

Pierre COTILLON

*Actes du Laboratoire de Géologie
Sédimentaire et Paléontologie
de l'Université Paul - Sabatier
Toulouse*

série 2 : mémoires

LE SENONIEN SUPERIEUR
DU BASSIN D'AVANT PAYS SOUS-PYRENEEN
DE L'ARIÈGE ET DE LA HAUTE-CARONNE

Michel Fournier



S
T
R
A
T
A



**LE SENONIEN SUPERIEUR
DU BASSIN D'AVANT-PAYS
SOUS-PYRENEEN DE
L'ARIEGE ET DE LA HAUTE-GARONNE**

Michel BILOTTE

Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie

U R A 1405. Stratigraphie séquentielle et Micropaléontologie

Collaboration scientifique :

B. LEPICARD
I. MARTINET
F. SEGURA

J.P. BELLIER
R. DELOFFRE
M. HANSOTTE
W.J. KENNEDY
B. LAMBERT
O. LEGOUX
M. MASSIEUX
M. NEUMANN
J. SORNAY
Y. TAMBAREAU
J. VILLATTE

Collaboration technique :

P. EICHENNE
R. BOUCHE

Remerciements

La réalisation de ce fascicule a bénéficié d'une aide matérielle substancielle, accordée par Monsieur le Président de l'Université Paul-Sabatier (Toulouse III).

Sur le plan scientifique cet article s'appuie plus particulièrement sur trois diplômes, fruits d'une étroite collaboration entre F. SEGURA {1979}, B. LEPICARD {1985} (Université Paul-Sabatier, Toulouse III), I. MARTINET {1989} (Université P. et M. Curie, Paris VI) et moi-même.

Les emprunts à ces trois ouvrages sont nombreux et d'ordre essentiellement biostratigraphiques {B. LEPICARD, I. MARTINET} et sédimentologiques {F. SEGURA, B. LEPICARD}.

Des raisons conjoncturelles et/ou professionnelles, je pense en particulier à F. SEGURA, n'ont pas permis que ces trois collègues soient avec nous, pour exposer eux-mêmes les résultats de leurs recherches.

De nombreux spécialistes en Paléontologie et Micropaléontologie, un amateur éclairé, M. HANSOTTE, ont apporté leurs contributions à ce document.

Que tous en soient sincèrement remerciés.

Toulouse, le 30 avril 1990.

SOMMAIRE

Généralités	p. 5
- Le système pyrénéen dans le cadre de la tectonique des plaques...	p. 7
- L'évolution des concepts sur le comblement du sillon sous-pyrénéen...	p. 11
- Le Sénonien supérieur de l'Ariège et de la Haute-Garonne...	p. 14
* Cadre structural...	p. 14
* Cadre biochronostratigraphique...	p. 19
* Unités lithostratigraphiques...	p. 27
- L'organisation séquentielle...	p. 41
* Les séquences lithologiques majeures	p. 41
* Les séquences génétiques de dépôt	p. 45
Conclusion	p. 53
Références	p. 55
Livret-guide	p. 59
- Première journée. Bassin de Nalzen, Plantaurel	p. 61
- Deuxième journée. Petites Pyrénées,	p. 71
- Troisième journée. Petites Pyrénées, Dômes annexes	p. 85

GENERALITES
BIOSTRATIGRAPHIE
LITHOSTRATIGRAPHIE
ENVIRONNEMENTS
SEQUENCES

Le système pyrénéen dans le cadre de la tectonique des plaques

Le système pyrénéen se situe entre les océans Atlantique, à l'Ouest, et Thétysien, à l'est. Il a donc enregistré, d'une façon plus ou moins sensible, les événements géodynamiques qui, pendant le Crétacé, ont accompagné l'ouverture progressive du premier et la fermeture non moins progressive du second (fig. 1).

Ma	EPOQUES	ATLANTIQUE NORD	TETHYS LIGURE
- 45	Paléocène- - éocène	expansion fermeture partielle du golfe de Gascogne	collision
- 65	Crétacé supérieur	expansion	fermeture
- 110/ -100	Crétacé inférieur	rifting	expansion

(d'après M. LEMOINE, 1984)

Fig. 1 -

Les reconstitutions cinématiques de l'ouverture de l'Atlantique nord et corrélativement de celle du Golfe de Gascogne {J.L. OLIVET et al., 1984}, et de la fermeture de la Téthys ligure {M. LEMOINE, 1984 ; J. DERCOURT et al., 1985} imposent aux plaques Europe et Ibérie, au niveau de l'"espace pyrénéen", les contraintes suivantes :

- vers la limite Albo-Cénomanién, les plaques Europe et Ibérie occupent une position relative comparable à la position actuelle (fig. 2a) ;

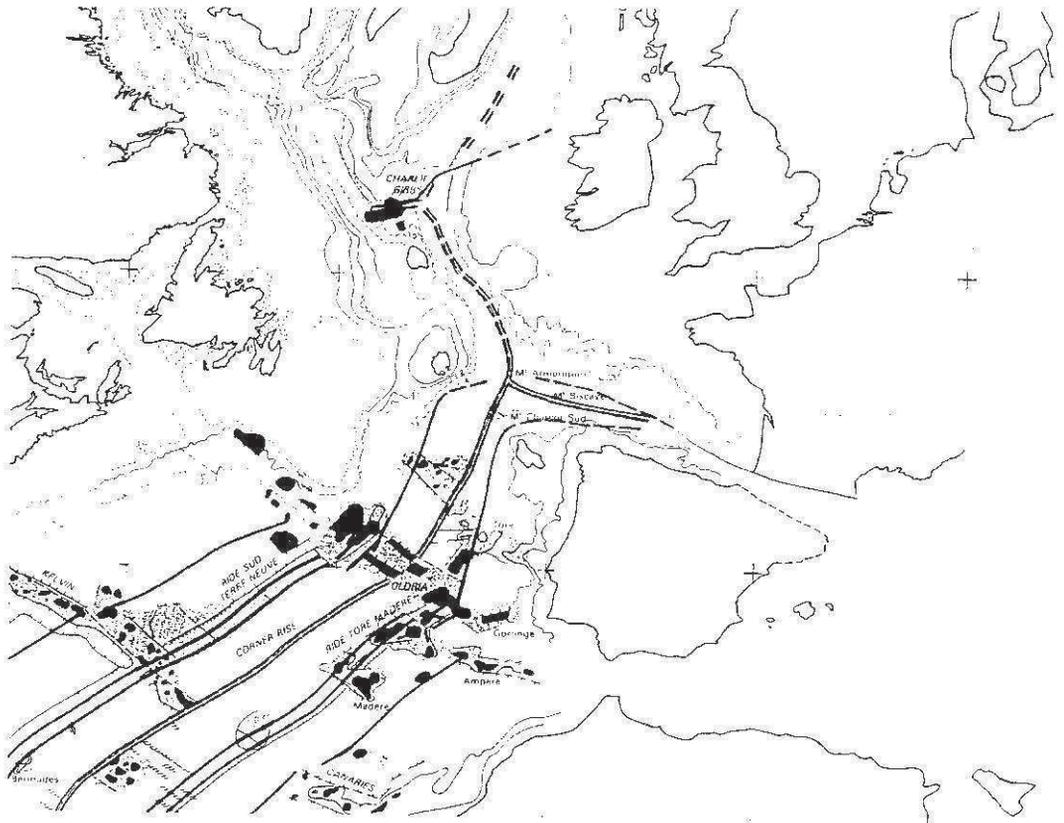


Fig. 2a - Situation vers la limite Albien-Cénomanien (96 Ma).

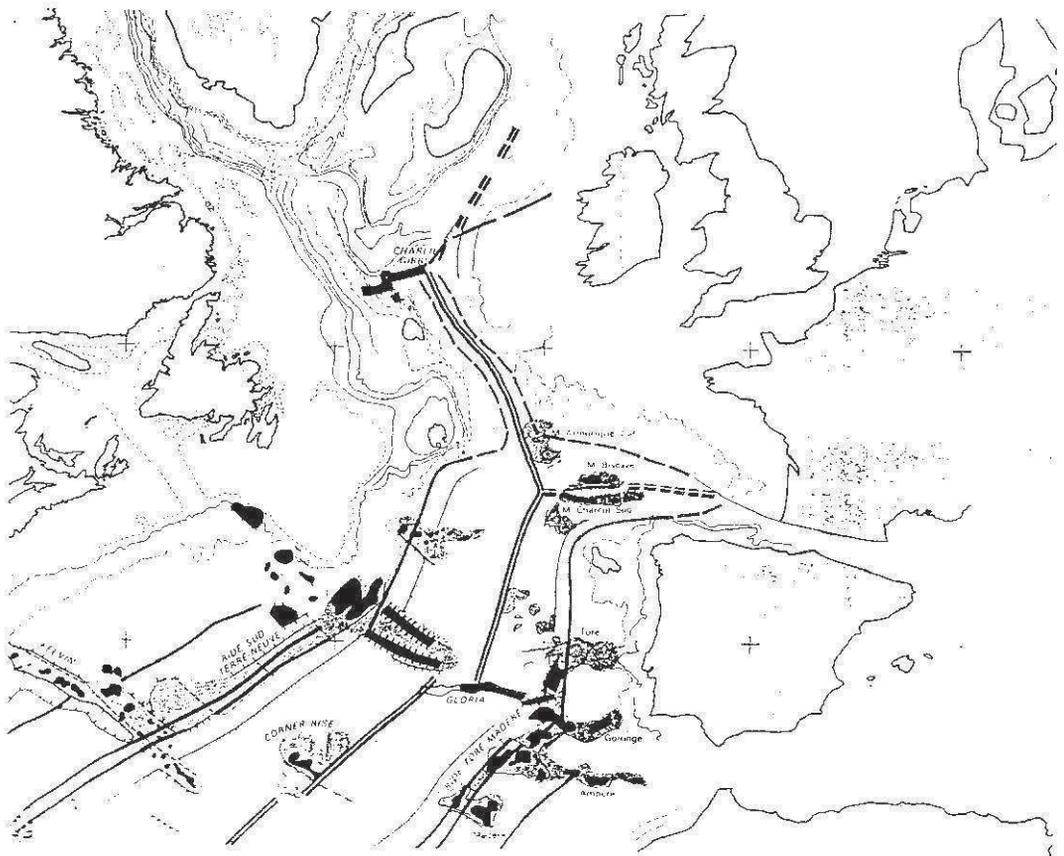


Fig. 2b - Situation à Sardinien serrata (84 Ma, anomalie 34).

d'après J.-L. CLIVET et al., 1984)

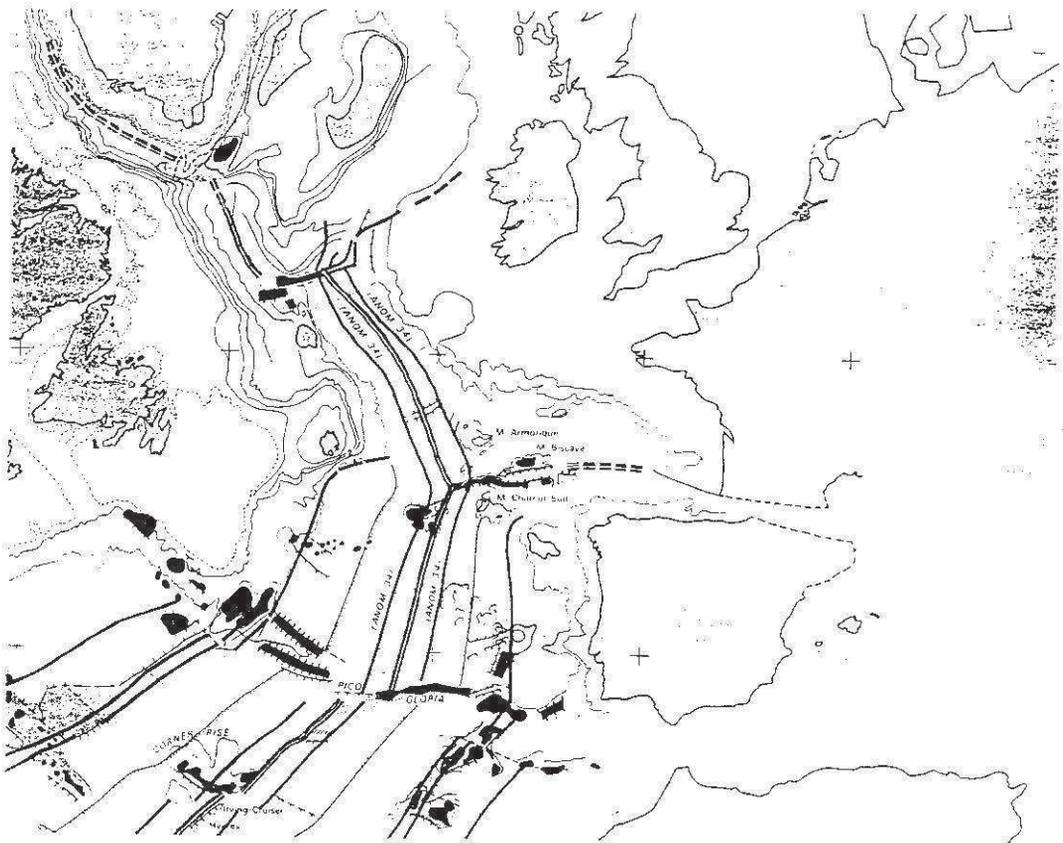


Fig. 3a - Situation au Campanien inférieur (82-83 Ma), anomalie 33)

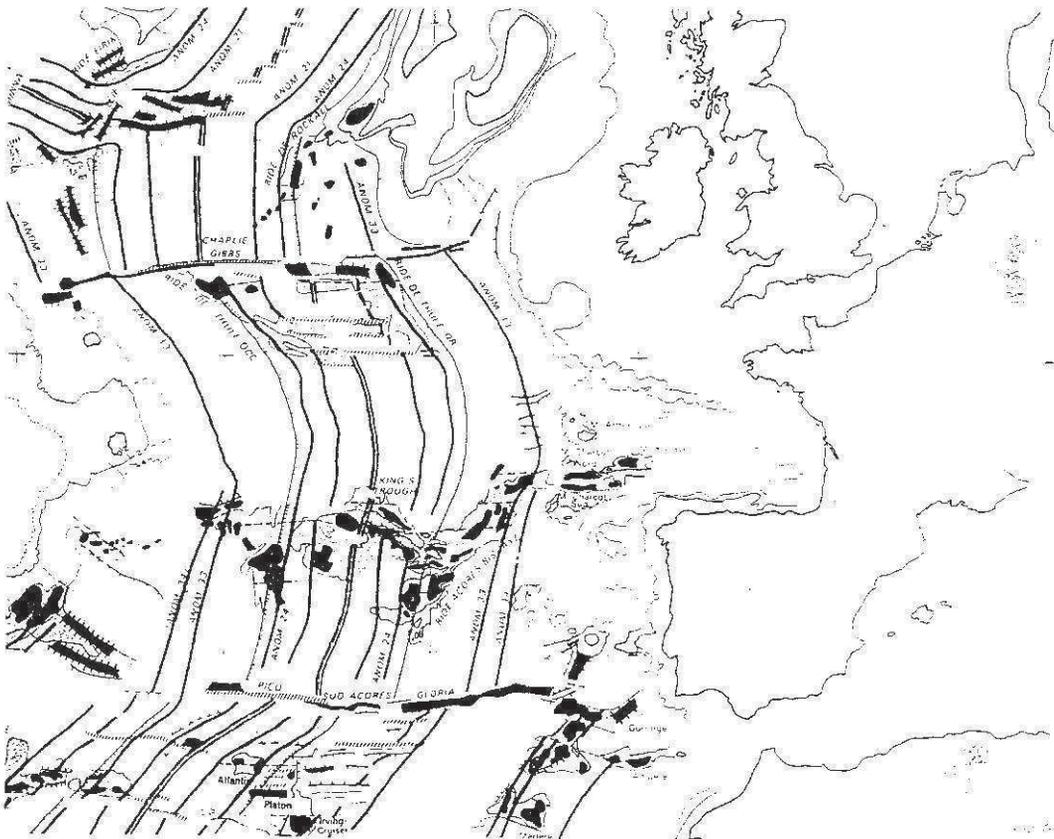


Fig. 3b - Situation à la limite Eocène-Oligocène (36 Ma, anomalie 13)
(d'après J.L. OLIVET et al., 1984).

- au Sénonien inférieur, par rapport à l'Europe supposée fixe, l'Ibérie s'est déplacée vers l'est dans un mouvement de décrochement divergent sénestre. L'amplitude du déplacement serait de l'ordre d'une centaine de Km pour une durée de 10 Ma environ (fig. 2b) ;

- au Sénonien supérieur et plus précisément à partir du Campanien vraisemblablement, le déplacement sénestre de l'Ibérie est stoppé, apparemment en raison de l'"arrimage" de la plaque Apulienne à la plaque Euro-asiatique {J. Dercourt et al. , 1985}. L'espace pyrénéen commence à se réduire à l'est par rotation antihoraire de l'Ibérie à la suite de la remontée du continent africain consécutive à un changement de la cinématique d'ouverture de l'Atlantique sud (fig. 3 a) ;

- de la fin du Crétacé à l'Eocène, l'Ibérie, dans un mouvement décrochant convergent dextre, retrouve par rapport à l'Europe une position comparable à celle qu'elle occupait vers la limite Albien-Cénomanién (fig.3b). La collision des deux plaques s'est accompagnée de la formation des orogènes pyrénéens.

Dans ce contexte, le sillon sous-pyrénéen, au Sénonien supérieur, occupe la position d'un bassin flexural d'avant-pays.

Les effets de la convergence, et par voie de conséquence de la fermeture progressive du dispositif, ont été reconnus d'est en Ouest des Hautes-Corbières (Campanien) jusqu'aux Dômes annexes (Maastrichtien-Paléocène).

L'évolution des concepts sur le comblement du sillon sous- pyrénéen

A la suite des travaux régionaux relatifs au Sénonien supérieur du versant nord des Pyrénées, il est reconnu, depuis le début du siècle, que la régression marine dans le sillon sous-pyrénéen n'est pas partout du même âge et qu'elle se réalise de façon plus précoce à l'est qu'à l'ouest (A. LEYMERIE, 1881 ; A. de GROSSOUVRE, 1901; Ar. TOUCAS, 1903-1907 ; M. CASTERAS in. DEBELMAS, 1974) (fig. 4).

	Haute-Garonne		Ariège	Corbières
	Gensac	Petites Pyrénées	Synclinal de Nalzen	Synclinal de Rennes-les Bains
Danien	Calcaires à Algues de Montmaurin	Calcaire lithographique d'eau douce	Calcaire lithographique d'eau douce	Calcaire lithographique d'eau douce
Maestrichien	supérieur	Marno-calcaires jaunes de Gensac à <i>Orbitoides gensacicus</i>	Marnes d'Auzas	Marnes rouges inférieures
	moyen	Calcaire nankin à <i>Orbitoides sociatis</i>	Marnes rouges inférieures	Marnes rouges inférieures
	inférieur	Marnes bleues de St-Loup et Gensac à <i>Baculites anceps</i>	Marnes de Plagne et de St-Martory à <i>Parapachydiscus colligatus</i>	Grès ligniteux de Labarre
Campanien			Marnes roses Grès à Huitres Marnes bleues de St-Sirac avec lentilles de calcaires récifaux de Benaix, Leychert, Villeneuve d'Olmes, à <i>Hippurites heberti</i> , <i>Vaccinites robustus</i> , <i>V. archiaci</i>	Grès d'Alet

Fig. 4 - Tableau des équivalences du Crétacé supérieur en Haute-Garonne, Ariège et Corbières.

(le trait fort indique les modalités de la régression marine)

(d'après M. CASTERAS, 19)

FIG 5-6

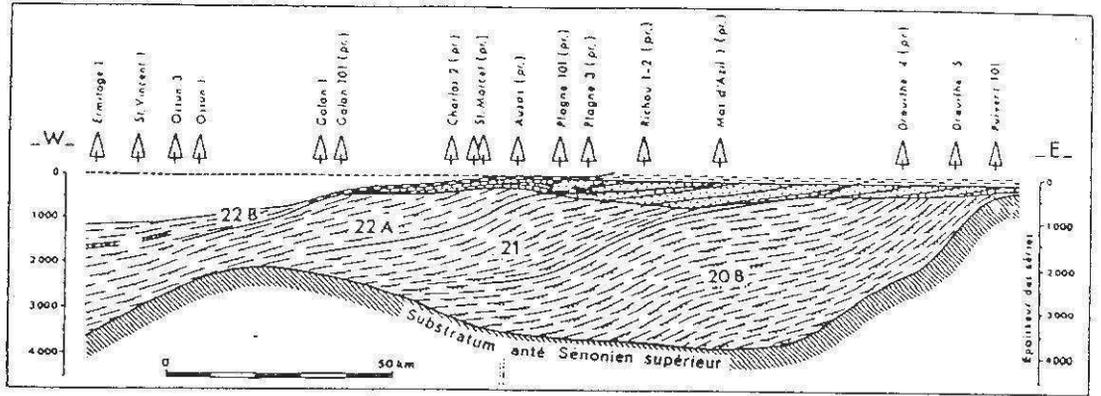


Fig. 5 - Coupe longitudinale de la zone flysch (d'après R. RICATEAU et J. VILLEMIN, 1973)

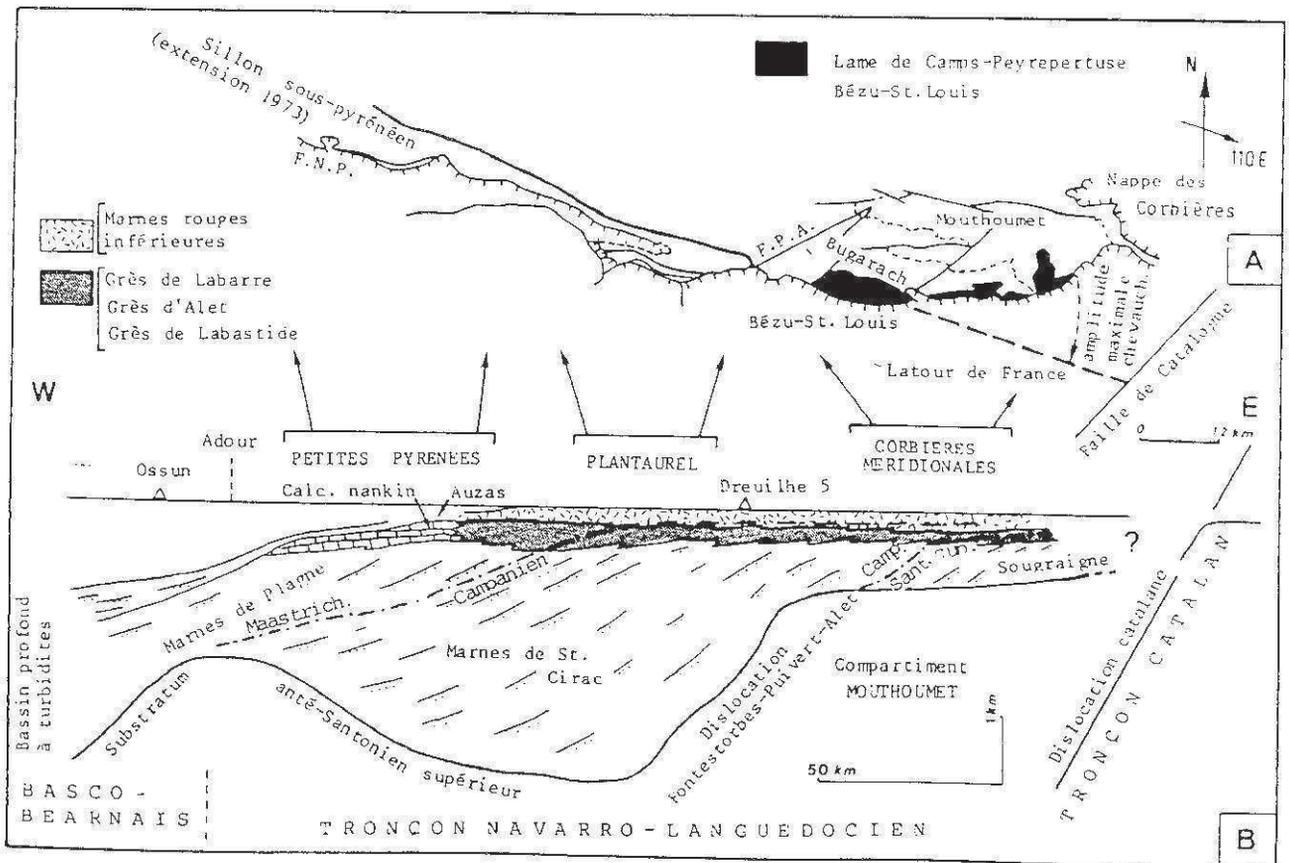


Fig. 6 - Limites (A) et géométrie des corps sédimentaires sénoniens (B) dans la partie orientale du sillon sous-pyrénéen (d'après R. RICATEAU et J. VILLEMIN, aménagé in M. BILOTTE, 1985).

Confirmée dans ses grandes lignes et précisée à la suite des travaux pétroliers des dernières décennies, cette vision, réelle mais figée du sillon sous-pyrénéen, a reçu une explication dynamique en terme de comblement par progradation {R. RICATEAU et J.VILLEMIN, 1973} (fig. 5).

Le schéma a été étendu vers l'est {M. BILOTTE, 1978 ; 1985} (fig. 6).

Dans sa configuration actuelle, le sillon sous-pyrénéen limité par le chevauchement frontal nord-pyrénéen, au sud, et le chevauchement frontal sous-pyrénéen, au nord, se suit sur près de 180 Km, des Hautes-Corbières, à l'est, aux Dômes annexes, à l'ouest.

Dans cette excursion, différentes étapes de l'évolution géodynamique du sillon sous-pyrénéen seront étudiées à partir d'observation réalisées sur les territoires de l'Ariège et de la Haute-Garonne.

Le Sénonien supérieur de l'Ariège et de la Haute-Garonne

Cadre structural

Le chevauchement frontal nord-pyrénéen limite au sud le sillon sous-pyrénéen, des Dômes annexes, à l'ouest, jusqu'à Lavelanet, à l'est, où il disparaît dans la voute anticlinale de Pereille sous la discordance du Maastrichtien continental.

Le relais vers l'est est assuré par le chevauchement de Nalzen {M. BILOTTE et al. , 1987} qui se raccorde ensuite à l'accident du Pays de Sault {M. CASTERAS, 1933} (fig. 7).

