Sortie géologique le long du littoral vendéen entre les Sables d'Olonne et le Veillon

6 octobre 2013

Compte-rendu : Hendrik Vreken



1. Le Puits d'Enfer
2. La Pointe de Péruse – Tanchet
3. L'Anse de la mine des Sards
4. L'Anse de la République
5. La Plage du Veillon
6. Le Parc de la Salle-Roy
7. La Baie de Cayola
8. L'Anse de Saint-Jean-d'Orbestier

Arrêt 1 : Le Puits d'Enfer

On a ici un mélange intime de deux types de roches : **orthogneiss** et **granite d'anatexie.**

Le granite du Puits d'Enfer est un granite rose, hétérogène, souvent à gros grains. Les pegmatites issues de ce granite intrusif ont une composition minéralogique classique : quartz, feldspath potassique, muscovite et tourmaline. La biotite et le grenat y sont rares.

C'est un granite de composition alcaline.

Il a été daté par la méthode Rb/Sr sur roches totales à 375 Ma (VIDAL, 1976) puis plus récemment à 388 ± 8 Ma (VIDAL, 1980), c'est-à-dire du Dévonien moyen.

A l'affleurement, il se présente à la fois sous la forme de filons pegmatitiques ou aplitiques et de grosses lentilles incluses dans l'encaissant orthogneissique. La base de ces lentilles granitiques est souvent concordante avec la foliation et les plans de cisaillement de l'orthogneiss, ce qui suggère que le granite du Puits d'Enfer, granite orienté, a subi les mêmes déformations que l'orthogneiss encaissant et que sa mise en place, par fusion partielle de l'orthogneiss, a été initiée par des déplacements, des chevauchements du Nord vers le Sud tels qu'on les a mis en évidence à Sauveterre. Le granite du Puits d'Enfer est un granite d'anatexie.



Rappels :

L'orthogneiss et le granite du Puits d'Enfer intimement mêlés se retrouvent plus au Nord et plus à l'Ouest, dans l'Anse de Chaillé, sous la série Cambrienne de Sauveterre. Il s'agit de la même formation.

Cette disposition s'explique par l'existence de la grande faille de décrochement dextre de direction N 160 des Sables d'Olonne passant approximativement par le chenal du port et qui décale le compartiment Est (orthogneiss et granite d'anatexie du Puits d'Enfer) du compartiment Ouest (orthogneiss et granite d'anatexie de l'Anse de Chaillé) de 2-3 km.

C'est aussi ce même ensemble orthogneissique que l'on a observé à l'Île d'Yeu. La seule différence est que l'on n'y a pas observé de belles figures d'anatexie ; et pourtant, il y a bien eu fusion de l'orthogneiss mais très localisée, dans des plans bien précis : les plans de cisaillements.

Mais quelle est l'origine de l'orthogneiss ?

Sa composition chimique, variable dans le détail, est néanmoins proche de celle des granodiorites. Il dérive donc d'un ancien granite (origine orthodérivée = orthogneiss) et non pas de pélites (origine paradérivée = paragneiss).

Cette granodiorite, protolithe de l'orthogneiss, a été datée initialement à 615 Ma (IGLESIAS, 1974) donc du Cadomien. A l'occasion du lever de la carte géologique de l'Île d'Yeu par Hervé DIOT, il a été rajeuni à 530 ± 8 Ma (méthode U/Pb sur zircon par C. GUERROT) donc Cambrien moyen.

Cette granodiorite s'est mise en place obligatoirement en profondeur (5 à 10 km de profondeur ?) par cristallisation lente d'un magma acide, riche en silice.

Sa formation est à mettre en relation avec le contexte géologique de l'époque (Cambrien moyen et supérieur). Toute la région, au sens large ! (Bretagne + Vendée) qui appartenait à la marge Nord du Gondwana était en effet en distension, distension qui va conduire à la formation de l'Océan Centralien (riftogenèse puis accrétion océanique) et à l'individualisation de la micro-plaque Armorica à la limite Ordovicien -Silurien. Cet étirement s'est accompagné bien évidemment d'un amincissement de la croûte continentale, par conséquent d'une remontée des isothermes ce qui a induit, entre autres, une fusion partielle de cette croûte. C'est cette fusion crustale qui a été à l'origine de notre protolithe granodioritique mais aussi des nombreux petits pointements granitiques et des épanchements rhyolitiques du Bas-Bocage (Vairé, Talmont,…) et de la Vendée littorale (tuffites de Sauveterre).

Peut-être que la mise en place de cette granodiorite a provoqué un métamorphisme de contact dans son encaissant ? En aucun cas, cet encaissant ne pouvait être la série Cambrienne de Sauveterre puisque l'épaisseur de cette dernière est estimée à un peu plus de 2000 m et que, rappel, la granodiorite a dû cristalliser entre 5 et 10 km.

Hypothèse : les paragneiss qui, dans l'Anse de Chaillé, surmontent les orthogneiss et sont recouverts par la série Cambrienne de Sauveterre pourraient provenir, par métamorphisme, d'un ensemble pélitique, alumineux, épais de plusieurs km, surmontant le batholite granodioritique. Dans ce cas, les paragneiss représenteraient la partie supérieure du socle anté-Cambrien (= Cadomien).

Comment et quand ce protolithe granitique a-t-il été orthogneissifié ?

Toute la série Cambrienne de Sauveterre a été métamorphisée : en allant du Nord vers le Sud, apparition de la biotite et du grenat, puis de la staurotide, du chloritoïde, du disthène et de la sillimanite. Ce métamorphisme prograde se terminant dans le champ de stabilité du disthène et de la sillimanite, il est de MP-MT, de type Barrowien (gradient métamorphique de 35 à 40°C/km). Cela indique que cette série a subi des conditions de T° et de P voisines de 550-600°C et 5-6 Kb ce qui correspond à une profondeur de l'ordre de 15 km.

Son socle et donc la granodiorite du Puits d'Enfer, protolithe de l'orthogneiss, a subi les mêmes déformations (cisaillements N-S) et donc n'a pas échappé lui aussi à cet enfouissement. Dans de telles conditions de T et de P, la granodiorite devenue plus ductile a acquis sa foliation (transformation de la granodiorite en orthogneiss = orthogneissification) et la température a été suffisante pour induire l'anatexie.

Tout cela s'est déroulé au Dévonien moyen.

Au Dévonien inférieur, l'Océan Centralien se ferme. Sa croûte océanique subducte, mouvement dirigé du Sud vers le Nord. Elle se métamorphise en éclogites que l'on retrouve aujourd'hui à l'affleurement dans le Complexe des Essarts-Mervent. La marge Sud, gondwanienne de l'Océan Centralien, et qui est représentée aujourd'hui par le Bas-Bocage et la Vendée littorale a également été entraînée dans cette subduction.

