartprinting.fr</p> <div style="text-align: center;">  <p>ASSOCIATION VENDEENNE DE GEOLOGIE</p> </div> <p>Association Vendéenne de Géologie Le Potager Extraordinaire de Beautour Curzais 85 000 - LA ROCHE-SUR-YON E-mail : avg85@laposte.net Site : avg85.fr</p>	<p style="text-align: center;">Sommaire</p> <p>Sortie dans le Seuil du Poitou avec Patrick Branger et Patrick Bohain 2</p> <p>Sortie dans le Complexe HP des Essarts : « À la recherche des océans et des continents perdus : les éclogites de Vendée et leur encaissant poly-orogénique » avec Gaston Godard 31</p> <p>Sortie à l'île d'Yeu avec Hervé Diot et Bruno Semelin 69</p> <p>Sortie dans le Synclinal de Bilbao (Espagne) : « La marge Nord du Bassin Basco-Cantabrique : diapirisme, sédimentation gravitaire et volcanisme sous-marin au Crétacé supérieur » avec Jean-Marie Flament et Thierry Juteau 100</p> <p>Conférences de Thierry Juteau et Jean-Marie Flament 136</p> <p>Musée Guggenheim de Bilbao 138</p> <p>TP Minéralogie 144</p> <p>Hommage à Gérard Hamaide 147</p> <p style="text-align: center;"><i>Toute reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'AVG, est illicite. (Loi du 11 mars 1957, alinéa 1er de l'article 40)</i></p>
--	---

Sortie sur le Seuil du Poitou avec Patrick BRANGER et Patrick BOHAIN

Dimanche 14 avril 2024

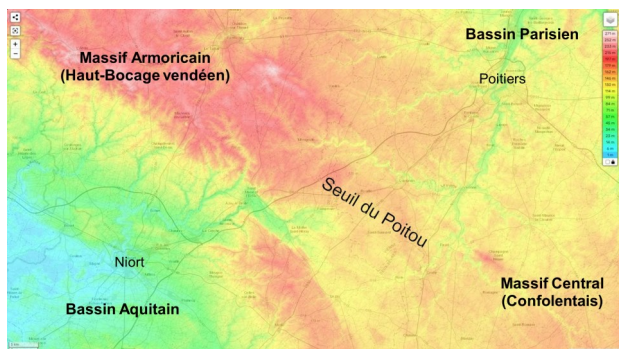


De gauche à droite : Patrick Bohain, Patrick Branger, nos guides de la journée
et Dominique Loizeau, président de l'AVG

Cadre géographique de la région étudiée

Nous sommes ici dans les environs de Saint-Maixent-l'École (79), au niveau du Seuil du Poitou. Ce seuil, d'une altitude moyenne de 130 m, relie deux massifs anciens, hercyniens (ou varisques) : le Massif Armoricaïn au Nord-Ouest et le Massif Central au Sud-Est ; il sépare en même temps deux grands bassins sédimentaires, d'âge plus récent et relativement déprimés : le Bassin Parisien au Nord-Est (altitude de 75 m à Poitiers) et le Bassin Aquitain au Sud-Ouest (altitude de 30 m à Niort).

Long d'environ 100 km et d'orientation NO-SE, ce seuil fonctionne avant tout comme une ligne de partage des eaux entre le bassin de la Loire au Nord, celui de la Charente au Sud et celui de la Sèvre niortaise à l'Ouest.



Carte topographique de la région étudiée



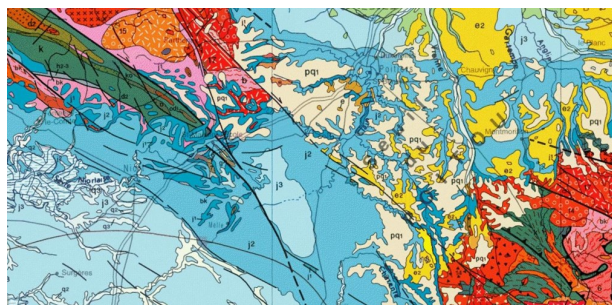
Profil topographique entre Niort (Bassin Aquitain) et Poitiers (Bassin Parisien) (Google Earth)

Cadre géologique de la région étudiée

Géologiquement parlant, le Seuil du Poitou est constitué par une couverture de terrains sédimentaires, essentiellement calcaires, épaisse d'environ 50 m et d'âge Jurassique inférieur à moyen reposant parfois sur le socle cristallin varisque, parfois sur des formations cristallophylliennes du Paléozoïque inférieur qui peuvent affleurer au fond des vallées.

C'est ce socle qui assure la continuité entre le Haut-Bocage vendéen appartenant au Massif Armoricaïn, au Nord-Ouest, et le Confolentais oriental appartenant au Massif Central, au Sud-Est.

Comme le montre la carte géologique ci-dessous, le Seuil du Poitou est parcouru par de très nombreuses failles de direction NO - SE (N135°) héritées de l'orogénèse varisque comme la faille de Secondigny (prolongement de la faille de Pouzauges) et la faille de Parthenay, toutes deux dextres. En fait, chacune de ces deux grandes failles est constituée par toute une suite de failles secondaires, plus ou moins parallèles entre elles et qui se relayent.

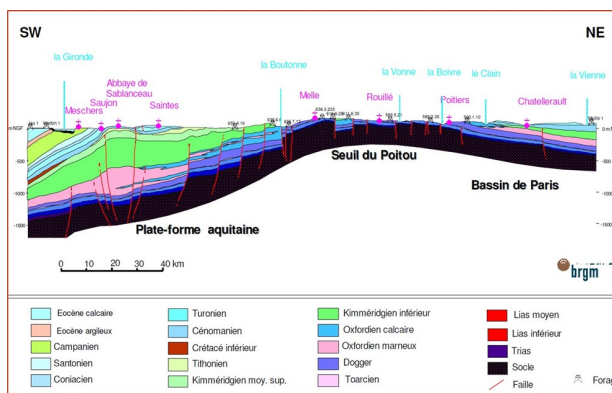


Carte géologique de la région étudiée (Document Géoportail)

Ces failles ont rejoué plus tard à différentes périodes géologiques :

- dès le Permien lors de la distension de la Pangée,
- du Jurassique inférieur au Jurassique supérieur où elles ont induit un compartimentage en horsts et grabens lors de la formation du Rift de Gascogne (ou de Biscaye) et de l'épaulement de sa marge Nord,
- et surtout dès l'Éocène, au cours des diverses phases compressives ou distensives de l'orogénèse pyrénéo-alpine. Tel est le cas par exemple de la faille de Secondigny qui a soulevé le compartiment du Haut-Bocage vendéen et ainsi mis fin à l'existence du fleuve Yprésis.

La coupe ci-dessous illustre ce découpage en horsts et grabens du « sommet » de la voûte que constitue le Seuil du Poitou.

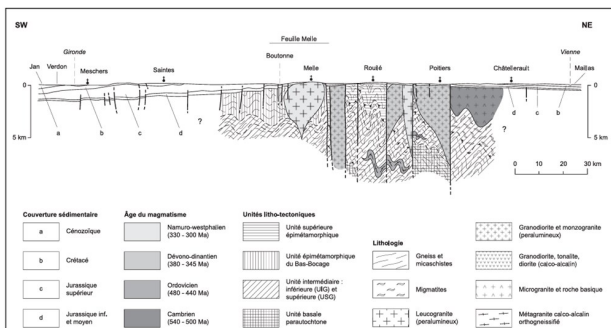


Coupe géologique à travers le Seuil du Poitou (Document BRGM)

Tout au long du Jurassique, ces horsts et grabens ont joué en touches de piano, un horst pouvant s'enfoncer plus ou moins, ce qui explique les nombreuses discontinuités et/ou les variations d'épaisseur des couches sédimentaires marines d'une même période que l'on peut observer dans les divers compartiments.

La coupe montre aussi que ce seuil présente une structure nettement dissymétrique, les rejets verticaux des failles normales étant beaucoup plus importants sur sa bordure Sud-Ouest. Cette observation est bien sûr à relier au rifting du Golfe de Gascogne. En effet, la marge Nord du rift, découpée en blocs basculés, pratiquement émergée au Kimmeridgien (fin du Jurassique supérieur) puis recouverte par une mer peu profonde au Crétacé inférieur,

s'est particulièrement enfoncée pendant l'Albien et le début du Crétacé supérieur, quand la plaque ibérique migrant vers l'Est, est venue se placer sous la plaque européenne (la France). Alors cette marge européenne ou aquitaine a été soumise à un régime transtensionnel c'est-à-dire à des contraintes à la fois extensives et de décrochement qui ont amené à la formation de bassins de pull-apart très profonds et subsidents qui vont se remplir de flyschs noirs (Bassins de Parentis, de Mauléon,...), séparés par des hauts-fonds où la sédimentation calcaire et biogène va pouvoir se poursuivre (voir sortie du Pays Basque).

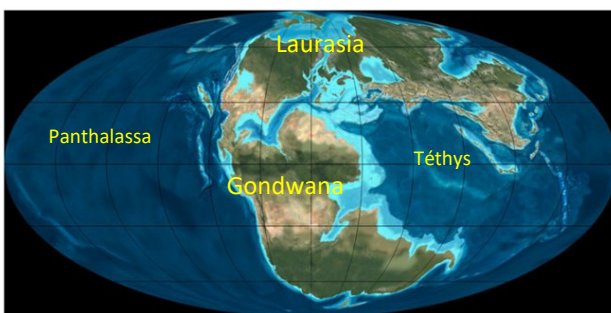


Coupe géologique SW-NE du Seuil du Poitou
 (d'après P. Rolin et M. Colchen, 2001)
 (Extrait de la notice de la carte géologique de Melle
 au 1/50 000^{ème} - BRGM)

Configuration des océans au Jurassique inférieur et moyen

Au début du **Jurassique inférieur** (- 200 Ma), le super-continent Pangée commence à se disloquer. On assiste à la séparation de deux grandes masses continentales : la Laurasia au Nord regroupant la Laurentia (Amérique du Nord) et l'Eurasie (dont Baltica) et le Gondwana au Sud comprenant ce qui deviendra plus tard l'Amérique du Sud, l'Afrique, Madagascar, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique.

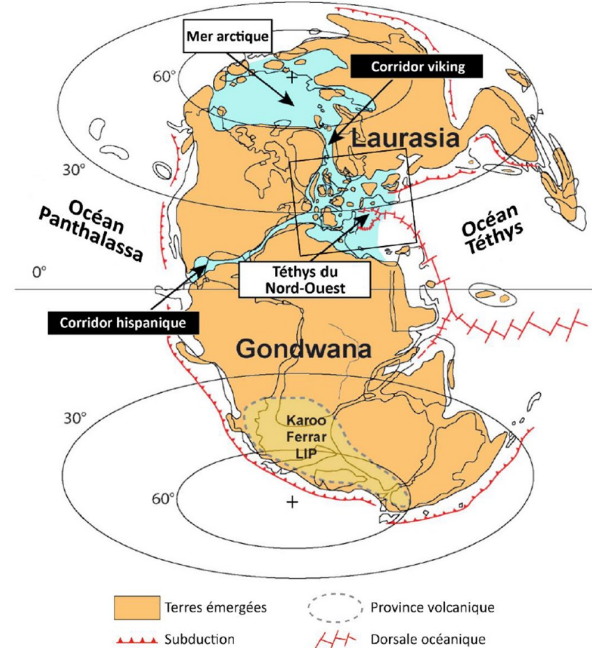
Mais cette séparation qui se fait à la façon des deux lames d'une paire de ciseaux va permettre la création d'un « coin » océanique : la Téthys, prolongement de l'Océan mondial ou Panthalassa.



Paléogéographie au Jurassique inférieur

C'est cette Téthys qui va ensuite venir transgresser, ennoyer progressivement par l'Est, toute la plateforme continentale européenne constituée pour l'essentiel par les terrains qui ont été affectés par l'orogénèse varisque puis érodés et pénéplanés tout au long du Permo-Trias.

L'Atlantique Nord n'existe pas encore, l'Atlantique Sud non plus. Seul est ébauché l'Atlantique Central qui a commencé à s'ouvrir au Trias entre la côte Ouest-Africaine (Maroc pour l'essentiel) et la côte Est des États-Unis.



Reconstruction paléogéographique des continents au Jurassique inférieur

(Thèse Axelle Zacaï - 2017)

La transgression marine s'amorce d'abord timidement sur cette plateforme ou Domaine Nord-Ouest européen dès l'Hettangien inférieur (-200 Ma). De l'Hettangien, jusqu'à la base du Sinémurien supérieur, elle donne alors lieu à des dépôts de faible profondeur, visibles notamment sur tout le pourtour du Bassin Aquitain depuis le Sud de la Vendée jusqu'aux Pyrénées. Ces dépôts sédimentaires, bien développés sur la côte vendéenne et bien caractérisés par de nombreux fossiles de faciès traduisent de fréquents allers-retours de la mer : ichnites de Dinosaures, Mollusques de milieu saumâtre, Stromatolites, Thalassinoïdes, etc...séparés par de nombreux niveaux à ripple-marks ou par des bancs argileux d'émersions épisodiques.

Il est actuellement difficile de distinguer les niveaux de l'Hettangien de ceux, plus récents, du Sinémurien inférieur et moyen dans le Nord du Bassin Aquitain, faute de fossiles marins à valeur biostratigraphique, tels que les Ammonites ou les Brachiopodes par exemple.

La transgression qui aboutira à la mise en place des premiers sédiments marins contenant une faune d'Ammonites intervient au Sinémurien supérieur. De rares Ammonites à valeur chronostratigraphique y ont été découvertes sur le pourtour septentrional du proto-Golfe de Gascogne.

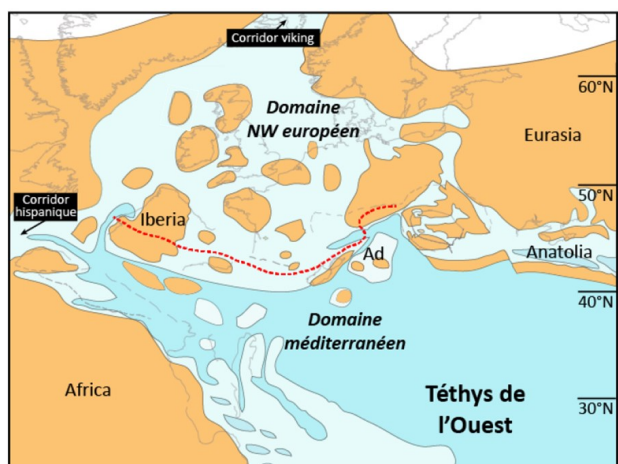
Mais c'est surtout dès le Pliensbachien inférieur que les Ammonites, de par leur large distribution spatiale et leur évolution rapide, vont permettre un découpage biostratigraphique précis en zones et sous-zones sur le pourtour oriental du Bassin Aquitain.

Nous découvrirons l'histoire de cette transgression progressive de la mer au Jurassique inférieur dans la carrière du Ricou (voir deuxième arrêt).

La fracturation de la Pangée et la transgression marine se poursuivant, on aboutit au Jurassique moyen à une nouvelle configuration.

La mer recouvrant le Domaine Nord-Ouest européen et qui n'excède pas 200 m de profondeur, ponctuée de nombreux archipels (Ibérie, Massif Central, Massif Armoricaire, Irlande, Écosse, Rockall au large de l'Irlande et de l'Écosse, ...) est maintenant mise en communication :

- avec un Domaine marin boréal (Mer arctique ?) via le corridor Viking qui apparaît entre la Laurentia (Groenland) et la Baltica,
- et avec l'Atlantique Central situé entre l'Afrique de l'Ouest et l'Est des États-Unis, en expansion depuis le Trias, via le Corridor hispanique.



■ Bassins profonds ■ Mers épic Continentales ■ Terres émergées
- - - Barrière biogéographique

Reconstruction paléogéographique de la Téthys de l'Ouest au début du Jurassique

(Thèse Axelle Zaccà - 2017)

En revanche, au Jurassique inférieur (jusqu'à la limite Pliensbachien - Toarcien), ce domaine Nord-Ouest européen devait être séparé du domaine méditerranéen par une véritable barrière d'îles, de récifs et une fosse marine qui allait des chaînes bétiques en Espagne jusqu'à l'« Île briançonnaise » dans les Alpes en passant par le bloc Corso-Sarde.

Cette hypothèse est étayée par le fait qu'au Pliensbachien, les faunes d'Ammonites des deux domaines étaient, dans une large mesure, différentes. Cette barrière devait donc jouer le rôle de « filtre » vis-à-vis de ces organismes pélagiques, filtre dont l'efficacité, en termes de limite à la dispersion des faunes, aurait été dépendante du niveau marin.

À partir du Toarcien, on assiste progressivement à des échanges de faunes d'Ammonites entre le domaine « proto-atlantique » au Nord et la Téthys occidentale au Sud.

Ce domaine Nord-Ouest européen dont fait partie la plateforme aquitaine restera immergé sans interruption jusqu'à la fin du Jurassique (-145 Ma).

Les grandes familles d'Ammonites qui s'y sont implantées dès le Pliensbachien connaîtront alors un développement continu jusqu'à la fin du Jurassique. Elles évoluent localement du fait de la grande richesse en niches écologiques, à partir de la fin du Pliensbachien, avec des échanges ponctuels avec la Téthys.

Les voies de communication s'ouvrent grâce au fonctionnement des corridors Viking et hispanique.

L'apport d'eau froide par le corridor Viking ou d'eau chaude par le corridor hispanique depuis la Téthys de l'Ouest laissent également supposer la présence d'un gradient latitudinal de températures, favorisé par la faible profondeur de la mer épic Continentale et de barrières paléogéographiques telles que le Massif Armoricaire ou le Massif Central encore émergés. Ces variations de températures, associées aux épisodes transgressifs, ont probablement joué un rôle dans le renouvellement ou dans l'adaptation de certaines familles d'Ammonites.

Arrêt 1 : Le Jurassique moyen de la carrière de La Grande Palisse à Nanteuil (Deux-Sèvres)

Nous nous trouvons là sur la bordure orientale du graben de Saint-Maixent-l'École orienté NO-SE et limité, à l'Est comme à l'Ouest, par deux failles, lointains prolongements de la faille varisque de Secondigny. Ces accidents entaillent localement la couverture sédimentaire du Jurassique, qui comprend la succession plus ou moins complète du Lias (Hettangien, Sinémurien, Pliensbachien, Toarcien) et celle du Dogger (Aalénien, Bajocien, Bathonien, Callovien).



Situation de la carrière

(Extrait de la carte géologique de Saint-Maixent-L'École Document Géoportail)

La départementale D611, qui relie Saint-Maixent-l'École située au fond du graben à la carrière de La Grande Palisse de Nanteuil, franchit le dénivelé de près de 70 m de la faille orientale du graben.

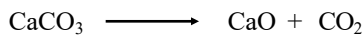


Profil topographique entre Saint-Maixent-l'École et la carrière (Google Earth)

A- Présentation de la Société LABASSE et Fils

La carrière de La Grande Palisse est exploitée par la société LABASSE et Fils depuis cinq générations. C'est l'une des seules entreprises en Poitou-Charentes à fabriquer de la chaux vive.

On y extrait, concasse et passe au crible la roche calcaire. Puis la chaux vive (CaO) est obtenue par calcination du calcaire à environ 900°C dans un four droit par empilement de couches successives de charbon et de calcaire. Il se produit alors une décarbonatation du calcaire avec départ de CO₂ selon la réaction :



La chaux vive broyée est un amendement qui combat l'acidité des sols, ameublité et recalcifie les terres argileuses, détruit les mousses, assainit les pièces d'eau, absorbe l'humidité de façon naturelle et écologique.

L'entreprise LABASSE et Fils produit également des granulats, des pierres et blocs calcaires pour les travaux de voirie, les embellissements de maison et l'aménagement de cours de fermes.

Des travaux pluridisciplinaires méthodiques (rendus possibles par l'implication passionnée du propriétaire de la carrière) sont actuellement en cours sous la coordination d'un paléontologue renommé : Pierre Lacroix. Ils portent sur la stratigraphie (analyse des cycles et des roches), l'inventaire des faunes d'Invertébrés marins (Ammonites, Brachiopodes, Foraminifères et autres microfossiles...). Ils donneront lieu à des publications et à la création d'un musée paléontologique dans la carrière même.



B- Description de la carrière de La Grande Palisse



Vue de la carrière (Document Géoportail)

La carrière de La Grande Palisse montre une des coupes les plus complètes et fossilifères du versant aquitain du Seuil du Poitou pour l'ensemble de l'étage du Bajocien qui a duré environ 2,7 Ma, entre - 170,9 ± 0,8 Ma et - 168,2 ± 1,2 Ma.

Jurassique	Supérieur Malm	Tithonien	149,2 ± 0,7	
		Kimméridgien	154,8 ± 0,8	
		Oxfordien	161,5 ± 1,0	
	Moyen Dogger	Callovien	165,3 ± 1,1	
		Bathonien	↗ 168,2 ± 1,2	
		Bajocien	↗ 170,9 ± 0,8	
		Aalénien	↗ 174,7 ± 0,8	
		Inférieur Lias	Toarcien	↗ 184,2 ± 0,3
			Pliensbachien	↗ 192,9 ± 0,3
			Sinemurien	↗ 199,5 ± 0,3
Hettangien	↗ 201,4 ± 0,2			

Place du Bajocien dans la chronologie du Jurassique

Âges donnés par la Commission Internationale de Stratigraphie (06/2023)

Les âges correspondent au début des étages.

(Wikipedia)

Le Bajocien exposé dans la carrière se dresse sur une hauteur de 14 m. Cela correspond donc à une vitesse moyenne de sédimentation de l'ordre de 5,2 m par Ma ou si l'on veut de 5,2 mm par millier d'années !

Le grand Principe de Superposition à la base de la chronologie relative y est respecté. Les strates les plus profondes sont les plus anciennes et les plus superficielles les plus récentes.



Front Est de la carrière

En allant du bas vers le haut, on a donc :

- le plancher qui est constitué par une surface de calcaire argileux à nombreux éléments ferrugineux (oolithes, pellets) et à fossiles remaniés, traduction d'une reprise transgressive à la limite Aalénien-Bajocien, probablement dans une ambiance chaude et humide qui a favorisé l'installation de sols latéritiques sur les massifs varisques environnants puis leur l'érosion et l'apport en fer,
- au-dessus, la moitié inférieure du front de taille, à bancs massifs majoritairement calcaires, avec intercalation de quelques niveaux à fossiles remaniés (notamment au sommet de la Zone à *Sonninia propinquans* (= *Otoites sauzei*) et au sein de la Zone à *Stephanoceras humphriesianum*) caractérise le Bajocien inférieur,
- la transition entre le Bajocien inférieur et le Bajocien supérieur est plutôt discrète. Elle est matérialisée par un changement de faciès : le Bajocien supérieur est plutôt blanc alors que le Bajocien inférieur est plutôt gris-vert (glauconie plus abondante),
- le Bajocien supérieur qui constitue la partie haute et la majeure partie du front de taille est de nouveau composé de bancs calcaires massifs d'alternance monotone.

L'étude des différents faciès stratigraphiques et du contenu paléontologique ont montré que les dépôts du Bajocien se sont effectués sur une plateforme de profondeur moyenne, alimentée en sédiments détritiques par les paléo-reliefs paléozoïques voisins en cours d'érosion, et sur laquelle les conditions de vie, grâce à la photosynthèse, ont souvent été favorables au développement des chaînes trophiques et donc aux micro-organismes et organismes à tests carbonatés.

C- Quelques considérations stratigraphiques

1. Comment a-t-on daté ces bancs de manière relative ?

Tous les bancs ont été datés essentiellement par les associations (ou biozones) d'Ammonites qu'ils renferment. Certaines espèces d'Ammonites, appelées « espèces indices », ont été retenues pour leur durée d'existence moyenne relativement brève, de 80 000 ans en moyenne pour le Bajocien, pour définir chacun des 35 horizons qui constituent l'unité de datation la plus fine de l'étage. Ces « espèces indices » sont donc d'excellents fossiles stratigraphiques.

Ces horizons sont ensuite regroupés en sous-zones, puis en zones de durée plus importante. Les « espèces indices » qui définissent ces dernières unités de temps ont en général (mais pas toujours !) une durée d'existence plus longue.

ODIN & ODIN, 1990	HARLAND, 1990	HAQ et al., 1987	Sous-étages	ZONES	Sous-zones	Horizons
167	166.1	165	Bajocien supérieur	PARKINSONI	Bomfordi	Bomfordi
					Densicosta	Crassa
					Acris	Dorsetensis Parkinsoni ? Pseudoparkinsoni Acris
				GARANTIANA	Tetragona	
					Subgaranti	
					Dichotoma	
				NIORTENSE	Baculata	Schroederi Proscicostata-Bonarellii
					Polygyralis	Bifurcus-Inferior Polygyralis-Phaulus
					Banksi	Aplous-Debilis Diniensis
			HUMPHRIE-SIANUM		Blagdeni	Coronatum Dubium
					Humphriesianum	Gibbosum Umbilicum
			Bajocien inférieur	PROPINQUANS	Romani	Gervillii Edouardiana
					Hebridica	Pinguis
				LAEVIUSCULA	Patella	Propinquans Patella
					Laeviuscula	Laeviuscula Jugifera
Trigonalis	Trigonalis Connata Fissilobatum					
DISCITES	Ovalis	Ovalis Subsectum				
	Dominans	Rudidiscites				
	Subsectum	Walkerii - Contorta Mundum - Aspera Incisum - Rotabilis				
176	173.5	171				

Zonation du Bajocien Nord-Ouest européen par les Ammonites (Cariou et Hantzpergue, 1997)

2. Différences entre fossiles de faciès et fossiles stratigraphiques - Notion de GSSP

• Un fossile dit « de faciès » est le reste d'un organisme qui a vécu il y a des millions d'années dans un milieu bien précis, bien défini. C'est le cas par exemple des Coraux fossiles caractéristiques d'un biotope récifal, c'est-à-dire qui ont vécu fixés sur un substrat rocheux, généralement au voisinage de côtes, dans une eau peu profonde, claire, bien oxygénée et relativement chaude comme le confirment les mesures du δ¹⁸O (*). Autrement dit, les Coraux fossiles ont vécu de la même façon que les Coraux actuels.

Un fossile de faciès ayant des exigences environnementales strictes a donc eu une extension dans l'espace (mais pas dans le temps) limitée aux lieux où ont prévalu ses conditions de vie.

Quelques Ammonites « indices » de l'étage Aalénien



Ludwigia murchisonae (Sowerby) - Zone à Murchisonae, Sous-zone à Murchisonae (image P. Bohain)



Brasilia decipiens (Buckman) - Zone à Bradfordensis, Sous-zone à Gigantea (image P. Bohain)

Quelques Ammonites « indices » de l'étage Bajocien



Wittchellia laeviscula (Sowerby) - Zone à Laeviuscula, Sous-zone à Laeviuscula, Horizon à Laeviuscula (image P. Bohain)



Skirroceras leptogyrale (Buckman) - **Zone à Humphriesianum, Sous-zone à Romani** (image P. Bohain)



Teloceras subcoronatum (Oppel) - **Zone à Humphriesianum, Sous-zone à Blagdeni** (image P. Bohain)



Garantiana densicosta (Quenstedt) forme *orthogona* (Gaultier et al.) -
Zone à Niortense, Sous-zone à Baculata (image P. Bohain)



Cadomites psilacanthus (Wernbster) - Zone à *Garantiana*, Sous-zone à *Dichotoma* (image P. Bohain)



Garantiana garantiana (d'Orbigny) - Zone à *Garantiana*, Sous-zone à *Dichotoma* (image P. Bohain)



Parkinsonia bomfordi (Arkell) - Zone à *Parkinsoni*, Sous-zone à *Bomfordi* (image P. Bohain)

*** Définition et intérêt de la mesure du $\delta^{18}O$**

Le $\delta^{18}O$ (prononcer « delta O18 ») est un indicateur paléoclimatique qui quantifie la quantité d'isotope 18 de l'oxygène par rapport à l'oxygène 16 dans un échantillon. Selon que la température est basse ou élevée, les isotopes de l'oxygène sont plus ou moins séparés l'un de l'autre par fractionnement isotopique par différents processus physico-chimiques comme l'évaporation, la condensation ... ce qui fait varier le $\delta^{18}O$.

Plus la température est élevée, plus le $\delta^{18}O$ des carbonates est faible et plus le $\delta^{18}O$ des glaces est élevé. C'est l'inverse si la température est basse : le $\delta^{18}O$ des carbonates est élevé, et le $\delta^{18}O$ des glaces est bas.

En mesurant à un endroit donné les variations du $\delta^{18}O$ en fonction du temps, on peut donc déterminer les variations de la température moyenne, et donc du climat. Le $\delta^{18}O$ peut être interprété comme un véritable paléothermomètre.

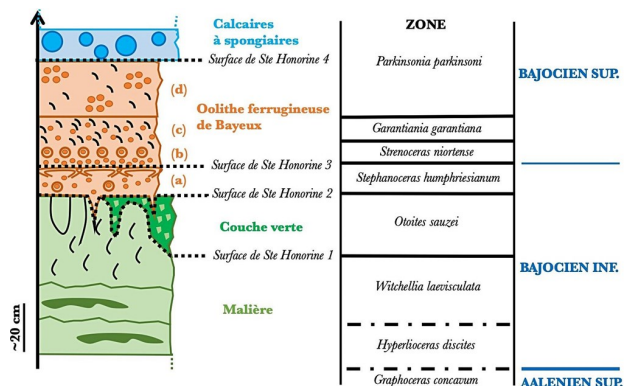
• Un fossile dit « stratigraphique », à l'inverse, est avant tout caractérisé par une vaste aire de répartition géographique (parce qu'il a mené une vie pélagique à l'état adulte ou planctonique à l'état larvaire), une courte répartition temporelle, à l'échelle des temps géologiques, ce qui implique une évolution rapide et enfin, une population abondante pour qu'on puisse, aujourd'hui, retrouver aisément ses représentants fossilisés à l'affleurement ou en forage. C'est le cas des Ammonites.

Donc le grand intérêt des fossiles stratigraphiques est qu'ils vont permettre des corrélations à distance par application du fameux Principe d'Identité paléontologique qui veut que des couches sédimentaires éloignées les unes des autres mais contenant les mêmes fossiles stratigraphiques sont de même âge.

Occasionnellement aussi, ils vont permettre de compléter, par encadrement, des épisodes lacunaires de stratotypes historiques ou de préciser leurs limites.

Par exemple, en ce qui concerne le Bajocien, son stratotype a été défini par Alcide d'Orbigny près de Bayeux, au niveau des falaises des Hachettes et de Sainte-Honorine-des-Pertes dans le Calvados (France).

Mais comme le montre le log stratigraphique suivant, la coupe de ce stratotype présente de nombreux « manques » ou lacunes notées « surfaces de Sainte-Honorine 2, 3 et 4 ». Le Bajocien y est donc incomplet.



Biozones d'Ammonites dans le Bajocien de Bayeux
d'après Planète Terre

Ces discontinuités sont dues principalement à des périodes de régression ou de comblement qui ont conduit à une absence de sédimentation et/ou à l'érosion des derniers dépôts de surface ou à un contexte local responsable d'une faible production biologique voire d'une vacuité sédimentaire du fait de l'établissement de courants marins.

Mais on retrouve en partie des associations identiques d'Ammonites sur le site de Murtinheira à Cabo Mondego, au Portugal ce qui est bien la preuve de leur grande extension géographique.

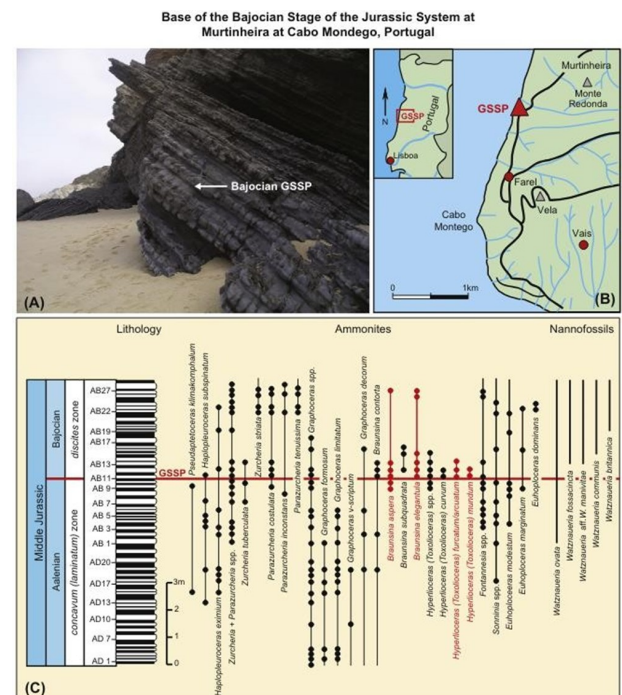
La série de Cabo Mondego, constituée de calcaires argileux, y est donc en partie d'âge Aalénien supérieur et aussi Bajocien inférieur par application du fameux Principe d'Identité paléontologique cité plus haut.

Mais surtout, elle y est beaucoup plus épaisse que dans le Calvados et dépourvue de discontinuités tout simplement parce qu'elle s'est déposée dans un bassin plus profond et calme, sur une plateforme plus distale, plus éloignée de la côte.

Pour toutes ces raisons, le GSSP (*) de limite Aalénien supérieur (Zone à *Concavum*) - Bajocien inférieur (Zone à *Discites*) a été défini en 1994 au Cap Mondego.

* Un **GSSP** (en anglais, **Global Boundary Stratotype Section and Point**) est un point stratotypique mondial (PSM), un repère posé sur la limite entre deux étages géologiques, ne laissant pas la possibilité de vide ou de chevauchement entre eux. On lui donne encore le nom de « clou d'or ».

On comprend aussi intuitivement qu'en réalisant l'inventaire de tous les affleurements, de tous les sites d'un même âge, on puisse reconstituer l'extension du domaine marin de l'époque concernée. C'est la base de la paléogéographie.



GSSP Aalénien - Bajocien de Cabo Mondego, Portugal
(Fernandez-Lopez et al., 1988)

Remarque : D'autres associations de fossiles sont utilisées pour établir les corrélations à distance (Brachiopodes, Foraminifères...).

La division du Bajocien en zones d'Ammonites constitue donc un véritable « code-barres » qui permet de situer immédiatement un affleurement dans un étage... mais ce code-barres ne donne pas d'âge précis ! On parle donc de datation relative.

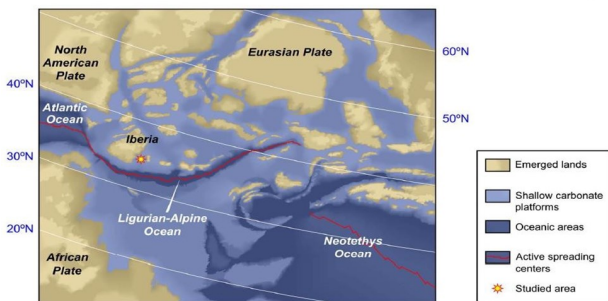
Pour délimiter le Bajocien entre $-170,9 \pm 0,8$ Ma et $-168,2 \pm 1,2$ Ma, comment peut-on faire ?

3. La datation du Bajocien par radiochronologie

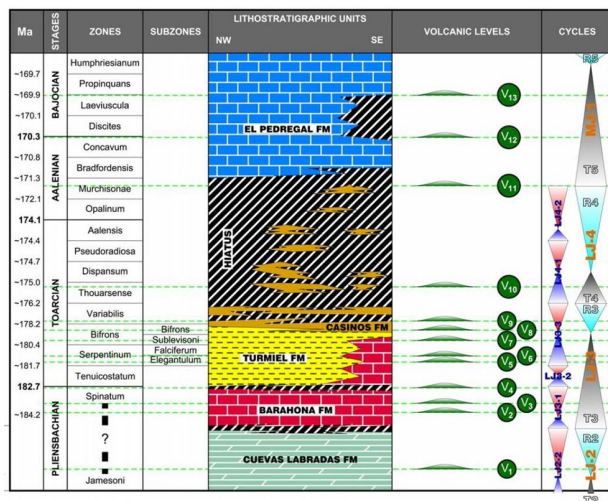
La radiochronologie est l'une des méthodes de datation absolue les plus utilisées... parmi bien d'autres. On peut l'illustrer par l'exemple suivant.

Au milieu du Jurassique, l'Espagne est bordée au Sud par une grande faille transverse : la faille des Açores - Gibraltar qui unit l'Atlantique Central, bien constitué, à la mer Liguro-Alpine ou Téthys alpine, en formation. Cette faille est très active.

Un peu plus au Nord, à la même époque, la région de Valence (étoile sur la carte ci-dessous donc en Espagne et pas en France !) a été le siège elle aussi d'une intense activité volcanique de type explosif et des cendres volcaniques se sont déposées dans un bassin marin voisin, peu profond où les étages, du Pliensbachien jusqu'à la fin du Bajocien, ont été bien identifiés par leurs faunes d'Ammonites.



Situation de l'Espagne au milieu du Jurassique (Cortés J.E., 2023)



Chronostratigraphie synthétique de la région de Valence (Espagne) (Cortés J.E., 2023)

Dans le Bajocien, ont été mis en évidence deux niveaux volcaniques : V12 et V13.

Il a suffi alors de les dater par radiochronologie : par la méthode Potassium-Argon (K-Ar) et ³⁹Argon-⁴⁰Argon ou Rubidium-Strontium ou Uranium-Thorium...

V12 a été daté à $-170,3$ Ma et V13 à $-169,9$ Ma.

Et par le plus grand des hasards, on constate alors que le niveau V12 coïncide avec la limite entre la biozone à *Concavum* de l'Aalénien terminal et la biozone à *Discites* du Bajocien basal.

On peut donc maintenant dater, de façon absolue et avec une très bonne approximation, le début du Bajocien dans la région de Valence à $-170,3$ Ma. En réalité, on fait débiter le Bajocien à $-170,9 \pm 0,8$ Ma.

D- À la recherche des fossiles !

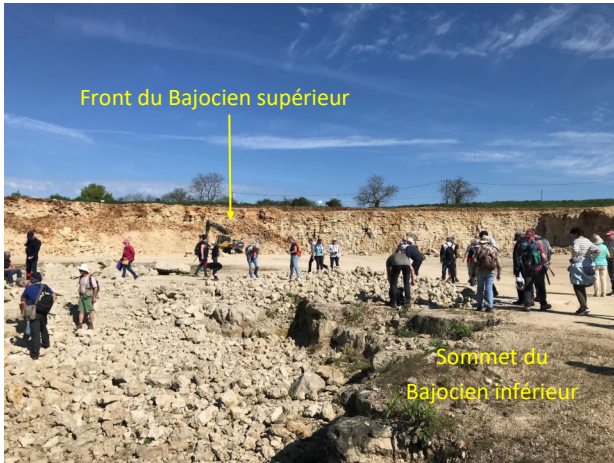
Les conditions de collecte n'ont malheureusement pas été très favorables lors de notre sortie, notamment sur les bancs qui, classiquement, fournissent une importante densité d'Ammonites :

- la Zone à *Laeviuscula* du Bajocien inférieur, premier banc exploité dans la carrière, très fossilifère,
- la Sous-zone à *Hebridica* de la Zone à *Propinquans* également du Bajocien inférieur, pas toujours facile à mettre en évidence, avec quelques Ammonites du genre *Otoites* à l'extrême base, moins nombreuses ensuite,
- les niveaux condensés et parcellaires des Zones à *Niortense* et à *Garantiana* du Bajocien supérieur, normalement visibles à la base du front de taille du 2^{ème} niveau de la carrière mais mal exprimés, où l'on peut trouver de rares fragments d'Ammonites, typiques cependant.

Le Bajocien terminal (Zone à *Parkinsoni*) n'est, quant à lui, pas réputé pour sa teneur en Ammonites, sauf le banc de base à nombreuses *Parkinsonia* du groupe *Acris* et des Nautilés fréquents.



Front de taille constitué de Bajocien inférieur



L'AVG sur son terrain de jeu !

Au premier plan, là où les AVGistes se déplacent, les deux ou trois derniers bancs du Bajocien inférieur ; au fond, le front de Bajocien supérieur.



Front de taille du Bajocien supérieur
(Zones à Niortense et à Garantiana à la base, Zone à Parkinsoni au-dessus)



Gros Lamellibranche (fossile de faciès) et petite empreinte d'Ammonite (Zone à Laeviuscula)
(bloc du Bajocien inférieur non en place)



Ammonite du Bajocien supérieur
(appartenant probablement au genre Parkinsonia de la base de la Zone à Parkinsoni)



Ammonites et Lamellibranches du Bajocien inférieur
(Zone à Laeviuscula)



Ammonite (*Parkinsonia sp.*), Lamellibranche et Nautilus (en haut) du Bajocien supérieur



Lamellibranche voisin du *Chlamys* actuel (Bajocien inférieur, Zone à *Laeviuscula* ?)



Empreinte d'Ammonite (*Stephanoceras sp.*) et dessous, un Lamellibranche et deux Gastéropodes du sommet du Bajocien inférieur (Zone à *Humphriesianum*)



Sommet du front de taille du Bajocien supérieur (Les bancs sont numérotés par l'équipe pluridisciplinaire de Pierre Lacroix qui étudie les faciès et les faunes banc par banc)



Niveau du Bajocien supérieur (Zone à Parkinsoni) à rognons de silex



Niveau du Bajocien supérieur (Zone à Parkinsoni) à rognons de silex - Détail



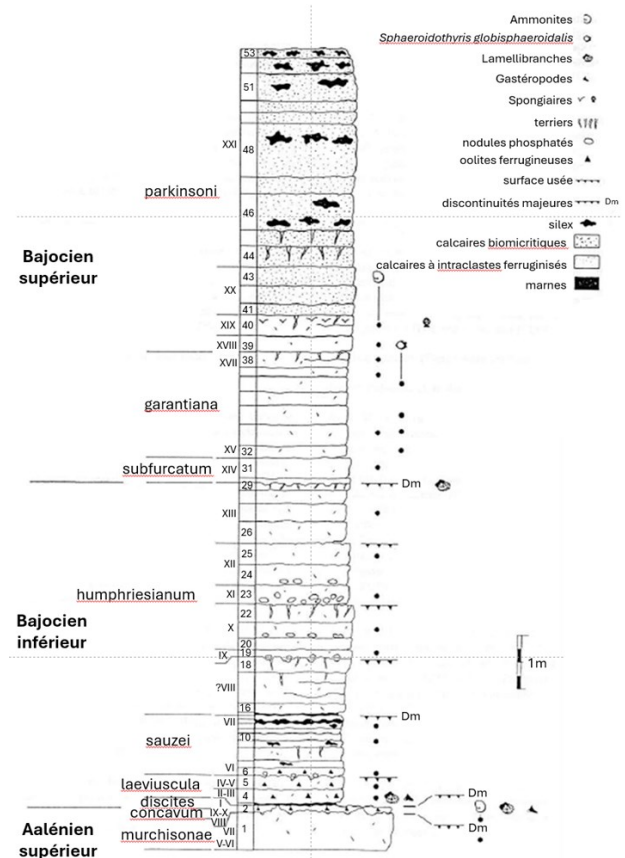
Rognon de silex vu en coupe

E- Description de la coupe de La Grande Palisse au banc par banc (P. Branger, 1991)

La coupe de La Grande Palisse est la coupe de référence de la formation des Calcaires dits « ponctués » de Saint-Maixent-L'École.

Ces faciès qui ont une extension régionale, peuvent également être observés en Vendée dans le « sillon sédimentaire » du graben de Chantonnay, ou dans la plaine de Luçon (les faciès du Bajocien rencontrés en Vendée occidentale, vers la côte, sont différents).

Les calcaires se composent de faciès micritiques wackestone à packstone, parfois glauconieux ou ferrugineux, qui s'enrichissent en silex vers le sommet. La faune, très abondante, a été étudiée en détail et présente des Bivalves, Annélides Serpulidés, Crinoïdes, Spongiaires, Gastéropodes, Brachiopodes, Bélemnites et Ammonites très abondantes qui caractérisent, à l'échelle de l'horizon, toutes les zones du Bajocien.



Coupe de La Grande Palisse (P. Branger, 1991)

Aalénien moyen, supérieur et Bajocien basal (0,80 m)

1 : 0,50 à 0,70 m : sous-zones à Haugi, Murchisonae et Bradfordensis.

Calcaire compact à zones silicifiées (wackestones bioclastiques) - à la base, *Ludwigia* cf. *crassa* HORN, *L.* cf. *haugi* DOUV., *L.* cf. *murchisonae* (SOW.) et dans la partie supérieure *Brasilia bradfordensis* (BUCK.), *B. platycora* (BUCK.), *B. baylei* BUCK. et *Montlivaltia* sp.

Discontinuité (Dm) : surface usée très irrégulière, perforée par des Pholades.

2 : 0,10 m maximum : sous-zone à Gigantea, zones à Concavum et à Discites.

Niveau discontinu comblant les irrégularités de la surface précédente. Calcaire argileux fossilifère à oolites ferrugineuses (wackestones-packstones bioclastiques à oolites ferrugineuses), contenant des galets calcaires remaniés et taraudés : *Brasilia gigantea* (BUCK.), assez rare, *Graphoceras concavum* (SOW.), *G. v-scriptum* (BUCK.), *G. limitatum* BUCK., *G. formosum* (BUCK.), *G. pulchrum* (BUCK.), *Ludwigella cornu* (BUCK.), *L. cf. rudis* (BUCK.), *Euaptoceras cf. klimakomphalum* (VAC.), *Haplopleuroceras* sp., *Hyperlioceras* sp., *Euhoploceras* sp., *Zurcheria* sp., *Ctenostreon* sp., *Chlamys* sp., *Pecten* sp., *Plagiostoma* sp., *Astarte* sp., *Modiolus* sp., *Trigonia* sp., *Pleurotomaria* sp., *Pseudomelania* sp.

Discontinuité (Dm) : surface usée très irrégulière.

Bajocien inférieur (6,05 m)**3 à 5 : 0,55 m : zone à Laeviuscula (II à V).**

. Lit centimétrique de marnes rougeâtres.

. Calcaire fossilifère à oolites ferrugineuses (wackestones bioclastiques à oolites ferrugineuses) : *Sonninia rudis* (QU.), *Sonninia jugifera* (WAAG.), *S. gingensis* (WAAG.), *S. polyacantha* OECH., *S. plana* BUCK., *S. mayeri* (WAAG.), *Normannites* sp., *Emileia* sp., *Skirroceras* sp., *Ctenostreon* sp., *Entolium* sp., *Plagiostoma* sp., *Trigonia* sp., *Modiolus* sp., *Pleurotomaria* sp. et des Bélemnites.

6 à 14 : 1,25 m : zone à Sauzei (VI-VII).

. 0,15 à 0,20 m : calcaire à oolites ferrugineuses dispersées (wackestones bioclastiques à pellesoïdes et oolites ferrugineuses) contenant de nombreux nodules phosphatés : *Sonninia patella* (WAAG.) et *Emileia polyschides* (WAAG.).

. 1,05 m : calcaire à silex légèrement glauconieux (wackestones bioclastiques à pellesoïdes et grains de glauconie) : *Skirroceras* sp.

Discontinuité (Dm) : surface irrégulière usée.

15 à 18 : 0,95 m : horizon à Stephanoceras humphriesianum ? (VIII)

. 0,05 m : marnes glauconieuses contenant des entroques, des fragments de Cidaridés, des Serpulidés, des Lamellibranches ainsi que des dents de poissons.

. 0,90 m : calcaire glauconieux (wackestones-packstones bioclastiques riches en grains de glauconie).

Surface irrégulière usée.

19 : 0,20 m : horizon à Sonninia furticarinata (IX).

Calcaire glauconieux à nodules phosphatés : *S. furticarinata* (QU.), *Dorsetensia cf. complanata* BUCK., Bélemnites, *Trigonia* sp., *Pleurotomaria* sp. et *Montivaltia* sp.

20 à 22 : 0,95 m : horizon à C. gervillii (X).

Calcaire argileux et glauconieux (packstones bioclastiques pellesoïdes et grains de glauconie) contenant des galets taraudés : *Stephanoceras* sp., *Chondroceras* sp.,

Cenoceras sp., Térébratules, Polypiers solitaires et Spongiaires. Le banc 22 est recoupé par de très nombreux terriers.

Surface usée.

23 : 0,35 m : horizon à S. umbilicus (XI).

Calcaire glauconieux conglomératique (wackestones bioclastiques à pellesoïdes et grains de glauconie) à nodules phosphatés et fossiles remaniés et fragmentés : *Stephanoceras umbilicus* (QU.), *S. mutabile* (QU.), *S. weizerti* SCHM. et KRUMB., *Stemmatoceras* sp., *Cadomites stephanoceratiformis* (MAUB.), *Teloceras gibbosum* (BUCK.), *Itinsaites gracilis* (WEST.), *Normannites aequus* (WEST.), *Oecotraustes umbilicatus* (BUCK.), *Megateuthis giganteus* (SCHL.), *Cenoceras* sp., *Pleurotomaria* sp., *Unicardium* sp., *Pleuromya* sp., *Trigonia* sp., *Acanthothyris spinosa* (LIN.), *Sphenorhynchia aviformis* BUCK., *Morrisithyris phillipsii* (DAV.) et des Spongiaires.

24 et 25 : 0,80 m : horizon à T. subblagdeni (XII).

Calcaire argileux et glauconieux (wackestones-packstones bioclastiques à pellesoïdes et grains de glauconie) : *Teloceras subblagdeni* (SCHM. et KRUMB.), *Megateuthis* sp., *Pleuromya* sp.

Surface usée.

26 à 29 : 1,00 m : horizon à T. coronatum (XIII).

Même calcaire : *Teloceras blagdeni* (SOW.) et *T. labrum* BUCK.

Discontinuité (Dm) : surface irrégulière usée.

Bajocien supérieur (8,15 m)**30 et 31 : 0,50 m : Zone à Niortense (anciennement Subfurtatum) (XIV).**

Calcaire finement bioclastique (packstones bioclastiques à pellesoïdes) : *Strenoceras* sp., *Garantiana densicosta* (QU.), *Spiroceras* sp., *Leptosphinctes* sp., *Cenoceras* sp., *Belemnopsis* sp., *Entolium demissum* (PHIL.) en lumachelles à la base et *Sphaeroidothyris globisphaeroidalis* BUCK. très abondant au sommet.

32 à 38 : 2 m : Zone à Garantiana (XV-XVII).

Idem avec *Garantiana garantiana* (d'ORB.), *G. minima* (WETZ.), *Cadomites* sp., *Spiroceras annulatum* (DESH.), *Leptosphinctes* sp., *Cenoceras* sp., *Belemnopsis* sp., *Ctenostreon* sp., *Entolium* sp., *Sphaeroidothyris globisphaeroidalis* BUCK. en lumachelles, Rhynchonelles et *Pleurotomaria* sp.

39 à 53 : 5,65 m : Zone à Parkinsoni (XVIII-XXI).

. 0,30 m : horizon à *P. subarietis* (XVIII). Calcaire fossilifère (wackestones-packstones bioclastiques à pellesoïdes et rares intraclastes) : *Garantiana (Subgarantiana) longidens* (QU.), *G. (S.) alticostata* (WETZ.), *Parkinsonia subarietis* (WETZ.), *Prorsirphinctes meseres* (BUCK.), *Cadomites* sp., *Oppelia* sp., *Cenoceras* sp., *Belemnopsis* sp. et *Trigonia* sp.

. 0,35 m : **horizon à *P. orbignyana*** (XIX). Calcaire finement graveleux (packstones bioclastiques à pellesoïdes) : *Parkinsonia pseudoparkinsoni* (WETZ.), Bélemnites et nombreux Spongiaires.

. 0,90 m : **sous-zone à *Densicosta*** (XX). Calcaire à punctuations ferrugineuses (packstones bioclastiques à intraclastes ferruginisés et fragments de Spongiaires) : *Parkinsonia parkinsoni* (SOW.), *P. (Durotrigensia) pseudoferruginea* (NIC.) et *Oppelia* sp.

. 4,10 m : **sous-zone à *Bomfordi*** ? (XXI) : même calcaire contenant des silex ponctués : *Cenoceras* sp. et Spongiaires.

Remarque : Quelques mots sur la découverte de l'Aalénien à La Grande Palisse

L'étage Aalénien qui précède le Bajocien (mais que P. Branger a fusionné avec le Bajocien basal dans sa description) est en fait bien identifié dans la carrière sous les strates du Bajocien inférieur.

Sur la surface plane qui forme le plancher de la carrière, des Ammonites du sommet de l'Aalénien ont été mises en évidence.

Mais quelle est la puissance des dépôts sédimentaires de cet Aalénien ?

Pour le savoir, une équipe de paléontologues sous la coordination de Pierre Lacroix a creusé une première fosse pour déterminer sa puissance (en 2 sur le document ci-dessous).



À 30 cm de profondeur, a été rencontrée une roche noire, très dure qui aurait pu faire penser à de la diorite, roche bien connue dans le Haut-Bocage vendéen puisqu'elle affleure notamment au Tallud et à Moncoutant (79), affleurements datés du Dévonien. Cette diorite aurait alors représenté le socle varisque lui-même et l'épaisseur de l'Aalénien aurait été insignifiante !

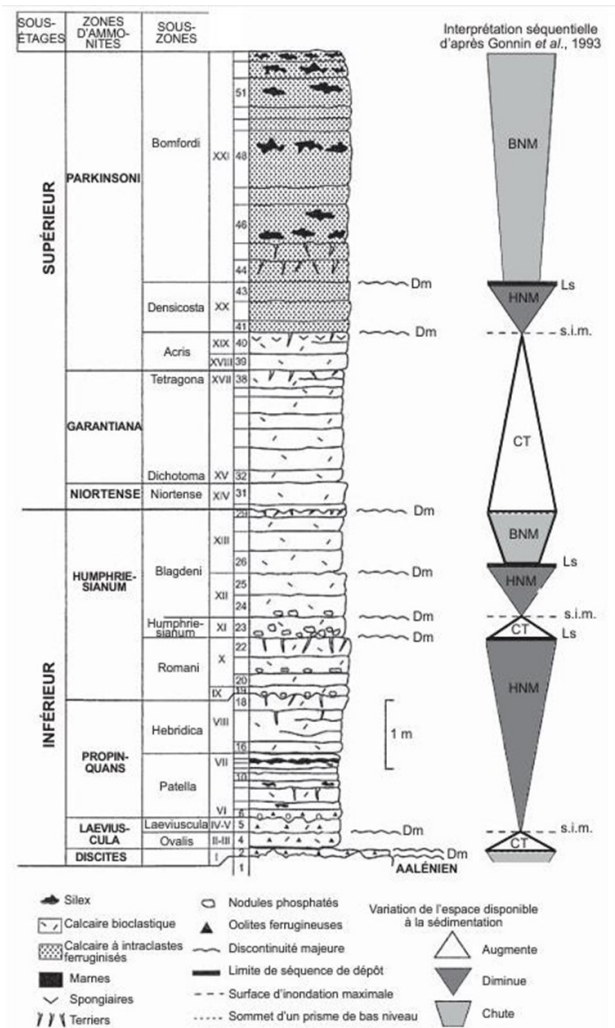
En fait, cette roche noire et dure renfermait des fossiles ! Ce ne pouvait donc pas être de la diorite, une roche d'origine magmatique étant toujours dépourvue de fossiles, lesquels ne résistent pas à des températures de l'ordre de 800-900°C ! On était donc toujours en présence d'Aalénien.

Ne pouvant aller plus profond, et pour en savoir plus, une deuxième fosse a été creusée à l'opposé de la première, en 3.

Cette fois-ci, sous 4 m d'Aalénien, on a atteint un niveau de marnes noires qui a fait apparaître une Ammonite du genre *Pleydellia* (*Pleydellia arcuata*) caractéristique du sommet du Toarcien !

Conclusion : Cela signifie donc que sous le Bajocien de la carrière de La Grande Palisse, c'est tout l'Aalénien qui est représenté. Et sous cet Aalénien, le Toarcien est également présent... mais avec quelle épaisseur ?

F- Interprétation de la coupe de La Grande Palisse en termes de stratigraphie séquentielle



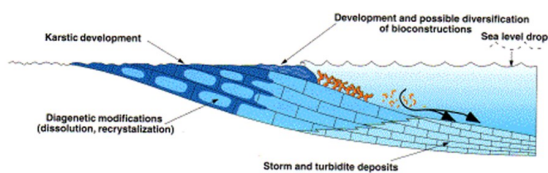
Dm = discontinuité majeure
Coupe du Bajocien de la carrière de La Grande Palisse
 (d'après P. Branger, 1989)
et interprétation séquentielle
 (d'après C. Gonnin et al., 1993)
 (Extrait de la notice de la carte géologique de Saint-Maixent-L'École au 1/50 000 ème)

Les discontinuités majeures (Dm) sont d'origine tectono-eustatique, sont dues principalement à des variations du niveau marin et se traduisent par des surfaces d'érosion que les spécialistes savent repérer sur le terrain.

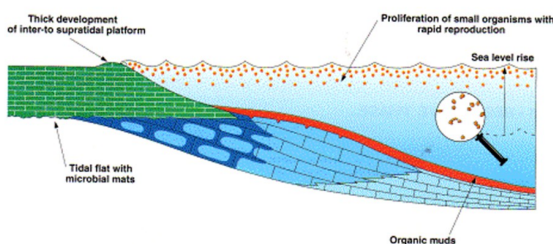
Cependant, ce déchiffrement est beaucoup plus difficile dans les environnements carbonatés que dans les environnements silicoclastiques, détritiques parce qu'un paramètre important est à prendre en compte : la production carbonatée à l'intérieur du bassin lui-même, grande difficulté à appréhender du fait qu'elle est dépendante de nombreux facteurs comme la température, la salinité, l'oxygénation et la turbidité des eaux, la morphologie de la plateforme...

