

Michel BILOTTE

Professeur de l'Université de Toulouse



LE MASSIF DE MOUTHOMET AU CRETACE SUPERIEUR : DE LA PLATE-FORME EXTERNE AU TALUS DE RESEDIMENTATION

3 septembre 2011



EXCURSION GEOLOGIQUE CONJOINTE DES ASSOCIATIONS



Permanence, au Crétacé supérieur, de la position de la limite plate-forme/bassin dans la zone sous-pyrénéenne orientale (Aude, France) Implications géodynamiques *

Michel BILOTTE ⁽¹⁾

Permanence, during the Upper cretaceous, of the position of the limit platform / basin in the Eastern sub-Pyrenean zone. Geodynamic implications

Géologie de la France, n° 1, 2007, p. 33-53, 13 fig, 4 pl.

Mots clés : Rampe externe, Talus, Plate-forme, Sédimentation, Crétacé supérieur, Pyrénées, France

key words: Outer ramp, Slope, Platform, Sedimentation, Late Cretaceous, Pyrénées, France

Résumé

Dans la partie orientale de la zone sous-pyrénéenne, le massif paléozoïque de Mouthoumet est l'élément le plus oriental de la marge nord-aquitaine sur lequel se déposent les séries marines des plates-formes carbonatées et terrigènes du Crétacé (Cénomanien à Santonien inclus). Leur polarité N-S y est évidente du fait de la présence des séries les plus littorales au nord et les plus ouvertes au sud, dans l'unité de Saint-Louis-Le Bézu. Au Cénomanien supérieur, des constructions à madréporaires « en coupelles », connues pour occuper dans l'actuel le pied de la pente externe, frangent la zone de pente ; au Turonien, des concentrations en glauconie et des glissements synsédimentaires caractérisent la rampe externe. Les dénudations qui accompagnent ces glissements sont fossilisés, au Coniacien, par les dépôts d'une rampe profonde qui perdure jusqu'au Santonien inférieur inclus. Enfin, au Santonien supérieur, la formation d'un talus accentué à regard sud, s'accompagne d'une forte activité érosive en relation avec des transits N-S et des sédimentations gravitaires et turbiditiques.

La pérennité de cette limite externe, interprétée comme étant la paléomarge orientale du continent nord-aquitain, démontre l'absence de déplacement notable, vers le nord, du dépôt-axe des bassins profonds dont on connaît des témoins seulement dans les zones nord-pyrénéennes. Cette constatation va à l'encontre de l'hypothèse d'une

évolution en régime compressif permanent de cette contrée au cours du Crétacé supérieur.

Abstract

In the eastern part of the Sub-Pyrenean Zone, the Palaeozoic Mouthoumet Massif corresponds to the eastern most element of the North Aquitaine Margin, involving Upper Cretaceous (Cenomanian to uppermost Santonian) marine, carbonate and siliciclastic shelf deposits. Their N-S polarity is clearly demonstrated by the permanent location of the shallow and open sea deposits, respectively to the North and to the South (Saint-Louis - Le Bézu unit). During Upper Cenomanian times, dish-like coral constructions reminding the present-day outer downslope buildups, stretch along the slope. During Turonian times, glauconite concentrations and synsedimentary slumped beds characterize the external ramp. The eroded zones related to these slumpings are overlaid by deep ramp deposits, Coniacian to late lower Santonian in age. Finally, during Late Santonian times, a newly reactivated South scarps induces a high erosion related to N-S bypassing and gravity or turbiditic sedimentation. The permanent position of this external slope, interpreted here as the eastern palaeomargin of the North Aquitaine continent, is contrary to the well known northward migration of the deep basin depocentres which are represented only in the North-Pyrenean Zone. This interpretation runs counter to a continuous compression evolution of the study area during the Upper Cretaceous period.

(1) Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG), Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France et URS, Etude et Conservation du Patrimoine, 39 allées Jules Guesde, 31062 Toulouse cedex 4, France bilotte@lmtg.obs-mip.fr

* Manuscrit présenté le 29 novembre 2006, accepté le 11 mai 2007.

Introduction

Dans la partie orientale de la zone sous-pyrénéenne, le massif paléozoïque de Mouthoumet est un élément de la marge nord-aquitaine qui supporte les séries marines des plates-formes carbonatées et terrigènes du Crétacé (Albien à Santonien). La polarité N-S des dépôts y est évidente par la présence des séries les plus littorales au nord et les plus ouvertes au sud (Bilotte, 1985, 1993 ; Bilotte *et al.*, 2005). Pourtant, Fondecave-Wallez et Souquet (1991) y décrivent « un raccourcissement dès le Sénonien, dans un bassin d'avant-fosse migrant vers le nord » et « un déplacement des dépôts-centres terrigènes qui s'opère dans le même sens et donc en contradiction avec le modèle des marges stables ».

A l'ouest du Pic de Bugarach, les deux relais du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, le chevauchement de Bugarach (Galamus) au sud, et le chevauchement du Pays de Sault au nord (Castéras, 1933) enserrent les structures plissées et chevauchantes de l'anticlinal du Bézu et du synclinal de Saint-Louis (Unité de Saint-Louis – Le Bézu, fig. 1). C'est précisément là que s'observent dans les meilleures conditions les séries marines les plus méridionales et de milieux les plus profonds du Crétacé supérieur sous-pyrénéen. Notre propos est : (a) de décrire les faits paléontologiques et / ou sédimentologiques (érosions, déstabilisations, resédimentations, ...) qui s'y observent et qui traduisent la permanence, du Cénomaniens au Santonien, d'une pente externe (morphologie de rampe) ou d'un talus (morphologie de plateau à inflexion distale) ; (b) d'en tirer les conséquences quant aux déplacements envisageables des dépôts-axes des bassins profonds par rapport aux séries néritiques de même âge établies, plus au nord, sur la plate-forme du massif de Mouthoumet.

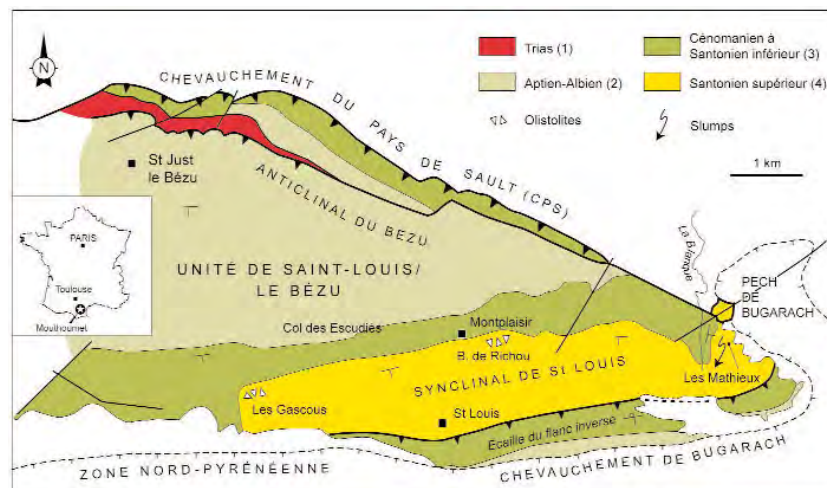


Fig. 1.- Esquisse géologique de l'Unité de Saint-Louis-Le Bézu. 1 : argiles rouges ; 2 : marnes noires et calcaires gréseux à Floridées ; 3 : calcaires et marnes ; 4 : marnes bleues à olistolites.

Fig. 1.- Geological sketch of the Saint-Louis-Le Bézu Unit. 1: red clays; 2: black shales and sandy limestones with crustose coralline algae; 3: limestones and marls; 4: blue marls with olistolites.

Caractérisation paléontologique et/ou sédimentologique de la pente externe

Cénomaniens moyen-supérieur

Sur le flanc sud de l'anticlinal du Bézu, au lieu-dit le Col des Escudies, la route départementale D46 recoupe une succession sédimentaire étagée sur l'Albien, le Cénomaniens et la base du Turonien. Les carbonates d'âge Cénomaniens moyen à supérieur y reposent en discordance angulaire et cartographique (Castéras, 1965) sur les marnes d'âge Albien du bassin de Quillan (Bessière *et al.*, 1989). Au-dessus de cette discordance (D0, fig. 2), la série cénomaniens s'organise en 4 cycles transgressifs – régressifs (fig. 2). Les 3 premiers - Ce1, Ce2, Ce3 – enregistrés dans la formation des Calcaires des Escudies (Bilotte, 1985) caractérisent les dépôts de plate-forme interne à moyenne qui marquent les différentes étapes de la transgression cénomaniens. Le cycle Ce4, qui constitue un équivalent partiel de la Formation Fontaine Salée (Bilotte, 1993) témoigne, lui, d'un réel approfondissement.

Observations et analyses

Le cycle Ce4 (fig. 2) débute au-dessus d'une nette surface d'érosion sous-marine (D3, fig. 2) qui affecte de façon irrégulière, parfois sur près d'un mètre, les calcaires bioclastiques à *Caprina adversa* du sommet du cycle 3 (fig. 3). Trois faciès sont associés dans le remplissage des paléotopographies de cette surface d'érosion : (a) des calcarénites bioclastiques (textures *floatstone* à *rudstone*) à très nombreux fragments d'échinodermes et de caprinidés (pl. 1, fig. 1) ; (b) des marnes verdâtres à bioclastes ; (c) des olistolites de taille métrique de calcaires bioclastiques à restes de caprinidés dominants (pl. 1, fig. 2-4). Sur les zones

hautes bordières des paléotopographies, ou sur leur comblement sédimentaire, se développent des constructions massives (biostromes à texture *framestone*) de madréporaires (microsolénidés ?) en coupelles (pl. 1, fig. 5) dont les colonies peuvent atteindre 30 cm de diamètre. Ces madréporaires sont empilés les uns sur les autres sur une épaisseur cumulée voisine de 9 m. Le sommet de ces bioconstructions est couronné par une surface irrégulière de discontinuité, soulignée par des concentrations de glauconie (fig. 3 et pl. 1, fig. 6).

Reconstitution de la marge (fig. 4)

Les resédimentations observées au-dessus de la discontinuité D3 donnent l'idée d'une marge affectée par des érosions en relation avec des transits de sédiments. La présence d'olistolites de taille métrique indique

que ces érosions étaient importantes et affectaient des sédiments déjà lithifiés de la plate-forme septentrionale (éléments provenant du cycle Ce 3).

