



**Photo 58 - Pointe de Grosse Terre -
Petits plis et micro-décrochements dextres N 150°**

Le cas de la prasinite du Fenouiller

La formation sédimentaire de l'Unité de Saint-Gilles englobe de larges panneaux de roches volcaniques, métarhyolites et metabasites qui indiquent une reprise localisée de l'activité magmatique. Ce sont les panneaux de l'Aiguillon-sur-Vie et du Fenouiller, respectivement de 3,4 x 3 km et 3 x 1,5 km (figures 2 et 3). Ils sont constitués d'abord d'une pile de laves et de pyroclastites rhyolitiques, puis de laves et de pyroclastites basaltiques. Ces panneaux ont été entraînés dans la nappe de charriage dont ils ont subi la même déformation. Les métarhyolites sont pétrographiquement, chimiquement et structurellement identiques à celles de La Sauzaie. Les metabasites ont perdu toutes traces de leur texture initiale et se présentent comme des prasinites, roches foliées à texture granonématoblastique* faites de baguettes d'actinote abondantes et de grains d'albite et épidote dans une trame quartzo-feldspathique et chloriteuse. L'analyse chimique nous montre qu'il s'agit bien d'une roche magmatique basique à composition de tholéiite continentale (Pouclet et al., 2016). La signature géochimique précise que ce volcanisme s'est exprimé dans un contexte intra-continental et donc que le bassin d'où provient l'Unité de Saint-Gilles était un bassin ensialique* et non marin au moment de ce volcanisme.

La prasinite du Fenouiller a été très activement exploitée au XX^{ème} siècle comme pierre ornementale. Elle orne les façades de toutes les villas construites sur la côte lors de l'explosion du tourisme estival et de la ruée vers la mer des années 50-60. Il était envisagé d'ajouter à nos observations l'étude de cette roche très intéressante par sa pétrographie, sa structure et sa signification géotectonique. Malheureusement toutes les carrières sont soit comblées soit noyées. Il n'existe plus d'affleurements montrables.

3. Bilan : rhyolites et relations structurales

Au cours de cette sortie, nous avons vu des rhyolites d'aspects variés appartenant à des unités structurales ayant subi des événements tectoniques différents. Quelle peut être la signification des rhyolites dans leurs environnements lithostructuraux et quel rôle ont-elles joué lors des événements tectoniques de l'orogène varisque dans la zone littorale vendéenne ? En effet, la position allochtone actuelle de la plupart de ces rhyolites soulève la double question de leur origine et des circonstances de leur déplacement. Beaucoup d'études ont déjà été faites et souvent très détaillées, notamment lors de l'établissement des cartes géologiques. Toutefois, certaines interprétations doivent être réexaminées à la lumière des dernières datations géochronologiques, de la révision des données pétrographiques et structurales et des dernières données géochimiques des formations volcaniques. Ainsi, on sait maintenant que pratiquement toutes les rhyolites sont datées de l'Ordovicien inférieur et non du Silurien comme on le pensait pour les rhyolites de La Sauzaie, ou du Carbonifère comme il était dit de la rhyolite de Vairé. Voilà qui change considérablement les choses...

3.1. Origine des rhyolites de la zone littorale

Dans la zone littorale vendéenne, on connaît des rhyolites autochtones dans le bassin de La Roche-sur-Yon. Ce sont des coulées sub-aquatiques et aériennes, des retombées pyroclastiques et des petits dômes que nous attribuons au Trémadocien d'après les quelques données chronostratigraphiques locales et par analogies lithostratigraphiques avec le bassin de Chantonay (figure 3). Ces laves acides sont associées à des sills de metabasites à composition de tholéiites de rift intra-continental (Pouclet et al., 2016). Nous avons interprété le massif de Vairé comme un dôme-coulée transporté tectoniquement vers l'ouest. Ce dôme appartient à l'Unité de La Chapelle-Hermier globalement datée de l'Ordovicien inférieur. Cette unité est dominée par un ensemble d'intrusions et d'extrusions dacitiques à rhyolitiques et comprend une couverture sédimentaire avec un membre inférieur siliciclastique (ex-formation de Coëx) et un membre supérieur de silicites (ex-métaphanites). Toute cette unité est allochtone et a été charriée vers l'ouest. Toutefois, dans le secteur de Vairé, les indices de déformation se limitent à des failles normales de nature gravitaire. Les déformations les plus intenses avec schistosité pénétrative se localisent dans le secteur de Coëx, immédiatement sous la semelle mylonitique de la nappe de Saint-Gilles. L'Unité de La Chapelle-Hermier ne vient pas de très loin et sans doute du bassin de La Roche-sur-Yon lui-même.

On sait que ce bassin a donné lieu à un rift (cf. supra). Une hypothèse raisonnable est de faire venir les rhyolites de la Chapelle-Hermier, dont celles de Vairé, de la zone axiale et des épaulements du rift développé à l'Ordovicien inférieur dans l'axe du bassin. Les laves acides de La Normandelière comprenant la coulée massive à couverture volcanoclastique et l'ignimbrite ont la même origine.

La métarhyolite porphyroclastique de La Sauzaie est la formation de base de l'Unité de Saint-Gilles constituant la nappe du même nom. Cette unité a subi un transport vers l'ouest sans doute important et une déformation compressive qui s'explique par l'empilement de la masse rocheuse : environ 500 m pour la lave et 1000 m pour les sédiments préservés dans le bassin actuel, et bien plus pour les sédiments qui étaient au-dessus et qui ont maintenant disparus. La base de la nappe avec les intrusions précoces de pegmatite a subi en outre un fort thermométamorphisme qui s'est ajouté au métamorphisme du bassin d'origine. Ces pegmatites sont l'indice d'une granitisation sous-jacente précédant le déversement de la nappe. On imagine que le moteur du charriage fut la surrection du plancher du bassin sous l'effet de cette granitisation. On sait que ce bassin était à l'Ordovicien inférieur un bassin intra-continental qui est devenu un rift à volcanisme rhyolitique. On ne sait pas ce qu'il est devenu par la suite car les sédiments post-ordoviciens ont disparu. Il est raisonnable de chercher l'origine de ce bassin dans une région où existent encore des massifs magmatiques plutoniques acides de même âge que les métarhyolites, c'est-à-dire du Trémadocien, et qui seraient les anciens réservoirs infra-volcaniques. En effet, étant donné, le volume très important de rhyolites, il devait y avoir en profondeur des réservoirs encore plus volumineux qui n'ont pas pu disparaître. Nous trouvons ce qui nous convient dans le Complexe des Essarts avec l'orthogneiss des Essarts daté du Trémadocien. Ce qui était un vaste bassin ayant évolué vers un océan, si l'on en croit la composition de certaines éclogites restées prisonnières dans les écailles tectoniques du plancher du bassin, est maintenant réduit à un étroit couloir ultra-tectonisé. Le plancher océanique a disparu par subduction et la couverture sédimentaire a été éjectée.

3.2. Les événements tectoniques de l'orogène varisque dans la zone littorale

Au Cambrien, la marge nord du Gondwana est en pleine extension. Une série de bassins intra-continentaux se forment. En Vendée, ce sont les bassins de La Roche-sur-Yon, des Essarts (futur océan sud-armoricain) et le bassin de Chantonay. Ces bassins sont maintenant très proches, voire superposés, mais au Cambrien, vers 500 Ma, ils s'échelonnaient sur quelques centaines de kilomètres. Après une période d'extension tranquille, ils subissent une fracturation brutale au début de l'Ordovicien, vers 480 Ma (figure 12). L'extension a atteint un seuil de rupture. Le manteau, qui s'était mis à fondre par décompression, produit des magmas qui génèrent un flux de chaleur transmise à l'écorce qui va fondre à son tour. C'est la fête des rhyolites, **nos rhyolites**. La conséquence des apports de matériels chauds et de faible densité est la surrection gravitaire et l'émersion des plus petits bassins (La Roche-sur-Yon et Chantonay). Il faut attendre la

dissipation thermique pour la reprise de la subsidence et de la sédimentation au Silurien, vers 440 Ma. L'extension repart qui aboutit à une fracturation crustale complète à la fin du Silurien pour le bassin le plus large qui devient l'océan sud-armoricain vers 420 Ma, âge qui reste à confirmer par des datations plus complètes des éclogites (figure 12).

