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

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

19 septembre 2021

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



André Pouclet dans la « carrière » de la Grisse

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



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

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

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













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

1) la transgression de l'Hettangien sur le socle des schistes siluriens du Pont-Rouge,

2) la transgression du Sinémurien soit sur les schistes siluriens soit sur l'Hettangien,

3) la transgression du Pliensbachien basal ou Carixien sur le Sinémurien.

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

Le rapport géologique est présenté en trois parties :

1) lithostratigraphie dans l'Anse de Saint-Nicolas,

2) lithostratigraphie et paléontologie dans le site de La Grisse,

3) interprétation chronostratigraphique et paléogéographique des transgressions du Lias en Vendée littorale.

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

1- Anse de Saint-Nicolas, lithostratigraphie

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

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



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

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

Elle réapparaît sur le bas-estran grâce à la silicification des bancs du Lias inférieur qui forment un relief audessus des strates des grès métamorphiques.

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

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



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





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



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

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

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

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

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



1.1. Substratum anté-Jurassique

Le substratum de la transgression jurassique dans l'Anse de Saint-Nicolas est constitué de bancs décimétriques de grès pélitiques à grain moyen alternant avec des lits d'argilite, et de bancs purement gréseux (Figure 21). Cette formation a subi un métamorphisme de basse température et moyenne pression dans la zone de la biotite et du grenat du faciès schistes verts (Figure 22). Elle est plissée en larges plis semblables hectométriques avec microplis en chevrons créant une schistosité de plan axial S₁₋₂ oblique sur la stratification S₀ (Figure 21) et une linéation de crénulation plongeant sur cette schistosité. Sur la plus grande partie de l'estran de la pointe du Payré vers Saint-Nicolas, la stratification est orientée N 110° à N 130° avec un pendage de 45° à 55° vers le nord-est. Mais aux abords de l'Anse de la Mine, la stratification tourne à N 150°-160° avec un pendage de 50°-55° vers l'estnord-est (Figure 12). C'est l'indice qu'on aborde le contour périclinal d'un anticlinal dont l'axe se trouve au sud dans la mer. La polarité sédimentaire, du bas vers le haut des strates, est donc vers le nord-est.

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

Ce bassin est ensuite tectonisé en fossés d'effondrement au Carbonifère inférieur et largement intrudé par des granites au Carbonifère moyen. Un nouvel épisode tectotonique et volcanique basaltique alcalin prend place au Permien inférieur et moyen. Il est caractérisé par l'intrusion de dykes de lamprophyre à composition de minette et par des grands décrochements dextres NNW-SSE.



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

1.2. Couverture du Jurassique

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

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

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



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

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

1.2.1. Formations continentales

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



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

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



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

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

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

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

de grains anguleux à peine émoussés et de grains ronds et mats caractéristiques d'un transport éolien.

En continuant vers l'ouest, la couche résiduelle basale s'affine et disparaît en biseau. Une diagenèse siliceuse cimente les bancs de grès qui prennent un aspect de silexite (Hc2 siliceux) (Figure 28). 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.

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

Toujours vers l'ouest, le banc inférieur (Hc2) disparaît en biseau tandis que le banc sus-jacent (Hc3) s'épaissit (Figures 30 et 31). Le niveau bréchique est d'épaisseur inégale, ce qui explique l'aspect ondulé de la base du banc supérieur (Hc5) dont la puissance varie en conséquence.





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





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



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

C'est le cas à l'endroit où le dyke de lamprophyre du Permien inférieur passe de l'estran dans la falaise (Figure 35). Les formations du Quaternaire reposent directement sur les métasédiments plissés du substratum paléozoïque ainsi que sur le dyke. La couverture du Jurassique a disparu sans doute lors des périodes d'érosion des phases glaciaires liées à la forte baisse du niveau de la mer.