C’est alors que la granodiorite du socle, portée à grande profondeur, a été orthogneissifiée et a fondu partiellement (anatexie) et que sa couverture sédimentaire : la série Cambrienne de Sauveterre a été métamorphisée dans le faciès amphibolite.

Le Puits d’Enfer est une diaclase et non une faille.

Ce petit massif granitique est d’ailleurs fortement diaclasé (voir photos ci-après).



Image Google Map



Origine des diaclases

Elles ont deux origines possibles, décalées dans le temps de telle sorte que l'on peut parler de deux générations de diaclases :

- Quand le magma granitique s'est refroidi et a cristallisé, sa densité a augmenté, il a diminué de volume et se sont alors formées des **fentes de retrait** : diaclases de première génération !

- Puis après s'être enfoncé par subduction, le granite a été ramené vers la surface lors de la collision continentale en même temps qu'il se faisait chevaucher par les unités plus internes du Bas-Bocage et celles de la marge armoricaine de l'Océan Centralien. Cette exhumation s'est accompagnée d'un rétrométamorphisme. Finalement, l'érosion l'a amené à l'affleurement. Cette **diminution progressive de la pression lithostatique**, c'est-à-dire de la pression exercée par le poids des roches situées au-dessus de lui a provoqué **sa « détente », sa « relaxation »**, génératrice d'une deuxième génération de diaclases.

La formation des diaclases est donc liée avant tout à des modifications des propriétés physiques de la roche : passage de l'état liquide à l'état solide, diminution de la pression ambiante.

Les failles ont une autre signification : tectonique cette fois-ci !

De part et d'autre d'une faille, il y a toujours déplacement relatif des deux compartiments séparés.

Arrêt 2 : Pointe de Péruse

On observe là les mêmes formations qu'au Puits d'Enfer.



Orthogneiss coupé par de nombreux filons d'aplite et de pegmatite et envahi de petites lentilles de granite d'anatexie



Filons d'aplite et de pegmatite dans l'orthogneiss
La plupart des filons sont sécants sur la foliation de l'orthogneiss et eux-mêmes déformés.



Filons d'aplite et de pegmatite dans l'orthogneiss

Quelques-uns sont sécants sur la foliation de l'orthogneiss mais la plupart sont ici concordants. Ces derniers pourraient représenter le « premier jus » de la fusion anatectique.

Quelques affleurements peuvent prêter à des **exercices de datation relative** par application du **Principe de recoupement. Ce Principe postule qu'une structure qui en recoupe une autre lui est postérieure.**



Filons d’aplite et de pegmatite dans l’orthogneiss

Les deux petits filons de pegmatite recoupent le gros filon d’aplite ; leur mise en place est donc postérieure à celle du filon d’aplite. Tous trois recoupent nettement la foliation de l’orthogneiss (horizontale sur la photo) ; l’orthogneissification est par conséquent antérieure aux filons et donc à l’anatexie.

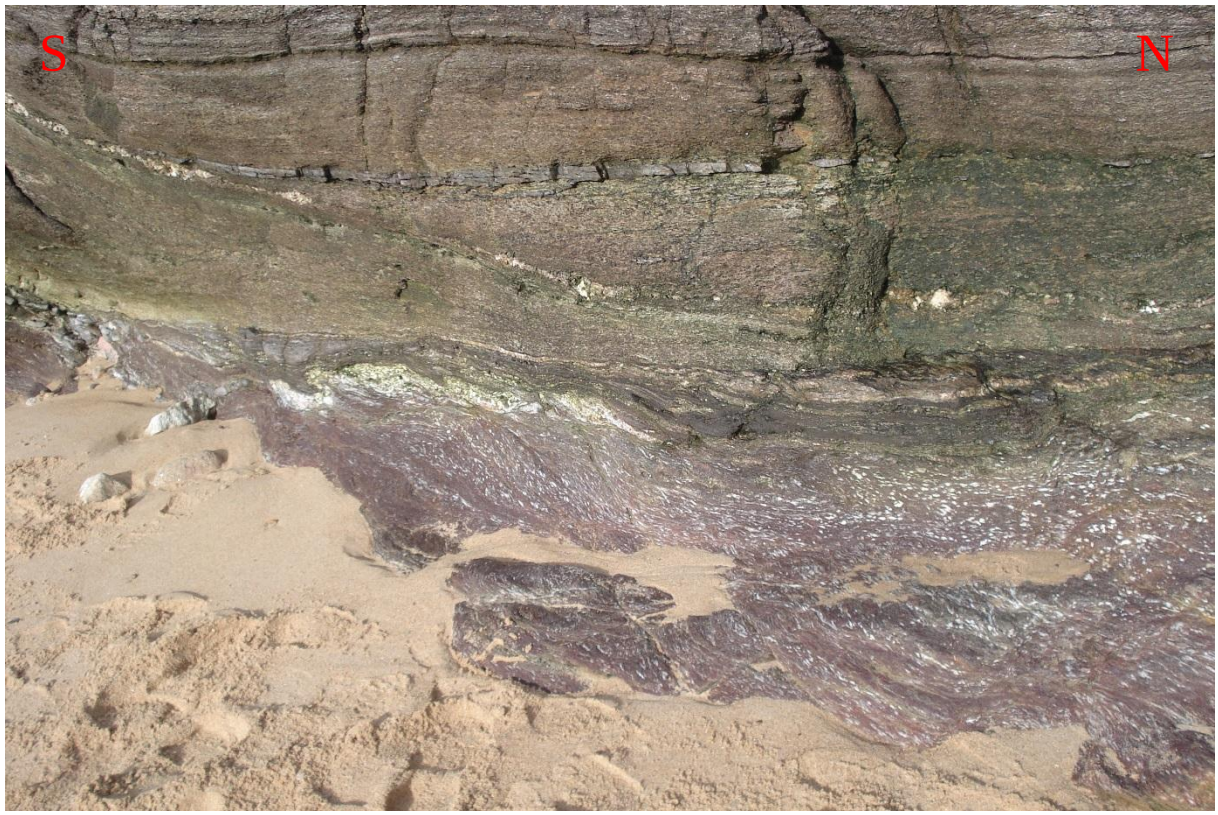
Les cinq photos ci-dessous, prises à différentes échelles, mettent également en évidence un phénomène tectonique important.





Repérons les deux lits blancs, riches en quartz, visibles au-dessus de la plage de sable sur la photo de dessus.

Puis intéressons-nous au lit inférieur qui rase le sable et sépare l'orthogneiss (au-dessus) d'une formation rougeâtre, couleur lie-de-vin (au-dessous). Il présente des **plis dissymétriques d'entraînement à déversement senestre** avec flanc supérieur long dirigé vers le Sud et flanc inférieur court dirigé vers le Nord (voir photo ci-dessous).