La sédimentation se poursuit dans les bassins continentaux comme dans le bassin océanique pendant 40 Ma, jusque vers la fin du Dévonien. Puis tout se gâte. Déjà le bassin de Chantonay a fait savoir qu'il ne voulait plus de sédiments. Il s'est fracturé et rempli de laves. C'est l'écho de grandes forces tectoniques venues d'ailleurs et qui régissent les déplacements des masses lithosphériques à l'échelle du globe terrestre. Contraint et forcé, notre petit océan sud-armoricain doit subduire. Ce n'est pas ce qu'il voulait. À 40 millions d'années, il est bien trop jeune pour disparaître comme le font les vieux océans (dans la famille « océan » on est vieux à 200 millions d'années). Dans la zone littorale vendéenne, les premières contraintes compressives sont orientées N-S. On peut les voir sur la côte, là où elles n'ont pas été totalement effacées par les événements tectoniques ultérieurs, dans l'orthogneiss des Sables-d'Olonne qui est une écaille crustale insérée dans le plancher cambro-ordovicien du bassin de La Roche-sur-Yon (figure 3). C'est la phase tectonique **D1** datée du Dévonien supérieur vers 420 Ma (figure 12).

Les effets de cette première compression avec épaissement crustal se font sentir rapidement. C'est la fusion crustale à l'eutectique qui est le minimum thermique nécessaire pour produire un liquide. Dans la première fusion crustale lors du Trémadocien, la fusion est le fruit d'un apport de chaleur depuis le manteau. Cette fusion s'initie dès que la température nécessaire est atteinte mais se poursuit à plus haute température puisque l'apport thermique est continu. On obtient rapidement beaucoup de liquides à haute température qui, très chauds et très fluides, peuvent se déplacer rapidement jusqu'en surface (pour un liquide crustal, on est très chaud à partir de 800 °C). Ce sont les rhyolites. Dans le second cas de fusion par épaissement crustal, il n'y a pas d'apports de chaleur extérieure. La fusion se produit dès que l'on a atteint la température minimale nécessaire qui est la température de l'eutectique (seulement 700°C !). La fusion se maintient à cette température et ne se développe pas au-delà. On obtient alors des liquides de fusion partielle qui se figent rapidement. Le résultat est une migmatite. Il faut que la fusion se prolonge très longtemps avec le maintien des contraintes de l'épaissement crustal pour que l'on obtienne une grande quantité de liquide qui finit par cristalliser sur place et donner un granite. Ce n'est que plus tard que ce granite va monter gravitairement pour donner un pluton, généralement dans des conditions de relaxation tectonique fini- ou post-orogénique dites de désépaissement. Dans ce contexte, on a beaucoup de granites mais pas de rhyolites. Ce contexte est caractérisé par d'importants mouvements verticaux qui tendent à rééquilibrer des masses de densités différentes gravitairement instables. C'est dans ces conditions que le fossé tectonique de Brétignolles s'est formé entre 350 et 340 Ma.

Le fossé est d'abord alimenté par des débris olistolithiques et des turbidites gréseuses, puis se comble d'argilites.

Mais l'orogénèse est loin d'être terminée. Le régime compressif tourne à l'est. La granitisation se poursuit. L'ascension gravitaire des plutons emprunte les axes de fracturations majeures des anciens bassins. Dans le bassin de La Roche-sur-Yon, la montée du complexe batholitique serait à l'origine du basculement de l'empilement rhyolitique de l'axe structural donnant l'Unité de La Chapelle-Hermier. Ce déversement vers l'ouest est post-dinantien car il n'existe aucun bloc rhyolitique dans la formation basale du fossé dinantien de Brétignolles. Il se situerait entre 340 et 330 Ma et correspond aux premiers effets de la phase de compression **D2** globalement E-W (figure 12). Dans le bassin marin, le serrage est d'autant plus efficace qu'il n'y a pas d'écorce continentale et que l'écorce océanique a été subduite. Aucun plancher rigide ne subsiste. Cette condition de faiblesse mécanique focalise le jeu des contraintes compressives. La largeur du bassin se réduit de façon drastique. Entre 330 et 320 Ma, toute la pile sédimentaire sur l'ancienne marge passive est décollée et charriée vers l'ouest pour donner la nappe de Saint-Gilles et, plus au sud, la nappe de Mareuil-sur-Lay. La marge passive elle-même est exhumée dans le Complexe des Essarts avec ses écaillés d'éclotite et de péridotite de l'ancienne zone de transition océan-continent initialement portée à 50 km de profondeur. La nappe de Saint-Gilles passe au-dessus du bassin de Brétignolles et induit une compression plus importante que celle due au simple déversement des rhyolites de l'ouest de La Chapelle-Hermier.

À la suite de ces événements épirogéniques et des transferts de masse horizontaux, les contraintes compressives vont être absorbées par des grands décrochements et des charriages de part et d'autre des grands axes structuraux. Dans la zone littorale, soit au sud-ouest du grand cisaillement sud-armoricain, les déversements s'effectuent du NNE vers le SSW. C'est la phase tectonique **D3** qui, en particulier, comprime la nappe de Saint-Gilles mais aussi le bassin de Brétignolles qui en vient à chevaucher les rhyolites de l'ouest de l'Unité de La Chapelle-Hermier (figure 12).

On entre alors dans une phase de réajustement isostatique de la nouvelle répartition des masses rocheuses qui tend à équilibrer les épaisseurs acquises lors des empilements tectoniques. C'est une phase de désépaississement. La première conséquence est l'arrêt de la fusion crustale et donc un refroidissement généralisé. Les mouvements verticaux prennent une nouvelle ampleur dans un contexte de décrochement. C'est ainsi que se forment les fossés tectoniques du Carbonifère supérieur de Chantonay et d'Ancenis en transtension dextre, à partir de 320 Ma. La lente montée des plutons granitiques et leur refroidissement final va encore se poursuivre pendant 10 à 20 Ma dans un régime décrochant SE-NW le long de grands couloirs transcurrents issus des compartiments lithosphériques initiaux, notamment le compartiment de l'ancien bassin océanique déjà signalé, en raison de sa faiblesse mécanique. Dans ces conditions dynamiques, les fossés tectoniques et les couloirs se resserrent et voient leur contenu se verticaliser.

Quant tout cela se termine-t-il ? Probablement lors des toutes dernières émissions fissurales de liquides granitiques résiduels, soit vers 290 Ma, au début du Permien.

Au Permien moyen, le bâti varisque semble stabilisé dans ce qui est devenu la Pangée du nouveau Gondwana, mais la dynamique globale reste toujours active. Les pourtours de la Pangée sont fragiles et déjà subductés par les parties les plus anciennes de la Panthalassa. De nouvelles contraintes se propagent. Certains secteurs sont comprimés, d'autres se détendent. De nouvelles fracturations intra-contininentales réactivant d'anciennes sutures varisques sont le siège d'une importante activité volcanique à signature calco-alkaline héritée d'une double magmatogénèse mantellique et crustale. C'est ce qui se passe dans l'Estérel et en Corse. Dans la massif armoricain, l'extension est très modérée, mais suffisante pour décompresser légèrement le manteau profond et générer un magma lamprophyrique très chaud et très fluide qui va profiter de la moindre fracture pour monter vers la surface. Voilà pour les minettes de Vendée et de Bretagne du Permien moyen et c'est vraiment la fin de notre histoire.

