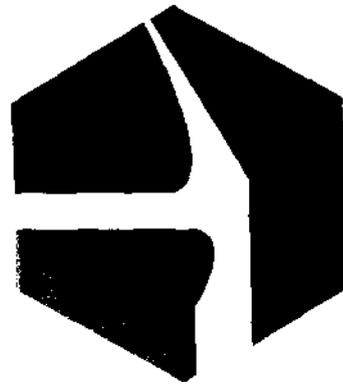


# AGSO



---

Association des Géologues du Sud Ouest

- 96 Ma à - 65 Ma

autour de la vallée de l'Aude

Michel BILOTTE\*

Laurent KOESS\*

Jean LE LOEUFF\*\*

\* Laboratoire de Dynamique des Bassins Sédimentaires - Université Paul Sabatier,  
39 allées Jules-Guesde, 31062 - Toulouse Cedex

\*\* Musée des Dinosaures d'Espéraza, 11260 - Espéraza

## **Collaborations scientifiques**

### **W.K. CHRISTENSEN**

Geological Museum  
Oster Volgade 5-7  
DK-1350 Copenhagen

### **M. HANSOTTE**

Cos  
09000-Foix

### **W.J. KENNEDY**

University of Oxford  
Parks Road  
GB-OX1-3PR

### **P. MELCHIOR**

66430-Bompas

## **Collaborations techniques**

### **C. LEZIN**

### **F. RONCHINI**

Université Paul-Sabatier  
31062 Toulouse

## **L'équipe du Musée des Dinosaurés**

### **l'Association Dinosauria**

11260 Espéraza

### **Le GIS PALÉOSEDCo**

**(Paléontologie et Sédimentologie continentale)**

## Remerciements

Les résultats scientifiques présentés dans ce fascicule et à l'occasion de l'excursion, sont le fruit des étroites collaborations qui se sont nouées avec de nombreux chercheurs et amateurs intéressés par les richesses paléontologiques du Crétacé supérieur audois.

D'impressionnantes récoltes de Céphalopodes (plusieurs centaines) ont été patiemment constituées par M. Hansotte et P. Melchior, et spontanément mises à disposition. Elles ont été méticuleusement étudiés par W.K. Christensen et W.J. Kennedy avec pour résultat, un inventaire exceptionnel de toutes ces faunes, des associations et des répartitions qui conduisent à un cadre biostratigraphique très fin du Sénonien inférieur régional.

L'agencement des faciès de resédimentation dans le prisme de bas-niveau de la séquence de la Montagne des Cornes était le sujet de DEA de L. KOESS. Ses observations ont été largement utilisées.

Les premières récoltes significatives de dinosauriens dans la Haute-Vallée de l'Aude sont aussi à mettre à l'actif d'amateurs éclairés. Depuis, des fouilles systématiques, effectuées par l'équipe du Musée d'Espéraza, ont confirmé la richesse des dépôts continentaux de la fin du Crétacé en de nombreux sites du département.

A ces passionnés qui patiemment font progresser nos connaissances, aux spécialistes qui nous apportent leurs compétences, à tous nous adressons nos sincères remerciements.

## SOMMAIRE

Collaborations scientifiques	2
Remerciements	3
<b>GÉNÉRALITÉS</b>	<b>5</b>
Les grands traits structuraux de la chaîne des Pyrénées	6
Les zones sous-pyrénéennes	8
La Stratigraphie séquentielle	10
<b>LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE LA COUVERTURE DU MASSIF DE MOUTHOMET</b>	<b>15</b>
Chronostratigraphie	16
Lithostratigraphie. Biostratigraphie, Milieux de dépôts	17
<b>Le Crétacé supérieur marin</b>	<b>17</b>
Le Cénomaniens	19
Le Turonien	23
Le Coniacien-Santonien pp	29
Le Santonien supérieur	35
<b>Le Crétacé supérieur continental</b>	<b>45</b>
Le Campanien-Maastrichtien	47
Séquences de dépôt	51
Paléogéographie	57
<b>RÉFÉRENCES</b>	<b>60</b>
<b>LIVRET - GUIDE</b>	<b>63</b>
<b>Première journée</b>	<b>67</b>
Arrêt 1	67
Arrêt 2	69
Arrêt 3	72
Arrêt 4	76
Arrêt 5	78
Arrêt 6	80
Arrêt 7	82
Arrêt 8	88
Arrêt 9	90
Arrêt 10	91
<b>Deuxième journée</b>	<b>97</b>
Arrêt 1	97
Arrêt 2	99
Arrêt 3	105
Arrêt 4	110
Arrêt 5	113

# **GENERALITÉS**

## **LES GRANDS TRAITES STRUCTURAUX DE LA CHAÎNE DES PYRÉNÉES**

### **LES ZONES SOUS-PYRÉNEENNES**

### **LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE**

## LES GRANDS TRAITES STRUCTURAUX DE LA CHAÎNE DES PYRÉNÉES

La chaîne alpine des Pyrénées est née de l'affrontement des plaques Europe et Ibérie; sa structuration a été polyphasée et s'est déroulée sur près de 60 Ma. de la fin du Crétacé au Miocène.

La structure profonde de la chaîne n'a été que récemment acquise (Programme ECORS Pyrénées). Les résultats de la sismique profonde mise en oeuvre ont montré que le craton Ibérique plongeait sous le craton européen (fig.1) La traduction superficielle de la frontière des plaques se situerait au niveau de la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP). Au nord de la FNP, les unités septentrionales sont transportées en bloc sur la plate-forme Aquitaine; au sud, elles se déversent vers le sud, en direction du bassin de l'Ebre.

Cette reconnaissance de la structure profonde n'a pas modifié fondamentalement la vision superficielle classique d'une chaîne des Pyrénées découpée en unités structurales d'orientation voisine de N 110° E (CASTÉRAS, 1933).

De la Faille Nord Pyrénéenne aux zones externes septentrionales se développent successivement:

- les zones nord-pyrénéennes, zone interne métamorphique incluse;
- les zones sous-pyrénéennes;
- l'avant-pays plissé nord-aquitain,

limités respectivement par des relais chevauchants à plongement sud, qui constituent:

- le Chevauchement Frontal Nord-pyrénéen (CFNP), entre les zones nord et sous-pyrénéennes;
- le Chevauchement Frontal Sous-pyrénéen (CFSP), entre les zones sous-pyrénéenne et l'avant-pays aquitain. Plus modeste que le précédent, il est souvent masqué par des dépôts superficiels récents.

De la Faille nord-pyrénéenne aux zones externes méridionales se suivent successivement:

- la Haute Chaîne Primaire (ou zone axiale);
- les zones sud-pyrénéennes, composées d'un empilement complexe de nappes;
- l'avant-pays plissé sud-pyrénéen.

Là encore de grands systèmes d'accidents limitent ces différentes zones:

- le Chevauchement des Nogueras, entre la Haute Chaîne Primaire et les zones sud-pyrénéennes;
- le Chevauchement Sud-Pyrénéen, entre les zones sud-pyrénéennes et leur avant-pays plissé.

**Le domaine présenté ci-après relève des zones sous-pyrénéennes.**

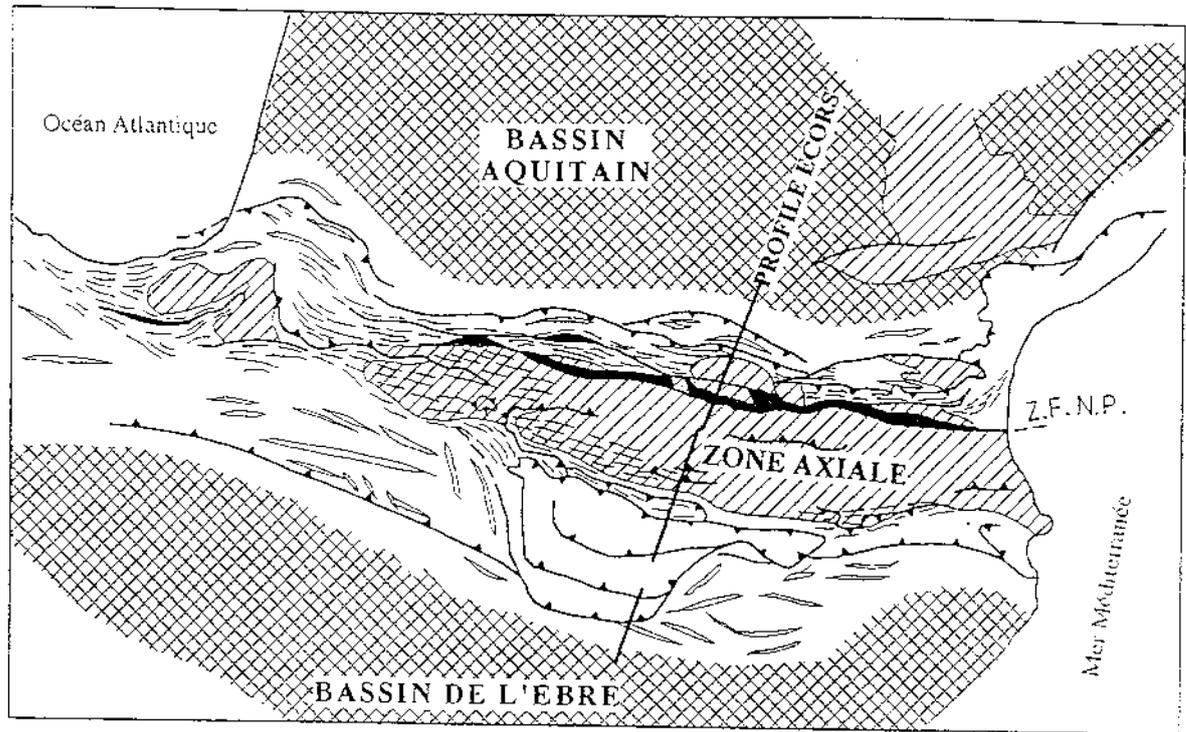


Fig. 1A: Schéma structural des Pyrénées (modifié de Choukroune, 1992)

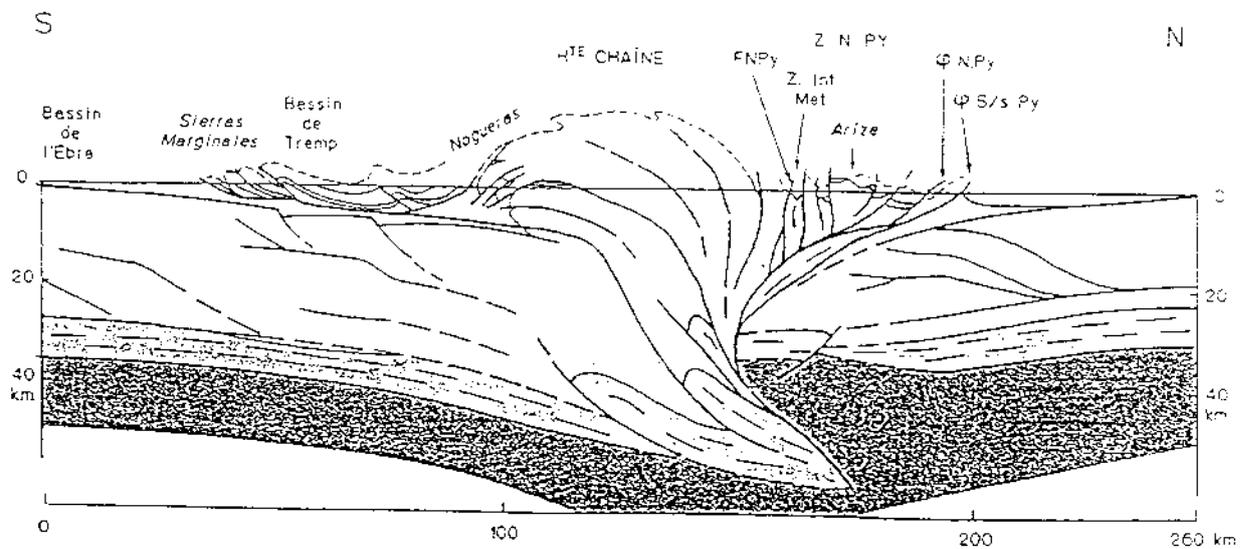


Fig. 1B: Coupe interprétative des Pyrénées à l'échelle de la croûte (Roure & Choukroune, 1992).

## LES ZONES SOUS-PYRÉNÉENNES

Les zones sous-pyrénéennes sont limitées, au sud, par le Chevauchement Frontal nord-pyrénéen, au nord, par le Chevauchement Frontal Sous-pyrénéen. Elles se suivent sur près de 180 km, des Corbières méridionales, à l'est, aux Dômes annexes des Petites Pyrénées, à l'ouest.

Les zones sous-pyrénéennes sont morcelées par des accidents transverses, pour la plupart NE-SW ( $\approx N 50^\circ E$ ), mais aussi NW-SE ( $\approx N 120^\circ E$ ), qui apparaissent comme des réactivations d'accidents du socle (héritage hercynien). Ce sont, d'Est en Ouest: [BILOTTE, 1991] (Fig. 2):

- F1: faille de Villeroque;
- F2: dislocation Fontestorbes-Puivert-Alet;
- F3: dislocation présumée du Mas d'Azil;
- F4: faille de la Garonne;
- F5: décrochement de Lespugue.

L'accident majeur correspond à la dislocation Fontestorbes-Puivert-Alet (F2 in Fig. 2) dont l'origine profonde a été démontrée (BABOUR et al., 1977). Cet accident, dont le tracé superficiel se suit dans le Faisceau de failles d'Alet (CASTÉRAS, 1933), limite à l'est, le massif paléozoïque de Mouthoumet.

Le massif paléozoïque de Mouthoumet est le seul témoin de socle affleurant dans les zones sous-pyrénéennes. Plus au nord, le noyau paléozoïque de la Montagne d'Alaric (avant-pays) assure le relais avec le socle hercynien de la Montagne Noire.

**Le Crétacé supérieur étudié a pour substratum le massif paléozoïque de Mouthoumet.**

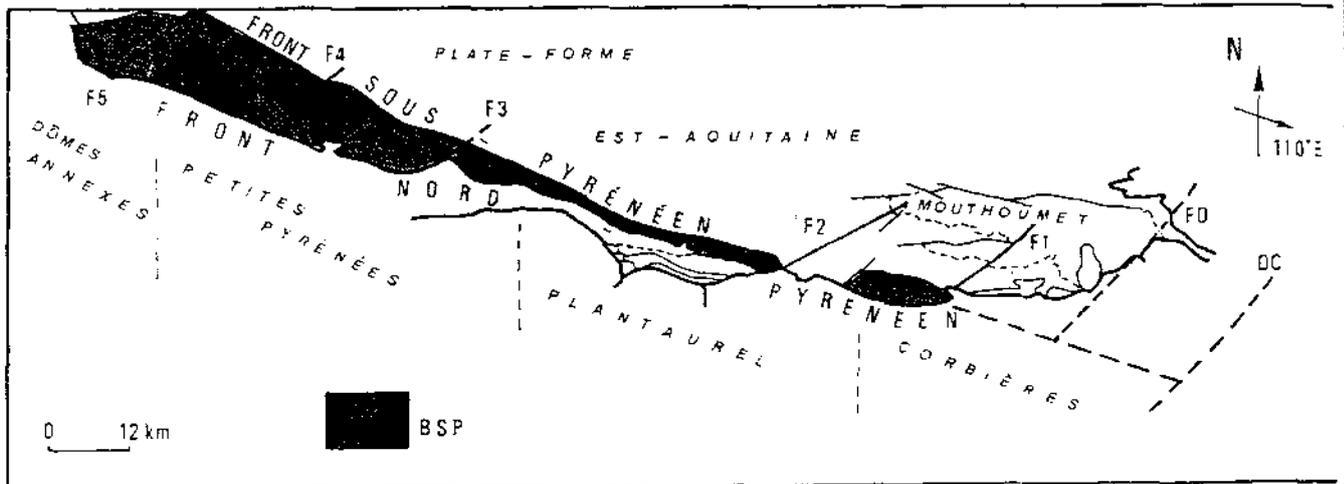


FIGURE 2

Extension orientale du sillon sous-pyrénéen (BSP).  
 DC : dislocation catalane; F0 : dislocation languedocienne; F1 : faille de Villeroque; F2 : dislocation de Fontestorbes-Puivert-Alet; F3 : dislocation présumée du Mas d'Azil; F4 : faille de la Garonne; F5 : décrochement de Lespugue.

Le massif de Mouthoumet, dans la partie orientale de la zone sous-pyrénéenne, chevauche, au Nord, les séries tertiaires de l'avant-pays pyrénéen (bordure sud du bassin de Carcassonne). Il est lui même chevauché, au sud et à l'est, par les zones nord-pyrénéennes, au niveau du Chevauchement frontal Nord-pyrénéen et de la virgation des Corbières (F0 in Fig. 2).

Globalement le massif de Mouthoumet revêt l'allure d'un parallélogramme de 45 km de long sur 25 km de large. Plus précisément, le massif de Mouthoumet peut se décomposer en 2 blocs élémentaires de superficies sub-égales (Fig. 3), séparés par la faille des Capitaines, segment régional de la faille de Villerouge. Alors que le bloc oriental présente un aspect monolithique, le bloc occidental est composite.

Sur le bloc occidental, la tectonique alpine, profitant des hétérogénéités de ce substratum, s'y est imprimée par une succession de plis E-W dans lesquels le Paléozoïque ressort à la faveur de dômes anticlinaux constituant, du nord vers le sud (Fig.3), les classiques branches d'Alet (A), du Cardou (C) et de la Fontaine Salée (FS). Entre ces plis anticlinaux se développent des synclinaux dont le remplissage est constitué de témoins des couvertures mésozoïque et cénozoïque. Dans le même ordre se succèdent les synclinaux de Couiza (CO), de Rennes-les-Bains (RB) et de Bugarach (BS).

Au sud, contre un relai du Chevauchement Frontal Nord-pyrénéen, et décollé sur le Trias, se succèdent, du nord vers le sud, l'anticlinal du Bézu (LB) et le synclinal de Saint-Louis (SL).

Tous ces plis ont une architecture comparable liée aux compressions globalement N-S qui les ont engendrés. Les flancs N des synclinaux (= flancs sud des anticlinaux) ont un faible plongement vers le sud (de l'ordre de 20 à 30°), alors que les flancs sud (= flancs nord des anticlinaux) sont fortement redressés (80 à 90°), voire même légèrement déversés, donnant ainsi une suite de plis déversés à déjetés (Fig. 3).

**Sur le bloc occidental,  
le Crétacé supérieur est impliqué dans les plis les plus méridionaux de  
cette suite.**

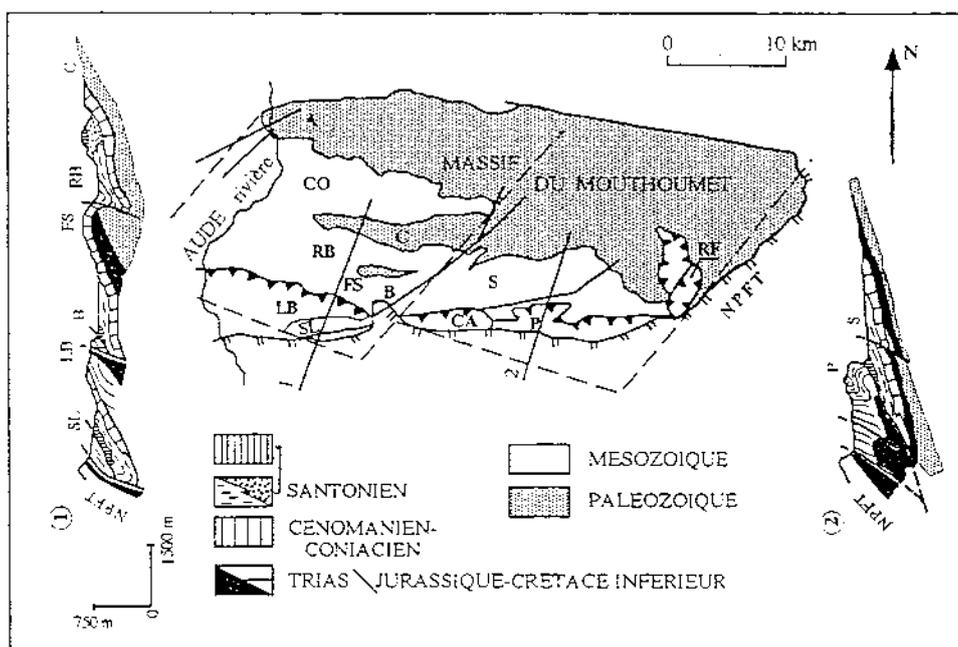


Fig. 3: les structures alpines de la couverture du massif de Mouthoumet

## LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

Les différents dépôts du Crétacé supérieur, qui constituent l'essentiel de la couverture sédimentaire post-hercynienne du massif de Mouthoumet, s'inscrivent dans un cycle sédimentaire complet, à l'échelle du sous-système. Cette évolution est enregistrée par différents ensembles sédimentaires qui s'organisent tous, du sud vers le nord, depuis un bassin méridional jusqu'à une plate-forme mixte septentrionale, infra, médio à supralittorale.

Ce cycle majeur débute avec la transgression (albo-) cénomaniennne et s'achève à l'émersion campanienne. Du Campanien au Paléocène les dépôts sont continentaux, fluvio-lacustres. La durée de la période marine s'étend donc du Cénomanienn pro-parte ( $\approx$  -96 Ma) à la fin du Santonien ( $\approx$  83,5 Ma), soit près de 12,5 Ma.

Les faciès sédimentaires et leurs associations, peuvent être répartis en 2 groupes:

- le premier caractéristique de milieux ouverts à externe: rampe profonde, plate-forme externe, bordure de plate-forme, talus;
- le second caractéristique de milieux protégés à confinés: rampe peu profonde, bioconstructions, lagons, estuaires et cônes alluviaux, marais maritime, remplissage de vallée incisée.

Etayée par un cadre chronologique précis [BILOTTE, 1985], l'organisation des dépôts marins, au cours du cycle majeur (2ème ordre) transgressif-régressif, révèle l'existence de cycles sédimentaires de 3ème ordre [DUVAL et al., 1992] (fig. 4), assimilables à des séquences de dépôt de 3ème ordre, au sens de VAIL et al. [1987].

**La reconstruction des cycles de 3ème ordre du Crétacé supérieur marin constitue l'un des objectifs majeurs de ces journées.**

### LES CONCEPTS

"Dans le concept de la stratigraphie séquentielle, les corps sédimentaires s'organisent selon une unité de base: la séquence génétique de dépôt" [COJAN et RENARD, 1997].

La séquence génétique de dépôt est une unité stratigraphique, limitée par des surfaces isochrones, au sein de laquelle des strates génétiquement liées répondent aux variations d' un paramètre fondamental qui est celui de l' espace disponible à la sédimentation.

**L'espace disponible à la sédimentation** (concept d' accomodation), est contrôlé, sur les plates-formes stables, par 3 facteurs essentiels:

- la subsidence, qui crée de l'espace par enfoncement du plancher sous-marin;
- l'eustatisme, qui augmente ou diminue l'espace disponible;
- les apports sédimentaires, qui comblent l'espace.

Dans le modèle de VAIL et al. [1987] pour les plates-formes stables, les variations de l'espace disponible seraient essentiellement commandées par les fluctuations relatives du niveau marin: bas niveau marin, haut niveau marin.

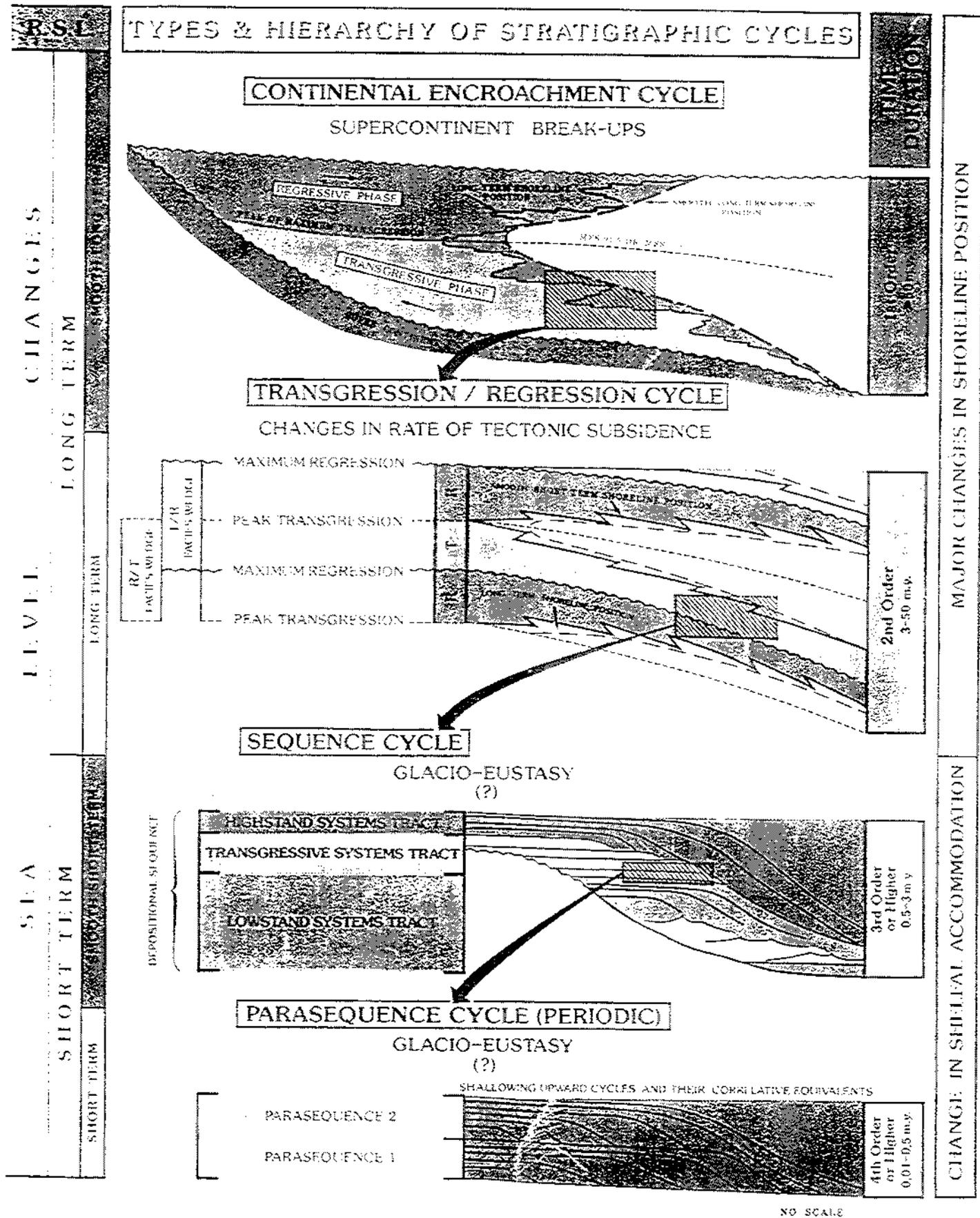


Fig. 4: Hiérarchie des cycles en Stratigraphie séquentielle (Duval, Cramez & Vail, 1992)

La séquence génétique de dépôt est constituée par l'agencement de plusieurs prismes sédimentaires (systems tracts) de forme amigdalaires.

Ces différents prismes sédimentaires occupent des aires de répartitions variées.

En période de très bas niveau marin, la plate-forme est exondée et les dépôts s'accumulent d'abord en bas de talus, dans des dispositifs de cône sous-marin (CSM), puis dans un prisme de bas niveau (PBN) progradant; en bas niveau marin, l'essentiel des dépôts se fait en bordure de la plate-forme. L'organisation des séquences dans le prisme de bordure de plate-forme (PBP), est progradante.

Lors de la remontée du niveau marin, les sédiments sont pour l'essentiel piégés sur la plate-forme; dans l'intervalle transgressif (IT) l'empilement des séquences se fait dans une logique rétrogradante. Des phénomènes de condensation (IC) et de non dépôt se produisent en bordure de la plate-forme, en raison des faibles taux de sédimentation vers le large.

En période de haut niveau marin, le prisme de haut niveau (PHN), déposé sur la plate-forme enregistre les modalités du comblement de l'espace disponible qui se traduit à nouveau par une organisation aggradante puis progradante des séquences.

Les différents prismes sédimentaires sont limités par des surfaces auxquelles se superposent généralement des discontinuités:

- surfaces et discontinuités de baisse brutale des eaux, limitant les séquences de dépôt (LS);
- surface de transgression séparant le prisme de bas niveau de l'intervalle transgressif (ST);
- surfaces et discontinuité de montée rapide des eaux séparant l'intervalle transgressif du prisme de haut niveau marin (surface basale de progradation: SBP).

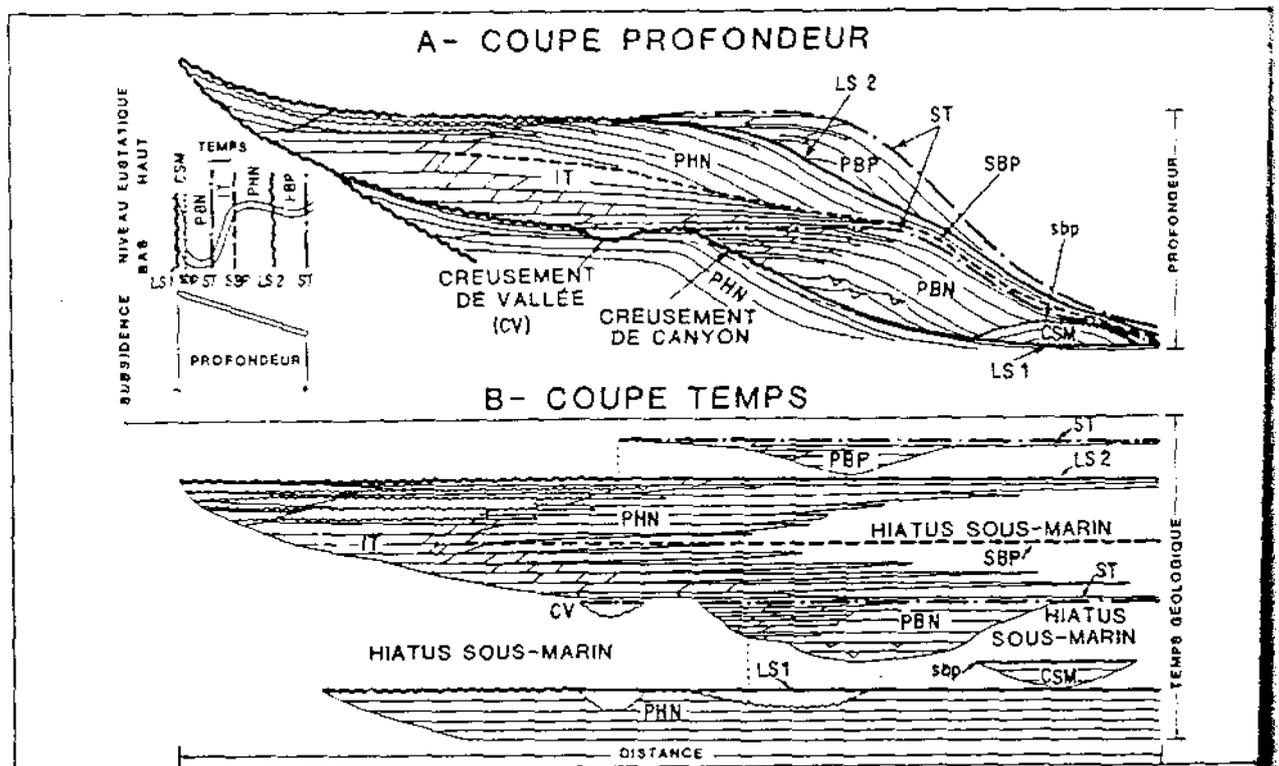


Fig. 5: Stratigraphie séquentielle - séquence théorique de dépôt et surfaces de discontinuité. Limites de séquences : type 1 = LS1; type 2 = LS2. — Surfaces basales de progradation : SBP, sbp. — Surface de transgression : ST. (voir légende fig.2). (d'après Vallet et al., 1987).

La fig 5-A, montre l'agencement des prismes et la hiérarchie des surfaces limites dans les séquences de dépôt de 3ème ordre [VAIL et al., 1987]

**L'enregistrement chronologique:** Une surface de discontinuité n'est pas une surface unique puisqu'elle associe généralement une surface inférieure d'arrêt de sédimentation et une surface supérieure de reprise de sédimentation. Elle ne peut donc pas être tenue pour isochrone à l'échelle de la séquence.

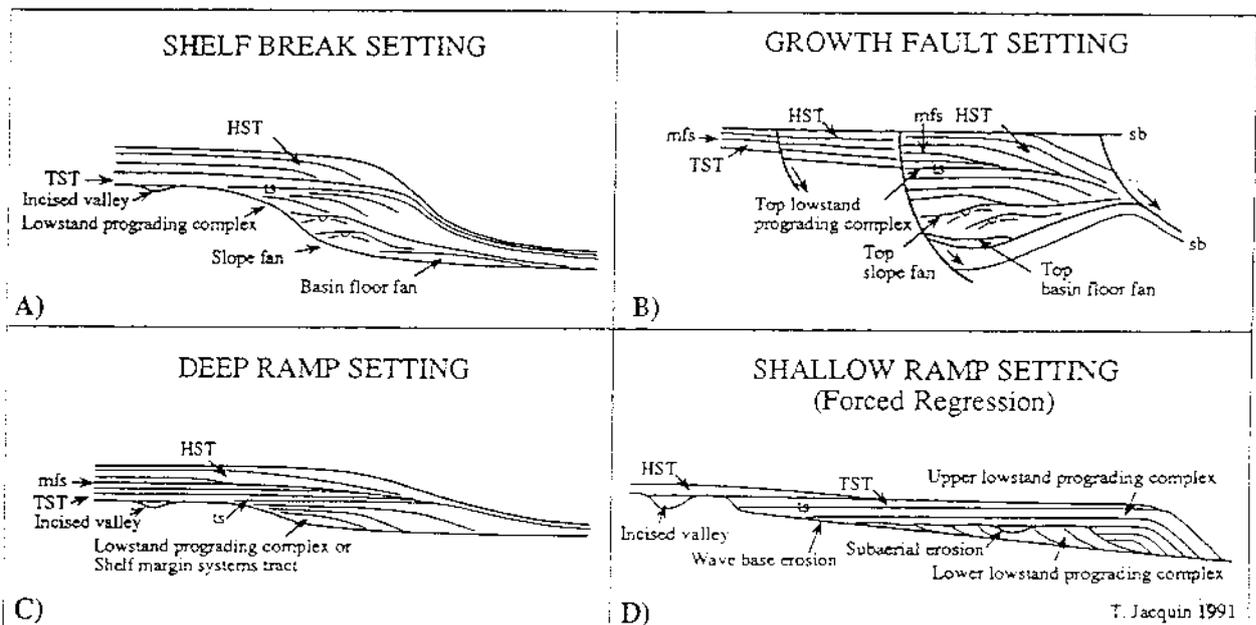
Dans le cas de la séquence de dépôt de 3ème ordre, une succession sédimentaire se dépose au cours d'un cycle complet de variations du niveau marin, limité par deux chutes successives. Le processus (l'eustatisme) qui déplace l'aire de sédimentation et qui interromp les dépôts sur tout ou partie du domaine sédimentaire est, à l'échelle géologique, un phénomène rapide. Dans cette logique, les limites des séquences de 3ème ordre sont assimilées à des lignes temps.

A l'inverse, les reprises de sédimentation sont plus ou moins hétérochrones et sont fonctions de paramètres tels la morphologie de la plate-forme, la vitesse de montée des eaux ou les variations du flux sédimentaires.

La fig. 5-B, montre l'enregistrement du temps et l'amplitude des hiatus dans une séquence de dépôt de 3ème ordre [VAIL et al., 1987].

### REMARQUE

Le modèle de la stratigraphie séquentielle a été établi, à l'origine, pour des séquences silicoclastiques des marges stables océaniques. Ultérieurement, d'autres paramètres ont été pris en considération tels, le climat, la tectonique, la morphologie des plates-formes (fig.6).



**Fig. 6** - Siliciclastic systems tracts in four different tectonic settings. A) The shelf break setting showing the development of the basin floor fan (BF), slope fan (SF), lowstand prograding complex (lpc), incised valley fill (ivf), transgressive systems tract (TST), and highstand systems tract (HST). Variations in this pattern are shown for (B) Growth fault setting, (C) Deep shelf setting, (D) Shallow shelf setting.

Enfin, ces modèles ont été exportés aux plates-formes carbonatées où les flux sédimentaires ne sont pas obligatoirement régis par des phénomènes externes, en général, et les variations eustatiques, en particulier. De nouveaux modèles intégrant tous ces paramètres ont ainsi été proposés [VAIL et al., 1991; JACQUIN et VAIL, 1995] (fig.7).

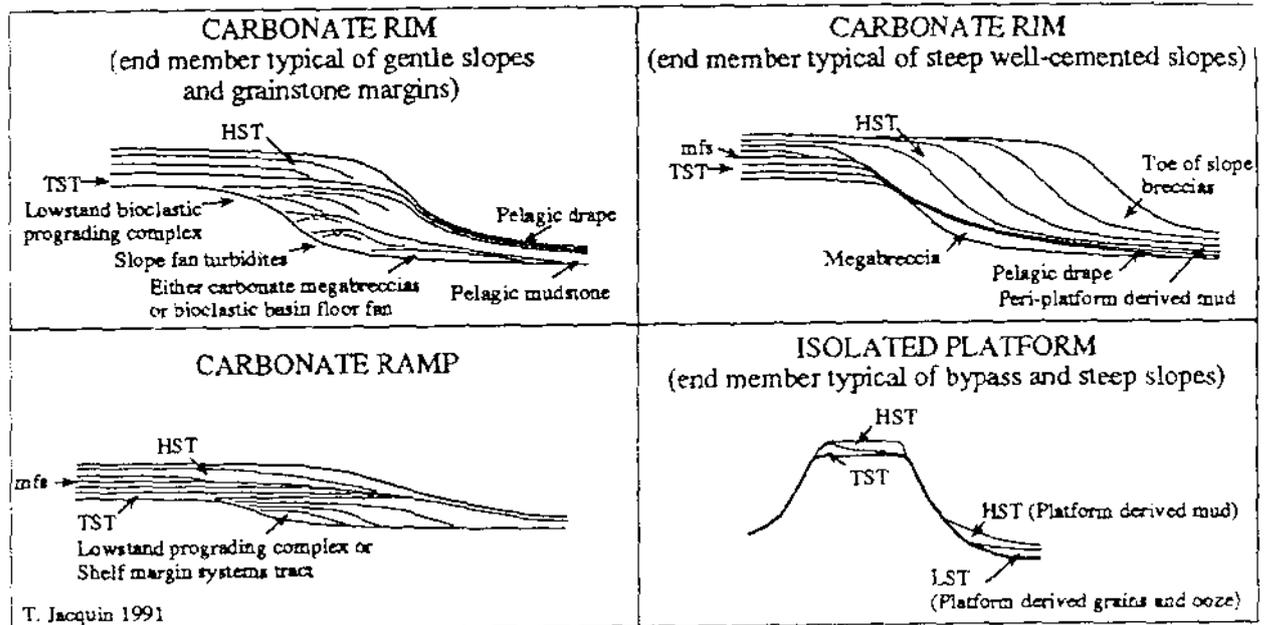


Fig. 7: Différents modèles de cortèges sédimentaires en environnements carbonatés de plate-forme.

