



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 336 (2004) 1391–1400



<http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>

Stratigraphie

Diachronisme des bassins turbiditiques d'avant-pays méso/néocrétacés du pays de Sault (Aude, Pyrénées françaises)

Marie-José Fondecave-Wallez ^{a,*}, Bernard Peybernès ^b

^a « Mécanismes de transfert en géologie », UMR 5563, CNRS–université Paul-Sabatier, 14, av. Édouard-Belin, 31400 Toulouse, France

^b « Dynamique de la lithosphère », UMR 5573, CNRS–université Paul-Sabatier, 14, av. Édouard-Belin, 31400 Toulouse, France

Reçu le 31 mars 2004 ; accepté après révision le 12 juillet 2004

Disponible sur Internet le 12 octobre 2004

Présenté par Michel Durand-Delga

Résumé

L'analyse cartographique, sédimentologique et micropaléontologique des témoins de bassins turbiditiques méso/néocrétacés du pays de Sault (Aude, Pyrénées françaises) révèle leur diachronisme (interprété à une plus vaste échelle) et leur diversité séquentielle. Ainsi, les « brèches de Gesse » sont les indices proximaux d'un étroit bassin d'avant-pays turonien, à alimentation méridionale essentiellement jurassique–éocrétacée, induit par le jeu décro-chevauchant des segments en échelon de la Faille Nord-Pyrénéenne. Plus au nord, en position nord-pyrénéenne, le « bassin d'Axat » est constitué par deux prismes turbiditiques rétrogradants superposés, correspondant respectivement à un flysch distal d'âge Albien supérieur et à un flysch plus proximal, d'âge Cénomaniens moyen/supérieur, l'ensemble étant discordant sur des structures plissées, puis érodées avant l'Albien supérieur. La conception antérieure d'olistolithes carbonatés au sein du flysch cénomaniens d'Axat est modifiée : les énormes blocs en question sont maintenant interprétés comme appartenant à une écaïlle tectonique, démantelée à son front septentrional et en partie écroulée vers l'aval au Quaternaire. *Pour citer cet article* : M.-J. Fondecave-Wallez, B. Peybernès, C. R. Geoscience 336 (2004).

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Diachronism of the Middle–Upper Cretaceous turbiditic foreland basins from the Pays de Sault (Aude, French Pyrenees). The cartographic, sedimentological and micropalaeontological analysis of remnants of Middle–Upper Cretaceous turbiditic basins from the 'Pays de Sault' (Aude, French Pyrenees) shows their diachronism (interpreted on a wider scale) and their sequence diversity. The 'Gessee breccias' are regarded as the proximal deposits of a Turonian narrow foreland basin, principally supplied by the erosion of the Jurassic–Lower Cretaceous cover of the High Primary Range to the south, induced by a strike-slip and overthrusting faulting within the *en-échelon* North-Pyrenean Fault Zone. More to the north, the North-Pyrenean

* Auteur correspondant.

Adresses e-mail : wallez@lmtg.obs-mip.fr (M.-J. Fondecave-Wallez), peybernesb@aol.fr (B. Peybernès).

'Axat Basin' consists of two successive backstepping turbiditic wedges, respectively corresponding to an Upper Albian distal flysch and to a Middle–Upper Cenomanian more proximal flysch, all the series unconformably overlying structures that were folded then eroded before the Upper Albian. The previous concept of carbonate olistoliths included within the Axat Cenomanian flysch is also refuted: these large-size blocks are now interpreted as belonging to a tectonic slice destroyed and partly collapsed on the southern slope of the Rebenty Valley during the Quaternary. **To cite this article: M.-J. Fondécave-Wallez, B. Peybernès, C. R. Geoscience 336 (2004).**

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : turbidites ; bassins d'avant-pays ; Crétacé moyen-supérieur ; pays de Sault ; Pyrénées françaises

Keywords: turbidites; foreland basins; Middle–Upper Cretaceous; Pays de Sault; French Pyrenees

Abridged English version

1. Introduction

Following our recent review of the Coniacian turbiditic foreland basin of Lordat–Videssos (Ariège, France) [13], this paper is based on the detailed (cartographic, sedimentological and micropalaeontological) analysis of the main outcrops of Middle–Upper Cretaceous flysch deposits known in the Pays de Sault more to the east, particularly the narrow brecciated belt of Gesse, linked to the northern front of the High Primary Range (HPR) and the 'Axat Basin' situated within the North-Pyrenean Zone (NPZ). This study shows the sequence originality in the deposits of each basin and their diachronism.

2. The 'Gesse breccias', remnants of a Turonian foreland basin supplied from the south and induced by a strike-slip and overthrusting faulting within the North-Pyrenean Fault Zone

A Cenomanian–Turonian age has been proposed by Magné and Mattauer [8] in order to date in the Gesse area (Aude valley), a complex of carbonate breccias and schists instead of the Albian marls previously represented on the Quillan sheet [5]. These 'Gesse breccias' were regarded as unconformably overlying the Mesozoic cover (Niort slice), from Trias to Middle Albian in age, of the HPR. For us, (a) the 'Gesse breccia' are only Middle–? Upper Turonian in age (Helvetica and Schneegansi zones [16]), as it is evidenced by the Globotruncanidae and Hedbergellidae observed within the hemipelagic interturbidites separating the breccia sequences; (b) the southern contact between Turonian breccias and Jurassic carbonates (Niort slice)

seems to be more complex than expected because a small 'slice' (or olistolith?) of Palaeozoic chlorite/sericitic schists is locally intercalated between the Lias and the breccias. This slice appears as sealed by Palaeocene marine breccias containing marble clasts that come from the erosion of the Internal Metamorphic Zone (IMZ) to the north [14]; (c) the 'Gesse Breccias' correspond to the succession of about ten fining-up and thinning-up sequences, some of them being clearly turbiditic (these breccias are supplied from the Mesozoic cover of the HPR (Niort slice) because their elements are Jurassic (dolomites), Berriasian (N1), Valanginian (N3) and Barremian (U1, U2) in age [12], and never metamorphic); (d) the 'Gesse breccias' are a little older than the olistolith-bearing flysch of Lordat–Videssos (to the west), assigned to Coniacian, and linked as these breccias to an *en-échélon* segment of the North-Pyrenean Fault between HPR and IMZ.