Article de André Pouclet

Figures 2 à 12 : André Pouclet
Photographies : Jean Chauvet, Pierre Gibaud,
André Pouclet et Hendrik Vreken

Références

- Bellon, H., Chauris, L., Hallégouët, B., Thonon, P., 1988. Magmatisme fissural permien et triasique dans le Pays du Léon (Massif armoricain, France). C. R. Acad. Sci. Paris 307, Série II, 2049–2054.
- Chauris, L., Hallégouët, B., 1994. Carte géologique à 1/50 000, feuille Plouarzel-île d'Ouessant, n° 237, Orléans, BRGM
- Colchen, M., Poncet, D., 1987. Sur l'âge post-Tournaisien de la tectonique hercynienne synschisteuse à Brétignolles-sur-Mer, Vendée littorale, Massif Armoricaire. C. R. Acad. Sci. Paris 305, Série II, 1255–1258.
- Colchen, M., Poncet, D., 1989. Présence, dans la série paléozoïque de Brétignolles-sur-Mer (Vendée, sud du massif armoricain), d'une formation à blocs et olistolites d'âge dinantien. Conséquences géodynamiques. C. R. Acad. Sci. Paris 309, Série II, 1503–1507.
- Comble, C., De Wever, P., Ters, M., Weyant, M., 1985. Découverte de Conodontes et de Radiolaires d'âge Tournaisien dans les schistes bariolés de Brétignolles-sur-Mer (Vendée). C. R. Acad. Sci., Paris 300, 899–904.
- Deflandre, G., Ters, M., 1970. Présence de microplankton silurien fixant l'âge des ampelites associées aux phanites de Brétignolles (Vendée). C. R. Acad. Sci., Paris 270, 2162–2166.

Deflandre, G., Ters, M., 1970. Présence de microplanc- ton silurien fixant l'âge des ampelites associées aux phtanites de Brétignolles (Vendée). C. R. Acad. Sci., Paris 270, 2162–2166.

Poulet, A., Álvaro, J.J., Bardintzeff, J.-M., Gil Imaz, A., Monceret, E., Daniel Vizcaïno, D., 2016. 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 Gond- wana margin. Geoscience Frontiers, sous presse, doi:10.1016/j.gsf.2016.03.002

Ters, M., 1970. Découverte d'un gisement de Grapto- lithes du Silurien (Wenlock) dans la "série de Bréti- gnolles" (Vendée). C. R. Acad. Sci., Paris, 271, 1060- 1062.

Ters, M., Viaud, J.M., 1983. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Challans (534). Orléans, BRGM, 99 p.

Ters, M., Viaud, J.M., 1987. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Gilles-Croix-de- Vic (560). Orléans, BRGM, 135 p.

Fig. 12

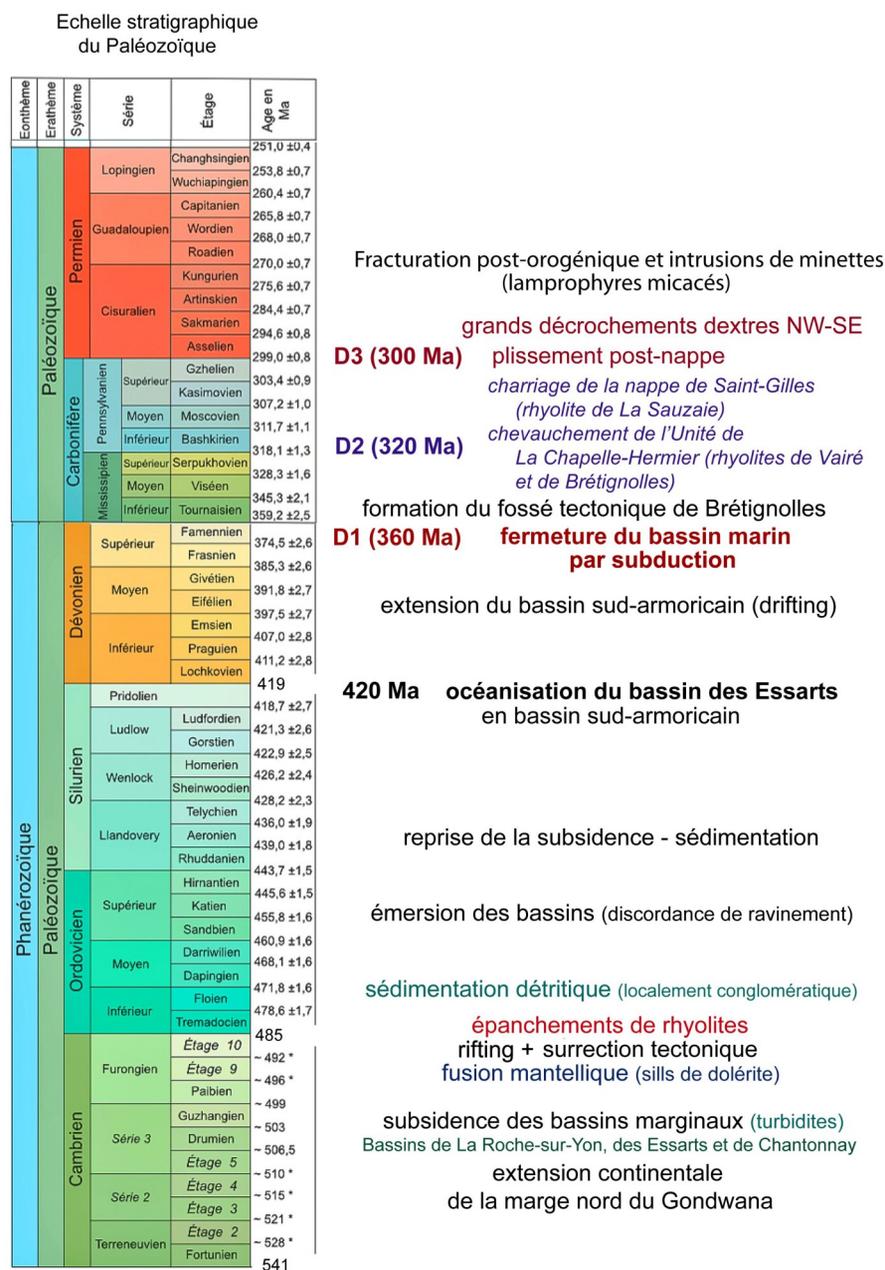


Figure 12 - Échelle chronostratigraphie du Paléozoïque - Chronologie des grands événements varisques en Vendée

Sortie géologique sur l'Île d'Aix

Dimanche 5 juin 2016

Sous la direction de Christian MOREAU, géologue,
Président de l'Association des amis du Muséum d'Histoire Naturelle de La Rochelle



Christian MOREAU

A - Cadre géologique régional

En allant de Luçon vers Fouras et un peu au-delà, on traverse la partie Nord du Bassin Aquitain constituée de terrains sédimentaires s'étalant du Jurassique inférieur (Lias) au Quaternaire.

Au Nord, au contact direct avec le socle du Massif Armoricaïn, ce sont les terrains les plus âgés du Jurassique inférieur qui affleurent ; ils dessinent des auréoles (figure 1).

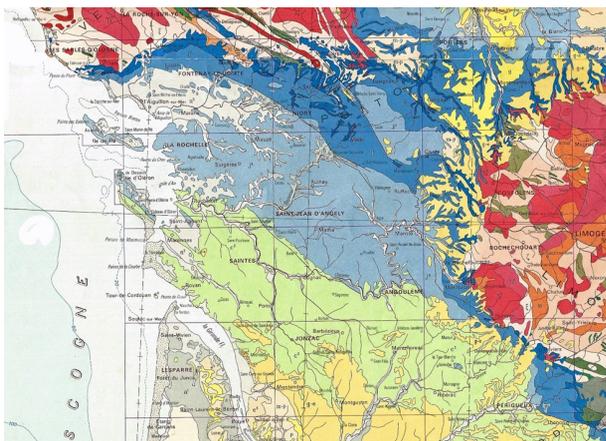


Figure 1 - Extrait de la carte géologique de la France au 1/1 000 000^{ème}

En coupe, ils sont disposés en « pile d'assiettes », dans l'ordre normal de superposition, les plus anciens en profondeur et les plus récents en surface (figure 2).