Nous essayerons de voir, en fonction des contraintes régionales, sédimentologiques (sédimentation mixte), morphologiques et tectoniques, à quels modèles se rattachent les séquences de dépôt de 3ème ordre du Crétacé supérieur de la couverture du massif de Mouthoumet.

**LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR  
DE LA COUVERTURE DU MASSIF DE  
MOUTHOMET**

**CHRONOSTRATIGRAPHIE**

**LITHOSTRATIGRAPHIE  
BIOSTRATIGRAPHIE  
MILIEUX DE DÉPÔTS**

**SÉQUENCES DE DÉPÔT**

**PALÉOGÉOGRAPHIE**

# CHRONOSTRATIGRAPHIE

Le cadre biochronologique de référence du Crétacé supérieur européen repose sur une zonation par ammonites. De bonnes corrélations existent entre ces zones européennes et les zones nord-américaines où certaines faunes ont été directement calibrées sur des âges radiométriques.

Les limites chronologiques de cette étude se réfèrent aux valeurs établies par GRADSTEIN et al. [1994] (fig. 8).

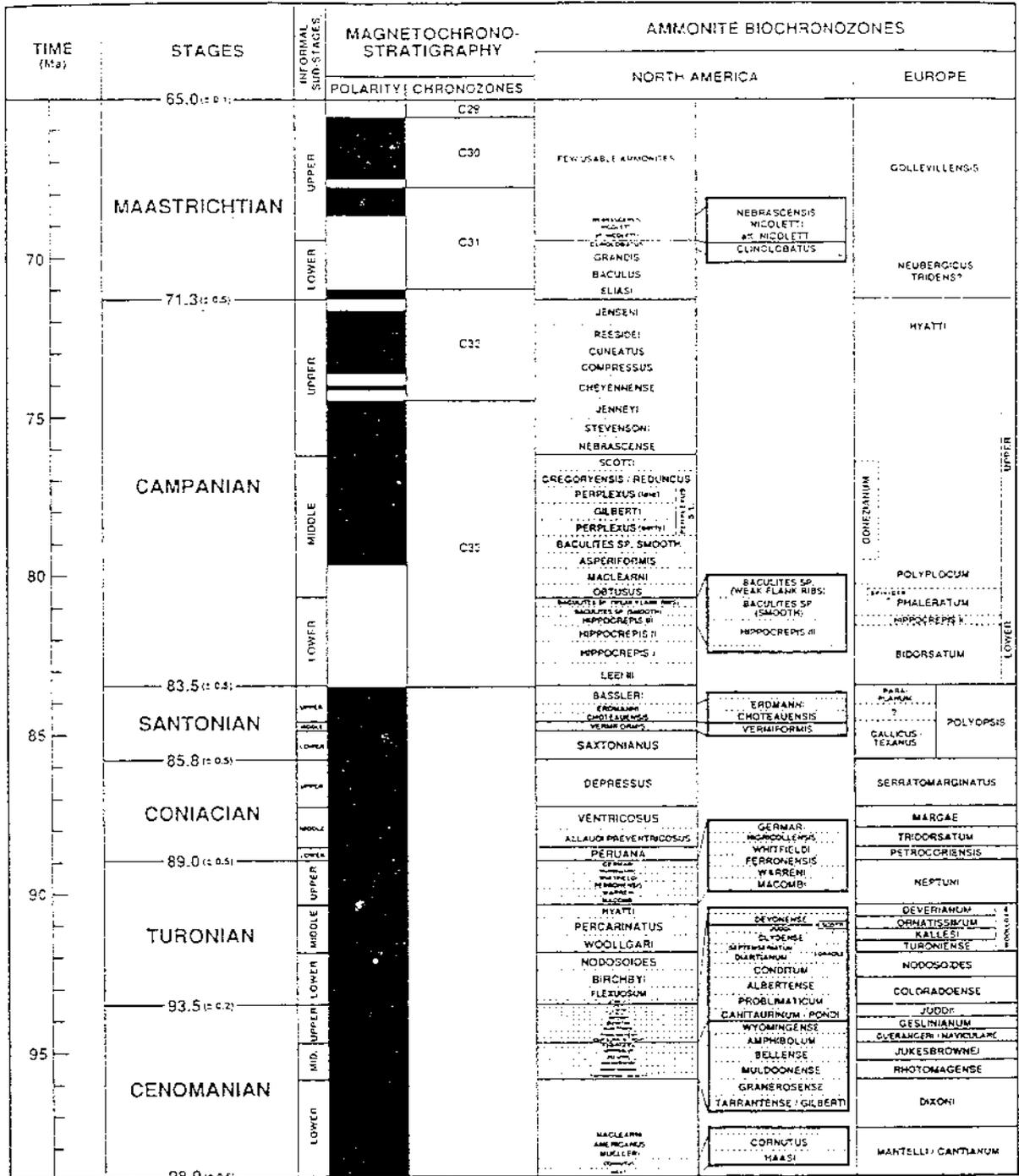


Fig 8: Chronostratigraphies du Crétacé supérieur

<p><b>LITHOSTRATIGRAPHIE</b></p> <p><b>BIOSTRATIGRAPHIE</b></p> <p><b>MILIEUX DE DÉPOTS</b></p>
---

## **LE CRÉTACE SUPÉRIEUR MARIN**

La fig. 9 présente l'organisation spatio-temporelle des unités lithologiques (formations et membres) du Crétacé supérieur marin de la couverture du massif de Mouthoumet.

Les caractéristiques sédimentologiques, biologiques et environnementales de ces différents ensembles lithologiques vont faire l'objet d'une présentation chronologique, des plus anciennes aux plus récentes, et géographiques, des plus internes aux plus externes.

BIOSTRATIGRAPHIE								
AGES	Plate-forme externe FORMATIONS	Biozones Foraminifères planctoniques	Zones Ammonites	Biozones Foraminifères benthiques	Biozones Rudistes	plate-forme interne FMT et MEMBRES		
83,5 Ma	SANTONIEN	Supérieur	Grès de Labastide	?	PARA-PLA NUM	Lacazina	H. bioculatus H. organisans	Montagne des Cornes Sougraigne
		Moyen		DECORATISSIMA	POLYOPSIS	Goupillaudina	H. praeceptor Pv. galloprovincialis	
		Inférieur	MARNES BUGARACH	CONCAVATA	GALLICUS CAREZI	Nummofallotia	?	
Supérieur	SERRATO MARGINATUS MARGAE							
Moyen	TRIDORSATUM							
85,8	CONIACIEN	Inférieur	?	PETROCORIENSIS	Pseudocyclammina sphaeroidea	H. socialis	MONTFERRAND	
89	TURONIEN	Supérieur	?			Pv. giganteus	AGLY/VIAL-	
		Moyen	SAINT LOUIS	HELVETICA	DEVERIANUM ORNATISSIMUM KALLESI NODOSOIDES	?	H. requieni	LASSÉ SALS
		Inférieur						LACAL
93,5	CENOMANIEN	partie terminale	FONTAINE SALEE	ARCHIAEO CRETACEA	Pseudaspidoceras	?	Sauvagesia nicasei-sharpei	mb FOURTOU
96 Ma		Supérieur	CUBIERES	CUSHMANI	?	Pracalveolina creatacea	Caprinula boissyi	ESCUDIÈS
		Moyen				Orbitolina	Caprina adversa	

Figure 9 : Biostratigraphie du Crétacé Supérieur du Compartiment occidental du Massif du Mouthoumet (BILOTTE, 1993 modifiée).

Les dépôts du Cénomaniens, de plus en plus récents du sud vers le nord de la plate-forme, reposent en discordance sur un substratum d'âge varié, à l'inverse de plus en plus ancien du sud vers le nord: Albien, Trias, Carbonifère. Cette géométrie des dépôts illustre parfaitement un dispositif en "onlap".

Sur la plate-forme interne à moyenne, le Cénomaniens est reconnu au sein de 2 formations; l'inférieure est surtout calcaire (Formation Calcaire des Escudiés), la supérieure, en partie marneuse (Formation Marnes de la Fontaine Salée). Leurs équivalents latéraux sur la plate-forme externe sont regroupés dans une succession plus marneuse désignée Formation Ruisseau de Cubières.

### La Formation Calcaire des Escudiés [BILOTTE, 1985].

#### *Lithologies*

Discordante sur un substratum d'âge varié - du sud vers le nord: Albien, Trias, Carbonifère -, cette formation mixte, carbonatée et terrigène, couvre uniformément la plate-forme moyenne à interne; son épaisseur est variable de quelques mètres à 52 m dans la coupe de référence. De multiples faciès s'y observent:

- calcaires à grands foraminifères benthiques, souvent chargés en terrigènes (essentiellement des quartz, souvent bipyramidés et remaniés du Trias); leur texture va du mudstone au rudstone (fig. 10);

- calcaires à rudistes: caprinidés dominants;

- terrigènes, surtout localisés dans la zone littorale, mais pouvant avoir une extension régionale; les granulométries vont des silts aux grès grossiers, voire aux micro-conglomérats.

Calcaires alloctones composants originels non liés par les organismes lors de la sédimentation				Calcaires autoctones composants originels liés par les organismes lors de la sédimentation				
Moins de 10 % de débris >2 mm				Plus de 10 % de débris >2 mm		par des organismes agissant à la manière de chicanes	par des organismes encroûtants et cimentant entre eux les composants	par des organismes édifiant un bâti rigide
Boue (<0,3 mm)		pas de boue		Débris non jointifs	Débris > 2 mm jointifs			
Grains non jointifs		Grains jointifs (0,3 mm < g < 2 mm)						
- 10 % de grains		+ 10 % de grains						
MUD- STONE	WACKE- STONE	PACK- STONE	GRAIN- STONE	FLOAT- STONE	RUD- STONE	BAFFLE- STONE	BIND- STONE	FRAME- STONE

Fig. 10: Classification texturale des calcaires construits et non construits (d'après Embry et Klovan 1971)

## *Contenus biologiques et attribution chronologique*

Deux groupes d'organismes dominent les peuplements du Calcaire des Escudiés:

**Les foraminifères benthiques:** dans la coupe de référence, 17 espèces ont été observées qui relèvent des Alveolinidae, Miliolidae, Nezzazatidae, Orbitolinidae, Lituolidae.

**Les rudistes:** les rudistes à canaux (Caprinidae) sont représentés par 2 espèces dominantes, *Caprina adversa* D'ORB. et *Caprinula boissyi* D'ORB. Les Radiolitidae avec *Sauvagesia* gr. *nicasei-sharpei*, les Requieridae avec de nombreuses *Apricardia* et les Caprotinidae avec *Polyconites operculatus* ROUL. constituent le reste de l'assemblage.

La Formation Calcaire des Escudiés est datée du Cénomaniens moyen et supérieur par l'ensemble de cette faune. Le Cénomaniens moyen est caractérisé par l'association *Praealveolina* - *Orbitolina*; au Cénomaniens supérieur seuls persistent les Alveolinidae (*Praealveolina* gr. *cretacea*, *Ovalveolina ovum*, ...) [BILOTTE, 1985].

### *Milieux de dépôts*

Les faciès du Calcaire des Escudiés témoignent d'environnements carbonatés peu profonds soumis à de fréquentes arrivées terrigènes littorales et dominés par des faunes benthiques de lagon ou de plate-forme abritée. Les rudistes Caprinidae s'y observent isolés au sein d'une matrice boueuse à bioclastique, mais ne constituent jamais de véritables niveaux construits.

On peut considérer le Calcaire des Escudiés comme caractéristique d'une rampe carbonatée peu profonde et non zonée.

## La Formation Marnes de la Fontaine Salée [BILOTTE, 1993]

### *Lithologies*

La formation tire son nom du faciès le plus étendu observé à l'échelle du domaine étudié. Elle succède au Calcaire des Escudiés, sur la plate-forme interne, aux Marnes du Ruisseau de Cubières, sur la plate-forme externe; son épaisseur est d'environ 20 mètres. De couleur ocre par altération superficielle, elle est constituée d'une alternance de bancs de marno-calcaires et d'interbancs marneux qui s'organisent d'abord, dans une suite grano et strato-décroissante, puis grano et strato-croissante. Cette organisation cyclique est surtout bien visible dans les zones septentrionales de la plate-forme.

Un faciès exclusivement bioconstruit se développe régionalement sur plusieurs km<sup>2</sup>, dans la partie nord-est de la plate-forme cénomaniens. Il peut localement atteindre une épaisseur de 12m et surmonte la Formation des Escudiés. Il a été individualisé sous le nom de **Membre de Fourtou** [BILOTTE, 1985].

Un autre faciès bioconstruit, mais celui-ci par des Coelentérés, occupe les bordures externes de la plate-forme; il surmonte alors, au dessus d'une nette discontinuité érosive, le Calcaire des Escudiés; il débute par des faciès de resédimentation et s'achève sous une nouvelle discontinuité qui supporte les dépôts profonds du Turonien sus-jacents.

## Contenus biologiques et attribution chronologique

Dans sa localité type, la formation a livré un unique fragment de *Pseudaspidoceras* sp.: ce genre d' ammonite n'apparaît pas avant le Cénomanién terminal, zone à Juddii et se poursuit dans le Turonien avec l'espèce *P. flexuosus* POWELL. *Pseudaspidoceras* sp. est associé à une faune typiquement cenomaniénne constituée en particulier de *Terebratula phaseolina* LAMARCK et *Terebratella carenonensis* D' ORB. et d'une riche ostracofaune: *Dordoniella strangulata* APOST., *Cythereis dordoniensis* DAM., *C. fournetensis* DAM., *C. cladechensis* DAM., *C. petroconica* DAM., *Pterygocythereis* (*P.*) *rati* DAM., *Bairdia* gr. *pseudoseptentrionalis* (MERTENS), *Cytherella* gr. *ovata* (ROEMER), *Risaltina aquitana* COLIN et GREKOFF [dét. R. DAMOTTE in BILOTTE, 1985].

Dans les zones des Ecailles sous-pyrénéenne de Camps - Peyrepertuse (cf. Formation Ruisseau de Cubières), un équivalent distal de la formation de la Fontaine Salée renferme des foraminifères planctoniques et en particulier *Wittheinella* cf. *archaeocretacea*.

Dans le membre de Fourtou, la faune de rudistes ne se différencie guère de celle du Calcaire des Escudiés, avec Caprinidés, Radiolitidés et Requieridés. Tout au plus peut-on constater une plus grande abondance de l'espèce *Caprinula boissyi*.

Tant par le contenu paléontologique que par les critères de position, la formation Marnes de la Fontaine Salée est datée du Cénomanién supérieur sommital - (Turonien basal ?) = zone à *Archaeocretacea*.

### Milieux de dépôts

La formation Marnes de la Fontaine Salée montre une zonation nette de l'aire de sédimentation; de la bordure externe aux zones internes de la plate-forme s'enchaînent, dans l'espace et dans le temps: un cordon corallien, une vaste plate-forme ouverte soumise à une sédimentation marneuse, une bioconstruction frangeante à rudistes (fig.11). L'enchaînement des faciès dans l'espace et dans le temps montre l'envoyage progressif d'une plate-forme ouverte à rupture de pente.

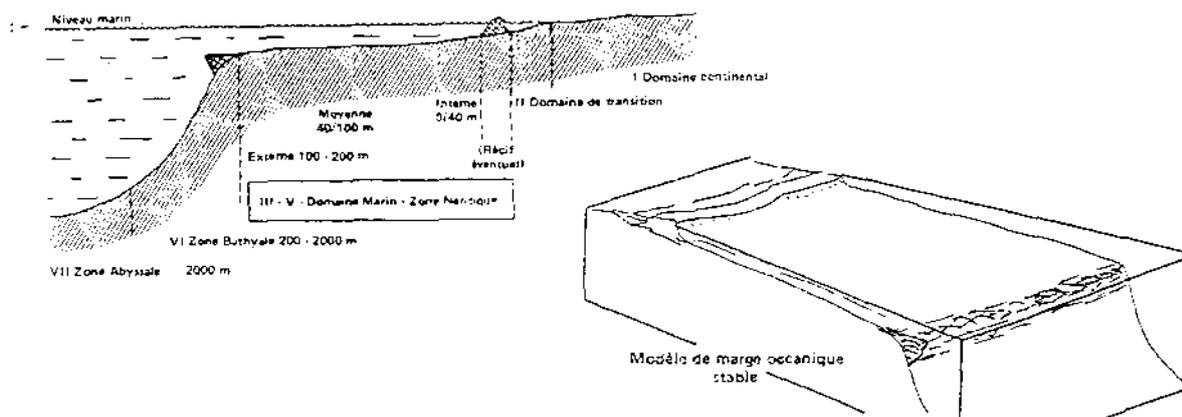


Fig. 11: Modèle de plate-forme à barrières bioconstruites en position externe et frangeante (adapté de Yapaudjian 1987)

## La Formation Ruisseau de Cubières [BILOTTE, 1985]

### *Lithologies*

Il s'agit d'une épaisse série (250 en moyenne) à dominante marneuse qui se suit de façon continue du chevauchement du Pech de Bugarach, à l'ouest, à celui de Peyrepertuse, à l'est. Elle est impliquée dans une écaille tectonique qui double, au nord, le Chevauchement frontal nord-pyrénéen (Ecaille sous-pyrénéenne de Camps - Peyrepertuse [BILOTTE, 1985]). Si la sédimentation marneuse paraît dominante, elle est toujours fortement carbonatée et les calcaires arrivent à s'exprimer dans des successions grano et stratocroissantes (fig. 12). Plus rares sont les faciès gréseux; ils renferment généralement des microfaunes benthiques resédimentées qui témoignent de l'arrivée soudaine d'un matériel littoral dans les zones externes du domaine de sédimentation.

### *Contenus biologiques et attribution chronologique*

Les foraminifères planctoniques constituent la biophase autochtone dominante de la Formation Ruisseau de Cubières. Elle est composée de: *Praeglobotruncana aumalensis* SIGAL, *P. stephani* (GAND.), *P. cf. gibba* KLAUS, *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *H. cf. praehelvetica*, *Whiteinella* gr. *inomata*, *W. cf. archaeocretacea*, *Rotalipora montsalvensis* MORNOD, *R. brotzeni* (SIGAL), *R. deecke* (FRANKE), *R. cushmani* (MORROW), *R. greenhornensis* (MORROW). Pithonelles; des petits benthiques leurs sont associés, tels *Gavelinella cenomanica* BROTZEN, *G. baltica* BROTZEN, ....

L'association *Rotalipora cushmani* - *R. greenhornensis* (Z0 à Z4) est caractéristique du Cénomanién moyen - supérieur; *W. cf. archaeocretacea* (Y3 - Ga19 à Z4), indiquerait le Cénomanién terminal- Turonien basal (fig. 12)

Dans sa compréhension actuelle, la formation Ruisseau de Cubières est l'équivalent chronologique distal des formations Calcaire des Escudiés + Marnes de la Fontaine Salée.

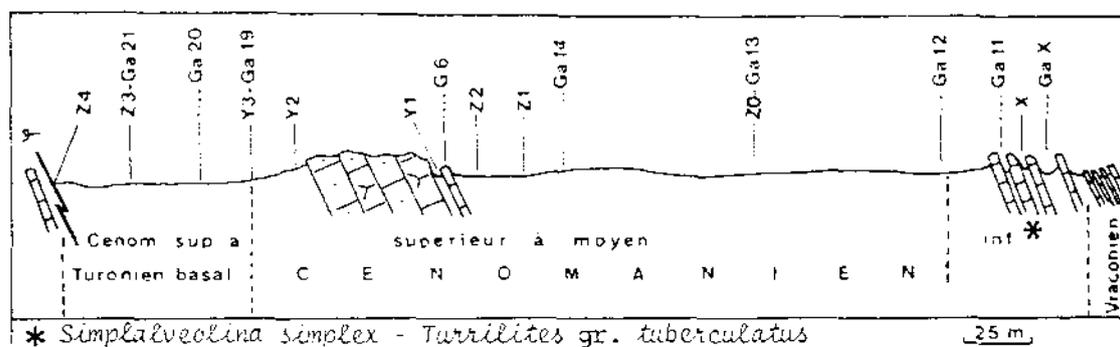


Fig. 12: La formation du Ruisseau de Cubières, au méridien de Cubières.

### *Milieux de dépôts*

Les faciès et associations de faciès de la formation Ruisseau de Cubières indiquent des dépôts établis sur une plate-forme externe soumise à inondations et comblements successifs. Ces faciès complètent, vers le sud, les faciès de rampe mis en évidence successivement dans les Calcaire des Escudiés, puis dans les Marnes de la Fontaine Salée.

Dans les dépôts du Turonien, l'intrication des faciès liée à la fréquence des passages latéraux, rend difficile l'individualisation de formations homogènes. Les formations proposées s'alignent sur une zonation tripartite de la plate-forme, fondée sur la situation des corps construits qui, pendant le Turonien, occupent une position médiane entre des dépôts externes, au sud, et internes, au nord (fig. 13).

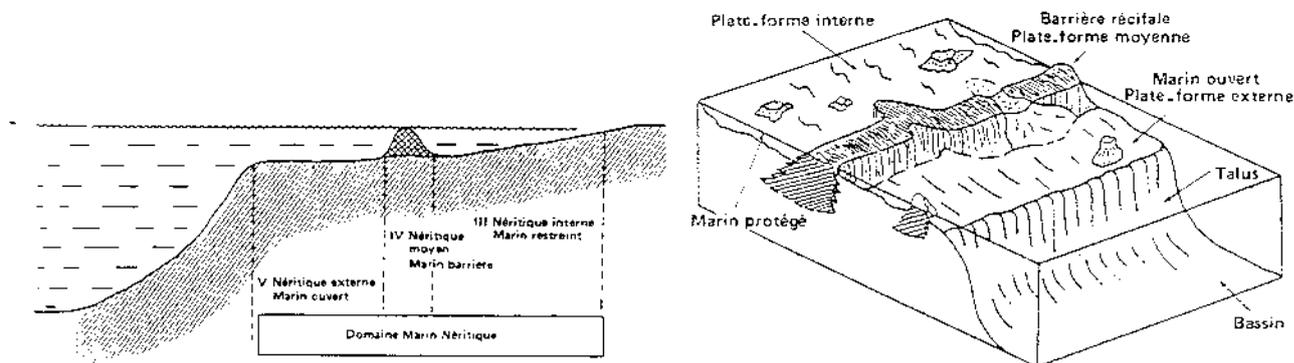


Fig. 13: Modèle de plate-forme à barrière bioconstruite en position moyenne (Yapaudjian, 1987)

### La Formation Grès de la Sals [BILOTTE, 1985]

Elle correspond aux dépôts internes septentrionaux. Son épaisseur est estimée à une centaine de mètres. Elle s'exprime bien sur la rive gauche de la Sals, dans le flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains. Sa partie sommitale a été individualisée sous l'appellation de Membre de la Viallasse [BILOTTE, 1985].

#### **Lithologies**

Les faciès terrigènes y sont dominants et s'observent sous des granulométries variées allant des silts aux grès grossiers. Les figures sédimentaires et les associations de faciès indiquent l'omniprésence des influences tidales. Les érosions et les surfaces de réactivation sont nombreuses dans ces dépôts. Dans ce contexte le Membre de la Viallasse se différencie par des lithologies particulières; ce sont, des conglomérats à éléments paléozoïques, chenalisés, dans les zones les plus internes de la plate-forme; des grès carbonatés à figures de tempête (HCS = Hummocky cross-stratification) dans ses affleurements les plus méridionaux (flanc sud de l'anticlinal de la Fontaine Salée).

Les faciès carbonatés; ils occupent une part non négligeable de la formation (1/5 environ). On les observe dans le 1/3 inférieur et à la partie supérieure de la formation. Il s'agit surtout de calcaires d'aspect noduleux en raison de l'intense bioturbation qui les affecte. Les microfaciès montrent des Wackestones-Packstones (fig. 10) parfois glauconieux (en particulier les niveaux inférieurs). Ces carbonates sont bien stratifiés et l'on n'y observe pas de structures sédimentaires hydrodynamiques.

Ces faciès carbonatés, définis sur le bloc oriental du Massif de Mouthoumet sous le vocable de Calcaires de la Tartière [BILOTTE, 1985], sont les témoins des inondations successives (hauts niveaux marins relatifs) de la plate-forme de Mouthoumet. Certains sont les équivalents latéraux internes des calcaires bioconstruits qui se développent de

façon diachrone sur la plate-forme moyenne et qui sont l'identité remarquable de la Formation Serre de Lacal.

### *Contenus biologiques et attributions chronologiques*

Les faciès terrigènes ne livrent pas de faune significative. Les données paléontologiques proviennent essentiellement des calcaires. On y observe une abondante microflore dominée par des algues vertes Caulerpales (*Halimeda ellioti* CONARD et RIOULT) et une microfaune peu caractéristique (*Vidalina* sp., *Charentia cuvillieri* NEUMANN, *Dictyopsella* cf. *charentensis*, ...); la macrofaune est composée de gastéropodes, de lamellibranches -*Trigonoarca*, *Cardium*, ...- d'échinodermes (*Hemiaster verneuilli* DESOR) et de céphalopodes, qui sont les marqueurs de référence:

- pour le Turonien inférieur à moyen: *Leoniceras segne* SOLGER, *L. luciae* PERVINQ., *Lewisiceras* sp., *Neoptychites cephalotus* COURT., *Fagesia thevestensis* PERON, *Spathites (J.) conciliatum* (STOL.), ...

- pour le Turonien moyen: *Romaniceras* aff. *kallesi* (ZASVORKA), *Romaniceras deverianum* (D'ORB.), *Coilopoceras requienianum* D'ORB.

### *Milieux de dépôt*

Les structures sédimentaires des faciès terrigènes caractérisent des dépôts sur une plate-forme soumise aux influences tidales, pour les zones internes, de tempêtes, pour les zones externes.; les contenus biologiques des faciès carbonatés indiquent des milieux stenohalins abrités, hors influence terrigène, colonisés par des herbiers d'algues vertes et assimilables à des lagons.

## La Formation Serre de Lacal [BILOTTE, 1985]

Il s'agit, là encore, d'une formation mixte carbonatée et terrigène, épaisse de plus d'une centaine de mètres, dont l'originalité réside dans l'abondance des corps construits à rudistes. Elle est considérée comme chronologiquement homologue de la formation Grès de la Sals. Elle se développe amplement sur les anticlinaux de la Fontaine Salée et du Bézu.

### *Lithologies*

Les faciès terrigènes sont surtout abondants à la partie inférieure de la formation. Ils correspondent à des grès fins à grossiers dans lesquels les structures sédimentaires sont peu visibles.

Les faciès carbonatés se rattachent majoritairement à 3 types principaux:

- les faciès noduleux et bioturbés de texture Wackestone-Packstone; ce sont ceux déjà observés dans la formation Grès de la Sals;

- les faciès bioconstruits; les rudistes, Hippuritidés et Radiolitidés dominants s'observent dans 2 modes de groupements: l'un, à réseau lâche, inorganisé, dans lequel les organismes sont disposés en chicane et jouent un rôle de piège à sédiment; cette fabrique rappelle la texture bafflestone définie par EMBRY et KLOVAN [1971] sur les associations coralliaires; l'autre, dense, cohérente et rigide où les tests sont totalement jointifs et qui laisse peu de place au piégeage des sédiments intersticiels; cette fabrique peut être assimilée à la texture framestone [EMBRY et KLOVAN, 1971] (fig. 14);



Fig. 14: Textures des groupements à rudistes (Bilotte, 1985)

- les faciès bioclastiques: ils se forment principalement au détriment des constructions à rudistes et induisent des textures floastone / rudstone (fig. 10). La désagrégation des tests résulte soit de la bio-érosion, soit d'une action dynamique attribuée à des vagues de tempête.

#### *Contenus biologiques et attributions chronologiques*

Les organismes les plus abondants recueillis dans la formation Serre de Lacal sont les Rudistes. Trois coenozones peuvent être reconstituées; l'inférieure, ou coenozone de la Beillé, se compose de:

- *Hippurites (H.) requieni* (MATH.) et var., *Pseudovaccinites petrocoriensis* (DOUV.), *Pseudovaccinites inferus* (DOUV.) et var. *praegiganteus* ; *Vaccinites grossouvrei* (DOUV.), *Durania cornupastoris* DES MOULINS, *Praeradiolites ponsianus* D'ARCH., *Praeradiolites pailleteanus* D'ORB.

En position médiane, la coenozone de la Pauze comprend les mêmes espèces avec en plus:

- *Pseudovaccinites beaussetensis* (TOUCAS), *Pseudovaccinites rousseli* (DOUV.), *Pseudovaccinites praegosaviensis* (BILOTTE), *Praeradiolites praerequieni* TOUCAS, *Praeradiolites saxeus* ASTRE, *Praeradiolites senessei* ASTRE.

La supérieure ou coenozone de l'Agly montre un net renouvellement faunique, avec:

- *Hippurites (H.) socialis* (DOUV.), *Pseudovaccinites corbaricus* (DOUV.), *Pseudovaccinites giganteus* (DOUV.), *Hippuritella incisa* DOUV., *Praeradiolites subpalleti* TOUCAS, *Sphaerulites patera* ARNAUD, *Medeella undesaltus* ASTRE.

Les 2 premières coenozones de rudistes sont classiques du Turonien. Contraintes par les faunes d'ammonites récoltées dans les faciès Calcaires de la Tartière, qui ponctuellement s'intercalent entre les systèmes bioconstruits, elles permettent une attribution globale au Turonien moyen. La 3ème coenozone est attribuée au Turonien supérieur (zone à Neptuni) sur des critères de position, entre les zones à Deverianum (sommet du Turonien moyen) et Petrocoriensis (base du Coniacien).

## Milieux de dépôt

Ces faunes de rudistes forment, sur la plate-forme médiane, des systèmes bioconstruits zonés. Les groupements de type framestone, à Hippuritidés dominants, se situent en position externe, alors que les groupements de type bafflestone, à Radiolitidés dominants occupent une situation interne (fig. 15).

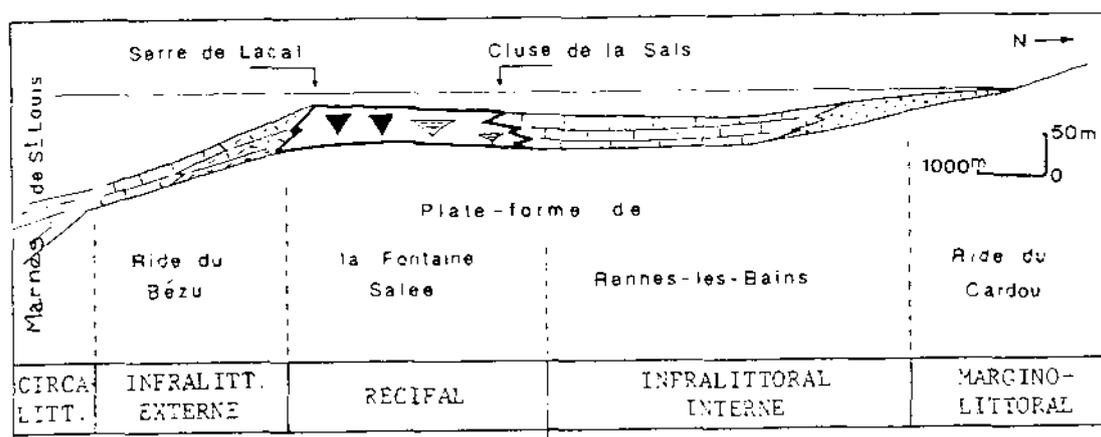


Fig. 15: Organisation des dépôts dans le Turonien moyen (Bilotte, 1985)

## La Formation Marnes de Saint-Louis [BILOTTE, 1993]

Il s'agit de l'équivalent distal des 2 formations précédentes. Elle est géographiquement limitée au synclinal de Saint-Louis. Son épaisseur conservée va de 0m à la centaine de mètres; on y reconnaît plusieurs faciès lithologiques qui s'enchaînent et / ou se succèdent au sein de 3 membres.

### Lithologies

Le membre inférieur débute localement par de fortes concentrations de glauconie; au-dessus, les faciès terrigènes dominent: ce sont presque exclusivement des sédiments fins, marneux et silteux, légèrement glauconieux, sombres en raison d'une matière organique qui s'exprime parfois par des restes végétaux. Ils peuvent être suffisamment carbonatés pour constituer des bancs indurés.

Dans son intégralité le membre inférieur montre une organisation en 3 séquences, décamétriques à plurimétriques, grano et strato-croissantes (Cascade des Mathieux). Le maximum de cette évolution régressive se marque par l'installation progradante d'un corps construit à rudistes (Roc de la Beillé) faciologiquement intégré à la formation Serre de Lacal.

Dans le membre supérieur, des faciès identiques (à l'exclusion des calcaires construits) s'observent dans une séquence inférieure plurimétrique, grano et strato-croissante (unité slumpée de la Cascade des Mathieux), alors que la séquence supérieure est plus franchement marneuse et carbonatée avec de notables concentrations en glauconie (Montplaisir).

La partie sommitale du membre supérieur n'est pas connue en raison de l'érosion qui accompagne partout les Grès de Labastide sus-jacents.

Le membre médian correspond aux Calcaires de Montplaisir. Historiquement différenciés en raison de leur lithologie et d'une faune remarquable d'ammonites, les Calcaires de Montplaisir se révèlent particulièrement hétérogènes. Par leur partie inférieure constituée de calcaires bioclastiques issus du démantèlement d'une bioconstruction à Rudistes, ils se rattachent à l'évolution régressive du membre inférieur. Par leur partie supérieure organisée en séquence d'ouverture, marmo-calcaires - marnes à glauconie abondante, ils appartiennent à l'évolution transgressive du membre supérieur. Localement, une surface d'érosion sous-marine marque l'inversion des cycles.

### *Contenus biologiques et attributions stratigraphiques.*

Les faciès marneux livrent essentiellement des micro-organismes planctoniques. Sans rentrer dans le détail des associations on peut considérer que sont présents:

Dans le membre inférieur,

- le Turonien inférieur: zone à *Wittheinella archaeocretacea* (partie supérieure de la zone);
- le Turonien moyen: zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Dans le membre supérieur:

- le Turonien supérieur *pro parte* : zone à *Marginotruncana sigali*.

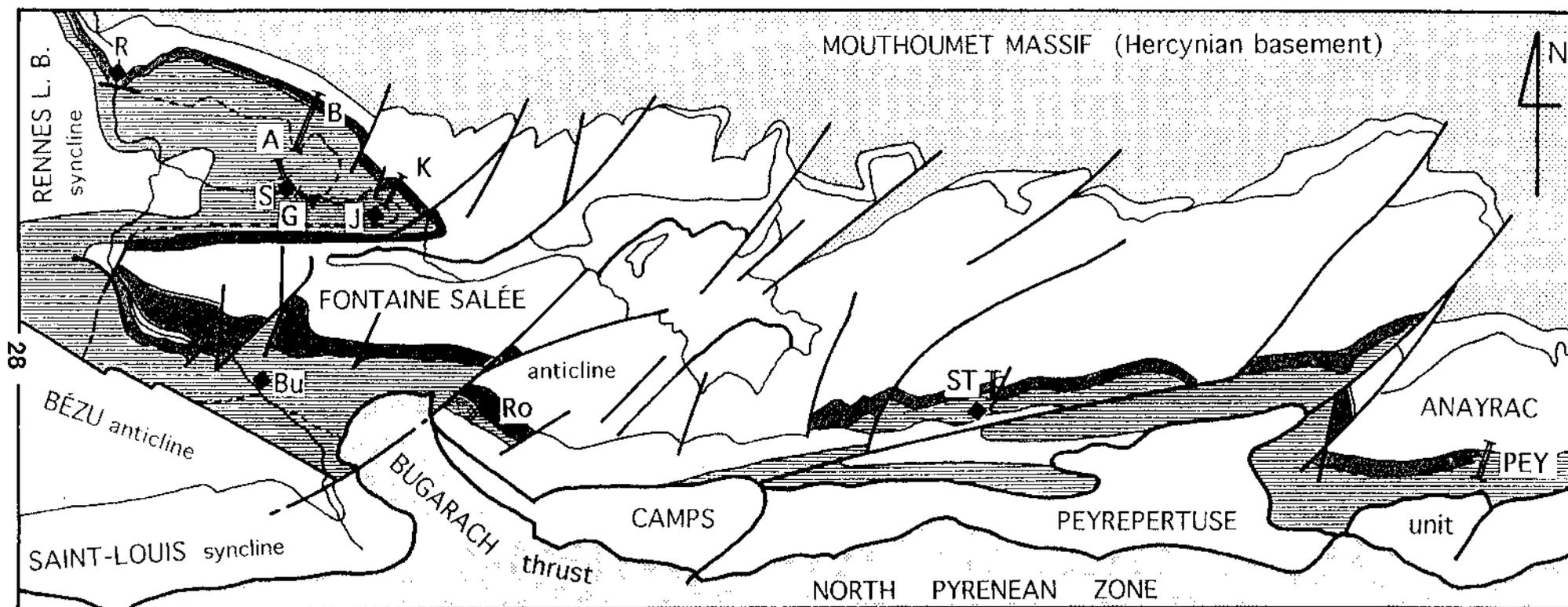
Des ammonites, ont été récoltées dans le membre inférieur (*Mammites* sp., *Jeanrogericeras S. revelieranum* (COURT.), *Pseudaspidoceras salmuriense* COURT.) et dans les Calcaires de Montplaisir (*Romaniceras deverianum* D'ORB., ...), qui permettent pour ces 2 entités une attribution au Turonien inférieur pro-parte et Turonien moyen.

De nombreux oursins sont connus dans les 2 premiers membres de la formation, alors qu'un important niveau de condensation à brachiopodes (*Orbirhynchia cuvieri* (D'ORB.)), s'observe localement à la base du membre inférieur [BILOTTE et CALANDRA, 1980; BILOTTE, 1985; GODET, CLAVEL et BILOTTE, 1988]

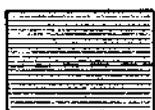
### *Milieux de dépôt*

Dans la formation de Saint-Louis les dépôts de plate-forme ouverte sont dominants; ils sont essentiellement terrigènes et fins dans les membres inférieur et supérieur, ce dernier étant malgré tout plus carbonaté. Seul le membre médian est nettement calcaire; on y suit le remplacement rapide de faciès bioconstruits et bioclastiques de plate-forme moyenne, par des faciès micritiques à microfaunes planctoniques et faunes nectoniques de plate-forme externe. Quelques horizons slumpés indiquent la proximité d'une pente, mais la zone du talus de resédimentation n'est pas atteinte. Le moteur de ces déstabilisations est tectonique.