3. The 'Axat basin', an Albian–Cenomanian turbiditic basin in a North-Pyrenean position

The Albian–Cenomanian turbiditic filling of this foreland basin is preserved along the axis of a narrow east–west syncline, the 'Axat syncline', 25 km long between Espezel and Puylaurens [18]. It is situated to the north of the overthrusting IMZ (Bessède and Salvezines Hercynian massifs and their more or less metamorphic cover). On the Quillan 1/80 000 sheet [5], this syncline was regarded as only consisting of Lower Albian marls, locally complicated by a small anticline of Aptian marly limestones belonging to the Urganian complex, just to the north of Axat. From 1970 on, its stratigraphy was debated after the simultaneous discovery made by Meurisse [9] and Bilotte et al. [2] of benthonic microfauna of 'Upper' Creta-

ceous age in this syncline. For the first author [11], almost the totality of the terrigenous deposits had to be assigned to Cenomanian. For the others [3], only a narrow turbiditic (containing microbreccias) belt along the axis of the fold was dated of the Cenomanian–Turonian, the underlying black marls being still Albian in age and subdivided into three successive formations [1,3,12,18], called Rebenty, Axat, and Artigues.

From a stratigraphic point of view, we have now characterized two successive flysch formations, Fl₁ and Fl₂ (Figs. 4 and 5), included within the ‘Black Flysch group’ [17] and separated by an erosional surface underlining the gap of Vraconian (= Uppermost Albian) and Lower Cenomanian deposits: (a) the distal Flysch Fl₁; (b) the more proximal flysch Fl₂. The distal Flysch Fl₁ (= Artigues Fm. [1]), unconformably overlies (surface S₁) the Uppermost Aptian–Lowermost Albian black marls, independently folded (Figs. 4 and 5). This flysch consists of dark pelites interbedded with thin glauconitic silty–sandy turbidites (centimetric t^{c–e} sequences) showing parallel laminations. Along its basal surface S₁ have been observed [1] some olistoliths of underlying black marls. Fl₁ contains planktonic Foraminifera pointing Upper Albian *s.s.* (Vraconian excluded). The more proximal flysch Fl₂, Middle to Upper Cenomanian in age [3], is composed of Bouma-type t^{a–e} turbidites, including coarse breccias and microbreccias at their base. Within these breccias have been characterized Hercynian basement clasts and Middle Cretaceous shelf-type carbonate clasts, Vraconian–Lower Cenomanian in age, because containing benthonic taxa belonging to *Alveolinidae* (*Prealveolina*, *Ovalveolina*, *Simplalveolina*) and *Orbitolinidae*. Those elements are likely to come only from the erosion of the HPR and its more meridional shelf-type Middle Cretaceous cover. Within the pelitic interturbidites have been identified several autochthonous planktonic Foraminifera from the Reicheli and the Cushmani zones (sensu [16]). Very locally, to the southeast of Pech de Nadieu, Fl₂ is overlain by a third flysch, more sandy, containing a new microfauna, which evidences Middle–Upper Turonian and Coniacian: it could be a northern lateral equivalent of the ‘Gessee breccias’.

From a structural point of view, the ‘Axat syncline’ must be regarded as a flysch-bearing half-syncline overthrust to the south by the Lower Cretaceous carbonate slice of Pech de Nadieu (Fig. 5). We do not

consider the Pech de Nadieu slice as only composed of several carbonate olistoliths included within the Flysch Fl₂, as it was previously admitted [3,9,10,18], because Lower Cretaceous carbonate clasts are never reworked within its microbreccias. On the northern slope of the Pech de Nadieu, the same previous authors also regarded high size carbonate blocks as olistoliths. It is not our opinion, because these blocks overlie as well Fl₁ as Fl₂, are included within recent avalanche breccias (and not within turbidites) and are coated by calcitic crusts or rubefactions only observed within Quaternary screes.

4. Conclusion

From our study is evidenced a significant diachronism between the two Middle–Upper Cretaceous turbiditic basins of the Pays de Sault (Gessee: Turonian; Axat: Albian–Cenomanian, then Turonian/Coniacian), and the neighbouring comparable basins such as the Coniacian Lordat–Videssos one. The Pays de Sault basins are also interpreted as dissymmetric foreland basins unconformably overlying a previously folded (ante-flysch) area and linked to the same strike-slip context along the converging boundary of the European and Iberian plates (Fig. 6). All these basins are supplied from the south by the erosion of the HPR and its two different Mesozoic carbonate covers (Jurassic–Lower Cretaceous, Vraconian–Lower Cenomanian). In the detail, some previous concepts have been modified such as, particularly, the so-called carbonate olistoliths within the Cenomanian flysch of the ‘Axat syncline’.

