



**Musée Napoléon -
Son jardin (en haut) et sa façade (en bas)**

La Maison de l'Empereur, aujourd'hui « Musée Napoléon », a été construite en 1808 sous l'ordre de Napoléon. C'était l'une des seules maisons à étage de l'île.

Elle l'abrita du 12 au 15 juillet 1815 avant son exil pour Sainte-Hélène.

Le musée abrite des souvenirs relatifs à l'Empereur, à sa famille, à son entourage.

13- La crypte (XI^{ème} siècle)



Nef de l'église Saint-Martin

La crypte est probablement la partie la plus remarquable de l'église Saint-Martin. Sa voûte d'arêtes repose sur 14 colonnes aux chapiteaux ornés de motifs floraux.

C'est un vestige du tout premier art roman saintongeais.



Crypte

E- Paléoenvironnement au Cénomanién inférieur

1- À l'Albien (fin du Crétacé inférieur), se développent sur le continent (l'Aunis et la Saintonge sont alors émergées) des Conifères, des Ginkgoales, et plus rarement des Angiospermes et des Ptéridophytes. La présence d'Araucariacées et de Podocarpacees indiquerait un climat globalement chaud de type tropical à subtropical humide, mais qui pouvait être plus sec de façon saisonnière. Les formes arborescentes comme *Frenelopsis*, divers Conifères et quelques Cycadales devaient alterner avec des plantes plus buissonnantes telles que *Glenrosa*, *Nehvizia* et de plus rares Angiospermes ou Ptéridophytes.

Un peu plus tard au cours de l'Albien, l'influence marine se fait plus présente. Le milieu de dépôt correspond à un marécage côtier soumis à des apports continentaux et marins, à proximité de l'embouchure d'un estuaire. La connexion au domaine marin a permis le développement de conditions saumâtres, comme l'indique la présence d'huîtres fixées sur certains bois. Le bois et l'ambre transportés depuis l'amont de l'estuaire se sont accumulés dans ce marécage avec les végétaux croissant *in situ*. *Brachyoxylon* et *Protopodocarpoxylo*n pourraient représenter les formes arborescentes les plus autochtones. *Agathoxylon* et *Podocarpoxylo*n, étant moins tolérants aux conditions halines, pourraient refléter une végétation plus interne drainée par l'estuaire.

À l'Albien terminal (figure 12), les apports de végétaux et d'ambre continuent depuis l'amont, mais l'hydrodynamisme s'accroît et c'est un milieu plus estuarien qui se développe. L'accumulation du bois et de l'ambre se fait plus à l'embouchure de l'estuaire, au niveau de barres sableuses constituant localement des obstacles et des zones de concentration d'éléments. Ces barres d'embouchure sont marquées par des cortèges sableux à stratifications obliques, et des drapages argileux intercalés qui traduisent l'influence des marées.

La prépondérance d'*Agathoxylon* dans ce niveau souligne l'importance de ce genre, et par là même des Araucariacées, dans les flores en place à l'intérieur des terres. L'entomofaune préservée dans l'ambre est principalement issue de ces habitats forestiers plus internes situés en bordure de l'estuaire.

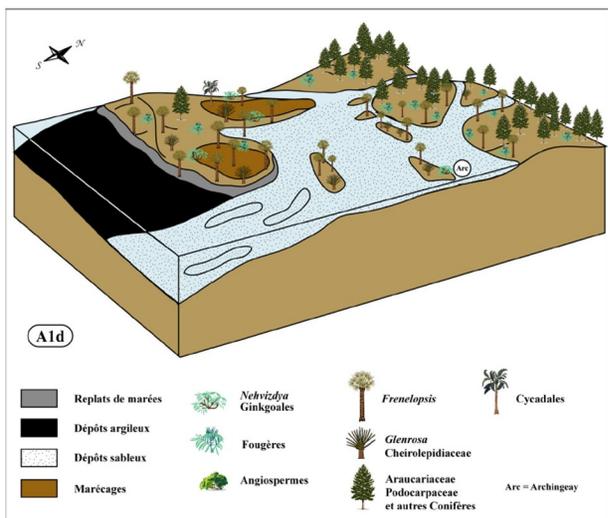


Figure 12 - Paléoenvironnement à l'Albien supérieur d'après V. Perrichot

2- Par la suite, c'est un régime à dominante marine qui se met en place durant tout le Cénomani en Charente-Maritime. La mer transgresse le continent.

◆ Niveau a (coupe géologique, figure 9 page 40)

- Il affleure sur l'Île d'Aix au niveau de la Pointe Saint-Eulard sous la forme d'argiles gris-bleu en plaquettes visibles uniquement à marée basse. On en distingue environ 3 à 4 m mais le niveau se prolonge sous la mer. Il contient quelques bois lignitisés et de nombreux nodules de pyrite.

Dans le niveau a, la nature et la présence presque exclusive de restes végétaux traduisent un milieu lagunaire très protégé, en bordure du continent. La rareté des éléments marins dans les micro- et macrorestes, comme la présence de pyrite, renforce le caractère confiné de l'environnement (figure 13).

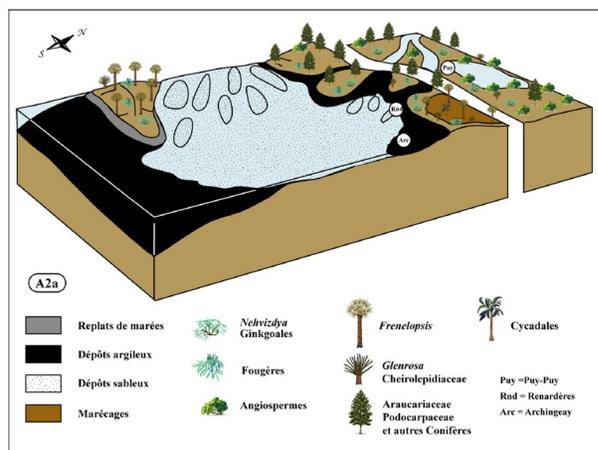


Figure 13 - Paléoenvironnement pour le niveau a

◆ Niveau b

- Ce niveau débute par la présence d'un banc métrique argilo-gréseux grisâtre, à petites bioturbations. L'étude de la variation latérale de ce banc indique qu'il s'agit du pied d'une barre progradante. Ce niveau recèle une assez grande quantité de restes de Vertébrés, représentés surtout par des fragments pluricentimétriques de carapaces de Tortues, auxquels s'ajoutent quelques vertèbres du « proto-serpent » *Simoliophis* et des dents de Poissons. Les huîtres y sont également abondantes (*Ceratostreon flabellatum*, *Pycnodonte vesicularis*).

- Le banc suivant correspond à des calcaires gréseux grossiers, jaunes, riches en petits grains de quartz, bioclastiques, très bioturbés (terriers de type Thalassinoïdes) et sans aucune figure sédimentaire dans leur moitié inférieure (environ 2 m).

- Au-dessus viennent des sables moyens à grossiers, jaunes, bioclastiques avec de nombreux débris de Foraminifères, de Lamellibranches, d'Échinides, de pinces de *Protocallianassa* et quelques débris de Vertébrés mal préservés (petits fragments d'os et dents de Poissons roulés).

- Le niveau b se termine par des calcaires bioclastiques grossiers mieux classés que les précédents, présentant des mégarides surlignées par de petits lits argileux. Celles-ci se forment sous l'influence tidale, tout comme les autres barres bioclastiques sous-jacentes.

Le niveau b, marqué par plusieurs surfaces indurées dues à des arrêts de sédimentation et montrant des perforations de lithophages, se développe donc au sein d'un environnement peu profond et relativement agité.

◆ Niveaux c et d

- Cet ensemble débute par 2 à 3 mètres d'argiles grasses dans lesquelles s'intercalent de minces feuilletts glauconieux. Il affleure au niveau de l'estran de l'Anse de Bois Joly, mais demeure souvent masqué par le sable et la vase. Sa puissance est estimée d'après sondage à environ 6 mètres.

Azoïques, les argiles contiennent localement des compressions de feuilles très fragmentaires appartenant aux genres *Frenelopsis* et *Glenrosa*, et des bois de grande taille exclusivement rapportés au genre *Agathoxylon*.

Tous ces restes végétaux montrent des évidences de sélection par la taille au cours de leur transport dans l'eau.

- À leur sommet se trouve un petit banc de grès glauconieux d'épaisseur variable (5 à 10 cm), riche en graviers et extrêmement bioturbé, parcouru par un réseau de terriers horizontaux et incrusté d'huîtres exogyres (*Rhynchostreon suborbiculatum*).

Ce banc contient de nombreux débris centimétriques de bois lignitisés, ainsi que des petits fragments d'os (carapace de Tortue) et des dents de poissons.

Très difficilement observable en place, ce niveau est le plus souvent échantillonné sous forme de petits blocs décimétriques échoués sur la plage.

- Les trois derniers mètres de l'ensemble sont représentés par trois ensembles d'épaisseurs égales.