Fig. 16: Extension des Calcaires de Montferrand sur le massif de Mouthoumet (Kennedy, Bilotte & Melchior, 1995).



0 2 km



Montagne des Cornes and Marnes bleues de Sougraigne  
Marnes à *Micraster* and Marno-calcaires à *Gauthiericeras*

Calcaire de Montferrand

undifferentiated Mesozoic

SANTONIAN  
to  
CONIACIAN

A la diversité turonienne succède, pendant l'intervalle Coniacien-Santonien pro-parte, une longue période marquée par une plus grande homogénéité des dépôts en partie liée à la disparition du découpage tripartite de l'aire de sédimentation. Celle-ci n'étant plus morcellée, les changements de lithologie ne se manifestent qu'au niveau de la plate-forme marginale septentrionale, sensible aux variations du niveau marin (Calcaires de Montferrand, Marno-calcaires à *Gauthiericeras*, Marnes à *Micraster*, Calcaires du Petit Lac), alors que la plate-forme ouverte méridionale reste uniformément soumise à la sédimentation finement terrigène des Marnes à Bugarach.

### La Formation Calcaires de Montferrand [JACOB, 1938]

La limite entre les Grès de la Sals (Membre de la Viallasse) et les Calcaires de Montferrand est surtout nette dans les zones internes de la plate-forme. Les Calcaires de Montferrand s'observent dans l'enveloppe des plis les plus septentrionaux (synclinal de Rennes-les-Bains, anticlinal de la Fontaine Salée, flanc nord du synclinal de Bugarach - Soulatgé) (fig. 16). Ils ne s'expriment pas sur l'anticlinal du Bézu et dans le synclinal de Saint-Louis où ils sont remplacés par un équivalent chronologique marneux relevant des Marnes de Bugarach.

#### *Lithologies*

Les Calcaires de Montferrand ont une épaisseur qui n'excède pas la douzaine de mètres. De teinte ocre, ils sont stratifiés en bancs décimétriques à métriques limités par des surfaces d'arrêt de sédimentation et des joints secs. De la base au sommet de la formation l'énergie des dépôts est globalement décroissante comme en témoigne l'évolution texturale allant des grainstones aux mudstones [BILOTTE, 1985].

#### *Contenus biologiques et attributions chronologiques*

Les faunes caractéristiques des Calcaires de Montferrand sont essentiellement des ammonites, recoltées à la partie supérieure de la formation (fig. 17). Les faunes les plus caractéristiques sont *Forresteria* (H.) sp. et *Peroniceras* (P.) *subtricarinatum* (D'ORBIGNY), qui permettent une attribution au Coniacien inférieur (zone à *Forresteria petrocoriensis*) et moyen (zone à *Peroniceras tridorsatum*) (fig. 18) [KENNEDY et al., 1995].

D'un point de vue micropaléontologique, les Calcaires de Montferrand sont caractérisés par l'association *Pseudocyclammia sphaeroidea* GENDROT - *Nonion* sp. (fig. 9) [BILOTTE, 1985; 1993].

#### *Milieux de dépôts*

Après les épandages terrigènes de la fin du Turonien, qui conduisent pratiquement à l'emersion la plate-forme du massif de Mouthoumet, les Calcaires de Montferrand signent le retour progressif du domaine marin et son approfondissement continue. Cette évolution se réalise sur une topographie simple de type rampe.

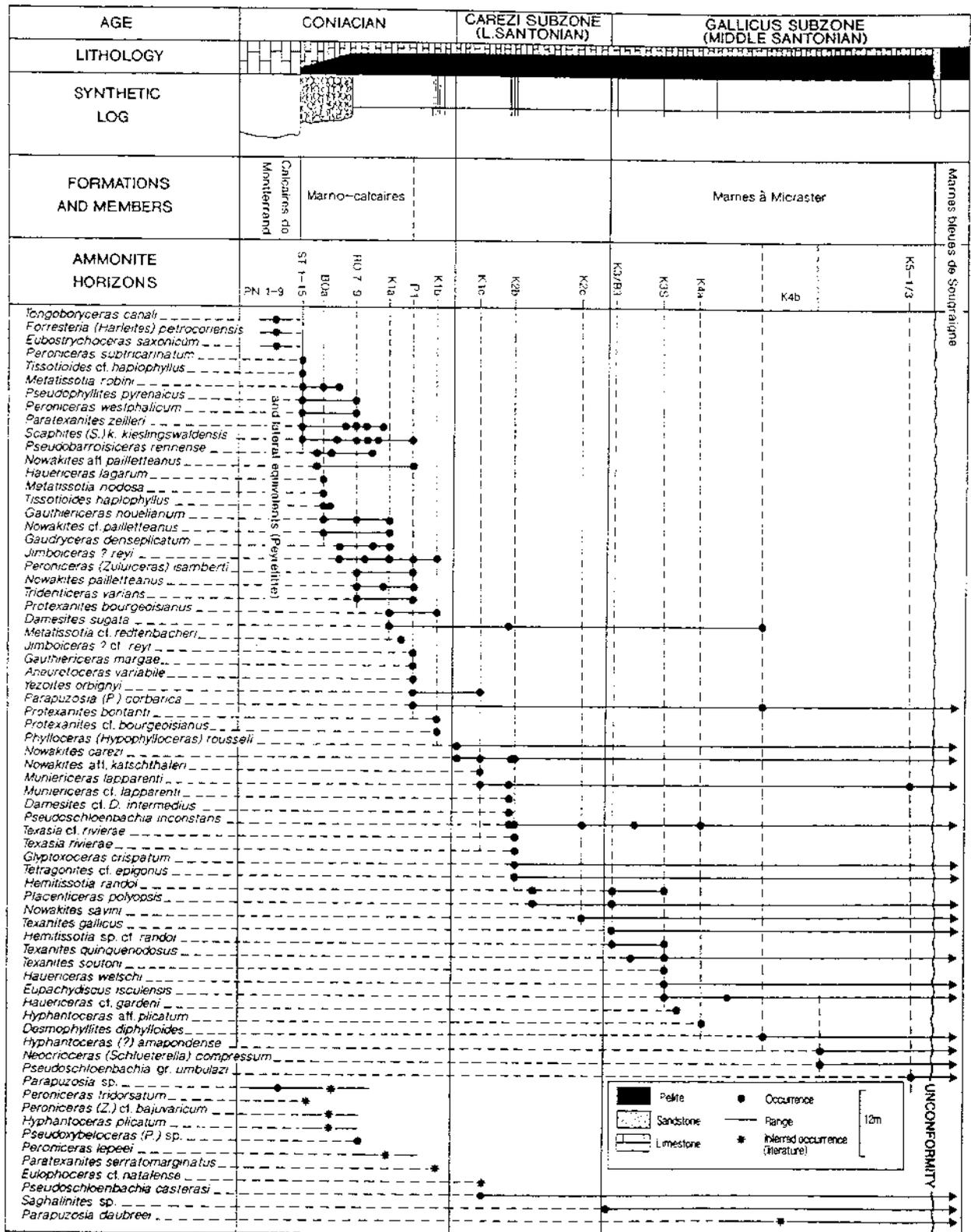


Fig.17: Stratigraphie et distribution des ammonites dans le Coniacien - Santonien moyen pro-parte des Corbières (Kennedy, Bilotte & Melchior, 1995).

STAGE		STANDARD ZONATION	CORBIÈRES AREA			
SANTONIAN	UPPER	POLYOPSIS <i>PARAPLANUM</i>	POLYOPSIS	<i>PARAPLANUM</i>		UPPER
	LOWER			<i>GALLICUS</i>		
CONIACIAN	UPPER	<i>SERRATOMARGINATUS</i>	POLYOPSIS	<i>SERRATOMARGINATUS</i>		LOWER
		<i>MARGAE</i>		<i>MARGAE</i>		
	MIDDLE	<i>TRIDORSATUM</i>		<i>TRIDORSATUM</i>		MIDDLE
				LOWER	<i>PETROCORIENSIS</i>	
TURONIAN						

Fig. 18: Corrélations entre la zonation standard du Coniacien - Santonien et les subdivisions établies dans les Corbières (Kennedy, Bilotte & Melchior, 1995).

## La Formation Marnes de Bugarach [BILOTTE, 1985]

Dans les aires septentrionales de la plate-forme de Mouthoumet, la formation Marnes de Bugarach peut être subdivisée en plusieurs membres, de bas en haut, les Marno-calcaires à *Gauthiericeras*, les Marnes à *Micraster*, les Calcaires du Petit Lac. Dans les aires méridionales, un faciès marneux homogène caractérise la formation.

### *Lithologies*

#### **Les Marno-calcaires à *Gauthiericeras*.**

Ils sont génétiquement liés aux Calcaires de Montferrand avec lesquels ils partagent la même extension géographique (fig. 16); ils poursuivent leur évolution transgressive. Les Marno-calcaires à *Gauthiericeras* correspondent à une succession de marno-calcaires - marnes (24m environ) de teinte ocre, dans laquelle le terme marneux prend progressivement de plus en plus d'importance.

#### **Les Marnes à *Micraster*.**

Elles sont génétiquement liées aux Marno-calcaires à *Gauthiericeras*. Leur épaisseur maximale peut être estimée à 80m. Elles s'enrichissent en silts et micas à leur partie supérieure.

#### **Les Calcaires du Petit Lac.**

Cette unité calcaire, peu épaisse (6m environ) se localise strictement sur le flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains. Elle correspond à des calcaires blancs en bancs décimétriques au sein desquels s'observent ponctuellement une recurrence de faciès marneux (aspect des Marnes à *Micraster*). Ces calcaires sont bioclastiques, de type grainstone à floatstone; localement ils renferment des Rudistes isolés voire de petites constructions.

#### **Les Marnes de Bugarach.**

Il s'agit de la désignation du faciès homogène qui remplace progressivement, en direction du sud, les membres différenciés ci-avant. Dans le synclinal de Saint-Louis, ces marnes reposent directement sur les calcaires cénomaniens des Escudiés, en l'absence de toute formation turonienne. Leur épaisseur est estimée à une centaine de mètres.

### *Attributions stratigraphiques*

Elles se fondent sur les ammonites (fig. 17 et 18) et les foraminifères planctoniques (fig. 19) pour les séries marnées, sur les rudistes (fig. 20) pour les Calcaires du Petit Lac. Elles permettent respectivement les attributions suivantes:

Zones à *Peroniceras tridorsatum* et *Gauthiericeras margae* du Coniacien moyen à supérieur *pro-parte minima*, pour le membre des Marno-calcaires à *Gauthiericeras*.

Zone à *Paratexanites serratomarginatus* et sous-zones à *Nowakites carezi* et *Texanites gallicus* du Coniacien supérieur *pro parte maxima* et Santonien inférieur - moyen *pro-parte* pour le membre des Marnes à *Micraster*.

Biozones à *Dicarinella concavata* et *D. asymetrica* du Coniacien - Santonien, fondées sur les extensions des taxons *D. paraconcavata* PORTHAULT, *Sigalia deflaensis* (SIGAL), *Stensioina exculpta* (REUSS).

Coenozone du Petit Lac à *Hippurites (H.) socialis* var. *irregularis* (TOUCAS), *Hippuritella* cf. *toucasii* (D'ORB.), *Pseudovaccinites chaperi* (DOUV.).



## Environnements de dépôts

L'augmentation de bathymétrie initiée lors du dépôt des Calcaires de Montferrand se poursuit avec les Marno-calcaires à *Gauthiericeras* et vraisemblablement le début des Marnes à *Micraster*. L'essentiel de cette unité se dépose sous une tranche d'eau conséquente et ce n'est qu'à sa partie supérieure que s'enregistrent, d'abord modestement par des arrivées terrigènes fines, puis de façon sensible avec les Calcaires du Petit-Lac, les influences littorales et la diminution de la bathymétrie. Cette évolution se réalise toujours sur une topographie de type rampe.

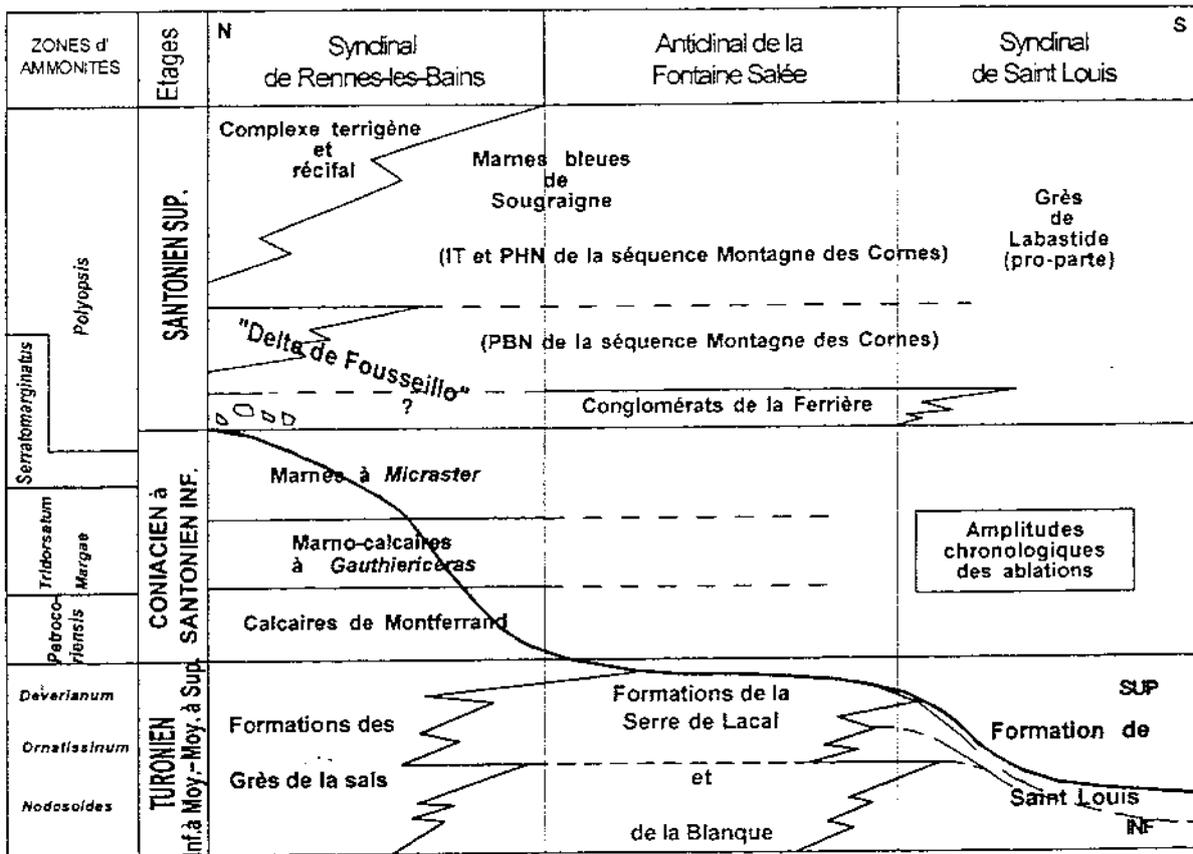


Fig. 21: Faciès et extension des corps sédimentaires de la séquence de la Montagnes des Cornes; nature de son substratum et amplitude chronologique des ablations.

Cette période est marquée par un changement important de la morphologie de la plate-forme de Mouthoumet en liaison avec une activité tectonique qui réactive les structures hercyniennes. Au comportement essentiellement unitaire de la plate-forme qui a prévalu depuis le Cénomaniens, fait place un comportement différentiel des blocs oriental et occidental (fig. 3), ce qui se traduit par la mise en place de systèmes sédimentaires différents.

## SUR LE BLOC OCCIDENTAL

Trois unités lithologiques majeures regroupent les différents aspects de la sédimentation sur le bloc occidental du Massif de Mouthoumet; elles sont connues sous les appellations: Grès de Labastide, Marnes Bleues de Sougraigne et série terrigène de la Montagne des Cornes.

### La Formation Grès de Labastide [JACOB, 1938]

Cette terminologie est globalement mal adaptée à la réalité lithologique. Quoiqu'il en soit, la caractéristique principale de cette formation est l'abondance des phénomènes de resédimentation, en particulier dans les termes inférieur où les grès sont relativement abondants; dans les 4/5 de son épaisseur, les marnes bleues sont dominantes sous un faciès comparable à celui des Marnes Bleues de Sougraigne. Dans toute la zone étudiée, les Grès de Labastide ne succèdent jamais normalement aux Marnes à *Micraster*; généralement ils ravinement ce substratum immédiat, mais peuvent reposer sur des termes plus anciens et atteindre le toit des différentes formation du Turonien (fig. 21).

### *Lithologies*

Les faciès de resédimentation sont très fréquents; dans un ordre de granulométrie décroissante on peut énumérer [KOEISS, 1998]:

- Faciès conglomératiques: ce sont, soit des poudingues, soit des brèches à matrice gréseuse grossière à fine et ciment carbonaté. Les éléments sont très hétérométriques (millimétrique à plurimétriques) et polygéniques (calcaires, grès, marnes, quartz, lydiennes, ...). Ces faciès conglomératiques sont inorganisés ou organisés; leur base est généralement érosive; ils constituent des empilements métriques à pluridécamétriques.

- Faciès silicoclastiques: ils couvrent une large gamme granulométrique allant des silts aux grès grossiers; dans les grès les éléments sont à plus de 90% quartzeux et justifient un rattachement aux quartzarénites. Les fragments de matière organique végétale peuvent être abondants. La phase de liaison, très réduite, est carbonatée et souvent ferrugineuse, d'où des teintes ocrées. Quand elles ne sont pas détruites par une intense bioturbation (ichnofaciès à Thalassinoïdes), des figures sédimentaires sont visibles: laminations planes parallèles, rides asymétriques unidirectionnelles, HCS, galets mous;

Les faciès silicoclastiques s'observent dans des unités lithologiques d'épaisseur (centimétrique à plurimétrique) et d'extension (ponctuelle à locale) très variables.

-Faciès marneux: on peut les différencier en 2 classes:

Marnes à olistolites, à blocs et à slumps: le matériel resédimenté est de nature très variable et d'origine extrabassinale à bassinale: quartz laiteux et lydiennes du Paléozoïque, Calcaires de Monferrand, Marno-calcaires à *Gauthiericeras*, marnes à *Micraster*, ...

Marnes bleues: ce sont des marnes silteuses et micacées au sein desquelles s'observent des niveaux de grès fins à moyens, micacés, généralement riches en matière organique végétale et en pistes et traces. Les nodules marneux à structure concentrique, diversement colorés par les oxydes ferriques, sont fréquents.

### *Contenus biologiques et attributions stratigraphiques*

Peu d'éléments de datation directs ont été livrés par les Grès de Labastide; l'essentiel des faunes recueillies sont resédimentées et proviennent des unités lithologiques sous-jacentes. Le matériel le plus récent cité à ce jour (*Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ [BILOTTE, 1985], *Goniot euthis* sp., *Belemnitella praecursor* STOLLEY [CHRISTENSEN et al., 1990]), indique un âge Santonien supérieur à Campanien pro-parte.

### *Milieus de dépôt*

Les différentes lithologies rencontrées au sein des Grès de Labastide témoignent de milieux de dépôts complexes et variés. Les faciès de resédimentation sont associés à des topographies induites ou accentuées par une tectonique synsédimentaire (failles, bordure de talus) qui génèrent une remobilisation des sédiments antérieurs ou pénécemporains dans des mécanismes de type debris-flow, mud-flow, courants de turbidité. Des faciès siliciclastiques et marneux sont associés à ces mêmes mécanismes; d'autres relèvent d'un système deltaïque (grès de front de delta, marnes bleus prodeltaïques).

## La Formation Montagne des Cornes

[ROLLAND DU ROQUAN, 1841; BILOTTE, 1985]

La Formation ou série de la Montagne des Cornes se développe sur le flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains. Elle atteint une puissance de 130m environ; trois types dominants de lithologie s'y reconnaissent: des calcaires bioconstruits à rudistes, des terrigènes siliciclastiques, des marnes bleues (fig. 22, 23).

### *Lithologies*

- Les calcaires à rudistes. Deux niveaux construits principaux ont été historiquement reconnus [DOUVILLÉ, 1893; DE GROSSOUVRE, 1901; TOUCAS, 1903].

L'inférieur correspond au niveau du Vieux Cimetière de Sougraigne. Les rudistes y sont abondants, mais les associations ne dépassent pas le stade bafflestone.

Le supérieur correspond au célèbre site de la Montagne des Cornes [PICOT DE LAPEYROUSE, 1781]. Il occupe une superficie d'environ 3km<sup>2</sup> au sommet des reliefs de la Montagne des Cornes, des Croutets et de Brenz (fig. 22, 23).

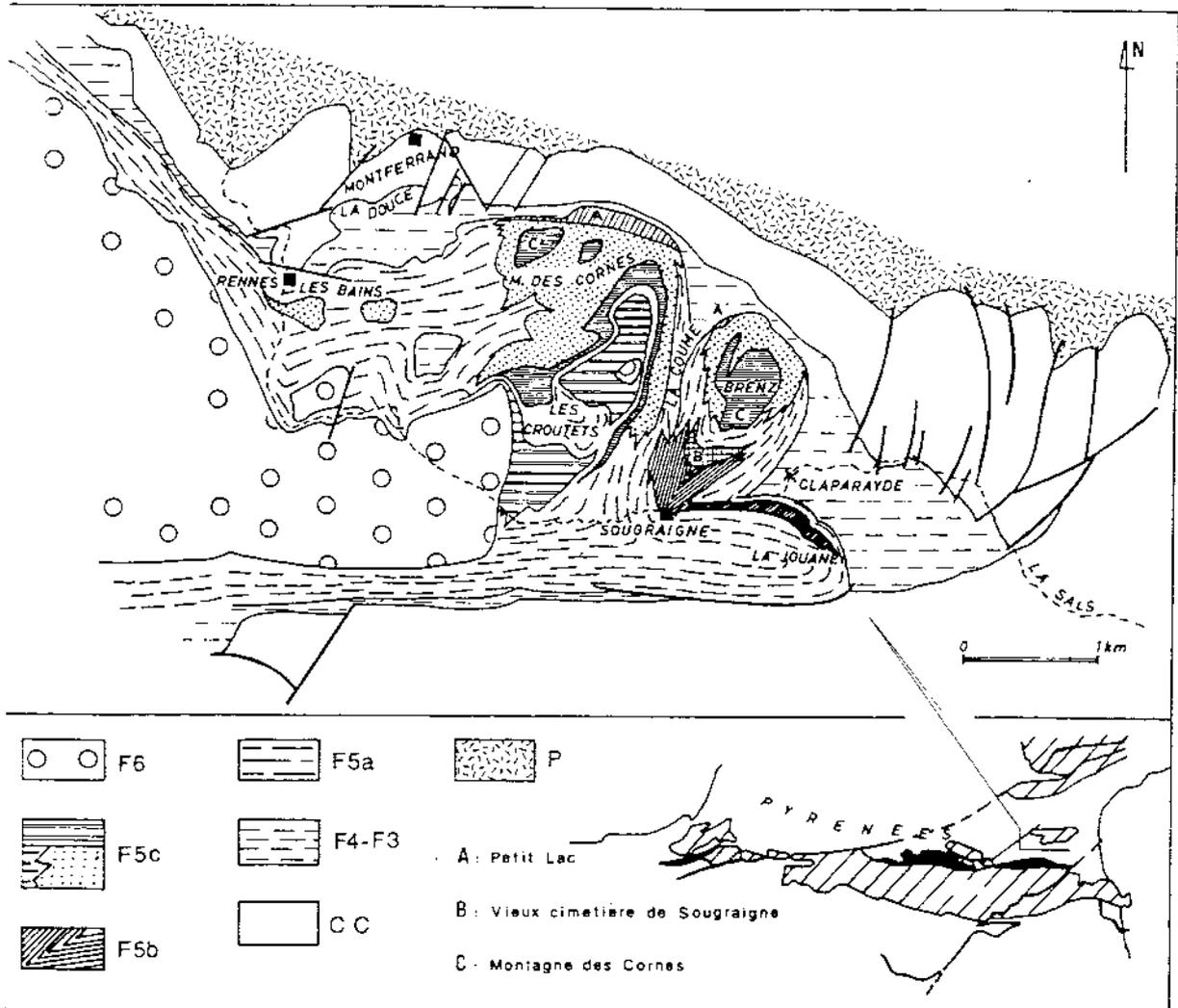


Fig. 22: Le Sénonien du synclinal de Rennes-les-Bains : F6 : Grès d'Alet ; F5c : série terrigène de la Montagne des Cornes ; F5b : calcaires à *Lima* ; F5a : Marnes bleues de Sougraigne ; F4-F3 : Marnes à *Micraster* et marno-calcaires à *Gauthiericeras* ; C.C. : Cénomaniens à Coniacien inférieur indifférenciés.

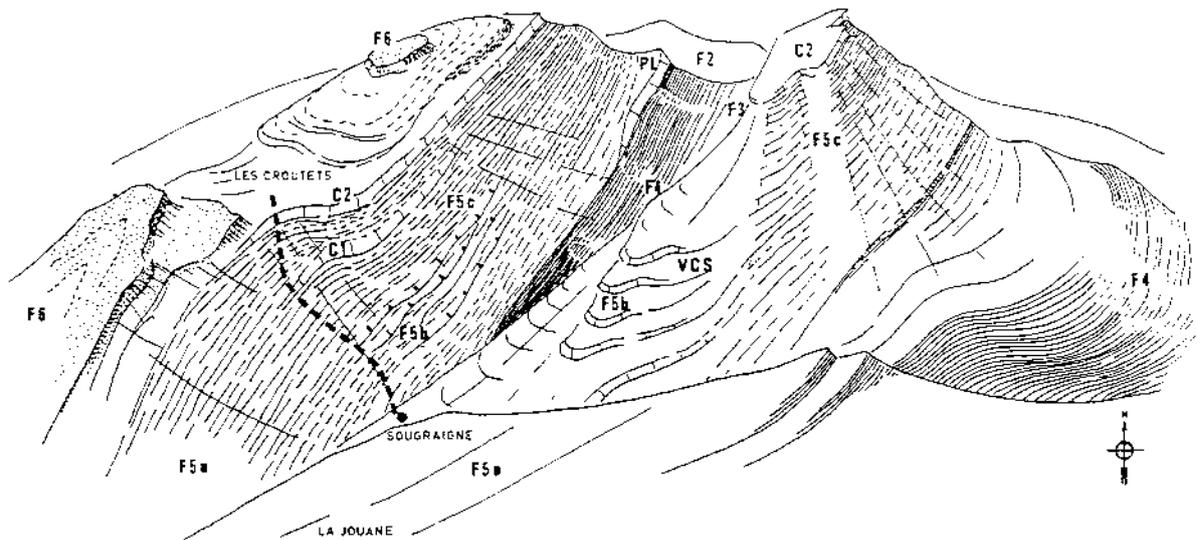


Fig. 23: Le site de Sougraigne  
 F2 : Calcaires de Montferrand ; F3 : marno-calcaires ; F4 : marnes à *Micraster* ; F5a : marnes bleues de Sougraigne ; F5b : calcaires à *Lima* ; F5c : complexe terrigène ; F6 : Grès d'Alet ; PL : Petit Lac ; VCS : Vieux cimetière de Sougraigne ; C1 : niveau de la Coume ; C2 : niveau de la Montagne des Cornes

Sur ces 2 dernières collines le niveau à rudistes est épais d'environ 4 à 5m et son aspect est monolithique. Au lieu-dit Montagne des Cornes, la construction est plus épaisse (12m environ) et montre le passage du corps construit massif à une zone d'indentation composée de 3 bancs séparés par des intervalles marno-silteux, puis, à une zone de démantèlement (fig. 24).

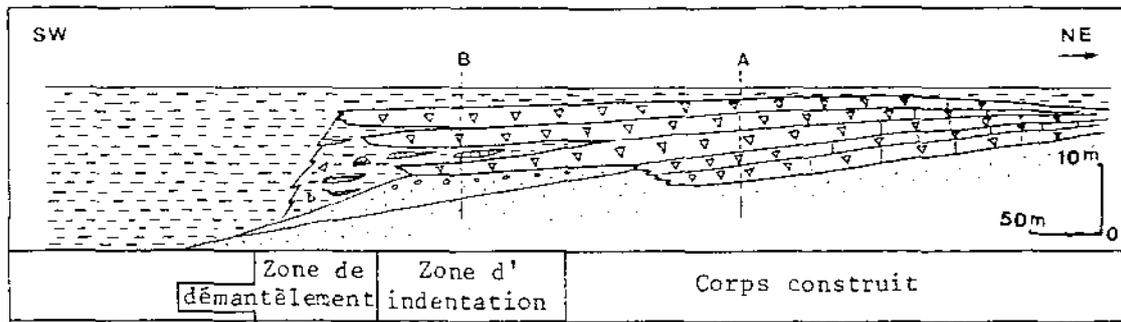


Fig. 24: Organisation des dépôts dans la construction de la Montagne des Cornes

Entre le niveau du Vieux Cimetière de Sougraigne et celui de la Montagne des Cornes s'observent, dans de mauvaises conditions, de petits niveaux construits de faible extension géographique.

- Les terrigènes siliciclastiques. Ils composent dans le détail un ensemble très hétérogène, épais d'une centaine de mètres. Des corps sédimentaires d'extension et de lithologie variables s'y superposent et s'y remplacent, souvent de façon rapide. On y reconnaît: des poudingues quartzeux chenalisés et érosifs sur leur substratum de Marnes à *Micraster*; des grès de granulométrie variable, des calcaires gréseux à silteux, des silts et des marnes micacées; l'organisation de ces faciès et leurs associations est visible à Sougraigne, le long du classique itinéraire de "Sougraigne aux Crotets" où s'observe l'empilement de 4 séquences, pluridécamétriques à décamétriques, grano. et strato-croissantes de comblement (fig. 25).

- Les Marnes bleues. Elles constituent les termes les plus fins dans les 4 séquences de comblement précédemment citées. Leur faciès est celui des Marnes bleues de Sougraigne.

#### *Attributions stratigraphiques*

Elles sont founies par de nombreux marqueurs: aux faunes de références que sont les ammonites [KENNEDY et al., 1995] (fig.25) on peut ajouter, des belemnites [CHRISTENSEN et al., 1990; 1993], les rudistes (fig. 20) et les foraminifères [BILOTTE, 1985].

La Formation de la Montagne des Cornes est parfaitement calée sur la zone à *Placenticeras polyopsis*, sous-zones à *Texanites gallicus* (partie supérieure) et sous-zone à *Placenticeras paraplanum* du Santonien "moyen" - supérieur régional (= Santonien "supérieur" de la zonation standard) (fig. 18).

Deux coenozones de rudistes sont aussi identifiées qui correspondent à la coenozone du Vieux Cimetière de Sougraigne et à la coenozone de la Montagne des Cornes (fig. 20).

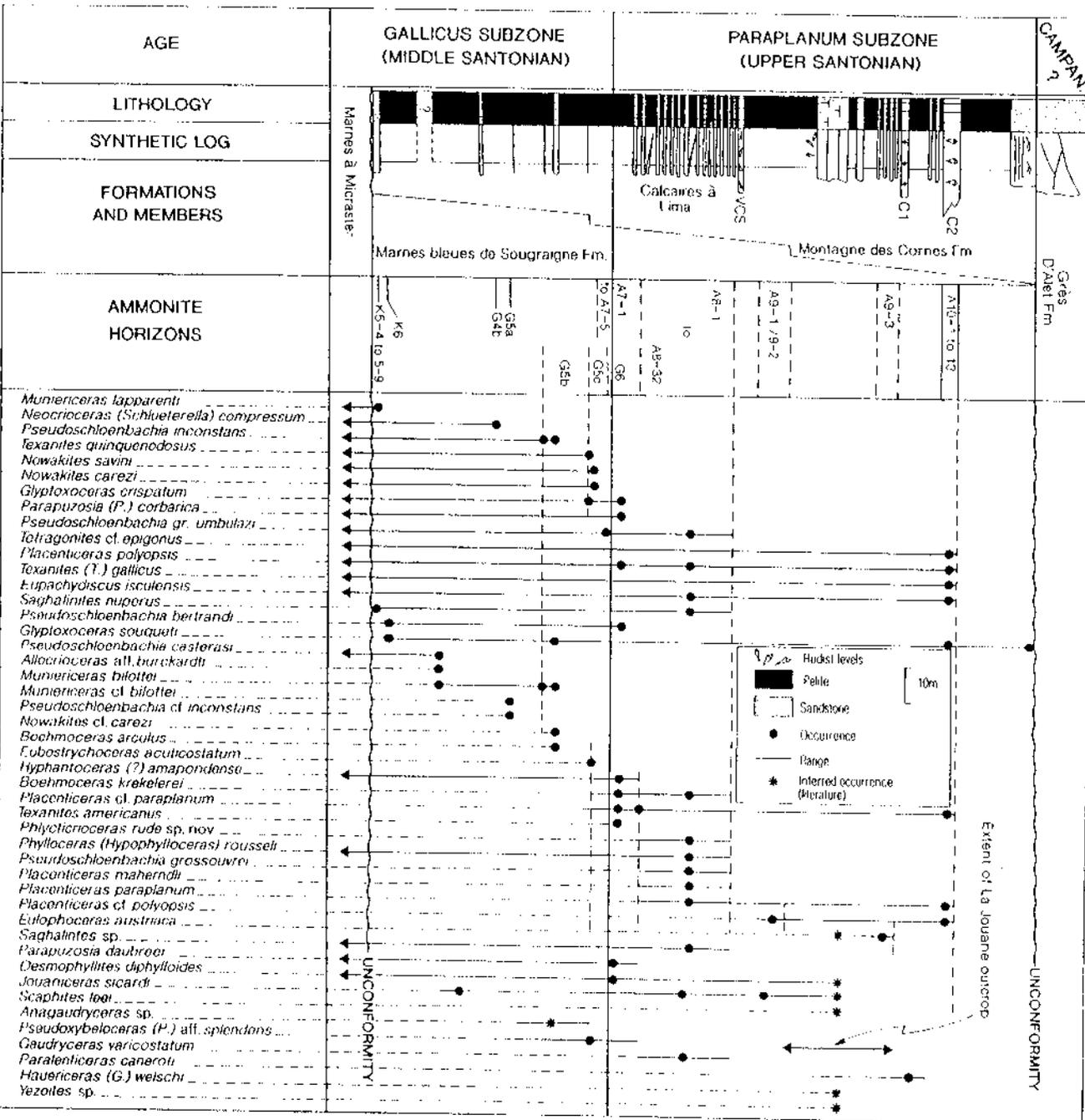


Fig.25: Stratigraphie et répartition des ammonites dans le Santonien moyen - supérieur des Corbières (Kennedy, Bilotte & Melchior, 1995).

L'organisation des séquences au sein de la série de la Montagne des Cornes est typiquement celle d'un système deltaïque sous-marin dans la zone d'indentation entre les dépôts terrigènes grossiers du front de delta et ceux plus fins du pro-delta (fig. 26 A). Dans ce système régressif progradant, les corps construits carbonatés apparaissent au dessus des limites de séquences de 4ème ordre, en liaison avec de brefs épisodes transgressifs qui bloquent momentanément l'arrivée des terrigènes (fig. 26 B).

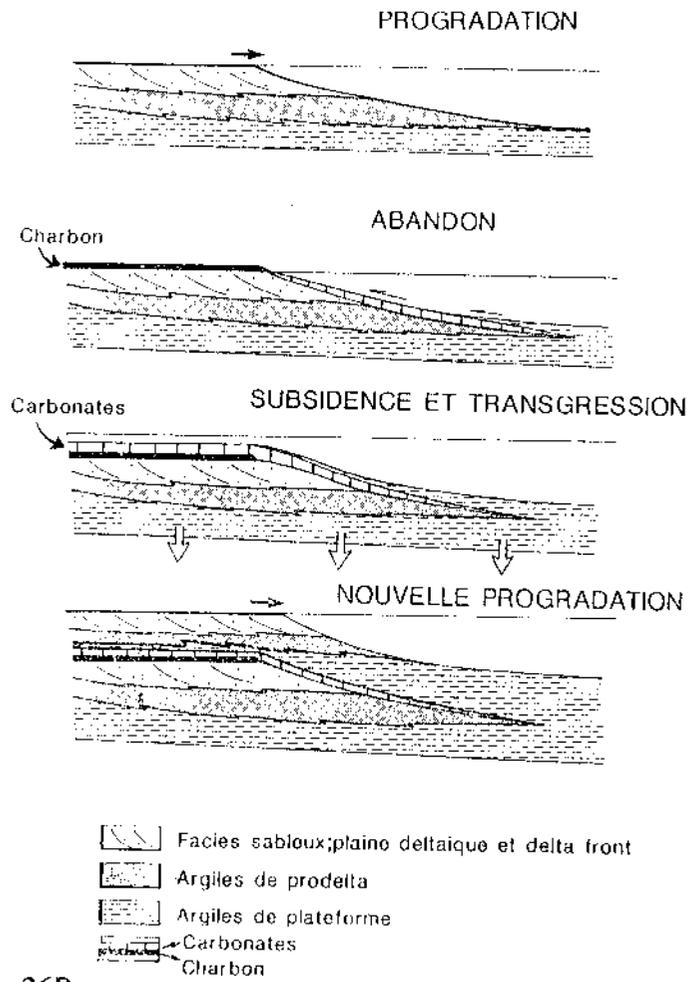


Fig. 26B -- Superposition de séquences deltaïques séparées par des niveaux transgressifs, au gré des cycles de progradation et d'abandon sur une plate-forme subsidente.

