

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

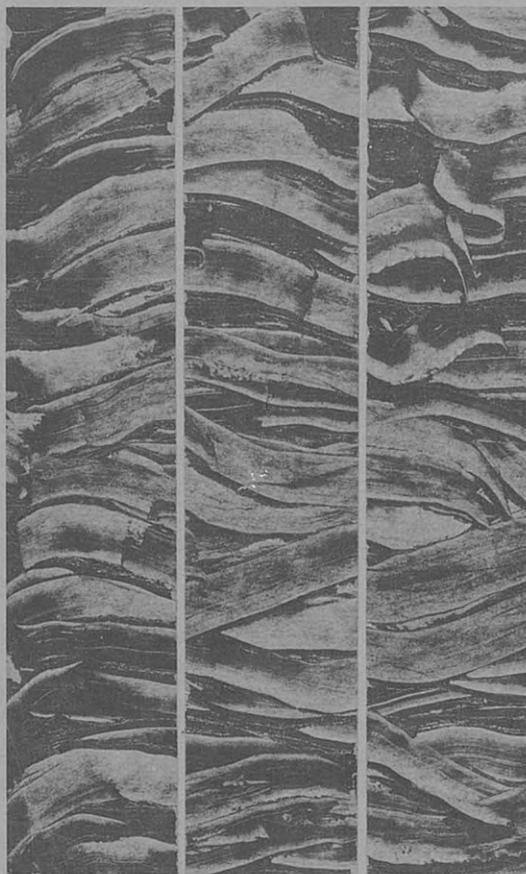
série 2 : mémoires

LE JURASSIQUE DES
IBERIDES ORIENTALES
(ESPAGNE)

- GENERALITES
- LIVRET. GUIDE D'EXCURSION

J. CANEROT

A. GOY et Coll.



S
T
R
A
T
A

GROUPE FRANCAIS D'ETUDE DU JURASSIQUE

GRUPO ESPANOL DEL MESOZOICO

(Septembre 1985)

LE JURASSIQUE
DES IBERIDES ORIENTALES

Généralités

Livret - Guide d'Excursion

Joseph CANEROT et Antonio GOY

avec la collaboration de F. ATROPS, H. CADILLAC, M.J. COMAS-RENGIFO,
M. DIAZ, Ph. FAURE, S. FERNANDEZ-LOPEZ, J.J. GOMEZ, G. MELENDEZ,
R. MOUTERDE, M. RAHAL, J.L. SANZ, L. SEQUEIROS et A. YEBENES.

LES AUTEURS

- F. ATROPS : Département des Sciences de la Terre. Université Claude Bernard.
69621 - VILLEURBANNE.
- H. CADILLAC : TOTAL Exploration Production. 92516 BOULOGNE-BILLAN-
COURT.
- J. CANEROT : Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie. Université
Paul-Sabatier, 31062 - TOULOUSE.
- J.M. COMAS-RENGIFO : Departamento de Paleontologia. Universidad Complu-
tense. MADRID 3.
- M. DIAZ : Departamento de Paleontologia. Universidad Complutense. MADRID 3.
- Ph. FAURE : Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie. Université
Paul-Sabatier. 31062 - TOULOUSE.
- S. FERNANDEZ-LOPEZ : Départemento de Paleontologia. Universidad Complu-
tense. MADRID 3.
- J.J. GÓMEZ : EXXON Minerals Spain. MADRID 4.
- A. GOY : Departamento de Paleontologia. Universidad Complutense. MADRID 3.
- G. MELENDEZ : Departamento de Paleontologia. Universidad de ZARAGOZA
- R. MOUTERDE : Laboratoire de Géologie. Facultés Catholiques de Lyon.
69288 - LYON.
- M. RAHAL : S.O.N.A.T.R.A.C.H.. ALGER
- J.L. SANZ : Departamento de Paleontologia. Universidad Complutense. MADRID 3
- L. SEQUEIROS : Departamento de Paleontologia : Universiad de HUELVA.
- A. YEBENES : Departamento de Paleontologia. Universidad Complutense. MA-
DRID 3.

REMERCIEMENTS

Le présent mémoire a été préparé dans le cadre des activités du Grupo Espanol del Mesozoico et du Groupe Francais d'Etude du Jurassique. Les Présidents respectifs de ces deux groupes, MM. L. Vilas et D. Contini, ont encouragé sa réalisation. Qu'ils soient assurés de notre sincère reconnaissance.

J. Rey, responsable de "STRATA" a accepté sa publication dans la série des "Mémoires" de cette revue du Laboratoire de Géologie sédimentaire en Paléontologie de l'Université de Toulouse. Nous lui adressons notre gratitude.

Ce mémoire est le résultat d'une étroite coopération entre le Département de Paléontologie de l'Université complutense de Madrid et le Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université de Toulouse III. Il n'aurait néanmoins pu être réalisé sans la bienveillante compréhension et la généreuse collaboration de divers organismes et de nombreuses personnes.

Nous sommes ainsi heureux de remercier :

- En Espagne :

. La Comision Nacional de Geologia qui a toujours accédé à nos demandes d'autorisation de recherches.

. Les collègues des Laboratoires universitaires ou de recherche avec lesquels nous travaillons non-seulement sur le Jurassique mais aussi sur les divers ensembles sédimentaires impliqués dans le cycle alpin des Ibériques : Equipes du Departamento de Estratigrafia y Geologia historica de l'Université complutense de Madrid et Instituto de Geologia Economica del C.S.I.C. (Professeurs C. Virgili et L. Vilas) ; équipes du Departamento de Estratigrafia (Professeur O. Riba) et du Departamento de Tectonica y Geomorfologia (Professeur J.M. Fontbote) de l'Université de Barcelona ; équipes de Departamento de Estratigrafia (Professeur J.A. Vera) et de Paleontologia (Professeur A. Linares) de l'Université de Granada ; équipe du Departamento de Estratigrafia y Geologia historica (Professeur J. Villena) de l'Université de Zaragoza.

. L'Instituto Geologico y Minero (I.G.M.E.) et l'Empresa Nacional Adaro de Investigaciones mineras (E.N.A.D.I.M.S.A.) dont l'aide scientifique et matérielle nous a été précieuse au cours de nos recherches sur le terrain.

- En France :

. Le Centre National de la Recherche Scientifique (C.N.R.S.) pour sa contribution financière dans le cadre des R.C.P. 663 (Environnements des Plates-formes et marges anciennes) et 614 (corrélations micropaléontologiques Mésogée-Afrique).

. La Société Nationale Elf Aquitaine [S.N.E.A. (P.)] pour l'aide scientifique et le soutien financier octroyés aux Géologues toulousains travaillant dans les Ibérides.

. Les nombreux spécialistes qui nous ont, sans compter, gratifié des précieuses informations dans le domaine de la biostratigraphie du Jurassique. Citons en particulier, MM. R. Enay, H. Tintant, R. Mouterde, S. Elmi, Ch. Mangold, J. Thierry, D. Marchand, F. Atrops, J.L. Dommergue (Ammonites) J.H. Delance et B. Laurin (Brachiopodes) B. Peybernès (Micropaléontologie) L. Grambast et Gutierrez (Charophytes).

. Les Collègues Toulousains, MM. Durand-Delga, P. Souquet, J. Rey, B. Peybernès, M. Bilotte et E.J. Debroas pour leur concours scientifique.

Nous adressons aussi nos remerciements à nos amis des Départements de Paléontologie des Universités de Madrid (M.J. Comas-Rengifo, M. Diaz, S. Fernandez-Lopez, J.L. Sanz, A. Yebenes) de Zaragoza (G. Melendez) et de Huelva (L. Sequeiros), de la Société Exxon Mineral Spain (J.J. Gomez) ainsi que du Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université de Toulouse (H. Cadillac, Ph. Fauré, M. Rahal) et du Département des Sciences de la Terre de Lyon (F. Atrops et R. Mouterde) qui nous ont spontanément apporté leur concours dans la préparation du livret guide d'excursion.

Merci enfin à tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la mise au point de ce mémoire et en particulier à Mmes P. Eychène, C. Fabre et F. Ronchini qui ont participé activement à la préparation du manuscrit.

Juillet 1985

J. CANEROT, A. GOY

Le présent ouvrage a bénéficié du concours financier :

- du Groupe Français d'Etudes du Jurassique ;
- du Departamento de Paleontologia de la Universidad Complutense de Madrid ;
- du Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université de Toulouse (R.C.P. - C.N.R.S. - 663).

S O M M A I R E

Le programme	p.	6
La région visitée	p.	9
Introduction	p.	10
1. GENERALITES	p.	11
1.1. - Ibérides et domaine ibérique (J. CANEROT)	p.	12
1.2. - Structure d'ensemble des Ibérides (J. CANEROT)	P.	13
1.3. - Cycle alpin des Ibérides (J. CANEROT)	p.	15
1.4. - Jurassique des Ibérides (J. GOY)	p.	32
2. PREMIERE JOURNEE	p.	57
2.1. - Le Jurassique de l'Anticlinal de Pauls (H. CADILLAC, J. CANEROT et Ph. FAURE)	p.	57
2.2. - Le Toarcien, l'Aalénien et le Bajocien dans le secteur de Tivenys : nouvelles données biostratigraphiques (S. FERNANDEZ-LOPEZ et R. MOJTEROE)	p.	71
3. DEUXIEME JOURNEE	p.	85
Le Jurassique du Massif du Oesierto de las Palmas (J. CANEROT, Ph. FAURE et M. RAHAL).		
4. TROISIEME JOURNEE	p.	101
4.1. - Le Dogger de Caudiel. Sédimentologie des Carbonates développés sur un "monticule" de matériaux volcaniques (S. FERNANDEZ-LOPEZ ; J.J. GOMEZ et A. GOY)	p.	101
4.2. - Séquences sédimentaires et séquences taphonomiques (S. FERNANDEZ- LOPEZ)	p.	116
4.3. - Le Lias dans la Rambla del Salto (Sierra Palomera) (M.J. COMAS-RENGIFO, A. GOY et A. YEBENES)	p.	122
4.4. - Le Dogger et le Malm de la Sierra Palomera (Teruel) (S. FERNANDEZ-LOPEZ ; G. MELENDEZ et L. SEQUEIROS)	p.	142
5. QUATRIEME JOURNEE	p.	155
5.1. - Le Jurassique supérieur détritique - carbonaté du synclinal de Galve (Teruel) (M. OIAZ-MDLINA, A. YEBENES, A. GOY et J.L. SANZ)	p.	155
5.2. - Le Jurassique supérieur de Calanda (Prov. de Teruel) (F. ATROPS et G. MELENDEZ)	p.	170

LE PROGRAMME (fig. 1)

I. - Lundi 16 septembre 1985

- Voyage Toulouse-Tarragona (600 km)
 - . coucher à Tarragona : Hotel Lauria
 - . exposés sur le Jurassique des Ibérides et sa place dans le cycle alpin de cet orogène.

II. - Mardi 17 septembre 1985

- Tarragona-Peníscola (250 km). Le Jurassique dilaté du bassin sud-catalan.
 - . 1 - Jurassique de l'anticlinal de Pauls
 - . coupe du Lias du sommet 287 ;
 - . coupe du Malm du km 5 route Xerta-Pauls ;
 - . 2 - Toarcien, Aalénien et Bajocien de Tivenys.
 - . coupes de la route de Benifallet, km 16-18 et abords
 - . Coucher à Peníscola : Hotel Maria Cristina.

III. - Mercredi 18 septembre 1985

- Peníscola-Navajas (200 km). Le Jurassique réduit dans la zone de transition du Maestrazgo méridional.
 - . 1 - Jurassique du Barranco de las Ermitas (Borriol) ;
 - . 2 - Jurassique de la butte de Montornes (Desierto de las Palmas) ;
 - . Coucher à Navajas : Hotel Navas Altas.

IV. - Jeudi 19 septembre 1985

- Navajas-Teruel (200 km). Le Jurassique très dilaté du bassin ibérique central.
 - . 1 - Dogger de Caudiel.
 - . coupes de la route Caudiel-Higueras
 - . 2 - Dogger et Malm de la Sierra Palomera
 - . coupe de la Rambla del Salto ;
 - . coupe du Tunnel, route Torre la Carcel-Aguaton.
 - . Coucher à Teruel : Hotel Reina Cristina, après reception officielle à la "Diputacion Provincial".

V. - Vendredi 20 septembre 1985

- Teruel-Alcaniz (200 km). Le Malm et le passage Jurassique-Crétacé, dans le bassin ibérique central.
 - . 1 - Malm détritique et carbonaté du Synclinal de Galve
 - . coupe de Las Zabacheras

- . 2 - Jurassique supérieur de Calanda
 - . coupe du Callovien et de l'Oxfordien du km 7,4, route Calanda-Mas de Las Matas ;
 - . coupe du Kimmeridgien et du Titonique inf. de Val de la Piedra.
- Assemblée générale du Groupe Français d'Etude du Jurassique.
. Coucher à Alcaniz : Hotel Senante.

VI. - Samedi 21 septembre 1985

- Voyage Alcaniz - Toulouse (800 km).

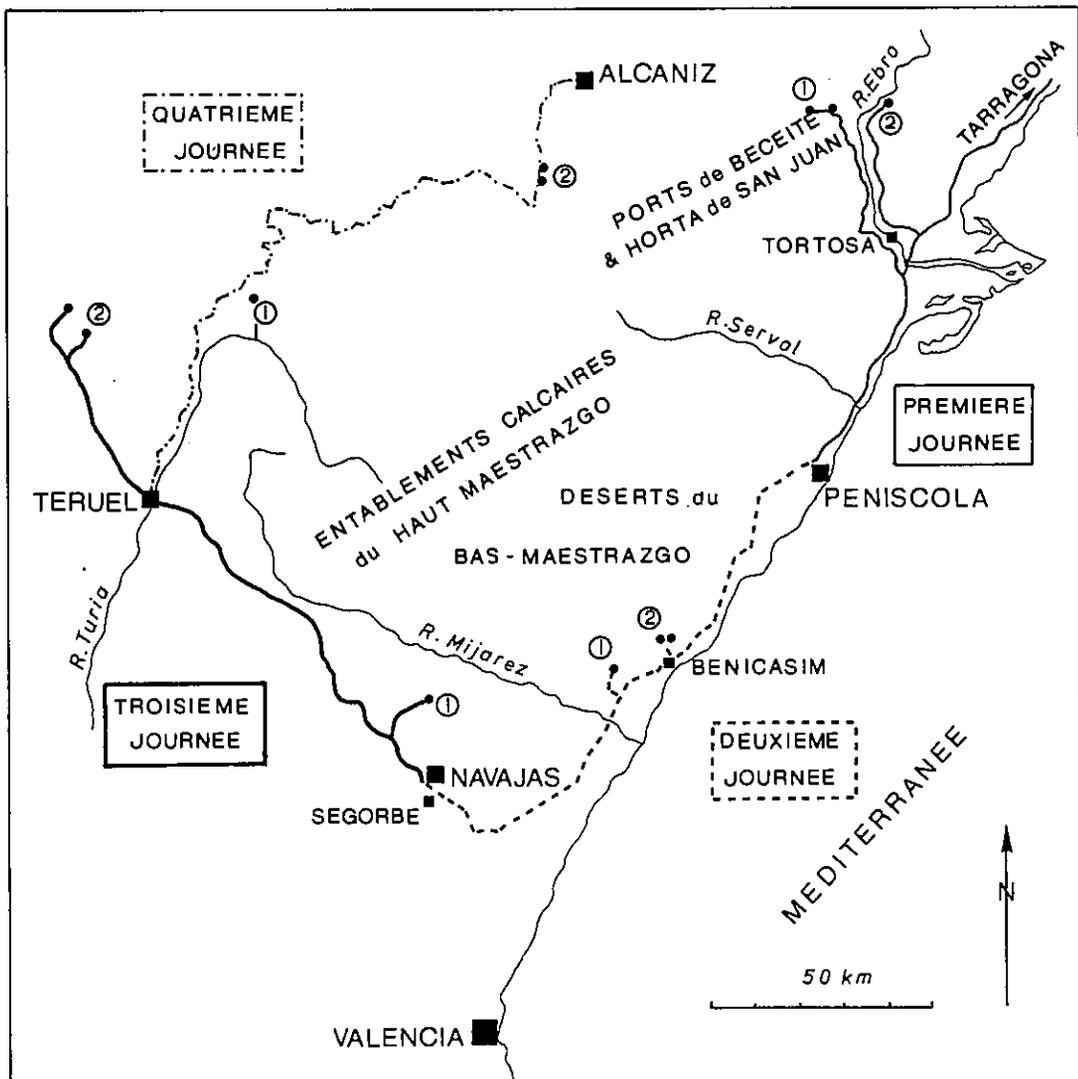


Fig. 1 - Itinéraire de l'excursion

EL MAESTRAZGO

Le Maestrazgo correspond aujourd'hui à une région du levant espagnol regroupant géographiquement l'actuelle province de Castellon et la partie orientale de la province de Teruel (Maestrazgo turolense).

Dans le passé on désignait sous le vocable de "Maestrazgo" un ensemble de biens (prélèvements sur fruits légumes, grain, bétail... droits de passage sur certaines voies, ponts...) assignés au Maître (el Maestre) d'un ordre religieux. En échange de ces bénéfices, le Maître était tenu de subvenir aux besoins de l'administration religieuse du territoire dont il avait la charge.

Notre Maestrazgo appartenait à l'ordre de Montesa (Sagrada Milicia de Santa Maria de Montesa) qui en possédait d'autres à travers le Royaume de Valence. Cet Ordre fut fondé en 1317 par le roi Jaime II avec l'approbation du Pape Jean XXII. Il fut régi par la "Règle" en vigueur dans les monastères cisterciens et prit pour emblème une croix en forme de fleur.

Plusieurs Maîtres établirent leur résidence à San Mateo (Bas Maestrazgo), où fut célébré (1330) le premier Chapitre (capitulo) général tenant lieu de "Gouvernement". D'autres vécurent à Cervera (del Maestre). Beaucoup plus tard (1849), au temps des guerres carlistes, Morella (Haut Maestrazgo) fut désignée capitale du Maestrazgo par décret royal.

(D'après A. Calero Picó : El Maestrazgo).

*
*
*

LA REGION VISITEE

Dans la partie sud-orientale des Ibérides, où se déroule l'excursion, peuvent être distinguées trois grandes unités présentant des caractères géographiques et structuraux spécifiques (fig. 1).

- au Nord, les chaînons connus sous le vocable de "Ports de Beceite et de Horta de San Juan" (Monte Caro : 1447 m) qui assurent la transition entre Ibérides et Bassin de l'Ebre. Il s'agit d'un faisceau plissé, flexueux, complexe, affectant des terrains secondaires et paléogènes et se prolongeant vers le NW, sur le front nord-oriental des Ibérides centrales et vers le NE, dans les chaînons côtiers de Catalogne.

- à l'Ouest, les entablements calcaires (Muelas) du Haut Maestrazgo et du Bas-Aragon. Ces reliefs tabulaires, résidus d'une ancienne surface d'érosion et de sédimentation plio-quaternaire (penillanura fondamentale), culminent dans le massif de Pénarroja (2024 m), ou dans celui, plus oriental, de la Penagolosa (1813 m). Ils dessinent en réalité une sorte de vaste dôme profondément fracturé, portant à l'affleurement des terrains essentiellement jurassiques et crétacés.

Ce dispositif s'articule vers le Nord avec les chaînons plissés du Maestrazgo septentrional, sans perte notable d'altitude. Il s'abaisse en revanche brusquement, tant vers le Sud que vers l'Ouest, respectivement en direction des fossés de Mora de Rubielos et de Teruel, à remplissage tertiaire. Vers l'Est enfin, une série de paliers dissymétriques (versant oriental plus abrupt) parallèles à la côte méditerranéenne, assure la transition avec le domaine littoral (P. Pailhé, 1984).

- à l'Est en effet, s'étend la dernière unité morphogéologique visitée, celle des "Déserts du Bas-Maestrazgo". On y reconnaît un pays de collines essentiellement calcaires, à armature jura-crétacée, séparées par des dépressions à comblement tertiaire et quaternaire. Le manque d'eau (les venues de surface s'infiltrant dans le sol très perméable et parviennent à rejaillir au fond de la mer, par exemple au large de Alcoceber), se traduit par le développement d'un couvert végétal clairsemé, constitué essentiellement d'épineux et par la présence de rivières au cours le plus souvent asséché. Le Desierto de las Palmas, qui domine la baie de Benicasim, est célèbre par l'abondance de palmiers nains.

INTRODUCTION

Ce mémoire, réalisé à l'occasion de l'excursion annuelle du Groupe Français d'Etude du Jurassique, a pour objectif essentiel de présenter aux participants de cette excursion les caractères majeurs du Jurassique des Ibérides orientales.

Il comprend deux parties :

- La première, fournit des données d'ordre général, permettant de situer les observations ponctuelles et fragmentaires effectuées au fil de l'itinéraire d'excursion dans le contexte géologique régional.

Sont ainsi successivement présentés :

- la place des Ibérides dans le domaine ibérique ;
- les grandes unités structurales des Ibérides ;
- le cycle alpin des Ibérides ;
- les caractères lithostratigraphiques, biostratigraphiques et sédimentologiques du Jurassique des Ibérides ;

- La seconde partie est consacrée à la description des affleurements et des paysages géologiques rencontrés. Les contraintes de l'itinéraire, jointes aux difficultés topographiques, d'accès, n'autorisent pas toujours l'observation souhaitée des terrains suivant l'ordre stratigraphique. Néanmoins, ces divers points d'arrêt ont été choisis de manière à permettre, en fin de journée, la reconstitution d'une série pouvant être considérée comme représentative du jurassique de la région visitée.

1. GENERALITES

1.1. - IBERIDES ET DOMAINE IBERIQUE (J. CANEROT)

La chaîne des **IBERIDES**, dont la partie tout à fait orientale sera visitée au cours de l'excursion, comprend (J. Canérot, 1985) l'ensemble des orogènes ibérique (Cadena Iberica) et catalan (cadena costera catalana), des auteurs, ensemble qui s'allonge sur près de 500 km, avec une direction NW-SE, entre les Bassins du Taje et du Douro (Cuencas del Tajo y del Douro) au sud et celui de l'Ebre (Cuenca del Ebro) au NE (fig. 1). Son unité lui est essentiellement conférée par une évolution sédimentaire et tectonique propre, liée à son caractère d'orogène intra-plaque.

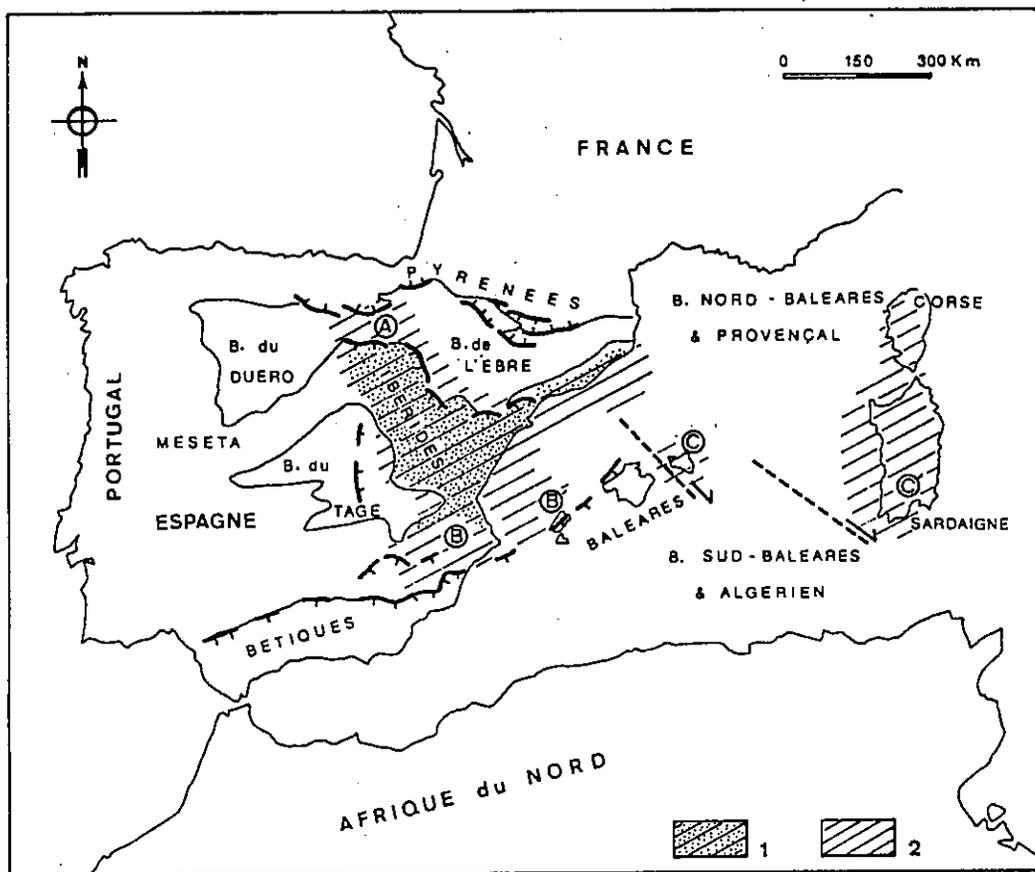


Figure 1 (D'après J. Canérot, 1985).

Localisation de la Chaîne des Ibérides (1) et extension du Domaine Ibérique (2). Remarquer la position :

- des zones de transition entre Ibérides et Pyrénées (zone celtibérique A) et entre Ibérides et Bétiques (zone prébétique B) ;
- de Minorque C et du bloc corso-sarde C', séparés de la Péninsule ibérique (et des Ibérides) à la suite de l'ouverture, au Paléogène, du Bassin Nord-Baléare et Provençal.

Ainsi définies, les Ibérides ne correspondent qu'à la partie occidentale, péninsulaire, du **DOMAINE IBERIQUE**. Ce dernier intéresse en effet la vaste zone d'orientation W-E qui s'appuie à l'Ouest sur la Meseta Centrale et s'allonge entre les complexes orogéniques pyrénéens du Nord et Bétique au Sud, englobant à l'Est, au-delà de la Chaîne Catalane, une partie des Baléares (Minorque, et la bordure nord de Majorque et d'Ibiza) de même que la Sardaigne et la Corse occidentale. Tous ces secteurs aujourd'hui insulaires, présentent une histoire sédimentaire et tectonique commune au Mésozoïque, durant la période d'individualisation et d'évolution, au sein de la plaque "macro-ibérique", de la marge passage ouest-téthysienne.

Ils ont ensuite, au cours du Tertiaire, connu des fortunes diverses en liaison, d'une part de l'ouverture du bassin baléaro-provençal qui a éloigné de la plaque ibérique s. st. nouvellement individualisée, successivement, la Corse et la Sardaigne, puis les Baléares (O. Riba, 1981 ; M. Lemoine, 1984) et d'autre part avec les tectogenèses pyrénéenne et bétique qui ont affecté respectivement les franges nord (chevauchement sud pyrénéen de P. Rat, 1983) et sud (chevauchement d'Alicante, Ibiza et Majorque de E. Fourcade et al. 1982) du domaine ibérique considérée.

1.2. - STRUCTURE D'ENSEMBLE DES IBERIDES (J. CANEROT)

La chaîne des Ibérides est, d'une manière générale, subdivisée en deux branches parallèles, d'orientation NW-SE, la branche interne, occidentale ou castillane et la branche externe, orientale, ou aragonaise.

Les études récentes (M. Alvaro et al., 1979, J. Canérot, 1979, P. Viallard, 1980) montrent que l'on peut, à côté de cette subdivision classique et consacrée par l'usage, proposer, à partir d'arguments à la fois stratigraphiques (composition des séries mésozoïques notamment), sédimentologiques (variations d'épaisseur et de faciès) et structuraux (relations entre plissement d'ensemble de la couverture et fracturation profonde), un découpage transverse de l'orogène en quatre ensembles majeurs, séparés les uns des autres par des zones de failles transcurrentes W-E à N 80.

Ce sont, du NW au SE (fig. 2) :

- Les Ibérides nord occidentales (sierras de la Demanda et de Cameros) à série mésozoïque épaisse (Bassin de Soria) dont on peut rechercher des prolongements vers le NW, au-delà du bassin tertiaire de Burgos-Logroño, dans les chaînes cantabriques (J. Salomon, 1982).

- Les Ibérides centrales, séparées des précédentes par le "couloir de décrochement de Soria" et caractérisées par la faible épaisseur de la couverture secondaire d'un socle paléozoïque souvent porté à l'affleurement (massifs d'Atienza, d'Ateca et d'Agreda-Montalban).

- Les Ibérides sud-orientales qui se développent au-delà du "couloir de décrochement ibéro-catalan (couloir de Tarragona) et s'individualisent par la très forte épaisseur du remplissage mésozoïque (plus de 5.000 m dans le Bassin du Maestrazgo).

Figure 2

Carte structurale du NE de la Péninsule ibérique (d'après J. Canérot, P. Souquet et E.J. Debroas, 1982).

I. Ibérides nord-occidentales ; II. Ibérides centrales ; III. Ibérides sud-orientales ; IV. Confins ibéro-bétiques.

1. Plis majeurs ; 2. Chevauchements ; 3. Décrochements ; 4. Fossés littoraux ; 5. Socle hercynien ; 6. Couverture post-hercynienne ; 7. Localisation des coupes tecto-sédimentaires (fig. 3 à 8).

Fa : failles des Asturies ; Fac : faille d'Ateca-Castellon ; Fb : faille de Bigorre ; Fbs : faille de Burgos ; Fc : faille de Catalogne ; Fmu : faille des Montes Universales ; Fs : faille de Soria ; Ft : faille de Tarragone ; Fv : faille de Valence ; T : Teruel.

- Enfin, les confins ibéro-bétiques qui, au Sud du "Couloir de décrochement de Valencia", assurent la transition avec l'orogène bétique (L. Vilas et al., 1982).

1.3. - CYCLE ALPIN DES IBÉRIDES (J. CANEROT)

1.3.1. - LES PRINCIPALES ETAPES (fig. 3).

L'évolution tectonique et sédimentaire des Ibérides comporte, à partir de la fin du Paléozoïque (Stephano-Permien) trois grandes périodes successives (M. Alvaro et al., 1979 ; J. Canérot, 1985).

1.3.1.1. - Période ante-orogénique (Permien-Sénonien)

(Création et évolution, en domaine ibérique, de la marge passive ouest-thésienne).

- STADE I : Séquence JT1 (Permien-Carixien) (Rifting précoce).

Cette première séquence de tendance générale positive comporte, en discordance sur le socle hercynien, des molasses conglomératiques et gréseuses, puis des carbonates, des évaporites et de nouveau des carbonates. Ces dépôts, auxquels sont parfois associés des volcanites, s'effectuent dans des bassins losangiques en extension (ou transtension), dissymétriques, parfois assimilés à des demi-graten et limités par des zones de failles d'orientation N 60 et N 140 dominante, héritées de la période hercynienne tardive. Ils s'organisent les séquences secondaires de comblement, caractérisant des environnements continentaux, (molasses en cônes ou plaines alluviales), lagunaires (playas évaporitiques, sebkha côtières) ou marins internes voire ouverts (rampes carbonatées). Les prismes sédimentaires occupent tout d'abord (Permien-Anisien) des fossés intramontagneux, puis s'étalent progressivement, tant vers l'Ouest et le NW que vers le SE, lors des transgressions anisienne et sinémurienne. La polarité sédimentaire est thésienne (SE) au Trias et "atlantique" (NW) au début du Lias (fig. 4).

Des déplacements synsédimentaires d'origine halocinétique indiquent, au moins dans le Maestrazgo méridional, des pentes vers le SE ou le NW, pouvant être créées par le jeu en failles normales des accidents N 60.

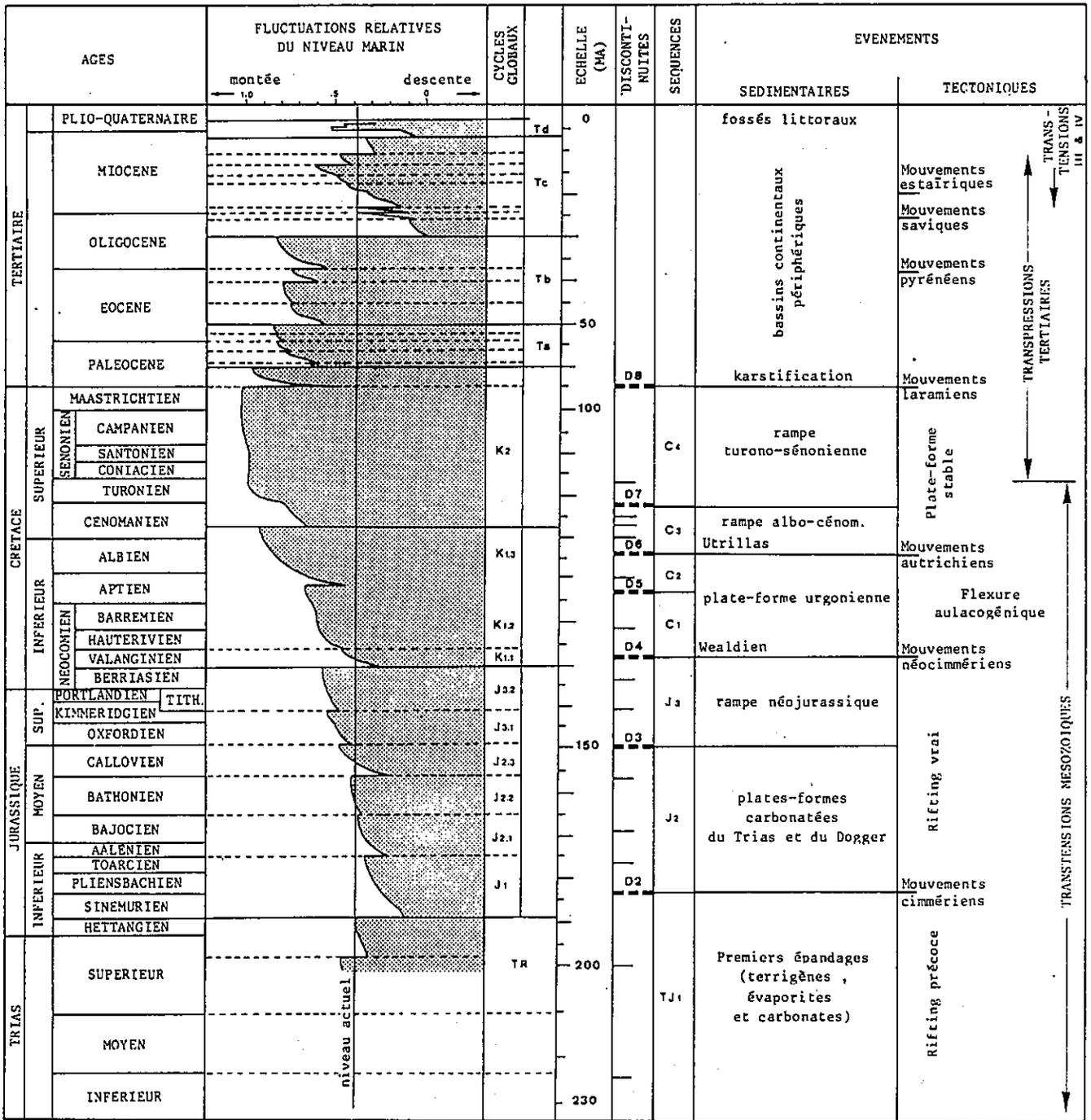


Figure 3 (D'après J. Canérot, 1985).

Evolution géodynamique des Ibérides au cours du cycle alpin.

On remarquera :

- l'influence prédominante de l'Eustatisme durant le Mésozoïque (période anté orogénique), soulignée par une bonne corrélation d'ensemble entre les séquences de dépôt et les oscillations générales du niveau de la mer ;
- le rôle privilégié de la tectonique durant le tertiaire (période tectorogénique notamment).

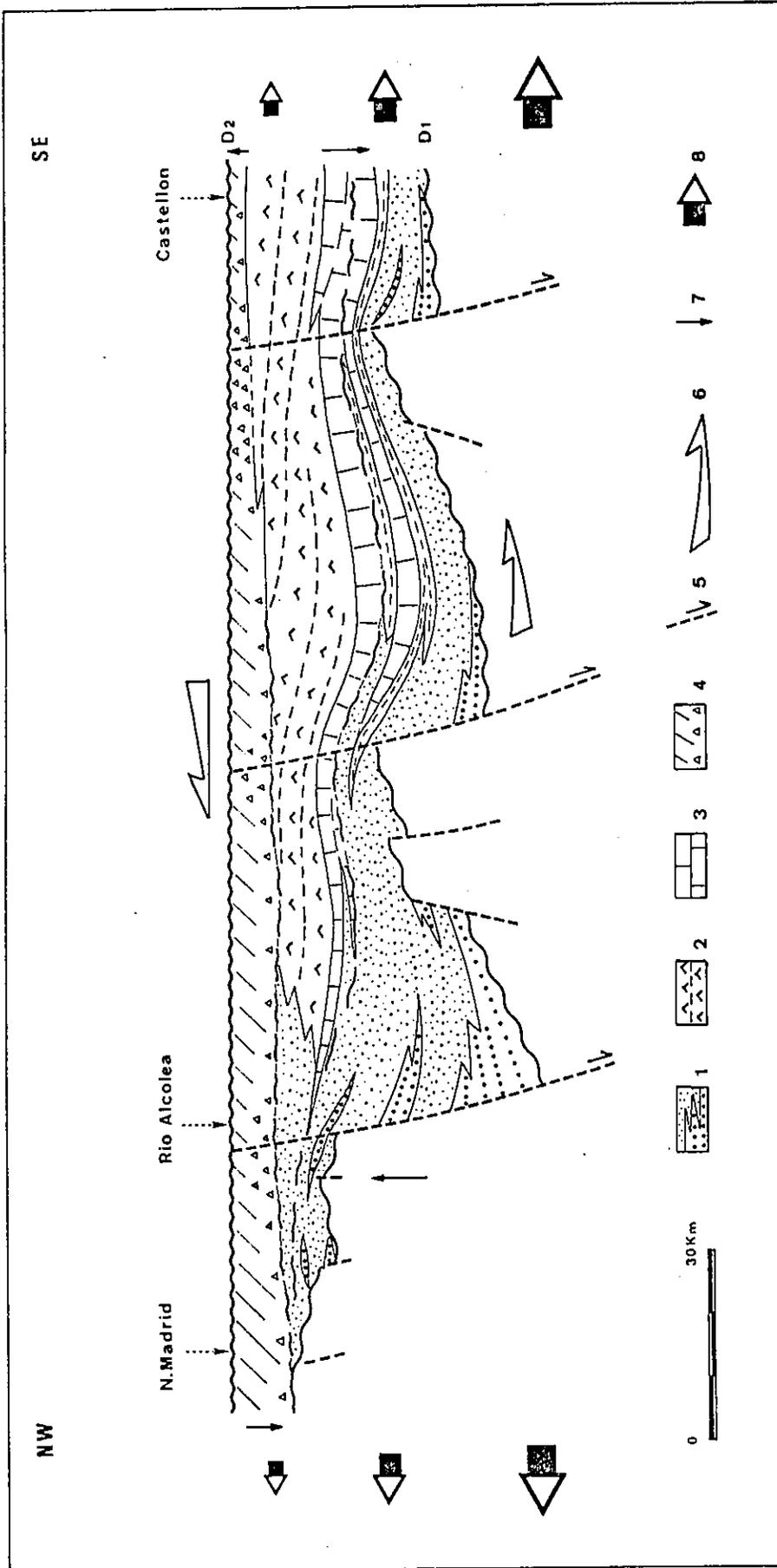


Figure 4

La séquence de dépôt TJI (Permien - Carixien p.p. (d'après C. Virgili y al., 1983, complété). Coupe montrant le mouvement distensif, à la faveur des failles listriques N 60.

1. Molasses intramontagneuses (Permien-Norien) ; 2. Evaporites (Anisien-Sinemurien) ; 3. Plate-forme carbonatée du Trias (Anisien-Carnien) ; 4. Plate-forme carbonatée (a. calcaires ou dolomies ; b. brèches de dissolution) du début du Lias (Hettangien-Carixien p.p.) ; 5. Failles listriques syn-sédimentaires ; 6. Polarité sédimentaire ; 7. Mouvements verticaux relatifs (la longueur de la flèche est proportionnelle à l'intensité du mouvement) ; 8. Distension probable (la longueur de la flèche est proportionnelle à la valeur du déplacement horizontal).

- STADE II : Séquences J_2 - J_3 (Carixien - Valanginien).

(Rifting généralisé conduisant par saccades à l'élaboration, en domaine ibérique, de la marge passive ouest-téthysienne).

Au-dessus de la discontinuité intra-carixienne D2, la sédimentation du Lias moyen et supérieur et du Dogger (méga séquence J2), devenue franchement marine, carbonatée, s'organise en séquences de comblement (marno-calcaires → calcaires) séparées par des discontinuités secondaires (H. Mensink and P. Mertmann, 1984). Ces séquences traduisent la création, probablement par transtensions saccadées (décrochement sénestre dominant suivant la direction N 140 et effondrement relatif le long des failles N 60 considérées comme failles listriques), de la marge passive ouest-téthysienne des Ibérides (fig. 5). Volcanisme basique et halocinèse accompagnent localement les mouvements distensifs ou transtensifs (F. Orti Cabo y R. Vaquer Navarro, 1980 ; J. Canérot et al. 1984b).

Durant le Lias, la polarité est nettement atlantique à l'ouest, dans le bassin nord-ibérique et probablement téthysienne à l'Est, dans le bassin sud catalan. Elle apparaît mixte, puis téthysienne au Dogger.

La sédimentation, interrompue vers la fin du Dogger (discontinuité D3), reprend dès l'Oxfordien moyen, voire inférieur (K. Benke, 1982) sur une vaste rampe carbonatée à polarité téthysienne constante. Les dépôts s'organisent en une mégaséquence de comblement intéressant l'Oxfordien, le Kimmeridgien, le Portlandien, le Berriasien et le Valanginien inférieur et intégrant des prismes qui progradent du NW au SE, avec substitution graduelle des terrigènes margino-littoraux aux carbonates de plate-forme interne, puis moyenne et enfin externe (fig. 6).

- STADE III, Séquences C_1 - C_2 (Valanginien - Albien)

(Création et évolution d'un sillon complexe, de type aulacogène).

La discontinuité D4 qui sépare régionalement les mégaséquences J3 et C1, est essentiellement liée aux mouvements néocimmériens (C. Arias, 1978 ; J. Canérot, 1983, A. Garcia, 1975, J.R. Mas, 1981). Ces derniers conduisent au morcellement de la rampe néojurassique et à l'accélération de la subsidence et du taux de sédimentation. Les bassins nouvellement formés paraissent fonctionner comme des "pull apart basins" (décrochements dextres N 60 probables, majeurs à l'échelle des cuvettes sédimentaires), de dimension réduite. Deux mégaséquences C1 (Valanginien supérieur - Bédoulien inférieur) et C2 (Bédoulien moyen - Albien moyen) séparées par la discontinuité intra-bédoulienne D5, caractérisent l'évolution sédimentaire. Elles englobent des terrigènes (faciès wealdien) et des carbonates (complexe urgonien) et traduisent l'extension centrifuge de l'aire de dépôt, puis un comblement progressif. La polarité demeure, comme au cours du Jurassique supérieur, constamment téthysienne, excepté dans les Ibérides nord-occidentales, à polarité atlantique affirmée.

La sédimentation, parfois très active, a été favorisée par le jeu distensif des failles N 140, telle la faille d'Ateca-Castellon, devenues listriques (fig. 7).

L'aire de dépôt correspond ainsi à une gouttière complexe, parfois assimilée à un sillon de type aulacogène, notamment en raison de sa position oblique par rapport au rift adjacent est-baléare (M. Alvaro y al. 1979).

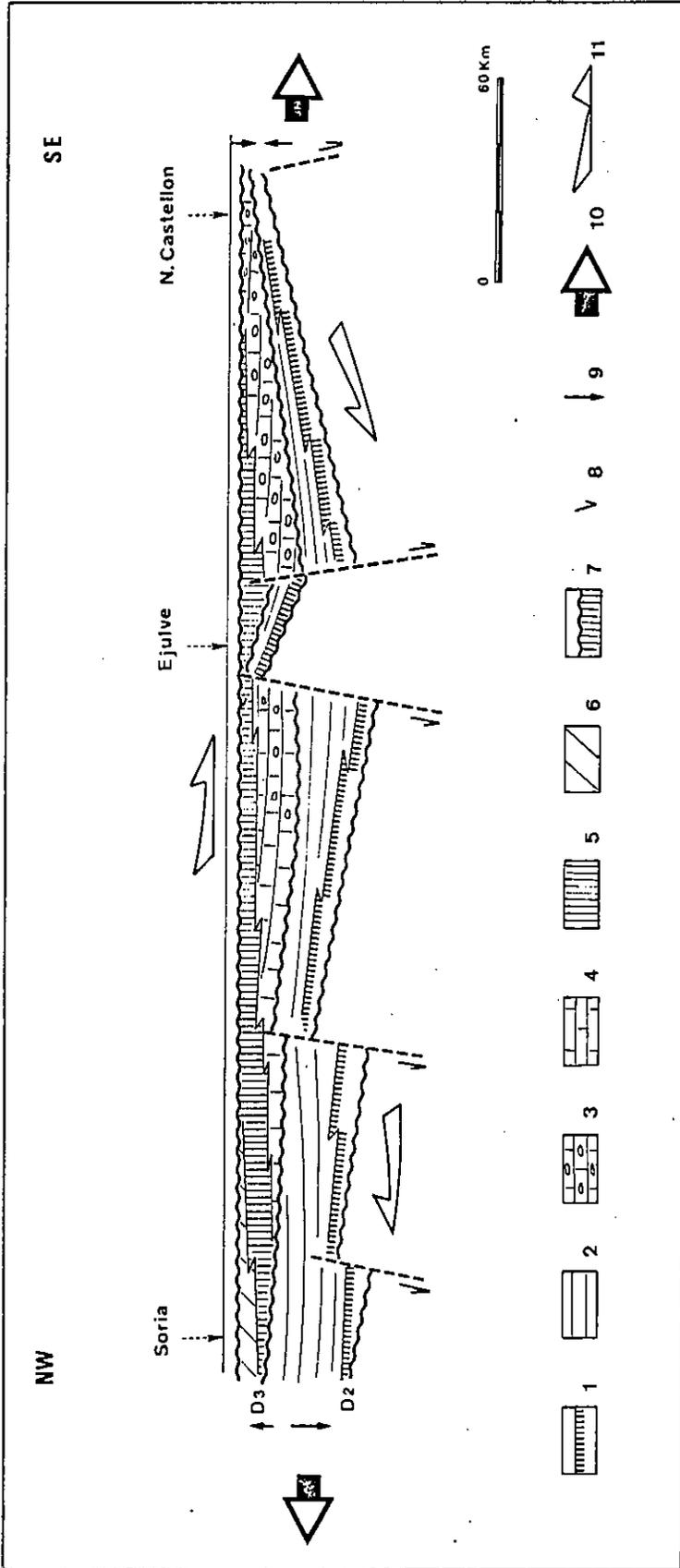


Figure 5 (D'après J. Canérot, 1985).

La séquence de dépôt J2 (Carixien-Callovien). Coupe montrant le mouvement distensif, à la faveur des failles N 60.

- 1. Lias moyen-supérieur calcaire : plate-forme externe ; 2. Lias moyen-supérieur marneux : bassin ; 3. Dogger : plate-forme externe - calcaires à silex ; 4. Dogger : plate-forme externe - calcaires à filaments ; 5. Dogger : plate-forme moyenne - calcaires bioclastiques et oolithiques ; 6. Dogger : plate-forme carbonatée interne ; 7. Transgression oxfordienne ; 8. Failles listriques syn-sédimentaires ; 9. Mouvements verticaux relatifs ; 10. Distension probable ; 11. Polarité sédimentaire.

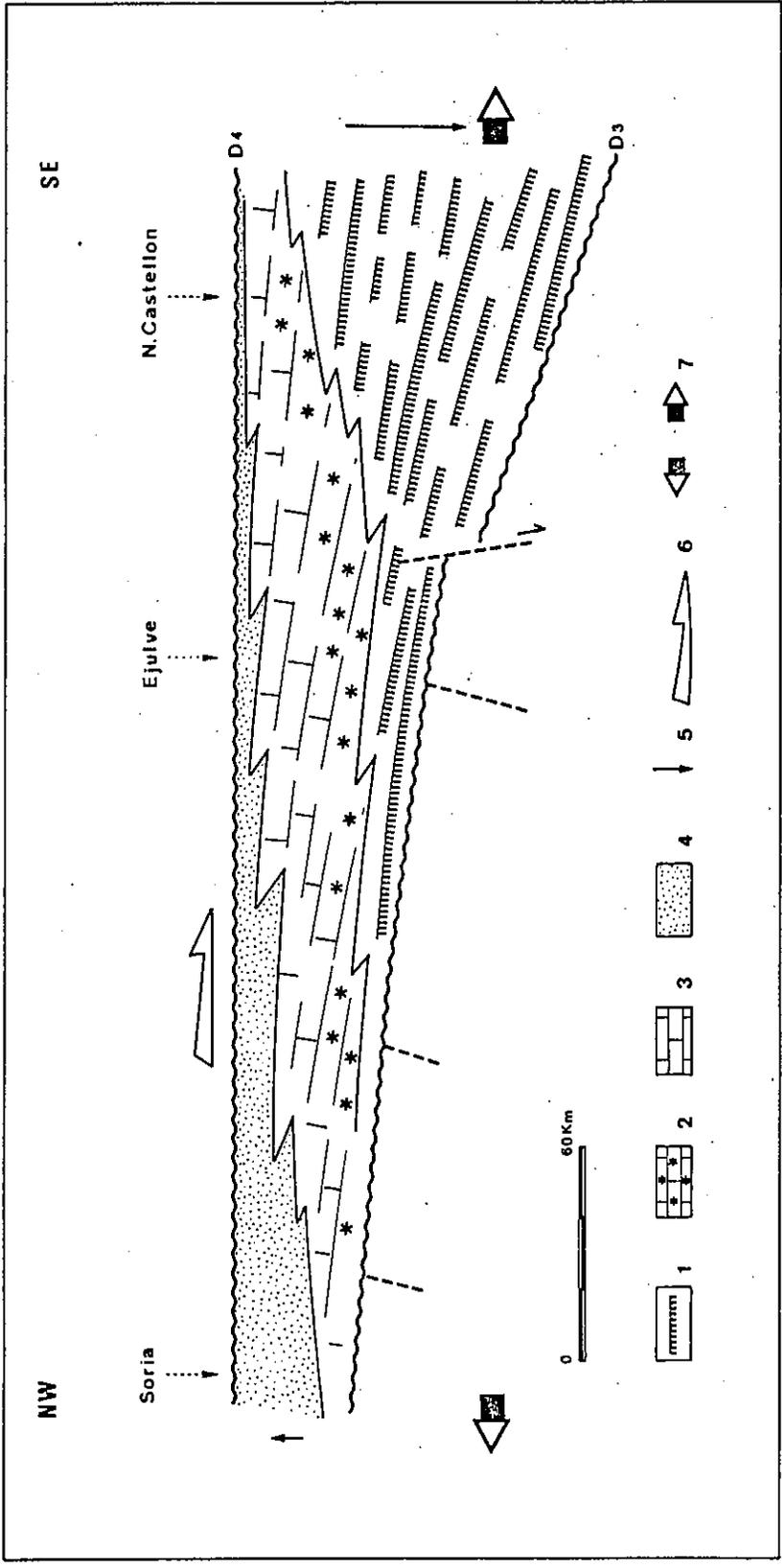


Figure 6 (D'après J. Canérot, 1985).

La séquence de dépôt J3 (Oxfordien inf. - Valanginien sup.). Coupe montrant l'évolution des faciès sur la rampe carbonatée de la marge ouest-téthysienne des Ibérides.

1. Plate-forme externe carbonatée ;
2. Plate-forme moyenne sub-récifale ;
3. Plate-forme interne carbonatée ;
4. Carbonates margino-littoraux ;
5. Mouvements verticaux relatifs ;
6. Polarité sédimentaire ;
7. Distension.