Le banc inférieur montre un sable fin à moyen, contenant de nombreux fragments centimétriques à décimétriques de bois lignitisés roulés et perforés, des nodules épars d'ambre altéré, de rares restes de Vertébrés marins côtiers (Sélaciens et Chéloniens), et de nombreuses huîtres (*Rhynchostreon suborbiculatum*).

Le banc moyen est plus clair, plus carbonaté et enrichi en glauconie ; il est constitué de sable moyen à grossier et se termine par une accumulation lumachellique de *Rhynchostreon suborbiculatum*. Il comprend également du bois et de l'ambre mais en quantité moindre que le banc sous-jacent.

Enfin, des calcaires à Térébratules forment le dernier banc, surmontés et séparés de la base du niveau e riche en Rudistes (*Ichthyosarcolites*, *Sphaerulites*) par un mince niveau argileux azoïque.

L'absence de figures sédimentaires caractéristiques de marées, et la composition mixte d'éléments fossilisés d'origine continentale et marine, suggèrent un dépôt en zone littorale peu profonde, abritée des courants, probablement en périphérie de l'embouchure d'un estuaire, c'est-à-dire dans un milieu de type lagune ou mangrove (figure 14).

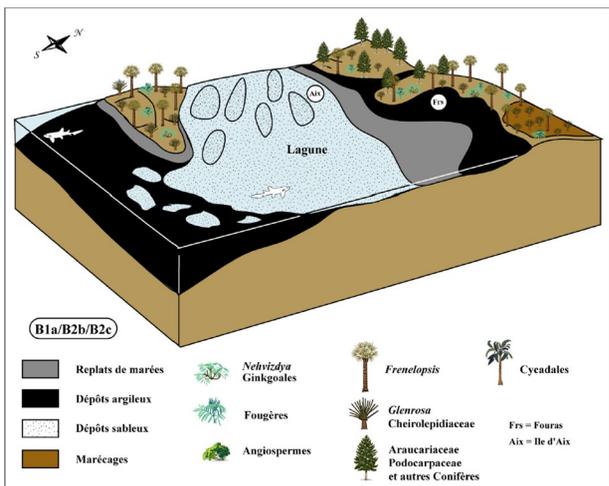


Figure 14 - Reconstitution paléoenvironnementale proposée pour les niveaux c et d (Cénomanien inférieur)

d'après V. Perrichot

◆ Niveau e

- Il est constitué de barres carbonatées très riches en oolithes, caractérisant un environnement de dépôt très agité. Elles contiennent des *Rhynchostreon suborbiculatum* la plupart du temps en individus dispersés ainsi que de nombreux *Ichthyosarcolites triangularis* et *Sphaerulites foliaceus*.

Synthèse

D'un point de vue général, le Cénomanien des Charentes semble avoir été marqué par un climat globalement chaud et humide. Concernant la végétation, les données paléobotaniques (bois, cuticules, pollens) indiquent le développement d'une forêt côtière de type mangrove, dominée par les Gymnospermes.

Les milieux paraliques du Cénomanien correspondaient à une mosaïque de biotopes, représentés de manière synthétique sur la figure 15 suivante.

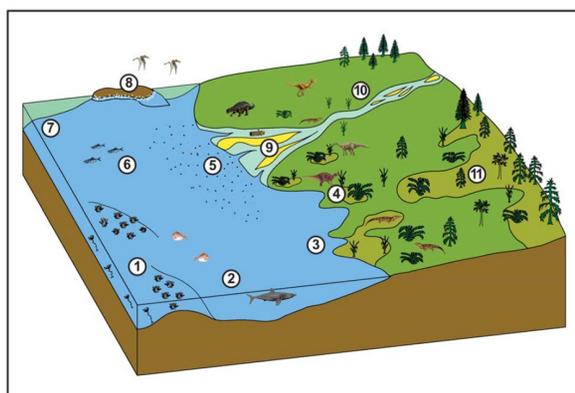


Figure 15 - Bloc-diagramme représentant les différents types d'environnements du Cénomanien des Charentes

1 : milieu péri-récifal 2 : lagune (partie externe) 3 : lagune (partie interne) 4 : mangrove littorale 5 : embouchure 6 : vaseuse infralittorale 7 : circolittoral 8 : écueil jurassique 9 : estuaire 10 : plaine d'inondation 11 : mangrove interne.

d'après R. Vullo

Article de Hendrik Vreken

Photographies de Jean Chauvet, Pierre Gibaud et Josiane Vreken

Bibliographie

C. MOREAU et al. : « Promenade géologique sur l'île d'Aix » - Editions Biotope, Mèze - (2015)

C. MOREAU : « Louis Benjamin Fleuriau de Bellevue (1761-1852) » - Editions Les Indes Savantes - (2014)

V. PERRICHOT : « Environnements paraliques à ambre et à végétaux du Crétacé Nord-Aquitain (Charentes, Sud-Ouest de la France) » - Université de Rennes 1 - (2003)

R. VULLO : « Les Vertébrés du Crétacé supérieur des Charentes (Sud-Ouest de la France) : Biodiversité, Taphonomie, Paléoécologie et Paléobiogéographie » - Université 1 - (2005)

Notice de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de Rochefort-sur-Mer - BRGM

Sortie géologique dans la région de Fontenay-le-Comte

« Les Unités Sud-vendéennes »

Dimanche 1 mai 2016

avec Pierre GIBAUD, André POUCKET et Hendrik VREKEN



André POUCKET et Pierre GIBAUD aux Meules de Sérigné

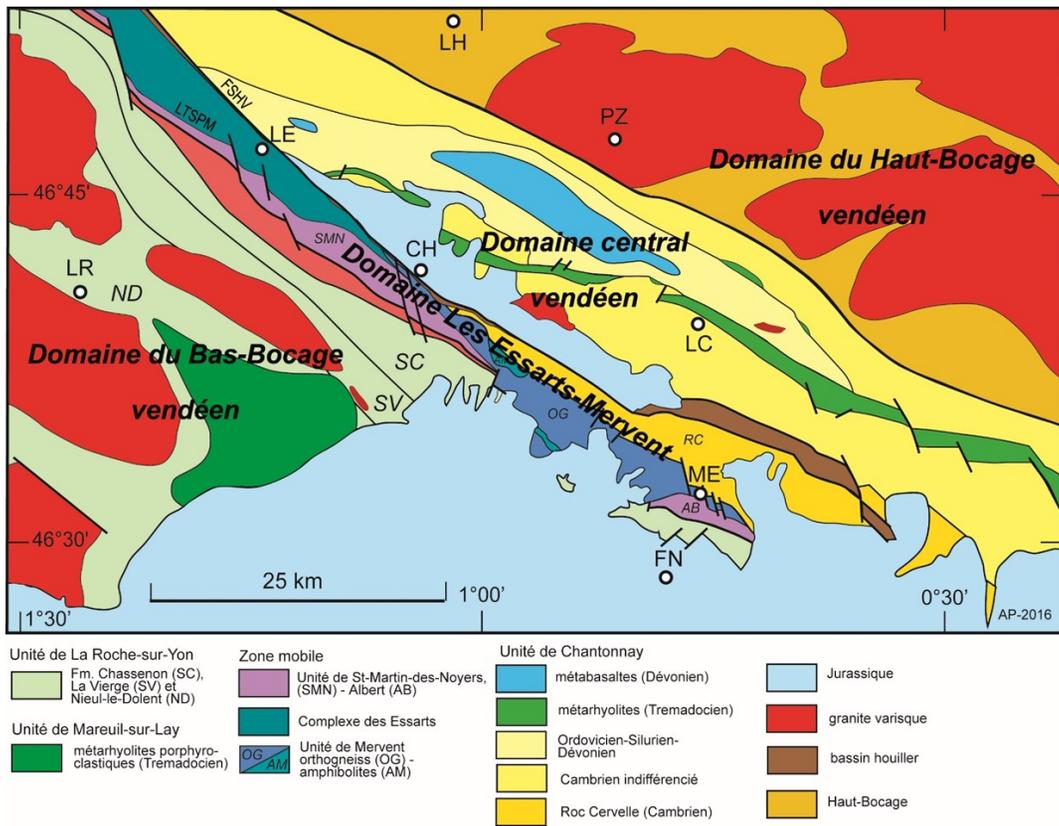


Figure 1 - Localisation des domaines vendéens (fond de carte A. Pouclet, 2016)

CH : Chantonnay – FN : Fontenay – LC : La Châtaigneraie – LE : Les Essarts – LH : Les Herbiers –
LR : La Roche-sur-Yon – Me : Mervent – PZ : Pouzauges