Cela traduit un chevauchement du Nord vers le Sud du bloc d'orthogneiss sur la formation lie-de-vin.

Cette dernière montre un développement important **de sillimanite blanche** dans les plans de la foliation.

Cette richesse en sillimanite pourrait s'expliquer par sa composition plus alumineuse. Elle est en tout cas le signe que l'**isograde sill +** a bien été atteint à la Pointe de Péruse en même temps que l'anatexie voisine.



Plis d'entraînement vers le Sud



Autre exemple de plis dissymétriques d'entraînement observés dans le bloc d'orthogneiss



Cristaux de Tourmaline dans un filon de pegmatite

Arrêt 3 : L'Anse de la mine des Sards

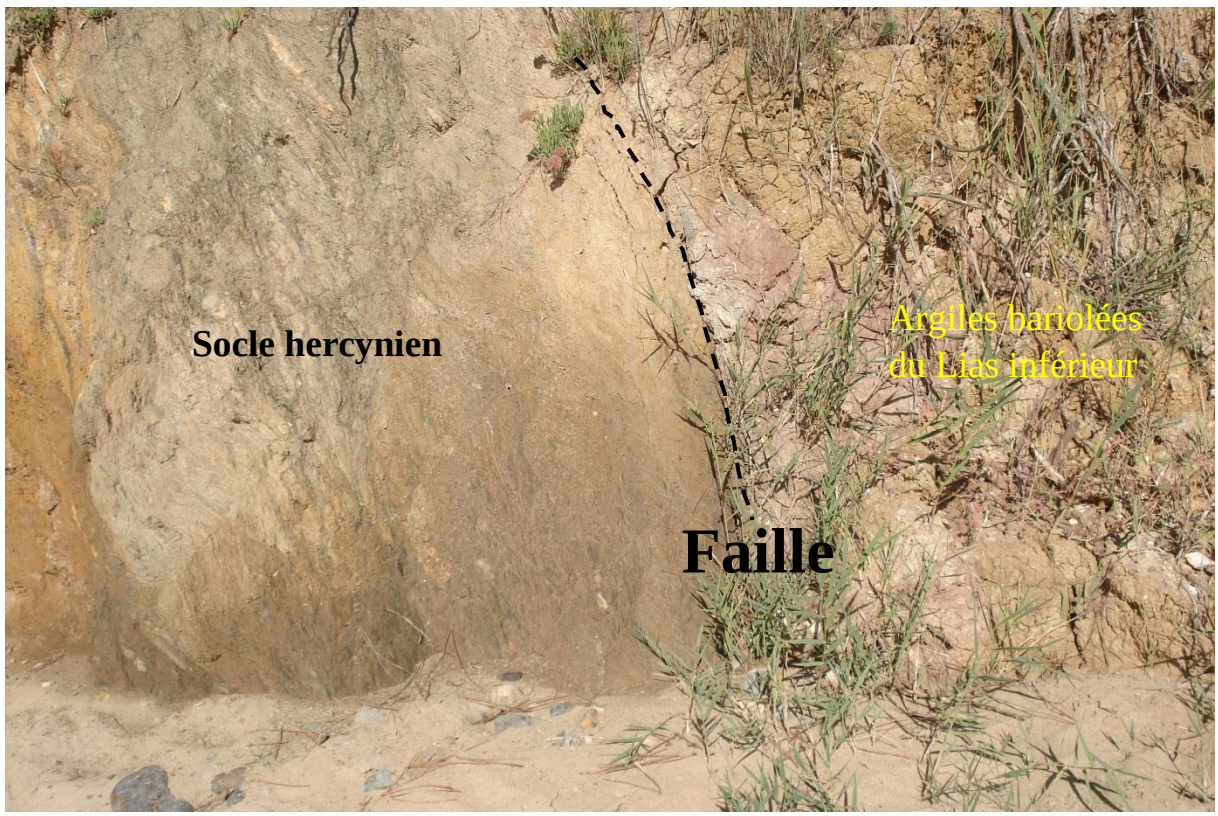
- **Nord de l'Anse**

On observe ici, dans l'angle Nord-Ouest de l'Anse et en falaise, un contact par failles entre le socle hercynien gneissique et le Jurassique inférieur (= Lias) sédimentaire.



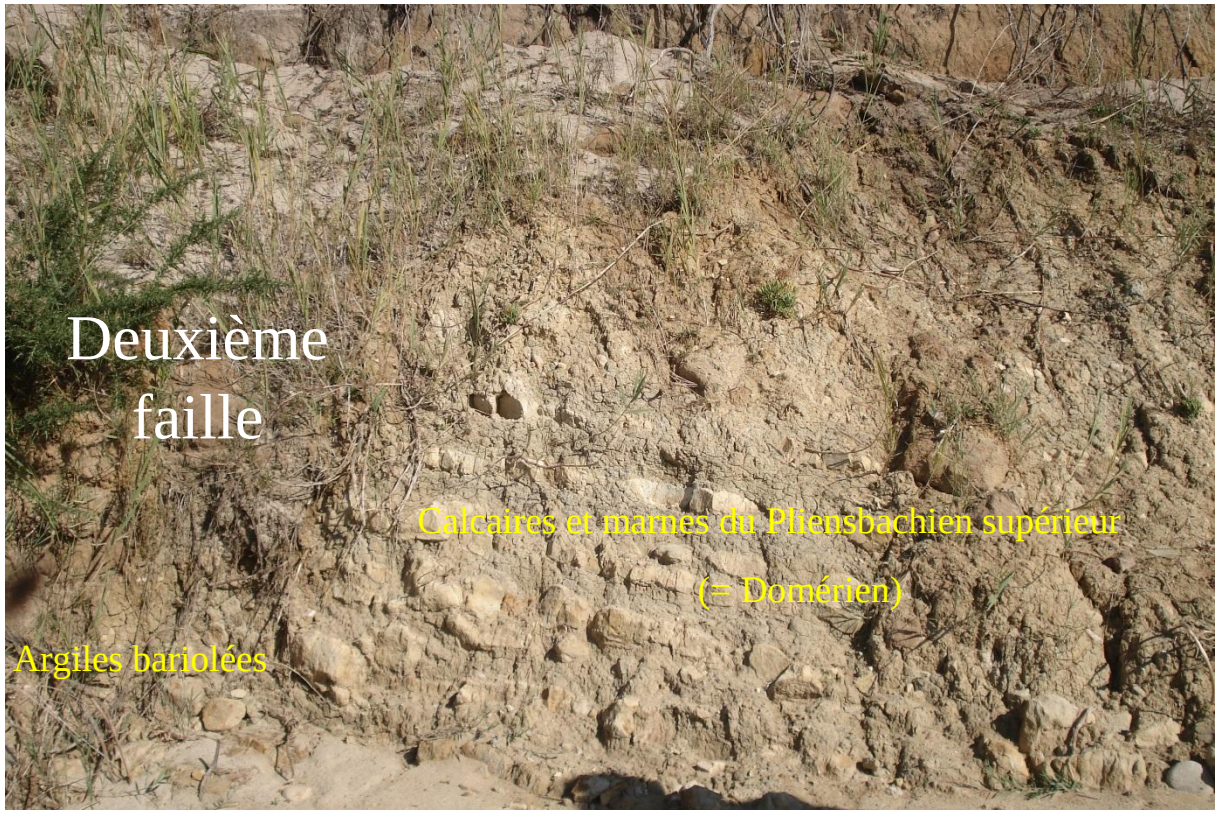


**Contact entre le socle hercynien (à gauche, couleur ocre puis grise)
et le début des formations du Lias inférieur (argiles bariolées à droite)**