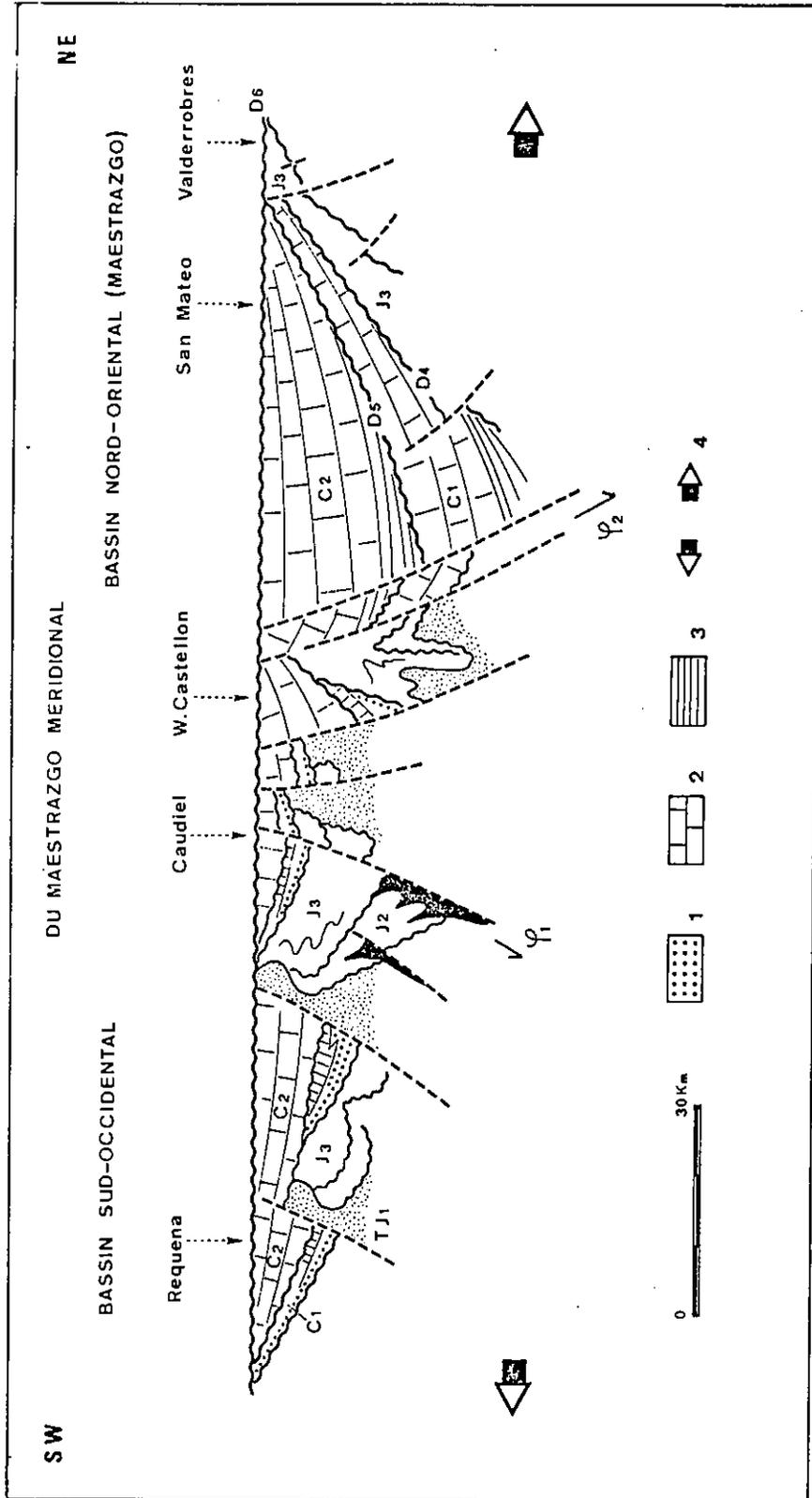


Figure 7 (D'après J. Canérot, 1985)

Les séquences de dépôt C1 (Valanginien sup. - Bédoulien inf.) et C2 (Bédoulien sup. - Albien moyen). Coupe montrant la distension SW - NE.

1. Terrigènes (faciès wealdien) ;
2. Plate-forme carbonatée (faciès urgonien) ;
3. Bassin marneux ;
4. Distension ; 1 : faille de Caudiel ; 2 : faille d'Ateca-Castellon.

- STADE IV : Séquences C₃ et C₄ (Albien - Sénonien)

(Rampes stables du Crétacé supérieur).

Deux grandes unités de dépôt caractérisent le Crétacé supérieur ibérique. La première (séquence C3 de l'Albien supérieur - cénonanien supérieur), marque l'installation généralisée de la plate-forme carbonatée qui accompagne la transgression cénonanienne. Elle comporte tout d'abord, au-dessus de la discontinuité D6, diverses séquences (mésoséquences) de tendance transgressive, englobant des terrigènes et des carbonates. Cette tendance se trouve soulignée par la disposition transgressive (on lap) vers le Nord, le NW et l'Ouest des sables et grès continentaux ou margino-littoraux de l'Utrillas sur un substrat de plus en plus ancien (Albien à Paléozoïque). Suit une séquence de comblement (A. Garcia y al. 1984), composée essentiellement de calcaires infralittoraux et de dolomies infra à supralittorales. Ces dépôts recouvrent une rampe stable, à polarité tethysienne permanente (fig. 8).

La deuxième unité (C4 : Turonien - Maastrichtien), séparée de la précédente par la discontinuité D7, correspond à une mégaséquence de comblement, formée de prismes sédimentaires qui migrent cette fois du SE au NW, conférant ainsi à la plate-forme fini-crétacée une polarité atlantique affirmée. La nature des dépôts, (carbonates de plate-forme externe, moyenne, interne ou margino-littoraux, puis continentaux) et leur organisation (M. Floquet, 1983) portent la marque des fluctuations eustatiques des nappes d'eau. Néanmoins, l'inversion turonienne de polarité est probablement liée aux premières manifestations des serrages N.S. qui, comme nous le verrons plus loin, porteront peu à peu, d'abord au SE, puis au NW, la rampe néocrétacée à l'émergence.

1.3.1.2. - Période tectogénique (Eocène - Miocène inférieur)

(Elaboration à sec et évolution de la chaîne plissée des Ibérides). Deux stades évolutifs principaux peuvent être distingués :

- STADE I : Serrages précoces NW - SE (Eocène).

Au début du Tertiaire, la compression, amorcée au cours du Sénonien, s'affirme, entraînant la surrection du domaine ibérique central, Valence-Teruel-Soria. Ce dernier est alors le siège d'une importante ablation avec élaboration d'une topographie karstique. La sédimentation, continentale, ne s'effectue que sur les bordures septentrionale et méridionale du nouvel édifice structural, sous forme de prismes centrifuges, englobant des matériaux terrigènes généralement fins (plaines d'inondation), excepté en Catalogne où s'individualisent d'importants cônes de piedmont (P. Anadon y al. 1979).

Les serrages présentent une composante régionale NW - SE dominante (J. Guimera, 1983 ; J.C. Simon, 1984), pouvant s'accompagner de plis NE-SW et de faibles décrochements N 140 dextres et N 60 sénestres.

- STADE II : Compression paroxysmale N-S (Oligocène-Miocène inférieur)

Au cours de cette deuxième étape, la compression s'accroît, tandis que se manifeste une composante dominante N-S à N 20 (J. Guimera 1984 ; J.L. Simon, 1984). Les anciennes fractures transtensives mésozoïques rejouent, cette fois en transpression, avec développement croissant des cisaillements N 60 sénestres (majeurs) et N 140 dextres (mineurs). La composante compressive

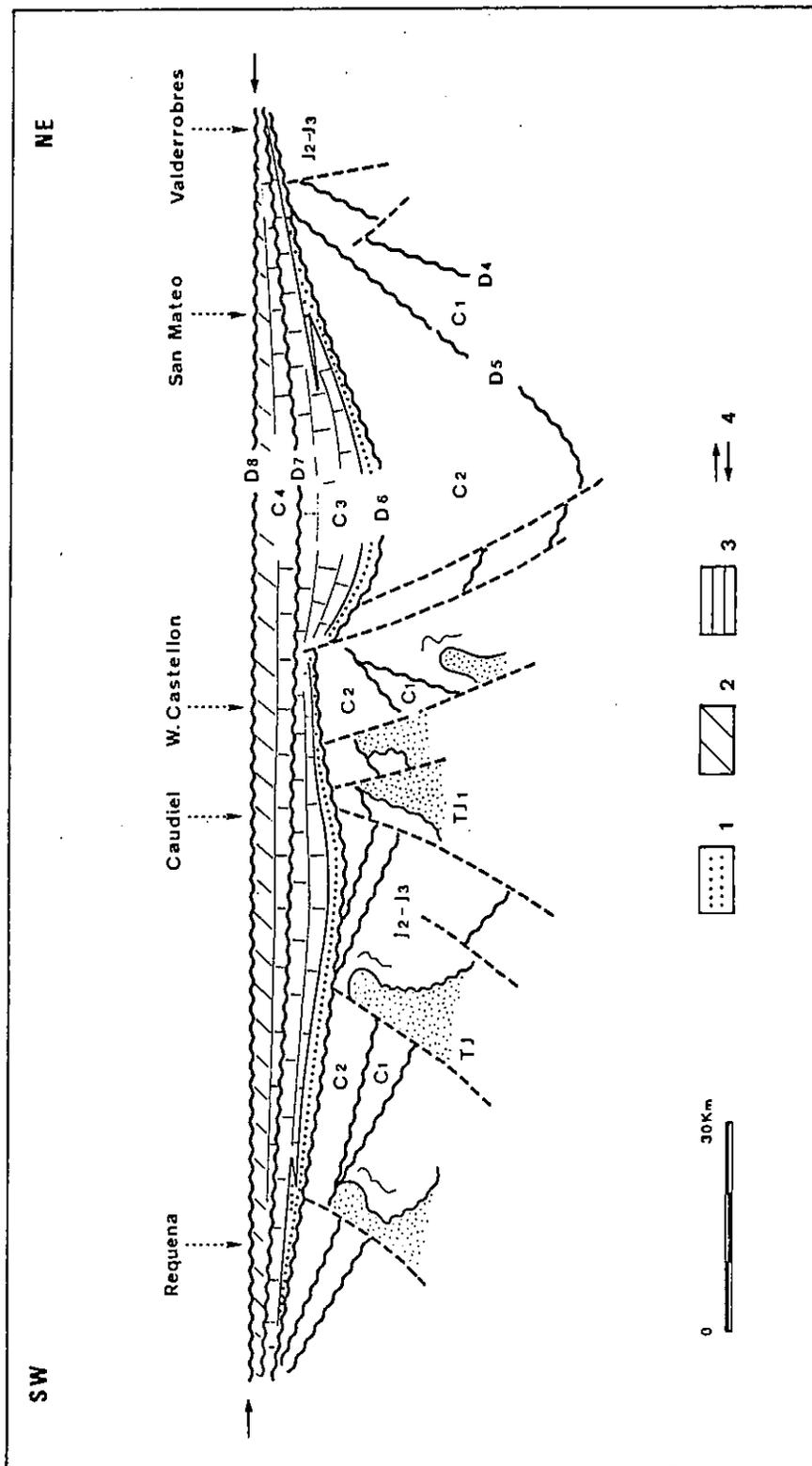


Figure 8 (D'après J. Canérot, 1985).

Les séquences de dépôt C3 (Albien sup. - Cénomanién sup.) et C4 (Turonién-Maastrichtien). La coupe montre le ralentissement de la subsidence puis, à la fin du Crétacé, le passage du régime distensif mésozoïque au régime compressif cénozoïque (compression N-S).

1. Terrigènes continentaux (Utrillas) et margino-littoraux ; 2. Carbonates (calcaires et dolomies) margino-littoraux ; 3. Plate-forme carbonatée ; 4. Mouvements horizontaux relatifs (compression N-S).

entraîne la formation de larges ondulations N 130 à N 150 (plis ibériques) répartis sur l'ensemble du domaine orogénique. Cependant, dans les zones de bordure à couverture mésozoïque amincie et largement décollée, s'individualisent des plis plus serrés. Localement (Maestrazgo septentrional notamment), ces structures souples, d'orientation W.E se disposent en échelon, soulignant les déplacements dextres N 140 et sénestres N 60 qui accompagnent le paroxysme tectonique.

Les dépôts syntectoniques s'effectuent dans des bassins mobiles, périphériques (bassins de l'Ebre et du Taje notamment, fig. 9), devenus triangulaires en raison de l'individualisation de bordures W-E où la transpression est devenue particulièrement active (J. Villena y al., 1984). Les prismes tecto-sédimentaires englobent des matériaux clastiques (cônes de piedmont, plaines d'inondation) et carbonatés ou évaporatiques (dépressions lacustres) pouvant prograder à partir des angles d'ouverture des bassins (J. Canérot, 1983).

1.3.1.3. - Période post-orogénique (Miocène supérieur - Quaternaire)

(Relaxation - Création du Golfe de Valence).

Pendant le Miocène s'opère le passage progressif (J. Guimera, 1983) de la compression tectorogénique à la distension post-orogénique. La relaxation se traduit par l'individualisation d'un système de fossés dissymétriques en demi-graben, sensiblement parallèles à l'actuel littoral méditerranéen, en relation probable avec le jeu sénestre des failles N 60, préexistantes.

Ces fossés se remplissent de sédiments continentaux (cônes de piedmont, vasières lacustres ligniteuses ou carbonatées), d'épaisseur extrêmement variable. Ils constituent les manifestations à terre de l'ouverture du Golfe de Valence, appendice méridional tardif du bassin baléaro-provençal (B. Biju Duval, 1984) qui sépare aujourd'hui l'archipel des Baléares de la Péninsule ibérique.

1.3.2. - LES PRINCIPAUX FACTEURS DE L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE

Le cycle alpin des Ibérides s'est déroulé sous l'action conjointe ou successive de divers facteurs parmi lesquels l'eustatisme et la tectonique régionale doivent être considérés comme facteurs dominants.

1.3.2.1. - L'Eustatisme

(Rôle prépondérant pendant la période anté-orogénique).

Les effets des fluctuations eustatiques du niveau de la mer se font essentiellement sentir durant les temps mésozoïques. C'est ainsi qu'une bonne corrélation d'ensemble entre les séquences de dépôts ibériques du Trias, du Jurassique et du Crétacé et les cycles universels définis par P.L. Vail et al. (1977), à partir des données de la stratigraphie sismique, a pu être établie. On note en particulier, ici et là (fig. 3).

- une baisse des eaux marines au Sinémurien, au Callovien ou au Valanginien, soulignée par des lacunes couronnant des séries de tendance générale régressive ;

- une élévation graduelle au Lias moyen, à l'Hauterivien-Barrémien,

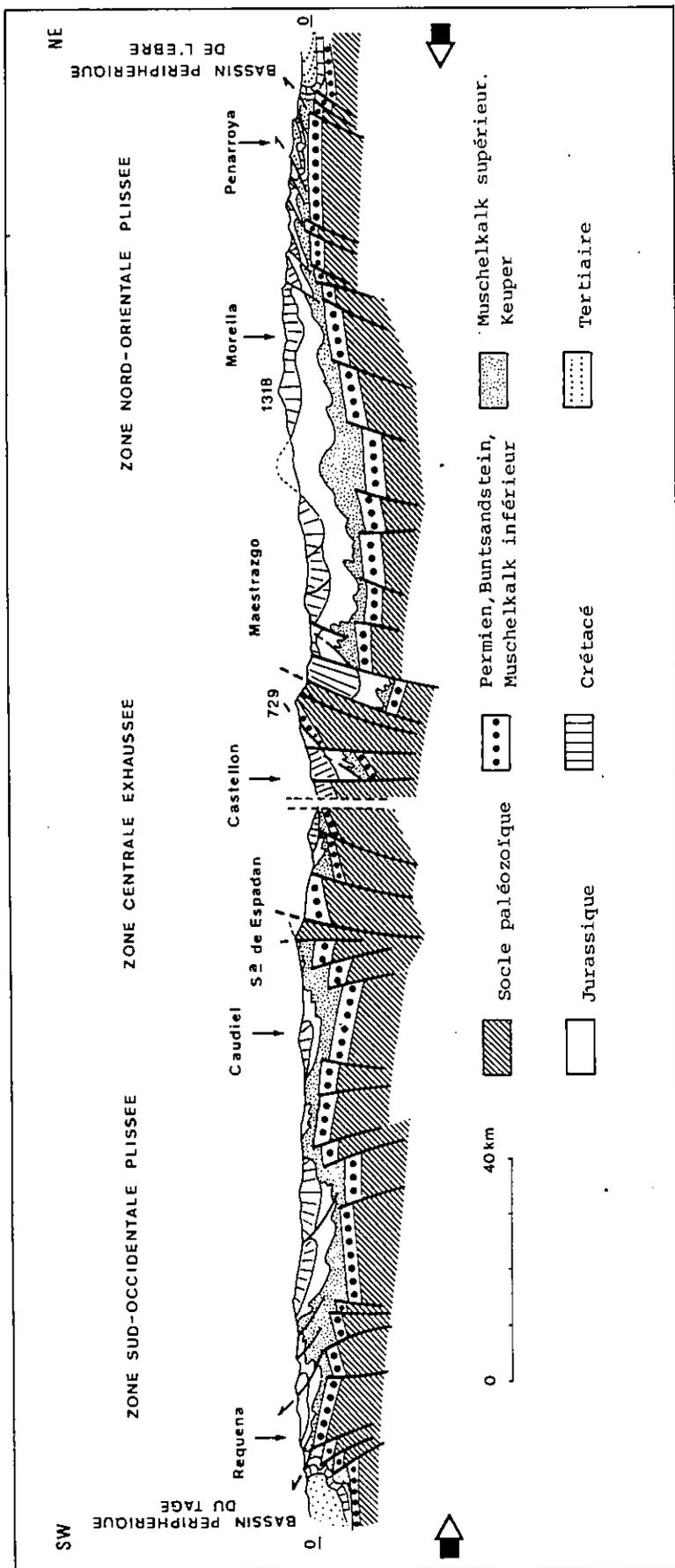


Figure 9 (D'après J. Canérot, 1985)

Coupe structurale schématique des Ibérides orientales. Remarquer la structure d'ensemble en éventail de la chaîne et la disposition "périphérique" des bassins du Taje et de l'Ebre, en relation avec le serrage régional N-S. Le décollement général de la couverture jurassique et crétacée est considéré comme relevant essentiellement de la tectonique distensive mésozoïque.

à l'Albien supérieur - Cénomaniens, avec disposition en onlap côtier des dépôts au-dessus d'une surface d'érosion couvrant un intervalle diachrone, de plus en plus important à l'approche des zones de bordure.

- une relative stabilité des eaux durant le Jurassique supérieur ou le début du Sénonien, révélée par l'établissement de rampes sédimentaires recouvertes de prismes à progradation régulière vers le large.

Néanmoins quelques différences méritent d'être relevées. Les discontinuités de l'Aptien supérieur et du Cénomaniens moyen, nettes sur la courbe de Vail et al., sont peu marquées dans les séries ibériques. En revanche, les ruptures du Valanginien supérieur, du Bédoulien moyen et de l'Albien, peu visibles dans la courbe générale, correspondent à des coupures fondamentales. On peut voir là, semble-t-il, des adaptations locales à l'eustatisme, en relation probable avec la tectonique.

1.3.2.2. - La tectonique

(Influence quasi permanente mais inégale durant les trois périodes du cycle).

Le cycle alpin des Ibérides porte incontestablement la marque des déformations d'origine tectonique, caractéristiques de chacune des étapes qui le constituent. Elles relèvent essentiellement de la distension anté et post-orogénique et de la compression synorogénique.

- Distension ante-orogénique : Au cours du Trias et du Jurassique, les décrochements sénestres N 140 et les failles normales N 60 permettent le rifting précoce, puis le rifting vrai, conduisant à l'individualisation de la marge passive ouest-téthysienne (fig. 10). La distension résultante s'accompagne d'halocinèse soulignée, notamment dans la partie orientale des Ibérides, par le décollement, le glissement voire le plissement disharmonique synsédimentaire de la couverture jurassique sur son substrat triasique.

Dès le Crétacé inférieur, les anciens décrochements sénestres N 140 et les failles normales N 60 jouent respectivement en cassures listriques et en décrochements dextres, entraînant la création d'un profond sillon de type aulacogène à remplissage extrêmement hétérogène (Fig. 11).

La tectonique synsédimentaire s'atténue au Crétacé moyen. Ainsi se prépare, en domaine provisoirement stable, la transition néocrétacée du régime distensif mésozoïque au régime compressif cénozoïque.

- Compression synorogénique : A partir du Crétacé terminal, l'évolution géodynamique se trouve étroitement liée à la compression régionale N.S. (fig. 12). Les contraintes s'exercent à la fois sur le bâti hercynien découpé par le réseau de cassures N 140 et N 60 et sur sa couverture post-hercynienne, souvent désolidarisée de son substrat par halocinèse, à la suite des distensions mésozoïques. Elles conduisent à des mouvements décrochants selon les deux directions fondamentales de fracturation. Les décrochements conduisent à un écaillage fréquent de la couverture dans la partie centrale des Ibérides. Le plissement devient en revanche la règle à l'approche des zones bordières.

- Distension post-orogénique : Les contraintes régionales compressives N.S. semblent encore à l'origine de l'installation des fossés néogènes et quaternaires sub-médiéridiens qui, dans les Ibérides orientales notamment, accompagnent l'ouverture du Golfe de Valence.

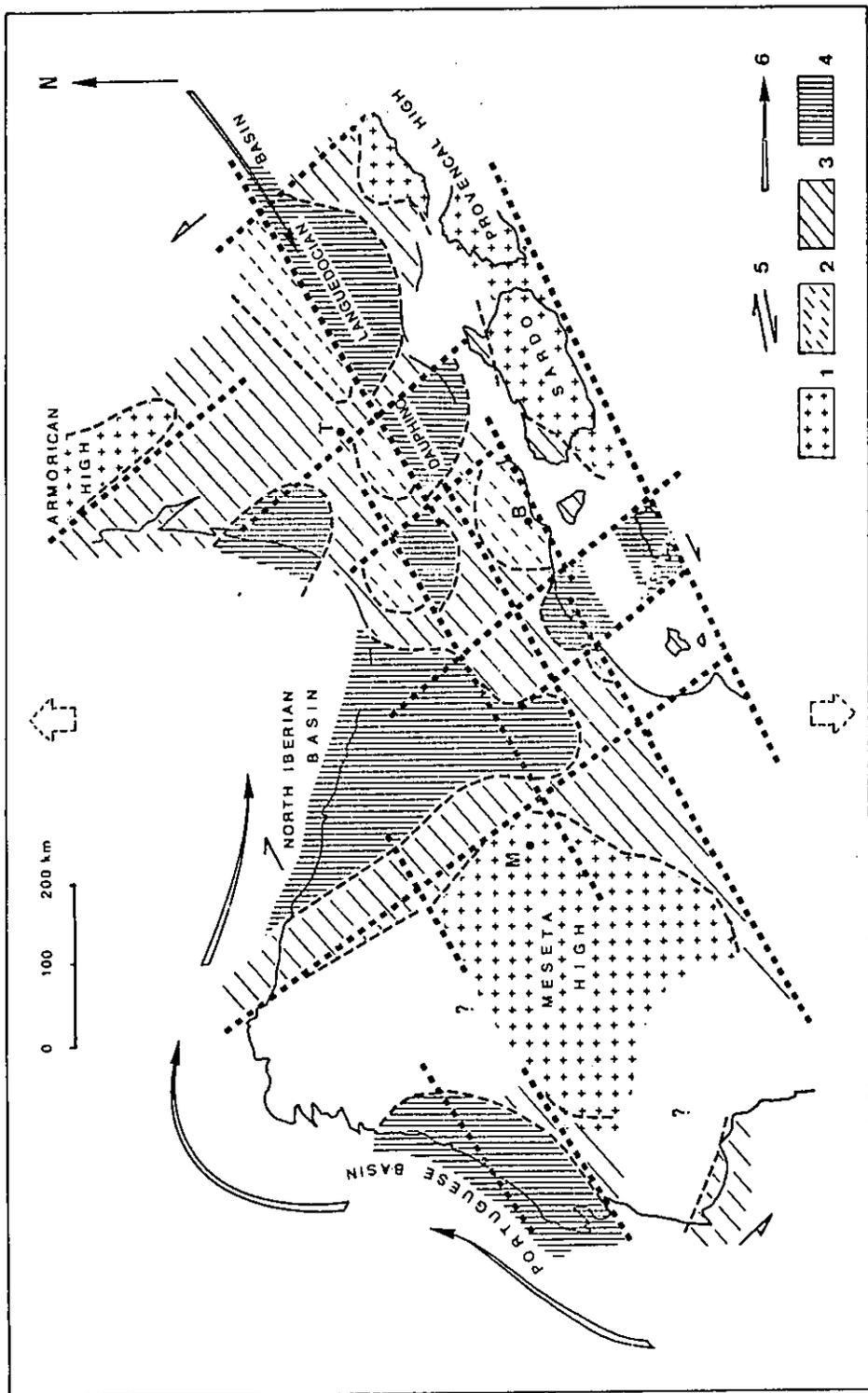


Figure 10 (D'après J. Canérot, 1985).

Esquisse de la paléogéographie du Lias moyen, dans le domaine ibérique et à ses abords, dans l'hypothèse d'un déplacement sénestre de l'Ibérie vers le SE, par rapport à la plaque ouest-européenne, entraînant une distension régionale N-S. 1. Zones probablement émergées en permanence; 2. Zones temporairement émergées; 3. Plates-formes internes; 4. Plates-formes externes; 5. Mouvement décrochants; 6. Transgressions marines. B. Barcelone; M. Madrid; T. Toulouse. Documents consultés : Ph. Fauré (1982); J.J. Gomez (1978); J.J. Gomez y A. Goy (1979).

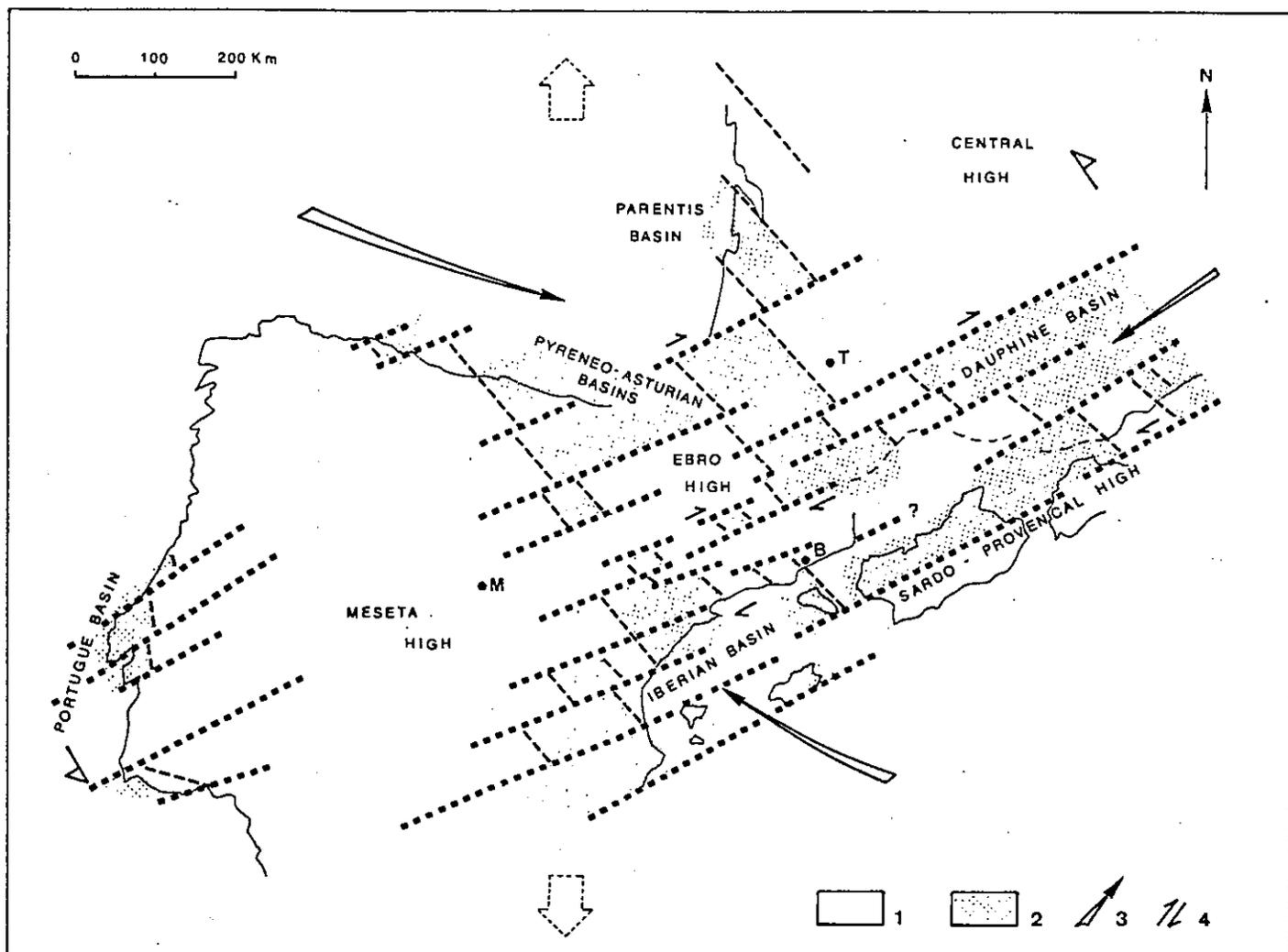


Figure 11 (D'après J. Canérot, 1985)

Esquisse de la paléogéographie de l'Aptien dans le domaine ibérique et à ses abords, dans l'hypothèse d'un déplacement général sénestre de l'Ibérie vers le SE, par rapport à la plaque ouest-européenne, entraînant une distension régionale N-S. Remarquer les décrochements dextres N 60, perceptibles à l'échelle des cuvettes sédimentaires élémentaires.

1. Zones émergées ; 2. Cuvettes sédimentaires ; 3. Transgressions marines ; 4. Mouvements décrochants. B. Barcelone ; M. Madrid ; T. Toulouse.

Documents consultés : A. Arnaud-Vanneau et al. (1979) ; B. Biju-Duval (1984) ; A. Garcia y al. (1982) ; J.P. Masse et J. Alleman (1982) ; B. Peybernès et P. Souquet (1984) ; P. Rat (1983) ; J. Rey (1982) ; J. Salomon (1982) ; L. Vilas y col. (1982).

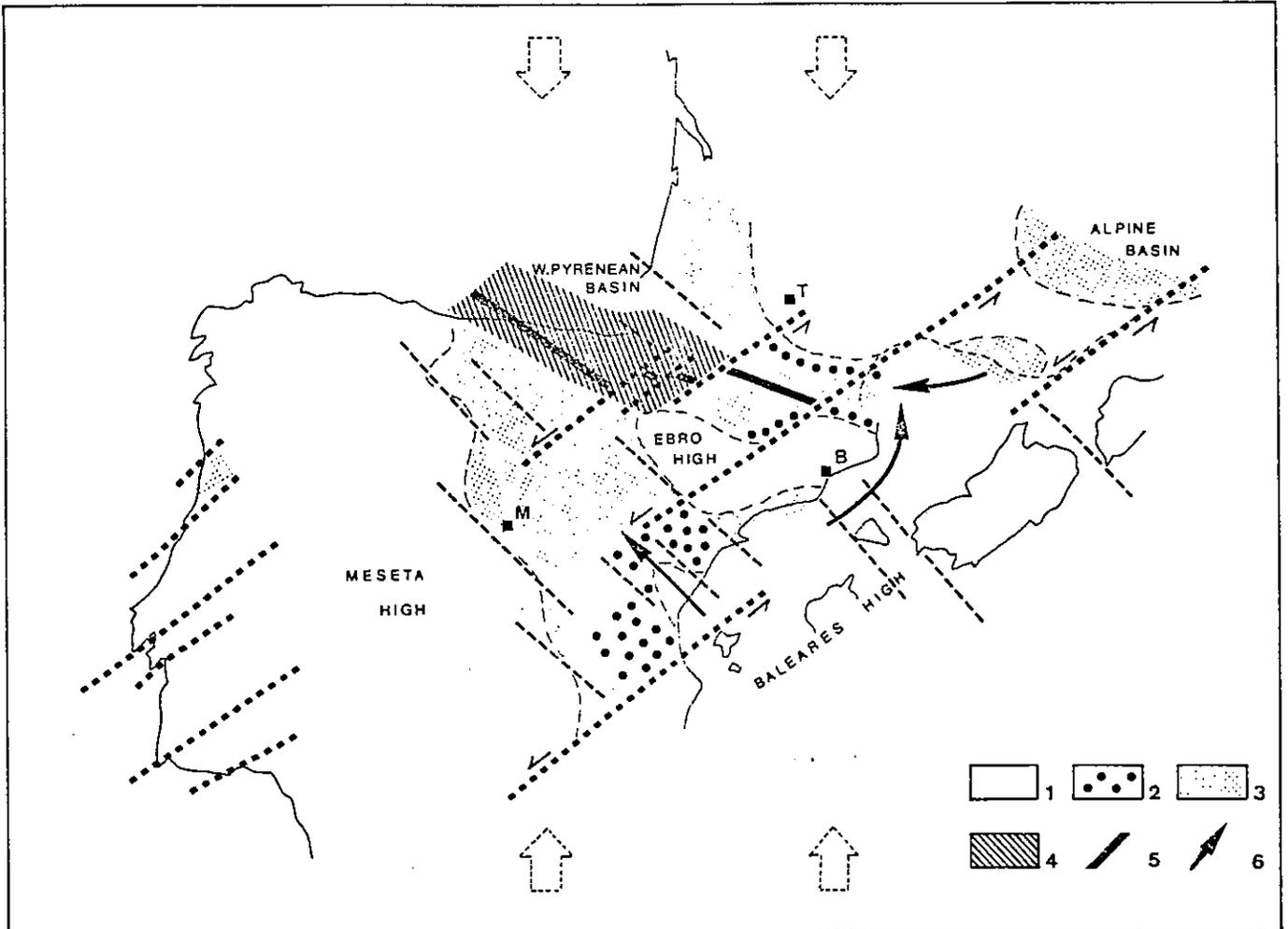


Figure 12 (D'après J. Canérot, 1985)

Esquisse de la paléogéographie du Sénonien supérieur dans le domaine ibérique et à ses abords, dans l'hypothèse d'une compression N-S, liée à la collision fini-crétacée entre les plaques africaine, ibérique et ouest-européenne.

1. Zones émergées ; 2. Sédimentation continentale dominante ; 3. Plates-formes ; 4. Bassins ; 5. Ancien rift pyrénéen méso-crétacé ; 6. Régressions marines.
Documents consultés : M. Amiot et al. (1983) ; B. Biju-Duval et al. (1977) ; M. Bilotte (1984) ; A. Garcia y al. (1982) ; J. Lauverjat (1982) ; P. Souquet et al. (1977).

Figure 13

Interprétation du cycle alpin des Ibérides en termes de tectonique des plaques. (D'après B. Biju-Duval, 1984 et J. Dercourt et Zonenshaïn, 1984, adapté et complété). L'évolution géodynamique régionale est considérée dans l'hypothèse d'une plaque Europe stable.

1. Zone de décrochement ; 2. Zone transformante ; 3. Dorsale active ; 4. Croûte océanique ; 5. Chevauchement ; 6. Faille normale ; 7. Décrochement ; 8. Déplacements majeurs.

A. - Carixien (stade rift), les failles N-S, telle la faille d'Ateca-Castellon (D) jouent en décrochement sénestre, accompagnant ainsi les mouvements latéraux qui s'expriment à la limite de la plaque Ibérie en cours d'individualisation. Des failles normales W-E permettent la création des bassins en demi graben.

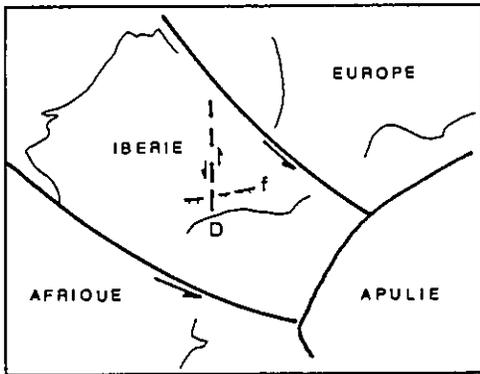
B. - Oxfordien (stade marge passive). Quelques failles normales, maintenant orientées WSW-ENE, affectent la marge ouest-téthysienne de l'Ibérie, soumise à une distension généralisée.

C. - Hauterivien (sillon de type aulacogène). Ce fossé profond recoupe l'Ibérie avec une direction NW-SE. Sa création peut être mise en relation avec les premières poussées au Nord et NW des plaques Africaine et Apulienne. Son ouverture est probablement favorisée par des décrochements NE-SW dextres.

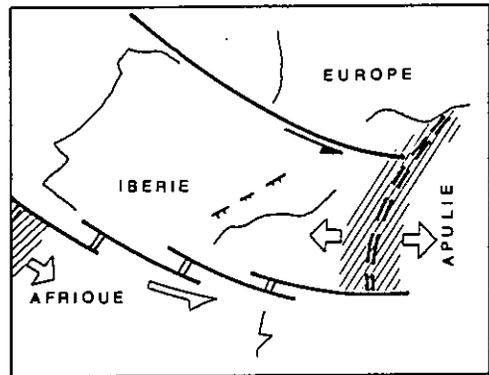
D. - Sénonien (émersion définitive). L'émersion du domaine ibérique, d'abord au SE, puis, progressivement, au NW, est dépendante des poussées africaine et apulienne, maintenant affirmées. Le jeu décrochant sénestre d'accidents N60 a pu favoriser cette évolution.

E. - Oligocène (Tectorogénèse). L'écrasement de l'Ibérie entre Afrique et Europe conduit à des décrochements sénestres majeurs suivant les failles N 60 et à des décrochements dextres, mineurs suivant les failles N 140, puis à des chevauchements.

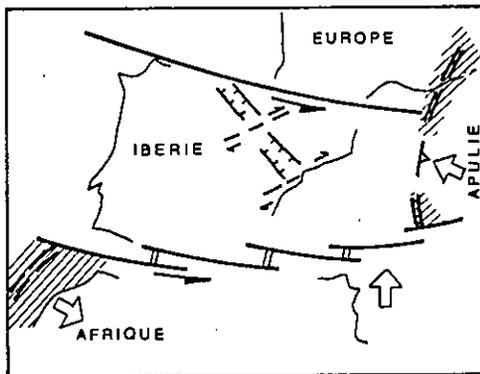
F. - Miocène (Fossés littoraux). Le mouvement de l'Afrique vers le Nord se poursuit, entraînant la création, par transtension suivant les accidents N 60, des fossés littoraux (demi graben) qui bordent à l'ouest le bassin nord-baléare en cours d'individualisation.



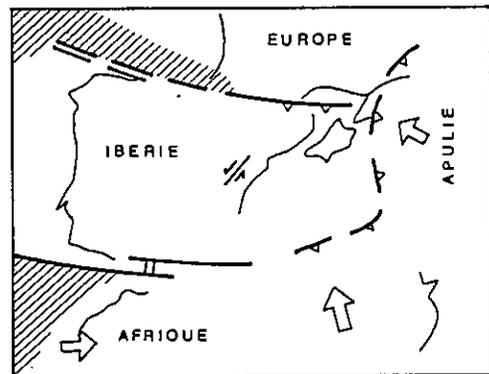
A CARIXIEN 180 m.a.



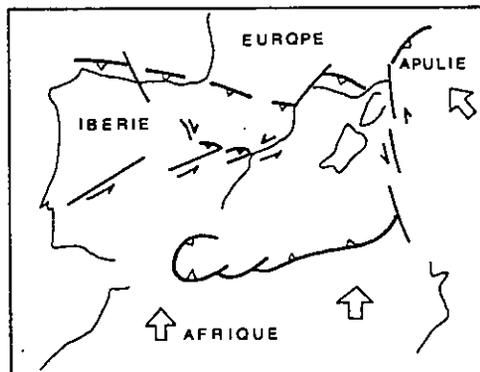
B OXFORDIEN 155 m.a.



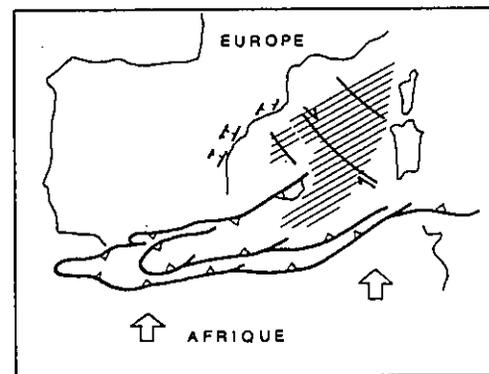
C HAUTERIVIEN 120 m.a.



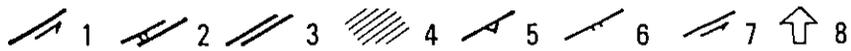
D SENONIEN 70 m.a.



E OLIGOCENE 30 m.a.



F MIOCENE 15 m.a.



- Interprétation en termes de tectonique des plaques : Durant le cycle alpin, la plaque ibérique a été le théâtre d'une évolution structurale complexe; liée d'une part à l'ouverture des océans nord-atlantique et ouest-téthysien au cours du Secondaire et d'autre part à la "poussée" vers le Nord de la plaque africaine à partir du Crétacé terminal. L'histoire sédimentaire et tectonique des Ibérides témoigne fidèlement (J. Canérot, 1985) de l'enregistrement de ces événements successifs majeurs (Fig. 13).

1.4. - JURASSIQUE DES IBERIDES (A. GOY. Traduction J. CANEROT)

Il présente une large extension géographique à l'Est de la Meseta Ibérique, dans le domaine montagneux de la chaîne ibérique et de la chaîne côtière catalane, comme on peut le voir sur la figure 14.

Le Jurassique de la Cordillère Ibérique a été subdivisé en unités lithostratigraphiques formelles (A. Goy et al., 1976 ; J. J. Gomez et A. Goy, 1979) présentant en général des limites précises et une large extension latérale. La position relative et l'âge géologique approximatif sont résumés dans la figure 15.

1.4.1. - TRIAS SUPERIEUR ET LIAS (fig. 16 et 17).

1.4.1.1. - Cordillère Ibérique

Au-dessus des dépôts argileux et/ou évaporitiques du Keuper apparaît presque toujours un niveau de transition de faible épaisseur (quelques mètres), formé de calcaires cristallins qui peuvent contenir des quartz idiomorphes à inclusions de carbonates, sulfates et chlorures. On n'y a pas rencontré de fossiles.

. Le Groupe Renales comprend trois formations de caractère généralement dolomitique, à rares fossiles excepté au sein d'horizons localisés et épaisseurs qui, en surface, n'excèdent pas 300 m. Chacune d'elles peut être aisément identifiée dans le Secteur Central de la Cordillère.

- La formation Imon, composée de dolomies bien stratifiées, localement oolitiques, à pelets, intraclasts, laminations et plus rarement de micrites fossilifères à Bivalves et Gastéropodes, offre une puissance oscillant entre 10 et 30m (A. Goy et A. Yebenes, 1977).

- La formation Cortes de Tajuna est constituée de calcaires et dolomies massifs ou mal stratifiés, fréquemment bréchifiés, pouvant inclure des niveaux dolomitiques irrégulièrement développés. Dans le secteur septentrional de la branche castillane, la base est formée d'argiles à intercalations calcaréo-dolomitiques. Dans l'ensemble de la Cordillère, les fossiles sont très rares. L'épaisseur, très variable, peut atteindre 150 m en surface.

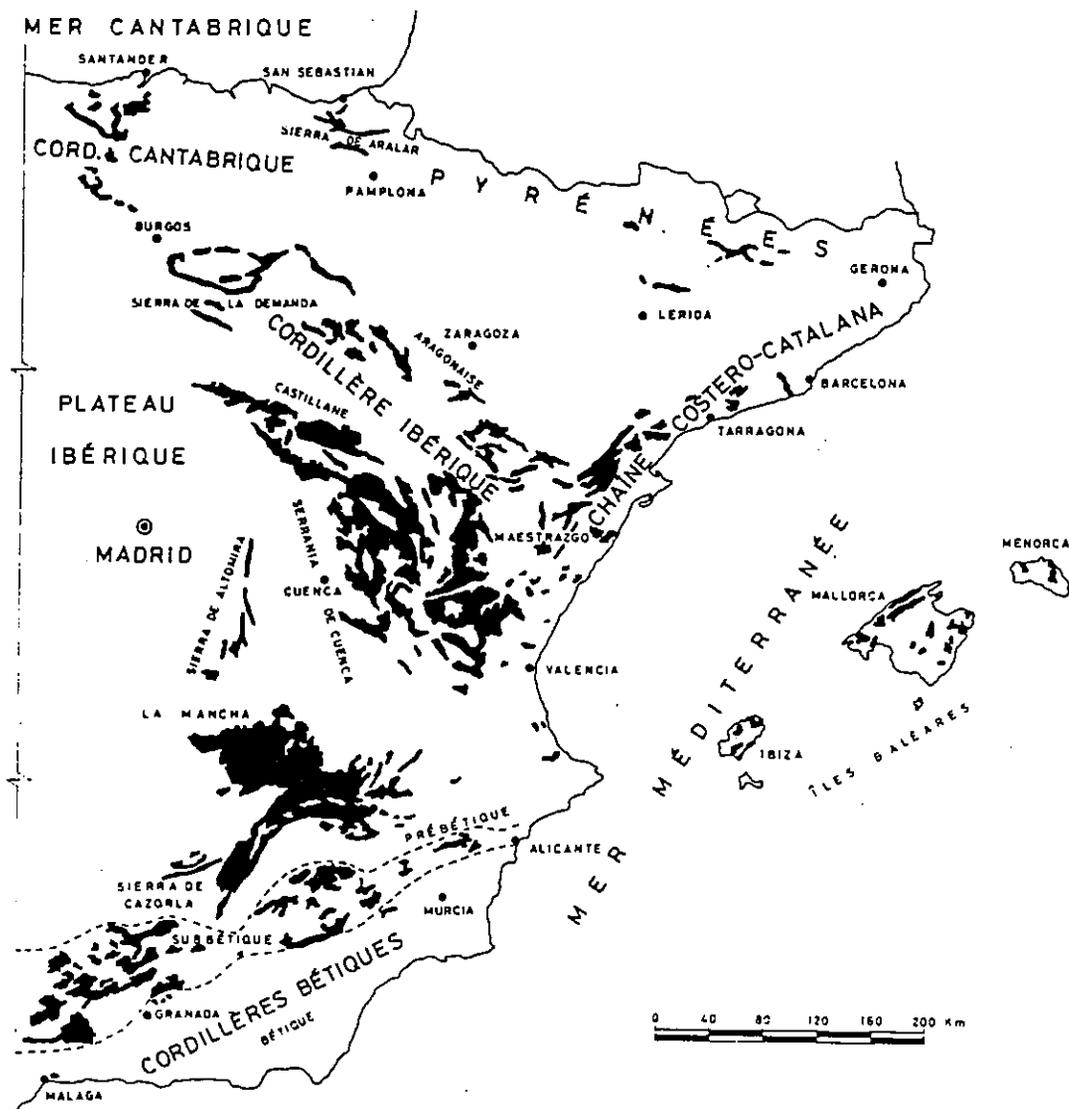


Fig. 14 - Affleurements du Jurassique sur la bordure orientale de la Meseta ibérique.

- La formation Cuevas Labradas (50 - 150 m), apparaît composée de calcaires et dolomies disposés en couches d'épaisseur moyenne ou forte, d'aspect assez uniforme mais dont les faciès peuvent varier. Du secteur septentrional de la branche castillane jusqu'aux Montes Universales se distinguent deux membres, l'un, inférieur, de calcaires et dolomies microcristallines et l'autre, supérieur, de dolomies, calcaires et marnes vertes. Plus au Sud, dans la branche aragonaise et dans le secteur du Levant, les termes magnésiens apparaissent de manière irrégulière et les marnes vertes sont réduites ou absentes (J.J. Gomez, 1978). Couronnant la formation, apparaissent presque toujours une ou plusieurs surfaces ferruginisées qui ont été interprétées comme des "hard ground". Les fossiles y sont encore rares ; à quelques mètres de la base, on rencontre des Brachiopodes du Carixien inférieur au sein de couches micritiques puis, au-dessus, des "shell beds" essentiellement riches en Brachiopodes, Echinodermes et Mollusques, indiquant des conditions de haute énergie en régime de flux généralement décroissant en relation probable avec des tempêtes (A. Yebenès et al. 1985). Plus rares sont les Oxynoticeratidae et Polymorphitidae.

Dans le secteur central de la branche aragonaise et au Nord de la branche castillane, sous les calcaires à surfaces ferruginisées, s'observe un horizon essentiellement marneux dont l'épaisseur augmente vers l'Est, atteignant 19 m à Obon et 30 m à Belchite où l'on a cité Uptonia, Tropidoceras, Acanthopleuroceras, Metaderoceras et divers Liparoceraridae (R. Mouterde, 1971 ; L. Sequeiros et al., 1978 ; M.J. Comas-Rengifo, 1982).

Dans les Sierras de la Demanda et des Cameros, le groupe Renales présente de notables différences avec les secteurs ci-dessus décrits de la Cordillère Ibérique. On peut le considérer comme équivalent lithologique des "Carniolas-Dolomite", des "Carniolas-Bankalke" et de la partie inférieure de la série alternante calcaires-marnes bitumineuses de H. Mensink (1965). Dans les deux premières formations, H. Visser (1984) reconnaît cinq cycles importants de transgression-régression, en relation avec des oscillations du niveau de la mer, cycles qui, à son avis, permettent de subdiviser et de dater ces unités. D'après Schmidt-Effing (1975), les calcaires du Lias inférieur peuvent atteindre 200 m d'épaisseur dans le secteur Douro-Cameros. Leur épaisseur diminue ensuite graduellement vers le sud et l'ouest tandis que leur limite supérieure apparaît de plus en plus récente.

. Le Groupe Ablanquejo est formé de marnes, calcaires marneux et calcaires bioclastiques, riches en Ammonites. L'épaisseur est généralement inférieure à 100 m, exception faite de la partie nord de la branche aragonaise où ont été signalés 170 m à Ricla (H. Mensink, 1965) et 129 m à Arino-Ejulve (Ph. Marin et D. Toulouse, 1972a).

Il débute avec la formation Cerro del Pez, composée de marnes avec des intercalations de micrites fossilifères et de biomicrites. Les fossiles abondent, avec prédominance, parmi les Ammonites, de Protogrammoceras et Fuciniceras. Son extension est réduite à la branche castillane au Nord de Santa Cruz de Moya, à la branche aragonaise et au SW de la Sierra de la Demanda. Dans la branche castillane, les épaisseurs varient entre 6 et 10 m au Nord, 4 et 5 m, dans la Sierra de Albarracin (H. Behmel et O.F. Geyer, 1966) et des valeurs encore moindres dans les Montes Universales.

- La formation Barahona (10-30 m) est constituée de calcaires bioclastiques et biodétritiques à stratifications onduleuses, généralement coiffés par une surface ferruginisée. Elle est représentée dans la plus grande partie de la Cordillère Ibérique. Au Sud, elle comprend des nodules de silex et parfois,

ÂGE		UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES			
TRIAS. SUP.	JURASSIQUE SUPÉRIEUR	OXFOR- DIEN PORTL.?	Fm. CALIZAS CON ONCOLITOS DE HIGUERUELAS		
			Fm. RITMITA CALCAREA DE LORIGUILLA		
			Fm. MARGAS DE SOT DE CHERA		
		AALÉN.- CALL.	Gr. TURIA	Fm. CARBONATADA DE CHELVA	Mb. CALIZAS CON ESPONJAS DE YATOVA
					Mb. CAPA DE OOLITOS FERRU- GINOSOS DE ARROYOFRIO
	JURASSIQUE MOYEN	TOARCIEŒ	Fm. ALTERNANCIA DE MARGAS Y CALIZAS DE TURMIEL	Mb. CALIZAS NODULOSAS DE CASINOS	
				Mb. MARGAS Y MARGO- CALIZAS	
				Mb. ALTERNANCIA RITMICA DE MARGAS Y CALIZAS	
				Mb. MARGAS ROSAS	
				Mb. CALIZAS AMARILLAS Y MARGAS VERDOSAS	
				Mb. MARGAS Y CALIZAS MARGOSAS	
JURASSIQUE INFÉRIEUR	PLIENSBA- CHIEN	Gr. ABLANQUEJO	Fm. CALIZAS BIOCLASTICAS DE BARAHONA		
			Fm. MARGAS GRISES DE CERRO DEL PEZ		
	HETTANGIEN- SINEMUR.	Gr. RENALES	Fm. CALIZAS Y DOLOMIAS TABLEADAS DE CUEVAS LABRADAS	Mb. DOLOMIAS, CALIZAS Y MARGAS VERDES	
				Mb. CALIZAS Y DOLOMIAS MICROCRISTALINAS	
			Fm. CARNIOLAS DE CORTES DE TAJUÑA	Mb. CARNIOLAS	
		Mb. BRECHAS DE ASPECTO MARGOSO			
		Fm. DOLOMIAS TABLEADAS DE IMON			

Fig. 15 - Unités lithostratigraphiques du Jurassique carbonaté de la Cordillère ibérique.

comme à Caudiel et Manzanera (F. Gautier, 1974), des intercalations de matériaux volcaniques. Elle est souvent riche en fossiles (Brachiopodes, Bivalves) sur toute son épaisseur. Parmi les Ammonites, abondent les Amaltheus à la partie inférieure, les Pleuroceras et Emaciatceras à la partie supérieure. Dans le secteur septentrional de la branche castillane, les niveaux sommitaux contiennent les premiers Dactylioceras.

Dans la Cordillère Ibérique nord-occidentale, entre Ricla et Torrecilla de Cameros, les deux premières formations du groupe Ablanquejo se trouvent remplacées par une alternance de calcaires et marnes bitumineuses couronnée par une calcarénite grise, colorée en brun par des oxydes (H. Mensink, 1965 ; M.J. Comas-Rengifo, 1982), tandis que la formation Turmiel persiste avec des caractéristiques comparables à celles qu'elle offre dans les régions plus méridionales où apparaît une alternance parfois rythmique de marnes et calcaires très fossilifères. Son aspect est assez uniforme, malgré quelques nuances. En effet tandis qu'au Nord de la branche castillane et dans la partie centrale de la branche aragonaise peuvent être reconnus les cinq membres mentionnés dans la figure 2, de la Sierra d'Albarracin jusqu'au Sud, seuls persistent les trois premiers. Dans le même temps s'observe une réduction d'épaisseur avec difficulté de reconnaissance des premiers membres (J.J. Gomez et A. Goy, 1981). Localement, à Camarena et Manzanera (F. Gautier, 1968 et 1974), cette formation présente des intercalations volcaniques. Dans toute l'unité abondent les Ammonites avec, en particulier, des Dactylioceras et des Hildaites dans le Toarcien inférieur, des Hildoceras dans le Toarcien moyen, des Pseudogrammoceras dans le Toarcien moyen et supérieur et des Hammotoceras, Pseudolillia et Gruneria dans le Toarcien supérieur. La base appartient au Domérien supérieur (zone à Spinatum) ou au Toarcien inférieur (zone à Tenuicostatum) dans toute la chaîne ibérique, le toit est toarcien supérieur (zone à Insigne) au Nord et proche de la limite Toarcien moyen-supérieur au sud. L'épaisseur montre d'importantes variations, allant de moins de 10 m dans l'extrémité méridionale de la Serrania de Cuenca jusqu'à plus de 100 m à Muniesa, avec des valeurs maximales au Nord de la branche aragonaise et dans le secteur septentrional de la branche castillane.

