

ASSOCIATION VENDÉENNE DE GÉOLOGIE

Bulletin annuel

Directeur de la publication Hendrik VREKEN Rédacteurs André POUCKET, Hendrik VREKEN Maquette, illustration et mise en page Hendrik VREKEN Photographies Patrick BOHAIN, Jean CHAUVET, Pierre GIBAUD, André POUCKET, Josiane VREKEN Comité de lecture Josiane VREKEN Illustrations de la couverture Première de couverture - <i>Estran de la Baie d'Écalgrain (50)</i> - <i>Ammonite de l'Anse Saint-Nicolas (85)</i> - <i>Anse de la République (85)</i> - <i>Fentes de dessiccation dans l'Hettangien de l'Anse de la République (85)</i> Quatrième de couverture <i>Groupe de l'AVG à Cherves-Richemont (16)</i> Dépôt légal - 1^{er} trimestre 2020 Tirage - 90 exemplaires Imprimerie - Pixartprinting.fr  Association Vendéenne de Géologie Centre Beautour - Route de Beautour 85 000 - LA ROCHE-SUR-YON E-mail : avg85@orange.fr Site : avg85.fr	Sommaire Première sortie géologique sur le Jurassique du littoral vendéen - « De Saint-Jean d'Orbestier au Veillon » (85) 2 Deuxième sortie géologique sur le Jurassique du littoral vendéen - « De Saint-Nicolas-sur-Jard vers Jard-sur-Mer » (85) 28 Sortie géologique dans le Cotentin 74 Sortie géologique à Talmont-Saint-Hilaire (85) - Visite de la carrière Michaud 125 Sortie géologique à Cherves - Richemont (16) - Visites de l'usine « Placo-Saint-Gobain » et de la carrière de gypse de Champblanc 137 Séance de TP - « Milieux de sédimentation et roches sédimentaires » 144 <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>
--	---

Première sortie géologique de l'AVG sur le Jurassique du littoral vendéen

« De Saint-Jean d'Orbestier au Veillon »

Dimanche 7 avril 2019

avec André POUCKET et Patrick BOHAIN, membres de l'AVG



À l'issue de l'orogénèse varisque à la fin du Carbonifère, il y a 290 millions d'années, tous les continents sont rassemblés en une Pangée. Un seul océan, la Panthalassa, recouvre le globe en formant un large golfe : la Mésogée, entre deux masses continentales : le Gondwana et la Laurasia. La Vendée fait partie du domaine structural de l'Armorica qui, avec l'ouest européen, se situe sur la marge continentale de la Laurasia au fond du golfe mésogéen. Au Permien, la Pangée commence à se disloquer le long de grandes fractures transcurrentes héritées de la collision varisque et des fossés du Carbonifère supérieur. C'est particulièrement le cas dans l'arcature du golfe où la Laurasia se découpe en trois blocs : la Laurentia, la Baltica et la Sibéria-Angara (**Fig. 1**). Ces fractures structurent l'Armorica et donc la Vendée en marge de la Laurentia. Ce sont les failles armoricaines NW-SE qui vont rejouer au Jurassique. Au Permien, cette tectonique a généré un magmatisme lamprophyrique qui nous a légué les dykes de minette de Sion-sur-l'Océan et de la pointe du Payré. Au Trias, la tectonique transtensive devient franchement extensive. Gondwana, Laurentia et Baltica commencent à se séparer. Leurs marges continentales au bord du golfe mésogéen se creusent de fossés tectoniques aussitôt envahis par les eaux marines. Le fond du golfe devient une mer épicontinentale parsemée de grandes îles comme l'Armorica et le Massif Central (**Fig. 2**). Une importante activité volcanique intracontinentale se manifeste, comme dans l'Estérel, mais n'atteint pas la Vendée. En même temps, la Mésogée se fracture et des rifts océaniques apparaissent. L'océan alpin ou Téthys est en formation. Nous sommes à -200 millions d'années.

C'est alors que le climat se réchauffe par la conjonction de différents facteurs, astronomiques et paléogéographiques. Le niveau de la mer monte rapidement. C'est la transgression du Jurassique. Elle arrive en Vendée dès le début de l'Hettangien et vient du sud. Elle va occuper un bassin étroit en arrière du littoral atlantique qui n'existait pas encore, en allant de Jard-sur-Mer à Brem-sur-Mer et en passant à l'est des Sables-d'Olonne (**Fig. 3**).

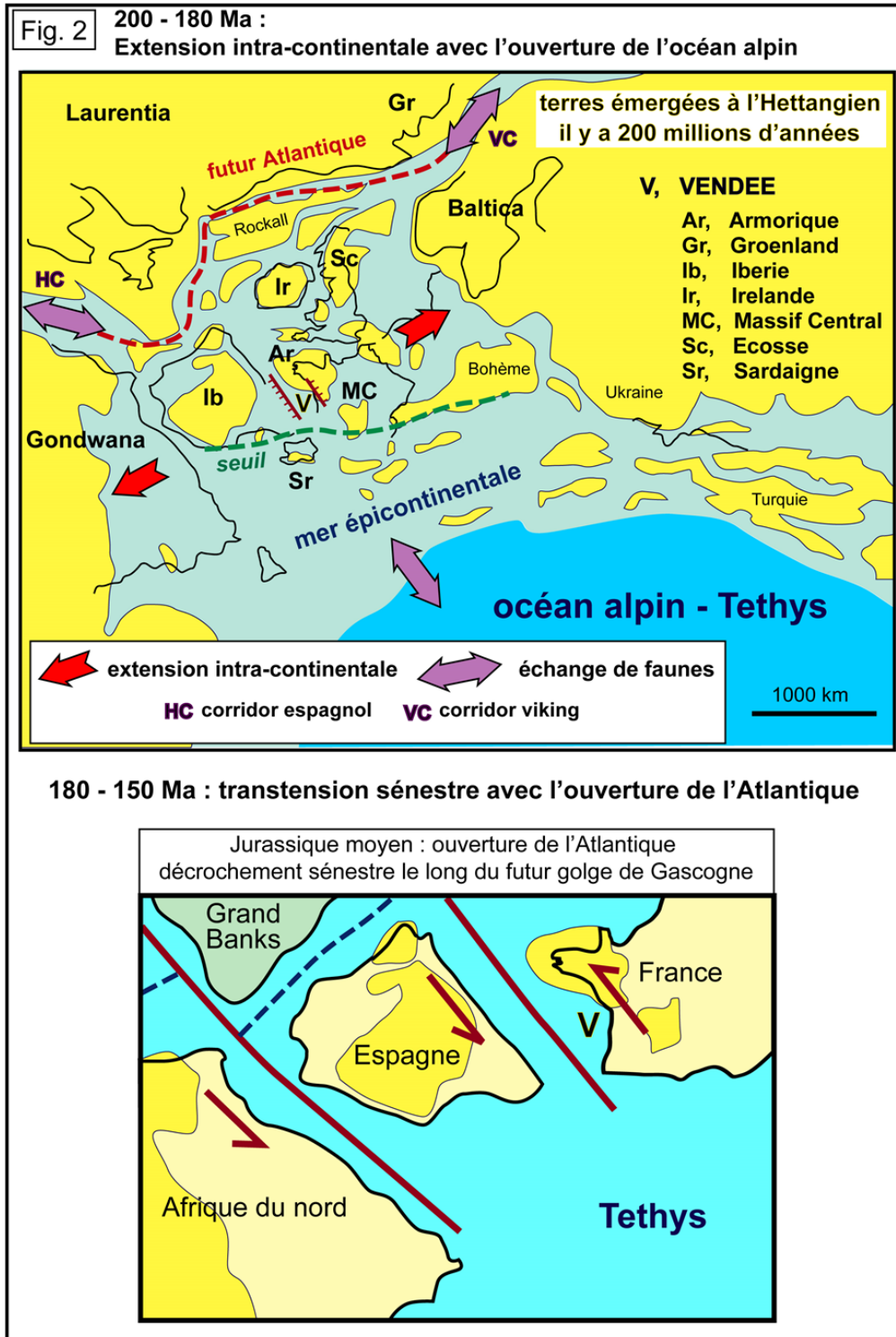
La tectonique extensive produit des failles normales orientées WNW-ESE et NW-SE tout en réactivant les fractures armoricaines dont les plus importantes sont celles du bassin de Chantonay. Ces failles sont pentées alternativement vers le nord-est ou le sud-ouest. Elles créent des demi-grabens lorsqu'elles sont seules, et des grabens par jeux synthétiques de plusieurs fractures. Sur le littoral vendéen, la faille directrice est celle qui va du sud-est, à l'embouchure du Payré pour aboutir au nord-ouest, au nord de Sauveterre et au sud du Havre de La Gachère (**Fig. 3**). Cette faille est pentée vers le nord-est. Elle passe par Bourgenay, Les Sarts, La Salle-Roy et Cayola où elle est la plus visible sur la côte. C'est la faille de Bourgenay - La Gachère. Elle présente plusieurs décalages dextres orientés NNW-SSE qui correspondent à la réactivation des grands décrochements permien, le plus spectaculaire étant celui des Sarts.

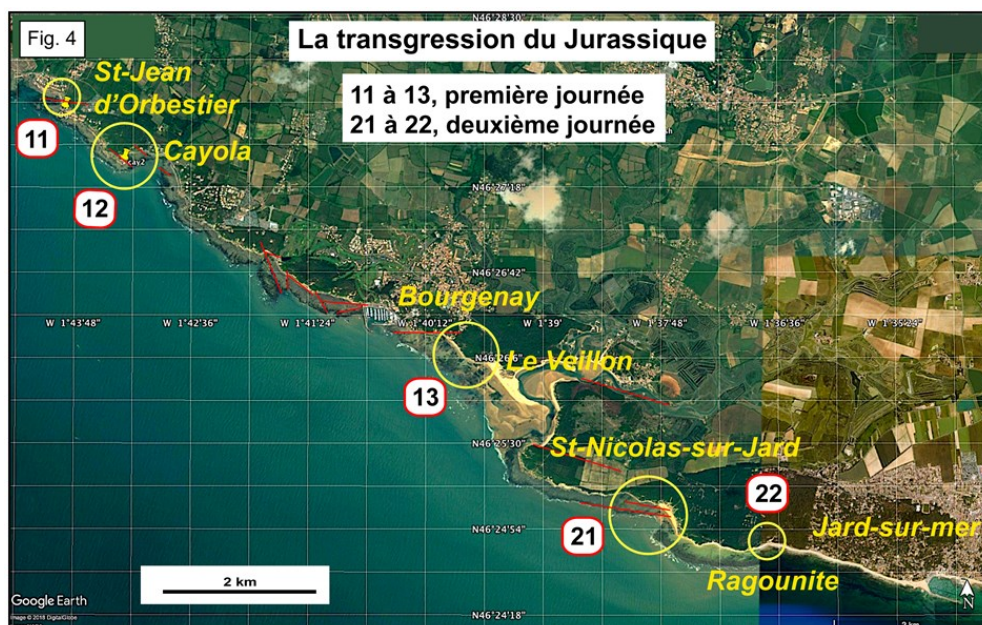
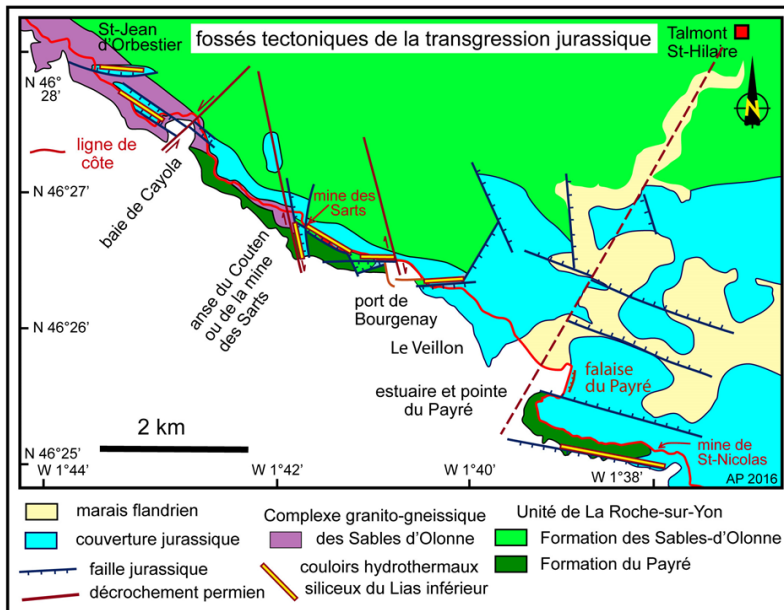
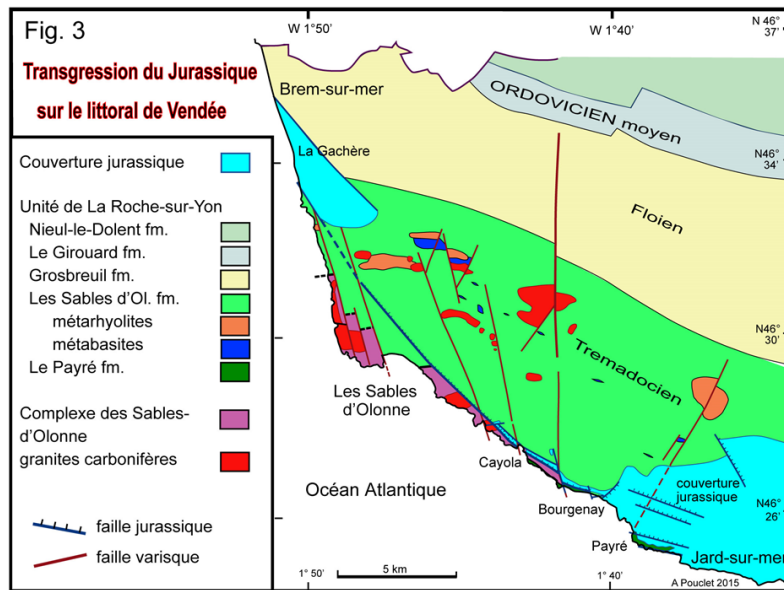
Le développement de ce système de fractures est de l'ordre de 23 km. Les failles associées et plus ou moins parallèles ont un pendage vers le sud-ouest et donnent lieu à la formation de petits horsts et grabens larges de plusieurs centaines de mètres sur quelques kilomètres d'extension.

Cette tectonique ravive les reliefs, ce qui entraîne par érosion fluviale, d'importants apports détritiques sur la marge continentale et dans les nouveaux bassins structuraux. Ainsi commence la sédimentation jurassique.

Les deux sorties de terrain de l'AVG organisées le 7 avril et le 19 mai 2019, avaient pour but d'observer la structure, la sédimentologie et la stratigraphie des formations sédimentaires transgressives du Jurassique entre les Sables-d'Olonne et Jard-sur-Mer (**Fig. 4**).





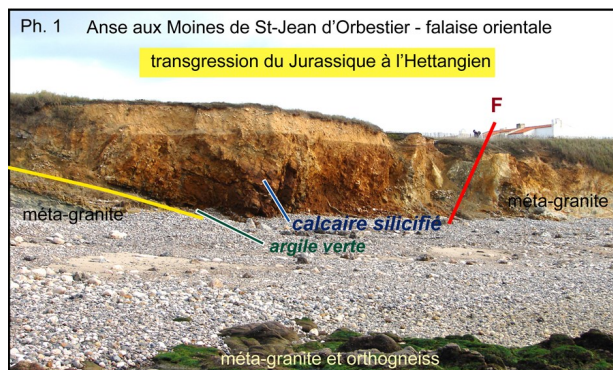


Première sortie géologique De Saint-Jean-d'Orbestier au Veillon

La première sortie permet, d'une part, d'observer la disposition structurale des premières formations transgressives, et, d'autre part, d'obtenir une stratigraphie complète pour l'Hettangien. La journée commence dans l'**Anse aux Moines** de Saint-Jean-d'Orbestier (**Fig. 4, site 11**). Puis nous nous rendons à la **pointe ouest de la Baie de Cayola** en traversant le bois de Saint-Jean et longeant une partie de la côte (**site 12**). Nous allons ensuite dans l'**Anse de La République** (**site 13**), au sud-est de Bourgenay pour des observations sur l'estran et la côte rocheuse du port de Bourgenay à la plage du Veillon.

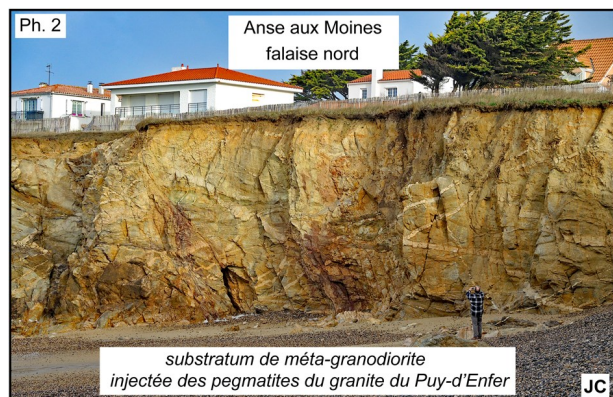
1. L'Anse aux Moines, un demi-graben jurassique

Directement au sud de l'abbaye de Saint-Jean-d'Orbestier, l'Anse aux Moines est le résultat d'une intense fracturation jurassique orientée N 110°. Large d'environ 200 m, l'anse est cernée de rochers granitiques avec une grève de galets sur la rive orientale (**Fig. 5a, Ph. 1 à 3**). C'est dans la falaise de cette rive que des strates du Jurassique sont préservées dans une structure faillée (**Fig. 5b et 6**). L'anse a conservé une écluse à poissons qui pourrait encore être utilisée.



1.1. Contexte géologique

La formation rocheuse est constituée de méta-granites et méta-granodiorites foliés, migmatisés et largement intrudés de filons de pegmatite émanant d'un pluton granitique sous-jacent (**Ph. 2 et 3**).

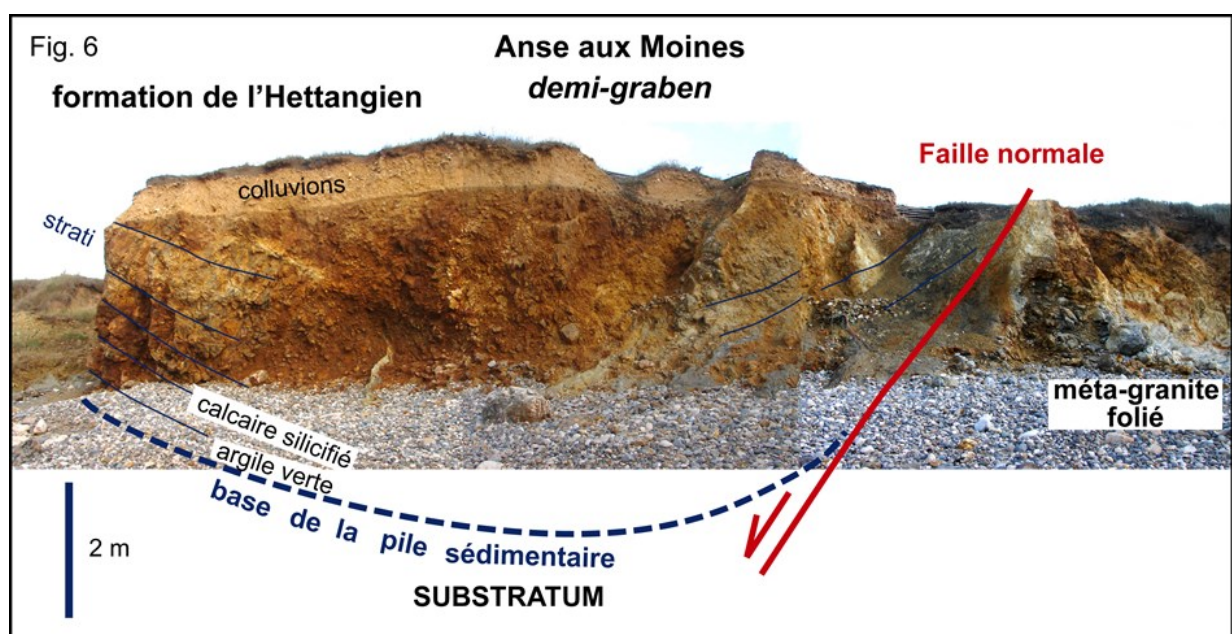
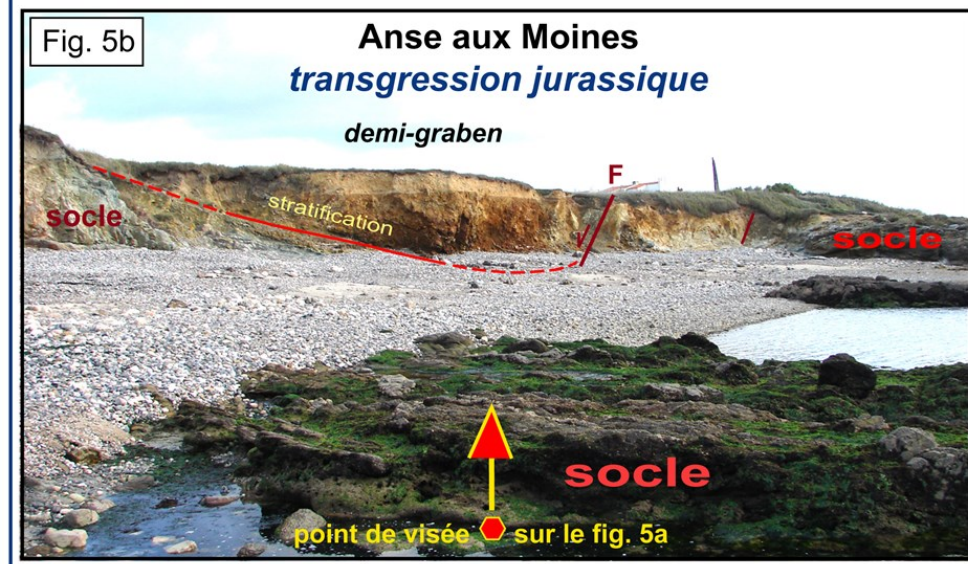
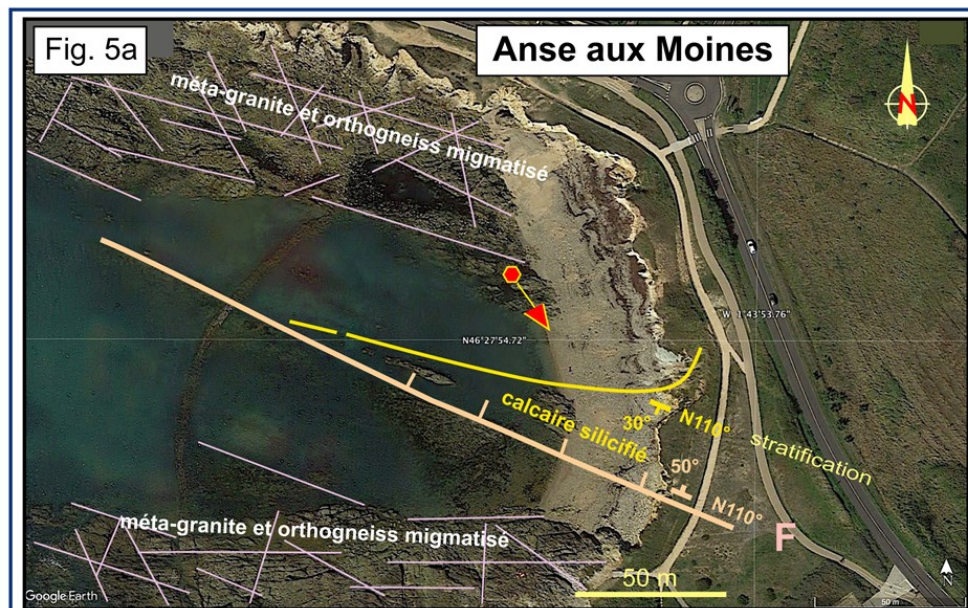


Par endroits, la roche ressemble à un orthogneiss migmatitique, mais elle a été modifiée essentiellement par l'infiltration de fluides pegmatitiques et non par anatexie d'un liquide granitique. Ces fluides silico-alumineux potassiques ont été extraits d'un massif granitique en cours de cristallisation qui doit se situer actuellement à une centaine de mètres au-dessous. Les recrystallisations thermo-métamorphiques en filonnets et imprégnations de quartz, microcline, muscovite, tourmaline, grenat et disthène sont caractéristiques des couloirs pneumatolytiques qui se développent au-dessus des massifs granitiques lors de leurs mises en place dans l'écorce moyenne. Ce sont les apophyses de ce massif qui affleurent au Puy-d'Enfer, au Château-d'Olonne et à La Chaume un peu plus au nord. Elles sont datées vers 320 Ma. La formation de ce substratum de nature méta-granitique appartient au Complexe des Sables-d'Olonne. Ce Complexe provient du plancher du bassin de La Roche-sur-Yon dont la base est attribuée au Cambrien supérieur. Nous retrouvons cette formation méta-plutonique à Noirmoutier et à l'île d'Yeu où elle a été datée à 530 Ma, du Cambrien inférieur.

Tout le substratum présente une fracturation en diaclases conjuguées NNW-SSE et NE-SW (**Fig. 5a**). Mais c'est la fracturation jurassique WNW-ESE qui se superpose à la fabrique du socle relatif et structure tout le littoral. De fait, cette fracturation a joué verticalement le long d'une faille normale majeure. Cette faille traverse obliquement l'Anse aux Moines et passe au travers de la falaise du côté sud-est. On observe dans la falaise méta-granitique, depuis le bord sud, une série de fractures parallèles et pentées vers le nord, puis le plan de faille apparaît souligné par une brèche tectonique remaniant des filons de quartz (**Fig. 5b et 6, Ph. 1**). Ce plan est orienté N 110° et penté de 50° vers le nord. C'est la partie effondrée de cette faille qui est occupée par des bancs de calcaire silicifié que nous attribuons à l'Hettangien.

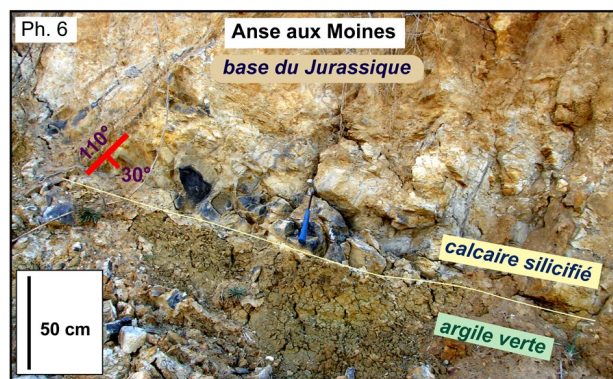
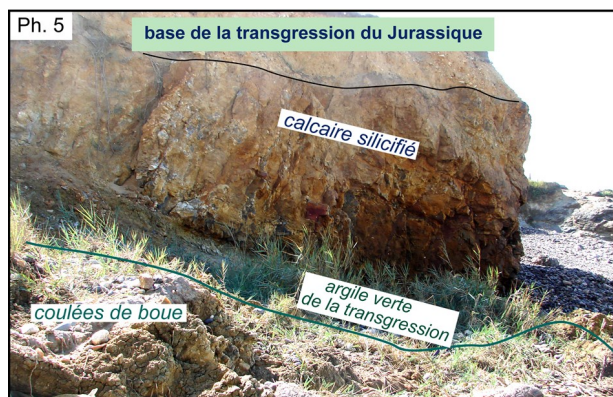
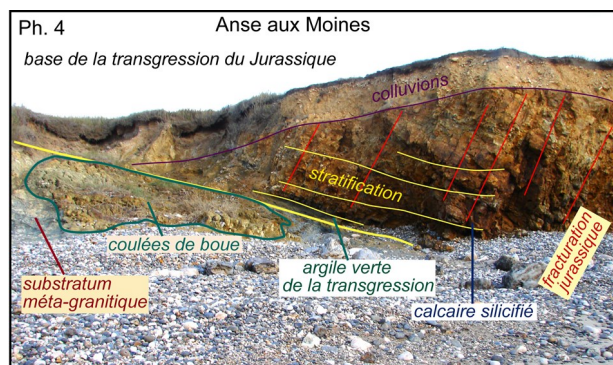
1.2. Formation du Jurassique

Les strates de calcaire silicifié, d'épaisseur décimétrique, sont orientées N 110° avec un pendage variable vers le sud. Elles affleurent sur une largeur de 30 m dans la falaise sud-est en armant toute la hauteur de la falaise dans la partie moyenne, soit sur un peu plus de



3 m de puissance, mis à part l'épanchement des colluvions superficielles. Vers le nord, elles reposent directement sur un substratum granitique fortement altéré en arénite quartzo-feldspathique et argile bleue. Le contact de base de la pile sédimentaire est en partie masqué par des coulées de boue actuelles de terrain argilo-arénitique (**Ph. 4 et 5**). Il apparaît constitué par un banc d'argile verte épais de 60 à 80 cm, puis par du calcaire silicifié bleuté (**Ph. 6**). Toute la pile est ensuite faite de calcaire silicifié ferruginisé.

Cette sédimentation de la séquence transgressive est similaire à celle de tous les autres sites où affleure la base de la sédimentation hettangienne, avec une ou plusieurs couches d'argile verte et des bancs gréseux et conglomératiques (Cayola, Bourgenay, Payré).



1.3. Structure

Il n'y a pas de faille du côté nord qui aurait un pendage vers le sud en réponse à la faille du sud à pendage nord. Nous voyons donc un demi-graben constitué d'une seule

faille normale, avec un basculement vers le sud du remplissage sédimentaire qui a glissé le long du plan de faille (**Fig. 5b et 6**).

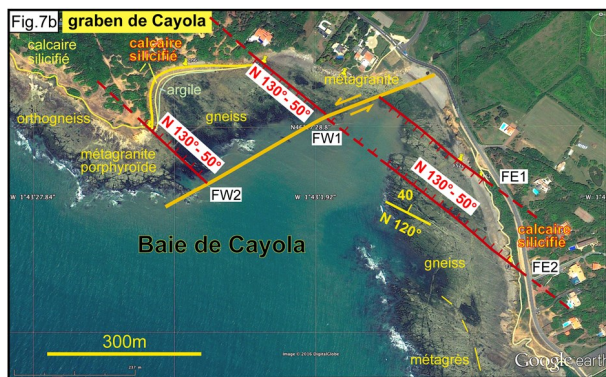
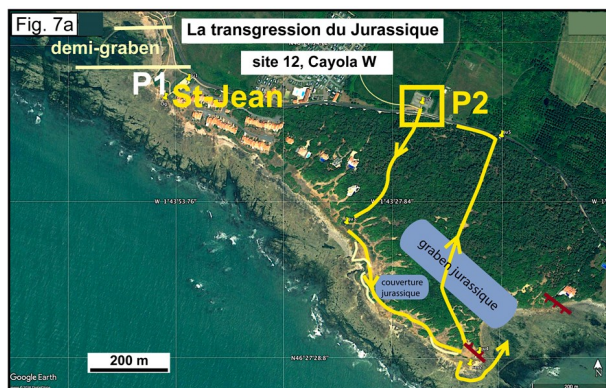
En allant vers l'estran, des rochers de calcaire silicifié affleurent jusqu'à 90 m de la plage. Puis ce sont des méta-granites. Le demi-graben se termine en biseau au milieu de l'anse. En allant vers les terres, les blocs de calcaire silicifié parsèment les champs et les bords de falaise tout le long du littoral jusqu'à Cayola.

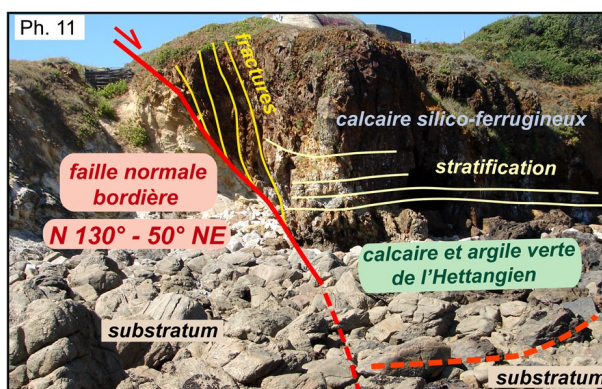
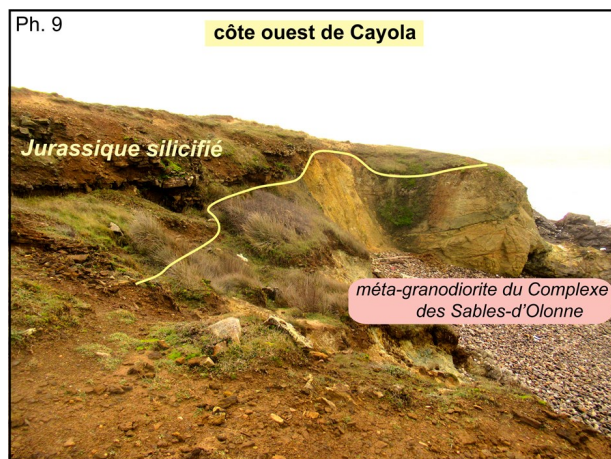
La transgression jurassique s'est donc étendue sur toute la région.

Le demi-graben de l'Anse aux Moines ou de Saint-Jean résulte d'une tectonique locale ayant succédé à la transgression et au dépôt du Lias Inférieur, comme nous le verrons par la suite. L'orientation N 110° de ce fossé est un peu oblique par rapport à la direction générale N 130° des grabens du Jurassique du littoral vendéen (**Fig. 3**). Mais le substratum méta-granitique présente une importante structuration sub-équatoriale bien antérieure au Jurassique. La petite structure du demi-graben a sans doute été guidée par la fracturation ancienne.

2. La Baie de Cayola, un graben du Lias inférieur

Traversant le bois Saint-Jean au sud-est de l'Anse aux Moines, nous atteignons la côte rocheuse sous le village de Saint-Jean (**Fig. 7, Ph. 7**). La falaise escarpée est encore constituée par les méta-granites et orthogneiss du Complexe des Sables-d'Olonne. Or, tout le haut de la falaise nous offre un placage de calcaire silicifié d'épaisseur métrique que recouvre la dune éolienne (**Ph. 8 et 9**). C'est la discordance du Jurassique que nous suivons jusqu'à la pointe nord-ouest de la Baie de Cayola.





2.1. Contexte géologique et structural

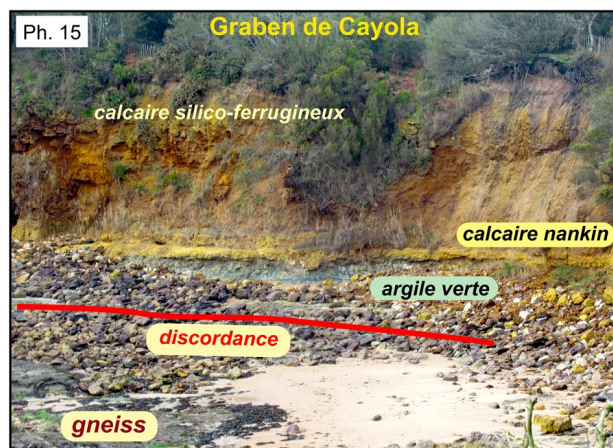
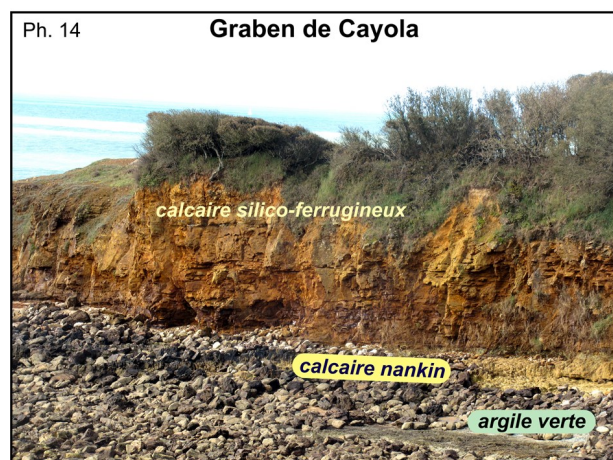
À la pointe de Cayola, à l'aplomb du blockhaus, une importante faille normale signale la bordure d'un fossé tectonique orienté NW-SE (**Fig. 7b, Ph. 10 et 11**).

Large de 250 m, ce fossé est limité par deux failles normales synthétiques orientées N 130° à pendages de 40° à 50°, avec un jeu de 5 à 6 m. Il est occupé par des strates du Jurassique sub-horizontales.

C'est un graben simple à fond plat. La falaise nord-ouest de la baie de Cayola recoupe tout le graben transversalement, en affleurement remarquable (**Ph. 12 et 13**). Le substratum est constitué de méta-granites et de gneiss du Complexe des Sables-d'Olonne.

2.2. Formation du Jurassique

Le remplissage du graben montre la totalité des formations de l'Hettangien et une partie de celles du Pliensbachien (Ph. 14 et 15). Ces formations sont modérément silicifiées, la silicification semblant venir de l'ouest. La base hettangienne est typiquement une couche d'argile verte avec des passées grés-conglomératiques. Elle est surmontée par le calcaire nankin puis par une alternance de bancs calcaires et de niveaux marneux ou argileux sur la partie inférieure de la falaise. La partie moyenne est faite de strates de calcaires silico-ferrugineux. Nous verrons cette stratigraphie plus détaillée et indemne de toute transformation au sud de Bourgenay, en allant de l'Anse de La République au Veillon et à l'estuaire du Payré. La partie supérieure montre également des bancs de calcaire silicifié que nous attribuons au Pliensbachien d'après leur contenu paléontologique (voir la synthèse paléontologique).

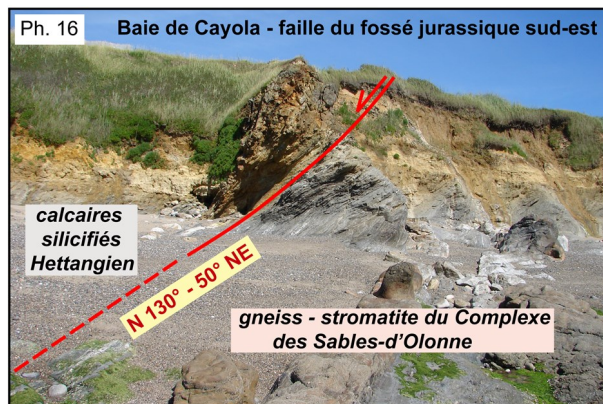


2.3. Structure

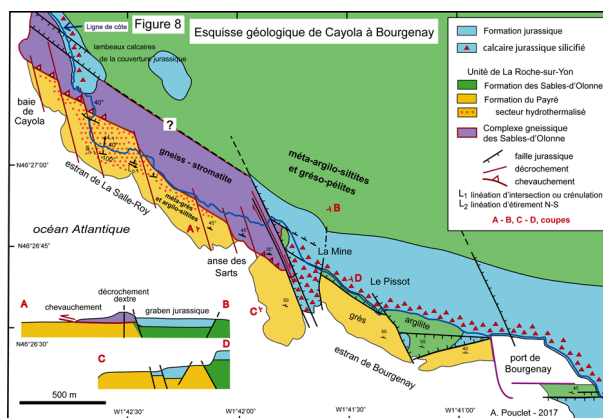
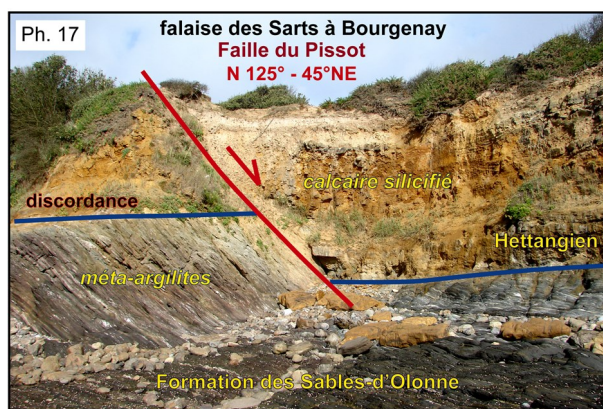
Le graben de Cayola se prolonge vers le nord-ouest jusqu'au demi-graben de l'Anse aux Moines (Fig. 3). La couverture des sables dunaires nous prive d'information sur ce point.