1. Introduction

À la suite à la récente révision du bassin turbiditique coniacien de Lordat–Videssos, dans les Pyrénées ariégeoises [13], nous avons entrepris l’analyse détaillée (cartographique, sédimentologique et micropaléontologique) des principaux affleurements de flyschs méso/néocrétacés (témoins d’anciens bassins d’avant-pays) connus plus à l’est, dans le pays de Sault (Aude). Il s’agit notamment de l’étroit lambeau bréchique de Gessee, conservé sur le front nord de la Haute-Chaîne primaire (HCP) et du « bassin

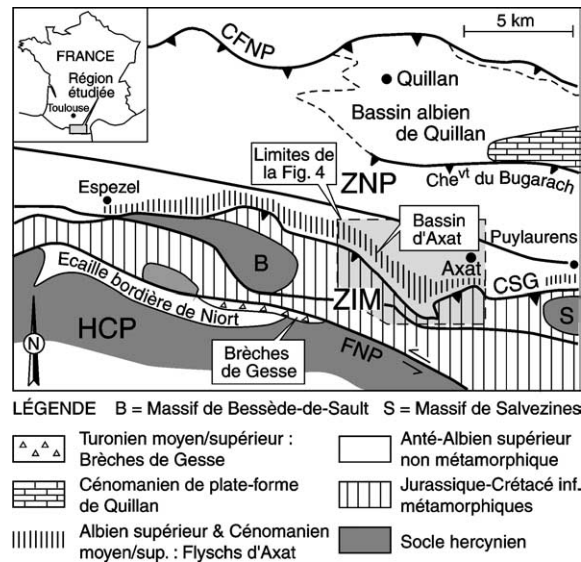


Fig. 1. Schéma de situation des bassins turbiditiques méso/néocrétacés du pays de Sault.

Fig. 1. Location map of the Middle–Upper Cretaceous turbiditic basins from pays de Sault.

d'Axat», en position plus septentrionale (Zone nord-pyrénéenne ou ZNP), ce dernier appartenant au traditionnel «sillon nord-pyrénéen» néocrétacé des auteurs. Cette étude révèle l'originalité séquentielle des dépôts turbiditiques de chaque bassin et leur diachronisme, décelables à la fois sur un transect nord–sud et sur une plus vaste échelle intégrant le proche bassin de Lordat–Vicdessos.

2. Les «brèches de Gesse», témoins d'un bassin d'avant-pays turonien, à alimentation méridionale, au front décro-chevauchant de la Faille nord-pyrénéenne

Un âge Cénomano-Turonien a été avancé en 1968 par Magné et Mattauer [8], sur la base de sections de Globotruncanidés, pour dater, au NNW de Gesse (haute vallée de l'Aude), le long de segments de la Faille nord-pyrénéenne (FNP), un complexe (à polarité nord), d'environ 200 m d'épaisseur, de brèches à éléments carbonatés, suivies de schistes en lieu et place des marnes albiennes c^{3-1} figurées à cet endroit sur la feuille de Quillan à 1/80 000 [5] (Fig. 1). Ce complexe détritique méso/néocrétacé, appelé ici

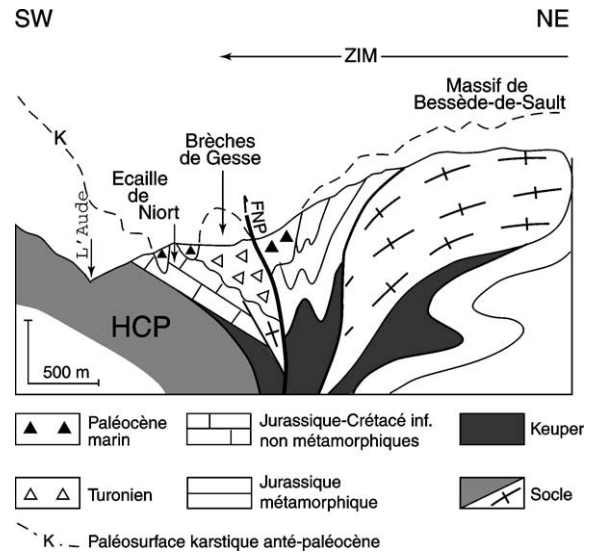


Fig. 2. Coupe des «brèches de Gesse», entre Haute-Chaîne primaire et Zone interne métamorphique.

Fig. 2. Cross-section of the 'Gesse breccias', between the High Primary Range and the Internal Metamorphic Zone.

«brèches de Gesse», repose, selon les auteurs précités, en discordance angulaire sur divers termes de la couverture mésozoïque non métamorphique («Écaille bordière de Niort») de la Haute-Chaîne primaire (HCP), étagée en direction du nord du Keuper à l'Albien inférieur/moyen [12]. Notre analyse apporte les précisions suivantes : (a) Les «brèches de Gesse» sont uniquement turoniennes et correspondent à la partie moyenne et, peut-être, supérieure de l'étage. Cette attribution, plus restrictive qu'antérieurement [8], se fonde sur les Globotruncanidés et les Hedbergellidés des zones à Helvetica et à Schneegansi identifiés, en résidu de lavage, dans les hémipélagites d'interturbidites séparant les séquences plurimétriques au sein des brèches. Ce sont notamment *Praeglobotruncana gibba*, *Pr. aumalensis*, *Pr. stephani*, *Dicarinella hagni*, *Di. imbricata*, *Marginotruncana sigali*, *M. renzi*, *M. schneegansi*, *Hedbergella gr. delrioensis*, *H. gr. simplex*, *Helvetoglobotruncana praehelvetica* et *He. helvetica*. (b) Le contact méridional brèches turoniennes/calcaires et dolomies jurassiques de l'«écaille de Niort» nous paraît plus complexe que prévu (Fig. 2). En effet, au niveau du virage de la RD 20, immédiatement au nord de Gesse, s'intercale, entre le Lias et les brèches turo-

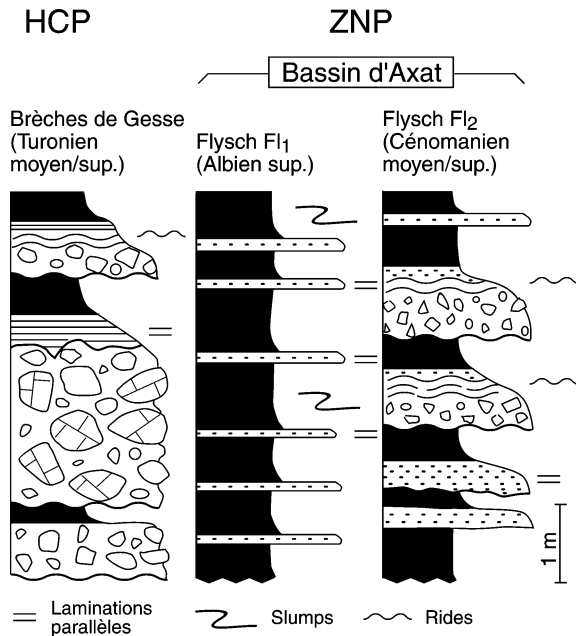


Fig. 3. Détail de quelques séquences turbiditiques méso/néo-crétaées du pays de Sault.