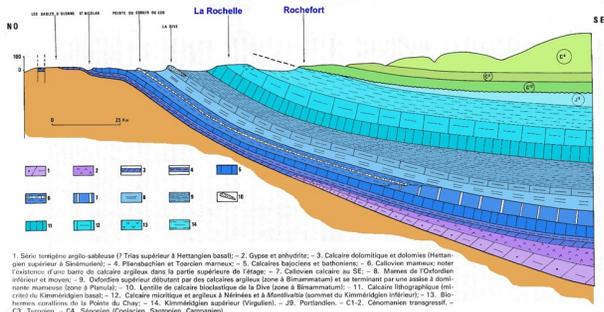


Figure 2 - Coupe schématique de la bordure Nord du Bassin Aquitain

Cette particularité s'explique par une surrection du Massif Armoricaïn mais aussi du Massif Central au Tertiaire suite à la formation des Pyrénées (mais aussi des Alpes). Les couches les plus profondes ont ainsi été relevées, leur pendage a augmenté ; ensuite elles ont été biseautées par l'érosion. De belles structures monoclinales se sont développées qui peuvent être observées dans le Sud-Vendée par exemple (voir sortie Fontenay).

On peut dès lors reconstituer facilement l'histoire géologique de la partie Nord du Bassin Aquitain.

Elle a fonctionné pendant tout le Jurassique comme une vaste plateforme marine où ont sédimenté des alternances de calcaires et de marnes.

À la fin du Jurassique, elle émerge du fait de l'épaule-ment du Rift de Biscaye et reste émergée pendant tout le Crétacé inférieur avant d'être transgressée de nouveau au Cénomaniens (base du Crétacé supérieur). Au Tertiaire, à l'Eocène surtout, elle subit les contrecoups de la formation des Pyrénées ; elle est alors affectée par des plis à grand rayon de courbure, orientés NO-SE, ondulations bien visibles dans le paysage.

Au Quaternaire, du fait des variations eustatiques du niveau de la mer (suite de glaciations impliquant des régressions et de réchauffements entraînant des transgressions) et de l'érosion différentielle des roches (calcaires durs, surtout s'ils sont récifaux, et marnes tendres), le littoral s'est progressivement façonné.

La côte charentaise expose en effet toute une succession de saillants, bordés de falaises et de platiers rocheux, prolongés par des îles, formés de roches résistantes (Pointe des Minimes, Pointe du Chay, Pointe de Châtelailillon, Pointe du Rocher d'Yves, Pointe de la Fumée prolongée par l'Île d'Aix, Pointe de Port-des-Barques prolongée par l'Île Madame) et de rentrants, à baies, marais et estuaires, plus ou moins colmatés par des vases (Baie de l'Aiguillon et Marais Poitevin, Anse d'Aytré, Baie de Châtelailillon, Baie d'Yves, Anse de Fouras, Estuaire de la Charente puis Marais de Brouage).

Une transgression de quelques mètres, comme il s'en est produit en périodes interglaciaires, transformerait à nouveau les marais en baies, les vallées en rias ; toute la vallée inférieure de la Charente, comprise entre le littoral actuel et la ville de Saintes, qui n'est qu'à 3 m d'altitude à une cinquantaine de kilomètres à l'intérieur des terres, deviendrait un véritable estuaire. En revanche, une régression de 10-20 m assècherait complètement les Pertuis Breton et d'Antioche, comme cela s'est produit en périodes froides, transformant les îles en pointes et les hauts-fonds en îles.

Ainsi pourrait-on expliquer une vieille légende selon laquelle une passe reliait autrefois la Pointe de Coude-pont à celle de Châtelailillon sur le continent.

B - Situation particulière de l'Île d'Aix

La pointe de la Fumée à Fouras (prolongée par l'Île d'Aix) et celle de Port-des-Barques (prolongée par l'Île Madame) qui encadrent l'embouchure de la Charente sont constituées d'affleurements de calcaires cénomaniens (Crétacé supérieur).

Elles forment la terminaison périclinale vers le Nord-Ouest du Synclinal de Saintes à cœur Santonien qui s'élargit et s'approfondit vers le Sud-Est.

Les affleurements cénomaniens qui occupent la partie méridionale de l'Île d'Oléron n'appartiennent pas au Synclinal de Saintes ; ils forment le flanc Sud-Ouest de l'Anticlinal de Gémozac (figure 3).

Sur l'Île Madame, les couches cénomaniennes sont pentées vers le Nord et sur l'Île d'Aix, elles sont pentées vers le Sud. L'axe du Synclinal de Saintes passe quelque part entre ces deux îles qui en forment respectivement les flancs Sud et Nord.

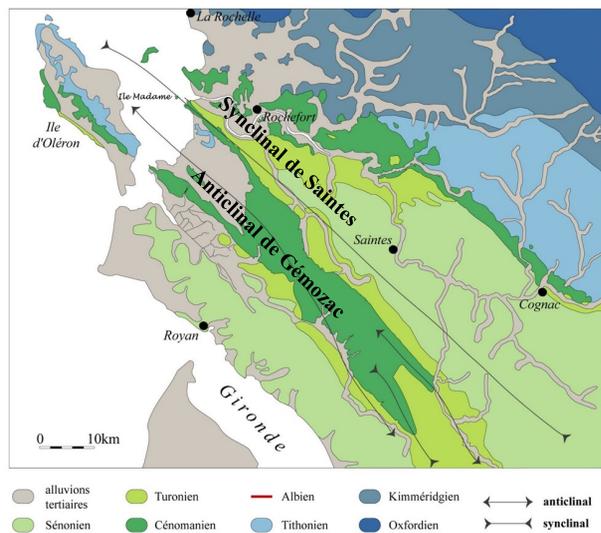


Figure 3 - Localisation du Synclinal de Saintes et de l'Anticlinal de Gémozac

C - Présentation de l'Île d'Aix

1 - Morphologie

L'Île d'Aix a une forme en croissant de 2 km de long de la Pointe Sainte-Catherine au Sud à la Pointe de Saint-Eulard au Nord, et de 1,75 km d'Ouest en Est de la Pointe du Parc à la Pointe de Coudepoint.

À marée basse, l'île ressemble à un quadrilatère de plus de 2 km de côté englobant le Tridoux à l'Ouest et l'Anse du Saillant à l'Est.

À remarquer, par comparaison des figures 4 et 5, la disparition complète sur la côte Nord de l'île de la Pointe de Rechainard et la sérieuse entame de la Pointe de Coudepoint (autrefois « Les Pointes de Coudepoint ») dont les roches ont servi à l'enrochement à pierres-perdus de Fort Boyard entre 1804 et 1808.



Figure 4 - Île d'Aix (Image Google Earth)

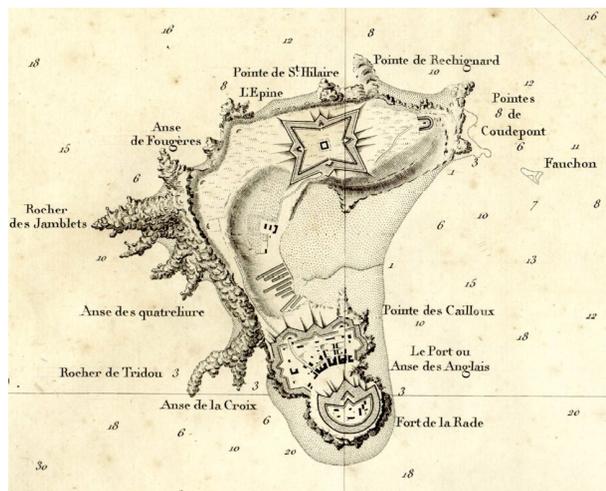


Figure 5 - Carte de Louis Benjamin Fleuriat de Bellevue (1817)

Les numéros indiquent la profondeur de l'eau à mer basse ordinaire en pieds. Un pied vaut environ 30 cm.