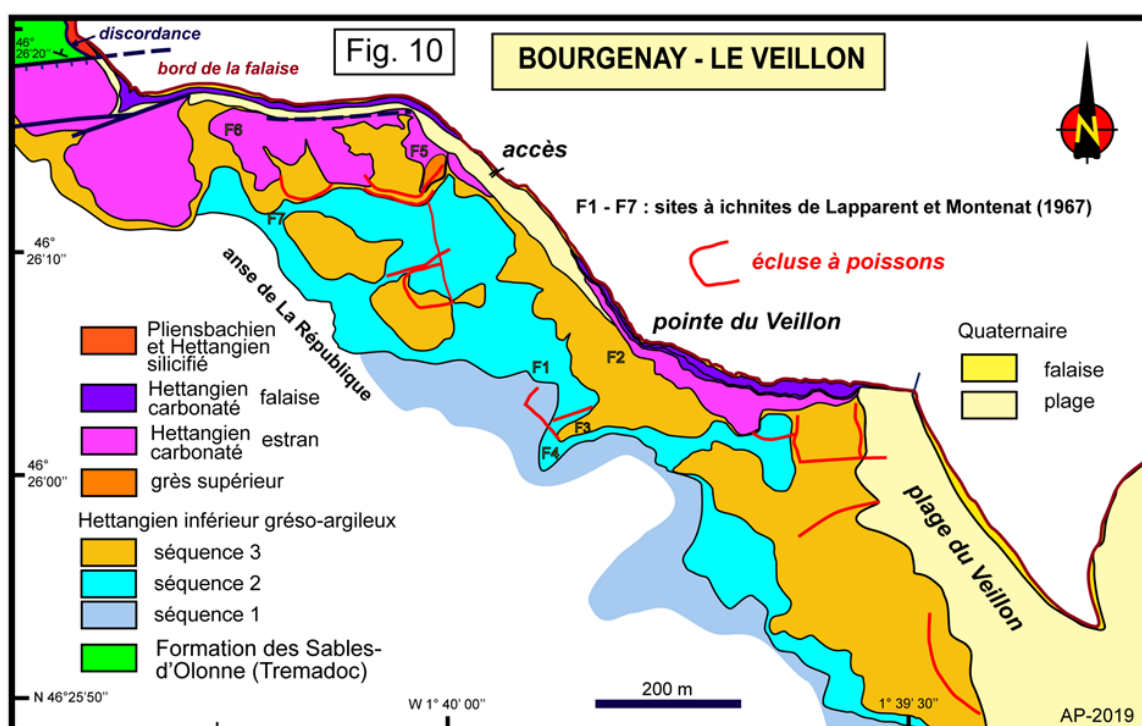
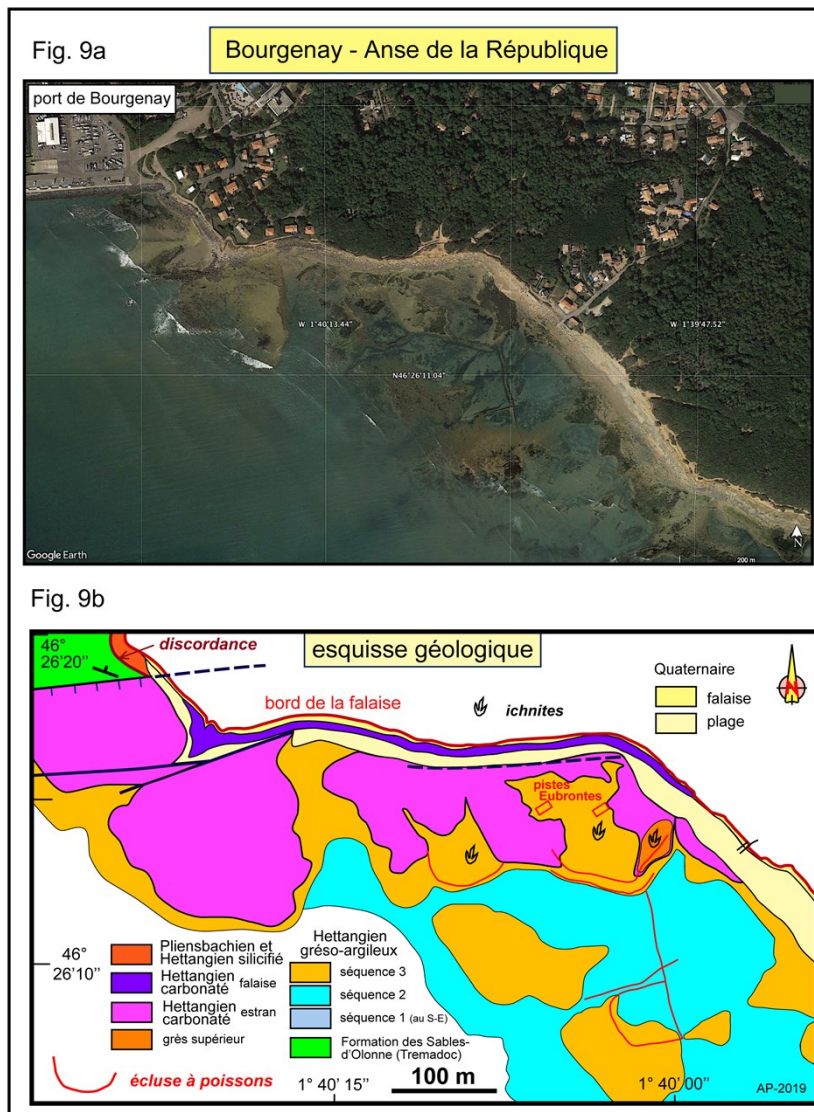
Vers le sud-est, le graben est interrompu dans la baie de Cayola par un décrochement sénestre NE-SW (Fig. 7b). Il apparaît dans la falaise orientale de la baie, mais il est beaucoup plus étroit et la faille du bord sud-ouest montre un basculement des strates indiquant une évolu-

tion vers un demi-graben avec amortissement en biseau reprenant la tectonique de l'Anse aux Moines (Ph. 16). Ces observations sont en faveur d'un jeu simultané des failles normales et du décrochement.



Plus au sud, les structures faillées du Jurassique s'observent dans l'Anse de la Mine des Sarts et sur la falaise allant de cette anse au port de Bourgenay, comme illustré sur la figure 8 de l'esquisse géologique allant de la Baie de Cayola à Bourgenay. On retrouve un fossé tectonique toujours orienté NW-SE et localisé en arrière de la rive océane, à l'identique du graben de Cayola. La bordure SW est une belle faille normale NW-SE pentée de 40° à 50° vers le NE. Cette faille est visible sur la côte lorsqu'elle recoupe un éperon de la falaise (Ph. 17). Le remplissage sédimentaire de l'Hettangien et du Pliensbachien est silicifié depuis la bordure SW.





Après un décrochement dextre au niveau de Bourgenay, cette bordure silicifiée se retrouve le long de la jetée du port, jusqu'à une nouvelle faille majeure qui limite un grand bassin sédimentaire allant de l'Anse de La République à l'estuaire du Payré, nommé le Bassin du Veillon.

C'est l'objet du troisième site d'observation.

3. L'Anse de La République et Le Veillon - Sur la piste des dinosaures

L'Anse de La République de Bourgenay est connue par les nombreuses empreintes de pas de Reptiles sur des dalles de grès littoraux qui initient la transgression du Jurassique. Nous rejoignons ce site en traversant Bourgenay en direction du Veillon et en prenant l'impasse de la République à l'orée de la forêt du Veillon (Fig. 4, site 13).

3.1. Contexte stratigraphique et structural

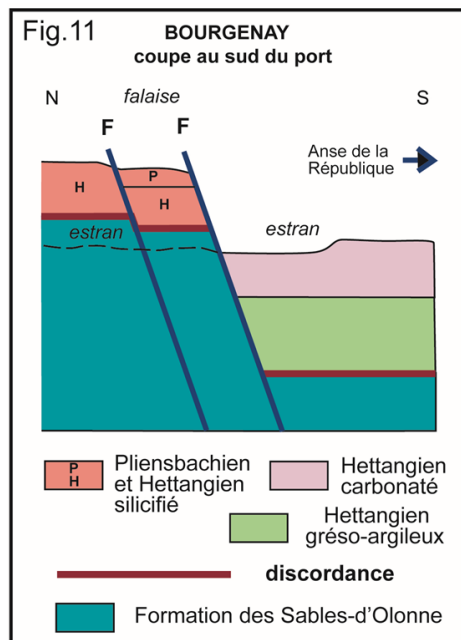
L'Anse de La République est située immédiatement au sud du port de Bourgenay. Elle comprend une falaise escarpée assez élevée (3 à 5 m) et un large estran rocheux (Fig. 9).

Cet estran se développe vers l'est, au bas d'une petite falaise, jusqu'à la plage du Veillon (Fig. 10).

C'est là où affleurent les formations de la base du Jurassique, empilées horizontalement et dépourvues de toutes transformations importantes, comme de la silicification qui affecte la plupart des panneaux du Lias local (Ph. 18, 19, 20 et 21).



En réalité, cet espace heureusement préservé est limité au nord par une faille normale majeure sensiblement orientée ouest-est et qui passe à 60 m au sud de la jetée du port. Cette faille bien visible sur l'estran sépare des méta-argilites plissées, au nord, des bancs carbonatés horizontaux, au sud (Fig. 11). Elle est pentée de 50° vers le sud avec un rejet estimé à une dizaine de mètres. Une faille mineure lui est associée parallèlement à quelques mètres au nord. Une autre faille de même orientation passe à 100 m au sud au travers des calcaires de l'estran et du bas de la falaise du nord de l'anse, sans jeu important.



Les méta-argilites ont une schistosité parallèle à la stratification orientée NW-SE à pendage de 50° vers le NE. Elles appartiennent à la partie inférieure de la Formation des Sables-d'Olonne de l'Unité de La Roche-sur-Yon, laquelle affleure également sur l'estran à l'ouest de Bourgenay et au pied de la falaise allant de Bourgenay à l'Anse des Sarts (**Fig. 8**). Cette formation est datée du Trémadocien, premier étage de l'Ordovicien.

Au sud de la grande faille normale du port de Bourgenay, nous voyons donc un bassin sédimentaire qui s'étend de l'Anse de La République au Veillon et que l'on retrouve sur la rive gauche de l'estuaire du Payré, avec une autre petite falaise dominée par des bancs calcaires et marneux sub-horizontaux. Ces bancs sont limités au sud par une faille normale WNW-ESE à pendage NNE passant au nord de la pointe du Payré (**Fig. 3**). Cette faille met en contact les bancs du Jurassique avec les méta-grès de la Formation du Payré, montrant un litage et une schistosité parallèle, orientés NW-SE et pentés de 40° à 50° au NE. Ces méta-grès appartiennent à la base de l'Unité de La Roche-sur-Yon datée du Furongien (ex-Cambrien supérieur). Ainsi, ce bassin jurassique que nous appelons « Bassin du Veillon » est large d'environ 1 km, pour une orientation WNW-ESE. Mais il s'étale dans la basse vallée du Payré sur plus de 2 km. Les strates gréseuses de base au Veillon sont attribuées au Rhétien et à l'Hettangien, selon Lapparent et Montenat (1967). Les dépôts carbonatés sus-jacents sont clairement de l'Hettangien avec une lithologie bien corrélée régionalement sur toute la marge du Bassin d'Aquitaine. Comme il n'y a pas de hiatus entre les grès inférieurs et les calcaires supérieurs mais des interstratifications et des récurrences, que la sédimentation gréseuse a été rapide et brève et suivie sans interruption par les calcaires, nous plaçons la base détritique dans le même ensemble sédimentaire que les calcaires de l'Hettangien.

Ainsi, toute la pile sédimentaire de l'Anse de La République et du Veillon est datée de l'Hettangien.

3.2. Formations du Jurassique

3.2.1. Stratigraphie du Bassin du Veillon

Les bonnes conditions d'affleurement et l'absence de toutes transformations autres qu'une diagenèse d'enfouissement et une dolomitisation syn- à tardisédimentaire permettent de dresser facilement le log stratigraphique. Un log lithologique est illustré sur la **figure 12**. Les séquences lithologiques sont cartographiées sur les **figures 9 et 10** déjà citées. La puissance totale de la formation avoisine la dizaine de mètres et se répartit en deux membres : un *membre argilo-gréseux* dans la moitié inférieure noté Hi (Hettangien inférieur en terme de stratigraphie) et un *membre carbonaté* dans la moitié supérieure noté Hs (Hettangien supérieur). Les niveaux détritiques du membre inférieur occupent l'estran. Les niveaux carbonatés supérieurs forment les bancs du haut estran et toute la falaise.

- Le *membre argilo-gréseux* est une succession de séquences comprenant un dépôt d'argile recouvert par du sable qui est rapidement grésifié avec de minces intercalations de calcaires gréseux micritiques très fins.

* Pour les besoins de la cartographie, nous distinguons quatre séquences majeures, Hi1 à 4, se terminant par un banc gréseux épais facile à délimiter sur l'estran. Le substratum de ce dépôt sédimentaire n'a pas été observé, mais il est connu dans les autres sites de la transgression du Jurassique, de Saint-Jean-d'Orbestier à l'Anse de Saint-Nicolas, avec les formations du Complexe des Sables-d'Olonne et celles de la base de l'Unité de La Roche-sur-Yon (**Fig. 3**). Le substratum de l'Anse de La République est celui qui apparaît dans le compartiment voisin de Bourgenay avec les métapélites de la Formation des Sables-d'Olonne.

* La première séquence Hi1 occupe le bas estran (**Fig. 10**). Elle est visible aux plus basses marées. Elle commence par un dépôt détritique grossier hétérogène et non classé à fragments rocheux grésopélitiques, galets de quartz, gravier quartzo-feldspathique et sable dans une matrice argileuse d'importance variable. Ce dépôt est riche en gros fragments de débris ligniteux parfois pluridécimétriques avec des troncs et des rameaux de Coniférales arborées de la famille des Cheirolepidiacées (*Brachyphyllum*, *Hirmeriella*, *Pagiophyllum*), attribués à la base du Lias (Thévenard et al., 2003). Il correspond à la destruction d'une couverture végétale par des arrivées torrentielles dans une basse plaine alluviale. Il est recouvert en biseau par des petits niveaux d'argile puis par un banc de grès indiquant des phases d'inondation et d'érosion des reliefs bordiers.

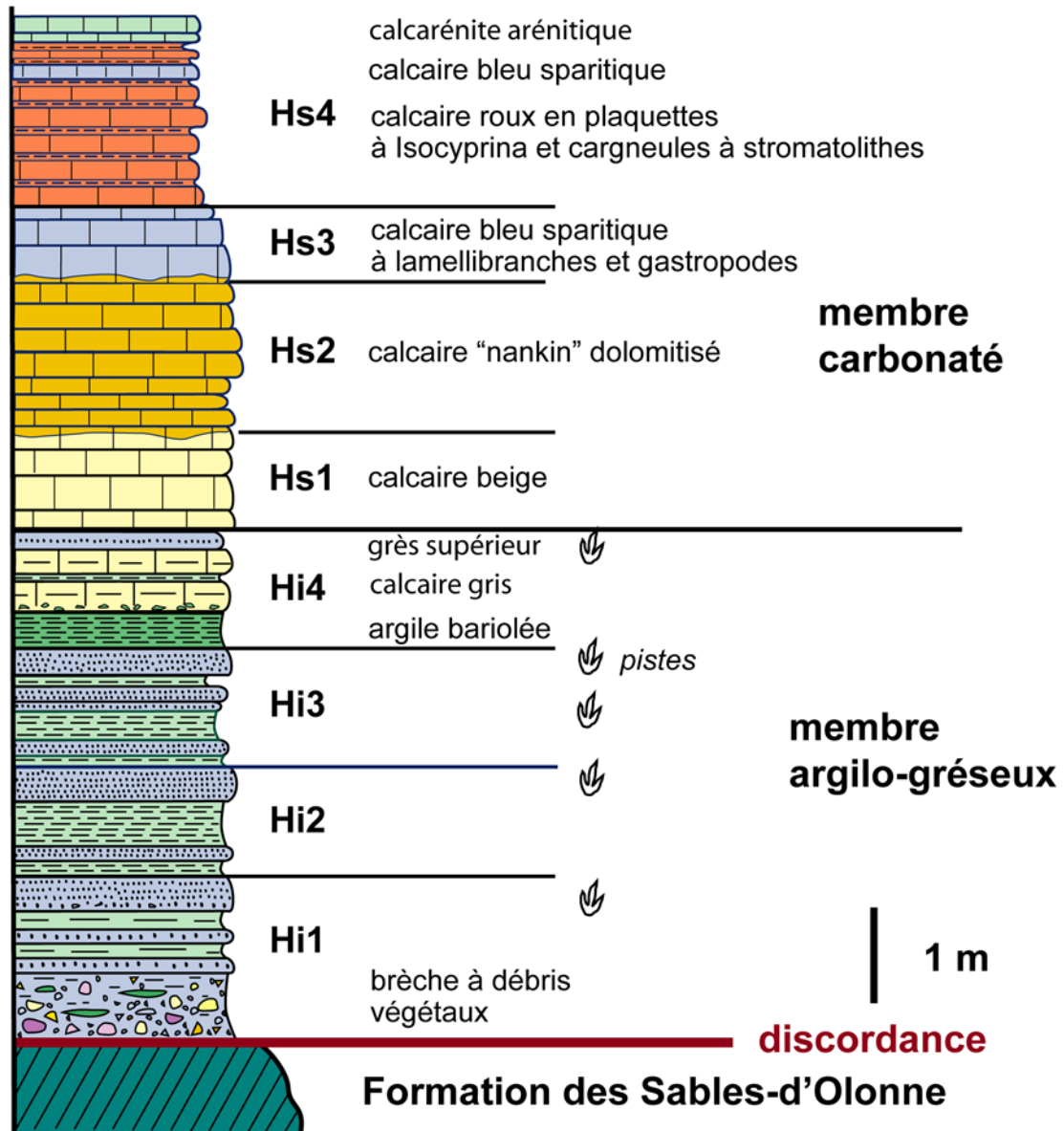
* Les deux séquences suivantes Hi2 et 3 sont similaires avec des alternances argile-grès surmontées par un banc de grès plus épais traduisant la continuation des phases d'inondation et d'érosion en rapport avec des variations du niveau de base en milieu estuarien et des aléas climatiques (**Ph. 22 et 23**).

* La quatrième séquence Hi4 débute par une strate d'argile bariolée orangée, verte et violacée épaisse de 20 à 30 cm (**Ph. 24 et 25**). Cette coloration annonce un changement chimique du milieu et des conditions d'oxydo-réduction avec un apport d'eaux marines. De fait, l'argile est recouverte par un calcaire gréseux avec un passage graduel par précipitation de poches calcaires en choux-fleurs dans une matrice argileuse (**Ph. 26 et 27**). Nous entrons alors résolument dans la phase de transgression marine venant ennoyer une marge littorale sans grands reliefs. Deux bancs décimétriques de calcaire gréseux se déposent avec une intercalation argileuse (**Ph. 28**). Puis le calcaire est recouvert par un niveau centimétrique de grès (**Ph. 29**). Ce niveau est singularisé comme le « grès supérieur », car il n'y a plus de dépôt purement gréseux dans le membre supérieur. C'est le niveau supérieur des empreintes de pas de Reptiles. Toutefois, Lapparent et Montenat (1967) signalent des empreintes dans une intercalation détritique des calcaires supérieurs de la petite falaise du Veillon (**Fig. 10, F2**). Par une simple corrélation, nous pensons qu'il s'agit du placage du grès supérieur sur le calcaire gréseux Hi4, puisque le calcaire beige et le calcaire nankin Hs1 et 2 sont au-dessus dans la petite falaise (**Ph. 30**). C'est le même niveau où Bécaud (2007) a trouvé des traces, sur la rive gauche du Payré. Il n'y aurait pas d'empreintes de Reptiles dans le membre carbonaté, mais seulement dans les formations détritiques du membre argilo-gréseux.

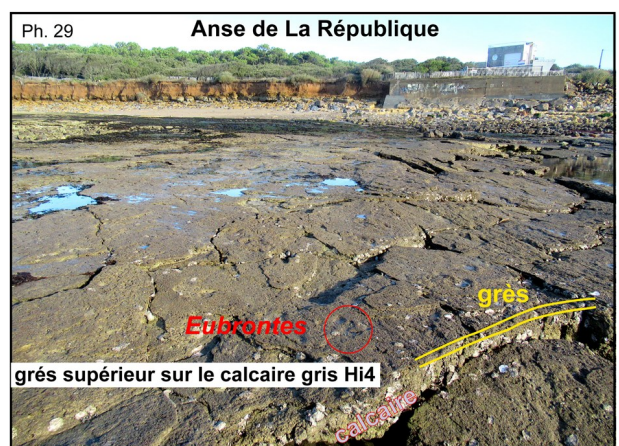
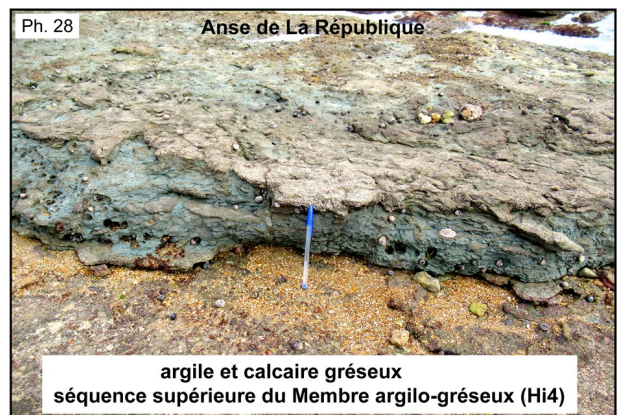
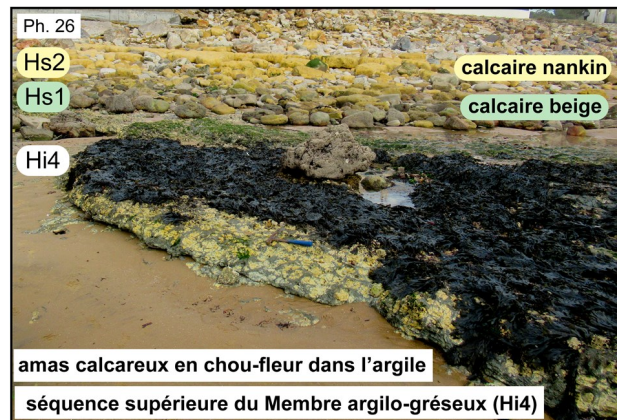
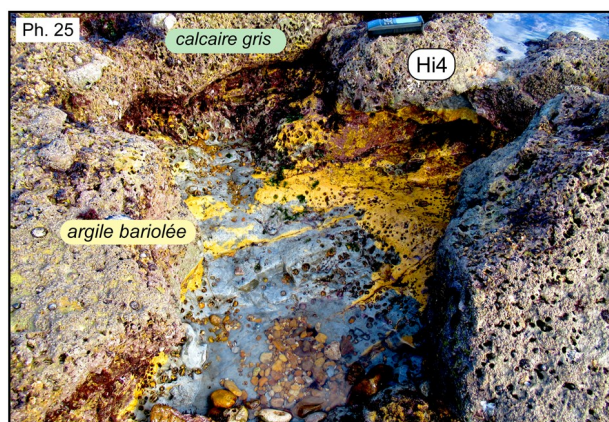
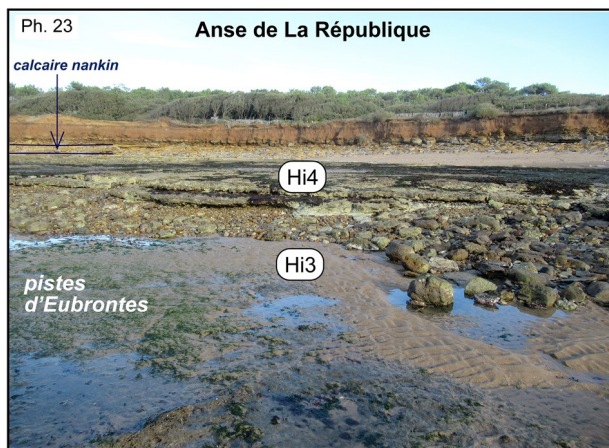
Fig. 12

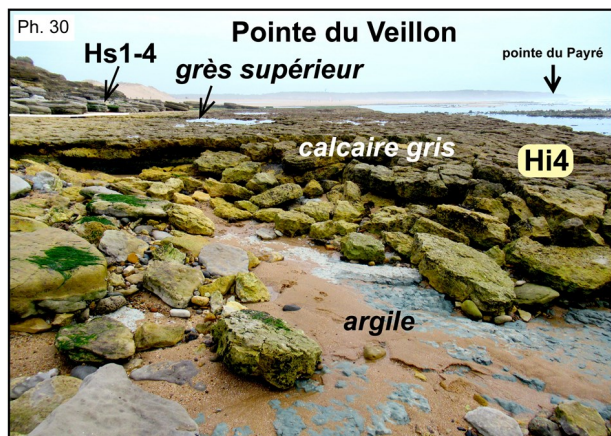
Log stratigraphique

Formation hettangienne de Bourgenay

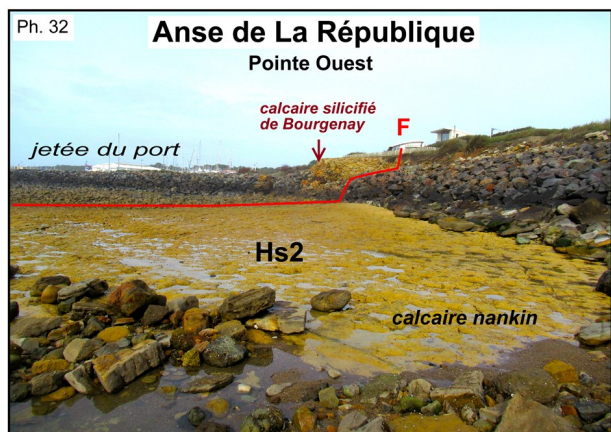


AP-19





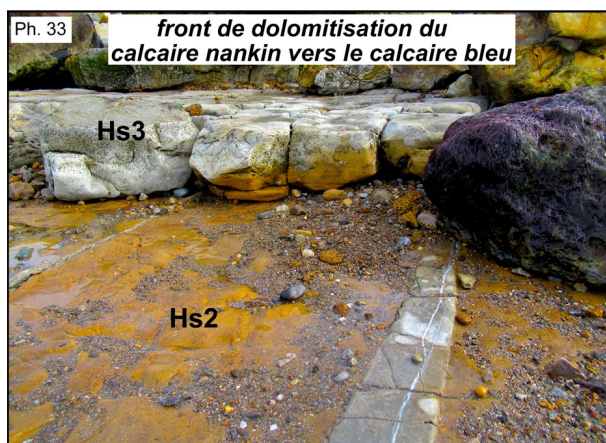
- Le *membre carbonaté supérieur* débute par un calcaire fin en bancs décimétriques. C'est un calcaire compact, beige clair et sans fossiles visibles (Ph. 31 et 32). Il est surmonté par le calcaire dolomitique dit « nankin » du fait de sa couleur jaune vif caractéristique.



En réalité le passage du calcaire de base au calcaire nankin correspond à un changement de couleur irrégulier au travers d'un banc (Ph. 33).

Il n'a pas de signification stratigraphique et peut se situer régionalement à des niveaux différents. On observe un front de dolomitisation qui se propage au sein d'une pile carbonatée sur deux à trois mètres de puissance. Cette transformation indique une concentration saline du milieu lagunaire avec une forte activité du magné-

sium dans les eaux imprégnant les boues carbonatées du fond du bassin. L'environnement lagunaire s'étendait sur toute la marge transgressive du Lias inférieur, puisque l'on trouve le calcaire nankin sur toute la bordure du Bassin jurassique Aquitain, du sud de la Vendée aux Deux-Sèvres et jusqu'au Limousin.

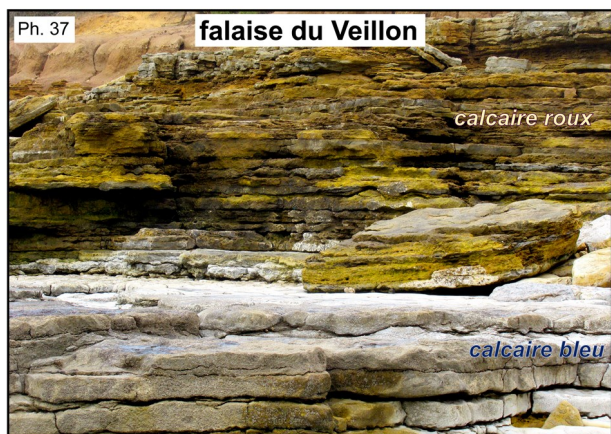


La dolomitisation prend fin avec le dépôt d'un calcaire franchement marin, calcitisé et riche en petits Gastéropodes et Bivalves (*Loxonema*, *Coelostyna*, *Cyprina*, *Gervillea*, *Arcomya*) (Ph. 34, 35 et 36) indiquant l'ouverture au domaine océanique. C'est le calcaire sparitique bleu.

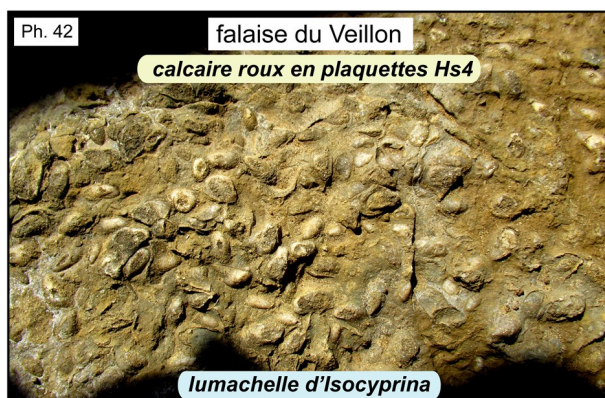
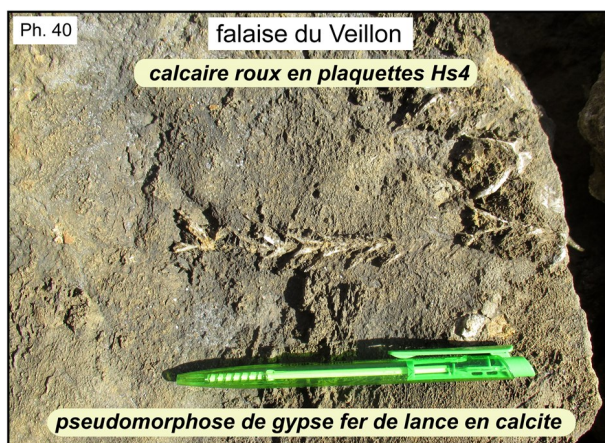
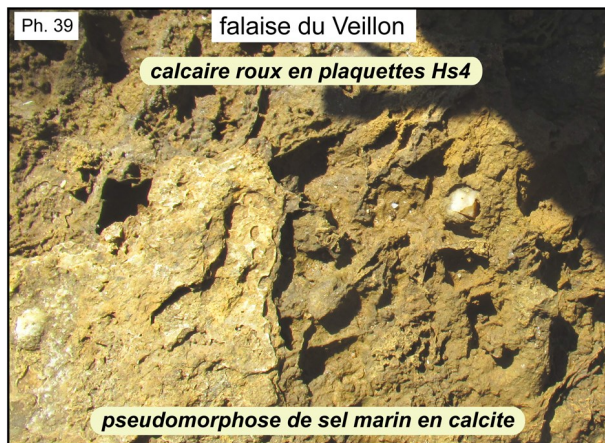




Le milieu change de nouveau au-dessus du calcaire bleu et de façon drastique, avec le dépôt d'un calcaire ferrugineux en plaquettes (Ph. 37). Ces strates calcaires imprégnées d'hydroxydes de fer sont cargneulisées.



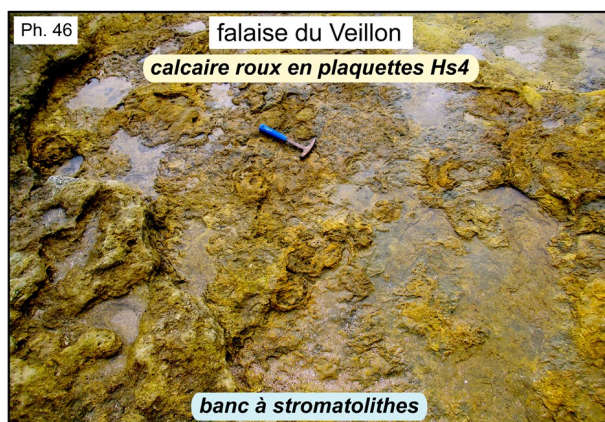
Elles montrent des rides de plage et des pseudomorphoses calcitisées de cubes de sel marin (NaCl) et de gypse en fer de lance (Ph. 38, 39 et 40). Ces caractéristiques sédimentologiques indiquent un environnement tidal sous climat aride avec forte évaporation et apports ferriques depuis un continent latéritisé. Les plaquettes calcaires sont particulièrement riches en coquilles de petits Bivalves du genre *Isocyprina* (autrefois appelé *Trapezium*) et d'espèce voisine de *germari* (Ph. 41 et 42). Dans l'est de la Vendée et les Deux-Sèvres, Cossmann (1904) signale la présence de *Trapezium laevigatum* et de *Trapezium occidentale*, mais leur position stratigraphique dans l'Hettangien ou le Sinémuro-Pliensbachien n'est pas claire d'après Bécaud (2007).



Dans le calcaire roux en plaquettes, on observe ainsi une faune abondante de petits individus de Bivalves mais pauvre en espèces, ce qui correspond à un milieu confiné et presque anoxique avec peu de nutriments. Ces Lamellibranches sont fossilisés dans leur milieu de vie sur un estran vaseux intertidal, en compagnie d'organismes fouisseurs qui ont laissé de nombreux terriers en U (Ph. 43 et 44).



L'environnement lagunaire hypersalin est encore attesté par le développement de bancs de Stromatolithes en dômes décimétriques tout à fait caractéristiques (Ph. 45, 46 et 47).

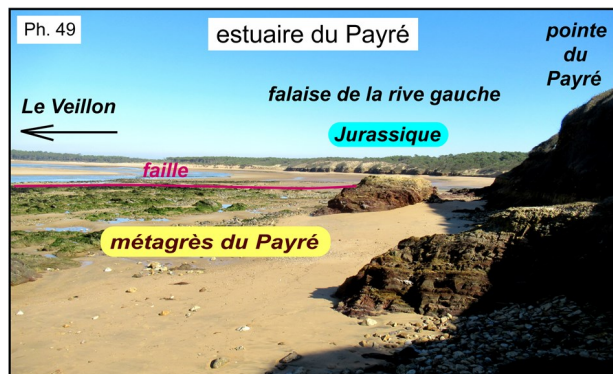


Après un dernier épisode de transgression marine laissant un petit banc de calcaire sparitique bleu, le dépôt d'une calcarénite riche en éléments détritiques grésopélitiques (Ph. 48) marque un net épisode de régression qui clôture l'histoire hettangienne comme le montre la coupe de l'estuaire du Payré (Fig. 12).



3.2.2. Complément stratigraphique du Sinémuro-Pliensbachien du Payré

Sur la rive gauche de l'estuaire du Payré, soit en face de la plage du Veillon, une falaise calcaire ferme une petite anse en arrière de la pointe du Payré (Fig. 3, Ph. 49).



La pointe du Payré est constituée par les grès métamorphisés de la Formation du Payré qui est la formation basale de l'Unité de la Roche-sur-Yon. C'est un horst tectonique limité par deux failles orientées WNW-ESE, l'une au sud, sur l'estran rocheux, et l'autre au nord, en bordure de la vallée marécageuse du Payré. Le horst est coiffé des premiers niveaux de la transgression du Jurassique qui forment le haut de la falaise sur toute la bordure sud. Du côté nord, ces strates sont abaissées par la faille bordière et elles se placent dans la continuité du Bassin du Veillon (**Fig. 13**). Sur le bas estran de l'estuaire du Payré, on retrouve des bancs de calcaire nankin (**Ph. 50**) et de calcaire gréseux portant des empreintes de pas de Reptiles (Bécaud, 2007). Le calcaire roux en plaquettes apparaît au bas de la falaise de la rive gauche. Il est surmonté stratigraphiquement par les strates du Sinémuro-Pliensbachien (**Fig. 14**).



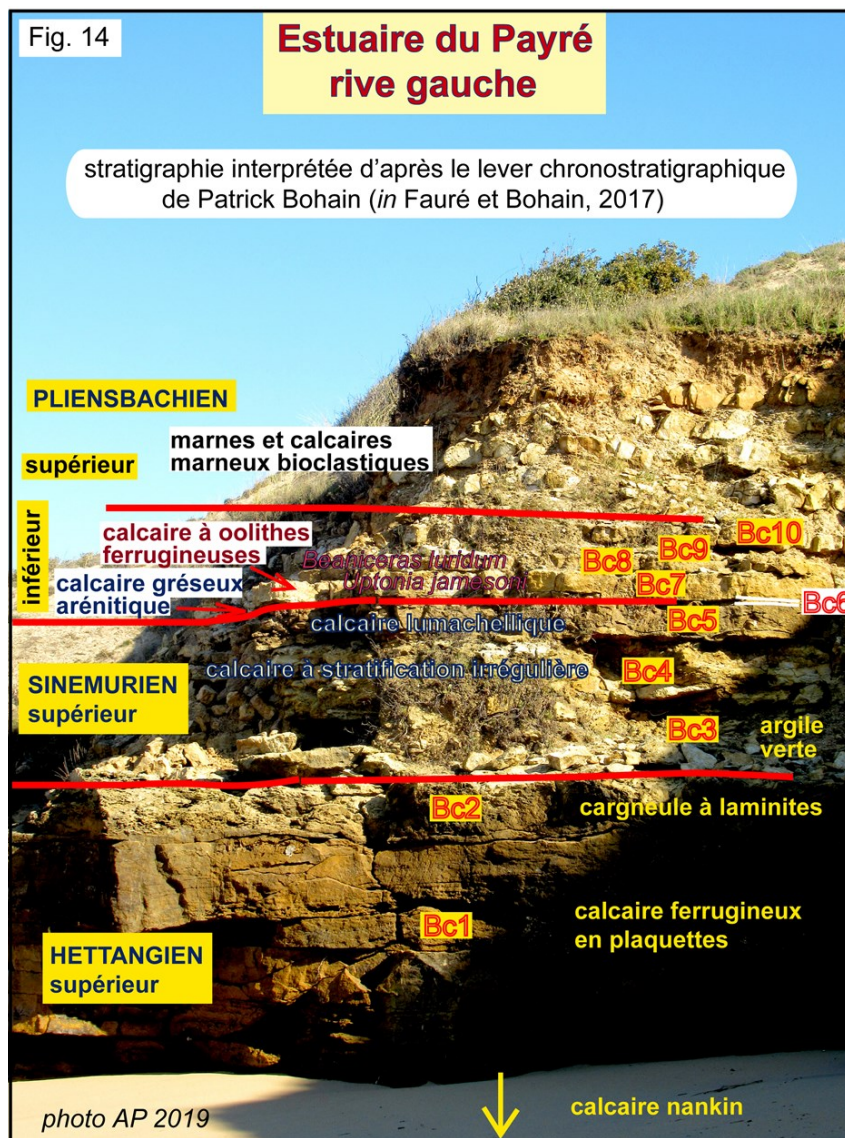
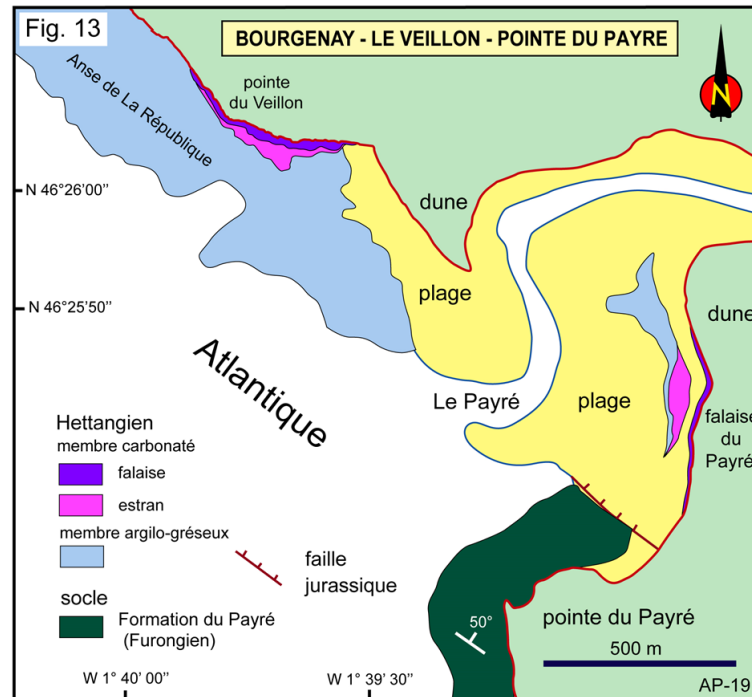
Comme toutes les formations du Bassin du Veillon, ces strates sont indemnes de toutes transformations. Grâce à une étude paléontologique récente de Patrick Bohain (in Fauré et Bohain, 2017), il est maintenant possible de compléter précisément la stratigraphie du Lias inférieur du littoral vendéen.