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



1.2.2. Formations marines

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

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

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





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

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

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



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



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



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



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





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

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



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

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







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

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

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



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



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



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



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

1.2.3. Silicification et minéralisations

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



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

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





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

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



1.3. Dépôts du Quaternaire

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



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

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

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

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



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

2 - Site de La Grisse, stratigraphie et paléontologie

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

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

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

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





2.1. Coupes géologiques et lithostratigraphie

2.1.1. Localisation et description des coupes

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



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

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

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

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

Coupe LGN1

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

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



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

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



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



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

Ils résultent de la transformation de sédiments grésopélitiques qui ont été fortement plissés en plis semblables, schistosés et métamorphisés à moyenne pression et faible température dans le faciès schistes verts, vers la fin du Dévonien. Dans la vallée du Troussepoil, les plans de schistosité S₁₋₂ sont orientés N 100° à 130° avec un pendage fort vers le sud ou vers le nord. Ils montrent une fine linéation d'intersection des microplis intrafoliaux (L₁) et une linéation de crénulation plus grossière. Une seconde déformation plus modeste a produit des petits kinks orientés obliquement. La formation métamorphique a été intrudée au Carbonifère supérieur par le granite d'Avrillé daté de 313 Ma (Béchennec et al., 2010).

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

Des mouvements tectoniques pendant le Permien ont perturbé le contact intrusif oriental du pluton granitique par remontée du granite le long d'un plan de fracture. Toutefois la présence abondante de cordiérite dans les schistes traversés par la faille F1 et affleurant dans la vallée du Troussepoil jusqu'au Givre nous indique que le granite est au-dessous.

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

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

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

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

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

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

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





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



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

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

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

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



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



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

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







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



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



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



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



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





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

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



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

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

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



Carrière

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

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



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



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





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

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



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

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



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





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



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

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

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

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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

Coupe LGW

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

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

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



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



Coupe LGN2

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

Coupe LGN3

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



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

L'argile recouvre un banc de calcaire gréseux roux également chargé de gravier de quartz en grains subanguleux. Cette succession carbonatée et détritique, puis purement détritique terrigène et enfin à nouveau carbonatée suggère une régression avec émersion continentale puis transgression et retour de la mer. C'est donc une discontinuité majeure.

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

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

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



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

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

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

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



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

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

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

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

1) des schistes,

2) des blocs de grès arkosique,

3) des petites dalles de calcaire brun à mouches de calcite remaniant des débris de coquilles et

4) du calcaire roux en plaquettes.

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

2.1.2. Silicification et minéralisation

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

Le processus de silicification a été expliqué dans l'article sur l'Anse de la Mine de Saint-Nicolas dans le Bulletin n°19 de l'AVG (Pouclet et Bohain, 2019b, Annexe 1). La silicification est d'origine structurale et hydrothermale. Elle résulte de la montée de fluides siliceux le long de fractures du socle. Ces fluides sont de l'eau bouillante et de la vapeur chargée de silice et autres composants ioniques et de gaz dissous. Ils arrivent dans le fond du bassin marin et imprègnent les sédiments. La silice prend la place du carbone des carbonates qui partent en dissolution dans les eaux par dissociation du CO_2 . Le remplacement s'effectue molécule par molécule, ce qui explique pourquoi toute la structure du sédiment et la forme précise des ammonites sont parfaitement préservés.

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

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

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

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

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

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

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

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

2.2. Paléontologie stratigraphique

2.2.1 La datation des terrains par les fossiles

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

Les ammonites constituent, pour les milieux marins, un indice chronologique de fine résolution pour la datation des terrains à l'échelle mondiale (Cariou et Hantzpergue, 1997). Le renouvellement des espèces à l'échelle de l'horizon biostratigraphique s'opère selon un rythme d'environ 150 000 à 200 000 ans. D'autres faunes marines caractérisant différents milieux de vie peuvent prendre le relais des ammonites quand elles sont absentes, comme les nautiles, les brachiopodes, les ostracodes, les gastropodes, les foraminifères, les éponges siliceuses, les belemnites, les algues, les oursins, voire certains restes végétaux.