Remarque : On peut rappeler qu'au Jurassique, la sédimentation est globalement marno-calcaire parce que l'on est en période de biostasie. Cela fait bien longtemps que la chaîne varisque a été pénéplanée et que les fleuves ont emporté dans les bassins de la Pangée tous les produits détritiques issus de son érosion. Dès la fin du Trias en effet, au Keuper, les fleuves qui arrivent sur la plateforme européenne en extension ne transportent pratiquement plus que des ions dissous : Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , ... Parallèlement, la montée du niveau marin, en éloignant progressivement le trait de côte des gisements que nous observons, fait que ces derniers reçoivent de moins en moins de minéraux détritiques en provenance des terres émergées.

1 - REGRESSIVE PHASE ...



2 - TRANSGRESSIVE PHASE ...



(Homewood et al., 1999)

Lorsque le niveau marin chute (**régression**), il y a une diminution importante de la production carbonatée sur la plateforme puisque celle-ci est maintenant réduite à une mince frange côtière en bordure du plateau continental.

Le talus et le bassin adjacent sont également appauvris en sédiments carbonatés puisqu'il n'existe pratiquement plus que l'apport de la production pélagique. Cependant, des sédiments carbonatés de la bordure de la plateforme peuvent être exportés vers le bassin sous forme gravitaire (turbidites). Se forme alors au pied du talus ce que l'on appelle le cortège ou prisme de bas-niveau (PBN).

L'ancienne plateforme, émergée, est alors soumise aux agents météoritiques. Elle est marquée par des indices d'érosion (marmites de géant), de dissolution (terriers de Pholades), de karstification (lapiez) et/ou de pédogenèse (formation de paléosols).

Lorsque le niveau marin s'élève (**transgression**), que la tranche d'eau augmente, les inondations successives empêchent de fortes accumulations sédimentaires d'ori-

gine continentale sur le haut de la plateforme.

En revanche, la production carbonatée devient de plus en plus importante. Il en résulte alors un remplissage des topographies antérieures énumérées plus haut. Puis la transgression se faisant plus importante, des marnes à Ammonites pourront se superposer à des calcaires bioclastiques par exemple. Ces dépôts forment ce qu'on appelle le cortège transgressif (CT).

La surface de transgression est souvent marquée par la présence de nodules de phosphate et de grains de glauconie liés à l'intervention de courants de fond (upwellings) apportant des ions (P, K, Fe...). Elle peut apparaître aussi comme une surface de remaniement, avec présence de lithoclastes, de galets noirs, d'un mélange de bioclastes d'eau douce et marins et/ou des apports terrigènes accrus.

En fin de transgression, le régime des courants peut changer.

Devenus érosifs, cela peut conduire à la création de surfaces de non-dépôt et de surfaces perforées et durcies (hard-grounds).

Quand enfin la profondeur du bassin se stabilise et est au maximum, le bassin se remplit avec un fort taux de sédimentation. Les dépôts se développent d'abord verticalement puis progradent, s'avancent sur la plateforme jusqu'à atteindre parfois sa bordure. Se forme le cortège ou prisme de haut-niveau (PHN).

Puis la sédimentation carbonatée diminue. Si le continent bordier est susceptible dans le même temps de produire beaucoup de sédiments détritiques, des dépôts fluviaux peuvent également prograder sur la plateforme et même au-delà ; on aura dans ce cas des alternances de dépôts terrigènes ou clastiques d'origine continentale et carbonatés d'origine marine.

On pourra alors observer des stratifications entrecroisées, des fentes de dessiccation ou mud-cracks, des dépôts ferrugineux...

Remarque : Ces figures sont des indicateurs de paléomilieus qui peuvent exister à tout moment. En fonction du niveau marin, ils vont se déplacer vers le bassin ou le continent.

Dans les stades tardifs, la surface de la plateforme est pratiquement au niveau de la surface de la mer.

Dans la carrière de La Grande Palisse par exemple, on a mis en évidence un cortège transgressif (CT- n°23 ou XI) dans la sous-zone à humphriesianum. Il est représenté par un niveau condensé de marnes et de calcaires argileux glauconieux à Ammonites phosphatées surmonté par des calcarénites à Entroques déposées en haut niveau marin.

Et il en est de même du cortège transgressif (CT- n°31 à 40 ou XIV à XIX) des zones à Niortense, Garantiana et Parkinsoni en partie représenté lui aussi par des calcaires argileux glauconieux à galets et Ammonites remaniés et phosphatés à la base, puis des calcaires francs.

Ainsi, dans le Bajocien, on a mis en évidence trois séquences de dépôts donc trois cycles transgression - régression.

ETAGES	Groupe français d'Étude du Jurassique (1991)		POITOU		NORMANDIE	
	ZONES	SOUS-ZONES	Unités de dépôt	Séquences de dépôt et cortèges sédimentaires	M. Rioult et coll. (1991)	
BATHONIEN MOY.	Morrisi		?		2.3a	
	Subcontractus					
	Progracilis	Progracilis	37	BT.2		
		Orbigny	36		2.2b	
	Tenuiplicatus		34-35			
	Zigzag	Yeovilensis	30	BT.1	2.2a	
		Macrescens	29			
		Convergens	28			
	BAJOCIEN SUPERIEUR	Bomfordi		24 à 27		
		Parkinsoni	Densicosta	23		2.1b
Acris			22	BJ.3		
Tetragona		21				
Garantiana		Subgaranti	20			
		Dichotoma				
Niortense		Schroederi				
		Baculata	19			
		Polygyralis				
Banksi			18			
	Blagdeni	17				
Humphriesianum	Humphriesianum	16	BJ.2	2.1a		
	Romani	15				
Propinquans		14				
	Hebridica	13	BJ.1			

LEGENDE	
	hiatus sédimentaire
	cortèges de bas-niveau
	cortèges transgressifs
	cortèges de haut-niveau

Unités génétiques de dépôt, cortèges sédimentaires et séquences de dépôt de la fin du Bajocien inférieur au Bathonien moyen du Poitou
(d'après C. Gonnin, E. Cariou et P. Branger, 1993)

Remarque : Les numéros dans le document ci-dessus n'ont rien à voir avec ceux des deux logs précédents. D'autre part, les coupes schématiques reflètent la nature des dépôts, mais pas leurs épaisseurs respectives.

Arrêt 2 : L'ancienne carrière de Ricou à Azay-le-Brûlé

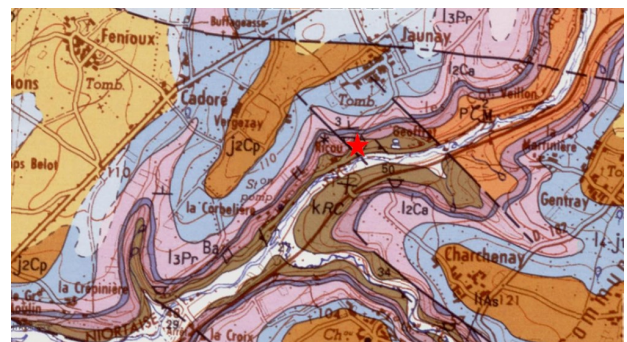
Nous sommes là sur un coteau, rive droite de la Sèvre niortaise.

Les terrains qui y affleurent sont plus anciens que dans la carrière de La Grande Palisse : ils sont d'âge Jurassique inférieur (Hettangien, Sinémurien et Pliensbachien *pro parte*) et la Sèvre niortaise entaille même le socle paléozoïque, ici constitué de schistes verts de la série de Roc-Cervelle (Cambrien).

En limite Ouest de la carrière, nous avons emprunté, à partir de l'aire de pique-nique, un petit sentier balisé et pédagogique longeant une ravine qui entaille tout le flanc du coteau jusqu'au plateau constitué des marnocalcaires du Toarcien.



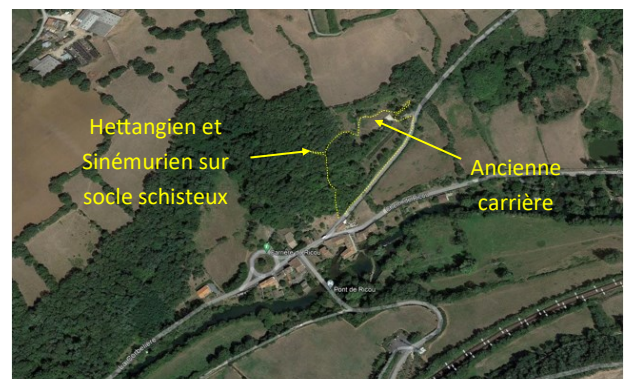
Situation géographique de l'affleurement
(Document Géoportail)



Situation de l'ancienne carrière de Ricou
(Extrait de la carte géologique de Niort - Document Géoportail)



La Sèvre niortaise



Vue du site et des lieux observés (Document Google Earth)
En pointillés jaunes, le trajet parcouru.



Pique-nique - À gauche, le départ du sentier



Prêts pour le départ !



C'est parti... à la queue leu-leu, derrière notre guide !



Panneau : carte de situation de la Carrière du Ricou

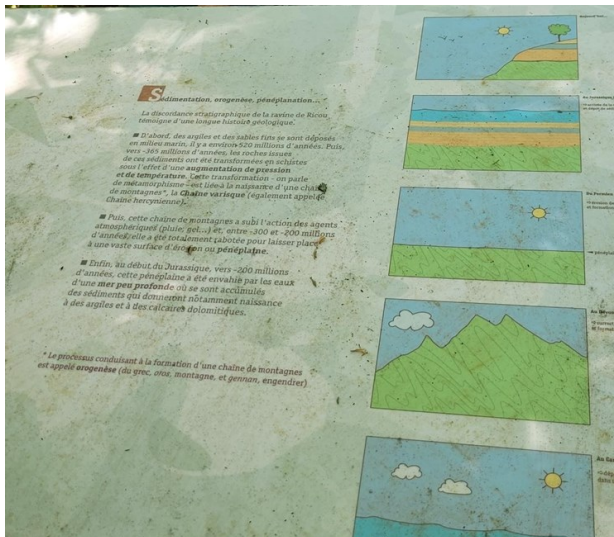
A- La carrière de Ricou : témoin des dépôts du Jurassique inférieur, de l'Hettangien et du Sinémurien

Le site de Ricou est constitué de deux coupes :
 - une première, à l'Ouest, située dans le lit d'un ruisseau, montre la base des dépôts et leur discordance sur le socle paléozoïque,
 - la seconde, nettement plus développée, expose la succession de l'Hettangien et du Sinémurien sur le front de taille de l'ancienne carrière.

1. Résumé de l'histoire géologique locale

Des panneaux pédagogiques nous renseignent sur les grandes étapes de l'histoire géologique que nous allons pouvoir observer au travers des roches :

- Au Cambrien (- 520 Ma), des sables et des argiles se sont déposés en milieu marin sur la marge ou le talus d'un continent briovérien.
- Puis ces sédiments ont été compactés pendant tout l'Ordovicien et le Silurien, toujours au fond de la mer, lors de l'ouverture puis de l'expansion de l'Océan Centralien ou de Galice - Massif Central.
- Au Dévonien (vers - 420 à - 400 Ma), ils ont été métamorphosés sous le faciès schistes verts lors des premières compressions liées à la collision entre les plaques Armorica et Gondwana puis portés en altitude lors de la formation de la chaîne varisque qui a atteint son paroxysme vers -330 Ma.
- Durant tout le Permo-Trias (entre - 300 et - 200 Ma), les reliefs sont érodés et la chaîne varisque est transformée en une véritable pénéplaine.
- Au début du Jurassique inférieur (-200 Ma), à la faveur de la fragmentation de la Pangée et du rifting du Golfe de Gascogne, la pénéplaine est envahie par une mer peu profonde, qui favorise le dépôt d'argiles et de calcaires dolomitiques.



Panneau : présentation pédagogique de l'histoire géologique du site de Ricou

2. Intérêts des affleurements de Ricou

Ces affleurements présentent plusieurs intérêts géologiques : l'observation de la transgression de l'Hettangien sur le socle, la composition lithologique des strates qui permet d'aborder les conditions de dépôts (phases transgressives et régressives, apports continentaux ponctuels par érosion, production de calcaire par la biomasse) et la composition biologique des bancs qui permet de restituer les conditions de milieu (traces de bioturbation, fossiles de faciès de faible ou moyenne profondeur, pélagiques).

Comme nous allons le découvrir, de nombreuses énigmes restent à résoudre quant à l'âge exact et les limites entre étages pour les dépôts de l'Hettangien et probablement d'une partie du Sinémurien inférieur et moyen. Les fossiles marins à valeur chronostratigraphique en sont absents, les fossiles de faciès dont la durée d'existence peut être très longue ne permettant pas de datations précises. Un même faciès sédimentaire se forme partout dans les mêmes conditions, mais à n'importe quel moment !

Patrick Branger, qui a énormément travaillé sur la stratigraphie et la biostratigraphie de Ricou, nous expose la rigueur de sa démarche (celle d'un détective qui consigne pas à pas chaque observation factuelle) et l'humilité de ses conclusions (qui restent en suspens tant que les preuves sont insuffisantes).

3. Définition des étages Hettangien et Sinémurien

Ces deux étages font partie du Jurassique inférieur.

Le stratotype de l'Hettangien (-201,3 à -199,3 Ma) a été défini à Hettange-Grande (Moselle, France) par Eugène Renevier en 1864. La région stratotypique est caractérisée par des dépôts marins littoraux avec de nombreuses faunes pélagiques. L'étage a une durée relativement courte (moins de 2 Ma)

Le stratotype du Sinémurien (-199,3 à -190,8 Ma) a été créé par Alcide D'Orbigny en 1849. Il s'articule autour de plusieurs coupes complémentaires dans la région de Sémur-en-Auxois (Côte d'Or, France). Les sédiments s'y sont déposés dans un milieu moyennement profond de plateforme externe durant le Sinémurien inférieur, et

dans un environnement de plateforme distale de moindre profondeur durant le Sinémurien supérieur (calme, mais agité pendant les tempêtes). L'étage a une durée relativement longue (8,5 Ma).

Les faciès observables sur ces deux stratotypes ne sont absolument pas représentatifs des milieux de dépôts confinés, de faible profondeur, observables sur le pourtour du Bassin Aquitain notamment.

Les faunes d'Ammonites, qui constituent la chronostratigraphie des deux étages, ne sont corrélables qu'avec quelques spécimens d'Ammonites ou de Brachiopodes du Sinémurien supérieur, dont ceux découverts dans la carrière de Ricou dans les Deux-Sèvres et que nous allons découvrir.

B- Le premier affleurement de Ricou : la discordance du Jurassique inférieur sur le socle



En chemin vers le premier affleurement



... à travers un tapis d'Ail des ours (*Allium ursinum*)

En chemin, nous passons à côté d'une grille qui sécurise l'accès à une cavité souterraine formée par la dissolution des strates calcaires du Lias inférieur par les eaux d'infiltration et/ou souterraines riches en dioxyde de carbone dont elles se sont chargées en traversant la couche humifère de surface.



Grille fermant le gouffre de Ricou, témoin de la dissolution du calcaire du Lias inférieur

Ces dernières ont en effet emprunté, dans les roches calcaires toujours très fracturées, les diaclases et les joints de stratification et les ont élargis par dissolution pour former tout un réseau de « vides » plus ou moins importants, hiérarchisé qui constitue un relief karstique.

Les schistes verts paléozoïques sous-jacents appartenant à l'Unité de Roc-Cervelle, anciennes argiles métamorphisées en schistes lors de l'orogénèse varisque, du fait de leur imperméabilité à l'eau, ont certainement aussi favorisé la création de tout ce réseau souterrain de gouffres, grottes et galeries en contribuant à la formation d'une nappe phréatique à la base de cette masse de calcaire.

D'autres niveaux argileux, situés plus hauts dans la série, ont de la même façon permis la création de nappes aquifères dites « perchées » qui alimentent plus ou moins irrégulièrement, au gré des précipitations météoritiques et par débordement, des sources situées sur les coteaux.



Panneau sur la localisation des sources



Panneau sur le relief karstique



Ancien abri sous roche abritant une source



Le ruisseau enfoui dans la végétation en 2024...



La même ravine...par temps sec en 2006 !



Patrick Branger dans la ravine sous l'œil des experts !



Détail du banc d'argile verte entre les schistes du Cambrien et la série du Jurassique inférieur (Lias) en 2006
(Photographie Patrick Branger)



Patrick Branger en action dans la ravine ... toujours sous l'œil des experts !



Détail du socle paléozoïque
(Photographie Patrick Branger, 2006)



Coupe fraîche dans la couverture sédimentaire liasique
(Photographie Patrick Branger, 2006)

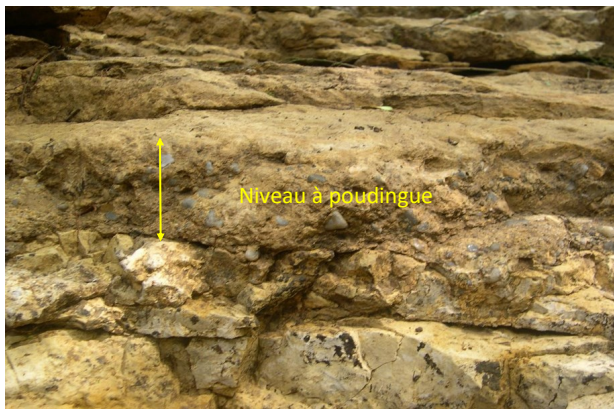
On peut rappeler que l'acide chlorhydrique ne met pas en évidence le calcaire mais l'ion CO_3^{2-} qui bien entendu est présent dans le calcaire de formule $CaCO_3$.



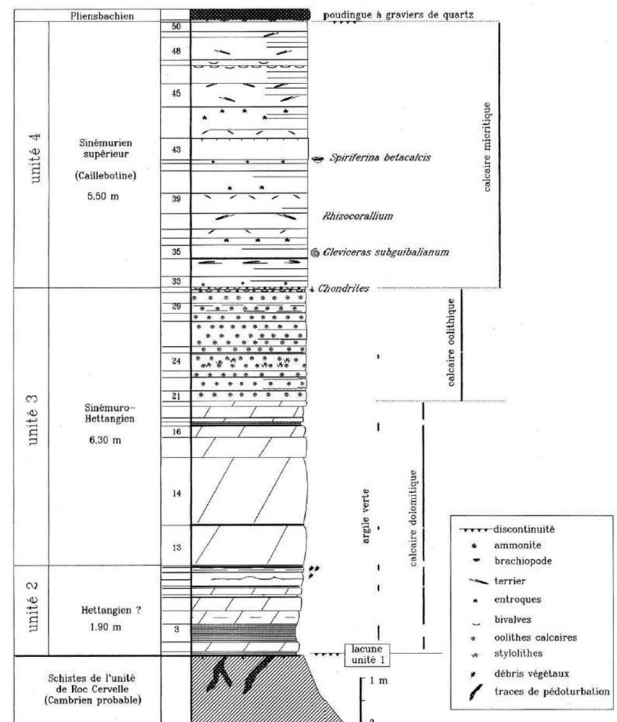
Détail du poudingue à gros graviers

Et voilà ce que l'on peut observer là où Patrick Branger a posé ses bottes : un poudingue à gros éléments de quartz (parfois anguleux ou à arêtes usées) et à graviers.

D'après la coupe réalisée par P. Branger, ci-dessous, on se trouve ici à la limite entre le calcaire micritique dit « Caillebotine » du Sinémurien supérieur qui traduit un milieu calme et la base du Pliensbachien qui débute par un niveau gréseux. Ce niveau gréseux exprime la transgression marine du Pliensbachien basal. Il constitue un excellent repère stratigraphique puisqu'on le retrouve, également bien daté, sur des coupes du littoral vendéen, à La Grisse, Le Bernard, Jard-sur-Mer...



Poudingue à gros clastes de quartz en place dans la ravine

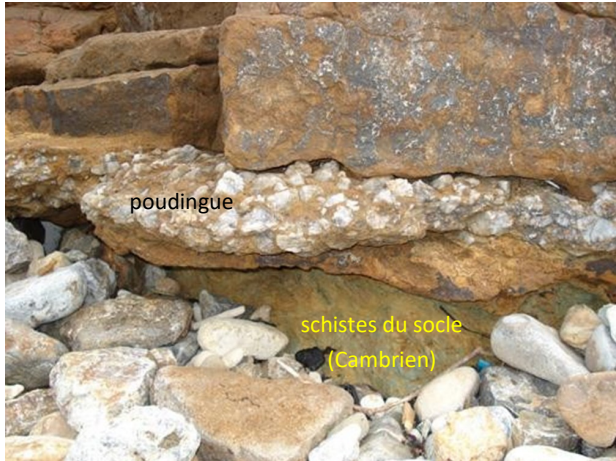


Le Lias inférieur dans la vallée de la Sèvre niortaise -
Coupe de la ravine de Ricou (D'après P. Branger, 2007)



Poudingue à gros graviers de quartz : test à l'acide positif !

Le niveau de poudingue en place dans la ravine fait énormément penser au poudingue de Jard situé juste au-dessus de la discordance du Payré ou encore aux poudingues à gros éléments du Bois de la Girardie, à Sérigné, près de Fontenay, et qui ont servi à la fabrication de meules (voir Bulletin de l'AVG de 2016).



Poudingue à gros clastes de quartz (et de schistes) de Jard-sur-Mer



Poudingue à gros éléments de quartz de Sérigné
Au centre, un tronc fossilisé.

Et les blocs de poudingues à graviers ne sont pas non plus sans rappeler les grès à graviers de l’Hermenault (voir bulletin de l’AVG de 2016).



« Grès de l’Hermenault » (= poudingue à graviers de quartz)

Mais il y a une différence de taille ! Tous reposent directement sur le socle et ont été datés de la base de l’Hettangien alors qu’ici, à Ricou, ils sont interstratifiés au sein d’une séquence calcaire de la limite Sinémurien-Pliensbachien.

Qu’est-ce que cela veut dire ?

Cela signifie qu’en milieu sédimentaire, si l’on peut faire des corrélations à distance en exploitant les associations d’Ammonites (par exemple, deux affleurements renfermant les mêmes associations d’Ammonites sont de même âge), ce n’est pas du tout le cas pour les faciès sédimentaires : deux poudingues semblables, pris en des lieux différents voire voisins, ne sont pas obligatoirement de même âge.

En revanche, ils vont indiquer des environnements, des milieux de dépôts similaires ou très voisins.

Ainsi, on peut supposer la présence non loin de la coupe de Ricou, d’un paléorelief varisque (horst ?) riche en filons de quartz.

En effet, au Nord-Est de Saint-Maixent, le Pliensbachien repose localement directement sur le socle. Il existait donc un paléorelief constitué par le granite de Ménigoute et le gneiss de Soudan.

Lors de l’épisode transgressif de la base du Pliensbachien, des clastes de quartz ont été rapidement repris par la mer. Et s’ils n’ont pas été très usés, on peut supposer ou bien une transgression progressive, par petits paliers successifs ou bien des apports par « décharges » ponctuelles qui ont été ensuite cimentés par une matrice carbonatée.

Ce raisonnement vaut aussi pour les poudingues de Jard et ceux du Bois de la Girardie à Sérigné et de l’Hermenault qui ont été respectivement alimentés en clastes de quartz par le granite d’Avrillé et les filons insérés dans les schistes paléozoïques voisins ou par les orthogneiss du Massif de Mervent.

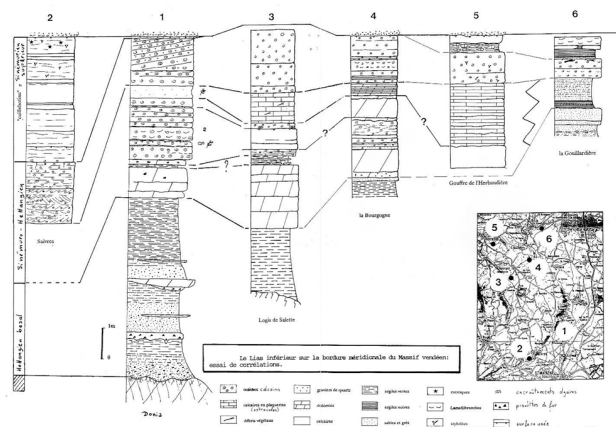
En revanche, des faciès différents mais de même âge vont permettre des reconstitutions paléogéographiques.

Remarque : Quelques mots sur les « paléoreliefs »

Le document ci-dessous montre une tentative de corrélations entre 6 sites localisés dans un triangle Verruyes - Saint-Maixent-L’École - Saint-Lin (79) d’une surface de 40 km².

Les points d’interrogation montrent la difficulté pour les établir !

On peut constater que ce sont les niveaux à oolithes qui sembleraient les plus efficaces pour établir des corrélations dans le Sinémurien.



On constate aussi que certaines séries sont très condensées comme à La Gouillardière, près de Saint-Lin ou au contraire très épaisses comme à Donia près de Saivres, les deux lieux n'étant séparés que de 10 km. On constate aussi que les faciès peuvent varier de façon importante d'un point à un autre avec parfois mise en évidence de discontinuités angulaires (Donia).

Ces faits ne peuvent relever en grande partie que du jeu des grands accidents varisques NO-SE du socle hercynien sur le Seuil du Poitou, dans un contexte en extension du fait de la poursuite du morcellement de la Pangée et peut-être, déjà, de l'annonce du rifting du Golfe de Gascogne. Déjà au Permien, l'ouverture de l'Océan Atlantique Central s'était manifestée jusqu'en Vendée avec les filons de lamprophyre de la Pointe du Payré et de Saint-Hilaire-de-Riez (Sion-sur-l'Océan).

Ainsi rien n'interdit dans ce cadre tectono-eustatique d'imaginer le rejeu (à une fréquence à déterminer !) de ces failles varisques en touches de piano, des compartiments se soulevant en horsts : les « paléoreliefs », et d'autres accumulant la sédimentation : les grabens plus ou moins subsidents.

Au Sinémurien, La Gouillardière devait appartenir à un horst dont on a toujours la trace sur la carte géologique (il est constitué de terrains paléozoïques : diorite) et Donia devait appartenir à un graben.

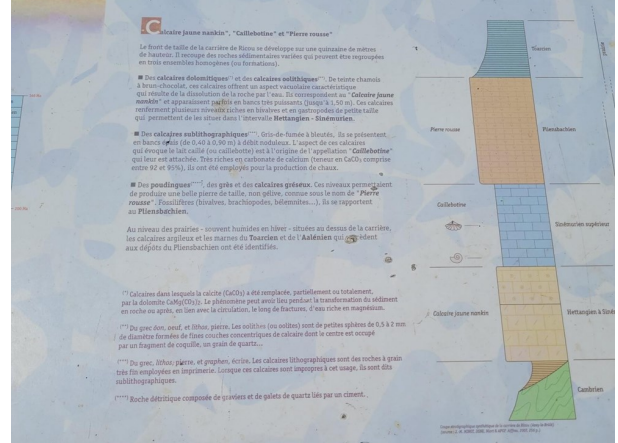
C- La carrière principale de Ricou



Cette ancienne exploitation, aujourd'hui largement envahie par la végétation, fait l'objet d'un projet de mise en valeur à des fins pédagogiques.



Panneau pédagogique sur l'exploitation de la carrière



Panneaux illustrant la position de Ricou au Lias inférieur et la nature des roches exploitées



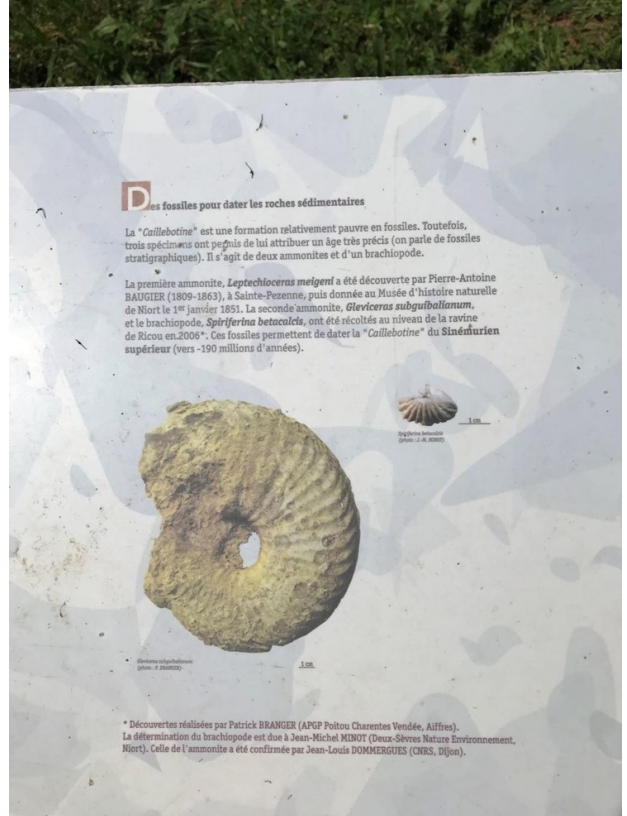
Calcaire jaune Nankin
(Hettangien - Sinémurien)



Calcaire Caillebotine
(Sinémurien supérieur)

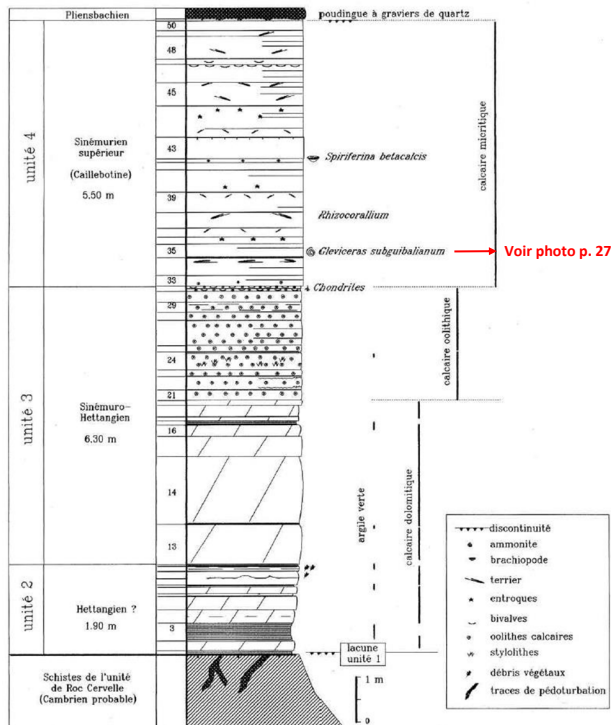


Pierre rousse
(Pliensbachien)



La célèbre (et véritable !) Ammonite *Gleviceras subguibalianum* découverte par notre guide Patrick Branger ici-même à Ricou en 2006

D- Reconstitution de l'histoire géologique de la région au Lias



Le Lias inférieur dans la vallée de la Sèvre niortaise -
Coupe de la ravine de Ricou (D'après P. Branger, 2007)

La carrière permet d'observer une succession sédimentaire de presque 14 mètres d'épaisseur.

Les schistes verts du socle appartenant à l'Unité de Roc-Cervelle d'âge Cambrien (mais rien n'exclut une appartenance au Briovérien) sont localement très altérés. Sur ce socle ancien complètement usé, la mer transgresse doucement.

Elle y dépose en discordance angulaire l'unité 2 épaisse de 1,90 m.

Ces sédiments ont à la fois une origine continentale détritique (les argiles vertes provenant de l'érosion du socle) et marine (intercalations de niveaux de calcaire dolomitique, indices d'une mer de faible profondeur). Tout cela est également confirmé par la présence de débris végétaux et de Bivalves.

Des brèches dolomitiques d'origine pédogénétique pénètrent par endroit dans le socle sur une profondeur de l'ordre du mètre.

À Ricou, on peut cependant remarquer l'absence de dépôts détritiques grossiers (sables, graviers, voire poudingues) sur le socle, dépôts grossiers que l'on peut trouver ailleurs. On admet donc l'existence d'une lacune de l'unité 1 d'âge Hettangien tout-à-fait inférieur.

Cette unité 1 est en revanche bien exposée à l'Anse de la République à Talmont-Saint-Hilaire où elle se présente sous la forme d'une alternance de bancs argileux et de calcaires gréseux avec de nombreux fossiles végétaux, des niveaux à ripple-marks et les premières empreintes de pas (ou ichnites) de Dinosaures.

Puis la mer transgresse davantage, avec quelques va-et-vient probablement liés aux cycles climatiques mais surtout à l'augmentation progressive du volume des dorsales océaniques en cours de formation et ici, localement, aux mouvements tectoniques du socle du fait de sa fracturation et du rejeu des failles varisques dans un contexte en extension.

Sédiments d'abord un calcaire dolomitique jaune, plus ou moins argileux, en bancs épais, avec quelques intercalations d'argile verte : c'est l'ensemble du calcaire Nankin épais de 3,55 m. Ces faciès sont également largement représentés à l'échelle régionale jusque sur le littoral Sud-vendéen.

Une discordance se dessine juste au-dessus des calcaires Nankin.

Puis le milieu devient lagunaire par soulèvement du socle ou recul ponctuel de la mer (régression). Dans une mer chaude, car on est sous climat tropical, et relativement agitée sur ce haut-fond, des oolites se forment, très fines, millimétriques, constituées d'un noyau de quartz encroûté par une ou plusieurs pellicules carbonatées de faible épaisseur formées par l'activité de tapis microbiens (microbialites).

Cette unité 3 constituée par l'ensemble Calcaires Nankin et calcaires oolithiques se termine par un niveau bioturbé à terriers ramifiés ou Chondrites pratiqués dans des vases calcaires. Ce faciès indique une émergence.

L'unité 3 est d'âge Sinémuro-Hettangien. Le terme « Sinémuro-Hettangien » constitue aujourd'hui une « frustration », mais aussi un acte d'humilité ! Elle traduit l'impossibilité de dater et d'identifier précisément la limite locale entre les deux étages. Les sédiments et les fossiles de faciès, comme nous l'avons vu précédemment, ne permettent pas de datation.

Durée et âge de la période d'émergence (donc lacune) entre les unités 3 et 4 ?

L'unité 4 (5,50 m) qui la surmonte est constituée par le calcaire « Caillebotine » : calcaire sublithographique gris, localement dolomitique, présentant souvent l'aspect de cargneules. Cet aspect cargneulisé provient de l'intense bioturbation dont le sédiment a fait l'objet, on reconnaît en particulier de nombreux terriers en U de type *Rhynchocorallium*.

Le calcaire « Caillebotine », sublithographique et micritique, signe un milieu calme donc plus profond que les calcaires oolithiques de l'unité 3.

Cette biomicrorite renferme par endroits des fragments désarticulés de Crinoïdes (*Pentacrinus sp.*). La macrofaune est rare. Elle est représentée par quelques Gastéropodes d'assez grande taille (banc 40), des Ostréidés (tout du banc 46), un Brachiopode : *Spiriferina betacalcis* (banc 42) et une Ammonite *Gleviceras subguibalianum* dans le banc 35.

Ce Brachiopode *Spiriferina betacalcis* ainsi que l'Ammonite *Gleviceras subguibalianum* ont une valeur biostratigraphique. Ces fossiles indiquent un âge Sinémurien supérieur terminal (Zone à *Raricostatum*).

Le fait que l'unité 3 se termine par un niveau d'émergence (régression) et que les dépôts de l'unité 4 indiquent un

milieu relativement profond, pourrait signifier qu'à la limite Hettangien-Sinemurien / Sinémurien supérieur, la zone de Ricou se soit enfoncée par rejeu des failles varisques en « touches de piano ».

Eustatisme et tectonique ont peut-être joué de pair à Ricou.

Remarque : À l'échelle mondiale, la base du Sinémurien supérieur est reconnue comme un épisode régressif, tout comme est reconnue la transgression du Sinémurien supérieur terminal. Entre les deux, s'intercale une émergence souvent appelée « crise lotharingienne » par les auteurs. Cette « crise » est-elle liée à la tectonique ?

Il est également intéressant de noter que ce Sinémurien supérieur terminal et qui a duré moins de 1 Ma représente à lui seul plus du 1/3 de l'épaisseur de la coupe de Ricou (5,5 m sur 14 mètres environ). Autrement dit, 30% de l'épaisseur sédimentaire se seraient déposés en moins de 10% de la durée totale théorique de l'Hettangien + Sinémurien soit environ 10,5 Ma.

Ce constat confirme la forte production sédimentaire de la fin du Sinémurien, mais aussi elle met en relief la nécessité de pouvoir dater et mesurer plus précisément l'ampleur des lacunes qui affectent le Sinémurien inférieur et/ou moyen.

Le sommet de l'**unité 4** est tronqué par une surface usée et perforée, indice d'émergence et d'érosion.

Le conglomérat grossier (0,08 m) qui la surmonte, daté de la base du **Pliensbachien** renferme de nombreux clastes de quartz dont le diamètre peut atteindre 4 cm. La coupe se poursuit encore sur quelques mètres de hauteur par une alternance de bancs de calcaires gréseux à stratifications entrecroisées et de niveaux décimétriques d'arkoses grossières. La faune est franchement marine : *Pseudopecten sp.*, Bélemnites...

À la fin du Sinémurien, la région émerge donc. Les reliefs, y compris le calcaire Caillebotine, sont alors la proie de l'érosion. Puis la mer transgresse au Pliensbachien. Elle dépose d'abord, sur la surface tronquée de la Caillebotine, des gros clastes de quartz, puis, la transgression s'accroissant, des niveaux détritiques à granulométrie décroissante : des arkoses moins grossières puis/ou en alternances, des calcaires gréseux.

En conclusion, toute la sédimentation sur le Seuil du Poitou a été contrôlée, de l'Hettangien au Bajocien, par la tectonique (rejeu des failles varisques), les transgressions-régressions marines liées au volcanisme et au volume des dorsales, le lessivage ponctuel des paléo-reliefs et la production biologique (précipitation des carbonates, accumulation de tests de micro-organismes).

Cette production biologique a bénéficié d'un climat favorable, chaud et humide, de type tropical. Le domaine Nord-Ouest européen était en effet situé au Jurassique inférieur à des latitudes voisines de 30°N et de plus, allongé Ouest-Est, latitudinalement, il a connu des températures relativement homogènes.

La température de l'eau ne variait qu'en fonction des échanges marins par les étroits corridors Viking et hispanique. Enfin, à l'échelle du globe, le climat était également relativement « chaud », les calottes glaciaires ayant été absentes (?) pendant tout le Mésozoïque.

La tendance générale a été à l'augmentation continue du niveau marin, même si au début du Jurassique inférieur, elle a été très timide avec de nombreux allers et retours.

En parallèle, le rift de Gascogne commençait à s'élargir et à s'approfondir et s'ouvrait progressivement vers les autres bassins de la plateforme européenne.

Les fossiles illustrent cette tendance de premier ordre : d'abord durant l'Hettangien (et le Sinémurien inférieur/moyen ?), on a des fossiles de faciès, inféodés à des milieux de faible profondeur puis, à partir du Sinémurien terminal, des formes franchement marines, pélagiques à l'état adulte ou larvaire (Ammonites, Brachiopodes) qui rendent alors les datations et les corrélations paléogéographiques plus évidentes.

Mais de nombreux points restent encore à résoudre par les scientifiques : aujourd'hui, les travaux sont pluridisciplinaires (géologues, biologistes) et s'intéressent à « l'infiniment petit » avec des études de lames minces, des mesures chimiques « pointues » telles que celles du $\delta^{18}\text{O}$, du $\delta^{13}\text{C}$... sans oublier l'apport permanent des amateurs passionnés, parfois découvreurs, à la recherche de la moindre « petite bête » !

Article de Patrick Bohain, Patrick Branger et Hendrik Vreken

Photographies de Patrick Bohain, Dominique Loizeau et Josiane Vreken



Le groupe de l'AVG dans la carrière de La Grande Palisse

Quelques sources bibliographiques

ANDRIEU S. (2016) - Lien entre diagenèse des discontinuités, faciès sédimentaires et stratigraphie séquentielle : exemple de la plateforme carbonatée de l'ouest de la France (Aalénien - Oxfordien).

BLOOS G., PAGE K. (2002) - Global Stratotype Section and Point for base of the Sinemurian Stage (Lower Jurassic). *Episodes*, Vol. 25, no. 1.

BOUTON P., BÉCAUD M., BESSONNAT G., BRANGER P. et VIAUD J.-M. (2005) - L'Hettangien sur la bordure nord du Bassin aquitain (Vendée, Deux-Sèvres - France) in HANZO M. (coord.) : *Colloque. L'Hettangien à Hettange, de la science au patrimoine*, Hettange, 1-3 avril 2005. Nancy, Université Henri Poincaré : 145-151.

BRANGER P. (2007) - Nouvelles données biostratigraphiques dans le Sinémurien du Poitou (France). *Nature entre Deux-Sèvres* - n°1.

BRANGER P. (2010) - Le Lias et le Dogger du Seuil du Poitou. *Bulletin d'Information des géologues du Bassin de Paris*, 47 (3) : 16-23.

BRANGER P. (2024) - Un patrimoine géologique d'intérêt Mondial : Le Jurassique des Deux- Sèvres. *Le Picton* 277.

GONNIN C., CARIOU E., BRANGER P. (1993) - Stratigraphie séquentielle des séries du Bajocien inférieur au Bathonien moyen du Seuil du Poitou et de son versant aquitain (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 316, Série II, p. 209-215, 1993

CORTÉS J. E. (2023) - Dating volcanic materials through biostratigraphic methods applied to hosting strata (example from the Iberian Chain, eastern Spain). *Comptes-rendus Géoscience*, vol. 355, pp. 175-202.

CURNELLE R. et DUBOIS P. (1986) - Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8) 4 : 529-546.

FERNANDEZ-LOPEZ S., HENRIQUES M. H., MOUTERDE R., ROCHA R. et SADKI D. (1988) - Le Bajocien inférieur du Cap Mondego (Portugal) - essai de biozonation.

FERNANDEZ-LOPEZ et al. (2009) - The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Bathonian Stage (Middle Jurassic), Ravin du Bès Section, SE France. *Episodes* Vol. 32, no. 4.

FISCHER J.-C. (coord.) (1994) - Révision critique de la Paléontologie Française d'Alcide d'Orbigny. vol. I, Céphalopodes jurassiques. *Ed. Masson*. 340 p.

PAVIA G., FERNANDEZ-LOPEZ S. R., MANGOLD C. (2008) - Ammonoid succession at the Bajocian-Bathonian transition in the Bas Auran area, Digne district, South-East France. *Rivista Italiana di Paleontologia et Stratigrafia*. Vol. 114.

GABILLY J., CARIOU É. et HANTZPERGUES P. (1985) - le détroit du Poitou au Jurassique : Mythe ou réalité paléogéographique ? in *Géodynamique des seuils et des hauts-fonds. Bulletin de la section des Sciences*, 9 : 141-159.

GABILLY J., CARIOU É., BRILLANCEAU A., COLCHEN M., DUCLOUX J., DUPUIS J., MOREAU P., HANTZPERGUE P., SANTALLIER P., TERS M. (1997) - Poitou - Vendée - Charentes. *Guide géologiques régionaux*. Masson, Paris. 223 p.

GALBRUN B., ARETZ M., BERT O., DESMARES D., FERNANDEZ-LOPEZ S., GARDIN S., GIRAUD F., GROSHENY D., GUIOMAR M., MUTTERLOSE J., et al. (2022) - Les Points Stratotypiques Mondiaux (PSM) de France. *Géochronique*.

HANZO M. (2012) - Stratotype Hettangien. *Muséum national d'Histoire Naturelle, Paris ; Biotope, Mèze* ; 320 p. (Patrimoine géologique ; 3).

LACROIX P. - Mini-conférence sur un projet de musée dans la carrière de La Grande Palisse (79) : https://www.youtube.com/watch?v=n64_J2hDsZ0

RIOULT M., CONTINI D., ELMI S., GABILLY J., MOUTERDE R. (1997) - Bajocien. In : Cariou E. & Hantzpergue P. (coord.). *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles*. Groupe français d'étude du Jurassique. *Bulletin des Centres de Recherche Elf, Exploration-Production*, Pau, Mémoires, 17 : 41-53.

ROUGET I., CORNEE A., DE WEVER P. (2021) - Coordinateurs NEIGE P., DOMMERGUES J.L. : Stratotype Sinémurien. *Publications scientifiques du Muséum National Histoire Naturelle*.

RULLEAU L. et al. (2011) - Les Ammonites du Bajocien en France et dans le monde. Inventaire des genres et des espèces. *Edition Louis Rulleau et Section Géo-Paléo du Comité d'Etablissement des carrières Lafarge*. 299 p.

« Voyage au Pays des Ammonites les 27-29 Avril, 2013 : Le Jurassique inférieur et moyen en pays thouarsais » : <https://asnat.fr/Dossier-Coin-amateur/thouarsais.pdf>

Notices des cartes géologiques de Niort et de Saint-Maixent - L'École - BRGM.

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

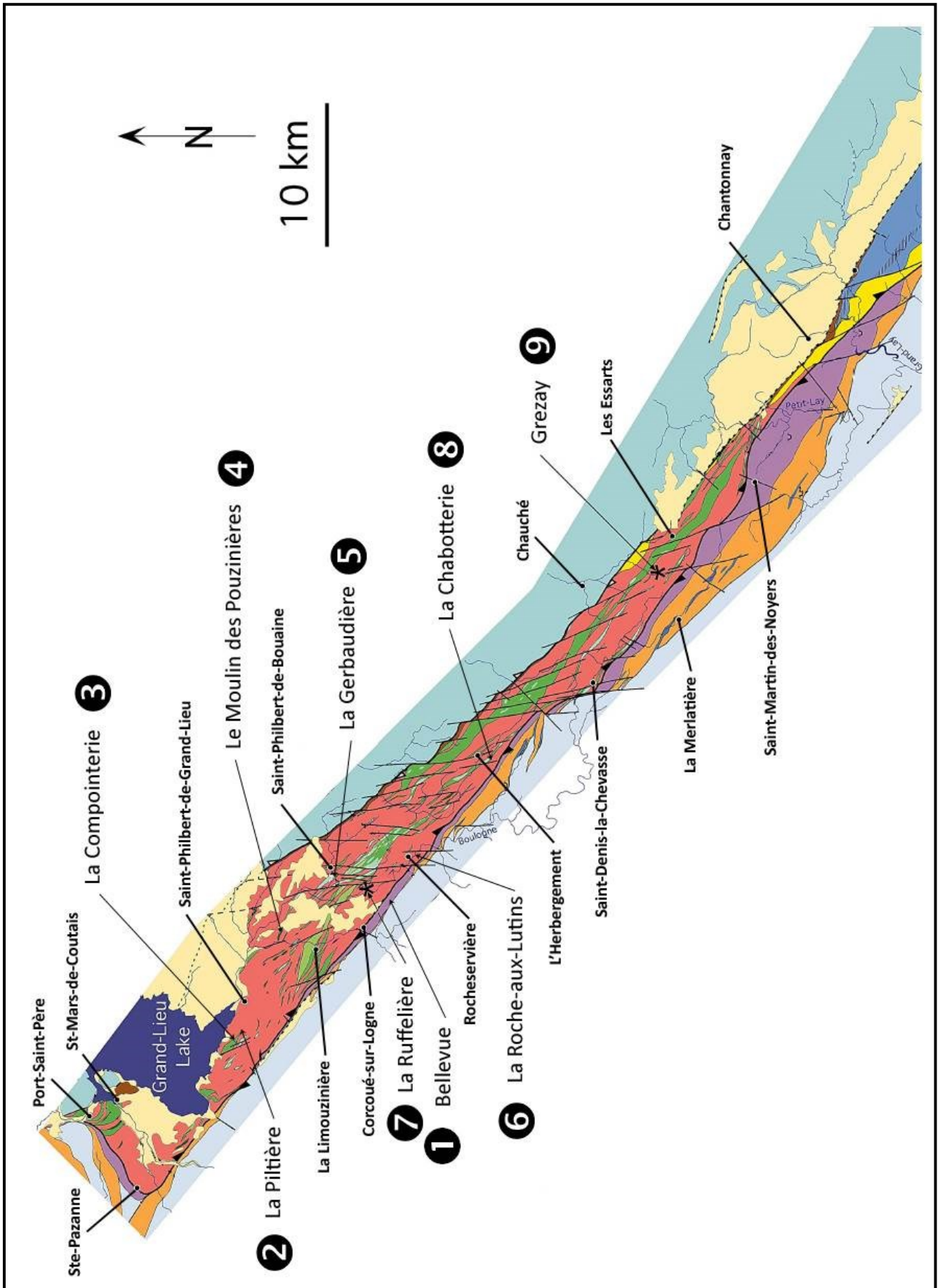
avec Gaston GODARD

**Professeur de Géologie à l'Université Denis-Diderot (Paris-VII)
et chercheur à l'Institut de Physique du Globe**

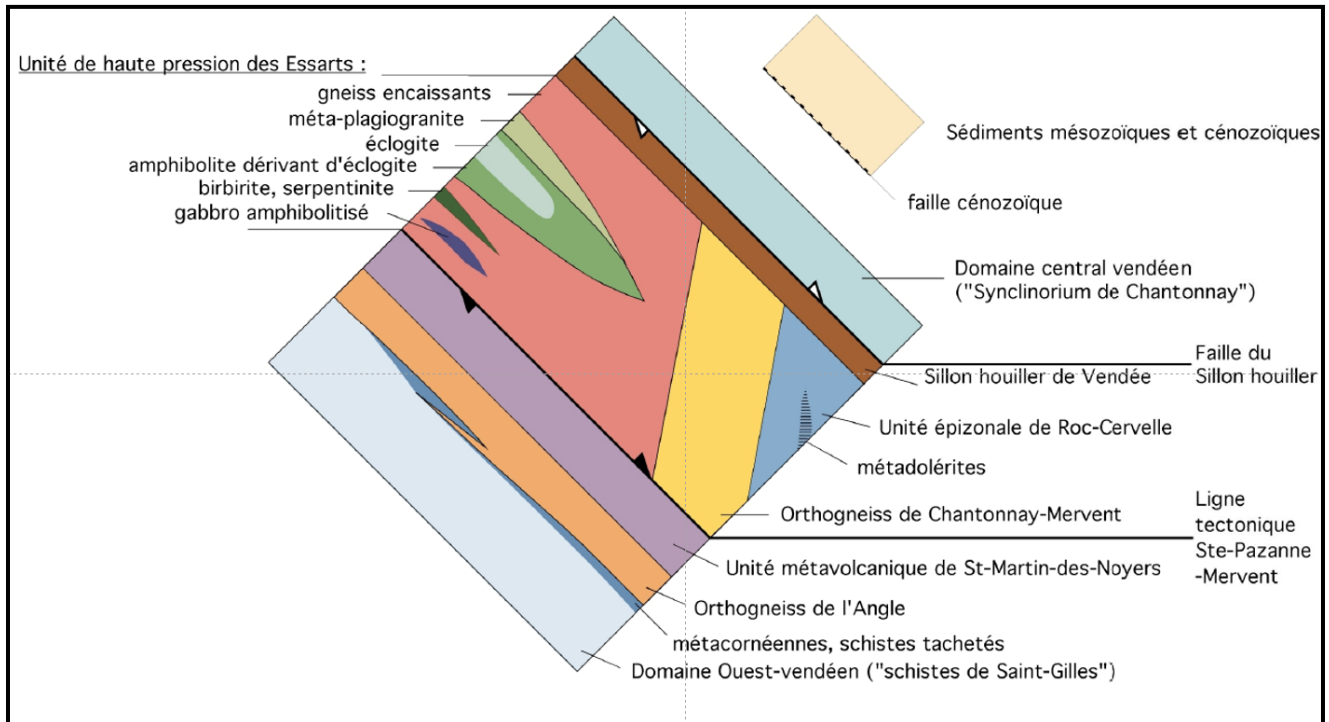
Dimanche 5 mai 2024



Gaston Godard

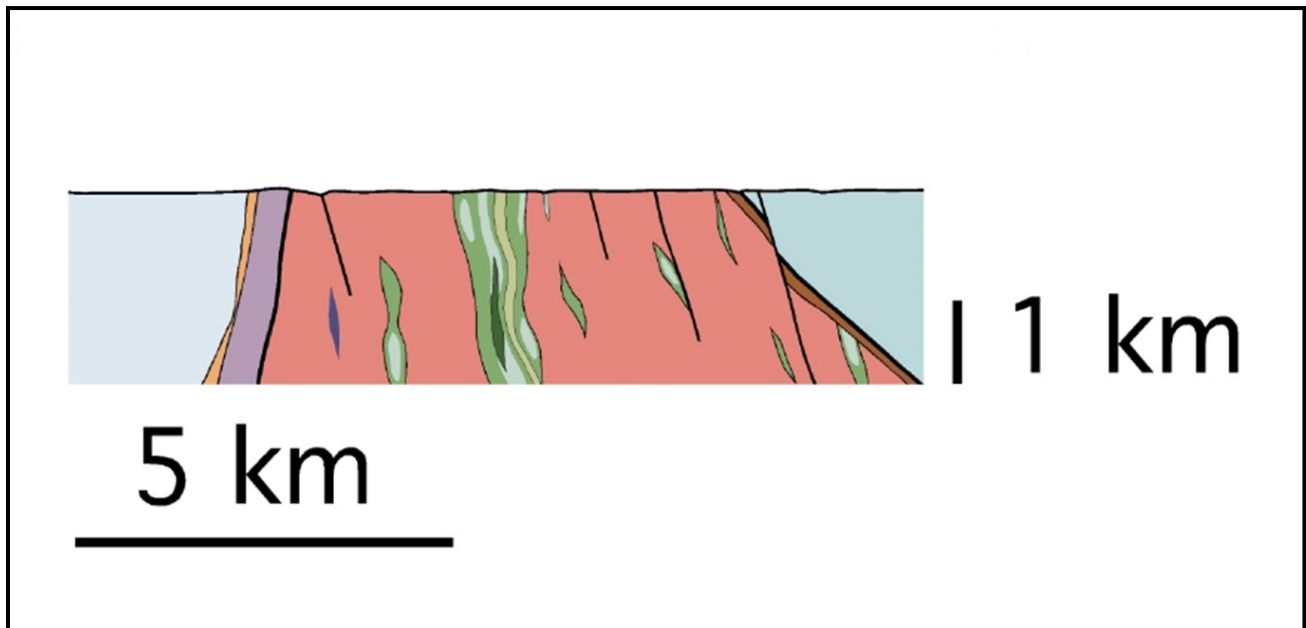


Localisation des arrêts (fond de carte : Gaston Godard)



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

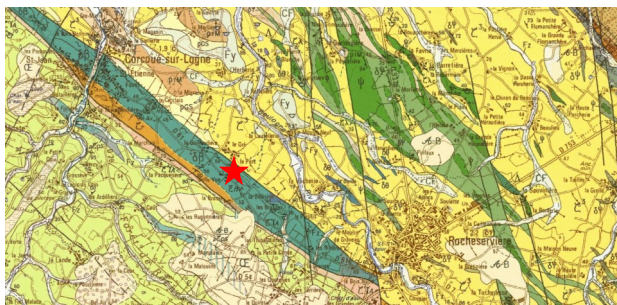
Au niveau de la région parcourue, la formation de HP des Essarts s'évase vers le bas ce qui suggère un enracinement en profondeur.

(Document Gaston Godard)

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



Localisation de l'arrêt 1 (Document Géoportail)



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

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 est séparée par une faille : la ligne tectonique de Sainte-Pazanne-Mervent (voir documents pages 32 et 33).

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. On peut la 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 on se trouve est installé sur l'une de ces buttes d'amphibolites ce qui nous permet d'embrasser le paysage alentour 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).



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



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 Haute Pression des Essarts, petit effondrement récent puisqu'il a piégé des sédiments pliocènes en réactivant de quelques dizaines de mètres une faille préexistante.

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 Nord-Est, 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 striasima*, *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.

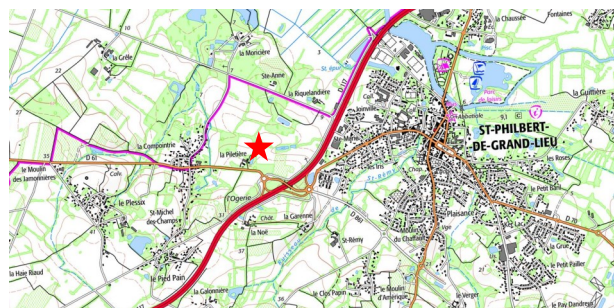
À Corcoué-sur-Logne, on entre vraiment dans l'Unité des éclogites des Essarts.

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.

Arrêt 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 exploité en carrière 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.



Éclogite de La Piltière

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 polie de La Piltière
(échantillon de Dominique Loizeau)

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

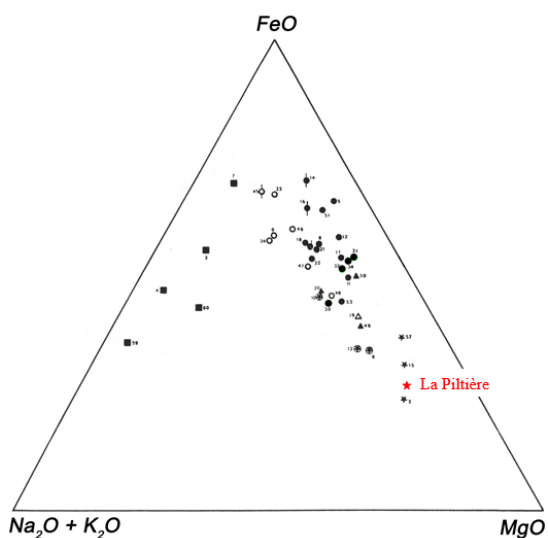
L'omphacite est en effet un pyroxène de composition intermédiaire entre les deux pôles limites diopside et jadéite :

- diopside : clinopyroxène calco-magnésien (Ca **Mg**) Si_2O_6

- jadéite : orthopyroxène sodique (Na Al) Si_2O_6

et le grenat, un grenat pyrope (**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 :

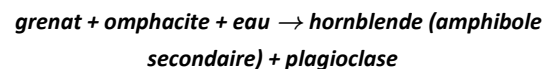
« ... la diallage [ou clinopyroxène] est considérée comme faisant fonction de base, et forme avec le grenat une combinaison binaire à laquelle sont censés s'unir accidentellement le disthène, le quartz, l'épidote et l'amphibole laminaire. J'ai donné à cette roche le nom d'éclogite, qui signifie choix, 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 Compointrie.