Les constructions de madréporaires en coupelles sont connus dans l'actuel pour se développer sur la pente externe des récifs (zone frantorécifale), à des profondeurs comprises entre 30 et 70 m (James, 1981, 1983 ; Wright et Burchette, 1996). Leur forme favorise en particulier la réception du rayonnement lumineux, réduit de près de 50 % à ces profondeurs (Wray, 1977 ; Insalaco, 1996).

Intégration dans le cadre régional

Du cycle Ce 1 au cycle Ce 3 inclus, la sédimentation s'est réalisée sous de faibles tranches d'eau qui n'excédaient pas la dizaine de mètres. L'approfondissement important (de 20 à 60 m) qui caractérise le démarrage du cycle Ce 4 peut avoir plusieurs causes : (a) l'augmentation eustatique de la tranche d'eau bien connue à l'échelle téthysienne ; (b) les effets d'une subsidence régionale et, peut être, ceux d'un événement tectonique qui aurait affecté les aires septentrionales de la plate-forme d'où proviendraient les olistolites.

En terme de stratigraphie séquentielle, le cycle Ce 4 tel que visible au Col des Escudiés a valeur de prisme de bordure de plate-forme (PBP). Les autres cortèges sédimentaires du cycle sont ici absents par non dépôt ; par contre, ils s'expriment au nord, sur la plate-forme, où l'on peut observer dans la série plus marneuse de la formation de la Fontaine Salée, l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau marin (IT et PHN, fig. 5).

Les glauconies sommitales témoignent, du non-dépôt au niveau de la marge externe. La discontinuité D4 qu'elles tapissent correspond à un temps long incluant le Cénomanien terminal et Turonien basal, avant que ne se déposent les épaisses séries de marnes glauconieuses à ammonites et foraminifères planctoniques constituant la formation des Marnes de Saint-Louis (cf. infra).

Fig. 3.- La série lithologique du Cénomanien moyen (partie supérieure du cycle Ce3) – supérieur (cycle Ce4) au Col des Escudiés.

Fig. 3.- The lithologic diagram of the Middle (upper part of Ce3 cycle) and Upper (Ce4 cycle) Cenomanian series in the Col des Escudiés section.

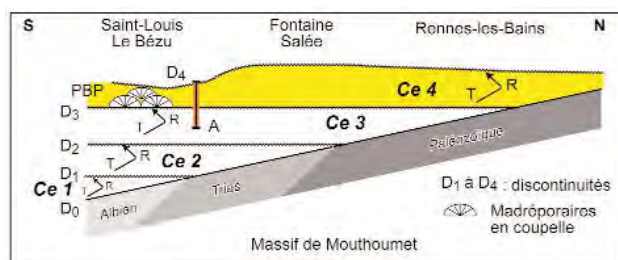
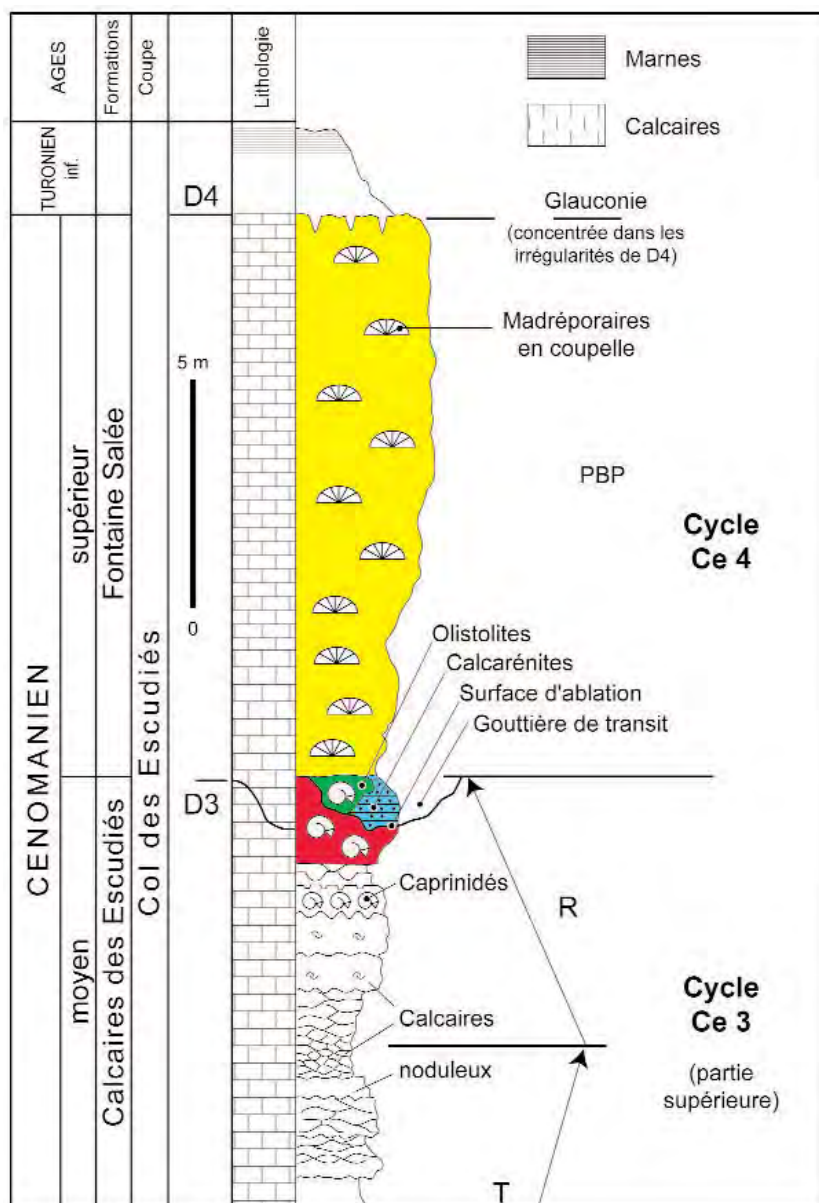


Fig. 2.- Les cycles transgressifs-régressifs (T/R) du Cénomanien (Ce1 à Ce4) sur le massif de Mouthoumet. D1 à D4, discontinuités limites de cycles ; A : succession visible au Col des Escudiés (cf. fig. 3).

Fig. 2.- The Cenomanian transgressive-regressive (T/R) cycles (Ce1 to Ce4) on the Mouthoumet Massif. D1 to D4, unconformities cycle boundaries; A: the Col des Escudiés succession (cf. fig. 3).

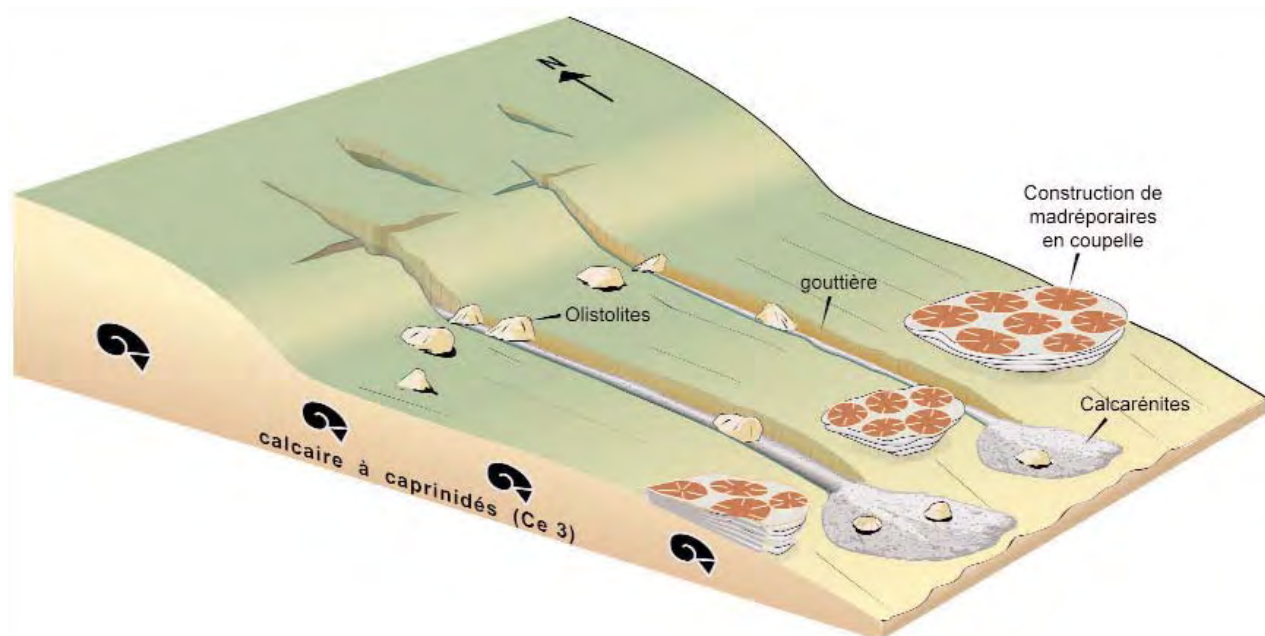


Fig. 4.- Reconstitution hypothétique de la rampe externe du Cénomanien supérieur (cycle Ce4) dans l'Unité de Saint-Louis-Le Bézu.

Fig. 4.- Hypothetic reconstruction of the outer ramp of the Late Cenomanian times (Ce4 cycle) in the Saint-Louis-Le Bézu Unit.

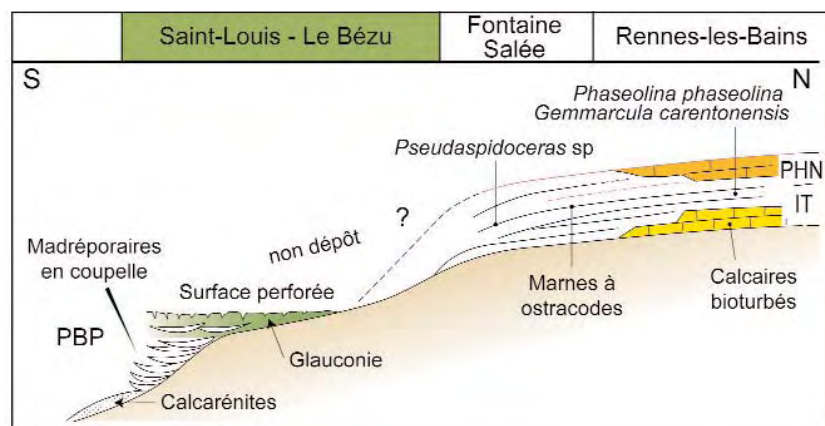


Fig. 5.- Répartition des cortèges sédimentaires du cycle Ce4 (Cénomanien supérieur) à l'échelle de la rampe.