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

2.2.2 Synthèse biostratigraphique du site de La Grisse

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

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

Sinémurien

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

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

L4 - Le banc coquillier du fossé LGN1 est riche en grandes coquilles de bivalves et de gastéropodes (Figures 79, 80 et 81, **Pl. 1**). Mais il s'agit principalement de moules internes de formes répandues dans tout le Lias. Les empreintes sont à l'étude pour les déterminations spécifiques. Mais on n'en attend pas grand-chose. On note qu'il s'agit de formes benthiques vivant en environnement marin ouvert. Des petits bancs de lumachelle riches en grains de sable quartzeux indiquent un milieu agité et la proximité d'un banc de sable ou de la plage. Cependant, nous n'avons pas trouvé de restes de céphalopodes.

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

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

Pliensbachien

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

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

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

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

C4 (20 cm) - Calcaire oolitique ferrugineux avec Aegoceras lataecosta (Sowerby), Aegoceras capricornus (Schlotheim), et à son sommet les espèces indices de la limite Pliensbachien inférieur-supérieur : Oistoceras angulatum (Quenstedt), Oistoceras figulinum (Simpson), Prodactylioceras davoe (Sowerby), Lytoceras fimbriatum (Sowerby), Lytoceras furcicrenatum (Buckman), Lytoceras salebrosum (Pompeckj), Amaltheus bi*furcus* (Howarth) et *Amaltheus stokesi* (Sowerby) (**Pl. 4, 5, 6 et 7**).

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

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

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

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

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

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

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

L'ammonite *Pleuroceras spinatum* (Bruguière) présente au sein de nodules carbonatés confirme la Zone à Spinatum, Horizon à Solare median. Les *Pleuroceras solare* (Phillips) et *trapezoidiforme* (Maubeuge) et l'*Amaltheus* engelhardi (d'Orbigny) sont aussi dans l'Horizon à Solare (Pl. 9, 10, 11, 12 et 13).

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

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

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

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

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

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

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

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

Pour appréhender la disposition et l'ampleur des transgressions marines en Vendée littorale au sud du Massif Armoricain au début du Jurassique, il faut se situer dans la géographie de l'époque. L'orogenèse varisque avait érigé une chaîne de montagnes et rassemblé les continents dans la Pangée du Permien. Mais il y a 200 Ma, les reliefs étaient bien aplanis et les continents commençaient à se morceler de nouveau. Un domaine marin s'ouvre entre le Paléo-Gondwana et la Laurasia-Angara (Europe-Asie) dans un grand golfe de la Panthalassa qui entoure le Pangée. C'est la Téthys ou Mésogée alpine car sa fermeture produira la chaîne alpine. La Téthys s'étend à partir des dorsales océaniques qui génèrent de l'écorce océanique. Une extension intracontinentale affecte également les marges qui sont alors envahies par la mer. Ainsi se forment des mers épicontinentales sur écorce continentale en bordure de la Téthys océanique. Par comparaison actuelle, la Manche et la Mer du Nord sont des mers épicontinentales de l'Océan Atlantique. Dans un vaste espace entre l'Afrique du Nord, l'Amérique du Nord et l'Europe occidentale, une mer ennoie les anciens reliefs de la chaîne varisque qui constituent un ensemble d'îles plus ou moins grandes (Figure 103 page 71). Parmi les plus vastes, l'Ibérie, le Massif Armoricain et le Massif Central occupent une position quasi centrale. Elles sont cernées par des bassins où les sédiments commencent à s'accumuler depuis le Trias avec la montée des eaux marines. Ce sont, notamment, ce que nous nommerons le Paléobassin d'Occitanie entre l'Ibérie, le Massif Armoricain et le Massif Central et le Bassin Parisien entre le Massif Armoricain, le Massif Central et l'Ardenne, avec le Seuil du Poitou qui est déjà existant (Figure 104 page 71). Régulièrement, les eaux débordent de ces bassins et transgressent les marges continentales.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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







