

L'étage Albien dans sa région-type, l'Aube (France) : une synthèse dans un contexte sédimentaire global

Francis AMÉDRO ¹

Bertrand MATRION ²

Résumé : Le département de l'Aube est la région-type de l'étage Albien créé par d'ORBIGNY (1842). Deux formations sont reconnues dans les faciès argileux ou "Gault" *auct.* du stratotype : les Argiles tégulines de Courcelles (82 m) surmontées des Marnes de Brienne (43 m). La limite entre les deux formations est définie au sommet d'un niveau induré (hardground L'Étape) aisément identifiable à la fois sur le terrain et en sondages. La région-type de l'étage Albien est particulièrement intéressante en raison de l'épaisseur exceptionnelle des faciès argileux (plus de 120 m), une situation unique dans le bassin anglo-parisien. Aujourd'hui, 82 % de la succession lithologique sont connus précisément grâce à 16 affleurements. Dans deux intervalles épais respectivement de 33 m et 28,50 m, une suite lithologique composite continue est construite à l'aide de coupes qui se suivent et se relaient, corrélées l'une à l'autre sur le terrain à l'aide de niveaux repères. Six faciès successifs sont décrits : dans les Argiles tégulines de Courcelles et du bas vers le haut : 1 - lit de nodules gréso-phosphatés ; 2 - argiles silteuses ; 3 - argiles et bancs calcaires ; dans les Marnes de Brienne : 4 - marnes argileuses ; 5 - gaize ; 6 - marnes argileuses. À une échelle plus fine, une rythmicité est démontrée dans la sédimentation. Elle se traduit dans les Argiles tégulines de Courcelles par des cycles pluri-décimétriques débutant par des niveaux silteux et limités au sommet par des surfaces perforées. Dans les Marnes de Brienne, les cycles, métriques (sauf dans la gaize où ils sont décimétriques), montrent des alternances de marne argileuse gris foncé et de marne gris pâle annonçant les craies rythmées du Cénomani. Ces couplets correspondent probablement à des cycles de précession des équinoxes (20 ka). Treize événements à caractère lithologique (lits de nodules phosphatés, fonds durcis, niveaux riches en sable quartzeux et glauconie) et écologiques (horizons caractérisés par l'abondance momentanée d'un certain nombre de fossiles) sont identifiés dans la suite stratigraphique. Ces niveaux repères sont très utiles pour des corrélations précises à travers le bassin. Une comparaison est proposée entre les faciès sableux de l'Yonne et les faciès argileux de l'Aube. La continuité de plusieurs lits de nodules phosphatés est démontrée depuis l'Yonne au sud-ouest jusqu'à l'Aube et le Perthois au nord-est, sur une distance supérieure à 130 km. Ces niveaux repères sont interprétés comme des surfaces d'inondation de cycles eustatiques de 3e ordre. Enfin, une étude détaillée de la lithologie, complétée par une analyse des faunes d'ammonites et d'inocérames, est utilisée pour une interprétation séquentielle. Le résultat est l'identification de huit séquences eustatiques de 3e ordre dans la moitié supérieure des Argiles de Courcelles et les Marnes de Brienne, dont deux nouvelles séquences indexées AL 5a et AL 6a.

Mots-clefs : Bassin anglo-parisien ; Aube ; Albien ; stratotype ; lithostratigraphie ; ammonites ; corrélations ; niveaux repères ; stratigraphie séquentielle.

Citation : AMÉDRO F. & MATRION B. (2014).- L'étage Albien dans sa région-type, l'Aube (France) : une synthèse dans un contexte sédimentaire global.- *Carnets de Géologie [Notebooks on Geology]*, Brest, vol. 14, n° 5, p. 69-128.

Abstract: The Albian Stage in its type area, the Aube (France): a synthesis in a global sedimentary context.- The Aube department is the type locality of the Albian stage created by d'ORBIGNY (1842). Two formations are recognised in the clay facies (the "Gault" *auct.*) of the stratotype, the Argiles tégulines de Courcelles (82 m), which is overlain by the Marnes de Brienne (43 m). The boundary between the two formations is defined at the top of an indurated bed (hardground L'Étape) that is readily identifiable, both in the field, and from boreholes. The type area of the Albian stage is of great interest because of the size of the clay facies (more than 120 m) unique in the Anglo-Paris basin. Today, 82 % of the lithological succession is documented accurately from 16 outcrops. In two intervals of respectively 33 m and 28.50 m thick, composite sections are made of overlapping sections which are correlated in the field with the help of lithological marker beds. Six successive facies are described: in the Argiles tégulines de Courcelles and from bottom to top: 1 - phosphatic nodules bed; 2 - silty clays; 3 - clays and limestone beds; in the Marnes de Brienne: 4 - clay marls; 5 - gaize; 6 - clay marls. On a smaller scale, a decimetre to metre-scale rhythmicity can be identified in the sedimentation. This is reflected in the Argiles tégulines de Courcelles by pluri-decimeter cycles that start with a silty level and

¹ 26 rue de Nottingham, 62100 Calais (France) ;

Biogéosciences, UMR 6282 CNRS, Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon (France)
francis.amedro@free.fr

² 1 ter rue du Pont, 10450 Bréviandes (France) ;

Biogéosciences, UMR 6282 CNRS, Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon (France)
bertrand.matrion@sfr.fr

Manuscrit en ligne depuis le 8 mai 2014

[Éditeur : Bruno GRANIER ; chargé de l'édition en langue anglaise : Stephen EAGAR]

are bounded at the top by a bored surface. In the Marnes de Brienne, the metric cycles (except for the gaize where they are decimetric) exhibit alternating dark grey clay marl and a pale grey marl that herald the rhythmic chalks of the Cenomanian. Individual couplets probably represent the precession cycles (20 kyr). On the other hand, 13 lithoevents as phosphatic nodules beds, hardgrounds, glauconitic and sandy beds and ecoevents characterised by the brief abundance of some fossils. These marker beds are very useful for fine correlations across the basin. A comparison is proposed between sandy units of Yonne and clay facies of Aube. The continuity of several phosphatic nodules beds is shown from Yonne in the South West to Aube and Perthois in the North East, that is a distance exceeding 130 km. These marker beds are interpreted as Flooding Surfaces of 3rd-order cycles. Finally, a detailed study of the lithology, complemented with the analysis of the ammonite and inoceramid faunas, is used for a depositional sequence interpretation. As a result, eight sequences are identified in the upper half of the Argiles tégulines de Courcelles and in the Marnes de Brienne in the type area of the Albian stage, including two new sequences indexed AL 5a and AL 6a.

Key Words: Anglo-Paris basin; Aube; Albian; stratotype; lithostratigraphy; ammonites; correlations; marker beds; sequence stratigraphy.

Avant-propos

Parler de "l'Albien-type de l'Aube", de "stratotype de l'étage Albien" ou de "série-type de l'Albien de l'Aube" peut sembler désuet depuis l'avènement des Points Stratotypiques Globaux (GSSP suivant la formulation anglo-saxonne). Le stratotype peut être représenté sur le terrain par une coupe-type ou, comme dans le cas de l'étage Albien, par un ensemble de coupes situées dans une aire limitée et dans une région donnée nommée aire stratotypique (HEDBERG, 1976 ; REY, 1997). Suivant THIERRY (1998) qui en a bien résumé l'histoire, le terme de stratotype a été créé lors du 21e Congrès géologique international tenu à Copenhague en 1960. À l'époque, le stratotype sert d'étalon pour découper l'échelle des temps géologiques en étages reconnus dans le monde entier.

Les stratotypes étant souvent situés en domaine de plate-forme ou dans des bassins flexuraux intracratoniques où les successions sont enregistrées de façon incomplète, les limites d'étages y coïncident généralement avec d'importants hiatus sédimentaires. Pour pallier ces insuffisances, les conclusions des premier et second Symposiums sur les limites des étages du Crétacé tenus successivement à Copenhague en 1983 (BIRKELUND *et al.*, 1984) et à Bruxelles en 1995 (RAWSON *et al.*, eds., 1996) ont recommandé de choisir des coupes de substitution où l'enregistrement sédimentaire est le plus continu possible pour définir la base des étages à l'aide de Points Stratotypiques Globaux. Il s'agit de la notion actuelle de "Global boundary Stratotype Section and Point", contractée dans l'acronyme GSSP utilisé internationalement.

Selon notre opinion, les concepts de stratotype et de GSSP ne doivent pas être opposés dans une querelle des "anciens" et des "modernes" mais associés, par le fait même qu'ils sont tout simplement complémentaires : le stratotype définit le contenu de l'étage tandis que le GSSP en précise la limite inférieure. En ce sens, les stratotypes gardent tout leur intérêt patrimonial. C'est ce qu'a bien compris le Muséum national d'Histoire naturelle de Paris où le Professeur Patrick DE WEVER a lancé une collection d'ouvrages sur "les stratotypes français". C'est aussi la raison pour laquelle utiliser le binôme "stratotype historique" est à notre avis un pléonisme et il vaut mieux parler

soit de stratotype d'un étage, soit de coupe-type ou historique, ou par exemple dans le cas présent de région stratotypique de l'étage Albien, d'Albien-type de l'Aube ou encore d'Albien stratotypique, ...

1. Introduction (F.A.)

Les formations albiennes du bassin de Paris sont constituées essentiellement de sables glauconieux et d'argiles, avec un maximum de puissance situé vers la bordure sud-est actuelle du bassin, à l'aplomb de la Brie, de l'Yonne et du département de l'Aube désigné par Alcide d'ORBIGNY (1852) comme région-type de son étage Albien créé dix ans auparavant (Fig. 1). La succession des couches connue au milieu du XIXe siècle dans l'Albien de l'Aube est représentée par deux ensembles lithologiques superposés : à la base, des sables glauconieux (10 à 20 m d'épaisseur) nommés Sables verts et au-dessus, des argiles (120 à 130 m) correspondant au Gault. À la même époque, LEYMERIE distingue "deux bandes rocheuses" au sein du Gault dans le département de l'Aube. La première est formée d'argiles utilisées pour la fabrication des tuiles et nommées pour cette raison "Argiles tégulines" (LEYMERIE, 1841). La seconde, intercalée entre les Argiles tégulines et la craie, est représentée par des marnes grises et noirâtres appelées quelques années plus tard Marnes de Brienne par POTIER (1884).

Pendant un siècle et demi, les études entreprises sur l'Albien du département de l'Aube ont cherché à apprécier l'épaisseur des formations, à décrire la suite lithologique et à construire des échelles paléontologiques les plus précises possibles associant macro- et microfossiles. Les synthèses publiées par RAT *et al.* (1979) et plus récemment par AMÉDRO *et al.* (1995, 2004, sous presse) et AMÉDRO & MATRION (2007) résument l'ensemble des résultats obtenus suivant cette méthodologie. Les concepts de la stratigraphie séquentielle exposés par VAIL *et al.* (1987) ont cependant apporté à la fin du XXe siècle une véritable révolution dans le domaine de la géologie sédimentaire, comparable à ce qu'a été la tectonique des plaques pour la géologie structurale dans les années 1960. Les variations eustatiques du niveau marin, les apports sédimentaires et la subsidence sont les trois facteurs contrôlant l'espace disponible pour la

sédimentation d'un cortège sédimentaire complet comprenant trois prismes successifs : Prisme de Bas Niveau (PBN), Intervalle Transgressif (IT) et Prisme de Haut Niveau (PHN). Ce modèle de dépôt de corps sédimentaires organisés en séquences eustatiques implique de s'éloigner d'un cadre local et de prendre en compte un grand nombre d'observations et de paramètres à caractère régional ou global. Depuis une vingtaine d'années,

plusieurs études visant à intégrer l'Albien de l'Aube dans un contexte sédimentaire global et prenant en compte les concepts de la stratigraphie séquentielle ont été publiées par AMÉDRO (1992, 2009a) et AMÉDRO & MATRION (2004a). Il semble aujourd'hui intéressant de réunir dans une synthèse les données récentes publiées de façon éparsée et d'y ajouter de nouvelles observations, en particulier en ce qui concerne la succession lithologique autour de la limite Albien inférieur-Albien moyen et la position stratigraphique du faciès gaize qui ne se trouve pas au sommet des Marnes de Brienne comme on le pensait jusqu'à présent. À l'image traditionnelle d'une succession relativement monotone d'argiles et de marnes à faciès Gault très fossilifères, on peut substituer aujourd'hui celle d'un empilement de séquences eustatiques de 3e ordre constituées de sédiments essentiellement argileux. Chaque séquence correspond à une élévation, puis à une baisse relative du niveau marin avec d'abord dépôt de sable, de phosphate et / ou de glauconie, prolifération de macro- et microfossiles et arrivée d'ammonites exotiques et cosmopolites dans l'intervalle transgressif, puis l'inverse dans le prisme de haut-niveau, le prisme de bas niveau étant rarement préservé. À ces variations de hauteur du niveau marin s'ajoute, comme dans la craie, une sédimentation rythmée liée très probablement aux cycles astronomiques de 20 000 ans (précession des équinoxes).

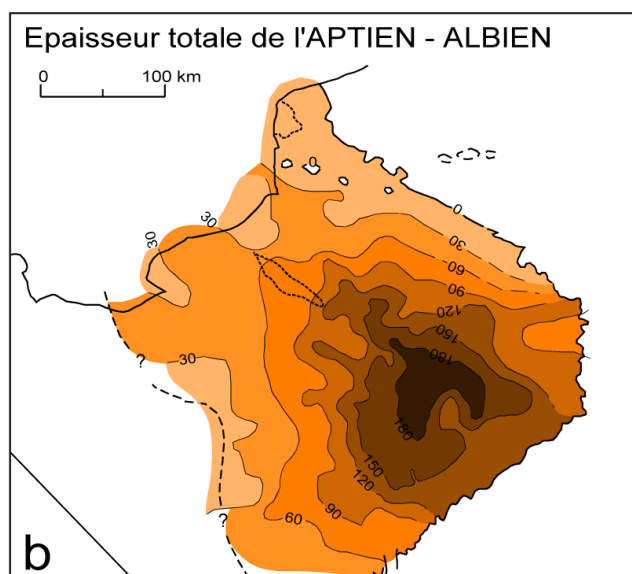
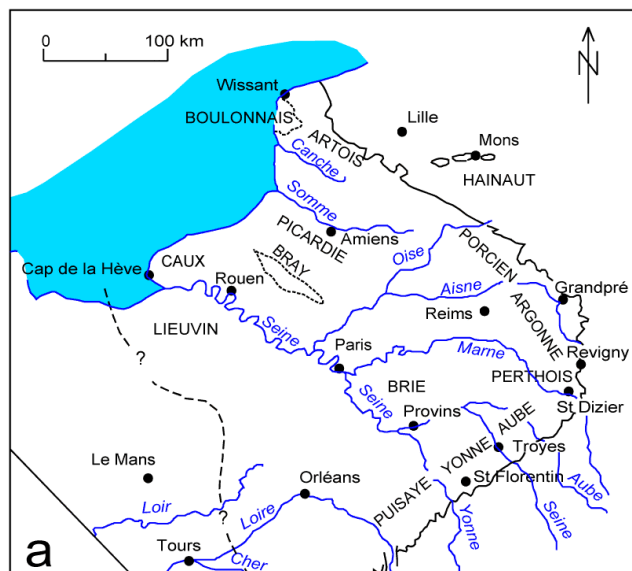


Figure 1 : Cartes du bassin de Paris montrant (a) : la localisation géographique du stratotype de l'étage Albien (le département de l'Aube) le long de la bordure orientale actuelle du bassin, (b) : l'épaisseur totale de l'Aptien-Albien selon C. & F. MÉGNIEN (coord., 1980). La présentation commune des deux étages s'explique par le fait que les faciès sablo-glaucconieux de l'Aptien supérieur et de l'Albien inférieur sont le plus souvent inséparables en sondages. L'examen de la figure montre que l'Albien-type est fort opportunément situé dans ce qui était alors l'aire la plus subsidente du bassin de Paris, là où l'enregistrement sédimentaire est le plus complet.

Figure 1: Maps of the Paris basin showing (a): the location of the stratotype of the Albien stage, (b): the thickness of the Aptian-Albian series.

2. L'étage Albien selon d'ORBIGNY (1842, 1850, 1852) (FA)

La définition d'origine

L'étage Albien a été créé par Alcide d'ORBIGNY en 1842 dans le tome 2 de la Paléontologie française, Terrains crétacés, consacré aux Gastéropodes. La définition originale est la suivante (p. 405): "Gault. L'étage ainsi nommé de ses argiles varie on ne peut davantage sous le rapport minéralogique. Il est en effet formé d'argiles, à ses parties moyennes, à Wissant (Pas-de-Calais), aux Côtes-Noires (Haute-Marne), à Gaty, à Maurepaire, à Dienville (Aube), et à Folkestone (Angleterre), mais à Wissant même, à Ervy (Aube), à Saint-Florentin (Yonne), à la Perte du Rhône (Ain), à Machéroménil (Ardennes), à Varennes (Meuse), il est aussi composé de grès verts, de grès blanchâtres; à Escragnolle (Var), il est représenté par une véritable glauconie crayeuse; à la Montagne-des-Fis (Savoie), par des roches noirâtres compactes. On voit donc que les noms de Gault, de glauconie sableuse, de grès vert inférieur, ne peuvent non plus être proprement appliqués dans tous les cas, ce qui me détermine à proposer, pour cet étage, le nom de terrain ALBIEN, l'Aube (Alba) le traversant à Dienville et sur beaucoup d'autres points". Le concept n'existant pas à l'époque, aucun stratotype n'est indiqué dans la définition d'origine. Néanmoins quelques années plus tard, dans le Cours élémentaire de paléontologie et

de géologie stratigraphiques, d'ORBIGNY (1852) apporte des indications complémentaires en nommant implicitement une région-type à son étage Albien "l'Aube (*Alba*) le traversant à Dienville, et le département de l'Aube en offrant d'ailleurs le plus beau développement".

Par rapport à la nomenclature stratigraphique antérieure fondée sur l'usage de termes faciologiques plus ou moins diachrones : "Argile à Plicatules, Grès verts inférieurs, Glauconie sableuse, Gault, Grès verts supérieurs, craie chloritée, glauconie crayeuse" (...), la création dans la partie moyenne du Crétacé des étages Aptien, Albien, Cénomaniens et Turoniens par d'ORBIGNY (1842, 1847) a constitué un progrès énorme. À une succession de "couches" se substitue désormais une suite "d'étages distincts, renfermant chacun sa faune spéciale" (d'ORBIGNY, 1842). Les listes d'espèces publiées dans le Prodrôme en 1850 montrent que d'ORBIGNY a conçu ses étages sur des critères essentiellement paléontologiques et en particulier sur les caractères des faunes d'ammonites qu'il rapportait à chacun d'eux. Les coupures, franches, entre les étages sont fondées sur des changements de faunes qui correspondent aux "révolutions du globe" en vogue à la pleine époque du "catastrophisme" de CUVIER (1822). "Successivement, des créations distinctes sont venues repeupler toute la Terre de ses plantes et de ses animaux, à la suite de chaque perturbation géologique qui avait tout détruit dans la nature vivante" (d'ORBIGNY, 1842). Les études menées plus tard ont révélé qu'en réalité, les limites d'étages coïncident avec d'importants hiatus sédimentaires.

L'étage Albien était ainsi caractérisé pour Alcide d'ORBIGNY par son contenu paléontologique. La liste des espèces se rapportant à l'étage publiée dans le Prodrôme en 1850 comprend 359 taxons, dont 99 ammonites incluant en particulier les : "*Ammonites auritus* J. SOWERBY, *A. lautus* J. SOWERBY, *A. Raulinianus* d'ORBIGNY, *A. regularis* d'ORBIGNY, *A. tardefurcatus* d'ORBIGNY, *A. mammillatus* SCHLOTHEIM, *A. Lyelli* d'ORBIGNY, *A. Dutempleanus* d'ORBIGNY, *A. Milletianus* d'ORBIGNY, *A. Puzosianus* d'ORBIGNY, *A. varicosus* J. de C. SOWERBY, *A. cristatus* BRONGNIART, *A. Roissyanus* d'ORBIGNY, *A. inflatus* J. SOWERBY et *Turrilites bergeri* BRONGNIART". Toutes ces espèces sont devenues au XXe siècle, à un moment ou à un autre, des index de zones ou sous-zones des sous-étages de l'Albien dans le domaine boréal ou le domaine téthysien.

Le choix du département de l'Aube comme région-type de l'étage Albien

La Figure 2 expose la situation géographique de la région-type de l'étage Albien le long de la bordure orientale du bassin de Paris.

Deux raisons semblent avoir guidé d'ORBIGNY en 1852 dans son choix du département de l'Aube comme région-type de l'étage Albien. La première est la rareté des coupes permanentes dans l'Albien du bassin de Paris, limitées aux falaises des côtes de la Manche à Wissant dans le Boulonnais et aux environs du Cap de la Hève en Normandie. Ces affleurements sont fréquemment masqués par la montée du sable de la plage ou le glissement de vastes pans crayeux en raison du fluage des argiles à faciès Gault sous-jacentes. De plus, l'enregistrement sédi-

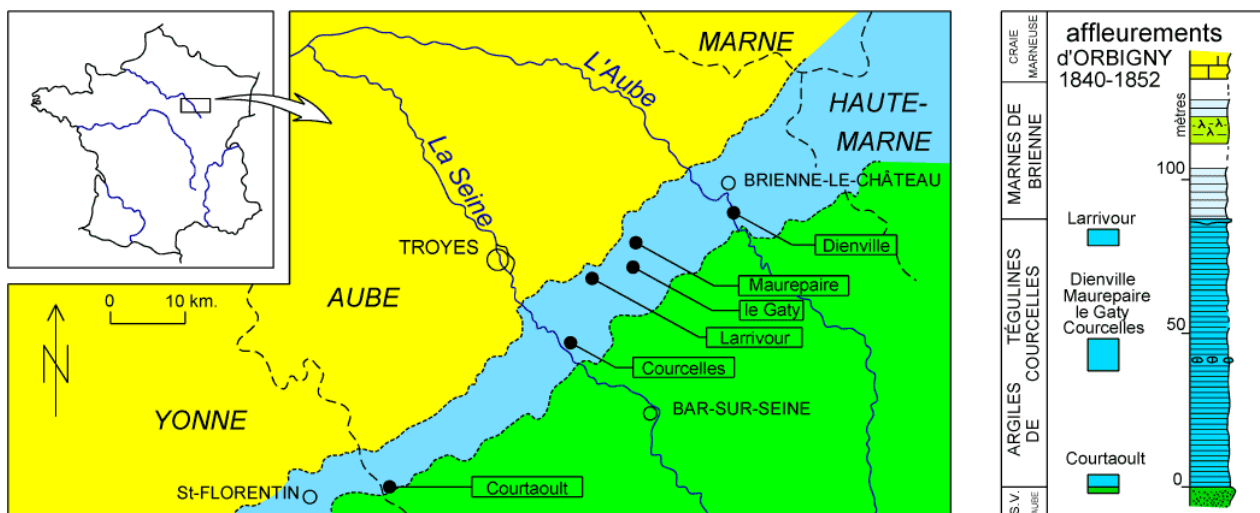


Figure 2 : Extension géographique de la région-type de l'étage Albien et localisation des coupes citées par Alcide d'ORBIGNY dans la Paléontologie française (1840-1842), le Prodrôme (1850) et le Cours élémentaire de Paléontologie (1852). En 1852, à l'époque où le département de l'Aube a été désigné par d'ORBIGNY comme région-type de son étage Albien, seuls 15 % de la succession étaient connus. Les contours cartographiques reproduits ici sont extraits de LARCHER *et al.* (1965). Les Sables verts étaient attribués dans les années 1960 à l'Albien alors qu'ils sont aujourd'hui interprétés comme aptiens. En toute rigueur, la limite Aptien-Albien devrait être décalée sur la carte de 1 à 2 kilomètres vers l'Ouest, mais les informations disponibles actuellement sont trop incomplètes pour établir un tracé précis.

Figure 2: Geographical extent of the type area of the Albian stage and location of outcrops cited by d'ORBIGNY.

mentaire y est réduit (15 à 20 m d'épaisseur à comparer aux 120 m à 130 m présents dans l'Aube) et incomplet en raison d'importantes lacunes de sédimentation, en particulier à la limite Albien inférieur-Albien moyen. En revanche, dans le département de l'Aube, la rivière du même nom entaille les argiles à faciès Gault et leur contact avec les sables verts sous-jacents en plusieurs endroits aux environs de Dienville et Brienne, fournissant des coupes, certes partielles, mais pérennes.

La seconde raison, sans doute la plus importante, était l'implantation au XIXe siècle de nombreuses briqueteries et tuileries le long de l'auréole albienne du bassin de Paris, en particulier dans le département de l'Aube. Toutes ces fabriques possédaient une carrière (un "terrier" suivant l'appellation champenoise) fournissant l'argile en tant que matière première. Or les quelques mètres d'argiles et le banc de concrétions calcaires exploités à Courcelles, au Gaty, à Maurepaire et dans de nombreuses autres carrières fournissaient à l'époque des fossiles d'une beauté et d'une préservation exceptionnelles comme en témoignent les illustrations publiées par MICHELIN (1834, 1838), d'ORBIGNY (1840-1842), LEYMERIE (1841-1842) et BAYLE (1878) et la présence de ces fossiles a certainement pesé pour beaucoup dans le choix de l'Aube comme région de référence pour l'Albien-type.

Mais quelle était exactement la position stratigraphique des gisements connus au milieu du XIXe siècle dans la suite lithologique de l'Albien-type ? La Statistique géologique et minéralogique du département de l'Aube publiée par Alexandre LEYMERIE en 1846 recense 44 tuileries et briqueteries exploitant les argiles albiennes à faciès Gault (TOUCH, 2010). Les ammonites (provenant des collections d'ORBIGNY, LEYMERIE, DUPIN, MICHELIN, CLÉMENT-MULLET et de VIBRAYE) décrites par Alcide d'ORBIGNY dans la Paléontologie française (1840-1842) et les ammonites et inocérames cités dans le Prodrôme (1850), puis dans le Cours élémentaire de paléontologie (1852) sont originaires de 6 localités reportées sur la Figure 1. Pour chacune d'entre elles et en suivant l'auréole albienne depuis le nord-est vers le sud-ouest, l'inventaire des espèces recueillies apparaît comme suit :

- Dienville : "*Turrilites Vibrayeanus* d'ORBIGNY, *Helicoceras gracilis* d'ORBIGNY et *Inoceramus concentricus* PARKINSON" ;
- Maurepaire (commune de Gérodot ou Géraudot) : "*Ammonites mammillatus* SCHLOTHEIM, *A. Beudanti* BRONGNIART, *A. latidorsatus* MICHELIN, *A. Lyelli* d'ORBIGNY, *A. versicostatus* MICHELIN et *A. interruptus* BRUGUIÈRE" ;
- Le Gaty (commune de Géraudot) : "*A. mammillatus*, *A. Velledae* MICHELIN, *A. Beudanti*, *A. latidorsatus*, *A. Lyelli*, *A. versicostatus*, *A. interruptus*, *Hamites alternotuberculatus* LEYMERIE et *I. concentricus*" ;
- Larrivour (commune de Lusigny-sur-Bar-

se) : "*A. inflatus* J. SOWERBY et *Inoceramus sulcatus* PARKINSON" ;

- Courcelles (commune de Clérey) : "*A. mammillatus*, *A. Lyelli* et *A. interruptus*" ;
- Courtaout près d'Ervy-le-Châtel : "*A. tardefurcatus* d'ORBIGNY, *A. regularis* d'ORBIGNY, *A. mammillatus*, *A. Beudanti* et *A. Dupinianus* d'ORBIGNY".

Ces listes d'espèces permettent de situer l'ensemble des gisements connus par d'ORBIGNY au milieu du XIXe siècle dans la suite stratigraphique actuelle. Ceux-ci étaient concentrés dans trois intervalles :

- au contact Sables verts-Argiles tégulines à Courtaout, où l'on observe un niveau phosphaté associant des ammonites de la zone à *Leymeriella tardefurcata* et de la zone suivante à *L. regularis* ;
- dans la partie moyenne des Argiles tégulines à Dienville, Maurepaire, Le Gaty et Courcelles, dans un intervalle correspondant aux zones d'ammonites actuelles à *Hoplites (H.) benettianus*, à *H. (H.) dentatus* et à la base de la zone à *Anahoplites intermedius* ;
- au sommet des Argiles tégulines à Larrivour, dans la zone à *Mortoniceras pricei*.

Comme le montre la Figure 2, seule une épaisseur d'une vingtaine de mètres de coupes partielles était connue dans l'Albien de l'Aube lorsque d'ORBIGNY en fit le type de son étage, sur une épaisseur de 125 m prouvée aujourd'hui par les sondages, soit seulement 15 % de la succession !

3. L'étage Albien en 2014 (FA)

Le stratotype de l'étage Albien est situé dans le bassin de Paris. Il s'agit d'un bassin flexural intracratonique où, suivant les concepts de la stratigraphie séquentielle, seules des parties des Intervalles Transgressifs (IT) et des Prismes de Haut-Niveau (PHN) sont préservées. La succession sédimentaire y est très incomplète et les limites d'étages coïncident avec d'importants hiatus.

Pour pallier ces insuffisances, la Commission stratigraphique internationale a décidé dans les années 1980 de définir les étages par leur limite inférieure dans des coupes de substitution où l'enregistrement sédimentaire est supposé continu, à l'aide de Points Stratotypiques Globaux ou "[Global boundary Stratotype Section and Point \(GSSP\)](#)" selon la formulation anglo-saxonne (SALVADOR, 1994 ; REY, 1997). L'application de ce concept de stratotype de limite a conduit la Sous-Commission sur la Stratigraphie du Crétacé à formuler plusieurs recommandations à l'occasion des premier, puis second symposiums sur les limites des étages du Crétacé tenus à Copenhague en 1983 (BIRKELUND *et al.*, 1984) et à Bruxelles en 1995 (RAWSON *et al.*, eds., 1996). La Figure 3 résume les recommandations émises par les groupes de travail sur les étages Albien (HART *et al.*, 1996) et Cénomancien (TRÖGER & KENNEDY, 1996).

être utilisé pour paralléliser les échelles macro-, micro- et nannopaléontologiques ainsi que les profils géochimiques (isotopes de l'oxygène, du carbone, ...). Une première possibilité pourrait être offerte au sein même de la région-type de l'étage Albien par la coupe de la Petite Italie située sur les berges du réservoir Seine près du gisement du Gaty (AMÉDRO *et al.*, sous presse,

et ce travail). L'accès non permanent à l'affleurement, fréquemment noyé, pose toutefois problème. Une seconde possibilité pourrait être la carrière de Contrisson dans le département de la Meuse (AMÉDRO *et al.*, *in prep.*). Dans ce cas, il conviendrait d'engager une action de préservation d'un front de taille de la carrière dans le cadre du patrimoine géologique de la France.

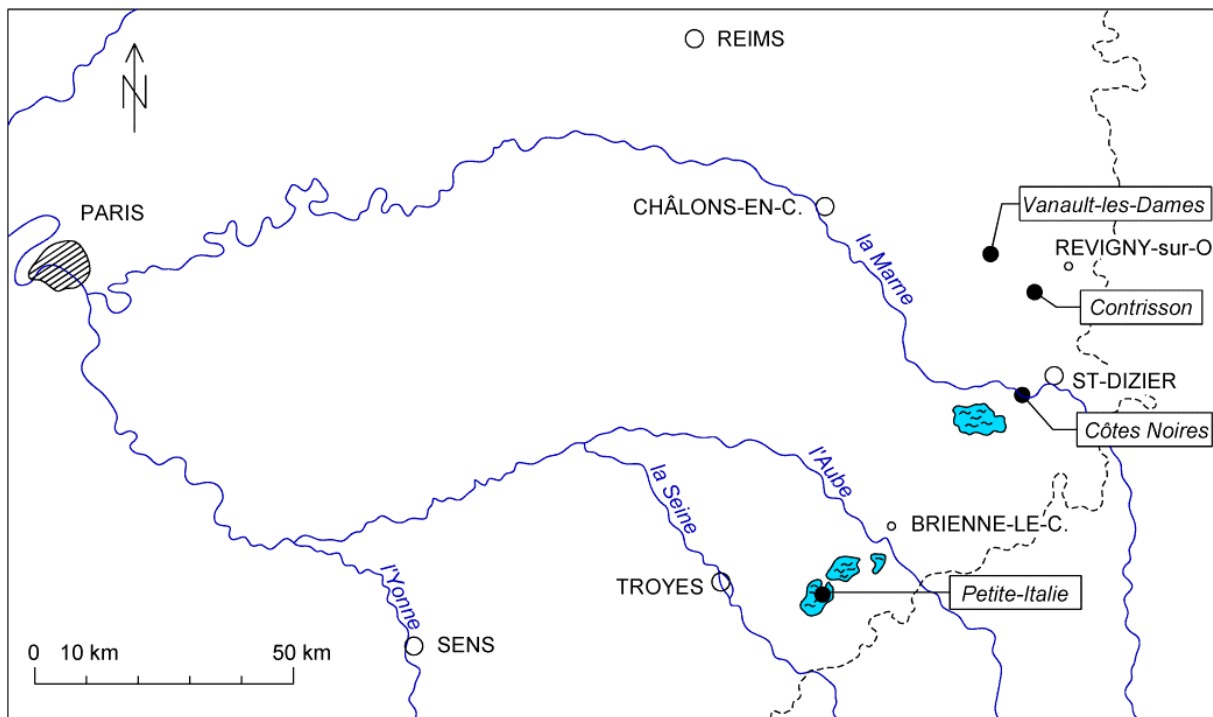


Figure 4 : Localisation géographique des affleurements exposant la limite Albien inférieur-Albien moyen le long de la bordure orientale du bassin anglo-parisien (Petite Italie, Côtes Noires de Moëslains, Contrisson) et du sondage de Vanault-les-Dames qui recoupe la limite Albien (Vraconnien)-Cénomaniens.

Figure 4: Locality map showing the position of outcrops where the Lower-Middle Albian boundary is exposed in the eastern Anglo-Paris basin (Petite Italie, Côtes Noires de Moëslains, Contrisson) and the Vanault-les-Dames borehole where the Albian (Vraconnian) - Cenomanian boundary is cored.

Reste la question de la définition de la limite inférieure de l'étage Albien. Un important hiatus existe dans le stratotype de l'Aube et dans l'ensemble du bassin anglo-parisien entre les formations aptiennes et albiennes en raison d'une baisse généralisée du niveau marin d'origine eustatique (AMÉDRO *et al.*, 1995). L'idée émise à Bruxelles en 1995 d'utiliser provisoirement l'apparition de *Proleymeriella schrammeni* dans les coupes d'Allemagne du Nord, où le passage Aptien-Albien est continu, pour définir la base de l'Albien reprend une proposition formulée dès 1947 par BREISTROFFER à partir des études de BRINKMANN (1937). Le problème est que *P. schrammeni* est identifié uniquement dans les environs de Hanovre en Allemagne du Nord. En dehors de cette petite région, l'espèce est inconnue et il n'existe aucun marqueur secondaire macro-, micro- ou nannopaléontologique permettant de corréliser la limite dans le reste du monde (MUTTERLOSE *et al.*, 2003).

Dans une publication récente, MOULLADE *et al.* (2011) viennent de proposer une nouvelle interprétation des étages Aptien, Albien et de leurs limites. Classiquement, trois sous-étages sont distingués dans le Sud-Est de la France au

sein de l'étage Aptien de d'ORBIGNY (1840), soit du bas vers le haut le Bédoulien (TOUCAS, 1888), le Gargasien (KILIAN, 1887) et le Clansayésien (BREISTROFFER, 1947). Considérant que dans la région d'Apt, les "Marnes aptiennes" correspondent uniquement au Gargasien et dans la mesure où la localité-type de Gargas n'inclut aucune couche attribuable au Bédoulien ou au Clansayésien, MOULLADE *et al.* (2011) recommandent le report du Clansayésien à la base de l'étage Albien et l'ajout dans la charte stratigraphique internationale d'un étage Bédoulien entre le Barrémien et l'Aptien réduit au seul Gargasien. Comme SORNAY (1957) l'a très bien écrit dans le Lexique stratigraphique international, la définition des étages Aptien et Albien repose surtout sur les caractères de leurs faunes d'ammonites. Dans le Pro-drome de Paléontologie [référence non citée dans la bibliographie de MOULLADE *et al.* (2011)], d'ORBIGNY (1850) donne la liste complète des espèces, et en particulier des ammonites, qu'il rapporte à son étage Aptien. Celle-ci comprend les "*Ammonites Nisus* d'ORBIGNY [espèce présente à Gargas], *A. Martinii* d'ORBIGNY [Gargas], *A. raresulcatus* d'ORBIGNY, *A. bicurvatus* MICHELIN, *A. CORNUELIANUS* d'ORBIGNY,

A. Deshayesi d'ORBIGNY [La Bédoule], *A. Ricordeanus* d'ORBIGNY, *Ancyloceras Matheronianum* d'ORBIGNY [La Bédoule], *A. gigas* J. de C. SOWERBY [La Bédoule], *A. grandis* J. de C. SOWERBY, *Toxoceras Royerianus* d'ORBIGNY (...). Les deux premiers taxons sont typiques du Gargasien, les suivants du Bédoulien. Une autre indication importante sur le sens accordé par d'ORBIGNY à son étage Aptien est publiée en 1842, p. 402, dans le tome 2 de la Paléontologie française consacré aux Gastéropodes [référence également non prise en compte par MOULLADE *et al.*] : "J'ai déjà donné le nom de terrain aptien pour les argiles à Plicatules". La formation, développée le long de la bordure orientale du bassin de Paris, contient une association typique du Bédoulien incluant *Pseudosaynella raresulcata*, *P. bicurvata*, *Toxoceratoides royerianus*, *Megatyloceras ricordeanus*, *Chelonicerus cornuelianum*, *Deshayesites deshayesi* (...)" (AMÉDRO & MATRION, 2004b). En clair, le Bédoulien et le Gargasien font partie intégrante de l'étage Aptien *sensu* d'ORBIGNY (1840, 1842, 1850) et les changements radicaux proposés par MOULLADE *et al.* (2011) ne sont pas justifiés. Reste la question de l'attribution stratigraphique du Clansayésien à l'Aptien supérieur ou à l'Albien inférieur. La réponse est simple : Alcide d'ORBIGNY ne connaissait pas la faune de Clansayes à *Acanthoplites nolani* (SEUNES), *A. bigoureti* (SEUNES), *Hypacanthoplites plesiotypicus* (FRITEL) [dont *H. jacobii* (COLLET) est un synonyme plus récent] et *H. elegans* (FRITEL) décrite plusieurs décennies plus tard. Le raisonnement consistant à placer l'horizon de Clansayes dans l'Albien sous prétexte qu'aucune faune de cet âge n'a été trouvée dans les environs d'Apt peut être inversé dans la mesure où la situation est la même dans le département de l'Aube.

