Ann. Soc. Géol. Nord, T. 33 (2e série), p. 1-32, 2026

DATATION PAR LES AMMONITES DE QUELQUES AFFLEUREMENTS D'ALBIEN INFÉRIEUR ET MOYEN DE LA BASSE VALLÉE DE LA SEINE (NORMANDIE, NW DE LA FRANCE).

Dating by ammonites of some lower and middle Albian outcrops from the Lower Seine Valley (Normandy, NW France)

Francis Amédro

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

Jérôme Girard

51 rue Augustin Henry, 76500 Elbeuf
j76gir@gmail.com

Jacques Ragot

383 rue de la Capitainerie, 76210 Bernières
jacques.ragot346@orange.fr

Bertrand Matrion

1 ter rue du Pont, 10450 Bréviandes et Université de Bourgogne Europe, UMR 6282, CNRS Biogéosciences, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon
b.matrion@sfr.fr

Damien Gendry

Université de Rennes – Musée de Géologie – Bâtiment 5, 263 avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes cedex
gendry_damien@yahoo.fr

Résumé

La Basse vallée de la Seine en Normandie est l'un des derniers secteurs du Bassin de Paris où les dépôts albiens affleurants sont assez mal connus et datés de façon imprécise. Les formations concernées sont composées de poudingues, de sables souvent graveleux et glauconieux, d'argiles à faciès Gault et de marnes plus ou moins silteuses, parfois riches en spicules d'éponges (faciès gaize). À ces roches terrigènes correspond en surface un paysage verdoyant de bocage, des prairies parsemées d'étangs et des forêts. Dans cet environnement, les affleurements sont rares. Les gaizes de l'Albien supérieur, souvent indurées, affleurent çà et là contrairement aux niveaux sablo-argileux de l'Albien inférieur et moyen, beaucoup plus tendres. Ce travail présente une revue des quelques affleurements fossilifères d'Albien inférieur et moyen connus dans la région concernée qui s'étend d'Elbeuf et Rouen à l'est, jusqu'au Havre et Houlgate à l'ouest. Dans ce secteur géographique et de façon comparable à ce que l'on observe dans le Bec de Caux, l'enregistrement sédimentaire est ultra condensé et présente de nombreuses lacunes de sédimentation et surfaces d'érosion. D'un point de vue paléogéographique, ce secteur correspondait à un haut-fond à sédimentation réduite, compris entre la Faille de Fécamp-Lillebonne relayée par la Faille de la Seine au nord et la Faille de Villers au sud. L'étude systématique des ammonites conduit à identifier 12 espèces significatives sur un plan biostratigraphique, la plus ancienne étant *Leymeriella (Neoleymeriella) regularis* (d'Orbigny, 1841), la plus récente *Dimorphoplites biplicatus* (Mantell, 1822). Ces déterminations permettent, pour la première fois, de dater de façon plus précise les formations et d'apporter quelques informations nouvelles quant aux modalités de la transgression sur la bordure orientale du Massif armoricain durant l'Albien inférieur et moyen.

Abstract

The Lower Seine Valley in Normandy is one of the last area of the Paris Basin where Albian deposits remain poorly known and imprecisely dated. The studied formations are composed of conglomerates, gravelly and glauconitic sands, Gault clays, and more or less silty marls, sometimes rich in sponge spicules (gaize facies). These detrital rocks are overlain by a verdant landscape of hedged fields, meadows dotted with ponds, and forests. Outcrops are rare in this environment. The upper Albian gaize facies outcrop here and there due to their cohesion, unlike the much softer lower and middle Albian sandy and clayey layers. This work presents a review of the few lower and middle Albian fossiliferous outcrops in the region concerned, which extends from Elbeuf and Rouen in the east to Le Havre and Houlgate in the west. In this geographical area, and similarly to what is observed in the Bec de Caux, the very limited sedimentary record corresponds to an ultra-condensed series with numerous sedimentary gaps and erosion surfaces. From a paleogeographic perspective, this area corresponded to a shallow area with limited sedimentation, located between the Fécamp-Lillebonne Fault, followed by the Seine Fault to the north, and the Villers Fault to the south. The systematic study of the ammonites led to the identification of 12 biostratigraphically significant species, the oldest being Leymeriella (Neoleymeriella) regularis *(d'Orbigny, 1841), and the most recent* Dimorphoplites biplicatus *(Mantell, 1822). These determinations allow, for the first time, for more precise dating of the formations and provide some new information regarding the modalities of the transgression on the eastern edge of the Armorican Massif during the lower and middle Albian.*

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 1 03/09/2026 16:35:31

INTRODUCTION

L'étage Albien est représenté dans une grande partie du Bassin de Paris par la superposition de deux grandes unités lithologiques : à la base, des sables glauconieux ou « *Sables verts* » et, au-dessus, des argiles noires ou grises correspondant aux « *Argiles à faciès Gault* ». Sur les marges du bassin et plus précisément en bordure des massifs anciens (Ardenne, Massif central et Massif armoricain), les dépôts albiens se terminent par une unité lithologique – ou plutôt un faciès – supplémentaire, en l'occurrence une marne silteuse incluant des cordons de nodules gréso-calcaires et cherteux riches en spicules d'éponges : la « *Gaize* » (Amédro & Matrion, 2004). Il est probable que la silice utilisée par les éponges pour construire leur squelette est venue de l'altération des massifs cristallins sous un climat chaud et humide, l'hydrolyse des silicates libérant de l'acide silicique $Si(OH)_4$ dans la solution de lessivage (Bomou *et al.*, 2015 ; Scotese *et al.*, 2021). L'épaisseur des dépôts albiens dépasse le plus souvent 60 m dans une large bande centrale du bassin et atteint 120 à 130 m dans l'aire la plus subsidente correspondant à la Brie, la Marne et l'Aube (Mégnien & Mégnien coord., 1980 ; Amédro & Matrion, 2014).

Un secteur fait toutefois exception au sein du Bassin de Paris par rapport à ce qui vient d'être décrit : le Bec de Caux et la Basse vallée de la Seine en Normandie, plus précisément la région comprise entre la Faille de Fécamp-Lillebonne relayée par la Faille de la Seine au nord et la Faille de Villers au sud (fig. 1). Dans toute cette zone géographique, l'enregistrement sédimentaire est très réduit, souvent inférieur à 30 m, voire à 20 m (Juignet, 1974). En même temps, la série est ultra condensée et présente de nombreuses lacunes de sédimentation et surfaces d'érosion (Destombes *et al.*, 1974 ; Amédro, 2009). On se trouve sur un haut-fond, c'est-à-dire sur une zone haute à sédimentation réduite. En outre, si le sommet de l'étage Albien est constitué de gaizes de façon comparable à ce qui est observé en de nombreuses autres régions marginales du bassin, les faciès diffèrent considérablement à l'Albien inférieur et moyen (fig. 2). Les Sables verts et les deux tiers inférieurs des Argiles à faciès Gault sont en effet remplacés dans le Bec de Caux par une formation nommée « *Poudingue ferrugineux* » (Lesueur, 1843). Il s'agit de dépôts détritiques grossiers, jalonnés de galets et de graviers d'origines variées. Vers l'est, au niveau de la vallée de la Seine à Villequier, des niveaux argileux à faciès Gault nommés par Ragot (1989) « *Argiles noires des Bissonnets* » s'intercalent entre les formations aptiennes et les gaizes de l'Albien supérieur. Au sud de la vallée de la Seine, on retrouve dans la vallée de la Risle une succession assez comparable à celle du Bec de Caux (Juignet, 1974). Une vingtaine de kilomètres à l'est, dans la vallée de l'Oison, la granulométrie des éléments détritiques caractéristiques du Poudingue ferrugineux diminue et ces derniers passent latéralement aux « *Sables du Bec-Thomas* » (Wazi, 1988). Enfin, au sud-ouest de l'aire étudiée, à Villers-sur-Mer et à Lisieux, des résidus lenticulaires d'Albien remanié et condensé sont préservés localement entre les formations jurassiques et les craies cénomaniennes (Rioult, 1966).

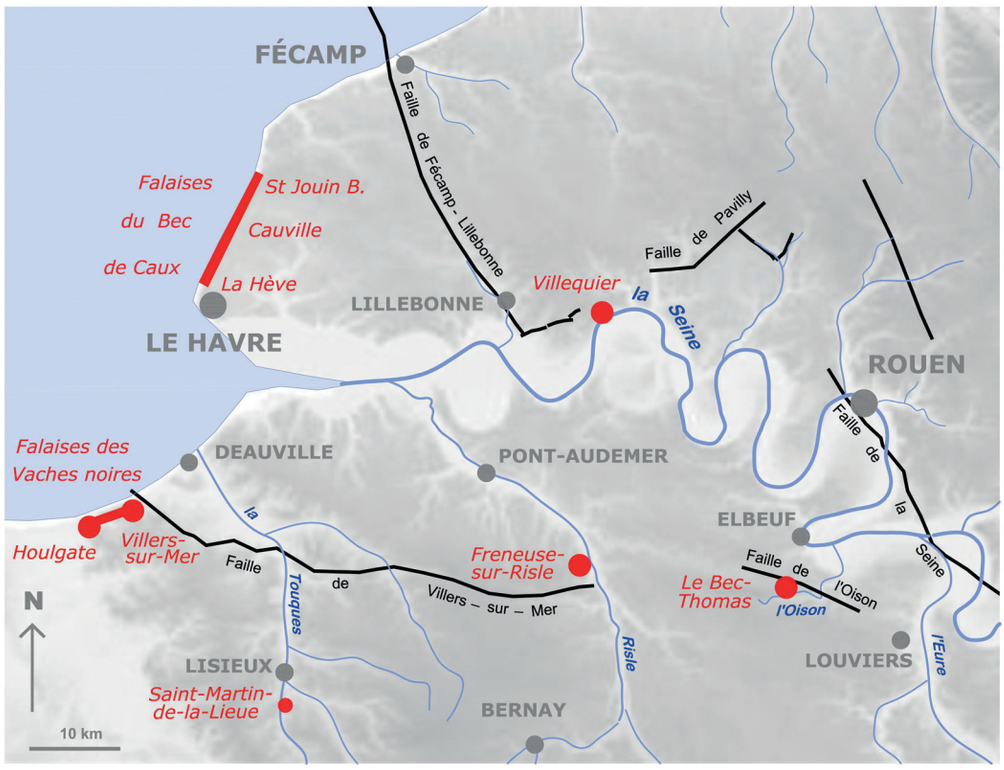


Fig. 1. Localisation géographique du secteur étudié au sein du Bassin de Paris.
Fig. 1. Geographical location of the studied area within the Paris Basin.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 2 03/09/2026 16:35:31

	BEC DE CAUX Juignet,1974	VILLEQUIER Ragot,1989	VALLÉE DE LA RISLE Juignet,1974	VALLÉE DE L'OISON Wazi,1988
CÉNOMANIEN INFÉRIEUR	Craie glauconieuse	Pierre de Fécamp Craie glauconieuse	Craie glauconieuse	Calcaire gréseux de St-Didier-des-Bois Gaize du Mont-Poignant
ALBIEN SUP. SUP. " VRACONNIEN "	Gaize supérieure (1 à 10 m)	Gaize supérieure (3 m)	Gaize (8 m)	Gaize de St-Amand sup. (4 m)
ALBIEN SUP. Zone à *P. inflata*	Gaize inférieure (10 m)	Gaize inférieure (23 m)		inf.
ALBIEN SUP. Zone à *P. pricei*	Gault (4 à 5 m)	Argiles noires des Bissonnets sup.	Gault (2 m)	Gault (6 m)
ALBIEN MOYEN & INFÉRIEUR	Poudingue ferrugineux (3 à 6 m)	inf. (11 m)	Poudingue ferrugineux (3 à 4 m)	Sables du Bec-Thomas (15 m) (1)
APTIEN SUPÉRIEUR	Sables ferrugineux	Sables ferrugineux	Sables ferrugineux	Argiles noires de St-Pierre-des-Fleurs (2) (2)

Fig. 2. Corrélation des formations albiennes du Bec de Caux et de la Basse vallée de la Seine (Seine-Maritime). (1) Les Sables du Bec Thomas sont un équivalent latéral du Poudingue ferrugineux du Bec de Caux selon Wazi (1988) et Wazi *et al.* (1991). (2) Selon notre interprétation, la base de la formation pourrait être aptienne et correspondre au sommet des Sables ferrugineux du Bec de Caux.
Fig. 2. Correlation of the albian formations of the *Bec de Caux and the Lower Seine Valley (Seine-Maritime). 1) according to Wazi (1988) and Wazi* et al. *(1991), the Sables du Bec Thomas are a lateral equivalent of the Bec de Caux ferruginous conglomerate (2) According to our interpretation, the base of the formation could be Aptian and correspond to the top of the Sables ferrugineux of the Bec de Caux.*

En ce qui concerne l'Albien supérieur, le sous-étage est représenté par des Argiles à faciès Gault dont l'épaisseur est ici très réduite (4 à 5 m seulement, à comparer aux 120 m connus dans la région stratotypique de l'Aube ; cf. Amédro & Matrion, 2014), puis par des « Gaizes ». Les marnes silteuses et les grès fins riches en spicules de spongiaires constituant le faciès gaize incluent dans leur partie médiane et dans toute l'aire concernée une surface d'érosion nommée par Juignet (1974) « *Surface Cauville* ». Cette discontinuité sédimentaire permet de distinguer une « *Gaize inférieure* » datée de l'Albien supérieur (zone d'ammonite à *Pervinquieria inflata*) et une « *Gaize supérieure* » vraconnienne (partie supérieure de l'Albien supérieur) (de Lapparent, 1879).

Les formations albiennes affleurent de façon permanente en une coupe continue d'une quinzaine de kilomètres de longueur à la base des falaises crayeuses du Bec de Caux entre le Cap de la Hève et Saint-Jouin-Bruneval. Leur succession lithologique et leur contenu paléontologique sont aujourd'hui bien connus grâce à de multiples travaux et en particulier la thèse de Juignet (1974), avec en complément les publications de Destombes (1958), Destombes, Juignet & Rioult (1974), Maréchal *et al.* (1988), Maréchal (1991, 1994), Casey (1999) et Amédro (2009).

La situation est en revanche très différente en ce qui concerne l'Albien de la Basse vallée de la Seine représentée par l'aire située entre Lillebonne, Villers-sur-Mer, Lisieux et Elbeuf. Si les Argiles silteuses à faciès Gault et surtout les Gaizes affleurent çà et là dans des talus de route ou de petits escarpements en raison de leur dureté, tel n'est pas le cas des niveaux sableux plus tendres sous-jacents. Il s'agit le plus souvent d'observations ponctuelles effectuées à la faveur de travaux routiers ou de génie civil. Quelques forages réalisés à l'occasion du levé des cartes géologiques à 1/50 000 et de reconnaissances géotechniques complètent les données de surface (Juignet *et al.*, 1966 ; Juignet, 1974). De ce fait, les récoltes de fossiles et en particulier d'ammonites qui permettent de dater les formations de façon précise sont exceptionnelles. Après plusieurs décennies de recherches, le bilan est maigre. Vers l'ouest, il se limite à moins d'une vingtaine de fragments usés provenant des niveaux ultra-condensés ou remaniés à la base du Cénomanien à Villers-sur-Mer et à Lisieux. Vers le sud-ouest, quelques moules internes ont été récoltés au sein de blocs provenant du Poudingue ferrugineux à Freneuse-sur-Risle (Wazi *et al.*, 1986). Vers le sud-est, deux coupes partielles recoupant les Sables du Bec-Thomas dans leur localité type située dans la vallée de l'Oison ont également livré quelques ammonites (Wazi, 1988 ; Wazi *et al.*, 1991). La plus grande partie du matériel recueilli n'ayant jamais été étudié, il nous a semblé intéressant d'en faire une courte description, ce qui permet d'apporter quelques informations nouvelles quant aux modalités de la transgression sur la bordure septentrionale du Massif armoricain durant l'Albien inférieur et l'Albien moyen.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 3 03/09/2026 16:35:32

Les ammonites des Argiles à faciès Gault et des gaizes font l'objet d'une étude séparée entreprise par deux d'entre nous (B.M. et J.G.). C'est la raison pour laquelle les formations datées de l'Albien supérieur ne sont pas prises en compte dans la présente publication.

La zonation d'ammonites utilisée, valable pour l'ensemble du Bassin anglo-parisien (*) ainsi que pour la plus grande partie du nord-ouest de l'Europe, est celle définie par Amédro (1981, 1992), actualisée par Casey (1999), Amédro *et al.* (2000) et Kennedy & Latil (2007) (fig. 3). Le grand nombre de biozones identifiées, une vingtaine au total, s'explique pour deux raisons. La première est la durée de l'étage Albien, la plus longue du Système Crétacé avec 12.7 millions d'années (Gradstein *et al.*, 2020). La seconde est l'évolution rapide, au moins à l'échelle des temps géologiques, des familles retenues pour la construction de cette zonation à caractère phylétique : Leymeriellidae, puis Hoplitidae dans l'Albien inférieur et moyen, enfin Brancoceratidae dans l'Albien supérieur. Pour mémoire, la base de l'étage Albien est définie par l'apparition du foraminifère planctonique *Microhedbergella renilaevis* Huber & Leckie, 2011, suite à une décision de la Commission Stratigraphique Internationale (Kennedy *et al.*, 2016). La base du Cénomanien, est prise quant à elle à l'apparition du foraminifère planctonique *Thalmanninella globotruncanoides* (Sigal, 1948).

(*) Le Bassin de Paris constitue la partie française du Bassin anglo-parisien, le Bassin du Wessex la partie britannique.

LES RÉCOLTES D'AMMONITES

Une description systématique de l'ensemble des ammonites recueillies dans les différents gisements n'est pas nécessaire dans la mesure où les espèces identifiées sont bien connues. En revanche, il semble utile de justifier certaines déterminations et de figurer les spécimens les plus représentatifs.

Le matériel décrit dans ce travail fait partie des collections de Jérôme Girard (JG), Jacques Ragot (JR), Damien Gendry (DG) et Francis Amédro (FA). Les deux premières collections sont en cours de dépôt au sein du Muséum d'Histoire Naturelle du Havre ; celle de Damien Gendry est déposée au Musée de Géologie de l'Université de Rennes. La collection de Francis Amédro est déposée au Musée d'Histoire naturelle de Lille également appelé Musée Gosselet du nom de son créateur.

- ✧ Ordre Ammonoidea Zittel, 1884
- ✧ Sous-ordre Ammonitina Hyatt, 1889
- ✧ Superfamille Desmoceratoidea Zittel, 1895
- ✧ Famille Cleoniceratidae Whitehouse, 1926

Genre et sous-genre *Cleoniceras* Parona & Bonarelli, 1897

Espèce-type : *Ammonites cleon* d'Orbigny, 1850, p. 124, par désignation originale.

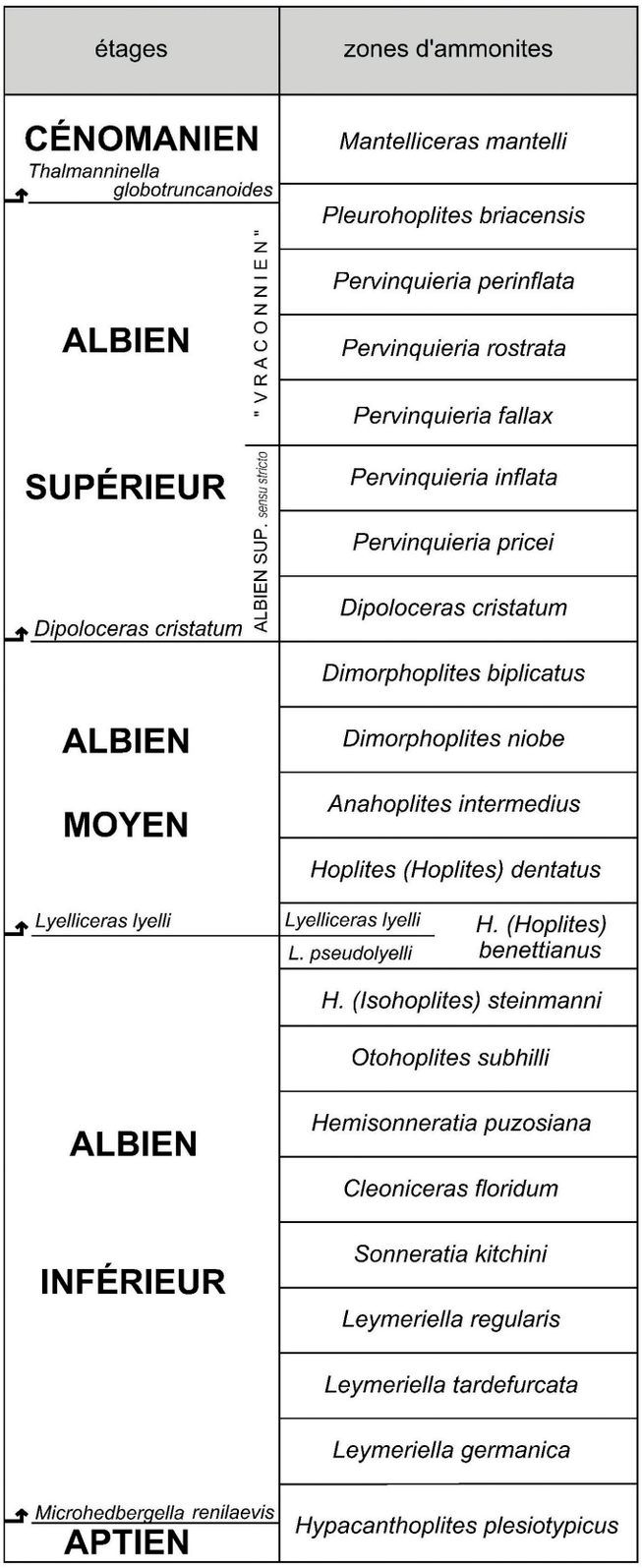


Fig. 3. Les zones d'ammonites albiennes du Bassin de Paris.
Fig. 3. Albian ammonite zones of the Paris Basin.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 4 03/09/2026 16:35:32

Remarques. Le genre *Cleoniceras* a été créé par Parona & Bonarelli (1897) pour un ensemble d'ammonites discoïdales, plutôt involutes, à section du tour comprimée et ogivale, voire lancéolée. L'ornementation est caractérisée par la présence de côtes longues sigmoïdes ou falciformes qui naissent seules ou par paires au niveau de bulles ombilicales. Entre les côtes longues s'intercale parfois une côte courte qui nait à mi-flanc. En plus des *Cleoniceras (Cleoniceras) sensu stricto*, deux autres sous-genres sont identifiés au sein du genre *Cleoniceras*. Le premier est représenté par les *Cleoniceras (Neosaynella)* Casey, 1954 qui présentent un ventre plat sur les tours internes du phragmocône, une bordure ombilicale anguleuse et sont dépourvus de bulles ombilicales. Le second correspond aux *Cleoniceras (Grycia)* Imlay, 1961 qui perdent les tubercules ombilicaux à tous les stades de croissance, ont des côtes sinueuses mousses et une région ventrale plus arrondie.