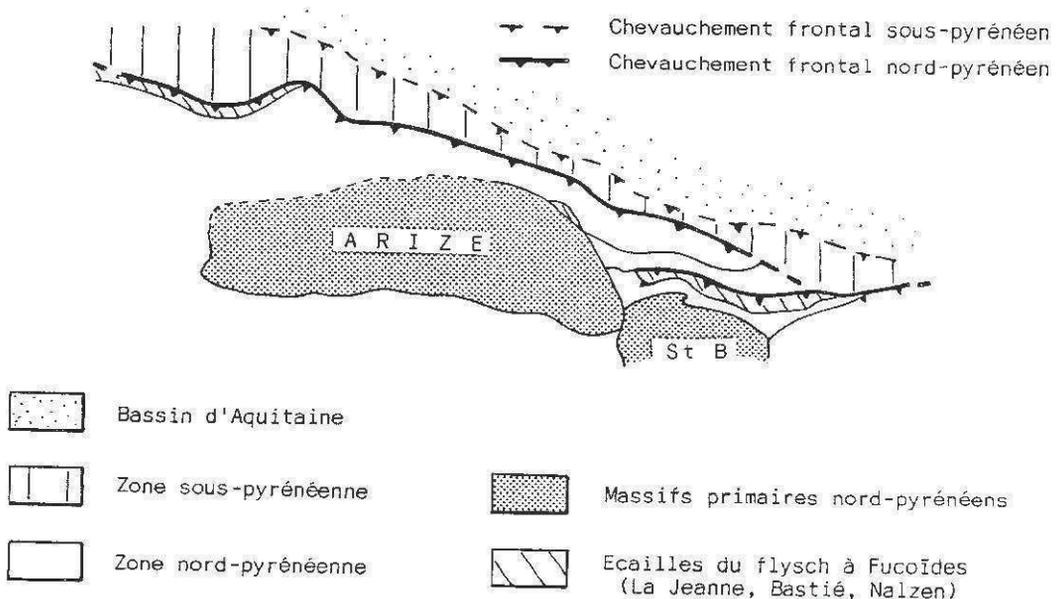


Fig. 7 - La zone de transfert du C.F.N.P. (d'après M. BILOTTE et al., 1987)

Ces chevauchements paraissent se rattacher à un accident majeur profond chevauchant vers le nord et transportant toutes les zones nord-pyrénéennes sur la plate-forme aquitaine. Cet accident s'amortirait dans les chaînons du Plantaurel et des Petites Pyrénées {P. CHOUKROUNE et al. , 1989} (fig. 8), où, reconnu en sismique et recoupé par forages {F. HERITIER et al. , 1972} il est interprété en tant que chevauchement frontal sous-pyrénéen.

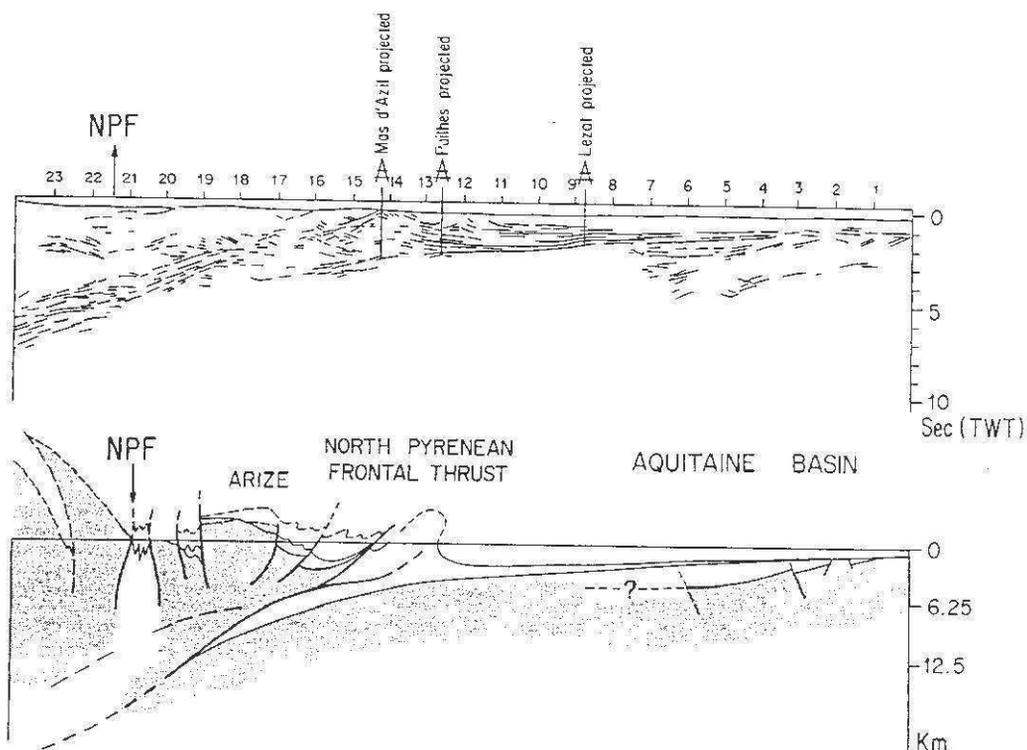


Fig. 8 - Coupe simplifiée du versant nord des Pyrénées réalisée à partir des données de quelques forages et du profil "ECORS" Nord (d'après P. CHOUKROUNE et al., 1989).

Dans la zone de transfert du chevauchement nord-pyrénéen se situe le "bassin" de Nalzen. Il est chevauché au nord, par l'accident bordier méridional du Pech de Foix, maintenant interprété comme un coin extrusif {P. BABY, 1985}, au sud, par le chevauchement septentrional du Saint-Barthélémy.

Loin de correspondre à une structure synclinale simple {M. CASTERAS, 1933 ; P. TOMASI, 1965 ; P. CHOUKROUNE, 1976}, ou complexe {B. PEYBERNES et al., 1984 ; P. SOUQUET et al., 1985}, le "bassin" de Nalzen se compose, au sud, de l'empilement d'unités à vergence nord -unité de Montségur, unité de Montgaillard-Serrelongue, unité de Celles-Montferrier- qui s'appuient au nord, au niveau du chevauchement de Nalzen, sur l'unité de Saint-Cirac interprétable comme une zone triangulaire {M. BILOTTE, 1985 ; M. BILOTTE et al., 1975 ; 1987}.

Sur le territoire de la feuille de Foix (1988) (fig. 9), l'unité de Saint-Cirac présente une nette structure anticlinoriale.

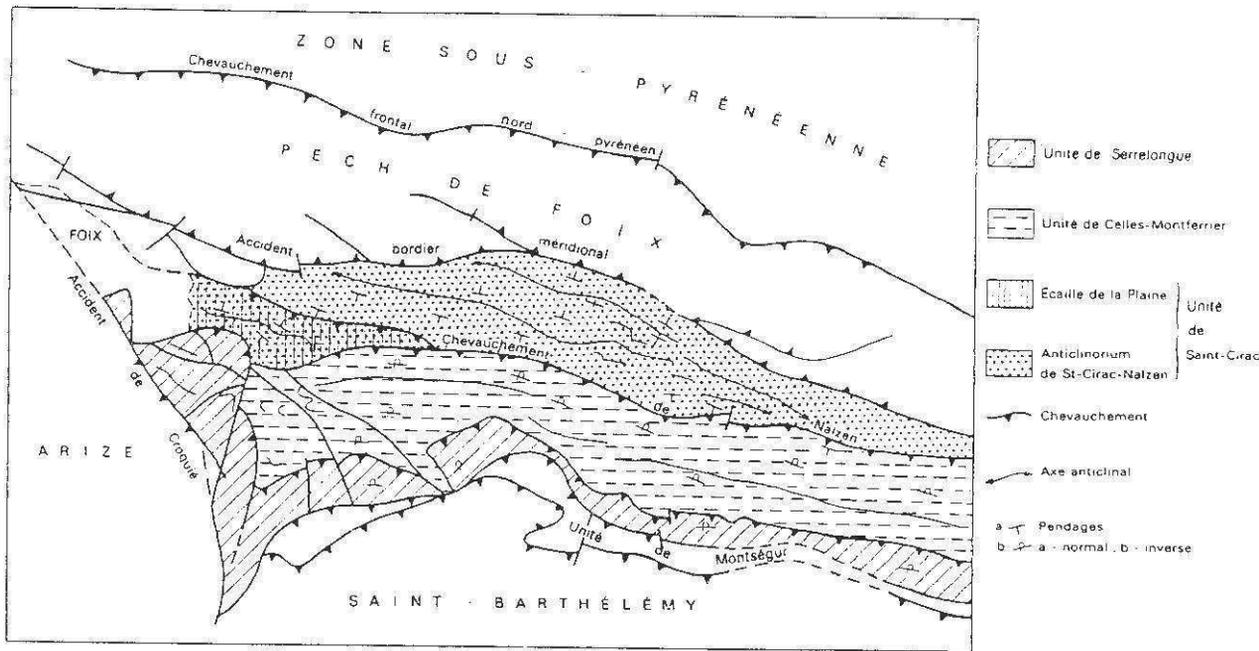
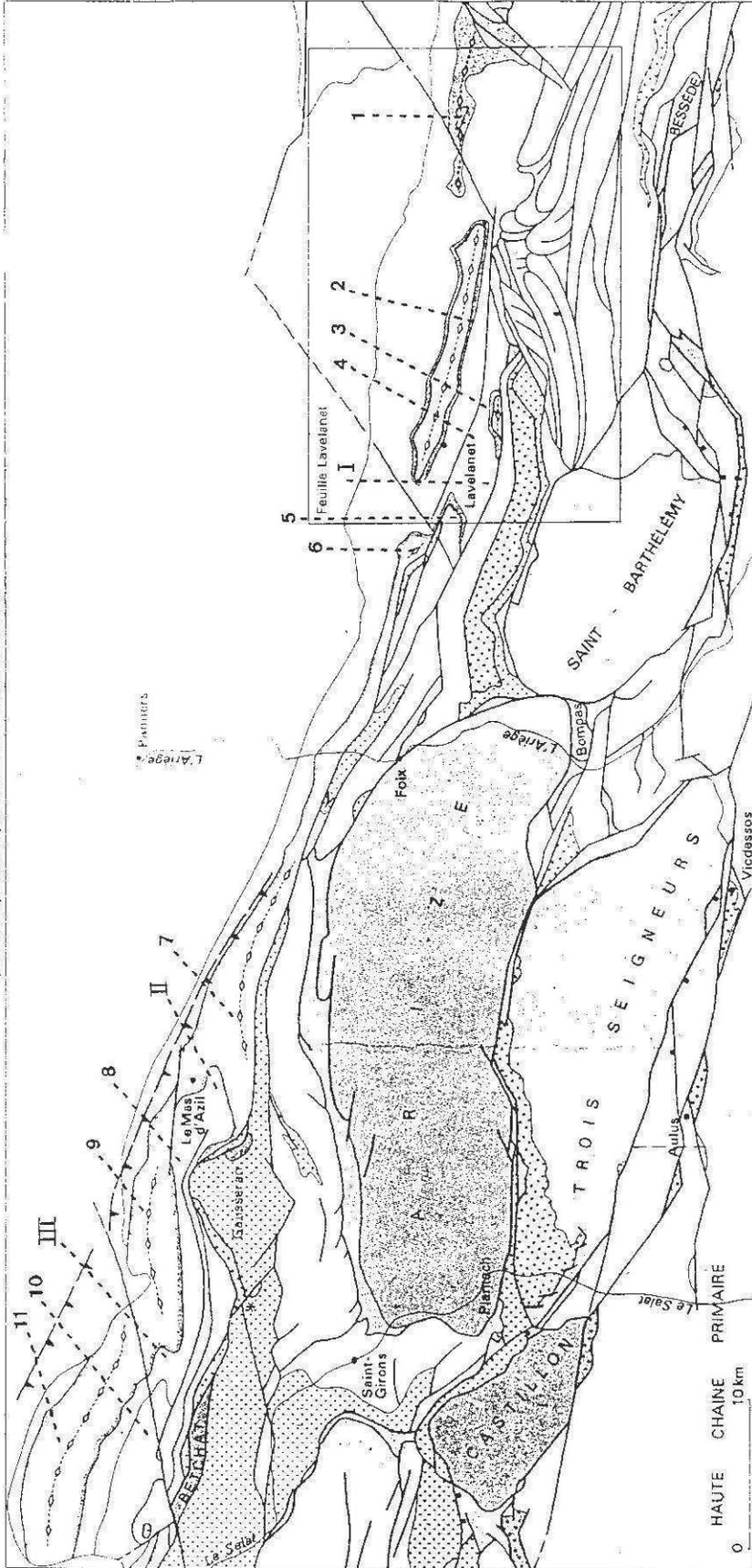


Fig. 9 - Schéma structural du "bassin" de Nalzen (territoire de la feuille Foix) d'après M. Bilotte (1975), P. Baby, G. Crouzet et J. Deramond (1987).

Dans la zone sous-pyrénéenne du Plantaurel et des Petites Pyrénées se développent des structures majeures anticlinales et/ou synclinales, plurikilométriques, d'orientations pyrénéennes dominantes (fig. 10-11) Des structures synclinales mineures d'orientation ENE-WSW ($N20-30^{\circ}E$) perturbent ces alignements (fig.10).

Les alignements des Petites Pyrénées se perdent vers l'Ouest sous les molasses mio-pliocènes, avant d'atteindre le décrochement de Lespugue orienté SW-NE (environ $N 45^{\circ}E$). A la faveur de cet accident et du front sous-pyrénéen réapparaissent, le dôme de Lespugue-Montmaurin, brachiantoclinal d'axe SW-NE, et l'anticlinal de Blajan-Bazordan, de même orientation (fig. 11).

FIG 10



- | | | |
|------|---------------------------------|----------------------------|
| W-NW | 7. Anticlinal du Mas d'Azil | 1. Anticlinal de Puivert |
| E-SE | 8. Synclinal de Lézère-Pradals | 2. Anticlinal de Dreuilhe |
| | 9. Anticlinal de Richou-Montfa | 3. Anticlinal de Benaix |
| | 10. Synclinal de Cassagne-Fabas | 4. Synclinal de Raissac |
| | 11. Anticlinal de Plagne | 5. Anticlinal de Péreille |
| | | 6. Anticlinal de Roquefort |
| E-NE | II. Synclinal de Baudet | I. Synclinal des Chaubets |
| W-SW | III. Synclinal de Labidaouse | |

Fig. 10 - Principales structures sous-pyrénéennes (extrait de la feuille de Foix à 1/50 000, 1988)

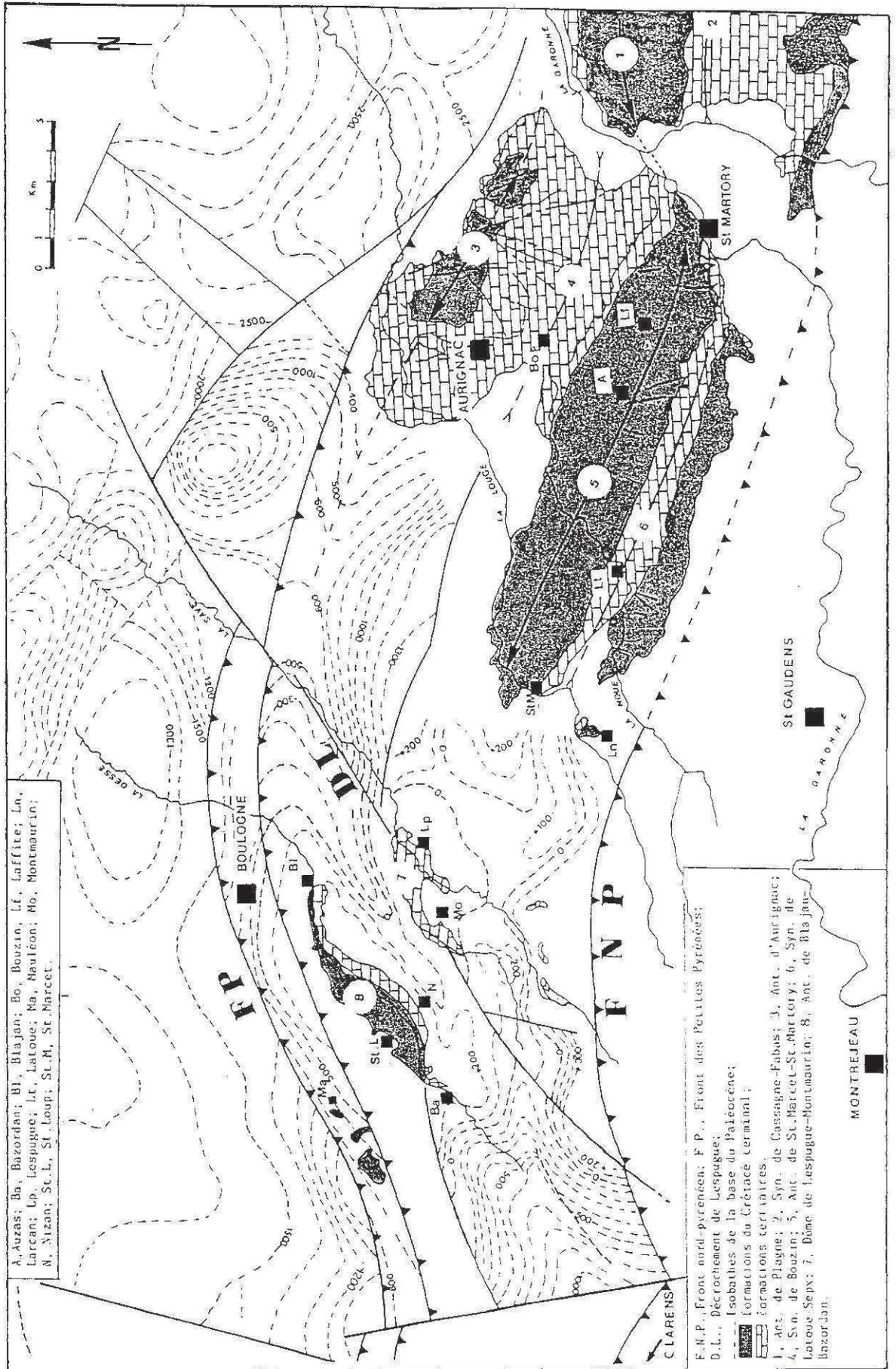


Fig. 11 - Schéma structural des Petites Pyrénées et de leurs dômes annexes, d'après les feuilles géologiques Le Fousseret - St. Gaudens, Boulogne/Gesse, Montrejeu A 1/50 000.

Cadre biochronostratigraphique

Le cadre biochronostratigraphique de référence est, dans la mesure du possible calqué sur les standards internationaux, en ce qui concerne les Ammonites, les Foraminifères planctoniques et le Nannoplancton calcaire. Dans certains cas, l'absence de marqueurs a pu être compensée par la reconnaissance d'associations considérées comme suffisamment caractéristiques pour permettre, à titre virtuel, l'utilisation de la zone (zone à Calcarata par exemple).

L'utilisation de zonations régionales, palynologiques et floristiques, sera toujours assujettie à des critères de positions, par rapport à un horizon correctement daté.

La valeur des Foraminifères benthiques ne sera pas posée à priori, mais toujours déduite des attributions imposées par les zonations de références.

1- Les zones de Céphalopes.

La zonation standard du Campanien reconnaît 4 zones :

CAMPANIEN	sup.	<i>Bostrychoceras polylocum</i>
		<i>Hoplitoplacenticeras vari</i>
	inf.	<i>Delawarella delawarensis</i>
		<i>Placenticeras bidorsatum</i>

Celle du Maastrichtien 2 ; bien que variable suivant les auteurs, elle s'articule autour des formes suivantes :

		VAN HINTE, 1976	SIGAL, 1977
MAASTRICHTIEN	sup.	<i>Pachydiscus neubergicus</i>	<i>Pachydiscus neubergicus</i>
	inf.	<i>Acanthoscaphites tridens</i>	<i>Disc. constrictus</i> <i>Acanth. trioleus</i>

Seule la zone à Vari = Marroti a été formellement identifiée en deux points, dans l'anticlinal de Dreuilhe et dans le "bassin" de Nalzen (unité de Saint-Cirac).

Pour le Maastrichtien les formes index n'ont pas été rencontrées, mais des associations à fortes valeur chronostratigraphique ont permis de reconnaître :

- le Maastrichtien inférieur avec *Sphenodiscus ubaghsi* DE GROS., *Baculites leopoliensis* NOWAK, *Pseudokossmaticeras tercense* (SEUNES), *Hoploscaphites pumilis* (STEPH.), dans les Petites Pyrénées ;

- le Maastrichtien supérieur avec *Hoploscaphites constrictus* (SOW.) et var. *crassus* LOPUSKI, *Eubaculites lyelli* (D'ORB.), *Baculites vertebralis* LMK, *Anapachydiscus fresvillensis* (SEUNES) et *Saghalinites* sp., dans les Dômes annexes {W.J. KENNEDY et al., 1986}.

2- Les zones de Foraminifères planctoniques

En règle générale les foraminifères planctoniques sont peu abondants dans les séries finement terrigènes du Campanien et du Maastrichtien sous pyrénéen. Cette "dilution" se conjugue de plus à une absence quasi chronique des index de zones. Malgré tout, celles-ci peuvent être définies virtuellement, le plus souvent par des associations tenues pour caractéristiques {les extensions de références sont celles proposées par F. ROBASZYNSKI et al., 1984} (fig. 12).

Du Campanien au Maastrichtien, les éléments de cette zonation sont les suivants :

- "Zone à Elevata"- Campanien inférieur pro-parte ; elle est supposée à l'apparition de *Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ).

- Zone à Ventricosa - Sommet du Campanien inférieur à Campanien supérieur non sommital ; elle est identifiée dans le Plantaurel.

- "Zone à Calcarata" - Campanien sommital ; cet index n'a jamais été reconnu, mais l'association *Rosita plummerae* (GAND.), *Globotruncanella havanensis* (WOORKWIJK), *Globotruncana hilli* (PESSAGNO) permet d'appréhender correctement cet intervalle, dans les Petites Pyrénées.

fig 12

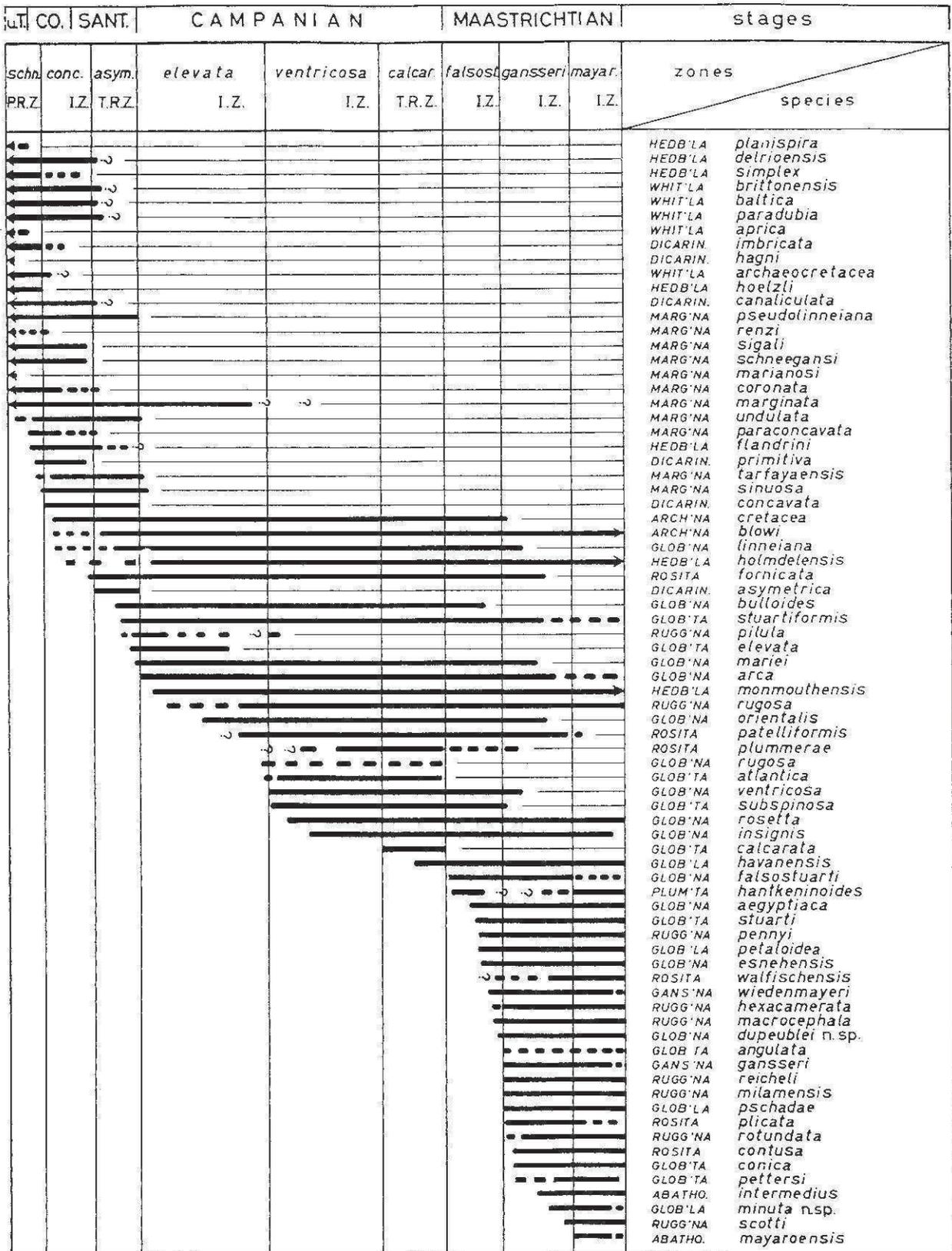


Fig. 12 - Répartition des Globotruncanidés du Crétacé supérieur (d'après F. ROBASYNSKI et al., 1984)

- "Zone à Falsostuarti" - La forme guide s'étend sur la majeure partie du Maastrichtien ; elle a été identifiée dans les Dômes annexes, mais dans un Maastrichtien déjà élevé. L'apparition de *Globotruncana falsostuarti* SIGAL comme indicateur du Maastrichtien inférieur n'est pas repérée et cette portion d'étage est caractérisée, dans les Petites Pyrénées, par l'association *Globotruncanella petaloidea* (GAND.) et *Rugoglobigerina pennyi* BRÖNNIMANN.

- "Zone à Gansseri" - Les mêmes remarques s'attachent à cette zone que l'on définit malgré tout, soit par l'apparition de *Rugoglobigerina rotundata* BRÖNNIMANN (Petites Pyrénées), soit par celle de *Rosita contusa* (CUSHMAN) (Dômes annexes).

- "Zone à Mayaroensis" - Elle est supposée grâce à la reconnaissance de *Rugoglobigerina scotti* (BRÖNNIMANN) dont l'extension est pratiquement limitée à cette zone (Dômes annexes).

3 - Les zones de Nannoplancton calcaire

L'utilisation de ces micro-organismes dans le domaine sous-pyrénéen est encore essentiellement limitée aux Petites Pyrénées {I. MARTINET, 1989} et aux Dômes annexes {B. LEPICARD, 1985}. La zonation établie est la suivante :

- Zone à Parca - zone d'intervalle débutant à l'apparition de *Broinsonia parca* (STRZADNER) et s'achevant à l'apparition de *Uliplanarius gothicus* (DEFLANDRE) ; elle débute à la limite Santonien- Campanien et couvre l'essentiel du Campanien inférieur.

- Zone à Gothicus- zone d'intervalle entre les apparitions de *Uliplanarius gothicus* puis de *U. trifidus* (STRADNER) ; elle débute dans le Campanien inférieur et s'étendrait ensuite sur la partie inférieure du Campanien supérieur. Elle peut être considérée comme un équivalent de la zone à *Ceratolithoides aculeus*.

- Zone à Trifidus - zone d'extension totale ; elle couvre le sommet du Campanien et la partie inférieure du Maastrichtien inférieur.

- Zone à Praequadratus - zone d'intervalle entre la disparition de *U. trifidus* et l'apparition de *Lithraphidites quadratus* (BRAMLETTE et MARTINI) ; elle est comprise comme marquant la partie supérieure mais non sommitale du Maastrichtien inférieur.

- Zone à *Quadratus* - zone d'intervalle entre l'apparition de *L. quadratus* et celle de *Micula mura* (BUKRY et BRAM.) ; elle débute dans la partie supérieure du Maastrichtien inférieur et englobe la majeure partie du Maastrichtien supérieur.

- zone à *Mura* - Maastrichtien sommital.

