


ASSOCIATION VENDÉENNE DE GÉOLOGIE

Bulletin annuel

<p>Directeur de la publication Hendrik VREKEN</p> <p>Rédacteurs Patrick BOHAIN, Christine et Jean CHAUVET, André POUCKET, Hendrik VREKEN</p> <p>Maquette, illustration et mise en page Hendrik VREKEN</p> <p>Photographies Patrick BOHAIN, Christine et Jean CHAUVET, André POUCKET, Josiane VREKEN</p> <p>Comité de lecture Christine et Jean CHAUVET, Josiane VREKEN</p> <p>Illustrations de la couverture Première de couverture - <i>Marais breton vendéen (85)</i> - <i>Musée des Beaux-Arts - Angers (49)</i> <i>Exposition « Au temps des faluns »</i> - <i>Falun - Doué-en-Anjou (49)</i> - <i>Pointe du Payré - Jard-sur-mer (85)</i> Quatrième de couverture <i>Groupe de l'AVG au Musée des Beaux-Arts d'Angers</i></p> <p>Dépôt légal - 1^{er} trimestre 2021 Tirage - 90 exemplaires Imprimerie - Pixartprinting.fr</p>  <p>Association Vendéenne de Géologie Centre Beautour - Route de Beautour 85 000 - LA ROCHE-SUR-YON E-mail : avg85@orange.fr Site : avg85.fr</p>	<p style="text-align: center;">Sommaire</p> <p>Sortie dans le Marais breton vendéen 2</p> <p>Troisième sortie géologique de l'Association Vendéenne de Géologie sur le Jurassique de l'ouest de la Vendée « Les transgressions de l'Hettangien, du Sinémurien et du Carixien en Vendée littorale » 34</p> <p>Sortie dans les faluns de Doué-en-Anjou et au Musée des Beaux-Arts d'Angers 103</p> <p>Hommage à nos disparus 116</p> <p style="text-align: center;"><i>Toute reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'AVG, est illicite. (Loi du 11 mars 1957, alinéa 1er de l'article 40)</i></p>
--	--

Sortie dans le Marais breton vendéen

4 juillet 2021

Guides : Jean et Catherine Chauvet



Localisation des sites de la sortie

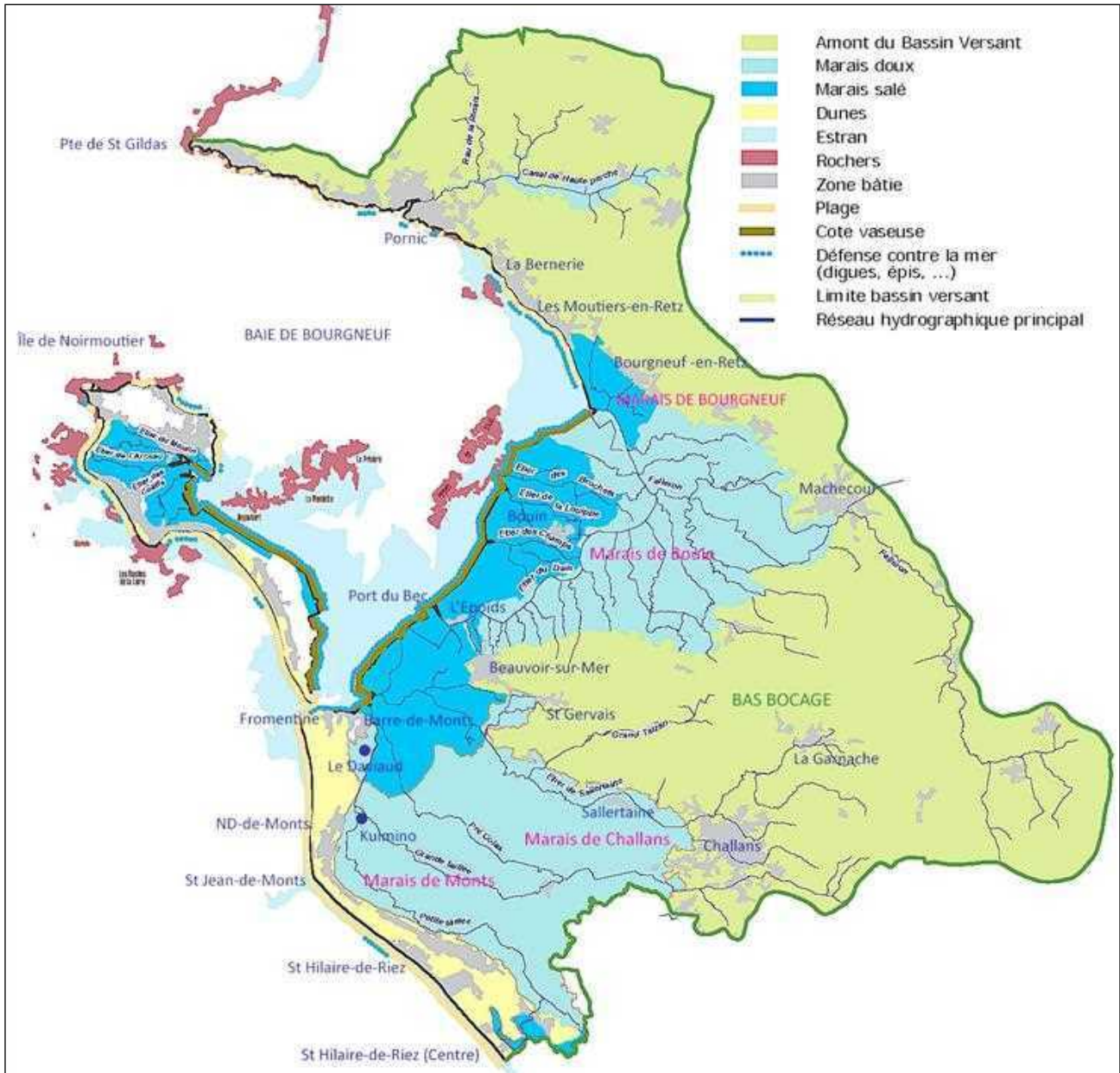
1. Le marais de la basse vallée de la Vie à Saint Hilaire-de-Riez.
2. La corniche de Sion-sur-l'Océan.
3. Le cordon dunaire de la plage de Riez à St Hilaire-de-Riez.
4. L'ancienne carrière de calcaire lutétien du jardin de Vaultieu à Sallertaine.
5. Bouin : le Port du Bec à l'Epoids, les digues et les polders du Dain.
6. La plateforme panoramique du château d'eau de Kulmino
7. Le site historique de l'ancien cordon dunaire des Mathes.



L'océan, la Vie, l'agglomération de Saint-Gilles-Croix-de-Vie et le marais salé de la Basse vallée de la Vie



Vue du Marais de Bouin



Les entités physiques du Marais breton et du bassin versant de la Baie de Bourgneuf
 (Source : DREAL des Pays de La Loire)

Le cadre de la sortie

1. Le cadre géographique

L'unité paysagère du Marais breton vendéen constitue, dans le nord-ouest de la Vendée, **un vaste ensemble plat** de 45 000 ha, enclavé entre la mer et le bocage, au sous-sol constitué de vase argileuse (bri), comprenant un réseau d'étiérs, des prairies humides et des polders.

C'est **une zone basse** située en dessous du niveau des marées de vives eaux ; ce qui explique l'implantation, insulaire ou en frange de marais, des principaux bourgs. Il est limité au nord par l'escarpement de la faille hercynienne du Pays de Retz (faille de Pornic-Machecoul), au sud par la corniche vendéenne de Saint-Gilles-Croix-de-Vie à Sion-sur-l'Océan et à l'est par le Bas bocage vendéen.

Trois sous-unités paysagères

Le Marais breton vendéen comprend trois sous-unités.

- **Le Marais de Bouin**, au nord, est largement ouvert sur la Baie de Bourgneuf qu'il est venu partiellement colmater. Il présente des paysages de marais maritimes et de marais doux, variés et poldérisés derrière une digue, des zones de cultures ostréicoles implantées à l'appui des étiérs marqués par de petits ports (Le Port du Bec - site 5). Au cœur de ce marais se situe l'ancienne île de Bouin.

- **Le Marais de Monts** est limité à l'ouest par un cordon dunaire littoral portant une forêt domaniale de Pins maritimes. Il offre des paysages de marais doux quadrillés de canaux et des paysages mixtes de cultures céréalières et de prairies humides de pâture.

- **Le Marais challandais** montre des paysages plats de marais doux interrompus par un archipel d'îles ou presque d'îles habitées et boisées (Sallertaine - site 4, Le Perrier). Des réseaux d'étiérs navigables bordés d'une frange végétale, structurent les paysages.

Deux types de marais selon l'alimentation en eau :

- **Le marais salé** - Dans le marais breton, environ 9 000 ha sont encore aujourd'hui alimentés en eau salée depuis la Baie de Bourgneuf par les étiérs et toutes leurs dérivations (Marais de Bouin) ou depuis l'estuaire de la Vie (Marais de la basse vallée de la Vie). Le marais breton salé présente une mosaïque de milieux divers : prairies humides, prés salés, vasières, marais salants, lagunes (anciens bassins des marais salants), fossés et mares.

- **Le marais doux** - Il se caractérise par une alimentation des fossés en eau douce. Cette eau douce résulte soit de l'eau de pluie ou de son ruissellement ou provient d'un ancien marais salé qui se serait adouci suite à son abandon.

Une zone humide exceptionnelle

Le Marais breton, avec sa frange littorale et son réseau hydrographique dense (7 000 km de canaux, fossés et étiérs), est une **zone humide exceptionnelle**, d'importance internationale pour sa **biodiversité** avec sa flore singulière et son avifaune exceptionnelle (Label RAMSAR / Zone humide d'importance internationale).

Une diversité des écosystèmes - le Marais breton vendéen offre aux visiteurs une pluralité de paysages (marais, prairies humides, roselières, vasières, dunes, plages...) qui sous-tend une diversité des écosystèmes et des espèces.



Marais de Bouin - Polder du Dain



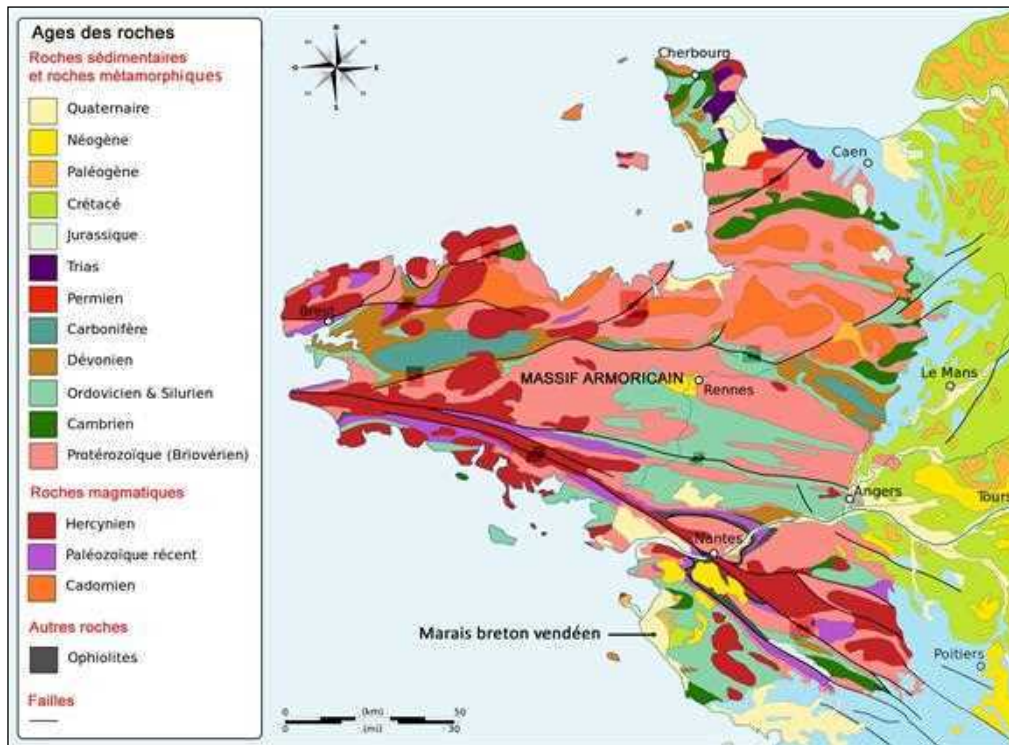
Marais de Monts



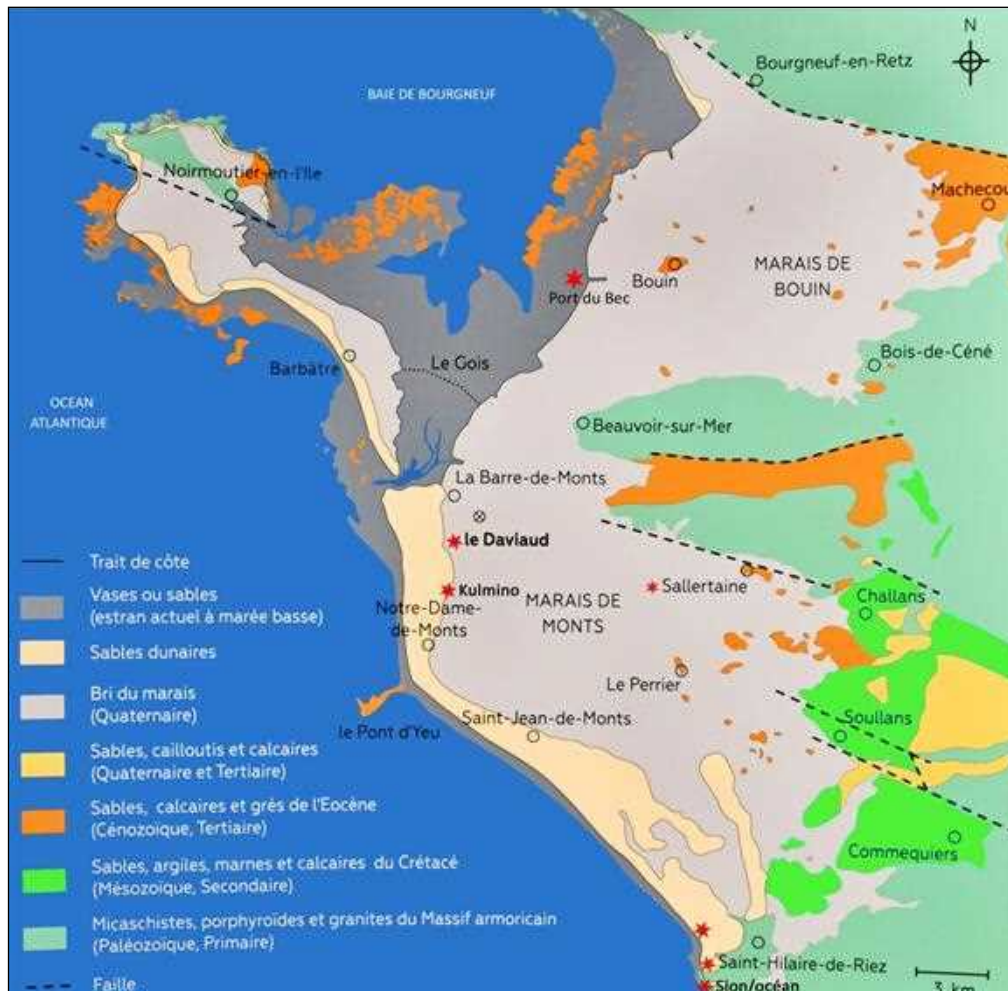
Marais de Challans, près de Sallertaine



Marais salé de Saint-Hilaire-de-Riez, avec des salines



Carte géologique simplifiée du Massif armoricain



Carte géologique simplifiée du Marais breton vendéen (Source : Ecomusée du Daviaud)

2. Le cadre géologique

À la fin de l’orogénèse hercynienne (ou varisque), il y a quelques 300 millions d’années, des **failles** créent des **zones d’effondrement** dans le Massif armoricain ; le Marais breton vendéen est l’une de ces zones affaissées. Ces failles ont rejoué ensuite au moment de la surrection des Alpes au Cénozoïque.

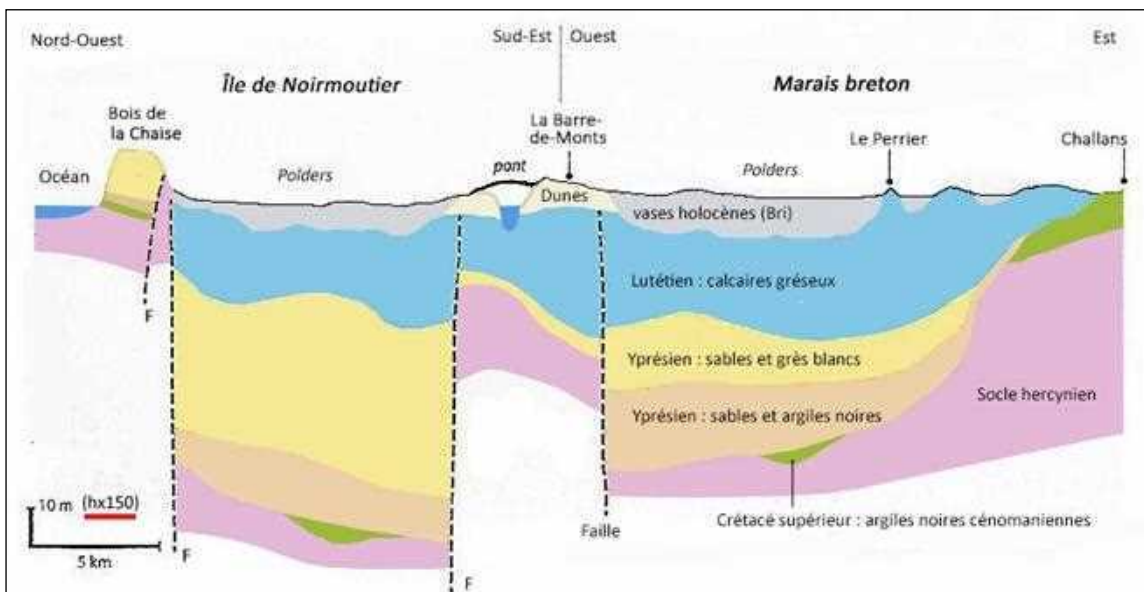
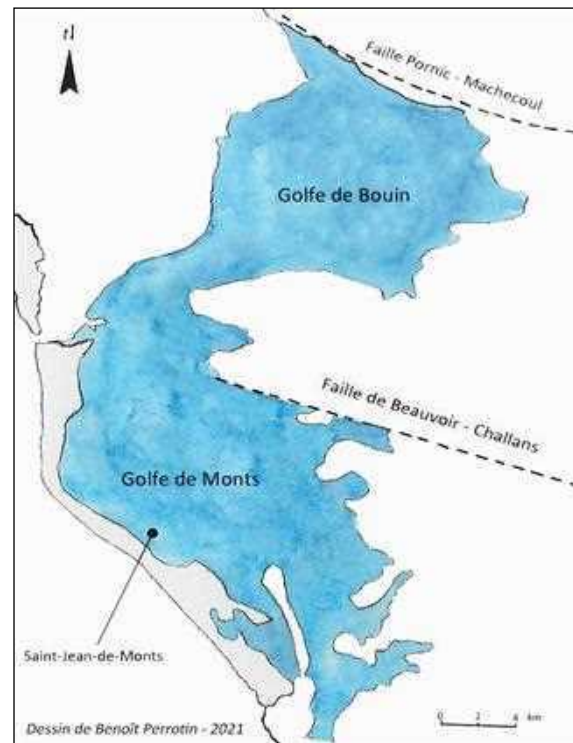
La limite nord du Marais breton, ligne paysagère qui suit la route départementale D13 entre les Moutiers-en-Retz, Bourgneuf-en-Retz et Machecoul, correspond à la **faille hercynienne Pornic-Machecoul** orientée nord-ouest/sud-est, et affectant le socle profond. Elle se poursuit vers le nord-ouest où elle constitue la ligne de rivage des falaises du Pays de Retz. Cette faille appartient à un grand système de failles sud-armoricaines qui se prolonge jusqu’à la pointe du Raz dans le Finistère.

Plusieurs transgressions marines - Le compartiment affaissé du socle hercynien correspondant au Marais breton a été envahi à plusieurs reprises par la mer au Crétacé supérieur, à l’Eocène (Yprésien et Lutétien) et à l’Holocène lors de la transgression flandrienne. La tectonique post-Eocène a accentué la tendance à l’affaissement du Marais Breton.

Le remblayage du marais date de la transgression flandrienne, qui a commencé il y a environ 10 000 ans, avec le réchauffement climatique succédant à la période glaciaire du Würm. Il s’est réalisé avec un sédiment vaseux, argilo-sableux, appelé « bri », sur une épaisseur de plusieurs mètres. Peu à peu, les golfes de Monts et de Bouin, séparés par la péninsule de Beauvoir-sur-Mer, ont été envahis par les eaux qui transportaient une énorme quantité de sédiments ; ils formeront d’une part les Marais de Monts et de Challans et d’autre part le Marais de Bouin et de Bourgneuf.

L’aspect actuel du Marais Breton vendéen est récent.

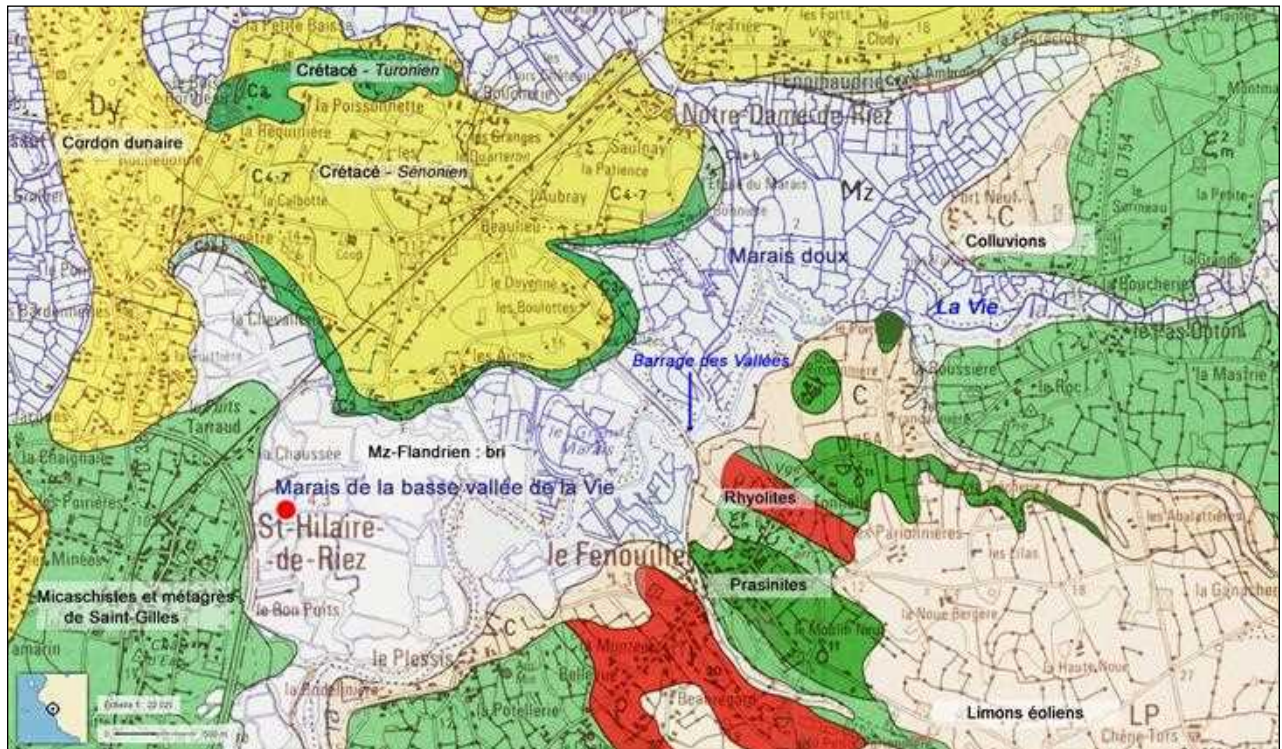
Au Moyen Âge, le littoral s’étendait jusqu’aux portes de Machecoul et de Challans. La baie était alors parsemée d’îles rocheuses calcaires. Selon leur extension, ces hauteurs protégées des eaux, ont accueilli des bourgs (Bouin, Sallertaine...) ou seulement quelques maisons. Les vasières alentour ont été progressivement asséchées par la création de marais salants et de polders dans le Marais de Bouin et le Marais de Monts. La prise la plus récente du Marais de Bouin est le polder du Dain, conquis en 1964 (site 5).



Profil géologique de l’Île de Noimoutier et du Marais breton vendéen
(Pascal Bouton - Guide des curiosités géologiques du littoral vendéen - 2012)



Vue aérienne du Marais salé de la Basse vallée de la Vie à Saint Hilaire-de-Riez



Extrait de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de Saint-Gilles-Croix-de-Vie

Les différents sites de la sortie

1. Le marais salé de la Basse vallée de la Vie

A. Présentation

Le marais de la Basse vallée de la Vie est situé de part et d'autre de l'estuaire de la Vie, en aval du barrage des Vallées. Il s'étend aujourd'hui sur 4 500 hectares, de Croix-de-Vie au Barrage des Vallées et de Saint Hilaire-de-Riez au Fenouiller.

Il est composé principalement d'anciens marais salants et de bassins piscicoles. Depuis les années 1990, la réhabilitation d'anciennes salines fait revivre l'exploitation du sel (Marais salant de l'Etoile / Saline du Recoin / Marais salant de Prédevie).

Le marais salé est un milieu complexe du point de vue de sa gestion hydraulique. Il est alimenté en eau salée par l'estuaire de la Vie : les marées remontent jusqu'au barrage des Vallées et alimentent les marais par les étiers.

L'alimentation en eau douce est assurée par la Vie et ses affluents en amont du barrage des Vallées, et aussi par le marais de Baisse. Sur le réseau hydraulique intérieur, plus de trois cents écluses privées permettent aux propriétaires l'alimentation et l'évacuation en eau de leur propre marais.

B. Paysage et géologie

Notre arrêt se situe à quelques centaines de mètres de la Route du sel (semi-rapide). Nous examinons le paysage et le mettons en relation avec la carte géologique de Saint-Gilles-Croix-de-Vie.

Le marais est enchâssé dans un socle de roches paléozoïques (micaschistes et métagrès de la formation de Saint-Gilles, prasinites et rhyolites du Fenouiller). Au nord-ouest, il est bordé par quelques buttes arborées discontinues correspondant à des placages de roches sédimentaires du Crétacé (Calcaires du Turonien et Grès du Sénonien).

Le marais est recouvert d'une épaisse couche de bri que nous pouvons observer sur le bord des bassins en eau et le fond des bassins desséchés.

C. Le bri et la transgression flandrienne

Le **bri** (terre de marais) est un terme régional désignant des alluvions fluvio-marines argilo-sableuses dans les marais littoraux.

Cette vase argilo-sableuse contient plus de 50% d'argile, 10 à 35 % de calcaire et de fines particules sableuses. On y trouve des coquilles de *Scrobiculaires*, *Cardium edule*, *Bittium reticulatum*. Avec le temps, le bri prend une couleur à dominante brune, gris olive à l'état sec, verdâtre à bleuâtre lorsqu'il est humide.

Creusement des vallées puis transgression flandrienne

Au cours de la dernière glaciation (Würm, de - 80 000 à -10 000) où le niveau de la mer s'abaisse jusqu'à 130 m, se réalisent un creusement intense du lit des rivières et un déblaiement des dépôts de l'interglaciaire Riss-Würm qui subsistent à l'état de vestiges (terrasses). Après la fusion des calottes glaciaires du Würm, achevée vers

8 000 BP, la remontée du niveau marin lors de la transgression flandrienne conduit à l'inondation des golfes de Bouin, de Monts et du territoire de la Basse vallée de la Vie.



Chemin d'accès au Marais salé de la Vie



Groupe de l'AVG



Bassin d'une ancienne saline colonisé par une flore halophile



Différents aspects du bri, vase argilo-sableuse du marais

Plantes et oiseaux du marais salé de la Basse vallée de la Vie



Lilas de mer - *Limonium vulgare*



Armoise maritime - *Artemisia maritima*



Cardère - *Dipsacus fullonum*



Chardonnette - *Cynara cardonculus*



Chardon à capitules grêles



Tamaris - *Tamarix gallica*



Iris d'Allemagne - *Iris germanica*



Moutarde noire - *Brassica nigra*



Aigrette garzette - *Egretta garzetta*



Échasse blanche - *Himantopus h.*



Vanneau huppé - *Vanellus v.*

D. La végétation et la faune

1. La végétation

Sur les terres baignées par l'eau de mer (bordures d'étiers, vasières) croissent des plantes adaptées au milieu salé (halophytes).

Le réseau serré de leurs racines consolide le bord des étiers. L'environnement salé donne à la plupart d'entre elles l'aspect des plantes grasses (feuilles épaisses, tiges charnues) : *Obione*, *Salicorne*, *Soude*, *Fausse Criste*, *Armoise maritime* (*sanguenite*).

La lavande de mer et la salicorne annuelle (comestible) poussent sur les roussières (zones inondables qui bordent les étiers).

Sur les bossis (levées séparant les marais salants constituées par des déblais de creusement des bassins) au sol argileux, tour à tour détrempe ou desséché, se dressent des plantes épineuses : *Chardonnette*, *Cardère*.

Plantés autrefois autour des bassins pour protéger les poissons du gel ou de la chaleur excessive, quelques *Tamaris* subsistent.

Des plantes « étrangères » envahissent le marais, particulièrement la *Moutarde* qui donne au paysage sa couleur jaune au printemps. Ce phénomène est accentué par l'absence d'entretien de certains marais en friches. Le *Baccharis*, plante invasive, fait l'objet de campagnes d'arrachage.

2. La faune aquatique

Le fond des étiers, les vasières et les roussières sont des lieux privilégiés pour le développement de nombreuses espèces de vers, mollusques, (coques, « avignons »), petits crustacés (crevettes, crabes) qui vont enrichir les zones maritimes du proche littoral.

Les bassins plus profonds (vasais) reçoivent les poissons amenés par les marées : anguilles, bars, daurades et plies. La pêche était autrefois, à l'automne, l'occupation principale des sauniers notamment la *traditionnelle pêche au vasais*.

3. Les oiseaux

Ce marais est le domaine privilégié des oiseaux, un habitat d'hivernage des migrateurs.

À l'abri des prédateurs terrestres (peu adaptés aux terrains glissants), ils trouvent nourriture abondante et variée : vers de vase, crevettes, poissons...

Leur morphologie (pattes et becs) est adaptée au milieu semi-aquatique.

Les palmipèdes : canard colvert, canard pilet, sarcelle, tadorne, mouette rieuse, goéland argenté, cormoran...

Les échassiers : aigrette garzette, héron, échasse blanche, avocette, chevalier, bécasseau, vanneau...

Les passereaux : martin-pêcheur, bergeronnette, linotte, gorge bleue, tarier pâtre...

NB - Le Marais breton vendéen est le premier site de reproduction français du Vanneau huppé, du Chevalier gambette et de l'Echasse blanche. Des espèces ailleurs en déclin s'y reproduisent, comme la Barge à queue noire qui niche dans les prairies humides.



Obione - *Halimione portulacoides*



Salicorne d'Europe - *Salicornia europaea*



Soude maritime - *Sueda maritima*



Inule fausse-criste - *Limbarda crithmoides*

Quelques oiseaux du marais de la Basse vallée de la Vie



Avocette élégante - *Recurvirostra avosetta*



Barge à queue noire - *Limosa limosa*



Bécasseau variable - *Calidris alpina*



Canard souchet - *Spatula clypeata*



Sarcelle d'été - *Spatula querquedula*



Tadorne de Belon - *Tadorna tadorna*

Deux panneaux d'information du sentier de découverte du marais des Vallées (12 panneaux)



Vues du Barrage des vallées, limite entre le marais doux et le marais salé de la Basse vallée de la Vie

E. Sentier de découverte du marais salé

Le long du plan d'eau de la base nautique des Vallées, un sentier jalonné de douze panneaux d'information permet de découvrir les singularités du Marais salé de la Basse vallée de la Vie.

La mosaïque d'habitats de ce marais (étiers, canaux, bassins, vasières, prairies humides, lisière entre bois et marais) offre une grande biodiversité.

2. La corniche vendéenne à Sion-sur-l'Océan

A. Un panorama de la façade maritime du sud du Marais breton vendéen

Du belvédère de la promenade Jean Yole, nous observons, vers le sud la falaise de la corniche vendéenne, et vers le nord les plages et le cordon dunaire boisé allant de Sion-sur-l'Océan à Saint Jean-de-Monts.

B. Un affleurement du socle hercynien du Marais

La Corniche vendéenne résulte de l'érosion par la mer d'une plate-forme rocheuse d'une douzaine de mètres de hauteur. Les Cinq pineaux de Sion, les cavités et arches comme celle qui surmonte le Trou du diable, témoignent de l'érosion marine et du recul de la falaise.

La falaise est constituée d'un ensemble de *micaschistes* et de *métagrès* plissés issus du métamorphisme d'une série sédimentaire et volcano-sédimentaire d'âge Paléozoïque inférieur (Ordovicien), appartenant à la nappe de *l'unité de Saint-Gilles*. Elle présente un magnifique affleurement du socle hercynien (varisque) du sud du Massif armoricain.

Cette série métamorphique présente un rubanement de lits sombres et clairs, lié à la **stratification de la pile sédimentaire** originelle.

Les lits sombres sont d'anciennes argilites de nature ampélique, très finement rubanées en lamines. Les lits clairs sont d'anciens grès très fins à matrice argileuse.

L'ensemble sédimentaire originel a subi un **métamorphisme** de bas degré avec développement de cristaux de séricite, muscovite et chlorite en fines paillettes et d'albite. Des filonnets de quartz d'exsudation parcourent toutes les roches.

Un **plissement** généralisé a généré des plis centimétriques et décimétriques et de plus larges ondulations. Des veines de quartz dessinent des plis couchés contemporains de la foliation globalement horizontale des micaschistes. Celle-ci est ensuite déformée par des plis en chevrons.



Vue sur la Corniche vendéenne au sud de Sion-sur-l'Océan



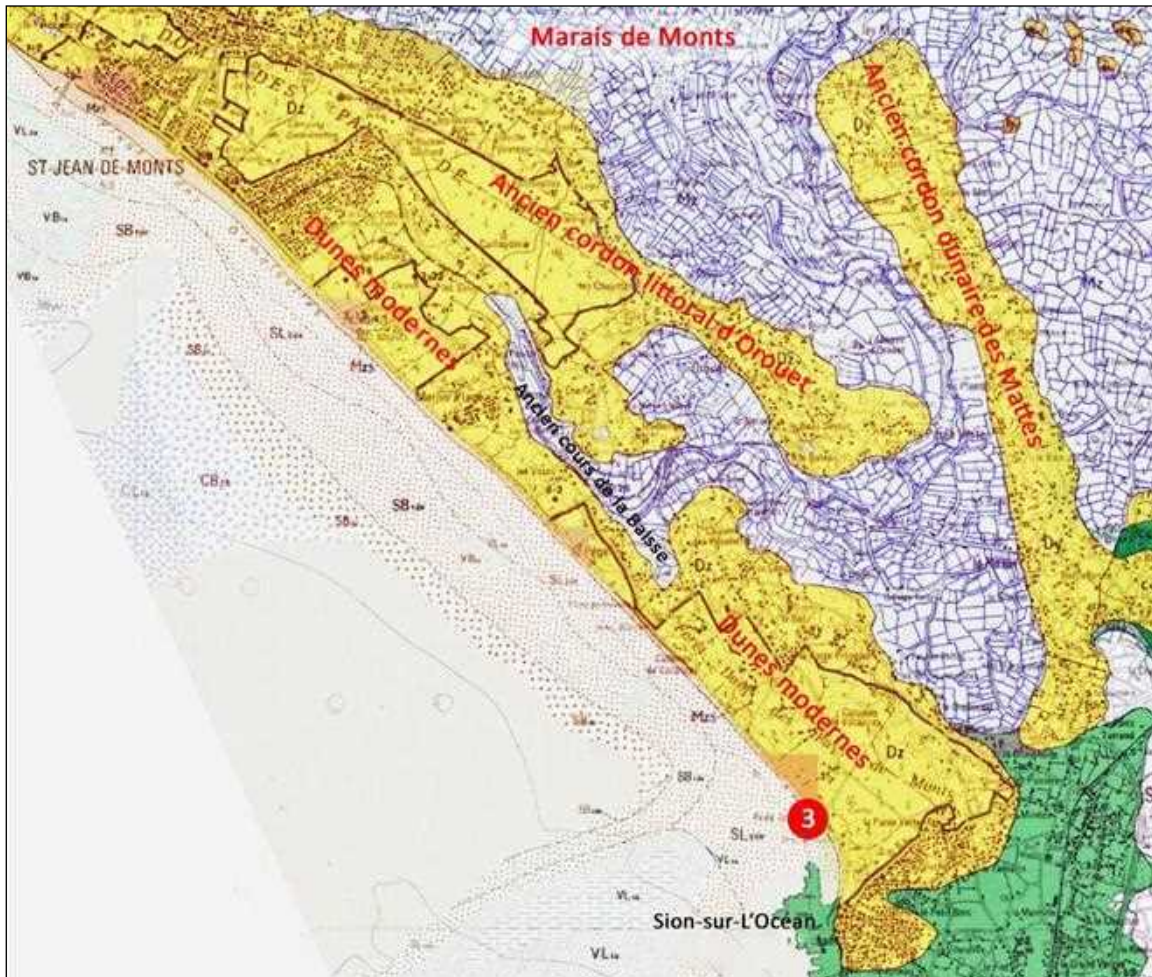
Vue sur le cordon dunaire boisé du Pays de Monts vers le nord



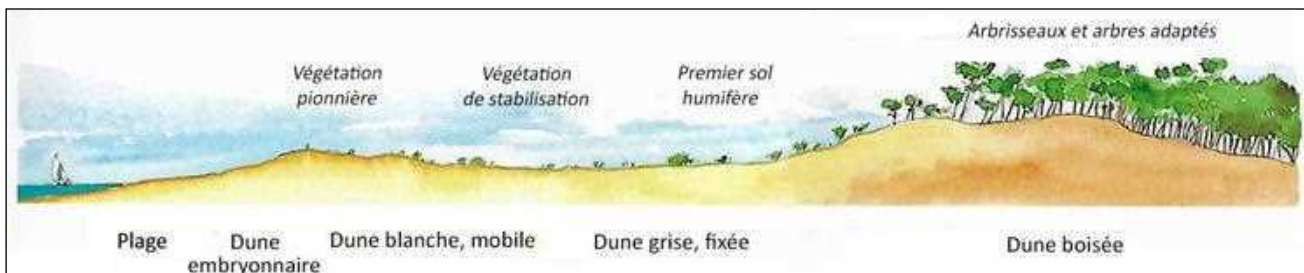
La falaise où affleure le socle hercynien



◀ Micaschistes et métagrès du socle hercynien ▲



Carte géologique du littoral du Pays de Monts - Situation des cordons dunaires - Localisation du site n°3 de la sortie



Profil théorique d'une dune littorale



Haut de plage et dune mobile ◀ **Dune de la plage de Riez** ▶ Dune fixée dégradée et dune boisée

3. Le cordon dunaire de la plage de Riez

A. Un cordon dunaire de Saint-Hilaire-de-Riez à Fromentine

La façade maritime du Marais de Monts, partie méridionale du Marais breton vendéen, est fermée par un cordon dunaire qui s'étend sur environ 25 kilomètres, depuis Sion-sur-l'Océan jusqu'à Fromentine. Large de 1 à 2 kilomètres, le massif dunaire s'élève en moyenne à 25 mètres d'altitude.

Il repose sur des cordons littoraux quaternaires surmontant les calcaires du Lutétien. À Sion-sur-l'Océan, les dunes sont perchées sur le socle hercynien et séparées de la mer par une falaise.

Le cordon dunaire des Pays de Monts porte **une forêt domaniale** de 2 268 hectares qui résulte des plantations de pins effectuées au XIX^e siècle pour stabiliser les dunes qui menaçaient d'ensabler les marais exploités par l'Homme.

On y rencontre une grande variété d'essences : Pin maritime et Chêne vert, prépondérants, mais aussi Pin laricio, Pin pignon, Cyprès de Lambert.

En avant du cordon dunaire s'étendent de longues plages de sables fins.

Les dunes fixées par leur couverture végétale, constituent pour le Marais de Monts **un écran protecteur** contre les pénétrations marines et les vents chargés d'embruns, écran augmenté par la forêt domaniale des Pays de Monts.

B. La zonation végétale de la dune de la plage de Riez

En empruntant le chemin qui mène à la plage de Riez depuis la D123, nous pouvons réaliser une coupe longitudinale, un profil, du cordon dunaire.

Nous distinguons, de la mer vers la forêt, plusieurs zones de végétation disposées en bandes parallèles au rivage : le haut de plage et la dune embryonnaire, la dune mobile, la dune fixée et la dune boisée.

La succession des zones végétales résulte de l'évolution des conditions écologiques le long du profil dunaire : mobilité relative du sable, salinité du substrat, teneur en humus.

1. Le haut de plage et la dune embryonnaire

Dans cette zone de transition entre la plage et la dune, peu végétalisée, au substrat très mobile et salé, il est possible d'observer quelques pieds d'**espèces pionnières** : la Roquette de mer (*Cakile maritima*), la Soude (*Salsola kali*), la Betterave maritime (*Beta maritima*), le Pourpier de mer (*Honkenia peploides*), le Carex des sables (*Carex arenaria*), l'Agropyron ou Chiendent des sables (*Agropyron junceum*), la Giroflée des dunes (*Matthiola sinuata*)...

2. La dune mobile ou blanche

Bourrelet de sable accumulé par la mer et par le vent, très instable, la dune blanche est peuplée de plantes bien adaptées à la sécheresse et aux embruns.

L'Oyat (*Ammophila arenaria*), par son système racinaire très développé, joue un rôle majeur dans la stabilisation de la dune.

Il peut être accompagné par l'Agropyron, le Panicaut de

mer « chardon bleu des dunes » (*Eryngium maritimum*), le Liseron des dunes (*Convolvulus soldanella*), le Diotis maritime (*Diotis maritima*), le Gaillet des sables (*Galium arenarium*), l'Armoise de Lloyd (*Artemisia campestris*), le Lotier corniculé (*Lotus corniculatus*), la Bugrane rampante maritime (*Ononis repens*)...



Marais, forêt, dune, plage, corniche rocheuse, bourg de Sion



Plage et cordon dunaire du Pays de Monts



Forêt domaniale implantée sur le cordon dunaire



Chemin d'accès, dune mobile, dune fixée et dune boisée

Quelques plantes de la dune embryonnaire et de la dune mobile



Cakilier maritime - *Cakile maritima*



Pourpier de mer - *Honkenia peploides*



Agropyron - *Agropyron junceum*



Euphorbe maritime - *Euphorbia paralias*



Giroflée des dunes - *Matthiola sinuata*



Oyat - *Ammophila arenaria*



Liseron des sables - *Convolvulus soldanella*



Bugrane rampante - *Ononis repens*



Gaillet des sables - *Galium arenarium*



Panicaut de mer - *Eryngium maritimum*



Diotis maritime - *Diotis maritima*

Quelques plantes de la dune fixée



Immortelle des dunes - *Helichrysum stoechas*



Œillet des dunes - *Dianthus gallicus*



Raisin de mer (avec fruits rouges) - *Ephedra distachya*



Raisin de mer (fleurs mâles jaunâtres) - *Ephedra distachya*



Asperge couchée - *Asparagus officinalis*



Rose pimprenelle - *Rosa pimpinellifolia*



Omphalodes du littoral - *O.littoralis*



Orpin brûlant - *Sedum acre*



Mousse des dunes - *Tortula ruraliformis*

3. La dune fixée ou grise

Le sable y prend une teinte grise du fait de la formation d'une couche humifère et de la couleur de divers lichens. La dune grise est couverte d'une maigre pelouse de mousses, de lichens et de plantes adaptées au vent, aux embruns salés et à la sécheresse. La plante dominante est l'**Immortelle des sables** (*Helichrysum stoechas*), aux fleurs jaunes et au parfum de curry. Parmi les principales espèces qui l'accompagnent, citons l'Éillet des dunes (*Dianthus gallicus*), la Silène conique (*Silene conica*), la Fléole des sables, le Corynephor (*Corynephorus canescens*), l'Ephédra ou raisin de mer aux petites baies rouges (*Ephedra distachia*), la Luzerne des rivages (*Medicago littoralis*), l'Asperge couchée (*Asparagus prostratus*), l'Armérie des sables (*Armeria arenaria*), la Jasione maritime (*Jasione maritima*), la Centaurée rude (*Centaurea aspera*)...

4. La dune boisée et la forêt domaniale des Pays de Monts

Le sable de la dune fixée peut, avec le temps et des générations de plantes décomposées, constituer un sol acceptable pour des arbustes et des arbres.

En avant de la dune boisée, des buissons isolés puis groupés se mêlent aux plantes de la dune fixée puis de jeunes arbres dispersés s'y associent (Chêne verts, Pins maritimes et Cyprès de Lambert), façonnés par le vent (phénomène d'anémomorphose).

Les arbustes les plus communs de ces **fourrés pré-forestiers** sont : le Saule des sables, le Troène, le Garou (*Daphne gnidium*), l'Aubépine, le Prunelier et l'Ajonc.

La forêt dunaire arrière-littorale

Cette forêt résulte d'un boisement par semis, de pins maritimes essentiellement, effectué au milieu du XIXe siècle, pour stabiliser les dunes qui menaçaient d'ensabler les marais exploités par l'homme. Le Pin maritime est une essence autochtone de la région landaise. Entretienue par l'ONF, la forêt se renouvelle maintenant naturellement.

Les principales essences d'arbres sont :

le Pin maritime (70 %), le Pin laricio (8 %), autres résineux (4 %), Chêne vert (14 %), feuillus divers (4 %).

Même dense, la futaie de Pins maritimes laisse passer une partie notable de l'éclairement solaire, permettant ainsi le peuplement du sous-bois en espèces arbustives et herbacées.

Les principaux arbustes sont : le Petit-houx, le Garou, le Genêt à balais, l'Ajonc d'Europe, la Bruyère (*Erica scoparia*), le Ciste à feuilles de Saugé.