Détail du contact précédent = première faille

Une deuxième faille peut être observée 1 m plus à droite de la précédente ; elle met en contact les argiles bariolées avec des calcaires et marnes du Pliensbachien supérieur (Domérien) dont les strates sont légèrement rebroussées vers le haut à son niveau.

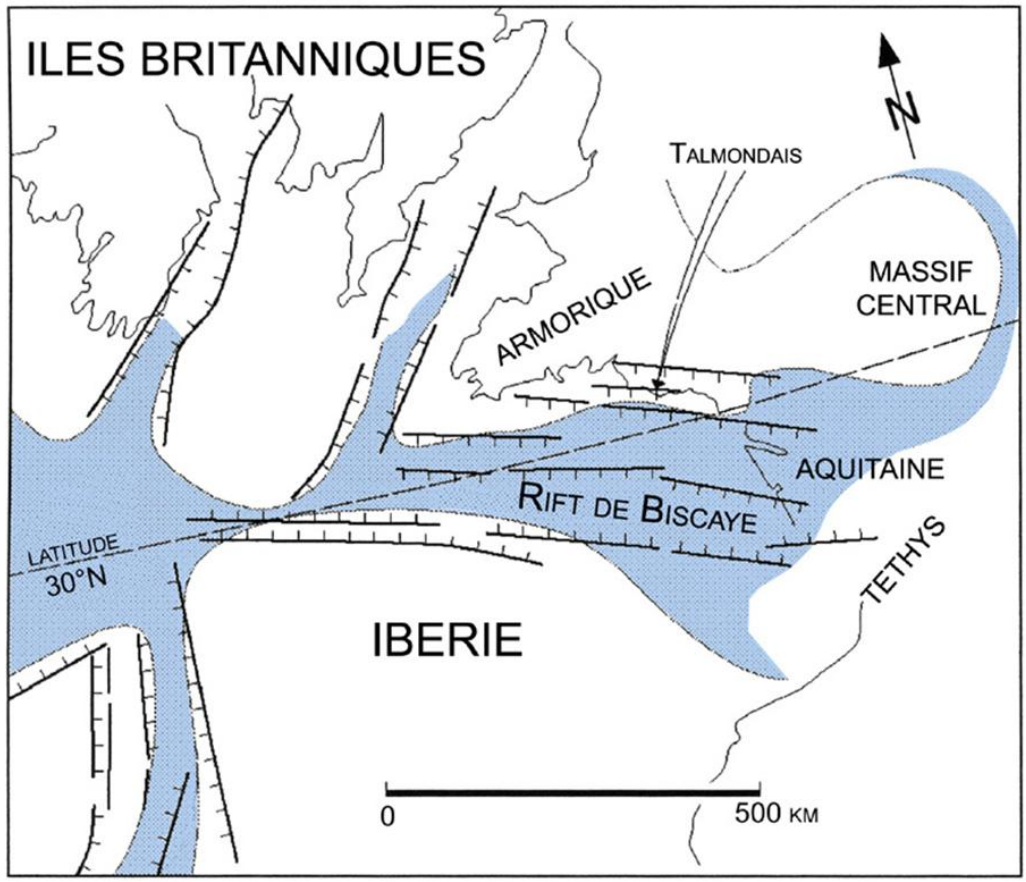


Lias inférieur - Alternance de strates de calcaire blanc en relief et de marnes verdâtres en creux

Ces deux failles sont difficilement visibles sur la petite falaise, très altérée et recouverte de végétation. Mais sur l'estran, cet accident tectonique est bien matérialisé par un couloir de galets large de quelques mètres (4-5 m) séparant le socle métamorphique au Nord du Jurassique au Sud.

Cette observation peut être généralisée tout le long du littoral vendéen, depuis Brétignolles jusqu'à la Pointe du Payré, où le socle hercynien est découpé en panneaux effondrés ou **grabens** orientés grossièrement Est-Ouest et remplis de Lias. Ce n'est qu'au-delà de l'Anse Saint-Nicolas de Jard-sur-Mer que l'on observe vraiment le Jurassique transgressif sur le socle hercynien et que l'on entre réellement dans l'unité géologique du Bassin Aquitain !

Ce découpage en grabens et horsts est à mettre en relation avec la formation du Rift de Biscaye qui va désolidariser la microplaque Ibérique de l'Armorique (voir document ci-dessous).



D' après Christian MONTENAT, Gilbert BESSONAT et Claude ROY

"Le Naturaliste vendéen" n°3 (2003)



Détail des strates du Pliensbachien supérieur (= Domérien)



Rostres de Bélemnites et coquilles de *Pseudopecten æquivalvis* **dans le Domérien calcaréo-marneux**



Idem

Un petit affleurement (voir photo ci-dessous) rencontré juste à côté, en haut de l'estran, nous a alors intrigués.



Il était très riche en rostres de Bélemnites, en petits galets bien arrondis de même taille que les rostres, le tout emballé dans une matrice à dominante marneuse à tel point que galets et rostres pouvaient être très facilement extraits au couteau voire à l'ongle !

De prime abord, on pouvait donc penser à un poudingue.

Mais une petite « plage » de poudingue, interstratifiée dans des formations calcaires épaisses au-dessous et au-dessus (ce qui implique des conditions de sédimentation bien établies, homogènes pour ce Lias inférieur), posait problème.

En regardant alors la falaise, on a pu constater qu'elle s'éboulait à cet endroit et que des marnes se déposaient en pédiment à ses pieds… jusqu'à notre affleurement !

L'hypothèse la plus probable pour expliquer la formation de ce poudingue est par conséquent la suivante : les marnes, en s'éboulant de la falaise, ont « libéré » les rostres qu'elles renfermaient. Et la mer actuelle les a repris, sans les casser (peu de transport car on est au niveau des hautes eaux) et recollés aux marnes avec les petits galets. Le fait que ces derniers soient de la même taille que les rostres est d'ailleurs un argument en faveur de ce tri par l'eau.