La fig. 13 indique les positions relatives de ces principaux marqueurs planctoniques et nectoniques.

ETAGES	BIOZONES		BIOHORIZONS
M A A S T R I C H T I E N	supérieur	Micula mura	* <i>H. constrictus crassus</i> <i>Baculites vertebralis</i>
		Lithraphidites quadratus	* <i>Hoploscaphites constrictus</i> <i>Eubaculites lyelli</i>
	inférieur	<i>L. prae-quadratus</i>	* <i>Sphenodiscus ubaghsi</i> <i>Baculites leopoliensis</i> <i>Pseudokossmaticeras tercense</i> <i>Hoploscaphites pumilis</i>
		Uniplanarius trifidus	"Globo truncana falsostuarti"
C A M P A N I E N	supérieur	Uniplanarius gothicus	* <i>Hoplitoplacenticeras cf. vari.</i>
		"G. calcarata"	
	inférieur	"Globo truncanita elevata"	
		Globo truncana ventricosa	

Fig. 13 - Biozones réelles et "virtuelles" de nannoplancton calcaire et de Foraminifères planctoniques et biohorizons de Céphalopodes du Campanien-Maastrichtien sous-pyrénéen.

4- Les zones palynologiques

A titre indicatif et pour situer quelques associations sporopolliniques reconnues dans les séries margino-littorales {O. LEGOUX, 1979}, la fig. 14 présente les correspondances entre les zones palynologiques de la SNEA (P) et les étages du Campanien et du Maastrichtien.

ZONATION PALYNOLOGIQUE		A G E	
23	23 b	Paléocène	
	23 a		
22	22 b	Danien Maastrichtien	
	22 a ₂	Maastrichtien	
	22 a ₁		
21		Campanien	
20 b	20 b ₃		partie inférieure
	20 b ₂		
	20 b ₁		
20 a	20 a _{sup.}		Campanien à Santonien
	20 a _{inf.}		
Zone à <i>Megatripollis senonicus</i>			Coniacien
Zone à <i>Proteacidites</i>			
Zone à <i>Complexiopollis</i>		Turonien	

Fig. 14 - Zonation palynologique du Crétacé supérieur d'Aquitaine Est.
[S.N.E.A. (P.)]

5- Zonation des séries continentales du Crétacé sommital et du Paléocène.

Le Campanien et le Maastrichtien continental

Sans entrer dans le détail de la définition des étages continentaux que sont respectivement le Valdonnien, le Fuvélien, le Bégudien et le Rognacien (voir à ce sujet les mises au point de J.-F. BABINOT et J.-P. DURAND, 1980) on retiendra surtout les équivalences actuellement admises avec les étages marins, à savoir :

- Valdonnien + Fuvélien = Campanien
- Bégudien + Rognacien = Maastrichtien

Paléontologiquement, ces étages seraient essentiellement caractérisés comme indiqué sur la fig. 15 {J.-F. BABINOT, P. FREYTET et al., 1983 ; extrait} :

	LAMELLIBRANCHES-GASTEROPODES	OSTRACODES	CHARACEES
ROGNACIEN	Bauxia disjuncta-bulimoides	Pyrgulifera armata	S. ultima
BEGUDIEN	Paracandona kristicae	Framboocythere gr. tumiensis	S. brachycera
FUVELIEN	Utric biverzi galeopto- vincialis	Septorella campylop.	Amblyochaxa medea
VALDONNIEN	Campylostylus galloprovincialis		
	DINOSAURIENS		

Dans le domaine pyrénéen septentrional, cette zonation n'est que partiellement applicable :

Characées

- Campanien. Les premières flores découvertes {M. BILOTTE et M. MASSIEUX, 1988} sont toutes nouvelles : *Peckichara baylensis* MASSIEUX, *Strobilochara plantaurelensis* MASSIEUX, *Microchara benaixensis* MASSIEUX, *M. olmesensis* MASSIEUX, *Lamprothamnium parvulum* MASSIEUX, et la forme index *Ambliochara media* FEIST et FREYTET n'est pas présente.

- Maastrichtien. Seules les flores du Rognacien sont abondantes mais à l'inverse des régions types on constate ici l'association *Septorella ultima* GRAMBAST - *Septorella brachycera* GRAMBAST {M. MASSIEUX, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1979}.

Ostracodes

Bien que relativement rare, l'Ostracofaune du Maastrichtien se compose des marqueurs, tels *Paracandona krsticae* BABINOT et *Frambocythere tumiensis ferreri* COLLIN {M. BILOTTE, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1983}.

Gastéropodes

Ce sont les espèces du genre *Bauxia* qui dominent la malacofaune lacustre-palustre du Maastrichtien.

Le Paléocène continental

Les faunes et flores continentales franchissent génériquement assez bien la limite Crétacé-Tertiaire. Les changements sont essentiellement sensibles au niveau spécifique.

Pour les Charophytes on constate la disparition des *Septorella* et l'apparition de *Dughiella bacillaris* FEIST-CASTEL, *Sphaerochara edda* SOULIE-MÄRSCHÉ et *Maedleriella michelina* MÄRSCHÉ ; les Ostracodes sont représentés par *Paracandona* aff. *belgica* TAMBAREAU et *Frambocythere tumiensis* cf. *ludi* TAMBAREAU. *Dissostoma pyrenaicum* VILLATTE semble le gastéropode le plus fréquent des calcaires lacustres-palustres des Petites Pyrénées {B. LEPICARD, M. BILOTTE, M. MASSIEUX, Y. TAMBAREAU et J. VILLATTE, 1985}.

La fig. 16 présente la position de ces différentes faunes et flores et leur intérêt dans la distinction du Crétacé supérieur et du Paléocène continental sous-pyrénéen.

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. krsticae</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. 16 - Essai de zonation des séries continentales du Campanien-Maastrichtien et du Dano-Montien des Pyrénées.

Unités lithostratigraphiques.

De l'anticlinal de Dreuilhe, à l'est, aux Dômes annexes, à l'ouest, le processus de régression de la fin du Crétacé-début du Paléocène, s'accomplit toujours par l'enchaînement spatio-temporel d'unités lithologiques qui traduisent le passage d'un bassin terrigène circo-littoral à une plate-forme d'abord infra puis supralittorale.

En raison des grandes similitudes que l'on observe dans les formations finement terrigènes du bassin ("Flysch" sénonien des géologues pétroliers) et de la plate-forme externe, celles-ci feront l'objet d'une présentation "en continu", d'est en ouest et de la plus ancienne à la plus récente. A l'inverse, en raison de la multiplicité des faciès, un ordre géographique et chronologique sera utilisé pour situer les formations terrigènes et carbonatées de la plate-forme marine à continentale.

1- Les formations finement terrigènes du bassin circalittoral et de la plate-forme infralittorale externe.

* Formation des Marnes de Saint-Cirac

- Du nom du village de Saint-Cirac, dans l'unité de même nom du "Bassin" de Nalzen.

- Extension : l'unité de Saint-Cirac.

- Epaisseur : estimée à 500 m.

- Définition : Marnes bleues généralement silteuses et micacées admettant des intercalations décamétriques de calcaires bioconstruits à Rudistes ; celles-ci sont localisées dans la partie orientale de l'unité de Saint-Cirac, de Fontestorbes, à l'est, à Villeneuve d'Olmes, à l'ouest, ainsi que dans la terminaison périclinale de Péreille. Les mêmes faunes de Rudistes s'observent "en vrac" dans les Marnes de Saint-Cirac, dans la partie occidentale de l'unité de Saint-Cirac.

- Age : Campanien inférieur (à supérieur pro-parte ?). Cet âge a résulté des données paléontologiques suivantes :

- Céphalopodes : en cours de détermination.

- Foraminifères planctoniques : *Globotruncanita stuartiformis* (DALB.), *Globotruncana arca* (CUSH.); *G'na ventricosa* WHITE (Benaix) ; *Ga. gr. bulloides*, *Ga linneianna* (D'ORB.), *Ga. gr. arca*, *Rosita cf. patelliformis* (GAND.).

- Nannoplancton calcaire : *marthasterites furcatus* (DEF.), *Reinhardtites anthophorus* (DEF.), *Broinsonia parca* (STRAD.) {M. BONNEMAISON, 1989}.

- Characées : *Peckichara baylensis* MASSIEUX, *Strobilochara plantaurelensis* MAS., *Microchara benaixensis* MAS., *M. olmesensis* MAS., *Lamprothamnium parvulum* MAS. (Le Bayle à l'est de Benaix).

- Foraminifères benthiques : *Siderolites gr. vidali* (DOUV.), *Abrardia cf. mosae* (HOFKER), *Fallotia* sp. (Villeneuve d'Olmes, Péreille).

- Rudistes : *Hipurites* (H.) *heberti* MUN.-CHAL. , *Vaccinites archiaci* MUN.-CHAL., *Hippuritella sulcatoides* DOUV., *Pseudovaccinites robustus* (TOUCAS), *Pv. latus* var. *major* (TOUCAS), *Bayleia pouechi* MUN.-CHAL., *Radiolites aurigerensis* MUN.-CHAL., *Praeradiolites aristidis* MUN.-CHAL., *Biradiolites leychertensis* (TOUCAS), *Plagiptychus ersi* ASTRE et BAUDELLOT, ...

- Gastéropodes : *Ampullina paquieri* VIL., *Cyrena sublogosa* REP., *Glauconia renauxi* D'ORB.,... {J. VILLATTE, 1953}.

* Formation des Marnes de Plagne

- Du nom du village de Plagne dans l'anticlinal de même nom (Petites Pyrénées de la Haute-Garonne).

- Extension : de l'anticlinal de Dreuilhe, à l'est, à l'anticlinal de Plagne, à l'ouest ; cette formation occupe le cœur de toutes les structures anticlinales de la zone sous-pyrénéenne, du Plantaurel aux Petites-Pyrénées.

- Epaisseur : seule la partie sommitale de la formation arrive à l'affleurement (800 m à Terre-Rouge, est du Mas d'Azil). Les sondages pétroliers l'ont recoupé sur des épaisseurs variables allant de 1500 m (Dr 5) à 2860 m (Pl.3).

- Définition : Marnes grises à bleutées, elles admettent des intercalations millimétriques à métriques de grès fins et de silts, à ciment généralement carbonaté, micacés et riches en débris végétaux. Les surfaces inférieures souvent nettes peuvent montrer des figures de charge ; la limite supérieure nette montre malgré tout un passage rapide aux pélites ; leur structure interne paraît homogène, mais il est possible d'observer parfois des laminations parallèles fines ou plus rarement ondulées. La bioturbation est habituellement importante.

- Age : Campanien pro-parte à Maastrichtien inférieur. Si les informations sur l'âge de la base de cette formation sont inexistantes compte-tenu qu'elle n'arrive nulle part à l'affleurement dans des conditions normales, les arguments de datation de la partie sommitale sont relativement abondants et traduisent, d'est en ouest, un rajeunissement sensible du toit des Marnes de Plagne, au niveau de leur transition avec les formations terrigènes (Grès de Labarre) et/ou carbonatées (Calcaire nankin) sus-jacentes. Ces arguments sont les suivants :

- Céphalopodes : *Hoplitoplacenticeras* cf *vari.* (SCHLUT) (anticlinal de Dreuilhe) ; *Sphenodiscus ubaghsi* DE GROS., *Baculites leopoliensis* (NOWAK) (anticlinal de Plagne).

- Foraminifères planctoniques : *G'na ventricosa* (Terre-Rouge) ; *Rosita patelliformis* (GAND.), *G'na hilli* PESSAG., *Globotruncanella havanensis* (WOORW.) {zone à Falsostuarti} (Crabé).

- Nannoplancton calcaire : *Uniplanarius gothicus* (DEF.) (Terre-Rouge) ; *U. trifidus* (STRAD.), *Lithraphidites praequadratus* ROTH. (Crabé).

- Polynoflores : *Classopolis* sp., *Araucaricites* sp., *Trilete* sp., 467, *Cicatricasisporites* sp., *Normapolles* SP 493 et SP 1379, *Gleichenides* sp., *Oculopollis* sp., *Lygodioisporites* sp., *Spiriferites ramosus*, *Oligosphaeridium complex*, *Leptodium* sp., *Delfandrea* sp., *Hystrichophaeridium complex*, *Surculosphaeridium longifircatum*, de la zone 20b (anticlinal de Roquefort).

- Inocérames : *Inoceramus* aff. *hispanicus* HEINZ, I. sp. gr. *balticus* BÖHM, I. (*P.*) aff. *cycloides ahsenensis* SEITZ, I. aff. *alaeformis* ZEK. (Crabé, Maillau).

* Formation des Marnes de Saint-Martory

- Du nom du village de Saint-Martory (vallée de la Garonne, Petites Pyrénées).

- Extension : anticlinal de Saint-Martory-Saint-Marcet et flanc inverse du synclinal Latoue-Sepx.

- Epaisseur : ici encore, seul le sommet de la formation est affleurant ; d'après les données de sondages sa puissance se situerait entre 1100 M (SM 7) et 2150 m (SMY 1).

- Définition : alternance cyclique de marnes et marno-calcaires gris clairs à blancs, en bancs dcm., homogènes ; elles admettent dans leur partie supérieure 1 (ou des) horizon(s) silicifié(s), parfois riche(s) en Spongiaires ; elles deviennent de plus en plus carbonatées et parfois silteuses et très bioturbées à leur sommet (sur 25 m) dans la zone de transition au Calcaire nankin.

Age : Sénonien supérieur indifférencié (?) à Maastrichtien. Les seules informations chronologiques cohérentes sont celles concernant le sommet de la formation ; elles proviennent des groupes paléontologiques suivants :

- Céphalopodes : *Nautilus charpentieri* LEYM.

- Foraminifères planctoniques : *Rugoglobigerina pennyi* BRÖN., *R. rotundata* BRÖN., *Ventilabrella riograndensis* {zone à Gansseri} (Paillon).

- Nannoplancton calcaire : *Lithraphidites praequadratus*, *L. quadratus* BRAM. et MART. {zone à Quadratus} (Paillon, Saint-Marcet).

*Formation des Marnes de Saint-Loup

- Du nom du village de Saint-Loup en Comminges (Dômes annexes).

Extension : la structure anticlinale de Blajan-Bazordan et les terminaisons occidentales de l'anticlinal de Saint-Martory-Saint-Marcet (Saint-Marcet) et du synclinal de Latoue-Sepx (Larcen).

- Epaisseur : environ 100 m à l'affleurement ; près de 1000m recoupé dans les sondages GC 1, 8 et 107.

- Définition : coupe type partielle de la partie sommitale dans la carrière du flanc sud de la colline de Perisole, le long de la route reliant Nizan à Saint-Loup.

Alternance rythmique de marnes finement litées et de marno-calcaires noduleux gris-bleuâtre, organisés en couche dcm (10 à 30 cm) ; les marnes prédominent dans le 1/3 inférieur, alors que les marno-calcaires prennent une importance croissante vers le sommet. Les marnes renferment fréquemment de la pyrite (cubes automorphes, tests pyritisés) et des sphérules limoniteux ; la bioturbation parfois intense et représentée par de gros terriers verticaux et des traces de reptations. Le passage à la formation carbonatée sus-jacente est net.

En dehors de cet affleurement, les Marnes de Saint-Loup sont habituellement couronnées par le membre plus carbonaté des Marno-calcaires jaunes de Gensac, peu épais (quelque dizaines de mètres au maximum) et généralement très fossilifères (Saint-Marcet, Larcen).

- Age : (Sénonien supérieur indéterminé) à Maastrichtien supérieur. Comme précédemment l'attribution au Maastrichtien supérieur repose sur les récoltes superficielles de :

- Céphalopodes : *Hoploscaphites constrictus* (SOW.) et var. *crassus* LOP., *Eubaculites lielli* (D'ORB.), *Baculites vertebralis* LAM., *Anapachydiscus fresvillensis* (SEUNES), *Saghalinites* sp., *Nautilus charpentieri* LEYM.

- Foraminifères planctoniques : *Rosita contusa* (CUSH.), *Racemigumbelina fructicosa* (EGGER), *Rugo. rotundata* BRÖN., *Rugo.scotti* (BRÖN.) {zone à Mayaroensis} (Saint-Loup).

- Nannofossiles calcaires : *L. quadratus* BRAM. et MARN., *L. praequadratus* ROTH. {zone à Quadratus} (Saint-Loup, Larcen, Saint-Marcet) ; *Micula mura* (BUKRY et BRAM.) {zone à Mura} (Saint-Loup).

Deux constatations résultent de cette énumération de faits lithologiques et chronologiques :

- l'homogénéité des terrigènes du bassin sous-pyrénéen n'est qu'apparente ;

- si la datation de la base de ces séries n'est qu'approximative, celle du toit est maintenant parfaitement cernée. La fig. 17 situe le diachronisme de l'interface marnes de bassin/terrigenes et/ou carbonates de plates-forme, dans les limites du cadre biostratigraphique proposé (fig.13).

Ces datations résultent des travaux de F. SEGURA 1979, M. BILOTTE 1985, B. LEPICARD 1985, W.J. KENNEDY et al. 1986, I. MARTINET 1989, et I. MARTINET et al. 1990.

fig 17

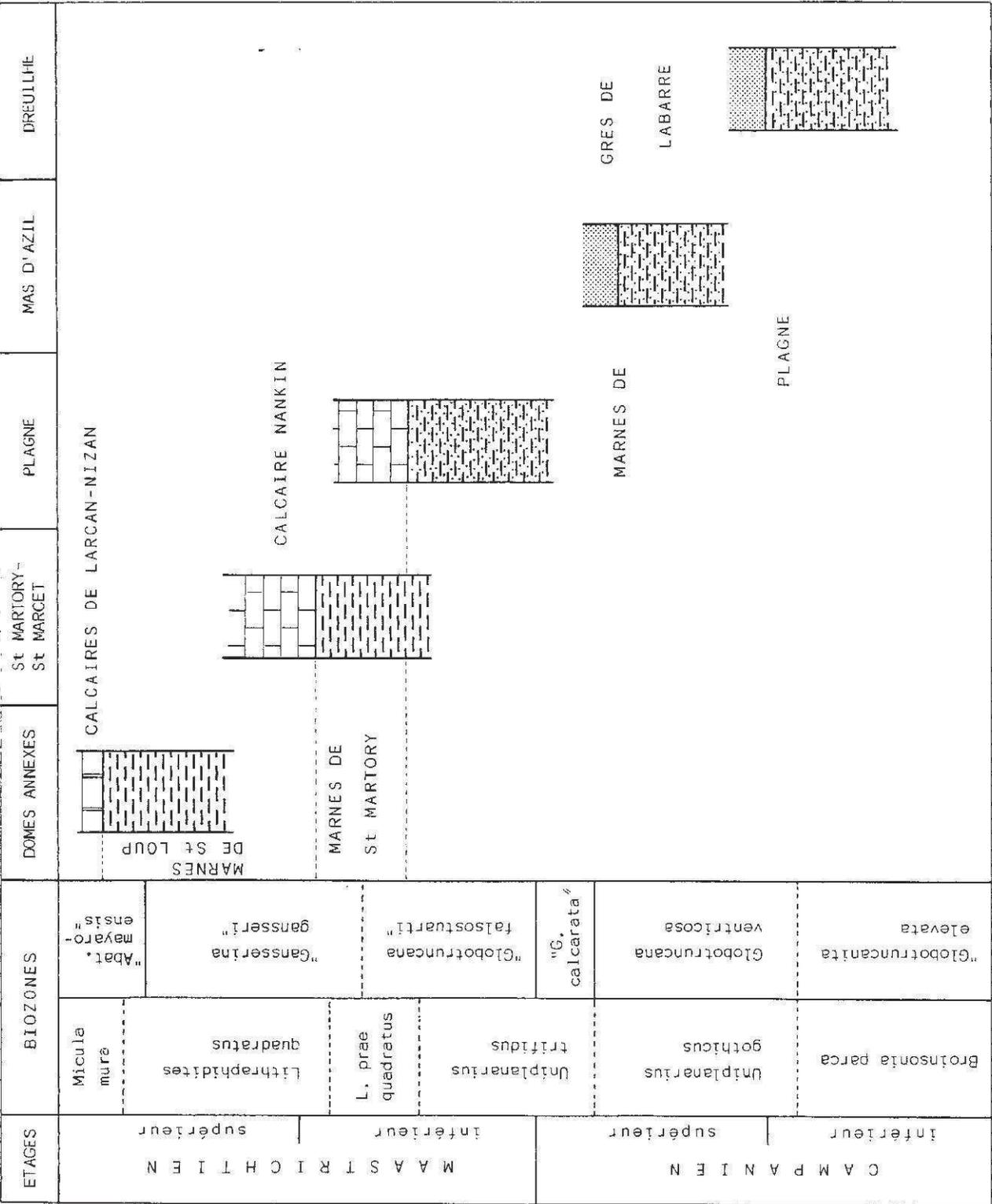


Fig. 17. - Cadre chronostratigraphique du diachronisme du toit des terrigènes du bassin sous-pyrénéen.

2- Les formations terrigènes et carbonatées de la plate-forme marine à continentale.

A L'est du Mas d'Azil

* Formation des Grès de Labarre

- Du nom du village de Labarre, dans la vallée de l'Ariège, 3 km au nord de Foix.

- Extension : le Plantaurel, de l'anticlinal de Dreuilhe, à l'est, à celui du Mas d'Azil, à l'ouest.

- Epaisseur : variable de 250 à 500 m.

- Définition : coupe type partielle le long de la RN 20 {M.BUIS, 1976}.

Les Grès de Labarre sont généralement compris comme une formation terrigène complexe organisée en séquence grano-décroissante - grès à galets, grès grossiers à fins, silts, argiles - caractéristiques de milieux estuariens à fluviales. Dans l'anticlinal de Dreuilhe cette formation admet, au moins, une intercalation (15m) de marnes beiges, marmorisées, riches en concrétions calcaires pédogénétiques, les Marnes d'En Gauly {M. BILOTTE, 1978 ; 1985} qui pourraient s'être déposées dans les environnements de marais littoraux.

- Age : Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur pro-
parte. Dans ce type de dépôt, les éléments de datation directs sont rares. Cette attribution stratigraphique est avant tout liée à des critères de positions, telle la superposition aux Marnes de Plagne (voir infra). Les seules informations chronologiques proviennent de quelques analyses palynologiques qui ont livré respectivement :

* *Leptolepidites* aff. *psarosus* SP 1604, *Vadazisporites urkuticus* SP 1304, *Stenzonotrilitis radiatus* SP 405, *Appendicisporites tricuspидatus* SP 480, ...{zone 20 b} (Marnes d'En Gauly, anticlinal de Dreuilhe) ;

* *Tricolpopollenites* SP 474, *Inoperturopollenites* aff. *emmaensis* SP 2304, *Ephedrepites* sp {zone 21} (anticlinal du Mas d'Azil) ;

* *Subtripollenites* sp 481, Normapolle SP 461, *Polydiaceoisporites* SP 467 {zone 22 a 2} (Gabre, anticlinal de Dreuilhe).

Le sommet de ces grès livre aussi des ossements de Dinosauriens - *Hypselosaurus priscus* MATH., *Rhabdodon priscum* MATH. - {J. VILLATTE, Ph. TAQUET et M. BILOTTE, 1986}, Gabre (anticlinal de Dreuilhe) et ferme de Taussoulet (anticlinal du Mas d'Azil).

* Formation des Argiles rouges inférieures

- Origine du nom : "inférieures" par comparaison aux argiles rouges "supérieures" du Paléocène.

- Extension : du sud au nord, de l'anticlinal de Benaix à celui de Dreuilhe en passant par Pereille, et de l'est à l'ouest, de l'anticlinal de Dreuilhe à celui du Mas d'Azil.

- Epaisseur : de l'ordre de 250 m.

- Définition : argiles et marnes rubéfiées, de type dépôt de plaine alluviale d'inondation, fréquemment entaillées de chenaux gréseux, parfois même conglomératiques, fluviales. L'abondance des marmorisations répond à l'existence de paléosols hydromorphes.

Cette formation repose d'une façon plus ou moins nette en discordance sur son substratum (Pereille) {M. BILOTTE et al., 1975}, Baulou {J. REY et P. SOUQUET, 1974} ; cette disposition peut-être occultée par des rejeux tectoniques tertiaires (Benaix).

- Age : Maastrichtien s. l. en raison de la présence de :

* Charophytes : *Platychara compressa* (PECK et REKER), *Sphaerochara* sp., *Peckichara* sp. {dét. M. MASSIEUX}.

* Dinosauriens : coquilles d'œufs {J.J. POUÉCH , 1882; E.BUFFETAUT et J. LE LOEUF, 1989}.

* Formation des Calcaires lacustres de l'Entonnoir

- Du nom du hameau de Saint-Pierre de l'Entonnoir, sur la vallée du Touyre, dans le flanc nord de l'anticlinal de Dreuilhe.

- Extension : la même que celle de la formation sous-jacente des Argiles rouges inférieures.

- Epaisseur : une vingtaine de mètres environ.

- définition : calcaires blancs ou rosés, durs, lithographiques à grumeleux, à *fenestras*, admettant de fréquents accidents Siliceux. Ces calcaires ont une origine lacustre.

- Age : Dano-Montien, fondé sur de ponctuelles récoltes de Charophytes :

* *Dughiella bacillaris* FEIST-CASTEL, *Maedleriella michelina* MÄRSCH (M.MASSIEUX et al., 1981) (l'Entonnoir), auxquelles s'ajoutent *Platychara compressa*, *Maedleriella* sp. A, *Peckichara* cf. *torulosa* (DOLLF. ET FRIT.) (M. MASSIEUX et al., 1989) (le Pas du Roc).

Du Mas d'Azil à Saint-Marcet

* Formation du Calcaire nankin

- Origine du nom liée à sa couleur "jaune chamois".

- Extension : de la vallée du Volp, au méridien de Sainte-Croix (à l'est), à la vallée de la Louge, au méridien de Saint-Marcet (à l'ouest), soit pratiquement toutes les Petites Pyrénées.

- Epaisseur : variable de 100 à 300 m.

- Définition : système terrigène et carbonaté complexe. A l'est de la vallée de la Garonne, le caractère terrigène domine et le Calcaire nankin présente une évolution d'ensemble régressive. On y décèle une organisation en séquences grano-décroissantes de type estuarien dans l'anticlinal de Montfa (à l'est), grano-croissante de comblement dans l'anticlinal de Plagne (à l'ouest). Corrélativement le caractère carbonaté s'accroît de l'est vers l'ouest.

A l'ouest de la vallée de la Garonne, le Calcaire nankin est constitué de calcaires graveleux bioclastiques, de calcarénites ocres homogènes et plus rarement de calcarénites gréseuses roussâtres. L'évolution d'ensemble est toujours régressive ; la partie sommitale de la formation admet des horizons d'argiles rouges de faciès Marnes d'Auzas (voir supra), souvent remobilisées à l'état de galets mous dans les calcarénites.

- Age : Maastrichtien inférieur pro-partie à supérieur pro-partie. La limite inférieure est maintenant bien fixée par les organismes planctoniques ou nectoniques récoltés au sommet des Marnes de Plagne ou de Saint-Martory sous-jacentes (fig.17).

Le contenu paléontologique du Calcaire nankin est riche et varié, allant des microfaunes à grands Foraminifères benthiques - *Orbitoides*, *Lepidorbitoides*, *Omphalocyclus*,...- aux macrofaunes les plus diverses - Lamellibranches, Gastéropodes, Brachiopodes, Echinodermes,...- considérés dans leur ensemble comme typiques du Maastrichtien. La répartition de ces organismes sera ultérieurement présentée au sein des différentes séquences de dépôt.