Fig. 5.- Depositional model of the Late Cenomanian (Ce4 cycle) on the Mouthoumet ramp.

dénommées respectivement (fig. 6 et 7) séquence de La Blanque et séquence de La Serre de Lacal (Bilotte, 1985, 1993).

Cette formation, riche en ammonites et foraminifères planctoniques, a pour équivalents septentrionaux des séries mixtes, carbonatées et terrigènes, de plus en plus littorales vers le nord. Ces équivalents latéraux sont représentés respectivement (fig. 7) : (a) sur la plate-forme moyenne par la formation de la Serre de Lacal, à bioconstructions à rudistes ; (b) sur la plate-forme interne par la formation des Grès de la Sals, incluant des bancs carbonatés riches en algues vertes (Bilotte, 1985).

Une évolution comparable a été mise en évidence, plus à l'est, dans l'unité du Roc Fourcat, au sud de la Montagne de Tauch (Bilotte et Séverac, 1998).

Turonien

Sur le flanc sud de l'anticlinal du Bézu, la formation des Marnes de Saint-Louis représente les dépôts de la plate-forme externe et du talus pendant le Turonien. L'enchaînement des dépôts permet de reconstituer les cortèges de deux séquences de dépôt majeures

Observations et analyses

La séquence de La Blanque débute généralement par un niveau de condensation très glauconieux à *Orbirhynchia cuvieri* (d'Orb.) d'environ 40 cm d'épaisseur qui représente un intervalle transgressif (IT). Cet IT a aussi livré un gros exemplaire de *Mammites* sp. (Coll. UPS, détermination W.J. Kennedy). Cette faune date le Turonien inférieur *pro-parte*. Au-dessus, se développe une série épaisse de 30 m de marnes sombres à débris végétaux et grains épars de glauconie, riche en globotruncanidés : l'unité des Marnes inférieures de Saint-Louis (fig. 6). Dans la cluse de la

Blanke, à la terminaison péridclinale est de l'anticlinal du Bézu cette unité est nettement grano et stratocroissante, de plus en plus carbonatée, bioclastique et même bioconstruite (rudistes à texture framestone) avec les calcaires de La Beillé (fig. 6 et pl. 2, fig. 1-2). Ces derniers montrent même une géométrie progradante en direction du SSW. Une nette surface d'arrêt de sédimentation, rubéfiée et parsemée d'oncoïdes de cyanophycées, sans évidence d'émersion (pl. 2, fig. 3), couronne cette séquence. Au-dessus se déposent les premiers termes de la séquence de La Serre de Lacal.

La séquence de La Serre de Lacal s'exprime, entre la deuxième et la troisième cascade des Mathieux. Les Marnes supérieures de Saint-Louis constituent un prisme de bordure de plate-forme (fig. 6). Au-dessus de la surface de discontinuité qui couronne la séquence de La Blanke (cf. supra), se développent sur 12 m environ d'épaisseur, des alternances décimétriques de marnes sombres et de marno-calcaires organisées en petites séquences grano-croissantes. Malgré une apparente continuité sédimentaire, les alternances sont affectées de plusieurs slumps de taille plurimétriques (pl. 2, fig. 4), surmontés de carbonates non déformés. Ces carbonates sont tronqués par une surface de ravinement qui précède partout la formation santonienne des Grès de Labastide (fig. 6 ; pl. 3, fig. 1). L'ablation associée à la mise en place de cette dernière formation a vraisemblablement fait disparaître les autres cortèges de la séquence de La Serre de Lacal, dans la mesure où l'on peut présumer de leur dépôt.

Reconstitution de la marge

Les reconstitutions déjà proposées par Bilotte (1993) pour les deux séquences majeures du Turonien donnent des morphologies de rampes zonées. Les carbonates de plate-forme qui terminent la séquence de La Blanke dont certains sont bioconstruits, témoignent de profondeurs faibles (quelques mètres) comme l'attestent les oncoïdes de cyanophycées qui parsèment la surface d'arrêt de sédimentation sommitale. La création d'espace disponible à l'origine du dépôt de la séquence suivante, résultant des effets cumulés de montée tectono-eustatique et d'une subsidence importante a modifié, en l'augmentant, la pente externe de bordure de plate-forme. Lors de cette réorganisation, les sédiments les plus distaux de la séquence de La Serre de Lacal, marno-calcaires et gorgés

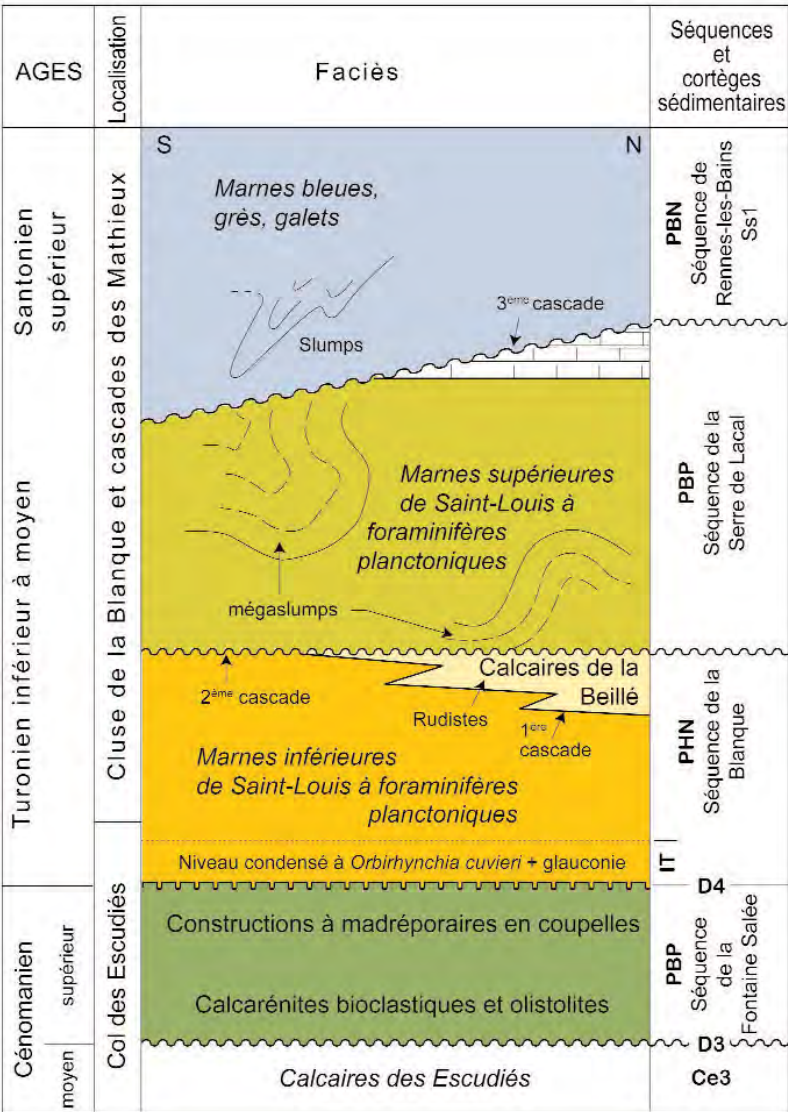


Fig. 6.- Facies, séquences et cortèges sédimentaires du Cénomanien, Turonien inférieur à moyen et Santonien supérieur dans l'Unité de Saint-Louis-le Bézu.

Fig. 6.- Facies, sequences and systems tracts in the Saint-Louis-Le Bézu Unit, during Cenomanian, Lower-Middle Turonian and Upper Santonian times.

Localisation	S SAINT-LOUIS LE BÉZU	FONTAINE SALÉE	RENNES-LES-BAINS N
Milieux	Plate-forme externe à talus	Plate-forme moyenne	Plate-forme interne
Turonien inférieur à moyen	Formation de Saint-Louis Marnes à microfaune planctonique	Formation de la Serre de Lacal à calcaires bioconstruits à rudistes	Formation des Grès de Sals à niveaux calcaires de lagon

Fig. 7.- Répartition des formations du Turonien inférieur à moyen sur la plate-forme du massif de Mouthoumet.

Fig. 7.- Distribution of the Lower and Middle Turonian formations on the Mouthoumet platform.

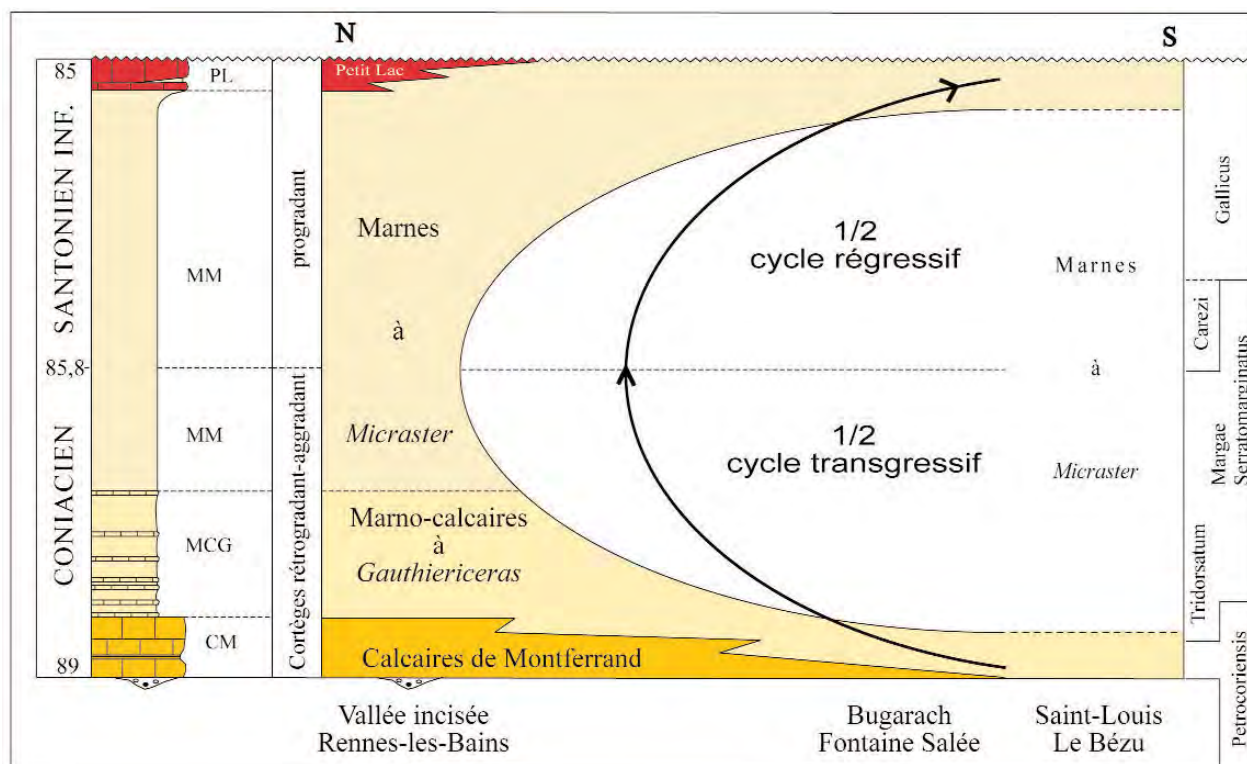


Fig. 8.- Le cycle transgressif-régressif du Coniacien-antonien inférieur ou cycle de Bugarach.