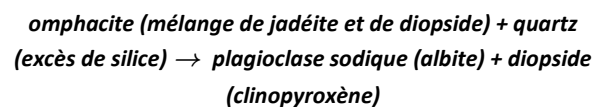
Intérêt des éclogites vendéennes : des indices de rétromorphose

Le grand intérêt des éclogites de La Piltière est qu'elles présentent de nombreuses structures de rétromorphose, dont certaines sont bien visibles à l'œil nu.

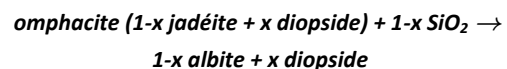
1. La plus visible est celle des grenats auréolés d'une couronne ou « kélyphite » d'amphibole secondaire sombre, vert très foncé, presque noire. Cette auréole « coronitique » à l'interface exactement entre le grenat et l'omphacite suggère une déstabilisation de ces deux réactants selon la réaction chimique 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 SiO_2 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 Al_2O_3 avec des traces de fer, de titane, de chrome, de manganèse, de nickel, de vanadium et de silicium. Le rubis est un corindon tout comme le saphir.

Le 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 un mica, calcique et également 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. (page 36), qui nécessite de l'eau ou la réaction 4. (ci-dessus) qui forme deux micas renfermant le groupe hydroxyle (ou oxydriole) dans leur formule chimique, mais liée aussi à sa décompression, synonyme d'une remontée vers la surface.

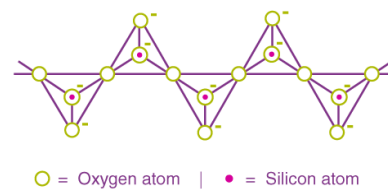
Quels sont les arguments qui permettent d'affirmer cette décompression ?

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+} .

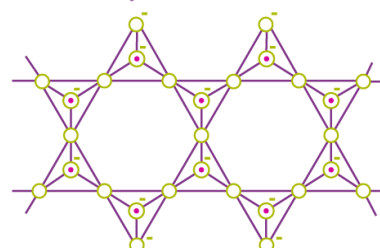
Ces tétraèdres sont isolés dans les grenats dont la formule chimique contient le groupement (SiO_4) , groupés en chaînes dans les inosilicates comme les pyroxènes (jadéite, diopside) dont la formule chimique contient le groupement Si_2O_6 , groupés en doubles chaînes ou rubans dans les amphiboles comme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



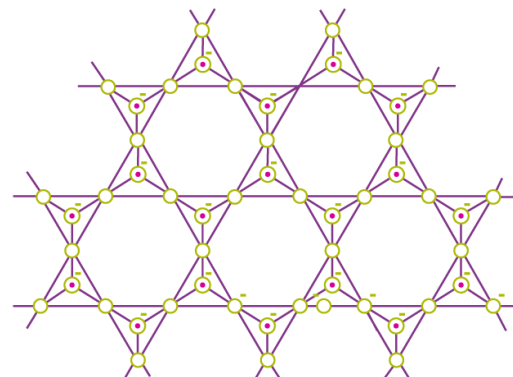
Grenats



Pyroxènes



Amphiboles



Micas

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

Considérons un tétraèdre élémentaire $(SiO_4)^{4-}$. 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.

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 écolitique :

grenat pyrope : $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$

jadéite : $(Na\ Al)Si_2O_6$

diopside : $(Ca\ Mg)Si_2O_6$

zoïsite : $Ca_2(Al.OH)Al_2(SiO_4)_3$

magnésio-hornblende : $(Ca,Na)_2(Mg,Fe)_4Al(Si_7Al)O_{22}(OH)_2$

phengite : $K(Al,Mg)_2(OH)_2(Si,Al)_4O_{10}$

ne renferment pas l'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 issus des réactions de rétro-morphose précédentes ont au moins 1 site sur 2 occupé par l'ion Al^{3+} .

anorthite : $Ca(Al_2Si_2O_8)$

preswerkite : $NaMg_2Al_3Si_2O_{10}(OH)_2$

margarite : $CaAl_2(Al_2Si_2O_{10})(OH)_2$

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 :



elle se déroule dans le sens :



lors du métamorphisme prograde, avec l'augmentation de la profondeur et dans le sens :



lors du rétro-morphisme, de la remontée vers la surface.

Dans ce deuxième cas, le retour vers la surface va donc consommer du quartz.

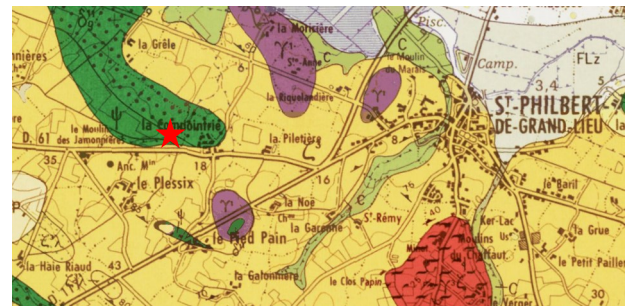
Arrêt 3 : La Compointrie

Dans le village de La Compointrie, on laisse à droite la rue appelée « Chemin de l'éclogite » puis on emprunte un peu plus loin un chemin de terre longeant un champ consacré à l'élevage. Ce champ recouvre la pente d'une petite butte constituée d'éclogite, celle-ci étant très résistante à l'érosion. La lentille d'éclogite est de longueur kilométrique et orientée NO-SE.

Des morceaux d'éclogite peuvent y être échantillonnés.



Localisation de l'arrêt 3 (Document Géoportail)



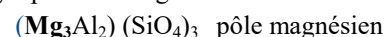
Détail de la carte géologique de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu au 1/50000^{ème} (Document Géoportail)

On aurait pu retrouver, au bas du champ, des éclogites de même faciès qu'à La Piltière, mais à son sommet, ce sont des blocs d'une éclogite plus sombre que l'on récolte, avec un grenat plus brun, riche en almandin, une omphacite vert foncé. Cette éclogite est également caractérisée par la présence de quartz et de rutile (oxyde de titane TiO_2) et l'absence de disthène.

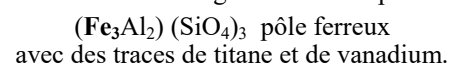
Tout cela indique que cette éclogite est plus ferreuse, plus riche en ions Fe^{2+} que celle de La Piltière et moins magnésienne.

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 :



- grenat almandin de l'éclogite de La Compointrie :



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'étiement 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, laquelle a 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 éclogites 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 éclogites avaient la même composition chimique globale.

Yvonne Brière émit donc l'hypothèse que les éclogites 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 éclogites avaient une origine magmatique ! Il supposait ainsi l'existence, en profondeur, d'une couche éclogitique 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 éclogites, 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 éclogites 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.

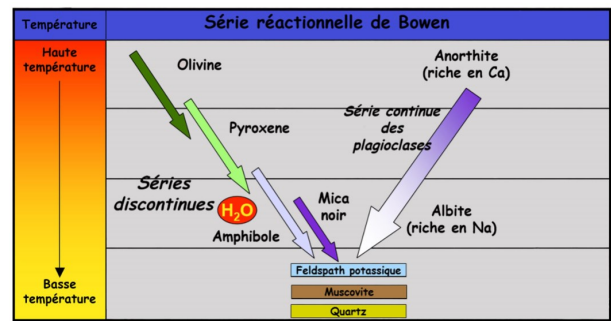
Qu'est-ce qu'une série tholéitique ?

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.

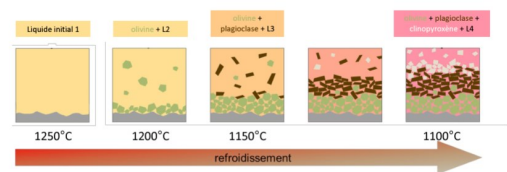
La cristallisation des silicates dans le magma se fait dans un ordre bien défini qui obéit aux deux suites réactionnelles de Bowen (document ci-contre) : celle des ferro-magnésiens à gauche, discontinue et celle des plagioclases à droite, continue.



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.

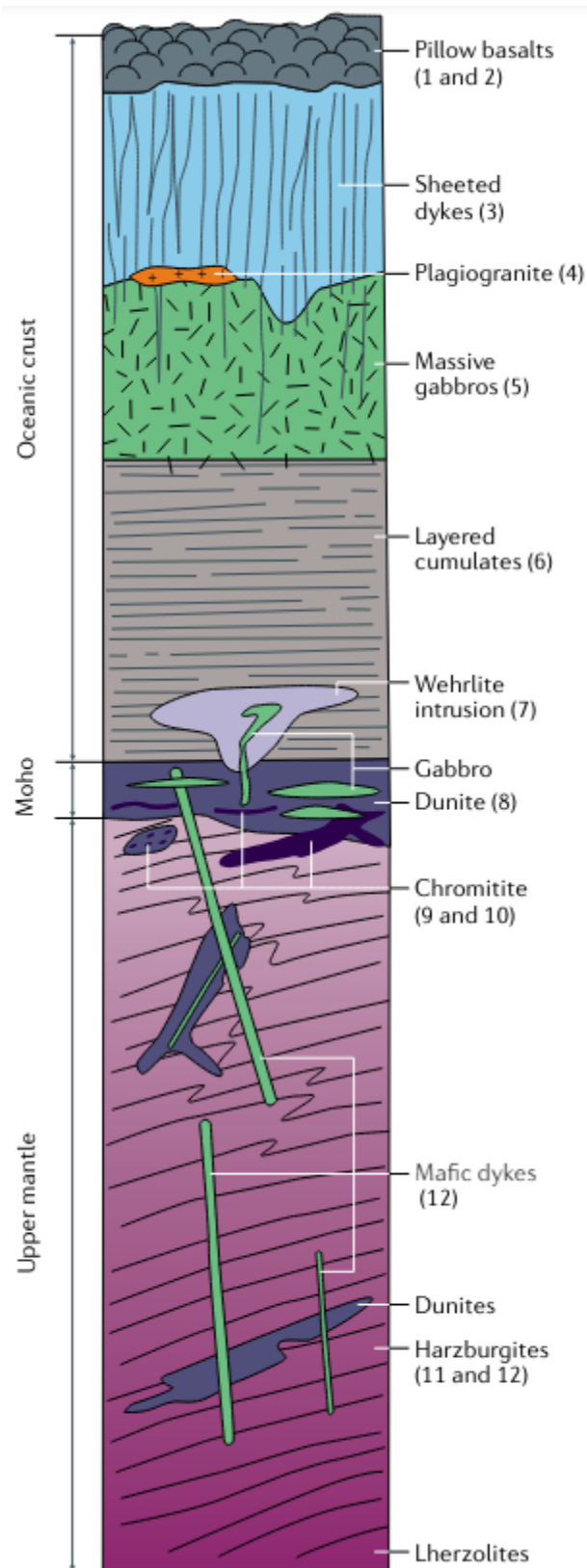
Se forment alors des gabbros normaux, moyens, intermédiaires pouvant aussi contenir de la biotite.

Tous ces cristaux ont emprunté 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 ou trop gros. 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 la coupe ci-dessous réalisée 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.

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

Et ce sont eux qui après métamorphisme de HP vont donner les éclogites magnésiennes vert clair de La Piltière (**arrêt 2**), à disthène et gros cristaux de grenat centimétriques roses (paragenèse à omphacite + pyrope + disthène + magnésio-hornblende + 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 un litage des cristaux de grenat qui pourrait être un héritage de la sédimentation de troctolite (olivine + plagioclase calcique) au fond de la chambre magmatique.

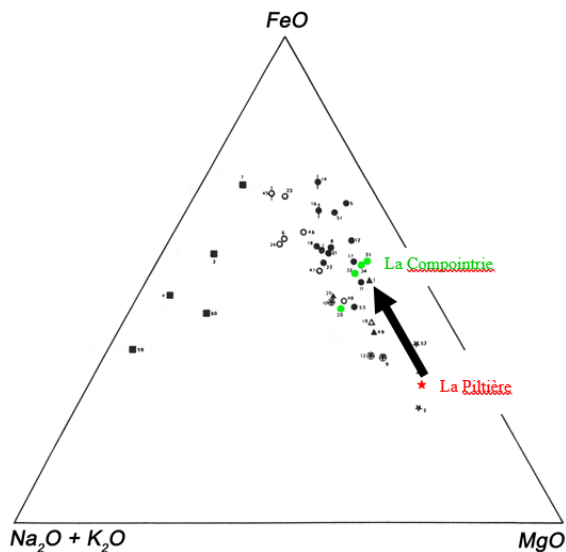
Le terme ultime de la série tholéiitique est une roche magmatique issue de la cristallisation du dernier jus de la chambre magmatique. Ce sont des gabbros ferro-titanés associés à des plagiogranites.

Ce sont eux qui après un métamorphisme de HP donneront des éclogites 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.

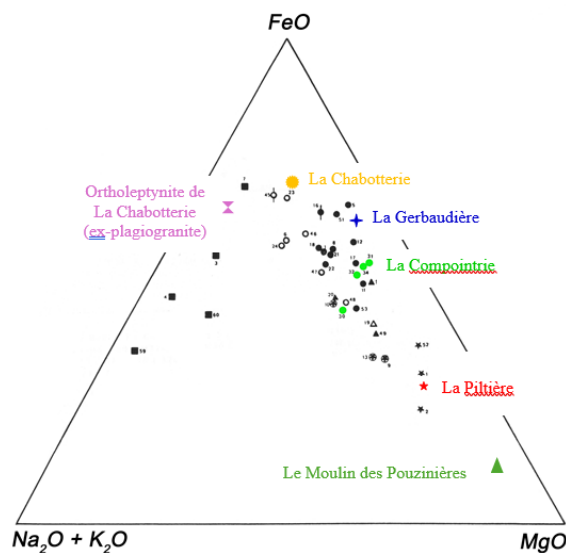
Les termes moyens de la lignée tholéiitique ont donné près de 80% des éclogites vendéennes à paragenèse : omphacite + pyrope-almandin + quartz (+ rutile + phengite). Du fait de leur teneur en éléments majeurs, en oligo-éléments et en terres rares, ces éclogites ont toutes les caractéristiques de roches 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 éclogites de la région de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu.



Position des éclogites de La Piltière et des vignes de la Compointrie dans un diagramme AFM
 A = alcalins (Na₂O + K₂O) ; 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 suivant.



Position des éclogites 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 birbrite du Moulin des Pouzières (arrêt 4) dans un diagramme AFM
 NB : La position des points est approximative.

Conclusion

Les éclogites 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 deshydratée 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 éclogites.

Puis ces dernières ont été ramenées vers la surface. Elles ont alors été rétrotransformées par décompression et hydratation.

Chronologie de ces événements

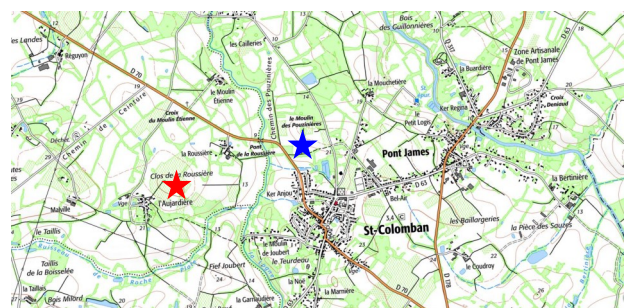
Le métamorphisme éclogitique a été daté par la méthode U-Pb sur zircons de deux éclogites (Peucat, 1981) à 436 ± 12 et 443 ± 40 Ma soit un âge Silurien inférieur. Cet âge est incertain.

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

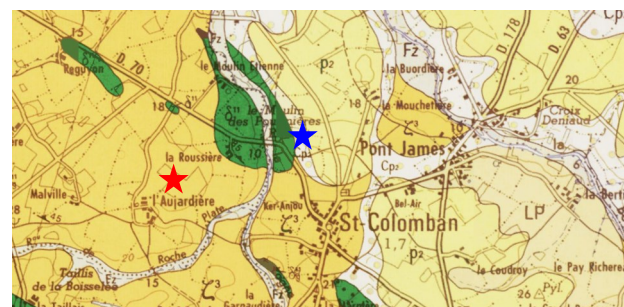
Finalement, l'observation de galets d'éclogite dans le conglomérat du Sillon houiller de Vendée (Godard, 2001 ; Godard et Bonnet, 2007) permet d'affirmer qu'une partie des éclogites étaient exhumées au Carbonifère supérieur (il y a environ 300 Ma).

Arrêt 4 : Le Moulin des Pouzières à Saint-Colomban

En raison des mauvaises conditions météorologiques, nous n'avons pas fait cet arrêt. Mais en 2011, nous avons fait un arrêt équivalent à l'Aujardière, à 1 km à l'Ouest, de l'autre côté de la RD70 (étoile bleue sur les cartes ci-dessous).



Localisation de l'arrêt 4 (Document Géoportail)



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 de 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 serpentinite (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 Pouzières.

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 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 un 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.

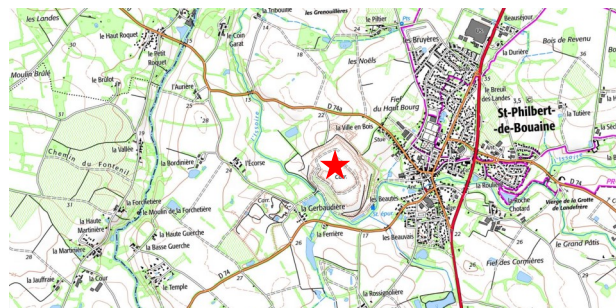
La serpentinitisation de la péridotite mantellique a été certainement acquise par métamorphisme hydrothermal au fond de l'océan au cours de l'expansion océanique.

Arrêt 5 : La carrière de La Gerbaudière à 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 Pallau (en bas) au 1/50000^{ème} (Document Géoportail)

Remarque : Les cartes géologiques ci-dessus extraites de Géoportail sont très intéressantes parce qu'elles montrent, juxtaposées, en haut, la carte de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu réalisée par Mireille Ters et publiée en 1979 et en bas, celle de Pallau, 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 écloğites plus ou moins amphibolitisées (Ψ) et les amphibolites dérivant d'écloğites ($\delta\Psi$) 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 subduité 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 écloğites 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'écloğite des formes patatoïdes ce qui ne correspond pas du tout à la réalité de terrain.

Ainsi va la science !

Cartographiquement, l'affleurement d'écloğite dessine 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 écloğites de la bordure Sud-Est de la carrière étant très cataclasées et non exploitables.

L'écloğite exploitée ici est une écloğite à quartz sans disthène, plus ferreuse et moins magnésienne que celle de La Piltière (arrêt 2) et un peu plus ferreuse que celle de la Compointrie (arrêt3).

Elle est représentative de près de 80% des écloğites vendéennes.

Observation de la carrière depuis le belvédère



À gauche de la carrière, affleure en falaise l'encaissant des écloğites : il s'agit de gneiss très déformés qui semblent en partie orthodérivés. 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'écloğites 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 coupe page 33).



Disposition en éventail des « bancs » d'éclogite

Des passées brunes de paragneiss d'épaisseur décimétrique 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 de la carrière levées à huit ans d'intervalle (planches A et B page 45) 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 de cailloutis déposés par le paléo-fleuve Yprésis, à l'Éocène, 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

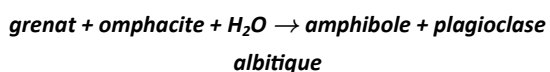
On trouve dans la carrière différents types de roches :

- **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.



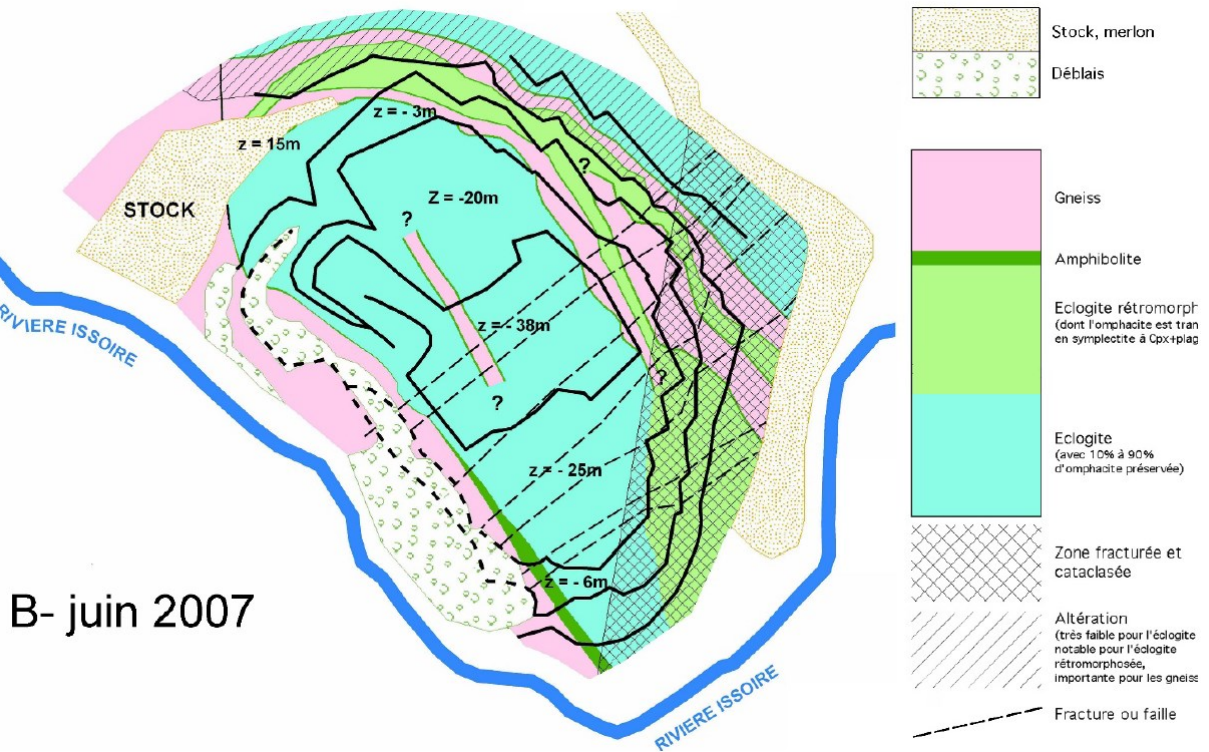
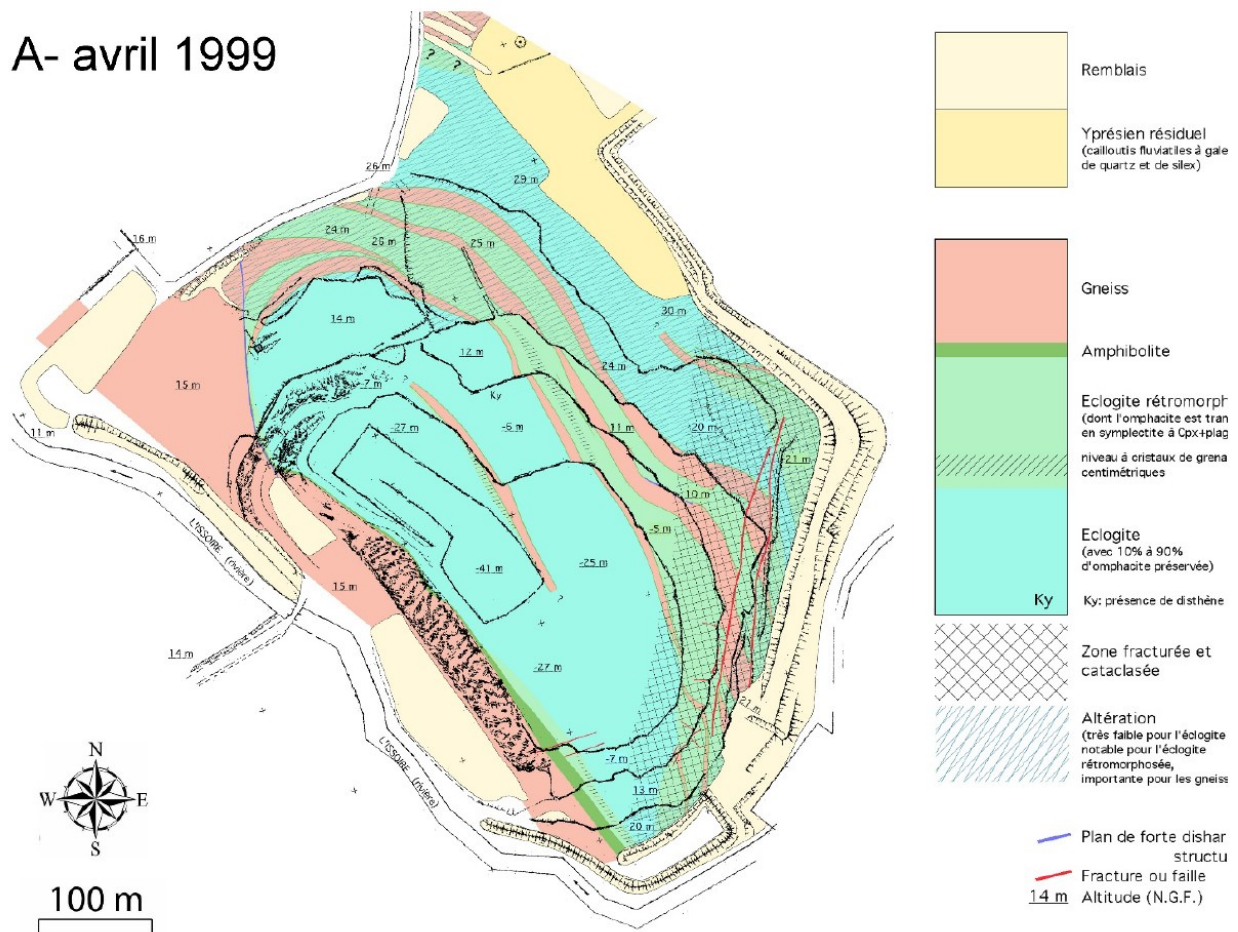
- des amphibolites

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

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 !

A- avril 1999



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)



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 lentilles 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 séquenté 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 diaclase



Détail de la photographie précédente

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 rétro-morphose de l'éclogite comme le montre la réaction :

Omphacite + grenat + eau → amphibole + plagioclase (+ quartz)

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 pu ainsi progresser avec le temps le long des fractures au sein de la lentille d'éclogite, la plupart de ces fractures étant séquentes sur la foliation syn-éclogitique.

Dans la carrière, elle s'est 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 montrent un rubanement que l'on a déjà signalé à propos de celles de La Piltière et de la Compointrie.

Ce rubanement, parallèle à la foliation syn-éclogitique, 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 la Place des Halles en face de l'église dans laquelle est exposée une croix de procession en bois recouverte d'argent.



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



Rubanement de l'éclogite de La Gerbaudière

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



Croix de procession en bois recouverte d'argent

Protolithe des éclogites de La Gerbaudière

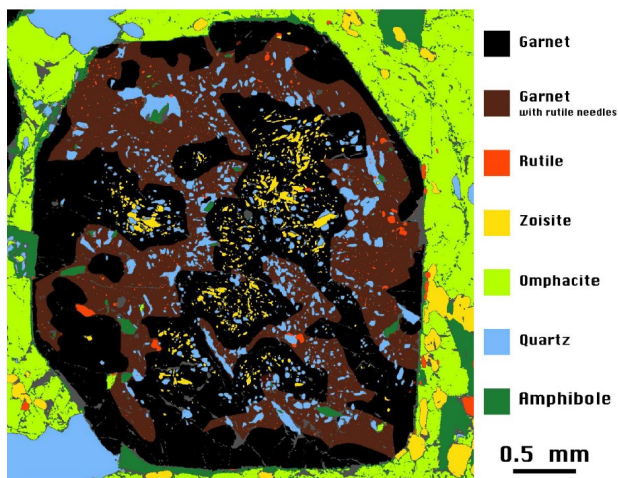
On a démontré à l'arrêt 3 de La Compointrie que toutes les éclogites vendéennes sont des reliques d'une ancienne croûte océanique de par leur composition globale de type MORB, leurs protolithes résultant d'une différenciation tholéiitique entre un pôle magnésien (cas de l'éclogite type « La Piltière ») 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 englobées 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 :

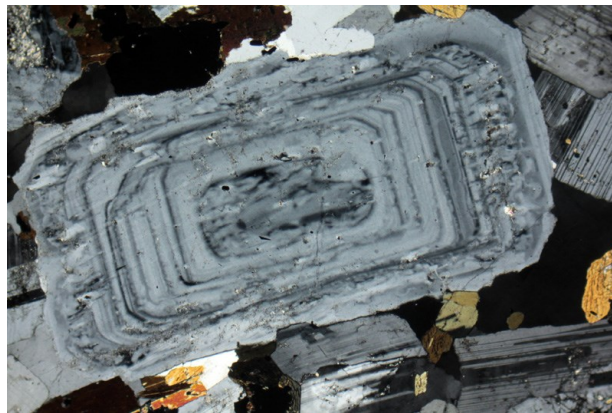
- des zones à zoïsite et quartz, sans rutile et amphibole plutôt au centre du grenat. La zoïsite apparaît davantage concentrée au cœur de ces zones.
- des zones à rutile et quartz et amphibole, sans zoïsite plutôt à la périphérie du grenat.

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 des plagioclases.

Les cristaux de plagioclases zonés sont toujours plus riches en Ca en leur centre (anorthite) et plus riches en Na (albite) en leur périphérie.



Exemple de plagioclase zoné

Site Alex Strekesein

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, très pauvres en feldspath potassique, inclus dans les éclogites de La Gerbaudière, seraient des métapélites océaniques (anciens sédiments océaniques) ayant connu la même histoire que la croûte océanique mais ils 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.

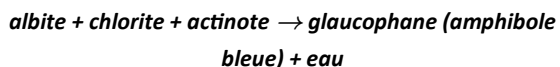
L'isochrone Rb-Sr des phengites a donné un âge de refroidissement final carbonifère à 322 ± 30 Ma (Peucat, 1983).

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).

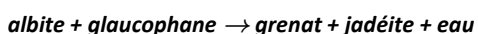
La remontée et la mise à l'affleurement de ces éclogites profondes nécessitent des circonstances particulières. Ces circonstances furent réalisées lors de la collision entre Gondwana et Armorica (plus exactement, l'ensemble Iberia-Armorica) responsable de la surrection de la chaîne varisque dont le bocage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

Mais comment se sont formés les grenats ?

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

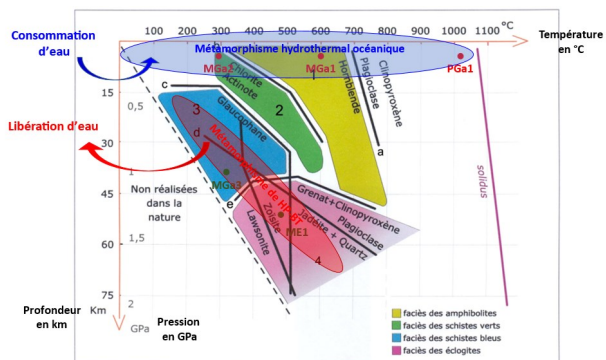


puis lors du passage du faciès schistes bleus au faciès éclogites par la réaction :



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 pression 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 métagranites ou d'orthogneiss.

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

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



Paragneiss folié à débit schisteux
Plans de schistosité et foliation sont superposés.

Le gneiss de la photo précédente, à feldspath orthose et biotite, présente un plan de foliation et de schistosité fortement penté, de direction armoricaine NO-SE.



Contact gneiss schistosé - 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 9).

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



Les deux filons de métabasite (ex-dolérite)

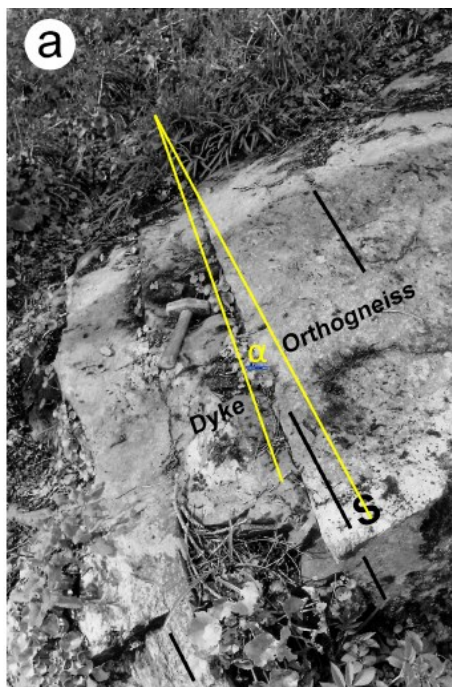
Cette dolérite, plus exactement cette métabasite, est principalement formée de clinopyroxène, de plagioclase et d'amphibole brune. Elle a conservé sa structure magmatique microgrenue.

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 et 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.

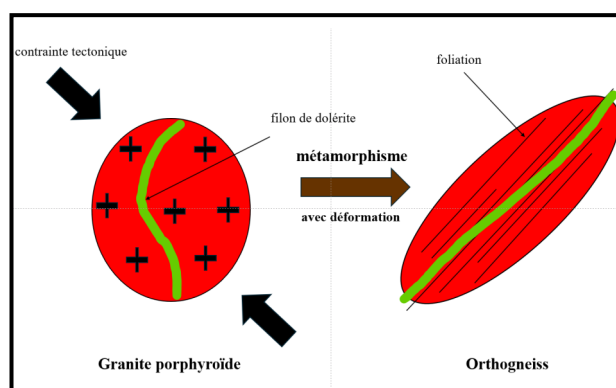


Foliation de l'orthogneiss et filon de métabasite font un petit angle α .

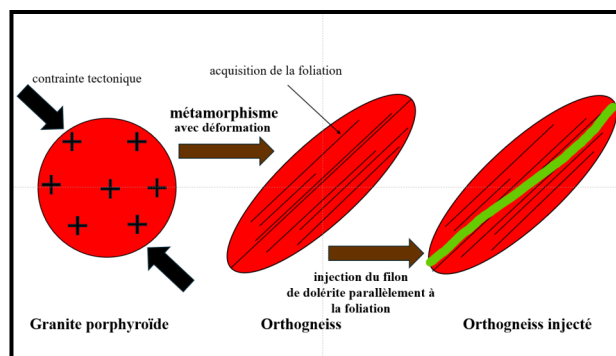
Deux hypothèses :

- 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).

- Peut-être aussi que, tout simplement, les deux filons de métabasite 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 Saint-Pierre-du-Chemin et un volcanisme basique représenté par de nombreux filons de dolérite affleurant 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. Et toutes les éclogites de l’Unité des Essarts seraient donc des reliques de cet Océan Centralien.

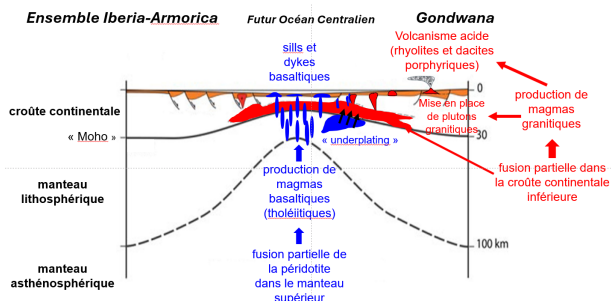


Illustration du rifting continental

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)

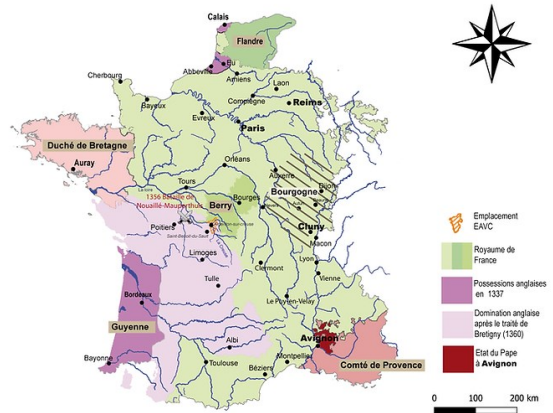
On est ici dans l’encaissant gneissique des éclogites et des birbirites.

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 Aliette 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 poly-orogénique 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 cristaux de cordiérite de la taille du cm, dont ils ont 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.

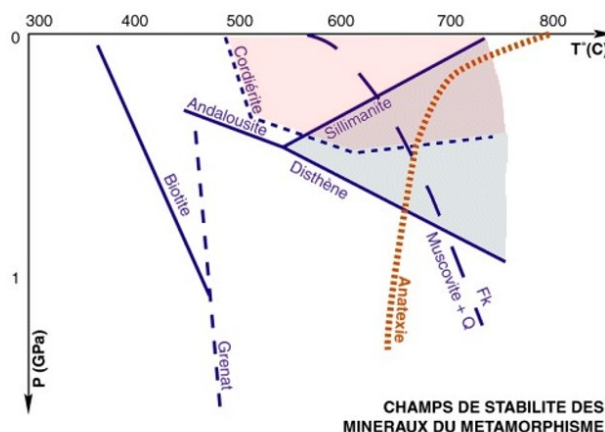
Dans la cour, on peut aussi observer un affleurement de gneiss migmatitique, montrant des alternances de leucosome et mélanosome.



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 et violacé.

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 :

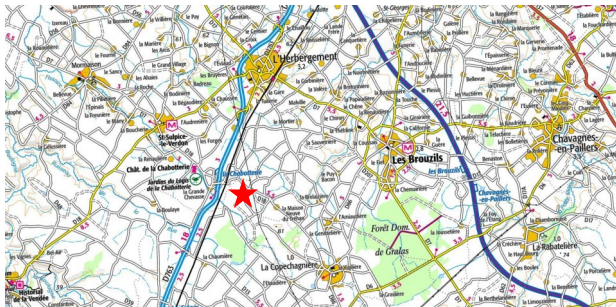
- un premier métamorphisme de BP et HT qui a permis la formation de la cordiérite et un début de fusion (anatexie)
- puis un deuxième métamorphisme, cette fois-ci de HP, dans le faciès éclogitique, qui a induit la pseudomorphose de la cordiérite en disthène, grenat et phengite.

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

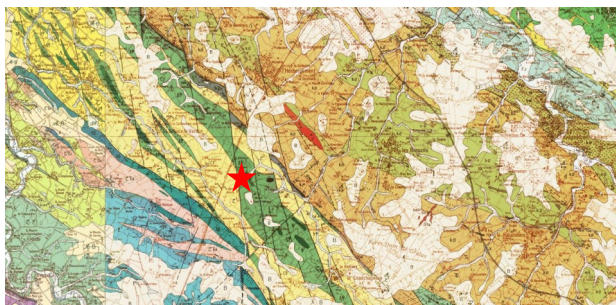
Schématiquement, des sédiments riches en aluminium ont été « chauffés » à basse pression donc près de la surface puis ont été entraînés dans la subduction avec la croûte océanique.

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

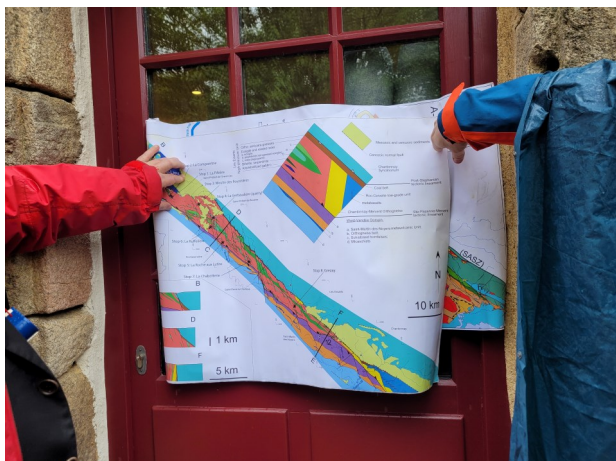
Arrêt 8 : La Chabotterie à Saint-Sulpice-le-Verdon



Localisation de l'arrêt 8 (Document Géoportail)



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



Le groupe de l'AVG devant le 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 (TiO₂), jusqu'à 4% du volume de la roche et la présence commune de clinozoïsite.

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



Éclogite ferro-titanée

On peut aussi y trouver des paragneiss à pseudomorphoses de cordiérite ...



Paragneiss à pseudomorphoses de cordiérite

... et des migmatites comme à La Ruffelière (arrêt 7) et également des orthogneiss.



Gneiss migmatitique



Orthogneiss à gros feldspath potassique

Dans un beau bloc 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 ferro-titanée et de roche leucocrate

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 këratoptyre, de leptynite rubanée ou de métaplagiogranite.

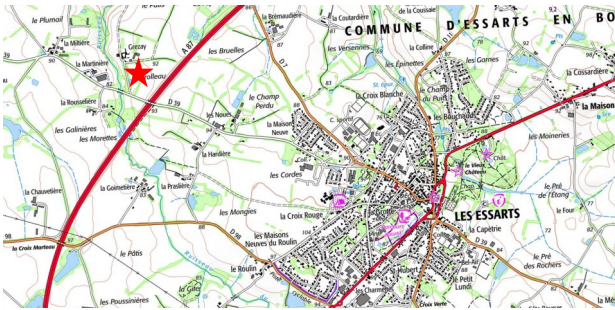
Elle a une composition de plagiogranite et pourrait dériver du terme ultime de la série tholéiitique qui a produit par ailleurs le protolithe gabbroïque des éclogites (voir arrêt 3).

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



Alternance de rubans d'éclogite et de plagiogranite

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)

Grezay 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. On peut y voir, en bordure, des gneiss très altérés et foliés et, au centre, un énorme bloc très dur, duquel on peut difficilement détacher des échantillons, peut-être de migmatites nébulitiques. À la base de ce bloc, quelques petits filons de quartz sont présents.



Échantillon de migmatite nébulitique (?)



La carrière



Le gros bloc de la carrière

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 mur d'observation



Orthogneiss porphyroïde = métagranite à porphyroblastes de feldspath



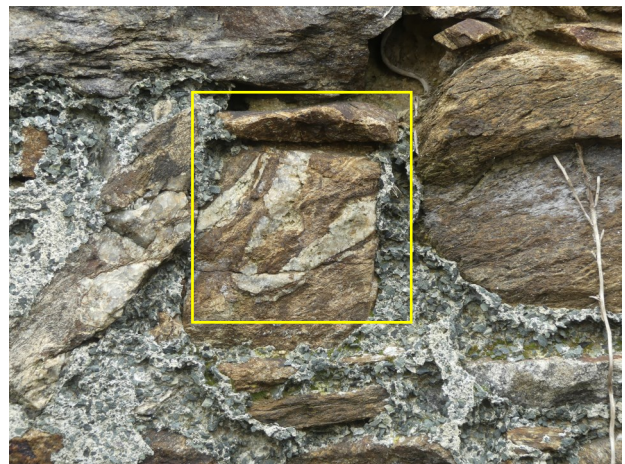
Détail

Le cisaillement est très net. La foliation de l'orthogneiss contourne les porphyroblastes de feldspath qui présentent des queues de recristallisation.



Migmatite nébulitique

Quelques taches centimétriques sombres témoignent de la présence, comme à La Ruffelière (arrêt 7), de pseudomorphoses d'anciens porphyroblastes de cordiérite.



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



Le temps des explications !

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 métamorphisme 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

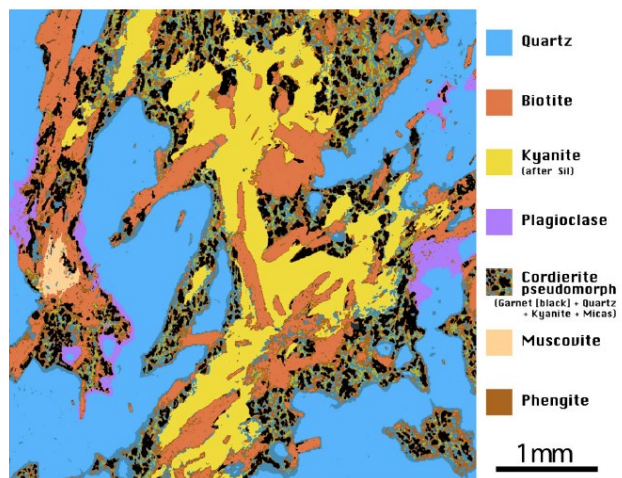
Cette synthèse de cordiérite s’est faite dans les conditions de P et de T° suivantes : T = 650 °C et P = 0,4 GPa).

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 le polymorphe 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 aucun liseré 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 :

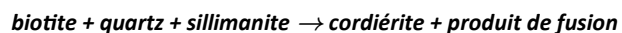


Réaction de migmatisation dans une migmatite (paragneiss) de Grezay

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.

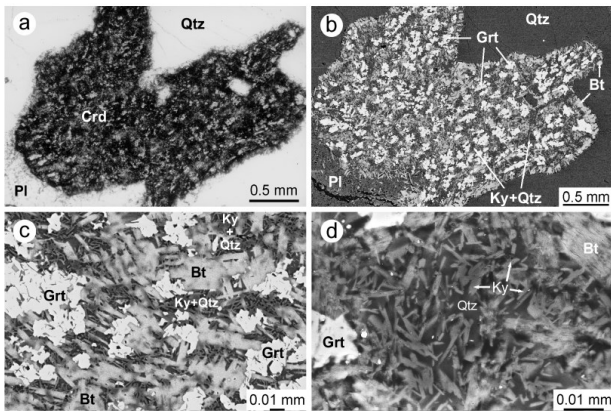
Cette réaction s’est opérée vers 0,3-0,5 GPa et 700°C.

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.

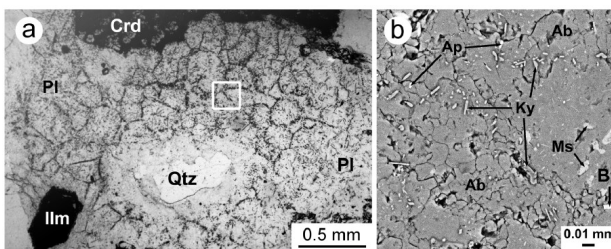
- La cordiérite est déstabilisée en un agrégat microcristallin de grenat, quartz, disthène et biotite.



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

G. Godard (2009)

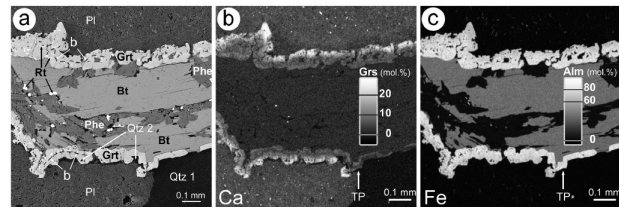
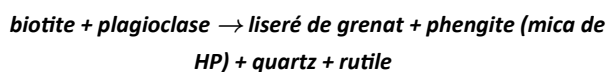
- Le plagioclase primaire apparaît remplacé, au microscope, par une mosaïque crypto-cristalline de microlithes d'albite et de disthène, interprétés comme une pseudomorphose de jadéite. Les sortes de cellules que l'on voit sur la figure a) ci-dessous pourraient représenter d'anciens monocristaux de jadéite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



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

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 :

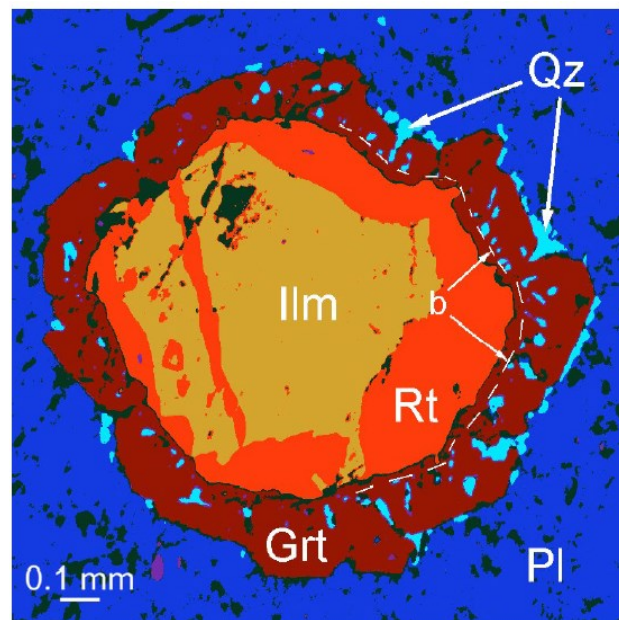
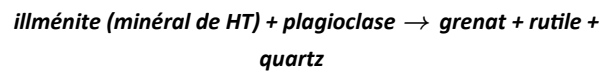


Couronne réactionnelle de HP entre plagioclase et biotite dans la migmatite (paragneiss) de Grezay

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 en 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 FeTiO₃). La couronne est constituée de rutile, grenat et quartz distribués en deux zones : une zone interne riche en rutile TiO₂ et une zone externe riche en grenat et quartz.



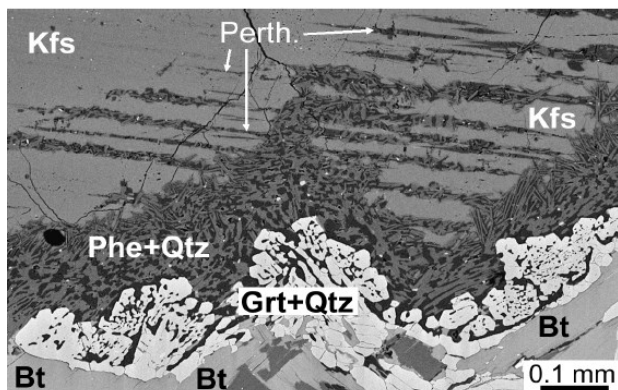
Couronne réactionnelle de HP entre plagioclase et illménite dans la migmatite (paragneiss) de Grezay

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

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 précédents de haut grade



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

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

biotite + Kf → une symplectite grenat + quartz + rutile du côté de la biotite et une symplectite phengite + quartz du côté du Kf

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 pseudo-morphes 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 pseudo-morphoser 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. Et la texture perthitique peut être alors 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 (voir graphe page suivante) :

Phase 1 du graphe

1- Épisode de métamorphisme de HT et BP qui a permis le développement de la cordiérite dans les métapélites et la migmatisation 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 2 du graphe

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 3 du graphe

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 4 du graphe

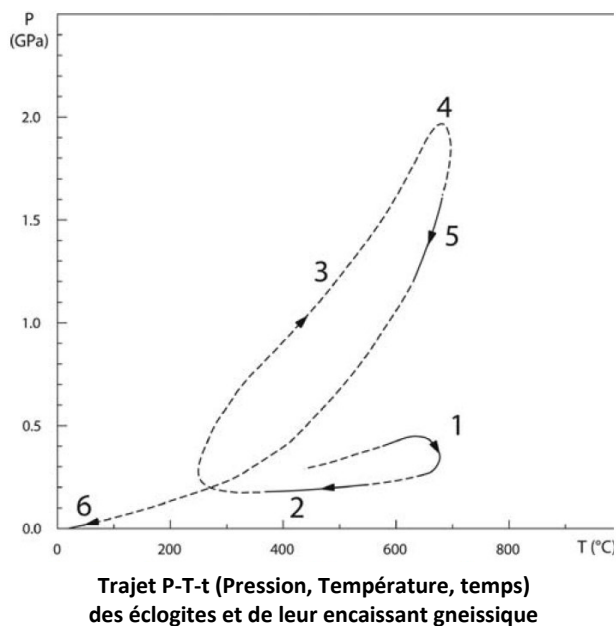
9- Pic du métamorphisme de HP avec sans doute déformation (cisaillement).

Phase 5 du graphe

10- Remontée vers la surface et réactions de rétro-morphose.

Phase 6 du graphe

11- Situation actuelle.



D- Âge de l'exhumation par la méthode U/Pb sur monazite

1) La monazite

La monazite est un phosphate de terres rares légères (cérium, lanthane, néodyme).

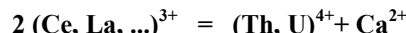
Formule chimique de la **monazite** : $(Ce,La,Nd)PO_4$

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.

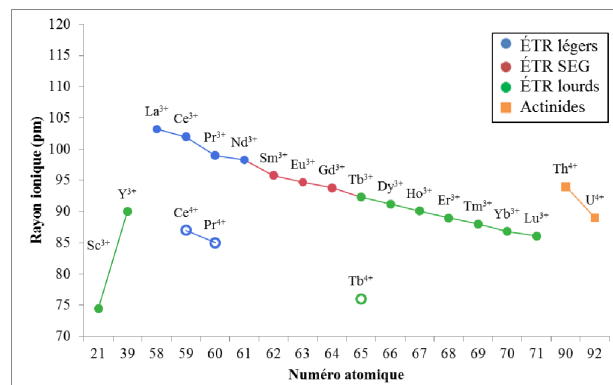
Résistante à l'altération, on peut la retrouver dans les roches sédimentaires détritiques (sables et pélites par exemple).

Mais comme ne l'indique pas sa formule chimique ci-dessus ... elle peut contenir de grandes quantités de thorium et d'uranium, 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-contre).

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 selon l'équation d'équilibre :



(6 charges positives dans chacun des deux membres de l'équation)



De plus, 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 conforté par d'autres propriétés.**

On a en effet montré récemment :

- que la monazite ne subit pas 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.

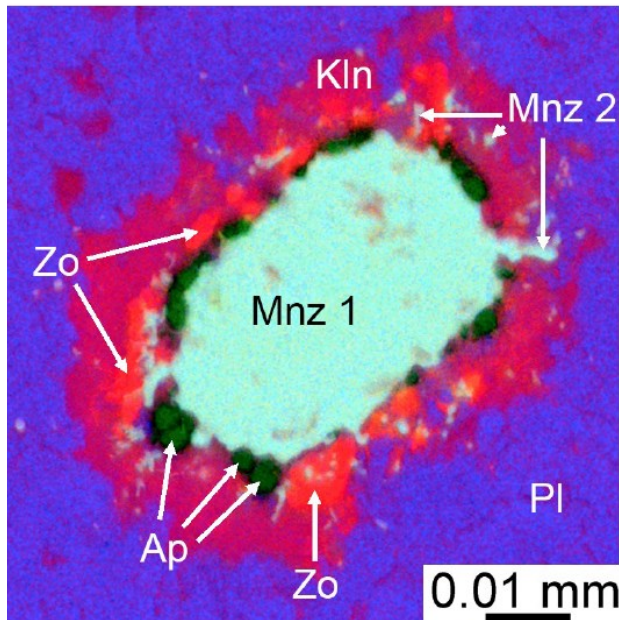
- que la monazite préserve ses éléments constitutifs dans des conditions physico-chimiques critiques. Soumise à des températures de 50 à 230°C et des pH de 1,5 à 10, la monazite présente des taux de dissolution bien plus faibles (voire négligeables) que ceux des silicates les plus communs des roches. 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.

- et enfin 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 voire même 900°C en l'absence des circulations fluides.

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.

2) 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

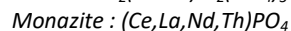
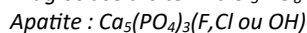
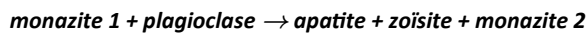
Attention à l'échelle ! Le cristal de monazite Mnz1 a un grand axe de seulement 50 μm .

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.

L'apatite et la zoïsite étant riches en Ca, ce calcium proviendrait du plagioclase qui peut en contenir une petite proportion s'il s'agit d'albite, voire importante s'il est plus 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 ($T > 150^\circ\text{C}$), profonds et à pression élevée, chargés en agents volatils (F, Cl, CO_2 , SO_2).

Autre observation

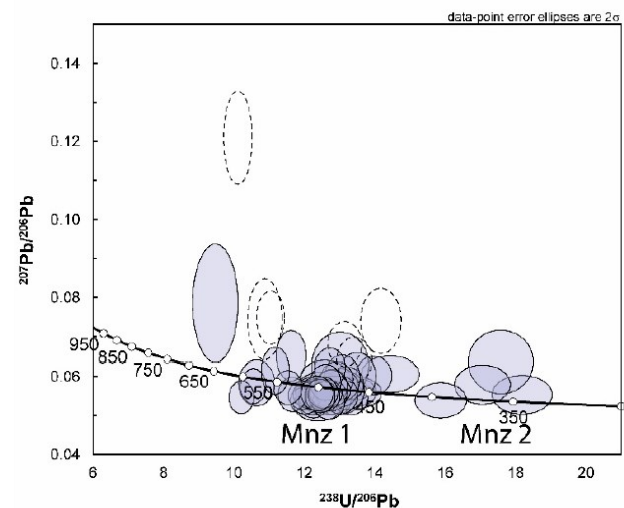
On constate que l'auréole réactionnelle est entièrement incluse dans la zone où le plagioclase albite a été altéré, argilisé, transformé en kaolinite (Kln). Cette altération est bien évidemment le fait de la radioactivité α de la monazite 1.

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).

3) 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.



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

d'après V. Bosse et al. (2024)

$$\text{en abscisse} : {}^{238}\text{U} / {}^{206}\text{Pb} = 1 / (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

$$\text{avec } \lambda_2 \text{ (constante de désintégration de } {}^{238}\text{U}) = 1,55.10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\text{et en ordonnée} : {}^{207}\text{Pb} / {}^{206}\text{Pb} = 1 \cdot (e^{\lambda_1 t} - 1) / 137,8$$

$$\text{avec } \lambda_1 \text{ (constante de désintégration de } {}^{207}\text{Pb}) = 9,85.10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\text{et } 137,8 \text{ étant la valeur actuelle du rapport } {}^{238}\text{U} / {}^{235}\text{U}$$

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 (Eifélien - Dévonien moyen).

« 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, zoisite 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-Ortega, 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

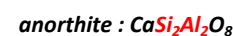
Selon les auteurs de l'article, la monazite 1 daterait donc l'épisode de métamorphisme de HT et BP qui a permis le développement de la cordiérite dans les métapélites et la migmatisation de ces dernières ; la monazite 2 daterait l'épisode de métamorphisme éclogitique de HP.

