

Les formations du Crétacé inférieur (Berriasien/Valanginien à Albien) du département de l'Aube (Est du Bassin parisien) : lithostratigraphie et environnements de dépôt

Lower Cretaceous formations (Berriasian/Valanginian to Albian) from the East of the Paris Basin: lithostratigraphy and depositional environments

Francis AMÉDRO¹

Jean-François DECONINCK²

Serge FERRY³

Philippe LANDREIN⁴

Géologie de la France, n° 3, 2023, p. 36-62, 13 fig.

Mots-clés : Crétacé inférieur, Lithostratigraphie, Environnements de dépôt, Bassin parisien.

Keywords: Lower Cretaceous, Lithostratigraphy, Depositional environments, Paris Basin.

Résumé

L'implantation de plusieurs forages réalisés par l'Andra à l'Est de Brienne-le-Château (Aube) a donné l'opportunité de reconstituer une succession sédimentaire continue du Crétacé inférieur dans le Sud-Est du Bassin de Paris. Cette succession, jusqu'ici connue de manière très discontinue en raison de la mauvaise qualité des affleurements, comprend des dépôts continentaux et marins. Elle est interprétée en termes d'environnements de dépôts et l'âge des formations est discuté à la lumière de nouvelles données biostratigraphiques et chimiosтратigraphiques. Au-dessus des Calcaires du Barrois d'âge Tithonien inférieur, les Sables de Soulaines se sont déposés au cours du Berriasien supérieur/Valanginien dans un environnement d'estran tidal. Après une phase d'émergence, la transgression hauterivienne en provenance de la Téthys entraîne une augmentation significative de la tranche d'eau et le dépôt des Calcaires à Spatangues qui semblent couvrir, d'après les faunes d'ammonites, l'ensemble de l'Hauterivien inférieur. Au-dessus de cette formation, les Argiles ostréennes déposées dans un environnement de vasière à huîtres traduisent une nette diminution de la tranche d'eau. Les données micro-paléontologiques suggèrent un âge Hauterivien supérieur et/ou Barrémien inférieur pour cette formation. En l'absence de discontinuité sédimentaire entre les Calcaires à Spatangues et les Argiles ostréennes, la sédimentation semble continue, aussi privilégiions nous un âge Hauterivien supérieur pour la base des Argiles ostréennes et un âge Barrémien inférieur pour la partie supérieure. Au sein de la formation, un intervalle présentant une forte argilosité contient un niveau de nodules phosphatés interprété comme une surface d'inondation maximale. Ce niveau particulier pourrait correspondre à un équivalent du niveau Faraoni (Hauterivien terminal), mais cette hypothèse reste à vérifier. Au cours du Barrémien, le secteur d'étude émerge et une profonde altération latéritique sous climat chaud et humide est attestée par la formation des Sables et argiles bariolées. La mer aptienne transgressive envahit à nouveau le domaine étudié et les Argiles à Plicatules se déposent sous une tranche d'eau relativement importante. Les zones d'ammonites successives à *Deshayesites forbesi*, à *D. deshayesi* et à *Dufrenoyia furcata* sont identifiées au sein

de la formation, de façon indirecte pour la première d'entre elles, par la récolte des index pour les deux autres, de même que l'événement anoxique océanique 1a grâce à l'évolution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ qui présente une importante excursion négative suivie d'une excursion positive au sein de la zone à *D. deshayesi*. À l'Aptien supérieur et à l'Albien inférieur, la tranche d'eau diminue significativement et les Sables verts de l'Aube se déposent dans un milieu de *shoreface*. Au cours de l'Albien, une transgression majeure qui met en communication de manière pérenne le domaine téthysien et le domaine boréal conduit au dépôt des Argiles tégulines de Courcelles puis des Marnes de Brienne avant les Craies cénonaniennes de Laubressel. Ces trois dernières formations sont bien datées grâce aux nombreuses ammonites identifiées dans les forages et les variations du niveau marin à l'Albien estimées de façon précise.

Abridged English version

The Paris Basin is a Meso-Cenozoic intracontinental basin characterised during the Early Cretaceous by a continental evolution. However, in its southeastern part, due to transgressions originating from the Tethys, the Lower Cretaceous continental deposits were occasionally interrupted by the deposition of marine sediments. In this area, the sedimentary succession includes above the Lower Tithonian "Calcaires du Barrois", the transgressive "Sables de Soulaines" Formation on the Late Jurassic emersion surface. This formation showing facies characteristic of a tidal flat is reputed to be Valanginian in age, but there is no dating element and could as well begin in the Late Berriasian. Above, after a major discontinuity, the succession continues with the "Calcaires à Spatangues" Formation. The facies point to open marine environments, also evidenced by the presence of ammonites which indicate an Early

¹ 26 rue de Nottingham, 62100 Calais et Université de Bourgogne - Franche-Comté, UMR 6282, CNRS, Biogéosciences, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon. francis.amedro@free.fr

² Université de Bourgogne – Franche-Comté, UMR 6282, CNRS, Biogéosciences, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon. jean-francois.deconinck@u-bourgogne.fr

³ 6D avenue du Général de Gaulle, 05100 Briançon serge.ferry@yahoo.fr

⁴ Andra, Direction de la recherche et développement, Service Transfert, Centre de Meuse/Haute-Marne, RD 960, 55290 Bure. philippe.landrein@andra.fr

Manuscrit soumis le 6 octobre 2022, accepté le 21 mars 2023.

Hauterivian age (*Acanthodiscus radiatus* to *Lyticoceras nodosoplacatum* Zones). The sedimentary succession continues with the “Argiles ostréennes” reputed to be of Barremian age, but this stratigraphic attribution would imply the absence of the entire Upper Hauterivian, while the transition from the “Calcaires à Spathangues” to the “Argiles ostréennes” is gradual without discontinuity. It seems probable that the “Argiles ostréennes” deposited in very-shallow environments with possible occasional emersions, are of upper Hauterivian age at the base where the occurrence of a Faraoni-equivalent level is suspected, and Barremian at the top. During the Late Barremian, an emersion occurred, and the study area was subjected to deep continental weathering under hot and humid climates leading to the formation of lateritic weathering profiles. A major transgressive event occurred in the Early Aptian leading to the deposition of lower offshore clays called “Argiles à Plicatules Formation” dated using ammonites from the base of the Aptian (probably *Deshayesites forbesi* Zone) to the *Dufrenoyia furcata* Zone. In this formation, a chemostratigraphic approach based on $\delta^{13}\text{C}$ has allowed the identification of an OAE1a equivalent in the *Deshayesites deshayesi* Zone. After the deposition in shoreface environments of the “Sables verts de l’Aube” (Greensands), Late Aptian/Early Albian in age, the succession is dominantly composed of Albian clays and marls constituting the “Argiles tégulines de Courcelles” Formation and the Marnes de Brienne well-dated by numerous ammonites. The Albian transgression leading to clayey deposits punctuated by numerous marker beds in an offshore environment marks the onset of a period of high sea level and the long-lasting installation of open marine deposits throughout the Upper Cretaceous, starting in the study area by the cenomanian *Craie de Laubressel* Formation.

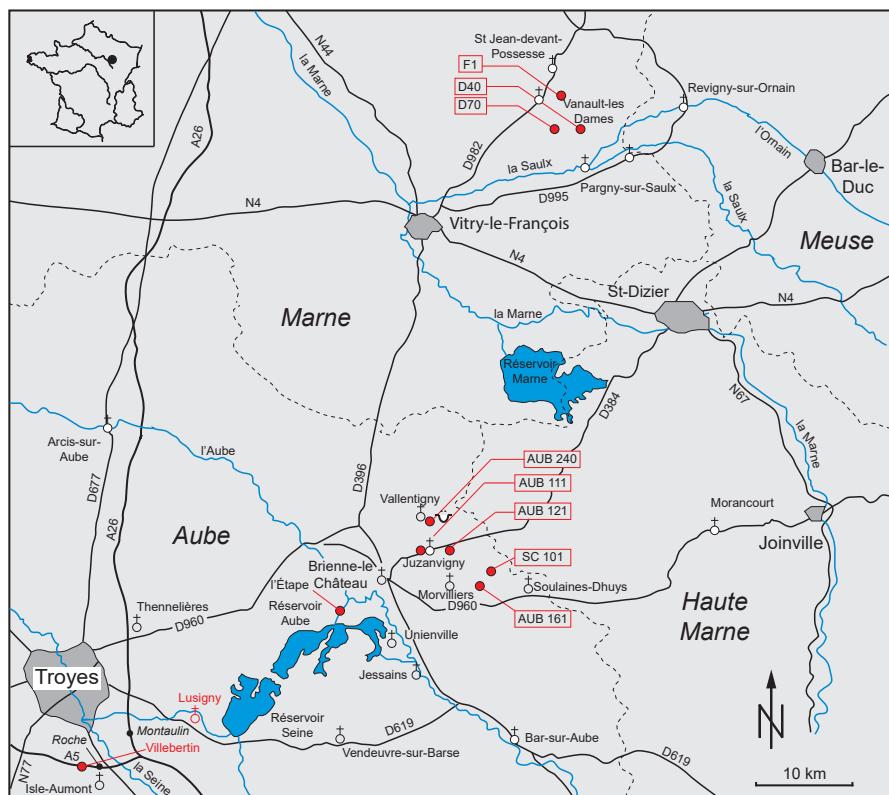


Fig. 1. – Localisation géographique du secteur étudié dans l'Est du Bassin parisien et situation des localités et forages cités dans le texte.

Fig. 1. – Location map of the study area (East of the Paris Basin) and location of the studied boreholes.

1. Introduction

Les formations du Crétacé inférieur affleurent le long de la bordure orientale du Bassin parisien selon une diagonale orientée NE-SW, large de 10 à 15 km et longue d'environ 200 km. La succession sédimentaire comprend une majorité de formations détritiques, sableuses et argileuses, mais aussi quelques unités lithologiques carbonatées et des profils d'altération latéritiques. Au XIX^e siècle, de nombreuses petites carrières ont permis à quelques géologues précurseurs, en particulier J. Cornuel (1839, 1841) en Haute-Marne, A. Leymerie (1841-1842) dans l'Aube et G. Cotteau (1857, 1863) dans l'Yonne, de reconnaître les grandes divisions constituant la succession lithologique. Aujourd'hui, les formations du Crétacé inférieur sont le plus souvent masquées sous un couvert végétal et, depuis une trentaine d'années, par les lacs-réservoirs Marne, Aube et Seine, creusés afin d'écrêter les crues de la Seine à Paris. Quelques rares tuilleries exploitant les argiles albiennes sont encore en activité ou ont pu être étudiées juste avant leur disparition récente. Mais ce sont essentiellement des travaux de génie civil, comme des aménagements routiers, la réalisation des autoroutes A5 et A26 et le creusement des canaux d'aménée et de restitution des lacs-réservoirs qui ont permis d'effectuer de nouvelles observations depuis les années 1980 (Damotte *et al.*, 1978 ; Pernet, 1983 ; Amédro *et al.*, 1995, 2014 ; Colleté *et al.*, 1996 ; Amédro & Matron, 2007, 2014).

Dans le cadre d'un projet de recherche centré sur la partie orientale du département de l'Aube, plusieurs campagnes de forages carottés ont été entreprises par l'Andra (Agence Nationale pour la Gestion des Déchets radioactifs) dans les formations du Crétacé inférieur. L'étude de ces forages, implantés à l'Est de Brienne-le-Château, constitue une opportunité pour préciser la stratigraphie et les environnements de dépôt du Berriasien/Valanginien à l'Albian de ce secteur du Bassin parisien. En se fondant sur la description détaillée des forages décrits par F. Amédro *et al.* (2017, 2019) et de deux forages complémentaires présentés en annexe, cet article fournit un cadre stratigraphique et sédimentologique actualisé du Crétacé inférieur de l'Est du Bassin parisien.

Le sommet des formations albiennes, correspondant aux Marnes de Brienne, n'a cependant pas été traversé par les forages réalisés par l'Andra dans l'Aube. C'est la raison pour laquelle une ancienne carrière, localisée dans le même secteur à Vallentigny et qui entaillait les vingt mètres inférieurs des Marnes de Brienne (Amédro *et al.*, 2004), ainsi qu'une autre série de forages exécutés dans la Marne, aux abords de Vitry-le-François, sont aussi prises en compte. Dans les années 1990, l'Institution interdépartementale des barrages- réservoirs de la Seine a projeté la construction d'un quatrième réservoir, nommé « Lac des Côtes de Champagne », destiné à limiter le risque d'une crue majeure à Paris, en plus des

réservoirs déjà réalisés. Le projet fut ensuite abandonné, mais plusieurs sondages de reconnaissance ont été réalisés, des formations marno-crayeuses du Cénomanien inférieur aux argiles et marnes albiennes (Amédro *et al.*, 2015). Malgré la cinquantaine de kilomètres séparant les deux sites d'implantation des forages, les successions y sont très comparables.

2. Contexte géographique et géologique

Les forages étudiés dans l'Aube (SC101, AUB 111, 121, 161 et 240) et la carrière de Vallentigny se situent à quelques kilomètres à l'Est de Brienne-le-Château (fig. 1). Les forages réalisés dans la Marne sont localisés à une quinzaine de kilomètres au Nord-Est de Vitry-le-François. (fig. 1). La corrélation des coupes à l'aide d'un certain nombre de niveaux repères permet de reconstituer l'ensemble de la série du Crétacé inférieur depuis les formations déposées au-dessus des Calcaires du Barrois (Tithonien inférieur) jusqu'aux Marnes de Brienne (Albien supérieur élevé). Au-dessus des Calcaires du Barrois, la succession des formations est la suivante (fig. 2) : Sables de Soulaines réputés valanginiens sans datation avérée, Calcaires à Spatangues (Hauterivien inférieur, Rat *et al.*, 1987), Argiles ostréennes réputées barrémien (Courtinat *et al.*, 2006), Sables et argiles bariolées, attribués au Barrémien supérieur, mais là encore sans élément tangible de datation, Argiles à Plicatules (Aptien inférieur ; Amédro *et al.*, 2017, Deconinck *et al.*, 2021), Sables verts de l'Aube (Aptien supérieur), Argiles tégulines de Courcelles (Albien inférieur à supérieur pro parte) et enfin Marnes de Brienne (Albien supérieur pro parte et Albien terminal ou Vraconnien) (Amédro *et al.*, 2017). Ces dernières sont surmontées par la Craie marneuse de Laubressel (Cénomanien inférieur) marquant la base du Crétacé supérieur. Si les formations aptiennes et albiennes sont bien datées grâce à la présence de nombreuses ammonites, il n'en est pas de même pour les formations allant du Crétacé basal au Barrémien.

Au début du Crétacé inférieur, du Berriasien/Valanginien au Barrémien, le secteur d'étude correspondait d'un point de vue paléogéographique à un golfe peu profond situé sur la bordure nord-ouest de la marge téthysienne. Ce golfe était adossé aux vestiges des massifs varisques comprenant le massif Londres-Brabant et l'ensemble Massif Central/Massif armoricain (Rat *et al.*, 1987). La plus grande partie de l'aire de dépôt particulièrement subsidente était comprise entre deux grands accidents qui structurèrent le socle : la faille de Bray-Vittel et la faille de la Seine relayée au Sud par la faille de Sennely (fig. 3) (Rusciadelli, 1999 ; Amédro & Robaszynski, 2014). Ce domaine était tantôt immergé, tantôt émergé en fonction des transgressions de la mer téthysienne depuis le Sud-Est et les régressions. Vers le Nord, l'Artois formait une zone haute séparant partiellement une aire septentrionale allant du Boulonnais jusqu'au Bassin de Mons. La paléogéographie change à l'Aptien-Albien dans la mesure où le Bassin de la Mer du Nord appartenant au domaine boréal et l'Océan téthysien, sont maintenant connectés (fig. 4). Le Bassin parisien, ou plutôt anglo-parisien doit-on dire maintenant, se présente comme un bras de mer orienté NW-SE, relié dans sa partie septentrionale au bassin de la Mer du Nord par la zone haute Londres-Brabant et communiquant au Sud avec le domaine téthysien par le seuil de Bourgogne (Amédro & Robaszynski, 2014).

3. Les unités lithostratigraphiques traversées par les forages

La base de la succession sédimentaire allant du contact avec les formations jurassiques jusqu'à la base des Argiles à Plicatules a été traversée par les forages Andra SC101 et AUB 161 qui sont décrits en annexe. La suite de l'enregistrement sédimentaire est recoupée par les forages étudiés antérieurement (AUB 111, AUB 121 et AUB 240) qui atteignent la base des Marnes de Brienne (Amédro *et al.*, 2017, 2019).

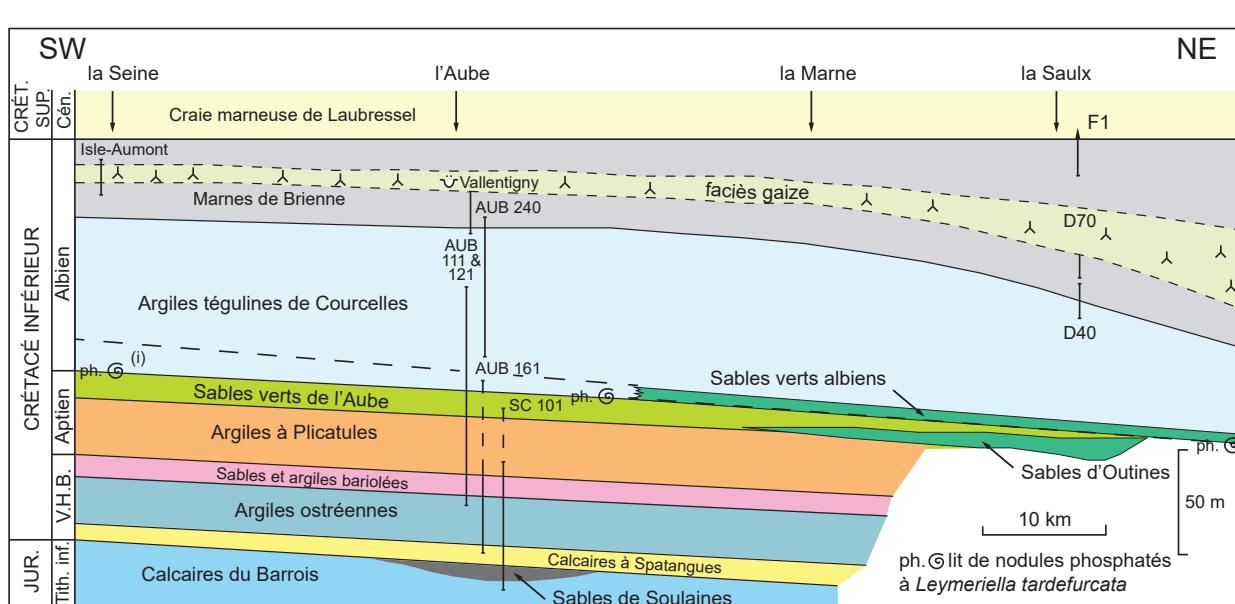


Fig. 2. – Représentation schématique des formations attribuées au Crétacé inférieur au sein du secteur étudié et position des forages dans la succession stratigraphique. Au sein de ces derniers, les traits continus correspondent aux intervalles ayant fait l'objet de levés lithologiques, les traits pointillés aux intervalles non étudiés. La succession lithologique reste sensiblement la même sur les 50 km d'auréole de Crétacé inférieur du Bassin de Paris, objets de cet article. La seule différence concerne les Marnes de Brienne qui s'épaissent en allant du SW vers le NE, passant d'une épaisseur de 43 m au niveau de la vallée de la Seine à 79 m aux abords de la vallée de la Saulx.

Fig. 2. – Schematic representation of the Lower Cretaceous formations within the studied area and position of the boreholes in the stratigraphic succession. Solid lines correspond to the intervals that have been the subject of lithological descriptions and the dotted lines correspond to the unstudied intervals. The lithological succession remains substantially the same over the 50 km of Lower Cretaceous aureole of the Paris Basin. The only difference concerns the Marnes de Brienne which thicken going from the SW to the NE, from a thickness of 43 m at the level of the Seine valley to 79 m on the outskirts of the Saulx valley.

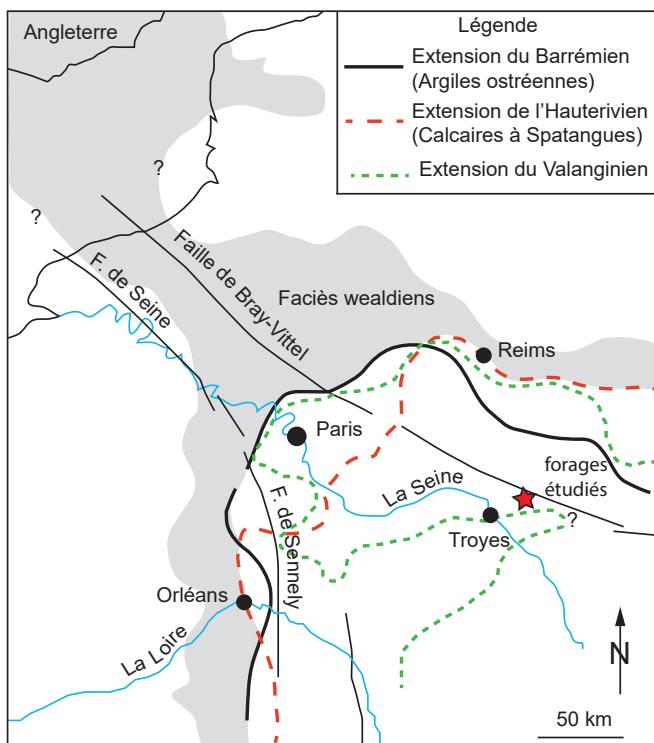


Fig. 3. – Paléogéographie du Bassin parisien à la base du Crétacé. L'extension du Valanginien prend en compte l'extension de la Marne noire dans la partie centrale du bassin, du Calcaire de Bernouil et des Marnes à bryozoaires sur la marge sud-est. (d'après P. Rat *et al.*, 1987 et F. Amédro & F. Robaszynski, 2014).

*Fig. 3. – Paleogeography of the Paris Basin at the base of the Cretaceous. (The extension of the Valanginian takes into account the extension of the Marne Noire in the central part of the basin, the Limestone of Bernouil and the Marnes with bryozoans on the south-eastern margin) (from P. Rat *et al.*, 1987 and Amédro & Robaszynski, 2014).*

Comme nous l'avons déjà indiqué, il n'existe pas de coupe continue au sein des Marnes de Brienne, mais une succession composite peut être reconstituée à partir de plusieurs coupes qui se suivent et se relayent : la carrière de Vallentigny et la butte d'Isle-Aumont et ses abords dans l'Aube (Amédro *et al.*, 1995, 2004), les forages D40, D70 et F1 dans la Marne (Amédro *et al.*, 2015) (fig. 1).