5. Les adaptations des végétaux des dunes

Le sable de la dune constitue **un milieu original** par certains caractères :

- la porosité importante du fait de la taille des particules et du volume des interstices
- la mobilité du substrat dans les parties les plus proches de la mer
- la présence de sel apporté par les fortes marées et les embruns
- la présence de calcaire provenant des débris coquilliers

- l'aridité prononcée du fait de l'infiltration rapide de l'eau dans le sable poreux

- l'échauffement important par temps ensoleillé, accentuant l'aridité du substrat et la transpiration des plantes.

Les principales adaptations

Du fait de l'originalité du milieu, les espèces du milieu dunaire présentent de nombreuses adaptations dont voici quelques exemples :

- feuilles et tiges plus ou moins charnues pour retenir l'eau dans un milieu salé et aride (ex : Roquette de mer, Soude, Betterave maritime, Pourpier maritime)

- appareil racinaire très développé pour un ancrage solide et l'alimentation en eau (ex : Oyat, Carex des sables, Liseron des dunes) ;

- cuticule épaisse, stomates rares et abrités, revêtement de poils, pour freiner la perte d'eau par transpiration.

C. La formation et l'évolution du cordon dunaire et du Marais de Monts

1. Origine des sables dunaires

- D'après les minéraux lourds qu'ils contiennent, une fraction des sables provient du remaniement **des sables crétacés et pliocènes** qui ont tapissé toute la marge littorale, au Sud de la Loire. Surtout érodés pendant les périodes froides et humides du Quaternaire, ils ont été renvoyés à la mer, puis vers la côte au cours des transgressions holocènes.

- Une autre fraction provient des très importants apports de **sables de la Loire** entraînés vers le Sud par la dérive littorale (courants marins littoraux). Une grande partie de ces sables est issue du Massif Central comme en témoigne l'augite, minéral symptomatique du volcanisme centralien

- Les sables de la côte de monts comportent un fort pourcentage de débris coquilliers calcaires (50%) d'origine marine.

2. Les différentes étapes de la formation des dunes

- **La formation des dunes littorales est récente.** Les découvertes archéologiques indiquent que les dunes perchées, comme celles de Sion-sur-l'Océan, ont commencé à se former il y a environ 5 500 ans.

Prenant appui sur des affleurements rocheux comme le promontoire Lutétien du Pont d'Yeu (Notre-Dame-de-Monts) ou le socle hercynien à Sion-sur-l'Océan, des cordons dunaires se mettent progressivement en place sous l'action des vagues, et des courants nord-sud qui charrient les sables.

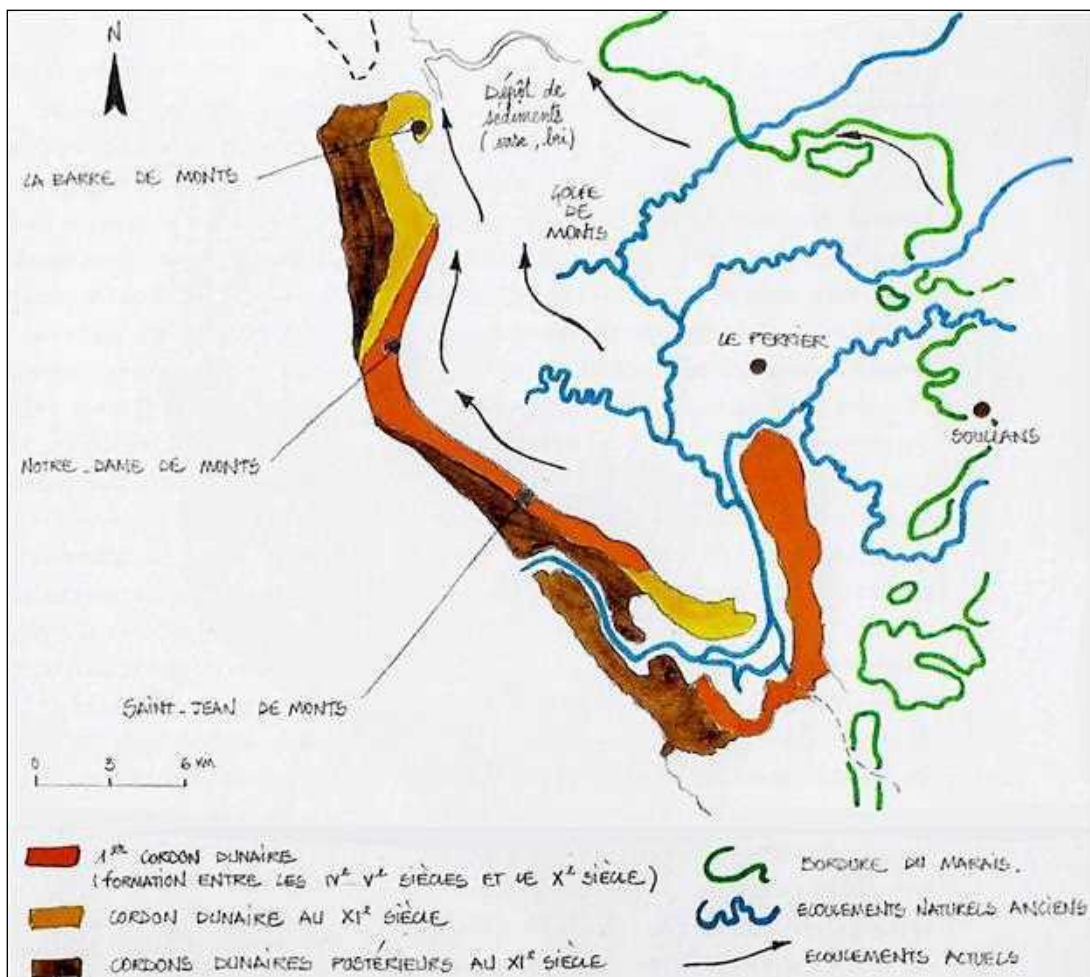
- Entre le IVe siècle et le Xe siècle, un premier cordon dunaire se forme dans les secteurs des Mathes et entre Notre-Dame-de-Monts et Saint-Jean-de-Monts (anciens cordons littoraux d'Orouët et des Mathes).

Au XIe siècle, ce premier cordon dunaire s'allonge vers la Barre-de-Monts au nord et Saint-Hilaire-de-Riez au sud.

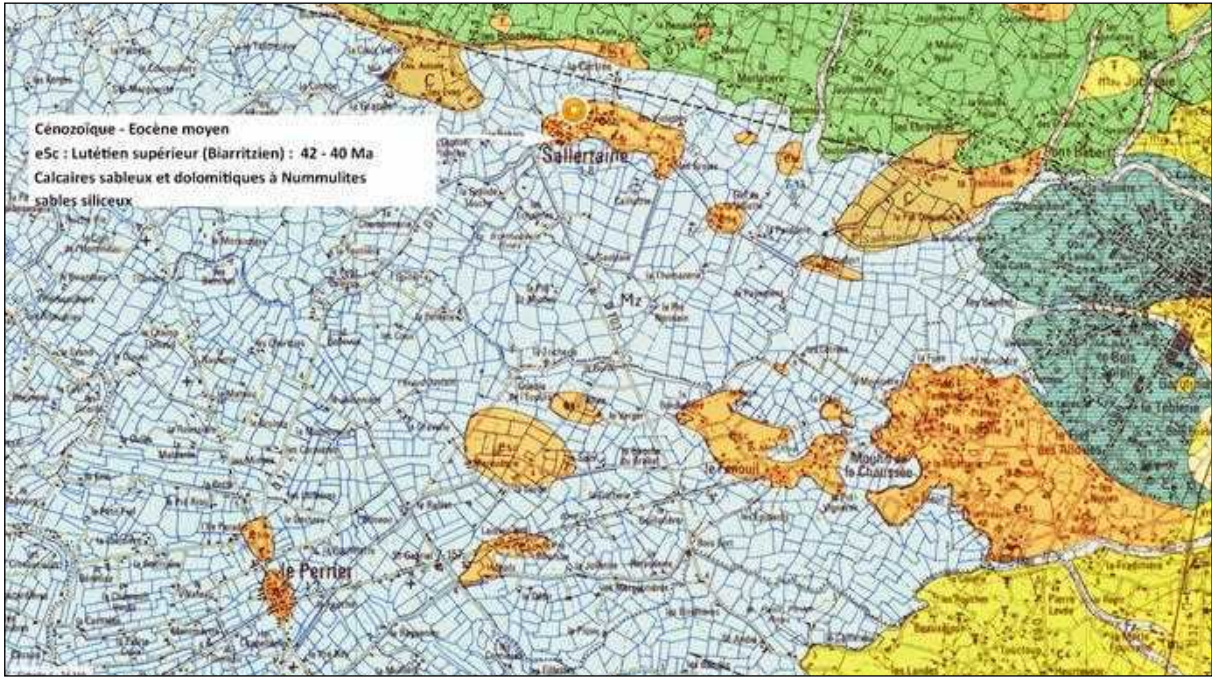
- Le cordon littoral de la côte de Monts poursuit son évolution après le XIe siècle et devient continu vers les années 1700, avec la fermeture de l'estuaire de la Baisse, petit fleuve côtier qui se jetait dans l'océan, à l'emplacement actuel de la plage des Demoiselles (au sud de Saint-Jean-de-Monts).

Le cordon dunaire littoral continu finit par isoler le Golfe de Monts. Protégé des vagues, ce golfe se colmate progressivement par une accumulation de sédiments formant d'importantes vasières qui donneront le bri.

- Les dunes modernes, en front de mer, poursuivent leur évolution sous l'effet des agents d'érosion et de sédimentation.



Dessin de Benoît Perrotin, extrait du livre « Regards de naturalistes sur le Marais breton vendéen »



Extrait de la carte géologique de Challans au 1/50 000^{ème} - Localisation de Sallertaine sur un îlot de calcaires lutétiens



Vues du Jardin de Vaultieu, ancienne carrière de calcaires gréseux du Lutétien aménagée en parc de loisirs



Observation des anciens fronts de taille par le groupe de l'AVG



Zoom sur différents faciès des calcaires gréseux du Lutétien

4. La carrière du jardin de Vaultieu à Sallertaine



A. Sallertaine : une butte-témoin de calcaires lutétiens

Au fond du Marais de Monts, le bourg de Sallertaine est construit sur une petite éminence rocheuse entourée de marais. Cette butte-témoin de calcaire lutétien a été préservée de l'érosion lors de l'abaissement du niveau marin dû aux glaciations du Quaternaire. Après la dernière glaciation, le niveau est remonté et les zones déprimées ont été envahies par la mer. Seul est resté exondé l'îlot sur lequel est installé le village de Sallertaine. Les vasières qui l'entouraient ont été progressivement asséchées par l'homme pour aboutir à l'aspect actuel.

Contexte régional : le Lutétien constitue le soubassement du Marais breton vendéen d'où il émerge à la faveur des anciennes îles de Sallertaine, du Perrier et de Bouin (carte géologique ci-jointe).

B. Une ancienne carrière aménagée en parc

Les calcaires lutétiens ont été exploités pour construire les bâtiments de Sallertaine et des environs. La carrière de Vaultieu était l'un des principaux sites d'extraction. Après l'arrêt de l'exploitation vers 1950, elle s'est progressivement transformée en friche. La commune l'a acquise et réaménagée en espace paysager, le jardin de Vaultieu, en préservant les anciens fronts de taille sur lesquels se distinguent encore les stries des coups de pics de carriers. Des panneaux relatent l'histoire géologique du site.

Cette carrière est sans doute le dernier site vendéen où le Lutétien est aisément observable.

C. Le calcaire gréseux du Lutétien, pierre de Sallertaine

La pierre de Sallertaine fut étudiée pour la première fois en 1881 par le géologue **Gaston VASSEUR** (1855-1915).

Cette roche appartient à une période appelée Lutétien, du nom de Paris (Lutetia-Lutèce), où un calcaire de même âge a été étudié en détail en 1883 par le géologue Albert de LAPPARENT.

Le Lutétien (-48 à -41 Ma) désigne depuis un étage géologique de la période Eocène de l'ère Cénozoïque.

Des **fossiles** d'animaux marins, notamment des foraminifères, petits organismes dont certains ne sont visibles qu'au microscope, ont été trouvés dans les dépôts lutétiens de Sallertaine et des environs. Ils vivaient dans un

environnement marin sous un climat de type tropical. La mer était alors bordée de rivages marécageux à mangroves.

Facès du lutétien et figures sédimentaires

L'examen des différents fronts de taille permet de distinguer des calcaires gréseux très riches en grains de quartz, des calcaires plus fins en plaquettes, des sables et des concrétions dolomitiques.

Des phénomènes sédimentaires peuvent être identifiés sur les fronts de taille par les sédimentologues :

- stratifications obliques de rides et mégarides de courant dans une mer agitée
- dépôts en plaquettes de dolomies dans une lagune calme
- chenaux
- ruptures de conditions de sédimentation
- phénomènes d'instabilité (glissement, slump) ...



Stratifications obliques dans les calcaires lutétiens



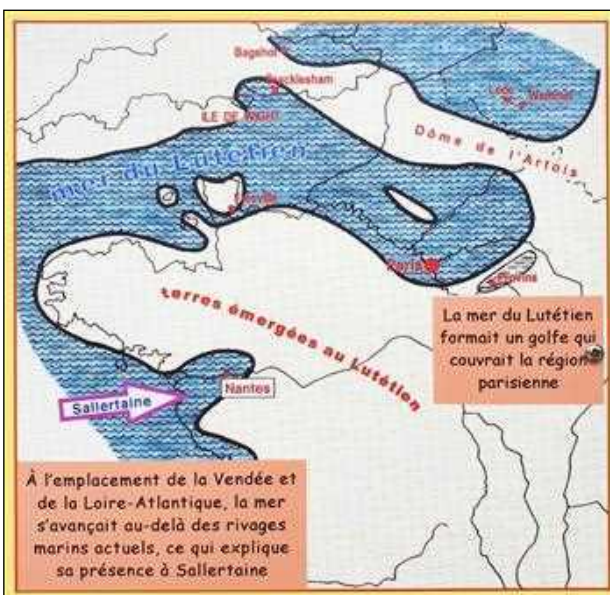
Panneau d'information sur les stratifications obliques



Figures sédimentaires observables sur un front de taille

D. La formation du calcaire gréseux au Lutétien

Il y a environ 45 millions d'années, une mer chaude et peu profonde recouvrait toute la région de Sallertaine et s'étendait autour du Massif armoricain. Pendant plusieurs millions d'années, des sédiments calcaires et sableux se sont déposés au fond de cette mer et, peu à peu, se sont transformés en calcaire gréseux : la pierre de Sallertaine.



Paléogéographie au Lutétien



Climat et paysages au Lutétien

E. L'église romane Saint Martin



Classée monument historique, cette église est une merveille de l'art roman angevin. C'est le reste d'un ancien prieuré fondé au début du XIe siècle et dépendant de l'abbaye de Marmoutier. Quelques maçonneries de l'église primitive subsistent dans les murs.

L'état actuel de l'édifice est le résultat d'une grande reconstruction menée à la fin du XIIe siècle qui a utilisé le calcaire lutétien de Sallertaine.



Pierres du mur de l'église

L'église a subi des dégâts en 1568 lors des guerres de religion. D'importantes restaurations eurent lieu à partir de 1617. Endommagée pendant la révolution, devenue trop étroite au XIXe siècle, elle a été remplacée par une **nouvelle église paroissiale en 1906**. Elle aurait dû alors être détruite, mais l'abbé Grelier, passionné d'archéologie, parvint à la faire classer au titre des monuments historiques en 1910 et 1921. Cependant, le classement ne comprenait pas l'extrémité occidentale de la nef, que la municipalité fit raser en 1952.

Parmi les éléments remarquables, on peut admirer le portail latéral sud à quatre voussures de style roman.



5. Le littoral du marais de Bouin à l'Époids

A. Un point de vue sur la Baie de Bourgneuf

La Baie de Bourgneuf se situe au Sud de l'estuaire de la Loire dont elle est séparée par la pointe Saint-Gildas. Elle est délimitée par l'île de Noirmoutier à l'ouest, le Marais breton à l'est et le plateau hercynien du Pays de Retz au nord. Au sud, la baie communique avec le nord du golfe de Gascogne par le goulet de Fromentine.

Une table d'orientation, présentant de nombreuses informations sur les richesses de la Baie de Bourgneuf, permet de repérer le pont de Noirmoutier, l'île de Noirmoutier, la digue et le polder du Dain, Les Moutiers-en-Retz, La Bernerie-en-Retz, Pornic et La Pointe Saint Gildas.



Table d'orientation à l'extrémité de la digue



À marée basse, l'estran et l'étier du Dain laissent apparaître une épaisse couche de vase témoignant de la sédimentation actuelle.



Le groupe de l'AVG sur la digue

B. L'évolution du Golfe de Bourgneuf

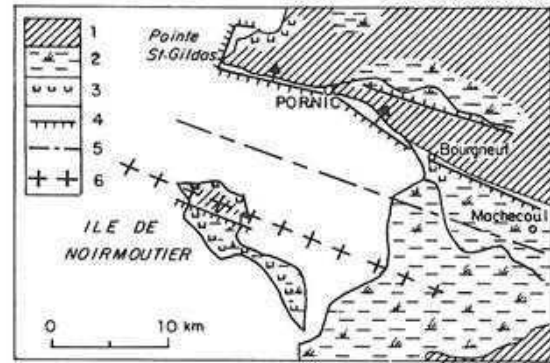


Schéma structural simplifié de la baie de Bourgneuf et de l'île de Noirmoutier.
1. socle cristallin (roches métamorphiques et granites) ; 2. marais ; 3. dunes ; 4. failles ; 5. axe synclinal ; 6. axe anticlinal.

Le Golfe de Bourgneuf, dépression synclinale qui s'étendait jusqu'à Machecoul, fut envahi par la mer à divers moments de l'histoire géologique : au Crétacé, à l'Éocène (Lutétien supérieur) et plus récemment lors du maximum de la transgression flandrienne à l'holocène.

Au Moyen Âge, le littoral du golfe, dénommé alors Baie de Bretagne, atteignait les portes de Machecoul et de Challans. La baie était parsemée de plusieurs îles rocheuses en calcaires lutétiens, dont les îles de Bouin et de Sallertaine.

L'envasement du fond de la baie suivi de la création de polders et de marais salants ont contribué à la création des marais de Bouin et de Bourgneuf, réduisant d'autant la superficie de la baie.

Cette sédimentation se poursuit de nos jours par des apports vaseux provenant de la Loire. Ils sont ensuite répartis vers le sud par la dérive littorale. On estime cet apport à environ un centimètre par an.

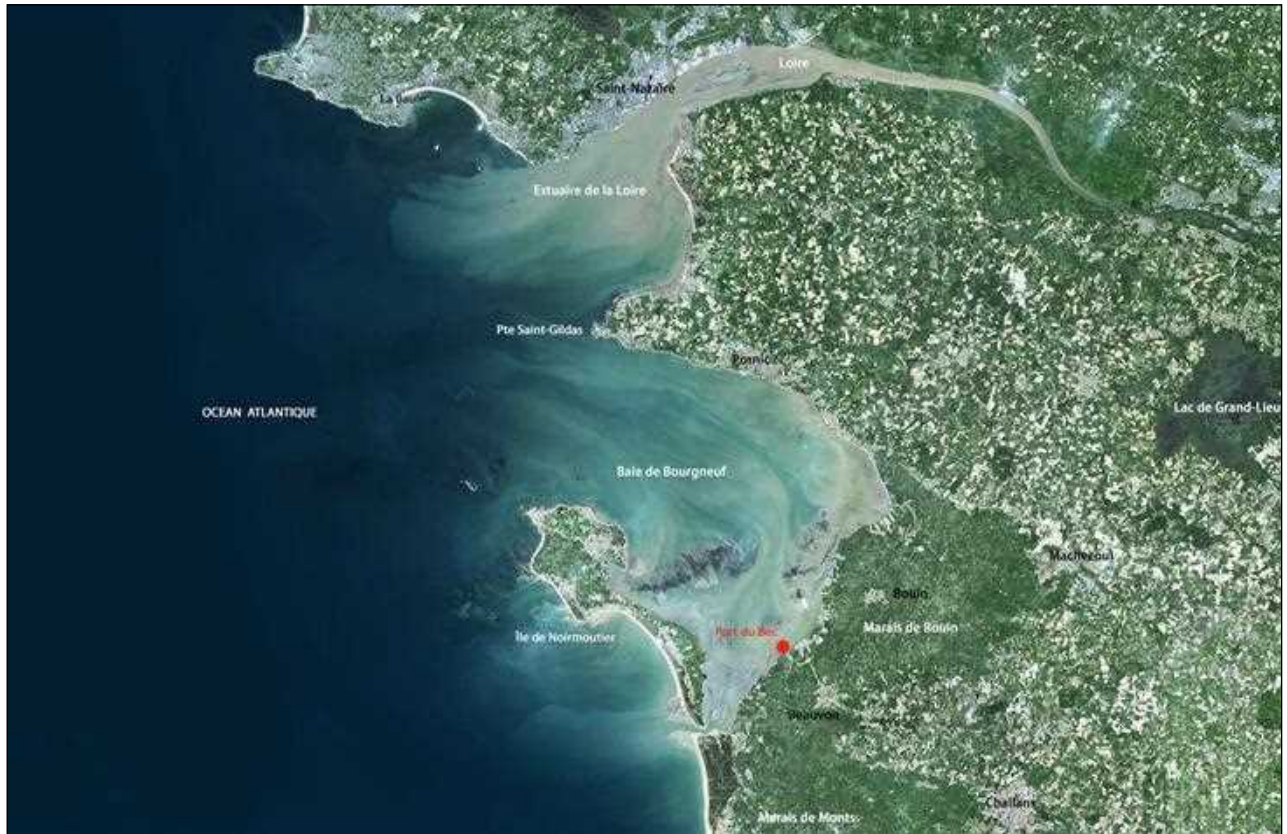
C. Le port du Bec

Le port du Bec (ou Port de l'Époids) se situe à l'embouchure de l'étier du Dain, à l'Époids, à cheval sur deux communes : Beauvoir-sur-Mer et Bouin.

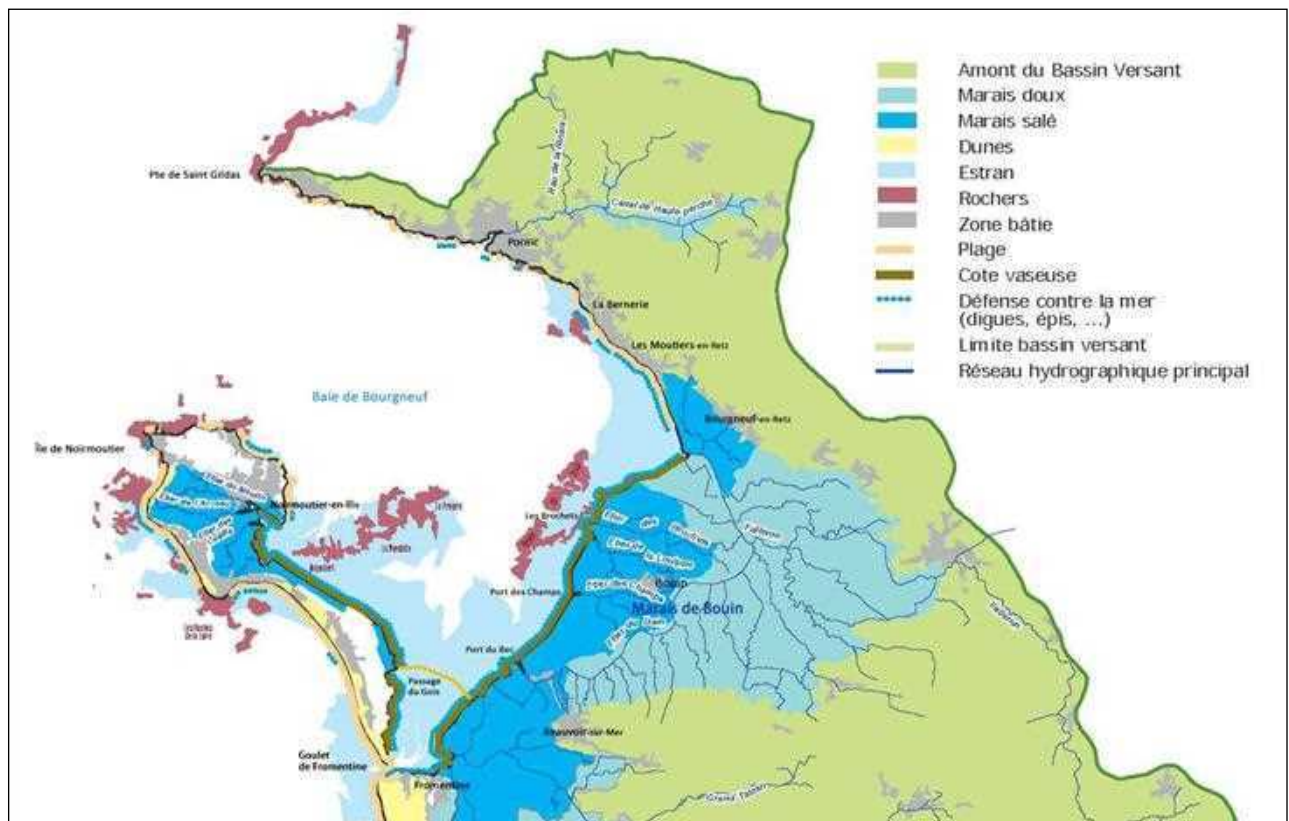
Son architecture originale avec ses pontons en bois sur pilotis n'est pas sans rappeler les ports asiatiques avec leurs structures en bambou, ce qui lui a valu son surnom de « petit port chinois », donné par d'anciens marins de l'Époids, partis guerroyer en mer de Chine. Avec ses pontons caractéristiques, au nombre de cinquante-sept sur la rive gauche et de quarante-sept sur la rive droite, il est classé à l'inventaire des sites de la Vendée depuis 1942.



Le petit « port chinois » du Bec



Vue aérienne de l'estuaire de la Loire, de la Baie de Bourgneuf et du Marais de Bouin
 Visualisation des sédiments transportés et déposés



Marais de Bouin et Bassin versant de la Baie de Bourgneuf (Source : DREAL des Pays de La Loire)

Le port du Bec est avant tout **un port ostréicole**. La production d'huîtres de Beauvoir, très réputées pour leur saveur dès l'Antiquité, y était florissante jusqu'à leur disparition vers 1920. Ce n'est que dans les années 1950 que des ostréiculteurs de Marennes ont implanté des parcs pour faire repartir cette production, qui avoisine aujourd'hui les 10 000 tonnes d'huîtres par an, des huîtres estampillées du label « Vendée Atlantique ». Le port du Bec est désormais le plus important des quatre ports à vocation ostréicole de Bouin. (Ports du Bec, de La Louippe, des Champs et des Brochets).

À quelques centaines de mètres plus loin, aux pieds du champ d'éoliennes de Bouin, le polder du Dain accueille environ 120 ostréiculteurs.

D. Les polders de la Baie de Bourgneuf

Un polder désigne une étendue artificielle de terre conquise sur la mer grâce à des digues, des barrages et dont le niveau est inférieur à celui de la mer. Les polders sont réalisés par drainage provoquant l'assèchement de marais, de lacs, ou de zones littorales.

Les polders de la Baie de Bourgneuf ont été aménagés, par endiguement, entre le port des Champs au nord, et le port du Bec, au sud, à la **fin du XVIIIe** siècle, au moment où l'envasement naturel de la Baie par les alluvions de la Loire s'est accéléré.

Couvrant une superficie de 1 500 hectares, les polders de la Baie sont au nombre de quatre : les polders de la Parisienne et de Saint-Céran situés au nord de la commune de Bouin et les polders des Champs et du Dain au sud.

Très variés dans leur aspect, les polders peuvent être constitués de grandes étendues d'eau salée ou de claires (bassins d'eau de mer) permettant d'affiner les huîtres. Mis en culture après plusieurs années d'assèchement, ils deviennent aussi des terrains très favorables à la culture du blé, de l'orge et de la fève.

D'autres activités liées à l'**aquaculture** (culture de macro-algues, élevage de crevettes impériales ou de naissains d'huîtres) savent aussi tirer parti de la fertilité des polders.

Ce sont aujourd'hui **21 km de digues** qui permettent de protéger le Marais de Bouin et son arrière-pays, des attaques de la mer s'engouffrant dans la Baie de Bourgneuf.

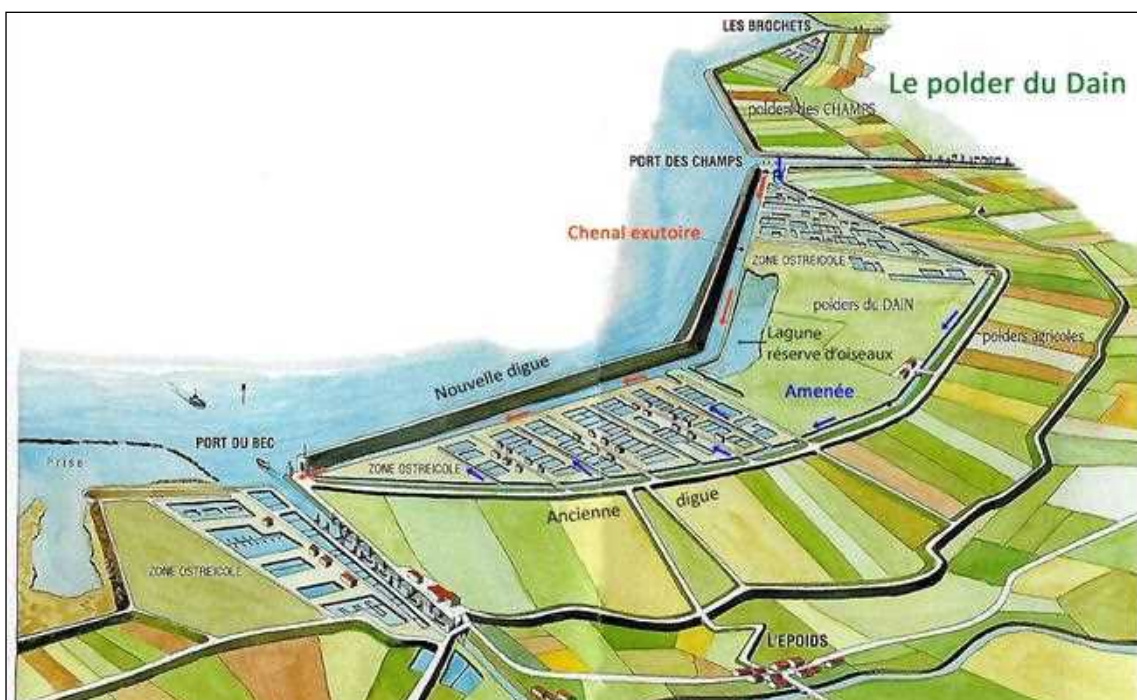
Le polder du Dain, un type de polder jeune



Vue aérienne du polder du Dain

Né d'une digue construite dans les années soixante, ce polder est maintenu en eau par un réseau simple de **deux chenaux principaux** : *l'Amenée*, qui longe l'ancienne digue, prend l'eau de mer au nord, près du port des Champs. *Le chenai* qui longe la nouvelle digue à l'intérieur évacue l'eau par le sud, à la sortie du port du Bec. Des chenaux transversaux permettent d'irriguer les nombreux **bassins ostréicoles** qui se sont développés aux deux extrémités du polder.

Au milieu, une **vaste lagune** est aménagée en **réserve d'oiseaux**. Son niveau d'eau est régulé de manière à permettre aux uns de nicher sur des îlots, aux autres de se nourrir dans les flaques, selon la saison et les espèces.



Plan du polder du Dain, du port du Bec, des digues (Fiche de la Maison du Pays du Gois à Bouin)

C'est un site d'importance nationale par le nombre et la diversité des oiseaux qui la fréquentent : limicoles, canards, mouettes, bernaches ou avocettes. La digue est l'observatoire idéal pour voir en juin des avocettes, des sternes pierregarin et caugek, des barges à queue noire et des bécasseaux.

En hiver, ce sont les courlis, les canards, les sarcelles, les hûtriers-pies. Au printemps on ne sait où donner de la longue-vue.

Le raz-de-marée du 16 novembre 1940

« Le 16 Novembre 1940, vers cinq heures, une heure avant la pleine mer, une vague phénoménale chevauchait la surface tourmentée de la mer et vint donner un formidable coup de butoir qui provoqua des brèches dans les digues. Le polder appartenant à la Société des Polders situé entre le port des Champs et le port du Bec à l'arrière de ces digues construites de 1860 à 1863 et limité à l'est par des digues datant de 1720, représentait pas moins de 200 ha d'une terre fertile qui permettait la culture de céréales. Ce polder fut submergé réduisant à néant le travail effectué depuis près d'un siècle. Les flots en furie n'eurent aucune peine à détruire les digues mal entretenues, sapées par les lapins, et le polder fut envahi par les eaux ».

Après cet événement, près de 300 ha resteront sous les eaux. Pour les récupérer, la commune de Bouin se portait maître d'œuvre afin de créer un nouveau polder, le polder du Dain et obtenir des subventions pour financer ces importants travaux.

La route digue, détruite par le raz de marée fut réparée rapidement.

Mais, il faudra attendre **1958** pour voir le début de la **construction de la nouvelle digue** de front de mer d'une longueur de 3 800 mètres, qui sera terminée en 1965. Cette digue limite le jeune polder du Dain.

E. Le parc éolien du Dain



Le parc éolien du polder du Dain

Le projet de construction des éoliennes a été présenté par EDF énergies nouvelles, fin 1999. Il est composé de huit éoliennes : cinq gérées par EDF et trois par la Régie d'électricité de Vendée. Le choix du polder du Dain répond au potentiel de vent, à la faible densité de population, à la situation en dehors des zones protégées, et à l'absence d'activité balnéaire.

Il s'agit alors du premier parc éolien de France, au regard de sa production énergétique, cinq éoliennes produisant 2,4 mégawatts et trois autres, 2,5 mégawatts.

L'ensemble permet d'alimenter 20 000 foyers, soit un équivalent de 50 000 habitants, hors chauffage.

6. Visite du château d'eau Kulmino

A. Un panorama exceptionnel sur le Marais Breton



Localisation de 3 sites patrimoniaux des Pays de Monts



Le château d'eau Kulmino à Notre-Dame-de-Monts

Ouvert en 1982, le château d'eau Kulmino permet aux visiteurs de découvrir un panorama exceptionnel, à 360°, sur le Marais breton vendéen, depuis la plateforme de sa structure, à 70m du sol.



Plateforme panoramique de Kulmino à 70 m du sol

Bénéficiant d'un temps clair, nous avons pu repérer et observer différentes unités du paysage : la forêt domaniale, les agglomérations littorales (Saint-Jean-de-Monts, Notre-Dame-de-Monts, La Barre-de-Monts), le Pont de Noirmoutier, Noirmoutier, Bouin et ses éoliennes, la mosaïque de milieux du marais (étiers, bassins, parcelles cultivées, prairies d'élevage..), le marais...



Vue en direction de Saint-Gilles - Saint-Jean-de-Monts



Zoom en direction de Saint-Gilles - Saint-Jean-de-Monts



Vue en direction de Noirmoutier



Vue en direction de Saint-Gervais et Beauvoir-sur-Mer



C'était l'occasion de réaliser une synthèse sur les paysages du Marais breton vendéen et de prendre une photo de groupe.

B. Le château d'eau

Composé d'un fût (ou tour) et d'une cuve d'une capacité de 5000 m³, il alimente en eau potable les communes de Saint-Jean-de-Monts, Notre-Dame-de-Monts, La Barre-de-Monts, l'Île de Noirmoutier et même... l'Île d'Yeu.

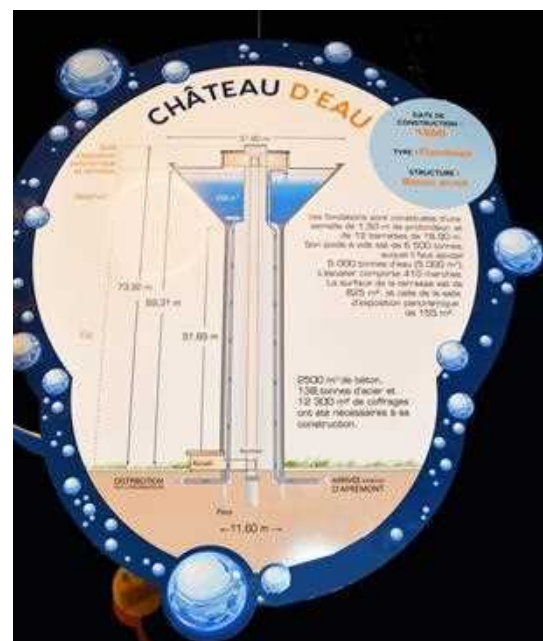
Le trajet de l'eau

Avant d'arriver à Kulmino, l'eau est potabilisée à l'usine de traitement d'eau potable d'Apremont, puis elle passe par un premier château d'eau, à Apremont même.

Ensuite elle descend des tuyaux du château d'eau d'Apremont, gagne de la pression et de la vitesse. Elle a ainsi assez de puissance pour monter, sans l'action d'une pompe, dans la cuve de Kulmino. Dans un château d'eau classique une pompe est nécessaire pour amener l'eau du pied du fût jusqu'à la cuve.

De la cuve aux robinets des consommateurs

Kulmino étant plus haut que le plus haut des robinets qu'il dessert, son eau arrivera sans problème jusqu'aux robinets distants pour certains de 20 kilomètres, et ce avec un débit constant ! C'est le principe de vases communicants. C'est grâce à la seule action de la gravité, et selon le principe des vases communicants, que l'eau de Kulmino arrive jusqu'au robinet des habitations, située à plusieurs kilomètres.



C. Exposition sur le vent et l'énergie éolienne

La société Éoliennes en Mer - Îles d'Yeu et de Noirmoutier (EMYN) a remporté en juin 2014 l'appel d'offres lancé par l'État pour le développement d'un parc éolien en mer au large des îles d'Yeu et de Noirmoutier. Depuis, ses équipes se consacrent à ce projet énergétique vendéen dont la mise en service est prévue à l'horizon 2023.

Aujourd'hui, la Communauté de Communes Océan Marais de Monts et la société Eoliennes en mer - Îles d'Yeu et de Noirmoutier, s'associent pour donner vie à l'exposition permanente de Kulmino sur le paysage, le vent et l'énergie éolienne.

Exposition sur l'eau

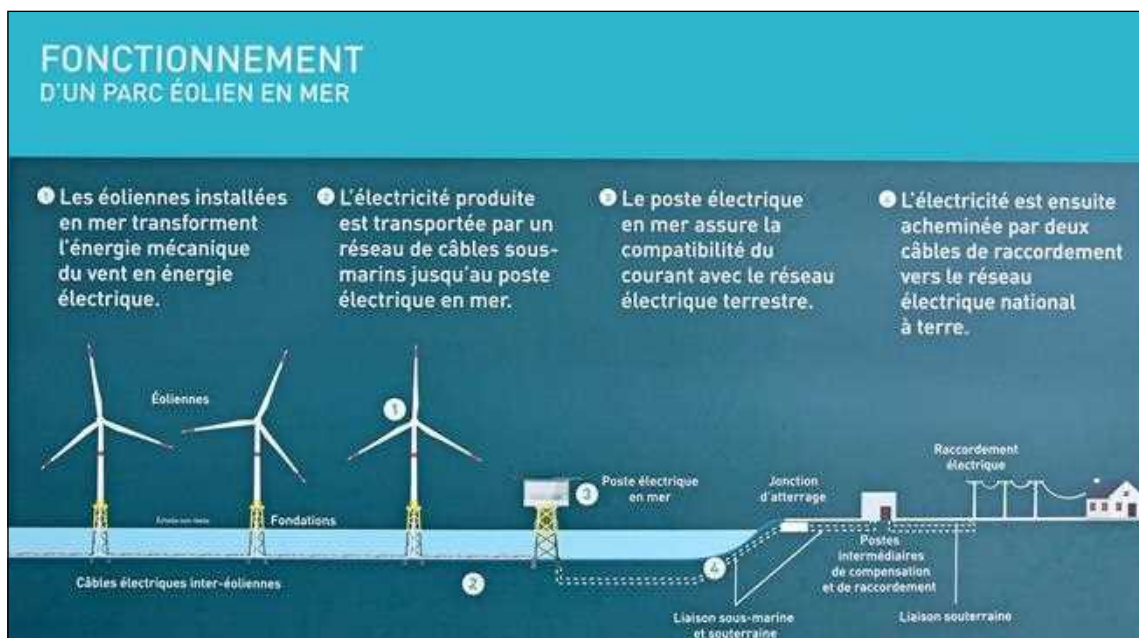
L'exposition permanente, « L'eau, la vie et nous » se présente comme un espace ludique pour les petits et les plus grands.

Elle nous fait découvrir l'eau, ressource rare et précieuse sans laquelle la vie ne serait pas possible. Elle nous informe sur le cycle de l'eau, son acheminement jusqu'aux robinets et nous conseille sur les bons gestes pour la planète !

Cette exposition est réalisée en partenariat avec Vendée-Eau.



Plan d'ensemble du projet de parc éolien en mer, entre l'île d'Yeu et l'île de Noirmoutier



D.

Schéma du fonctionnement d'un parc éolien en mer

7. Le site historique des Mathes

Ce site n'a pu être visité par manque de temps.

À Saint-Hilaire-de-Riez, sur la route du Perrier qui parcourt un ancien cordon dunaire, le site des Mathes est un haut lieu historique. Il a été le théâtre d'une bataille entre Louis XIII et Soubise en 1622. Puis au XIXe, Louis de la Rochejaquelein y meurt le 5 juin 1815 alors qu'il tente d'organiser un soulèvement royaliste.

Un chemin balisé de panneaux historiques bien illustrés nous renseigne sur ces deux faits historiques.

A. La bataille de l'île de Rié , le 16 avril 1622

L'ancienne île de Rié garde le souvenir d'une bataille qui fut considérée, six années avant le grand siège de La Rochelle, comme l'épilogue des guerres de Religion entre les paroisses de Notre-Dame-de-Riez, de Saint-Hilaire-de-Riez et le port de Croix-de-Vie.

Cette expédition militaire réalisée par le jeune roi **Louis XIII** (21 ans) contre les troupes huguenotes du **Seigneur de Soubise**, Benjamin de Rohan, a eu lieu dans les marais et les dunes du Pays de Riez. L'île de Rié était alors séparée du pays de Challans par la Baisse et le pont d'Orouet ; la Baisse se jetait dans la mer au niveau actuel de la Plage des Demoiselles à Saint-Jean-de-Monts.

Le 15 avril 1622, Louis XIII décide de traverser la Baisse à marée basse pour attaquer les Huguenots à la pointe du jour. Le 16 avril à minuit, 7 000 fantassins avaient franchi la Baisse, à gué, depuis l'île de Monts ; toute retraite était impossible avant la basse mer suivante. 4 000 huguenots sont tués, 1 500 sont faits prisonniers et envoyés aux galères.

Après cette victoire acquise avant midi, le roi déjeune à Saint-Gilles et passe la nuit suivante au château d'Aprémont.

Le Bas-Poitou sera vidé de tous les Huguenots. Il en restera toutefois en rébellion à La Rochelle et dans le Midi.



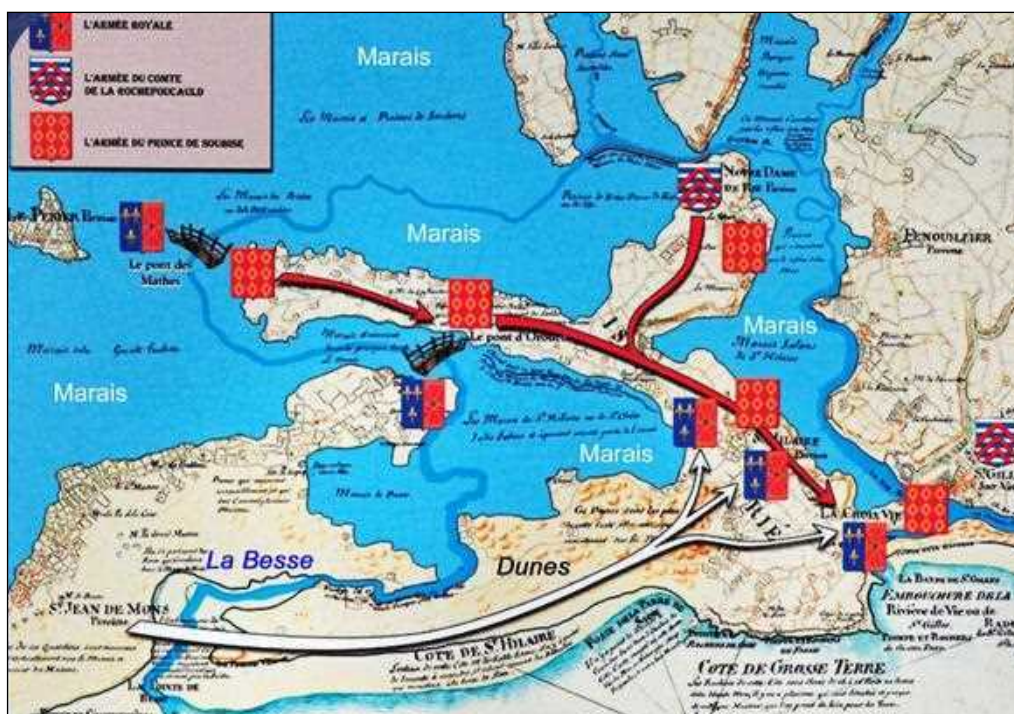
Le site historique des Mathes



Louis XIII (Rubens - 1622)



Soubise (Gravure du XVIIe)



Position des armées, le 16 avril 1622

B. La bataille des Mathes, en mars 1815

Deux siècles après la bataille de l'île de Rié, les royalistes et les bonapartistes se sont battus en ce lieu, en mars 1815.

Napoléon reprend le pouvoir au roi Louis XVIII à son retour de l'île d'Elbe jusqu'à sa défaite à Waterloo le 18 juin 1815. C'est **la période des cent jours** durant laquelle un nouveau soulèvement se produit en Vendée.

Louis de la Rochejaquelein prend le commandement des troupes vendéennes. Après deux semaines de lutte entre Aizenay et Saint-Jean-de-Monts, il est tué par les troupes bonapartistes du général Travot le 4 juin 1815, alors qu'il se rendait à Saint-Jean-de-Monts pour réceptionner un débarquement d'armes.