Parmi les autres propositions formulées pour définir la base de l'étage Albien depuis le Symposium de Bruxelles, deux retiennent l'attention.

La première est celle de KENNEDY *et al.* (2000) recommandant d'utiliser l'apparition de l'ammonite *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* (d'ORBIGNY), avec un GSSP pris dans la coupe de Pré-Guittard dans la Drôme au Sud-Est de la France. *L. (L.) tardefurcata* est une ammonite aisément reconnaissable, connue en Allemagne, Angleterre, France, Danemark, Suisse, Autriche, Bulgarie, Caucase, Mangyshlak, Kopet Dag, Iran et Turkménistan. Son extension géographique est très vaste. Par ailleurs, l'apparition de l'espèce s'effectue dans les Marnes bleues du bassin vocontien à la base d'un niveau repère anoxique à grande extension géographique (le niveau PAQUIER ; cf. BRÉHÉRET, 1997). Cette proposition respectant les données historiques d'Alcide d'ORBIGNY nous a semblé satisfaisante lors de sa publication et nous l'avons appliquée durant une décennie (AMÉDRO & MATRION, 2004a, 2007, 2008 ; AMÉDRO, 2009a). La proposition de KENNEDY *et al.* vient cependant d'être rejetée par la Sous-Commis-

sion Internationale sur la Stratigraphie du Crétacé dans la mesure où la distribution géographique de *L. (L.) tardefurcata* a été considérée comme trop limitée et parce qu'aucun événement micropaléontologique ou chimostratigraphique n'est associé à l'apparition de *L. (L.) tardefurcata* (ISCS Annual Report 2010, cf. PREMO-LI SILVA, 2010).

Pour contourner cette difficulté, une nouvelle proposition pour définir la base de l'étage Albien vient d'être formulée par PETRIZZO *et al.* (2012), recommandant d'utiliser l'apparition du foraminifère planctonique *Microhedbergella renilaevis*, avec un GSSP pris dans le bassin vocontien dans la coupe de Pré-Guittard, la même que celle proposée par KENNEDY *et al.* (2000), mais 33 m plus bas, au sein du niveau KILIAN. En terme d'ammonites, cet événement est situé au sein de la zone à *Hypacanthoplites jacobii* (= *H. plesiotypicus*). Si le choix d'utiliser l'apparition de *M. renilaevis* pour définir la limite Aptien/Albien est retenu dans le futur par la Sous-Commission Internationale sur la Stratigraphie du Crétacé, il deviendra alors impossible de repérer cette limite dans la totalité du bassin anglo-parisien, y compris dans le stratotype de l'étage Albien, en raison de l'absence de foraminifères planctoniques significatifs dans les niveaux attribués à la zone à *H. jacobii* ! C'est la raison pour laquelle nous adoptons ici une position conservatrice en continuant d'utiliser l'apparition de *L. tardefurcata* comme critère de limite.

À noter enfin qu'une réhabilitation du Vraconnien de RENEVIER (1868) comme étage à part entière entre l'Albien *sensu stricto* et le Cénomaniens a été proposée par AMÉDRO (2002, 2008). Trois raisons principales sont à l'origine de cette démarche. Dans de nombreuses régions du globe, l'enregistrement sédimentaire du Vraconnien est considérable (plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines de mètres d'épaisseur), souvent beaucoup plus important que celui de l'Albien *sensu stricto*. En outre, le Vraconnien correspond à un événement eustatique global d'une réelle importance entre une transgression albiennaise et une grande transgression cénomaniennaise. Enfin, il s'agit d'une période d'épanouissement écologique, à la fois en ce qui concerne les macrofaunes (ammonites en particulier) et les microfaunes (foraminifères planctoniques). En attendant la prise en compte éventuelle de cette proposition par le comité français de stratigraphie, puis par la Commission géologique internationale, le Vraconnien est compris dans la présente contribution comme une unité chronostratigraphique distincte surmontant l'Albien supérieur *s.s.*, mais maintenue provisoirement au sein de l'étage Albien *s.l.* Le critère proposé pour la base du Vraconnien est l'apparition de l'ammonite *Mortoniceras (Mortoniceras) fallax* BREISTROFFER, avec un stratotype de limite pris au Col de Palluel (Hautes-Alpes). La proposition de restaurer un étage Vraconnien dans la charte

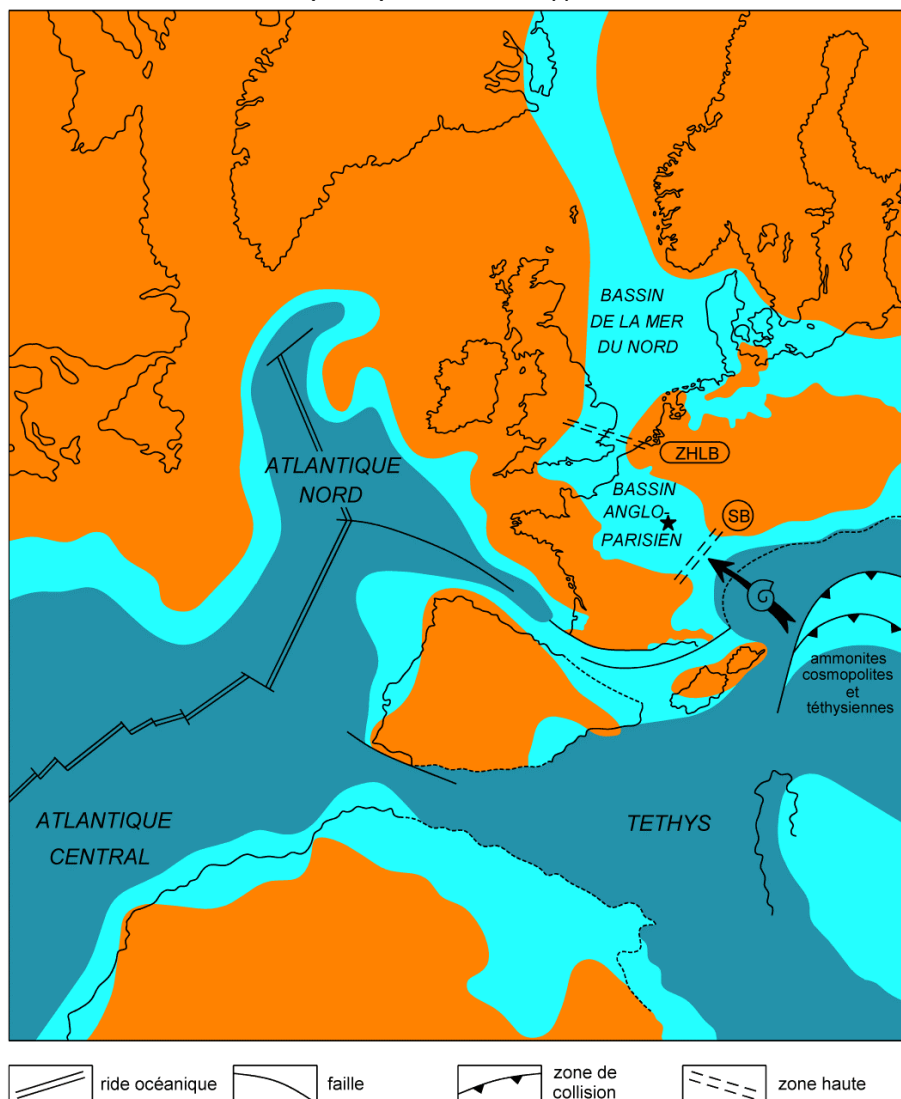
stratigraphique internationale ne fait cependant pas unanimité comme en témoigne la publication récente de SCOTT (2009).

4. La région-type de l'étage Albien dans son cadre paléogéographique (FA)

En raison de la durée de l'étage Albien estimée entre 12.5 à 15.5 Ma (REMANE, 2000 ; GRADSTEIN *et al.*, 2004 ; International Commission on Stratigraphy, August 2012 ; SCOTT, 2014), il est impossible de tracer une carte paléogéographique du Nord-Ouest de l'Europe, ou même du bassin anglo-parisien, valable pour tout l'étage, les lignes de rivage et la nature des dépôts ayant varié avec le temps. La Figure 5 présente une tentative de reconstitution des rivages du Nord-Ouest de l'Europe et de l'Afrique du Nord à la base de l'Albien moyen. Pourquoi ce choix ? Le groupe de travail sur l'Albien a retenu, lors du Second Symposium sur les limites des étages du Crétacé tenu à Bruxelles en 1995, l'apparition de l'ammonite *Lyelliceras lyelli* (d'ORBIGNY) comme marqueur pour la base de l'Albien moyen. Or c'est dans l'Aube qu'a été mise en évidence pour la première fois la réalité d'un biohorizon riche en *Lyelliceras lyelli* par DESTOMBES & DESTOMBES (1965) et le stratotype

de l'étage Albien est le meilleur endroit pour étudier la limite Albien inférieur-Albien moyen dans le bassin anglo-parisien et sans doute l'un des meilleurs dans le monde.

Le bassin anglo-parisien se présentait à l'Albien moyen 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 SE avec la Téthys par le seuil de Bourgogne. OWEN (1996) a envisagé l'existence à l'Albien moyen d'une connexion entre l'Atlantique Nord et le bassin anglo-parisien *via* la Manche occidentale actuelle. L'érosion des dépôts ne permet pas de tracer avec certitude les lignes de rivages, néanmoins cette hypothèse semble peu probable. En effet, si les ammonites cosmopolites représentent 92 % de la population d'ammonites dans la sous-zone à *Lyelliceras lyelli* sur le seuil de Bourgogne (en Côte d'Or) et le long de la bordure SE du bassin anglo-parisien (dans l'Yonne et dans l'Aube), leur fréquence diminue rapidement lorsque l'on remonte vers le Nord-Ouest. Ainsi, seuls quelques exemplaires de l'espèce *L. lyelli* ont été recueillis en Normandie et dans le Sud-Est de l'Angleterre, tandis qu'aux abords de la



◀ **Figure 5 :** Carte paléogéographique du Nord-Ouest de l'Europe et de l'Afrique du Nord à la base de l'Albien moyen, montrant les communications entre le bassin anglo-parisien et la Téthys *via* le seuil de Bourgogne. Disposition des continents et reconstitution des plaques tectoniques d'après DER COURT *et al.* (1993), SMITH *et al.* (1994) et BARRIER & VRIE-LYNCK (2008). Position des lignes de rivage modifiée d'après OWEN (1996). ZHLB : zone haute Londres-Brabant ; SB : seuil de Bourgogne. L'étoile indique la localisation géographique de la région-type de l'étage Albien. La convergence Afrique-Eurasie et la rotation de l'Afrique liées à l'ouverture Atlantique-Sud entraînent des déformations tectoniques à travers la Téthys avec apparition de zones hautes qui se transforment progressivement en terres émergées. Les arrivées de faunes cosmopolites et téthysiennes au sein du bassin anglo-parisien s'effectuent par franchissement du seuil de Bourgogne à l'occasion de pics de transgressions de cycles eustatiques de second et troisième ordre (AMÉDRO, 2009a).

Figure 5: Palaeogeographic map of North-Western Europe and North Africa during Middle Albian times.

zone haute Londres-Brabant, "there is some regional segregation of the ammonites, and 'Tethyan' forms such as *Lyelliceras* and *Mojsisovicia* are likely to be rare or absent" (GALLOIS & MORTER, 1982). Ce gradient décroissant du Sud vers le Nord dans la proportion des formes cosmopolites milite en faveur d'une connexion unique entre le bassin anglo-parisien et le domaine téthysien. Les migrations successives de formes cosmopolites et téthysiennes au sein du bassin se sont effectuées à l'occasion de hauts niveaux marins par franchissement du seuil de Bourgogne (AMÉDRO, 1992, 2009a). Si un détroit avait relié le bassin anglo-parisien à l'Atlantique Nord au niveau de la Manche actuelle durant l'Albien moyen, les circulations océaniques auraient permis l'arrivée d'une proportion beaucoup plus significative de faunes cosmopolites et téthysiennes en Normandie et dans le sud de l'Angleterre. L'existence d'une liaison marine entre l'Atlantique Nord et le bassin anglo-parisien *via* la Manche actuelle est en revanche beaucoup plus probable à l'Albien supérieur dans la mesure où les ammonites cosmopolites (*Dipoloceras*, *Beudanticeras*, *Mortoniceras*, *Hysterocheras*, ...), bien représentées en Atlantique Nord (KENNEDY *et al.*, 1999 ; LEHMANN, 2000) comme dans la Téthys (PERVINQUIÈRE, 1907 ; JAILLARD *et al.*, 2005), deviennent alors fréquentes à travers l'ensemble du bassin anglo-parisien, y compris dans sa partie septentrionale et dans des proportions comparables. De plus, leur distribution géographique s'élargit jusqu'au bassin de la Mer du Nord (OWEN, 1979 ; WIEDMANN & OWEN, 2001), aux abords de la Mer baltique (MARCINOWSKI & WIEDMANN, 1985) et à la plate-forme russe (BARABOSHKIN, 1996).

La région-type de l'étage Albien est localisée sur la bordure SE du bassin anglo-parisien, dans ce qui était alors l'aire la plus subsidente du bassin. Il convient toutefois de souligner que les limites d'extension actuelle des dépôts sont des limites d'érosion qui ne coïncident pas avec le tracé des rivages à l'Albien. AMÉDRO & MATHIEU (2004a) ont publié 6 cartes illustrant quelques faciès successifs de l'Albien du bassin de Paris. Les Figures 6, 7 et 8 présentent des reconstitutions plus précises englobant l'ensemble du bassin anglo-parisien et les domaines de sédimentation limitrophes dans la partie moyenne de l'Albien inférieur, à la base de l'Albien moyen et à l'Albien supérieur *sensu stricto*. L'examen des trois cartes montre que les contours du bassin anglo-parisien étaient un peu plus réduits à l'Albien inférieur (en particulier le long de la bordure NE du bassin avec l'existence d'un golfe du Boulonnais et l'absence de dépôts marins dans le bassin de Mons) et au contraire plus étendus à l'Albien supérieur. Faute de données suffisamment précises, il n'a pas été possible de donner des "instantanés paléogéographiques" en Aquitaine et dans le SE de la France, mais seulement une moyenne concernant la totalité de l'Albien.

Avant de commenter ces cartes paléogéographiques, on peut se demander quel était le bâti tectonique du bassin ? Les études structurales ont révélé l'existence de plusieurs cassures du socle varisque, dont au moins trois ont influencé la sédimentation dans la partie française du bassin anglo-parisien à l'Albien : la faille de Bray-Vittel, la faille de la Seine relayée au sud par la faille de Sennely et enfin la faille de Villers, plus régionale. L'axe principal de subsidence du bassin correspond à l'aire comprise entre les failles de Bray-Vittel et de Sennely. Dans toute cette aire géographique, la puissance de l'ensemble des formations albiennes atteint 150 m, parfois même plus, ce qui est une valeur largement supérieure à ce que l'on observe dans les régions limitrophes où l'épaisseur maximale des dépôts ne dépasse pas 60 m (C. & F. MÉGNIEN, coord., 1980). À l'inverse, le secteur situé entre les failles de la Seine et de Villers, c'est à dire le Bec de Caux, présente un enregistrement sédimentaire réduit, inférieur à 15 m (JUIGNET, 1974). Le Bec de Caux se comporte de l'Aptien au Turonien inférieur comme une zone haute dont les contours suivent une structuration profonde du socle (RAGOT, 1989). Ces observations révèlent l'existence d'un contrôle tectonique modéré de la sédimentation dans l'Albien du bassin anglo-parisien. À noter que deux structures particulières situées dans la partie nord du bassin méritent une courte mention : il s'agit premièrement de la ride (ou seuil) de l'Artois et de Portsdown et deuxièmement du bassin de Mons.

Ride de l'Artois et de Portsdown : L'extension actuelle des dépôts de l'Albien inférieur montre la présence d'un "golfe du Boulonnais" déjà individualisé au Lias (LEROUX & PRUVOST, 1935) et d'une zone haute alignée sur l'Artois. À l'Albien moyen et supérieur, un axe de réduction d'épaisseur des argiles à faciès Gault existe en Artois (CAULIER, 1974). Cet axe se prolonge dans le sud-est de l'Angleterre où il est connu sous le nom de ride de Portsdown (CASEY, 1961 ; OWEN, 1971). La permanence de ce trait paléogéographique a parfois conduit à séparer un bassin "Weald-Boulonnais" du bassin de Paris *sensu stricto* (DESTOMBES, 1958). La ride de l'Artois et de Portsdown est une structure synsédimentaire et la réduction d'épaisseur des argiles à faciès Gault ne résulte pas (ou très peu) d'une érosion. Une exondation partielle de la ride au sommet de l'Albien inférieur à l'occasion d'un bas niveau marin d'origine eustatique a d'ailleurs été démontrée par ANDERSON (1986) dans le Sussex. Cette structure particulière semble en relation, aussi bien du côté britannique (RUFFELL & GARDEN, 1997) que français (EVE-RAERTS & MANSY, 2001), avec l'existence de petits paliers limités par des failles parallèles et en relais, à direction varisque, fonctionnant suivant les périodes comme des zones en surrection (Aptien-Albien) ou inversement en dépression (Cénomaniens), l'Artois devenant alors un sillon subsident (AMÉDRO & ROBASYNSKI, 1987).

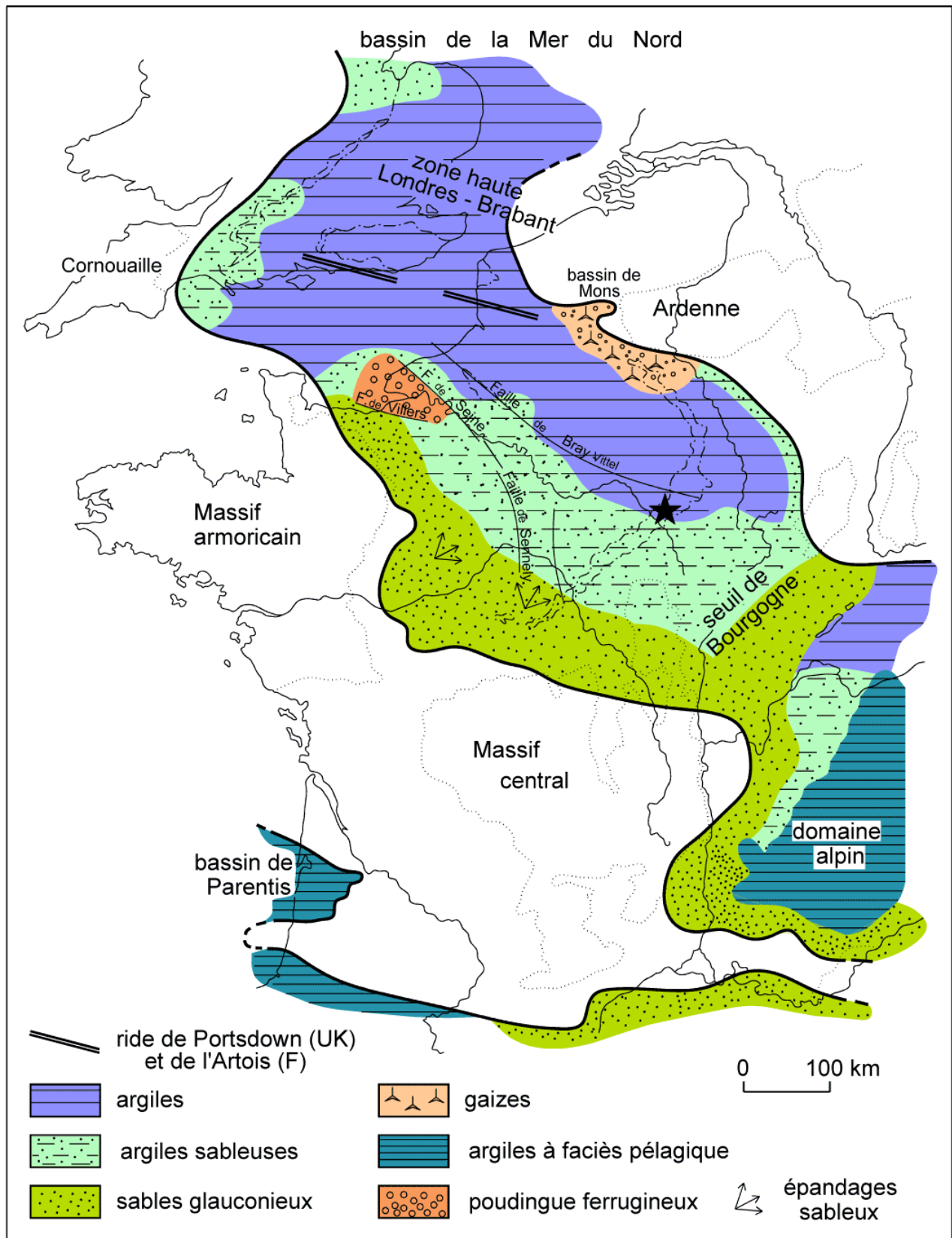


Figure 7 : Carte paléogéographique du bassin anglo-parisien et des régions voisines à la base de l'Albien moyen (modifiée d'après AMÉDRO *et al.*, sous presse). L'étoile indique la localisation géographique de la région-type de l'éta-ge Albien.

Figure 7: Middle Albian palaeogeographic map of the Anglo-Paris basin and adjacent areas (modified after AMÉDRO *et al.*, in press).

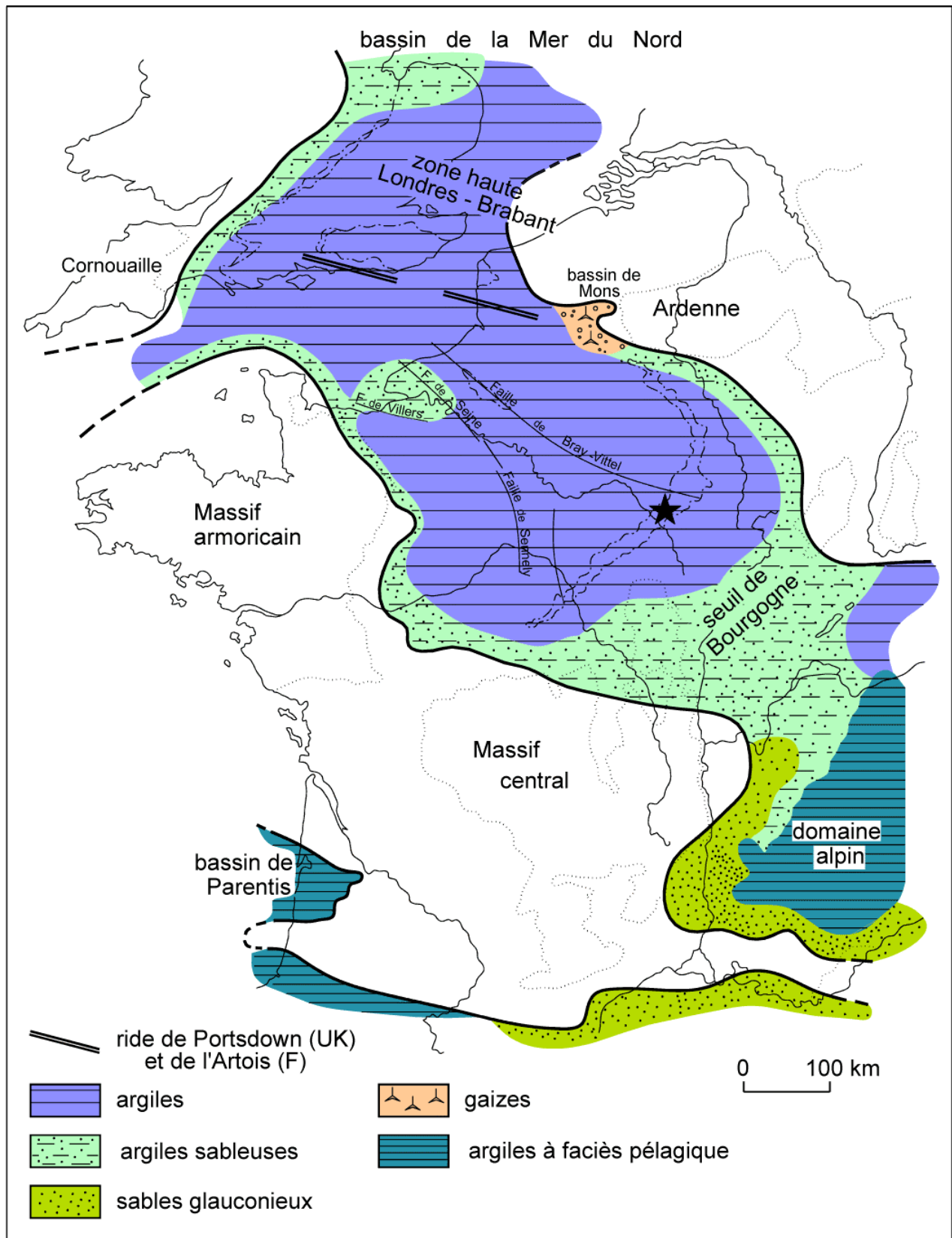


Figure 8 : Carte paléogéographique du bassin anglo-parisien et des régions voisines à l'Albien supérieur *sensu stricto*.

Figure 8: Upper Albian palaeogeographic map of the Anglo-Paris basin and adjacent areas.

Bassin de Mons. Le bassin de Mons, situé géographiquement dans le Hainaut franco-belge, forme une digitation d'une quarantaine de km de long, sur une dizaine de km de large, à la bordure nord-est du bassin anglo-parisien. Son existence est liée à la présence de vastes dépressions subsidentes à la surface du socle paléozoïque : les "cuves", alignées selon une direction ouest-est le long du front varisque (MARLIÈRE, 1939, 1970). Suivant les idées développées par DELMER *et al.* (1982), la genèse des "cuves" résulterait de mouvements verticaux connexes de la dissolution profonde d'évaporites.

Images du bassin anglo-parisien à l'Albien inférieur, à l'Albien moyen et à l'Albien supérieur

La connaissance de l'Albien dans la partie centrale du bassin anglo-parisien repose sur l'étude des sondages. L'interprétation de ces sondages reste un exercice souvent difficile en raison de nombreuses variations latérales de faciès. Les publications de référence sont celles de LEMOINE *et al.* (1939) et de LAUVERJAT (1967), complétées pour l'ouest du bassin par JUIGNET (1974) et pour le nord par CASEY (1961), OWEN (1971), CAULIER (1974) et RAWSON *et al.* (1978).

Partie moyenne de l'Albien inférieur (Fig. 6). De la zone haute Londres-Brabant au seuil de Bourgogne, la plus grande partie du bassin anglo-parisien voit le dépôt de sables glauconieux : faciès des Sables verts en France, des Folkestone Beds (partie supérieure du Lower Greensand) dans le sud de l'Angleterre. Au nord, le golfe Boulonnais apparu au Lias est toujours individualisé. Régionalement, des sédiments graveleux, voire des galets, se déposent sur les zones hautes comme le Bec de Caux (Poudingue ferrugineux), l'Île de Wight et la plate-forme de Londres (Carstone). À l'inverse, une aire caractérisée par la sédimentation d'argiles sableuses ou silteuses à faciès Gault se développe dans l'axe principal de subsidence du bassin entre les failles de Bray-Vittel et de Senneily, c'est-à-dire depuis le Pays de Bray jusqu'aux départements de la Marne, de l'Aube et de l'Yonne. La bordure NE du bassin allant du Kent au Boulonnais et au sud de l'Ardenne fonctionne alors comme une plate-forme à sédimentation réduite sur laquelle se déposent seulement quelques mètres de sables glauconieux coiffés par un épais lit de nodules phosphatés (le Main Mammillatum Bed de Folkestone dans le Kent, le niveau phosphaté P2 de Wissant dans le Boulonnais, le niveau phosphaté de Machéroménil en Ardenne). Un soulèvement de la bordure NE du bassin anglo-parisien au sommet de l'Albien inférieur suite à une déformation ou à un basculement du socle semble dans l'état actuel des connaissances l'hypothèse la plus probable (AMÉDRO *et al.*, sous presse).

Base de l'Albien moyen (Fig. 7). À l'inverse de ce que l'on observe à l'Albien inférieur, la répartition des faciès dans le bassin anglo-pari-

sien à la base de l'Albien moyen montre une sédimentation essentiellement argileuse avec le dépôt d'argiles à faciès Gault, en particulier dans les parties Nord et Est du bassin. Le golfe du Boulonnais disparaît, mais une ride orientée suivant une direction varisque persiste en Artois, prolongée en Angleterre par la ride de Portsdown. Vers l'Ouest et le Sud-Ouest, c'est à dire le long des bordures du massif armoricain et du massif central, les faciès sableux restent toutefois prépondérants. Il s'agit des Sables de la Puisaye qui s'étendent du "golfe de Touraine" à la vallée de la Loire. Ces sables, dépourvus de feldspath, ne résultent pas de l'érosion directe des terrains éruptifs et métamorphiques du massif armoricain et du massif central pendant l'Albien, mais sont un matériel recyclé à partir d'un stock sableux plus ancien : faciès wealdiens et sables barrémiens (POMEROL, 1961, 1965 ; COUREL *et al.*, 1972). À deux reprises, des épandages sableux issus des Sables de la Puisaye atteignent les abords de la faille de Bray-Vittel à l'occasion d'intervalles transgressifs de cycles eustatiques de 3e ordre. Il s'agit tout d'abord des Sables des Drillons qui se sont mis en place de part et d'autre de la limite Albien inférieur-Albien moyen dans un intervalle allant de la zone d'ammonite à *Otohoplites subhilli* à la zone à *Hoplites (H.) benettianus*, puis des Sables de Frécambault datés de la moitié supérieure de la zone à *Hoplites (H.) dentatus* (LAUVERJAT, 1967 ; AMÉDRO & MATRION, 2004a, 2008). Entre ces deux intervalles, la sédimentation argileuse à faciès Gault s'étend à l'ensemble du bassin anglo-parisien, à l'exception du Bec de Caux qui reste en zone haute et est le siège d'une sédimentation grossière avec le dépôt de la formation nommée Poudingue ferrugineux (JUIGNET, 1974) et de la bordure du massif ardennais où se forme des grès glauconieux tendres et poreux : la Gaize de Draize (BARROIS, 1878) et les "meules" du bassin de Mons (MARLIÈRE, 1939).

Albien supérieur sensu stricto (Fig. 8). La sédimentation argileuse à faciès Gault s'étend à l'ensemble du bassin anglo-parisien, y compris sur le Bec de Caux dont le rôle de plate-forme s'atténue. La seule exception est le bassin de Mons où le dépôt de faciès gaize se poursuit. L'élévation globale du niveau marin d'origine eustatique permet enfin d'établir une connexion pérenne entre le bassin anglo-parisien et l'Atlantique Nord *via* la Manche actuelle.

En définitive, le choix par Alcide d'ORBIGNY (1852) du département de l'Aube comme région-type de son étage Albien se révèle aujourd'hui encore très judicieux dans la mesure où :

- l'enregistrement sédimentaire y est particulièrement épais (120 à 130 m), beaucoup plus important que dans le Kent (30 à 40 m) souvent pris en référence ;
- l'épaisseur exceptionnelle des dépôts pour l'Europe du Nord-Ouest permet la préservation d'un certain nombre de prismes sédimentaires non représentés sur les marges

- du bassin ;
- les faciès sont entièrement argileux, de type "Gault", riches en macro-, micro- et nanofossiles ;
- enfin la localisation géographique du stratotype le long de la marge sud-est du bassin anglo-parisien permet d'y trouver des associations paléontologiques mixtes à caractère à la fois boréal et téthysien.

5. Les conditions d'étude de l'Albien de l'Aube

Les formations albiennes (Argiles tégulines de Courcelles et Marnes de Brienne) traversent le département de l'Aube en formant une bande d'environ 80 km de long sur 8 à 10 km de large, orientée NE-SW, qui représente un segment de l'auréole éocène de la bordure orientale du bassin anglo-parisien (Fig. 9). Lorsque l'on circule dans la région-type de l'étage Albien, on rencontre, comme dans le reste de la Champagne humide, un paysage verdoyant avec des forêts, des prairies parsemées d'étangs et des zones de bocage. On peut ajouter à cette description les grands lacs de l'Aube représentés par les réservoirs Seine (lac de la Forêt d'Orient) et Aube (lac du Temple et lac Amance), destinés à écrêter les crues de la Seine à Paris et mis en service respectivement en 1966 et 1990. Comment, dans un tel environnement paysager, trouver des coupes permettant de déchiffrer l'histoire du sous-sol ?

Pendant très longtemps, la principale source d'information est venue des nombreuses carrières fournissant la matière première aux tuileries et briqueteries. Les riches collections paléontologiques à l'origine de la notoriété de l'Albien de l'Aube proviennent de ces gisements. En 1846, au milieu du XIXe siècle, 44 carrières entaillaient les argiles à faciès Gault dans le département de l'Aube (TOUCH, 2010). Un siècle plus tard, 8 carrières subsistaient lors du colloque tenu à Lyon en 1963 (DESTOMBES & DESTOMBES, 1965 ; LARCHER *et al.*, 1965). Aujourd'hui, il n'en reste plus qu'une seule, reconvertie en centre d'enfouissement de déchets industriels et vouée à une disparition prochaine : la carrière de Montreuil-sur-Barse.

La seconde façon d'observer des affleurements dans l'Albien-type est de circuler le long des berges de l'Aube. Plusieurs talus situés dans des méandres de la rivière recoupent les Argiles tégulines de Courcelles et les Marnes de Brienne entre Unienville et Précly-Notre-Dame. Malheureusement, l'importance du recouvrement quaternaire limite la hauteur des sections et d'importantes lacunes d'observation séparent les portions accessibles de la succession lithologique. Seuls 14 m de coupes discontinues sont visibles le long de l'Aube au sein des 120 à 130 m de la série-type.

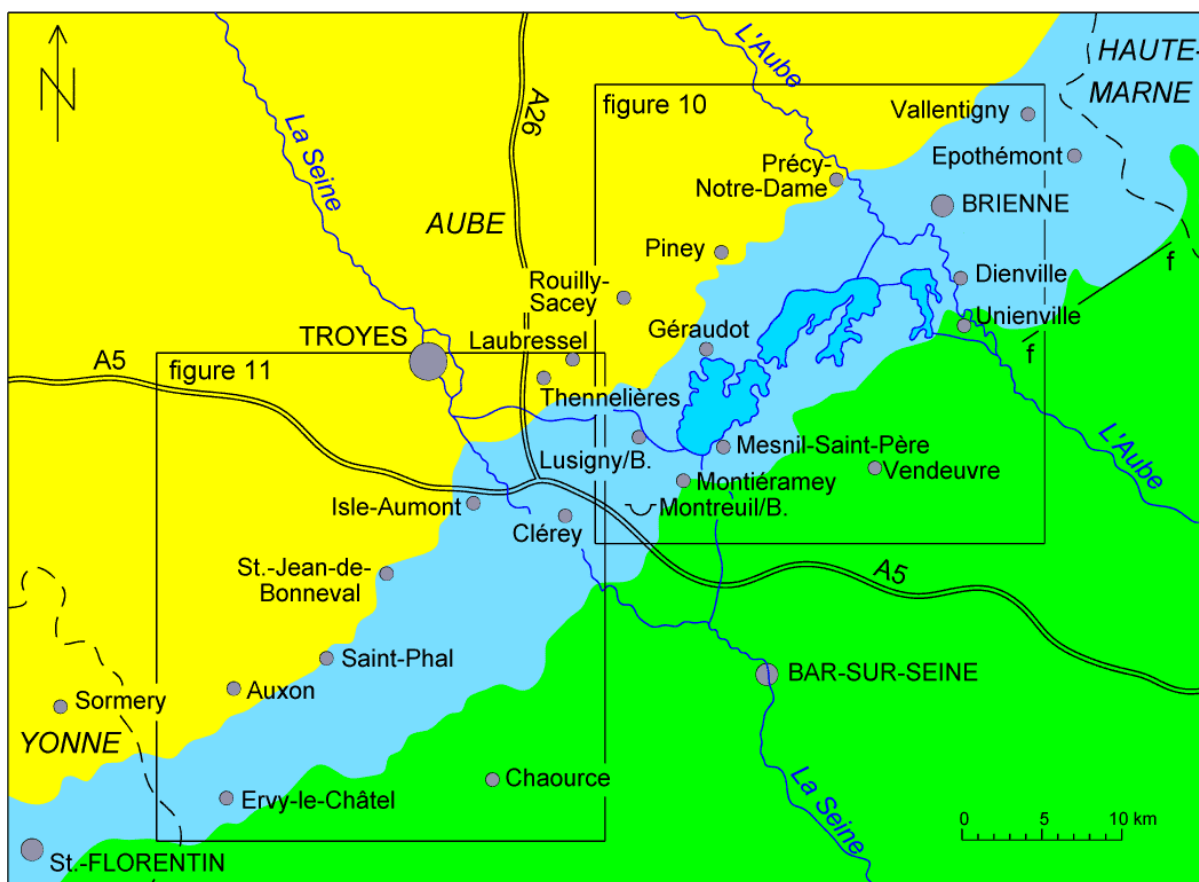


Figure 9 : L'étage Albien dans le département de l'Aube et localisation géographique des communes citées dans le texte.

Figure 9: The Albian stage in the type area and location of towns and villages cited in the text.