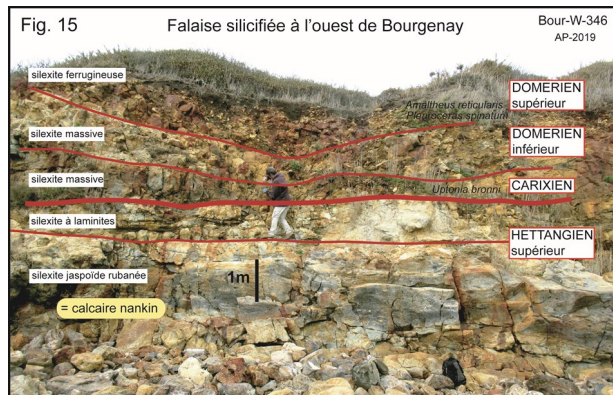
Au Veillon, l'Hettangien se termine par un faciès régressif (**Ph. 48**). Au Payré, les calcaires en plaquettes et les carneules (Bc1 et 2, **Fig. 14**) identiques à ceux du Veillon sont recouverts par un petit niveau détritique à débris de calcaire et d'arénite gréseuse, puis par une épaisse couche d'argile verte sableuse (Bc3). Nous corrélons le niveau détritique avec la calcarénite gréseuse sommitale du Veillon. L'argile est un dépôt terrigène. Elle est surmontée par des petits bancs centimétriques de calcaire à stratification irrégulière, puis par un calcai-

re lumachellique (Bc4 et 5). Immédiatement au-dessus, une discontinuité sédimentaire est marquée par un calcaire gréseux riche en débris arénitiques indiquant un arrêt de la sédimentation marine et un apport détritique du continent (Bc6). La sédimentation marine reprend avec un calcaire à oolithes ferrugineuses (Bc7) renfermant *Uptonia jamesoni*, une Ammonite témoin de la base du Pliensbachien. Nous en déduisons que les strates sous-jacentes du calcaire à lumachelle et du calcaire mal stratifié doivent être attribuées au Sinémurien, et très probablement au Sinémurien supérieur, par corrélation avec le calcaire « caillebotte » (ayant l'aspect de caillebotte Welsch - 1903), localisé aux confins de la Vendée et des Deux-Sèvres et daté par Branger (2007) dans la zone à *Raricostatum*, sous-zone à *Macdonnelli*. Dans notre interprétation, le banc d'argile Bc3 peut correspondre au Sinémurien inférieur avec régression marine et lacune sédimentaire. Cependant une confusion persiste entre les calcaires lumachelliques du Sinémurien, Bc5, et ceux de l'Hettangien supérieur, Bc1, de la **figure 14**. En effet, dans l'Infralias des Deux-Sèvres, entre Niort et Saint-Maixent-l'École, il ne semble pas y avoir de lacune entre le calcaire nankin de l'Hettangien et le calcaire caillebotte du Sinémurien supérieur. Le passage se fait par des calcaires oolithiques qui pourraient occuper la position des calcaires roux en plaquettes du Bassin du Veillon, lesquels, de ce fait, pourraient être datés du Sinémurien inférieur. Mais cette interprétation implique qu'on ne tienne aucun compte du niveau d'argile verte. Donc, nous ne la retenons pas. En Vendée et dans les Deux-Sèvres, malgré de nombreuses recherches depuis le XIX^e siècle, aucune faune du Sinémurien inférieur n'a été découverte. La lacune du Sinémurien inférieur nous semble bien démontrée. Au Payré, le Sinémurien supposé est directement surmonté par le Pliensbachien, après une brève interruption de la sédimentation. Il forme une séquence nettement détachée de l'Hettangien par le banc d'argile. Le terme de Sinémuro-Hettangien, parfois suggéré, ne semble donc pas justifié.

Au-dessus du Sinémurien, le banc à *Uptonia jamesoni* est surmonté par des bancs calcaires à intercalations marneuses (Bc8, 9 et 10) datés du Pliensbachien inférieur ou Carixien par les Ammonites. La séquence supérieure de calcaires marneux et de marnes renferme une faune du Pliensbachien supérieur ou Domérien. Ainsi se termine localement le log du Bassin du Veillon. Mais le remplissage jurassique du bassin se poursuit dans la vallée du Payré.

A l'ouest de Bourgenay, il importe de signaler que les formations sédimentaires de l'Hettangien-Pliensbachien mises en évidence dans le compartiment structural Bassin du Veillon se retrouvent dans le compartiment allant de Bourgenay à l'Anse des Sarts, où elles ont été silicifiées (P. Bohain, in Fauré et Bohain, 2017, et données inédites) (**Ph. 51**). Nous en donnons une interprétation préliminaire sur la base des restes d'Ammonites (**Fig. 15**). En effet, la silicification a parfaitement préservé la texture initiale des sédiments. Tous les organismes fossiles, Mollusques divers, Brachiopodes, Bélemnites et Ammonites ont été moulés par la silice avec une grande finesse. Ces moulages sont en meilleur état que dans le calcaire, car la silice résiste à l'érosion.





À l'ouest du port de Bourgenay, la pile silicifiée repose en discordance sur les méta-argilites de la Formation des Sables-d'Olonne. C'est la même disposition que nous avons signalée dans le petit panneau de calcaire silicifié en limite de la jetée sud du port et de la faille normale bordant le Bassin du Veillon.

3.2.3. Les ichnites de l'Hettangien du Veillon

Ce sont les empreintes de pas de Reptiles qui font la célébrité du Veillon. Elles ont été laissées par le passage d'une faune de Reptiles bipèdes et quadrupèdes, carnivores et herbivores, dans une basse vallée à l'embouchure d'un fleuve. Cette aire estuarienne où les eaux divaguent était initialement un marécage. Elle fut d'abord recouverte par un épandage détritique grossier provenant de l'érosion de la marge continentale, en réponse à un événement climatique et/ou tectonique majeur. Puis des argiles et des sables d'origine continentale se déposent alternativement, lors de phases de crues et de décharges alluviales, lors de variations climatiques saisonnières. Les traces de pas sont imprimées dans la boue ou la vase sableuse. Elles sont plus ou moins profondes en fonction de la consistance de la boue et du poids de l'animal. Elles sont préservées soit par de l'argile colmatant un creux dans un sable argileux, soit par du sable qui recouvre la vase et va se grésifier. On obtient soit une empreinte en creux, dite positive, dans le grès, par dégagement de l'argile, soit une empreinte en relief, dite négative, en soulevant la dalle de grès couvrant une couche d'argile.

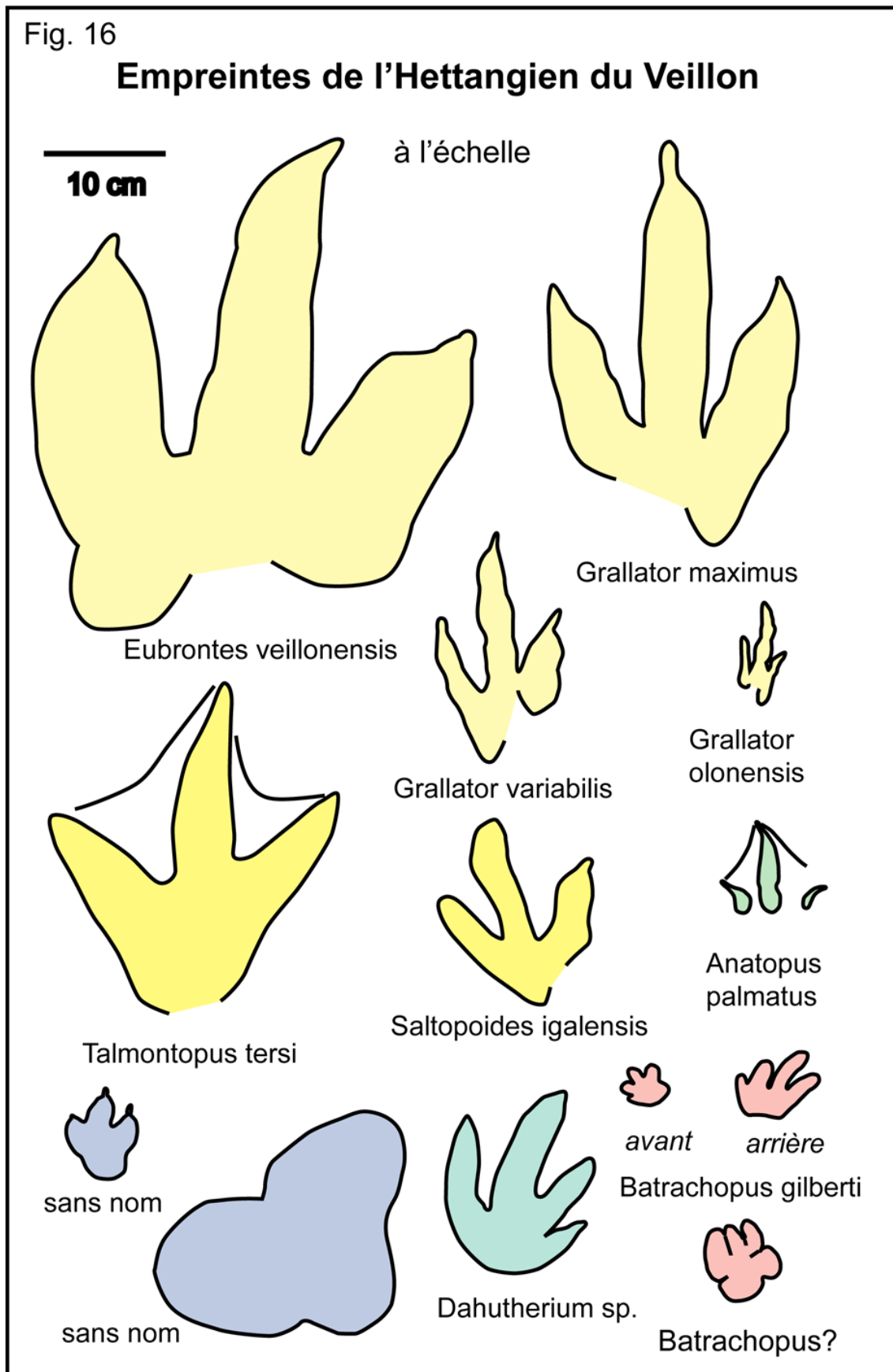
Toutes les strates du membre argilo-gréseux montrent des empreintes appelées « ichnites ». Ainsi, chaque petit banc de grès qui apparaît en contre-jour sur la **photo 52** de l'estran du Veillon possède son lot d'empreintes.



De la base vers le sommet des séquences sédimentaires, nous voyons les mêmes empreintes faites par les mêmes espèces animales. L'ensemble du site à ichnites ne semble recouvrir qu'une faible période de temps. Les empilements d'argiles et de sables se font rapidement. Seuls les dépôts carbonatés peuvent représenter des durées séculaires.

L'étude détaillée des empreintes a été faite par Lapparent et Montenat (1967). Ces auteurs leur ont donné des noms de genres et d'espèces dont certains se rapportent à des ichnites connues et d'autres sont nouveaux. Ce sont des ichnogénres, c'est-à-dire des noms donnés à des empreintes et non de noms d'animaux fossiles. C'est par références aux études antérieures que ces empreintes ont été attribuées à divers groupes de Reptiles, Dinosauriens ou autres, voire d'Amphibiens. On sait en effet qu'il est généralement impossible d'attribuer une empreinte à un animal fossilisé. Les conditions de fossilisation des organismes nécessitent un enfouissement rapide dans un bassin sédimentaire. Or ce n'est pas là que l'on trouve les empreintes, mais sur une marge littorale à sédimentation superficielle où la fossilisation de l'animal est impossible. En clair, on ne trouve jamais l'animal fossilisé à côté de ses empreintes de pas. Il y a cependant une exception à cette règle. C'est celle du gisement triasique du Connecticut aux Etats-Unis où on a trouvé quelques restes osseux avec les traces de pas. Il faut donc examiner les pattes du fossile pour imaginer les empreintes qu'elles pourraient faire. On trouve alors beaucoup d'espèces animales qui pourraient produire les mêmes formes d'empreintes. En 1967, le nombre d'espèces fossiles connues ayant pu être contemporaines des traces du Veillon était déjà important. Actuellement, après de nombreuses découvertes, ce nombre peut être multiplié par dix.

Les critères de détermination reposent sur les dimensions, le rapport longueur / largeur, le nombre de doigts avec leur forme ; leur disposition et leur écartement, la présence de phalanges, de pelotes et de griffes de formes variées ainsi que la présence et la forme de talons. L'empreinte varie selon que l'animal marche ou court. Elle dépend naturellement de la consistance et de la finesse de grain du substratum. Dans une boue molle, l'empreinte est profonde, mais brouillée par un rebord de vase. Un critère important est la longueur et la disposition des enjambées lorsqu'on trouve une piste. L'ampleur de l'enjambée est le rapport de la longueur entre deux pas et la taille de l'empreinte.



Elle varie le plus souvent entre 3 et 5, entre un marcheur et un coureur. Pour une même taille de pas et une même allure, elle dépend de la longueur du membre.

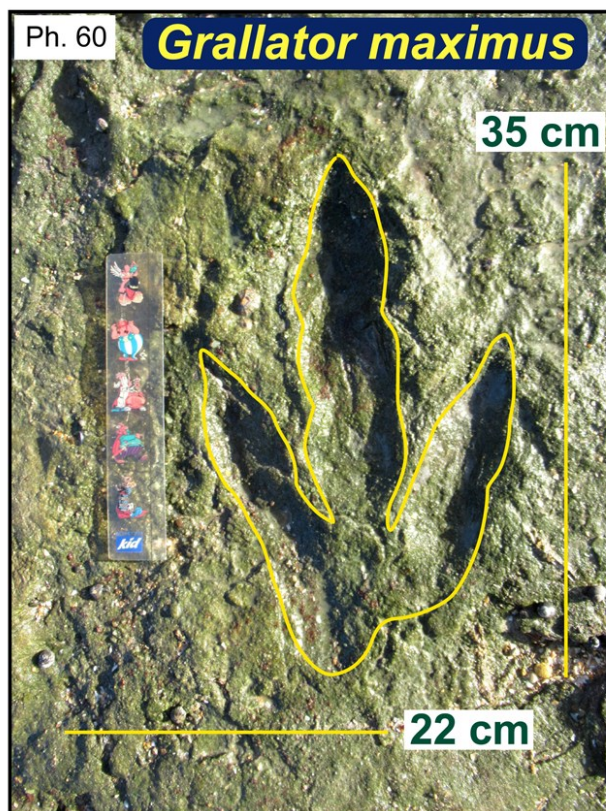
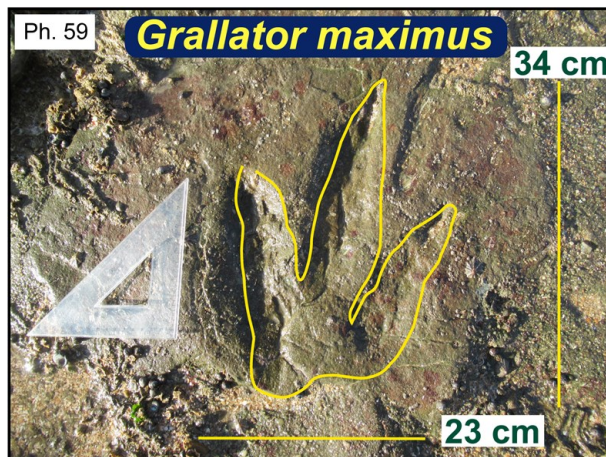
La grande majorité des traces est due à des Reptiles bipèdes tridactyles. Dans ce groupe, deux genres prédominent, *Eubrontes* et *Grallator*. Un autre genre est peu abondant, *Saltopoides* et deux autres sont rares, *Talmontopus* et *Anatopus*. Un deuxième groupe montre des traces distinctes de pattes avant et arrière, donc de quadrupèdes. Un seul genre, *Batrachopus*, est bien représenté. Un second genre, *Dahutherium*, connu uniquement par deux empreintes, est douteux. On voit également beaucoup d'empreintes non déterminées, dont certaines, très larges avec des lobes arrondis, sont qualifiées d'« éléphantoides » et pourraient se rapporter à des grands Dinosauriens Sauropodes quadrupèdes et herbivores. Les traces de queues sont assez rares et on ne sait pas exactement à quels types elles se rapportent, mais probablement à des *Grallators*.

Nous décrivons brièvement les espèces, les données détaillées étant dans le mémoire de Lapparent et Montenat (1967), avec un court rappel dans Montenat et Bessonnat (2003). Voir également une synthèse intéressante sur les traces de pas du Mésozoïque en France dans Gand et al. (2007). Nous reportons sur la **figure 16** quelques empreintes typiques en respectant leurs dimensions relatives.

- *Eubrontes* est la plus grande empreinte atteignant souvent une longueur de 40 cm (**Ph. 53 à 56**). C'est aussi la plus large et la plus profonde avec trois doigts très épais, peu écartés et un petit talon marqué d'un seul côté. Une profondeur de trace de 3 à 4 cm est fréquente. Le doigt médian est à peine plus long. Les phalanges sont peu marquées. Les trois doigts sont armés d'une forte griffe, ce qui en fait un prédateur très probablement théropode. Les pistes correspondent à des enjambées moyennes de 3,4 (rapport espacement / dimension des empreintes), avec les pieds droit et gauche un peu écartés par rapport à la ligne médiane (**Ph. 57 et 58**). Cela nous indique un animal assez corpulent marchant tranquillement, ce qui le rapproche du groupe des Carnosauriens aux formes lourdes. Nous sommes au début du Jurassique, le célèbre Tyrannosaure n'apparaîtra qu'au Crétacé supérieur, dans 130 millions d'années. Mais on peut imaginer un Théropode semblable, de 3 m de haut et de 2 à 3 tonnes.

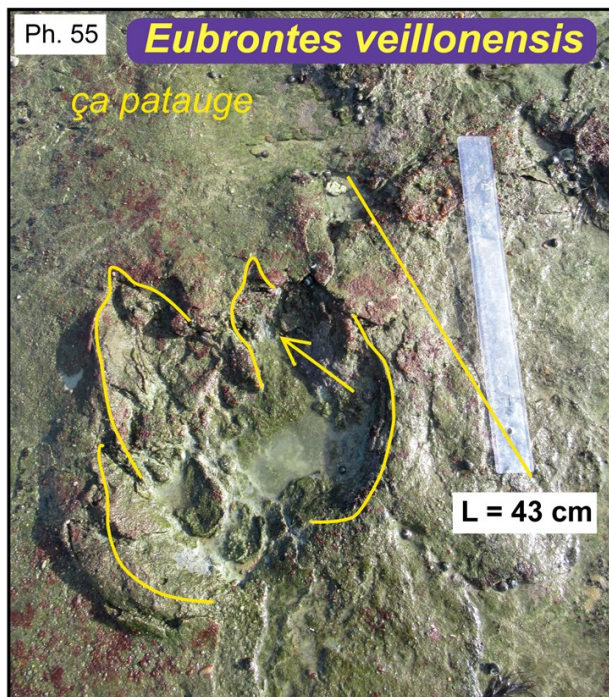
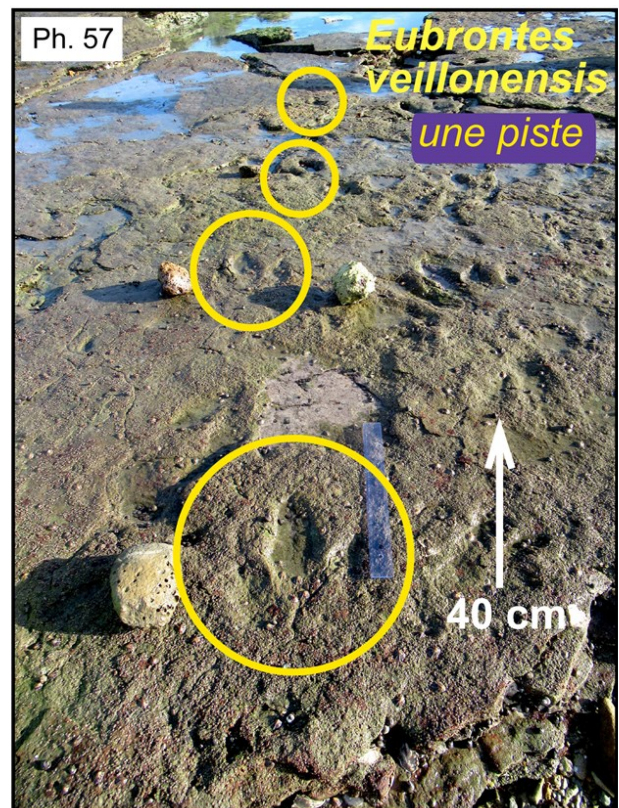
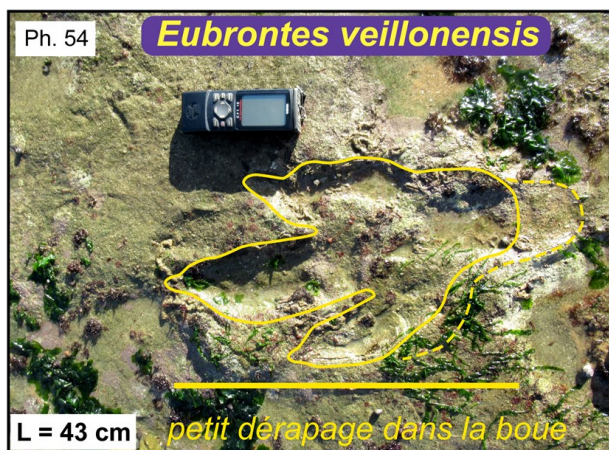
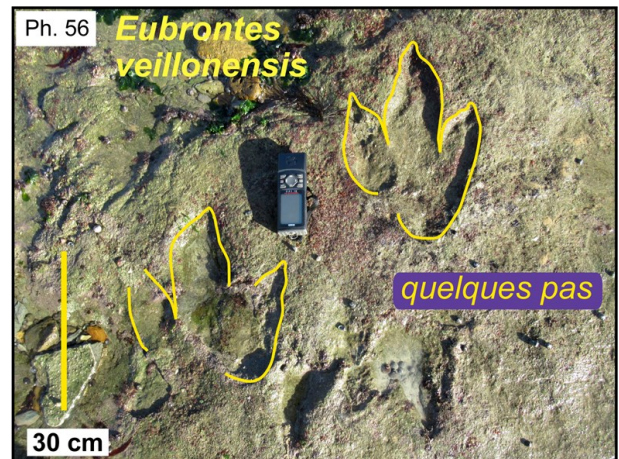
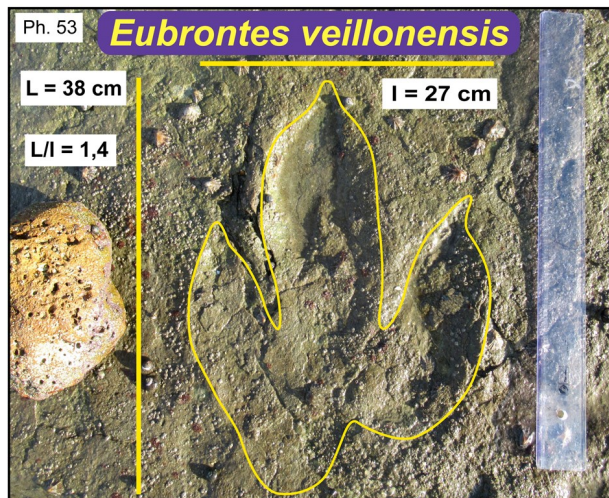
Le grand nombre d'empreintes a permis de préciser les caractéristiques de ces traces (dimensions de leurs différentes parties, leurs rapports). Quelques autres espèces d'*Eubrontes* sont connues dans des formations de même âge de par le monde, mais aucune ne présente des proportions aussi grandes que les traces du Veillon, ce qui justifie le nom spécifique nouveau de *veillonensis* (= du site du Veillon).

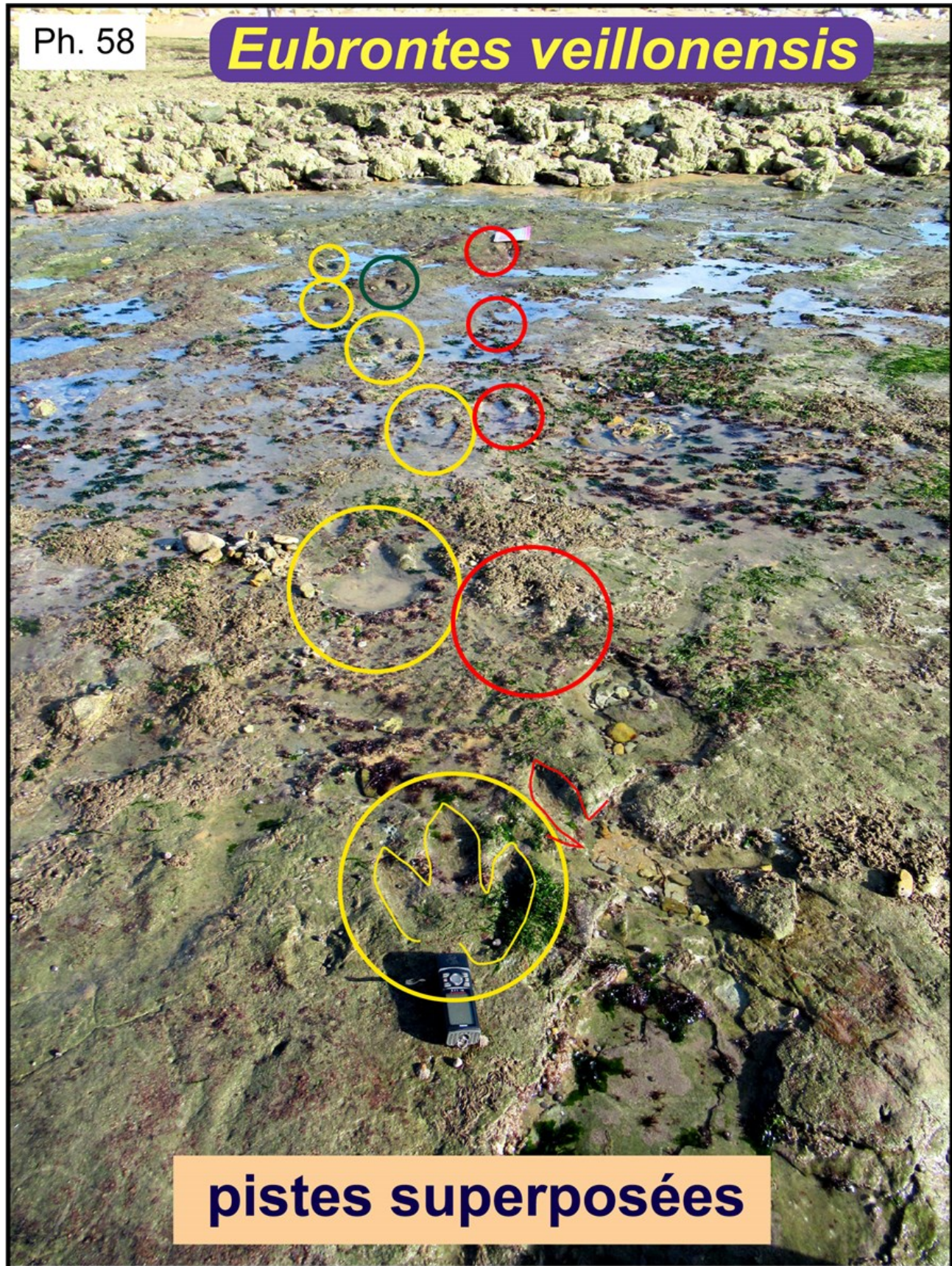
- *Grallator* est très reconnaissable avec des doigts fins, longs et peu écartés, et des phalanges bien marquées (**Ph. 59 et 60**). Le doigt médian est nettement plus long. Le talon est peu marqué et d'un seul côté, caractère d'un animal coureur. Les trois doigts sont pourvus d'une griffe acérée, attribut d'un chasseur carnivore et sans doute un Théropode.

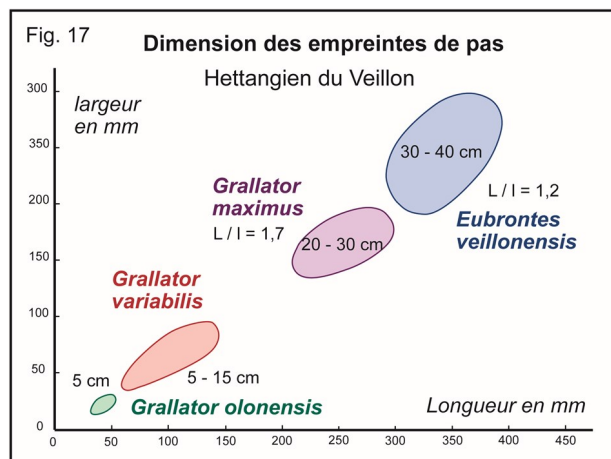


Les empreintes de *Grallator* montrent un large éventail de dimensions. On sait que les Reptiles ont une croissance continue. On peut donc imaginer que les petites traces sont celles de juvéniles et les grandes, celles des adultes. Il est aussi possible qu'il y ait eu un dimorphisme sexuel, ce qui serait une deuxième cause des variations de taille. Le grand nombre d'empreintes a permis de porter sur un diagramme longueur versus largeur une quantité suffisante de mesures pour en tirer des informations statistiques.

Sur la **figure 17** dessinée à partir des figures 8 et 13 de Lapparent et Montenat (1967), pour les *Grallators* et les *Eubrontes*, nous voyons des nuages de points clairement distincts avec des solutions de continuité, particulièrement dans la population des *Grallators*, ce qui ne serait pas le cas si les traces appartenaient à des individus petits et grands d'une même espèce.







Il y aurait donc peut-être trois espèces nouvelles : *olonensis* (celle d'Olonne), *variabilis* (dont la taille est la plus variable) et *maximus* (dont la taille est la plus grande).

Les Grallators devaient être des chasseurs s'attaquant à des proies en rapport avec leurs tailles, à la manière des Raptors, comme le pseudo-vélociraptor mis en scène avec beaucoup d'imagination dans « Jurassic Park » et « Jurassic World ». En effet, les pistes nous montrent de longues enjambées de rapport entre 4 et 5, disposées sur une même ligne, ce qui indique un animal pourvu de grandes jambes et se déplaçant rapidement. Cette caractéristique se retrouve chez plusieurs Dinosauriens du groupe des Coelurosauriens.

- *Saltopoides* montre trois doigts asymétriques avec un petit talon, le doigt opposé au talon étant plus écarté. Le doigt médian est un peu plus long. On ne voit guère de phalanges ni de pelotes. Les griffes sont assez bien détachées, ce qui en fait un animal prédateur. Une piste montre de très longues enjambées qui s'expliqueraient par un déplacement par bonds d'un pied sur l'autre, ce qui suppose des membres longs et une allure très élançée. Cette hypothèse a inspiré le nom de genre de l'animal, mais ne repose sur l'examen que d'une seule piste. C'est probablement un Dinosaurien Coelurosaurien de forme agile comme les Grallators. On ne connaît aucun équivalent sur les sites contemporains d'ichnites. C'est donc un genre nouveau et une espèce nouvelle, *igalensis*, en référence à l'Institut de Géologie Albert de Lapparent (IGAL), mais qui reste très peu documentée.

- *Talmontopus* est décrit sur la base de trois contre-empreintes. C'est une trace plutôt grande, avec trois doigts écartés et effilés et un fort talon arrondi. On ne voit pas de griffes. Sur une empreinte, il y aurait une vague trace d'une palmure entre les doigts. On note certaine ressemblance avec les traces attribuées aux Iguanodonts beaucoup plus tardifs, bien que de plus petite dimension. Mais sans équivalence précise avec une ichnite connue, c'est un nouveau genre, du site de Talmont, et une nouvelle espèce *tersi*, en hommage à Mireille Ters. C'était sans doute un Dinosaurien Ornithopode bipède herbivore, d'assez grande taille. Il pouvait être chassé par les Eubrontes et les grands Grallators.

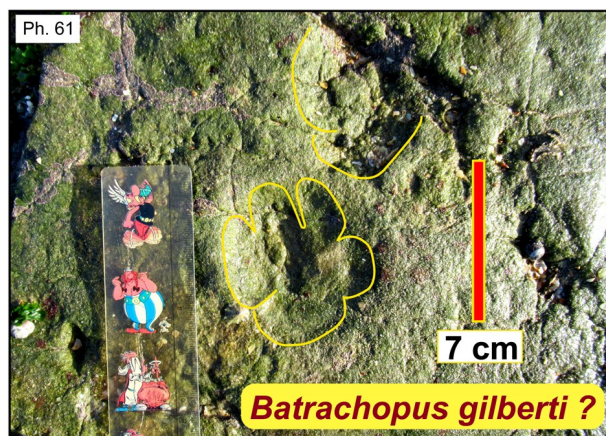
Anatopus est connu par trois traces isolées qui montrent trois doigts écartés avec le doigt médian très allongé. Il

semble bien y avoir une palmure tendue entre les doigts. Le doigt central, à trois phalanges, est terminé par une griffe effilée. Les doigts latéraux, à une seule phalange, portent également une griffe. Il n'y a pas de talon. Ces quelques traces originales, de nature avienne, n'ont été rapprochées à aucune ichnite connue. C'est donc un nouveau genre, à patte de canard, et une nouvelle espèce dite *palmatus*, sans grande originalité.

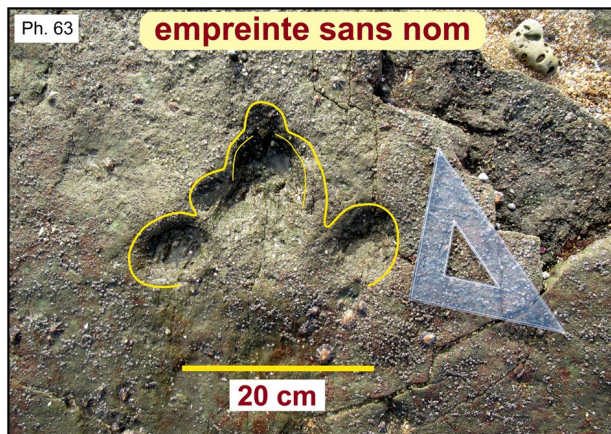
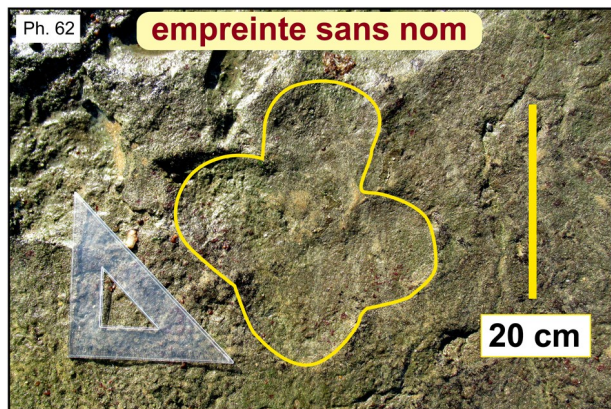
Batrachopus est bien représenté par un bon nombre d'empreintes et quelques pistes. Il correspond à un petit quadrupède tétradactyle avec une nette différence de forme et de taille entre les empreintes des pattes avant ou mains et des pattes arrière ou pieds. La main montre quatre doigts disposés en étoile, courts, arrondis et sans prédominance marquée du médian. Le pied montre quatre doigts plus allongés et bien séparés avec un doigt central plus long. Les phalanges sont peu nettes, mais le talon est bien marqué. On observe des griffes soit allongées soit rétractées sous les doigts de la main. Cet animal, Pseudosuchien ou Crocodilien, devait ressembler à un petit iguane. En comparant ces empreintes avec celles des autres sites d'ichnites contemporains, quelques variations en font une espèce nouvelle, *gilberti*, en hommage à Gilbert Bessonnat.

Dahutherium se rapporte à une empreinte de patte avant et une de patte arrière. C'est peu, mais les marques sont nettes et de bonne qualité. La détermination tient compte du dimorphisme des pattes avant et arrière, ce qui est sans doute à l'origine du nom de l'ichnite. Il s'agirait d'un quadrupède tétradactyle Pseudosuchien proche de *Batrachopus* mais de plus grande taille. On en connaît des équivalents dans plusieurs sites mondiaux d'ichnites.

D'autres variétés d'empreintes ont été observées. Certaines se rapprochent de celles de *Batrachopus* avec des variantes de formes et de dimensions (Ph. 61).



Plusieurs sont des larges traces à bord arrondi à plusieurs lobes, sans marque de doigts ni de griffes, et semblant imprimées par des coussinets plats caractérisant des grands Sauropodes herbivores (Ph. 62). Quelques-unes sont tridactyles à doigts courts et talon arrondi et n'ont pas été nommées par Lapparent et Montenat (1967). Une empreinte tridactyle sans talon mais à doigts très enfoncés, comme si l'animal courait, nous montre un doigt central assez fort et deux doigts écartés de 20 cm, sans aucune trace de griffes (Ph. 63).



Malgré toutes les observations déjà faites, au cours de missions assez brèves, il est clair qu'il reste encore beaucoup de traces à découvrir et étudier.

En résumé, deux groupes de Dinosauriens se déplaçaient dans la basse vallée alluviale débouchant sur un estuaire plus ou moins marécageux : des Théropodes, essentiellement carnivores, et des Ornithopodes, plutôt herbivores.

Les Théropodes comprenaient des Carnosauriens aux formes lourdes et massives et des Cœlurosauriens aux formes légères et élancées. La présence de Sauropodes n'est pas exclue. Sur la base des données de Lapparent et Montenat (1987), nous calculons la proportion des traces observées. Les Grallators représentent 52% des traces avec des proportions voisines pour les trois espèces. Les Eubrontes comptent pour 36%, les Batrachopus pour 10%, les Saltopoïdes pour 1%, et les Anatopus, Talmontopus et Dahutherium ensemble pour 1%. On constate que les empreintes de prédateurs carnivores sont beaucoup plus nombreuses que celles des herbivores. Il semble donc que l'espace estuarien parcouru par les animaux devait être un site de passage relativement découvert. Les herbivores vivaient dans les zones arborées et les landes sur les bordures de la vallée alluviale où ils trouvaient leur nourriture et un abri relatif. Ils ne venaient dans la basse vallée qu'occasionnellement, peut-être pour s'abreuver.

En revanche, on peut s'étonner de la présence assez importante des Batrachopus qui étaient des proies faciles pour les Grallators. Nous imaginons que ces petits

quadrupèdes, ou bien avaient des mœurs nocturnes et venaient la nuit se nourrir d'algues, de coquillages, de poissons, ou bien, sachant nager, allaient à l'eau à la venue d'un prédateur.

Article de André Pouclet

Photographies de André Pouclet

Bibliographie

- 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.
- Branger P. (2009). Buffevent (Deux-Sèvres), une nouvelle coupe de référence pour la base du Callovien. *Nature entre Deux-Sèvres* 2, 52-58.
- Burgess S. D, Bowring S. A, Fleming T. H, Elliot D. H (2015). High-precision geochronology links the Ferrar large igneous province with early-Jurassic Ocean anoxia and biotic crisis. *Earth Planet. Sc. Lett.* 415, 90-99.
- Cossmann M. (1903). Note sur l'Infralias de la Vendée et des Deux-Sèvres (suite). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3 (4), 497-545.
- Fauré Ph., Bohain P (2017). Les ammonites du Pliensbachien inférieur de la Vendée méridionale (France). Étude taxonomique. Implications stratigraphiques et paléogéographiques. *Strata sér. 2*, 54, 147 p.
- Gabilly J. (1964). Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. *Travaux de l'Institut de Géologie et d'Anthropologie Préhistorique de la Faculté des Sciences de Poitiers* 5, 65-107.
- Gand G., Demathieu G., Montenat C. (2007). Les traces de pas d'amphibiens, de dinosaures et autres reptiles du Mésozoïque français: inventaire et interprétations. *Palaeovertebrata* 1-4, 1-149.
- Ikeda M., Hori R. S, Ikehara M., Miyashita R., Chino M., 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.
- Lapparent (de) A. F, Montenat C. (1967). Les empreintes de pas de reptiles de l'Infralias du Veillon (Vendée). *Mém. Soc. Géol. Fr.* NS 46 (2), mém. 107, p. 1-44.
- Montenat C., Bessonnat G. (2003). L'ichnofaune reptilienne hettangienne du Veillon (Vendée, France). *Le Naturaliste Vendéen* 3, 41-46.
- Thévenard F., Deschamps S., Guignard G., Gomez B. (2003). Les plantes fossiles du gisement hettangien de Talmont-Saint-Hilaire (Vendée-France). *Le Naturaliste Vendéen* 3, 69-87.
- Welsch J. (1903). Etude des terrains du Poitou dans le détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3 (4), 797-1026.
- Site AVG : « Systématique des Dinosaures - Le gîte ichnifère du Veillon ».

Deuxième sortie géologique de l'AVG sur le Jurassique du littoral vendéen

« De St-Nicolas-sur-Jard vers Jard-sur-Mer »

Dimanche 19 mai 2019

avec André POUCKET et Patrick BOHAIN, membres de l'AVG



Patrick Bohain et André Pouclet

Deuxième sortie géologique De Saint-Nicolas-sur-Jard vers Jard-sur-Mer

La seconde sortie sur le Jurassique du littoral vendéen est consacrée à une exposition complète et continue de la transgression jurassique depuis l'anse de la mine de Saint-Nicolas-sur-Jard jusqu'à la plage de Légère et de Madoreau à Jard-sur-Mer (**Fig. 4 du compte rendu « Jurassique 1 » de la sortie de l'AVG - voir page 5**). Nous observons la totalité des formations sédimentaires depuis l'Hettangien jusqu'au Callovien inférieur.

Les observations sont documentées grâce à un lever cartographique original (A. Poulet) présenté en trois feuilles : Anse de la Mine de Saint-Nicolas, Ragounite-Légère et Légère-Madoreau (**Fig. 18, 19 et 20**). Ce lever a servi de base à l'établissement du log stratigraphique (**Fig. 21**). La stratigraphie, de l'Hettangien au Pliensbachien, est comparée à celle que nous avons établie pour le bassin du Veillon (**Fig. 12 du CR de la première sortie - voir page 14**). Les principales limites chronostratigraphiques sont basées sur les faunes d'Ammonites : Pliensbachien-Toarcien, Toarcien-Bajocien, Bajocien-Bathonien, Bathonien moyen-Bathonien supérieur, Bathonien-Callovien. Ces limites sont assez bien corrélées avec des changements lithologiques qui servent effectivement à la cartographie. Les autres limites sont simplement lithologiques : Hettangien inférieur-supérieur, Hettangien-Pliensbachien, Bajocien inférieur-moyen, Bajocien moyen-supérieur, faute d'avoir trouvé des faunes caractéristiques au moment des levés. Gabilly (1964) a néanmoins réalisé la biostratigraphie intégrale du Jurassique inférieur et moyen à partir des faunes d'Ammonites.