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

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

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

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

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

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

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

3.2.2. Données du Sinémurien

Au nord de la coupe LGN1 de La Grisse, le Sinémurien transgresse le socle des schistes cristallins avec un banc de calcaire gréseux à cailloutis exotiques. Dans la coupe LGN3, plus au sud, le Sinémurien débute par un banc d'argile sableuse déposé sur le calcaire roux de l'Hettangien. La formation transgressive qui recouvre cette argile est un calcaire à gravier du Lotharingien. Ainsi, en cet endroit, la transgression du Lotharingien a dépassé celle de l'Hettangien. Une coupe nord-sud passant par les tranchées LGN1et LGS montre le Sinémurien sur les schistes au nord et sur l'Hettangien plus au sud (Figure 106). Le banc d'argile qui s'est déposé entre l'Hettangien et le Lotharingien est corrélé avec ceux de la rive gauche du Payré et de l'Anse de Saint-Nicolas. Comme suggéré auparavant, il peut logiquement correspondre à un dépôt continental lors de la période d'émersion du Sinémurien inférieur, d'où sa notation Sc (Figure 64). Dans la falaise de la rive gauche du Payré, le niveau d'argile Sc est bien développé avec des intercalations de brèches carbonatées (Figure 107). Il recouvre le calcaire roux à petite coquilles de l'Hettangien supérieur noté Hs4 au Veillon et H3 à La Grisse. Il est surmonté par un banc de calcaire gréseux bioclastique à stratifications obliques corrélable avec L1 de La Grisse, et par un second banc de calcaire roux à petites coquilles corrélable avec L2. Cette brève séquence du Lotharingien est surmontée par un lit bréchique et un banc de calcarénite bioclastique à Uptonia jamesoni du Carixien inférieur corrélable avec C1. Stratigraphiquement, l'âge sinémurien de ces deux bancs supra-hettangiens du Payré n'est guère contestable, ainsi que l'existence des deux calcaires roux lagunaires de l'Hettangien et du Sinémurien dans le site du Payré.

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





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

3.2.3. Données du Pliensbachien

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

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

À l'échelle globale, le Domérien supérieur enregistre un refroidissement climatique et une baisse du niveau marin par glacio-eustatisme. Beaucoup d'auteurs attribuent ce refroidissement à une forte activité volcanique qui se produit dans les provinces du Karoo et du Ferrar, en Afrique du Sud et en Amérique du Sud (l'Atlantique du sud n'est pas encore ouvert à cette période du Jurassique). Les récentes datations précises de l'activité volcanique intense de la Province du Karoo la situent vers -183 Ma et celle de la Province de Ferrar entre -183 et -182,5 Ma (Burgess et al., 2015). Or, la transition Pliensbachien - Toarcien est précisément datée à -182,7 Ma (GSA Geological Time Scale, 2018). On constate donc que le refroidissement a commencé avant le démarrage de l'activité volcanique. Il doit donc se rapporter à des causes globales et astronomiques. Par ailleurs, les sédiments de la base du Toarcien sont caractérisés par une forte anomalie négative du delta du ¹³C (Ikeda et al., 2018). Cette anomalie s'explique par l'apport massif de ¹²C en raison du volcanisme sous-marin qui modifie les conditions de la méthanogenèse et la stabilité des hydrates de carbone dans les sédiments marins. Elle va initier les conditions de l'anoxie des fonds océaniques et la sédimentation des marnes noires du Toarcien. Elle est suivie par un réchauffement climatique et une remontée du niveau marin au cours du Toarcien, ce qui veut dire que, en l'occurrence, le volcanisme est à l'origine d'un réchauffement par effet de serre dû au dégazage de CO₂ et que son effet de refroidissement n'a été que passager.

3.3. Interprétation paléogéographique

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

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

La mer s'est retirée au Sinémurien inférieur. Un dépôt terrigène d'argile et de gravier recouvre les calcaires hettangiens. La mer revient au Lotharingien. Elle transgresse les affleurements de l'Hettangien en remaniant les dépôts continentaux et déborde sur le socle cristallin au niveau la basse vallée du Lay. En inondant les reliefs de la marge continentale, la mer du Lotharingien semble avoir constitué un ensemble de lagunes, avec sédimentation des calcaires roux à petites coquilles. La montée du niveau marin se poursuivant, les sédiments se déposent alors sur une plateforme de mer ouverte au Lotharingien supérieur. En revanche, dans le secteur de l'Anse de Saint-Nicolas, vers Bourgenay et plus à l'ouest où existent des séquences sédimentaires de l'Hettangien, le Sinémurien est peu ou non représenté. Ainsi, dans l'estuaire du Payré, il y a à peine un mètre de calcaire entre la couche d'argile continentale du Sinémurien inférieur et le banc du Carixien basal, avec un premier banc marin et un second banc lagunaire.