Fig. 8.- The transgressive-regressive Bugarach depositional cycle (Coniacian-Lower Santonian).

d'eau ont été déstabilisés et entraînés sur la pente en grands slumps plurimétriques vers le bas, en l'occurrence ici, vers le sud.

Intégration dans le cadre régional

Les faits décrits sur le revers sud de l'anticlinal du Bézu, ne sont pas connus plus au nord (anticlinal de la Fontaine Salée, synclinal de Rennes-les-Bains) où le Turonien, dans son intégralité, est représenté par des carbonates et/ou des terrigènes de plate-forme (fig. 7). Le secteur du Bézu se situe ainsi au niveau de la plate-forme externe, ce qui justifie l'assimilation des Marnes supérieures de Saint-Louis à un prisme de bordure de plate-forme. Les glissements sous-marins qui s'y observent ont provoqué de larges dénudations expliquant la superposition de la formation des Marnes à *Micraster* (Coniacien-Santonien inférieur) indifféremment à des carbonates d'âge Cénomaniens ou Turoniens (séquence de la Blanque) (cf. infra).

Coniacien-Santonien inférieur

Les dépôts de cette période sont représentés sur la plate-forme septentrionale par, de bas en haut, les Calcaires de Montferrand (Coniacien inférieur), les Marno-calcaires à *Gauthiericeras* (Coniacien moyen), les Marnes à *Micraster* (Coniacien supérieur à Santonien inférieur), les calcaires à

rudistes du Petit Lac (Santonien inférieur). Ces dépôts s'organisent en un cycle T/R (fig. 8 ; Séquence de Bugarach in Bilotte et al., 2005). Dans l'unité Saint-Louis-Le Bézu, ces différentes unités lithologiques sont remplacées par l'unique et homogène formation des Marnes à *Micraster* (Bilotte, 1985).

Observations et analyses

Dans les deux flancs de l'anticlinal du Bézu, les Marnes à *Micraster* ne sont préservées que très localement en raison des intenses érosions qui ont accompagné, au Santonien supérieur, la mise en place des Grès de Labastide (Bilotte et al., 2005). Des caractéristiques de deux de ces affleurements méritent cependant d'être rappelées :

- sur le flanc sud de l'anticlinal du Bézu, les Marnes à *Micraster* s'observent à la confluence des ruisseaux de Saint-Louis et de la Michone. La surface structurale des calcaires cénomaniens des Escudiés, très rubéfiée, supporte directement, en l'absence de tout dépôt du Turonien, une série homogène de 120 m d'épaisseur environ (fig. 9), d'alternances d'épaisseur décimétriques de marnes et de marno-calcaires beiges, riches en *Micraster* et contenant une abondante microfaune planctonique caractéristique de l'intervalle Coniacien-Santonien inférieur (Bilotte, 1985). La partie supérieure de la formation est tronquée par ravinement sous les Grès de Labastide (Conglomérat des Gascous, cf. infra).

- sur le flanc nord de l'anticlinal du Bézou, un petit lambeau de Marnes à *Micraster* surmonte directement les calcaires à rudistes du Turonien, équivalents latéraux des calcaires de La Beillé (séquence de la Blanque, cf. supra). Cet affleurement, proche de la ferme de Cugurou, a été étudié par Sénése (1937) qui y a décrit « des marnes blanchâtres légèrement jaunâtres et des calcaires très marneux de même aspect » à faune variée composée de restes de poissons (Leriche, 1936), d'oursins, dont *Micraster corbaricus*, et du crinoïde *Cyathidium senessei* (Lambert et Valette, 1934) dont c'est le gisement type. En l'absence d'élément de datation probant, Sénése avait conclu à un âge Santonien inférieur en se fondant sur l'attribution chronologique alors en vigueur de *Micraster corbaricus*. La récolte par le Dr. H. Godet (renseignement écrit du 23 septembre 1992) de l'ammonite *Otoscapites* sp. (détermination W.J. Kennedy) associée à une microfaune planctonique de la zone à *Concavata* ont, depuis, apporté la preuve d'un âge Coniacien.

Reconstitution de la marge

L'organisation des dépôts au cours du Coniacien-Santonien inférieur donne l'image d'une rampe profonde dans laquelle les Marnes à *Micraster* de l'unité de Saint-Louis-Le Bézou, occupent la position la plus externe. L'exiguïté des affleurements conservés, d'une part, et les érosions du Santonien supérieur, d'autre part, n'ont pas permis d'y mettre en évidence des résédimentations telles que celles observées plus à l'Est (fig. 10), au méridien de Duilhac (Bilotte et al., 2005). L'histoire sédimentaire de cette rampe s'inscrit dans le cycle T/R de Bugarach (fig. 8).

Intégration dans le cadre régional

Après les dénudations synsédimentaires qui affectent à la fin du Turonien l'unité de Saint-Louis-Le Bézou, celle-ci reçoit, au cours du Coniacien-Santonien inférieur, les dépôts des

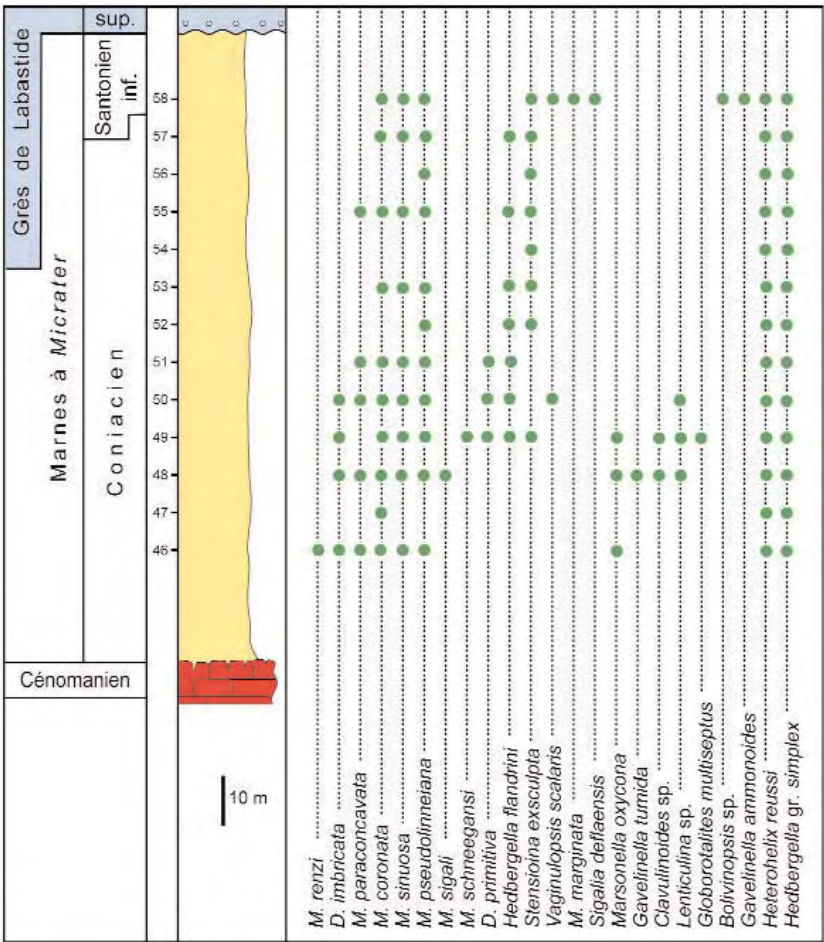
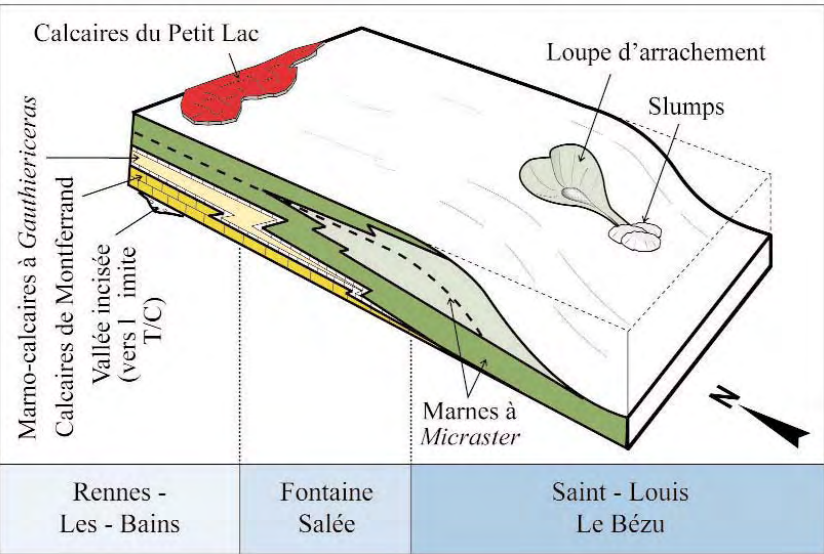


Fig. 9.- Répartition des foraminifères planctoniques dans les marnes du Coniacien - Santonien inférieur de l'Unité de Saint-Louis-Le Bézou.