Mirzoev (1969) et Destombes (1970) ont distingué sous deux noms différents un quatrième ensemble d'ammonites au sein du genre *Cleoniceras* : les *C. (Anacleoniceras)* Mirzoev, 1969 ou *C. (Cleonella)* Destombes, 1970, caractérisés par un ventre tendant à s'aplatir sur la chambre d'habitation, ainsi que par un renforcement des bulles ombilicales et des côtes qui sont plus nettement falciformes. Wright (1996) interprète les *C. (Anacleoniceras)* = *C. (Cleonella)* comme étant probablement des micromorphes des *C. (Cleoniceras),* tandis qu'Owen (1988) les considère comme de simples synonymes juniors des *Cleoniceras (Cleoniceras),* une opinion suivie ici.

Cleoniceras (Cleoniceras) cleon (d'Orbigny, 1850)

✧ pl. 2, fig. 2a-b, 5a-b

1841 *Ammonites bicurvatus* Michelin ; d'Orbigny, p. 286, pl. 84, fig. 1-3 (uniquement)
1850 *Ammonites Cleon* d'Orbigny, p. 124
1966 *Cleoniceras (Cleoniceras) cleon* (d'Orbigny) ; Casey, p. 554, pl. 91, fig. 5a, b ; pl. 92, fig. 9a, b ; 93, fig. 1 ; text-fig. 211 (avec synonymie).
1979 *Cleoniceras (Cleoniceras) cleon* d'Orbigny ; Destombes, p. 4-14, fig. 1a, b.

Matériel : deux spécimens (JG 180 et JG 182) des Sables du Bec Thomas dans la vallée de l'Oison au lieu-dit « Auberge du lac ». Les deux exemplaires proviennent des nodules ferrugineux présents au sein des lits 8 et 9 sans qu'il soit possible d'être plus précis.

Discussion : Le spécimen illustré pl. 2, fig. 2a-b est un moule interne de 37 mm de diamètre qui ne montre aucune trace de cloison. La coquille est comprimée (rapport H/E de la hauteur sur l'épaisseur du tour de 1,60), avec une épaisseur maximale observée à mi-flanc. La section du tour est ogivale, avec des flancs légèrement convexes et une région ventrale fortement arquée. L'ombilic est étroit et représente 15 % du diamètre. Au diamètre de 37 mm, on observe 6 fines bulles ombilicales pincées radialement et inclinées vers l'avant qui donnent chacune naissance à une, voire à deux ou trois côtes longues sigmoïdes mousses, peu marquées, entre lesquelles s'insinuent une ou deux côtes courtes qui apparaissent à des hauteurs variables sur le flanc. Toutes les côtes traversent la ligne siphonale en formant un léger chevron.

Le spécimen illustré pl. 2, fig. 5a-b présente un diamètre comparable au précédent (39 mm). L'enroulement est également très involute et la coquille très comprimée, avec une épaisseur maximale atteinte ici au tiers interne du flanc. L'ornementation est identique à celle du spécimen précédent.

La détermination de moules internes de petite taille n'est pas aisée dans la mesure où la plupart des espèces de *Cleoniceras* ont été décrites à partir de spécimens de 70 à 80 mm de diamètre provenant de l'Albien inférieur des Ardennes, en particulier du niveau phosphaté de Machéroménil (Casey, 1966 ; Amédro, 1985) et de l'Aube (Destombes, 1979). Malgré cette restriction, nos spécimens semblent très comparables au lectotype de *Cleoniceras (Cleoniceras) cleon* (d'Orbigny, 1850) refiguré par Casey (1966, p. 556, text-fig. 211d, e) et c'est à cette espèce que nous les rapportons.

Distribution : Albien inférieur, zone à *Cleoniceras floridum* et, suivant Destombes (1979), zone à *Hemisonneratia puzosiana*.

Cleoniceras (Cleoniceras) quercifolium (d'Orbigny, 1841)

✧ pl. 2, fig. 1a-b, 3a-b

1841 *Ammonites quercifolius* d'Orbigny, p. 284, pl. 83, fig. 4-6.
1966 *Cleoniceras (Cleoniceras) quercifolium* (d'Orbigny) ; Casey, p. 557, pl. 93, fig. 2a, b ; pl. 95, fig. 6a, b ; text-fig. 212, 215e (avec synonymie).

Matériel : deux spécimens (coll. J.-G. n° 177 et 184) du même niveau et de la même localité que les deux exemplaires précédents.

Discussion : *Cleoniceras (Cleoniceras) quercifolium* (d'Orbigny, 1841) est une espèce voisine de *C. (C.) cleon*. La principale différence entre les deux espèces réside dans la section du tour qui est sensiblement plus épaisse chez *C. (C.) quercifolium*. Les deux spécimens en notre possession ont un rapport de la hauteur sur l'épaisseur de la section du tour (H/E) de 1,50 pour le n° JG 177 et surtout de 1,23 pour le n° JG 184. L'ornementation, plus robuste que celle de *C. (C.) cleon*, est conforme à celle de l'holotype figuré par d'Orbigny, 1841, pl. 83, fig. 4-6. À partir de bulles ombilicales relativement saillantes naissent des faisceaux de 2 ou 3 côtes sigmoïdes assez fortes. Quelques côtes courtes sont également présentes. Toutes les côtes sont projetées vers l'avant sur la région ventrale et forment un chevron.

Distribution : Albien inférieur, zone à *Hemisonneratia puzosiana*.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 5 03/09/2026 16:35:32

Cleoniceras (Cleoniceras) floridum Casey, 1961

✧ pl. 2, fig. 4a-b

1961 *Cleoniceras (Cleoniceras) floridum* Casey, p. 599, pl. 84, fig. 6-7.
1966 *Cleoniceras (Cleoniceras) floridum* Casey ; Casey, p. 566, pl. 92, fig. 1a, b, 5, 7 ; text-fig. 215c, g.
1979 *Cleoniceras (Cleonella) floridum* Casey ; Destombes, p. 92, pl. 4-15, fig. 3-5.

Matériel : un spécimen (JG 178) du même niveau et de la même localité que les exemplaires précédents.

Discussion : le spécimen décrit ici est un moule interne de 41 mm de diamètre montrant un demi-tour d'un individu qui semble adulte. La coquille est discoïdale, avec un ombilic relativement large. La section du tour est ogivale, plus haute que large (H/E = 1,54), avec un ventre arqué. On compte 5 bulles ombilicales sur le demi-tour préservé, toutes allongées radialement et inclinées vers l'avant, donnant chacune naissance à une ou deux côtes falciformes assez robustes entre lesquelles s'intercalent fréquemment une ou deux côtes courtes. Toutes les côtes traversent la région ventrale en formant un large chevron qui tend à s'aplatir au niveau de la ligne siphonale sur le dernier quart de tour de spire.

Notre échantillon montre de fortes affinités avec le moule interne figuré par Casey, 1966, pl. 92, fig. 7 sous le nom de *Cleoniceras (Cleoniceras) floridum* Casey, 1961 et c'est à cette espèce que nous l'attribuons, même si l'atténuation des côtes primaires à mi-flanc est moins marquée sur notre spécimen que sur le matériel recueilli en Angleterre ou dans l'Aube.

Distribution : Albien inférieur, zone à *Cleoniceras floridum*.

✧ Superfamille Hoplitoidea Douvillé, 1890
✧ Famille Hoplitidae Douvillé, 1890
✧ Sous-famille Hoplitinae Douvillé, 1890

Genre et sous-genre *Hoplites (Hoplites)* Neumayr, 1875

Espèce-type : *Ammonites dentatus* J. Sowerby, 1821, p. 3, pl. 308, fig. 3 inférieure uniquement, suivant la décision de la Commission Internationale de Nomenclature Zoologique (ICZN Opinion generic name n° 876 ; ICZN Opinion specific name n° 489).

Hoplites (Hoplites) benettianus (J. de C. Sowerby, 1826)

✧ Text.-fig. 4c-d, f-g

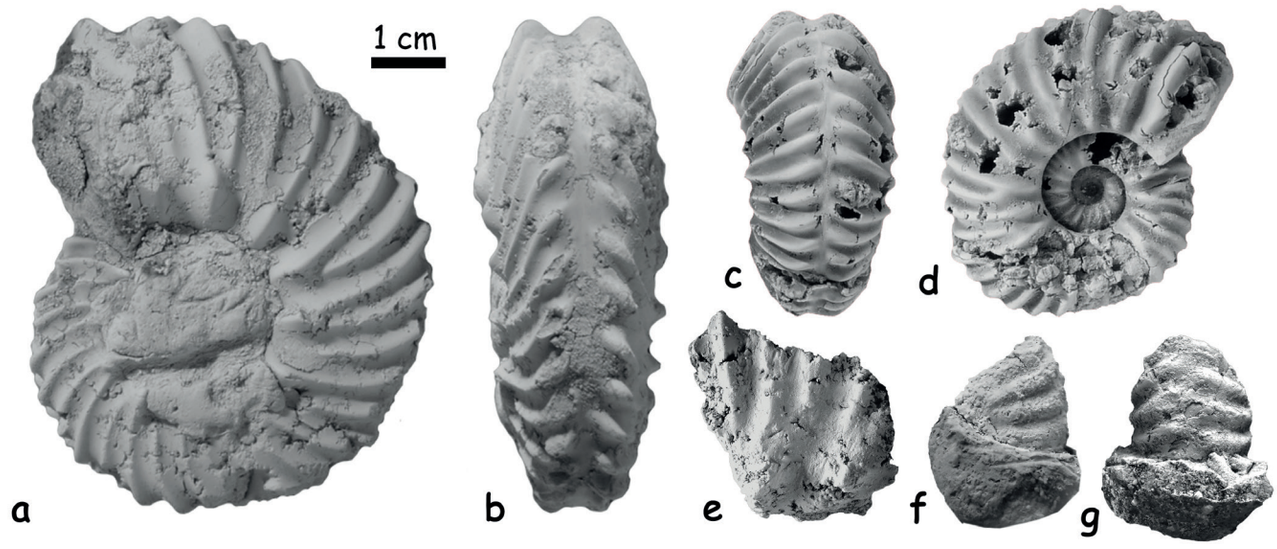


Fig. 4. Les *Hoplites* utilisés comme index de zone. a-b : *Hoplites (Hoplites) dentatus* (J. Sowerby, 1821) (à flancs presque plats et à sillon ventral large), FA, MGL 6408, de Wissant (Pas-de-Calais), Albien moyen (x 1) ; c-d : *Hoplites (Hoplites) benettianus* (J. de C. Sowerby, 1826) (à flans arrondis et à sillon ventral étroit), FA, MGL 6391, de Montreuil-sur-Barse (Aube), Albien inférieur (x 1) ; e : *Hoplites (Hoplites)* cf. *dentatus* (J. Sowerby, 1821), IGR 153449, des nodules phosphatés remaniés à la base des niveaux cénomaniens à Villers-sur-Mer (Calvados). Albien moyen, zone à *H. dentatus* (x 1) ; f -g : *Hoplites (Hoplites) benettianus* (J. de C. Sowerby, 1826), IGR 153448, du même niveau et de la même localité que le spécimen précédent. Sommet de l'Albien inférieur et base de l'Albien moyen, zone à *H. (I.) steinmanni* et zone à *H. (H.) benettianus* (x 1).
Fig. 4. The Hoplites *used as zonal index. a-b:* Hoplites (Hoplites) dentatus *(J. Sowerby, 1821) (with sides nearly flat and large ventral sulcus), FA, MGL 6408, from Wissant (Pas-de-Calais), middle Albian (x 1); c-d:* Hoplites (Hoplites) benettianus *(J. de C. Sowerby, 1826) (with rounded sides and shallow ventral sulcus), FA, MGL 6391, from Montreuil-sur-Barse (Aube), lower Albian (x 1); e :* Hoplites (Hoplites) *cf.* dentatus *(J. de C. Sowerby, 1821), IGR 153444, from the phosphatic nodules reworked at the base of cenomanian beds at Villers-sur-Mer (Calvados). Middle Albian,* H. dentatus *ammonite zone; f-g:* Hoplites (Hoplites) benettianus *(J. de C. Sowerby, 1826), IGR 153443, from the same horizon and locality as the precedent specimen. Lower-Middle Albian boundary,* H. (I.) steinmanni *and* H. (H.) benettianus *ammonite zones (x 1)*

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 6 03/09/2026 16:35:33

1826 *Ammonites benettianus* J. de C. Sowerby, p. 77, pl. 539.
1841 *Ammonites interruptus* Bruguière ; d'Orbigny, p. 211 (*pars*), pl. 31, fig. 1-3 ; pl. 32, fig. 1, 2 (uniquement).
2014 *Hoplites (Hoplites) benettianus* (J. de C. Sowerby) ; Amédro *et al.*, p. 207, pl. 18, fig. 1 ; pl. 19, fig. 1 à 15 ; pl. 20, fig. 1 à 5 ; pl. 21, fig. 1 à 4 ; pl. 22, fig. 1, 2 (avec synonymie complète).

Matériel : un spécimen (coll. Damien Gendry, n° IGR 153448) de Villers-sur-Mer, recueilli au sein de nodules phosphatés remaniés à la limite inférieure des niveaux cénomaniens.

Discussion : Les *Hoplites (Hoplites)* présents dans l'Albien de la Province nord-européenne du Domaine boréal, incluant le Bassin de Paris, ont fait l'objet d'une révision complète par Amédro *et al.* (2014). Cinq espèces « biologiques » pourvues d'un vaste spectre de variation morphologique sont actuellement reconnues au sein du sous-genre au lieu des 29 espèces « typologiques » admises auparavant. Parmi les cinq espèces identifiées, *H. (H.) benettianus* (J. de C. Sowerby, 1826) est aisément reconnaissable grâce à deux caractères spécifiques. Le premier est l'étroitesse du sillon ventral déterminé par la terminaison ventrale des côtes alternes. Le second est la forme de la section du tour. Dans le cas présent, les flancs ont tendance à devenir convexes et convergents sur le tiers externe et les terminaisons ventrales des côtes à s'arrondir. Un spécimen représentatif de l'espèce, provenant du stratotype de l'Aube, est illustré dans la figure 9c-d.

Le moule interne phosphaté illustré figure 9f-g est un fragment d'un individu de petite taille (diamètre estimé entre 35 et 40 mm). La préservation est très partielle. Néanmoins les deux caractères spécifiques décrits ci-dessus : sillon ventral étroit, formant un zigzag et flancs fortement arrondis et convergents sont bien visibles. On se trouve en présence d'un variant épais d'*H. (H.) benettianus*.

Distribution : sommet de l'Albien inférieur et base de l'Albien moyen ; zone à *Hoplites (Isohoplites) steinmanni* et zone à *H. (H.) benettianus*.

Hoplites (Hoplites) cf. *dentatus* (J. Sowerby, 1821)

✧ Text.-fig. 4a-b, e

à comparer
1821 *Ammonites dentatus* J. Sowerby, p. 3, pl. 308, fig. 3 inférieure (uniquement).
2014 *Hoplites (Hoplites) dentatus* (J. Sowerby) ; Amédro *et al.*, p. 212, pl. 18, fig. 2 ; pl. 19, fig. 16 ; pl. 23, fig. 2, 4 à 6 ; pl. 24, fig. 1 à 8 ; pl. 26, fig. 1 à 8 ; pl. 27, fig. 1 (avec synonymie complète).

Matériel : un moule interne (coll. Damien Gendry, n° IGR 153449) du même niveau et de la même localité que le spécimen précédent.

Discussion : des coquilles d'ammonites complètes, très bien préservées, sont parfois difficiles à déterminer. À l'inverse, des fragments de coquille, *a priori* indéterminables, peuvent présenter des caractères morphologiques caractéristiques d'une espèce. C'est le cas ici. Le fragment de moule interne illustré figure 9e est typiquement celui d'un *Hoplites* par la présence de côtes longues qui naissent par paires au niveau de petits tubercules ombilicaux réduits à l'état de bulles pincés radialement. Quelques côtes courtes s'intercalent entre les côtes longues. Toutes les côtes sont légèrement inclinées vers l'avant. Les critères distinctifs sont dans le cas présent la morphologie des flancs qui sont presque plats et le caractère saillant des côtes qui sont séparées par des espaces intercostaux concaves. Ces éléments, ainsi qu'une région ventrale large, malheureusement non préservée sur la portion de coquille dont nous disposons, sont deux des critères spécifiques d'*Hoplites (Hoplites) dentatus* (J. Sowerby, 1821). Un spécimen complet provenant des argiles à faciès Gault de Wissant dans le Boulonnais est illustré pour comparaison dans la figure 9a-b.

Distribution : base de l'Albien moyen ; zone à *Hoplites dentatus*.

Genre *Anahoplites* Hyatt, 1900

Espèce-type : « *Ammonites splendens* d'Orb. sp. » suivant la définition originale de Hyatt, 1900. Cette définition pose problème pour deux raisons. Premièrement, l'auteur d'*Ammonites splendens* n'est pas Alcide d'Orbigny, mais J. Sowerby (1815, p. 1, pl. 103, fig. 2). Deuxièmement, les spécimens illustrés par d'Orbigny (1841, pl. 64, fig. 1, 2) sous le nom d'*Ammonites splendens* sont en réalité des *Ammonites planus* Mantell, 1822. Si l'on accorde priorité au nom d'espèce, le génotype d'*Anahoplites* est *Ammonites splendens* (J. Sowerby, 1815). En revanche, si l'on se réfère aux illustrations de d'Orbigny, la référence du genre devient *Ammonites planus* Mantell, 1822. Ce point de nomenclature devra être discuté dans le futur.

Anahoplites intermedius Spath, 1925

✧ pl. 2, fig. 8a-d, 9

1923a *Hoplites intermedius* Spath, p. 73 *(nomen nudum)*
1923a *Hoplites praecox* Spath, p. 75.
1923a *Anahoplites mantelli* Spath, p. 75.
1925a *Anahoplites intermedius* Spath ; Spath, p. 80.
1925b *Anahoplites intermedius* Spath ; Spath, p. 133, pl. 10, fig. 1 ; text-fig. 36.
2014 *Anahoplites intermedius* Spath ; Amédro et al., p. 238, pl. 32, fig. 1, 3-4 (avec synonymie complète).

Matériel : coll. JG : deux exemplaires provenant des nodules phosphatés de l'unité 14 des Sables du Bec Thomas dans la coupe du chemin départemental 84 située dans la localité type dans la vallée de l'Oison.

Description : Le spécimen illustré pl. 2, fig. 8a-d est composé de deux fragments de moule interne correspondant à deux portions de phragmocône « emboitables » d'un individu d'environ 45 mm de diamètre. L'enroulement est

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 7 03/09/2026 16:35:33

évolute. La coquille présente une section plus haute que large (rapport H/E de la hauteur sur l'épaisseur du tour de 1,58) avec une région ventrale creusée d'un sillon peu marqué. L'ornementation est constituée de côtes longues, flexueuses et proverses, qui naissent seules ou par paires au niveau de bulles ombilicales étirées radialement et inclinées à 45° vers l'avant. Une côte courte, qui nait assez bas sur le flanc, s'intercale parfois entre les côtes longues. Les terminaisons périphériques des côtes, mousses, ne sont pas saillantes par rapport à la ligne siphonale. L'exemplaire illustré pl. 2, fig. 9 est une portion de chambre d'habitation. L'ornementation est comparable à celle du spécimen précédent, avec toutefois des côtes plus fortes.

Discussion : *Anahoplites intermedius* Spath, 1925 est une espèce assez proche morphologiquement d'*Hoplites (H.) dentatus* (J. Sowerby, 1821) qui est son ancêtre. Le passage d'une espèce à l'autre s'effectue par adoucissement des côtes qui deviennent moins saillantes, atténuation des terminaisons périphériques des côtes et aplatissement de la région ventrale, trois caractères bien visibles sur notre matériel.

Distribution : Albien moyen, zone à *Anahoplites intermedius*.

Anahoplites osmingtonensis Owen, 1971

✧ pl. 2, fig. 6a-b, 7a-c

1971 *Anahoplites osmingtonensis* Owen, p. 150, pl. 1, fig. 1.
1971 *Anahoplites grimsdalei* Owen, p. 151, pl. 1, fig. 2.
2014 *Anahoplites osmingtonensis* Owen ; Amédro *et al.*, p. 244, pl. 33, fig. 1 à 3.

Matériel : coll. JG : trois exemplaires recueillis dans la même localité et le même niveau que les spécimens décrits précédemment.

Discussion : À côté des *Anahoplites intermedius* à costulation bien marquée existent des formes faiblement costulées, voire presque lisses, dans lesquelles l'ombilic représente 26 à 31 % du diamètre. Ces *Anahoplites* très évolutes correspondent à l'espèce *Anahoplites osmingtonensis* Owen, 1971. Les trois spécimens en notre possession en sont des représentants typiques.

Distribution : Albien moyen, base de la zone à *Anahoplites intermedius*.

Anahoplites planus (Mantell, 1822)

✧ pl. 3, fig. 1a-b, 2a-b, 3a-b

1822 *Ammonites planus* Mantell, p. 90, pl. 21, fig. 3.
1925 *Anahoplites planus* (Mantell) ; Spath, p. 137, pl. 12, fig. 8, 9 ; pl. 13, fig. 2, 9 ; pl. 14, fig. 4 ; text-fig. 39-41 (avec synonymie).
1989 *Anahoplites planus* (Mantell) ; Ragot, pl. 1, fig. 1, 2.
2014 *Anahoplites planus* (Mantell) ; Amédro *et al.*, p. 248, pl. 33, fig. 4, 5 ; pl. 34, fig. 3 à 6 (avec synonymie additionnelle).

Matériel : coll. J.R. : six spécimens, dont trois provenant du lit 15 et les trois suivants du lit 18 des Argiles noires des Bissonnets à Villequier.

Discussion : Le matériel est préservé sous l'aspect de moules internes en phosphate de calcium à la base du lit 15 ou en argile et faiblement écrasés dans le reste des Argiles des Bissonnets. Les coquilles ont un diamètre compris entre 50 et 135 mm et correspondent à des individus adultes. Le spécimen le plus grand, illustré pl. 3, fig. 1a-b, présente une coquille comprimée et très involute, avec un ombilic qui représente 20 % du diamètre. Les flancs sont légèrement convexes et la région ventrale plane et étroite. L'ornementation, très atténuée, consiste en un ensemble de minces côtes proverses peu marquées, qui naissent sur la bordure ombilicale au niveau de bulles allongées radialement et concaves vers l'avant. La costulation est surtout apparente sur le phragmocône et disparaît sur la chambre d'habitation. Le spécimen le plus petit (pl. 3, fig. 2a-b) est quasiment dépourvu d'ornementation. Seules de fines crénulations obliques par rapport à la ligne siphonale sont visibles sur l'épaule ventro-latérale.