Remarques :

- Le xénotime présent dans les paragneiss et l'orthogneiss de Grezay est un phosphate d'yttrium : YPO_4 . Les cristaux de xénotime comme ceux de la 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 (pages 37 et 38) que l'ion aluminium Al^{3+} est chassé des sites tétraédriques des plagioclases lorsque la pression augmente.

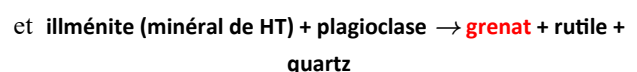
Parmi ces plagioclases, ce sont les plagioclases calciques (anorthite) qui sont les plus instables puisqu'ils contiennent plus d'aluminium tétraédrique que les plagioclases sodiques (albite).



Dans l'anorthite, 2 tétraèdres sur les 4 sont avec l'ion Al^{3+} 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 HT et BP à environ -500 Ma lors du premier épisode de métamorphisme 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 59 d'où sont extraites les deux réactions ci-dessous)



Mais dans le cas où le plagioclase est au contact d'une monazite 1, c'est une couronne réactionnelle à monazite 2, apatite et zoisite qui va se former (voir page 62).

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

- La réaction de formation des couronnes à monazite 2 + zoisite + 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 rutile + 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 (= panafricaine) qui a soudé, vers 570 Ma, tous les continents en un unique supercontinent : 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 par V. Bosse, G. Godard, J.-L. Devidal, J. Mallens et T. Shea, 2024).

L'orthogneiss de La Roche-aux-Lutins (voir arrêt 6) a donné également un âge Ordovicien de 483 ± 4 Ma (datation sur zircon par la méthode U-Pb par C. Guerrot, BRGM, 1999).

De plus, on a vu que cet orthogneiss était traversé par deux filons de metabasite (dolérite). Le tout fait indubitablement penser à un magmatisme bimodal, acide et basique, évoquant un rifting continental.

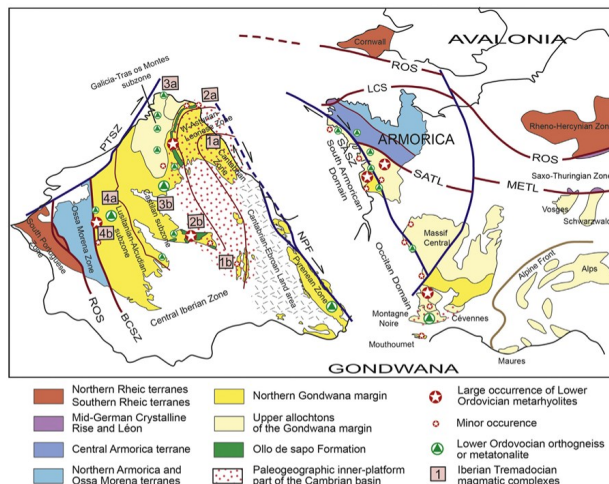
L'existence d'un rift continental à la limite Cambrien-Ordovicien, qui évoluera par la suite en un domaine océanique : l'Océan Centralien ou Galice-Massif Central responsable de la séparation de l'ensemble Ibérie-Armorica du Proto-Gondwana, est évoquée depuis longtemps en Vendée et son extension plus ou moins précisée par A. Poulet *et al.* (2017) (voir cartes ci-contre).

Remarque : Il se serait prolongé plus au Sud jusque dans les Pyrénées orientales et dans le Sud-Ouest de la Sardaigne alors soudée au bloc ibérique.

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

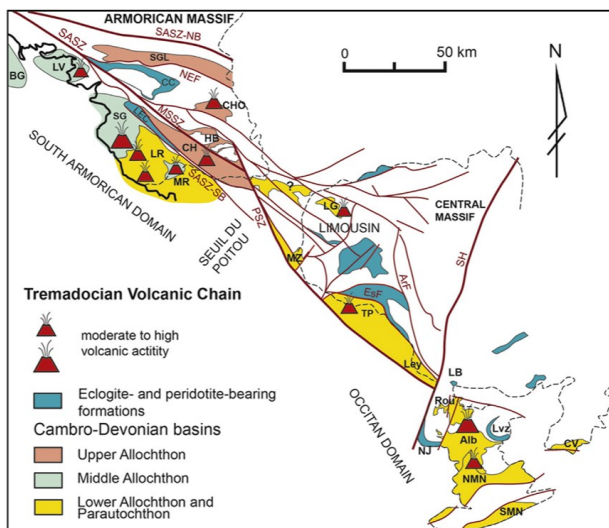
La distension de la croûte continentale et son amincissement aurait entraîné la succession des événements suivants :

- 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 toute l'épaisseur de la croûte continentale fragile et donc cassante. Des filons de dolérite se sont formés (arrêt 6).
- 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, 6 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.



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. Poulet *et al.* (2017)



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

Document A. Poulet *et al.* (2017)

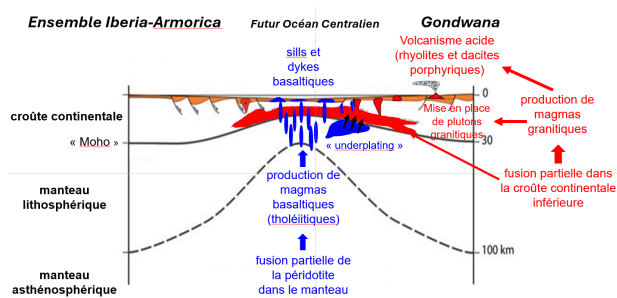


Illustration du rifting continental cambro-ordovicien

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 auraient également fourni des « vieilles » monazites datées à 570-540 Ma. **(Phase 1 du graphe page suivante)**.

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 accretion 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 page suivante)**.

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 page suivante)**.

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 élogite.

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

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 élogite 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). **(Phase 4 du graphe page suivante)**

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 élogites, cisaillement des orthogneiss puis remontée 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 rétro-morphose que l'on a détaillées. **(Phase 5 du graphe page suivante)**

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

Les élogites 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'élogite dans le conglomérat du Sillon houiller de Vendée (Godard, 2001 ; Godard et Bonnet, 2007) permet d'affirmer qu'une partie des élogites étaient exhumées au Carbonifère supérieur, il y a environ 300 Ma. **(Phase 6 du graphe page suivante)**

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 surtout à l'altération, à l'Éocène, des granitoïdes sous un climat tropical, chaud et humide, altération contemporaine de celle des serpentinites transformées en birbirites.

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.

NB : les directions données sont les directions actuelles.

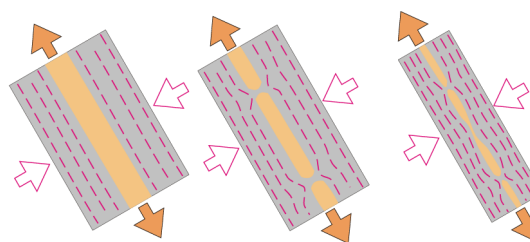
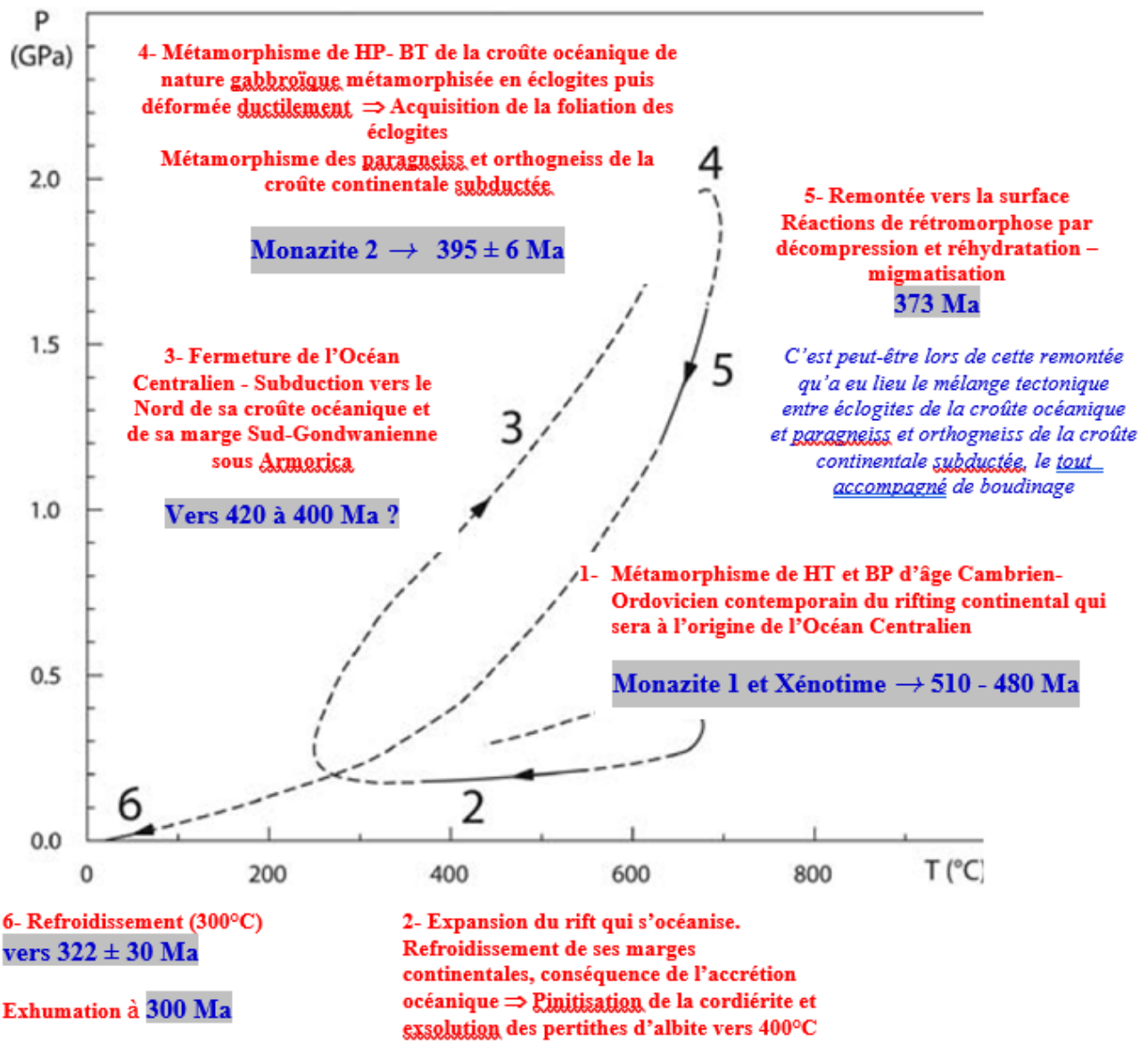


Illustration du boudinage des élogites

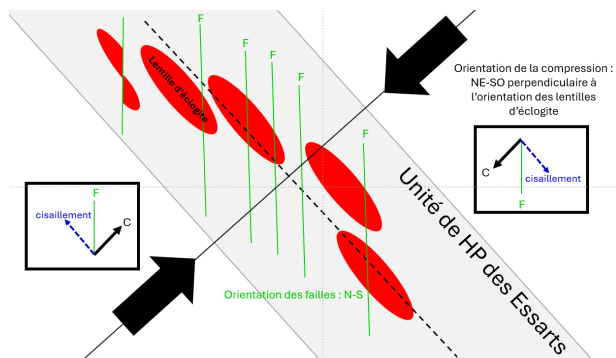
Cette compression qui a boudiné les élogites a certainement été accompagnée de cisaillements dextres (compression en transpression).

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'élogites, 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 page 67, 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.



Trajet P-T-t (Pression, Température, temps) des éclogites et de leur encaissant gneissique



**Illustration des 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-Secondigy, 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 et le Bas-Bocage vendéen 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 éparées 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 ?

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 - 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 VIZCAÍNO : « 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 rétrodiffusés :

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

Sortie géologique sur l'Île d'Yeu

avec Hervé DIOT,

Professeur de Géologie structurale et Géodynamique
à l'Université de La Rochelle,

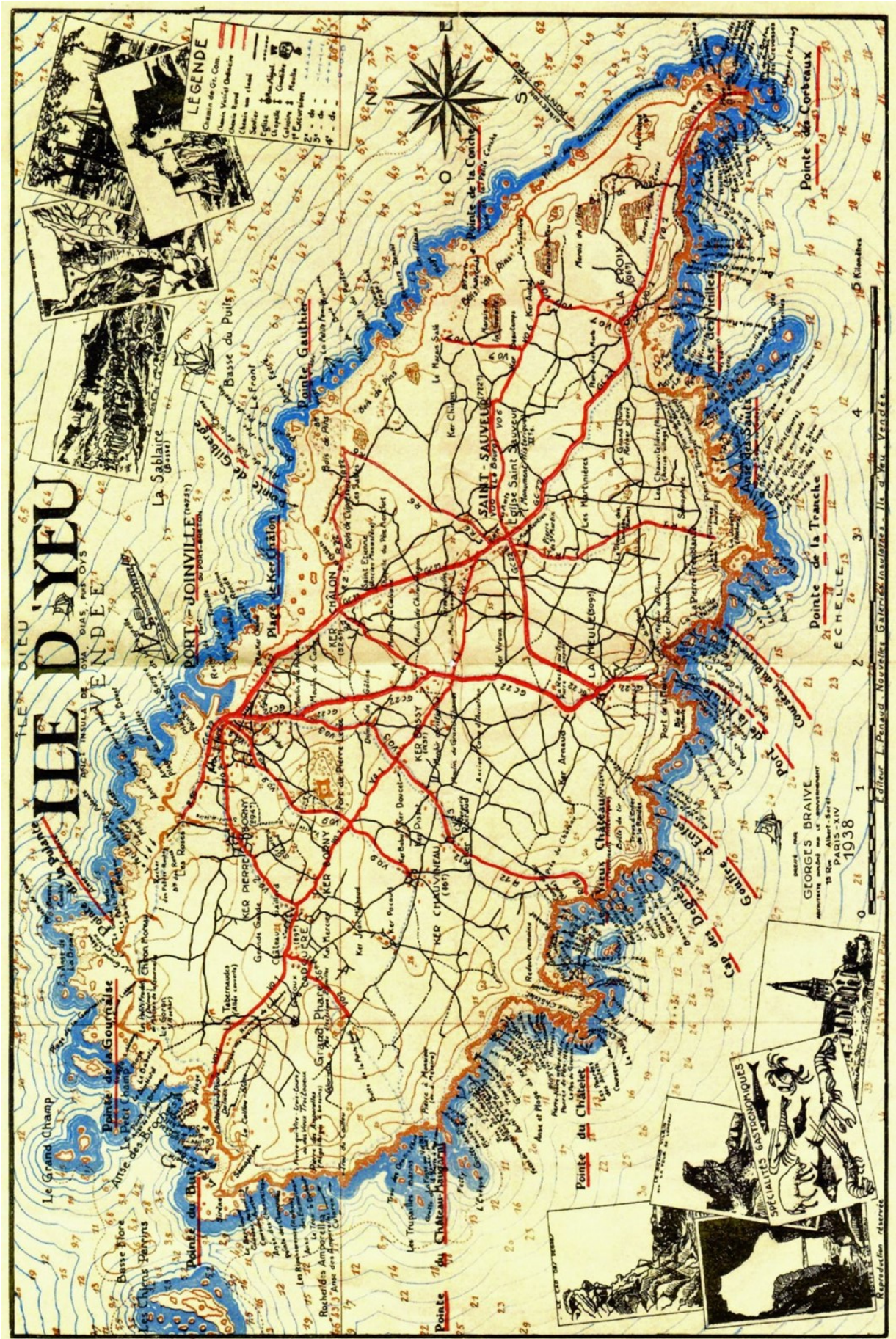
chargé de la réalisation de la carte géologique de l'Île d'Yeu au 1/25000^{ème}

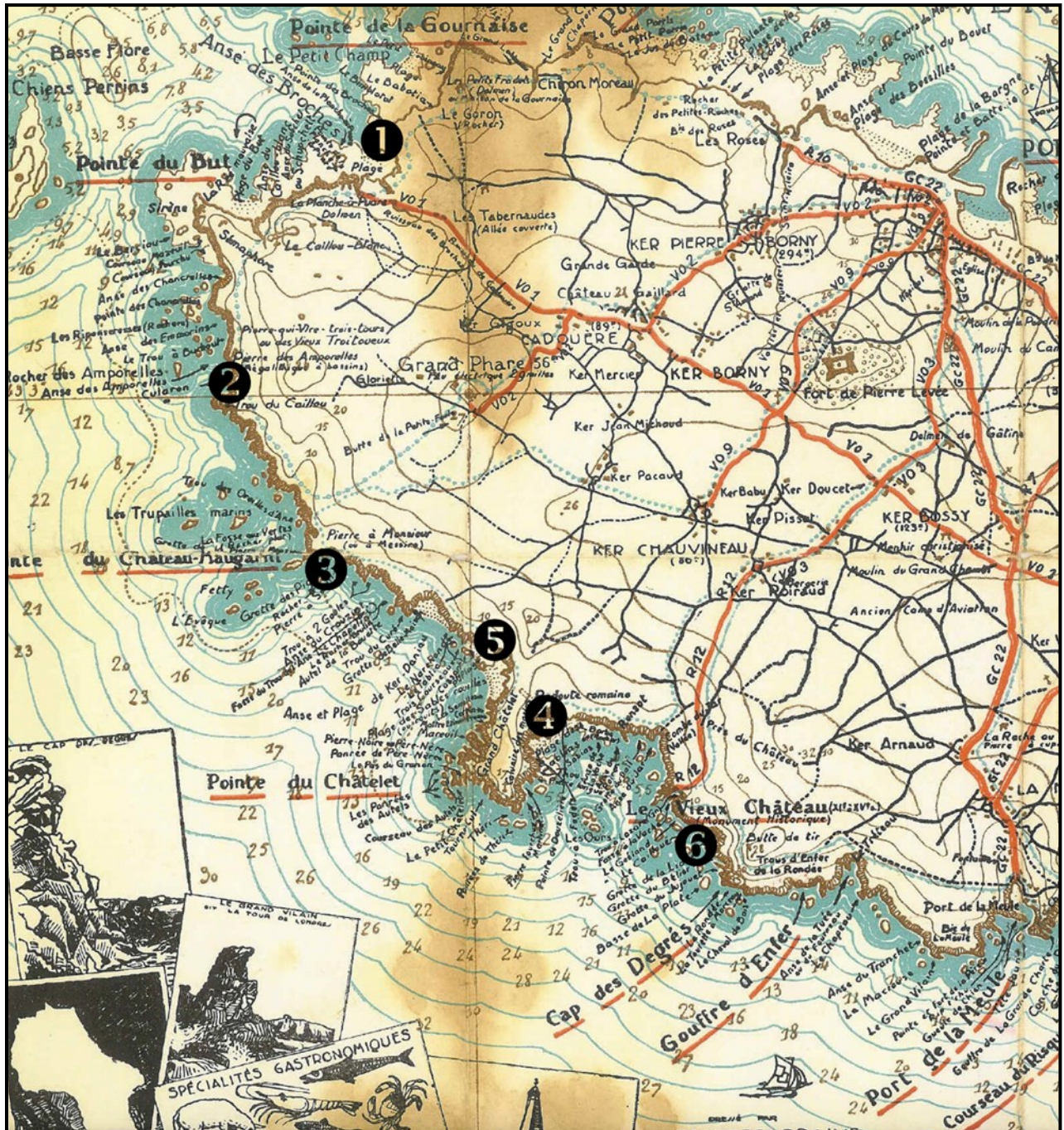
et Bruno SEMELIN, professeur de SVT

Dimanche 9 juin 2024



Hervé Diot





Localisation des arrêts

Arrêt 1 : Nord de l'Anse des Broches



Vue de l'affleurement

1- Description de l'affleurement et de la roche

La roche qui affleure ici est constituée de quartz, de feldspath orthose, de plagioclase et de biotite. Elle a donc la composition minéralogique globale d'un granite. Mais ici il s'agit plus précisément d'une granodiorite du fait de sa richesse en biotite et de la présence de feldspaths plagioclases alcalins, c'est-à-dire calcosodiques contenant à la fois du sodium (Na) et du calcium (Ca).

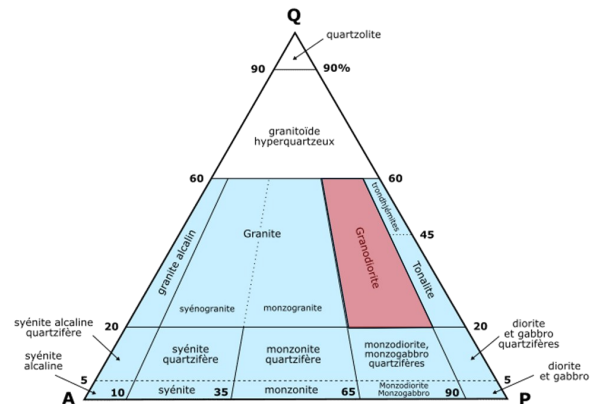
On peut alors situer cette roche dans le triangle de Streckeisen (figure 1) qui ne prend en compte que les minéraux clairs (ou felsiques) comme le quartz (Q), les feldspaths alcalins dont l'orthose, le microcline et l'albite (A) et les feldspaths plagioclases (P). Le champ des granodiorites (en rouge) rassemble tous les granitoïdes comprenant entre 65 et 90% de plagioclase (le plus commun étant l'oligoclase, plus rarement l'andésine), 10 à 35% de feldspath alcalin et 20 à 60% de quartz.

Par rapport à un granite moyen, par exemple un monzogranite, une granodiorite a donc un chimisme plus basique ce qui est d'ailleurs confirmé sur l'affleurement par la présence de quelques enclaves de taille pluridécimétrique, microgrenues et grisâtres dont la composition doit s'approcher de celle d'une diorite à quartz ou d'une tonalite.

Mais à l'inverse d'un granite ou d'une granodiorite dont les cristaux sont disposés au hasard : on dit que le granite et la granodiorite ont une texture équante, les cristaux sont ici alignés selon une direction privilégiée, approximativement N-S : cela est très net quand on regarde l'affleurement de dessus. On dit que la roche porte une linéation minérale de direction N-S.

Remarque : Les géologues disent que cette linéation est portée par le plan X-Y de la roche (ici c'est le plan à peu près horizontal de l'affleurement), la direction X étant par définition celle de la linéation.

On verra au cours des arrêts suivants que ce plan X-Y subhorizontal est un plan de cisaillement.



Q = quartz A (Albite) = pôle sodique des plagioclases
 P (plagioclases) = pôle calcique (= anorthite) des plagioclases

Figure 1 : Triangle de Streckeisen

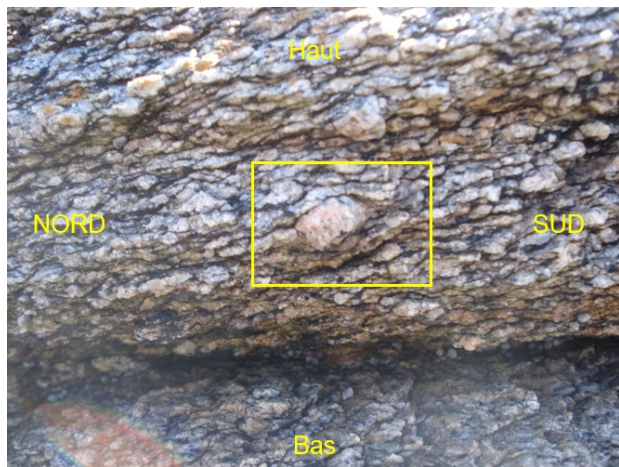


Linéation minérale d'allongement (ou d'étirement) orientée N-S

Observée maintenant par la tranche, donc selon un plan X-Z perpendiculaire au plan X-Y précédent, elle présente une alternance de feuillets clairs quartzofeldspathiques et sombres de biotite.

Les cristaux clairs de feldspath sont plutôt en forme d'amande, effilés à leurs extrémités et allongés dans la direction de la linéation minérale X.

Certains, de grande taille, sont nettement asymétriques. Ils présentent deux queues de cristallisation (ou ombres de pression) indiquant un cisaillement top vers le Sud (voir photo et figure 2 ci-dessous).



Foliation de la roche et déformation d'un porphyroblaste de feldspath orthose
(Interprétation ci-dessous)

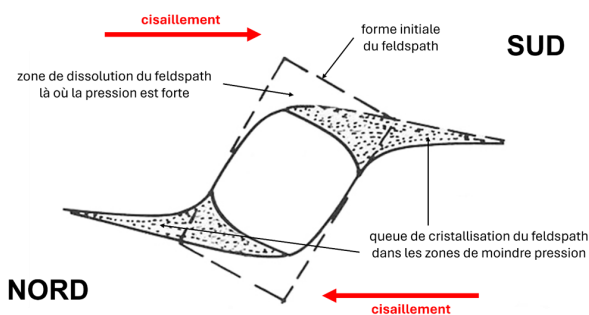


Figure 2 : Schéma d'interprétation du porphyroblaste de feldspath asymétrique

Les feldspaths asymétriques sont le résultat d'une déformation ductile causée ici par un cisaillement pratiquement horizontal top vers le Sud.

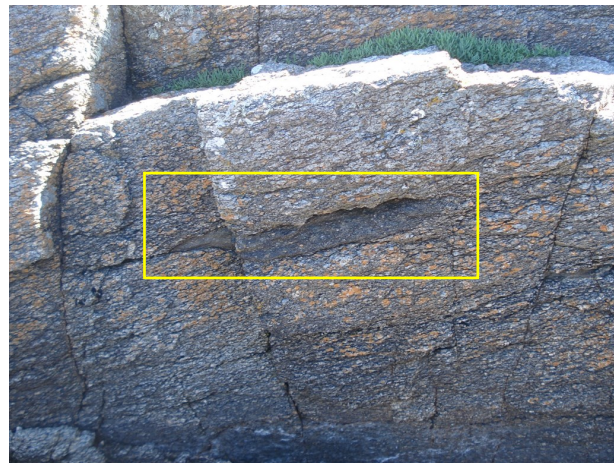
Pour cette raison, cette roche de composition granodioritique, de texture foliée est qualifiée d'orthogneiss : « gneiss » du fait de sa texture foliée et « ortho » pour indiquer son origine magmatique. On peut tout aussi bien lui donner le nom de « métagranodiorite » car elle dérive par métamorphisme d'un protolithe granodioritique.

Des enclaves microgrenues très sombres, riches en biotite, sont, elles aussi, étirées en lentilles dans le plan de la foliation. Observées par-dessus, dans le plan X-Y, elles ressemblent à des galettes aplaties qui parfois dépassent aisément le mètre. Elles représentent de bons marqueurs de l'orthogneissification.

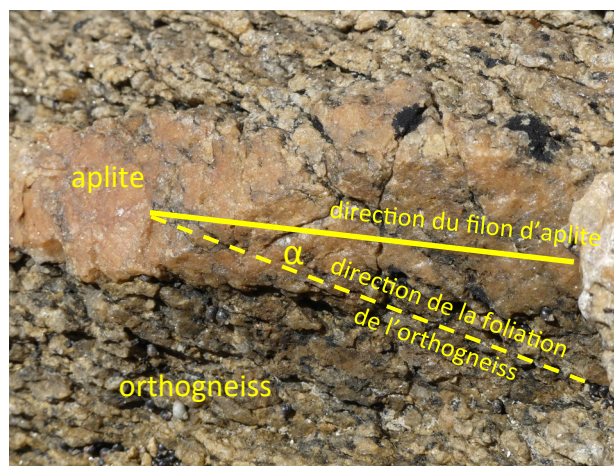
Sur l'affleurement, on peut aussi observer de très nombreux petits filons d'aplite légèrement sécants par rapport au plan de la foliation.

Rappel de la sortie de 2013 : Sur la côte Est de l'île, au Sud de l'Anse des Conches, à la limite avec la plage des Ovaires, c'est un unique filon d'aplite que l'on avait observé mais beaucoup plus épais.

Ces filons d'aplite ont été transposés tectoniquement dans la foliation orthogneissique. Cela explique qu'ils sont aujourd'hui dans une position proche du plan de la foliation et des plans de cisaillement de l'orthogneiss.



Enclasse sombre allongée dans le plan de la foliation de la métagranodiorite



Filon d'aplite légèrement sécant sur la foliation

Quelques mots sur l'aplite ... et la pegmatite

L'aplite est une roche de même composition chimique globale que le granite. Elle s'en distingue surtout par la très petite taille de ses cristaux, ce qui implique un refroidissement rapide du magma de composition granitique, en fait du tout dernier jus magmatique qui s'échappe par des failles du toit surmontant la chambre magmatique. L'aplite a une structure microgrenue, on dit aussi aplitique ! Et c'est une roche magmatique.

À l'inverse, la pegmatite, qui possède également la même composition chimique que le granite et donc de l'aplite, est constituée de gros cristaux, parfois pluricentimétriques, de feldspath, de quartz et de micas (muscovite surtout) auxquels on peut ajouter la tourmaline (qui contient du bore) ou le béryl (qui renferme du béryllium). On dit que la pegmatite a une texture macrogrenue ou pegmatitique.

Et la pegmatite n'est pas, non plus, une roche magmatique. C'est une roche d'origine pneumatolytique ce qui

signifie qu'elle ne s'est pas formée à partir du dernier jus magmatique comme l'aplite mais à partir de fluides de haute température issus du même magma en fin de cristallisation. Dans ces fluides riches en volatils (eau, CO₂), se sont concentrés tous les éléments chimiques dits incompatibles ou pneumatophiles, comme le bore et le béryllium par exemple, c'est-à-dire les éléments dont les dimensions ioniques n'ont pas permis leur incorporation dans les structures cristallines des minéraux silicatés communs qui se sont formés dans le magma granitique.

En même temps, ces fluides possèdent une propriété remarquable : du fait de la présence de l'eau, du bore et aussi du fluor, leur viscosité est très faible. Et lorsqu'ils vont être injectés sous pression dans les failles du toit de la chambre magmatique, ils vont pouvoir s'éloigner très loin du pluton. Ils vont se refroidir. Et tous les ions dissous vont alors servir à la construction des minéraux de la pegmatite. Dans le même temps, peu de nucléi de nouveaux minéraux se forment ce qui explique la grande taille des cristaux de la pegmatite.

À l'origine, autour du pluton granodioritique, les filons d'aplite devaient avoir plus ou moins une disposition radiaire par rapport au toit du pluton et être verticaux à l'aplomb du pluton, obliques voire horizontaux sur ses bords.

Ici, on constate qu'ils sont pratiquement tous parallèles les uns par rapport aux autres et pratiquement tous dans le plan de la foliation de la métagranodiorite.

Cela s'explique par le fait que lorsque la granodiorite a été orthogneissifiée et cisailée, tous les filons d'aplite ont été « rabattus » dans le plan de la foliation naissante.

2- Âge du protolithe granodioritique

Le protolithe de la métagranodiorite de l'Île d'Yeu a été daté sur un échantillon provenant des falaises entre la Grotte de Belle maison et la Grotte du Curé à 530 ± 8 Ma (datation U/Pb sur zircons à l'aide du couplage laser-MC-ICPMS par C. GUERROT) donc du Cambrien inférieur.

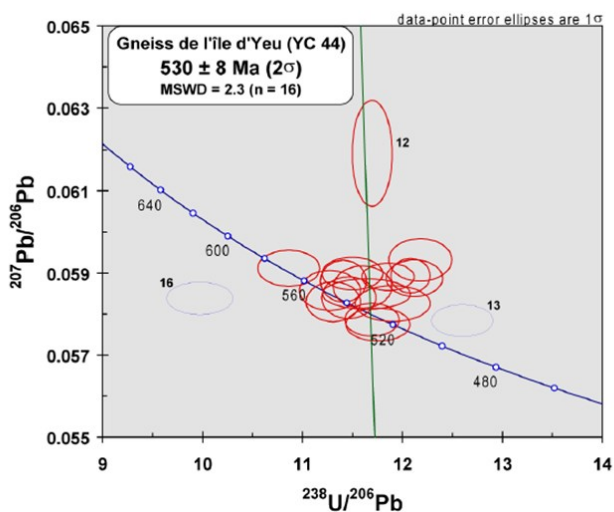


Figure 3 : Diagramme de Tera-Wasserburg pour les analyses retenues (Document Hervé Diot)

Comme un batholite de granitoïde cristallise généralement vers 5-10 km de profondeur, cela implique obligatoirement qu'il n'a pu se mettre en place que dans un encaissant plus vieux que lui, donc anté-Cambrien ou de la limite Briovérien-Cambrien.

3- Diversité des « métagranites » de l'Île d'Yeu

Les faciès varient énormément au sein de l'île : ni la couleur, ni la taille des grains, ni la déformation ne sont constants. Tout ceci contribue à la difficulté de reconnaissance des faciès. La couleur varie de rouge à rose, blanc et gris et les passages entre faciès ne sont pas aisés sauf lorsque les transitions entre ceux-ci sont associées aux zones de cisaillement à caractère chevauchant où la distinction apparaît nettement.

Ainsi différents faciès peuvent être distingués sur le terrain sur la base de la couleur macroscopique des roches, couleur globalement fonction de la proportion relative en biotite, les faciès gris foncé étant les plus riches en biotite et les faciès rosés les plus pauvres.

On peut donc rencontrer :

- des diorites quartziques et granodiorites,
- des monzogranites,
- des syénogranites,
- des granites roses, jaunes à porphyroblastes de feldspath potassique, ...

NB : Un syénogranite rose à grenat affleure de part et d'autre de l'Anse des Broches.

Les enclaves microgrenues sombres que l'on a observées dans la métagranodiorite de l'Anse des Broches (photo p.73) ressemblent aussi aux « granites » précédents du point de vue minéralogique mais leur texture est différente et elles sont plus riches en biotite. Dans l'île, elles peuvent avoir la composition de granodiorites ou de tonalites.

4- Origine du protolithe des « métagranites » de l'Île d'Yeu

Les analyses chimiques de toutes ces roches peuvent être reportées dans un même diagramme triangulaire de Streckeisen (figure 4).

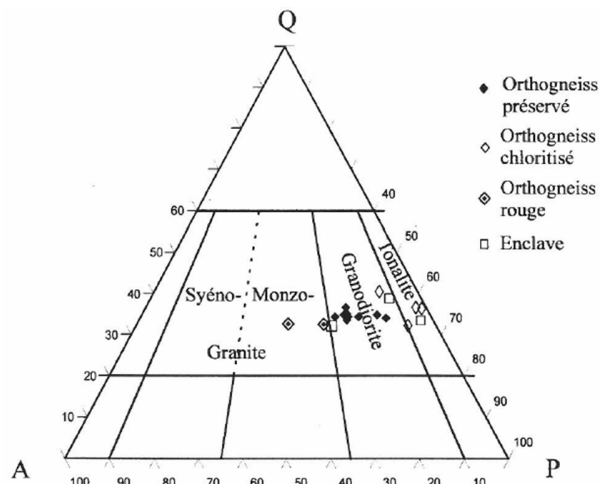


Figure 4 : Position des protolithes de l'Île d'Yeu dans un triangle de Streckeisen (Document Hervé Diot)

Les résultats montrent alors qu'elles s'alignent plus ou moins selon une courbe comme celle représentée en rouge sur la figure 5.

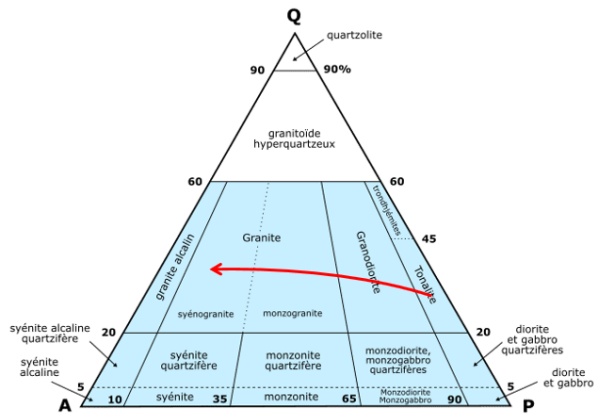


Figure 5 : Chemin approximatif illustrant la différenciation magmatique à partir d'un magma parental de composition tonalitique

Cela indique que les « métagranites » dont la composition s'étend des tonalites aux monzogranites pourraient dériver par différenciation magmatique d'un même magma parental de composition globalement tonalitique, les enclaves basiques microgrenues représentant les termes les moins différenciés de la série. Toutes les roches seraient cogénétiques.

Plus précisément, elles appartiendraient à une même série de nature calco-alcaline (à sub-alcaline potassique).

Toute l'histoire magmatique du protolithe des « métagranites » de l'Île d'Yeu semble donc faire référence à l'existence d'une chambre magmatique unique remplie d'un magma de composition basique, certainement basaltique. Cependant, les termes les plus précoces de la différenciation (gabbros,...) ne sont toutefois pas présents sur l'île sauf si l'on considère que les actuelles « amphibolites » (= ex-dolérites) que l'on va voir à l'arrêt 2 suivant pourraient représenter des injections de nature basaltique au sein de la série au cours de sa mise en place.

5- Dans quel contexte s'est mis en place le protolithe granodioritique ?

Quelle était la position des plaques, la paléogéographie à la limite Protérozoïque-Cambrien ?

On ne sait pas grand-chose !

a) À l'échelle de la Vendée

Ce qui est pratiquement acquis est la grande extension de ce massif granodioritique qui va jusqu'aux Sables d'Olonne (La Chaume, Lac de Tanchet, baie de Cayola) en passant par l'Île de Noirmoutier.

G. Mathieu (1945) avait déjà noté les ressemblances de faciès entre la métagranodiorite de la Pointe des Corbeaux à l'Île d'Yeu et celle de la Pointe de l'Aiguille près du phare de l'Armandèche à La Chaume.

L'analyse des éléments majeurs du protolithe des orthogneiss de l'Île d'Yeu par Hervé Diot a permis de montrer que celui-ci est issu d'un magma de nature

peralumineuse et calco-alcaline hautement potassique (figure 6 - diagrammes de Hugues et Rickwood) ce qui confirme l'hypothèse de Wyns *et al.* (1987) et rapproche donc bien ces granites de l'Île d'Yeu de celui des Sables d'Olonne.

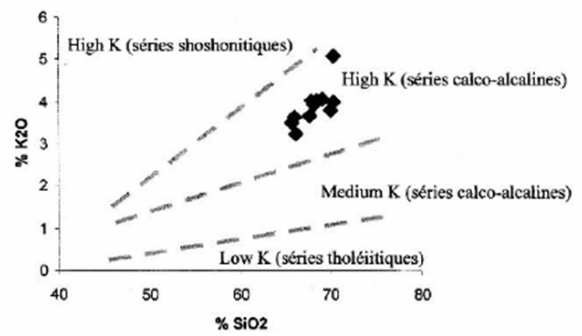
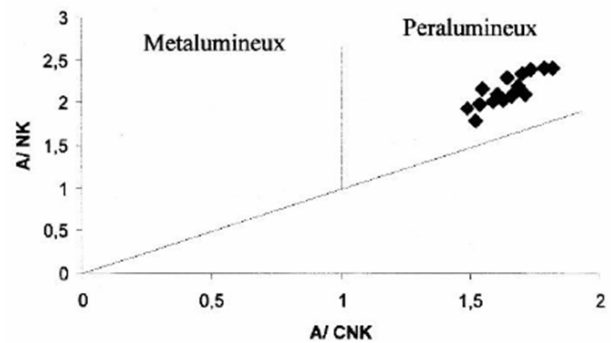


Figure 6 : Caractérisation du protolithe des orthogneiss (Document Hervé Diot)

- en haut, dans le diagramme de Hugues (1973)
 - en bas, dans le diagramme de Rickwood (1989)
- A= Al₂O₃, N = Na₂O, C= CaO, K= K₂O

On peut de même corréler le gros filon d'amphibolite que l'on va voir à l'arrêt 2 avec le filon d'amphibolite très dilacéré et laminé quiaffleure près du Dos de la Baie à La Chaume.

Remarque : 50 km séparent aujourd'hui l'Île d'Yeu de La Chaume, cela fait un sacré filon d'amphibolite ! En fait, bien avant l'orogénèse varisque, au tout début du Cambrien, l'Île d'Yeu et La Chaume devaient être très proches géographiquement. C'est la tectonique varisque marquée surtout par d'importants cisaillements, senestres dans ce cas précis, qui a « séparé » ces deux territoires.

b) À l'échelle des continents

On est alors, à 530 ± 8 Ma, à la fin de l'orogénèse cadomienne qui donne naissance au super-continent Pannotia.

D'après leur composition chimique établie par C. Sassi (2006), les orthogneiss de l'Île d'Yeu, dans un diagramme Rb/Y+Nb de Pearce *et al.* sont clairement placés dans le domaine VAG des granitoïdes d'arc volcanique.

Pourraient-ils alors signer la fermeture d'un domaine océanique (à localiser !) et qui, suivi d'une collision continentale, aurait participé à la constitution de Pannotia ?

On connaît dans le Massif Armoricain des massifs granodioritiques à peine plus vieux que celui de l'Île d'Yeu - Noirmoutier - La Chaume : ce sont les granodiorites du Domaine mancellien qui ont été datées récemment à 550 Ma (M. Ballèvre, M. Poujol, H. Champie et I. Aubron) soit un âge anté-Cambrien.

Puis immédiatement après, au cours du Cambrien, la Pannotia commence à se fragmenter.

Cette fragmentation est attestée sur la marge Nord du Proto-Gondwana par un rifting important qui va conduire à la formation de l'Océan Rhéique puis de l'Océan Centralien encore appelé Océan Galice-Massif Central.

Ce rifting s'est manifesté entre autres dans le Maine et en Vendée :

- rift de la Kabilie à Voutré,
- rift du Choletais,
- volcanisme bimodal du Synclinorium de Chantonay et du Bas-Bocage vendéen.

Arrêt 2 : Anse des Amporelles

1- Description de l'affleurement

On observe ici un **filon d'amphibolite** épais de 2 à 3 m environ.

Il s'agit en fait d'une ancienne dolérite, roche de composition chimique identique à celle du basalte ou du gabbro, à plagioclase et pyroxène.

Dans le filon, on peut encore observer quelques gros cristaux d'amphibole brun-noir.

Mais cette amphibolite est aujourd'hui très altérée, l'essentiel de la roche étant constitué de très petites paillettes mordorées de biotite et de chlorite provenant de l'altération des amphiboles.

Comme on le verra à l'arrêt suivant, cette altération a été le fait d'une circulation intense de fluides supercritiques.

Ce gros filon d'amphibolite aurait même pu, après altération et rétro-morphose ultime, finir par ressembler à une biotitite si ce n'est que la roche aurait pris une teinte plutôt ocre alors que les biotitites restent sombres.

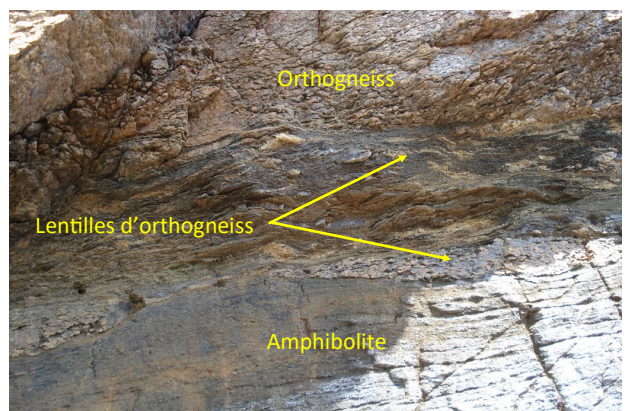
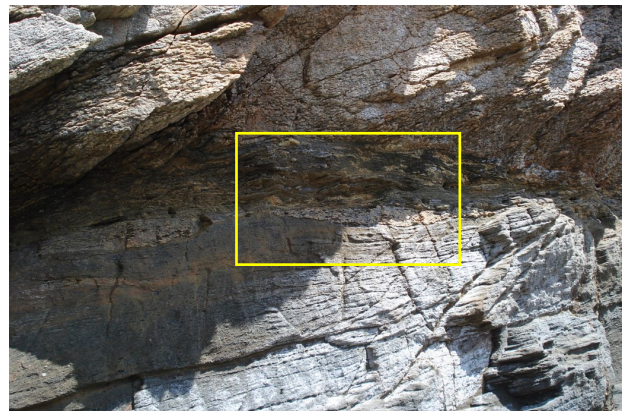


Filon d'amphibolite



L'amphibolite altérée prend une teinte rouille.

La bordure supérieure du filon est fortement laminée. On peut y voir de nombreuses « échardes » d'orthogneiss (= métagranodiorite) très étirées incluses dans le filon d'amphibolite.



Bordure supérieure du filon d'amphibolite montrant les « échardes » d'orthogneiss qui y sont incluses

Cela signifie que le filon de dolérite s'est mis en place postérieurement à la formation du batholite de granodiorite, qu'il l'a coupé alors qu'il était entièrement cristallisé. Et si aujourd'hui, ce filon est plus ou moins en position horizontale, proche de la foliation de l'orthogneiss et du grand plan de cisaillement que l'on peut voir devant le front d'observation, c'est qu'il a subi les mêmes déformations cisailantes en domaine ductile que la granodiorite encaissante.

Ces déformations l'ont sans doute peu déformé ductilement eu égard à la rhéologie d'une roche de type basaltique vis-à-vis d'un granite contenant du quartz très ductile, mais rabattu dans le plan de la déformation.



Grand plan de cisaillement devant le filon d'amphibolite

L'orthogneiss sain au-dessus du filon présente de très beaux cristaux de feldspath. Quand on les examine de près, on constate qu'ils sont effilés, en amande et que certains se prolongent par deux queues de cristallisation indiquant un cisaillement top vers le Sud-Sud-Est comme on l'a déjà observé à l'arrêt précédent.



Déformation des feldspaths de l'orthogneiss nettement asymétriques avec deux queues de cristallisation

2- Extension du filon d'amphibolite

Comme il l'a déjà été dit à l'arrêt précédent, ce filon d'amphibolite pourrait avoir une extension originelle très large puisqu'un faciès comparable en nature et position vis-à-vis de la déformation ductile majeure se rencontre en falaise à La Chaume (lamprophyres de Pouclet *et al.* 2022) et sur la plage des Sables d'Olonne où il est fortement boudiné (Goujou *et al.* 1994).

Sur l'île même, son extension dépasse les 7 km (depuis la Pierre des Amporelles jusqu'à l'Anse des Soux). Il s'amincit totalement dans le couloir de déformation subvertical du Sud de l'île (arrêt 6 du Vieux Château). Dans les zones fortement déformées et métasomatisées, ces actuelles amphibolites sont rétro-morphosées en biotitites et parfois difficiles à distinguer des orthoschistes (voir p. 78) ou orthogneiss lessivés par les fluides super-critiques dans les cisaillements plats.

3- Analyse chimique des amphibolites

Le filon, bien visible sur la côte Sud-Ouest, se poursuit cartographiquement vers le Sud-Est au-dessus de la Plage des Sables Rouis.

Du point de vue chimique, les amphibolites de l'Ouest où l'on se trouve se distinguent de celles des Sables Rouis.

Elles se séparent en deux familles, l'une avec un pourcentage faible de silice (de l'ordre de 45 à 46,5% en poids) mais une forte teneur en TiO₂ (2,6 à 3,9%) et l'autre plus siliceuse (52,6 à 54,6%) et contenant moins de 1% de TiO₂.

Replacées dans un diagramme classique de type TAS représentant en ordonnées, la somme des alcalins : Na₂O + K₂O et en abscisses, la teneur en silice SiO₂, le premier type (en rouge) indique un protolithe basaltique à trachy-basaltique et le second type (en bleu) une composition de basalte andésitique (figures 7 et 7 bis).

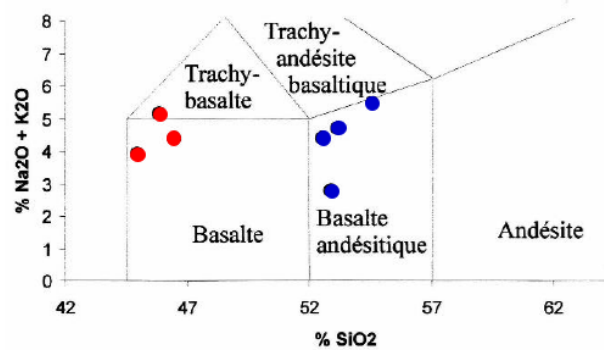


Figure 7 : Diagramme TAS pour les amphibolites (Document Hervé Diot)

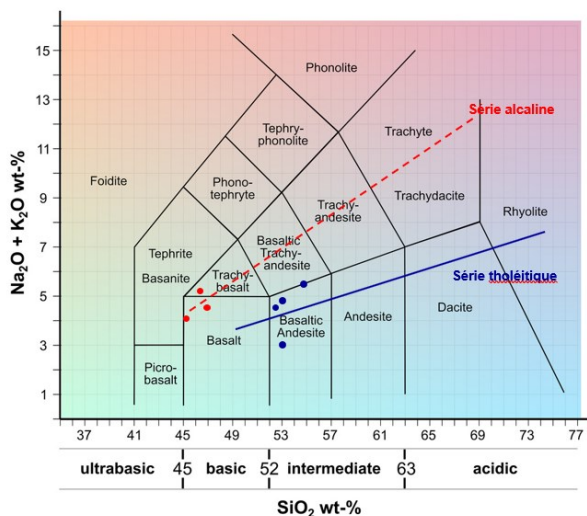


Figure 7 bis : Diagramme TAS pour les amphibolites
(position approximative des points
- d'après la figure 7 précédente de Hervé Diot)

La nature des protolithes basaltiques peut être déterminée dans un diagramme de type Floyd et Winchester dont le résultat confère aux amphibolites un protolithe de nature alcaline pour le premier type et tholéitique pour le second (figure 8).

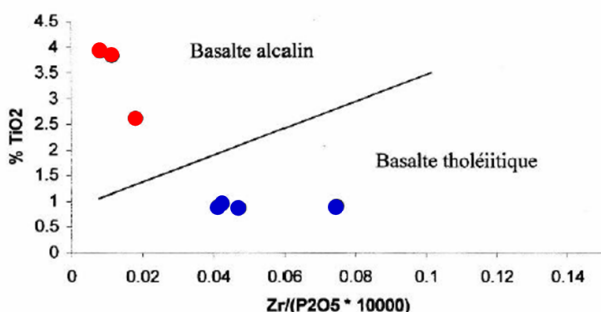


Figure 8 : Diagramme discriminant pour les protolithes des amphibolites (Document Hervé Diot)

Ces deux sortes d'amphibolites pourraient donc dériver de deux magmas différents !

Cependant, même si les deux protolithes basaltiques possèdent des caractéristiques chimiques différentes, il est difficile de penser, étant donné les relations de terrain (continuité cartographique logique entre ces affleurements), qu'il s'agit de deux filons différents ou qu'au sein même d'un seul filon, deux sources différentes puissent coexister.

Les différences chimiques observées pourraient tout simplement s'expliquer par une contamination des protolithes des amphibolites à composition de basalte andésitique par l'encaissant de la granodiorite et surtout par les fluides qui ont pu modifier leur composition initiale (voir arrêt suivant).

Comme il a été dit à l'arrêt précédent, ces filons d'amphibolite pourraient représenter des injections « basaltiques » peu différenciées donc précoces, provenant du magma peut-être à l'origine de la granodiorite.

Leur transformation en amphibolite, voire en amphibolite à grenat (Grotte des Sous) traduit une transformation métamorphique compatible avec un emplacement précoce vis-à-vis de l'orthogneissification et de la migmatisation de la granodiorite qui lui succède (Yeu, La Chaume, Sables d'Olonne...).

Question : Vu l'importance de ce filon, très épais et de grande extension géographique (on le retrouve à La Chaume), on peut se poser la question du contexte de sa mise en place : étirement tectonique et/ou réalimentation de la chambre magmatique ?

Arrêt 3 : Grotte de « La Pierre à Monsieur »

1- Description de l'affleurement

Au-dessus et de part et d'autre de la grotte, on distingue assez bien une énorme lentille d'orthogneiss qui repose sur un plan incliné de biotite (voir photo ci-dessous).



Sur la photo suivante prise à droite de la grotte, on retrouve la terminaison de la lentille d'orthogneiss reposant sur le plan de biotite.

Un peu en dessous, on observe un deuxième plan de biotite à peu près parallèle au premier. Et les deux plans encadrent une lentille d'orthogneiss boudiné ; deux boudins d'orthogneiss sont bien visibles.



Au-dessous encore, on semble voir des alternances d'orthogneiss et de biotites.

Les zones à biotite ne sont donc pas localisées n'importe où. Elles se trouvent entre les grosses lentilles d'orthogneiss fortement déformées, étirées voire boudinées, dans les plans de cisaillement les plus importants.

2- De quoi sont constituées précisément les biotites ?

Leur minéralogie est complexe. Elles sont constituées non seulement de biotite, mais aussi de muscovite, de silicates d'alumine (sillimanite essentiellement) et d'un peu de quartz.

Formule de la sillimanite : SiO_2 , Al_2O_3 ou $SiAl_2O_5$

3- Que représentent en fait ces biotites ?

Incluses dans la masse des orthogneiss mais présentes seulement où ils ont été très intensément cisailés et où des fluides ont circulé, on peut considérer qu'elles se sont formées à partir de ces orthogneiss dans lesquels les fluides ont conduit à la « localisation » de la déformation. Ce sont un peu comme des « reliques » d'orthogneiss à la grosse différence qu'elles ont un grain très fin, ont acquis un débit schisteux de par la nature des minéraux qui les constituent : ce sont des **orthoschistes** et leur chimie est différente de celle des orthogneiss (voir ci-dessous).

4- Quelle différence minéralogique importante existe-t-il donc entre la biotite (orthoschiste) et l'orthogneiss ?

Rappel : L'orthogneiss qui est une métagranodiorite est constitué de quartz, de feldspaths (orthose et plagioclases) et de biotite.

La biotite, elle, ne renferme plus de feldspaths. Et si le quartz est présent, ce n'est plus le quartz initial en cristaux mais de petits filonnets de quartz.

Tout se passe donc comme si au niveau des zones de cisaillement, l'orthogneiss avait perdu son quartz riche en Si et ses feldspaths riches en Ca, Na et K. Ne resterait donc en place, dans ces zones, que de la biotite associée à des petits filonnets de quartz porteurs de sillimanite et/ou de disthène, et de la muscovite.

Rappels : Pour que le quartz et les feldspaths « disparaissent par fusion », deux conditions sont nécessaires : il faut une température supérieure à 600°C et il faut de l'eau.

Or ici, les conditions de la fusion ne sont pas réunies. Donc, seuls des fluides « extérieurs » ont été susceptibles d'induire la transformation de l'orthogneiss en biotite dans les plans de fort cisaillement où ils ont pu circuler.

Remarque : Cette transformation où des éléments sont déplacés ne correspond donc pas à un simple métamorphisme où les éléments présents sont essentiellement redistribués. Ici, il s'agit d'un véritable « lessivage » ou « leaching » des éléments « solubles » contenus dans les feldspaths et le quartz par des fluides.

Les biotites, roches finales de cette transformation et qui, sur le terrain, se desquament facilement, présentent un débit schisteux. Elles peuvent être qualifiées de « orthomiaschistes ».

Ce lessivage a été quantitativement très important. On peut ainsi considérer que 10 m de granite/orthogneiss lessivés vont se réduire à 1,5 à 2 m d'orthoschistes par réduction d'épaisseur du fait de la dissolution du quartz et des feldspaths qui représentaient 85 % de l'épaisseur initiale !

5- Origine des fluides circulant dans les zones de cisaillement

Ces fluides proviendraient des sédiments péliciques, aujourd'hui profondément déformés et transformés en paragneiss, que chevauche la masse des orthogneiss. Ces sédiments sont présents à l'affleurement principalement au Sud de l'île, de part et d'autre de la Pointe du Chatelet (Plages des Sables Rouis, des Sabias - arrêt 4 - , voire plus à l'Est...), mais aussi, dans une moindre mesure au Nord (Anse du Cours du Moulin). Ces formations sédimentaires sont cependant relativement limitées en volume sur l'île et une origine plus profonde des fluides n'est pas à écarter.

Ces sédiments devaient être initialement très riches en eau. Quand ils ont été ensuite chevauchés par la masse de granodiorites avec peut-être au-dessus d'elle d'autres nappes (nappe des porphyroïdes de Saint-Gilles, nappe des schistes à glaucophane de Bois-de-Céné), ils ont été fortement comprimés, et en même temps, soumis à des conditions de T° et de P voisines de 550-600°C et 4-5 kbar. Ce sont donc des fluides chauds et sous pression qui ont été chassés dans la granodiorite chevauchante en train de s'orthogneissifier et son sill mafique.

Dans les zones de cisaillement, ces fluides chauds et sous pression, dits « supercritiques »*, ont été capables de dissoudre principalement le quartz et les feldspaths.

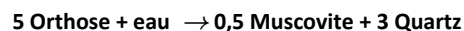
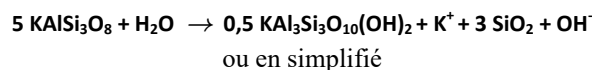
* *Qu'est-ce qu'un fluide supercritique ? On peut le vulgariser en disant que c'est un fluide presque aussi dense qu'un liquide mais qui tend à se comporter comme un gaz. Il diffuse comme un gaz à travers un solide, tout en dissolvant des matériaux sur son passage comme un liquide.*

6- Les transformations minéralogiques subies par la granodiorite : le métamorphisme allochimique

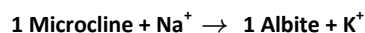
La disparition des feldspaths ou « **défeldspathisation** » est en fait très complexe (d'après le polycopié de Hervé Diot).