Fig. 9.- Repartition of the planktonic foraminifera in the Coniacian - Lower Santonian marly deposits of the Saint-Louis-Le Bézou Unit.

Fig. 10.- Le modèle de rampe profonde du cycle de dépôt de Bugarach (Coniacien-Santonien inférieur).

Fig. 10.- The deep ramp model of the Bugarach depositional cycle (Coniacian - Lower Santonian).



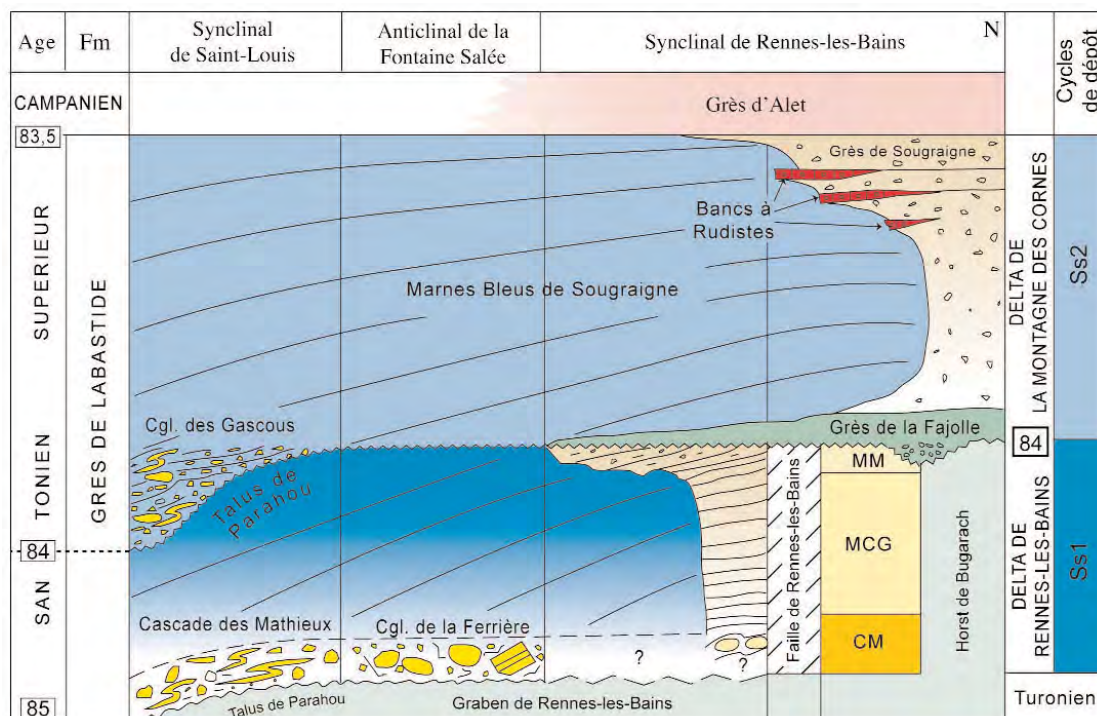


Fig. 11.- Les deux cycles de dépôt du Santonien supérieur (d'après Bilotte *et al.*, 2005) ; CM : calcaires de Montferrand, MCG : marno-calcaires à *Gauthiericeras*, MM : Marnes à *Micraster*. Âges numériques d'après Gradstein *et al.*, 1994.

Fig. 11.- The two Late Santonian depositional cycles (after Bilotte and *al.*, 2005); CM: Montferrand limestones, MCG : *Gauthiericeras* marly-limestones, MM: *Micraster* marls. Numerical ages after Gradstein and *al.*, 1994.

milieux les plus ouverts que sont les Marnes à *Micraster*. Celles-ci ne se sont déposées sur les aires septentrionales de la plate-forme qu'au cours du Coniacien supérieur-Santonien inférieur, lors de la mise en eau maximale.

Santonien supérieur

L'organisation et la dynamique des dépôts, sur la plate-forme du massif de Mouthoumet, au cours du Santonien supérieur, ont été récemment détaillées par Bilotte *et al.* (2005). Ces auteurs ont démontré, entre autres, que les systèmes sédimentaires ont été totalement réorganisés à ce moment-là, en liaison avec l'ouverture du sillon sous-pyrénéen. Les morphologies de rampe ont été remplacées par des morphologies de type plateau-talus. Localisé dans l'unité de Saint-Louis-Le Bézu, ce talus est devenu le siège d'érosions et de résédimentations gravitaires et turbiditiques au cours de deux cycles de dépôts successifs (Ss1 et Ss2). Les dispositifs sédimentaires sont interprétés comme constituant des prismes de bas niveau marin ayant précédé la mise en place de systèmes deltaïques implantés sur les aires plus internes des plates-formes septentrionales (fig. 11). Ce talus « de Parahou » s'observe dans le flanc sud de l'anticlinal du Bézu. Les dépôts de résédimentation appartiennent à la formation des Grès de Labastide dont le caractère hétérogène a déjà été reconnu (Jacob, 1939 ; Gélard, 1969 ; Bilotte, 1985 ; Pellisier *et al.*, 1988).

La signature sédimentologique du talus de Parahou

Les résédimentations du cycle de dépôt Ss1

Le cycle Ss1 atteint ici environ 200 à 250 m d'épaisseur. Il débute, au-dessus d'une surface d'érosion qui affecte des dépôts d'âge Turonien (pl. 3, fig. 1), par des résédimentations spectaculaires par la taille des éléments transportés (pl. 3, fig. 2-4). Il se poursuit par une épaisse série de marnes bleues d'origine pro-deltaïque organisée en une mégaséquence grano-décroissante. Le matériel résédimenté le plus grossier a une origine locale, septentrionale : calcaires du Cénomanien, grès du Turonien, Calcaires de Montferrand (pl. 3, fig. 4) et Marnes à *Micraster* du Coniacien - Santonien inférieur. Un matériel paléozoïque moins grossier (galets et graviers de quartz et de lydienne) et de matériel fluviatile est omniprésent. Les dépôts gravitaires sont essentiellement représentés, de la Cascade des Mathieux à l'Est (fig. 11), à la bergerie de Richou à l'Ouest, par : (1) des slumps (pl. 3, fig. 1), de taille variable décimétrique à plurimétrique à matériel d'origine intrabassinale, soit marno-silteux soit gréseux, à plongement généralisé vers le sud. (2) des "debris-flow" à éléments portés par une matrice marno-silteuse micacée de teinte sombre. On y reconnaît : (a) des marnes à olistolites, blocs et galets ; les olistolites ont un volume compris entre 1 et 10 m³ ; ils sont constitués pour l'essentiel par des matériaux d'âge Turonien (grès

carbonatés) à Coniacien–Santonien inférieur (surtout Calcaires de Montferrand et Marnes à *Micraster*). Les blocs sont de même nature que les olistolites mais avec un spectre de provenance plus large incluant des faciès cénomaniens. Les galets carbonatés ont aussi les mêmes origines mais les quartz laiteux et les lydiennes paléozoïques sont dominants dans cette classe granulométrique ; (b) des conglomérats inorganisés ; ce sont, soit des brèches à éléments carbonatés d'âge Crétacé supérieur associés à des dragées de quartz et de lydienne dans une matrice argilo-gréseuse peu abondante, soit des poudingues à éléments essentiellement paléozoïques de quartz et de lydienne fortement arrondis, jointifs ou flottant dans une matrice gréseuse, d'origine extrabassinale.

Les résédimentations du cycle de dépôt Ss2

Le cycle Ss2 d'environ 150 à 200 m d'épaisseur prolonge le dispositif en débordement initié par le cycle Ss1, en reposant localement sur les Marnes à *Micraster*. Les dépôts sont organisés en une mégaséquence grano-décroissante qui débute avec les Conglomérats des Gascous, épais d'environ 50 m, et qui se poursuit par une série épaisse (100 à 150 m) et globalement homogène de marnes bleues (fig. 11).

Quatre faciès sont dominants dans les Conglomérats des Gascous : (1) des conglomérats organisés en barres d'épaisseur plurimétriques (2 à 10 m) dans lesquelles se voit, de bas en haut, une évolution stratonomique. La partie inférieure, d'épaisseur métrique à plurimétrique, débute par un matériel d'origine paléozoïque (quartz, lydiennes, de 4 à 15 mm de taille) ou mésozoïque (fragments lithiques de Crétacé supérieur) flottant dans une matrice gréseuse grossière (pl. 4, fig. 1) et se poursuit généralement par un horizon à blocs arrondis de calcaires du Crétacé supérieur (pl. 4, fig. 2-3), de 30 à 150 cm de diamètre, qui précède, dans une organisation grano-décroissante, un matériel moins grossier (taille inférieure à 30 cm) mais de même nature et flottant toujours dans une matrice gréseuse. La partie supérieure, d'épaisseur décimétrique, est formée par des grès grossiers à moyens disposés en lamines planes parallèles ou ondulées souvent perturbées par des échappements de fluide ; (2) des grès conglomératiques organisés, en bancs d'épaisseur pluridécimétrique à métrique (0,20 à 2 m). Le matériel grossier se compose surtout de galets, de graviers et de dragées de quartz, mais aussi de galets carbonatés et gréseux. Les bancs, d'extension au moins hectométrique, débutent par un grano-classement inverse qui cède rapidement la place à un grano-classement normal. Les lits les plus fins sont disposés en lamines planes parallèles ou ondulées, parfois convolutées. Les bases des bancs gréseux sont généralement érosives et les amalgames fréquents. Des figures de charges et directionnelles sont parfois conservées : *flute-cast* et *crescent-cast* témoignent de paléo-courants s'écoulant de l'Est vers l'Ouest. Les bioturbations peuvent être abondantes ; (3) des séquences gréso-pélitiques et pélito-gréseuses en fonction du rapport sable/argile (pl. 4, fig. 4-5). Dans les deux cas, les grès grossiers à fins sont quartzeux et micacés à ciment calcaire. Ils forment généralement des bancs tabulaires d'épaisseurs centimétriques à

Localisation		S	UNITE DE SAINT-LOUIS-LE-BÉZU	RENNES-LES-BAINS FONTAINE SALEE BUGARACH	N
Chronologie	Cycle	séquence	Plate-forme externe à talus	Plate-forme moyenne à interne	
Santonien supérieur	Ss2		Turbidites et conglomérats des Gascous	Terrigènes du delta de la Montagne des Cornes	
	Ss1		Slumps et olistolites des Mathieux	Terrigènes du delta de Rennes-les-Bains Calcaires du Petit Lac	
Coniacien - Santonien inférieur	Bugarach		Marnes à <i>Micraster</i>	Marnes à <i>Micraster</i> Marno calcaires à <i>Gauthiericeras</i> Calcaires de Montferrand	
Turonien inférieur - moyen	Serre de Lacal		Marnes supérieures de Saint-Louis à mégalumps	Calcaires à rudistes et grès de La Serre de Lacal	Grès de La Sals
	La Blaque		Marnes Calcaires de inférieures de Saint-Louis		
Cénomanien supérieur	Ce 4		non dépôt	Marnes de la Fontaine Salée	
			Constructions à madréporaires	non dépôt	

Fig. 12.- Répartition des dépôts du Cénomanien supérieur au Santonien supérieur sur le massif de Mouthoumet.