- La partie restante du Lias comprend les premiers mètres de la formation Chelva, formés de calcaires et calcaires marneux à surfaces de stratification plus ou moins ondulées, et d'aspect noduleux. On y rencontre de nombreuses Ammonites des genres Dumortieria et Pleydellia et les épaisseurs ne dépassent pas 30 m.

Dans le Maestrazgo méridional, le Lias est représenté par 50-70 m de dolomies, cargneules et brèches dolomitiques, en contact généralement tectonique avec le Trias moyen ou supérieur (J. Canérot in P.F. Bulard et al., 1971 ; J. Canérot, 1974). Au-dessus viennent des calcaires bioclastiques du Carixien (J. Canérot et al. 1984), suivis de calcaires massifs ou de dolomies rapportés au Dogger. Leur équivalence avec les unités décrites ci-dessus est difficile à démontrer.

1.4.1.2. - Bord SE du Massif Ibérique

Dans le secteur compris entre le SW de la Cordillère Ibérique et les Sierras marginales de P. Viillard (1973), les matériaux carbonatés du Trias supérieur et du Jurassique inférieur présentent des faciès assez constants. Les principales variations latérales intéressent principalement le Lias moyen et supérieur qui deviennent plus carbonatés et moins fossilifères d'Est en Ouest.

Région de Montalban Muniesa (J. F. M. MEKEL et al., 1974-1976)		Ibérides (A. GOY, J.-J. GOMEZ et al., 1976, 1978, 1979)		Confins ibéro-catalans H. CADILLAC, J. CANEROT, Ph. FAURE, 1981		JURASSIQUE								
GROUP		GR. TURIA		FORMATIONS		MEMBRES		MOYEN						
CABRA	LIMESTONE	GR. TURIA	CALIZAS	Calcaires noduleux de Casinos	H	CALCAIRES DE BECEITE A FILAMENTS	MARNES DE CARDO	AALENIEN	TOARCIEN	DOMERIEN	CARIXIEN	SINEMURIEN	HETTANGIEN	NORIEN
			DE CHELVA		G	CALCAIRES DE PAULS A CHAILLES	COOLITE INF.							
OBON	MARLS	GR. ABLANQUEJO	ALTERNANCIA DE MARGAS Y CALIZAS DE TURMIEL	altern. rythmique de marnes et calcaires marnes roses calcaires jaunâtres et marnes vertes calcaires et calcaires marneux	F	ALTERNANCE DE MARNES ET MARNO-CALCAIRES DE TURMIEL	4 Calcaires et marno-calcaires à <i>Pleydella</i>	SUP.	MOY.	INF.				
						1 Marnes et marno-calcaires à <i>Hildoceras</i>	3 Calcaires et marno-calcaires roses à <i>Pseudogrammoceus</i>							
ALCAINE LIMESTONE	ARINO MARLS		CALIZAS BIOCLASTICAS DE BARAHONA	MARGAS GRISES DE CERBO DEL PEZ	E	CALCAIRES BIOCLASTIQUES DE BARAHONA	2 Calcaires bioclastiques à Pectinidés							
MARTIN	LIMESTONE	RENALES	CALIZAS Y DOLOMITAS DE CUEVAS LABRADAS	dolomies, calcaires et marnes vertes calcaires et dolomies microcristallines	C	CALCAIRES ET DOLOMITES DE CUEVAS LABRADAS	1 MARNES A BRACHIOPODES DE HORTA DE SAN JUAN ET PHOLADOMIES DE HORTA DE SAN JUAN							
CANTALERA	DOLOMITE	GRUPE	CARNIOLAS DE CORTES DE TAJUNA	carnieules	B	CARNIEULES DE CORTES DE TAJUNA	3 Calcaires marneux à <i>Up. bialata</i>							
			DE CORTES DE TAJUNA	brèches d'aspect marneux	2 Dolomies bréchiques et dolomies	1 Carnieules								
ZARZA	DOLOMITE		DOLOMITAS TABLEADAS DE IMON		A	DOLOMITES EN PLAQUETTES DE IMON	2 Calc. microcristallins							

Fig. 16 - Corrélations des unités lithostratigraphiques du Jurassique inférieur de la Cordillère ibérique et des Catalanides (d'après H. Cadillac et al., 1982).

ÉTAGES	SOUS-ÉTAGES	ZONES	SOUS-ZONES
TOARCIEN	SUPÉRIEUR	AALENSIS	Buckmani
			Aalensis
			Mactra
		PSEUDORADIOSA	Pseudoradiosa
	Levesquei		
	INSIGNE	Insigne	
		Fallaciosum	
	THOUARSENSE	Fascigerum	
		Thouarsense	
		Bingmanni	
	MOYEN	VARIABILIS	Illustris
			Variabilis
BIFRONS		Sempolitum	
		Bifrons	
INFÉRIEUR	SERPENTINUS	Sublevisoni	
		Falciferum	
	TENUICOSTATUM	Strangewaysi	
		Semicelatum	
PLIENSBACHIEN	DOMERIEN	SPINATUM	Mirabile
			Hawskerense
		Solare	
	MARGARITATUS	Gibbosus	
		Subnodosus	
		Celebratum	
	STOKESI	Monestleri	
		Figulinum	
		Capricornus	
	CARIEN	DAVOEI	Maculatum
			Luridum
			Valdani
IBEX		Masseanum	
		Jamesoni	
		Brevispina	
JAMESONI	Taylori		
SINEMURIEN	LOTHARINGIEN	RARICOSTATUM	
		OXYNOTUM	

Fig. 17 - Zones et sous-zones d'Ammonites du Jurassique inférieur

La formation Turmiel, déjà très réduite aux environs de Torralba ou de Yemeda, plus au Sud, disparaît vers l'Ouest avant d'atteindre la Sierra de Altomira. P. Sanchez-Soria (1975) distingue une unité dolomitique inférieure, à aspect de cargueule qui, dans la Sierra de Almenara, présente une épaisseur de 200 m avec, à la base, 30 m de calcaires dolomitiques bien stratifiés. Cette unité basale, située sur un niveau de transition semblable à celui de la Cordillère Ibérique, près de Campo de Criptana et de Ruidera, correspond à la formation Imon (A. Goy et A. Yebenes, 1977). Au-dessus, dominant des faciès carbonatés qui renferment des barres oolitiques et des intercalations d'argiles vertes, de dolomies et, en sondage, de l'anhydrite (M.J. Morillo-Velarde et F. Melendez-Hevia, 1981).

1.4.1.3. - Catalanides

Les unités lithostratigraphiques du Jurassique inférieur du secteur méridional des Catalanides sont assez semblables à celles des zones proches de la Cordillère Ibérique, notamment dans le Lias inférieur et moyen.

Au Sud de l'Ebre, les matériaux carbonatés débutent avec une puissante unité calcaréo-dolomitique de près de 250 m d'épaisseur, couronnée par une petite corniche (5 à 15 m) de calcaires organogènes marron, que P.F. Bulard (1972) attribue au Pliensbachien supérieur (Domérien).

Dans les Ports de Beceite, à la base de l'unité dolomitique, J. Rosell (1966) cite 30,5 m de dolomies bien stratifiées, qui correspondraient à la formation Imon. Au barrage de la Pena, ces assises sont suivies de 120 m de dolomies bréchoïdes et 86 m de dolomies et calcaires dolomitiques bien stratifiés. Au-dessus, sur des calcaires organogènes marron, riches en fossiles d'Echinodermes, Brachiopodes et Mollusques, apparaît une alternance de marnes et calcaires (6 à 10 m), riches en fossiles du Toarcien inférieur et moyen. A Alfara, cette dernière unité a été remplacée par 10 m de calcaires semblables à ceux de l'unité antérieure, à silex et oolithes ferrugineuses, à la partie supérieure desquels P.F. Bulard (op. c.) rencontre Hildoceras et Pachammatoceras.

Dans les environs de Xerta, Pauls et Horta de San Juan, quelques formations sont comparables à celles qui ont été définies dans la Cordillère Ibérique. D'autres présentent des faciès distincts, caractéristiques de ce secteur (H. Cadillac et al., 1982) les relations entre elles peuvent être suivies sur la figure 16.

Au Nord de l'Ebre, entre Tivenys et Llaveria, E. Orche (1979) signale, au-dessus des marnes et argiles de faciès Keuper, la présence très générale de dolomies grises, bien stratifiées, de 40 m d'épaisseur, précédemment citées par C. Virgili (1958) dans la Sierra de Llaveria et qui correspondent à la formation Imon. Plus haut apparaissent 100 à 200 m de dolomies bréchoïdes massives, suivies de 40 à 80 m de calcaires bien stratifiés et de calcaires micritiques à interlits marneux qui disparaissent vers le NW. Ces derniers ont été datés par Ammonites par S. Robles (1974) du Pliensbachien inférieur. Le Lias se termine par 10 à 25 m de calcarénites grises à pâtre marron, admettant des intercalations marneuses fossilifères, d'âge pliensbachien supérieur, toarcien et aalénien (P. Fallot et F. Blanchet, 1923 ; J.R. Bataller, 1947). Dans la partie supérieure de la série, S. Robles (op. c.) reconnaît le Toarcien inférieur et moyen et, au sein des niveaux terminaux, formés de calcaires argileux à oolites ferrugineuses (4 m au SW et des épaisseurs moindres dans le reste du secteur), H. Cadillac et al. (op. c.) rencontrent, notamment à Vandellos, Catullocceras et Leioceras.

Dans la Sierra de Prades, secteur central des Catalanides, les sédiments du Lias présentent des faciès semblables à ceux qui ont été décrits dans le secteur méridional, avec, toutefois, des réductions notables d'épaisseur.

Plus au Nord, dans le Massif de Garraf et les zones nord-occidentales, au-dessus des argiles de faciès Keuper, apparaissent des dolomies et des carneules dont l'épaisseur, parfois très réduite, ne dépasse pas 100 m. Au-dessus vient une unité composée de dolomies grises, presque noires, formée à sa base de brèche calcaire et dolomitique, rapportée au Lias et qui érode les unités inférieures (M. Esteban et R. Julia, 1973). Cet ensemble dolomitique a été rapporté au Portlandien dans sa partie élevée.

1.4.2. - DOGGER (Fig. 18 et 19).

1.4.2.1. - Cordillère Ibérique

Ces unités du Jurassique moyen correspondent à une partie de la formation Chelva du Groupe Turia, formée par un ensemble de roches carbonatées, généralement encadré par deux unités marneuses.

Ces calcaires et calcaires marneux à surfaces ondulées qui, dans le secteur méridional, renferment localement des roches volcaniques, peuvent appartenir à leur partie supérieure à l'Aalénien. Dans le secteur nord, aux environs de Peña Isasa, peut être relevée une succession assez complète de fossiles de cet âge avec, notamment, Leioceras, Tmetoceras, Brasilia, Graphoceras, Haplopleuroceras et de nombreux Hammatoceratidae (H. Mensink, 1965 ; A. Goy et S. Ureta, 1981 ; S. Ureta, 1983). Ailleurs, dans la Cordillère, apparaissent fréquemment des lacunes et irrégularités dans la sédimentation, comme l'ont signalé F. Gautier et R. Mouterde (1964) pour la branche aragonaise. Dans la branche castillane, entre Albarracin et Tuejar, la limite entre le Lias et le Dogger est généralement marquée par une "oolite limitrophe inférieure" (K. Hinkelbein, 1975 ; J.J. Gomez, 1978) représentant une partie de l'Aalénien et le Bajocien inférieur basal. Exceptionnellement, à Ribarroja (Valencia), l'Aalénien est développé sous faciès de micrites sans oolites (S. Fernandez-Lopez, 1979).

Au-dessus de cette unité peuvent se rencontrer deux ensembles de faciès : l'un, au sein duquel les calcaires oolitiques et/ou les dolomies, sont dominants, occupe la partie nord de la branche castillane et la partie sud-occidentale de la Cordillère, où les Ammonites sont très rares ; l'autre, composé de micrites à nodules de silex fréquents. Dans ces assises, les Ammonites sont abondantes et les variations lithologiques ou d'épaisseur, importantes. Ainsi, dans la Sierra de Albarracin et sur les Montes Universales s'observent entre 75 et 140 m de Dogger, d'âge essentiellement Bajocien. Le Bajocien inférieur a été bien caractérisé à Moscardon par S. Fernandez-Lopez (1977) qui attribue de 3,6 à 4,2 m à la zone Sowerbyi et 14,2 m à la zone Sauzei et cite, entre autres genres, Sonninia, Docidoceras, Emileia, Pelekodites, Wittchellia, Otoites et Strigoceras. Le Bajocien moyen est un peu plus puissant que le Bajocien inférieur (25,2 m à Moscardon, selon S. Fernandez-Lopez et al., 1978). K. Hinkelbein (op. cit.) y cite la présence de biostromes et biohermes entre Albarracin et Tuejar. On y trouve en abondance des Stephanoceras, Poecilomorphus et Strigoceras et fréquemment des Normannites, Chondroceras et Teloceras. Le Bajocien supérieur est très développé (30-50 m) dans le secteur étudié par Hinkelbein. A Moscardón il contient en outre des biohermes et biostromes de

LOCAL. ZONAS	RICLA	AGUILON	BELCHITE	MONEVA	ARIÑO
Call. sup.	0.50m	0.50m	?????	ausente	ausente
zona de Coronatum	20m	5m	?????	?????	ausente
zona de Jason	10m	2m	0.60m	0.30m	?????
zona de Gracilis	27m	7m	2m	1.5m	1.00m
zona de Macroceph.	25m	10m	2.25m	0.60m	1.00m
zona de Subcontract.					
TOTALES	82.50m	24.50m	4.85m	2.40m	2.00m

Fig. 18 - Distribution des faciès et des épaisseurs du Callovien entre Arino et Ricla (d'après L. Sequeiros, 1984).
Travaux consultés : L. Sequeiros et G. Melendez, 1979, L. Sequeiros, 1982 a et b, L. Sequeiros (inédit), P.F. Bulard, 1972.

spongiaires et plus au sud, à Domeno, il est réduit à 10 m (S. Fernandez-Lopez et J.J. Gomez, 1978). On y reconnaît entre autres Leptosphinctes, Cleistosphinctes et Strenoceras de la zone à subfurcatum, Bigotites et Garantiana de la zone à Garantiana et Parkinsonia et Hlawiceras de la zone à Parkinsoni.

Le Bathonien offre des épaisseurs d'à peine plus de 5 m dans les Montes Universales et dépasse 35 m dans certains points du secteur méridional de la Cordillère. A Moscardón, les premiers fossiles du Bathonien se rencontrent au-dessus d'une surface de remaniement et les différentes associations faunistiques sont sensiblement hétérochrones (S. Fernandez-Lopez et al., 1978). Le Bathonien inférieur contient Morphoceras, Siemiradkia et Procerites dans le secteur méridional, le Bathonien moyen est bien représenté à Moscardon avec Bullatimorphites et Wagnericeras et le Bathonien supérieur renferme d'abondants Oppelidae et Hecticoceratidae et fréquentes Bullatimorphites dans toute la moitié sud de la branche castillane.

Le Callovien est en général peu développé dans toute cette région, avec rarement plus de 5 m d'épaisseur. Les Macrocephalites, Reineckia est Hecticoceratidae y abondent.

Entre Molina de Aragon et Monreal del Campo, les matériaux du Dogger ont un grand développement (plus de 250 m). Le Bajocien (170-180 m) présente des intercalations dolomitiques et des faunes semblables à celles qui ont été citées précédemment. Le Bathonien, dont la limite inférieure n'a pas été fixée avec précision, a une puissance approximative de 20-30 m. Le Callovien atteint rarement 30 m dans la branche castillane (A. Goy et al., 1981). On y a cité Macrocephalites, Choffatia, Indosphinctes, Reineckia et Hecticoceras.

Dans la partie nord-orientale de la branche aragonaise, l'unité peut manquer totalement ou partiellement par érosion. A Obon, R. Mouterde et al. (1978) reconnaissent le Bajocien inférieur (3,3 - 3,8 m) à Sonninia, Emileia et Wittchellia, le Bajocien moyen (2,8 - 3,2 m) à Stephanoceras et Teloceras et le Bajocien supérieur (6,6 - 7,6 m) à Leptosphinctes, Cleistosphinctes, Strenoceras, Garantiana, Bigotites et Parkinsonia. A Belchite, L. Sequeiros et al. (1978) rapportent au Bajocien 48 m, et citent des fossiles de toutes les zones, excepté la zone à sowerbyi. Le Bathonien et le Callovien sont bien représentés avec une épaisseur d'ensemble croissante vers l'Ouest (fig. 18).

Dans la Cordillère Ibérique nord-occidentale, les épaisseurs les plus fréquentes du Bajocien sont comprises entre 45 m dans la zone du Douro et 160 m a Torrecilla de Cameros et Olvega (K. Mensink, 1965). Dans le Douro, le Bajocien inférieur à Sonninia, Emileia et Otoites ne dépasse pas 7 m. Le Bajocien moyen renferme Stephanoceras, Dorsetensia, Teloceras et des Eponges à sa partie supérieure. Le Bajocien supérieur à Strenoceras, Garantiana et Parkinsonia, présente de fortes réductions avec des valeurs minimales voisines de 3 m au SW de San Leonardo (G. Dietl, 1974). Dans la sierra de Cameros et dans la zone de l'Ebre, le Bajocien inférieur et moyen dépassent 80 m d'épaisseur et contiennent, outre les genres cités dans le Douro, de fréquentes Hyperlioceras, Normannites et Strigoceras. Le Bajocien supérieur est peu épais dans les zones à Subfurcatum et Garantiana, avec une importante corniche de calcaires en bancs grossiers qui intéresse aussi tout ou partie du Bathonien et qui peut, en certains points, dépasser 150 m. Dans les deux secteurs, la partie restante du Bathonien est représentée par des calcaires parfois gréseux et des marnes à Brachiopodes, Bivalves et Ammonites, avec, en particulier, Morphoceras, Procerites, Bullatimorphites, Prohctioceras, Oxycerites et Clydoniceras (K. Men-

sink, 1965). Les faciès "Weald" recouvrent le Bathonien supérieur dans la région de Hontoria et San Leonardo, le Callovien inférieur entre Quintanilla de las Viñas et Castrovido, le Callovien moyen à Neila et le Callovien supérieur à Canales (P.F. Bulard et al., 1973). Dans la Sierra de Cameros et à l'Est de Soria, le Callovien (66 à 130 m) renferme d'abondantes Macrocephalites, Reineckeia et Quenstedtoceras, genre très rare dans le reste de la Cordillère.

Au-dessus des deux ensembles de faciès de ce niveau vient, presque toujours, une unité formée de calcaires à oolites ferrugineuses, de plusieurs décimètres d'épaisseur, qui a été étudiée par de nombreux auteurs durant ces dernières années. O.F. Geyer et al., (1974) y citent toutes les zones du Callovien et de l'Oxfordien inférieur, condensées. P.F. Bulard et al. (1974) citent des calcaires à oolites ferrugineuses qui contiennent des fossiles du Callovien inférieur, sur lesquels reposent des calcaires à Spongiaires de l'Oxfordien moyen ou supérieur. Dans d'autres cas la faune est soit oxfordienne soit du Callovien moyen et on trouve fréquemment deux niveaux oolitiques, l'un à faune callovienne et l'autre à faune oxfordienne, qui peut contenir des fossiles résédimentés des niveaux inférieurs. Dans quelques cas, les calcaires à oolites ferrugineuses renferment des faunes du Bathonien, du Callovien et de l'Oxfordien (A. Goy et al. 1973). Cette unité a été également décrite par P.F. Bulard (1971), Ph. Marin et D. Toulouse (1972 b), G. Melendez (1978), G. Melendez et al. (1982), dans la branche aragonaise et par J.J. Gomez (1978) et K. Benke (1981) respectivement dans les secteurs méridional et septentrional de la Cordillère.

1.4.2.2. - Bord SE du Massif Ibérique

A Yemeda, P. Viillard (1973) rencontre, sur les calcaires et calcaires argileux à intercalations de marnes de la formation Turmiel, 40 m environ de calcaires sublithographiques au-dessus desquels reposent 190 m de calcaires graveleux oolitiques, intercalés de dolomies cristallines et de 2 m de calcaires microcristallins très riches en Brachiopodes à leur sommet, qui ont livré des Ammonites du Callovien inférieur (Macrocephalites, Hecticoceras, Reineckeites, Indosphinctes et Choffatia). Au-dessus apparaît localement une croûte ferrugineuse, pisolitique, qui peut correspondre à la couche d'oolites ferrugineuses bien développée à l'Est. A quelques 20 km à l'Ouest de Yemeda, le toit du Dogger est dolomitique et dépourvu d'oolites ferrugineuses.

Dans la Sierra de Altomira, P. Sanchez Soria (1975) rapporte au Bathonien-Bajocien les calcaires oolitiques lités, généralement répandus et les unités marneuse et dolomitique qui n'apparaissent qu'au sud de Saelices où leur épaisseur croît en direction du SE.

1.4.2.3. - Catalanides

Au NE du Maestrazgo, la série est incomplète dans les affleurements les plus proches de la vallée de l'Ebre. Une surface pré-albienne interrompt le Jurassique à des niveaux de plus en plus anciens à l'approche de cette vallée : Bathonien à Enquerol et Kimmeridgien inférieur à Las Vuellas (P.F. Bulard, 1972).

Dans le secteur méridional des Catalanides, au Nord de l'Ebre, la sédimentation marine présente une discontinuité importante au début du Dogger. D'une manière générale, au-dessus des calcaires à oolites et oncolites ferrugineuses

ÉTAGES	SOUS-ÉTAGES	ZONES	SOUS-ZONES	
C A L L O V I E N	SUPÉRIEUR	LAMBERTI		
		ATHLETA		
	MOYEN	CORONATUM		
		JASON	Medea	
	INFÉRIEUR	GRACILIS		Patina
				Michalskii
			Koenigi	
MACROCEPHALUS		Kamptus		
		Bullatus		
B A T H O N I E N	SUPÉRIEUR	DISCUS		
		ASPIDOIDES		
		RETROSTATUM		
	MOYEN	SUBCONTRACTUS		
	INFÉRIEUR	ZIGZAG		Yeovilensis
			Macrescens	
			Convergens	
B A J O C I E N	SUPÉRIEUR	PARKINSONI	Bomfordi	
			Densicostata	
		GARANTIANA	Acris	
			Tetragona	
			Trauthi	
	SUBFURCATUM	Dichotoma		
		Baculata		
	MOYEN	HUMPHRIESIANUM	Polygyralis	
			Banki	
	INFÉRIEUR	SAUZEI	Bladgeni	
			Humphriesianum	
A A L E N I E N	SUPÉRIEUR	CONCAYUM	Laeviuscula	
			Ovalis	
	MOYEN	MURCHISONAE	Discites	
Limitatum				
INFÉRIEUR	OPALINUM	Concayum		
		Bradfordensis		
		Murchisonae		
		Haugi		
		Comptum		
		Opalinum		

Fig. 19 - Zones et sous-zones d'Ammonites du Jurassique moyen.

ses à faunes du Toarcien supérieur, de l'Aalenien et du Bajocien inférieur, se rencontrent de 50 à 100 m de marnes et calcaires marneux à Cancellophycus et Ammonites.

Le contact entre les deux unités est généralement mécanique dans les côtes de soms et sur le bord du chemin de l'Etablissement balnéaire de Cardo à Tivenys s'observent 10 m au moins de calcaires microcristallins à faune des zones à Sauzei et Humphriesianum (S. Fernandez-Lopez, 1982). Dans les marnes ont été recueillies Spiroceras, Garantiana, Hlawriceras, Strenoceras, Pseudogarantiana, Cadomites, Sphaeroceras, Bigotites, Oppelia, Strigoceras, Lissoceras, Phylloceras etc... Au NE, à la place des dolomies de Cardo, suivent des calcaires à microfilaments, parfois oolitiques, appartenant au Bathonien (15 m à Tivisa et 30 m à Vandellos) et au Callovien (30 m à Tivisa). Ils contiennent Morphoceras, Procerites, Tulites, Bullatimorphites, Choffatia, Paraecotraustes, Chanasia, Grossouvria, Lunuloceras et divers Macrocephalitidae. On n'a pas rencontré de représentants du Callovien supérieur et une surface de discontinuité mal définie couronne habituellement les unités du Jurassique moyen (P.F. Bulard, op. c.).

Dans le massif de Garraf, le Dogger pourrait correspondre à une partie des dolomies de couleur gris sombre, rapportées à leur partie supérieure au Portlandien.

1.4.3. - MALM

1.4.3.1. - Cordillère Ibérique

Au-dessus de la couche d'oolites ferrugineuses d'Arroyofrio, s'individualise une unité formée essentiellement de calcaires à Spongiaires, dont les caractéristiques sont très semblables sur de vastes secteurs de la Cordillère. Vers le Nord, à partir de la région de Ciria, et Bijuesca, elle est remplacée par des faciès détritiques avant de disparaître. Au sud, elle a été citée dans une grande partie du Maestrazgo (J. Canérot, 1974) et dans le SE de la province de Valence (J. Geister et O.F. Geyer, 1968 ; H. Behmel, 1970 ; Y. Champetier, 1972). Son contenu faunistique est riche, avec, notamment, des Perisphinctidae, Aspiroceratidae et Haploceratidae. L'âge de l'unité est Oxfordien supérieur, comme dans le secteur méridional (S. Fernandez-Lopez et J.J. Gomez, 1978 J.J. Gomez, 1979) ou seulement Oxfordien moyen, comme dans la région de Anquela del Pedregal-Pozuel (A. Goy et al., 1981). Les épaisseurs les plus fréquentes sont comprises entre 5 et 40 m.

- La formation Sot de Chera est composée de marnes à intercalations de marno-calcaires et calcaires de faible épaisseur, contenant dans certains endroits des niveaux de calcaires gréseux et de grès, comme par exemple dans la branche castillane, entre Albarracin et Pozuel del Campo (O. Riba, 1959) ou dans la branche aragonaise, aux environs de Ricla (H. Mensink, 1965). Dans la partie nord de la Cordillère, les équivalents de cette unité peuvent être représentés par des faciès détritiques. Dans le Maestrazgo, elle est très réduite ou absente. Les Ammonites peuvent être abondantes, avec, surtout, Ochetoceras, Glochiceras, Taramelliceras et divers Perisphinctidae. Les épaisseurs peuvent atteindre 150 m.

- La formation Loriguilla est composée d'une alternance de calcaires micritiques et marnocalcaires feuilletés, dans lesquels s'intercalent souvent des marnes et parfois des calcaires gréseux.

Dans la partie nord de la Cordillère, elle est remplacée par des faciès détritiques et entre Frias de Albarracin et Griegos s'observe un passage latéral à la formation Sot de Chera. Dans le Maestrazgo, elle apparaît avec ses caractéristiques habituelles bien qu'existent certains secteurs où son identification est délicate. Les Ammonites sont rares en général. Dans la branche castillane ont été citées Lithacoceras et Ataxioceras du Kimmeridgien inférieur (H. Tintant et P. Viallard, 1970) et dans la Sierra Corbera, Idoceras, Ataxioceras et Nebrodités du Kimmeridgien (zones à Hypselocyclum - Acanthicum : J. Geister et O.F. Geyer, 1968). Les changements d'épaisseur sont importants. Dans le secteur méridional existent des valeurs comprises entre 100 et 200 m tandis qu'entre Molina de Aragon et Monreal del Campo ou au Sud de la fosse de l'Ebre, ces valeurs n'excèdent pas 50 m.

Dans le secteur de Calanda, au SE de Zaragoza se rencontrent, au-dessus des calcaires oxfordiens, 80 m de calcaires à Spongiaires au sommet, qui ont été rapportés au Kimmeridgien et au Titonique inférieur (O.F. Geyer et R. Pelleduhn, 1981 ; F. Atropes et G. Melendez, in litt.) grâce à la faune d'Ammonite qu'ils ont livrée (Sutneria, Nebrodités, Orthosphinctes, Ataxioceras, Crussoliceras, Aspidoceras, Progeronia, Lithacoceras).

- A la partie supérieure des faciès carbonatés du Jurassique peut apparaître la formation Higuieruelas, composée de calcaires stratifiés en couches massives qui renferment habituellement des oncolites. Parfois s'intercalent d'autres lithologies, telles les dolomies au sud de la fosse de l'Ebre (P.F. Bulard, 1972) et au Sud de la province de Valence (Y. Champetier, 1972). Localement apparaissent des faciès récifaux comme dans les Montes Universales ou dans la Sierra de Albarracin (O.F. Geyer, 1968 ; J. Giner et A. Barnolas, 1981).

A l'Ouest et au NW de la Cordillère la formation manque par érosion et au Nord elle est remplacée par des faciès détritiques. Dans certains secteurs comme entre la Sierra de Albarracin et Molina de Aragon, on peut y trouver des éléments détritiques. Les Ammonites sont très rares. Aspidoceras (Pseudowaagenia) du Kimmeridgien y a été citée dans la Sierra Corbera (J. Geister et O.F. Geyer, 1968). Les épaisseurs comprises entre 50 et 100 m y sont fréquentes. Une puissance de 220 m a même été mentionnée dans les environs de Caude- te (E. Fourcade, 1970).

A partir du Maestrazgo en direction de l'Est, la série devient progressivement détritique durant le Kimmeridgien et le Portlandien, tandis que les épaisseurs atteignent 150 à 200 m au Nord de Teruel (F. Gautier, 1968b ; C. Felgeroso Coppel et J. Ramirez del Pozo, 1979) et des valeurs moindres au sud et au SE de la Sierra de Javalambre (F. Gautier et P. Viallard, 1966). Dans le Synclinal de Galve, les sédiments terrigènes et carbonatés situés au-dessus de la formation Higuieruelas ont été interprétés comme des dépôts de baie en relation avec un système deltaïque (M. Diaz et al., 1984).

Dans la partie nord de la Cordillère, à partir du Bathonien se produit une tendance générale régressive avec développement de décharges détritiques dans la sédimentation carbonatée du Jurassique moyen et supérieur. Les dépôts de faciès "Weald" s'installent, sur un substrat démantelé, parfois karstifié, à éléments bréchiques grossiers. A Talveila (Soria), au-dessus de calcaires gréseux du Bathonien supérieur ou du Callovien inférieur, s'installe un complexe d'île barrière-lagon, avec présence de petits amas récifaux à sa partie supérieure qui a été daté de l'Oxfordien supérieur - Kimmeridgien (M. Diaz et al., 1983).

Dans la Sierra de Cameros et dans la zone de l'Ebre se développe, du Bathonien à l'Oxfordien, un faciès monotone, marno-argileux avec des bancs de calcaires gréseux, qui dépasse 200 m d'épaisseur, avec un retrait définitif de la mer vers le NE et le SE durant le Kimmeridgien inférieur (P.F. Bulard, 1972). Dans la région comprise entre Jubera et Fitero et au NW du Moncayo (Sierra del Madero), on trouve des calcaires à Polypiers du Kimmeridgien, notablement développés (K. Benke et al., 1981).

1.4.3.2. - Bord SE du Massif Ibérique

Sur les calcaires microcristallins qui contiennent à leur toit des fossiles du Callovien inférieur entre Yemeda et Chumillas, apparaissent de 8 à 10 m de calcaires à Spongiaires au sein desquels P. Viillard (1973) a cité Ochetoceras et des Perisphinctidae de l'Oxfordien. Ils constituent les affleurements les plus occidentaux du Malm dans ce secteur. Au sud de Chumillas, cette unité présente à sa partie supérieure des lentilles de dolomies irrégulièrement développées.

1.4.3.3. - Catalanides

Au-dessus de la surface de discontinuité couronnant les unités du Dogger dans la Sierra de Tivisa, se rencontrent 40 m de calcaires organogènes, glauconieux, à Arisphinctes et dichotomosphinctes de l'Oxfordien moyen. L'Oxfordien inférieur n'est pas connu. Sur ces sédiments s'observent quelques 100 m de calcaires lithographiques, séparés par des intervalles marneux dont les premiers niveaux datables, à Ataxioceras, peuvent correspondre au Kimmeridgien inférieur.

Sur le Jurassique moyen-supérieur dolomitique se développent jusqu'à 100 m de dolomies qui apparaissent plus ou moins tard selon les affleurements : Bajocien supérieur à Tivenys, Bathonien à Vandellos, Oxfordien à Cardo et Kimmeridgien à Tivisa. Cette unité dolomitique peut englober le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur.

1.4.4. - ZONES ET SUBZONES d'AMMONITES

Dans les figures 17, 19 et 20 sont résumées les propositions des zones et subzones d'Ammonites du Jurassique de la Cordillère ibérique à partir des données recueillies par quelques uns des auteurs qui ont étudié les matériaux jurassiques de cette chaîne. Ont été en particulier utilisés les travaux de H. Mensink (1966), J. Geister et O.F. Geyer (1968), H. Behouch (1970), R. Mouterde et L.C. Suarez Vega (1971), Ph. Marin et D. Toulouse (1972), A. Goy et al. (1973), P.F. Bulard et al. (1974), A. Goy (1974), K. Hinkelbein (1975), S. Fernandez-Lopez (1977), M.J. Comas-Rengifo et A. Goy (1978), S. Fernandez-Lopez et al. (1978), L. Sequeiros (1980), O.F. Geyer et R. Pelleduhn (1981), A. Goy et S. Ureta (1981), L. Sequeiros et G. Melendez (1981), M.S. Comas-Rengifo (1982), G. Melendez (1984) et F. Atrops et G. Melendez (in litt.).

ÉTAGES	SOUS-ÉTAGES	ZONES	SOUS-ZONES	
TITHONIQUE	INF.	HYBONOTUM		
KIMMÉRIEN		BECKERI		
		EUDOXUS		
		ACANTHICUM		
		DIVISUM		
		HYPSELOCYCLUM	Hippolitense Lothari	
		PLATYNOTA	Guilgerandense Desmoides "Orthosphinctes"	
OXFORDIEN	SUPÉRIEUR	PLANULA	Galar Planula	
		BIMAMMATUM	Hauffianum Bimammatum Hypselum	
	MOYEN		BIFURCATUS	Grossouvrei Stenocycloides
			TRANSVERSARIUM	Schilli Warthae
		ANTECEDENS		Buckmani Rotoides
	INFÉRIEUR		CORDATUM	PATURATENSIS
		CLAROMONTANUS		(Mazaricus) Claromontanus
			MA-RIAE	(MARIAE)

Fig. 20 - Zones et sous-zones d'Ammonites du Jurassique supérieur.

BIBLIOGRAPHIE

- ALVARO M., R. CAPOTE y R. VEGAS (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtiberica. Acta geol. hispanica. Homenaje a Lluís Solé i Sabaris, t. 14, p. 172-177.
- ANADON P., F. COLOMBO, M. ESTEBAN, M. MARZO, S. ROBLES, P. SANTANACH y LI. SOLE-SUGRANES (1979). Evolucion tectonoestratigrafica de los Catalanides. Acta geol. hispanica. Homenaje a Lluís Solé i Sabaris, t. 14, p; 242-270.
- ARIAS C. (1978). Estratigrafia y Paleogeografia del Jurásico superior y Cretácico inferior del Nordeste de la provincia de Albacete. Tesis Doct. Madrid, Seminarios de Estratig. nº 3, 299 p.
- ATROPS F. y MELENDEZ G. (in litt.). Kimmeridgian and Lower Tithonian of the Calanda-Bergé region (Iberian chain, Spain) : Some biostratigraphic remarks. Intern. Symp. Jurass. Stratigr. (1984). Erlangen.
- BATALLER J.R. (1974). Notas estratigraficas sobre Cardo. An. Escuela Peritos Agr. y Sup. de Agr. y de los Serv. techn. de Agr., 6, 15 pag. Barcelona.
- BEHMEL H. (1970). Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ost-spanien. V. Stratigraphie und Fazies im praebetischen Jura von Albacete und Nord-Murcia. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137 : 1-102, 14 fig., 2 tab., 1 lam. Stuttgart.
- BEHMEL H. y GEYER O.F. (1966). Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ost-spanien. III. Stratigraphie und Fossilführung im Unterjura von Albarracin (Provinz Teruel). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 124, 1 : 1-52, 4 fig., 6 lam. Stuttgart.
- BENKE K. (1981). Die Dogger/Malm-Wende in den NW-Keltiberischen Ketten (Spanien) und angrenzenden Gebieten-Sedimentologie, Stratigraphie und Paläogeographie. FACIES, 4 : 95-164, 32 fig., 8 tab., lam. 6-8. Erlangen.
- BENKE K., DURKOOP A., ERRENST Ch. y MENSINK H. (1981). Die Korallenkalke im Ober-Jura der nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). Facies, 4 : 95-164, 32 fig., 8 tab., lam. 6-8. Erlangen.
- BIJU-DUVAL B. (1984). Les marges continentales françaises de la Méditerranée. In "Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France" (G. Boillot coord.), Masson Ed. Paris, p. 249-334.
- BULARD P.F. (1972). Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre (Espagne). Thèse Doct. Fac. Sc. Univ. Nice, 2 vol., 702 pag., 100 fig., 39 lam. fot.

- BULARD P.F., CANEROT J., GAUTIER F. y VIALARD P. (1971). Le Jurassique de la partie orientale des Chaînes Ibériques : Aperçu stratigraphique et paléogéographique. Cuad. Geol. Ibér., 2 : 333-344, 1 fig. Madrid.
- BULARD P.F., GOMEZ J.J., THIERRY J., TINTANT H. y VIALARD P. (1974). La discontinuité entre Jurassique moyen et Jurassique supérieur dans les Chaînes Ibériques. C.R. Ac. Sc. Paris, 278 : 2107-2110, 1 fig.
- BULARD P.F., SALOMON J. y THIERRY J. (1973). La substratum "Antéwealdien" dans la Sierra de Los Cameros (Espagne). Essais de Paléogéologie. C.R. Ac. Sc. Paris, 276 : 2493-2496, 3 fig.
- CADILLAC H., CANEROT J. y FAURE Ph. (1981). Jurassique inférieur aux confins des Iberides et des Catalanides (Espagne). Estudios Geol., 37 : 187-198, 5 fig. Madrid.
- CANEROT J. (1974). Recherches géologiques aux confins des chaînes ibérique et catalane (Espagne). Trabajos de Tesis, ser. 5-4 : 517 pags., 121 fig., 38 lam., cortes y mapa geol. 1/200.000 ENADIMSA. Madrid.
- CANEROT J. (1979). Les Ibérides. Essai de synthèse structurale. Acta geol. hispanica. Homenaje a Lluís Solé i Sabaris, t. 14, p. 167-171.
- CANEROT J. (1983). Le cycle alpin des ibérides (Espagne) : relations tectonique-sédimentation, place dans l'évolution géodynamique de l'Ibérie. Arch. Sc. Genève, vol. 36, fasc. 3, p. 425-436.
- CANEROT J. (1985). La chaîne alpine des Ibérides (Espagne) : Un exemple d'évolution sédimentaire et tectonique intraplaque. Arch. Sciences Genève, 25 p. 17 fig. (sous presse).
- CANEROT J., P. SOUQUET et E.J. DEBROAS (1982). Directions rhéogmatiques et décrochements dans le domaine ibérique et pyrénéen. 9e R.A.S.T., Paris, p. 115.
- CANEROT J., Ph. FAURE et M. RAHAL (1984a). Les brèches liasiques du massif du Desierto de las Palmas (Chaîne ibérique orientale, Espagne). Organisation, origine, place dans l'évolution de l'aulacogène ibérique. 5e Congr. Européen de Sédim. Marseille, p. 88-89.
- CANEROT J., C. NEUMANN et M. RAHAL (1984b). Eustatisme et tectonique locale sur le seuil du Maestrazgo méridional (prov. de Castellon, Espagne). Strata, série 1, vol. 1, p. 6-22.
- COMAS-RENGIFO M.J. (1982). El pliembachiesne de la Cordillera Ibérica. Tesis Doct. Univ. compl. Madrid, XIII + 591 p., 82 fig., 18 lam.
- COMAS-RENGIFO M.J., y GOY A. (1978). El Pliembachiense y Toarciense en Rambla del Salto (Sierra Palomera, Teruel). Grupo Esp. Mesozoico ; Jur. Cord. Ibér. (Extr. Guia excursiones), IV : 11 p., 3 fig., Madrid.
- CHAMPETIER Y. (1972). Le Prébétique et Ibérique côtiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province d'Alicante (Espagne). Thèse Doct., Sc. Terre Nancy, 24, 170 pag., 55 fig., 3 lam.

- DERCOURT J., ZONENSHAIN et al. (1984). Cartes paléogéographiques de la Tethys (Pliensbachien à Actuel). Programme franco-soviétique "TETHYS" 10 planches couleur.
- DIAZ MOLINA M., GOY A., y YEBENES A. (1983). Un complejo de isla barrera-lagoon del Jurásico Superior (Talveila, Soria). X Congr. Nac. Sediment., Menorca, Libro de Abstracts, pp. 2.58-2.62, 1 fig., Bellaterra (Barcelona)
- DIAZ MOLINA M., YEBENES A., GOY A. y SANZ J.L. (1984). Landscapes inhabited by Upper Jurassic/Lower Cretaceous archosaurs (Galve, Teruel, Spain). Third Symp. Mesoz. Terrestr. Ecosyst., Short Papers. Ed. by W.E. Reif y F. Westphal., 67-72, 3 fig. Tübingen (ATTEMPTO Verlag).
- DIETL G. von (1974). Zur stratigraphie und Ammonitenfauna des Dogger, insbesondere des Oberbajocium der westlichen Keltiberischen Ketten (Spanien). Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser., B, 14 : 1-21, 7 fig., 3 lam. Stuttgart
- ESTEBAN M. y JULIA R. (1973). Discordancias erosivas intrajurásicas en los Catalanes. Acta Geol. Hispanica, 8 5 : 153-157, 7 fig. Barcelona.
- FALLOT P. y BLANCHET F. (1923). Observations sur la faune des terrains jurassiques de la région de Cardo et de Tortosa (Province de Tarragone) Trab. Inst. Cat. Hist. Nat., 6 : 73-263, 13 fig., 13 lam. Barcelona.
- FELGUEROSO COPPEL C. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). Estratigrafía del Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo). Cuad. Geol. Ibér., 2 : 439-488, 5+7 lam. Madrid.
- FERNANDEZ-LOPEZ S. (1977). Nuevos datos estratigráficos sobre el Bajociense inferior en Moscardón (Teruel). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., (Geol.) 75 : 45-56, 4 fig. Madrid.
- FERNANDEZ-LOPEZ S. (1980). Estudio bioestratigráfico (Ammonoidea) de materiales aalenianos en Ribarroja (Valencia). Estudios Geol., 35 : 415-423. Madrid.
- FERNANDEZ-LOPEZ S. (1982). La Biozona Garantiana (Bajociense, Jurásico medio) en la región de Tivenys-Sierra de Cardo (Tarragona). Estudios Geol., 38 : 75-93, 9 fig., lam. 1. Madrid.
- FERNANDEZ-LOPEZ S. y GOMEZ J.J. (1978). El Jurásico en la región de Chelva-Domeno (Valencia). Grupo Esp. Mesozoico ; Jur. Cord. Ibérica (Extr. guía excursiones), VII : 23 pag. 2 fig. Madrid.
- FERNANDEZ-LOPEZ S., MELENDEZ G. y SUAREZ-VEGA L.C. (1978). El Dogger y Malm en Moscardón (Teruel). Grupo Esp. Mesozoico ; Jur. Cord. Ibérica (Extr. guía excursiones), VI : 20 pag., 5 fig. Madrid.
- FLOQUET M. (1983). La plate-forme nord-castillane et les faciès proximaux in "Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. Une marge et son arrière pays, ses environnements sédimentaires". Mém. Géol. Univ. Dijon, vol. 9 p. 141-168.
- FOURCADE E. (1970). Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne), Thèse Doct. Univ. Paris, 427 pags., 57 fig. 37 lam.

- GARCIA A. (1975). Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región central de la provincia de Valencia y NE de la provincia de Albacete. Tesis Doct. Madrid, Seminarios de Estratig. n° 1, 334 p.
- GARCIA A., M. SEGURA y B. CARENAS (1984). El Cenomaniense en la transversal Valdecabras (Serranía de Cuenca) -Canada Vellila (Maestrazgo noroccidental). I Congr. Esp. de Geol. Segovia, T. I, p. 43-52.
- GAUTIER F. (1968a). Sur l'existence et l'âge d'un paléovolcanisme dans le Jurassique sud-aragonais (Espagne). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 3, 74-75. Paris.
- GAUTIER F. (1968b). Sur la stratigraphie et les faciès du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au Nord de Teruel (Espagne). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 2, 43-45 Paris.
- GAUTIER F. (1974). Mapa Geológico de España. Esc. 1 : 50.000 (2a serie). Hoja n° 614 (28-24), Manzanares, I.G.M.E., Madrid.
- GAUTIER F. y MOUTERDE R. (1964). Lacunes et irrégularités des dépôts à la limite du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen de la bordure nord des Chaînes Ibériques (Espagne). C.R. Ac. Sc. Paris, sér. D. 258, 3064-3067.
- GAUTIER F. y VIALARD P. (1966). Sur le Jurassique terminal et le Crétacé du Nord de la province de Valence (Espagne). C.R. Ac. Sc., Paris, 262, sér. D, 432-435.
- GEISTER J. y GEYER O.F. (1968). Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. IV. Der Jura der Sierra Corbera (Provinz Valencia). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 131, 310-336, 4 fig., Stuttgart.
- GEYER O.F. (1964). Eine Korallen-Fauna aus dem oberjura der Montes Universales de Albarracín (Provinz Teruel). Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Jura von Spanien. II, N. Jb. Geol., Paläont. Abh., 121 : 219-253, 12 fig., 4 tab. 3 lam. Stuttgart.
- GEYER O.F., GEHMEL H. y HINKELBEIN K. (1974). Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. VII. Die Grenzooolithe im Jura von Ostspanien. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 145 : 17-57, 17 fig. Stuttgart.
- GEYER O.F. y PELLEDUHN R. (1981). Sobre la estratigrafía y la facies espongiolítica del Kimmeridgiense de Calanda (Provincia de Teruel). Cuad. Geol., 10 : 67-72, 4 fig. Granada.
- GINER J. y BARNOLAS A. (1981). Las construcciones arrecifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín (Teruel). Cuad. Geol., 10 : 73-82, 6 fig. Granada.
- GOMEZ J.J. (1979). El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid Publ. en Semin. Estrat. (Ser. Monogr.), 4, 683 pag., 118 fig., 4 lam.

- GOMEZ J.J. y GOY A. (1979). Las unidades litoestratigraficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. Estudios Geol., 35 : 569-598, 20 fig., 3 lam. Madrid.
- GOMEZ J.J. y GOY A. (1981). Evolucion lateral de las unidades litoestratigraficas del Jurásico en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica. Cuad. Geol., 10 : 83-93, 3 fig. Granada.
- GOY A. (1974). El Lias de la mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, (iné.), XV + 940 pag. 110 fig., 111 lam. (Resumen en Publ. Dpto. Paleont., 14, 35 pag.).
- GOY A., GOMEZ J.J. y BACELAR J. (1973). El Bathoniense, Calloviense y Oxfordiense, en el limite SW del Rincon de Ademuz (Valencia-Cuenca). Estudios Geol., 29 : 355-366, 11 fig., 2 lam. Madrid.
- GOY A., GOMEZ J.J. y YEBENES A. (1976). El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte) : I. Unidades litoestratigraficas. Estudios Geol., 32 : 391-423, 16 fig., 6 lam. Madrid.
- GOY A., MELENDEZ G., SEQUEIROS L. y VILLENA J. (1981). El Jurásico superior del sector comprendido entre Molina de Aragon y Monreal del Campo (Cordillera Ibérica). Cuad. Geol., 10 : 95-106, 5 fig. Granada.
- GOY A. y URETA S. (1981). Bioestratigrafia del Aalenense en Préjano-Muro de Aguas (Burgos). Cuad. Geol., 10 : 107-119, 3 fig. Granada.
- GOY A. y YEBENES A. (1977). Caracteristicas, extension y edad de la formacion Dolomias tableadas de Imon. Cuad. Geol. Ibér., 4 : 375-384, 2 fig. Madrid.
- GUIMERA J. (1983). Evolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne ibérique et dans la Chaîne côtière catalane. C.R. Ac. Sc. Paris, t. 297, p. 425-430.
- HINKELBEIN K. (1975). Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. VIII. Stratigraphie und Fazies im Mitteljura der zentralen Iberischen Ketten. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148 ; 2 : 139-184, 14 fig. Stuttgart.
- LEMOINE M. (1984). La marge occidentale de la Tethys ligure et les Alpes occidentales. In "Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France" (G. Boillot coord.), Masson Ed. Paris, p. 155-248.
- MARIN P. y TOULOUSE D. (1972a). Le Lias du Nord de la prov. de Teruel (Espagne) : précisions d'ordre chronostratigraphique. C.R. Acad. Sc. Paris, Sér. D. 274 : 3356-3358.
- MARIN P. y TOULOUSE D. (1972b). Le Jurassique moyen et supérieur du Nord de la province de Teruel (Espagne) : un exemple du passage Dogger-Malm dans la région d'Ariño-Oliete. Estudios Geol., 28 : 111-118, 3 fig. Madrid.
- MAS J.R. (1981). El Cretacio inferior de la region noroccidental de la provincia de Valencia. Tesis doc. Madrid. Semin. de Estratigrafia Monog. n° 8, 476 p. 165 fig. 33 pl.

- MELENDEZ G. (1984). El Oxfordiense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica. Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, 3 tomos, XII-825 pag., 79 fig., 62 lam.
- MELENDEZ G., SEQUEIROS L., y BROCHWICZ-LEWINSKI W. (1982). Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain ; part. I. Biostratigraphy and Nature of Gaps. Bull. Acad. Pol. Sci., XXX : 157-172, 3 fig., 2 lam. Varsovia.
- MENSINK H. und D. MERTMANN (1984). Diskontinuitäten im Unter-Callovium der nordwestlichen Keltiberischen Ketten (Spanien). N. Jb. Geol., Paläont. Abh., (167), 2, s. 189-223.
- MORILLO-VELARDE M.J. y MELENDEZ HEVIA F. (1981). El Jurasico de "La Alcarria". La Mancha. Cuad. Geol., 10 : 149-166, 12 fig. Granada.
- MOUSTERDE R. (1971). Une coupe du Lias à Obon, aux confins des provinces de Teruel et Saragosse. Cuad. Geol. Ibér., 2 : 345-354. Madrid.
- MOUSTERDE R. et al. (1978). El Jurasico en la region de Obon (Teruel). Grupo Esp. Mesozoico ; Jur. Cord. Ibérica (Extr. guia excursiones). II : 13 pag. 4 fig. Madrid.
- MOUSTERDE R. y SUAREZ VEGA L.C. (1971). Las zonas de Ammonites del Jurasico inferior y medio de Espana. I Congr. Hisp. - Luso-Americ., Geol. Econ., sec. 1, I : 473-478. Madrid-Lisboa.
- ORCHE E. (1979). Precisiones estratigraficas sobre el Jurasico de la Sierra de Prades (Prov. de Tarragona). Bol. Geol. y Min., 90, 1 : 13-20, 3 fig. Madrid.
- ORTI CABO F. y R. VAQUER NAVARRO (1980). Volcanismo jurasico del sector valenciano de la Cordillera iberica. Distribucion y trama estructural. Acta geol. hispanica, nº 5, t. 15, p. 127-130.
- RAT P. (1983). Les régions basco-cantabriques et nord-ibériques. In "Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires". Mem. Géol. Univ. Dijon, vol. 9, p. 1-19.
- RIBA O. (1981). Aspectos de la Geologica marina de la Conca mediterranea balear durante el Neogen. Mem. real. Ac. Ci. Artes de Barcelona, vol. XLV, nº 1, p. 1-115.
- ROBLES S. (1974). Estudio geologico del bloque de Cardo y sectores adyacentes. Tesis Univ. Aut. Barcelona. (ined.)
- ROSELL J. (1966). Nota sobre la estratigrafia del Jurasico-Cretacico del extremo meridional de los Catalanides (zona Beceite-La Cenia). Estudio Geol., 22 : 171-179, 2 lam. Madrid.
- SALOMON J. (1982). Les formations continentales du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Espagne du Nord, Chaîne cantabrique et NW ibérique). Stratigraphie, Sédimentologie, Cartographie, relations entre tectonique et sédimentation. Thèse Sc. Dijon, 227 p.

- SANCHEZ SORIA P. (1975). El Jurasico de la Sierra de Altomira y su correlacion con el de Sectores Suroccidentales de la Cordillera Ibérica (Cuenca). Bol. Geol. y Min., 86, 4 : 379-387, 8 fig. Madrid.
- SCHMIDT-EFFING (1975). Der Jura Spaniens. Ein Überblick über Literatur und neue Forschungs-Ergebnisse von etwa 1960 bis 1974. Zbl. Geol. Paläont., 1, 5/6 : 387-439 (231-283), 1 mapa. Stuttgart.
- SEQUEIROS L. (1980). Modelos cuantitativos en Bioestratigrafia : aplicacion al Dogger de Belchite (Zaragoza). Estudios Geol., 36 : 275-279, 2 fig., 1 tabl. Madrid.
- SEQUEIROS L. (1982a). El Calloviense de Moneva (Zaragoza). Precisiones bioestratigraficas. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 80 : 153-162, 2 fig., 2 tab. Madrid.
- SEQUEIROS L. (1982b). Precisiones bioestratigraficas del Calloviense de Belchite (Cordillera Ibérica, Zaragoza). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 80 : 163-170, 3 fig., 1 tab. Madrid.
- SEQUEIROS L. (1984). Facies y Ammonoideos de edad Calloviense al Sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica). Bol. Geol. Min., 95 : 109-115, 7 fig., 1 tab., Madrid.
- SEQUEIROS L. COLERA I., VALENZUELA R. y SANCHEZ I. (1978). Bioestratigrafia del Jurasico (Lias-Dogger) en el Sector Belchite-Almonacid de la Cuba (Provincia de Zaragoza, Cordillera Ibérica). Estudios Geol., 34 : 293-298, 2 fig. Madrid. (1979).
- SEQUEIROS L. y MELENDEZ G. (1981). Nuevos datos bioestratigraficos del Calloviense y Oxfordiense de Aguilon (Cordillera Ibérica, Zaragoza). Cuad. Geol., 10 : 167-177, 3 fig. Granada.
- SIMON J.L. (1984). Compression y distension alpinas en la Cadena iberica oriental. Tesis Doct. Zaragoza. Inst. Est. turolenses Ed., 269 p.
- TINTANT H. y VIALARD P. (1970). Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 6 : 207-208.
- URETA S. (1983). Bioestratigrafia y Paleontologia (Ammonitina) del Aalenense en el Sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica. Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, VIII + 452 pag., 31 fig., 34 lam.
- VAIL P.R., R.M. MITCHUM and al. (1977). Seismic Stratigraphy and global changes of sea level. Eleven parts. In "Seismic stratigraphy : application to hydrocarbon exploration". A.A.P.G. Mem. 26, p. 49-212.
- VIALARD P. (1973). Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-occidentale, Thèse Doct. Sc. U. Toulouse et Trav. Lab. Géol. méditer. 445 pag., 108 fig. 29 lam.
- VILAS L. y Col. div. (1982). El Cretacico inferior de la Cordillera iberica sur-occidental. II Coloquio de Estratigrafia y Paleogeografia del Cretacico de Espana. Excursion post-Coloquio, 135 p.