La série allant du Berriasien/Valanginien probable à l'Albien comprend sept unités lithostratigraphiques, dont l'épaisseur totale atteint 220 mètres et qui sont classiquement considérées comme des formations (Mégnien & Mégnien coord., 1980). Si l'on se réfère au Guide Stratigraphique International (Hedberg, 1976), une formation est une unité lithologique cartographiable. Cette dénomination s'applique parfaitement aux Marnes de Brienne (40 mètres d'épaisseur en moyenne), aux Argiles tégulines de Courcelles (90 m) et à la plupart des autres unités, même si leur épaisseur est moins importante. Une réserve doit cependant être formulée en ce qui concerne la Marne calcaire bleue, terme créé par J. Cornuel (1839), qui est comprise entre les Sables de Soulaines en dessous et les Calcaires à Spatangues au-dessus et dont l'épaisseur n'excède généralement pas deux à trois mètres. En toute rigueur, il est difficile de parler dans ce cas d'une véritable formation, tout au plus d'un membre que nous suggérons d'intégrer à la formation des Calcaires à Spatangues (membre inférieur des Calcaires à Spatangues) d'autant que la composition lithologique des deux unités est identique et le passage de l'une à l'autre très progressif, sans discontinuité comme le montre la description du forage de Soulaines (SC 101).

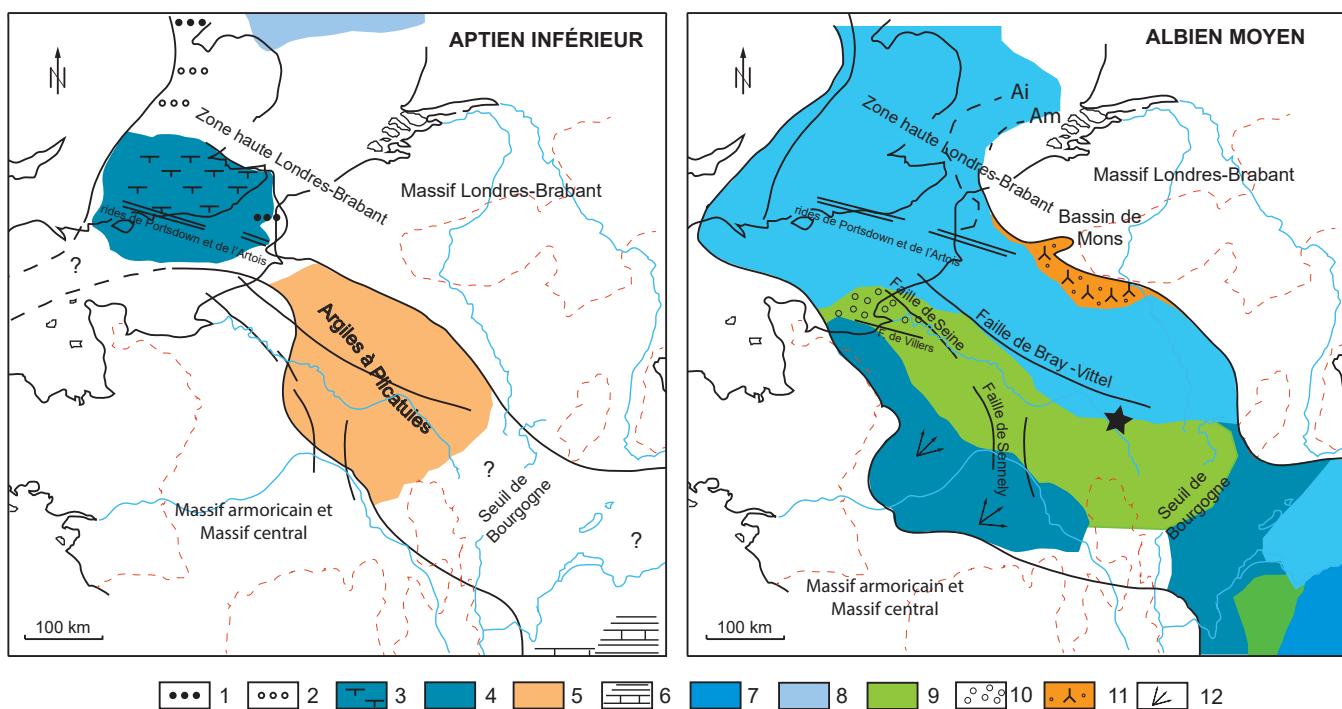


Fig. 4. – Paléogéographie du Bassin parisien à l'Aptien inférieur et à l'Albien moyen (d'après F. Amédro & F. Robaszynski, 2014). 1 : phosphates ; 2 : nodules remaniés ; 3 : grès calcaires glauconieux ; 4 : sables glauconitiques ; 5 : argiles à plicatules ; 6 : marnes et calcaires ; 7 : argiles à faciès pélagique ; 8 : argiles à faciès Gault ; 9 : argiles sableuses à faciès Gault ; 10 : poudingue ferrugineux ; 11 : gaizes ; 12 : épandages sableux. L'étoile indique la localisation géographique du secteur étudié, qui correspond également avec celle du stratotype de l'étage Albien.

Fig. 4. – Paleogeography of the Paris Basin during the Early Aptian and the Middle Albian (after F. Amédro & F. Robaszynski, 2014). 1: phosphates; 2: reworked nodules; 3: glauconitic calcareous sandstone; 4: glauconitic sands; 5: clays with Plicatula; 6: marl and limestone; 7: clays (pelagic facies); 8: Gault clay; 9: Gault sandy clays; 10: ferruginous pudding stone; 11: gaizes; 12: sandy discharges. The star indicates the geographical location of the studied area, which also corresponds with that of the stratotype of the Albian stage.

3.1. Sables de Soulaines (Lambert, 1916)

D'après la définition originale, il s'agit de sables quartzeux blancs avec débris ligneux qui comblent de façon discontinue des dépressions situées à la surface supérieure des calcaires jurassiques dans les environs de Vendeuvre et de Soulaines (Lambert, 1916 ; Piétresson de Saint-Aubin, 1967). L'épaisseur de la formation varie de 0 à 7 mètres suivant les localités. Dans le forage SC101 implanté sur le site de l'Andra à Soulaines, c'est-à-dire dans la localité type (fig. 5), il s'agit de sables argileux plus ou moins bioturbés qui, selon notre interprétation, correspondent à l'ensemble des couches O (Sable blanc), P (Sable et grès ferrugineux inférieur) et Q (Fer géodique) de J. Cornuel (1839, 1841). Les litages flaser où alternent lits sableux et drapages argileux d'étalement de haute-mer sont fréquents et les fines laminations argilo-sableuses rappellent des rythmites tidales. Les sables de Soulaines présentent des rides de courant et quelques petites mégariques sableuses d'énergie plus forte. Ces faciès sont caractéristiques d'un estran tidal et les dépôts sont clairement transgressifs sur la surface d'émersion fini-jurassique. Vers le haut, ils deviennent plus argileux, signe d'un dépôt en milieu plus calme, peut-être lagunaire (mud-flat). La coloration violacée des argiles, similaire à celle des faciès wealdiens, suggère une altération continentale par émersion, ce qui est en accord avec l'existence d'une discontinuité très nette à la base des Calcaires à Spatangues haueriviens.

La Formation des Sables de Soulaines décrite dans l'Aube par J. Lambert (1916) est probablement un équivalent latéral des Sables de Griselles (Mathieu, 1965), identifiés dans les

forages pétroliers réalisés au Sud de Paris dans un triangle compris entre Melun, Auxerre et Gien. Il s'agit également de sables blancs, à grains subanguleux, localement riches en débris ligneux. Leur dépôt est discontinue et ils comblent une topographie entaillée dans les faciès purbeckiens ou dans un substratum plus ancien. B. Brigaud *et al.* (2018) ont décrit ces sables qui surmontent les dépôts à faciès purbeckiens préservés entre Saint-Dizier, Joinville et Soulaines, aux confins des départements de l'Aube et de la Haute-Marne. Si l'équivalence entre les deux formations est confirmée dans le futur, le respect des règles édictées par la Sous-Commission Stratigraphique Internationale (Hedberg, 1976) devrait conduire à l'abandon du terme de Sables de Griselles, considéré comme un synonyme junior des Sables de Soulaines.

Cette formation est réputée valanginienne car située sous les Calcaires à Spatangues attribués à l'Hauterivien inférieur (Colleté *et al.*, 1996), mais en réalité il n'existe aucun élément de datation directe des Sables de Soulaines. Ces Sables pourraient aussi bien débuter dans le Berriasien supérieur d'autant qu'une inondation significative se produit à cette époque (Rusciadelli, 1999 ; Guillocheau *et al.*, 1999 ; 2000).

3.2. Calcaires à Spatangues (Cornuel, 1839)

La formation, qui mesure en moyenne 8 à 10 m dans le secteur de Soulaines, a été traversée dans son intégralité par le forage SC101 (fig. 5). La limite entre les Sables de Soulaines et les Calcaires à Spatangues coïncide avec une importante discontinuité sédimentaire. Cette coupure très nette est surmontée par un conglomerat transgressif sablo-graveleux, légèrement glauconieux, riche en bioclastes, de quelques

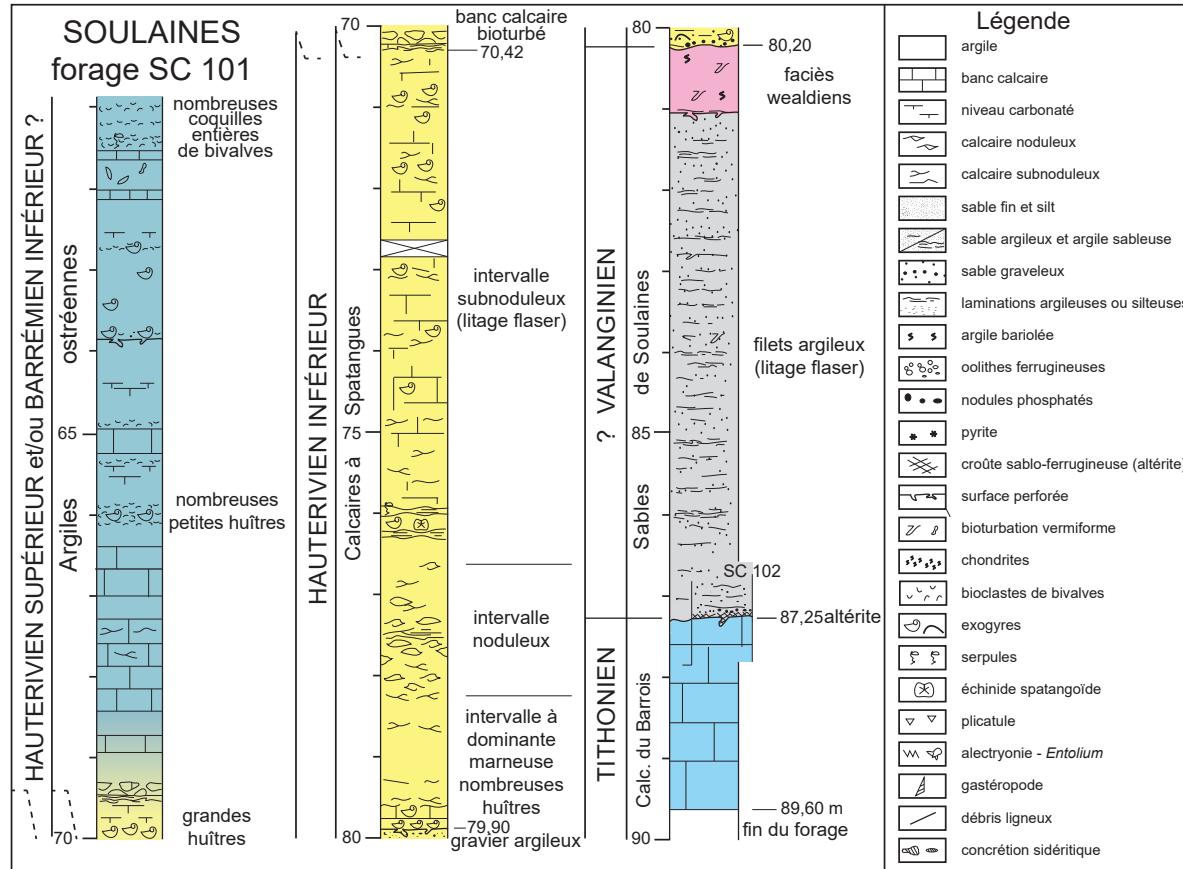


Fig. 5. – Lithologie du forage de Soulaines (SC 101).

Fig. 5. – Lithology of the Soulaies borehole (SC101).

des dizaines de centimètres d'épaisseur, limité au sommet par une surface d'omission dans le sens défini par W.J. Kennedy (1967) et P. Juignet & W.J. Kennedy (1974). Il est clair que la discontinuité située à la limite inférieure des Calcaires à Spatangues est une surface d'émergence, doublée d'une surface de transgression. Puis vient une couche, épaisse de 0,30 m, constituée d'un niveau marneux gris-sombre riche en grandes huîtres, suivi d'un banc calcaire bioturbé contenant également quelques huîtres. Au-dessus se trouve un intervalle à dominante marneuse qui correspond à la Marne calcaire bleue de J. Cornuel (1839), intervalle en réalité indissociable des Calcaires à Spatangues. La suite de la formation est plus carbonatée et présente, au moins dans le forage étudié, la superposition de trois ensembles lithologiques :

(1) une alternance de bancs calcaires noduleux, demi-métriques, gris-clair, bioturbés, plus ou moins argileux et de passées argileuses épaisses de 0,10 à 0,20 m, constituées de filets argileux onduleux rappelant un litage de type flaser. La macrofaune abonde, avec des serpules, bivalves et échinides spatangoïdes. Cet intervalle, dans lequel les interbancs marneux sont bien exprimés, réalise la transition avec les marnes sous-jacentes ;

(2) un ensemble de gros bancs calcaires grisâtres, massifs, subnoduleux, séparés par de minces lits constitués de filets argileux onduleux. Quelques huîtres de grande taille, citées dans la littérature sous le nom d'*Exogyra couloni* Defrance, 1821, sont présentes dans les bancs calcaires. L'existence de quelques gros bancs calcaires gris-bleu, situés dans la même position stratigraphique, est également signalée par C. Colleté et al. (1996) dans le canal d'aménée du réservoir Aube à Jessains, ce qui suggère une certaine continuité latérale de cet ensemble lithologique. C'est ici qu'ont été recueillies plusieurs ammonites appartenant au genre *Leopoldia*, tandis que les niveaux sous-jacents, plus argileux, ont livré *Acanthodiscus radiatus* (Bruguière, 1789) ;

(3) une succession de bancs calcaires pluridécimétriques gris-clair, plus ou moins riches en bioclastes, séparés par des interbancs d'épaisseur équivalente, remplis de filets argileux onduleux qui donnent à la roche un aspect subnoduleux. Chaque niveau marneux et subnoduleux renferme de nombreuses huîtres de grande taille.

Le nom de la formation provient de sa richesse en échinides spatangoïdes, appelés autrefois spatangues, et qui sont aujourd'hui pour la plupart rapportés à l'espèce *Toxaster retusus* (Lamarck, 1816). Latéralement, en position plus proximale, en particulier au Sud de la vallée de la Seine, des massifs récifaux riches en polypiers se développent au sein des Calcaires à Spatangues (par exemple la Pierre de Fouchères ; cf. Berthelin, 1874 ; Debrenne, 1955 ; Pernet, 1983 et Rat et al., 1987).

Les ammonites récoltées au sein de la formation en différentes localités de la Haute-Marne, de l'Aube et de l'Yonne : *Acanthodiscus radiatus*, *Leopoldina leopoldina* (d'Orbigny, 1840), *Saynella* sp. et *Breistrofferella castellanensis* (d'Orbigny, 1840) permettent de rapporter les Calcaires à Spatangues à l'Hauterivien inférieur (Colleté et al., 1996 ; Reboulet, 2002). La zone à *Acanthodiscus radiatus* est clairement identifiée, mais il est probable que le sommet de la formation se situe dans la zone à *Lyticoceras nodosoplicatum* (Clément, 2013) dans

la mesure où, selon R. Busnardo (comm. orale), une ammonite citée autrefois dans les calcaires du passage Hauterivien-Barrémien par G. Corroy (1925) serait en réalité l'espèce type de la zone à *N. nodosoplicatum*. Il est donc vraisemblable que les Calcaires à Spatangues couvrent l'ensemble de l'Hauterivien inférieur.

Par rapport aux Sables de Soulaines, les Calcaires à Spatangues marquent indubitablement une augmentation significative de la tranche d'eau. Le faciès est franchement marin et le milieu ouvert, comme en atteste la présence de nombreuses ammonites. L'aspect noduleux ou subnoduleux des bancs carbonatés est lié de la présence en leur sein de nombreux filets argileux onduleux (litage flaser) associés à une intense bioturbation. Curieusement, les bioclastes sont rares dans les passées les plus noduleuses, en particulier dans l'intervalle 76,80 m-79,65 m du forage SC 101. Ces calcaires noduleux, dans lesquels aucun hardground n'a été observé, sont généralement associés à des taux de sédimentation réduits dans des bassins sédimentaires peu profonds, souvent en contexte transgressif (Gale, 1996). Le caractère noduleux de la succession et son épaisseur réduite (une dizaine de mètres qui couvriraient l'ensemble de l'Hauterivien inférieur) suggèrent par conséquent une sédimentation particulièrement lente.

3.3. Argiles ostréennes (Cornuel, 1839)

Le nom d'Argiles ostréennes provient de la profusion d'huîtres de grande taille (8 à 12 cm) présentes au sein du sédiment. Le plus souvent, il s'agit des espèces *Ostrea leymerii* Leymerie, 1842, *Amphidonte (Ceratostreon) boussingaulti* (d'Orbigny, 1842) et *Aetostreon latissimum* (Lamarck, 1801). Cette formation, dont l'épaisseur est comprise entre 20 et 25 m, a été entièrement traversée dans le forage AUB 161 implanté sur le territoire de la commune de Morvilliers (Fig. 6). Elle comprend à la base de nombreux bancs carbonatés, suivis d'un intervalle très argileux d'environ huit mètres d'épaisseur dans lequel la teneur en CaCO₃ est voisine de 20 %. Vers le sommet de la formation, les bancs calcaires deviennent à nouveau de plus en plus nombreux. Dans le détail, les Argiles ostréennes semblent constituées, au moins sur une grande partie de la succession, par un empilement de petits cycles sédimentaires qui s'apparentent à des paraséquences au sens de J.C. Van Wagoner et al. (1995) (fig.7). Chaque cycle débute, au-dessus d'une discontinuité de base, par un niveau millimétrique à centimétrique riche en coquilles de bivalves, entières dans certains cas, fragmentées dans d'autres, suivi d'une argile bioturbée dépourvue de macrofaune et se termine fréquemment par un banc calcaire incluant parfois des débris végétaux. Des émersions occasionnelles sont attestées par des traces de racines et vers le haut, la formation passe ensuite rapidement, mais progressivement, aux faciès wealdiens, continentaux. Plus précisément, on observe au sommet des Argiles ostréennes une alternance de faciès continentaux tels que des argiles lie de vin et de passées bioclastiques marines. Dans l'ensemble de la formation, les faciès de vasières à huîtres, l'absence d'ammonites, et les indices d'émergence indiquent un environnement très peu profond (moins profond que celui des Calcaires à Spatangues). Le banc calcaire qui termine généralement le cycle de dépôt est peut-être à rapporter à un faciès palustre émersif. Il résulteraient de la carbonatation pédologique des vases lagunaires à huîtres.

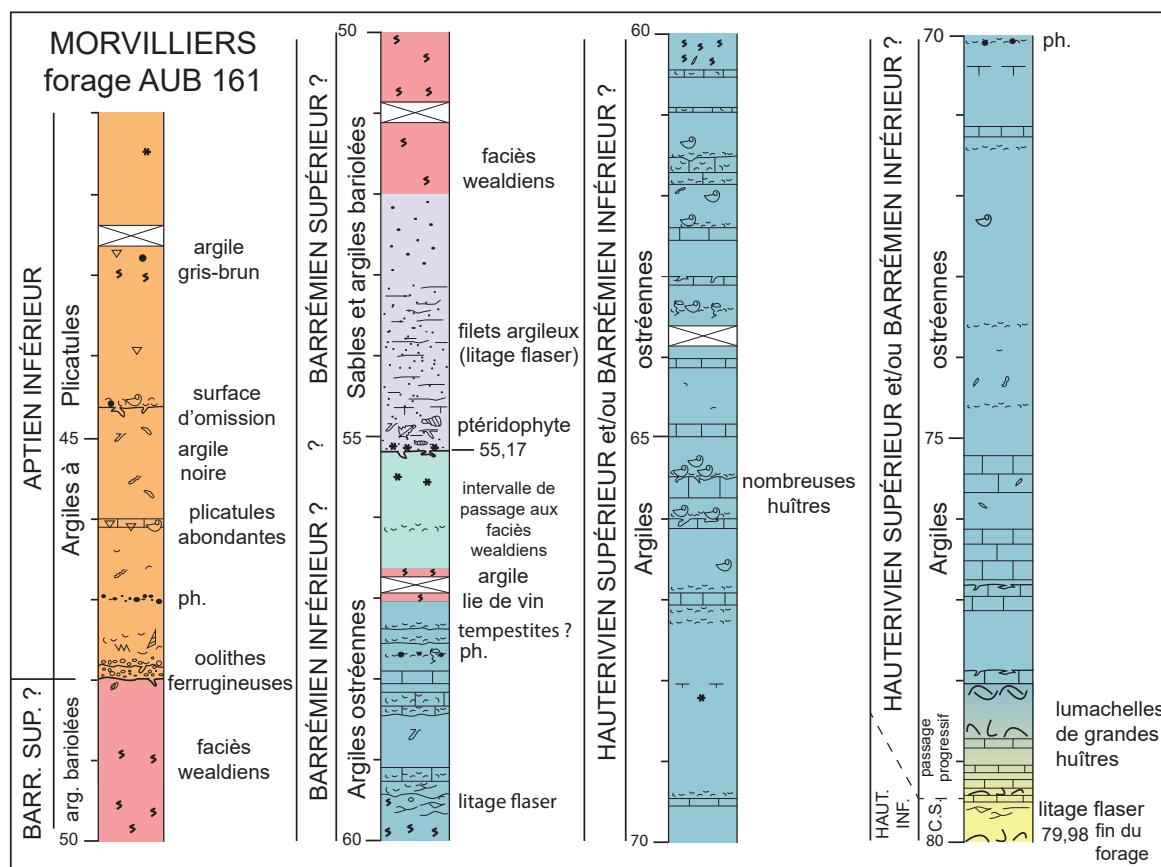


Fig. 6. – Lithologie du forage de Morvilliers (AUB 161).