(Allen & Mercier, 1987)

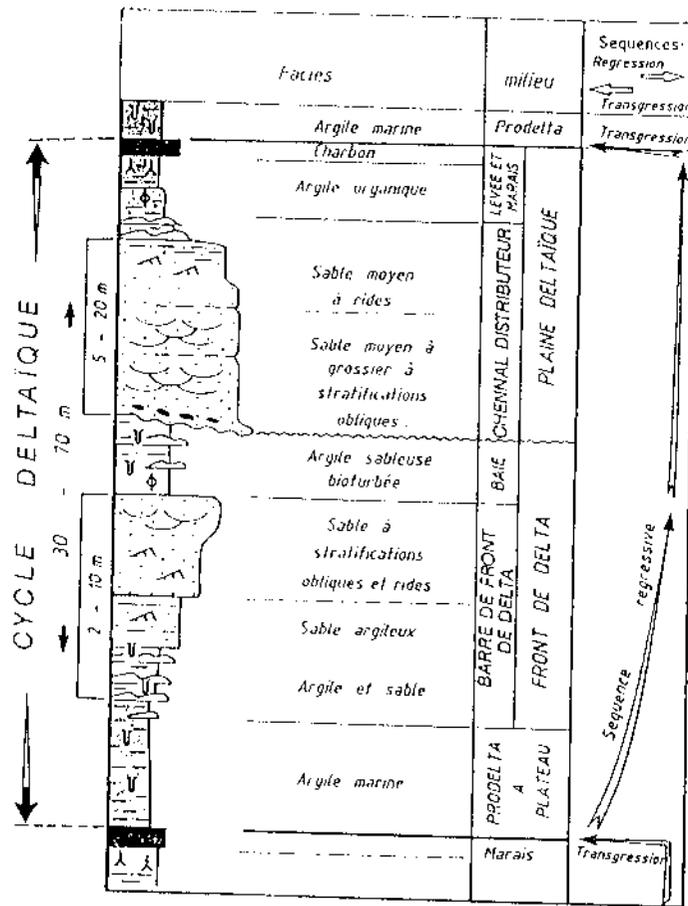


Fig. 26A -- Coupe sédimentologique théorique dans une séquence deltaïque.

(Allen & Mercier, 1987)

## La Formation Marnes bleues de Sougraigne [TOUCAS, 1879]

Les Marnes bleues de Sougraigne sont un équivalent latéral de la formation de la Montagne des Cornes, et l'on peut suivre l'intrication des faciès dans la localité type.

### *Lithologie*

La formation, à plus de 90 % marneuse, à une épaisseur maximale voisine de 250m. Les marnes, gris bleuté, sont toujours micacées, parfois silteuses et elles admettent, dans leur masse, des intercalations de grès fins. A leur sommet, sur quelques mètres, les bancs de grès deviennent de plus en plus épais et massifs.

### *Attributions stratigraphiques*

A l'exclusion des faunes benthiques (rudistes et grands foraminifères), les Marnes de Sougraigne renferment la même faune d'ammonites, de belemnites et de foraminifères planctoniques que la série de la Montagne des Cornes.

Elle relève donc des mêmes zones d'ammonites du Santonien "supérieur". Par comparaison avec les Western Interior (USA), des âges numériques peuvent être appliqués à deux niveaux des Marnes bleues de Sougraigne [KENNEDY et al., 1995]:

Le niveau G5b (fig. 25) sous la faune à *Boehmoceras* peut, par analogie avec le Santonien du Mississippi [KENNEDY et COBBAN, 1991], supporter un âge de  $84,09 \pm 0,4$  Ma.

La faune à *Scaphites leei* REESIDE, forme II de COBBAN, abondante à la Jouane (fig. 25), est une espèce de la zone à *Desmoceras bassleri* datée à  $83,91 \pm 0,4$  Ma.

### *Milieux de dépôts*

Dans le système deltaïque progradant de la Montagne des Cornes, les marnes bleues de Sougraigne occupent la position des dépôts du pro-delta (fig. 26 A, 27).

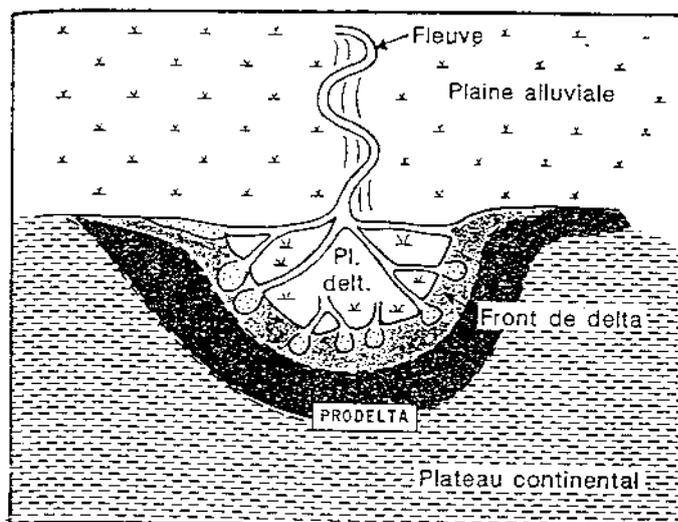


Fig. 27 — Principales composantes morphologiques et sédimentaires communes à tous les deltas.

(G.P. Allen & F. Mercier 1987)

## SUR LE BLOC ORIENTAL

Les témoins conservés de la sédimentation sénonienne s'y observent dans le synclinal de Soulatgé, prolongement oriental de celui de Bugarach (fig. 3) et au front des Ecailles sous-pyrénéennes de Camps - Peyrepertuse (fig. 3, CA et P).

Dans le synclinal de Soulatgé, les dépôts du Santonien "supérieur" sont exclusivement terrigènes et attribués à un faciès proximal des Grès de Labastide.

Au front des Ecailles de Camps - Peyrepertuse, le Santonien "supérieur" est représenté par 2 nouvelles unités lithologiques, les Calcaires de Peyrepertuse et les Marnes du Pla de Sagnes (fig. 29).

### La Formation Grès de Labastide [JACOB, 1938]

Elle érode partout son substratum de Marnes à *Micraster* et repose sur celui-ci suivant une discordance angulaire voisine de 20° (flanc nord du synclinal de Soulatgé). Les Grès de Labastide sont l'unité la plus récente conservée dans l'axe du synclinal de Soulatgé, ce qui, du fait des érosions ultérieures ne permet pas d'appréhender son épaisseur réelle.

#### *Lithologie*

3 faciès dominent la sédimentation:

- faciès conglomératiques: poudingues et / ou brèches à matrice gréseuse et ciment carbonaté. Les éléments peuvent atteindre des dimensions pluridécimétriques; ils sont polygéniques - calcaires, grès, quartz, lydiennes, ...- et chronologiquement différents - Paléozoïque et Mésozoïque, avec fréquence des clastes albo-cénomaniens);

- faciès silicoclastiques: ce sont des grès de granulométrie variable, fins à grossiers, à dragées de quartz centimétriques à décimétriques, rubéfiés ou blancs, fréquemment ligniteux. Ils se présentent aussi bien en lits centimétriques qu'en bancs décimétriques à métriques; leurs bases sont généralement bioturbées et les figures de charge nombreuses; les figures directionnelles (flutecasts) relevées dans le synclinal de Soulatgé indiquent toutes des sens de transport allant de l'est vers l'ouest.

- faciès marneux: les marnes sont toujours micacées et faiblement détritiques; elles incluent généralement des dragées centimétriques à décimétriques de quartz, de quartzites et de lydiennes. De très nombreux nodules argileux, colorés concentriquement par les oxydes de fer parsèment toujours ce faciès.

#### *Attributions stratigraphiques*

Les datations des Grès de Labastide sont toujours indirectes et fondées sur des faunes resédimentées, dont la plupart apparaissent dans le Santonien "supérieur", et dont certaines persistent dans le Campanien; c'est le cas en particulier de *H. (H.)* gr. *crassicosatus* - *heberti* et *Belleminocamax* ex. gr. *grossouvrei*, alors que *Hippurites (Batolites) organisans* n'est à ce jour connu que du Santonien supérieur et, que son seul gisement validé est celui de la Montagne des Cornes.

## Milieux de dépôts

Les faciès des Grès de Labastide s'organisent, dans le synclinal de Soulatgé, en séquences granodécroissantes de type chenal. En s'appuyant sur l'extension cartographique des dépôts on peut admettre que l'extension transversale de la zone de divagation des chenaux est au moins kilométrique; les sens d'écoulement, de l'E vers l'W, imposent une zone d'alimentation orientale ou nord-orientale, compte-tenu du matériel resédimenté.

### La Formation de Peyrepertuse [BILOTTE, 1985]

Transportée tectoniquement sur le synclinal de Soulatgé (fig.28), dont on a longtemps cru qu'elle en occupait l'axe, la formation de Peyrepertuse est composée de 3 unités lithologiques (fig. 29). L'unité inférieure, ou **Membre de la Gardiole**, est marneuse et correspond à des dépôts de plate-forme ouverte d'âge Coniacien - Santonien pro-parte ?; l'unité médiane ou **Membre des Calcaires de Peyrepertuse** est décollée sur les Marnes de la Gardiole; l'unité supérieure ou **Membre des Marnes du Pla de Sagnes** est marneuse et génétiquement liée aux calcaires sous-jacents. Seules ces deux dernières entités relèvent du Santonien "supérieur".

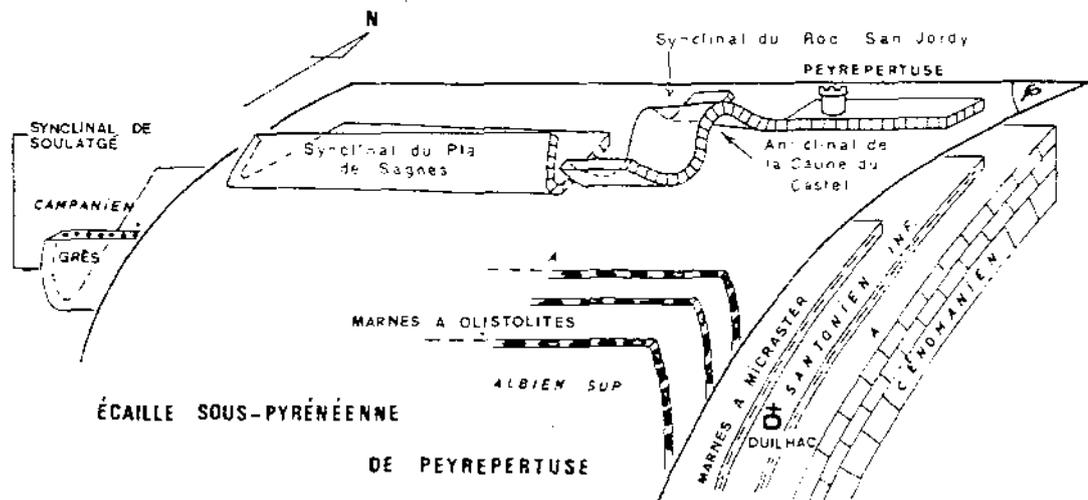


Fig. 28: Tectonogramme du chevauchement de Peyrepertuse (Bilotte, 1980, 1985)

## Lithologies

### Les Calcaires de Peyrepertuse

Ils forment une épaisse série (50m) de calcaires bioclastiques (fig. 29), riches en fragments de rudistes. Deux séquences majeures sont visibles; elles sont composées, de bas en haut, de l'empilement de bancs décimétriques où les débris dépassent rarement la texture grainstone, et de bancs massifs plurimétriques riches en gros débris de rudistes et organismes entiers (texture floatstone à bafflestone, fig. 10). Des phénomènes de resédimentation et l'arrivée d'un matériel terrigène extrabassinal (galets de quartz, de quartzites, de lydienes, de taille pluricentimétrique à décimétrique) se voient au toit de la série. Cette observation s'accorde avec l'évolution régressive et globalement progradante des Calcaires de Peyrepertuse.

Des équivalents latéraux des Calcaires de Peyrepertuse s'observent, à l'ouest, au méridien de Camps-sur-Agly où ils constituent les Rocs de Camps, d'En-Benoit et de Sarrus; les témoins les plus orientaux se situent dans la plaine de Tuchan au lieu-dit Penjat.

### Les Marnes du Pla de Sagnes

Cette série de marnes blanches dont on ne connaît que la partie inférieure, admet, dans ses premiers mètres, quelques niveaux grésio-conglomératiques avant de devenir, en apparence, essentiellement marseuse mais toujours riche d'une fine fraction gréseuse (fig. 29). Elle renferme peu de macrofossiles mais les foraminifères planctoniques y sont, dès la base, présents.

Des équivalents latéraux des Marnes du Pla de Sagnes s'observent, à l'ouest, au toit du Roc de Sarrus, à l'est, au Penjat, toujours associés aux Calcaires de Peyrepertuse.

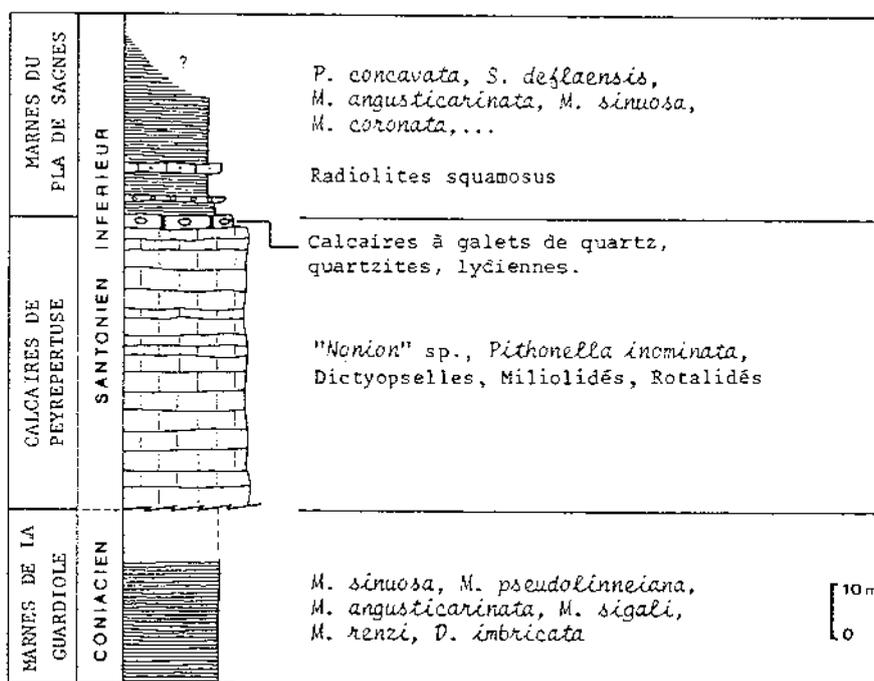


Fig. 29: Le Sénonien inférieur du Chaînon de Peyrepertuse: Formation de Peyrepertuse (Bilotte, 1985)

### Attributions stratigraphiques

Elles reposent essentiellement sur la microfaune planctonique des Marnes du Pla de Sagnes (fig. 29), où l'association *Dicarinella concavata* - *Sigalia deflaensis* permet une attribution au Santonien "moyen-supérieur".

### Milieus de dépôts

Les Calcaires de Peyrepertuse sont strictement les témoins d'un système bioconstruit progradant; ils sont, à leur partie supérieure, atteints par des apports terrigènes littoraux. Au dessus, les Marnes du Pla de Sagnes marquent le rétablissement d'une sédimentation marine de plate-forme ouverte.

## LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR CONTINENTAL

Le passage marin - continental sur la plate-forme du massif de Mouthoumet semble se situer au voisinage de la limite Santonien - Campanien, en particulier dans le synclinal de Rennes-les-Bains où il existe les marqueurs paléontologiques d'un Santonien très élevé et où, à l'inverse, il n'existe aucun indice de Campanien marin.

Les dépôts continentaux de la fin du Crétacé, autour de la vallée de l' Aude, s'organisent en une trilogie lithologique (fig. 30) comparable à celle qui se développe, à la même période, de la Provence au Bas - Languedoc et qui est à l'origine des étages continentaux du Fuvélien, Bégudien et Rognacien.

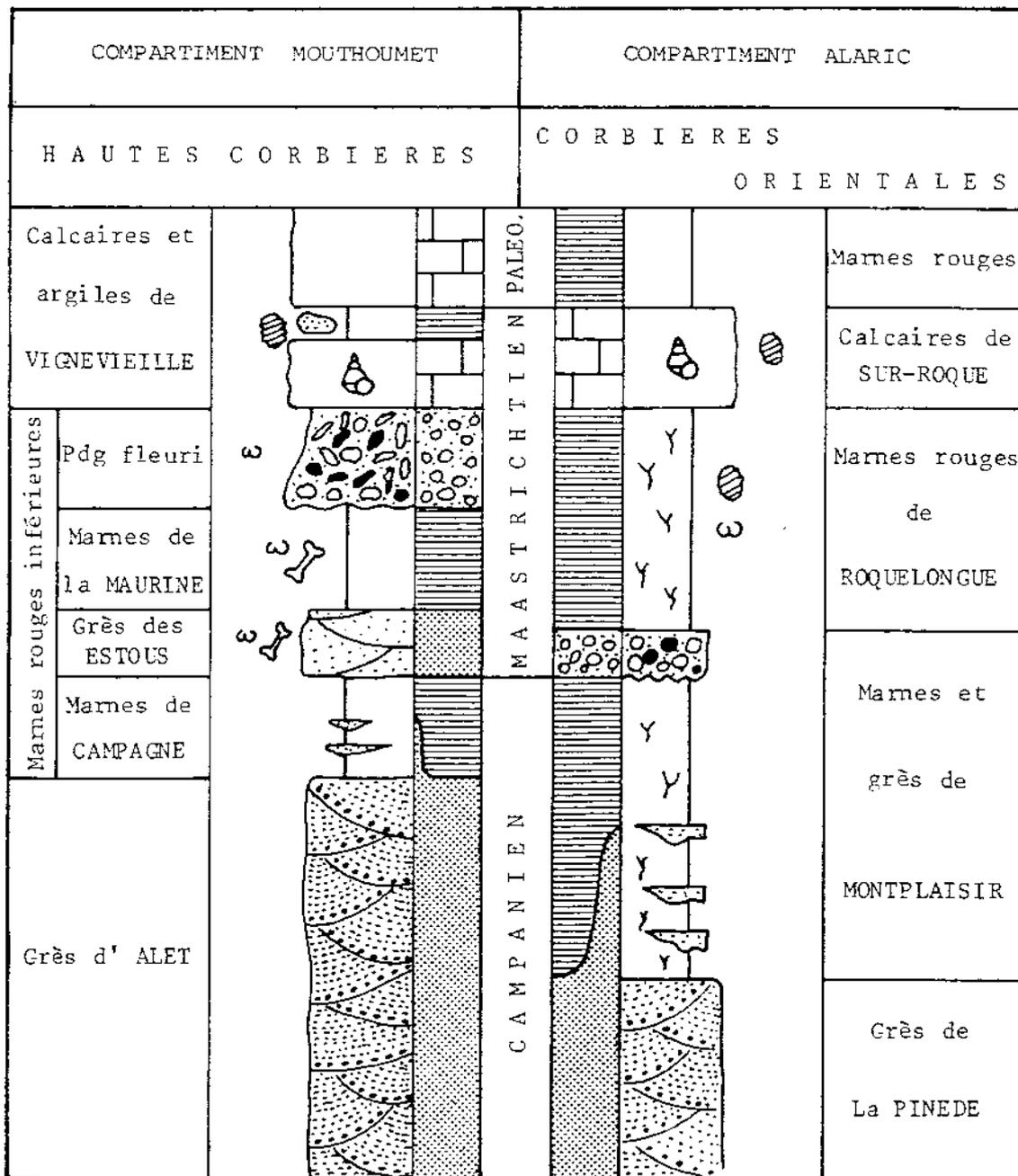


Fig. 30: Les séries sédimentaires du Campanien - Maastrichtien des Corbières (Bilotte & Duranthon, 1986)

Zones Nannofossiles	Zones Palynoplancologiques	Age probable (par Nannofossiles)
F	23	Eocène inf.-Paléocène
E		Paléocène
D	22.B	Maastrichtien
C	22.A	
B	21	Zone de passage
A	20.B	Campanien
	20.A	

Fig. 31:

Zonation palynologique de la S.N.E.A. (P  
in R. RICATEAU et J. VILLEMIN, 1973)

Les faciès continentaux du Campanien et du Maastrichtien qui se développent sur le Massif de Mouthoumet, autour de la vallée de l'Aude, ont été regroupés dans 3 formations caractérisées par une lithologie dominante.

Ce sont, de la base au sommet (fig. 30):

- la Formation Grès d'Alet;
- la Formation des Marnes rouges inférieures;
- la Formation Calcaires et argiles de Vigneveille.

### La Formation Grès d'Alet [D' ARCHIAC, 1859]

C' est une épaisse série terrigène qui s'étend depuis la branche d'Alet (localité type), au nord, jusqu'à celle de la Fontaine Salée au Sud. Son épaisseur décroît du N vers le S, passant d'environ 100m dans la région d'Alet, à 50m dans celle de Rennes-les-Bains.

#### *Lithologies*

Le matériel constitutif des Grès d'Alet est presque uniquement silicoclastique; ce n'est que ponctuellement que s'observent des galets carbonatés (Albières) ou schisteux (Alet). Le matériel siliceux, quartz et plus rarement lydienes, ne dépasse pas 10 cm de diamètre. Les granulométries les plus courantes vont du galet au grès fin; des marnes silteuses à finement gréseuses, parfois argileuses, mais toujours riche en matière organique végétale sont localement conservées.

Dans le synclinal de Couiza (fig. 3, CO), le Grès d'Alet se superpose au Paléozoïque de la branche d'Alet sauf à la terminaison SE du synclinal où il ravine un unique témoin de Crétacé supérieur marin (la Vétouze). Les structures sédimentaires sont nombreuses; les plus spectaculaires s' observent, dans des corps chenalisés d'amplitude décamétrique, sous la forme de stratifications entrecroisées de grande échelle.

Dans le synclinal de Rennes-les-Bains, les Grès d'Alet succèdent en apparente continuité aux formations Montagne des Cornes et Marnes bleues de Sougraigne. Les granulométries sont, dans leur ensemble moins grossières que dans les affleurements plus septentrionaux. A la base de la formation des alternances de lits millimétriques d'argiles sombres riches en matière organique et de grès fins évoquent des structures tidales. Dans la masse, les structures chenalisées et les stratifications entrecroisées de grande échelle sont toujours fréquentes mais associées à des corps tabulaires. Des niveaux de galets mous soulignent fréquemment la base des structures érosives.

L'ensemble des structures sédimentaires observées en différents affleurements des Grès d'Alet (structures en auges, stratifications obliques), indiquent toutes un sens dominant des transports du NE vers le SW.

### *Attributions stratigraphiques*

A ce jour il n'existe aucune datation directe des Grès d'Alet. Leur attribution au Campanien *sl* repose sur des critères de position, au dessus de séries marines datées du Santonien terminal, et sous une formation continentale apparemment encore campanienne à sa base.

### *Milieux de dépôts*

Dans le synclinal de Rennes-les-Bains, la base des Grès d'Alet paraît encore soumise à quelques influences tidales. Dans sa masse, la formation est surtout remarquable par l'amplitude des stratifications entrecroisées de grande échelle et les séquences granodécroissantes de chenaux qui, liées à l'absence de faune marine, témoignent d'un milieu de dépôt fluviatile.

### La Formation des Marnes rouges inférieures [JACOB, 1938]

A la suite des travaux de BILOTTE [1978] et BILOTTE et al. [1983], 4 membres on été distingués (fig. 30).

#### *Lithologies*

Ce sont de bas en haut:

##### **Les Marnes rouges de Campagne.**

Elles sont directement superposées aux Grès d'Alet et constituées de marnes sableuses de teinte ocre à rouge, marmorisées, parsemées de corps conglomératiques ou gréseux chenalisés. Leur épaisseur voisine 25 à 30 m.

##### **Les Grès des Estous.**

Epais d' environ 10 m, ils correspondent à un amalgame complexe de chenaux gréseux généralement anastomosés mais parfois encore séparés par niveaux marneux rubéfiés et marmorisés.

##### **Les Marnes rouges de la Maurine.**

Elles atteignent 20 à 30 m d'épaisseur et elles admettent des corps gréseux chenalisés; les marmorisations sont très intenses et soulignées par de fréquentes concrétions pédogénétiques calcaires qui témoignent de l'existence de nombreux paléosols.

##### **Le Poudingue fleuri.**

C'est un conglomérat polygénique (5 à 15 m d'épaisseur) à éléments carbonatés de nature variable. La matrice peut être grésocarbonatée, le ciment calcaire. Associés à ces galets lithiques, le Poudingue fleuri renferme fréquemment des oncolithes de cyanophycées.

Sa base, souvent érosive, montre des figures directionnelles et des imbrications de galets qui donnent des sens de transport de l'E-NE vers l'W-SW.

### *Attributions stratigraphiques*

Les éléments de datation dans la formation des Marnes rouges inférieures, proviennent des différents membres.

Les Marnes rouges de Campagne ont livré une association palynologique campanienne (zone 20 b de la SNEA, fig. 31) composée de *Araucariacites* sp., *Gleicheniidites* sp., *Leptolepidites* aff. *parosus*, *Spiriferites ramosus*, *Gonyaulacista* sp. D. 1157, *Odontochitina* sp., *Trilete cingulé* sp. 467 [LEGOUX, 1979 in Bilotte 1985].

Les Grès des Estous renferment quelques fragments de coquilles d'oeufs de Dinosaures et des débris osseux.

Les Marnes rouges de la Maurine sont riches en oeufs de dinosaures [CAILLAUD, 1968] et en ossements de sauropodes, titanosauridés (*Ampelosaurus atacis* LE LOEUFF), théropodes et ornithopodes [BUFFETAUT et al., 1989; LE LOEUFF, 1995].

Cette faune de dinosaures est réputée dater le Maastrichtien.

### *Milieus de dépôts*

La formation des Marnes rouges inférieures est dans son intégralité continentale comme en témoignent les restes organiques (pollens et vertébrés) qu' elle renferme. L'organisation des dépôts y est typique des environnements fluviatiles. Les faciès gréseux de grande extension géographique marquent le développement des corps chenalisés dans des systèmes de réseaux en tresse. Les faciès de marnes rouges marmorisées correspondent à des dépôts de plaine d'inondation à nappe d'eau fluctuante (paléosols hydromorphes de type pseudo-gley). Ce régime fluvial, qui débute avec l'épandage des Grès d' Alet, s'inscrit dans deux cycles majeurs: l'inférieur associe la formation Grès d'Alet et le membre Marnes rouges de Campagne; le supérieur, le Grès des Estous et les Marnes rouges de la Maurine.

Le Poudingue fleuri est le premier terme d'une nouvelle séquence fluvio-lacustre qui se poursuit avec la sédimentation des Calcaires et argiles de Vigneveille. Il précède parfois directement cette nouvelle formation, et peut localement être interprété comme un dépôt de delta lacustre. Le Poudingue fleuri marque une reprise de l'activité érosive et, surtout, un renouvellement des zones d'apport..

### La Formation Calcaires et Argiles de Vigneveille

[BILOTTE, TAMBAREAU et VILLATTE, 1983]

### *Lithologies*

Trois membres s'y distinguent [BESSIERE et al., 1980; BILOTTE et al., 1983] qui sont, de bas en haut (fig. 30):

#### **Les Calcaires inférieurs de Vigneveille.**

Ce sont des calcaires blancs, compacts, d'épaisseur variable (1,5 à 5 m), pouvant admettre des intercalations de niveaux plus marneux.

#### **Les Argiles de Vigneveille.**

Ces argilites rouges sont d'épaisseur très variable (de 0,40 cm, dans le synclinal de Couiza, au lieu-dit Le Perilhou, à 20 m à Vigneveille, le long du ruisseau des Candeliers [BESSIERE et al., 1980]); elles peuvent admettre localement des corps gréseux lenticulaires.

#### **Les Calcaires supérieurs de Vigneveille.**

Ces nouveaux calcaires ont une épaisseur décamétrique; ils sont souvent marmorisés et d'aspect plus noduleux.

### Attributions stratigraphiques

Les attributions stratigraphiques dans la Formation des Calcaires et argiles de Vigneville reposent sur la valeur attribuée à différents groupes d'organismes: les pontes de dinosauriens, les mollusques, les charophytes et, dans une moindre mesure, les ostracodes (fig. 32).

Seules les 2 unités lithologiques inférieures, à savoir les Calcaires inférieures et les Argiles de Vigneville, renferment des restes organiques. Ce sont, des pontes de Dinosaures, des gastéropodes tels, *Bauxia disjuncta* MATH., *B. bulimoides* MATH., *Rognacia abbreviata* (MATH.) des charophytes, dont *Septorella ultima* GRAMBAST qui permettent une attribution au Maastrichtien supérieur = Rognacien provençal.

L'unité des Calcaires supérieurs n'a encore livré aucun élément de datation.

DANO-MONTIEN	<i>D. pyrenaicum</i>	<i>P. aff. belgica</i> <i>F. tumiensis cf. ludi</i>	<i>D. bacillaris</i> <i>S. edda</i> <i>M. michelina</i>	DINOSAURIENS
ROGNACIEN	<i>B. disjuncta</i> <i>B. bulimoides</i>	<i>P. krsticæ</i> <i>F. tumiensis ferreri</i>	<i>S. ultima</i> <i>S. brachycera</i>	
BEGUDIEN				
FUVELIEN	<i>U. biveri</i> <i>U. galloprovincialis</i>		<i>P. baylensis</i> <i>S. plantaurelensis</i> <i>M. benaixensis</i> <i>M. olmesensis</i> <i>L. parvulum</i>	
VALDONNIEN				

Fig. 32: Essai de zonation des séries continentales du Campanien-Maastrichtien et du Dano-Montien des Pyrénées (Bilotte et al., 1983; Bilotte, 1985).

### Milieux de dépôts

Tant par leur contenu paléontologique que par leur nature lithologique, les faciès calcaires de la Formation de Vigneville caractérisent des dépôts lacustres à palustres; les faciès argiles rouges sont à rapprocher des limons fluviaux.

## SÉQUENCES DE DÉPÔT

L'organisation spatio-temporelle des dépôts du Crétacé supérieur marin, sur le massif de Mouthoumet, est directement contrôlé par des variations de l'espace disponible à la sédimentation. Ces variations ont des origines diverses, la subsidence, la tectonique, l'eustatisme, le flux sédimentaire, qu'il n'est pas toujours aisé d'identifier compte-tenu de leur caractère souvent combinatoire.

Les tendances évolutives, transgressives, régressives, ..., qui s'inscrivent dans l'enregistrement sédimentaire sont séparées (ou pas), par des surfaces de discontinuités dont certaines ont valeur de limites de séquences.

Nous ne rentrerons pas ici dans le détail de la composition des séquences identifiées, détail qui sera, pour certaines d'entre-elles, abordé sur le terrain. Nous nous limiterons donc à une présentation d'ensemble très succincte. De même, nous n'aborderons pas les séquences des dépôts continentaux post-santonien pour lesquels aucune analyse précise n'a encore été entreprise.

## CÉNOMANIEN

### SÉQUENCES DES ESCUDIÉS

La formation paraît s'étendre sur 3 séquences de dépôts.

Les 2 premières se localisent sur la bordure méridionale de la plate-forme de Mouthoumet: coupe type du Col des Escudiés sur le flanc sud de l'anticlinal du Bézu.

La 3ème couvre plus largement l'aire de sédimentation et ne s'exprime sur la marge septentrionale du domaine marin (flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains) que par son intervalle transgressif (IT) et son prisme de haut-niveau (PHN). Cette disposition rend bien compte des modalités spatio-temporelles de la transgression cénomaniennne (fig. 33)

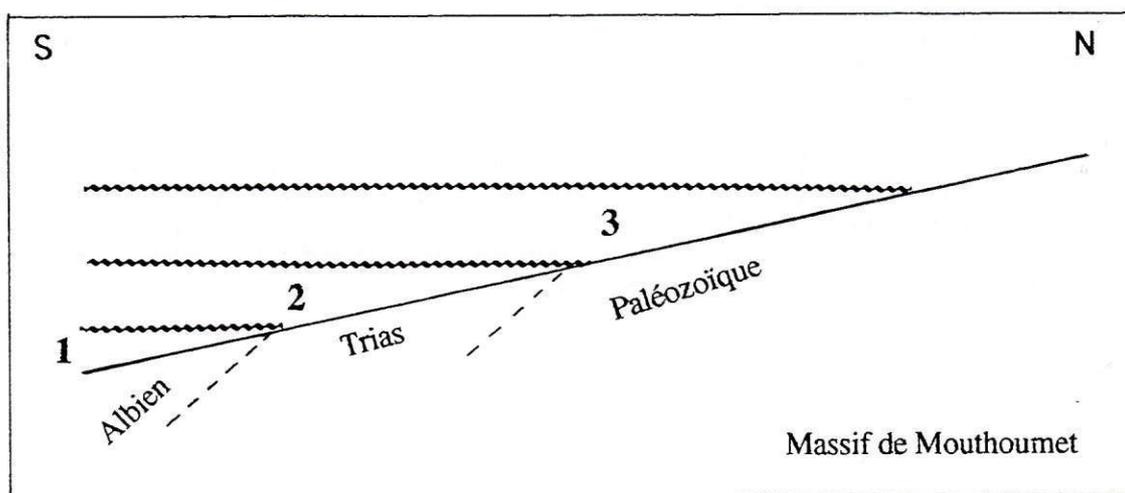


Fig. 33: Représentation schématique des cycles transgressifs du Cénomaniennne.

### SÉQUENCE DE LA FONTAINE SALÉE

Une tectonique distensive, avec affaissement et / ou basculement de blocs suivi d'érosions, précède les nets changements lithologiques dans lesquels s'incrit la 4ème séquence de dépôt du Cénomaniennne sommital (fig. 34).

Elle n'est représentée sur la bordure distale de la plate-forme (col des Escudiés), que par son prisme de bordure de plate-forme (PBP), constitué de calcaires bioconstruits à coelentérés qui fossilisent la surface d'érosion du toit du calcaire des Escudiés sous-jacent.

Le maximum transgressif du Cénomaniennne sommital s'accompagne de l'inondation généralisée de la plate-forme (IT à faciès **Marnes de la Fontaine Salée**) suivi, dans le PHN, d'un comblement progressif qui se déduit, en particulier sur la bordure nord-orientale du domaine marin, de la progradation des **calcaires bioconstruits de Fourtou** et, hors du domaine bioconstruit, de l'arrivée d'apports terrigènes dans la partie supérieure des **Marnes de la Fontaine Salée**. Le cortège de haut niveau marin n'a pas

de réalité physique sur la marge méridionale de la plate-forme de Mouthoumet où s'observe, au toit du PBP, une surface d'érosion sous-marine.

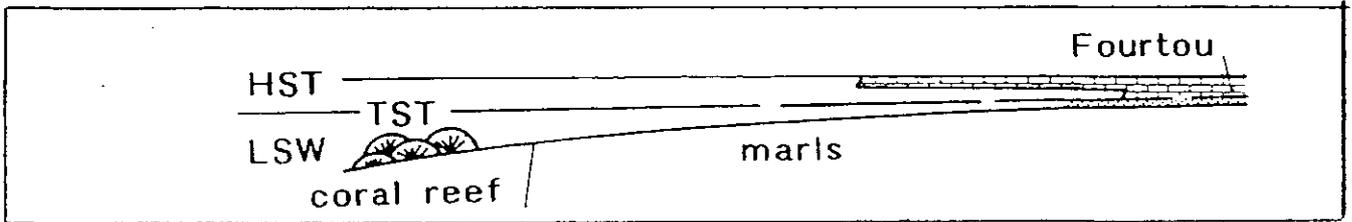
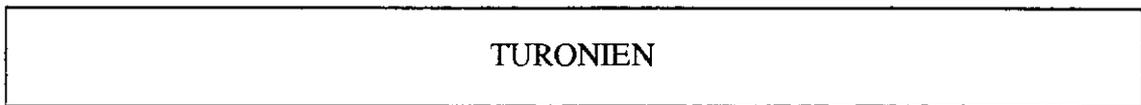


Fig. 34: Organisation des cortèges sédimentaires dans la séquence de la Fontaine Salée.



Trois nouvelles séquences de dépôt sont identifiées au cours du Turonien.

**SÉQUENCE DE LA BLANQUE**  
**SÉQUENCE DE LA SERRE DE LACAL**

Ces 2 premières séquences, séparées par une surface d'érosion sous-marine, ont une composition très voisine car chacune constituées pour partie des formations Grès de la Sals, Serre de Lacal et Marnes de Saint-Louis (fig. 35).

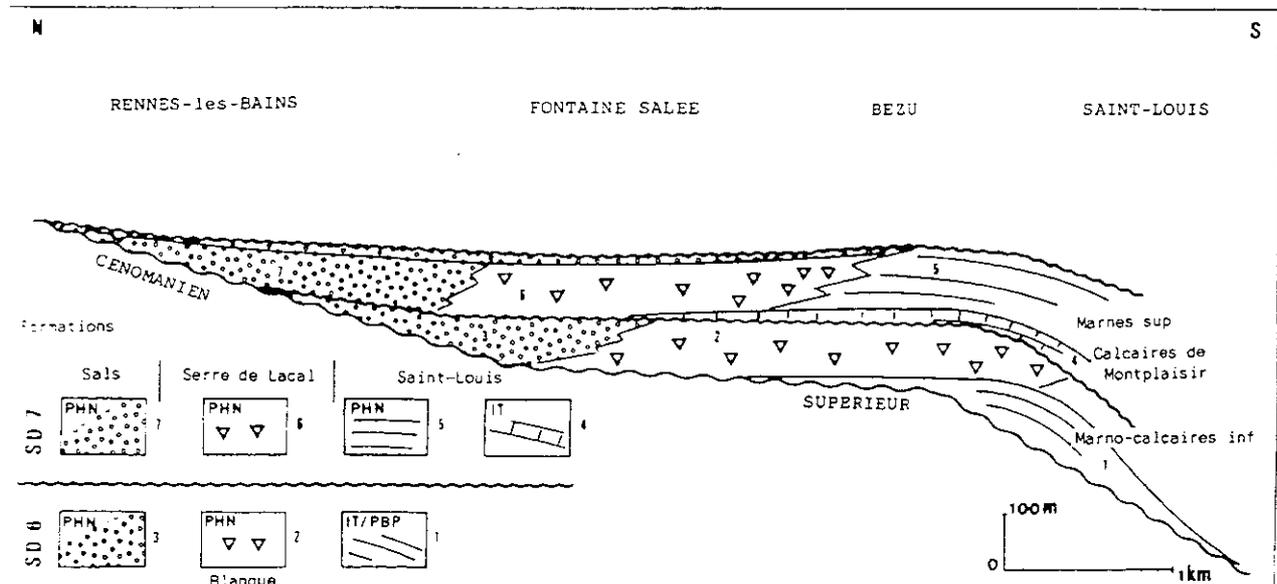


Fig. 35: Les séquences de dépôt du Turonien inférieur-moyen des Hautes-Corbières (séquence de la Blanque = SD6; séquence de la Serre de Lacal = SD7)

## SEQUENCE MOULIN DE L'AGLY

Cette troisième séquence du Turonien est volumétriquement la plus réduite. Elle se compose, dans son prisme de bordure de plate-forme, de faciès terrigènes de la formation des Grès de la Sals et, dans son IT / PHN, des calcaires à faunes de Rudistes de l'Agly; Cette séquence n'est clairement exprimée que sur la bordure méridionale de l'anticlinal de la Fontaine Salée.