2 - Géologie

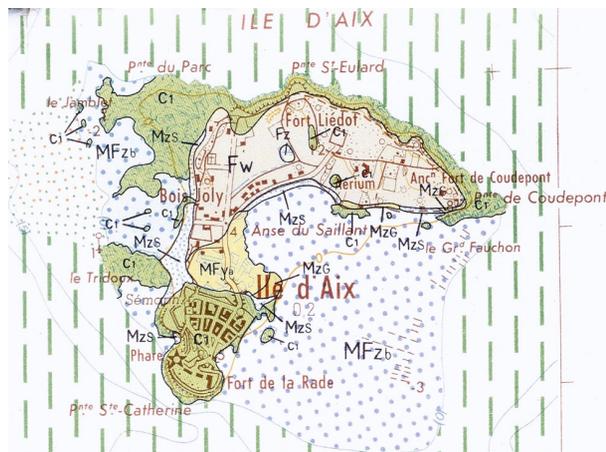


Figure 6 - Extrait de la carte géologique de Rochefort-sur-Mer au 1/50 000^{ème}

Seules les formations cénomaniennes affleurent sur l'Île d'Aix.

Elles reposent en discordance sur celles du Jurassique supérieur du Kimméridgien qui existe en profondeur et sont souvent masquées par les dépôts quaternaires fluvio-marins (dépôts alluviaux, marais côtiers) et éoliens (dunes) (figures 7 et 8).

Rappel - À l'Île d'Aix, on est sur le flanc Nord du Synclinal de Saintes.

En conséquence, les formations du Cénomaniens inférieur sont pentées vers le Sud. Au Nord de l'Île, affleure le Cénomaniens inférieur le plus vieux représenté par la barre inférieure à Orbitolines et au Sud de l'Île affleure le Cénomaniens le plus jeune donc la barre supérieure à Orbitolines.

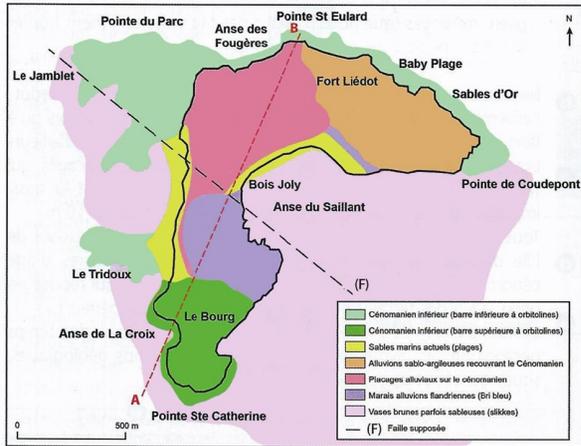


Figure 7 - Schéma morphologique et géologique de l'île d'Aix - Document C. Moreau

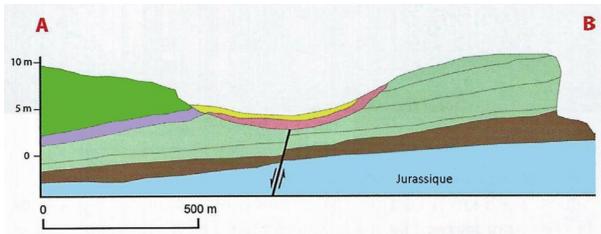


Figure 8 - Coupe schématique selon le segment AB de la figure ci-dessus - Document C. Moreau

Le log de la figure 9 représente la succession idéale des dépôts cénomaniens de l'île d'Aix.

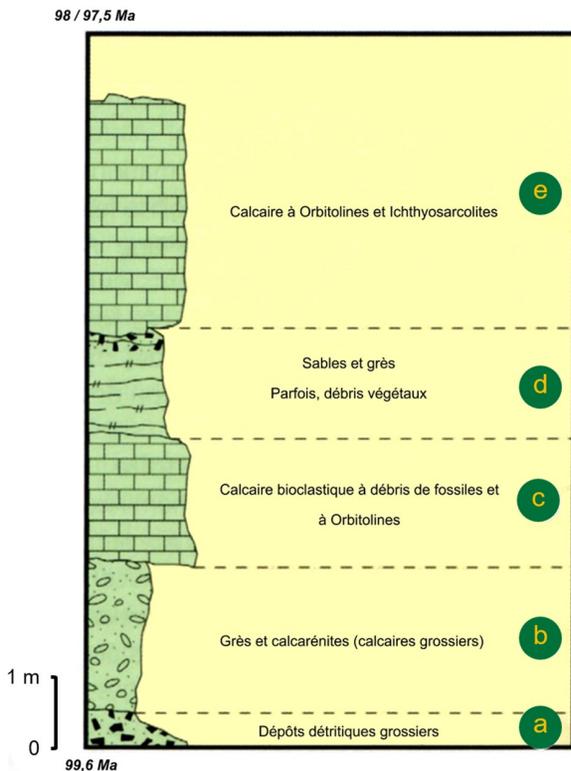


Figure 9 - Représentation synthétique de la succession des dépôts sédimentaires du Cénomannien formant le sous-sol de l'île d'Aix Document C. Moreau

Niveau a - Débris détritiques grossiers

Il renferme des argiles feuilletées, grises à noires, interstratifiées dans les sables à différents niveaux, en veines et lentilles d'épaisseur variable. Les argiles peuvent être pyriteuses, gypseuses ou à glauconie très fine.

Les débris ligneux sont abondants.

Des analyses palynologiques ont été effectuées dans les échantillons fertiles.

Dominent les spores de Gleicheniidites (Fougères Gleicheniales) (30% environ du contenu palynologique), Camarozonosporites (Lycopodes), Cicatricosporites et Appendicisporites (Fougères Schizaeales) ainsi que les pollens de Classopollis (30% environ du contenu palynologique) et de Parvisaccites, pollens ailés de Conifères.

Cette palynologie traduit un milieu laguno-continental. Le microplancton est faiblement présent.

Ces argiles connaissent un grand développement sous-marin en bordure de la côte Nord de l'île d'Aix. Les coups de mer ramènent souvent des fragments ligneux et même des troncs silicifiés (la silicification est en fait secondaire et a eu lieu à l'Eocène). Récemment, ont été décrits des Conifères proches des Araucarias actuels (*Araucarioxylon gardoniense*).

C'est la célèbre « forêt » fossile sous-marine de l'île d'Aix découverte par Louis Benjamin Fleuriau de Bellevue (figure 10).

Décrite par A. Brongniart et L. Crié (1890), elle comprend les espèces suivantes :

- des Conifères : *Araucarioxylon gardoniense*, *Cedroxylon gardoniense*, *Brachyphyllum orbigny* ;
- des Naïadées (Angiospermes marines voisines des Zostères actuelles ? Leur position systématique est en fait incertaine) : *Zosterites bellovisana*, *Z. elongata*, *Z. linearis*, *Z. caulinoefolia* ;
- des Fucoïdes (= Algues brunes) : *Fucoïdes orbigny*, *F. strictus*, *F. tuberculosus*, *F. canaliculatum*, *F. brardii*, *F. intricatus*.