* Formation des Marnes d'Auzas

- Origine du nom : Les Marnes d'Auzas correspondent à l'Assise inférieure de l'étage Garumnien tel qu'il a été défini par A. LEYMERIE {1862 a} à Ausseing (anticlinal de Plagne). Ultérieurement, A. LEYMERIE {1862 b} définit à Auzas (anticlinal de Saint-Martory), le type de son Garumnien inférieur, en raison de l'existence de faunes marines.

- Extension : Les Petites Pyrénées, à l'exclusion des secteurs de Saint-Marcet et de Larcen, soit pratiquement la même que celle du Calcaire nankin sous-jacent.

- Epaisseur : de l'ordre de 200 à 300 m.

- Définition : Les Marnes d'Auzas étaient réputées continentales à l'est de la vallée de Garonne et partiellement marine à l'ouest {A. LEYMERIE, 1877}. Les travaux ultérieurs {M. BILOTTE, 1978, 1980, 1985 ; F. SEGURA, 1979} ont montré que contrairement à cette opinion, les Marnes d'Auzas admettaient, jusqu'au méridien du Mas d'Azil, plusieurs passées marines.

Les Marnes d'Auzas sont actuellement comprises comme une formation marneuse, composites, résultant de l'association de dépôts :

- marins, carbonatés, d'extension régionale continue à l'est de la vallée de la Garonne: Calcarénites de fond du Touc, de Sainte-Croix;

- de marais maritimes ; chenal de marais, lagune ;

- de marais d'eau douce : calcaires lacustres ;

- fluviatiles : chenaux gréseux, limons de plaines d'inondation, paléosol ; ceux-ci dominant au sommet de la formation qui acquiert alors des teintes bariolées (rouge brique dominant).

- Age : Maastrichtien inférieur pro-parte à supérieur. Les éléments de datations sont constitués par des composants à la fois marins, dans les niveaux de calcarénites et continentaux, dans les marnes.

* Foraminifères : aux fréquentes associations à *Siderolites*-*Orbitoides* s'ajoutent les peuplements à *Laffiteina mengaudi* (ASTRE).

* Charophytes : reconnaissance des flores classiques du Bégudo-Rognacien avec, en particulier, *Septorella brachycera* GRAMB. et *S. ultima* GRAMB.

* Formation des Calcaires d'Aurignac

- du nom de la localité d'Aurignac, à la terminaison sud-occidentale de l'anticlinal de même nom.

- Extension : celle des Marnes d'Auzas sous-jacentes.

- Epaisseur : 50 à 100 m.

-Définition : la formation des Calcaires d'Aurignac correspond à l'assise moyenne de l'étage Garumnien de A.LEYMERIE {1862}. Elle a été reconnue à Ausseing (anticlinal de Plagne) comme composée de deux assises : l'une, inférieure, constituée de calcaires crayeux très blancs ; l'autre, supérieure, de calcaires lithographiques clairs à silex.

Sur ces mêmes bases, la formation des Calcaires d'Aurignac {B. LEPICARD, 1985} a été subdivisée en deux membres qui sont, de bas en haut :

les Dolomies d'Hauruc, à l'est de la vallée de la Garonne, les Evaporites de Cassagnau, à l'ouest ; leur épaisseur varie d'est en ouest de 10 à 40 m ;

les Calcaires lithographiques du Tucauou qui se présentent sous deux faciès principaux {P. FREYTET, 1975} : des calcaires brèchiques lacustres dont le ciment, totalement ou partiellement micritique, présente des vides étoilés ; des calcaires palustres, noduleux à fissures planes et graveleux-grumeleux à vides étoilés et fissures planes ramifiées.

- Age : le membre inférieur n'est pas daté précisément ; il se situe dans la fourchette "Maastrichtien sommital-base du Paléocène" ; le membre supérieur est attribué au Dano-Montien par :

* Charophytes : *Dughiella bacillaris* FEIST-CASTEL.

* Ostracodes : *Frambocythere tumiensis* cf. *ludi* TAMB., *Paracandona* aff. *belgica* TAMB.

* Gastéropodes : *Islamia* ? gr. *indecisa* (COSSM.), *Dissostoma pyrenaicum* VILLATTE,...

* Microcodium.

De Saint-Marcet à Mauléon-Magnoac

* Formations des Calcaires à Algues de Larcen et à Bryozoaires de Nizan

- Origine des noms : les localités où ces faciès sont les mieux représentés ; Larcen, à la pointe sud-ouest de l'anticlinal de Saint-Marcet ; Nizan, au sud-est de Saint-Loup, dans l'anticlinal de Blajan-Bazordan.

- Extension : le secteur de Larcen et surtout les Dômes annexes.

- Epaisseur : 6 à 10 m.

- Définition :

Calcaires à Algues de Larcen : calcaires beiges, francs, à cassure conchoïdale, en bancs dcm. à m., bioconstruits -Algues Rhodophycées dominantes.

Calcaires à Bryozoaires de Nizan : calcaires diversement colorés, blancs à lie de vin, le plus souvent très fracturés, bioclastiques et riches en Bryozoaires.

Ces deux faciès sont considérés comme appartenant à une même unité lithologique en raison d'une position identique au dessus de la formation des Marnes de Saint-Loup et de l'existence de faciès intermédiaires dans le Dôme de Lespugue-Montmaurin.

- Age : Maastrichtien supérieur à sommital. Cette attribution repose sur des critères de position, au dessus des Marnes de Saint-Loup {zone à Mura} et sur le contenu faunistique et floristique des Calcaires à Algues :

* Foraminifères : *Hellenocyclina beotica* REICHEL.

* Algues : *Archaeolithothamnium* aff. *gosaviense* ROTH., *Lithothamnium* aff. *villaegranis* POIGNANT et BLANC.

* L'organisme *Solenomeris O'gormanii* DOUV.

* Formation des Calcaires de Lespugue

- Du nom de la localité de Lespugue, au nord-est de Montmaurin.

- Extension : Saint-Marcet, Larcen et le dôme de Lespugue-Montmaurin.

- Epaisseur : 100 m en général à l'affleurement, mais certains sondages (Mondilhan) les auraient recoupés sur 230 m.

- Définition : Les Calcaires de Lespugue peuvent être subdivisés en deux membres ; l'inférieur est essentiellement formé de calcaires blancs à rosés, cristallins et souvent dolomitiques ; le supérieur est plus uniformément composé de calcaires graveleux. En règle générale cette formation est intensément fracturée et karstifiée.

- Age : Dano-Montien (?). Le membre inférieur ne montre que des fantômes d'organismes -Mollusques, Polypiers, Dasycladacées, Foraminifères indéterminables- ; le membre supérieur graveleux renferme localement d'abondantes microflores et microfaunes :

* Dasycladales : *Cymopolia elongata* (DEF.), *Cymopolia mayense* JOHNSON et KASKA, *Rostroporella oviformis* SEG., *Neomeris plagnensis* DELOFFRE, *Neomeris* aff. *herouvalensis* MUN.- CHAL., *Orioporella* sp.

* Rhodophycées : *Pseudolithothamnium album* PFENDER, *Elianella elegans* PFENDER et BASSE.

* Foraminifères: Rotalidés (*Boldia* ?), Miliolidés, Ophthalmiidés, Discorbidés,...

* *Microdium*.

L'organisation séquentielle

Le bassin d'avant pays sous-pyrénéen se présente comme une entité disymétrique coincée entre une marge nord relativement stable, liée à la plate-forme aquitaine, et une marge sud plus instable, au niveau des zones septentrionales de l'orogène pyrénéen en cours de structuration. Celle-ci se marque en particulier dans le "bassin" de Nalzen -Pech de Foix où le Campanien marin est directement surmonté en discordance par un Maastrichtien continental (Benaix, Pereille).

Les modalités du comblement du bassin sous-pyrénéen puis du remblayage de la plate-forme qui en résulte ne peuvent donc être recherchées qu'en bordure de la marge cratonique stable septentrionale. L'organisation séquentielle des dépôts doit permettre d'y suivre les différentes étapes de cette évolution.

Le Sénonien supérieur sous-pyrénéen correspond globalement à une superséquence de comblement qui rend compte de la fermeture du bassin. Cette superséquence a été de façon classique subdivisée en séquences lithologiques majeures {F. SEGURA, 1979 ; B. LEPICARD, 1985 ; M. BILOTTE, 1985}. Cette démarche n'a jamais permis de résoudre de façon satisfaisante les problèmes de relations existant entre les différentes formations et ce d'autant plus que l'amplitude du diachronisme était généralement méconnue. A titre de rappel cette conception sera malgré tout évoquée de façon à montrer les difficultés afférentes à la méthode et l'intérêt d'aborder le sujet par le biais des séquences génétiques de dépôt.

Les séquences lithologiques majeures

Leur caractérisation est régionale.

* De l'anticlinal de Dreuilhe à celui du Mas d'Azil.

Les formations en présence sont, de la base au sommet : les Marnes de Plagne, les grès de Labarre, les Argiles rouges inférieures, les Calcaires lacustres de l'Entonnoir.

Compte-tenu du caractère non marin des différentes formations qui se superposent aux Marnes de Plagne, le découpage séquentiel minimal proposé à ce jour est le suivant {M. BILOTTE, 1978} :

- Séquence A1 (Campanien) ; elle débute dans les Marnes de Plagne, marines, se poursuit par les Grès de Labarre inférieurs, estuariens, et s'achève avec les Marnes d'En Gaulty, marais littoral.

- Séquence A2 (Maastrichtien) ; elle va d'un pôle fluviatile avec les Grès de Labarre supérieurs, puis les Argiles rouges inférieures, à lacustre avec les Calcaires de l'Entonnoir. Elle garde l'empreinte d'un événement tectonique majeur marqué par la discordance des Argiles rouges inférieures sur leur substratum.

* Du méridien du Mas d'Azil à la vallée de la Garonne.

On y relève de façon quasi uniforme la superposition, de bas en haut, des Marnes de Plagne, du Calcaire nankin, des Marnes d'Auzas et des Calcaires d'Aurignac. Leur organisation séquentielle est la suivante (F. SEGURA, 1979) :

- Séquence B1 (Campanien sup. à Maastrichtien pro-parte) ; c'est une séquence de comblement qui fait succéder aux dépôts de plate-forme externes des Marnes de Plagne, les dépôts plus littoraux, terrigènes et carbonatés, du Calcaire nankin par l'intermédiaire d'un niveau de transition. Le sommet du Calcaire nankin à valeur de fond durci.

- séquence B2 (Maastrichtien supérieur pro-parte) ; elle se compose des deux membres inférieurs de la formation des Marnes d'Auzas, à savoir les Marnes de Melat et les Calcarénites de Fond du Touc. Elle est légèrement transgressive car elle superpose à des dépôts lagunaires des calcaires à haute énergie de type plage. Le sommet des Calcarénites de Fond du Touc correspond à un nouveau fond durci.

Cette séquence, bien définie aux abords du Mas d'Azil, perd progressivement son individualité en se déplaçant vers l'ouest.

- Séquence B3 (Maastrichtien supérieur pro-parte) ; elle comprend les deux membres moyens de la formation des Marnes d'Auzas, soit, les Marnes de Biouès et les Calcarénites de Sainte-Croix. Son évolution est conforme à celle de la séquence B2 et le sommet de la séquence est encore couronné par un hard-ground.

- Séquence B4 (Maastrichtien sommital-Paléocène ?) ; cette nouvelle séquence englobe les Marnes de Pentecôte, fluvio-lacustres, dernier membre de la formation d'Auzas, et les dolomies d'Hauruc, lagunaires, membre inférieur des Calcaires d'Aurignac. Comme pour les deux précédentes séquences, son évolution est transgressive.

* De la vallée de la Garonne à celle de la Louge.

Les formations en présence sont très comparables à celles qui viennent d'être décrites {B. LEPICARD, 1985}.

- Séquence C1 (Campanien supérieur à Maastichtien pro-parte) ; elle regroupe dans une unique séquence de comblement les Marnes de Saint-Martory et le Calcaire nankin. La transition entre ces deux formations est , comme dans la séquence B1, progressive. Le sommet du Calcaire nankin supporte une nette discontinuité.

- Séquence C2 (Maastrichtien supérieur pro-parte) ; elle ne comprend que les Marnes d'Auzas sensu stricto, synthèse d'environnements fluviatiles, lacustres et tidaux d'évolution cyclique, transgressive puis régressive.

- Séquence C3 (Paléocène) ; elle recouvre les Calcaires d'Aurignac et réalise le passage continu et progressif depuis les faciès de lagune confinée des Evaporites de Cassagnau vers le pôle dulçaquicole des Calcaires lithographiques du Tucauou.

* De la vallée de la Louge à celle de la Gesse (Dômes annexes);

On reconnaît dans des environnements nettement plus marins. {B. LEPICARD, 1985} :

- Séquence D1 (Maastrichtien pro-parte) ; elle correspond à l'évolution régressive des Marnes de Saint-Loup depuis des environnements circalittoraux à la base jusqu'à infralittoraux au sommet (Marno-calcaires jaunes).

- Séquence D2 (Maastrichtien sommital) ; reconnue dans la formation des Calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcen-Nizan et interprétée comme cyclique.

- Séquence D3 (Paléocène) ; son évolution régressive est celle des Calcaires de Lespugue, dolomitique à la base (lagons périmécifaux), puis calcaires et graveleux (lagons internes) et enfin calcaire pédogénétiques au sommet.

La fig. 18 situe ces différentes séquences lithologiques et témoigne des difficultés que l'on peut éprouver à les corréler.

Fig. 18

	DOMES ANNEXES	D	W GARONNE	C	E GARONNE	B	DE DREUILHE AU MAS D'AZIL	A
PALEOCENE	Calcaires de Lespugue	+ - 3	Calcaires d'Aurignac	Calc. lacustres du Tucaou Evaporites de Cassagnau	+ - 3	Dolomie de Hauruc	Calcaires lacustres de l'Entonnoir	+ - 3
MAASTRICHTIEN SUPERIEUR	Calc. à Algues et Bryo, Larcq-Nizan ----- MCJ	2	Marnes d'Auzas	2	Marnes de Pentecôte Calc. de Ste Croix Marnes de Biouès	4 3	Argiles rouges inférieures	2
	Marnes bleues de Saint-Loup	1	Calcaire nankin	1	Calcaire nankin	2		
MAASTRICHTIEN INFÉRIEUR			Marnes de Saint-Martory	1	Marnes de Plagne	1	Grès de Labarre supérieur	2
							Marnes d'En Gauly	
CAMPANIEN	NON AFFLEURANT		NON AFFLEURANT		NON AFFLEURANT		Grès de Labarre inférieur	
							Marnes de Plagne	1

Fig. 18 - Les séquences lithologiques majeures du Sénonien supérieur sous-pyrénéen. Ce tableau montre les difficultés de corrélations.

Les séquences génétiques de dépôt

1- Les concepts de la stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle est fondée sur le principe des variations globales du niveau des mers, c'est à dire de l'eustatisme. Une séquence de dépôt correspond à une succession sédimentaire déposée au cours d'un cycle complet de variations du niveau marin limité par deux chutes successives. Ces limites ont valeur de lignes-temps. Elles se traduisent, surtout en direction du continent, par des discordances. Pour P. R. VAIL et al. (1987), il existe deux types possibles de discordances majeures, selon que le niveau marin relatif chute plus bas que la bordure de la plate-forme, ou, au contraire, se maintient sur cette plate-forme. Dans le premier cas, la discordance sera dite de type 1, associée à un cycle de type 1 ; dans le deuxième cas, la discordance sera dite de type 2, associée à un cycle de type 2. Les effets sur la sédimentation seront très différents puisque ce n'est que dans le premier cas que la plate-forme aura été exondée et mise en déséquilibre sédimentaire.

Entre ses deux discontinuités limites la séquence de dépôt regroupe des cortèges sédimentaires génétiquement liés et de signification paléogéographique précise limités eux-mêmes par des surfaces de discontinuité vers le continent ou leur équivalent latéral concordant vers le bassin.

Suivant les cycles, les cortèges sédimentaires distingués et leurs discontinuités limites s'agencent comme indiqué sur la fig. 19.

2- Le diagramme des cycles eustatiques

En 1987, B. U. HAQ, J. HARDENBOL et P. R. VAIL, ont publié pour le Mésozoïque et le Cénozoïque des diagrammes de cycles eustatiques où apparaissent les limites de séquences de type 1 ou 2, les surfaces basales de progradation ainsi que les successions les plus probables des cortèges sédimentaires. Toutes les données sont corrélées à des datations biostratigraphiques (Ammonites, Foraminifères planctoniques, Nannofossiles, Dinofagellés), à des datations radiométriques (âges absolus), aux inversions de polarité magnétique (magnétostratigraphie).

Pour la période qui nous intéresse, à savoir le Sénonien supérieur qui s'étend de -84 à -66,5 MA, ces auteurs reconnaissent 9 cycles de 3ème ordre répartis sur 3 supercycles (Fig.20).

fig 19

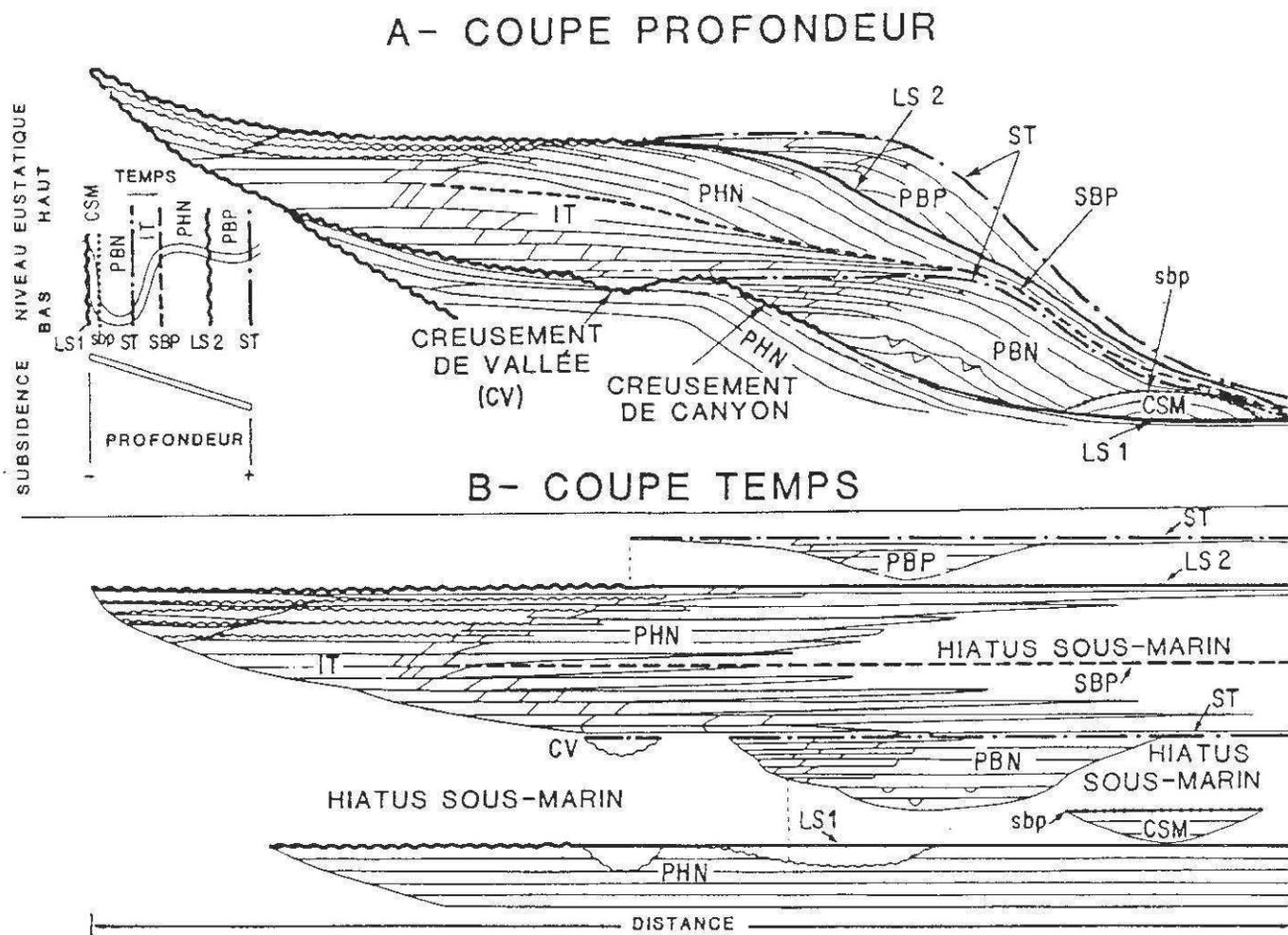


Fig. 19 -

- a - Principaux paramètres affectant la géométrie des corps sédimentaires. PHN : prisme de haut niveau ; IT : intervalle transgressif ; IC : intervalle condensé ; PBP : prisme de bordure de bordure de plate-forme ; PBN : prisme de bas niveau ; CSM : cône sous-marin ; LS1 : limite de séquence de type 1 ; LS2 : limite de séquence de type 2 ; SBP : surface basale de progradation associée à un intervalle condensé ; sbp : surface basale de progradation associée à un cône sous-marin ; ST : surface de transgression.
- b - 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 trasgression : ST. (d'après VAIL et al., 1987).

fig 20

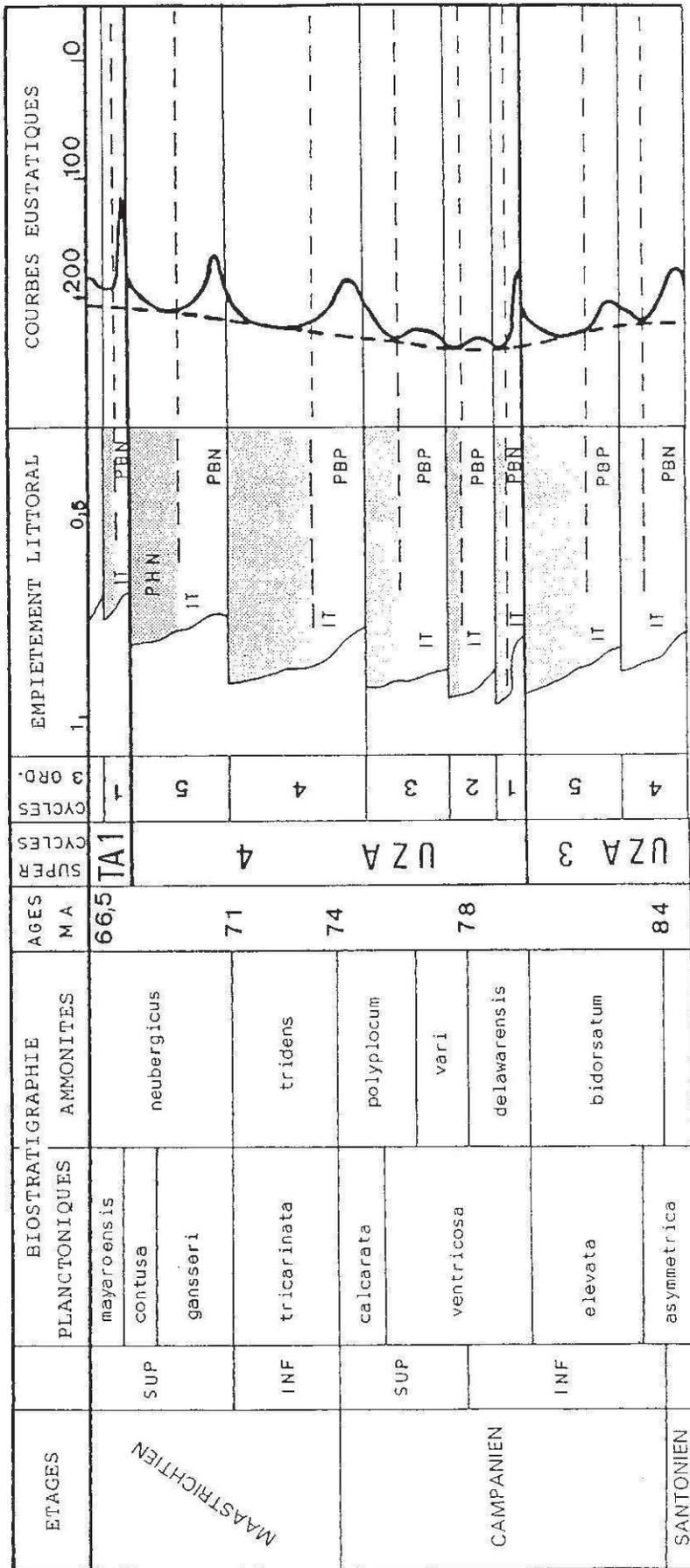


Fig. 20 - Diagramme des cycles eustatiques d'après HAQ & al. (version 1986), simplifié et limité au Sénonien supérieur.

3- Le contexte régional

Les méthodes de la stratigraphie séquentielle ne peuvent s'appliquer raisonnablement que dans les domaines qui bénéficient :

- d'un cadre biochronostratigraphique relativement précis.
- d'une connaissance suffisante de l'organisation spatiotemporelle des dépôts.

Ces deux conditions sont, malgré quelques incertitudes liées essentiellement à la nature des affleurements, maintenant réunies dans la partie occidentale du bassin sous-pyrénéen, du méridien du Mas d'Azil jusqu'à la vallée de la Gesse.

Le schéma proposé reconnaît, pour l'intervalle de temps compris entre le Campanien sommital et le Paléocène inférieur, 4 séquences de dépôt.

1 ère Séquence de dépôt

Son extension régionale minimale va du méridien du Mas d'Azil à la vallée de la Garonne.

Sa limite inférieure n'est pas connue à l'affleurement ; sa limite supérieure correspond à la discontinuité observée, à l'ouest, sur le "Calcaire nankin", à l'est, sous les Calcarénites de Fond du Touc.

Les éléments de datation la situent dans l'intervalle Campanien sommital (zone à Calcarata) - Maastrichtien pro-parte.

Le sommet du prisme de bordure de la plate-forme (PBP) pourrait correspondre à la partie supérieure des Marnes de Plagne (anticlinal de Plagne) où s'observe une sédimentation alternante de pélites et de silts de plate-forme externe, correspondant à un fond continu de matériel fin qui se dépose par décantation alors que les fines unités sableuses ou silteuses sont dues à des incursions de matériel plus grossier pouvant être issus de "tempêtes" affectant la zone littorale. La bioturbation très importante à la surface supérieures des bancs gréseux correspond à la colonisation du milieu en période de calme {F. SEGURA, 1979}.

L'intervalle transgressif (IT) n'est pas précisément identifié mais doit correspondre à la partie sommitale plus argileuses de ces mêmes Marnes de Plagne.

Le prisme de haut niveau marin (PHN) débute avec le niveau de transition constitué par une alternance de marnes plus ou moins silteuses et de marno-calcaires silteux, puis de grès fins. Ces dépôts

correspondent à la zone de transition entre la plate-forme et le système littoral ; il s'y développe une faune benthique prédominante avec toutefois des influences pélagiques (littoral non barré). Le PHN se poursuit par la formation du Calcaire nankin, organisée en séquences grano et strato-croissante (silts, grès grossiers, grès à graviers, dans la partie orientale ; marnes, calcaires gréseux, grès, dans la partie occidentale), assimilables à des paraséquences progradantes ; dans sa partie la plus orientale (anticlinal de Montfa), le PHN s'achève dans les Marnes d'Auzas - Marnes de Melat (marais maritimes, chenaux).