En nous déplaçant ensuite vers le Sud-Est de l'Anse, vers la mine, on remarque un relèvement progressif des strates du Lias. Les roches qui affleurent au Sud de l'Anse sont par conséquent plus vieilles que celles du Nord de l'Anse.

- **Sud de l'Anse près de la mine**

Près de l'entrée de la mine, on retrouve en falaise le Domérien en partie silicifié à *Pseudopecten æquivalvis* et rostres de Bélemnites et dessous, du Sinémuro-Hettangien très silicifié, riche en Lamellibranches variés : Gryphées (?) et Pectens ; des rostres de Bélemnites sont également présents.



Gryphées (?), Pectens et rostres de Bélemnites

L'horizon peu épais que l'on observe dans le couloir d'entrée de la mine (voir photo ci-dessous) et d'aspect bréchique pourrait représenter le sommet du Sinémurien.



Entrée de la mine

La silicification du Lias inférieur s'explique également par la formation du Rift de Biscaye. La distension de la croûte continentale liée à cette riftogenèse a entraîné des venues magmatiques basiques (filon de kersantite de la Pointe du Payré) et hydrothermales à l'origine des **minéralisations importantes** que nous avons constatées sur le haut de l'estran : présence de **barytine, galène argentifère, pyrite et chalcopyrite**.

La mine des Sards a été creusée pour l'exploitation de la galène argentifère

(voir Bulletin AVG année 2005).





Minéralisations dans le Lias inférieur



Cristaux de quartz en vue macroscopique (Photo Yann Léau)

Arrêt 4 : Anse de la République - Les Bourries

Les platiers du bas de l'estran et qui surmontent un niveau d'argiles vertes perforées de trous de Pholades (base du Lias inférieur) montrent de nombreuses empreintes tridactyles de pas de Dinosaures, peut-être des *Grallator sp*. Ces empreintes en creux sont facilement repérables à marée basse car elles sont remplies d'eau de mer, elles forment comme des cuvettes, des flaques.





On peut également observer à côté des pistes de Dinosaures, sur le même niveau, des « ripple-marks » ou rides de courant.



Les nombreuses études menées sur cet affleurement ont permis de reconstituer précisément le paysage de l'époque (voir document ci-dessous).



Dessin G. Coppier, © I.G.A.L.

Évocation du biotope de l'estuaire du Veillon à l'Hettangien

La végétation adaptée à un climat relativement sec est peu développée dans la zone estuarienne mais plutôt cantonnée en bordure. Au centre, deux théropodes carnosauriens, *Eubrontes sp.* ; des troupeaux de coelurosauriens, *Grallator sp.*, parcourent le rivage. Les herbivores sont peu nombreux : deux ornithopodes, *Talmontopus sp.*, à gauche et un prosauropode à droite. Au premier plan (au centre, en bas) un coelurosaurien de très petite taille, *Grallator olonensis*, et à droite un petit pseudosuchien, *Batrachopus sp.*

D'après Christian MONTENAT et Gilbert BESSONAT ("Le Naturaliste vendéen" n°3 - 2003)

La falaise, quant à elle, est constituée principalement de dalles épaisses, en partie disloquées, de calcaires dolomitiques jaunes ou roux (dits « Nankin ») de l'Hettangien et du Sinémurien.





En certains endroits, le sommet calcaire de la falaise est creusé de véritables « cuvettes ».

Selon Bocquier (1935) et Ters (1953), il s'agit de **marmites de géant** de grande taille formées à la surface de la plate-forme marine Sinémuro-Hettangienne et qui auraient été ensuite remplies par des coulées de solifluxion würmiennes lors du dernier interglaciaire.

On peut ici parler de **discordance de ravinement** avec une **lacune de sédimentation importante** puisque du Quaternaire recouvre directement du Lias inférieur (Ere secondaire) !



« Marmite de Géant » fossilisée

En retournant sur nos pas, sur les dalles de calcaire « Nankin » du bas de la falaise, on peut aussi retrouver de nombreuses petites marmites de Géant en formation. **A chaque marmite, son galet !**



« Marmites de Géant » en formation

■ Arrêt 5 : Nord de la plage du Veillon, en direction de l'Anse de la République

On déambule ici <u>dans</u> la falaise observée à l'arrêt précédent, un peu au-dessous du contact entre le Lias inférieur et le Quaternaire.



Contact entre le Lias inférieur et les dépôts Quaternaires

Toutes les observations que l'on y a faites (voir photos ci-dessous) ont permis de confirmer que la région du Veillon était au Lias inférieur un milieu estuarien ou lagunaire peu profond.



« Ripple-marks »



Niveau d'aspect caverneux et riche en tubes en U



Tubes en U remplis de calcite

Ci-dessous, autres figures en U observée au-dessous du niveau précédent à la surface même du calcaire « Nankin ».





Sur la photo ci-dessus, la forme en U du tube est évidente et on semble voir comme deux orifices à sa droite.