Fig. 3. Detail of some Middle–Upper Cretaceous turbiditic sequences from the Pays de Sault.

niennes discordantes, un copeau de Paléozoïque métamorphique, constitué de chlorito/séricitoschistes fortement microplissés et clivés. Cette «écaïlle», qui pourrait être aussi un olistolithe intra-brèches, est ponctuellement scellée (sud-ouest de Bigne Soule) par un placage de brèches marines paléocènes jaunâtres, épimétamorphiques, à éléments de marbres arrachés à la Zone interne métamorphique (ZIM), qui s'étend plus au nord. C'est sur les plis de cette dernière qu'ont été micropaléontologiquement datés, sur le sentier du Curé [14], les exceptionnels affleurements de *brèches dano-sélandiennes discordantes* (surface K, Fig. 2) sur les marbres (et les cornéennes) subverticaux constituant la couverture jurassique (surtout liasique) du massif de Bessède-de-Sault. (c) Les «brèches de Gesse» s'articulent en une dizaine de séquences granodécroissantes regroupées en une masse bréchique inférieure (trois séquences de *debris-flow*), une alternance de plusieurs séquences chenalisées et nettement turbiditiques brèches/hémipélagites argileuses (avec intercalation d'horizons calcaréo-gréseux microrhythmiques et/ou ridés) (Fig. 3) et, au sommet, une seconde masse bréchique, passant vers le haut à un

véritable flysch argilo-gréseux. L'alimentation polygénique des brèches provient exclusivement du sud, de la couverture carbonatée mésozoïque non métamorphique de la Haute-Chaîne (écaïlle de Niort). Cette origine est attestée [12] par la forte proportion des blocs barrémiens («calcaires urgo-barrémiens», U₁, et «calcaires à Annélides», U₂), associés à des blocs de calcaires berriasiens («calcaires à Trocholines et Dasycladacées», N₁) et valanginiens («calcaires graveleux à Pfenderines», N₃), ainsi que de dolomies jurassiques indifférenciées. Il n'y a pas d'éléments de marbres ou de cornéennes issus de la ZIM, donc du nord. Sur la RD 20, au niveau de la rive droite du ruisseau d'En Mathieu, une écaïlle de marnes noires, probablement albiennes [18], jalonne le chevauchement, à vergence sud, de la ZIM sur le complexe bréchique turonien. (d) Les «brèches de Gesse» sont légèrement antérieures au flysch calcschisteux, à olistolithes surtout paléozoïques, de Lordat–Vicdessos, qui est rapporté au Coniacien [13]. Celui-ci, affleurant plus à l'ouest, occupe, le long d'un autre segment en échelon de la FNP, une position structurale analogue, entre ZIM et HCP.

3. Le «bassin d'Axat», bassin turbiditique albo-cénomaniens en position nord-pyrénéenne

Le remplissage de ce bassin d'avant-pays nord-pyrénéen est conservé dans l'axe d'une gouttière synclinale étroite et discontinue, de direction est–ouest (Fig. 1), le «synclinal (ou synclinorium) d'Axat», qui s'étend, sur environ 25 km, d'Espezel à l'ouest jusqu'à Puylaurens à l'est [18]. Cette structure est chevauchée [7], au sud (chevauchement des gorges de Saint-Georges, ou CSG), par la partie la plus externe de la ZIM (massifs primaires de Bessède-de-Sault et de Salvezines, ainsi que leur couverture plus ou moins métamorphique [15]). Elle flanque, plus au nord, l'anticlinal de Pierrellys (Berriasien à Aptien à dominante carbonatée [12]). Considéré, à l'origine [5] comme un synclinorium empli de marnes à spicules albiennes (c³⁻¹), subdivisé (au nord d'Axat) par une remontée anticlinale de marno-calcaires du complexe urgonien de l'Aptien supérieur, le «synclinal d'Axat» a fait l'objet d'une controverse, à partir de 1970, à la suite de la découverte simultanée, par Meurisse [9] et par Bilotte et al. [2], de micro-

faunes benthiques du Crétacé «supérieur» en lieu et place de la quasi-totalité ou d'une partie seulement de l'Albien inférieur précédemment admis [5]. Pour le premier auteur [11], l'ensemble des terrigènes du synclinal (affleurant, vers le nord, jusqu'au Rébenty) devait être rapporté au «Cénomaniens»; pour les seconds [3], seule une étroite bande turbiditique (à microbrèches) jalonnant l'axe du pli relevait du «Cénomano-Turonien», les «marnes noires» sous-jacentes demeurant en Albien. À cet étage étaient rapportées trois formations (Fm.) successives [1,3,12,18], les *marno-calcaires gréseux sombres du Rébenty* (200 m), les *schistes argilo-silteux d'Axat* (250 m) et les *pélites et silts d'Artigues* (250 m). Les attributions les plus récentes du remplissage du bassin, bien que jamais fondées sur la citation de microfaune, allaient de l'Albo-Cénomaniens [7] au Turono-Sénonien [6].