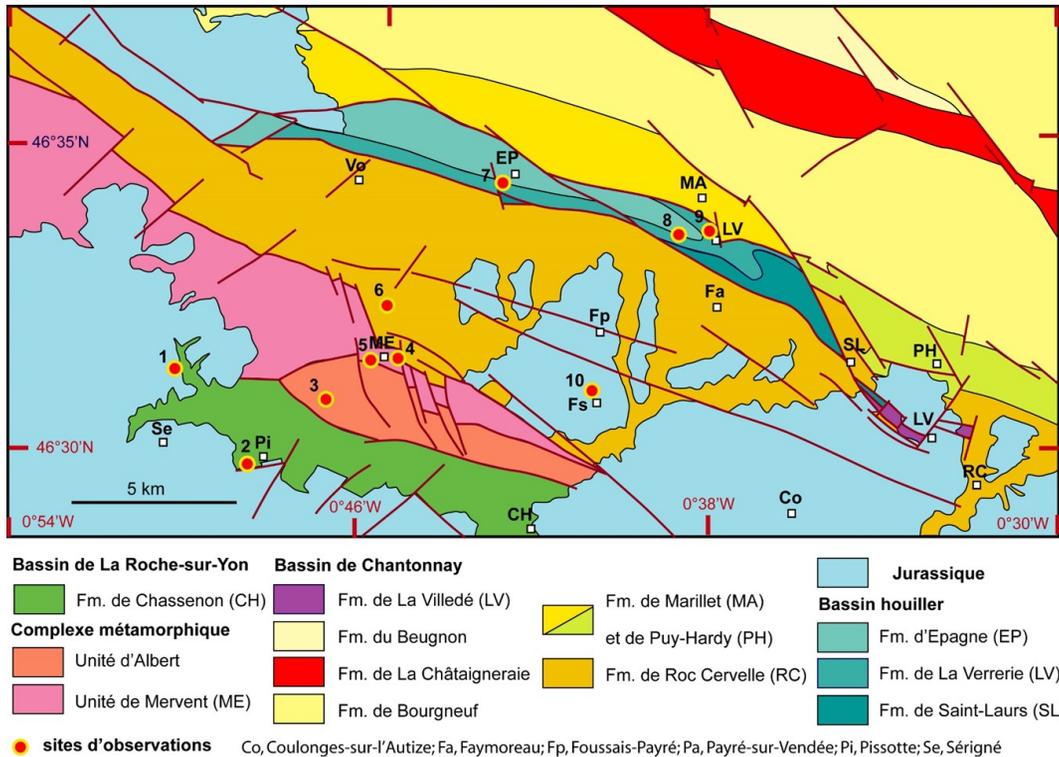


Figure 2 - Localisation des arrêts numérotés de 1 à 10 (A. Pouclet, 2016)

Cadre géologique de la sortie (figures 1 et 2)

D'un point de vue géologique, la région de Fontenay-le-Comte présente une situation privilégiée.

Elle est à la limite du Massif Armoricaïn et de la Plaine de Luçon-Fontenay, bordure Nord du Bassin Aquitain. Elle a par conséquent enregistré l'histoire des premières transgressions jurassiques sur le socle varisque.

Elle se trouve également à l'extrémité Sud d'un important axe orienté NO-SE qui coupe en diagonale le département de la Vendée : le « domaine Les Essarts-Mervent ».

Ce domaine, large de quelques kilomètres seulement, représente une véritable zone de suture, c'est-à-dire la cicatrice d'un ancien océan : l'Océan Centralien qui a connu son maximum de développement au milieu du Paléozoïque, au Silurien et qui a disparu à la limite Dévonien-Carbonifère par subduction de sa croûte océanique et collision de ses deux marges.

Au cours de cette collision, des chevauchements importants se sont produits de part et d'autre de cette zone de suture :

- à l'Est, le « domaine du Haut-Bocage vendéen » est venu chevaucher le « domaine central vendéen » qui, à son tour, est venu recouvrir la zone de suture elle-même,
- et à l'Ouest, des nappes enracinées à son pied ont été éjectées en nappes vers l'Ouest et se sont empilées sur le para-autochtone du « domaine du Bas-Bocage » : nappe des « Schistes bleus à glaucophane de Bois-de-Céné », nappe des « Schistes de Saint-Gilles », nappe des « Porphyroïdes »...

Puis, à partir du Viséen, en régime dilatant, du magmatisme s'est manifesté avec la formation d'un « dôme anatectique » : le « Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen » ; parallèlement, le « Sillon Houiller de Vendée » s'est individualisé sur le dos du « domaine central vendéen ».

Enfin, un serrage final tardi-carbonifère intervient, transformant les plans de chevauchement en failles majeures verticales dont la faille du Sillon houiller de Vendée (FSHV) et la ligne tectonique Sainte-Pazanne - Mervent (LTSPM) situées respectivement au N-E et au S-O de la zone de suture.

La région de Fontenay-le-Comte raconte également des parties de cette histoire varisque extrêmement complexe.

Beaucoup de points restent cependant à éclaircir : par exemple, on ne connaît pas l'ampleur des grands cisaillements dextres qui ont terminé cette histoire varisque, des datations manquent ...

Arrêt 1 - Le Bois de la Girardie - Le « Grès à meule » de Sérigné

Âge : Hettangien basal (Infra-Lias - 205 Ma)

1- Observation de l'affleurement

Le bois de la Girardie se trouve au Nord du bourg de Sérigné. La partie dégagée le long du chemin de terre

montre sur une cinquantaine de mètres de longueur et 1 à 2 mètres de hauteur, un affleurement de la formation dite des « Sables et grès de l'Hermenault », formation détritique continentale de l'Hettangien basal (Infra-Lias - 205 Ma).

En discordance sur le socle hercynien, cet affleurement montre une alternance de niveaux de conglomérats et de grès plus ou moins grossiers, extrêmement durs d'où étaient tirées autrefois les meules à grains.



Alternance de niveaux gréseux grossiers et fins

2- Quelques mots sur les meules de Sérigné - Aspect historique

« Dans le bois du château de la Girardie à Sérigné, une partie de la carrière de meules a été dégagée. L'objectif est de montrer au promeneur une extraction ancienne et essentielle à l'économie locale. L'Hermenault possédait des carrières plus vastes, appartenant à l'abbaye de Maillezais. Mais la végétation importante a envahi les carrières et on ne devine plus que les multiples fronts de taille.

Dans les minoteries, on broie les grains entre des cylindres de fonte cannelés. Auparavant en meunerie, la mouture des grains se faisait entre deux meules plates en pierre: la meule « dormante », fixe au-dessous et la meule « volante » tournant au-dessus. L'espace entre ces deux meules est inférieur à la taille d'un grain de blé.

Les grains sont introduits au centre de la meule supérieure et les produits du broyage (son et farine) sont évacués vers la périphérie. Il ne faut pas que les grains viennent à manquer sinon la friction chauffe, « brûle » la farine et peut même l'enflammer.

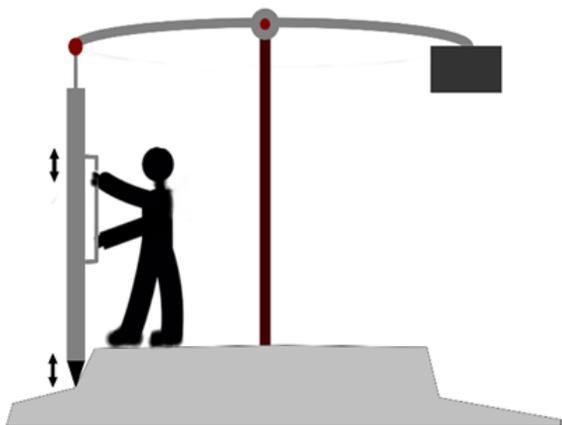
Le meunier devait être vigilant : « *Meunier tu dors, ton moulin va trop vite...* ».

La qualité d'une meule dépend de son pouvoir abrasif. Celui-ci est lié à la granulométrie de la roche et surtout à la dureté de ses composants.

Si la granulométrie de la roche est fine et le ciment pas assez dur comme dans le gisement de l'Herminault, des grains ont tendance à se détacher et finiront par « plomber » les dents des mangeurs de pain ! À Sérigné, les morceaux de quartz ont une plus grande taille et ne risquent pas de polluer la farine.

La dureté étant essentielle, on a toujours privilégié la silice sous forme de grains de quartz inclus dans le grès de l'Hettangien ou bien une roche calcaire très silicifiée.

La découpe ancienne des meules se faisait en burinant verticalement la roche. Le fer était rare et cher. Aussi, en guise de « barre à mine », on utilisait un lourd madrier de bois dont seule la pointe était « ferrée ». Une telle masse était impossible à manipuler longtemps. Elle était donc suspendue au bout d'une longue perche de châtaignier flexible portant un contrepoids. Le système était mis en oscillation verticale, et on utilisait la force d'inertie du lourd madrier sur de courtes oscillations. L'énergie humaine ne servait qu'à remonter le madrier de quelques centimètres.



On ne taillait qu'une seule meule à la fois et jamais un empilement comme le propose à tort le panneau pédagogique affiché sur le site de Sérigné !

La meule, une fois dégagée sur toute sa périphérie, était décollée par la technique des coins de bois sec que l'on fait gonfler à l'eau tiède. Cette opération était hasardeuse car il ne fallait pas forcer un coin davantage que les autres et surtout il ne fallait pas que la roche contienne une irrégularité comme un bois fossile ou bien un quartz plus gros que la moyenne.