Le cénotaphe de Louis de la Rochejaquelein

Sur le site des Mathes, au bout du chemin balisé de panneaux historiques, le visiteur peut découvrir le cénotaphe de Louis de la Rochejaquelein.

En arrière du monument, une borne de pierre indiquerait l'endroit précis où il a été tué.



Louis de la Rochejaquelein



Général Travot



Le cénotaphe de Louis de la Rochejaquelein aux Mathes



Position des armées, le 4 juin 1815

Le Marais breton vendéen : un milieu naturel en constante évolution sous l'action de l'Homme

Le Marais breton vendéen a constamment évolué sous l'action de l'Homme, que ce soit par la création des marais salants, les progrès de l'agriculture, la conversion à l'ostréiculture, l'accroissement des polders, l'implantation de la forêt du Pays de Monts ou encore l'essor du tourisme.

Les marais salants

Les premières salines ont été creusées au début de l'ère chrétienne sous l'influence des Romains. Les moines bénédictins du XI^e au XII^e siècle entreprirent la construction d'installations salicoles, le creusement de bassins, fossés et étiers. Ils s'installèrent notamment à l'Île-Chauvet, et dans d'autres abbayes.



Développement des marais salants
aux XIII^e et XIV^e siècles

(Image d'un film de l'Ecomusée du Daviaud)

Le marais était réputé, depuis le Moyen Âge jusqu'au XVIII^e siècle, pour ses marais salants qui ont hissé le Marais breton au rang de plus grand producteur de sel en France (du XV^e au XVII^e siècle avec jusqu'à 30 000 tonnes produites par an). La consommation de sel était alors beaucoup plus importante que maintenant car le sel était utilisé comme principal agent de conservation des aliments : la salaison était très répandue.

Les deux paroisses qui produisaient à cette époque le plus de sel étaient celles de Bouin et de Bourgneuf. Le sel était ensuite exporté principalement vers les pays nordiques par les marchands de la Hanse depuis les ports de Bourgneuf-en-Retz puis du Collet. Mais l'envasement progressif de la baie (provoqué en partie par les tonnes de lest de cale que les navires larguaient avant de charger le sel) mit fin au commerce à grande échelle, l'accès aux ports devenant de plus en plus difficile pour les navires. Cette zone de production est alors progressivement abandonnée au profit des salines de la mer Méditerranée.

Grands travaux d'assèchement et agriculture

Les grands travaux d'assèchement entrepris avant la période révolutionnaire, sont relancés au XIX^e siècle, sous la Restauration et le Second Empire. L'État oriente alors son action vers une politique de conquête sur la mer. Des investisseurs privés, ingénieurs d'état, et hommes politiques, financent et appliquent les techniques d'endiguement hollandaises parfaitement maîtrisées. De grands polders unissent alors l'île de Bouin aux marais

de Bourgneuf grâce à la construction de plus de 1 km de digues. De nouvelles écluses sont établies sur l'Étier de Sallertaine et sur la Grande Taillée de Notre-Dame-de-Monts, étier prolongé jusqu'au Perrier par le « canal du Perrier ».



Au XVII^e siècle, développement de l'agriculture aux
dépens de la saliculture

(Image d'un film de l'Ecomusée du Daviaud)

Développement de l'agriculture traditionnelle

Le déclin de la production salicole entraîne un basculement des investissements de la noblesse et de la bourgeoisie vers l'agriculture traditionnelle au XVII^e et XVIII^e siècle. Des exploitations apparaissent, où propriétaires et exploitants, liés par un contrat, se partagent le fruit des récoltes et productions. Cette répartition, souvent défavorable aux petits exploitants entraîne une migration rurale importante vers l'Aquitaine, qui se poursuit jusqu'au milieu du XX^e siècle.

L'implantation de la forêt domaniale du Pays de Monts

Devant le danger d'ensablement des villages et des cultures par les sables dunaires, Napoléon I^{er} ordonna de prendre « des mesures pour l'ensemencement, la plantation et la culture des végétaux reconnus les plus favorables à la fixation des dunes » le 14 décembre 1810.

En 1858, les Ponts et Chaussées entreprennent les travaux de fixation des dunes sur l'île de Noirmoutier puis du Pays de Monts, poursuivis à partir de 1862 par les Eaux et Forêts. Il s'agit d'un boisement par semis de Pins maritimes essentiellement, importés de la région landaise.

La crise agricole et l'ostréiculture

L'agriculture du marais entre en crise à partir des années 1950. Jusqu'alors relativement prospère, elle se heurte à une mutation rapide avec la mécanisation, à laquelle s'ajoute le prix élevé du foncier avec la proximité de la côte touristique. Les petites exploitations disparaissent progressivement, les maisons deviennent des résidences secondaires. La population agricole vieillit et diminue, les plus jeunes préfèrent des emplois salariés dans les secteurs touristique ou ostréicole.

À La Barre-de-Monts, dans les années 1950, des familles d'ostréiculteurs venues de Charentes s'installent et apportent leur savoir-faire pour l'élevage de l'huître dans la baie.

En 1970, à Bouin, la commune décide de préempter les terres agricoles des polders pour faciliter l'implantation

de ces activités aquacoles. **L'aquaculture** se développe ainsi dans les polders de Bouin et de Beauvoir-sur-Mer.

Le tourisme

Le tourisme qui se développe sur le littoral montois depuis la fin du XIXe siècle s'intensifie dans les années d'après-guerre. Il se transforme en tourisme de masse à partir des années 1950.

Les cessions de forêt domaniale permettent l'implantation de nouveaux **projets immobiliers** de grande ampleur comme à Saint-Jean-de-Monts et Notre-Dame de Monts qui deviennent les « stations modernes de L'Atlantique ».



Au XXe siècle, le développement du tourisme balnéaire

(Image d'un film de l'Ecomusée du Daviaud)

Aujourd'hui ce tourisme balnéaire est en mutation ; il s'ouvre sur les espaces naturels préservés tels que les marais et la forêt domaniale. Les sites naturalistes et patrimoniaux sont de plus en plus visités.

*Le Marais breton vendéen, la Baie de Bourgneuf, les forêts de Monts et l'Île de Noirmoutier sont classés en **Zone Natura 2000**. Une faune et une flore d'exception s'y développent grâce aux diversités paysagères notamment avec le côtoiement des eaux douces, saumâtres et salées.*

Le Marais breton vendéen possède plusieurs sites naturalistes et patrimoniaux.

* L'écomusée du Daviaud - La Barre-de-Monts



Vue aérienne de l'Ecomusée du Daviaud

Rénové en 2018, l'écomusée propose :

- un espace naturel préservé de 60 hectares de marais
- une collection d'objets liés à l'histoire et aux habitants
- des bâtiments d'architecture locale

- une ferme et ses animaux d'espèces locales remarquables
- un marais salant en activité
- des expositions sur la géologie, la faune, la flore, l'histoire du Marais breton vendéen.

* Le Centre Biotopia - Notre-Dame-de-Monts



Ce centre propose :

- un espace interactif de 250m² sur l'estran, la dune, la forêt
- un parcours extérieur de 40 hectares pour des balades guidées dans la dune et la forêt domaniale du Pays de Monts
- un circuit Explorateur 3D en réalité augmentée avec 7 stations
- un arboretum.

* La Bourrine du Bois Juquaud - St Hilaire-de-Riez



Le musée de La Bourrine du Bois Juquaud est un authentique ensemble de constructions en terre couvertes de roseaux et témoignant de la vie quotidienne des habitants du Marais breton vendéen au début du XXe siècle.

* La Maison du Pays du Gois - Bouin

Le bâtiment est un espace d'information et d'accueil dans lequel les touristes peuvent parcourir un vaste espace scénographique intérieur sur le Marais Breton (vidéos, exposition photos, bornes audios, écrans tactiles...) et profiter d'un environnement extérieur aménagé.

Article de Jean et Catherine Chauvet

Photographies : Jean Chauvet

et autres sources mentionnées dans l'article

Bibliographie

P. Bouton, G. Godard, C. Roy, JM. Viaud : « Curiosités géologiques du littoral vendéen » - Editions Apogée et BRGM - 2012.

F. Michel : « Guide des curiosités géologiques de France » - Editions Belin - 2018

J. Gabilly : « Guide géologique régional - Poitou Vendée Charentes » - Edition Masson - 1978.

M. Bournérias, Ch. Pomerol, Y. Turquier : « Guide naturaliste de la côte atlantique, entre Loire et Gironde » - Editions Delachaux & Nestlé - 1987.

Communauté de communes Océan-Marais de Monts : « Regards naturalistes sur le Marais breton vendéen » - Editions Biotope, Mèze (collection Parthénope) - 2012.

Notice de la carte géologique de St Gilles-Croix-de-Vie au 1/50 000ème - n°560 - BRGM.

Notice de la carte géologique de Challans au 1/50 000ème - n°534 - BRGM.

G. Claustres et C. Lemoine, R. Corillion, P. Dupont : « Connaître et reconnaître la flore et la végétation des côtes Manche-Atlantique » - Editions Ouest-France - 1980.

P. Avrillas : « Louis XIII, un roi de guerre à la conquête du Pouvoir - 1620-1622 » - Edition La Geste - 2019

Documentation de l'Ecomusée du Daviaud (85 - La Barre-de-Monts) et de Kulmino (85 - Notre-Dame-de-Monts).

Sites internet consultés

www.geoportail.gouv.fr

www.paysages.pays-de-la-loire.developpement-durable.gouv.fr

www.pays-de-la-loire.developpement-durable.gouv.fr

www.baie-bourgneuf.com/Atlas-cartographique/

www.paysdugois.fr

www.ledaviaud.fr

www.oceanmaraisdemonts.fr

www.sainthilairederiez.fr/le-champ-de-bataille-des-mathes/

Transgressions de l'Hettangien, du Sinémurien et du Carixien en Vendée littorale

Troisième sortie géologique de l'Association Vendéenne de Géologie sur le Jurassique de l'ouest de la Vendée

19 septembre 2021

**avec Pouclet André, Bohain Patrick et Martineau Didier, membres de l'AVG
et la collaboration de Cougnon Michel**



André Pouclet dans la « carrière » de la Grisse

Le 19 septembre 2021, la sortie de terrain de l'Association Vendéenne de Géologie (AVG) est consacrée aux transgressions du Jurassique dans l'ouest de la Vendée. Deux sites permettent d'observer en détail les surfaces des transgressions avec les lithologies bien exposées et d'établir les lithostratigraphies (Figure 1).



Le premier site est sur le littoral dans l'Anse de Saint-Nicolas à l'ouest de Jard-sur-mer en allant vers la pointe du Payré. Les excellents affleurements de la falaise et de l'estran sont visités dans la matinée par marée basse. Le second site est dans l'arrière-pays sur les terres de la ferme de La Grisse au sud du village du Givre, soit au nord-est d'Angles.

La matinée se passe au bord de la mer par un temps un peu frais mais ensoleillé. Le groupe de l'AVG examine les falaises de l'Anse de Saint-Nicolas et le haut-estran de part et d'autre de l'escalier qui accède à la plage (Figures 2 et 3).

C'est là que l'on peut voir les meilleurs affleurements de la base de l'Hettangien marin transgressif, mais aussi la transition de l'Hettangien marin à l'Hettangien continental. On observe également le passage de l'Hettangien au Pliensbachien avec l'absence apparente de Sinémurien. Toute l'équipée se retrouve pour le pique-nique au camping de La Grisse où elle est accueillie par le maître des lieux, Didier Martineau, et ses parents (Figure 4). C'est l'occasion de jeter un premier coup d'œil sur la superbe collection de fossiles et de roches du Sinémurien et du Pliensbachien régional assemblée et mise en état par Patrick Bohain et Didier Martineau (Figures 5 et 6).





Ces travaux sont justifiés par le drainage des champs cultivés et pour l'obtention de matériaux d'empierrement en vue de l'extension du camping. Mais les creusements sont allés au-delà de cet objectif matériel en étant aussi guidés par la recherche des structures géologiques et la détermination des lithostratigraphies. C'est ainsi qu'ont été découverts :

- 1) la transgression de l'Hettangien sur le socle des schistes siluriens du Pont-Rouge,
- 2) la transgression du Sinémurien soit sur les schistes siluriens soit sur l'Hettangien,
- 3) la transgression du Pliensbachien basal ou Carixien sur le Sinémurien.

La cartographie géologique a permis le relevé de différentes failles et d'horizons silicifiés dans le Pliensbachien, ainsi que la découverte de deux filons de barytine et de sulfures. La paléontologie du Pliensbachien a pu être précisément définie avec la détermination des zones, sous-zones et horizons. Ces résultats fondamentaux sont uniques pour le Jurassique de la Vendée et font de La Grisse un nouveau site de référence pour le Lias inférieur et moyen.

Le rapport géologique est présenté en trois parties :

- 1) lithostratigraphie dans l'Anse de Saint-Nicolas,
- 2) lithostratigraphie et paléontologie dans le site de La Grisse,
- 3) interprétation chronostratigraphique et paléogéographique des transgressions du Lias en Vendée littorale.

Les résultats essentiels ont été exposés lors de la sortie de terrain de l'AVG sur les parcours facilement accessibles, mais bien sûr le rapport inclut l'ensemble des informations, donc celles acquises après cette sortie puisque la recherche continue. Les données de terrain résultent d'observations faites depuis 2018 de l'Anse de la Mine de Saint-Nicolas vers la pointe du Payré, et depuis 2019 du Bernard à Saint-Cyr-en-Talmonnais avec focalisation sur le site de la Grisse depuis février 2020.

1- Anse de Saint-Nicolas, lithostratigraphie

La carte géologique de l'Anse de la Mine de Saint-Nicolas de Jard-sur-mer a été dressée pour la deuxième sortie de l'AVG sur le Jurassique du littoral vendéen de 2019 par André Pouclet avec la collaboration de Patrick Bohain pour le calage paléontologique de la lithostratigraphie (Pouclet et Bohain, 2019b). Elle a été révisée pour le tracé des calcaires silicifiés du bas-estran à l'occasion de diverses grandes marées en 2021 (Figure 12, page 38).

L'Anse de Saint-Nicolas est la partie occidentale de l'Anse de La Mine de Saint-Nicolas (Figure 1). Elle est bordée, à l'est, par une basse falaise de calcaire du Lias inférieur qui rejoint celle de la plage de La Mine. Elle est longée, au nord, par une falaise orientée est-ouest de schistes grésopélitiques dont la hauteur s'accroît en allant vers la pointe du Payré distante de près de 2 km. Les schistes plissés sont recouverts par des bancs de grès sub-horizontaux. Cette falaise du Payré est bien connue comme un site majeur de la discordance du Jurassique (Figure 13).

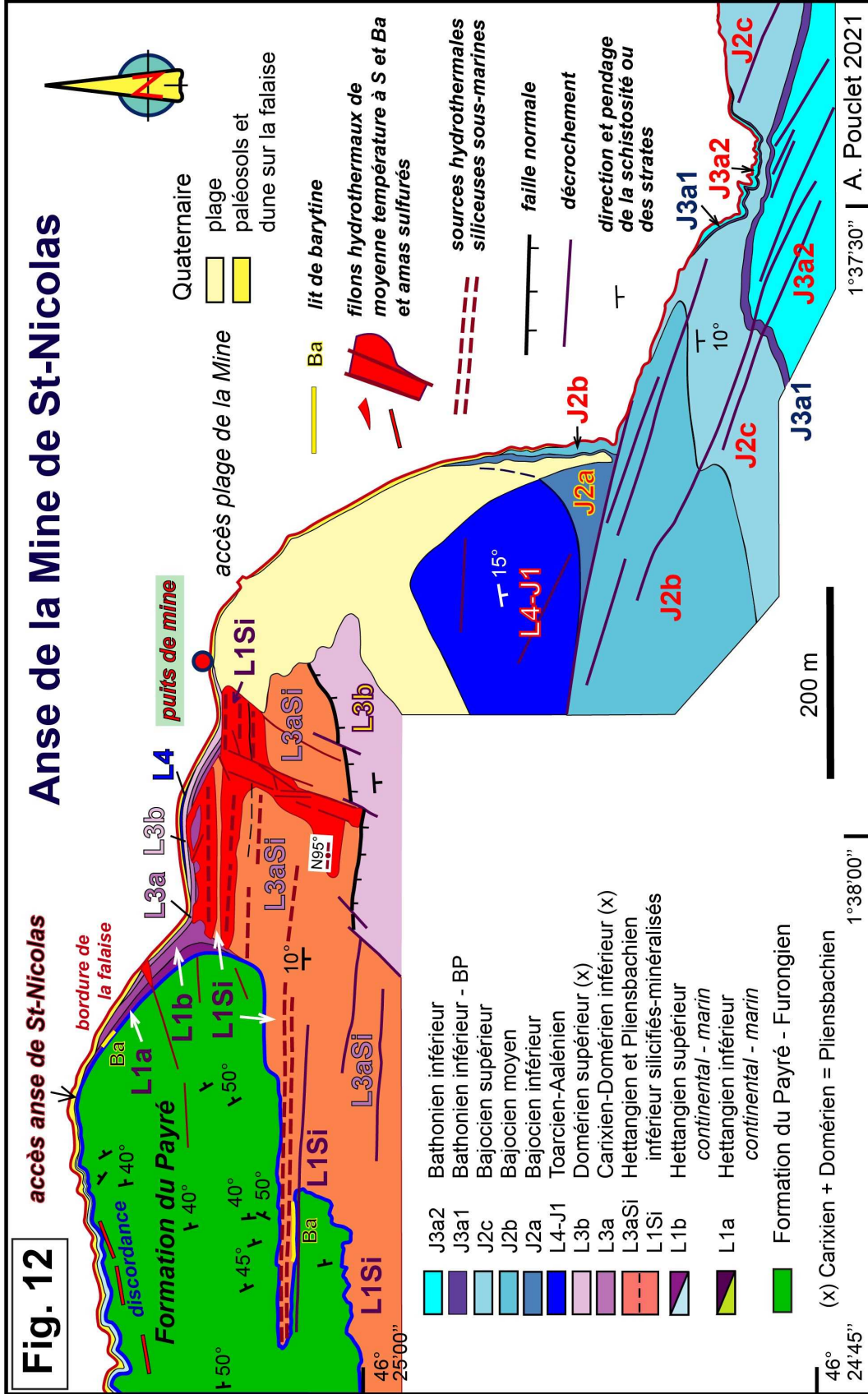


Les grès de la transgression du Lias inférieur reposent donc sur le socle paléozoïque de métagrésopélites appartenant à la Formation du Payré.

Cette formation constitue la base du grand bassin paléozoïque de La Roche-sur-Yon. Elle est datée de la partie supérieure du Cambrien ou Furongien. Le plan de discordance est penté en moyenne de 10° vers le sud-sud-est. Mais la direction de la falaise étant sensiblement est-ouest, l'intersection de ce plan apparaît proche de l'horizontale avec un faible pendage apparent vers l'est. Toutefois, à l'est de l'escalier, la falaise tourne au sud-est. Alors la discordance descend au bas de la falaise, disparaît sous les sables et galets du haut-estran (Figure 14), puis se perd dans les rochers de l'estran (Figure 15). Elle réapparaît sur le bas-estran grâce à la silicification des bancs du Lias inférieur qui forment un relief au-dessus des strates des grès métamorphiques.

Ainsi, la discordance délimite l'estran des métagrès qui correspondent au socle anté-Jurassique. Le bas-estran est armé d'un couloir de silice hydrothermale orienté est-ouest et mis en place au Pliensbachien lors de la première phase de silicification de la marge du bassin sédimentaire liasique. Les injections répétées de silice dans des fissures verticales ont créé une barre rocheuse de 400 m de long sur 15 à 25 m de large. De par sa résistance à l'érosion marine, cette barre domine de 1,5 m les schistes d'une part, et les bancs horizontaux de calcaire silicifié d'autre part (Figures 16 et 17).

La désagrégation de cette barre ainsi que des bancs de calcaire silicifié du bas-estran produit des gros blocs rocheux qui parsèment l'estran schisteux jusqu'au pied de la falaise. C'est la présence de ces blocs qui est à l'origine de la croyance erronée que la partie supérieure de la falaise au-dessus de la discordance était faite de calcaire silicifié. Pourtant, au pied de la falaise, on peut voir de nombreux blocs de grès dont l'origine est immédiatement visible dans la paroi supérieure.



La figure 18 offre une vue générale de l'anse avec la barre du couloir siliceux à la limite de la basse mer avec l'estran schisteux, tandis que la falaise est traversée à mi-hauteur par la discordance du Lias inférieur.



Ces observations permettent de distinguer les différentes formations lithostratigraphiques qui structurent l'Anse de Saint-Nicolas (Figure 19 ci-dessous et grosse page 41).



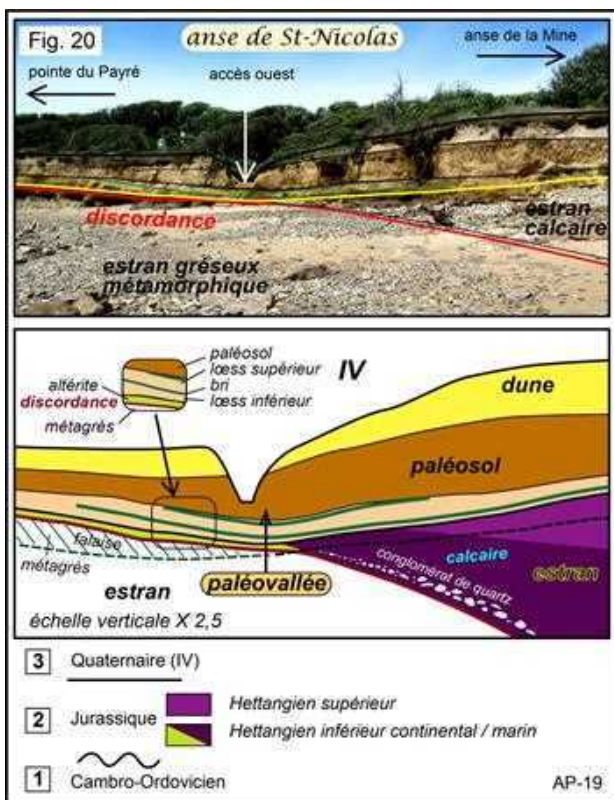
Le substratum métamorphique paléozoïque correspond au premier ensemble. Il sera développé dans la **partie 1.1**.

Les formations transgressives du Lias inférieur constituent le second ensemble qui sera décrit dans la **partie 1.2**. Elles se partagent en deux groupes de formations : vers l'ouest et dans la falaise de la pointe du Payré, des grès reposent sur un sol d'altérites continentales en discordance sur les schistes (**paragraphe 1.2.1**), alors que vers l'est, le long de la falaise sud-est, ce sont des calcaires marins qui recouvrent les schistes avec des intercalations basales de conglomérats quartzeux ou bien d'argile et de graviers (**paragraphe 1.2.2**).

La partie moyenne et le haut des falaises présentent différents dépôts du Quaternaire qui constituent le troisième ensemble décrit dans la **partie 1.3**.

Coïncidence ou non, l'accès à l'Anse de Saint-Nicolas se fait au niveau d'une paléovallée du Quaternaire où apparaissent des dépôts continentaux contemporains de la transgression du Flandrien et nivelés par un paléosol.

La figure 20 (en miniature page 40 et agrandie page 41) schématise la disposition de ces trois ensembles en donnant quelques détails qui sont décrits ci-après.



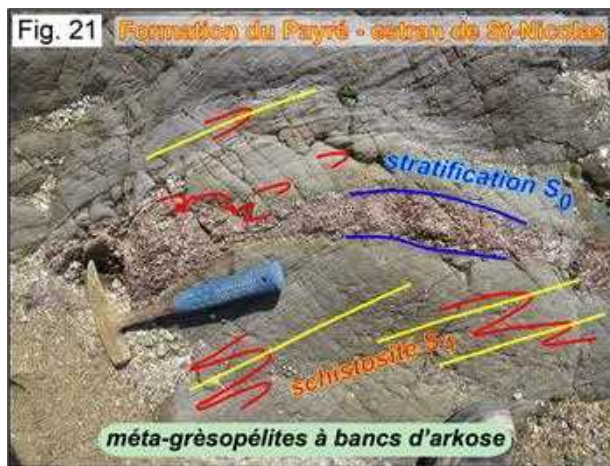
1.1. Substratum anté-Jurassique

Le substratum de la transgression jurassique dans l’Anse de Saint-Nicolas est constitué de bancs décimétriques de grès pélitiques à grain moyen alternant avec des lits d’argilite, et de bancs purement gréseux (Figure 21). Cette formation a subi un métamorphisme de basse température et moyenne pression dans la zone de la biotite et du grenat du faciès schistes verts (Figure 22). Elle est plissée en larges plis semblables hectométriques avec micro-plis en chevrons créant une schistosité de plan axial S_{1-2} oblique sur la stratification S_0 (Figure 21) et une linéation de crénelation plongeant sur cette schistosité. Sur la plus grande partie de l’estran de la pointe du Payré vers Saint-Nicolas, la stratification est orientée N 110° à N 130° avec un pendage de 45° à 55° vers le nord-est. Mais aux abords de l’Anse de la Mine, la stratification tourne à N 150°-160° avec un pendage de 50°-55° vers l’est-nord-est (Figure 12). C’est l’indice qu’on aborde le contour périclinal d’un anticlinal dont l’axe se trouve au sud dans la mer. La polarité sédimentaire, du bas vers le haut des strates, est donc vers le nord-est.

Les sédiments grésopélitiques se sont déposés au Furonien ou Cambrien supérieur vers -490 Ma. Cette chronostratigraphie est estimée d’après la datation au Trémadocien, vers -480 Ma, de la formation pélitique située juste au-dessus de la formation gréseuse et dont l’âge est déterminé grâce aux laves rhyolitiques interstratifiées (datation absolue par U-Pb sur zircon). Le plissement et le métamorphisme du bassin sédimentaire ont été datés de la fin du Dévonien, ce qui correspond à la fin de la convergence menant à la collision varisque.

Ce bassin est ensuite tectonisé en fossés d’effondrement au Carbonifère inférieur et largement intrudé par des granites au Carbonifère moyen.

Un nouvel épisode tectonique et volcanique basaltique alcalin prend place au Permien inférieur et moyen. Il est caractérisé par l’intrusion de dykes de lamprophyre à composition de minette et par des grands décrochements dextres NNW-SSE.



La discordance tranche au couteau les strates des métagrès schisteux, selon une géométrie plane à peine creusée de dénivelés métriques. C’est entre la fin de l’histoire tectonique et magmatique du socle et l’arrivée de la mer du Jurassique, soit entre -270 et -200 Ma que le substratum continental a été pénéplané. La mer s’est avancée sur un paysage sans relief parcouru par des rivières marécageuses comme nous l’avons observé dans l’Anse de la République de Bourgenay où gambadaient les dinosaures (Pouclet et Bohain, 2019a).

1.2. Couverture du Jurassique

Avant de disparaître sous les galets du haut estran, la base des formations du Jurassique est accessible sous l’escalier qui donne accès à l’Anse de Saint-Nicolas (Figures 12, 19 et 20).

Nous ne voyons d’abord que l’extrême base d’un dépôt sur les schistes qui est une altérite continentale. Puis, de part et d’autre de l’escalier, la discordance est surmontée par des formations du Jurassique qui prennent de l’ampleur. Mais, comme signalé dans la présentation du site, ce sont des formations totalement différentes.

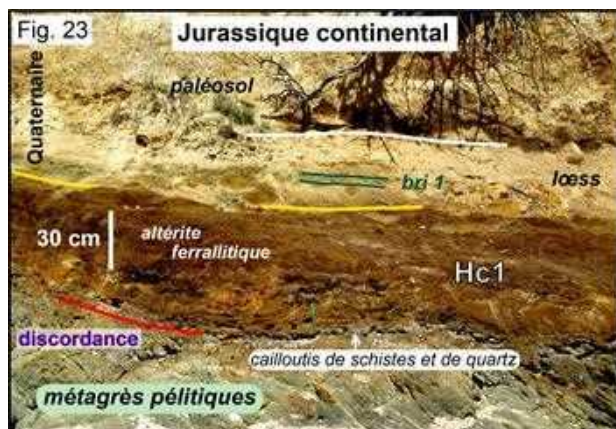
Vers l’ouest, dans la falaise du Payré, le lit d’altérite est surmonté par un banc de grès puis passe latéralement en

biseau à des strates de grès avec des intercalations graveleuses résultant d'une sédimentation continentale (**paragraphe 1.2.1**). Vers le sud-est, la base de la falaise montre des lits détritiques et des calcaires appartenant à la transgression marine (**paragraphe 1.2.2**). Ces calcaires sont datés de l'Hettangien par référence avec les données sur l'Hettangien de l'ouest de la Vendée littorale. La contemporanéité du dépôt des grès continentaux permet d'attribuer cette sédimentation également à l'Hettangien.

Les formations du Jurassique sont affectées par divers événements minéralisateurs hydrothermaux. Ces minéralisations ont été décrites dans l'étude de l'anse de La Mine (Pouclot et Bohain, 2019b). Elles sont aussi présentes dans l'anse de Saint-Nicolas avec principalement le prolongement du couloir de silicification et d'importantes occurrences de barytine et de sulfures sous différents aspects, soit stratiformes soit filoniens. Leur présentation requiert l'adjonction d'un **paragraphe 1.2.3**.

1.2.1. Formations continentales

Depuis le pied de la petite falaise sous l'escalier en direction de la pointe du Payré, la sédimentation du Jurassique commence avec une séquence détritique hétérogène relativement meuble notée Hc1 (Figure 23).



La base de la séquence est un lit de cailloutis centimétriques de quartz et de métagrésopélites provenant du remaniement des schistes et des filons de quartz du substratum métamorphique (Hc1a). Ce niveau détritique grossier est surmonté par une formation argilo-sableuse rubéfiée mal stratifiée épaisse de 30 à 80 cm. C'est une accumulation de sable ferrugineux hétérométrique à grains anguleux mélangés avec de l'argile, des concrétions de silice, des petits nodules d'hydroxydes de fer et des amas tourbeux avec fragments de bois. L'ensemble suggère une formation continentale résiduelle de type ferrallitique typiquement générée sous climat tropical.

La distinction d'horizons éluviaux chargés en silice et d'horizons illuviaux argilo-sableux caractérise une allotérite : une altérite ayant subi des transformations importantes, physiques et chimiques (transferts verticaux et horizontaux, dissolutions, précipitations...). Latéralement, vers l'ouest, les proportions d'argile et de tourbe s'amenuisent et le dépôt devient plus structuré avec des lits de sable ferrugineux à matrice plus ou moins argileuse tout en gardant un niveau illuvié argileux (Hc1b, c, d) (Figure 24).



La couche détritique de base (Hc1a), toujours présente, varie en épaisseur avec des poches décimétriques. Elle inclut localement de grosses boules de grès non métamorphique qui ne peuvent provenir que des bancs de grès semblables à ceux qui, plus à l'ouest, reposent directement sur la surface de discordance après disparition du dépôt d'altérite ferrallitique. Ces boules de grès signalent un écoulement torrentiel avec ravinement de bancs de sable grésifié antérieurement au dépôt de l'altérite qui ne serait donc que localement préservée.

En allant vers l'ouest, les strates supérieures de la pile apparaissent avec l'élévation de la falaise et le relèvement de la surface d'érosion du Quaternaire sur les bords de la paléovallée.

L'altérite Hc1 varie d'épaisseur, tout en montrant un lit détritique basal grossier fait de blocs et d'éclats de quartz. Elle est surmontée par un banc de grès (Hc2) dont l'affleurement est d'abord discontinu en raison du creusement du paléorelief quaternaire (Figures 25 et 26).

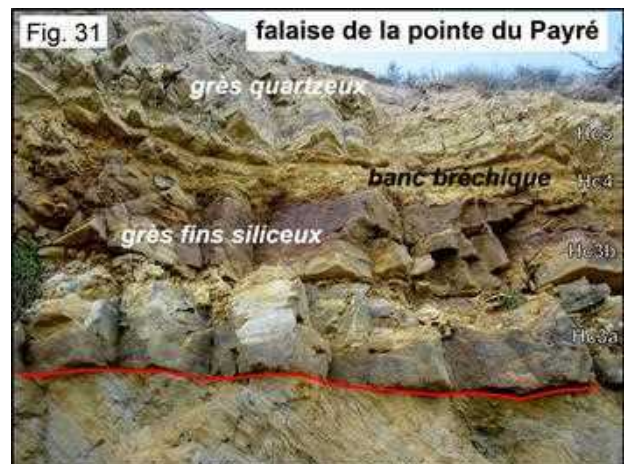
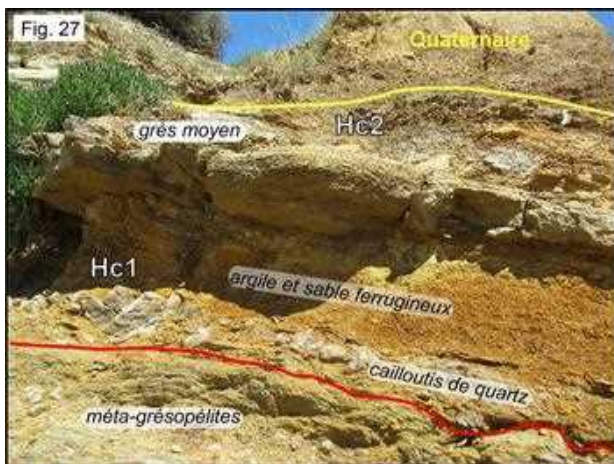
Avec l'élévation de la falaise, le banc de grès affleure en continu en formant un ressaut par creusement de l'horizon ferrallitique d'allotérite argilo-sableuse assez meuble sur des amas de cailloutis de quartz (Figure 27). C'est un grès sédimentaire avec alternance de bancs à grains moyens ou fins cimentés par de la silice. Les niveaux mal cimentés permettent d'observer un mélange de grains anguleux à peine émoussés et de grains ronds et mats caractéristiques d'un transport éolien.

En continuant vers l'ouest, la couche résiduelle basale s'affine et disparaît en biseau. Une diagenèse siliceuse cimente les bancs de grès qui prennent un aspect de silicite (Hc2 siliceux) (Figure 28). La silicification diagenétique des dépôts de grès est l'effet de la sursaturation en silice de la base de la nappe aquifère qui ennoie la pile sédimentaire perméable au-dessus du substratum imperméable.

Puis les empilements inférieurs de grès, souvent ferruginisés, sont surmontés par un banc bien lité de grès quartzeux à grain fin (Hc3). L'élévation de la falaise s'accroissant vers l'ouest, apparaissent deux autres séquences gréseuses : un niveau bréchiq déstructuré (Hc4) et un nouveau banc de grès siliceux fin (Hc5) (Figure 29).

Toujours vers l'ouest, le banc inférieur (Hc2) disparaît en biseau tandis que le banc sus-jacent (Hc3) s'épaissit (Figures 30 et 31).

Le niveau bréchiq ue est d'épaisseur inégale, ce qui explique l'aspect ondulé de la base du banc supérieur (Hc5) dont la puissance varie en conséquence.



Associées ou non à ces variations, des stratifications obliques dans les bancs intermédiaires à inférieurs produisent localement des épaisissements et des amincissements avec biseautages (Figure 32). Un montage photo illustre les irrégularités de la sédimentation sableuse des bancs de grès (Figure 33 ci-dessous et agrandie page 45).



Les variations latérales d'épaisseur assez rapides, avec biseaux stratigraphiques et stratifications obliques, confirment l'origine éolienne du dépôt sableux, origine déjà suggérée par la morphoscopie des grains. Puis, en approchant de la pointe du Payré, l'érosion a décapé les bancs supérieurs. Il ne reste en haut de la falaise que les bancs moyens (Figure 34).



Enfin, à environ 1 km à l'ouest des premiers dépôts continentaux de l'Anse de Saint-Nicolas, toute la couverture gréseuse discordante a été enlevée et la falaise de la pointe ne montre que les schistes du substratum recouverts par les formations du Quaternaire.

C'est le cas à l'endroit où le dyke de lamprophyre du Permien inférieur passe de l'estran dans la falaise (Figure 35). Les formations du Quaternaire reposent directement sur les métasédiments plissés du substratum

paléozoïque ainsi que sur le dyke. La couverture du Jurassique a disparu sans doute lors des périodes d'érosion des phases glaciaires liées à la forte baisse du niveau de la mer.



La figure 36 indique les limites de l'extension des grès continentaux de l'Hettangien sur la pointe du Payré, l'extrémité occidentale ayant été décapée par l'érosion. Ces grès sont limités au nord par une faille normale qui met en contact avec les calcaires de la lagune hettangienne du Veillon affleurant dans l'estuaire du Payré et dans le hameau de Saint-Nicolas. Nous y voyons un passage latéral de faciès, du continental dunaire au lagunaire, tandis qu'au sud-est, le passage se fait du milieu continental dunaire au milieu marin.

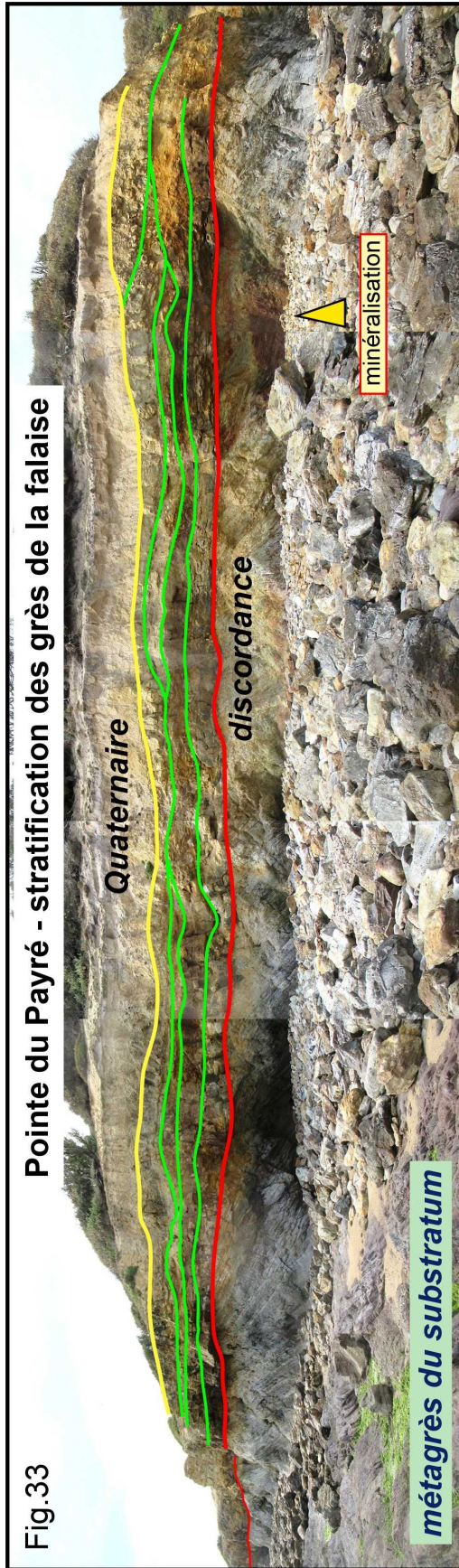


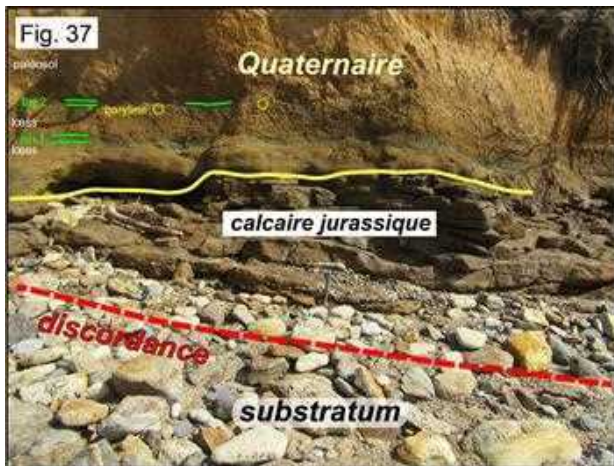
1.2.2. Formations marines

Au sud-est de l'escalier (accès ouest) apparaissent des calcaires bruns chamois en bancs massifs avec une base conglomératique (Figures 19, 20 et 37).

La transition entre l'altérite continentale et le calcaire marin se fait en biseau par décapage de l'altérite (Figure 38).

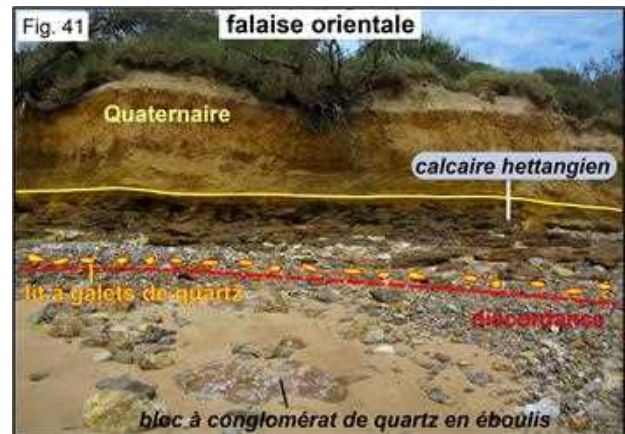
La base du dépôt marin montre un lit de barytine de 2 à 3 cm d'épaisseur reposant directement sur les métagrésopélites altérées et structurées comme une isaltérite (Figure 39). La barytine est recouverte par un conglomérat à éléments de quartz sub-anguleux et hétérométriques cimentés par du calcaire brun (Figures 37 à 40).





dis que la taille des éléments atteint 4 à 5 cm. Les composants détritiques sont dispersés dans la matrice carbonatée de façon hétérogène et sans classement. Ils sont aussi médiocrement roulés avec des formes anguleuses, bien que finement polis. Ces éléments sont exclusivement du quartz blanc. C'est donc un **conglomérat monogénique** mal stratifié à éléments non classés. Les formes irrégulières des galets de quartz témoignent de leur origine par destruction des filons de quartz qui traversent les strates de schistes du substratum. Il n'y a aucun élément de ces schistes dans le conglomérat.

Sans doute facilement dégradables, ces éléments ont été éliminés. Seule la mer peut produire un tri aussi efficace par brassages répétitifs et sans sédimentation ordonnée. Ce n'est donc pas un conglomérat de base de transgression classiquement hétérogène et polygénique mais le témoin résiduel d'une grève ou d'un petit cordon littoral. Ce banc se poursuit sur une soixantaine de mètres avec des variations d'épaisseur puis il disparaît sous le sable du haut- estran (Figure 41).



Plus au sud-est, au niveau de l'éperon rocheux qui commande le passage de l'Anse de Saint-Nicolas à l'Anse de la Mine, la base de l'Hettangien est franchement détritique avec 30 à 40 cm d'argile carbonatée mélangée de cailloutis schisteux et de gravier quartzeux et surmonté par un lit d'argile sous le premier banc calcaire (Figure 42).



Plus à l'est, vers l'Anse de la Mine envahie par la silicification, le calcaire hettangien silicifié repose sur un lit de gravier et un banc d'argile (Figure 43).

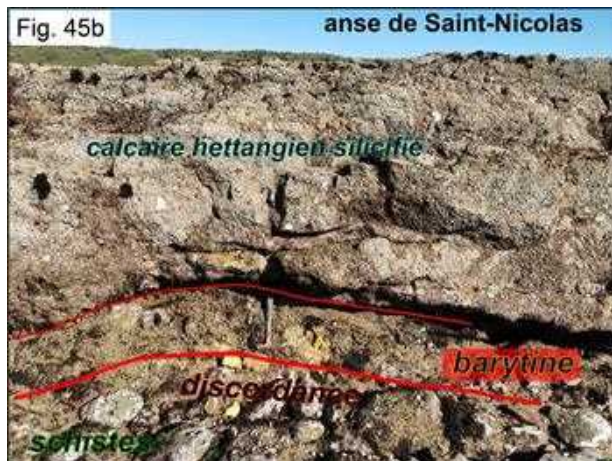
Le conglomérat commence par une couche centimétrique de gravier de quartz blanc qui s'épaissit latéralement tan-



La silicification a modifié la composition des bancs carbonatés. Mais elle a épargné les couches d'argile situées au-dessous, sans doute en raison de leur imperméabilité. En haut de l'estran ouest de l'Anse de la Mine, un banc d'Hettangien calcaire épargné par la silicification repose sur un lit d'argile verte à gravier de quartz, épais de 10 à 15 cm, qui lui-même recouvre en discordance le substratum métamorphique (Figure 44).



En revanche, sur le bas-estran de l'Anse de Saint-Nicolas, l'Hettangien silicifié repose sur une couche de barytine épaisse de 30 à 40 cm directement disposée sur le substratum schisteux nivelé (Figures 12, 45a et b).



Les gisements stratiformes de barytine de couverture sédimentaire se forment dans le milieu de dépôt à la faveur de fractures d'extension régionale drainant des fluides minéralisés du socle varisque. Cette minéralisation s'est largement manifestée lors des événements tectoniques du Lias inférieur à l'origine des bassins sédimentaires aquitain et parisien. Associée à des fluides fluorés et sulfurés de plomb et de zinc, elle a généré, dans les strates de l'Hettangien, du Sinémurien et du Pliensbachien affleurant en bordure de ces bassins, plusieurs gisements exploités comme ceux de Melle (Deux-Sèvres), Pessens (Aveyron), Chaillac (Indre) et Courcelles-Frenoy (Morvan). Les minéralisations de la Vendée littorale décrites dans le rapport annuel de 2019 de l'AVG font partie de la même province métallogénique (Poulet et Bohain, 2019b).

La lithologie de l'Hettangien se poursuit donc avec les bancs relativement massifs de calcaire brun chamois (Figures 37 et 41). C'est un calcaire micritique finement recrystallisé en calcite. La teinte chamois est le fait d'une oxydation en surface des constituants ferrugineux. Le décapage naturel des blocs par la mer montre que l'intérieur de la roche est de teinte gris-bleu (Figure 46).



Une attaque à l'acide chlorhydrique détruit toute la roche, ce qui confirme sa composition entièrement calcaire. La recherche de dolomite aux RX s'est révélée négative (Frédéric Hatert, étude en cours). Le calcaire chamois est surmonté par un calcaire beige micritique de même texture mais enrichi en veines et amas de calcite.