### CONIACIEN - SANTONIEN PRO-PARTE

## SÉQUENCE DE BUGARACH

Cette séquence débute au dessus d'une surface d'érosion qui se déduit de l'allure lenticulaire des corps conglomératiques du sommet des Grès de la Sals, dans leur partie proximale. Interprétés comme des remplissages de vallées incisées ils sont surmontés des Calcaires de Montferrand organisés en séquences rétrogradantes grano et strato-décroissantes. Les Calcaires de Montferrand, les Marno-calcaires à *Gauthiericeras* qui leur succède et la base des Marnes à *Micraster*, dont l'évolution en ouverture est nette, sont attribués à l'intervalle transgressif de la séquence. Son PHN englobe la partie supérieure des Marnes à *Micraster*, de plus en plus silteuse et, en position septentrionale et marginale, les calcaires de plate-forme du niveau du Petit Lac (fig. 36).

### SANTONIEN "SUPERIEUR"

## SÉQUENCE DE LA MONTAGNE DES CORNES

Cette séquence n'est représentée que sur le compartiment occidental du massif de Mouthoumet; elle a pour homologue, sur le compartiment oriental, la séquence de Peyreperouse.

Les séquences du Santonien "supérieur" font suite à des événements tectoniques importants qui ont pour conséquence le morcellement du socle du massif de Mouthoumet et un comportement tecto-sédimentaire différent des 2 blocs ainsi individualisés.

La séquence de la Montagne des Cornes a la composition suivante (fig. 36):

Le prisme de bas niveau est limité, sur la plate-forme, par des failles syn-sédimentaires d'orientation N 110° E et N 30°E. Du Nord au Sud, une nette polarité s'observe dans l'organisation des dépôts qui relèvent pro-parte de la formation des Grès de Labastide ; ce sont:

- dans le synclinal de Rennes-les-Bains, d'abord des faciès de resédimentation alimentés par les bordures instables des zones faillées; ces dépôts sont ensuite drapés par un système deltaïque progradant: marnes bleues prodeltaïques puis grès de front de delta;

- à la terminaison périclinale de la Fontaine Salée, les coulées de débris, les coulées boueuses et les avalanches rocheuses, de la base du cortège, cèdent rapidement le pas aux seuls faciès de marnes bleues prodeltaïques;

- dans le synclinal de Saint-Louis, la fréquence des slumps indique la position du talus.

**L' intervalle transgressif** semble représenté, par des grès bioturbés dans les zones marginales (au dessus de Calcaires du Petit Lac), par des marnes bleues dans les zones externes;

**Le Prisme de haut-niveau** associe les marnes bleues de Sougraigne (pro-delta) et la série terrigène et bioconstruite de la Montagne des Cornes (front de delta).

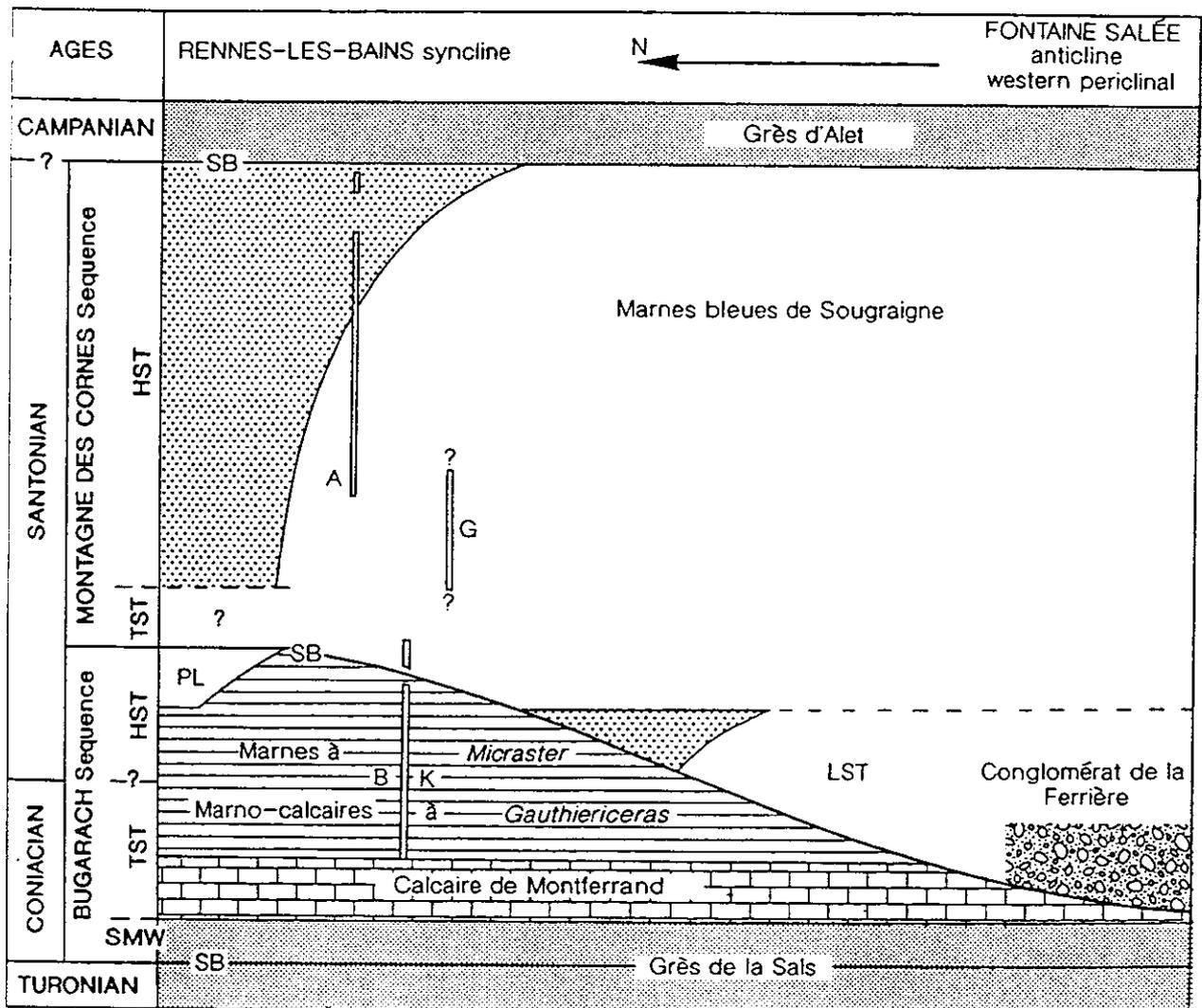


Fig. 36: Séquences de dépôt et cortèges sédimentaires du coniacien-Santonien des Corbières méridionales (Kennedy, Bilotte & Melchior, 1995).

## SÉQUENCE DE PEYREPERTUSE

Homologue de la séquence de la Montagne des Cornes, elle n'est représentée que sur le compartiment oriental du massif de Mouthoumet.

Elle n'est connue que par son cortège de bas-niveau marin et son intervalle transgressif.

**Le cortège de bas-niveau** est représenté par des lithologies différentes:

- les calcaires bioconstruits et bioclastiques de Camps-Peyreperouse qui frangeaient la bordure méridionale du bloc oriental; leur organisation en séquences grano et strato-croissantes s'accorde avec une évolution progradante des systèmes de dépôts;

- des terrigènes conglomératiques qui transitaient sur la plate-forme interne par des réseaux de chenaux sous-marins, érosifs sur leur substratum; les transports s'y effectuent généralement de l'E vers l'W; les dépôts s'y organisent en séquences de comblement (N de Cubières); le matériel terrigène, en fin de comblement, atteint les calcaires bioconstruits et bioclastiques de Camps - Peyreperouse.

**L'intervalle transgressif** est clairement identifié dans les Marnes du Pla de Sagnes qui, au dessus d'une surface de discontinuité (surface de transgression), marquent la remontée du niveau marin concrétisée par des terrigènes fins à microfaunes planctoniques.



### A partir du Santonien supérieur

La remontée du craton Apulien vers le nord bloque le déplacement senestre de l'Ibérie et entraîne, en même temps que sa remontée nord-orientale, l'inversion de son sens de déplacement qui de senestre devient dextre (fig. 38).

Ce changement de cinématique s'accompagne du morcellement de la marge nord-aquitaine orientale. La réactivation d'accidents hercyniens d'orientation N 30°E à N 50°E et N 110°E va commander l'ouverture du sillon sous pyrénéen. Les marques de cette structuration sont inscrites, dès le Santonien supérieur, dans les relations tectonique - sédimentation sur le massif de Mouthoumet.

Dès lors, la polarité atlantique du sillon sous-pyrénéen s'affirme en même temps que débute son comblement diachrone, d'E en W, par progradation des systèmes sédimentaires qui deviendront continentaux, ici, dès le Campanien.(fig. 39).

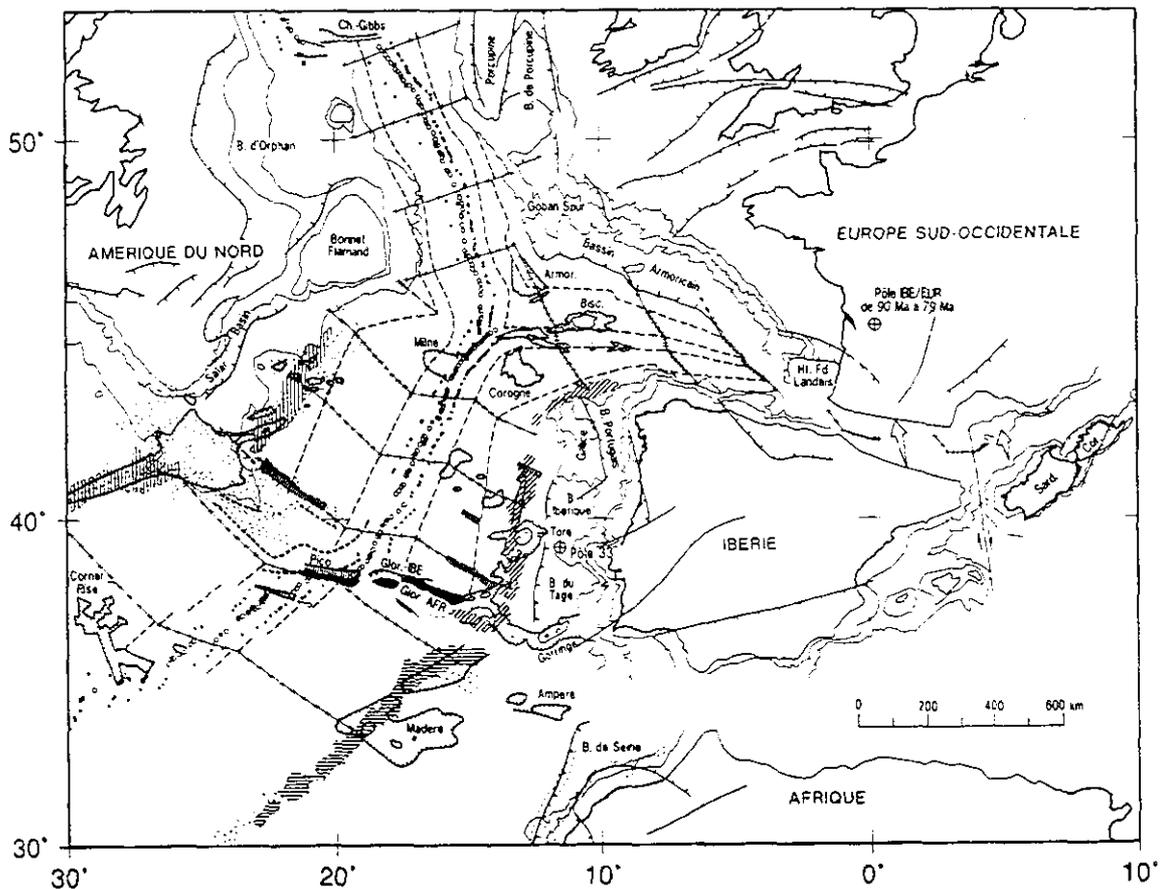
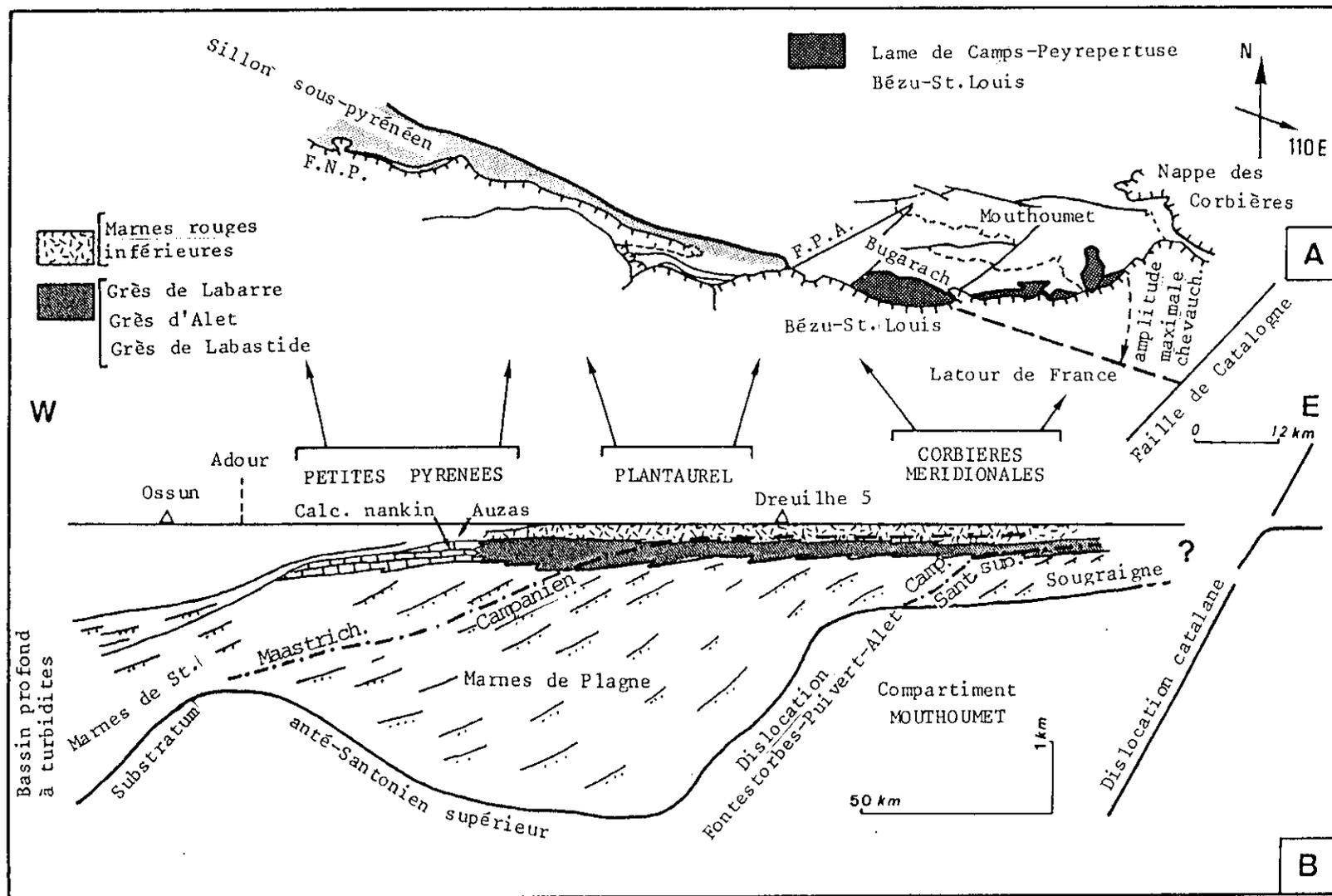


Fig. 38: Position relative des plaques Europe et Ibérie vers -79Ma (Olivet, 1996)

# LE DOMAIN SOUS-PYRENEEN



59

Fig. 39: Limites (A) et géométrie (B) des corps sédimentaires sénoniens dans la partie orientale du sillon sous-pyrénéen (Bilotte, 1985).

**CHOIX  
BIBLIOGRAPHIQUE**

ALLEN G.P. et MERCIER F. (1987).- Les deltas: sédimentologie et exploration pétrolière. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 7, 1247-1269.

ARCHIAC d' (1859).- Les Corbières. Etudes géologiques d'une partie des départements de l'Aude et des Pyrénées orientales. *Mém. Soc. géol. France*, 2, 6, 2ème part., 327 p.

BABOUR K., DAIGNIERES M., MINVIELLE M., MOSNIER J., ROSSIGNOL J.C. et VASSEUR G., (1977).- L'anomalie de conductivité des Pyrénées: signification physique et géologique. *Bull. Soc. géol. France*, 19, 3, 553-562.

BESSIERE G., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1980).- Le passage Crétacé - Tertiaire dans les Hautes-Corbières. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 116, 283-303.

BILOTTE M. (1978).- Evolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'Est de la Garonne. *Bull. Soc. géol. France*, 20, 5, 57-63.

BILOTTE M. (1985).- Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, 2, 5, 438 p., 121 fig., 53 tab.

BILOTTE M. (1989).- Le Crétacé supérieur marin des Hautes-Corbières (Aude, France): essai d'interprétation en termes de stratigraphie séquentielle. *Mémoire du Centenaire de la Soc. Et. Scient. Aude*, 83-90.

BILOTTE M. (1991).- Séquences de dépôt et limites de blocs dans le Crétacé terminal et le Paléocène basal du bassin d'avant-pays sous-pyrénéen (Petites Pyrénées - Dômes annexes, France). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine*, 15, 2, 411-437.

BILOTTE M. (1993).- Late Cretaceous reefal platform development in the Northeastern Pyrénées, France. *Cretaceous Carbonate Platforms*, SIMO T., SCOTT W.B. & MASSÉ J.P. ed. AAPG, Memoir 56, 28, 353-362.

BILOTTE M. et CALANDRA F. (1980).- Biostratigraphie du Turonien dans le synclinal de Saint-Louis (zone sous-pyrénéenne orientale). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine, Pau*, 5, 1, 43-52.

BILOTTE M. et DURANTHON F. (1986).- Gisements de Dinosaures du Nord-Est des Pyrénées. Colloque International de Paléontologie: Les Dinosaures de la Chine à la France, Toulouse 1985, *Annales du Muséum Hist. Nat. Toulouse*, 151-160.

BILOTTE M., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1983).- Le Crétacé supérieur et la limite Crétacé -Tertiaire en faciès continental dans le versant nord des Pyrénées. *Géologie Méditerranéenne*, 10, 3-4, 269-276.

BUFFETAUT E., CLOTTES P., CUNY G., DUCROCQ S., LE LOEUFF J., MARTIN M., POWELL J.E., RAYNAUD C. et Tong H. (1989).- Les gisements de dinosaures maastrichtiens de la haute vallée de l'Aude (France): premiers résultats des fouilles de 1989. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, 1723-1727.

CAILLAUD P. (1968). Extension vers Rennes-le-Château (Aude), des gisements d'oeufs de Dinosaures dans le Crétacé supérieur des Corbières. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 4, 111.

CASTERAS M. (1933).- Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et Orientales. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 37, 189, 525 p.

CHRISTENSEN W. K., BILOTTE M. et MELCHIOR P. (1990).- Upper Cretaceous bellemnitellids from the Corbières, French Pyrénées. *Cretaceous Research*, 11, 359-369.

COJANI. et RENARD M. (1997) - Sédimentologie. *Masson*, 418 p.

DOUVILLE (1893).- Présentation de la 3ème partie de la Révision des principales espèces d'Hippurites. Formes à pores linéaires et répartition des espèces des Corbières en 5 niveaux distincts. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 25-27.

DUVAL B., CRAMEZ C. et VAIL P. (1992).- Types and hierarchy of stratigraphic cycles. Sequence stratigraphy of European basins, Dijon 1992, Abstract volume, p.44-45.

EMBRY A. F. et KLOVAN J.E. (1971).- A Late Devonian reef tract on northeastern Bank Island. *Bull. Canadian Petrol. Geol.*, 19, 4, 730-781.

GODET H., CLAVEL B. et BILOTTE M. (1988).- *Typocidaris ligeriensis* Cotteau (Echinoidea): précisions paléontologiques et biostratigraphiques. *Bull. Soc. Etudes Scientifiques Aude, Carcassonne*, 88, 57-60.

GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. et HUANG Z. (1994).- A Mesozoic time scale. *J. Geophys. Res.*, 99, B12, 51-74.

GROSSOUVRE A. de (1901).- Recherches sur la Craie supérieure. Stratigraphie générale. *Mém. carte géol. dét. France*, 559 p.

JACQUIN T. et VAIL P.R. (1995).- Shelfal accommodation as a major control on carbonate platforms. *Bull. Soc. géol. France*, 166, 4, 423-435.

JACOB, (1938).- Notice explicative de la feuille de Quillan (254); *Carte géologique de la France* à 1/80 000.

KENNEDY W.J., BILOTTE M. et MELCHIOR P. (1995).- Ammonite faunas, biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Coniacian - Santonian of the Corbières (NE Pyrénées). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 19, 377-499, 38 fig., 30 pl.

KENNEDY W.J. et COBBAN W.A. (1991).- Upper Cretaceous (Upper Santonian) *Boehmoceras* fauna from the Gulf Coast region of the United States. *Geol. Mag.*, 128, 167-189.

KOESS L. (1998).- Le prisme de bas niveau marin de la séquence Montagne des Cornes. Santonien supérieur; Zone Sous-pyrénéenne Orientale. *Mémoire de D.E.A., Paléontologie, Dynamique Sédimentaire et Chronologie, Formation Doctorale PAL & SED.*, 47 p. inédit.

LE LOEUFF J. (1995).- *Ampelosaurus atacis* (nov. gen., nov. sp.), un nouveau Titanosauridae (Dinosauria, Sauropoda) du Crétacé supérieur de la Haute Vallée de l'Aude (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, 693-699.

LEGOUX O. (1979).- Etude palynologique de quelques échantillons de terrain du Crétacé supérieur d'Aquitaine Est (coupe Bilotte). *Rapport Interne SNEA (P)*, 11 p., 2 fig.

OLIVET J.L. (1996).- La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 20, 131-195, 21 fig., 1 tab.

PICOT DE LAPEYROUSE (1781).- Description de plusieurs nouvelles espèces d'Orthoceratites et d'Ostracites. *W. Walter éd.*, 47 p., 13 tab.

RICATEAU R. et VILLEMEN J.(1973).- Evolution au Crétacé supérieur de la pente séparant le domaine de la plate-forme du sillon sous-pyrénéen en Aquitaine méridionale. *Bull. Soc. géol. France*, 15, 1, 30-39.

ROLLAN DU ROQUAN (1841).- Description des coquilles fossiles de la famille des Rudistes qui se trouvent dans le terrain crétacé des Corbières (Aude), 69 p., 8 pl., *Carcassonne*.

TOUCAS A. (1879).- Du terrain crétacé des Corbières et comparaison du terrain crétacé supérieur des Corbières avec celui des autres bassins de la France et de l'Allemagne. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 8, 49 p.

TOUCAS A. (1903).- Essai sur la classification et l'évolution des Hippurites. *Mém. Soc. géol. France, Paléontologie*, 30, 128 p., 17 pl., 3 tab.

VAIL P.R., COLIN J.P., DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. et TRIFILIEFF V. (1987).- La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 7, 1301-1321.

VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. et PEREZ-CRUZ C. (1991).-The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: EINSELE et al. eds, *Cycles en events in stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin*, 617-659.

YAPAUDJIAN L. (1987).- Tendances récentes dans l'étude des carbonates en exploration pétrolière. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 7, 1271-1289.

## CARTE GÉOLOGIQUE

Feuille de QUILLAN (1989).-

G. BESSIÈRE, BILOTTE M., CROCHET B., PEYBERNÈS B., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J.- Notice explicative. *BRGM éd.*, 98 p.

CROCHET B., VILLATTE J., TAMBAREAU Y., BILOTTE M., BOUSQUET J.P., PEYBERNÈS B., KUHFUS A., BOUILLIN J.P., GÉLARD J.P., BESSIÈRE G., PARIS J.P.- Carte géologique de la France à 1/50 000

- 96 Ma à - 65 Ma

autour de la vallée de l'Aude



LIVRET - GUIDE

UNIVERSITE  
PAUL  
SABATIER



TOULOUSE III

Vendredi 8 et Samedi 9 Octobre 1999

## THÈMES DE L'EXCURSION

Les différents dépôts du Crétacé supérieur qui constituent l'essentiel de la couverture sédimentaire post-hercynienne du massif de Mouthoumet, s'inscrivent dans un cycle sédimentaire complet. Cette évolution est enregistrée dans différents ensembles sédimentaires qui s'organisent tous, du sud vers le nord, depuis un bassin méridional jusqu'à une plate-forme mixte septentrionale, infra, médio à supra-littorale.

Ce cycle majeur débute avec la transgression cénomanienne ( $\approx 96\text{Ma}$ ) et s'achève à l'émersion campanienne ( $\approx 83,5\text{Ma}$ ). Du Campanien au Paléocène les dépôts sont continentaux, fluvio-lacustres.

L'excursion se propose d'illustrer quelques uns des aspects particuliers de cette évolution dans les domaines de la sédimentologie, cyclostratigraphie, relations tectonique-sédimentation et paléontologie. Ex:

- modalités de la transgression cénomanienne;
- organisation des cycles de 3ème ordre du Turonien et position, dans les séquences, des constructions à Rudistes;
- régression fini-turonienne et transgression sénonienne;
- relations tectonique-sédimentation au cours du Santonien supérieur;
- émersion campanienne et étapes de la régression fini-crétacé;
- milieux de vie et faunes de Dinosaures de la vallée de l'Aude.

## PARTICIPANTS

ARRAYET Noëline (64120 Beyrie/Joyeuse)  
ASTRUC Jean (BRGM, 31106 Toulouse )  
BILOTTE Michel (Université, 31062 Toulouse )  
CARALP Michèle (Université, 33600 Pessac)  
CHAPELOT Jean-Luc (11190 Sougraigne).  
CHAPRON Béatrice (17150 St. Sorlin de Conac)  
CHARRIÈRE André (Université, 31062 Toulouse )  
DENÈLE Christian (09000 Seignaux )  
DESTOMBES Jacques (Université, 33600 Pessac)  
GIGOT Dominique (Université, 31062 Toulouse)  
GUERANGÉ Jacqueline (BRGM, 31106 Toulouse )  
LAJAT Denis (ELF, 64000 Pau)  
LAURENT Yves (Musée, 11260 Espéraza)  
LE LOEUFF Jean (Musée, 11260 Espéraza )  
LEZIN Carine (Université, 31062 Toulouse )  
LUCAS Claude (Université, 31062 Toulouse)  
MAUREL Jean-Claude (11300 Pieusse)  
MAUREL Lionel (11300 Limoux)  
MELET Jean-Claude (65250 La Barthe de Neste)  
ODIN Gilles Serge (CNRS, 75252 Paris)  
PLATEL Jean-Pierre (BRGM, Bordeaux 33600)  
PUIG Jean-Noël (64230 Lescar)  
SANDEAU Sylvie (24170 Siorac en Périgord)  
TERNET Yves (65200 Bagnères de Bigorre )  
VERNA Mireille (33170 Gradignan)



Présentation des thèmes de l'excursion et des buts poursuivis.

Mise en place régionale: le massif paléozoïque de Mouthoumet et sa couverture sédimentaire mésozoïque.

### ARRÊT N° 1

## ALET - LES - BAINS

### LA FORMATION GRÈS D'ALET

#### **But:**

Etude du contact entre la Formation Grès d'Alet, série continentale terrigène d'âge Campanien, et le Paléozoïque du massif de Mouthoumet, dans la branche d'Alet.

#### **Observations:**

Le contact est en particulier visible en bordure de la bretelle d'accès sud du village d'Alet, au niveau du Casino. On peut faire là, les constatations suivantes:

- le Paléozoïque, ici du Dévonien, est transformé sur près d'un mètre cinquante en une épaisse couche d'altérites;
- il n'existe, au dessus, aucun sédiment marin identifiable;
- le Grès d'Alet, qui repose directement sur les altérites, est essentiellement silico-clastique.

#### **Interprétations:**

Entre le substratum paléozoïque et sa couverture campanienne,

- il existe une lacune, par non dépôt ou érosion ?
- cette lacune correspond à un intervalle de temps d'environ 237 Ma (Dévonien ≈ 320 Ma / base du Campanien ≈ 83 Ma).

Le quartz étant pratiquement absent des dépôts paléozoïques du massif de Mouthoumet, il ne peut avoir qu'une origine lointaine, septentrionale et / où orientale, compte-tenu de la distribution régionale de cette formation (cf. carte géologique, feuille de Quillan à 1/50 000).



ARRÊT 2

ARRÊT 3

ARRÊT 4

ARRÊT 6

ARRÊT 5

ARRÊT 7

ARRÊT 8

ARRÊT 9

ARRÊT 10

## ARRÊT N° 2

Route D. 14, 1 Km en aval de

### RENNES - LES - BAINS

LES FORMATIONS

CALCAIRE DES ESCUDIÉS  
MARNES DE LA FONTAINE SALÉE  
GRÈS DE LA SALS

#### Buts:

Analyser les relations entre le Crétacé supérieur marin et son substratum paléozoïque; suivre les modalités de la sédimentation et reconstituer les cycles de dépôts pendant le Cénomaniens pro parte et le Turonien pro parte (fig. 40).

#### Observations:

##### *Relatives à la Formation Calcaire des Escudiés.*

- discordance du Cénomaniens (moyen à supérieur ?) sur le Carbonifère (Viséen terminal à Namurien) plissé de la branche du Cardou.

Au dessus de la surface de discordance, qui présente des irrégularités, la formation des Escudiés apparaît sous des faciès littoraux et une épaisseur réduite (7,50 m environ). L'organisation des dépôts est typiquement celle d'un cycle transgressif-régressif (T/R), avec de bas en haut:

A - sur 2,50m, le passage de grès carbonatés et coquilliers à quartz bipyramidés, à des calcaires plus francs d'épaisseur décimétrique, de texture packstone et riches en débris organiques; cette évolution suggère une augmentation continue de la bathymétrie avec ouverture maximale dans le niveau de calcaire franc;

B - sur 5m, un retour à des conditions très littorales marquées par l'épandage d'un corps silicoclastique, de granulométrie variable (grossière à fine), vraisemblablement composite; les quartz bipyramidés et les fragments de lydiennes sont fréquents; une surface d'arrêt de sédimentation à traces de thalassinoides et ferruginisations couvre sa partie sommitale.

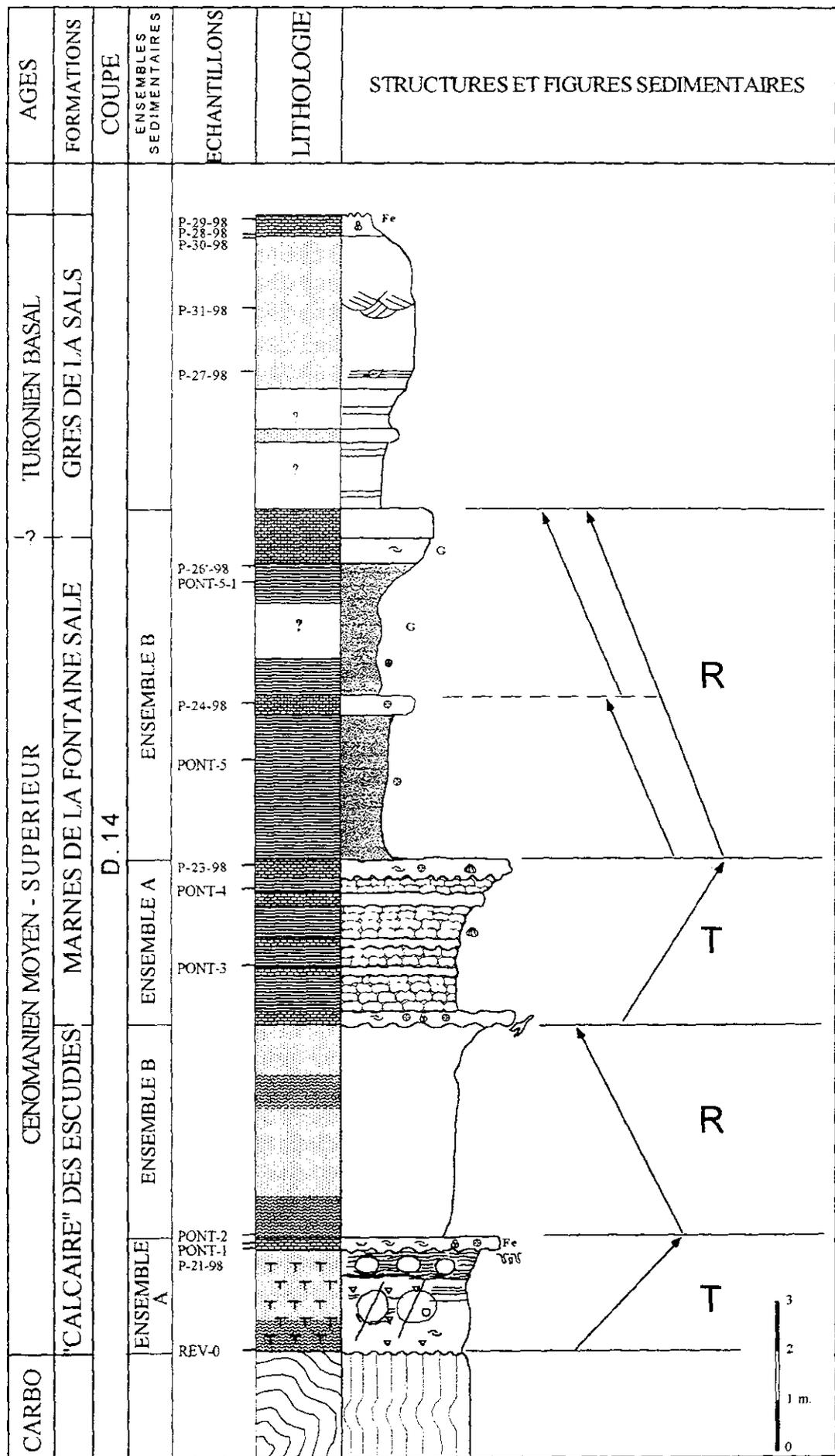


Fig. 40 : Les unités lithostratigraphiques du Cénomanién (moyen ?) - supérieur et du Turonien pro-parte, le long de la D. 14 en aval de Rennes-les-Bains.

### *Relatives à la formation Marnes de la Fontaine Salée.*

Au dessus de la surface d'arrêt de sédimentation qui clos le cycle précédent, les Marnes de la Fontaine Salée s'organisent dans un nouveau cycle T/R:

A - l'ensemble inférieur calcaréo-marneux (3,40m) est très bioturbé - galeries de thalassinoïdes - et riche en fossiles (oursins, brachiopodes, lamellibranches) et microfossiles, essentiellement des ostracodes. On ne repère pas de structure hydrodynamique ce qui situe ces dépôts sous la zone d'action des vagues; l'importance de la bioturbation s'accorde avec un faible taux de sédimentation, et la diversité faunique indique un milieu sténohalin.

Ces caractéristiques s'accordent avec une attribution à un cortège transgressif.

B - l'ensemble supérieur marneux (environ 7m) est constitué de deux faciès lithologiques - marnes silteuses et calcaires silteux sombres de granulométrie packstone - qui s'associent dans deux séquences plurimétriques grano et stratocroissantes. Le contenu biologique est surtout composé d'ostracodes (une quinzaine d'espèces différentes), de petits foraminifères benthiques arénacés, de bryozoaires, de restes d'oursins et de lamellibranches.

Cette organisation d'ensemble répond aux caractéristiques d'un milieu marin franc soumis à un taux de sédimentation élevé qui contribue au comblement par progradation de l'espace disponible à la sédimentation. Ce sont les caractéristiques d'un prisme de haut niveau marin

### *Relatives aux Grès de la Sals*

Au-dessus, et sur 5m environ, viennent rapidement des faciès terrigènes de plus en plus grossiers organisés en une nouvelle séquence de comblement (fig.40). Ils caractérisent des dépôts confinés de type marais maritime à littoral et peuvent être assimilés au bas niveau marin d'une nouvelle séquence. Dans cette configuration, la limite entre les formations Marnes de la Fontaine Salée et Grès de la Sals est interprétée comme une limite de séquence.

Le retour des influences marines se marque ensuite progressivement dans les dépôts sus-jacents (fig. 40) qui s'intègrent à l'intervalle transgressif de la nouvelle séquence. Les caractéristiques de ce cortège seront examinées à l'arrêt n°3.

### **Interprétations:**

La transgression cénomaniennne atteint la branche du Cardou au cours du Cénomanienn moyen-supérieur. Elle y dépose la troisième et dernière séquence de la formation des Escudiés, très littorale, et réduite à un seul cycle T/R (cf. p. 52); après ce premier et discret épisode marin, les Marnes de la Fontaine Salée signent une nouvelle phase d'inondation aux dépôts franchement marins qui s'inscrivent dans une nouvelle séquence de dépôt: la séquence de la Fontaine Salée (cf. p. 52); elle n'est représentée ici que par 2 cortèges: l'IT et le PHN.

Avec les Grès de la Sals, attribués au Turonien, débutent une série de nouveaux cycles.

## ARRÊT N° 3

Route D. 14

### SOURCE DU PONTET

LA FORMATION GRÈS DE LA SALS

DANS LA SÉQUENCE DE LA BLANQUE

#### Buts:

Reconstituer les modalités de l'évolution sédimentaire au cours du Turonien inférieur - moyen pro parte (séquence de la Blaque), dans le domaine interne et margino-littoral de la plate-forme.

#### Observations:

L'évolution transgressive décelée à l'arrêt n° 2, à la base des Grès de la Sals, s'affirme au voisinage de la Source du Pontet

On pourra successivement observer les témoins de cette mise en eau dans les faciès suivants:

- dans le lit de la Sals: des grès coquilliers ( $\approx 1\text{m}$ );
- une couche décimétrique de glauconie;
- des calcaires noduleux (4 à 5m) très bioturbés (Thalassinoïdes) (fig. 41) et parfois légèrement glauconieux, typiques du faciès Calcaires de la Tartièrè; dans les microfaciès de type packstone-grainstone, les restes organiques sont fréquents, et dominés par des débris d'algues vertes caulerpales (*Halimeda elliotti*).