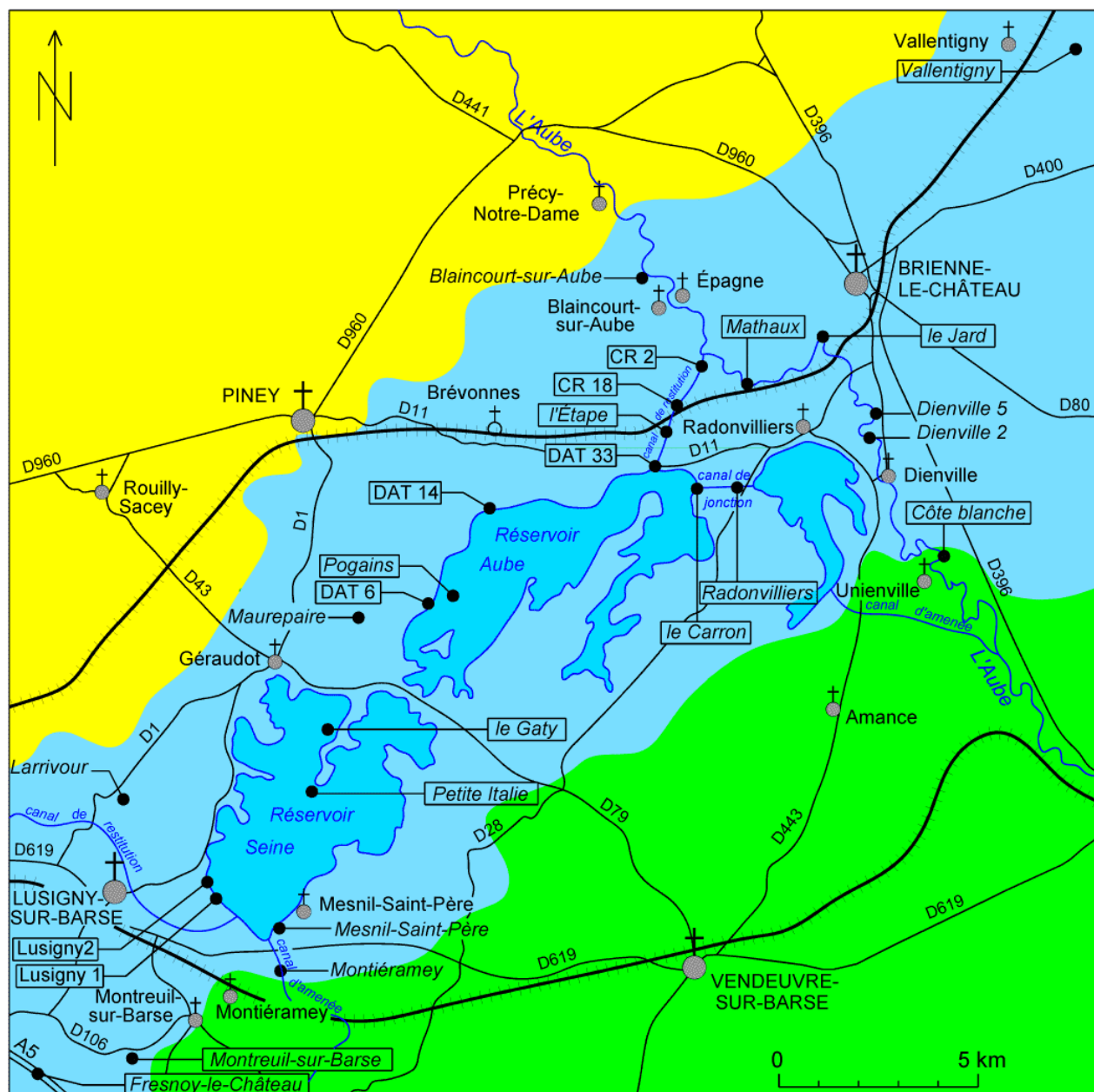


Figure 10 : Localisation géographique des affleurements et sondages dans les environs des réservoirs Seine et Aube. Les coupes utilisées pour la construction de la suite lithologique composite de l'Albien-type sont encadrées. Les affleurements sont indiqués en italiques, les sondages en caractères romains.

Figure 10: Location of the outcrops and boreholes in the area of the Aube and Seine reservoirs.

Que reste-t'il comme autre méthode d'investigation ? Rien, si ce n'est le suivi depuis 1986 de tous les travaux de génie civil entrepris dans le département de l'Aube et en particulier la réalisation des autoroutes A5 et A26, le percement des canaux de jonction et de restitution du réservoir Aube, et le creusement de fosses au fond du réservoir Aube pour fournir les matériaux nécessaires à la construction des digues. Il est regrettable, en ce sens, que les sondages carottés forés dans les années 1970 dans les argiles et marnes à faciès Gault à l'occasion de l'implantation du réservoir Aube n'aient pas fait l'objet de descriptions lithologiques détaillées.

6. La découverte progressive de l'Albien de l'Aube depuis le XXe siècle (FA)

La localisation géographique des coupes et sondages est indiquée dans les Figures 10 et 11 sur deux cartes couvrant l'aire stratotypique de l'étage Albien. La zonation d'ammonites utilisée est celle définie par AMÉDRO (1981, 1992), actualisée par AMÉDRO *et al.* (2000) et KENNEDY & LATIL (2007).

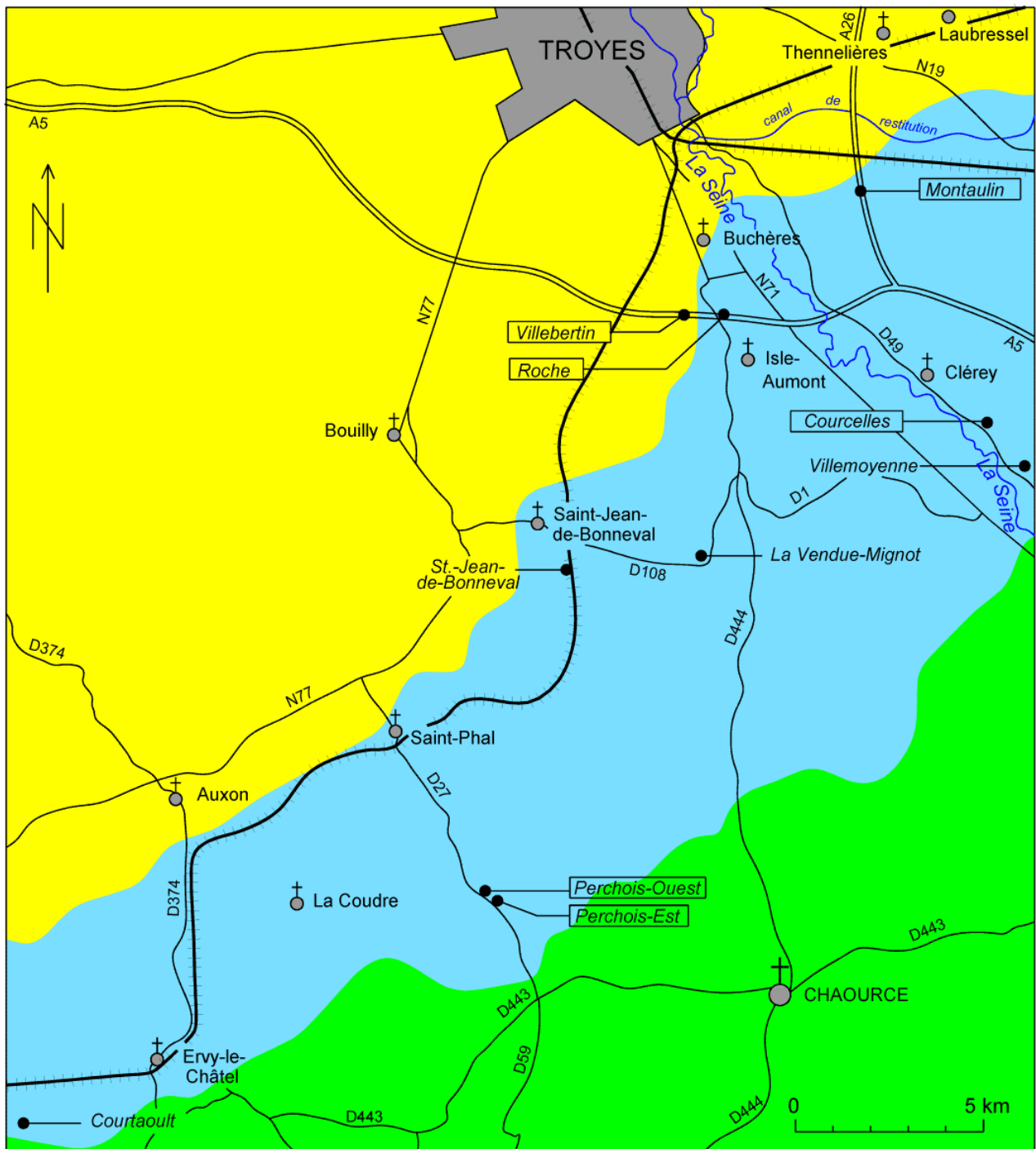


Figure 11 : Localisation géographique des affleurements et sondages au Sud de Troyes. Les coupes utilisées pour la construction de la suite lithologique composite de l'Albien-type sont encadrées. Les affleurements sont indiqués en italiques.

Figure 11: Location of the outcrops in the South of Troyes.

Le XIXe siècle : phase de reconnaissance

Si, dès 1759, Jean-Étienne GUETTARD indique la présence dans une tranchée de route près de Dienville et le long de la rivière Aube de "*cornes d'Ammon (...) enfouies dans une terre glaise qu'on nomme terle dans le pays*", la connaissance des terrains crétacés du département de l'Aube va surtout progresser à partir du XIXe siècle. Les premières observations réalisées dans ce qui deviendra la région-type de l'étage Albien trouvent d'abord leur inspiration en Grande-Bretagne. C'est en effet dans le Sud-Est

de l'Angleterre que sont créés les deux termes stratigraphiques traditionnellement utilisés dans les contributions sur l'Albien du bassin de Paris : le **Gault** (HAILSTONE, 1816) et le Lower Greensand (FITTON, 1836), francisé par CORNUEL (1839) en **Sables verts**. C'est ainsi que MICHELIN publie en 1838 une "*Note sur une argile dépendant du Gault, observée au Gaty près Gérodot*" dans laquelle il définit plusieurs espèces nouvelles dont les "*Ammonites velledae, A. versicostatus* et *A. latidorsatus*". Deux ans plus tard, CLÉMENT-MULLET (1840) décrit le "*rapport géologique entre les terrains des environs de*

Boulogne-sur-Mer et ceux du département de l'Aube" et reconnaît la présence de Greensand à Ervy, Montiéramey et de Gault à Lusigny et Gérodot.

Vient ensuite une œuvre majeure à l'échelle régionale : le "Mémoire sur le Terrain crétacé de l'Aube" de LEYMERIE (1841-1842) dans lequel l'auteur décrit les bandes rocheuses constituant le sous-sol du département de l'Aube et crée le terme d'**Argiles tégulines**. "La première bande, qui se montre immédiatement sous la craie, est composée d'argiles tégulines. Ne trouvant dans la langue aucune expression dont nous puissions nous servir pour distinguer ces argiles de celles du terrain Néocomien, nous avons cru nous permettre de créer l'épithète de téguline, qui rappelle l'emploi fréquent que l'on fait de ces argiles pour la fabrication des tuiles". Quelques années plus tard, LEYMERIE (1846) donne dans la "Statistique géologique et minéralogique du département de l'Aube" une indication sur la présence d'une division stratigraphique supplémentaire dans l'Albien de l'Aube. "Il existe, entre les argiles tégulines et la craie marneuse, des marnes grises et noirâtres, très fissiles en certaines localités (Brienne)". Ces marnes seront nommées **Marnes de Brienne** par POTIER (1884) dans la notice de la première édition de la carte géologique au 1/80.000 d'Auxerre.

C'est ici qu'intervient Alcide d'ORBIGNY. Celui-ci, en créant l'étage Albien, va révéler la richesse paléontologique exceptionnelle des argiles à faciès Gault du département de l'Aube à travers le tome consacré aux Céphalopodes de la Paléontologie française (1840-1842), le Prodrôme de Paléontologie (1850) et le Cours élémentaire de Paléontologie (1852).

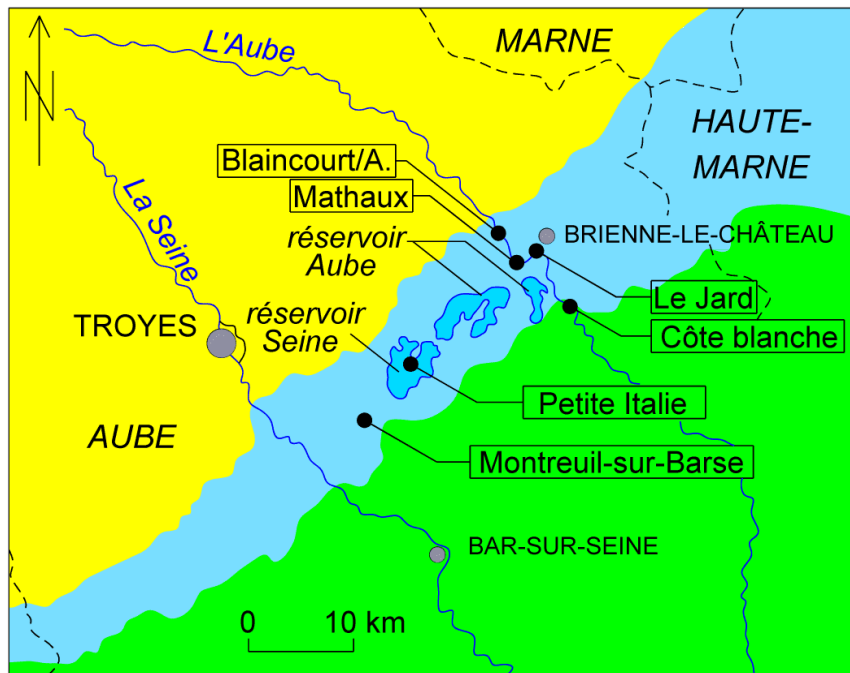
Quatre auteurs apportent encore au XIXe siècle des informations complémentaires significatives concernant l'Albien de l'Aube. CLÉMENT-MULLET (1843, 1849) observe à Larrivour, près de Lusigny-sur-Barse, une marne argileuse grisâtre très fossilifère avec *Inoceramus sulcatus*, *Ammonites Beudanti*, *A. lautus*, *A. tuberculatus* J. SOWERBY et *A. inflatus*. Deux décennies plus tard, BERTHELIN (1867) découvre au pied de la butte d'Isle-Aumont des "marnes endurcies qui paraissent devoir être rapportées à la partie supérieure extrême de l'étage Albien. Ces marnes sont dures, sableuses, et contiennent des paillettes de mica blanc et des taches d'un gris plus foncé renfermant un grand nombre de très petits grains d'un vert-sombre. Des fissures horizontales très rapprochées simulent une stratification très régulière". Il s'agit de la première indication de la présence de faciès gaize dans l'Albien-type. BARROIS (1874) décrit quant à lui "la fameuse couche fossilifère du Gaty. Presque tous les fossiles de ce gisement célèbre proviennent d'un petit banc de septarias calcaires qui contient des *Ammonites interruptus* et *mamillaris* d'une taille étonnante". Enfin, DELATOUR (1877) cite la présence dans les berges de l'Au-

be à 1 km au sud-ouest de Brienne, sous plusieurs mètres de recouvrement quaternaire, d'un "calcaire marneux dans lequel on trouve *Inoceramus sulcatus*". Cet affleurement est celui du Jard dont une coupe lithologique détaillée a été publiée par AMÉDRO *et al.* (1995).

Le XXe siècle : phase descriptive

Après la période féconde des années 1840-1870, les travaux sur l'Albien de l'Aube marquent le pas durant la première moitié du XXe siècle. LARCHER (1936) commence à s'intéresser au stratotype, mais sans y décrire de coupes. LEMOINE *et al.* (1939) mesurent pour la première fois l'épaisseur des formations grâce au sondage de Thennelières réalisé en 1937, lequel a traversé 18m de Sables verts et 125m d'argiles à faciès Gault représentant les Argiles tégulines et les Marnes de Brienne. Enfin, PIÉTRESSON de SAINT-AUBIN (1954) nomme "Marnes d'Isle-Aumont" le faciès gaize décrit par BERTHELIN en 1867 et l'attribue au Cénomaniens sans justification.

Un tournant est pris en 1963 au colloque sur le Crétacé inférieur tenu à Lyon. LARCHER *et al.* (1965) inventorient les carrières connues alors, dont la plupart sont déjà abandonnées et envahies par la végétation, et relèvent plusieurs coupes sommaires au contact entre les Sables verts et les Argiles tégulines à Courtaoult, Montiéramey, dans les Argiles tégulines au Perchois, Villemoyenne, Mesnil-Saint-Père et dans les Marnes de Brienne à Vallentigny et Saint-Phal. Malheureusement, les descriptions publiées à cette occasion ne répondent plus à la précision stratigraphique requise actuellement. La synthèse paléontologique sur "L'Albien de l'Aube" publiée par RAT *et al.* (1979) propose une mise en conformité de la nomenclature des formations avec les règles stratigraphiques internationales par l'adjonction d'un nom géographique aux termes Sables verts et Argiles tégulines qui deviennent **Sables verts de l'Aube** et Argiles tégulines de l'Aube. À noter cependant que suivant les règles actuelles de nomenclature lithostratigraphique (HEDBERG, 1976 ; REY, 1997), utiliser deux fois le nom de l'Aube pour nommer des formations est incorrect. Dans la mesure où les Sables verts de l'Aube ont priorité puisque nommés les premiers, le nouveau terme d'**Argiles tégulines de Courcelles** est créé par AMÉDRO & MATRION (2007). Pour le reste, la synthèse de RAT *et al.* (1979) prolonge les études initiées lors du colloque sur le Crétacé inférieur avec la description détaillée par DESTOMBES dans le chapitre sur les ammonites de cinq affleurements dans la moitié inférieure des Argiles tégulines au Perchois-Ouest et Est, Villemoyenne, Montreuil-sur-Barse et Courcelles. Au total, 37 m de coupes discontinues représentant 29 % de la succession lithologique sont connus dans la partie inférieure de l'Albien de l'Aube en 1979.



◀ **Figure 12** : Localisation géographique des affleurements encore visibles dans la région-type de l'étage Albien.

Figure 12: Location of current outcrops in the type area of the Albian stage.

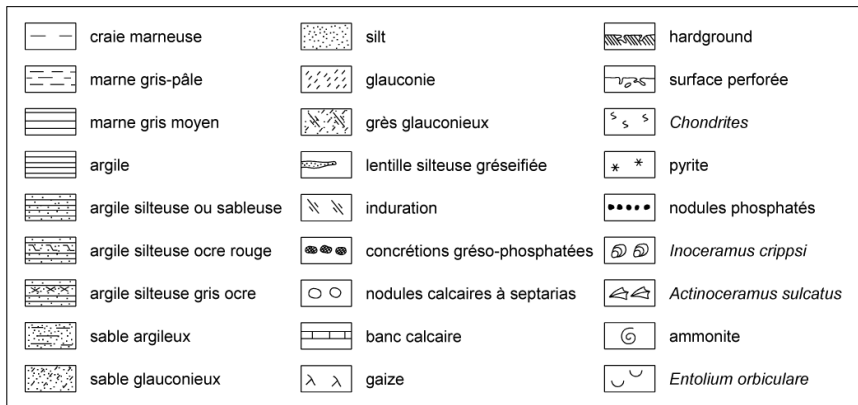
Depuis 1995

Des levés lithologiques métrés joints à des récoltes macro- et micropaléontologiques dans les berges de la rivière Aube (Le Jard, Mathaux), les tranchées des autoroutes A5 et A26 (Fresnoy-le-Château, Roche, Montaulin), les berges du réservoir Seine (Petite Italie), les canaux d'aménée, de jonction et de restitution du réservoir Aube (Radonvilliers, L'Étape) et des fosses de grande superficie creusées au fond du réservoir Aube (Pogains) ont permis de décrire 61 m supplémentaires dans la moitié supérieure des Argiles tégulines de Courcelles et dans les Marnes de Brienne, soit 49 % de la succession lithologique, de définir pour la première fois de manière précise la limite entre les formations et de construire des échelles paléontologiques parallélisées associant ammonites, inocérames et foraminifères (AMÉDRO *et al.*, 1995, 2004, sous presse ; AMÉDRO & MATRION, 2004a, 2007, 2008 ; AMÉDRO, 2009a).

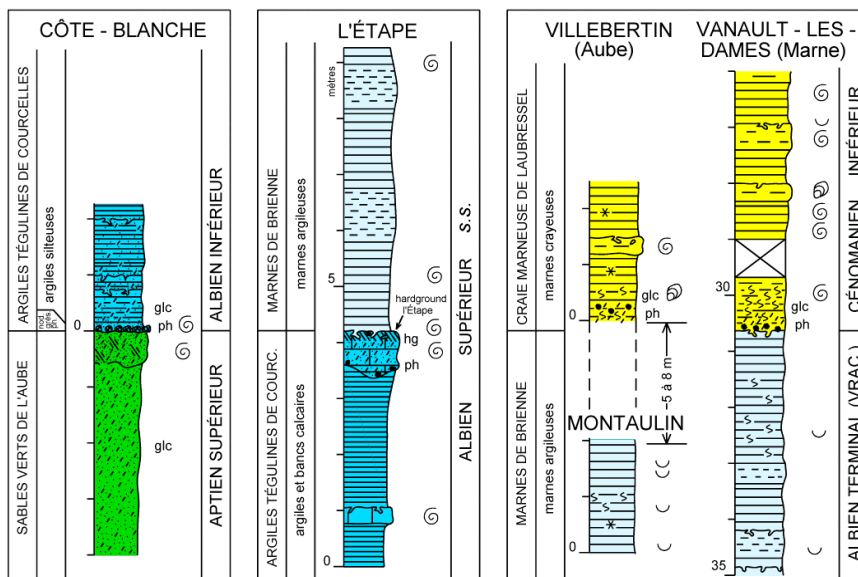
Des observations récentes réalisées dans les berges du réservoir Seine à la Petite Italie où affleure la limite Albien inférieur-Albien moyen, dans les berges du réservoir Aube au Carron et sur la butte d'Isle-Aumont apportent encore de nouvelles informations. L'état 2014 des connaissances sur la série-type de l'étage Albien est une suite lithologique composite construite à partir de 16 affleurements, totalisant 102 m de coupes discontinues et représentant 82 % des 125 m constituant l'épaisseur totale des formations. Six faciès lithologiques successifs sont reconnus dans l'Albien-type à travers deux formations, soit du bas vers le haut : dans les Argiles tégulines de Courcelles (1: banc grésoglaucouneux ; 2 : argiles silteuses ; 3 : argiles et bancs calcaires), dans les Marnes de Brienne (4 : marnes argileuses ; 5 : gaize ; 6 : marnes

argileuses). Lorsque l'on sait que les affleurements sont aujourd'hui quasi inexistant dans le stratotype de l'étage Albien, couvert de forêts et en grande partie noyé sous les eaux des réservoirs Aube et Seine, il s'agit d'un résultat exceptionnel. Aujourd'hui, six affleurements, dont quatre sont situés le long des berges de la rivière Aube, subsistent, exposant 34 m de coupes, soit 27 % de la succession lithologique de l'Albien-type (Fig. 12) :

- la carrière de Montreuil-sur-Barse [15 m d'argiles silteuses appartenant au faciès 2 des Argiles tégulines de Courcelles] ;
- les berges du réservoir Seine au lieu-dit "la Petite Italie", près du gisement historique du Gaty [4 m d'argiles silteuses : faciès 2 des Argiles tégulines de Courcelles] ;
- les berges de la rivière Aube au lieu-dit "la Côte blanche" à Unienville [le lit de nodules grésophosphatés : faciès 1, situé à la limite inférieure des Argiles tégulines de Courcelles et 2 m d'argiles silteuses du faciès 2] ;
- les berges de l'Aube au lieu-dit "le Jard" près de Brienne-le-Château [3,50 m d'argiles et bancs calcaires : faciès 3 des Argiles tégulines de Courcelles] ;
- les berges de l'Aube à Mathaux [6,50 m d'argiles et bancs calcaires du faciès 3 des Argiles tégulines de Courcelles et 1 m du faciès 4 des Marnes de Brienne. À noter que la base de la coupe chevauche et relaye celle du Jard] ;
- enfin les berges de l'Aube à Blaincourt-sur-Aube [3 m de gaize d'après MATRION & TOUCH (1996) : faciès 5 des Marnes de Brienne].



◀ **Figure 13** : Symboles lithologiques.
Figure 13: Lithological symbols.



◀ **Figure 14** : Les limites entre les formations dans la série-type de l'Albien de l'Aube.
Figure 14: The "Sables verts de l'Aube" - "Argiles tégulines de Courcelles" - "Marnes de Brienne" - Chalk Marl boundaries in the type area of the Albian stage.

Il est dommage que le "Stratotype Albien" paru récemment dans la collection "Patrimoine géologique" des publications scientifiques du Muséum national d'Histoire naturelle de Paris (COLLETÉ, 2010) ne consacre aucun chapitre à la stratigraphie séquentielle, même sous une présentation simplifiée, ni à la cyclostratigraphie, ni à la stratigraphie événementielle, ni aux minéraux argileux (alors que l'Albien de l'Aube est composé de 120 m de faciès argileux !). L'ouvrage est illustré de très belles photographies en couleur, mais son contenu scientifique est souvent en retrait par rapport aux publications antérieures de RAT *et al.* (1979) et AMÉDRO *et al.* (1995, 2004a). La partie consacrée à la stratigraphie reproduit simplement les coupes lithologiques publiées par AMÉDRO & MATRION (2007), sans aucune observation nouvelle. Les foraminifères, pourtant à la base de la corrélation de la plupart des sondages carottés réalisés dans l'Albien-type, sont totalement ignorés. Seuls les chapitres relatifs aux ammonites, crustacés, brachiopodes et à l'utilisation des argiles dans les tuileries et briqueteries apportent des informations intéressantes et inédites.

7. La série-type de l'étage Albien

La Figure 13 présente les symboles lithologiques utilisés dans l'ensemble des coupes.

7.1 - La succession des formations

RAT *et al.* (1979) ont distingué dans l'Albien-type trois grandes formations successives "qui passent assez progressivement de l'une à l'autre", soit du bas vers le haut les :

- Sables verts de l'Aube (Albien inférieur *pars*) ;
- Argiles tégulines de l'Aube [nommées aujourd'hui Argiles tégulines de Courcelles] (Albien inférieur *pars* et Albien moyen) ;
- Marnes de Brienne (Albien supérieur *sensu stricto* et Vraconnien).

Cette présentation appelle trois remarques.

1 - Les levés lithologiques détaillés publiés par AMÉDRO *et al.* (1995), AMÉDRO & MATRION (2007) et les descriptions présentées dans le sous-chapitre 7.3 montrent qu'il n'y a pas de passage progressif d'une formation à l'autre. Les limites lithologiques entre celles-ci sont tranchées et soulignées par des discontinuités sédimentaires plus ou moins importantes. La Figure 14 illustre les successions lithologiques autour de ces limites.

Limite Sables verts de l'Aube - Argiles tégulines de Courcelles. La partie supérieure de la Formation des Sables verts de l'Aube est constituée par un sable glauconieux gris-verdâtre, assez grossier, très bioturbé, dont les 0,50 m supérieurs sont consolidés en un grès glauconieux. Ce banc de grès glauconieux, bien visible dans les berges de la rivière Aube au lieu-dit "la côte blanche" à Unienville, a également été repéré dans les sondages de reconnaissance du réservoir Aube (Lusigny 1, Lusigny 2, DAT 6 et DAT 14 ; cf. AMÉDRO *et al.*, 1995), ainsi que dans les anciennes carrières de Montiéramey, dans le canal de restitution du réservoir Seine, sur le tracé de l'autoroute A5 et enfin à Courtaout (LARCHER *et al.*, 1965), c'est-à-dire en définitive à travers l'ensemble du département de l'Aube. La masse du banc a fourni plusieurs moules internes gréseux d'ammonites appartenant à l'espèce *Hypacanthoplites milletioides* CASEY, dont un spécimen de 40 cm de diamètre. Immédiatement au-dessus, la Formation des Argiles tégulines de Courcelles débute par un lit épais de 0,08 m à 0,10 m de nodules grésoglaucieux ferruginisés, plus ou moins phosphatisés, noirâtres, très cohérents, riches en fossiles (faciès 1 d'AMÉDRO & MATRION, 2007). La base de ce "junction bed", c'est-à-dire la limite entre les Sables verts de l'Aube et les Argiles tégulines de Courcelles, coïncide avec un important arrêt de sédimentation.

Limite Argiles tégulines de Courcelles - Marnes de Brienne. Le terme de Marnes de Brienne a été créé par POTIER (1884), sans définition précise, pour les "marnes grises et noirâtres, très fissiles en certaines localités (Brienne)" décrites par LEYMERIE en 1846 et comprises entre les Argiles tégulines et la craie. En toute rigueur, on doit parler de marne lorsque le taux de CaCO_3 devient supérieur à 35 % (JUNG, 1969). AMÉDRO *et al.* (1995) ont démontré que ce pourcentage est atteint dans la série-type de l'étage Albien au-dessus d'un banc de calcaire silteux, finement glauconieux, induré au sommet (hardground L'Étape), épais de 0,50 m à 1,10 m, présent au tiers supérieur du faciès "Gault". La continuité de ce niveau repère est démontrée au moins dans la moitié nord du département de l'Aube, à la fois dans les affleurements situés le long de la vallée de l'Aube (Mathaux), dans le canal de restitution du réservoir Aube (L'Étape), dans les sondages de reconnaissance préparatoires à la réalisation du réservoir Aube (CR2 et CR 18) et dans la carrière de Vallentigny. C'est au sommet du hardground L'Étape qu'AMÉDRO *et al.* (1995) ont défini la limite entre les Argiles tégulines de Courcelles et les Marnes de Brienne.

Limite Marnes de Brienne - Craie marneuse de Laubressel. La construction du chemin de fer de Troyes à Vitry-le-François a dégagé au XIXe siècle plusieurs tranchées, dont une localisée au sud-est du village de Laubressel. C'est ici que PÉRON (1887) a décrit, juste au-dessus des Mar-

nes de Brienne, la Craie marneuse de Laubressel constituée d'alternances marno-crayeuses riches en ammonites (*Ammonites laticlavus*, *A. Mantelli*, *A. varians*, ...). Cette unité lithologique attribuée au Cénomaniens inférieur est, stratigraphiquement parlant, la première division reconnue au sein des faciès crayeux dans l'Aube.

L'absence actuelle d'affleurement et de carottage au niveau de la limite entre les Marnes de Brienne et la Craie marneuse de Laubressel ne permet pas d'étudier la limite entre les étages Albien et Cénomaniens dans le département de l'Aube. Les tranchées de Montaulin et de Villebertin, localisées en bordure de l'agglomération troyenne, montrent la superposition de marnes argileuses, puis de marnes crayeuses contenant dans leur partie inférieure des grains inframillimétriques de glauconie et quelques nodules centimétriques de phosphate beige. Mais une lacune d'observation de plusieurs mètres sépare les deux coupes. Un sondage implanté à Vanault-les-Dames, à 30 km au nord de la limite entre les départements de l'Aube et de la Marne, apporte heureusement des éléments de réponse. À l'Albien et au Cénomaniens inférieur, l'Aube et la Marne étaient situées dans l'aire la plus subsidente du bassin et l'enregistrement sédimentaire y est très comparable (AMÉDRO *et al.*, *in prep.*). L'examen de la suite lithologique du sondage de Vanault-les-Dames, illustrée dans la Figure 14, révèle que la limite entre les Marnes de Brienne et la Craie marneuse de Laubressel y est repérable par la présence d'une surface perforée et, au-dessus, d'un peu de glauconie disséminée associée à quelques nodules centimétriques de phosphate beige. La succession lithologique est ici très différente de celle des côtes de la Manche où la limite Albien - Cénomaniens est soulignée par une importante lacune de sédimentation et par la présence d'un "tourtia", c'est-à-dire d'un niveau microconglomératique riche en phosphate et en glauconie. Cependant une discontinuité discrète, mais bien réelle, marque la limite entre les Marnes de Brienne et les premiers faciès marneux de la Craie de Laubressel le long de la bordure orientale du bassin de Paris. La comparaison des successions lithologiques du sondage de Vanault-les-Dames et de la tranchée de l'autoroute A5 à Villebertin suggère que la base de la coupe de Villebertin était probablement située à quelques décimètres seulement au-dessus de la limite Albien-Cénomaniens (présence dans les deux cas de grains épars, inframillimétriques, de glauconie, de quelques nodules centimétriques de phosphate beige et de nombreuses traces fossiles de type *Chondrites*).

2 - La définition de la base de l'étage Albien utilisée ici, prise à l'apparition de l'ammonite *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* (d'ORBIGNY) suivant la proposition formulée par KENNEDY *et al.* (2000), conduit à attribuer la totalité des Sables verts de l'Aube à l'Aptien.

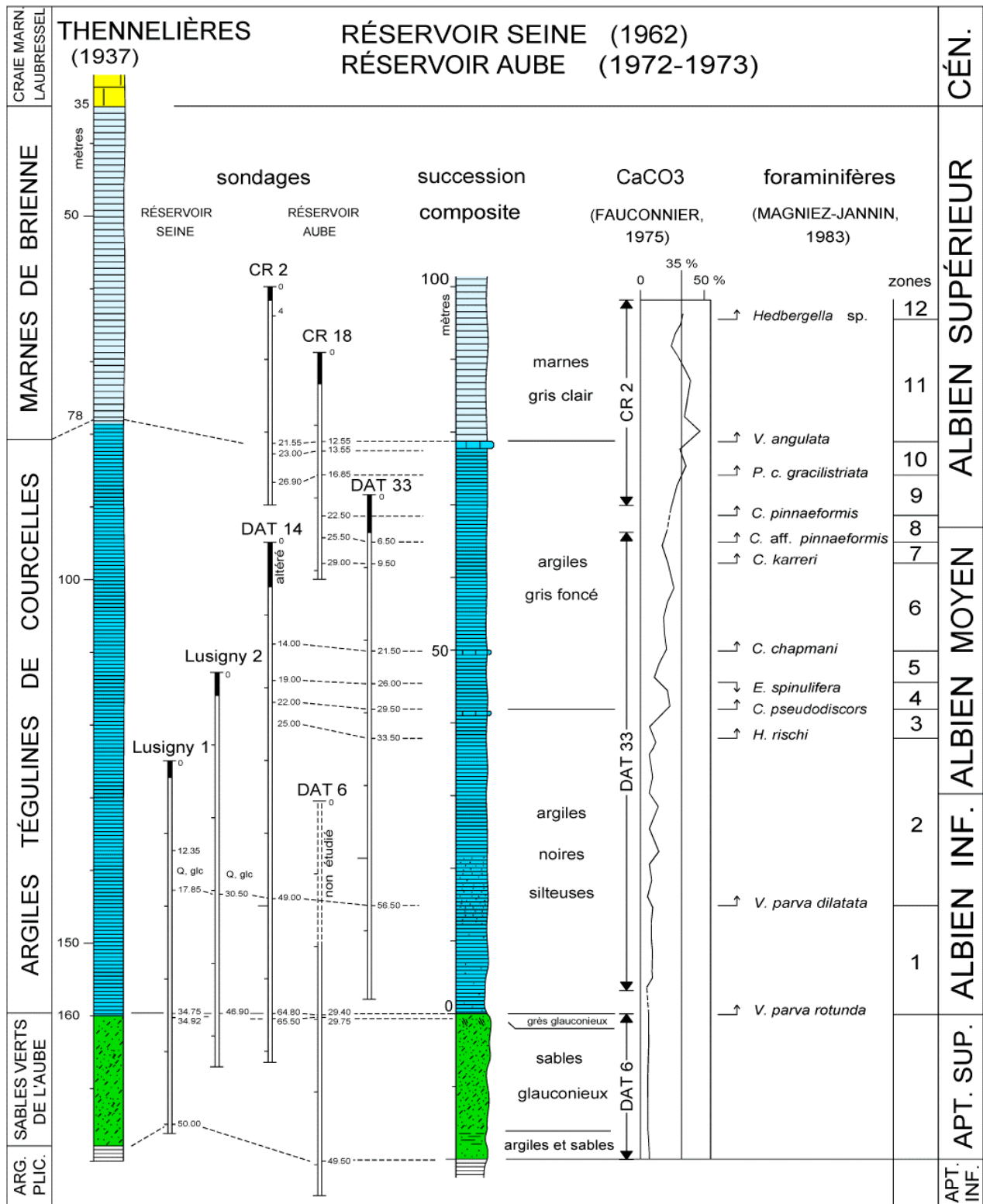


Figure 15 : Le stratotype de l'Albien : résumé des connaissances fournies par les sondages.

Figure 15: The Albian stratotype: summary of knowledge obtained from boreholes.

L. (L.) tardefurcata est présent dans le stratotype de l'étage Albien uniquement dans le lit de nodules phosphatés situé à la limite inférieure des Argiles tégulines de Courcelles (faciès 1 d'AMÉDRO & MATRION, 2007), associé à *Hypacanthoplites milletianus* (d'ORBIGNY), *Leymeriella (Neoleymeriella) regularis* (d'ORBIGNY), *Beudanticeras* sp. et *Douvilleiceras mammillatum* (SCHLOTHEIM). Si l'on retient l'apparition de *L.*

(L.) tardefurcata pour définir la base de l'étage Albien, la limite Aptien-Albien se trouve à la base du lit de nodules phosphatés. En conséquence, les Sables verts sont aptiens et l'Albien-type de l'Aube est représenté uniquement par un faciès argileux (le Gault *auct.*) comprenant les Argiles tégulines de Courcelles et les Marnes de Brienne.

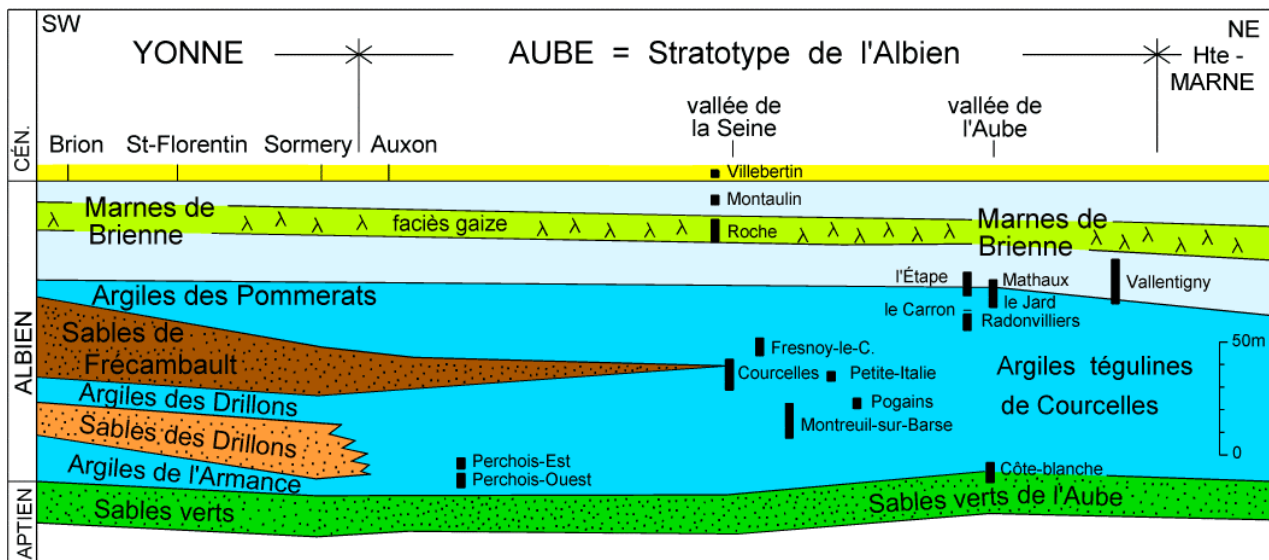


Figure 16 : Position stratigraphique des affleurements albiens de l'Aube.