Elle peut se traduire schématiquement par des réactions de décalcification du plagioclase, d'albitisation du feldspath potassique et de muscovitisation des feldspaths selon les réactions suivantes :

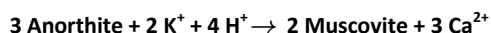
Muscovitisation du feldspath orthose avec élimination de K⁺



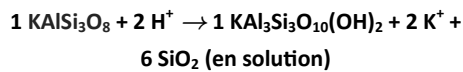
De la même manière :



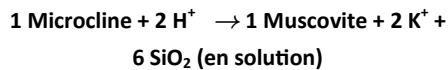
Muscovitisation du plagioclase calcique avec élimination de Ca²⁺



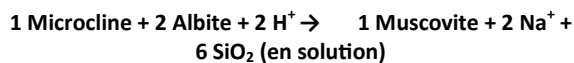
Muscovitisation du feldspath potassique et du plagioclase sodique avec élimination de K⁺ et de Na⁺



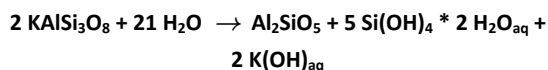
ou en simplifié



et



Les réactions formant la sillimanite + / - quartz apparaissent comme une dissolution non congruente* (voir définitions ci-dessous) des feldspaths K associée à un fluide et conduisant à l'élimination sélective de potassium et de silice suivant la réaction :



avec Al₂SiO₅ = sillimanite ou disthène (silicate d'alumine)

*** Définitions :**

Dissolution congruente : dissolution complète d'un minéral sans réprécipitation ultérieure d'autres minéraux (tous les ions présents dans le minéral se retrouvent en solution).

Dissolution incongruente : certains ions du minéral passés en solution se recombinaient pour former des minéraux secondaires qui précipitent (tous les ions du minéral d'origine ne se retrouvent donc pas en solution).

Il s'opère par conséquent dans ces zones de cisaillement, véritables couloirs de déformation, de faiblesse, un véritable lessivage ou « leaching » du potassium, du sodium, du calcium et du silicium lié à la disparition des feldspaths et du quartz.

Et tout cela est exporté par les fluides hors du système. Puisqu'il y a variation du chimisme, on peut alors véritablement parler de métamorphisme allochimique* ou de métasomatose*.

*** Définition :**

Le métamorphisme allochimique ou métasomatose est une transformation minéralogique de la roche avec changement de sa composition chimique, par apport ou départ de fluides notamment. Il s'oppose au métamorphisme topochimique ou isochimique qui se produit lui à composition chimique constante, à l'exception de perte d'H₂O ou de CO₂.

Seuls restent sur place la biotite initiale qui recristallise, la muscovite formée à partir des plagioclases et l'aluminium.

Ce dernier, plus difficile à déplacer, participe ensuite en association avec la silice dissoute à la formation des silicates d'alumine et donc à l'enrichissement en sillimanite et/ou disthène.

À l'inverse, là où la granodiorite a été la moins déformée, en quelque sorte « à l'abri » des contraintes les plus fortes, zones aujourd'hui représentées par le cœur des grosses lentilles d'orthogneiss, les cristaux de quartz et de feldspaths sont devenus plus ductiles à des températures de l'ordre de 550-600°C et se sont étirés ; la granodiorite s'est métamorphisée en orthogneiss typique.

L'eau est donc un élément important durant ce métamorphisme allochimique ou métasomatose car :

- elle est un vecteur de chaleur,
- elle est un vecteur de matière,

et on le verra au dernier arrêt,

- elle diminue le point de fusion des roches qui peuvent atteindre plus tôt l'état fondu (anatexie).

7- Par où s'échappent ensuite ces fluides de lessivage ?

Pour la plus grande partie, ils vont circuler dans les zones de cisaillement. C'est la première voie de migration des fluides.

Mais en observant bien la lentille d'orthogneiss au toit de la grotte (voir photo p. 78 et photo p. 81), on constate que cette dernière est traversée par des filons de quartz verticaux donc sécants par rapport à la foliation de l'orthogneiss et à l'orientation générale de la lentille. Et comme par hasard, ces filons naissent au niveau même de la zone de cisaillement constituée de biotites.

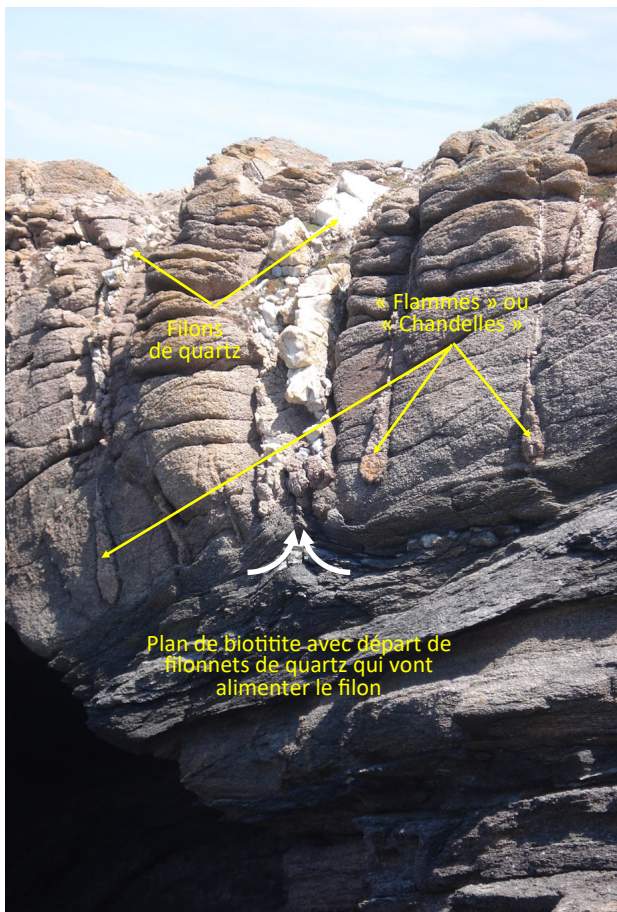
Or, rappel, les fluides sont riches en silice dissoute.

Ces filons de quartz matérialisent donc une deuxième voie de migration des fluides mais cette fois-ci au sein même des lentilles d'orthogneiss par fracturation hydraulique.

On observe aussi, disposées parallèlement aux filons de quartz, comme des « flammes », des « chandelles » verticales, dilatées à la base près de la zone de cisaillement et effilées vers le haut. À leur niveau, l'orthogneiss a été chloritisé (chloritisation de la biotite par circulation d'eau) et silicifié.

Ces « flammes » ou « chandelles » représentent une troisième voie possible de circulation des fluides au sein même des lentilles d'orthogneiss comme les filons de quartz précédents.

Ces filons de quartz et ces chandelles n'étant pas déformés, cela implique que la circulation des fluides s'est poursuivie après la déformation cisailante majeure de l'orthogneiss où la déformation se localise via les fluides (biotites).



Les 3 voies de migration des fluides supercritiques

Première voie : entre les lentilles d'orthogneiss, dans les plans de cisaillement

Les deux autres : au travers des lentilles d'orthogneiss, par les filons de quartz et les « chandelles »

Arrêt 4 : Plage des Sabias - Pique-nique



1- Description de l'affleurement

On peut remarquer ici que le filon d'amphibolite que l'on a observé à l'arrêt 2 se retrouve inséré entre l'orthogneiss et des paragneiss. Il occupe donc une position différente. À l'arrêt 2, il était placé au sein même des orthogneiss.



Orthogneiss chevauchant les paragneiss

Les paragneiss sombres de la base sont relativement riches en filonnets de quartz très plissotés. On peut y trouver de la staurotide bien rouge et des grenats.

Quant à l'orthogneiss, extrêmement cisailé, il renferme de nombreux filons d'aplite surtout bien développés une dizaine de mètres plus au Sud. Ces filons d'aplite, épais, parallèles aux plans de cisaillement et à la foliation de l'orthogneiss, sont intensément plissés et boudinés (voir la photo ci-dessous) ce qui implique que les cristaux de quartz et surtout de feldspath qu'ils renferment étaient ductiles au moment de la déformation et que ces filons devaient se trouver à des températures relativement élevées, de l'ordre de 550 à 600°C pour permettre la ductilité des feldspaths (voir arrêt suivant).

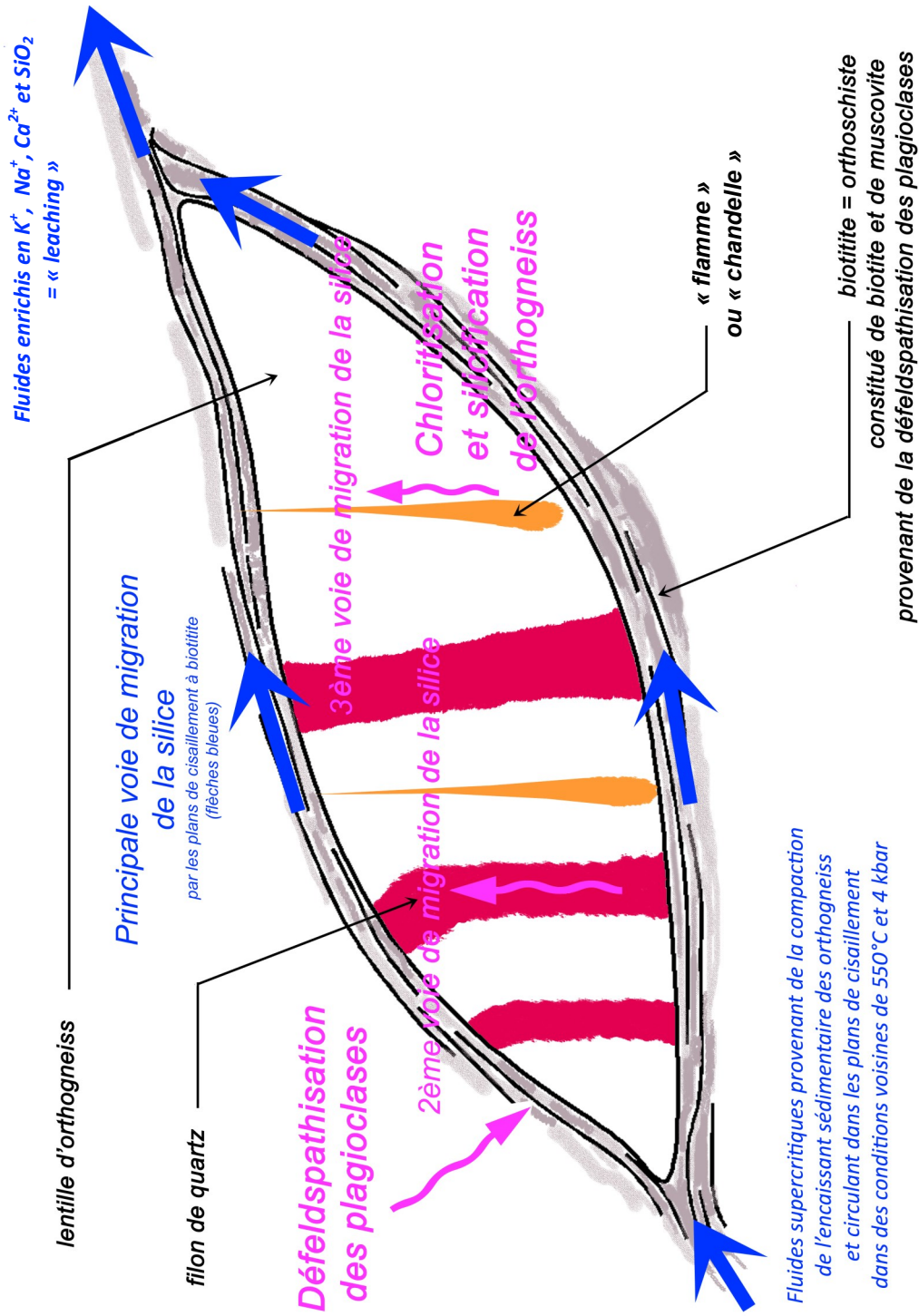


Filons d'aplite boudinés

Rappel : différence entre orthogneiss et paragneiss

Un orthogneiss, comme on l'a dit page 73, dérive, par métamorphisme, d'une roche magmatique, le plus souvent acide comme par exemple un granite. Au cours de la déformation ductile, à une température supérieure au domaine de ductilité du quartz (~400°), ce granite ou une granodiorite va acquérir une foliation, surface d'aplatissement pour les minéraux comme le quartz mais aussi pour les micas qui se réorientent dans ce plan.

Un paragneiss, lui, dérive au contraire par métamorphisme d'une roche sédimentaire. Et la foliation qu'il présente peut traduire les alternances lithologiques du litage sédimentaire de la roche originelle.



Les trois voies de circulation des fluides supercritiques dans l'orthogneiss

2- Minéralogie des paragneiss

Les paragneiss de ces zones de cisaillement présentent une richesse minéralogique extraordinaire.

On y a découvert par exemple un paragneiss à cordiérite-gédrite contenant un phosphate de magnésium et de fluor rare : la wagnérite de formule Mg_2PO_4F (Pitra et al., 2008).

La cordiérite est un tectosilicate de formule $Al_3Mg_2AlSi_5O_{18}$. C'est un minéral de métamorphisme plutôt de HT.

La gédrite (de Gèdre dans les Hautes-Pyrénées : nouvelle Commune de Gavarnie-Gèdre) est une ortho - amphibole de formule $[(Si_6Al_2)O_{22}] (Mg,Fe)_5 Al_2 (OH)_2$. C'est un minéral asbestiforme c'est-à-dire fibreux utilisé dans l'industrie comme amiante. Comme le montre sa formule chimique, c'est un minéral riche en Al, Fe et Mg et relativement pauvre en Si.



Gédrite (Échantillon Hervé Diot)



Gédrite - Face polie (Échantillon Hervé Diot)

Ces paragneiss à cordiérite-gédrite pourraient tout à fait correspondre à une transformation métamorphique de la paragenèse initiale à staurotide-biotite. En effet, comme le montre le diagramme P-T ci-contre (figure 9), le domaine de stabilité de la staurotide, représenté en rose saumoné, se situe approximativement entre 550 et 850°C pour un intervalle de pression compris entre 2 et 13 kbar. En revanche, celui de la cordiérite est situé juste au-dessous, c'est-à-dire à plus basse pression, et s'étend plus largement vers les hautes températures.

C'est bien connu que la cordiérite est un minéral de HT et BP et de plus, un excellent thermobaromètre.

Pour que la staurotide de la paragenèse initiale se transforme en cordiérite, il faut donc une diminution de la pression sans perte notable de température, de l'ordre de 700-800°C.

On constate alors que lorsque cette réaction se réalise, on est au voisinage du liquidus du granite hydraté et donc de la fusion commençante, de l'anatexie. Y a-t-il eu fusion ici ?

L'analyse pétrographique de ces paragneiss à cordiérite-gédrite a également montré que le caractère grossier du grain et l'absence d'orientation claire pouvaient être liés à une circulation importante de fluides.

Et comme l'analyse chimique de ces mêmes paragneiss a mis en évidence un appauvrissement en Na, K et Ca corrélié à un enrichissement en Al, Mg et Fe, il semble évident que ce sont les fluides aqueux, supercritiques qui ont provoqué le départ de ces éléments avec un peu de silice.

Les paragneiss à cordiérite-gédrite et wagnérite peuvent donc être considérés comme le résultat d'une altération par métasomatose, « leaching ». Par ailleurs, ils ont subi les mêmes déformations que les orthogneiss qui les chevauchent mais avec des modalités différentes en raison des différences rhéologiques des faciès impliqués dans la déformation.

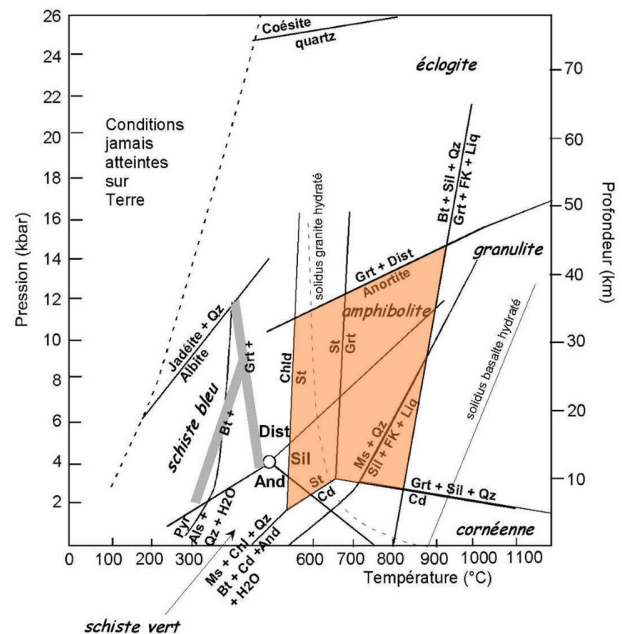


Figure 9 : Diagramme P-T

St = staurotide Cld = cordiérite

Attention ! Ne pas confondre le solidus basalte hydraté avec le solidus granite hydraté !

Arrêt 5 : Plage des Sables Rouis et au-delà

Ici, sont bien exposés en bas de falaise et sur l'estran des paragneiss reconnaissables à leur couleur sombre parce que riches en biotite.

Ils sont chevauchés par les orthogneiss plus clairs qui forment l'essentiel de la masse de la falaise.



Nord de la plage des Sables Rouis
Paragneiss sombres en bas de falaise et sur l'estran et orthogneiss diaclasé en falaise

1- Les paragneiss

Ce sont en fait les mêmes paragneiss (ou métapélites) que ceux rencontrés à la plage des Sabias (arrêt précédent), de l'autre côté de la Pointe du Chatelet.

On les retrouve aussi en lambeaux tout le long de la côte Sud-Est de l'île (la « côte sauvage ») en position anticlinale jusqu'à l'Anse des Vieilles (voir figure 10).

Il s'agit donc d'une formation paragneissique de grande étendue qu'Hervé Diot a nommée « Complexe paradérivé ».

Ces affleurements de paragneiss ne sont pas simplement des petites enclaves isolées, disséminées dans l'orthogneiss comme le pensaient B. Semelin et J. Marchand (1984).

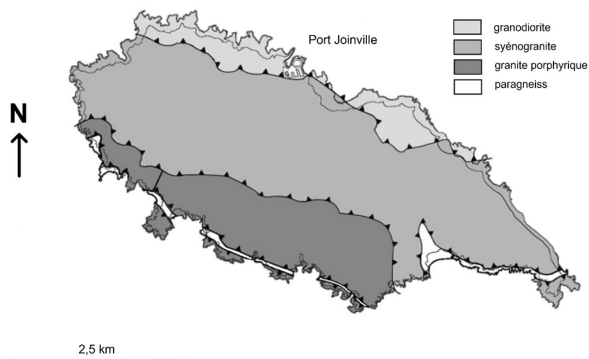
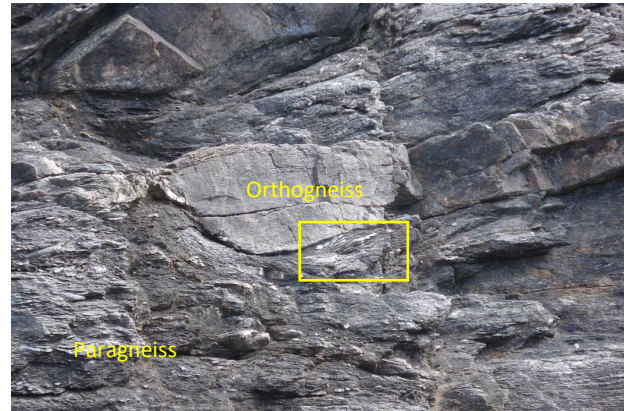


Figure 10 : Carte géologique simplifiée de l'île d'Yeu montrant l'extension du Complexe paradérivé (= paragneiss)

Sur la plage des Sables Rouis, les paragneiss sont intensément plissés, plis souvent soulignés par les niveaux de quartz blanc qu'ils renferment.

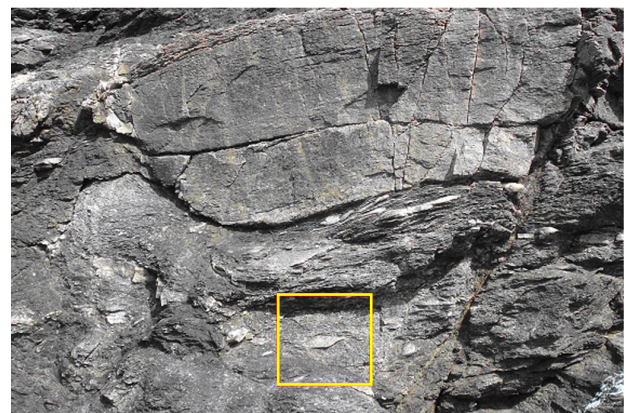
Ils englobent par endroits des blocs ou plutôt des filons de granite/orthogneiss, plus compétents, qui ont réagi à la déformation en se diaclasant.



Paragneiss intensément plissé sous un boudin d'orthogneiss



Détail du cadre de la photo précédente
La déformation du paragneiss, très incompetent, est soulignée par les plis d'entraînement asymétriques des petits filonnets de quartz avec charnières « gonflées ».



« Sigmoïde »
Sur la photo ci-dessus, dans le cadre jaune, sous les plis d'entraînement précédents, présence d'un beau « sigmoïde » de quartz indiquant un cisaillement top vers le Sud et qui pourrait faire penser à un galet.



Paragneiss plissé



Plis dans un paragneiss mais à grain plus fin

La formation des paragneiss renferme également à sa base des niveaux conglomératiques, « conglomérats constitués soit de galets de quartz soit de galets de granite (= granodiorite non déformée) enchâssés dans une matrice pélitique métamorphisée à biotite ».

Au sein des paragneiss, on aurait pu également observer un niveau verdâtre d'amphibolites, amphibolites à relier à celles du sill déjà évoqué à l'arrêt 2 et qui ont été lessivées... et qui ont changé de chimisme.

a) Origine de ces paragneiss

Les paragneiss du « Complexe paradérivé » proviennent donc par métamorphisme de sédiments de lithologie variée : pélites surtout mais aussi dolomies, marnes dolomitiques, conglomérats...

Mais ce qui fait leur originalité, c'est leur richesse en minéraux alumineux dans les niveaux pélitiques : staurotide, sillimanite, andalousite, cordiérite, disthène... ce qui leur a valu le nom d' « enclaves hyperalumineuses » (B. Semelin et J. Marchand - 1984).

Ces enclaves ou plutôt ces paragneiss et orthogneiss associés sont ainsi « hyperalumineux » uniquement par transformation métasomatique comme nous l'avons déjà évoqué plus haut.

b) Minéraux métamorphiques et conditions du métamorphisme des paragneiss

En descendant la falaise, on peut trouver dans ces paragneiss :

- de gros cristaux trapus, brun sombre de cordiérite ($(\text{Fe,Mg})_2\text{Al}_3(\text{AlSi}_5\text{O}_8)$) plus ou moins pinitisée, souvent rassemblés en nodules dans les charnières de plis,



Gros cristal de cordiérite à section hexagonale

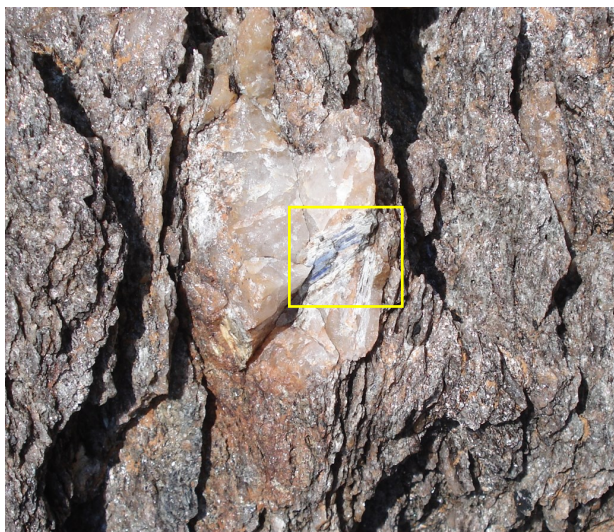


Nodule de cordiérite pinitisée dans une charnière de pli



Idem

- des cristaux aplatis, en baguette et de couleur bleue de disthène Al_2SiO_5 plus ou moins transformé en sillimanite blanche (son polymorphe).



Baguette de disthène dans une charnière de quartz

- on aurait pu trouver aussi de la staurotide de formule $([SiO_4]Al_2O)_2Fe(OH)_2$.

Si l'on examine le diagramme P-T ci-contre (figure 11) qui représente les domaines de stabilité des minéraux alumineux précédents, on constate que la présence quasi-

simultanée du disthène, de la sillimanite, de l'andalou-site, de la cordiérite et de la staurotide implique des conditions de température de l'ordre de 550-600°C et de pression voisines de 3 à 4 kbar.

On est en fait au voisinage du point triple des 3 polymorphes : disthène, sillimanite et andalousite. On est dans le faciès amphibolite.

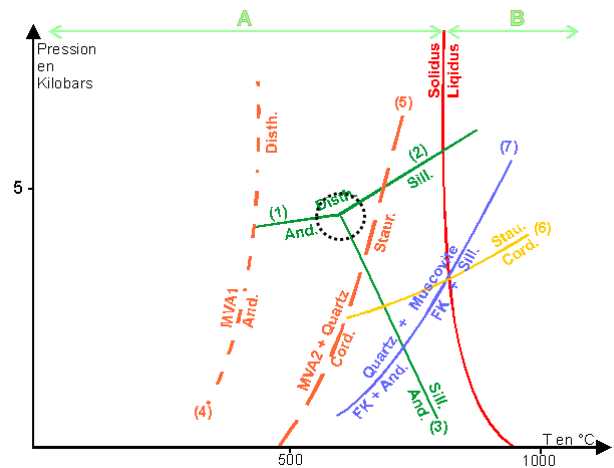


Figure 11 : Domaines de stabilité pour les minéraux des roches métapélitiques

MVA : argiles And : Andalousite Disth : Disthène
Sill : Sillimanite Cord : Cordiérite Stau : Staurotide
FK : Feldspath potassique

- Courbe Solidus du granite hydraté : début de fusion partielle (anatéxie)
- Point triple des 3 polymorphes : And, Disth et Sill

Comme on l'a déjà dit, du fait de leur extension, les paragneiss ne sont pas de simples « enclaves hyperalumineuses » dispersées au sein de la masse des orthogneiss.

Ces paragneiss représentent en fait l'encaissant même des orthogneiss.

Il s'agit par conséquent d'une véritable formation sédimentaire qui pourrait être :

- ou bien celle dans laquelle s'est mis en place le protolithe de la granodiorite il y a 530 Ma et donc d'âge anté-Cambrien,
- voire une formation sédimentaire au toit de la granodiorite érodée puisqu'elle contient des conglomérats issus même de l'altération de cette dernière (ce qui implique que la granodiorite était à la surface) et qui a été chevauchée lors des épisodes de raccourcissement associés à l'orogénèse varisque.

Une deuxième observation sur le terrain permet d'avoir une idée de la température à laquelle a eu lieu ce métamorphisme.

Les paragneiss sont en effet relativement riches en filonnets de quartz très plissotés.

Le quartz est donc passé dans le domaine ductile pour se déformer ainsi plastiquement, s'étirer en rubans qui vont aussi se plisser.

Pour rendre le quartz ductile, il faut une température supérieure à 400°C. L'eau bien présente dans les paragneiss comme nous l'avons vu, abaissera même cette température.

Le feldspath est lui plus résistant à la déformation ; il ne devient ductile que pour des températures de l'ordre de 550-600°C.

L'arrêt précédent de la plage des Sabias a montré que les filons d'aplite inclus dans les paragneiss sont intensément plissés.

On peut donc estimer la température du métamorphisme, d'après l'observation de la déformation des minéraux, dans une fourchette entre 400 et 600°C.

2- Les orthogneiss de la croûte chevauchante

Ici encore, ils présentent un débit net en forme de lentilles, de ballons de rugby plus ou moins volumineux comme entr'aperçu aux arrêts précédents.

Sur les deux photos suivantes, on voit très bien, entre les lentilles d'orthogneiss, les niveaux très sombres de biotitite, peu épais (quelques centimètres d'épaisseur), presque noirs.

Lorsqu'ils sont à l'affleurement, ils forment de véritables surfaces planes ou légèrement bombées, lisses, dans la foliation de l'orthogneiss.



Débit en grosses lentilles vers la plage de Ker Daniau (Nord de la plage des Sables Rouis)

À droite, deux gros ballons de rugby d'orthogneiss superposés et séparés par un niveau à biotitite dans le plan du cisaillement. Ils ont été ultérieurement diaclasés.



Surface noire de biotitite entre deux lentilles d'orthogneiss

Sur toute la hauteur de la falaise, ces niveaux à biotitite s'anastomosent formant un véritable lacis.

L'orthogneiss est à gros grains. Il renferme de nombreuses inclusions basiques de forme plutôt ovoïde.

On peut également y trouver du disthène.



Enclave basique ovoïde dans un orthogneiss à gros cristaux



Cristal de disthène dans un filonnet de quartz issu des transformations métasomatiques dans l'orthogneiss

Conclusion :

Les orthogneiss et les paragneiss ont subi les mêmes déformations cisaillantes à peu près dans les mêmes conditions de T° et de P, voisines du point triple des silicates même si localement, la fusion anatectique a pu être atteinte (voir arrêt 6).

Les premiers présentent souvent des quartz en lentilles fuselées, preuve que la granodiorite, passée à l'état ductile, a été intensément cisaillée, étirée à chaud. Les seconds ont aussi été intensément déformés ductilement (faux galets de quartz) et plissés.

Leurs plans de foliation coïncident plus ou moins et se superposent aux grands plans de cisaillement.

Tout cela ne peut relever que d'une seule et même cause : c'est la même déformation à valeur régionale (cisaillement top vers le Sud) qui a transformé le protolithe de l'orthogneiss (granodiorite et granites) et le protolithe sédimentaire respectivement en orthogneiss et paragneiss.

Pour Hervé Diot, cette série sédimentaire peut être interprétée dans son ensemble comme l'encaissant propre du protolithe des orthogneiss (granodiorite, granites), voire comme étant issue du démantèlement de ce protolithe et non pas comme une enclave dans celui-ci.

Compte tenu des cisaillements et de l'épaississement crustal associé à la phase d'orthogneissification, il est concevable que la masse des orthogneiss soit venue chevaucher son propre toit lors de l'épaississement crustal à vergence Sud. La proportion très importante de niveaux surmicacés dans cette série sédimentaire a pu jouer le rôle de couche savon lors de ce chevauchement.

Arrêt 6 : Le vieux château



Le vieux château

Du fait de l'existence d'une zone de décrochement située à l'Ouest du Château, vers l'Anse du Jar, ce qu'on va observer ici correspond à ce qu'on pourrait observer au large de la Pointe du Châtelet.

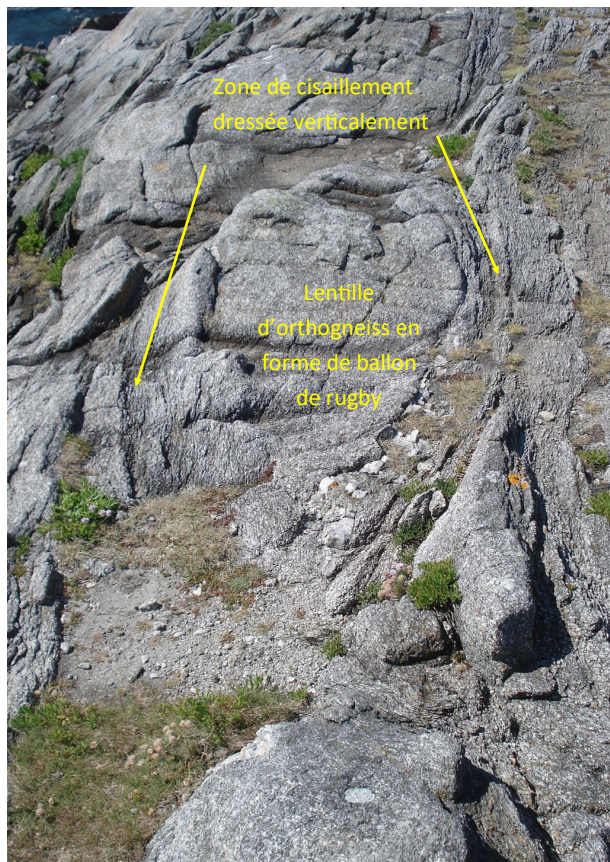
1- Description de l'affleurement

La surface observée sur la photo ci-dessous est découpée en grosses lentilles d'orthogneiss mais ici vues en coupe transversale.



Cela est vérifié quand on examine les zones de cisaillement qui la délimitent. Moins riches en biotites qu'à la plage des Sables Rouis, ces zones de cisaillement mon-

trent un pendage pratiquement vertical. En certains endroits, elles forment même comme de véritables « lames de rasoir » en relief sur lesquelles il est difficile de marcher sans se tordre la cheville.



C'est une observation qu'on peut d'ailleurs généraliser ; l'orthogneiss se « verticalise » au Sud de l'île, selon une direction N110° depuis l'extrémité Sud de la Pointe du Châtelet, près du Calvaire des Marins jusqu'à l'Anse des Sous.

C'est cette particularité qui, entre autres, a valu à ce secteur méridional de l'île la dénomination de « Série verticale du Port de la Meule », nom donné par G. Mathieu (1945).

Il s'agit d'une large zone de cisaillement, subverticale, jouant en senestre et qui vient se surimposer à la déformation en chevauchement N-S qu'on a rencontrée tout au long de la journée (voir figure 12 ci-dessous). Ce cisaillement serait daté du Carbonifère supérieur, aux alentours de 300 Ma.

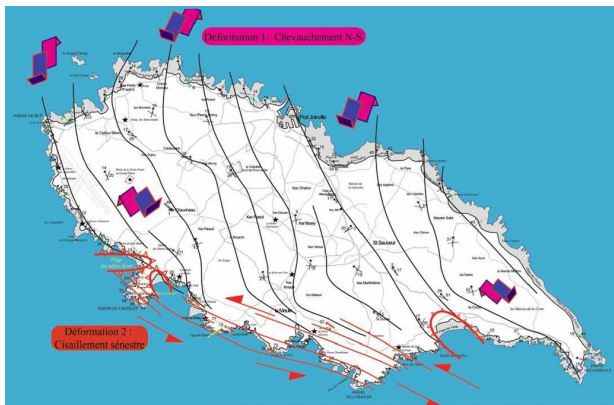


Figure 12 : Carte des déformations (Document Hervé Diot)
 Bien remarquer au Sud-Ouest de l'île (déformation 2) le sens opposé des flèches traduisant le cisaillement senestre.

Dans les zones de cisaillement, là où l'orthogneiss a été intensément déformé, on peut observer de gros grenats centimétriques, en relief sur l'affleurement du fait de leur dureté.



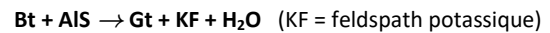
Grenat en relief



Orthogneiss à grenat

Autour des zones à grenat, la biotite est plus ou moins abondante, voire absente.

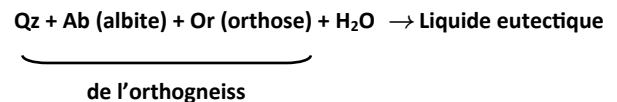
Cela s'explique de la façon suivante : c'est la biotite (Bt) qui s'est en fait transformée en grenat (Gt) en réagissant avec un silicate d'alumine (AIS) selon l'équation chimique :



C'est une réaction métamorphique de déstabilisation de la biotite que l'on peut en effet observer dans la formation de certaines granulites. Selon la pression et le chimisme initial, le produit de la réaction sera la cordiérite (plutôt à basse pression) ou le grenat (à plus haute pression).

Le point important à noter est que la biotite est un minéral hydroxylé, qui contient de l'eau alors que le grenat est un minéral anhydre. Cette réaction libère par conséquent de l'eau.

Cette eau va en effet rester sur place, dans l'orthogneiss, et provoquer la fusion d'un peu de son quartz et de ses feldspaths selon la réaction :



Le feldspath potassique KF issu de la réaction :



passera directement dans la phase fondue. Le grenat, quant à lui, a valeur de « restite », c'est-à-dire de résidu réfractaire à la fusion.

Il y a donc fusion partielle (anatexie) et très localisée de l'orthogneiss grâce à la déshydratation de la biotite. Les géologues parlent de fusion - déshydratation de la biotite ou encore de « fusion - fluide absent ».

Le liquide de fusion ne va pas se séparer de la phase restée solide : il n'y a pas de ségrégation liquide-solide bien visible ici. Il va ensuite refroidir sur place pour donner des petits amas de pegmatite.



Pegmatite dans l'orthogneiss

Toutefois, ce liquide peut migrer et donner de la pegmatite riche en cordiérite. Et dans ces secteurs, des concentrations de silicates d'alumine vont former des « poches » de belle taille où sillimanite, andalousite et disthène plus cordiérite vont coexister.

Cette partie de l'île est donc très riche en ces minéraux de métamorphisme.



Boule de sillimanite

Les filons métasomatiques de sillimanite sont issus de biotitites reprises dans le domaine vertical du Sud de l'île où la migmatitisation apparaît.



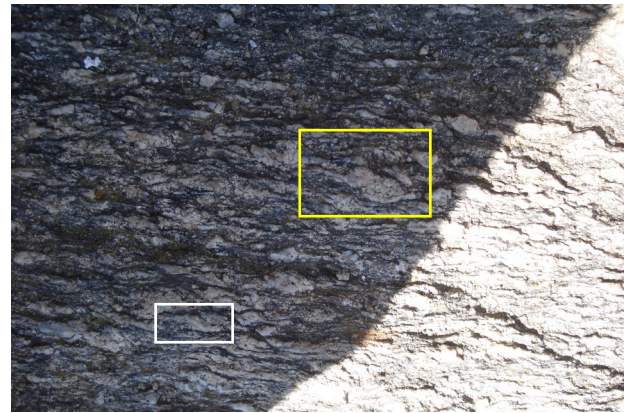
**Galet renfermant une association de sillimanite blanche, de disthène bleu et d'andalousite rose
(Échantillon Hervé Diot)**

2- Complexité de la « Série verticale »

Le Port de La Meule appartient à la « Série verticale » du Sud de l'île.

Dans l'orthogneiss du Port de La Meule, près du phare, les cristaux de feldspath sont très étirés (photo ci-dessous).

Certains montrent de façon évidente deux queues traduisant un cisaillement dextre d'orientation Est-Ouest (cadre jaune) et d'autres, deux queues traduisant au contraire un cisaillement senestre toujours de direction Est-Ouest (cadre blanc).



Asymétries opposées des cristaux de feldspath

En d'autres points de la « Série verticale », les asymétries sont au contraire identiques et indiquent un cisaillement senestre.

3- Interprétation

La « Série verticale » est en fait une zone intensément plissée, qui a donc été fortement comprimée verticalement selon une direction Nord-Sud, et en même temps cisailée en senestre selon une direction Est-Ouest.

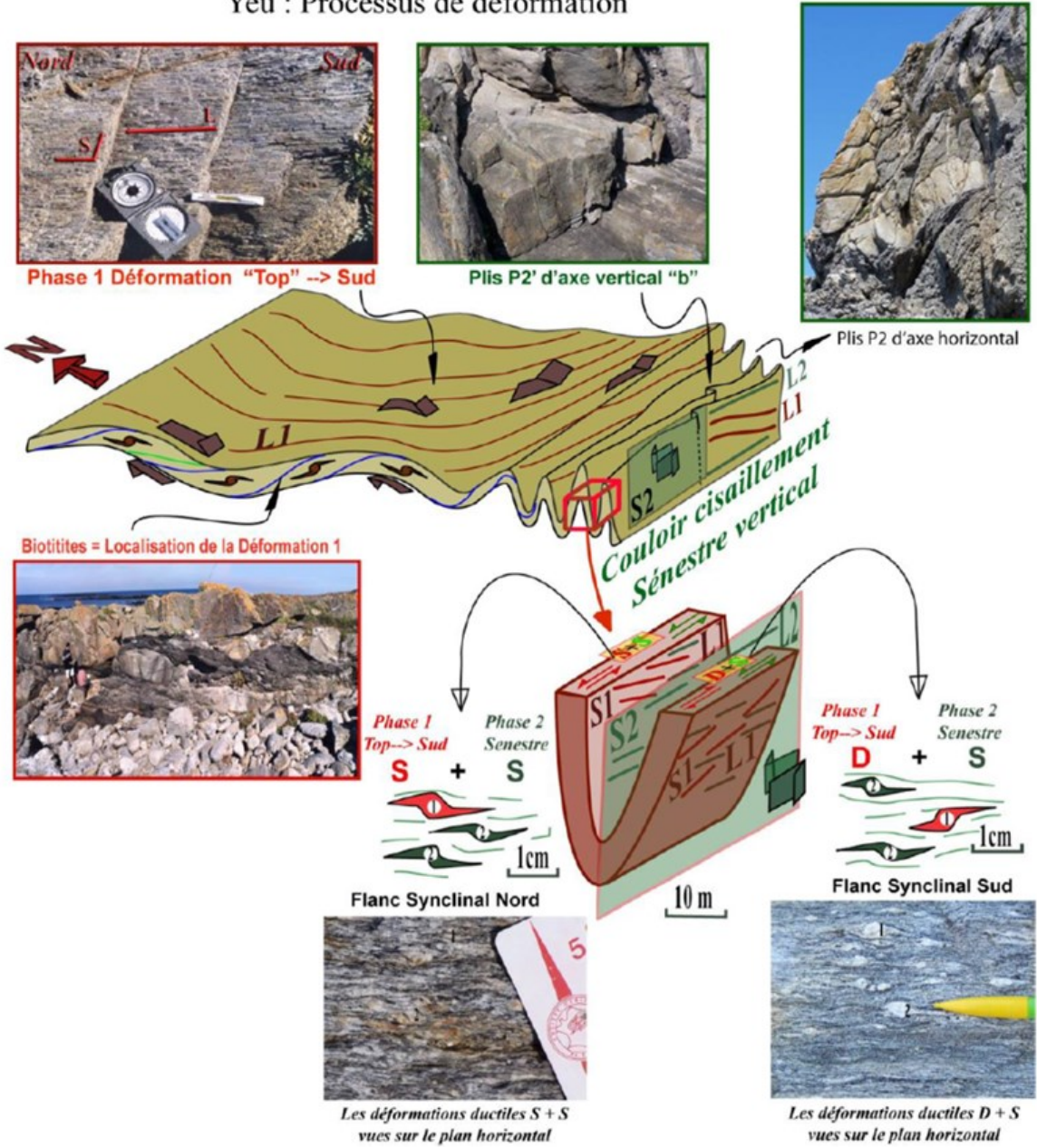
À la première déformation (phase 1) responsable de la linéation L1 et du cisaillement top vers le Sud observés à l'arrêt 1 (voir pages 72 et 73) et qui a intéressé l'ensemble de l'île, a donc succédé une deuxième déformation (phase 2), avec plissement vertical et cisaillement senestre, qui elle, n'a affecté que sa partie Sud.

Considérons ce qui va se passer dans le cube rouge (document page 91) c'est-à-dire au niveau d'un synforme au Sud de l'île et qui va être cisailé de manière senestre selon le plan vertical S2.

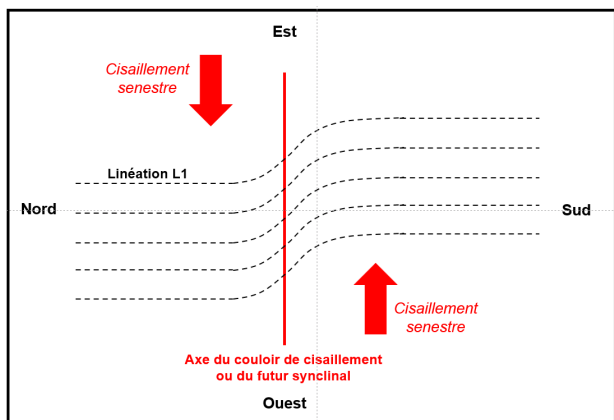
Raisonnons dans un premier temps dans un plan, sans faire intervenir le plissement en synclinal.

Du fait du cisaillement Est-Ouest vertical, la linéation L1 des orthogneiss va être déformée au niveau du couloir de cisaillement comme le montre le schéma en haut de la page 92.

Yeu : Processus de déformation



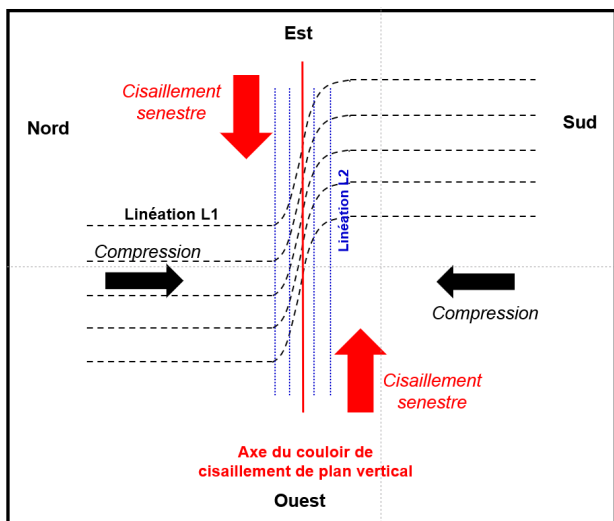
Processus de déformation sur l'Île d'Yeu
(Document Hervé Diot)



La linéation L1 peut se paralléliser à l'axe du couloir de cisaillement pour un fort cisaillement senestre

À ce stade la linéation L1 va être déviée vers une direction NO-SE. Si le cisaillement est intense, la linéation L1 peut même se paralléliser à l'axe du couloir de cisaillement.

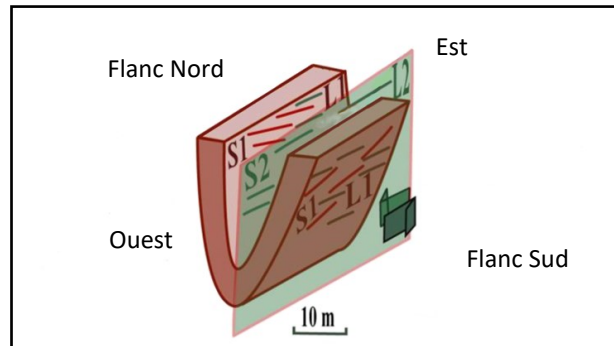
En fait, dans le même temps, ce cisaillement senestre est accompagné d'une compression Nord-Sud ce qui induit un nouveau plan de foliation et des plis d'axe Est-Ouest subhorizontaux dans le cisaillement vertical. Cela va se traduire par l'apparition d'une nouvelle linéation d'étirement L2 sur les flancs des plis qui se confond ou est très proche de la linéation L1 d'où la difficulté d'interprétation des structures consécutives aux deux déformations : le cisaillement top vers le Sud puis le cisaillement vertical senestre.



Linéations L1 et L2 pratiquement confondues au niveau du couloir de cisaillement

Si on plisse la figure ci-dessus pour reproduire le synclinal issu de la compression, on constate alors que la linéation L1 est déviée en plongeant vers l'Est sur le flanc Nord du synclinal. Et si le cisaillement senestre vertical est important, elle va même avoir tendance à se paralléliser à l'axe du synclinal et à s'horizontaliser.

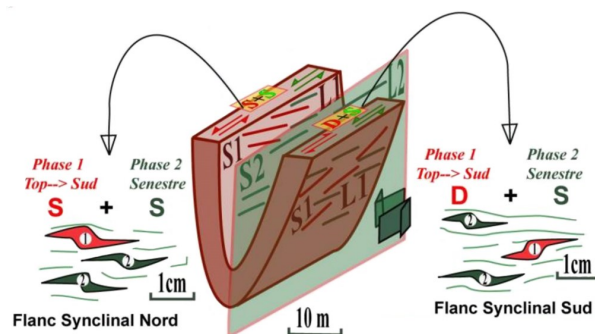
Sur le flanc Sud du synclinal, ce sera la même chose à l'exception près que son plongement se fera légèrement vers l'Ouest.



Plongement de la L1 vers l'Est sur le flanc Nord et vers l'Ouest sur le flanc Sud

La L1 est représentée en marron, la L2 en vert.

La superposition des structures 1 et des structures 2 sur les flancs des plis successifs conduit ainsi à des asymétries parfois opposées, soulignant des sens de cisaillement soit identiques, soit opposés selon les flancs des replis observés (voir page 91 et ci-dessous) :



- sur les flancs Nord, toutes les asymétries sont identiques et soulignent un sens de cisaillement général senestre (phases 1 et 2 senestres),
- sur les flancs Sud, elles sont au contraire opposées, dextre (phase 1) et senestre (phase 2).

Cette large zone de cisaillement subverticale semble ainsi jouer en senestre selon la direction N110°, de la Pointe du Chatelet à l'Anse des Sous.

Au Port de la Meule, on doit se trouver sur le flanc Sud d'un pli synclinal.

4- Âge de la déformation ductile par la méthode K-Ar et ³⁹Ar/⁴⁰Ar (Valérie Bosse)

Afin de répondre à la question de l'âge des transformations métamorphiques, deux échantillons types ont été analysés, hors du couloir de migmatitisation à l'Est du Vieux Château - La Meule : il s'agit d'un échantillon d'amphibolite prélevé près des pistes de l'aéroport et de biotites prélevées dans le « Complexe paradérivé » riche en biotite des Sables Rouis.

Les analyses ont porté sur les minéraux séparés, amphibole et biotite.

L'amphibole donne un âge plateau de 300,2 ± 3,0 Ma (figure 13). Chaque rectangle correspond à une étape de dégazage. Il est d'autant plus large que la quantité d'argon 39 est importante. Cet âge doit correspondre à la fermeture du système K-Ar dans l'amphibole qui se fait aux alentours de 500-550 °C.

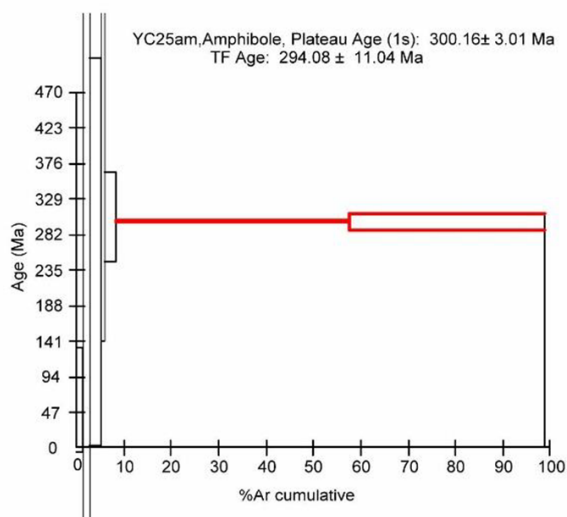


Figure 13 : Âge plateau de l'amphibole

Pour la biotite, l'âge plateau est très bien défini à $290,2 \pm 4,2$ Ma (figure 14). La température de fermeture du minéral est beaucoup plus basse, vers $300\text{ }^{\circ}\text{C}$.

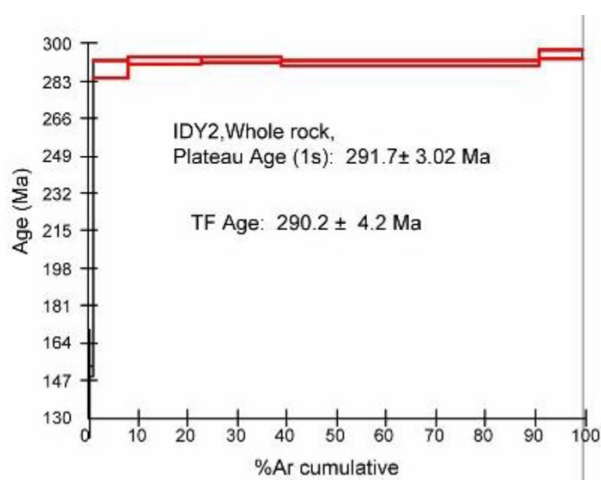


Figure 14 : Âge plateau de la biotite

Ces âges correspondent donc à la fermeture des systèmes mais n'ont pas de rapport précis avec les phases de déformation. Ils signifient que les amphibolites de l'aéroport étaient à $500/550\text{ }^{\circ}\text{C}$ à 300 Ma et les biotites à environ $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ vers 290 Ma. Il s'agit d'un âge tout à fait compatible avec les âges de refroidissement vers 310 Ma de Goujou (1992).

L'âge réel de la déformation ductile (orthogneissification des granites) peut être estimé à partir des informations recueillies sur le continent et il convient alors d'interpréter les différentes phases qui se sont succédé en Vendée littorale.

L'événement ductile majeur (orthogneissification) reconnu au Sud des Sables d'Olonne par Cannat et Bouchez (1986) précède en termes de déformation la mise en place des nappes à vergence Ouest non visibles sur l'Île d'Yeu, ainsi que la migmatisation et la mise en place du granite des Sables d'Olonne (encore appelé « granite du Puits d'Enfer ») visible au Nord de La Chaume (Anse de Chaillé) et qui reprend le faciès orthogneissifié.

Cette mise en place des nappes ou exhumation des roches de HP (Bois-de-Céné - Île Dumet - Groix) est datée du Dévonien moyen (Faure 1987, in Béchenec *et al.* 2008).

L'épisode épaississant qui précède, responsable du métamorphisme de HP au sein du Complexe des Essarts - Mervent pourrait tout à fait correspondre à l'orthogneissification des granites de l'Île d'Yeu - Noirmoutier - Estuaire de la Vilaine. Ce métamorphisme de HP a été daté à 395 ± 6 Ma donc de l'Eifelien (Dévonien moyen) par la méthode Th- U/Pb sur monazite sur des paragneiss et orthogneiss de l'Unité des Essarts (V. Bosse *et al.* (2024).

Certains faciès de granite du Bas-Bocage (Aizenay - 335 ± 5 Ma) enclavent également des orthogneiss qui pourraient se rattacher à cet épisode.

On peut aussi comparer les âges de ces déformations avec celles à vergence Sud au sein des nappes du Sud du Massif Central (Saint-Sernin-sur-Rance, Saint-Salvi-de-Carcavès) vers 380 Ma (?) suivies à 350 Ma, par une déformation vers l'Ouest au sein de ces mêmes nappes (Faure *et al.*, 2009).

Chronologie possible des événements

Orogenèse cadomienne avec :

1- Mise en place du massif granodioritique de l'Île d'Yeu - Noirmoutier - Les Sables d'Olonne à la fin de l'orogénèse cadomienne, à 530 Ma, en profondeur (5-10 km) dans un encaissant d'âge Briovérien.

Dans quel contexte : extension post-orogénique, volcanisme d'arc ?

2- Érosion de la chaîne cadomienne et mise à l'affleurement du massif granodioritique et de son encaissant au Cambrien moyen.

3- Érosion du massif granodioritique et de son encaissant.

On serait peut-être alors, à la fin du Cambrien et début de l'Ordovicien, en bordure du rift continental qui va donner naissance à l'Océan Centralien, entre l'ensemble Ibéria - Armorica - Massif Central au Nord et le Proto-Gondwana au Sud.

En Vendée, ce rifting se manifeste par le volcanisme bimodal au niveau du Synclinal de Chantonnay et du Bas-Bocage vendéen.

4- Océanisation = formation de l'Océan Centralien. La marge Nord du Proto-Gondwana qui comprendrait le massif granodioritique de l'Île d'Yeu - Noirmoutier - Les Sables d'Olonne est ainsi débitée en blocs basculés qui reçoivent des sédiments syn- puis post-rift. Ils pourraient constituer l'encaissant futur des orthogneiss de l'Île d'Yeu - Noirmoutier - Les Sables d'Olonne.

5- Fermeture de l'Océan Centralien, l'unité de HP des Essarts en étant la suture actuelle, au début du Dévonien par subduction de la marge Nord du Proto-Gondwana sous la plaque Ibéria - Armorica - Massif Central : éclostisation de la croûte océanique à 395 ± 6 Ma en Vendée (V. Bosse et Gaston Godard - 2024) et entre 420 et 400 Ma dans le Bas-Limousin.

6- Orogenèse varisque - Collision continentale entre le Proto-Gondwana au Sud et la plaque Ibéro - Armorica - Massif Central au Nord.

On peut alors imaginer qu'au moment de la formation du prisme orogénique, la marge Nord du Proto-Gondwana, avec les granodiorites de l'Île d'Yeu - Noirmoutier - Les Sables d'Olonne maintenant métamorphisées en orthogneiss dans le faciès barrovien, soit venue chevaucher vers le Sud l'autochtone (relatif ?), ses failles normales jouant en tant que failles inverses...

Chevauchement suivi vers 380 Ma par celui des nappes :

- la nappe des Porphyroïdes de Saint-Gilles - Estuaire de la Vilaine,
- puis au-dessus, la nappe des schistes à glaucophane de Groix - Île Dumet - Bois-de-Cené.

Par leur poids, elles auraient déformé et surtout cisailé ductilement les orthogneiss de l'Île d'Yeu (phase 1) - Noirmoutier - Les Sables d'Olonne, toujours relativement chauds. Importance alors des liquides supercritiques.

Y a-t-il eu une anatexie importante ? Contemporanéité avec les granites du Bas-Bocage vendéen datés d'environ 330 Ma ?

Migmatisation et mise en place du granite des Sables d'Olonne ?

7- Cisaillement vertical senestre Est-Ouest du Sud de l'Île d'Yeu qui serait dû à un réajustement des « blocs » en fin d'orogénèse. Date ? A-t-il été important ?

8- Refroidissement des orthogneiss.

9- Tout est terminé vers 300 Ma.

Article de Hendrik Vreken

Photographies de Jean Chauvet,
Dominique Loizeau et Josiane Vreken

Un grand merci à Hervé Diot
pour les documents préparatoires fournis
à l'occasion de cette sortie et pour sa relecture.