- VILLENA J., G. PARDO A., GONZALES y A. PEREZ (1984). Sedimentation in oblique slip paleogen basins in the Iberian Chain. 5th European reg. meeting of Sedimentology, Marseille, p. 448-449.
- VIRGILI C. (1958). El Triasico de los Catalanides. Bol. Inst. Geol. Min. Espana, 69 : 1-856.
- VIRGILI C., A. SOPENA, A. ARCHE, A. RAMOS and S. HERNANDO (1983). Some observations on the Triassic of the Iberian Peninsula. In "New Contributions to the Biostratigraphy of the Tethyan Triassic". Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, Bd 5, s. 287-294.
- VISSER H. (1984). Meeresspiegelschwankungen an der Trias/Jura-Wende in Nordspanien, Z. dt. geol. Ges., 135 : 27-36, 2 fig. Hannover.
- YEBENES A., GOY A. y COMAS-RENGIFO M.J. (1985). Brachiopod shell beds in the Carixian of the Iberian Range (Spain). 6 European Regional Meeting (IAS), Abstracts, pp. 702-704. Lérida.

2. - PREMIERE JOURNEE (J1) :

Région de Pauls et Tivenys (Tarragona)

(Le Jurassique dilaté du bassin sud catalan)

La région visitée se situe dans une zone structurale complexe, désignée sous la locution de "couloir de décrochement ibéro-catalan" (J. Canérot, 1981), zone qui sépare, avec une direction N 80 E, les Ibérides centrales des Ibérides sud-orientales. Des plis serrés, d'orientation générale W-E et des chevauchements au NE y affectent une couverture jura-crétacée décollée sur le Trias évaporitique. La disposition des structures souples, en échelon, souligne le mouvement décrochant sénestre majeur le long du couloir ibéro-catalan.

Les affleurements offrant de bonnes conditions d'observation de la série Jurassique sont généralement fort éloignés des voies d'accès, tant dans la région du Mont Caro que dans celle, plus orientale, de Miravet et Tibissa. Les trois coupes fragmentaires choisies dans la région de Pauls et de Tivenys, permettent néanmoins de reconstituer une succession caractéristique du Jurassique du bassin sud-catalan.

2.1. - LE JURASSIQUE DE L'ANTICLINAL DE PAULS

(H. CADILLAC, J. CANEROT et Ph. FAURE)

Résumé

Les deux coupes du sommet 387 et du Km 5 de la route Xerta-Pauls offrent les données essentielles pour une interprétation stratigraphique et sédimentologique du Lias et du Malm des Port d'Alfara, au sein du bassin jurassique sud-catalan.

- Le Lias présente une succession carbonatée quasi complète, datée par Ammonites depuis le Carixien inférieur jusqu'à l'Aalénien. On observe en particulier l'existence d'un Carixien développé avec individualisation d'une série marneuse dans le Carixien supérieur.

Trois séquences caractérisent l'évolution des dépôts :

- . SI (Trias supérieur - Carixien inférieur) est une mégaséquence globalement transgressive ;
- . SII (Carixien inférieur - Toarcien inférieur) est une mégaséquence Klupfeliennne ;
- . S III (Toarcien inférieur - Callovien) correspond, elle aussi, à une séquence de comblement, de type Klupfeliennne.

- Le Malm est représenté par ses seuls termes inférieurs, rapportés à l'Oxfordien supérieur (calcaires et calcaires marneux à Protoglobigérines, Spongiaires et Ammonites) et au Kimmeridgien inférieur probable (micrites peu zoogènes). Les sédiments plus récents ont été érodés (épirogenèse néocimmérienne).

Une discontinuité nette (lacune du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur, film ferrugineux) et générale le sépare du Dogger sous-jacent.

Les dépôts s'inscrivent dans la mégaséquence de tendance régressive qui conduit à l'émersion des Ports au début du Crétacé.

2.1.1. - HISTORIQUE

Nos connaissances du Jurassique des Ports d'Alfara et de Horta de San Juan ont progressé en trois étapes successives :

- Jusqu'en 1920

Seul le Jurassique inférieur est connu dans les Ports. Il figure notamment dans la carte géologique de la province de Tarragona publiée en 1866 par A.M. Alcibar et I. Combau ou celle de L. Mallada, parue en 1889.

- de 1920 à 1952

La stratigraphie du Lias est précisée, d'abord par M. Faura y Sans, P. Fallot et J.R. Bataller (1921) puis par J.R. Bataller qui, en 1922 et en 1926, rend compte de nombreux gisements de Lias supérieur de Dogger et de Malm dans le secteur d'Alfara et de Pauls. Dans leur "Itinéraire géologique à travers le Maestrazgo (1927)", ces deux derniers auteurs décrivent plusieurs coupes du Jurassique entre Alfara et Beceite, sans fournir toutefois de données stratigraphiques nouvelles.

Puis, au cours des années 30, les élèves de l'Ecole allemande de Stille s'intéressèrent à leur tour au jurassique des Ports. C. Hahne (1930) donna une description des assises triasiques au sud de Valderrobres. H. Ashauer et R. Teichmuller publièrent en 1935 la première carte géologique synthétique de la région, sans toutefois différencier les différents niveaux jurassiques qui venaient d'être reconnus. La carte à 1/200.000 illustrant la thèse de N. Llopiç Llado (1943) sur la Géologie des Catalanides montre en revanche l'extension régionale respective du Lias, du Dogger et du Malm.

- Après 1952

Le relevé détaillé de nombreuses coupes permet une approche synthétique du Jurassique des Ports.

Des données stratigraphiques précises sont ainsi fournies pour le Lias et le Dogger (J. Rosell Sanuy, 1967) ou pour l'ensemble du Jurassique (B. Duval, 1957 ; P.F. Bulard et J. Canérot, 1969) des Ports de Beceite. F. Gautier et R. Mousterde analysent en 1964 les variations de dépôt du Lias et du Dogger sur le bord septentrional de la Chaîne Ibérique, sans atteindre toutefois au SE les Ports d'Alfara.

Dans sa thèse, P.F. Bulard (1972) présente la première synthèse du Jurassique moyen et supérieur de la région. De ce travail se dégagent les faits essentiels suivants :

- Bajocien : variations de faciès sensibles d'Est (marnes et marno-calcaires) en Ouest (calcaires organogènes).
- Bathonien : calcaires massifs comportant une interruption au Bathonien inférieur (niveau ferrugineux riche en Ammonites).
- Callovien : calcaires à filaments couronnés par une surface d'érosion.
- Oxfordien : lacune de l'Oxfordien inférieur, calcaires organogènes de l'Oxfordien moyen et supérieur.
- Kimmeridgien : série épaisse, partiellement dolomitisée.
- Passage du Malm au Crétacé sans interruption, au sein d'une série marine, carbonatée.

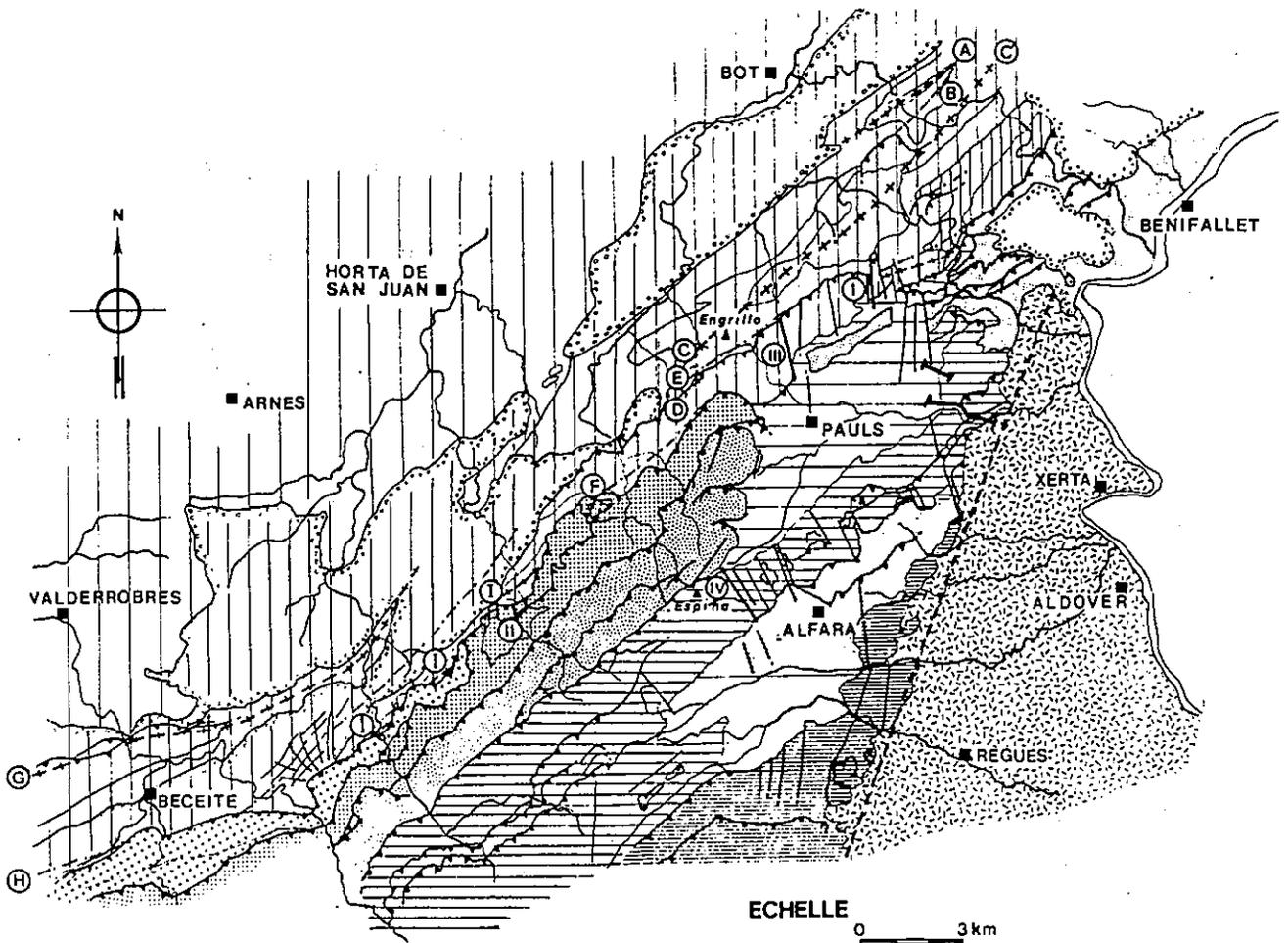
Enfin, en 1979 l'analyse stratigraphique et sédimentologique du jurassique des Ports d'Alfara et de Horta de San Juan, aujourd'hui visités, a été réalisée par H. Cadillac. Cet auteur a reconnu les mêmes unités lithostratigraphiques que celles qui ont été identifiées par A. Goy et al. (1976) dans les Ibérides centrales et J.J. Gomez (1979) dans les Ibérides sud orientales. La série jurassique a par ailleurs été découpée en 5 unités tecto-sédimentaires majeures représentatives de l'évolution géodynamique régionale:

- mégaséquence du Karnien-Carixien moyen, de tendance transgressive, traduisant le passage d'un milieu lagunaire (Keuper) à un milieu de plate-forme externe (calcaires à Uptonia).
- mégaséquences klupfeliennes (marnes à Brachiopodes ou Ammonites calcaires bioclastiques à Pectinidés ou à Chailles) du Carixien supérieur
- Domérien et du Toarcién-Aalénien.
- "Cycle" du Bajocien-Callovien caractérisé par l'installation de la plate-forme des calcaires à microfilaments ;
- mégaséquence à tendance régressive de l'Oxfordien au Berriasien basal au cours de laquelle l'on passe d'une sédimentation circalittorale (calcaires à Protoglobigérines) à une sédimentation infralittorale caractérisée par les calcaires à Anchispirocyclines et Dasycladacées.

Ces résultats ont été récemment repris et intégrés dans une synthèse stratigraphique et sédimentologique du jurassique sud-catalan (H. Cadillac et al., 1981) révélant l'originalité de la série étudiée, notamment au Dogger où s'individualise une série marno-calcaire dilatée, celle du bassin de Tortosa, bassin sédimentaire séparé du bassin ibérique par la zone de seuil du Maestrazgo méridional.

2.1.2. - LOCALISATION DES COUPES

L'anticlinal de Pauls correspond à l'une des nombreuses structures souples, W-E (ou SW-NE), en échelon, qui affectent la série mésozoïque décollée sur le Keuper dans la partie septentrionale des Ports de Horta de San Juan. Sur le flanc méridional du pli, la Cluse du rio de las Fuentes permet une bonne observation de la série jurassique et plus précisément du Lias et du Jurassique supérieur (figure 1).



(H. CADILLAC, 1979)

LEGENDE

- | | | | |
|---|-----------------|---|----|
| a | b | c | |
| d | 3 | 4 | 5 |
| e | 7 | 8 | 9 |
| f | | | 10 |
| | coupes étudiées | | |

Fig. 1. - Unités structurales des Ports de Horta de San Juan et Alfara.

- | | |
|---|--|
| <p>a - La dépression de l'Ebre.</p> <p>b - La bordure plissée du bassin de l'Ebre :</p> <p>1. Unité Gilaberta - Prat de Compte :</p> <p> A - anticlinal de Fontcalda</p> <p> B - synclinal d'El Tois</p> <p> CC' - aire anticlinale de Prat de Compte</p> <p> DD' - anticlinal de Gilaberta Mola Rasa</p> <p> EE' - aire synclinale Engrillo El Empalme</p> <p> F - lame synclinale du Mas de Fandos</p> <p>2. Unité Enquerol - Beceite :</p> <p> G - anticlinal de l'Enquerol - Perigañol</p> <p> H - synclinal de Beceite</p> <p> I - anticlinaux frontaux</p> <p>c - La dépression Pinell de Bray - Mora de Ebro.</p> | <p>d - Le front de chevauchement Beceite - Benifallet :</p> <p> 3. Unité de Las Vuellas - Mas de Valls</p> <p> 4. Unité de Los Garrigones - Roca de Benet</p> <p> 5. Unité de Punta Blanca - La Tosa</p> <p> 6. Unité de Vallplana</p> <p>e - Les Ports d'Alfara :</p> <p> 7. Dépression de Pauls</p> <p> 8. Unité Espina - Coscollosa</p> <p> 9. Dépression d'Alfara</p> <p> 10. Unité Tosa del Rey - Peñaflo</p> <p>f - Dépression de Tortosa</p> <p> I - Faille du col Pauls - Prat de Compte</p> <p> II - Faille dels Estret</p> <p> III - Faille Mola Grosa</p> <p> IV - Faille du camino Alfara - Espina</p> |
|---|--|

La série liasique sera examinée peu après le Km 5 de la route qui conduit de Xerta à Pauls, au Nord de la voie d'accès, sur la crête qui, du sommet 387 conduit au col plus oriental (X = 4°08' Y = 40°56').

De mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas d'effectuer en ce secteur une coupe satisfaisante du Dogger. Celui-ci sera étudié en détail, du moins pour sa partie inférieure, dans le secteur plus oriental de Tivenys.

L'Oxfordien et le Kimmeridgien peuvent en revanche être observés sur ce même flanc méridional de l'anticlinal de Paul à la hauteur du Pont qui enjambe le ruisseau de las Fuentes, à l'Est et en aval de la borne kilométrique 5.

2.1.3. - DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE

- Panorama du Coll del Musu : coupe synthétique du jurassique

Peu après le Km 5 de la route Xerta-Pauls, un sentier permet d'atteindre le col situé entre les points cotés 287 et 215. A partir de ce col établi sur les marnes bajociennes, s'ouvre au NE, au-delà du Bco de las Bordas, le panorama montrant la série jurassique du Coll del Musu avec, du NW au SE (planche.I) :

1 - les cargueules et dolomies de l'Hettangien (complexe dolomitique intermédiaire : Fm Carniolas de Cortes de Tajuna (90 m) ;

2 - Les calcaires dolomitiques à microrhythmes, suivis des micrites beiges, en petits bancs, puis des calcaires à Uptonia du Sinémurien - Carixien inférieur (Fm calizas y dolomias tableadas de Cuevas Labradas) du sommet (40 m) ;

3 - Les marnes grises à Brachiopodes et Pholadomies, dites marnes de Horta de Sant Joan, caractéristiques du Carixien supérieur de la région (12 m) ;

4 - La barre des calcaires bruns massifs, puis finement lités, bioclastiques, à Pectinidés du Domérien (Fm Calizas bioclasticas de Barahona) (10 m) ;

5 - Les marnes grises et marno-calcaires à Hildoceratidés du Toarcien inférieur-moyen (Fm alternancia de margas y calizas de Turmiel) (10 m) ;

6 - Les calcaires bioclastiques de Pauls à chailles du Toarcien supérieur et de l'Aalénien (Mbro calizas nodulosas de Casinos) (25 m) ;

7 - Les marnes jaunes à Ammonites pyriteuses (marnes de Cardo) du Bajocien (15 m) ;

8 - Les calcaires à filaments du Bathonien et du Callovien (Fm carbonatada de Chelva) du sommet 401, profondément fracturés (35 m) ;

9 - enfin, les micrites grises, finement litées, de l'Oxfordien supérieur et du Kimmeridgien inférieur.

- Le Lias (coupes de l'Engrillo et du sommet 287)

La série considérée comme type pour le Lias inférieur et moyen des Ports d'Alfara a été relevée au NW du secteur visité, sur les pentes septentrionales de l'Engrillo (H. Cadillac, 1979).

Cette coupe de l'Engrillo révèle (figure 2), au-dessus des marnes du Keuper :

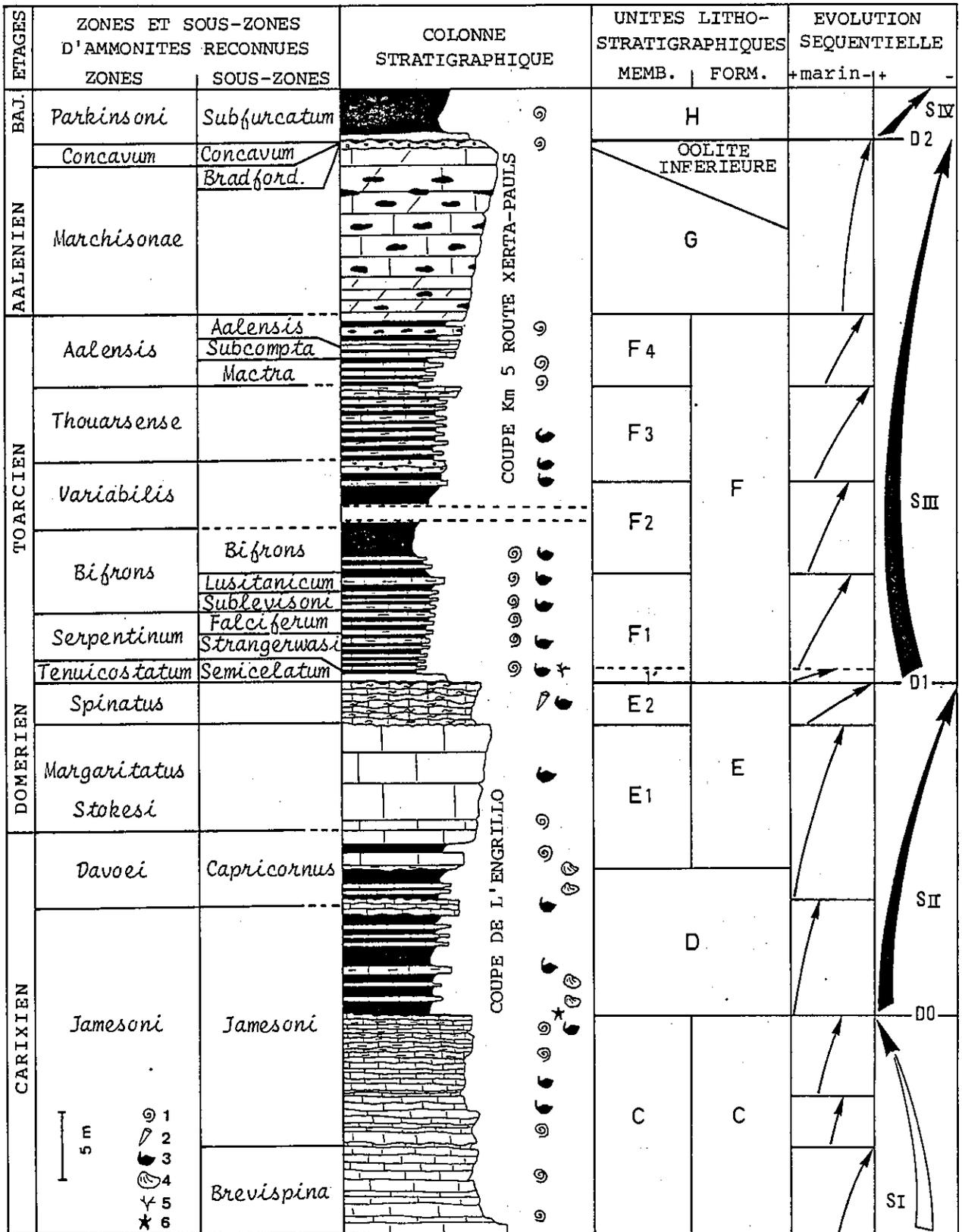


Fig. 2 - Coupe synthétique de référence du Jurassique inférieur (Carixien inf. et Aalénien) des confins ibéro-catalans. Légende : 1: Ammonites; 2: Bélemnites; 3: Brachiopodes; 4: Pholadomies; 5: Fucoïdes; 6: Polypiers. Figures sédimentaires, voir figure 4.

A) La formation des dolomies litées de Imon (10-12 m). Dolomies grises, nettement stratifiées, en bancs de 20-30 cm, pouvant appartenir au Norien en raison de la découverte d'une microfaune caractéristique dans le secteur plus oriental de Tivisa.

B) La formation des "carnieules" de Cortes de Tajuna (90 m). Complexe dolomitique sans stratification nette, constitué à la base de dolomies cristallines à passées bréchoïdes secondairement transformées en carnieules, puis de dolomies bréchiques alternant avec des dolomies massives : Hettangien probable.

C) La formation calcaréo-dolomitique de Cuevas Labradas (60-70 m). Elle arme un relief au sein duquel on reconnaît les unités lithologiques suivantes :

- des dolomies, calcaires et calcaires dolomitiques à Lamellibranches, Gastéropodes et fantômes d'oolithes [C1] (25 m) ;
- des calcaires (micrites) en bancs massifs, à Labyrinthina sp., Lingula sp. [C2] (25 m).

Ces assises peuvent représenter le Sinémurien :

- des calcaires marneux à Uptonia [C3] (17 m) subdivisés comme suit :
 - . Micrites noduleuses à Polymorphites sp. du Carixien inférieur (6 m) ;
 - . Calcaires marneux, noduleux, parfois gréseux, riches en Brachiopodes (3 m) ayant livré Platyleuroceras sp. [zone à Jamesoni, sous-zone à Brevispira] puis, plus haut, Lobothyris punctata (SOW), Gibbirhynchia cf. Curviceps (QUENST).
 - . Calcaires à débit noduleux, progressivement plus marneux. Vers le sommet ont été successivement récoltés : G. gr. curviceps (QUENST), Rimirhynchia sp., L. punctata (SOW), L. subpunctata (DAV.) et "Terebratula" davidsoni (HAIME), puis Uptonia jamesoni (SOW) [sous-zone à Jamesoni], Uptonia jeune et "T" davidsoni (HAIME). Le dernier banc, très riche en Polypiers isolés et G. curviceps (QUENST), apparaît couronné par une surface irrégulière faiblement ferruginisée (discontinuité do).

D) La formation des Marnes à Brachiopodes et Pholadomies de Horta de Sant Joan (14 m). Il s'agit d'un ensemble à dominance terrigène, constitué de manres beiges alternant avec des marno-calcaires tendres (9,5 m) à moules internes de Lamellibranches et à Brachiopodes dont "T" davidsoni (HAIME), la plus fréquente, associée à L. punctata (SOW) et G. gr. curviceps (QUENST). Viennent ensuite des calcaires massifs, noduleux (1,5 m) puis des marnes claires à nombreux moules de Pholadomies (3 m).

Cette formation n'a pas livré d'Ammonites. L'association des Brachiopodes permet cependant de la rattacher à l'intervalle Carixien inférieur p.p. à Carixien supérieur p.p.

E) La formation des calcaires massifs et calcaires bioclastiques de Barahona (15 m).

Dessinant un relief généralement saillant dans la topographie, elle révèle deux ensembles successifs :

- des calcaires microcristallins et bioclastiques [E1] en bancs massifs (11,5 m) à rares, à la base, Aegoceras maculatum (Y. et B.) du Carixien supérieur

[zone à Davoei, sous-zone à Capricornus]. Plus haut ont été recueillis : Protogrammoceras sp. Fuciniceras sp. et Reynesoceras sp. associés à des Brachiopodes : L. Subpunctata (DAV.), L. punctata (SOW.), L. rhomarensis (CHOFF.), Aulacothyris cf. resupinata (SOW.), Spiriferina aff. walcotti (SOW.) et Gibbirhynchia amaltéi (QUENST.). Cette association caractérise le Domérien inférieur et moyen.

- des calcaires bioclastiques, ferrugineux, en bancs noduleux [E2] (4 m) à nombreux Pectinidés, Bélemnites et Brachiopodes dont : L. subpunctata (DAV.) S. alpina (OPP.), S. gr. hartmanni (ZIET.), Zeilleria (Zeilleria) mariae mariae (d'ORB.), Quadratihynchia quadrata BUCK, Q. sp. aff. crassimedia BUCK., Tetra-rhynchia tetraedra (SOW.). Au sommet apparaissent de fréquentes Z. (Z) quadri-fida (LAM.) du Domérien supérieur [zone à Spinatus].

Ces bancs sont surmontés par un hard ground ferruginisé qui matérialise la lacune partielle des premiers niveaux toarciens (discontinuité D1).

F) La formation des marnes et marno-calcaires de Turmiel (10 m) subdivisée régionalement en quatre unités. Seules les deux premières sont conservées dans la coupe de l'Engrillo.

- marnes et marno-calcaires beiges en alternances rythmiques (10 m) à nombreux Brachiopodes et Ammonites.

A la base, un horizon plus calcaire à Fucoïdes appartient au Toarcien inférieur avec Paltarpites sp., Stolmorhynchia gr., bouchardi (DAV.).

Au dessus on relève successivement :

. Harpoceroïdes sp., Hildaites gr. serpentiniformis BUCK, avec de nombreuses S. bouchardi (DAV.), Sphaeridothyris dubari DEL, Homoeorhynchia batalleri (DUB.) et Quadratihynchia sp. [zone à Serpentinum, sous-zone à Strangeways].

. H. serpentiniformis BUCK., H. sp. aff. subserpentinum BUCK., H. gr. striatus GUEX et la même faune de Brachiopodes à laquelle il convient d'ajouter "Terebratula" jauberti DESL., Pseudogibbirhynchia jurensis (QUENST.), "Rhynchonella" vasconcellosi CHOFF., "R." sp.,

. Orthildaites douvillei (HAUG.), Harpoceras falciferum (SOW.) [sous-zone à Falciferum].

. Hildoceras sublevisoni FUC., H. cf. tethysi GECZY, Harpoceras sp. avec : S. dubari DEL., "T.", jauberti leymerielli DUB., "T." jauberti pyrenaica DUB., H. batalleri (DUB.), H. meridionalis (DESL.) [zone à bifrons, sous-zone à Sublevisoni] ;

. Hildoceras crassum MITZ. et "T." jauberti pyrenaica DUB., Sphaeridothyris perfida (CHOFF.), S. decipiens (DEL.) ;

. H. lusitanicum MEIST., dans un banc plus massif qui surmonte cette unité [sous zone à lusitanicum].

- marnes grises homogènes [F2] souvent très tectonisées (8 m). Elles contiennent S. decipiens (DEL.) et S. vari (ROLL.) du Toarcien moyen. Viennent ensuite les niveaux argilo-gréseux rouges de l'Utrillas, d'âge albo-cénomaniens.

Les principales unités liasiques décrites dans cette coupe de référence de l'Engrillo peuvent être retrouvées sur les pentes nord ou sud du relief 287.

Mais ici les conditions d'observation sont rendues difficiles par la présence d'éboulis, notamment à la hauteur des marnes et calcaires marneux du Carixien.

En revanche la suite de la succession jurassique est bien visible le long du sentier qui, du sommet 287, descend en direction du col plus oriental. Là, au-dessus des marnes grises [F2] s'observent :

- des marnes et marno-calcaires noduleux [F3], parfois oolithiques, fortement teintés en rose ou ocre par les oxydes ferriques (3 m), ayant livré S. vari (ROLL.). Des Pseudogrammoceras trouvés latéralement confèrent à ce niveau un âge toarcien supérieur basal. Dans le talus de la piste qui monte jusqu'au col à partir de la route Xerta-Pauls, Gibbirhynchia ? terueli, GOY, Rhynchonelloïdella marini ROUSSEL et Aulacothyris blakei (DAV.) ont été récoltés respectivement au-dessous, au sein et au-dessus d'une passée oolithique établie à la partie inférieure de la formation marno-calcaire.

- des marno-calcaires alternant avec des calcaires noduleux plus ou moins marneux [F4] à faune du Toarcien supérieur (8 m) avec, successivement :

- . Pleydellia gr. mactra (DUM.), Cotteswoldia gr. engena BUCK.;
- . P. subcompta (BRCO.), C. costula (ZIET.), [zone à Aalensis, sous-zone à Mactra] ;
- . P. aalensis (ZIET.) [sous-zone à Aalensis].

G) La formation des calcaires à chailles de Pauls (20 m), ensemble dolomitisé et sans restes organiques apparents dans les premiers mètres, apparaissant ensuite moins épigénisé et riche en inclusions siliceuses. Au sommet s'individualise un niveau ferruginisé, oolithique ("Unterer grenz oolith" des auteurs allemands : O.F. Geyer, H. Behmel, et K. Hinkelbein, 1974) ayant livré des Ammonites (0,3 m) : Ludwigiella cornu BUCK., L. sp., Ludwigia (Brasilia) gr. bradfordensis BUCK., in DORN., L. (B) aff. baylei BUCK., L. (B) gr. similis (BUCK.), Hammatoceras (Pseudammatoceras) gulienze RENZ, H. (P.) : p. ju v. Cette association caractérise l'Aalénien supérieur [zone à Murchisonae, sous-zone à Bradfordensis et zone à Concavum p.p.].

Une surface ferruginisée (discontinuité D2) coiffe cette formation des calcaires à chailles de Pauls. Suivent les marnes jaunes à Ammonites pyriteuses de la formation de Cardo. Elles contiennent une faune de Bajocien supérieur avec : Garantiana sp., Strenoceras sp., Bigotites sp., Leptosphinctes sp., Spinoceras sp., ? Sphaeroceras sp. [zone à Subfurcatum].

- Le Malm (route Xerta-Pauls, Km 5,5) (figure 3 : planche I)

Les marnes jaunes de la formation de Cardo (Bajocien) ont, à quelques mètres au-dessus de la discontinuité D2, livré une riche faune d'Ammonites avec, entre autres: Parkinsonia parkinsoni (d'ORB.), Cadonites sp., Garantia garantiana (d'ORB.).

Au dessus se développe la formation des calcaires à filaments (30 à 40 m) qui présente, à la base, des bancs réguliers de 10 à 30 cm, intercalés de minces lits marneux, très écrasés. Ces calcaires micritiques, très riches en filaments, devenant plus grossiers au sommet, ont livré Procerites sp. et Morphoceras sp., puis Tulites sp. du Bathonien inférieur et moyen.

La partie supérieure de cet ensemble, très dolomitisée (Bathonien supérieur et Callovien ?), forme une barre massive, sombre (2b), que l'on peut

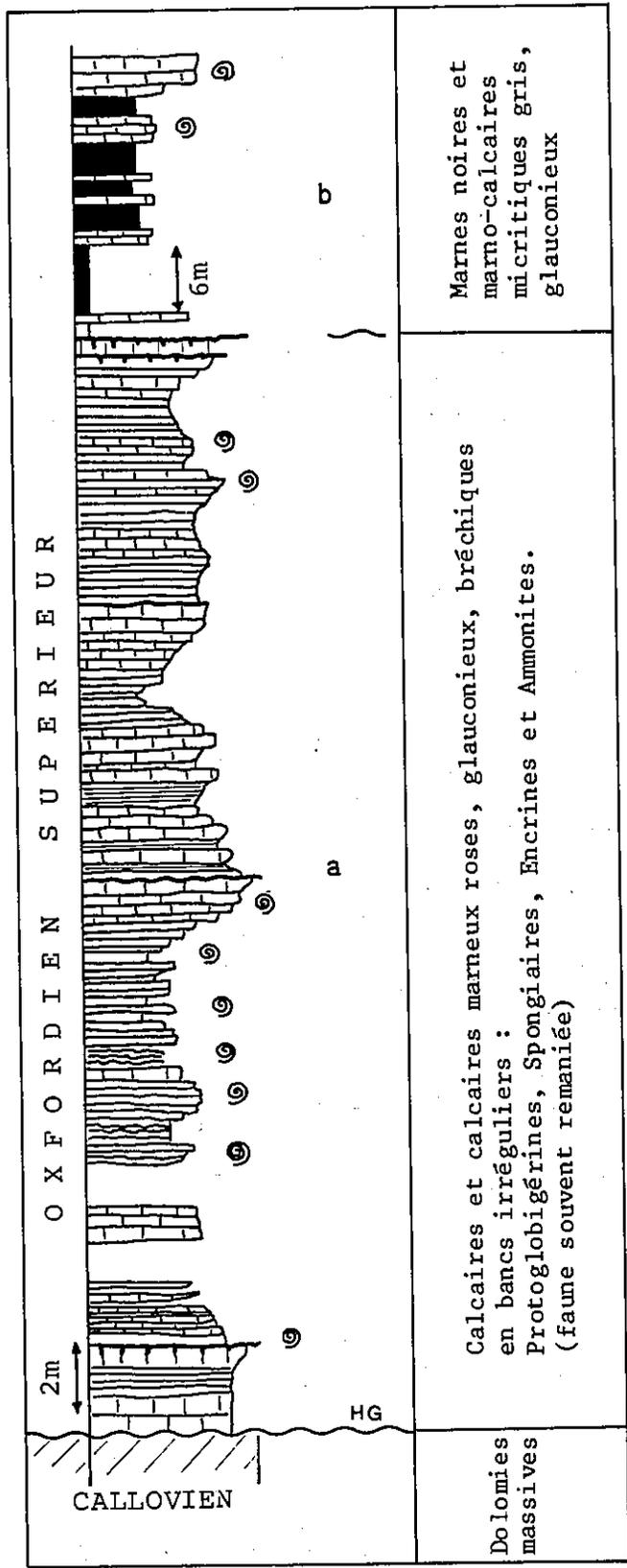
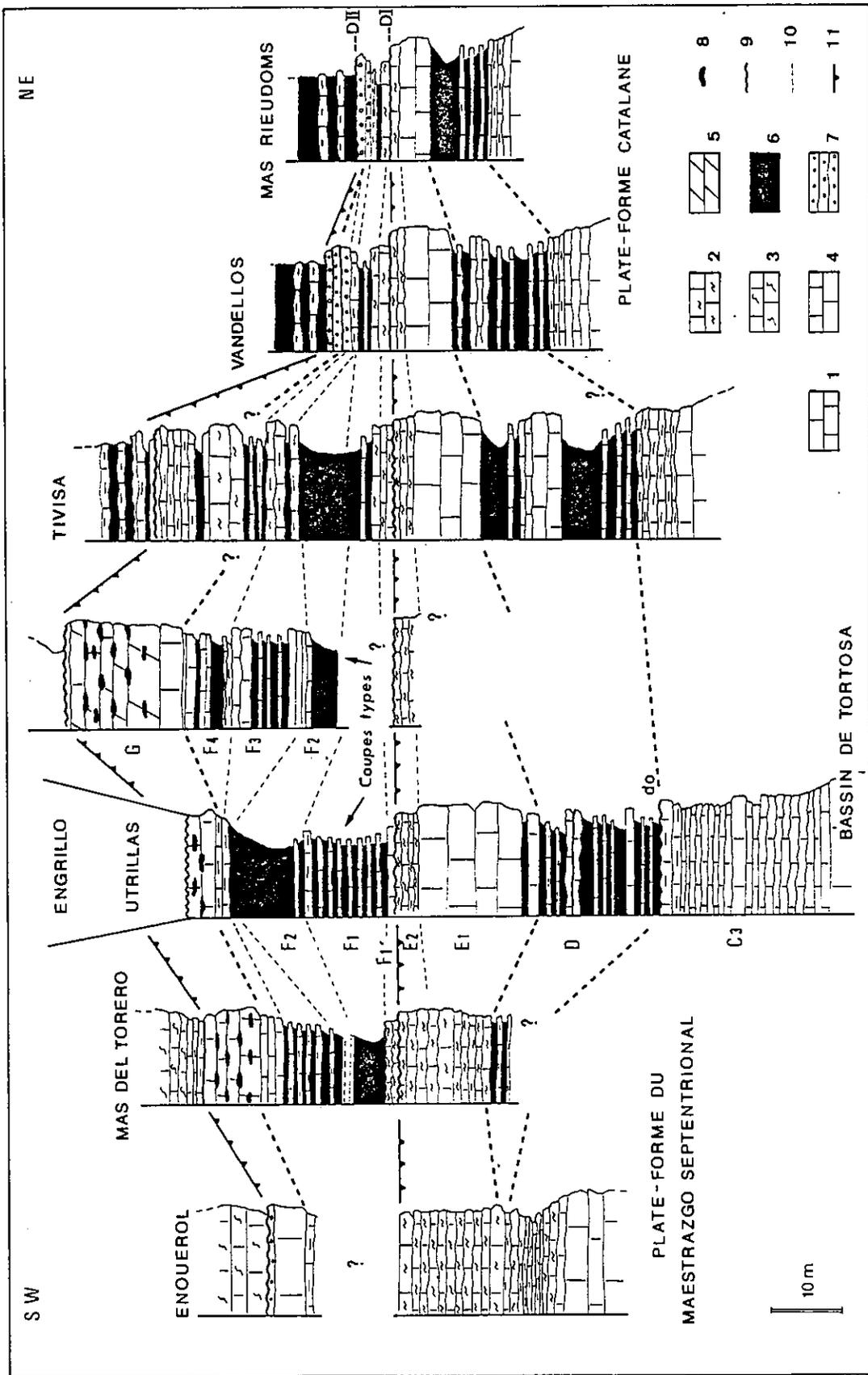


Fig. 3 - L'Oxfordien supérieur (calcaires et marnes à Protoglobigérines, Spongiaires et Ammonites) au Km 5 de la route Xerta-Pauls.

Fig. 4 - Corrélations stratigraphiques dans le Jurassique inférieur des confins ibéro-catalans (Carixien inférieur à Aalénien).
 Légende : 1: Calcaires massifs; 2: Calcaires bioclastiques; 3: Calcaires à filaments;
 4: Calcaires marneux; 5: Dolomies et calcaires dolomitiques; 6: Marnes; 7: Calcaires à oolites ferrugineuses; 8: Chailles; 9: Discontinuité importante; 10: Limite de formation; 11: Limite de groupe.



reconnaître en bordure de route, en amont du pont qui franchit le barranco de las Fuentes.

Au-dessus d'une discontinuité nette viennent successivement :

- la formation des calcaires et marnes à Protoglobigérines et Spongiaires au sein de laquelle peuvent être distingués deux termes :

a - un ensemble (30 m) de calcaires et calcaires marneux roses, glauconieux, bréchiques ou graveleux. A la partie inférieure, cette série a livré, dans des horizons calcaréo-marneux et ferrugineux à Encrines, Spongiaires et Protoglobigérines, à stratification irrégulière, une riche faune de Perisphinctidés avec : Perisphinctes (Dichotomoceras) cf. bifurcatus (QU.) Perisphinctes (Perisphinctes) sp. et Perisphinctes (dichotomosphinctes) Wartae BUROW. Au sommet, les calcaires, devenus massifs, caractérisés par l'abondance de glauconie, forment un ressaut dans la topographie. A la surface des bancs apparaissent des Ammonites indéterminables. Des discontinuités ferruginisées couronnent les deux dernières assises.

b - Une série (15 m) de marnes noires et marno-calcaires grisâtres, glauconieux, riches en débris de Spongiaires et renfermant à la partie supérieure des Périssphinctidés et des Aspidoceratidés indéterminés ainsi que des Holcophylloceras cf. mediterraneum (NEUM.).

Ces diverses assises peuvent être rattachées à l'Oxfordien supérieur.

- La formation des calcaires noirs, sublithographiques (15 m visibles).

Ce sont des micrites sombres, azoïques, en bancs massifs et réguliers de 20 à 40 cm d'épaisseur, qui couronnent ici la série jurassique. Une petite discontinuité sédimentaire les sépare de l'ensemble marneux sous-jacent. Leur âge Kimmeridgien inférieur est proposé à partir du seul argument de leur position dans la série étudiée.

2.1.4. - APPROCHE SEDIMENTOLOGIQUE

L'étude des coupes du flanc sud de l'anticlinal de Pauls a permis de mettre en évidence une série épaisse, s'organisant en quatre mégaséquences successives, séparées les unes des autres par des discontinuités majeures.

- Mégaséquence I (SI figure 2).

Elle débute au Trias supérieur et trouve son aboutissement dans le Carixien inférieur. Composée de diverses séquences élémentaires de comblement, elle traduit le passage d'un milieu de sédimentation lagunaire, évaporitique (Keuper) à un milieu de plate-forme externe, largement ouvert aux influences marines (calcaires, marneux à Uptonia (C3)). Cette évolution chronofaciologique s'effectue par l'intermédiaire de dépôts marins internes ou lagunaires, plus ou moins évaporitiques, de type sebka côtière (formation norienne des dolomies litées de Imon-A-, puis formation des brèches de dissolution et carnies de Cortes de Tajuna-B- d'âge hettangien et sinémurien). La barrière oolithique à hydrodynamisme élevé du Sinémurien (partie inférieure de la formation calcaréo-dolomitique de Cuevas Labradas -C1-C2- assure la transition entre les deux domaines de plate-forme interne et externe.

La discontinuité do matérialisée par une surface ondulée, ferruginisée, couronne cette première unité sédimentologique.

- Mégaséquence II (S11)

Il s'agit d'une séquence de comblement (S. Klupfelienne) débutant, à la suite d'un effondrement soudain du substrat, avec les marnes circalittorales à Brachiopodes et Pholadomies de la formation de Horta de Sant Joan -D- d'âge carixien et se poursuivant par les calcaires bioclastiques de la formation de barabona -E- d'énergie moyenne à forte, caractérisant un milieu de dépôt de haut-fond. Elle se trouve coiffée par la discontinuité d1 soulignée par un film ferrugineux et établie à la limite du Domérien et du Toarcien.

- Mégaséquence III (S.111)

Cette nouvelle grande unité sédimentologique est caractérisée par l'installation rapide (nouvelle manifestation soudaine de la subsidence), au Toarcien inférieur, de conditions de sédimentation en milieu circalittoral, avec accumulation des marnes et marno-calcaires à Ammonites de la formation de Turmiel-F-. Un retour progressif à des conditions de milieu infralittoral ouvert (calcaires à chailles de Pauls-G- s'effectue à partir du Toarcien moyen. La mégaséquence trouve son aboutissement avec les dépôts d'hydrodynamisme élevé, très condensés, de l'oolithe inférieure. Une lacune soulignée par une discontinuité ferruginisée (D2) clôt cette succession dont l'évolution sédimentologique est encore de type klüpfelien.

- Mégaséquence IV (S.IV)

Cette mégaséquence se caractérise par le soudain passage du niveau de haute énergie (haut-fond, barrière) de l'Aalénien à un domaine de plate-forme externe ou de bassin (marnes de Cardo à Parkinsonia) durant le Bajocien, puis par le développement des calcaires et dolomies à filaments, toujours externes, du Bathonien et du Callovien. Elle correspond ainsi à une nouvelle séquence de comblement.

La discontinuité D3 qui la couronne traduit une lacune probable du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur. Cependant aucune trace d'émer-sion n'a été relevée. On peu donc admettre, après PF. Bulard (1972), qu'il y a eu interruption sous-aquatique de la sédimentation.

- Mégaséquence V (S. V)

La dernière unité de dépôt jurassique couvre l'intervalle Oxfordien supérieur - Crétacé basal. La coupe du km 5 de la route Xerta-Pauls n'en révèle que les termes de l'Oxfordien et du Kimmeridgien inférieur. La série sus-jacente n'est visible que dans l'extrémité SW de l'anticlinal plus méridional d'Alfara. La sédimentation s'effectue tout d'abord sur une plate-forme ouverte (calcaires et marnes à Ammonites de l'Oxfordien supérieur et du Kimmeridgien inférieur). Viennent ensuite des dépôts de plate-forme interne (calcaires et dolomies à Foraminifères benthiques et Algues du Kimmeridgien supérieur, du Portlandien et du Berriasien). C'est ainsi une nouvelle mégaséquence de comblement qui caractérise le Malm des Ports d'Alfara.

2.1.5. - VARIATIONS LATÉRALES. IMPLICATIONS PALEOGÉOGRAPHIQUES (Fig. 4).

Le territoire visité se situe dans une "zone charnière" entre un domaine occidental, ibérique, à série dilatée bien connue (A. Goy et al. 1976, Meckel et al., 1976, J.J. Gomez et A. Goy 1979) et un domaine oriental, catalan, offrant une série réduite, à dominante dolomitique, pauvre en fossiles et sur laquelle les données stratigraphiques et sédimentologiques sont moins nombreuses.

- LIAS

Les formations correspondant à la première mégaséquence (S1) offrent les caractéristiques suivantes :

- dépôts de faible bathymétrie sur une plate-forme en voie d'individualisation, très progressivement subsidente (rifting précoce).
- sédiments uniformément carbonatés, avec absence totale de terrigènes.
- uniformité des milieux de dépôt à l'échelle de la région étudiée.

Cette dernière s'intégrait alors dans une aire de sédimentation épiconinentale, homogène, débordant largement, surtout vers le Nord, la limite (d'érosion) des affleurements actuels.

Avec la mégaséquence SII apparaît une différenciation paléogéographique importante. En effet, dès le Carixien inférieur s'individualisent deux domaines distincts :

- un bassin terrigène oriental (bassin sud-catalan) subsident, probablement ouvert en direction de l'Est ou du SE, dans lequel la série liasique est la plus épaisse,
- une aire de plate-forme nord-occidentale peu subsidente (plate-forme du Maestrazgo septentrional), se prolongeant probablement vers le NE, en direction de la plate-forme catalane, à sédimentation carbonatée dominante.

Ces dispositifs paléogéographiques nouveaux sont particulièrement nets au passage Carixien inférieur - Carixien moyen. Ils évoquent les bassins en demi-graben caractéristiques de la phase d'extension (rifting vrai) conduisant à l'individualisation de la marge passive ouest tethysienne.

La mégaséquence SIII permet de suivre l'évolution des faciès au sein des dispositifs ainsi mis en place.

- au Toarcien inférieur, la sédimentation est uniformément marneuse (formation de Turmiel) au sud. Elle devient progressivement carbonatée vers le Nord et le NE. Parallèlement s'observe une réduction de la série sédimentaire aboutissant même à une absence de dépôt aux abords de la Sierra de Prades et du Cap Salou.

- Au cours du Toarcien moyen et supérieur la tendance régressive se fait très tôt sentir avec, notamment, la présence d'oolites ferrugineuses (Pauls, Vandellos).

- Le retour à la sédimentation carbonatée est général à l'Aalénien (calcaires à chailles de Pauls), tandis que subsiste l'opposition entre les secteurs méridionaux "dépôts homogènes de plate-forme externe et les régions septentrionales et nord-occidentales où apparaissent par contre, à l'abri des influences du large, des dépôts de remaniement (oolites) et des lacunes.

La nature, l'évolution et la distribution spatio-temporelle des dépôts traduisent bien, ainsi, la persistance d'un bassin en demi-graben ouvert au Sud ou au SE, en voie de comblement.

- DOGGER

La sédimentation interrompue à la fin de l'Aalénien (discontinuité D2), ne reprend qu'au Bajocien moyen basal au SE (Tivisa) et au Bajocien supérieur (base) dans les Ports occidentaux de Horta de Sant Joan. Ceci confirme l'image d'un remplissage par "onlapping" du bassin sud-catalan, bassin en demi-graben à polarité E ou SE, dont la bordure orientale n'est cependant pas connue "on shore". Ce remplissage, tout d'abord marneux (Marnes de Cardo), puis calcaire ou dolomitique (couches à microfilaments), est brusquement interrompu, tout comme dans la majeure partie du domaine ibérique, vers la fin du Callovien. L'existence de courants violents (en relation avec les marées ?) circulant sur de larges étendues, dans un paysage de plate-forme nouvellement stable, pourrait expliquer cette lacune au toit de la séquence SIV du Dogger.

- MALM

Les calcaires à Protoglobigérines et Spongiaires, qui inaugurent cette nouvelle période traduisent l'installation généralisée d'une plate-forme carbonatée largement ouverte (stade drifting) aux influences du large. L'homogénéité des faciès, l'organisation des dépôts et l'absence de structures sédimentaires liées à des hauts fonds confèrent à cette plate-forme une disposition en rampe stable, intéressant la totalité du domaine ibérique et dont la polarité est tethysienne.

La mégaséquence SV traduit, par son évolution régressive, le comblement graduel, par progradation, du bassin sédimentaire (Kimmeridgien-Portlandien) puis son émergence (crétacé basal) en relation avec la tectonique néocimmerienne.

La sédimentation ne reprendra qu'avec le Barrémien dans les secteurs méridionaux des Ports de Beccite et Horta de Sant Joan ou avec l'Aptien, voire l'Albien, dans les secteurs plus septentrionaux.

2.2. - LE TOARCIEN, L'AALENIEN ET LE BAJOCIEN DANS LE SECTEUR DE TIVENYS : NOUVELLES DONNÉES BIOSTRATIGRAPHIQUES

(S. FERNANDEZ-LOPEZ et R. MOUTERDE).

Résumé

Aux environs de Tivenys, la plupart des zones d'Ammonites du Toarcien inférieur au Bajocien supérieur ont pu être caractérisées dans les associations fossiles. Cependant, seul le Bajocien supérieur, sous le faciès "marnes de Cardo", présente une épaisseur notable et a été favorable à l'installation de certaines populations d'Ammonites. Les dépôts sous-jacents, dont les épaisseurs ne dépassent pas quelques mètres, correspondent à des conditions plus instables (oolithes ferrugineuses....) Les associations fossiles observées correspondent le plus souvent à des coquilles flottées ou à des exemplaires remaniés (réélaborés). Les indices de bioturbation sont presque constants.

2.2.1. - INTRODUCTION ET HISTORIQUE

Pendant ces dernières années, différents travaux monographiques ont été publiés sur le Jurassique des Catalanides. Cadillac et al. (1982) ont réparti les sédiments du Jurassique inférieur et moyen en six formations superposées comprenant 15 membres dont ils ont fait l'analyse séquentielle en prenant comme base la série type des Ports centraux de Horta de San Juan y Alfara. Fernandez Lopez (1983) décrit et interprète la succession d'ammonites observée dans la zone à Garantiana de Tivenys- sierra de Cardo et présente de nouvelles données sur leur taphonomie, leur paléoécologie et leur paléobiogéographie. De leur côté Anadon et al. (1984) ont exposé les résultats les plus importants obtenus, à ce jour, sur l'évolution tectonique et stratigraphique des Catalanides en réservant plusieurs chapitres au Jurassique. Chacun de ces travaux cite de nombreuses publications sur la géologie de la région, le lecteur pourra s'y reporter.

L'objet principal de la présente note est d'apporter des données stratigraphiques nouvelles sur le Toarcien, l'Aalénien et le Bajocien des Catalanides méridionales. Les colonnes stratigraphiques représentées sur la fig. 6 sont publiées pour la première fois et les associations successives d'Ammonites observées sont analysées du point de vue taphonomique et paléoécologique. L'un des auteurs (R.M.) s'est intéressé spécialement aux dépôts liasiques et a déterminé seulement les faunes correspondantes.