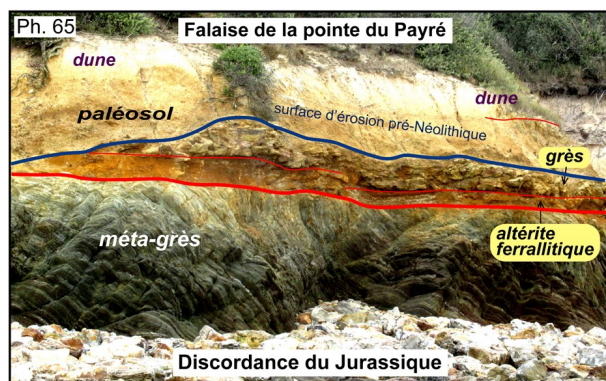
Pour la présentation, nous exposons les observations en trois parties correspondant au découpage des trois cartes : Saint-Nicolas, Ragounite-Légère et Légère-Madoreau.

1. L'Anse de la Mine de Saint-Nicolas

Le site de la discordance du Jurassique sur les métasédiments plissés au Varisque de Saint-Nicolas et de la Pointe du Payré fait partie du patrimoine géologique vendéen maintes fois décrit. Nous accédons à ce site par un escalier dans la falaise, à 600 m à l'ouest de la plage de La Mine (**Fig. 18, Ph. 64**).

Les observations géologiques sont réalisées du nord-ouest au sud-est selon le cheminement documenté sur la **figure 22**. Nous partons de la falaise qui conduit à la Pointe du Payré en nous offrant le spectacle de la discordance de la base du Jurassique sur les méta-grès de la Formation du Payré (**Ph. 65**) (falaise de la Pointe). Nous nous dirigeons ensuite au sud-est en longeant la petite falaise qui rejoint l'Anse de la Mine (falaise NW, falaise W). Nous observons les premières formations du Jurassique avant de nous heurter à un complexe intensément silicifié et minéralisé (estran silicifié). Descendant sur le bas estran, nous retrouvons des bancs calcaires en bordure d'une zone fracturée et silicifiée (estran calcaire).

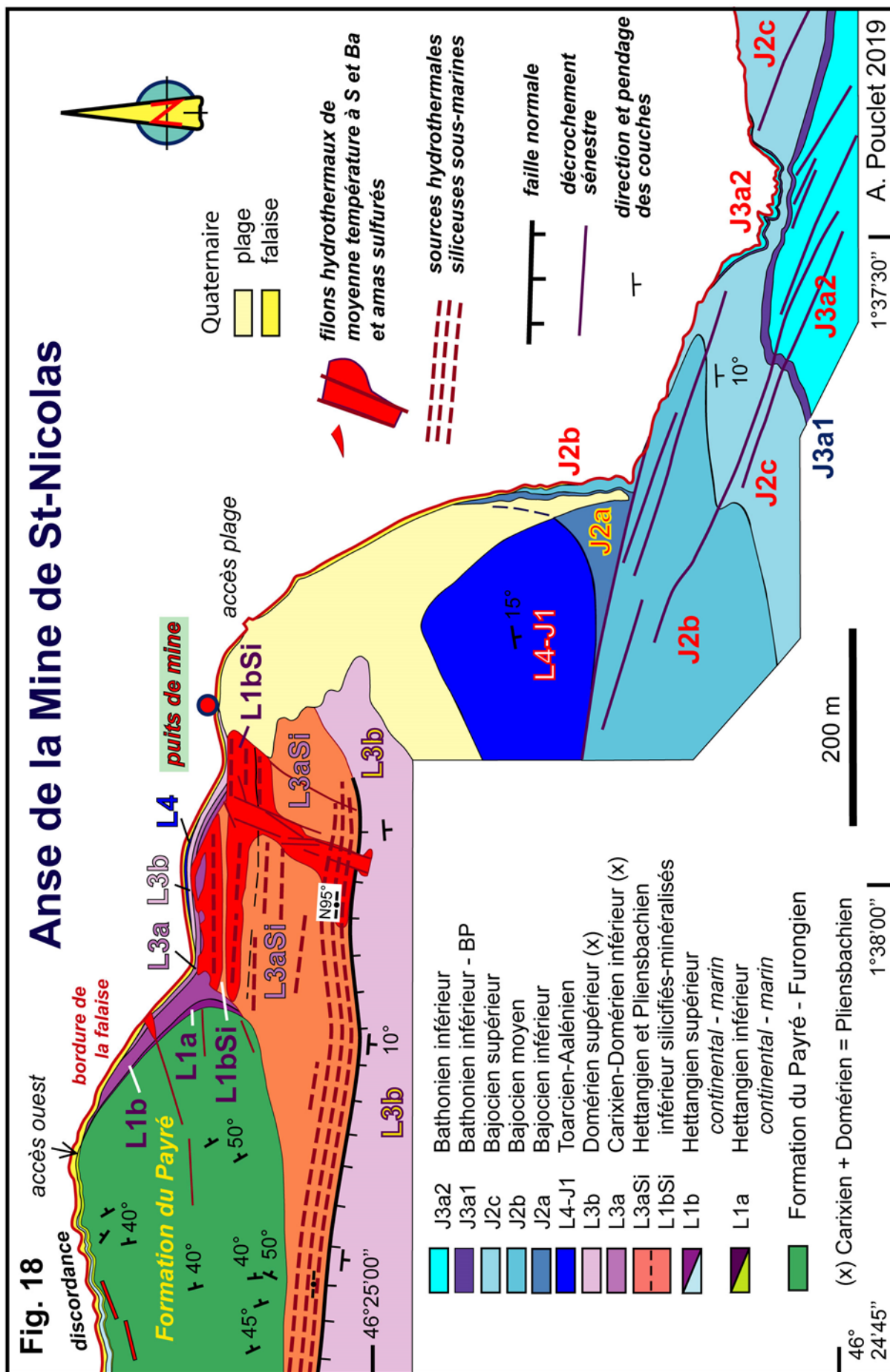
Toute la zone médiane de l'Anse de Saint-Nicolas est actuellement recouverte d'une bande de sable qu'il faut traverser pour retrouver les bancs calcaires et marneux du Jurassique sur l'estran (estran S). Nous rejoignons ensuite la falaise calcaire orientale qui apparaît de nouveau sous la dune (falaise E), jusqu'à la pointe rocheuse du sud-est fermant l'Anse de la Mine (pointe SE). Nous progressons ensuite sur le haut estran rocheux en longeant la falaise (estran SE, falaise SE). Nous atteignons alors une succession d'éperons rocheux qui limitent la partie ouest de l'Anse du Four à chaux, objet de la seconde carte.

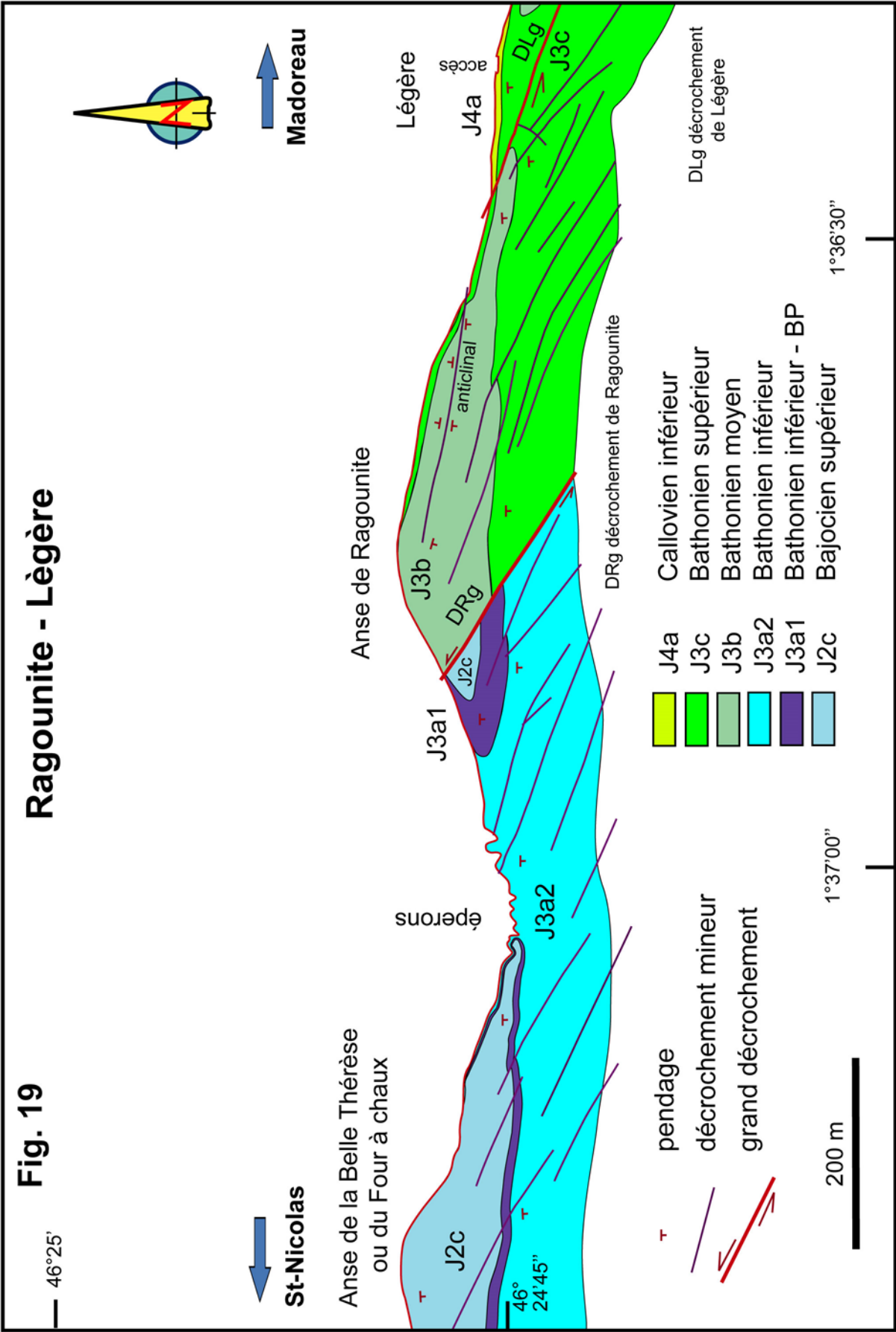


1.1. Falaise de la Pointe du Payré

C'est la falaise qui va jusqu'à la Pointe du Payré. La discordance s'étend vers l'ouest, depuis le bas de la falaise en montant assez rapidement à mi-pente (**Ph. 66, 67**). On la suit jusqu'à la Pointe du Payré sur 2 km (**Fig. 3 page 5**). Le plan de discordance est penté en moyenne de 10° vers le sud. Mais la direction de la falaise étant sensiblement est-ouest, l'intersection de ce plan apparaît proche de l'horizontale. 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 (**Ph. 68**) puis se perd dans les rochers de l'estran (**Ph. 69**). Elle réapparaît sur le bas estran grâce à la silicification des bancs du Jurassique qui restent en relief au-dessus des strates de grès métamorphiques, du fait de leur résistance à l'érosion.

Ainsi, la discordance délimite l'estran des méta-grès correspondant au socle anté-Jurassique.





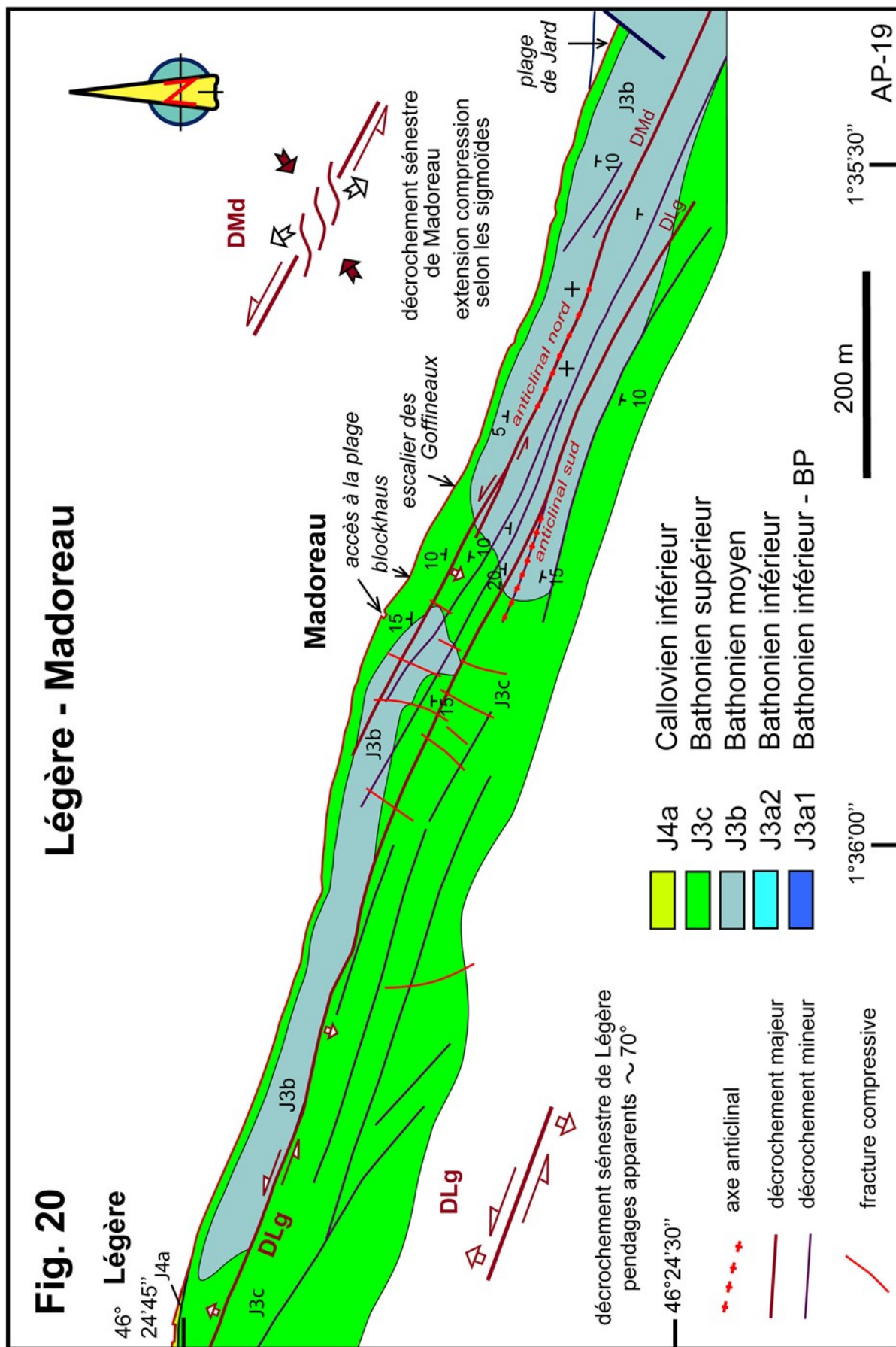
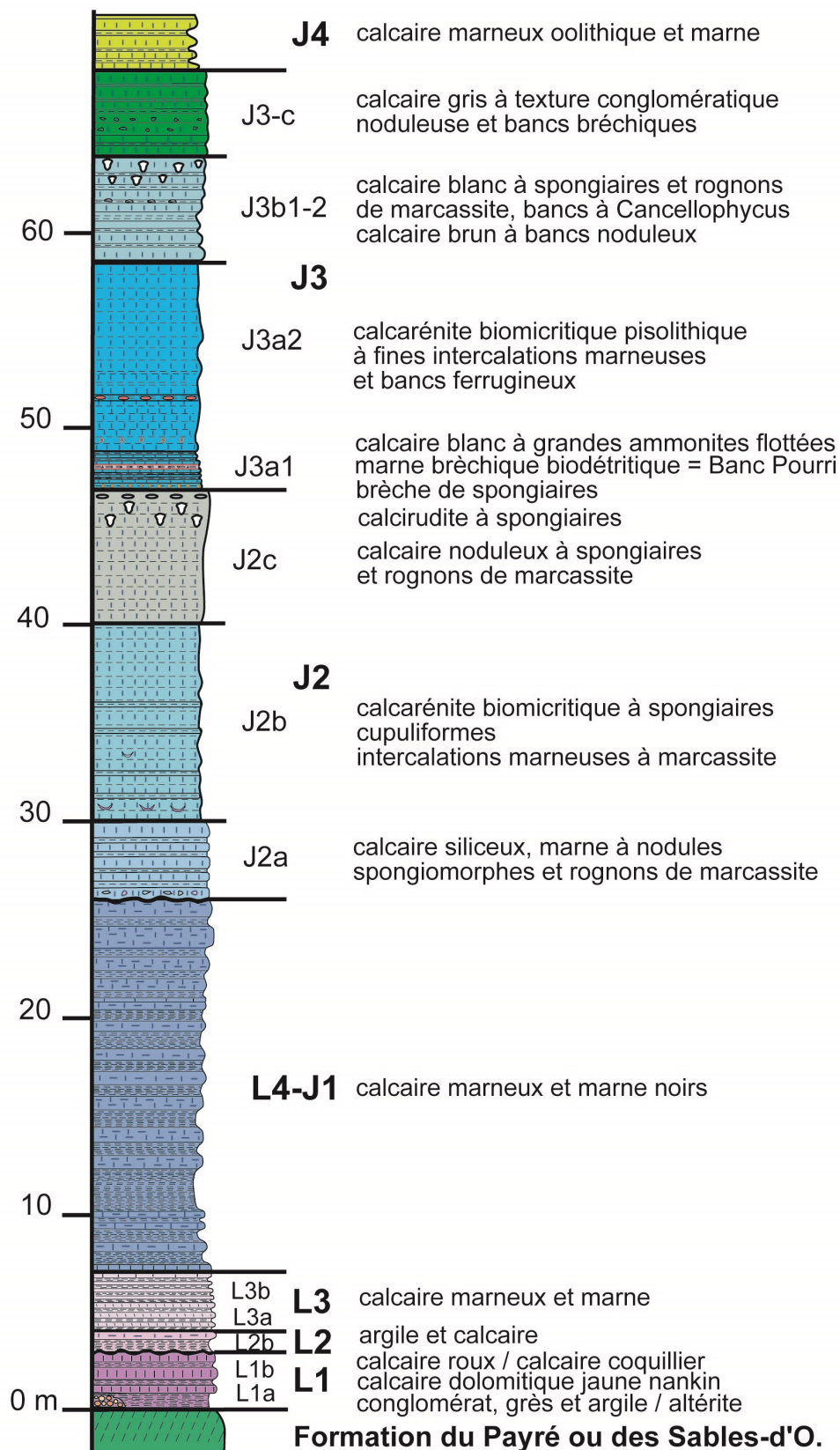
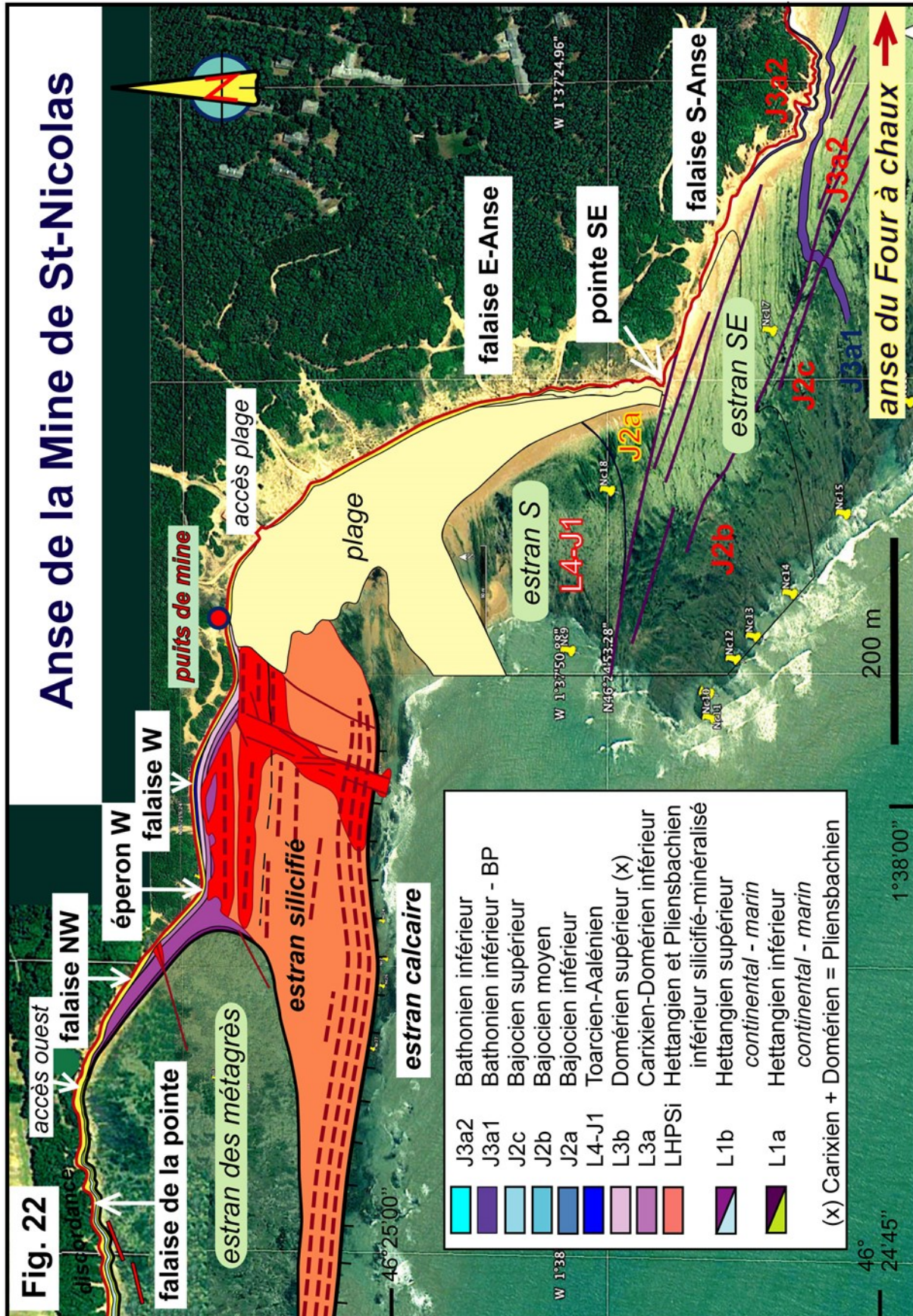
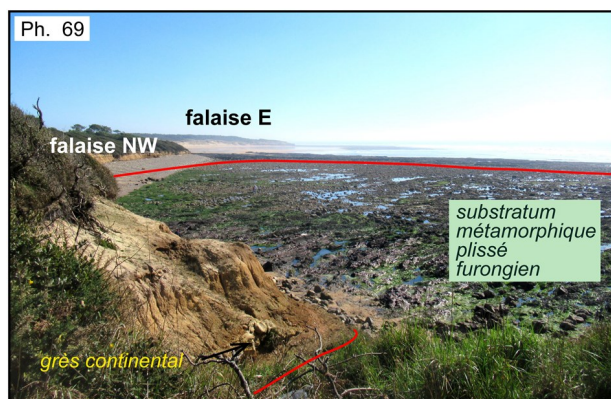


Fig. 21 Log stratigraphique du Jurassique du littoral de Vendée



AP-19



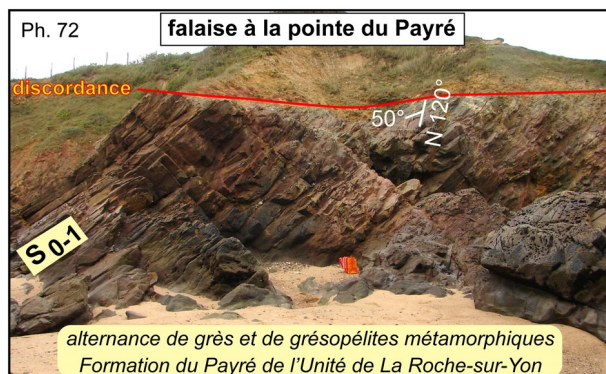


1.1.1. Le socle anté-Jurassique

Le substratum de la transgression jurassique est constitué de bancs décimétriques de grès pélitiques à grains moyens alternant avec des lits d'argilite et d'arkose, et, sporadiquement, des bancs purement gréseux (Ph. 70). Cette formation a subi un métamorphisme de basse température et moyenne pression dans la zone de la biotite et du grenat du faciès micaschiste (Ph. 71). Elle est plissée en larges plis semblables hectométriques avec microplis en chevrons créant une schistosité de plan axial sub-parallèle à la stratification et dite S0-1 et une linéation de crénulation plongeant sur cette schistosité (Ph. 71).



Sur la plus grande partie de l'estran, de la Pointe du Payré vers St-Nicolas, la stratification est orientée N 110° à N 130° avec un pendage de 40° à 50° vers le nord (Ph. 72).



Mais aux abords de l'Anse de la Mine, la stratification tourne à N 150°-160° tout en gardant un pendage de 40°-50°. C'est l'indice que l'on aborde le contour périclinal d'un anticlinal dont l'axe se trouve un peu au sud dans la mer. Une plongée sous-marine permettrait de vérifier cette interprétation.

Les sédiments gréseux se sont déposés au Furongien ou Cambrien supérieur vers -490 Ma. Cet âge nous est donné par la datation au Trémadocien, vers -480 Ma, de la formation pélitique située au-dessus de la formation gréseuse et datée par son activité rhyolitique (datation absolue par U-Pb). Le plissement et le métamorphisme du bassin sédimentaire peuvent être 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 intrudé de granites au Carbonifère moyen. Un nouvel épisode tectonique et volcanique basaltique prend place au Permien inférieur et moyen.

La discordance tranche au couteau les strates des méta-grès, 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 au Veillon.

1.1.2. Formations sédimentaires de la falaise de la Pointe du Payré et minéralisations

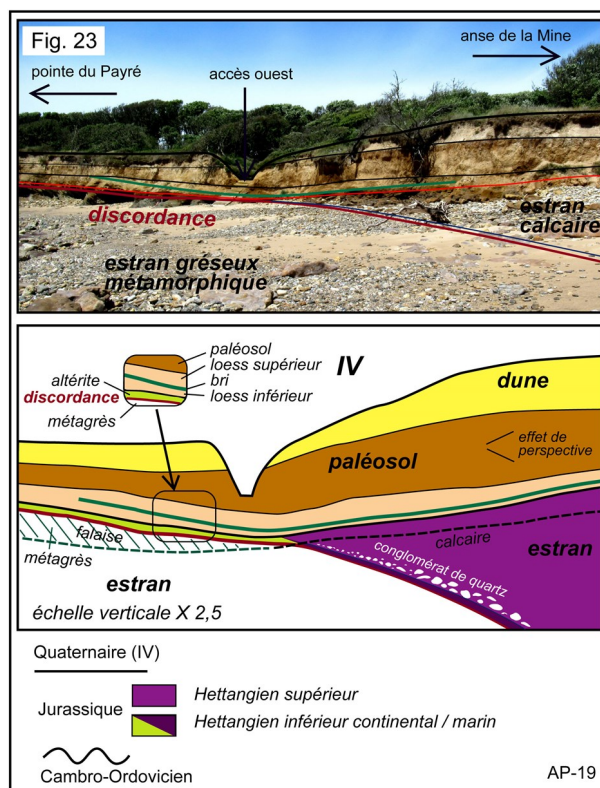
Avant de disparaître sous les galets du haut estran, la base des formations du Jurassique est accessible sous l'escalier qui donne accès à l'ouest de l'estran et à la falaise de la Pointe du Payré. Nous ne voyons d'abord que l'extrême base d'un dépôt précurseur du Jurassique qui est une altérite continentale (Ph. 65, 73).



De part et d'autre de ce site, la discordance est surmontée par les dépôts du Jurassique qui prennent de l'ampleur. Mais ce sont des dépôts totalement différents. Vers l'ouest, dans la falaise du Payré, le lit d'altérite est surmonté et passe latéralement à des bancs de grès silicifiés avec fines intercalations argileuses ou graveleuses résultant d'une sédimentation continentale. Vers le sud-est, la base de la falaise montre des calcaires marins. La discordance est en partie masquée par les sables et graviers de l'estran. Il faut creuser sous le calcaire. La base sédimentaire du Jurassique apparaît principalement au

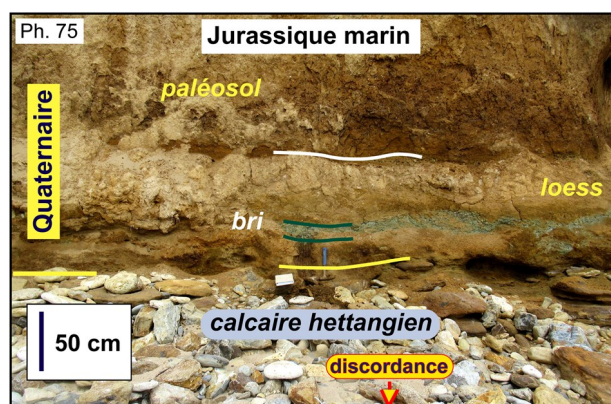
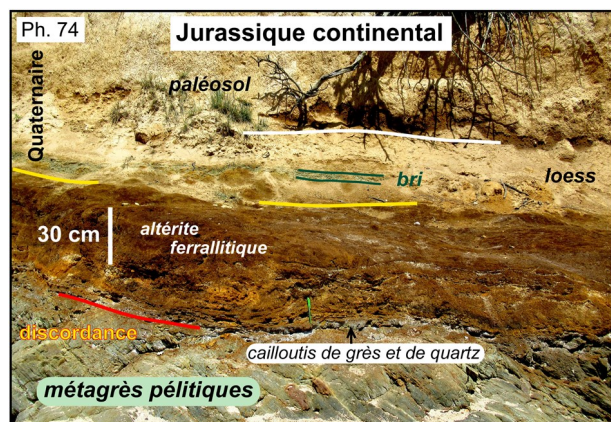
niveau de l'éperon entre les falaises NW et W (Fig. 22 page 34). Elle sera décrite avec la falaise NW.

Mais localement, ces formations ont été fortement arasées par le creusement d'une paléo-vallée schématisée sur la figure 23. C'est l'occasion d'examiner les dépôts du Quaternaire qui coiffent les falaises du littoral, notamment au-dessus des formations du Jurassique.



1.1.2.1. Formations du Quaternaire

Au départ de la falaise du Payré, à l'accès ouest, les formations du Quaternaire reposent sur les premiers bancs du Jurassique qui sont soit continentaux (Ph. 74) soit marins (Ph. 75). Ces bancs sont recouverts par 15 à 20 cm de sable éolien silteux qui n'est rien d'autre qu'un loess. Puis une couche de 20 à 30 cm d'argile verte formée à partir d'une vase fluvio-marine s'est déposée calmement dans un milieu palustre ouvert. Cette argile, très répandue régionalement et connue sous le terme de « bri », est un produit de la transgression flandrienne post-glaciaire. Le loess inférieur est post-würmien. Un nouveau dépôt de loess au-dessus de l'argile atteint 30 à 50 cm. Cette première séquence sédimentaire est à son tour nivelée par une surface d'abrasion que recouvre un paléosol épais souvent de plus d'un mètre mais entaillé par l'érosion sub-actuelle. La dune éolienne actuelle recouvre l'ensemble. Ces formations du Quaternaire sont bien connues sur le littoral vendéen. Une des meilleures coupes a été levée par M. Boiral à la Pointe du Grouin-du-cou à la Tranche-sur-Mer (Boiral et Joussaume, 1990). Un niveau de bri similaire est daté du Néolithique final. Mais celui de Saint-Vincent-sur-Jard, un peu plus élevé pourrait se rapporter à un optimum climatique du Néolithique supérieur.



1.1.2.2. Formations continentales du Jurassique

Dans la falaise de la Pointe du Payré, la sédimentation attribuée au début du Jurassique par corrélation avec les premiers dépôts carbonatés commence par un lit de débris anguleux centimétriques de quartz et de grès métamorphique provenant du socle immédiat (Ph. 65, 76, 77).

Ce n'est pas une arène granitique ni une arkose. Les affleurements de granite sont trop loin. Toutefois le terme d'arène est convenable : cailloutis, gravier et sable grossier issus de la désagrégation du substratum rocheux local. Des boules de grès signalent un écoulement torrentiel (Ph. 78). Aux éléments gréseux s'ajoutent des argilites qui se délitent pour constituer un ciment argileux. Des amas de tourbe et des fragments de bois carbonisé sont aussi présents. Puis s'accumulent sans classement des débris graveleux dans une matrice de sable ferrugineux chargée de concrétions ferrallitiques. La distinction d'horizons éluviaux chargés en silice et d'horizons illuviaux argilo-sableux caractérise une alloterite : une altérite ayant subi des transformations importantes physiques et chimiques (transferts verticaux et horizontaux, dissolutions, précipitations...). L'ensemble suggère une formation continentale résiduelle sous climat tropical. L'épaisseur de la formation varie de 50 cm à 150 cm. Rien n'interdit de faire remonter au Rhétien ce dépôt continental.

En allant vers l'ouest, les strates supérieures de la pile du Jurassique apparaissent avec l'élévation de la falaise et le relèvement de la surface d'érosion du Quaternaire. L'altérite de base varie d'épaisseur, tout en conservant un lit détritique grossier à blocs et éclats de quartz.

Elle est alors surmontée par des bancs de grès franchement sédimentaire avec alternance de bancs à grains moyens ou fins cimentés par de la silice (Ph. 77, 79, 80). 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. Latéralement réapparaît une alloterite avec niveaux argilo-sableux ferrugineux et niveaux siliceux reposant sur la couche graveleuse basale.

Ces niveaux sont alors surmontés par un empilement mal stratifié de grès moyens et grossiers (Ph. 80). 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 (Ph. 81). La silicification diagénétique 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.

Les empilements supérieurs de grès moyen sont relayés par un banc bien lité de grès quartzueux à grain fin (Ph. 82). C'est ce banc de teinte claire, épais de 1 à 2 m, qui forme le rebord de la falaise sur une bonne partie de la pointe en montrant des ondulations décamétriques (Ph. 68, 83).

Les variations latérales d'épaisseur assez rapides pour les grès, avec biseaux stratigraphiques et stratifications obliques confirment l'origine éolienne du dépôt sableux de la Pointe du Payré (Ph. 84), origine déjà suggérée par la morphoscopie des grains. En anticipant sur la discussion des formations du Jurassique, nous situons cette sédimentation éolienne sur un seuil entre la lagune du Veillon et le bassin marin de Jard-sur-Mer.

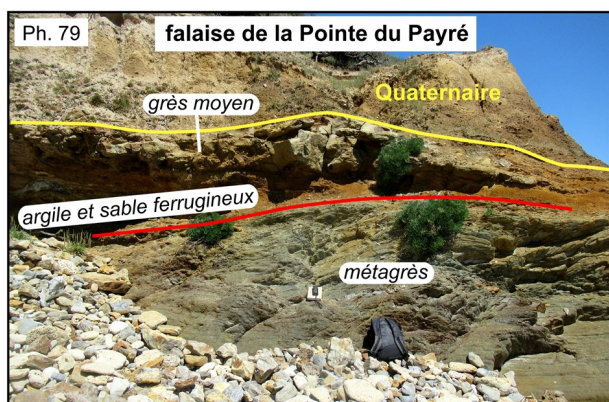
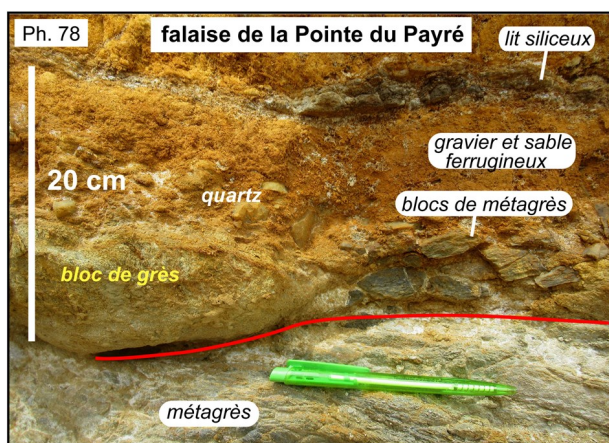
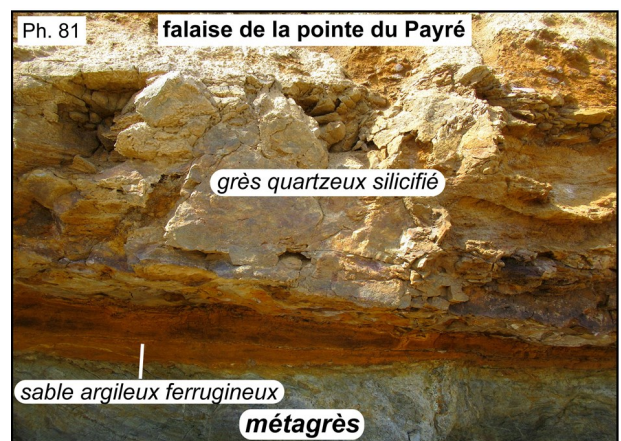
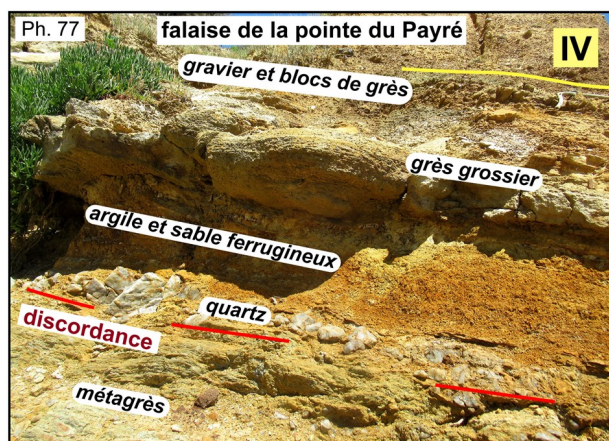
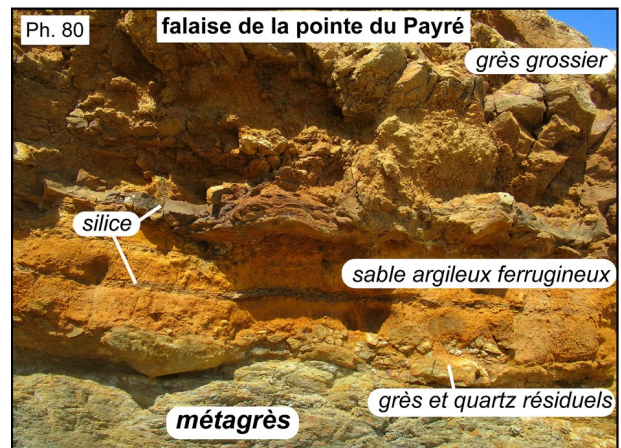
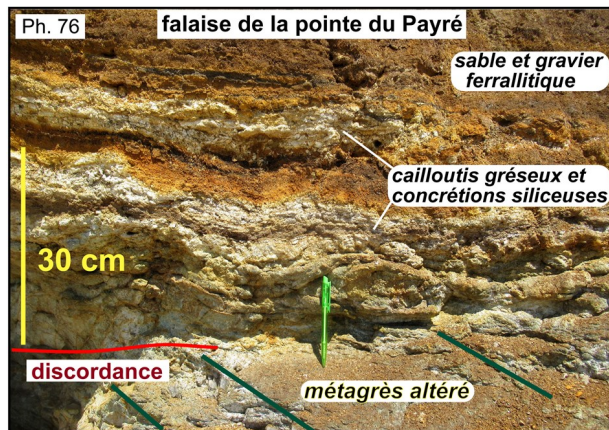
1.1.2.3. Minéralisation stratiforme disséminée

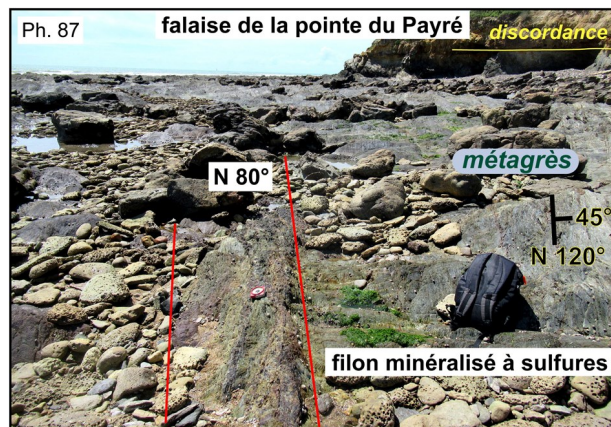
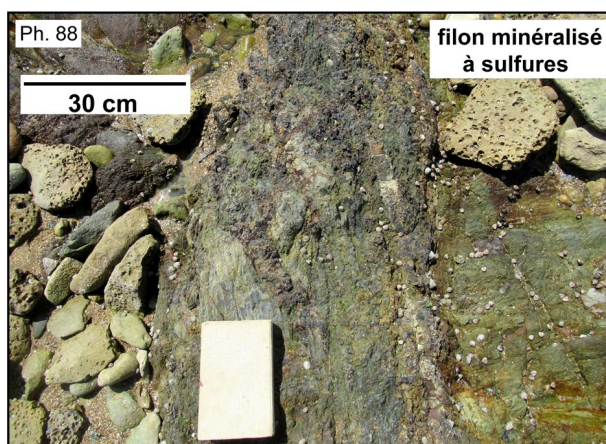
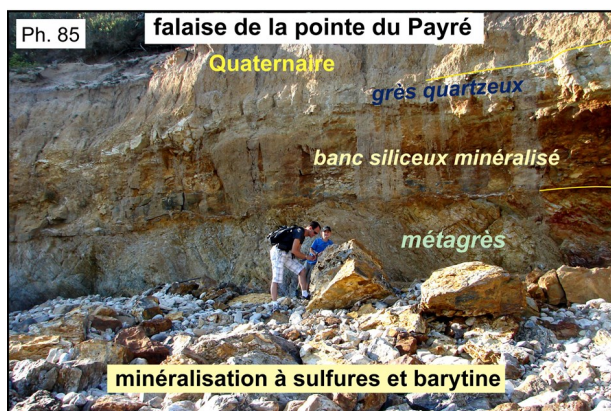
En allant vers la Pointe du Payré, les strates de base de la discordance essentiellement siliceuses se chargent localement d'hydroxydes de fer couleur de rouille (Ph. 65, 66, 83, 84). Cette coloration résulte de l'altération de sulfures ou oxydes métalliques dont on peut voir les fantômes dans la trame siliceuse par des petits vides de forme cubique ou prismatique. Toutefois, les microcristaux de pyrite sont abondants, parfois accompagnés de galène. Ces lentilles rubéfiées sont largement imprégnées de barytine comme à une centaine de mètres à l'ouest de l'accès ouest (Ph. 85, 86). La barytine est le plus souvent crétée en amas mamelonnés. Des petites géodes montrent de la barytine prismatique, parfois des cubes de fluorite jaune et, rarement, des prismes de cérosite.