Des poches de calcite et des concrétions ferrugineuses trahissent la présence de débris centimétriques de fossiles indéterminables hormis des fragments de coquilles de bivalves. Latéralement, ce calcaire passe à un faciès pétri de coquilles de bivalves et de gastropodes épigénisés en calcite (Figure 47). Enfin, ces bancs massifs de calcaire sont surmontés par des petits bancs de calcaire roux cargneulisés qui constituent le haut de la séquence hettangienne (Figures 48 et 49).



Il est normal de chercher une corrélation entre la séquence infra-liasique de Saint-Nicolas et la séquence carbonatée hettangienne du Bassin du Veillon (Poulet et

Bohain, 2019a ; Figures 12 et 14). Le membre argilo-gréseux du Veillon est réduit à des lits de gravier et d'argile à Saint-Nicolas, ce qui est aussi le cas dans les bassins tectoniques de Saint-Jean d'Orbestier et de Cayola. Il y a une certaine parenté entre le calcaire chamois et le calcaire coquillier décrits ci-dessus avec les calcaires beiges et bleus du Veillon (Poulet et Bohain, 2019a ; Fig. 12 : HS1, 2, 3). Le calcaire roux supérieur de Saint-Nicolas est proche du calcaire roux en plaquettes également cargneulisé du Veillon. Il renferme des petites coquilles de bivalves, mais pas les lumachelles d'*Isocyprina* que l'on voit au Veillon. Il n'y a pas de terriers en U ni de stromatolithes et de pseudomorphoses de sel et de gypse d'un bassin confiné. Il n'y a pas non plus de rides de plage. Enfin les calcaires de l'Anse de Saint-Nicolas ne contiennent pas de dolomite, alors que le calcaire nankin de l'Anse de La République montre des bancs entièrement dolomitiques. En clair, on n'est pas dans le contexte lagunaire du Bassin du Veillon, mais dans un milieu marin subtidal à infralittoral. Cependant, les calcaires roux de l'Hettangien supérieur de Saint-Nicolas sont identiques à ceux du Veillon et de l'embouchure du Payré. L'Hettangien marin de Saint-Nicolas semble donc avoir évolué vers un milieu lagunaire.

En suivant la falaise orientale de l'anse vers le sud-est, nous remontons dans la colonne stratigraphique en raison du pendage des strates de 10° à 15° vers le sud (Figure 50).



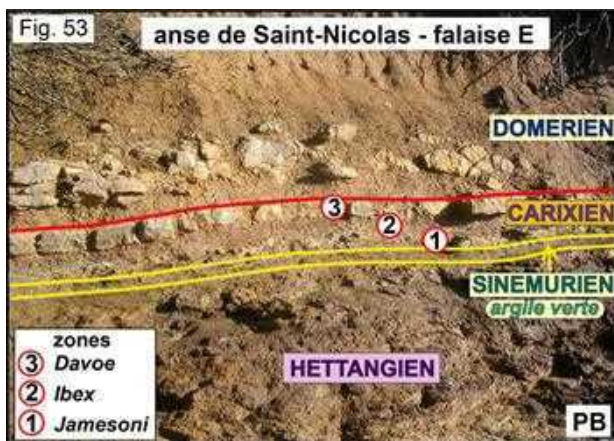
Apparaît alors une alternance de bancs décimétriques de calcaire et de marne dont le contenu fossilifère permet une attribution au Pliensbachien inférieur ou Carixien (Figure 51).



L'interface avec le calcaire roux hettangien est constituée par une couche d'argile verte à gravier de quartz épaisse de 10 à 15 cm (Figure 52).



Cette même argile d'origine terrigène détritique existe dans la falaise de la rive droite de l'estuaire du Payré où elle est intercalée entre les calcaires roux de l'Hettangien supérieur et des calcaires bruns non datés mais attribués au Sinémurien car surmontés par des strates paléontologiquement datées du Carixien inférieur et disposées au-dessus d'une surface de discontinuité (Poulet et Bohain, 2009a ; Fig. 14). Cette couche d'argile à Saint-Nicolas serait donc l'indice d'une lacune du Sinémurien due à une régression locale plus importante qu'au Payré. Les ammonites prélevées dans les calcaires et marnes sus-jacents du Carixien indiquent successivement les zones à *Jamesoni*, *Ibex* et *Davoe* (Figure 53) avec *Uptonia jamesoni*, *Beaniceras luridum*, *Aegoceras maculatum*, *Oistoceras figulinum* et *Aegoceras capricornus*.



Cette séquence carixienne est concentrée sur à peine un mètre d'épaisseur. Elle est surmontée par une alternance de marnes et de calcaires datés du Domérien inférieur par divers *Pleuroceras*. L'ensemble se poursuit dans la falaise sur environ 150 m jusqu'à la pointe sud-est. En passant cette pointe en direction de l'Anse de la Mine, les strates du Domérien se complètent avec du Domérien supérieur. La suite de l'histoire avec l'apparition du Toarcien est décrite dans le rapport de la seconde sortie géologique de l'AVG sur le Jurassique du littoral vendéen (Poulet et Bohain, 2019b)

1.2.3. Silicification et minéralisations

Sur le bas-estran de l'anse de Saint-Nicolas, le couloir hydrothermal siliceux de l'Anse de la Mine se prolonge en direction rectiligne N 275° sur une largeur de 15 à 20 m. Après un rapide rétrécissement sur quelques mètres, il s'interrompt dans une zone de fractures (Figures 12 et 36). Aucune trace de déplacement n'a été détectée dans ce secteur, ni sur les blocs rocheux silicifiés, ni dans l'encastrement des mégacrésopélites. La silicification s'est développée dans les calcaires de l'Hettangien et du Carixien de part et d'autre du couloir. Toutefois, vers le sud, la mise en relief du couloir de silice par l'action érosive marine, combinée à un jeu de fractures, a découpé les strates de calcaire silicifié et fait apparaître le substratum des schistes et la discordance de l'Hettangien (Figure 54). Les bancs silicifiés réapparaissent plus au sud du fait de leur pendage. C'est au niveau de la discordance que s'est intercalé un lit de barytine massive stratiforme en relation avec le système fissural du couloir de silice hydrothermale (Figure 45).



Dans l'anse elle-même, une notable minéralisation se présente soit par un lit de barytine déjà décrit sous le calcaire hettangien (Figure 39), soit par des filons de barytine et de sulfures. La barytine stratiforme dans le plan de discontinuité que représente la discordance au pied de la falaise est similaire à celle du bas-estran mais son origine n'a pas été localisée et ne s'accompagne d'aucune silicification. Les filons traversent le substratum schisteux de l'estran en un réseau orienté ouest-sud-ouest à est-nord-est (N 60° à N 80°) avec des filonnets anastomosés. Ce sont principalement des filons de barytine avec sulfures dispersés (Figure 55), mais également des filons de sulfures en amas effilochés dans une gangue siliceuse (Figure 56). Naturellement ces filons passent dans la falaise sous les terrains discordants du Jurassique qu'ils peuvent traverser, dénonçant ainsi leur postériorité (Figure 57).

Dans la couverture de grès de la falaise, les filons du substratum ont généré une minéralisation étalée en stockwerk (réseau de filonnets). La barytine est en imprégnation massive avec des géodes de cristaux en crêtes ou mamelonnés, tandis que les sulfures généralement oxydés ont diffusé dans toute la roche qui apparaît intensément rubéfiée (Figure 58).



Les sulfures altérés laissent des fantômes de cristaux sous la forme de petits vides cubiques ou prismatiques dans la trame siliceuse. Mais il reste parfois des petits amas de pyrite et de galène avec des cubes de fluorine jaune et de rares prismes de césurite.

En revanche, lorsque le filon atteint la couverture calcaire, les minéralisations imprègnent le calcaire partiellement dissout pour donner une large poche où se mélangent la barytine massive et les sulfures disséminés dans une matrice carbonatée (Figure 50). Les bordures ou salbandes du filon élargi sont constituées de silice également apportée par les fluides hydrothermaux (Figure 59). Cette minéralisation est le fruit d'un *hydrothermalisme fissural de moyenne température et de type exhalatif sédimentaire (SEDEX) proche des événements*.



1.3. Dépôts du Quaternaire

Les formations du Jurassique ont été fortement arasées par le creusement d'une paléo-vallée localisée dans le creux de l'Anse de Saint-Nicolas comme schématisé sur la figure 20. Les altérites continentales et les grès du Jurassique sont recouverts par des dépôts du Quaternaire avec un lit de gravier argileux intercalé à la base. Les calcaires montrent une surface d'altération plus ou moins ravinée naturellement enduite d'argile brune à débris de calcaire. La succession des premiers dépôts du Quaternaire apparaît dans le fond de la paléovallée. La partie basse est au niveau des calcaires (Figures 60 et 61).



Sur le calcaire altéré s'est déposé un limon éolien silteux épais de 15 à 20 cm qui est un loess d'après son profil granulométrique et la morphoscopie des grains. Puis une couche de 15 cm d'argile verte formée à partir d'une vase fluviatile s'est déposée calmement dans un milieu ouvert. Cette argile, très répandue régionalement, est connue sous le terme de « bri ». La remontée du niveau marin lors de la transgression flandrienne post-glaciaire a généré une progradation des dépôts fluviatiles et palustres littoraux. C'est ainsi qu'une épaisse couche d'argile dénommée « bri » de nature fluvio-lacustre à marine a progressivement comblé les rias et dépressions des anciens golfes du littoral atlantique.

Un nouveau dépôt de loess a recouvert la première couche de bri sur une épaisseur de 30 à 50 cm. Dans la partie supérieure, des cristallisations de barytine imprègnent le sédiment (Figures 37 et 62).

Il est probable que l'ancien aquifère de la paléovallée devait être saturé en baryum solubilisé sous forme de chlorure. Le second loess est recouvert par un deuxième dépôt de bri puis à nouveau par du loess qui ne subsiste que localement. En effet, cette première séquence sédimentaire d'alternance éolienne et fluvio-lacustre a été nivelée par une surface d'abrasion et recouverte par un paléosol épais de quelques mètres, mais entaillé par l'érosion sub-actuelle. La dune éolienne actuelle recouvre l'ensemble. Les différents aspects de ces dépôts du Quaternaire sont illustrés par les figures 23, 25, 37 et 38. En allant vers l'ouest ou le sud-est, la séquence de loess et de bri du fond de vallée disparaît en biseau et les

formations du Jurassique découpées par l'érosion sont directement recouvertes par le paléosol récent et la dune actuelle.



Les formations post-würmiennes sont bien connues sur le littoral vendéen. Une des meilleures coupes a été levée par Michel Boiral à la Pointe du Grouin-du-Cou près de La Tranche-sur-mer (Ters et al., 1986 ; Boiral et Jous-saume, 1990). Un niveau de bri épais de 10 à 40 cm localement dédoublé, similaire au bri de l'anse de Saint-Nicolas et situé à 3 m au-dessous du niveau des plus hautes mers actuelles est daté du Néolithique terminal vers -5000 ans BP. Les dépôts palustres et les divers paléosols qui postdatent le remplissage flandrien et qui apparaissent en haut des plages de Vendée à Brétignolles-sur-mer, Les Sables-d'Olonne, Longeville-sur-mer et La Tranche-sur-mer, sont datés depuis le Chalcolithique jusqu'à l'âge du fer, par des traces d'occupations humaines. Le paléosol discordant sur la séquence de loess et de bri de l'Anse de Saint-Nicolas peut se placer dans cette tranche d'âge.

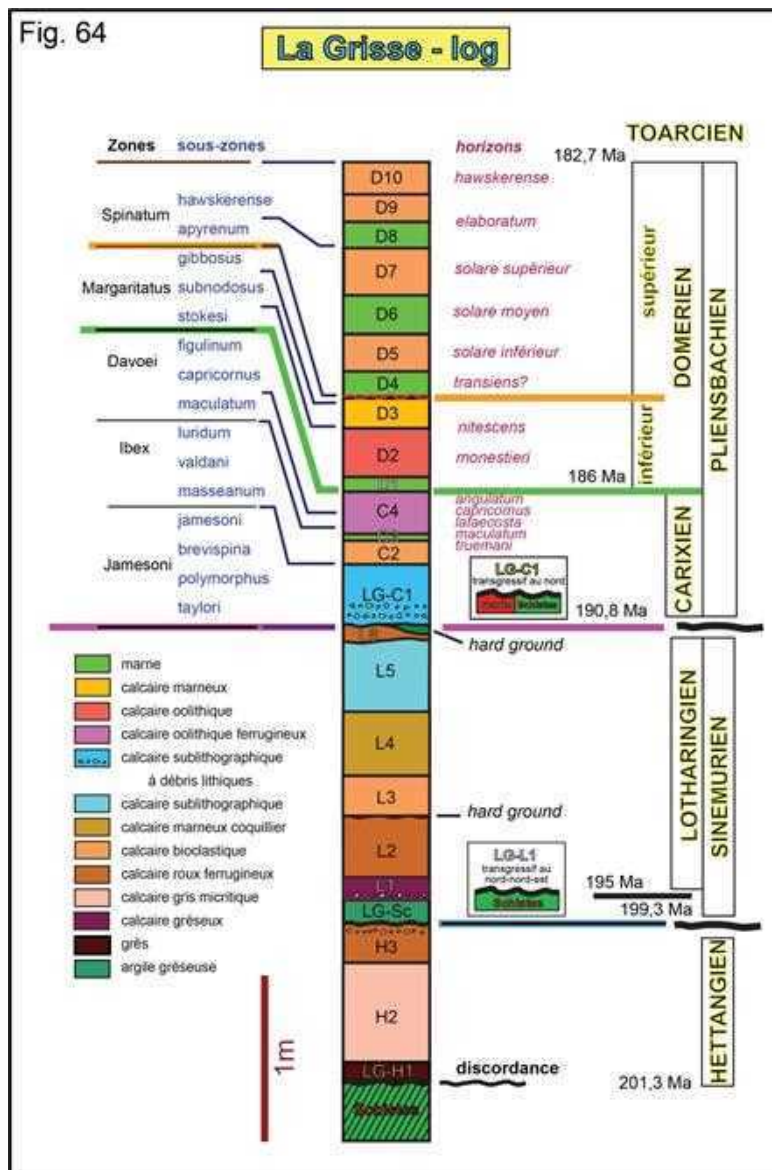
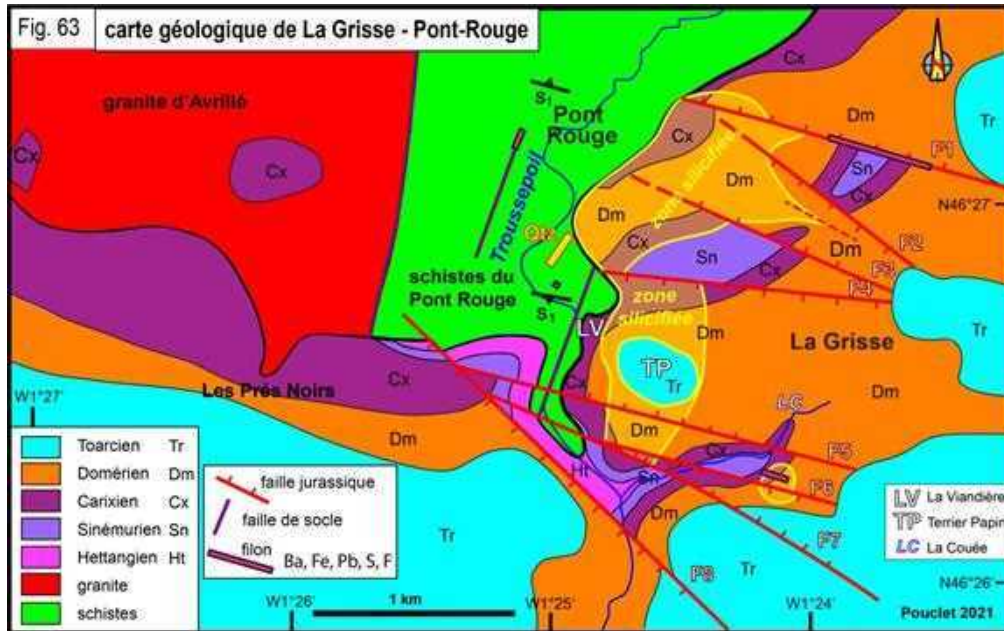
2 - Site de La Grisse, stratigraphie et paléontologie

Le site de La Grisse se situe entre Angles et Le Givre et entre Le Pont-Rouge et La Jonchère (Figure 1).

La carte géologique a été dressée *ex nihilo*, les cartes géologiques du Service Géologique National hébergé au BRGM étant au 1/50 000^{ème} ne donnent qu'une image sommaire et incomplète de la réalité de terrain. Cette incomplétude est bien sûr due à une échelle trop petite, mais aussi à la pauvreté des affleurements avec une couverture de colluvions.

Nos nouvelles données ont bénéficié du creusement de tranchées et de fosses avec la création d'affleurements continus. C'est sur cette base que la carte géologie originale est présentée (Figure 63 page 52).

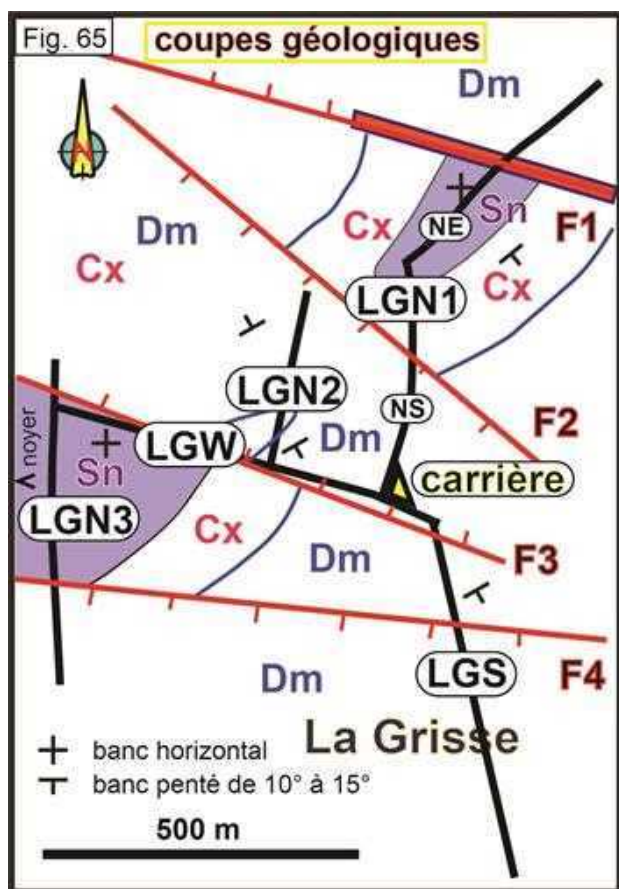
Ces travaux ne sont pas terminés. La carte est donc susceptible de quelques modifications. Toutefois la lithostratigraphie est établie. Nous proposons un log stratigraphique estimé pour l'Hettangien et documenté pour le Sinémurien et le Pliensbachien (Figure 64 page 52). Nous adoptons la décision de Mouterde et al. (1980) qui fait du Lotharingien un strict équivalent du Sinémurien supérieur.



2.1. Coupes géologiques et lithostratigraphie

2.1.1. Localisation et description des coupes

Les coupes géologiques ayant permis d'obtenir la lithostratigraphie correspondent aux tranchées localisées sur la figure 65.



C'est d'abord la grande tranchée **LGN1** en deux segments nord-est - sud-ouest (NE) et nord-sud (NS), qui traverse la totalité du Sinémurien et du Carixien et l'essentiel du Domérien. Une excavation au sud de cette tranchée, marquée comme **carrière**, expose le passage du Sinémurien au Carixien correspondant à ce qu'il est convenu d'appeler « la crise lotharingienne » (Gabilly, 1976 ; Lefavrais-Raymond et Lafaurie, 1980 ; Gabilly et al., 1985).

La tranchée sud **LGS** traverse tout le Pliensbachien. La tranchée transversale **LGW** découvre, d'est en ouest, le Domérien, le Carixien et le Sinémurien.

La tranchée **LGN2** va, du sud au nord, du Domérien au Carixien et aborde le domaine silicifié.

Enfin, la tranchée **LGN3** montre la base du Sinémurien et le sommet de l'Hettangien.

Coupe LGN1

La coupe **LGN1** commence par le nord avec des bancs décimétriques de calcaire beige alternant avec des lits de marne. Le pendage est sub-horizontale.

La faune d'ammonites indique un âge du Domérien supérieur (Figure 66).



Cette formation est brutalement interrompue par une faille notée F1 sur la figure 65 (cf. Figure 7).

La zone de faille a été excavée pour en découvrir toute la complexité (Figure 67).



C'est une faille normale sensiblement est-ouest et à pendage nord. Le compartiment abaissé au nord est donc occupé par les calcaires et marnes du Domérien. Le compartiment surélevé au sud montre des petits bancs de calcaire gréseux reposant en discordance sur les **schistes du Pont-Rouge** (Figure 68).



Ces schistes constituent le substratum régional. Ils appartiennent au bassin paléozoïque de l'unité de La Rochesur-Yon et plus précisément à la Formation de Nieul-le-Dolent datée du Silurien (Poulet et al., 2017) (Figure 69).

Ils résultent de la transformation de sédiments grésopéliques qui ont été fortement plissés en plis semblables, schistosés et métamorphisés à moyenne pression et faible température dans le faciès schistes verts, vers la fin du Dévonien. Dans la vallée du Troussepoil, les plans de schistosité $S_{1,2}$ sont orientés N 100° à 130° avec un pendage fort vers le sud ou vers le nord. Ils montrent une fine linéation d'intersection des microplis intrafoliaux (L_1) et une linéation de crénulation plus grossière. Une seconde déformation plus modeste a produit des petits kinks orientés obliquement. La formation métamorphique a été intrudée au Carbonifère supérieur par le granite d'Avrillé daté de 313 Ma (Béchenec et al., 2010).

Cette intrusion plutonique a généré un métamorphisme de contact thermique dans le faciès des schistes tachetés, avec cristallisation de cordiérite disséminée dans toute la roche (Figure 70A).

Des mouvements tectoniques pendant le Permien ont perturbé le contact intrusif oriental du pluton granitique par remontée du granite le long d'un plan de fracture. Toutefois la présence abondante de cordiérite dans les schistes traversés par la faille F1 et affleurant dans la

vallée du Troussepoil jusqu'au Givre nous indique que le granite est au-dessous.

Par ailleurs, les schistes sont traversés par des filons de quartz sub-verticaux orientés NNE-SSW et, dans la vallée du Troussepoil, par un filon de barytine et de fluorine et par un stockwerk de barytine (Figure 70B). Le filon est indiqué sur la carte géologique de Luçon (Béchenec et al., 2010), mais il n'est plus visible sur le terrain.

Les filons de quartz ne sont pas datés, mais nous pouvons supposer que certains étaient en relation avec la phase de silicification des calcaires du Pliensbachien.

Il est aussi probable que la barytine injectée dans les schistes soit contemporaine de celle des filons injectés dans certaines failles du Lias local dont la F1 (voir plus loin).

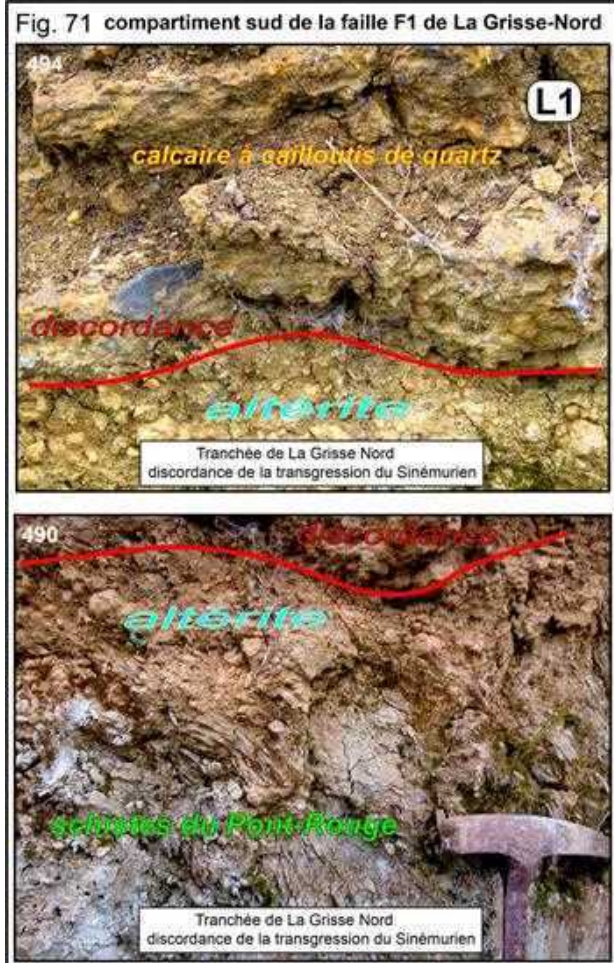
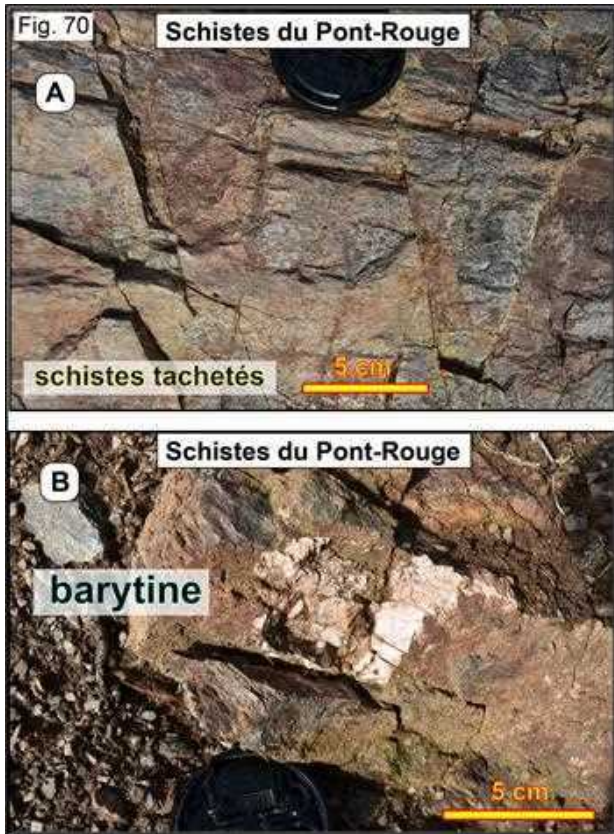
Dans le compartiment sud de la faille F1, le calcaire gréseux repose donc en contact discordant sur les schistes dont la partie supérieure était passablement altérée. C'est le banc L1 de la colonne stratigraphique (Figure 64). La base du calcaire est riche en débris anguleux de roches schisteuses et de cailloutis de quartz provenant du substratum local (Figure 71).

Nous sommes en présence d'une transgression avec dépôt de vase calcaire et remaniement du substratum altéré et ameubli en milieu faiblement actif.

Une transgression plus active aurait nivelé le substratum et entièrement mobilisé les altérites avec dépôt de grès argileux et de conglomérats à galets roulés.

Les caractéristiques du faciès transgressif suggèrent plutôt un contexte d'ennoyage d'un substratum faiblement penté par montée des eaux sans érosion notable.





Une autre caractéristique originale de la faille F1 est l'injection d'un filon de barytine. La barytine créée forme des amas discontinus d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, ainsi que des filonnets centimétriques en stockwerk (Figures 72 et 73).



Des mouches de sulfures altérés sont disséminées dans la masse de barytine. Elles laissent un trait noir sur la plaque de porcelaine, ce qui peut indiquer la présence de galène.

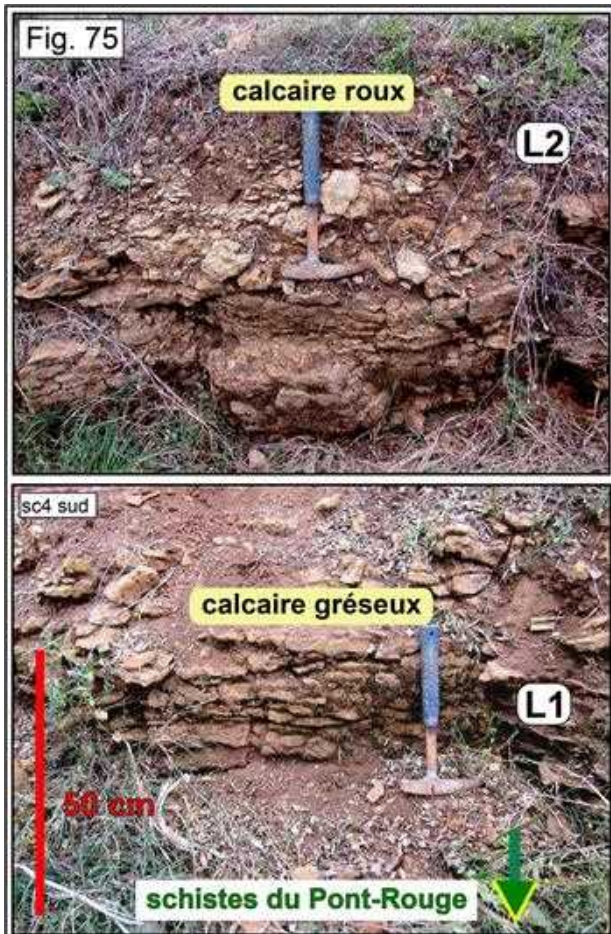
À 150 m à l'est de la localisation de la F1 dans la LGN1, Didier Martineau a creusé une courte tranchée pour retrouver le passage de la faille. La localisation de ce passage donne une direction de N 105° pour la faille.

Dans ce second site, en raison du pendage des formations vers le sud-est, la faille met en contact en surface le Domérien supérieur avec le Carixien supérieur (Figure 74 en miniature page 56 et agrandie page 57).

Le rejet est estimé à un peu plus de 2 m. La faille montre une série de fractures pentées de 40° à 50° vers le nord et imprégnées de filonnets de barytine.

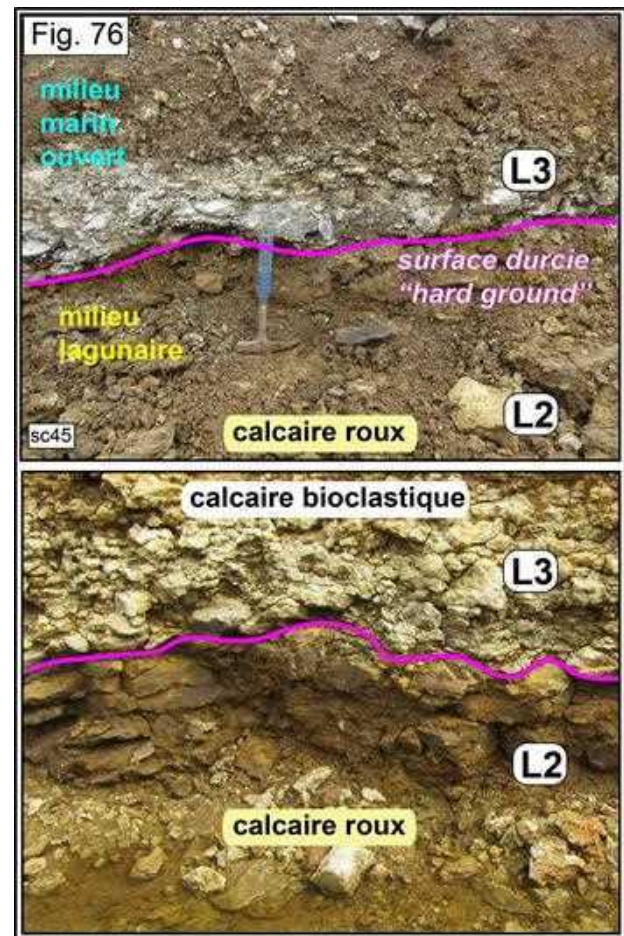


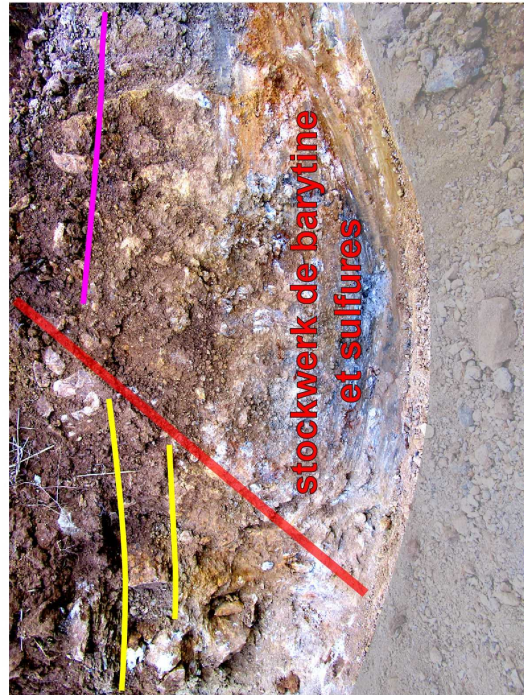
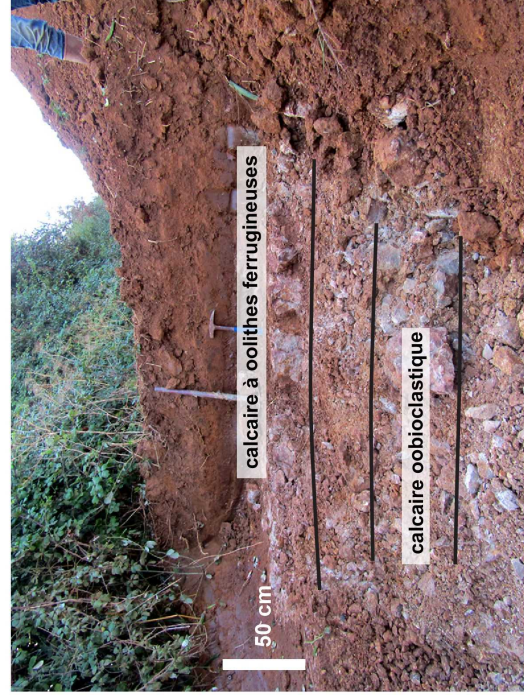
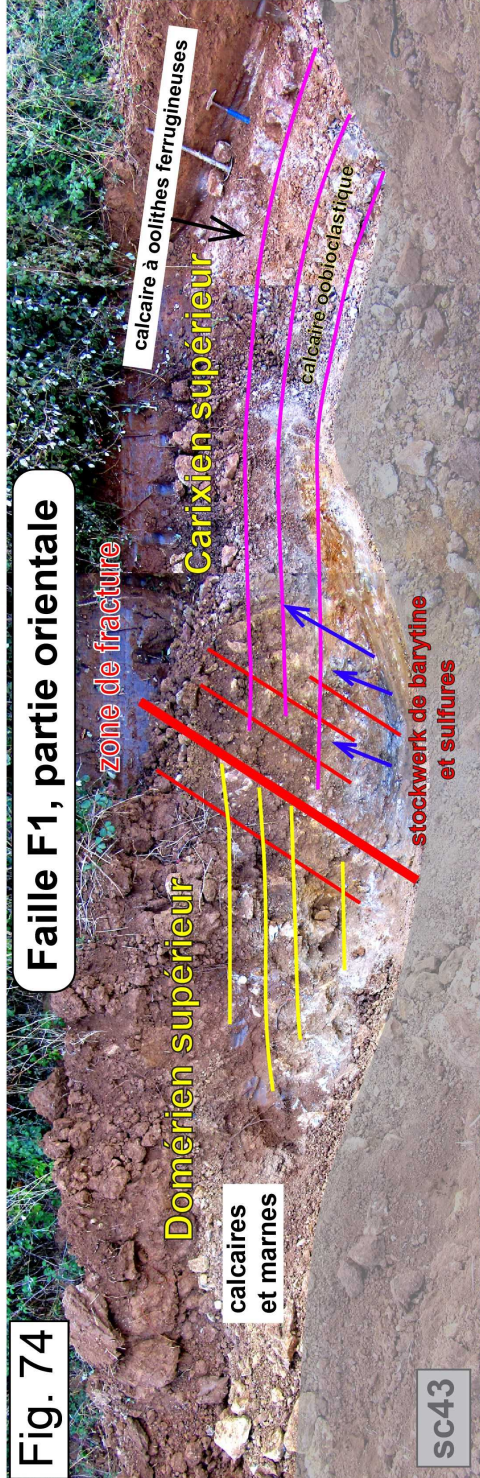
En suivant la tranchée vers le sud, nous remontons dans la série stratigraphique en raison du pendage des strates vers le sud-est. Au-dessus du calcaire gréseux transgressif (L1) se dépose un calcaire roux en plaquettes (L2) (Figures 75 et 76).



Ce calcaire roux montre des lits de petites coquilles de gastéropodes et de lamellibranches des genres *Astarte*, *Trapezium*, *Procerithium*, *Neritina*. Ces formes naines caractérisent un milieu confiné mal oxygéné et pauvre en nutriments, donc probablement un milieu lagunaire. Le sommet du calcaire roux est un hard-ground ou « surface durcie » fortement ravinée (Figure 77).

Cette surface durcie correspond à un arrêt de la sédimentation et à une possible émerision. Dans la section NE de la tranchée, la surface durcie forme le fond du fossé (Figure 78). Elle réapparaît dans la section NS. En effet, d'une part, les bancs sont faiblement déformés par des ondulations décamétriques, et, d'autre part, des petites failles normales créent des décalages de quelques dizaines de centimètres faisant remonter le calcaire roux plus au sud.







Sur le hard-ground, la sédimentation reprend avec un calcaire bioclastique (L3), un calcaire marneux localement coquillier (L4) puis un calcaire sub-lithographique (L5). Cet ensemble constitue la deuxième séquence du Sinémurien, avec un peu plus d'un mètre d'épaisseur (Figure 79).



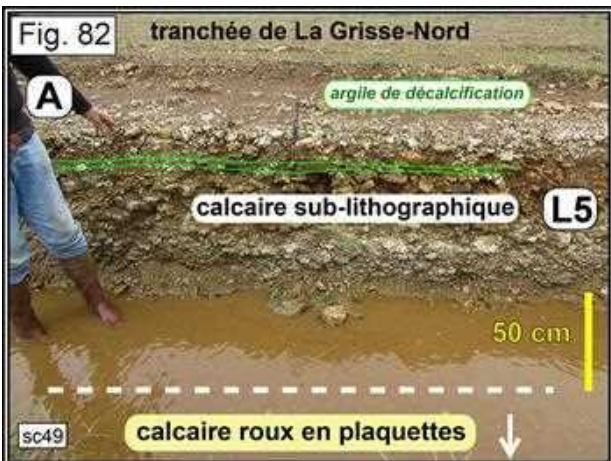
Sous le microscope, tous ces calcaires sont des wackstones oobiocritiques plus ou moins sparitiques. Le calcaire coquillier renferme de nombreuses coquilles de gastéropodes et de lamellibranches de grande taille et réduites à leur moule interne par disparition de la coquille (Figure 80).



Quelques strates forment une lumachelle de valves détachées de petits lamellibranches et de coquilles de gastéropodes à ciment de mudstone avec des grains de sable indiquant la proximité de la plage. Une vue de la section nord-sud de la tranchée montre le passage du calcaire bioclastique au calcaire sub-lithographique (Figure 81).



C'est dans ce secteur qu'a été trouvé le seul brachiopode déterminé comme *Lobothyris cf. sinemuriensis* par Michel Cougnon. Le calcaire sub-lithographique microspartitique montre quelques sections de petits gastéropodes et de valves de lamellibranches. La partie supérieure de ce calcaire dans le haut de la tranchée présente un lit discontinu d'argile de décalcification. Cette argile pourrait correspondre à une dissolution du calcaire (renfermant plus ou moins d'argile) due à la pression lithostatique ou bien à une altération supergène lors d'une émergence temporaire (Figure 82).



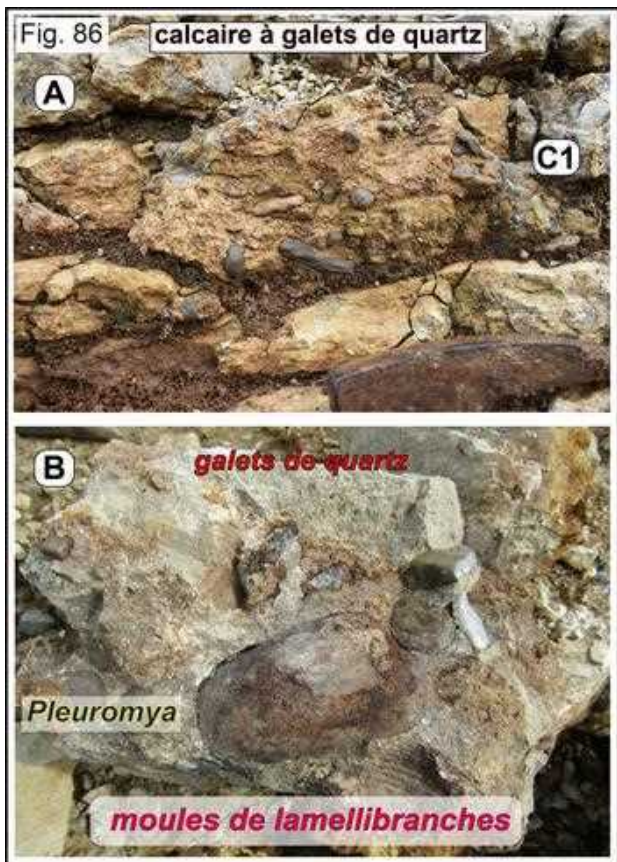
En allant vers le sud, un niveau de calcaire broyé apparaît dans le prolongement du lit d'argile (Figures 83 et 84). Puis l'argile forme une couche régulière épaisse de 4 à 8 cm qui a été remaniée sur une base de calcaire feuilleté (Figure 85).





Il est alors clair que cette formation correspond à une discontinuité sédimentaire. Sur le lit d'argile, la sédimentation carbonatée reprend avec un calcaire microsparitique intercalé de lits de gravier et de cailloutis quartzeux hétérométrique dans un ciment calcaire (Figure 86A).

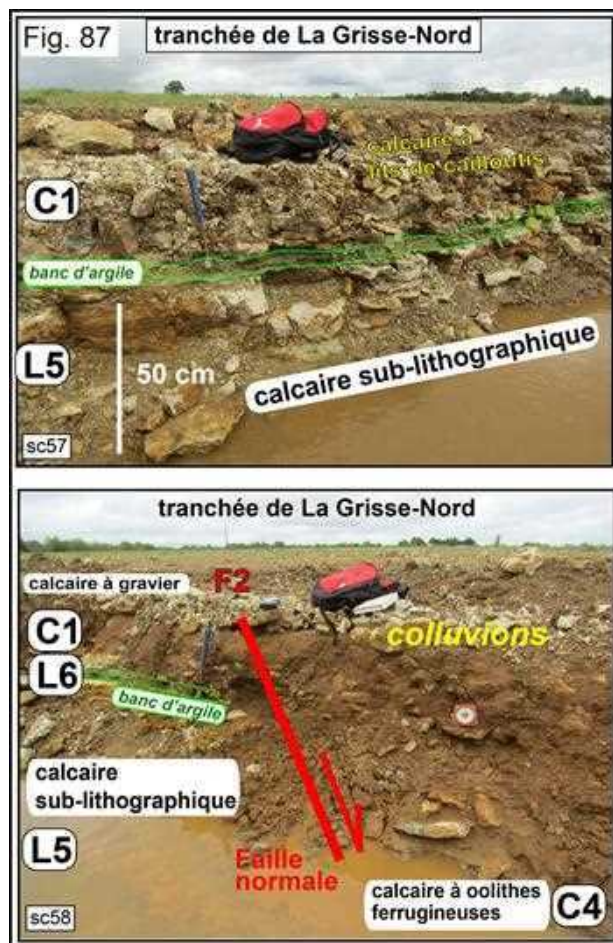
Pétrographiquement, c'est un packstone à lithoclastes exotiques. En termes de formation conglomératique, c'est un paraconglomérat oligomictique. Les éléments détritiques d'origine terrigène continentale ont été apportés par des coulées de boue. Ces coulées ont été rapidement ennoyées dans la vase carbonatée du bassin marin en disséminant leur contenu lithique. Localement, le sédiment contient un amas de grosses coquilles de mollusques lamelibranches et gastéropodes indiquant un milieu de sédimentation supratidal à tidal (Figures 83 et 86B).



Les brachiopodes, parfois abondants comme notamment *Gibbirynchia curviceps* caractérisent un milieu ouvert vers un bassin marin et confèrent à ce dépôt un âge Carixien inférieur. Le seul exemplaire d'ammonite trouvé dans un niveau basal s'apparente à l'espèce *Tragophylloceras numismale* indicatif de la Sous-Zone à Tylori.

Cette première séquence du Carixien est notée C1. Le niveau sous-jacent de calcaire feuilleté et d'argile est considéré comme la partie supérieure du Sinémurien L6. Cette partie du log sera détaillée dans la carrière au sud de la tranchée LGN1, où elle a été largement excavée.

Vers le sud, les bancs du Carixien occupent toute la partie supérieure du fossé jusqu'à une faille normale à pendage sud notée F2 (Figures 65 et 87). Dans le compartiment sud de la faille, un calcaire à oolithes ferrugineuses affleure dans le fond du fossé. Nous verrons dans la paroi de la carrière que ce calcaire oolithique correspond au banc C4 du Carixien (Figure 64), ce qui confère à la faille un jeu de l'ordre d'un mètre. La tranchée sud LGN1 est dans les formations du Carixien supérieur au Domérien inférieur qui sont plus largement exposées dans la carrière.



Carrière

La figure 88 (page 61 et agrandie page 62) est une vue générale de la carrière au débouché de la tranchée LGN1 (cf. Figures 8, 9, 10).