2.2.2. - LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS

La situation géographique exacte des affleurements décrits est indiquée sur la fig. 5, dont la base topographique est celle de la carte 497 (32-19 Perello) de la carte géologique d'Espagne ; leurs coordonnées géographiques sont les suivantes :

- Affleurement 1TY (953.750 - 712.700). Coll de l'Argilla.
- Affleurement 2TY (953.150-711.900). Entre Coll de l'Argilla et Vall Llarga
- Affleurement 3TY (952.700-711.450). Aux environs du km 16.5 au front NW de la carrière située sur le flanc gauche de Vall Llarga.
- Affleurement 4TY (952.500-711.250). 200 m en dessous du km 16,5 sur le flanc droit de Vall Llarga.
- Affleurement 8TY (951.450-711.500). Sur le côté SW de la Punta de Soms, 10 m en dessous du confluent des eaux avec Coll de Soms.
- Affleurement 9TY (591.400-711.250). Près de la Cimenterie dans la carrière de l'Assut.
- Affleurement 1SS (952.400-712.300). Près du km 17,7, dans la carrière appelée "Pedrera de Borrás".
- Affleurement 2SS (952.075-712.000). 100 m à l'Est de la Pedrera de Julian, dans le talus du chemin de Coll de Soms.
- Affleurement 5SS (951.900-712.000). Dans le tunnel d'accès à la carrière de Coll de Soms appelée "Pedrera de Julian".
- Affleurement 9SS (952.900-712.500). Près du km 18,0 dans le talus droit de la route de Tivenys à Benifallet.

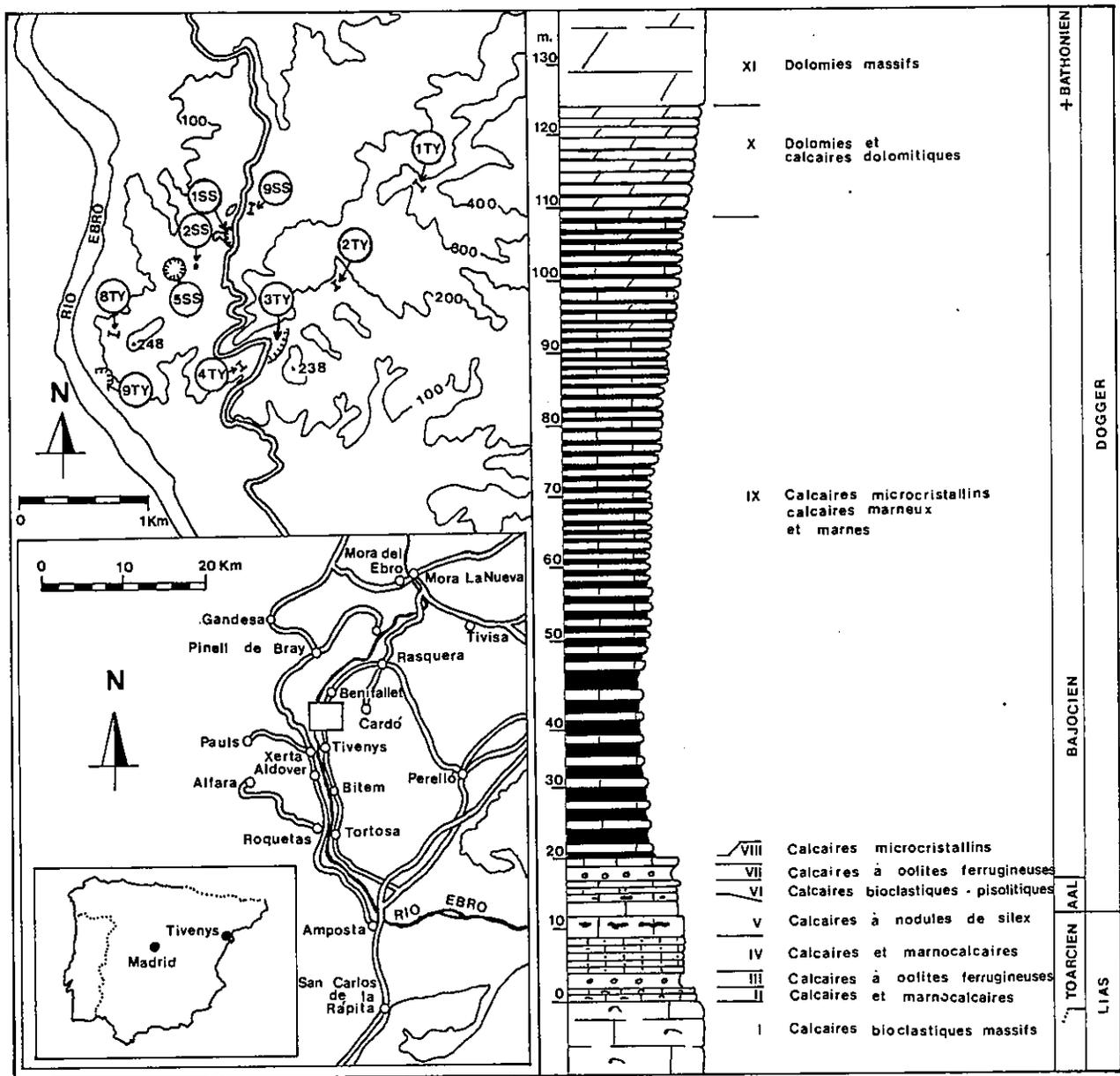


Fig. 5 - Situation géographique des affleurements mentionnés dans le texte et schéma de la série stratigraphique correspondant aux matériaux toarciens, aaléniens et bajociens.

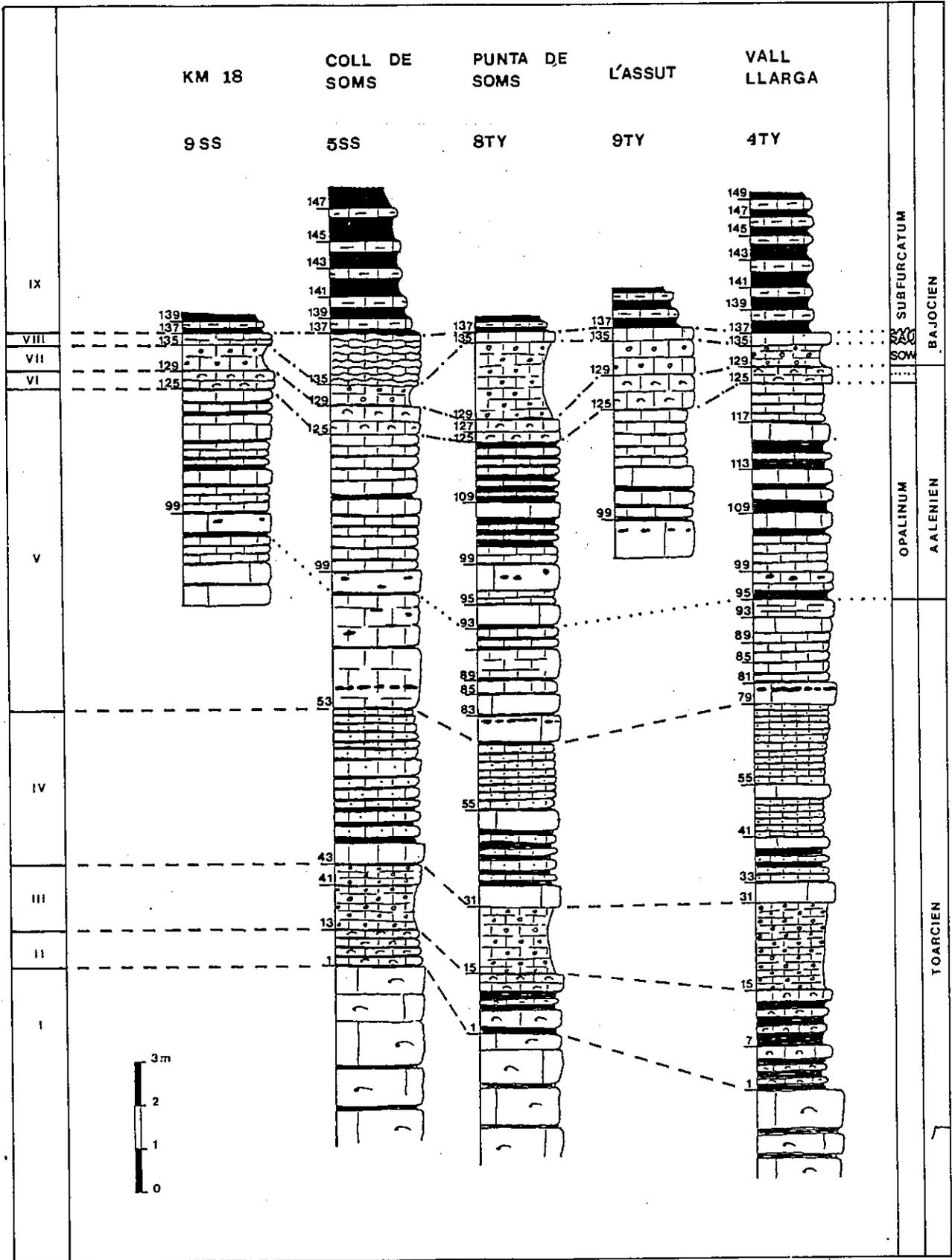


Fig. 6 - Corrélation des séries stratigraphiques décrites

2.2.3. - SERIE STRATIGRAPHIQUE : DESCRIPTION ET INTERPRETATION

La succession des terrains observés, représentée schématiquement sur la fig. 6 et avec plus de détails sur la fig. 7 comprend les couches suivantes dont la distinction tient compte des associations d'Ammonites qu'elles contiennent.

I - Calcaires bioclastiques massifs ou en banc épais (puissance totale supérieure à 10 m), gris-rosé en surface, grisâtres à la cassure ; textures et structures de bioturbation abondantes. Macrofaune abondante, généralement resédimentée : Brachiopodes, Lamellibranches, Gastéropodes, Echinodermes et Bélemnites. Ces couches correspondent au membre "Calcaires massifs" (E1) de la formation "Calcaires bioclastiques de Barahona" définis par Cadillac et al. (1982) pour les confins ibéro-catalans.

Entre Coll de l'Argilla et Vall Llarga (affleurement 2TY) nous avons rencontré dans le dernier banc Bactylioceras (Orthodactylites) gr. semicelatum (SIMPSON). Ainsi, au moins leur partie supérieure, ces calcaires ne correspondent pas seulement au Domérien, mais encore à la base du Toarcien (zone à Tenuicostatum).

II - Calcaires et Marnocalcaires bioclastiques (1 à 2 m). Bancs de 10 à 20 cm à surfaces irrégulières, localement noduleux, avec intercalations marno-biodétritiques gris-jaunâtre en surface et grisâtres à la cassure ; textures et structures de bioturbation abondantes. macrofaune abondante : Lamellibranches, Brachiopodes, Echinodermes, Bélemnites et Gastéropodes. La surface supérieure du dernier banc correspond à une surface de remaniement qui présente localement une patine ferrugineuse. Ces couches représentent l'unité E2 de Cadillac et al. (1982) "Calcaires bioclastiques à Pectinidés".

Dans la région de Tivenys, nous n'avons pas encore trouvé d'Ammonites dans ces couches, cependant à La Tosa (Tivisa à 20 km au NE), le dernier banc contient Hildaites spp.

En conséquence, au moins la partie supérieure de ces couches correspond à la zone à Serpentinus; et, en tenant compte des observations faites sur les couches sous-jacentes, la partie supérieure de la formation des Calcaires bioclastiques de Barahona doit être rapportée au Toarcien inférieur dans les Catalanides méridionales.

III - Calcaires microcristallins et Calcaires biodétritiques avec oolites ferrugineuses (1,5 à 2 m). Dans la plupart des affleurements, ils sont très altérés mais se distinguent des couches superposées par leur couleur gris-rosé. A Coll de Soms (affleurement 5SS) on observe des bancs de 5 à 15 cm avec minces intercalations marneuses, textures et structures de bioturbations abondantes et macrofaune fréquente : Brachiopodes, Lamellibranches, Echinodermes, Bélemnites, Ammonites ; la base et le toit de la couche sont des surfaces de remaniement avec abondante concentration d'oxyde de fer. L'existence de ces calcaires à oolites ferrugineuses a été mentionné par Orci Garcia et al. (1980, p. 8) à la Punta de Soms (951.535-711.415) et au Barranco de En Jordi (952.984-713.898) qui les attribuait au Toarcien inférieur et moyen ; cependant certains fossiles contenus dans la moitié supérieure de la couche (Hildoceras lusitanicum Meister, H. intermédiaire entre H.lusitanicum et H.bifrons, H, sp.) sont des éléments "réélaborés" (=exhumés et remaniés) et les sédiments pourraient correspondre en partie aux zones à Variabilis et à Thouarsense d'autant qu'ils présentent plusieurs surfaces d'arrêt de sédimentation.

Dans le détail à Coll de Soms, on a recueilli :

- 5SS13 : Rhynchonella (Homoeorhynchia) gr. meridionalis-batalleri, Terebratula perfida CHOFFAT.
5SS41(-70) : Hildoceras lusitanicum Meister, exemplaires brisés et présentant des traces de "réélaboration". Les formes écrasées contemporaines du sédiment appartiennent aussi au groupe de lusitanicum
5SS41 (-50) : Hildoceras lusitanicum, Hildoceras sp., exemplaire à ombilic étroit intermédiaire entre H.lusitanicum et H.bifrons BRUG.
5SS41 (-10) : Hildoceras aff.lusitanicum

IV - Calcaires microcristallins et marno-calcaires, localement biodétritiques, gris jaunâtres en surface et grisâtres à la cassure, en bancs de 15 à 40 cm avec surfaces irrégulières et minces intercalations marneuses biodétritiques ; textures et structures de bioturbation abondantes, notamment Zoophycos. Macrofaune fréquente : Lamellibranches, Ammonites et Brachiopodes. Ces couches correspondent aux "Calcaires et marnocalcaires à Pleydellia" (F4) de Cadillac et al. (1982) que ces auteurs considèrent comme le dernier membre de la formation des "Alternances de marnes et marno-calcaires de Turmiel" (Goy et al. 1976) dans les confins ibéro-catalans.

A Vall Llarga on a recueilli :

- 4TY33 : Pleydellia mactra Dumortier, P. subcompta Branco
4TY43 : Pleydellia costulata Zieten, Catulloceras sp. Vackia (Nadorites) sourensis PERROT.
et à Punta de Soms :
8TY33 : Cotteswoldia sp. Dumortieria sp.
8TY35 : Cotteswoldia sp.
8TY55 : Cotteswoldia egena Buckman, C.aff.paucicostata Buckman, Pleydellia subcompta Branco et formes voisines, Rhynchonella sp., Mya sp.

V - Calcaires microcristallins localement biodétritiques et à nodules de silex (6 à 8 m), gris-jaunâtres en surface et grisâtres à la cassure ; la moitié supérieure de l'ensemble est moins calcaire, les bancs semblent être plus minces et les intercalations marneuses sont plus épaisses. Les nodules de silex sont abondants et généralement fusionnés entre eux dans le premier banc de la couche, mais ils sont plus rares dans les bancs supérieurs. Les textures et structures de bioturbation sont abondantes surtout des Zoophycos ; à 2,5-3 m au dessus de la base de la couche, sous un banc de calcaire microcristallin à silex isolés, on observe plusieurs niveaux de remaniement avec des Thalassinoides fréquents. Les associations fauniques observées en dessous de ces niveaux correspondent au Toarcien supérieur :

A Vall Llarga on a recueilli :

- 4TY80 inf. : Pleydellia celtica Fauré et Cubayne, Aulacothyris sp.
4TY81 : Pleydellia sp., P. Celtica morphe subcandida
4TY82 : Pleydellia sp.
4TY85 : Pleydellia buckmani Maubeuge
4TY93 : Pleydellia lotharingica BRANCO, P. aff.aalensis ZIETEN, P.aff.burtonensis BUCKMAN
4TY95 : Imetoceras sp.

Au dessus du dernier banc à nodules de silex isolés (niveau 99 de la fig. 2) on a recueilli des Ammonites de la zone à Opalinum (Aalénien). Des 96 exemplaires récoltés, 88 % sont des Leioceratinae, 11 % des Hammatocera-

tinæ et 1 % des Tmetoceaninae. La plupart sont des exemplaires "resédimentés", les macroconques prédominent (plus de 75 %), les individus jeunes sont très rares.

A Punta de Soms, nous avons reconnu la superposition des associations suivantes qui caractérisent les sous-zones à *Opalinum* (8TY93-8TY97) et à *Comptum* (8TY99-8TY109+50) :

8TY93 : *Leioceras* cf. *opalinum* (REINECKE)

8TY95 : *Cypholloceras* cf. *subglabrum* (BUCKMAN), *Breydia* sp.

8TY97 : *Cypholloceras opaliniforme* BUCKMAN, *Cypholloceras lineatum* (BUCKMAN), *Breydia* sp.

8TY99 : *Cypholloceras comptum* (REINECKE), *Leioceras* cf. *striatum* BUCKMAN, *Cylioceras uncinatum* (BUCKMAN), *Tmetoceras* cf. *scissum* (BENECKE) *Breydia* sp.

8TY99+50 : *Leioceras* cf. *opalinum* (REINECKE)

8TY109+50 : *Leioceras* cf. *striatum* BUCKMAN, *Cylioceras crassicostatum* (RIEBER)

8TY124 : *Cylioceras* sp.

VI - Un ou deux bancs de calcaires microcristallin, fréquemment bioclastique et localement pisolitique (0.20 à 0.80 m), grisâtre. Textures et structures de bioturbation fréquentes. Fossiles abondants, accumulés, resédimentés ou "réélabrés" : Lamellibranches, Crinoïdes, Coraux ahermatypiques, Ammonites, Brachiopodes, Bélemnites, Nautilus, Serpules et Bryozoaires.

Dans la couche 5SS126 de Coll de Soms nous avons recueilli plus d'une centaine d'Ammonites dont 85 % sont des Graphocératidés, 12 % des Hammatocératidés et 3 % des Tmétocératidés. Ces formes, en majeure partie "réélabrées" ou resédimentées, résultent d'un mélange de faune de l'ensemble de l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae) : *Brasilia gigantea* (BUCKMAN), *Brasilia similis* (BUCKMAN) *Brasilia* cf. *bradfordensis* (BUCKMAN), *Welschia* aff. *obtusiformis* (BUCKMAN), *Pseudographoceras helveticum* (HORN), *Pseudographoceras umbilicatum* (BUCKMAN), *Ludwigella callosa* BUCKMAN, *Ludwigella* cf. *patulla* (BUCKMAN), *Vacekia* sp., *Tmetoceras scissum* (BENECKE), *Planammatoceras* sp., *Erycites* cf. *fallifax* ARKELL, *Abbasitoides* sp. *Spinammatoceras pugnax* (VACEK).

A la partie supérieure de ce niveau (couches 5SS128, 8TY128 et 9TY128) les Ammonites sont plus rares et les éléments resédimentés correspondent à l'Aalénien supérieur (zone à *Concavum*) : *Graphoceras* spp. et *Ludwigella* spp. Un exemplaire "réélabré" de *Rhodanoceras* sp. trouvé au niveau 8TY127 doit aussi correspondre à l'Aalénien supérieur.

VII - Calcaires microcristallins à oolites ferrugineuses (0,3 à 2 m), gris rosé en surface et grisâtre à la cassure. Le passage aux dépôts sous-jacents peut être graduel comme à l'Assut (9TY), mais dans la plupart des affleurements la limite est nette entre les couches VI et VII. A la partie inférieure sont fréquents localement des ooïdes ferrugineux de dimension centimétrique. Ils deviennent plus rares au sommet de même que les oolites. Les textures et structures de bioturbation sont abondantes, les fossiles sont fréquents (accumulés, resédimentés ou "réélabrés") : Bélemnites, Brachiopodes, Lamellibranches, Crinoïdes et Ammonites. Cette couche correspond à l'"oolite ferrugineuse inférieure" qui termine la formation des "Calcaires de Pauls à chailles" définie par Cadillac et al. 1982, p. 191).

Les associations d'Ammonites observées sont constituées surtout de macroconques adultes appartenant aux Graphocératidés et Sonninidés ; les Otoitidés ne dépassent pas 10 % ; les Haplocératidés sont très rares (moins de 1 %). A Coll de Soms (5SS130) le premier banc contient des Ammonites "réélaborées" (les moules internes de certaines sont formées de calcaire micritique sans oolites ferrugineuses) qui dans d'autres régions caractérisent la base de la zone à Sowerbyi (sous-zone à Discites) :

Hyperlioceras walkeri BUCKMAN, Platygraphoceras cf. compactum BUCKMAN, Reynesella cf., pioides BUCKMAN, Euhoploceras sp.

Au sommet de ce banc (5SS130) nous avons reconnu un exemplaire, également "réélaboré" de Fissiloboceras, sp.

A l'Assut (9TY132), cette couche contient des coquilles d'Ammonites "réélaborées" (dont les moules internes contiennent aussi des oolites ferrugineuses) caractéristiques de la zone à Sowerbyi (sous-zones à Discites et à Ovalis au moins) : Hyperlioceras cf. mundum (BUCKMAN), Braunsina aspera BUCKMAN, Braunsina gr. rotabilis BUCKMAN, Oedania falcigera BUCKMAN, Oedania cf. inflata BUCKMAN, Haplopleuroceras cf. mundum (BUCKMAN), Euhoploceras marginatum (BUCKMAN), Euhoploceras dominans (BUCKMAN) Euhoploceras cf. euromphalicum (BUCKMAN), Fissiloboceras cf. fissilobatum (WAAGEN), Witchellia romanoides (DOUVILLE), Nannoceras schlumbergeri (HAUG) Docidoceras sp., Trilobiticeras sp., Emileites malenotatus BUCKMAN, Bradfordia sp.

En résumé ces couches à oolites ferrugineuses contiennent des associations mélangées à éléments "réélaborés" caractéristiques de la zone à Sowerbyi (sous-zones à Discites et à Ovalis au moins), mais à Punta de Soms, (8TY134) au toit de cette couche, nous avons identifié des exemplaires resédimentés de Witchellia sp et Otoites cf. fortis Westermann qui sont plus récents et correspondent probablement à la sous-zone à Laeviuscula. Donc la sédimentation de la boue calcaire à oolites ferrugineuses a dû se faire pendant les sous-zones à Discites, à Ovalis et à Laeviuscula dans cette région.

VIII - Calcaires microcristallins (0,20 à 1,20 m) gris blanchâtre en surface et bleu à la cassure. Dans la plupart des affleurements il s'agit d'un seul banc de 0,20, mais à Coll de Soms (5SS) on a plusieurs bancs minces à surface de stratification irrégulière et discontinue, d'aspect noduleux dont la puissance totale atteint 1,20 m. Textures et structures de bioturbation sont fréquentes et aux endroits de plus forte épaisseur les Zoophycos sont abondants ; localement on a des concentrations d'oxyde de fer et de rares oolites ferrugineuses. Les fossiles sont fréquents et le plus souvent à l'état resédimenté : Bélemnites, Crinoïdes, Lamellibranches, Brachiopodes, Ammonites. La base et le toit de cette couche sont tous les deux une surface de remaniement, localement perforée avec structures stromatolitiques et patine ferrugineuse de faible extension. La surface inférieure correspond à la discontinuité régionale D2 signalée par Cadillac et al. (1982, p. 196).

Cette couche de calcaire microcristallin, qui n'a pas été signalée dans les études antérieures, représente une partie du Bajocien inférieur ; les fossiles rencontrés jusqu'ici, Sonninia sp. Skirroceras sp. et Otoites cf. contractus (Sowerby) correspondent probablement à la seule zone à Sauzei. Par contre, plus au Nord, dans la Sierra de Cardo et à Tivisa, ces calcaires microcristallins atteignent des dizaines de mètres d'épaisseur et contiennent de nombreux fossiles des zones à Sauzei et à Humphriesianum.

IX - Calcaires microcristallins et calcaires marneux alternant avec des marnes (100 m environ d'épaisseur totale), jaunâtres en surface et gris en profondeur ; textures et structures de bioturbation abondantes, Zoophycos notamment. Fossiles abondants (accumulés ou resédimentés) et fréquemment pyritisés : Ammonites, Lamellibranches, Brachiopodes, Aptychus, Gastéropodes, Nautilus et débris végétaux (Dasycladales et Equisétales). Comme nous l'avons indiqué, la base de cette série marneuse correspond à une discontinuité stratigraphique matérialisée par la surface supérieure de la couche VIII. Les premiers bancs marneux contiennent des fossiles de la sous-zone à Polygyralis (Zone à Subfurcatum, Bajocien supérieur) dans la région de Tivenys. Toutefois à Cardo, ils sont plus anciens et correspondent à la sous-zone à Blagdeni (Zone à Humphriesianum, Bajocien moyen). Jusqu'au toit de la série, les dépôts sont de plus en plus calcaires et ensuie plus dolomitiques. Ces dépôts ont été appelés par Cadillac et al. (1982) "Formation marnes de Cardo" et caractérisent le "faciès catalan" (Bulard, 1972) de la région de Tortosa.

Les associations observées dans les bancs de base caractérisent la sous-zone à Polygyralis :

Strigoceras sp., Cadomoceras nepos PARONA, Lissoceras oolithicum (d'ORBIGNY), Oppelia cf. flexa (BUCKMAN), Cadomites sp., Sphaeroceras brongniarti (SOWERBY), Caumontisphinctes cf. polygyralis BUCKMAN, Infraparkinsonia sp., Strenoceras niortense (d'ORBIGNY), Strenoceras bigoti (BRASIL), Orthogarantiana gr. densicostata (QUENSTEDT), Orthogarantiana haugi PAVIA, Leptosphinctes cf. festonensis PAVIA, Cleitosphinctes obsoletus PAVIA.

Les Ammonites de la sous-zone à Baculata sont abondantes, mais le matériel correspondant semble brisé et nous n'avons pu établir en entier la série qui dépasse 20 mètres de puissance. Les sous-familles les plus fréquentes sont les Leptosphinctinés, les Spirocératinés et les Garantianinés représentés surtout par des exemplaires adultes. A Vala Llarga et à Coll de Soms nous avons déterminé : Strigoceras cf. truellei (d'ORBIGNY), Cadomoceras cf. cadomense (DEFRANCE), Lissoceras oolithicum (d'ORBIGNY), Lissoceras monachum (GEMMELLARO), Lissoceras cf. psilodiscus (SCHLOENBACH), Microlissoceras sp., Oppelia subcostata (J. BUCKMAN), Oecotraustes cf. westermanni STEPHANOV, Trimarginia sp., Cadomites sp., Polyplectites sp. Sphaeroceras brongniarti (SOWERBY), Strenoceras cf. rotundum BENTZ, Orthogarantiana sp., Garantiana baculata (QUENSTEDT), Garantiana gr. dubia (QUENSTEDT), Spiroceras bifurcatum HYATT, Spiroceras sauzeanum (d'ORBIGNY), Spiroceras annulatum (DESHAYES), Spiroceras fourneti ROMAN & PETOURAUD, Spiroceras ricotensis LINARES & SANDOVAL, Leptosphinctes leptus BUCKMAN, Cleitosphinctes cf. cleitus (BUCKMAN).

Les associations observées dans les récoltes de la zone à Garantiana de la région de Tivenys ont été décrites en détail par Fernandez-Lopez (1983). Les sous-zones à Dichotoma, Trauthi et Tetragona peuvent être reconnues à Vall Llarga (3TY, cf. fig. 7). Les Garantiana sont l'un des groupes les plus fréquents et les moins variables à l'échelle sous-zonale. L'absence de dérive nécroplanctonique et de transport important pour les groupes caractéristiques (Spirocératinés 47 %, Garantianinés 18 % et Leptosphinctinés 17 %) dans lesquels prédominent les exemplaires jeunes auxquels s'ajoute la brève exposition résultant des rapides transformations biostratigraphiques affectant leurs restes, confirment la proximité spatio-temporelle entre les lieux de vie et d'enfouissement. Les Spirocératinés, au moins pendant leur jeunesse, et les Garantianinés préféraient les habitats d'eaux tranquilles, les Leptosphinctinés, des eaux plus ouvertes et plus agitées. Les Cadomitinés qui sont très rares dans les Catalanides méridionales (moins de 1 %) devaient préférer un milieu marin encore plus ouvert

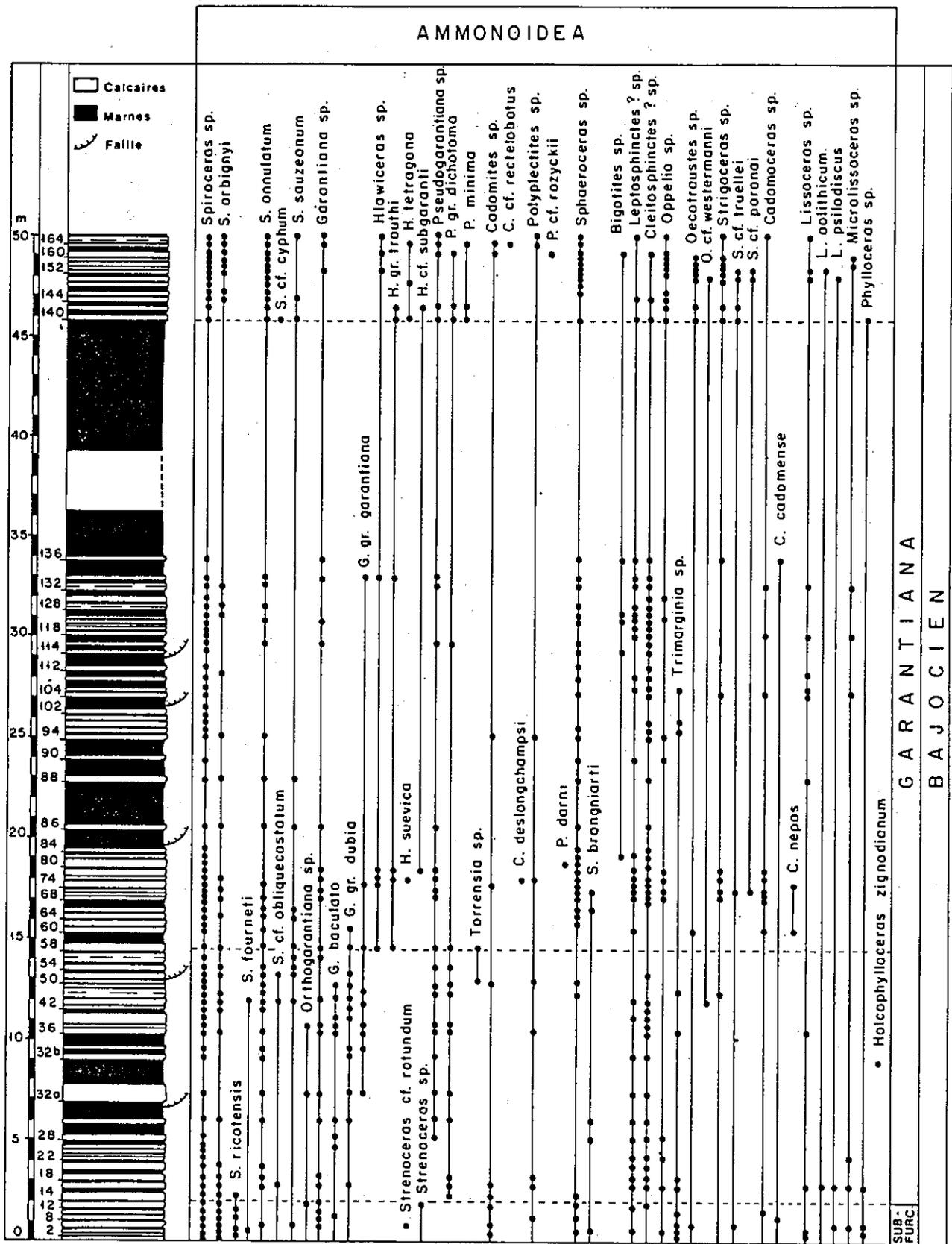


Fig. 7 - Succession faunistique relevée dans l'affleurement 3 TY (d'après S. Fernandez-Lopez, 1983).

et agité. Outre le régime hydraulique. La "déprédation" dut aussi jouer comme facteur limitant de la distribution paléogéographique des Cadomites-Polyplectites, étant donné que la plupart des coquilles récoltées dans cette région présentent des traces de traumatisme des formes *verticata* et *abrupta*. Comme éléments fossiles accompagnants, on rencontre des Haplocératidés (8 %), des Oppélidés (5 %) et des Spérocératidés (4 %). Les "Leiostraca" (Phyllocératidés et Lytocératidés) sont très rares (moins de 0,5 %) ce qui montre que les influences mésogéennes étaient minimales alors dans la région.

Les caractères des sédiments, la nature des fossiles et leur état de conservation indiquent que la sédimentation des "Marnes de Cardo" se faisait dans un milieu marin de plate-forme externe peu profonde, en eaux troubles, à basse énergie, soumises à des courants temporaires faibles en des biotopes de prairies d'algues dans des habitats modérément stables pour les Ammonites.

X - Calcaires dolomitiques et dolomies. La série marno-calcaire passe progressivement à des calcaires dolomitiques et à des dolomies en bancs de 10 à 40 cm avec de minces intercalations marneuses sur une puissance de 15 à 20 m ; des dolomies en bancs gris et massifs leur succèdent. Cette couche de transition entre les sédiments marneux et dolomitiques peut s'étudier en détail au Coll de l'Argilla (affleurement ITY). En général les textures de bioturbation sont fréquentes mais la macrofaune est très rare. Dans les calcaires dolomitiques, blanchâtres en surface et grisâtres en profondeur, nous avons rencontré à Coll de Soms (5SS) plusieurs niveaux fossilifères avec associations "enregistrées" des zones à *Garantiana* (sous-zone à *Tetragona*) et à *Parkinsoni* (sous-zone à *Acris*). L'association récoltée dans les niveaux les plus élevés est formée de macroconques adultes de *Parkinsonia* cf. *rarecostata* BUCKMAN, *Hlawiceras* cf. *alticostatum* (WETZEL), *Bigotites* sp.

Dans la sous-zone à *Tetragona* (zone à *Garantiana*) se produisent des changements à la fois sédimentologiques, taphonomiques et paléoécologiques qui indiquent des conditions de milieu de plus en plus confinées et moins favorables à la vie des Ammonites dans cette région. La prédominance des Spirocératinés dans ces conditions montre que ce sont les formes les moins "sténotopiques". Avant la fin de la sous-zone à *Tetragona* les conditions de "stress" physico-chimique dépasseront les capacités physiologiques des Ammonites et on n'observera plus que quelques coquilles de grande taille avec des marques de "nécrocinèse" (Fernandez Lopez, 1983).

XI - Les dolomies massives superposées doivent correspondre, au moins en partie, au Bathonien, mais jusqu'ici nous avons seulement rencontré dans la partie inférieure de cette couche quelques Oppélidés (*Oxycerites* sp.), et Perisphinctidés (Zigzagiceratinés) indéterminables spécifiquement; ce sont des coquilles de grande taille venant probablement de régions éloignées.

2.2.4. - CONCLUSIONS

Les *Phylloceras* et *Lytoceras* sont très rares et accidentels dans les associations d'Ammonites "enregistrées" dans la région pendant le Toarcien, l'Aalénien et le Bajocien. La majorité des coquilles d'Ammonites observées correspondent à des formes caractéristiques des mers épicontinentales du NW de l'Europe.

Les associations observées ont permis de caractériser les zones à *Tenuicostatum*, *Serpentinus*, *Bifrons*, *Levesquei* et *Aalensis* (du Toarcien), *Opalinum*, *Murchisonae* et *Concavum* (de l'Aalénien), *Sowerbyi*, *Sauzei*, *Subfurcatum*, *Garantiana* et *Parkinsonia* (du Bajocien).

Durant le Toarcien, l'Aalénien et le Bajocien inférieur, un régime marin d'eaux peu profondes, agitées, offraient aux Ammonites un habitat instable où quelques formes seulement ont pu s'installer, mais ces eaux permettaient l'accumulation locale de nombreuses coquilles flottées venant d'autres régions.

Pendant le Bajocien moyen, les profondeurs restent faibles et certaines parties de la région ont pu être émergées.

Au Bajocien supérieur, les "Marnes de Cardo" correspondent à des dépôts de plate-forme externe en milieu de basse énergie permettant l'installation de certaines Ammonites. Les observations taphonomiques et paléoécologiques indiquent que, dans les associations observées, les coquilles d'exemplaires adultes semblent prédominer, alors que celles des jeunes sont absentes ; c'est seulement dans les récoltes de la zone à *Garantiana* (sous-zones à *Dichotoma* et à *Trauthi*) que prédominent les exemplaires jeunes de Spirocératinés, Garantianinés et Leptosphinctinés.

Au contraire, à la fin de la zone à *Garantiana* (sous-zone à *Tetragona*), le milieu devient de plus en plus confiné et moins propice aux Ammonites. Il en est de même au Bathonien où on n'a recueilli que quelques coquilles de grande taille venues d'ailleurs.

BIBLIOGRAPHIE

- ALCIBAR A.M. et COMBAU I. (1866). Resena fisico-geologica de la provincia de Tarragona. Bol. Com. Mapa Geol. Espana, Vol. 4, p. 181-250.
- ANADON P., COLOMBO F., ESTEBAN M., MARZO M., ROBLES S., SANTANACH P., SOLE SUGRANES Ll. (1982). Evolucion tectonoestratigrafica de los Catalanides. Acta geologica Hispanica, Homenatge a Lluís Solé i Sabaris, 14 (1979), pp. 242-270. Barcelona.
- ASHAUER H. et TEICHMULLER R. (1935). Origen y desarrollo de las cordilleras variscas y alpidicas de Cataluna. Publ. extr. sobre Geol. Esp. (traduction, Madrid, 1946), vol. III, n° IX, pp. 5-102, 48 figs. 7 lams.
- BATALLER J.R. (1922). El Jurasico de la provincia de Tarragona. Ed. Talleres Topograficos, Madrid, 117 pages.
- BULARD P.F. (1972). Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Èbre. Thèse Sci. (n° CNRS : A.O.7095) 355 p. Univ. Nice.
- BULARD P.F. et CANEROT J. (1969). La transgression du Crétacé inférieur sur le substratum jurassique dans la haute vallée du rio Matarrana (Prov. de Teruel, Espagne). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 105, fasc. 3-4, pp. 365-373, 2 fig.

- CADILLAC H. (1979). Télédétection et Géologie. Essai d'utilisation des images Landsat dans les Pyrénées, le Bassin de l'Ebre et la Catalogne. Tome II: Etude géologique dans les Ports de Horta de San Juan et Alfara (prov. de Tarragona et de Teruel, Espagne) : corrélation avec le Tectolinéament de Tarragona à l'articulation entre Ibérides et Catalanides. Thèse Doct. Fac. Sc. Toulouse, 188 pages.
- CADILLAC H., CANEROT J., & FAURE Ph. (1982). Le Jurassique inférieur aux confins des Ibérides et des Catalanides (Espagne). Estudios geol., 37 (1981), pp. 187-198, 5 figs. Madrid.
- CANEROT J. (1981). Le couloir de décrochement ibéro-catalan (Espagne) : recherche d'un mécanisme tectonique. Bull. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève.
- DUVAL B. (1957). Etude géologique de la bordure Sud de la Fosse de l'Ebre dans la région d'Alcaniz. D.E.S., Université de Dijon, 1 vol., ronéot., 1 carté au 1/50.000.
- FAURA y SANS M., FALLOT P. et BATALLER J.R. (1921). Observations au sujet de la stratigraphie des terrains jurassiques de la Chaîne de Cardo (province de Tarragone). Bull. Inst. Cat. Hist. Nat. Barcelone, I, pp. 118-130.
- FALLOT P., et BATALLER J.R. (1927). Itinerario geologico a través del Bajo Aragon y el Maestrazgo. Mem. Real. Acad. Ciencias y Artes de Barcelona, vol. XX, nº 8, 143 p., 46 figs., 7 lams. 1 carte.
- FERNANDEZ LOPEZ S. (1983). La Biozona Garantiana (Bajociense, Jurásico medio) en la region de Tivenys-Sierra de Cardo (Tarragona) Estudios geol., 38 (1982), pp. 75-93, 9 figs., 1 Lam. Madrid.
- FERNANDEZ LOPEZ S. (1984). Nuevas perspectivas de la Tafonomia evolutiva: tafosistemas y asociaciones conservadas. Estudios geol., 39 (1984), pp. 215-224, 2 figs., Madrid.
- GAUTIER F. et MOUTERDE R. (1964). Lacunes et irrégularités de dépôts à la limite du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen de la bordure nord des Chaînes ibériques (Espagne). C.R. Ac. Sc. Paris, t. 258, pp. 3064-3067.
- GEYER O.F., BEHMEL H. et HINKELBEIN K. (1974). Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Jura von Ostspanien. VII. Die Grenzoolithe in Jura von Ostspanien. N. Jb. Geol. Paläont. Abb. 145, 1.17.57.
- GOMEZ J.J. (1979). El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Iberica. Tesis. Doct. Univ. Madrid (publicado en Seminarios de Estratigrafia, 4, 683 pags.).
- GOMEZ J.J. et GOY A. (1979). Evolucion lateral de las unidades liotestratigraficas del Jurásico en facies carbonatadas de la Cordillera Iberica. Cuad. Geol. Iberica, vol. 10, pp. 83-93.
- GOY A., GOMEZ J.J. & YEBENES A. (1976). El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte) : I. Unidades liotestratigraficas. Estudios geol., 32, pp. 391-423, 16 figs. 6 Lams. Madrid.

- HAHNE H. (1930). Investigaciones estratigraficas y tectonicas en las provincias de Teruel, Castellon y Tarragona (Trad. San Miguel de la Camara), Publ. alemanas sobre Geol. Esp., vol. II, pp. 51-97, 7 figs. Madrid. 1943.
- LLOPIS LLADO N. (1943). Contribucion al conocimiento de la morfo-estructura de los Catalanides. Tesis Ciencias C.S.I.C. Instituto Lucas Mallada. Barcelona (1947) 372 p. 40 figs., 32 lams.
- MALLADA L. (1889). Reconocimiento geografico y geologico de la provincia de Tarragona. Bol. Com. Map. Geol. Espana, vol. 16, 175 pags.
- MECKEL J.F.M., VAN GINKEL A.C. et VAN DER MEER, MOHR H.E.C. (1976). Explanation of the Geological Maps of the Muniesa, Oliete and Montalban-Obon regions. Department of Geology, ITC, Intern. Inst. for aerial survey and earth sciences, vol. 33, 50 pags.
- ORCHE GARCIA E., ROBLES OROZCO S. & ROSELL SANUY J. (1980). Hoja 497 (32-19, Perello) del Mapa Geologico de Espana (E. 1/50.000), 40 p. (IGME) Madrid.
- ROSELL SANUY J. (1961). Afloramientos liasicos en el Montmell y en Pontons-Torrelles de Foix (Tarragona). Not. y Com. Inst., Geol. y Min. de Espana vol. 61, pp. 245-250.

*
* *

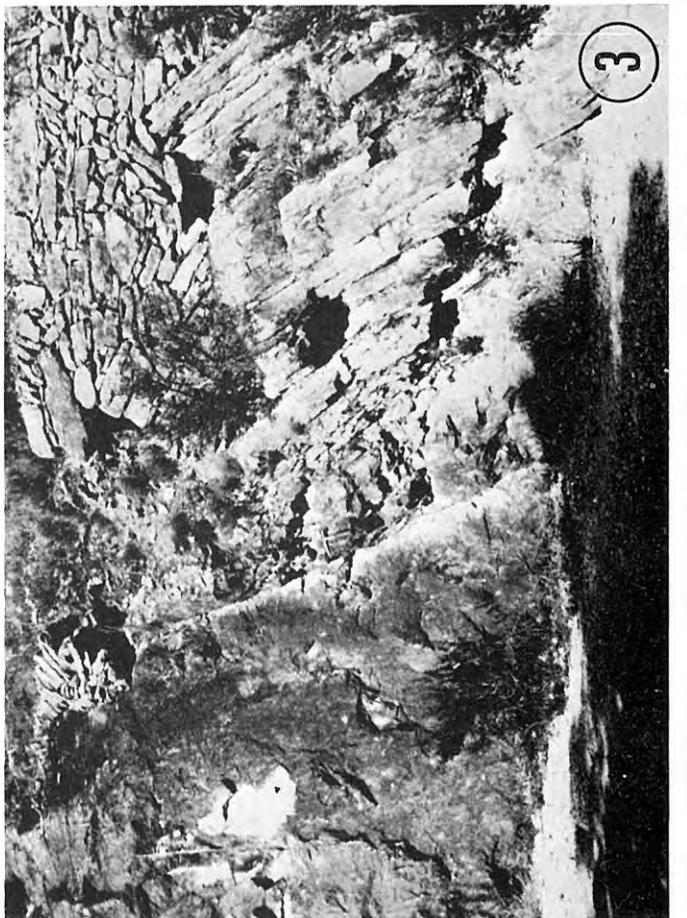
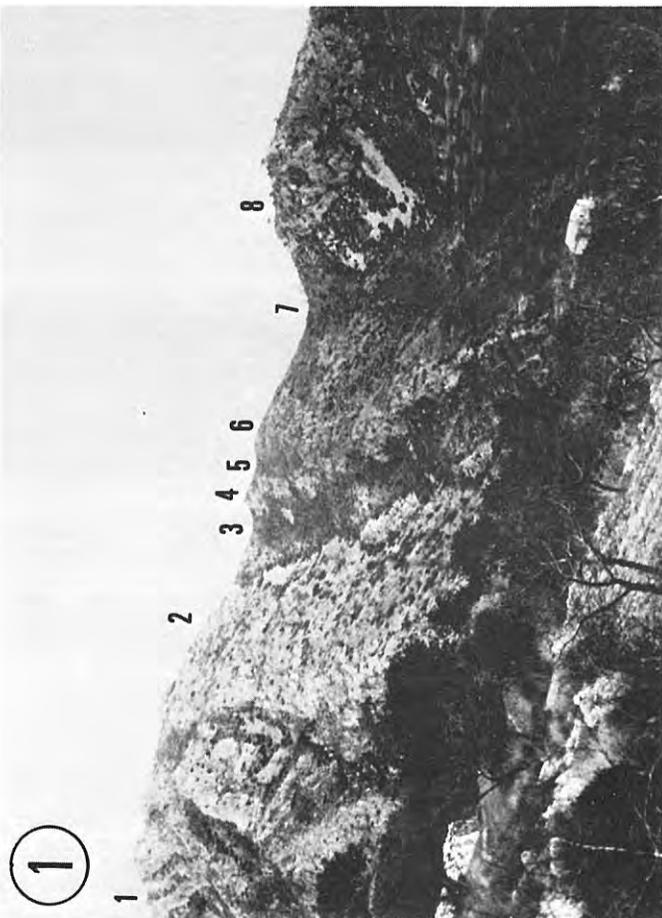
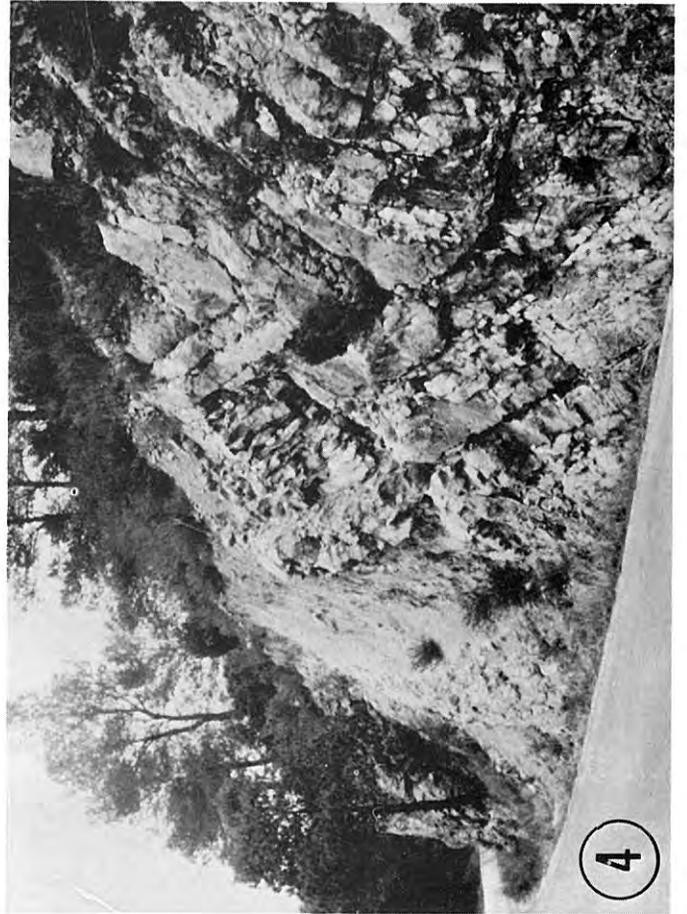
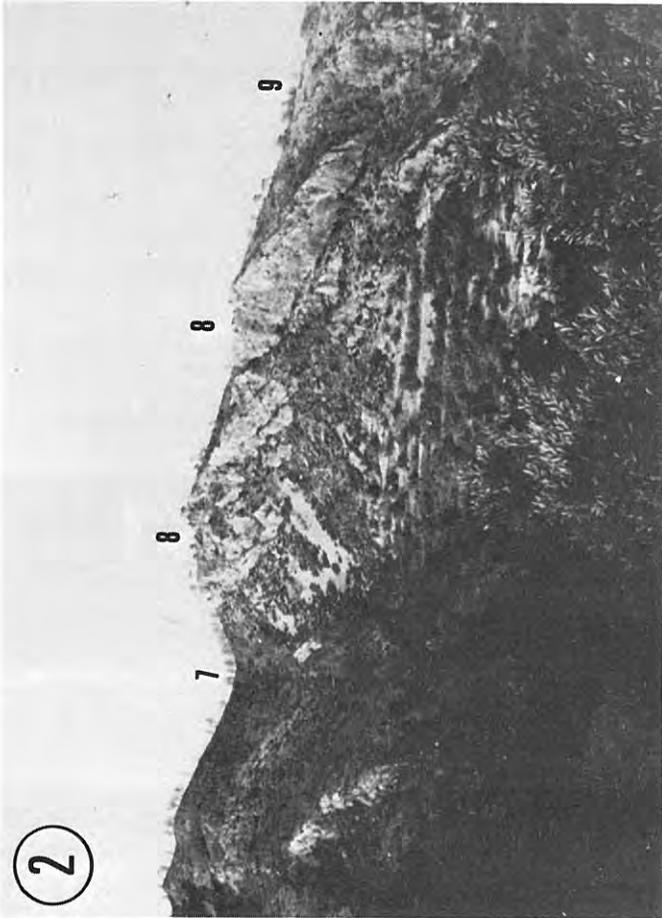


PLANCHE - I

1 - 2 - Panorama du Coll del Musu (NW à gauche).

1. Cargneules de l'Hettangien ; 2 : Calcaires dolomitiques à micro-rythmes du Sinémurien - Carixien inférieur ; 3. Marnes à Brachiopodes et Pholadomies (m. de Horta de Sant Joan) du Carixien supérieur ; 4. Calcaires bioclastiques du Carixien supérieur ; 5. Marnes à Hildoceratidés du Toarcien inférieur-moyen ; 6. Calcaires bioclastiques à Chailles (c. de Pauls) du Toarcien supérieur et de l'Aalénien ; 7. Marnes jaunes à Ammonites pyriteuses (m. de Cardó) du Bajocien ; 8. Calcaires à filaments du Bathonien et du Callovien ; 9. Calcaires micritiques de l'Oxfordien supérieur et du Kimmeridgien inférieur.

3 - Le Contact Callovien - Oxfordien supérieur au km 5 de la route Xerta-Pauls.

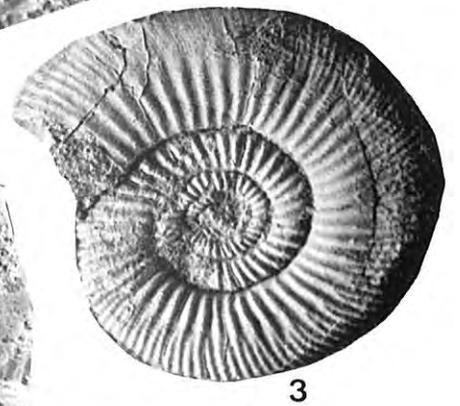
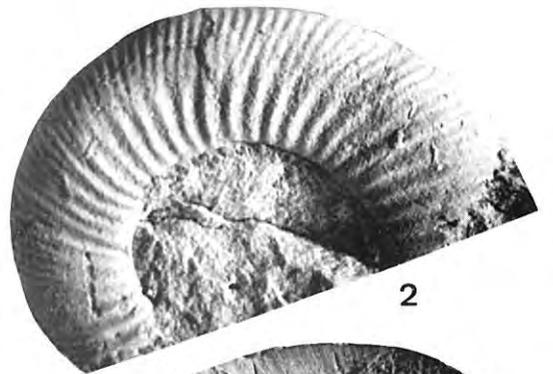
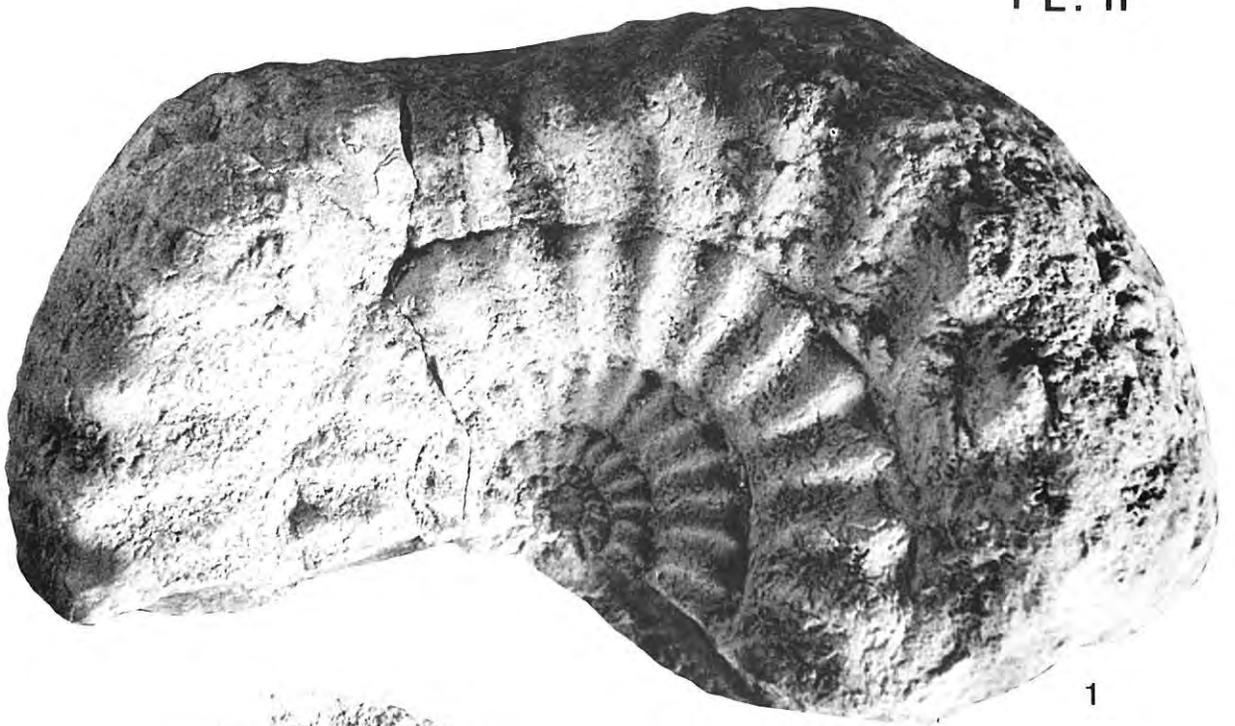
Noter les dolomies massives du Callovien à gauche, coiffées par une discontinuité ferruginisée très nette. Suivent, à droite, les calcaires dolomitiques et les calcaires micritiques roses de l'Oxfordien supérieur.