En clair, les strates de la base de la formation sédimentaire discordante ont été minéralisées par des sulfures métalliques dans une gangue de silice et de sulfate de baryum, selon une imprégnation qui s'est propagée sur le plan de la discordance.

Cette minéralisation stratiforme a été alimentée par des filons traversant le socle et orientés N 60° à N 80°. Sur l'estran, ces filons sont trahis par des amas d'oxydes dans une gangue siliceuse (Ph. 87, 88).

Cette minéralisation est le fruit d'un hydrothermalisme fissural de moyenne température que nous allons aussi trouver dans l'estran silicifié.





1.2. Falaise NW et W de la Mine de Saint-Nicolas

Au sud-est de l'escalier (accès ouest), arrive la falaise NW de la Mine (**Fig. 18 page 30 et Fig. 22 page 34**).

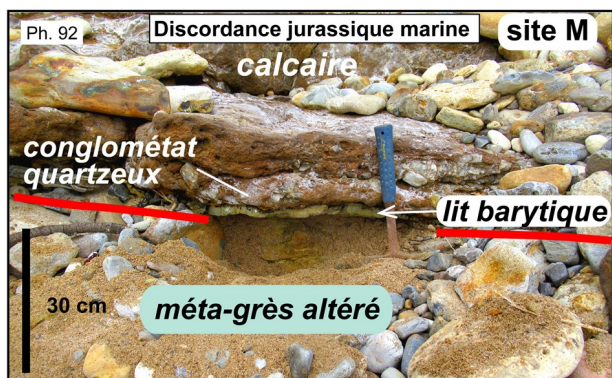
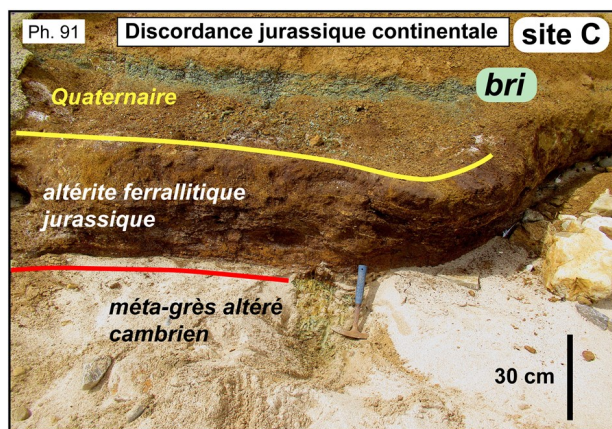
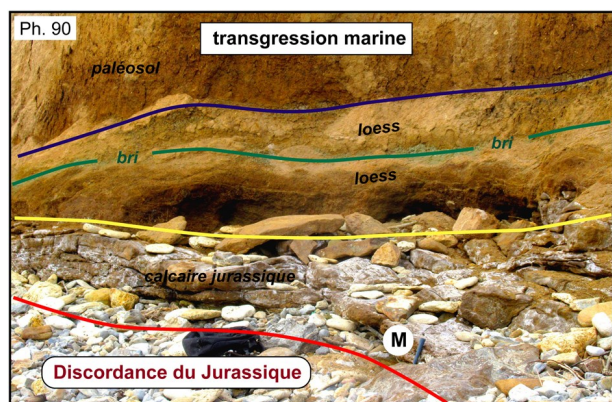
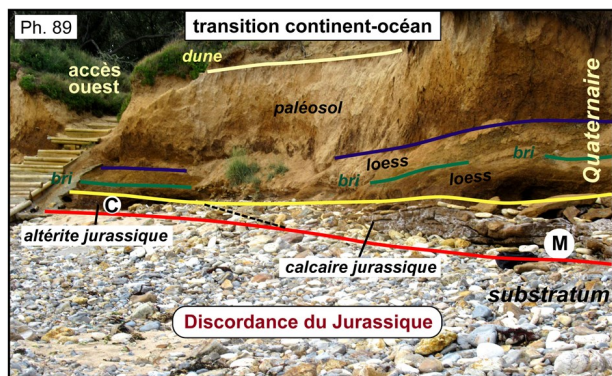
La discordance descend de l'angle de la falaise de la Pointe du Payré et s'écarte de la falaise SW en allant vers l'estran au sud-est (**Fig. 23 page 36, Ph. 68 et 69**).

Nous pouvons préciser le trajet de la discordance en déblayant le bas de la falaise (**Ph. 89, 90, 91, 92**). Le grès métamorphique altéré du substratum est visible sous l'altérite continentale (site C) et sous le calcaire marin (site M). Le passage du domaine continental au domaine marin se fait calmement avec le dépôt d'un banc calcaire sur un simple petit lit de galets de quartz.

En suivant la falaise NW vers le SE, nous remontons dans la colonne stratigraphique en raison du pendage des strates vers le sud. La succession stratigraphique se poursuit de bas en haut dans la falaise W. L'ensemble correspond à une formation principalement carbonatée, mais que nous pouvons diviser en deux membres :

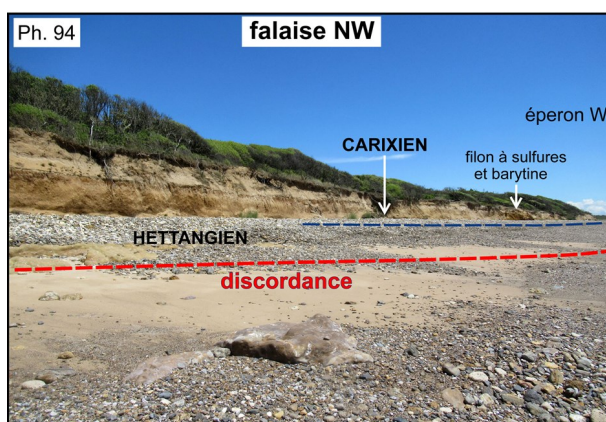
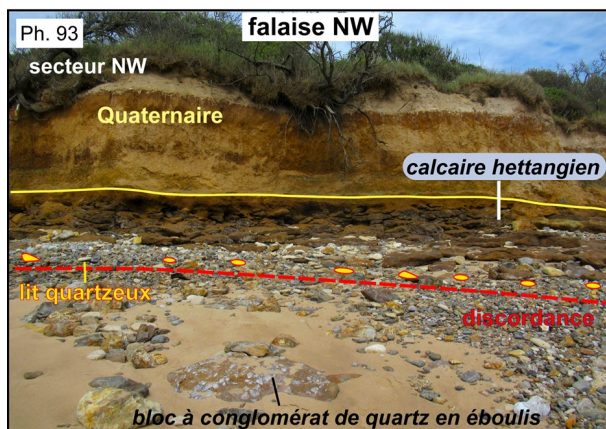
- un membre inférieur dominé par des calcaires cristallins massifs et ferrugineux
- et un membre supérieur à alternance de calcaires, calcaires marneux et marnes.

En terme de chronostratigraphie, le membre inférieur se réfère à l'Hettangien, sur la base des données régionales. Le membre supérieur est paléontologiquement daté du Pliensbachien au Toarcien inférieur.



1.2.1. L'Hettangien de Saint-Nicolas

Les premières formations marines du Jurassique apparaissent sur le haut estran et le long de la falaise NW (Ph. 68, 89, 93, 94).



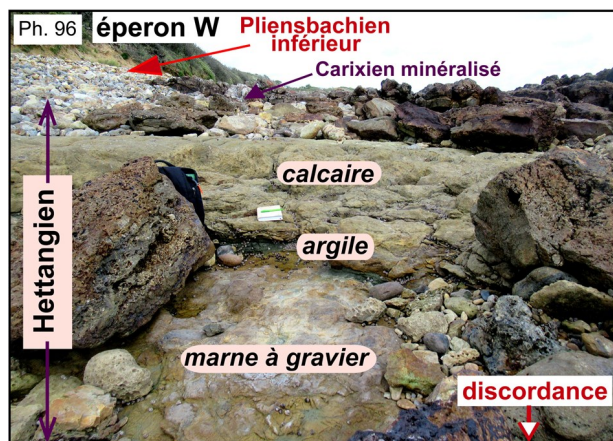
La base du Jurassique marin carbonaté est visible au nord-ouest de la falaise NW et au niveau de l'éperon W (Fig. 22 page 34 et Fig. 23 page 36).

Au nord-ouest, la sédimentation commence avec un conglomérat de quartz à ciment calcaire (Fig. 23 et Ph. 92). L'interface entre la méta-grésopélite du substratum et le conglomérat est nappée par un lit de 2 cm d'épaisseur formé par de la barytine microcristalline et d'une densité de 3.9 à 4. L'origine téléthermale ou évaporitique reste à trouver. Nous ignorons quand ce précipité de barytine s'est formé et quelle est son extension. Le conglomérat commence par une couche centimétrique de gravier de quartz blanc qui s'épaissit latéralement tandis que la taille des éléments atteint 4 à 5 cm (Ph. 92, 95).

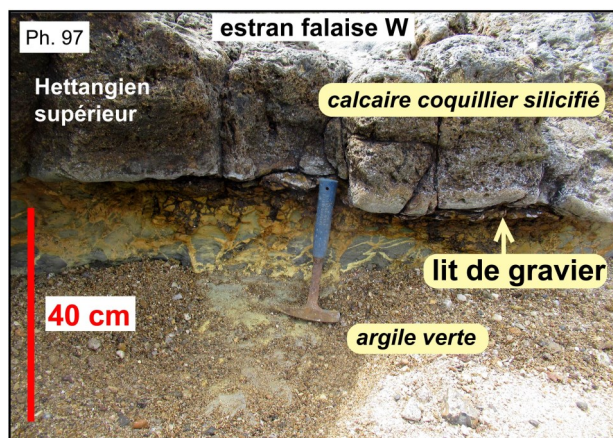


Les composants détritiques sont dispersés dans la matrice carbonatée de façon hétérogène et sans classement. Ils sont aussi médiocrement roulés avec des formes anguleuses, bien que finement polis. Ces éléments sont exclusivement du quartz blanc. C'est donc un conglomérat monogénique mal stratifié à éléments non classés. Les formes irrégulières des galets de quartz témoignent de leur origine par destruction des filons de quartz qui traversaient les strates de grès du substratum. Il n'y a aucun élément des grès métamorphiques 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 reste d'une grève ou d'un petit cordon littoral.

A l'éperon W, on retrouve la base détritique à gravier de quartz dans une matrice calcaire, mais aussi des couches d'argile intercalées dans des bancs calcaires (Ph. 96).

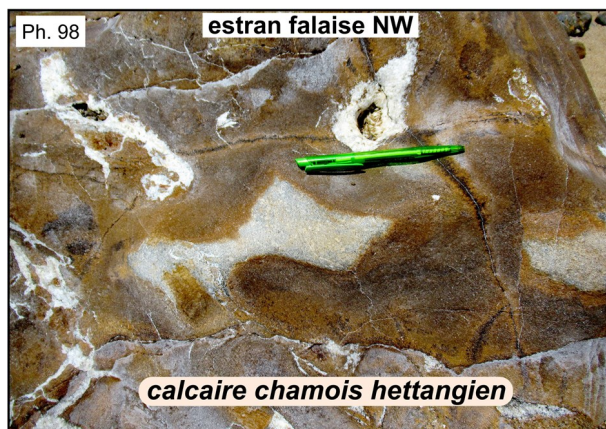


Latéralement, la silicification a modifié la composition des bancs carbonatés. Mais elle a épargné les couches d'argiles situées au-dessous, sans doute en raison de leur imperméabilité (Ph. 97).



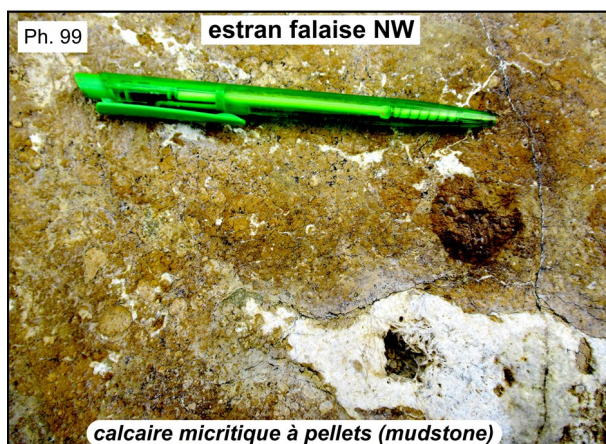
Le calcaire de base affleure au début de la falaise NW et sur le haut estran (Ph. 93, 94). C'est un calcaire micritique finement recristallisé de teinte chamois. La teinte chamois est le fait d'une oxydation en surface des constituants ferrugineux.

Le décapage naturel des blocs par la mer montre que l'intérieur de la roche est de teinte gris-bleu (Ph. 98). Une attaque à l'acide chlorhydrique détruit toute la roche, ce qui confirme sa composition entièrement calcaire. En effet, ce calcaire est qualifié de dolomitique dans les notices et articles sur la géologie locale, sans doute par confusion avec le calcaire nankin.

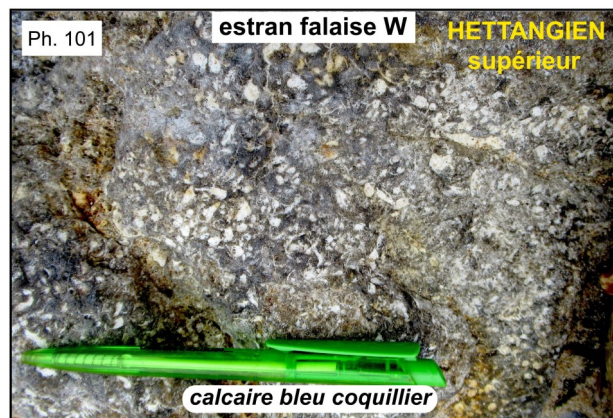
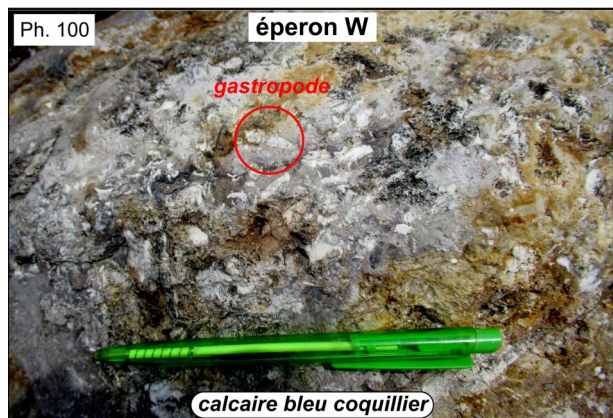


Au passage, une remarque s'impose sur l'attribution du terme de « dolomitique ». On ne connaît aucune analyse précise de la composition dolomitique communément attribuée aux calcaires hettangiens de Vendée. Quelques mesures locales ont été faites sur des calcaires des Deux-Sèvres avec des proportions variables de dolomite. Pour ce qui concerne les calcaires de l'Hettangien du littoral, notre qualification de « dolomitique » est subjectivement basée sur l'intensité de la réaction à l'acide chlorhydrique. Une réaction faible et localisée indique une forte proportion de dolomite. Une réaction modérée laissant des grains intacts indique un mélange de calcite et de dolomite. C'est uniquement ce qui justifie le terme de « calcaire dolomitique ». Sans analyses sérieuses, c'est une simple appellation de terrain.

Le calcaire chamois est surmonté par un calcaire beige micritique de même texture mais enrichi en veines et amas de calcite (Ph. 99). 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 Gastéropodes épigénisés en calcite (**Ph. 100, 101**). Enfin, ces bancs massifs de calcaire sont surmontés par des petits bancs de calcaire ferrugineux cargneulisés.

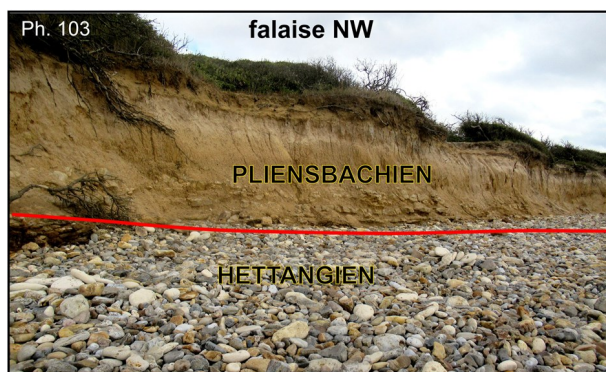
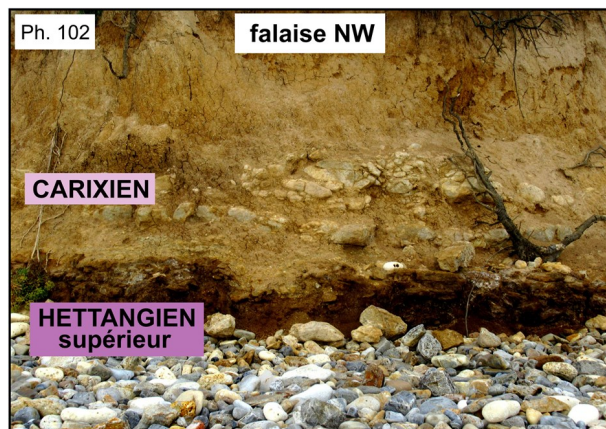


Il est normal de chercher une corrélation entre la séquence infra-liasique de Saint-Nicolas et la séquence carbonatée hettangienne du Bassin du Veillon (**Fig. 12 page 14 et Fig. 14 page 20**). Le membre argilo-gréseux du Veillon est réduit à des lits de gravier et d'argile à Saint-Nicolas, ce qui est aussi le cas dans les bassins tectoniques de St-Jean d'Orbestier et de Cayola. Il y a une parenté évidente entre le calcaire chamois et le calcaire coquillier avec les calcaires beiges, nankins et bleus du Veillon (**Fig. 12 ; HS1, 2, 3**). Le calcaire ferrugineux est proche du calcaire roux en plaquettes également cargneulisé. 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. En clair, on n'est pas dans le contexte lagunaire du Bassin du Veillon, mais dans un milieu marin subtidal ou infralittoral.

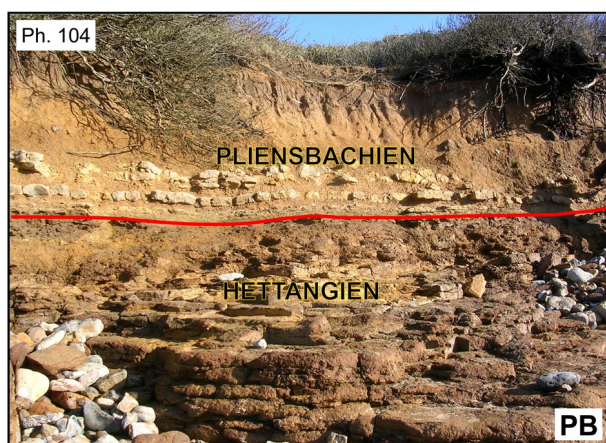
1.2.2. Le Pliensbachien et le Toarcien inférieur à l'ouest de l'Anse

Vers le sud-est de la falaise NW et au-dessus des calcaires roux, la partie inférieure de la falaise et jusqu'à mi-hauteur présente une nouvelle séquence carbonatée. Il s'agit d'une alternance de bancs décimétriques de calcaires et de marnes, que l'on suit sur la longueur de

la falaise, sur près de 150 m, jusqu'à l'éperon W (**Ph. 94, 102, 103**).

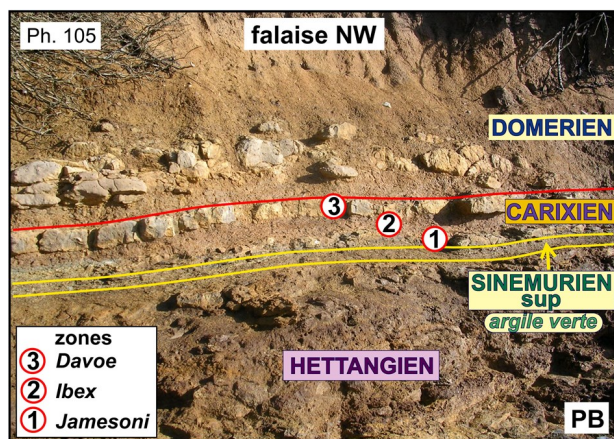


Actuellement, la base de la falaise est recouverte par un cordon de galets. Mais, au cours des hivers précédents, il est arrivé que ce cordon ait été enlevé par la tempête. C'est dans une de ces circonstances heureuses que la chronostratigraphie des bancs de calcaires et de marnes a été réalisée par Patrick Bohain avec le repérage des zones à Ammonites (*données inédites*) (**Ph. 104**).



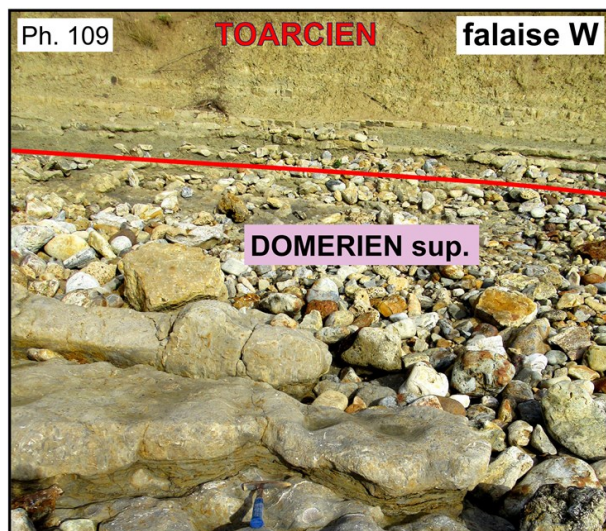
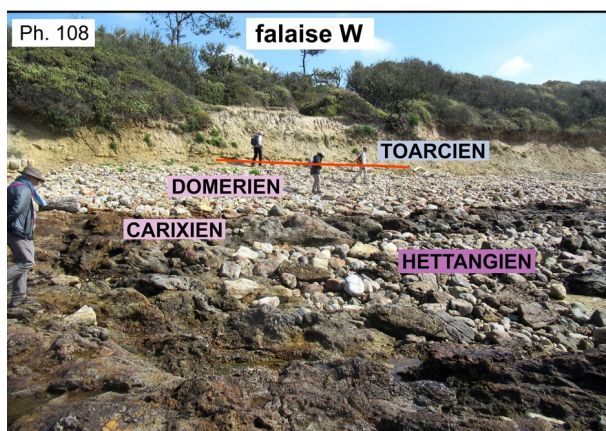
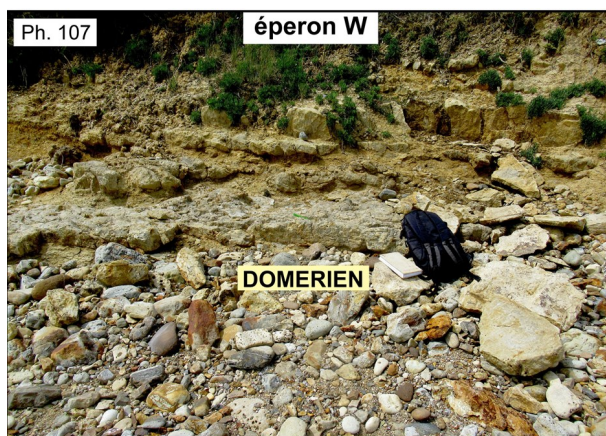
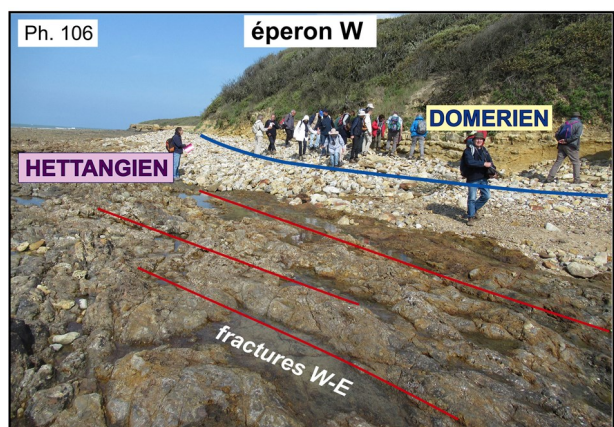
Les calcaires de l'Hettangien supérieur sont recouverts par un dépôt d'argile terrigène d'une dizaine de centimètres (**Ph. 105**). La sédimentation carbonatée reprend avec un lit de calcaire fragmenté, un banc calcaire d'une dizaine de centimètres, une couche de marne et un second banc calcaire. Dans cette sédimentation d'une trentaine de centimètres, P. Bohain a récolté ici et dans

l'estuaire du Payré, de bas en haut : *Uptonia jamesoni* (J. de C. Sowerby), *Beaniceras luridum* (Simpson), *Aegoceras maculatum* (Young & Bird), *Aegoceras capricornus* (Schlotheim) et *Oistoceras figulinum* (Simpson) (par ordre chronologique). Ces Ammonites définissent des sous-zones des trois zones à Jamesoni, à Ibex et à Davoei du Pliensbachien inférieur, c'est-à-dire du sous-étage Carixien. C'est exactement la stratigraphie définie dans la falaise de l'estuaire du Payré (**Fig. 14 page 20**). Nous en concluons que la couche d'argile entre le calcaire roux hettangien et le calcaire carixien correspond à la lacune du Sinémurien et que certains horizons du Pliensbachien inférieur sont lacunaires, traduisant le niveau insuffisamment subsident de ce lieu durant certaines périodes de faible niveau eustatique (ces strates existent en effet en Vendée en d'autres endroits).



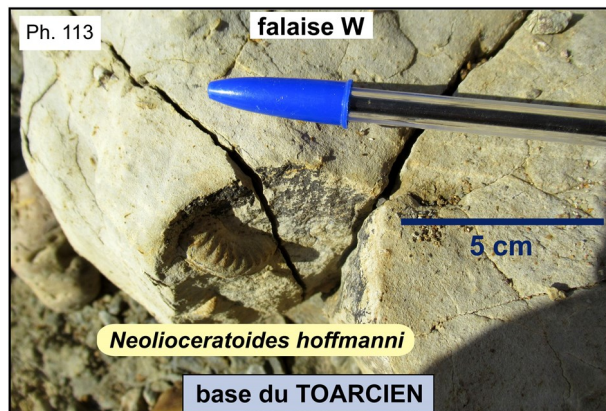
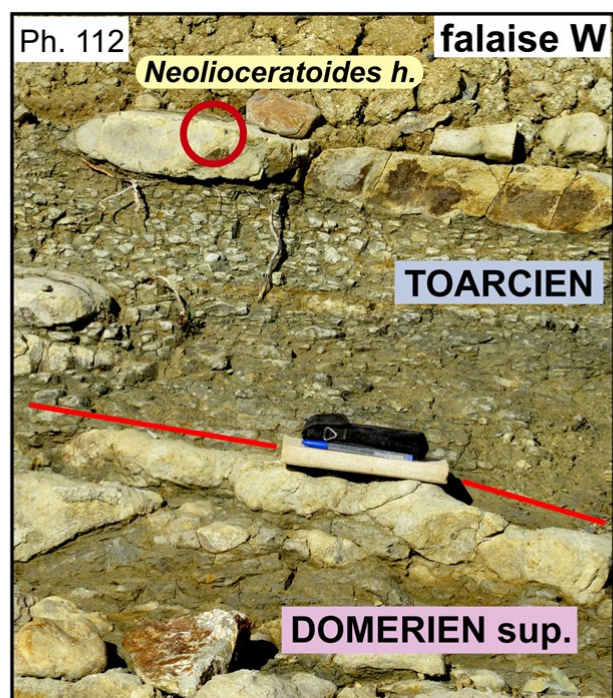
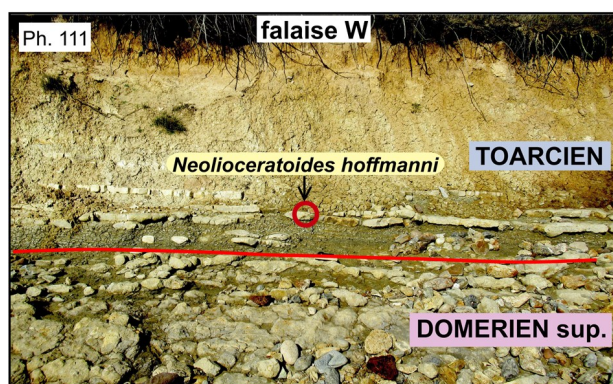
Les strates supérieures de la falaise se rapportent à la partie inférieure du Pliensbachien supérieur lequel prend le nom de Domérien. Nous les suivons vers le sud-est jusqu'au tournant de la falaise W de la Mine, en passant du Domérien inférieur au Domérien supérieur grâce, notamment, à la présence de quelques espèces d'Ammonites du genre *Pleuroceras* (Ph. 106, 107).

Le Domérien supérieur est caractérisé par des bancs calcaires plus épais, parfois bleutés (Ph. 108, 109). La zone à *Margaritatus* inférieure et moyenne est ici occultée par le cordon de galets. Son sommet qui contient en abondance des *Pseudopecten aequivalvis* et *angusticostatum* (Ph. 110) apparaît à la base de la petite falaise en haut de l'estran.



Nous trouvons en superposition la zone à *Spinatum* (sous-zones à *Apyrenum* et *Hawskerense*) du Domérien supérieur.

Puis la sédimentation devient plus rythmique, alternant bancs carbonatés et marnes. Ces bancs sont plus riches en éléments argileux à fine granulométrie et en matières organiques carbonées. Cette sédimentation traduit un milieu plus profond, plus éloigné de la côte, et l'apport de matières organiques, la reprise par la mer en phase transgressive du ravinement de surfaces végétalisées sous un climat redevenu plus chaud et humide. Les faunes d'Ammonites découvertes dans ces niveaux du Toarcien basal (sous-zone à *Paltus* de la zone à *Tenuicostatum*) sont totalement renouvelées par rapport à celles des niveaux sous-jacents. Les *Dactyloceras* (*Eodactylites*) *simplex* *Fucini*, *D. (E.) mirabile* *Fucini*, *Protogrammoceras* (*Paltarpites*) *paltus* (Buckman), *Tiloniceras costatum* (Buckman) et *Neolioceratoides hoffmanni* (*Gemmellaro*) découvertes ici par Gabilly, Bécaud et P. Bohain montrent un renouvellement complet des faunes d'Ammonites à la faveur de genres d'origine téthysienne (Ph. 111). La découverte de *Neolioceratoides hoffmanni* indique la base du Toarcien (Ph. 112, 113).



Toute la partie supérieure de la falaise W montre des petits bancs calcaires alternant avec les couches marneuses plus épaisses d'une séquence du Toarcien inférieur.

Toute la sédimentation, du Carixien au Domérien inférieur, est identique à celle de la falaise de l'embouchure du Payré, y compris le lit d'argile attribué à la lacune du Sinémurien.

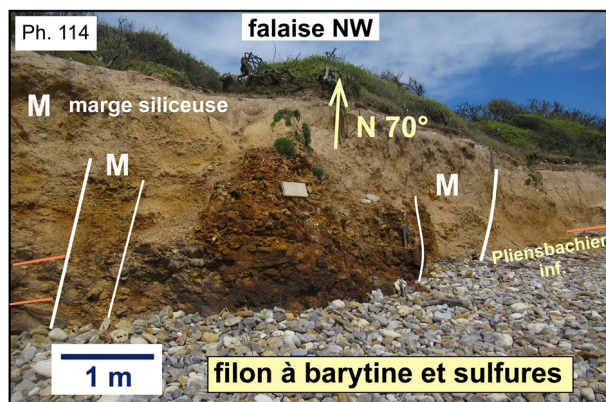
Nous en déduisons que la montée des eaux marines au tout début du Pliensbachien a ennoyé le seuil continental de la Pointe du Payré.

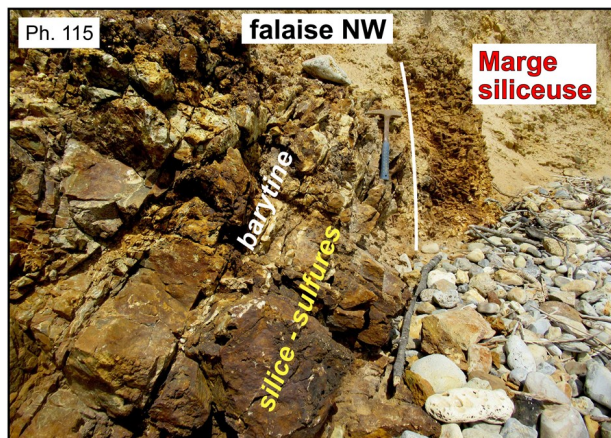
1.2.3. Minéralisation du Pliensbachien inférieur

Les strates sédimentaires situées au bas de la falaise W ont été épigénisées par des solutions hydrothermales de silice et de sulfate de baryum et localement, chargées de sulfures métalliques ultérieurement hydroxydés en un chapeau de fer que nous décrivons ci-après.

Mais au sein même des strates du Pliensbachien inférieur de la falaise NW, cette minéralisation est présente sous forme de filons sub-verticaux et, particulièrement, d'une poche d'environ 4 m de large et orientée N 70° (Ph. 114, 115). Cette poche s'est nourrie de l'injection de fluides siliceux chargés de sulfures et de barytine.

C'est la même minéralisation qui a été observée dans la falaise de la Pointe du Payré, selon la même direction de fracture.





1.3. Estran silicifié et minéralisé

L'estran rocheux situé à l'ouest de l'Anse de Saint-Nicolas a subi une double transformation par silicification et minéralisation.

Ces transformations sont épigénétiques, c'est-à-dire qu'elles impliquent des apports et des départs d'éléments chimiques et de constituants minéraux. Elles ont affecté uniquement les strates sédimentaires de la base du Jurassique placées au-dessus de la discordance. La zone concernée se situe entre la plage et l'estran des grès métamorphiques anté-Jurassique. Elle va du pied de la falaise W à la faille du bas estran qui longe le principal couloir de silicification. Au-delà de cette faille, les calcaires du Jurassique sont intacts (**Fig. 22 page 34**).

La composition et la nature des roches sédimentaires ont été modifiées, mais pas leur organisation. La stratification et les structures sédimentaires comme les éléments fossilisés restent le plus souvent reconnaissables. Le pendage des strates, de l'ordre de 10° vers le sud-sud-est reste inchangé, mais il peut être difficile à détecter dans les couloirs intensément fracturés par des plans verticaux très serrés. Sur la base des traces fossiles et de la superposition des strates, nous attribuons les terrains silicifiés et minéralisés à l'Hettangien et au Pliensbachien inférieur.

Pour décrire ces terrains, il est nécessaire d'anticiper sur la distinction, issue des observations, de deux processus successifs.

- Le premier processus est une intense fracturation verticale selon des couloirs W-E (N 90° à N 100°). Cette fracturation a servi de passage à des fluides siliceux. Ces fluides, de l'eau chaude à haute température chargée de silice et autres sels et de gaz dissous, arrivent dans le fond du bassin marin en extension. Ils imprègnent les sédiments.

C'est un hydrothermalisme de basse température, entre 100°C et 200°C. La silice prend la place des carbonates qui partent en solution dans les eaux marines par dissolution du CO₂. Le remplacement s'effectue molécule par molécule. L'origine de cette silice est discutée dans l'**Annexe 1 (page 70)**.

- Le deuxième processus est une minéralisation par des fluides sulfurés et sulfatés à moyenne température (200°C - 300°C) et associés à des fluides siliceux.

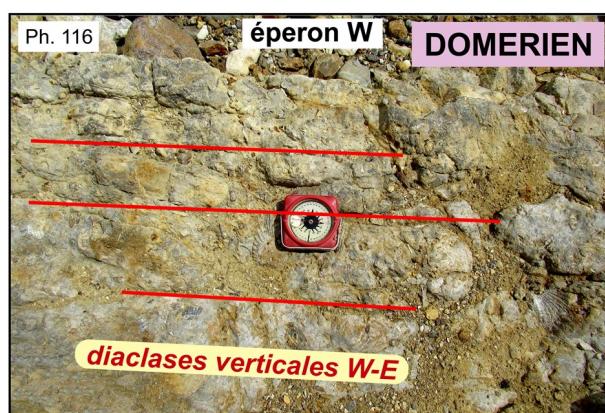
Là encore, ces fluides imprègnent les sédiments du fond du bassin, mais en apportant des métaux sous forme de dépôts métallifères. Cet hydrothermalisme emprunte le système fissural du premier processus, mais crée aussi de nouvelles fractures. Nous avons vu ce processus dans la falaise de la Pointe du Payré et dans la falaise NW.

Naturellement, le substratum métamorphique a été affecté par toute cette fracturation. Mais la silice et les minéralisations éventuelles n'ont fait qu'y transiter. C'est la sédimentation carbonatée qui a fait office de piège aux émanations hydrothermales.

De telles minéralisations hydrothermales à sulfures métalliques sont connues dans les formations du Jurassique de la bordure du Bassin Aquitain, comme exposé dans l'**Annexe 2 (page 70)**. Les plus importantes sont celles des mines d'argent des Rois Francs de Melle (Deux-Sèvres).

1.3.1. Hydrothermalisme siliceux de basse température

Tout l'estran situé à l'ouest de l'Anse de Saint-Nicolas est traversé par des champs de fractures verticales W-E. Au pied de l'éperon W, ces fractures affectent les calcaires du Domérien inférieur (**Ph. 116**).



Nous ne savons pas quand la fracturation W-E s'est déclenchée, mais il est clair qu'elle était active après le Domérien inférieur.

Sur le haut estran, les fractures rectilignes espacées de 20 à 30 cm traversent un calcaire silicifié (**Ph. 117, 118**).





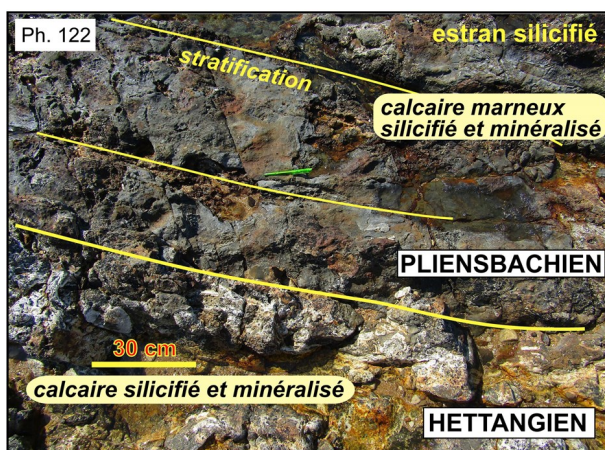
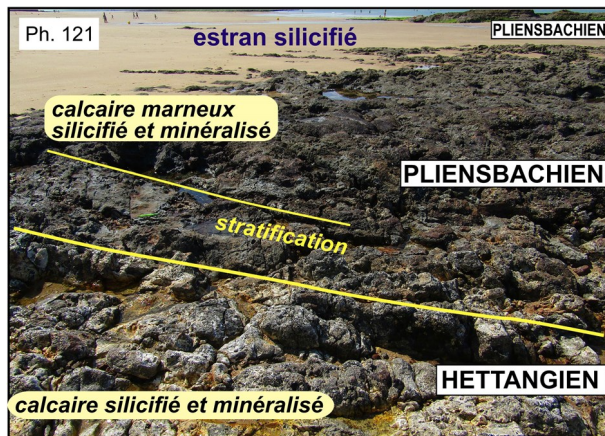
Le processus de silicification est visualisé par la décarbonatation avec une décoloration de la roche qui, de bleu foncé, devient grisâtre.

La silicification est stratiforme. Elle affecte le haut estran jusqu'à la base de la falaise où apparaissent les calcaires du Domérien supérieur en superposition normale sur les calcaires silicifiés du Pliensbachien inférieur (Ph. 119). En effet, dans ce secteur, la silicification atteint le Domérien inférieur mais pas le Domérien supérieur.