Plus récemment, on a remplacé les meules monolithes par des « quartiers » plus faciles à tailler. Il fallait alors les maintenir ensemble par un cerclage à la façon d'un bandage de roue de charrette. Cette technique du cerclage est apparue quand la sidérurgie a fait de grands progrès pour abaisser le prix du fer. Dans la margelle du puits du château de Mervent, on a vu deux de ces « pierres-quartier » provenant de l'Herminault. »

Pierre Gibaud



Meules en place - Vue de dessus (en haut)
et de profil (en bas)

3- Aspect géologique

- Les niveaux conglomératiques sont essentiellement constitués de galets de quartz blancs, pluricentimétriques, plus ou moins bien roulés, avec de-ci de-là, des galets sombres difficiles à identifier à l'œil nu : schiste, amphibolite, phanite ou autres ... On peut y voir des troncs d'arbres fossiles toujours disposés parallèlement à la stratification donc en position couchée horizontale ; ils ont été par conséquent arrachés à leur substrat avant d'être transportés.



Niveau conglomératique



Empreinte de tronc fossilisé



Détail de la photo précédente montrant la structure du bois

- Les niveaux gréseux plus fins, renfermant encore quelques cailloutis de quartz, sont percés de nombreux vides tubulaires horizontaux, dont l'intérieur est lisse au toucher. Ces cavités, de diamètre moins important que les troncs, sont interprétées comme représentant les moules externes de branches qui elles aussi ont été transportées. Troncs et branches sont par conséquent d'origine allochtone.



Moules externes de branches dans un niveau gréseux grossier

Toutes ces observations suggèrent que la région de Sérigné était parcourue à l'Infralias par un fleuve qui charriait des sédiments grossiers : graviers et galets de quartz et des débris de végétaux.

Effectivement, en certains endroits de l'affleurement, on voit des terminaisons biseautées ce qui indique que l'on a affaire à des formations lenticulaires et non laminaires, plus ou moins imbriquées les unes dans les autres.



Formations lenticulaires

Cela démontre que le fleuve en question devait changer de lit. Au moment d'une crue, il sortait de son lit mineur pour envahir la plaine d'inondation ; il y déposait alors ses sédiments. Puis la crue terminée, il retournait ... ou ne retournait pas dans son ancien lit !

On peut établir une relation directe entre le débit de ce fleuve (son hydrodynamisme), la taille des matériaux transportés (graviers ou galets, branches ou troncs) et le climat.

Un cours d'eau à fort débit comme un torrent peut transporter des gros galets et des troncs, un cours d'eau à faible débit seulement des graviers et des tiges.

Par ailleurs, à l'Hettangien, le climat était chaud et sec, de type tropical.

Preuves d'un climat tropical et rappels

- Des Dinosaures Théropodes Cœlophysoïdés (*Grallator*, *Eubrontes*...) fréquentaient les rivages de la mer hettangienne au Veillon, près de Bourgenay au Sud des Sables-d'Olonne.

- Ils se déplaçaient au milieu d'une grande plaine alluviale de haut estuaire où alternaient des sols et des apports épisodiques de crue de fleuve. La végétation était très peu diversifiée et clairsemée, réduite à quelques bouquets de Conifères exclusivement.

- L'étude au microscope optique et au microscope à balayage des feuilles de ces Conifères a clairement montré leur adaptation à la sécheresse :

- leur face adaxiale, plaquée contre l'axe du rameau, possède une cuticule fine alors que celle de la face abaxiale, en contact permanent avec le milieu extérieur et par conséquent soumis aux contraintes environnementales, est plus épaisse,
- et tous les stomates sont bien enfoncés sous le niveau de l'épiderme, deux caractéristiques anatomiques (parmi d'autres) visant à réduire l'évapotranspiration.

Or, un climat de type tropical est caractérisé par l'alternance de deux saisons : une saison sèche à faibles températures et précipitations quasiment nulles autour du solstice d'hiver et une saison humide à températures élevées et très fortes précipitations autour du solstice d'été.

Les niveaux conglomératiques à gros troncs pourraient donc représenter des épisodes de crues fréquentes en saisons humides (étés).



Remarques

Les troncs de la formation des « Sables et grès de l'Hermenault » à Sérigné pourraient appartenir à des Araucariacées et les moules en creux correspondre à des tiges d'Equisétales.

Des débris ligneux ont été également mis au jour en sondages.

A l'Hettangien, dominaient les Gymnospermes :

- des Cycadales : *Cycadpteris chicheryi*, *Cycadpteris ctenopteroides*, *Cycadpteris brauniana*,
- des Bennettiales : *Otozamites terquemi*, *Otozamites brevifolium*,
- et surtout des Coniférales : *Elatides peregrina*, *Pagiophyllum peregrinum*, *Pagiophyllum araucarinum*, *Hirmeriella airelensis*, *Hirmeriella muensteri*, *Brachyphyllum paparelli*, *Brachyphyllum mamillare*, *Brachyphyllum bessonnatii*.

4- Extension régionale de la formation des « Sables et grès de l'Hermenault »

Les observations faites au Bois de la Girardie peuvent être généralisées. La formation des « Sables et grès de l'Hermenault » qui s'insère entre le socle constitué par

les « Schistes de Chassenon » et la formation jurassique du Calcaire jaune Nankin, est toujours formée de sables et de grès grossiers ou graveleux à galets, d'argiles sableuses, partiellement grésifiés par de la silice ou de la barytine.



Grès de l'Hermenault

Le quartz est toujours l'élément clastique dominant, devant la muscovite et le feldspath.

Les roches non quartzieuses du socle paléozoïque sont peu abondantes mais variées et d'origine proche : schistes, amphibolites, gneiss.

Dans le secteur de l'Hermenault, les sables et grès s'alignent suivant une direction N 20°, alignement que P. Bouton a interprété comme une paléovallée (figure 3).

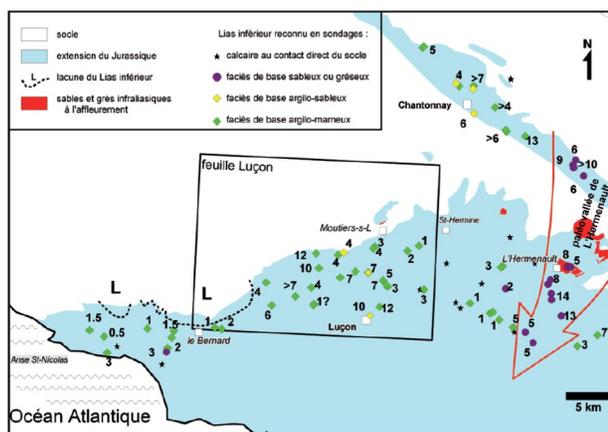


Figure 3 - Faciès et épaisseur des assises basales du Lias inférieur au Sud de la Vendée

Les « sables et grès de l'Hermenault » dessinent un drain subméridien à l'Est de la carte de Luçon. Les détritiques sont peu représentés à l'Ouest où dominent des argiles et des marnes.

Document P. Bouton (extrait de la notice de la carte géologique de Luçon au 1/50 000^{ème})

5- Comment expliquer la prédominance du quartz ?

L'importance du quartz dans la sédimentation détritique de la formation des « Sables et grès de l'Hermenault » résulte surtout de l'absence des autres minéraux (feldspaths et micas) qui ont été hydrolysés et transformés en argiles (illites, montmorillonites...) au cours de la longue émergence du Massif armoricain pendant tout le Permo-Trias.

En résumé

Le démantèlement de la chaîne hercynienne s'est poursuivi durant tout le Permo-Trias, c'est-à-dire pendant environ 40 Ma.

Au tout début du Jurassique, la surface posthercynienne était complètement pénéplanée.

Dans le Sud-Vendée, il subsistait peut-être quelques reliefs résiduels, au niveau des massifs d'Avrillé et du Tablier, du horst des Essarts-Mervent, reliefs séparés par des dépressions peu prononcées, formées de roches plus tendres, plus schisteuses par où vont s'avancer les premières transgressions marines du Lias.

Mais à l'Infra-Lias ou Hettangien basal, ce sont toujours des sédiments fluviatiles qui se déposent dans la région de Sérigné. La région de Sérigné-L'Hermenault devait ressembler à un delta qui recevait des sédiments détritiques (grès plus ou moins grossiers) apportés par un fleuve à débit variable sous climat de type tropical.

Ces sédiments étaient essentiellement quartzeux, les autres éléments chimiques issus de l'érosion de la chaîne hercynienne (feldspaths et micas entre autres) ayant eu le temps d'être complètement altérés et transformés en argiles par hydrolyse.

Arrêt 2 - Pissotte et la coupe de la rue des Ouches

Contact anormal Schistes de Chassenon (Siluro-Dévonien probable) - Jurassique inférieur

1- Etude de l'affleurement

À Pissotte, sur le parking du Monument aux Morts, on est sur un point haut (altitude : 69 m) et on domine vers le Sud toute la Plaine de Fontenay (altitude : 40 m en moyenne).