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

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

Article de André Pouclet Photographies : André Pouclet

Références

Alméras Y. et Fauré P. (2007). *Lobothyris sinemuriensis* (Oppel) et faune de brachiopodes associée (Sinémurien, France). Evolution du genre *Lobothyris* BUCKMAN (Brachiopodes, Térébratulidés). Revue de Paléontologie, Genève 26 (1), 335-358.

Alméras Y., Cougnon M. et Bécaud M. (2010). Les brachiopodes liasiques de la bordure sud du Massif Armoricain : Succession des peuplements et environnements ; chronostratigraphie. Revue de Paléontologie, Genève, 29 (2), 319-339.

Alméras Y. et Cougnon M. (2013). Les Spiriférines (Brachiopodes) liasiques de Vendée (France) : différentes espèces, évolution et paléoenvironnements. Le Naturaliste Vendéen 11, 3-21.

Bécaud M. (2007). Nouveau gisement à traces de pas de vertébrés dans le Jurassique inférieur de Vendée littorale (France) Discussion sur l'âge des assises qui les contiennent. Le Naturaliste Vendéen 7, 27-32.

Béchennec F., Chèvremont P., Bouton P., Karnay G., Stussi J.M. et Thiéblemont D. (2010) Notice explicative, Carte géologique de France 1/50 000, feuille Luçon (585). BRGM, Orléans, 188 p.

Boiral M. et Joussaume R. (1990). La Tranche-sur-Mer avant notre ère –dans son contexte régional-. Boiral et Joussaume éd., 141 pp., Imprimerie Graphique de l'Ouest, Le Poiré-sur-Vie. Bohain P., Bouton P. et Fauré P. (2010). Le Bernard III, nouvelle coupe du Pliensbachien inférieur de Vendée méridionale (France) Sédimentologie, biostratigraphie des ammonites et implications paléogéographiques. Le Naturaliste Vendéen 13, 43-115.

Branger P. (2007). Nouvelles données biostratigraphiques dans le Sinémurien du Poitou (France). Nature entre Deux-Sèvres $n^{\circ}1$, 18-22.

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

Cariou E. et Hantzpergue P. (1997). Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Groupe français d'étude du Jurassique. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mém. 17, 440 p.

Chartron C et Cossmann M. (1902). Note sur l'Infralias de la Vendée et spécialement sur un gisement situé dans la commune de Simon-la-Vineuse. Bull. Soc. géol. France 2 (4), 163-203.

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

Cubaynes R., Faure P., Hantzpergue P., Pelissie T et Rey J. (1989). Le Jurassique du Quercy : unités lithostratigraphiques, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire. Géologie de la France 3, 33-62.

Diot H., Femenias O., Moreau Ch., Gaufriau A., Roy Cl. et Karnay G. (2007). Notice explicative, Carte géologique de France 1/50 000, feuille Fontenay-le-Comte (586). BRGM, Orléans, 96 p.

Douvillé H. (1908). Observations sur le Lias des environs de Luçon (Vendée). Bull. Soc. géol. France, 8 (4), 456-460.

Fauré P. et Bohain P. (2017). Les ammonites du Pliensbachien inférieur de la Vendée méridionale (France). Etudes taxonomique. Implications stratigraphiques et paléogéographiques. Strata sér. 2, vol.54, 147 p., 60 pl.

Gabilly J. (1976). Le Toarcien à Thouars et dans le centre-ouest de la France. Éd. CNRS, les stratotypes français 3, 217 p.

Gabilly J., Cariou E. et Hantzpergue P. (1985). Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. Bull. Soc. Géol. Fr. (8) I, 3, 391-401.

Goujou J.G., Debrand-Passard S., Hantzpergue P. et Lebret P. (1994). Notice explicative, Carte géologique de France 1/50 000, feuille Les Sables-d'Olonne-Longeville (584). BRGM, Orléans, 95 p.