Figure 16: Stratigraphical position of Albian outcrops of the Aube department.

3 - L'assimilation des Marnes de Brienne à un Albien supérieur au sens large ou à un Albien supérieur *sensu stricto* surmonté du Vraconnien n'est pas exacte.

La limite Albien moyen-Albien supérieur est située 10 m sous le sommet des Argiles tégulines de Courcelles et les deux premières zones d'ammonites de l'Albien supérieur *sensu stricto*, successivement la zone à *Diploceras cristatum* et au-dessus la zone à *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *pricei*, sont identifiées dans cet intervalle. Les Marnes de Brienne sont attribuées pour moitié à la partie élevée de l'Albien supérieur *s.s.* (la zone à *Mortoniceras* (*M.*) *inflatum*) et pour moitié au Vraconnien.

7.2 - Les informations apportées par les sondages et la répartition verticale des foraminifères

Quatre informations importantes sont fournies par les forages : (i) l'épaisseur des formations, (ii) l'épaisseur des zones de foraminifères permettant de situer avec précision la position stratigraphique des affleurements, (iii) la présence de bancs "durs" au sein de la succession lithologique et enfin (iv) l'évolution du taux de CaCO_3 . La Figure 15 résume l'ensemble des connaissances apportées par les sondages.

Deux forages d'alimentation en eau implantés en 1936-1937 entre les vallées de l'Aube et de la Seine à Rouilly-Sacey et Thennelières ont traversé la totalité de l'Albien-type (LEMOINE *et al.*, 1939 ; MANTELET, 1942 ; LAUVERJAT, 1967). La description très succincte des coupes en rend l'interprétation fort délicate. Néanmoins ces sondages fournissent une estimation de l'épaisseur de l'ensemble Argiles tégulines de Courcelles – Marnes de Brienne, soit 125 m dans les deux localités.

En 1962, la construction du réservoir Seine a nécessité l'implantation de nombreux sondages d'étude dont deux près du déversoir (Lusigny 1 et 2). De la même façon, dans les années 1972-1973, les travaux préparatoires à la réalisation du réservoir Aube ont entraîné la réalisation d'une série de sondages de reconnaissance (indexés DAT et CR) sur le site du futur bassin et le long du tracé du canal de restitution. Tous ces sondages ont recoupé la moitié inférieure des Marnes de Brienne et la totalité des Argiles tégulines de Courcelles. Aucune description lithologique précise des carottes de sondages n'a malheureusement été effectuée. Malgré cette insuffisance, les sondages du réservoir Seine et surtout du réservoir Aube sont intéressants pour les raisons suivantes.

- Les fiches techniques des sondeurs indiquent la présence de plusieurs niveaux "durs", en particulier à la limite Marnes de Brienne – Argiles tégulines de Courcelles, mais aussi dans les Argiles tégulines de Courcelles et à la limite supérieure des Sables verts de l'Aube. Ces niveaux-repères correspondent à des fonds durcis et à des bancs calcaires observés dans les affleurements. D'un autre côté, une intercalation riche en sable et glauconie est notée dans les sondages du réservoir Seine. Dans le sondage Lusigny 1, cette passée est repérée entre les profondeurs 12,35 m et 17,85 m.
- Les échelles micropaléontologiques de foraminifères publiées par MAGNIEZ-JANNIN *in* RAT *et al.* (1979) et MAGNIEZ-JANNIN (1983) sont fondées pour les zones 1 à 12 sur les sondages du réservoir Aube. Or la connaissance de l'épaisseur des zones de foraminifères dans les sondages est la seule méthode qui permet d'estimer l'importance des lacunes d'observation entre les affleurements dans la coupe lithologique synthétique.

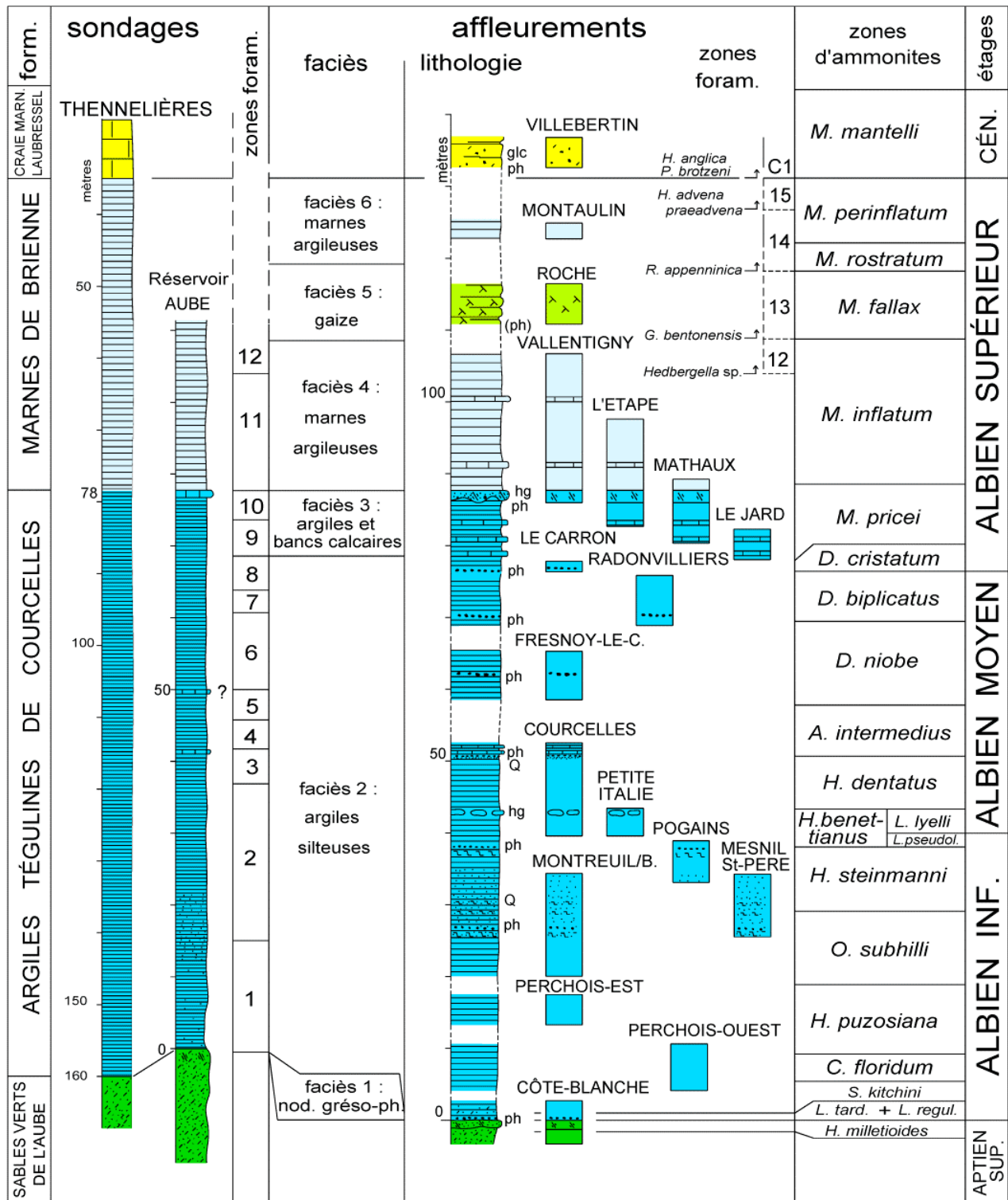


Figure 17 : Le stratotype de l'Albien : résumé des connaissances lithologiques et des attributions biostratigraphiques (ammonites et foraminifères) fournies par les affleurements.

Figure 17: The Albian stratotype: summary of lithological knowledge and biostratigraphical data (ammonites and foraminifera) obtained from outcrops.

- Enfin, les calcimétries réalisées par FAUCONNIER (1975) sur les sondages DAT 33 et CR 2, avec un échantillonnage pris tous les 2 m en moyenne, montrent une lente augmentation de la teneur en CaCO₃ au sein des faciès Gault en montant dans la colonne stratigraphique, avec passage à des teneurs supérieures à 35 % au sommet d'un banc "dur" [le hardground L'Étape d'AMÉDRO *et al.*

(1995)]. C'est à la limite supérieure de ce fond durci qu'est définie la limite entre les Argiles tégulines de Courcelles et les Marnes de Brienne (cf. § 7.1).

7.3 - Les affleurements

La Figure 16 présente la position stratigraphique des affleurements albiens de l'Aube au sein des formations et la Figure 17 la suite lithologique synthétique de l'Albien-type construite à partir des affleurements. Au total, 16 coupes sont prises en compte, dont 14 sont regroupées dans la même aire géographique située entre les vallées de l'Aube et de la Seine. Seuls deux gisements sont excentrés : les carrières du Perchois, localisées sur le territoire de la commune de Saint-Phal à 30 km au sud-ouest de la ville de Troyes, près de la limite entre les départements de l'Aube et de l'Yonne. En dehors des carrières du Perchois et de Courcelles, décrites par DESTOMBES *in* RAT *et al.* (1979) et pour la seconde également par OWEN (1971), toutes les coupes ont fait l'objet de levés lithologiques récents, avec une précision centimétrique, ainsi que de récoltes de macrofaunes, principalement d'ammonites, et d'un échantillonnage en vue de l'étude micropaléontologique des foraminifères (AMÉDRO *et al.*, 1995, 2004 ; AMÉDRO & MATRION, 2007).

La succession composite construite à partir des affleurements totalise 102 m de coupes discontinues représentant 82 % de l'épaisseur totale des Argiles tégulines de Courcelles et des Marnes de Brienne. L'examen de la Figure 17 révèle que, dans deux intervalles, les coupes se suivent et se relayent. Dans un premier intervalle, les coupes de Montreuil-sur-Barse, Pogains, la Petite Italie et Courcelles, situées aux abords de la vallée de la Seine et corrélées les unes aux autres par des niveaux-repères, permettent de construire une suite lithologique synthétique de référence totalisant 33 m d'épaisseur autour de la limite Albien inférieur - Albien moyen. Dans un second intervalle situé environ 25 m plus haut, les affleurements du Jard, Mathaux, L'Étape et Vallentigny, localisés le long de la vallée de l'Aube et de ses abords, fournissent une succession lithologique synthétique de 28,50 m au sein de l'Albien supérieur *sensu stricto*. Dans les autres cas où la continuité de la succession n'est pas assurée, l'usage des échelles micropaléontologiques fondées sur les foraminifères permet d'estimer l'importance des lacunes d'observation par comparaison avec les sondages. Le seul intervalle où des incertitudes subsistent est la partie supérieure des Marnes de Brienne. En effet, si les zones de foraminifères 1 à 12 ont été définies à partir des sondages du réservoir Aube, les zones 13, 14 et 15 ont simplement été identifiées dans des gisements ponctuels et éphémères localisés autour de Brienne (fondations de maisons, tranchées, ...) et leur superposition est établie par comparaison avec le Boulonnais (MAGNIEZ-JANNIN, 1983). L'épaisseur de ces zones reste inconnue dans l'Aube.

La succession lithologique de tous les affleurements pris en compte est illustrée de façon plus détaillée dans les Figures 18 et 19. La description précise des gisements est la suivante, du bas vers le haut.

La Côte blanche à Unienville (Fig. 18)

Berges de la rivière Aube ; coordonnées LAMBERT : x = 764,40 ; y = 72,60 ; coupe lithologique publiée par AMÉDRO & MATRION (2007). L'affleurement, situé sur la rive droite de l'Aube, dans un méandre de la rivière et sous plusieurs mètres de recouvrement quaternaire, est accessible uniquement à la fin de l'été lors des basses eaux de la rivière.

Sables verts de l'Aube (attribués aujourd'hui à l'étage Aptien ; cf. § 7.1)

- 4 m à 0 m : sable glauconieux gris-verdâtre. Les 0,50 m supérieurs sont assez grossiers, très bioturbés et consolidés en un grès glauconieux qui forme un banc en relief dans le lit de l'Aube ;

Argiles tégulines de Courcelles

faciès 1 - lit de nodules grésophosphatés.

0 à 0,08 m : lit de nodules centimétriques grésoglaucieux plus ou moins ferruginisés et phosphatisés, noirâtres, très cohérents. Les fossiles abondent dans les nodules avec en particulier du bois, des lamellibranches et quelques ammonites dont *Hypacanthoplites milletianus* (d'ORBIGNY), *Leymeriella* (L.) *tardefurcata* (d'ORBIGNY), index de la zone éponyme et *L. (Neoleymeriella) regularis* (d'ORBIGNY) ;

faciès 2 - argiles silteuses

0,08 m à 3 m (fin de la coupe) : suite de trois cycles de 0,30 m à 0,70 m d'épaisseur, débutant chacun par une argile très silteuse gris foncé et passant progressivement vers le haut à une argile moins silteuse de teinte plus claire. De la glauconie fine est présente dans les 0,50 m inférieur de l'intervalle.

Les carrières du Perchois (Fig. 18)

Les deux anciennes carrières d'argile du Perchois, exploitées jusqu'en 1979, ont aujourd'hui disparu. Les levés lithologiques sont reproduits de DESTOMBES *in* RAT *et al.* (1979).

Perchois-Ouest. La carrière du Perchois-Ouest (x = 726,45 ; y = 43,45) recoupait les niveaux les plus anciens. Sa base est située 8,80 m au-dessus de la limite Sables verts de l'Aube-Argiles tégulines de Courcelles (DAMOTTE & MAGNIEZ-JANNIN, 1973).

Argiles tégulines de Courcelles

faciès 2 - argiles silteuses

0 à 2 m : argiles bleu-gris, micacées, à nodules limonitiques résultant de l'altération de phragmocônes d'ammonites (*Douvilleicerias*, *Sonneratia*, *Pseudosonneratia*) dont les chambres sont plus ou moins bien conservées en une argile gris-jaune durcie ;

2 m à 3 m : argiles rouges incluant dans leur partie moyenne des passées grises. Cette unité lithologique héberge sur toute sa hauteur, mais de façon dispersée, des nodules à septarias brun-rouge, ovoïdes ou cylindroïdes (terriers) souvent décimétriques, constitués de 25% de barytine (DESTOMBES, 1973). La plupart des nodules sont centrés sur des moules internes de nautilus, lamellibranches (huîtres, inocérames, pectinidés), oursins irréguliers et surtout ammonites avec, parmi les espèces les plus significatives : *Douvilleiceras mammillatum* (SCHLOTHEIM), *D. orbigny* HYATT, *Cleoniceras floridum* CASEY, *C. cleon* (d'ORBIGNY), *Sonneratia vnigri* SAVELIEV, *S. ciryi* DESTOMBES, *Pseudosonneratia jacobii* CASEY, *P. crassa* CASEY, *P. flexuosa* DESTOMBES, *Tegoceras mosense* (d'ORBIGNY), *Protanisoceras acteon* (d'ORBIGNY), *P. raulinianum* (d'ORBIGNY), ... une association typique de la zone à *Cleoniceras floridum* ;

3 m à 7 m : argiles gris foncé avec petits fossiles pyriteux au sommet. Les ammonites sont peu fréquentes, mais le mètre supérieur de l'unité lithologique a livré quelques phragmocônes de *Douvilleiceras* sp., *Sonneratia* sp., *Pseudosonneratia* sp. et surtout deux moules internes d'*Hemisonneratia gallica* BREISTROFFER, une espèce de la zone à *Hemisonneratia puzosiana* (AMÉDRO, 1992 ; AMÉDRO et al., 2000).

Perchois-Est. La carrière du Perchois-Est (x = 726,70 ; y = 42,25) était située stratigraphiquement quelques mètres au-dessus de celle du Perchois-Ouest sans qu'il soit possible de déterminer avec précision l'importance de la lacune d'observation séparant les deux coupes.

Argiles tégulines de Courcelles

faciès 2 – argiles silteuses

0 à 1 m : argiles bleu-gris ;

1 m à 2 m : argiles rouges à nodules calcaires gris, plus ou moins phosphatisés, épars, contenant 8 % de barytine. La plupart des nodules se sont formés autour de moules internes d'ammonites : *Douvilleiceras mammillatum*, *Cleoniceras cleon*, *C. seunesi* BONARELLI, *Sonneratia* sp., *Pseudosonneratia* sp., *Hemisonneratia puzosiana* (d'ORBIGNY), *Otohoplites guersanti* (d'ORBIGNY), *O. waltoni* CASEY (fréquent), *O. raulinianus* (d'ORBIGNY), *O. auritiformis* (SPATH), *O. elegans* (SPATH), *Tegoceras mosense*, *Protanisoceras raulinianum*, *P. cantianum* SPATH. La présence d'*Hemisonneratia puzosiana* permet d'attribuer cette association d'ammonites à la zone éponyme. La fréquence des *Otohoplites* à côtes simples ou bifurquées (*O. guersanti*, *O. waltoni*) indique que l'on se trouve dans la moitié inférieure de la zone ;

2 m à 4 m : argiles bleu-gris.

La vallée de la Seine et ses abords (Fig. 18)

La suite lithologique synthétique construite à partir des affleurements de Montreuil-sur-Barse, Pogains, la Petite Italie et Courcelles permet d'étudier en continu la partie moyenne des Argiles tégulines de Courcelles sur une épaisseur de 33 m.

Montreuil-sur-Barse. Carrière d'argile ; x = 764,00 ; y = 72,10. Cette carrière, ouverte en 1967, est devenue un centre d'enfouissement de déchets industriels, mais un front de taille haut de 15 m est préservé pour l'instant. La coupe a été étudiée pour la première fois par DESTOMBES in RAT et al. (1979) qui a distingué plusieurs niveaux repères bien exprimés sur le front de taille, dont des niveaux d'argile rouge indexés R1 à R4. La précision des levés réalisés à l'époque étant nettement inférieure à celle des observations actuelles, une nouvelle description de la coupe a été publiée par AMÉDRO & MATRION (2007).

Une coupe semblable à celle de Montreuil-sur-Barse était visible dans les années 1970 à 5 km au sud-ouest, à Villemoyenne (DESTOMBES in RAT et al., 1979). Les 10 m d'argiles entaillées dans les carrières de Villemoyenne Ouest et Est, distantes de 250 m, exposaient un intervalle équivalent aux 10 m inférieurs de Montreuil-sur-Barse jusqu'au niveau repère R3 inclus. Les mêmes couches affleuraient le long des berges du réservoir Seine à Mesnil-Saint-Père lors des bas niveaux automnaux ou des vidanges décennales. La section est maintenant disparue, mais elle était comparable à celle visible dans l'intervalle 6,50 m-14,50 m à Montreuil-sur-Barse.

Pogains. Réservoir Aube (lac du temple) ; x = 752,30 ; y = 71,35 ; coupe lithologique publiée par AMÉDRO & MATRION (2007). Un certain nombre de fosses de grande superficie ont été creusées dans les années 1980 au fond du futur réservoir Aube afin de fournir les matériaux nécessaires à la construction des digues qui le ceinturent dans les points bas. Le gisement de Pogains est une de ces fosses accessibles uniquement lors des vidanges décennales.

La Petite Italie. Berges du réservoir Seine (lac de la forêt d'Orient) ; x = 748,50 ; y = 66,35 ; coupe publiée par AMÉDRO & MATRION (2007). Des observations récentes, plus précises, conduisent à une nouvelle description de l'affleurement situé à 50 m au sud de la presqu'île de la Petite Italie et accessible uniquement en automne lors des basses eaux du réservoir. La coupe de la Petite Italie expose l'intervalle 19 m – 23 m de la suite lithologique synthétique, c'est-à-dire les niveaux situés autour de la limite Albien inférieure –Albien moyen. La coupe est localisée seulement à quelques centaines de mètres au sud de l'ancienne carrière du Gaty exploitée au XIXe siècle, décrite par BARROIS (1874, 1875), et en montre les mêmes niveaux. Les nombreuses carrières implantées au XIXe le long de l'auréole albienne dans

le département de l'Aube pour fournir l'argile aux briqueteries et tuileries exploitaient aussi le même intervalle représenté par quelques mètres d'argiles surmontées par un banc de concrétions calcaires contenant des ammonites (*Douvilleiceras* et surtout *Hoplites*) de grande taille. C'est de toutes ces carrières, localisées au Gaty, à Géraudot, Lusigny-sur-Barse, Mau-repaire, Dienville, Courcelles et Épothémont (Figs. 10 - 11), que proviennent la plupart des magnifiques ammonites illustrées par MICHELIN (1834, 1838), d'ORBIGNY (1840-1842), LEYMERIE (1841-1842, 1846) et plus récemment DESTOMBES *in* RAT *et al.* (1979), COLLETÉ *et al.* (1982), AMÉDRO & DESTOMBES (1984), LATIL (1995), JOLY (1998), KENNEDY (1986, 2004, 2011), MATRION (2010) et AMÉDRO *et al.* (sous presse).

Courcelles. Ancienne carrière d'argile exploitée jusqu'en 1983, aujourd'hui disparue ; x = 739,40 ; y = 56,80 ; coupe décrite par OWEN (1971) et DESTOMBES *in* RAT *et al.* (1979), réinterprétée partiellement ici dans sa partie inférieure en tenant compte des observations réalisées dans le gisement de la Petite Italie. Dans les années 1960, les argiles entaillées à la base du front de taille (lit "a" de DESTOMBES *in* RAT *et al.*, 1979) étaient également visibles dans une petite carrière située à 9 km au sud-ouest, à la Vendue-Mignot (Fig. 11). C'est là que DESTOMBES & DESTOMBES (1965) ont mis en évidence pour la première fois l'existence à la base de l'Albien moyen d'un biohorizon riche en *Lyelliceras lyelli*.

La succession composite

Argiles tégulines de Courcelles

faciès 2 – argiles silteuses

0 à 6,20 m : argiles silteuses noires pauvres en macrofaune, avec essentiellement quelques empreintes d'inocérames : *Actinoceramus salomoni* (d'ORBIGNY) et d'ammonites : *Phylloceras*, *Protanisoceras*, *Douvilleiceras*, *Desmoceras*, *Beudanticeras* et *Otohoplites* ;

6,20 m à 12,00 m : intervalle à dominante gris clair, constitué par une succession rythmée de cycles d'argiles sableuses épais de 0,30 m à 1,00 m, dont l'origine paraît être en relation avec les cycles astronomiques de précession des équinoxes de 20-23 000 ans (AMÉDRO & MATRION, 2007). La proportion de la fraction sableuse atteint 32 %. Chaque cycle débute à la base par une argile gris clair passant progressivement vers le haut à une argile gris foncé dont le sommet est plus ou moins ocre. La teinte plus pâle de la base des cycles est liée à la présence de nombreuses bioturbations demi-centimétriques à millimétriques remplies de sable et de silt. Des grains inframillimétriques de glauconie sont disséminés sur toute la hauteur des cycles. L'ocrification, observée uniquement à la limite supérieure des cycles et dans les dia-

clases, résulte probablement d'une altération de la glauconie par hydroxydation. Le sommet des cycles est le plus souvent de teinte gris-ocre, mais dans quelques cas l'argile prend une teinte ocre-rouge. Ces niveaux rouges, bien exprimés, constituent d'excellents repères visuels et correspondent aux niveaux R1, R2a, R2b, R3 et R4 de DESTOMBES *in* RAT *et al.* (1979). Des nodules phosphatés centimétriques épars, gris-beige ou noirs, sont présents aux limites de cycles avec une plus grande fréquence au sommet de R1, 0,70 m sous R2a, 0,40 m sous R3 et au sommet de R4. Les ammonites sont préservées le plus souvent sous forme d'empreintes argileuses écrasées, plus rarement de nuclei pyriteux ou de loges phosphatisées. Les *Douvilleiceras* et *Beudanticeras* sont communs, accompagnés de nombreux Hoplitidae : *Otohoplites* dans la moitié inférieure de l'intervalle, puis *Hoplites* (*Hoplites*) et *H.* (*Isohoplites*) dans la moitié supérieure ;

12,00 m à 14,50 m : suite de cycles comparables aux précédents, mais de teinte gris foncé et avec une teneur en sable se réduisant progressivement vers le haut, passant de 28 % à la base à 18 % au sommet. Entre 12,80 m et 13,15 m, un lit décimétrique de silt très glauconieux franchement vert, très friable, surmonté par un niveau d'argile gris-ocre, constitue un horizon repère. Les ammonites sont moins fréquentes qu'en dessous, avec toujours des *Douvilleiceras*, *Beudanticeras*, *H.* (*Hoplites*) et *H.* (*Isohoplites*) ;

14,50 m à 18,00 m : argile gris foncé, sableuse (18 % de sable en moyenne), contenant de rares grains fins de glauconie. Les 0,10 m supérieurs forment un niveau rouge. La limite supérieure de ce niveau rubéfié est une surface perforée présentant quelques *Thalassinoides*. La macrofaune est comparable à celle du niveau précédent ;

18,00 m à 18,05 m : lit de nodules phosphatés centimétriques arrondis, marron, distants les uns des autres de quelques centimètres, inclus dans une argile sableuse. La macrofaune abonde, avec de petites huîtres, des crabes et surtout des ammonites présentes par centaines. Celles-ci montrent une prolifération soudaine et spectaculaire de formes cosmopolites et téthysiennes qui rassemblent 92 % de la population d'ammonites avec des *Protanisoceras*, *Douvilleiceras*, *Holcophylloceras*, *Desmoceras*, *Beudanticeras*, *Cleoniceras*, *Lyelliceras*, *Pseudobranco-ceras* et *Oxytropidoceras*. À noter en particulier la récolte de très nombreux *Lyelliceras pseudo-lyelli* PARONA & BONARELLI (35 % de la faune). Cet événement a été nommé "*Lyelliceras event*" par AMÉDRO (2009a). La proportion d'Hoplitidae subit corrélativement une forte réduction avec seulement 8 % de la population d'ammonites ;

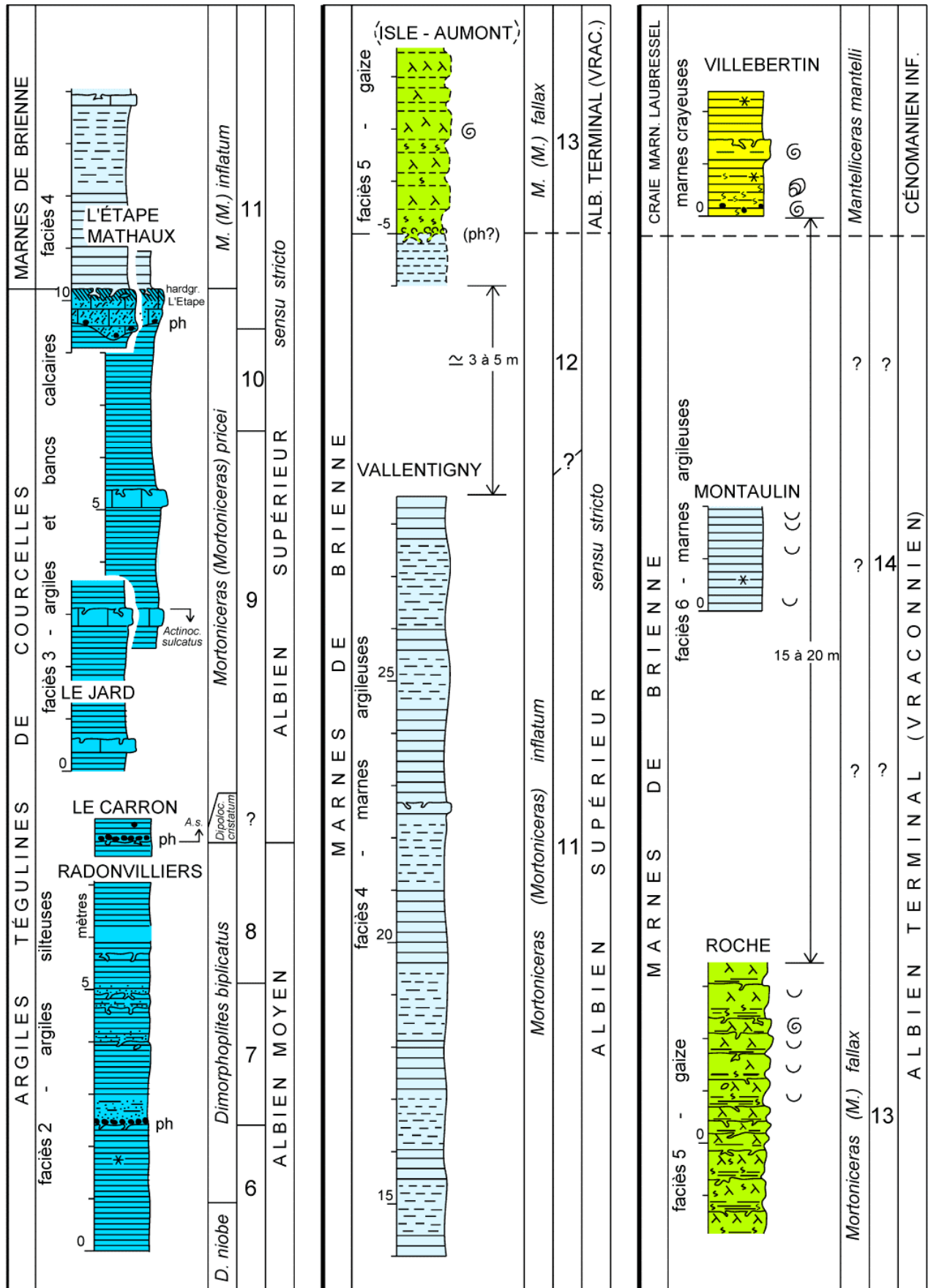


Figure 19 : Lithologie des affleurements situés dans la moitié supérieure de l'Albien-type.

Figure 19: Lithology of outcrops in the upper part of the Albian stratotype.

18,05 m à 22,90 m : argile silteuse gris foncé riche en phragmocônes pyriteux d'ammonites. Deux lits pluricentimétriques de silts argilo-glaucouneux ocre, limités à la base par des surfaces perforées, sont présents à 20,30 m et 20,50 m. Les deux lits contiennent des nodules centimétriques de phosphate beige à marron, avec une plus grande abondance dans le lit supérieur. C'est à la base du lit supérieur qu'apparaît l'ammonite *Lyelliceras lyelli*, marqueur de la base de l'Albien moyen (AMÉDRO *et al.*, sous presse). Un niveau décimétrique, lenticulaire, discontinu, de silt glaucouneux consolidé, est également observé 1,50 m plus haut, à 22,00 m. L'ensemble de l'intervalle contient toujours 87 à 94 % de formes cosmopolites et téthysiennes : *Protanisoceras*, *Douvilleiceras*, *Pictetia*, *Phylloceras*, *Beudanticeras*, *Desmoceras*, *Cleoniceras*, *Brancoceras*, *Lyelliceras*, *Pseudobrancoceras*, *Oxytropidoceras* et *Dipoloceroïdes*. Les Hoplitidae rassemblent seulement 7 à 13 % des ammonites et sont représentés par une population d'*Hoplites (Hoplites) benettianus* (J. de C. SOWERBY) et *H. (H.) cunningtoni* SPATH. L'ensemble de cette unité lithologique correspond au lit "a" de Courcelles suivant la nomenclature de DESTOMBES *in RAT et al.* (1979). Les deux niveaux ocre situés à 20,30 m et 20,50 m ainsi que le niveau discontinu de silt consolidé présent à 22,00 m étaient autrefois visibles dans la carrière de Courcelles, à la base du front de taille. Ils affleurent aujourd'hui à l'occasion des basses eaux automnales le long des berges du réservoir Seine au Sud de la presqu'île de la Petite Italie. Ces trois niveaux repères sont également bien exprimés dans la carrière de Contrisson localisée dans le département de la Meuse à 70 km au NE (AMÉDRO *et al.*, *in prep.*), ce qui démontre leur continuité spatiale ;

22,90 m à 23,10 m : lit de concrétions calcaires très cohérentes, faiblement silteuses, décimétriques à pluridécimétriques, de teinte grisâtre, qui contiennent souvent des ammonites dont le diamètre peut atteindre 0,30 m (lit "b" de Courcelles ; cf. DESTOMBES *in RAT et al.*, 1979). La surface supérieure des concrétions calcaires, durcie, est le plus souvent encroûtée d'une faune de gastéropodes, dentales, lamelli-branches, coraux, serpules, ... et contient quelques granules de phosphate ce qui lui confère la morphologie d'une ébauche de fond durci. À noter également la présence, ça et là, au sommet de l'unité lithologique, de plaquettes de calcaire sableux épaisses de 1 à 2 cm, également encroûtées par une abondante macrofaune benthique. La diversité des ammonites est nettement plus réduite que précédemment et, en dehors des *Douvilleiceras* et *H. (Hoplites)* qui représentent respectivement 5% et 94 % des récoltes, moins d'une vingtaine de *Phylloceras*, *Protanisoceras*, *Pictetia*, *Lyelliceras*, *Dipoloceroïdes* et *Knemiceras* à caractère cosmopolite ou téthysien ont été identifiés parmi les centaines de spécimens provenant des concrétions calcaires (DESTOMBES *in RAT et al.*, 1979 ; COLLETÉ *et al.*, 1982 ; AMÉDRO & DESTOMBES, 1984 ;

MATRION, 2010) ;

23,10 m à 31,00 m : argiles gris foncé riches en empreintes d'inocérames (*Actinoceras concentricus*) et d'ammonites, ces dernières étant représentées par une population unispécifique d'*Hoplites (H.) dentatus* (J. SOWERBY) limitée à la province nord-européenne du domaine boréal, avec disparition quasi totale des faunes cosmopolites et téthysiennes (lit "c" de Courcelles). Quelques nodules calcaires gris, épars, ovoïdes et décimétriques, centrés le plus souvent sur des moules internes d'ammonites (*Hoplites*), comparables à ceux du lit "b" mais de plus petite taille, sont présents à 23,40 m, ainsi qu'un lit de phragmocônes pyriteux d'ammonites à 25,50 m ;

31,00 m à 31,10 m : argiles sablo-glaucouneuses riches en *H. (H.) dentatus*, mais contenant également de nombreux inocérames, plicatules, gastéropodes, crustacés et restes de poissons (lit "d" de Courcelles) ;

31,10 m à 31,12 m : lit de nodules phosphatés centimétriques noirs, distants les uns des autres de quelques centimètres, livrant toujours une faune exclusive d'*Hoplites* (lit "e" de Courcelles) ;

31,12 m à 33,00 m : argiles sableuses entrecoupées dans leur partie inférieure par 2 bancs décimétriques de calcaire sableux finement piqueté de grains inframillimétriques de glauconie (lit "f" de Courcelles). Quelques nodules de phosphate beige, friable, sont présents dans les argiles et dans les bancs calcaires situés respectivement à 31,50 m - 31,60 m et 31,80 m - 31,90 m. Parmi les ammonites, les Hoplitidae restent toujours largement majoritaires, mais montrent une plus grande diversité avec, à côté des *Hoplites*, apparition d'*Anahoplites* et *Euhoplites*. À noter le retour d'ammonites migrantes d'autres provinces fauniques et en particulier du domaine téthysien : *Pseudhelico-ceras*, *Protanisoceras*, *Hamites*, *Hamitoides*, *Brancoceras* et surtout *Oxytropidoceras*. Il s'agit de l'"*Oxytropidoceras event*" d'AMÉDRO (2009a).

La suite lithologique illustrée à la Figure 18 montre en résumé un dépôt continu d'argiles à faciès Gault de part et d'autre de la limite Albien inférieur - Albien moyen dans le stratotype de l'Albien, entrecoupé simplement de quelques bancs calcaires décimétriques, de deux lits de nodules phosphatés situés respectivement à 18,00 m ("*Lyelliceras event*") et 31,10 m et de deux passées riches en sable.

Le niveau inférieur d'argiles sableuses épais de 5,80 m, décrit entre les niveaux 6,20 m et 12,00 m, est également identifié le long des berges du réservoir Seine à Mesnil-Saint-Père et dans les sondages de Lusigny-sur-Barse. Il s'agit d'un écho de la partie inférieure des Sables des Drillons de l'Yonne (AMÉDRO & MATRION, 2007, 2008). La limite inférieure de l'unité lithologique est isochrone entre l'Yonne et l'Aube. Tel n'est en revanche pas le cas de la

limite supérieure. En effet dans l'Yonne, et plus particulièrement dans les environs de Saint-Florentin, les Sables des Drillons se terminent par un lit de concrétions calcaires qui livre une macrofaune identique par sa préservation et son contenu à celle du lit "b" de Courcelles mais dans une gangue graveleuse (BAYLE, 1878 ; AMÉDRO & MATRION, 2008). Les Sables des Drillons de l'Yonne correspondent, dans la coupe composite de l'Aube, à l'intervalle allant du niveau 6,20 m au niveau 23,10 m.

Le second lit d'argile sableuse présent dans l'Aube est beaucoup plus mince. Épais seulement d'une dizaine de centimètres, ce lit situé au sommet de la carrière de Courcelles (lit "d" de DESTOMBES *in* RAT *et al.*, 1979) est une fine digitation issue des Sables de Frécambault de l'Yonne. Malgré la différence d'épaisseur (une trentaine de mètres dans l'Yonne, une dizaine de centimètres dans l'Aube), les deux unités lithologiques sont parfaitement corrélables. Dans les deux cas, on se trouve dans la moitié supérieure de la zone d'ammonite à *Hoplites* (*Hoplites*) *dentatus* (AMÉDRO & MATRION, 2007, 2008).