Cette première séquence de dépôt sera dénommée :

Séquence d'Ausseing

2 ème Séquence de dépôt

Son extension régionale visible s'étend du méridien du Mas d'Azil à la vallée de la Louge.

Sa limite inférieure n'est reconnue que dans son aire de superposition à la séquence d'Ausseing. Sa limite supérieure correspond à la discontinuité sommitale reconnue, à l'ouest, sur le "Calcaire nankin".

Les éléments de datation la situent en totalité dans le Maastrichtien ("moyen" à supérieur pro-parte).

La partie affleurante des marnes de Saint-Martory (anticlinal de Saint-Marcet) pourrait correspondre à l'intervalle transgressif (IT) de la séquence. Son prisme de haut niveau (PHN) débiterait toujours avec le niveau de transition et se poursuivrait dans le "Calcaire nankin" organisé en séquences grano et strato-croissantes (calcarénites, calcarénites gréseuses) et s'achèverait dans la formation d'Auzas, qui s'étend à l'est de la vallée de la Garonne.

Cette deuxième séquence de dépôt sera dénommée :

Séquence de Saint-Marcet

3 ème Séquence de dépôt

Son extension régionale présumée se situerait du méridien de la Garonne à la vallée de la Gesse ; c'est dans les Dômes annexes qu'elle est le mieux caractérisée.

Sa limite inférieure n'est reconnue que dans sa superposition au prisme de haut niveau de la séquence de Saint-Marcet. Sa limite supérieure correspond à la discontinuité sommitale qui couronne, à l'ouest, les Marno-calcaires jaunes de Gensac, à l'est les Marnes d'Auzas.

Les éléments de datation la positionnent dans le Maastrichtien supérieur élevé.

Les Marnes de Saint-Loup, dans leur zone d'affleurement (colline de Taillade) représentent l'intervalle transgressif (IT) et le prisme de haut niveau marin (PHN), à la limite talus-plate-forme externe, ainsi qu'en témoignent les caractéristiques sédimentologiques, bathymétriques et faunistiques {B. LEPICARD, 1985}. L'intervalle transgressif (IT) est bien développé sur la plate-forme (Larcen, Saint-Marcet) où il correspond à la partie inférieure des Marno-calcaires jaunes de Gensac. La partie supérieure de cette unité lithologique, organisée en séquence progradantes de comblement, correspond ici, au prisme de haut niveau marin (PHN) ; vers l'est, celui-ci est composé des Marnes d'Auzas sensu stricto (anticlinal de Saint-Marcet ; argilites rouges de marais maritime et littoral, calcaires lacustres, chenaux de marais et fluviatiles).

Cette troisième séquence de dépôt sera dénommée :

Séquence de Gensac

4 ème Séquence de dépôt

Elle s'étendrait sur la totalité du territoire considéré, superposée à la séquence de Blajan.

Datée du Maastrichtien sommital dans ses termes inférieurs, elle s'élève dans le Paléocène (Dano-Montien) dans son terme supérieur.

Elle se caractérise par l'absence de terrigène. On y distingue un intervalle transgressif (IT) dans les Calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcen-Nizan. Le prisme de haut niveau (PHN) est matérialisé par les Calcaires d'Aurignac, à l'est Evaporites de Cassagnau, Dolomies de Hauruc, calcaires lacustres du Tucaou, par les Calcaires de Lespugue, à l'ouest (dolomies cristallines et calcaires graveleux à Algues)

Cette quatrième séquence de dépôt sera dénommée :

Séquence de Montmaurin

4- Correlations aux cycles eustatiques

Le diagramme des cycles eustatiques {B. U. HAQ et al., 1987} établit pour la période considérée (Campanien supérieur à Danien pro parte), 4 cycles de dépôt de 3^{ème} ordre.

Sans être parfaits, les arguments bio-chronostratigraphiques présentés antérieurement, la définition des cortèges sédimentaires reconnus, la localisation des discontinuités limites, concourent à permettre une corrélation satisfaisante des 4 séquences reconnues aux 4 cycles de 3^{ème} ordre du diagramme des cycles eustatiques. La fig. 21 établit cette corrélation.

5- Remarque

Les apports de la stratigraphie séquentielle démontrent que certains découpages lithostratigraphique actuellement admis et présentés dans les pages précédentes sont inadaptés en raison de leur appartenance à plusieurs séquences de dépôt. Ceci a été en particulier prouvé, pour les Marnes d'Auzas qui relèvent de deux séquences de dépôt à l'est de la Garonne et d'une seule à l'ouest ; de même, le Calcaire nankin appartient à deux séquences successives. Il est vraisemblable que les Marnes de Plagne et le Grès de Labarre, bien que leur organisation en séquence de dépôt soit encore méconnue, répondent à la même situation.

De nouvelles appellations devront donc être formulées. Dans l'immédiat, une numérotation servira à les différencier.

fig 21

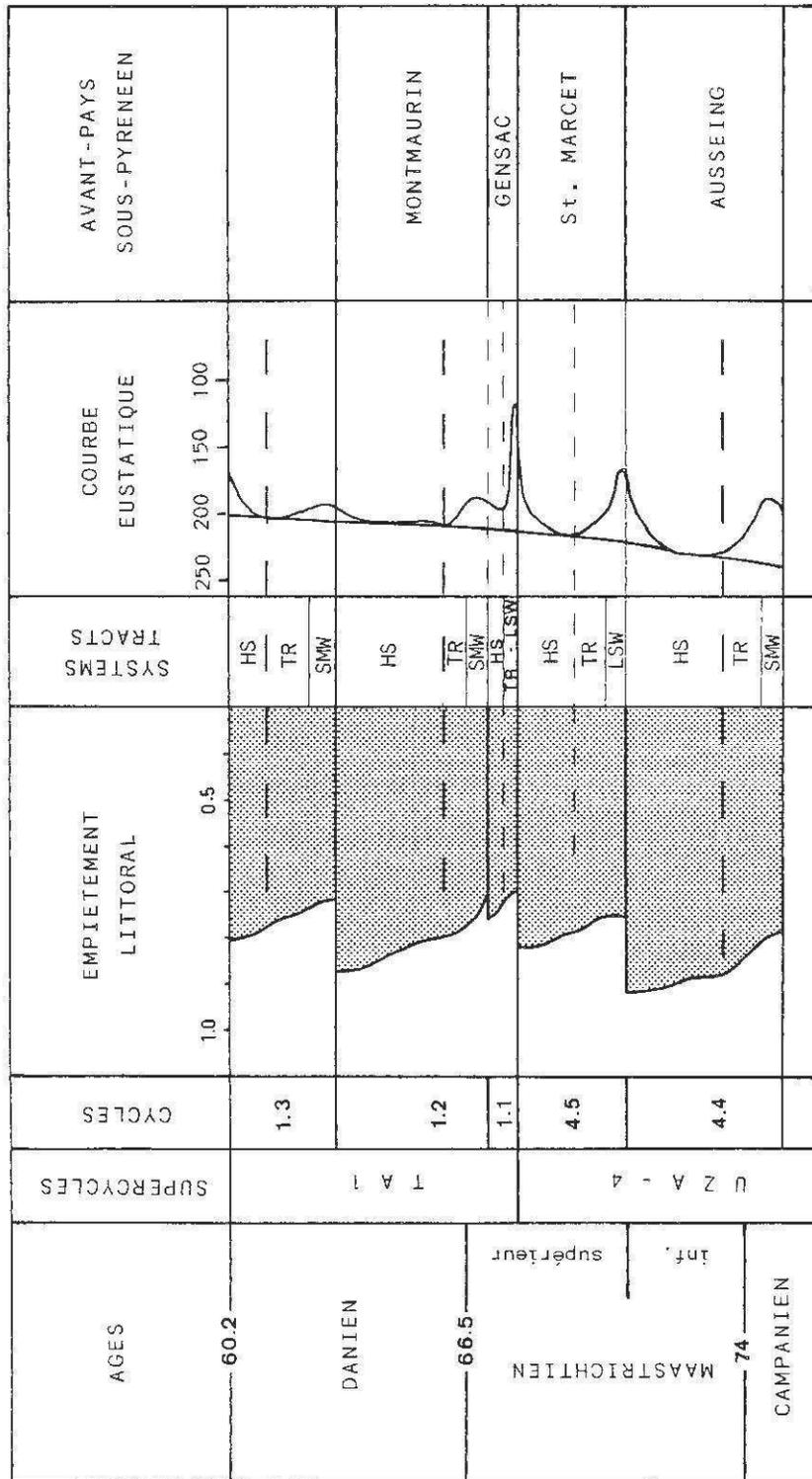


Fig. 21. - Correlations entre les séquences du comblement fini-océanique de l'avant-pays sous-pyrénéen et le diagramme des cycles eustatiques de 3ème ordre de HAQ & al. (1987).

CONCLUSION

La reconnaissance des séquences de dépôt n'a pas été possible sur toute l'extension du bassin d'avant-pays sous-pyrénéen. Seule sa partie occidentale s'est prêtée à ce mode d'analyse et 4 séquences de dépôt, corrélables aux 4 cycles de 3^{ème} ordre du diagramme des variations eustatiques, ont été mises en évidences entre le Campanien sommital et le Paléocène inférieur.

Le contrôle eustatique apparaît ainsi comme le facteur dominant l'évolution géodynamique de cette partie du bassin sous-pyrénéen. Conformément aux prédictions de la courbe eustatique, l'amplitude maximale de la regression fini-crétacée se situe à l'articulation des séquences Saint-Marcet-Gensac, soit avant la fin du Maastrichtien.

Le contrôle tectonique est ici subordonné au contrôle eustatique. Une influence tectonique (bloc basculé ?, tectonique salifère ?) pourrait être à l'origine de la localisation des Calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcan-Nizan.

Rappelons que le contrôle tectonique est par contre sensible dans la partie orientale du bassin sous-pyrénéen et enregistré dans les systèmes sédimentaires antérieurs au Campanien sommital {M. BILOTTE, 1985}.

Le contrôle climatique quoique vraisemblablement négligeable par rapport aux autres facteurs paraît jouer malgré tout un rôle spectaculaire dans la séquence Montmaurin où les faciès confinés (Dolomie de Hauruc, Evaporites de Cassagnau) sont liés à des variations sensibles du potentiel hydrique en fonction du degré d'aridité.

Enfin, il ne semble pas inutile de rappeler que, sans prétendre à la même précision, les séquences Ausseing, Saint-Marcet, Gensac et Montmaurin, tant par leur limites que par l'évolution de leurs cortèges sédimentaires, paraissent homologues, respectivement, des séquences Montesquiu, Orcau-Vell, Santa-Engracia et Orrit, du groupe d' Aren, récemment définies dans l'avant fosse sud-pyrénéenne {M. J. FONDECAVE et al., 1988 ; P. SOUQUET et al., 1989} (fig. 22).

REFERENCES

- BABINOT J. F et DURAND J. P (1980) - Valdonnien ; Fuvélien ; Bégudien ; Rognacien ; Vitrollien. Les étages français et leurs stratotypes, édit. *B. R. G. M.*, mém. 109, p. 171-192.
- BABINOT J. F., FREYTET J. P. (coordonnateur et al. (1983) - Le Sénonien supérieur continental de la France méridionale et de l'Espagne septentrionale : état des connaissances biostratigraphiques. *Géologie Méditerranéenne*, t. X, n° 3-4, p. 245-268.
- BABY P. (1985) - Le chaînon du Pech de Foix : exemple de coin extrusif. *D. E. A. Toulouse*, 66 p., 37 fig., ronéo.
- 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. Fr.*, 7e série, t. XX, n° 5, p. 57-63.
- BILOTTE M. (1980) - Le gisement d'Auzas (Maastrichtien des petites Pyrénées). Stratigraphie-environnements. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 116, fas c. 1-2, p. 57-63.
- BILOTTE M. (1985)- Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata, Toulouse*, s.2, vol. 5, 438 p., 121 fig., 53 tab.
- BILOTTE M., CANEROT J., DEBROAS E. J., PEYBERNES B., REY J., et SOUQUET P. (1975) - Révision de la tectonique des zones externes pyrénéennes : le bassin de Nalzen (Pyrénées ariégeoises). *C.R.A.S. Paris*, t. 280, p. 2821-2824.
- BILOTTE M., DEBROAS E. J. BABY P., CROUZET G., DERAMOND J., BONNEMAISON M. et GIOT D. (1987) - Rôle des chevauchements nord-pyrénéens et massifs de l'Arize et du Saint-Barthélémy dans l'évolution tecto-sédimentaire et la structure des bassins flyschs du Crétacé. *B.R.G.M. Orléans, Document n° 143*, p. 3-43, 13 fig., 5 tab.
- BILOTTE M., et MASSIEUX M. (1988) - Nouvelles espèces de characeae du Campanien du "bassin" de Nalzen (zone nord-pyrénéenne, Ariège, France). *Revue du Micropal.*, Paris, vol. 31, n°1, p. 3-14.
- 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*, t. X, n° 3-4, p. 269-276.
- BONNEMAISON M. (1989) - Indices de diagenèse liés aux nannofossiles calcaires dans le Crétacé des Pyrénées. *B.R.G.M., Orléans*, doc. n° 170, 199 p., 24 pl.
- BUFFETAUT E. et LE LOEUF J. (1989) - 100 ans, la première découverte d'œufs de dinosaures. *Pour la Science*, n° 143, p.22.
- BUIS M. G. (1933) - Recherche stratigraphiques et sédimentologiques sur le Crétacé et le Tertiaire, au nord du Pech de Foix, entre l'Ariège et le Douctouyre. *Thèse 3è Cycle Toulouse*, 170p., 42 fig.
- CASTERAS M. (1933) - Recherche sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Cartes géol. Fr.*, t. 37, n° 189, 525 p.
- CASTERAS M. (1974) - Les Pyrénées in DEBELMAS J., *Géologie de la France, Doin édit. Paris*, t2, p. 296-345, fig. 139-159.

- CHOUKROUNE P. (1976) - Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., t. LX, n° 127, p. 1-116, pl. I à XVI.
- CHOUKROUNE P. et Team ECORS (1989) - The Ecors pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, vol. 8, n°1, p. 23-39.
- DERCOURT J. et al. (1985) - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'actuel. *Bull. Soc. géol. Fr. Paris*, 8, t. 1, n° 5, p. 637-652, 10 cartes en couleurs hors texte.
- FREYTET P. (1975) - Le Danien (Dano-Montien) des Petites Pyrénées et du Plantaurel : étude pétrographique et paléogéographique des faciès "lacustres". *Géologie méditerranéenne, Marseille*, t. 2, n° 4, p. 159-178.
- FONDECAVE-WALLEZ M. J., SOUQUET P. et GOURINARD Y. (1988) - Synchronisme des séquences sédimentaires du comblement fini-crétacé avec les cycles eustatiques dans les Pyrénées centro-méridionales (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 307, S. 2, n° 3, p. 289-293.
- GROSSOUVRE A. de (1893-1901) - Recherche sur la Craie supérieure. Paléontologie - Stratigraphie générale. *Mém. carte géol. dét. fr.*, 1013 p.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. et VAIL P. R. (1987) - The chronologie of the fluctuating sea level since the triassic. *Science, Washington*, 235, p. 1156-1167.
- HERTIER F., NICOLAI R., RIFICATEAU R. et VILLEMEN J. (1972) - Les chevauchements frontaux nord-pyrénéens entre l'Ariège et l'Adour (Pyrénées centrales). *C.R.A.S. Paris*, t. 275, p. 1733-1736.
- KENNEDY W. J., BILOTTE M., LEPICARD B. et SEGURA F. (1986) - Upper Campanian and Maastrichtian ammonites from the Petites Pyrénées, southern France. *Eclogae geol. Helv., Basel*, vol. 79, n° 3, p. 1001-1037, 5 pl.
- 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.
- LEMOINE M. (1984) - La marge occidentale de la Tethys ligure in BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M. et BIJU-DUVAL B., Les marges continentales et fossiles autour de la France. *Masson edit. Paris*, 342 p.
- LEPICARD B. (1985) - Le Crétacé terminal et le Paléocène basal dans les Petites Pyrénées et les dômes annexes. Biostratigraphie - Sédimentologie. *Thèse Univ. P. Sabatier, Toulouse III*, 276 p. 127 fig., 25 pl.
- LEPICARD B., BILOTTE M., MASSIEUX M., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1985) - Faunes et flores au passage Crétacé - Tertiaire en faciès continental dans les Petites Pyrénées (zone sous-pyrénéenne). *Géobios*, n° 18, fasc. 5, p. 787-800, 3 fig., 2 tab., 2 pl.
- LEYMERIE A. (1862 a) - Esquisse géognostique de la vallée de l'Ariège. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2è série, t. XX, p. 245-291.
- LEYMERIE A. (1862 b) - Compte rendu de la course d'Aurignac et d'Auzas. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2è série, t. XX, p. 1117-1132.
- LEYMERIE A. (1881) - Nannoplancton et microfaune planctonique du Campanien et du Maastrichtien des Petites Pyrénées et du Plantaurel occidental (Haute-Garonne et Ariège, France). *Thèse Doc. Univ. Paris 6*, 279 p. 54 fig., 19 pl.

- MARTINET I., BELLIER J.P., BILOTTE M. et LAMBERT B. (1990) - Le comblement diachrone du sillon sous-pyrénéen au Crétacé sommital : présentation d'un cadre stratigraphique tiré de l'étude micropaléontologique (Plantaurel, Petites Pyrénées, France). *C. R. Acad. Sci. Paris* sous presse.
- MASSIEUX M., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J.(1979) - Découverte de *Septorella brachycera* GRAMBAST et de *Septorella ultima* GRAMBAST (Charophytes, Clavatoracées) dans le Maestrichtien des Petites Pyrénées. Conséquences stratigraphiques, *Géobios*, n° 12, fasc. 6, p. 899-905, 2 fig., 1 pl.
- MASSIEUX M., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J.(1981) - Characées paléocènes et éocènes du versant nord des Pyrénées. *Revue Micropaléontologie*, t. 24, n° 2, p. 69-82, 3 tab., 1 pl.
- MASSIEUX M., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J.(1989) - Nouveaux gisements à Charophytes du Dano-Montien nord pyrénéen. *Revue de Micropaléontologie Paris*, vol. 32, n° 2, p. 140-150, 5 fig., 2 pl.
- OLIVET J. L., BONNIN J., BEUZART P. et AUZENDE J. M. (1984) - Cinématique de l'Atlantique nord et central. Rapport n° 54, CNEXO, Brest, 108 p., 5 pl. hors texte.
- PEYBERNES B., PONS P., ROUX J.-C. et SOUQUET P. (1984) - Apport de l'étude des terrains secondaires à l'appréciation du degré de l'allochtonie du massif de l'Arize. G. P. F. 1, thème 6, *Doc. B. R. G. M.* n° 81-6, p. 23-37.
- POUECH J. J. (1882) - Coupes géologiques dans la région du nord-ouest du département de l'Ariège. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, X, p. 632-637.
- REY J. et SOUQUET P. (1974) - Les synclinaux du lambeau de Baulou (Ariège) : témoin d'une couverture garumnieuse discordante sur la zone nord-pyrénéenne. *C. R. A. S. Paris*, t. 279, p. 1147-1149.
- RICATEAU R. et VILLEMIN 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. Fr.*, 7è série, t. XV, n° 1, p. 30-39.
- ROBASZYNSKI F., CARON M., GONZALEZ DONOSO J. M., WONDERS A. H. et le G. T. E. F. P. (1984) - Atlas of the late Cretaceous globotruncanids. *Revue de Micropaléontologie*, vol. 26, n° 3-4, p. 145-305, 54 pl.
- SEGURA F. (1979) - Etude géologique de la partie orientale des Petites Pyrénées -zones sous-pyrénéennes- (Ariège, Haute-Garonne). *Thèse Doct. 3è cycle, Toulouse*, 143 p., 35 fig., 8 pl.
- SOUQUET P., FONDECAVE-WALLEZ M. J. et GOURINARD Y. (1989) - Stratigraphie séquentielle dans l'avant-fosse sud-pyrénéenne. Groupe d'Aren : Campanien - Maestrichtien - Danien. *Strata, Toulouse*, S. 2, vol. 12, 71 p.
- SOUQUET P. et PONS P. (1985) - Allochtonie du massif nord-pyrénéen de l'Arize : hypothèse d'un chevauchement sur une série turbiditique d'âge sénonien. *B. R. G. M., Orléans*, Doc. 95-6, p. 19-27.
- TOMASI P. (1965) - Contribution à l'étude géologique du bassin de Nalzen. *Thèse Doct. 3è cycle Montpellier*, 246 p., 32 fig., 11 pl., h. t., 45 pl. photo.
- TOUCAS A. (1903) - Etudes sur la classification et l'évolution des Hippurites. *Mém. Soc. géol. Fr., Paléontologie*, n° 30, 128 p., 17 pl., 3 tab.

TOUCAS A. (1907) - Etudes sur la classification et l'évolution des Radiolitidés. *Mém. Soc. géol. Fr., Paléontologie*, n° 36, 132 p., 24 pl., 4 tab.

VAIL P. R., COLIN J. P., JAN 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. Fr.*, (8), t. III, n° 7, p. 1301-1321.

VILLATTE J. (1953) - Etude de la faune campanienne saumâtre de Belesta (Ariège). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 87 (1952), p. 315-339, pl. III-V.

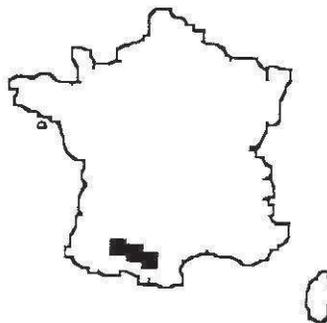
VILLATTE J., TAQUET P. et BILOTTE M. (1986) - Nouveaux restes de Dinosauriens dans le Crétacé terminal de l'anticlinal de Dreuilhe. Etat des connaissances dans le domaine sous-pyrénéen. *Colloque Paléontologie, Toulouse, édit. Muséum Hist. Nat.*, p. 89-98.

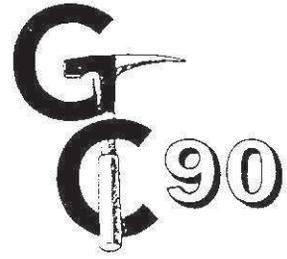
CARTES GEOLOGIQUES CONSULTEES

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille de :

- Lavelanet (1076), 1984
- Foix (1075), 1986
- Le Mas d'Azil (1056), 1977
- Saint-Gaudens (1055), 1971
- Boulogne-sur-Gesse (1032), 1976





PLANTAUREL
PETITES PYRENEES

GROUPE FRANÇAIS DU CRETACE

29 - 30 - 31 Mai 1990

Livret - guide

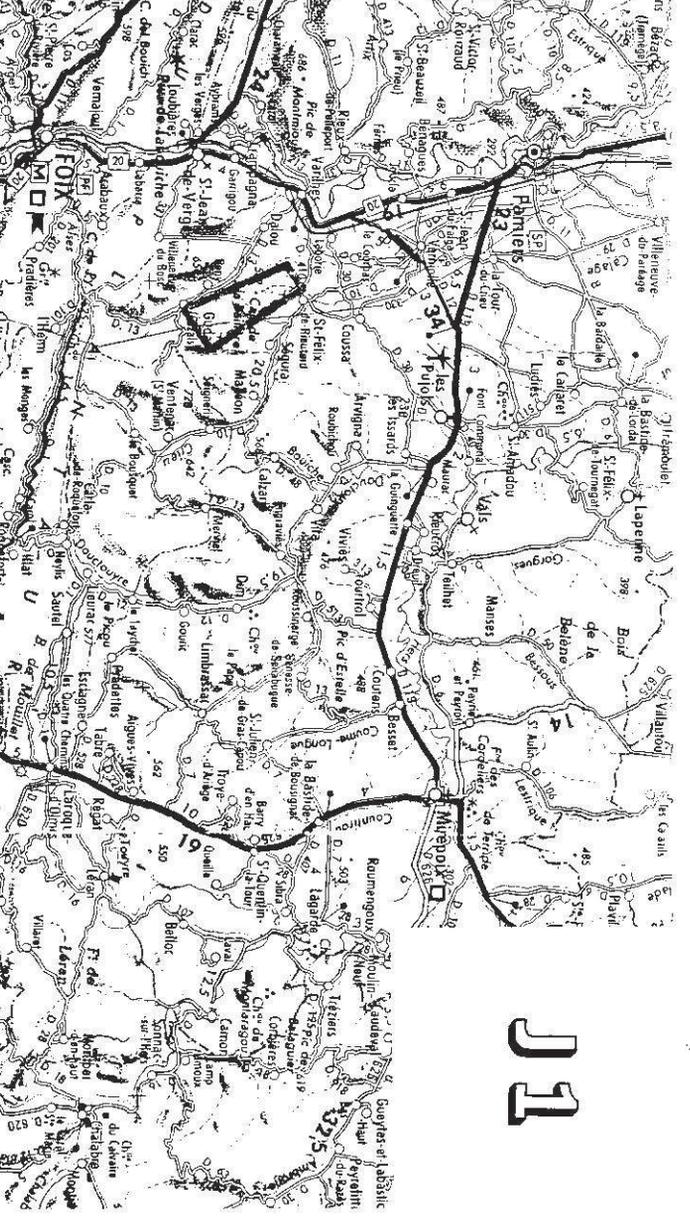
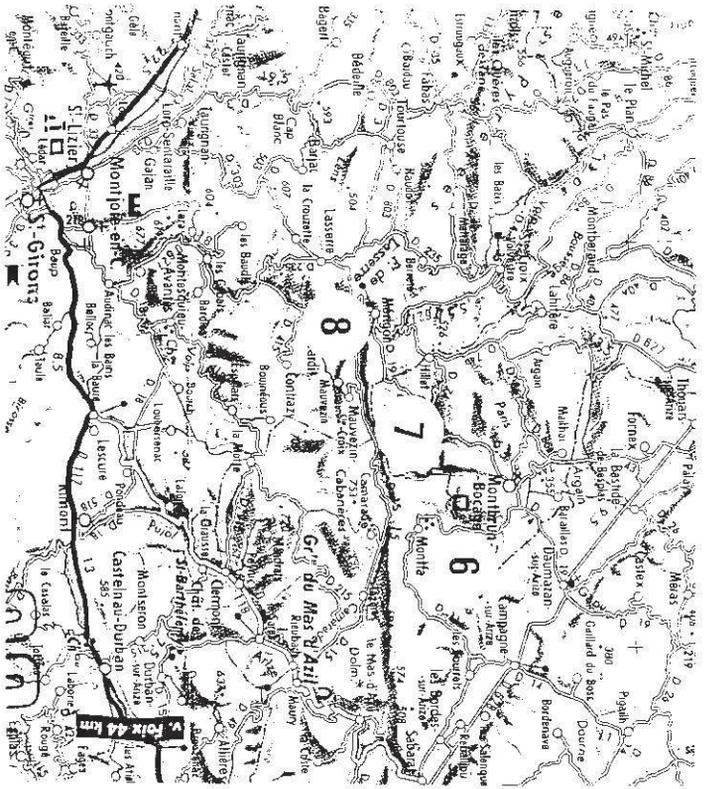
LISTE DES PARTICIPANTS

ANDREU Bernard (ToulouseIII)
BIGNOT Gérard (Paris VI)
BILOTTE Michel (Toulouse III)
CANEROT Joseph (Toulouse III)
CARENAS Beatrice (Madrid)
CAUS Esmeralda (Barcelone)
COJAN Isabelle (ENSEM Paris)
COTILLON Pierre (Lyon)
DAMOTTE Renée (Paris VI)
DEBROAS Elie-Jean (Toulouse III)
DELOFFRE Raoul (Pau)
DHONDT Annie (IRSN-Bruxelle)
ETTACHFINI El Mostapha (Marrakech)
FERRY Serge (Lyon)
FLOQUET Marc (Dijon)
GASPARD Danièle (Orsay)
LAMBERT Bernard (CFP-Bordeaux)
MAGNE Jean (Toulouse)
MARTIN CHIVELET Javier (Madrid)
MASSIEUX Michèle (Montpellier II)
PEYBERNES Bernard (Toulouse III)
POIGNANT Alain (Paris VI)
RITTER Jean (Louveciennes)
SALOMON Jean (Dijon)
SEGURA Manuel (Madrid)

PREMIERE JOURNEE

BASSIN DE NALZEN

PLANTAUREL



JJ

Arrêt J1 - 1 : Saint- Cirac.