Ikeda M., Hori R.S., Ikehara M., Miyashita R., Chino M. et Yamada K. (2018). Carbon cycle dynamics linked with Karoo-Ferrar volcanism and astronomical cycles during Pliensbachian-Toarcian (Early Jurassic). Global and Planetary Changes 170, 1-9.

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

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

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

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

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

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

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

44

STRATIGRAPHIE	ceras fimbriatum	ceras salebrosum	ceras furcicrenatum	ophylloceras numismale	ophylloceras ibex	information handlening	ypicar occi as brevispina	vpleuroceras muellensis	vpleuroceras acanthobronni	vpleuroceras submuticum	onia iamesoni	oldoceras masseanum	nthopleuroceras gauthieri	nthopleuroceras valdani		oceras lataccosta	oceras capricornus	oceras angulatum	oceras ficulinum		heiceras gallicum	factylioceras davoe	accounts anotheridae	riesoceras acaritriotaes	ogrammoceras monestieri	ticeras disputabile		togrammoceras (Argutarpites) argutus	eratoides micitoi		altheus stokesi	Itheus bifurcus	Ithere reticularie		Ihteus margaritatus	lehare and harde	attrieus engeinaratt	iroceras solare		iroceras trapezoiditormis	roceras spinatum	roceras baucicostatum		iroceras elaboratum	troceras hawskerense	oceras araris-egregius	nterse en "ante-inurdani"	occius sp. antrojoni ann	oceras robustus	oceras fischeranus		ZON	IAT	'ION STANDA	RD		ETAGES
	Lyto	Lyto	Lyto	Trac	Trac		Ē	Plat	Plat	Plat	Unte	Izo	Aca	Aca	Ļ	Acg	Aeg	Oist	Dist	5	Bec	Proc		Nev.	Prot	Arie		Prot	Lioc	Ļ	Ame	Ame	Ame		Ame	Am	Ame	Pleu	č	Lieu	Plen	Pleu		Pleu	Pleu	Cen	5	5	Cen	Cen	но	RIZON	s	SOUS-ZONES		s	
D10																																																•••••			На	wskerens	e				
-		+-+	+	+					+	 	+-	1		+			-+-																										Π	ľ				Ń									
D9				_																																															E	aboratum	,	Hawskerense			
D8																																																			1						
D7										 		 																																							Sola	re supérie	eur		PINATUM		IEUR
D6																																																			So	are moye	'n	Apyrenum	S		CHIEN SUPERI
D5																																																			Sola	ire inférie	eur				PLIENSBA
D4																																																			т	ansiens ?	,				
D3																																																				litescens		Subnodosus	RITATUS		
D2																																		-																	N	lonestieri		Stokesi	MARGA		
D1									+	 	-	 		- -	++					•			÷			-+	•••		- -	++		++					•	+																			
C4										 	-	 								[-									+															A Ci	ngulatum pricornus	5	Figulinum	B		Ē,
C3	-			-					-			1	H	-								1		Ť								H	+	+		1	-		<u> </u>			-	H	+		+					L N	ataecosta aculatum		Maculatum	DAV		IEN IV
C2										 	+								-					-												+																ruemani		Luridum Valdani	BEX		SBACH
C1																																																						Massenaum Jamesoni Brevispina Polymorphus Taylori	JAMESON		PLIENS

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













































Légende des planches

(Patrick Bohain)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

5) *Acanthopleuroceras valdani* (d'Orbigny). Specimen mature muni de sa loge d'habitation. GS9 La Grisse LGN1. Banc C2. Zone à Ibex, Sous-Zone à Valdani, Horizon à Valdani. Diamètre 115 mm. 6 a, b) *Aegoceras lataecosta* (Sowerby). GT4 La Grisse LGN1. Banc C4. Zone à Davoe, Sous-Zone à Capricornus, Horizon à Lataecosta. Diamètre 110 mm.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

7) *Amaltheus englehardi* (d'Orbigny). GC3 La Grisse, bassins du camping. Banc D4. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare inférieur. Diamètre 140 mm. 8) *Pleuroceras solare* (Phillips). GS2 La Grisse, bassins du camping. Banc D6. Zone à Spinatum, Sous-Zone à Apyrenum, Horizon à Solare. Diamètre 35 mm.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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