4 - Le Lias sur la route Tortosa-Horta de Sant Joan (arrêt facultatif).

Observer (à droite) les calcaires microcristallins du Carixien inférieur, à Brachiopodes et Polypiers, fracturés et plissés. Suivent, au centre, les marnes grises à Brachiopodes du Carixien supérieur, puis les calcaires bioclastiques du Domérien, eux aussi fracturés, auxquels succèdent les sables et grès ferrugineux de l'Albien (faciès Utrillas).

PLANCHE II

1. - Teloceras blagdeni (SOWERBY). Bains de Cardó.
Exemplaire resédimenté (3BC14/2). x1
Bz. Humphriesianum, Sbz. Blagdeni
D = 165 mm ; H = 37 mm (0,22) ; E = 103 (0,62) ; U = 80,5 (0,49)
Ni/2 = 12 ; Ne/2 = 33
2. - Leptosphinctes cf. Leptus BUCKMAN. Vall Llarga.
Exemplaire resédimenté (4TY142/1). x1
Bz. Subfurcatum, Sbz. Polygyralis
D = 67 mm ; H = 21,5 (0,32) ; U = 30,0 (0,45) ; Ni/2 = 26
3. - Cleitosphinctes obsoletus PAVIA. Coll de l'Argilla.
Exemplaire resédimenté (1TY11/1). x1
Bz. Subfurcatum, Sbz. Baculata
D = 55 mm ; H = 18 mm (0,33) ; U = 23 mm (0,42) ; Ni/2 = 24
4. - Euhoploceras marginatum (BUCKMAN). L'Assut.
Exemplaire "réélaboré" (9TY132/2). x0,7
Bz. "Sowerbyi", Sbz. Discites
D = 123 mm ; H = 44,5 mm (0,36) ; E = 33 mm (0,27) ; U = 46,1 mm (0,38) ; Ne/2 = 20
5. - Hyperlioceras walkeri (BUCKMAN). Coll de Soms
Exemplaire "réélaboré" (5SS130/1). x1
Bz. "Sowerbyi", Sbz. Discites
D = 58 mm ; H = 27,8 mm (0,48) ; E = 12,5 mm (0,22) ; U = 12,4 mm (0,21) ; Ne/2 = 40
6. - Brasilia similis (BUCKMAN). Coll de Soms
Exemplaire resédimenté (5SS126/1). x1
Bz. Murchisonae
D = 50 mm ; H = 25 mm (0,50) ; E = 9 mm (0,18) ; U = 10 mm (0,20) ; Ne/2 = 45
7. - Cylicoceras crassicostatum (RIEBER). Coll de Soms
Exemplaire resédimenté (5SS99R/2). x1
Bz. Opalinum, Sbz. Comptum
D = 41 mm ; H = 17 mm (0,42) ; E = 10 mm (0,24) ; U = 12 mm (0,29) ; Ne/2 = 19



3. - DEUXIEME JOURNEE (JII) :

Massif du Desierto de Las Palmas (Castellón)

(Le Jurassique réduit de la zone de transition du Maestrazgo meridional)

(J. CANEROT, Ph. FAURE, M. RAHAL)

Résumé

Découvert voici une quinzaine d'années, le Jurassique du massif du Desierto de las Palmas présente une série s'étageant du Lias inférieur au Portlandien.

Cette série est caractérisée par :

- le développement de brèches dolomitiques de dissolution de l'Hettangien et du Sinémurien p. parte, généralement accumulées en amas suivant la direction préférentielle SW-NE ;
- la subsistance de dépôts de type "sebkha côtière" dans le Sinémurien
- un Carixien (calcaires à Brachiopodes) très peu développé ;
- une lacune probable du Lias supérieur ;
- un Dogger carbonaté (calcaire à Encrines, filaments, rognons siliceux) pauvre en Ammonites excepté à son extrême sommet où s'individualisent des dépôts discontinus du Callovien ;
- une série quasi complète du Malm (Oxfordien moyen-Portlandien) s'organisant en une séquence négative, de comblement (passage d'une plate-forme externe, très ouverte, à un lagon restreint, postérieurement porté à l'émergence et partiellement érodé).

L'évolution géodynamique décrite montre que le secteur visité occupait une position de haut-fond, à l'articulation des bassins ibérique et sud-catalan, au cours du Lias et du Dogger, soit pendant la période de rifting. Par la suite, au cours du Malm, il se trouva intégré à la marge passive ouest tethysienne. Son évolution fut alors tout à fait comparable à celle des domaines voisins de la plaque ibérique en cours d'individualisation.

3.1. - INTRODUCTION

Le secteur visité au cours de cette deuxième journée correspond au massif du Desierto de las Palmas, massif situé dans une zone structurale complexe (zone orientale faillée du Maestrazgo de J. Canérot, 1974) où affleurent des terrains s'échelonnant du Primaire (flysch dévono-carbonifère ?) au Quaternaire. Cette complexité est liée à la situation privilégiée du massif du Desierto, à différentes périodes du cycle alpin, à l'articulation de dispositifs paléogéographiques distincts :

- haut fond entre les bassins jurassiques ibériques au Sud et Sud-catalan au NE ;
- demi-horst entre les bassins (demi-grabens) éocétacés du Maestrazgo au Nord et de la Penagolosa au Sud.
- zone de transition entre le massif ibérique occidental et le bassin valencien oriental au Néogène et au Quaternaire.

Cette situation a engendré de brusques variations d'épaisseur (biseaux du Lias, du Dogger, du Crétacé inférieur...) et de faciès (transition entre domaines continental et marin au début du Crétacé, entre plate-forme et bassin au Crétacé inférieur...) ainsi que des complications tectoniques relevant tant de la distension (accumulations béchiques du Lias, décollement de la série jurassique sur le Trias, basculements néogènes...) que de la compression (transpression) tertiaire (fracturation, écaillage, chevauchements...).

3.2. - HISTORIQUE

Dans le Maestrazgo méridional, le Jurassique a été mis en évidence dès 1927 par P. Fallot et J.R. Bataller aux abords de Vistabella puis, voici une quinzaine d'années à peine (J. Canérot, 1971) dans le massif plus oriental du Desierto de las Palmas, visité aujourd'hui.

En ce dernier secteur on a en effet, durant de nombreuses années, considéré, à la suite des Travaux de F. Lotze (1929), C. Hahne (1930) et G. Richter und R. Teichmuller (1933), qu'existait une zone de seuil (le Seuil de Castellon) dans laquelle le Crétacé reposait en discordance sur le Trias.

Des calcaires et dolomies fossilifères du Dogger et du Malm y furent d'abord mis en évidence au-dessus de cargneules et brèches considérées comme d'origine sédimentaire (J. Canérot, 1971), puis tectonique (A. obis Salinas et J. Canérot, 1972 ; J. Canérot, 1974)/

Une analyse stratigraphique et sédimentologique de la série jurassique désormais reconnue en de nombreux endroits aux environs de Benicasim, Borriol et Villafamès a été récemment proposée (J. Canérot, Ph. Fauré et M. Rahal, 1984a). On peut retenir les résultats essentiels suivants :

- 1) Les cargneules et brèches basales (carñolas des auteurs espagnols) sont rapportées à l'Hettangien.
- 2) Les calcaires susjacents représentent :
 - le Sinémurien : calcaires à microrhythmes de la Fm de Cueva labradas, p.p.,
 - le Carixien : Biosparites à Brachiopodes de cette même Formation ;
 - le Dogger : Biosparites à microfilaments, Encrines et rognons siliceux de la Fm de Chelva, couronnés localement par un niveau à Ammonites du Callovien ;

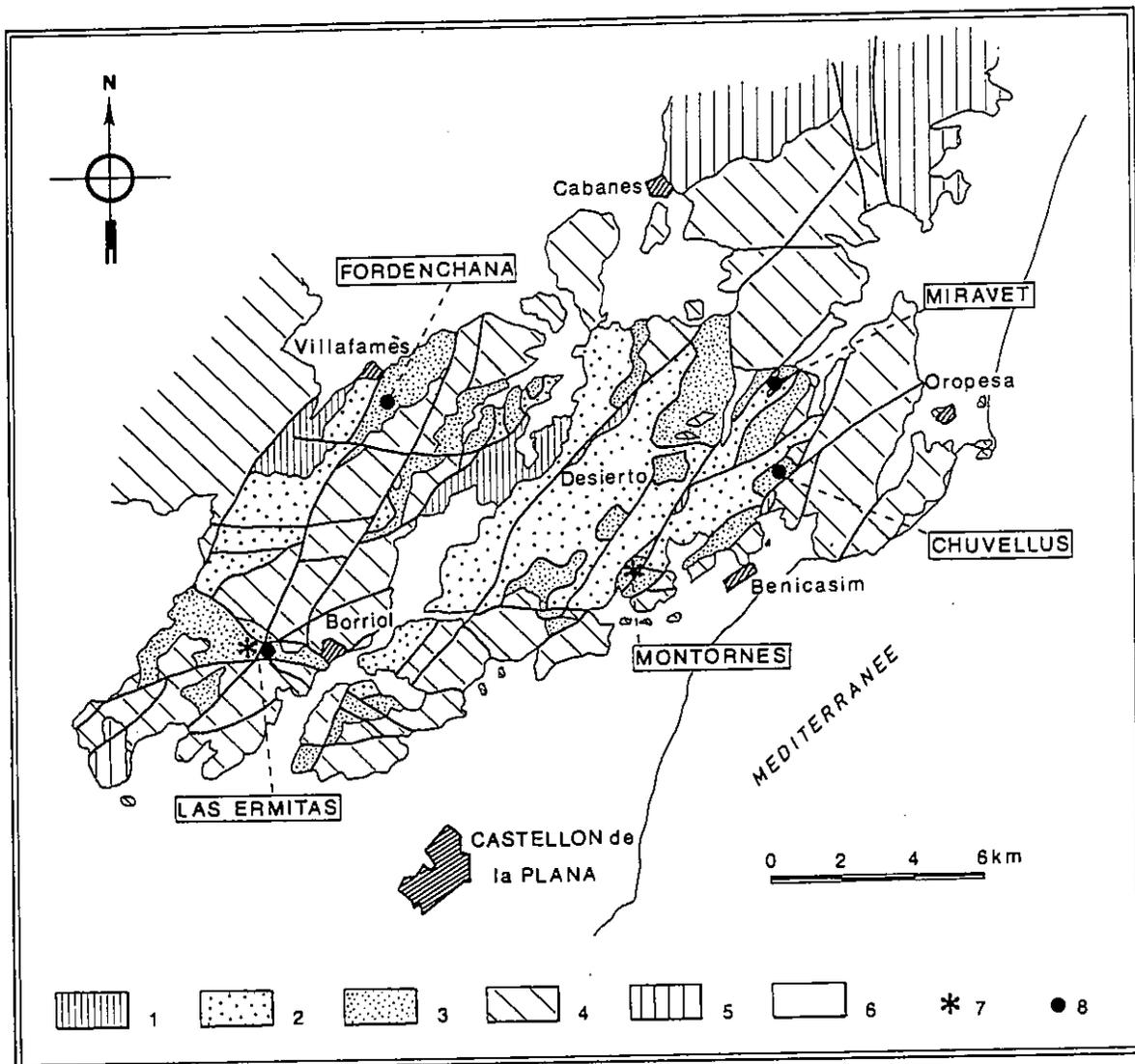


Fig. 1 - Carte géologique schématique du massif du Desierto de Las Palmas (d'après J. Canérot, 1974).

1. Paléozoïque ; 2. Trias ; 3. Jurassique ; 4. Crétacé inférieur
5. Crétacé moyen et supérieur ; 6. Tertiaire et Quaternaire ;
7. Secteurs visités au cours de l'excursion ; 8. Autres coupes caractéristiques du Jurassique du Massif.

- l'Oxfordien supérieur : Micrites glauconieuses à Ammonites et Proto-globigerines de la Fm de Yatova ;
- le Kimmeridgien inférieur : Micrites grises ou bleutées à Ammonites de la Fm de Loriguilla ;
- le Kimmeridgien supérieur et le Portlandien-Crétacé basal : Biosparites parfois dolomitisées à Everticyclammines, puis à Anchispirocyclines de la Fm de Higuieruelas.

3) Les brèches hettangiennes résultent de dissolution, suivie de collapse au sein d'une série de type sebkha. Une plate-forme carbonatée s'installe au Carixien. Elle s'approfondit au Dogger, s'ouvre largement à l'Oxfordien supérieur, s'effondre soudainement au Kimmeridgien inférieur avant de se stabiliser à la fin du Jurassique. Le taux élevé de sédimentation suivi de mouvements tectoniques positifs (epirogenese néocimmerienne) assurent l'émersion du secteur considéré au début du Crétacé.

4) Par ses caractères stratigraphiques et sédimentologiques, la série jurassique du massif du Desierto et de ses abords est comparable à celle que l'on connaît dans l'ensemble des Ibérides orientales. Elle s'en distingue néanmoins par le grand développement des brèches basales et par l'extrême réduction (ou la lacune ?) du Lias supérieur.

3.3. - LOCALISATION DES COUPES

En raison de la complexité structurale précédemment évoquée, les affleurements jurassiques du massif du Desierto de las Palmas ne révèlent que des coupes fragmentaires et d'accès souvent malaisé.

C'est ainsi que les successions les plus complètes (Lias à Kimmeridgien) de Chuvellus, de Miravet et de Fordenchana (fig. 2) ne pourront être visitées. Deux coupes fourniront néanmoins les éléments d'interprétation du Jurassique de la région (Fig. 1).

- La coupe du Barranco de las Ermitas ($x = 40^{\circ}03'$ $y = 3^{\circ}35'$) reconnue à 1 km environ à l'ouest du village de Borriol au pied du massif de Monegro. Elle permet une observation sédimentologique détaillée du Lias inférieur qui repose en contact mécanique sur le Trias de la Fuente de la Teja. Le Dogger et le Malm qui font suite vers le sud au complexe liasique, épigénisés ou difficilement accessibles, seront sommairement décrits, sans analyse de détail sur le terrain.

- Les coupes de Montornes et de la butte 440 ($x = 40^{\circ}04'$ $y = 3^{\circ}45'$) fourniront des données complémentaires notamment sur le Lias moyen, le Dogger et le Malm. Les différentes assises représentant les diverses périodes jurassiques seront décrites dans le paysage puis reconnues sur les affleurements. L'accent sera mis sur les relations entre tectonique transtensive mésozoïque et tectonique transpressive tertiaire.

3.4. - STRATIGRAPHIE

3.4.1. - LE JURASSIQUE DU BARRANCO DE LAS ERMITAS (fig. 2).

2 km environ à l'Ouest du village de Borriol, au fond de la gorge de las Ermitas, le Trias supérieur recouvre en un amas évaporitique, autrefois

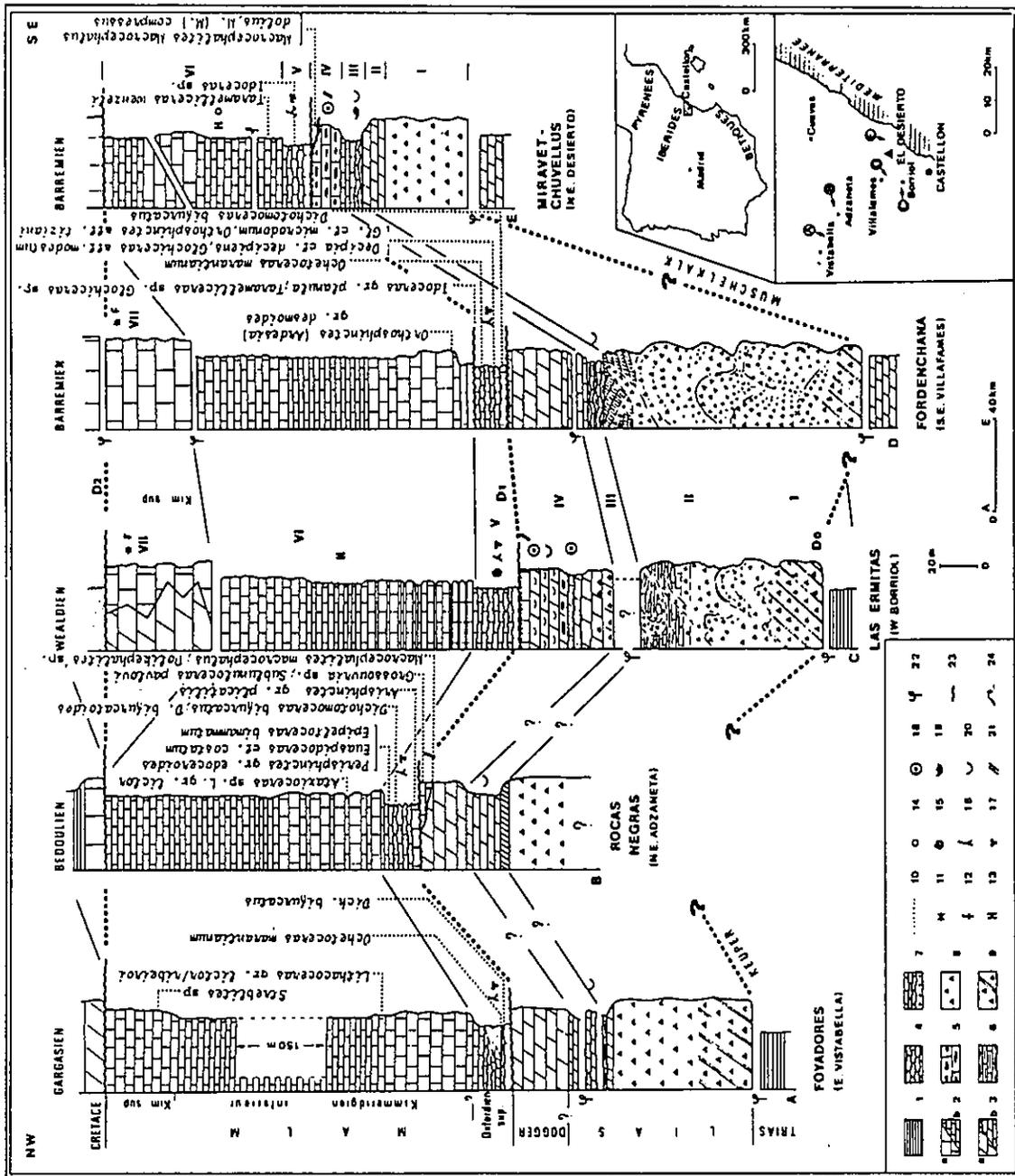


Fig. 2 — Essai de corrélations stratigraphiques dans le Jurassique du Maestrazgo méridional (Province de Castellón, Espagne). (En médaillon, cartes de localisation des coupes étudiées.) 1, argiles et marnes; 2, calcaires (a, massifs; b, finement lités); 3, dolomies (a, massives; b, finement litées); 4, calcaires à surfaces ondulées; 5, couches à rognons siliceux; 6, calcaires à microrhythmes et stromatolithes; 7, oolithe ferrugineuse; 8, brèches dolomitiques; 9, cargneules; 10, granoclasement positif; 11, Algues; 12, Foraminifères benthiques; 13, Saccocoma; 14, Globochaete; 15, Ammonites; 16, spicules de Spongiaires; 17, Protoglobigérines; 18, Encrines; 19, Brachiopodes; 20, Lamellibranches; 21, Microfilaments; 22, contact mécanique; 23, discontinuité; 24, slumps. I. Brèches et Carnegules de Cortes de Tajuna; II-III. Calcaires et dolomies en plaquettes de Cuevas Labradas; IV. Calcaires et dolomies de Chelva; V. Calcaires de Yatova; VI. Calcaires de Loriguilla; VII. Calcaires de Higuera.

exploité en Carrière, les dolomies et calcaires dolomitiques plissés du Muschelkalk. Les marnes et argiles gypseuses du Keuper affleurent notamment sur le talus du chemin qui borde le ravin sur son versant oriental. Les diverses formations jurassiques peuvent être observées sur divers affleurements discontinus répartis sur les deux versants ou au fond-même du thalweg. On relève ainsi successivement, du Nord au Sud.

1) Les brèches hettangiennes (Fm de Cortes de Tajuna). Puissant amas (100 m) de brèches dolomitiques grises à éléments anguleux mono ou polygèriques, hétérométriques bien visible dans le fond du thalweg. Localement s'observent des accumulations slumpées témoignant de déplacements sur des pentes. Vers la partie inférieure du complexe bréchique apparaissent des cargneules "stratifiées".

2) Les calcaires à microrhythmes du Sinémurien : Fm de Cuevas Labradas p.p. (20 m). Ils s'organisent en séquences décimétriques de comblement (Planche I) qui, lorsqu'elles sont complètes, comprennent 4 termes : micrites à galets mous → micrites à fines lamines parallèles → stromatolithes flexueux ou en dôme → brèches à pseudomorphoses de gypse. Ces séquences sont bien conservées à la partie supérieure de la formation. Vers le bas, les brèches deviennent progressivement plus importantes, assurant ainsi un passage graduel au complexe bréchique sous-jacent.

3) Les dolomies du Dogger : Fm de Chelva (25 m). Des éboulis masquent, dans le fond du ravin, le contact entre Sinémurien et Dogger. Ce dernier est bien représenté en bordure de la piste orientale où l'on reconnaît des dolomies grises ou noires, massives ou finement litées à débris d'Encrines et de lamelli-branches, s'organisant, à la partie supérieure, en séquences décimétriques d'énergie décroissante (grainstone wakestone).

Cette formation est ici, on le voit, entièrement épigénisée. Latéralement, vers l'Est, s'observent des biosparites à microfilaments, puis à Encrines et débris divers, riches en rognons siliceux.

Une discontinuité soulignée par un film ferrugineux, riche en oolithes, couronne la série dolomitique dont l'attribution stratigraphique au Dogger ne repose ici que sur des arguments de position.

Les couches susjacentes du Malm, d'accès difficile, ne seront pas examinées dans cette coupe du Barranco de las Ermitas. On peut néanmoins en résumer la succession comme suit :

- micrites grises, glauconieuses, en bancs décimétriques, irréguliers, à Protoglobigérines, visibles au-dessus du Dogger dolomitique en bordure de la piste, puis sur le versant occidental du thalweg où ont été récoltés quelques fragments d'Ammonites. Il s'agit de la formation de Yatova d'âge Oxfordien supérieur (15 m).

- micrites bleutées, bien stratifiées à Saccocoma et Globochaete de la formation de Loriguilla appartenant au Kimmeridgien inférieur (150 à 200 m visibles sur les pentes du Monegro).

- micrites grises à Polypiers et Bryozoaires silicifiés, suivis de Biosparites parfois dolomitisées à Foraninifères benthiques (Everticyclammina virgulliana KOECH), Algues (Thaumatoporella parvovesiculifera RAIN.), Cladocoropsis mirabilis FELIX de la formation de Higuieruelas rapportée ici au Kimmeridgien supérieur (50 m observés dans le versant oriental, sur les pentes méridionales du relief "Els Centineles").

- Enfin biomicrites à Polypiers isolés, Nerinées, Anchispirocyclina lusitanica EGGER, Trocholina alpina LEUP., Trocholina elongata LEUP., Pseudocyclammina lituus YOK. du Portlandien (20 m relevés au-dessus de la formation précédente).

La série jurassique du secteur du Monegro et d'Els Centinales est couronnée par une surface karstique, ferruginisée, au-dessus de laquelle apparaissent des grès d'âge barrémien.

3.4.2. - LE JURASSIQUE DE LA BUTTE DE MONTORNES

Dans le secteur plus oriental du signal du Desierto les coupes les plus complètes du Jurassique, situées sur les pentes de Chuvellus ou aux abords des ruines du château de Miravet (fig. 1) nécessitent une longue marche d'approche. La succession décrite ci-après a été relevée sur deux des collines qui dominent au Nord la baie de Benicasim : la colline 444 couronnée par les ruines du château de Montornes et celle, plus orientale, portant la cote 440.

Ces reliefs peuvent être atteints par le Nord, en empruntant le sentier qui quitte la route du Desierto à environ 500 m au Sud du couvent, à la hauteur d'un petit col.

Aux abords de l'ancien château de Montornes, la série jurassique apparaît en une série d'écaillés poussées en direction du NNW, à la faveur des coulissements senestres de long de la zone de failles N 60 du Barranco de Miravet. Ces écaillés reposent en contact mécanique sur les grès fluviatiles, lie-de-vin, du Buntsandstein ou les dolomies noires, marines, du Muschelkalk. On reconnaît, du Nord au Sud, le long de la crête qui conduit aux ruines (pl. II, n° I et pl. IV et V).

- Première unité tectonique :

- brèches dolomitiques de l'Hettangien et du Sinémurien p.p. (Fm de Cortes de Tajuna), remaniant localement des dolomicrites à microrhythmes (10 m visibles) ;

- les calcaires à microrhythmes du Sinémurien (Fm de Cuevas Labradas, p.p.) organisés en séquences à 2, 3 ou 4 termes (micrite → laminite ; micrite → laminite → stromatolithes ; micrite → laminite → stromatolithes brèches) (10 m visibles).

- Deuxième unité tectonique

- des dolomies cristallines gris-beige, massives (5 m) suivies de calcaires dolomitiques (10 m) puis de calcaires gris bien lités (4 m) (Fm de Chelva) Les derniers bancs correspondent à des biomicrites à filaments débris de crinoïdes et rares Foraminifères pélagiques. Cet ensemble appartient au Dogger.

- un horizon discontinu (0-20 cm) de micrite grise, très riche en microfiliaments. Il a livré Macrocephalites macrocephalus (SCHLOT.) et des rares Protoglobigérines. Son âge est callovien.

- au-dessus d'un film ferrugineux, oolithique, quelques bancs (5 m) de micrites grises, glauconieuses, en bancs irréguliers (Fm de Yatova), à Protoglobigérines, Spongiaires et Ammonites dont Perisphinctes (Dichotomosphinctes) dobrogensis SIMION, et P. (Dichotomosphinctes) buckmani ARKELL de l'Oxfordien moyen (zone à Plicatilis sous-zone à Antecedens).

- Troisième unité tectonique

- des micrites grises ou bleutées, en petits bancs, puis plus massives (ruines d'une tour), et de nouveau finement litées (Fm de Loriguilla) à Saccocoma et Globochaete (30 m visibles). Cette série carbonatée est, dans le détail, profondément fracturée et découpée en écaillés secondaires s'organisant en duplex sur son front septentrional.

- Quatrième unité tectonique

- des Biosparites (Packstone-wakestone) grises, massives, supportant les ruines du chateau de Montornes (20 m visibles). Elles ont livré des Foraminifères benthiques (Everticyclammina virguliana KOEKL. Trocholina sp.) Algues (Salpingoporella annulata (RAD.) Campbelliella striata (CAR.), Acicularia sp.) Cladocoropsis mirabilis FELIX du Kimmeridgien supérieur (Fm de Higuieruelas).

Au-delà d'une faille sub verticale affleurent, en un compartiment effondré, des Calcaires massifs de l'Aptien.

3.4.3. - LE JURASSIQUE DE LA BUTTE 440

A l'est du chateau de Montornes, le jurassique a été reconnu en une nouvelle série d'écaillés poussées, cette fois encore, en direction du NNW. Ce sont du N au S (pl. III, n° 2) :

- L'écaïlle inférieure poussée sur les grès du Buntsandstein et composée des brèches dolomitiques hettangiennes, des calcaires à microrhythmes du Sinémurien, suivis de quelques bancs (4-5 m) de calcaires (biosparites grises ou beiges, finement litées) et calcaires marneux à Cuersithyris gr. davidsoni (HAIME) rapportés au Carixien.

- L'écaïlle moyenne qui comporte des calcaires à rognons siliceux (10 m) suivis de calcaires à Encrines (7-8 m) rapportés au Dogger, l'oolithe ferrugineux et les micrites glauconieuses à Ammonites de l'Oxfordien.

- Enfin l'écaïlle supérieure, méridionale, qui présente les mêmes assises du Lias et du Dogger que les précédentes avec, en outre, au-dessus de l'Oxfordien, quelques bancs de micrites bleutées du Kimmeridgien inférieur.

3.5. - APPROCHE SEDIMENTOLOGIQUE

Les mauvaises conditions d'affleurement et les complications structurales ne permettent pas de proposer une analyse sédimentologique détaillée. Quatre unités de dépôt majeures semblent néanmoins pouvoir être distinguées:

3.5.1. - HETTANGIEN-SINEMURIEN

Cette première unité comporte des brèches dolomitiques massives, non stratifiées, passant verticalement à des calcaires s'organisant en séquences de type "sebkha cotière". Ces séquences peuvent comprendre de bas en haut 4 termes soulignant des conditions de dépôts spécifiques (Fig. 3) :

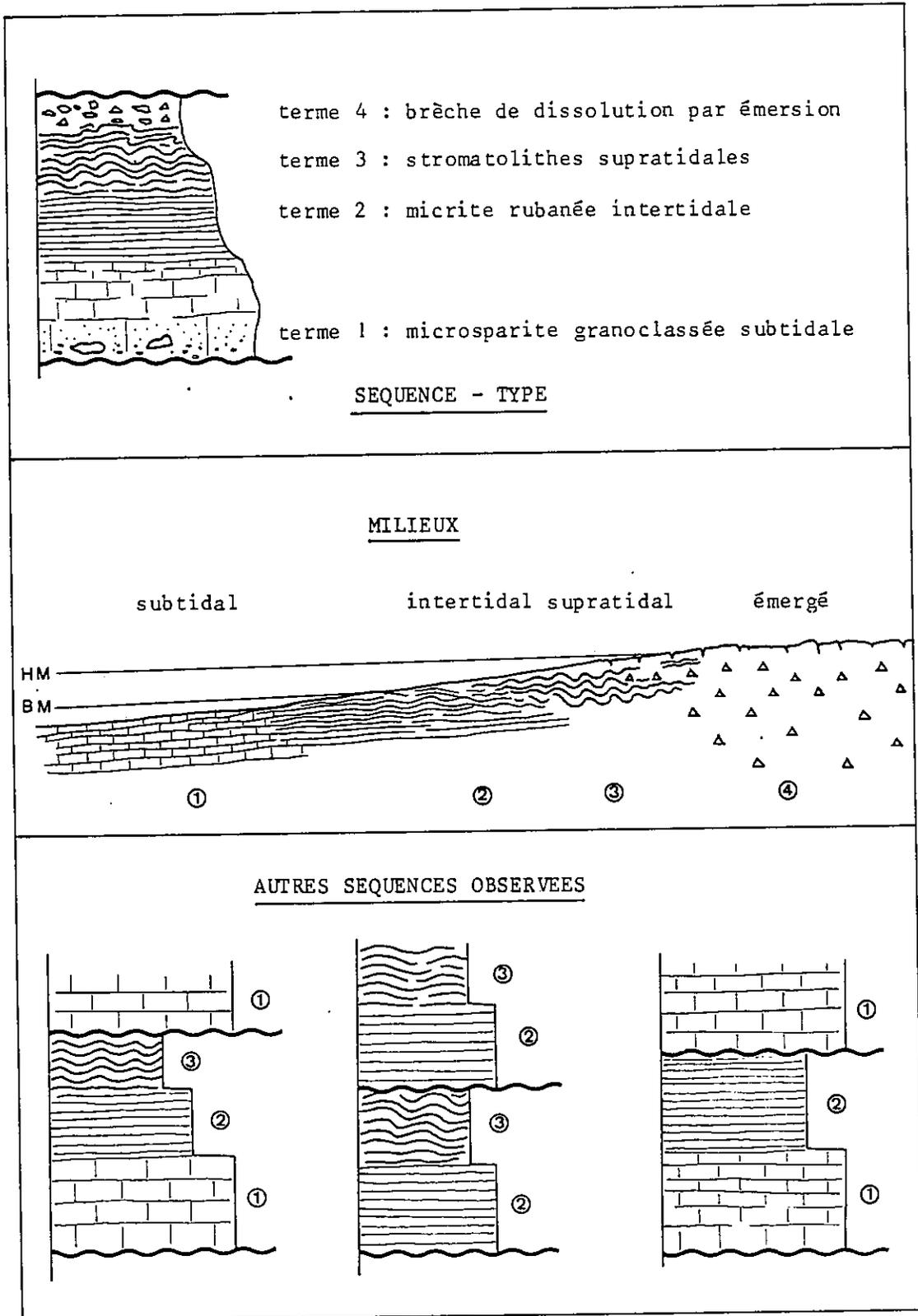


Fig. 3 - Les séquences de dépôt dans l'Hettangien et le Sinémurien du Barranco de Las Ermitas.

- Microsparite grano classée positivement, subtidale, à galets mous
- Micrite rubanée intertidale
- encroûtement stromatolithique (formes laminaires, flexueuses, ou en dôme), supratidal
- brèche calcaire à éléments anguleux monogéniques, ciment calcitique ou gypseux et pseudomorphoses de gypse. Il s'agit d'un niveau de dissolution soulignant une émergence temporaire.

Le complexe bréchiq ue sous-jacent est interprété comme relevant d'un développement de ce processus de dissolution d'une ancienne série évaporitique de type sebkha (J. Canérot et al. 1984b).

La coupe du Barranco de las Ermitas permet de distinguer 5 stades successifs dans l'évolution de ce processus (Figure 4 et Pl.II).

- Stade 1 : "Dissolution aréolaire". Les brèches de dissolution, monogéniques, à éléments anguleux non fragmentés, se disposent en fins amas discontinus, au sommet de séquences conservant leur stratification originelle. Des pseudomorphoses peuvent rappeler l'existence de dépôts gypseux secondairement dissous. De tels amas sont perceptibles dans les derniers niveaux sinémuriens.

- Stade 2 : "Fracturation, plissement disharmonique". Un réseau de plus en plus dense de fractures affecte les bancs qui perdent ainsi graduellement leur individualité. Failles normales ou failles inverses traduisent les mouvements relatifs de blocs métriques. Le déplacement horizontal, "banc par banc" s'accompagne parfois de plis décimétriques à métriques, droits et symétriques, dejetés ou déversés. Localement, les brèches, monogéniques, deviennent particulièrement importantes le long de cassures préférentielles qui ont manifestement favorisé leur développement par "drainage".

Fracturation et plissement pourraient être liés à l'intervention, en régime de faible distension, de SECOUSES SISMIQUES sur des sédiments horizontaux en voie de compaction. De telles structures ont été observées dans le Néogène de la Mer Rouge (J. Canérot and B. Purser, 1985).

- Stade 3 : "Collapse". En "descendant" dans la série liasique du Barranco de las Ermitas, les brèches deviennent massives, compactes et polygéniques (mélange fréquent d'éléments diversement colorés et de granulométrie variée). L'ancienne stratification n'est plus soulignée que par des vestiges de lamination observable sur certains de ces éléments, par ailleurs souvent affectés d'une nouvelle fracturation et "truffés" de pseudomorphoses gypseuses. Cette bréchification accusée semble caractériser des effondrements répétés, en masse, sous l'effet de la dissolution (et du départ) de matériaux évaporitiques probablement abondants au sein des dépôts originels de l'Hettangien et du Sinémurien.

Stade 4 : "Accumulations bréchiq ues". A la partie inférieure, "hettangienne", de la série liasique, les brèches, massives, polygéniques, affectées à maintes reprises par la fracturation, s'organisent en gros amas lenticulaires (pluri décamétriques) au sein desquels, des figures de slumping traduisent des déplacements horizontaux non négligeables.

Collapse et accumulations bréchiq ues traduiraient, par l'importance du drainage impliqué, la création de PENTES (ici en direction de l'Est) en relation avec le développement du rift liasique (régime de distension accusée).

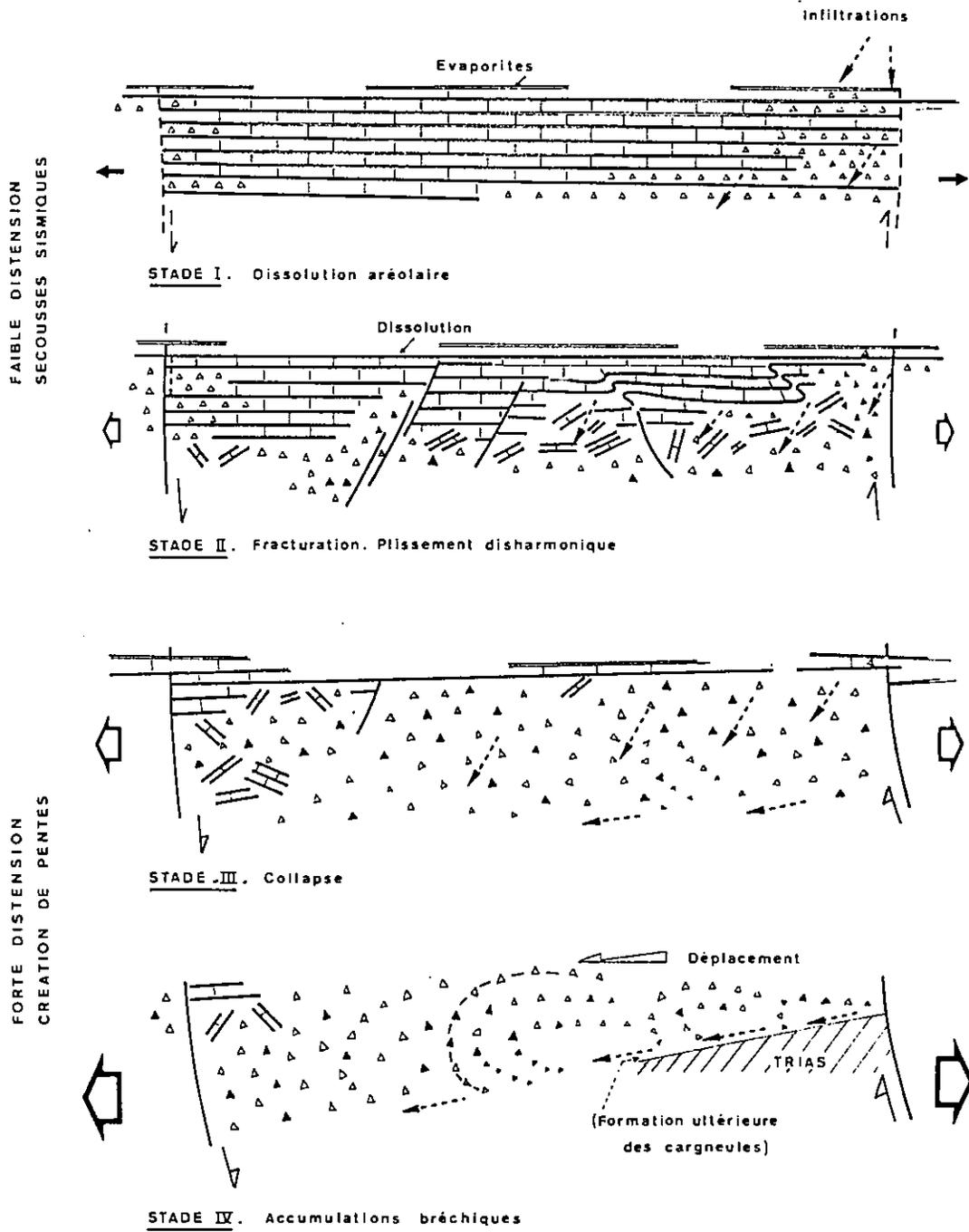


Fig. 4 - Stades d'évolution de la bréchi fication dans le Lias du Barranco de Las Ermitas.

Stade 5 : "Cargneulisation". Ce dernier stade, parfois assimilé aux précédents et considéré comme synsédimentaire, traduit en réalité un phénomène de dissolution récente des brèches dolomitiques. Dans la coupe du Barranco de las Ermitas, les cargneules n'apparaissent que sur quelques mètres, au contact du Keuper argileux et gypseux où elles se révèlent secondairement "stratifiées" et ployées en un petit anticlinal. La présence du substrat triasique, imperméable, apparaît régionalement de nature à favoriser le développement des cargneules à la base de la série bréchique, autrement dit là où les circulations d'eaux sont les plus abondantes.

3.5.2. - CARIXIEN

Le Sinémurien a vu l'installation graduelle d'une plate-forme carbonatée très interne au sein de laquelle la dissolution a disparu par manque d'évaporites dans les sédiments.

Au Carixien, cette plate-forme s'est largement ouverte aux influences marines, avec accumulation de calcaires et marnes à Brachiopodes. Lorsque l'observation est possible, on constate que le changement des conditions de dépôt est rapide, en relation probable avec un brusque changement bathymétrique. Le taux de sédimentation demeure néanmoins très faible.

3.5.3. - DOGGER

La plate-forme carbonatée demeure distale et ouverte durant le Jurassique moyen comme en témoigne la nature des faciès : biosparites à Encrines, et rognons siliceux, puis à microfilaments. L'extrême réduction (ou l'absence ?) de Lias supérieur pourrait être liée à une vacuité sédimentaire sous marine accompagnant des basculements de blocs (ici exhaussés) plutôt qu'à une émerision épisodique. Le caractère franchement marin des dépôts du Carixien et du Dogger ainsi que l'absence d'encroûtements constituent des facteurs favorables à une telle interprétation.

C'est en revanche le caractère distal de l'environnement qui est tenu pour responsable de la lacune ou de l'exigüité des dépôts du Callovien.

3.5.4. - MALM

Après la lacune d'une partie du Callovien et de l'Oxfordien inférieur, la sédimentation reprend à l'Oxfordien moyen ou supérieur sur une plate-forme très ouverte (calcaires à Protoglobigérines). Au Kimmeridgien inférieur cette plate-forme s'ouvre encore, et s'approfondit. Mais le taux de sédimentation s'accélère, compensant progressivement la subsidence. Les micrites à Saccocoma et Globochaete assurent ainsi une assise stable propice au développement d'environnements péricifaux (calcaires à Polypiers, Bryozoaires, Algues) au Kimmeridgien moyen, puis à l'instauration d'un lagon interne (calcaires à Poraminifères benthiques et Algues) à la fin du Kimmeridgien et au Portlandien.

Ainsi les dépôts du Malm s'organisent, ici encore, comme dans la région sud-catalane des Ports d'Alfara, en une mégaséquence de comblement. Toutefois la succession est interrompue par érosion au sein du Portlandien. Elle ne reprendra, au moins dans le secteur occidental du Barranco de las Ermitas, qu'avec le Barrémien.

3.6. - VARIATIONS LATÉRALES. IMPLICATIONS PALEOGÉOGRAPHIQUES

Les coupes de las Ermitas et de Montornes, visitées lors de l'excursion de même que celles de Chuvellus, Miravet et Pordenchana offrent les éléments pour une interprétation de l'évolution sédimentologique et paléogéographique du jurassique dans le massif du Desierto de las Palmas. Les successions observées plus à l'Ouest, aux abords d'Adzaneta de Lucena del Cid, d'Argelita et de Vistabella del Maestrazgo permettent d'élargir cette interprétation à l'ensemble du Maestrazgo méridional et de la situer dans le cadre de l'évolution géodynamique des Ibérides orientales durant la période mésozoïque considérée (J. Canérot, Ph. Fauré, et M. Rahal, 1984a).

3.6.1. - LIAS

Dans l'ensemble du Massif du Desierto et à ses abords, l'Hettangien et une partie au moins du Sinémurien sont représentés par des brèches dolomitiques de dissolution. Ces brèches se disposent en amas, suivant des directions préférentielles NE-SW. Ainsi, aux abords du Desierto, elles sont considérablement épaissies à l'Ouest, le long de la transversale Villafamès-Borriol et peu développées plus à l'Est, aux environs de Miravet, Chuvellus et Montornes. On peut voir là des manifestations des basculements suivant les failles normales N 60 qui accompagnent le rifting précoce des Ibérides orientales.

Le processus de bréchification s'estompe vers la fin du Sinémurien par absence de dépôts évaporitiques, en relation avec l'installation de la plate-forme liasique carbonatée. Cette plate-forme semble se développer progressivement tant vers l'Ouest et le NW que vers le NE, ce qui témoigne de la tendance générale à l'exhaussement du Maestrazgo méridional dès le début du Lias.

Cette tendance s'affirme au cours du Lias moyen et supérieur où les dépôts sont peu développés (Carixien) ou même absents (Lias supérieur). Il est néanmoins intéressant de constater que les sédiments reconnus traduisent, par leur faciès à Brachiopodes, un milieu ouvert, tant en direction du NW et du bassin ibérique que vers le NE et du bassin sud catalan (fig. 5 : A et B).

3.6.2. - DOGGER

Une plate-forme carbonatée ouverte (calcaires à Encrines, rognons siliceux, microfilaments...) s'installe sur l'ensemble du Maestrazgo méridional. Néanmoins le faible taux de sédimentation ainsi que l'importance de la dolomitisation semblent souligner la persistance d'environnements moins profonds que dans les bassins ibérique et sud-catalan, maintenant bien individualisés (fig. 5 : C).

La paléogéographie des Ibérides orientales montre bien la structuration de la plate-forme en blocs basculés (demi-horsts et demi-graben) avec formation de bassins à polarité vers le NW ou vers le SE, ce qui témoigne du jeu en failles normales des accidents SW-NE (rifting vrai).

3.6.3. - MALM

Une modification profonde dans l'évolution géodynamique régionale s'opère au passage du Jurassique moyen au Jurassique supérieur. Le domaine

sédimentaire du Maestrazgo méridional perd sa mobilité, tandis que s'estompe et disparaît la zone de haut-fond caractéristique des paléogéographies du Lias et du Dogger. Ainsi l'Oxfordien moyen et supérieur se trouve marqué par une grande homogénéisation des faciès sur une rampe carbonatée à polarité sédimentaire SE, témoignant de la création de la marge passive ouest-téthysienne des Ibérides orientales (Fig. 5 : D).

Au Kimmeridgien inférieur, la rampe carbonatée nouvellement individualisée redevient mobile et d'une manière générale fortement subsidente. Cette mobilité, liée à une nouvelle période de distension, s'accompagne, notamment dans le secteur du Desierto de las Palmas ou, plus à l'Ouest, aux abords de Lucena del Cid (J. Canérot, 1984) d'halocinèse conduisant à la migration des évaporites du Keuper et du début du Lias, précédemment impliquées dans la formation des brèches dolomitiques, et au glissement synsédimentaire de la couverture jurassique sur son substrat triasique.

Ces phénomènes halocinétiques s'estompent au Kimméridgien supérieur et au Portlandien où des prismes de dépôt progradant vers le SE recouvrent la rampe néojurassique progressivement portée à l'émersion sous les effets conjugués du flux sédimentaire, de la tectonique (mouvements néocimmériens) et de l'eustatisme (baisse générale du niveau de la mer).

Le Berriasien, le Valanginien et l'Hauterivien sont absents dans le secteur du Desierto, occupé alors par une zone de seuil (demi-horst) d'orientation NW-SE, séparant les bassins (demi-graben) du Maestrazgo au NE et de la Penagolosa au SW. La sédimentation ne reprendra qu'avec le Barrémien.

BIBLIOGRAPHIE

- CANEROT J. (1971). Le Jurassique dans la partie méridionale du Maestrazgo (Province de Castellon) ; Stratigraphie et Paléogéographie. I Coloquio Est y Pal. Juras. Espagne, Vitoria 1970. Cuadernos Geol. iberica, vol. 2, pp. 323-332.
- CANEROT J. (1974). Recherches géologiques aux confins des chaînes ibérique et catalane (Espagne). Thèse Sc. Toulouse. ENADIMSA, Trabajos de Tesis, 517 p., 121 figs., 38 pl. 10 tabl., 1 carte 1/200.000.
- CANEROT J. (1984). Sédimentation et halocinèse durant le Mésozoïque, dans les Ibérides orientales (Espagne). A.S.F. - S.G.F. "Tectonique et Sédimentation". Paris. 2 p. ronéot.
- CANEROT J., FAURE Ph. et RAHAL M. (1984a). Données nouvelles sur le Jurassique du Maestrazgo méridional (prov. de Castellon, Espagne). C.R. Ac. Sc. Paris, t. 298, série II, n° 15, pp. 651-654.
- CANEROT J., FAURE Ph. et RAHAL M. (1984b). Les brèches liasiques du massif du Desierto de las Palmas (Chaîne ibérique orientale-Espagne) : organisation, origine, place dans l'évolution de l'aulacogène ibérique. 5e Congr. Européen de Sédim. Marseille, pp. 88-89, 4 figs.

- CANEROT J. and PURSER B. (1985). Comparison of liassic rifting in the eastern Iberides (Spain) and neogene rifting in the Red Sea. 6th European Regional Meeting of Sedim. I.A.S., Lleida '85, pp. 76-77.
- FALLOT P. et BATALLER J.R. (1927). Itinerario geologico a través del Bajo Aragon y el Maestrazgo. Mem. Real. Acad. Ciencias y Artes de Barcelona, vol. XX, nº 8, 143 p., 46 figs, 7 lams, 1 carte.
- HAHNE C. (1930). Investigaciones estratigraficas y tectonicas en las provincias de Teruel, Castellon y Tarragona (Trad. San Miguel de la Camara). Publ. alem. sobre Geol. Esp., vol. II, pp. 51-97, 7 figs., Madrid, 1943.
- LOTZE F. (1929). Estratigrafia y tectonica de las cadenas paleozoicas celtibericas. Publ. extra. sobre Geol. Esp., t. VIII, 313 p., 80 figs. 1 carte (Traduction Madrid, 1954).
- OBIS SALINAS J.A. y CANEROT J. (1972). Mapa geologico nacional (M.A.G.N.A.) 1/50.000, Hoja nº 616 : VILLAFAMES. Inst. Geol. y Min. Esp., con memoria.
- RICHTER G. und TEICHMULLER R. (1933). Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten, Abh. Ges. Wissd. Göttingen, Math. Phys. Kl., F. III, heft 7, 118 s., 56 abb., 3 taf.

*
* *
*



PLANCHE I

Le Lias du Barranco de Las Ermitas : Organisation des séquences de dépôt dans le Sinémurien.

1. - Séquence à trois termes (1.2.3.) tronquée au sommet. 1. micro-sparite granoclassée ; 2. micrite rubanée ; 3. stromatolithes flexueux et en dôme.

2. - Détail dans les termes 2 et 3. Remarquer le passage progressif du calcaire rubané au niveau stromatolithique sus-jacent.

3. - Détail de l'articulation entre deux séquences successives. Dans la séquence inférieure les stromatolithes constituent de véritables encroûtements (terme 3). Suivent les brèches de dissolution (terme 4) à cristaux gypseux néoformés.

Dans la séquence supérieure, le calcaire compact (terme 1) disposé au-dessus d'une discontinuité nette, remanie des fragments de l'unité sédimentaire sous-jacente.

4. - Dans la partie supérieure d'une séquence (termes 2 et 3) un gros élément de calcaire compact (terme 1) se trouve remanié.

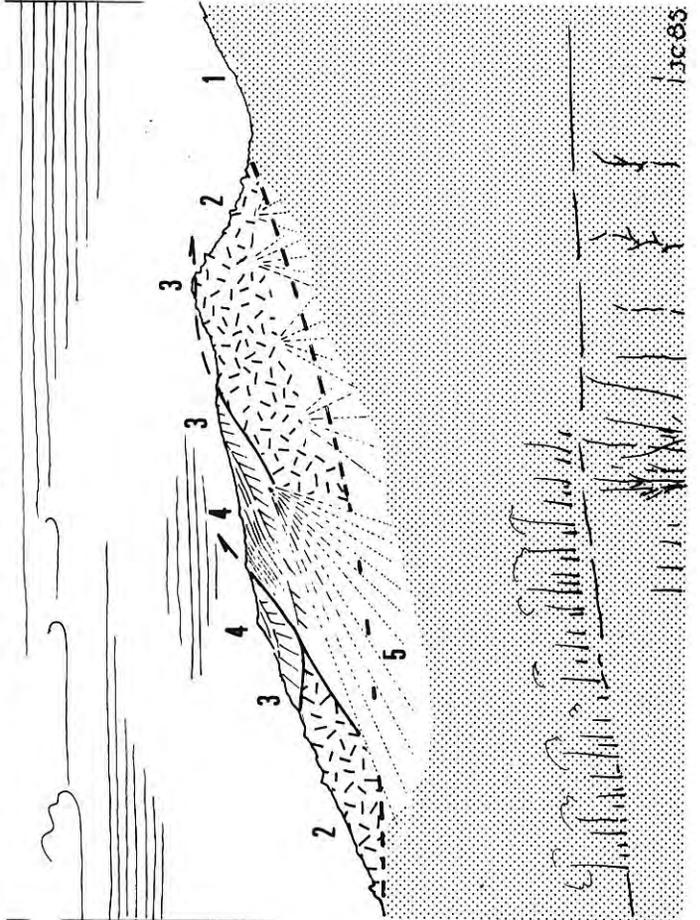
PLANCHE II

Evolution du processus de bréchification dans la série du Lias du Barranco de Las Ermitas.