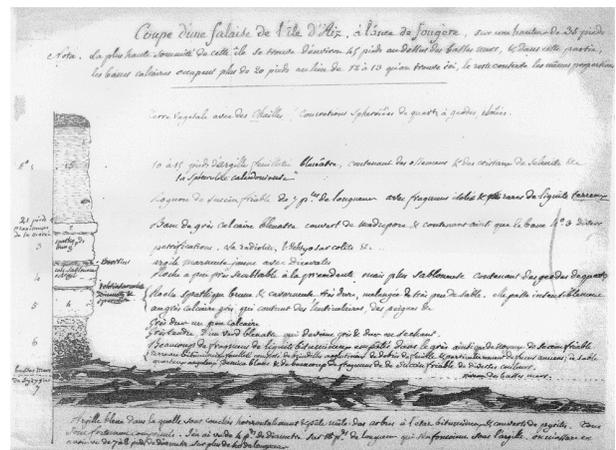


Figure 10 - Coupe géologique de la falaise de l'Anse de Fougères réalisée par Louis Benjamin Fleuriau de Bellevue Remarquer au bas de la coupe la « forêt » fossile.

Niveau b - Grès et calcarénites

Il présente un faciès terrigène caractérisé par une importante charge sableuse, des ciments sparitiques bien lavés et une pauvreté générale en organismes et microorganismes.

Niveau c - Calcaire bioclastique à débris de fossiles et à Orbitolines

Il s'agit d'un faciès carbonaté traduisant un milieu plus vaseux, d'énergie plus faible que le précédent mais plus actif au point de vue biologique. Il est riche en éléments organiques, microfaune et bioclastes, et caractérisé par des phénomènes de micritisation, d'encroûtement et d'activité organique (perforations).

Les organismes caractéristiques de ce niveau sont : *Ichthyosarcolithes triangularis*, *Exogyra columba minor*, *Rastellum (Alectryonia) carinatum*, *Pectinidés*, *Nerinea*, *Coelentérés isolés*, *Bryozoaires*, *Orbitolina gr. plana*, *O. gr. conica*, *Praealveolina simplex*, *Dictyopsella*, *Textulariidae*, *Trochamminidae*, *Ophthalmidiidae*, *rotaliformes*.



Calcaire à Orbitolines



Pecten

Niveau d - Sables et grès glauconieux

À l'île d'Aix, les formations glauconieuses n'affleurent pas. Elles ont cependant été reconnues autrefois dans des travaux par A. Boisselier (1881) qui les cite à la Citadelle, à la pointe Sainte-Catherine et au fort d'Enet (carte à 1/50 000^{ème} de Rochefort-sur-Mer).

Elles se prolongent sur le continent (Presqu'île de Fouras). La présence de ces assises meubles ou friables contribue certainement à expliquer la morphologie de l'île au niveau de l'Anse de Saillant.

Les grès et sables glauconieux livrent encore : *Rhynchostreon suborbiculatum*, *Terebratula gr. biplicata*, *Praealveolina simplex* et des petits Foraminifères : *Textulariidae*, *Miliolidae*, *Trochamminidae*, *Ophthalmidiidae*.

Les niveaux b, c et d forment la barre carbonatée inférieure à Orbitolines : 5 m de puissance.

Niveau e - Barre carbonatée supérieure à Orbitolines

Elle regroupe essentiellement des assises calcaires qui ont en commun la présence d'Orbitolines du groupe *Conica*. Au point de vue microfaciès, ce sont surtout des biosparites quelquefois quartzzeuses à débris roulés. On les rencontre à l'extrémité Sud de l'île d'Aix et autour du Fort Liédot (il est au Nord de l'île).

Plusieurs faciès représentent ce niveau.

Autour du Fort de la Rade (Pointe Sainte-Catherine) à l'extrémité Sud de l'île d'Aix, le niveau se présente sous l'aspect d'une sparite claire, à éléments pelletoides, débris roulés et bioclastes abondants micritisés.

Il renferme *Nerinea*, *Cardium*, *Isocardium*, *Pecten*, *Lima*, *Neithea quinquecostata*, *Exogyra flabellatum*, *Ex. columba minor* (Huîtres orbiculées), *Rastellum (Alectryonia) carinatum*, *Ichthyosarcolithes triangularis*, *Caprina ad versa*, *Sphaerulites foliaceus*, *Apricardia*, *Rhynchonella cf. compressa*, *Caratomus faba*, *Goniopygus menardi*, *Pygaster*, *Coelentérés*, *Praealveolina simplex*, *Orbitolina conica* (à tests quartzzeux ou non), *Textulariidae*, *Trochamminidae*, *Ophthalmidiidae*, *Miliolidae*, *rotaliformes*.

D - Visite géologique et historique de l'île

1 - Les fortifications et la porte d'entrée du Bourg



Mur de la fortification à droite de la porte d'entrée du Bourg

Les fondations de ces murs sont construites sur la banche. Ce terme géologique est utilisé pour désigner un banc de roches affleurant à proximité de la côte.

Quelques éléments sur l'histoire des fortifications

« En 1666, la création à Rochefort d'un arsenal et d'un port militaire nécessite la mise en défense de tous les points exposés à l'artillerie embarquée ennemie. Commencée sous le règne de Louis XIV, la construction du système défensif de la côte rochefortaise va s'échelonne sur trois siècles.

Une douzaine d'ouvrages, maintes fois remaniés au fil du temps, sont encore présents. L'objectif principal était de barrer l'entrée de la Charente, voie d'accès direct à Rochefort. Des forts furent bâtis sur les deux rives du fleuve.

Le Fort de La Pointe (1), dont la première batterie date de 1672 mais qui fut reconstruit aux XVIII^{ème} et XIX^{ème} siècles, prend place sur la rive droite du fleuve. Plus en amont, sur la rive gauche, le Fort Lupin (2), bâti par Ferrry en 1683, est resté bien conservé. Protégeant l'embouchure de la Charente, il devait également surveiller la Fontaine de Saint-Nazaire (3) qui alimentait en eau douce les navires. Bâtie à la fin du XVII^{ème} siècle, la fontaine fut entièrement reconstruite en 1763.

Le Fort Ternon (4), édifié au XVII^{ème} siècle, eut un rôle capital puisqu'il était le plus proche de Rochefort. La Redoute de l'Aiguille (5), édifiée en 1673, empêchait l'accès par la mer à Fouras où l'imposant donjon du XV^{ème} siècle, Fort Vauban (6), fut corseté d'une double enceinte à la fin du XVII^{ème} siècle. Le Fort Enet (7) fut construit en 1810 au Nord-Ouest de la Pointe de la Fumée pour protéger le passage entre l'île d'Aix et Fouras. La proximité des îles était un atout majeur. Fortifiées et artillées, elles représentaient de précieux postes avancés pour empêcher la progression de l'ennemi vers le continent.

Le Fort de l'Île Madame (8), édifié en 1704, était un point de tir redoutable en face de l'embouchure de la Charente. Sur l'île d'Aix, Napoléon fit bâtir en 1810 le Fort Liédot (9) qui veille depuis le point le plus haut de l'île sur la Baie d'Yves, tandis que la batterie de Coude-pont (10) et le Fort de La Rade (11), construits dans la première moitié du XIX^{ème} siècle mais fortifiés à l'origine par Vauban, occupent respectivement le Nord et le Sud de l'île. Enfin, le Fort Boyard (12), bâti en pleine mer entre Oléron et Aix et dont la construction s'échelonne sur tout le XIX^{ème} siècle, devait, grâce à ses 3 étages de canons, couper la route à l'artillerie embarquée. Rapidement dépassé, il ne remplit jamais son rôle premier et servit de prison à partir du milieu du XIX^{ème} siècle, avant d'être abandonné après 1913. Les batailles navales se sont succédées dans la rade ; de la tentative de prise de Rochefort en 1674 par les navires hollandais, la mise à sac anglaise de l'île d'Aix en 1757, jusqu'à l'affaire des brûlots en 1809 où 98 bâtiments anglais mirent en déroute une escadre française. Malgré ces assauts, le système défensif du littoral a prouvé son efficacité.