Fig. 6. – Lithology of the Morvilliers borehole (AUB 161).

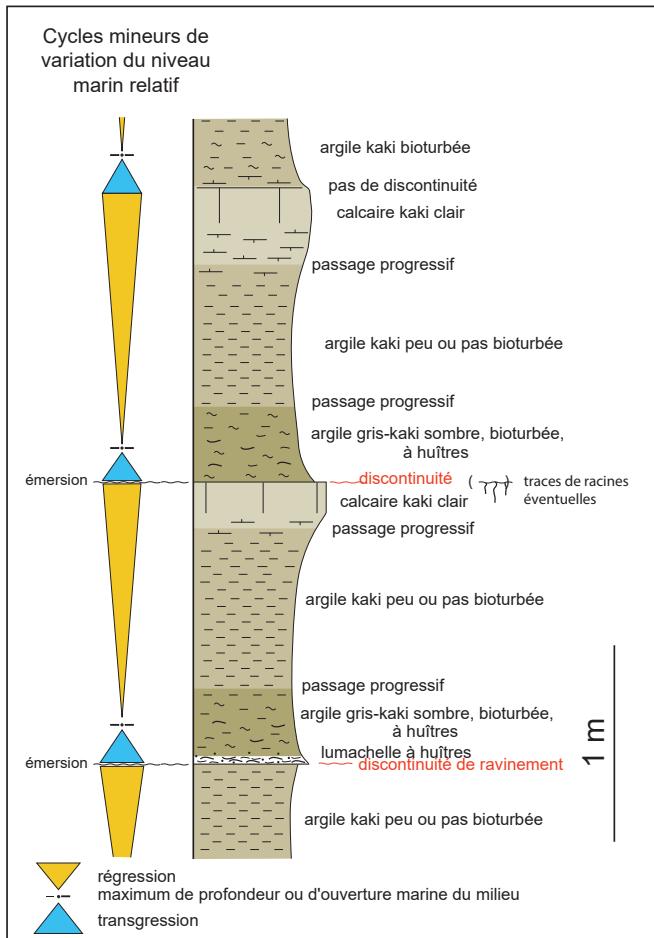


Fig. 7. – Organisation des cycles sédimentaires lagunaires des Argiles ostréennes.

Fig. 7. – Organisation of the lagoonal sedimentary cycles of the Argiles ostréennes.

En l'absence d'ammonites, l'attribution stratigraphique des Argiles ostréennes est difficile à déterminer avec précision. D'après les notices des cartes géologiques de l'Est du Bassin parisien (e.g. Brienne-le-Château, Chaource) il est admis que la formation correspond au Barrémien inférieur. Toutefois, un âge Hauterivien supérieur pour la base de la formation et Barrémien inférieur pour les parties moyenne et supérieure est envisageable d'après les données apportées par les foraminifères benthiques (Magniez-Jannin, 1984, 1989). D'un autre côté, selon B. Courtinat *et al.* (2006), les kystes de dinoflagellés identifiés dans les Argiles ostréennes indiqueraient un âge voisin de la limite Barrémien inférieur-Barrémien supérieur. Dans cette hypothèse, l'Hauterivien supérieur (environ 2,5 Ma) serait absent puisque les Calcaires à Spatangues sous-jacents sont datés par les ammonites de l'Hauterivien inférieur. Une telle lacune de sédimentation devrait clairement se traduire au sein de la succession par une importante discontinuité (*hardground* ou profil d'altération). Or, le passage des Calcaires à Spatangues aux Argiles ostréennes est très progressif, à tel point qu'il est difficile d'identifier une limite nette entre ces deux formations (fig. 6). L'attribution au Barrémien inférieur de la totalité des Argiles ostréennes pose donc problème. En fait, certaines espèces de dinoflagellés citées par B. Courtinat *et al.*, (2006) à la base des Argiles ostréennes sont également connues dans l'Hauterivien supérieur, notamment *Odontochitina operculata*, *Muderongia tetracantha*, *Coronifera oceanica*, *Muderongia staurata*, *Hystrichosphaerina schindewolfii*, *Batioladinium longicornutum* (Habib & Drugg, 1983). Il est donc plus vraisemblable que la base des Argiles ostréennes soit d'âge Hauterivien supérieur, que la limite Hauterivien/Barrémien se situe au sein de cette formation et que ses parties moyenne

et supérieure correspondent au Barrémien inférieur. Cette interprétation stratigraphique permet de concilier les données sédimentologiques et paléontologiques.

3.4. Sables et argiles bariolées (de Cossigny, 1887)

Les « Sables et argiles bariolées » sont un synonyme junior des « Argiles et sables bigarrés » de A. Leymerie (1841). La nature de l'unité lithostratigraphique nous semble cependant mieux décrite dans l'appellation proposée par J. de Cossigny (1887) d'où son usage malgré le non-respect de la règle d'antériorité. À la différence de l'orthographe d'origine, l'accord de l'adjectif est ici volontairement effectué au féminin dans la mesure où ce sont les argiles qui sont bariolées et non les sables. L'épaisseur des Sables et argiles bariolées est de l'ordre de 7 à 9 m dans la partie septentrionale du département de l'Aube, mais pourrait atteindre une trentaine de mètres dans l'Yonne selon C. Mégnien & F. Mégnien coord. (1980).

Dans toutes les coupes étudiées, la moitié inférieure de la formation est constituée de sables fins gris et de silts parcourus de filets argileux onduleux millimétriques (faciès « *flaser* »). La moitié supérieure de l'unité est formée d'argiles bariolées, lie de vin et gris-pâle, avec des paléosols caractérisés par la présence de radicelles et de rhizomes. On se trouve en

présence des faciès wealdiens largement représentés dans l'ensemble du Bassin parisien. Ces dépôts lagunaires se terminent dans le forage de Soulaines (AUB 161) par un profil d'altération latéritique développé durant une phase évidente d'émersion du secteur d'étude. Dans les environs de Brienne-le-Château, la formation a été entièrement recoupée dans le forage AUB 161 situé sur le territoire de la commune de Morvilliers (fig. 6), ainsi que dans les forages AUB 111 et AUB 121 implantés à Juzanvigny (Amédro *et al.*, 2017).

Les Sables et argiles bariolées de la bordure Sud-Est du Bassin parisien sont classiquement attribués au Barrémien supérieur en raison de leur position stratigraphique sous les Argiles à Plicatules de l'Aptien inférieur et par comparaison avec les faciès équivalents (mais qui peuvent être diachrones) connus dans la partie nord du Bassin parisien (Herngreen, 1971 ; Yans, 2003). Les données publiées par F. Magniez-Jannin (1984, 1989) et B. Courtinat *et al.*, (2006), convergent avec cette interprétation.

3.5. Argiles à Plicatules (Cornuel, 1839)

Il s'agit d'argiles gris-brun (teneur en $\text{CaCO}_3 < 5\%$), plus ou moins silteuses, livrant des plicatules éparses (*Plicatula placnea* Lamarck, 1819) et riches dans les 2 à 5 m inférieurs en exogyres (*Exogyra aquila* d'Orbigny, 1846). L'épaisseur

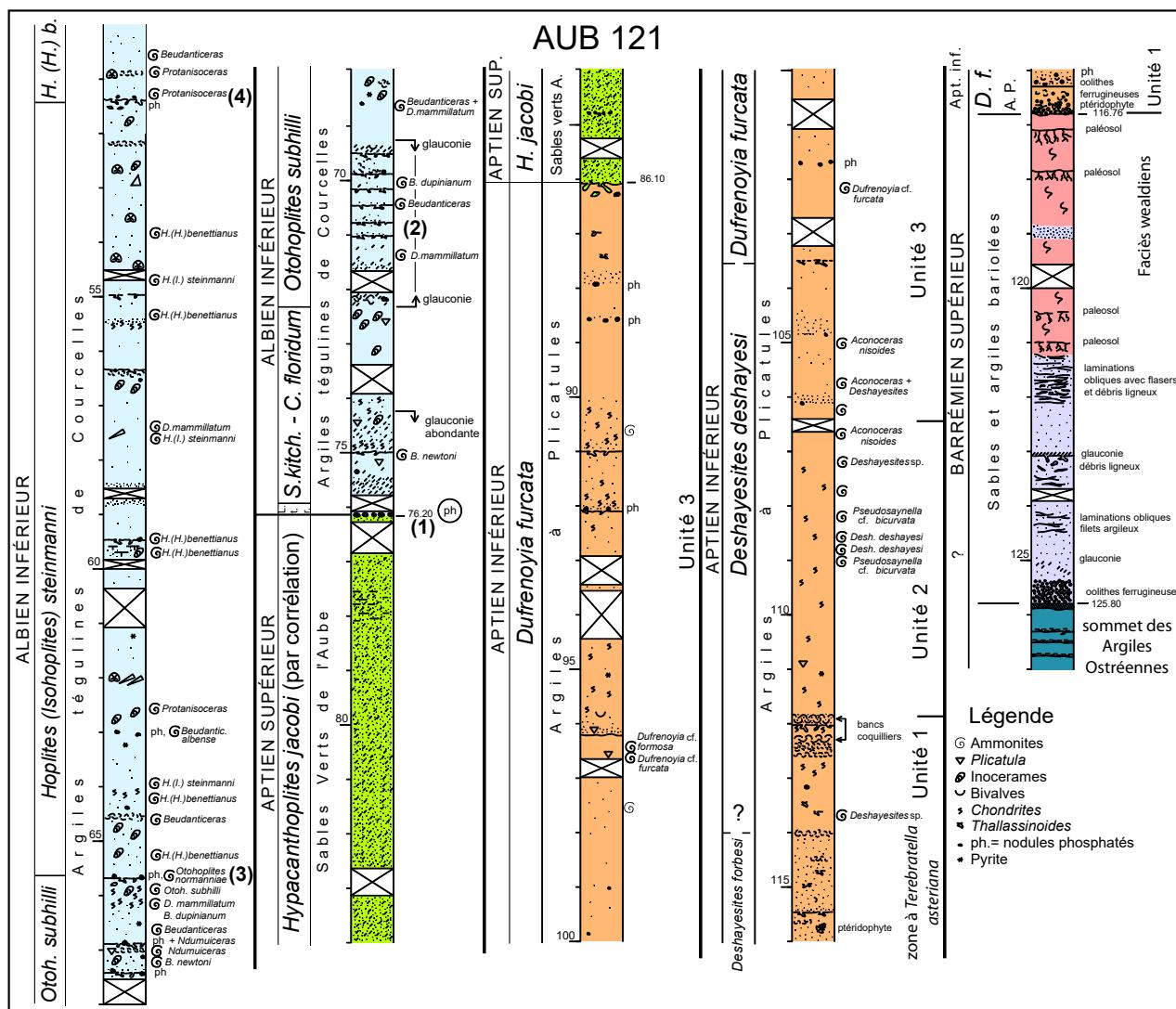


Fig. 8. – Lithologie du forage de Juzanvigny (AUB 121).

Fig. 8. – Lithology of the Juzanvigny borehole (AUB 121).

des Argiles à Plicatules est de l'ordre d'une trentaine de mètres dans le secteur considéré. Nous avons déjà eu l'occasion de décrire en détail cette formation traversée intégralement par les forages AUB 111 et AUB 121 (Amédro *et al.*, 2017). C'est la raison pour laquelle la succession lithologique du forage AUB 121, le plus représentatif, est présentée de façon synthétique dans la figure 8.

La partie inférieure des Argiles à Plicatules (Unité 1) correspond à la « zone à *Terebratella astieriana* » de G. Cotteau (1863). Il s'agit d'un intervalle plus ou moins argileux dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à plusieurs mètres. La base présente un ou plusieurs lits riches en oolithes ferrugineuses ainsi que des débris végétaux dont la plupart sont des pinnules de ptéridophytes appartenant à l'espèce *Weichselia reticulata* (Stokes & Webb) (Deconinck *et al.*, 2021). Au sommet de l'intervalle, on observe quelques bancs calcaires décimétriques et bioclastiques (fragments d'huîtres notamment), ainsi que des nodules carbonatés (Péron, 1905 ; Lambert, 1916). Suivant J. Piétresson de Saint-Aubin (1967), l'espèce index, *Terebratella astieriana* d'Orbigny, 1850, est peu fréquente, à l'inverse des huîtres qui abondent, en particulier *Exogyra aquila*. Le niveau de « sanguine » épais de 0,15 m à 0,80 m, signalé (à l'affleurement) à la base de l'Argile à Plicatules sous les noms d'Argile rougeâtre durcie par J. Cornuel (1839) et de Couche rouge de Wassy par V. Stchépinsky (1955), correspond au lit d'oolithes ferrugineuses situé à la limite inférieure de la « zone à *T. astieriana* ». À l'affleurement, les oolithes s'oxydent, donnant naissance de façon secondaire à un niveau ocre rouge plus ou moins argileux, à plaquettes et rognons d'oxydes et hydroxydes de fer.

La partie moyenne (Unité 2) des Argiles à Plicatules est constituée par une argile gris-brun, légèrement micacée, paraissant assez homogène. La partie supérieure de la formation (Unité 3) est formée d'une argile comparable à la précédente, mais elle présente une rythmicité, avec des cycles métriques à plurimétriques. Chaque cycle est limité à la base par un cycle décimétrique plus silteux qui apparaît un peu plus clair et au sommet par une surface d'omission à *Thalassinoides*. Les parties moyenne et supérieure de la formation contiennent une abondante faune de petites ammonites pyriteuses. On y trouve également de rares nannofossiles calcaires (coccolithophoridés). Les nombreuses ammonites recueillies au sein des Argiles à Plicatules le long de la bordure orientale du Bassin parisien appartiennent toutes à l'Aptien inférieur et montrent la superposition de trois associations qui correspondent à autant de biozones, du bas vers le haut à *Deshayesites forbesi* [l'espèce index n'a pas été recueillie, mais la présence de la zone est attestée par la récolte d'une autre espèce typique de celle-ci : *Roloboceras transiens* Casey, 1961], à *Deshayesites deshayesi* et enfin à *Dufrenoyia furcata* (Amédro & Matrion, 2004 b ; Amédro *et al.*, 2017). Récemment, la mise en évidence d'un équivalent de l'événement anoxique océanique (OAE1a) au sein de l'unité 2 grâce à une excursion négative du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ suivie d'une excursion positive, permet une corrélation précise avec les dépôts du bassin vocontien (niveau Goguel) ou encore d'Italie (niveau Sellii) (Deconinck *et al.*, 2021 ; Ferry *et al.*, 2022). Cet événement est repéré au sein du forage AUB 121 dans l'intervalle 107 m – 110 m. C'est probablement durant la zone d'ammonites à *Deshayesites deshayesi* qu'est réalisée la première connexion entre le Bassin de la Mer du Nord et l'Océan

téthysien, au cours d'un pic de transgression d'un cycle eustatique de second ordre (Jacquin *et al.*, 1998 ; Amédro et Matrion 2004a ; Amédro & Robaszynski, 2014).

3.6. Sables verts de l'Aube (Cornuel, 1839 ; terme émendé par P. Rat *et al.*, 1979)

Les « Sables verts inférieurs » ou plus simplement « Sables verts » sont la traduction française du terme britannique « Lower Greensand » par J. Cornuel (1839). La mise en conformité de la nomenclature des formations avec les règles stratigraphiques internationales a conduit P. Rat *et al.* (1979) à proposer l'adjonction d'un nom géographique aux « Sables verts » qui sont devenus les « Sables verts de l'Aube ». Le sens accordé au terme de « Sables verts » mérite cependant d'être discuté. En effet, comme F. Amédro *et al.* (2017, 2021) l'ont démontré, les « Sables verts » au sens large englobent trois unités lithologiques différentes suivant les régions et superposées les unes aux autres, soit du bas vers le haut :

- les **Sables d'Outines** de F. Amédro *et al.* (2017) (Aptien supérieur), connus dans la partie septentrionale du département de l'Aube, ainsi que dans les départements de la Marne et de la Haute-Marne. Les Sables d'Outines correspondent lithologiquement et géométriquement à l'argile glauconieuse noire à *Ostrea leymerii* et *Pterotrigonia mantelli* de Blangy, à 5 km au Nord d'Hirson dans l'Aisne (Barrois, 1878), à la Formation de Verlincourt du Boulonnais (Amédro & Mania, 1976 ; Amédro & Robaszynski, 1998) et aux Sandgate Beds du Kent (Casey, 1961). La comparaison avec le sud-est de l'Angleterre et la présence probable à la base des Sables d'Outines de *Cheloniceras (Epicheloniceras) martini* (d'Orbigny, 1841) [l'espèce est connue par deux spécimens conservés dans les collections du Musée d'Histoire naturelle de Genève, étiquetés « Aptien, Aube » et préservés en phosphate de calcium] suggère que l'unité lithologique couvre un intervalle allant de la zone d'ammonites à *Cheloniceras martinoides* à la zone à *Nolaniceras nolani* ;
- les **Sables verts de l'Aube sensu** P. Rat *et al.* (1979) (Aptien supérieur), présents des environs de Saint-Dizier en Haute-Marne jusque dans la Nièvre (Amédro *et al.*, 2021). Les ammonites et foraminifères suggèrent une attribution à la zone à *Hypacanthoplites jacobi* (Amédro & Matrion, 2007). Dans la partie septentrionale du bassin de Paris, les niveaux équivalents sont la Formation de Wissant dans le Boulonnais (Amédro & Mania, 1976) et les Sables ferrugineux en Normandie (Juignet, 1974) ;
- les **Sables verts albiens sensu** Ch. Barrois (1874) (Albien inférieur), dont l'extension géographique couvre toute la moitié nord du Bassin parisien et qui livrent des ammonites allant de la zone à *Leymeriella tardefurcata* jusqu'à la zone à *Hemisonneratia puzosiana* (Amédro 1985). Dans la partie méridionale du bassin (Aube, Yonne, Nièvre et au-delà), les Sables verts albiens passent latéralement aux argiles à faciès Gault et les niveaux équivalents correspondent à la base des Argiles tégulines de Courcelles et aux Argiles de l'Armance (Amédro *et al.*, 2017, 2021).

Les « Sables verts » au sens large incluent en définitive trois cycles de 3^e ordre successifs (Amédro *et al.*, 2017). Dans le cas présent, seuls les Sables verts de l'Aube ont été recoupés

dans les forages étudiés (AUB 111, 121, 161 et SC 101). Il s'agit de sables glauconieux vert foncé, épais de 6 à 10 mètres dans les forages étudiés, relativement fins, bien classés, devenant grossiers vers le bas et même graveleux dans les 0,10 m inférieurs. La limite avec les Argiles à Plicatules sous-jacentes est une surface d'érosion bien marquée avec des bioturbations s'enfonçant sur une profondeur de 0,30 m. Dans le forage AUB 111 de Juzanvigny, les Sables verts de l'Aube ne contiennent pas d'argile. La situation est en revanche un peu différente dans le forage AUB 121 où les deux mètres supérieurs de la formation (épaisse ici de 9,90 m) sont constitués d'un sable argilo-glaconieux assez fin, vert noirâtre (fig. 8). Une passée pluri-métrique d'argiles silteuses et glauconieuses noires est également signalée au

tiers inférieur de la formation dans le forage de Lusigny, implanté sur la bordure occidentale du réservoir Seine et dans les berges de l'Aube à Unieville (Amédro & Matron, 2007). C'est ici qu'a été identifié *Verneuilinoides subfiliformis* Bartenstein, 1952, foraminifère benthique, connu dans l'Aptien supérieur (zone à *H. jacobi*) d'Allemagne du Nord. Localement, en particulier dans les berges de l'Aube à Unieville, les 0,30 m à 0,50 m supérieurs des Sables verts de l'Aube sont grésifiés. Ces blocs de grès glauconieux bioturbés ont livré les seules ammonites recueillies au sein de la formation. Toutes se rapportent à l'espèce *Hypacanthoplites milletioides* Casey, 1961, malheureusement non significative car connue de l'Aptien supérieur (dans la zone à *H. jacobi*) à l'Albien inférieur (dans la zone à *Leymeriella tardefurcata*). Toutefois, en l'absence d'ammonites significatives, les Sables verts de l'Aube sont attribués de façon indirecte à la zone à *Hypacanthoplites jacobi* à l'aide des foraminifères (Amédro & Matron, 2007).

3.7. Argiles tégulines de Courcelles (Leymerie, 1841 ; terme émendé par F. Amédro & B. Matron, 2007)

Les Argiles tégulines de A. Leymerie (1841) tirent leur nom de leur emploi au XIX^e siècle pour la fabrication des tuiles. Pour la même raison qu'exprimée ci-dessus, F. Amédro & B. Matron ont renommé cette formation « Argiles tégulines de Courcelles ». Il s'agit du *Gault auctorum*. Les Argiles tégulines de Courcelles ont été traversées par les forages AUB 111 et 121 de Juzanvigny pour les 2/3 inférieurs (ces deux forages ayant recoupé la même succession, seul AUB 121 est illustré fig. 8) et par le forage AUB 240 de Vallentigny pour les 4/5 supérieurs (fig. 9) (Amédro et al., 2017, 2019). La présence de plusieurs niveaux repères permet de corrélérer les forages et par conséquent de construire une succession lithologique composite de référence. L'épaisseur de la formation atteint 92 m aux abords de la vallée de l'Aube.