Ces deux spécimens, ainsi que les exemplaires non figurés, sont identiques aux *Anahoplites planus* (Mantell, 1822) du stratotype de l'étage Albien illustrés par Amédro *et al.* (2014).

Distribution : Albien moyen et base de l'Albien supérieur, de la zone à *Anahoplites intermedius* à la zone à *Pervinquieria pricei*.

Genre *Dimorphoplites* Spath, 1925

Espèce-type : *Ammonites biplicatus* Mantell, 1822, p. 91, pl. 22, fig. 6, par désignation originale de Spath, 1925, p. 81.

Dimorphoplites biplicatus (Mantell, 1822)

✧ pl. 3, fig. 4a-b, 5a-b ; pl. 4, fig. 1a-b, 2a-b, 3a-b, 4a-b, 7a-b ; text-fig. 5a-d

1822 *Ammonites biplicatus* Mantell, p. 91, pl. 22, fig. 6.
1878 *Hoplites tethydis* Bayle, pl. 74, fig. 1,2.
1923a *Anahoplites parkinsoni* Spath, p. 75.
1926 *Dimorphoplites glaber* Spath, p. 163, pl. 14, fig. 1a,b.
1926 *Dimorphoplites chloris* Spath, p. 164, pl. 13, fig. 1a,b ; pl. 15, fig. 7a,b ; text-fig. 48c.
1926 *Dimorphoplites tethydis* (Bayle) ; Spath, p. 165, pl. 15, fig. 1a,b ; text-fig. 47a,b. (avec synonymie).
1926 *Dimorphoplites biplicatus* (Mantell) ; Spath, p. 167, pl. 15, fig. 8a,b ; text-fig. 48a-c. (avec synonymie).
1926 *Dimorphoplites parkinsoni* (Spath) ; Spath, p. 170, text-fig. 48d, 49. (avec synonymie).
1989 *Hoplites cunningtoni* Spath ; Ragot, p. 136, pl. 1, fig. 4.
1989 *Dimorphoplites niobe* Spath ; Ragot, p. 138, pl. 2, fig. 1a,b.
1989 *Dimorphoplites* aff. *doris* Spath ; Ragot, p. 138, pl. 2, fig. 2a-c.
1989 *Dimorphoplites tethydis* Bayle ; Ragot, p. 138, pl. 2, fig. 3.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 8 03/09/2026 16:35:33

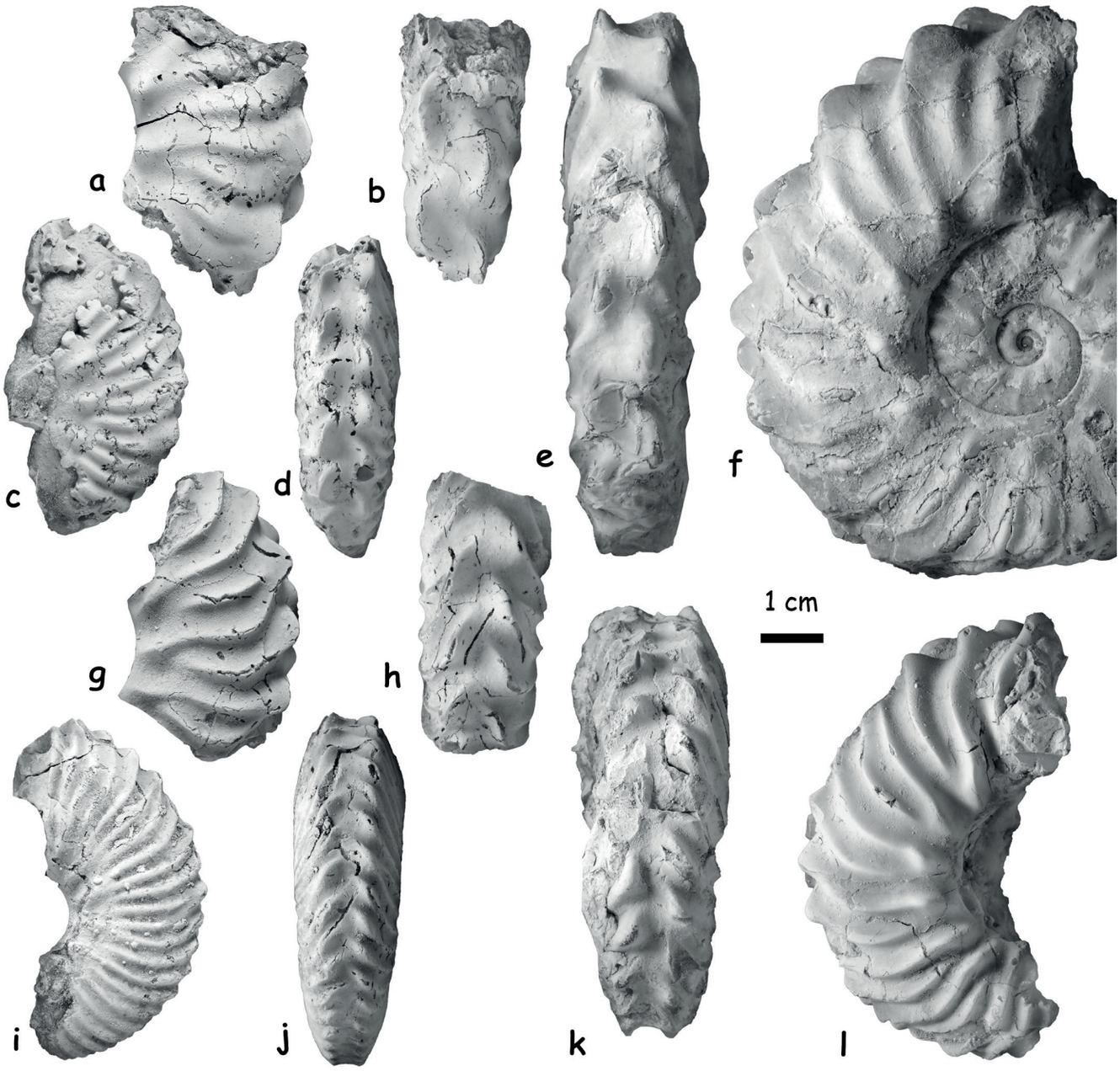


Fig. 5. Les *Dimorphoplites* utilisés comme index de zones. Tous les spécimens proviennent de la Formation de Saint-Pô (Gault Clay) à Wissant (Pas-de-Calais). a-d : *Dimorphoplites biplicatus* (Mantell, 1822), a-b : FA 1106, c-d : FA 1105, les deux du niveau phosphaté P4, Albien moyen, zone à *D. biplicatus ;* e-f : *Dimorphoplites silenus* Spath, 1926, FA 1101, du niveau phosphaté P5, Albien supérieur, zone à *Dipoloceras cristatum* ; g-h, k-l : *Dimorphoplites doris* Spath, 1926, g-h : FA 1104, k-l : FA 1103, les deux du niveau phosphaté P4, Albien moyen, sommet de la zone à *Dimorphoplites niobe ;* i-j : *Dimorphoplites niobe* Spath, 1925, FA 1102, Albien moyen, zone à *D. niobe* (x 1).
Fig. 5. The Dimorphoplites *used as zonal index. All the specimens come from the Gault of Wissant (Pas-de-Calais). a-d :* Dimorphoplites biplicatus *(Mantell, 1822), a-b: FA 1106, c-d : FA 1105, the two specimens from the phosphatic nodule bed P4, Middle Albian,* D. biplicatus *zone ; e-f :* Dimorphoplites silenus *Spath, 1926, FA 1101, from the phosphatic nodule bed P5, Upper Albian,* Dipoloceras cristatum *zone ; g-h, k-l :* Dimorphoplites doris *Spath, 1926, g-h: FA 1104, k-l: FA 1103, the two specimens from the phosphatic nodule bed P4, Middle Albian, D. niobe zone ; i-j: Dimorphoplites niobe Spath, 1925, FA 1102, Middle Albian, D. niobe zone (x 1).*

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 9 03/09/2026 16:35:34

1992 *Dimorphoplites biplicatus* (Mantell) ; Amédro, p. 204.
1995 *Dimorphoplites biplicatus* (Mantell) ; Amédro *et al.*, p. 40, text-fig. 4, 7-8.

Matériel : coll. J. R. : huit spécimens dont un provenant du lit 15 et les sept autres du lit 18 des Argiles noires des Bissonnets à Villequier.

Description : Le spécimen illustré pl. 4, fig. 7a-b est un moule interne argileux d'un individu adulte de 105 mm de diamètre montrant la totalité du phragmocône et de la chambre d'habitation. Il s'agit d'un variant comprimé. L'enroulement est relativement involute avec un ombilic qui représente 22 % du diamètre. L'ornementation est constituée de fines côtes longues sinueuses, parfois simples, mais le plus souvent lautiformes (côtes naissant par paire au niveau des tubercules ombilicaux et se réunissant de nouveau sur les tubercules ventro-latéraux en formant une boucle) qui naissent au niveau d'un petit tubercule ombilical pincé radialement et oblique vers l'avant. Quelques côtes courtes, qui apparaissent assez bas sur le flanc, s'intercalent entre les côtes longues. Toutes les côtes se terminent le long de la bordure ventro-latéral par un petit tubercule pincé dans le sens de l'enroulement (nommé un *clavus*) et parallèle à la ligne siphonale. Au diamètre de 105 mm, on compte 7 tubercules ombilicaux (ou bulles ombilicales), 22 côtes et 16 *clavi* ventro-latéraux par demi-tour. Le spécimen illustré pl. 3, fig. 4a-b est écrasé et fragmentaire, mais comparable par sa densité costale à l'exemplaire décrit ci-dessus.

Le spécimen illustré pl. 4, fig. 1a-b est un autre moule interne argileux de 120 mm de diamètre. Il s'agit d'un variant légèrement moins comprimé un peu plus évolute que les exemplaires précédents, même si la morphologie de la coquille reste assez comparable. L'ombilic représente 31 % du diamètre. L'ornementation est constituée de fines bulles ombilicales, de côtes lautiformes sinueuses et de clavi ventro-latéraux parallèles à la ligne siphonale qui alternent de part et d'autre de celle-ci. On compte 7 bulles ombilicales, 20 côtes lautiformes et 14 clavi ventro-latéraux sur l'avant-dernier demi-tour de spire.

Les spécimens illustrés pl. 3, fig. 5a-b et pl. 4, fig. 4a-b sont des formes plus épaisses à costulation plus saillante et moins dense. L'ornementation est toujours constituée majoritairement de côtes lautiformes, mais celles-ci sont cependant plus fortement projetées vers l'avant au tiers externe du flanc en JR 4. En revanche, les *clavi* ventro-latéraux restent dans tous les cas parallèles à la ligne siphonale.

Le fragment de petite taille illustré pl. 4, fig. 2a-b est le seul *Dimorphoplites* provenant de l'unité 15 des Argiles noires des Bissonnets à Villequier, tous les autres spécimens ayant été découverts au sein de l'unité 18. Cette ammonite a été figurée par Ragot (1989, pl. 1, fig. 4) sous le nom d'*Hoplites cunningtoni* Spath. L'holotype d'*H. (H.) cunningtoni* Spath, 1925 a été refiguré par Amédro *et al.* (2014, pl. 17, fig. 4a, b). Sa morphologie est très différente du moule interne illustré ici qui correspond à un variant modérément épais de la population décrite ci-dessus.

Discussion : Le matériel dont nous disposons est constitué seulement de 8 spécimens. C'est la raison pour laquelle il n'est pas question dans le cadre de ce travail à caractère régional d'entreprendre une étude systématique des *Dimorphoplites*. Celle-ci nous amènerait à revoir les types de toutes les espèces décrites au sein du Bassin anglo-parisien ainsi que sur la plate-forme russe, jusqu'aux abords de la Mer Caspienne. Seules les espèces connues au sein du Bassin anglo-parisien sont discutées ici. Rappelons simplement qu'à partir des *Hoplites*, deux directions évolutives divergentes donnent respectivement naissance aux lignées phylétiques des « Euhoplitids » et des « Anahoplitids » de Spath (1942). Les « Euhoplitids » sont caractérisés par la réalisation conjointe de côtes lautiformes et d'un sillon ventral profond qui se transforme rapidement en un véritable canal siphonal. Les « Anahoplitids », à région ventrale légèrement concave ou convexe, montrent quant à eux une alternance régulière de populations d'ammonites à côtes bifurquées, puis à côtes lautiformes à travers 6 genres qui se suivent et se relayent : *Anahoplites, Dimorphoplites, Metaclavites, Epihoplites, Callihoplites* et *Pleurohoplites*.

Spath (1925b, 1926) a distingué au sein des *Dimorphoplites* 11 espèces en utilisant un concept purement typologique. Selon celui-ci, la moindre variation d'un caractère morphologique est le prétexte pour la création d'une « espèce » qui n'a probablement pas une valeur ni un sens biologique. Le résultat est que, malgré le grand nombre de taxons décrits, on rencontre lors des déterminations plus de formes transitionnelles entre deux espèces que ces espèces elles-mêmes. L'observation du matériel provenant d'un même niveau permet en réalité de reconnaître des séries morphologiques reliées par tous les intermédiaires. Suivant les conceptions actuelles de la taxonomie, ces séries peuvent être interprétées comme les représentants d'espèces peu nombreuses, mais pourvues d'une grande variabilité avec des formes comprimées, moyennes et épaisses. La multiplication des noms d'espèces devient alors inutile. Dans le cas présent, Amédro (1992) a proposé de reconnaître seulement quatre populations successives de *Dimorphoplites* au lieu des 11 espèces identifiées par Spath, soit, du bas vers le haut et en gardant le nom du variant le plus ancien décrit au sein de chaque population : *Dimorphoplites niobe* Spath, 1926 ; *D. doris* Spath, 1926 ; *D. biplicatus* (Mantell, 1822) et enfin *D. silenus* (Spath, 1926).

Au sein de ces taxons, les moules internes recueillis dans les unités 15 et 18 des Argiles des Bissonnets à Villequier correspondent à la population rapportée par Amédro (1992) à l'espèce *Dimorphoplites biplicatus*. Le spécimen original de Mantell (1822, pl. 22, fig. 6) provient du bed VIII du Gault de Folkestone dans le Kent au sud-est de l'Angleterre. Cet holotype a été refiguré par Spath (1926, text-fig. 48a). La coquille présente une section du tour subtrapézoïdale, un

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 10 03/09/2026 16:35:34

peu plus plus haute que large (rapport H/E de la hauteur sur l'épaisseur du tour de 1,07), avec une épaisseur maximale au niveau des tubercules ombilicaux. La région ventrale est légèrement concave. L'ornementation est composée de tubercules ombilicaux pincés radialement à partir desquels naissent des côtes lautiformes incurvées vers l'avant, irrégulières, en nombre 2 à 3 fois plus élevé que celui des tubercules ombilicaux. Toutes les côtes se terminent sur la bordure ventro-latérale au niveau de *clavi* ventro-latéraux légèrement obliques par rapport à la ligne siphonale. On compte sur le dernier demi-tour de spire 7 tubercules ombilicaux et 11 à 12 *clavi* ventro-latéraux.

Selon Amédro (1992), le spectre de variation de cette population d'ammonites rapportée ici à l'espèce *Dimorphoplites biplicatus* inclut les « espèces typologiques » suivantes de Spath, soit depuis les formes comprimées jusqu'aux formes épaisses : *Dimorphoplites glaber* Spath, 1926 ; *D. chloris* Spath, 1926 ; *D. tethydis* (Bayle, 1878) ; *D. biplicatus* (Mantell, 1822) et enfin *D. parkinsoni* (Spath, 1923a). En se basant sur les mesures effectuées sur les holotypes, la forme la plus comprimée : *D. glaber*, a un rapport H/E de la hauteur sur l'épaisseur du tour de 1,85 avec un ombilic représentant 21 % du diamètre, tandis qu'à l'opposé du spectre, *D. parkinsoni* a un rapport H/E de 0,95 et un ombilic correspondant à 31 % du diamètre. Spath (1926) admettait d'ailleurs lui-même que « ses espèces » sont reliées par d'innombrables intermédiaires comme en témoignent trois phrases extraites de sa monographie consacrée aux « *Ammonoidea of the Gault* » :

- p. 164 : « *Dimorphoplites chloris* is morphologically intermediate between the more compressed *D. glaber* with less pronounced costation and inconspicuous umbilical bullae, and the more coarsely ornemented *D. tethydis* in which the inner whorls are already strongly ribbed » ;
- p. 168 : « *Dimorphoplites biplicatus* is closely allied to the more involute *D. tethydis*, with which it is connected by numerous transitions » ;
- p. 170 : « *D. parkinsoni* is a coarsely ornemented development of the same stock that produced *D. biplicatus* ».

En 1926, Spath avait compris qu'il avait devant lui une population d'ammonites incluant des formes comprimées, moyennes et épaisses, mais la notion d'une espèce unique, incluant un large spectre de variation morphologique, n'était pas encore mûre. Celle-ci sera conceptualisée trois décennies plus tard par Reeside & Cobban (1960) à partir de l'étude des *Neogastroplites* albiens et cénomaniens de la mer intérieure du Canada et des USA.

En tenant compte de ces mises en synonymies, les spécimens JR 1 et JR 2 sont considérés comme étant des variants comprimés de *Dimorphoplites biplicatus* (Mantell, 1822), les spécimens JR 3 et JR 4 comme étant des variants plus épais.

Dimorphoplites doris Spath, 1926, qui précède *D. biplicatus* dans l'échelle des temps géologiques, possède des côtes lautiformes comme *D. biplicatus*, mais celles-ci sont irrégulièrement développées et surtout fortement projetées vers l'avant à partir du tiers externe du flanc. Les terminaisons ventro-latérales des côtes sont également beaucoup plus saillantes et ont tendance à former des palettes très obliques par rapport à la ligne siphonale.

Le dernier représentant des *Dimorphoplites,* qui succède à *D. biplicatus* à la base de l'Albien supérieur, est *Dimorphoplites silenus* (Spath, 1926). La chambre d'habitation des deux espèces est assez comparable morphologiquement, à l'exception des tubercules ventro-latéraux qui ont tendance à être plus développés chez *D. silenus.* Les phragmocônes sont en revanche très différents. Chez *D. biplicatus,* l'ornementation de ce dernier est constituée de côtes lautiformes dès les premiers tours de spire. Chez *D. silenus,* l'ensemble du phragmocône est orné de côtes simples ou naissant par faisceaux de 2 ou 3 comme chez les *Metaclavites*. Il s'agit d'un remarquable exemple de protérogenèse.

Quelques *Dimorphoplites* des Argiles à faciès Gault de Wissant dans le Boulonnais (Pas-de-Calais) sont illustrés text.-fig. 5a-l pour comparaison avec le matériel normand.

Distribution : sommet de l'Albien moyen et base de l'Albien supérieur, zone à *Dimorphoplites biplicatus* et zone à *Dipoloceras cristatum*.

Superfamille Acanthoceratoidea de Grossouvre, 1894
Famille Leymeriellidae Breistroffer, 1951

Genre *Leymeriella* Jacob, 1907

Espèce-type : *Ammonites tardefurcatus* d'Orbigny, 1841, p. 248, pl. 71, fig. 4, 5, suivant la désignation subséquente de Spath, 1925, p. 75.

Sous-genre *Neoleymeriella* Saveliev, 1973

Espèce-type : *Leymeriella (Leymeriella) consueta* Casey, 1957

Leymeriella (Neoleymeriella) regularis (d'Orbigny, 1841)

- pl. 1, fig. 1a-c, 2a-c

1841 *Ammonites regularis* Bruguière ; d'Orbigny, p. 245, pl. 71, fig. 1 et 2 uniquement.
1978 *Leymeriella (Neoleymeriella) regularis* (d'Orbigny) ; Casey, 1978, p. 607, pl. 98, fig. 1a-b, 2 ; pl. 99, fig. 9, 10a-b ; text-fig. 230a-b, d-h. (avec synonymie).
1999 *Leymeriella (Neoleymeriella) regularis* (Bruguière) ; Baraboshkin, p. 193, text-fig. 7-5.
2000 *Leymeriella (Neoleymeriella) regularis* (d'Orbigny) ; Kennedy *et al.*, p. 598, text-fig. 6d-f.
2016 *Leymeriella (Neoleymeriella) regularis* (d'Orbigny) ; Seyed-Emani & Wilmsen, p. 86, text-fig. 6A-J, 7D-E.

Matériel : deux spécimens, le premier (JG 167) des nodules ferrugineux présents au sein des lits 8 et 9 des Sables

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 11 03/09/2026 16:35:34

du Bec Thomas dans la vallée de l'Oison au lieu-dit « Auberge du lac », le second (JG 168) également de nodules ferrugineux, mais cette fois issus de la base du Poudingue ferrugineux à Freneuse-sur-Risle.

Discussion : les deux spécimens dont nous disposons sont des moules internes de très petite taille, avec des diamètres respectifs de 18 et 20 mm. La coquille présente un enroulement relativement évolute. La section du tour, subtrapézoïdale, est légèrement plus haute que large. La région ventrale est faiblement concave. L'ornementation est constituée de côtes longues, simples, saillantes, légèrement sigmoïdes et inclinées vers l'avant, qui portent sur les tours internes un petit tubercule latéral pincé radialement. Toutes les côtes naissent à la base du mur ombilical, tendent à être creusées d'une rainure sur la partie externe du flanc et se terminent sur l'épaule ventro-latérale en clavi épineux obliques par rapport à la ligne siphonale. On compte 12 à 13 côtes par demi-tour au diamètre de 18 mm.

Saveliev (1973) a distingué deux sous-genres au sein des *Leymeriella*. Le premier sous-genre est constitué des *L. (Leymeriella) sensu stricto* chez lesquels les côtes naissent assez haut sur le mur ombilical, sont toujours dépourvues de tubercules sur les flancs et où la coquille ne présente jamais de constrictions sur le dernier demi-tour de spire. Le second sous-genre est représenté par les *L. (Neoleymeriella)* qui, à l'inverse, développent des tubercules ombilicaux ou latéraux, au moins sur les premiers tours de spire, ont des côtes qui naissent très bas sur le mur ombilical et se terminent fréquemment sur l'épaule ventro-latérale en clavi épineux et, enfin, présentent souvent des constrictions sur le tour externe.