Fig. 12.- Repartition of the Late Cenomanian to Late Santonian deposits on the Mouthoumet Massif.

décimétriques. Les contacts inter-bancs sont variés : bases planes ou érosives, passage brutal ou graduel aux pélites du toit des séquences. La structure interne des bancs peut-être soit massive et sans grano-classement perceptible, soit structurée avec transition d'une base massive à un sommet laminé. Le terme pélitique des séquences est homogène ; (4) des pélites silteuses et micacées de teinte bleu à noir constituant le fond continu de la sédimentation.

En résumé, dans ce cycle Ss2, les Grès de Labastide associent une sédimentation turbiditique à de fortes accumulations pélitiques distales de type prodeltaïque.

Reconstitution de la marge

La reconstitution des aires de sédimentation au Santonien supérieur, donne l'image d'une morphologie de type plateau–talus. En position septentrionale, le plateau est soumis aux épais épandages terrigènes de deux dispositifs deltaïques (fig. 11) qui incluent successivement, les intervalles transgressifs et les prismes de haut niveau marin relatif des deux cycles de dépôt Ss1 et Ss2. Dans l'unité de Saint-Louis–Le Bézu, l'existence du talus est démontrée par de puissantes accumulations gravitaires alimentées par des éléments pris au plateau septentrional en période de bas niveau marin relatif : slumps et olistolites de la 3^{ème} cascade des Mathieux pour le cycle Ss1, Conglomérat des Gascous pour le cycle Ss2 (fig. 11-12).

Intégration dans le cadre régional

L'ouverture du sillon sous-pyrénéen s'accompagne d'un changement net de la morphologie du réceptacle

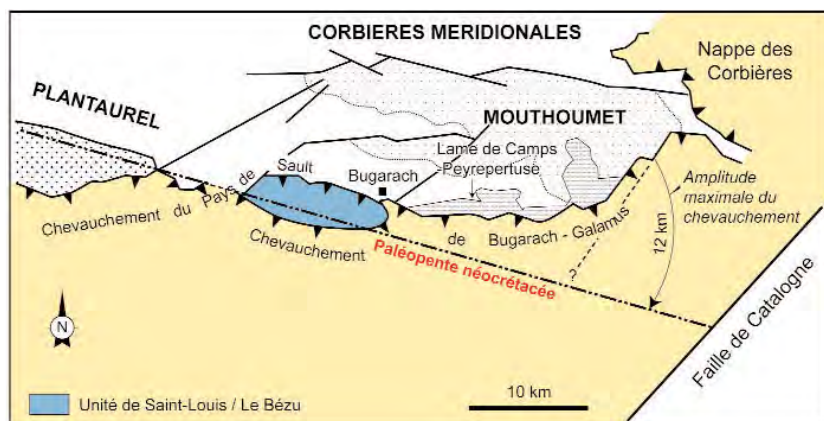


Fig. 13.- Localisation de la paléopente néocrétacée au sud du massif de Mouthoumet.

Fig. 13.- Location of the Upper Cretaceous paleoslope south of the Mouthoumet massif.

sédimentaire. Le bassin profond, connu seulement par son talus nord, a atteint maintenant la limite des zones sous-pyrénéennes ; jamais il ne l'a débordé comme en témoigne l'installation successive de deux systèmes deltaïques sur les aires de plate-forme septentrionale.

Au cours du Campanien puis du Maastrichtien, son dépôt-centre s'est déplacé vers l'ouest, successivement dans les chaînons du Plantaurel puis des Petites Pyrénées, toujours cantonné au sud de la marge nord-aquitaine (Ricateau et Villemin, 1973).

Implications paléogéographiques et géodynamiques

Les caractéristiques paléontologiques et sédimentologiques des systèmes sédimentaires de l'unité de Saint-Louis-Le Bézu et de leurs équivalents latéraux de la plate-forme septentrionale des unités de Bugarach-Fontaine Salée-Rennes-les-Bains (fig. 12) montrent de manière indiscutable que les dispositifs sédimentaires les plus profonds sont demeurés en permanence au niveau de l'unité de Saint-Louis-Le Bézu. Ces dispositifs ont été associés soit à des morphologies de rampe externe (Cénomaniens supérieur à Santonien inférieur), soit à des morphologies de talus (Santonien supérieur). Sur les rampes, les résédimentations ont été limitées aux parties externes, aussi bien pour ce qui concerne l'origine du matériel que pour l'extension des dispositifs. Sur les talus, générés par les failles normales qui au début du Santonien supérieur (85 et 84 Ma) ont morcelé la plate-forme du Massif de Mouthoumet en horsts et grabens (Bilotte *et al.*, 2005), les résédimentations ont impliqué les aires septentrionales, moyennes et internes de cette plate-forme, ainsi que l'attestent l'origine des matériaux transportés et le sens N-S des transits dominants.

Le passage de l'état de rampe à l'état de plateau a aussi été décrit comme une évolution classique des marges passives (Read, 1982).

Cette pérennité, sur près de 11 Ma (-94 Ma à -83 Ma) de la limite entre aire externe, d'une part, et aires moyenne à interne de la plate-forme de Mouthoumet, d'autre part, conduit à interpréter l'unité de Saint-Louis-Le Bézu comme représentant la paléomarge à regard sud de la plate-forme

nord-aquitaine orientale (Bilotte, 1985 ; Bilotte et Canérot, 2006).

Cette paléomarge se poursuit vers l'ouest où sa trace sédimentologique se retrouve dans les formations sédimentaires du Crétacé supérieur de la cluse de Péréille (travaux en cours). Son orientation générale, de N110 à N120°E, est conforme à l'orientation générale des plis sous-pyrénéens du Plantaurel et des Petites Pyrénées (fig. 13).

La fixité de cette limite morphostructurale majeure pendant la période considérée ne peut en aucun cas soutenir un modèle d'évolution en contexte compressif permanent des aires de dépôt sous-pyrénéennes

orientales (Fondecave-Wallez et Souquet, 1991) puisqu'il n'existe aucun déplacement notable vers le nord, des dépôts-axes de « bassins profonds ». Les seuls et rares témoins d'un bassin turbiditique d'âge Crétacé supérieur, ne sont connus que dans les zones nord-pyrénéennes (Magné et Mattauer, 1968 ; Bilotte *et al.*, 1970 ; Bilotte *et al.*, 1973).

De façon plus générale, l'évolution dans un contexte « compressif » des bassins méso et néo crétacés des Pyrénées ne repose que sur l'application systématique du modèle tectono-sédimentaire qui associe chevauchement basal et anticlinal d'amortissement à des gouttières synclinales d'avant-pays et « piggy-back » (Specht *et al.*, 1991 ; Deramond *et al.*, 1993). Aucun de ces dispositifs n'a été reconnu dans le Crétacé supérieur sous-pyrénéen pas plus d'ailleurs que dans les bassins albiens nord-pyrénéens dont l'origine tectonique en régime décrochant-divergeant a été démontrée par les solides analyses cartographiques, sédimentologiques et structurales de Debros (1987, 1990).

Conclusion

La caractérisation paléontologique et sédimentologique, pendant le Crétacé supérieur, de la permanence d'une pente externe ou d'un talus au niveau de l'unité de Saint-Louis-Le Bézu (au sud des plates-formes du massif de Mouthoumet), va de pair avec la fixité des limites des aires de sédimentation. Cette limite est assimilée à la bordure sud de la plate-forme nord-aquitaine dans sa partie orientale (continent ou promontoire toulousain des auteurs), et désignée comme « paléomarge nord-aquitaine ».

À aucun moment du Crétacé supérieur les zones sous-pyrénéennes orientales ne deviennent le siège d'une sédimentation profonde de bassin. On ne peut donc accrédi-ter, ici, l'idée d'un déplacement vers le nord et au cours du temps, sous régime tectonique compressif, d'un quelconque dépôt-axe de bassin turbiditique profond. L'architecture en bassins transportés successifs, telle que proposée par Deramond *et al.* (1993) n'a aucune réalité. L'existence d'un bassin flexural d'avant-pays, actif pendant le Crétacé moyen-supérieur, est rejetée. L'évolution en bassin d'avant-pays n'est pas envisageable avant l'Eocène supérieur, période où se mettent en place les chevauchements nord-pyrénéens.

Remerciements

Mme C. Hester-Cavaré (LMTG) a réalisé l'illustration de cet article ; J. Canérot est intervenu dans la mise en forme des textes anglais et dans les nombreuses

discussions qui ont précédé la mise au clair du manuscrit ; les rapporteurs, J. Philip et M. Floquet ont par leurs remarques nombreuses et pertinentes permis d'en améliorer grandement la portée. À tous, un grand merci.