En descendant la rue des Ouches, on observe à droite comme à gauche des affleurements de schistes. On est donc ici en plein dans la formation dite des « Schistes de Chassenon ».

La schistosité (S1) y est fortement pentée et de direction N 90-100°.



Affleurement de schiste - Rue des Ouches

Remarque

Les « Schistes de Chassenon » sont d'âge Siluro-Dévonien probable. Comme les « Schistes de la Vierge » (figure 1), ils appartiennent au Bassin de La Roche-sur-Yon et sont stratigraphiquement au-dessus de la formation silurienne de Nieul-le-Dolent.

Puis en continuant à descendre la rue des Ouches, les schistes sont toujours présents à droite jusqu'au bas de la rue mais à gauche, apparaissent des terrains calcaires. En fait, les calcaires ne sont pas directement visibles le long de la rue, ils sont présents dans les jardins et au fond d'un puits creusé dans une petite ruelle adjacente.



Puits fait en calcaire hettangien

Au fond du puits affleure le calcaire jurassique.

Ces calcaires appartiennent à la formation de la « Pierre rousse » (I₃Pr). Ils présentent un aspect plutôt saccharoïde. Ils ont été datés du Jurassique inférieur (Lias - Pliensbachien - environ 190 Ma) ; ils sont par conséquent beaucoup plus jeunes que les « Schistes de Chassenon ».

Le Principe de superposition est donc mis en défaut puisque des schistes siluro-dévonien sont placés au-dessus de calcaires du Pliensbachien. On a un contact dit anormal.

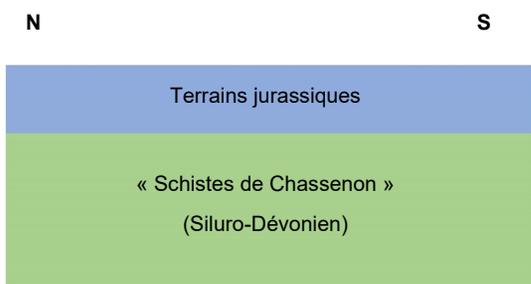
Explication du site de Pissotte (figures 4 et 5)

En fait, ce contact anormal s'explique facilement. La descente que l'on a faite correspond à un escarpement de faille et la rue des Ouches coupe la faille.

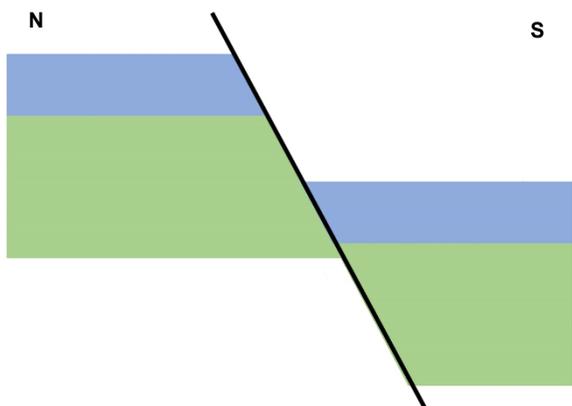


Figure 4 - Plan de Pissotte et localisation de la rue des Ouches

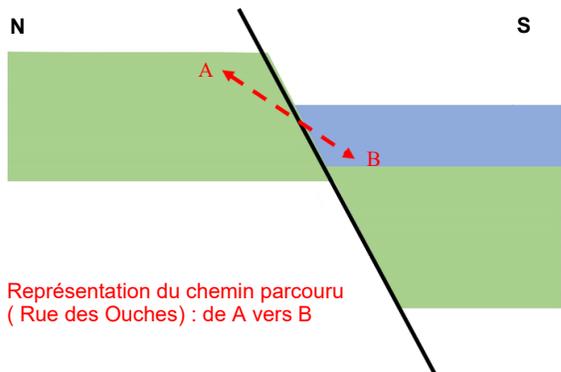
1- Etat initial avant la formation de la faille



2- Formation de la faille ⇒ Le compartiment Sud s'effondre, le compartiment Nord se soulève.



3- Erosion du compartiment Nord : tout le calcaire a disparu. Dans le compartiment Sud, seule une partie du calcaire a été érodée, les schistes n'ont pas été mis à nu.



Représentation du chemin parcouru (Rue des Ouches) : de A vers B

Figure 5 - Chronologie des événements

Remarque - On peut dater la faille. Elle est obligatoirement postérieure aux dépôts du Jurassique puisqu'elle coupe ces derniers (Principe de recoupement).

NB - Le coteau qui longe la gauche de la D104 (à la sortie de Pissotte, en descendant vers la vallée de la Vendée) permet d'observer dans l'ordre stratigraphique normal le compartiment Sud de la faille de Pissotte que l'on vient de mettre en évidence

Au premier virage à la sortie du bourg (parking en terre sur la droite où l'on peut facilement stationner), un petit affleurement permet d'observer les calcaires de la formation de la « Pierre Rousse » du Pliensbachien (I₃Pr).

Cette formation se poursuit ensuite plus bas sur une centaine de mètres au niveau d'un terrain en friche : il est possible d'y reconnaître en falaise des calcaires oolithiques et des calcaires sublithographiques plus ou moins associés.

Peu après l'entrée de la Lizardière (propriété privée), les fonds du fossé et le talus offrent de beaux affleurements de schistes sériciteux plus ou moins altérés à patine rouille : ce sont les « Schistes de Chassenon » qui se débilitent en feuillets infra-centimétriques et sont affectés par des plis amples d'envergure métrique.

Les « Schistes de Chassenon » présentent une schistosité synmétamorphe à séricite parallèle aux alternances grésopélimitiques matérialisant la stratification initiale S₀.

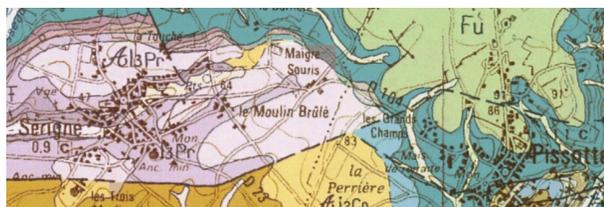
Cette structure planaire est plissée par des plis P₂ centimétriques à décimétriques d'axe N 95°-35°SW déversés vers le Nord. Ils développent une schistosité S₂ de plan axial de type crénulation passant vers le Nord-Est, à l'approche du complexe de Mervent, à une schistosité de flux à muscovite et chlorite, puis à muscovite et biotite.

2- Une tectonique en touches de piano

Sur la carte géologique au 1/50 000^{ème} de Fontenay-le-Comte, on retrouve la faille de Pissotte qui passe par la rue des Ouches.

On constate aussi qu'elle n'est pas unique. On en retrouve deux autres à peu près parallèles : l'une passant au centre de Pissotte et l'autre au N-E de la localité. Toutes les trois sont orientées N 70°.

La faille la plus septentrionale se poursuit vers l'Ouest ; elle passe au Sud de Sérigné d'où l'on vient (arrêt 1) et là, elle met en contact du Pliensbachien (I₃Pr) au Nord avec du Bajocien (J₂Cp) au Sud (voir carte ci-dessous).



Que s'est-il passé là au niveau de cette faille pour que les terrains qui l'encadrent ne soient pas de même âge ?

Le raisonnement est le même que celui tenu pour la rue des Ouches.

Par application du Principe de recoupement, cette faille qui coupe le Pliensbachien et le Bajocien est postérieure à ce dernier.

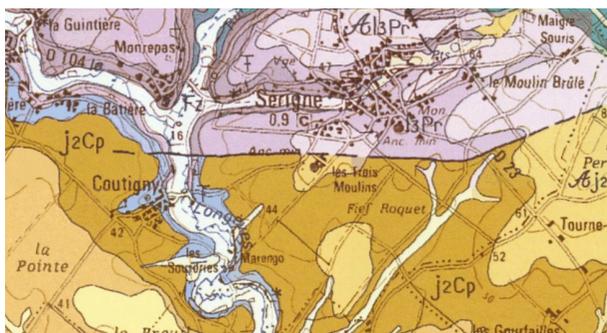
Initialement, les terrains se sont déposés horizontalement, dans l'ordre stratigraphique normal, sans aucune lacune : I₃Pr (« Pierre rousse » du Pliensbachien) puis I₄-J₁ (Marnes noires à Ammonites, calcaires gris et marnes grises à *Catinula beaumonti* du Toarcien à l'Aalénien) puis J₂Cp (Formation des « Calcaires ponctués » du Bajocien).

Puis la faille s'est formée. Le compartiment Nord s'est davantage soulevé que le compartiment Sud (déplacement relatif).

Le compartiment Nord soulevé, donc en relief, a alors été davantage soumis à l'érosion. Tout le Bathonien (J₂Cp) et l'ensemble Toarcien-Aalénien (I₄-J₁) ont disparu.

Résultat - Les conglomérats et grès qu'on a vus à l'arrêt 1 viennent à l'affleurement.