Au dessus, des changements de lithologie progressifs se marquent dans la série sédimentaire; ce sont successivement:

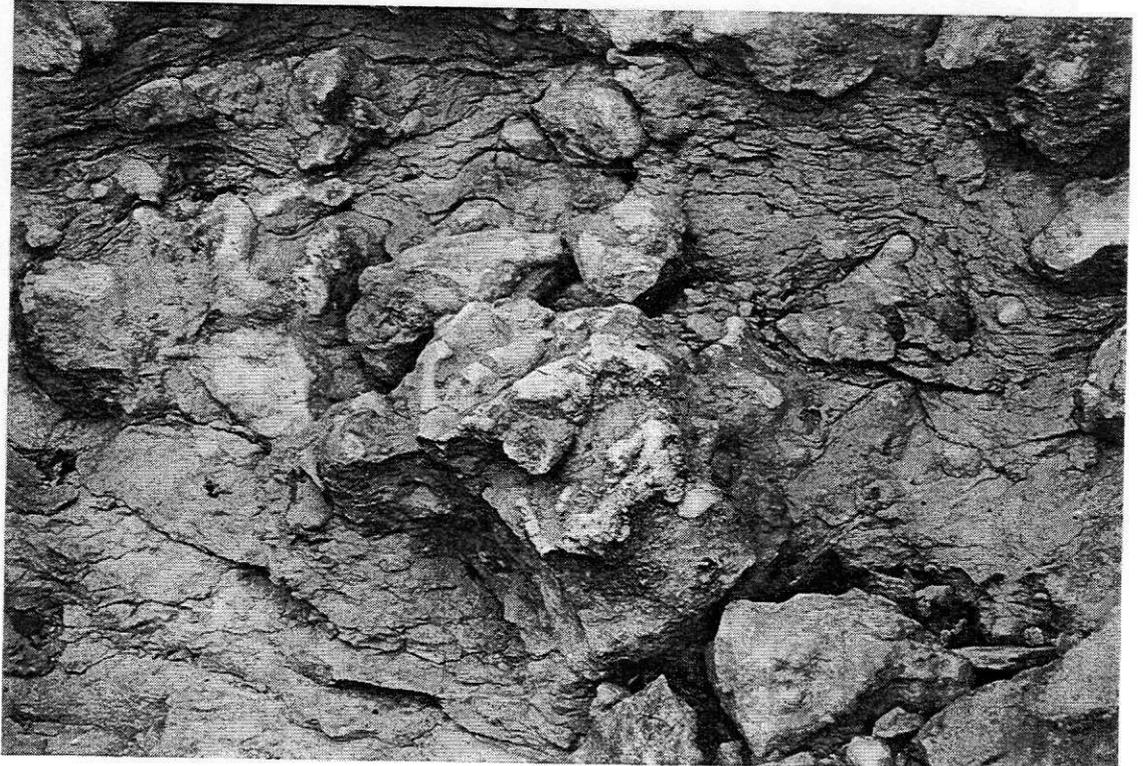
- sur 8m environ, des marnes peu bioturbées, sombres d'où ressortent 3 bancs décimétriques de calcaires à stratification onduleuse;
- sur une vingtaine de mètres, à partir d'un banc de grès fins, décimétrique, à litage parallèle, et base affectée par la charge, vient une suite de dépôts marneux, silteux et gréseux d'organisation nettement grano et strato-croissante.

Les faciès marneux et silteux sont riches en matière organique et son attribuables à des dépôts confinés paraliques (baie).

Les faciès silico-clastiques qui prennent de plus en plus d'importance en montant dans la série ont des granulométries qui varient du fin au grossier; les ciments sont essentiellement carbonatés; les figures sédimentaires sont généralement peu visibles, mais au Pontet s'observe avec netteté une surface d'érosion et son remplissage qui donnent



Fig. 4.1: Différents aspects des faciès bioturbés à Thalassinioïde.



une direction et un sens des transports du NNE vers le SSW (fig. 42). Ces dépôts paraissent s'être édifiés dans une vaste plaine deltaïque sous influence tidale et périodiquement soumise à des arrivées marines

Cette dualité se marque par la présence de quelques dépôts carbonatés; le plus caractéristique correspond à un banc métrique de calcaire oolithique qui renferme en particulier de gros débris de rudistes plagiptychidés. On peut l'interpréter comme une dune hydraulique.

Enfin un horizon pluridécimétrique charbonneux marque, localement, les conditions les plus restreintes (lagune paralique).

### **Interprétations:**

À la base de la série, les différents faciès observés - grès coquilliers; glauconie, calcaires bioturbés - appartiennent au cortège transgressif de la séquence et marquent une diminution nette de l'énergie des dépôts en relation avec une augmentation croissante de la bathymétrie et une réduction conjointe du taux de sédimentation. Tous ces dépôts caractérisent des environnements marins de plate-forme.

Les faciès terrigènes qui leur font suite, témoignent d'un recul progressif et continu des influences marines franches au profit d'influences paraliques. Le littoral prograde sur le domaine marin.

Ce nouveau cycle transgressif / régressif relève de la séquence de dépôt La Blanche, observée ici dans ses zones internes.



Fig. 42: Chenal tidal dans les terrigènes du Turonien moyen, au Pontet.



Fig. 43: Evolution grano. et stratocroissante de la série du Turonien moyen, au Pontet.

## ARRÊT 4

Route D. 14

### LES BAINS DOUX

LA FORMATION GRÈS DE LA SALS

à la limite des séquences

BLANQUE ET SERRE DE LACAL

#### Buts:

Observer des structures sédimentaires tidales au sommet et à la base (?) de la séquence de La Blanque et la surface de transgression de la séquence de la Serre de Lacal.

#### Observations:

*Les structures tidales* (fig. 44)

Sur quelques mètres se superposent, de bas en haut, en bordure de la D. 14:

- Une barre gréseuse constituée de petites unités sigmoïdes pluridécimétriques dont les structures internes montrent une pente vers le sud; elles sont interprétées comme des figures tidales (sand waves); les sens de transports du nord vers le sud, c'est à dire du continent vers le domaine marin indique pour ces figures une construction par des courants de jusant dominants. Ces figures sédimentaires sont surmontées par des carbonates marins, bréchiques (20cm), qui s'achèvent sous une surface durcie .

- Au dessus, viennent 0,40m de marnes silteuses à finement gréseuses, bleues à grises, bioturbées;

- elles sont surmontées par une nouvelle barre gréseuse plurimétrique où s'observent des lamines d'avalanches pentées d'environ 20° vers le sud; elles constituent une dune sous-aquatique, construite, là encore, par un matériel terrigène d'origine septentrionale.

#### *La surface de transgression*

Au niveau des vestiges de l'édifice thermal des Bains Doux la sédimentation terrigène et littorale, jusque là dominante dans les Grès de la Sals, fait rapidement place à une sédimentation carbonatée de plate-forme. Le changement lithologique est à relier à un nouvel épisode transgressif consécutif à une nette élévation du niveau marin.

Sur la surface de transgression repose un banc (30 cm) de calcaires graveleux à oolitiques à graviers ferrugineux et débris coquilliers.

### Interprétations:

Les figures sédimentaires analysées dans Les Grès de la Sals confirment la présence d'un littoral soumis à des influences tidales avec prédominances des courants de reflux; la surface de transgression et les dépôts carbonatés qui lui font suite témoignent d'une nette remontée du niveau marin.

L'appartenance des faciès tidaux à l'une ou l'autre des 2 séquences du Turonien (PHN de la séquence Blanche ou PBP de la séquence Serre de Lacal) n'est pas tranchée. Seule la surface de transgression témoigne d'un nouveau cycle attribué à la séquence Serre de Lacal.



Fig. 44: Sigmoides d'origine tidale dans les grès du Turonien moyen, aux abords des Bains Doux.

## ARRÊT N° 5

### LA PISCINE ET LE PARKING NORD DE RENNES-LES-BAINS

#### ORGANISATION DE LA SÉQUENCE SERRE DE LACAL

#### Buts:

Dans la séquence de la Serre de Lacal, interpréter en termes de milieu et de cortège sédimentaire le grand développement des faciès calcaires (faciès des Calcaires de la Tartière); analyser la succession des terrigènes du toit de la séquence.

#### Observations:

Sur la rive gauche de la Sals sont successivement visibles, de bas en haut:

- la partie supérieure d'une barre de grès à structures internes sigmoïdes qui est l'homologue de celle qui vient d'être observés au niveau des Bains Doux (arrêt précédent); elle est, ici aussi, surmontée de calcaires bioclastiques couronnés d'une surface durcie;
- deux barres gréseuses plurimétriques à grandes stratifications onduleuses, précédées chacune d'un intervalle pluridécimétrique silto-gréseux, gris et bioturbé.

Pour des raisons de position on peut penser qu' il s'agit d' un faciès latéral des grès à lamines d'avalanches de l'arrêt précédent.

- une importante masse de calcaires (10 à 12m) qui débute par des niveaux graveleux à oolitiques de haute énergie (cf. arrêt précédent); cette unité lithologique est constituée de groupements de bancs décimétriques à pluri-décimétriques massifs ou plus généralement très bioturbés, empilés les uns sur les autres.

Les microfaciès observés vont du Wackestone au Grainstone; le biofaciès est caractérisé par l'abondance des algues vertes (Caulerpales) et la fréquence des faunes d'herbier: gastéropodes, lamellibranches (*Trigonoarca*), échinides (*Hemiaster*), ainsi que de rares ammonites (*Coilopoceras requienianum*, *Romaniceras deverianum*, ...). Ce faciès a été désigné sous le vocable de "Calcaires de la Tartière"

Cet ensemble de caractéristiques permet de proposer un milieu de dépôt abrité de type lagon (profondeur inférieure à 30m, salinité normale, eaux claires et riches en Ca CO<sub>3</sub>). L'homogénéité d'ensemble du dépôt plaide en faveur de la prédominance de l'accrétion verticale lors de la construction du corps sédimentaire.

- Le sommet de l'unité calcaire est visible au niveau du parking nord de Rennes-les-Bains.

- Au dessus de la surface limite, un changement radical de lithologie se manifeste qui se traduit par le dépôt d'une série terrigène globalement grano et strato-croissante de plus de 10m d'épaisseur; elle débute par des argiles bleutées, se poursuit par des grès de granulométrie de plus en plus conséquente dont les bancs massifs émergent de la végétation.

La nature des sédiments indique un retour à des conditions de dépôt confinées soumises à des influences tidales à fluviale.

### **Interprétations:**

Au dessus des faciès tidaux qui représentent les conditions de dépôts les moins marines, la surface de transgression et la base de l'intervalle transgressif de la séquence sont bien individualisés et caractérisés par une forte énergie et la fréquence des remaniements. L'accrétion verticale qui semble la règle dans les faciès carbonatés (membre de la Tartière) ne traduit pas de déplacement sensible des zones de dépôts soit dans le sens de la rétrogradation (IT), soit dans celui de la progradation (PHN). Cette évolution régressive s'observe dans les faciès terrigènes qui les surmontent et qui relèvent pour partie du PHN de la séquence Serre de Lacal et pour partie de la séquence Moulin de l'Agly; cette dernière ne s'exprime, ici, de par des dépôts terrigènes.

**ARRÊT N° 6**  
**LE RUISSEAU DE LA DOUX**  
**LA SÉQUENCE DE BUGARACH**

**Buts:**

Observer la limite inférieure de la séquence et l'organisation des prismes de dépôt.

**Observations:**

Sur la rive droite de la Sals et parallèlement à la route qui conduit à Montferrand, s'écoule le ruisseau de la Doux. Dans son lit se voient très nettement les relations entre les terrigènes du sommet de la séquence Moulin de l'Agly et les premiers dépôt de la séquence de Bugarach.

Celle-ci montre, de bas en haut, la succession suivante:

- un conglomérat à éléments paléozoïques (4m), principalement quartz et lydiennes; les éléments sont dans l'ensemble mal triés avec des granulométries grossières (galets de 2 à 12 cm). Les lydiennes sont en général émoussées alors que les quartz sont arrondis. Ce faciès conglomératique n'est connu qu'autour de Rennes-les-Bains; plus généralement des grès grossiers précèdent les Calcaires de Montferrand.

- une masse de calcaires jaunes (6m) en bancs pluridécimétriques à métriques, les Calcaires de Montferrand. Leur microfaciès enregistre du bas au haut de la formation une évolution grano-décroissante, de grainstone au wakestone, qui va de pair avec le remplacement des microfaunes benthiques (*Nonion* sp., *Pseudocyclammia sphaeroidea*, *Vidalina hispanica*, ...) par des microfaunes planctoniques (Globigérinacées) et nectoniques (ammonites).

La suite de la série peut être reconstituée le long de la piste qui conduit au nouveau captage des eaux de la station thermale. Elle est la suivante:

- une épaisse série de marno-calcaires et de marnes jaunes par altération (24m environ) désignée comme Marno-calcaires à *Gauthiericeras*; du bas au haut de la série on constate une importance croissante du terme marneux; les macrofaunes sont fréquentes dans cette unité avec en particulier *Micraster corbaricus* et ammonites; les microfaunes sont surtout planctoniques.

- Une très épaisse série marneuse (plus de 50m; gris bleu à jaune suivant le degré d'altération), qui correspond aux Marnes à *Micraster* et renferme, outre cet organisme, des ammonites et des microfaunes planctoniques.

Le sommet de la séquence n'est pas visible ici; on peut l'observer au nord de la Montagne des Cornes et constater que la partie supérieure des Marnes à *Micraster* devient de plus en plus silteuse sous les calcaires bioclastiques du Petit Lac qui sont le dernier terme de la séquence.

### Interprétations:

La Séquence de Bugarach (fig. 45) enregistre les fluctuations bathymétriques suivantes:

- une importante chute du niveau marin relatif amène quasiment à l'émersion la bordure nord de la plate-forme de Mouthoumet ;

- sur cette bordure des paléotopographies (creusement de vallées) se créent en réponse aux modifications du niveau de base des rivières; elles canalisent les flux terrigènes. Les conglomérats à éléments paléozoïques fossilisent une de ces entailles et témoignent de son comblement. Celui-ci a pu se réaliser lors de la remontée du niveau marin;

- la reconquête de la plate-forme par le domaine marin s'accompagne du dépôt de sédiments de plus en plus profonds (Calcaires de Montferrand, Marno-calcaires à *Gauthierceras*, partie inférieure des Marnes à *Micraster* ) en réponse à une augmentation continue de la bathymétrie ( séquences rétrogradantes de l' IT );

- l'apparition des terrigènes à la partie supérieure des Marnes à *Micraster* puis, la construction d'une plate-forme carbonatée marginale, avec Rudistes et nombreux bioclastes dont l' origine est autant mécanique que bioérosive, indiquent une diminution progressive de la tranche d'eau, vraisemblablement par comblement progradant (PHN).

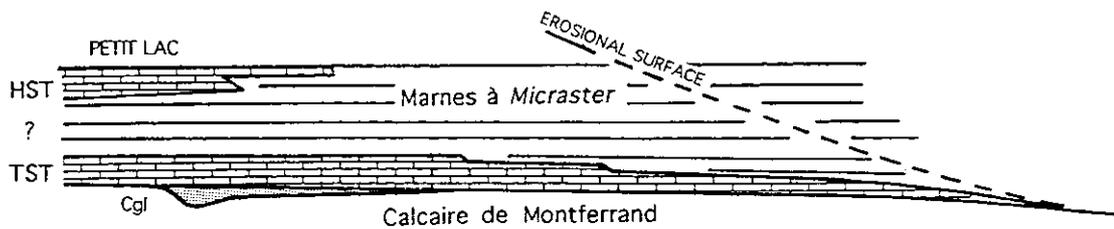


Fig. 45: Géométrie des dépôts dans la Séquence de Bugarach.

**ARRÊT N° 7**

**RENNES-LES-BAINS**

**LA FAILLE SYNSEDIMENTAIRE**

**LE DELTA DE FOUSSEILLO**

**LE PBN DE LA SÉQUENCE DE LA**

**MONTAGNE DES CORNES**

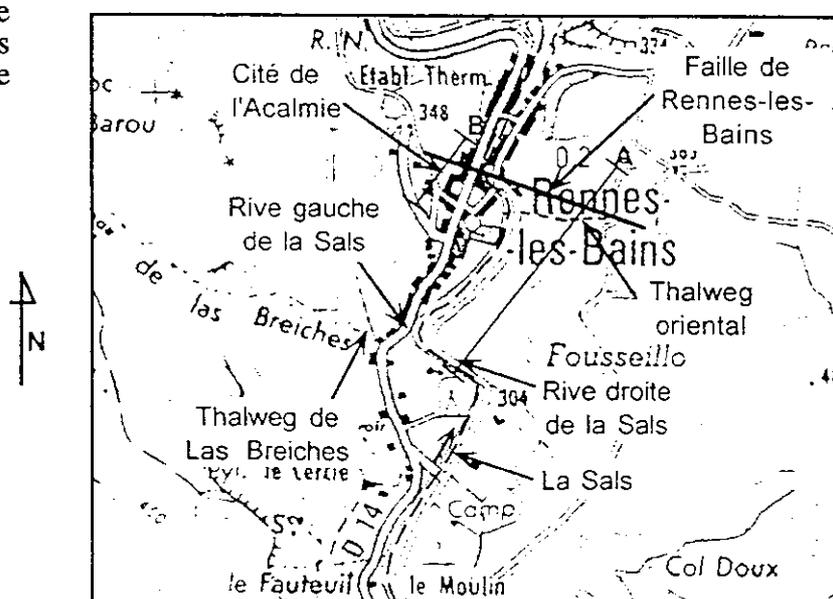
**Buts:**

Observer les effets d'une tectonique "distensive" intra-santonienne et ses conséquences sur la sédimentation et l'architecture d'un prisme sédimentaire de bas niveau marin relatif.

**Observations:**

Dans le village de Rennes-les-Bains, les séries du Coniacien-Santonien inférieur qui viennent d'être analysées à l'arrêt précédent, viennent au contact des séries du Santonien supérieur au moyen d'une faille à fort plongement ( $80^\circ$  sud à subvertical) et orientée N  $110^\circ$ E; son tracé est matérialisé sur la fig. 46. Cette faille délimite 2 compartiments: un compartiment nord, élevé; un compartiment sud, effondré.

Fig. 46: Localisation des affleurements du prisme de bas niveau marin de la Séquence de la Montagne des Cornes, aux abords de Rennes-les-Bains.



Sur la rive gauche de la Sals, au niveau de la cité de l'Accalmie, les arguments sont réunis pour faire de cet accident une faille syn-sédimentaire intra-santonienne. On observe là, les dépôts et leurs relations suivantes (fig. 47):

- sur le compartiment nord: les marno-calcaires à *Gauthiericeras* et les marnes à *Micraster* en position subhorizontale;
- sur le compartiment sud: les marno-calcaires à *Gauthiericeras* plongeant d'une vingtaine de degrés vers le sud et affectés d'une surface d'érosion oblique par rapport à la stratification originelle;
- sur les 2 compartiments, un drapage par des terrigènes fins -silts et grès- de la formation des Marnes bleues de Sougraigne.

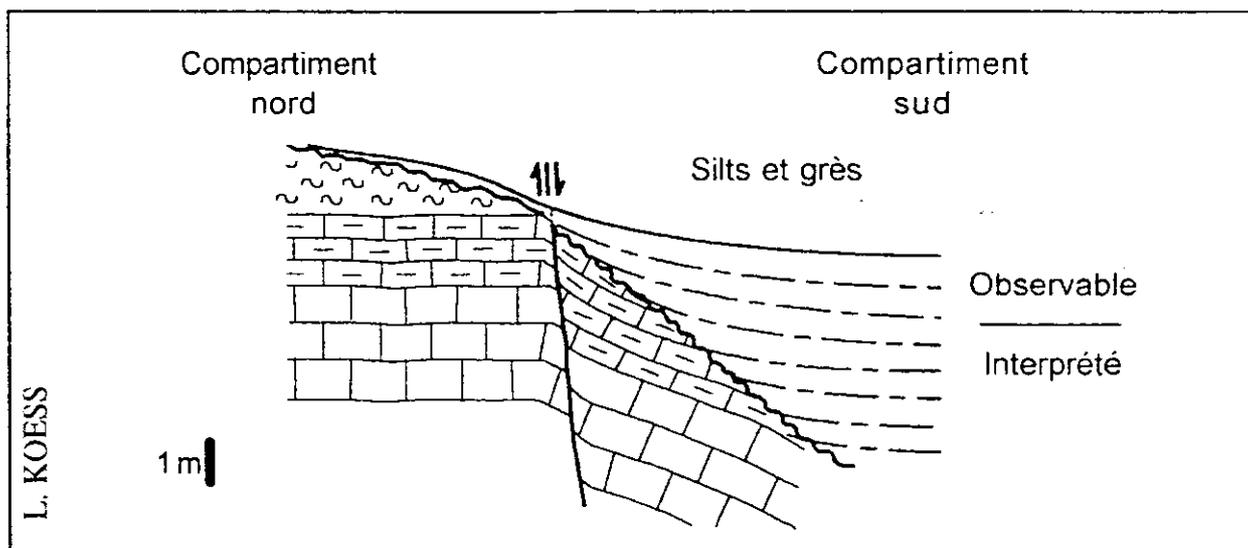
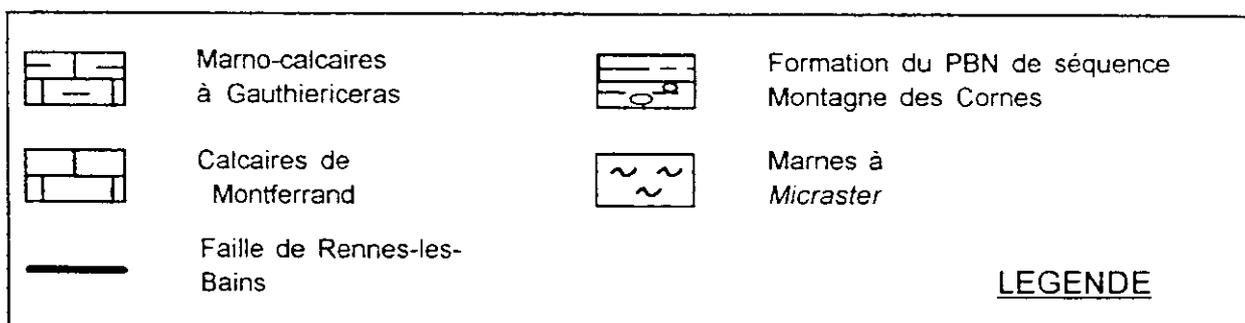


Fig. 47: La fossilisation de la faille de Rennes-les-Bains (Cité de l'Accalmie, sur la rive gauche de la Sals).

Sur la rive droite de la Sals, un thalweg s'est développé en partie sur le tracé de l'accident (fig.46); il permet de bien voir les relations entre les séries du Coniacien - Santonien inférieur du compartiment nord et celles du Santonien supérieur du compartiment sud; la cicatrice, au niveau du bloc effondré est jalonnée par de très nombreux olistolites, essentiellement de marnes à *Micraster* (fig. 48).

En se déplaçant vers le sud, le long de la Sals, apparaissent successivement, malgré de larges lacunes d'affleurement liées à un important tapis végétal:

- une série de marnes bleues estimée à une vingtaine de mètres;

- une série terrigènes grésilo-silteuse (15m environ) qui supporte, sur la rive gauche de la Sals, les dernières maisons de Rennes-les-Bains; les strates ont une orientation N 110°E, et leur pendage varie de 25 à 50° vers le S-O. On y remarque une organisation en 3 séquences grano et stratocroissantes (fig.49) et l'abondance des thalassinoïdes qui dans la majorité des cas ont détruits les structures sédimentaires internes.

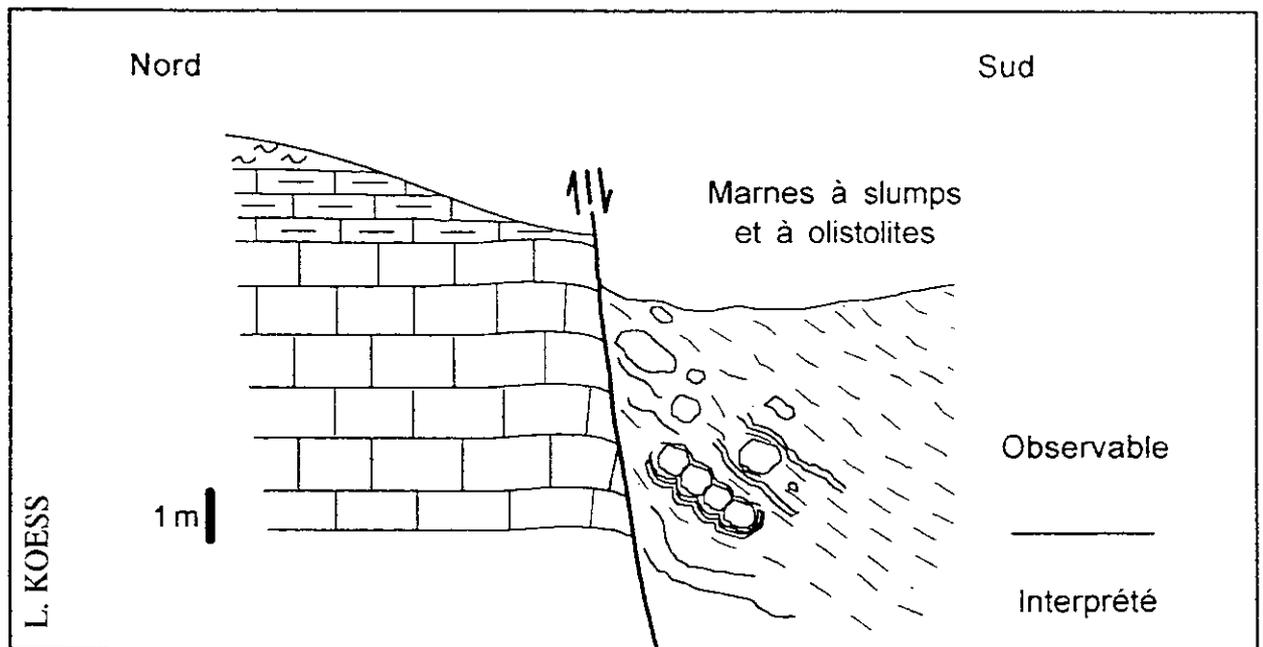


Fig. 48: Phénomènes de resédimentation au contact de la faille de Rennes-les-Bains (thalweg oriental, sur la rive droite de la Sals).

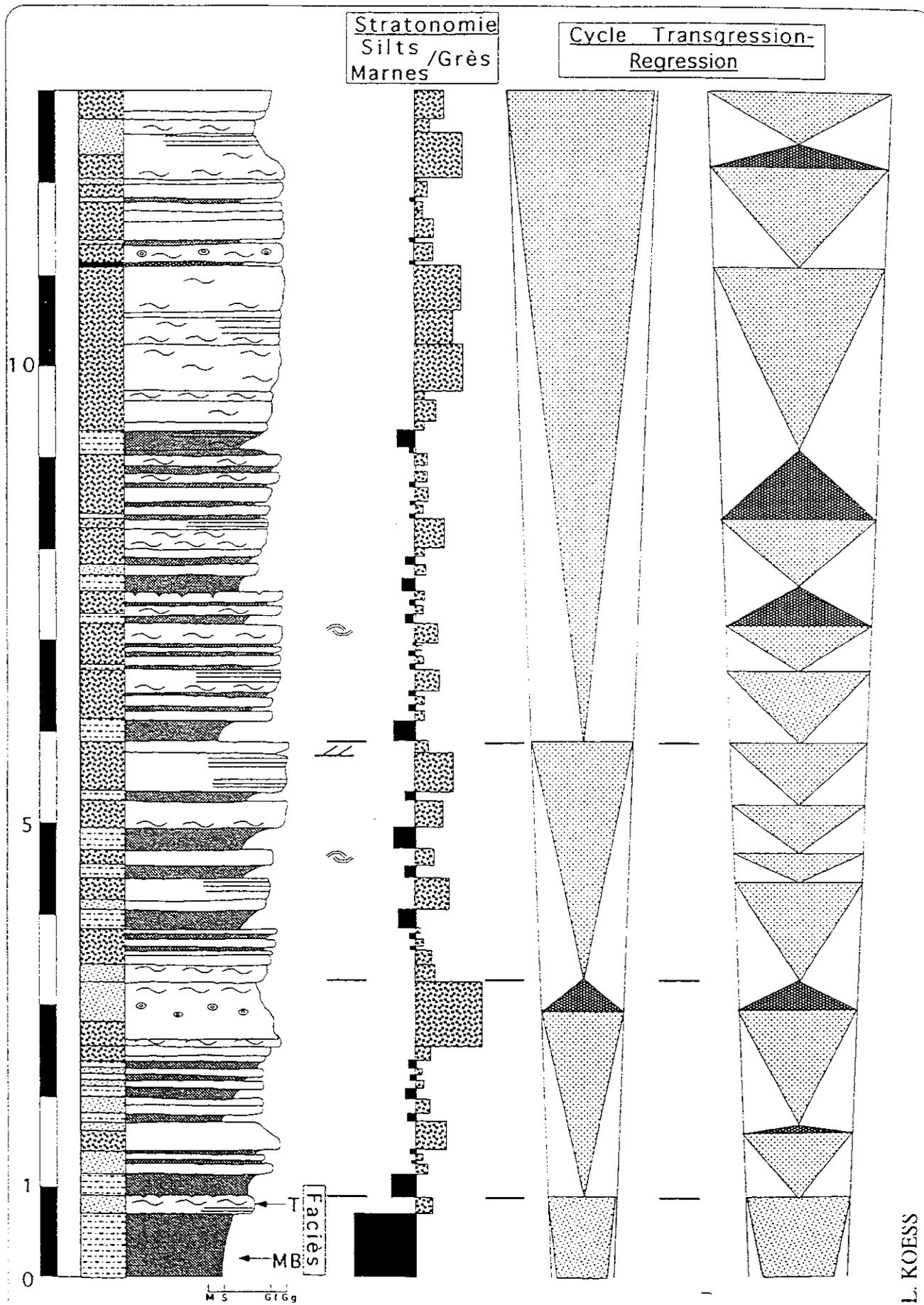


Fig. 49: Organisation des dépôts dans les terrigènes de front de delta de l'édifice de Fouseillo (rive gauche de la Sals sous Rennes-les-Bains).

- une surface d'érosion subhorizontale recoupe la partie supérieure de ce système terrigène; elle est surmontée par de nouveaux dépôts gréseux qui dessinent une auge orientée N-S (fig. 50).

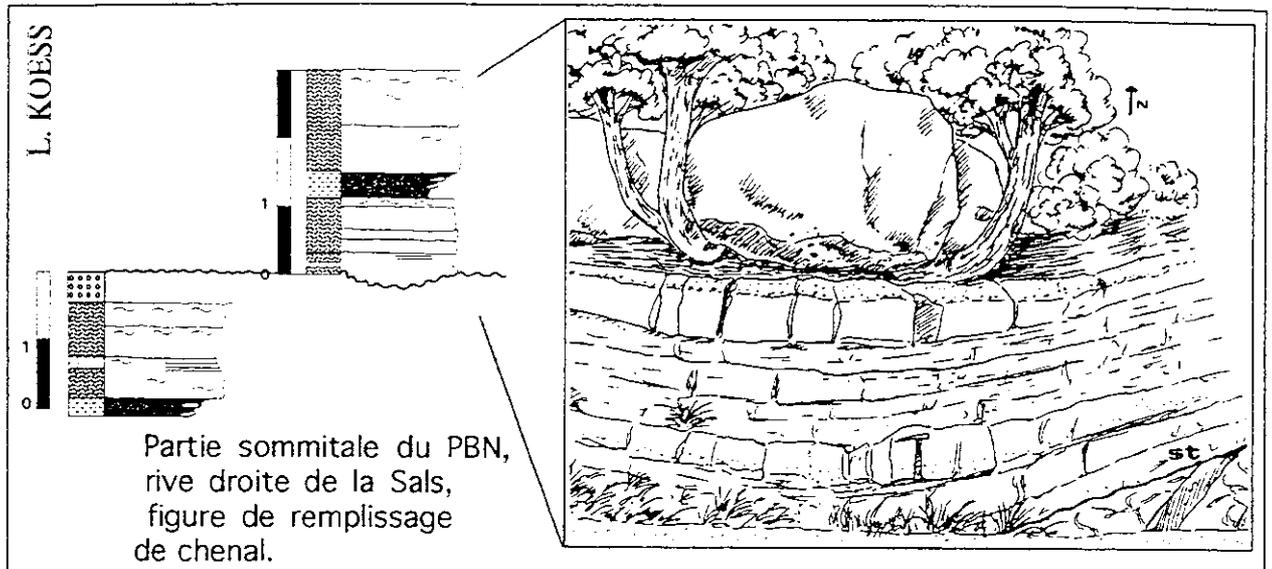


Fig. 50: Surface d'érosion et structure en auge au toit du delta de Fouseillo.

### **Interprétations:**

La déformation à l'origine de la faille de Rennes-les-Bains s'accompagne d'une remobilisation des séries sénoniennes anté-tectoniques qui s'accumulent, en olistolites, dans le compartiment effondré où ils se mélangent à une sédimentation de Marnes bleues; les marnes bleues et les terrigènes sableux qui succèdent aux faciès de resédimentation traduisent une évolution en comblement typique d'un système deltaïque, le DELTA DE FOUSEILLO ( marnes bleues = pro-delta; terrigènes sableux = front de delta).

L'espace disponible à la sédimentation, en grande partie généré par l'effondrement du bloc sud, est progressivement comblé. Cette évolution est compatible avec celle d'un prisme de bas niveau marin (PBN) (fig. 51).

La surface d'érosion qui affecte le sommet de l'édifice deltaïque, puis les terrigènes qui la surmontent sont attribués à un autre cortège (IT) de la séquence de dépôt de la Montagne des Cornes.

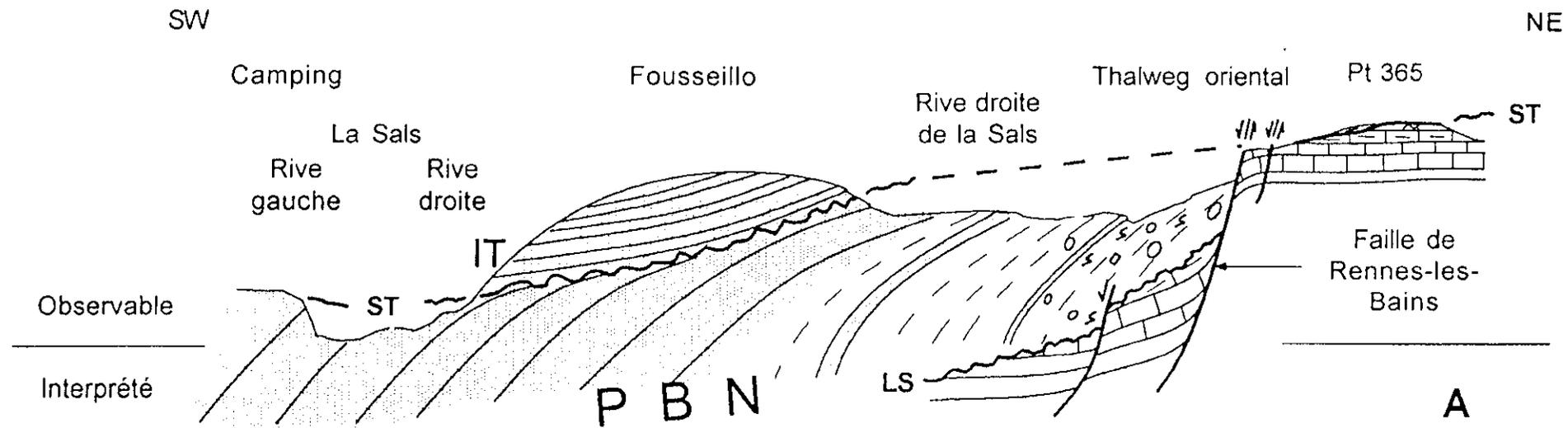
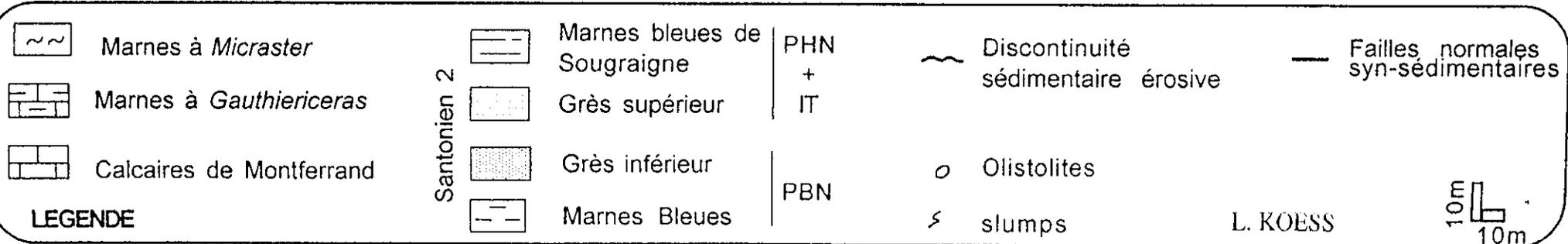
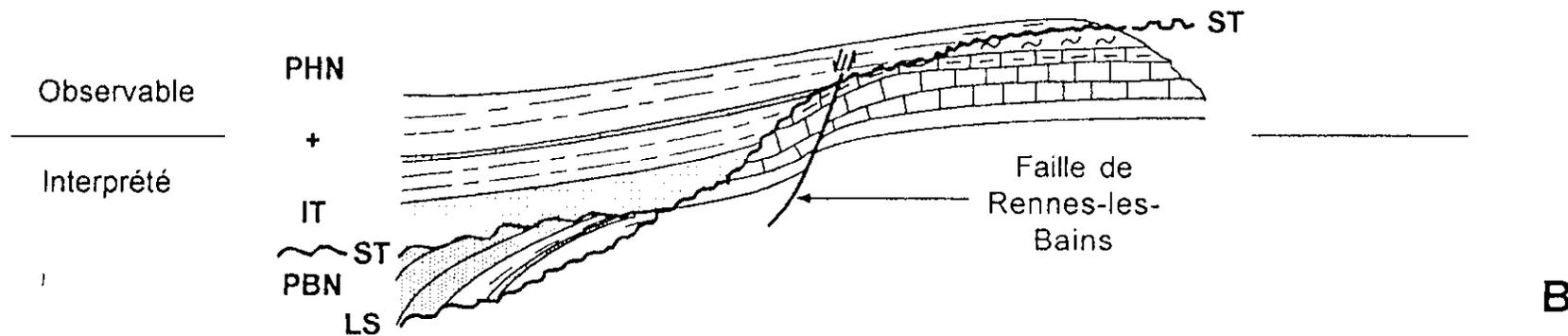


Fig. 51: Le PBN de la Séquence de la Montagne des Cornes, dans le synclinal de Rennes-les-Bains.