Un des principaux apports des travaux entrepris durant les dernières décennies est la reconnaissance de trois unités lithologiques successives au sein des Argiles tégulines de Courcelles, caractérisées chacune par un faciès particulier, du bas vers le haut :

- **Lit de nodules gréso-phosphatés** (épaisseur 0,08 m à 0,10 m) : nodules décimétriques gréso-glaconieux, plus ou moins ferruginisés et phosphatisés, noirâtres, très cohérents, riches en bois et moules internes de bivalves et livrant de façon plus occasionnelle des ammonites : *Leymeriella* (*Leymeriella*) *tardefurcata* (d'Orbigny, 1841), *L.* (*Neoleymeriella*) *regularis* (d'Orbigny, 1841), *Hypacanthoplites milletianus* (d'Orbigny, 1841), *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim, 1813) ;
- **Argiles silteuses** (environ 70 m d'épaisseur entre les vallées de l'Aube et de la Seine) : argiles légèrement silteuses, gris foncé, constituées de cycles pluridécimétriques à métiques débutant par des niveaux plus riches en silts et plus clairs. Dans la plupart des cas, les cycles passent progressivement vers le haut à une argile plus sombre, mais parfois aussi à une argile ocre. La limite supérieure de certains cycles est soulignée par une surface perforée riche en *Thalassinoides*. La teneur en CaCO₃ varie de 7 à 18 % suivant les niveaux. Les 0,50 m inférieurs des argiles silteuses sont très riches en glauconie et prennent une teinte verte très foncée, presque noirâtre ;

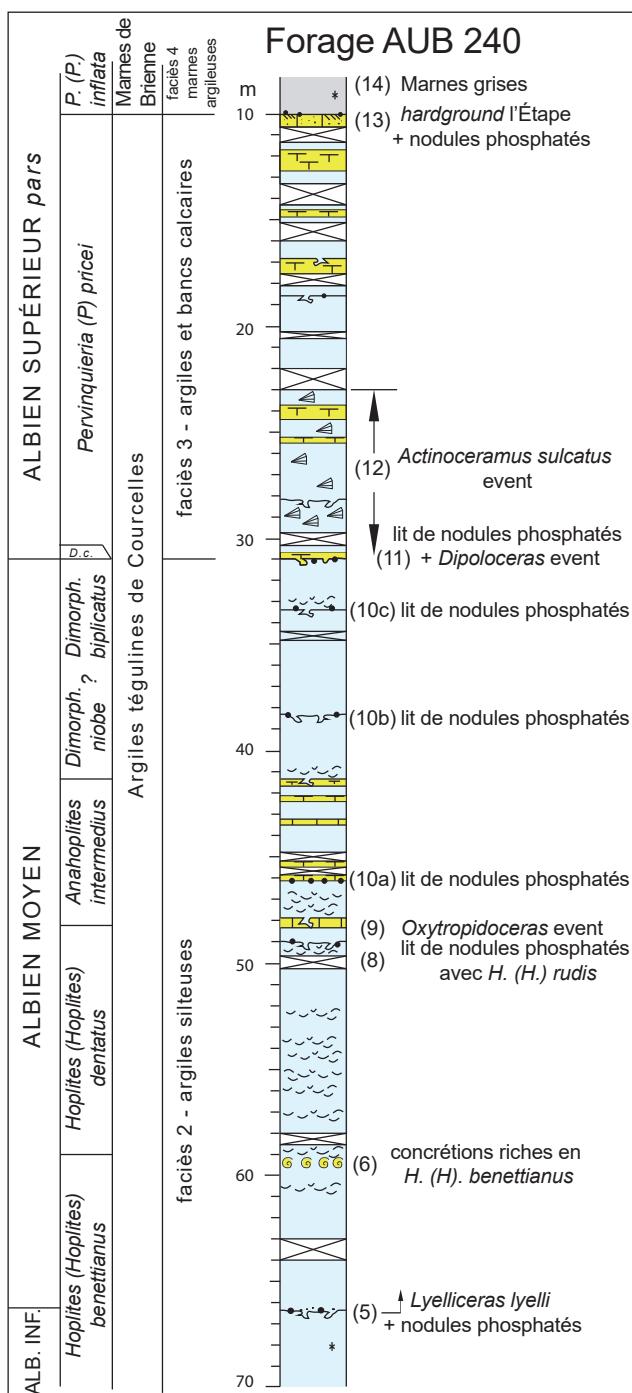


Fig. 9. – Lithologie du forage de Vallentigny (AUB 240). Le niveau repère 7, présent au Sud du département de l'Aube, atteint la vallée de la Seine, mais pas celle de l'Aube (forages AUB).

Fig. 9. – Lithology of the Vallentigny borehole (AUB 240). Marker level 7, present in the south of the Aube department, reaches the Seine valley, but not that of the Aube (AUB boreholes).

– **Argiles et bancs calcaires** (environ 20 m d'épaisseur) : argiles gris-bleu à l'état humide, gris clair à l'état sec, entrecoupées de bancs calcaires cohérents de 0,20 m à 0,30 m d'épaisseur, bioturbés à leur partie supérieure de *Thalassinoides*. Le banc calcaire le plus élevé est plus épais (0,50 m à 1,10 m avec de rapides variations latérales d'épaisseur à sa limite inférieure), silteux, finement glauconieux et contient à sa base quelques graviers et nodules phosphatés. Le sommet du banc est induré, abondamment bioturbé et présente une phosphatisation diffuse. Il s'agit du *hardground* l'Étape (Amédro *et al.*, 1995). Le taux de CaCO₃ atteint en moyenne 22 à 28 % dans les argiles elles-mêmes et augmente jusqu'à 35 % dans certains bancs calcaires.

Outre l'existence de ces trois unités, la succession lithologique n'est pas totalement monotone contrairement à ce que l'on pourrait penser à première vue et il existe un certain nombre de niveaux ayant une particularité sédimentologique qui permet de les distinguer du fond général argileux (niveaux riches en sable quartzeux et glauconie, en nodules calcaires à septarias, lits de nodules phosphatés, bancs calcaires, *firmgrounds* et *hardgrounds*). Des horizons caractérisés par l'abondance momentanée d'un certain nombre de macrofossiles sont également identifiés dans la succession stratigraphique. Tous ces événements à caractère lithologique et bio-écologique constituent autant de niveaux repères qui se révèlent très utiles pour des corrélations, non seulement à l'échelle régionale, mais également à travers l'ensemble du Bassin anglo-parisien. Les treize événements identifiés à ce jour au sein des Argiles tégulines de Courcelles, datés par les ammonites récoltées en affleurements, sont les suivants :

1 : un lit (0,08 m à 0,10 m) de nodules gréso-glaconieux plus ou moins ferruginisés et phosphatisés, qui correspond à la première unité lithologique décrite ci-dessus ;

2 : un niveau (3 à 6 m) d'argile sableuse finement piquetée de glauconie, écho des Sables des Drillons de l'Yonne, dont la base coïncide avec la limite inférieure de la zone d'ammonites à *Otohoplites subhilli* ;

3 : un lit (0,02 m) de nodules phosphatés surmontant une surface d'omission qui coïncide avec la base de la zone à *Hoplites (Isohoplites) steinmanni* ;

4 : un lit (0,05 m) de nodules phosphatés à partir duquel on observe une prolifération soudaine d'ammonites cosmopolites et téthysiennes, en particulier de l'espèce *Lyelliceras pseudolyelli* (Parona & Bonarelli, 1897) (« *Lyelliceras event* » de F. Amédro 2009) ;

5 : un lit (0,02 m) de nodules phosphatés qui coïncide avec l'apparition de l'ammonite *Lyelliceras lyelli* (d'Orbigny, 1841), marqueur de la limite Albien inférieur/Albien moyen ;

6 : un lit (0,10 m à 0,25 m) de concrétions calcaires très cohérentes, décimétriques à pluridécimétriques, qui contiennent de nombreux fossiles et souvent des ammonites d'une préservation remarquable [*Hoplites (H.) benettianus* (J. de C. Sowerby, 1826) et *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim, 1813) en particulier]. La limite supérieure des concrétions est fréquemment encroûtée de macrofaune benthique et partiellement durcie en un *firmground* ;

7 : un lit (13 m à 0,10 m) de sable glauconieux, plus ou moins argileux, s'amincissant progressivement en allant du Sud-Ouest vers le Nord-Est, écho des Sables de Frécambault de l'Yonne. Ce niveau est connu jusqu'à la vallée de la Seine, puis il disparaît ;

8 : un lit bien marqué (0,03 m) de nodules phosphatés noirs dont la plupart sont des moules internes d'ammonites appartenant au genre *Hoplites* : *Hoplites (H.) dentatus* (J. Sowerby, 1821), *H. (H.) rufus* Parona & Bonarelli, 1897 et *H. (H.) canavarrii* Parona & Bonarelli, 1897 ;

9 : un ou deux bancs décimétriques de calcaire sableux piqueté de grains inframillimétriques de glauconie et contenant de nombreuses ammonites dont *Anahoplites osmingtonensis* Owen, 1971, *A. planus* (Mantell, 1822) et *Oxytropidoceras (O.) roissyanum* (d'Orbigny, 1841) (« *Oxytropidoceras event* » Amédro, 2009) ;

10 : un ensemble de trois lits (a, b et c) centrimétriques de nodules phosphatés beiges, non jointifs, séparés les uns des autres par 3 à 7 m d'argile suivant les coupes ;

11 : un lit (0,05 m) de nodules phosphatés noirs souvent nacrés, dont la plupart sont des moules internes de mollusques, en particulier des inocérames : *Actinoceramus subsulcatus* (Wiltshire, 1869), *A. sulcatus* (Parkinson, 1819) et d'ammonites : *Beudanticeras beudanti* (Brongniart, 1822), *Dipoloceras cristatum* (Brongniart, 1822), *Metaclavites compressus* (Parona & Bonarelli, 1897), *Euhoplites ochetonotus* (Seeley, 1864), etc. (« *Dipoloceras event* » de F. Amédro, 2009) ;

12 : un intervalle (5 à 7 m) caractérisé par une abondance d'*Actinoceramus sulcatus* (« *A. sulcatus event* ») ;

13 : un banc calcaire (0,50 m à 1,10 m avec de rapides variations latérales d'épaisseur), légèrement silteux et glauconieux, dont la base coïncide avec une surface de ravinement surmontée d'un niveau plus graveleux et limité au sommet par un fond durci et phosphatisé (*hardground l'Étape*). Vers le Nord, dans la région de Vitry-le-François, ce banc calcaire s'amincit puis disparaît. Il passe alors latéralement à un lit de nodules phosphatés au niveau duquel on observe un changement de teinte des argiles, gris foncé en dessous, gris clair au-dessus.

Dans la mesure où plus de 80 % de la succession lithologique des Argiles tégulines de Courcelles ont été observés à travers de multiples affleurements depuis un demi-siècle (Amédro & Matrion, 2014) et que ces derniers ont livré plusieurs milliers d'ammonites, tous les niveaux repères décrits ci-dessus sont « calés » avec précision par rapport à la zonation indiquée en regard de la colonne lithologique sur l'ensemble des figures.

En ce qui concerne l'environnement de dépôt, la plus grande partie des argiles albiennes à faciès Gault, plus précisément l'intervalle allant de la base de la formation jusqu'à 1 à 2 m au-dessus du niveau repère 10c, c'est-à-dire jusqu'à la zone d'ammonites à *Dimorphopites biplicatus* incluse, contient une quinzaine de lits centimétriques à pluricentimétriques, non érosifs, remplis de fragments de coquilles de bivalves qui correspondent à des dépôts de tempêtes. On se trouve dans une tranche d'eau comprise entre 40 et 60 m selon A.S. Gale & H.G. Owen (2010), dans un milieu d'*offshore* supérieur. L'absence de tempestites dans la partie supérieure de la formation, à partir de la zone à *Dipoloceras cristatum* et au-dessus, suggère une sédimentation sous une tranche

d'eau supérieure à celle décrite précédemment, dépassant probablement 60 à 80 m, dans un environnement d'*offshore* inférieur.

3.8. Marnes de Brienne (Potier, 1884)

Le terme de Marnes de Brienne a été créé par M. Potier (1884) sans définition précise des limites de la formation. En toute rigueur, on doit parler de marne lorsque le taux de CaCO_3 devient supérieur à 35 %, ce qui est le cas dans la série type de l'étage Albien au-dessus du *hardground* l'Étape. C'est au sommet de ce *hardground* que F. Amédro *et al.* (1995) ont défini la limite entre les Argiles tégulines de Courcelles et les Marnes de Brienne. Seul le forage de Thennelières, localisé dans la vallée de la Seine à 5 km à l'Est de l'agglomé-

ration troyenne, a traversé la totalité des Marnes de Brienne épaisses ici de 43 m (Lemoine *et al.*, 1939). Malheureusement, les fiches des sondeurs ne permettent pas de reconstituer la succession lithologique. Une coupe composite peut en revanche être construite à partir d'observations réalisées le long de la vallée de la Seine (butte d'Isle-Aumont et ses abords au sein d'une tranchée de l'autoroute A5 au lieu-dit Roche, tranchée de l'autoroute A26 au lieu-dit Montaulin ; Amédro *et al.*, 1995 ; Amédro & Matrion, 2014), de la vallée de l'Aube (carrière de Vallentigny ; Amédro *et al.*, 2004) et de la vallée de l'Ornain (forages F 1, D 70 et D 40 du projet de Lac des Côtes de Champagne ; Amédro *et al.*, 2015). La corrélation des coupes partielles est présentée dans la figure 10. De manière schématique, les Marnes de Brienne peuvent être considérées comme des marnes argileuses (33 à 42 % de CaCO_3 en moyenne) entrecoupées dans leur partie médiane par de la gaize. Trois ensembles lithologiques se succèdent au sein des Marnes de Brienne, du bas vers le haut :

- **Marnes argileuses** (environ 25 m d'épaisseur) : marnes argileuses riches en *Chondrites*, constituées par des alternances de lits métriques gris moyen et de lits, également métriques, gris plus clair. La base de l'unité inclut un lit de moules internes argileux d'ammonites de 10 à 20 cm de diamètre appartenant à l'espèce *Pervinqueria (P.) inflata* (J. Sowerby, 1818), couchées sur la surface du *hardground* l'Étape sous-jacent. Les nodules de pyrite sont fréquents. La teneur en CaCO_3 est comprise entre 33 et 42 % ;
- **Gaize** (épaisseur estimée à une dizaine de mètres) : cycles demi-métriques, débutant par une argile gris foncé abondamment bioturbée par des *Chondrites* et passant rapidement vers le haut à une argile également gris foncé et toujours riche en *Chondrites*, mais plus carbonatée, siliceuse, riche en spicules d'éponges et très cohérente, souvent même indurée. Des éponges sont fréquentes à la partie supérieure des cycles dans les bancs indurés, accompagnées sur toute la hauteur de l'intervalle par de nombreux *Entolium orbiculare* (J. Sowerby, 1817). La présence d'une quantité significative d'éponges siliceuses explique la diminution de la teneur en CaCO_3 qui ne dépasse pas 12 à 15 % au sein du faciès gaize. Quelques ammonites caractéristiques de l'Albien terminal (Vraconnien) ont été recueillies au sein de la gaize dans l'Aube : *Calliphopites tetragonus* (Seeley, 1865), *Pervinqueria (P.) pachys* (Seeley, 1865) et *Mariella (Mariella) sp.* Le niveau marneux le plus inférieur est riche en glauconie, de teinte gris-vert et contient à la base un lit de nodules et graviers phosphatés noirs épais de 0,05 m. La limite avec les marnes argileuses sous-jacentes est une surface d'omission riche en *Thalassinoides* ;
- **Marnes argileuses** (épaisseur estimée à un peu plus d'une dizaine de mètres) : marnes argileuses gris-pâle, très légèrement micacées, parsemées de *Chondrites*, riches en petits bivalves : *Entolium orbiculare* et *Gryphaeostrea canalliculata* (J. Sowerby, 1813). Aucune ammonite n'a été recueillie dans cette unité lithologique, mais la présence du foraminifère planctonique *Thalmanninella appenninica* (Renz, 1936) et l'absence du foraminifère benthique *Hagenowina advena praeadvena* (Barnard & Banner, 1980) permettent d'attribuer cette portion de la succession à la partie sommitale de l'Albien. La teneur en CaCO_3 oscille

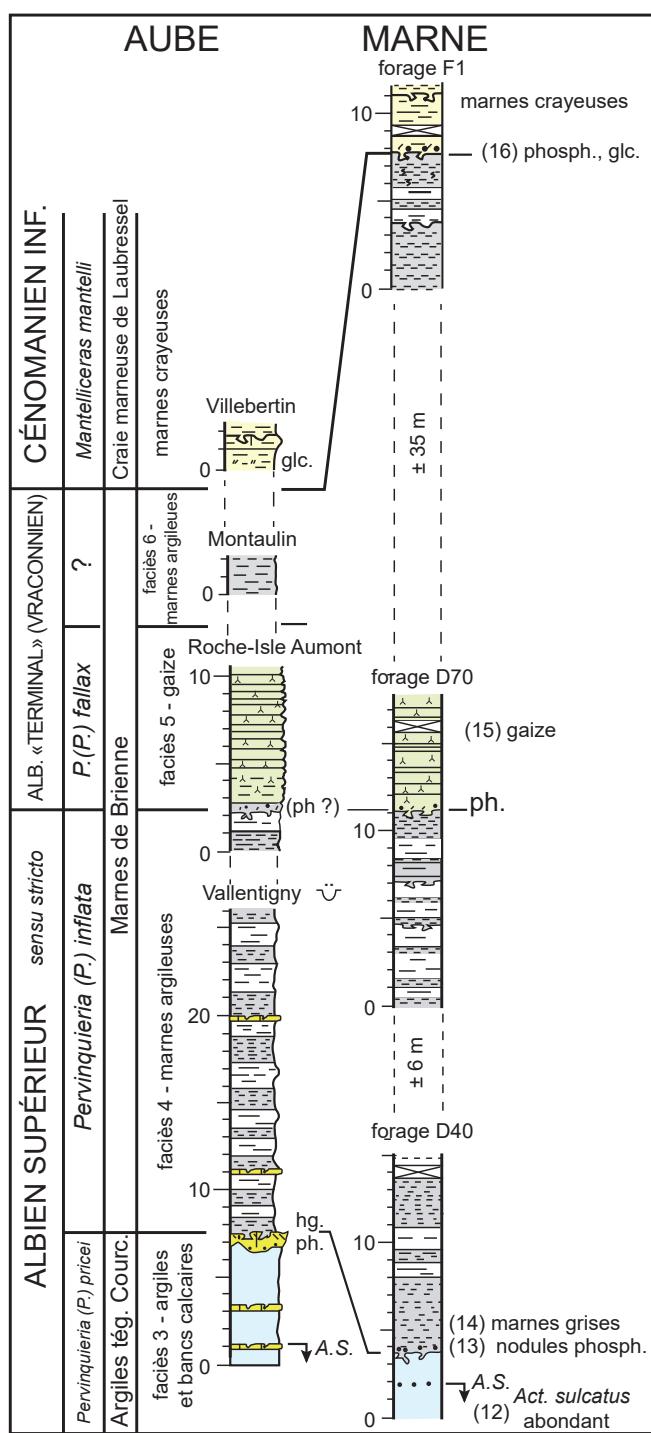


Fig. 10. – Succession lithologique composite de référence des Marnes de Brienne.

Fig. 10. – Reference composite lithological succession of the Marnes de Brienne.

de 33 à 35 % dans les niveaux franchement marneux de 42 à 55 % dans les passées plus carbonatées.

Deux événements à caractères lithologiques servant de niveaux repères sont aussi identifiés au sein des Marnes de Brienne, à la suite de ceux décrits précédemment :

14 : un changement de teinte au sein des faciès Gault à la limite entre les Argiles tégulines de Courcelles et les Marnes de Brienne avec passage d'argiles noires ou gris foncé contenant 22 à 28 % de CaCO₃ (en dessous) à des marnes argileuses gris clair contenant 33 à 42 % de CaCO₃ (au-dessus) ;

15 : le développement du faciès gaize dans la partie moyenne de la formation. La limite inférieure de la gaize coïncide avec une surface d'omission bien marquée surmontée d'un niveau pluricentimétrique riche en glauconie et contenant à la base un lit de nodules phosphatés noirs. Il s'agit d'un événement eustatique majeur (intervalle transgressif d'un cycle de 3^e ordre et pic de transgression d'un cycle de 2^e ordre) identifié, non seulement dans la totalité du Bassin anglo-parisien, mais également dans le Monde entier (Amédro, 2002).

3.9. Craie marneuse de Laubressel (Péron, 1887)

La construction du chemin de fer de Troyes à Vitry-le-François a dégagé au XIX^e siècle plusieurs tranchées dont une localisée à Laubressel dans le département de l'Aube, à 5 km à l'Est de l'agglomération troyenne. C'est ici que A. Péron (1887) a décrit, juste au-dessus des Marnes de Brienne, la Craie marneuse de Laubressel constituée d'alternances marno-crayeuses riches en ammonites (*Ammonites laticlavius*, *A. mantelli*, *A. varians* ...). Cette unité lithologique attribuée au Cénomanien marque la base des faciès crayeux du Crétacé supérieur dans l'Aube.

La transition entre les Marnes de Brienne et la Craie marneuse de Laubressel est en réalité très progressive et la limite entre les deux formations est discrète dans la mesure où l'on observe la superposition de marnes argileuses (sommet des Marnes de Brienne), puis de marnes rythmées (base de la Craie marneuse de Laubressel) et enfin de cycles marno-crayeux. Dans cet environnement sédimentaire à dominante marneuse, seul un examen attentif de la succession lithologique et les récoltes de macrofossiles permettent de situer précisément la limite Marnes de Brienne – Craie marneuse de Laubressel. Les critères de reconnaissance de cette limite sont la présence de quelques nodules phosphatés centimétriques beiges et de glauconie inframillimétrique, immédiatement au-dessus d'une surface d'omission discrète et l'apparition des ammonites *Schloenbachia varians* (J. Sowerby, 1817) et *Mantelliceras mantelli* (J. Sowerby, 1814), espèces typiques du Cénomanien inférieur, associées au bivalve *Inoceramus crippsi* Mantell, 1822. Dans ce premier intervalle cénomanien à dominante marneuse, épais d'une vingtaine de mètres, le taux de CaCO₃ varie de 34 à 44 % dans les niveaux de marne argileuse à 55 à 58 % dans les bancs de marne plus carbonatée. En fait, le changement de faciès le plus net, caractérisé par l'apparition d'une véritable craie marneuse, est situé environ vingt mètres au-dessus de la limite Albien-Cénomanien dans l'Est du Bassin parisien (Amédro *et al.*, 2015). Le taux de CaCO₃ augmente alors de façon significative, variant de 49 à 57 % dans les niveaux marneux à 64 à 70 % dans les bancs de craie marneuse.

En toute rigueur, en l'absence d'une étude micropaléontologique, il est difficile de fixer avec précision la base du Cénomanien définie par l'apparition du foraminifère planctonique *Thalmanninella globotruncanoides* (Sigal, 1948) suivant la décision de la Sous-Commission sur la Stratigraphie du Crétacé (Tröger & Kennedy, 1996). Dans la mesure où l'apparition de *T. globotruncanoides* précède très légèrement celle de *M. mantelli*, il est possible que la limite Albien-Cénomanien soit située vers 24,80 m dans le forage F 1 du Lac des Côtes de Champagne, soit 4 m sous le niveau repère (16) qui marque le passage des Marnes de Brienne à la Craie marneuse de Laubressel (fig. 10).