- la formation de Saint- Cirac.

Cette formation est réputée pour l'abondance de ses faunes de Rudistes -Hippuritidés, Radiolitidés, Caprinidés, Requiénidés - Les deux gisements principaux se situent entre Peyriguel, à l'est, et Saint-Cirac, à l'ouest. Aucune construction rigide n'émerge ici de la formation, exclusivement marneuse. Les Rudistes s'y récoltent au hasard des labours.

La rectification du tracé de la D. 117, entre les lieux-dits Catufet et Manau rend apparente sur une dizaine de mètres de hauteur l'homogénéité de ces marnes bleues. A l'occasion de ces travaux, M. HANSOTTE, a récolté la première faune d'Ammonites découverte dans la formation ; elle comprend plus de 60 fragments répartis, apparemment entre 4 espèces différentes, avec une nette prédominance d'un hétéromorphe particulier (fig. 23). Ce matériel est en cours de détermination {W. J. KENNEDY}.

L'analyse détaillée du contenu micropaléontologique est également en cours. Parmi les principaux micro-organismes reconnus on peut citer :

- Foraminifères planctoniques {dét. J. P. BELLIER} : *Ga gr. bulloides*, *G. linneiana*, *G. gr. arca*, *Rosita cf. patelliformis*,...

- Foraminifères benthiques {dét. en cours M. NEUMANN}

- Nannoplancton {dét. en cours B. LAMBERT}.

L'âge campanien n'est pas remis en cause.

la confrontation avec les données des Céphalopodes est attendue.

Le milieu de dépôt paraît être celui d'une plate-forme abritée.

A 50 m au nord du gisement, soit, compte-tenu du pendage, immédiatement au dessous, les Marnes de Saint-Cirac livrent de nombreux Rudistes - *V. archiaci*, *H. heberti*, *R. aurigerensis*, *Pr. gr.toucasii*, *Bayleia pouechi*, ...- et Coelentérés.

Arrêt J1 - 2 : Villeneuve d'Olmes

- Les Calcaires à Rudistes du Calvaire de Villeneuve d'Olmes.

Les Marnes de Saint-Cirac admettent sur près de 8 Km, entre les vallées de l'Hers, à l'est, et du Touyre, à l'ouest, des bioconstructions à

Rudistes disposées suivant 2 alignements ; le plus septentrional affleure au niveau du Calvaire de Villeneuve d'Olmes. Les bancs plongent au sud, et contrairement aux opinions admises, la polarité pourrait être normale.

Du nord vers sud, la succession des faciès est la suivante :

- marnes bleues à petits Madréporaires et *Siderolites gr. vidali* ;
- ammoncellement (3m) de petits Radiolitidés foliacés à mode de vie couché (Praeradiolites, Biradiolites), orientés en tous sens et liés par une matrice argileuse ;
- calcaires massifs (3m) résultant d'une accumulation de grands Radiolitidés (Ø 10cm) auxquels se mêlent de très rares Hippuritidés (texture rudstone) ;
- calcaires grainstone à débris de Rudistes (1m) réunis en associations et bouquets et liés par une matrice bioclastique grainstone;
- calcaires massifs (5m) à Radiolitidés coniques dilatés, entiers et en gros débris, basculés dans toutes les positions (texture rudstone).

La bioconstruction à Rudistes du calvaire de Villeneuve d'Olmes montre une zonation verticale allant d'un pôle argileux à petits Radiolitidés à mode de vie horizontal, à un pôle carbonaté à Hippuritidés et Radiolitidés en position de vie originellement verticale. Cette évolution s'accompagne d'une augmentation du gradient énergétique.

Arrêt J1 - 3 : Anticlinal de Dreuilhe - Le Ressec .

a) La transition "Marne de Plagne" - Grès de Labarre.

Dans l'anticlinal de Dreuilhe le sondage Dr 5, situé dans le flanc nord de la structure, positionne la base du "flysch sénonien" à -1742m.

La partie sommitale de cette unité lithologique rapportée aux "Marnes de Plagne" s. l. , peut-être observée au nord du Ressec, dans l'axe de la structure anticlinale.

Sur 20m environ affleurent des dépôts marno-silteux et gréseux très bioturbés ou sont encore sensibles des influences marines, soit par des restes de macrofaunes -Gastéropodes, Lamellibranches, Coelentérés- et de microfaunes -Ostracodes, Gavelinelles, Vaginulines-, soit par des structures sédimentaires -organisation en séquences de comblement, rides de courant.

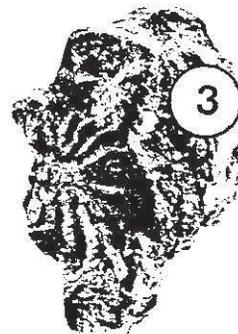
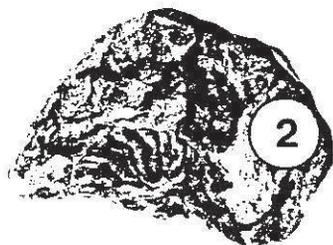
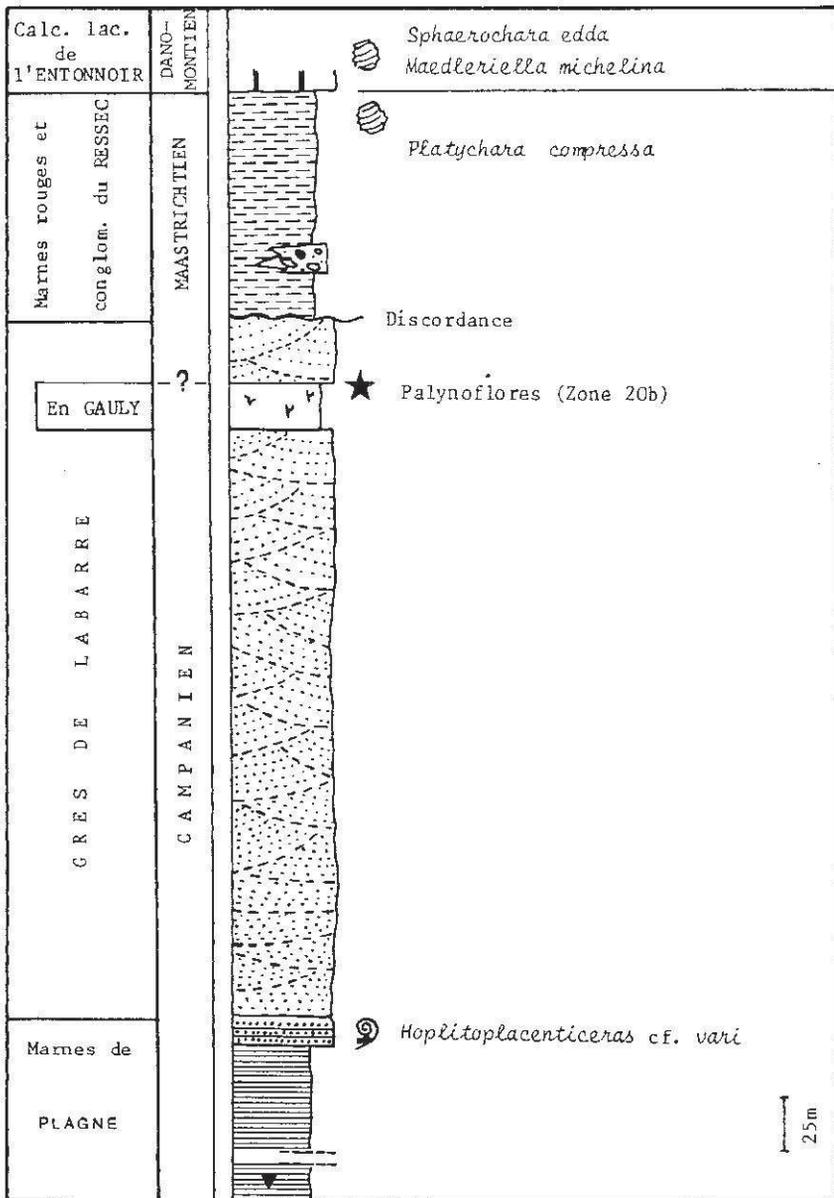
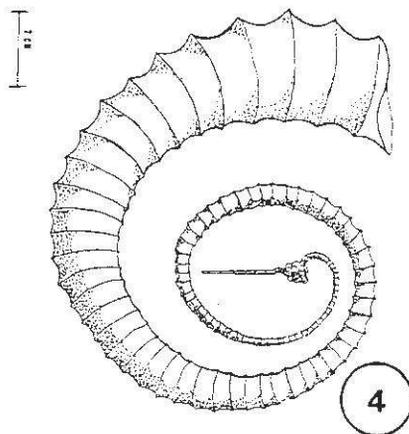


Fig. 23 -

1. Série sédimentaire synthétique du Crétacé de l'anticlinal de Dreuilhe.

2-3. Hoplitoplacentiras cf. vari du Ressec.

4. Ammonite déroulée des Marnes de Saint-Cirac (d'après M. HANSOTTE).



C'est de ce gisement de Ressec, découvert et exploité par le Dr Hollande, que proviendraient deux empreintes de Céphalopodes attribuées à *Hoplitoplacenticeras cf. vari* (fig. 23/2-3).

b) Les Argiles rouges inférieures.

De l'anticlinal de Benaix, au sud, à celui de Dreuilhe, au nord, en passant par l'anticlinal de Péreille, à l'ouest, les Argiles rouges inférieures reposent en discordance sur un substratum étagé du Coniacien au Maastrichtien pro-parte (?).

Dans l'anticlinal de Dreuilhe, cette formation, finement terrigène, est entaillée de chenaux lenticulaires, gréseux à conglomératiques. Dans les galets de l'un d'eux (SW du Ressec), des galets de calcaires sénoniens ont été reconnus grâce à des débris de test de Radiolitidés et de Foraminifères : *Vidalina hispanica*, *Pseudocyclamina sphaeroidea*, "Nonion" sp.

Les Argiles rouges inférieures sont datées du Bégudo-Rognacien par *Platychara compressa*, *Sphaerochara* sp., *Pekichara* sp.

La fig. 23/1, reconstitue la succession synthétique du Crétacé terminal et du Paléocène basal de l'anticlinal de Dreuilhe.

Arrêt J1 - 4 : Péreille d'en bas.

C'est au niveau de la voute anticlinale de Péreille qu'est fossilisé l'un des segments occidentaux du chevauchement frontal nord-pyrénéen.

Dans le flanc nord de l'anticlinal, la formation de Saint-Cirac, spectaculaire par la puissance des calcaires à Rudistes, est directement surmontée, au nord, en discordance, par les Argiles rouges inférieures ; elle s'appuie, au sud, par faille, sur le noyau méso-crétacé du Pech de Foix (fig. 24).

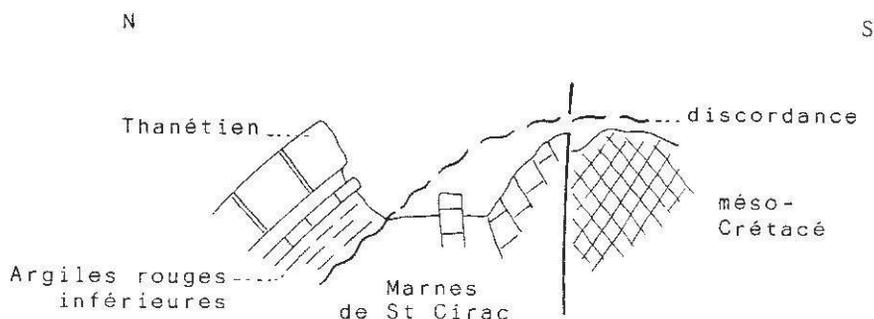


Fig. 24 - La discordance intra-maastrichtienne à Péreille
(schéma sans échelle)

Les calcaires à Rudistes ont livré les faunes classiques du Campanien de l'Ariège : *H. (H) heberti*, *V. archiaci*, *Ha sulcatoides*, *Pv. robustus*,..., ainsi que quelques Foraminifères : *Abrardia cf. mosae*, *Fallotia cf. colomi*, *Nummofallotia cretacea*,...

Récapitulation

Ces quatre premiers arrêts permettent d'ébaucher une reconstitution transversale du bassin sous-pyrénéen et de ses marges au Campanien, avant la discordance des Argiles rouges inférieures au Maastrichtien (fig. 25).

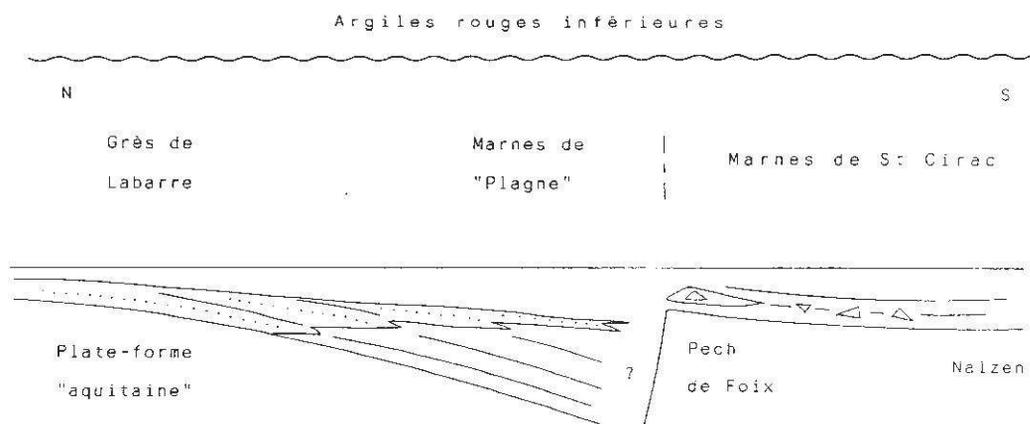


Fig. 25 - Reconstitution transversale du bassin sous-pyrénéen au Campanien, au méridien de Nalzen (sans échelle).

▷ : rudistes

Arrêt J1 - 5 : Lac de Mondely

A 10 Km à l'est du Mas d'Azil, les travaux de terrassement du Lac de Mondely ont ponctuellement dégagé les "Marnes de Plagne" et permis une meilleure observation de leur transition au "Grès de Labarre" sus jacent.

Les recherches micropaléontologiques réalisées sur ce site par I. MARTINET {1989} situent l'essentiel de la formation marneuse dans le Campanien {Zone à *Ventricosa* et Zone à *Gothicus*}. Les derniers indices micropaléontologiques sont recueillis environ 140m en dessous de la transition aux "Grès de Labarre".

Celle-ci s'effectue sur une quarantaine de mètres par 3 séquences décamétriques grano et strato-croissantes associant des marnes

silteuses et des grès de granulométrie variable, moyens à grossiers. Les marnes silteuses sont riches en matière organique (débris végétaux) ; les grès bien que plus homogènes admettent des dragées "flottantes" de quartz et parfois des galets mous. La bioturbation souvent intense a pu détruire les structures sédimentaires. Celles conservées semblent être du type "laminations obliques tabulaires". Les relations grès-marnes sont tranchées.

Cette organisation peut être rapportée dans son ensemble à celle d'un cycle deltaïque. Elle en diffère malgré tout par l'absence de séquence de comblement caractéristique. L'hypothèse d'un environnement de type estuarien est proposée.

L'apparition de séquences positives (grano-décroissantes) de type chenal s'observe dans la 3ème séquence.

Arrêt J1 - 6 : Fond du Touc.

- Formation des "Marnes d'Auzas": Membre de Melat - Calcarénites de Fond du Touc.

- Les Marnes de Melat : leur sommet montre la superposition de séquences positives (grano-décroissante), métrique, fluviatiles, débutant par des grès grossiers à stratifications entrecroisées de chenal et s'achevant par des marnes finement gréseuses, blanches, sans structure visible, de la plaine fluviatile.

- Les Calcarénites de Fond du Touc : elle reposent par un contact net sur le terme précédent. Sur toute leur épaisseur (7m) on observe leur caractère grano-croissant lié principalement en un enrichissement en lithoclastes (quartz essentiellement) dont les plus gros atteignent 3cm de diamètre. Les bioclastes sont abondants avec des fragments d'Ostreidés, de Rudistes - *Praeradiolites gr. toucasi* -, de Foraminifères : *Orbitoides apiculata*, *Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus*, *Laffiteina mengaudi*,...

L'indépendance des Calcarénites de Fond du Touc vis-à-vis de leur substratum -plaine fluviatile-, leur contenu faunistique, l'énergie du milieu de dépôt, plaident en faveur d'une mise en place sous-marine comparable à celle des systèmes de barre littorales. Celles-ci sont habituellement considérées comme contemporaines d'une montée du niveau marin.

Arrêt J1 - 7 : Pavé (anticlinal de Richou Montfa).

- Séquences deltaïques du Grès de Labarre.

De Montbrun bocage, au nord, à Mérigon, au sud, la R.D. 19 recoupe en totalité la structure anticlinale de Richou-Montfa. L'axe du pli est occupé par les "Marnes de Plagne", peu affleurantes ; les "Grès de Labarre", bien visible dans son flanc sud s'y organisent en séquences hectométriques deltaïques dans une évolution d'ensemble régressive allant de l'estuaire à la plaine deltaïque.

Au niveau de l'embranchement de Pavé il est possible d'observer dans des conditions satisfaisantes le sommet de la première séquence. Sa partie inférieure (7m) peut-être décomposée en deux ensembles :

- à la base (3m), des grès moyens à fins à base nette et passage progressif au sommet à des silts puis à des marnes silteuses sombres, sulfureuses, disposées en une suite de séquences grano et strato-croissantes dcm à pluri-dcm ;

- au sommet (4m), des grès grossiers à moyens, d'abord massif puis à stratifications horizontales et enfin obliques.

Au dessus d'une lacune d'observation, la séquence se complète, sur 20m, par des grès grossiers à moyens, ocres, à graviers siliceux, formant deux ensembles massifs surmontés d'un mince niveau de marnes silteuses sombres.

Interprétation

La partie inférieure peut-être comparée à des faciès de marais maritime en raison de l'abondance de débris végétaux, d'une forte bioturbation, de la présence d'une rare microfaune ("Discorbidés"), du caractère réducteur des dépôts (matières organiques, horizons sulfurés) ; cette sédimentation fine est interrompue par des bancs gréseux résultant probablement de l'atterrissement d'un matériel détritique d'origine estuarienne.

La partie supérieure peut-être comparée à des faciès d'embouchures de chenaux distributeurs de la plaine deltaïque.

Les faciès argileux et ligniteux qui cloturent le cycle deltaïque apparaissent d'ailleurs dans la dernière séquence.

Arrêt J1 - 8 : Mérigon

- Sommet des "Marnes d'Auzas" -

Les "Marnes d'Auzas" reconnaissables à leur teinte bariolée, beige à rouge brique, admettant à leur partie sommitale 2 types de faciès gréseux classiques des environnements fluviaux :

- des dépôts de débordement ;

- des chenaux à base ravinante présentant de bas en haut la succession synthétique suivante :

* grès très grossiers (< 1m), quartzeux à petits graviers siliceux, galets mous, débris végétaux et ossements de vertébré (Dinosauriens) ;

* grès grossiers à fins, beiges, à stratifications entrecroisées, en corps gréseux à sections lenticulaires pouvant atteindre 1m de hauteur pour 4 à 5 m de largeur ;

* grès fins et silts à stratifications parallèles ;

* marnes beiges à bariolées à concrétions carbonatées.

DEUXIEME JOURNEE

PETITES PYRENEES

Arrêt J2 - 1 : Le Conté (Anticlinal de Plagne).

- La formation des Marnes de Plagne.

Ce site a été ouvert à l'occasion de l'implantation d'un sondage d'exploration (Saint-Michel 1) par les sociétés ESSO et ELF-Aquitaine. Il se situe approximativement dans l'axe de l'anticlinal de Plagne et porte à l'affleurement les termes les plus bas du sommet des Marnes de Plagne.

Micropaléontologiquement, l'affleurement est daté du Campanien sommital par l'association *Bolivinoïdes miliaris*, *Rosita plummerae*, *Globotruncanella havanensis*, *Globotruncana hilli*, {Zone à "Calcarata"} ; les nannofossiles calcaires permettent une attribution à la zone à Trifidus (sommet du Campanien à partie inférieure du Maastrichtien) {I. MARTINET, 1989}.

Lithologiquement, les Marnes de Plagne sont constituées de marnes grises à bleutées, bien litées, et d'intercalations de grès fins et de silts, à ciment généralement carbonaté, riches en débris végétaux et muscovites. Ces horizons gréseux d'épaisseur moyenne cm, sont strictement parallèles et d'extension latérale importante.

Leur surface inférieure nette peut montrer des figures de charge ; leur surface supérieure, bien que nette aussi, semble assurer un passage des progressifs aux pélites. Les structures internes sont souvent homogènes, mais il est possible d'y observer également des rides ou des laminations parallèles. La bioturbation est très importante : trace de reptations, terriers horizontaux et de "fuite".

Le milieu de sédimentation des Marnes de Plagne correspond à une plate-forme ouverte, vraisemblablement peu profonde. Ce mode de sédimentation alternante est connu sous la désignation de "Pélites et silts de plate-forme externe" ; il correspond à la conjonction de 2 processus sédimentaires : la décantation du matériel fin correspondant au fond continu de sédimentation ; l'incursion de matériel plus grossier provenant de "tempêtes" affectant la zone littorale {F. SEGURA, 1979}...

Des horizons carbonatés font leur apparition au sommet de cette série, bien avant d'atteindre la transition au "Calcaire nankin I" sus-jacent. Ils renferment déjà des Foraminifères benthiques dont "*Lepidorbitoides bisambergensis*, bras de *Siderolites*" {I. MARTINET, 1989}.

Arrêt J2 - 2 : Crabé; Treyte.

- La transition au Calcaire nankin et le "Calcaire nankin I".
- Les Marnes d'Auzas.

Les observations sont réalisées dans le flanc nord de l'anticlinal de Plagne ; la série y est renversée.

Le passage des Marnes de Plagne au Calcaire nankin se réalise de façon progressive. Ce niveau de transition {F. SEGURA, 1979} est caractérisé :

Paléontologiquement par la relative abondance de la macrofaune ; à Crabé même ont été recueillis *Sphenodiscus ubaghsi*, *Baculites leopoliensis*, *Inoceramus* sp. gr. *balticus*, *I.* aff. *hispanicus*. Les Cephalopodes indiquent un âge Maastrichtien inférieur micropaléontologiquement soutenu par une corrélation aux zones à "Falsostuarti" et *Trifidus* {I. MARTINET, 1989}.

Lithologiquement par une organisation grano et strato-croissante (marnes silteuses, marno-calcaire silteux, calcaires gréseux fins parfois à graviers) dans une suite de séquences d'épaisseur métrique à plurimétrique. L'abondance de la bioturbation perturbe les structures sédimentaires ; les débris végétaux sont nombreux ; l'abondance de la muscovite donne à certaines strates un aspect psammitique.

Le milieu de sédimentation correspond à la zone de transition entre la plate-forme et le système littoral. Cette zone offre un milieu de vie privilégié à la base de la zone d'action de la dynamique de surface ; il s'y développe une faune benthique prédominante avec toutefois des influences pélagiques dans le cas un littoral non-barré.

Le "Calcaire nankin I". Cette formation n'a encore de calcaire que le nom, les carbonates étant nettement subordonnés aux grès.

La faune caractéristique est réduite à des Foraminifères benthiques - *Orbitoides* gr. *apiculata*, *Siderolites calcitrapoides*- dans les intervalles les plus carbonatés.

Lithologiquement, ce nouveau système terrigène s'organise en séquences décamétriques grano et strato-croissantes, débutant toujours par des niveaux carbonatés peu épais (< 1m) de calcaires gréseux, surmontés, parfois de façon tranchée par des terrigènes de plus en plus grossiers.

Une petite excavation permet d'observer la structure des terrigènes de la partie supérieure de la formation. Le dépôt est constitué de couches pluridcm de grès grossiers à graviers siliceux et de micropoudingues quartzeux. La stratification dominante est oblique tabulaire ; les feuilletts (du mm à plusieurs cm) font en moyenne un angle de 20° avec le plan de stratification. On note l'existence d'une bimodalité fréquente et l'abondance, dans des horizons très grossiers, de moules de coquilles de lamellibranches.

Du niveau de transition au Calcaire nankin, l'évolution est nettement régressive. Le Calcaire nankin est l'affirmation de l'installation d'un système littoral modelé à son sommet par la dynamique de surface. La bimodalité de certains dépôts milite en faveur d'une influence maréale. Les séquences grano-croissantes progradantes du "Calcaire nankin I" dans la coupe de Crabé peuvent être assimilées à des systèmes de barres tidales.

Les Calcarénites de Sainte-Croix ("Marnes d'Auzas").

Leur situation est comparable à celle des Calcarénites de Fond du Touc (J1 - 6).

La succession des dépôts (fig. 26) y traduit une évolution en 2 temps, depuis des dépôts marins à la base, riches en Foraminifères, jusqu'à des marnes lagunaires à fluviatiles (Marnes de Pentecôte).

Ce type d'organisation rappelle celui des séquences d'île barrière.

fig 26

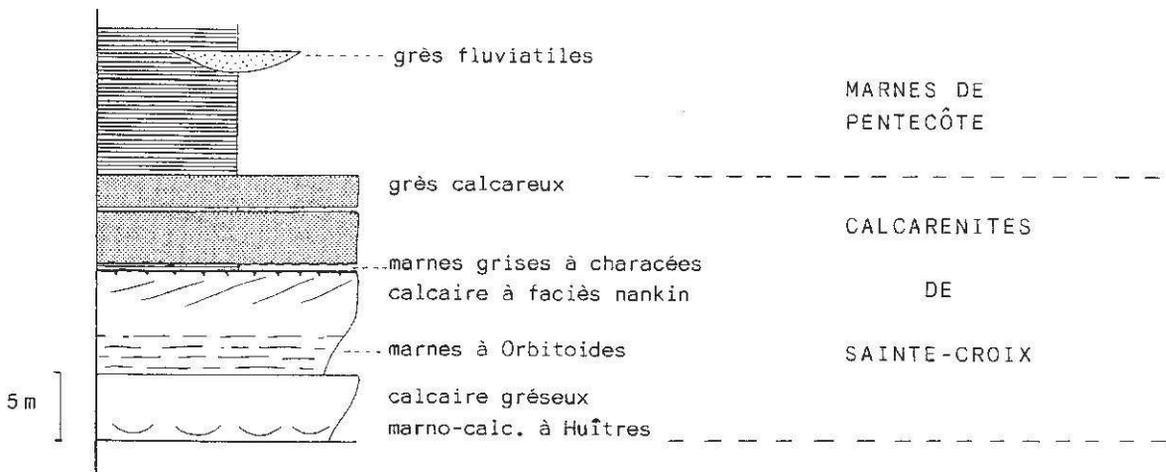


Fig. 26 - Les calcarénites de Sainte-Croix à Treyte.