La présence de tubercules latéraux bien marqués et le caractère épineux des clavi ventro-latéraux permet d'attribuer aisément nos deux spécimens au sous-genre *L. (Neoleymeriella)*, tandis que les côtes distantes et saillantes et la densité costale sont comparables à celles de *L. (N.) regularis* (d'Orbigny, 1841) et en particulier du spécimen du sud-est de l'Angleterre illustré par Casey, 1978, pl. 98, fig. 2.

Distribution : Albien inférieur, zone à Leymeriella regularis.

Leymeriella (Neoleymeriella) intermedia Spath, 1925

✧ pl. 1, fig. 3 a-b

1925a *Leymeriella tardefurcata* (Leymerie) var. *intermedia* Spath, p. 85, pl. 6, fig. 12.
1973 *Leymeriella (Neoleymeriella) intermedia* Spath ; Saveliev, p. 200.
1973 *Leymeriella (Neoleymeriella) multicostata* Saveliev, p. 267, pl. 43, fig. 1-4 ; pl. 54, fig. 1 ; text-fig. 62.
1978 *Leymeriella (Neoleymeriella) intermedia* Spath ; Casey, p. 611, pl. 98, fig. 5 ; pl. 99, fig. 3a-b, 4 ; pl. 100, fig. 8 ; text-fig. 231 (avec synonymie).

Matériel : un spécimen (coll. J.-G. n° 169) récolté au sein des nodules ferrugineux présents à la base du Poudingue ferrugineux à Freneuse-sur-Risle.

Description : le moule interne illustré pl. 1, fig. 3a-b correspond à un individu de 53 mm de diamètre dont seul un demi-tour de spire est préservé. Il s'agit probablement d'une chambre d'habitation. La section du tour, subrectangulaire, est comprimée (rapport H/E = 1,54). Les flancs sont plats et la région ventrale creusée d'un très léger sillon, au moins sur l'avant-dernier quart de tour de spire. Les côtes, toutes longues et rainurées, en particulier sur la partie externe du flanc, naissent à la base de la bordure ombilicale. Elles sont faiblement inclinées vers l'avant et sigmoïdes. Sur l'avant-dernier quart de tour de spire, les côtes se terminent au niveau de l'épaule ventro-latérale en petits *clavi* obliques par rapport à la ligne siphonale. Sur le dernier quart de tour de spire, les côtes tendent au contraire à s'unir en chevrons sur le ventre suite à la disparition du sillon siphonal. La densité costale est assez élevée et on compte 19 côtes sur le demi-tour de spire préservé. On observe à plusieurs reprises de faibles constrictions entre les côtes. Ces constrictions sont indiquées par des irrégularités dans l'espacement des côtes.

Discussion : L'absence de tubercules latéraux pourrait suggérer à première vue que le moule interne décrit ici correspond à un *Leymeriella (Leymeriella)* et en particulier au génotype *L. (L.) tardefurcata* (d'Orbigny, 1841) en tenant compte de la densité costale. Les tubercules latéraux sont cependant présents uniquement sur les tours internes des *L. (Neoleymeriella)* et on se trouve ici en présence d'une chambre d'habitation. L'existence de faibles constrictions, la densité costale élevée et la tendance des côtes à s'unir en chevrons vers le péristome sont en revanche des caractères typiques de *Leymeriella (Neoleymeriella) intermedia* Spath, 1925, une espèce illustrée par Casey, 1978, text-fig. 231.

Distribution : Albien inférieur, zone à *Leymeriella regularis.*

Sous-ordre Ancyloceratina Wiedmann, 1966
Superfamille Douvilleiceratoidea Parona & Bonarelli, 1897
Famille Douvilleiceratidae Parona & Bonarelli, 1897
Sous-famille Douvilleiceratinae Parona & Bonarelli, 1897

Genre *Douvilleiceras* de Grossouvre, 1894

Espèce-type : *Ammonites mammillatus* Schlotheim, 1813, p. 111 ; suivant la décision de la Commission Internationale de Nomenclature Zoologique (ICZN Opinion specific name n° 422).

Douvilleiceras mammillatum (Schlotheim, 1813)

✧ pl. 1, fig. 4a-b, 5a-b, 6a-b, 7a-b

1813 *Ammonites mammillatus* Schlotheim, p. 111.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 12 03/09/2026 16:35:34

1816 *Ammonites monile* J. Sowerby, p. 35, pl. 117, fig. 1 (seulement).
1841 *Ammonites Clementinus* d'Orbigny, p. 260, pl. 75, fig. 5, 6.
1849 *Ammonites monile aequinodus* Quenstedt, p. 137, pl. 10, fig. 2.
1923b *Douvilleiceras monile* Spath, p. 70.
1962 *Douvilleiceras scabrosum* Casey, p. 278, pl. 40, fig. 1-3 ; pl. 42, fig. 2 ; text-fig. 102f, 103.
1979 *Douvilleiceras perchoisense* Destombes, p. 72, pl. 4-4, fig. 2.
1992 *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim) ; Amédro, p. 198.
2015 *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim) ; Kennedy & Klinger, p. 47, fig. 1-4, 6-7, 9-10, 11A-C, M-O, 12A-H, 14-18, 21, 22A-B. (avec synonymie).

Matériel : 7 spécimens, coll. J. G. Les cinq premiers proviennent des nodules ferrugineux présents au sein des lits 8 et 9 des Sables du Bec Thomas dans la vallée de l'Oison au lieu-dit « Auberge du lac ». Les deux derniers des nodules ferrugineux présents à la base du Poudingue ferrugineux à Freneuse-sur-Risle.

Discussion : Il existe deux approches différentes dans l'interprétation des espèces de *Douvilleiceras*. La première est fondée sur une conception purement typologique où la moindre variation d'un caractère morphologique est le prétexte pour la création d'un taxon. Casey (1962) reconnait ainsi 19 espèces au sein du genre, tandis que Klein & Bogdanova (2013) y rapportent 44 espèces ! La seconde approche considère que l'on se trouve face à une population d'ammonites hautement variable morphologiquement, allant de formes à ornementation atténuée jusqu'à des formes hypertuberculées. Amédro (1992) reconnaît ainsi seulement deux espèces qui se suivent et se relayent dans le temps :

- ✧ *Douvilleiceras leightonense* Casey, 1962 à côtes relativement arrondies et à dépression ventrale large et peu profonde, limitée aux zones à *Leymeriella tardefurcata*, à *L. regularis* et à *Sonneratia kitchini ;*
- ✧ *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim, 1813) à côtes saillantes et à dépression ventrale étroite et plus prononcée, bien représentée à partir de la zone à *S. kitchini* jusqu'à la zone à *Hoplites benettianus.*

Plus récemment, Kennedy & Klinger (2015) ont retenu trois taxons : *D. leightonense* comme espèce ancestrale, suivie de deux espèces « filles » contemporaines : *D. mammillatum* à ornementation atténuée et *D. inaequinodum* (Quenstedt, 1849) caractérisée par une ornementation hypertrophiée, tout en reconnaissant que « *it is perfectly possible that these two groups are merely parts of a continuum of variation in a single species, given the wide range of intraspecific variation shown by many other ammonite species (as with the classic example of Neogastroplites Reeside & Cobban, 1960)* ».

Tous nos spécimens ont un sillon ventral étroit, des tubercules ombilicaux et ventro-latéraux coniques entre lesquels s'insinue une faible bulle latérale interne et portent sur l'épaule ventro-latérale 6 rangées de *clavi* plus ou moins développés, mais jamais hypertrophiés. Tous entrent dans le spectre de variation de l'espèce *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim, 1813).

Distribution : Albien inférieur (à partir de la zone à *Cleoniceras floridum*) et base de l'Albien moyen (jusqu'à la zone à *Hoplites benettianus*).

Super-famille Turrilitoidea Gill, 1871
Famille Hamitidae Gill, 1871

Genre *Hamites* Parkinson, 1811

Espèce-type : *Hamites attenuatus* J. Sowerby, 1814

Hamites sp.

- ✧ pl. 4, fig. 5a-b, 6a-b

Matériel : coll. J.R. : 10 spécimens provenant du lit 15 des Argiles noires des Bissonnets à Villequier.

Discussion : Spath (1942) admet l'existence de 5 espèces d'*Hamites* dans sa sous-zone à *Euhoplites lautus-nitidus* qui correspond à la zone à *Dimorphoplites biplicatus* utilisée ici. Les différences entre les différents taxons sont fondées sur la forme de la section du tour, la densité costale, l'inclinaison plus ou moins marquée des côtes et leur caractère plus ou moins saillant. Notre matériel est trop fragmentaire et mal préservé pour tenter des déterminations spécifiques.

Distribution : Albien moyen et base de l'Albien supérieur.

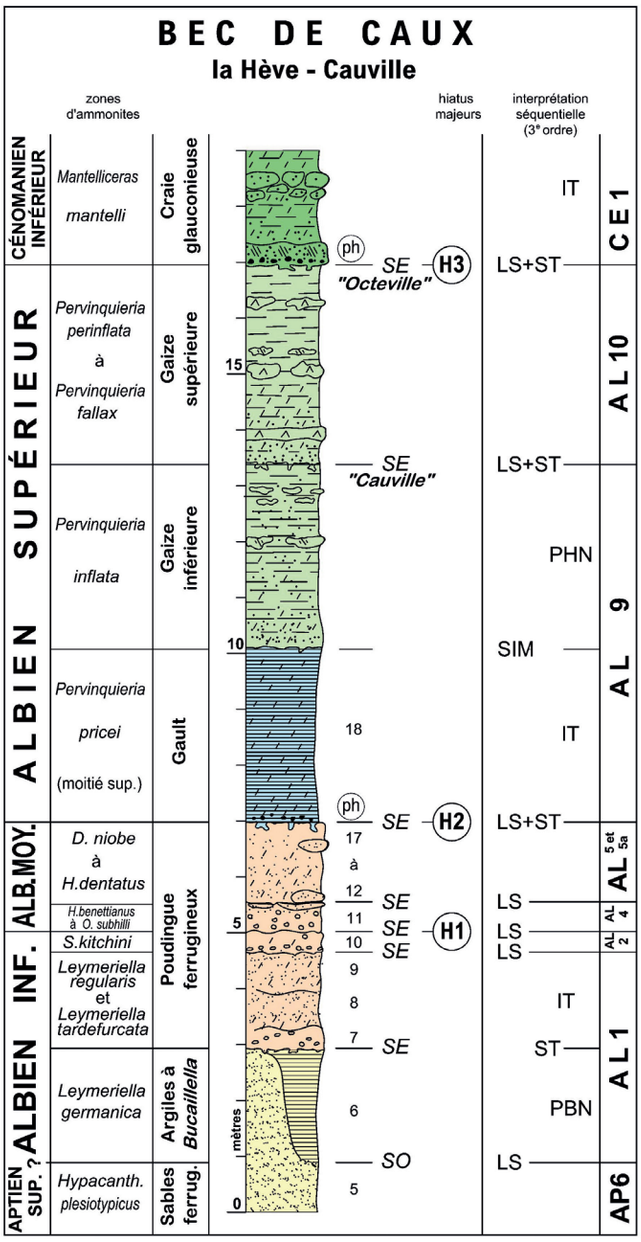
LA COUPE DE RÉFÉRENCE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE : LES FALAISES DU BEC DE CAUX

Comme nous l'avons déjà indiqué dans le chapitre introductif de ce travail, l'Albien du Bec de Caux est représenté par trois formations superposées qui affleurent au pied des falaises entre le Cap de la Hève et Saint-Jouin-Bruneval, soit du bas vers le haut : le Poudingue ferrugineux, les Argiles à faciès Gault et les Gaizes. En deux localités, à Cauville et à Saint-Jouin, une quatrième unité lithologique s'insère en biseau entre le Poudingue ferrugineux et les Sables ferrugineux de l'Aptien supérieur situés en dessous : les Argiles à *Bucaillella* (Destombes *et al.*, 1974 ; Maréchal *et al.*, 1988). Toutes les coupes accessibles à partir de l'estran ont été décrites de façon très précise par Juignet (1974). L'évolution du trait de côte en un demi-siècle a toutefois modifié la morphologie de la falaise et les affleurements ne sont plus les mêmes. La présente note cible les formations datées de l'Albien inférieur et moyen. Néanmoins, le souci d'offrir une vision d'ensemble de la coupe des falaises du Bec de Caux, utilisée comme référence

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 13 03/09/2026 16:35:34

à l'échelle régionale, nous amène à étendre exceptionnellement la description lithologique à la totalité de l'étage.

Au point de vue paléontologique, la plupart des ammonites récoltées au sein des Sables ferrugineux, des Argiles à *Bucaillella*, du Poudingue ferrugineux, ainsi que dans la partie inférieure des Argiles à faciès Gault proviennent de Cauville (Juignet, 1974 ; Destombes *et al.*, 1974 ; Maréchal, 1991, 1994). C'est la raison pour laquelle la moitié inférieure de la coupe composite illustrée dans la figure 6 reproduit la succession visible dans cette localité. Le sommet des Argiles à faciès Gault et les Gaizes étant toutefois inaccessibles à Cauville, cette partie de la coupe est prise au Cap de la Hève. Du bas vers le haut, la succession lithologique synthétique est la suivante.



Sables ferrugineux (vus sur 3 m) : sables glauconieux, plus ou moins argileux, jaunâtres. Les 20 cm supérieurs des Sables ferrugineux sont bioturbés et parcourus de terriers remplis d'argile sableuse provenant des Argiles à *Bucaillella* situées au-dessus. La limite supérieure des Sables ferrugineux est une surface d'omission. La récolte de plusieurs *Hypacanthoplites plesiotypicus* (Fritel, 1906) [=*H. jacobi* (Collet, 1907)] dans la partie moyenne des Sables ferrugineux permet d'attribuer la formation à l'Aptien supérieur.

Argiles à *Bucaillella* (2,10 m) : argile sableuse gris-foncé, limitée au sommet par une surface d'érosion. Les ammonites identifiées dans les Argiles à *Bucaillella* comprennent *H. plesiotypicus, H. clavatus* (Fritel, 1906), *H. elegans* (Fritel, 1906), *H. milletioides* Casey, 1961, *H. trivialis* Breistroffer, 1947, *Bucaillella cayeuxi* Destombes, Juignet & Rioult, 1974 et *Arcthoplites marechali* Casey, 1999, une association de la zone à *Leymeriella germanica* considérée maintenant comme albienne dans la mesure où elle est postérieure à l'apparition du foraminifère planctonique *Microhedbergella renilaevis* Huber & Leckie, 2011 qui est le critère retenu par la Commission Stratigraphique Internationale pour définir la base de l'étage Albien (Petrizzo *et al.*, 2012 ; Kennedy *et al.*, 2016).

Poudingue ferrugineux (4,20 m) : sables grossiers, glauconieux, plus ou moins argileux, jalonnés de galets et de graviers, composés de quatre unités lithologiques superposées, séparées les unes des autres par des surfaces d'érosion. Les ammonites recueillies dans les unités successives sont les suivantes :

- ✧ lits 7 à 9 de Juignet (1974) : *Leymeriella (Leymeriella)* sp. (dans l'unité 7 uniquement) et *L. (Neoleymeriella) regularis* (d'Orbigny, 1841) : zones à *L. tardefurcata* et à *L. regularis* indifférenciées ;
- ✧ lit 10 : *Cleoniceras* sp., *Sonneratia kitchini* Spath, 1925 et *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim, 1813) : zone à *S. kitchini ;*
- ✧ lit 11 : *Beudanticeras* sp., *Cleoniceras (Neosaynella) inornatum* Casey, 1966, *D. mammillatum, Otohoplites normanniae* Destombes, Juignet & Rioult, 1974, *Hoplites (Isohoplites) steinmanni* (Jacob, 1907), *H. (Hoplites) benettianus* (J. de C. Sowerby, 1826) et *Lyelliceras vaasti* Destombes, Juignet & Rioult, 1974 : zone à *H. (I.) steinmanni*. C'est probablement de ce lit et de ses équivalents latéraux que proviennent un *Otohoplites subhilli* (Spath, 1942) (coll. Maréchal, Le Havre) récolté non en place à Cauville, ainsi qu'un *Lyelliceras lyelli* (d'Orbigny, 1841) recueilli dans le Poudingue ferrugineux au Cap de la Hève

Fig. 6. Coupe des formations albiennes du Bec de Caux (Seine-Maritime). Les figurés lithologiques sont indiqués sur la figure suivante.
Fig. 6. *Section of the albian formations of the Bec de Caux (Seine-Maritime). The lithological legend is indicated in the following figure.*

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 14 03/09/2026 16:35:35

à 9 km au sud de Cauville, illustré par Destombes *et al.* (1974). Si tel est le cas, l'attribution du lit 11 pourrait couvrir un intervalle allant de la zone à *O. subhilli* à la base à la zone à *H. (H.) benettianus* au sommet ;

✧ lits 12 à 17 : *Hoplites (Hoplites) dentatus* (J. Sowerby, 1821) et *Anahoplites intermedius* Spath, 1925 à la base, *Anahoplites planus* (Mantell, 1822) et *Dimorphoplites niobe* Spath, 1926 au sommet : zones à *H. dentatus*, à *A. intermedius* et à *D. niobe.*

Les espèces citées ci-dessus permettent d'attribuer le Poudingue ferrugineux à l'Albien inférieur et moyen, et plus précisément à un intervalle allant de la zone à *Leymeriella tardefurcata* à la zone à *Dimorphoplites niobe*. La succession lithologique semble toutefois affectée d'un hiatus entre les lits 10 et 11 dans la mesure où les zones successives à *Cleoniceras floridum* et à *Hemisonneratia puzosiana* n'ont pas été identifiées. À moins qu'il ne s'agisse d'un artéfact lié à un manque de récoltes paléontologiques.

Gault ou plus exactement **Argiles à faciès Gault** (vues sur 2,60 m à Cauville. Épaisseur le plus souvent comprise entre 3 et 4 m dans les falaises du Bec de Caux) : glauconitite argilo-sableuse verte passant vers le haut à une argile sableuse, glauconieuse, gris-foncé, contenant localement un ou deux lits de nodules phosphatés. La macrofaune est rare et les seules ammonites identifiées jusqu'à présent sont *Prohysteroceras (Goodhallites) goodhalli* (J. Sowerby, 1820) et *Pervinquieria (Pervinquieria) pricei* (Spath, 1923) (Juignet, 1974). On se trouve ici dans la zone à *P. pricei* de l'Albien supérieur et plus précisément dans la moitié supérieure de la zone en raison de l'absence d'*Actinoceramus sulcatus* (Parkinson, 1819), une espèce d'inocérame particulièrement abondante dans la moitié inférieure de la zone à travers l'ensemble du Bassin anglo-parisien. La limite entre le Poudingue ferrugineux et les Argiles à faciès Gault coïncide avec un second hiatus significatif dans la succession des associations d'ammonites. Deux zones et demi manquent : la zone à *Dimorphoplites biplicatus* au sommet de l'Albien moyen, la zone à *Dipoloceras cristatum* et la moitié inférieure de la zone à *Pervinquieria pricei* à la base de l'Albien supérieur.

Gaizes inférieure et supérieure (7 à 13 m). Dans les falaises du Bec de Caux, les formations albiennes se terminent par une marne silteuse grise avec des cordons de nodules gréso-calcaires et cherteux : la Gaize. La limite entre les Argiles à faciès Gault et la Gaize coïncide le plus souvent avec un simple changement de faciès, sans discontinuité sédimentaire marquée. Tel est le cas au Cap de la Hève ou à Saint-Jouin. La seule exception est observée à Octeville, à 4 km au nord du Cap de la Hève où une surface d'omission souligne la limite entre les deux formations. La surface d'érosion *Cauville,* située dans la partie médiane de la Gaize, permet de distinguer une Gaize inférieure et une Gaize supérieure (Juignet, 1974). La Gaize inférieure est datée de la zone à *Pervinquieria inflata* (Albien supérieur *sensu stricto*) par la récolte de l'espèce index associée à *Callihoplites auritus* (J. Sowerby, 1816), *Anahoplites picteti* Spath, 1925, *Prohysteroceras (Neoharpoceras) hugardianum* (d'Orbigny, 1841) et *Hysteroceras carinatum* Spath, 1922 (Juignet, 1974). La Gaize supérieure est attribuée quant à elle au « Vraconnien », c'est-à-dire à l'Albien terminal par la présence de *Pervinquieria (P.) fallax* Breistroffer, 1940 et de *P. (S.) perinflata* (1922) (Destombes, 1958). La limite entre la Gaize et la craie glauconieuse du Cénomanien inférieur coïncide enfin avec un troisième hiatus souligné par une importante surface d'érosion nommée surface *Octeville* par Juignet (1974).

Cette description et l'examen de la figure 6 (*) montrent que l'enregistrement sédimentaire est très réduit dans l'Albien du Bec de Caux et les hiatus nombreux. En plus de la lacune de sédimentation (H3) observée à la limite Albien-Cénomanien, qui est générale au sein du Bassin anglo-parisien, deux autres hiatus à caractère régional affectent la succession lithologique. Le premier (H1) est situé au sein du Poudingue ferrugineux. Le second hiatus (H2) coïncide avec la limite entre le Poudingue ferrugineux et les argiles à faciès Gault. Le Bec de Caux correspond alors à une zone haute, c'est-à-dire à un haut-fond sur lequel peu de sédiments sont préservés. Le Poudingue ferrugineux mesure en moyenne 3 à 6 m d'épaisseur, mais représente 10 zones d'ammonites, soit un intervalle de temps d'environ 6 à 7 Ma. Si le Bec de Caux constitue à l'échelle régionale une coupe de référence pour l'étage Albien en raison, premièrement du caractère pérenne des affleurements – même si leur morphologie se modifie au fil des ans – et deuxièmement de leur extension sur une quinzaine de kilomètres entre le Cap de la Hève et Saint-Jouin-Bruneval, la succession lithologique y est très incomplète.

(*) L'interprétation séquentielle présentée sur la partie droite de la figure 6 est discutée dans un autre chapître.