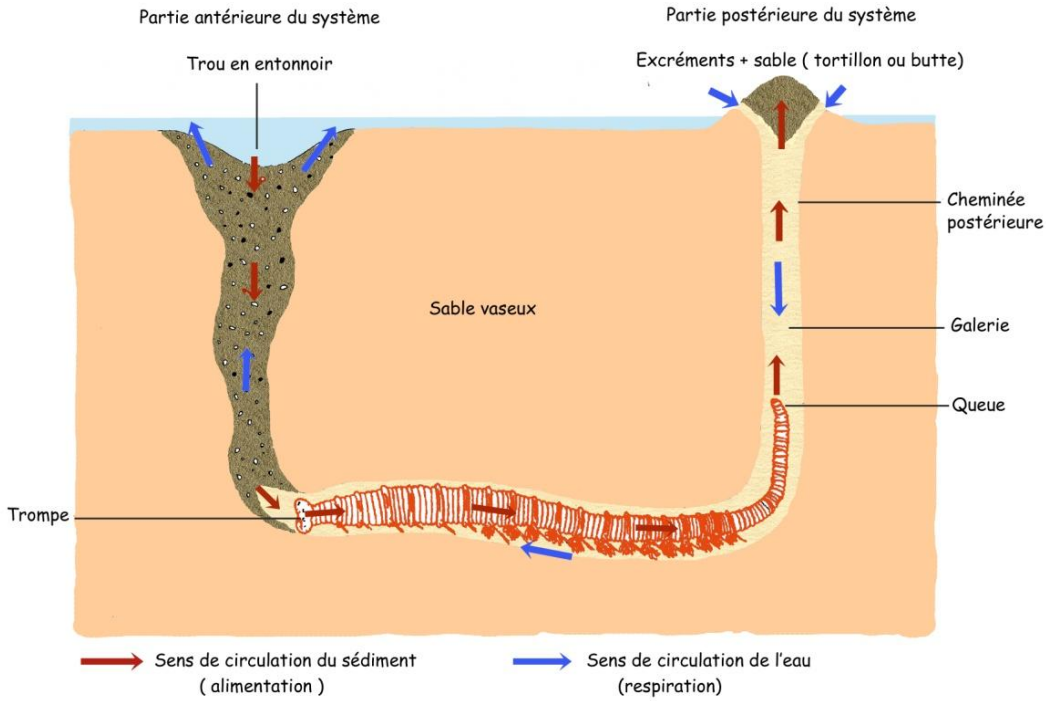


Nous connaissons bien aujourd'hui les tubes en U de l'Arénicole, ver marin (Annélide Polychète) de nos côtes qui creuse ses galeries dans les sédiments sableux ou sablo-vaseux des plages par exemple, dans la zone de balancement des marées.



Arénicole *(Arenicola marina)*

Document Wikipedia



Disposition de l'Arénicole dans le sable vaseux et fonctionnement du système.

Schéma illustrant le mode de vie de l'Arénicole dans son tube en U

Document J.C

Mais le tube de l'Arénicole est vertical !

Ceux observés au Veillon sont horizontaux et l'étaient également au Lias inférieur puisqu'aucun mouvement tectonique n'est venu perturber la région depuis environ 200 Ma !

A qui attribuer alors ces tubes en U horizontaux ?

Peut-être à des Rhyzocorallium !! Crustacés fouisseurs présents depuis le Permo-Trias et qui ont pullulé au Jurassique inférieur dans le Sud de l'Angleterre, les Causses…, et capables de fabriquer, eux, des terriers en U horizontaux (voir photos et texte en anglais ci-dessous)



http://www.northeast-geolsoc.50megs.com/



http://www.southampton.ac.uk

Description : *"Rhizocorallium is a horizontally or obliquely oriented, U-shaped burrow that shows spreite between the limbs of the U. This trace fossil is distinguished from Diplocraterion by its horizontal attitude. Rhizocorallium is interpreted as a feeding burrow where the animal moved horizontally through the sediment in a systematic feeding pattern."*



Niveau à petits Lamellibranches *(Isocypris)*



Niveau à gros Lamellibranches et à tubes

Nous avons également trouvé des formations circulaires montrant une striation concentrique très fine et que nous avons interprétées comme étant des **constructions algaires** évoquant des **Stromatolithes** (voir photos ci-dessous).



Stromatolithes (?)



Stromatolithe (?) vu en coupe transversale

Arrêt 6 : Parc de la Salle-Roy

Nous quittons le sédimentaire pour revenir au socle.

Quand on examine l'estran depuis le haut de la falaise (de la route), on a l'impression de voir comme des belles strates pentées vers le Nord.



Si l'on descend sur l'estran, tout change ! Ce ne sont pas des roches sédimentaires qui affleurent mais des roches métamorphiques : **alternances de méta-arkoses** (anciens grès) à gros, moyens et petits grains et de **métapélites** (anciennes argiles) plus fines.



Méta-arkoses à granulométrie variable



Métapélites à débit schisteux (à droite) coupées par un filon de granite (à gauche)

Argument qui permet d'affirmer que ce sont bien des roches métamorphiques :

Si l'on examine de près les niveaux arkosiques à grains fins, on note la présence de très nombreux **cristaux de grenat**, preuve que ces anciens sédiments ont bien été métamorphisés et sont entrés dans le faciès amphibolite (voir photo ci-dessous).



Cristaux de grenat dans un niveau arkosique à grain fin

Et comme le métamorphisme s'accompagne la plupart du temps de déformations, tous les niveaux précédents n'ont pas échappé à ces déformations !

Les joints de stratification que l'on a eu l'impression de voir du haut de la falaise sont en fait **des plans de cisaillement** et le **contenu même des « pseudo-strates » a été intensément plissé. Le cisaillement a opéré parallèlement au plan axial des plis.**



Beaux plis anisopaques dans les niveaux arkosiques compétents



Idem - Du quartz s’est accumulé dans les charnières de plis



Idem



Beaux plis semblables dans les métapélites plus ductiles



Idem

Dans la crique voisine, vers le Nord, on a pu faire une autre observation :