Bibliographie

- Les nombreux documents de Hervé Diot
- Semelin B. et Marchand J. (1984) - « Découverte d'enclaves hyper-alumineuses dans l'orthogneiss de l'Île d'Yeu ». *C. R. Acad. Sci. Paris, Série 2*, 299, p. 633-638.
- Sassier C., Boulvais P., Gapais D., Capdevila R. et Diot H. (2006) - « From granitoid to kyanite-bearing micaschist during fluid-assisted shearing (Ile d'Yeu, France) ». *International J. of Earth sciences*, Vol. 95, pp. 2-18.
- « Les grandes lignes de la Vendée » - G. Mathieu, 1958
- Pitra P., Boulvais P., Antonoff A., Diot H. (2008) - « Wagnerite in a cordierite-gedrite gneiss: Witness of long-term fluid-rock interaction in the continental crust (Ile d'Yeu, Armorican Massif, France) ». *American Mineralogist*, 93: 315-326.
- Goujou J.C. (1992) - « Analyse pétro-structurale dans un avant-pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique Varisque sur l'encaissant épi à mésozoïque de Vendée ». BRGM Editions, 216 p.
- Crevola G. et Crevola C. (1987) - « Développement d'orthomicaschistes dans des zones de cisaillement ductile au sein d'orthogneiss : exemples pris dans le Massif des Maures (France du Sud-Est) ». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, Série II, p. 913-918, 1987 913.
- Goujou J.C., Debrand-Passard S., Hantzpergue P. et Lebre P. (1994) - Carte géologique de la France (1/50 000^{ème}), feuille Les Sables d'Olonne - Longeville (584) + notice explicative 95p. BRGM.
- Ters M., Gabilly J. (1986) - Carte géologique de la France (1/50.000^{ème}), feuille Les Sables-d'Olonne - Longeville (584). Orléans : BRGM. Notice explicative par Goujou J.-C., Debrand-Passard S., Hantzpergue P., Lebre P., Blouin J.-P., Callier L., Chantraine J., Colet T., Roy C. (1994), 95 p.
- Bosse V., Godard G., Devidal J.-L., Mallens J. et Shea T. (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, 2024
- Guillou H., Scao V., Nomade S., Platevoet B. et Blamart D. (2017) : « De la justesse des âges K-Ar : exemple de la datation de deux dômes trachytiques du Gölcük (Turquie) ». *Quaternaire - Volume 28, numéro 2* lien : <https://journals.openedition.org/quaternaire/7975>

Les 4 lames minces de roches de Bruno Semelin (pages 96 à 99), photographiées en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA), sont là pour illustrer l'apparition des faciès migmatitiques au Sud de l'île.

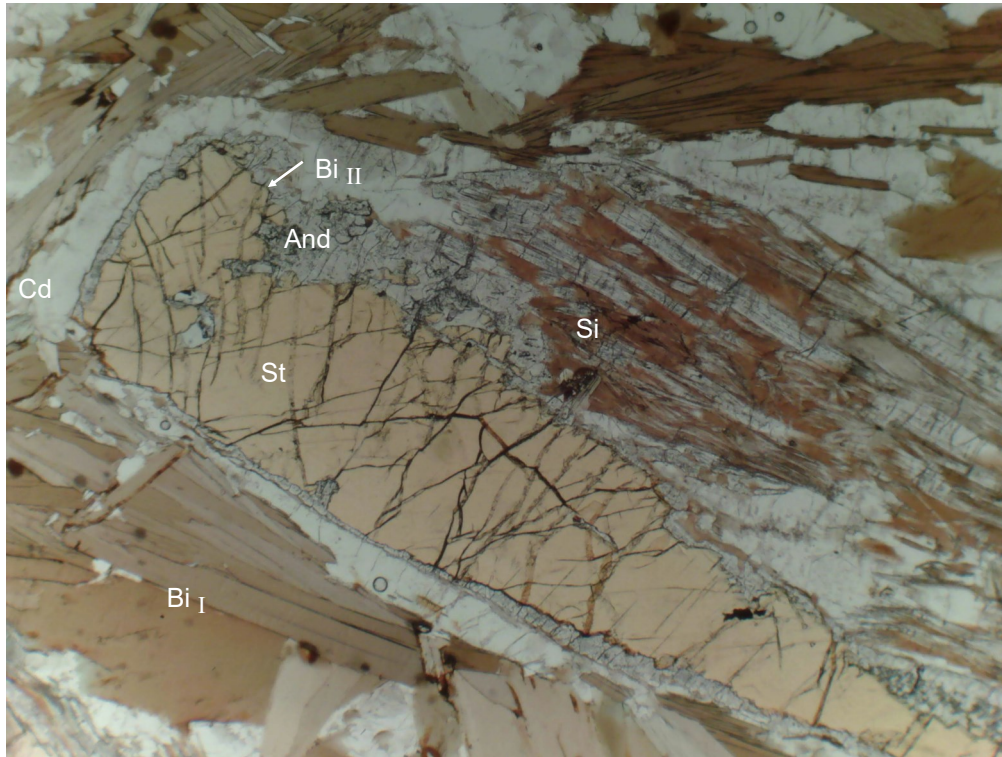
« À la foliation plate encore bien visible au Centre-Nord de l'île se superpose en partie Sud un épisode de déformation associé à un couloir de cisaillement subvertical N110°, conférant à la partie Sud de l'île un aspect cartographique anticlinal déversé vers le Sud (anticlinal déjà bien reconnu par Mathieu, 1945). Tout au long de cette bande Sud apparaissent de plus des faciès migmatitiques à cortèges de minéraux métamorphiques en paragenèses minérales exceptionnelles au regard du reste de l'île (grenat, cordiérite, staurotide, corindon, orthoamphibole, wagnérite, etc...).

Ces transformations métamorphiques décrites par Sémelin et Marchand (1984) se superposent en particulier aux faciès peralumineux rencontrés dans les granites (biotitites) et les métasédiments et sont reconnaissables en particulier aux gerbes d'orthoamphiboles, aux grenats centimétriques, aux staurotides rouge vif et aux grandes plages de cordiérite centimétriques qui les parsèment.

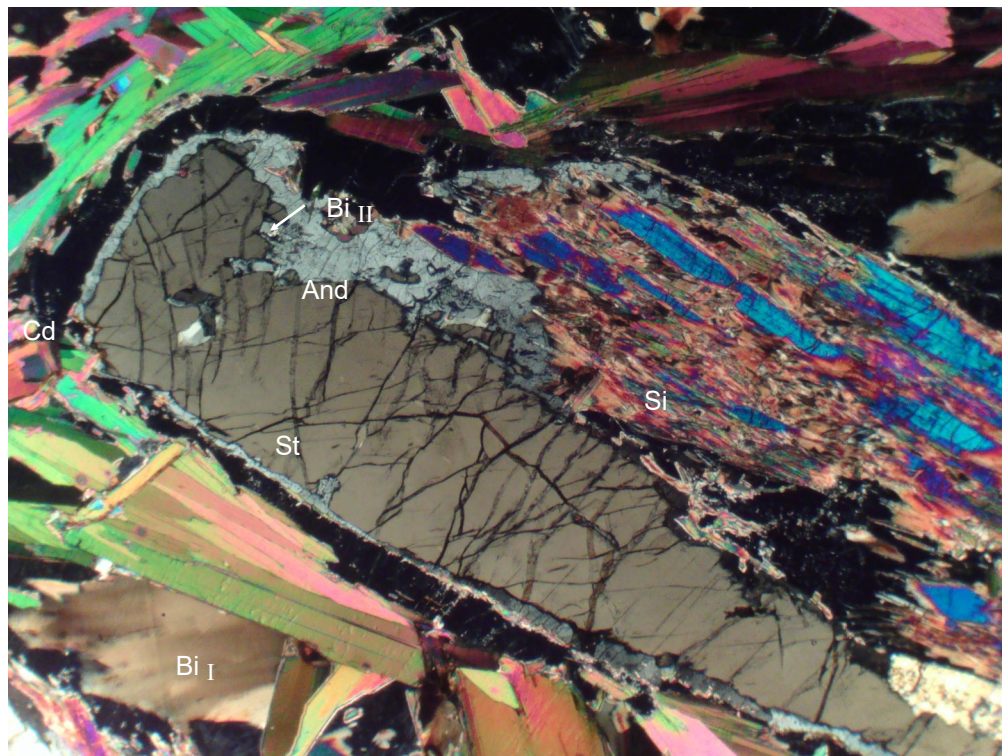
On trouve ces faciès essentiellement sur la côte Sud, à l'Est de la fenêtre tectonique où apparaît l'encaissant du granite également profondément transformé (Complexe paradérivé des Sables Rouis et des Sabias), ainsi que son prolongement vers l'Est au sein du domaine verticalisé.

L'extension cartographique de ces faciès est très limitée et difficilement cartographiable compte tenu de leur localisation en falaise Sud de l'île aux abords du Vieux Château dans le domaine où les différents faciès sont également intensément déformés et boudinés. Dans ce couloir de déformation Sud, la fusion partielle localisée des orthogneiss avec apparition caractéristique du grenat en remplacement de la biotite et de cocardes pluricentimétriques de cordiérites, conduit de plus à l'injection de granite et pegmatite à cordiérites magmatiques décimétriques qui signent la fin des transformations migmatitiques. »

Hervé Diot



Lame mince en LPNA : Biotite, Staurotide avec couronne de cordiérite



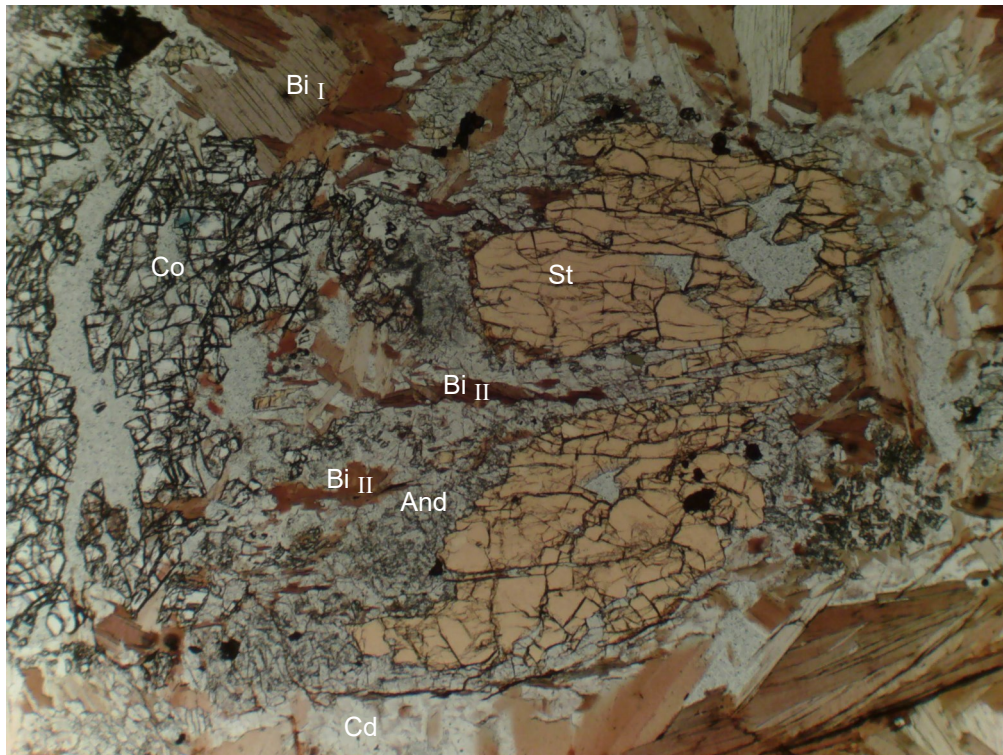
Lame mince en LPA : biotite, staurotide avec couronne de cordiérite

Association staurotide (St) + andalousite (And) + sillimanite (Si) + cordiérite (Cd) + biotite (Bi)

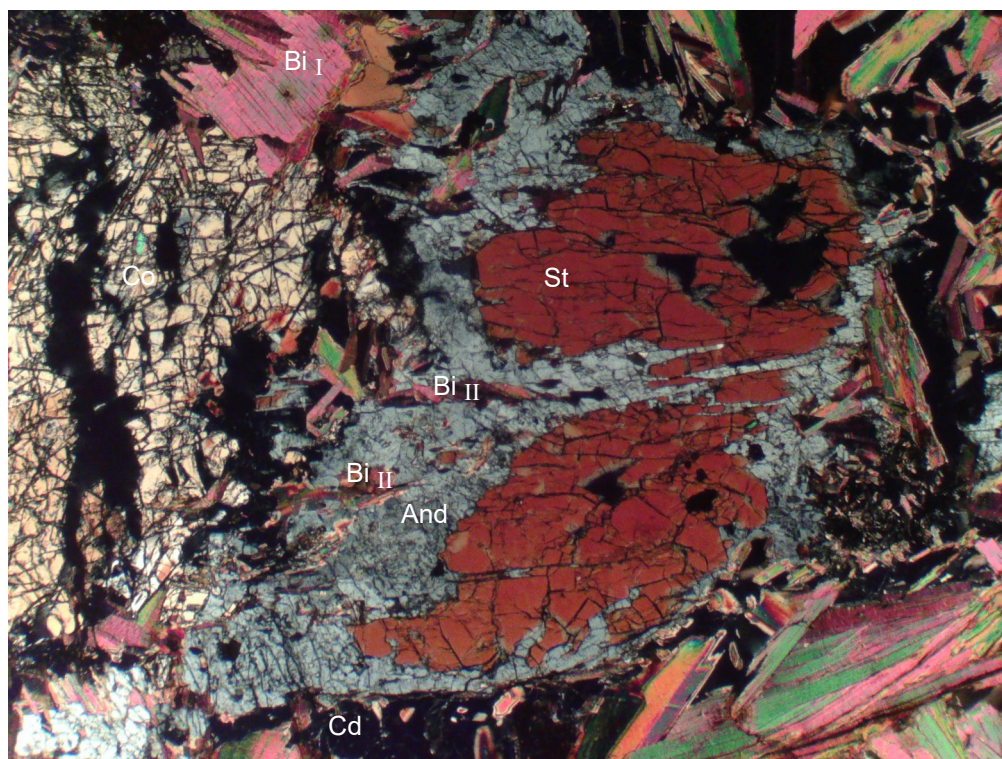
La staurotide est entourée d'une double couronne réactionnelle.

La première réaction coronitique est du type : sillimanite + staurotide + biotite (Bi_I) → cordiérite + corindon (*non visible ici*)

La seconde réaction est du type : cordiérite + muscovite + staurotide → andalousite + biotite (Bi_{II}) + H₂O



Lame mince en LPNA : Biotite, Cordiérite et Saphir



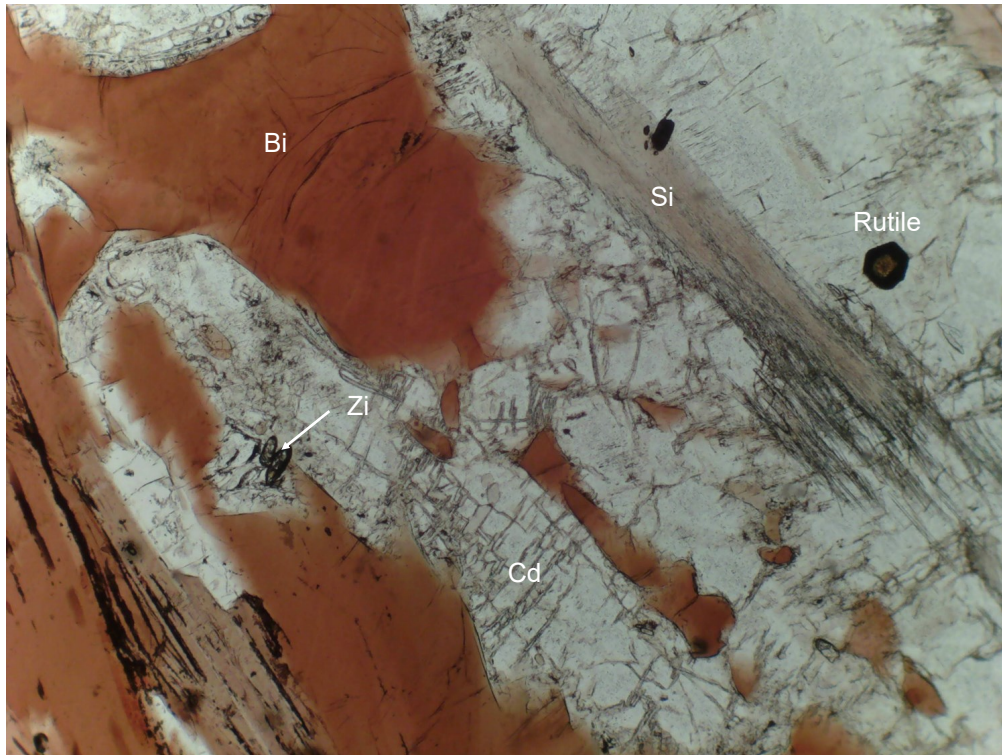
Lame mince en LPA : biotite, cordiérite et corindon

Association staurotide (St) + andalousite (And) + cordiérite (Cd) + biotite (Bi)

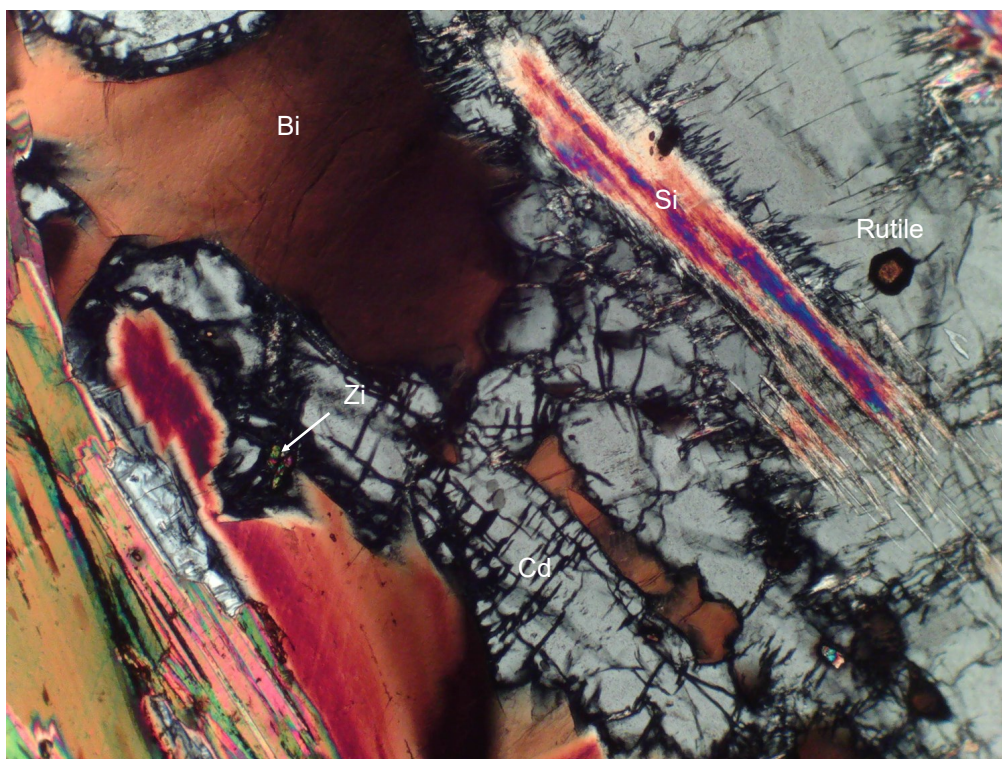
Deux réactions sont visibles sur cette lame mince.

La première réaction coronitique est du type : sillimanite + staurotide + biotite (Bi_I) → cordiérite + corindon (Co)

La seconde réaction est du type : cordiérite + muscovite + staurotide → andalousite + biotite (Bi_{II}) + H₂O



Lame mince en LPNA : Sillimanite, Cordiérite et Biotite

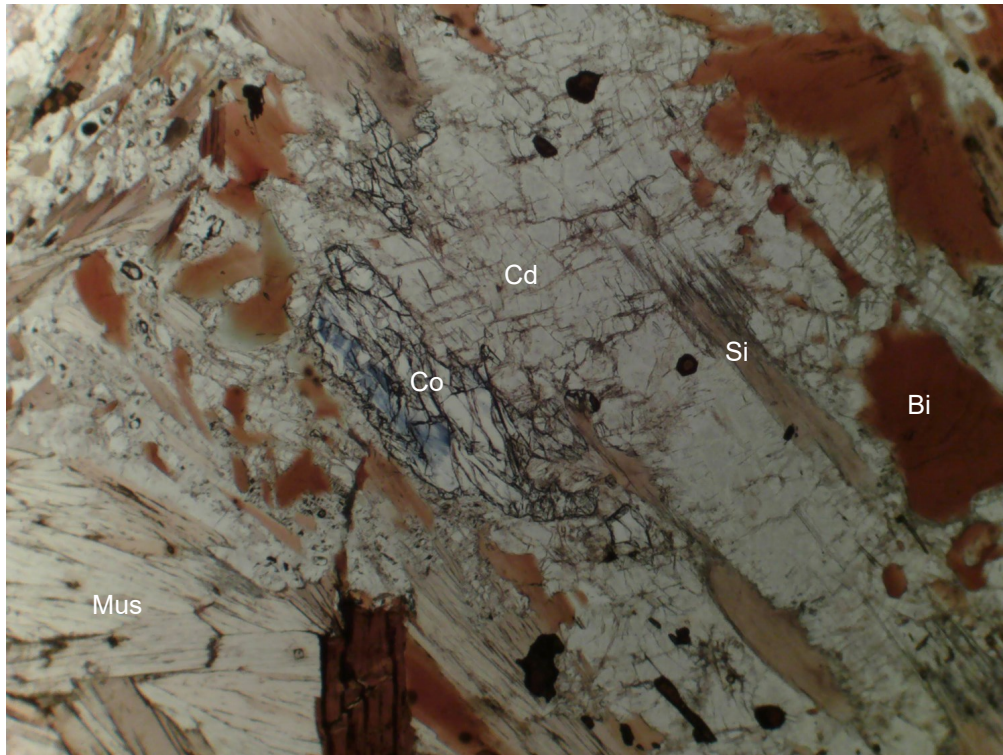


Lame mince en LPA : sillimanite, cordiérite et biotite

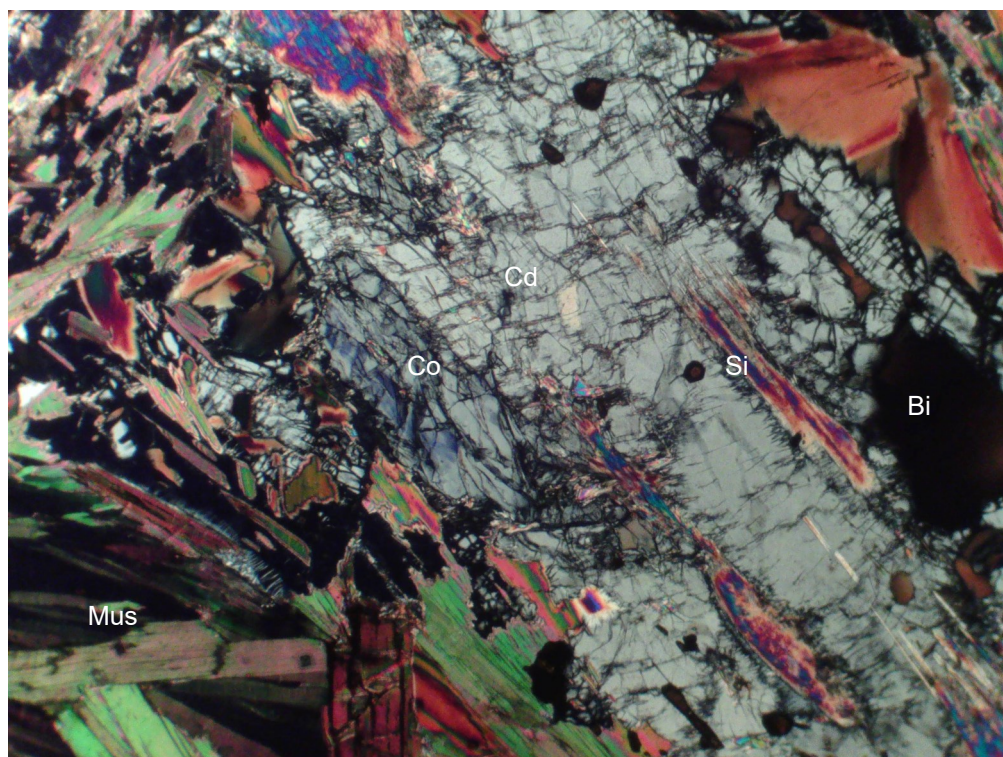
Association sillimanite (Si) + cordiérite (Cd) + biotite (Bi)

La biotite participe à la formation de la cordiérite comme en témoigne les inclusions de zircon (Zi) qui sont habituellement dans les cristaux de biotite.

Déstabilisation de la biotite en cordiérite suivant la réaction du type : sillimanite + staurotide + biotite (Bi₁) → cordiérite + corindon (Co) - *Staurotide et corindon non visibles ici*



Lame mince en LPNA : sillimanite, cordiérite et biotite



Lame mince en LPA : sillimanite, cordiérite et biotite

Association sillimanite (Si) + cordiérite (Cd) + biotite (Bi)

Déstabilisation de la biotite en cordiérite suivant la réaction du type :

sillimanite + staurotide + biotite (Bi₁) → cordiérite + corindon (Co) - *staurotide non visible ici*

Sortie dans le Synclinal de Bilbao (Espagne)

« La marge Nord du Bassin Basco-Cantabrique : diapirisme, sédimentation gravitaire et volcanisme sous-marin au Crétacé supérieur »

avec Jean-Marie FLAMENT

(Géologue, spécialiste en géologie structurale et exploration pétrolière, membre de la Commission Géologie du CPIE Littoral basque de Hendaye)

et Thierry JUTEAU

(Professeur émérite de l'Université de Brest, spécialiste de la croûte océanique et des ophiolites, président de la Commission Géologie du CPIE Littoral basque de Hendaye)

Week-end du 20 au 22 septembre 2024



Jean-Marie Flament (à gauche) et Thierry Juteau (à droite)

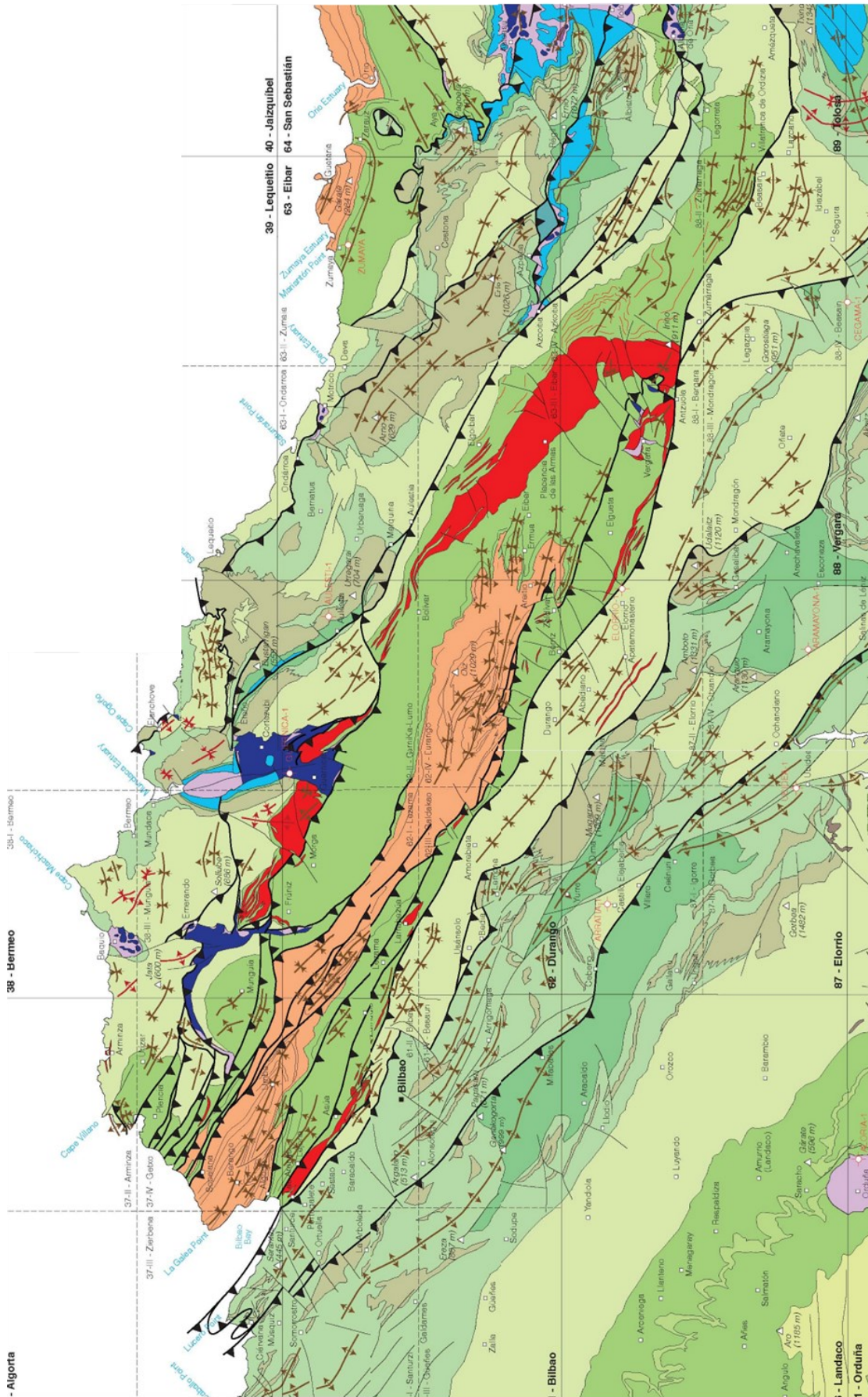


Figure 1 : Extrait de la carte géologique du Bassin Basco-Cantabrique (B. Ábalos, 2016)

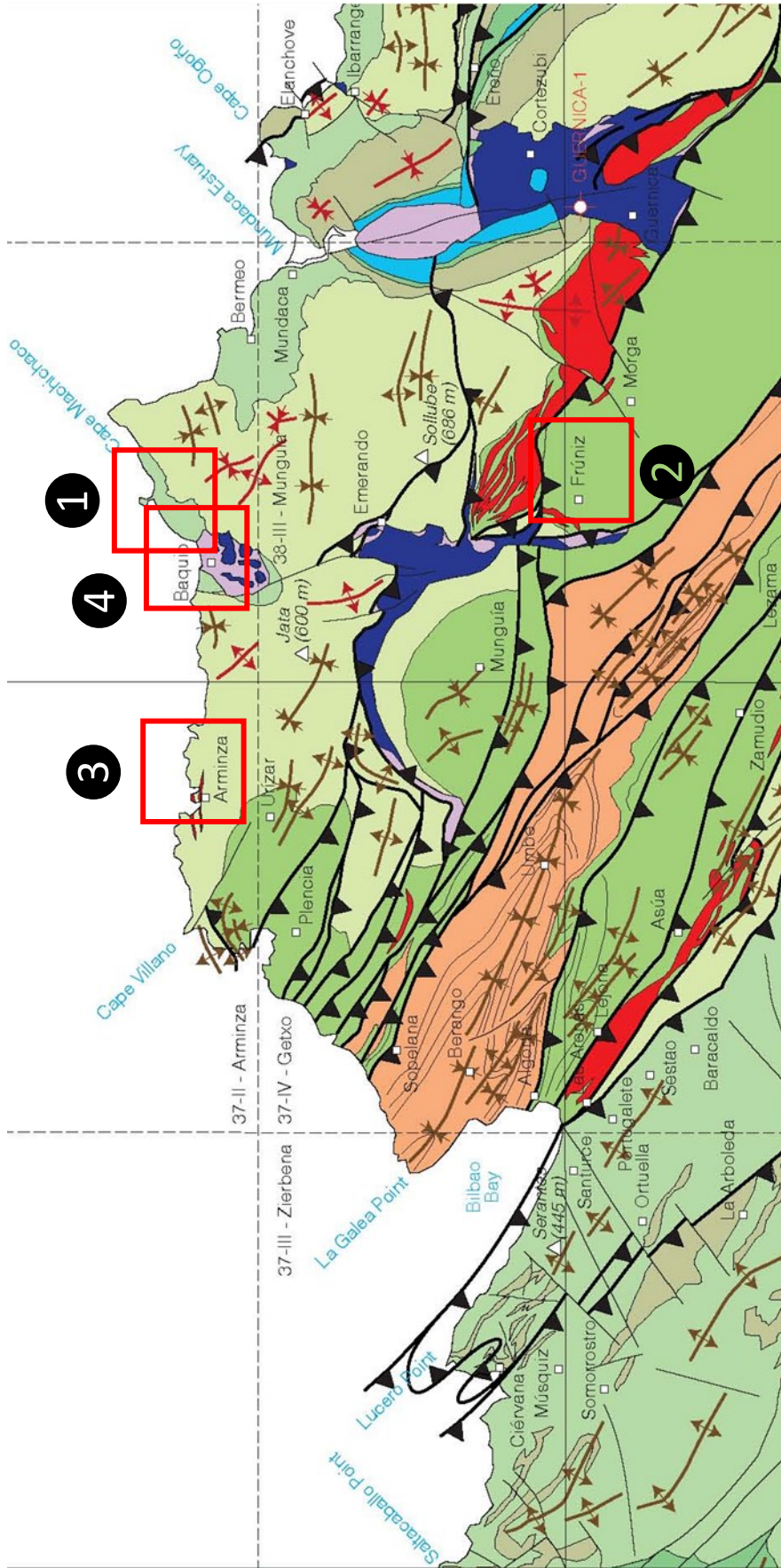


Figure 2 : Localisation des arrêts

Introduction : Le Bassin Basco-Cantabrique

La zone que nous allons visiter appartient à la marge Nord du Bassin Basco-Cantabrique (ou Cuenca Vasco-Cantábrica en espagnol, en abrégé CVC, figures 1 et 2). Ce bassin correspond à un bassin d'effondrement ou rift avorté, orienté ONO-ESE, qui s'est développé le long de la limite des plaques ibérique et européenne au cours du Mésozoïque et qui s'est inversé au cours du Cénozoïque.

Actuellement, ce bassin inversé appartient à l'orogène pyrénéen, et son inversion est liée au mouvement vers le Nord de la microplaque ibérique vers la plaque eurasiennne.

Sa limite orientale se situe au niveau de la faille de Pampelune, et sa limite occidentale correspond au contact avec les matériaux anciens (Paléozoïque et Précambrien) du Massif Asturien. Au Nord, le Bassin Basco-Cantabrique chevauche tectoniquement le Massif des Landes immergé, et au Sud, les bassins cénozoïques non déformés des fleuves Duero et Ebro.

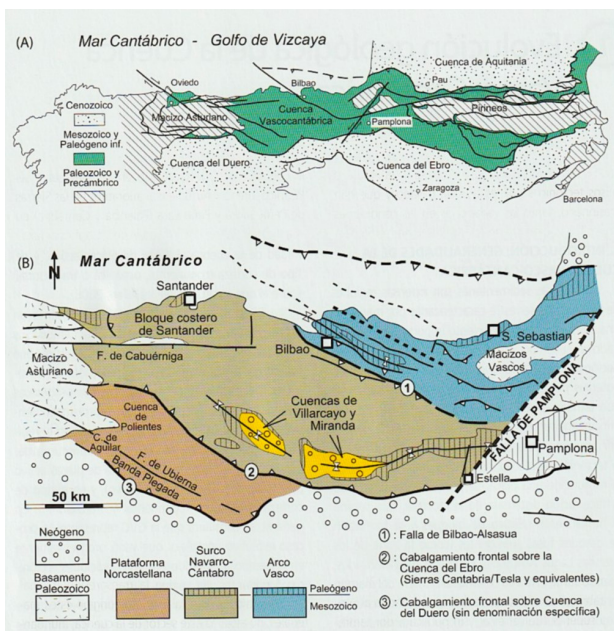


Figure 3
 A) Carte du Bassin Basco-Cantabrique et sa prolongation dans les Pyrénées.
 B) Les différentes unités du Bassin Basco-Cantabrique.
CFNP = Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen
 D'après Sergio Robles (2014)

Un des traits remarquables du Bassin Basco-Cantabrique est la grande épaisseur de sédiments accumulés pendant tout le Mésozoïque, en particulier au Crétacé, ce qui implique des taux de subsidence très élevés pendant toute cette période. Des calculs récents indiquent une épaisseur pouvant atteindre 8 km dans la partie centrale de l'arc basque (en bleu, figure 3B). Cette subsidence active sur de si longues périodes de temps s'est développée dans un contexte tectonique de rifting avec un fort amincissement crustal (figure 5).

Évolution géologique succincte du bassin Basco-Cantabrique

Au cours du Trias supérieur, une succession relativement épaisse d'évaporites et d'argiles rouges interstratifiées succède aux dépôts permo-triasiques de type rift, en lien avec la rupture de la Pangée (figure 4).

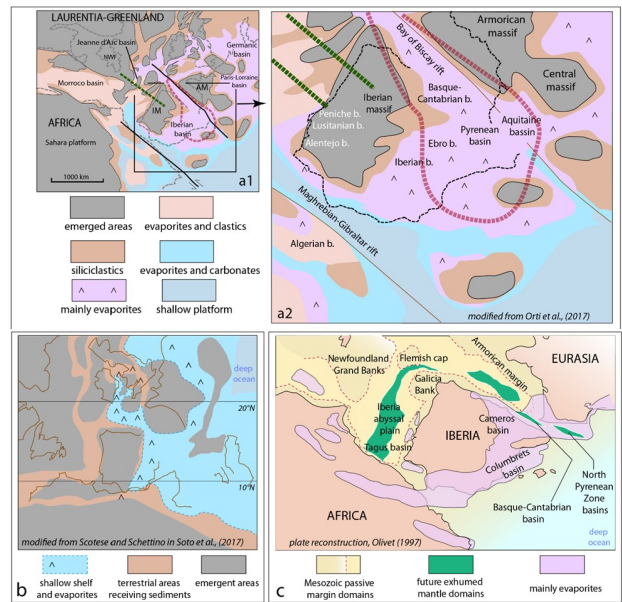


Figure 4 : Localisation des dépôts du Trias et du rifting créacé au voisinage de la plaque Ibérie.
 a : Paléogéographie au Trias
 b : Paléogéographie au Trias moyen et début du Trias supérieur (242-227 Ma)
 c : Paléogéographie au Trias supérieur
 (Thèse_N. Sapiturry, 2020)

Au début du Jurassique, se mettent en place des ophites (dolérites). De nombreux sills s'interstratifient dans les évaporites du Trias (figure 5).

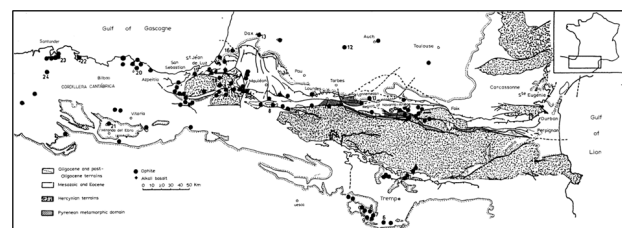


Figure 5 : Localisation des ophites pyrénéennes
 D'après D. Béziat et al. (1990)

Ces roches magmatiques filoniennes de composition basaltique et de structure microgrenue appartiennent à la Province Magmatique Centre-Atlantique (CAMP).

Leur mise en place est liée à l'ouverture de l'Atlantique Central (figure 6) entre la côte Nord-américaine (entre Maine et Floride) et la côte de l'Afrique de l'Ouest (Maroc, Mauritanie et Sénégal) à la limite Trias-Jurassique inférieur jusqu'au Sinémurien (-195 à -198 Ma).

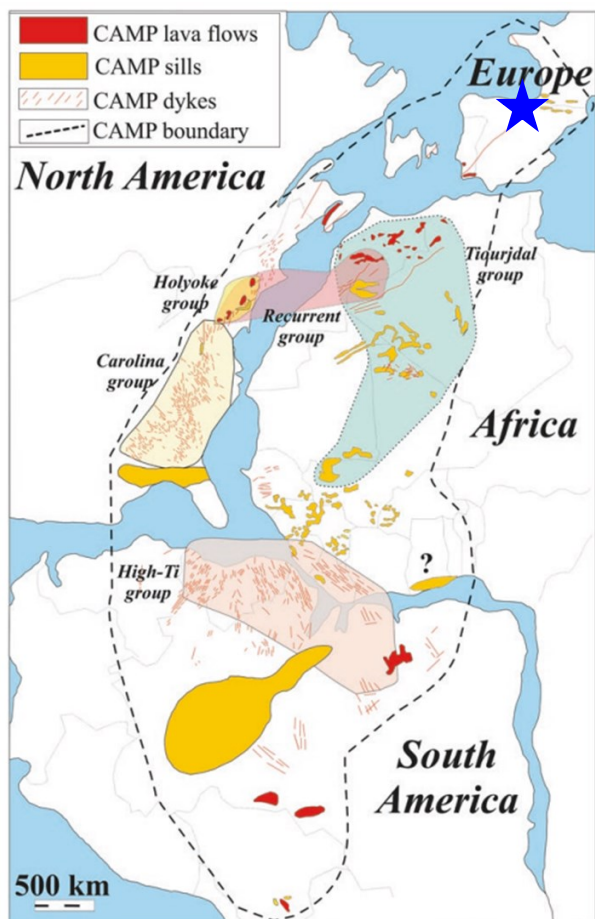


Figure 6 : Carte schématique de la Province Magmatique Centre-Atlantique (CAMP).

★ Localisation des ophiolites pyrénéennes (voir Figure 5)
 D'après Marzoli et al. (2018)

Au Jurassique, c'est une vaste plateforme qui recouvre l'ensemble du domaine Aquitain jusqu'aux bordures du Massif armoricain au Nord, de l'Ibérie au Sud et du Massif Central à l'Est. Cette plateforme sera fonctionnelle pendant tout le Jurassique.

À la fin du Jurassique supérieur (Malm), des changements paléogéographiques importants ont lieu avec l'abandon de la physionomie jurassique (vaste plateforme carbonatée) lors d'une régression généralisée et la mise en place de zones de subsidence et de sédimentation actives de direction varisque E-O ou NO-SE.

Ce changement de physionomie dans le Bassin Aquitain est en fait la manifestation d'un rifting continental : se forme le rift de Gascogne entre les futures plaques Armorica au Nord et Ibéria au Sud.

Puis l'Europe et l'Ibérie continuant à s'éloigner, la lithosphère continentale finit par se rompre et une croûte océanique se forme mais très à l'Ouest, là où elle se branche sur la dorsale de l'Atlantique Nord fonctionnelle depuis le Jurassique inférieur. Cette croûte océanique ayant enregistré le champ magnétique de l'époque, on a donc pu dater l'ouverture océanique du rift de Gascogne à -118 Ma (Aptien).

À l'Aptien, les reconstructions cinématiques imposent également et surtout un déplacement vers l'Est de l'Ibérie par rapport à l'Europe. On l'estime à environ 500 km

entre le Jurassique supérieur (-150 Ma) et le Crétacé supérieur (-84 Ma) et à 300 km pour la durée du seul Crétacé inférieur.

Ce déplacement relatif est la conséquence de la poursuite de l'élargissement de l'Atlantique Central.

Il est alors accommodé le long d'un large couloir de décrochement senestre à valeur de « proto-rift » dans lequel se forment des bassins transtensifs en « pull-apart ». Sa largeur est estimée à environ 100 km (figure 7).

Les bassins de Parentis, de Mirande et Adour-Arzacq-Tarbes, de Mauléon - Saint-Jean-de-Luz et de Biscaye en sont des exemples. Ils se remplissent de sédiments marneux déposés en milieu marin peu profond, tandis que sur leurs bordures, des plateformes carbonatées à faciès Urgonien se forment sur les paléo-reliefs.

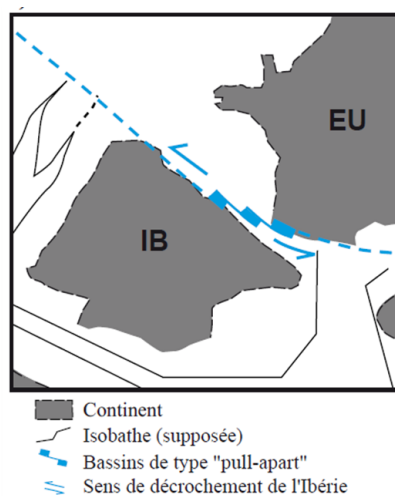


Figure 7

Au cours de l'Aptien supérieur (de -120 à -113 Ma), un autre changement majeur se produit dans la cinématique de la plaque Ibérie puisque celle-ci commence à se déplacer suivant un mouvement de rotation antihoraire par rapport à l'Europe.

Ce mouvement de rotation est la conséquence de l'ouverture de l'Atlantique Sud qui fait remonter l'Ibérie. Il génère des contraintes extensives au sein du couloir de décrochement et l'ouverture « en ciseaux » du Golfe de Gascogne (figure 8).

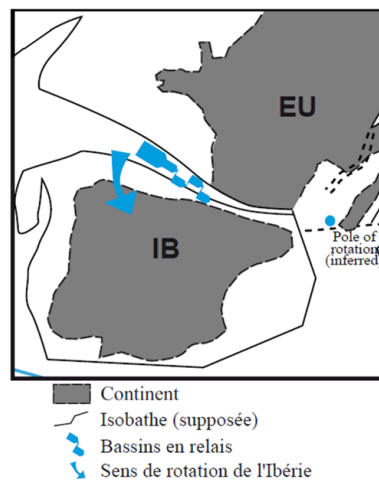


Figure 8

Les bassins en pull-apart précédemment formés (Parentis, Mirande, Adour-Arzacq-Tarbes, Mauléon-Saint-Jean-de-Luz) s'élargissent davantage et s'approfondissent. Chacun d'entre eux va en fait se comporter comme un rift avec une croûte continentale en « hyper-extension » (figure 9).

Parallèlement, des hauts-fonds les séparent : le seuil des Landes entre les bassins de Parentis et de Mirande, le seuil de Tarbes entre les bassins de Mirande et de Adour-Arzacq-Tarbes, le seuil de Sainte-Suzanne entre les bassins de Adour-Arzacq-Tarbes et de Mauléon-Saint-Jean-de-Luz.

Et les failles jouant sans cesse, ces bassins vont constituer le réceptacle de grandes quantités de poudingues, de flyschs et de dépôts slumpés.

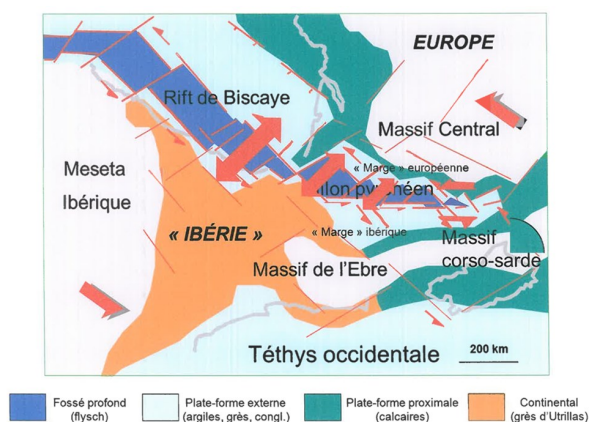


Figure 9 : Les bassins pyrénéens au Crétacé moyen - Transtension senestre E-O et distension NE-SO.

D'après J. Canérot (2008)

Ainsi, le socle varisque est-il découpé en blocs (bassins très subsidés et hauts-fonds) séparés par des failles pratiquement Est-Ouest (direction N110° à N140°) à jeu normal et décalés par des accidents décrochants transverses N20° à N30°. Ainsi, la faille de Pampelune N20° (et qui pourrait être héritée d'une faille varisque ou permienne) est-elle responsable du décalage vers le Sud du Bassin Basco-Cantabrique par rapport au bassin de Mauléon-Saint-Jean-de-Luz, les deux bassins étant séparés par le haut-fond des massifs basques (figure 11).

Cet épisode d'hyper-extension des bassins en pull-apart accompagnée bien évidemment d'un amincissement crustal va se traduire par :

- 1- l'accroissement de la subsidence,
- 2- l'accroissement du diapirisme salifère,
- 3- l'exhumation partielle du manteau et mise à l'affleurement de roches mantelliques profondes (Iherzolites), avec comme conséquences ...
- 4- le développement d'un magmatisme alcalin,
- 5- et d'un métamorphisme de HT-BP du fait de la remontée de matériel chaud (figures 10 et 11).

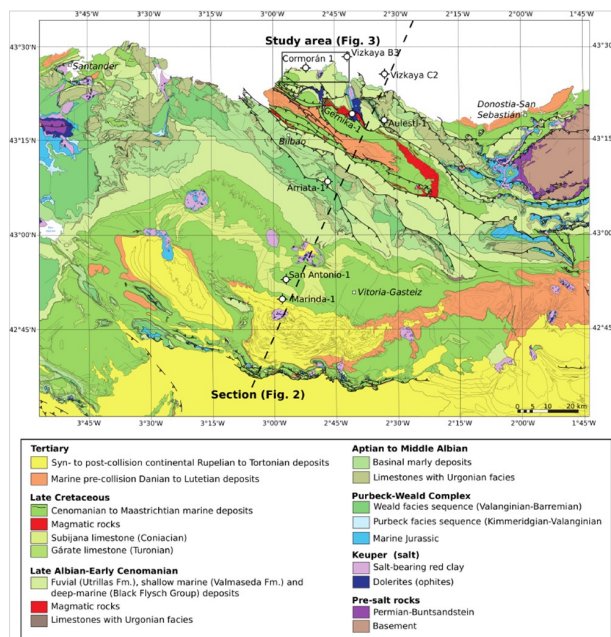


Figure 10 : Carte géologique du Bassin Basco-Cantabrique - Le rectangle marqué « Study area » se réfère au secteur Armintza - Bakio.

(Poprawski et al., 2021, modifié d'après Ábalos, 2016).

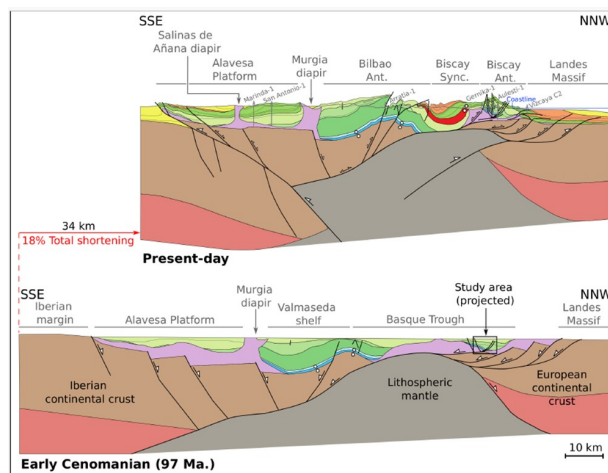


Figure 11 : Coupes géologiques équilibrées du Bassin Basco-Cantabrique selon le trait de coupe indiqué sur la figure 10 - à la période actuelle (en haut), -et au Cénomanién inférieur (en bas)

(Poprawski et al., 2021)

Au Cénomanién, le Bassin Basco-Cantabrique est en hyper-extension, le manteau lithosphérique vient pratiquement à l'affleurement.

Au cours de cette période, la forte subsidence des bassins engendre la disparition progressive des plateformes carbonatées au profit du Flysch noir, qui consiste en turbidites profondes intercalées avec des marnes et argiles noires, et dont l'épaisseur peut atteindre localement jusqu'à 7000 m.

Pour ce qui concerne le Bassin Basco-Cantabrique, ces turbidites avaient comme source le Massif Landais, un massif de socle appartenant à la plaque européenne, actuellement situé au large de Bilbao mais qui était émergé pendant le Crétacé (figure 12).

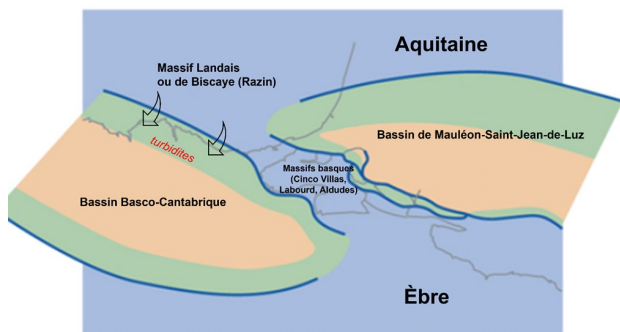


Figure 12 : Localisation du Massif Landais au Crétacé moyen tardif (Cénomaniens)

D'après R. Lescoutre et G. Manatschal (2020)

Et dans ce même Bassin Basco-Cantabrique, le magmatisme alcalin s'y est manifesté par le volcanisme sous-marin du Synclinal de Bilbao et que l'on verra à Armitza (arrêt 1 du samedi).

Ce volcanisme a été parfaitement daté, d'une part grâce à la microfaune et à la macrofaune (Foraminifères, Ammonites) des couches sédimentaires de Flysch noir intercalées entre les coulées de lave, et d'autre part par radiochronologie (méthode K-Ar).

Il a été actif entre l'Albien supérieur (environ -100 Ma) et le Santonien inférieur (environ -85 Ma), soit sur une période d'environ 15 Ma (avec des interruptions plus ou moins longues).

L'Ibérie est alors parfaitement isolée (figure 13). Elle forme un bloc de forme approximativement triangulaire, flanqué de trois marges continentales respectivement face au Golfe de Gascogne (Marge continentale Nord-ibérique), de la Téthys (Marge continentale Sud-ibérique) et de l'Atlantique Nord (Marge continentale Ouest-ibérique).

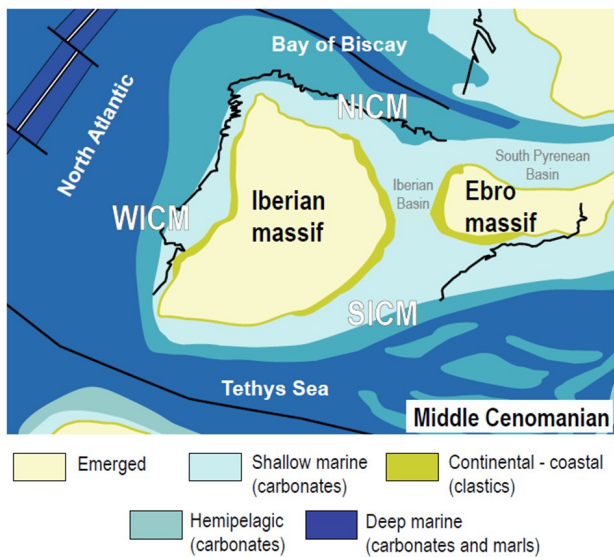


Figure 13 : Paléogéographie de la plaque Ibérie au Cénomaniens

D'après J. Martín-Chivelet et M. Floquet (2019)

À partir du début du Campanien, vers -83 Ma, le mouvement en transtension senestre de la plaque Ibérie par rapport à l'Europe cesse. En effet, du fait de la poursuite de l'ouverture de l'Atlantique Sud, plus rapide au Sud qu'au Nord, l'Afrique remonte rapidement vers le Nord-Est et repousse la plaque ibérique vers le Nord. L'Ibérie et l'Europe convergent alors selon un mouvement de direction globalement N-S et entrent en collision (figure 14).

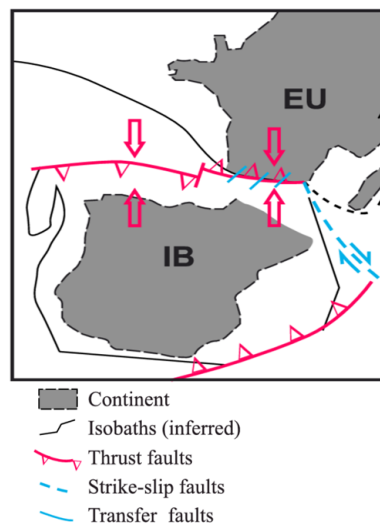


Figure 14

La chaîne pyrénéenne commence donc à surgir d'abord à l'Est puis émerge progressivement d'Est en Ouest.

À l'Ouest, les bassins commencent à se fermer, peut-être par subduction de la marge ibérique vers le Nord sous la marge européenne. Parallèlement, ils commencent à recevoir les produits de l'érosion de la chaîne émergée à l'Est.

Vers 40 Ma, le domaine pyrénéen enregistre alors un raccourcissement majeur estimé à 110 km à l'Est du côté des Pyrénées Orientales et à 80 km à l'Ouest du côté des Pyrénées Atlantiques.

À l'Oligocène, tout est terminé. La chaîne pyrénéenne est entièrement constituée.

Vendredi 20 septembre après-midi

Arrêt : Gaztelugatxe (Flanc Est du diapir de Bakio)

Gaztelugatxe, est un îlot situé à 200 m du rivage auquel il est relié par un pont piétonnier. Depuis le Moyen Âge, l'ermitage situé à son sommet (figure 17) est un lieu de pèlerinage. Un pont étroit suivi d'un escalier de 241 marches creusées en partie dans la roche permet d'y accéder, la voie étant aménagée en chemin de croix jalonné de 14 stations.



Figure 15 : Descente à pied vers le bord de la falaise



Figure 16 : L'AVG sur le site d'observation avec J.-M. Flament

Description de l'affleurement



Figure 17 : L'ermitage de l'îlot de Gaztelugatxe

On observe à gauche de l'îlot une grosse masse claire de calcaire bréchique. C'est elle qui semble supporter l'ermitage.

À peu près au milieu de l'îlot, cette masse calcaire est profondément entaillée par une faille de direction NE-SO, pratiquement verticale et qui forme falaise.

Sous le sentier qui mène à l'ermitage, une autre falaise, perpendiculaire à la première, montre un aspect complètement différent. On y reconnaît, de loin, une formation finement stratifiée qui fait immédiatement penser à un flysch.

L'essentiel de cette falaise est en effet constitué, dans sa partie supérieure, par le Flysch Noir de l'Unité de Sollube que l'on a daté de l'Albien moyen et supérieur par sa faune d'Orbitolines (Foraminifères).