Cette petite unité lithologique est aussi d'un grand intérêt biostratigraphique car les changements radicaux d'environnements s'accompagnent de renouvellements fauniques et floristiques sensibles qui se traduisent à l'échelle de l'affleurement par la coexistence d'une biophase variée, marine avec :

- *Exogyra pyrenaica*, *Alectryonica larva*, *Omphalocyclus macroporus*, *Orbitoides apiculata*, *Siderolites calcitrapoides*, *Nummofallotia cretacea*, *Lepidorbitoides* sp., *Laffiteina mengaudi*, *Pithonelles* ; lagunaire à fluviatile avec :

- *Septorella ultima*, *Peckichara sertulata*, *Microchara cristata*, *M. leiocarpa*, *Strobilochara* sp. (dét. M. MASSIEUX).

Arrêt J2 - 3 : Ausseing (flanc sud de l'anticlinal de Plagne).

Le "Calcaire nankin I".

Comme dans la coupe précédente, le niveau de transition est toujours daté du Maastrichtien inférieur, au moins par *Rugoglobigerina pennyi* {zone à "Falsostuarti"}.

Le caractère carbonaté du Calcaire nankin est maintenant beaucoup plus affirmé ce qui s'accompagne d'une multiplication et d'une diversification de la microfaune représentée essentiellement par : "*Lepidorbitoides bisambergensis*, *Lepidorbitoides minor*, *Orbitoides tissoti*, *O. media*, *O. megaliformis*, *O. grünbachensis*,... "{dét. M. NEUMANN}, *Siderolites* gr. *vidali*, *S. gr. calcitrapoides*, *O. gr. apiculata*.

La séquence virtuelle est de type marnes silteuse - calcaire gréseux - grès ; l'évolution est grano et strato-croissante et traduit le passage progressif de la plate-forme externe à la plate-forme ouverte carbonatée puis terrigène, dans un système progradant.

Les calcaires gréseux présentent parfois des structures sédimentaires de type mégaride de houle ou "hummocky".

Récapitulation.

Du méridien du Mas d'Azil à la vallée de la Garonne, Marne de Plagne et Calcaire nankin I s'agencent en une séquence majeure de comblement.

Le sommet des Marnes de Plagne (J2-1) correspond à des dépôts de plate-forme ouverte, terrigène, peu profonde, progradée par les grès de Labarre puis le Calcaire nankin I, organisés en un dispositif deltaïque complexe dont on a reconnu, au NE, les zones internes de caractère estuarien dominé par les marées (J1-7 ; J2-2), au SW, les zones externes sous influence de houle (J2-3).

En terme de stratigraphie séquentielle on peut voir là, respectivement, le sommet d'un prisme de bordure de plate-forme (PBP), les dépôts d'un prisme de haut niveau (PHN). Entre les deux, l'intervalle transgressif (IT) n'est pas formellement identifié. La base du niveau de transition à valeur de surface basale de progradation (SBP). Les différentes séquences (4 ou 5) relevées dans le système "Grès de Labarre - Calcaire nankin I" sont comparables à des paraséquences.

Ces différents systèmes sédimentaires ont été actifs entre le Campanien sommital et le Maastrichtien pro-parte. Ils sont corrélés au cycle UZA 4 - 4 (-75 à -71 MA) du diagramme des cycles eustatiques de B.U. HAQ et al. {1987}.

Régionalement cette séquence de dépôt est désignée comme séquence d'AUSSEING (fig. 27).

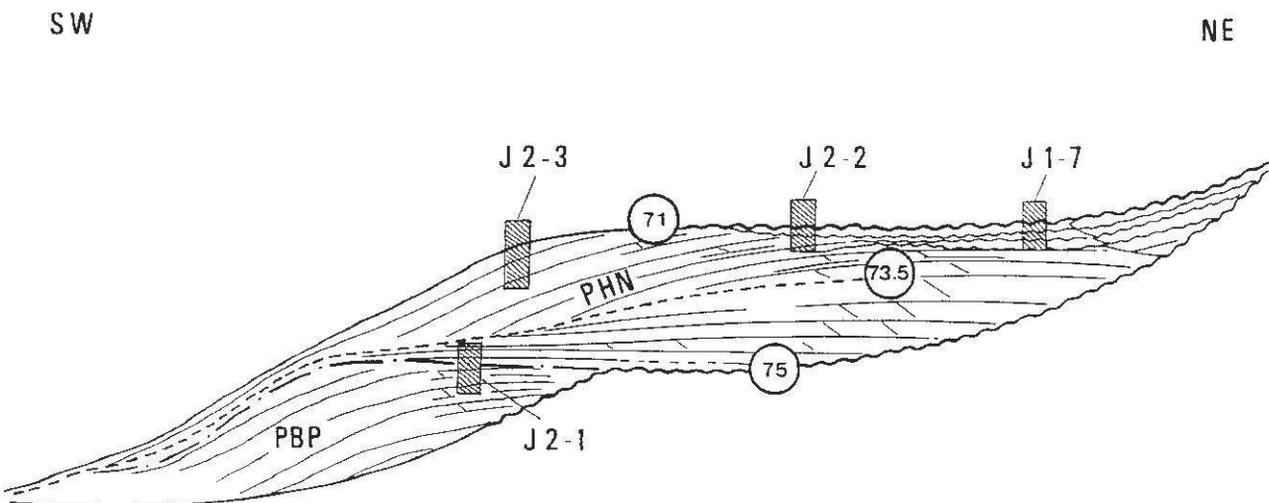


Fig. 27 - Les cortèges sédimentaires reconnus à l'affleurement dans la séquence d'Ausseing (= UZA 4.4)

Arrêt J2 - 4 : Laffite - Toupière.

- La transition Marne de Saint-Martory - Calcaire nankin II.

Le cœur de l'anticlinal de Saint-Martory - Saint-Marcet est occupé par les Marnes de Saint-Martory, claires et carbonatées. Leur transition au Calcaire nankin est, ici encore, progressive.

Micropaléontologiquement le sommet des marnes et le niveau de transition sont situés dans les zones à "Gansseri" (*Rugoglobigerina rotundata*, *ventilabrella riograndensis*) et *Quadratus* (*Lithraphidites praequadratus*, *L. quadratus*), soit dans le Maastrichtien "moyen" - supérieur.

Lithologiquement, le niveau de transition montre sur 25m une alternance de marnes et de marno-calcaires gris noduleux en bancs dcm, couronnés de marno-calcaires à stratifications onduleuses.

Au dessus, le passage au Calcaire nankin II est à la fois rapide et progressif ; les faciès calcarénitiques qui constituent cette nouvelle unité lithologique ont, de bas en haut, une évolution grano-croissante (calcarénites fines à calcirudites) ; sa partie sommitale, grossière et rubéfiée, supporte les Marnes d'Auzas.

Arrêt J2 - 5 : Carrière du Jadet

- Sommet du Calcaire nankin II.

Au sud d'Auzas, la carrière du Jadet permet d'observer dans d'excellentes conditions la partie supérieure du Calcaire nankin II (le sondage Auzas 3, implanté plus à l'ouest, a recoupé la formation sur 120 m).

Les niveaux à l'affleurement correspondent, de bas en haut, à {B. LEPICARD, 1985} :

- en surface structurale, des calcarénites rouges, bioclastiques, riches en lamellibranches (*Alectryonia larva*, *Exogyra pyrenaica*), et *Orbitoides* ;

- Des calcarénites massives (8m), séparées en deux ensembles d'épaisseur comparable par un niveau d'argiles rubéfiées ; ces calcarénites admettent des lentilles d'argiles rouges qui se réduisent

latéralement à des alignements de galets mous ; ceux-ci soulignent de nombreuses structures sédimentaires. On a reconnu principalement :

- * des stratifications obliques tabulaires, entrecroisées ;
- * des stratifications obliques en auge ;
- * des laminations obliques d'angle faible ;
- * des laminations planes parallèles, plus rares.

- des calcarénites ocre (3m visibles) à stratifications planes parallèles puis obliques entrecroisées métriques, encore soulignées par des alignements de galets mous.

Les microfaciès indiquent dans l'ensemble des biosparites gréseuses et ferrugineuses. les éléments détritiques, carbonates et quartz, sont de granulométrie fine et homogène.

Les surfaces de réactivations, les lentilles d'argiles, les galets mous, sont vraisemblablement à lier à des corps chenalisés de grande extension, soumis de plus à des influences tidales (stratifications obliques entrecroisées) ; les niveaux d'argiles rouges témoignent de l'abandon de ces systèmes soit par comblement, soit par dérive. Les litages obliques en auge indiquent des chenalisations d'échelle inférieure.

De cette carrière provient également un fragment de pièce dentaire d'Hadrosaurien attribué à *Telmatosaurus transsylvanicus* {J. P. PARIS et P. TAQUET, 1973}.

Arrêt J2 - 6 : Auzas

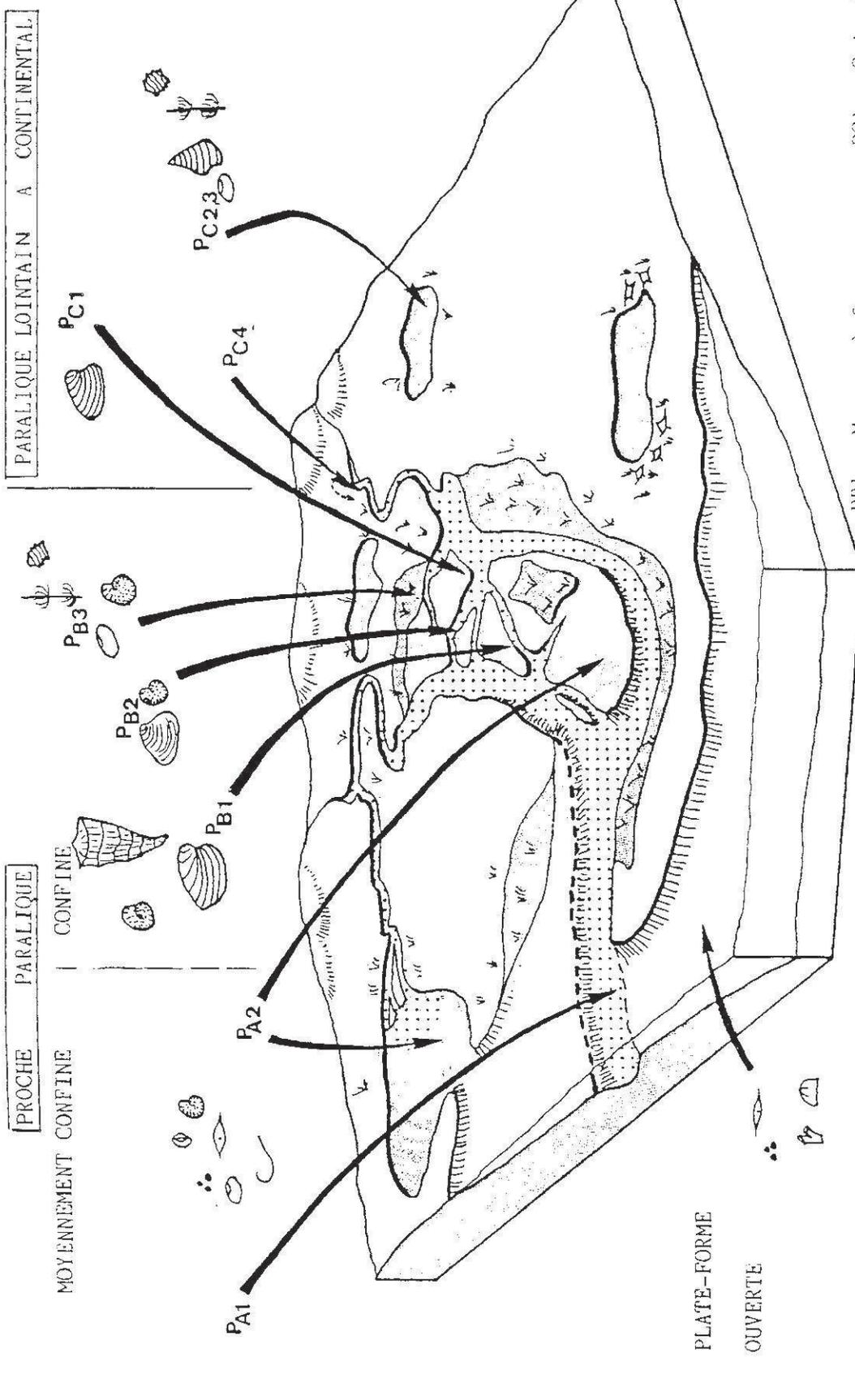
- Marnes d'Auzas s. st.

Des marnes grises à rubéfiées, parfois riches en matière organique constituent les faciès dominants mais non exclusifs de la formation ; leur origine est liée à l'intrication de deux systèmes sédimentaires principaux :

- des marais maritimes parcourus par des chenaux de marée, alimentant à marée haute des lagunes permanentes où pouvaient subsister de rares Rudistes -*Praeradiolites leymeriei*, *Agria garumnica*- de nombreux lamellibranches -*Cyrena garumnica*- et Gastéropodes -*Acteonella baylei*, *Melanopsis avellana*-.

BIOFACIES	SOUS-FACIES	DOMAINE	MILIEU	
<p>P_C</p> <p>ABSENCE DE FORAMINIFERES</p> <p>Gastéropodes</p> <p>Cyrènes</p> <p>Ostracodes</p> <p>Charophytes</p>	<p>P_{C4} grès à stratification oblique;</p> <p>argiles versicolores.</p>	CONTINENTAL	fluviatile	
	<p>P_{C3} biomicrites à Charophytes.</p>		marais d'eau douce	
	<p>P_{C2} marnes à Charophytes et Ostracodes.</p>		PARALIQUE LOINTAIN	lagon fortement confiné à tendance dulçaquicole
	<p>P_{C1} calcaires à Cyrènes.</p>			
<p>P_B</p> <p>MACROFAUNES ET MICROFAUNES EXCLUSIVEMENT PARALIQUES</p> <p>Crocodiliens</p> <p><i>praeradiolites</i></p> <p>Cyrènes</p> <p>Laffiteines</p> <p>Ostracodes</p> <p>Charophytes</p>	<p>P_{B3} marnes à Laffiteines, Charophytes et Ostracodes</p>	PROCHE PARALIQUE	vasière tidale	
	<p>P_{B2} grès à Cyrènes, Laffiteines, os de crocodyliens</p>	CONFINE	chenal de vasière tidale, marais littoral.	
	<p>P_{B1} marnes à faune d'Auzas</p>		lagon infra-littoral	
<p>P_A</p> <p>MACRO- ET MICRO FAUNES BIEN DIVERSIFIÉES.</p> <p>Ostreidés</p> <p>Orbitoidés</p> <p>Porams. benthiques divers</p> <p>Laffiteines</p>	<p>P_{A2} lumachelle à Ostreidés</p>	PROCHE PARALIQUE MOYENNEMENT	lagon infra-littoral	
	<p>P_{A1} calcaires bioclastiques</p>	CONFINE	chenal de marée infra- à médio-littoral	

Fig. 28 - Principaux types de faciès définis dans la formation des Marnes d'Auzas. [d'après B. LEPICARD, 1985]



- chenaux (de marée et fluviale)
- lagon infralittoral
- vasière tidale marais littoral
- PA1 - Calcaires bioclastiques Auzas
- PA2 - Lumachelle à Ostreidés
- PB1 - Marnes à faune d'Auzas
- PB2 - Grès à Cyrènes Laffiteines et Ostracodes
- PB3 - Marnes à Laffiteines Charophytes et Ostracodes
- PC1 - Calcaires à Cyrènes
- PC2 - Marnes à Charophytes et Ostracodes
- PC3 - Biomcrites à Charophytes et Ostracodes
- PC4 - Grès à stratifications obliques et argiles versicolores

Fig. 29 - Reconstitution hypothétique des milieux de dépôt de la formation des marnes d'Auzas [B. LEPICARD, 1985]

Les bases de ces chenaux sont érosives, phénomène marqué par l'abondance des galets mous dans des calcarénites grossières à débris d'huitres et Foraminifères généralement non altérés - *laffiteina mengaudi*, *Hellenocyclina beotica*-

Ces environnements sont les milieux de prédilection (écozone) de *Laffiteina mengaudi*.

- des marais fluviatiles, à étendue lacustre d'eau douce, chenaux fluviatiles (gréseux), limons de plaines d'inondations, paléosols.

Ces deux ensembles sont également riches en charophytes : *Septorella ultima*, *Microchara leiocarpa*, *M. crista*, *Porochara malladae*, *Peckichara sertulata*, *Maedlerialla* sp. A {dét. M. ASSIEUX}.

Les fig. 28 et 29 {B. LEPICARD, 1985} recensent les différents faciès et reconstituent de façon synthétique la position des différents environnements reconnus dans les Marnes d'Auzas.

Arrêt J2 - 7 : Cassagnau.

- Formation d'Aurignac : Evaporites de Cassagnau.

Superposée à l'unité terrigène d'Auzas, la formation exclusivement carbonatée d'Aurignac débute par les Evaporites de Cassagnau. Dans leur localité type elles se composent de deux ensembles distincts {B. LEPICARD, et al., 1984} (fig. 30) :

- un ensemble inférieur (env. 20m), constitué de la succession de 5 principaux faciès qui s'organisent en une séquence élémentaire plusieurs fois répétée. Ce sont, de bas en haut (fig. 30) :

a) Calcaires marneux et/ou marnes à abondants pellets et ostracodes.

b) Calcaires pelleteïdaux correspondant à des pelmicrosparites à rares Foraminifères (Milioles, Arénacés), d'énergie faible à moyenne.

a & b caractérisent un milieu de lagune (faunes très peu diversifiées) et sont les termes aux tendances les plus marines.

c) Calcaires spathiques, vacuolaires, en bancs massifs, pouvant présenter un aspect discontinu avec terminaison en coin. Les microfaciès (sparites à rares fantômes de pellets et Foraminifères) témoignent de la calcitisation de boues lagunaires pelleteïdales.

d) Cargneule indurée ou pulvérulente, massive ou diffuse dans des marnes. Des plages silicifiées attestent par leur caractère de la transformation diagénétique d'anciens niveaux sulfatés.

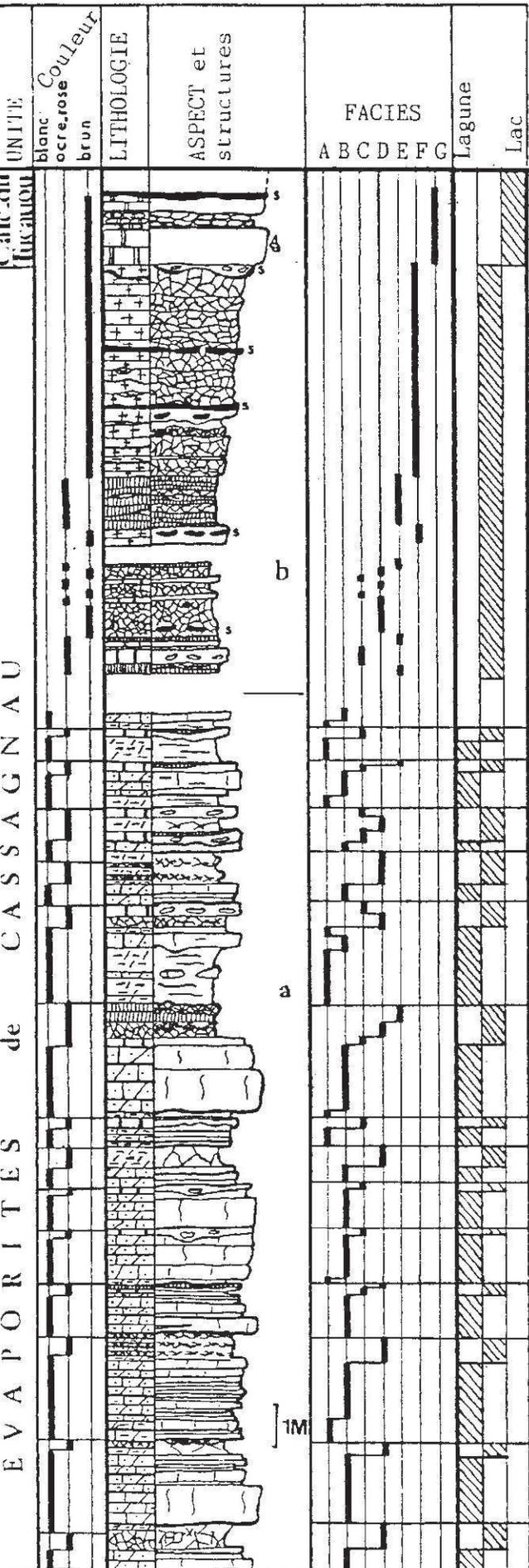
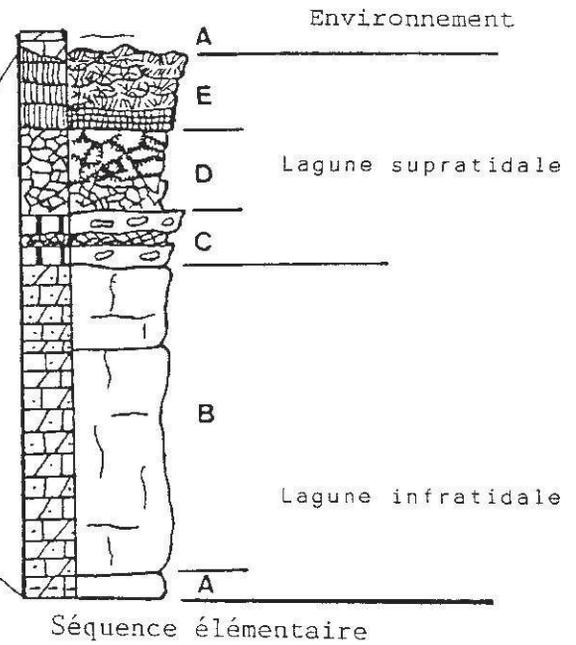


Fig. 30 - Les Evaporites de Cassagnau dans leur localité type.

[B. LEPICARD, 1985]



- Faciès E :
- G - E_G: micrites à Gastéropodes;
 - F - E_F: calcaires finement recristallisés
 - E - E_E: calcite lamellaire;
 - D - E_D: cargneules;
 - C - E_C: calcite spathique;
 - B - E_B: calcaires pelletoidaux;
 - A - E_A: calcaires marneux.

e) Calcite fibreuse. Les cristaux en fer de lance, implantés perpendiculairement au litage, s'agencent en lits onduleux à la base, puis en nodules fibroradiés d'aspect entérolithique. Les phéno-cristaux de calcite présentent des inclusions qui prouvent l'origine secondaire de la calcite. Il s'agirait de pseudomorphoses d'anciens niveaux sulfatés résultant eux-mêmes de processus diagénétiques précoces : les structures nodulaires évoquent une croissance en milieu boueux, indépendante de la sédimentation proprement dite.

- un ensemble supérieur dont les deux faciès complètent la séquence sédimento-diagénétique virtuelle :

f) Calcaire sombre recristallisé, vacuolaire ou cargneulisé, à silifications associées : nodules ou éléments bréchoïdes, de couleur gris sombre à noire dont la coalescence peut aboutir à des lits parallèles à la stratification. Ces critères indiqueraient une origine diagénétique précoce. Comme pour d, les différentes formes cristallines démontreraient que la silice est liée à la dissolution-recristallisation d'anciens niveaux sulfatés. Les venues continentales provoquent les dissolutions et constituent les sources de la silice ; la précipitation de celle-ci est favorisée par l'abaissement du PH suite à la réduction des sulfates ; elle aura tendance à s'effectuer dans la zone de battement de la nappe phréatique. Les silicifications marquent ainsi l'évolution vers le pôle continental.

g) Calcaire lithographique à Gastéropodes : micrites sombres en bancs massifs ou d'aspect bréchoïde caractérisant des environnements lacustres à palustres.