1. - Fracturation (failles normales) affectant les calcaires du Sinémurien. L'organisation séquentielle des dépôts est bien conservée (influence des secousses sismiques).
2. - Plissement en relation avec la fracturation (faille inverse) affectant des calcaires rubanés ou stromatolithiques du Sinémurien. On remarque l'amortissement progressif de la fracturation puis du plissement.
3. - Fracturation accrue, affectant plusieurs séquences du Sinémurien calcaire. La stratification originelle a pratiquement disparu, en relation avec l'amorce du stade de "Collapse".
4. - Brèche de Collapse intéressant les dolomies hettangiennes. La stratification a totalement disparu. Les éléments, anguleux, portent la marque de fracturations successives.



2



1

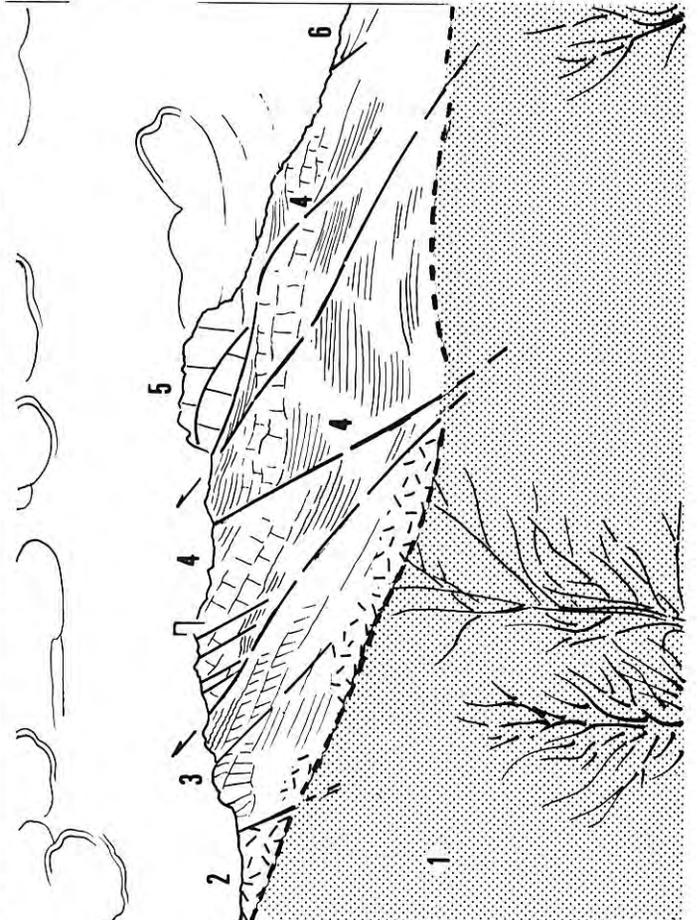


PLANCHE III

Le Jurassique dans le secteur de Montornes (SW du Desierto de las Palmas).

1 - Coupe du Jurassique de la butte de Montornes (le Nord est à gauche)

Au-dessus du Trias (1) apparaissent, en contact mécanique, 4 unités tectoniques successives, poussées vers le NW.

- la première (2) comporte des brèches dolomitiques et des calcaires à microrhythmes de l'Hettangien et du Sinémurien.

- la seconde (3) est formée de dolomies et calcaires dolomitiques du Dogger couronnés par un banc discontinu de calcaire calloviens. Suivent des calcaires finement lités de l'Oxfordien.

- la troisième (4) comporte des micrites massives puis finement litées du Kimmeridgien inférieur, supportant la tour. Sur le front nord de l'unité, un écaillage intense affecte les calcaires massifs.

- la quatrième (5) est constituée de calcaires massifs du Kimmeridgien supérieur sur lesquels s'étalent les ruines du château de Montornes.

2 - Coupe du Jurassique de la butte 440 (le Nord est à droite).

Ici encore, le Trias (1) supporte diverses écailles de Jurassique :

- l'écaille inférieure : brèches dolomitiques et calcaires à microrhythmes de l'Hettangien et du Sinémurien ; calcaires à Brachiopodes du Carixien.

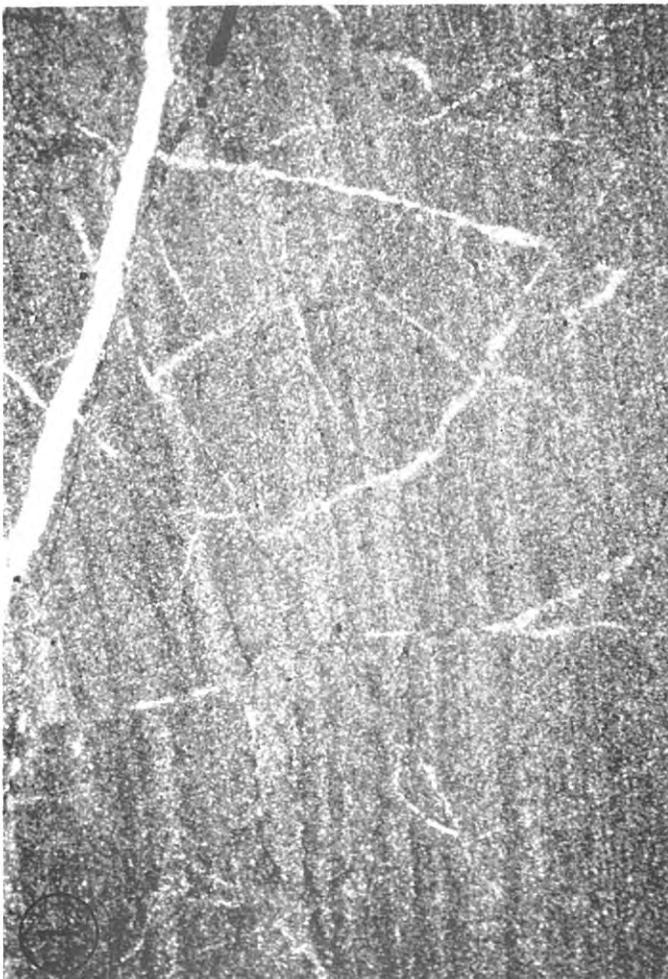
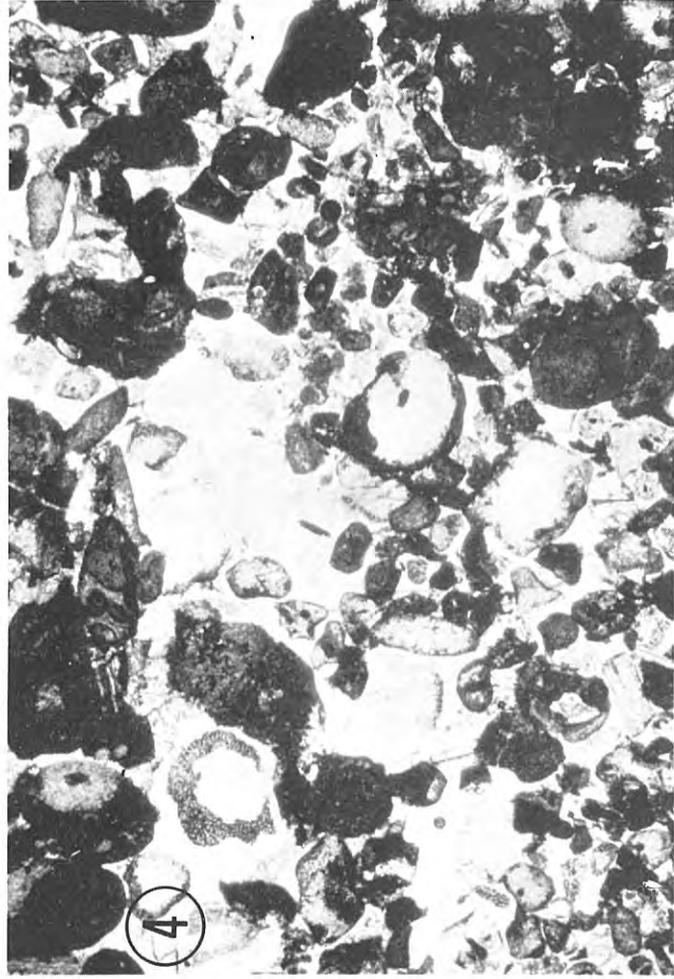
- l'écaille moyenne : calcaires à Silex et Encrines du Dogger suivis des micrites à Ammonites de l'Oxfordien.

- l'écaille supérieure : série comportant le Lias bréchiq ue puis calcaire, le Dogger, l'Oxfordien et le Kimmeridgien calcaires.

PLANCHE IV

Microfaciès du Lias et du Dogger du massif du Desierto de las Palmas.

1. - Microrhythmes dans les micrites du Sinémurien dans le secteur de Borriol (X 15)
2. - Dolosparite du Sinémurien, secteur de Borriol (X 15)
3. - Brèche dolomitique de l'Hettangien (Barranco de Las Ermitas. On notera la forme anguleuse et l'hétérométrie des éléments, emballés dans un ciment sparitique (X 15)
4. - Calcaire (grainstone) à débris d'Encrines du Dogger - Colline de Montornes (X 15)



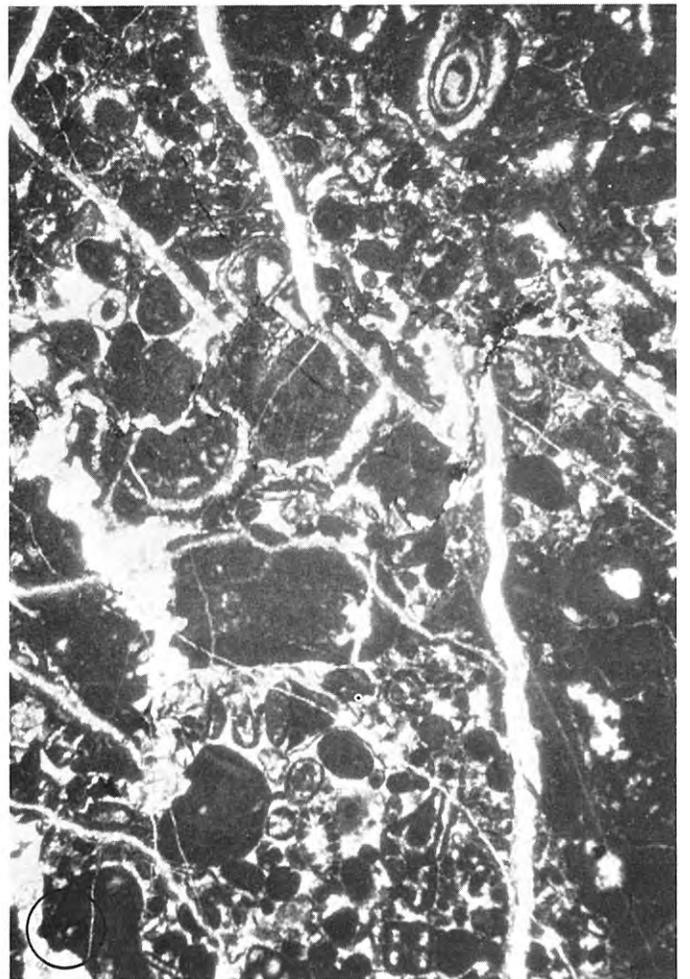
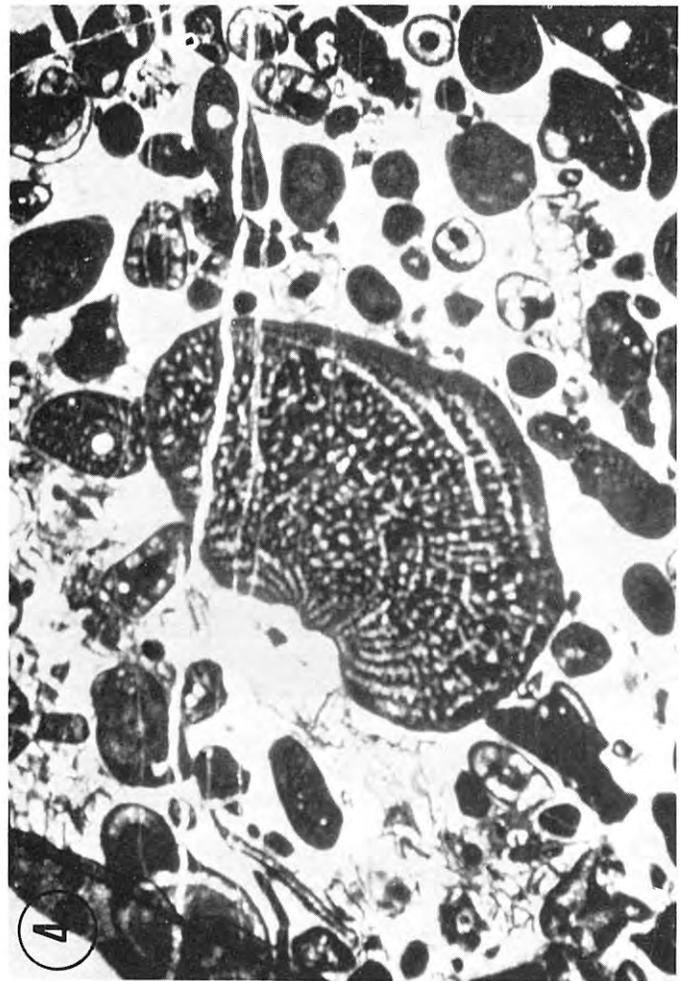
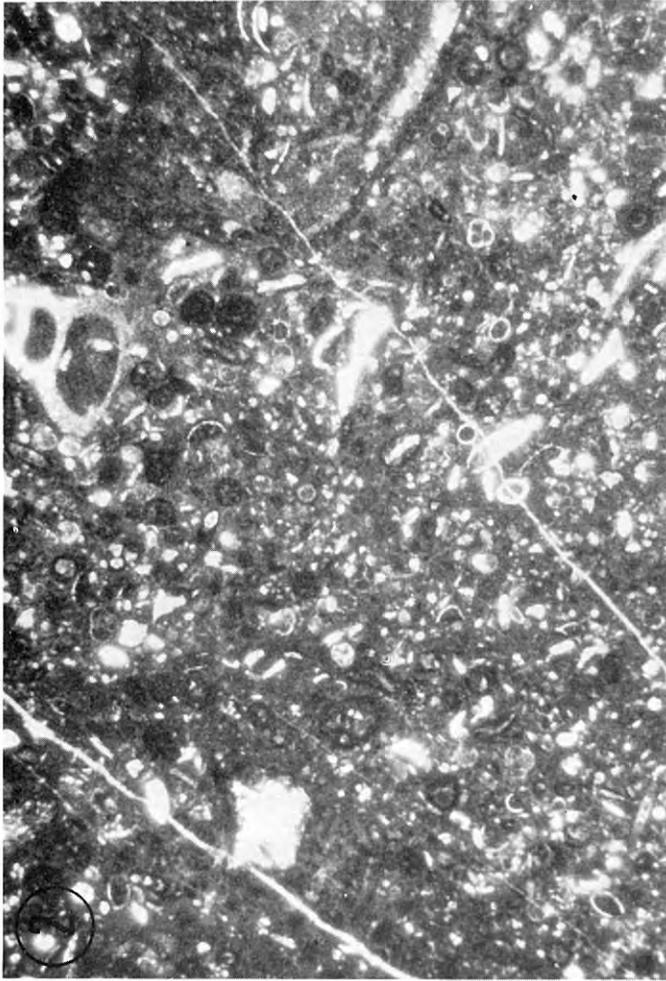


PLANCHE V

Microfaciès du Dogger et du Malm du massif du Desierto de las Palmas.

1. - Calcaire (grainstone) oolithique du Callovien. Coupe de Chuvellus (X 15)
2. - Calcaire (wakestone) graveleux à Protoglobigérines, Spicules de Spongiaires. Coupe de Montornes (X 15)
3. - Calcaire (wakestone) graveleux à Campbelliella striata et Salpingoporella annulata du Kimméridgien. Coupe de Montornes (X 15)
4. - Calcaire (grainstone) à Anchispirocyclina lusitanica et Salpingoporella annulata du Portlandien, secteur de Castellón (X 15)

4. - TROISIEME JOURNEE (III) :

Région de Caudiel et de la Sierra Palomera (Teruel)

(Le Jurassique très dilaté du bassin ibérique central)

Les séries visitées au cours de cette troisième journée d'excursion qui nous conduira de Navajas, près de Segorbe, à Teruel, appartiennent au remplissage du bassin ibérique central.

Située dans la partie centrale de l'orogène ibérique, la région traversée a été relativement peu affectée par la tectonique compressive tertiaire. Les coupes, épaisses et continues, offrent ainsi de bonnes conditions d'observation.

Le premier arrêt est consacré à l'étude des relations stratigraphiques et sédimentologiques entre volcanisme sous-marin et dépôts carbonatés du Dogger dans la région de Caudiel. Suit une mise au point sur les séquences sédimentaires et les séquences taphonomiques, développée à partir d'une analyse de ces matériaux du Jurassique moyen de Caudiel.

Les arrêts suivants permettent de recouper l'une des séries jurassiques les plus épaisses, les plus complètes, les plus fossilifères et les mieux connues de l'ensemble du domaine ibérique : la série de la Sierra Palomera. La coupe principale, réalisée dans la Rambla del Salto, révèle une succession allant du Carixien au Kimmeridgien. L'attention y sera surtout portée à l'analyse du Lias et du Dogger. Des observations plus précises sur le Malm pourront être faites dans la coupe voisine du km 7,5 de la route Torre la Carcel-Aguaton.

4.1. - LE DOGGER DE CAUDIEL (Castellon) : SEDIMENTOLOGIE DES CARBONATES DEVELOPPES SUR UN "MONTICULE" DE MATERIAUX VOLCANIQUES

(S. FERNANDEZ-LOPEZ ; J.J. GOMEZ et A. GOY) (Traduction J. CARNEROT).

Résumé

Au cours du Callovien, du Bathonien et du Bajocien se produisirent, dans la région de Caudiel, des processus de remaniement qui affectèrent les matériaux carbonatés et les roches volcaniques existantes. Les données taphonomiques et bio-stratigraphiques recueillies confirment la présence, au sein des intercalations volcaniques considérées du

Jurassique moyen, de sédiments anté-bajociens, ce qui indique un âge anté-bajocien pour le volcanisme correspondant. Les données biostratigraphiques disponibles ne permettent pas d'affirmer qu'il y eut une émission volcanique quelconque, d'âge bajocien ou post-bajocien, dans ce secteur de la Cordillère Ibérique.

Les matériaux pyroclastiques originels formèrent un relief au-dessus du fond marin qui détermina la distribution locale des boues calcaires durant le Bajocien, le Bathonien et le Callovien. L'analyse séquentielle de ces sédiments carbonatés met en évidence les tendances régressives des séquences bajociennes et calloviennes par opposition à la tendance transgressive des dépôts bathoniens. De plus on note l'accroissement relatif d'extension géographique des séquences calloviennes par rapport à leurs homologues du Bajocien et du Bathonien, qui prendrait fin à la limite Callovien-Oxfordien avec l'homogénéisation du fond marin.

4.1.1. - INTRODUCTION ET HISTORIQUE

Dans le secteur de Caudiel-Higueras, les matériaux jurassiques présentent des caractéristiques peu communes dans la mesure où ils renferment diverses intercalations de roches volcaniques. Ces roches ont été étudiées par F. ORTI et T. SANFELIU (1971) qui distinguèrent deux horizons successifs d'origine volcanique et, prenant en compte les fossiles rencontrés dans les sédiments juste sus-jacents, les considérèrent comme infracalloviennes. J.J. GOMEZ et A. GOY (1977) qui ont levé en détail 26 colonnes stratigraphiques afin de décrire et interpréter les relations spacio-temporelles entre les matériaux volcaniques et carbonatés, ont montré que les roches volcaniques les plus récentes (50 m d'épaisseur maximum) correspondent à un "monticule" qui détermine les épaisseurs et la distribution des faciès carbonatés. En conclusion, ils précisent que l'émission principale se produisit durant l'Aalénien supérieur - Bajocien inférieur. Les données préliminaires furent ensuite intégrées dans un schéma paléogéographique régional par J.J. GOMEZ (1978) qui définit un alignement structural, la "zone de faille de Caudiel", le long de laquelle se produisirent diverses manifestations volcaniques. Récemment, F. ORTI CABO et R. VAQUER NAVARRO (1981) ont indiqué que ces roches volcaniques ont une composition chimique voisine de celle des trachybasaltes, avec des microstructures de sanidine prédominante à la fois dans la matrice microlithique et dans les phénocristaux, tandis que les rares minéraux ferromagnésiens se trouvaient en général totalement remplacés.

Dans le présent travail, nous nous proposons d'analyser et d'interpréter la dynamique sédimentaire des matériaux carbonatés du Jurassique moyen, afin de mettre en évidence les influences qu'exercèrent les reliefs volcaniques existants.

4.1.2. - STRATIGRAPHIE : DESCRIPTION DES COUPES ETUDIEES

Rappelons que pour la région de Caudiel ont été déjà publiées 26 colonnes stratigraphiques de détail qui permettent de reconstruire la géométrie des roches carbonatées en relation avec les matériaux volcaniques. La situation géographique et la corrélation de ces colonnes sont schématisées sur la figure 1. Nous allons nous intéresser aux trois colonnes les plus représentatives en ce qui concerne les problèmes ici traités.

N.E.

S.W.

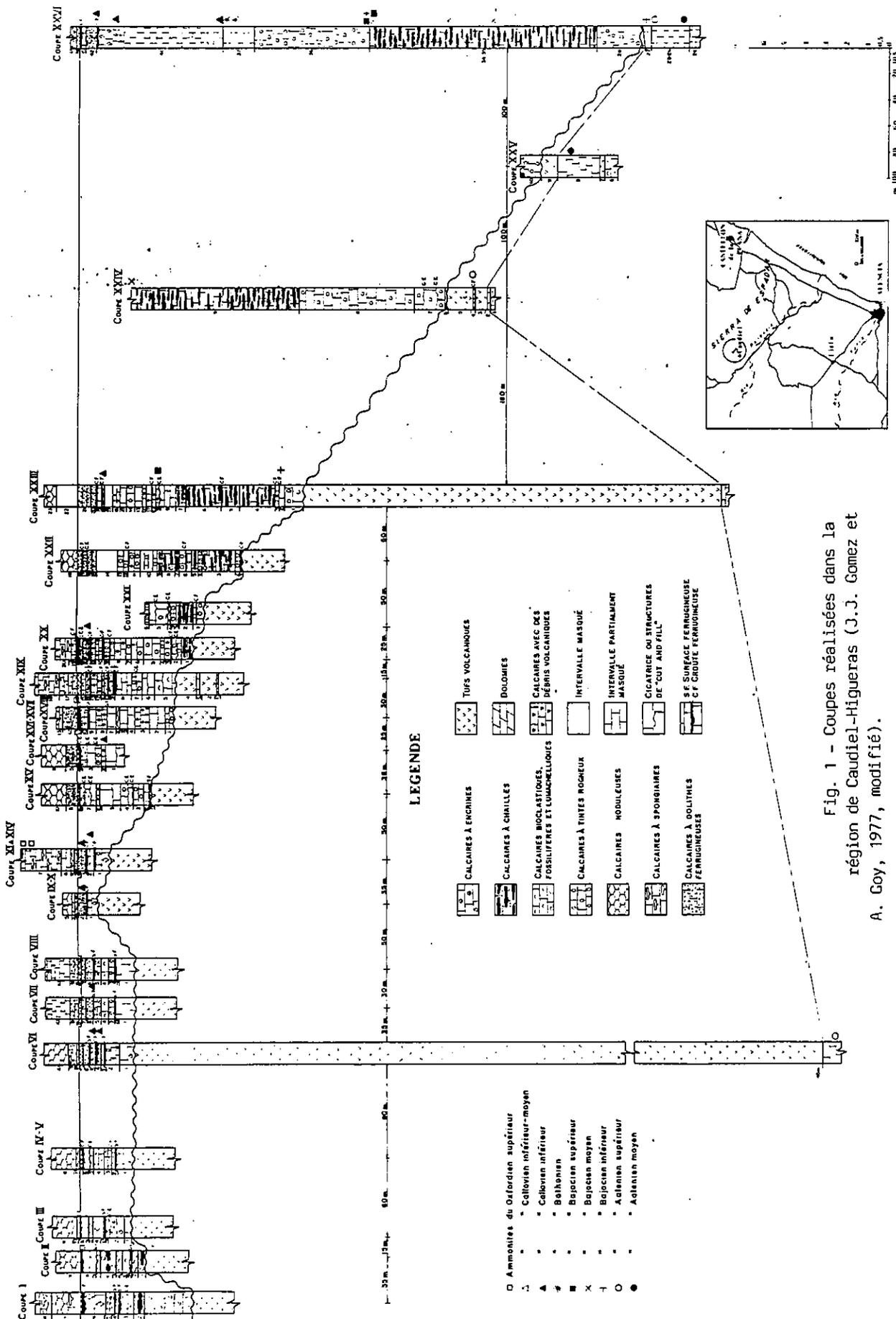


Fig. 1 - Coupes réalisées dans la région de Caudiel-Higueras (J.J. Gomez et A. Goy, 1977, modifié).

4.1.2.1. - COUPE VI

La partie inférieure de cette coupe a été levée à la faveur des déblaiements de la route Caudiel-Higueras. On observe :

6C9 (1 m 80). Calcaires micritiques, bien stratifiés, à fossiles "réélaborés" et resédimentés fréquents : Brachiopodes, Belemnites, Ammonites et Crinoïdes. A la partie supérieure abondent les Zoophycus. A 1 mètre de la base, nous avons rencontré des éléments resédimentés qui caractérisent la Biozone Murchisonae : Brasilia sp. et à 1,20 m de la base sont fréquents les éléments resédimentés appartenant à : Graphoceras sp., Ludwigella rudis (BUCKMAN), Eudmetoceras sp, qui caractérisent la Biozone Concavum.

6C10 (0,50 m). Couverture d'éboulis.

6C11 (45 m). Roches volcaniques.

6C12 (0,60 - 0,70 m). Calcaires micritiques, localement bioclastiques, à Crinoïdes, Bélemnites et Lamellibranches. Le contact avec les roches volcaniques sous-jacentes est irrégulier. Dans la partie inférieure se rencontrent des biopelmicrites à microfilaments, Echinodermes et "Bivalves". Parmi les éléments accessoires figurent la pyrite rhomboïdale et des grains de quartz à taille de limon.

6C13 (0,75 m). Calcaires micritiques, localement bioclastiques, de couleur grise teintée d'ocre. Des textures et structures de bioturbation sont fréquentes. Au toit de ce niveau apparaît une croûte ferrugineuse irrégulière, de 3 à 8 cm d'épaisseur, à restes de Crinoïdes, Bélemnites et quelques Ammonites. Au-dessus de la croûte, suivent des surfaces irrégulières, peu marquées, riches en concentrations d'articles de Crinoïdes. En lame mince, il s'agit de biopelmicrites à microfilaments, Echinodermes et Foraminifères.

6C14 (0,25 - 0,40). Calcaires bioclastiques. Les macrofossiles resédimentés sont fréquents dans la partie inférieure du niveau, tandis que les formes "réélaborées", qui présentent localement un assemblage imbriqué, dominant dans la partie supérieure : Ammonites, Lamellibranches, Crinoïdes et Bélemnites. L'association reconnue est constituée d'éléments caractéristiques du Callovien inférieur : Oxycerites sp., Macrocephalites sp., Choffatia sp., Grossouvria sp., Rehmania sp.

Au toit apparaît une croûte ferrugineuse pouvant atteindre 10 cm d'épaisseur, dans laquelle sont concentrés les restes réélaborés de Bélemnites et d'Ammonites. Il s'agit d'un horizon de remobilisation dont la surface basale tronque les matériaux sous-jacents.

En lame mince, on reconnaît des biomicrites à microfilaments pouvant contenir un ciment ferrugineux important. Le contact entre les microfaciès riches en fer et ceux qui en sont dépourvus s'effectue par l'intermédiaire d'une surface irrégulière. Parmi les bioclastes se rencontrent des microfilaments, des Bivalves, des Echinodermes, des Gastéropodes, des Bélemnites, des Protoglobigérines, des Bryozoaires et des Ostracodes.

6C16 (0,25-0,30 m). Calcaires bioclastiques riches en macrofossiles réélaborés et resédimentés : Ammonites, Bélemnites, Bivalves, Crinoïdes et Bryozoaires. Au toit s'individualise une surface irrégulière de remobilisation qui tronque localement les fossiles. Les Ammonites identifiées sont caractéris-

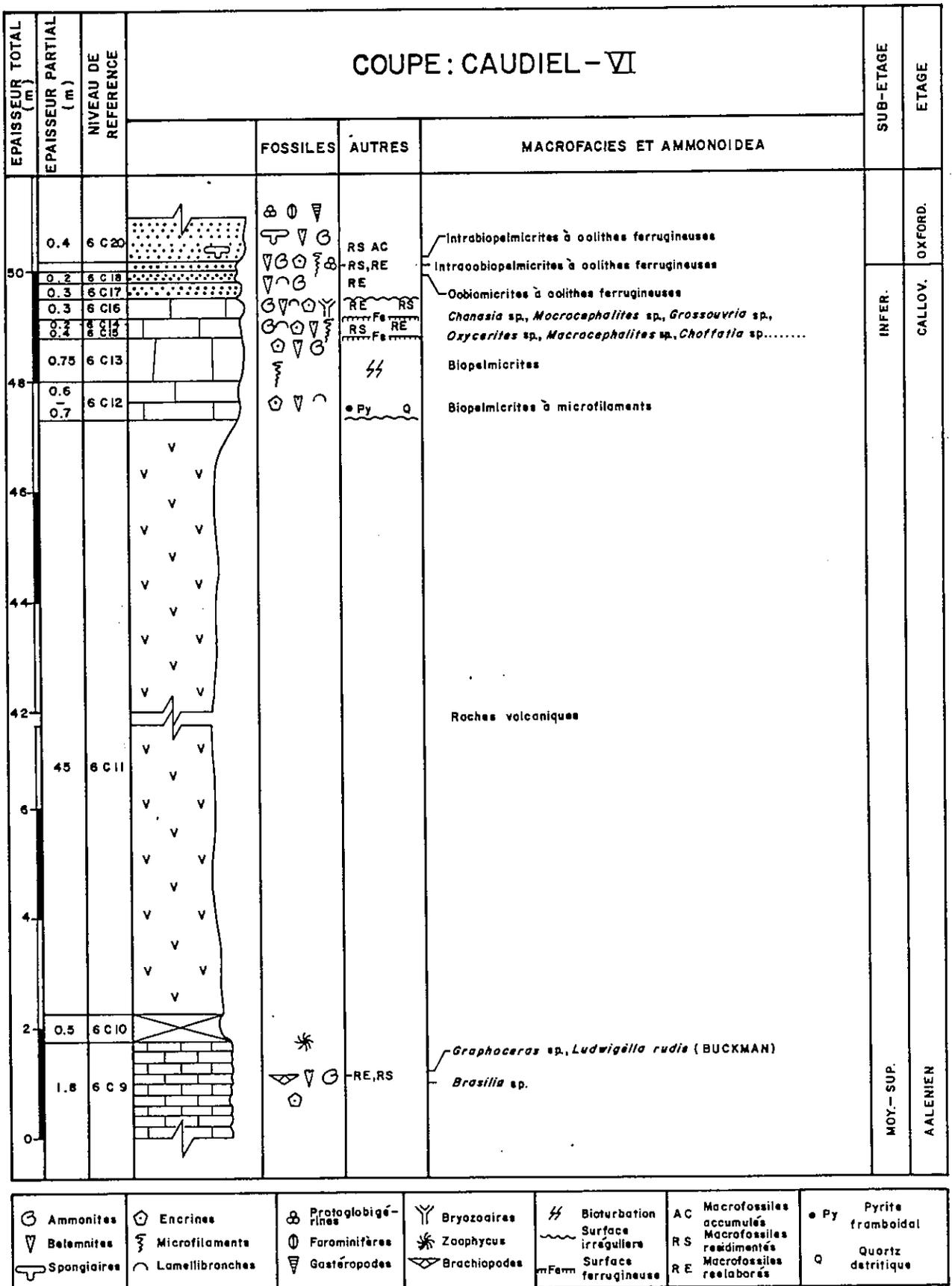


Fig. 2 - Série stratigraphique du Jurassique moyen de Caudiel (coupe VI).

tiques du Callovien : Chanasia sp., Macrocephalites sp., Grossouvria sp., Reineckeites sp.

6C17 (0,30 m). Calcaires micritiques à oolithes ferrugineuses concentrées ou au contraire dispersées. L'ensemble se termine par un niveau à macrofossiles concentrés, généralement réélaborés et contenus dans plusieurs enveloppes ferrugineuses : Bélemnites, Lamellibranches et Ammonites.

Il s'agit d'oobiomicrites à oolithes ferrugineuses assez bien classées. Parfois diverses oolithes ou des fragments oolithiques constituent les noyaux de nouvelles oolithes dont les enveloppes sont parfois très irrégulières. On y trouve des microfilaments, des Echinodermes, des Protoglobigérines et des Lagénidés.

6C18 (0,20 m). Calcaires micritiques riches en oolithes ferrugineuses, de teinte rougeâtre. Les macrofossiles résédimentés sont fréquents : Ammonites, Lamellibranches.

Ce sont des oobiomicrites à oolithes ferrugineuses, mal classées, dont les noyaux sont parfois composés de fragments d'autres oolithes, de bioclastes de microfilaments, Protoglobigérines, Lagenidés et Bivalves.

6C19 (0,05-0,10 m). Calcaires micritiques à oolithes ferrugineuses dispersées, de couleur rougeâtre. Les macrofossiles résédimentés sont fréquents, les réélaborés demeurent rares : Bélemnites, Ammonites et Crinoïdes. En lame mince, on distingue deux microfaciès : l'un d'eux correspond à des biopelmicrites à Spongiaires et oolithes ferrugineuses rares et dispersées. Les spicules d'Eponges et dans une moindre mesure, les Foraminifères et les Ostracodés sont abondants. L'autre microfaciès est constitué par des intraoobiopelmicrites à oolithes ferrugineuses contenant des intraclastes très mal classés dont certains, anguleux sont des biopelmicrites contenant parfois des spicules d'Eponges. Les bioclastes sont des Echinodermes, des Ostracodés et des Foraminifères. Les pellets sont très abondants, la matrice est une micrite ferrugineuse et les allochèmes sont granoportés. Les contacts entre les deux types de microfaciès correspondent à des surfaces irrégulières, parfois partiellement stylolithisées.

6C20 (0,40 m). Calcaires micritiques riches en Spongiaires et en oolithes ferrugineuses. Ces dernières sont plus fréquentes dans la partie inférieure du niveau. Les macrofossiles sont fréquents, résédimentés ou accumulés : Spongiaires, Bélemnites, Ammonites et Crinoïdes.

A la partie inférieure, il s'agit d'intrabiopelmicrites à oolithes ferrugineuses. Les intraclasts sont peu ou mal classés et les oolithes ferrugineuses sont rares, tant dans les intraclasts ou dans la matrice où on les trouve indifféremment. Les bioclasts sont des Echinodermes, des Protoglobigérines, des Lagenidés, des Foraminifères incrustants, des Bivalves, des Ostracodés et des Gastéropodes.

4.1.2.2. - COUPE XXIII

Cette série stratigraphique a été levée à quelques 430 m au NE de la coupe VI précédemment décrite. Au-dessus de calcaires micritiques semblables à ceux du niveau 6C9 apparaissent 18 à 20 m de roches volcaniques qui, vers le NE, diminuent d'épaisseur à leur tour sur la coupe XXIV (fig. 1) située à

150 m de cette dernière; les matériaux volcaniques ne dépassent pas 2 m d'épaisseur et présentent une intercalation de calcaires rougeâtres à fragments de roches volcaniques au sein desquels nous avons identifié des éléments caractéristiques de la partie supérieure de la Biozone Concavum, réélaborés : Graphoceras stigmatosum BUCKMAN et Graphoceras sp.

23C1-23C3 (1,35 m). Calcaires micritiques, localement bioclastiques, gris, teintés de rouge. Les macrofossiles sont fréquents, resédimentés et accumulés : Crinoïdes, Bélemnites, Lamellibranches (Ostréidés à silicification partielle et Pectinidés), Gastéropodes et Ammonites. Structures de bioturbation abondantes. Surfaces de stratification irrégulières et discontinues. La surface supérieure est irrégulière et présente une pâtime ferrugineuse de faible développement.

A la partie supérieure de l'horizon, il s'agit de biopelmicrites à Echinodermes dont certains présentent une silicification partielle. On trouve en proportion moindre des Bryozoaires et des Bivalves. A la partie supérieure se rencontrent des pelmicrites à Echinodermes, microfilaments, Foraminifères agglutinants et Radiolaires.

Dans la moitié supérieure de l'ensemble ont été identifiés divers éléments resédimentés, caractéristiques du Bajocien inférieur : Sonninia sp. et Skirroceras sp.

23C4-23C5 (2,6 m). Calcaires micritiques à nodules de silex fréquents à la partie inférieure de l'horizon. Teinte grisâtre. Textures et structures de bioturbation fréquentes. Macrofossiles abondants resédimentés et accumulés à la partie inférieure et surtout réélaborés vers le sommet de l'ensemble : Crinoïdes, Bélemnites, Spongiaires, Ostréidés et Brachiopodes.

Localement on reconnaît des surfaces irrégulières sur lesquelles se trouvent concentrés les bioclastes ("structures de "cut and fills"). Quelques bioclastes sont silicifiés.

23C6 (1,7 m). Calcaires micritiques à nodules de silex abondants à la partie inférieure. Teinte grisâtre. Dans les derniers 30 cm abondent les macrofossiles réélaborés : Crinoïdes, Bélemnites, Lamellibranches (Ostréidés partiellement silicifiés).

Au toit de l'horizon apparaissent des biopelmicrites à Echinodermes avec des Foraminifères agglutinants, des Lagenidés et des Bivalves.

23C7-23C9 (1,4 m). Calcaires micritiques, localement bioclastiques, à nodules de silex abondants à la base de l'horizon. Les Macrofossiles deviennent de plus en plus fréquents vers le toit, le plus souvent resédimentés et accumulés à la partie inférieure, puis essentiellement réélaborés dans les 0,8 m supérieurs : Echinodermes, Lamellibranches et Ammonites.

Les 0,15 m supérieurs sont des biomicrites à Echinodermes renfermant de rares microfilaments. La matrice est partiellement dolomitisée.

Le toit de l'unité correspond à une superficie très irrégulière qui, localement, contient des croûtes ferrugineuses de faible extension et correspond à des structures de bioturbation préexistantes (fig. 3).

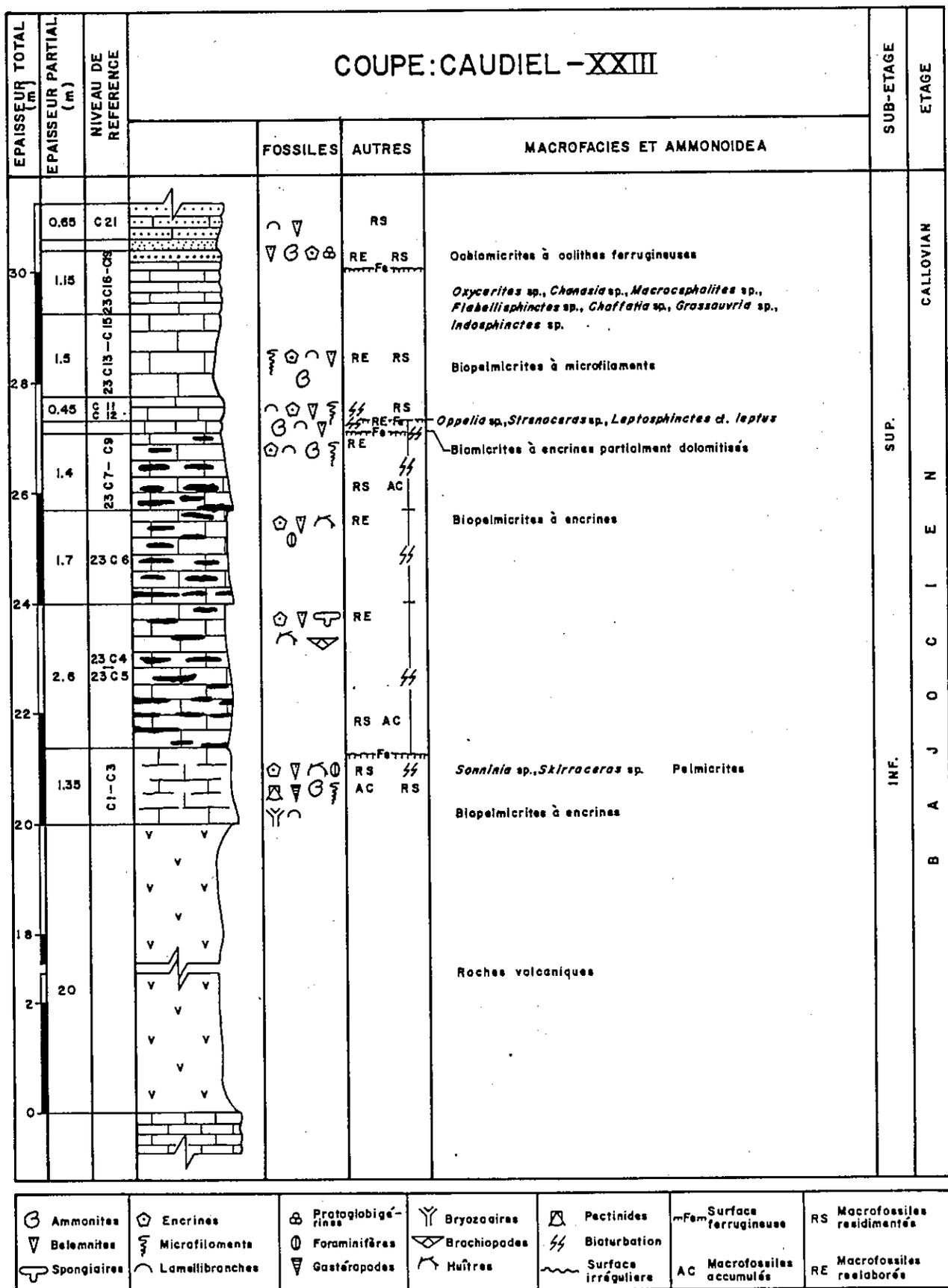


Fig. 3 - Série stratigraphique du Jurassique moyen de Caudiel (Coupe XXIII)

23C10 (0,20 - 0 m). Calcaires micritiques, localement bioclastiques, qui remplissent les irrégularités de la surface inférieure. Rougeâtres. Textures et Structures de bioturbation abondantes. Macrofossiles fréquents, en général réélaborés : Ammonites, Lamellibranches, Bélemnites. La surface de stratification supérieure correspond à une surface de remaniement localement ferrugineuse. Ces matériaux renferment des associations mélangées, constituées d'éléments caractéristiques de la Biozone subfurcatum au moins, réélaborés et rencontrés dans le Bajocien supérieur : Oppelia sp., Strenoceras sp., Leptosphinctes cf., leptus BUCKMAN.

23C11-23C12 (0,45 m). Calcaires micritiques, localement bioclastiques. Teinte grisâtre, localement rougeâtre. Textures de bioturbation fréquentes. Macrofossiles rares, souvent resédimentés : Lamellibranches, Crinoïdes, Bélemnites.

23C13-23C15 (1,5 m). Calcaires micritiques, localement bioclastiques, surtout à la partie supérieure. Grisâtre avec des teintes rougeâtres. Macrofossiles fréquents, essentiellement réélaborés et resédimentés : Crinoïdes, Lamellibranches, Bélemnites et Ammonites.

Ce sont des biopelmicrites à microfilaments et Echinodermes.

23C16-23C19 (1,15 m). Calcaires micritiques. Gris teinté de rouge. A la partie supérieure ils contiennent des lithoclastes dispersés à enveloppes ferrugineuses. On y trouve aussi des surfaces irrégulières et discontinues, à oxydes de fer concentrés, qui correspondent à des surfaces de remaniement local et recourent les macrofossiles. Les éléments identifiables permettent d'attribuer ces matériaux au Callovien : Oxycerites sp., Chanasia sp., Macrocephalites sp., Flabellisphinctes sp., Choffatia sp., Grossouvria sp., Indosphinctes sp.

23C20 (0,25 m). Calcaires micritiques à oolites ferrugineuses de petites dimensions, très abondantes. Macrofossiles abondants, réélaborés et resédimentés : Bélemnites, Ammonites et Crinoïdes.

Ce sont des oobiomicrites à oolites avec des Echinodermes, des Lagénidés et des protoglobigérines. Les noyaux des oolites correspondent fréquemment à des fragments d'autres oolites ou de diverses oolites regroupées. Les oxydes de fer se rencontrent sous forme de ciment ou de particules détritiques.

23C21 (0,65 m). Calcaires micritiques à abondantes oolites ferrugineuses. Rouges dans la partie inférieure et moyenne de l'unité, jaunâtres dans la partie supérieure. Macrofossiles rares, souvent resédimentés : Lamellibranches et Bélemnites.

4.1.2.3. - COUPE XXVI

L'affleurement où a été levée cette colonne stratigraphique se situe à 175 m de la coupe XXIII, en direction du NE.

26C24 (0,45-0,50 m). Calcaires bioclastiques. Grisâtres, teintés de rouge. Textures de bioturbation abondantes. Macrofossiles fréquents, en majeure partie resédimentés : Lamellibranches, Echinodermes, Brachiopodes et Ammonites.

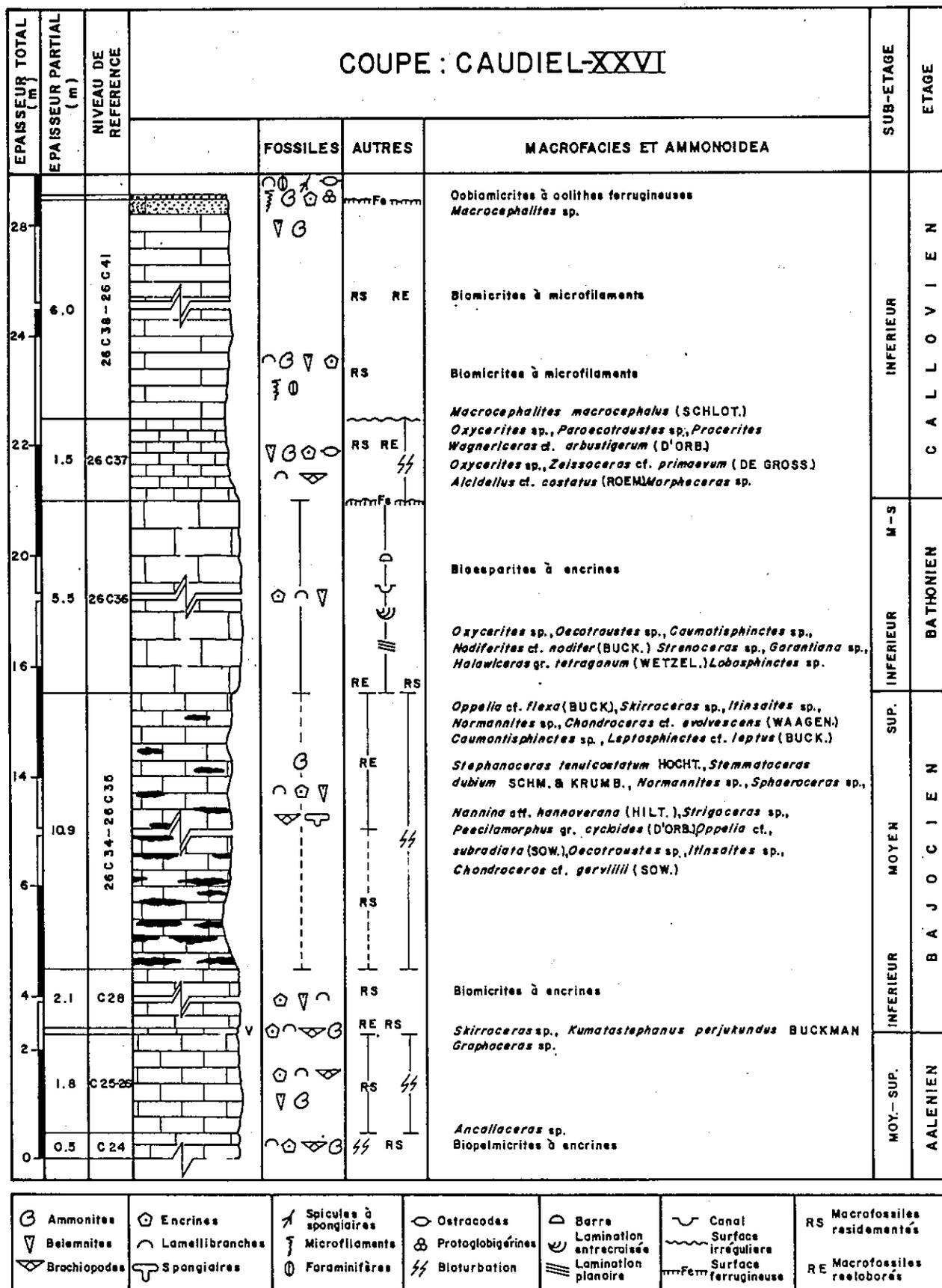


Fig. 4 - Série stratigraphique du Jurassique moyen de Caudiel. (Coupe XXVI)

Il s'agit de biopelmicrites à Echinodermes avec des microfilaments. Les pellets sont très abondants et apparaissent assez bien classés.

Les Ammonites rencontrées sont des éléments resédimentés appartenant aux Leioceratinae. Ces matériaux doivent être rapportés à l'Aalénien.

26C25 - 26C26 (1,8 m). Calcaires micritiques, localement bioclastiques, à oolithes phosphatées dispersées. Rougeâtres. Textures et structures bioturbées fréquentes. Macrofossiles resédimentés fréquents : Crinoïdes, Lamellibranches, Brachiopodes, Bélemnites, Ammonites.

Au toit, ce sont des biosparites à Echinodermes, avec des Bivalves, des Lagénidés et des Foraminifères agglutinants.

Les Ammonites resédimentées contenues dans la première couche de l'ensemble caractérisent la biozone Murchisonae : Ancolloceras sp.. Dans la dernière couche de l'unité apparaissent des exemplaires resédimentés de Graphoceras sp.. De ce fait, la totalité de l'unité correspond à l'Aalénien.

26C27 (0,5 - 0 m). Niveau de remaniement constitué de calcaires micritiques qui contiennent des macrofossiles fréquents, réélaborés et resédimentés : Crinoïdes, Lamellibranches, Brachiopodes et Ammonites. Les moules internes des Ammonites réélaborés correspondent à des calcaires bioclastiques à Crinoïdes. Localement, on trouve aussi des clasts de matériaux volcaniques. Nous avons identifié diverses Ammonites caractéristiques de la Biozone Sauzei : Skirroceras sp., Kumatostephanus perjukundus BUCKMAN.

26C28 (2,1 m). Calcaires bioclastiques gris. Localement, on y trouve des surfaces irrégulières sur lesquelles se trouvent concentrés les bioclasts (structures, de "cut and fills"). Macrofossiles abondants, en général resédimentés, Crinoïdes, Bélemnites, Lamellibranches.

En lame mince, il s'agit de biomicrites à Echinodermes, partiellement silicifiés et, en moindre proportion, de Bivalves.

26C34-26C35 (10,9 m). Calcaires micritiques, localement bioclastiques, à nodules de silex fréquents à la partie supérieure de l'unité. Textures et structures de bioturbation abondantes. Dans les derniers 5 m de l'ensemble on trouve d'abondants macrofossiles réélaborés, tandis que dans les matériaux inférieurs ces macrofossiles sont rares et souvent resédimentés : Lamellibranches, Crinoïdes, Bélemnites, Brachiopodes, Spongiaires, Ammonites.

A 0,5 m au-dessous du toit, en lame mince, on reconnaît des biomicrites à Echinodermes, Bivalves et Lagénidés.

Les Ammonites reconnues à 5 m au-dessous de ce toit sont caractéristiques de la Subzone Humphriesianum : Nannina aff. hannoverana (HILTERMANN), Strigoceras sp., Poecilomorphus gr. cycloides (D'ORB.), Oppelia cf. subradiata (SOWERBY), Oecotraustes sp., Stephanoceras, Itinsaites sp., Chondroceras cf. gervillii (SOWERBY).

Dans les derniers 3 m, on trouve des éléments caractéristiques de la Subzone Blagdeni (Biozone Humphriesianum) : Poecilomorphus gr. cycloides (D'ORBIGNY), Oppelia flexa (BUCKMAN), Stephanoceras tenuicostatum HOCHTETTER, Stemmatoceras dubium SCHMIDTILL & KRUMBECK, Itinsaites sp.,

Normannites sp., Chondroceras evolvens (WAAGEN), Spaheroceras sp.

Au sommet de l'unité se rencontrent des éléments réélaborés caractéristiques des Biozones Humphriesianum et Subfurcatum : Oppelia cf. flexa (BUCKMAN), Skirroceras sp., Itinsaites sp., Normannites sp., Chondroceras cf. evolvens (WAAGEN), Caumontisphinctes sp., Leptosphinctes cf. leptus (BUCKMAN).

26C36 (5,5 m). Calcaires bioclastiques riches en Crinoïdes. Teinte grise. Textures de bioturbation fréquentes. Localement, on trouve des corps rocheux de géométrie lenticulaire, à surfaces concaves ou convexes. Laminations entrecroisées de type courbe ou plane, d'angle faible ou très faible. Macrofossiles abondants, en général resédimentés : Crinoïdes, Lamellibranches, Bélemnites.

En lame mince, ce sont des biosparites à Echinodermes et rares Bryozoaires.

A la base, localement, on trouve des associations mélangées, formées d'éléments caractéristiques des Biozones Subfurcatum, Garantiana et Parkinsoni, réélaborés et "enregistrés" associés à des éléments resédimentés du Bathonien inférieur (Procerites sp.). Les éléments réélaborés identifiés sont : Oxycerites sp., Oecotraustes sp., Nodiferites cf. nodifer (BUCKMAN), Caumontisphinctes sp., Stenoceras sp., Garantiana sp., Hlawiceras gr. tetragonum (WETZEL), Lobosphinctes sp.