Mais à sa base, la falaise présente un aspect plus grossier et chaotique. On y observe d'abord des brèches calcaires constituées de blocs cimentés par une matrice et appartenant à la partie supérieure des « Brèches de Bakio » que l'on a datées de l'Albien moyen par ses Foraminifères et ses Ammonites (*Kossmatella*).

Puis immédiatement dessous, d'autres brèches mais à blocs plus gros et non cimentés constituant la partie inférieure de la même formation des « Brèches de Bakio ».

Toutes ces formations sont pentées d'environ 50° vers le SSE mais elles se redressent près du plan vertical de la faille ; là, elles viennent recouvrir en *onlap* la grosse masse claire de calcaire bréchique de la partie gauche de l'îlot (figures 18 et 19).

Cette dernière n'a pas été datée précisément. Elle appartiendrait probablement à la partie tout à fait inférieure des « Brèches de Bakio » (Aptien-Albien inférieur ?).

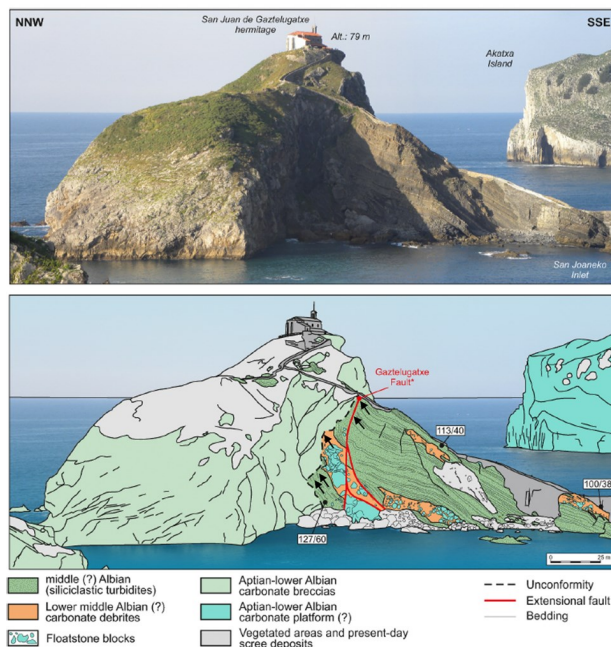


Figure 18 : Vue de l'îlot de Gaztelugatxe

Photo de dessus : vue générale.

Photo de dessous : localisation de la cicatrice d'arrachement dans les brèches sans matrice (partie inférieure des « Brèches de Bakio »), sur laquelle viennent en *onlap* la partie supérieure des « Brèches de Bakio » et la partie basale du Flysch Noir.

Légende : ↖ *onlap*

D'après E. Roca et al. (2021)

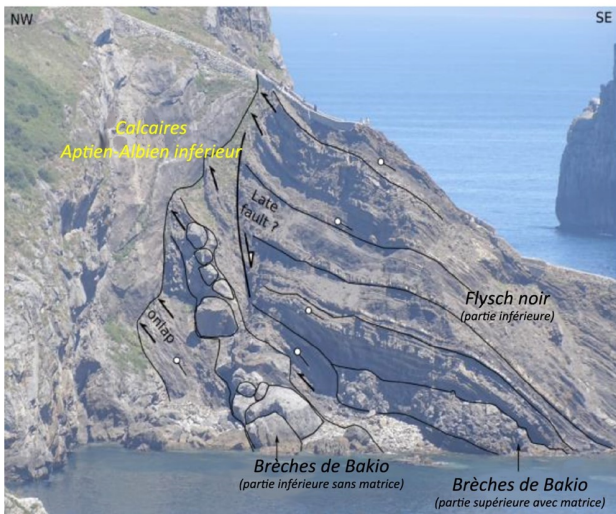


Figure 19 : Vue de détail de la cicatrice d'arrachement
 Document J-M. Flament et T. Juteau

À la base de la cicatrice d'arrachement, un slump à débris carbonatés (figure 20) passe latéralement vers le Sud à des brèches à matrice marneuse et à blocs calcaires.

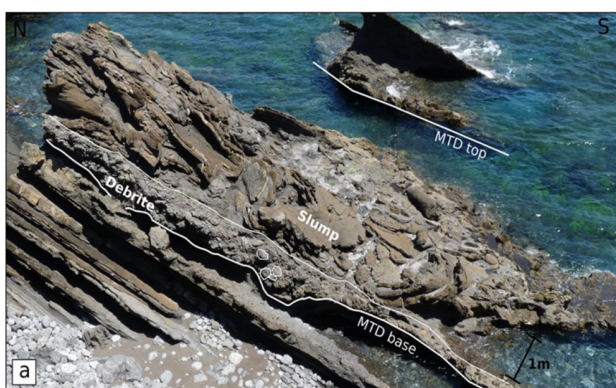


Figure 20 : Vue du slump de Gaztelugatxe
 Il présente des brèches à blocs calcaires à sa base et des turbidites détritiques plissées dans sa partie supérieure.
 Document J-M. Flament et T. Juteau

Ce slump est affecté de nombreux plis. L'étude systématique de ces plis a permis de conclure à un transport de ce slump (ensemble sédimentaire cohésif) par glissement du NNE vers le SSO ce qui est cohérent avec une source de type plateforme carbonatée située au NNE de l'îlot de Gaztelugatxe.

En regardant vers le Sud-Ouest, en direction de Bakio (figure 21), on retrouve la succession stratigraphique observée sur les falaises de l'îlot de Gaztelugatxe, à savoir en allant de gauche à droite de la photo et donc du plus récent vers le plus ancien :

- les Flyschs Noirs de l'Unité de Sollube (Albien moyen et supérieur),
- les « Brèches de Bakio » à blocs cimentés
- et les « Brèches de Bakio » à gros blocs non cimentés et slumps intercalés (Albien moyen),
- et dans la mer, des rochers, prolongements du massif calcaire bréchiq (Aptien-Albien inférieur ?).



Figure 21 : Vue vers le Sud-Ouest depuis l'îlot de Gaztelugatxe
 Document J-M. Flament et T. Juteau

En anticipant sur ce que l'on va voir demain à Bakio (arrêt 3 du samedi) mais la figure 21 l'indique, on retrouve les « Brèches de Bakio » de l'autre côté de la baie du même nom avec un pendage opposé (voir également figure 22).

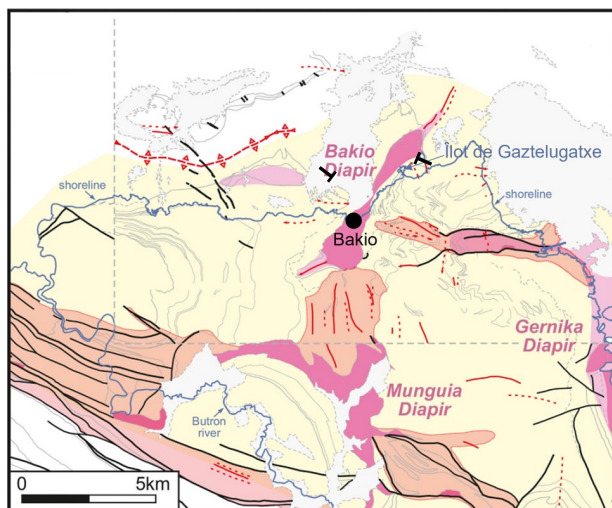


Figure 22 : Indication schématique des pendages (T) de part et d'autre du diapir de Bakio
 D'après E. Roca et al. (2021) modifié

Les « Brèches de Bakio » semblent dessiner un anticlinal dont le cœur est le diapir de Bakio.

Questions :

Mais qu'est-ce qu'un diapir ?

Ce diapir est-il impliqué dans le redressement de toutes les formations observées sur l'îlot de Gaztelugatxe et qui normalement, étant des dépôts de bas de talus, devraient être plutôt en position horizontale.

Réponses au dernier arrêt de Bakio demain !

Samedi 21 septembre

Le volcanisme sous-marin du Synclinal de Bilbao

Au cours de sa longue histoire géologique, le Pays basque a connu, au début du Crétacé supérieur, une période d'intense activité volcanique, accumulant des coulées de lave basaltique au fond du « Bassin du flysch basque » ou « Bassin Basco-Cantabrique ».

À l'ère tertiaire, suite à la surrection des Pyrénées, les couches sédimentaires du flysch et les laves sous-marines intercalées dans ces sédiments ont été plissées ensemble et souvent redressées dans des positions proches de la verticale.

C'est dans le *Synclinal de Bilbao*, une grande structure cartographique en forme d'auge, qu'on va les retrouver d'abord à Fruniz (arrêt 1) puis à Arminza (arrêt 2).

C'est surtout dans le Pays basque espagnol, dans les provinces de Guipuzcoa et de Biscaye, que s'est développé ce volcanisme, il y a environ 100 millions d'années, au début du Crétacé supérieur, mais des témoins de ce volcanisme se retrouvent tout au long de la Zone Nord-Pyrénéenne, en particulier dans le Béarn.

Ce volcanisme est contemporain de l'ouverture en ciscaux du Golfe de Gascogne (figures 10 et 11). Le Bassin Basco-Cantabrique est alors en hyper-extension.

Arrêt 1 : Le lac de lave fossile de la carrière de Fruniz

On est ici sur le flanc Nord du Synclinal de Bilbao (figure 23).

Dans ce synclinal, s'est manifesté au Crétacé supérieur, très précisément de l'Albien supérieur jusqu'au Santonien (figure 24), un important volcanisme alcalin représenté par tout un ensemble de coulées de laves basaltiques sous-marines à pillow lavas, accompagnées de tout un cortège d'intrusions (dykes, sills) et de brèches volcaniques variées, s'intercalant dans le flysch crétacé du Synclinal de Bilbao épais parfois de plus de 1000 m.

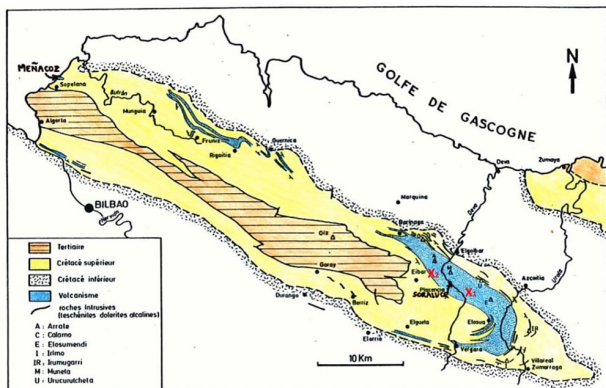


Figure 23 : Carte géologique schématique du Synclinal de Bilbao

Les formations volcaniques y sont représentées en bleu.

Document T. Juteau

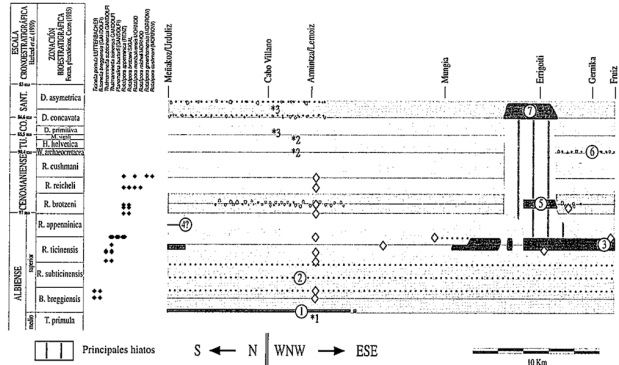


Figure 24 : Diagramme chronostratigraphique des épisodes volcaniques du Synclinal de Bilbao

Les épisodes volcaniques (1 à 7) ont été datés par les Foraminifères et les Ammonites.

D'après L.M. Castañares, S. Robles et J.C. Vicente Bravo (1997)

À quelques centaines de mètres à l'Ouest du village de Fruniz (ou Fruiz en euskera sur certaines cartes), le long de la route BI 21-21 en direction de Mungia, une grande carrière abandonnée se situe sur la droite en bordure de la route (figure 25).

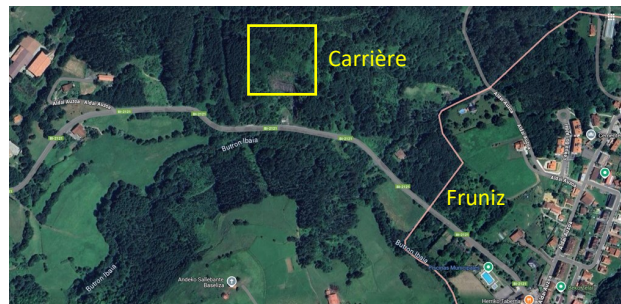


Figure 25 : Localisation de la carrière de Fruniz

Document Google Map

Cette carrière, large de près de 60 m, est entièrement taillée dans une formation massive de basalte noir qui se débite en prismes horizontaux spectaculaires, visibles de loin, et qui évoquent des orgues basaltiques (figures 28 à 32).



Figure 26 : Photo du front de la carrière pour tout le monde... sauf pour Françoise, notre trésorière qui botanise !



Figure 27 : Le groupe de l'AVG dans la carrière, attentif aux explications de Thierry Juteau



Figure 28 : Vue d'ensemble du front de la carrière

Sur ses deux côtés de la carrière, on peut observer le contact du basalte avec un flysch marno-calcaire qui a été daté du Crétacé supérieur (Cénomaniens) et dont les couches ont été redressées à la verticale par les mouvements tectoniques liés à la surrection des Pyrénées à l'Éocène et l'Oligocène.

Le contact oriental avec le flysch marno-calcaire (figure 29) peut être étudié de près.



Figure 29 : Flanc droit (Est) de la carrière

Le contact vertical avec le flysch marno-calcaire encaissant est bien visible.

Il présente une bordure figée fine, affectée sur environ 5 m d'épaisseur par un clivage régulier et serré parallèle au contact.

Les sédiments crétacés n'y sont pas particulièrement déformés ou bréchifiés, et surtout, ils ne présentent pas de recristallisations qui pourraient indiquer un métamorphisme de contact.



Figure 30 : Échantillon du flysch marno-calcaire encaissant de faciès fin et sombre

Le contact occidental montre de très beaux prismes hexagonaux et pentagonaux en position horizontale qui se sont formés au cours du refroidissement de la lave.



Figure 31 : Flanc gauche (Ouest) de la carrière avec de beaux prismes de basalte en position horizontale



Figure 32 : Détail de quelques prismes (Photo T. Juteau).

Ces prismes sont également visibles sur tout le front de la carrière.

Mais dans sa partie médiane, on peut observer comme une « cicatrice » verticale séparant nettement deux ensembles de prismes à peu près horizontaux et disposés symétriquement par rapport à cette cicatrice. À son niveau où les deux ensembles de prismes s'affrontent, on a même l'impression de voir comme des gerbes. Les prismes sont très redressés vers le haut.



Figure 33 : Partie centrale du front de la carrière
De part et d'autre d'une cicatrice verticale médiane, deux piles de prismes légèrement obliques s'affrontent et se redressent quand elles viennent au contact.

Ces prismes étaient originellement verticaux. Ils se forment toujours perpendiculairement aux surfaces de refroidissement comme on peut le voir à Saint-Flour, Chillac (figure 34). Aujourd'hui, ils sont dans une position proche de l'horizontale.

Ils ont donc pivoté de près de 90°, comme les flyschs encaissants d'ailleurs, durant les plissements pyrénéens.



Figure 34 : Orgues basaltiques de Chillac (Haute-Loire)

Pivotement vers la gauche (l'Ouest) ou vers la droite (l'Est) ?

Dans la carrière, il est impossible de trouver des critères de polarité.

Comme on se trouve sur le flanc Nord du Synclinal de Bilbao et que le cœur de ce synclinal se trouve à l'Ouest de la carrière (voir figure 23), on pourrait penser que le flanc Ouest de la carrière représenterait le haut donc

le dessus de la formation basaltique et le flanc Est sa base donc le dessous.

En fait, il n'en est rien ! Selon Thierry Juteau, le haut de la formation est à l'Est et le bas à l'Ouest.

Cela tient au fait que le Bassin Basco-Cantabrique, dans la région de Bilbao, est un ensemble de synclinoriums et d'anticlinoriums très tectonisé, très plissé et faillé comme le prouve la présence de deux grandes failles de direction NO-SE : les failles de Bilbao et de Guernika (figure 35). Et cela s'explique facilement car c'est vraiment là que se sont heurtées les plaques européenne et ibérique à l'Éocène au moment de la formation de la chaîne pyrénéenne.

La formation de basalte de Fruniz pourrait alors appartenir au flanc Est d'un petit anticlinal du synclinorium de Bilbao (= Biscaye) ou pourquoi pas, de l'anticlinorium voisin de Biscaye (figure 36).

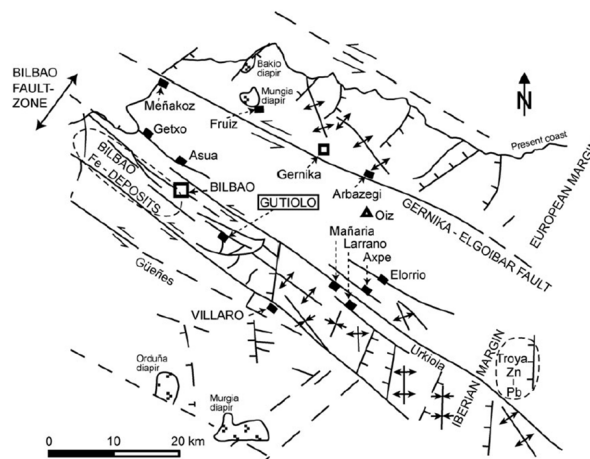


Figure 35 : Le synclinal de Bilbao : contact entre les marges européenne et ibérique

D'après M. Carracedo et K. Fernandez Mendiola (2018)

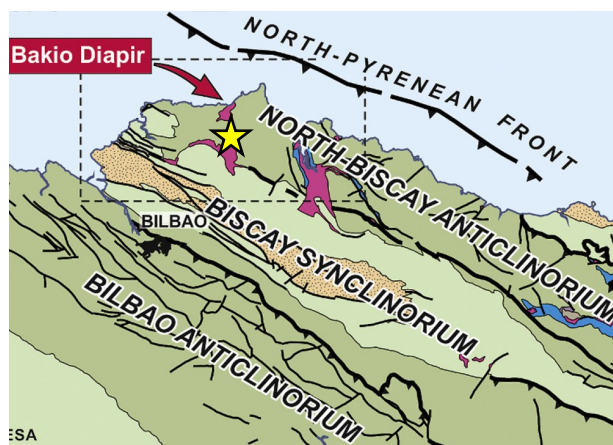


Figure 36 : Unités tectoniques du Bassin Basco-Cantabrique

★ Position de Fruniz

D'après E. Roca et al. (2021)



Figure 37 : Polarisation de la formation basaltique

Mais que représente en fait cette formation ?

- Est-ce un sill c'est-à-dire un filon de roche magmatique injecté horizontalement dans l'encaissant ? Dans le cas de la carrière de Fruniz, est-ce donc une intrusion basaltique concordante avec les couches sédimentaires du flysch dans lesquelles elle s'est mise en place à chaud, c'est-à-dire à une température de 1200°C environ.

- Ou est-ce une coulée de lave ?

L'absence de métamorphisme de contact dans le flysch du flanc oriental de la carrière, flysch qui constitue le plancher, la base sur laquelle se serait posée l'intrusion de magma chaud permet de rejeter l'hypothèse d'un sill.

On pourrait donc retenir l'hypothèse d'une coulée ... sauf que l'on ne connaît pas d'exemple actuel de coulée de près de 60 m d'épaisseur (largeur de la carrière) ou même de 30 m d'épaisseur si l'on admet que deux coulées y sont superposées (voir figures 33 et 37).

Alors ?

Des échantillons de basalte peuvent être récoltés sur le sol de la carrière.

Certains présentent un aspect bulleux.



Figure 38 : Basalte bulleux

D'autres sont d'authentiques brèches... ou des morceaux de « pipes ».



Figure 39 : Brèche volcanique

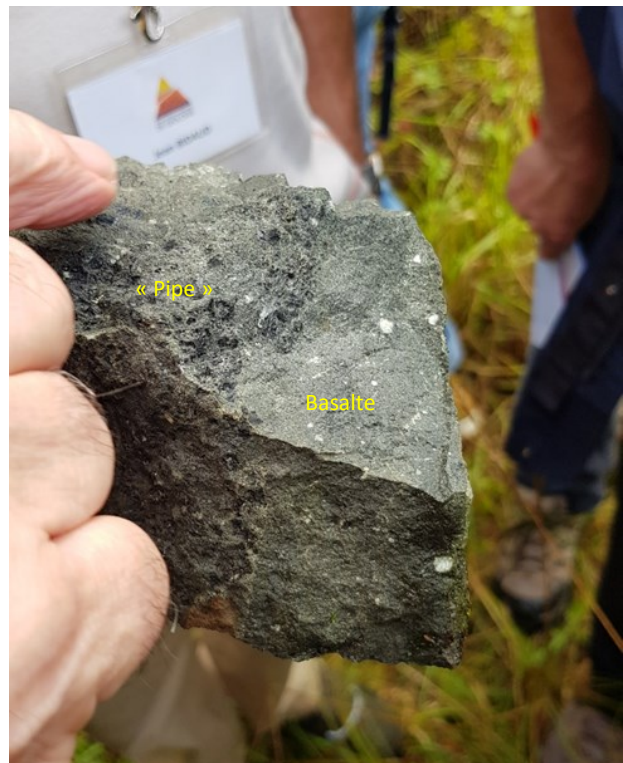


Figure 40 : Échantillon de basalte avec « pipe »

Le « pipe » est riche en cristaux noirs de pyroxène (augite) par rapport au basalte « normal » qui le borde.

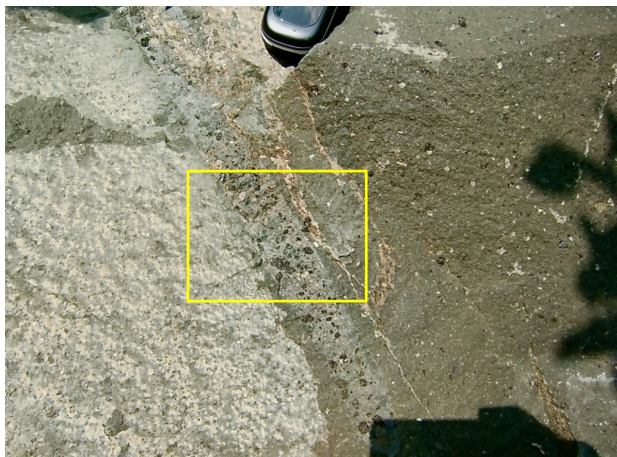


Figure 41 : « Pipe » en coupe longitudinale



Figure 42 : « Pipe » inclus dans un prisme basaltique vu en section transversale

Ces « pipes » sont des conduits cylindriques de 5-10 cm de diamètre, la plupart riches en phénocristaux de pyroxènes et en bulles de gaz parfois remplies de calcite (figures 40, 41 et 42).

Ils indiquent des remontées de matériel chaud au sein du basalte encore liquide, juste après sa mise en place.

On peut observer sur les blocs éboulés que ces conduits longs et étroits sont rigoureusement parallèles aux prismes des colonnes basaltiques. En tenant compte du fait que la prismation était originellement verticale, on en déduit que ces nombreux « pipes » étaient eux aussi orientés verticalement.

Ces « pipes » riches en bulles de gaz matérialiseraient en fait les nombreuses zones de dégazage de la coulée : des cohortes verticales de bulles de gaz remontaient vers la surface de la lave, juste après sa mise en place, à l'image des cohortes de bulles que l'on voit remonter du fond d'une casserole d'eau bouillante... Ces remontées de gaz entraînaient avec elles de nombreux phénocristaux de pyroxène noirs (augite), en train de cristalliser dans le fond de la coulée.

À noter que la prismation s'est développée nettement plus tard que les « pipes », quand la coulée était déjà refroidie et consolidée. On estime que c'est vers 600°C que la contraction thermique due au refroidissement

provoque une fracturation générale et simultanée (et donc la prismation) dans l'ensemble d'une coulée de basalte.

Il paraît, selon Thierry Juteau, qu'en Islande, on « entend » une détonation au moment de la prise en prismes d'une coulée de basalte donc à une température voisine de 600°C.

La lave (figure 43) est porphyrique, montrant des phénocristaux pluri-millimétriques de pyroxène noir (augite) et de plagioclase blanc (labrador). Elle est aussi un peu vésiculaire, contenant des amygdales rondes (anciennes bulles de gaz) remplies de minéraux hydrothermaux secondaires de basse température (calcite, zéolites, chlorites, argiles...)



Figure 43 : Échantillon de basalte de la carrière

Synthèse des observations

Les nombreux « pipes » indiquant un dégazage vigoureux, la texture microlitique fine du basalte, l'absence de métamorphisme au contact avec le sédiment, incitent à penser que la formation basaltique de Fruniz est plutôt une coulée effusive qu'un sill intrusif.

Cette coulée se serait mise en place sur un plancher océanique sédimentaire puisque tout son encaissant est constitué de turbidites (flyschs), et à faible profondeur pour permettre aux gaz de s'échapper librement par les « pipes ».

Mais pourquoi alors n'observe-t-on pas de pillows ? L'hypothèse retenue est que le volume de lave qui a été émis instantanément lors de l'éruption a été très important (les géologues anglais parlent de « *sheet flows* »), et dans ce cas, la trempe thermique brutale subie par la lave n'a pas pu contenir la coulée, celle-ci se serait alors étalée largement puis écoulée vers le bas.

Elle aurait pu s'accumuler dans un creux topographique, un petit graben tectonique par exemple, pour former un lac de lave. Ainsi pourrait-on expliquer l'épaisseur de près de 60 mètres de la formation de Fruniz (figure 45).

Rien à voir avec les lacs de lave de surface très tourmentés du Massif Central (figure 44).



Figure 44 : Lac de lave de Arlempdes (Haute-Loire)

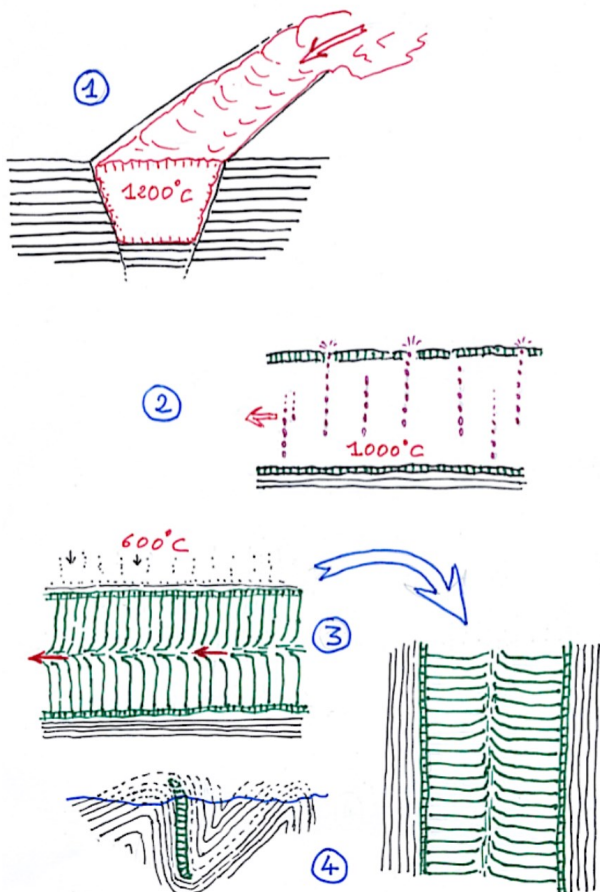


Figure 45 : Schéma reconstituant l'histoire du lac de lave fossilisé de Fruniz

Document J-M. Flament et T. Juteau

1. Accumulation, sur 60 m d'épaisseur, d'une volumineuse coulée de basalte dans un creux topographique (ici, un petit « graben » tectonique, affectant les sédiments du flysch).
2. Un vigoureux dégazage se produit à haute température : des chapelets de bulles de gaz remontent à la verticale, entraînant avec elles les cristaux rencontrés sur leur passage (pyroxènes, feldspaths).
3. Le lac de lave se refroidit et se solidifie. Vers 600°C, la contraction thermique déclenche une fracturation générale (formation des prismes hexagonaux), qui part des deux bordures

froides et se dirige vers le centre du lac de lave. Au centre, la lave encore visqueuse s'écoule encore, ce qui tord les prismes dans la direction de l'écoulement résiduel. La lave refroidie est rapidement ensevelie sous les sédiments du flysch.

4. Beaucoup plus tard, le flysch se plisse et le lac de lave se retrouve à la verticale avec les sédiments marno-calcaires encaissants.

C'est dans cette position que nous les voyons actuellement.

Arrêt 2 : La coulée à pillow lavas et les slumps d'Armintza



Figure 46 : Le petit port d'Armintza

A- La coulée à pillow lavas

En contrebas du petit port de plaisance d'Armintza,affleure une longue coulée basaltique à pillow lavas intercalée dans les marnes noires du flysch créacé (figure 47).



Figure 47

La coulée à pillow lavas affleure en contrebas du petit port de plaisance. Plus résistante que les sédiments du Flysch noir qui l'encaisse, la coulée de basalte se présente comme un mur sub-vertical à fort pendage vers le Sud-Est (figure 48).



Figure 48 : Vue sur le dos de la coulée à pillow lavas à pendage sub-vertical

On peut s'en approcher (on est presque à marée basse) pour observer de près les laves en coussins ou pillow lavas qui la constituent.

En chemin, le flysch de l'estran présente çà et là des petits slumps qui semblent couper la schistosité très régulière du flysch (figures 49 et 50).



Figure 49 : Charnière de petit slump (en forme de mini-pili) dans le Flysch noir de l'estran



Figure 50 : Schistosité dans la falaise de flysch de l'autre côté de l'entrée du port

L'approche du mur de pillows se montre en réalité assez difficile parce que très glissante. Certains y vont à quatre pattes (figure 51) !



Figure 51 : Approche difficile !

En se promenant sur le dos de la coulée (la face du « mur » qui regarde vers le quai), on peut observer en plusieurs endroits un mélange intime de la lave avec les marnes couleur gris sombre du Flysch noir (figures 52 et 53).



Figure 52 : Surface de la coulée de basalte montrant le mélange intime des pillow lavas avec les marnes noires du flysch



Figure 53 : Détail

Noter la présence de nombreuses vésicules dans le pillow. Ces basaltes sont criblés d'amygdales remplies de calcite, correspondant à d'anciennes bulles de gaz. Cette évidence de dégazage intense indique une faible profondeur d'eau, certainement inférieure à 500 mètres, voire à 100 mètres dans certains cas. Cependant, les nombreuses évidences d'inclusions de sédiments carbonatés mous dans les laves basaltiques pourraient expliquer l'abondance anormale de bulles de CO₂ dans ces laves, indépendamment des critères de profondeur.

En un endroit du mur, on peut même observer comme un long tube à peu près vertical et si on le regarde bien, on a comme l'impression qu'il va en se dilatant vers le bas et qu'il se présente en fait comme un chapelet, une succession de boules, de pillows de plus en plus gros (figure 54).

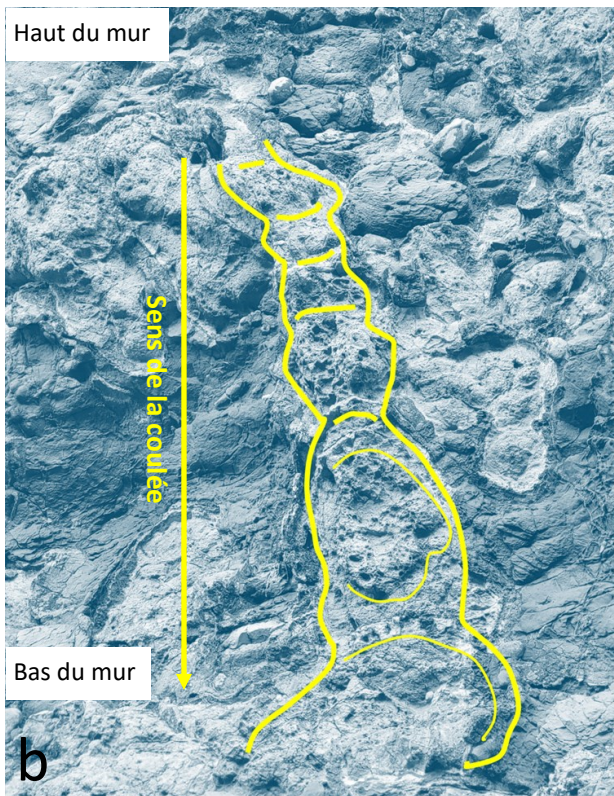


Figure 54 : Le tube d'Armintza !

a- Vue réelle b- Schéma d'interprétation

Ce type de structure se forme lorsque la lave rentre en contact avec l'eau. Le contact brutal de la lave basaltique à 1200°C avec l'eau à une dizaine-vingtaine de degrés entraîne un phénomène de trempe, c'est-à-dire un refroidissement très rapide de la surface de la lave qui se transforme en une pellicule de verre. Mais la lave continuant à venir, cette dernière peut percer la pellicule de verre juste formée et continuer à s'écouler entraînant ainsi la formation d'un tube plus ou moins long.

Remarque : Ce genre de tubes de pillow lavas peut être observé sous un état plus frais ailleurs dans le Synclinal de Bilbao (figure 55).



Figure 55 : Tubes de pillow lavas enchevêtrés le long de la route forestière de Soralue (Monte Karakate)

Cela suggère un écoulement de la lave du haut vers le bas du mur. Et comme ce mur est penté vers le Sud-Est, on peut supposer par conséquent un écoulement de la lave dans cette direction.

Comme cette coulée est d'autre part concordante avec les strates de flysch, on peut aussi émettre l'hypothèse que tout cet ensemble proviendrait en fait d'une région-source située plus au Nord-Est et donc appartenant à la marge européenne (figure 56).

Le débit en pillows de la coulée basaltique d'Armintza implique une mise en place en milieu aquatique tout comme la coulée de Fruniz (arrêt précédent). Et dans les deux cas, ces coulées se sont mises en place au sein de la formation du Flysch Noir (figure 56 - C).

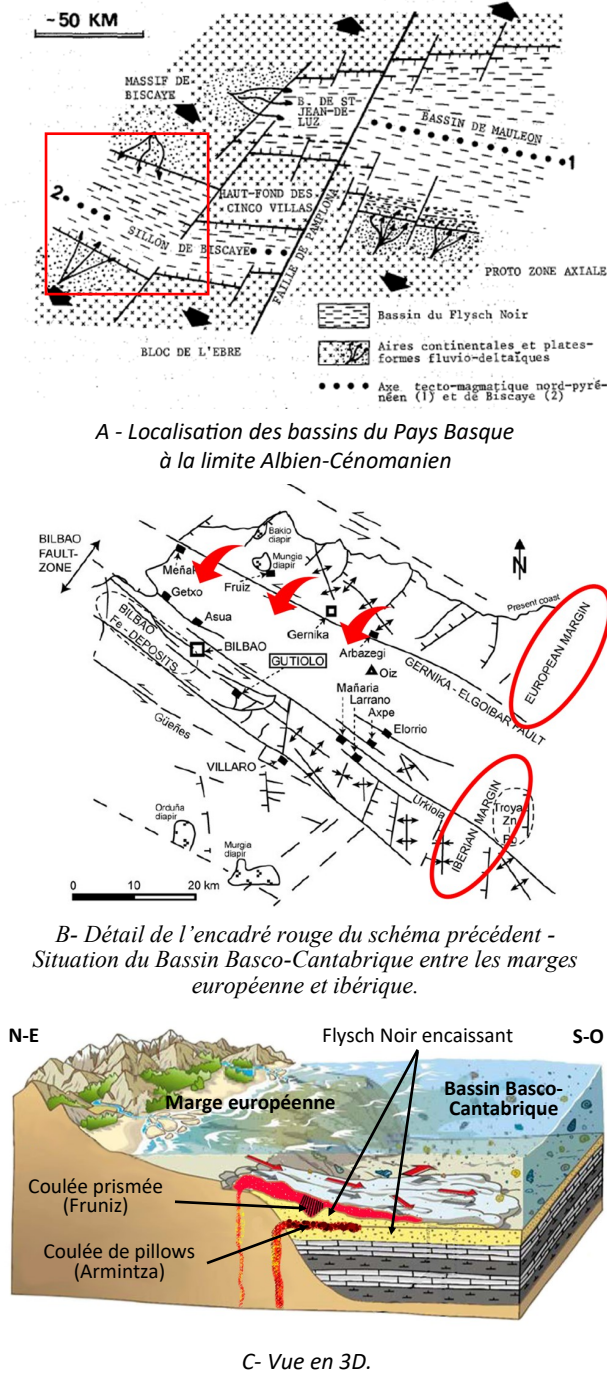


Figure 56 : La marge européenne, source des flyschs

D'après P. Razin (1989) - schéma A, A. Hilario (2012) - schéma B et P. Thomas (2022) - schéma C

Mais ces deux coulées ne présentent pas du tout le même aspect.

Alors que la coulée de Fruniz est planaire et présente un débit en prismes qu'on a expliqué par un volume de lave émis important empêchant la contraction thermique de jouer son rôle, le volcanisme d'Armintza a été plus modéré. La trempe thermique a alors eu un effet maximum : une couche de verre emprisonne la lave qui forme des tubes anastomosés et enchevêtrés et progresse vers le bas par éclatements successifs de la croûte vitreuse.

Selon Castañares *et al.*, lorsque le magma débouche sur le plancher océanique, de puissants volumes de lave se mettent en place sous la forme de coulées massives planaires qui peuvent se prisme dans les creux topographiques. Puis lorsque le débit diminue, des coulées à pillow lavas se mettent en place, construisant des édifices volcaniques coniques, avec tout un cortège de brèches de pillow lavas sur les flancs des volcans. Finalement, des écroulements et des transports en masse, ainsi que des explosions volcaniques, déposent des brèches volcaniques stratifiées sur les édifices volcaniques (figure 57).

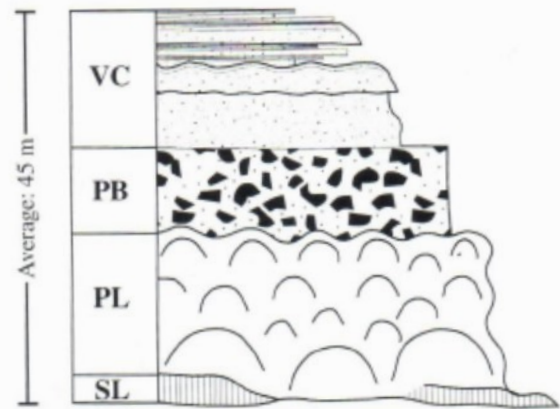


Figure 57 : La séquence verticale typique d'un volcan sous-marin de la zone de Guernica

- SL (Sheet lavas) : coulées massives planaires.
- PL : pillow lavas.
- PB (Pillow breccias) : brèches de pillow lavas.
- VC : brèches volcaniques stratifiées.

D'après Castañares *et al.* (2001)

1- Datation du volcanisme du Synclinal de Bilbao

Les coulées du Synclinal de Bilbao ont été parfaitement datées (figure 58), d'une part grâce à la microfauve de Foraminifères et à la macrofaune d'Ammonites contenues dans les couches sédimentaires intercalées entre les coulées de lave, et d'autre part grâce à des mesures d'âges géochronologiques utilisant les isotopes du potassium et de l'argon (méthode K-Ar).

Les âges s'échelonnent entre l'Albien supérieur (environ -100 Ma) et le Santonien inférieur (environ -85 Ma), soit sur une durée d'environ 15 Ma avec des interruptions plus ou moins longues. Cette période du Crétacé correspond précisément à l'ouverture en ciseaux du Golfe de Gascogne, conséquence de la rotation antihoraire du bloc ibérique.

Le volcanisme basaltique principal d'Armintza a eu lieu à la limite Albien moyen-Albien supérieur (Biozones à *Schakonia primitiva* / *Biticinella bregiensis*) mais il a continué à se manifester épisodiquement jusqu'à la limite Albien-Cénomanien.

Le volcanisme basaltique de Fruniz est plus récent, Albien supérieur : partie supérieure de la biozone *Rotalifera ticinensis* et partie inférieure de la biozone *Rotalipora appenninica* (figure 58).

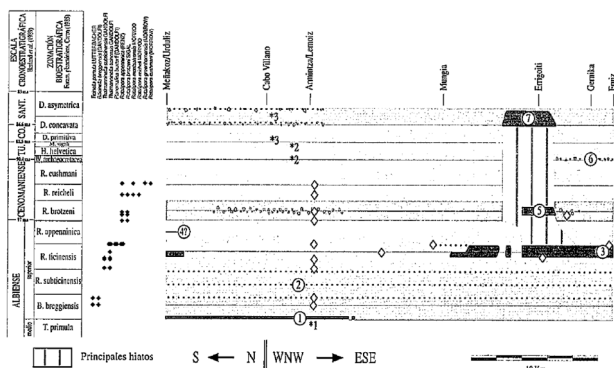


Figure 58 : Distribution stratigraphique et datation des épisodes volcaniques du Synclinal de Bilbao

① Armitza ③ Fruniz

D'après L.M. Castañares, S. Robles et J.C. Vicente Bravo (1997)

On remarque sur le diagramme de la figure 58 que l'activité volcanique dans le Synclinal de Bilbao s'est déplacée du Nord-Ouest vers le Sud-Est pendant ces 15 Ma, avec des périodes de calme volcanique plus ou moins longues, en particulier au Cénomaniens.

2- Origine du volcanisme d'Armitza et du Synclinal de Bilbao

Comme on l'a déjà dit (voir pages 104 et 105), les bassins en pull-apart, qui se sont formés à l'Aptien lors du déplacement en transtension senestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe, vont connaître à la fin de l'Albien un épisode d'hyper-extension du fait de la rotation antihoraire de l'Ibérie poussée vers le Nord par la plaque Africaine.

C'est à ce moment-là que le Golfe de Gascogne va s'ouvrir en ciseaux et chacun des bassins va alors se comporter un peu comme un rift avec sa croûte continentale en extension (figure 59).

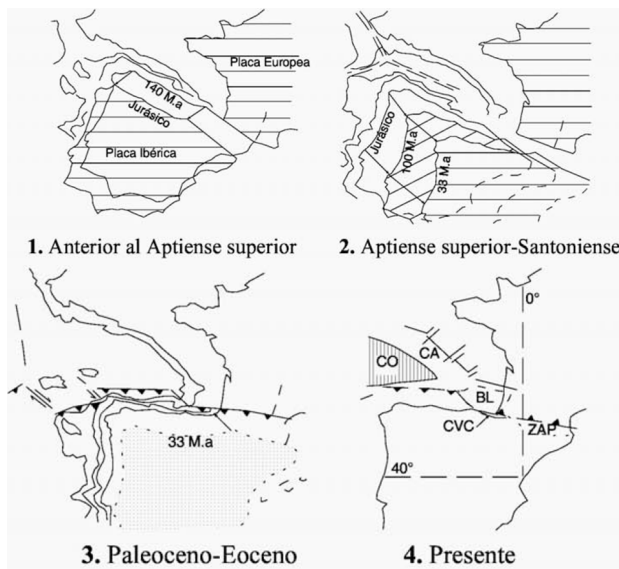


Figure 59 : Principales étapes de l'ouverture du Golfe de Gascogne

D'après M. Carracedo, F. Sarrionandia, T. Juteau et J.I. Gil Ibarguchi (2012)

Cela va se traduire par :

- une forte subsidence du Bassin Basco-Cantabrique et l'accumulation des flyschs sur plusieurs centaines voire milliers de mètres d'épaisseur,
- le déclenchement d'une tectonique salifère (diapirisme) déjà entrevue hier à Gaztelugatxe et que l'on évoquera en détail cet après-midi à Bakio,
- et surtout la remontée du manteau lithosphérique (figure 60).

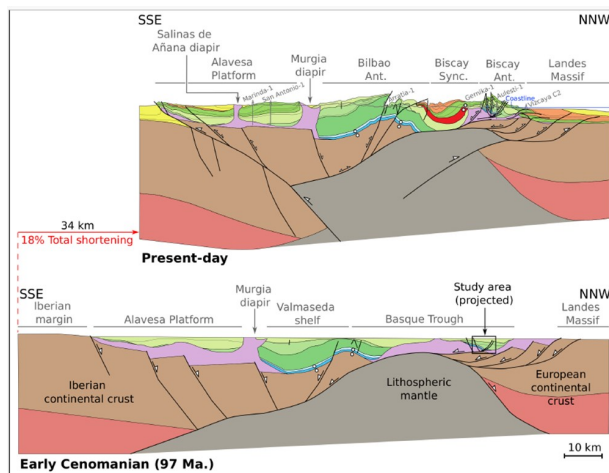


Figure 60 : Coupes géologiques du Bassin Basco-Cantabrique à la période actuelle et au Cénomaniens inférieur (selon Poprawski et al., 2021)

Au Cénomaniens, le Bassin Basco-Cantabrique est en hyper-extension et le manteau lithosphérique vient pratiquement à l'affleurement.

Remarque : Dans le Bassin Basco-Cantabrique, le manteau a été probablement mis à nu selon J.-M. Flament. Dans les Chaînon Bearnais et à l'Étang de Lherz, les preuves de terrain recueillies près des lherzolites montrent de façon certaine qu'il l'a été à la faveur d'une grande faille de détachement.

C'est cette remontée du manteau, lithosphérique et asthénosphérique, qui est à l'origine du volcanisme Crétacé du Bassin Basco-Cantabrique par décompression puis fusion partielle de péridotites à grenat et spinelle (figure 61).

Les failles liées aux mouvements de transtension entre les marges européenne et ibérique (faille de Bilbao sur la marge ibérique et faille de Gernica-Elgoibar sur la marge européenne - voir figure 56) auraient ensuite facilité l'ascension du magma vers la surface, sur le plancher océanique du bassin en train de se remplir de flyschs.

Auparavant, le magma se serait différencié par cristallisation fractionnée dans une chambre magmatique intermédiaire.

Les données isotopiques montrent que ce magmatisme provient d'une source mantellique de type OIB, probablement localisée sous la lithosphère.

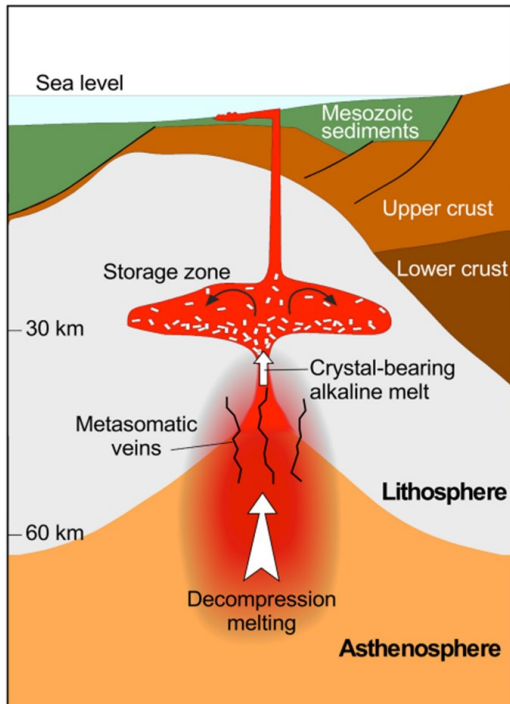


Figure 61 : Un modèle sur la genèse du volcanisme Basco-Cantabrique

D'après A. Pesquera et P. P. Gil-Crespo, 2024

3- Chimie des laves du volcanisme Crétacé d'Armintza et du Synclinal de Bilbao

Les caractéristiques géochimiques et minéralogiques de ces laves indiquent une série basaltique alcaline et ses termes de différenciation jusqu'aux trachytes (figure 62).

Les faciès pétrographiques comprennent, en allant des moins siliceuses aux plus siliceuses : des picrites alcalines (riches en cristaux d'olivine), des ankaramites (riches en cristaux d'augite), des basaltes alcalins, des teschérites (trachytes sous-saturés en silice), des trachy-andésites et des trachytes.

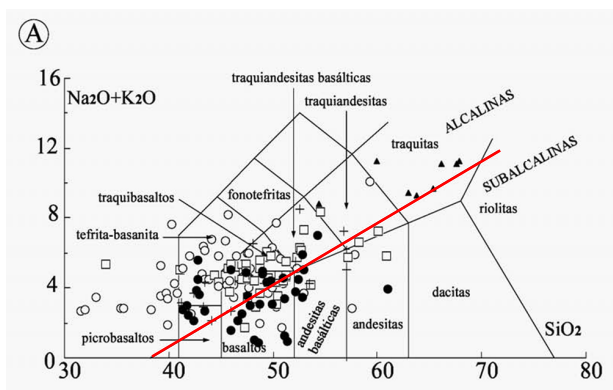


Figure 62 : Diagramme TAS - Géochimie des roches volcaniques du Synclinal de Bilbao

La droite rouge indique une série basaltique alcaline évoluant jusqu'aux trachytes.

- Pillow lavas □ Laves tabulaires
- Roches intrusives (sills, stocks) ▲ Trachytes + Dykes

D'après M. Carracedo, F. Sarrionandia, T. Juteau et J.I. Gil Ibarguchi (2012)



Figure 63 : Galet de basalte, à nombreux cristaux noirs et non altérés de clinopyroxène (augite) et cristaux dispersés d'olivine claire très altérée (chlorite, oxydes de fer, serpentine).

L'abondance des cristaux d'augite fait penser à un basalte ankaramitique (accumulation de pyroxènes lourds ferromagnésiens en fond de chambre magmatique).

À noter également la présence de nombreuses varioles plus claires à fibres rayonnantes.

Le chimisme des basaltes serait en fait incompatible avec une fusion pure et simple des péridotites à grenat et spinelle suivie d'une différenciation dans une chambre magmatique.

Comme le montre la figure 61, il faudrait y ajouter un mélange, dans une faible proportion, avec des veines riches en amphibole de la lithosphère.

En aucun cas, le volcanisme alcalin du Bassin Basco-Cantabrique ne peut être lié à une quelconque subduction de la plaque Ibérie sous la plaque européenne ou à un rifting du bassin. Sur la figure 64, on voit bien que les basaltes se distinguent en effet clairement des basaltes océaniques (E-MORB et N-MORB) et des séries liées aux zones de subduction (Basaltes de marges destructives).

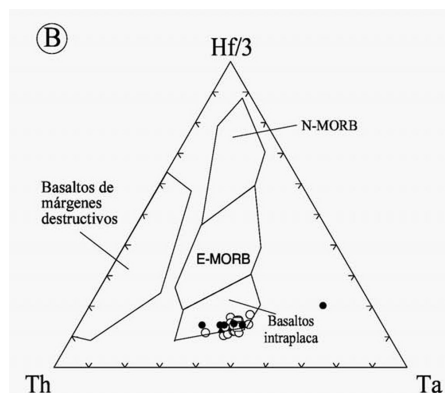


Figure 64 : Diagramme tectono-magmatique Th-Hf-Ta (Wood, 1980)

D'après M. Carracedo, F. Sarrionandia, T. Juteau et J.I. Gil Ibarguchi (2012)

B- Les slumps et leur signification

Le flysch affleure très largement en falaise. Il est constitué d'un empilement de niveaux gréseux clairs, jaunâtres et de niveaux plus fins, marneux, noirs. L'ensemble appartient à la formation du Flysch Noir qui a été datée de l'Albien.



Figure 65 : Flysch Noir d'âge Albien en falaise

« Ces alternances de grès et d'argiles se sont formées à l'origine dans un environnement marin. Les sédiments détritiques qui se déposent près de la côte, sur la plateforme continentale, sont régulièrement déstabilisés par l'action des tempêtes, des mouvements tectoniques, ou simplement par leur propre poids qui les entraîne dans la pente du talus continental. Le mouvement de ces sédiments non consolidés va créer des avalanches sous-marines chargées en boues et en sables. C'est ce que l'on appelle un courant de turbidité.

Ces avalanches vont dévaler la pente du talus continental et les sédiments vont finir par se déposer au niveau du glacis, à l'entrée de la plaine abyssale, pour former ce que l'on appelle une turbidite ou un complexe turbiditique.

En fonction de leur puissance et de la charge sédimentaire, chaque courant de turbidité va aller plus ou moins

loin. Ces avalanches sous-marines vont ainsi se répéter régulièrement, formant à chaque fois une nouvelle séquence de matériel détritique se déposant sur la précédente et intercalée par un niveau plus argileux qui se dépose en période de calme. Avec l'enfouissement, le processus de diagenèse commence, transformant les séquences détritiques en bancs de grès. » (figure 66).

D'après « Futura »

Définitions

Le **courant de turbidité** est donc l'avalanche. Le dépôt qui s'ensuit est une **turbidite** et comme les sédiments y sont granoclassés, on parle encore de **complexe turbiditique** ou de **séquence turbiditique** (exemple : la fameuse séquence de Bouma). **Un flysch est donc une accumulation de turbidites.**

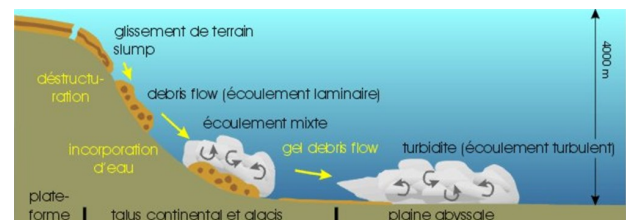


Figure 66 : Illustration d'un courant de turbidité

<http://www.geosed.ulg.ac.be/processus/processus.htm>

Au pied de la falaise de flyschs, on peut observer un magnifique slump de dimension hectométrique visible sur la figure 67.



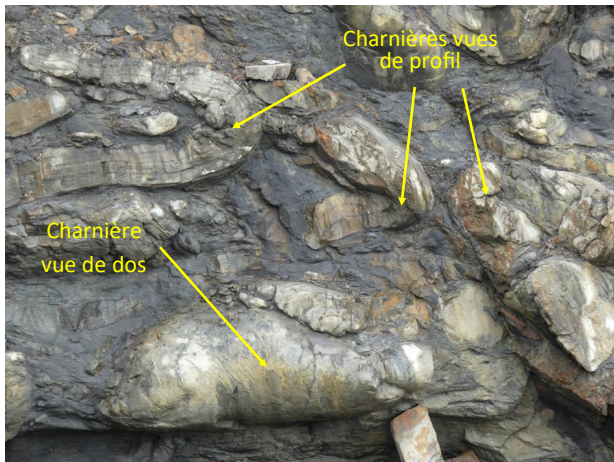


Figure 67 : Photos du slump d'Armintza



Figure 68 : Différence de compétence entre grès et marnes au niveau de la charnière d'un pli dans le slump

Les slumps sont constitués de turbidites replissées englobées dans une matrice marneuse plus ou moins abondante. Ils traduisent une instabilité constante des dépo-centres.

À la différence des flyschs qui se sont constitués à partir d'avalanches de sédiments détritiques (sable, grès, boue calcaire) transportés en suspension dans l'eau, les slumps résultent, eux, du glissement en masse de sédiments déjà consolidés appartenant par exemple à la bordure de la plateforme ou au talus même ou à d'anciennes turbidites.

Les plis qu'on y observe sont en général des plis couchés, montrant une grande dispersion des plans axiaux.

À noter également (figure 68) la différence de compétence entre les couches gréseuses qui se cassent (schistosité de fracture dans une roche compétente) et les couches marneuses qui développent une schistosité de flux parallèle au plan axial des plis (roche incompétente).

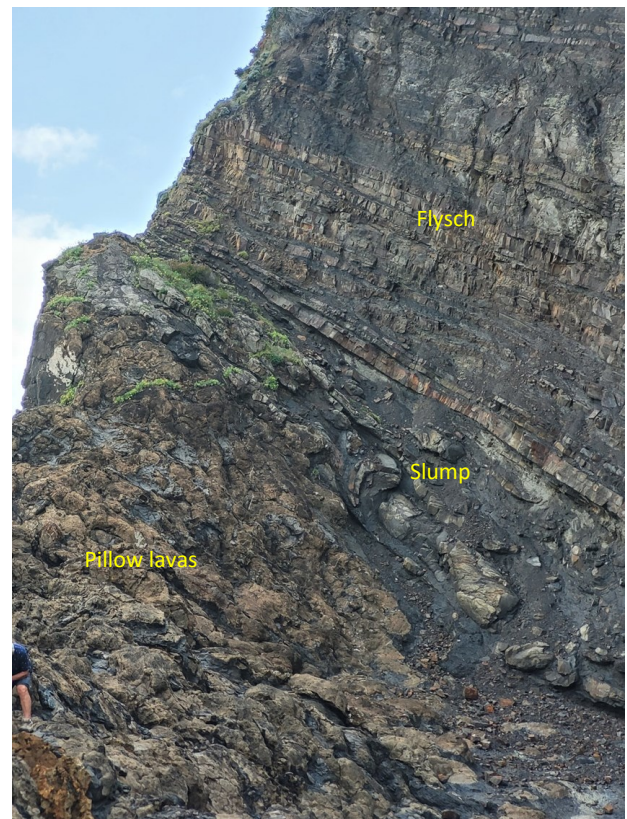


Figure 69 : Terminaison du slump d'Armintza entre flysch et pillow lavas

L'analyse structurale des slumps d'Armintza (Poprawski *et al.*, 2016) a montré :

- qu'ils proviennent d'un bloc surélevé contrôlé par la faille d'Armintza située juste au Nord de la localité,
- et que l'activité halocinétiq ue, sûrement celle du diapir de Bakio, distant aujourd'hui de 7 km (figure 70), a joué un rôle essentiel dans le déclenchement de ces glissements gravitaires.