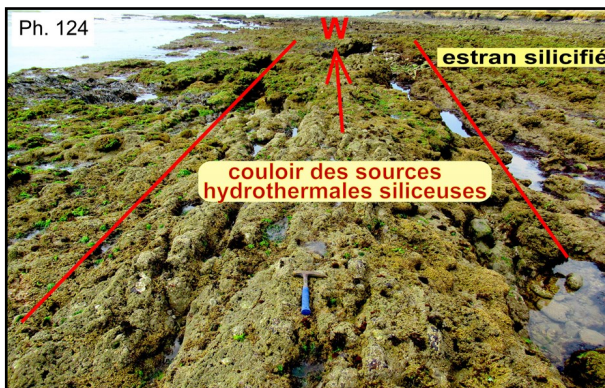
Le faciès silicifié le plus apparent sur le haut estran est celui du calcaire coquillier de l'Hettangien supérieur (Ph. 120).



En descendant l'estran, cet ex-calcaire est surmonté par un calcaire silicifié bleuté qui doit correspondre aux strates du Pliensbachien inférieur situées au-dessus de l'Hettangien de la falaise NW (Ph. 121, 122).



Vers le bas estran, c'est un couloir d'intense fracturation qui forme une crête rocheuse alignée W-E et de 800 m de long sur 30 m de large (Ph. 123, 124).



Cette crête résulte d'une accréation siliceuse le long d'une succession de fractures parallèles. Ce n'est plus de la roche silicifiée, mais de la silice hydrothermale précipitée à partir de sources chaudes comme dans un sinter mais selon une structure linéaire.

Ce couloir siliceux est limité au sud par une faille normale qui met en contact la crête silicifiée avec les calcaires du Domérien supérieur indemnes de toute transformation (voir ci-après).

Sur une bonne partie du tracé de la faille, la résistance à l'érosion des rochers siliceux par rapport aux bancs calcaires crée une petite falaise (Ph. 125).

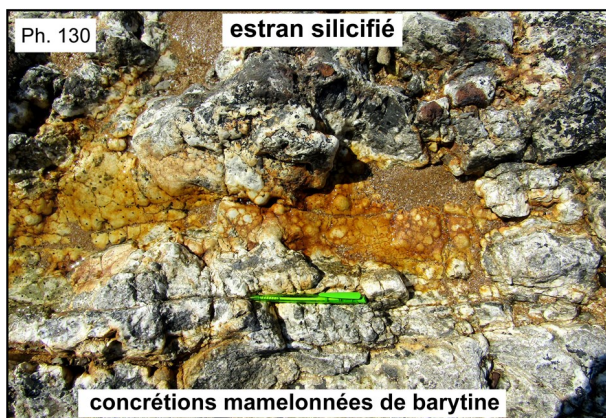
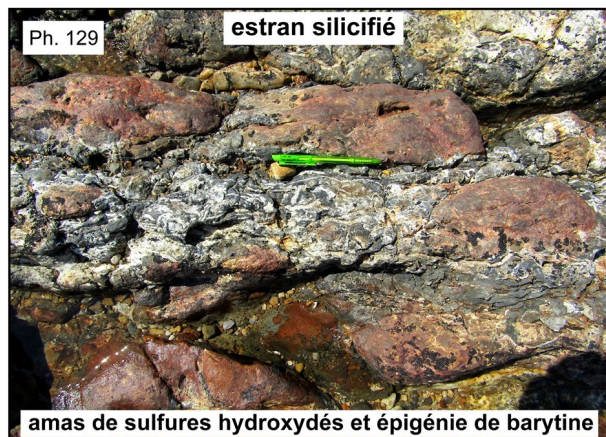
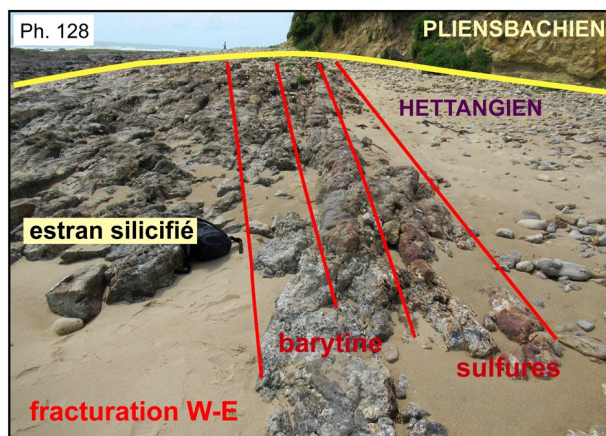
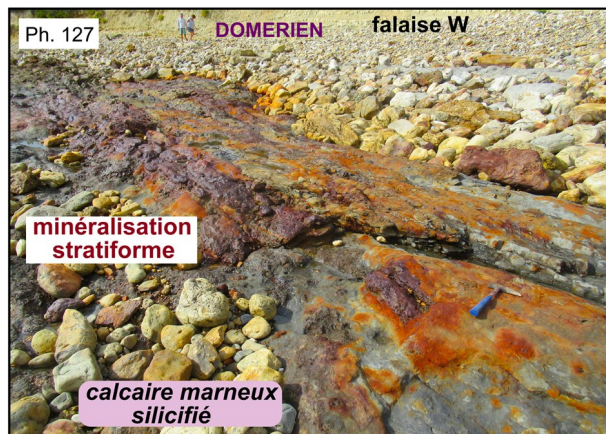


1.3.2. Hydrothermalisme siliceux et sulfuré de moyenne température

Plusieurs secteurs de l'estran silicifié ont été envahis par des solutions hydrothermales chargées de barytine et de sulfures métalliques.

Cette minéralisation est mise en évidence par la coloration des calcaires silicifiés en limonite et goethite (Ph. 126, 127).

Elle est matérialisée par des amas métalliques hydroxydés et une importante imprégnation de barytine en filons, géodes à concrétions mamelonnées et crêtées et épigénie de coquilles fossiles calcitiques (Ph. 128, 129, 130, 131).



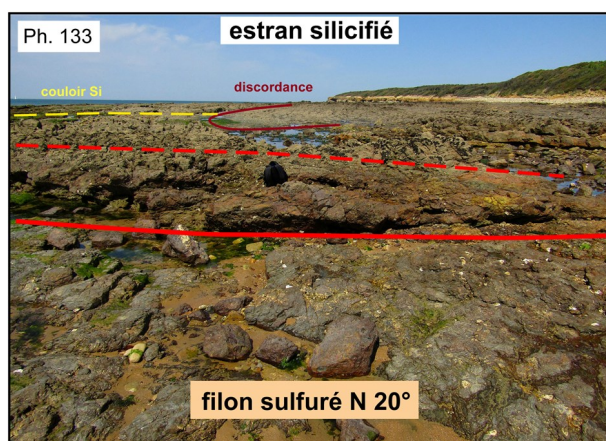
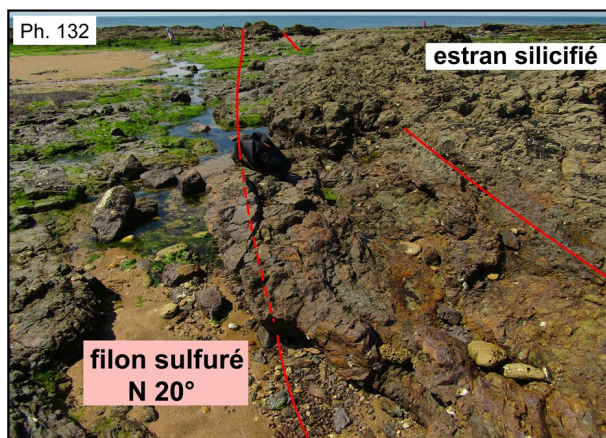


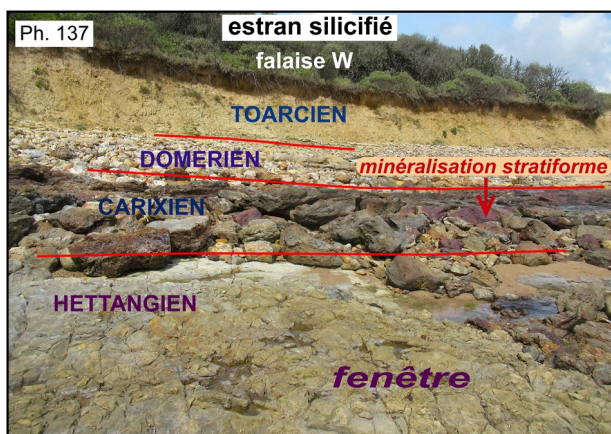
L'aspect des constituants métalliques en amas de rouille est caractéristique d'un « chapeau de fer ». Les hydroxydes proviennent de la transformation de sulfures métalliques en sub-surface dans l'horizon aquifère au-dessus de filons et d'amas sulfurés.

Nous distinguons deux principaux secteurs minéralisés : une bande W-E au bas de la falaise sur le haut estran et une bande SW-SE au travers de l'estran (**Fig. 22 page 34**). La mise en place de la minéralisation revêt deux aspects : soit filonienne soit stratiforme. Sur le haut estran, l'essentiel des fluides à sulfures et barytine a utilisé le réseau de fracture W-E, mais aussi de nouvelles fractures obliques N 60° à N 80°, selon la direction de celles de la falaise de la Pointe du Payré et de la falaise NW.

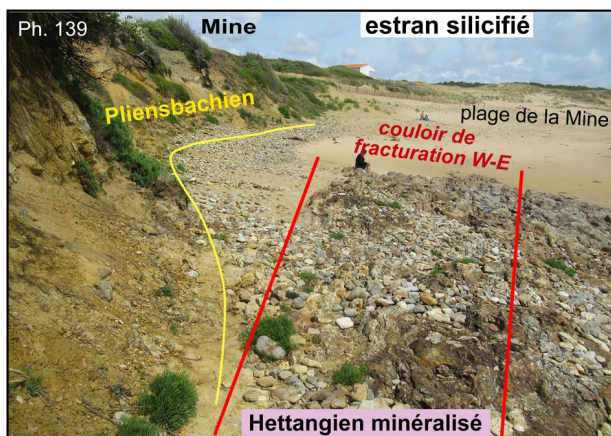
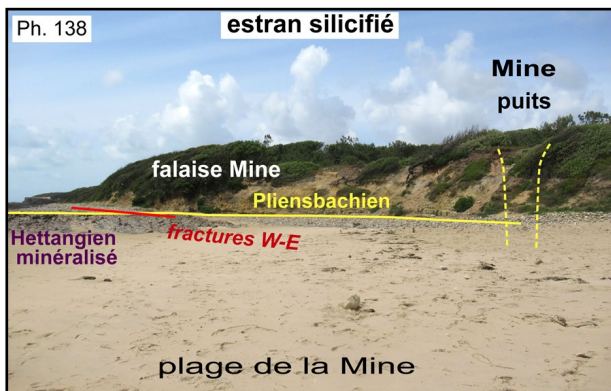
Le secteur minéralisé SW-NE montre des fractures d'orientations similaires, mais aussi des fractures N 20° qui traversent tout l'estran (**Ph. 132, 133**). Toutes ces fractures correspondent à des structures filoniennes à remplissage sulfuré et épontes de barytine et de quartz. Mais les filons sont systématiquement recouverts par des amas stratiformes envahissant les strates sédimentaires silicifiées. C'est là que se trouve l'essentiel de la minéralisation. De fait, une bonne partie de la bande minéralisée NE-SW s'avère être un amas stratiforme de 200 m de long pour 20 à 30 m de large et une épaisseur métrique. On y trouve des dépôts de sulfures encore non oxydés et dominés par des masses de pyrite microcristalline. Toutes les phases minérales n'ont pas été déterminées faute d'une étude métallographique approfondie, mais on reconnaît de la pyrite prédominante, de la galène, de la pyrrhotite et autres arsénio-sulfures. La gangue associe silice, barytine et cérusite.

L'imprégnation stratiforme des bancs sédimentaires à partir des filons est évidente sur le haut estran. En effet, dans ce secteur, la silicification n'a été que partielle. Par endroits, les bancs inférieurs de l'Hettangien sont restés intacts tandis que les bancs supérieurs de l'Hettangien et les bancs inférieurs du Pliensbachien ont été silicifiés et envahis latéralement par la minéralisation émanant des systèmes fissuraux (**Ph. 134, 135**). Ces bancs minéralisés devaient former le fond du bassin. Ils sont recouverts par les calcaires du Domérien (**Ph. 108, 109**). En l'occurrence, les strates minéralisées sont celles du Carixien. Les bancs inférieurs intacts de l'Hettangien apparaissent dans des fenêtres dégagées par la mer (**Ph. 136, 137**).





Dans le site de la Mine, au bord de la plage, un puits a été foncé du haut de la dune (Ph. 138, 139).

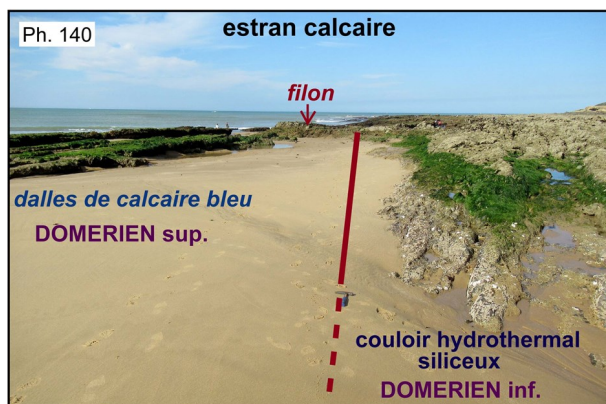


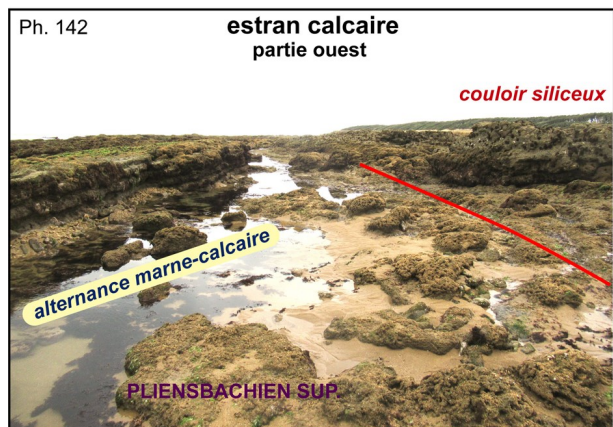
Il y avait également une galerie depuis la plage pour l'extraction directe du minerai lors d'une tentative d'exploitation de la galène argentifère au début du XX^e siècle (Bessonnat, 1998 ; Godard, 2003). La galerie et le puits ont été comblés. On trouvait naguère dans la halde du puits des fragments de sulfures (pyrite et mélantérite) et des débris de calcaire silicifié avec fossiles de Bivalves épigénisés en barytine. Le puits devait traverser un niveau minéralisé sulfuré stratiforme et le banc de calcaire coquillier silicifié hettangien du haut de l'estran. En effet, il n'y a aucun filon qui traverse le Domérien supérieur de la falaise. Compte tenu du pendage vers le sud des bancs minéralisés, il était logique de creuser sous la dune pour atteindre la minéralisation au-dessus du niveau de la marée haute. Le problème est que la minéralisation stratiforme, la seule pouvant atteindre un volume important, est peu épaisse et, surtout, ne s'étend pas vers le nord, comme le montre la falaise NW.

Par comparaison, le site de la Mine des Sarts, au nord de Bourgenay, avait l'avantage d'être un peu plus haut dans la falaise. La minéralisation était accessible sur un plus grand volume de strates. Mais la ressource était médiocre. S'il semble bien que Richard Cœur de Lion ait fondu de la monnaie d'argent à La Salle Roy, le minerai pouvait arriver par bateau au port de Talmont. La Mine des Sarts n'aurait été que le déclencheur de l'atelier métallurgique.

1.4. Estran calcaire

La bordure de l'estran calcaire est matérialisée par le relief du couloir siliceux des sources hydrothermales, naturellement résistant à l'attaque des vagues. Les bancs calcaires forment une surface structurale pentée de 10° vers le sud-sud-est (Ph. 140, 141, 142, 143).





C'est un calcaire bleu finement micritique et marneux en strates de 30 à 60 cm d'épaisseur. Ces strates alternent avec des lits de marnes plus minces, de 10 à 20 cm (Ph. 144). On remarque la présence fréquente de morceaux de bois carbonisés signalant la destruction de la couverture forestière de la marge continentale (Ph. 145). Il peut s'agir d'un événement saisonnier et pas nécessairement d'un changement climatique, mais la question doit être posée.

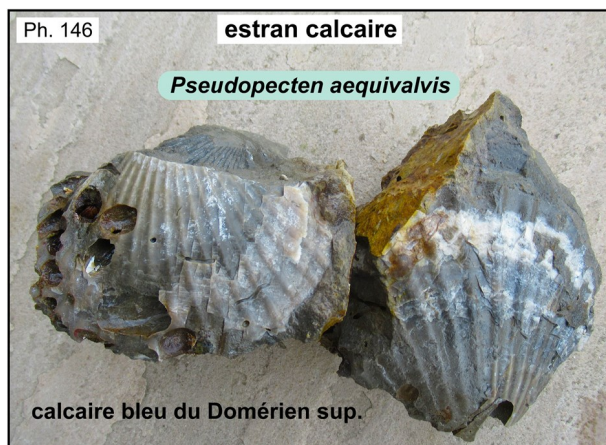
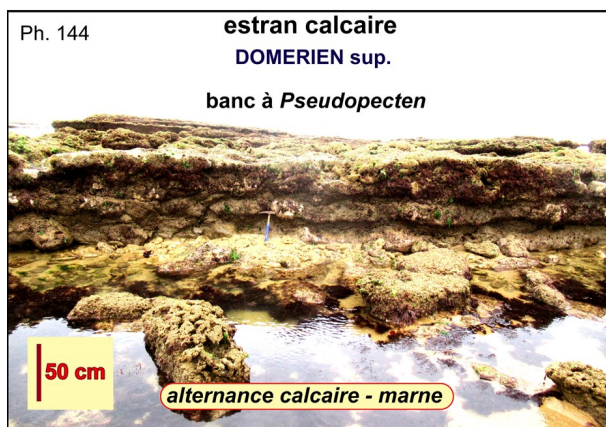
Le calcaire est riche en *Pseudopecten aequivalvis* que l'on trouve dans presque tout le Domérien (Ph. 146). Cependant, la découverte de *Pleuroceras solare* et *Pleuroceras spinatum* place ces bancs dans le Domérien supérieur, zone à *Spinatum* (Ph. 147).

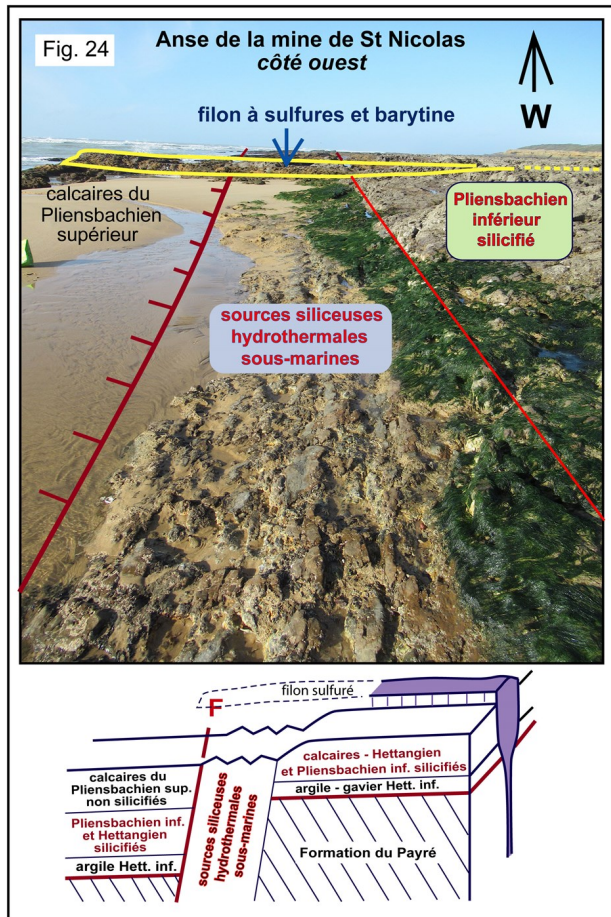
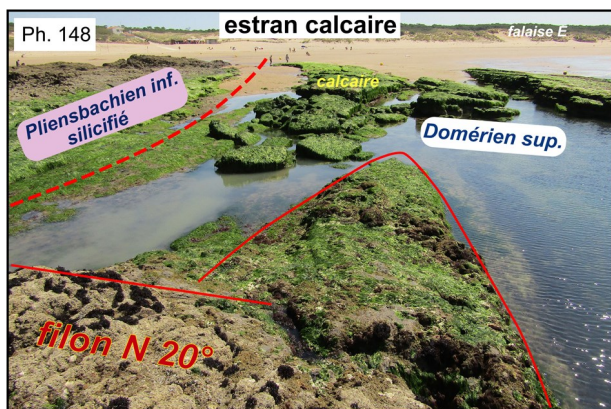
Le couloir siliceux au contact de ce calcaire du Domérien supérieur est une formation hydrothermale et ne renferme pas de fossiles. Il faut aller un peu plus au nord pour trouver du Pliensbachien inférieur silicifié reconnaissable. Nous en déduisons que le jeu de la faille normale doit être modeste, de 1 à 2 m. D'ailleurs, en allant à l'est vers la plage, le couloir siliceux se termine et passe aux calcaires du Domérien en suggérant un amortissement de la faille (Ph. 148).

Par ailleurs, dans le prolongement sud du filon N 20° ayant alimenté la structure minéralisée SW-NE, un amas siliceux débordé sur les strates de calcaire du Domérien supérieur (Ph. 148). Des débordements similaires sont notés plus à l'ouest. Cette observation pose la question de l'âge post-Domérien d'au moins une partie de l'événement minéralisateur.

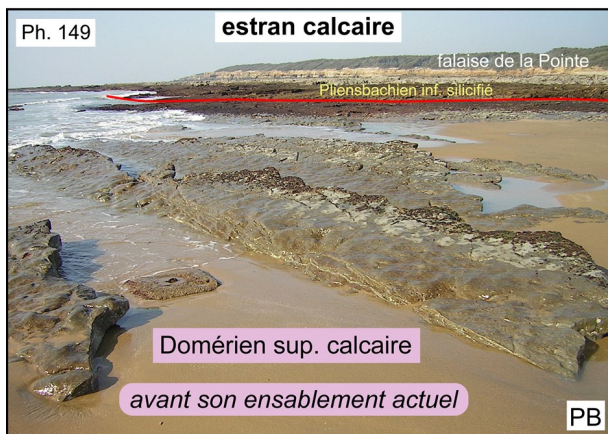
Nous avons noté qu'à l'ouest de Bourgenay et dans l'Anse des Sarts, le Domérien supérieur est silicifié et minéralisé (voir le rapport « Jurassique 1 » de la sortie de l'AVG du 7 avril 2019 page 10).

Une interprétation des processus successifs de silicification et de minéralisation est proposée sur la figure 24 page 51. Une première silicification à partir de sources hydrothermales le long de fractures W-E affecte les sédiments de l'Hettangien au Pliensbachien inférieur. Les calcaires du Pliensbachien supérieur se déposent ensuite. Ils sont affectés par une modeste tectonique en faille normale de tassement du bassin. Un nouvel événement tectonique post-Pliensbachien ouvre des fractures SW-NE en libérant un hydrothermalisme plus profond qui draine des solutions sulfurées dans une matrice siliceuse.





Actuellement, le secteur de l'estran calcaire face à la plage est recouvert de sable. Mais il y a peu de temps, alors que les bancs calcaires étaient encore visibles, Patrick Bohain a récolté l'ammonite *Pleuroceras gigas* du Domérien sommital (sous-zone à Hawskerense) dans une strate qui doit s'étendre à l'est des grandes dalles de calcaire formant le bas estran actuel (Ph. 149, 150).



On sait que les calcaires marneux qui affleurent largement sur l'estran sud, au-delà de la couverture sableuse, sont datés du Toarcien (voir ci-après). Le sable malencontreusement accumulé récemment sur la basse plage masque le passage du Pliensbachien au Toarcien, passage que l'on peut seulement voir dans la falaise W. Marc Bécaud (2005) avait découvert exactement à cet endroit *Dactyloceras* (*Eodactylites*) *polymorphum* Fucini, D.(E.) *pseudocommune* Fucini, D.(E.) *mirabile* Fucini, D.(E.) *simplex* Fucini, *Lioceratoides serotinus* Bettoni, *Neolioceratoides durtalense* (Gabilly) et *Proto-grammoceras* (*Paltarpites*) *paltum* (Buckman).

1.5. Estran S et falaise E de l'Anse de Saint-Nicolas

A l'époque des investigations paléontologiques de Gabilly (1964, 1978), le bas estran n'était pas ensablé. Les affleurements étaient continus, du Pliensbachien au Bajocien. Ainsi, Gabilly a pu établir une chronostratigraphie détaillée de la totalité du Toarcien.

Actuellement, le passage du Pliensbachien au Toarcien n'est plus visible sur l'estran. Une étendue de sable sépare les affleurements du Domérien supérieur du bas estran nord-ouest des premiers affleurements du bas estran sud découverts aux marées basses qui s'avèrent être du Toarcien L4 (Fig. 18 page 30 et Ph. 151).



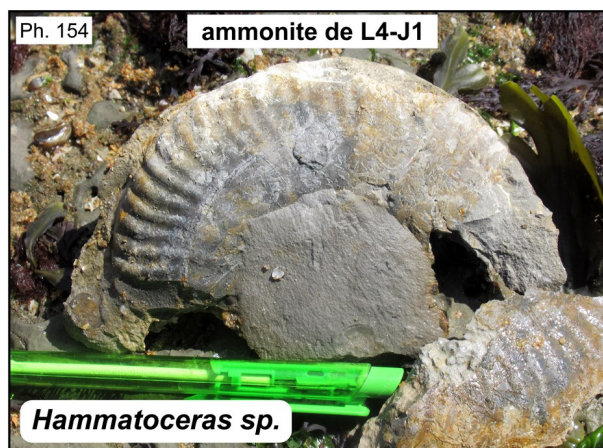
Le lever cartographique de la figure 18 page 30 a été complété grâce aux images satellitaires du 14/6/2010 et du 3/9/2014 de Google Earth, alors qu'il y avait moins de sable.

Les premiers rochers surbaissés du bas estran sud montrent une succession de petits bancs de calcaires marneux bleu sombre, finement micritiques, qui alternent avec des lits de marnes (Ph. 152 et 153).

Les bancs sont orientés N 50° à N 80° et pentés de 15° vers le sud. Ils s'empilent régulièrement sur une bonne dizaine de mètres d'épaisseur. C'est la section moyenne et supérieure du Toarcien, la section inférieure étant sous la bande de sable, mais toutefois encore visible dans la falaise W de la mine (cf. supra). Nous n'avons pas retrouvé les bancs à *Hildoceras*, mais seulement un *Hammatoceras* (Ph. 154) probablement du Toarcien supérieur.

Nous constatons l'abondance de fragments centimétriques à décimétriques de bois fossile ligneux (Ph. 155).

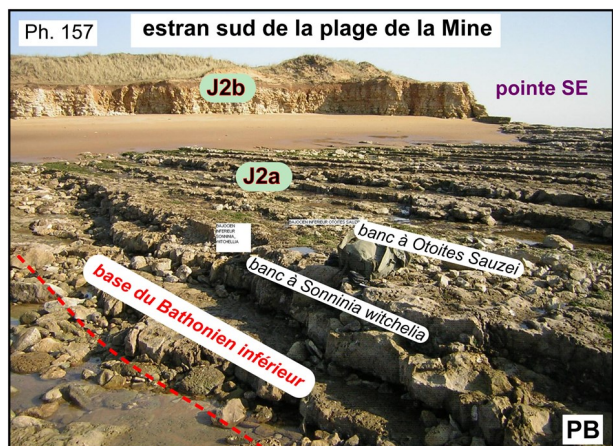
Les bancs du Toarcien sont surmontés par des calcaires marneux assez semblables attribués à l'Aalénien J1. Cet étage se distingue par un niveau basal à galets et fragments bréchiques de calcaire selon Gabilly (1984). L'épaisseur de cet étage est limitée à quelques mètres. Mais une bonne partie de l'Aalénien est sans doute maintenant sous la nouvelle bande de sable venue recouvrir le contact Toarcien-Bajocien (Ph. 156) et qui n'était pas là lorsque nous avons fait la carte de la figure 18.





En revanche le Bajocien J2 qui surmonte cet Aalénien fantôme est bien reconnaissable avec des bancs décimétriques et compacts de calcaire beige. La base de cet étage avec un niveau conglomératique calcaire a été localisée par Patrick Bohain sur le moyen estran. Elle comprend des petits bancs calcaréo-marneux où P. Bohain a collecté *Sonninia witchellia*, *Sonninia propinquans*, *Sonninia patella*, *Sonninia franconica* et *Otoites sauzei* définissant la zone à Propinquans ou à Sauzei que surmontent des bancs à *Dorsetensia tecta* de la zone à Humphriesianum du Bajocien inférieur (Ph. 157, Pl. 1 page 72).

Malheureusement ces affleurements rocheux sont maintenant en grande partie ensablés. Ils sont quelque part entre les rochers du bas estran des calcaires marneux du Toarcien et les bancs calcaires du Bajocien inférieur du haut estran (Ph. 156).



Le Bajocien inférieur J2a occupe en effet le haut estran jusqu'à la falaise orientale de l'anse. Il forme toute cette falaise dans sa partie nord avec des petits bancs de calcarénite et de calcaire marneux à *Cancelllophycus*, Spongiaires, rares Ammonites d'aspect remanié et nodules de marcssite (Ph. 158).

Ces bancs sont pentés de 15° vers le sud-sud-est. Du fait de ce pendage, le Bajocien inférieur passe au Bajocien moyen J2b constituant alors toute la falaise vers le sud, jusqu'à la pointe sud-est (Fig. 22 page 34, SE) (Ph. 159). La base du J2b est marquée par des bancs épais à brèches de Spongiaires (Ph. 160).

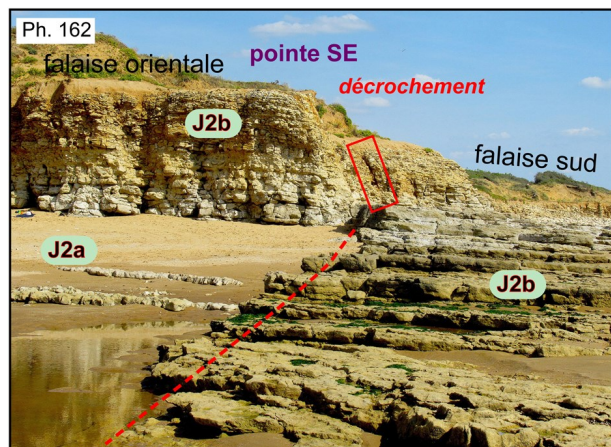
Puis, le Bajocien moyen se présente comme une séquence de calcarénite biomicritique (calcaire graveleux de Gabilly, 1964) alternant avec quelques lits marneux et ferrugineux à nodules de marcssite.



Le calcaire est constitué de débris de Spongiaires, d'Algues calcaires, de Bryozoaires, de Coraux, de Serpules, d'Oursins et d'entéroques de Crinoïdes. Quelques beaux Spongiaires en forme de coupe (des *Cupulospongia* ?) sont en position de vie (Ph. 161). Les Brachiopodes et Térébratules sont fréquents. En revanche, les Ammonites sont rares et fragmentées. Cette formation est caractéristique d'un dépôt péri-récifal corallien.



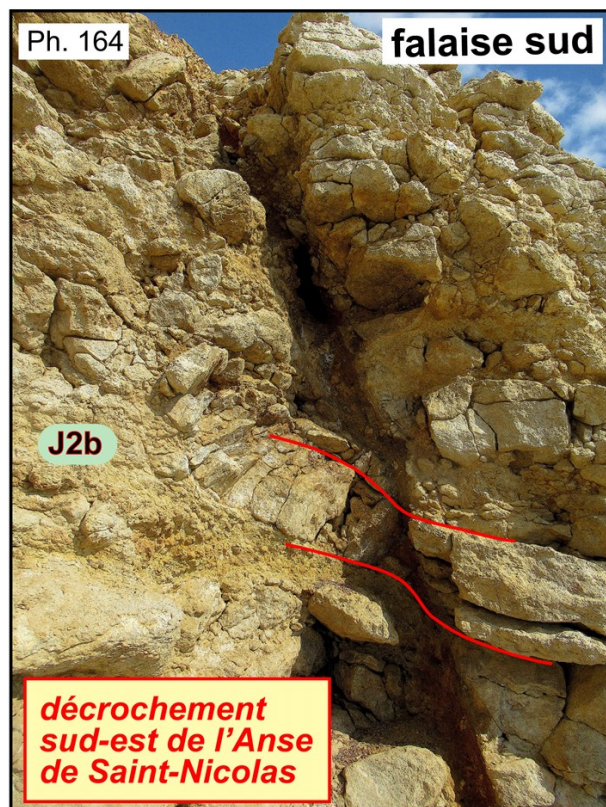
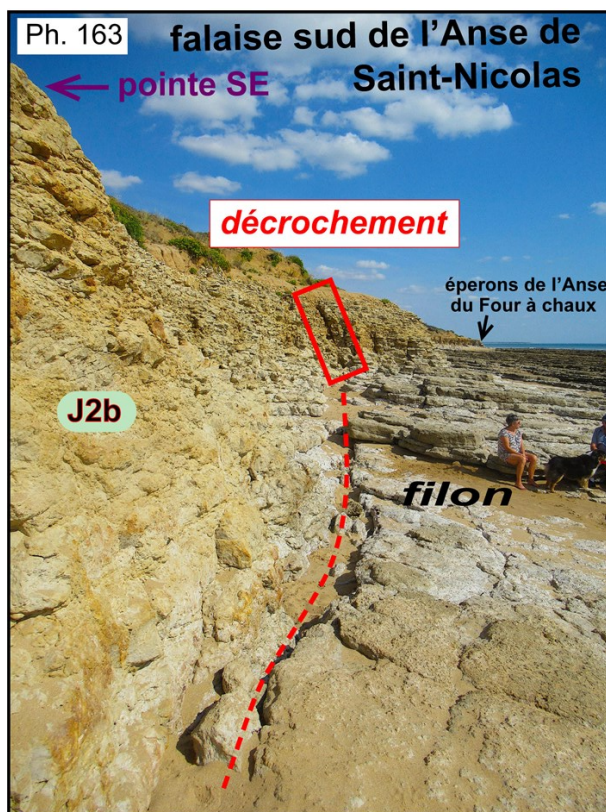
Juste au niveau de la pointe SE, un important décrochement décale horizontalement les formations, mais sans mouvement vertical important (Ph. 162).

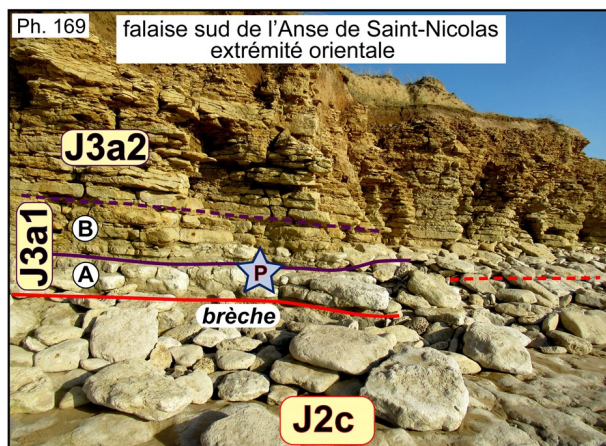
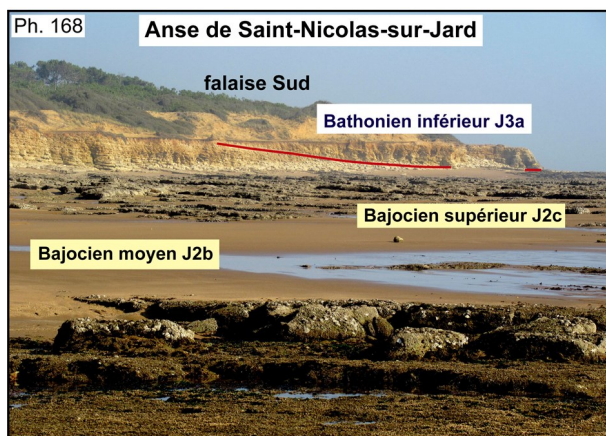
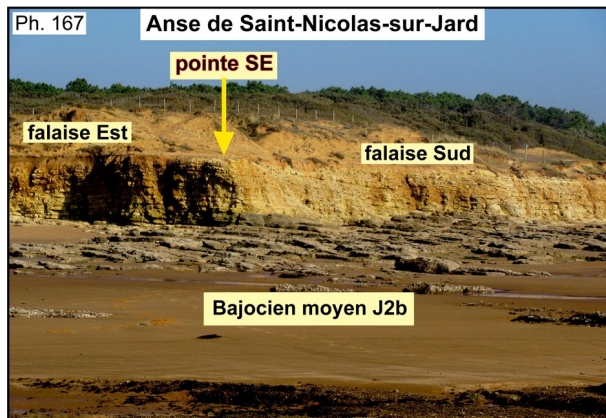
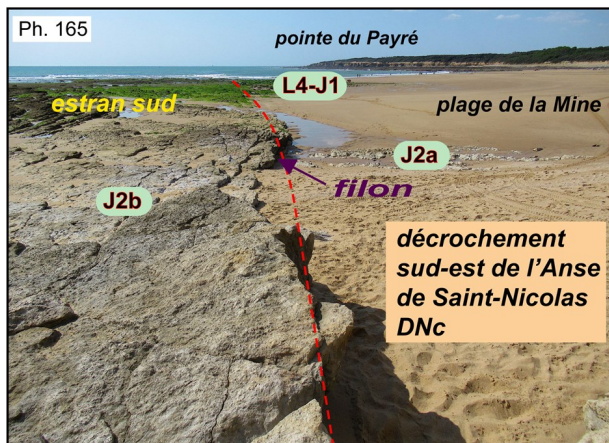


Nous suivons cette fracture notée DNe au bas du départ de la falaise sud, puis dans la falaise elle-même (Ph. 163). Ce décrochement est orienté N 115° et penté de 60° vers le sud, avec un léger fléchissement des bancs (Ph. 164).

Sur l'estran, en allant vers l'ouest, le décrochement met en contact le Bajocien inférieur et le Toarcien-Aalénien du compartiment nord avec le Bajocien moyen du compartiment sud (Ph. 165). Il est souligné par une bande intensément fracturée et injectée de filons de calcite (Ph. 166). Mettant en contact des calcaires en bancs massifs avec des calcaires fissurés, la zone de fracture a créé une marche à bord rentrant par érosion différentielle (Ph. 162, 165, 166), donnant l'illusion d'une faille inverse. De même, au pied de la falaise, la roche fracturée a été décapée pour donner un sillon. Une fracture parallèle est visible plus au nord dans l'estran du Bajocien inférieur, aléatoirement ensablé aux caprices des marées.

Mais, surtout, de nombreux décrochements sénestres appartenant au même système transcurrent traversent l'estran depuis le sud de l'Anse de Saint-Nicolas jusqu'à Jard-sur-Mer et même au-delà (Fig. 18, 19, 20 pages 30, 31 et 32).

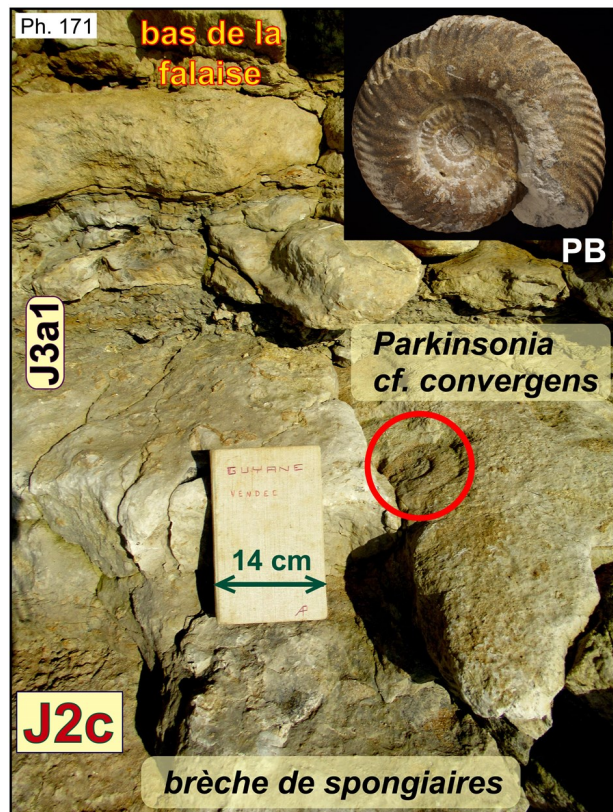




1.6. Estran SE et falaise S de l'Anse de Saint-Nicolas

À partir de la pointe SE commence la falaise sud qui borde l'estran SE (Fig. 22 page 34). Cette falaise orientée NW-SE va jusqu'à une suite de petites pointes ou éperons rocheux qui terminent l'Anse de Saint-Nicolas et constituent la limite ouest de l'Anse du Four à Chaux (Ph. 167, 168). Les bancs calcaires de la falaise sont pentés de 10° à 15° vers le sud-sud-est. Ainsi, nous passons de façon presque insensible du Bajocien moyen au Bajocien supérieur J2c. La calcarénite devient plus massive avec nodules de marcassite et lits de Spongiaires siliceux devenant abondants au toit de la séquence. Le passage du Bajocien moyen au Bajocien supérieur a été localisé approximativement sur l'estran. Dans la falaise, un banc bréchique à débris de Spongiaires apparaît en haut de la falaise à 200 m au sud-est de la pointe SE. En suivant le pendage des couches, ce banc descend progressivement pour arriver en bas au niveau des éperons rocheux qui délimitent le passage dans l'Anse du Four à Chaux (Ph. 169, 170).