LES AFFLEUREMENTS DE LA BASSE VALLÉE DE LA SEINE

Villequier (Seine-Maritime)

La localité de Villequier est située dans un méandre de la Seine, sur la rive droite du fleuve, à mi-chemin entre Rouen et Le Havre (fig. 1). La coupe présentée dans la figure 7 a été levée à la fin des années 1980 dans une carrière localisée dans le Bois des Bissonnets (Ragot, 1989). Cette carrière (latitude : 49° 511 000 N ; longitude : 0° 668 000 E) appartenait à la « *Société des Argiles de Villequier* » qui a cessé son activité à la fin du XIX^{e} siècle. Du bas vers le haut, la succession lithologique apparaissait comme suit dans l'intervalle qui nous intéresse.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 15 03/09/2026 16:35:35

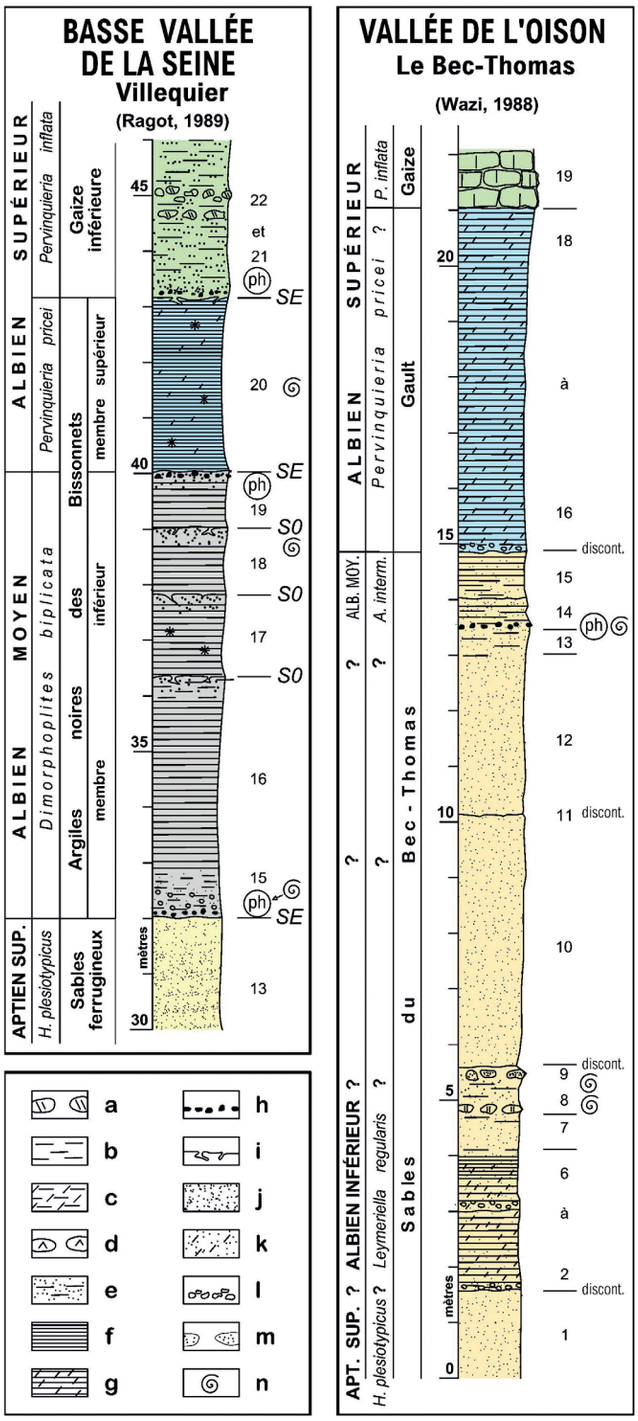


Fig. 7. Coupes des formations albiennes de la Basse vallée de la Seine et de la vallée de l'Oison (Seine-Maritime). Légende des figurés lithologiques : (a) calcaire noduleux, (b) marne, (c) marne glauconieuse, (d) chert, (e) marne sableuse ou silteuse, (f) argile, (g) argile glauconieuse, (h) nodules phosphatés, (i) surface d'omission, (j) sable, (k) sable glauconieux, (l) graviers et galets, (m) nodules gréseux, (n) ammonites.
Fig. 7. Sections of the albian formations of the Lower Seine Valley and of the l'Oison valley. Legend for the lithology: (a) nodular limestone, (b) marl, (c) glauconitic marl, (d) chert, (e) sandy or silty marl, (f) clay, (g) glauconitic clay, (h) phosphate nodules, (i) omission surface, (j) sand, (k) glauconitic sand, (l) gravel and pebbles, (m) sandstone nodules, (n) ammonites.

Sables ferrugineux (Seuls les 2 m sommitaux sont pris en compte. La formation mesure en réalité 31 m d'épaisseur à Villequier et surmonte ici des argiles noires du Kimméridgien, observées sur 1 m. C'est la raison pour laquelle le métrage de la coupe débute au niveau 30 m) : sables quartzeux, glauconieux, jaune verdâtre, dans lesquels Dollfus (1929) cite la présence « d'*Ammonites milleti* », c'est-à-dire vraisemblablement d'un *Hypacanthoplites plesiotypicus*, ce qui permet d'attribuer la formation à l'Aptien supérieur.

Argiles noires des Bissonnets (11,20 m). Deux ensembles lithologiques à valeur de membres sont distingués au sein de la formation par Ragot (1989).

Membre inférieur englobant les unités 14 à 19 de Ragot (8,20 m) : argile sableuse noire dans laquelle on peut distinguer quatre cycles limités au sommet, pour les trois premiers, par une surface d'omission riche en *Thalassinoides* et surtout *Chondrites* qui s'enfoncent à chaque fois sur une vingtaine de centimètres et, pour le dernier, par une surface d'érosion tapissée de nodules phosphatés. Le cycle inférieur, plus épais que les trois suivants, débute par un niveau décimétrique riche en graviers (unité 14) au sommet duquel on observe un lit de nodules phosphatés (unité 15). Ce cycle se poursuit par un mètre d'argile franchement sableuse contenant encore de nombreux graviers de quartz. Le reste du cycle, ainsi que les trois cycles suivants, sont constitués d'argile sableuse gris-foncé. Deux niveaux ont livré des ammonites au sein du Membre inférieur des Argiles noires des Bissonnets dans la carrière de Villequier. Le matériel, préservé sous l'aspect de moules internes en phosphate de calcium dans le premier niveau (unité 15) et en argile dans le second niveau (unité 18), est le suivant :

- ✧ de l'unité 15 : *Anahoplites planus* (Mantell, 1822) (3 exemplaires), *Dimorphoplites biplicatus* (Mantell, 1822) (1 ex.) et *Hamites* sp. (10 ex.) ;
- ✧ de l'unité 18 : *Anahoplites planus* (3 exemplaires) et *Dimorphoplites biplicatus* (7 ex.).

L'ensemble de ces ammonites est caractéristique de la zone à *Dimorphoplites biplicatus*, ce qui permet d'attribuer la totalité de l'unité lithologique au sommet de l'Albien moyen.

Membre supérieur ou unité 20 (3 m) : argile gris-pâle, ponctuée de fins grains de glauconie et parsemée de quelques nodules pyriteux et phosphatés centimétriques. Le contact avec la Gaize est souligné par une surface d'érosion qui témoigne d'un arrêt dans la sédimentation. Les ammonites identifiées, toutes préservées sous la forme de moules internes argileux, incluent les suivantes : *Pervinquieria (Pervinquieria) pricei* (Spath, 1922) (1 ex.), *P. (Deiradoceras) devonense* Spath, 1933 (1 exemplaire, figuré sous le nom de *Goodhallites goodhalli* par Ragot, 1989, pl. 1, fig. 5) et *Hysteroceras carinatum* Spath, 1922 (1 ex.).

Cette association est typique de la zone à *Pervinquieria pricei* de l'Albien supérieur. Le Membre supérieur des Argiles

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 16 03/09/2026 16:35:35

noires des Bissonnets correspond aux Argiles à faciès Gault du Bec de Caux, une conclusion à laquelle Ragot (1989) était déjà arrivé.

Gaize inférieure (décrite sur une hauteur de 3 m) : marne silteuse, très glauconieuse, entrecoupée de bancs cherteux et débutant à la base par un lit de nodules phosphatés.

Au terme de cette description de la coupe de Villequier, l'attribution stratigraphique du Membre inférieur des Argiles noires des Bissonnets mérite une courte remarque. Ragot (1989) a attribué cette unité lithologique à l'Albien moyen et l'a considéré comme un équivalent latéral du Poudingue ferrugineux du Bec de Caux en se fondant sur l'identification des espèces d'ammonites suivantes : *Beudanticeras laevigatum*, *Hoplites cunningtoni*, *Anahoplites planus*, *Hamites attenuatus* et *Hamites rotundus* dans l'unité 15 ; *Anahoplites planus*, *A. splendens*, *Dimorphoplites niobe, D.* aff. *doris, D. tethydis* et *Hamites* sp. dans l'unité 18.

La révision du matériel révèle aujourd'hui que toutes les ammonites déterminées à l'époque comme *Hoplites cunningtoni*, *Dimorphoplites niobe*, *D.* aff. *doris* et *D. tethydis* appartiennent en réalité à une seule et même espèce : *Dimorphoplites biplicatus !* Cette confusion s'explique par le fait que tous les spécimens concernés possèdent en commun des côtes lautiformes, c'est-à-dire des côtes naissant par paire au niveau des tubercules ombilicaux et se réunissant de nouveau sur les tubercules ventro-latéraux en formant une boucle. Or l'apparition de côtes lautiformes est récurrente chez les Hoplitidae et l'on en observe chez les *Otohoplites* de l'Albien inférieur, chez certains *Hoplites* et *Dimorphoplites* de l'Albien moyen et enfin chez les *Callihoplites* de l'Albien supérieur, d'où l'existence de nombreux homéomorphes. L'identification des espèces est fondée sur des critères ténus et seule une longue expérience permet de se repérer au sein de la systématique des Hoplitidae, une compétence que deux d'entre nous (F.A. et B.M.) ont acquise suite à l'examen de plusieurs centaines de représentants de chaque espèce.

En définitive, si le Membre inférieur des Argiles noires des Bissonnets est bien daté de l'Albien moyen, son attribution stratigraphique précise ne correspond pas à la base de l'Albien moyen, mais au sommet du sous-étage et plus précisément à la zone à *Dimorphoplites biplicatus* qui n'a jamais été identifiée dans le Bec de Caux. Le Membre inférieur des Argiles noires des Bissonnets ne peut être corrélé à aucune unité lithologique du Bec de Caux.

Le Bec-Thomas (Eure)

Le Bec-Thomas est un village de 200 habitants situé dans la vallée de l'Oison à 10 km au sud-ouest d'Elbeuf. La présence dans ce secteur d'argiles, de sables et de poudingue ferrugineux albiens a été signalée pour la première fois par Lancelevée (1887). La coupe synthétique illustrée dans la figure 7 est reproduite de la thèse de Wazi (1988). Sa construction s'appuie sur un forage réalisé dans la vallée de l'Oison et sur des relevés topographiques de quelques affleurements apparus dans la localité à l'occasion de travaux de voirie. Deux d'entre eux, nommés « auberge du lac » (latitude : 49° 244 950 N ; longitude : 0° 974 950 E) et « talus du chemin départemental 86 » (latitude : 49° 242 700 N ; longitude : 0° 974 150 E) ont livré des ammonites. Du bas vers le haut, la coupe lithologique synthétique est la suivante.

Sables du Bec-Thomas (recoupés sur une hauteur de 14,60 m) : superposition de plusieurs ensembles lithologiques à dominante sableuse ou argileuse, soit :

- ✧ unité 1 : sables fins ;
- ✧ unités 2 à 7 : argiles silteuses et sables argileux ;
- ✧ unités 8 et 9 : sables argileux parsemés de nodules gréso-ferrugineux non carbonatés, pluri-centimétriques à décimétriques, de couleur marron et très fossilifères ;
- ✧ unité 10 : sables argilo-glauconieux grossiers ;
- ✧ unités 11 à 13 : sables fins ;
- ✧ unités 14 et 15 : argiles sableuses à la base, devenant silteuses vers le haut. Un lit de nodules phosphatés livrant des moules internes d'ammonites est présent à la limite inférieure de l'unité 14. La limite supérieure des Sables du Bec Thomas est une surface d'érosion bien marquée.

Selon Wazi (1988), les limites inférieure et supérieure de l'unité 10 correspondent à des discontinuités, mais la nature de celles-ci n'est pas précisée (surfaces d'omission, d'érosion ou autres ?). Les ammonites recueillies au sein de la formation proviennent, d'une part des nodules ferrugineux présents au sein des unités 8 et 9 et, d'autre part du lit de nodules phosphatés situé à la base du lit 14. L'inventaire du matériel est le suivant :

- ✧ des unités 8 et 9 : *Cleoniceras (Cleoniceras) cleon* (d'Orbigny, 1841) (2 ex.), *C. (C.) quercifolium* (d'Orbigny, 1841) (2 ex.), *C. (C.) floridum* Casey, 1961 (1 ex.), *C. (C.)* sp. (2 ex.), *Leymeriella (Neoleymeriella) regularis* (d'Orbigny, 1841) (1 ex.) et *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim, 1813) (5 ex.) ;
- ✧ de l'unité 14 : *Anahoplites intermedius* Spath, 1925 (2 exemplaires), *Anahoplites osmingtonensis* Owen, 1971 (3 ex.) et *Anahoplites* sp. (juvénile) (1 ex.).

Gault (unités 16 à 18 : 6 m) : argile sablo-glauconieuse gris foncé, graveleuse à la base, devenant plus carbonatée dans les 0,50 m supérieurs.

Gaize (unité 19 décrite sur 1 m) : calcaire gréseux et noduleux qui a fourni plusieurs fragments d'ammonites appartenant aux genres *Pervinquieria* et *Callihoplites*.

Wazi (1988) considère les Sables du Bec-Thomas comme un équivalent latéral du Poudingue ferrugineux du Bec de Caux et attribue l'ensemble de la formation à l'étage Albien. Les premières ammonites albiennes trouvées au sein des Sables du Bec-Thomas proviennent des unités 8 et 9, tandis que la limite inférieure de l'unité 2 est une surface d'érosion

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 17 03/09/2026 16:35:35

au-dessus de laquelle on trouve des graviers. Si les unités 2 à 9 inclus sont assez grossières et glauconieuses et rappellent par leur faciès le Poudingue ferrugineux du Bec de Caux, l'unité 1 est en revanche constituée d'un sable fin, jaune verdâtre, qui semble beaucoup plus comparable aux Sables ferrugineux aptiens du Bec de Caux. C'est la raison pour laquelle nous pensons que la base des Sables du Bec Thomas pourrait être aptienne et correspondre au sommet des Sables ferrugineux du Bec de Caux, de la Basse vallée de la Seine et de la vallée de la Risle.

En ce qui concerne l'attribution stratigraphique des unités lithologiques suivantes, l'association d'ammonites trouvée dans les nodules ferrugineux des unités 8 et 9 indique une condensation des zones à *Leymeriella regularis* et à *Cleoniceras floridum* de l'Albien inférieur, tandis que celle contenue dans les nodules phosphatés de l'unité 14 est représentative de la zone à *Anahoplites intermedius* de l'Albien moyen.

Freneuse-sur-Risle (Eure)

Le village de Freneuse-sur-Risle est situé à 16 km au sud-est de Pont-Audemer (fig. 1). Contrairement à ce qui vient d'être décrit à Villequier ou au Bec-Thomas, il n'existe aucune coupe lithologique synthétique des formations albiennes dans le secteur, faute d'affleurements. Les seules informations partielles proviennent des environs de Pont-Audemer (Couvey, 1883 ; Bucaille, 1886, Juignet, 1974). Des forages réalisés à l'occasion de la construction de l'autoroute A13 ont traversé, à 4 km au nord-ouest de la localité et du haut vers le bas : 4 à 9 m d'argiles sablo-glauconieuses correspondant au faciès Gaize et au Gault, puis en dessous, une importante masse sableuse dont l'épaisseur dépasse 25 m, dans laquelle on observe des intercalations de poudingue ferrugineux et qui correspond à la formation éponyme (Juignet *et al.*, 1966 ; Juignet, 1974).

Des travaux de terrassement effectués lors de la construction d'un garage à Freneuse-sur-Risle ont révélé la présence de sables ferrugineux incluant des nodules, également ferrugineux, pluri-centimétriques à décimétriques (latitude : 49° 254 640 N ; longitude : 0° 669 880 E) (Wazi *et al.*, 1986). Aucune coupe n'a pu être levée, mais les nodules ont livré plusieurs moules internes d'ammonites incluant : *Leymeriella (Neoleymeriella) regularis* (d'Orbigny, 1841) (1 ex.), *L. (Neoleymeriella) intermedia* Spath, 1925 (1 ex.) et *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim, 1813) (2 ex.). Ces nodules ferrugineux sont identiques à ceux décrits au sein des unités 8 et 9 des Sables du Bec Thomas dans la vallée de l'Oison, à la fois par leur couleur marron, mais aussi par leur nature pétrographique et leur contenu paléontologique.

LES AFFLEUREMENTS MARGINAUX DE VILLERS-SUR-MER ET DE LISIEUX

Les formations albiennes décrites ci-dessus sont le plus souvent totalement érodées lorsqu'on se rapproche de la bordure du Massif armoricain (Rioult *et al.*, 1966). Des lambeaux lenticulaires d'Albien de quelques décimètres à un ou deux mètres d'épaisseur sont néanmoins préservés çà et là entre la surface d'érosion post-jurassique et les couches basales du Cénomanien. Ces dépôts apparaissent le plus souvent sous un faciès très glauconieux. Il s'agit de la *Glauconie de base* (Juignet, 1974) qui est une glauconitite sablo-argileuse verdâtre dans laquelle on peut distinguer localement trois unités lithologiques. Chacune de ces unités est limitée à la base par une surface d'érosion au-dessus de laquelle on trouve des graviers de quartz, des nodules phosphatés et, en ce qui concerne l'unité inférieure, des galets ferrugineux identiques à ceux du Poudingue ferrugineux du Bec de Caux et des environs de Lisieux. Selon Juignet (1974), l'unité inférieure pourrait correspondre au Poudingue ferrugineux du Bec de Caux, l'unité médiane aux Argiles à faciès Gault et l'unité supérieure aux gaizes. En d'autres endroits, des nodules phosphatés albiens sont remaniés à la base des formations cénomaniennes. Tel est en particulier le cas dans les Falaises des Vaches Noires entre Houlgate et Villers-sur-Mer et à Lisieux (Rioult *et al.*, 1966).

Villers-sur-Mer (Calvados)

Les Falaises des Vaches noires, situées entre Houlgate et Villers-sur-Mer dans le Calvados (fig. 1), sont célèbres pour leurs riches faunes d'ammonites calloviennes et oxfordiennes. Si les deux tiers inférieurs des falaises sont constitués de formations jurassiques, le tiers supérieur est formé de dépôts carbonatés cénomaniens transgressifs qui reposent sur les précédents par l'intermédiaire d'une importante discontinuité sédimentaire. Les niveaux de base du Crétacé sont difficilement visibles en raison d'éboulements et du fluage des argiles. Néanmoins, les observations réalisées depuis de nombreuses décennies par différents chercheurs et en particulier Rioult (1978), Rioult *et al.* (1989) et Leconte (2023) apportent quelques informations intéressantes.

Des poches lenticulaires de sables fins, jaunâtres, à concrétions ferrugineuses, ainsi que des débris de conglomérat à matrice gréso-ferrugineuse, intercalés entre les formations oxfordiennes et cénomaniennes ont été observés à plusieurs reprises le long des falaises entre Houlgate et Villers-sur-Mer. Ces faciès rappellent ceux des Sables ferrugineux et du Poudingue ferrugineux du Bec de Caux. La surface d'érosion située à la limite inférieure des sables glauconieux du Cénomanien inférieur supporte quant à elle des graviers de quartz, grès, calcaires, ainsi que des nodules gréso-phosphatés noirs. Les fossiles sont rarement déterminables en raison de leur mauvaise conservation et en particulier de leur usure.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 18 03/09/2026 16:35:35

Néanmoins quelques ammonites, collectées entre Houlgate et Villers-sur-Mer et issues de ces nodules phosphatés, sont typiquement des formes apto-albiennes. L'inventaire du matériel décrit dans la littérature, classé suivant son attribution stratigraphique, est le suivant :

- ✧ de l'Aptien supérieur : *Hypacanthoplites anglicus* Casey, 1950 (1 exemplaire) (Breton *et al.*, 2003) ;
- ✧ de l'Albien inférieur et/ou moyen : *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim, 1813) (1 ex.) (Krause, 2016, 2020) ;
- ✧ de l'Albien supérieur : *Metaclavites compressus* Parona & Bonarelli, 1897 (1 ex.) (Juignet, 1974).

À ces spécimens, on peut ajouter, grâce aux récoltes réalisées durant ces quinze dernières années par l'un d'entre nous (Damien Gendry) :

- ✧ de l'Albien moyen : *Hoplites (Hoplites)* sp. (2 ex.), *Hoplites (Hoplites) benettianus* (J. de C. Sowerby, 1826) (1 ex.) et *H. (H.)* cf. *dentatus* (J. Sowerby, 1821) (1 ex.) ;
- ✧ de l'Albien supérieur : *Pervinquieria (Pervinquieria)* sp. (1 ex.) et, bien qu'il ne s'agisse pas d'une ammonite, mais d'un inocérame : *Actinoceramus sulcatus* (Parkinson, 1819) (1 ex.).

Si aucune biozone ne peut être identifiée au sein de l'Albien inférieur, les espèces représentatives de l'Albien moyen et de l'Albien supérieur permettent néanmoins de caractériser pour la première fois plusieurs zones au sein des deux sous-étages, soit dans l'Albien moyen, les zones successives à *H. benettianus* et à *H. dentatus* par la présence des index et, dans l'Albien supérieur, les zones à *Dipoloceras cristatum* et à *Pervinquieria pricei* par l'association de *Metaclavites compressus, Pervinquieria (Pervinquieria)* sp. et d'*Actinoceramus sulcatus*. Malgré le caractère condensé et remanié de la faune, l'attribution stratigraphique des nodules phosphatés présents au niveau de la surface d'érosion séparant les formations jurassiques et crétacées peut être précisée.

Lisieux (Calvados)

Il n'existe actuellement, et selon les informations dont nous disposons, aucun affleurement d'Albien aux abords de la ville de Lisieux. Toutefois, Bigot (1896) cite la présence de « Gault » dans la sablonnière de Saint-Martin-de-la-Lieue, une commune mitoyenne située au sud. La description laissée par l'auteur indique la présence d'1,50 m d'argiles noires, grossières, à petits galets de quartz et nodules phosphatés à la base. Ces argiles sont transgressives sur les sables séquaniens et sont elles-mêmes surmontées par les dépôts glauconieux de la base du Cénomanien. Selon Bigot, « *on trouve dans le Gault quelques ammonites rapportées à Ammonites interruptus* ». Cette espèce bien caractéristique étant aujourd'hui mise en synonymie avec *Hoplites (H.) dentatus* (J. Sowerby, 1821), on peut raisonnablement admettre l'existence de la zone éponyme à Lisieux. L'auteur ne précise malheureusement pas si les ammonites sont des moules internes phosphatés remaniés à la base des argiles à faciès Gault ou trouvés en place au sein des argiles. Le contexte régional suggère que la première hypothèse est plus probable, mais sans certitude.