3.1. Sur le plan stratigraphique

Sur le plan stratigraphique, nous distinguons, au sein d'un système d'éventails sous-marins à tendance rétrogradante, deux flyschs argilo-gréseux successifs, Fl₁ et Fl₂ (Figs. 4 et 5), inclus dans le «groupe du Flysch noir» albo-cénomaniens (dont l'acception [17] devrait être modifiée par une extension jusqu'au Cénomaniens supérieur), épais chacun de 400 m environ et séparés par une discontinuité majeure, jalonnant la lacune par érosion du Vraconien et du Cénomaniens inférieur. (a) *Le flysch distal* Fl₁ (= Fm. Artigues, [1]) est angulairement discordant (surface S₁) sur les marnes noires du Clansayésien supérieur-Albien basal (Fm. Rébenty et Fm. Axat, [1]) plissées antérieurement en un court anticlinal (Figs. 4 et 5). Il est constitué de pélites sombres à fines intercalations centimétriques silto-gréseuses (à laminations parallèles et convolutées) et glauconieuses révélant le caractère turbiditique (séquences t^{c-d}) de la formation (Fig. 3). Il n'y a ni brèches, ni microbrèches à la base de ces séquences. En revanche, on observe, notamment le long de la surface basale S₁, plusieurs paquets plurimétriques de marnes noires (probablement issus des formations sous-jacentes), resédimentés sous forme d'olistolithes [1] ou encore engagés dans des têtes de *slumps* en partie démantelées. Le flysch Fl₁ renferme une association de Foraminifères planctoniques couvrant globalement les zones à Primula, Praeticinensis, Subticinensis et Ticinensis (in-

tervalle Albien inférieur élevé à Albien supérieur s.s. [16]), dont *Ticinella primula*, *T. madecassiana*, *T. cf. praeticinensis*, *T. raynaudi*, *T. roberti*, *Rotalipora subticinensis*, *Favusella washitensis*, *Hedbergella subcretacea*, *H. delrioensis*, *H. planispira*, *Praeglobotruncana stephani*, *Globigerinelloides praebuxtorfi* et *Biticinella breggiensis*. La présence simultanée de certains marqueurs, tels *T. praeticinensis*, *R. subticinensis* et *B. breggiensis*, suggère toutefois que l'intervalle stratigraphique puisse se limiter à l'Albien supérieur s.s. (Vraconien exclu). On y observe également quelques taxons benthiques de cet âge, comme *Lenticulina acuta*, *L. gaultina*, *L. gaultina* var. *expensa*, *Haplophragmoides depressa*, *H. concava* etc. (b) *Le flysch plus proximal* Fl₂, d'âge Cénomaniens moyen à supérieur [3], repose sur le flysch Fl₁ le long d'une surface d'érosion et de discordance S₂. Il s'agit d'un empilement, fortement replissé, de turbidites quasi complètes t^{a-e}, de type Bouma, dont l'horizon basal est souvent microbréchique à bréchique (Fig. 3). Dans celui-ci sont remaniés des débris de socle hercynien (lydiennes, schistes et micaschistes), de marnes noires supposées aptiennes ou albiennes, de calcaires à Pithonelles mésocrétacées et, surtout, de calcaires de plate-forme proximale du Vraconien et du Cénomaniens plutôt inférieur. Ces derniers, issus probablement du démantèlement de la couverture mésocrétacée de la Haute-Chaîne plus méridionale, qui n'a pas été conservée en place, renferment en effet des Alvéolinidés (*Prealveolina cretacea*, *P. iberica*, *Ovalveolina ovum*, *Simplalveolina simplex*) et/ou des Orbitolinidés (*Orbitolina duranddelgai*, *Conicorbitolina conica*, *C. paeneconica* etc.) autorisant cette attribution. Dans les horizons hémipélagiques d'interturbidites s'observe une riche microfaune planctonique autochtone signant l'intervalle [16] zone à Reicheli (Cénomaniens moyen)–zone à Cushmani (passage Cénomaniens moyen/Cénomaniens supérieur), dont *Rotalipora cushmani*, *R. greenhornensis*, *R. montsalvensis*, *R. brotzeni*, *R. appenninica*, *Praeglobotruncana stephani*, *Pr. gibba*, *Pr. delrioensis*, *Hedbergella* gr. *planispira*, *H. delrioensis*, *H. simplex*, *Witheinella baltica*, *Globigerinelloides ultramicra*, *Loeblichella coarctata* et *Schackoina cenomana*. Notons que le flysch Fl₂ est surmonté très ponctuellement (au sud-est du pech de Nadiou, Fig. 4) par un minuscule témoin d'un troisième flysch, plus gréseux, dont la microfaune planctonique (*Marginotruncana*