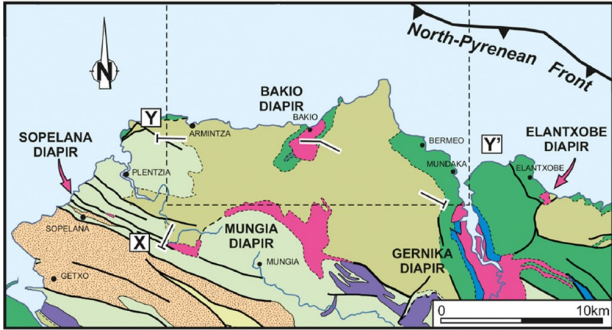


Figure 70 : Localisation d'Armitza et de Bakio
D'après R. Roca et al. (2021)

Arrêt 3 : Le diapir de Bakio



Figure 71 : La plage de Bakio vue de son flanc Est

Diapirisme et sédimentation gravitaire

Qu'est-ce qu'un diapir ?

Un diapir correspond à une masse d'évaporites (halite, gypse, anhydrite, etc...) formant comme une « bulle », une montgolfière et qui présente des contacts anormaux avec son encaissant, plus jeune.

À Bakio, les roches constituant le diapir ont été datées du Trias supérieur (Keuper) et sont en contact direct avec des roches de l'Albien. Les évaporites étant moins denses (densité entre 2,1 et 2,3) que les roches encaissantes (densité entre 2 et 2,8), il a longtemps été admis que cette différence de densité était le moteur essentiel de l'ascension des diapirs.

Aujourd'hui, notamment par le biais de synthèses régionales, le rôle de la déformation au sein du bassin

sédimentaire (fractures, failles, basculement régional) est mieux pris en compte, voire privilégié, dans la mobilisation des évaporites.

Le comportement ductile des évaporites va leur permettre de migrer vers le haut de la pile sédimentaire, soit en « perforant » et cassant les roches encaissantes déjà déposées (*Drag fold model*) soit en formant des éventails et des discordances au sein des sédiments contemporains de l'activité halocinétique (*Drape fold model*) (figure 72).

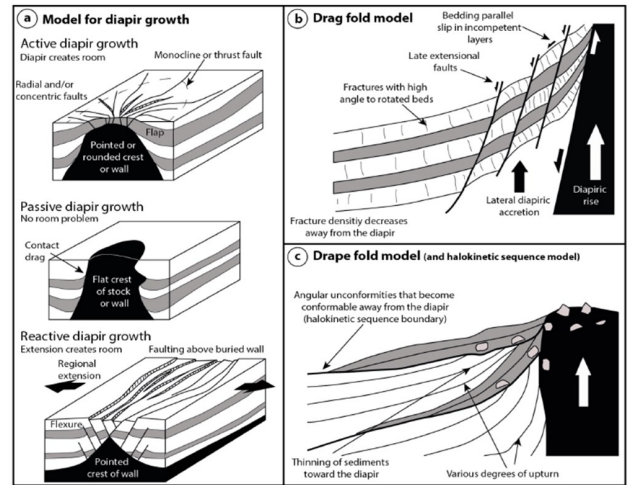


Figure 72 : Le diapirisme

a : différents modèles de croissance de diapirs.

b : modèle des « drag folds », générant ainsi une déformation cassante.

c : modèle des « drape folds » considérant que le diapir fonctionne de manière syngénétique, formant des éventails et des discordances sur ses flancs.

Document J-M. Flament et T. Juteau

A- Description du flanc Est du diapir de Bakio

En descendant l'escalier, on peut voir affleurer sur la gauche les argiles rouges à veines de gypse du Trias supérieur (Keuper) et devant, au premier plan sur la plage, deux gros blocs d'ophite.

Sur la droite, la falaise appartient à l'encaissant du diapir de Bakio. Cet encaissant est constitué par la Formation des marnes de Bakio d'âge Aptien - Albien inférieur (figure 73).

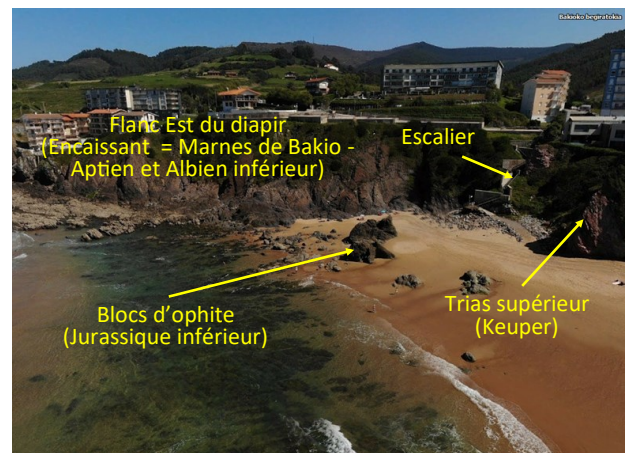




Figure 73 : La plage de Bakio - Flanc Est

Ces marnes de Bakio présentent ici deux pendages différents. Les plus proches de la mer sont plus faiblement pentées vers l'Ouest que celles qui forment vraiment la falaise (figure 74).



Figure 74 : Vue du flanc Est du diapir de Bakio

Noter la différence de pendage dans les marnes de Bakio.

Au niveau de la rupture de pente, on peut observer de nombreux plans courbes recouverts de calcite (?) (figure 75).



Figure 75 : Plans courbes de calcite (?) au niveau de la rupture de pente

Plus loin encore le long de la côte, les marnes de Bakio sont davantage verticalisées, voire renversées (pendage inverse entre 80° et 70° vers l'Est).

À l'arrière-plan, les brèches de Bakio, plus jeunes (Albien moyen), présentent un pendage d'environ 55° vers le SE (figure 76).

Que les marnes et brèches de Bakio qui affleurent sur le flanc Est soient aussi fortement pentées peuvent s'expliquer, bien évidemment, par l'orogénèse pyrénéenne.

On a vu la même chose à Armintza ou à Zumaia ! Mais le fait que les pentages varient de façon aussi importante sur une distance aussi courte, de quelques kilomètres seulement, suggère donc une ou plusieurs discordances angulaires entre les marnes et les brèches de Bakio et même également une rotation du flanc Est du diapir pendant leur sédimentation.

Question : Quelle serait la cause de ces déformations ?



Figure 76 A : Vue d'ensemble et interprétation du flanc Est du diapir de Bakio

Document J-M. Flament et T. Juteau

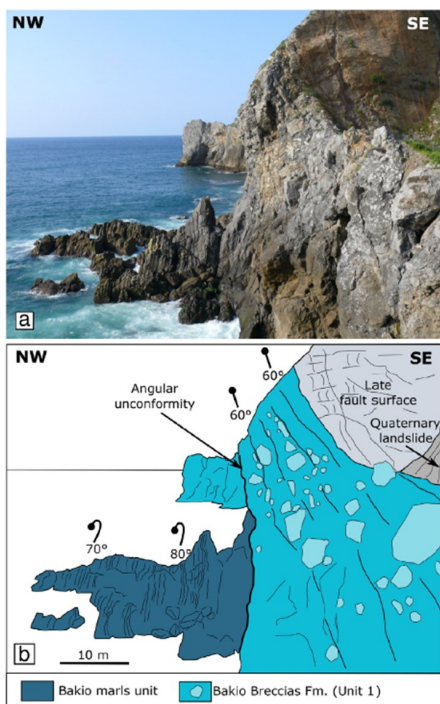


Figure 76 B : Vue de détail de la discordance angulaire entre les formations des marnes et des brèches de Bakio

D'après Y. Poprawski et al. (2016)



Figure 77 : Classe sur le terrain ! J-M. Flament nous explique tout au tableau noir !!

1- Les argiles rouges et le gypse du Trias supérieur (Keuper)



Figure 78 : La masse d'argiles rouges et de gypse du diapir de Bakio

Rappel de la page 104 :

Au cours du Trias supérieur ou Keuper, c'est une succession relativement épaisse d'évaporites et d'argiles rouges interstratifiées qui se dépose sur toute la plateforme du Domaine Ouest-Européen en lien avec la rupture de la Pangée et dans un contexte de rifting continental.

Dans ces bassins peu profonds et soumis à un climat de type tropical, chaud et sec, l'évaporation de l'eau de mer a conduit à la précipitation de sels, principalement d'halite avec des proportions moindres d'anhydrite et de gypse. La précipitation du gypse (qui est un sulfate de calcium hydraté) exige l'évaporation d'environ 80% de la masse d'eau de mer.

Mais le gypse s'y est déposé en couches.

Ce n'est pas le cas ici où il se présente sous la forme de veines, peu épaisses et enchevêtrées les unes dans les autres pour former comme un lacis inextricable. Cela implique par conséquent une dissolution du gypse primaire puis sa recristallisation, possiblement pendant le fonctionnement du diapir et également un comportement plastique de toute la masse évaporitique.



Figure 79 : Détails

2- Les blocs d'ophite

Les ophites sont des dolérites basaltiques donc des roches magmatiques de chimisme basique, relativement pauvres en silice.

Deux blocs d'ophite affleurent sur le flanc Est mais on en retrouve aussi tout le long de la plage où ils semblent d'ailleurs s'aligner selon une direction NNO-SSE (N 30°) (figure 80).



Figure 80 : Alignement des blocs d'ophite
Image Google Earth

Ces blocs étaient au départ inclus dans le Trias supérieur (Keuper) puisqu'on peut en retrouver, de toutes les tailles, ailleurs dans le Pays Basque espagnol, englobés dans ce Trias évaporitique. Ici, le Trias a donc disparu au niveau de la plage par érosion et dissolution. Non seulement le sel a une faible densité, un comportement plastique mais il est aussi très soluble dans l'eau.

Ces ophites ont été datées. Des datations radiogéniques : K-Ar sur roche totale, K-Ar sur plagioclase et U/Pb sur zircon leur donnent en effet un âge de -198 à -195 Ma. Elles sont donc clairement et définitivement d'âge Jurassique inférieur.

Des ophites peuvent également renfermer des enclaves de dolomies du Muschelkalk. Rien d'anormal à trouver des enclaves de Muschelkalk dans les ophites, qui, en remontant vers le haut au Jurassique inférieur, vont rencontrer du Muschelkalk avant d'atteindre le Keuper.

Toutes sont contemporaines de l'ouverture de l'Océan Atlantique Central et appartiennent à la Province Magmatique Centre-Atlantique (CAMP) (voir figure 6 page 103).

Quant à leur mode de gisement, contrairement aux dolérites de la croûte océanique qui se présentent sous la forme de filons, on suppose, dans le Pays Basque espagnol, qu'ils se sont mis en place sous la forme de sills plus ou moins horizontaux, parallèles aux dépôts sédimentaires du Jurassique inférieur et du Trias sous-jacent.

a) Évidence de l'existence du diapir de sel

Aujourd'hui, sur la plage de Bakio, les blocs d'ophite sont bien alignés selon des directions parallèles. Cela laisse supposer que la migration vers le haut des argiles rouges et du gypse du Trias, si elle a verticalisé les sills d'ophite, s'est faite calmement, en douceur, sans que l'ensemble n'ait subi de déformations tectoniques importantes puisque la continuité des masses d'ophite a été préservée.

Les blocs d'ophite ont été englobés et emportés passivement lors de la croissance du diapir.

Et c'est l'ascension de ce diapir qui a redressé en même temps toutes les formations marneuses et de flysch du

flanc Est de la plage, formations constituant son encaissant et donc beaucoup plus jeunes (âge Albien pour l'essentiel).

Tout cela a été confirmé par des profils sismiques réalisés au travers de la baie de Bakio (figure 81).

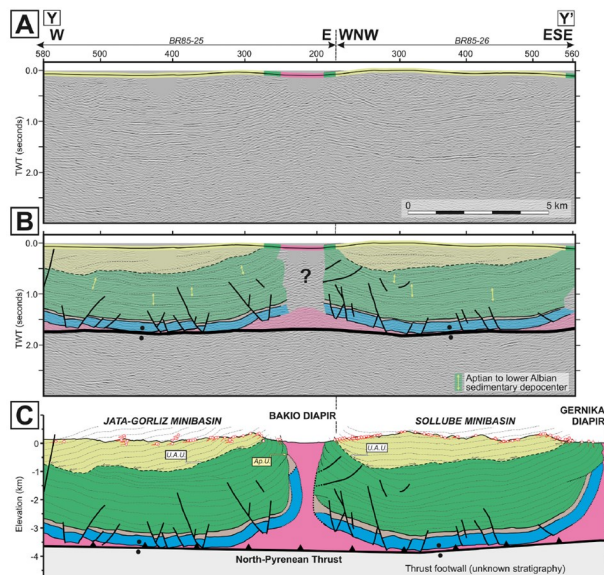


Figure 81 : Interprétation des profils sismiques de la Baie de Bakio

D'après R. Roca et al. (2021)

b) Description et composition minéralogique

Les deux blocs d'ophite situés près du flanc Est de la plage de Bakio sont clairement bréchifiés (figure 82) : c'est une brèche monogénique d'origine tectonique, les fragments et la pâte fine qui les cimente ont la même composition.





Figure 82 : Aspect des deux blocs d'ophite du flanc Est de la plage de Bakio

En revanche, dans la partie centrale de la plage de Bakio, les blocs d'ophite sont restés massifs. Bien que très diaclasés, ils ne se sont pas fragmentés en brèches tectoniques sauf localement, en limite de bloc (figure 83).



Figure 83 : Blocs d'ophite du milieu de la plage (vues d'ensemble et de détail)

L'ophite présente un aspect soit massif, soit bréchiq. Elle apparaît très diaclasée et semble débitée en petites masses arrondies. Le débit en boules est d'ailleurs caractéristique de la dolérite.

Sa couleur est légèrement verdâtre et sa texture plutôt grenue, grossière même.

Elle a été profondément altérée.

L'étude de cette roche au microscope montre qu'elle est composée principalement de pyroxène et de plagioclase. On peut y trouver aussi de l'olivine.

Les pyroxènes sont sous forme de phénocristaux xénomorphes souvent bordés par des plagioclases, ou quelquefois regroupés en ensembles de plusieurs individus.

Leurs bordures peuvent être déstabilisées en amphibole. Ils présentent alors sur leur pourtour une auréole brun-vert.

Les pyroxènes ont une composition d'augite riche en magnésium.

Les plagioclases sont automorphes, de taille millimétrique, et se présentent soit sous forme de lattes constituant la phase intersertale où les cristaux sont imbriqués les uns dans les autres, soit en microlites de plus petite taille englobés par les pyroxènes.

Ils ont des compositions allant de la labradorite à la bytownite. Ils sont donc riches en calcium.

Ils peuvent être plus ou moins séricitisés ou épidotisés ou albitisés selon les échantillons.

c) Caractéristiques chimiques et géochimiques des ophites du Pays Basque espagnol

Le diagramme TAS (figure 84) des ophites échantillonnées dans la région des Massifs de Cinco Villas et des Aldudes montre une série assez homogène sub-alcaline.

Leur teneur en SiO_2 est comprise entre 50 et 52%. Elles ont donc une composition basique voisine de celle des basaltes des rides océaniques normales (N-MORB).

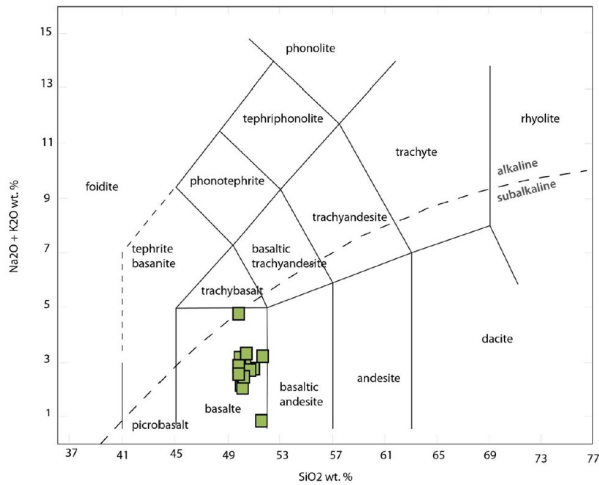


Figure 84 : Diagramme TAS - Géochimie des ophites du Pays Basque espagnol (région des Massifs de Cinco Villas et des Aldudes)

D'après E. Homonnay (2014-2015)

Le diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (figure 85) montre, pour la plupart des échantillons analysés, des anomalies négatives en tantale (Ta) et niobium (Nb) et une anomalie positive en plomb (Pb) et strontium (Sr).

Ces caractéristiques sont également celles de la grande majorité des ophites pyrénéennes et des basaltes tholéitiques continentaux typiques de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP).

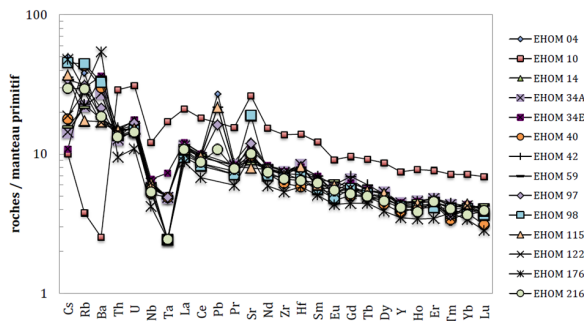


Figure 85 : Diagramme multi-élémentaire des ophites normalisé au manteau primitif

D'après E. Homonnay (2014-2015)

Mais par rapport à des basaltes de rides océaniques normales (N-MORB), les ophites pyrénéennes présentent un enrichissement en éléments incompatibles et surtout une forte anomalie négative en tantale, plus importante que celle de niobium.

E. Homonnay fait alors l'hypothèse que le magma à l'origine des ophites du Pays Basque espagnol aurait été obtenu par mélange d'un magma d'origine mantellique avec des roches basiques présentes en base de croûte et dérivant de la fusion de roches éclogitiques à rutile et titanite. Cette fusion serait intervenue lors d'un épisode de subduction paléozoïque.

B- Description du flanc Ouest du diapir de Bakio

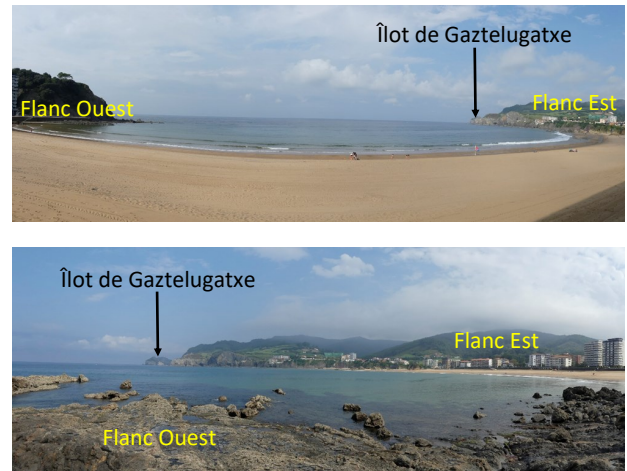


Figure 86 : Vues sur la plage de Bakio

1- Disposition en éventail des différentes formations sédimentaires de l'Albien

Du milieu de la plage, on observe très bien, sur le flanc Ouest du diapir, un éventail sédimentaire (figure 87).



Figure 87 : Vue du flanc Ouest du diapir

L'éventail sédimentaire est constitué à la base par les brèches de Bakio (en bleu, à gauche) et au sommet par le Flysch Noir (en orange et marron, au centre).

Document J-M. Flament et T. Juteau

On peut clairement identifier les pendages des couches, qui sont verticales au voisinage des immeubles donc à proximité du contact avec le diapir, puis qui deviennent de moins en moins pentues lorsqu'on se déplace vers le Nord. Elles deviennent horizontales à environ 700 m du diapir.

La Formation des brèches de Bakio (Albien moyen) constitue la partie basale de cet éventail et présente des pendages allant de 90° à environ 45° vers le NO, puis vient l'unité inférieure et grossière du Flysch Noir (Albien supérieur) avec des pendages allant d'environ 45° à 0° vers le NO (figure 87).

L'unité représentée en orange correspond à une unité de transition avec des sédiments mixtes incluant des turbidites détritiques intercalées avec des brèches à débris carbonatés.

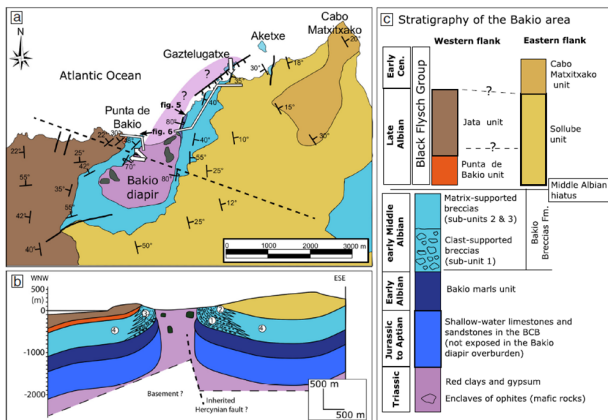


Figure 88 : Géologie du secteur de Bakio
(même code de couleur que sur la figure précédente)
D'après Y. Poprawski et al. (2016)

2- Observation de la Formation des brèches de Bakio

On est ici à une cinquantaine de mètres de la bordure du diapir de Bakio, dans la Formation des brèches de Bakio que l'on va parcourir et qui se présente comme une alternance de bancs marneux et de calcarénites avec de nombreux niveaux bréchiques intercalés.



Figure 89 : L'AVG sur le flanc Ouest du diapir

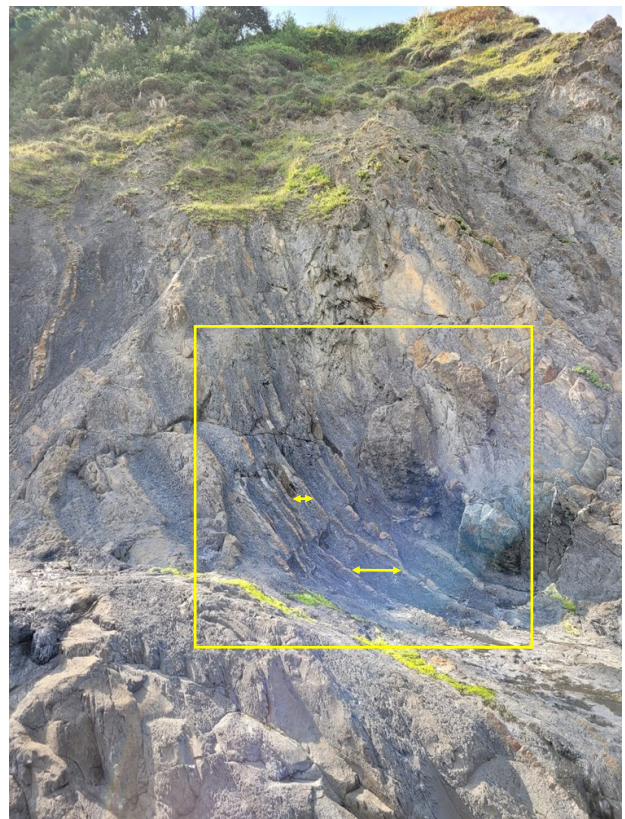


Figure 90 : Alternance de bancs marneux et de calcarénites pentés à la verticale

Mais on peut aussi remarquer que les couches vont en se « dilatant » vers le bas et que par conséquent, elles deviennent de moins en moins pentées.



Figure 91 : Différences de pendages entre deux séquences sédimentaires (traits jaunes)



Figure 92 : De nombreuses failles à toutes les échelles



Figure 93 : Brèches



3- Évidences d'une croissance synsédimentaire

En fait, on fait ici, sur le flanc Ouest du diapir de Bakio, mais de façon beaucoup plus nette, à peu près les mêmes observations que sur son flanc Est complétées par celles faites à l'Îlot de Gaztelugatxe.

Plus précisément, la disposition en éventail observée de loin, la présence de nombreuses discordances angulaires et de nombreux dépôts gravitaires ont permis de valider le modèle de la croissance synsédimentaire du diapir de Bakio à l'Albien, c'est-à-dire son ascension pendant la phase d'hyper-extension du Bassin Basco-Cantabrique en même temps que ce dernier s'enfonçait par subsidence et se remplissait de sédiments, essentiellement de flyschs noirs.

C'est bien l'ascension du diapir qui a déformé les sédiments encaissants.

L'étude des plis des slumps et des figures de courants (flute-casts, grove-casts,...) sur les semelles des turbidites comme celles d'Armintza par exemple ont permis en outre de montrer que les sédiments qui ont rempli le bassin provenaient du Nord-Est, plus précisément du Massif Landais (voir figure 12 page 105) et se déplaçaient vers le Sud-Ouest. On peut rappeler que l'on est ici sur la marge européenne.

4- Mode de formation des brèches de Bakio - Mécanismes mis en jeu

Au fur et à mesure de son ascension dans le Bassin Basco-Cantabrique, le diapir a déformé, redressé les formations sédimentaires détritiques du bassin qui se sont alors disloquées à son contact (Formation des Brèches de Bakio).

Mais se rapprochant en même temps de la surface, une plateforme carbonatée pouvait s'installer à son sommet, une fois la zone photique atteinte, avec développement de récifs par exemple (figure 94 a).

Lorsque le bassin ensuite s'approfondissait et s'enfonçait du fait de sa subsidence (le bassin est en hyper-extension), la plateforme calcaire se disloquait à son tour. Les produits de son érosion venaient recouvrir les dépôts flyschoides redressés d'où la formation des nombreuses discordances angulaires observées. Puis ils étaient eux-mêmes immédiatement recouverts en on-lap par de nouveaux dépôts flyschoides (figure 94 b) et ainsi de suite à chaque pulsion vers le haut du diapir.

Il semblerait que le diapir de Bakio n'ait jamais émergé, auquel cas il y aurait eu développement à la surface de la plateforme carbonatée d'un relief karstique.

Synthèse : Histoire géologique racontée par les arrêts de la journée

1- Initiation du diapir de Bakio

- Dislocation de la Pangée
- Rifting entre l'Ibérie et le Massif Armoricaire (Europe)
- Dépôt du Trias dont le Keuper salifère
- Dépôt du Jurassique et du Crétacé inférieur, tous les deux peu développés. Le rifting se poursuit et du fait de mouvements en transtension senestre entre Europe et Ibérie, se forment des bassins en pull-apart (Parentis, Mirande, Adour-Arzacq-Tarbes, Mauléon - Saint-Jean-de-Luz et Bassin Basco-Cantabrique) limités par des failles en gros Est-Ouest et Nord-Sud et séparés par des hauts-fonds dont le Massif Landais entre le Bassin de Mauléon - Saint-Jean-de-Luz et le Bassin Basco-Cantabrique.

- Ce serait au début de l'Aptien que se serait initié le diapir de Bakio en profitant d'une faille, peut-être d'une faille transverse de direction Nord-Sud décalant la faille Est-Ouest Armintza-Bermeo (figures 95, 96 et 97 ci-dessous). Cela expliquerait la morphologie du diapir de Bakio qui n'est pas une montgolfière mais un mur de sel.

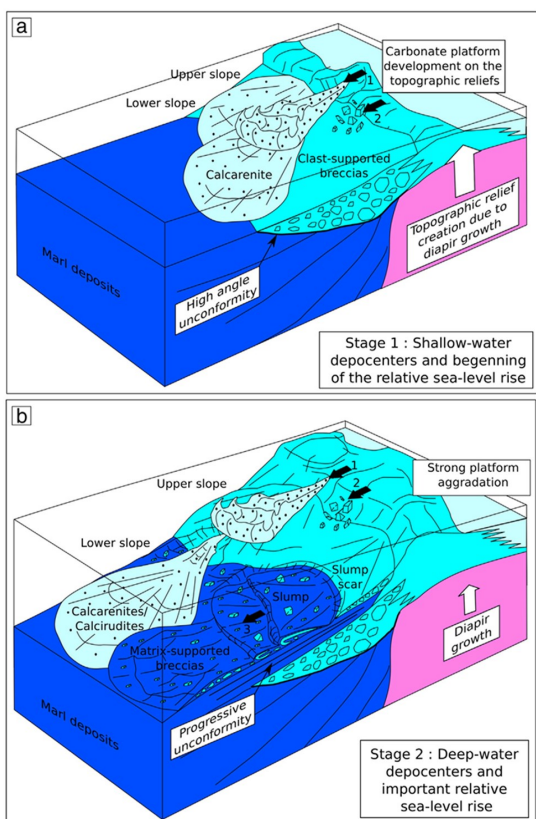


Figure 94 : Mode de formation des Brèches de Bakio
D'après Y. Poprawski et al. (2016)

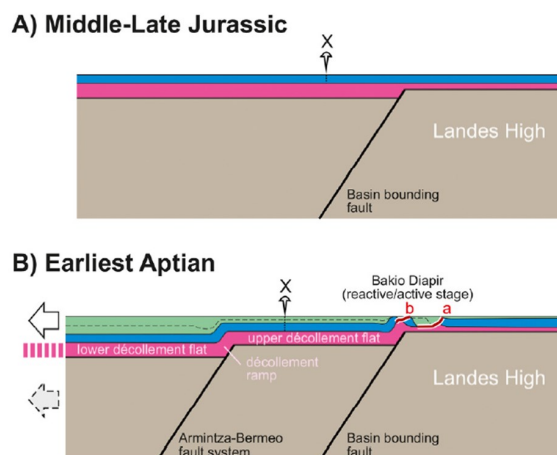


Figure 95 : Initiation du diapir de Bakio - Vue en coupe
D'après R. Roca et al. (2021)

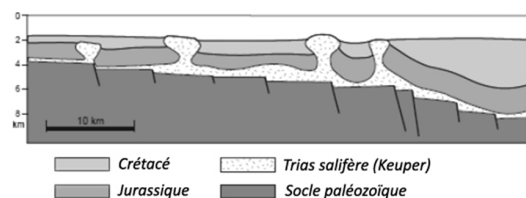


Figure 96 : Initiation du diapir de Bakio - Vue en coupe.
D'après R. Roca et al. (2021)

Un graben d'échelle crustale se développe dans la croûte imposant à la base de la couche de sel des étirements localisés au voisinage des failles bordières. Aux fortes vitesses d'extension, l'étirement de la couverture donne naissance à des diapirs de sel.

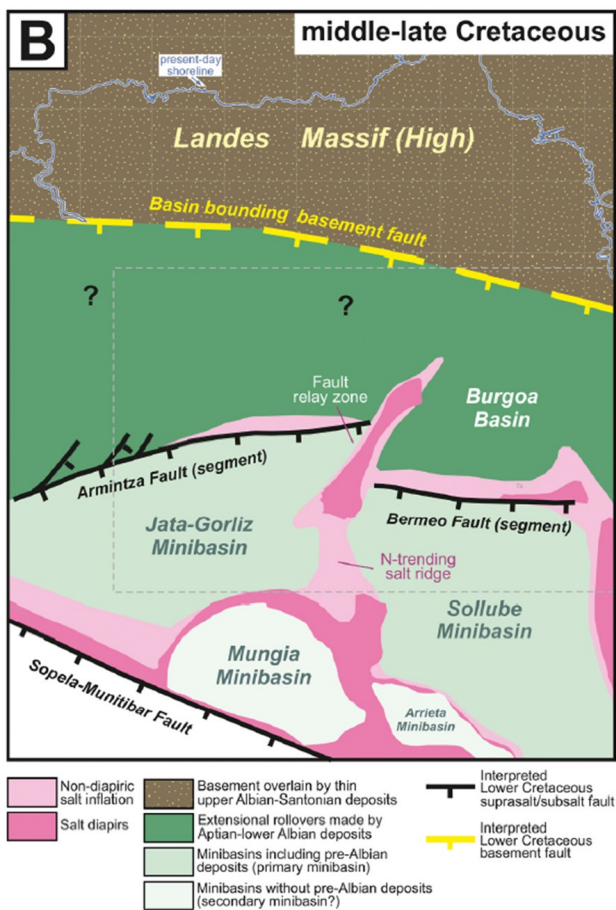


Figure 97 : Initiation du diapir de Bakio - Vue en plan
D'après R. Roca et al. (2021)

2- Evolution du diapir de Bakio

- Au cours de l'Aptien supérieur (de -120 à -113 Ma), le Bassin Basco-Cantabrique est en hyper-extension du fait de l'ouverture « en ciseaux » du Golfe de Gascogne suite au mouvement de rotation antihoraire de l'Ibérie par rapport à l'Europe.

Il s'élargit en même temps qu'il s'approfondit et reçoit tous les détritiques provenant du Massif Landais.

Parallèlement, le diapir de Bakio s'en éloigne et devient « actif » en migrant vers le haut (figure 98).

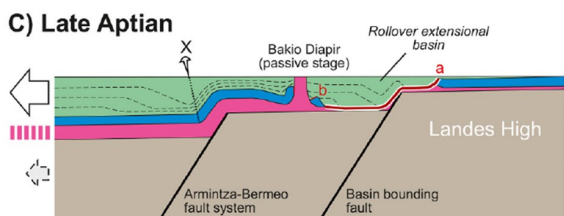


Figure 98 : Migration relative vers le centre du bassin en hyper-extension du « mur » de sel de Bakio
D'après R. Roca et al. (2021)

Le diapir de Bakio constitue alors un relief dans le bassin qui fait qu'il dévie les directions des courants de turbidites et devient lui-même source de slumps.

- Puis l'étirement du bassin devient si important que le manteau se rapproche de la surface (figure 99).

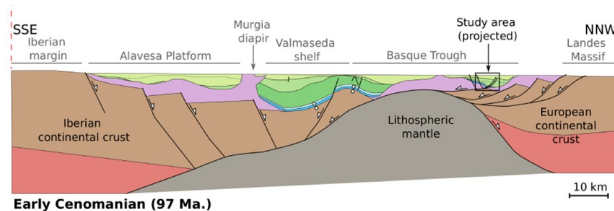


Figure 99 : Coupe géologique du Bassin Basco-Cantabrique au Cénomanién inférieur
D'après Y. Poprawski et al. (2021)

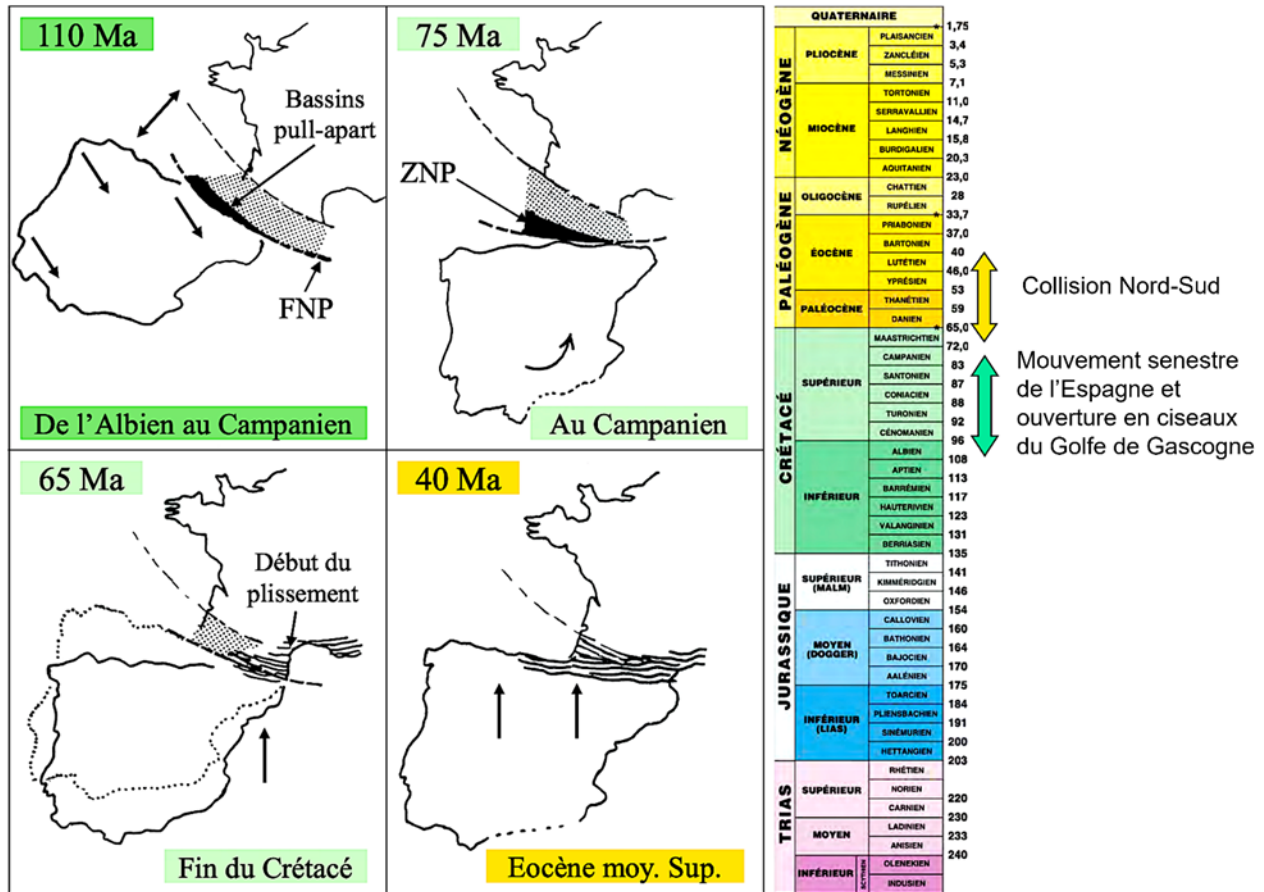
Par décompression adiabatique, la péridotite mantellique fond partiellement. Se met alors en place le volcanisme alcalin du Synclinal de Bilbao qui va se poursuivre jusqu'au Cénomanién.

Si le manteau vient à l'affleurement, au contact de l'eau de mer et par le biais d'une fracturation intense, peut alors commencer le processus de serpentinitisation.

Article de Hendrik VREKEN

Photographies de Jean CHAUVET,
Dominique LOIZEAU et Josiane VREKEN

Un grand merci à Jean-Marie FLAMENT
et Thierry JUTEAU
pour les documents préparatoires fournis
à l'occasion de cette sortie et pour leur relecture.



- Dans un premier temps, transtension senestre du bloc ibérique par rapport au bloc européen avec création de nombreux bassins en pull-apart,
- Dans un second temps, mise en hyper-extension de ces bassins du fait de l'ouverture en ciseaux du Golfe de Gascogne, conséquence de la remontée de la plaque africaine,
- Puis dans un dernier temps, collision du bloc ibérique avec l'Europe, collision qui progresse d'Est en Ouest.

(Document J.-M. Flament et T. Juteau)

Chronologie des mouvements de translation et de rotation de la microplaque ibérique au Crétacé et de sa collision frontale avec la plaque européenne à l'Éocène

Bibliographie

Références bibliographiques pour la partie Volcanisme Crétacé

Azambre B, Rossy M, Albarède F. (1992) - Petrology of the alkaline magmatism from the cretaceous north-pyrenean rift zone (France and Spain). *Eur. J. Mineral.*, 4, p. 813–834.

Carracedo M., Larrea F.J., Alonso A. (1999) - Estructura y organización de las coladas submarinas: características de las lavas almohadilladas de edad cretácica que afloran en la cordillera vasco-cantábrica. *Estudios Geológicos*, 55, p. 209-222.

Carracedo Sanchez M., Jarrea F.J., Sarrionandía F., Jiménez R. (2000) - Estructura y organización de las coladas volcánip. 45-53. cas submarinas : relación entre las coladas tabulares y las lavas almohadilladas cretácicas en la Cordillera Vasco- Cantábrica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13 (1),

Carracedo M., Sarrionandía F., Juteau T., Gil Ibarguchi J. I. (2012) - Structure and organization of submarine basaltic flows : sheet flow transformation into pillow lavas in shallow submarine environments. *International Journal of Earth Science*, Vol. 101, p : 2201-2214.

Carracedo M., Mendia, M., Sarrionandia, F. et Juteau T. (2014) - Vulcanismo submarino de edad cretácica en la Cuenca Vascp-Cantábrica. *Geología de campo : 12 Excursiones Geológicas por la Cuenca Vsco-Cantábrica*. Eds: Bodego.

Castanares L.M., Robles S., Bravo V. (1997) - Distribución estratigráfica de los episodios volcánicos submarinos del Albiense-Santoniense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia).

Pesquera A., Gil-Crespo P. (2024) - Deciphering magmatic processes from plagioclase, clinopyroxene and amphibole chemistry and textures : A case study of a basaltic lava flow in the Basque-Cantabrian Basin (Northern Spain).

Références bibliographiques pour la zone de Bakio (Ophites et Trias salifère)

Béziat D., Joron J.L., Monchoux P., Treuil M. et Walgenwitz F. (2020) - Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France).

Homonnay E. (2014-2015) - Caractérisation pétrologique, géochimique et structurale des ophites du Pays Basque Espagnol. Master Sciences de la Terre et environnement, Université d'Orléans.

Rodolphe Lescoutre R., Manatschal G. (2020) - Role of rift-inheritance and segmentation for orogenic evolution : example from the Pyrenean-Cantabrian system.

Poprawski, Y., Basile C., Agirrezabala, L- M., Jaillard E., Gaudin M., Jacquin T. (2014) - Sedimentary and structural record of the Albian growth of the Bakio salt diapir (the Basque Country, northern Spain). *Basin Res.* 26, 746–766.

Poprawski, Y., Basile C., Jaillard, E., Gaudin M., Lopez M. (2016) - Halokinetic sequences in carbonate systems: an example from the Middle albian Bakio breccias formation (Basque country, Spain). *Sediment. Geol.* 334, 34–52.

Poprawski, Y., Basile,C., Cumberpatch, Z., Eude, A. (2021) - Mass transport deposits in deep-water minibasins : Outcropping examples from the minibasins adjacent to the Bakio salt wall (Basque Country, Northern Spain), *Marine and Petroleum Geology*, Volume 132.

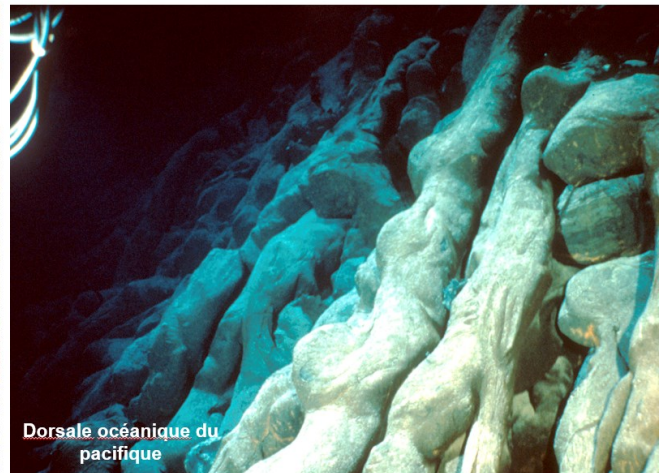
Carte géologique du Pays Basque espagnol

<https://www.ehu.es/es/web/geologia/mapa-geologikoengaleria>

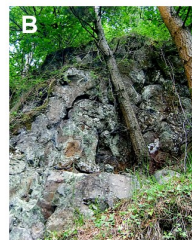
Conférence Thierry Juteau

Le complexe volcanique sous-marin du synclinal de Bilbao

Comparaison avec le volcanisme des dorsales océaniques



par Thierry JUTEAU



Thierry JUTEAU avec les pilotes du submersible Nautille. (Campagne KANAUTE 1991 sur la dorsale atlantique).

Embarquement pour une nouvelle plongée profonde à plus de 4.000 mètres sur la dorsale atlantique.

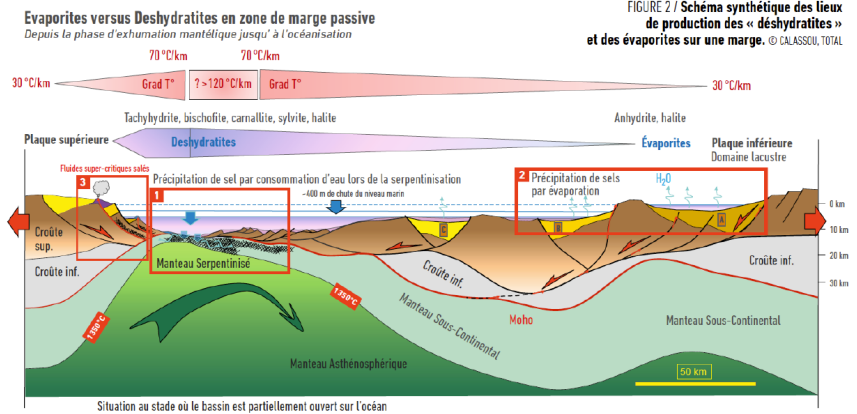


Conférence Jean-Marie Flament

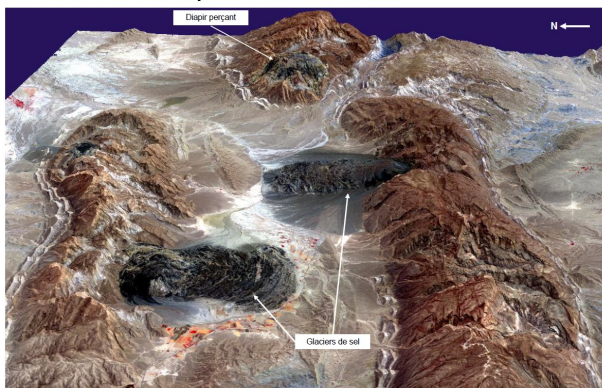


Modèle alternatif : déshydratites et évaporites

D'après l'article « du nouveau du côté des évaporites ? » Eric C. Gaucher et al - 2018



Structures salifères : exemples de terrain en Iran



Musée Guggenheim de Bilbao - Musée d'art moderne et contemporain



Puppy, le chiot géant de **Jeff Koons**, veille sur l'entrée du musée de Guggenheim



Puppy est un chiot couvert de fleurs naturelles qui sont renouvelées au gré des saisons



Arcs rouges de **Daniel Buren** sur le Pont de la Salve qui franchit la rivière Nervión

Esplanade du musée



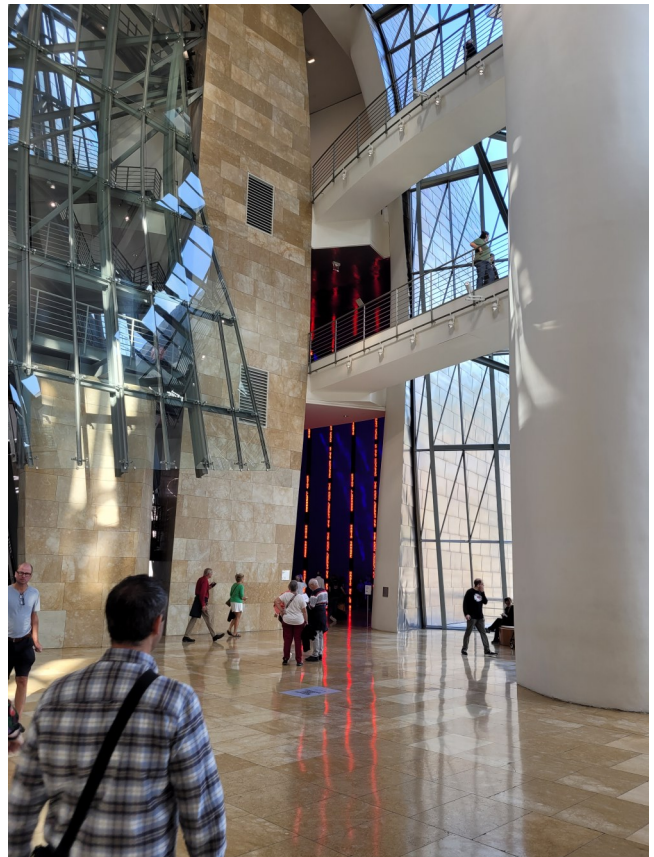
Maman, l'araignée de **Louise Bourgeois**, sculpture colossale d'acier de presque 9 m de hauteur sous le ventre de laquelle pend un sac de 10 œufs en marbre



Grand arbre et l'œil, œuvre d'**Anish Kapoor** constituée de 73 sphères réfléchissantes en acier inoxydable



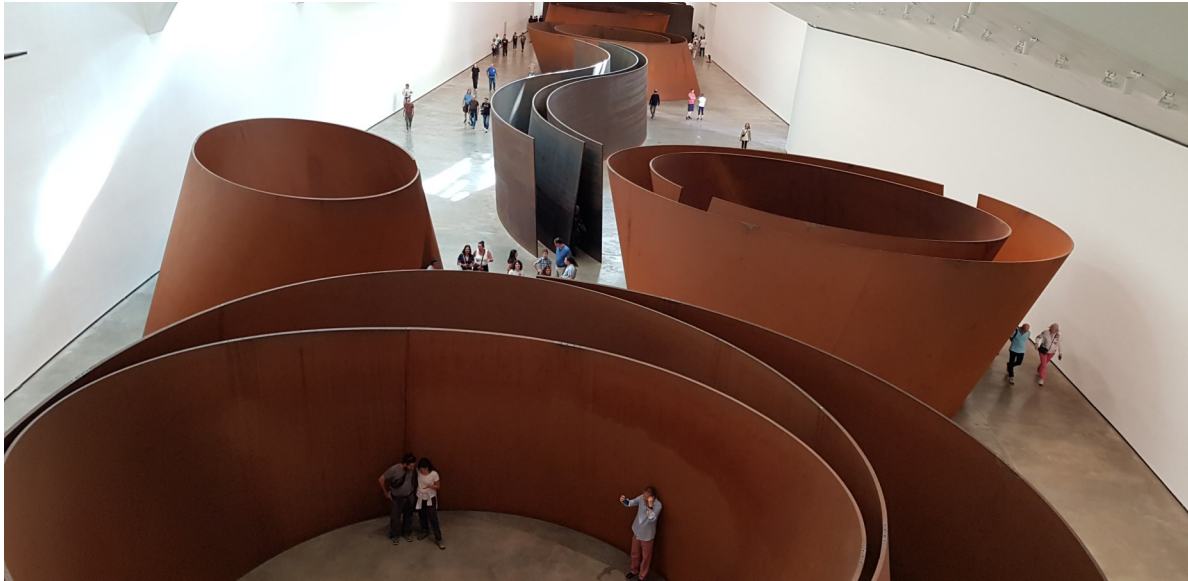
Le bâtiment créé par l'architecte **Frank Gehry** est recouvert de **plaques de titane disposées en écailles**



L'intérieur du musée : une cathédrale de béton, de verre et d'acier aux volumes courbes dont les trois niveaux sont reliés par un système de passerelles, d'ascenseurs en verre et en titane et de tours d'escaliers



Quelques expositions permanentes



La matière du temps, œuvre de **Richard Serra**, en acier auto-patiné
L'acier se tord comme une peau qui renferme les vides elliptiques

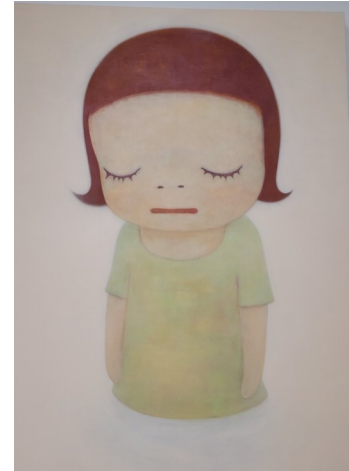


Murale n°831, œuvre de **Sol Le Witt**
Les formes géométriques irrégulières se plient au gré du mur incurvé et incliné de la galerie



Tulipes, œuvre de **Jeff Koons**
Les tulipes sont comme des ballons de fête foraine en acier inoxydable brillant et immaculé

Deux expositions temporaires de 2024



Œuvres de **Yoshitomo Nara** : images d'enfants aux têtes démesurées et aux grands yeux, à la fois menaçants, dérangeants, provocants, mélancoliques ...



Œuvres de **Martha Jungwirth**

- à gauche, sans titre

- à droite, sans titre série Indesit

Aperçu de quelques autres œuvres



Mer montante, 2019 El Anatsui

Sculpture en métal, réalisée à partir de matériaux recyclés tels que des capsules de bouteille et des emballages assemblés soigneusement avec des fils de cuivre et d'aluminium.



Homme de Naples, 1982
œuvre de **Jean-Michel Basquiat**



Cent cinquante Marilyns multicolores, 1979
œuvre de **Andy Warhol**



Le nageur dans la brume économique 2, 1997
œuvre de **James Rosenquist**



Éveil, 1984
œuvre de **Gilbert and George**

TP Minéralogie - Alain Duret et Christian Mahu



Macle par rotation - Gypse



Macle polysynthétique - Calcite



Macle cyclique - Améthyste



Homoépitaxie de Fluorite



Macle cyclique - Aragonite



Hétéroépitaxie de Lépidolite et d'Albite sur Quartz

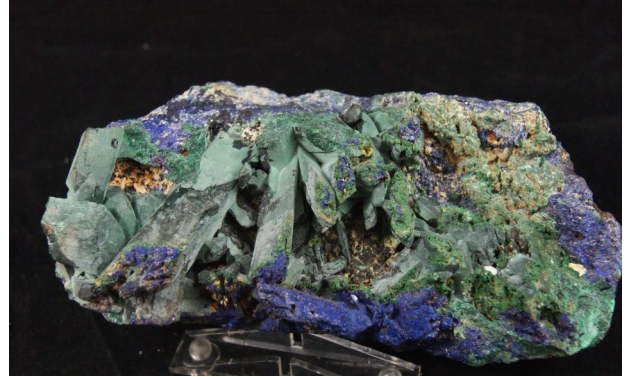


Macle réticulée - Cérusite

TP Minéralogie - Alain Duret et Christian Mahu



Hétéroépitaxie de Phrénite sur Épidote



Pseudomorphose de Malachite en Azurite



Hétéroépitaxie de Quartz bipyramidé sur Barytine



Pseudomorphose de Limonite en Pyrite



Périmorphose de Quartz en Calcite



Éclat adamantin - Grenat

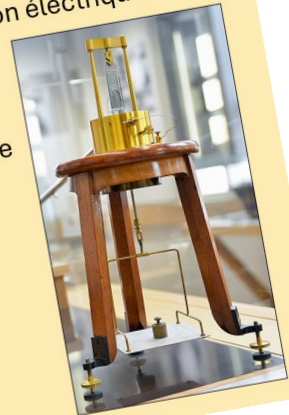
Exposé de Pierre Gibaud
sur la piézo-électricité, les fluides supercritiques et le magnétisme terrestre

La piézo-élec'
du quartz et de certai

Nous utilisons tous les jours des

Un cristal piézoélectrique :
 - produit une tension électrique quand il est soumis à une force,
 - change de forme quand il est soumis à une tension électrique.

Cette propriété fut découverte par Pierre et Jacques CURIE en 1880
 Ils réalisèrent la première balance piézoélectrique



Les fluides supercr

Leur rôle en géologie et dan

A des profondeurs de 2200 m de profondeur, l'eau des océans est en pression super-critique. Dans les dorsales océaniques, elle rencontre des roches à plus de 400°C et devient supercritique. Alors, elle peut dissoudre de nombreux minéraux.
 En se refroidissant plus loin, elle va abandonner ce qu'elle ne peut plus contenir, d'où les « fumeurs noirs » et les dépôts polymétalliques des grands fonds.

Dans les zones de subduction, certains minéraux se décomposent en libérant H₂O et CO₂. Dans ces profondeurs, ces deux molécules sont super-critiques et vont donc dissoudre sélectivement certains métaux. La solution va remonter et perdre son pouvoir dissolvant. L'excès de matière dissoute va se déposer dans les espaces disponibles.
 Beaucoup plus tard, les mineurs et les géologues trouveront un « filon » !

Magnétisme terrestre :

Dans le noyau liquide, il y a des courants de convection complexes.
 En outre, la Terre est traversée par un courant électrique global dû à la répartition des charges électriques venant du soleil.
 Cette différence électrique entre « face jour » et « face nuit » crée un champ électrique global entre jour/nuit qui génère un courant électrique traversant toute la Terre ainsi que le noyau externe qui est liquide.

Selon les lois de l'électromagnétisme :

Intensité du courant J/N + mouvements thermiques -> champ magnétique

Le champ magnétique global résulte de toutes ces actions internes.

Dans une maquette contenant du sodium fondu en mouvement et placé dans un condensateur électrique, on sait produire du magnétisme ainsi que ses irrégularités.

Le magnétisme terrestre
 Expérience du moteur « liquide »

Hommage à Gérard Hamaide, décédé le 3 janvier 2024, à l'âge de 84 ans, aux Sables d'Olonne.

Né à Paris le 6 août 1939, Gérard était domicilié à L'Île d'Olonne depuis sa retraite prise en 1999. Il est décédé aux Sables d'Olonne le mercredi 3 janvier 2024 à l'âge de 84 ans. Ses obsèques religieuses se sont déroulées le mardi 9 janvier en l'église de l'Île d'Olonne.

Nous renouvelons nos sincères condoléances à son épouse, Madame Danièle MICHAUD, ainsi qu'à ses enfants, petits-enfants et toute sa famille.

Gérard était adhérent de l'AVG depuis au moins 25 ans. Électromécanicien chez Thomson-CSF (Société dans le secteur de l'électronique professionnelle, devenue Thales en 2000). Après plusieurs promotions, il a terminé sa carrière comme DRH, Directeur des Ressources Humaines, dans une nouvelle entreprise d'électronique.

Homme discret, d'une grande gentillesse, Gérard était passionné, entre autres, de minéralogie, d'écologie et de photographie (1^{er} prix au Concours photo de Jard-sur-Mer en juin 2016).

Lors d'une sortie de l'AVG, en 2012, il nous avait aimablement invités chez lui, en bordure des marais salants de l'île d'Olonne, pour nous présenter avec humilité sa très belle collection minéralogique. À cette occasion, il nous offrait deux jolies vitrines en bois.

Gérard aimait observer la nature dont il savait saisir les beautés avec son œil d'excellent photographe. Lors de quelques Assemblées générales, il nous a gratifiés de montages photographiques et de vidéos poétiques et esthétiques. Enfants et petits-enfants nous ont témoigné des moments de découverte de la nature avec leur père et grand-père.

Ces dernières années, ses difficultés à marcher nous privaient de sa présence dans les sorties géologiques mais il manifestait toujours un grand intérêt pour la vie de l'AVG et la géologie en assistant aux Assemblées générales et aux séances pratiques.

Nous garderons de Gérard le souvenir d'un homme discret, très attachant, aux nombreux talents humblement exprimés.

Jean Chauvet, ancien président de l'AVG