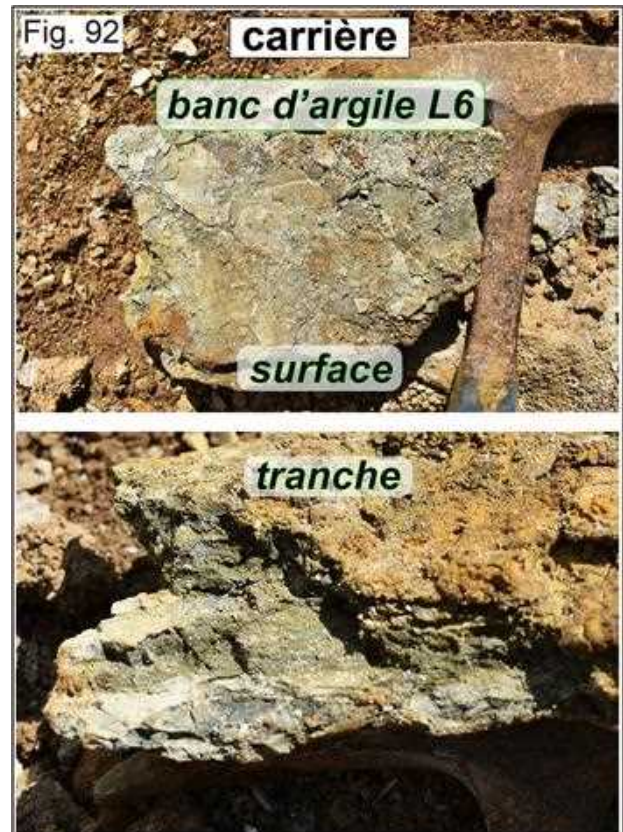
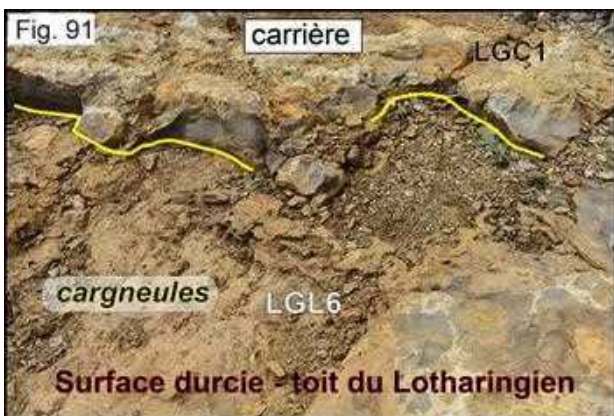
Ce site remarquable expose le toit du Sinémurien, la totalité du Carixien et une bonne partie du Domérien.



L'abondance d'ammonites permet d'établir le détail des zones, sous-zones et horizons sur le log stratigraphique de la figure 64 . Le passage du Sinémurien au Carixien a été dégagé dans le plancher de la carrière (Figures 89 et 90 agrandies page 62).

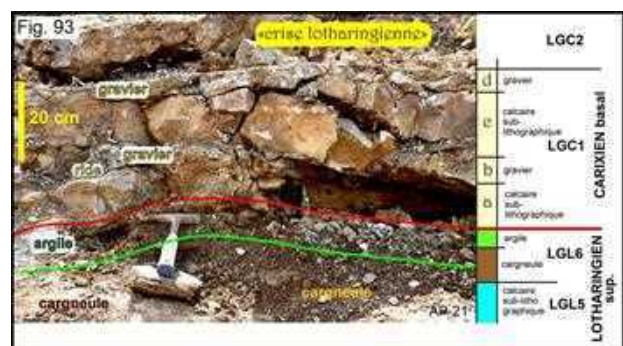


Au-dessus du calcaire sub-lithographique L5, le banc de calcaire lité L6 est continu avec des variations d'épaisseur de 10 à 40 cm dues à l'irrégularité de la surface supérieure. C'est un calcaire gréseux ferrugineux localement cargneulisé dont la surface supérieure durcie ou « hard-ground » a été ravinée (Figure 91). Une couche d'argile verte épaisse d'une dizaine de centimètres recouvre une partie de cette surface (Figure 92).



Les sédiments du Carixien reposent sur cette argile ou directement sur le calcaire brun cargneulisé. Ce sont les calcaires microsparitiques à intercalation de galets et gravier quartzeux C1 décrits dans la tranchee LGN1 comme un paraconglomérat oligomictique.

Dans la carrière, le banc C1 montre deux niveaux de calcaire sparitique séparés par un épandage de gravier puis surmontés par un second épandage détritique (Figure 93).



Toutefois, localement, un petit chenal dans la surface durcie a été comblé par une vase de calcaire marneux (10 à 15% d'argile) avant d'être recouvert par le premier niveau d'extension régionale du dépôt carbonaté et détritique de la transgression marine du Carixien (Figure. 94).

Dans la carrière, la surface de ce premier niveau est localement marquée par des rides symétriques de longueur d'onde d'une dizaine de centimètres (Figure 95).



Ces rides correspondent à des oscillations de la tranche d'eau par effet de houle sur la vase du fond marin à faible profondeur. Les ammonites prélevées dans différents niveaux du C1 se rapportent à la Zone à Jamesoni (divers *Platyleuroceras* et *Uptonia jamesoni*). Le détail de la faune d'ammonites est donné dans le chapitre de Paléontologie stratigraphique.



La sédimentation carixienne devient ensuite plus biogénique avec un calcaire oo-bioclastique C2 déposé en milieu infratidal avec une faune d'ammonites (*Acanthopleuroceras*, *Platyleuroceras*, *Tragophylloceras*) et de brachiopodes (*Lobothyris*) indiquant une plateforme marine ouverte (Figure 96).



Puis une brève sédimentation marneuse C3 signale un changement climatique avec retrait de la mer et forma-

tion d'une vasière littorale rendant les eaux anoxiques peu favorables à la faune marine.

La mer revient avec des eaux agitées favorisant la formation d'oolithes ferrugineuses C4. La faune d'ammonites est abondante avec *Aegoceras*, *Amaltheus*, *Oistoceras*, *Lytoceras*, *Prodactyloceras*...

Un nouvel épisode marneux C5 se traduit par une hécatombe des céphalopodes avec, particulièrement, une accumulation de rostres de belemnites qui s'apparente à une thanatocénose. Toutefois *Gryphea cymbium* semble s'adapter à ce milieu.

La sédimentation reprend avec les oolithes ferrugineuses du calcaire D1 qui est daté du début du Domérien, d'après les ammonites comme *Amaltheus stokesi*, *Lytoceras*, *Becheiceras*, mais aussi les nautilus *Cenoceras*.

Le milieu devient ensuite un peu plus calme et les apports de fer provenant du continent diminuent avec la sédimentation oolithique puis oo-bioclastique du banc D2. L'abondante faune de céphalopodes avec *Arietoceras* et *Reynesoceras* correspond à une plateforme marine ouverte.

Puis une épaisse couche de marne noire D3 se dépose sur une surface érodée. Les abondants rostres de belemnites signalent des conditions défavorables à leur survie avec des apports argileux terrigènes et peu de formation de biocarbonates. Toutefois, ces marnes renferment quelques ammonites (*Amaltheus reticularis*) et des nautilus (*Cenoceras*). Les brachiopodes sont variés (*Furcirhynchia*, *Liospiriferina*, *Lobothyris*, *Tetrarhynchia* et *Zeilleria*). *Gryphea gigantea* qui succède à *Gryphea cymbium* semble adaptée à ce milieu.

Une vie plus intense reprend avec un calcaire oo-bioclastique D4 à *Amaltheus* (Figure 97).



Une épaisse couche de marne noire à bélemnites **D5** est un dépôt d'argile mélangée avec des débris de calcaire. Ce banc est remarquable par l'abondance de *Pseudopecten aequivalvis* et de divers bivalves et gastéropodes mais avec des coquilles fragmentées. Les brachiopodes sont variés (*Aulacothyris*, *Furcirhynchia*, *Gibbirhynchia*, *Lobothyris*, *Quadratorhynchia*, *Spiriferina*, *Tetrahynchia* et *Zeilleria*). Les ammonites sont rares (*Pleuroceras spinatum*). Ce banc D5 suggère un fond de baie avec accumulation de débris, dégradation du littoral et apports terrigènes suggérant une petite transgression.

Il est recouvert par un calcaire oo-bioclastique **D6** constituant le haut de la coupe de la carrière. Ce dépôt d'eau calme indique un approfondissement du milieu comme le confirme la relative abondance des nautilus (divers *Cenoceras*). Les ammonites sont aussi abondantes (*Amaltheus*, *Pleuroceras*), tout comme les brachiopodes (*Lobothyris*, *Liospiriferina*, *Tetrahynchia*, *Zeilleria*) et les mollusques (*Antiquilima*, *Pseudopecten*, *Pleurotomaria*).

Les bancs supérieurs du Domérien sont observés dans la tranchée sud LGS et dans les bassins creusés pour le traitement des eaux du camping et de la ferme de La Grisse. Le banc calcaire D6 est surmonté par une quatrième couche de marne **D7** puis par des niveaux de calcaires bioclastiques et marneux **D8** et **D9**.

Le banc marneux D7 renferme des bélemnites de belle taille (*Pachyteuthys*) et différents pectens et brachiopodes du Domérien terminal.

Les deux petits bancs calcaires supérieurs D8 et D9 renferment les faunes caractéristiques du Pliensbachien sommital : ammonites (*Pleuroceras hawskerense*) et brachiopodes. Le toit du calcaire D7 est une surface durcie pouvant correspondre à une discontinuité. Il est surmonté par les calcaires marneux du Toarcien.

Coupe LGW

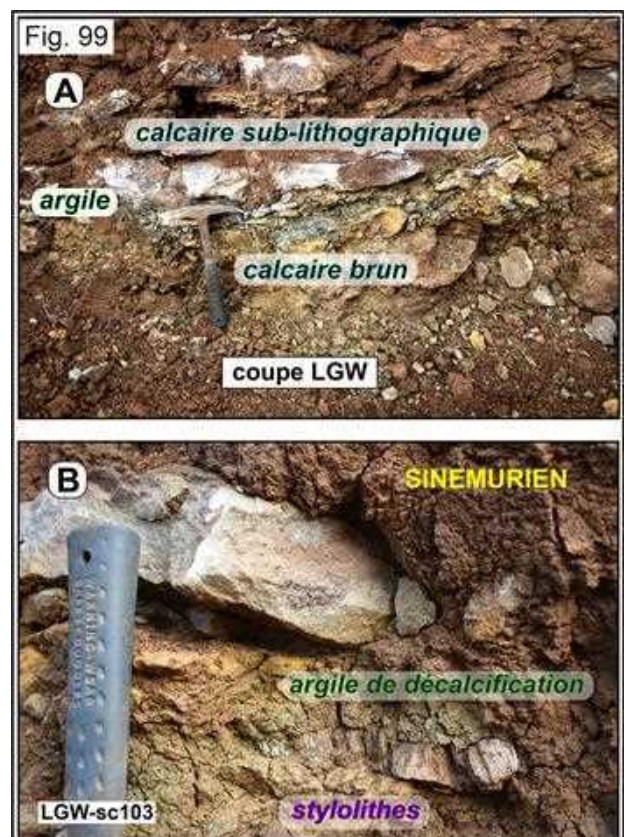
Cette coupe part du sud de la carrière en direction est-ouest. La partie orientale est dans la continuité des formations de la carrière (cf. Figure 11). Le pendage apparent vers l'est est l'effet du pendage réel de 15° vers le sud-est. Ainsi, d'est en ouest, les strates vont du début du Domérien au Carixien inférieur, au niveau du départ sud de la tranchée LGN2.

Ces terrains sont limités au sud par une faille normale qui est repérée au début de la tranchée LGS. Cette faille dite F3 fait descendre de près d'un mètre le compartiment nord qui est ainsi abaissé entre les failles F2 et F3. La faille F2 semble traverser le fossé LGW à une soixantaine de mètres à l'ouest du départ de LGN2 où l'on passe d'une façon un peu confuse des calcaires sparitiques du Carixien basal à des calcaires sub-lithographiques du Sinémurien sans détecter les bancs L6.

La section ouest de la tranchée LGW montre des calcaires sub-lithographiques alternant avec des calcaires bioclastiques (wackstones oobiocritiques plus ou moins sparitiques) selon un empilement sub-horizontale, compte tenu de la topographie qui monte vers l'ouest de 11 m à 13 m (Figure 98).



Le fond du fossé laisse apparaître un calcaire roux en plaquettes. Les mauvaises conditions de décapage n'ont pas permis de certifier la présence d'un hard-ground. La lithostratigraphie et la logique cartographique sont en faveur d'une formation du Sinémurien-Lotharingien similaire à celle de la section nord de LGN1. Vers le haut de la tranchée, un lit pluri-centimétrique d'argile verte s'intercale entre un calcaire brun marneux et un calcaire sub-lithographique (Figure 99). C'est une argile de décalcification comme l'atteste la recristallisation de prismes de calcite en lits stylolithiques. Cette association résulte d'une dissolution de bancs calcaires sous la pression lithostatique. Il ne semble pas y avoir de corrélation entre ce lit d'argile et celui de la partie supérieure du Sinémurien dans la LGN1.

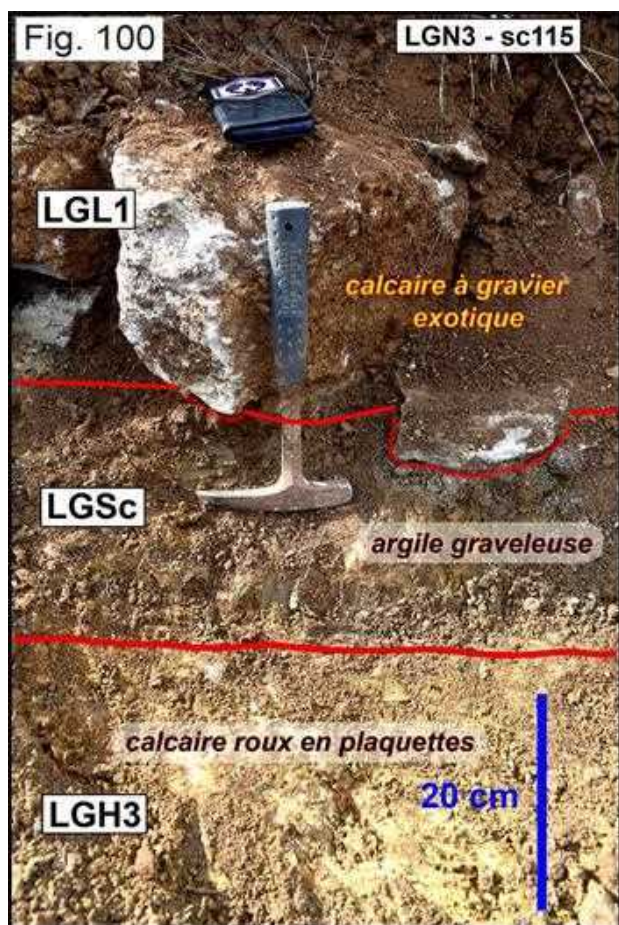


Coupe LGN2

La seconde coupe nord-sud permet de localiser le passage de la faille F2. Le Carixien C1 à C4 affleure dans le compartiment nord. Le compartiment sud, le long de la faille, est occupé par des calcaires silicifiés qui, plus à l'ouest, ont été datés du Domérien au Carixien supérieur par des empreintes d'ammonites. Plus au sud, le calcaire oolithique ferrugineux C4 est en surface tandis que le calcaire à lits de gravier C1 apparaît au fond du fossé. Puis, en raison du pendage sud-est, les strates du Domérien D1 à D4 affleurent jusqu'à la jonction avec le fossé LGW.

Coupe LGN3

La troisième coupe nord-sud longe la route du Givre. Des lits décimétriques d'un calcaire brun chargé de gravier et de débris quartzeux affleurent dans la partie nord (Figure 100).



Ce calcaire repose sur une couche d'argile épaisse de 20 à 40 cm. C'est une argile graveleuse à gravier de quartz. Un tamisage sous l'eau nous a donné 14% de sable moyen à grossier avec des grains anguleux, 2% de silt et 3% de silt fin pour 81% d'argile. Cette composition bimodale implique un mélange de sable grossier et d'argile terrigène, vraisemblablement en milieu continental.

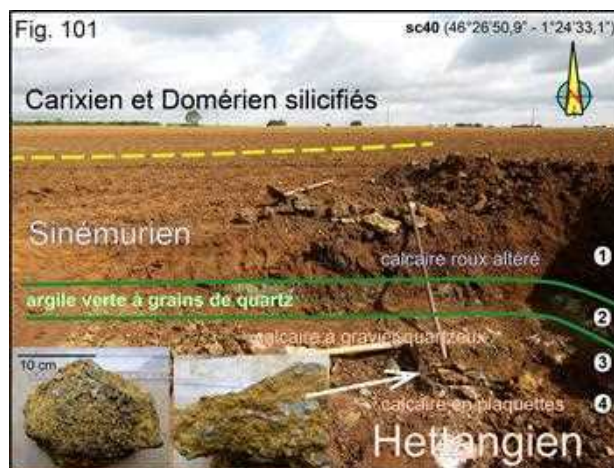
L'argile recouvre un banc de calcaire gréseux roux également chargé de gravier de quartz en grains sub-anguleux.

Cette succession carbonatée et détritique, puis purement détritique terrigène et enfin à nouveau carbonatée suggère une régression avec émergence continentale puis transgression et retour de la mer. C'est donc une discontinuité majeure.

Vers le sud, en raison d'un faible pendage apparent, le calcaire roux sous-jacent et l'argile disparaissent dans le fond du fossé au bout de 120 m. Le banc sus-jacent de calcaire brun graveleux se poursuit au sud. Il est alors surmonté par un calcaire roux en plaquettes renfermant une faune de petites coquilles semblable à celle du calcaire roux de la base du Sinémurien dans la section nord de LGN1. Ce calcaire est limité au sud par la faille normale F4 à pendage sud qui fait apparaître les calcaires du Domérien.

La compréhension de cette coupe a bénéficié de petites tranchées supplémentaires creusées dans le « champ du noyer » à l'ouest, en raison de l'apparition du banc d'argile verte à grains de quartz. À 300 m à l'ouest de LGN3, une excavation a mis à jour la succession, de haut en bas, des niveaux suivants :

- 1) calcaire roux altéré,
- 2) argile verte à grains de quartz,
- 3) calcaire chargé de grains de quartz anguleux et
- 4) calcaire roux (Figure 101).

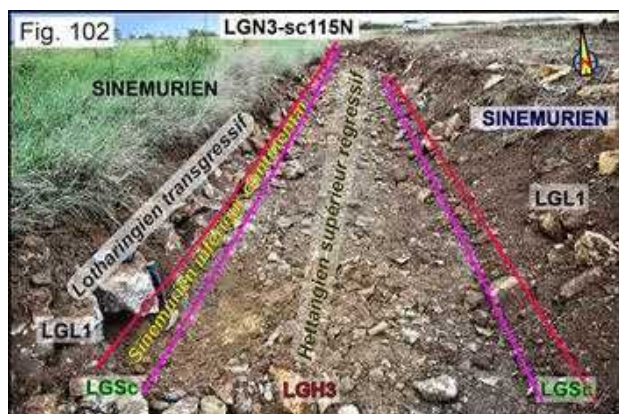


Vers le nord, la topographie s'élève de 13 m à 20 m avec une butte faite de calcaires silicifiés datés du Carixien et du Domérien par les ammonites. Ces terrains du Pliensbachien sont structurellement au-dessus des séquences de LGN3 et du site des excavations plus à l'ouest.

Nous voyons dans ce site dit « du noyer » la même lithostratigraphie qu'au nord de LGN3 et sensiblement à la même altitude. Cette disposition horizontale avec la faible pente vers l'est des strates supérieures le long du fossé LGW permet d'imaginer une structure d'anticlinal surbaissé orienté NE-SW avec le Sinémurien au cœur et le Carixien de part et d'autre. Il convient alors de définir les formations qui apparaissent sous le Sinémurien basal détritique et qui pourraient représenter l'Hettangien.

Interprétation des coupes et compléments d'observation sur le Sinémurien et l'Hettangien

Nous retrouvons la même structure anticlinale faiblement pentée dans les compartiments entre F1 et F2 et entre F3 et F4, de part et d'autre du compartiment abaissé entre F2 et F3. Dans cette hypothèse, ce serait le Sinémurien, observé sur la coupe LGN1 et dans la carrière, qui occupe la section ouest de LGW, comme nous l'avons suggéré. La coupe LGN3 qui traverse l'axe de l'anticlinal fait apparaître la base détritique du Sinémurien. Dans ce cas, le Sinémurien n'est pas discordant sur le socle des schistes, mais sur une argile continentale surmontant une précédente séquence carbonatée. Compte tenu de ce que l'on connaît de l'Hettangien sur le littoral de Vendée, de la Gachère à Saint-Nicolas de Jard-sur-Mer, et de la documentation abondante sur le Sinémurien et l'Hettangien de l'est de la Vendée et des Deux-Sèvres, la séquence carbonatée inférieure appartient à l'Hettangien. Le lit d'argile continentale est alors attribué à la régression du Sinémurien inférieur. C'est ce même lit d'argile que nous avons remarqué, avec cette même attribution, dans l'Anse de Saint-Nicolas entre les calcaires roux de l'Hettangien et les calcaires du Carixien (Figure 52). C'est également cette argile que nous avons signalé dans la falaise de la rive gauche de l'estuaire du Payré (Poulet et Bohain, 2019a). C'est l'interprétation illustrée par la figure 102.



L'Hettangien étant manifestement présent sous le Sinémurien, nous l'avons recherché plus au sud et à plus basse altitude. Le Sinémurien affleure sous les calcaires à gravier du Carixien basal dans la vallée de La Couée, affluent gauche du Troussepoil, et sur les flancs orientaux de la vallée du Troussepoil, au sud de la Viandière (Figure 63).

Les affleurements sont médiocres mais le substratum rocheux est visible dans les champs fraîchement labourés. La basse vallée du Troussepoil est naturellement comblée par les alluvions récentes qui couvrent le substratum de schistes en amont et de calcaire jurassique en aval.

Toutefois, à hauteur de La Viandière et sur la rive droite, les flancs de la vallée sont escarpés et montrent des fragments rocheux fraîchement détachés du substratum sub-affleurant.

Au-dessus des alluvions, nous trouvons de bas en haut :

- 1) des schistes,
- 2) des blocs de grès arkosique,
- 3) des petites dalles de calcaire brun à mouches de calcite remaniant des débris de coquilles et
- 4) du calcaire roux en plaquettes.

Le bord du plateau est formé par des calcaires du Domérien. Le calcaire brun a une texture et une composition qui sont similaires à celles du calcaire chamois de l'Anse de Saint-Nicolas attribué à l'Hettangien marin (cf. ci-dessus, étude de l'Anse de Saint-Nicolas). Le calcaire roux serait alors soit de l'Hettangien supérieur, soit du Sinémurien. Le grès arkosique est logiquement la base détritique transgressive de l'Hettangien. La présence des calcaires du Domérien s'explique par le passage d'une faille NW-SE. Ces observations sont encore sommaires et nécessitent la recherche de plus d'affleurements de meilleure qualité. Néanmoins, c'est sur cette base qu'a été établi le log stratigraphique de l'Hettangien du Troussepoil (Figure 64), par analogie avec celui de l'Anse de Saint-Nicolas, et que nous proposons le tracé de la carte (Figure 63), en attendant de nouvelles projections.

2.1.2. Silicification et minéralisation

La silicification affecte exclusivement les calcaires du Pliensbachien qui sont parfaitement déterminables d'après les ammonites épigénisées dans tous leurs détails par la silice, avec des espèces allant de *Uptonia jamesoni* à *Pleuroceras spinatum*. Le Toarcien de la butte témoin du Terrier Papin est indemne de toute silicification bien que reposant sur les bancs silicifiés du Pliensbachien. Le Sinémurien ne semble pas non plus avoir été affecté par les apports de silice qui l'ont néanmoins traversé pour imprégner les bancs du Carixien sus-jacents.

Le processus de silicification a été expliqué dans l'article sur l'Anse de la Mine de Saint-Nicolas dans le Bulletin n°19 de l'AVG (Poulet et Bohain, 2019b, Annexe 1). La silicification est d'origine structurale et hydrothermale. Elle résulte de la montée de fluides siliceux le long de fractures du socle. Ces fluides sont de l'eau bouillante et de la vapeur chargée de silice et autres composants ioniques et de gaz dissous. Ils arrivent dans le fond du bassin marin et imprègnent les sédiments. La silice prend la place du carbone des carbonates qui partent en dissolution dans les eaux par dissociation du CO₂. Le remplacement s'effectue molécule par molécule, ce qui explique pourquoi toute la structure du sédiment et la forme précise des ammonites sont parfaitement préservés.

La silicification s'est développée dans trois secteurs en transformant la totalité des strates de calcaire.

- Le premier secteur est au centre-nord entre les failles F1 et F3, mais seulement dans la partie ouest. Il semble cependant que la silice se soit propagée vers l'est le long de la faille F2. Vers l'ouest la transformation siliceuse va jusqu'en limite des bancs sur les schistes. Comme c'est une limite d'érosion, la silice devait s'étendre encore plus à l'ouest.

Un filon de quartz orienté NNE-SSW traverse les schistes en limite sud-ouest des calcaires silicifiés.

C'est peut-être une coïncidence, mais le filon emprunte une fracture de direction NNE-SSW, selon une fracturation qui affecte tout le substratum des schistes à l'est du massif de granite. Si la fracture du filon de quartz s'est propagée vers le nord-nord-est, ce qui est très probable, alors elle traverse les schistes dans l'axe du secteur silicifié.

- Le second secteur se situe entre les failles F4 et F6, également à l'ouest du bassin carbonaté, autour du Terrier Papin et donc au-dessous de la butte de Toarcien. La zone silicifiée est orientée nord-sud, mais pourrait être sur une fracture NNE-SSW parallèle à celle de la vallée du Troussepoil.

- Le troisième secteur est réduit à une petite surface de Pliensbachien au sud-est et sur la faille F6.

Dans les formations du Jurassique, la minéralisation a été observée le long de la faille F1 dans deux excavations (Figures 67, 72, et 74). La barytine prédomine (Figure 73). Les sulfures consistent en cristaux dispersés de galène généralement altérés. Un deuxième indice de barytine a été repéré dans les bancs du Carixien sur le bord sud de la petite vallée de la Couée, entre les failles F4 et F5. La barytine a été dispersée par les labours sur un terrain privé. Il n'était pas judicieux d'excaver le filon. Dans les lambeaux de calcaire silicifié du Carixien déposés sur le granite d'Avrillé, il n'est pas rare de voir des cristaux de barytine en plaquette. Dans le substratum des schistes du Pont-Rouge, nous avons trouvé un petit stockwerk de barytine (Figure 70). Le filon de barytine à fluorine jaune indiqué sur la carte géologique de Luçon dans le bois des Guindonnières (Béchenec et al., 2010) n'a pas été retrouvé. D'après sa localisation, il serait en relation avec une fracture NNE-SSW.

Comme pour Saint-Nicolas, ces minéralisations sont le fruit d'un hydrothermalisme sulfuré à sulfaté qui a pris le relais de l'hydrothermalisme siliceux à plus haute température. Elles sont communes dans les formations du Lias sur toute la bordure du Bassin d'Aquitaine et sur le Seuil du Poitou. Dans l'article sur l'Anse de la Mine de Saint-Nicolas du Bulletin n° 19 de l'AVG, nous donnons quelques précisions (Poulet et Bohain, 2019b, Annexe 2). La phase majeure de minéralisation sulfuré se situe au Pliensbachien, sur un système de failles WNW-ESE pour la partie nord-occidentale du bassin.

2.2. Paléontologie stratigraphique

2.2.1 La datation des terrains par les fossiles

Les coupes du site de La Grisse fournissent un registre paléontologique des faunes marines représentatives des terrains du Jurassique inférieur qui jalonnent le nord de la marge sédimentaire vendéenne de la plaine de Luçon. Les abondantes récoltes de fossiles stratigraphiques permettent la datation précise des terrains et l'interprétation des milieux lors des transgressions successives de l'Hettangien, du Sinémurien et du Pliensbachien.

Les ammonites constituent, pour les milieux marins, un indice chronologique de fine résolution pour la datation des terrains à l'échelle mondiale (Cariou et Hantzpergue, 1997). Le renouvellement des espèces à l'échelle de l'horizon biostratigraphique s'opère selon un rythme d'environ

150 000 à 200 000 ans. D'autres faunes marines caractérisant différents milieux de vie peuvent prendre le relais des ammonites quand elles sont absentes, comme les nautilus, les brachiopodes, les ostracodes, les gastropodes, les foraminifères, les éponges siliceuses, les bryozoaires, les algues, les oursins, voire certains restes végétaux.

L'interprétation des faunes fossiles doit prendre en compte les conditions de sédimentation. Le même faciès sédimentaire peut correspondre à un âge de dépôt différent car la composition des roches sédimentaires est dépendante de la nature des apports, du mode de dépôt et des processus post sédimentaires comme la dissolution, l'oxydation et les transformations hydrothermales épigénétiques. Inversement, les mêmes conditions de formation peuvent aboutir au même faciès, à des périodes différentes. Par ailleurs, une lacune stratigraphique locale n'a pas toujours valeur de discontinuité à l'échelle du bassin sédimentaire. Ainsi, les dépôts de la Sous-Zone à Luridum, dans la Zone à Ibex du Carixien, ne sont pas certifiés sur le site de la Grisse, alors qu'ils sont présents et épais dans les coupes réalisées ailleurs en Vendée (Fauré et Bohain, 2017). Parfois, l'absence de dépôt peut simplement signifier un déplacement du matériel sédimentaire vers une zone plus profonde.

2.2.2 Synthèse biostratigraphique du site de La Grisse

Nous disposons déjà d'importantes données sur la biostratigraphie du Lias inférieur de la Vendée, notamment grâce aux creusements des réservoirs d'eau pour l'irrigation (Fauré et Bohain, 2017 ; Bohain et al., 2021). Mais toutes les tranchées creusées sur le site de La Grisse permettent d'améliorer grandement ces données grâce à la continuité des coupes. Dans les strates du Pliensbachien, nous avons récolté 35 espèces d'ammonites et 4 espèces de nautilus qui revêtent une signification stratigraphique. Les autres fossiles, notamment les brachiopodes, sont intéressants, mais leurs récoltes sont encore insuffisantes. Le tableau 1 de la page 78 présente la distribution chronostratigraphique des ammonites et des nautilus dont les espèces permettent généralement de distinguer les sous-zones et parfois les horizons. Les planches 1 à 22 des pages 79 à 100 illustrent la plupart des exemplaires récoltés parmi les plus remarquables. **Toutes les déterminations, le log biostratigraphique et les planches sont de la compétence de Patrick Bohain.**

Nous reprenons la succession lithostratigraphique du log (Figure 64) en faisant la synthèse des observations des différentes tranchées et des bassins du camping.

Sinémurien

L1 et L2 - Calcaires n'ayant pas livré de faune symptomatique.

L3 - Calcaire roux de faciès lagunaire riche en petites coquilles avec des bivalves *Astarte chartroni*, *Gervilleia*, *Trapezium*, et des gastéropodes *Neritina* et *Paracerithium*. Leur étude reste à faire (voir ci-après la discussion sur la controverse Hettangien-Sinémurien).

L4 - Le banc coquillier du fossé LGN1 est riche en grandes coquilles de bivalves et de gastéropodes (Figures 79, 80 et 81, **Pl. 1**). Mais il s'agit principalement de moules internes de formes répandues dans tout le Lias.

Les empreintes sont à l'étude pour les déterminations spécifiques. Mais on n'en attend pas grand-chose. On note qu'il s'agit de formes benthiques vivant en environnement marin ouvert. Des petits bancs de lumachelle riches en grains de sable quartzeux indiquent un milieu agité et la proximité d'un banc de sable ou de la plage. Cependant, nous n'avons pas trouvé de restes de céphalopodes.

L5 - Le calcaire sublithographique du fossé LGN1 a livré un seul exemplaire de *Lobothyris cf. sinemuriensis*. Si cette détermination d'espèce est confortée par de nouvelles récoltes, l'âge lotharingien sera confirmé. Les coquilles de mollusques ne donnent pas d'indication d'espèces utiles.

L6 - Le calcaire cargneulisé et le lit d'argile remanié ne sont pas fossilifères.

Pliensbachien

C1 (20 cm) - Calcaire sublithographique à intercalations de gravier. L'ammonite *Tragophylloceras numismale* (Quenstedt) présente dans la partie basale, indique la Sous-Zone à Taylori. Les nombreux bivalves et gastéropodes correspondent à un milieu calme, peu turbide, bien que soumis à des épandages de clastes terrigènes (Figure 86 et **Pl. 1**). Les faunes de mollusques sont similaires à celles du banc N°1 de la coupe du Bernard aux Pré-Noirs (**Pl. 2**) localisée à l'ouest de la vallée du Trousepoil et sur la bordure sud du granite d'Avrillé (Figure 63).

Au cœur et dans la partie supérieure de ce banc, de nombreuses ammonites correspondent aux Zones à Jamesoni moyenne et supérieure avec *Platypleurocera soblongum* (Quenstedt), *Platypleurocera muellensis* (Mouterde), *Platypleurocera brevispina* (Sowerby), *Platypleurocera acanthobronni* (Mouterde, Dommergues et Rochas) et *Uptonia jamesoni* (J. de C. Sowerby) (**Pl. 3 et 4**). Nous assistons donc à une augmentation progressive de la tranche d'eau qui permet à une large faune d'ammonites de s'installer.

C2 (10 cm) - Calcaire oobioclastique à *Tropidoceras masseanum* (d'Orbigny), *Tragophylloceras ibex* (Quenstedt), *Acanthopleurocera gauthieri* (Dommergues et Meister), *Acanthopleurocera valdani* (d'Orbigny) morphe quadratique et *Acanthopleurocera valdani* (d'Orbigny) de la partie moyenne de la Zone à Ibex, Sous-Zone à Valdani (**Pl. 4, 5 et 6**). La présence de *Lytoceras fimbriatum* (Sowerby) dont l'acmé se situe dans la Sous-Zone à Luridum semble indiquer la limite supérieure temporelle de ce banc. Le brachiopode *Lobothyris fusiformis* est présent dans toute la zone à Ibex.

C3 (10 cm) - Marne correspondant à la Sous-Zone à Maculatum incarnée par les ammonites *Aegoceras maculatum* (Young et Bird).

C4 (20 cm) - Calcaire oolitique ferrugineux avec *Aegoceras lataecosta* (Sowerby), *Aegoceras capricornus* (Schlotheim), et à son sommet les espèces indices de la limite Pliensbachien inférieur-supérieur : *Oistoceras angulatum* (Quenstedt), *Oistoceras figulinum* (Simpson), *Prodactylioceras davoe* (Sowerby), *Lytoceras fimbriatum* (Sowerby), *Lytoceras furcicrenatum* (Buckman), *Lytoceras salebrosum* (Pompeckj), *Amaltheus* bi-

furcus (Howarth) et *Amaltheus stokesi* (Sowerby) (**Pl. 4, 5, 6 et 7**).

D1 (10 cm) - Marne à *Gryphea cymbium* qui signerait la base du Domérien.

D2 (20 cm) - Calcaire oobioclastique à passées rouges et grises. Il contient les faunes de l'Horizon à Monestieri : *Amaltheus stokesi* (Sowerby), ainsi que *Amaltheus bifurcus* (Howarth), *Lytoceras furcicrenatum* (Buckman), *Becheiceras gallicum* (Spath) et le nautilite *Cenoceras araris* (Dumortier) (**Pl. 6, 8 et 17**).

D3 (20 cm) - Calcaire marneux correspondant à la Sous-Zone à Subnodosus et à la Sous-Zone à Gibbosus basale, d'après les espèces *Arietoceras disputabile* (Fucini) et *Reynoceras acanthoides* (Reynès) (**Pl. 8 et 9**).

D4 (15 cm) - Ce banc marneux est discordant sur le banc D3, signalant ainsi la lacune qui affecte la majeure partie de la Sous-Zone à Gibbosus (partie supérieure de la Zone à Margaritatus) en Vendée occidentale, sauf à l'Est du département (Sainte-Cécile ou Saint-Martin-des-Fontaines) où elle revêt un faciès de calcaires coralliens riches en rognons de silex qui témoignent d'une plus faible immersion sur la période et d'un climat probablement froid et sec avec peu d'apports sédimentaires continents.

C'est une marne riche en brachiopodes : *Liospiriferina hartmanni*, *Tetrarhynchia tetrahedra*, *Furcirhynchia furcata*, *Lobothyris punctata* et *Zeilleria bernardensi* (Almèras et Cougnon), avec le nautilite *Cenoceras sp.* et les ammonites *Amaltheus reticularis* (Simpson), *Amaltheus engelhardi* (d'Orbigny) et *Amaltheus margaritatus* (de Monfort) (**Pl. 9 et 10**). Malgré l'absence de l'ammonite index, l'ensemble est évocateur de la partie inférieure de la Sous-Zone à Apyrenum (Horizon à Salebrosum ou Transiens).

D5 (20 cm) - Calcaire silteux bioclastique avec des passées faiblement oolitiques. La partie inférieure contient de nombreuses *Amaltheus margaritatus* de grandes dimensions et *Amaltheus engelhardti* (d'Orbigny) de l'Horizon à Solare inférieur. Les nautilites *Cenoceras sp.* et *Cenoceras robustus* (Foord et Crick) (**Pl. 19 et 20**) dénotent une ouverture maritime plus affirmée.

D6 (25 cm) - Marne silteuse et bioclastique particulièrement riche en faune avec des bivalves *Pseudopecten aequivalvis* (Sowerby), *Chlamys textrorius* (Schlotheim), *Gryphaea gigantea* (Sowerby), *Liostrea sportella* (Dumortier), le gastéropode *Pleurotomaria anglica* (Sowerby), les bélemnites *Belemnites paxillosus* (Lamarck) et *Pachyteuthis breviformis* (Voltz) et les brachiopodes dont les espèces renouvelées par rapport aux bancs précédents *Spiriferina oxygona* (Deslongchamps), *Furcirhynchia ilminsterensis* (Ager), *Furcirhynchia sp.*, *Tetrarhynchia dumblentonensis*, *Quadratrhynchia quadrata*, *Gibbirhynchia northamptonensis*, *Zeilleria quadrifida* morphe bicorne, *Zeilleria cf. culleiformis*, *Lobothyris punctata* et *Aulacothyris resupinata*.

L'ammonite *Pleuroceras spinatum* (Bruguière) présente au sein de nodules carbonatés confirme la Zone à Spinatum, Horizon à Solare median. Les *Pleuroceras solare* (Phillips) et *trapezoidiforme* (Maubeuge) et l'*Amaltheus*

engelhardi (d'Orbigny) sont aussi dans l'Horizon à Solare (Pl. 9, 10, 11, 12 et 13).

D7 (30 cm) - Calcaire bioclastique riche en faune, avec les mêmes bivalves et gastéropodes que précédemment, auxquels s'ajoutent *Antiquilima succincta* (Schlotheim). Les brachiopodes sont abondants avec *Lobothyris punctata*, *Zeilleria moorei*, *Tetrarhynchia dumbletonensis*, *Liospirifer inarostata* et *Liospirifer inafalloti*.

Les ammonites relèvent de l'Horizon à Solare (Sous-Zone à Apyrenum) et du premier Horizon à la Sous-Zone à Hawskerense. Elles définissent deux niveaux :

* **D7.1** - *Pleuroceras solare* (Phillips), *Pleuroceras trapezoidiforme* (Maubeuge), *Pleuroceras spinatum* (Bruguière), *Amaltheus engelhardti* (d'Orbigny) et le nautilie *Cenoceras beirensense* (Tintant) (Pl. 9, 11 et 13).

* **D7.2** - *Pleuroceras paucicostatum* (Howarth) (Pl. 14) avec les nautilies *Cenoceras* sp. « *ante-jourdani* » et *Cenoceras robustus* (Pl. 18).

D8 (15 cm) - Marnes beiges, silteuses et bioclastiques à pectinidés et gros rostres de *Pachyteuthis breviformis*. L'association de brachiopodes évoque la Sous-Zone à Hawskerense avec *Zeilleria quadrifida* morphe quadrifide, *Zeilleria moorei*, *Aulacothyris resupinata*, *Lobothyris punctata*, *Quadratirhynchia quadrata*, *Quadratirhynchia attenuata* et *Tetrarhynchia dumbletonensis*.

D9 (15 cm) - Calcaire en plaquettes très fossilifère avec *Pholadomya decorata* en position de vie, les brachiopodes *Aulacothyris resupinata*, *Zeilleria quadrifida*, *Zeilleria moorei*, *Lobothyris punctata*, *Quadratirhynchia quadrata*, *Quadratirhynchia attenuata* et *Liospiriferina rostrata* et les nautilies *Cenoceras* sp. « *ante-jourdani* » et *Cenoceras robustus* (Pl. 18 et 21). Les ammonites *Pleuroceras elaboratum* (Simpson) et *Protogrammoce- ras* (*Argutarpites*) *argutus* (Buckman) attestent de la Sous-Zone à Hawskerense (Pl. 9 et 16).

D10 (15 cm) - Calcaire bioclastique présent sur la seule coupe des bassins du camping de la Grisse. Les brachiopodes *Zeilleria quadrifida*, *Aulacothyris resupinata*, *Quadratirhynchia attenuata*, *Liospiriferina falloti*, *Lobothyris punctata* et *Gibbirhynchia northamptonensis*, les ammonites *Pleuroceras hawskerense* (Young et Bird), *Liocera- toides micitoi* (Fucini) et le nautilie *Cenoceras fischeranus* (Foord et Crick) relèvent de la Sous-Zone à Hawskerense, Horizon à Hawskerense, et peut-être du Toarcien basal (Pl. 11, 15, 16 et 22).

3. Les transgressions du Lias en Vendée littorale, chronostratigraphie et paléogéographie

Pour appréhender la disposition et l'ampleur des transgressions marines en Vendée littorale au sud du Massif Armoricaïn au début du Jurassique, il faut se situer dans la géographie de l'époque. L'orogénèse varisque avait érigé une chaîne de montagnes et rassemblé les continents dans la Pangée du Permien. Mais il y a 200 Ma, les reliefs étaient bien aplanis et les continents commençaient à se morceler de nouveau. Un domaine marin s'ouvre entre le Paléo-Gondwana et la Laurasia-Angara (Europe-Asie) dans un grand golfe de la Panthalassa qui entoure la Pangée. C'est la Téthys ou Mésogée alpine car sa fermeture produira la chaîne alpine.

La Téthys s'étend à partir des dorsales océaniques qui génèrent de l'écorce océanique. Une extension intra- continentale affecte également les marges qui sont alors envahies par la mer. Ainsi se forment des mers épicontinentales sur écorce continentale en bordure de la Téthys océanique. Par comparaison actuelle, la Manche et la Mer du Nord sont des mers épicontinentales de l'Océan Atlantique. Dans un vaste espace entre l'Afrique du Nord, l'Amérique du Nord et l'Europe occidentale, une mer ennoie les anciens reliefs de la chaîne varisque qui constituent un ensemble d'îles plus ou moins grandes (Figure 103 page 71). Parmi les plus vastes, l'Ibérie, le Massif Armoricaïn et le Massif Central occupent une position quasi centrale. Elles sont cernées par des bassins où les sédiments commencent à s'accumuler depuis le Trias avec la montée des eaux marines. Ce sont, notamment, ce que nous nommerons le Paléobassin d'Occitanie entre l'Ibérie, le Massif Armoricaïn et le Massif Central et le Bassin Parisien entre le Massif Armoricaïn, le Massif Central et l'Ardenne, avec le Seuil du Poitou qui est déjà existant (Figure 104 page 71). Régulièrement, les eaux débordent de ces bassins et transgressent les marges continentales.

Les Pyrénées n'existent pas. Cette chaîne va se former à partir du secteur sud du Paléobassin d'Occitanie qui va se fermer au Crétacé par un mouvement de rotation de l'Ibérie, en ne laissant libre qu'une partie de sa bordure nord. L'Océan Atlantique n'existe pas non plus. Il va s'ouvrir par un système de dorsales entre Afrique, Amérique et Europe du Nord. Une branche de ce système va former le Golfe de Gascogne en accompagnement de la rotation de l'Ibérie au Crétacé pour créer un nouveau bassin d'Aquitaine qui alors est ouvert vers l'ouest. C'est ce qui va préserver les structures et les couvertures sédimentaires de la bordure du Massif Armoricaïn et particulièrement de la Vendée littorale. En effet, cette bordure est structurellement héritée de la fracturation permienne post-varisque et des jeux épeirogéniques de la bordure du Bassin d'Aquitaine. Elle n'est pas directement liée à l'ouverture de l'Atlantique. Ce n'est pas strictement une marge passive d'ouverture océanique. Le segment de dorsale qui s'est ouvert dans le Golfe de Gascogne au Crétacé supérieur à partir d'un point triple sur la dorsale de l'Atlantique nord a eu une brève existence. Il a généré une petite marge passive limitée à la bordure du plateau continental.

Ainsi, au début du Jurassique les invasions marines en Vendée proviennent de la mer épicontinentale ouest-européenne en relation avec l'océan Téthys. Entre cette mer et l'océan, ces chapelets d'îlots forment des hauts-fonds qui peuvent influencer les déplacements des faunes en cas de baisse du niveau marin ou d'événement tectonique. Par ailleurs, la mer épicontinentale présente deux jonctions : le corridor viking vers le nord et les mers boréales et le corridor espagnol vers l'ouest et les bassins de l'Atlantique en formation (Figure 104). Ces trois communications permettent d'interpréter les différents assemblages de faunes dans le temps et leurs variabilités dans les différentes aires géographiques.

Une autre information importante concerne la position géographique de l'Europe occidentale au début du Jurassique.

Avec l'ouverture puis la fermeture de l'océan alpin, les masses continentales se sont déplacées à la surface du globe. Au début du Jurassique, la mer épicontinentale ouest-européenne se situe géographiquement à 30° de latitude nord, soit un peu au nord du tropique du Cancer (Figure 103). Les conditions climatiques influent sur la nature des sédiments et sur le milieu vivant. En climat tropical, les eaux chaudes et peu profondes sont favorables au développement des plateformes carbonatées.

3.1. Transgression et sédimentation de l'Hettangien (201,3 - 199,3 Ma)

Dans le site de l'Anse de Saint-Nicolas, la transgression de l'Hettangien a été documentée. Elle présente la caractéristique originale d'une avancée de la mer sur un littoral où s'installe un massif dunaire. Le paléorelief de la pointe du Payré est recouvert par des sables éoliens et fluviaux déposés sur une altérite ferrallitique caractéristique d'une altération en climat tropical. Au sud-est de l'anse, ces sables transformés en grès sont en contact avec du calcaire biomicritique déposé par la transgression marine. La base de la formation transgressive ne montre que de faibles couches d'argile gréseuses avec, localement, des galets quartzeux provenant du remaniement d'un cordon littoral. La montée des eaux s'apparente à une inondation d'une marge continentale sans grands reliefs et probablement désertique.