À la fin du XIX^{ème}, les nouvelles techniques militaires rendirent obsolètes les fortifications côtières et l'entente cordiale signée en 1904 entre la France et sa grande rivale, l'Angleterre, sécurisa, pour quelques temps, la côte atlantique. Un projet touristique et culturel de découverte

de ce réseau de fortifications exceptionnel va naître. »

Extrait de « Architectures et Paysages au Pays Marennes-Oléron » - 2006

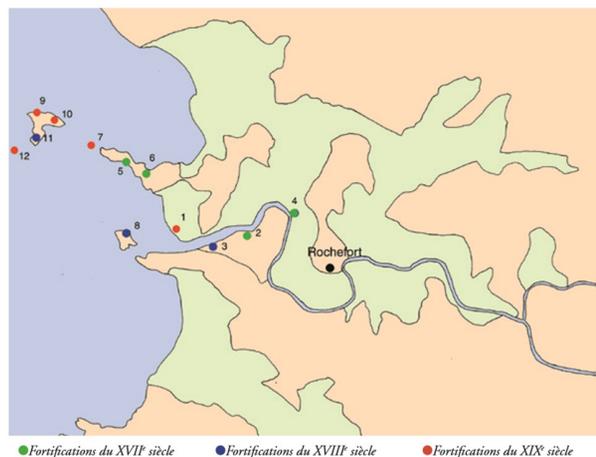


Figure 11 - Localisation des fortifications de défense de la rade de Rochefort

Toutes les fortifications de l'île ont été construites en pierre calcaire de Saint-Savinien.

C'est la principale pierre de construction utilisée dans tous les bâtiments militaires de la région de Rochefort-sur-Mer au XVIII^{ème} siècle.

La Corderie Royale a, elle aussi, été construite avec la pierre de Saint-Savinien.

Le calcaire de Saint-Savinien, d'âge Cénomani supérieur (base du Crétacé supérieur), est un calcaire blanc jaunâtre, formé par de nombreux fragments de coquilles, graveleux, et qui présente des alternances de lits gréseux, riches en grains de quartz et de lits plus calcaires, parfois crayeux.

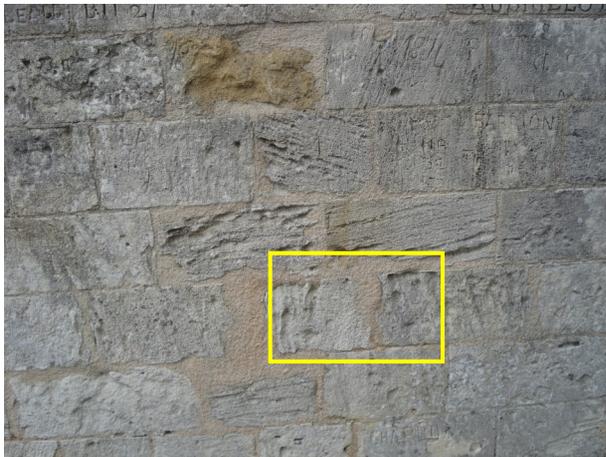


Calcaire de Saint-Savinien à faciès gréseux

L'érosion différentielle de ces lamines gréseuses dures, résistantes et lamines calcaires plus tendres explique que sur de nombreux blocs les premières soient en relief, les secondes en creux.

Cette érosion différentielle fait en même temps ressortir la disposition particulière de ces lamines qui dessinent des figures sédimentaires entrecroisées, obliques, plus ou moins ondulées, lenticulaires, preuve qu'au Cénomani, la région de l'île d'Aix, de Fouras et de l'île Madame était un milieu de dépôt littoral.

C'est la grande transgression cénomaniennne qui débute, la mer s'avance sur les terres émergées de la Saintonge et de l'Aunis.



Figures de stratification oblique et entrecroisée et figures de charges (dans le cadre)



**Pilier près de la porte d'entrée du Bourg
Figures de stratification oblique et entrecroisée**

Une particularité est à noter en ce qui concerne la taille des blocs : elle est faite dans n'importe quel sens comme le montrent les deux photos précédentes. Le calcaire de Saint-Savinien ne présente pas de fil particulier.

La pierre extraite des carrières de Saint-Savinien était taillée aux dimensions voulues puis stockée sur les berges de la Charente, avant d'être embarquée. Pour les monter à bord des bateaux, on les faisait rouler doucement sur de gros madriers.

La pierre calcaire de Saint-Savinien a été également exploitée à Cognac, Saint-Sulpice-de-Cognac, Cherves, Ecoyeux...

2 - Place d'Austerlitz



La place d'Austerlitz et son puits

Selon certains, l'origine du nom « Aix » serait saxonne : *Eia* ou *Aia* signifierait inondée. Pour d'autres, « Aix » viendrait du latin *aqua* et rappelle qu'il s'agit de l'île qui a de l'eau douce facilement accessible par puisage dans l'aquifère du Kimméridgien (Jurassique supérieur).

Aujourd'hui, du fait du développement touristique surtout l'été, l'île d'Aix est alimentée en eau potable par une conduite sous-marine réalisée en 1974, et reliant la Pointe de la Fumée (Fouras) à la Pointe de Coudepont (extrémité Nord-Est de l'île).

Cette conduite maritime a été dimensionnée pour approvisionner des volumes de 200 m³ d'eau sur 12h avec un débit maximal de projet estimé à 6,3 litres par seconde. Le linéaire total de la conduite est de 5 km environ entre la Fumée et le château d'eau de l'île dont 3,7 km de conduite en zone marine proprement dite.

À la suite d'une rupture totale de l'alimentation en eau provoquée par un bateau de dragage ayant cassé la conduite, une réflexion a été menée pour sécuriser cette alimentation. Parmi les différentes possibilités, il a été envisagé de mettre en place une seconde conduite, indépendante de la première.

Le château d'eau de l'île d'Aix possède une capacité de stockage de 200 m³.

Les rues du centre-bourg, larges et rectilignes, sont bordées de maisonnettes basses, accolées par leurs pignons pour couper le vent.



Maisonnettes du centre-bourg - Rue Napoléon

3 - L'église abbatiale Saint-Martin



Eglise abbatiale Saint-Martin et ses murs

La fondation du Prieuré clunisien de l'île d'Aix est l'œuvre commune d'Isembert, de sa femme Gisberge et de son fils Eblon. Elle remonte aux environs de 1067.

Des textes ultérieurs ont montré que plusieurs membres de cette maison féodale ont reçu leur sépulture dans cette église Saint-Martin qui aurait ainsi jouer le rôle d'un minuscule « Saint-Denis ».

Le mur situé à droite de l'entrée de l'église est surtout constitué de moellons de calcaire provenant de la banche de l'île ou des carrières du continent les plus proches du littoral.

Mais on y trouve aussi quelques pierres de lest et quelques pierres de taille de calcaire de Saint-Savinien à débris coquilliers ayant appartenu à l'ancienne église.



Mur de l'église avec quelques pierres de lest

La crypte de l'ancienne église du XI^{ème} siècle est bien visible extérieurement au chevet de l'église actuelle, protégée par une toiture en tuiles. À l'exception de quelques restaurations, en particulier de baies à vitrail,

elle a conservé son cachet initial : elle est toute en calcaire de Saint-Savinien.

À côté d'elle, une petite absidiole a été greffée sur l'ancien croisillon Nord.

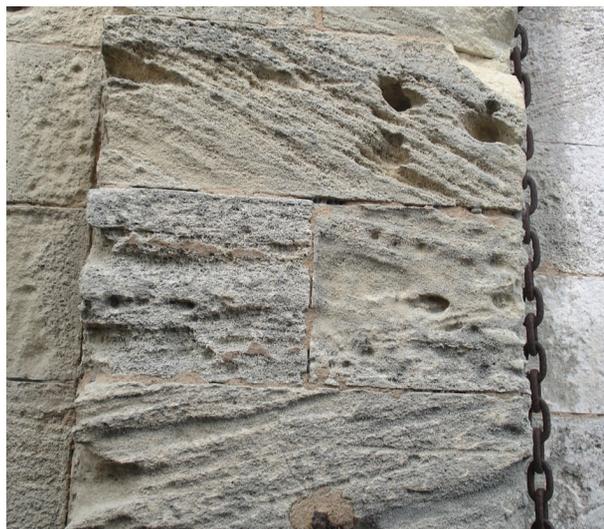


Chevet de l'église

4 - Porte dite de l'église



Porte de l'église et son pont-levis



Détail

5 - Le Marais des Mathes

En sortant du village par le pont-levis, la route traverse une zone de marais : l'Anse du saillant ou Marais des Mathes.