87



## ARRÊT N° 8

### RENNES-LES-BAINS

LES MARNES BLEUES DE SOUGRAIGNE

LE PASSAGE AUX GRÈS D'ALET

LE PHN DE LA SÉQUENCE DE LA

MONTAGNE DES CORNES

#### Buts:

Observer la partie supérieure de la Formation des Marnes bleues de Sougraigne et ses modalités de passage à la Formation Grès d'Alet.

#### Observations:

Au sud de Rennes-les-Bains, entre le Camping et l'embranchement de la route de Sougraigne, le sommet des Marnes bleues de Sougraigne est bien visible.

A la sédimentation presque exclusivement marneuse du pro-delta, se substitue rapidement une sédimentation plus grossièrement terrigène composée de l'alternance de 2 faciès: des grès, fins à moyens, et des marnes bleues; ces 2 faciès s'organisent en séquences grano-croissantes.

Du lit de la Sals aux falaises qui dominent la D. 14 on constate le grand développement du faciès gréseux et conjointement la nette diminution du faciès marne bleue; cette évolution strato-croissante traduit le comblement du système sédimentaire deltaïque par progradation continue des terrigènes du front de delta.

Au dessus, l'arrivée des faciès gréseux grossiers, caractéristiques du Grès d'Alet, et la disparition totale des marnes bleues, marque la poursuite du phénomène de comblement assuré maintenant par des dépôts continentaux de plaine deltaïque.

#### Interprétations:

La substitution progressive des environnement de dépôts - pro-delta, front de delta, (plaine deltaïque) - est parfaitement argumentée dans le prisme de haut niveau (PHN) de la Séquence de la Montagne des Cornes (fig. 52).

Avec l'épandage des Grès d'Alet s'achève le cycle marin du Crétacé supérieur sur le Massif de Mouthoumet qui passe sous influence continentale fluviale puis lacustre, au cours du Campanien - Maastrichtien.

Il est important de rappeler qu' à moins de 10 km plus au nord (Alet, arrêt n° 1), aucune trace de cette évolution complexe n' est perceptible entre le Paléozoïque de la branche d'Alet et le Grès d'Alet. C'est un argument pour situer une limite de rivage au voisinage de la branche du Cardou.

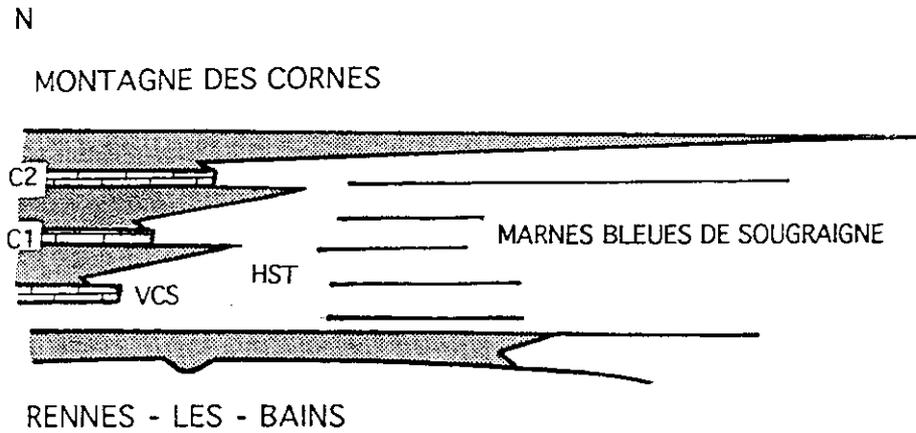


Fig. 52: Le PHN de la Séquence de la Montagne des Cornes dans le synclinal de Rennes-les-Bains.

## ARRÊT N° 9

### LA HILLE

LES MARNES BLEUES DE SOUGRAIGNE

LE PASSAGE AUX GRÈS D'ALET

LE PHN DE LA SÉQUENCE DE LA

MONTAGNE DES CORNES

#### **Buts:**

Observer la partie supérieure de la Formation des Marnes bleues de Sougraigne et les modalités du passage à la Formation Grès d'Alet.

#### **Observations:**

Dans le flanc sud du synclinal de Rennes-les Bains, les strates sub-verticales à renversées, montrent de façon précise le contact entre Marnes bleues de Sougraigne et Grès d'Alet. Par rapport à l'arrêt 8 situé seulement 1500m plus au nord, les modalités de passage d'une formation à l'autre sont différentes.

Le sommet des Marnes bleues de Sougraigne ne montre pas de façon aussi nette l'évolution grano et strat-croissante vue précédemment.

Les faciès terrigènes grossiers attribuées aux Grès d'Alet surmontent directement les Marnes bleues.

#### **Interprétations:**

Les faciès de la plaine deltaïque reposent directement sur ceux du pro-delta en l'absence des faciès du front de delta. Une telle superposition traduit une migration rapide des environnements continentaux sur les environnements marins; elle se conçoit dans le cadre d'une forte chute du niveau marin relatif qui ouvre ses aires de sédimentation aux épandages de la plaine deltaïque. Dans ce modèle d'organisation, la limite entre les séries marines de la fin du Santonien et la base de la série continentale des Grès d'Alet est interprétée comme une limite de séquence.

**ARRÊT N° 10**

**LA FERRIÈRE**

**LES FACIÈS CONSTRUITS DE LA**

**SÉQUENCE DE LA SERRE DE LACAL**

**LE PBN DE LA SÉQUENCE DE LA**

**MONTAGNE DES CORNES**

**Buts:**

Observer les faciès construits à Rudistes, équivalents méridionaux des Calcaires de la Tartière (Formation des Grès de la Sals) dans la Séquence de la Serre de Lacal (Turonien moyen - supérieur).

Observer les faciès de résédimentation du PBN de la séquence de la Montagne des Cornes, et déduire les sources d'alimentation.

Observer les relations entre les 2 séquences.

**Observations:**

La terminaison périclinale ouest de l'anticlinal de la Fontaine Salée, profondément entaillée par la rivière La Blaque, permet de retrouver, dans de bonnes conditions d'observations, des équivalents latéraux d'une partie des formations étudiées dans le synclinal de Rennes-les-Bains et de reconstituer ainsi plus précisément, le contenu et l'architecture des prismes sédimentaires.

*Séquence de la Serre de Lacal.*

Des barres de calcaire blanc dessinent très nettement la voussure anticlinale. De bas en haut se superposent ou se remplacent 3 faciès principaux:

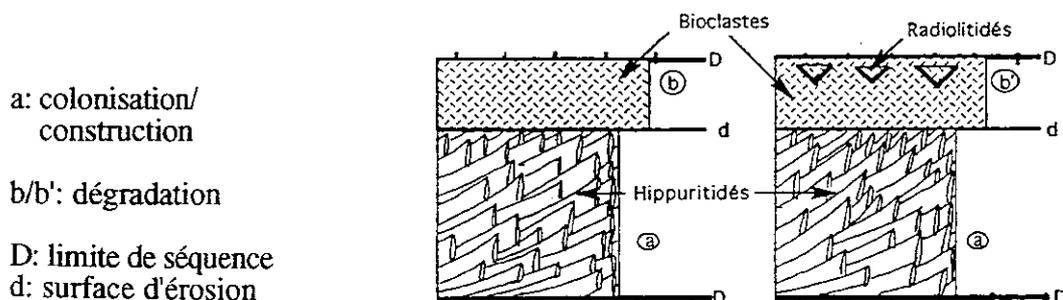


Fig. 53: La séquence élémentaire des constructions à Hippuritidés

- à la base, sur 3m environ, des calcaires noduleux, bioturbés à algues vertes (= Calcaires de la Tartière);
- au dessus, des calcaires bioconstruits à rudistes: Hippuritidés essentiellement, Radiolitidés;
- des calcaires bioclastiques provenant du démantèlement des faciès construits.

Ces 2 derniers faciès se répètent dans des séquences de type binaire qui rendent compte des stades de colonisation des substrats et de la prolifération des organismes constructeurs, puis de la destruction partielle des édifices et de leur enfouissement sous les produits de cette érosion (fig. 53). Ces phases de dégradation sont à mettre en liaison avec une augmentation de l'énergie du domaine marin à l'occasion de violentes tempêtes.

Les calcaires blancs du Turonien sont surmontés par une série carbonatée et terrigène qui est interprétée comme l'équivalent latéral de la série terrigène qui surmonte, à Rennes-les-Bains, les calcaires de lagon sous faciès des Calcaires de la Tartière.

Sur des arguments chronologiques (âge des associations de Rudistes) et de position, ces faciès construits et bioclastiques sont les équivalents latéraux des calcaires de lagon (Calcaires de la Tartière) étudiés à l'arrêt n° 5. Ils occupent par rapport à ceux-ci une position plus centrale sur la plate-forme turonienne.

### *Séquence de la Montagne des Cornes*

La base de la séquence ravine son substratum turonien après avoir fait disparaître les unités lithologiques qui relèvent de la Séquence de Bugarach, à savoir, de haut en bas: les Marnes à *Micraster.*, les Marno-calcaires à *Gauthiericeras* et les Calcaires de Montferrand

Au dessus de la surface d'érosion, le prisme de bas niveau de la séquence se développe sur une épaisseur voisine de 50m et constitue une unité lithologique baptisée Conglomérat de la Ferrière; elle se caractérise par ses faciès de resédimentation; 5 principaux ont été recensés (fig. 54):

#### Marnes à olistolites:

Les éléments resédimentés ont des origines différentes, extra ou intrabassinales; quartz laiteux et lydiennes du Paléozoïque; la taille des éléments va du granule (3mm) au galet (15cm).

Calcaires de Montferrand, Marno-calcaires à *Gauthiericeras* et Marnes à *Micraster* ; les éléments peuvent atteindre des dimensions pluri-métriques; des stries tectoniques sont parfois conservées sur leurs faces.

#### Conglomérats inorganisés:

Ils constituent des poudingues ou des brèches à matrice gréseuse ou carbonatée; les éléments sont très hétérométriques (millimétrique à pluridécimétrique) et polygéniques (mêmes origines que dans les marnes à olistolites), arrondis à sub-anguleux.

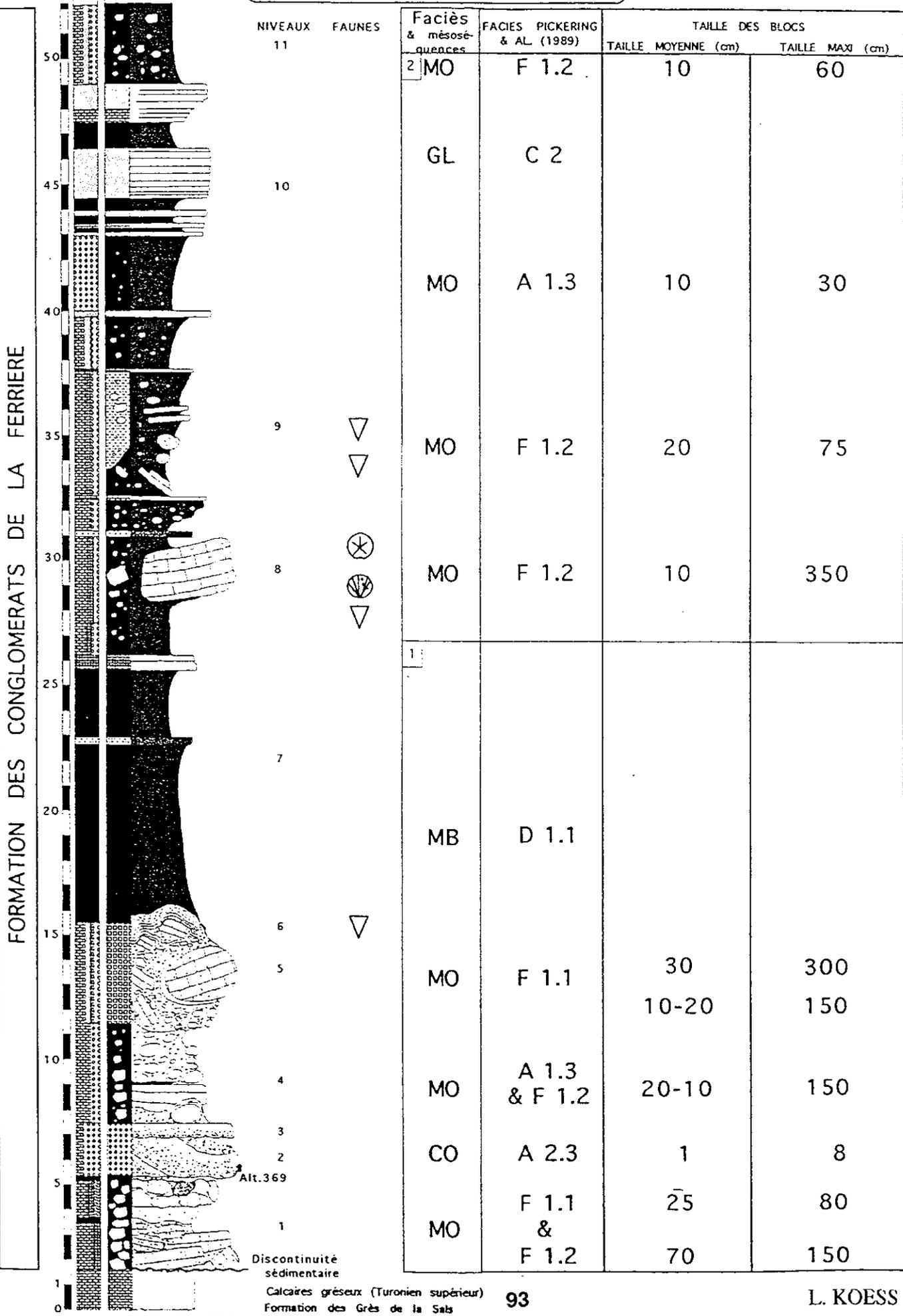
#### Conglomérats organisés:

Ils sont composés des mêmes éléments que les conglomérats inorganisés; ils s'en différencient par le granoclassement. Celui-ci peut être inverse à la base puis normal dans la partie supérieure des bancs.

#### Grès ligniteux:

Ils se présentent en bancs tabulaires d'épaisseur centimétrique à pluridécimétrique; ce sont des grès quartzeux grossiers à fin, massifs ou à laminations planes parallèles, micacés et riches en débris végétaux.

Fig. 54: Faciès et associations de faciès dans les Conglomerats de la Ferrière (flanc nord de l'anticlinal de la Fontaine Salée).



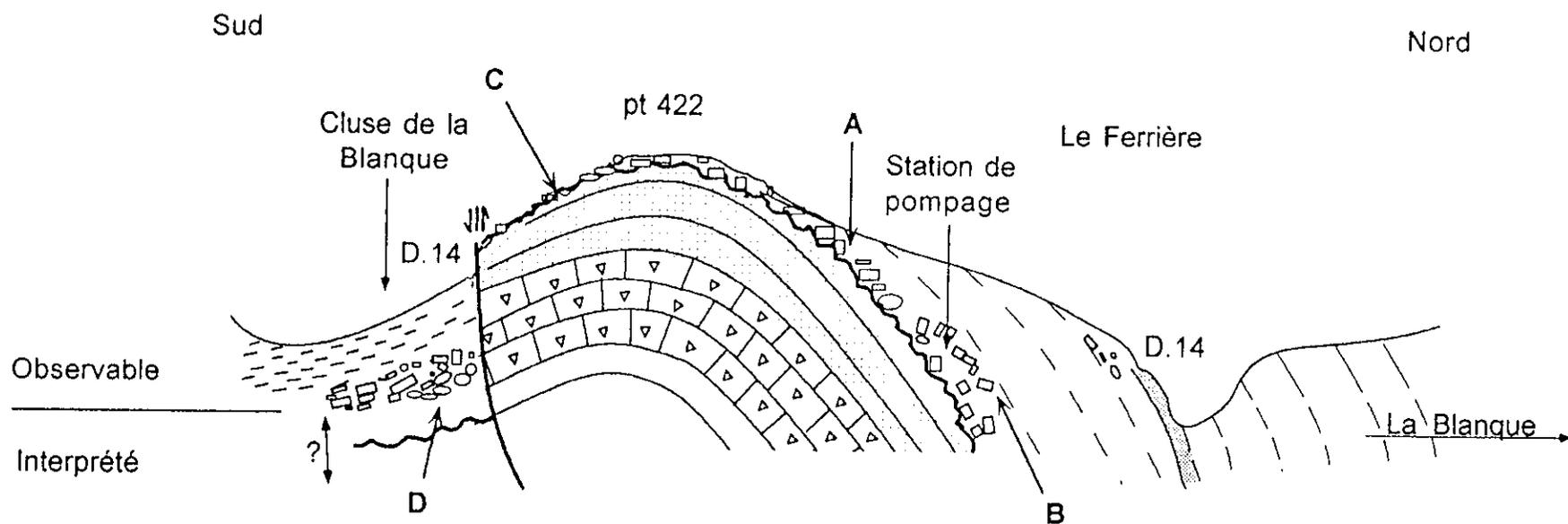
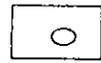
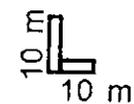


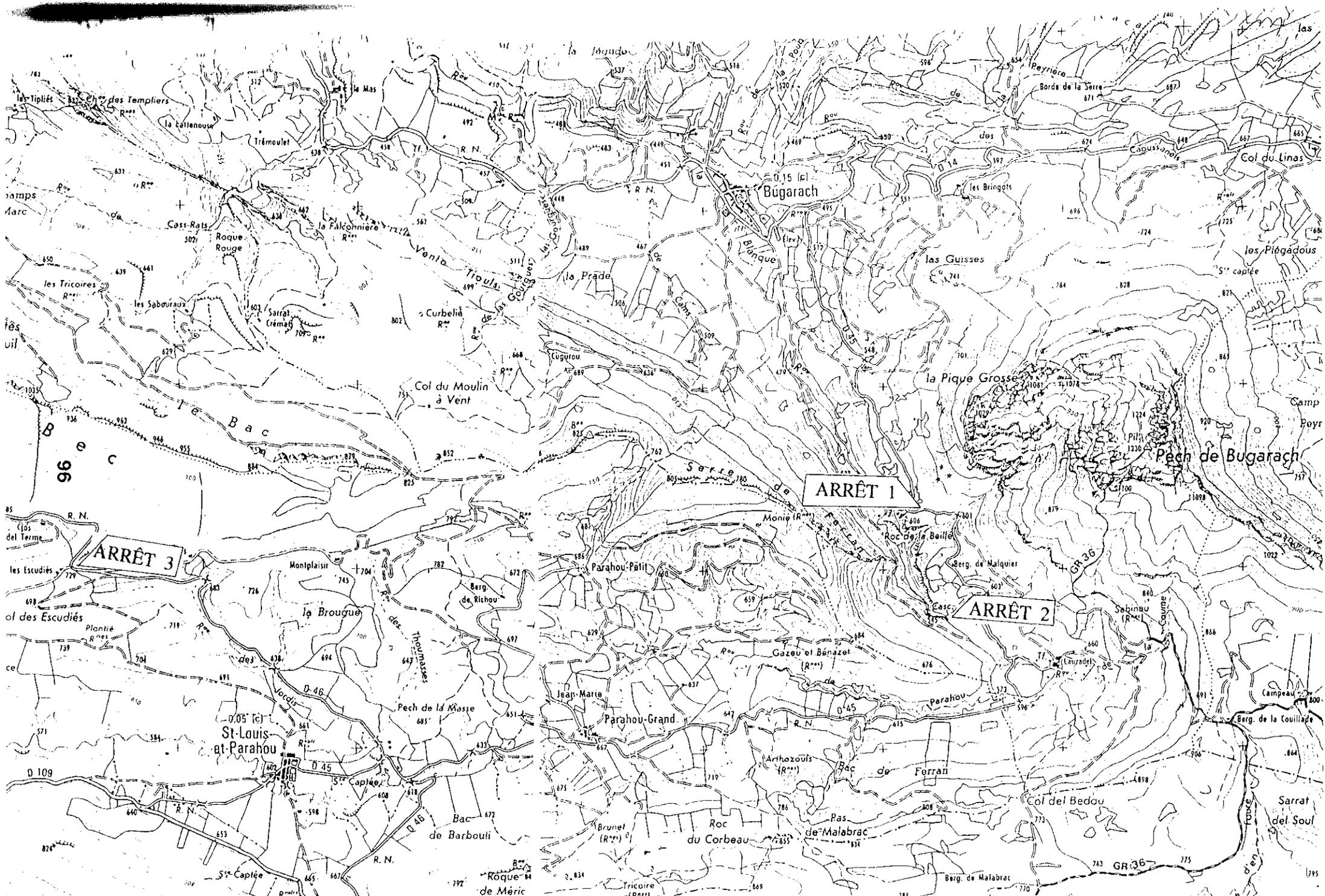
Fig. 55: Les Conglomérats de la Ferrière à la terminaison périclinale ouest de l'anticlinal de la Fontaine Salée.

LEGENDE

Turonien		Grès et calcarénites	Santonien 2		Grès micacés	 Discontinuité sédimentaire érosive   Olistolites de marnes à <i>Micraster</i>
		Calcaires bioconstruits			Marnes bleues de Sougraigne	
					Olistolites de Calcaires de Montferrand	

L. KOESS





J2

ARRÊT N° 1  
LE PERIANTICLINAL DU BÉZU  
LE CHEVAUCHEMENT DE  
BUGARACH

**But:**

Observer des structures tectoniques d'ampleur régionale dans l'aire d'affrontement des zones nord et sous-pyrénéennes.

**Observations:**

L'**anticlinal du Bézu**, chevauchant vers le nord, affronte les couches du flanc sud de l'anticlinal de la Fontaine Salée, constituées en grande partie par les Marnes à *Micraster* et les faciès de résédimentation des Grès de Labastide. Dans le flanc nord du pli, des calcaires à rudistes turoniens, redressés à la verticale donnent les hautes falaises qui portent les ruines du château des Templiers du Bézu. Vers l'est, la terminaison périantyclinale du pli se dessine entre les couches du flanc sud, faiblement pentées vers le sud et un accident vertical dans lequel disparaissent les couches du flanc nord.

Au niveau du Roc de la Beillé, la Blanque coule au fond d'une entaille de 70m de haut qui ne recoupe que des terrains du Turonien (inférieur ? à moyen pro-parte). Ceux-ci s'organisent globalement, de bas en haut, dans une succession grano et strato-croissante de comblement, marneuse à la partie inférieure, de plus en plus carbonatées à la partie supérieure où, ponctuellement se développent des constructions à rudistes (coenozone de la Beillé).

Au-dessus, sous les éboulis de pente, c'est généralement les faciès des Grès de Labastide ressortent.

Le chevauchement frontal nord-pyrénéen montre son avancée maximale sur les zones sous-pyrénéennes, au niveau du **chevauchement du Pic de Bugarach**.

La superposition anormale qui résulte de la compression pyrénéenne ne s'accompagne pas du développement de structure tectonique spectaculaire; mieux, le substratum crétacé supérieur, à l'ouest immédiat du front du chevauchement n'est pratiquement pas affecté (fig. 58).

Seul l'accident de la Falconière, dans lequel se laminent les couches du flanc nord du pli, déforme un encaissant septentrional de marnes bleues (formation des Grès de

Labastide) dans lequel s'impriment de petits plis métriques et serrés à axe vertical qui indiquent un décrochement.

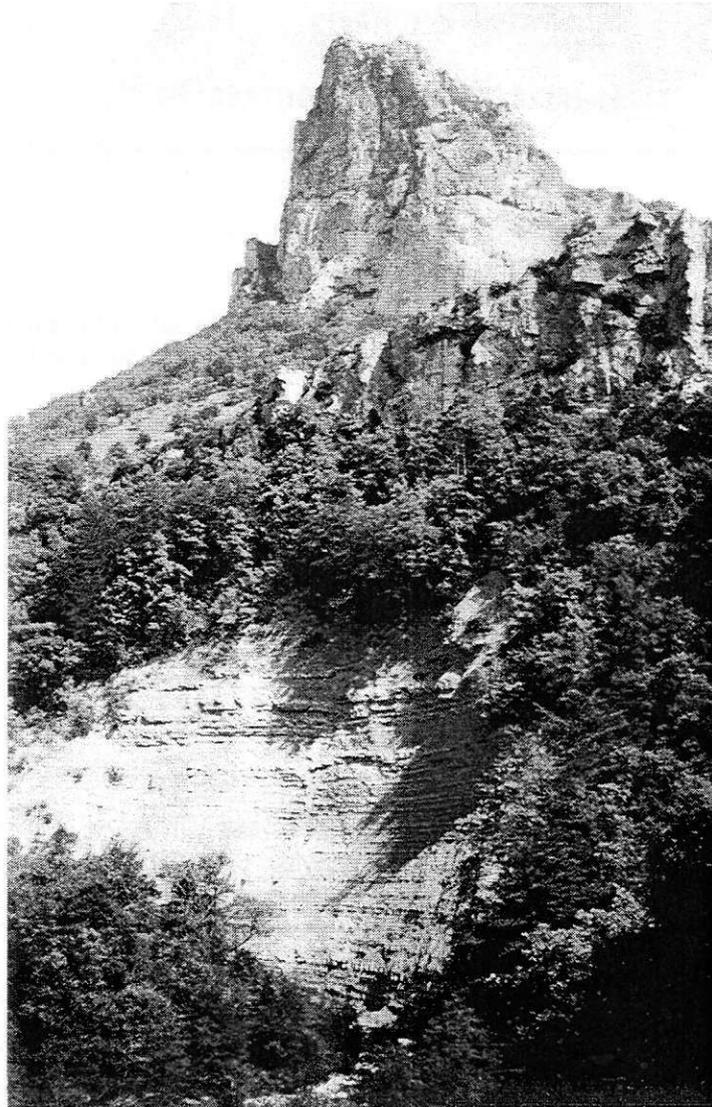


Fig. 58: Les faciès du Turonien inférieur et moyen (Marnes inférieures de Saint-Louis, Calcaires de la Beillé) à la terminaison orientale de l'anticlinal du Bézu. A l'arrière plan, le Pech de Bugarach.

**ARRÊT N° 2**

**CASCADES DES MATHIEUX**

**RELATIONS**

**GRÈS DE LABASTIDE / MARNES DE SAINT-LOUIS**

**Buts:**

Observer les relations géométriques et les caractéristiques sédimentologiques des Marnes de Saint-Louis et des Grès de Labastide sur le flanc sud de l'anticlinal du Bézu (fig. 59).

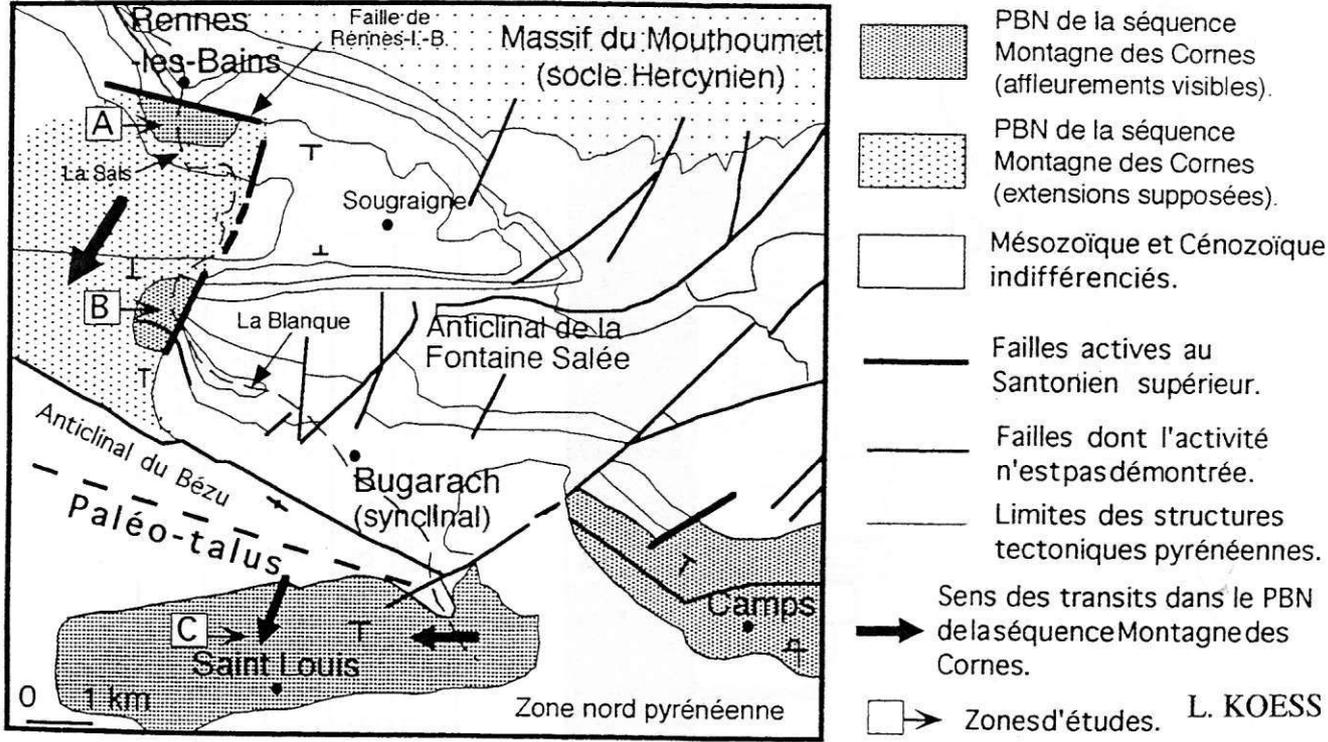


Fig. 59: Distribution géographique des faciès de résédimentation dans le PBN de la Séquence de la Montagne des Cornes.

**Observations:**

La formation des Marnes de Saint-Louis, d'âge Turonien, s'organise, sur le flanc sud de l'anticlinal du Bézu, en séquences de comblement. Les 2 dernières de ces séquences sont bien visibles au niveau des cascades supérieures des Mathieux.



La séquence inférieure s'achève par une surface de discontinuité qui couronne des calcaires bioclastiques, équivalents latéraux vers le sud des calcaires du Roc de la Beillé. Cette surface est très bioturbée, ferruginisée et encroutée parfois d'oncoïdes stromatolitiques (D1 in fig. 60).

Au-dessus, la séquence supérieure, se compose de deux ensembles: l' inférieur plus marneux est affectés de grands slumps plurimétriques qui suportent les niveaux plus carbonatés et non slumpés de l'ensemble supérieur (fig. 60).

Ceux- ci sont à leur tour tronqués à leur partie supérieure par la Formation des Grès de Labastide. La surface d'érosion qui se suit nettement recoupe sur plus d'un mètre son substratum immédiat (D2 in fig. 61)

Au-dessus, la base de la Formation des Grès de Labastide , présente sur une dizaine de mètres environ une succession de faciès variés (fig. 61), marnes à blocs (MAB), marnes à slumps (MS), marnes à olistolites, poudingues inorganisés (PI), grès ligniteux (GL), ...

Par rapport aux Conglomérats de la Ferrière dont ils sont un équivalent distal, les Grès de Labastide se singularisent par l'abondance des figures de slumps d'ou le grand développement du faciès MS.

Faciès MS (marnes à slumps): l'organisation interne est chaotique et les paquets de couches d'échelle métrique à plurimétrique sont déformés. La matrice marno-silteuse noire, micacée à dragées de quartz, plus ou moins indurée et elle-même slumpée, représente 80 % de la lithologie totale; les 20 % restant sont des grès de granulométrie fine, reployés dans des boucles de slumps centimétriques à pluridécimétriques.

### **Interprétations:**

Les deux séquences de dépôt du Turonien dénommées respectivement Séquence de la Blaque et Séquence de la Serre de Lacal, apparaissent ici sous leurs faciès distaux. Les évolutions sédimentaires qui s'observent dans la Formation de Saint-Louis permettent la reconstitution des principaux cortèges sédimentaires autour de la limite des 2 séquences.

#### ***Séquence de la Blaque:***

Sa base n'est pas affleurante et son IT n'est pas clairement identifié; une évolution grano et strato-décroissante, compatible avec une augmentation de la bathymétrie, s'observe bien à la base de la série marneuse.

Au-dessus l'évolution grano et strato-croissante est très nette dans ce qui est interprété comme le PHN, et la séquence se termine par le développement de faciès construits à rudistes (coenozone de la Beillé) ou leurs équivalents latéraux (calcaires bioclastiques). La surface de discontinuité, avec oncoïdes de cyanophycées, marque la limite de séquence.

#### ***Séquence de la Serre de Lacal:***

Elle n'est ici représentée que par son prisme de bordure de plate-forme (PBP), caractérisé par une évolution d'ensemble grano et stratocroissante et des slumps plurimétriques. Les autres cortèges disparaissent sous l'ablation des Grès de Labastide.

Les Marnes de Saint-Louis, d'âge Turonien, supportent la partie inférieure, d'âge Santonien supérieur, des Grès de Labastide, caractérisée par la fréquence des glissements

CASCADE DES MATHIEUX  
DANS LE SYNCLINAL DE  
SAINT LOUIS.

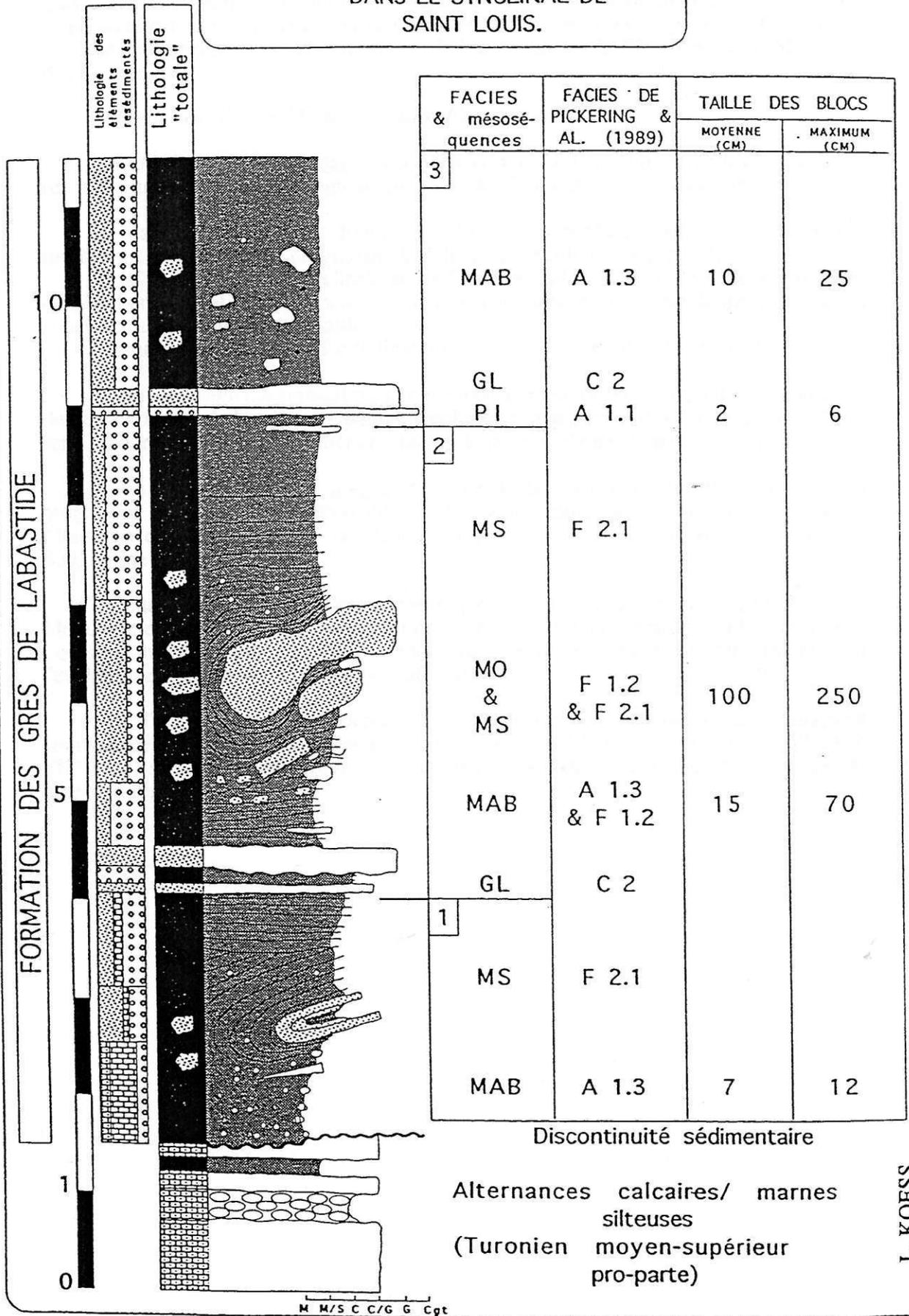


Fig. 61: Les faciès de resédimentation du santonien supérieur, dans le synclinal de Saint-Louis.

gravitaires sous-marins (slumps) qui remanient un matériel prioritairement intrabassinal; la prépondérance de ce faciès indique des dépôts de bas talus (fig. 59 & 62-III). Ce système sédimentaire s'intègre au prisme de bas niveau de la Séquence de la Montagne des Cornes.

### *Séquence de la Montagne des Cornes*

Son prisme de bas niveau à, du nord vers le sud, revêtu différents aspects qui rendent compte de la morphologie du plancher de sédimentation. Ce sont respectivement:

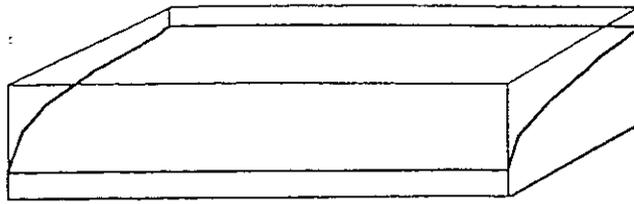
- dans le synclinal de Rennes-les-Bains, des bordures failées et actives qui limitent un corps deltaïque progradant, le delta de Fouseillo (J1, arrêt n° 7);
- à la terminaison périclinale de la Fontaine Salée, des coulées de débris, des coulées boueuses et des avalanches rocheuses matérialisent une zone de transit limitée à l'ouest par un escarpement de faille (J1, arrêt n° 10);
- sur la bordure sud de l'anticlinal du Bézu, le paléo-talus (J2, arrêt n°2).

Son intervalle transgressif n'a pas été spécialement observé, mais il est reconnu au dessus du prisme de bas-niveau, par une évolution transgressive des dépôts au sein d'une série ou dominant progressivement les faciès de marnes bleues (Marnes de Sougraigne).