Mais l'Hettangien de la Vendée littorale est surtout connu par la « plage aux dinosaures » du Veillon située dans l'Anse de la République près de Bourgenay, directement au nord-ouest de l'embouchure du Payré. Ce site a fait l'objet d'une cartographie géologique détaillée dans le Bulletin de l'AVG n°19 (Poucllet et Bohain, 2019a, Figures 9 et 10). Des dalles de grès alternant avec des lits d'argile montrent de multiples empreintes et pistes d'*Eubrontes* et de *Grallator*, des grands dinosaures bipèdes, dans ce qui était un large estuaire marécageux. Les mêmes genres d'empreintes se trouvent sur toutes les strates de la séquence argilo-gréseuse, ce qui signifie que cette sédimentation détritique s'est faite durant une brève période de temps. Les calcaires qui recouvrent directement cette séquence permettent de dater de l'Hettangien. Puis l'estuaire s'est transformé en lagune avec l'arrivée de la mer, d'abord épisodique, puis permanente avec une séquence de dépôts carbonatés. La sédimentation évolue des calcaires gréseux vers des calcaires micritiques renfermant une faune de mollusques de petite taille et en nombre réduit d'espèces, dont *Isocyprina* (sous-genre *Eotrapezium*) *germari*, un bivalve caractéristique de l'Hettangien régional (Marquez-Aliaga et al., 2010). C'est l'indication d'un milieu anoxique à dysoxique, c'est-à-dire aux eaux pauvres en oxygène. Puis se constituent des bancs à stromatolithes avec des rides de plage et des terriers en U, caractéristiques d'un environnement lagunaire en zone supra- à médio-littorale. Enfin se déposent des calcaires ferrugineux en plaquettes, qui nous livrent l'information d'un milieu réducteur favorisant le transport de fer solubilisé à l'état ferreux. Toutes ces caractéristiques sédimentologiques indiquent un milieu tidal sous climat aride à tropical avec forte évaporation et apports de fer depuis un continent latéritisé, ce que confirme pleinement l'altérite ferrallitique observée sous les grès continentaux de l'Anse de Saint-Nicolas.

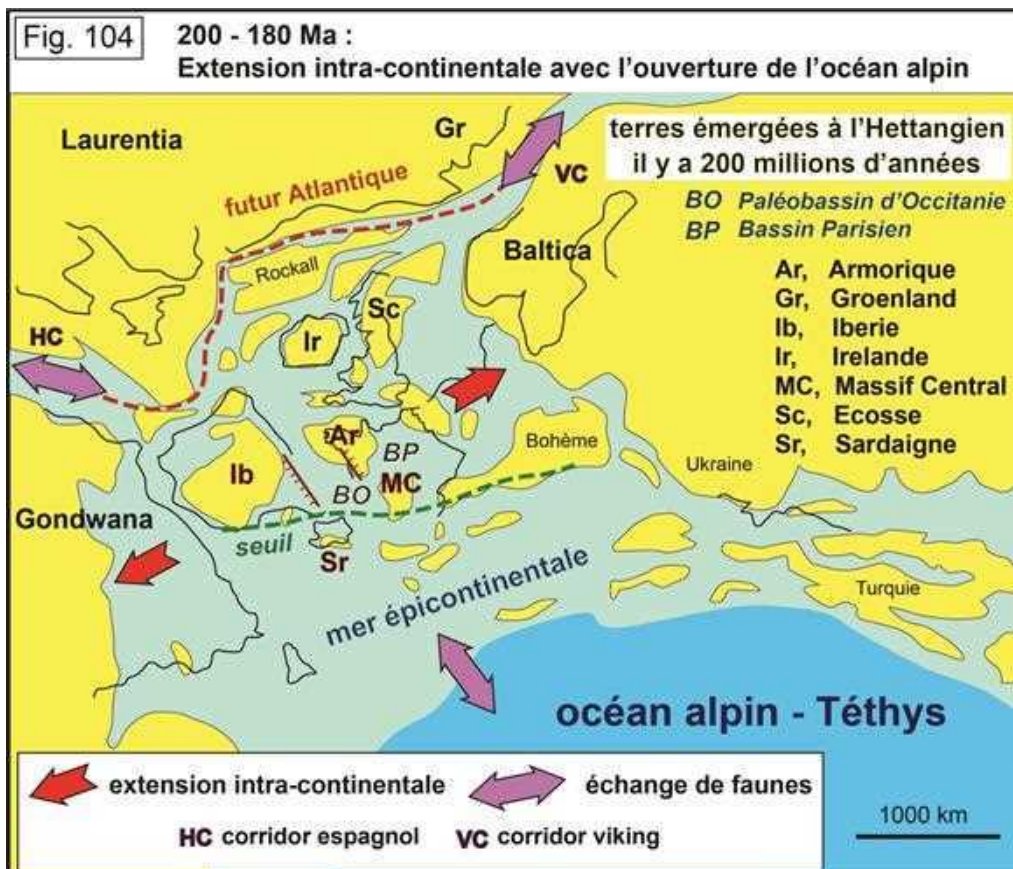
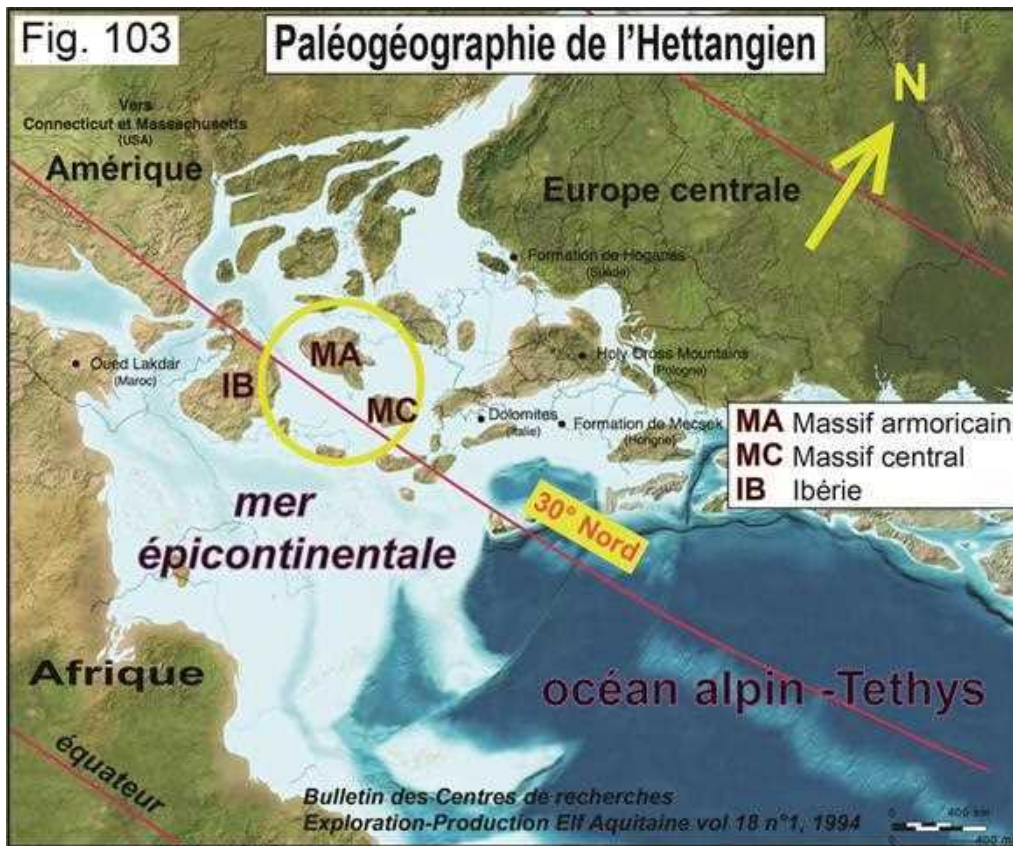
Nous reconstituons la paléogéographie du Payré, depuis Bourgenay vers l'Anse de Saint-Nicolas, sur la figure 105 page 72. Les formations lagunaires occupent l'estran et la falaise du Veillon, ainsi que l'estran et le bas de la falaise de la rive gauche de l'estuaire du Payré. Les formations continentales gréseuses limitent la lagune au sud en se positionnant sur le relief de la pointe du Payré. Les formations marines sont localisées au sud-est, en bordure de ce qui devait être un cordon dunaire établi sur le littoral. L'extension du domaine marin de l'Hettangien régional a été précisée vers l'est jusqu'à la vallée du Trousepoil, près du site de La Grisse. Les formations marines sont aussi présentes immédiatement au nord-ouest du Veillon dans les falaises de Bourgenay. Mais leur contact avec les formations laguno-fluviales se fait par un système de failles E-W, avec remontée du compartiment nord. Ces failles ont repris un couloir de silicification hydrothermale qui a affecté les sédiments de l'Hettangien et du Pliensbachien. Les calcaires marins sont entièrement épigénisés en silice. Ils sont toutefois bien datés par leur contenu en fossiles parfaitement préservés. L'ancien estuaire et la lagune de l'Hettangien où s'ébattaient les dinosaures sont localisés dans une zone déprimée entre failles normales. C'est sans doute pour les mêmes raisons structurales que l'estuaire du Payré actuel se trouve dans le même site que celui de la rivière hettangienne.

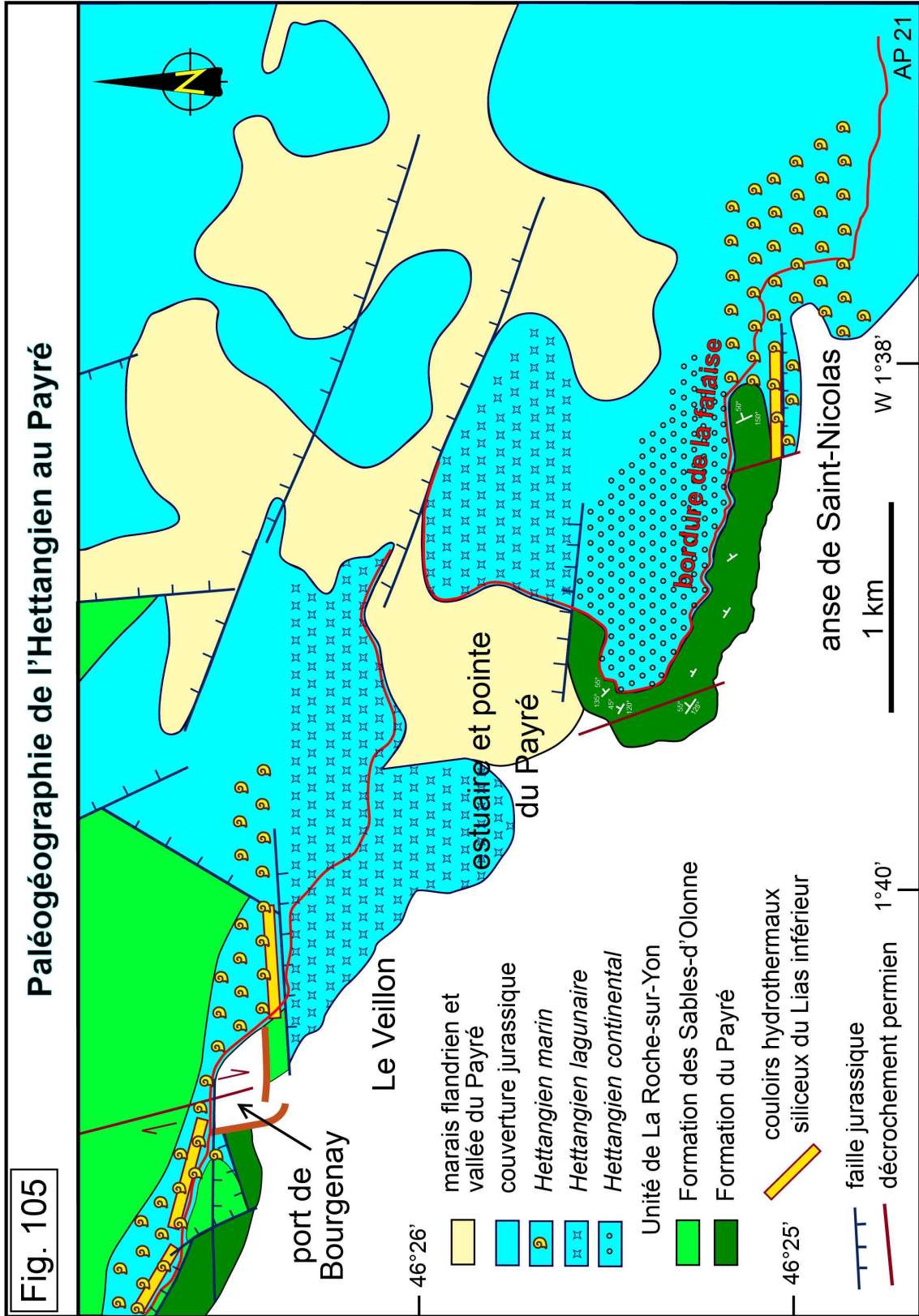
À l'échelle régionale, la base de l'Hettangien est caractérisée par une sédimentation détritique grossière dans des vallées alluviales (grès fluviaux de l'Hermenault près de Fontenay-le-Comte) et dans les estuaires marécageux (séquence argilo-gréseuse du Veillon à Bourgenay). Les graviers et sables provenant de l'arrière pays de granite et de schistes cristallins ont recouvert une végétation marécageuse. Nous ne voyons pas de dépôt généralisé d'un conglomérat de base transgressif. C'est donc un événement tectonique qui est responsable de l'arrivée de matériaux détritiques terrigènes par une reprise de l'érosion continentale. Toutefois, la mer s'avance sur un continent pénéplané portant l'empreinte d'une latéritisation. Nous pouvons imaginer que le climat s'est réchauffé et que le niveau de la mer monte. L'ennoyage de la marge continentale crée des bassins littoraux ou des lagunes, particulièrement si un cordon dunaire s'édifie le long du littoral en barrant les vallées. C'est ce qui s'est produit au Veillon.

3.2. Transgressions et sédimentations du Sinémurien (199,3 - 190,8 Ma) et du Pliensbachien (190,8 - 182,7 Ma)

Les observations effectuées dans les coupes de La Grisse mettent en évidence les différents modes de transgression du Sinémurien, l'importance de la discontinuité entre le Sinémurien et le Carixien et la nature de la transgression carixienne.

Cependant, dans l'établissement de notre lithostratigraphie, nous avons attribué au Sinémurien certaines formations situées sous les bancs du Carixien basal lorsque celui-ci est bien défini par les ammonites. Notre interprétation est loin de faire l'unanimité dans les notices explicatives des cartes géologiques locales et dans les articles de stratigraphie et de paléontologie traitant de ces formations en Vendée. Assez souvent, ces terrains sont qualifiés d'hettangiens, ou bien ils sont placés dans





un ensemble dit « sinémuro-hettangien » correspondant soit à des formations de l'Hettangien, soit à des formations du Sinémurien, soit à une série continue de l'Hettangien au Sinémurien. Il convient d'abord de préciser notre argumentation, car il faut bien reconnaître que nous ne disposons pas de données paléontologiques suffisantes et incontestables.

3.2.1. La question de la présence du Sinémurien en Vendée littorale

La notice de la carte géologique des Sables-d'Olonne-Longeville (Goujou et al., 1994) décrit les argiles et sables ainsi que les calcaires roux et les calcaires nankins de l'anse du Veillon de Bourgenay, avec une brève citation du calcaire de l'Anse de Saint-Nicolas situé sous les bancs du Pliensbachien. Tout est attribué à l'Hettangien. Il n'est pas question de Sinémurien.

La notice de la carte de Luçon (Béchenec et al., 2010) distingue deux séquences du Lias inférieur : L1aH et L1-2N. L1aH correspond aux argiles et grès de l'Hermenault, qui sont datés de l'Hettangien par la flore. L1-2N est indiqué comme « Hettangien à Sinémurien possible » avec une superposition de calcaire jaune nankin, de cargneule et dolomie en bancs massifs ou laminaires et de calcaire fin gris à oolithes. Ces formations sont cartographiées à l'ouest de Saint-Cyr-en-Talmondais, dans la basse vallée du Lay, à l'est de Mareuil-sur-Lay, dans la vallée de la Smagne (Bessay), dans la haute vallée du Lay (Moutiers-sur-le-Lay et Sainte-Pexine) et vers Sainte-Hermine (Simon-la-Vineuse). Dans ce secteur géographique, les calcaires qualifiés de « nankin » sont en réalité des calcaires roux cargneulés surmontés par des calcaires gris. Ils montrent une faune de petites coquilles de bivalves et de gastéropodes qui ont été décrits par Chartron et Cossmann (1902) et Cossmann (1903). Cossmann a attribué cette faune à l'Hettangien. Cette attribution a été contestée dès 1908 (Douvillé, 1908). Elle a été pourtant reprise sans discussion par tous les auteurs jusqu'à ce que Marc Bécaud (2007) constate que tous les spécimens décrits proviennent de différents sites et de différents niveaux stratigraphiques. Certaines espèces pourraient être de l'Hettangien, mais la plupart seraient plutôt du Sinémurien et certaines sont du Carixien ! Cette critique a été confirmée par Michel Cougnon qui a découvert des brachiopodes, notamment à Bessay, avec *Spiriferina walcotti* du Sinémurien au sens strict et *Cincta cor* du Lotharingien (Alméras et al., 2010 ; Alméras et Cougnon, 2013).

Ces formations se poursuivent vers l'est sur la feuille de Fontenay-le-Comte, mais avec un ensemble des séquences transgressives de l'Hettangien et du Sinémurien, à La Chapelle-Thémer, St-Martin-des-Fontaines et L'Hermenault (Diot et al., 1907). Dans les Deux-Sèvres, le calcaire gris qui surmonte le calcaire nankin et le calcaire roux correspond au calcaire « Caillebotine ». Or ce calcaire est daté du Lotharingien, Zone à *Raricostatum*, par des ammonites (Branger, 2007).

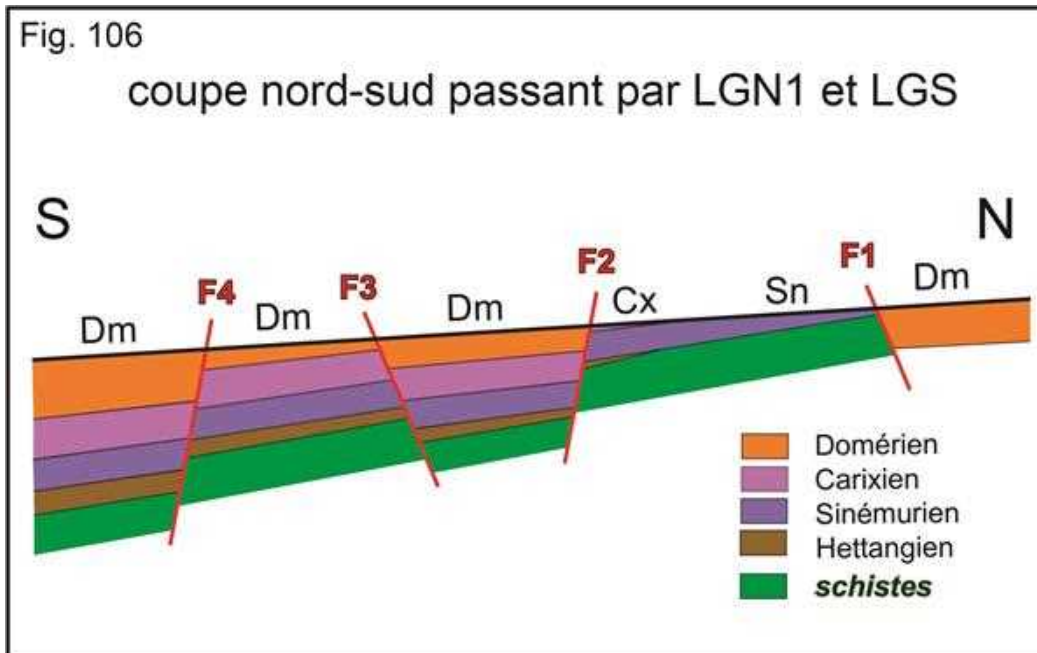
Nous faisons l'équivalence entre les formations de la vallée du Lay, désormais attribuées au Sinémurien, et celles de La Grisse dans les coupes LGN1, LGW et LGN3. Dans le calcaire roux L2 des LGN1 et LGN3,

nous avons trouvé un bivalve bien reconnaissable par ses larges côtes : *Astarte chartroni* qu'il convient de placer dans le Lotharingien, après révision des articles de Cossmann. Les coquilles de mollusques du calcaire L4 ne sont pas stratigraphiquement spécifiques (Pl. 1). Le seul exemplaire de *Lobothyris cf. sinemuriensis* de la LGN1 n'est pas suffisant pour certifier l'espèce du brachiopode (Alméras et Fauré, 2007). Dans le calcaire sublithographique L5, les débris de coquilles de mollusques proviennent d'espèces non précisées. Il est toutefois très plausible que la séquence L4-L5 soit corrélable avec le calcaire gris et le calcaire « Caillebotine » des Deux-Sèvres. La confusion s'explique par la présence de deux séquences de calcaires roux à petites coquilles : 1) dans l'Hettangien avec Hs4 de la formation de Bourgenay - Le Veillon et H3 du Troussepoil et de la LGN3, et 2) dans le Sinémurien avec L2 de La Grisse, de Saint-Cyr-en-Talmondais et de la basse vallée du Lay. Ce type de calcaire est caractéristique d'un faciès lagunaire et n'a pas de signification stratigraphique. Dès 1908, De Grossouvre avait signalé cette confusion dans une discussion avec Douvillé (Douvillé, 1908). Identité de faciès n'est pas identité d'âge.

3.2.2. Données du Sinémurien

Au nord de la coupe LGN1 de La Grisse, le Sinémurien transgresse le socle des schistes cristallins avec un banc de calcaire gréseux à cailloutis exotiques. Dans la coupe LGN3, plus au sud, le Sinémurien débute par un banc d'argile sableuse déposé sur le calcaire roux de l'Hettangien. La formation transgressive qui recouvre cette argile est un calcaire à gravier du Lotharingien. Ainsi, en cet endroit, la transgression du Lotharingien a dépassé celle de l'Hettangien. Une coupe nord-sud passant par les tranchées LGN1 et LGS montre le Sinémurien sur les schistes au nord et sur l'Hettangien plus au sud (Figure 106). Le banc d'argile qui s'est déposé entre l'Hettangien et le Lotharingien est corrélé avec ceux de la rive gauche du Payré et de l'Anse de Saint-Nicolas. Comme suggéré auparavant, il peut logiquement correspondre à un dépôt continental lors de la période d'émergence du Sinémurien inférieur, d'où sa notation Sc (Figure 64). Dans la falaise de la rive gauche du Payré, le niveau d'argile Sc est bien développé avec des intercalations de brèches carbonatées (Figure 107). Il recouvre le calcaire roux à petites coquilles de l'Hettangien supérieur noté Hs4 au Veillon et H3 à La Grisse. Il est surmonté par un banc de calcaire gréseux bioclastique à stratifications obliques corrélable avec L1 de La Grisse, et par un second banc de calcaire roux à petites coquilles corrélable avec L2. Cette brève séquence du Lotharingien est surmontée par un lit bréchique et un banc de calcarénite bioclastique à *Uptonia jamesoni* du Carixien inférieur corrélable avec C1. Stratigraphiquement, l'âge sinémurien de ces deux bancs supra-hettangiens du Payré n'est guère contestable, ainsi que l'existence des deux calcaires roux lagunaires de l'Hettangien et du Sinémurien dans le site du Payré.

Au cours du Lotharingien, une première discontinuité est responsable du hard-ground du toit du calcaire roux entre L2 et L3. Cette rupture de sédimentation est connue dans la bordure orientale du Bassin d'Aquitaine comme étant la discontinuité infra-lotharingienne (Cubaynes et al., 1989).



Elle serait due à une phase d'extension avec approfondissement du bassin marin. Au Payré comme dans la coupe LGN1, nous voyons plutôt une émergence. La fin du Sinémurien est une émergence dans des conditions climatiques permettant la dégradation et la dissolution de la surface calcaire laissant un résidu argileux, et son induration ferrugineuse, puis le ravinement de cette surface avec remaniement de la couche d'argile (coupe LGN1 et carrière de La Grisse). Cette rupture sédimentaire est connue comme la « crise lotharingienne » décrite par Gabilly dès 1976. C'est la discontinuité D2 de Gabilly et al. (1985). Elle est connue aussi dans le Bassin de Paris comme dans le Bassin d'Aquitaine et les Causses et attribuée à un événement tectonique plurirégional.

3.2.3. Données du Pliensbachien

La transgression du Pliensbachien apparaît comme une avancée de la mer sur une bordure continentale désertique sans grands reliefs. Il n'y a pas de conglomérat de base mais un nappage de vase carbonatée. Cependant, l'arrivée sporadique de coulées de boue chargées de galets et de cailloutis quartzeux suggère l'occurrence d'événements tectoniques et un contexte climatique avec des saisons alternées. Les dépôts de la base du Carixien s'étendent largement vers le nord au-delà des témoins de l'Hettangien et du Sinémurien. Ils reposent directement sur le granite d'Avrillé aux Prés Noirs (Figure 63). De larges lambeaux de la couverture transgressive sont placés sur le massif granitique jusqu'à sa bordure nord vers Les Moutiers-les-Mauxfaits. Nous y voyons un mélange de débris lithiques et de calcaire partiellement silicifié en silicrète, avec la présence du brachiopode *Gibbirhynchia curviceps* qui ne laisse aucun doute sur l'origine marine du dépôt et sur son âge carixien inférieur. Il s'est produit une importante hausse du niveau de la mer, car tout le massif granitique d'Avrillé a été recouvert. Ce serait la conséquence eustatique du réchauffement climatique amorcé au Sinémurien.

Le Carixien est une séquence peu épaisse de calcaires néritiques et oolithiques en petits bancs alternant avec des lits marneux. Il traduit un environnement marin peu profond et agité. Les oolithes ferrugineux impliquent un apport de fer du continent sous climat tropical. Au Domérien, les calcaires oolithiques ferrugineux sont encore abondants puis laissent la place à des calcaires bioclastiques d'un milieu plus calme. Les lumachelles à *Pseudopecten* indiquent un milieu peu profond. Cependant, les bancs marneux prennent de l'importance lors de périodes euxiniques par défaut d'oxygénation des eaux profondes résultant d'aléas climatiques. Puis les calcaires deviennent plus marneux et contiennent des débris carbonneux. La couverture végétale de la marge continentale se dégrade et l'érosion des sols s'accroît. Le Domérien se termine sur une régression avec une discontinuité sédimentaire soulignée par un banc durci creusé de terriers.

À l'échelle globale, le Domérien supérieur enregistre un refroidissement climatique et une baisse du niveau marin par glacio-eustatisme. Beaucoup d'auteurs attribuent ce refroidissement à une forte activité volcanique qui se produit dans les provinces du Karoo et du Ferrar, en Afrique du Sud et en Amérique du Sud (l'Atlantique du

sud n'est pas encore ouvert à cette période du Jurassique). Les récentes datations précises de l'activité volcanique intense de la Province du Karoo la situent vers -183 Ma et celle de la Province de Ferrar entre -183 et -182,5 Ma (Burgess et al., 2015). Or, la transition Pliensbachien - Toarcien est précisément datée à -182,7 Ma (GSA Geological Time Scale, 2018). On constate donc que le refroidissement a commencé avant le démarrage de l'activité volcanique. Il doit donc se rapporter à des causes globales et astronomiques. Par ailleurs, les sédiments de la base du Toarcien sont caractérisés par une forte anomalie négative du delta du ^{13}C (Ikeda et al., 2018). Cette anomalie s'explique par l'apport massif de ^{12}C en raison du volcanisme sous-marin qui modifie les conditions de la méthanogenèse et la stabilité des hydrates de carbone dans les sédiments marins. Elle va initier les conditions de l'anoxie des fonds océaniques et la sédimentation des marnes noires du Toarcien. Elle est suivie par un réchauffement climatique et une remontée du niveau marin au cours du Toarcien, ce qui veut dire que, en l'occurrence, le volcanisme est à l'origine d'un réchauffement par effet de serre dû au dégazage de CO_2 et que son effet de refroidissement n'a été que passager.

3.3. Interprétation paléogéographique

Les formations sédimentaires de l'Infralias de Vendée littorale sont des séquences d'épaisseur métrique. Elles deviennent beaucoup plus épaisses dans le bassin de Luçon, dans l'est de la Vendée et dans les Deux-Sèvres. La transgression marine est clairement venue du sud-est, depuis ce que nous convenons d'appeler le Paléobassin d'Occitanie en communication avec la Téthys (Figures 103 et 104).

Les formations argilo-gréseuses basales de l'Hettangien surmontées par le calcaire nankin et le calcaire roux qui sont présentes à l'est de la Vendée (La Chapelle-Thémer, Saint-Martin-des-Fontaines et l'Herménault) indiquent une importante érosion des reliefs et une invasion marine sur un littoral découpé avec des bassins lagunaires. Ces formations ne se retrouvent à l'ouest que dans l'estuaire du Payré et la lagune du Veillon. Entre ces deux sites, l'Hettangien observé dans l'Anse de Saint-Nicolas et dans la vallée du Troussepoil est un calcaire marin dont l'extension vers le nord est limitée par le relief de la marge continentale, comme le montre le site de La Grisse. Vers la fin de l'Hettangien, ce milieu marin évolue vers un milieu lagunaire puis franchement régressif.

La mer s'est retirée au Sinémurien inférieur. Un dépôt terrigène d'argile et de gravier recouvre les calcaires hettangiens. La mer revient au Lotharingien. Elle transgresse les affleurements de l'Hettangien en remaniant les dépôts continentaux et déborde sur le socle cristallin au niveau la basse vallée du Lay. En inondant les reliefs de la marge continentale, la mer du Lotharingien semble avoir constitué un ensemble de lagunes, avec sédimentation des calcaires roux à petites coquilles. La montée du niveau marin se poursuivant, les sédiments se déposent alors sur une plateforme de mer ouverte au Lotharingien supérieur.

En revanche, dans le secteur de l'Anse de Saint-Nicolas, vers Bourgenay et plus à l'ouest où existent des séquences sédimentaires de l'Hettangien, le Sinémurien est peu ou non représenté. Ainsi, dans l'estuaire du Payré, il y a à peine un mètre de calcaire entre la couche d'argile continentale du Sinémurien inférieur et le banc du Carixien basal, avec un premier banc marin et un second banc lagunaire.

Le littoral du Sinémurien devait être découpé et comporter des caps rocheux et des baies, avec un arrière-pays vallonné. Ainsi, nous supposons que le massif granitique d'Avrillé formait un promontoire barrant en partie l'avancée de la mer de l'Infralias vers l'ouest. Mais la mer hettangienne est cependant allée jusqu'à La Gachère, au-delà des Sables-d'Olonne. La fin du Sinémurien se fait dans un contexte de régression marine en relation avec des mouvements tectoniques.

Avec la transgression du Pliensbachien, les reliefs de la marge continentale vont s'adoucir par le comblement des vallées. Les premiers sédiments calcaires du Carixien indiquent une mer sur une plateforme ouverte. L'importante hausse du niveau marin se fait dans des conditions de mer agitée. La mer recouvre la marge continentale et la plateforme littorale s'approfondit. Mais le climat change et se refroidit. Le littoral inondé est bientôt exondé par la régression de la fin du Pliensbachien.

Article de André Pouclet
Photographies : André Pouclet

Références

- Almérés Y. et Fauré P. (2007). *Lobothyris sinemuriensis* (Oppel) et faune de brachiopodes associée (Sinémurien, France). Evolution du genre *Lobothyris* BUCKMAN (Brachiopodes, Térébratulidés). Revue de Paléontologie, Genève 26 (1), 335-358.
- Almérés Y., Cougnon M. et Bécaud M. (2010). Les brachiopodes liasiques de la bordure sud du Massif Armoricaïn : Succession des peuplements et environnements ; chronostratigraphie. Revue de Paléontologie, Genève, 29 (2), 319-339.
- Almérés Y. et Cougnon M. (2013). Les Spiriférines (Brachiopodes) liasiques de Vendée (France) : différentes espèces, évolution et paléoenvironnements. Le Naturaliste Vendéen 11, 3-21.
- Bécaud M. (2007). Nouveau gisement à traces de pas de vertébrés dans le Jurassique inférieur de Vendée littorale (France) Discussion sur l'âge des assises qui les contiennent. Le Naturaliste Vendéen 7, 27-32.
- Béchenec F., Chèvremont P., Bouton P., Karnay G., Stussi J.M. et Thiéblemont D. (2010) Notice explicative, Carte géologique de France 1/50 000, feuille Luçon (585). BRGM, Orléans, 188 p.
- Boiral M. et Joussaume R. (1990). La Tranche-sur-Mer avant notre ère –dans son contexte régional-. Boiral et Joussaume éd., 141 pp., Imprimerie Graphique de l'Ouest, Le Poiré-sur-Vie.
- Bohain P., Bouton P. et Fauré P. (2010). Le Bernard III, nouvelle coupe du Pliensbachien inférieur de Vendée méridionale (France) Sédimentologie, biostratigraphie des ammonites et implications paléogéographiques. Le Naturaliste Vendéen 13, 43-115.
- Branger P. (2007). Nouvelles données biostratigraphiques dans le Sinémurien du Poitou (France). Nature entre Deux-Sèvres n°1, 18-22.
- Burgess S.D., Bowring S.A., Fleming T.H. et Elliot D.H. (2015). High-precision geochronology links the Ferrar large igneous province with early-Jurassic Ocean anoxia and biotic crisis. Earth Planet. Sci. Lett. 415, 90-99.
- Cariou E. et Hantzpergue P. (1997). Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Groupe français d'étude du Jurassique. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mém. 17, 440 p.
- Chartron C et Cossmann M. (1902). Note sur l'Infralias de la Vendée et spécialement sur un gisement situé dans la commune de Simon-la-Vineuse. Bull. Soc. géol. France 2 (4), 163-203.
- Cossmann M. (1903). Note sur l'Infralias de la Vendée et des Deux-Sèvres (suite). Bull. Soc. géol. France 3 (4), 497-545.
- Cubaynes R., Faure P., Hantzpergue P., Pelissie T et Rey J. (1989). Le Jurassique du Quercy : unités lithostratigraphiques, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire. Géologie de la France 3, 33-62.
- Diot H., Femenias O., Moreau Ch., Gaufriau A., Roy Cl. et Karnay G. (2007). Notice explicative, Carte géologique de France 1/50 000, feuille Fontenay-le-Comte (586). BRGM, Orléans, 96 p.
- Douvillé H. (1908). Observations sur le Lias des environs de Luçon (Vendée). Bull. Soc. géol. France, 8 (4), 456-460.
- Fauré P. et Bohain P. (2017). Les ammonites du Pliensbachien inférieur de la Vendée méridionale (France). Etudes taxonomique. Implications stratigraphiques et paléogéographiques. Strata sér. 2, vol.54, 147 p., 60 pl.
- Gabilly J. (1976). Le Toarcien à Thouars et dans le centre-ouest de la France. Éd. CNRS, les stratotypes français 3, 217 p.
- Gabilly J., Cariou E. et Hantzpergue P. (1985). Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. Bull. Soc. Géol. Fr. (8) I, 3, 391-401.
- Goujou J.G., Debrand-Passard S., Hantzpergue P. et Lebreton P. (1994). Notice explicative, Carte géologique de France 1/50 000, feuille Les Sables-d'Olonne-Longeville (584). BRGM, Orléans, 95 p.
- Ikeda M., Hori R.S., Ikehara M., Miyashita R., Chino M. et Yamada K. (2018). Carbon cycle dynamics linked with Karoo-Ferrar volcanism and astronomical cycles during Pliensbachian-Toarcian (Early Jurassic). Global and Planetary Changes 170, 1-9.

Lefavrais-Raymond A. et Lafaurie G. (1980). La « crise lotharingienne » sur la bordure d'Aquitaine, Quercy en particulier. Ses répercussions au Carixien. Bull. Soc. Géol. Fr. (7) XXII, 4, 613-621.

Marquez-Aliaga A., Damborenea S., Gomez J.J. et Goy A. (2010). Bivalves from the Triassic-Jurassic transition in northern Spain (Asturias and western Basque-Cantabrian Basin). *Ameghiniana* 47 (2), 1-21.

Mouterde R., Tintant H., Allouc J., Gabilly (J), Hanzo M., Lefavrais A. et Rioult M. (1980). Le Lias *in* Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mém. B.R.G.M., Orléans, 101-103.

Poucllet A., Alvaro J.J., Bardintzeff J.L., Imaz A.G., Monceret E. et Vizcaïno D. (2017). Cambrian-early Ordovician volcanism across the South Armorican and Occitan domains of the Variscan Belt in France : Continental break-up and rifting of the northern Gondwana margin. *Geoscience Frontiers* 8, 25-64.

Poucllet A. et Bohain P. (2019a). Première sortie géologique de l'AVG sur le Jurassique du littoral vendéen. Bulletin annuel de l'Association Vendéenne de Géologie n° 19, 2-27.

Poucllet A. et Bohain P. (2019b). Deuxième sortie géologique de l'AVG sur le Jurassique du littoral vendéen. Bulletin annuel de l'Association Vendéenne de Géologie n° 19, 28-73.

Ters M., Joussaume R., Boiral M., Denèfle M., Poulain Th. et Delibrias G. (1986). Sites préhistoriques submergés à la Tranche-sur-Mer (Vendée). Bulletin de la Société préhistorique française t. 83 n° 11-12, 423-435.

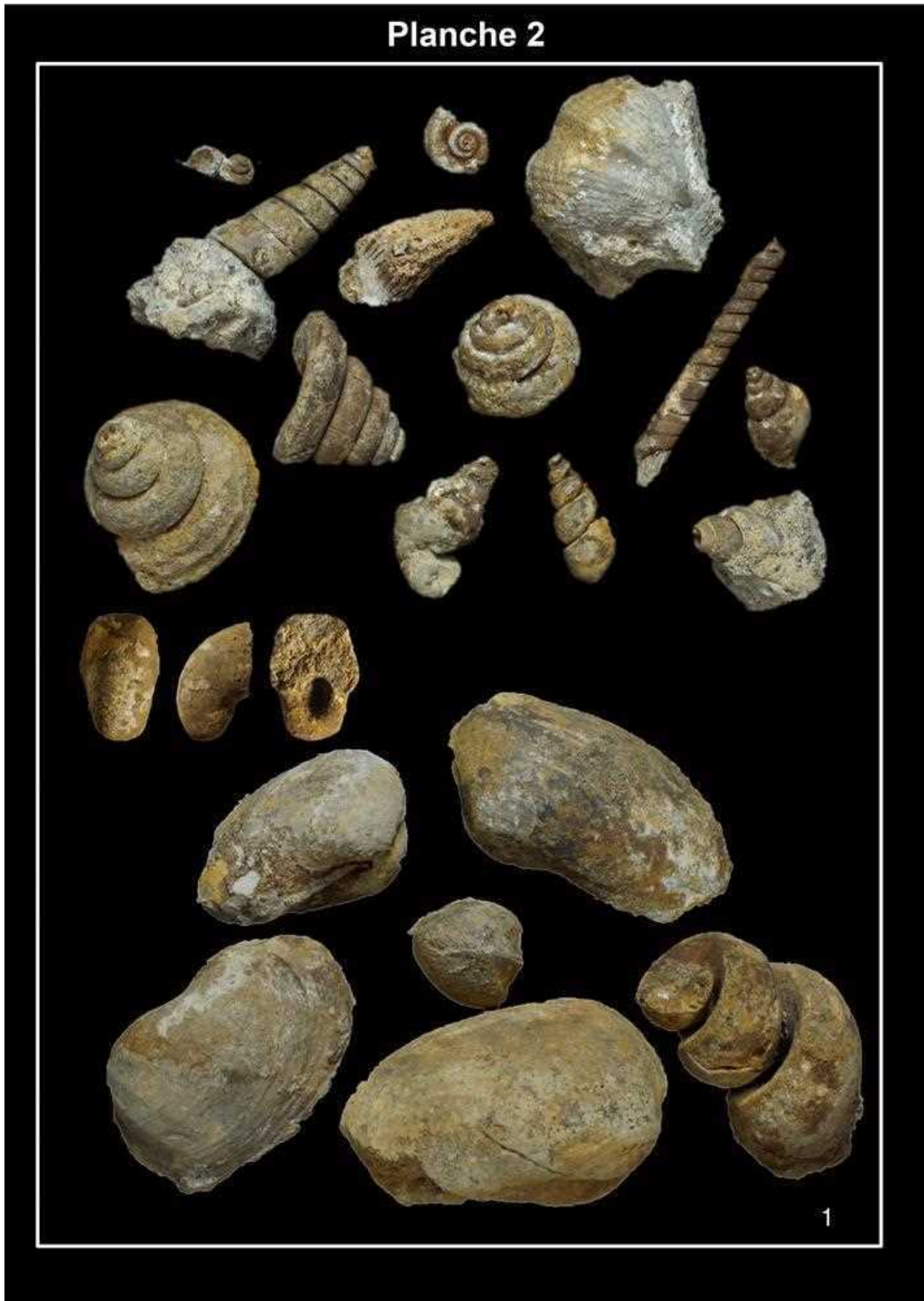
STRATIGRAPHIE	ZONATION STANDARD			ETAGES	
	HORIZONS	SOUS-ZONES	ZONES		
<i>Lytoceras fimbriatum</i>				PLIENSBACHIEN SUPERIEUR	
<i>Lytoceras saluberrimum</i>					
<i>Lytoceras furcicrenatum</i>					
<i>Tragophylloceras numismale</i>					
<i>Tragophylloceras liber</i>					
<i>Pistylloceras brevispina</i>					
<i>Pistylloceras multispina</i>					
<i>Platylloceras acanthobronni</i>					
<i>Platylloceras subrotundum</i>					
<i>Upitella jamesoni</i>					
<i>Trochiloceras massenaum</i>					
<i>Acantholloceras gauthieri</i>					
<i>Acantholloceras valdani</i>					
<i>Argoceras capricornus</i>					
<i>Olistoceras angulatum</i>					
<i>Olistoceras figulinum</i>					
<i>Brecheleseras gallicum</i>					
<i>Prodactylloceras davoei</i>					
<i>Rhyssoloceras acanthoides</i>					
<i>Protogrammiceras moestineri</i>					
<i>Amniceras disputabile</i>					
<i>Protogrammiceras (Arguturpites) argutus</i>					
<i>Locerholidea micipol</i>					
<i>Amathieus stokesi</i>					
<i>Amathieus bifurcus</i>					
<i>Amathieus reticulatus</i>					
<i>Amathieus margaritatus</i>					
<i>Amathieus engelhardti</i>					
<i>Pleuroceras solare</i>					
<i>Pleuroceras trapezoidiformis</i>					
<i>Pleuroceras spinatum</i>					
<i>Pleuroceras paucicostatum</i>					
<i>Pleuroceras elaboratum</i>					
<i>Pleuroceras hawkerense</i>					
<i>Cenoceras acanthopagis</i>					
<i>Cenoceras sp. "infé-jourdani"</i>					
<i>Cenoceras robustus</i>					
<i>Cenoceras fischerianus</i>					
	D10	Hawkerense	Hawkerense	PLIENSBACHIEN SUPERIEUR	
	D9	Elaboratum			
	D8				
	D7	Solare supérieur	Apyrenum		
	D6	Solare moyen			
	D5	Solare inférieur			
	D4	Transiens ?			
	D3	Subnodosus	MARGARITATUS		
	D2	Nitoceras Moestieri			
	D1				
	C4	Angulatum Capricornus	DAVOE		PLIENSBACHIEN INF.
	C3	Figulinum Capricornus Latacosta Maculatum Truemanii			
	C2	Maculatum	IBEX		
	C1	Luridum Valdani Massenaum	JAMESONI BREVISPINA POLYMORPHUS TAYLORI		

Tableau I

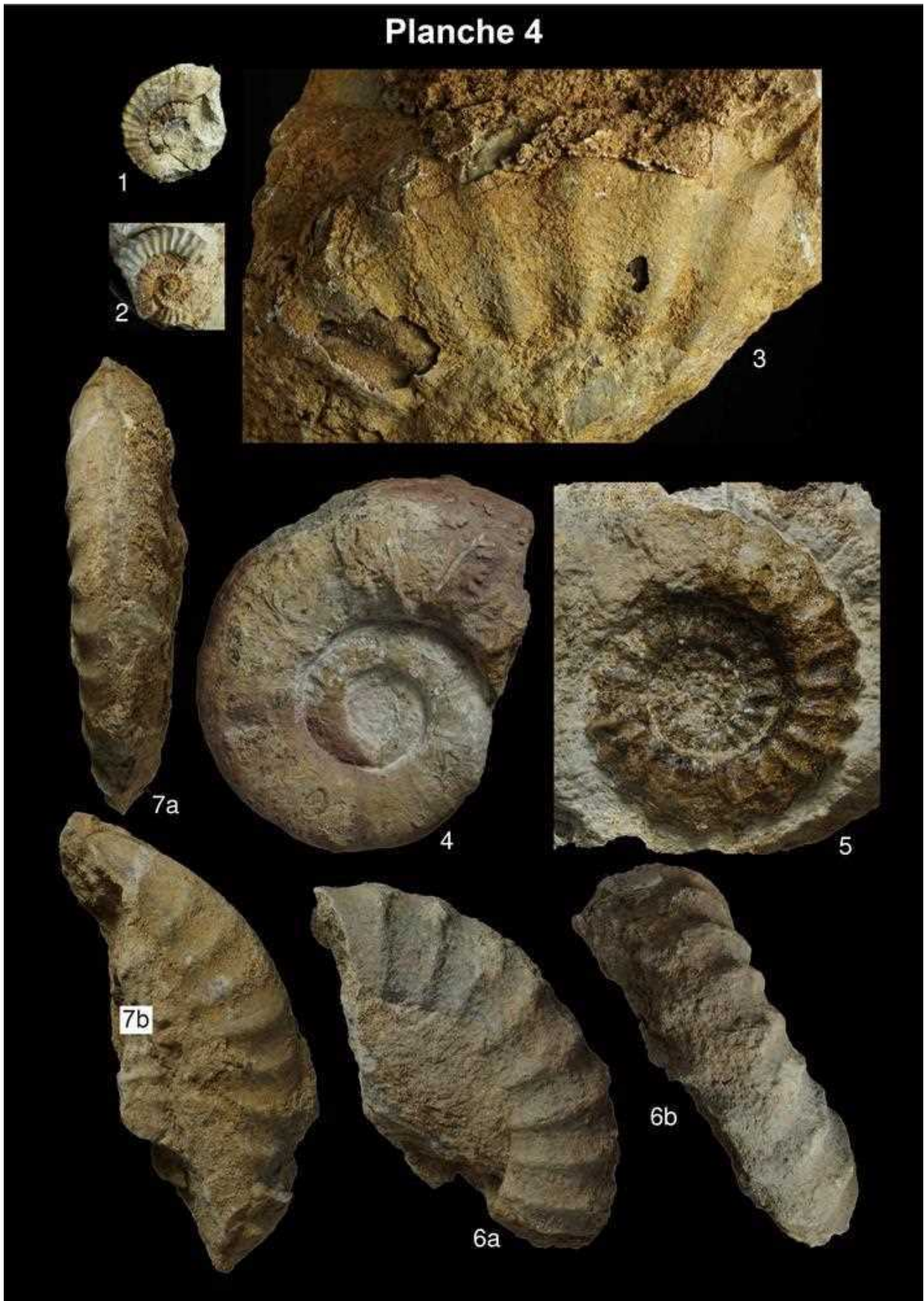
Distribution chronostratigraphique des ammonites et des nautilus du Pliensbachien (Patrick Bohain)