4. Les apports des forages Andra à la connaissance du Crétacé inférieur dans l'Est du Bassin parisien

Les synthèses les plus récentes concernant les formations du Crétacé inférieur de la bordure orientale du Bassin parisien sont celles de C. Ménien & F. Ménien coord. (1980), P. Rat *et al.* (1987), G. Rusciadelli (1999), F. Guillocheau *et al.*, (2000) et F. Amédro & F. Robaszynski (2014). Ces travaux permettent d'apprécier les grands traits de l'évolution paléogéographique à l'échelle régionale ainsi que les variations majeures du niveau marin, mais pas les fluctuations de moindre amplitude. Les levés lithologiques établis ici avec un degré de résolution compris entre 1 et 5 cm, une précision jamais atteinte à l'échelle régionale pour les niveaux concernés, permettent de préciser un certain nombre de points.

Les couches déposées dans le Bassin parisien au cours du Crétacé inférieur sont encadrées par deux discordances angulaires majeures, la première située au voisinage de la limite Jurassique-Crétacé (phase néocimérienne), la seconde au sein de l'Aptien supérieur et plus précisément à la limite entre les zones d'ammonites à *Nolaniceras nolani* et à *Hypacanthoplites jacobi*. La discordance fini-aptienne est mise en évidence par les données de subsurface (forages) (Guillocheau *et al.*, 2000), mais elle est aussi visible sur le terrain, en particulier dans le Boulonnais. Ces discontinuités correspondent à des déformations à l'origine de modifications des aires de subsidence (Guillocheau *et al.*, 1999 ; 2000). Une troisième discontinuité située autour de la limite Albien inférieur-Albien moyen semble également liée à un soulèvement des bordures NE et SW du Bassin parisien (Amédro *et al.*, 2014, 2020). D'autres discontinuités résultent de variations du niveau marin, c'est-à-dire d'événements eustatiques. Dans ce contexte, l'identification des surfaces remarquables développées au sein du Crétacé inférieur de l'Est du Bassin parisien et la mise en évidence de l'événement anoxique OAE1a dans les Argiles à Plicatules ainsi que l'évolution des milieux de dépôt présentent un grand intérêt.

Plusieurs tentatives d'interprétation séquentielle des successions du Crétacé inférieur des bassins sédimentaires européens et en particulier du Bassin parisien ont été publiées à la fin des années 1990 par J. Hardenbol *et al.* (1998), T. Jacquin *et al.* (1998) et G. Rusciadelli (1999). Les séquences de 2^e ordre ont été numérotées par les auteurs de 1 à 15 et celles de 3^e ordre nommées par les initiales de chaque étage suivies d'un chiffre index. Les phases transgressives et régressives des séquences de second ordre, qui correspondent à des variations du niveau marin à long terme, sont assez

facilement reconnaissables dans nos coupes. La situation est en revanche différente en ce qui concerne les séquences de troisième ordre car l'enregistrement sédimentaire dans le secteur étudié est très réduit et surtout incomplet dans l'intervalle allant de la limite Jurassique – Crétacé à l'Aptien inclus en raison de la faible subsidence. Les lacunes de sédimentation et/ou d'érosion sont nombreuses. De plus, la plupart des formations ne contiennent pas d'ammonites, ni d'ailleurs d'autres macro- ou microfossiles caractéristiques et leur attribution stratigraphique reste imprécise. Le résultat est que la plupart des séquences de 3^e ordre proposées par J. Hardenbol *et al.* (1998) ne sont pas identifiables dans le Crétacé inférieur de l'Est du Bassin parisien ou sont tronquées, amputées de certains prismes sédimentaires. Si l'on prend l'exemple du Barrémien, six séquences sont indiquées au sein de l'étage par J. Hardenbol *et al.* (1998) alors que nous en reconnaissons seulement deux dans la succession recoupée par les forages Andra. C'est la raison pour laquelle nous n'utilisons pas la numérotation « standard » et nommons les séquences de 3^e ordre uniquement par les initiales des étages et sous-étages auxquels elles semblent se rapporter. Cette situation résulte du fait que dans le secteur étudié peu subsident, l'enregistrement sédimentaire est incomplet.

4.1. Les Sables de Soulaines témoignent de la transgression du Berriasien supérieur/Valanginien

Dans leur localité type, les Sables de Soulaines reposent directement sur les Calcaires du Barrois (Tithonien inférieur) par l'intermédiaire d'une croûte latéritique. La surface d'érosion développée durant la phase d'émergence du Bassin parisien au voisinage de la transition Jurassique-Crétacé est ici beaucoup plus marquée que dans le synclinal de Savonnières (Brigaud *et al.*, 2018), mais dans d'autres secteurs du Bassin parisien, la surface d'érosion atteint le Jurassique moyen. Les Sables de Soulaines reposent directement sur les formations jurassiennes par l'intermédiaire d'une surface complexe correspondant, à minima, avec une surface de transgression plus ou moins amalgamée avec une surface d'inondation maximale. Ces sables, déposés en milieux très peu profonds intertidaux, correspondent probablement au prisme de haut niveau du premier cycle transgressif de 3^e ordre crétacé enregistré localement (Valanginien probable, indexé VA sur la figure 11). Les argiles violacées qui terminent la formation, dont le faciès rappelle celui des dépôts wealdiens, sont interprétées comme constituant le sommet de ce même prisme de haut niveau.

Il ne s'agit toutefois pas des plus anciens dépôts crétaçés préservés au sein du Bassin parisien. En effet, suivant J. Cornuel (1839, 1841), autour de Morancourt en Haute-Marne, entre Soulaines et Joinville (fig. 1), une marne argileuse noirâtre épaisse d'1,60 m est intercalée entre des sables blancs (17 m) situés au-dessus et interprétés ici comme étant les Sables de Soulaines et des niveaux dolomitiques représentant la Dolomie de Saint-Dizier (partie sommitale des faciès purbeckiens). Jusqu'à une période récente, cette unité lithologique n'avait jamais été signalée en dehors des affleurements situés aux abords de Joinville. L'étude de plus de 300 sondages réalisés à travers l'ensemble du Bassin parisien suggère cependant que l'extension géographique de la Marne noire est beaucoup plus vaste qu'on ne le pensait. Elle couvre la Brie et atteint la latitude de Paris (Rusciadelli, 1999). Dans le forage de Crouy réalisé près de Soissons à 80 km au NE de Paris, la Marne noire située sous les Sables de Griselles est épaisse de 5 m. Les données palynologiques suggèrent que cette couche argileuse pourrait être attribuée au Berriasien terminal (résultats inédits de R. Jan du Chêne *in* Rusciadelli, 1999). Il s'agit d'un dépôt franchement marin contenant, bivalves, bachiopodes, restes de tortues et de plésiosaures, *Hyodus* et des fragments de bois flotté. Suivant les interprétations séquentielles concordantes proposées par T. Jacquin *et al.* (1998) et G. Rusciadelli (1999), la Marne noire pourrait correspondre à la phase transgressive de la séquence eustatique de second ordre 11 et les Sables de Soulaines, les seuls préservés ici, à la phase régressive de la même séquence (fig. 11).

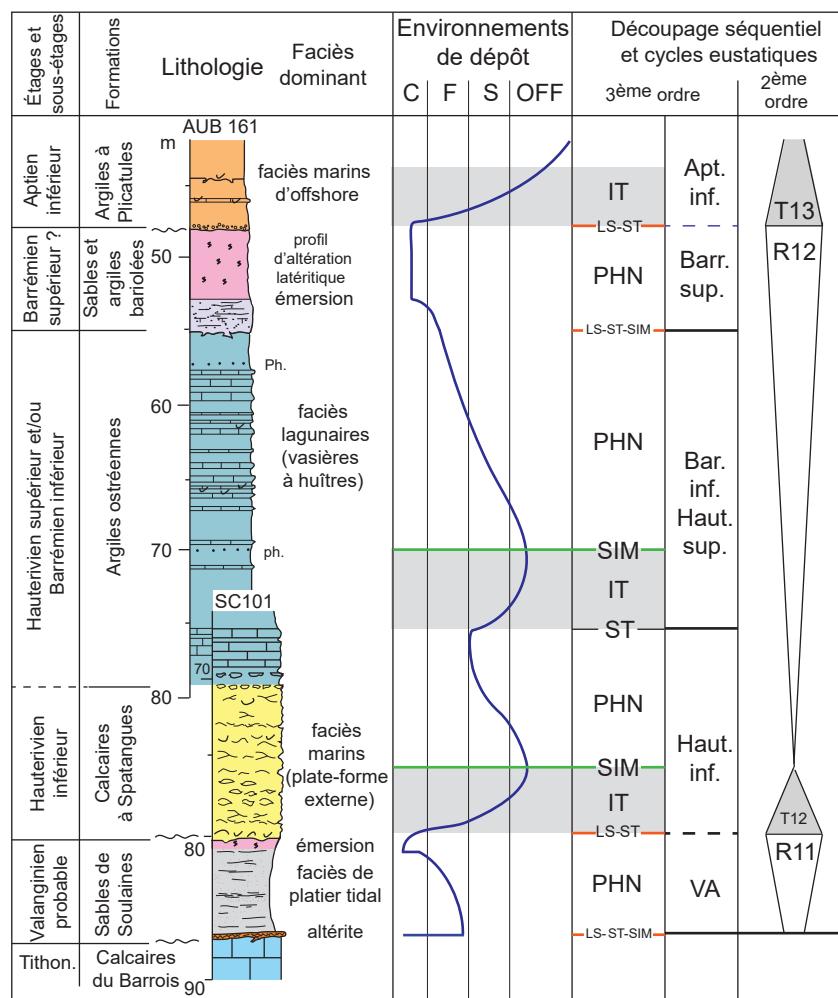


Fig. 11 – Environnements de dépôt et interprétation séquentielle, des formations allant du Valanginien probable à l'Aptien inférieur préservées le long de la bordure orientale du Bassin de Paris. C : environnement continental ; F : foreshore (estran) S : shoreface (avant-plage) ; OFF : offshore (large).

Fig. 11 – Depositional environments and sequential interpretation of probable Valanginian to Lower Aptian formations preserved along the eastern edge of the Paris Basin. C: continental environment; F: foreshore; S: shoreface; OFF: offshore.

4.2. La limite inférieure des Calcaire à Spatangues coïncide avec le début de la transgression de l'Hauterivien inférieur

La base de la séquence eustatique de 2^e ordre suivante (séquence 12 de T. Jacquin *et al.*, 1998) et en même temps de la séquence de 3^e ordre datée de l'Hauterivien inférieur (indexée Haut. inf. sur la figure 11), est placée selon notre interprétation à la base des Calcaires à Spatangues. Le faciès et le contenu faunique des Calcaires à Spatangues, riches en échinides, polypiers, vers (serpules), brachiopodes et mollusques, incluant de fréquentes ammonites, montrent à l'évidence une augmentation de la tranche d'eau. La limite entre les Sables de Soulaines et les Calcaires à Spatangues correspond à une surface de transgression et il est du reste bien connu que la base de l'Hauterivien inférieur correspond à une période de haut niveau marin (Rusciadelli, 1999 ; Saucède *et al.*, 2012). Au sein des Calcaires à Spatangues, il est possible d'identifier un intervalle à dominante argileuse (79,90 m à 78,40 m dans le forage SC 101), surmonté d'un intervalle plus carbonaté, dans lequel les niveaux marneux séparant les bancs de calcaire noduleux sont encore très bien exprimés (78,40 m à 75,90 m) et livrent de nombreux macrofossiles (serpules, bivalves, échinides et ammonites – en affleurements). La limite supérieure de ce second intervalle est interprétée comme représentant à la fois la surface d'inondation maximale de la séquence de second ordre 12 de Jacquin *et al.* (1998) et de la séquence de 3^e ordre de l'Hauterivien inférieur. Les gros bancs calcaires massifs qui suivent (75,90 m à 73,12 m), pauvres en macrofaune, puis la succession rythmée de bancs calcaires pluridécimétriques et de niveaux argileux à faciès *flaser* riches de grandes huîtres présents au sommet de la formation amorcent une tendance régressive (fig. 11).

4.3. La transition entre les Calcaires à Spatangues et les Argiles ostréennes correspond à une simple évolution des milieux de dépôt, sans discontinuité sédimentaire majeure

Les levés lithologiques effectués dans les forages AUB 161 et SC 101 ne révèlent aucune discontinuité sédimentaire majeure entre les Calcaires à Spatangues et les Argiles ostréennes. Le passage entre les deux formations est progressif et la transition s'effectue sur une hauteur d'un peu plus d'un mètre. Si l'on utilise comme critère la présence de niveaux riches en grandes huîtres au sein des Calcaires à Spatangues, la limite entre les formations est située à 78,10 m dans le forage AUB 161 et à 69,85 m dans le forage SC 101 (figs. 5 et 6). Si l'on retient l'apparition d'un faciès subnoduleux dominant, ce qui est le cas ici, la limite est tracée quelques décimètres plus bas, à 79,39 m dans le forage AUB 161 et à 70,42 m dans le forage SC 101. Le seul indice d'un arrêt de sédimentation accompagné d'un certain vannage du fond marin est repéré dans le forage SC 101 à 70,10 m. Sous l'effet d'une bioturbation intense, la limite supérieure d'un banc calcaire décimétrique paraît constitué de « nodules » carbonatés centimétriques enrobés dans une argile grise.

Le passage des Calcaires à Spatangues aux Argiles ostréennes traduit une diminution significative de la tranche d'eau. D'un milieu ouvert et franchement marin, le milieu de dépôt des Argiles ostréennes correspond à des vasières à huîtres très peu profondes voire émergées temporairement.

La présence d'une limite de séquence de 3^e ordre est probable entre ces deux formations (base de la séquence de l'Hauterivien supérieur – Barrémien inférieur ; fig. 11). La partie inférieure des Argiles ostréennes comporte encore de nombreux bancs calcaires, mais à partir de la côte 75 m dans AUB 161, la formation devient très argileuse, plus pauvre en huîtres ce qui pourrait traduire un certain approfondissement du milieu de dépôt. Une surface de transgression située à 75 m est probable. Quelques mètres au-dessus, à 70,05 m, on note la présence d'un lit de nodules phosphatés qui pourrait correspondre à un ralentissement de la sédimentation consécutif à une inondation significative. Nous proposons de placer à ce niveau la surface d'inondation maximale de la séquence Haut. sup – Bar. inf. Cette surface d'inondation maximale pourrait être contemporaine de l'événement Faraoni identifié notamment dans le domaine téthysien dans l'Hauterivien terminal (Baudin & Riquier, 2014). Toutefois, cette hypothèse reste à vérifier. Enfin, dans la partie supérieure de la formation, les huîtres sont de nouveau abondantes, les bancs carbonatés plus nombreux et le milieu redevient de moins en moins profond. On se trouve dans un prisme de haut niveau.

4.4. La base des Sables et argiles bariolées est une limite de séquence de 3^e ordre

Si l'on considère de nouveau l'évolution du milieu de dépôt de la partie supérieure des Argiles ostréennes, d'un environnement marin, dans un golfe peu profond ouvert au SE sur le domaine téthysien, on passe progressivement à un environnement de plus en plus lagunaire et restreint. Cette évolution s'accentue encore lors du passage des Argiles ostréennes aux Sables et argiles bariolées à faciès wealdiens. La présence d'oolithes ferrugineuses permet de tracer avec précision la limite entre les deux formations dans les forages AUB 111 et 121 (Amédro *et al.*, 2017). Ce n'est en revanche pas le cas dans le forage AUB 161 (fig. 6) où les dépôts deviennent progressivement plus sableux, mais sans hiatus sédimentaire important. Seule une surface d'omission discrète dans une succession à dominante argileuse et l'apparition de nombreux débris végétaux, dont des pinnules de ptéridophytes, permettent de tracer ici la limite entre les Argiles ostréennes et les Sables et argiles bariolées. La partie orientale du département de l'Aube apparaît alors comme une vaste aire plane partiellement inondée, avec des lagunes saumâtres et des îles basses disséminées, couvertes de ptéridophytes et soumises à l'altération. Selon notre interprétation, la limite entre les Argiles ostréennes et les Sables et argiles bariolées est une limite de séquence de 3^e ordre (séquence du Barrémien supérieur) surmontée des faciès wealdiens qui correspondent globalement à un prisme de haut niveau. La base des Sables et argiles bariolées amalgamerait une limite de séquence et une surface de transgression, de façon comparable à l'interprétation proposée pour la base des Sables de Soulaines. Seuls les lits décimétriques d'oolithes ferrugineuses décrits dans les 1,50 mètres inférieurs de la formation pourraient, éventuellement, témoigner de la préservation partielle d'un intervalle transgressif. Cette interprétation est confortée par la présence dans le forage AUB 121 de glauconie à 124,75 m et d'une surface perforée à *Thalassinoides* associée de la glauconie et à des graviers de phosphate de calcium à 122,90 m, ce qui démontre le développement d'incursions marines locales au début du dépôt des faciès wealdiens.

4.5. Les altérites à la limite supérieure des Sables et argiles bariolées dans le forage de Soulaines (SC 101) révèlent une surface d'émergence majeure à la fin du Barrémien.

La partie supérieure des argiles bariolées montre dans les forages de Juzanvigny (AUB 111 et 121) la superposition de plusieurs paléosols, indiquant un environnement de dépôt margino-littoral humide à continental (Amédro *et al.*, 2017). Les signes d'émergence sont encore plus nets dans le forage de Soulaines (SC 101) avec la présence de profils latéritiques qui révèlent une importante altération sous climats très hydrolysants (chauds et humides) et par conséquent une discontinuité majeure à la fin du Barrémien (fig. 11). Ces profils latéritiques pourraient constituer une source de minéraux argileux précurseur de la berthierine identifiée dans les sables estuariens situés au Nord-Ouest du Bassin parisien (Virolle *et al.*, 2022).

4.6. Les Argiles à Plicatules traduisent le retour de la mer et la transgression de l'Aptien inférieur

Les Argiles à Plicatules sont décrites généralement comme des argiles noires, plus ou moins silteuses, contenant des plicatules éparses et livrant dans leurs parties moyenne et supérieure une abondante faune de petites ammonites pyriteuses caractéristiques des zones successives à *Deshayesites deshayesi*, puis à *Dufrenoyia furcata* de l'Aptien inférieur. Une différence importante existe toutefois entre la partie basale de la formation et ses parties moyenne et supérieure.

Les descriptions données par G. Cotteau (1863), Péron (1905), Lambert (1916) et Damotte *et al.* (1978), aussi bien dans la Haute-Marne, l'Aube et l'Yonne, indiquent la présence dans les quelques mètres inférieurs des Argiles à Plicatules de nodules carbonatés et de bancs calcaires décimétriques pétris d'huîtres représentant la « zone à *Terebratella astieriana* » de G. Cotteau (1863). C'est probablement de cet intervalle que provient l'holotype de *Roloboceras transiens* (Casey, 1961), une ammonite dont le moule interne est préservé sous l'aspect d'un nodule carbonaté décimétrique et qui est typique de la zone à *Deshayesites forbesi* immédiatement antérieure aux deux zones citées précédemment. Les forages de Juzanvigny, Morvilliers et de Soulaines permettent pour la première fois de décrire de façon précise cette partie de la succession lithologique. Dans les trois forages, les Argiles à Plicatules débutent par un niveau plus ou moins épais d'oolithes ferrugineuses surmontant les faciès wealdiens par l'intermédiaire d'une importante surface de ravinement. Il s'agit de la base de la phase transgressive du cycle eustatique de second ordre 13 de Jacquin *et al.* (1998) [qui correspond au cycle 13b de G. Rusciadelli (1999)] et en même temps de la surface de transgression de la séquence de 3^e ordre de l'Aptien inférieur (fig. 12). Quelques mètres d'argiles plus ou moins silteuses, entrecoupées de plusieurs surfaces d'omission, suivent. Ces discontinuités, parfois associées à du phosphate, sont interprétées comme autant de surfaces d'inondation (probablement de cycles de 4^e ou 5^e ordres) d'une mer qui envahit de nouveau le Bassin parisien par étapes successives. La présence de pinnules de ptéridophytes suggère une certaine proximité du rivage et une tranchée d'eau au début toujours faible. Viennent enfin des bancs calcaires bioclastiques et des niveaux lumachelliens

constitués d'huîtres de grande taille. Ces accumulations sont typiques de faciès littoraux d'avant-plage.

En ce qui concerne les parties moyenne et supérieure de la formation qui sont attribuées aux zones successives à *Deshayesites deshayesi* et à *Dufrenoyia furcata* (fig. 8), la richesse en ammonites et l'absence de dépôts de tempêtes suggèrent un dépôt sur la plate-forme littorale dans un milieu d'*offshore* inférieur. La transgression de l'Aptien inférieur sur la bordure sud-est du Bassin parisien a donc été progressive, mais rapide à l'échelle des temps géologiques, avec passage en une zone d'ammonites (la zone à *Deshayesites forbesi*) de faciès littoraux riches en huîtres à des faciès de plate-forme livrant de nombreuses ammonites. C'est probablement durant cette période qu'est réalisée la première connexion entre le Bassin de la Mer du Nord appartenant au Domaine boréal et l'Océan téthysien, au sommet de l'intervalle transgressif de la séquence de second ordre 13 de T. Jacquin *et al.* (1998). En effet, La zone à *Deshayesites deshayesi* est la première à être connue à la fois dans le SE du Bassin de Paris, la région parisienne [forages de la Grande-Paroisse près de Montereau et d'Ivry-sur-Seine ; cf. P. Lemoine, R. Humery & R. Soyer (1939) et F. Amédro & B. Matron (2004a)], les environs d'Amiens, le Boulonnais (Amédro & Robaszynski, 1998), le SE de l'Angleterre, l'île de Wright et la partie nord de l'Angleterre (Casey, 1961 ; Amédro & Robazynski in Gély & Hanot, édit., 2014).