Le compartiment Sud, effondré, donc moins soumis à l'érosion, a en revanche conservé une partie du Bathonien (J₂Cp). Les terrains plus vieux sont toujours présents dessous. La preuve ! Au Sud de Sérigné, la Longèves a creusé son lit et sur ses rives, on voit bien le Toarcien et l'Aalénien (I₄-J₁) et le Pliensbachien (I₃Pr) (voir carte ci-dessous).



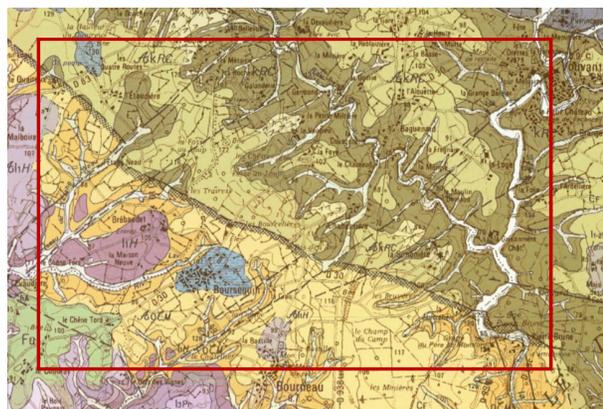
On a donc, immédiatement à l'Ouest de Pissotte, un système de 3 failles parallèles qui découpent le socle et la couverture sédimentaire jurassique en compartiments jouant verticalement « en touches de piano », et certains se sont enfoncés plus que d'autres.

3- Datation des failles N 70°

Une chose est certaine : toutes ces failles N 70° ont joué au Jurassique puis qu'elles coupent le Bajocien (J₂Cp) dans lequel elles s'amortissent. Elles sont contemporaines ou postérieures au Bajocien.

Si on élargit maintenant le champ d'observation, on retrouve de nombreuses failles de même direction N 70° au Nord de la carte géologique de Fontenay-le-Comte où elles coupent les orthogneiss de Mervent (O₂M) et les schistes de l'Unité de Roc-Cervelle (K_{RC}) (voir carte suivante).

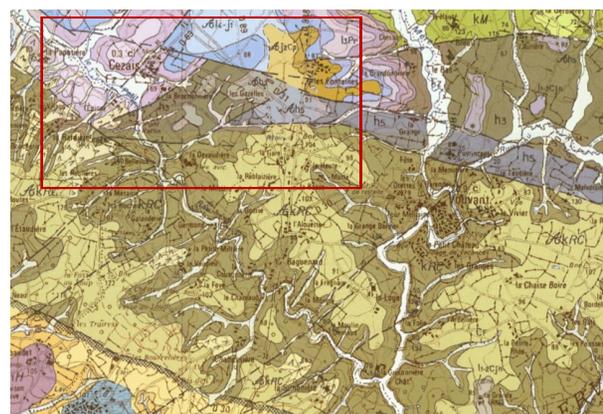
Les premiers ont été datés de 486 ± 15/-11 Ma (U-Pb sur zircon) donc du Trémadocien (Ordovicien inférieur) et les seconds, plus vieux, du Cambrien.



Les failles N 70° ne sont donc pas de toutes petites failles superficielles n'affectant que la couverture jurassique et les « Schistes de Chassenon » siluro-dévonien, mais des failles importantes, profondes puisqu'elles ont également affecté les orthogneiss de Mervent et les schistes de l'Unité de Roc-Cervelle. Et un orthogneiss est aussi dur que du granite !

Ces failles pourraient être contemporaines de la formation du Rift du Golfe de Biscaye (Jurassique inférieur et moyen) ou de celle des Pyrénées (Eocène), seuls grands événements tectoniques ayant affecté le Sud-Vendée.

Si on examine de nouveau la carte de Fontenay et que l'on se place dans la région de Cezais, on retrouve une nouvelle fois des failles N 70° (voir carte ci-dessous).



On en voit deux au Sud de Cezais où elles constituent les limites bordières transversales d'un petit bassin houiller carbonifère noté « h₃ ». Et ce petit bassin n'a pas n'importe quelle forme : il dessine un beau losange et ses deux autres limites n'ont pas non plus une direction quelconque : elles sont orientées N 130°, direction du Cisaillement dextre Sud-Armoricain (CSA) !

À ce bassin de forme losangique, on donne le nom de « rhombochasse » (de « chasme » = entr'ouverture, gouffre et « rhombo » = losange) ou de pull-apart.

Il y a par conséquent une forte probabilité pour que la plupart de ces failles N 70° se soient produites lors de la formation même des bassins houillers du Sillon houiller vendéen soit au Carbonifère, à la limite Viséen-Namurien (325 Ma). Elles ont alors coupé tous les terrains anté-Carbonifère : les orthogneiss de Mervent (486 Ma) et les schistes cambriens de Roc-Cervelle (520 Ma).

Ces failles ont ensuite joué à différentes époques : bien évidemment, à la fin du Carbonifère, lors des dernières compressions qui ont plissé les terrains houillers ; puis certainement plus tard, au Jurassique, sur la marge Nord du Rift de Biscaye en formation et enfin au Tertiaire, à l'Eocène, lors de la remontée de la Péninsule Ibérique vers le Nord quand la chaîne pyrénéenne s'est formée.

4- Morphologie structurale

On sait que dans la région de Jard-sur-Mer, se sont succédés les dépôts de l'Hettangien à empreintes de Dinosaures et Stromatolithes puis ceux du Sinémurien et Pliensbachien à Gastéropodes marins (Turitelles,...) puis ceux du Toarcien à Pectens et Gryphées et de l'Aalénien à rostrés de Bélemnites et Ammonites.

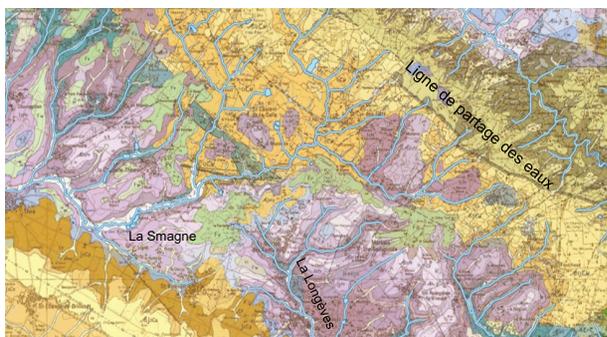
Cette évolution de la faune avec le temps et en un même lieu indique clairement que la mer s'est « approfondie », en fait qu'elle s'est avancée, a transgressé le continent.

En conséquence, les dépôts du Pliensbachien devraient recouvrir ceux de l'Hettangien et les déborder. De même, ces derniers devraient être recouverts et débordés par les dépôts du Toarcien et ainsi de suite. Normalement, logiquement, on ne devrait voir sur la carte de Fontenay-le-Comte, dans tout le territoire compris entre les orthogneiss de Mervent et la Plaine de Luçon-Fontenay qu'une seule couleur, celle de l'étage le plus récent connu : le Bajocien (J₂Cp). Et ce n'est pas le cas ! On n'a pas du Bajocien partout.

Dans tout le territoire compris entre les orthogneiss de Mervent et la plaine de Luçon-Fontenay affleurent en bandes parallèles tous les terrains du Jurassique inférieur et moyen.

Si l'on examine maintenant le réseau hydrographique, on constate que la plupart des rivières, affluents de la Smagne ou de la Longèves, coulent vers le Sud-Ouest en empruntant les fameuses failles N 70°.

C'est particulièrement net dans les environs de Saint-Cyr-des-Gâts (carte ci-dessous).



Tout le territoire compris entre les orthogneiss de Mervent et la Plaine de Luçon-Fontenay est de plus incliné vers le Sud-Ouest.

Cette pente s'explique par un soulèvement du « Horst des Essarts » et ce soulèvement s'est produit postérieurement au dépôt des terrains jurassiques.

Il a pu être contemporain de la formation du Rift de Biscaye (« épaulement » du rift) ou de celle des Pyrénées à l'Eocène.

En conséquence, toutes les strates jurassiques, horizontales au départ, ont, elles aussi, été soulevées du côté du « horst ». L'érosion les a ensuite tronquées, biseautées (figure 6).

Cela explique pourquoi dans tout le territoire compris entre les orthogneiss de Mervent et la Plaine de Luçon-Fontenay les strates les plus vieilles (de dessous) sont à l'affleurement et qu'en se dirigeant du « Horst des Essarts » vers le centre du Bassin aquitain, on rencontre des terrains de plus en plus jeunes.

On a affaire ici à ce qu'on appelle une structure monoclinale pentée vers le SO avec cuesta orientées NO-SE.

Les rivières qui descendent du NE vers le SO sont dites cataclinales ou conséquentes. Comme on l'a remarqué, elles empruntent les vieilles failles N 70°.

Puis elles se rassemblent dans la Smagne et la Longèves qui, elles, ont un trajet perpendiculaire NO-SE. La Longèves et la Smagne longent la cuesta bajocienne, elles sont dites orthoclinales ou subséquentes.