Cette brèche est visible aux pieds des éperons de la falaise en fonction des aléas des dépôts de sable et de blocs, et également sur le haut estran. De fait, ce dépôt détritique remanie des fragments des Spongiaires du Bajocien supérieur sous-jacent. Il est surmonté par une séquence de calcaire plus ou moins graveleux en petits bancs alternant avec des lits marneux fossilifères (Ph. 171).



La base de cette séquence renferme des Ammonites de taille moyenne proches des *Procerites* mais assez altérées, hormis un exemplaire de *Parkinsonia cf. convergens* (Ph. 172) signant la base du Bathonien.



Ce niveau de base est surmonté par des lits de calcaire marneux biomicritique et de marne plus riches en Ammonites dont *Morphoceras* sp., *Polyplectites* sp. (petits *Cadomites*), *Procerozigzag pseudoprocerus* et sp. et surtout *Zigzagiceras zigzag* de la zone à Zigzag (Ph. 173, 174, 175).

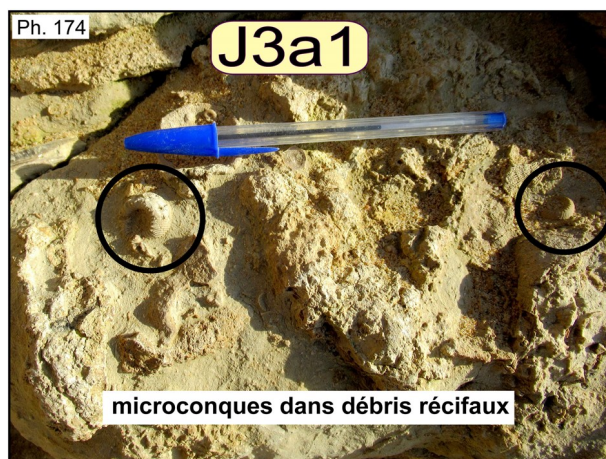
Cette dernière bestiole, d'à peine 15 mm de diamètre s'avère être le fossile qu'il faut trouver. *Morphoceras macrescens* collecté par P. Bohain précise la sous-zone à Macrescens (Pl. 1 page 72).

Ainsi, nous localisons le fameux « banc pourri » de la partie inférieure du Bathonien. Ce banc est également riche en Bélemnites du genre *Belemnopsis*, en Brachiopodes des genres *Kallirynchia* et *Straudithyris* et en divers petits Bivalves.

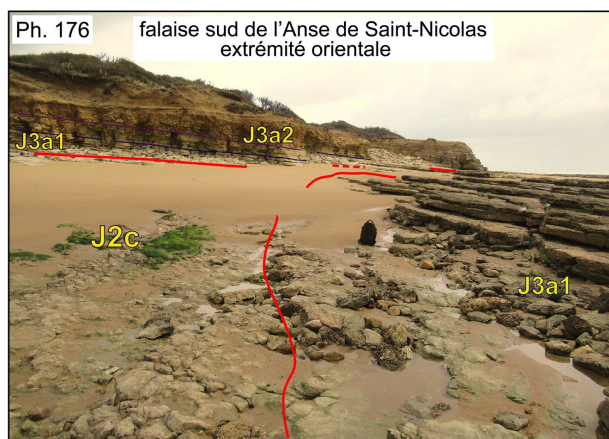
Le niveau bréchique à Spongiaires nous semble être la base du Bathonien inférieur J3a.

Pour souligner ce niveau repère et le « banc pourri » qui lui succède, nous l'avons teinté en bleu foncé sur la carte (Fig. 18 et 19 pages 30 et 31) et désigné J3a1, puisque le Bathonien inférieur se développe encore au-dessus du « banc pourri ».

Le J3a1 se poursuit au bas de la falaise jusque dans l'entrée de l'Anse du Four à Chaux.



En raison du pendage vers le sud, la base du Bathonien apparaît dans le haut estran après un affleurement du calcaire à Spongiaires du toit du Bajocien supérieur. Ce calcaire à Spongiaires ressort tout au bas de la falaise et occupe une bande étroite au sommet de l'estran. Puis, juste au dessus, après l'intermède bréchique, s'empilent des petits bancs de calcaires marneux et de marnes. Ces bancs étant plus sensibles à l'érosion, ils apparaissent au bas de petites marches dont le rebord correspond à un banc de calcaire résistant appartenant à la séquence supérieure (**Ph. 176, Ph.177 page 58**). C'est là que se trouvent les Ammonites permettant de caractériser le banc pourri du J3a1, bien qu'en plus mauvais état que dans la falaise. Ainsi, nous voyons deux bandes d'affleurement distinctes du J3a1, dans la falaise et au milieu de l'estran.



Le J3a2 occupe donc la falaise des éperons du sud et tout le moyen et bas estran. C'est une calcarénite qui ressemble beaucoup à celle du Bajocien moyen. Toutefois, elle est plus pisolitique et plus riche en nodules de marcasite. Les intercalations de petits bancs marneux sont assez fréquentes sans être importantes ni systématiques. C'est bien sûr la faune d'Ammonites qui lève toute ambiguïté de datation stratigraphique avec *Oxyceites yeovilensis*, de petite taille, et *Procerites cf. post-pollubrum*. Les *Belemnopsis* sont assez abondants. Les Brachiopodes sont plus rares avec des grandes Térébratules et petits *Zelleria*.

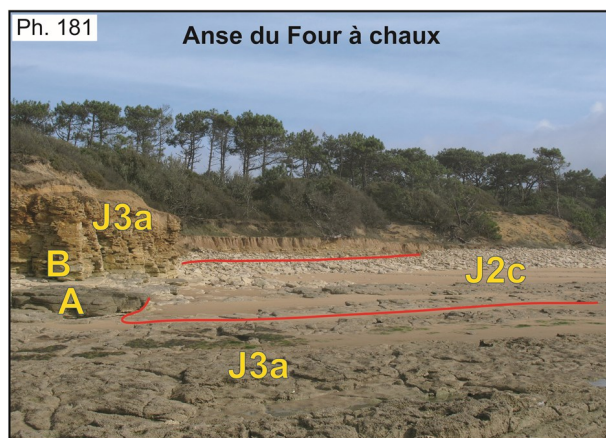
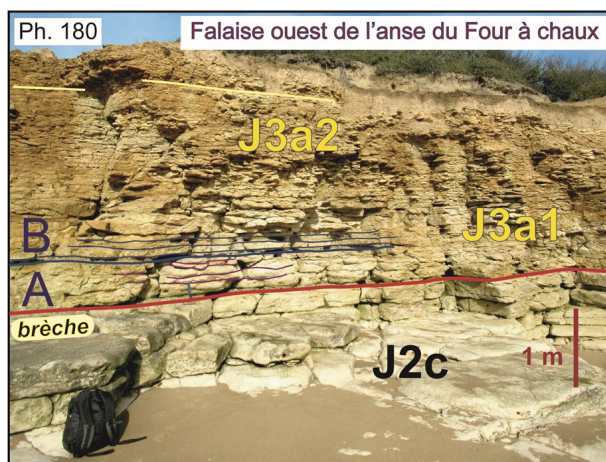
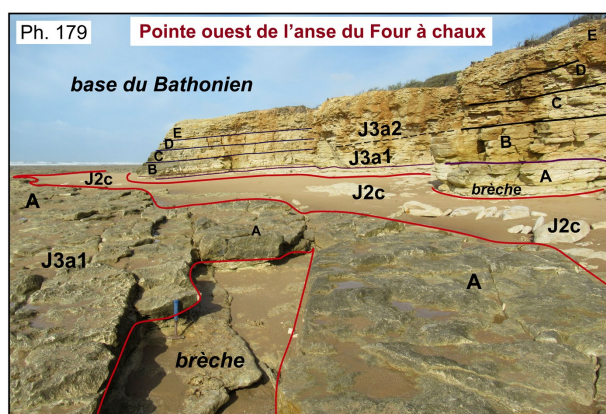
Les formations du Jurassique de la falaise sud et de l'estran sud-est de l'Anse de Saint-Nicolas sont localisées sur la **figure 25 page 58** en perspective vers la pointe de l'Anse du Four à chaux.

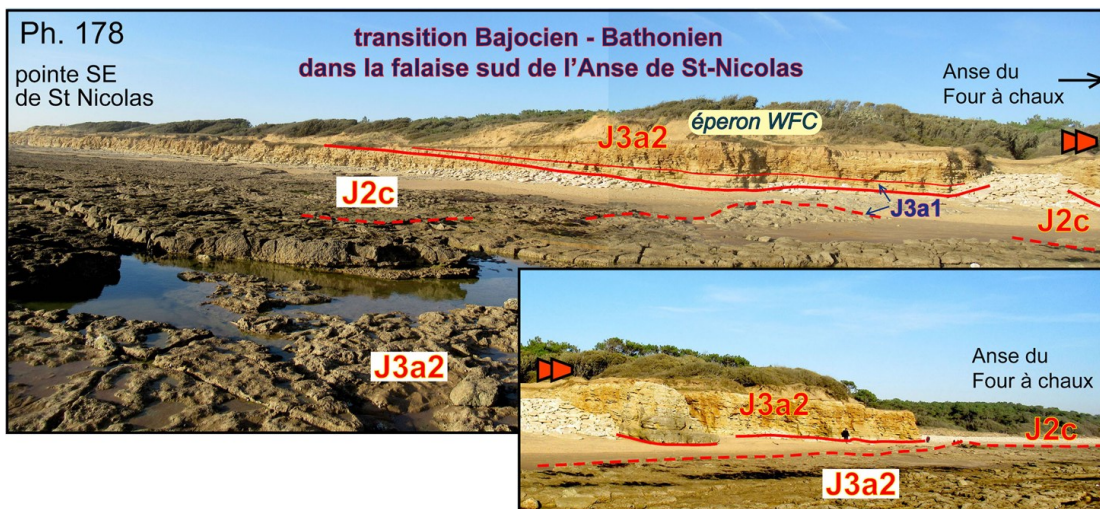
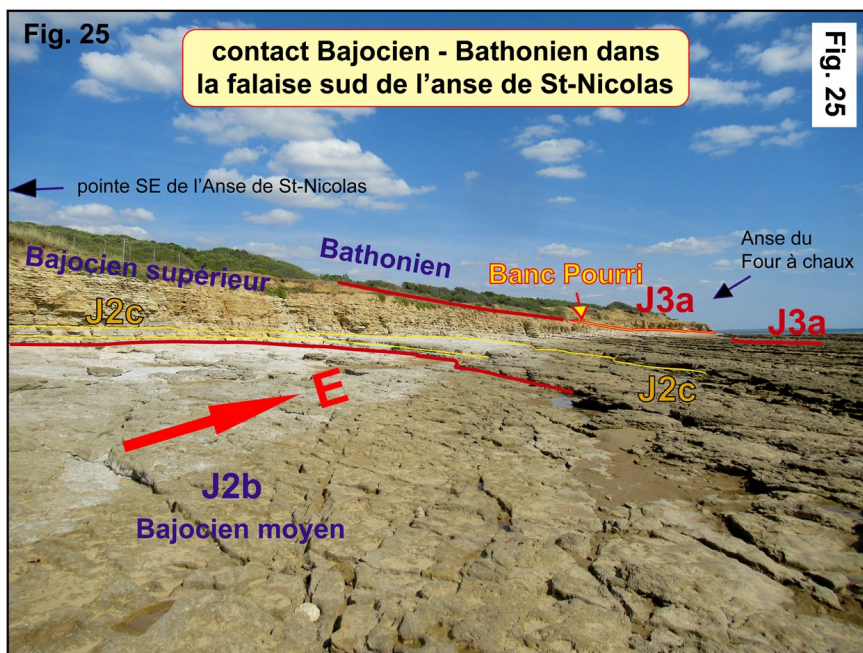
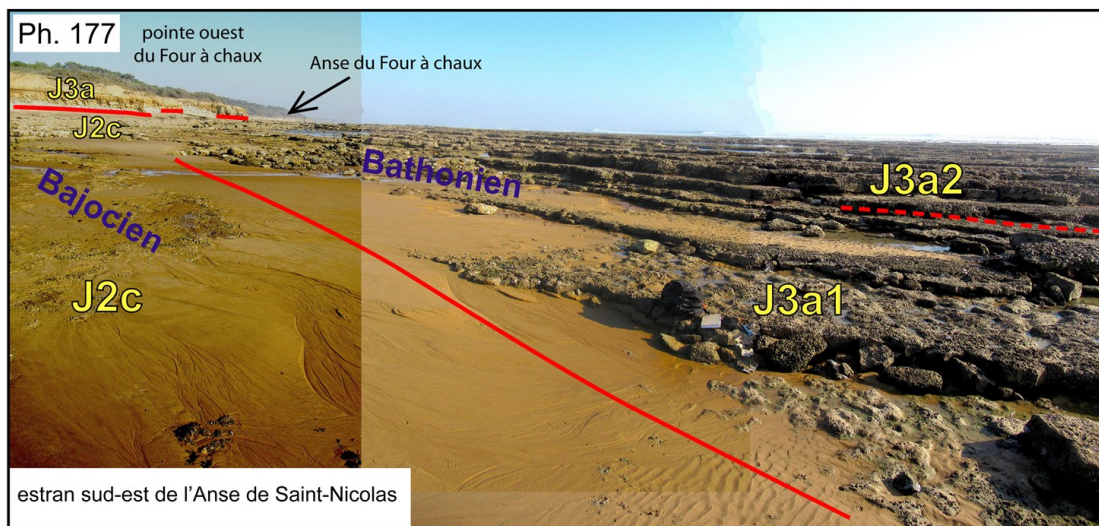
Le passage du Bajocien au Bathonien est souligné sur la **Ph. 178 page 58**. Il est précisé sur les images de la falaise de la pointe ouest de l'Anse du Four à chaux (**Ph. 179, 180**).

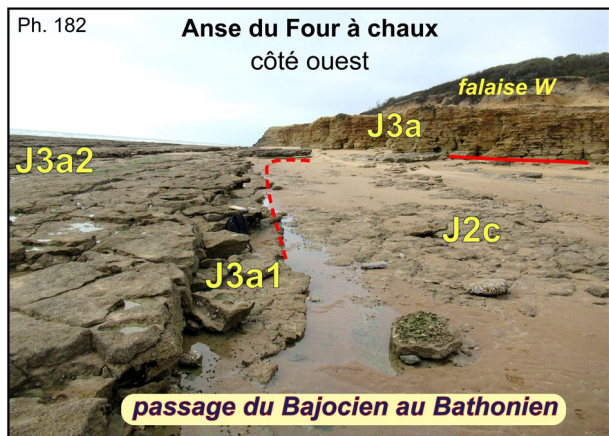
Le calcaire à Spongiaires J2c arme le haut estran en une bande étroite au pied des éperons de la falaise. Les strates du Bathonien forment des séquences de sédimentation séparées par des bancs indurés. La première séquence, dite A, reposant sur les brèches de Spongiaires, est faite de deux à trois bancs décimétriques de calcaire micritique à débris coralliens avec fines intercalations marneuses. Elle occupe le bas de la falaise où elle est épisodiquement ensablée. Mais elle forme également les premières strates du haut estran qui recouvrent des calcaires à Spongiaires.

La seconde séquence, B, est typiquement le « banc pourri ». Les premiers niveaux sont très marneux avec des lits essentiellement bioclastiques, voire bréchiques. Puis, la sédimentation devient plus fine et micritique avec de minces lits de marnes. Ces deux séquences définissent la base du Bathonien J3a1 dans notre nomenclature. Les séquences supérieures, C, D et E, distinguables dans la falaise, sont dominées par des dépôts de calcarénite bioclastique avec intercalations marneuses. Elles constituent la seconde partie du Bathonien inférieur J3a2. Les mêmes séquences se retrouvent sur le haut estran (**Ph. 176, 177**).

À l'est des éperons, commence l'Anse du Four à chaux, avec une falaise réduite et masquée par des amas de blocs (**Ph. 181**). Cependant, le contact Bajocien-Bathonien se poursuit sur l'estran (**Ph. 182**).





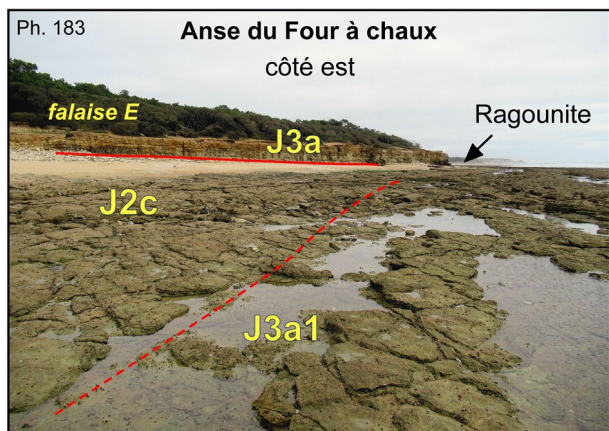


2. De l'Anse du Four à Chaux à Ragounite

L'Anse du Four à Chaux est ainsi nommée car on a installé un four à chaux en arrière de la dune pour exploiter le calcaire du Bathonien supérieur. Il ne reste rien de cette construction sans doute enfouie dans le sable. En revanche, l'estran a été quelque peu saccagé et est encore recouvert par un épandage de débris rocheux issus de l'exploitation. Initialement, cette anse était celle de la « Belle Thérèse ».

Après les pointes rocheuses du côté ouest de l'anse, la falaise part en direction nord-est. Pour cette raison et toujours du fait du pendage des couches, le Bathonien inférieur monte dans la falaise et disparaît au profit du Bajocien supérieur J2c. Le J2c arme alors tout l'estran supérieur de l'anse où il est bien reconnaissable avec un calcaire blanchi en bancs épais à lits de Spongiaires.

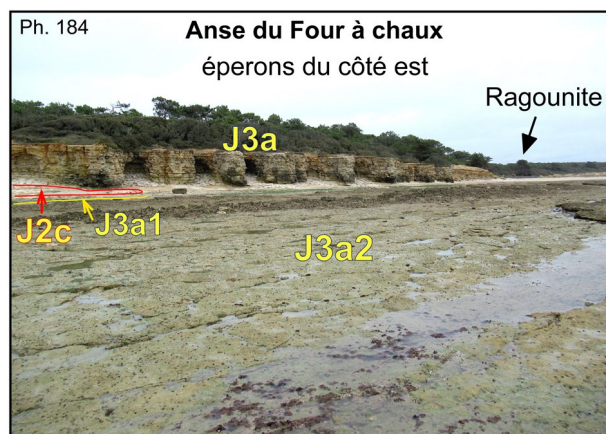
Le Bathonien inférieur J3a1 traverse tout l'estran à la faveur d'une marche formée par les bancs calcaires supérieurs, que recouvre la calcarénite du J3a2 (Ph. 182, 183). En effet les lits marneux du J3a1 ont été creusés par l'érosion différentielle et affleurent sous la marche. C'est là que l'on récolte de grandes Ammonites mais souvent très érodées comme *Procerites imitator* ou *schloenbachi*, *Procerozigzag* et autres Ammonites non déterminées.



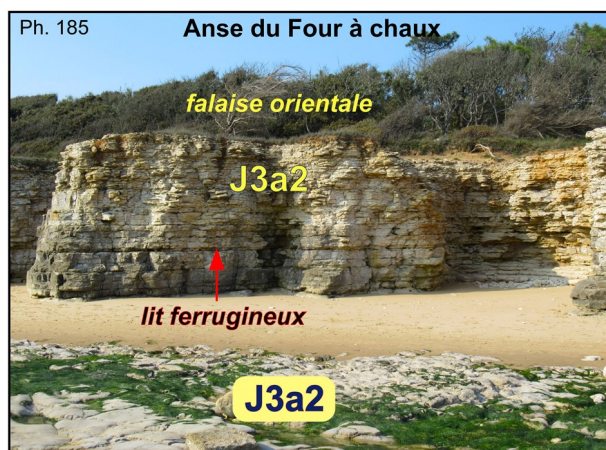
La bordure du côté oriental de l'anse prend une direction est-sud-est. Le J3a1 réapparaît en haut de la falaise. Il descend doucement pour arriver au pied de la falaise

au niveau des premiers éperons rocheux qui ferment le côté oriental de l'anse (Ph. 183, 184). Il est alors surmonté par le J3a2 formant la falaise. L'âge Bathonien inférieur du bas de la falaise est établi par les Ammonites comme indiqué ci-dessus. Cette fois-ci, les strates du J3a1 atteignent l'estran et se raccordent avec celles qui bordent le J2c du haut estran, ce qui ferme l'affleurement des calcaires à Spongiaires du J2c. Le J2a1 disparaît alors sous la falaise. Le J2a2 prend tout son développement dans la falaise et sur l'estran avec son aspect caractéristique de calcarénite pisolitique.

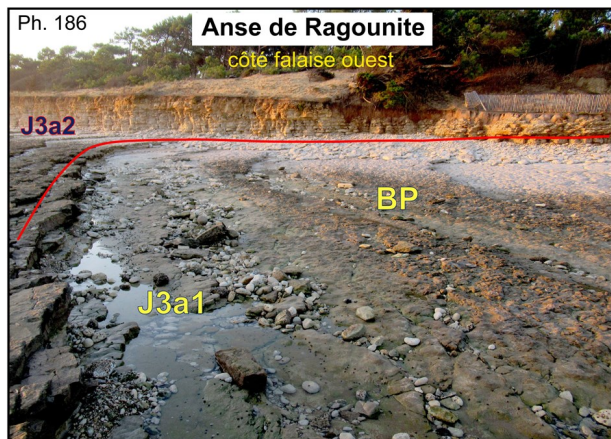
Six principaux éperons rocheux séparent l'Anse du Four à Chaux de l'Anse de Ragounite (Ph. 184).



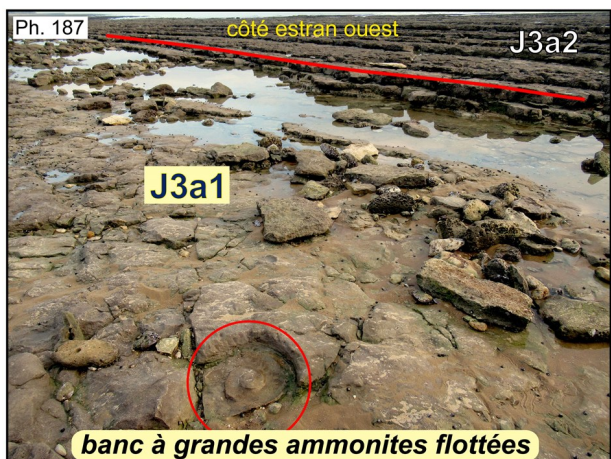
Ils sont constitués par la calcarénite J3a2. Des lits ferrugineux à amas de marcassite forment des niveaux repères continus, particulièrement un lit situé au premier tiers de la séquence carbonatée (Fig. 21 page 33 et Ph. 185).



De nouveau, la falaise repart en direction est-nord-est et donc les strates de base descendent doucement dans la série sédimentaire. Nous atteignons le J3a1, alors que la falaise s'abaisse puis disparaît sous la couverture du paléosol et de la dune du fond de l'Anse de Ragounite (Ph. 186).



Le Bathonien basal est immédiatement reconnaissable avec son alternance de calcaires marneux et de marnes et, surtout, sa richesse en grandes Ammonites (Ph. 187).



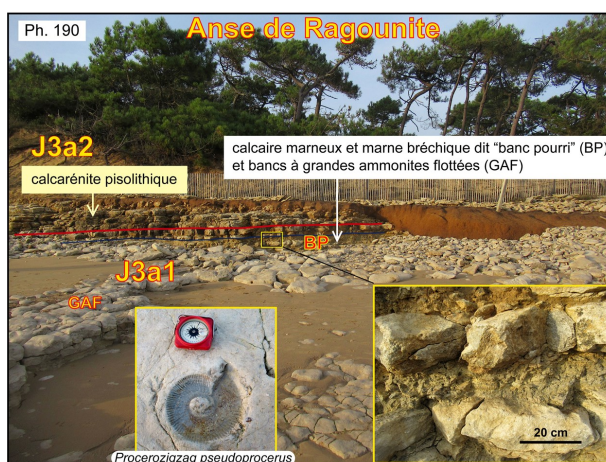
Le contact supérieur du J3a1 avec la calcarénite J3a2 est, encore une fois, souligné par une marche. Il apparaît dans la petite falaise (Ph. 188).



La pente de l'estran étant proche de celle des strates, ces bancs calcaires et marneux forment un large affleurement parsemé d'empreintes en creux de grandes Ammonites. Ils reposent sur un calcaire à Spongiaires en bancs épais caractéristiques du J2c (Ph. 189).

Le niveau de base est un calcaire bréchique à débris de Spongiaires dans une matrice marneuse avec quelques

empreintes de *Parkinsonia* et de *Procerites*. Il est surmonté par le « banc pourri » (ou « BP ») à lits décimétriques de calcaire marneux brun-jaune et de marne avec la faune classique de la zone à zigzag : *Morphoceras macrescens* et *pinguis*, *Zigzagiceras* (*Procerozigzag*) *crassizigzag*, *Procerites* (*Procerozigzag*) *pseudoprocerus*, *Procerites* sp., *Prohecticoceras* sp., caractérisant les deux sous-zones à Parvum et Macrescens de la zone à Zigzag (Ph. 190, Pl. 1 page 72).



Deux à trois bancs de calcaire décimétriques à minces intercalations marneuses chapeautent le « BP », avec sensiblement la même faune d'Ammonites, mais sous forme de grandes coquilles érodées qui semblent avoir été accumulées par flottage. On retrouve donc la même succession que dans le site des éperons rocheux entre Saint-Nicolas et le Four à chaux. Le lever de ce secteur particulier de Ragounite est documenté sur la figure 26 page 62.

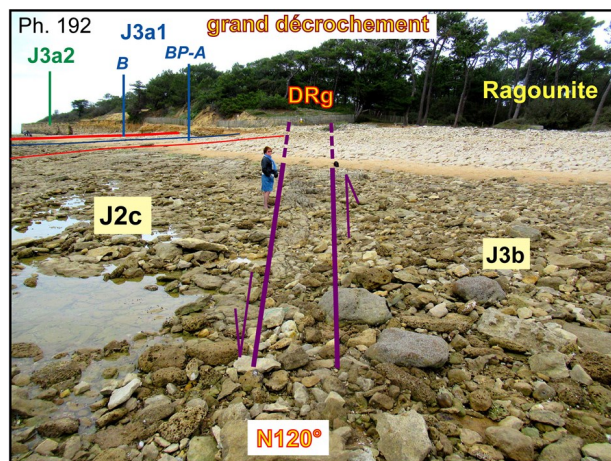
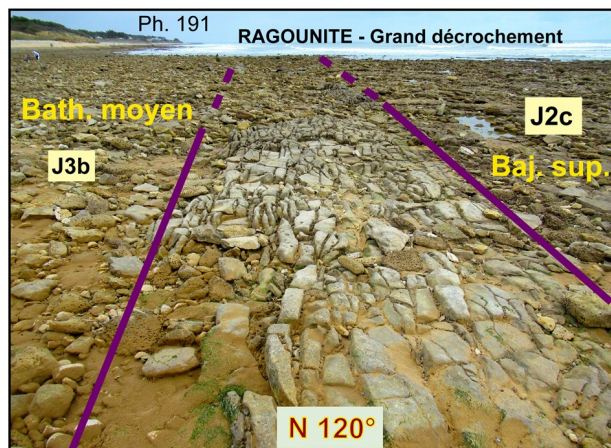
La calcarénite J3a2 qui occupe l'ouest de l'Anse de Ragounite, estran et falaise, est pauvre en Ammonites. Nous avons trouvé surtout *Oxyerites yeovilensis*, divers *Procerites*, *Cadomites linguiferus* (Pl. 1 page 72) et le microconque *Procerites* (*Siemiradzka*) cf. *aurigerus*.

En suivant vers l'est le lit à grandes Ammonites du « banc pourri » pro-parte, nous constatons sa disparition totale au bout d'une centaine de mètres. Mais alors, l'estran est recouvert par un épandage de blocs rocheux anguleux de toutes tailles situé en face du talweg du fond de l'Anse de Ragounite.

Toutefois, passé cet épandage, on ne retrouve rien de ce qu'on a vu du côté ouest. Remontant vers le haut de l'estran, nous marchons sur des calcaires à Spongiaires qui ressemblent étonnement à ceux du J2c. Mais, poursuivant nos recherches vers l'Anse de Légère, nous constatons que ces calcaires à Spongiaires sont immédiatement en dessous des calcaires à *Bullatimorphites bullatimorphus*, donc du sommet du Bathonien moyen (cf. infra).

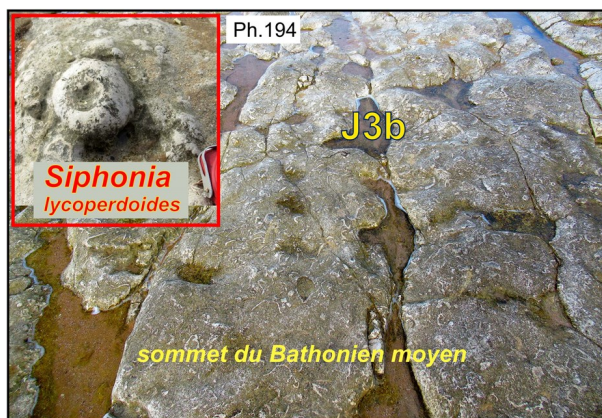
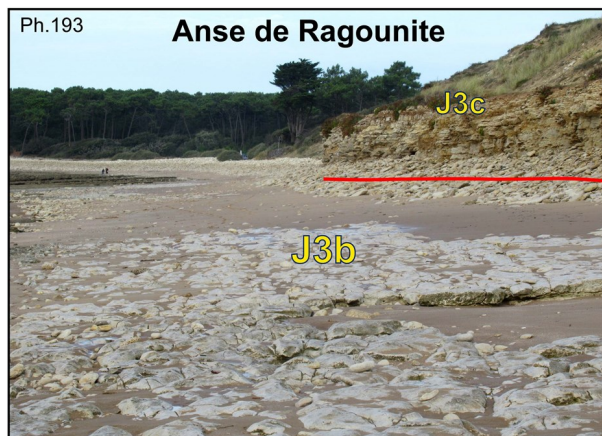
Ces nouveaux calcaires à Spongiaires seraient-ils alors du Bathonien moyen ?

La réponse à la question vient de l'observation d'un important couloir de fracturation de près de 2 m de large (Ph. 191, 192) et orienté N 120°.



Cette fracture, notée DRg, appartient au système de décrochements sénestres affectant les formations jurassiques sur le littoral et déjà vus dans l'Anse de Saint-Nicolas. D'après la largeur du couloir approchant 2 m, il s'agit d'un important décrochement. Un modèle graphique respectant les épaisseurs et pendages des terrains nous donne un décalage de l'ordre de 250 m (Fig. 27 page 62). C'est donc à la faveur de ce décrochement que le Bathonien moyen vient au contact du Bajocien supérieur.

Ainsi, le haut estran de Ragounite est bien constitué par les calcaires du Bathonien moyen J3b. Ce sont des calcaires blancs à Spongiaires et *Cancellophycus*, assez riches en rognons de marcassite et alternant avec des lits de calcaire noduleux brun (Ph. 193, 194).

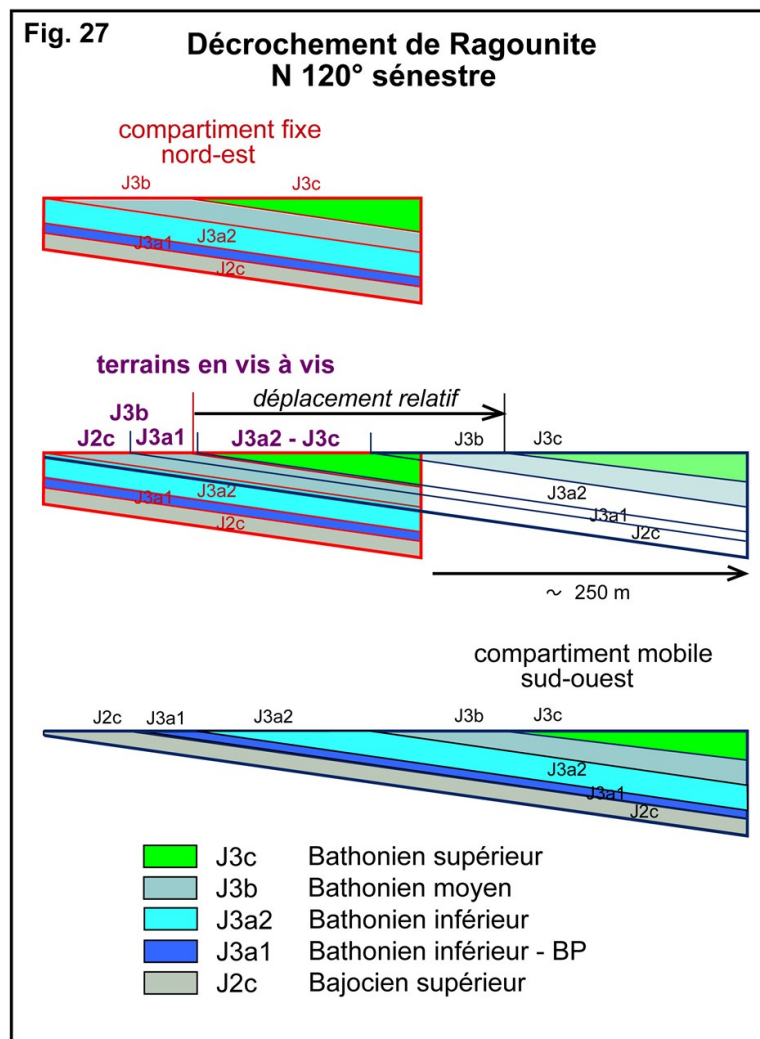
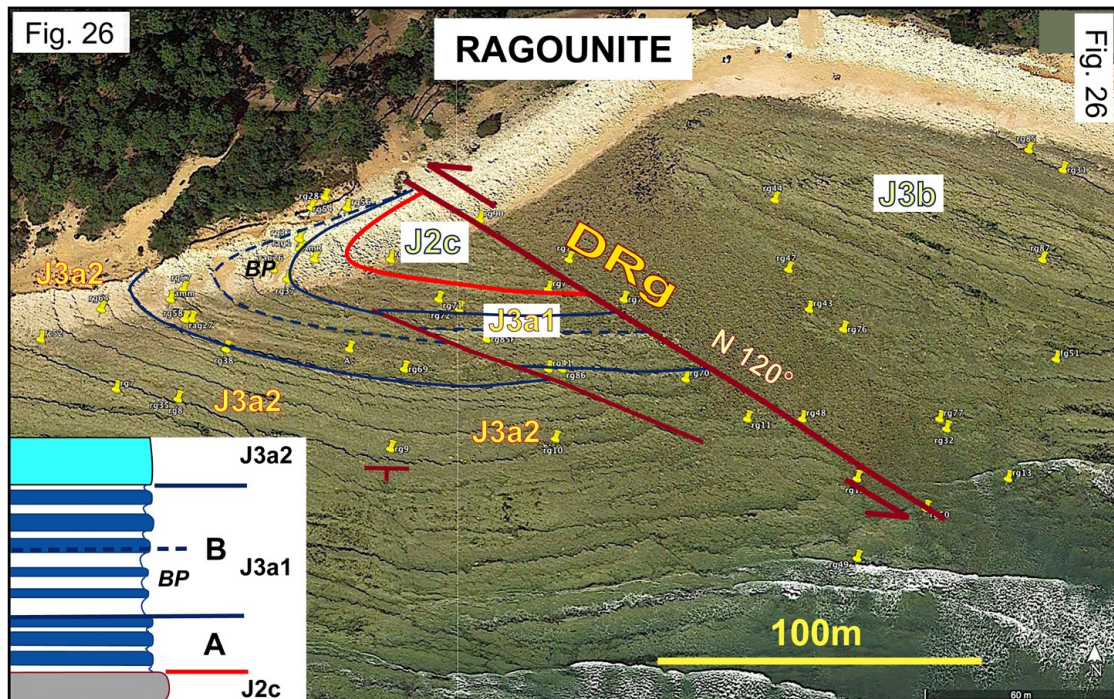


Il est fatal de les confondre avec les calcaires du Bajocien supérieur si on ne trouve pas d'Ammonites.

Ce calcaire à Spongiaires est recouvert par des petits bancs de calcaire brun noduleux alternant avec des lits marneux localement bréchiques qui constituent la petite falaise de Ragounite. Le contact est peu visible au bas de la falaise sous un talus de blocs (Ph. 193). Nous verrons ce calcaire brun tout le long de la falaise orientale de Ragounite où nous pourrions le dater du Bathonien supérieur.

Le haut estran de Ragounite est affecté par une structuration compressive modeste mais bien caractérisée. Les calcaires à Spongiaires présentent une structure anticlinale surbaissée avec une fracturation axiale orientée N 100° (Ph. 195).

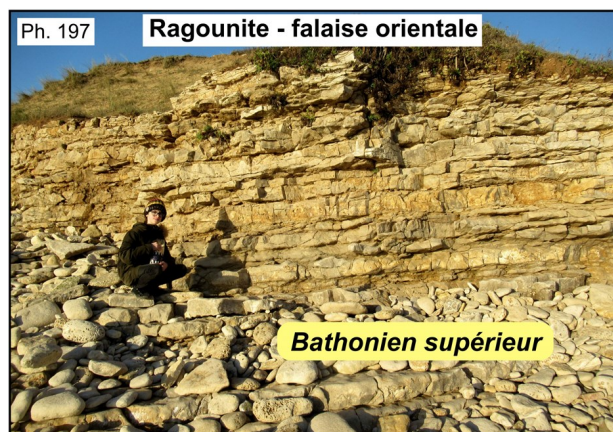




De part et d'autre de cet axe, les flancs de l'anticlinal sont pentés de 10° à 15°. L'anticlinal s'amortit à l'ouest, mais devient plus bombé vers l'est, alors qu'il rejoint la falaise du côté oriental de l'Anse de Ragounite (Ph. 196).



À ce niveau, nous retrouvons au-dessus du calcaire à Spongiaires le calcaire marneux gris-brun à texture noduleuse et bancs bréchiques alternant avec de minces lits marneux (Ph. 197). Le passage entre le calcaire à Spongiaires et le calcaire marneux est rapide et se fait par un niveau à brèche de Spongiaires.



Dans ce calcaire marneux de la falaise, nous avons trouvé *Epistrenoceras contrarium* (Ph. 198, Pl. 2 page 73), une espèce caractéristique de la zone à *Discus* du sommet du Bathonien supérieur J3c.

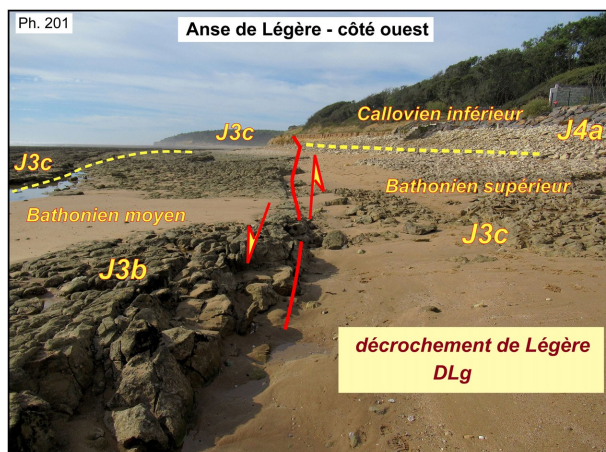
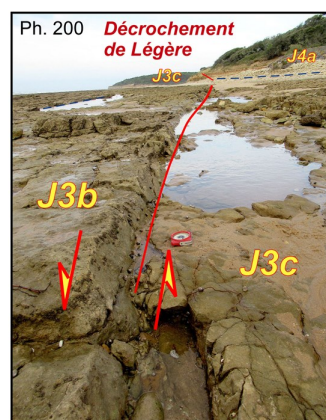
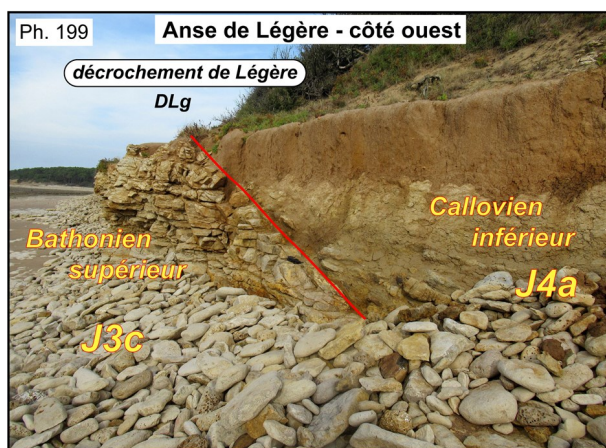


Le Bathonien supérieur forme donc la falaise orientale de Ragounite jusqu'à un nouveau grand décrochement sénestre (DLg) qui, pour nous, marque le passage de l'Anse de Ragounite à l'Anse de Légère.