En ce qui concerne les attributions stratigraphiques, les récoltes d'ammonites permettent de rapporter l'intervalle 0 à 9,60 m à la zone à *Otohoplites subhilli*, l'intervalle 9,60 m - 18,00 m à la zone à *Hoplites* (*Isohoplites*) *steinmanni*, l'intervalle 18,00 m - 23,10 m à la zone à *Hoplites* (*Hoplites*) *benettianus* avec ses deux sous-zones, successivement à *Lyelliceras pseudolyelli* (18,00 m à 20,50 m), puis à *Lyelliceras lyelli* (20,50 m à 23,10 m), l'intervalle 23,10 m - 31,12 m à la zone à *Hoplites* (*Hoplites*) *dentatus*, et enfin l'intervalle 31,12 m à 33 m à la zone à *Anahoplites intermedius*.

Fresnoy-le-château (Fig. 18)

Tranchée de l'autoroute A5 située au niveau de l'aire de service de Fresnoy ; x = 739,00 ; y = 1059,40 ; coupe talutée, décrite par AMÉDRO *et al.* (1995).

Argiles téglines de Courcelles

faciès 2 - argiles silteuses

0 à 4,80 m : argile plastique gris foncé, légèrement silteuse. Quelques nodules calcaires à septarias, décimétriques, forment une ligne discontinue à 3,50 m ;

4,80 m à 6,20 m : deux cycles demi-métriques débutant dans les 20 cm inférieurs par une argile noire très silteuse et passant progressivement vers le haut à une argile gris foncé légèrement silteuse. Quelques nodules phosphatés centimétriques beiges à noirs, arrondis, soulignent la limite inférieure des deux cycles, en particulier du cycle inférieur ;

6,20 m à 8 m (fin de la coupe) : argile gris foncé, légèrement silteuse, surtout dans les 15 cm inférieurs.

La macrofaune est occasionnelle, avec des empreintes écrasées d'inocérames : *Actinoceras concentricus* et, à 1,20 m un nucleus pyri-

teux d'ammonite rapporté à l'espèce *Dimorphoplites* cf. *niobe* SPATH, index de la zone éponyme.

Radonvilliers (Fig. 19)

Canal de jonction entre les deux bassins constituant le réservoir Aube ; x = 759,45 ; y = 1073,95 ; section bétonnée, décrite par AMÉDRO *et al.* (1995).

Argiles téglines de Courcelles

faciès 2 - argiles silteuses

0 à 2,50 m : argile gris foncé parsemée de quelques nodules millimétriques à centimétriques de pyrite. Nombreux *Chondrites* entre 0,80 m et 1 m ;

2,50 m à 7,25 m : suite de cycles demi-métriques débutant à la base par une argile silteuse, micacée, gris pâle et passant progressivement vers le haut à une argile gris foncé. La limite supérieure des cycles est soulignée par une surface perforée riche en *Thalassinoides*. La base du cycle le plus inférieur contient à 2,50 m-2,55 m un lit de nodules phosphatés arrondis, beiges, de 3 à 6 cm de diamètre, rayables à l'ongle.

Les inocérames et les ammonites abondent avec, sur toute la hauteur de la coupe : *Actinoceras concentricus* (PARKINSON), *Anahoplites planus* (MANTELL) et parmi les espèces les plus significatives stratigraphiquement : *Dimorphoplites doris* SPATH et *Euhoplites loricatus* SPATH à 0,20 m, *Dimorphoplites biplicatus* (MANTELL) entre 0,85 m et au moins 5,15 m et *Anahoplites daviesi* SPATH entre 5,50 m et 6 m. En tenant compte de ces données, il est possible d'attribuer les 0,80 m inférieurs de la coupe à la zone d'ammonites à *Dimorphoplites niobe* et le reste à la zone à *D. biplicatus*.

Le Carron (Fig. 19)

Le lieu-dit "Le Carron" est situé à l'extrémité ouest du canal de jonction entre les deux bassins constituant le réservoir Aube. Il n'existe pas de coupe à proprement parler, mais plutôt deux gisements distants d'environ 250 m l'un de l'autre, recoupant la Formation des Argiles téglines de Courcelles à la limite entre les faciès 2 (*argiles silteuses*) et 3 (*argiles et bancs calcaires*).

Déversoir du canal de jonction. x = 757,95 ; y = 1073,90. Des déblais, malheureusement non en place, provenant d'un petit arrachement situé à la sortie du canal de jonction ont fourni des centaines de nodules phosphatés dont la plupart sont des fossiles. La détermination des ammonites (près de 200) montre la présence de deux associations d'ammonites. La première, la mieux représentée, est daté de la zone à *Dipoloceras cristatum* avec : *Beudanticeras beudanti* (BRONGNIART), *Anahoplites planus* (MANTELL), *Dimorphoplites biplicatus* (MANTELL), *D. silenus* SPATH, *Metaclavites compressus* PARONA & BONARELLI, *Euhoplites lautus* (J. SOWERBY),

E. ochetonotus (SEELEY), *Diploceras cristatum* (BRONGNIART), *Neophlycticeras brottianum* (d'ORBIGNY), *Hamites* sp., *Pseudohelicoceras pseudoelegans* SPATH et *Turrilitoides* cf. *vibrayanus* (d'ORBIGNY). La seconde association d'ammonites appartient à la zone suivante à *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *pricei* avec : *Beudanticeras beudanti*, *Anahoplites planus*, *Metaclavites compressus* [ces trois espèces sont communes avec la zone précédente], *Desmoceras latidorsatum* (MICHELIN), *M. (M.) pricei* (SPATH), *Prohysterocheras goodhalli* (J. SOWERBY), *Hysterocheras orbignyi* (SPATH), *H. varicosum* (J. de C. SOWERBY) et *Euhoplites subcrenatus* SPATH.

Malgré l'absence de coupe, il est clair que l'on se trouve en présence d'un niveau condensé. La comparaison avec les régions voisines de l'Yonne (AMÉDRO & MATRION, 2008) et du Perthois (AMÉDRO *et al.*, *in prep.*), où des coupes lithologiques précises ont pu être levées suggère que, selon toute vraisemblance, l'association à *Diploceras cristatum* recueillie en déblais au Carron proviendrait d'un lit de nodules phosphatés dont la continuité est largement démontrée dans l'ensemble du bassin anglo-parisien (AMÉDRO, 2009a). Dans le Perthois et l'Yonne, ce niveau phosphaté surmonte une surface perforée. L'association à *Mortoniceras (M.) pricei* serait quant à elle originaire des argiles immédiatement supérieures.

Base de mise à l'eau. $x = 757,70$; $y = 1073,45$. La base de mise à l'eau du lac du Temple est située à 250 m au sud du déversoir. Lors des basses eaux, les berges en pente douce mettent à l'affleurement des argiles calcaires grises très fossilifères, avec des ammonites : *Desmoceras latidorsatum*, *Beudanticeras beudanti* (très abondant), *Metaclavites compressus*, *Mortoniceras (M.) pricei*, *Prohysterocheras goodhalli*, *Hysterocheras orbignyi*, *H. varicosum*, *Hamites* sp. et *Turrilitoides* sp. Il s'agit de la même association d'ammonites de la zone à *M. (M.) pricei* que citée ci-dessus au déversoir du canal de jonction, mais trouvée ici en place. L'intérêt principal du gisement réside dans la faune associée, exceptionnellement riche et diversifiée avec d'innombrables bivalves [*Actinoceramus sulcatus* (PARKINSON), *Rastellum carinatum* (LAMARCK), *Neithea* sp., *Pycnodonte vesicularis* (LAMARCK), *Gryphaeostrea canaliculata* (J. de C. SOWERBY), *Plicatula gurgitis* (PICTET & ROUX), *Aequipecten* sp., *Eopecten studeri* (PICTET & ROUX), *Chlamys elongata* (LAMARCK), *Cucullaea glabra* (PARKINSON), ...], gastéropodes [*Pseudanchura carinata* (MANTELL), *Nummogaultina fittoni* (ROEMER), *Gyrodontes gentii* (J. SOWERBY), *Pleurotomaria plicata* (J. SOWERBY), *Semisolarium astierianum* (d'ORBIGNY), ...], dentales [*Prodentalium decussatum* (J. SOWERBY)], bélemnites [*Neohibolites minimus* (LISTER)], nautes [*Eutrephoceras bouchardianum* (d'ORBIGNY), *E. clementinum* (d'ORBIGNY)], serpules [*Parsimonia antiquata* (J. de C. SOWERBY), *Rotularia polygonalis* (J. de C. SOWERBY)], coraux [*Trochocyathus harveyanus* EDWARDS & HAIME],

crustacés [*Hoploparia longimana* (G.B. SOWERBY), *Arcoscapellum arcuatum* (DARWIN), ...], échinides [*Hemiaster*], encrines [*Nielsenicrus cretaceus* (LEYMERIE), *Glenotremites* sp.], brachiopodes [*Arenaciarcula* sp., *Orbirhynchia* sp., *Lamellaerhynchia carronensis* GASPARD, *Burri-rhynchia albiensis* GASPARD, ...], bryozoaires (présents par milliers), sélaciens (vertèbres et dents, ces dernières recueillies par centaines), reptiles (dents et vertèbres d'ichtyosaures), bois, ... On se trouve ici dans un milieu particulièrement favorable à la prolifération de faunes benthiques, que l'on peut interpréter comme le début d'un Intervalle Transgressif d'un cycle eustatique de 3e ordre.

La vallée de l'Aube (Fig. 19)

La succession lithologique composite construite à partir des affleurements du Jard, Mathaux, L'Étape et Vallentigny permet d'étudier le sommet des Argiles tégulines et la moitié inférieure des Marnes de Brienne sur une épaisseur de 28,50 m.

Le Jard. Berges de l'Aube ; $x = 761,23$; $y = 1077,55$; coupe décrite par AMÉDRO *et al.* (1995).

Mathaux. Berges de l'Aube ; $x = 759,00$; $y = 1076,70$; affleurement visible à la fin de l'été sur la rive gauche ; coupe décrite par AMÉDRO *et al.* (1995).

L'Étape. Canal de restitution du réservoir Aube ; $x = 757,80$; $y = 1076,20$; section bétonnée, décrite par AMÉDRO *et al.* (1995).

Vallentigny. Ancienne carrière de marne, exploitée jusqu'en 1967 ; $x = 767,84$; $y = 85,35$. La carrière est aujourd'hui remplie d'eau et forme un étang. Par sa superficie (une douzaine d'hectares), la hauteur du front de taille (12 à 15 m) et le volume de roches extraites, la carrière de Vallentigny a été la plus vaste jamais ouverte dans l'Albien de l'Aube. Coupe décrite par AMÉDRO *et al.* (2004).

La succession composite

Argiles tégulines de Courcelles

faciès 3 – argiles et bancs calcaires

0 à 10,30 m : argiles gris sombre, entrecoupées de bancs calcaires cohérents de 0,20 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), silteux, finement glauconieux et contient à sa limite inférieure quelques nodules et graviers phosphatés. La base du banc présente de grandes ondulations ce qui entraîne de rapides variations latérales d'épaisseur. D'un autre côté, le sommet du banc est induré, bioturbé et présente une phosphatisation diffuse. Il s'agit du hardground L'Étape d'AMÉDRO *et al.* (1995). Au point de vue paléontologique, l'inocérame *Actinoceramus sulcatus* (PARKINSON) abonde dans l'intervalle 0 à 3,30 m. Au-dessus, l'espèce disparaît. Les ammonites sont également communes dans l'intervalle 0 à 5,50 m, avec :

Beudanticeras beudanti (BRONGNIART), *Metaclavites compressus* (PARONA & BONARELLI), *Euhoplites inornatus* SPATH, *E. subcrenatus* SPATH, *E. ochetonotus* (SEELEY), *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *pricei* SPATH, *M. (Deiradoceras) cunningtoni* SPATH, *Hysterocheras orbigny* SPATH, *Hamites* sp. et *Anisoceras subarcuatum* SPATH. Elles deviennent en revanche plus rares au-dessus et les seules récoltes réalisées dans l'intervalle 5,50 m à 10,30 m proviennent du niveau 7,10 m avec : *Mortoniceras (Deiradoceras)* sp. et du banc calcaire silteux et glauconieux décrit entre 9,20 m et 10,30 m avec : *Epihoplites deluci* (BRONGNIART) et *Hamites* sp. Toute cette association est caractéristique de la zone à *Mortoniceras (M.) pricei* ;

Marnes de Brienne

faciès 4 - marnes argileuses

10,30 m à 28,50 m : marnes argileuses riches en *Chondrites*, constituées par des alternances de lits métriques gris moyen et de lits, également métriques, gris plus clair. Les nodules de pyrite sont fréquents. La base de l'unité inclut un lit de moules internes argileux d'ammonites de 10 à 20 cm de diamètre : *Mortoniceras (Mortoniceras) inflatum* (J. SOWERBY) couchés sur la surface du hardground L'Étape. L'espèce persiste jusqu'au sommet de l'intervalle, accompagnée par *Callihoplites auritus* (J. SOWERBY), *Hysterocheras orbigny* (SPATH), *H. carinatum* SPATH, *Neoharpoceras hugardianum* (d'ORBIGNY) et *Hamites* sp., une association typique de la zone à *Mortoniceras (M.) inflatum*.

Roche (Fig. 19)

Tranchée d'écoulement des eaux pluviales en contrebas de l'autoroute A5 ; x = 732,15 ; y = 1059,67 ; section bétonnée, décrite par AMÉDRO *et al.* (1995).

Marnes de Brienne

faciès 5 - gaize

- 1,60 m à 3,50 m : suite de cycles demi-métriques débutant à la base par une argile gris foncé incluant quelques fins grains de glauconie, abondamment bioturbée par des *Chondrites* et passant vers le haut à une argile calco-siliceuse, également gris foncé, contenant quelques grains inframillimétriques de glauconie et toujours riche en *Chondrites*, mais très cohérente, souvent même indurée (*faciès gaize*). Des paillettes de muscovite sont présentes. La limite supérieure des cycles est soulignée par une surface perforée riche en *Thalassinoides*. Des éponges sont fréquentes à la partie supérieure des cycles dans les bancs indurés, accompagnées sur toute la hauteur de la coupe par un petit bivalve : *Entolium orbiculare* (J. SOWERBY). Les déblais provenant de la moitié supérieure de la coupe ont livré un moule interne d'ammonite identifié comme *Callihoplites* cf. *leptus* (SEELEY), une ammonite caractéristique de l'Albien terminal ou Vraconnien.

Montaulin (Fig. 19)

Tranchée de l'autoroute A26 ; x = 736,20 ; y = 1062,45 ; coupe talutée, décrite par AMÉDRO *et al.* (1995).

Marnes de Brienne

faciès 6 - marnes argileuses

0 à 2,50 m : marne argileuse gris-pâle, très légèrement micacée et parsemée de quelques *Chondrites*. Le bivalve *Entolium orbiculare* est commun, avec un horizon d'abondance à 1,80 m. Il est accompagné entre 1,80 m et 2,20 m par de très nombreuses petites huîtres (*Gryphaeostrea canaliculata*).

Villebertin (Fig. 19)

Tranchée de l'autoroute A5 ; x = 731,27 ; y = 1059,42 ; section talutée.

Craie marneuse de Laubressel (Cénomaniens inférieur)

faciès de marnes crayeuses

0 à 2,50 m : marne grise entrecoupée entre 1,20 m et 1,60 m par un banc de marne crayeuse gris pâle dont la limite supérieure est soulignée par une surface perforée riche en *Thalassinoides*. Des traces fossiles de type *Chondrites* sont présentes sur toute la hauteur de la coupe, mais avec une plus grande concentration dans le mètre inférieur. Quelques grains inframillimétriques de glauconie et des nodules phosphatés centimétriques, beiges en surface, plus sombres à l'intérieur, sont présents dans les 0,30 m inférieurs de l'affleurement. La macrofaune est occasionnelle avec *Sciponoceras* cf. *roto* CIESLINSKI à 0,30 m, *Inoceramus crippsi* MANTELL à 0,50 m et *Schloenbachia varians* (J. SOWERBY) à 1,50 m. Ces espèces permettent d'attribuer la coupe au Cénomaniens inférieur, et plus particulièrement à la zone d'ammonites à *Mantelliceras mantelli*.

Une première description de l'affleurement de Villebertin a été donnée par AMÉDRO *et al.* (1995) à partir de deux coupes partielles situées de part et d'autre de la chaussée de l'autoroute et contenant chacune un banc pluridécimétrique de marne crayeuse gris pâle. Ces deux coupes, interprétées à l'origine comme exposant deux cycles successifs, recourent en réalité le même intervalle.

7.4 - La succession lithologique synthétique

La coupe lithologique synthétique construite à partir des affleurements montre la succession au sein du stratotype de l'étage Albien de deux formations et de cinq unités lithologiques caractérisées chacune par un faciès particulier.

FORMATION DES ARGILES TÉGULINES DE COURCELLES

Lit de nodules grésophosphatés (*faciès 1* ; épaisseur : 0,08 m à 0,10 m) : nodules décimétriques grésoglaucieux, 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*, *L. (Neoleymeriella) regularis*, *Hypacanthoplites milletianus*, *Douvilleiceras mamillatum*, ...

Argiles silteuses (faciès 2 ; épaisseur estimée à environ 70 m entre les vallées de l'Aube et de la Seine) : argiles légèrement silteuses, gris foncé, constituées de cycles pluridécimétriques à métriques 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 (coupe de Montreuil-sur-Barse et dans une moindre mesure Pogains). La limite supérieure de certains cycles est soulignée par une surface perforée riche en *Thalassinoides* (Fresnoy-le-Château, Radonvilliers).

Si les argiles silteuses sont le lithofaciès le plus commun, la succession lithologique n'est cependant pas totalement monotone et il existe un certain nombre de niveaux ayant une particularité sédimentologique qui permet de les distinguer du fond général argileux (bancs calcaires, niveaux riches en sable quartzeux, en phosphate, en nodules calcaires à septarias). Ces niveaux, dont certains sont connus depuis le XIXe siècle (le banc de concrétions calcaires du Gaty et de Courcelles par exemple) constituent d'excellents niveaux-repères utilisables pour des corrélations.

Niveaux riches en sable quartzeux. Il existe à Montreuil-sur-Barse un niveau d'argile sableuse, finement piquetée de glauconie, épais de 5,80 m. La teneur en sable atteint 32 %. Une autre caractéristique de l'intervalle est un amincissement des cycles et leur passage vers le haut à des argiles ocre dont la limite supérieure est fréquemment soulignée par des nodules phosphatés épars. Ce niveau plus sableux, traversé également dans le sondage de Lusigny 1 entre 12,35 m et 17,85 m, est situé à la limite entre la zone d'ammonites à *Otohoplites subhilli* [ex *bulliensis*] et la zone à *Hoplites (Isohoplites) steinmanni*. Il s'agit d'un écho de la partie inférieure des Sables des Drillons de l'Yonne (AMÉDRO & MATRION, 2008). Dans l'Aube, ces sables passent latéralement à des argiles sableuses à partir de la Coudre, localité située à 3 km au Sud-Est d'Auxon (Fig. 11), puis à des argiles en se dirigeant vers la vallée de la Seine (LAUVERJAT, 1967, 1969).

Beaucoup plus mince, un autre lit décimétrique d'argile sablo-glauconieuse est présent 20 m plus haut, au sommet de la carrière de Courcelles (lit "d" de DESTOMBES *in* RAT *et al.*, 1979). De la même façon que précédemment, ce lit est une fine digitation issue des Sables de Frécambault de l'Yonne dans la mesure où les ammonites récoltées en son sein : *Hoplites (Hoplites) dentatus* (J. SOWERBY), et immédiatement au-dessus : *H. (H.) dentatus*, *H. (H.) rudis* PARONA & BONARELLI *et H. (H.) canavarii* PARONA & BONARELLI indiquent que l'on se trouve au sommet de la zone à *H. (H.) dentatus*, dans une position stratigraphique équivalente à celle des Sables

de Frécambault (AMÉDRO & MATRION, 2004a, 2008).

Phosphate. Les 5,80 m d'argiles sableuses, finement glauconieuses, décrites ci-dessus à Montreuil-sur-Barse correspondent aussi à un intervalle riche en nodules phosphatés. Les nodules sont disséminés sur toute la hauteur de l'intervalle, localisés au niveau des surfaces qui limitent les cycles, avec cependant une plus grande concentration au-dessus du niveau repère R1, 0,70 m sous R2a, 0,40 m sous R3 et au sommet de R4 (Fig. 18).

Les autres niveaux identifiés en affleurements au sein des argiles silteuses du faciès 2 sont des lits de nodules phosphatés épais de quelques centimètres, riches en ammonites. Ces lits, au nombre de cinq, sont situés respectivement dans les coupes de Pogains (base de la zone à *Hoplites (Hoplites) benettianus* et plus précisément de la sous-zone à *Lyelliceras pseudolyelli*), Courcelles (sommet de la zone à *Hoplites (H.) dentatus*), Fresnoy-le-Château (dans la zone à *Dimorphoplites niobe*), Radonvilliers (base de la zone à *Dimorphoplites biplicatus*) et le Carron (zone à *Dipoloceras cristatum*). Le second et les deux derniers coïncident exactement avec la succession des beds I (v), IV et VIII de Folkestone dans le Kent au Sud-Est de l'Angleterre (OWEN, 1971) et des niveaux phosphatés ph 3, ph 4 et ph 5 de Wissant dans le Boulonnais (DESTOMBES & DESTOMBES, 1965). Ces lits de nodules phosphatés à grande extension géographique sont interprétés aujourd'hui comme des Surfaces d'Inondation de cycles eustatiques de 3e ordre (AMÉDRO, 2009a).

Nodules calcaires à septarias. Dans les 15 m inférieurs des Argiles tégulines de Courcelles existent au moins deux horizons métriques contenant des nodules calcaires à septarias. Ces niveaux étaient visibles dans les années 1970 près de Saint-Phal, dans les carrières du Perchois (DESTOMBES, 1973 ; DESTOMBES *in* RAT *et al.*, 1979). Les nodules, décimétriques, sont dispersés au sein des argiles, au nombre de 5 à 6 par mètre cube. Brun-rouge, ovoïdes ou cylindroïdes, ils présentent fréquemment des fissures de retrait remplies de calcite recristallisée et contiennent jusqu'à 25 % de barytine. Certains nodules correspondent à une chambre d'habitation d'ammonite et, plus rarement, à un crustacé, un échinide ou un inocérame.

Bancs et concrétions calcaires. Le banc discontinu de concrétions calcaires grises centrées le plus souvent sur des ammonites de grande taille : *Hoplites (Hoplites) benettianus* (J. de C. SOWERBY) et *Douvilleiceras clementinum* (d'ORBIGNY) décrit à Courcelles (lit "b" de DESTOMBES *in* RAT *et al.*, 1979) était déjà connu au XIXe siècle dans la plupart des carrières échelonnées entre le Gaty, Géraudot, Dienville et Épothémont, ainsi que dans les berges de l'Aube à 1,5 km au nord de Dienville (affleurement nommé "Dienville 2" sur la Figure 10). Les splendides ammonites de l'Albien moyen de l'Aube que l'on trouve aujourd'hui dans la plupart des musées

et celles illustrées par d'ORBIGNY (1840-1842), LEYMERIE (1841-1842) et surtout BAYLE (1878) proviennent de ce niveau.

Tout aussi intéressant est le faisceau de deux bancs calcaires décimétriques à *Hoplites* (*Hoplites*) *rudis*, H. (*H.*) *canavarii*, *Anahoplites intermedius* SPATH et *A. osmingtonensis* OWEN présent au sommet de la carrière de Courcelles (lit "f" de DESTOMBES *in* RAT *et al.*, 1979). Ces bancs calcaires affleurent aussi dans le lit de l'Aube à 2 km au Nord de Dienville ("*Dienville 5*"), dans les berges de la Seine à Clérey, sur la presqu'île de Charlieu dans le réservoir Aube et ont été traversés par les sondages du réservoir Aube DAT 14 au niveau 22,00 m et DAT 33 à 29,50 m ce qui révèle une certaine continuité à l'échelle du stratotype.

Argiles et bancs calcaires (faciès 3 ; épaisseur estimée à une dizaine de mètres) : 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 nodules et graviers phosphatés. D'un autre côté, le sommet du banc est induré, abondamment bioturbé et présente une phosphatisation diffuse. Il s'agit du hardground L'Étape défini par AMÉDRO *et al.* (1995). En affleurements, le hardground L'Étape a été observé dans les berges de l'Aube à Mathaux, dans le canal de restitution du réservoir Aube et dans la carrière de Vallentigny. Les sondages de reconnaissance CR2 et CR18 du réservoir Aube l'ont également traversé (Fig. 14).

FORMATION DES MARNES DE BRIENNE

La limite supérieure du hardground L'Étape a été prise par AMÉDRO *et al.* (1995) pour définir pour la première fois de façon rigoureuse la limite entre les Argiles tégulines de Courcelles et les Marnes de Brienne. À noter que cette limite, définie sur une base géochimique (teneur en CaCO_3), ne coïncide pas avec la limite Albien moyen – Albien supérieur mais est située au sein même de l'Albien supérieur, à la base de la zone d'ammonite à *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *inflatum* d'AMÉDRO (1981, 1992) ou encore de la zone de foraminifères à *Valvulineria angulata* (Zone 11) de MAGNIEZ-JANNIN (1983).

Marnes argileuses (faciès 4 ; épaisseur estimée à environ 25 m) : 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 (*Mortoniceras* (*M.*) *inflatum*), couchées sur la surface du hardground L'Étape sous-jacent. Les nodules de pyrite sont fréquents.

La tranchée du canal de restitution du réservoir Aube à L'Étape et la carrière de Vallentigny

ont permis d'étudier 20 m de coupes en continu dans les marnes argileuses représentant le faciès 4.

Une lacune d'observation de quelques mètres persiste entre cette portion de la succession et la tranchée de Roche où affleure le faciès suivant : la gaize.

Gaize (faciès 5 ; 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* et, dans la tranchée de l'autoroute A5 à Roche, par l'ammonite *Callihoplites* cf. *leptus* (SEELEY) [spécimen illustré par AMÉDRO *et al.*, 1995, Pl. 3, fig. 5]. L'apparition du foraminifère planctonique *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW) permet d'attribuer l'unité lithologique à la zone 13 de MAGNIEZ-JANNIN (1983).

Des niveaux indurés à faciès gaize, situés dans la même position stratigraphique relative que ceux visibles en 1991 dans la vallée de la Seine dans la coupe de Roche, affleurent également à 30 km au nord-est dans la vallée de l'Aube à Blaincourt-sur-Aube (MATRION & TOUCH, 1996). La gaize, visible ici sur une hauteur de 2 à 3 m dans les berges de la rivière, a fourni un bon exemplaire de *Callihoplites tetragonus* (SEELEY). D'autres affleurements de gaize ont été décrits dans le passé à Saint-Jean-de-Bonneval par HATRIVAL & MORFAUX (1974) et surtout à Isle-Aumont par BERTHELIN (1867). La butte d'Isle-Aumont, localisée à 1,4 km au sud de la coupe de Roche, est située au sommet d'un escarpement d'une hauteur de 10 m surplombant la vallée de la Seine sur sa rive gauche. Des fouilles archéologiques effectuées en 1961 dans une nécropole attenante à l'église ont révélé l'existence de nombreuses fosses dépassant pour certaines une dizaine de mètres de profondeur, creusées dans la gaize sur les dix premiers mètres (faciès 5), puis dans une marne grise en dessous (faciès 4). L'une d'elles a fourni, entre 7 et 8 m de profondeur, plusieurs fossiles dont des bivalves : *Entolium orbiculare* (J. SOWERBY), *Plicatula gurgitis* PICTET & ROUX et surtout une ammonite illustrée par SCAPULA (1975, Fig. 1), dont la figuration est reproduite ici dans la Figure 20. Le spécimen n'a pas été retrouvé dans les collections du musée des Beaux Arts et d'Archéologie de Troyes, mais l'illustration est sans équivoque : il s'agit d'un *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *pachys* (SEELEY) [détermination confirmée par W.J. KENNEDY, Oxford], une espèce caractéristique de la zone à *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *fallax* du Vraconien inférieur.



Figure 20 : *Mortoniceras (Mortoniceras) pachys* (SEELEY, 1865), spécimen recueilli entre 7 et 8 m de profondeur dans une fosse creusée au sommet de la butte d'Isle-Aumont (Aube), dans une nécropole attenante à l'église ; partie inférieure du faciès gaize des Marnes de Brienne, Albien terminal ("Vraconnien inférieur"), zone d'ammonite à *Mortoniceras (Mortoniceras) fallax* ; extrait de SCAPULA, 1975, Fig. 1.

Figure 20: *Mortoniceras (Mortoniceras) pachys* (SEELEY, 1865), Isle-Aumont (Aube); from the lower part of the gaize facies of the "Marnes de Brienne", Upper Upper Albien ("Lower Vraconnian"), *Mortoniceras (Mortoniceras) fallax* ammonite zone; excerpt of SCAPULA, 1975, Fig. 1.

En 1995, AMÉDRO *et al.* ont situé le faciès gaize au sommet des Marnes de Brienne à partir d'observations réalisées le long de l'autoroute A5 aux environs de Troyes, la gaize affleurant au lieu-dit Roche et les marnes crayeuses cénomaniennes à Villebertin, 1 km plus à l'ouest (Fig. 11). La faible distance séparant les deux affleurements et la quasi absence de pendage avaient alors conduit les auteurs à estimer la lacune d'observation entre les coupes à environ 5 m. Qu'en est-il précisément ? Les coupes de Roche et Villebertin sont distantes de 1030 m. Le sommet de l'affleurement de Roche est situé à l'altitude 119 m, la base de la tranchée de Villebertin à 130 m. En ajoutant à cette différence d'altitude l'inclinaison des couches, de l'ordre de 0,7 % dans le secteur considéré et en admettant l'absence de faille, on obtient une valeur plus probable d'environ 20 m pour la lacune d'observation, ce qui conduit à abaisser d'une bonne quinzaine de mètres la coupe de Roche dans la suite lithologique de l'Albien de l'Aube. Trois autres informations conduisent également à reconsidérer la position stratigraphique du faciès gaize au sein des Marnes de Brienne :

(i) les ammonites recueillies dans la gaize, à la fois dans la vallée de la Seine à Isle-Aumont [*Mortoniceras (M.) pachys*] et dans la vallée de l'Aube à Blaincourt-sur-Aube [*Callihoplites tetragonus*], sont caractéristiques de la zone à *Mortoniceras (M.) fallax* du Vraconnien inférieur ;

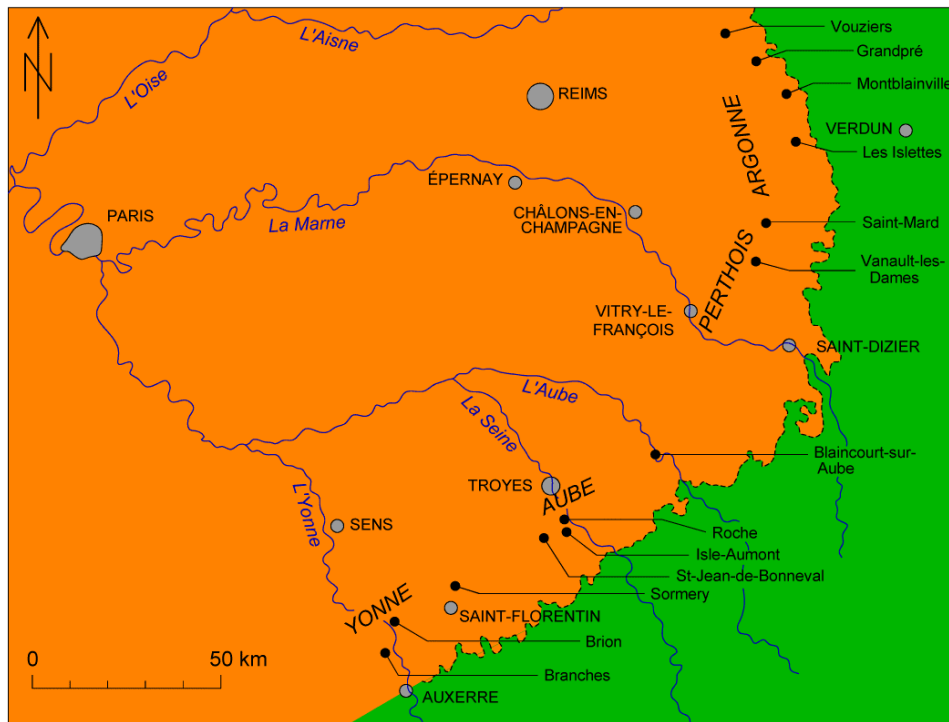
(ii) des marnes argileuses micacées contenant le foraminifère planctonique *Thalmaninella*

la appenninica (RENZ) sont présentes dans une tranchée de l'autoroute A26 située dans la vallée de la Seine à Montaulin (Fig. 11). Dans le bassin vocontien (SE de la France), l'espèce apparaît dans la partie élevée de la zone à *M. (M.) fallax*, quelques mètres seulement sous la limite Vraconnien inférieur - Vraconnien supérieur (GALE *et al.*, 2011). Les marnes argileuses affleurant à Montaulin sont situées stratigraphiquement au-dessus de la gaize ;

(iii) dans la région voisine du Perthois, les sondages montrent clairement que le faciès gaize est intercalé dans la partie moyenne des Marnes de Brienne (AMÉDRO *et al.*, *in prep.*).

En définitive, les données géométriques et les attributions stratigraphiques apportées par les ammonites et les foraminifères planctoniques convergent pour interpréter la gaize comme le faciès du Vraconnien inférieur dans l'Aube comme dans le Perthois. Les nombreuses coupes étudiées à travers le monde ont révélé que le Vraconnien correspond à un double événement eustatique : cycle de 3e ordre et pic de transgression d'un cycle de second ordre (AMÉDRO, 2002, 2009a). Dans le sud-est de l'Angleterre comme dans le nord de la France (Boulonnais) et le bassin de Mons en Belgique, le Vraconnien débute à la base par un lit de nodules phosphatés inclus dans des sédiments glauconieux. Un tel niveau n'a pas été identifié dans l'Aube faute d'affleurement, mais sa présence est probable dans la mesure où il existe dans une position stratigraphique comparable à la limite inférieure du faciès gaize dans le Perthois, à 50 km plus au nord (AMÉDRO *et al.*, *in prep.*).

La synthèse géologique du bassin de Paris publiée en 1980 par C. & F. MÉGNIEN (coord.) reconnaît deux lentilles de gaize vraconnienne le long de la bordure orientale du bassin, distantes l'une de l'autre de 150 km et entre lesquelles s'intercalent des marnes à faciès Gault : vers le nord la Gaize de Vouziers (ou Gaize de l'Argonne) présente jusqu'aux Islettes près de Verdun et vers le sud la Gaize de l'Yonne identifiée entre Saint-Florentin et Saint-Fargeau à 30 km au sud-ouest d'Auxerre. La localisation géographique des affleurements et des sondages dans lesquels de la gaize vraconnienne est identifiée le long de l'auréole albienne du bassin de Paris montre qu'il n'en est rien (Fig. 21). Le faciès gaize est continu depuis l'Argonne jusqu'à l'Yonne en passant par le Perthois (sondages de Saint-Mard et de Vanault-les-Dames ; cf. LEMOINE *et al.*, 1939, et AMÉDRO *et al.*, *in prep.*), la vallée de l'Aube (Blaincourt-sur-Aube), la vallée de la Seine (Roche, Isle-Aumont) et le sud du département de l'Aube (Saint-Jean-de-Bonneval). Il s'agit d'un faciès glauconieux, riche en spicules d'éponges, développé sur une aire de plus de 4000 km² à l'occasion de l'Intervalle Transgressif de la séquence eustatique AL 10 d'AMÉDRO (2009a).



◀ **Figure 21** : Localisation géographique des affleurements et sondages dans lesquels la gaize vraconnienne est identifiée dans le sud-est du bassin de Paris.

Figure 21: Geographical location of outcrops and boreholes where Vraconnian gaize is identified in south-east Paris basin.

Marnes argileuses (faciès 6 ; épaisseur estimée à une quinzaine de mètres) : marnes argileuses gris-pâle, très légèrement micacées, parsemées de quelques *Chondrites*, riches en petits bivalves : *Entolium orbiculare* et *Gryphaeostrea canaliculata*. La présence du foraminifère planctonique *Thalmaninella appenninica* (RENZ) dans la tranchée de Montaulin, mais aussi l'absence du foraminifère benthique *Hagenowina advena praeadvna* (BARNARD & BANNER), permettent d'attribuer cette portion de la succession à la zone 14 de foraminifères de MAGNIEZ-JANNIN (1983). Le contact entre les marnes argileuses du faciès 6 et les marnes crayeuses du Cénomaniens (faciès basal de la Craie marneuse de Laubressel) n'a malheureusement pas encore été décelé, une lacune d'observation de 5 à 10 m séparant les coupes de Montaulin et de Villebertin. Malgré cela, la présence de glauconie et phosphate à Villebertin suggère la possibilité d'une discontinuité, même faible, à la limite Albien (Vraconnien) – Cénomaniens, dans l'Aube comme dans la Marne (cf. § 7.1).