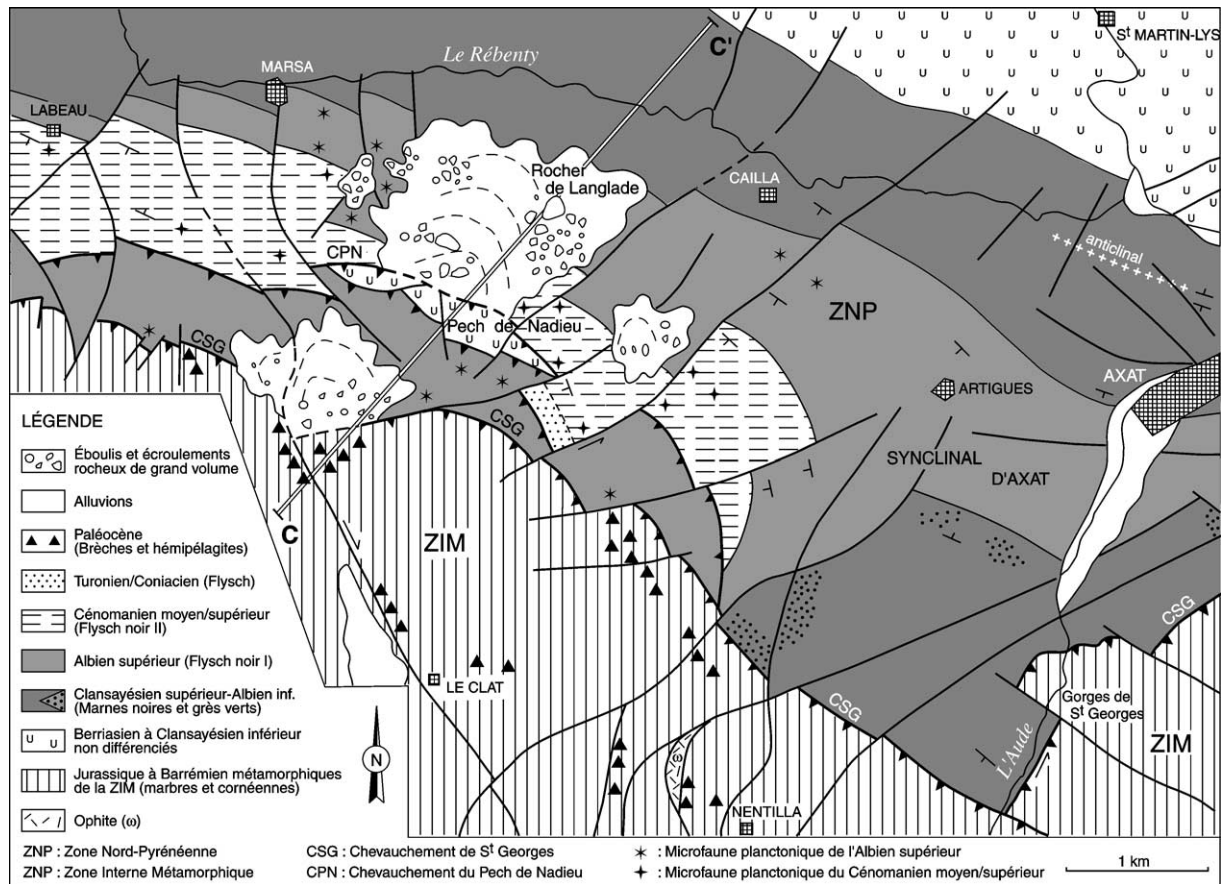


Fig. 4. Carte géologique de la partie centrale du « bassin d'Axat », entre Axat et Labeau.

Fig. 4. Geological map of the central part of the 'Axat Basin', between Axat and Labeau.

pseudolinneiana, *M. sigali*, *M. coronata*, *Gl. ultramicra* et *Hastigerinoides alexandrei*) signe le Turonien moyen/supérieur et le Coniacien. On y trouve aussi des taxons remaniés de l'Albien supérieur/Vraconien, comme *Planomalina buxtorfi*, *B. breggiensis* et *T. roberti*. Ce troisième flysch pourrait être un équivalent latéral plus septentrional et relativement plus distal des « brèches de Gesse ».

3.2. Sur le plan structural

Sur le plan structural, le « synclinal d'Axat » n'est pas un pli simple, notamment dans sa partie centrale (Figs. 4 et 5), entre Axat et Labeau. On distingue ainsi, du nord au sud : (a) le synclinal d'Axat proprement dit, déversé au nord et parfois réduit à son flanc normal, dont l'axe est jalonné par les flyschs albien Fl₁ et cé-

nomaniens Fl₂ précités, à la fois discordants entre eux et sur les structures plissées antérieures affectant des terrains jusqu'à l'Albien basal inclus (ces deux discordances, qui se confondent latéralement, entrent dans la définition de la « discordance anté-cénomaniens » des auteurs) ; (b) l'écaillage à matériel carbonaté éocrétaqué (Berriasien à Barrémien) du pech de Nadieu dont nous interprétons aujourd'hui, à l'instar de Casteras [4], les énormes rochers calcaires qui la constituent comme une (ou des) lame(s) tectonique(s), à vergence nord, primitivement enracinée(s), plutôt que comme des olistolithes inclus à la base du flysch Fl₂ et dans ce que nous pensons depuis 1973 être une sorte de « brèche chaotique » [3,9,10,18]. En effet, le flysch Fl₂ ne remanie aucun élément calcaire éocrétaqué dans ses microbrèches et la cartographie du pech de Nadieu

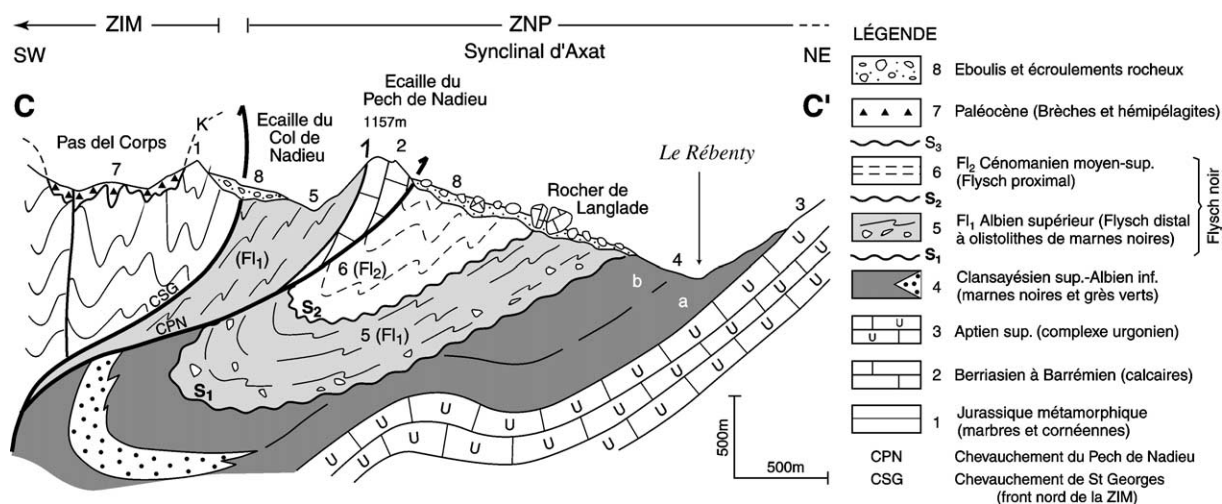


Fig. 5. Coupe de la partie centrale du « bassin d'Axat ».