COMPARAISON DES COUPES

La figure 8 présente une tentative de corrélation des principales coupes décrites dans le chapitre précédent. Son examen confirme le caractère ultra condensé des formations, en particulier en ce qui concerne le Poudingue ferrugineux. Mais il révèle surtout de nombreuses lacunes de sédimentation et/ou d'érosion au sein de chaque coupe. Seules deux formations couvrent toute l'aire étudiée : les Sables ferrugineux aptiens et les Argiles à faciès Gault de l'Albien supérieur. Les dépôts attribués à l'Albien inférieur et moyen sont quant à eux très discontinus géographiquement et aucune corrélation directe n'est possible entre les coupes.

Une autre présentation du cadre stratigraphique est proposée dans la figure 9 en indiquant pour chaque coupe les zones d'ammonites identifiées au sein des formations. Cette approche différente fait apparaître quelques informations intéressantes.

- ✧ Les Sables du Bec-Thomas sont un équivalent latéral de la partie supérieure des Sables ferrugineux et du Poudingue ferrugineux du Bec de Caux dont ils ne diffèrent que par une granulométrie moins grossière.
- ✧ Le Membre inférieur des Argiles noires des Bissonnets, daté de la zone à *Dimorphoplites biplicatus*, n'a aucun équivalent stratigraphique dans l'aire étudiée.
- ✧ Le Membre supérieur de la même formation correspond au « Gault » du Bec de Caux et des autres localités normandes étudiées.
- ✧ Enfin, quatre invasions marines significatives peuvent être tracées à l'échelle régionale. Deux d'entre elles encadrent l'intervalle étudiée : à l'Aptien supérieur durant la zone à *Hypacanthoplites plesiotypicus* et à l'Albien supérieur au cours de la zone à *Pervinquieria pricei*. Les deux autres événements à caractère transgressifs ont lieu à l'Albien inférieur et moyen : le premier durant la zone à *Leymeriella regularis*, le second durant la zone à *Hoplites dentatus*.

En définitive, l'enregistrement sédimentaire se révèle très discontinu sur le Bec de Caux et la Basse vallée de la Seine à l'Albien inférieur et moyen, à la fois géographiquement, mais aussi temporellement. Il s'agit du résultat combiné d'une absence de dépôt durant plusieurs intervalles de temps (lacunes de sédimentation -mais sans émersion-) et de phénomènes de vannage locaux liés à des courants marins à faible profondeur (lacunes d'érosion). Il est probable que la mer ait couvert toute la région durant la plus grande partie du temps, mais seuls quelques témoins résiduels de ces invasions marines subsistent çà et là.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 19 03/09/2026 16:35:35

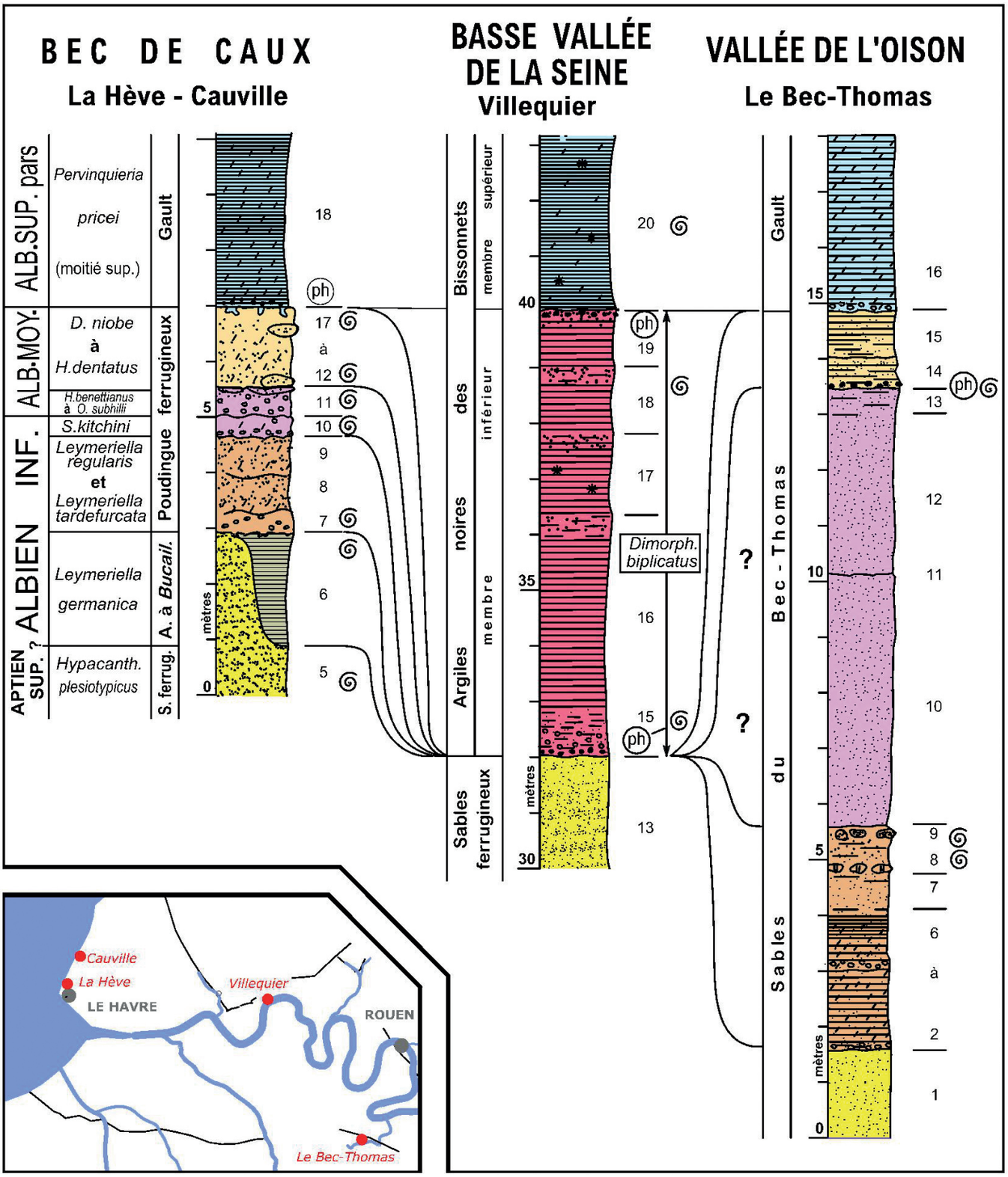


Fig. 8. Corrélation dans l'Albien inférieur et moyen entre le Bec de Caux, la Basse vallée de la Seine et la vallée de l'Oison.
Fig. 8. *Correlation in the Lower and Middle Albian between the Bec de Caux, the l'Oison valley and the Lower Seine Valley.*

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 20 03/09/2026 16:35:36

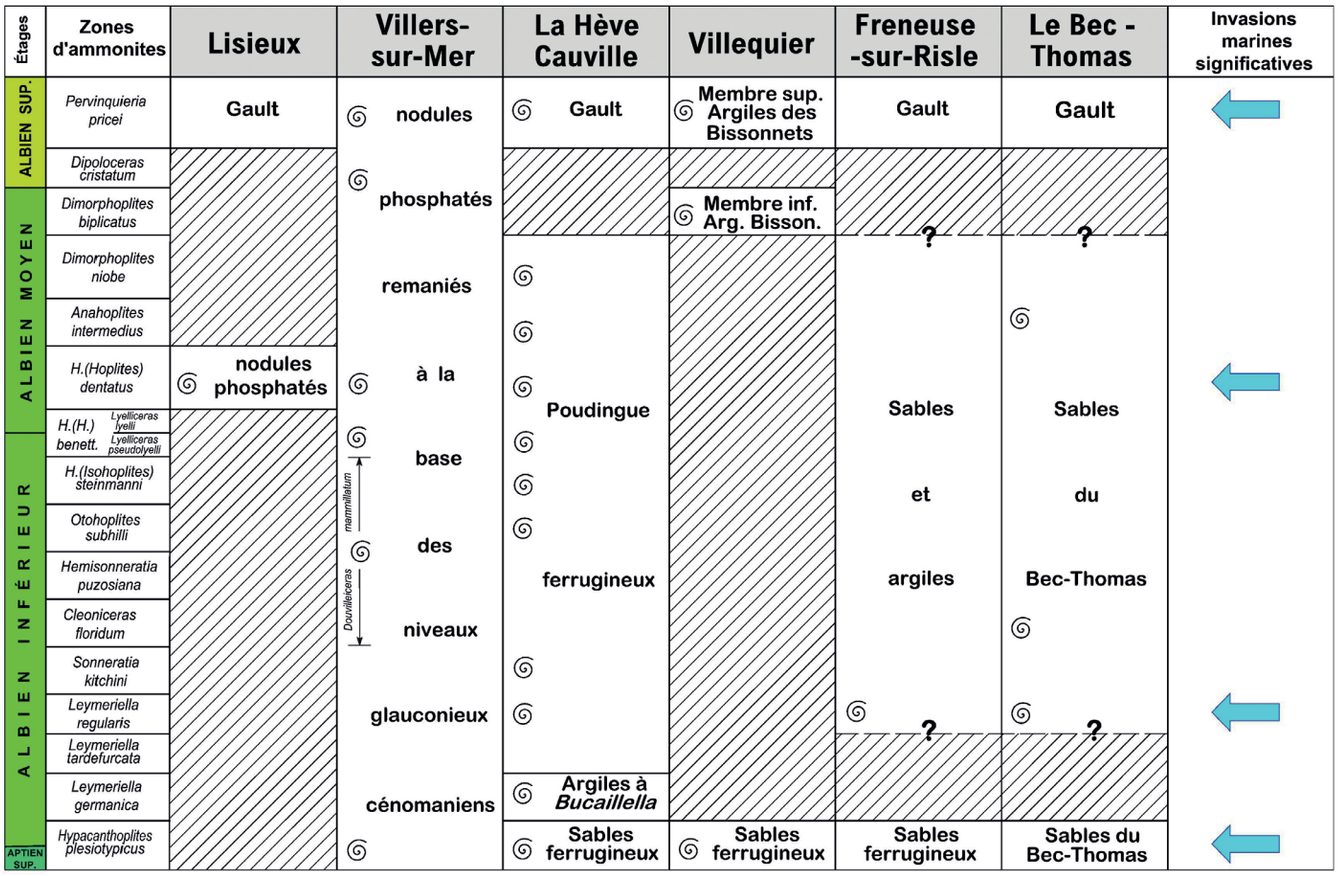


Fig. 9. Comparaison des unités lithologiques et des zones d'ammonites dans l'Albien de la région étudiée. Les zones d'ammonites identifiées dans chaque coupe sont indiquées par un symbole.
Fig. 9. Comparison of lithological units and ammonite zones in the Lower and Middle Albian of the studied area. The ammonite zones identified in each section are indicated by a symbol.

LES MODALITÉS DE LA TRANSGRESSION SUR LE BEC DE CAUX ET LA BASSE VALLÉE DE LA SEINE À L'ALBIEN INFÉRIEUR ET MOYEN : UNE TENTATIVE D'INTERPRÉTATION

En tenant compte des informations dont nous disposons actuellement (et nous sommes conscients que celles-ci restent très fragmentaires) il reste maintenant à essayer de comprendre de quelle manière la mer a couvert le Bec de Caux et la Basse vallée de la Seine à l'Albien inférieur et moyen. Comment peut-on expliquer en particulier que les successions lithologiques présentent autant de lacunes de sédimentation (celles-ci variant d'une coupe à l'autre) et que l'enregistrement sédimentaire ne soit pas simplement ultra condensé ?

Une partie de la réponse tient à un contrôle tectonique régional de la sédimentation. On se trouve sur un haut-fond, ou plutôt sur une zone haute à sédimentation réduite, comprise entre la Faille de Fécamp-Lillebonne relayée par la Faille de la Seine au nord et la Faille de Villers (ou peut-être simplement la bordure du Massif armoricain) au sud. L'influence de cette structure s'est fait sentir de l'Aptien au Cénomanien (Juignet, 1974).

Le reste de la réponse est lié à des variations relatives de hauteur du niveau marin. La grande transgression du Crétacé au sein du Bassin de Paris commence, semble-t-il, au Valanginien (Rusciadelli, 1999) et trouve son apogée à la base du Turonien moyen (Gale, 1996 ; Amédro, Matrion & Robaszynski coord., 2018). Il s'agit de la phase transgressive d'un cycle eustatique de 1er ordre (Haq *et al.*, 1988 ; Hardenbol *et al.*, 1998). Sur cette montée transgressive globale se superposent des cycles de 2e ordre. À ces variations de grande et moyenne amplitude s'ajoutent enfin des cycles de 3e ordre qui reflètent plus précisément les hausses et baisses relatives du niveau marin.

Le cortège sédimentaire complet ou séquence d'un cycle de 3e ordre est constitué par la succession de trois prismes sédimentaires : Prisme de Bas Niveau (PBN), Intervalle Transgressif (IT) et Prisme de Haut Niveau (PHN). Les principaux critères

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 21 03/09/2026 16:35:36

de reconnaissance des limites de séquences et des prismes sédimentaires des séquences de 3e ordre sont les suivants.

Limites de séquence (LS). Suivant les concepts de l'interprétation séquentielle, les limites de séquences sont prises à la base des prismes de bas niveau (PBN). Toutefois sur les marges des bassins intracratoniques tel que le Bassin de anglo-parisien, les prismes de bas niveau sont souvent peu épais ou non enregistrés (Vail *et al.*, 1987). En l'absence de ces prismes sédimentaires, les limites de séquences coïncident avec les surfaces de transgression (ST).

Intervalle transgressif (IT). La plupart du temps, les surfaces de transgression sont des surfaces d'érosion (de ravinement) surmontant des lacunes de sédimentation, des surfaces d'omission (surfaces perforées) ou simplement des niveaux au-dessus desquels apparaissent des sédiments glauconieux et/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 d'autres provinces fauniques. Les intervalles transgressifs renferment généralement une macrofaune riche et diversifiée. Plusieurs surfaces d'inondation jalonnent souvent un intervalle transgressif. La plus élevée est la surface d'inondation maximale (SIM). Il s'agit souvent d'une petite discontinuité marquée par un peu de glauconie et de phosphate en grain. 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 le plus souvent dépourvues de glauconie, sauf en bordure de bassin et sont caractérisées par une raréfaction et une moindre diversité de la macrofaune.

Une première courbe de variation du niveau marin relatif à l'Albien, prenant en compte les cycles de 2e et 3e ordre au sein des bassins européens, a été publiée par Haq *et al.* (1988). Cette courbe a été actualisée une première fois par Amédro (1992). Les modifications proposées à cette occasion ont été reprises par Hardenbol *et al.* (1998) et Jacquin *et al.* (1998) dans la charte stratigraphique d'Exxon. La mise en évidence de deux nouvelles séquences eustatiques de 3e ordre par Amédro (2009), puis par Amédro & Matrion (2014), d'abord le long de la bordure orientale du Bassin de anglo-parisien dans la Marne, l'Aube et l'Yonne, puis à travers l'ensemble du bassin et en particulier dans le Kent et le Boulonnais, a conduit à une seconde actualisation de la courbe (Amédro *et al.*, 2021, 2024). La figure 10 présente cette version actualisée de la courbe présumée de variation du niveau marin relatif dans l'Albien du Bassin anglo-parisien. Son examen montre que la montée transgressive globale présente trois pics de second ordre, le premier dans l'Albien inférieur au sommet de la zone à *Leymeriella regularis*, le second à la base de l'Albien moyen durant la zone à *Hoplites benettianus* et le troisième dans l'Albien terminal (« Vraconnien ») au sommet de la zone à *Pervinquieria fallax*. Les cycles de 3e ordre se greffent sur ces variations de plus grande amplitude. Au total, 11 cycles de 3e ordre sont reconnus sur la courbe eustatique de l'Albien. Quels éléments de réflexion nous apportent cette courbe pour l'interprétation des successions albiennes du Bec de Caux et de la Basse vallée de la Seine ?

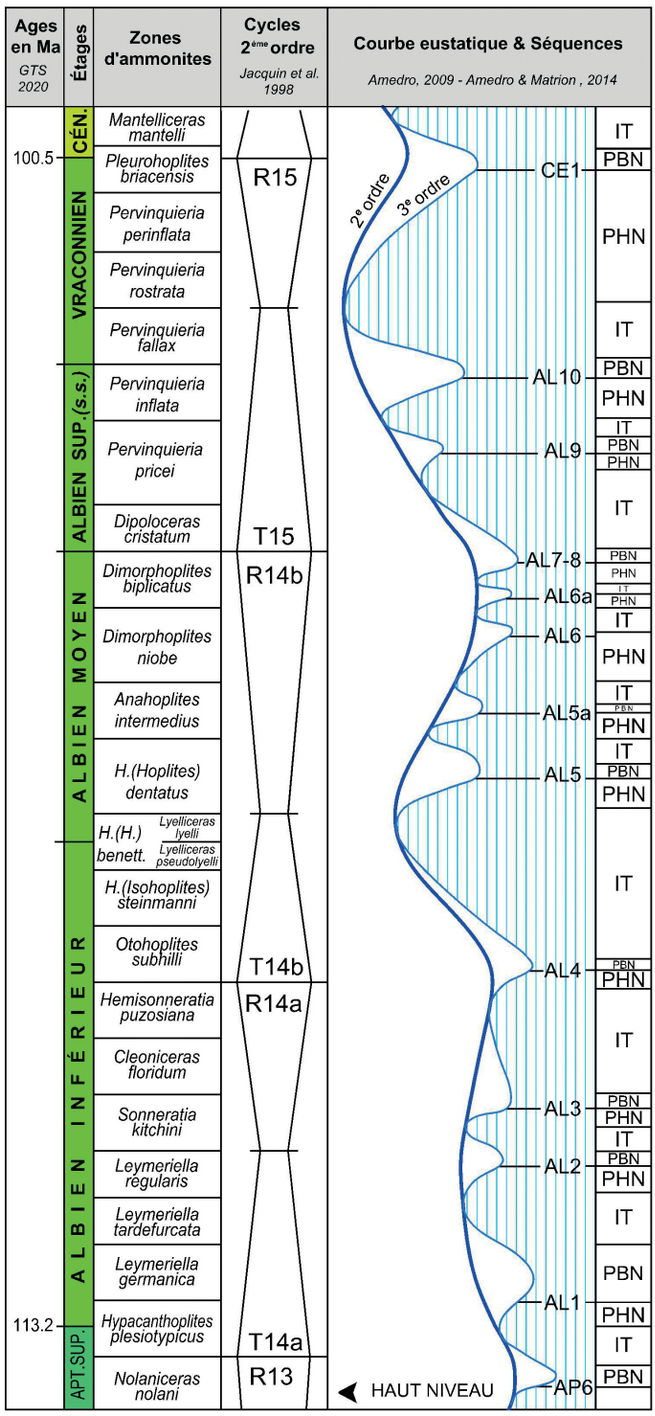


Fig. 10. Courbe de variation du niveau marin dans l'Albien du Bassin de Paris.
Fig. 10. Sea-level variation curve in the Albian of the Paris Basin.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 22 03/09/2026 16:35:37

Le premier pic transgressif de 2e ordre est situé à la limite entre les zones à *Leymeriella tardefurcata* et à *Leymeriella regularis* et c'est à ce moment-là que la mer envahit pour la première fois l'aire qui nous intéresse en Normandie. Le second pic de 2e ordre est atteint durant la zone à *Hoplites benettianus* où 94 % des populations d'ammonites sont constituées d'espèces cosmopolites et téthysiennes (Amédro *et al.*, 2014). On pourrait penser que ce second pic transgressif coïncide avec une autre incursion significative de la mer à l'échelle régionale. Il n'en est cependant rien en raison d'un événement tectonique qui atténue les effets de la pulsation transgressive. Il s'agit du soulèvement des bordures nord-est et sud-ouest du Bassin de Paris au sommet de l'Albien inférieur suite à un jeu compressif qui serait, selon Guillocheau *et al.* (1999), lié à l'ouverture du golfe de Gascogne. Le résultat de cette déformation du substratum est que les dépôts transgressifs des séquences de 3e ordre AL 5 et AL 5a, datés du sommet de la zone à *Hoplites dentatus* et de la zone suivante à *Anahoplites intermedius*, où la proportion des ammonites cosmopolites et téthysiennes ne dépasse pas 4 % des populations, couvrent au sein du Bassin anglo-parisien une aire largement supérieure à ceux de la séquence AL 4 qui englobe les zones précédentes à *H. steinmanni* et à *H. benettianus* (Amédro *et al.*, 2014). Cette observation est valable aussi bien dans le Bec de Caux et la Basse vallée de la Seine, que dans le Pays de Bray (Destombes & Destombes, 1938), en Artois, dans le Boulonnais, le Hainaut et la bordure de l'Ardenne (Amédro & Leplat, 1983 ; Amédro, 1984, 1985, 2009 ; Amédro & Robaszynski, 1987 ; Amédro *et al.*, 2014). Le troisième pic transgressif de 3e ordre est situé dans l'Albien terminal ou Vraconnien, mais dès la zone à *Pervinquieria pricei*, le niveau marin relatif est suffisamment haut pour être ressenti comme un événement transgressif à l'échelle européenne et même mondiale (Owen, 1996).

En ce qui concerne les séquences de 3e ordre qui correspondent chacune à une élévation, puis à une baisse relative du niveau marin de moindre amplitude, leur identification et la reconnaissance des corps sédimentaires à l'échelle locale est parfois délicate car elle nécessite la prise en compte d'un grand nombre d'observations et de paramètres à caractère régional ou global. Tout dépend en effet de la position de la coupe étudiée au sein du bassin sédimentaire. Si la sédimentation est relativement continue dans la partie centrale de celui-ci, sur la plate-forme et vers les bordures du bassin existent d'importantes lacunes de sédimentation qui peuvent parfois passer presque inaperçues si les faciès des prismes successifs sont peu différenciés.

La coupe synthétique des falaises du Bec de Caux présentée dans la figure 6 montre que quatre séquences eustatiques de 3e ordre sont identifiables au sein des Argiles à *Bucaillella* et du Poudingue ferrugineux et probablement deux dans les Argiles à faciès Gault et les Gaizes de l'Albien supérieur.