« Mathes » dériverait de « *matta* » qui signifie forêt ou encore buisson. Cependant, depuis longtemps dans tout le Sud-Ouest de la Saintonge, on donne le nom de « mottes » ou « mathes » à des jardins maraîchers. Selon toute probabilité, le nom de « mathes » viendrait de ces sortes de jardins où du XI^{ème} au XVI^{ème} siècles, les moines clunisiens ont cultivé le blé, l'orge, la vigne et élevé des vaches, la récolte du sel se faisant dans les points les plus bas.

Une grande partie de ces marais a été reconvertie en « claires » pour l'ostréculture.



Cabanes ostréicoles

6 - La « forêt fossile » - Le Tridoux



Tronc d'arbre fossilisé - Chemin du Bois Joly



Tronc fossilisé d'un Conifère proche des Araucariacées actuelles (Photo C. Moreau)

Longueur : 12 m et diamètre 40 cm



Le même, de profil (Photo C. Moreau)

La mer cénomaniennne a donc transgressé un continent peuplé de forêts de Conifères.

L'existence de cette forêt fossile installée sur le continent il y a environ 100 millions d'années environ a été mise en évidence par Louis Benjamin Fleuriau de Bellevue.

Aujourd'hui cette « forêt fossile » est toujours visible lors des grandes marées comme le montrent les photos ci-dessus de Christian Moreau.

Malheureusement, nous n'avons pas vu ce fameux tronc d'Araucaria le jour de notre sortie malgré un coefficient de marée de 105.

En revanche, ce niveau géologique est particulièrement riche en « bois fossiles » et en boulettes d'ambre.

Nous avons récolté beaucoup de morceaux de bois fossiles.



Morceaux de bois fossilisé



Caprina adversa (Rudiste)



Caprina adversa (Rudiste)

7 - Les blocs de roches du haut de l'estran - Chemin de Coudepont

En bordure du Chemin de Coudepont qui mène de l'Anse de Saillant à la Pointe de Coudepont, on peut observer en haut de l'estran sableux quelques blocs qui ont été placés ici pour protéger la côte.

Certains de ces blocs présentent des fossiles caractéristiques du Cénomaniens moyen.

Ces fossiles témoignent de l'existence d'une mer chaude.



Hexacoralliaires



Caprina adversa (Rudiste) -
Musée d'Histoire Naturelle de La Rochelle

8 - Pointe de Coudepont

À la Pointe de Coudepont, on domine une petite falaise claire de 2 m de hauteur environ posée sur un estran plus sombre où sont dispersés de nombreux blocs en forme de dalles.

Affleurent ici les formations du Cénomaniens tout-à-fait basal.

La falaise et l'estran rocheux sont constitués de bancs de grès durs alternant avec des calcarénites.

Plus au large donc uniquement visibles à marée basse et par fort coefficient, on pourrait observer et toucher des dépôts détritiques grossiers avec des débris végétaux de la fameuse « forêt fossile » de Louis Benjamin Fleuriau de Bellevue.



Falaise à la Pointe de Coudepont



Vue sur le continent -

A l'horizon, Baie d'Yves et Pointe de Châtelailon



**Bloc gréseux à débris végétaux (lignite)
« échoué » sur la plage**

Les dalles couchées sur l'estran rocheux ont bien été arrachées à la falaise mais pas du fait de l'action des vagues, cette partie de la côte en étant protégée, mais du fait de l'action humaine.

Le littoral, entre la Pointe de Coudepont et la Baby plage, a en effet été intensément exploité pour l'empierrement du soubassement de Fort Boyard.

Cela explique sa morphologie particulière : pointes rocheuses séparées par des mini-plages de sable jaune où la banche a été largement entamée.



9- Pause pique-nique



10- Fort Liédot



Fort Liédot (Image Google Earth)

En août 1808, en route pour l'Espagne, après avoir visité l'arsenal de Rochefort puis découvert le chantier de Fort Boyard, Napoléon inspecte les fortifications de l'Île d'Aix. Il décide la création d'un fort à l'extrémité Nord de l'île alors sans défense afin d'y empêcher un débarquement anglais.

Décidées en 1810, l'implantation et l'orientation du fort sont déterminées par la nécessité de surveiller l'Anse des Fougères à l'Ouest et de défendre la pointe orientale de l'île du côté de Coudepont à l'Est. C'est pour cette raison qu'il a été bâti à mi-distance entre ces deux points, sur le point le plus élevé de l'île.

En 1811, on commence à travailler aux fondations du fort appelé Fort de la Sommité. La tâche est malaisée car le sous-sol, sous la terre végétale, est fait de glaise (niveau des argiles feuilletées de la coupe ci-dessous réalisée par Fleuriau de Bellevue à l'Anse de Fougères).

Sa construction est terminée en 1812. Il prend le nom de Fort Liédot, en mémoire d'un colonel du Génie, brillant ingénieur, mort au cours de la campagne de Russie.

Du 12 au 15 juillet 1815, après avoir abdiqué, Napoléon passe au Fort Liédot ses derniers jours pour tenter de rejoindre les États-Unis. Finalement, il se livrera aux Anglais avant de partir en exil à Sainte-Hélène.



Entrée principale et fortification



Cour intérieure

Déclassé du fait des progrès de l'artillerie, Fort Liédot servira ensuite de centre de détention pour soldats russes après la guerre de Crimée, allemands pendant la guerre 1914-1918 puis de centre de colonies de vacances. De 1959 à 1961, pendant les événements d'Algérie, il enfermera pour la dernière fois des membres du FLN dont Ben Bella, futur président de la République d'Algérie.

11- Entre la Pointe du Tridoux et l'Anse de la Croix



À la recherche de fossiles...



Pecten

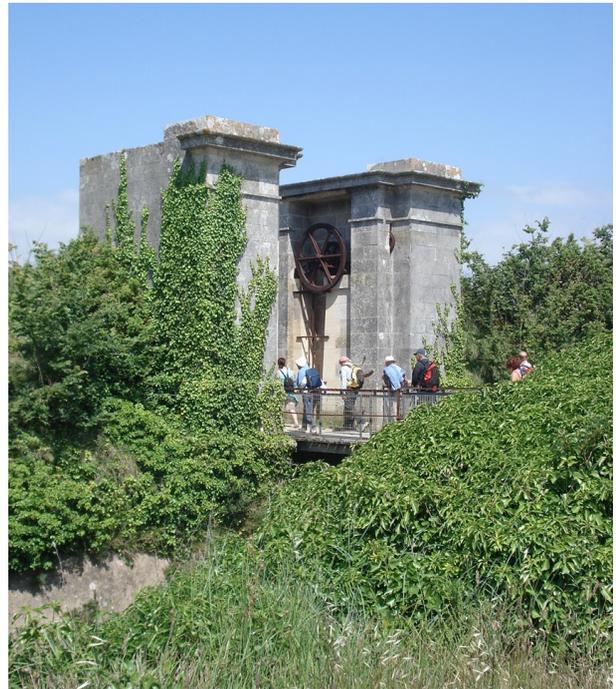


Sphaerulites foliaceus (Rudiste)



Ichthyosarcollites triangularis (Rudiste)

12- Porte de l'Anse de la Croix, sémaphore, Musée Napoléon



Porte de l'Anse de la Croix



Le sémaphore