4.7. L'événement anoxique « Oceanic Anoxic Event 1a - OAE1a » est enregistré au sein des Argiles à Plicatules

L'analyse du δ¹³Corg sur l'ensemble des Argiles à plicatules a révélé la présence d'une excursion isotopique négative de -3 ‰ suivie d'une excursion positive repérées au sein du forage AUB 121 dans l'intervalle 107 m – 110 m, au sein de la zone d'ammonites à *Deshayesites deshayesi* (Deconinck *et al.*, 2021). Ces excursions décrites initialement dans le domaine téthysien par Menegatti *et al.* (1998), caractérisent l'OAE1a (Deconinck *et al.*, 2021). L'excursion négative fut provoquée par le volcanisme lié à la mise en place du plateau océanique d'Ontong-Java dans le Pacifique Ouest-équatorial. Cet événement déclencha une augmentation significative de l'effet de serre en raison des grandes quantités de CO₂ émises dans l'atmosphère lors de l'événement volcanique. L'installation d'un climat chaud a entraîné une accélération du cycle hydrologique, une altération accrue des domaines continentaux et une exportation concomitante d'éléments nutritifs au domaine océanique. Ceux-ci ont provoqué un accroissement de la productivité, puis l'anoxie dans les fonds océaniques, elle-même responsable de la séquestration de la matière organique durant l'événement anoxique. Cette séquestration est responsable de l'excursion positive du δ¹³C. L'identification de l'OAE1a dans le bassin parisien fournit une ligne de corrélation remarquable avec d'autres secteurs de la Téthys (Ferry *et al.*, 2022) où cet événement s'exprime notamment dans le bassin vocontien sous forme de niveaux de black-shales (niveau Goguel).

4.8. Les Sables verts de l'Aube reposent sur la discordance fini-apptienne identifiée dans l'ensemble du Bassin parisien

Les Sables verts de l'Aube sont attribués à la dernière zone d'ammonites de l'Aptien supérieur, à *Hypacanthoplites jacobi*. Dans le secteur étudié, comme dans le Sud du département de l'Aube et dans l'Yonne, ils reposent sur les Argiles à Plicatules de l'Aptien inférieur. La plus grande partie de l'Aptien supérieur allant de la zone à *Cheloniceras martinoides* à la zone à *Nolaniceras nolani* manque. Au Nord de la vallée de l'Aube, en Haute-Marne et dans la Meuse, la succession est plus complète et les Sables verts de l'Aube surmontent les Sables d'Outines déposés durant l'intervalle cité ci-dessus.

À d'autres endroits du Bassin parisien comme dans le Boulonnais ou la Normandie, leurs équivalents latéraux (Formation de Wissant, Sables ferrugineux) peuvent être superposés aux faciès wealdiens ou à des formations jurassiques (Juignet, 1974 ; Amédro & Mania, 1976 ; Guillocheau et al., 1999). Selon ces derniers auteurs, la discordance fini-apptienne résulte d'une phase de compression du bassin selon une orientation NNE-SSW, « la bordure sud du synclinal de Dinant et son prolongement ardennais sont exhumés, découpés... Un scénario identique se produit sur le domaine armoricain ».

En ce qui concerne l'environnement de dépôt, il s'agit d'un milieu marin typique, mais avec une bathymétrie faible, correspondant probablement à l'avant-plage (*shoreface*). « Ces sables correspondent à de vastes plages sous-marines qui ont dû se constituer dans un cadre géographique relativement monotone qu'il faut concevoir avec des fonds plats ou à pentes très faibles » (Courel et al., 1972).

Par rapport aux niveaux sous-jacents (intervalle allant de la limite Jurassique-Crétacé à l'Aptien inférieur) pour lesquels une interprétation séquentielle nouvelle est proposée dans cet article (fig. 11), la succession allant de l'Aptien supérieur à la limite Albien-Cénomanien est mieux connue et le découpage séquentiel publié par J. Hardenbol et al. (1998) pour l'Aptien supérieur et par F. Amédro (2009) et F. Amédro & B. Matron (2014) pour l'Albien est utilisé (fig. 12).

4.9. Le lit de nodules phosphatés présent à la limite inférieure des Argiles tégulines de Courcelles de Courcelles est une surface de transgression majeure

Le lit de nodules phosphatés à *Leymeriella tardefurcata* et *L. regularis* présent à la base des Argiles tégulines de Courcelles dans l'Aube se prolonge dans l'Yonne à la base des Argiles de l'Armance. Il est également connu à la limite inférieure des Sables verts albiens dans la moitié Nord du bassin tout au long de la bordure du massif ardennais (Barrois, 1878 ; Amédro, 1985), jusque dans le Boulonnais (Robaszynski & Amédro, 1986) et même au-delà dans le Sud de l'Angleterre. Il s'agit de la surface de transgression de la première séquence de 3^e ordre (AL1) identifiée dans le Bassin parisien qui fait elle-même partie de la phase transgressive de la séquence de 2^e ordre 14a dont la limite inférieure se situe dans l'Aptien « terminal », à la base de la zone à *Hypacanthoplites jacobi* (Amédro & Matron, 2004 ; Amédro, 2009).

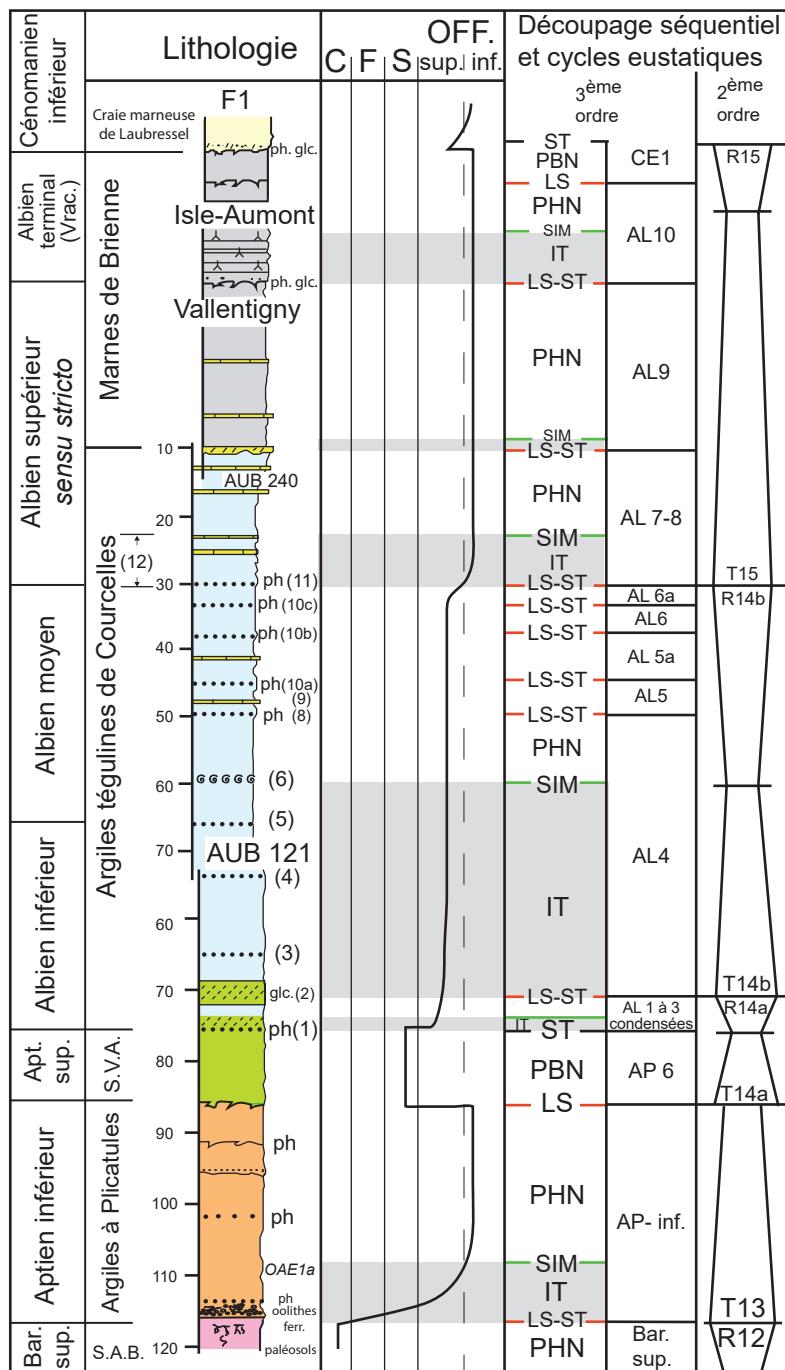


Fig. 12. – Environnements de dépôt et interprétation séquentielle des formations aptiennes et albiennes préservées le long de la bordure orientale du Bassin de Paris.

Fig. 12. – Depositional environments and sequential interpretation, in terms of second-order eustatic cycles, of Aptian and Albian formations preserved along the eastern edge of the Paris Basin.

4.10. Le niveau d'argile sablo-glaconieuse situé à quelques mètres au-dessus de la base des Argiles téglulines de Courcelles dans l'Aube, écho des Sables des Drillons de l'Yonne, marque la base d'un mouvement transgressif de grande ampleur

Les cartes paléogéographiques et d'isopaques des différentes unités lithologiques représentées au sein des dépôts albiens du Bassin parisien publiées par J. Lauverjat (1967, 1974) révèlent que l'extension des Sables des Drillons couvre les parties centrale et méridionale du bassin. En remontant vers le Nord, les Sables des Drillons passent latéralement aux Argiles téglulines de Courcelles à la limite entre les départements de l'Yonne et de l'Aube, puis se diluent au sein de celles-ci. Seule une passée sablo-glaconieuse intercalée dans la partie inférieure des Argiles téglulines de Courcelles (intervalle 69,20 m et 72,25 m du forage AUB 121, fig. 8), reste décelable au niveau des vallées de la Seine et de l'Aube. L'apport des forages Andra est de démontrer, grâce aux nombreuses ammonites trouvées dans les carottes et par comparaison avec les récoltes effectuées sur le terrain dans l'Yonne et dans l'Aube (Amédro & Matrion, 2008 ; Amédro *et al.*, 2017, 2021), que la limite inférieure des Sables des Drillons coïncide partout avec la base de la zone d'ammonites à *Otohoplites subhilli*. En revanche, la limite supérieure de l'unité présente un net diachronisme avec un âge de plus en plus ancien en allant du SW vers le NE, passant de la limite supérieure de la zone à *Hoplites (Hoplites) benettianus* (base de l'Albien moyen) dans les environs de Saint-Florentin à la partie moyenne de la zone à *O. subhilli* (Albien inférieur élevé) aux abords de Brienne-le-Château.

Les Sables des Drillons et leur extension latérale sont très glauconieux et particulièrement riches en ammonites, avec apparition de plusieurs espèces nouvelles et incluent de nombreuses formes cosmopolites et téthysiennes (20 % à la base du prisme sédimentaire, jusqu'à 94 % au sommet). La limite inférieure des Sables des Drillons est interprétée comme une surface de transgression et l'unité elle-même comme un intervalle transgressif majeur caractérisé par l'abondance d'ammonites cosmopolites dont la proportion augmente du bas vers le haut. Cet intervalle s'est poursuivi durant trois zones d'ammonites (successivement à *Otohoplites subhilli*, à *Hoplites (Isohohoplites) steinmanni* et enfin à *H. (Hoplites) benettianus*, figs. 8 et 9), soit durant un intervalle de temps que l'on peut estimer entre 1,5 et 1,8 Ma si l'on accorde aux différentes zones une durée moyenne de 0,6 Ma (Amédro & Matrion, 2008). Il s'agit de la phase transgressive de la séquence de 2^e ordre 14b de T. Jacquin *et al.* (1998) qui coïncide avec l'intervalle transgressif de la séquence de 3^e ordre AL 4.

Curieusement, cet intervalle transgressif n'est pas enregistré le long de la bordure des massifs ardennais et du Brabant, de l'Argonne au Boulonnais et même jusque dans le Kent dans le Sud-Est de l'Angleterre (Amédro *et al.*, 2014). Cette lacune résulte probablement d'un soulèvement de la bordure NE du Bassin parisien autour de la limite Albien inférieur-Albien moyen, suite à une déformation ou à un soulèvement du socle.

4.11. Les lits de nodules phosphatés présents au sein des Argiles albiennes et à la base de la craie sont la traduction sédimentaire de variations du niveau marin et sont interprétés comme des surfaces d'inondation

Plus d'une dizaine de lits de nodules phosphatés sont identifiés au sein des argiles albiennes (Argiles téglulines de Courcelles et Marnes de Brienne), ainsi qu'à la base de la craie dans l'Est du Bassin parisien. Ils surmontent de façon quasi systématique une surface d'omission et sont fréquemment associés à de la glauconie, des éléments détritiques (sable, silt) et riches en macrofossiles (huîtres, inocérames, gastéropodes, ammonites cosmopolites...). Ces événements sont pour ces raisons associés à des surfaces d'inondation qui peuvent aussi être amalgamées avec une surface de transgression s'il s'agit de la première au sein d'un intervalle transgressif ou avec une surface d'inondation maximale s'il s'agit de la plus élevée.

L'interprétation séquentielle en termes de cycles eustatiques de 2^e et 3^e ordre de l'ensemble des lits de nodules phosphatés identifiés au sein des formations albiennes de l'Aube a été présentée dans le détail par F. Amédro & B. Matrion (2004, 2014). La figure 12 illustre simplement les environnements de dépôt des séquences qui englobent les cycles de second ordre 13, 14a, 14b et 15 de T. Jacquin *et al.* (1998), dont les trois derniers correspondent aux argiles à faciès Gault. Deux lits de nodules phosphatés présents au sein des Argiles téglulines méritent néanmoins une attention particulière. Il s'agit des niveaux repères (4) et (11).

Niveau repère (4) : ce lit de nodules phosphatés (repéré à 51,30 m dans le forage AUB 121) est constitué de nodules centimétriques arrondis, marron, distants les uns des autres de quelques centimètres, inclus dans une argile sableuse. Sa particularité est liée à son contenu paléontologique caractérisé par une prolifération soudaine et spectaculaire d'ammonites cosmopolites et téthysiennes qui représentent 92 % de la population avec des *Protanisoceras*, *Douvilleiceras*, *Holcophylloceras*, *Desmoceras*, *Beudanticeras*, *Cleoniceras*, *Lyelliceras*, *Pseudobrancoceras* et *Oxytropidoceras*. Une espèce est particulièrement abondante : *Lyelliceras pseudolyelli* Parona & Bonarelli, 1897 (35 % de la faune). Il s'agit du « *Lyelliceras event* » de F. Amédro (2009). Cette surface d'inondation n'est pas une surface de transgression dans la mesure où elle s'inscrit au sein du long intervalle transgressif décrit dans le paragraphe précédent et qui s'étend sur trois zones d'ammonites : successivement à *Otohoplites subhilli*, à *Hoplites (I.) steinmanni* et à *H. (H.) benettianus*. En revanche il s'agit d'une surface d'inondation majeure identifiée sur les marges nord et sud de la Téthys jusqu'en Iran et au Pakistan, à Madagascar, en Afrique du Sud, au Texas, Californie, Venezuela, Pérou (Owen, 1971, Amédro *et al.*, 2014). Deux autres événements à caractère lithologique et bio-écologique plus discrets surmontent respectivement d'une dizaine ou d'une quinzaine de mètres dans la succession lithologique de l'Albien type le « *Lyelliceras event* ». Le premier est le niveau repère (5) : lit de nodules phosphatés non jointifs, surmontant une surface d'omission et qui coïncide avec l'apparition de l'ammonite *Lyelliceras lyelli* (d'Orbigny, 1841), marqueur de la limite Albien inférieur/Albien moyen. Le second est le niveau repère (6) : lit de concrétions carbonatées dont la

surface supérieure est partiellement durcie en un firmground et au-dessus duquel les ammonites cosmopolites et téthysiennes, très abondantes en dessous (87 à 94 % des associations successives), disparaissent quasiment. Cet événement est interprété comme le pic de transgression de la séquence eustatique de 2^e ordre 14b de T. Jacquin *et al.*, (1998) cumulé avec la surface d'inondation maxmale du cycle de 3^e ordre AL4 de F. Amédro (2009).

Niveau repère (11) : l'épaisseur de cet autre lit de nodules phosphatés (0,05 m), la densité des nodules, ici noirs et leur position au-dessus d'une surface d'omission bien marquée

en font aussi un niveau repère bien apparent. Mais l'élément le plus important est qu'il coïncide avec une nouvelle arrivée ponctuelle d'ammonites à caractère cosmopolite ou téthysien : *Beudanticeras*, *Dipoloceras*, *Hysterooceras* et *Neophlycticeras* qui représentent 9 % de la population. Il s'agit du « *Dipoloceras event* » de F. Amédro (2009). Il s'agit également d'une importante surface de transgression (début de la phase transgressive du cycle de second ordre 15 et du cycle de 3^e ordre AL7-8 ; cf. fig. 12) identifiée dans tout le Bassin anglo-parisien, le Bassin vocontien, en Pologne, Afrique du Nord, Mozambique, Madagascar, Afrique du Sud, Inde, Japon, Texas et Californie (Owen, 1971 ; Amédro, 2009). L'apparition de l'espèce *Dipoloceras cristatum* permet de placer la limite Albien moyen-Albien supérieur à la base de ce niveau repère.

4.12. Le faciès gaize des Marnes de Brienne est l'expression d'un événement transgressif majeur connu mondialement

Le faciès gaize constitue, depuis la Puisaye jusque dans l'Aube, une intercalation d'une dizaine de mètres d'épaisseur située dans la partie moyenne des Marnes de Brienne et limitée à la base par une surface de transgression surmontée d'un lit de nodules phosphatés. Dans l'aire considérée, elle est attribuée à la partie inférieure de l'Albien terminal (Vraconnien). Il s'agit d'un faciès glauconieux, riche en spicules d'éponges, développé au sein du Bassin parisien sur une surface de plus de 4 000 km² à l'occasion de l'intervalle transgressif de la séquence de 3^e ordre AL 10 de F. Amédro (2009) et du pic de transgression du 15^e cycle de second ordre identifié dans le Crétacé inférieur de l'Europe par T. Jacquin *et al.* (1998). Cet événement eustatique, également connu en Suisse, Allemagne, Europe centrale, Afrique du Nord, Californie..., présente un caractère global (Amédro, 2002; 2006).

En Argonne et sur une grande partie du pourtour ardennais, la Gaize de Vouziers atteint une épaisseur considérable, dépassant 100 mètres par endroits. Mais ici, le faciès gaize débute beaucoup plus tôt que dans l'Aube et dans l'Yonne, dès la base de l'Albien supérieur, durant la zone à *Pervinquieria pricei* et s'étend jusqu'au sommet du Vraconnien (Amédro, 1985). Il est possible que le lessivage du socle paléozoïque ait favorisé un apport de silice en mer aux abords de l'Ardenne dès le début de la transgression de l'Albien supérieur. La base de la Gaize de l'Argonne coïncide en effet avec le début de l'intervalle transgressif du 15^e cycle de second ordre de T. Jacquin *et al.* (1998) et la formation s'inscrit elle-même entièrement au sein de ce cycle, englobant les séquences de troisième ordre AL 7-8, AL 9 et AL 10 de F. Amédro (2009).

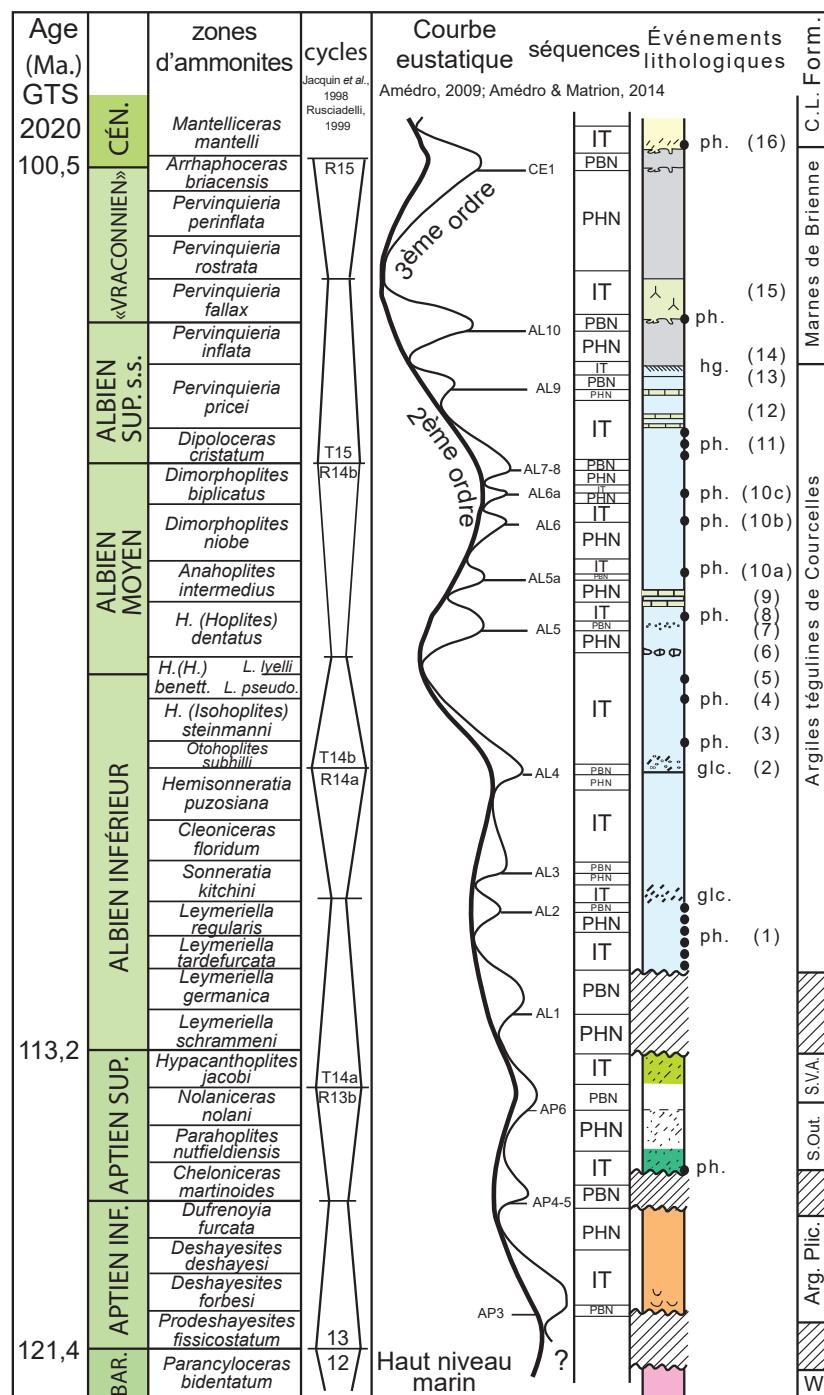


Fig. 13. – Zones d'ammonites, événements lithologiques et cycles eustatiques de 2^e et 3^e ordres dans l'Aptien et l'Albien de la bordure orientale du Bassin parisien. Form. Formation, IT. Intervalle transgressif, PBN. Prisme de Bas Niveau, PHN. Prisme de Haut Niveau, glc. glauconie, ph. phosphate, W. Wealdien, S. Out. Sables d'Outines, SVA. Sables verts de l'Aube, C.L. Craie de Laubressel.