Séquence AL 1. Intercalées entre les Sables ferrugineux en dessous et le Poudingue ferrugineux au-dessus, les Argiles à *Bucaillella* constituent une unité lithologique très particulière. Dans l'état actuel des connaissances, elles semblent préservées uniquement en deux localités du Bec de Caux : à Cauville sur une distance de quelques centaines de mètres avec une épaisseur n'excédant pas 5 m et, à 5 km au nord, à Saint-Jouin, dans un affleurement ponctuel situé sur l'estran. L'extension géographique très limitée des Argiles à *Bucaillella* -elles ne sont connues nulle part ailleurs au sein du Bassin anglo-parisien-, la position stratigraphique de l'unité intercalée entre deux discontinuités sédimentaires et enfin le caractère endémique des *Bucaillella* sont trois arguments convergents pour interpréter les Argiles à *Bucaillella* comme un prisme de bas niveau préservé localement. Suivant cette hypothèse, la surface d'omission située à la base des Argiles à *Bucaillella* pourrait représenter la limite de la séquence AL 1 et la surface d'érosion visible au sommet la surface de transgression. Les 1,80 m de sables argilo-glauconieux, graveleux à la base, des lits 7 à 9 du Poudingue ferrugineux correspondent quant à eux à l'intervalle transgressif de la séquence.

Séquences AL 2, AL 4, AL 5 et AL 5a. Les surfaces d'érosion surmontées de niveaux graveleux inclus dans une matrice sablo-glauconieuse observées au sein du Poudingue ferrugineux entre la base du lit 10 et le sommet du lit 17 sont interprétées comme autant de limites de séquences. Le contenu paléontologique conduit à identifier la séquence AL 2 dans le lit 10, la séquence AL 4 dans le lit 11 et les séquences AL 5 et 5a indifférenciées dans les lits 12 à 17.

Séquence AL 9. En toute honnêteté, l'interprétation séquentielle des formations attribuées à l'Albien supérieur dans le Bec de Caux (qui, rappelons-le, ne sont pas le sujet de la présente étude) est plus délicate que celle des niveaux précédents. Pour cette raison, l'interprétation proposée prend en compte les données obtenues dans le reste du Bassin anglo-parisien (Amédro, 2009 ; Amédro & Matrion, 2014 ; Amédro *et al.*, 2021). La présence de glauconie, sable et phosphate sur toute la hauteur des Argiles à faciès Gault du Bec de Caux est typique d'un intervalle transgressif. La récolte de *Prohysteroceras (Goodhallites) goodhalli* et *Pervinquieria (Pervinquieria) pricei*, mais en même temps l'absence d'*Actinoceramus sulcatus* indiquent qu'il s'agit de l'intervalle transgressif de la séquence AL 9. Au-dessus, la Gaize inférieure à *Pervinquieria (P.) inflata,* qui succède aux Argiles à faciès Gault, le plus souvent sans discontinuité, est composée d'une marne silteuse, très légèrement glauconieuse, qui se charge en nodules gréso-calcaires et cherteux vers le haut. Nous l'interprétons comme représentant le prisme de haut niveau de la séquence par comparaison avec les successions connues dans le Kent, l'Aube et l'Yonne.

Séquence AL 10. Les surfaces d'érosion *Cauville* et *Octeville* encadrent la Gaize supérieure. N'ayant pas été étudiée, la

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 23 03/09/2026 16:35:37

formation est simplement attribuée de façon globale à la séquence AL 10 par son contenu ammonitologique.

Si l'on considère maintenant de façon plus globale les formations attribuées à l'Albien inférieur et moyen au sein du Bec de Caux et de la Basse vallée de la Seine, la séquence AL 1, bien caractérisée à Cauville, est également représentée par son intervalle transgressif à Freneuse-sur-Risle et au Bec Thomas dans la vallée de l'Oison. Les séquences AL 2 et AL 5a sont mises en évidence seulement le long des falaises du Bec de Caux. Les séquences AL 3, AL 4 et AL 5 sont identifiées pour certaines d'entre elles à Lisieux, Villers-sur-Mer et au Bec Thomas. Enfin, la séquence AL 6a, datée de la zone à *Dimorphoplites biplicatus*, est identifiée uniquement à Villequier au sein du Membre inférieur des Argiles noires des Bissonnets. La présence de cette unité lithologique argileuse épaisse de 8,20 m à Villequier interpelle dans la mesure il n'en existe aucune trace dans les autres coupes étudiées, aussi bien dans la Basse vallée de la Seine que dans le Bec de Caux, ou même au sein du Pays de Bray voisin. Peut-être s'agit-il du remplissage d'une vallée incisée ? Il est possible que la mer ait couvert toute la zone haute allant du Bec de Caux jusqu'à la bordure orientale du Massif armoricain au sommet de l'Albien moyen, mais à l'exception des témoins résiduels observés aux abords de la commune de Villequier, les éventuelles boues argileuses sédimentées au cours de la zone à *D. biplicatus* n'ont pas été préservées.

CONCLUSION

Un demi-siècle de recherches effectuées dans la Basse vallée de la Seine au sein des formations sablo-argileuses de l'Albien inférieur et moyen nous permettent aujourd'hui de réunir une collection de 60 ammonites recueillies en place. Il s'agit d'un résultat remarquable compte tenu de la rareté et du caractère éphémère des affleurements, ainsi que de la nature détritique des faciès qui n'est pas favorable à la préservation de macrofossile. L'étude du matériel permet de dater les différentes unités lithologiques et de préciser les modalités de la grande transgression du Crétacé sur la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien dans l'intervalle de temps étudié. Après un épisode régressif situé à la limite Aptien-Albien, la mer envahit la totalité de l'aire englobant la Basse vallée de la Seine et le Bec de Caux à l'Albien inférieur, durant la zone à *Leymeriella regularis*. La région reste probablement submergée durant le reste de l'Albien inférieur et l'Albien moyen, mais elle constitue alors un haut-fond. De ce fait, l'enregistrement sédimentaire y est très réduit et la série, ultra condensée, présente de nombreuses lacunes de sédimentation et surfaces d'érosion qui coïncident avec les épisodes de bas niveau marin des cycles eustatiques de 3e ordre. C'est seulement à la base de l'Albien supérieur, durant la zone à *Pervinquieria pricei*, que le niveau marin relatif devient suffisamment haut pour que l'enregistrement sédimentaire soit continu.

Remerciements. Monsieur Jean-François Deconinck (professeur émérite à l'Université de Dijon) et Monsieur Bernard Hoyez (professeur émérite à l'Université du Havre) ont relu une première version de ce manuscrit. Monsieur Eric Lasseur (BRGM, Orléans) a accepté d'en être le rapporteur en y apportant de nombreuses remarques constructives. Qu'ils en soient tous trois chaleureusement remerciés.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 24 03/09/2026 16:35:37

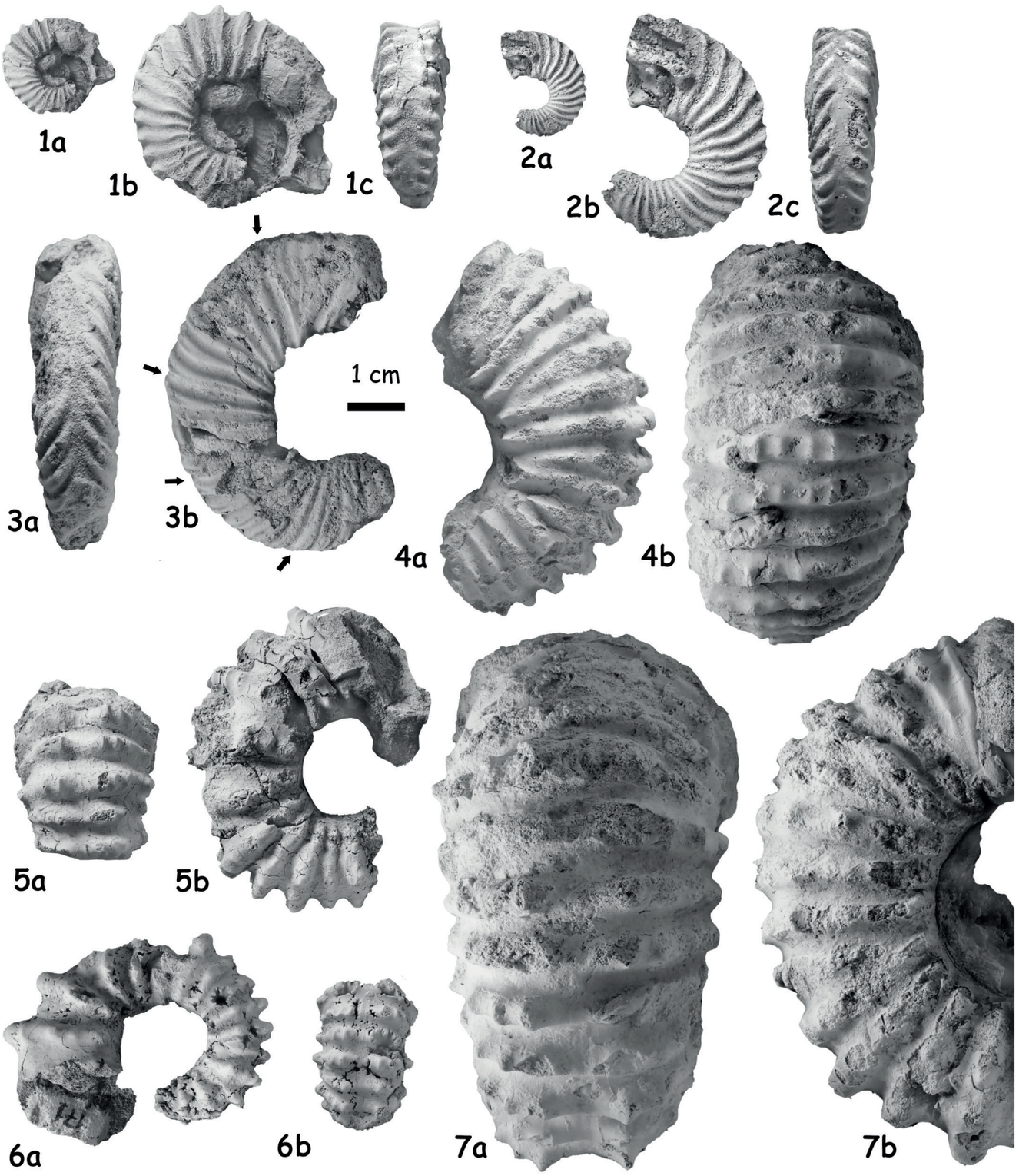


Planche 1.
Fig. 1-2 : *Leymeriella (Neoleymeriella) regularis* (d'Orbigny, 1841), fig. 1 : JG 167**,** des nodules ferrugineux des lits 8 et 9 des Sables du Bec Thomas dans la localité type (Eure) (1a x 1 ; 1b-c x 2), fig. 2 : JG 168, des nodules ferrugineux présents à la base du Poudingue ferrugineux à Freneuse-sur-Risle (Eure) (2a x 1 ; 2b-c x 2). Albien inférieur, zone à *L. regularis*.
Fig. 3 : *Leymeriella (Neoleymeriella) intermedia* Spath, 1925, JG 169, des nodules ferrugineux présents à la base du Poudingue ferrugineux à Freneuse-sur-Risle (Eure). Les flèches indiquent les irrégularités dans la costulation. Albien inférieur, zone à *L. regularis* (x 1).
Fig. 4-7 : *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim, 1813), fig. 4 : JG 170, du Poudingue ferrugineux à Freneuse-sur-Risle (Eure) ; fig. 5 : JG 172, fig. 6 : JG 171, fig. 7 : JG 173. Ces trois derniers spécimens proviennent des lits 8 et 9 des Sables du Bec Thomas dans la localité type (Eure). Albien inférieur (x 1).

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 25 03/09/2026 16:35:38

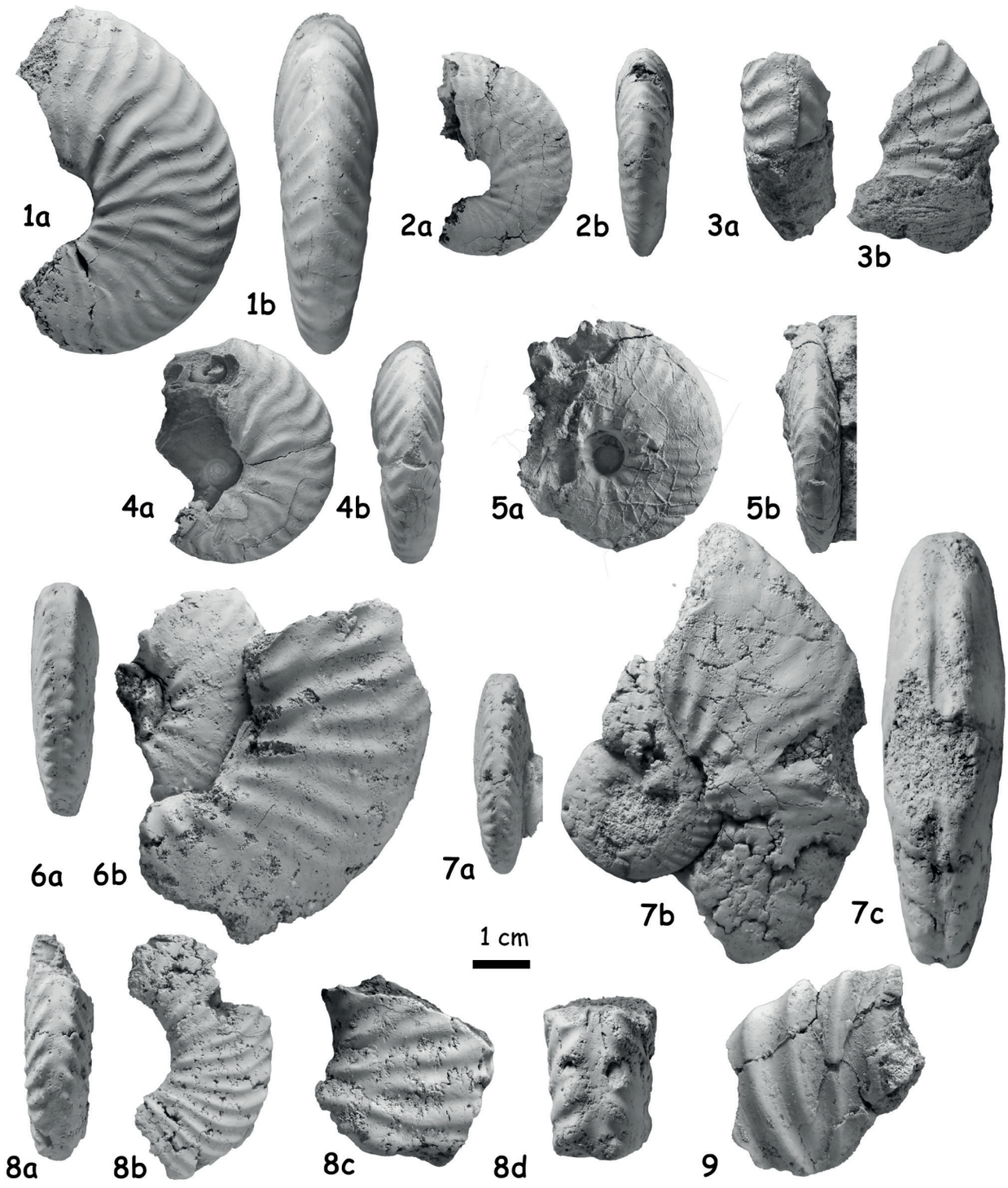


Planche 2.
Fig. 1, 3 : *Cleoniceras (Cleoniceras) quercifolium* (d'Orbigny, 1841), fig. 1 : JG 177, fig. 3 : JG 184, les deux moules internes sont issus des nodules ferrugineux des lits 8 et 9 des Sables du Bec Thomas dans la localité type (Eure). Albien inférieur, zone à *Cleoniceras floridum* (x 1)
.Fig. 2, 5 : *Cleoniceras (Cleoniceras) cleon* (d'Orbigny, 1850), 2 : JG 182, 5 : JG 180, tous deux du même niveau et de la même localité que les spécimens précédents. Albien inférieur, zone à *C. floridum* (x 1).
Fig. 4 : *Cleoniceras (Cleoniceras) floridum* Casey, 1961, JG 178, du même niveau et de la même localité que les spécimens précédents (x 1).
Fig. 6-7 : *Anahoplites osmingtonensis* Owen, 1971, fig. 6 : JG 186, fig. 7 : JG 188, tous deux du lit de nodules phosphatés situé à la base de l'unité 14 dans les Sables du Bec Thomas dans la localité type (Eure). Albien moyen, zone à *Anahoplites intermedius* (x 1).
Fig. 8-9 : *Anahoplites intermedius* Spath, 1925, fig. 8 : JG 190, fig. 9 : JG 191, les deux du même niveau et de la même localité que les spécimens précédents (x 1).

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 26 03/09/2026 16:35:40

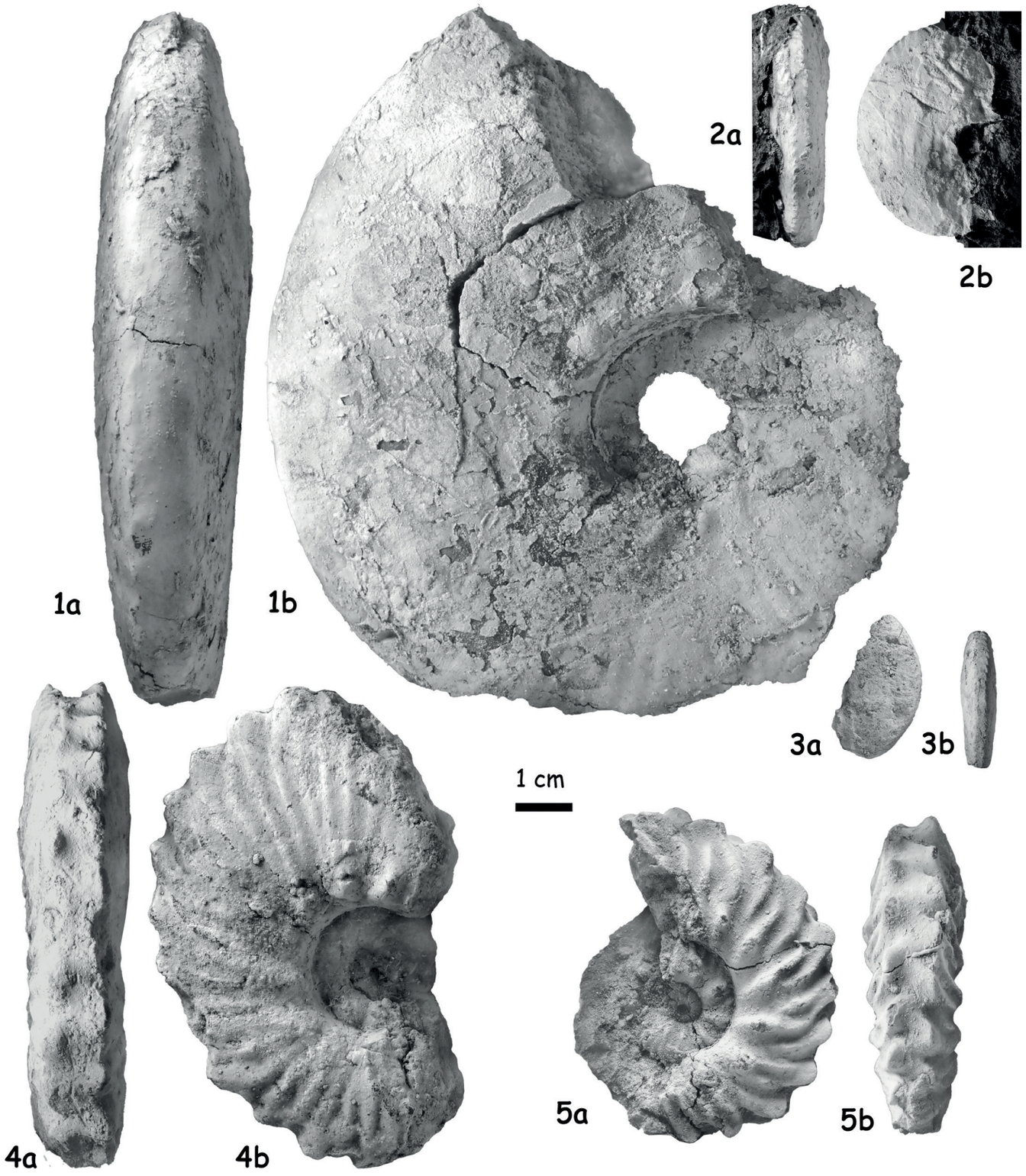


Planche 3.
Fig. 1-3 : *Anahoplites planus* (Mantell, 1822), fig. 1 : JR 5 ; fig. 2 : JR 6, les deux du niveau 18 des Argiles noires des Bissonnets à Villequier (Seine-Maritime) ; fig. 3 : JR 19, du niveau 15 du même gisement. Albien moyen, zone à *D. biplicatus* (x 1).Fig. 4-5 : *Dimorphoplites biplicatus* (Mantell, 1822), fig. 4 : JR 2, fig. 5 : JR 3, les deux du lit 18 des Argiles noires des Bissonnets à Villequier (Seine-Maritime) (x 1).