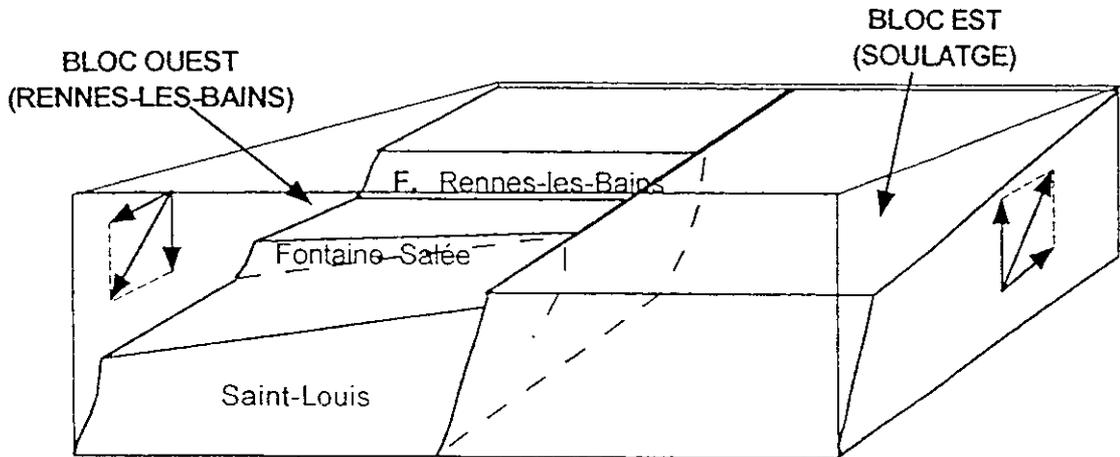
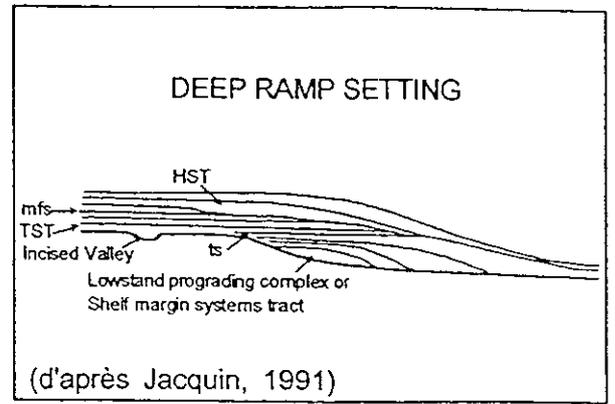
Son prisme de haut niveau présente toutes les caractéristiques d'un delta progradant associant, en position interne, les séries terrigènes et bioconstruites de la Montagne des Cornes (front de delta), en position externe, les Marnes bleues de Sougraigne (pro-delta).

Cette évolution syn et post-orogénique fait suite au morcellement du socle de Mouthoumet (fig. 62) dans un dispositif décrochant dextre qui effondre le bloc occidental, où se réalise l'évolution que nous venons de décrire, et exhausse le bloc oriental où l'évolution est différente (plate-forme carbonatée).

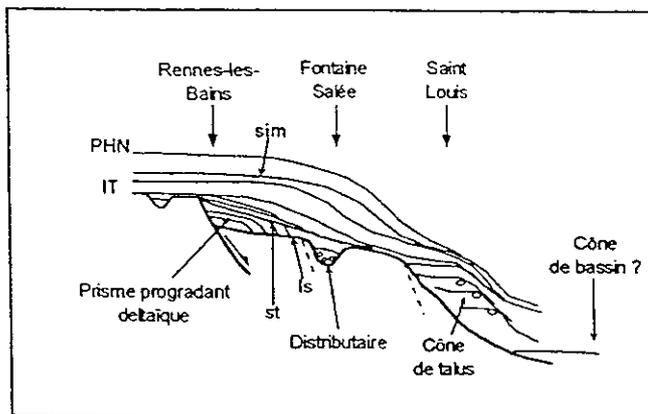
Si l'organisation des dépôts dans le prisme de bas niveau est clairement commandée par le contexte tectonique local, celui-ci n'est plus sensible dans l'IT et le PHN où l'enregistrement sédimentaire devient dépendant des variations relatives du niveau marin.



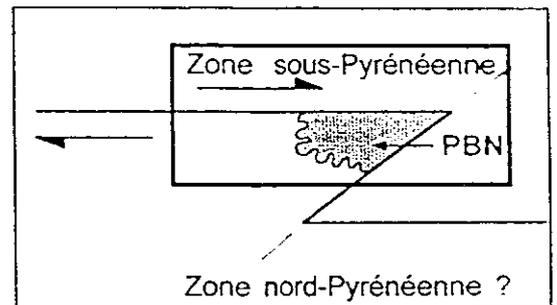
I : Stade pré-orogénique : la rampe du Coniacien-Santonien inférieur



II : Dislocation tectonique de la rampe et création de l'espace disponible par effondrement "centrifuge" dans un système décrochant à composante extensive.



III : Stade syn et post-orogénique  
Comblement partiel de l'espace disponible (bloc ouest) par les dépôts du PBN de la Séquence Montagne des Cornes.



IV : Modèle d'ouverture en décrochement dextre du bassin Santonien supérieur

**Fig. 62:** Contrôle de la tectonique syn-sédimentaire sur la genèse du PBN de la séquence Montagne des Cornes sur le compartiment occidental du massif de Mouthoumet.

L. KOESS

**ARRÊT N° 3**  
**COL DES ESCUDIÉS**  
**LES CYCLES SÉDIMENTAIRES DANS LES**  
**FORMATIONS DES ESCUDIÉS**  
**ET DE LA FONTAINE SALÉE**  
**(CÉNOMANIEN)**  
**LE PASSAGE AU TURONIEN**

**Buts:**

Analyser les relations entre le Crétacé supérieur marin et son substratum.

Observer, à une dizaine de km au sud de Rennes-les-Bains (J1, arrêt 2), les variations d'évolution et de composition dans les formations cénomaniennes des Escudiés (localité type) et de la Fontaine Salée.

Observer le passage au Turonien.

**Observations:**

Au Col des Escudiés, le Cénomaniens moyen-supérieur (Calcaires des Escudiés-Marnes de la Fontaine Salée) carbonaté repose en discordance angulaire (environ 30°) sur l'Albien marneux du flanc sud de l'anticlinal du Bézu. Cartographiquement cette discordance prend en écharpe les 3 entités de l'Albien du Bassin de Quillan: les Marnes noires supérieures, les Calcaires et grès de la Serre de Bec, les Marnes noires inférieures.

Au-dessus de la surface de discordance, les Calcaires des Escudiés présentent une succession de 3 cycles T/R qui présentent de bas en haut les caractéristiques suivantes (Fig. 63):

***Cycle 1:***

L'épisode transgressif débute par une accumulation, sur 20cm environ, de moules de gros gastéropodes vraisemblablement remaniés du substratum immédiat. Vient ensuite un empilement (5,40m) de bancs de calcaires d'épaisseur variable (10 à 80 cm), séparés par des limites nettes rectilignes ou onduleuses. Dans chacun des bancs les faciès vont, de bas en haut, des grainstones aux packstones. Des quartz bipyramidés remaniés des couvertures triasiques résiduelles et des graviers de lydiennes sont fréquents; les contenus biologiques sont diversifiés: foraminifères benthiques, gastéropodes, lamellibranches, rudistes, échinodermes, algues, ...

L'épisode régressif (2,30m) se marque par une décharge terrigène composite, granocroissante, et laminée.

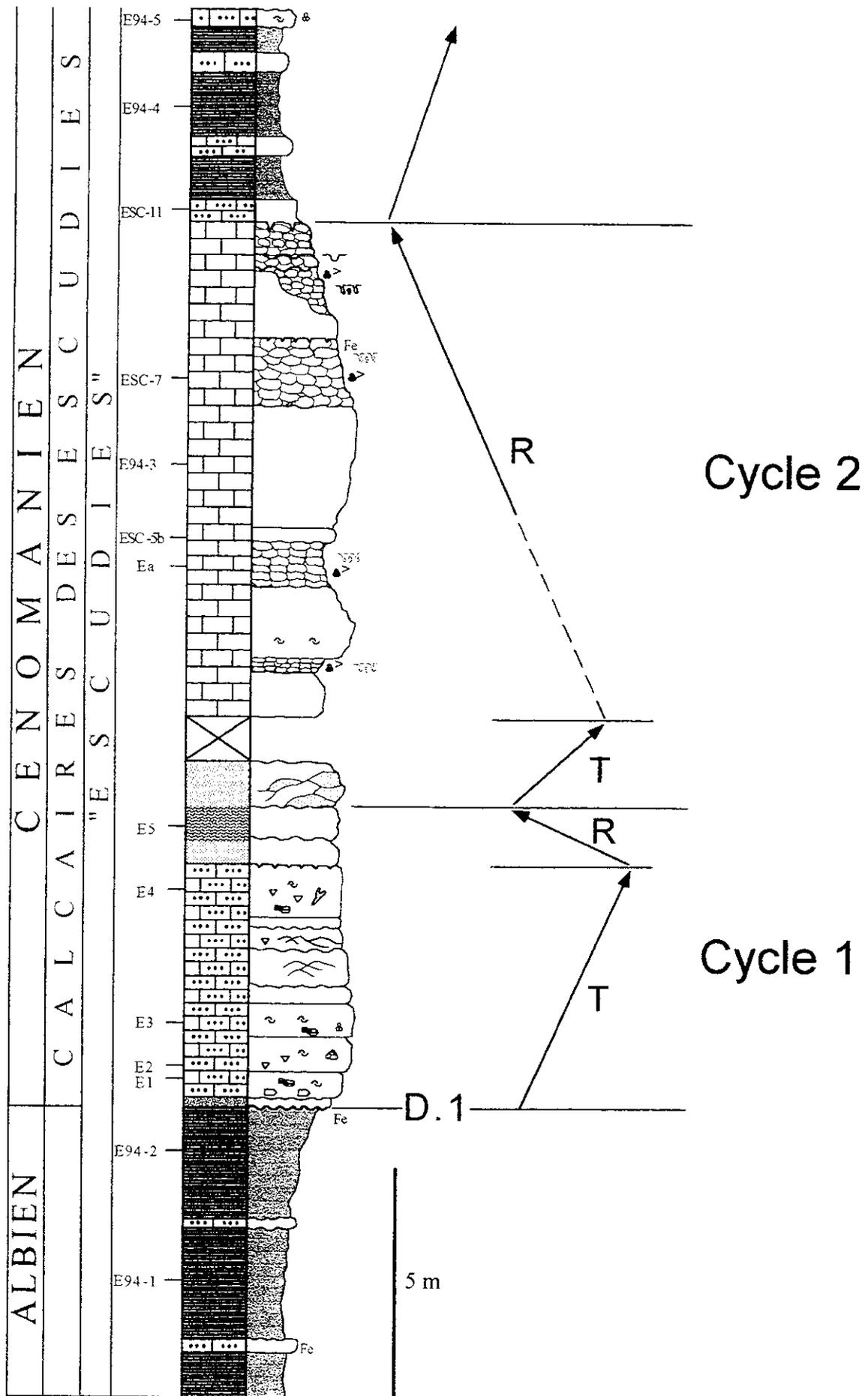
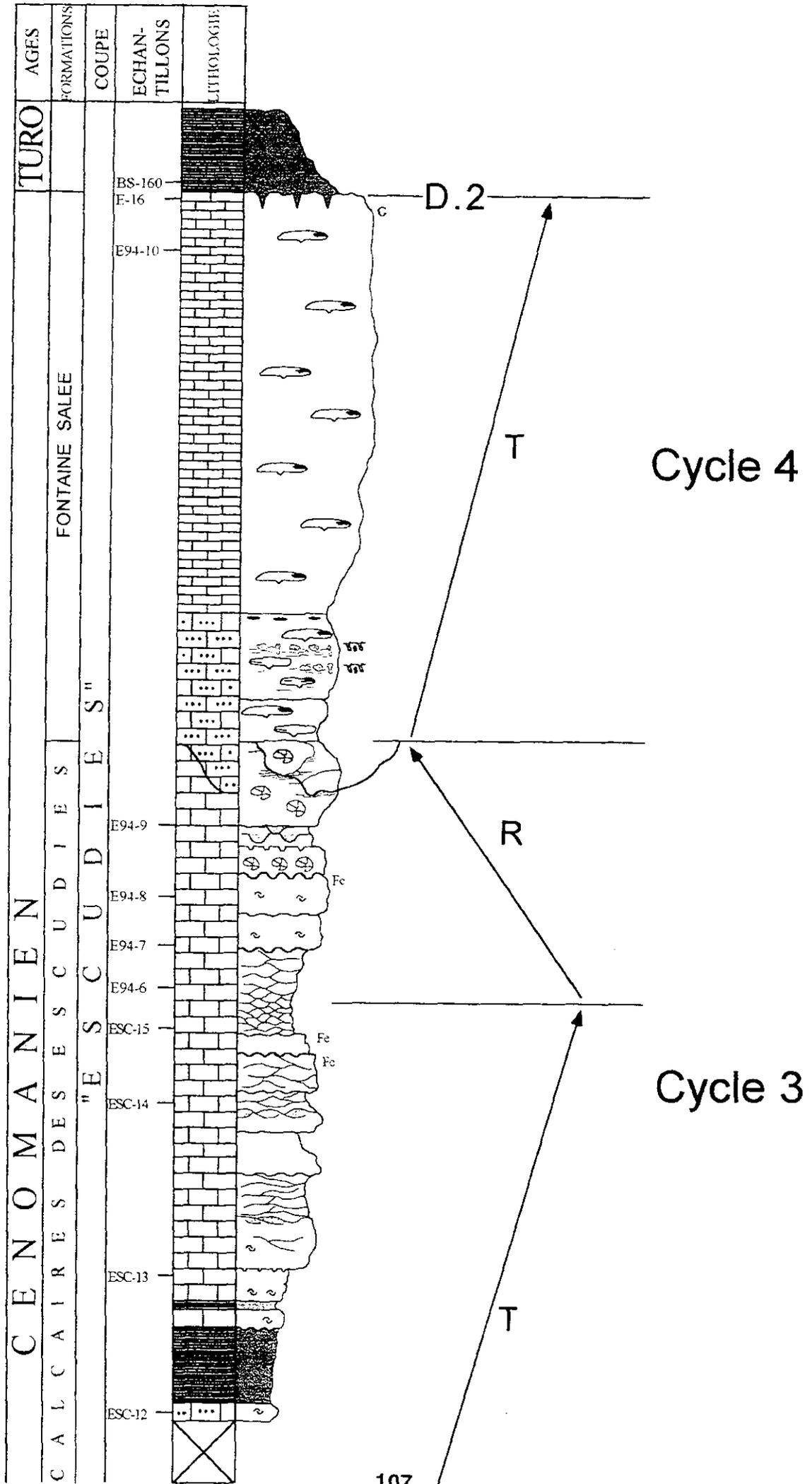


Fig. 63 : Organisation des dépôts et cycles T/R dans le Cénomanién du Col des Escudiés.



### Cycle 2:

Après une petite lacune d'observation à la base, la partie visible du cycle 2 ( $\approx 11\text{m}$ ), se compose de l'empilement de 4 séquences plurimétriques composées chacune, à la base, de calcaires massifs, gris, riches en microfaunes benthiques, (Cunéolines, Dicyclines, Pseulituonelles, (Préalvéolines, Nummoloculines,...)); à la partie supérieure de calcaires noduleux résultat d'une intense bioturbation; au matériel biologique autochtone se mêlent des microfaunes albiennes (Orbitolinidés) et, dans la dernière séquence, des sables siliclastiques.

L'organisation des séquences est globalement stratocroissante; le sommet de la dernière séquence est affecté sur une vingtaine de centimètres par des encroutements ferrugineux et des remplissages gréseux qui colmatent les cavités d'un microkarst.

### Cycle 3:

Sa partie inférieure ( $\approx 12\text{m}$ ) terrigène est peu visible. Elle débute par 2 séquences, respectivement de 1,30m et 2,10m, grano-décroissantes, composées de l'association de 2 faciès, grès fins laminés puis marnes argileuses, également riches en matière organique végétale; au-dessus et sur 6m, apparaissent des argiles et des bancs décimétriques de calcaires noduleux à Miliolites et Préalvéolines; enfin, dans une nouvelle séquence de 2m, se répartissent à part égale des grès moyens à grossiers, à la base, et des marnes grises à nodules calcaires, au sommet.

Sa partie supérieure ( $\approx 15\text{m}$ ) carbonatée peut être décomposée en 2 sous-ensembles séparés par une nette surface de discontinuité.

Le sous-ensemble inférieur (6,70m) se compose d'une dizaine d'unités élémentaires pluridécimétriques à métriques limitées par des surfaces d'arrêt de sédimentation onduleuses et oxydées, recouvertes ou pénétrées de sables bio et silico-clastiques. Les bancs carbonatés se constituent par accumulation de bioclastes; parmi les restes identifiables les tests de rudistes Caprinidés et Radiolitidés sont abondants.

Le sous-ensemble supérieur (7,80m), montre essentiellement la superposition de 3 faciès, de bas en haut: des brèches calcaires à gros restes de Caprinidés, Requieridés, coraux, Chaetétidés; des calcaires bioclastiques à même composante biologique; des calcaires bioconstruits à grosses *Caprina adversa* en position de vie.

Une surface d'ablation majeure affecte sur plus d'1m les calcaires construits. L'unité lithologique qui vient au dessus est rattachée à la Formation des Marnes de la Fontaine Salée. Elle débute le 4ème et dernier cycle cénomaniens.

### Cycle 4:

Trois faciès sont associés dans le remplissage des paléotopographies de la surface d'érosion: des sables bioclastiques à très nombreux fragments d'échinodermes; des marnes verdâtres à bioclastes ; des olistolites métriques de calcaires bioconstruits à Caprinidés.

En fin de remplissage se développent une construction à coelentérés lamellaires ou en coupelles, empilés les uns sur les autres. Elle atteint 9m d'épaisseur environ et est couronnée par une nouvelle surface de discontinuité qui taraude sontoit sur plusieurs centimètres de profondeur. De fortes concentrations de glauconie affecte cette surface; ces glauconies sont d'âge Turonien.

## Interprétations:

Dans le cycle 1 l'IT se marque le retour de la mer sur un substratum structuré (discordance angulaire et cartographique); la transgression s'accompagne du remaniement de matériaux appartenant au substratum immédiat (fossiles de l'Albien) ou plus lointain (quartz triasiques, lydiennes paléozoïques). La tranche d'eau est faible et les influences cotières sont sensibles. Le remblaiement par les terrigènes du PHN de l'espace conquis est brutal.

Dans le cycle 2, le retour de la mer (IT) conduit à l'installation d'un domaine marin plutôt confiné, de type lagon, mais hors des atteintes du terrigènes littoral pendant la majeure partie des dépôts. Les remaniements observés de restes biologiques plus anciens (orbitolines de l'Albien), pourraient être liés à des tempêtes dont l'action déstabilisante sur les dépôts antérieurs rend possible l'installation d'une vie endobionte (faciès noduleux bioturbés). Le comblement du système sédimentaire (PHN) est perceptible dans l'organisation stratocroissante des séquences et l'enrichissement en terrigènes. L'émergence se manifeste au toit des ces dépôt (exokarst) et les cavités sont colmatées par de nouveaux épandages gréseux.

Le cycle 3 débute dans des environnements confinés littoraux; les conditions marines s'affirment progressivement (IT), ce qui se traduit par une dualité des dépôts carbonatés et terrigènes et une énergie élevée; la construction des biostromes à rudistes se réalise dans les conditions les plus marines. Le cycle est interrompu par la surface d'érosion sous-marine qui fait disparaître les marques de son évolution sommitale.

Cette surface d'ablation est vraisemblablement à relier à un événement tectonique distensif qui effondre la bordure externe de la plate-forme.

Le cycle 4 fossilise les paléotopographies engendrées par les érosions syn- à post-tectoniques et la bordure externe de la plate-forme se couvre de construction coralliaires (prisme de bordure de plate-forme : PBP). Les autres cortèges sédimentaires de la séquence sont absents par non-dépôt ou érosion. Ils s'expriment plus au nord, sur la plate-forme et nous avons pu observer l'IT et le PHN de cette séquence à l'arrêt J1, n° 2.

La surface de discontinuité qui affecte profondément ces édifices est le résultat de cette période de non dépôt ou d'érosion qui s'est produites sur la marge externe de la plate-forme au Cénomaniens terminal; elle est fossilisée par des glauconies d'âge Turonien inférieur.

Des 4 séquences qui viennent d'être détaillées au Col des Escudiés, seules les 2 supérieures atteignent le flanc nord du synclinal de Rennes-les-Bains où elle s'expriment par une composition et des lithologies différentes.

**ARRÊT N° 4**  
**VALLÉE DE L'AUDE**  
**LE SITE DE BELLEVUE**  
**CAMPANIEN**  
**MAASTRICHTIEN CONTINENTAL**

**Buts:**

Reconstituer les conditions de genèse du gisement de Dinosaures de Campagne-sur-Aude.

Découvrir sa richesse et sa variété.

**Historique:**

Les dinosaures de la Haute Vallée de l'Aude ont été mentionnés au dix-neuvième siècle, mais ces premières découvertes d'ossements isolés sont vite retombées dans l'oubli (Le Loeuff, 1991). En 1947, dans son "Mémoire sur les Dinosauriens du Midi de la France", le paléontologue Albert de Lapparent concluait qu'"aucun vrai gisement n'est connu dans les Corbières". C'est en 1982, à la suite d'une découverte fortuite par un chasseur de Campagne-sur-Aude, que des enseignants d'Espérasa s'intéressèrent aux restes de dinosaures de la Haute-Vallée, ce qui conduisit à la découverte du gisement de Bellevue.

Les premières fouilles scientifiques ont eu lieu en 1989 et se poursuivent depuis à raison de deux mois de fouilles par an, conduites par l'équipe du Musée des Dinosaures d'Espérasa où l'intégralité du matériel découvert est conservé.

**Stratigraphie et sédimentologie:**

A Campagne-sur-Aude, le gisement paléontologique de Bellevue est situé à la base du membre des Marnes de la Maurine (Formation des Marnes rouges inférieures; Bilotte, 1985), au sein d'une passée conglomératique et silteuse de quatre à six mètres d'épaisseur, dans cette unité essentiellement constituée, par ailleurs, de marnes rouges et jaunes. Les traces de pédogenèse sont abondantes ("poupées calcaires") et, les Marnes de la Maurine sont caractérisées essentiellement par une succession de paléosols contenant régulièrement des oeufs de dinosaures. Les éléments de datation du site de Bellevue sont peu nombreux; citons: la présence, dans le membre sous-jacent des Marnes rouges de Campagne, d'une palynoflore du Campanien supérieur (Bilotte, 1985); une polarité magnétique normale (H.J. Hansen & J. Moreau). Nous rapportons ce site au Campanien supérieur ou au Maastrichtien inférieur, mais sans argument décisif. L'absence de dinosaures hadrosauridés à Bellevue suggère de ne pas dater la carrière du Maastrichtien supérieur, période où ces animaux semblent dominants dans les assemblages fauniques de l'ouest européen.

A Bellevue, une succession complexe, à l'échelle de la carrière, de lentilles conglomératiques passant latéralement à des formations silteuses, témoigne de l'origine fluviale des dépôts. Les niveaux fossilifères (6 différents recensés en 1999) se situent essentiellement au toit des passées conglomératiques.

### Taphonomie:

L'état de préservation des ossements, le plus souvent désarticulés, ainsi que la composition faunique, variable d'un niveau à l'autre, témoignent de transports plus ou moins importants et, suggèrent des biais taphonomiques considérables dans la composition de la faune qui ne doit pas être considérée comme représentative d'un écosystème. Les traces de prédation sur les ossements ne sont pas rares.

### Liste faunique:

Environ 2000 pièces ont été découvertes depuis 1989 qui font de Bellevue le plus important gisement français de dinosaures et le premier site européen pour le Crétacé supérieur.

#### *Végétaux*

Quelques macrorestes végétaux de Bellevue sont rapportés à des cycadales; de nombreux fragments de bois restent indéterminés.

#### *Invertébrés*

Quelques mollusques d'eau douce (gastropodes et bivalves) sont représentés par des moules internes, malheureusement indéterminables.

#### *Vertébrés*

Osteichtyes Lepisosteidae      *Lepisosteus* sp.

Le seul poisson osseux découvert à Bellevue, jusqu'à présent, est connu par de nombreuses écailles ganoïdes et quelques restes craniens attribuables à *Lepisosteus* sp.

Chelonia indét.

Une tortue est connue par un crâne, une carapace et de nombreux fragments; ce matériel est en cours d'étude.

Crocodylia Eusuchia      *Allodaposuchus precedens* NOPCSA

Deux crânes, quelques vertèbres et de nombreuses dents peuvent être attribuées à ce crocodyle.

Mesosuchia      Trematochampsidae

cf. *Ischyrochampsia meridionalis* VASSE 1995

Deux grosses dents cannelées sont typiques de ce gros crocodyle primitif.

Dinosauria Sauropoda      Titanosauridae

*Ampelosaurus atacis* LE LOEUFF 1995

Plus de 1000 ossements, dont l'holotype de l'espèce *A. atacis*, proviennent de Bellevue.

Theropoda      Dromaeosauridae

*Variraptor mechinorum* LE LOEUFF & BUFFETAUT 1998

Quelques petites dents crénelées et de rares ossements peuvent être rapportés à ce petit dinosaure carnivore.

Ornithopoda      Iguanodontia incertae sedis

*Rhabdodon priscus* MATHERON 1869

Environ 200 ossements ont été rapportés à ce dinosaure herbivore.

Thyreophora Ankylosauria indéterminé.

Seuls trois ostéodermes d'un nodosauridé indéterminable (il pourrait s'agir de *Struthiosaurus austriacus*, connu dans de nombreux gisements contemporains) ont à ce jour été découverts à Bellevue.

Pterosauria indéterminé.

Quelques os creux aux parois très minces, malheureusement très incomplets, sont typiques de ce groupe de reptiles volants mésozoïques.

Aves Famille indéterminée.

*Gargantuavis philoinos* BUFFETAUT & LE LOEUFF 1998

L'holotype de ce gros oiseau coureur (le plus gros oiseau du Mésozoïque) a été découvert à Bellevue: il s'agit d'un sacrum et de deux ilions.



Fig. 64 A: *Ampelosaurus atacis* (dessin de Guy Le Roux, 1995)

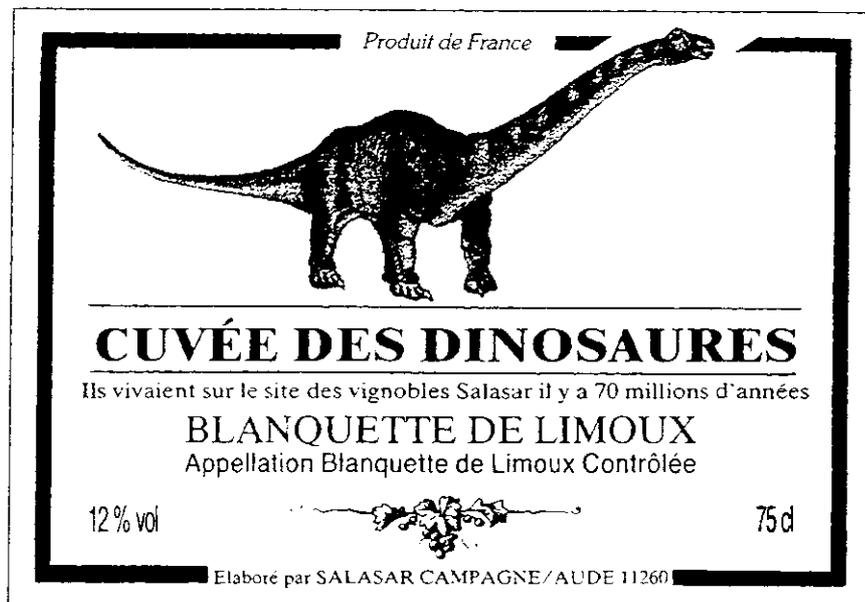


Fig. 64 B: *Ampelosaurus atacis* (dessin de Claude Moréno, 1992)

**ARRÊT N° 5**  
**ESPÉRAZA**  
**LE MUSÉE DES DINOSAURES**

**But:**

Visite du Musée et de ses collections.

**Les Dinosauriens de la Haute Vallée de l'Aude:**

***Ampelosaurus atacis* (fig. 64 A & B)**

Treize années après la découverte, près de village de Campagne-sur-Aude, d'un humérus fragmentaire et de quelques vertèbres caudales de dinosaure par des paléontologues amateurs, Christian Raynaud et Pierre Clottes, et après six années de travaux de terrains et de préparation, la description préliminaire de ce nouveau dinosaure est parue au mois d'octobre 1995 dans les CRAS.

*Ampelosaurus atacis* ("le reptile du vignoble de l'Aude) a été découvert dans la Haute Vallée de l'Aude, au pied des falaises de calcaire qui marquent la fin de la période crétacée dans cette région, dans des roches vieilles de 70 à 75 millions d'années. La situation du gisement de Bellevue, à l'emplacement d'un ancien vignoble de Blanquette de Limoux est à l'origine de l'appellation générique (du grec Ampelos = vignoble et Sauros = lézard); Atax (génitif: atacis) est le nom latin de la rivière Aude.

*Ampelosaurus* est un dinosaure sauropode de la famille des Titanosauridae, qui pouvait atteindre une quinzaine de mètres de long et peser une dizaine de tonnes. La caractéristique principale de ce gros herbivore réside dans la présence d'une véritable armure de grosses plaques osseuses qui recouvrait une grande partie de son corps. De grandes plaques osseuses de morphologie variée ont été retrouvées dans le gisement de Campagne-sur-Aude: les unes sont très plates, d'autres en forme de bulbe, d'autres encore sont surmontées de véritables épines. Des différences dans la texture de l'os suggèrent que la base de ces plaques étaient profondément enfoncées dans le derme d'*Ampelosaurus*. Les plaques dermiques (ou ostéodermes) d'*Ampelosaurus* n'ont malheureusement pas été retrouvées en connexion, mais mélangées avec les ossements de plusieurs squelettes désarticulés. On ne peut donc connaître leur disposition exacte sur le corps d'*Ampelosaurus* et, le dessin de l'artiste Guy Le Roux est, à cet égard, hypothétique (fig. 64 A).

Il semble aujourd'hui que la plupart des sauropodes de la famille des Titanosauridae étaient recouverts de plaques osseuses: dès 1896, le paléontologue Charles Depéret, de l'Université de Lyon, avait émis l'hypothèse que de grosses plaques osseuses retrouvées à Madagascar en même temps que des ossements de titanosauridae avaient appartenu à ce sauropode. Son opinion n'avait pas prévalu, l'orthodoxie d'alors considérant que les sauropodes ne possédaient pas de plaques osseuses... En 1980, les paléontologues argentins Jaime Powell et José Bonaparte démontrèrent définitivement l'exactitude des conclusions de Depéret, lorsqu'ils rendirent compte de leur découverte de plaques similaires mêlées au squelette du titanosaure *Saltasaurus loricatus* (Province de Salta, Argentine).

La découverte d'*Ampelosaurus* et de ses plaques osseuses suggère désormais que la plupart des titanosaures, sur tous les continents (Europe, Madagascar, Amérique du Sud) possédaient une armure osseuse qui est, probablement, un caractère fondamental de la famille (synapomorphie).

La signification biologique de cette armure est plus délicate à cerner. Qu'elle ait pu constituer une protection contre les prédateurs ne fait pas de doute pour les jeunes individus. Mais des animaux de dix tonnes et plus, il y a 75 millions d'années comme aujourd'hui, n'avaient probablement pas de prédateurs. Il est en revanche possible que ces plaques, comme la propose la paléontologue Valérie Martin-Rolland, aient servi à la manière d'un corset pour donner plus de rigidité à la colonne vertébrale; celle-ci, chez les Titanosauridae, ne présente pas l'articulation intervertébrale surnuméraire connue chez la plupart des autres sauropodes et qui leur confère une meilleure rigidité. Le "corset" osseux, forme de squelette externe, aurait ainsi pu compenser le manque de rigidité de la colonne vertébrale.

### *Rhabdodon priscus* (fig. 65)

*Rhabdodon* ("la dent cannelée" en grec) était le deuxième dinosaure le plus abondant dans la Haute Vallée de l'Aude, à la fin du secondaire. *Rhabdodon* était un dinosaure herbivore, long de quatre à sept mètres; cet animal, généralement quadrupède, pouvait aussi se déplacer sur ses pattes postérieures. Les vertèbres dorsales de *Rhabdodon* possèdent des épines neurales extrêmement allongées qui devaient former l'armature d'une sorte de voile dorsal.

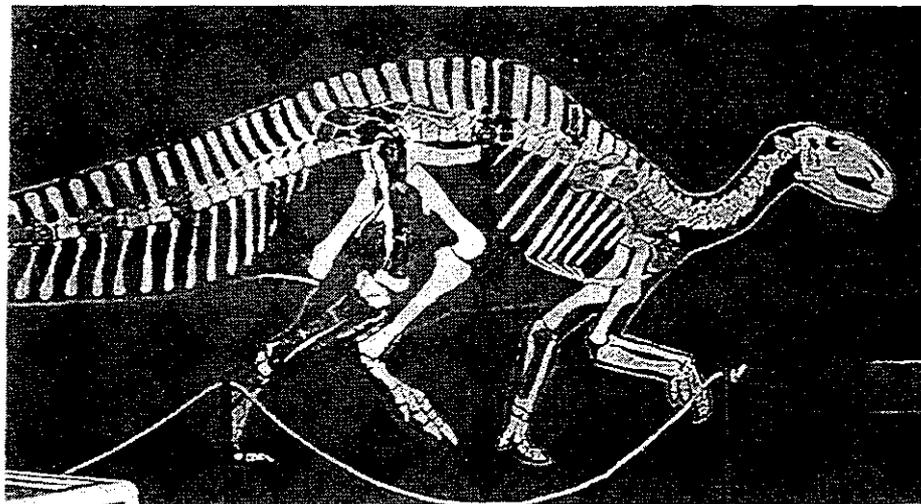


Fig. 65: *Rhabdodon priscus*

### *Struthiosaurus austriacus* (fig. 66)

*Struthiosaurus* ("le lézard autruche") porte son nom par erreur. Le paléontologue Bunzel qui en découvrit les premiers restes en 1871 en Autriche, le baptisa ainsi car il pensait que c'était un animal proche des oiseaux. La découverte de nouveaux restes démontra plus tard qu'il n'en était rien: *Struthiosaurus* ressemblait à tout, sauf à un oiseau..... Il aurait plutôt, dans son allure générale de quadrupède caparaçonné dans une armure osseuse, un petit côté "char d'assaut", à l'instar de ses cousins du groupe des Ankylosaures.

Mais, en matière de systématique (la science qui donne leur nom aux animaux et aux plantes), les règles sont très strictes: le premier nom donné à un nouvel animal (qu'il soit fossile ou actuel), doit s'appliquer, qu'elle que soit son étymologie.



Fig. 66: *Struthiosaurus austriacus*

*Variraptor mechinorum* (fig. 67)

*Variraptor* ("le voleur du Var") est le petit dernier de la famille, puisqu'il vient juste d'être baptisé en 1998. Ce petit carnivore est connu dans la Haute Vallée de l'Aude par quelques dents isolées très caractéristiques: ce sont de petites dents aplaties, recourbées vers l'arrière, dont le tranchant est muni de minuscules crénelures semblables à des dents de scie. Ce sont des dents de carnivore, aptes à déchirer de la viande.

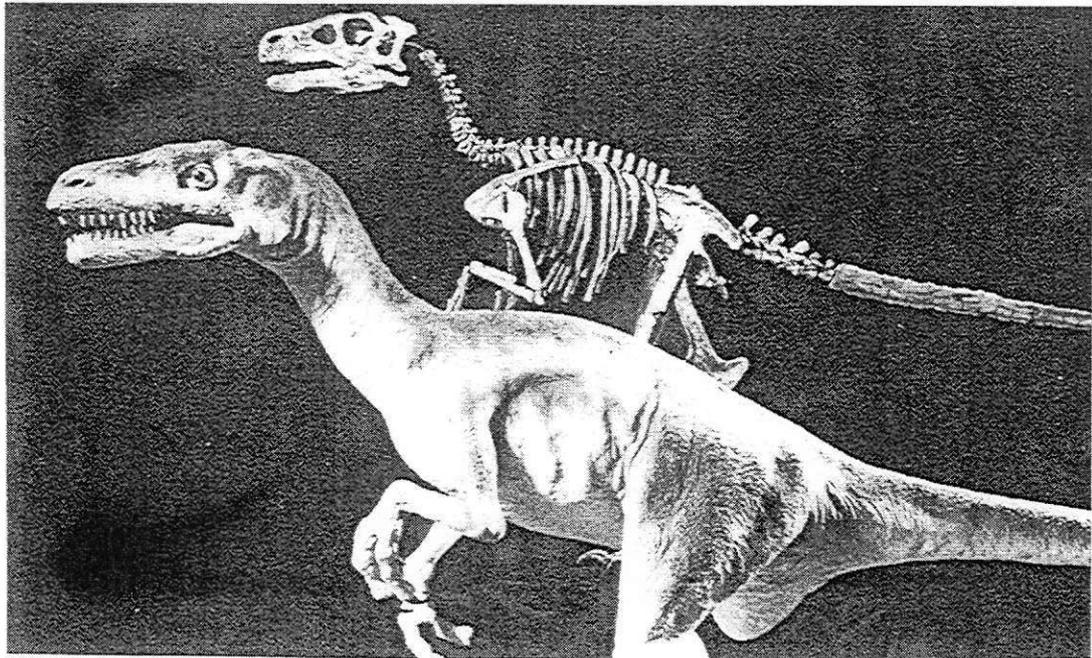


Fig. 67: *Variraptor mechinorum*

Des restes plus complets de *Variraptor* ont été découverts en Provence par des paléontologues amateurs, Patrick et Annie Méchin (d'où son nom spécifique). Ces découvertes ont permis de démontrer que *Variraptor* appartenait à une famille de petits dinosaures carnivores appelée les Dromaeosauridés, qui comprend aussi *Deinonychus*, d'Amérique du Nord et, *Velociraptor*, de Mongolie. En 1995 et 1996, quelques fragments d'un dinosaure proche de *Variraptor* ont été découverts dans un autre département audois, à Fontjoncouse.

*Variraptor* était un petit prédateur agile, long de deux à trois mètres.

### *Tarascosaurus sallivicus*

A côté des petits prédateurs Dromaeosauridae comme *Variraptor*, les grands dinosaures carnivores européens de la fin du Crétacé appartiennent à la famille des Abelisauridae.

*Tarascosaurus* doit son nom à la Tarasque, ce monstre des légendes provençales qui hantait la vallée du Rhône (une Tarasque pyrénéenne est aussi répertoriée). Ce dinosaure carnivore est encore mal connu aujourd'hui, et il est délicat d'en présenter une reconstitution fiable.