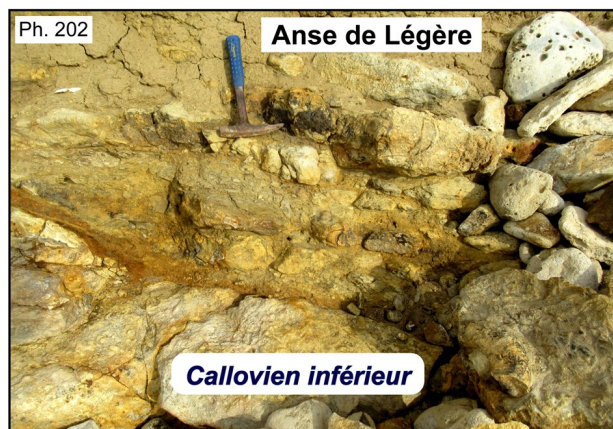
Vers le milieu de l'estran, les calcaires à Spongiaires du Bathonien moyen sont recouverts par les calcaires du Bathonien supérieur qui occupent tout le bas estran, et cela jusqu'à Jard-sur-Mer. La limite est basée sur l'apparition des bancs marneux sur un banc bréchique.

3. De l'Anse de Légère à Madoreau et Jard-sur-Mer

À 130 m à l'ouest de la descente sur la plage de Légère, une importante fracture traverse obliquement la falaise. Cette fracture, pentée de 70° vers le nord et orientée N 110°, est encore un décrochement sénestre majeur noté DLg (Ph. 199, 200, 201).



Toujours en raison du pendage des strates vers le sud, la fracture met en contact, à l'ouest les calcaires du Bathonien supérieur, avec, à l'est, des calcaires marneux en petits bancs alternant avec des lits de marne très riches en Ammonites (Ph. 202, 203). Les espèces déterminées donnent un âge Callovien inférieur J4a : *Bullatimorphites* (*Kheraiceras*) *bullatus*, *Homoeoplanulites* (*Parachoffatia*) *sp.*, *Indosphinctes* *sp.*, *Macrocephalites* *sp.* (Pl. 2 page 73).



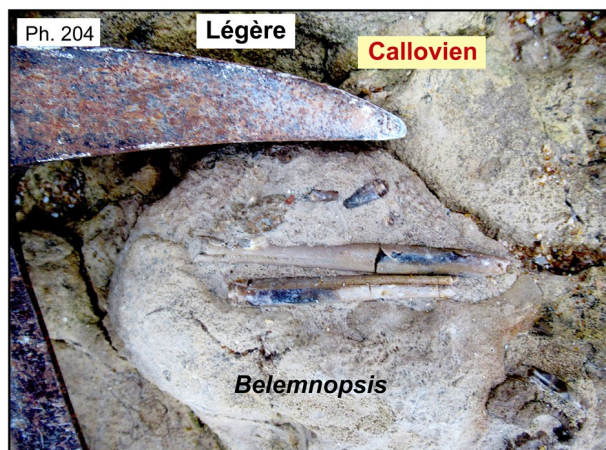
Les Térébratules et *Belemnopsis* (cf. *fusiformis*) sont abondants (Ph. 204). Ces bancs de la base du Callovien, épais de 2 m, reposent, au pied de la falaise, sur un calcaire noduleux blanc à minces lits marneux avec des Pectens et des Ammonites du Bathonien supérieur (*Homoeoplanulites* *sp.*, *Macrocephalites* *sp.*, *Oxycerites* cf. *oppeli*, *Procerites* *sp.*). L'affleurement de Callovien fait à peine 200 m de large. Il disparaît à l'est en haut de la falaise, masqué par des enrochements.

En raison de la marée montante, les observations de l'AVG lors de la journée du 19 mai 2019, se sont arrêtées à cet affleurement du Callovien qui termine la série stratigraphique jurassique de l'ouest de Jard-sur-Mer. Mais les affleurements se développent encore sur un vaste estran et tout le long de la falaise jusqu'au port de Jard-sur-Mer.

Nous livrons ci-après le résultat de nos levés sur cette étendue de 1,5 km allant de la plage de Légère à celle du port de Jard-sur-Mer (Fig. 20 page 32).

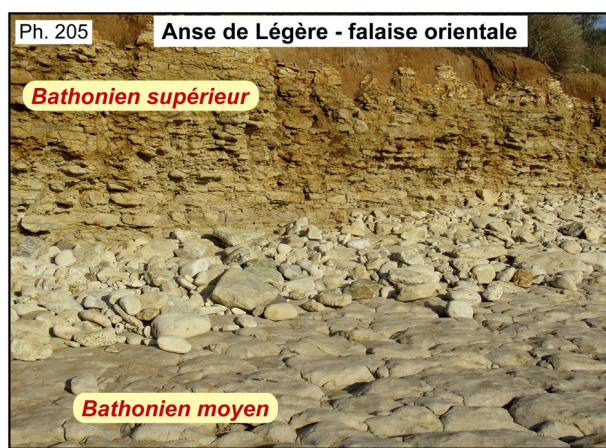
La stratigraphie se limite à la partie supérieure du Bathonien moyen et au Bathonien supérieur.

Les affleurements sont contrôlés par une tectonique compressive.



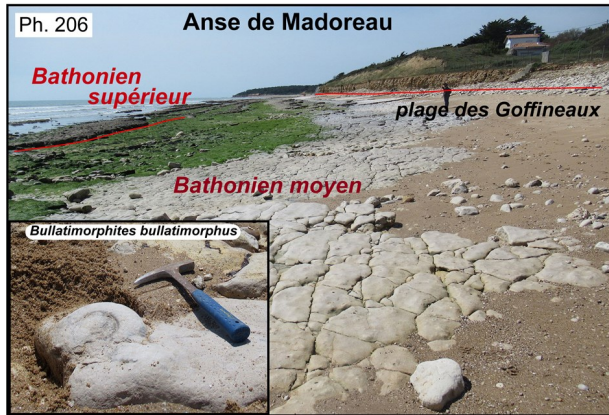
Stratigraphie

Sous le lambeau de Callovien, les calcaires et marnes du Bathonien supérieur couvrent le haut et bas estran, ainsi que toute la falaise qui va de Légère à Jard-sur-Mer avec une hauteur moyenne de 2 à 3 m (Ph. 205).



Bien que souvent interrompue par des enrochements, la continuité stratigraphique nous paraît assez claire. Ainsi la petite falaise de la plage de Gâts Greneaux, immédiatement à l'ouest du port de Jard-sur-mer, montre diverses Ammonites des genres *Bullatimorphites* *sp.*, *Homoeoplanulites* *sp.*, *Oxycerites* *sp.*, *Perisphinctes* *sp.* et *Prevalia* *sp.*. Nous avons recherché en vain les bancs du Callovien en haut de la falaise et au bas de l'estran, où ils pourraient se trouver.

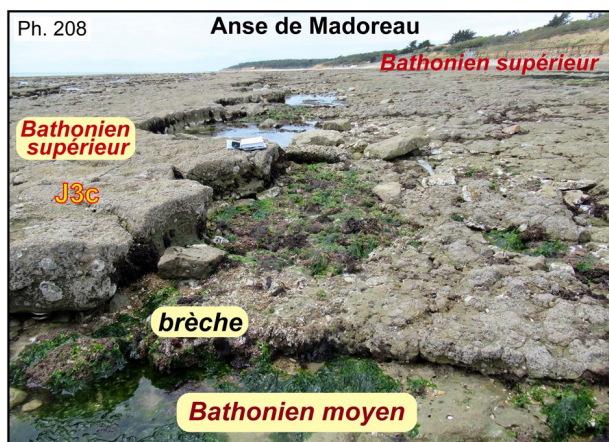
Cependant, le haut estran est fortement perturbé par une intense fracturation transcurrente et une déformation compressive ayant produit des dômes anticlinaux surbaissés de même nature que celui que nous avons vu en haut de la plage de Ragounite (Ph. 195, 196). Ces bombements font apparaître des bandes de calcaire à Spongiaires du Bathonien moyen sur tout le haut estran (Ph. 206) et pouvant aller jusqu'au pied de la falaise (Ph. 205). Dans les strates supérieures de ce calcaire, nous avons récolté *Bullatimorphites bullatimorphus* qui définit une sous-zone au sommet du Bathonien moyen (Ph. 206).



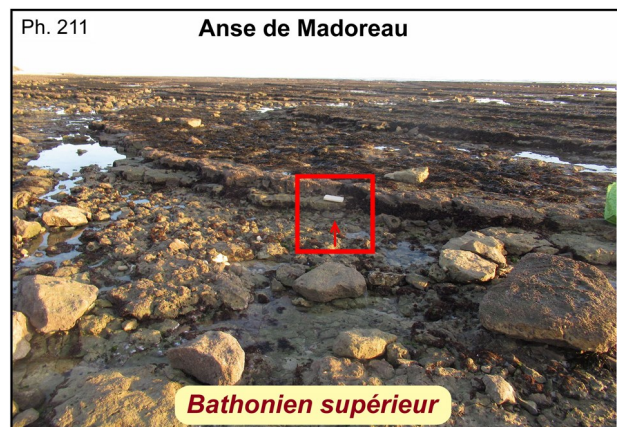
Les petits bancs de calcaire et de marnes du Bathonien supérieur affleurent de part et d'autre des bandes de calcaire à Spongiaires, et également en lambeaux de couverture (Ph. 207).



La base du premier banc est constituée par une brèche de Spongiaires (Ph. 208).



Elle affleure autour des dômes des calcaires à Spongiaires et par-dessus, en lambeaux disséminés. Les bancs supérieurs occupent le bas estran, les lits marneux formant des plages bordées par les marches des lits calcaires. Les plages présentent de nombreuses empreintes d'Ammonites, souvent de grande taille (Ph. 209, 210). Les individus apparaissent aux pieds des marches, mais souvent très érodés et difficilement déterminables (Ph. 211, 212, 213, 214).





Nous reconnaissons toutefois *Bullatimorphites hannoveranus*, *Choffatia cf. homoeomorpha*, *Homoeoplanulites (Parachoffatia) arisphinctoides*, *Homoeoplanulites (Parachoffatia) subbackerriae*, *Indosphinctes sp.* et *Procerites cf. subcongener* (Pl. 2 page 73). Ces espèces se rapportent aux différentes zones du Bathonien supérieur dont, particulièrement, la sous-zone à *Hannoveranus* que nous suivons sur une bonne partie du moyen estran en face de la descente sur la plage de Madoreau. Ces Ammonites sont associées à une faune variée et abondante de *Belemnopsis*, Térébratules, *Pleurotomaria* et Bivalves.

Déformation

Tout le haut estran est traversé par de grands décrochements N 110° dans le prolongement du décrochement de Légère, avec un pendage vertical qui bascule parfois vers le sud.

La structure se complique à Madoreau.

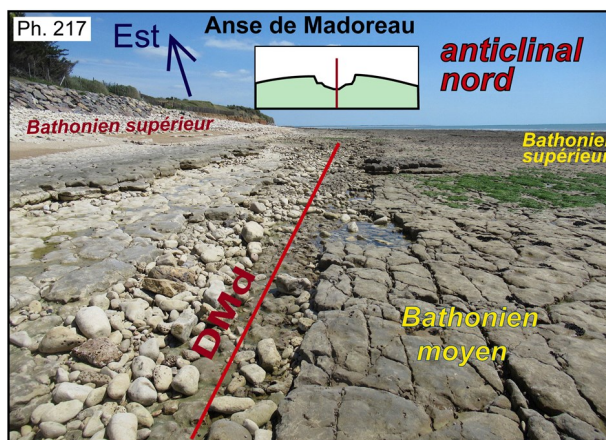
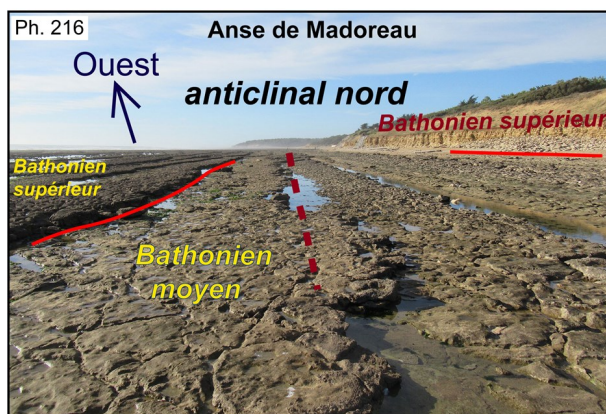
En face de l'accès à la plage, un second décrochement sénestre traverse le haut estran en direction N 110°, décalé de 50 m du décrochement de Légère (Ph. 215). C'est le décrochement de Madoreau DMd (Fig. 20 page 32).

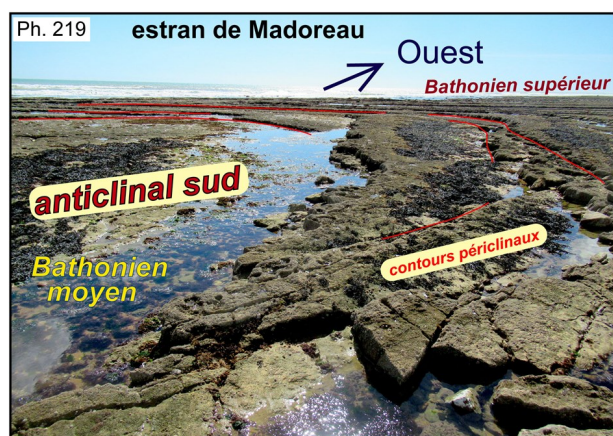
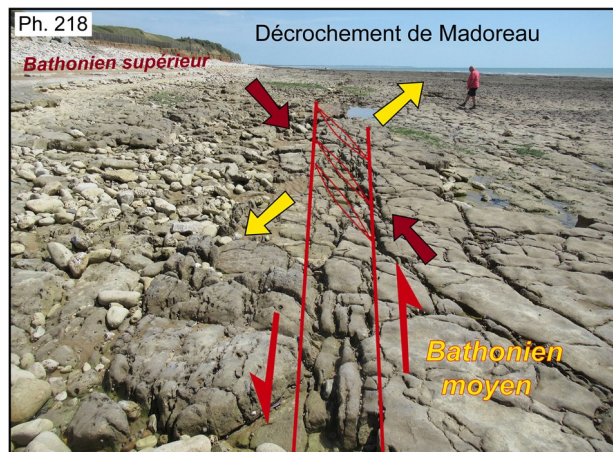
Cette fracture joue le rôle de plan axial d'une gouttière anticlinale (Ph. 216, 217). De part et d'autre, les strates sont déformées et pentées, au nord-est, de 10° vers le nord, et, au sud-ouest, de 10° vers le sud.

Des petites ondulations anticlinales apparaissent également dans la falaise plus au sud-est.

Le décrochement de Madoreau DMd se termine en un réseau de fissures sigmoïdes qui définit les directions d'extension et de compression du système transcurrent de décrochement sénestre (Ph. 218, Fig. 20).

La même déformation se produit le long du décrochement de Légère, à 50 m au sud avec un autre anticlinal surbaissé. Cette seconde gouttière anticlinale est même un peu plus bombée avec des pendages des flancs de 15 à 20° (Ph. 219).





Interprétation - Stratigraphie et Paléogéographie La Vendée littorale au Jurassique

Les observations géologiques de l'AVG sur les formations du Jurassique de la Vendée littorale vont de l'Anse de Saint-Jean-d'Orbestier, au sud des Sables-d'Olonne, à l'Anse de Légère, à l'ouest de Jard-sur-Mer. Elles concernent les terrains allant de l'Hettangien au Callovien. Nous avons situé ces formations dans le contexte paléogéographique de l'ouest-européen (Fig. 2 page 4). Il convient d'en définir les caractéristiques régionales au moment et à l'issue de la transgression marine sur la Vendée littorale.

Hettangien (201,3 - 199,3 Ma) – La Vendée littorale est célèbre par sa plage aux dinosaures dans l'Anse du Veillon, à l'est de Bourgenay. C'est un site exceptionnel qui remonte au tout début du Jurassique. Nous avons admiré les multiples empreintes et pistes des Eubrontes et Grallators. Les autres espèces de traces sont rares (Fig. 16 page 22). Nous avons reconnu l'environnement littoral par la superposition stratigraphique de sables et d'argiles correspondant à un vaste estuaire marécageux (Fig. 12 page 14). Les mêmes genres d'empreintes se trouvent sur toutes les strates des séquences argilo-gréseuses, ce qui montre que cette sédimentation détritique s'est faite sur une brève période, que les calcaires supérieurs 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 des dépôts carbonatés, comme le montre la cartographie géologique levée à cette occasion (Fig. 9, 10 page 11). La sédimentation évolue des calcaires gréseux à des calcaires micritiques renfermant une faune de Mollusques de petite taille et en nombre réduit d'espèces. C'est l'indication d'un milieu anoxique à dysoxique, c'est-à-dire aux eaux pauvres en oxygène. Puis apparaissent des bancs à Stromatolithes, aussi caractéristiques d'un environnement lagunaire en zone supra- à médio-littorale avec rides de plage et terriers en U. Enfin se déposent des calcaires ferrugineux en plaquettes, autre information d'un milieu réducteur favorisant le transport du fer qui est soluble à l'état ferreux. Toutes ces caractéristiques sédimentologiques indiquent un milieu tidal sous climat aride à tropical avec forte évaporation et apports ferriques depuis un continent latéritisé.

Nous retrouvons la sédimentation de l'Hettangien à l'ouest de l'Anse de Saint-Nicolas (Fig. 18 page 30). C'est un calcaire marin à pellets qui repose sur une couche d'argile. Nous avons vu la même succession au nord-ouest des affleurements du Jurassique, à Saint-Jean-d'Orbestier et à Cayola, mais dans ces sites la silicification intense rend délicate les distinctions lithologiques. Entre la lagune du Veillon et le bassin marin de Saint-Nicolas, nous trouvons un empilement de grès sur la surface de la discordance de toute la Pointe du Payré. Cette sédimentation est contemporaine de la sédimentation lagunaire de l'Hettangien du Veillon. Elle est scellée par les bancs carbonatés de la transgression marine. C'est une accumulation de sable éolien reposant sur une altérite continentale pré- ou syn-Hettangienne. La nature ferrallitique de cette altérite est en accord avec les caractéristiques des sédiments lagunaires impliquant des conditions climatiques arides à sub-tropicales.

Nous interprétons ces grès comme les témoins d'un cordon dunaire séparant la lagune du Veillon du domaine marin, précisant ainsi la paléogéographie de la marge vendéenne à l'Hettangien.

À l'échelle régionale, la base de l'Hettangien est caractérisée par une sédimentation détritique grossière au débouché des vallées alluviales (Grès de l'Hermenault) et dans les estuaires marécageux (premières séquences du Veillon). Les graviers et sables provenant de l'arrière pays granitique recouvrent la végétation marécageuse qui disparaît. 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 par une reprise de l'érosion continentale. Toutefois, la mer s'avance sur un continent pénéplané portant l'empreinte d'une latéritisation.

C'est donc que le climat se réchauffe tandis que le niveau de la mer monte. L'ennoyage de la marge continentale crée des bassins confinés ou lagunes, particulièrement si un cordon dunaire s'édifie le long du littoral en barrant les vallées. C'est sans doute ce qui s'est produit au Veillon.

Sinémurien (199,3 - 190,8 Ma) – Aucun fossile du Sinémurien ne permet de caractériser cet étage. Cependant, entre les dernières strates de l'Hettangien et les premières strates de la base du Pliensbachien datées par *Uptonia jamesoni* dans l'estuaire du Payré et à Saint-Nicolas, s'intercale un lit d'argile de 30 à 40 cm d'épaisseur, des petits bancs mal stratifiés de calcaire et un calcaire à débris d'arénite indiquant un retrait marin et des apports continentaux (**Fig. 14 page 20**).

À l'échelle régionale, la régression du Sinémurien inférieur est généralement constatée. Elle correspond au niveau d'argile. La transgression du Sinémurien supérieur signalée dans les Deux-Sèvres aurait eu un faible écho en Vendée littorale.

Pliensbachien (190,8 - 182,7 Ma) – Le Pliensbachien débute avec une franche transgression par montée du niveau marin, sans doute sous l'effet du réchauffement amorcé au Sinémurien. La lagune du Veillon est submergée, comme le montrent les dépôts des bancs calcaires de l'embouchure du Payré. La sédimentation carbonatée du littoral vendéen est en accord avec ce contexte climatique au Pliensbachien inférieur (Carixien et Domérien inférieur). Le Pliensbachien inférieur est une séquence peu épaisse de calcaires néritiques et /ou oolithiques en petits bancs alternant avec des lits marneux. Il traduit un environnement marin peu profond et agité.

Mais au Domérien supérieur, nous notons un accroissement de la composante argileuse dans la sédimentation marno-calcaire et, surtout, la présence croissante de débris charbonneux. Il est clair que la couverture végétale de la marge continentale se dégrade et que l'érosion des sols s'accroît. Quelques lumachelles à *Pseudopecten* indiquent un milieu peu profond. Puis, 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 n'existe pas 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 bien avant le démarrage de l'activité volcanique et doit 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 $\delta^{13}\text{C}$ (Ikeda et al., 2018). Cette anomalie s'explique par l'apport massif de ^{12}C du volcanisme 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. Elle est suivie par un réchauffement climatique, ce qui veut dire que, en

l'occurrence, le volcanisme est à l'origine d'un réchauffement et que son effet de refroidissement n'a été que passager.

Toarcien (182,7 - 174,1 Ma) – Le Toarcien commence par un réchauffement qui explique une nouvelle transgression par montée des eaux. Le Toarcien est une longue période (8,6 Ma). Il est globalement caractérisé par une épaisse sédimentation de marnes noires riches en matière organique. Le Toarcien vendéen en est un parfait exemple. Il est, en particulier, riche en débris charbonneux. C'est une information que l'on peut encore constater dans ce qui reste des affleurements de l'Anse de Saint-Nicolas.

Malgré des conditions climatiques favorables, le domaine continental subit une destruction de sa couverture végétale et une forte dégradation des sols, ce que des activités tectoniques peuvent expliquer, tout comme l'approfondissement du bassin marin. L'apport dans le bassin d'argile et d'une grande quantité de matière organique est responsable d'une anoxie du fond océanique. Une perturbation du cycle du carbone génère un effet de serre et un réchauffement climatique, avec fonte des glaces et montée du niveau marin. Toutefois ces actions ne changent pas les apports de nutriments et ne devaient pas trop gêner les animaux pélagiques comme les Ammonites.

Les conditions climatiques ont varié au cours du Toarcien, selon les marqueurs isotopiques, avec un relatif refroidissement et une petite régression au Toarcien moyen, phénomène qui se reproduit à la fin du Toarcien.

Aalénien (174,1 - 170,3 Ma) – L'Aalénien est dans la continuité du Toarcien. Il s'en distingue par un petit niveau bréchique indiquant un épisode régressif qui n'est pas plus important que d'autres produits au cours du Toarcien. Vient ensuite une alternance de marnes et de calcaires en bancs plus épais qu'au Toarcien indiquant une réduction des apports continentaux.

Bajocien (170,3 - 168,3 Ma) – Le Bajocien marque un changement décisif dans l'environnement bioclimatique avec la disparition de l'anoxie des fonds océaniques et donc des lits marneux sombres. L'activité tectonique se réduit. Les bassins marins se comblent et deviennent moins profonds, ce qui permet leur oxygénation. Le domaine continental se recouvre de végétation et l'érosion des sols s'atténue.

Une plate-forme carbonatée s'installe au Bajocien inférieur en milieu peu profond. La sédimentation de calcaire micritique est souvent interrompue avec des niveaux remaniés et des galets phosphatés et une abondance relative de Spongiaires. Ce sont les caractéristiques d'un milieu soumis à de fréquentes variations eustatiques. Puis une barrière de corail semble se construire au Bajocien moyen en marge de la plate-forme. En effet, la sédimentation carbonatée passe à une biocalcarénite faite d'une accumulation de débris coralliens colonisés par des grands Spongiaires, Bryozoaires et algues calcaires occupant tout le sud de l'Anse de Saint-Nicolas. Enfin au Bajocien supérieur, une accumulation

de Spongiaires recouvre la plate-forme littorale au Bajocien supérieur, traduisant un haut niveau marin.

Bathonien (168,3 - 166,1 Ma) – Au début du Bathonien, la formation d'une brèche de Spongiaires résulte d'une régression marine. Une première séquence marno-carbonatée transgressive peu nourrie se dépose en milieu littoral. Elle est surmontée par le « Banc pourri » qui remanie une série condensée à accumulation de débris coquilliers dont, particulièrement, de grandes Ammonites flottées. La sédimentation se poursuit avec une calcarénite biodétritique assez semblable à celle du Bajocien. Des petites intercalations marneuses ou ferrugineuses indiquent des oscillations du niveau marin probablement de nature eustatique. Puis, au Bathonien moyen, les Spongiaires recouvrent la plate-forme littorale qui s'approfondit. Ces Spongiaires sont ensuite remaniés lors de la régression de la fin du Bathonien moyen. La brèche de Spongiaires est recouverte, au Bathonien supérieur, par une nouvelle sédimentation carbonatée néritique soumise à des variations de profondeur marquées par l'alternance de bancs à laminites et de niveaux bréchiques. Toutefois, les épisodes d'approfondissement favorisent le peuplement des organismes pélagiques comme les Ammonites. En revanche, les sédiments moins profonds sont caractérisés par des Pectinidés.

Callovien (166,1 - 163,5 Ma) – Le Callovien débute par un niveau bréchique assez modeste résultant d'un remaniement en contexte régressif. Puis, le Callovien inférieur est une séquence marno-carbonatée plutôt calme en milieu de moyenne profondeur.

Article de André Pouclet

Photographies de André Pouclet

Auteur des photos indexées PB : Patrick Bohain
Auteur des photos indexées JC : Jean Chauvet
Auteur des photos indexées HV : Hendrik Vreken

Bibliographie

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.

Branger P. (2009). Buffevent (Deux-Sèvres), une nouvelle coupe de référence pour la base du Callovien. *Nature entre Deux-Sèvres* 2, 52-58.

Burgess S.D, Bowring S.A, Fleming T.H, Elliot D.H (2015). High-precision geochronology links the Ferrar large igneous province with early-Jurassic Ocean anoxia and biotic crisis. *Earth Planet. Sc. Lett.* 415, 90-99.

Cossmann M. (1903). Note sur l'Infralias de la Vendée et des Deux-Sèvres (suite). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3 (4), 497-545.

Fauré Ph., Bohain P. (2017). Les ammonites du Pliensbachien inférieur de la Vendée méridionale (France). Étude taxonomique. Implications stratigraphiques et paléogéographiques. *Strata sér. 2*, 54, 147 p.

Gabilly J. (1964). Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. *Travaux de l'Institut de Géologie et d'Anthropologie Préhistorique de la Faculté des Sciences de Poitiers* 5, 65-107.

Gand G., Demathieu G., Montenat C. (2007). Les traces de pas d'amphibiens, de dinosaures et autres reptiles du Mésozoïque français: inventaire et interprétations. *Palaeovertebrata* 1-4, 1-149.

Ikeda M., Hori R.S, Ikehara M., Miyashita R., Chino M., 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.

Lapparent (de) A. F, Montenat C. (1967). Les empreintes de pas de reptiles de l'Infralias du Veillon (Vendée). *Mém. Soc. Géol. Fr. NS* 46 (2), mém. 107, p. 1-44.

Montenat C., Bessonnat G. (2003). L'ichnofaune reptilienne hettangienne du Veillon (Vendée, France). *Le Naturaliste Vendéen* 3, 41-46.

Thévenard F., Deschamps S., Guignard G., Gomez B. (2003). Les plantes fossiles du gisement hettangien de Talmont-Saint-Hilaire (Vendée-France). *Le Naturaliste Vendéen* 3, 69-87.

Welsch J. (1903). Etude des terrains du Poitou dans le détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3 (4), 797-1026.

Site AVG : « Systématique des Dinosaures - Le gîte ichnifère du Veillon ».

Annexe 1. La question de la silicification du Lias inférieur en Vendée littorale

Les formations calcaires de la transgression du Jurassique au sud des Sables-d'Olonne sont abondamment silicifiées le long de certaines failles (**Fig. 3 page 5**). Ces failles résultent d'une extension intra-continentale créant des golfes marins sur la marge de la Pangée permienne. Ce sont, du nord-ouest au sud-est, les failles de St-Jean d'Orbestier, Cayola, La Salle-Roy, la Mine des Sarts, Bourgenay et Saint-Nicolas. La silicification affecte les formations de la base de l'Hettangien au sommet du Pliensbachien au Lias inférieur, mais de façon inégale en s'arrêtant parfois au Domérien inférieur (milieu du Pliensbachien). Elle n'affecte pas le Toarcien. On peut la dater entre 190 et 185 Ma. En outre, seuls quelques compartiments faillés sont affectés par cette silicification qui se concentre sur les formations carbonatées, les bancs argileux restant intacts. Ainsi le large compartiment allant du sud-est de Bourgenay au Veillon et la Pointe du Payré est totalement indemne de toute silicification.

La silicification est d'origine structurale et hydrothermale. Elle résulte de la montée de fluides siliceux le long de certaines failles normales. Ces fluides, de l'eau chaude à haute température chargée de silice et autres sels et de gaz dissous, arrivent dans le fond du bassin marin en extension. Ils imprègnent les sédiments. La silice prend la place des carbonates qui partent en solution dans les eaux marines par dissociation du CO₂. Le remplacement s'effectue molécule par molécule.

D'où provient cette eau chaude ? L'eau des pluies s'infiltre dans le sol et forme des nappes aquifères jusqu'à une profondeur de l'ordre du millier de mètres. Au-delà, la compression exercée par la masse rocheuse ferme les pores et soude les fractures. Mais si une contrainte extensive s'exerce sur les strates de l'écorce supérieure qui demeurent cassantes, avec l'ouverture de fissures, l'eau va descendre. Or la température augmente avec la profondeur. C'est le gradient géothermique de l'ordre de 30°C du kilomètre. L'eau va atteindre son point d'ébullition et même le dépasser largement. Comme dans une bouilloire où la vapeur traverse l'eau en bouillonnant, la vapeur remonte vers la surface en suivant le même chemin que l'eau a pris pour descendre. Or à haute température et pression (par exemple 200°C vers 3 km de profondeur en tenant compte de l'apport de chaleur du flux thermique), la vapeur d'eau a un énorme pouvoir de dissolution. N'importe quel matériau est dissout en grande quantité. Un bloc de granite est dissout comme un sucre dans une tasse de thé !

Sur le littoral vendéen, la mer jurassique s'avance sur la bordure du Bassin de La Roche-sur-Yon formé de sédiments cambro-dévonien plissés et métamorphisés au Carbonifère. Le bassin repose sur des formations granitiques et métamorphiques du Néoprotérozoïque au Cambrien inférieur formant l'écorce supérieure à l'issue de l'orogénèse cadomienne, formations que l'on peut voir à La Chaume, Noirmoutier et l'île d'Yeu. C'est ce substratum rocheux qui est affecté par l'extension lithosphérique globale inaugurant le cycle alpin au début du Jurassique, et donc l'ouverture des fractures atteintes par

la vapeur d'eau. Les granites encaissants sont composés de 70% de silice, les grès en renferment jusqu'à 80%. C'est donc la silice qui sera le principal constituant mis en solution et transporté vers la surface par la mise en place du circuit hydrothermal.

Et voilà comment l'extension continentale associée à un réchauffement climatique et une transgression marine va générer des couloirs de silicification sur les marges fracturées des bassins marins du Lias inférieur du littoral actuel de Vendée. L'hydrothermalisme ne va pas s'arrêter à ce stade. De nouvelles fractures en transtension vont se créer et drainer des fluides de plus grandes profondeurs. Mais c'est une autre histoire...

Annexe 2. Les minéralisations du Lias inférieur en Vendée littorale et sur le seuil du Poitou en bordure du Bassin d'Aquitaine

Lors des sorties de l'AVG sur le Jurassique de la Vendée littorale, le 7 avril et le 19 mai 2019, nous avons été confrontés à d'importantes minéralisations sulfurées liées aux événements tectoniques qui ont accompagné la transgression marine et la sédimentation du Lias.

Deux principaux sites sont localisés (1) dans l'Anse de Saint-Nicolas-sur-Jard et (2) dans l'Anse du Couten ou des Sarts à l'ouest de Bourgenay (**Fig. 3 page 5**).

Le premier site est largement décrit dans le rapport de l'AVG. Il est localisé le long de la falaise du Payré et sur l'estran de Saint-Nicolas, du côté ouest de ce qu'il est convenu d'appeler la plage de la Mine. Le second site est plus limité dans la petite falaise silicifiée du côté est de l'Anse des Sarts. Il présente les mêmes caractères métallogéniques et structuraux et résulte des mêmes processus génétiques.

Quelques autres indices métallogéniques très limités à barytine et galène sont connus en Vendée dans les mêmes niveaux transgressifs silicifiés du Lias inférieur, notamment au nord et nord-est de Fontenay, comme à l'Hermenault dans les grès et conglomérats de l'Hettangien, et au Mazeau, dans une silexite ferrugineuse d'un niveau supérieur.

Les strates sédimentaires de la base du Jurassique placées au-dessus de la discordance ont subi une double transformation par silicification et minéralisation. Ces transformations sont épigénétiques, c'est-à-dire qu'elles impliquent des apports et des départs d'éléments chimiques et de constituants minéraux. La silicification a été traitée dans l'**annexe 1**. La minéralisation est le fait de sulfures métalliques qui précipitent dans une gangue de silice et de sulfate de baryum, selon une imprégnation qui s'est propagée sur le plan de la discordance. Cette minéralisation stratiforme a été alimentée par des filons orientés N 60° à N 80° traversant le socle, mais également les couches du Pliensbachien inférieur. Elle est le fruit d'un hydrothermalisme sulfuré et sulfaté qui prend le relais de l'hydrothermalisme siliceux à une température un peu plus élevée (200°C - 300°C).

De telles minéralisations hydrothermales à sulfures métalliques sont connues dans les formations du Jurassique inférieur de la bordure du Bassin d'Aquitaine et du Seuil du Poitou. Les plus importantes sont celles des mines

d'argent des Rois Francs de Melle, au sud-est de Niort (Deux-Sèvres).

La minéralisation de Melle est dominée par la galène avec, accessoirement, de la pyrite, blende et chalcopryrite dans une gangue de cérusite, pyromorphite, calamine et barytine. Elle se présente en filonnets, géodes et petits amas d'imprégnation dans des bancs calcaires gréseux partiellement silicifiés. Ces bancs calcaires sont du Pliensbachien reposant sur le calcaire de l'Hettangien de la transgression du Jurassique. La minéralisation de galène en filonnets sub-horizontaux est principalement dans le Domérien, partie supérieure du Pliensbachien. Comme en Vendée littorale, les fluides hydrothermaux siliceux et sulfurés ont emprunté des fractures du socle pour venir précipiter dans une matrice carbonatée. Le calcaire du Pliensbachien est surmonté par les marnes du Toarcien qui n'ont pas été affectées par la minéralisation. Cette minéralisation semble donc contemporaine de celle de Vendée et elle en est très similaire.

Deux autres sites minéralisés de même nature ont été exploités dans le même contexte : Alloue, au sud-est de Melle en Charente, et Sanxay, au nord-est de Melle dans la Vienne. Ils offrent le même type de minéralisation, également sur la bordure du Bassin Aquitain. Ce sont aussi des imprégnations sulfurées de calcaires silicifiés de l'Hettangien-Pliensbachien de la base de la transgression sur le substratum cristallin. Des indices plus limités sont observés à la Mothe-Saint-Heray au nord-est de Melle, dans le calcaire silicifié de la discordance. Citons également Cherveux (nord-est de Niort, calcaire caillebotine, galène), Thorigné (est de Niort, carrière de Beausoleil, Domérien, fluorine jaune et barytine) et Beaussais près de Thorigné (galène, barytine, fluorine).

Donc la phase majeure de minéralisation sulfurée affecte l'Hettangien mais semble s'être produite au Pliensbachien.

Toutefois, dans le Lias puis le Dogger calcaire, les épisodes d'hydrothermalisme sulfuré et fluoré ne sont pas rares. En Vendée, autour de Fontenay comme à Fontaine, ainsi qu'à Chantonay, les bancs calcaires du Jurassique moyen renferment des mouches et des filonnets de galène.

Il en est de même, avec parfois de la fluorine, dans les Deux-Sèvres, aux environs d'Ardin, Coulonges-sur-l'Autise, Champdeniers et Saint-Maixent.

Des minéralisations similaires existent aussi en Dordogne (Thiviers, Nontron, Saint-Martin-du-Pin) et dans l'Indre (Dreize). Dans tous les cas, l'hydrothermalisme se localise sur la bordure tectonisée des bassins du pourtour du Massif Central ou sur les hauts fonds du détroit poitevin recouverts par des dépôts très peu épais du Jurassique inférieur à moyen.

Sur le flanc sud du Seuil du Poitou, les minéralisations sulfurées se disposent à l'aplomb des failles NW-SE qui contrôlent la bordure du Bassin Aquitain. Les plus importantes, Melle et Alloue, sont axées sur deux structures en horst, respectivement, le dôme de Melle et le horst de Montalembert. Les mêmes failles, en prenant une direction WNW-ESE, longent le bord sud du Massif Armoricaïn et contrôlent la formation des petits grabens

jurassiques de Vendée. Ainsi, les minéralisations de la Vendée littorale font partie d'une province métallogénique liée à la géodynamique globale qui va conduire à l'ouverture de la Téthys et à l'extension de l'Océan alpin.

André Pouclet, novembre 2019

Pl. 1 Bajocien inférieur à Bathonien supérieur

Quelques ammonites du Jurassique moyen de l'estran vendéen



Sonninia propinquans (Bayle)
Bajocien inférieur
Zone à Propinquans,
Sous-Zone à Patella
Anse Saint Nicolas, Jard-sur-Mer



Sonninia patella (Waagen)
Bajocien inférieur
Zone à Propinquans
Sous-Zone à Patella
Anse Saint Nicolas, Jard-sur-Mer



Sonninia franconica
Bajocien inférieur
Zone à Propinquans
Sous-Zone à Hebridica
Anse Saint Nicolas, Jard-sur-Mer



Otoites sauzei (d'Orbigny)
Bajocien inférieur
Zone à Sauzei
Anse Saint Nicolas, Jard-sur-Mer



Dorsetensia tecta (Buckman)
Bajocien inférieur
Zone à Humphriesianum
Sous-Zone à Edouadiana
Anse Saint Nicolas, Jard-sur-Mer



Morphoceras macrescens (Buckman)
Bathonien inférieur
Zone à Zigzag
Sous-Zone à Macrescens
Anse du Four à Chaux, Jard-sur-Mer



Morphoceras pinguis (Buckman)
Bathonien inférieur
Zone à Zigzag
Sous-Zone à Macrescens
Anse de Ragounite, Jard-sur-Mer



Zigzagiceras crassizigzag (Buckman)
Bathonien inférieur
Zone à Zigzag
Sous-Zone à Macrescens
Anse de Ragounite, Jard-sur-Mer



Procerites sp.
Bathonien inférieur
Zone à Aurigerus
Anse de Ragounite, Jard-sur-Mer



Oxyerites yeovilensis Rollier
Bathonien moyen
Zone à Progracilis
Sous-Zone à Progracilis
Anse de Ragounite, Jard-sur-Mer



Cadomites linguiferus (d'Orbigny)
Bathonien moyen
Zone à Subcontractus
Anse de Ragounite, Jard-sur-Mer



Prohectioceras retrocostatum
(De Grossouvre)
Bathonien supérieur
Zone à Retrocostatum
Anse de Madoreau, Jard-sur-Mer

Patrick BOHAIN

Pl. 2 Bathonien supérieur à Callovien inférieur

Quelques ammonites du Jurassique moyen de l'estran vendéen



Bullatimorphites hannoveranus
(Roemer)
Bathonien supérieur
Zone à Retrocostatum
Sous-Zone à Histicoides
Anse de Ragounite, Jard-sur-Mer



Oxycerites orbis (Giebel)
Bathonien supérieur
Zone à Discus, Horizon à Discus
Anse de Belesbat, Saint-Vincent-sur-Jard



Epistrenoceras contrarium (d'Orbigny)
Bathonien terminal
Zone à Discus, Horizon à Discus
Anse de Légère, Jard-sur-Mer



Homoeoplanulites subbackeriae
(d'Orbigny)
Bathonien terminal
Zone à Discus, Horizon à Discus
Anse de Madoreau, Jard-sur-Mer



Oxycerites oppeli (Kheraicerias)
Bathonien terminal
Zone à Discus, Horizon à Discus
Anse de Madoreau, Jard-sur-Mer



Bullatimorphites (Kheraicerias)
bullatus (d'Orbigny) – microconque
Callovien inférieur
Zone à Bullatus, Sous-Zone à Bullatus
Anse de Légère, Jard-sur-Mer



Homoeoplanulites sp.
Callovien basal
Zone à Bullatus, Horizon à Demariae
Anse de Légère, Jard-sur-Mer



Macrocephalites gracilis.
Callovien inférieur
Zone à Gracilis, Sous-Zone à Pictava
Anse de Belesbat, Saint-Vincent-sur-Jard



Indosphinctes patina (Neumayr)
Callovien inférieur
Zone à Gracilis, Sous-Zone à Patina
Anse de Madoreau, Jard-sur-Mer



Reineckeia pictava (Bourquin)
Callovien inférieur
Zone à Gracilis, Sous-Zone à Pictava
Anse de Belesbat, Saint-Vincent-sur-Jard



Hecticoceras (Chanasia) *aureum*
Zeiss
Callovien inférieur
Zone à Gracilis, Sous-Zone à Patina
Anse « Clémenceau », Saint-Vincent-sur-Jard

Patrick BOHAIN