Références bibliographiques

- Bessière G., Bilotte M., Crochet B., Peybernes B., Tambareau Y., Villatte J. (1989) - Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Quillan, 98 p., et Crochet B., Villatte J., Tambareau Y., Bilotte M., Bousquet J.P., Peybernes B., Kufhus A., Bouillin J.P., Gélard J.P., Bessière G., Paris J.P. (1989) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Quillan n° 1077.
- Bilotte M. (1985) - Les plates-formes du Crétacé supérieur sous-pyrénéen. *Strata*, Toulouse, série 2, vol. 5, 438 p., 121 fig., 53 tabl.
- Bilotte M. (1993) - Late Cretaceous reefal platform development in the Northeastern Pyrénées, France. *In* Cretaceous Carbonate Platforms, Simo T., Scott W.B., Masse P. ed., *AAPG Memoir* 56, **28**, 353-362.
- Bilotte M., Canérot J. (2006) - Rôles respectifs des tectoniques fini-crétacée et éocène dans la partie orientale de la chaîne des Pyrénées. Le « Garumnien » de Cucugnan et ses relations avec le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Corbières méridionales, France). *Eclogae geol. Helv.*, **99**, 17-27.
- Bilotte M., Fondecave M.J., Peybernes B., Souquet P., Wallez J.P. (1973) - Distinction de l'Albien et du Crétacé supérieur dans le synclinorium d'Aixat (Pyrénées). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **4**, 119-121.
- Bilotte M., Koess L., Debroas E.J. (2005) - Relations tectonique-sédimentation sur la marge nord-orientale du sillon sous-pyrénéen au cours du Santonien supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **5**, 443-455.
- Bilotte M., Peybernes B., Souquet P. (1970) - Sur la présence de Crétacé supérieur dans le synclinal d'Aixat (Pyrénées audoises). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **106**, 470-471.
- Bilotte M., Sévérac J.P. (1989) - Rôles respectifs de l'eustatisme et de la tectonique dans la sédimentation carbonatée du Crétacé moyen des Pyrénées orientales (Aude, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 89-94.
- Casteras M. (1933) - Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* n° 189, 515 p., 9 pl. h.t.
- Casteras M. (1965) - Remarques sur l'Albien de Quillan (Aude). Observations à propos d'une note de MM. Mattauer et Proust. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 60-61.
- Debroas E.J. (1987) - Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **5**, 887-898.
- Debroas E.J. (1990) - Le Flysch noir albo-cénomaniens témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **2**, 273-285.
- Deramond J., Souquet P., Fondecave-Wallez M.J., Specht M. (1993) - Relationships between thrust tectonics and sequence surfaces in fore deeps ; model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). *In* Williams G.D., Dobb A. (Eds.), *Geol. Soc. Sp. Publ.* n° 71, 193-219.
- Fondecave-Wallez M.J., Souquet P. (1991) - Signatures stratigraphiques de l'eustatisme et de la tectonique de chevauchement dans le Crétacé supérieur du versant nord des Pyrénées. Exemple de la zone sous-pyrénéenne (Corbières, France). *C.R. Acad. Sci.* **II**, **312**, 631-637.
- Gélard J.P. (1969) - Structure de la région située entre Quillan et le Pech de Bugarach (Corbières occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **11**, 345-353.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., Van Veen P., Thierry J., Huang Z. (1994) - A Mesozoic time scale. *J. Geophys. Res.*, **99**, B 12, 51-74.
- Insalaco E. (1996) - Upper Jurassic microsolenid biostromes of northern and central Europe: facies and depositional environment. *Pal. Pal. Pal.*, **121**, 169-194.
- Jacob C. (1939) - Discordances, transgressions et variations de faciès du Crétacé supérieur de la partie orientale des Pyrénées françaises. *Soc. géol. Bulgarie*, **11**, 39-47.
- James N.P. (1981) - Reefs in Facies Models. Walker R.G. Ed. Geoscience Canada, 121-132.
- James N.P. (1983) - Reefs in Carbonate Depositional Environments. Scholle P.A., Bebout D.G., Moore C.H. Ed. *Mem. Am. Ass. Petrol. geol.*, **33**, 345-462.
- Lambert J., Valette Dom. A. (1934) - Études sur les échinodermes crétacés de Bugarach (Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **4**, 43-59.
- Leriche M. (1936) - Les poissons du Crétacé et du Nummulitique de l'Aude. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **6**, 375-402.
- Magné J., Mattauer M. (1968) - Sur la présence de Cénomaniens-Turonien dans la série schisteuse de la couverture nord de la zone axiale des Pyrénées au sud de Quillan (Aude). *Géologie de la France*, BRGM, **3**, 39-44.
- Pellisier P., Bilotte M., Debroas E.-J. (1988) - Les Grès de Labastide témoins d'un talus septentrional campanien à l'extrémité est du sillon sous-pyrénéen. 12e R.S.T., Lille, 108.

- Read J.F. (1982) - Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, **81**, 195-212.
- Ricateau R., Villemin J. (1973) - Évolution au Crétacé supérieur de la pente séparant le domaine de plate-forme du sillon sous-pyrénéen en Aquitaine méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **1**, 30-39.
- Sénès P. (1937) - Contribution à l'étude du Crétacé supérieur des Corbières méridionales. Imp. Douladoure, Toulouse, 182 p.
- Specht M., Deramond J. et Souquet P. (1991) – Relations tectonique-sédimentation dans les bassins d'avant-pays : utilisation des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la déformation. *Bull. Soc. géol. France*, **3**, 553-562.
- Wray J.L. (1977) - Calcareous Algae. Elsevier Ed., 185 p.
- Wright V.P., Burchette T.P. (1996) - Shallow water carbonates environments in Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Reading H.G. Ed. 3^e édition, 325-394.

Planches photos

Planche 1 / *Plate 1*

Les dépôts d'âge Cénomaniens moyen–supérieur du Col des Escudiés.
The Middle to Upper Cenomanian deposits of the Col des Escudiés

Planche 2 / *Plate 2*

Le Turonien des Cascades des Mathieux
The Turonian of the Mathieux waterfall.

Planche 3 / *Plate 3*

Grès de Labastide (Santonien supérieur)
Grès de Labastide Formation (Late Santonian)

Planche 4 / *Plate 4*

Grès de Labastide (Santonien supérieur)
Grès de Labastide Formation (Late Santonian)

Planche 1 / Plate 1

Les dépôts d'âge Cénomanien moyen–supérieur du Col des Escudiés.
The Middle to Upper Cenomanian deposits of the Col des Escudiés

Fig. 1.- La surface limite D3 entre les cycles Ce3–Ce4 ; dessous : les calcaires à Caprinidés (R) ; dessus : les calcarénites bioclastiques lités.

Fig. 1.- The D3 surface boundary between Ce3–Ce4 cycles; below: Caprinid (R) bearing limestones; above: bedded bioclastic calcarenites.

Fig. 2 et 3.- Olistolites associés aux calcarénites bioclastiques. Le marteau est posé sur la surface D3.

Fig. 2 et 3.- Olistolites associated to bioclastic calcarenites. Hammer for scale on D3 surface.

Fig. 4.- Erosion en gouttière affectant les calcaires à Caprinidés du cycle Ce3 et remplissage par les calcarénites bioclastiques et les olistolites du cycle Ce4.

Fig. 4.- Groove-like erosion of the Caprinid limestones (Ce3 cycle) and infilling by olistolites and bioclastic calcarenites at the base of Ce4 cycle.

Fig. 5.- Construction de madréporaires en coupelles (Ce4) installée directement sur un promontoire de calcaires à Caprinidés (Ce3).

Fig. 5.- Dish-like coral build-up (Ce4) overlying directly spur of the Caprinid limestones (Ce3).

Fig. 6.- Surface perforée et glauconieuse au sommet du cycle Ce4.

Fig. 6.- Bored and glauconitic surface at the top of Ce4 cycle.