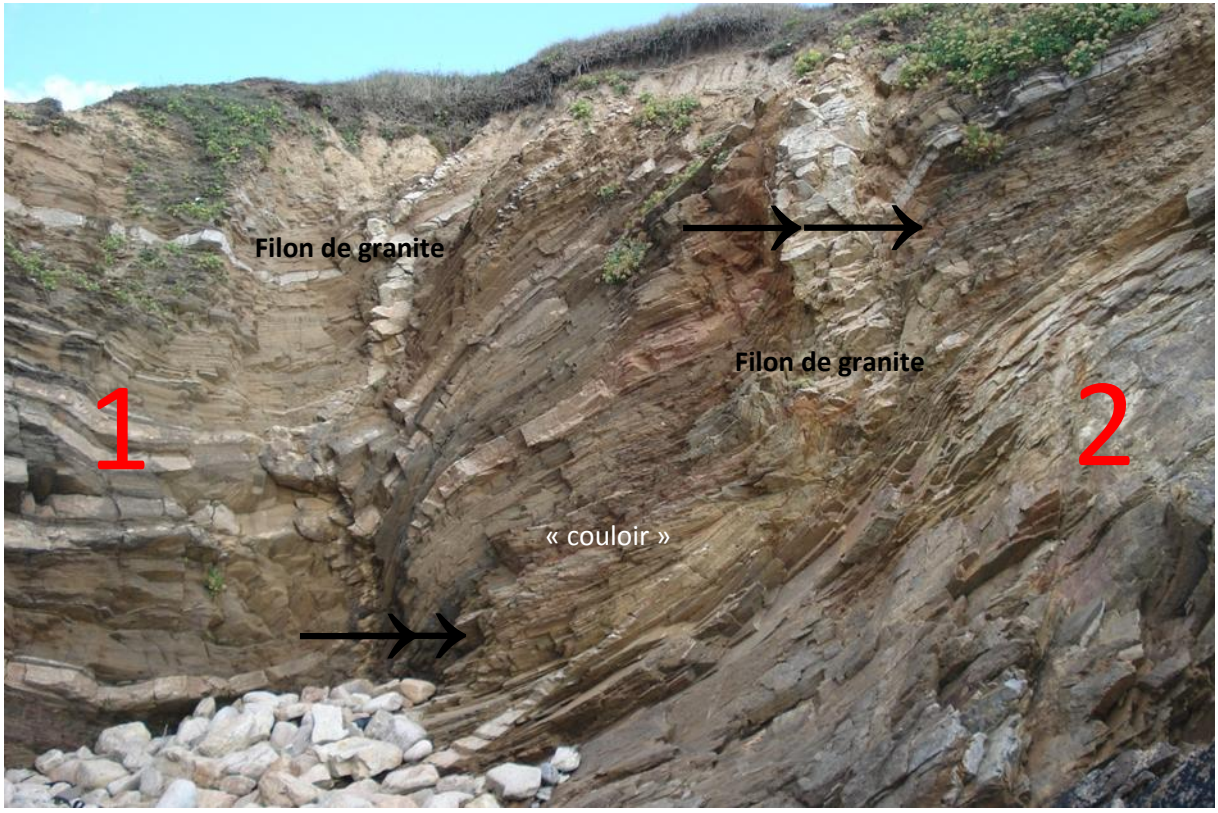


La falaise (voir photo ci-dessus) montre un « couloir » net délimité de chaque côté par un filon de granite.

Si le filon de gauche, le plus au Nord, apparaît vertical et rectiligne, celui de droite, donc le plus au Sud, se courbe, s'infléchit vers le bas pour finalement épouser la foliation et le pendage général vers le Nord.

Entre les deux filons de granite, les « couches » présentent une belle allure sigmoïde ; c'est particulièrement net pour le niveau rougeâtre à mi-falaise.

Cette allure sigmoïde est le signe que ce « couloir » a été soumis à des **forces de cisaillement** : le compartiment 1 s'est affaissé et le compartiment 2 soulevé (voir photo légendée ci-dessous).



Hypothèses :

- Les deux failles empruntées par les filons de granite pourraient donc s'être formées lors de l'extension liasique responsable, rappel, de la formation du Rift de Biscaye et des nombreux panneaux effondrés ou grabens que l'on peut observer le long de la côte et remplis de Lias. D'ailleurs, ces grabens sont très nombreux, bien que de petite taille, entre Cayola et le Parc de la Salle-Roy où l'on y voit systématiquement le Lias discordant sur le socle.

NB : notre « couloir » ne semble pas rempli de sédimentaire bien que nous ne l'ayons pas vérifié !

- Mais le filon Sud se montre concordant avec la foliation du socle à sa partie inférieure. Alors ne peut-on pas supposer aussi que ce couloir représente un plan de cisaillement du socle, l'ensemble compartiment 1 + « couloir » Nord venant chevaucher le compartiment 2 Sud ?



Aux spécialistes de répondre !

Arrêt 7 : Cayola (ou Caillola)

Au fond de la baie, affleure un important cordon de galets constitué à la fois de granite, de pegmatite et de Lias silicifié.





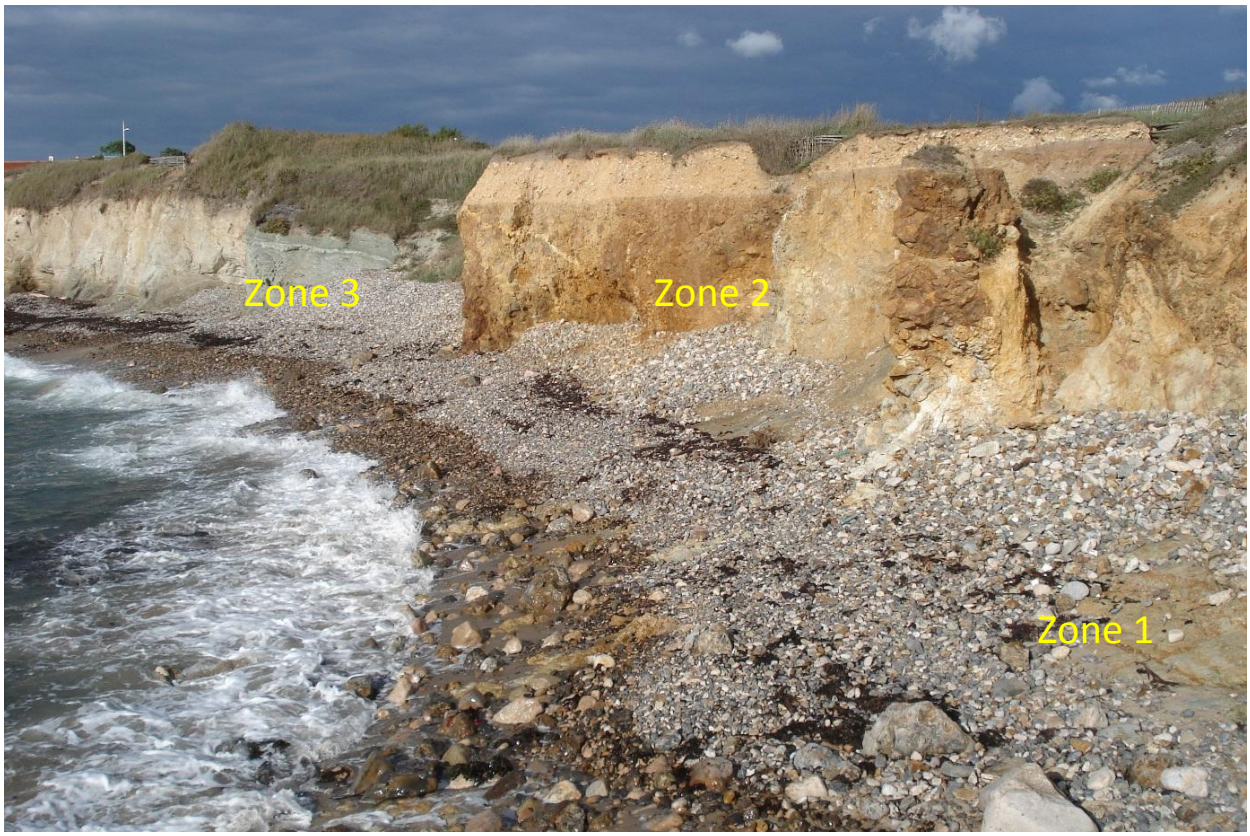
La surface des galets présente **des marques en « coups d'ongle »**, témoignage de la violence des chocs sous l'action des vagues.





Arrêt 8 : Anse de Saint-Jean-d'Orbestiers

Il s'agit d'un beau panneau effondré de Lias, limité au Nord comme au Sud, par deux failles approximativement Est-Ouest et qui le séparent du socle orthogneissique, socle identique à celui observé aux arrêts 1 et 2.



Sur la partie Sud de l'estran, affleure du Pliensbachien à rares rostres de Bélemnites (zone 1).

En falaise, on peut observer un important niveau bréchique de jaspéroïdes gris-clair à noirâtres (zone 2).