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 27 03/09/2026 16:35:42

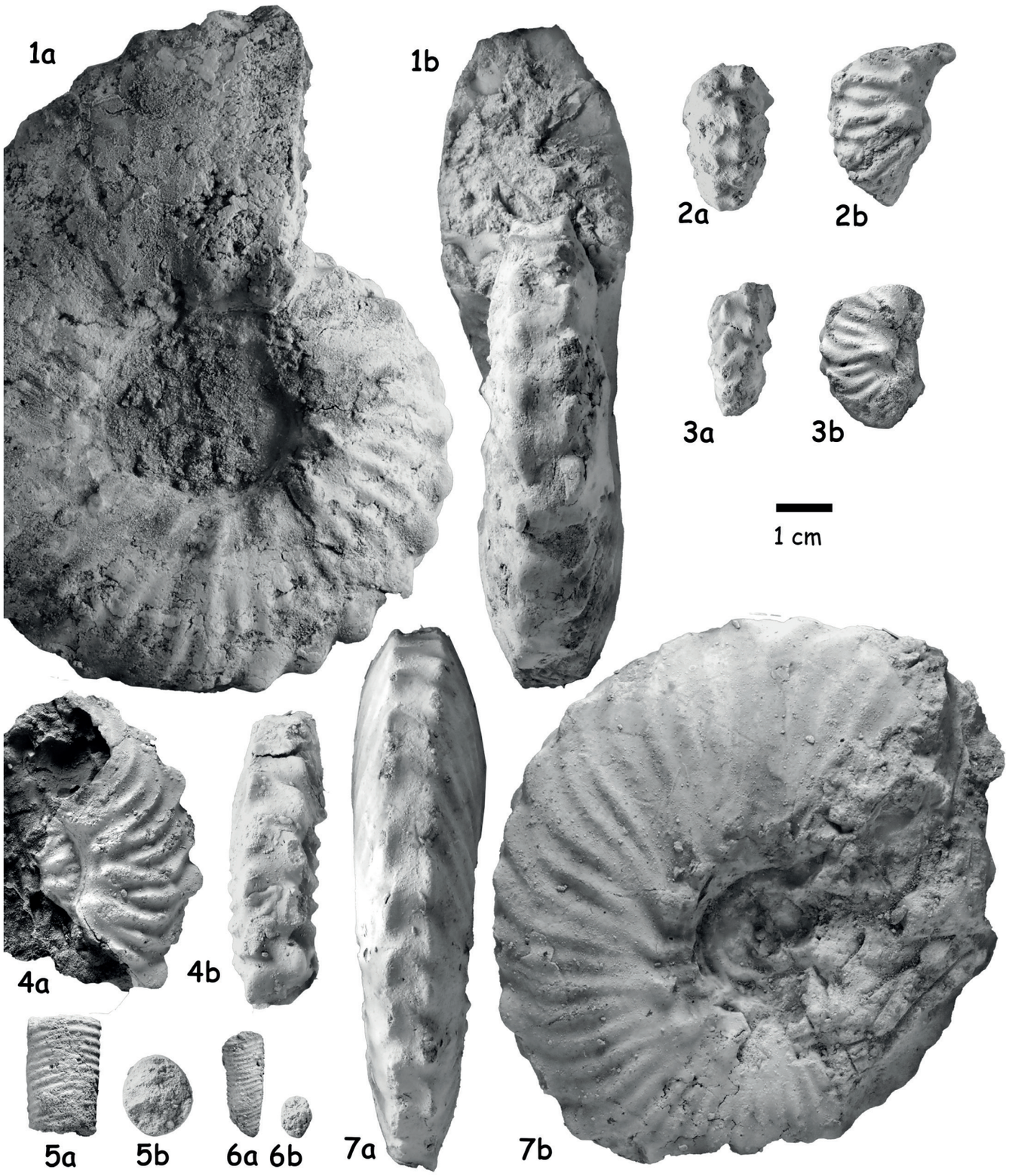


Planche 4.
Fig. 1-4, 7 : *Dimorphoplites biplicatus* (Mantell, 1822), fig. 1 : JR 7, fig. 2 : JR 15, fig. 3 : JR 18, fig. 4 : JR 4, fig. 7 : JR 1. Tous des Argiles noires des Bissonnets à Villequier (Seine-Maritime). JR 15 du lit 15, les autres du lit 18. Albien moyen, zone à *D. biplicatus* (x 1)
Fig. 5-6 : *Hamites* sp. fig. 5 : JR 10, fig. 6 : JR 11. Les deux du lit 15 de la même formation et de la même localité que pour les spécimens précédents. Albien moyen, zone à *D. biplicatus* (x 1).

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 28 03/09/2026 16:35:43

Bibliographie

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*, **2 :** 261-269.

Amédro F. (1984). – L'Albien de la bordure septentrionale du Bassin de Paris. Mise en évidence d'un contrôle tectonique de la sédimentation. *Géologie de la France*, **3** (1984) : 179-192.

Amédro F. (1985). – Nouvelles données paléontologiques (ammonites) sur l'Albien de la bordure nord-est du Bassin de Paris (de la Thiérache au Perthois). *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **71 :** 17-30, 1 pl.

Amédro F. (1992). – L'Albien du bassin anglo-parisien : ammonites, zonation phylétique, séquences. *Bulletin des Centres de Recherche, Exploration-Production d'Elf-Aquitaine*, **16** (1) : 187-233.

Amédro F. (2009). – Stratigraphie séquentielle des successions albiennes du Bassin anglo-parisien et du Bassin de Mons (Belgique). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **46** (2) : 12-36.

Amédro F., Deconinck J.-F., Ferry S. & Landrein P. (2023). – Les formations du Crétacé inférieur (Berriasien/Valanginien à Albien) du département de l'Aube (est du Bassin parisien) : lithostratigraphie et environnements de dépôt. *Géologie de la France* **3** (2023) : 36-62.

Amédro F., Deconinck J.-F. & Robaszynski F. (2024). – The Cretaceous deposits of the Paris Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, **545** : 1-22. https://doi.org/10.1144/SP545-2023-90.

Amédro F. & Leplat J. (1983). – Les ammonites albiennes des fosses et sondages du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **102** : 237-244, pl. 11.

Amédro F., Magniez-Jannin F., Colleté C & Fricot C. (1995). – L'Albien-type de l'Aube, France : une révision nécessaire. *Géologie de la France*, **2**, 1995 : 25-42.

Amédro F. & Matrion B. (2004). – 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,* **41** (2) : 3-23.

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*, **14** (5) : 69-128.

Amédro F. & Matrion B. (2023). – Les argiles albiennes (Gault) de la baie de Wissant (Pas-de-Calais) : nouvelles observations lithologiques. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **29**, 2e série : 47-56.

Amédro F., Matrion B. & Deconinck J.-F. (2021). – Stratigraphie et corrélation de l'Albien (Crétacé inférieur) du Sud-Est du Bassin de Paris. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **58** (1) : 2-28.

Amédro F., Matrion B., Magniez-Jannin F. & Touch R. (2014). – La limite Albien inférieur-Albien moyen dans l'Albien type de l'Aube (France) : ammonites, foraminifères, séquences. *Revue de Paléobiologie*, **33** (1) : 159-279, pl. 35.

Amédro F., Matrion B. & Robaszynski F. (2018). – Stratotype Turonien. *Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris ; Biotope, Mèze ; collection Patrimoine géologique*, **8 :** 414 p.

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*, **37** (4) : 3-12, 1 pl.

Baraboshkin E.J. (1999). – Albian ammonite biostratigraphy of the Northern Caucasus. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie, Monatshefte*,**1990 :** 367-384.

Bigot A. (1896). – Présence du Gault dans la sablonnière de Saint-Martin-de-la-Lieue, au sud de Lisieux. *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, 4e série, **9** (pour l'année 1895) : 72.

Bomou B., Deconinck J.-F., Pucéat E., Amédro F., Joachimski M. & Quillévéré F. (2015). – Isotopic Seawater temperatures in the Albian Gault clay of the Boulonnais (Paris Basin) : palaeoenvironmental implications. *Proceedings of the Geologists' Association*, London, **127 :** 699-711.

Breistroffer M. (1951). – Sur quelques ammonites de l'Albien inférieur de Madagascar. *Comptes Rendus Sommaires des Séances de la Société Géologique de France*, **1951** : 266-268.

Breton G., Maréchal M. & Clasby P. (2003). – Une ammonite d'âge Aptien terminal – Albien basal recueillie à Houlgate (Calvados, France). *L'écho des falaises, Association paléontologique de Villers-sur-Mer*, 7 **:** 27-28.

Bucaille E. (1886). – Géologie autour de Pont-Audemer. *Bulletin de la Société des Amis des Sciences naturelles de Rouen*. 2e série, Séance du 5 mai 1885 : 205-208.

Casey R. (1957). – The Cretaceous ammonite genus *Leymeriella*, with a systematic account of its British occurrences. *Palaeontology*, **1 :** 29-59, pl. 7-10.

Casey R. (1961). – The stratigraphical Palaeontology of the Lower Greensand. *Paleontology*, London, **3 :** 487-621, pl. 77-84.

Casey R. (1962). – A Monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand, part 4. *Palaeontographical Society*, London, 217-582, pl. 36-42.

Casey R. (1966). – A Monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand, part 7. *Palaeontographical Society*, London, 547-582, pl. 91-97.

Casey R. (1978). – A Monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand, part 8. *Palaeontographical Society*, London, 583-632, pl. 98-100.

Casey R. (1999). – The age of the Argiles à *Bucaillella* of Normandy, the systematic position of the Cretaceous ammonite

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 29 03/09/2026 16:35:43

genera *Bucaillella* and *Arcthoplites,* and the delimitation of the Aptian/Albian boundary. *Cretaceous Research,* **20**: 609-628.

Couvey J. (1883). – Sur un affleurement de l'Argile du Gault, à Condé-sur-Risle (Eure). *Bulletin de la Société des Amis des Sciences naturelles de Rouen*. 2e série, Séance du 5 octobre 1882 : 371-372.

Destombes P. (1958). – Révision de l'Albien de la région du Havre. Déductions paléogéographiques sur le NW du Bassin Parisien au Crétacé moyen. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6e série, **8**: 305-313.

Destombes P. (1979). – Les Ammonites de l'Albien inférieur et moyen dans le stratotype de l'Albien : gisements, paléontologie, biozonation. *In* Rat P. *et al.*, L'Albien de l'Aube. *Édition du Centre National de la Recherche Scientifique, collection les stratotypes français*, Paris, **5 :** 51-193, pl. 4-1 à 27.

Destombes J.-P. & Destombes P. (1938). – Remarques sur l'Albien du Pays de Bray. (Pas-de-Calais) : nouvelles observations lithologiques. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **63** : 119-126.

Destombes P., Juignet P. & Rioult M. (1974). – Ammonites de l'Aptien-Albien du Bec de Caux, Normandie (NW France). *Bulletin Trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **61** : 49-106, pls 1-5.

Dollfuss G.F. (1929). – La faille de Bolbec-Lillebonne (Seine inférieure). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4e série, **29 :** 235-244.

Douvillé H. (1890). – Sur la classification des cératites de la Craie. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **18** : 275-292.

Gale A.S. (1996). – Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. *Geological Society, London, Special Publication*, **103**: 177-195.

Gill TH. (1871). – Arrangement of the Families of Mollusks. Smithsonian Miscellaneous Collections 227, 49 p.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Schmitz M.D. & Ogg G.M. edit. (2020). – Geological Time Scale 2020. Elsevier, 2 vol., 1357 p.

Grossouvre A. de (1894). – Recherches sur la Craie supérieure. 2, Paléontologie. Les ammonites de la Craie supérieure. *Mémoires du Service de la Carte Géologique détaillée de la France*, 264 p., 39 pls.

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., Mettraux M., Nalpas 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*, **36** : 3-35.

Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. (1988). – Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication*, **42**: 71-108.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., Graciansky P.C. de & Vail P. (1998). – Mesozoic and cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. *SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication*, **60**: 763-781.

Hyatt A. (1889). – Genesis of the Arietidae. Smithsonian Contributions in Knowledge: 238 p.

Hyatt A. (1900). – Cephalopoda. *In* Zittel K.A. von, *Textbook of Palaeontology*, Eastman, London: 502-604.

Jacob CH. (1907). – Études paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. *Annales de l'Université de Grenoble*, **19**: 221-534, pls 1-6.

Jacquin T., Amédro F., Graciansky P.C. de, Hardenbol J., Magniez-Jannin F. & Rusciadelli G. (1998). – The north-Atlantic cycle: an overview of second order transgressive-regressive facies cycles in western Europe. *SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication*, **60 :** 397-409.

Juignet P. (1974). – La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomanien de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomanien. Thèse de l'Université de Caen, 810 p., 28 pls.

Juignet P., Raguenel de A. & Guiennet B. (1966). – Sur un gisement nouveau d'Albien à Toutainville près de Pont-Audemer (Eure). *Revues des Sociétés Savantes de Haute-Normandie, Sciences*, **43**: 13-22.

Kennedy W.J., Gale A.S., Bown P.R., Caron M., Davey R.J., 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: a candidate Global Boundary Stratotype Section and Boundary Point for the base of the Albian Stage. *Cretaceous Research*, **21**: 591-720.

Kennedy W.J., Gale A.S., Huber B.T., Petrizzo M.R., Bown P.R., Barchetta A. & Jenkyns H.C. (2014). – Integrated stratigraphy across the Aptian-Albian boundary at the Col de Pré-Guittard (southeast France): a candidate Global Boundary Stratotype Section. *Cretaceous Research*, **21**: 591-720.

Kennedy W.J., Gale A.S., Huber B.T., Petrizzo M.R., Bown P.R. & Jenkyns H.C. (2016). – The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of Albian stage, of the Cretaceous, the Col de Pré-Guittard Pré-section, Arnayon, Drôme, France. *Episodes*, **40** : 177-188.

Kennedy W.J., Gale A.S., Lee J.A. & Caron M. (2004). – The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Cenomanian Stage, Mont Rison, Hautes-Alpes, France. *Episodes*, **27** : 21-32.

Kennedy W.J. & Klinger H.C. (2015). – Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The Albian genus *Douvilleiceras* de Grossouvre, 1894. *African Natural History*, **11 :** 43-82. http://doi.org/10.17159/2305-7963/2015/vf1n1a2.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 30 03/09/2026 16:35:43

Kennedy W.J. & Latil J.-L. (2007). – The Upper Albian ammonite succession in the Montlaux section, Hautes-Alpes, France. *Acta Geologica Polonica*, **57** (4): 543-478.

Klein J. & Bogdanova T. (2013). – Lower Cretaceous ammonites. vi. Douvilleiceratoidea & Deshayesitoidea. *Fossilium Catalogus 1: Animalia*. 299 p.

Krause W. (2016). – Un *Douvilleiceras* gr. *mammillatum* de l'Albien inférieur aux Falaises des Vaches noires (Calvados, France). *L'écho des falaises, Association paléontologique de Villers-sur-Mer*, **20 :** 47-49.

Krause W. (2020). – Aussergewöhnlicher Fund eines *Douvilleiceras* im unteren Albium der Falaises des Vaches Noires (Calvados, France). *Der Steinkern*, **40 :** 38-40.

Lancelevée TH. (1887). – Rapport sur l'excursion mensuelle ordinaire dans la vallée de l'Oison. *Bulletin de la Société d'Etude des Sciences naturelles d'Elbeuf*. **6** (1) : 17-20.

Lapparent A. DE (1879). – Le Pays de Bray. *Mémoire de la Carte Géologique de la France*, Imprimerie Quantin, Paris, 182 p.

Leconte B. (2023). – Étude stratigraphique et paléontologique du Cénomanien des falaises des Vaches noires. M2 – Paléontologie, Paléoenvironnement, Patrimoine. Université de Rennes, 36 p., 11 pls.

Lennier G. (1881). – Étude géologique sur Villequier. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie*, **8** : 71-86.

Lepage Y. (2016). – Georges Biochet (1830-1910) et son musée avant sa destruction en 1940 : géologie dans le canton de Caudebec-en-Caux (Seine-Maritime, Normandie, France). *Bulletin Sciences et Géologie Normande*, **8** (pour l'année 2015) : 25-96.

Lesueur C.A. (1843). – Vues et Coupes du Cap de la Hève, près le Havre. Lithographies. Réimpression *in Bulletin de la Société Géologique de Normandie*, (1884), **9 :** 82-84.

Mantell G. (1822). – The fossils of the South Downs; or illustrations of the geology of Sussex. London : 327 p, 43 pls.

Maréchal M. (1991). – Découverte d'espèces du genre *Sonneratia* à la base de l'Albien inférieur de Cauville. *Bulletin Trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **78** : 21-31.

Maréchal M. (1994). – Les *Hypacanthoplites* Spath, 1923 des Argiles à *Bucallella cayeuxi* de Cauville et leur position stratigraphique. *Bulletin Trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **81** : 83-93.

Maréchal M., Lepage G., Breton G. Debris J.-P., Freinex S. & Secretan S. (1988). – Les Argiles à *Bucaillella* de l'Aptien supérieur de Cauville et leur contenu paléontologique. *Bulletin Trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **75** : 5-24.

Mégnien C. & Mégnien F. coord. (1980). – Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mémoies du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, **101 :** stratigraphie et paléogéographie, 466 p., **102 :** Atlas, 54 pls.

Neumayr M. (1875). – Uber Kreide Ammonitiden. *Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, Wien (Abt. 1), **71 :** 639-693.

Orbigny A. (1841). – Paléontologie française. Terrains crétacés. Tome 1, Céphalopodes. Masson, Paris, 121-430, 148 pls.

Orbigny A. (1850). – Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. Masson, Paris, 847 p.

Owen H.G. (1971). Middle Albian Stratigraphy in the anglo-Paris Basin. *Bulletin of the British Museum, Natural History, (Geology)*, London, **8 :** 1-164, pls 1-3.

Owen H.G. (1996). – Boreal and Tethyan late Aptian to late Albian zonation and palaeobiogeography. *Mitteilung aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hambur*, Heft **77 :** 461-481.

Parkinson J. (1811). – The Fossil Starfish. Echini, Shells, Insects, Amphibia, Mammalia & c. The Organic Remains of a Former World, vol. 3. Sherwood, Neely and Jones. London, 479 p., 22 pls.

Parona C.F. & Bonarelli G. (1897). – Fossili Albiani d'Escragnolles, del Nizzardo e della Liguria occidentale. *Palaeontographica Italica*, **2 :** 53-107, pl. 1-11.

Petrizzo M.R., Huber B.T., Gale A.S., Barchetta A. & Jenkyns 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, https://doi:10.1127/0078-0421/2012/0013. 20 p.

Pinard A. (1923). – L'Aptien à Criquebeuf près Honfleur. *Comptes Rendus du Congrés des Sociétés Savantes de Paris et des départements tenu à Paris en 1923*. Paris, 207-208.

Quenstedt F.A. (1849). – Petrefactenkunden Deutschlands. 1, Cephalopoden. **vi :** 473-580, 36 pls.

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*, **76** (2) : 7-139, 2 pls.

Reeside J.B. & Cobban W.A. (1960). – Studies of the Mowry shale (Cretaceous) and contemporary formations in the United States and Canada. *United States Geological Survey Professional Papers*, **214 :** 1-126, 56 pls.

Rioult M. (1966). – Observations et réflexions à propos de la transgression albienne sur le bord occidental du bassin de Paris. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, série **D :** 1416-1418.

Rioult M. (1978). – Villers-sur-Mer, son site, ses falaises, sa plage, son musée. Édit. Syndicat d'initiative de Villers-sur-Mer. Imprimerie F. le Rachinel, Saint-Lô, 1-32.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 31 03/09/2026 16:35:43

Rioult M., Coutard J.-P., Queriere de LA, Helluin M., Larsonneur C. & Pellerin J. (1989). – Carte géologique de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille de Caen (n° 120). *Bureau de Recherches Géologiques et Minières :* 1-104.

Rioult M., Pellerin J. & Juignet P. (1966). – Témoins résiduels d'Albien en Basse-Normandie et spécialement sur la campagne de Caen. *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, 10e série, **7 :** 19-54.

Rusciadelli G. (1999). – Stratigraphie séquentielle et analyse de l'espace disponible du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du Bassin de Paris. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, **8 :** 3-83.

Saveliev A.A. (1973). – Stratigraphy and ammonites of the Lower Albian of Mangyschlak. *Trudy Vsesoinznogo Nauchno-Issledovatel'skogo Geologischeskago Neftegazovogo Instituta*, **323 :** 1-339, 44 pls.

Schlotheim E.F. von (1813). – Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen in geognostischer Hinsicht. *In*: Leonahrd C.C. *Taschenbuch für die gesammte Mineralogie, mit Hinsicht auf die neuesten Entdeckungen*, Frankfurt am Main, **7 :** 3-134, pl. 1-4.

Scotese C.R., Song H., Millis S.J.W. & Meer D.G. van der (2021). – Phanerozoic paleotemperatures : the earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Sciences Reviews*, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103503. 47 p.

Seyed-Emami K. & Wilmsen M. (2016). – Leymeriellidae (Cretaceous ammonites) from the Lower Albian of Esfahanand Khur (Central Iran). *Cretaceous Research*, **60 :** 78-90.

Sowerby J. (1814). – The Mineral Conchology of Great Britain. Meredith, London, Part 11, p. 124-140, pl. 57-62.

Sowerby J. (1816). – The Mineral Conchology of Great Britain. Meredith, London, Part 28, p. 30-53, pl. 115-150.

Sowerby J. (1821). – The Mineral Conchology of Great Britain. Meredith, London, Part 54, p. 1-8, pl. 307-318.

Sowerby J. de C. (1826). – The Mineral Conchology of Great Britain. Meredith, London, Part 93, p. 77-86, pl. 540-545.

Spath L.F. (1923a). – Excursion to Folkestone with notes on the zones of the Gault. *Proceedings of the Geologists' Association*, London, **36**: 70-76.

Spath L.F. (1923b). – A Monograph of the Ammonoidea of the Gault, part 1. *Palaeontographical Society*, London, 1-72, pl. 1-4.

Spath L.F. (1925a). – A Monograph of the Ammonoidea of the Gault, part 2. *Palaeontographical Society*, London, 73-110, pl. 5-8.

Spath L.F. (1925b). – A Monograph of the Ammonoidea of the Gault, part 3. *Palaeontographical Society*, London, 111-146, pl. 9-12.

Spath L.F. (1926). – A Monograph of the Ammonoidea of the Gault, part 4. *Palaeontographical Society*, London, 147-186, pl. 13-16.

Spath L.F. (1942). – A Monograph of the Ammonoidea of the Gault, part 15. *Palaeontographical Society*, London, 669-720.

Vail P.R., Colin J.-P., Jan Du Chene 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, **8 :** 1301-1321.

Wazi N. (1988). – Le Crétacé du Roumois (vallée de l'Oison) et le Tertiaire-Quaternaire des régions voisines de la Basse vallée de la Seine (Haute-Normandie). Stratigraphie et Tectonique. Thèse 3e cycle, Université de Rouen, 552 p.

Wazi N., Girard J. & Jullien M. (1986). – Sur quelques affleurements albien et cénomanien basal de Freneuse-sur-Risle (feuille à 1/50 000 de Brionne), Eure. *Actes du Muséum de Rouen*, (pour l'année 1986) : 101-104.

Wazi N., Juignet P., Girard J. & Monciardini Ch. (1991). – Révision de la série crétacée de la vallée de l'Oison et analyse structurale de l'accident de St-Didier-des-Bois (Roumois, Haute-Normandie). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **28** (4) : 15-24.

Whitehouse F.W. (1926). – The Cretaceous Ammonoidea of eastern Australia. *Memoirs of the Queensland Museum*, **8** (3) : 195-242, pl. 34-41.

Wiedmann J. (1966). – Stammesgeschichte und System der posttriadischen Ammonoideen; ein überblick. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **125** : 49-79 ; **127** : 13-81.

Zittel K. A. (1884). – Handbuch der Paläontologie. Cephalopoda. Druck und Verlag von R. Oldenburg, München und Leipzig: 329-522.

Zittel K. A. (1895). – Grundzüge der Palaeontologie. Oldenburg. Munich & Leipzig. 971 p.

ASGN-33-05-Amedro-et-al.indd 32 03/09/2026 16:35:43