8. Les argiles et marnes à faciès Gault de l'Albien-type au regard de la stratigraphie événementielle (FA)

Un grand nombre d'événements à caractère lithologique (lits de nodules phosphatés, de concrétions calcaires, fonds durcis, surfaces d'omission, niveaux riches en glauconie, sable, silt, ...) ou écologiques (niveaux caractérisés par l'abondance momentanée d'un certain nombre de fossiles, en particulier d'ammonites) sont identifiés dans les 125 m d'argiles et marnes à faciès Gault de l'Albien-type. Il s'agit d'excellents niveaux repères et un certain nombre d'entre eux possèdent une extension géographique supra-régionale. Tel est le cas par exemple des lits de nodules phosphatés connus dans l'Yonne, l'Aube, le Perthois, l'Argonne, le Bou-

onnais et le sud-est de l'Angleterre (AMÉDRO, 1985, 2009a ; AMÉDRO & MATRION, 2008). Ces niveaux repères sont le témoignage d'événements qui ont dû affecter une grande partie, voire la totalité du bassin anglo-parisien et sont souvent à la base de l'interprétation séquentielle. L'usage de tels litho- et écoévénements comme outils de corrélation constitue le fondement de la stratigraphie événementielle. Conceptualisée à l'origine dans les craies du Nord de l'Allemagne par ERNST *et al.* (1983), la stratigraphie événementielle a été mise en pratique avec succès pour réaliser des corrélations précises à longue distance dans le Cénomaniens et le Turonien du nord-ouest de l'Europe (MORTIMORE & POMEROL, 1987 ; GALE, 1995, 1996 ; MORTIMORE *et al.*, 2001 ; AMÉDRO & ROBASZYSKI, 2001a, 2001b, 2001c, 2006, ...). C'est la raison pour laquelle il est intéressant de dresser un inventaire aussi exhaustif que possible de tous les niveaux repères à caractère événementiel reconnus dans les argiles et marnes à faciès Gault de l'Aube. La série-type de l'étage Albien présente l'avantage d'être localisée dans l'aire la plus subsidente du bassin anglo-parisien, où l'enregistrement sédimentaire est a priori le plus complet. Du bas vers le haut, les litho- et écoévénements identifiés à ce jour sont les suivants (Fig. 22) :

dans les Argiles téguines de Courcelles

- un lit (0,08 m à 0,10 m) de nodules grésophosphatés situé à la limite inférieure de la formation ;
- un niveau (5,80 m) d'argile sableuse finement piquetée de glauconie, écho des Sables des Drillons de l'Yonne, situé à la limite entre la zone d'ammonite à *Ottoplites subhilli* (en dessous) et la zone à *Hoplites (Isohoplites) steinmanni* (au-dessus) ;

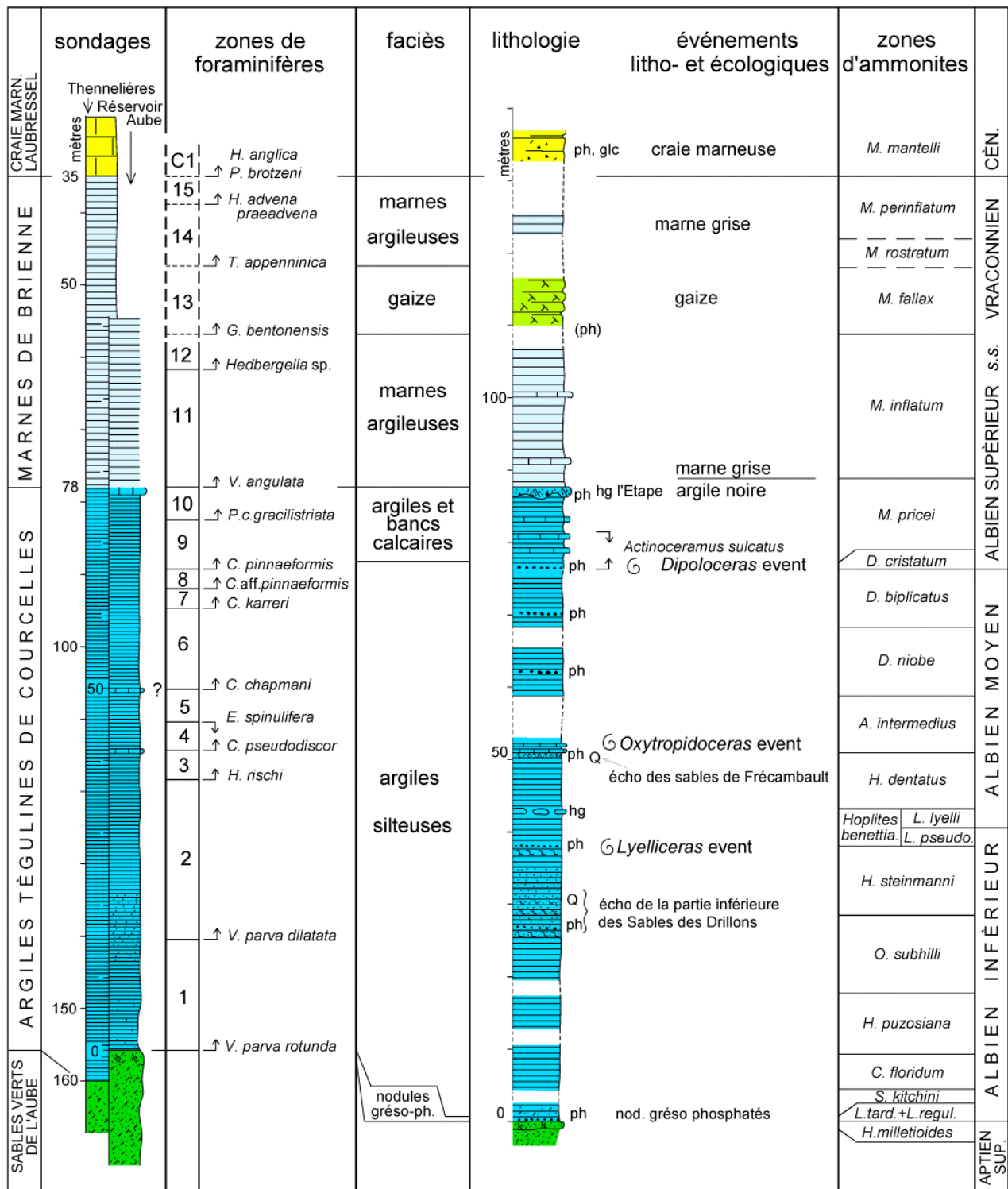


Figure 22 : Le stratotype de l'Albien : lithologie, faciès, zones d'ammonites et de foraminifères et événements lithologiques et écologiques utilisés pour les corrélations.

Figure 22: The Albian stratotype: lithology, facies, ammonite and foraminifera zones and litho- and eco-events used for correlations.

- un lit (0,05 m) de nodules phosphatés non jointifs, inclus dans une argile silteuse, à partir duquel on observe une prolifération soudaine et spectaculaire d'ammonites cosmopolites et téthysiennes qui rassemblent 92 % de la population, en particulier des *Lyelliceras* ("Lyelliceras event" d'AMÉDRO, 2009a) ;
- un lit (0,10 m à 0,25 m) de concrétions calcaires très cohérentes, faiblement silteuses, décimétriques à pluridécimétriques, qui contiennent souvent des ammonites (*Hoplites* et *Douvilleiceras*) dont le diamètre peut atteindre 0,30 m. La limite supérieure des concrétions est fréquemment encroûtée de macrofaune benthique et durcie en un fond durci. Il s'agit de la couche fossilifère autre-

fois visible au Gaty et à Courcelles (lit "b" de DESTOMBES *in* RAT *et al.*, 1979) qui a fait la célébrité du département de l'Aube au XIXe siècle ;

- un lit (0,05 m à 0,10 m) d'argiles sablo-glaucוניeuses, écho des Sables de Frécambault de l'Yonne ;
- un lit (0,02 m) de nodules phosphatés centimétriques noirs contenant une faune exclusive d'*Hoplites* : *H. (Hoplites) dentatus* (J. SOWERBY), *H. (H.) dentatus* forme *escraguollensis* SPATH, *H. (H.) dentatus* forme *latesulcatus* SPATH, *H. (H.) rudis* PARONA & BONARELLI, *H. (H.) canavarii* PARONA & BONARELLI ;
- deux bancs décimétriques de calcaires sableux finement piquetés de glauconie, qui contiennent encore quelques nodules phosphatés beiges, friable, avec toujours de nombreux Hoplitidae : *Euhoplites loricatus* SPATH, *Anahoplites planus* (MANTELL), *A. osmingtonensis* OWEN, *A. intermedius* SPATH, mais également des ammonites cosmopolites et en particulier *Oxytropidoceras (Mirapelia) mirapelianum* ("Oxytropidoceras event" d'AMÉDRO, 2009a) ;
- un ensemble de deux lits centimétriques de nodules phosphatés beiges, non jointifs, inclus dans une suite de cycles demi-métriques à métriques débutant à la base par une argile silteuse gris pâle et passant vers le haut à une argile gris foncé, séparés par 7 à 8 m d'argile ;
- un lit (0,05 m à 0,08 m) de nodules phosphatés noirs, dont la plupart sont des moules internes nacrés de mollusques. L'inocérame *Actinoceramus sulcatus* (PARKINSON) apparaît dans ce niveau qui livre aussi de nombreux Hoplitidae : *Metaclavites compressus* (PARONA & BONARELLI), *Euhoplites ochetonotus* (SEELEY), ... et des ammonites cosmopolites : *Beudanticeras beudanti* (BRONGNIART), *Dipoloceras cristatum* (BRONGNIART) ("*Dipoloceras* event" d'AMÉDRO, 2009a) ;
- un intervalle (dont l'épaisseur est estimée entre 5 et 7 m) caractérisé par une abondance d'*Actinoceramus sulcatus* ;
- un banc calcaire (0,50 m à 1,10 m avec de rapides variations latérales d'épaisseur), silteux, finement glauconieux, contenant à sa base quelques nodules et graviers phosphatés et limité au sommet par un fond durci (hardground L'Étape d'AMÉDRO *et al.*, 1995) ;

dans les Marnes de Brienne

- un changement de teinte au sein des faciès Gault à la limite inférieure des Marnes de Brienne avec passage d'argiles noires à des marnes argileuses grises ;
- l'apparition de faciès gaize (épaisseur estimée entre 10 et 15 m) dans la partie moyenne de la formation. Dans le Perthois, la limite inférieure de la gaize (non observée dans l'Aube faute d'affleurement) est

soulignée par une surface perforée, un lit de nodules phosphatés et de la glauconie ;

à la limite entre les Marnes de Brienne et les marnes crayeuses du Cénomanién

- une surface perforée surmontée de glauconie fine, disséminée et de quelques nodules centimétriques de phosphate beige (par comparaison avec ce que l'on observe un peu plus au nord dans le Perthois).

Disposant d'une grille de lecture, il devient maintenant possible d'utiliser la stratigraphie événementielle pour corréliser les successions albiennes à faciès Gault du bassin anglo-parisien, et en particulier celles situées le long de l'auréole orientale du bassin entre l'Argonne et l'Yonne.

9. Des variations latérales de faciès existent au sein du stratotype de l'étage Albien (FA)

Le département de l'Aube occupe une situation géographique intermédiaire le long de l'auréole albiennaise du bassin anglo-parisien entre le Perthois au nord-est et l'Yonne au sud-ouest. La Figure 23 présente une corrélation litho- et biostratigraphique entre l'Albien en grande partie sableux de l'Yonne et celui essentiellement argileux de l'Aube et du Perthois. La comparaison des coupes permet d'apprécier l'extension géographique des différentes unités lithologiques et les variations latérales de faciès.

La coupe lithologique synthétique de l'Albien du Perthois est construite à partir de sept coupes partielles (sondages carottés et carrières) et d'un forage d'alimentation en eau ayant traversé la totalité des formations (AMÉDRO *et al.*, *in prep.*). On trouve ici la même succession des formations que dans l'Aube avec les Marnes de Brienne (79 m) surmontant les Argiles tégulines de Courcelles (58 m). La colonne stratigraphique de l'Albien de l'Yonne reproduit la coupe du sondage de Brion implanté à 17 km à l'ouest de Saint-Florentin. Ce sondage pétrolier, dont la coupe a été reconstituée par LAUVERJAT (1967) à partir des diagraphies, a recoupé la totalité de l'Albien, permis d'en apprécier l'épaisseur et a confirmé la succession des unités lithologiques établie au XIXe siècle par HÉBERT (1863), BARROIS (1874), POTIER (1884) et LAMBERT (1894), soit du bas vers le haut les : Argiles de l'Armanche, Sables des Drillons, Argiles des Drillons, Sables de Frécambault, Argiles des Pommerats débutant à la base par le Gravier à *Opis* et enfin Marnes de Brienne. Sur cette trame, deux intervalles font l'objet d'un dessin plus précis : les Sables des Drillons décrits par HÉBERT (1863) dans la localité type et les Argiles des Pommerats étudiées dans le détail à Saint-Florentin par AMÉDRO & MATRION (2008). À noter une différence dans l'interprétation de la partie supérieure du sondage, et en particulier dans l'attribution stratigraphique des marnes argileuses surmontant le faciès gaize entre MÉGNIEN (1964) et LAUVERJAT (1967, 1969) qui rapportent

ces marnes au Cénomaniens sans justification et nous même qui les considérons, au moins en partie, comme vraconniennes. Notre interprétation est fondée sur une coupe décrite par BARROIS (1874) le long des flancs du Mont Avrelot, à 1,5 km au Nord de Saint-Florentin. Du bas vers le haut, la succession était la suivante :

0 à 10 m : marnes argileuses avec *Ammonites inflatus* ;

10 m à 16 m : marnes compactes (faciès gaize) ;

16 m à 20 m : marnes argileuses à *Ostrea vesiculosa* [le matériel préservé au musée d'Histoire naturelle de Lille montre qu'il s'agit en réalité de *Gryphaeostrea canaliculata*, une espèce commune à Montaulin dans le faciès 6 des Marnes de Brienne dans l'Aube] ;

20 m à 25 m : marne glauconieuse à *Ostrea carinata* [= *Rastellum carinatum* suivant l'appellation actuelle, une huître très fréquente à la base des marnes et craies marneuses cénomaniennes dans le bassin anglo-parisien (AMÉDRO *et al.*, 2012)].

En tenant compte de ces données, la première unité lithologique est attribuée à l'Albien supérieur *sensu stricto*, les seconde et troisième au Vraconnien, la quatrième au Cénomaniens inférieur.

Quelle est la place de l'Albien-type dans ce contexte sédimentaire ? Les Argiles tégulines de Courcelles et les Marnes de Brienne traversent le département de l'Aube en formant une bande d'environ 80 km de long sur 8 à 10 km de large, orientée NE-SW. La plupart des coupes (sondages et affleurements) sont localisées entre les vallées de l'Aube et de la Seine. C'est dans cette aire qu'est construite la suite lithologique composite utilisée dans les figures de la présente publication. Cependant, suivant la formulation utilisée par RAT *et al.* (1979), le stratotype de l'étage Albien est un "volume" au sein duquel peuvent exister des variations latérales de faciès. L'examen de la Figure 23 montre qu'il n'en est rien vers le nord-est. La succession des formations est la même dans l'Aube et le Perthois et la plupart des niveaux repères sont communs aux deux régions. La situation est en revanche différente en se dirigeant vers le sud-ouest. Le sondage d'Auxon, localisé dans l'Albien-type à une dizaine de kilomètres de la limite entre les départements de l'Aube et de l'Yonne, montre en effet une intercalation de sables argilo-glauconieux épaisse de 13 m dans la partie moyenne des Argiles tégulines de Courcelles. Il s'agit d'un prolongement des Sables de Frécambault de l'Yonne qui s'insi-

nuent en biseau dans l'aire stratotypique de l'étage Albien. Au-delà vers le nord-est, les Sables de Frécambault s'amincissent considérablement et ne sont plus cartographiables. Néanmoins, une fine digitation sableuse atteint la vallée de la Seine comme l'atteste le lit décimétrique d'argile sablo-glauconieuse autrefois visible dans la carrière de Courcelles (lit "d" de DESTOMBES *in* RAT *et al.*, 1979), situé dans la même position stratigraphique.

Une dizaine de mètres sous les Sables de Frécambault se trouvent dans l'Yonne les Sables des Drillons. À la différence des Sables de Frécambault, les Sables des Drillons ne s'insinuent pas en biseau au sein des Argiles tégulines de Courcelles lorsque l'on se dirige vers le nord-est, mais passent progressivement à des argiles sableuses, le changement latéral de faciès étant exprimé dès le sondage d'Auxon. Selon LAUVERJAT (1967, 1969), ce faciès intermédiaire aurait une extension géographique très réduite, les argiles sableuses devenant rapidement indis-sociables des Argiles tégulines de Courcelles. Les observations actuelles montrent qu'en réalité, une passée d'argile sableuse, finement glauconieuse, épaisse de 5,80 m, atteint la vallée de la Seine. Ce niveau, identifié dans les sondages de Lusigny et le long des berges du réservoir Seine à Mesnil-Saint-Père, est actuellement bien visible dans la carrière de Montreuil-sur-Barse dans l'intervalle 6,20 m-12,00 m.

Le reste de la succession appelle une dernière remarque : à Saint-Florentin, localité située dans l'Yonne à 9 km de la limite avec le département de l'Aube, les Argiles des Pommerats surmontant les Sables de Frécambault recoupent un intervalle équivalent à la moitié supérieure des Argiles tégulines de Courcelles, mais avec un enregistrement sédimentaire réduit (11 m contre environ 40 m dans la vallée de la Seine). Une importante réduction d'épaisseur affecte la partie supérieure des Argiles tégulines de Courcelles en se dirigeant vers le sud-ouest du département de l'Aube.

En définitive, au regard des connaissances actuelles, on peut considérer le stratotype de l'étage Albien comme homogène dans l'aire située au nord-est de la vallée de la Seine. En revanche, des variations latérales de faciès apparaissent vers le sud-ouest en se rapprochant de l'Yonne, suite au développement à l'Albien inférieur et moyen de deux digitations issues des Sables de la Puisaye : les Sables des Drillons, puis les Sables de Frécambault, interprétés tous deux comme des intervalles transgressifs de séquences eustatiques de 3e ordre (AMÉDRO, 2009a).

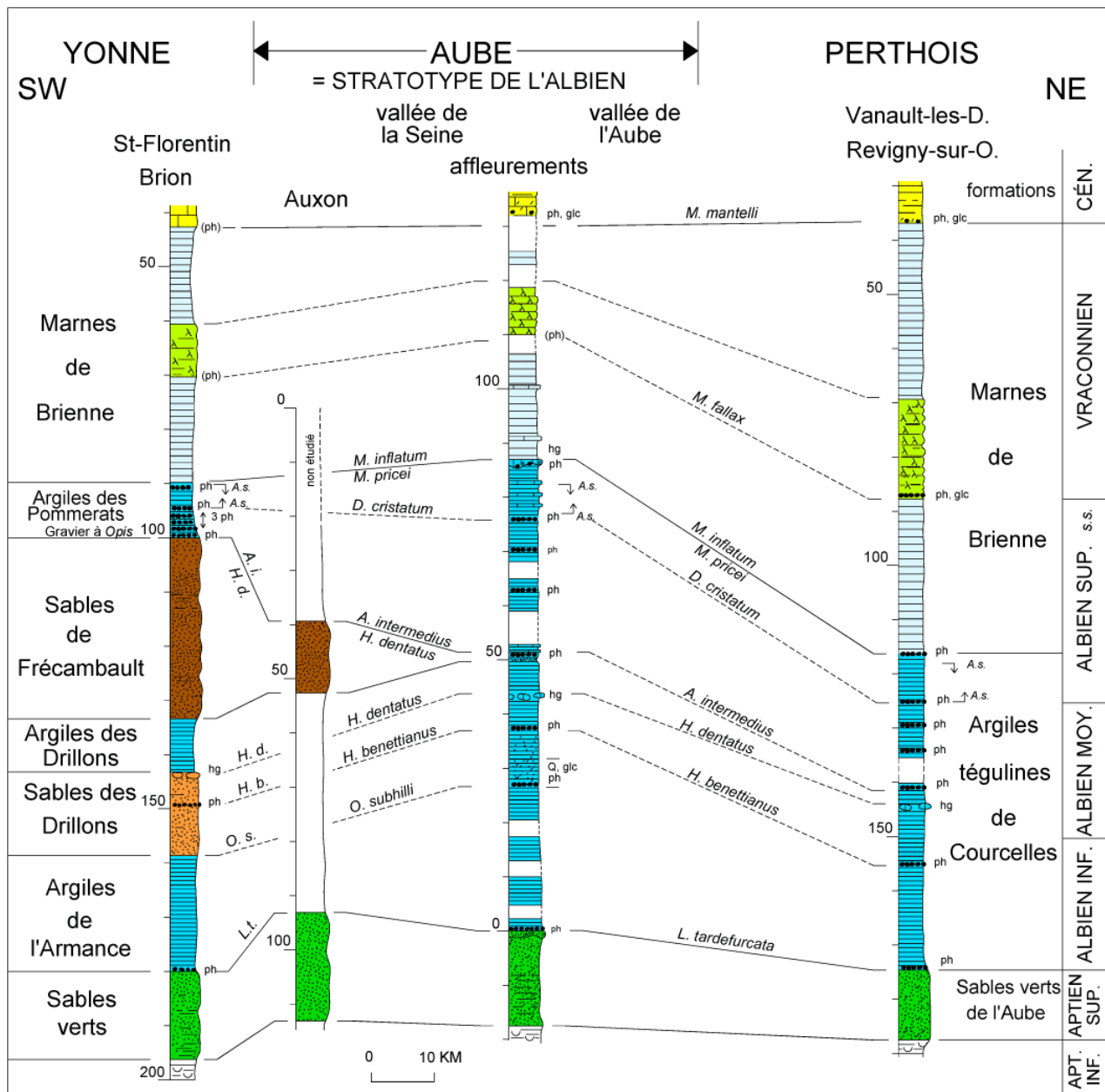


Figure 23 : Corrélations dans l'Albien de la bordure orientale du bassin anglo-parisien (Yonne, Aube, Perthois) montrant l'existence de variations latérales de faciès au sein du stratotype de l'étage.

Figure 23: Correlations in the Albian formations along the south-eastern border of the Anglo-Paris basin.

10. L'Albien-type est un empilement de séquences eustatiques de 3e ordre préservées sous faciès argileux (FA)

Les concepts de la stratigraphie séquentielle ont été développés par VAIL *et al.* (1987) et HAQ *et al.* (1988) à partir de l'étude de profils sismiques qui offrent une image en continu des corps sédimentaires et de données de terrain. Les variations eustatiques du niveau marin, les apports sédimentaires et la subsidence sont les trois facteurs contrôlant l'espace disponible pour le dépôt d'un corps sédimentaire complet comprenant trois prismes successifs : Prisme de Bas Niveau (PBN), Intervalle Transgressif (IT) et Prisme de Haut Niveau (PHN). Ce modèle de dépôt de corps sédimentaires organisés en séquences eustatiques implique de s'éloigner d'un cadre local et de prendre en compte un grand

nombre d'observations et de paramètres à caractère régional ou global. Une interprétation séquentielle des successions albiennes du bassin anglo-parisien a été publiée par AMÉDRO (2009a), reconnaissant 9 cycles de 3e ordre sur la courbe eustatique de l'Albien. Celle-ci est fondée en partie sur deux coupes représentatives localisées dans l'Albien-type, prises le long des vallées de la Seine et de l'Aube. La suite lithologique composite construite aujourd'hui dans les Argiles tégulines de Courcelles et les Marnes de Brienne de l'Aube et les corrélations réalisées avec l'Yonne, le Perthois, mais également avec le Kent au sud-est de l'Angleterre, conduisent désormais à identifier au moins 8 de ces séquences dans l'Albien de la bordure orientale du bassin anglo-parisien, dont deux nouvelles indexées AL 5a et AL 6a et à reconnaître pour la première fois la plupart des

prismes sédimentaires. Le seul intervalle où une interprétation séquentielle reste impossible pour le moment est la partie inférieure des Argiles tégulines de Courcelles en raison d'une trop grande discontinuité des affleurements et d'une méconnaissance de la succession lithologique.

Les critères de reconnaissance des séquences de 3e ordre dans l'Albien du bassin anglo-parisien

Limite de séquence (LS). Suivant les concepts de l'interprétation séquentielle, seuls les hauts ou très hauts niveaux marins laissent des témoins sédimentaires dans les bassins intracratoniques tel le bassin anglo-parisien (VAIL *et al.*, 1987). Autrement dit, les prismes de bas niveau (PBN) ou les prismes de bordure de plate-forme (PBPF) sont souvent absents. En l'absence de ces prismes qui n'ont pas été caractérisés sauf peut être dans un ou deux cas, les limites de séquences coïncident avec les surfaces de transgression (ST) c'est-à-dire avec la première surface d'inondation (SI). La plupart du temps, les surfaces de transgression sont des surfaces de ravinement surmontant des lacunes de sédimentation, des surfaces perforées ou simplement des niveaux au-dessus desquels apparaissent des sédiments glauconieux ou plus grossiers, souvent riches en quartz. Communément, les surfaces de transgression sont soulignées par la présence d'un lit de nodules phosphatés contenant de nombreuses ammonites, avec apparition ou développement de nouvelles espèces, ou présence d'ammonites venant de provinces fauniques différentes et éloignées.

Intervalle transgressif (IT). Les sables glauconieux, silts glauconieux ou argiles plus ou moins silteuses à faciès Gault constituant les intervalles transgressifs reposent en général sur un microconglomérat, un niveau graveleux ou le plus souvent un lit de nodules phosphatés riche en huîtres, inocérames, gastéropodes, ammonites cosmopolites, ... qui constitue la surface de transgression. Les intervalles transgressifs renferment généralement une macrofaune diversifiée et abondante sur toute leur hauteur. Plusieurs lits de nodules phosphatés, c'est-à-dire de surfaces d'inondation, jalonnent souvent un intervalle transgressif. La surface d'inondation la plus élevée est la surface d'inondation maximale (SIM). Il s'agit en général d'un lit de nodules phosphatés ou d'une petite discontinuité pouvant être soulignée par un niveau condensé, parfois marqué par un peu de glauconie et de phosphate en grains. Dans certains cas, l'intervalle transgressif peut être réduit à un seul lit de nodules phosphatés.

Prisme de haut niveau (PHN). Les argiles ou marnes constituant dans la plupart des cas les prismes de haut niveau sont dépourvues de

glauconie et sont caractérisées au point de vue paléontologique par une diminution du nombre des individus, une moins grande diversité spécifique, une raréfaction des ammonites cosmopolites et quelques disparitions d'espèces.

Les séquences eustatiques de 3e ordre

Séquence AL 4. La Figure 24 présente une comparaison entre les successions de l'Yonne, de l'Aube et du Perthois, permettant d'apprécier l'évolution des prismes sédimentaires sur une distance supérieure à 130 km. Les quelques mètres d'argiles noires pauvres en macrofaune, situées à la base des coupes (sommet des Argiles de l'Armanche, intervalle 0 à 6,20 m dans l'Aube) sont difficiles à interpréter en raison de la méconnaissance des niveaux sous-jacents. Il pourrait s'agir d'un prisme de bas niveau, mais cette hypothèse reste à valider.

Intervalle transgressif. Le prisme sédimentaire est représenté dans l'Yonne par les Sables des Drillons, graveleux à la base, puis grossiers et enfin argileux dans leur tiers supérieur, riches en glauconie, phosphate et contenant de nombreuses ammonites cosmopolites et téthysiennes : *Phylloceras*, *Beudanticeras*, *Desmoceras*, *Tegoceras*, *Lyelliceras*, *Pseudobrancocheras*, *Oxytropidoceras*, *Douvilleiceras*, *Protanisoceras*, ... en particulier dans leur partie supérieure. Dans l'Aube, l'intervalle transgressif de la séquence AL 4 est entièrement sous faciès Gault et mesure 17 m d'épaisseur ce qui est une valeur exceptionnelle dans l'Albien du bassin anglo-parisien. L'examen de la Figure 24 révèle que le prisme sédimentaire présente à l'échelle régionale un double gradient décroissant dans sa teneur en sable, d'une part du bas vers le haut et d'autre part lorsque l'on s'éloigne du Massif central en allant de l'Yonne vers l'Aube et le Perthois. La superposition de deux unités limitées à la base par des surfaces d'inondation majeures : la surface de transgression pour l'unité inférieure, le "*Lyelliceras* event" pour l'unité supérieure apparaît également clairement. Il pourrait s'agir de l'expression de cycles de 4e ordre.

Unité inférieure (12 m). La surface de transgression est prise dans l'Aube au niveau 6,20 m de la coupe de Montreuil-sur-Barse où l'on observe un apport de sable (32 % du sédiment) simultanément à l'apparition de glauconie. Au point de vue lithologique, cette unité contient sur toute sa hauteur du sable, de la glauconie et du phosphate. Plusieurs lits plus riches en nodules phosphatés situés à 7,20 m, 9,00 m, 10,60 m et 12,00 m sont interprétés comme autant de surfaces d'inondation mineures. Au point de vue paléontologique, l'unité est caractérisée par l'arrivée de 20 à 25 % d'ammonites cosmopolites et téthysiennes de façon semblable à ce que l'on observe dans les Sables des Drillons de l'Yonne.

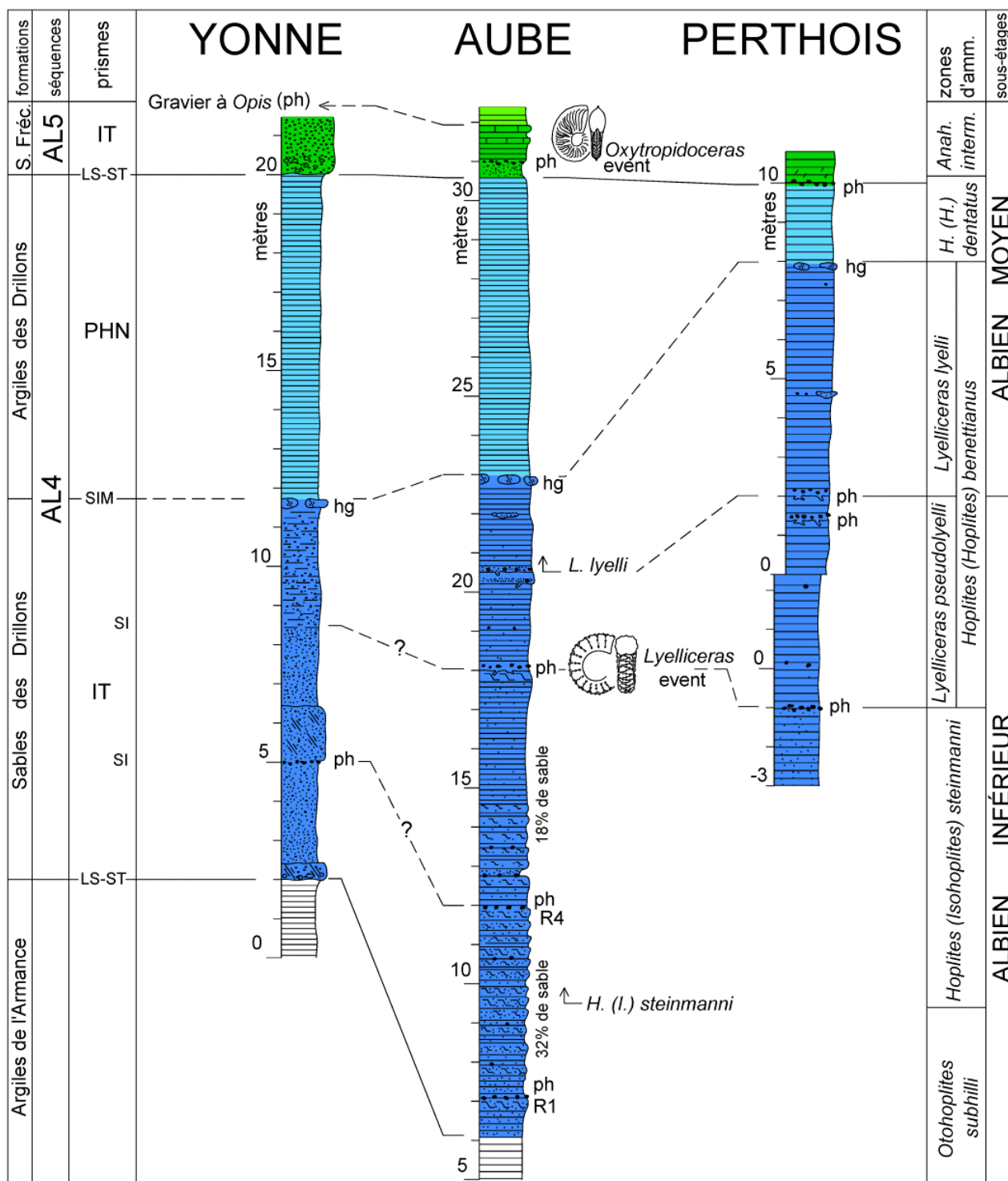


Figure 24 : Stratigraphie séquentielle dans la partie moyenne des Argiles tégulines de Courcelles de l'Aube et du Perthois et des unités lithologiques équivalentes de l'Yonne (Sables et Argiles des Drillons).

Figure 24: Sequence stratigraphy in the middle part of the "Argiles tégulines de Courcelles" in Aube and Perthois and of correlative units (Sables and Argiles des Drillons) in Yonne.

Unité supérieure (5 m). Le "Lyelliceras event" est un double événement à la fois sédimentologique (genèse d'un lit de nodules phosphatés) et écologique (prolifération soudaine d'ammonites cosmopolites et téthysiennes dont la proportion atteint 92 %). Cet événement, reflet d'une nouvelle et forte pulsation transgressive, est interprété comme une surface d'inondation majeure. L'absence de glauconie et de sable dans les argiles de l'unité supérieure et

la prolifération d'ammonites venant de provinces fauniques éloignées (87 à 94 % des populations successives) indiquent une forte transgression, la plus importante depuis la base de l'étage Albien. Quoiqu'incomplets, les affleurements du Perthois montrent une succession identique à celle de l'Aube.

La surface d'inondation maximale de la séquence est représentée par le lit de concrétions calcaires cohérentes dont la surface supé-

rieure est encroûtée de macrofaune et durcie en une ébauche de fond durci, présent à la limite supérieure des Sables des Drillons de l'Yonne et qui se prolonge au sein des Argiles tégulines de Courcelles dans l'Aube (lit b de Courcelles ; cf. DESTOMBES *in* RAT *et al.*, 1979) et le Perthois.

Prisme de haut niveau. La quasi disparition des ammonites cosmopolites et la présence d'une faune unispécifique d'*Hoplites* (*Hoplites*) *dentatus* dans les argiles des Drillons de l'Yonne, comme dans les 8 m d'argiles surmontant le lit de concrétions calcaires de Courcelles et du Gaty ainsi que dans leur prolongement dans le Perthois, sont deux traits caractéristiques d'un prisme de haut niveau.

Séquence AL 5. La Figure 25 présente une corrélation des séquences du sommet de l'Albien moyen et de la base de l'Albien supérieur (séquences AL 5, AL 5a, AL 6, AL 6a et AL 7-8) et des prismes sédimentaires correspondants entre le Kent, l'Aube et l'Yonne, le Perthois n'étant pas pris en compte en raison du caractère trop fragmentaire des données disponibles. Dans la mesure où la reconnaissance des séquences AL 5, AL 5a et AL 6 est essentiellement fondée sur l'interprétation du gisement de Folkestone, la corrélation des coupes est présentée dans un ordre inverse à celui des autres figures.

Intervalle transgressif. Dans le Kent, le lit de nodules phosphatés situé à la base du "bed I", dans lequel abondent les ultimes espèces d'*Hoplites*, contient aussi quelques ammonites migrantes du domaine téthysien : *Pictetia*, *Beudanticeras*, *Brancocheras*, *Oxytropidoceras*, *Dipoloceroïdes* et *Falloticerias* (OWEN, 1958, 1971 ; MILBOURNE, 1963). Ce niveau phosphaté et les quelques décimètres d'argile glauconieuse qui le surmontent sont interprétés ici comme représentant l'intervalle transgressif de la séquence AL 5, la surface d'inondation maximale étant placée au niveau de disparition de la glauconie, à la limite entre la zone d'ammonites à *Hoplites* *dentatus* et la zone à *Anahoplites intermedius*.

À l'autre extrémité du bassin anglo-parisien, dans l'Yonne, les Sables de Frécambault épais d'une trentaine de mètres dans les environs de Saint-Florentin débutent par une dizaine de mètres de sables grossiers, très glauconieux, localement grésifiés et riches en petites huîtres. La succession se poursuit par une vingtaine de mètres de sables toujours grossiers, mais finement glauconieux, entrecoupés dans la moitié supérieure de bancs discontinus de grès cohérents. Les quelques ammonites trouvées dans ce faciès peu favorable à la préservation des fossiles montrent un renouvellement de la faune d'*Hoplites* avec l'apparition d'espèces nou-

velles, en particulier *H. (H.) rudis* et *H. (H.) latesulcatus*. La corrélation présentée dans la Figure 23 révèle que les Sables de Frécambault s'étendent jusque dans l'Aube, mais en s'amincissant très rapidement vers le nord-est. Dans la carrière de Courcelles, l'unité lithologique est constituée par un mince lit d'argiles sablo-glauconieuses [lit "d" de DESTOMBES *in* RAT *et al.* (1979)]. Malgré une différence considérable d'épaisseur, les 30 à 33 m de sables glauconieux présents dans les environs de Saint-Florentin et les 0,10 m d'argiles sablo-glauconieuses de Courcelles ont une attribution stratigraphique strictement identique. Toutes deux se sont mises en place durant la moitié supérieure de la zone d'ammonite à *H. (H.) dentatus*, c'est-à-dire en 0,2 à 0,3 Ma. En fait, il semble simplement y avoir eu un étalement jusque dans l'Aube de l'importante masse sableuse des Sables de Frécambault déposée dans l'Yonne, issue elle-même des Sables de la Puisaye. Les Sables de Frécambault sont interprétés ici comme représentant en partie l'intervalle transgressif de la séquence AL 5. Mais la nature grossière des sédiments et la rareté des ammonites pourraient aussi suggérer que l'unité lithologique se soit déposée durant la mise en place d'un prisme de bas niveau. Dans ce cas, l'intervalle transgressif de la séquence AL 5 se-railt réduit au seul gravier à *Opis*.

► **Figure 25 :** Stratigraphie séquentielle des argiles à faciès Gault de Folkestone (UK) comparée à celle de l'Aube et de l'Yonne. Les niveaux phosphatés les mieux exprimés sont entourés. *A. i.* : *Anahoplites intermedius* ; *D. n.* : *Dimorphoplites niobe* ; *D. d.* : *Dimorphoplites doris* ; *D. b.* : *Dimorphoplites biplicatus* ; *E. l.* : *Euhoplites loricatus* ; *A. s.* : *Actinoceras sulcatus*.

Figure 25: Sequence stratigraphy of the Gault Clay of Folkestone (UK) and a comparison with the Aube and Yonne areas.