Niveau bréchique

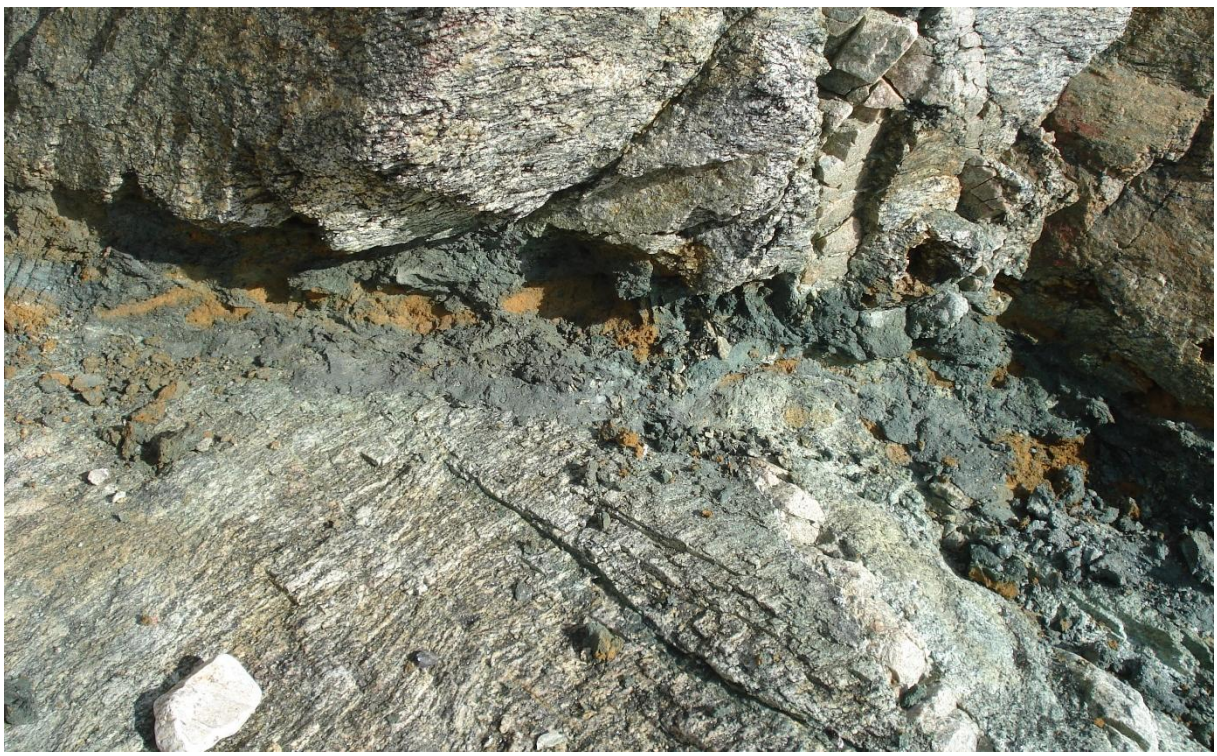
Le socle orthogneissique qui réapparaît à la faveur de la faille Nord du panneau présente une teinte verte prononcée qui facilite sa localisation en falaise (zone 3).



Socle orthogneissique

La teinte verte de l'orthogneiss peut s'expliquer facilement par l'altération de sa **biotite** : transformation de la biotite en chlorite (= chloritisation). L'orthogneiss sain est en effet riche en biotite.





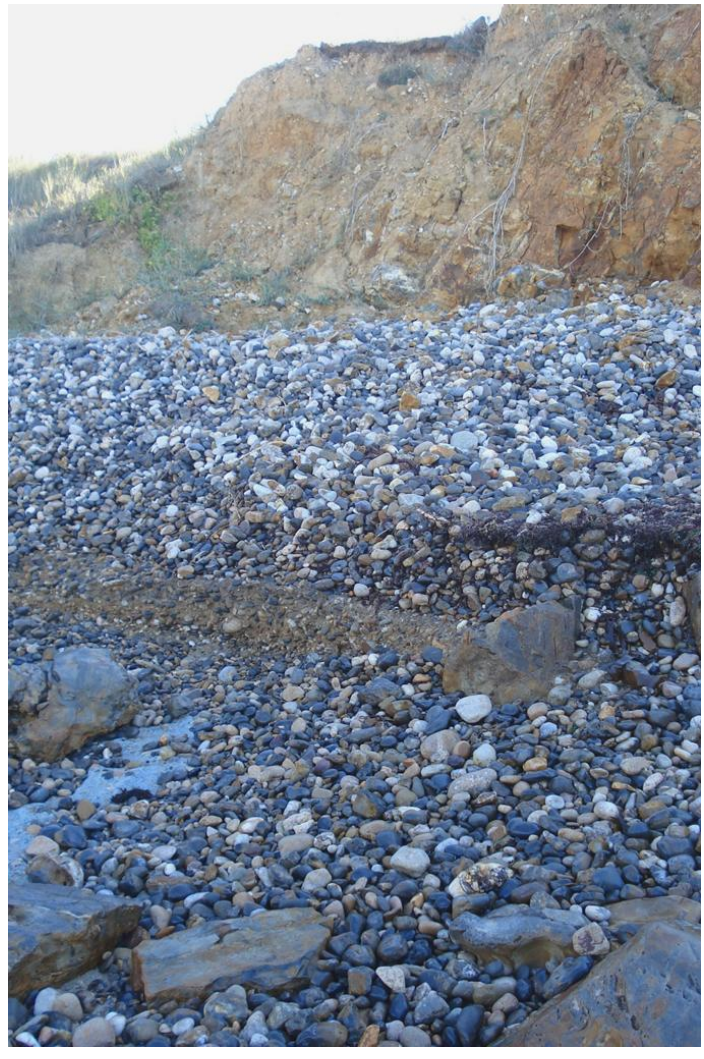
Quand on regarde de plus près la masse d'orthogneiss (voir photos ci-dessus), il présente des niveaux également verdâtres.

Ces niveaux verdâtres sont donc aussi riches en chlorite. Et on peut supposer qu'initialement, d'après ce que l'on vient de dire, ils étaient très riches en biotite.

Hypothèse : Ne pourrait-il pas s'agir alors d'anciens <u>niveaux à biotitites</u> tels qu'on en a observés à l'Île d'Yeu et véritables marqueurs de zones de cisaillement ?

Au plus profond de l'anse, entre l'orthogneiss et le niveau bréchique (zones 3 et 2), un poudingue actuel est en formation !

Le ciment argileux proviendrait de la falaise et les galets sont en majorité des jaspéroïdes sombres apportés par la mer (voir photos ci-dessous).





Fin de l'excursion !