Fig. 5. Cross-section of the central part of the 'Axat Basin'.

révèle l'existence de couches calcaires continues et d'extension latérale importante plutôt que de blocs ; (c) l'écaïlle chevauchante à matériel albien supérieur (flysch F₁) du col de Nadieu, elle-même chevauchée par la ZIM. En contrebas topographique de l'écaïlle du pech de Nadieu, vers le nord, on a mentionné antérieurement [3,9,10,18], au sein du flysch F₂, la présence de nombreux olistolithes de calcaires éocrétaqués (notamment berriasien à barrémien) tapissant le versant méridional, fortement penté, de la vallée du Rébenty. Ces supposés « olistolithes » (tel celui du rocher de Langlade, Figs. 4 et 5) atteignent des tailles respectables. Ils se situent en fait à la fois *sur* (et non *dans*) les flyschs F₁ et F₂, sont inclus dans des brèches de pente non ou peu consolidées et présentent à leur surface des rubéfactiones et des croûtes calcitiques comparables à celles fréquemment observées dans les éboulis récents. N'étant jamais clairement emballés dans l'un ou l'autre de ces flyschs, ils correspondent, d'après nos levés détaillés, à des écroulements rocheux de grand volume au sein de formations superficielles quaternaires issues de la destruction des reliefs calcaires du pech de Nadieu et ayant glissé gravitairement sur les pentes méridionales de la vallée du Rébenty.

4. Conclusion

De notre analyse ressort, grâce aux nouvelles datations fournies par les Foraminifères planctoniques, un

net diachronisme entre les deux bassins turbiditiques méso/néocrétaqués du pays de Sault (Gesse : Turonien ; Axat : Albo-Cénomannien et, ponctuellement, Turono-Coniacien), comparés sur un transect nord-sud, et ceux des secteurs voisins, tel le bassin coniacien de Lordat-Vicdessos [13], situé plus à l'ouest, en Ariège (Fig. 6). Ce dernier, récemment décrypté par une approche analogue, peut servir de modèle : il s'articule en deux sous-bassins turbiditiques d'avant-pays, creusés entre des segments décrochevants en échelon de la FNP, entre ZIM et HCP, et alimentés en détritiques (parfois de grande taille, par exemple les olistolithes dévoniens de Lordat) à partir du sud. Les bassins dissymétriques du pays de Sault sont également interprétés comme des bassins d'avant-pays discordants sur un domaine anté-flysch antérieurement plissé et liés au même contexte tectonique actif d'un couloir de décrochement qui s'élargit vers le nord [7], à la frontière convergente des plaques ibérique et européenne. Bien que moins spectaculaire qu'à Lordat, l'alimentation méridionale à partir du socle de la HCP et, surtout, de ses deux couvertures mésozoïques hétérochrones ne s'inversera (partiellement) qu'au Paléocène [14,15], après l'émersion puis l'érosion du tectorogène fini-crétacé dont la ZIM, héritée de la transpression albiennne, constitue l'axe. Le gradient spatio-temporel nord-sud entre Axat et Gesse pourrait traduire, pour ces bassins méso-néocrétaqués, une vergence plus ibérique qu'europpéenne. Sur le plan sédimentologique, un

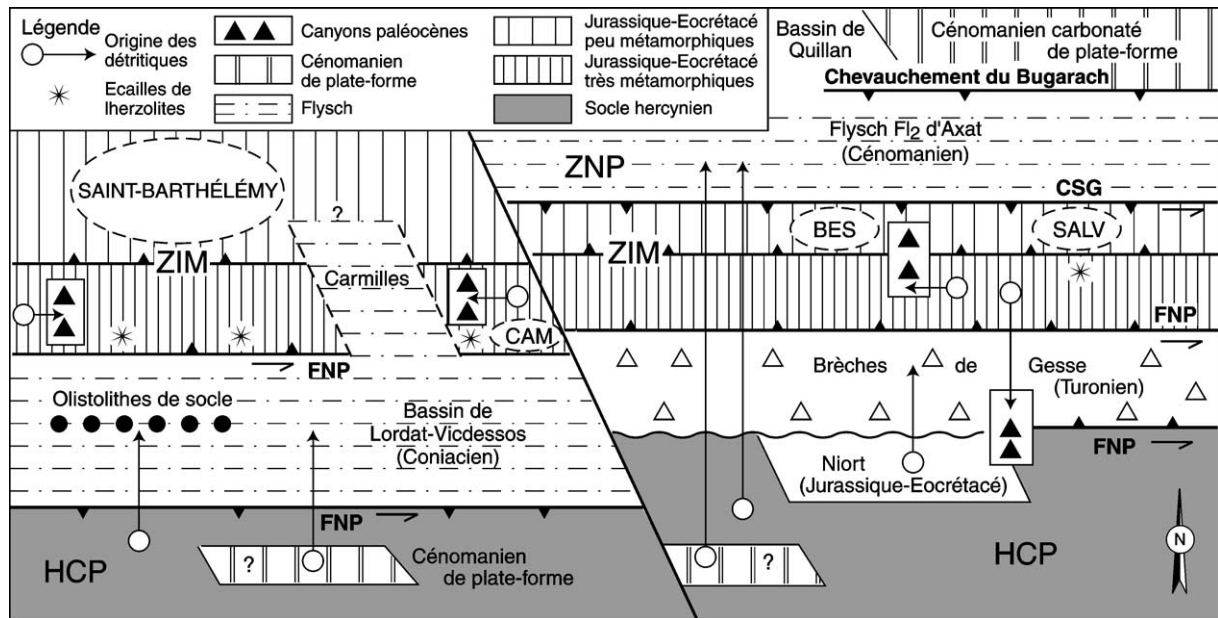


Fig. 6. Essai d'interprétation paléogéographique des bassins turbiditiques méso/néocrétacés du pays de Sault et régions voisines (sans échelle). CAM : Camurac ; BES : Bessède ; SALV : Salvezines.