La surface d'inondation maximale est représentée dans l'Yonne par la limite supérieure du gravier à *Opis* situé à la charnière entre les Sables de Frécambault et les Argiles des Pommerats. Le gravier à *Opis* est un lit décimétrique d'argile sableuse, riche en nodules phosphatés et en graviers de quartz. Les ammonites y abondent sous forme de moules internes phosphatisés, avec des *Hoplites* et *Anahoplites* accompagnés d'une arrivée de 5 % de formes cosmopolites et téthysiennes : *Pictetia*, *Phylloceras*, *Puzosia*, *Beudanticeras*, *Oxytropidoceras* et *Pseudhelicoceras*. Il s'agit de l'"*Oxytropidoceras* event" d'AMÉDRO (2009a). Dans l'Aube, l'équivalent du gravier à *Opis* est un ensemble de deux unités lithologiques superposées : à la base un lit centimétrique de nodules phosphatés contenant une faune exclusive d'*Hoplites* avec *H. (H.) escragnollensis*, *H. (H.) rudis*, *H. (H.) canavarii* [lit "e" de DESTOMBES in RAT *et al.* (1979)], au-dessus une paire de bancs de calcaire sableux, finement piqué de glauconie, inclus dans une argile sableuse [lit "f" ; 0,80 m], dans lesquels on retrouve des *Anahoplites* et l'"*Oxytropidoceras* event". C'est au sommet du banc calcaire supérieur qu'est placée la surface d'inondation maximale. Comme le montre la Figure 23, la fine digitation d'argile sableuse issue des Sables de Frécambault de l'Yonne et la paire de bancs calcaires identifiés dans l'Aube ne semblent pas se prolonger au nord-est dans le Perthois, l'intervalle transgressif de la séquence AL 5 étant alors réduit à un lit de nodules phosphatés à *Hoplites (H.) rudis* et *H. (H.) canavarii* surmonté par quelques centimètres d'argile glauconieuse (AMÉDRO *et al.*, *in prep.*).

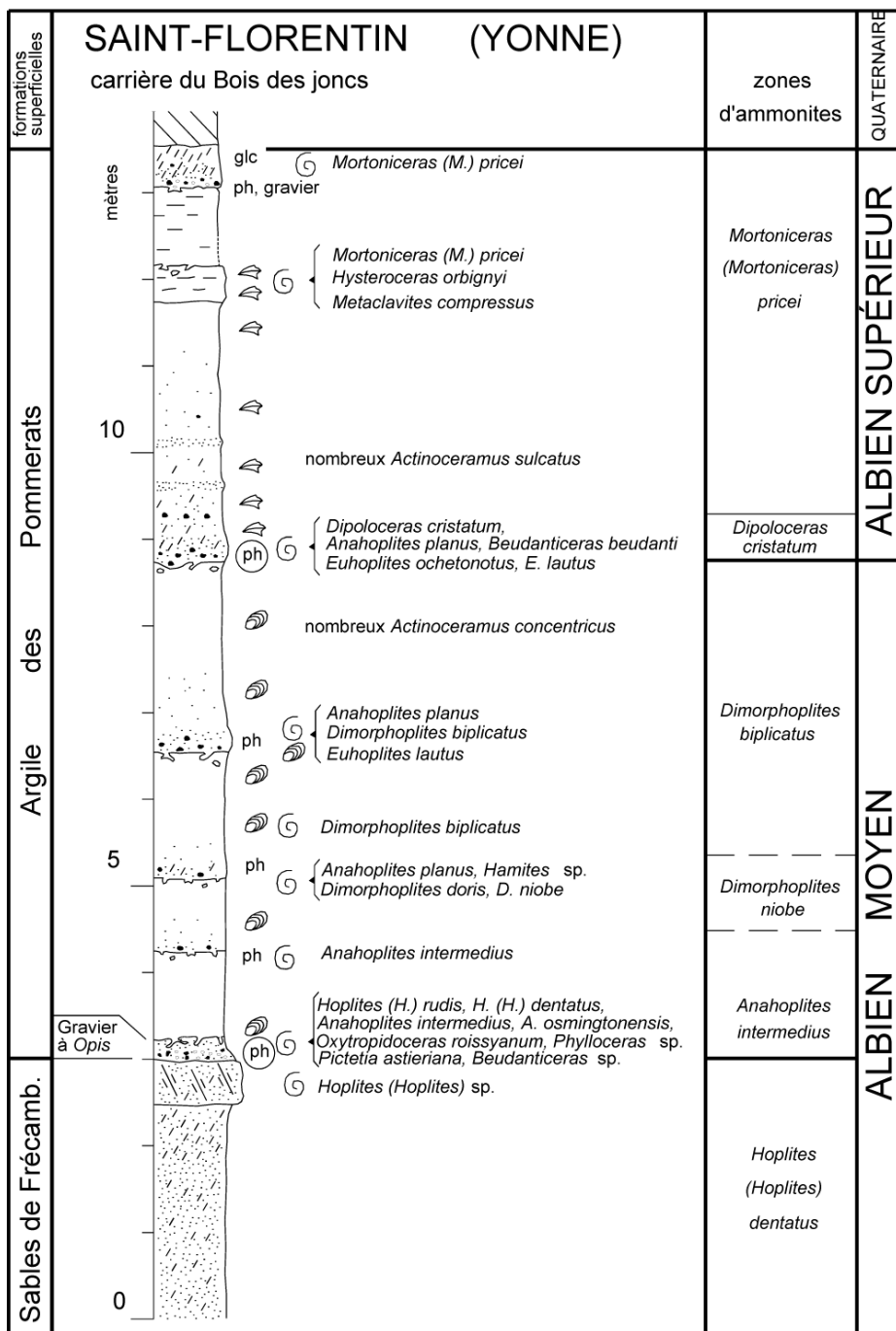
Prisme de haut niveau. Dans le Kent, le prisme de haut niveau de la séquence AL 5 est constitué par les deux tiers supérieurs du "bed I" exempts de glauconie et d'ammonites cosmopolites. La discontinuité des affleurements occulte en revanche le prisme sédimentaire dans l'Aube. Dans l'Yonne, les 2 m inférieurs des Argiles des Pommerats, datés par les ammonites de la zone à *Anahoplites intermedius*, pourraient représenter le prisme de haut niveau de la séquence AL 5.

Séquence AL 5a (nov.). Les séquences AL 5, AL 6 et AL 7-8 ont été définies par AMÉDRO (2009a) le long des côtes de la Manche dans les coupes du Kent et du Boulonnais. À Folkestone comme à Wissant, la surface de transgression située la base de chacune de ces trois séquences est surmontée par un lit de nodules phosphatés caractérisé par un renouvellement de la faune d'Hoplitinae et par une arrivée momentanée d'ammonites cosmopolites et téthysiennes. Si l'on prend l'exemple de la coupe de Folkestone illustrée dans la Figure 24, le niveau phosphaté situé à la base du "bed I" (base de la séquence AL 5) contient quelques *Pictetia*, *Phylloceras* et *Oxytropidoceras*. Il s'agit de l'"*Oxytropidoceras* event". Le niveau phosphaté inférieur du "bed IV" (base de la séquence AL 6) coïncide avec l'arrivée de *Beudanticeras*, *Eubrancoceras*

et surtout *Dipoloceroïdes* (ammonites nommées antérieurement *Mojsisovicsia*) correspondant au "*Dipoloceroïdes* event". Enfin, le niveau phosphaté inférieur du "bed VIII" (base de la séquence AL 7-8) voit l'arrivée d'une troisième incursion d'ammonites cosmopolites ou originaires d'autres provinces fauniques : *Phylloceras*, *Beudanticeras*, *Dipoloceras*, *Hysterocheras* et *Neophlycticeras*. Il s'agit du "*Dipoloceras* event". L'interprétation séquentielle est à priori aisée dans les coupes du Kent et du Boulonnais.

Qu'en est-il le long de la bordure orientale du bassin anglo-parisien ? La Figure 25 montre que les "*Oxytropidoceras*" et "*Dipoloceras*" events sont parfaitement repérés dans l'Yonne et dans l'Aube. En revanche, en l'absence de récoltes paléontologiques significatives, le "*Dipoloceroïdes* event" n'a pas été mis en évidence. Une autre difficulté est liée à la présence dans l'intervalle compris entre les "*Oxytropidoceras*" et "*Dipoloceras*" events, non pas d'un seul, mais de trois lits de nodules phosphatés surmontant chacun une surface perforée et séparés par plusieurs mètres d'argile. Ce fait est particulièrement bien exprimé dans la carrière du Bois des joncs à Saint-Florentin dans l'Yonne. L'affleurement a déjà été décrit par AMÉDRO & MATRION (2008), mais la découverte d'un lit de nodules phosphatés supplémentaire surmontant une surface perforée à 4,25 m et des récoltes complémentaires d'ammonites nous amènent aujourd'hui à illustrer de nouveau la coupe (Fig. 26). L'analyse des minéraux argileux (travaux en cours avec Jean-François DECONINCK, Dijon, F) montre une augmentation de la teneur en illite et kaolinite au détriment du rapport illite/smectite au-dessus de chacun de ces lits de nodules phosphatés, suggérant la superposition de quatre cycles eustatiques là où seuls deux cycles ont été identifiés jusqu'à présent dans le Kent et le Boulonnais.

L'interprétation séquentielle du Gault de Folkestone proposée par AMÉDRO (2009a) repose sur les levés lithologiques de OWEN (1958, 1963, 1971, 1976) où sont décrits les niveaux phosphatés, mais pas l'ensemble des surfaces perforées. Une nouvelle description beaucoup plus précise de l'affleurement vient d'être publiée par GALE & OWEN (2010). Celle-ci révèle la présence d'une surface perforée riche en *Thalassinoides*, non signalée jusqu'à présent, sous la paire de lits de nodules phosphatés du "bed II", ce qui conduit à modifier l'interprétation séquentielle des "beds I à III" par l'adjonction d'une nouvelle séquence AL 5a intercalée entre les séquences AL 5 (en dessous) et AL 6 (au-dessus) (Fig. 25). L'interprétation séquentielle des coupes du sud-est de l'Angleterre et de la bordure orientale du bassin de Paris devient alors cohérente. Dans les deux aires de sédimentation, la limite de la séquence AL 5a est une surface perforée qui correspond en même temps à la surface de transgression.



◀ **Figure 26 :** Coupe dans le sommet des Sables de Frécambault et les Argiles des Pommerats à la carrière du Bois des joncs (ou carrière Dallemagne) localisée à la périphérie ouest de Saint-Florentin. **Figure 26:** Section in the "Sables de Frécambault" and "Argiles des Pommerats" at the Bois des joncs quarry, located at the West end of Saint-Florentin.

Intervalle transgressif. À Folkestone, le prisme sédimentaire est représenté par le "bed II" attribué (comme les 2/3 supérieurs du "bed I") à la zone d'ammonites à *Anahoplites intermedius*. Les deux lits de nodules phosphatés situés à la base de l'unité lithologique livrent des ammonites cosmopolites ou à caractère téthysien : *Tetragonites kitchini* (KRENKEL), *Desmoceras latidorsatum* (MICHELIN), *Puzosia (Anapuzosia) provincialis* PARONA & BONARELLI, *Uhligella derancei* CASEY et *Eubrancoceras cricki* (SPATH), tandis que la masse des argiles contient sur toute sa hauteur l'espèce *Falciferella milbournei* CASEY (CASEY, 1954, 1966). La surface d'inondation maximale coïncide avec la surface perforée séparant les "beds II et III". Les coupes publiées par OWEN (1958, 1971), MILBOURNE (1963) et AMÉDRO & MAGNIEZ-JANNIN

(1982) suggèrent qu'il en est de même dans l'ensemble du Kent et du Boulonnais, même si les levés lithologiques restent localement à préciser, en particulier à Wissant.

Dans l'Yonne, l'intervalle transgressif de la séquence AL 5a débute par un lit de nodules phosphatés surmonté par un à deux mètres d'argiles très silteuses. Dans l'Aube, la discontinuité des affleurements n'a pas permis l'observation du prisme sédimentaire.

Prisme de haut niveau. À Folkestone, au-dessus de la surface perforée limitant les "beds II et III", les argiles auparavant noires changent de teinte et deviennent gris-pâle. En même temps, les ammonites cosmopolites disparaissent totalement ce qui conduit à voir dans le "bed III" un prisme de haut-niveau. Le long de la bordure orientale du bassin de Paris,

le prisme de haut de la séquence AL 5a est représenté par quelques mètres d'argiles noires pauvres en macrofaune.

Séquence AL 6. Dans les coupes du sud-est de l'Angleterre et du Boulonnais, le "*Dipoloceroïdes* event" permet aisément l'identification de la séquence AL 6. Dans le stratotype de l'Aube et dans l'Yonne, la séquence reste en revanche mal datée faute d'informations macropaléontologiques suffisantes. La récolte dans ces deux dernières régions de quelques ammonites significatives de part et d'autre de la surface de transgression : *Dimorphoplites niobe* SPATH en dessous, *D. niobe*, *Dimorphoplites doris* SPATH et *Euhoplites loricatus* forme *meandrinus* SPATH au-dessus (AMÉDRO *et al.*, 1995 ; Fig. 26 de ce travail) permet néanmoins de proposer une tentative de corrélation.

Intervalle transgressif. À Folkestone, l'intervalle transgressif de la séquence AL 6 est représenté par les "beds IV et V" (Fig. 25) où l'on observe, outre l'arrivée momentanée de *Dipoloceroïdes* à caractère cosmopolite à la base du "bed IV", un important renouvellement de la faune d'Hoplitidae avec apparition des espèces *Dimorphoplites pinax* SPATH, *D. doris*, *Euhoplites loricatus* forme *meandrinus* (dans le "bed IV"), puis *Dimorphoplites biplicatus* (MANTELL) et *Euhoplites lautus* (J. SOWERBY) (dans le "bed V"). Le long de la bordure orientale du bassin de Paris, la surface perforée et le lit de nodules phosphatés qui la surmonte correspondent à la fois à la limite de séquence et à la surface de transgression. Les quelques mètres d'argiles silteuses situés au-dessus représentent l'intervalle transgressif.

Prisme de haut niveau. À Folkestone, le "bed VI", limité à la base et au sommet par des surfaces perforées, est interprété ici comme représentant le prisme de haut niveau de la séquence AL 6. Dans l'Aube et dans l'Yonne et de façon comparable à ce que l'on observe dans la séquence AL 5a, le prisme sédimentaire est constitué par des argiles noires pauvres en macrofaune.

Séquence AL 6a (nov.). En toute honnêteté, nous avons beaucoup hésité avant de scinder la séquence AL 6 d'AMÉDRO (2009a) en deux et de proposer au sommet de celle-ci une nouvelle séquence AL 6a dans l'Albien du bassin anglo-parisien. Les coupes publiées aussi bien dans le Weald au sud de l'Angleterre (OWEN, 1958, 1971, 1976 ; MILBOURNE, 1963) que dans le Boulonnais au nord de la France (AMÉDRO *et al.*, 1981 ; AMÉDRO & MAGNIEZ-JANNIN, 1982 ; AMÉDRO, 2009b) montrent en effet la présence fréquente, au-dessus du "*Dipoloceroïdes* event", de plusieurs lits de petits nodules phosphatés non jointifs. En terme d'ammonites, les plus anciens sont attribués à la zone à *Dimorphoplites niobe*, tandis que les plus récents sont situés dans la moitié inférieure de la zone à *Dimorphoplites biplicatus*, le sommet de la zone étant la plupart du temps tronqué par la surface d'érosion limitant la base de la

zone suivante à *Dipoloceras cristatum* (base de la séquence AL 7-8). Ces observations conduisent à l'interprétation proposée en 2009 : un intervalle transgressif ("beds IV et V" de Folkestone) surmonté par un prisme de haut niveau ("beds VI et VII") dont la partie supérieure est fréquemment non préservée (Fig. 25).

Le problème vient de la présence, dans l'Aube comme dans l'Yonne, d'une surface perforée bien marquée associée à du phosphate, à un peu de glauconie et à une arrivée de sable dans la partie moyenne de la zone à *D. biplicatus*. Cet événement lithologique est situé au niveau 6,50 m dans la carrière du Bois des joncs à Saint-Florentin (Fig. 26). Par rapport aux surfaces perforées visibles aux niveaux 4,25 m et 5,10 m, on observe ici une plus grande cohérence du sédiment, une densité plus élevée en nodules phosphatés, la présence de nombreuses petites huîtres, inocérames et une faune d'ammonites très riche avec de nombreux *Anahoplites planus*, *Dimorphoplites biplicatus* et *Euhoplites lautus*. Il en est de même dans l'Aube dans le canal de jonction entre les deux bassins constituant le réservoir Aube (niveau 2,50 m de la coupe de Radonvilliers ; cf. AMÉDRO *et al.*, 1995, et le chapitre 7 de ce travail). Enfin la teneur en illite et kaolinite augmente brutalement dans la carrière du Bois des joncs entre 6,50 m et 7,00 m. Si l'on admet l'existence d'une séquence AL 6a supplémentaire dans la partie moyenne de la zone à *D. biplicatus* le long de la bordure orientale du bassin anglo-parisien, qu'en est-il dans la partie nord du bassin, en particulier à Folkestone ? Les levés récents publiés par GALE & OWEN (2010) montrent l'existence d'une surface perforée à la limite entre les "beds VI et VII", située dans une position stratigraphique comparable à celle décrite dans l'Aube et dans l'Yonne et surmontée 0,50 m plus haut au sein même du "bed VII" par une seconde surface perforée associée à une concentration en coquilles aragonitiques et à quelques nodules phosphatés épars. En fonction de ces informations, mais tout en gardant une certaine prudence, on peut interpréter le "bed VII" de Folkestone comme représentant la séquence AL 6a avec, dans le tiers inférieur, l'intervalle transgressif et dans les deux tiers supérieurs le prisme de haut niveau, la surface d'inondation maximale étant constituée par la surface perforée au niveau de laquelle on observe une concentration en débris de coquilles.

Par rapport aux séquences AL 5 et AL 7-8 dont la base correspond à deux événements lithologiques et écologiques bien marqués : importantes surfaces d'érosion surmontées par un lit de nodules phosphatés jointifs épais de plusieurs centimètres et présence d'une proportion significative de faunes cosmopolites et téthysiennes dans les "*Oxytropidoceras*" et "*Dipoloceras* events", les séquences AL 5a, AL 6 et AL 6a apparaissent comme des séquences mineures. Les surfaces d'omission sont plus dis-

crêtes et les nodules phosphatés, centimétriques, épars. Ceci est observé dans le sud de l'Angleterre, mais aussi dans le Boulonnais, l'Aube et l'Yonne. Il en est de même le long de la bordure du massif ardennais où les surfaces de transgression des séquences AL 5 et AL 7-8 sont bien individualisées, mais pas celles des séquences AL 5a, AL 6 et AL 6a (AMÉDRO, 1985). Les variations relatives de hauteur du niveau marin liées, soit à de réels événements eustatiques, soit à des basculements ou à des déformations du socle en relation avec la rotation et la remontée de l'Afrique (GUILLOCHEAU *et al.*, 1999 ; FERRY *et al.*, 2008) semblent avoir été ici de plus faible amplitude. Il pourrait s'agir de séquences de 4e ordre, mais il est pour l'instant impossible de trancher cette question.

Séquence AL 7-8. Dans l'état actuel des connaissances, c'est dans l'Yonne que se trouve la coupe la plus démonstrative de tout le bassin anglo-parisien en ce qui concerne la reconnaissance des prismes sédimentaires de la séquence AL 7-8.

Intervalle transgressif. Dans la carrière du Bois des joncs à Saint-Florentin (AMÉDRO & MATRION, 2008 ; AMÉDRO, 2009a ; Fig. 26 de ce travail), l'intervalle transgressif débute par une surface perforée surmontée d'un lit de nodules phosphatés qui coïncide avec le "*Diploceras* event". Il s'agit à la fois de la limite de séquence et de la surface de transgression. Le prisme sédimentaire lui-même, épais de 3,40 m, est parsemé sur toute sa hauteur d'empreintes d'*Actinoceramus sulcatus*. Au point de vue lithologique, il est constitué à la base par un sable argilo-glaucouneux contenant encore des nodules phosphatés, puis par une argile silteuse légèrement glauconieuse, avec une teneur en glauconie qui diminue progressivement vers le haut, et enfin par une argile marneuse. Les 0,40 m supérieurs sont consolidés, mais non durcis, riches en moules internes d'*A. sulcatus*, de rhynchonelles à côtes fines et d'ammonites : *Metaclavites compressus*, *Mortoniceras (M.) pricei* et *Hysterocheras orbigny*. Quelques nodules phosphatés centimétriques beiges sont présents à la limite supérieure du banc qui est soulignée par une surface perforée et coïncide avec le niveau de disparition de l'inocérame *A. sulcatus*. Il s'agit de la surface d'inondation maximale.

Les affleurements sont plus discontinus et de moins bonne qualité dans l'Aube, mais on retrouve le "*Diploceras* event" associant phosphate et arrivée d'ammonites cosmopolites. La base de l'intervalle transgressif est caractérisée par la présence d'une macrofaune abondante, riche en ammonites, bivalves, gastéropodes, dentales, bélemnites, nautes, cirripèdes, serpules, brachiopodes, bryozoaires, échinides, encrines, poissons, reptiles, ... (gisement du "Carron"). Par comparaison avec l'Yonne et le Kent (AMÉDRO, 2009a), la surface d'inondation maximale est prise au sommet du banc calcaire où disparaît l'inocérame *A. sulcatus*.

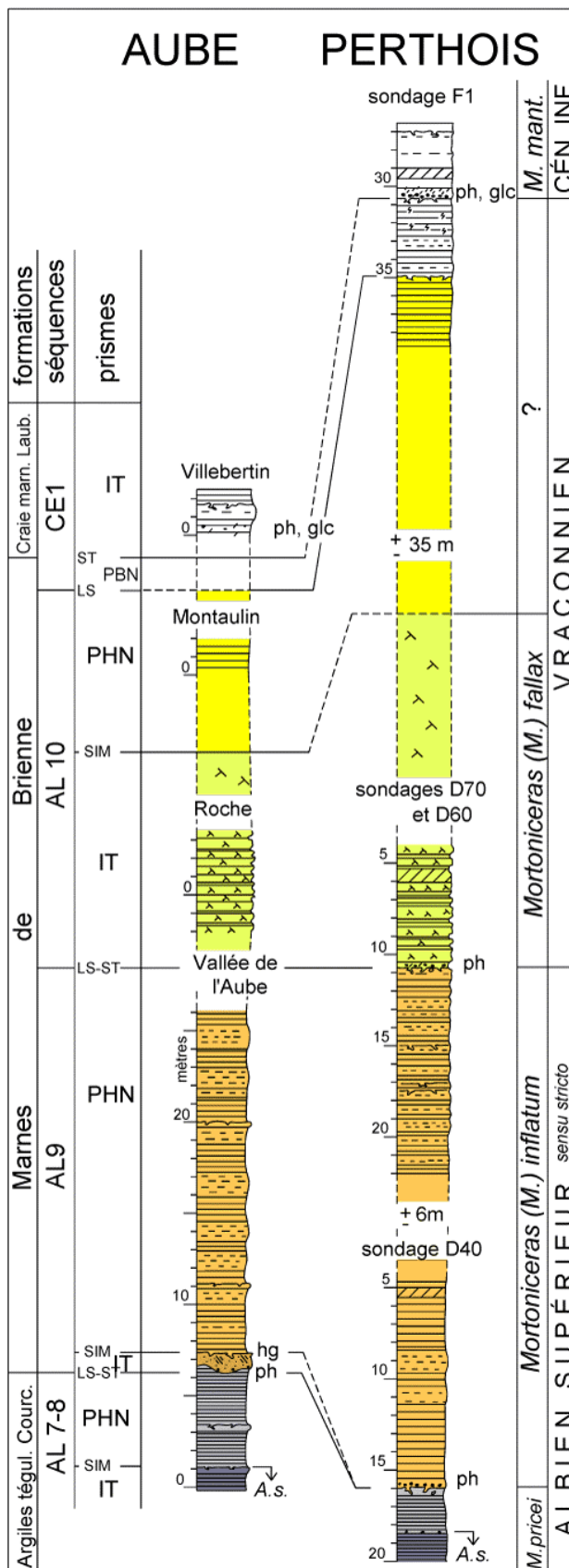


Figure 27 : Stratigraphie séquentielle des Marnes de Brienne de l'Aube et du Perthois.

Figure 27: Sequence stratigraphy in the "Marnes de Brienne" in Aube and Perthois.

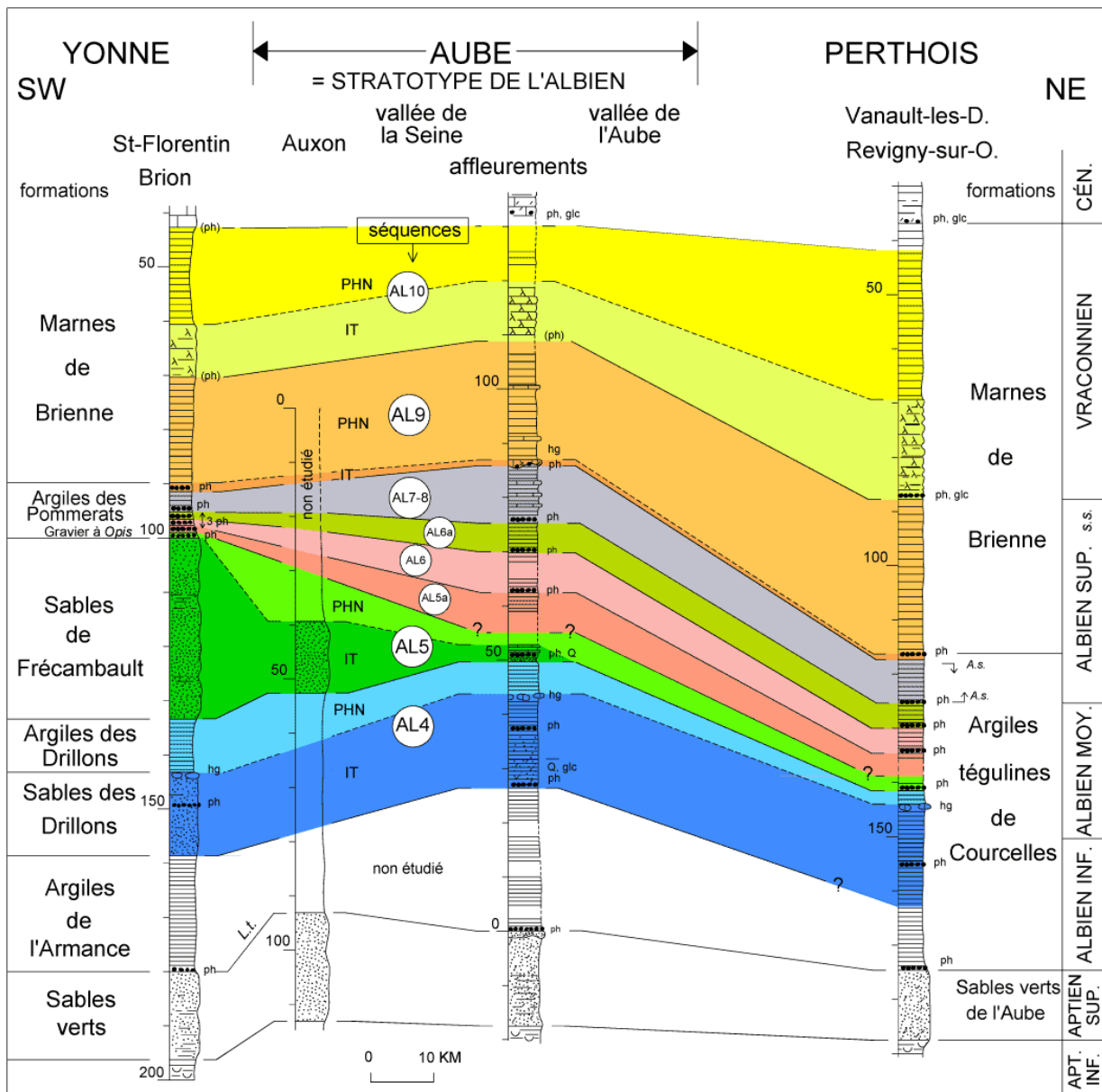


Figure 28 : Corrélation des séquences et prismes sédimentaires dans l'Albien de la bordure orientale du bassin anglo-parisien (Yonne, Aube, Perthois).

Figure 28: Correlation of Albian sequences and systems tracts along the south-eastern border of the Anglo-Paris basin (Yonne, Aube, Perthois).

Prisme de haut niveau. Le prisme de haut niveau de la séquence AL7-8 est caractérisé par une moins grande diversité de la macrofaune et surtout par la disparition de l'inocérame *Actinoceramus sulcatus*.

Séquence AL 9. À notre connaissance, aucune coupe n'entaille actuellement les séquences AL 9 et AL 10 dans l'Yonne. C'est la raison pour laquelle l'interprétation séquentielle présentée dans la Figure 27 prend uniquement en compte les successions lithologiques de l'Aube et du Perthois.

Intervalle transgressif. Dans l'Aube, l'intervalle transgressif correspond au banc métrique de calcaire silteux, finement glauconieux, situé à la limite supérieure des Argiles tégulines de Courcelles, dans lequel on observe un renouvellement de la macrofaune, avec en particulier apparition chez les ammonites des *Epiho-*

plites. La limite inférieure du banc, ondulée et soulignée par la présence de quelques graviers et nodules phosphatés, est une surface de ravinement. Au sommet du banc, le hardground L'Étape représente la surface d'inondation maximale. Dans le Perthois, le prisme sédimentaire est réduit à un simple lit de nodules phosphatés surmontant la surface de transgression qui est en même temps la limite de séquence.

Prisme de haut niveau. Les alternances métriques de marnes gris moyen et de marnes gris clair à *Mortonicerias (M.) inflatum* constituant le tiers inférieur des Marnes de Brienne aussi bien dans l'Aube que dans le Perthois représentent le prisme de haut niveau de la séquence AL 9.

Séquence AL 10. L'identification de la séquence vraconienne AL 10 dans l'Aube et le Perthois est une nouveauté. La combinaison des

informations obtenues dans les deux régions facilite l'interprétation séquentielle et permet de bien caractériser les prismes sédimentaires.

Intervalle transgressif. La surface de transgression, correspondant à la limite de séquence, est une surface de ravinement au-dessus de laquelle apparaît de la glauconie abondante. L'intervalle transgressif est limité à la base par un lit de nodules phosphatés. Le prisme sédimentaire est constitué par le faciès gaize, finement glauconieux, abondamment bioturbé par des *Chondrites* et riche en spicules d'éponges, bivalves (*Entolium orbiculare*, *Plicatula gurgitis*, ...), ammonites (*Callihoplites tetragonus*, *C. cf. leptus*, *Mortonicerias pachys*) et foraminifères planctoniques (*Globigerinelloides bentonensis*). La surface d'inondation maximale est située au niveau de disparition de la glauconie, c'est-à-dire à la limite supérieure du faciès gaize.

Prisme de haut niveau. La raréfaction de la macrofaune et l'abondance des foraminifères benthiques (MAGNIEZ-JANNIN in AMÉDRO et al., 1995) dans les marnes argileuses surmontant le faciès gaize sont très caractéristiques d'un prisme de haut niveau.

Corrélation des séquences.

La Figure 28 propose une corrélation des séquences albiennes AL 4 à AL 10 et des prismes sédimentaires le long de la bordure orientale du bassin anglo-parisien, de l'Yonne au sud-ouest jusqu'au Perthois au nord-est, basée sur les successions lithologiques. La forme de biseau de l'intervalle transgressif de la séquence AL 5, représenté par les Sables de Frécambault, apparaît nettement. Cet épandage sableux issu des Sables de la Puisaye s'amincit très rapidement vers le nord-est et ne dépasse pas la vallée de la Seine. Au-delà vers le Perthois, le prisme sédimentaire est représenté par un simple lit de nodules phosphatés. Pour le reste, l'examen de la figure montre un empilement de séquences eustatiques de 3e ordre formées de sédiments essentiellement argileux, chaque séquence correspondant à une élévation, puis à une baisse relative du niveau marin. L'image traditionnelle d'une série-type de l'étage Albien constituée par une succession relativement monotone d'argiles et de marnes à faciès Gault a vécu !

11. L'Albien-type présente une sédimentation cyclique de type MILANKOVITCH (FA)

Les descriptions lithologiques présentées dans le sous-chapitre 7.3 révèlent une cyclicité dans la sédimentation argileuse de la série-type de l'étage Albien. Mais, comme le montre la Figure 29, cette rythmicité évolue dans le temps et la composition des couplets change d'un faciès à l'autre.

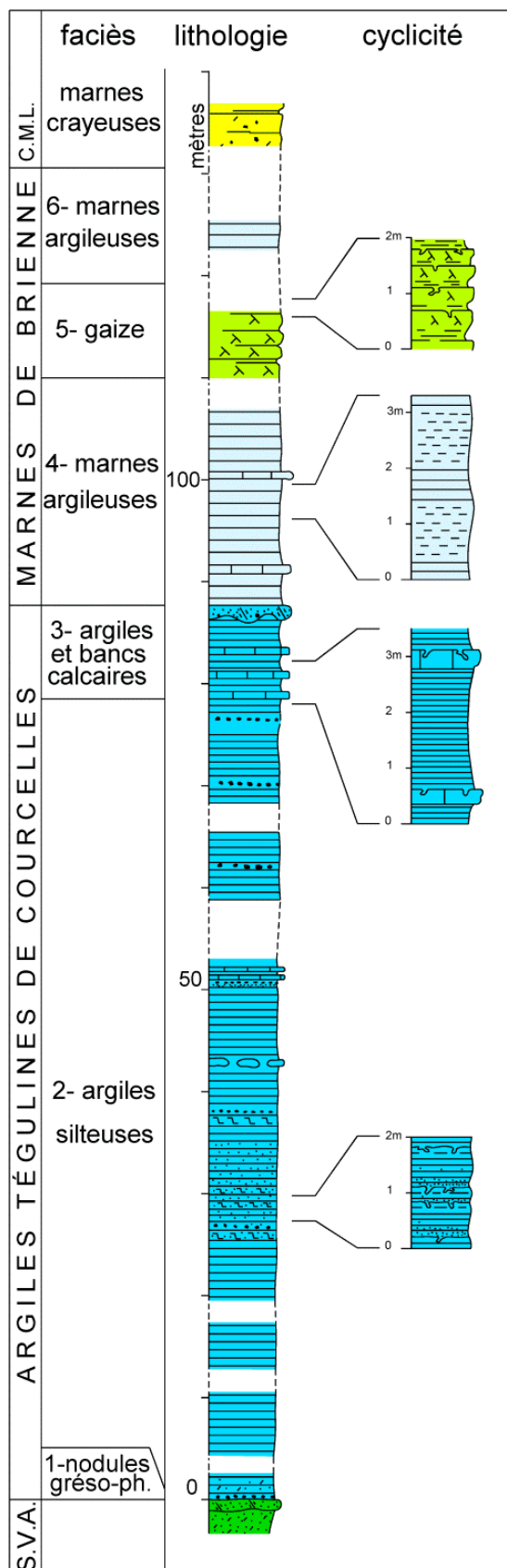


Figure 29 : La cyclicité dans les Argiles téglines de Courcelles et les Marnes de Brienne. Les rythmes semblent liés aux cycles de précession des équinoxes (20 ka).

Figure 29: Cyclicity in the "Argiles téglines de Courcelles" and the "Marnes de Brienne". The rhythms were believed to be precession cycles (20 ka).

Dans les Argiles téglines de Courcelles et plus précisément dans le faciès 2 (argiles silteuses), les cycles, demi-métriques, débutent à la base par une argile silteuse gris pâle et passent progressivement vers le haut à une argile ocre (Montreuil-sur-Barse) ou gris foncé (Fresnoy-le-Château, Radonvilliers). Dans les 10 m supérieurs des Argiles téglines de Courcelles (faciès 3 – argiles et bancs calcaires), les cycles s'épaississent et comprennent de larges niveaux d'argile gris-bleu surmontés par des bancs calcaires pluri-décimétriques limités au sommet par une surface perforée ;

Dans les faciès 4 et 6 des Marnes de Brienne (argiles marneuses), la rythmicité est plus discrète avec des alternances de lits métriques gris moyen et de lits métriques gris clair. Dans le faciès 5 (gaize), les cycles pluridécimétriques sont de nouveau bien individualisés, avec des alternances d'argile gris foncé riche en *Chondrites* et d'argile également gris foncé, mais calco-siliceuse, cohérente à indurée.

La permanence de cette sédimentation rythmée à travers les 125 m de faciès Gault de l'Albien-type rappelle les couplets niveaux marneux – bancs crayeux connus dans les craies du Cénomaniens du bassin anglo-parisien. Ces alternances seraient l'effet d'oscillations climatiques induites par les cycles astronomiques de précession des équinoxes dont la durée est estimée à environ 20 ka (GALE, 1990, 1995). En revanche, les variations astronomiques de 100 ka (excentricité de l'orbite terrestre) et 400 ka (superpériode d'excentricité) n'ont pas été identifiées jusqu'à présent.

Malgré cette réserve, on peut rêver à la réalisation dans le futur d'un sondage carotté à travers l'ensemble des Argiles téglines de Courcelles et des Marnes de Brienne qui ouvrirait la voie à une analyse cyclostratigraphique de la série-type. Une autre application pourrait être le calcul du taux de sédimentation dans différents intervalles. Pour ne prendre qu'un seul exemple, la partie inférieure des Argiles téglines de Courcelles inclut un niveau sableux et glauconieux, repéré dans la carrière de Montreuil-sur-Barse entre 6,20 m et 12,00 m, dans les carrières de Villemoyenne, le long des berges du réservoir Seine à Mesnil-Saint-Père et dans le sondage de Lusigny 1 entre 12,35 m et 17,85 m. Cette passée sableuse, qui est un écho de la partie inférieure des Sables des Drillons de l'Yonne, est épaisse de 5,80 m dans la carrière de Montreuil-sur-Barse. Elle comprend 13 cycles suggérant une durée de dépôt de 260 ka. Un simple calcul permet d'estimer le taux moyen de sédimentation après compaction lors de la mise en place de l'unité lithologique : 2,23 cm / ka. Dans la mesure où une boue argileuse (vase) contient lors du dépôt environ 70 % d'eau et en admettant que toute l'eau soit expulsée lors de la compaction, 1 m de boue gorgée d'eau devient 0,30 m d'argile (CHAMLEY & DECONINCK, 2011). Le taux réel de sédimentation était d'environ 7,43 cm / ka.