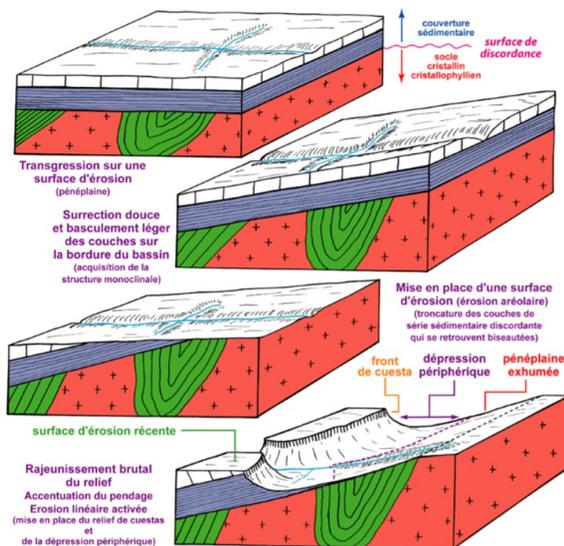


Figure 6 - Schémas explicatifs de la mise en place de la structure monoclinale du Sud-Vendée

Arrêt 3 - Barrage de Mervent

Orthogneiss du « Complexe cristallophyllien d'Albert » - Le protolithe de l'orthogneiss d'Albert n'a pas été daté.



Le barrage de Mervent en travaux

Près du Barrage de Mervent affleurent les orthogneiss et la série paradérivée indifférenciée du « Complexe d'Albert ».

1- Mise au point préalable

Les auteurs de la carte géologique de Fontenay-le-Comte (2007) ont distingué deux complexes dans l'« Ensemble cristallophyllien de Mervent » :

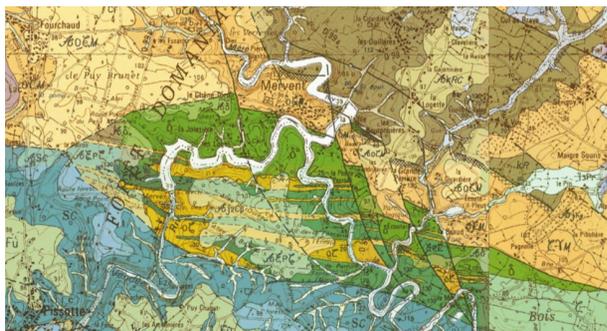
- le « **Complexe cristallophyllien de Mervent** » proprement dit comprenant deux unités lithologiques :

- l'orthogneiss de Mervent (O_ζM) et les métacornéennes de Saint-Laurent-de-la Salle (MK) qu'il englobe
- les amphibolites de la Vallée (δM) : un tout petit affleurement à l'Est de Mervent sur l'autre rive de la Vendée.

- et le « **Complexe cristallophyllien d'Albert** » regroupant trois autres unités :

- l'orthogneiss du Pont de Perrure (O_ζ),
- la série paradérivée indifférenciée (ξP_ζ)
- et les amphibolites de la Joletière (δ).

Cartographiquement, le « Complexe cristallophyllien de Mervent » borde au Nord le « Complexe d'Albert ». Les deux plus grandes carrières de la région, celles d'Albert et de la Joletière, appartiennent à ce dernier complexe.



Complexe d'Albert : en jaune vif et vert de différentes nuances
Complexe cristallophyllien de Mervent : en brun clair

Dans un travail antérieur consacré au « Complexe métamorphique de HP des Essarts » et à son prolongement vers le Sud-Est, G. Godard (2001) a étudié la même région de Mervent. Et il place un affleurement de l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers » entre les « Orthogneiss du Domaine Ouest-vendéen » au Sud et les « Orthogneiss de Chantonay-Mervent » au Nord.

De la comparaison de ces travaux, on peut penser :

- que le « Complexe cristallophyllien de Mervent » des auteurs de la carte de Fontenay-le-Comte correspond aux « Orthogneiss de Chantonay-Mervent » de G. Godard,
- et que les seules amphibolites du « Complexe cristallophyllien d'Albert » représenteraient une fenêtre de l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers ».

En fait, seuls posent problème les orthogneiss du Pont de Perrure (O_ζ) et la série paradérivée indifférenciée (ξP_ζ) du « Complexe cristallophyllien d'Albert » :

- ou bien on les inclut dans l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers » et il y a des arguments qui vont en ce sens : en effet, cette dernière, notamment à l'Ouest de Chantonay, dans la vallée du Lay, comprend un mélange

d'amphibolites, d'orthogneiss et de paragneiss.

En conséquence, le « Complexe cristallophyllien d'Albert » en entier appartiendrait à l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers »,

- ou alors on les exclut de l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers » et ils feraient alors partie de la bande orthogneissique du Domaine Ouest-vendéen.

Bref, quoi qu'il en soit, au barrage de Mervent, affleure donc un orthogneiss appartenant ou bien au « Complexe d'Albert » ou bien au Domaine Ouest-vendéen, mais en aucun cas aux « Orthogneiss de Chantonay-Mervent » de l'arrêt suivant.

Point important : cet orthogneiss du « Complexe d'Albert » n'a pas été daté.

2- Description de l'affleurement

Cartographiquement, l'orthogneiss du « Complexe d'Albert » se présente en lames de 200 à 250 m de puissance, orientées ONO-ESE et interlitées tectoniquement dans la série paradérivée qui représenterait son encaissant.

La roche est de couleur plutôt claire, blanche à grisâtre, ici presque rosâtre.

Les faciès sont très variés :

- orthogneiss œillé franc de couleur blanche à grisâtre, à quartz, feldspath pœcilitique (2 à 4 cm) et biotite
- orthogneiss finement grenu à feuilletés clairs à plagioclase et quartz millimétriques alternant avec des feuilletés plus sombres à muscovite, chlorite et rare biotite
- voire orthoschiste (= mylonite) à débit schisteux mais toujours de couleur claire. Ces mylonites peuvent renfermer du grenat. Elles localisent la déformation au sein de couloirs parallèles à la foliation majeure et ceci en présence de fluides.

♦ Au Sud du barrage et en rive droite de la Vendée

Une centaine de mètres avant le barrage, l'orthogneiss est de faciès normal, classique.

Mais en s'approchant du barrage, avant la maisonnette, l'orthogneiss est fortement mylonitisé.

On ne reconnaît plus les feldspaths considérablement étirés en lanières.

La foliation mylonitique est presque verticale (90°) et orientée N 130°. Elle est presque devenue plan de débit tellement l'orthogneiss a été écrasé.

Sur les plans de la foliation, une linéation mylonitique horizontale est bien marquée.



Orthogneiss de faciès normal



Orthogneiss mylonitisé

Foliation mylonitique bien visible sur le plan xz



Orthogneiss mylonitisé

Linéation mylonitique horizontale sur le plan xy ou S/C

Un autre petit affleurement dans l'enceinte même des grilles près de la maisonnette montre de nouveau un orthogneiss classique, preuve que la déformation de la roche est vraiment circonscrite à un étroit couloir.

On peut y voir de très nombreux cristaux de feldspath étirés, déformés et tronçonnés et quelques porphyroblastes relictuels œillés.

L'observation des queues de recristallisation autour de ces derniers fait plutôt pencher pour un cisaillement dextre.

Cette déformation ductile est antérieure et sans rapport avec le couloir de cisaillement semi-ductile voisin.

♦ Au Nord du barrage et en rive gauche de la Vendée

On retrouve les orthogneiss mylonitisés du « Complexe d'Albert » de l'autre côté du barrage.



Affleurement de mylonite

Cependant, au plus près du barrage, donc finalement entre les deux niveaux de mylonites situés des deux côtés du barrage, on observe un orthogneiss à foliation nette, horizontale et d'allure « plissée » (inflexions de la foliation).

Ses feldspaths sont étirés et sinueux, mais de taille respectable. Le quartz y est dominant.



Orthogneiss à foliation plissée



Fort développement du quartz

Hypothèse - Cette bande d'orthogneiss située entre les deux niveaux de mylonites qui ont « concentré », « focalisé » toute la déformation aurait été, elle, le lieu privilégié de circulation de fluides riches en silice.

Arrêts 4 et 5 - Mervent

Orthogneiss du « Complexe métamorphique de Mervent »

Âge du protolithe de l'orthogneiss de Mervent : Trémadocien (486 Ma)

Arrêt 4 - Le château de Mervent

1- Description d'ensemble de l'orthogneiss du château de Mervent et minéralogie

L'orthogneiss qui affleure au château n'appartient pas au « Complexe d'Albert » comme l'orthogneiss du barrage de Mervent (voir arrêt 3) mais au « Complexe cristallophyllien de Mervent » des auteurs de la carte géologique

de Fontenay ou aux « Orthogneiss de Chantonay-Mervent » de G. Godard.

C'est une roche porphyrique de couleur rosâtre, parfois grise avec des yeux de feldspath orthose souvent pluricentimétriques.