Planche 1











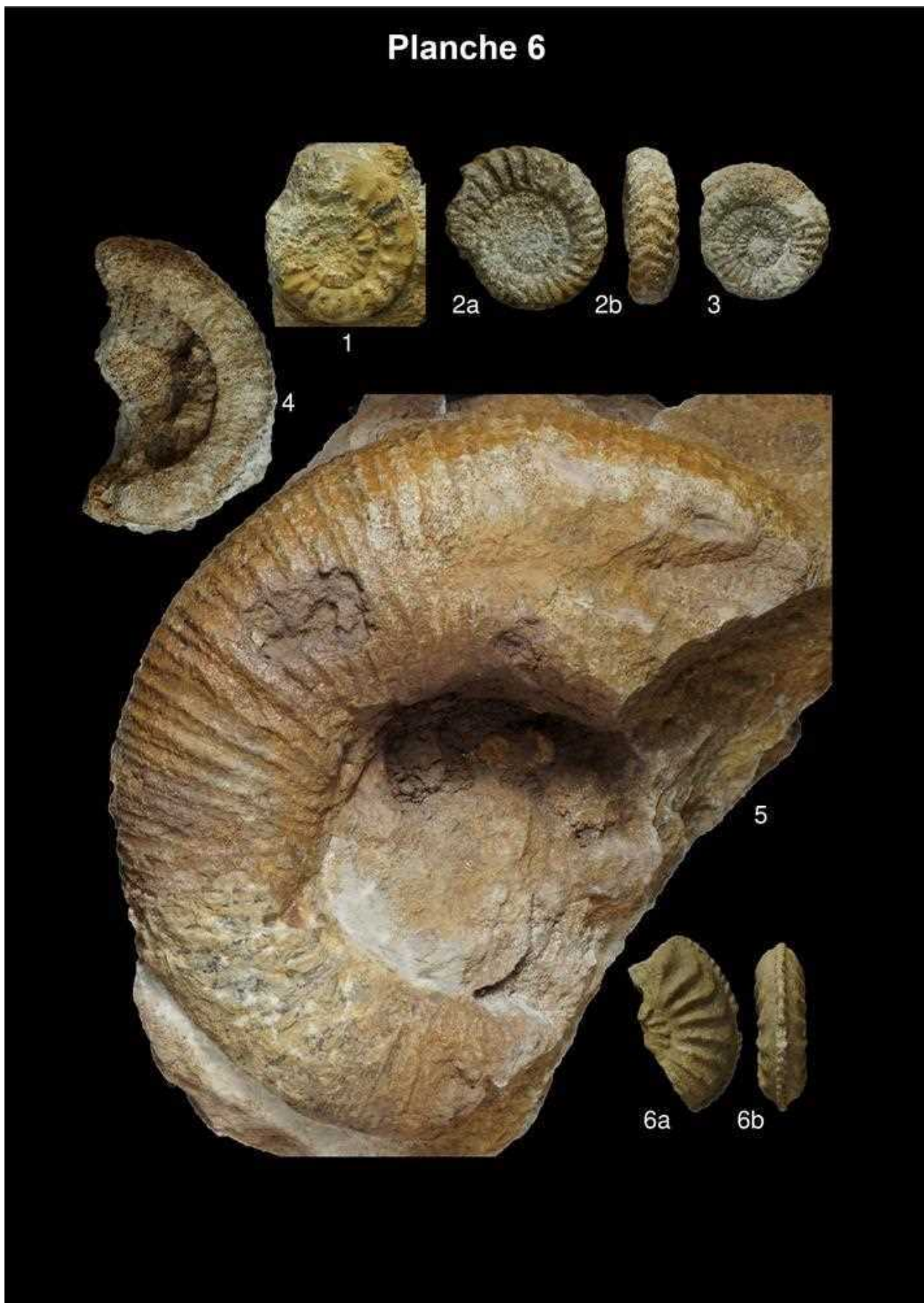


Planche 7







Planche 10



Planche 11



Planche 12



1a



1b

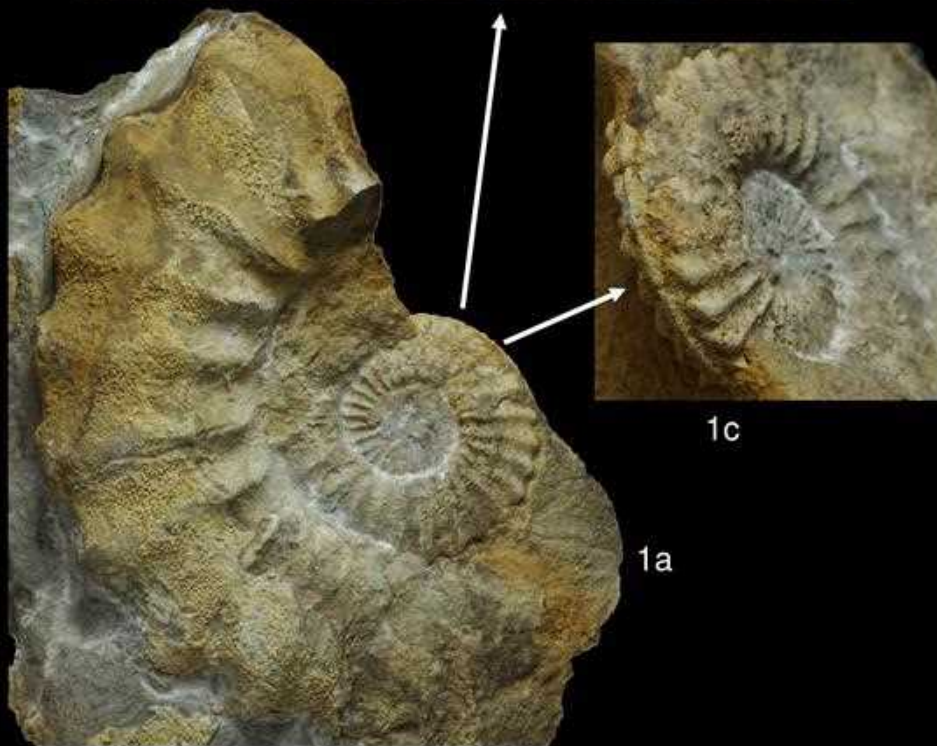
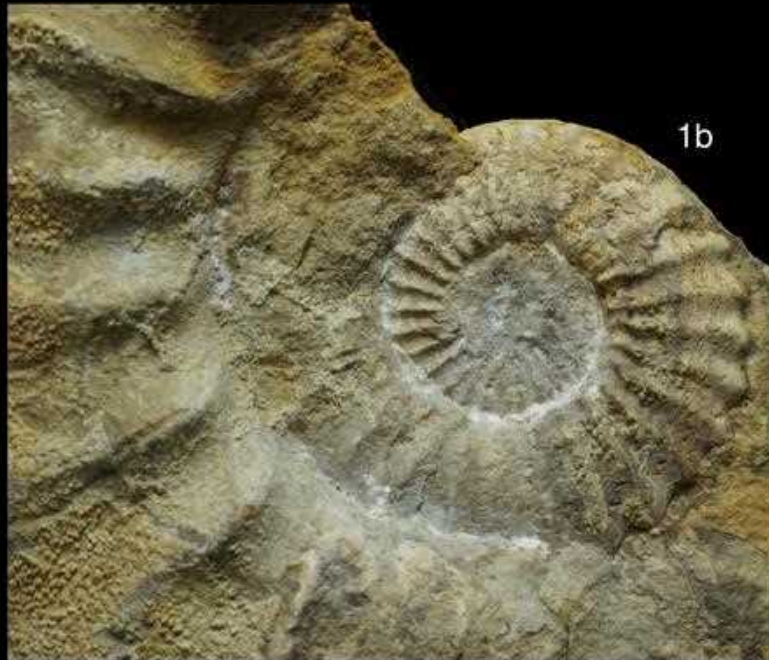
Planche 13

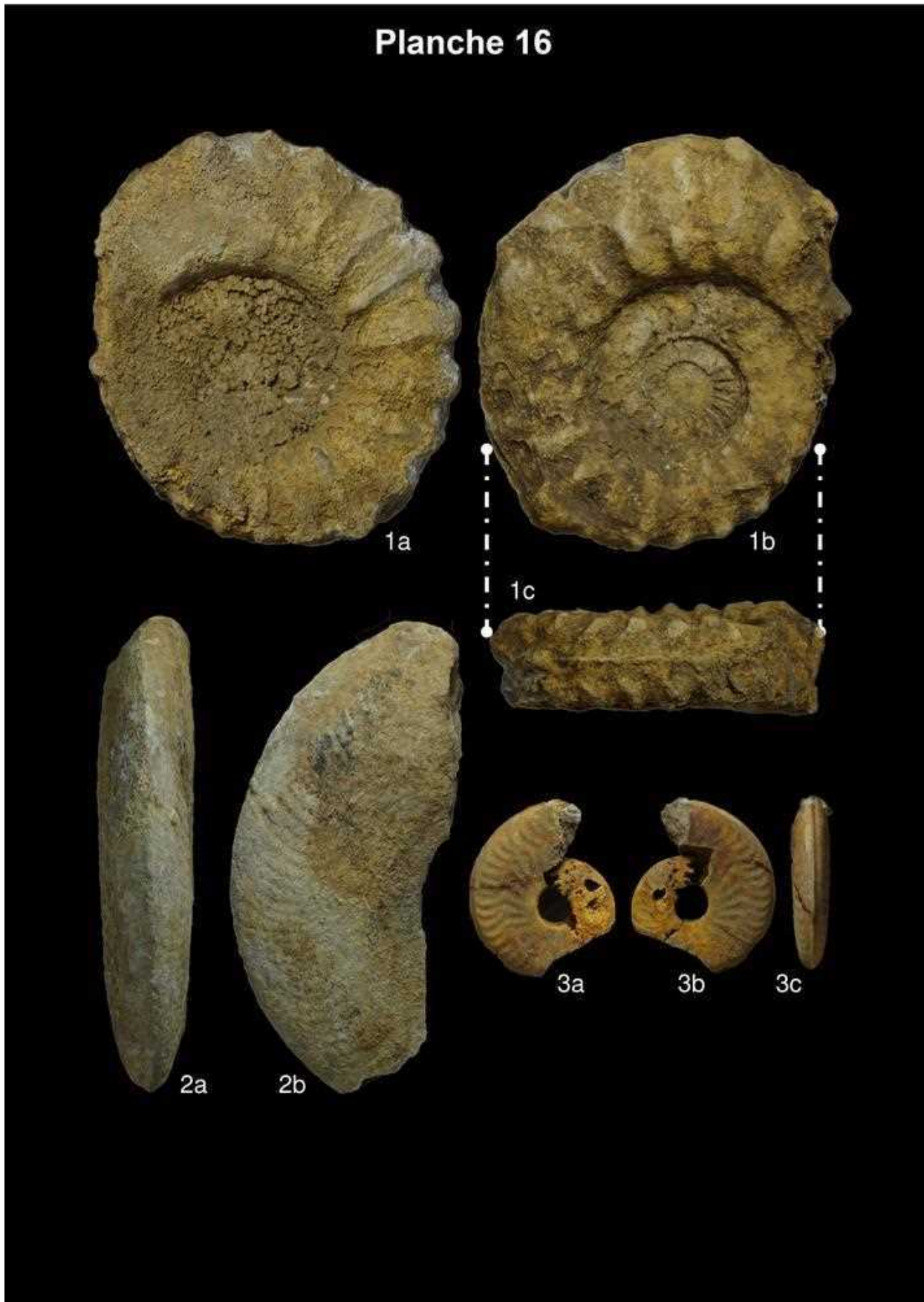


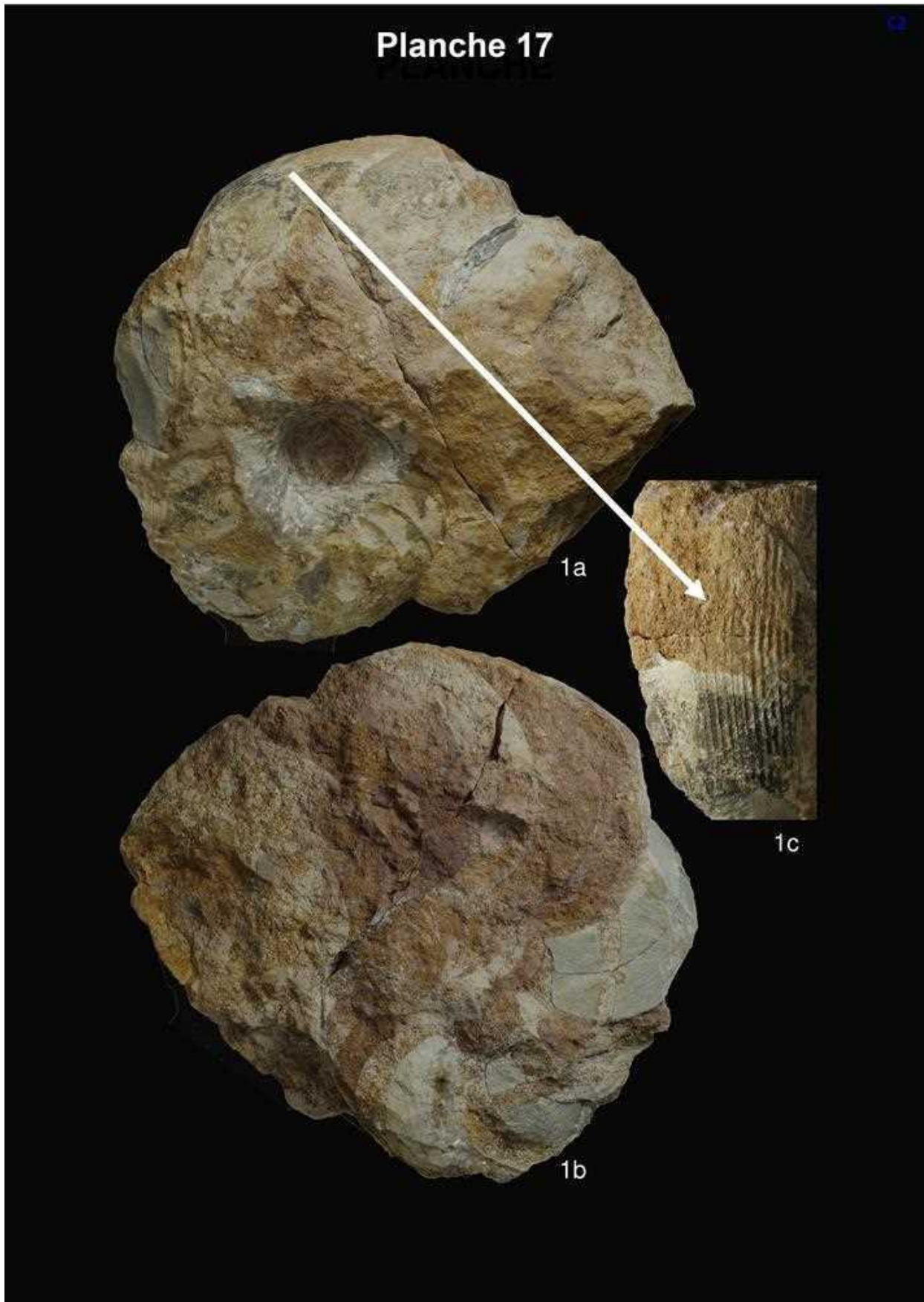
Planche 14



Planche 15







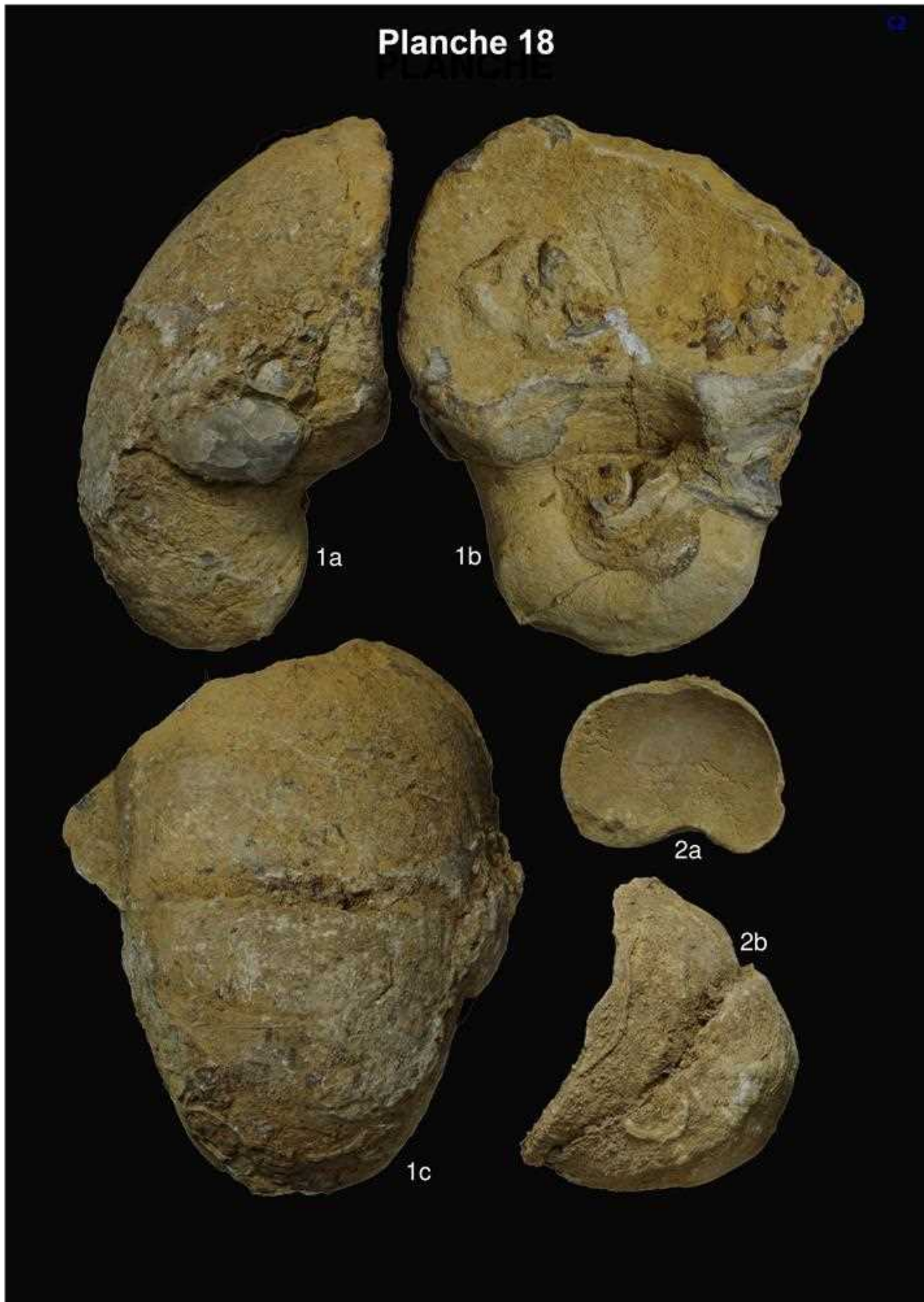


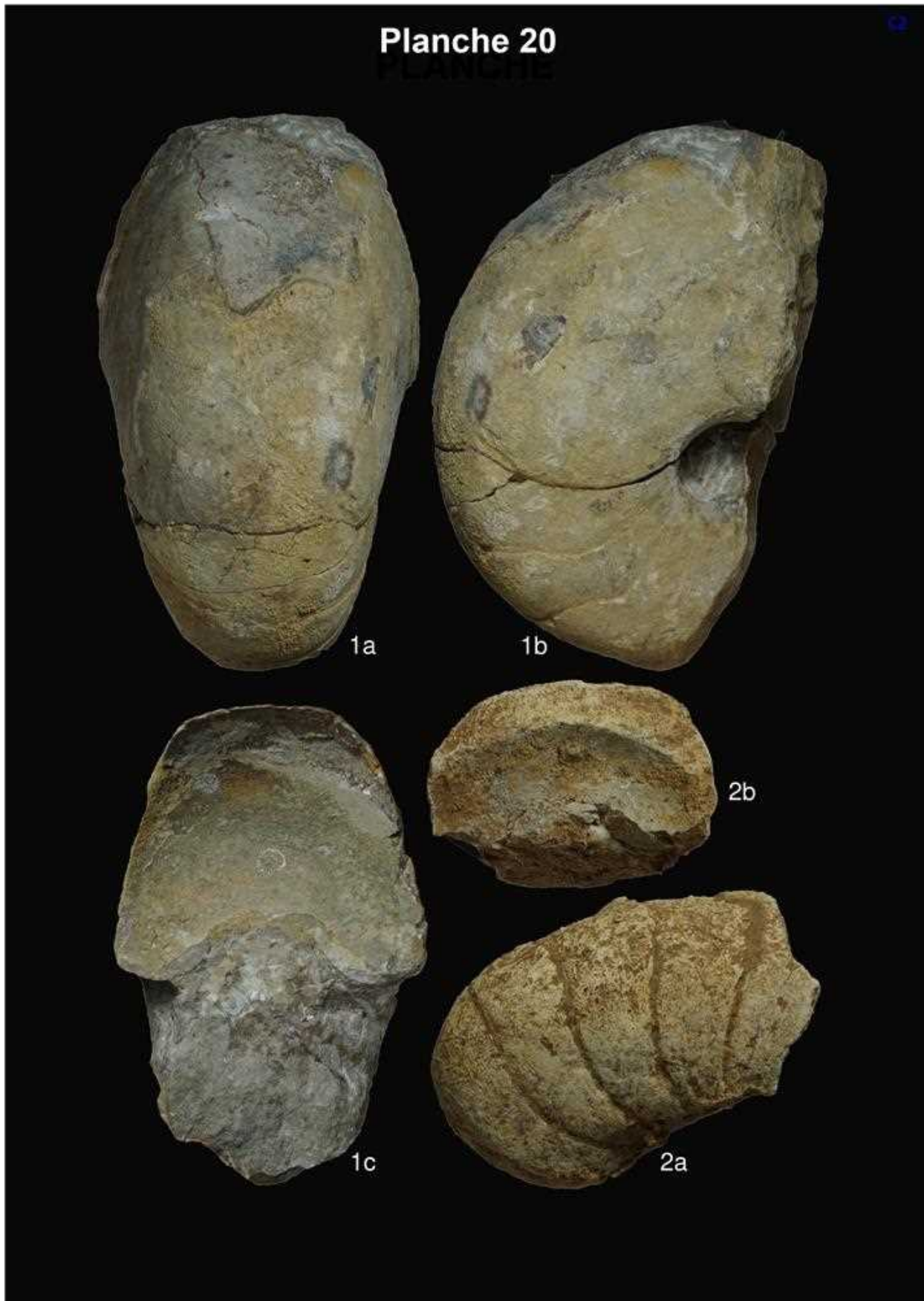
Planche 19

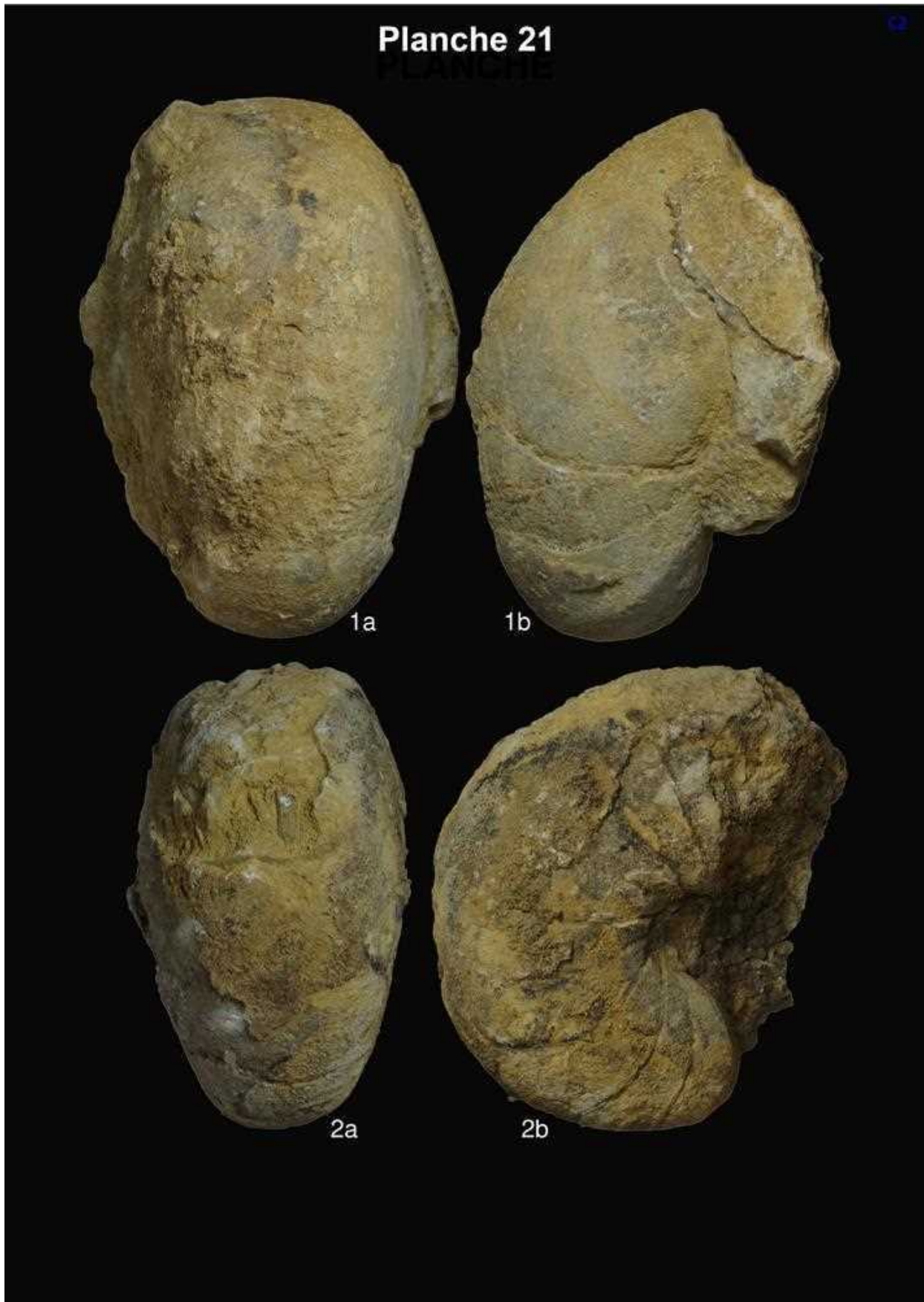


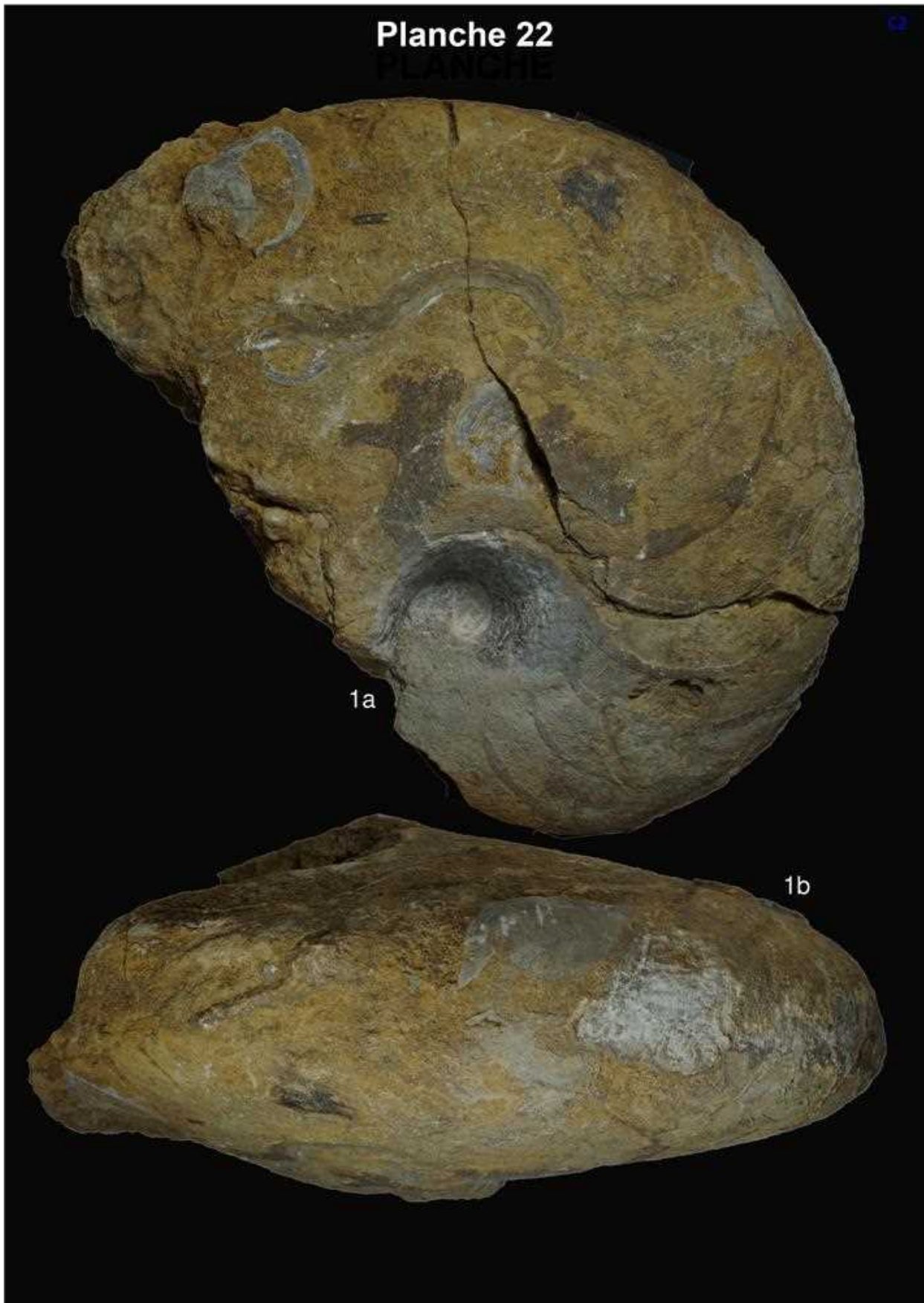
1a



1b







Légende des planches

(Patrick Bohain)

Pl. 1 - 1) Faune des bivalves et gastéropodes du Lothatingien de La Grisse. Coupe LGN1, banc L4, calcaire coquillier et lumachelles.

2) Faune des bivalves, gastéropodes et céphalopodes du Carixien basal de La Grisse. Coupe LGN1, banc C1, calcaire sublithographique à débris terrigènes. Zone à Jamesoni et Sous-Zone à Taylori.

Pl. 2 - 1) Faune des bivalves, gastéropodes, brachiopodes, céphalopodes et corail du Carixien basal des Prés Noirs, site du Bernard. Banc 1, calcaire sublithographique à débris terrigènes. Zone à Jamesoni et Sous-Zone à Taylori.

Pl. 3 - 1a-b) *Uptonia Jamesoni* (Sowerby). HB4 La Grisse. Banc C1. Zone à Jamesoni, Sous-Zone à Jamesoni, Horizon à Jamesoni. Dimension 220 mm. Échelle 9/10^{ème}.

Pl. 4 - 1) *Platypleuroceras muellensis* (Mouterde). GH4 La Grisse. Banc C1. Zone à Jamesoni, Sous-Zone à Brevispina, Horizon à Brevispina basal. Diamètre 34 mm.

2) *Platypleuroceras acanthobronni* (Mouterde, Dommergues et Rochas). GS4 La Grisse LGN1. Banc C1. Zone à Jamesoni, Sous-Zone à Brevispina, Horizon à Submuticum. Dimension 21 mm.

3) *Uptonia jamesoni* (Sowerby). G16 La Grisse. Banc C1. Zone à Jamesoni, Sous-Zone à Jamesoni, Horizon à Jamesoni. Dimension 145 mm.

4) *Lytoceras fimbriatum* (Sowerby). Nucléus. GR4 La Grisse. Base de banc C4. Zone à Ibex, Sous-Zone à Luridum, Horizon à Luridum. Diamètre 90 mm.

5) *Aegoceras lataecosta* (Sowerby). GR2 La Grisse. Base du banc C4. Zone à Davoe, Sous-Zone à Capricornus, Horizon à Lataecosta. Diamètre 70 mm.

6 a, b) *Aegoceras capricornus* (Schlotheim). GH2 La Grisse. Banc C4. Zone à Davoe, Sous-Zone à Capricornus, Horizon à Capricornus. Dimension 100 mm.

7 a, b) *Tropidoceras masseanum* (d'Orbigny). HB7 La Grisse. Banc C2 inférieur. Zone à Ibex, Sous-Zone à Masseanum, Horizon à Masseanum. Dimension 105 mm.

Pl. 5 - 1 a, b) *Tragophylloceras Ibex* (Quenstedt). GT2 La Grisse LGN1. Banc C2. Zone à Ibex, Sous-Zone à Valdani, Horizon à Valdani. Diamètre 25 mm.

2) *Acanthopleuroceras valdani* (d'Orbigny). GS8 La Grisse LGN1. Banc C2. Zone à Ibex, Sous-Zone à Valdani, Horizon à Valdani. Diamètre 95 mm.

3) *Acanthopleuroceras gauthieri* (Dommergues et Meister). GT3 La Grisse LGN1. Banc C2. Zone à Ibex, Sous-Zone à Valdani, Horizon à Maugenesti. Diamètre 45 mm.

4) *Acanthopleuroceras valdani* (d'Orbigny). Morphe à tubercules latéraux-ventraux prononcés du sommet de l'Horizon à Valdani. GS7 La Grisse LGN1. Banc C2. Zone à Ibex, Sous-Zone à Valdani, Horizon à Valdani. Diamètre 65 mm.

5) *Acanthopleuroceras valdani* (d'Orbigny). Specimen mature muni de sa loge d'habitation. GS9 La Grisse LGN1. Banc C2. Zone à Ibex, Sous-Zone à Valdani, Horizon à Valdani. Diamètre 115 mm.

6 a, b) *Aegoceras lataecosta* (Sowerby). GT4 La Grisse LGN1. Banc C4. Zone à Davoe, Sous-Zone à Capricornus, Horizon à Lataecosta. Diamètre 110 mm.

Pl. 6 - 1) *Acanthopleuroceras valdani* (d'Orbigny). GS3 La Grisse LGN1. Banc C2. Zone à Ibex, Sous-Zone à Valdani, Horizon à Valdani. Diamètre 40 mm.

2 a, b) *Oistoceras angulatum* (Quenstedt). GQ8 La Grisse. Banc C4. Zone à Davoe, Sous-Zone à Figulinum, Horizon à Angulatum. Diamètre 35 mm.

3) *Oistoceras figulinum* (Simpson). GQ9 La Grisse. Banc C4. Zone à Davoe, Sous-Zone à Figulinum, Horizon à Figulinum. Diamètre 32 mm.

4) *Productylioceras davoe* (Sowerby). GH5 La Grisse. Banc C4. Zone à Davoe, Sous-Zone à Figulinum, Horizon à Figulinum. Diamètre 65 mm.

5) *Lytoceras furcicrenatum* (Buckman). GH7 La Grisse. Banc C4. Zone à Davoe, Sous-Zone à Figulinum, Horizon à Figulinum. Diamètre 175 mm.

6 a, b) *Amaltheus bifurcus* (Howarth). GR1 La Grisse. Base du banc D2. Zone à Margaritatus, Sous-Zone à Stokesi, Horizon à Occidentale. Dimension 40 mm.

Pl. 7 - 1) *Lytoceras salebrosum* (Pompeckj). HB6 La Grisse. Banc C4. Zone à Davoe, Sous-Zone à Figulinum, Horizon à Figulinum. Diamètre 255 mm.

Pl. 8 - 1 a, b) *Becheiceras gallicum* (Spath). GR7 La Grisse. Banc D2. Zone à Margaritatus, Sous-Zone à Stokesi, Horizon à Monestieri. Diamètre 120 mm.

2) *Lytoceras furcicrenatum* (Buckman). GR8 La Grisse. Banc D2. Zone à Margaritatus, Sous-Zone à Stokesi, Horizon à Occidentale ou Monestieri. Dimension 250 mm. Échelle 3/4.

3 a, b) *Reynesoceras acanthoides* (Reynès). GR6 La Jonchère, coteau de la Fredonnière. Banc D3. Zone à Margaritatus, Sous-Zone à Gibbosus, Horizon à Ragazzoni. Dimension 30 mm.

Pl. 9 - 1 a, b) *Arietoceras disputabile* (Fucini). FZ2 La Grisse, La Jonchère, coteau de la Fredonnière. Banc D3 probable. Zone à Margaritatus, Sous-Zone à Subnodosus. Diamètre 75 mm.

2) *Amaltheus reticularis* (Simpson). La Grisse. Banc D4. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Transiens probable. Dimension 35 mm.

3) *Pleuroceras trapezoidiforme* (Maubeuge). GA3 La Grisse. Banc D6. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare. Dimension 50 mm.

4) *Pleuroceras spinatum* (Brugnière). GA2 La Grisse. Banc D6. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare. Dimension 90 mm.

5) *Pleuroceras elaboratum* (Simpson). La Grisse LGN1. Banc D9. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Hawskerense, Horizon à Elaboratum. Diamètre 60 mm.

6 a, b, c) *Pleuroceras elaboratum* (Simpson). La Grisse LGN1. Banc D9. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Hawskerense, Horizon à Elaboratum. Diamètre 55 mm.

7) *Amaltheus englehardi* (d'Orbigny). GC3 La Grisse, bassins du camping. Banc D4. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare inférieur. Diamètre 140 mm.

8) *Pleuroceras solare* (Phillips). GS2 La Grisse, bassins du camping. Banc D6. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare. Diamètre 35 mm.

Pl. 10 - 1) *Amaltheus margaritatus* (de Montfort). GQ7 La Grisse, bassins du camping. Banc D4. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Transiens. Dimension 155 mm.

2) *Amaltheus englehardi* (d'Orbigny). GQ6 La Grisse, bassins du camping. Banc D6. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare inférieur. Diamètre 155 mm.

Pl. 11 - 1) *Amaltheus englehardi* (d'Orbigny). Empreinte. GC2 La Grisse, bassins du camping. Banc D6. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare inférieur. Diamètre 180 mm.

2) *Pleuroceras hawskerense* (Young et Bird). GC5 La Grisse, bassins du camping. Banc 10. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Hawskerense, Horizon à Hawskerense. Diamètre 95 mm.

Pl. 12 - 1 a, b) *Pleuroceras spinatum* (Bruguière). FZ4 La Grisse, bassins du camping. Banc D6. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare. Diamètre 165 mm.

Pl. 13 - 1) *Pleuroceras spinatum* (Bruguière). HB5 La Grisse, bassins du camping. Banc D7. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare supérieur. Diamètre 155 mm.

Pl. 14 - 1 a, b) *Pleuroceras paucicostatum* (Howath). FL4 La Grisse, bassins du camping. Banc D7. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare supérieur ou base de la Sous-Zone à Hawskerense inférieur. Diamètre 160 mm.

Pl. 15 - 1 a) *Pleuroceras hawskerense* (Young et Bird). GC6 La Grisse. Banc 10. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Hawskerense, Horizon à Hawskerense. Diamètre 130 mm. Échelle 1/1.

1 b, c) Agrandissement de l'aire ombilicale montrant le « stade elaboratum » comprimé e, début d'ontogenèse.

Pl. 16 - 1 a-c) *Pleuroceras hawskerense* (Young et Bird). GE3 La Grisse, LGN1. Banc 10. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Hawskerense, Horizon à Hawskerense. Diamètre 100 mm.

2 a, b) *Protogrammoceras (Argutarpites) argutus* (Buckman). GH6, La Grisse. Banc D9. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Hawskerense, Horizon à Elaboratum. Dimension 110 mm.

3 a, b, c) *Lioceratoides micitoi* (Fucini). GR9 La Jonchère, coteau de la Fredonnière. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Hawskerense, Horizon à Elaboratum. Dimension 40 mm.

Pl. 17 - 1 a, b, c) *Cenoceras araris* (Dumortier). GS1 La Grisse. Banc D2. Zone à Margaritatus, Sous-Zone à Stokesi, Horizon à Monestieri. Diamètre 125 mm. 1 c) détail de la costulation spirale ventrale.

Pl. 18 - 1 a, b, c) *Cenoceras robustus* (Foord et Crick). GB7 La Grisse. Banc D9. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Hawskerense, Horizon à Elaboratum. Dimension 140 mm.

2 a, b) *Cenoceras robustus* (Foord et Crick). GB8 La Grisse LGN1. Banc D7. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare. Hauteur du tonçon de tour 70 mm.

Pl. 19 - 1 a, b) *Cenoceras robustus* (Foord et Crick). GE4 La Grisse. Banc D5. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare inférieur. Diamètre 200 mm. Échelle 3/4.

Pl. 20 - 1 a, b, c) *Cenoceras sp.* GB5 La Grisse. Banc D5. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare inférieur. Diamètre 165 mm.

2 a, b) *Digonioceras sp.* ou tronçon de phragmocône de *Cenoceras robustus*. GH8 La Grisse. Banc D5. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare inférieur. Diamètre 80 mm.

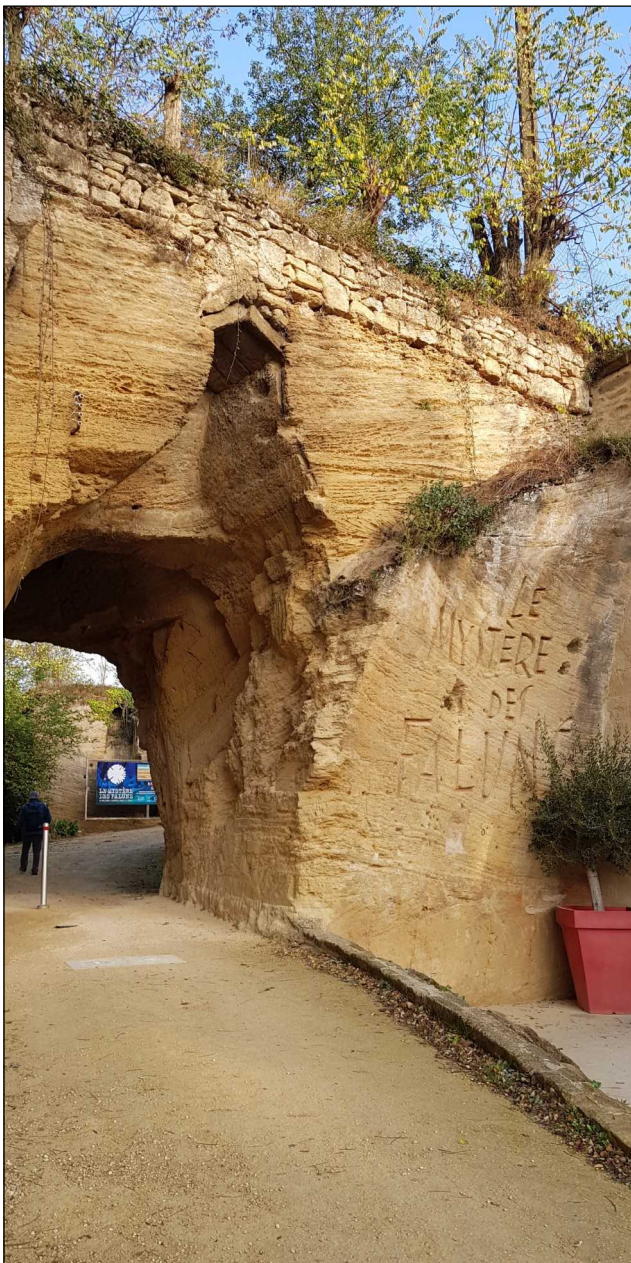
Pl. 21 - 1 a, b) *Cenoceras sp.* GB6 La Grisse. Banc D9. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Hawskerense, Horizon à Elaboratum. Diamètre 130 mm.

2 a, b) *Cenoceras sp.* GH9 La Grisse. Banc D9. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Hawskerense, Horizon à Elaboratum. Diamètre 110 mm.

Pl. 22 - 1 a, b) *Cenoceras fischeranus* (Foord et Crick). GT5 La Grisse. Banc D10. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Hawskerense, horizon à Hawskerense. Diamètre 220 mm. Échelle 9/10.