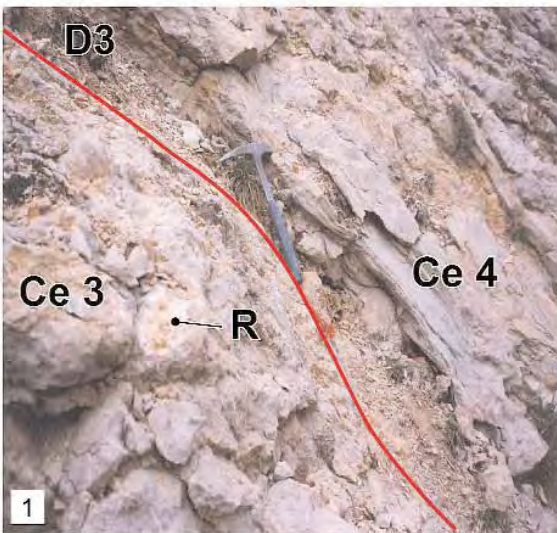
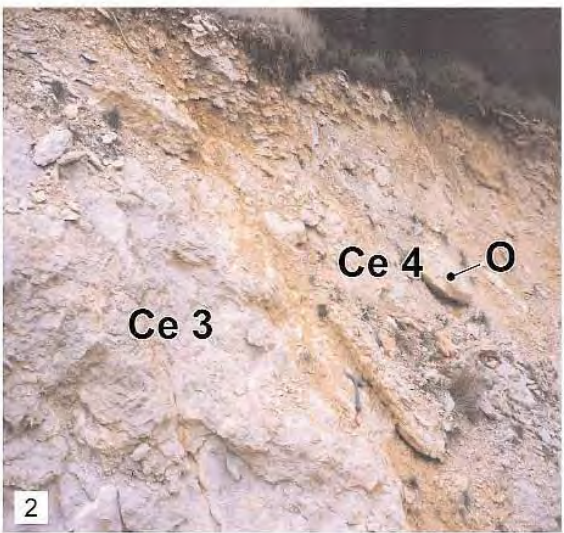
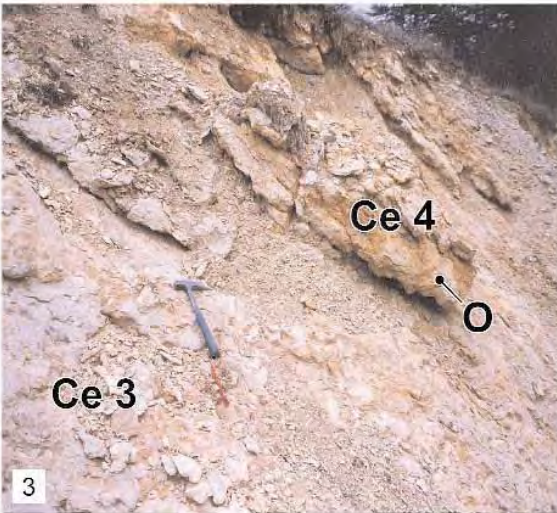
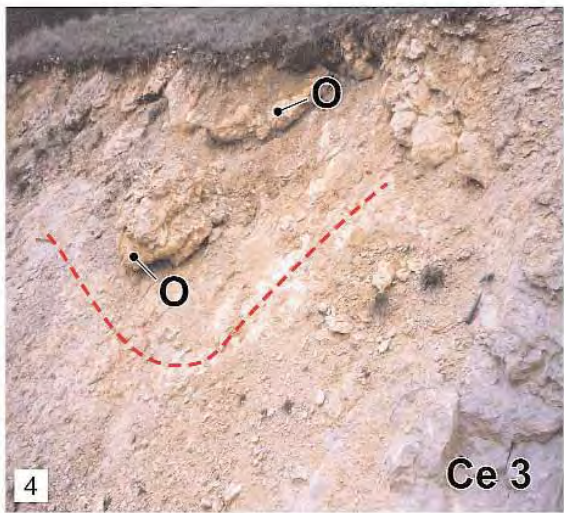
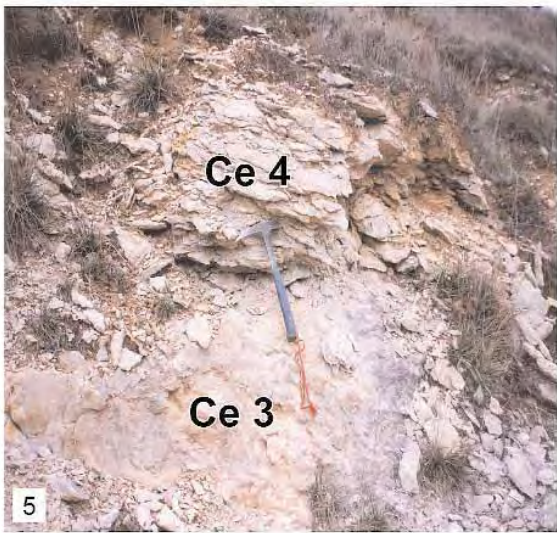
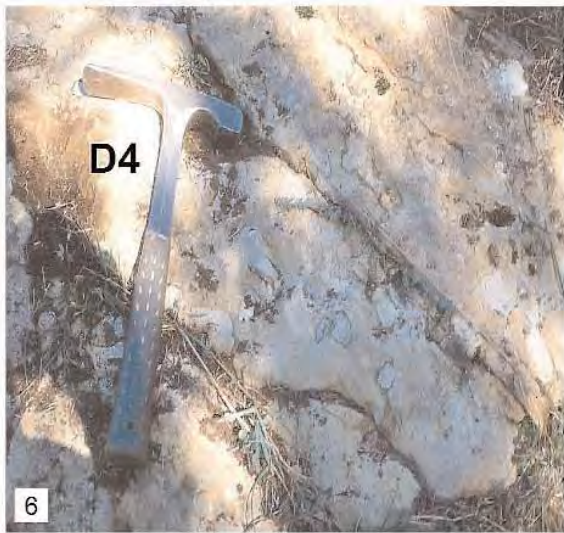


Planche 2 / Plate 2

Le Turonien des Cascades des Mathieux *The Turonian of the Mathieux waterfall.*

Fig. 1.- Vue d'ensemble des unités lithologiques du prisme de haut niveau marin relatif de la séquence de dépôt de La Blanque : A, Marnes inférieures de Saint-Louis ; B, Calcaires de La Beillé. En arrière plan, le Pic de Bugarach.

Fig. 1.- General view of the lithologic units of the highstand systems tract of the La Blanque depositional sequence: A, Saint-Louis lower marls; B: La Beillé limestones. The Pic de Bugarach on the background.

Fig. 2.- Organisation grano- et stratocroissante à la transition des Marnes inférieures de Saint-Louis aux Calcaires de La Beillé (1^{ère} et 2^{ème} cascades des Mathieux)

Fig. 2.- Coarsening- and thickening-up sedimentary organisation at the transition from the Saint-Louis lower marls to the La Beillé limestones.

Fig. 3.- Surface parsemée d'oncoïdes de cyanophycées à la limite des séquences de La Blanque et de La Serre de Lacal.

Fig. 3.- Surface covered of cyanobacterial oncoïdes at the boundary between the La Blanque and the La Serre de Lacal depositional sequences.

Fig. 4.- Mégaslump affectant les Marnes supérieures de Saint-Louis de la séquence de dépôt de La Serre de Lacal (prisme de bordure de plate-forme ; 3^{ème} cascade des Mathieux).

Fig. 4.- Megaslump in the Saint-Louis upper marls of the La Serre de Lacal depositional sequence (shelf margin wedge; 3rd Mathieu waterfall).

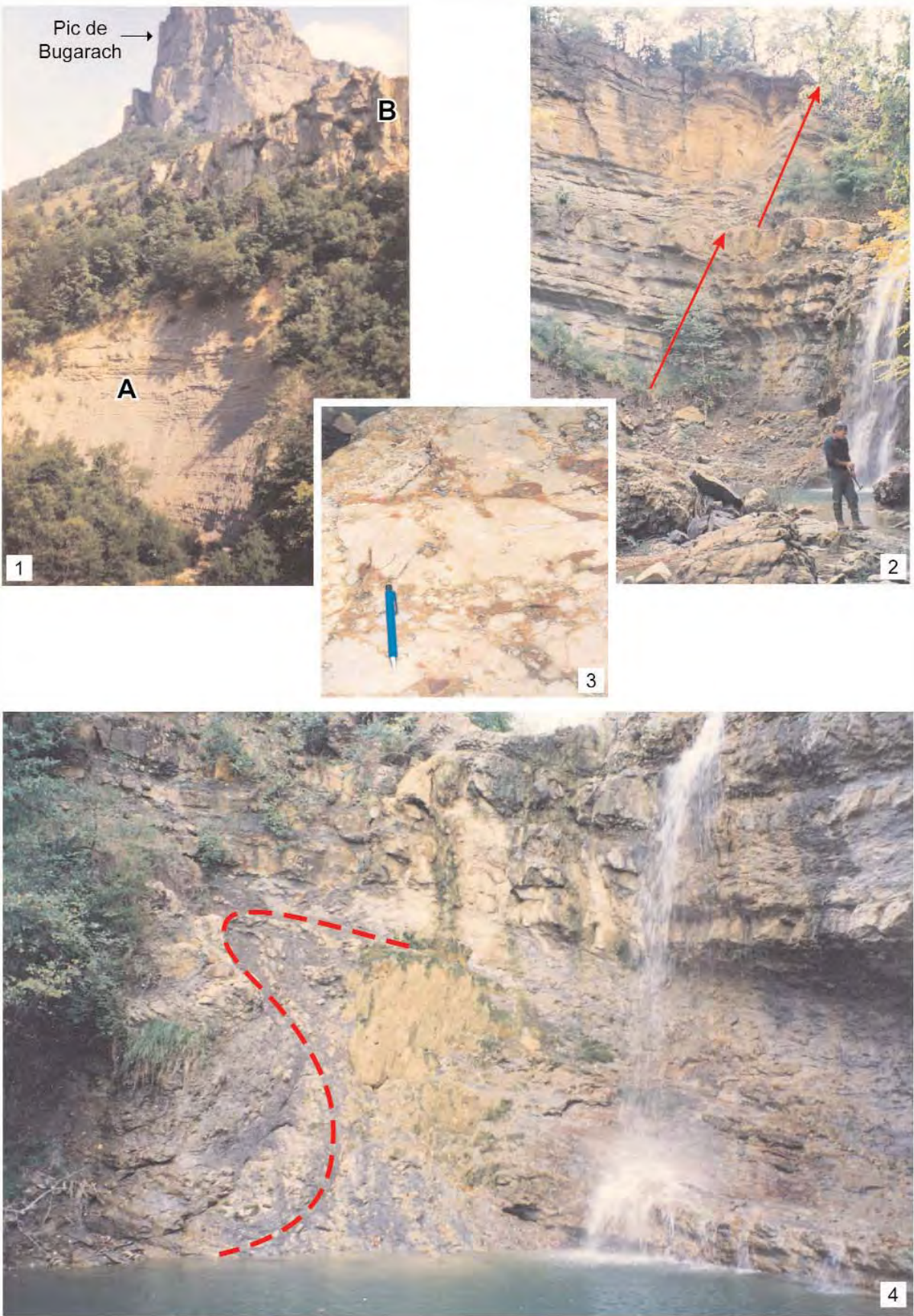


Planche 3 / Plate 3

Grès de Labastide (Santonien supérieur)
Grès de Labastide Formation (Late Santonian)

Fig. 1.- Contact érosif entre les Grès de Labastide (3^{ème} cascade des Mathieux) et l'unité des Marnes supérieures de Saint-Louis (Turonien, prisme de bordure de plate-forme de la séquence Serre de Lacal).

Fig. 1.- Erosional contact between the Grès de Labastide (3rd Mathieu waterfall) and the Upper Marls of Saint-Louis unit (Turonian, shelf margin wedge of the Serre de Lacal sequence).

Fig. 2, 3, 4.- Différents aspects de la sédimentation dans les Grès de Labastide. 2 : slumps (3^{ème} cascade des Mathieux) ; 3 et 4 : olistolites (bergerie de Richou).

Fig. 2, 3, 4.- Different aspects of the sedimentation within the Grès de Labastide Formation. 2: slumps (3rd Mathieu waterfall); 3 and 4: olistolites (Richou sheepfold).



Planche 4 / Plate 4

Grès de Labastide (Santonien supérieur)
Grès de Labastide Formation (Late Santonian)

Fig. 1, 2, 3.- Différents aspects de la sédimentation dans les Conglomérats des Gascous (1, 2 : conglomérats organisés incluant des galets et des blocs de calcaire du Crétacé supérieur ; 3 : élément de Calcaires de Camps à hippuritidés).

Fig. 1, 2, 3.- Different aspects of the sedimentation within the Conglomérats des Gascous Member (1, 2: organized conglomerates including gravel and block of upper cretaceous limestone; 3: olistolite from the hippuritids bearing Calcaires de Camps).

Fig. 4, 5.- Différents aspects de la sédimentation turbiditique : séquences gréso-péltiques (ruisseau des Jordis).

Fig. 4, 5.- Different aspects of the turbiditic sedimentation: siliciclastic sequence (Les Jordis creek).