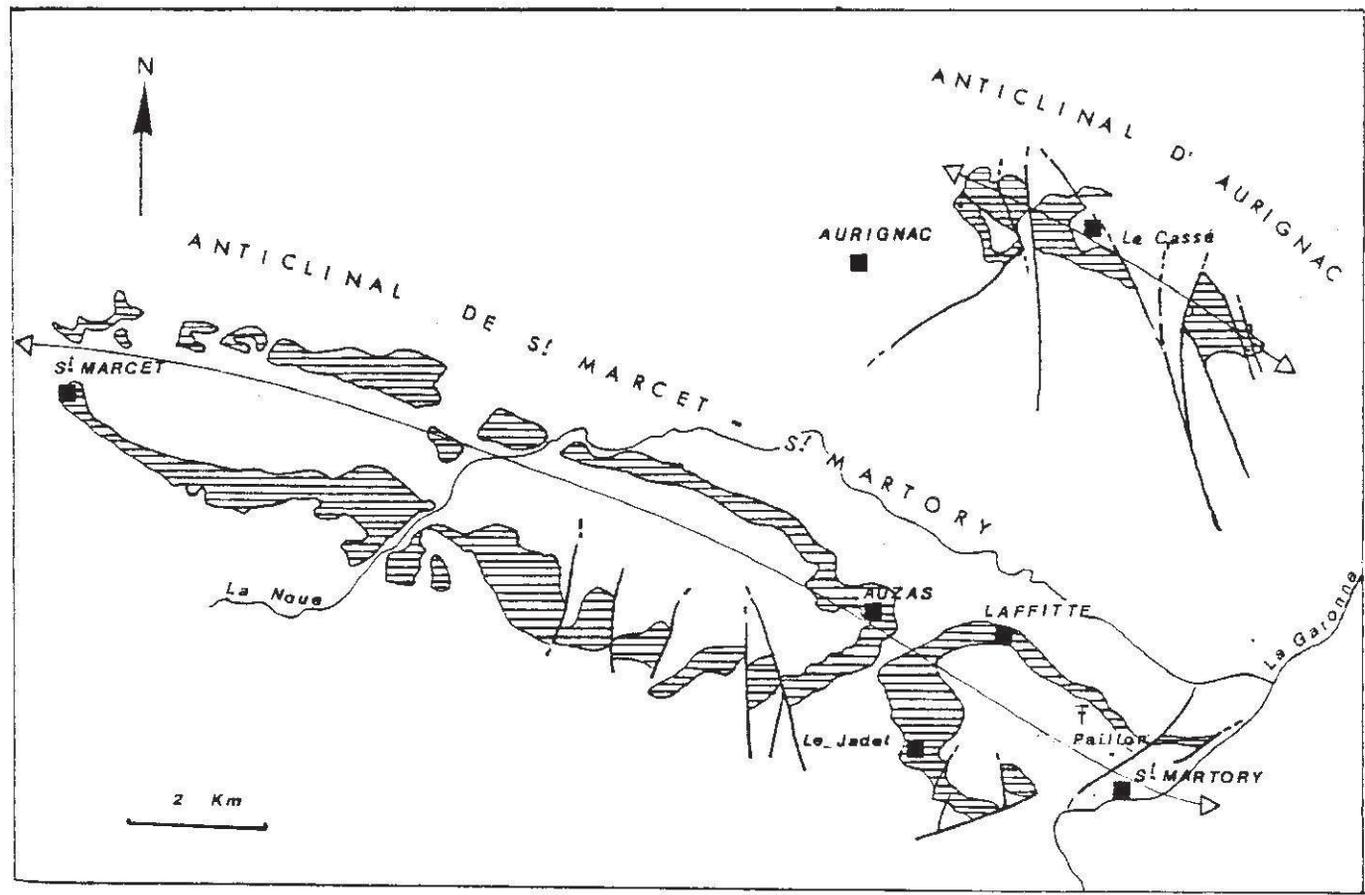
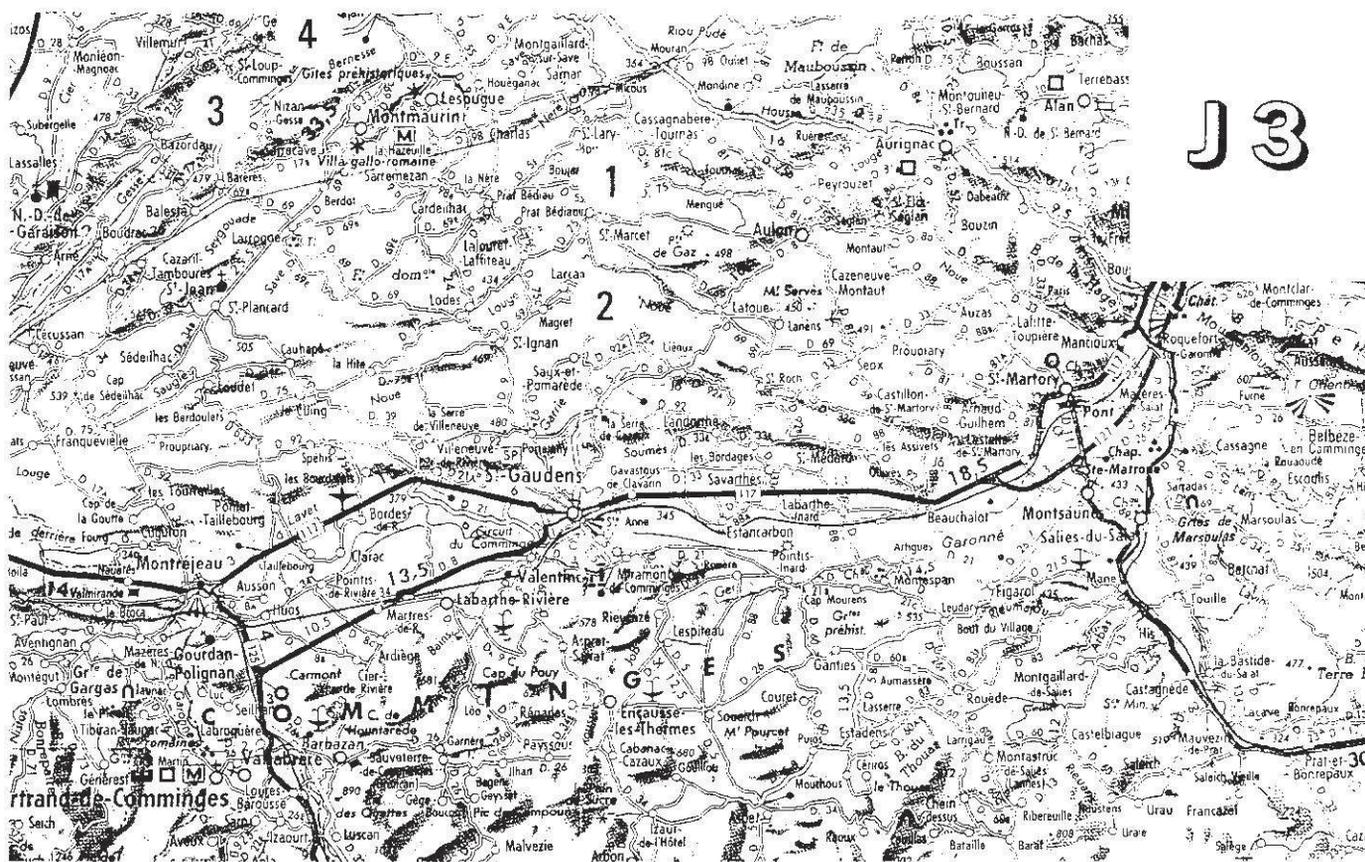
L'évolution d'ensemble de cette succession traduit le passage progressif d'une lagune confinée périodiquement soumise à emersion et pour laquelle les influences continentales s'accroissent avec le développement croissant des niveaux silicifiés préluant à l'instauration du régime lacustre affirmé dans les calcaires lithographiques du Toucaou sus-jacents.

Ce résultat peut être acquis par le jeu combiné des incursions marines et de la progradation du rivage dans un vaste domaine paralic.

TROISIEME JOURNEE

PETITES PYRENEES

DOMES ANNEXES



Arrêt J3 - 1 : Saint-Marcet.

- Marnes de Saint-Martory, Calcaire nankin II.
- Marnes de Saint-Loup.

A l'extrémité sud- occidentale de l'anticlinal de Saint-Martory - Saint-Marcet, la série de Saint-Marcet, dans le flanc méridional de la structure, se compose du nord vers le sud :

- Du niveau de transition (30m) organisé en séquences grano et strato-croissantes, marnes grises, silts calcaireux très bioturbés, calcaires gréseux gris à microfaunes benthiques condensées au toit des bancs.

Comme chaque fois, ce type de sédimentation correspond à la zone de transition entre la plate-forme et le système littoral matérialisé par le Calcaire nankin sus-jacent.

Micropaléontologiquement, la Nannoflore est caractéristique de la zone à *Quadratus* ; la microfaune benthique est très abondante avec *Orbitoides media*, *O. apiculata*, *Lepidorpitoïdes* gr. *minor*, *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites calcitrapoides*, *S. denticulatus*, *Bonetocardiella maestrichtiensis*,...

Une attribution au Maastrichtien "moyen"-supérieur est retenue.

- Du Calcaire nankin II (75m).

On y reconnaît la superposition de deux ensembles caractérisés chacun par un type de faciès dominant :

* des calcarénites ocre, de granulométrie fine et homogène (30m), de haute énergie. La microfaune essentiellement benthique s'y compose de nombreux *Orbitoides apiculata*, *Lepidorbitoides socialis*, *Siderolites calcitrapoides*, *Hellenocyclina beotica*, *Bonetocardiella maestrichtiensis*,...

* des calcarénites gréseuses rousses (45m), en petits bancs à la base où elles s'associent, en séquences positives, à des argiles rouges souvent reprises sous formes de galets mous à la base de la séquence sus-jacente ; massives et souvent bioclastiques à la partie supérieure où s'observent plus fréquemment *H. beotica* et *Clypeorbis mamillata*. L'énergie est toujours élevée ; leur partie sommitale est très rubéfiée.

Dans son ensemble, le Calcaire nankin II est grano et strato-croissant, d'énergie toujours élevée, constitué d'un matériel homogène

et bien vané que l'on peut considéré s'être mis en place dans des environnements de plages sous-marines dans un contexte deltaïque dominé par l'action des vagues. Le caractère progradant des dépôts va de pair avec l'augmentation des grands Foraminifères benthiques et rendent compte de la diminution d'épaisseur de la tranche d'eau.

Récapitulation.

De la vallée de la Garonne à celle de la Gesse, Marnes de Saint-Martory et Calcaire nankin II s'organisent en une nouvelle séquence majeure de comblement.

Le sommet des Marnes de Saint-Martory correspond à des dépôts de plate-forme ouverte, carbonatée et finement terrigène, peu profonde (J2-4 ; J3-1), surmonté par les systèmes de plages progradantes à influences tidales ou de vagues du Calcaire nankin II (J2-5 ; J3-1).

En terme de stratigraphie séquentielle ces deux unités lithologiques peuvent être assimilées à des dépôts distaux d'un prisme de haut niveau (PHN) ; ils ont pour équivalents proximaux les différents membres de la formation d'"Auzas" qui s'étendent à l'est de la vallée de la Garonne, jusqu'au méridien du Mas d'Azil (J1-6 ; J1-8).

L'intervalle transgressif (IT) pourrait être représenté par les alternances marnes-marno-calcaires du sommet des Marnes de Saint-Martory ; le prisme de bordure de plate-forme (PBP) n'est vraisemblablement pas affleurant.

Ces différents systèmes sédimentaires ont été actifs pendant le Maastrichtien "moyen"-supérieur pro-parte. Ils sont corrélés au cycle UZA 4-5 (-71 à -68 MA) du diagramme des cycles eustatiques de B.U. HAQ et al. {1987}.

Régionalement cette séquence de dépôt est désignée comme séquence de Saint-Marcet (fig.31)

- Des marnes de Saint-Loup.

Le Calcaire nankin n'est plus, ici, surmonté par les Marnes d'Auzas, mais par une unité lithologique nouvelle, franchement marine, relevant de la formation des Marnes de Saint-Loup. On y reconnaît de bas en haut :

W

E

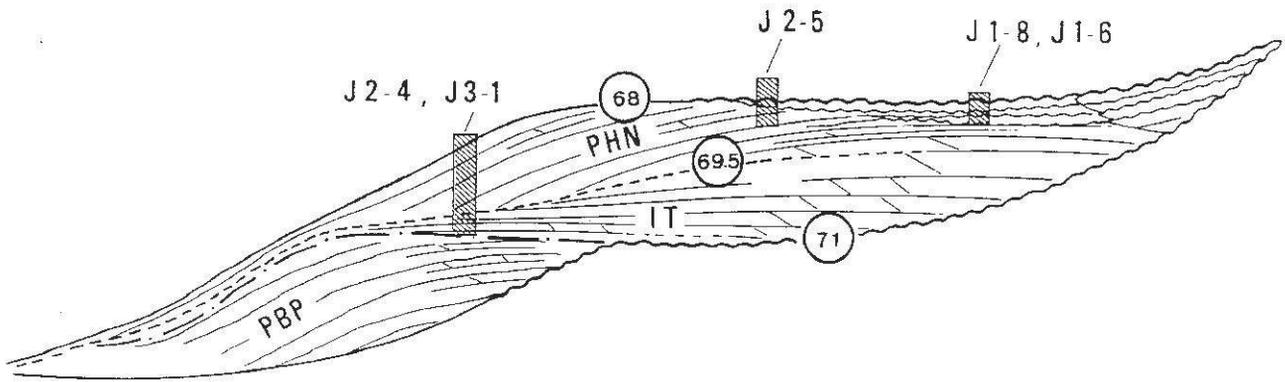


Fig. 31 - Les cortèges sédimentaires reconnus à l'affleurement dans la séquence de St. Marcet (= UZA 4.5)

a) Calcaires bioclastiques argileux, gris (env. 7m). Ils se caractérisent par l'abondance des grands lamellibranches, - *Alectryonia larva* - des échinodermes et surtout d'*Orbitoides gensacica* dont c'est ici l'un des gisements types (A. LEYMERIE, 1981, p. 775) - L'association micropaléontologique de cet ensemble est très riche : *O. gensacica*, *Lepidorbitoides socialis*, *Hellenocyclina beotica*, *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus* associés à d'abondants *Calcisphaerulidés*..

b) Marnes grises (env. 10m), finement litées, il s'y intercallent trois minces niveaux centimétriques de calcaires gréseux. Les marnes livrent :

* de riches associations à Bryozoaires et Calcarinidés, *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus*, auxquels se mêlent en moindres proportions *Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis mamillata* et quelques *Orbitoides* ;

* de rares Foraminifères planctoniques : *Globotruncana arca*, *G. falsostuarti*, *G. stuartiformis* ;

* des Nannofossiles avec, pour les principaux : *Watznaueria barnesae*, *Prediscosphaera cretacea*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lithraphidites praequadratus*, *Lithraphidites quadratus*, *Eiffelithus turrisseiffeli*, *Prediscosphaera spinosa*, *Micula staurophora*.

c) Alternance de marno-calcaires et de calcaires argileux (env. 40m) qui apparaît au dessus d'une lacune d'observation. Les microfaciès des calcaires sont ceux de biosparites d'énergie modérée à *Lepidorbitoides socialis*, *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus* et : Bryozoaires dominants, associés à *Orbitoides* sp. et à des Calcisphaerulidés.

Les Marnes livrent encore :

- *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus*, *Lepidorbitoides socialis*, *Omphalocyclus macroporus*, *Orbitoides* sp. et des Bryozoaires ;

- des Nannofossiles avec : *Prediscophaera cretacea*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lithraphidites praequadratus*, *Watznaueria barnesae*, *Effeilithus turriseiffeli*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cribocorona gallica*, *Micula mura*, *Micula staurophora*, pour les principaux.

d) Calcaires marneux ocre bioturbés (env. 2m) à abondants *Omphalocyclus macroporus*, associés à *Hellenocyclina beotica*, *Orbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites denticulatus*, d'énergie forte (packstone).

L'organisation d'ensemble est cyclique, transgressive-régressive ; les milieux de dépôts sont ceux d'une plate-forme ouverte.

Arrêt J3 - 2 : Larcen.

- Formation de Saint-Loup.
- Formation de Larcen-Nizan.
- Formation de Lespugue.

La série de Larcen est particulièrement intéressante pour ses termes sommitaux qui apparaissent au nord de la colline de la Périssole.

Ce sont, respectivement du sud vers le nord :

- La formation de Saint-Loup, représentée par différents faciès :

* des marno calcaires jaunes (80 m) très fossilifères, avec *Exogyra pyrenaica*, *Alectryonia larva*, Orbitoidés,... et une nannoflore de la zone à *Quadratus* ;

* des marnes grises (10m), toujours riches en Orbitoidés mais renfermant aussi des Foraminifères planctoniques - *Rosita contusa*,

Globotruncana falsostuarti, *Racemigumbelina fructicosa*,...- et une nannoflore caractérisée par *Micula mura*.

* des marnes et calcaires (6m), organisés en séquences de comblement marnes-silts bioturbés-calcaires bioclastiques. La macrofaune est de nouveau abondante - *Alectryonia larva*, *Nerita rugosa*, *Echinodermes*, *Hoploscaphites constrictus*, *Eubaculites lyelli*,...- ; la microfaune aussi, avec, en particulier la prédominance d'*Hellenocyclina beotica* et de *Siderolites calcitrapoides* - *S. denticulatus*.

Une surface de discontinuité nette couronne la formation de Saint-Loup.

L'organisation d'ensemble est cyclique, transgressive-régressive ; les milieux de dépôts vont de la plate-forme externe (marnes grises) à la transition plate-forme-littoral pour les séquences sommitales dont l'organisation n'est pas sans rappeler celle du niveau de transition.

- Les formations des Calcaires à Algues de Larcan (6m).

Les microfaciès sont ceux de biomicrites à biomicrosparites à Algues rouges, débris de Bryozoaires et d'Echinodermes. La microflore se compose de : *Lithothamnium* aff. *villaegranis*, POIGNANT et BLANC, *Solenomeris O'gormani* DOUVILLE, *Archaeolithothamnium*. Les Foraminifères benthiques sont peu abondants avec malgré tout, *Hellenocyclina beotica*, *H. gr. charentensis visserae*, *Planorbulina cretae* associés à des Nodosariidés, de rares Foraminifères arénacés, et des Brachiopodes indéterminés.

La formation est limitée au toit par une importante surface de discontinuité.

Ces calcaires francs, riches en Rhodophycées sont assimilés à des calcaires bioconstruits, sur ou en bordure d'une plate-forme dépourvue d'arrivée terrigène.

La biophase est encore caractéristique du Maastrichtien supérieur.

- La formation des Calcaires de Lespugues (50m).

On y reconnaît, du sud vers le nord, deux membres :

a) Calcaires cristallins et/ou Dolomies (30m). Ils sont fortement karstifiés. Les microfaciès sont ceux de (dolo)-sparites de recristallisation à débris de mollusques et fantômes de Dacycladacées (?) et de Polypiers (?).

Ils admettent un horizon de calcaire graveleux à microfaciès de microsparites à Miliolidés, Ophthalmidiidés, Discorbidés, Gavelinelles, Ataxophragmiidés et Thaumatoporelles.

b) Calcaires graveleux (20m). Deux ensembles, séparés par une surface de discontinuité rubéfiée, peuvent être distingués :

b1- un ensemble inférieur à microfaciès de biomicrosparite à Miliolidés, Nodosariidés, Polymorphiniidés, Rotaliidés et fantômes de Dasycladacées (?).

b2- un ensemble supérieur qui évolue depuis des biomicrites à biosparites à Ophthalmidiidés, Discorbidés, Rotaliidés, et Lituolidés ou Elphidiidés ; vers des biosparites à Polymorphiniidés, Nodosariidés, et débris d'Echinodermes, et des biosparites à Miliolides et Rotaliidés ou à Polymorphiniidés et Rotaliidés.

Les Rotaliidés, avec en particulier le genre *Boldia*, peuvent dominer ponctuellement les associations ; ils sont alors associés à des Ataxophragmiidés et à des fantômes de Polypiers (?).

Ces faciès indiquent une sédimentation en milieu peu profond de type lagon.

Arrêt J3 - 3 : Taillade.

- Formation des Marnes de Saint-Loup.

Exploitées en carrière, les marnes affleurent sur une centaine de mètres.

Elles sont constituées d'une alternance rythmique de marnes finement litées et de marno-calcaires noduleux gris bleuâtres, organisés en couches décimétriques (10 à 30 cm). Les marnes prédominent dans le 1/3 inférieur alors que les marno-calcaires prennent une importance croissante vers le sommet. Elles sont riches en pyrite (cubes automorphes et tests pyritisés) dans la moitié inférieure, puis se chargent progressivement en sphérules limoniteux. Les teintes jaunâtres typiques des Marno-calcaires apparaissent au toit de la série.

La bioturbation se marque préférentiellement dans la moitié supérieure avec de gros terriers subverticaux et des traces de réptation.

Les Marnes bleues sont ici directement surmontées de façon tranchée par le calcaire à Bryozoaires de Nizan.

Elles sont datées du Maastrichtien supérieur par :

* *Hoploscaphites constrictus* et var. *crassus*, *Eubaculites lyelli*, *Baculites vertebralis*, *Anapachydiscus fresvillensi*,...

* *Ruggoglobigerina scotti*,...

* *Lithraphidites quadratus* et, dans la partie supérieure, *Micula mura*,...

Les Marnes bleues de Saint-Loup se sont déposées :

- en milieu marin franc, comme le montrent :

* la présence de Foraminifères planctoniques, de Céphalopodes et de nombreux Echinodermes ;

* la bonne diversité spécifique de la microfaune et de la macrofaune ;

- de faibles hydrodynamismes ; en raison de la prédominance des marnes sur les marno-calcaires.

Dans la partie supérieure de l'unité, la proportion croissante des marno-calcaires et des sphérules limoniteux, par opposition à une proportion décroissante des marnes et de la pyrite, témoignent d'une meilleure oxygénation du fond, probablement liée à une diminution bathymétrique du milieu de dépôt. Cette hypothèse semble confirmée par l'apparition des macroforaminifères et par la diversification de la macrofaune au sommet de la série.

L'étude des associations microfaunistiques des Marnes bleues a été réalisée par B. LEPICARD {1985} dans le but de préciser la nature et l'évolution du milieu de dépôt qu'une étude sédimentologique seule ne permettait pas de dégager, en raison de l'absence de critères au sein de cette unité dans l'ensemble homogène.

Les différentes méthodes utilisées : rapport des Foraminifères planctoniques, des Ostracodes, à l'ensemble de la microfaune benthique ; distribution des principales familles de Foraminifères benthiques (hyalin, arénacés) ; diagramme triangulaire de SPRECHMAN (fig. 32) situent le milieu de sédimentation des Marnes de Saint-Loup dans le domaine circalittoral inférieur, soit à la limite plate-forme externe-talus.

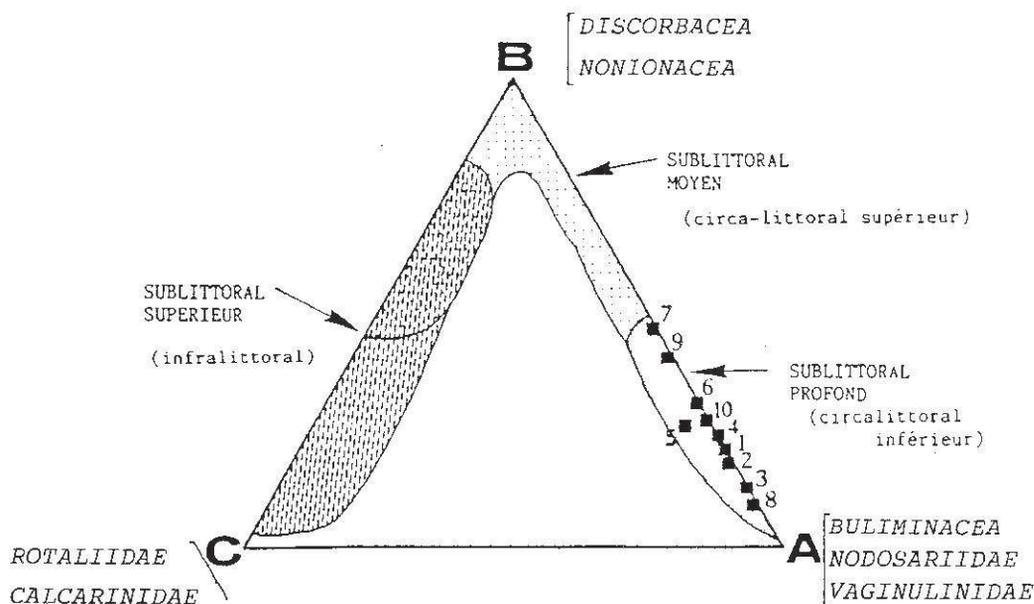


Fig. 32 - Répartition des associations de Foraminifères hyalins des niveaux 1 à 10 de la manière de St. Loup, dans le diagramme triangulaire de P. SPRECHMAN, 1981. [B. LEPICARD, 1985]

L'apparition des grands Foraminifères benthiques à leur partie sommitale est en accord avec une diminution d'épaisseur de la tranche d'eau.

Les Calcaires à Bryozoaires de Nizan, considérés comme un équivalent latéral des Calcaires à Algues de Larcans affleurent ponctuellement dans le bois situé au dessus des marnières de Saint-Loup. Ils se présentent sous forme de calcaires crayeux, blanchâtres, légèrement glauconieux. L'étude des microfaciès permet de distinguer :

- à la base et au sommet : des biosparites de haute énergie (grainstone) à abondants débris d'Echinodermes et de Bryozoaires associés à *Planorbulina cretae*, à des Ataxophragmiidés et de rares Nodosariidés et Rotaliidés.
- dans la partie médiane : des biomicrites à biomicrosparites d'énergie faible qui présentent des associations faunistiques identiques mais beaucoup plus pauvres en individus ; elles contiennent en outre des spicules et débris de mollusques.

Arrêt J3 - 4 : Les sources de l'Herde.

- Formation des Calcaires à Bryozoaires de Nizan.

Ils surmontent, au dessus d'une nette discontinuité les marno-calcaires jaunes du toit de la formation de Saint-Loup, suivant un schéma comparable à celui observé à Larcen, sous les Calcaires à Algues.

Par rapport à ceux-ci, les calcaires à Bryozoaires expriment un milieu de plate-forme plus externe et plus énergétique.

Récapitulation.

De la vallée de la Louge, à l'est, à celle de la Gesse, à l'ouest, les cortèges sédimentaires marins de deux nouvelles séquences de dépôt ont pu être observés.

La séquence inférieure est essentiellement caractérisée par l'intervalle transgressif (IT) et le prisme de haut niveau (PHN) reconnus à Saint-Marcet et à Larcen dans la formation, d'évolution cyclique, des Marnes bleues de Saint-Loup. A Saint-Loup même il n'a pas été possible de situer précisément la limite des deux cortèges dans les dépôts distaux.

Pour des raisons de chronologie et de position, les Marnes d'Auzas, dans leur localité type (ouest de la Garonne), sont intégrées à la partie proximale du prisme de haut niveau (PHN) de cette même séquence.

Ces différents systèmes sédimentaires ont été actifs pendant le Maastrichtien supérieur pro-parte. Ils sont corrélés au cycle TA 1-1 (-68 à -67 MA) du diagramme des cycles eustatiques de B. U. HAQ et al. {1987}.

Régionalement cette nouvelle séquence de dépôt est désignée comme séquence de GENSAC (fig. 33).

Dans sa partie distale, la séquence de Gensac est surmontée, au dessus la discontinuité limite, de formations sédimentaires appartenant à une autre séquence de dépôt. Il s'agit de Calcaires à Algues et Bryozoaires de Larcen-Nizan interprétés comme un intervalle transgressif (IT) qui supportent, au dessus d'une nouvelle discontinuité attribuée à la surface basale de progradation (SBP), les Calcaires de Lespugue considérés comme prisme de haut niveau (PHN).

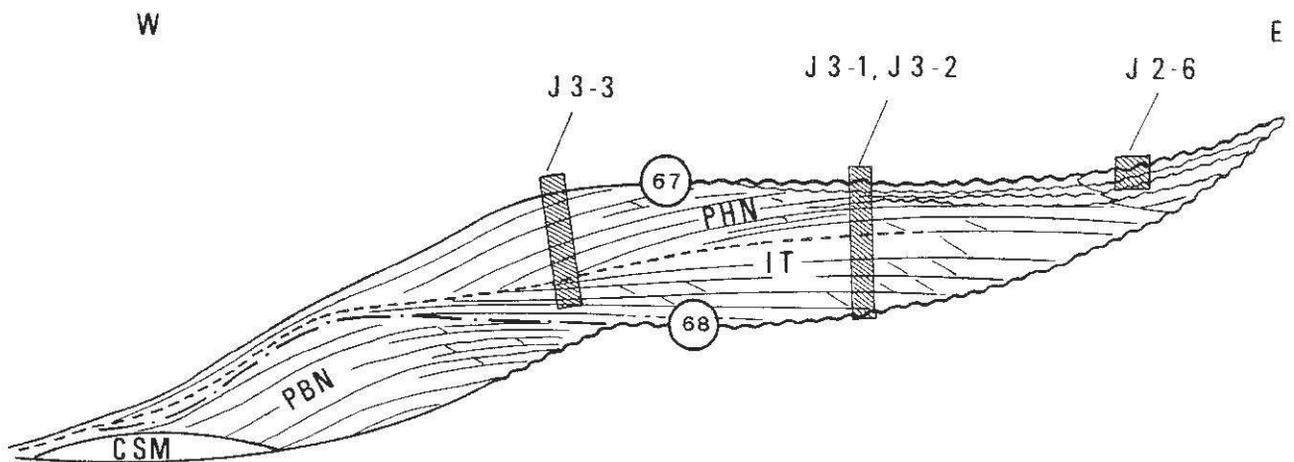


Fig. 33 - Les cortèges sédimentaires reconnus à l'affleurement dans la séquence de Gensac (TA 1.1)

Dans sa partie proximale, le prisme de haut niveau est représenté par la formation d'Aurignac (Dolomie de Hauruc, Evaporites de Cassagnau, Calcaires lacustres du Tucauou).

Ces différents systèmes sédimentaires ont été actifs pendant le Maastrichtien sommital et le Dano-Montien. Ils sont corrélés au cycle TA1-2 (-67 à -63 MA) du diagramme des cycles eustatiques de B. U. HAQ et al. {1987}.

Régionalement cette séquence de dépôt est désignée comme séquence de MONTMAURIN.

Éditeur : Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie,
Université Paul Sabatier, 31062 TOULOUSE Cedex, France

Directeur de la publication : Jacques REY

ISSN : 0296 - 2055

Dépôt légal 2^{ème} trimestre 1990