Fig. 6. Attempt of palaeogeographic interpretation of the Middle–Upper Cretaceous turbiditic basins from pays de Sault and neighbouring areas (without scale). CAM: Camurac; BES: Bessède; SALV: Salvezines.

certain nombre de conceptions antérieures sont modifiées. La plus importante est sans doute l'interprétation comme une écaïlle tectonique (pech de Nadiou) des supposés olistolithes carbonatés intra-flysch cénomanien Fl₂ de la partie centrale du « synclinal d'Axat ». Cette écaïlle est flanquée, au nord, d'éroulements quaternaires de grand volume, glissés vers l'aval, qui ne sont pas non plus des olistolithes intra-Fl₂.

Remerciements

Les auteurs remercient bien vivement P. Eichène pour la mise au net des dessins de cet article.

Références

- [1] J.C. Aragon, Sédimentologie et stratigraphie séquentielle de l'Albien dans le bassin de Quillan et le synclinorium d'Axat (Zone Nord-Pyrénéenne, Aude), Doc. BRGM 169 (1989) 1–149.
- [2] M. Bilotte, B. Peybernès, P. Souquet, Sur la présence du Crétacé supérieur dans le synclinorium d'Axat (Pyrénées audoises), Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse 106 (1970) 470–471.
- [3] M. Bilotte, M.-J. Fondécave, B. Peybernès, P. Souquet, J.-P. Wallez, Distinction de l'Albien et du Crétacé supérieur dans le synclinorium d'Axat (Pyrénées), C. R. somm. Soc. géol. France 4 (1973) 119–121.
- [4] M. Casteras, Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales, Bull. Serv. Carte géol. Fr. XXXVII (189) (1933) 1–515.
- [5] M. Casteras et al., Carte géologique de la France à 1:80000, feuille de Quillan, n° 254 (3^e édition).
- [6] E.J. Debroas, Le bassin du flysch albo-cénomanien dans les Pyrénées centrales, in: Colloque sur les bassins crétaçés de France et d'Europe occidentale, Soc. géol. France, 2003, p. 2, résumés des communications.
- [7] J.O. Dauteuil, Le comportement des noyaux de socle dans un couloir décrochant : les massifs de Bessède et de Salvezines (Pyrénées orientales, France), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 307 (1988) 423–428.
- [8] J. Magné, M. Mattauer, Sur la présence de Cénomanien–Turonien dans la série schisteuse de la couverture nord de la zone axiale des Pyrénées au sud de Quillan (Aude), Bull. BRGM 1 (3) (1968) 39–44.
- [9] M. Meurisse, Existence du Crétacé supérieur dans la Zone nord-pyrénéenne orientale, C. R. somm. Soc. géol. France (1970) 245–246.
- [10] M. Meurisse, Étude structurale de la Zone nord-pyrénéenne orientale, thèse 3^e cycle, université Paris-6, 1973, 325 p.
- [11] M. Meurisse, Distinction de l'Albien et du Crétacé supérieur dans le synclinorium d'Axat (Pyrénées) : Observations à propos d'une note de M. Bilotte, M.-J. Fondécave, B. Peybernès,

- P. Souquet, J.-P. Wallez, C. R. somm. Soc. géol. France 4 (1974) 77–78.
- [12] B. Peybernès, Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée, thèse d'État, université Toulouse-3, imp. CRDP, 1976, 459 p.
- [13] B. Peybernès, M.-J. Fondécave-Wallez, P. Eichène, L'olistostrome coniacien de Lordat (Pyrénées ariégeoises) et son équivalent latéral de Vicdessos, témoins d'un nouveau bassin d'avant-pays au front nord de la Haute-Chaîne primaire, *Geodin. Acta* 14 (2001) 633–640.
- [14] B. Peybernès, M.-J. Fondécave-Wallez, P.-J. Combes, P. Eichène, Découverte d'hémipélagites à Foraminifères planctoniques paléocènes dans les « brèches de Baixas » (Pyrénées-Orientales), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIa 332 (2001) 633–640.
- [15] B. Peybernès, M.-J. Fondécave-Wallez, P.-J. Combes, Les canyons paléocènes de Sainte-Colombe-sur-Guette (zone interne métamorphique des Pyrénées, département de l'Aude), *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse et Midi-Pyrénées* 139 (2003) 41–46.
- [16] F. Robaszynski, M. Caron, Foraminifères planctoniques du Crétacé : commentaire de la zonation Europe-Méditerranée, *Bull. Soc. géol. France* 166 (1995) 681–692.
- [17] P. Souquet, E.-J. Debroas, J.-M. Boirie, P. Pons, G. Fixari, J.-C. Roux, J. Dol, J.-P. Thieuloy, M. Bonnemaïson, H. Manivit, B. Peybernès, Le groupe du Flysch noir albo-cénomancien dans les Pyrénées, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 9 (1) (1985) 183–252.
- [18] J.-P. Wallez, Stratigraphie et structure de la partie méridionale du pays de Sault, thèse de 3^e cycle, université Toulouse-3, 1974, 143 p.