Il est constitué de phénocristaux de feldspath alcalin (microcline).

Le quartz forme avec le plagioclase des grains plus petits, souvent déformés et qui ont recristallisé dynamiquement au cours de la déformation du protolithe.

La biotite est toujours abondante avec des biotites brunes, sombres, chloritisées de grande taille (3 mm) à section subautomorphe considérées comme d'origine magmatique et des biotites millimétriques (1 mm) plus claires, courbes ou sigmoïdes, d'origine métamorphique.

La muscovite et le grenat, quand ils sont présents, sont d'origine métamorphique.



Orthogneiss du château

2- Datation du protolithe de l'orthogneiss du « Complexe cristallophyllien de Mervent »

Le protolithe de cet orthogneiss qui était un granite hétérogène a lui été daté, à l'inverse de l'orthogneiss du « Complexe d'Albert » qui affleure au barrage de Mervent (arrêt 3).

Il avait été daté au préalable à 446 ± 12 Ma (Vidal, 1976) dans la carrière de « Ecoute-s'il-pleut » mais plus récemment, une nouvelle mesure (U-Pb sur zircon) sur un échantillon prélevé à 15 km au Nord-Ouest de cette carrière, a daté la mise en place du protolithe granitique à $486 \pm 15/-11$ Ma.

Cette dernière mesure vieillit quelque peu l'âge attribué au protolithe mais confirme son âge ordovicien inférieur (Trémadocien) et donc une mise en place anté-varisque, âge très courant pour de nombreux granites et de nombreuses rhyolites Sud-armoricains.

3- Géochimie

Le protolithe granitique est très siliceux ($\text{SiO}_2 = 68,5$ à $78,8\%$), peralumineux (riche en Al - $\text{Al} > 2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$) ce qui explique la présence du grenat et pauvre en Ca^{2+} d'où la prédominance du microcline et de l'albite.

Sa composition chimique globale est finalement proche du minimum ternaire. Cela signifie que le magma qui

lui a donné naissance a pu se former puis cristalliser à basse T° donc près de la surface.

Ce protolithe granitique s'est donc mis en place dans une portion élevée de la croûte, par cristallisation d'un magma formé à partir de matériel sédimentaire, peut-être du Cambrien du Synclinal de Chantonay ou éventuellement du Briovérien.

Arrêt 5 - Intersection du Chemin du Chêne tord avec la D99

L'orthogneiss du « Complexe cristallophyllien de Mervent » affleure aussi à la sortie du bourg de Mervent, à l'intersection du Chemin du Chêne tord avec la D99, près du lieu-dit « Le Clos ».

Mais là, il présente un aspect partiellement mylonitisé. On a du mal à reconnaître le faciès classique d'un orthogneiss comme celui du château.



Orthogneiss mylonitisé de la sortie du bourg de Mervent

Pourquoi un faciès si différent ?

Immédiatement à l'Ouest de l'intersection du Chemin du Chêne tord avec la D99, à quelque 200 m, affleurent les amphibolites de la carrière abandonnée de la Joletière qui appartiennent au « Complexe cristallophyllien d'Albert ».

On est donc là au contact entre deux unités complètement différentes.

Selon l'interprétation de G. Godard, ce contact entre les orthogneiss de Mervent et les amphibolites de la Joletière correspond à un important accident tectonique : le **linéament de Sainte-Pazanne - Mervent** que l'on peut suivre jusqu'à Sainte-Pazanne, au-delà du Lac de Grandlieu.

C'est cet accident qui a partiellement mylonitisé l'orthogneiss de la sortie du bourg. En revanche, au château, l'orthogneiss a conservé son faciès tout-à-fait classique.

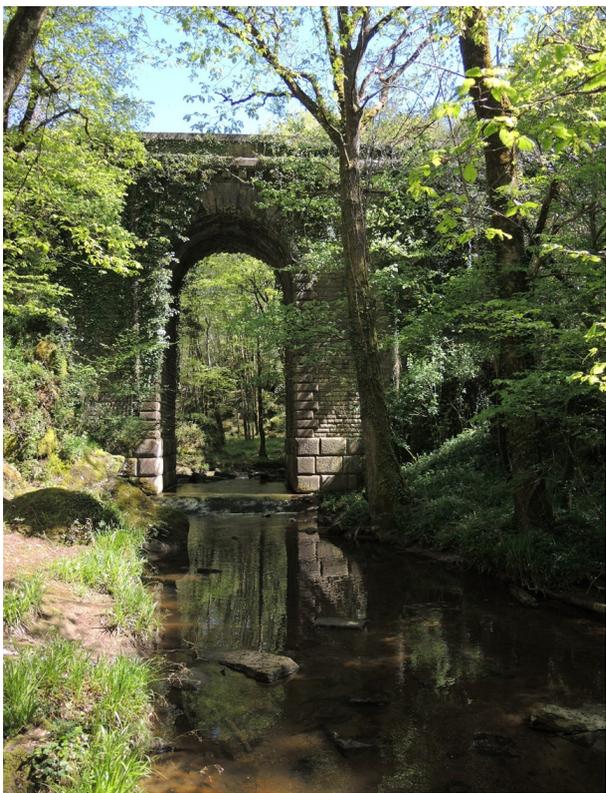
Arrêt 6 - Le Pont du Déluge

Schistes de la « Formation de Roc-Cervelle » Âge : Cambrien inférieur à moyen

La Formation de Roc-Cervelle (Cambrien inférieur à moyen - équivalent de la Formation des Ménardières) s'intercale entre le Complexe cristallophyllien de Mervent et le Sillon Houiller de Vendée du Carbonifère.

C'est un ensemble monotone dans son ensemble mais qui expose des roches variées à l'échelle de l'affleurement : conglomérats fins, grès, siltites, argilites bariolées et localement grauwackes arkosiques. Il s'agit donc d'un ensemble détritique.

Les argilites sont à muscovite, chlorite, épidote, albite blastique et quartz. Ils sont intensément déformés à proximité des orthogneiss de Mervent.



Le Pont du Déluge

1- Reconstitution du milieu de dépôt

L'épaisseur importante de la série (mais difficile à évaluer), la présence de dépôts gravitaires (on a observé des slumps) et de figures lenticulaires évoquent une sédimentation sur le talus d'un bassin profond alimenté par des apports constants de matériel détritique.

Cela implique la proximité de terres émergées.

En lame mince, quand on examine les quartz, on constate qu'ils présentent souvent un habitus, une forme hexagonale. Ils sont automorphes.

Si ces quartz provenaient de l'altération d'un granite, ils auraient n'importe quelle forme ; ils seraient xénomorphes puisque dans un magma granitique qui refroidit lentement pour donner du granite, le quartz cristallise en dernier, il bouche les trous.

Si ici, les quartz sont automorphes (ou subautomorphes), cela implique que rien ne les a gênés au cours de leur croissance, en particulier d'autres cristaux et qu'ils ont cristallisé en premier dans le magma acide.

Ces cristaux de quartz ne peuvent donc provenir que d'une rhyolite. D'ailleurs, un autre argument vient confirmer cette hypothèse : dans les grauwackes, on a trouvé des fragments de verre volcanique.

Sur les terres émergées voisines, il y aurait donc eu des affleurements, des massifs ou des filons de rhyolites.

On a également trouvé des petits fragments de dolérite altérée en épidote. Or, la dolérite est une roche filonienne de même composition chimique que le basalte.

Sur les terres émergées voisines, il y aurait eu aussi des filons de dolérites.

D'un point de vue paléogéographique, le bassin subsident à l'origine de la Formation de Roc-Cervelle aurait été ainsi bordé par des terres émergées où le magmatisme acide (rhyolites) et basique (dolérites) se serait manifesté de façon importante.

Remarque de Pascal Bouton - L'importance quantitative et la relative fraîcheur du matériel magmatique indiqueraient que ce magmatisme bi-modal (acide et basique) a été non seulement contemporain du développement du bassin, mais aussi et surtout qu'il a pris place dans les sédiments mêmes du bassin sous forme de sills ou de filons intrusifs.

Remarque de Hervé Diot - « Sur la feuille de Fontenay-le-Comte cependant, aucun faciès d'origine magmatique n'a été observé comme intrusif dans cette formation ».

Sur la feuille de Coulonges-sur-l'Autize, un seul filon a été identifié à Roc-Cervelle même (commune de Béceleuf - 79).

Tout cela suggère que la Formation de Roc-Cervelle, qui appartient à l'« Unité de Chantonay », était un bassin subsident en début d'extension au Cambrien inférieur et moyen. Cette extension se poursuivra ensuite au Cambrien supérieur avec la Formation de Bourgneuf et au début de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien) avec « les Rhyolites et Ignimbrites de la Châtaigneraie » (= rifting). Elle conduira finalement à la naissance de l'Océan Centralien, dépendance de la Paléotéthys, au Silurien (?).

Remarque - L'âge du début de l'accrétion océanique est encore sujet à discussion.



Figure de slump - Vue de loin