Fig. 13. – Ammonite zones, lithological events and 2nd and 3rd order eustatic cycles in the Aptian and Albion of the eastern border of the Paris Basin. Form. Formation, IT. Transgressive system tract, PBN. Lowstand system tract, PHN. Highstand system tract, glc. glauconite, ph. phosphate, W. Wealdien facies, S. Out. Sables d'Outines, SVA. Sables verts de l'Aube, C.L. Craie de Laubressel.

5. La courbe de variation relative du niveau marin à l'Aptien - Albien

Le grand nombre de lacunes de sédimentation identifiées dans l'Aube au sein et entre les formations allant des Calcaires du Barrois jusqu'aux Argiles à Plicatules ne permet pas de dessiner une courbe de variation relative du niveau marin dans l'intervalle Berriasien – Barrémien à l'échelle régionale. La situation est en revanche différente au-dessus, à partir des Argiles à Plicatules et jusqu'à la base de la Craie de Laubressel, c'est-à-dire dans l'intervalle Aptien – Albien. Le département de l'Aube est le stratotype de l'étage Albien. La série type y est exceptionnellement épaisse (125 m) et entièrement sous faciès argileux, ce qui constitue une situation unique dans le bassin anglo-parisien. Reconstituer la courbe de variation relative du niveau marin dans l'Aptien et surtout dans l'Albien de l'Aube présente de ce fait un grand intérêt dans la mesure où le tracé obtenu correspond dans ses grandes lignes à ce que l'on observe dans la plupart des bassins sédimentaires européens et même au-delà, comme en Afrique du Nord ou en Californie.

La courbe eustatique proposée au sein des bassins européens par J. Hardenbol *et al.* (1998), inspirée des travaux antérieurs de B.U. Haq *et al.* (1988) et actualisée pour l'Aptien par S.P. Hesselbo *et al.* (1990) et A.H. Ruffell & G.D. Wach (1991) et pour l'Albien par F. Amédro (1992) montre 6 cycles de 3^e ordre au cours de l'Aptien et 11 durant l'Albien. Aucune analyse séquentielle n'a été publiée ultérieurement en ce qui concerne les formations aptiennes. En revanche de nouvelles études ont été entreprises dans l'Albien de l'ensemble du bassin anglo-parisien et du bassin de Mons en Belgique, avec une attention particulière portée à la région type de l'Aube à travers la description de nombreux affleurements éphémères et des premiers forages carottés réalisés par l'Andra (Amédro & Matron, 2004 a, 2014 ; Amédro, 2009 ; Amédro *et al.*, 2019, 2021). Le résultat est toujours l'identification de 11 séquences de 3^e ordre dans l'Albien du bassin de Paris, avec un sens parfois légèrement différent de celles proposées par J. Hardenbol *et al.* (1998).

La courbe de variation relative du niveau marin, ou encore de l'environnement de dépôt de l'Aptien – Albien du Bassin de Paris (anglo-parisien devrait-on plutôt dire) est présentée dans la figure 13. Son examen montre que la montée transgressive globale présente quatre pics de second ordre, le premier au sommet de l'Aptien inférieur à la limite entre les zones à *Deshayesites deshayesi* et à *Dufrenoyia furcata*, le second dans l'Albien inférieur au sommet de la zone à *Leymeriella regularis*, le troisième à la base de l'Albien moyen durant la zone à *Hoplites benettianus* et le quatrième au sommet de la zone à *Pervinquieria fallax*. Les hausses et baisses relatives du niveau marin liées aux cycles de 3^e ordre s'ajoutent à ces variations de grande amplitude.

6. Conclusion

Les forages réalisés par l'Andra dans le département de l'Aube, à une dizaine de kilomètres à l'Est de Brienne-le-Château, permettent d'actualiser la succession lithologique du Crétacé inférieur de ce secteur du Bassin parisien et de préciser les environnements de dépôt. Complétés vers le haut par trois autres forages effectués à une cinquantaine de kilomètres au Nord dans la Marne, à l'occasion du projet de « Lac des Côtes de Champagne », ils permettent de décrire avec précision une coupe continue, allant du toit des Calcaires du Barrois d'âge Tithonien inférieur à la base du Cénomanien. La succession lithologique comporte : les Sables de Soulaines (Valanginien probable), les Calcaires à Spatangues (Haute-rivien inférieur), les Argiles ostréennes (Hauterivien supérieur probable et Barrémien), les Sables et argiles bariolées (faciès wealdiens attribués au Barrémien supérieur), les Argiles à Plicatules (Aptien inférieur), les Sables verts de l'Aube (Aptien supérieur), les Argiles tégulines de Courcelles (Albien inférieur à supérieur *pars*), les Marnes de Brienne (Albien supérieur *pars*) et enfin le contact avec les craies marneuses de Laubressel cénomaniannes.

Après l'émersion survenue à la fin du Jurassique à l'occasion de la régression purbeckienne, la transgression du Berriasien supérieur/Valanginien conduit au dépôt des Sables de Soulaines dans un environnement d'estran tidal. L'approfondissement du milieu de dépôt est davantage marqué à l'Hauterivien inférieur où les Calcaires à Spatangues se déposent dans un milieu de plate-forme externe. Le dépôt des Argiles ostréennes s'opère ensuite dans un milieu peu profond de vasières à huîtres occasionnellement émergées. La transition entre les Calcaires à Spatangues et les Argiles ostréennes est progressive et incompatible avec une lacune de l'Haute-rivien supérieur qui est donc probablement représenté à la base des argiles ostréennes. La partie moyenne, davantage argileuse, de cette formation pourrait être contemporaine de l'événement Faraoni (Hauterivien terminal) et marquerait un approfondissement du milieu de dépôt. Au Barrémien supérieur, le secteur étudié correspond à un milieu continental de plaine côtière soumis à une forte hydrolyse sous climat chaud et humide. À l'Aptien inférieur, la transgression d'origine téthysienne se marque par un retour à des dépôts marins d'abord margino-littoraux puis plus profonds durant le dépôt des Argiles à Plicatules. Au sein de cette formation, l'événement anoxique océanique OAE1a est enregistré dans la zone d'ammonites à *Deshayesites deshayesi*, ce qui fournit une excellente datation et un élément de corrélation fiable avec d'autres secteurs du domaine téthysien. Le passage aux Sables Verts de l'Aube marque à nouveau une diminution de la tranche d'eau, puis la transgression albienne conduisant à nouveau à des dépôts argileux jalonnés de nombreux horizons repères dans un environnement d'offshore marqué le début d'une période de haut niveau marin et l'installation durable de dépôts marins francs durant l'ensemble du Crétacé supérieur.

Annexe

Description des forages SC 101 et AUB 161

Remarques préliminaires

1. Dans la mesure où les formations allant des Argiles tégulines de Courcelles albiennes aux Sables et argiles bariolées réputés Barrémien supérieur ont déjà fait l'objet de descriptions précises à travers l'étude des forages AUB 111, 121 et 240 (Amédro *et al.*, 2017, 2019 ; Deconinck *et al.*, 2021), seuls les forages SC101 et AUB 161 sont décrits ici de façon détaillée.

2. Les forages AUB 161 et SC 101, ont fait l'objet de plusieurs échantillonnages de courts tronçons de carotte à des fins géotechniques avant que les levés lithologiques présentés ci-dessous ne soient effectués. Ces manques sont représentés par des croix sur les figures. Les prélèvements d'une épaisseur inférieure à 10 cm ne sont pas indiqués en raison de l'échelle utilisée.

Le forage Andra SC 101 de Soulaines (Aube)

Le forage SC 101 est implanté sur le site de stockage de l'Andra à Soulaines-Dhuys, à 1,7 km au NE du forage AUB 161. Coordonnées Lambert zone 1 : X = 772,780 ; Y 1080,400 = ; Z = 144 m. Plus d'un tiers des carottes de forage ayant été prélevé à des fins géotechniques entre les niveaux 41,40 m et 60,80 m, nous n'avons pas étudié cet intervalle mais ciblé, au-dessus, la discontinuité Argile à Plicatules/Sables et argiles bariolées (faciès wealdiens) et, en dessous, les 30 m inférieurs du forage traversant les formations non décrites précédemment.

Du haut vers le bas, les niveaux décrits sont les suivants (fig. 5).

- **Argiles à Plicatules** (25,92 m d'épaisseur, dont seuls les 3,92 m inférieurs sont décrits) : Aptien inférieur
 - 34,70 m à 37,90 m : argile grise contenant quelques bivalves et débris de bois épars et, à 37,15 m, un gastéropode,
 - 37,90 m à 38,00 m : banc calcaire contenant des huîtres,
 - 38,00 m à 38,10 m : argile grise,
 - 38,10 m à 38,62 m : accumulation d'oolithes ferrugineuses inframillimétriques noires, souvent oxydées ;
- **Sables et argiles bariolées** (6,38 m d'épaisseur, dont seuls les 2,78 m supérieurs sont décrits) : Barrémien supérieur à faciès wealdiens :
 - 38,62 m à 39,10 m : argile gris-violacé, entrecoupée à 39,15 m par une croûte plurimillimétrique sablo-ferrugineuse (altérite),
 - 39,10 m à 39,15 m : croûte pluri-millimétrique sablo-ferrugineuse (altérite),
 - 39,15 m à 39,30 m : argile identique à celle recoupée dans l'intervalle 38,62 m-39,10 m,
 - 39,30 m à 39,75 m : croûte sablo-ferrugineuse cohérente, solidifiée, rouille (altérite),
 - 39,75 m à 40,10 m : argile gris pâle à faciès wealdien,

- 40,10 m à 41,40 m : argile bariolée gris pâle, douce au toucher, entrelardée de passées lie de vin,
- 41,40 m à 60,80 m : intervalle non étudié, correspondant à la moitié inférieure des faciès wealdiens et aux deux tiers supérieurs des Argiles ostréennes ;
- **Argiles ostréennes** (25,42 m d'épaisseur, dont seuls les 9,62 m inférieurs sont décrits) : Barrémien inférieur - Hauterivien supérieur :
 - 60,80 m à 61,49 m : argile gris-brun, très finement silteuse et faiblement micacée, entrecoupée de trois niveaux coquilliers constitués d'une concentration de coquilles entières de bivalves, dont certaines sont ouvertes avec les deux valves encore réunies. Les deux niveaux supérieurs, situés respectivement à 61,05 m et 61,15 m, sont pluricentimétriques et contiennent également des fragments centimétriques de bois et quelques graviers phosphatés. Le niveau inférieur est identique dans sa composition, mais beaucoup plus épais dans la mesure où il est repéré dans l'intervalle 61,22 m-61,49 m, soit sur une épaisseur de 27 cm. La récolte de coquilles entières, dont certaines atteignent 1 à 2 cm, montre que ces accumulations ne correspondent pas à des dépôts de tempêtes,
 - 61,49 m à 66,40 m : alternance de lits argileux gris-brun à gris moyen, demi-métriques à métiques et de bancs calcaires gris, décimétriques à pluridécimétriques. Le plus souvent, la base des lits argileux est caractérisée sur une hauteur d'un à deux centimètres par une accumulation de coquilles d'huîtres demi-centimétriques. Dans un cas, à 63,80 m, il s'agit de fragments de coquilles usés et roulés. Mais le plus souvent, à 62,00 m, 62,70 m, 64,88 m, 65,42 m et dans l'intervalle 65,80 m-66,15 m les coquilles sont entières. À la différence des autres bancs, le sommet du banc calcaire situé au niveau 33,80 m est parcouru de nombreuses bioturbations de type *Thalassinoides*. De grandes huîtres sont également présentes au sein des argiles sur toute la hauteur de l'intervalle, avec une concentration particulière entre 63,60 m et 63,80 m,
 - 66,40 m à 69,30 m : intervalle à dominante carbonatée, dans lequel les niveaux argileux s'amincissent à l'inverse des bancs calcaires qui se développent et sont constitués d'un calcaire bioturbé, beige et cohérent, difficile à casser au marteau. Deux bancs carbonatés sont particulièrement épais, le premier situé dans l'intervalle 66,40 m - 66,98 m, le second dans l'intervalle 67,20 m – 68,35 m, ce dernier étant en outre parcouru de filets argileux onduleux qui lui donnent un aspect subnoduleux (*litage flaser*),
 - 69,30 m à 70,42 m : succession de deux cycles débutant à la base par un niveau argileux gris foncé relativement mince et passant vers le haut à un banc calcaire gris pâle, pluridécimétrique, dont la limite supérieure est fortement bioturbée, parcourue de nombreuses traces fossiles de type *Thalassinoides*, ce qui confère au sommet des bancs un aspect noduleux. L'intervalle 69,85 m – 69,95 m est caractérisé par une concentration en coquilles d'exogyres de 5 à 8 cm emballées dans une argile grise;

– **Calcaires à Spatangues** (9,78 m) : Hauterivien inférieur

- 70,42 m à 73,12 m : succession de bancs calcaires pluri-décimétriques gris clair, plus ou moins riches en bioclastes, séparés par des interbancs également pluri-décimétriques et carbonatés, mais remplis de filets argileux onduleux qui donnent à la roche un aspect subnoduleux (litage *flaser*). Chaque niveau subnoduleux renferme de nombreuses huîtres de grande taille. De façon comparable à ce que l'on observe dans le forage AUB 161, il n'existe pas de limite franche entre les Argiles ostréennes et les Calcaires à Spatangues, mais un passage progressif. Si l'on utilise comme critère la présence de niveaux riches en grandes huîtres, la limite entre les formations est située à 69,85 m. Si l'on retient l'apparition d'un faciès subnoduleux dominant, ce qui est le cas ici, la limite est tracée quelques décimètres plus bas, à 70,42 m,
- 73,12 m à 75,90 m : ensemble de gros bancs calcaires grisâtres, demi-métriques à métriques, subnoduleux, pauvres en bioclastes, entre lesquels s'intercalent des lits pluricentimétriques remplis de filets argileux onduleux (litage *flaser*) et riches en serpules,
- 75,90 m à 78,40 m : alternance de bancs calcaires franchement noduleux, pluridécimétriques, riches en bioclastes, contenant quelques bivalves et en particulier des huîtres, des serpules, ainsi qu'au moins un échinide spatangoïde et de niveaux marneux comparables dans leur structure à ceux décrits dans l'intervalle précédent, mais plus épais (0,20 m en moyenne),
- 78,40 m à 79,65 m : intervalle à dominante marneuse, gris-clair à gris-bleu, avec une passée un peu plus carbonatée entre 78,55 m et 78,75 m. Ce banc calcaire décimétrique est lui-même parcouru de filets argileux onduleux et rempli de bioturbations de type *Chondrites*,
- 79,65 m à 79,90 m : un cycle constitué d'un banc calcaire gris-clair épais de 15 cm et renfermant des huîtres de grande taille, superposé à une accumulation d'huîtres pluricentimétriques et de bioclastes emballés dans une argile gris-bleu légèrement sableuse. La limite inférieure est une surface d'omission avec des perforations (*Thalassinoides*) qui s'enfoncent d'une dizaine de centimètres dans la partie supérieure du lit sous-jacent. Cette surface est interprétée comme une surface d'inondation,
- 79,90 m à 80,20 m : gravier argileux gris-sombre, légèrement glauconieux, à faciès d'avant-plage, contenant quelques huîtres à la base. Le contact avec les Sables de Soulaines est tranché et souligné par une surface de ravinement onduleuse (surface de transgression) ;

– **Sables de Soulaines** (7,05 m) : Valanginien probable

- 80,20 m à 81,10 m : argile lie de vin contenant de nombreux fragments végétaux, mais pas de paléosols. Des bioturbations remplies d'une argile un peu plus sableuse sont présentes de façon éparses au sein de ce lit dont le faciès rappelle les dépôts wealdiens,
- 81,10 m à 87,25 m : sable argileux beige, plus ou moins bioturbé, à litage *flaser*, où alternent lits sableux et drapages argileux d'étalement de marée. Le contact

avec les argiles sus-jacentes présente une surface bioturbée discrète, mais bien réelle, couverte d'un fillet argileux. Deux niveaux riches en bioturbations sont également visibles à 82,75 m et 83,70 m. Les derniers centimètres de ce sable argileux reposant sur les Calcaires du Barrois sont un peu plus grossiers, sans être véritablement graveleux ;

– **Calcaires du Barrois** (recoupés sur 2,35 m) : Tithonien inférieur

- 87,25 m à 89,60 m (fin du forage) : calcaire gris clair présentant quelques traces de bioturbations remplies d'un calcaire légèrement gréseux. Le contact entre les formations crétacées et jurassiques n'a pas été préservé dans le forage SC 101, probablement en raison d'un patinage du carottier au niveau de la surface supérieure des Calcaires du Barrois. La limite est en revanche bien documentée dans le forage SC 102 implanté à une centaine de mètres de distance, également sur le Centre de stockage de l'Andra à Soulaines. Le toit des Calcaires du Barrois apparaît ici couvert d'une croûte d'altération grésifiée et ferruginisée rouille. Cette cuirasse latéritique présente une épaisseur moyenne d'environ 4 cm et s'enfonce par endroits en oblique sur une dizaine de centimètres de profondeur dans le sommet des calcaires jurassiques.

Le forage Andra AUB 161 de Morvilliers (Aube)

Coordonnées Lambert zone 1 : X = 771,852 ; Y = 1078,417 ; Z = 157,41 m. (fig. 6) :

– **Argiles à Plicatules** (épaisseur 25,87 m. Seul le tiers inférieur de la formation est décrit) : Aptien inférieur

- 40,37 m à 44,60 m : argile gris-brun, paraissant assez homogène. De rares nodules centimétriques de pyrite bien cristallisées sont présents dans la masse du sédiment, ainsi que quelques bioturbations éparses, essentiellement des *Chondrites*. La macrofaune est occasionnelle, avec quelques plicatules et, à 44,42 m, une exogyre de grande taille. La limite avec le lit sous-jacent est une surface d'omission parcourue de traces fossiles de type *Thalassinoides*. Juste au-dessus de la surface perforée, sur une hauteur d'un demi-centimètre, on observe une accumulation de coquilles de plicatules de petite taille (2 à 3 cm), de bioclastes constitués de fragments de plicatules et la présence d'un nodule phosphaté centimétrique,
- 44,60 m à 47,10 m : argile noire, homogène, sans cycles apparents, parsemée de quelques fines bioturbations vermiformes et de rares bioclastes. Les quinze centimètres inférieurs de l'unité lithologique renferment de nombreux nodules phosphatés centimétriques beiges. Entre 46,00 m et 46,10 m se développe un banc calcaire gris clair, cohérent mais non durci, riche en bioclastes, plicatules et qui a livré une exogyre de grande taille (7 à 8 cm),
- 47,10 m à 47,77 m : argile noire comparable à la précédente, mais contenant de nombreux bivalves, dont de petites huîtres (exogyres et alectryonies) et des gastéropodes,

- 47,77 m à 47,85 m : argile noire, devenant silteuse et bioturbée vers le bas, avec encore un gros bivalve au contact avec le lit suivant,
- 47,85 m à 48,00 m : niveau ferrugineux rouille constitué d'une accumulation d'oolithes ferrugineuses inframillimétriques noires, agglomérées les unes aux autres et dont certaines sont oxydées. La limite supérieure du lit est une surface d'omission bioturbée, la limite inférieure une surface d'érosion légèrement onduleuse avec des bioturbations (*Thalassinoides*) s'enfonçant d'une dizaine de centimètres dans le sommet des faciès wealdiens sous-jacents ;
- **Sables et argiles bariolées** (7,17 m) : Barrémien supérieur ? à faciès wealdiens
 - 48,00 m à 48,90 m : argile soyeuse, douce au toucher, gris pâle,
 - 48,90 m à 52,10 m : argile bariolée lie de vin et gris pâle,
 - 52,10 m à 53,00 m : argile silteuse gris pâle,
 - 53,00 m à 53,90 m : silt gris clair lardé de fines laminations argileuses (faciès « *flaser* » où alternent lits silteux et drapages argileux d'étalement de marée caractéristiques de platier tidal),
 - 53,90 m à 54,50 m : silt très argileux gris moyen,
 - 54,50 m à 55,17 m : argile silteuse noire à faciès « *flaser* », fortement bioturbée, avec des terriers remplis de silt. Les 15 cm supérieurs de l'unité lithologique sont plus carbonatés sans qu'il s'agisse d'un véritable banc calcaire. L'argile est, quant à elle, parsemée de concrétions sidéritiques pluricentimétriques gris-brun. Le niveau plus carbonaté contient de nombreux débris ligneux. Une pinule de ptéridophyte a également été collectée à 55,00 m. La limite inférieure du lit montre la présence d'une surface d'omission discrète surmontée d'une ligne de cristaux millimétriques de pyrite altérés le plus souvent en gypse ;
- **Argiles ostréennes** (24,22 m) : Barrémien inférieur - Hauterivien supérieur ?
 - 55,17 m à 57,22 m : argile gris foncé à brunâtre, riche en bioclastes dans l'intervalle 56,10 m-56,30 m et livrant quelques bivalves (*Entolium* et *Panopea*) à 56,68 m. La couleur brunâtre de l'argile évolue même vers une teinte violacée, lie de vin, dans l'intervalle 56,70 m-57,22 m. La distinction entre l'argile silteuse noire constituant la base des faciès wealdiens et l'argile gris foncé présente au sommet des Argiles ostréennes n'est pas évidente et seule une observation attentive permet de distinguer les deux formations. On peut considérer qu'un passage progressif existe entre elles. Néanmoins, la récolte de deux bivalves caractéristiques d'eaux peu profondes (une à quelques dizaines de mètres), mais à caractère franchement marin à 56,68 m, au-dessus de l'intervalle où l'argile prend une teinte violacée annonçant les faciès wealdiens, révèle une alternance de faciès plus ou moins lagunaires et de faciès marins durant cet intervalle,
 - 57,22 m à 57,65 m : argile grise entrecoupée de trois passées centimétriques riches en serpules et bioclastes constitués essentiellement de fragments de petites huîtres à 57,37 m, 57,50 m et 57,65 m, ce dernier lit contenant en plus de nombreux bivalves de 3 à 5 cm et des graviers phosphatés. Les deux lits supérieurs surmontent de fines surfaces de discontinuités et pourraient correspondre à des tempestites,
 - 57,65 m à 57,95 m : argile grise,
 - 57,95 m à 71,50 m : suite rythmée constituée d'une alternance de lits argileux gris moyen, demi-métriques à métriques et de bancs calcaires gris, décimétriques à pluridécimétriques. À plusieurs reprises, les lits argileux sont limités à la base par une surface onduleuse surmontée d'un lit plurimillimétrique à centimétrique dans lequel on observe une concentration en débris de coquilles de bivalves (bioclastes), en huîtres de grande taille (5 à 8 cm) dont les valves, quoique séparées les unes autres, sont fréquemment entières et parfois en serpules. Certains bancs calcaires sont remplis de bioclastes, d'autres non et quelques cas, la limite supérieure des bancs est perforée de *Thalassinoides*, en particulier à 62,97 m, 65,60 m et 66,00 m. De grandes huîtres, rapportées le plus souvent aux espèces *Liostrea leymeriei* et *Aestostreon latissimum*, sont fréquentes au sein des argiles sur toute la hauteur de l'intervalle. Entre les niveaux 59,30 m et 59,70 m, la moitié inférieure d'un banc carbonaté est parcourue de filets marneux onduleux qui lui donnent un aspect subnoduleux (litage *flaser*). Les lits plurimillimétriques constitués uniquement de bioclastes et qui surmontent de petites discontinuités sont interprétés comme autant de tempestites, en particulier à 61,50 m, 62,50 m et peut-être à 66,92 m et 67,30 m. Plusieurs graviers et nodules de phosphate de calcium beige sont présents à 70,05 m, associés à une concentration en bioclastes surmontant une passée décimétrique un peu plus carbonatée,
 - 71,50 m à 75,20 m : argile brune entrecoupée de deux lits centimétriques riches en bioclastes situés respectivement à 73,60 m et 74,60 m, parsemée de quelques bioturbations vermiformes vers 74,10 m-74,40 m et ayant livré une huître de grande taille à 72,50 m,
 - 75,20 m à 78,10 m : ensemble de bancs calcaires gris pâle demi-métriques séparés par de larges interbancs argileux gris foncé. La surface supérieure des bancs situés à 76,68 m et 77,93 m est parcourue de traces fossiles de type *Thalassinoides*,
 - 78,10 m à 79,39 m : alternance d'argile gris foncé, de bancs calcaires décimétriques et de niveaux lumachelliques d'huîtres incluses dans une argile calcaire. Il s'agit le plus souvent d'exogyres de grande taille (8 à 10 cm) dont les valves sont séparées, parfois entières, mais aussi dans certains cas cassées et orientées dans tous les sens ;