Sortie dans les faluns de Doué-en-Anjou et au Musée des Beaux-arts d'Angers

19 septembre 2021



Site des Perrières à Doué-en-Anjou



Musée des Beaux-Arts d'Angers

I. Le site des Perrières et l'exposition « Le mystère des faluns - 10 millions d'années sous la terre »



Intervention de Laurent Aubineau, animateur du patrimoine, devant le groupe de l'AVG

Présentation générale

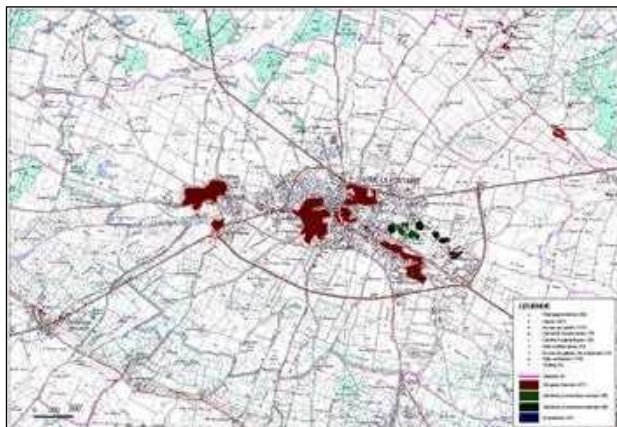
La géologie, qui a pour objet l'étude du sous-sol, est la composante du paysage la plus difficile à appréhender, surtout là où le relief est absent et où l'occupation anthropique du sol multiplie les masques comme c'est le cas à Doué-en-Anjou.

Elle détermine pourtant largement la nature des habitats naturels et l'usage que l'homme a pu faire de ses roches. Géodiversité et biodiversité sont intimement liées.

Et le site des Perrières en est une parfaite illustration. On peut en effet y observer deux visages de la ville de Doué-en-Anjou :

- celui d'une cité de surface, ordinaire, banale avec ses maisons aux toits en ardoise et leurs jardins clos par des murets bas,
- et à côté, celui d'une cité souterraine cachée, qui ne se laisse que peu deviner, creusée par l'homme à coups de « pierrochets » dans le falun et constituée par tout un réseau de galeries et de « caves cathédrales » s'étalant sur plusieurs hectares.

Les « caves cathédrales » sont de fait de véritables carrières souterraines. Aujourd'hui encore, beaucoup d'entre elles ne sont pas répertoriées et il n'est pas rare, lors de travaux de voirie, qu'une tranchée ne se transforme en gouffre ou « fontis » de plusieurs mètres de largeur et de profondeur !



Cavités souterraines de la région de Doué-en-Anjou

Extrait de « Inventaire des cavités souterraines du département du Maine-et-Loire » - Rapport final BRGM/RP - 55695 - FR Juillet 2007

Et même si les « caves cathédrales » ont été bien reconnues, identifiées, localisées, toute nouvelle construction dans leur environnement immédiat, pour peu qu'elle soit d'importance, nécessite systématiquement leur mise à jour pour les combler de béton afin de sécuriser et stabiliser sol et sous-sol.



Cave cathédrale sous l'emplacement de la future Maison de santé du centre-bourg de Doué-en-Anjou

1. Description du site des Perrières à partir du parking

Le site des Perrières doit son intérêt au fait qu'il expose deux techniques d'extraction du falun :

- le parking devant l'accueil du Musée est lui-même une ancienne immense carrière à ciel ouvert avec ses nombreux fronts de taille, hauts de près de 10 m, bien verticaux et sur lesquels on distingue très nettement, même de loin, les nombreuses traces d'une stratification entrecroisée. Cette « falunière » a été exploitée au XVIIIe siècle.



Stratification entrecroisée bien visible sur un front de taille

- puis dans un angle de la carrière, près de l'accueil, on observe un grand porche en forme d'ogive, entièrement taillé dans le falun, surmonté par une niche coiffée à son sommet de deux grandes dalles disposées en accent circlexe. Ces dernières atteignent pratiquement le sol sur lequel repose un muret de pierres sèches. Ce porche représente une tranche verticale dans une ancienne cave cathédrale et son accès à la surface.

Au fil des siècles, l'homme a donc non seulement utilisé ce sous-sol pour ses besoins mais il l'a également façonné. Tout un passé chargé d'histoire !

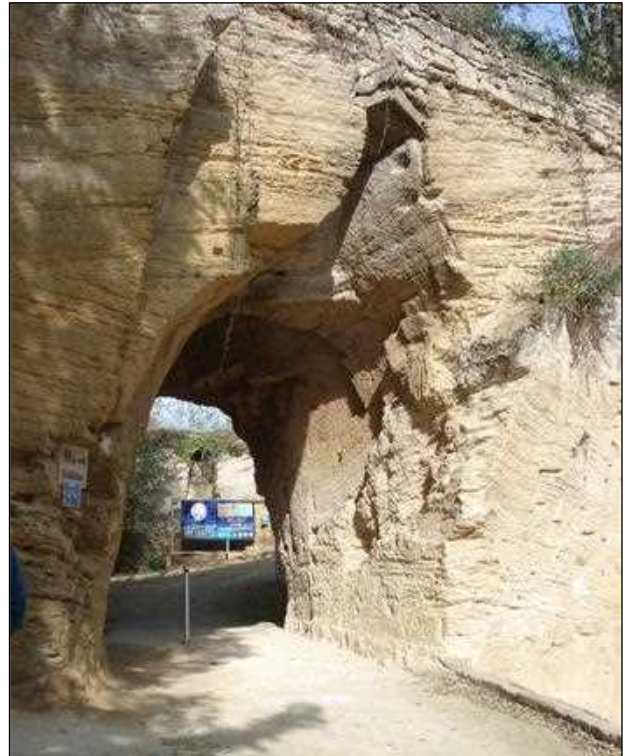
2. Utilisation du falun

a) Pierre à bâtir

Le falun de Doué-en-Anjou a surtout été utilisé autrefois comme pierre à bâtir pour les constructions de surface. Et cela s'explique par deux faits : **sa dureté et son abondance**.

- Le falun peut avoir des aspects variés mais surtout des consistances très différentes. En quelques kilomètres, on peut en effet passer d'un falun solide et cassant à un falun très friable comme un sable coquillier de plage actuelle : on parle de variation latérale de faciès. **Ici il est dense et compact**. On lui donne le nom de « grison ».

- De plus, autour de Doué, la « Mer des Faluns » a été relativement profonde. On estime sa profondeur à environ 25 m. Une preuve à l'appui : les caves cathédrales en ogive du site des Perrières peuvent atteindre jusqu'à 20 mètres de haut. **Le « grison » s'y trouve donc en grande quantité.**



Le porche : une véritable tranche dans une cave cathédrale

b) Amendement des terres

Il a été également largement exploité, et il l'est encore, pour amender les terres siliceuses et acides, lourdes à travailler, comme par exemple celles des Mauges voisines établies sur des schistes briovériens.

Le falun est en effet riche en débris de coquilles de nature calcaire. Il est donc une matière première pour la fabrication de la chaux qui améliore la structure des sols siliceux.

Le lait de chaux a aussi été utilisé pour assainir les murs du fait de son rôle antiseptique.



Falun observé à l'œil nu

c) Sablage des chemins

Aujourd'hui, il fournit un excellent matériau pour le sablage des chemins et des routes.

On voit bien toute l'importance des roches sur les activités humaines. On peut citer dans le même ordre d'idées l'exploitation du tuffeau dans la région de Saurmur, du sable dans le lit de la Loire et de l'ardoise à Trélazé.

Remarque

Souvent les carriers étaient également des agriculteurs qui n'extrayaient la roche qu'à la morte-saison, soit 3-4 mois l'année. Et la plus grande partie du falun exploité était utilisée sur place, autour de Doué, du fait de l'absence de réseau routier suffisant et surtout de la concurrence du tuffeau de la région de Saumur.

Attention !

Falun et tuffeau sont deux roches de nature complètement différentes :

- Le falun de Doué est un sable coquillier de faciès Pontilévien, d'âge Miocène moyen (Langhien : -16 à -14 Ma et Serravalien : -14 à -11,5 Ma) qui s'est formé dans un golfe peu profond, le golfe ou « Mer des Faluns » ouvert à l'ouest sur l'Atlantique.

- Le tuffeau de Saumur est en revanche une craie blanche, tendre, finement glauconieuse, micacée d'âge Crétacé supérieur (Turonien : -94 à -90 Ma) donc beaucoup plus vieille que le falun. Il s'est formé dans une mer intérieure plus profonde, « la Mer de la Craie » qui occupait la presque totalité du Bassin Parisien.

Leur exploitation était également différente.

- Le falun était extrait verticalement à partir de la surface.

- À l'inverse, en bord de Loire, le tuffeau était extrait à partir de galeries creusées horizontalement à flanc de côtes.

3. Mode d'exploitation du falun par la technique dite « en caves cathédrales »

L'exploitation du falun par la technique dite « en caves cathédrales » (voir schémas ci-contre) consistait d'abord à creuser en surface, dans la terre arable, une saignée de 1 m de profondeur environ afin d'atteindre la roche.

À partir de là, commençait l'extraction des blocs proprement dite. Au fur et à mesure de l'exploitation, les « pierreyeurs » descendaient progressivement en ménageant une voûte en ogive permettant d'extraire des blocs de plus en plus nombreux et de plus en plus gros. Une fois la nappe phréatique atteinte, la carrière pouvait mesurer jusqu'à une vingtaine de mètres de large. A ce stade, il ne restait plus qu'à reboucher la saignée de surface à l'aide de blocs de falun que l'on disposait en clé de voûte et à apporter dessus le mètre de terre arable nécessaire à la reconstitution du champ.

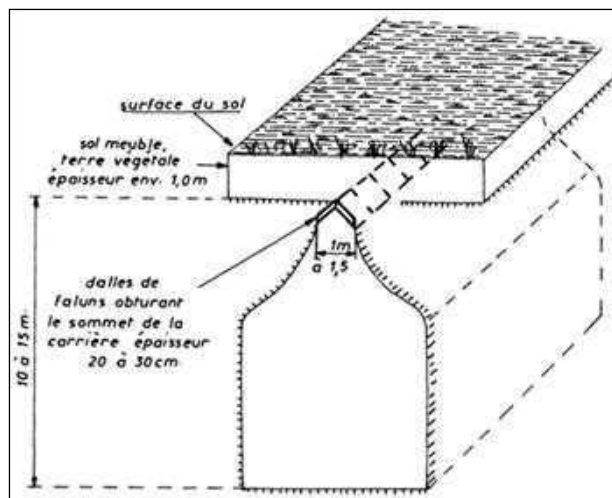
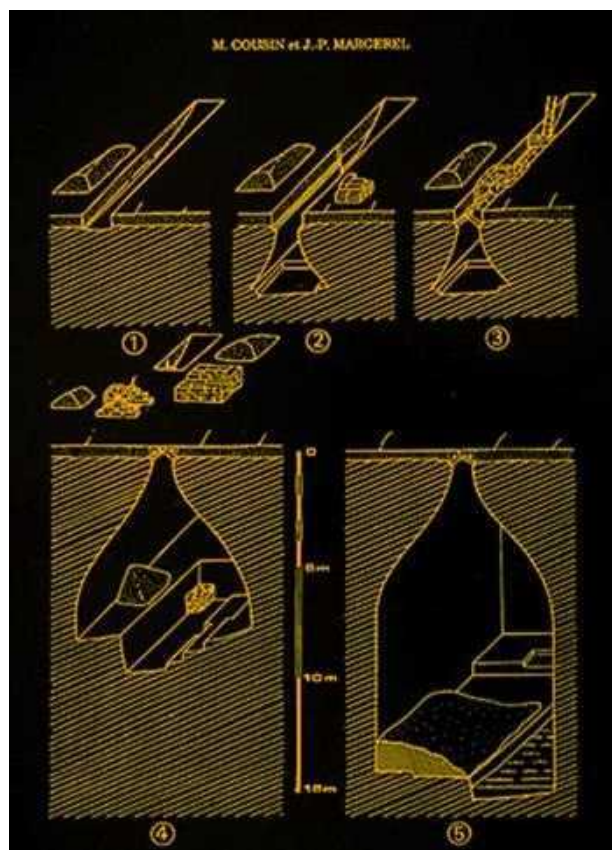
Beaucoup de carriers ont choisi cette méthode car elle avait l'avantage de ne pas condamner les champs. Par exemple, les viticulteurs procédaient à l'extraction du falun entre deux rangs de vignes. Ainsi, ils pouvaient cumuler deux activités : cultiver la vigne pendant la belle saison et extraire le falun l'hiver.

Sous des champs voisins, pouvaient donc exister des caves cathédrales adjacentes, séparées entre elles en profondeur par des cloisons représentant de véritables murs mitoyens.

Une cave cathédrale, après exploitation, pouvait aussi servir de « poubelle » lors de la construction d'une cave voisine.

4. Ce que nous apprend également l'histoire

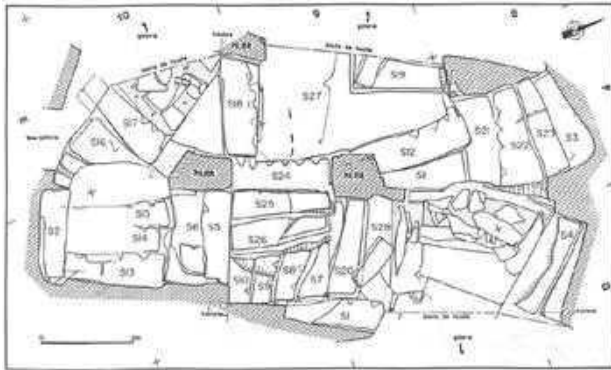
Le falun de Doué-en-Anjou a été exploité dès le haut Moyen Âge (entre le Ve et le Xe siècle), période pendant laquelle il a servi à la production de sarcophages.



Forme « en bouteille » caractéristique des caves cathédrales

La carrière souterraine de la Seigneurie en est le témoignage. Dans ce réseau de galeries s'étendant sur près d'un hectare, les fouilles qui ont été réalisées entre 1989 et 1996 ont permis de mettre en évidence le mode d'exploitation des bancs de falun et de comprendre la logique de progression, les systèmes d'aération et d'évacuation des sarcophages. L'ensemble de la chaîne opératoire a pu être reconstitué depuis l'extraction en elle-même jusqu'à l'élaboration des sarcophages.

On estime à environ 25 000 le nombre de sarcophages extraits à l'époque mérovingienne, entre le VI^e et le IX^e siècle, sarcophages que l'on retrouve jusqu'en Belgique et en Angleterre.



Le site de la Seigneurie, zone d'extraction de sarcophages
(document Michel Cousin)

Il existait aussi dès le début du IXe siècle un palais carolingien, celui de Louis le Débonnaire, un des trois fils de Charlemagne, couronné Roi d'Aquitaine en 781. C'est dans son palais de Doué qu'il apprendra la mort de son père en février 814.

Aujourd'hui, il ne reste aucune trace de ce palais qui a été vraisemblablement détruit durant les raids vikings dans la région, entre 850 et 900. Au IXe siècle en effet, les Vikings envahissent toute la vallée de la Loire, depuis leur base fortifiée de Noirmoutier jusqu'à Fleury-sur-Loire dans la Nièvre. Au cours de cette occupation, Saumur est pillée, en 886. Les populations ligériennes du Saumurois viennent alors se réfugier dans les caves de Doué-en-Anjou. **C'est la naissance de l'habitat troglodytique.**

De nouveau, pendant la guerre de Cent Ans puis les guerres de religion, toujours pour se protéger, les habitants creusèrent encore de nombreux « souterrains-refuges », communiquant entre eux par d'étroits boyaux et dotés parfois de systèmes de défense et de pièges très élaborés et redoutables.

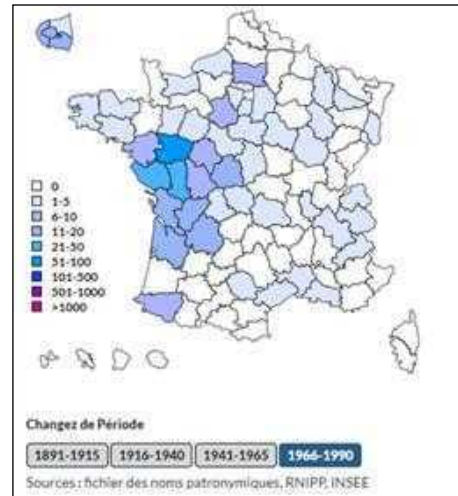
Jusqu'au XIXe siècle, ces troglodytes ont continué à être habités par une population paysanne et plutôt pauvre. Ils étaient d'une simplicité remarquable. Le mobilier était souvent réduit à un lit, une table et des chaises. Le reste était taillé à même la roche : les niches, le placard, l'alcôve, l'évier ou encore la cuve à buées pour les lessives...

De toute cette période, sont nées des expressions du parler local du genre :

- « *Monter au jardin* » puisque le jardin chapeautait la cave cathédrale,
- « *Manger les pissenlits par la racine ou par les deux bouts* », les racines des plantes pouvant passer au travers du plafond de la cave,
- « *Champs fumants* », les conduits de cheminées débouchant à la surface du sol, dans les jardins...

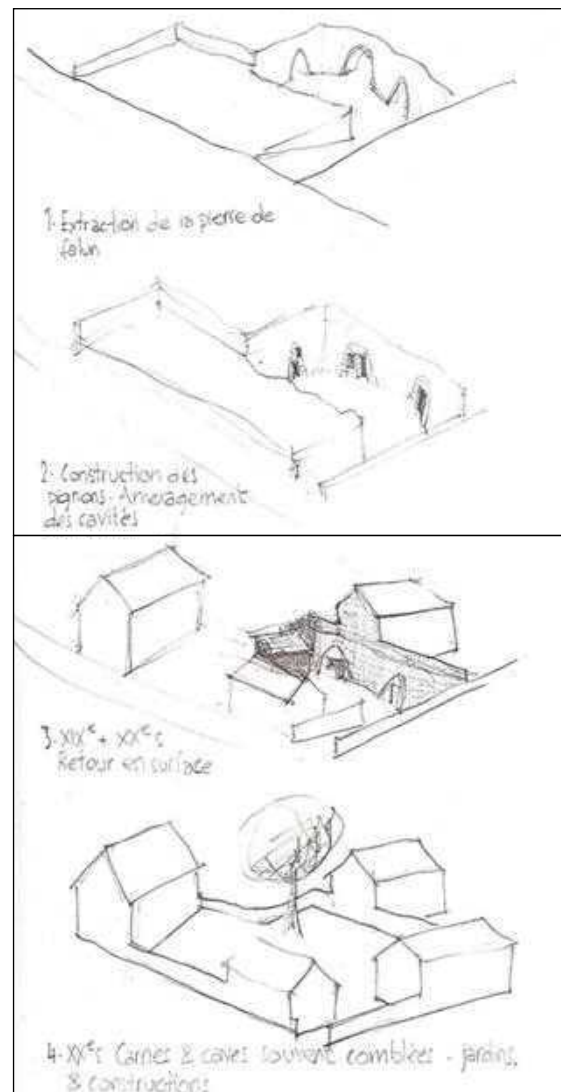
Cela se reflète également dans l'anthroponymie. Le pays de Doué, comme le Saumurois d'ailleurs, est le **pays des « mousseaux »**. Le patronyme « Mousseau » y est en effet très fréquent (voir carte ci-après). Il aurait pour origine le verbe « se musser » signifiant : se cacher, se dissimuler, se glisser. Les « mousseaux » étaient donc de ces gens qui vivaient et travaillaient sous terre, dans les habitats troglodytiques.

À partir du XIXe siècle, les « troglos » sont progressivement délaissés. Ils ne séduisent plus et les propriétaires préfèrent construire en surface.



La France des « MOUSSEAU » entre 1966 et 1990

Et aujourd'hui, il n'est donc pas rare de découvrir en contrebas de maisons contemporaines des petites cours ou « courées » au fond desquelles subsiste l'entrée d'une ancienne « cave demeurante » avec ses dépendances : poulailler, soue à cochons, pressoir...



Évolution des habitats

Mais d'autres « troglos » ont été reconvertis :

- en caves pour la vinification car la température y est assez constante, autour de 8° l'hiver, 20° l'été
- en champignonnières après abattage des cloisons mi-toyennes séparant des caves cathédrales contiguës. Mais vu le volume considérable de ces salles, allié à la nécessité de les chauffer pour maintenir une température favorable au développement du champignon, le coût d'exploitation était important.

Résultat ! Après le choc pétrolier de 1974, la culture du champignon a cessé à Doué-en-Anjou et a été transférée dans la région de Saumur, le tuffeau étant plus stable en température.

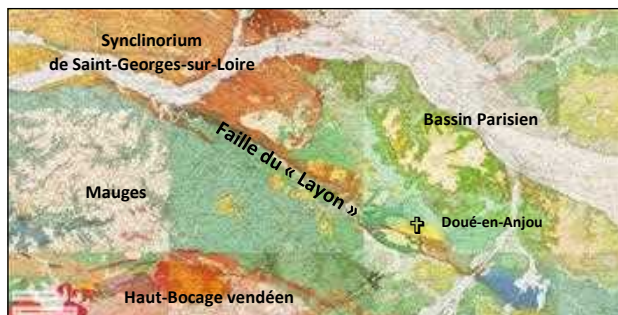
Depuis les années 1970, diverses associations œuvrent pour la sauvegarde et l'animation de ce patrimoine.

De nouveaux usages ont permis de revaloriser ces sites exceptionnels : musées, lieux d'artisanat, restaurants où l'on peut déguster les « fouées » (fouaces) aux rillettes d'Anjou ou aux haricots blancs, gîtes, ... Certains ont été réhabilités en logements voire en résidences principales « modelables » à loisir.

5. Géologie

a) Situation de Doué-en-Anjou

La région de Doué-en-Anjou se trouve pratiquement à la confluence de trois grandes unités géologiques :



Géologie de la région de Doué-en-Anjou

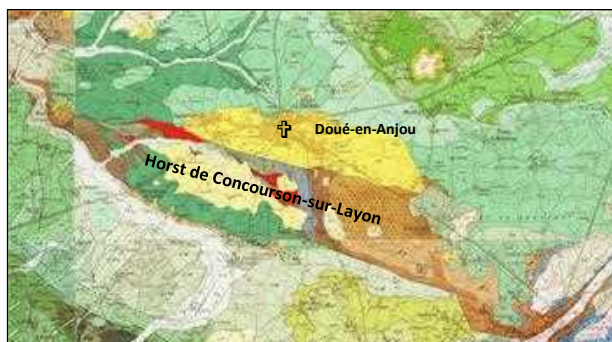
- la Formation briovérienne des Mauges, à l'Ouest et au Sud de la faille du Layon,
- le Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire, de direction armoricaine au Nord de cette même faille du Layon,
- et à l'Est, le Bassin Parisien.

À Doué-en-Anjou même, nous sommes légèrement au Nord de la faille du Layon et des dépôts namuro-westphaliens du « Sillon houiller » de Basse-Loire qui la jalonnent depuis Chalonnes-sur-Loire jusqu'à Concourson-sur-Layon au Sud de Doué-en-Anjou.

Cette faille du Layon qui est le prolongement oriental de celle de Nort-sur-Erdre (et qui porte localement d'autres noms : faille de Montreuil-Bellay, faille de Loudun) disparaît ensuite à l'Est, près de Châtellerault, par « ennoielement » sous les sédiments crétacés du Bassin Parisien. C'est un puissant décrochement du Massif Armoricaïn au même titre que les Cisaillements Nord et Sud-Armoricains.

Comme eux, elle a joué en distension et en décrochement (on dit « en transtension ») au Carbonifère, ménageant sur toute sa longueur une multitude de petits bassins houillers disposés en « pull-apart » dont la plupart se sont révélés productifs en charbon.

Elle a joué plus tard, du Permien à la fin du Crétacé, lors de la formation du rift de Biscaye (on se trouve en effet ici au niveau de l'épaule Nord de ce rift de Biscaye, la Pangée est en extension) puis au Miocène lors des orogènes pyrénéenne et alpine (collision entre la plaque africaine et la plaque européenne, système en compression). Les failles qui délimitent par exemple le horst de Concourson-sur-Layon, au Sud de Doué-en-Anjou (voir la carte géologique ci-dessous), et qui ne sont en fait que des relais de la faille principale de Nort-sur-Erdre - Layon - Montreuil-Bellay - Loudun, se sont manifestées au Miocène.



Détail de la carte précédente

Le point important à noter est que toutes ces forces tectoniques (forces d'extension lors de la formation du rift de Biscaye et forces de compression lors des orogènes alpine et pyrénéenne) se sont exercées sur un socle intensément fracturé depuis l'orogène varisque et composé de roches dures donc mécaniquement fragiles.

Il en est résulté de tout ça une tectonique cassante de blocs, un véritable compartimentage du socle encore bien visible dans le relief actuel, de la Loire au Sud-Vendée, même s'il est peu accusé.

Des blocs se sont ainsi surélevés en horsts (ce sont les plateaux actuels) :

- exemples du horst de Concourson-sur-Layon, du Haut-Bocage vendéen. Ce dernier, en se soulevant, a stoppé le cours du fleuve Yprésis à la fin de l'Éocène au niveau de l'étranglement de Saint-Mars-la-Réorthe, près des Herbiers (85) ...

D'autres se sont au contraire affaissés en grabens (ce sont les cuvettes d'aujourd'hui occupées parfois par des marais) :

- exemples du Lac de Grandlieu (44), de la Brière...

Tous sont séparés les uns des autres par des failles matérialisées dans le paysage actuel par des coteaux parfois abrupts.

Beaucoup de ces blocs ont été en même temps basculés, déterminant ainsi des versants plus ou moins pentés aujourd'hui entaillés par des ruisseaux.

Pour ce qui est de la Vendée, globalement, cette tectonique de blocs a soulevé le Haut-Bocage vendéen comme il l'a été dit précédemment et affaissé et basculé vers l'Ouest tout le Bas-Bocage. Ce sont ces mouvements qui expliquent dans une large mesure toutes les transgressions du Crétacé supérieur et du Tertiaire au niveau du Bassin de Challans - Commequiers qui, lui aussi, a été occupé par la « Mer des Faluns ».

b) La « Mer des Faluns »

- Pétrographie

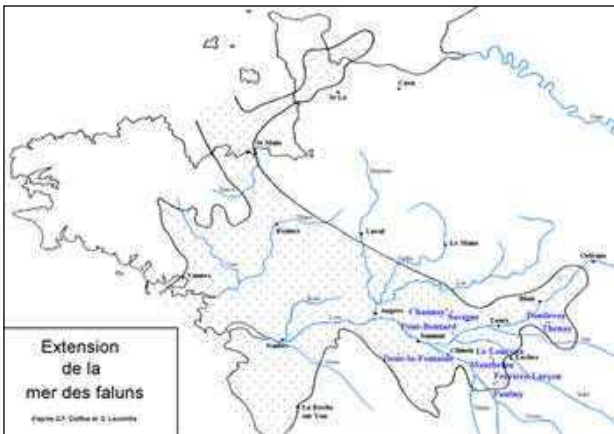
Les faluns sont des roches sédimentaires détritiques plus ou moins bien consolidées, composées de très nombreux débris coquilliers (Bryozoaires, Lamellibranches, Gastéropodes...) liés par une matrice sableuse ou sablo-argileuse. Ces sédiments avant diagenèse se sont déposés dans une mer peu profonde, dans sa frange côtière infralittorale supérieure. Cette mer a été nommée « Mer des Faluns ».



Falun de Doué-en-Anjou (Zone industrielle de l'AFPA)

- Extension de la « Mer des Faluns »

Au Miocène, la « Mer des Faluns » a recouvert le Blésois, la Touraine, le Haut-Poitou, l'Anjou, le Pays nantais, la Vendée, le Bas-Maine, le Bassin de Rennes jusqu'aux confins du Cotentin.



Les dépôts que l'on peut observer aujourd'hui sont le plus souvent peu épais, voire pelliculaires. Le Bassin de Doué-la-Fontaine se distingue par l'importance de son gisement, tant par sa superficie que par sa puissance.

- Stratigraphie

Il y a 10 millions d'années environ, ce bassin formait une large baie comparable à celle du Mont-Saint-Michel. Il était parcouru par de puissants courants marins qui, en entraînant par roulement ou en suspension de grandes quantités de sédiments, ont formé sur le fond de véritables champs de dunes sous-marines comme l'attestent les formations lenticulaires que l'on peut observer sur les fronts de la carrière du site des Perrières.



Les Perrières - Front avec stratification entrecroisée

Chacune de ces formations lenticulaires montre en effet une superposition de fines couches inclinées ou lamines semblables à celles que l'on peut observer aujourd'hui dans des coupes de dunes.

Ces formations lenticulaires sont en même temps tronquées, sécantes les unes par rapport aux autres ce qui permet donc de les dater relativement. Mais ces tronchantures démontrent surtout que chacune d'elles a été fortement érodée après son dépôt, preuve de l'existence de courants violents et changeants en direction.



Aspects variés de la stratification entrecroisée

On peut observer aussi, mais plus rarement, des stratifications obliques disposées en « arêtes de poisson » c'est-à-dire d'inclinaison, de pendage opposé ce qui témoigne de véritables inversions des courants côtiers.



Stratification en « arêtes de poisson »

Cet hydrodynamisme important est la cause essentielle de l'aspect fragmenté, brisé de tout le matériel paléontologique, surtout malacologique des faluns.

Origine de ces quantités énormes de sable

Les grains grossiers ont une origine locale. Ils proviennent des reliefs voisins, du horst de Concourson-sur-Layon ou des granites du Haut-Bocage vendéen par exemple, qui ont été soulevés par les mouvements tectoniques liés à la riftogenèse du golfe de Gascogne puis aux orogénèses alpine et pyrénéenne. Portés à plus haute altitude, ils ont alors été la proie d'une reprise de l'érosion. Les sables plus fins sont bien évidemment de sources plus lointaines, ils proviennent de l'érosion des reliefs rajeunis du Massif Central.

- Âge des faluns

Au tout début du Miocène, il y a environ 24 Ma, existait au Nord du horst de Concourson-sur-Layon une vaste dépression fluviale.

À l'Aquitainien (Miocène tout-à-fait inférieur), autour de -23 Ma, une première petite transgression marine va venir l'occuper et la napper essentiellement avec des argiles.

L'étude des Mammifères a permis de montrer qu'après cette première avancée marine puis son retrait, ce n'est pas une mer des faluns, mais trois mers des faluns qui se sont succédées entre -22,6 Ma et -5 Ma, séparées par des périodes d'émersion.

Première « Mer des Faluns » au Langhien

La plus ancienne de ces mers a atteint la plus grande extension. Les faluns de Touraine et du Blésois appartiennent à cette première transgression marine qui s'est étalée entre environ -16,5 et -15 Ma (Langhien).

En Anjou-Touraine, le falun de faciès Savignéen est caractérisé par l'abondance des Bryozoaires et la dissolution des coquilles en aragonite, les coquilles en calcite comme celles des Pectens et des Huîtres ayant été préservées.

Ce faciès s'est déposé dans une colonne d'eau de 50 à 80 m d'épaisseur.

Le Langhien comprend une faune de Mammifères type dont : *Anchitherium aurialense* (Zèbre), *Gomphotherium angustidens* et *Deinotherium bavaricum*.

Deuxième transgression marine au Serravallien

Après une période d'émersion, la deuxième « Mer des Faluns » n'a atteint que l'Anjou, entre environ -12,5 et -11 Ma (Serravallien supérieur). Le gisement de Doué-en-Anjou appartient à cette époque.

On note la présence de Balénoptères, de très nombreux restes de *Metaxytherium* et surtout de dents d'*Hipparion* associés avec certaines espèces de Mollusques communes aux faluns du Saumurois et du Ségréen mais inexistantes dans ceux de Touraine (*Terebratula perforata*, *Pecten praebenedictus*, *Hinnitescrispus*...).

Remarque et question : c'est à cette époque que se manifeste pour la première fois le volcanisme cantalien avec ses coulées basaltiques et quelques éruptions stromboliennes.

Ce volcanisme a été très important.

A-t-il eu une influence sur la flore et la faune de la région de Doué-en-Anjou ?

Troisième transgression marine au Messinien

Après une nouvelle période de retrait marin, la troisième et dernière « Mer des Faluns » s'est étendue, comme la précédente, jusqu'en Anjou, entre environ -6 et -5 Ma (Messinien supérieur).

		Âges (millions d'années)	étages	Transgressions	Anciennes appellations	
MIOCÈNE	supérieur	5	Messinien	P	Redonien	Pliocène
		6,3	Tortonien		Pontien	
		12,5	Serravallien	P	Tortonien	
	moyen	15,4	Langhien	P	Helvétien	Miocène
		16,5	Burdigalien	P	Burdigalien	
		22,6	Aquitainien	P	Aquitainien	
	inférieur	24				

Les trois transgressions du Burdigalien au Messinien

- Paléoclimat

Les nombreux fossiles de Mammifères marins et terrestres ont également fourni de précieuses informations sur les paysages et le climat qui régnait à cette époque.

Au Miocène, le climat était de type subtropical, comparable à celui qui sévit aujourd'hui le long des côtes sénégalaises. L'eau de la « Mer des Faluns » y était chaude, à une température de l'ordre de 22°C en moyenne.

La scénographie du « Mystère des faluns » reconstitue de façon artistique l'ambiance de cette période.

II. La scénographie : « Le mystère des faluns - 10 millions d'années sous la terre » (photos page 112)

Le « Mystère des faluns », scénographie artistique en sons et lumières, invite à parcourir les caves cathédrales en ogive et à découvrir en même temps l'histoire géologique du site, les animaux qui l'ont peuplé au Miocène et le travail des « pierreyeurs », ces hommes qui ont exploité le falun.

Cette féérique déambulation, déployée sur un kilomètre, nous fait remonter jusqu'à dix millions d'années en arrière, lorsque la mer recouvrait le site. Sur la terre ferme, déambulaient des Girafidés, des Proboscidiens (*Gomphotherium*, *Deinotherium*), des Félinidés.... Dans les arbres s'agitaient des Primates (*Pliopithecus*) et dans la mer, évoluaient les paisibles Dugongs broutant les herbiers d'algues et les premières baleines à fanons (*Pelocetus*), tous sous la menace du gigantesque et redoutable Carcharodon, ancêtre de nos Requins.

III. « Gratouille » dans les faluns du site de l'AFPA avec Valentin Prugneaux



Valentin Prugneaux (à gauche) avec Laurent Aubineau

Quelques dents de Requins et de Dorades ont été récoltées, beaucoup de coquilles de Lamellibranches et d'amas difformes de Bryozoaires, tous caractéristiques du Miocène.

Mais on a trouvé aussi en grand nombre des Térébratules du Bathonien (Jurassique moyen) en très bon état. Il s'agit de fossiles remaniés, la « Mer des Faluns » ayant transgressé ici sur un substratum jurassique qu'elle a raboté.



Groupe de l'AVG à la recherche de fossiles
(dent de Dorade et dent de Requin)



Pique-nique

IV. Le Musée des Beaux-Arts à Angers - L'exposition « Au temps des faluns »

Sont à la fois reconstitués, à droite en entrant dans la salle, le milieu marin sur fond bleu et à gauche, le milieu terrestre sur fond vert.

Au fond de la salle, un troisième espace, sur fond jaune, est voué à l'utilisation des faluns, à l'habitat troglodytique, ... aspects déjà vus en matinée à Doué-en-Anjou.



500 pièces environ sont exposées : 350 proviennent du Muséum d'Histoire Naturelle d'Angers et le reste de musées régionaux, du muséum d'Histoire Naturelle de Paris et de collections privées.

Le monde marin





« Le Mystère des faluns »



Metaxytherium medium voisin des Lamantins et Dugongs actuels (Ordre des Siréniens)

Ce montage est un assemblage de nombreux ossements fossiles de la même espèce provenant de plusieurs carrières du Maine-et-Loire et de pièces en plâtre.



Reconstitution des mâchoires du Mégalodon (Otodus megalodon)



Dents du Mégalodon - Taille : environ 5 cm



Coquilles de Lamellibranches : Huîtres et Pectens



Oursins plats dont Parascutella faujasi



Colonies de Bryozoaires (Meandropora cerebriformis)



Cnidaires (Coraux)



Prairies sous-marines

« Les milieux marins les plus tranquilles, notamment couverts de prairies sous-marines (Zostéracées), qui se diversifient au Miocène, sont particulièrement riches. Zones de nourrissage du Metaxytherium ou encore refuge pour l'élevage des jeunes baleines, ce sont surtout des milieux où l'on rencontre les oursins plats, les bivalves enfouis dans le sédiment et les poissons qui se cachent dans la végétation, car les prédateurs rôdent (*Aetomylaeus, Galeocerdo*). »



Côtes rocheuses

« Selon la conformation des fonds ou la proximité du rivage, certains milieux sont secoués par le ressac ou parcourus de puissants courants qui transportent les sédiments, roulent et fragmentent les plus gros dépôts. Les animaux « fixés » aux rochers et récifs y trouvent leur compte, bryozoaires, coraux et gastéropodes forment la partie la plus visible de l'écosystème ; pour le reste tout est mouvement : poissons (*Tetrodon*, *Sparus*), phoques (*Phocanella*) et requins. »

Haute mer

« Pour la faune, la pleine mer n'est finalement qu'un milieu de transition entre deux zones de chasse ou vers des régions plus propices à la reproduction par exemple. C'est pourquoi on peut trouver dans les faluns, qui correspondent à des eaux marines peu profondes, des restes de grands animaux : requins (*Otodus*), baleines (*Pelocetus*).

Le monde terrestre

Tibia, fragment de défense et dents de *Deinotherium* sp.Dents de *Deinotherium* sp.

Quelques espèces actuelles viennent compléter la faune du Miocène car même si l'évolution a continué à faire son œuvre, beaucoup de pièces anatomiques retrouvées dans les faluns, mais en petit nombre et ne permettant donc pas une reconstitution, ressemblent à celles d'espèces actuelles : phalange unguéale d'aigle, de faisan, diaphyse d'ulna de Flamant rose avec les traces des insertions des plumes, ...



Zones humides

« Les niveaux d'eau dessinent les horizons marécageux et estuariens : les vasières et rives sableuses où se rassemblent les échassiers (*Palaeolodus*) et grands herbivores (*Brachyodus*), les marges des lagunes et des dépressions fluviales hérissées de roseaux et massettes. Sur les sols plus compacts s'installent des palmiers rampants et de grandes Cupressacées (*Taxodium*, *Cupressus*, *Cryptomeria*), un milieu idéal pour les castors (*Steneofiber*) et les grands crocodiles (*Tomistoma*).



Prairies et savanes

« L'assèchement du climat modifie la végétation en favorisant les graminées aux dépens des arbres. Elles se reproduisent grâce au vent (*Stipa*, *Andropogon*) ou par multiplication végétative (*Poa*, *Elymus*). Les buissons coriaces parsèment le paysage (*Myrtus*, *Berberis* ou même *Ephedra*). Les ligneux épars sont des espèces « méridionales » (*Robinia*, *Quercus*, *Juglans*) qui supportent la sécheresse des étés. Les prairies et savanes forment un environnement propice aux troupeaux d'éléphants (*Zygodon*) et de suidés (*Aureliachoerus*).



Forêts

« Dans la première partie du Miocène, la forêt subtropicale sèche couvre l'Anjou. Elle s'étage depuis des fougères jusqu'à de grands conifères (*Cedrus*). Dans l'intervalle, les arbres et arbustes appartiennent en particulier à la famille des Lauracées comme *Ocotea* ou *Picconia*. En dehors des animaux arboricoles (*Pliopithecus*, *Martes*), des mammifères solitaires (*Anchitherium*, *Hyainailouros*) habitent également ce milieu fermé.

Article de Hendrik Vreken

Photographies : Josiane Vreken

Bibliographie

« Au temps des faluns - Guide de la faune du Miocène d'Anjou-Touraine » - Editions des Musées d'Angers (2021)

Sites internet consultés

« Découvrir les fossiles des faluns de l'Anjou : exposition de Valentin Prugneaux »

<https://www.youtube.com/watch?v=EKc6xSFGIG8>

« Exposition immersive - Au temps des faluns » au Musée des Beaux-Arts d'Angers par la chaîne GEO Logique

<https://www.youtube.com/watch?v=c6XCnCBIZuY>

https://www.agso.net/sites/agso.net/IMG/pdf/livret_guide_seuil_poitou.pdf

https://www.canal-u.tv/video/cerimes/la_baie_du_mont_saint_michel_un_modele_de_sedimentation_en_zone_temperree.7681

<http://geologie41.cdpne.org/Site15a.html>

<https://anabf.org/pierredangle/magazine/doue-la-souterraine-vers-une-gestion-durable-d-un-patrimoine-a-risque>

<http://www.cren-poitou-charentes.org/sites-conservatoire/fiches-sites/falunieres-de-moulin-pochas-vienne>

<https://www.francebleu.fr/emissions/ca-va-dans-le-bon-sens-en-poitou/poitou/les-falunieres-de-moulin-pochas-a-amberre>

<https://www.tourisme-vienne.com/fr/activite/2/les-faluns-d-amberre>

<http://ww2.ac-poitiers.fr/svt/spip.php?article489>

https://www.wiki-anjou.fr/index.php/Les_grandes_p%C3%A9riodes_en_Anjou#:~:text=Saumur%20est%20pill%C3%A9e%20par%20les,Anjou%20devient%20comte%20d'Anjou.

<https://loireexplorer.com/invasions-barbares-vikings-chateau-loire/>

https://www.persee.fr/doc/arcme_0153-9337_1973_num_3_1_1260

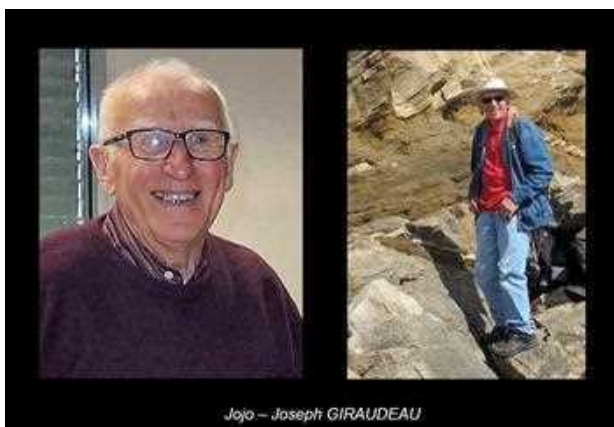
https://www.persee.fr/doc/geo_0003-4010_1910_num_19_106_7636

<https://www.histoire-pour-tous.fr/histoire-de-france/4886-louis-le-pieux-814-840-et-lordination-imperii.html>



Lors de l'Assemblée Générale du 7 novembre 2021, au nom de l'AVG, le président de l'AVG, Jean CHAUVET, a rendu hommage aux chers adhérents qui nous ont quittés récemment.

Joseph Giraudeau, Jojo, décédé dans l'après-midi du dimanche 13 septembre 2020.



Notre ami Jojo était l'un des membres pionniers de l'AVG, administrateur pendant plus de trente ans. Homme affable et généreux, il était très actif au sein de l'AVG.

Jojo était un grand collectionneur de minéraux et de fossiles, expert en minéralogie, avec son épouse Suzette.

Sa magnifique collection minéralogique, rationnellement classée et numérisée, faisait l'admiration de tous.

Je me souviens de tous ces moments partagés avec lui pour photographier ses plus beaux échantillons afin de réaliser un CD inventariant les minéraux vendéens. C'est grâce à lui et à ses amis minéralogistes, Alain Duret, Christian Mahu, Gérard Mérand et Gérard Berthet que l'AVG a présenté une très belle exposition en 2016, exposition avec un écho régional et de nombreux visiteurs (plus de 1 200).

Parmi les très bons moments partagés avec lui, je voudrais rappeler ce week-end passé chez Jojo et Suzette pour construire un bas fourneau et réaliser la réduction du fer, à l'initiative de Louis Arrivé, notre ancien président, décédé en 2016. Avec toute leur générosité, Jojo et Suzette avaient mis à la disposition de l'AVG des bâtiments et du matériel lors de ce week-end mémorable.

Avec toujours autant de générosité, Jojo et Suzette ont décidé de léguer leur collection des minéraux vendéens à l'AVG. Nous les en remercions vivement. L'AVG fera tout son possible pour mettre en valeur cette collection en l'honneur de Jojo.



Jacques Rey, décédé le mardi 5 janvier 2021 à La Rochelle.

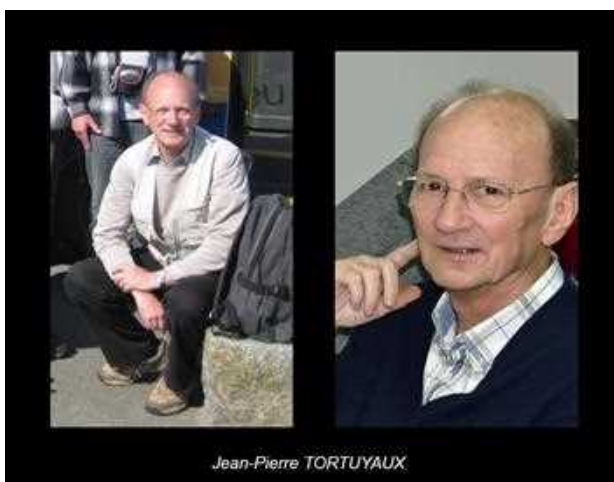
Notre ami Jacques était aussi un membre pionnier et pilier de l'AVG, administrateur de l'AVG depuis sa création en 1973.

Professeur de Sciences physiques à la retraite, il était passionné de chimie, de géologie, d'histoire, de musico-logie. Homme très cultivé, il savait nous faire bénéficier de ses connaissances avec enthousiasme et générosité.

Jacques était très inventif et toujours prêt à s'investir dans les différentes activités associatives.

Rappelez-vous notre unique sortie en 2020, au musée de Réaumur. Jacques, avec passion et compétence, nous avait proposé des expériences d'électrostatique aux côtés d'Anne-Marie son épouse.

Jacques était vraiment un chic type, passionné, cultivé et généreux.



Jean-Pierre Tortuyaux, décédé le lundi 18 janvier 2021

Notre ami Jean-Pierre était un administrateur de référence pour notre association avec son avis très écouté.

Homme cultivé, très pondéré, il était apprécié de tous pour sa gentillesse, sa courtoisie et la qualité de ses discussions. Jean-Pierre était toujours prêt à s'investir avec générosité dans les différentes activités de l'AVG.

Président du Groupe Vendéen d'Études Préhistoriques (GVEP), il a largement favorisé les échanges et les activités partagées avec l'AVG.

Nous garderons en souvenir les bons moments passés ensemble, avec des échanges enrichissants au cours des réunions et des excursions.



Marie-Madeleine Guilloteau, décédée le 21 septembre 2021

Notre amie Marie-Madeleine était, avec son mari André, membre de l'AVG depuis une quinzaine d'années.

Discrète, elle était très à l'écoute des autres et très appréciée pour sa gentillesse. Lors des sorties, elle avait toujours un petit mot pour encourager, complimenter les organisateurs.

Marie-Madeleine était une bonne personne.