12. Conclusions

Les levés lithologiques détaillés entrepris depuis plus de 20 ans dans le département de l'Aube, désigné en 1852 par Alcide d'ORBIGNY comme stratotype de son étage Albien, aboutissent aujourd'hui à la connaissance précise de 82 % de la série-type, ce qui est un exploit dans une région où les affleurements sont rares et éphémères. L'Albien de l'Aube est particulièrement intéressant en raison de l'épaisseur exceptionnelle des dépôts : 125 m entièrement sous faciès argileux (le "Gault" *auct.*), une situation unique dans le bassin anglo-parisien. La série-type est constituée de deux formations superposées : les Argiles téglines de Courcelles (82 m) surmontées des Marnes de Brienne (43 m). Pour la première fois, les limites inférieure et supérieure des formations sont définies avec précision sur des critères lithologiques et sédimentologiques. Six faciès successifs sont décrits : dans les Argiles téglines de Courcelles : 1 – lit de nodules grésophosphatés ; 2 – argiles silteuses ; 3 – argiles et bancs calcaires ; dans les Marnes de Brienne : 4 – marnes argileuses ; 5 – gaize ; 6 – marnes argileuses. À une échelle plus fine, une rythmicité est démontrée dans la sédimentation avec des cycles décimétriques à métriques s'exprimant de manière différente suivant les faciès successifs. Ces couplets correspondent probablement à des cycles de précession des équinoxes (20 ka). Treize événements à caractère lithologique et écologique sont identifiés dans la suite stratigraphique. Ces niveaux repères, très utiles pour des corrélations précises à travers le bassin, ouvrent la voie à une véritable stratigraphie événementielle comparable à celle en usage depuis plus d'une décennie dans les craies cénomano-turonniennes du nord-ouest de l'Europe. Une comparaison est proposée entre les faciès sableux de l'Yonne et les faciès argileux de l'Aube et du Perthois en utilisant ces litho- et écoévénements.

À une échelle plus globale, la continuité de plusieurs lits de nodules phosphatés est démontrée tout le long de la bordure orientale du bassin anglo-parisien et même, pour certains, jusque dans le Boulonnais et le Sud-Est de l'Angleterre. Ces niveaux repères coïncident le plus souvent avec des arrivées significatives d'ammonites cosmopolites et téthysiennes et sont interprétés comme des surfaces d'inondation de cycles eustatiques de 3e ordre. L'étude détaillée de la lithologie, complétée par une analyse des faunes d'ammonites et d'inocérames, permet pour la première fois l'identification de huit séquences eustatiques de 3e ordre, dont deux nouvelles (AL 5a et AL 6a), dans la moitié supérieure des Argiles téglines de Courcelles et des Marnes de Brienne, sur les 12 reconnues maintenant à l'échelle du bassin anglo-parisien.

Après un siècle et demi de recherches depuis les travaux historiques de LEYMERIE et d'ORBIGNY, en passant par les études de LARCHER, DESTOMBES, MAGNIEZ-JANNIN et d'autres, l'Albien de l'Au-

be commence à être bien connu. Cependant quelques problèmes restent non résolus. Le principal concerne la partie inférieure des Argiles tégulines de Courcelles, en l'occurrence les 10 à 15 m d'argiles silteuses situées dans l'intervalle compris entre le sommet de l'affleurement de la Côte blanche à Unienville et la base de la carrière de Montreuil-sur-Barse. Dans cet intervalle se placent les carrières du Perchois séparées malheureusement par des lacunes d'observation. Cette discontinuité des affleurements ne permet pas la réalisation d'un levé lithologique précis, rend l'analyse biostratigraphique fragmentaire et interdit toute interprétation séquentielle. L'ouverture de nouvelles carrières est peu probable, mais il reste l'espoir qu'un sondage carotté soit un jour réalisé à partir du plancher de la carrière de Montreuil-sur-Barse afin de connaître la totalité de la série-type de l'étage Albien. Un tel sondage permettrait de savoir si un événement sédimentologique (surface perforée, fond durci, lit de nodules phosphatés ?) existe dans les faciès argileux de l'Aube dans une position stratigraphique équivalente à celle des niveaux phosphatés condensés présents au sommet du faciès des Sables verts du Sud-Est de l'Angleterre (Main Mammillatum Bed de Folkestone), du Boulonnais (niveau phosphaté P2 de Wissant) et des Ardennes (niveau phosphaté de Machéroménil). Le stratotype de l'étage Albien a encore de l'avenir !

Remerciements

Mme Françoise MAGNIEZ (Dijon, F) nous a communiqué les fiches techniques des sondeurs ayant réalisé les forages des réservoirs Seine et Aube, ainsi que de précieux renseignements concernant la distribution verticale des foraminifères dans l'Albien-type. M. William James KENNEDY (Oxford, UK) a apporté son avis sur la détermination spécifique de l'ammonite trouvée dans le faciès gaize des Marnes de Brienne à Isle-Aumont près de Troyes. M. Jean-François DECONINCK (Dijon, F) nous a fourni les premières analyses des minéraux argileux. MM Claude FRI-COT (Esclavolles-Lurey, F) et Rodolphe TOUCH (La Rivière de Corps, F) nous ont accompagné à deux reprises dans la carrière du Bois des joncs à Saint-Florentin afin de nous aider dans la collecte d'ammonites. MM Gérard BRETON (Le Havre, F), Francis ROBASZYNSKI (Mons, B) et Michel HENNEBERT (Mons, B) ont relu ce manuscrit en y apportant de nombreuses remarques constructives. Que toutes et tous soient chaleureusement remerciés.

Références bibliographiques

- AMÉDRO F. (1981).- Actualisation des zonations d'ammonites dans le Crétacé moyen du bassin anglo-parisien. Essai d'une zonation phylétique de l'Albien au Turonien.- *Cretaceous Research*, London, vol. 2, n° 3-4, p. 261-269.
- AMÉDRO F. (1985).- Nouvelles données paléontologiques (ammonites) sur l'Albien de la bordure Nord-Est du Bassin de Paris.- *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, vol. 71, n° 2-3, p. 17-30 (1 Pl.).
- AMÉDRO F. (1992).- L'Albien du bassin anglo-parisien : ammonites, zonation phylétique, séquences.- *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production elf-Aquitaine*, Pau, vol. 16, n° 1, p. 187-233.
- AMÉDRO F. (2002).- Plaidoyer pour un étage Vraconnien entre l'Albien *sensu stricto* et le Cénomani (système Crétacé).- *Académie Royale de Belgique, Mémoire*, Bruxelles, (Classe des Sciences), tome IV, 128 p. (9 Pls.).
- AMÉDRO F. (2008).- Support for a Vraconnian Stage between the Albien *sensu stricto* and the Cenomanian (Cretaceous System).- *Carnets de Géologie [Notebooks on Geology]*, Brest, Memoir 2008/02 (**CG2008_M02**), 74 p. (9 Pls.).
- AMÉDRO F. (2009a).- Stratigraphie séquentielle des successions albiennes du bassin anglo-parisien et du bassin de Mons (B.).- *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, vol. 46, n° 2, p. 12-36.
- AMÉDRO F. (2009b).- La baie de Wissant et la carrière de Lottinghen (Pas-de-Calais) : deux coupes de référence dans l'Albien du Nord de la France.- *Annales de la Société géologique du Nord*, Lille, (2e série), vol. 16, p. 1-14.
- AMÉDRO F., DAMOTTE R., MAGNIEZ-JANNIN F. & MANIVIT H. (1981).- Échelles biostratigraphiques dans l'Albien du Boulonnais (macro-micro-nannofossiles).- *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, Paris, vol. 18, n° 2, p. 3-19.
- AMÉDRO F. & DESTOMBES P. (1984).- Présence du genre *Knemiceras* (Ammonoidea, Engonoceratidae) dans l'Albien moyen de l'Aube (France).- *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, Paris, vol. 21, n° 4, p. 21-25.
- AMÉDRO F. & MAGNIEZ-JANNIN F. (1982).- Corrélations lithologiques et biostratigraphiques dans l'Albien du Boulonnais.- *Annales de la Société géologique du Nord*, Lille, tome 101, p. 133-143.
- AMÉDRO F., MAGNIEZ-JANNIN F., COLLETÉ C. & FRI-COT C. (1995).- L'Albien-type de l'Aube, France : une révision nécessaire.- *Géologie de la France*, Orléans, n° 2 (année 1995), p. 25-42 (3 Pls.).
- AMÉDRO F. & MATRION B. (2004a).- L'Aptien-Albien du bassin de Paris : un nouveau regard à l'aube du XXIe siècle.- *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, Paris, vol. 41, n° 2, p. 3-23.
- AMÉDRO F. & MATRION B. (2004b).- Les ammonites aptiennes des Argiles à Plicatules de la bordure orientale du bassin de Paris : un aperçu.- *Bulletin de l'Association Géologique Aubeoise*, Troyes, vol. 24-25, p. 75-80 (1 Pl.).

- 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*, Paris, vol. 44, n° 3, p. 7-23.
- AMÉDRO F. & MATRION B. (2008).- Corrélations dans l'Albien de l'Yonne et de l'Aube, France (lithologie et ammonites).- *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, Paris, vol. 45, n° 2, p. 12-24.
- AMÉDRO F., MATRION B., MAGNIEZ-JANNIN F. & TOUCH R. (sous presse).- La limite Albien inférieur-Albien moyen dans l'Albien-type de l'Aube (France) : ammonites, foraminifères, séquences.- *Revue de Paléobiologie*, Genève.
- 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 *Mortonicerias* (*M.*) *inflatum* (J. SOWERBY, 1818).- *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, vol. 90, n° 2, p. 5-28 (8 Pls.).
- AMÉDRO F., MATRION B. & TOUCH R. (2000).- La zone d'ammonite à *Protohoplites* (*Hemisonneratia*) *puzosianus* et sa position dans la zonation réactualisée de l'Albien inférieur du bassin anglo-parisien.- *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, Paris, vol. 4, p. 3-12 (1 Pl.).
- AMÉDRO F., MATRION B., TOUCH R. & VERRIER J.-M. (2012).- Extension d'un niveau repère riche en *Inoceramus crippi* [bivalve] dans le Cénomaniens basal du bassin anglo-parisien.- *Annales de la Société géologique du Nord*, Lille, (2e série), tome 19, p. 923 (Pls. 1-4).
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1987).- Influences eustatiques et contrôle tectonique de la sédimentation dans la partie moyenne du Crétacé du Nord de la France.- *Mémoires de Géologie de l'Université de Dijon*, Dijon, n° 11, p. 57-66.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001a).- Les craies cénomaniennes du Cap Blanc-Nez (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Extension géographique de niveaux repères du bassin anglo-parisien (Boulonnais, Kent, Normandie) à l'Allemagne du Nord.- *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, vol. 87, p. 9-29 (3 Pls.).
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001b).- Les craies turoniennes du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (UK) et la Normandie (F).- *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, vol. 87, p. 31-49 (2 Pls.).
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001c).- Événements sédimentaires et bioécologiques dans les craies du Boulonnais : des repères pour des corrélations précises intra- et interbassins.- *Annales de la Société géologique du Nord*, Lille, (2e série), tome 8, p. 159-171.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2006).- Les craies à niveaux durcis du Turonien supérieur-Coniacien inférieur du Nord de la France (Boulonnais, Artois, environs de Lille) : un essai de corrélation à l'aide de la stratigraphie événementielle.- *Annales de la Société géologique du Nord*, Lille, (2e série), tome 13, p. 123-135.
- ANDERSON I.D. (1986).- The Gault Clay - Folkestone Beds junction in West Sussex, South-east England.- *Proceedings of the Geologists' Association*, London, vol. 97, p. 45-58.
- BARABOSHKIN E.J. (1996).- The Russian platform as a controller of the Albian tethyan/boreal ammonite migrations.- *Geologica Carpathica*, Bratislava, vol. 47, n° 5, p. 275-284.
- BARRIER É. & VRIELYNCK B. (2008).- MEBE Atlas of palaeotectonic maps of the Middle East.- *Commission for the Geological Map of the World*, Paris, 14 cartes.
- 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*, Lille, tome II, p. 1-61.
- BARROIS Ch. (1875).- Le Gault dans le bassin de Paris.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, (3e série), tome III, p. 707-715.
- BARROIS Ch. (1878).- Mémoire sur le Terrain Crétacé des Ardennes et des régions voisines.- *Annales de la Société géologique du Nord*, Lille, tome V, p. 227-487.
- BAYLE E. (1878).- Fossiles principaux des Terrains.- *Explication de la Carte géologique de France*, Paris, vol. 4, partie 1 (atlas : 158 Pls.).
- BERTHELIN G. (1867).- Note sur un affleurement de l'Upper Greensand dans l'Aube.- *Mémoires de la Société académique de l'Aube*, Troyes, n° 31, p. 213-217.
- BIRKELUND T., HANCOCK J.M., HART M.B., RAWSON P.F., REMANE J., ROBASZYNSKI F., SCHMID F. & SURLYK F. (1984).- Cretaceous stage boundaries - Proposals.- *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, Copenhagen, vol. 33, p. 3-20.
- BRÉHÉRET J.-G. (1997).- L'Aptien et l'Albien de la Fosse vocontienne. Évolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques.- *Société géologique du Nord, Publication*, Villeneuve d'Ascq, n° 25, 614 p. (XVIII Pls.).
- BREISTROFFER M. (1947).- Sur les zones d'ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre.- *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble*, tome 26, p. 17-104.
- BRINKMANN R. (1937).- Biostratigraphie des Leymeriellenstammes nebst Bemerkungen zur Palaeogeographie des nordwestdeutschen Alb.- *Mitteilungen aus dem Geologischen staatsinstitut in Hamburg*, n° 16, p. 1-18.
- CASEY R. (1954).- *Falciferella*, a new genus of Gault ammonites, with a review of the family Aconoceratidae in the British Cretaceous.- *Proceedings of the Geologists' Association*,

- London, vol. 65, p. 262-277 (Pl. 7).
- CASEY R. (1961).- The stratigraphical Palaeontology of the Lower Greensand.- *Palaeontology*, London, vol. 3, part 4, p. 487-621 (Pls. 77-84).
- CASEY R. (1966).- Paleontology of the Gault. In : SMART J.G.O., BISSON G. & WORSSAM B.C. (eds.), *Geology of the country around Canterbury and Folkestone* (Explanation of sheets No. 289, 305 and 306).- *Memoir of the Geological Survey of Great Britain*, London, p. 102-113 (Pl. 4).
- CAULIER P. (1974).- Étude des faciès de la craie et de leurs caractéristiques hydrauliques dans la région du Nord.- *Thèse de 3e cycle de l'Université de Lille*, Lille, 156 p. (32 Pls.).
- CHAMLEY H. & DECONINCK J.-F. (2011).- Bases de sédimentologie.- Dunod, Paris, 3e édition, 224 p.
- CLÉMENT-MULLET J.-J. (1840).- Rapports géologiques entre les terrains des environs de Boulogne-sur-Mer et ceux du département de l'Aube.- *Rapport lu à la Société d'Agriculture, Sciences, Arts et Belles Lettres de l'Aube*, Troyes, p. 5-15.
- CLÉMENT-MULLET J.-J. (1843).- Remarques sur la tuilerie de Larrivour.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, (1ère série), tome 14, p. 355-356.
- CLÉMENT-MULLET J.-J. (1849).- (sans titre).- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, (2e série), tome 6, p. 53.
- COLLETÉ C. (coord., 2010).- Stratotype Albien.- Collection Patrimoine géologique, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze ; Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, vol. 2, 332 p.
- COLLETÉ C., DESTOMBES P., FRICOT C. & PIÉTRESSON DE SAINT-AUBIN J. (1982).- Les fossiles de l'Albien de l'Aube.- Association Géologique Auquoise, Troyes, 100 p. (30 Pls.).
- CORNUEL J. (1839).- (sans titre).- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, (1ère série), tome 10, p. 286-291.
- COUREL L., FEUILLÉE P., RAT P., SEDDOH F. & TRES-CARTES J. (1972).- Les sables albiens dans le Sud-Est du Bassin parisien. Analyse sédimentologique. Essai paléogéographique.- *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, Paris, (2e série), tome 14, p. 171-188.
- CUVIER G. (1822).- Discours sur les révolutions de la surface du globe et sur les changements qu'elles ont produit dans le règne animal.- Dufour & d'Ocagne, Paris, 416 p.
- DAMOTTE R. & MAGNIEZ-JANNIN F. (1973).- Ostracodes et foraminifères de l'Aptien inférieur du sondage du bois du Perchois (Aube).- *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, Paris, vol. 36, p. 3-47 (Pls. 1-4).
- DELATOUR A. (1877).- Note sur le Gault des environs de Brienne.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, vol. 3, fasc. 5, p. 22-24.
- DELMER A., LECLERCQ V., MARLIÈRE R. & ROBAS-ZYNSKI F. (1982).- La géothermie et le sondage de Ghlin (Mons, Belgique).- *Annales de la Société géologique du Nord*, Lille, tome CI, n° 4, p. 189-206.
- DERCOURT J., RICOU L.E. & VRIELYNCK B. (eds., 1993).- Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Explanatory notes.- Gauthier-Villars, Paris, 307 p. (14 Pls.)
- DESTOMBES P. (1958).- Révision de l'Albien de la région du Havre. Dédutions paléogéographiques sur le N.W. du bassin parisien au Crétacé moyen.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, (6e série), t. VIII, n° 4, p. 305-313.
- DESTOMBES P. (1973).- Constitution chimique des nodules de l'Albien inférieur, argileux, de l'Aube.- *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, Paris, n° 36, p. 49-50.
- DESTOMBES P. & DESTOMBES J.-P. (1965).- Distribution zonale des ammonites dans l'Albien du bassin de Paris. In : Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, septembre 1963).- *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, n° 34, p. 255-270.
- ERNST G., SCHMID F. & SEIBERTZ E. (1983).- Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland.- *Zitteliana*, Stuttgart, vol. 10, p. 531-554.
- EVERAERTS M. & MANSY J.-L. (2001).- Le filtrage des anomalies gravimétriques : une clé pour la compréhension des structures tectoniques du Boulonnais et de l'Artois.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, tome 172, n° 3, p. 267-274.
- FAUCONNIER D. (1975).- Répartition des Péridiens de l'Albien du bassin de Paris. Rôle stratigraphique et liaison avec le cadre sédimentologique.- *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, vol. 1, n° 4, p. 235-273.
- FERRY S., GROSHENY D., CHIKHI F. & JATI M. (2008).- Pulsations tectoniques globales dans l'intervalle Cénomaniens-Campanien. Liens avec le volcanisme et le climat ?- Réunion thématique du Groupe français du Crétacé (Paris, 1-2 décembre 2008), Résumés, p. 15-16.
- FITTON W.H. (1836).- Observations on some of the strata between the chalk and Oxford Oolite in the South-East of England.- *Transactions of the Geological Society of London*, vol. 2, n° 6, p. 103-400 (Pls. 7-23).
- GALE A.S. (1990).- A MILANKOVITCH scale for Cenomanian Time.- *Terra Nova*, Oxford, vol. 1, n° 5, p. 420-425.
- GALE A.S. (1995).- Cyclostratigraphy and correlation of the Cenomanian stage in Western Europe.- *Geological Society*, London, *Special Publication*, vol. 85, p. 177-197.
- 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*, London, *Special Publication*, vol. 103, p. 177-195.
- GALE A.S., BOWN P., CRAMPTON J., CROWHURST S.J., KENNEDY W.J., PETRIZZO M.R. & WRAY D.S. (2011).- The uppermost Middle and Upper Albian succession at the Col de Palluel, Hautes-Alpes, France: an integrated study (ammonites, inoceramid bivalves, planktonic foraminifera, nannofossils, geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, cyclostratigraphy).- *Cretaceous Research*, London, vol. 32, p. 59-130.
- GALE A.S., KENNEDY W.J., BURNETT J.A., CARON M. & KIDD B.E. (1996).- The Late Albian to Early Cenomanian succession near Rosans (Drôme, SE France); an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes).- *Cretaceous Research*, London, vol. 17, n° 5, p. 515-606.
- GALE A.S. & OWEN H.G. (2010).- Introduction to the Gault. In : YOUNG J.R., GALE A.S., KNIGHT R.J. & SMITH A.B. (eds.), *Fossils of the Gault clay*.- *The Palaeontological Association Field Guide to Fossils*, n° 12, 342 p. (57 Pls.).
- GALLOIS R.W. & MORTER A.A. (1982).- The stratigraphy of the Gault of East Anglia.- *Proceedings of the Geologists' Association*, London, vol. 93, p. 351-368.
- GRADSTEIN F.M., OGG J. & SMITH A.G. (eds., 2004).- A geological time scale 2004.- Cambridge University Press, Cambridge, 589 p.
- GUETTARD J.-E. (1759).- Mémoire où l'on examine en général le terrain, les pierres et les différents fossiles de la Champagne et de quelques endroits des Provinces qui l'avoisinent.- *Mémoire de l'Académie Royale des Sciences*, Paris, année 1754, p. 435-494.
- 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., NALPA T., PRIJAC C., RIGOLLET C., SERRANO O. & GRANDJEAN G. (1999).- Évolution géodynamique du Bassin de Paris : apport d'une base de données stratigraphiques 3D.- *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, vol. 36, p. 3-35.
- HAILSTONE J. (1816).- Outlines of the geology of Cambridgeshire.- *Transactions of the Geological Society of London*, vol. 3, p. 243.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988).- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change.- *Society of Sedimentary Geology (SEPM)*, Tulsa, *Special Publication*, n° 42, p. 71-101.
- HART M.B., AMÉDRO F. & OWEN H.G. (1996).- The Albian stage and substage boundaries.- *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, Bruxelles, vol. 66, supplément, p. 45-56.
- HATRIVAL J.N. & MORFAUX P. (1974).- Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50.000e), feuille de Bouilly.- *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, 23 p.
- HÉBERT E. (1863).- Observations géologiques sur quelques points du département de l'Yonne.- *Bulletin de la Société des Sciences et d'Histoire Naturelle de l'Yonne*, Auxerre, vol. 2, p. 40-56.
- HEDBERG H.G. (1976).- International stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification.- J. Wiley and Sons, London, 200 p.
- JAILLARD É., LATIL J.-L., ECHIHAOUI A. & ZGHAL I. (2005).- Albian sedimentation in the Tadjerouine area. In : ARNAUD-VANNEAU A. & ZGHAL I. (eds.), *Aptian-Turonian events in Central Tunisia*.- *Géologie Alpine*, Grenoble, (série spéciale "colloques et excursions"), n° 5, p. 105-124.
- JOLY B. (1998).- Les Phyllocerataceae albiens du département de l'Aube.- *Bulletin annuel de l'Association Géologique Aubeoise*, Troyes, n° 19, p. 33-59 (Pls. 1-5).
- JUIGNET P. (1974).- La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain.- Thèse de Doctorat de l'Université de Caen, 2 tomes, 810 p. (28 Pls.).
- JUNG J. (1969).- Précis de pétrographie.- Masson, Paris, 332 p.
- KENNEDY W.J. (1986).- Observations on *Astiericeras astierianum* (d'ORBIGNY, 1842) (Cretaceous Ammonoidea).- *Geological Magazine*, London, vol. 123, n° 5, p. 507-513.
- KENNEDY W.J. (2004).- On *Brancoceras* STEINMANN, 1881 (Brancoceratidae) and *Pseudobrancoceras* gen. nov. (type species *Ammonites versicostatus* MICHELIN, 1838 : Lyelliceratinae) from the Albian (Cretaceous) of the western Paris basin and Provence, France.- *Acta Geologica Polonica*, Warszawa, vol. 54, p. 251-271 (Pls. 1-8).
- KENNEDY W.J. (2011).- A new species of *Lyelliceras* (Ammonoidea, Lyelliceratidae) from the Albian (Lower Cretaceous) of France.- *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, Utrecht, vol. 90, n° 2-3, p. 95-98.
- KENNEDY W.J., GALE A.S., BOWN P.R., CARON M., DAVEY R., GRÖCKE D. & WRAY D.S. (2000).- Integrated stratigraphy across the Aptian-Albian boundary in the Marnes Bleues, at the Col de Pré-Guittard, Arnayon (Drôme) and at Tartonne (Alpes-de-Haute-Provence), France: candidate Global Boundary Stratotype Section and Boundary Point for the base of the Albian Stage.- *Cretaceous Research*, London, vol. 21, n° 5, p. 591-720.
- KENNEDY W.J., GALE A.S., HANCOCK J.M., CRAMPTON J.S. & COBBAN W.A. (1999).- Ammonites and inoceramid bivalves from close to the Middle-Upper Albian boundary around Forth Worth, Texas.- *Journal of Paleontology*, Tulsa, vol. 73, n° 6, p. 1101-1125.
- KENNEDY W.J. & LATIL J.-L. (2007).- The Upper Albian succession in the Montlaux section, Hautes-Alpes, France.- *Acta Geologica Polonica*, Warszawa, vol. 57, n° 4, p. 453-478.

- KILIAN W. (1887).- Système Crétacé.- *Annuaire géologique universel*, Paris, tome III, p. 299-356.
- LAMBERT J. (1894).- Études comparatives sur la répartition des échinides crétacés dans l'Yonne et dans l'Est du Bassin de Paris.- *Bulletin de la Société des Sciences et d'Histoire Naturelle de l'Yonne*, Auxerre, vol. 48, p. 3-84 (Pls. 1-2).
- LARCHER C. (1936).- Contribution à l'étude de l'Albien du département de l'Aube.- *Bulletin Scientifique de Bourgogne*, Dijon, vol. 6, p. 37-44.
- LARCHER C., RAT P. & MALAPRIS M. (1965).- Documents paléontologiques et stratigraphiques sur l'Albien de l'Aube. In : Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, septembre 1963).- *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, n° 34, p. 237-253.
- LATIL J.-L. (1995).- Les Lyelliceratinae SPATH, 1921 (Ammonitina, Ammonoidea) de l'Albien inférieur et moyen dans le bassin de Paris et sur les bordures du bassin vocontien : stratigraphie, paléobiologie et taxonomie.- *Géologie alpine*, Grenoble, Mémoire Hors Série, n° 20, p. 327-381 (3 Pls.).
- 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 du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, n° DSGR.67.A15, 211 p. (28 Pls.).
- LAUVERJAT J. (1969).- L'Albien de l'Aube et de l'Yonne : corrélations stratigraphiques.- *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, (Série D), tome 269, p. 1942-1945.
- LEHMANN J. (2000).- Upper Albian ammonites from the ODP Leg 171B off northern Florida.- *Palaeontology*, London, vol. 43, n° 1, p. 41-61 (1 Pl.).
- LEMOINE P., HUMERY R. & SOYER R. (1939).- Les forages profonds du bassin de Paris. La nappe artésienne des Sables verts.- *Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle*, Paris, vol. 11, 700 p. (1 Pl.).
- LEROUX E. & PRUVOST P. (1935).- Résultats géologiques d'un sondage profond à Amiens.- *Annales de la Société géologique du Nord*, Lille, tome 60, p. 70-99.
- LEYMERIE A. (1841-1842).- Mémoire sur le Terrain Crétacé du département de l'Aube.- *Mémoires de la Société géologique de France*, Paris, tome 4, 1841 : p. 291-364 (Pls. 13-17) ; tome 5, 1842 : p. 1-34 (Pls. 1-18).
- LEYMERIE A. (1846).- Statistique géologique et minéralogique du département de l'Aube.- Troyes, 676 p. (10 Pls.).
- MAGNIEZ-JANNIN F. (1983).- Essai de corrélation des zones de foraminifères de l'Albien stratotypique (Aube, France) avec les zones d'ammonites.- *Geobios*, Lyon, vol. 16, n° 4, p. 405-418.
- MANTELET C. (1942).- Les nouveaux puits artésiens des environs de Troyes (Aube).- *Mémoire de la Société Académique de l'Aube*, Troyes, vol. 99, p. 102-131.
- MARCINOWSKI R. & WIEDMANN J. (1985).- The Albian ammonite fauna of Poland and its paleogeographic significance.- *Acta Geologica Polonica*, Warszawa, vol. 35, n° 3-4, p. 199-219.
- MARLIÈRE R. (1939).- La transgression albienne et cénomaniennne dans le Hainaut.- *Mémoires du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, Bruxelles, vol. 89, 440 p. (8 Pls.).
- MARLIÈRE R. (1970).- Géologie du bassin de Mons et du Hainaut : un siècle d'histoire.- *Annales de la Société géologique du Nord*, Lille, tome XC, n° 4, p. 171-189.
- MATRION B. (2010).- Les ammonites. In : COLLETÉ C. (coord.), Stratotype Albien.- Collection Patrimoine géologique, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotopie, Mèze ; Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, vol. 2, p. 99-193.
- MATRION B. & TOUCH R. (1996).- L'Albien dans les berges de l'Aube. Compte rendu de la sortie de l'Association Géologique Auboise du 15 septembre 1996.- *Feuille trimestrielle de l'Association Géologique Auboise*, Troyes, n° 59, p. 9-12.
- MÉGNIE C. (1964).- Observations hydrogéologiques sur le Sud-Est du bassin de Paris. Les circulations aquifères dans le Jurassique et le Crétacé de l'Yonne.- *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, n° 25, 287 p.
- MÉGNIE C. & MÉGNIE F. (coord., 1980).- Synthèse géologique du Bassin de Paris.- *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, n° 101 : Stratigraphie et paléogéographie, 466 p. ; n° 102 : Atlas, 54 Pls. ; n° 103 : Lexique des noms de formations, 467 p.
- MICHELIN H. (1834).- Coquilles fossiles de Gérodot (Aube).- *Magazine de Zoologie*, Paris, Pl. 3.
- MICHELIN H. (1838).- Note sur une argile dépendant du Gault, observée au Gaty, près Gérodot.- *Mémoires de la Société géologique de France*, Paris, (1ère série), tome III, p. 97-103 (Pl. 12).
- MILBOURNE R.A. (1963).- The Gault at Ford-Place, Kent.- *Proceedings of the Geologists' Association*, London, vol. 74, part 1, p. 55-80.
- MORTIMORE R. & POMEROL B. (1987).- Correlation of the Upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the anglo-Paris basin.- *Proceedings of the Geologists' Association*, London, tome 98, p. 97-143.
- MORTIMORE R.N., WOOD C.J. & GALLOIS R.W. (2001).- British Upper Cretaceous Stratigraphy.- *Geological Conservation Review Series*, Peterborough, vol. 23, 558 p.
- MOULLADE M., GRANIER B. & TRONCHETTI G. (2011).- The Aptian stage: Back to fundamentals.- *Episodes*, Bangalore, vol. 34, n° 3, p. 150-156.

- MUTTERLOSE J., BORNEMANN A., LUPPOLD F.W., OWEN H.G., RUFFELL A., WEISS W. & WRAY D.S. (2003).- The Vöhrum section (northwest Germany) and the Aptian/Albian boundary.- *Cretaceous Research*, London, vol. 24, p. 203-252.
- ORBIGNY A. d' (1840-1842).- Paléontologie française. Terrains Crétacés. tome 1 – Céphalopodes.- Masson, Paris, 1840 : p. 1-120 ; 1841 : p. 121-430 ; 1842 : p. 431-662 (151 Pls.).
- ORBIGNY A. d' (1842-1843).- Paléontologie française. Terrains Crétacés. tome 2 – Gastéropodes.- Masson, Paris, 1842 : p. 1-224 ; 1843 : p. 225-456 (Pls. 149-236).
- ORBIGNY A. d' (1847-1851).- Paléontologie française. Terrains Crétacés. tome 4 – Brachiopodes.- Masson, Paris, 1847 : p. 1-32 ; 1849 : p. 33-104 ; 1851 : p. 105-390 (Pls. 513-599).
- ORBIGNY A. d' (1850).- Prodrôme de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés.- Masson, Paris, tome 2, 428 p.
- ORBIGNY A. d' (1852).- Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphique.- Masson, Paris, 847 p.
- OWEN H.G. (1958).- Lower Gault Sections in the Northern Weald and the zoning of the Lower Gault.- *Proceedings of the Geologists' Association*, London, vol. 69, part 3, p. 148-165.
- OWEN H.G. (1963).- Some Sections in the Lower Gault of the Weald.- *Proceedings of the Geologists' Association*, London, vol. 74, p. 35-53 (Pl. 3).
- 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 Pls.).
- OWEN H.G. (1976).- The stratigraphy of the Gault and Upper Greensand of the Weald.- *Proceedings of the Geologists' Association*, London, vol. 86, part 4, p. 475-498.
- OWEN H.G. (1979).- Ammonite zonal stratigraphy in the Albian of North Germany and its setting in the Hoplitinae Faunal Province. In : WIEDMANN J. (ed.), *Aspekte der Kreide Europas.- IUGS Series A*, Stuttgart, vol. 6, p. 563-588.
- OWEN H.G. (1996).- Boreal and Tethyan late Aptian to late Albian ammonite zonation and palaeobiogeography.- *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, Hamburg, Heft 77, p. 461-481.
- 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 Historiques et Naturelles de l'Yonne*, vol. 41, p. 146-366 (Pls. 1-8).
- PERVINQUIÈRE L. (1907).- Études de paléontologie tunisienne. 1. Céphalopodes des Terrains secondaires.- *Carte géologique de Tunisie*, Paris, 438 p. (27 Pls.).
- PETRIZZO M.R., HUBER B.T., GALE A.S., BARCHETTA A. & JENKYN H.C. (2012).- Abrupt planktic foraminiferal turnover across the Niveau KILIAN at Col de Pré-Guittard (Vocontian Basin, southeast France): new criteria for defining the Aptian/Albian boundary.- *Newsletters on Stratigraphy*, Stuttgart, vol. 45, n° 1, p. 55-74.
- PIÉTRESSON de SAINT-AUBIN J. (1954).- Remarques sur la position géologique de la ville de Troyes.- *La Vie en Champagne*, Troyes, n° 17, 3 p. ; n° 18, 4 p.
- POMEROL Ch. (1961).- Existence de deux provinces pétrographiques dans le bassin de Paris à l'Albien et au Cénomaniens.- *Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France*, Paris, p. 286-287.
- POMEROL Ch. (1965).- Contribution à l'étude sédimentologique du Crétacé inférieur dans le bassin de Paris, le Hainaut et le sud de l'Angleterre.- *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris, n° 34, p. 605-622.
- POTIER M. (1884).- Auxerre.- *Carte géologique détaillée de la France 1:80 000*, Paris, Notice 96, 1ère édition.
- PREMOLI SILVA I. (reporter, 2010, inédit).- Annual Report 2010 of the International Subcommission on Cretaceous Stratigraphy.- Consultable sur http://www.univ-brest.fr/geosciences/ISCS/pdf/ICS2010_Report_Creta.pdf (dernière consultation le 14 avril 2014).
- RAGOT J. (1989).- La sédimentation crétacée aux abords de l'accident Fécamp-Lillebonne-Villequier (Seine-Maritime, France). Biostratigraphie et contrôle structural.- *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, tome 76, n° 2, 139 p. (2 Pls.).
- 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*, Paris, vol. 5, 446 p. (51 Pls.).
- RAWSON P.F., CURRY D., DILLEY F.C., HANCOCK J.M., KENNEDY W.J., NEALE W.J., WOOD C.J. & WORSSAM B.C. (1978).- A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles.- *Geological Society of London, Special Report*, n° 9, 70 p.
- RAWSON P.F., DHONDT A., HANCOCK J.M. & KENNEDY W.J. (eds., 1996).- Proceedings of the "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries" (Brussels, 8-16 September 1995).- *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, Bruxelles, (Sciences de la Terre), vol. 66, supplément, 117 p.
- REMANE J. (coord., 2000).- International stratigraphic chart.- *Earth Sciences UNESCO*, Paris, 1 Pl.
- RENEVIER E. (1868).- Notices géologiques et paléontologiques sur les Alpes vaudoises et les régions environnantes. 5. Complément de la faune de Cheville.- *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, Lausanne, tome 9, n° 58, p. 389-482 (Pls. 6-7).

- REY J. (coord., 1997).- Stratigraphie. Terminologie française.- *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production elf-Aquitaine, Mémoire*, Pau, n° 19, 164 p.
- RUFFELL A. & GARDEN R. (1997).- Tectonic controls on the variation in thickness and mineralogy of pebble-beds in the Lower Greensand Group (Aptian-Albian) of the Isle of Wight, southern England.- *Proceedings of the Geologists' Association*, London, vol. 108, p. 215-229.
- SALVADOR A. (1994).- International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure (second edition). International subcommission on stratigraphic classification of the I.U.G.S. International Commission on Stratigraphy.- *Geological Society of America*, Boulder, 214 p.
- SCAPULA J. (1975-1976).- Un haut lieu archéologique de la haute vallée de la Seine : la butte d'Isle-Aumont en Champagne. 1ère partie (1975) : du Néolithique au Carolingien, 241 p. ; 2ème partie (1976) : Isle-Aumont historique du Xe siècle à nos jours, p. 242-355.- Troyes, imprimerie Paton, 355 p.
- SCOTT R.W. (2009).- Uppermost Albian biostratigraphy and chronostratigraphy.- *Carnets de Géologie [Notebooks on Geology]*, Brest, Article 2009/03 (**CG2009_A03**), 16 p.
- SCOTT R.W. (2014).- A Cretaceous chronostratigraphic database: construction and applications.- *Carnets de Géologie [Notebooks on Geology]*, Brest, **vol. 14, n° 2**, p. 15-37.
- SMITH A.G., SMITH D.G. & FUNNEL B.M. (1994).- Atlas of Mesozoic and Cenozoic Coastlines.- Earth Sciences series, Cambridge University Press, 63 p. (52 Pls.).
- SORNAY J. (coord., 1957).- Europe. France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg. Crétacé.- *Lexique stratigraphique international*, Paris, vol. I - fasc. 4a vi, 403 p.
- THIERRY J. (1998).- Les stratotypes à la française : notion désuète ou héritage conceptuel fondamental ?- 2ème Congrès Français de Stratigraphie (Paris, 8-11 septembre 1998), p. 21-24.
- TOUCAS A. (1888).- Note sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de la vallée du Rhône.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, (3e série), tome XVI, p. 903-927.
- TOUCH R. (2010).- Argiles, tuiles et tuileries. In : COLLETÉ C. (coord.), Stratotype Albien.- *Collection Patrimoine géologique*, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotopie, Mèze ; Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, vol. 2, p. 271-277.
- TRÖGER K.A. & KENNEDY W.J. (1996).- The Cenomanian stage.- *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, Sciences de la Terre, Bruxelles, vol. 66, supplément, p. 57-68.
- VAIL P.R., COLIN J.-P., JAN DU CHÊNE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987).- La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, (8e série), tome III, n° 7, p. 1301-1321.
- WIEDMANN J. & OWEN H.G. (2001).- Late Albian ammonite biostratigraphy of the Kirchröde I borehole, Hannover, Germany.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, vol. 174, n° 1-3, p. 161-180.