– **Calcaires à Spatangues** (recoupé sur 0,59 m) : Hauterivien inférieur

- 79,39 m à 79,98 m (fin du forage) : intervalle franchement carbonaté dans lequel on observe de nombreux filets argileux onduleux (*litage flaser*) qui donnent au banc un aspect subnoduleux. De façon comparable à ce qui a été décrit précédemment au niveau de la limite entre les faciès wealdiens et les Argiles ostréennes, le passage entre les Argiles ostréennes et les Calcaires à Spatangues n'est pas net, mais progressif dans la mesure où il n'existe pas de discontinuité sédimentaire. La transition s'effectue sur une hauteur d'un peu plus d'un mètre. Le critère retenu ici est l'apparition d'un faciès subnoduleux qui donne au calcaire un aspect mi-choïde. Mais nous aurions pu aussi utiliser la présence de niveaux riches en huîtres de grande taille et placer la limite entre les deux formations à 78,10 m.

Remerciements

B. Brigaud et E. Lasseur ont apporté de nombreuses suggestions et commentaires qui ont permis d'améliorer la version initiale du manuscrit. Nous les en remercions très vivement ainsi que D. Thiéblemont pour sa relecture attentive du manuscrit.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allen P.** (1998) – Purbeck-Wealden (early Cretaceous) climates. *Proceedings of the Geologists' Association, London*, 109, 197-236.
- Amédro F.** (1985) – Nouvelles données paléontologiques (ammonites) sur l'Albien de la bordure nord-est du Bassin de Paris (de la Thiérache au Perthois). *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 77, 17-30.
- Amédro F.** (1992) – L'Albien du bassin anglo-parisien : ammonites, zonation phylétique, séquences. *Bulletins des Centres de Recherche, Exploration-Production d'Elf-Aquitaine*, Pau, 16, 1, 187-233.
- Amédro F.** (2002) – Plaidoyer pour un étage Vraconnien entre l'Albien sensu stricto et le Cénomanien (Système Crétacé). *Académie Royale de Belgique, Mémoire de la Classe des Sciences*, Bruxelles, 4, 128 p., 9 pl.
- Amédro F.** (2009) – Stratigraphie séquentielle des successions albiennes du Bassin anglo-parisien et du Bassin de Mons (B.). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 46, 2, 12-36.
- Amédro F., Deconinck J.-F. & Matrion B.** (2019) – L'Albien type de l'Aube (France) : première description litho-biostratigraphique de la totalité des Argiles téguilines de Courcelles. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 56, 2, 7-22.
- Amédro F., Deconinck J.-F. & Matrion B.** (2020) – Les argiles albiennes de Saint-Florentin (Yonne) : repères stratigraphiques et séquences dans une succession condensée. Minéralogie et contrôle climato-eustatique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 27 (2e série), 9-21.
- Amédro F., Magniez-Jannin F., Colleté C. & Fricot C.** (1995) – L'Albien type de l'Aube : une révision nécessaire. *Géologie de la France*, 2, 25-42.
- Amédro F. & Mania J.** (1976) – L'Aptien du Boulonnais. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 96, 207-216.
- Amédro F. & Matrion B.** (2004 a) – L'Aptien-Albien du Bassin de Paris : un nouveau regard à l'aube du XXI^e siècle. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 41, 2, 3-23.
- Amédro F. & Matrion B.** (2004 b) – Les ammonites aptiennes des Argiles à Plicatules de la bordure orientale du bassin de Paris : un aperçu. *Bulletin de l'Association Géologique Auroise*, 24-25, 75-80.
- Amédro F. & Matrion B.** (2007) – Une coupe lithologique synthétique dans l'Albien type de l'Aube, France. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 44, 3, 7-23.
- Amédro F. & Matrion B.** (2008) – Corrélations dans l'Albien de l'Yonne et de l'Aube (lithologie et ammonites). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, vol. 45, n° 2, p. 12-24.
- Amédro F. & Matrion B.** (2014) – L'étage Albien dans sa région type (Aube, France) : une synthèse dans un contexte sédimentaire global. *Carnets de Géologie*, 14, 5, 69-128.
- Amédro F., Matrion B. & Deconinck J.-F.** (2021) – Stratigraphie et corrélation de l'Albien (Crétacé inférieur) du Sud-Est du Bassin de Paris. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 58, 1, 2-28.
- Amédro F., Matrion B., Deconinck J.-F., Huret E. & Landrein P.** (2017) – Les forages de Juzanvigny (Aube, France) : litho-biostratigraphie des formations du Barrémien à l'Albien moyen dans l'est du Bassin de Paris et datations par les ammonites. *Geodiversitas*, 39, 2, 185-212.
- Amédro F., Matrion B., Fricot C. & Touch R.** (2015) – Les argiles et marnes albiennes à faciès Gault et leur passage aux marnes cénomaniannes dans l'Est du Bassin parisien (Perthois) au regard de la stratigraphie événementielle. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 52, 1, 9-28.
- Amédro F., Matrion B., Magniez-Jannin F. & Touch R.** (2014) – La limite Albien inférieur-Albien moyen dans l'Albien type de l'Aube (France) : ammonites, foraminifères, séquences. *Revue de Paléobiologie*, 33, 1, 159-279.
- Amédro F., Matrion B., Tomasson R., Magniez-Jannin F. & Colleté C.** (2004) – L'Albien supérieur de Vallentigny dans la région stratotypique (Aube, F.) : nouvelles données et révision de l'ammonite *Mortoniceras (M.) inflatum* (J. Sowerby, 1818). *Bulletin de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 90, 2, 5-28.
- Amédro F. & Robaszynski F.** (1998) – L'Aptien-Albien à Wissant et au Tunnel sous la Manche à Sangatte (France) : la transgression éocrétaçée au nord du Bassin de Paris. *Géologie de la France*, 4, 15-26.
- Amédro F. & Robaszynski F.** (2014) – Le Crétacé du Bassin parisien. In Gély J.-P. & Hanot F. coord., *Le Bassin parisien. Un nouveau regard sur la géologie*. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, Mémoire hors-série*, 9, 75-84.
- Barrois Ch.** (1874) – Sur le Gault et sur les couches entre lesquelles il est compris dans le bassin de Paris. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 2, 1-61.
- Barrois Ch.** (1878) – Mémoire sur le Terrain Crétacé des Ardennes et des régions voisines. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5, 227-487.
- Baudin F. & Riquier L.** (2014) – The Late Hauterivian Faraoni 'Oceanic Anoxic Event': an update. *Bull. Soc. géol. France*, 185, 6, 359-377.
- Berthelin G.** (1874) – Note sur les subdivisions de l'étage Néocomien aux environs de Bar-sur-Seine. *Mémoires de la Société académique de l'Aube*, 38, 237-253.
- Brigaud B., Vincent B., Pagel M., Gras A., Noret A., Landrein P. & Huret E.** (2018) – Sedimentary architecture, depositional facies and diagenetic response to intracratonic deformation and climate change inferred from outcrops for a pivotal period (Jurassic/Cretaceous boundary, Paris basin, France). *Sedimentary Geology*, 373, 48-76.
- Casey R.** (1961) – The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, 3, 4, 487-621.
- Clément A.** (2013) – Révision des espèces *Hemidiadema rugosum* Agassiz, 1846, et *H. neocomiense* (Cotteau, 1869) (Euechinoidea, Camarodontida, Glyptocyphidae) du Crétacé inférieur du Bassin parisien (France). *Carnets de Géologie*, 1-57.
- Colleté C., Fricot C., Matrion M., Tomasson R. & Treffot G.** (1996) – *La géologie du département de l'Aube. Essai de synthèse*. Association Géologique Auroise, Troyes, 213 p.

- Corentin P., Deconinck J.-F., Pellenard P., Amédro F., Bruneau L., Chenot É., Matrion B., Huret E. & Landrein P. B.** (2020) – Environmental and climatic controls of the clay mineralogy of Albian sediments in the Paris and Vocontian basins (France). *Cretaceous Research*, 108, 18 p. [Online 10/12/2019] ; DOI :10.1016/j.cretres.2019.104342.
- Cornuel J.** (1839) – Présentation d'un mémoire sur l'arrondissement de Wassy. Observations de M. de Roys. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 10, 286-291.
- Cornuel J.** (1841) – Mémoire sur les terrains Crétacé inférieur et supra-jurassique de l'arrondissement de Vassy (Haute-Marne). *Mémoires de la Société Géologique de France*, 1, 4, 30-290.
- Corroy G.** (1925) – *Le Néocomien de la bordure orientale du Bassin de Paris*. Thèse de la Faculté des Sciences de Nancy, 334 p.
- Cossigny J. de** (1887) – Sur le Terrain Crétacé inférieur du sud-est du Bassin de Paris et son parallélisme avec celui des autres régions. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 15, 584-590.
- Cotteau G.** (1857) – Études sur les échinides fossiles du département de l'Yonne. Terrain Crétacé. I. Étage Néocomien. *Bulletin de la Société des Sciences historiques et naturelles de l'Yonne*, 11, 401-433.
- Cotteau G.** (1863) – Études sur les échinides fossiles du département de l'Yonne. Terrain Crétacé. II. Étage Aptien. *Bulletin de la Société des Sciences historiques et naturelles de l'Yonne*, 17, II, 19-39.
- Courel L., Feuillée P., Rat P., Seddoh F. & Trescartes J.** (1972) – Les sables albiens dans le Sud-Est du Bassin parisien. Analyse sédimentologique. Essai paléogéographique. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 2, 14, 171-188.
- Courtinat B., Ferry S. & Courtinat S.** (2006) – Les kystes de dinoflagellés des Argiles ostréennes du Bassin de Paris, France. *Revue de Micropaléontologie*, 49, 11-19.
- Damotte R., Fauvel P.-J., Geisler D., Hilly J., Moretto R., Meyer R., Magniez-Jannin & Soudet H.** (1978) – Le Barémien et l'Aptien inférieur de Saint-Dizier (Haute-Marne). *103^e Congrès national des Sociétés savantes, Nancy, 1978, Sciences*, 4, 351-362.
- Debrenne F.** (1955) – Étude de terrains rattachés au Valanginien dans le département de l'Aube. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, 4, 525-535.
- Deconinck J.-F., Boué D., Amédro F., Baudin F., Bruneau L., Huret E., Landrein P., Moreau J.-D. & Santoni A.L.** (2021) – First record of early Aptian Oceanic Event 1a from the Paris Basin (France). Climate signals on a terrigenous shelf. *Cretaceous Research*, DOI.org/10.1016/j.cretres.2021.104846.
- Ferry S., Grosheny D. & Amédro F.** (2022) – Sedimentary record of the « Austrian » tectonic pulse around the Aptian-Albian boundary in SE France, and abroad. *Comptes Rendus Geosciences*, vol. spéc. en mémoire de Jacques Rey, « Stratigraphie intégrée appliquée aux séries du Jurassique et du Crétacé ».
- Gale A. S.** (1996) – Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. In Hesselbo S.P. & Parkinson D.N. (eds). *Sequence Stratigraphy in British Geology*, Geological Society Special Publication, 103, 177-195.
- Gale A.S. & Owen H.G.** (2010) – Introduction to the Gault. In Young J.R., Gale A.S., Knight R.I. & Smith A.B. edit. *Fossils of the Gault. Palaeontological Association, Field Guide to Fossils, London*, 12, 342 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.** (2020) – Geologic Time Scale 2020, vol. 1 & 2, Elsevier, 1357 p.
- Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., Friedenberg R., Garcia J.-P., Gaulier J.-M., Gaumet F., Grosdoy B., Hanot F., Le Strat P., Mettraut M., Nalpas T., Prijac C., Rigollet C., Serrano O., & Grandjean G.** (1999) – Évolution géodynamique de Paris : apport d'une base de données stratigraphiques 3D. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 36, 4, 3-35.
- Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., Friedenberg R., Garcia J.-P., Gaulier J.-M., Gaumet F., Grosdoy B., Hanot F., Le Strat P., Mettraut M., Nalpas T., Prijac C., Rigollet C., Serrano O., & Grandjean G.** (2000) - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13, 189–245.
- Habib D & Drugg W.S.** (1983) – Dinoflagellate age of middle Jurassic –Early Cretaceous sediments. In the Blake-Bahama Basin. Sheridan, R. E., Gradstein, F. M., et al., eds. *Init. Repts. DSDP*, 76: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 623-638.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R.** (1988). – Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *SEPM Special Publication*, 42, 71-108.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., Graciansky P.-C. de & Vail P.** (1998) – Mesozoic and cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In Graciansky P.-C. de, Hardenbol J., Jacquin TH & Vail P.R. (edit.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. (*SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication*, 60, 5-11 ; Appendix, 763-781).
- Hedberg H.D. edit.** (1976) – *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. J. Wiley ans Sons, 200 p.
- Herngreen G.F.W.** (1971) – Palynology of a Wealden section (Lower Cretaceous) in the 'carrière de Longueville', Boulonnais, France. *Revue de Palaeobotanique et de Palynologie*, 12, 271-302.
- Hesselbo S.P., Coe A.L. & Jenkyns H.C.** (1990) – Recognition and documentation of depositional sequences from outcrop : an example from the Aptian and Albian on the eastern margin of the Wessex basin. *Journal of the Geological Society, London*, 147, 549-559.
- Jacquin T., Rusciadelli G., Amédro F., Graciansky P.-C. de & Magniez-Jannin F.** (1998) – The North Atlantic cycle : an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in the Lower Cretaceous of Western Europe. In Graciansky P.-C. de, Hardenbol J., Jacquin TH & Vail P.R. (edit.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. (*SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication*, 60, 397-409).
- Juignet P.** (1974) – La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomanien de Normandie et du Maine. Thèse de l'Université de Caen, 810 p., 28 pl.

- Juignet P. & Kennedy W.J.** (1974) – Structures sédimentaires et mode d'accumulation de la craie du Turonien supérieur et du Sénonien du Pays de Caux. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, 2, 4 (1), 19-47.
- Lambert J.** (1916) – Sur l'existence de l'étage Valengien et sur l'oscillation barrémienne dans l'Aube et dans l'Yonne. *Mémoires de la Société Académique d'Agriculture, des Sciences, Arts et Belles-lettres de l'Aube*, 80, 19-44.
- Lauverjat J.** (1967) – Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de l'Albien dans le centre du bassin de Paris. Thèse de la Faculté des Sciences de Paris, Rapport BRGM, DSGR. 67.A15, 211 p., 28 pl.
- Lauverjat J.** (1974) – Évolution lithostratigraphique de l'Albien dans le centre du bassin de Paris. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 40, 29-34.
- Lemoine P., Humery R. & Soyer R.** (1939) – Les forages profonds du Bassin de Paris. La nappe artésienne des Sables verts. *Mémoires du Muséum National d'Histoire naturelle*, nouvelle série, 11, 700 p., 1 carte.
- Leymerie A.** (1841-1842) – Mémoire sur le Terrain crétacé du département de l'Aube contenant des considérations générales sur le terrain néocomien. *Mémoires de la Société Géologiques de France*, 1ère série, (1841), 4, 291-364, pl. 13-17 ; (1842), 5, 1-34, pl. 1-18.
- Magniez-Jannin F.** (1984) – Signification biostratigraphique et paléoécologique des associations de foraminifères de l'Hauterivien-Barrémien, in OERTLI H.D. (édit.), Benthos '83', 2^e Symposium international sur les foraminifères benthiques (Pau 1983). *Bulletin des Centres de Recherche, Exploration-Production d'Elf Aquitaine*, 8, 401-408.
- Magniez-Jannin, F.** (1989) – *Everticyclammina Minuta* n. sp., foraminifère nouveau de l'Hauterivien-Barrémien du Bassin de Paris. *Geobios*, 22/1, 81-99.
- Mathieu M.** (1965) – Le Néocomien dans le Sud du Bassin de Paris. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris, vol. 34 : Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963), 587-604, 13 pl.
- Mégnien C. & Mégnien F. coord.** (1980) – Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, vol. 101 : Stratigraphie et Paléogéographie, 466 p. ; vol. 102 : Atlas, 54 pl. ; vol. 103 : Lexique des noms de formations, 467 p.
- Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A. & Caron, M.** 1998. High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the early Aptian "Livello Sellii" of the Alpine Tethys. *Paleoceanography*, 13, 5, 530-545.
- Owen H.G.** (1971). – Middle Albian stratigraphy in the anglo-Paris Basin. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, London, supplement 8, 164 p., 3 pl.
- Pernet O.** (1983) – *La transgression de la base du Crétacé sur la bordure sud-est du Bassin de Paris (Valanginien – Hauterivien – Barrémien). Stratigraphie, sédimentologie*. Thèse 3^e cycle, Université de Dijon, 124 p., 2 pl.
- Péron A.** (1887) – Notes pour servir à l'histoire du terrain de craie dans le sud-est du bassin anglo-parisien. *Bulletin de la Société des Sciences et d'Histoire Naturelle de l'Yonne*, 41, 146-366.
- Péron A.** (1905) – Note stratigraphique sur l'étage Aptien dans l'Est du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 5, 357-378.
- Piétresson de Saint-Aubin J.** (1967) – Notes sur le Néocomien du département de l'Aube. *Bulletin scientifique de Bourgogne*, 24 (pour 1966), 287-315.
- Potier M.** (1884) – Notice de la carte géologique à 1/80 000, Auxerre, 1^{re} édition, 1 p.
- Rat P., David B., Magniez-Jannin F. & Pernet O.** (1987) – Le golfe du Crétacé inférieur sur le sud-est du Bassin parisien : milieux (échinides, foraminifères) et évolution de la transgression. *Mémoires géologiques de l'Université de Dijon*, 11, colloque Transgressions et Régressions au Crétacé, 15-29.
- Rat P., Magniez-Jannin F., Chateauneuf J.-J., Damotte R., Destombes P., Fauconnier D., Feuillée P., Manivit H., Mongin D. & Odin G.-S.** (1979) – L'Albien de l'Aube. *Les stratotypes français*, C.N.R.S., Paris, 5, 446 p., 51 pl.
- Robaszynski F. & Amédro F.** (1986) – The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proceedings of the Geologists' Association*, 97, 2, 171-208.
- Ruffell A.H. & Wach G.D.** (1991) – Sequence stratigraphic analysis of the Aptian-Albian Lower Greensand in southern England. *Marine and Petroleum Geology*, 8, 341-353.
- Rusciadelli G.** (1999) – Stratigraphie séquentielle et analyse de l'espace disponible du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du Bassin de Paris. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, 8, 3-83.
- Saucède T., Dudicourt J.C. & Courville P.** (2012) - Description of two new fossil echinoids (Echinodermata: Echinoidea) from the Early Hauterivian (Early Cretaceous) of the Paris Basin (France). *Zootaxa*, 3512, 75-88.
- Stchepinsky V.** (1955) – Le Crétacé inférieur de l'Est du Bassin de Paris d'après les données nouvelles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, 4, 597-608.
- Tröger K.A. & Kennedy W.J.** (1996) – The Cenomanian stage. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 66, 57-68.
- Van Wagoner J.C.** (1995) – Sequence Stratigraphy and Marine to Nonmarine Facies Architecture of Foreland Basin Strata, Book Cliffs, Utah, U.S.A. In A.A.P.G. Mém. 64, Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits J.C. Van Wagoner and G.T. Bertram Ed.
- Virolle M., Brigaud B., Beaufort D., Patrier P., Abdelrahman E., Thomas H., Portier E., Samson Y., Bourillot R & Feniès H.** (2022) – Authigenic berthierine and incipient chloritization in shallowly buried sandstone reservoirs: Key role of the source-to-sink context. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 134 (3-4), 739-761.
- Yans J.** (2003) – Chronologie des sédiments kaolinitiques à faciès wealdien (Barrémien moyen à Albien supérieur ; bassin de Mons) et de la saprolite polyphasée (Crétacé inférieur et Miocène inférieur) de la Haute-Lesse (Belgique). Implications géodynamiques et paléoclimatiques. Thèse Faculté Polytechnique de Mons et Université Paris XI Orsay, 316 p.