La surface supérieure de ce niveau correspond à une superficie de remaniement qui tronque localement les matériaux sous-jacents et se trouve oblique par rapport à eux, sur laquelle apparaissent des croûtes ferrugineuses de faible extension.

26C37 (1,5 m). Calcaires micritiques, localement bioclastiques. Teinte grise. Textures et structures de bioturbation fréquente. Macrofossiles fréquents : Bélemnites, Ammonites, Crinoïdes, Lamellibranches, Brachiopodes.

En lame mince, il s'agit de biopelmicrites à microfilaments, Echinodermes et en proportion moindre, Ostracodes et Lamellibranches.

A 1 m de la base de l'unité, existe un niveau de remaniement, dont l'épaisseur est comprise entre 0,20 et 0,30 m, constitué de calcaires micritiques, gris, riches en macrofossiles resédimentés et réélaborés : Ammonites, Bélemnites, Brachiopodes, Lamellibranches. Nous avons identifié une association mélangée à éléments caractéristiques de la Biozone Zigzag, réélaborés ou resédimentés et enregistrés avant la fin de cette dernière biozone. Les éléments réélaborés appartiennent à : Oxycerites sp., Zeissoceras cf. primaevum (DE GROSSOUVRE), Alcidellus cf. costatus (ROEMER). Les exemplaires resédimentés correspondent à : Morphoceras sp., Procerites sp.

Dans les derniers 0,5 m de l'unité apparaissent des éléments resédimentés qui caractérisent le Bathonien moyen et supérieur, au moins en partie Oxycerites sp., Paroecotraustes sp., Procedrites sp., Wagnericeras cf. arbutigerum (D'ORBIGNY).

26C38-26C41 (6 m). Calcaires micritiques, gris, teintés de jaune à la partie supérieure de l'ensemble. Les 4 mètres inférieurs contiennent des macrofossiles fréquents, en général resédimentés : Lamellibranches, Ammonites,

Bélemnites, Crinoïdes. En lame mince, on reconnaît des biomicrites à microfilaments avec des Echinodermes, des Bivalves et des Lagénidés. Entre + 4 et + 5 m abondent les macrofossiles resédimentés et réélaborés et le microfaciès correspond à une biomicrite à microfilaments et Echinodermes. La roche présente une dolomitisation naissante et on observe une orientation marquée des bioclasts. Le dernier mètre de l'ensemble correspond localement à des calcaires micritiques, gris, intercalés entre des niveaux d'oolithes ferrugineuses qui contiennent des nodules de fer à couches concentriques et macrofossiles réélaborés : Bélemnites, Ammonites ; parmi ces dernières ont été identifiés des exemplaires de Macrocephalites sp.. La surface supérieure de l'unité est une surface de remaniement, très irrégulière, à concentration d'oxydes de fer. La base de l'unité correspond à un niveau de remaniement dans lequel nous avons identifié divers exemplaires resédimentés, caractéristiques du Callovien inférieur : Macrocephalites macrocephalus (SCHLOTHEIM).

26C42 (0,10 - 0,15 m). Calcaires micritiques à oolithes ferrugineuses. Les macrofossiles sont fréquents, réélaborés ou resédimentés.

A la partie inférieure, il s'agit de oobiomicrites à oolithes ferrugineuses, dont certaines peuvent présenter des noyaux formés par des fragments d'oolithes ou des oolithes variées regroupées des bioclasts de microfilaments, des Ammonites, des Crinoïdes, des Protoglobigérines, des Lagénidés et des Bivalves.

Au toit de l'ensemble apparaissent des oobiomicrites à oolithes ferrugineuses avec des bioclasts de Foraminifères incrustants et agglutinants, de Protoglobigérines, d'Ostracodes, de Spicules de Spongiaires et d'Echinodermes.

4.1.3. - INTERPRETATION

Les matériaux aaléniens des affleurements VI, XXIV et XXVI correspondent à des calcaires micritiques qui contiennent fréquemment des oolithes phosphatées, exception faite des bancs les plus anciens. Leur puissance totale ne dépasse pas 2 m. Ils renferment des macrofossiles fréquents qui, dans les derniers bancs, apparaissent localement réélaborés. Les structures de bioturbation sont également fréquentes, notamment les Zoophycus. Leur dépôt s'effectue dans des environnements de plate-forme externe, ouverte, peu profonds, en général de basse énergie et parfois soumis à l'action de courants de fond.

On ne rencontre des sédiments carbonatés bajociens que dans les coupes situées à l'Est de la série XX. Dans l'affleurement XXVI ils atteignent pratiquement 14 m d'épaisseur (26C27-26C35). Dans la partie inférieure de l'ensemble considéré, ils sont constitués de calcaires bioclastiques à articles désarticulés de Crinoïdes fréquents (biomicrites à Echinodermes) et localement apparaissent des structures de "Cut and fills". Dans la partie moyenne se rencontrent des calcaires micritiques, localement bioclastiques, à nodules de silex fréquents (biomicrites à Echinodermes). Dans les derniers 5 m de l'unité, ces calcaires bioclastiques renferment d'abondants macrofossiles réélaborés qui, dans la majorité des cas, offrent une silicification partielle. Les niveaux locaux de remaniement y sont aussi abondants. l'une des particularités des matériaux bajociens de cette région consiste en la présence de nodules de Silex et de Spongiaires. Ces matériaux constituent une séquence sédimentaire, de polarité énergétique croissante, dont la partie basale est représentée localement par un niveau de remaniement (26C27) contenant des macrofossiles réélaborés et resédimentés et, parfois, des fragments de roches volcaniques. En revanche,

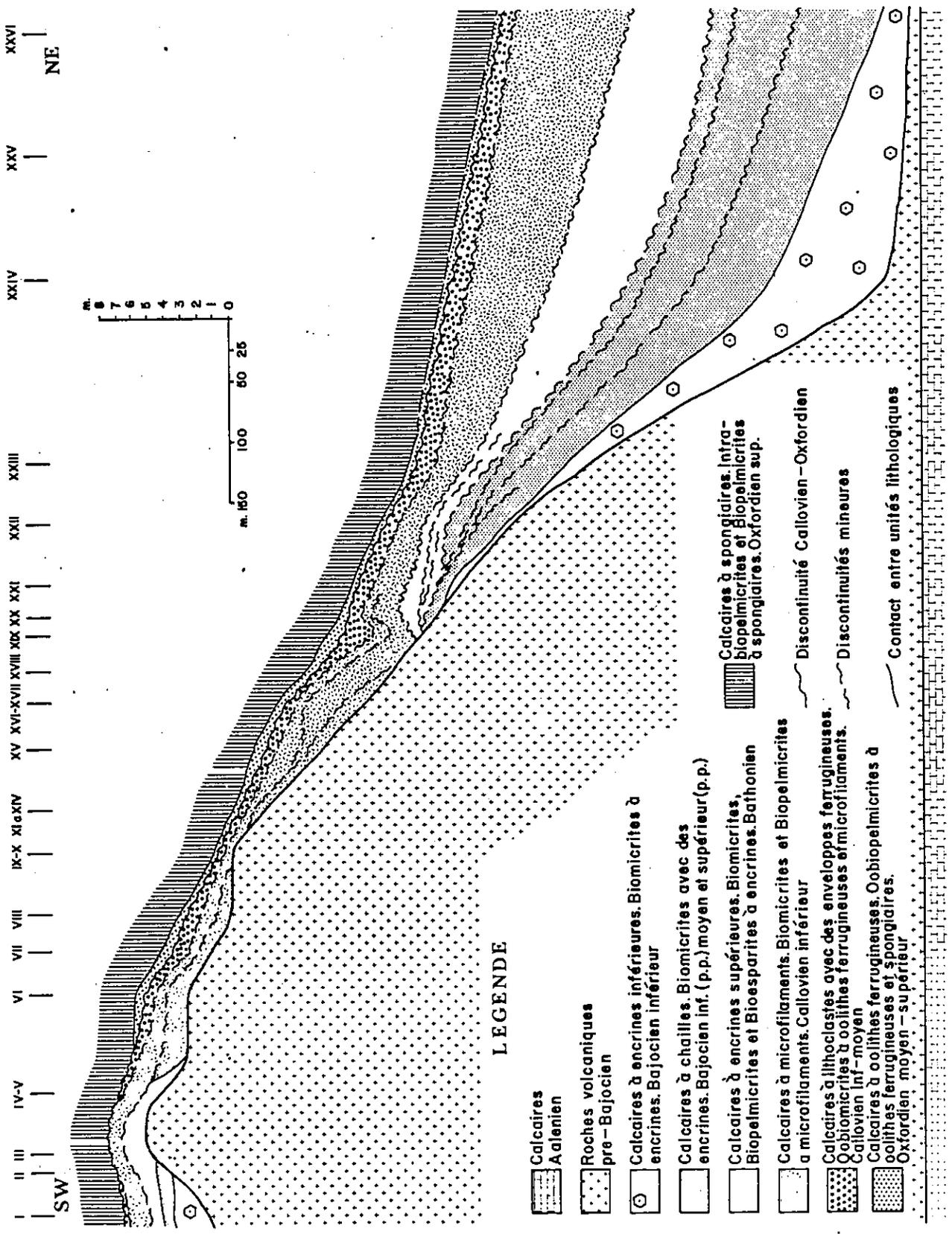


Fig. 5 - Reconstruction du "monticule" d'origine volcanique de Caudiel et distribution des faciès à ses abords.

le toit de la séquence correspond à une surface de remaniement qui tronque fréquemment les macrofossiles réélaborés.

Diverses séquences analogues à la précédente peuvent être observées dans les matériaux bajociens de la coupe XXIII. La première (23C1-23C5), d'environ 4 m d'épaisseur, est composée de calcaires micritiques, bioclastiques à la partie inférieure et riches en nodules de silex à la moitié supérieure, au sein desquels apparaissent de fréquentes structures de "cut and fills". En ce qui concerne les microfaciès, les biopelmicrites et les biomicrites à Echinodermes sont dominantes. L'ensemble 23C6 correspond à une autre séquence contenant de fréquents macrofossiles réélaborés à la partie supérieure et dont la base coïncide avec la surface de remaniement du toit de la séquence antérieure. Au-dessus apparaît à son tour une autre séquence de 1,4 m, dans laquelle abondent les macrofossiles réélaborés et dont la matrice est partiellement dolomitisée à la partie supérieure (23C7-23C9). Les limites entre ces trois séquences successives peuvent également être reconnues à partir de la distribution et de l'abondance des structures de bioturbation. Les structures de type Thalassinoides sont fréquentes, certaines sont conservées comme des nodules siliceux, chacune d'entre elles n'affecte que les matériaux d'une seule séquence. Ces trois séquences successives, dont les épaisseurs diminuent graduellement et qui apparaissent formées dans des environnements d'énergie croissante, intègrent une séquence d'ordre supérieur qui est l'équivalent de la séquence bajocienne mise en évidence dans l'affleurement XXVI.

Les matériaux du Bajocien supérieur ne sont représentés que localement, par exemple dans l'affleurement XXIII (ensemble 23C10). Il s'agit de sédiments remaniés qui remplissent les cavités, fréquemment formées par bioturbation (fig. 2), au toit de la séquence antérieure.

La plus grande épaisseur des sédiments bathoniens apparaît dans la coupe XXVI (ensemble 26C3-26C38). Les premiers 5,5 m correspondent à des sédiments carbonatés formés dans des environnements de haute énergie hydraulique. La géométrie et la structure interne des corps sédimentaires permettent d'affirmer qu'il s'agit d'un complexe de barre submaréale qui put parfois être portée à l'émersion et donner naissance à des "fronts de plage" durant le Bathonien inférieur. Ces sédiments furent recouverts par des boues micritiques (biopelmicrites à microfilaments) formées dans des environnements marins de basse énergie, en milieu de plate-forme externe et ouverte, au cours du Bathonien moyen et supérieur. En résumé, les matériaux bathoniens correspondent à une séquence de polarité énergétique décroissante, à la base de laquelle existent localement des éléments réélaborés du Bajocien supérieur. Vers le SW, à une distance supérieure à 180 m, les matériaux de cette séquence se biseautent avant de disparaître.

Enfin, durant le Callovien se déposèrent des calcaires micritiques dans des environnements de plate-forme externe, organisés en séquences de polarité énergétique croissante, analogues à celles du Bajocien. La base de la séquence est représentée localement par des niveaux de remaniement qui, sur quelques affleurements méridionaux de la région, s'appuient sur les matériaux d'origine volcanique. Le toit de la séquence correspond à une surface de remaniement, irrégulière, remplie au cours de l'Oxfordien par des calcaires à oolithes ferrugineuses et Spongiaires fréquents.

4.2. - SEQUENCES SEDIMENTAIRES ET SEQUENCES TAPHONOMIQUES

(S. FERNANDEZ-LOPEZ)

(Traduction J. CANEROT).

I

L'objet de cet article est d'exposer et d'analyser quelques concepts tels que, par exemple, celui de "séquence condensée" et celui de "séquence taphonomique". Ces concepts, ainsi que d'autres, relevant de la taphonomie évolutive, sont utilisés pour interpréter les diverses associations enregistrées dans les matériaux du Jurassique moyen de Caudiel.

II

Les associations entre différents matériaux successifs permettent de mettre en évidence le fait de savoir si les propriétés stratigraphiques varient graduellement à la verticale (dans le cas des séquences) ou non (si elles délimitent des discontinuités). Il s'agit aussi de savoir si, lorsque les matériaux considérés sont d'origine sédimentaire, on peut parler de séquences et de discontinuités sédimentaires, respectivement. Les séquences sédimentaires constituent des corps rocheux d'épaisseur positive, limités par deux discontinuités sédimentaires qui représentent des changements notables dans le milieu de sédimentation. De ce fait, toute séquence sédimentaire peut être considérée comme résultant d'une série d'événements successifs liés entre eux par une polarité. Autrement dit, à chaque séquence sédimentaire correspond une structure temporelle. De plus, chaque séquence occupe une place dans la dynamique sédimentaire du bassin et, par voie de conséquence, présente une nature déterminée et une structure spacio-temporelle concrète.

Ainsi compris, le concept de séquence sédimentaire permet d'identifier des polarités scalaires et non des taux et des intensités d'enregistrement sédimentaire par unité de temps. Il s'agit d'un concept relationnel, non d'un concept quantitatif, bien que dans quelques cas concrets on puisse parvenir à quantifier la durée de la série d'événements successifs en utilisant d'autres concepts. De plus, les séquences sédimentaires constituent un exemple de la dissociabilité des processus spécifiques par rapport aux processus génériques : la durée totale correspondant à une séquence sédimentaire est égale à la somme des durées d'enregistrement sédimentaire à laquelle il faut ajouter les durées sans enregistrement et l'épaisseur totale de la séquence sédimentaire est égale à la somme des épaisseurs partielles respectives. Ces deux affirmations sont valables au moins théoriquement, bien que non empiriquement, mais la vitesse moyenne de sédimentation de la séquence est indépendante (dissociable) de la vitesse de sédimentation des différentes parties qui l'intègrent. Pour ces raisons, l'identification d'une séquence condensée donnée ou d'un niveau ou horizon de condensation concret est basée sur une interprétation relative ("operativiste") d'une série d'événements enregistrés par rapport à ceux d'une autre séquence dont la puissance est supérieure. Dans une telle interprétation on ne tient pas compte de la vitesse de sédimentation durant les événements individuels mais on s'intéresse exclusivement à l'ensemble de tous les événements, à l'épaisseur totale du sédiment et à l'intervalle temporel correspondant. On ne tient pas non plus compte des différences entre chacun des événements individuels qui ont déterminé les séquences sédimentaires ou entre ceux qui ont provoqué les discontinuités. On peut affirmer qu'une séquence sédimentaire présente un caractère condensé lorsque on la compare à une autre séquence de plus grande

épaisseur, utilisée comme référence "normale" et qui correspond au même intervalle temporel ou à un intervalle de durée équivalente. De cette façon on peut même reconnaître différents "degrés de condensation" au sein de différentes séquences sédimentaires pour lesquelles nous pouvons utiliser divers adjectifs (minimum, considérable, extrême, ...) mais le concept de condensation ainsi utilisé demeure quantitatif et, en outre, ce concept est indépendant de la durée temporelle représentée pour chacune des séquences partielles qui intègrent les séquences comparées. La réduction d'épaisseur au sein de chaque séquence concrète peut être due à une intensité et/ou à une durée plus faibles de chaque événement séquentiel individuel ou à une modification de la nature, de la fréquence et de la variabilité des événements séquentiels. Ainsi, contrairement à ce qui a été fréquemment écrit, les différences d'épaisseur ou de puissance des sédiments pour un intervalle temporel déterminé, ou pour des intervalles de durée équivalente, ne constituent pas un critère d'estimation du taux de sédimentation des matériaux enregistrés. Les matériaux condensés, qui sont le résultat d'une sédimentation extrêmement lente ou nulle durant un intervalle temporel important, constituent des séquences condensées ou des horizons de condensation. Cependant les séquences condensées ou les horizons de condensation peuvent être constitués de matériaux non condensés.

D'un autre côté, une séquence sédimentaire quelconque peut contenir des fossiles qui, indépendamment d'autres méthodes relationnelles comparatives, nous permettent d'établir des relations temporelles entre différentes séquences partielles ou entre différentes séquences locales, qu'elles soient superposées ou en disposition latérale. Une association de fossiles ou une association enregistrée peuvent être contenues dans un ou plusieurs niveaux stratigraphiques (sédimentaires ou non) mais la condensation stratigraphique et la condensation taphonomique correspondent à des processus indépendants.

La condensation taphonomique est le processus de mélange de restes et/ou de témoins d'entités biologiques historiquement successives (S. FERNANDEZ-LOPEZ, 1984). Par ailleurs les associations enregistrées dans les matériaux des séquences condensées, y compris dans le cas de restes d'organismes pélagiques, ne sont pas nécessairement des associations condensées. En conclusion, le caractère condensé d'une association enregistrée doit être contrôlé (confirmé et/ou réfuté) grâce à des critères taphonomiques et non par des critères biocronologiques "a priori" ou par des arguments sédimentologiques ou stratigraphiques.

III

Les séquences sédimentaires sont contrôlables indépendamment par des critères lithologiques et structuraux, observables directement ou indirectement. Or, les séquences sédimentaires peuvent aussi être considérées comme transmettrices d'information relative à des entités biologiques du passé ou, plus concrètement, comme des phases d'enterrement et/ou de recueil de restes et/ou témoins d'entités biologiques disparues. C'est pourquoi, considérées comme transmettrices d'information, elles ne sont pas les agents déterminants de l'information enregistrée et, en conséquence, un matériel non fossilifère ne constitue pas une preuve d'un environnement azoïque du passé. De même, un sédiment fossilifère n'implique pas que l'environnement sédimentaire ou d'autres environnements synchrones fussent pourvus des entités biologiques productrices des restes et/ou témoins qu'il contient. Dans le cas de restes d'entités biologiques qui ne vécurent pas enterrées, les discontinuités sédimentaires locales correspondent à des phases locales, de non-enterrement et/ou d'enterrement des entités conservées considérées. Cependant les phases de non-

dépôt et/ou d'érosion, bien que provoquant souvent des pertes locales au sein de ces entités conservées, peuvent donner lieu à la concentration de restes organiques par élimination de sédiment. En outre, au cours des phases de non-dépôt, quelques éléments conservés peuvent subir des transformations qui augmentent leur durabilité et, à la reprise de la sédimentation, ils se trouveront probablement intégrés comme particules sédimentaires à la base de la séquence suivante ou même constitueront des taphons de conservabilité supérieure à celle des taphons déposés simultanément (S. FERNANDEZ-LOPEZ, 1985).

D'un autre côté, pendant une phase d'équilibre sédimentaire, dynamique, la polarité énergétique sous-jacente détermine des variations dans les propriétés des entités conservées. Par exemple, les variations de l'état de conservation des entités enregistrées pourront se trouver en relation avec une lente dégradation de la turbulence ou avec un régime de turbulence croissante. Ainsi, on rencontre des séquences sédimentaires à la base desquelles prédominent les éléments réélaborés et qui, à l'approche du sommet, présentent une prédominance croissante d'éléments resédimentés et accumulés respectivement, et vice versa. Toutefois il convient de souligner le fait que l'organisation séquentielle des entités enregistrées qui constituent une séquence taphonomique doit se faire en tenant compte des relations entre leurs états respectifs de conservation. Ainsi, considérée au sens strict, une séquence taphonomique est constituée de deux entités enregistrées au moins, topologiquement successives, qui diffèrent sur quelques unes de leurs propriétés résultant de l'altération taphonomique. Par conséquent, une séquence taphonomique peut être considérée comme résultant d'une série d'événements successifs, reliés entre eux par une polarité et exprimés par des entités conservées dans des environnements distincts. Cependant, à la différence des séquences sédimentaires, les séquences taphonomiques sont dépourvues d'épaisseur, de longueur ou de puissance concrète. Il s'agit d'un concept qui implique des relations entre entités correspondant à des corps rocheux d'épaisseur positive mais qui, en tant que telles, tout comme les entités enregistrées supra-individuelles, ne possèdent ni épaisseur, ni longueur ni puissance. A partir des éléments d'une association enregistrée sous forme d'un corps rocheux nous pouvons distinguer diverses associations qui ont été successivement produites et la séquence taphonomique correspondante, en tenant compte des relations topologiques entre ses éléments et l'ordre temporel de fossilisation. Ainsi, dans le cas des Ammonites, à partir d'une association mélangée qui renferme des éléments réélaborés et accumulés, nous pouvons affirmer que l'association réélaborée est plus ancienne que celle qui a été accumulée et que, dans le cas où les éléments accumulés sont de dimension moindre à celle des éléments réélaborés du même taphon, cela implique qu'il se produisit une dégradation de la turbulence durant le processus de mélange (S. FERNANDEZ-LOPEZ, 1979).

Il convient également de signaler que les variations entre des associations enregistrées successives peuvent être dues à des facteurs historiques (différences écologiques et/ou évolutives entre les entités biologiques correspondantes), productifs et/ou altératifs. A conditions historiques et productives égales, on peut espérer que la concentration de restes organiques dans le sédiment augmente ou diminue, en relation avec la diminution ou l'augmentation respectives du taux de sédimentation. Dans chacun des deux cas, la concentration d'éléments enregistrés variera parallèlement à la concentration de métallogénétiques dans le sédiment et, de plus, cette évolution parallèle favorisera ou rendra au contraire difficile la conservation de restes organiques minéralisés. Toutefois, la concentration de restes ne dépend pas uniquement de l'énergie externe disponible dans le taphosystème, mais encore de la covariance dans

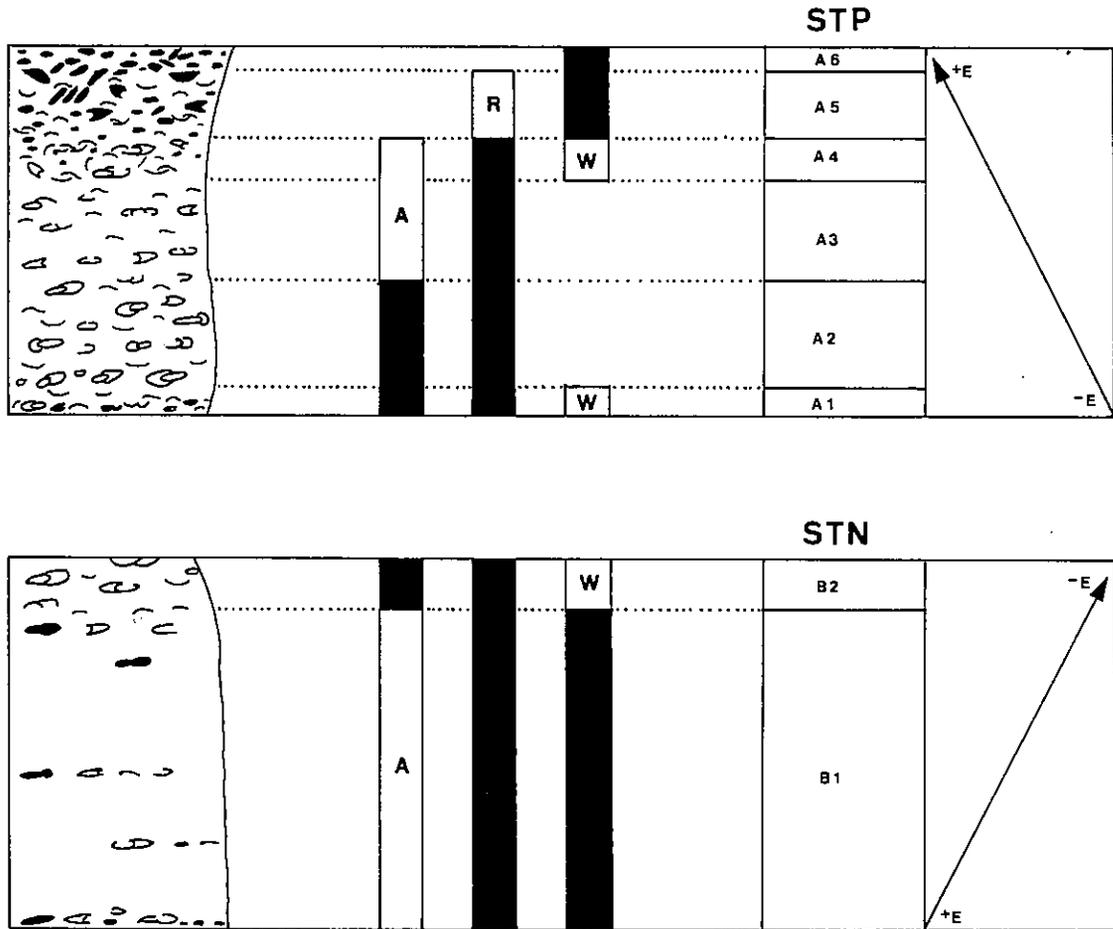


Fig. 6 - Schémas des séquences taphonomiques positives (STP) et négatives (STN) établies en tenant compte des relations entre les niveaux de distribution verticale des coquilles d'Ammonites accumulées (A), resédimentées (R) ou "reélaborées" (W).
Chaque niveau de distribution est représenté par un rectangle et la couleur noire souligne l'intervalle de fréquence maximum.
Dans les colonnes stratigraphiques, les Ammonites "reélaborées" sont représentées en noir afin d'opérer une distinction avec les éléments accumulés ou resédimentés.

PLANCHE I

1. - Exemple de séquence sédimentaire de polarité énergétique croissante (Coupe VI, niveaux 14 -16), dans laquelle s'observe une grande concentration de restes squelettiques à degrés de conservation variés. Les éléments resédimentés (R) prédominent dans la partie inférieure, tandis que vers le sommet de la séquence, les éléments "réélaborés" (W) deviennent de plus en plus abondants. La surface supérieure de l'ensemble, sur laquelle s'appuie l'échelle centimétrique, correspond à une surface de remaniement qui tronque les macro-fossiles (ST).

2. - Structure de type Thalassinoïdes, dans des matériaux du Bajocien moyen (toit de niveau 23 C 9). Le matériel qui remplit les cavités formées par bioturbation correspond au Bajocien supérieur (niveau 23 C 10).

PL. I



1



2

les distributions d'autres facteurs productifs et historiques (écologiques et/ou évolutifs). Pour cette raison, la concentration en éléments conservés n'augmente pas nécessairement et indéfiniment avec l'énergie externe disponible dans le taphosystème. On ne peut pas non plus affirmer, comme cela s'est produit parfois, que la concentration de coquilles d'Ammonites enregistrées dans les sédiments est directement proportionnelle (et donc un indicateur) à la bathymétrie ou au "degré d'océanité" de l'environnement sédimentaire correspondant.

Le concept de discontinuité taphonomique est analogue à celui de discontinuité sédimentaire et contraire à celui de séquence taphonomique. Tout comme l'identification de séquences sédimentaires successives permet de déterminer l'existence de discontinuités sédimentaires, l'identification de séquences taphonomiques successives permet aussi de reconnaître l'existence de discontinuités taphonomiques.

IV

L'analyse de l'état de conservation des coquilles d'Ammonites enregistrées dans des matériaux du Dogger de Caudiel permet d'établir deux classes de séquences taphonomiques, de polarité différente, que nous pouvons appeler "positives" ou "négatives". Dans les séquences positives, on peut identifier au moins deux des classes d'associations topologiquement successives ci-après (Fig.6).

A1. - Constituée(s) d'éléments accumulés, resédimentés et/ou réélaborés, irrégulièrement distribués.

A2. - Les éléments accumulés dominent les éléments resédimentés et, dans tous les cas, les éléments isolés apparaissent en position horizontale et irrégulièrement distribués ; il n'y a pas d'éléments réélaborés.

A3. - Caractérisée(s) par la prédominance d'éléments resédimentés par rapport aux éléments accumulés. Il n'y a pas d'indices de réélaboration mais les coquilles resédimentées peuvent se situer en position inclinée ou verticale et, souvent, présenter leur surface convexe tournée vers le haut.

A4. - Les éléments resédimentés sont plus abondants que ceux qui sont accumulés ou réélaborés. Les coquilles resédimentées se regroupent habituellement en s'emboîtant.

A5. - Constituée(s) d'éléments réélaborés et resédimentés, qui peuvent localement être regroupés en s'imbriquant. Il n'y a pas d'éléments accumulés. Quelques éléments réélaborés peuvent présenter des facettes ellipsoïdales d'usure dans le dernier quart de spire conservé ou des sillons annulaires d'usure.

A6. - Seuls existent des éléments réélaborés qui peuvent présenter des vestiges de diverses phases de réélaboration et des caractères résultant de la dissolution de leurs coquilles, outre des concentrations de résidus insolubles à gradient centripète.

Chacune de ces séquences taphonomiques positives met en évidence l'augmentation graduelle de l'énergie externe du taphosystème, en relation avec une diminution graduelle du caractère marin du fond local. Dans les matériaux bajociens de Caudiel on peut observer des séquences de type A1-A5, mais dans les matériaux calloviens les séquences sont de type A1-A6. Ce dernier terme de la séquence taphonomique positive, A6, peut avoir été formé dans des environnements inter et supratidaux.

Au contraire, dans les matériaux bathoniens de cette région les séquences taphonomiques sont négatives et se trouvent constituées au moins des deux termes successifs suivants :

B1. - Association(s) d'éléments réélaborés ou resédimentés ; les éléments accumulés sont exceptionnels ou manquent.

B2. - Association(s) d'éléments resédimentés ou accumulés ; les éléments réélaborés sont exceptionnels ou manquent.

Cette séquence taphonomique négative est le résultat d'une dégradation de la turbulence dans l'environnement sédimentaire.

Pour terminer, nous pouvons, à partir de ces données, tirer une conclusion d'intérêt biostratigraphique. Toute association mélangée, constituée d'éléments réélaborés et resédimentés ou accumulés, est une association condensée qui peut être enregistrée ou non sous forme de matériaux condensés. Mais lorsque ces associations mélangées constituent le terme topographique inférieur d'une séquence taphonomique positive ou négative, telle que celles qui ont été précédemment décrites, elles ne constituent jamais la preuve de l'existence d'un matériau condensé.

4.3. - LE LIAS DANS LA RAMBLA DEL SALTO (SIERRA PALOMERA, Teruel) (M.J. COMAS-RENGIFO, A. GOY et A. YEBENES) (Traduction J. CANEROT)

Résumé

La série liasique rencontrée dans la Rambla del Salto s'étend du Carixien au Toarcien. Elle s'organise en trois séquences qui correspondent approximativement au Carixien, au Domérien et au Toarcien.

- La première (Fm. Cuevas Labradas) inclut des sédiments de la zone interne d'une rampe, dont la progradation conduit à une possible émer-sion.

- La seconde (Fm. Cerro del Pez et Fm. Barahona) débute par une brusque inondation de cette rampe sédimentaire. Les dépôts reconnus se sont effectués dans la zone externe de la rampe, près de la transition vers la zone interne.

- La troisième (Fm. Turmiel) constitue une répétition de la précédente avec, au Toarcien supérieur, un caractère nettement régressif de la sédimentation sur cette même rampe homoclinale.

4.3.1. - INTRODUCTION - HISTORIQUE

Dans la Sierra Palomera, la Rambla del Salto offre l'un des meilleurs points d'observation des matériaux du Jurassique inférieur, en particulier du Pliensbachien et du Toarcien, du Secteur Central de la Cordillère Ibérique.

Elle fut étudiée par A. DEREIMS (1898) dans sa thèse de Doctorat sur la géologie du Sud de l'Aragon. Récemment, A. Arche et al., (1977) analysent l'évolution verticale des sédiments carbonatés du Lias moyen et supérieur. M.J. Comas-Rengifo et A. Goy (1978) et M.J. Comas-Rengifo (1982) abordent des aspects essentiellement biostratigraphiques, portant une attention particulière aux faunes d'Ammonoïdés et de Brachiopodes et J.I. Ramirez et al. (1983),

réalisent la cartographie des formations correspondant aux matériaux jurassiques de ce secteur de la Sierra Palomera.

En cette occasion, nous prêterons une attention spéciale aux caractéristiques des faciès qui constituent les formations présentes ainsi qu'à l'interprétation sédimentologique des matériaux pliënsbachiens et toarciens.

4.3.2. - LOCALISATION DE LA COUPE ETUDIEE

La situation de la coupe de la Rambla del Salto est représentée sur la Fig. 7. Les coordonnées du mur, situé dans le chemin qui va de Torre La Carcel à l'Ermita de la Virgen del Castillo, sont les suivantes :

X = 2° 27' 40" ;
Y = 40° 37' 20".

4.3. - LE CARIXIEN

4.3.3.1. - Lithologie

Le Carixien de la Rambla del Salto est représenté essentiellement par des calcaires qui correspondent à la partie supérieure de la Fm. "Cuevas Labradas" définie par A. Goy et al., (1976). La tectonisation qui affecte cette unité n'a permis d'étudier en détail que les derniers 27,5 m de la formation.

En ce qui concerne les caractéristiques lithologiques ont été distingués trois ensembles (Fig. 5) :

A.(1-42)-17 m. Calcaires gris et beiges en couches pouvant atteindre 0,5 m d'épaisseur. légèrement noduleuses à leur partie supérieure, à rares niveaux de marnes très fines de teinte verdâtre. Les mudstones et wackestones à bioclasts y dominant, les granistones à oolithes et les packstones à bioclasts et peloides apparaissent moins fréquents.

B.(43-49)-1,5 m. Calcaires gris en couches atteignant 0,5 m, intercalés de fins niveaux de marnes feuilletées. Quelques intervalles de packstones à pelets, de texture fenêtrée. Mudstones fréquents.

C.(50-61). 9 m. Calcaires gris ou beiges en couches de 0,25 à 1 m. Les types lithologiques sont variés, avec prédominance des pseudosparites et dolomicrosparites dans la partie inférieure, des mudstones et wackestones laminés (boundstones) dans la partie moyenne et des grainstones à la partie supérieure. Au toit de cette unité apparaît une surface ferruginisée.

4.3.3.2. - Biostratigraphie

Les niveaux de base de cette coupe sont pauvres en fossiles représentatifs ou de valeur chronologique importante. Dans tout le Carixien les Ammonites ainsi que les Brachiopodes sont très rares et se trouvent conservés au sein de peu de couches. L'existence de Tetrarhynchia dunrobinensis (ROLLIER) dans l'unité A (C.26) caractérise la zone Dunrobinensis ou la partie basale

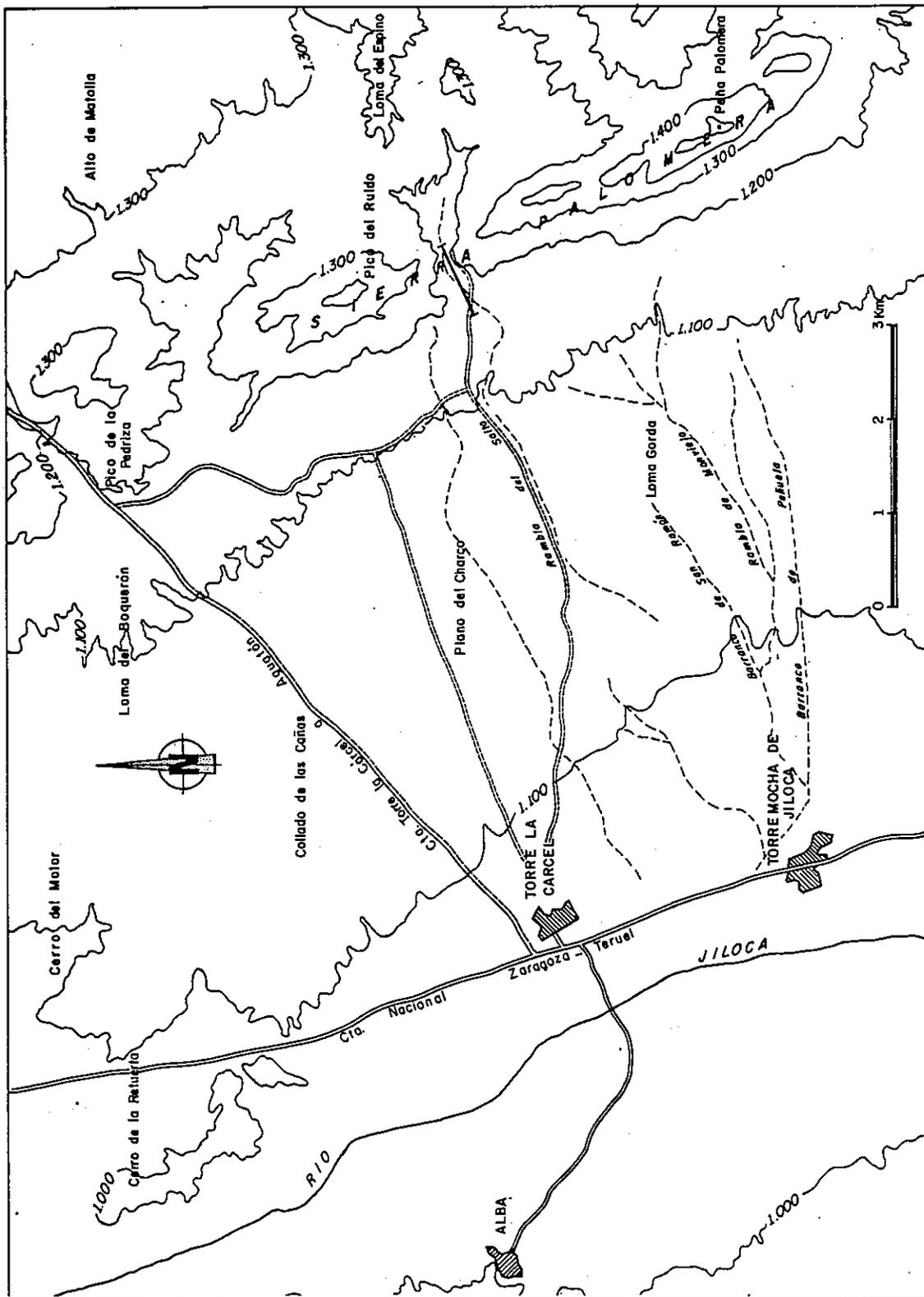


Fig. 7 - Localisation géographique de la coupe du Lias de la Rambla del Salto.

de la zone Numismalis (A. Goy et al., 1984) ; son rang stratigraphique couvre, dans la Chaîne Ibérique, approximativement l'intervalle des zones Raricostatum du Lotharingien aux zones Jamesoni (Subzone Brevispina) du Carixien. Par comparaison avec d'autres localités, situées dans des secteurs voisins, où la Fm. Cuevas Labradas est complète en affleurement, comme à Buena, 9 km plus au Nord, nous supposons que cette couche correspond au Carixien inférieur. Au-dessus se rencontrent Gibbirhynchia curviceps (QUENSTEDT), Piarorhynchia ? sp. "Rhynchonella" sp. et Plectothyris fimbrioides (DESL.), association caractéristique de la zone Numismalis (subzone Davidsoni), qui est l'équivalent d'une partie des zones Jamesoni et Ibex.

Dans l'unité B (c.45), on n'a recueilli que Zeilleria (Cincta) numismalis (LAMARCK), fossile indice de la zone précédemment citée et dont la distribution connue s'étend jusqu'au Domérien basal. Dans l'unité C on n'a pas rencontré de fossiles d'Ammonites ou de Brachiopodes.

La partie inférieure de l'unité D (c.65) contient Aegoceras sp. qui caractérise le Carixien supérieur (zone Davoei). Parmi les Brachiopodes recueillis dans cette couche, on peut citer Zeilleria (Zeilleria) darwini (DESL.), et Aulacothyris cf. resupinata (SOW.).

4.3.3.3. - Analyse de faciès

Dans l'unité A peuvent être distingués les faciès suivants :

a) Mudstones et wackestones à bioclasts généralement rares. Quelques couches montrent des niveaux très fins de packstones à bioclasts et intraclasts. Les calcaires "mud-supported" renferment une faune rare et peu variée, constituée de Lamellibranches, dont certains ont une coquille fine, de Crinoïdes, de plaques et radioles d'oursins et d'Ostracodes. Dans les niveaux de packstones peuvent être observés des restes réélaborés de Gastéropodes, des tubes d'Annélides, des Foraminifères arénacés (Ataxophragmidés et Ammodiscidés). Les bioclasts montrent une périphérie affectée par une micritisation irrégulière, pouvant être attribuée à l'activité perforante d'Algues et/ou de champignons. Les coquilles instables, de nature initialement aragonitique, comme celles de quelques Gastéropodes et Lamellibranches, furent dissoutes durant la diagenèse. Seules les enveloppes micritiques furent préservées. Postérieurement se produisit la précipitation de ciment calcitique "équant" dans le trou occupé par la coquille. Quelques Lamellibranches à grosse coquille initialement calcitique, de même que les articles de Crinoïdes présentent une silicification partielle en calcédoine de type "Quartzine-lutecite".

Le dépôt de ces sédiments dut se produire dans une zone submaréale, au dessous du niveau d'action des vagues, dans un contexte général de plateforme interne assez restreint. Les niveaux de packstones intercalés peuvent être interprétés comme des dépôts en relation avec des périodes de tempête (A. Yebenes et al., 1985). Les sédiments évoluèrent assez rapidement d'un milieu diagénétique phréatique marin, qui conduisit à la formation des enveloppes micritiques montrant les grains bioclastiques à un milieu diagénétique des coquilles instables. Postérieurement, ils passèrent à un milieu d'eau douce phréatique saturée, au sein duquel se produisit la précipitation de ciment calcitique "équant" dans les trous laissés par les coquilles.

b) Mudstones et wackestones à bioturbation généralement diffuse, parfois un peu marneuse, à Lamellibranches, dont certains ont des coquilles fines, de fréquentes Pholadomya, Pleuromya, des Pectinidés, des Rhynchonellidés, des Gastéropodes et des Foraminifères Nodosarudés. Assez fréquemment peuvent s'observer des structures de bioturbation sous forme générale de tubes horizontaux et inclinés.

Ce faciès est interprété comme un dépôt submaréal, au-dessous du niveau d'action normale des vagues, dans un contexte semblable à celui du faciès antérieur, mais avec un degré moindre de restriction, autrement dit avec une circulation suffisamment ouverte pour permettre le développement d'une faune un peu plus abondante et diversifiée, y compris la faune à corps mou.

c) Calcaires "grain-supported" sans structures tractives visibles, qui incluent des faciès évoluant de packstones légèrement lavés jusqu'à des grainstones. Les termes packstones contiennent des bioclasts, des pellets et des intraclats. Dans les termes grainstones abondent les grains à enveloppes oncolithiques, parfois composées. Parmi les composants fossiles apparaissent des radioles et des plaques d'Echinides, Crinoïdes, Lamellibranches, Gastéropodes, Foraminifères arénacés (Lituolidés et Ammodicidés) et des restes rares d'Algues telles Thaumatoporella. Les bioclastes montrent une micritisation irrégulière, produite par l'activité perforante d'Algues et/ou champignons, antérieure à la formation des enveloppes oncolithiques. Dans quelques cas on peut démontrer que les péloïdes correspondent à des grains bioclastiques entièrement micritisés. Les Gastéropodes présentent un remplissage de sédiment micritique. Il en est de même de l'axe central des Crinoïdes, ce qui indique le caractère réélaboré des deux types d'éléments. Les coquilles instables d'aragonite qui n'étaient pas protégées par les enveloppes oncolithiques se dissolvent ; seules les enveloppes micritiques furent préservées. Postérieurement se serait formé le "ciment" calcitique dans la cavité abandonnée par la coquille. Normalement, cette dissolution se produisit lorsque le sédiment présentait déjà un certain grade de lithification, mais dans quelques niveaux de la partie plus élevée de l'unité, on peut observer des enveloppes micritiques effondrées, ce qui signifie que la dissolution fut antérieure à la lithification. C'est pourquoi le sédiment subit une certaine compaction qui provoqua le collapse de la porosité du moule. L'existence fréquente de grains légèrement interpénétrés appuie cette interprétation.

Les sédiments de ce faciès sont déposés dans un milieu subtidal restreint, soumis à l'action des vagues et/ou de courants qui, dans la partie inférieure, pourrait correspondre à un secteur distal stabilisé d'un delta tidal de reflux et dans la partie supérieure à la zone de "shoreface" d'une plage de faible énergie. L'évolution diagénétique des matériaux serait très semblable à celle des faciès "a", ce qui démontrerait en outre le faible développement des ciments sous-marins par rapport à l'abondance de ciments météoriques phréatiques.

Dans l'unité B, nous pouvons distinguer :

d) Packstones à micropéloïdes et bioclastes avec de rares fragments d'Echinodermes et de Lamellibranches à coquille calcitique dont la microstructure est conservée. Ils présentent une texture fenestrée irrégulière et les grains bioclastiques sont intensément micritisés. Assez fréquemment les grains montrent une première génération de ciment fibreux, plus développé à leur partie infé-

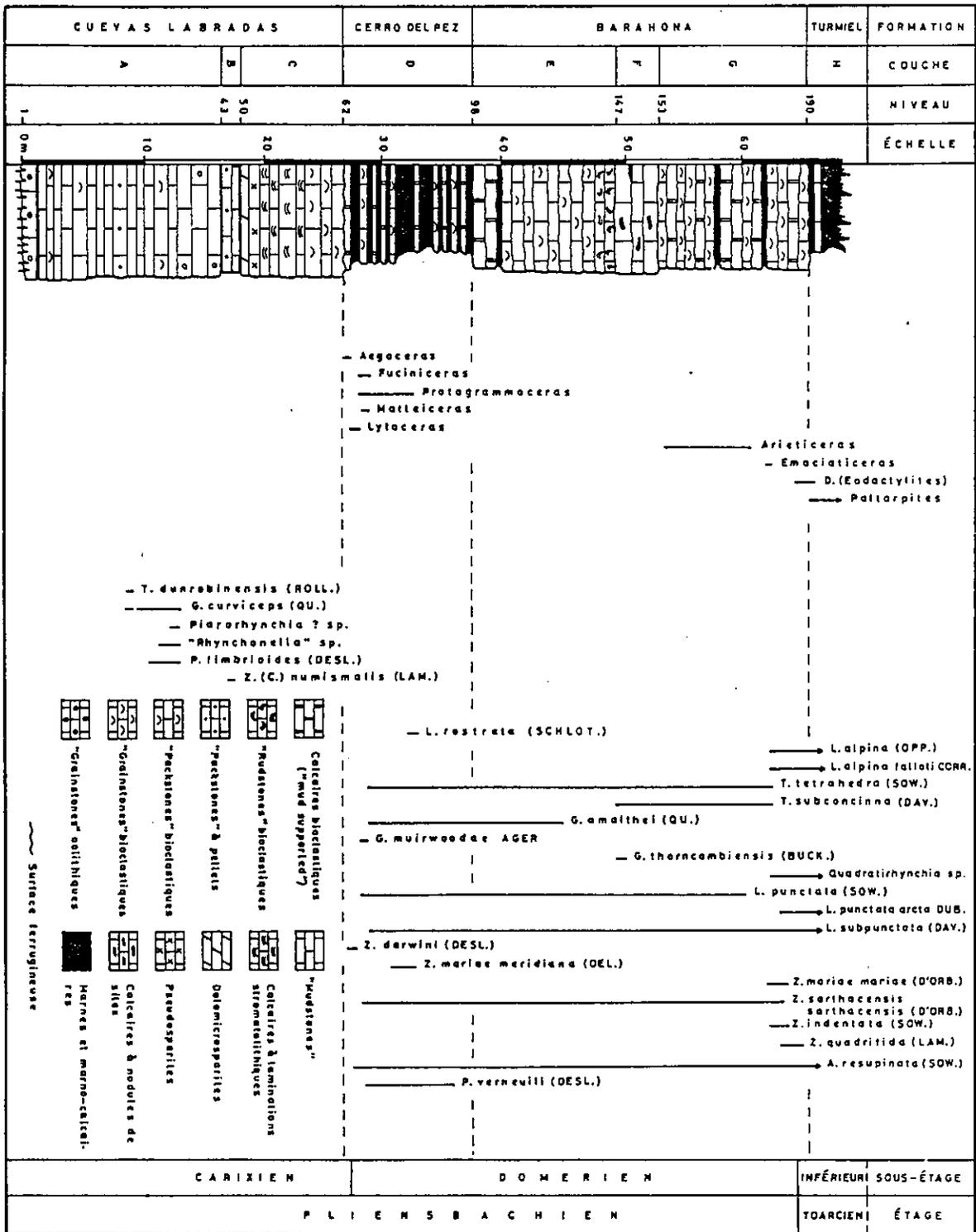


Fig. 8 - Série stratigraphique des matériaux du Pliensbachien.

rieure. Les cavités fenestrées sont remplies de ciment calcitique "équant", qui constitue aussi la deuxième génération de ciment.

Il s'agit probablement de dépôts de la zone intertidale sur une plage de faible énergie. La diagénèse initiale, représentée par la micritisation et par la première génération de ciment fibreux, se serait produite initialement dans un milieu diagénétique marin phréatique, qui passerait par la suite à un milieu marin vadose. La cimentation sousmarine, bien que partielle et probablement de courte durée, permet la conservation des péloïdes. Finalement se seraient installées des conditions de diagénèse météorique phréatique.

e) Mudstones faiblement microsparitiques de texture faiblement grumeleuse. Très rares bioclastes d'Echinodermes et de Lamellibranches qui, parfois, se rencontrent en position "shelter", permettant l'observation de la nature primitive péloïdale du sédiment.

L'interprétation de ce faciès est difficile, mais nous supposons qu'elle doit être semblable à celle du faciès antérieur, avec, cependant, absence de cimentation sous-marine initiale, ce qui provoqua la compaction des péloïdes qui perdirent leur caractère individuel en se transformant en une masse micritique.

Dans l'unité C, nous distinguons les faciès suivants :

f) Pseudosparites et microsparites, parfois partiellement dolomitiques, à restes de Bivalves et d'Echinodermes. On les trouve à la partie inférieure de l'unité. Quelques couches présentent une géométrie de chenal. Bien que la recristallisation ne permette pas l'analyse détaillée des caractéristiques sédimentologiques originelles, on observe des laminations crypto-algaires sur les bords des chenaux qui se trouvent à leur tour remplis de wackestones ou packstones à restes de Gastéropodes et de Brachiopodes. Les Lamellibranches ne conservent que leurs enveloppes micritiques. La coquille originelle s'est en effet dissoute. La cavité montre une première phase de remplissage (pas toujours présente) par un ciment dolomitique, peu développé et partiellement dédolomitisé. La plus grande partie de la cavité est occupée par un ciment calcitique de type "équant", nettement postérieur à la pseudosparitisation. Dans quelques niveaux de pseudosparites, on peut observer des zones dolomitiques et des inclusions microdolomitiques, associées à des silicifications de quartz.

L'interprétation sédimentologique, quoique rendue difficile par la recristallisation, révèle un contexte de replat de marée à chenaux bien développés. L'évolution diagénétique est complexe. Elle débute dans un milieu marin phréatique, responsable de la micritisation, et passe rapidement à des conditions météoriques sous-saturées, avec dissolution des coquilles instables. Ensuite se produirait la dolomitisation naissante dans la zone de mélange d'eaux douces et d'eaux marines qui laisserait la place à une période d'émersion où, sous des conditions météoriques vadoses, se produirait la dédolomitisation et la pseudosparitisation des matériaux. Enfin, un nouveau passage à des conditions météoriques phréatiques saturées permettrait la précipitation du ciment "équant" dans les cavités abandonnées par les coquilles instables.

g) Boundstones crypto-algaires, fréquents essentiellement dans la partie moyenne de l'unité. Ils sont constitués de lamines planes, alternantes, de wackestones et mudstones. Les lamines planes sont dominantes. Mais, on rencontre parfois aussi des lamines onduleuses.

Ils sont interprétés comme des dépôts de la zone intertidale haute, dans le contexte général d'un replat de marée.

h) Grainstones à structures tractives. Ils apparaissent dans la partie supérieure de l'ensemble où ils forment des couches amalgamées ou couronnent des séquences peu épaisses de type "coarsening upward". Les structures dominantes sont des lamines planes ou d'angle faible. Les grainstones sont essentiellement formés de grains bioclastiques à péloïdes et intraclastes subordonnés, parmi lesquels dominent les fragments d'Échinodermes (crinoïdes, plaques et radioles d'Oursins) et, en proportion moindre, les fragments de Lamellibranches. Ils contiennent de petites quantités de quartz terrigène. Les grains bioclastiques montrent une micritisation irrégulière qui peut parvenir à affecter tout le bioclast. Le ciment est presque exclusivement formé d'excroissances syntaxiales à partir des Echinodermes, qui présentent fréquemment un caractère poecilitique.

Il s'agit de sédiments de plage, déposés surtout dans la zone de "foreshore". La diagenèse se fait initialement dans un milieu marin phréatique qui passe par la suite à un milieu météorique phréatique dans lequel se produisent les croissances de ciment syntaxial.

i) Wackestone à bioclasts très bioturbé. Il correspond aux dernières couches de la Formation Cuevas Labradas. Ses caractéristiques sont semblables à celles du faciès "b". La couche sommitale se termine par une surface ferrugineuse dans laquelle peuvent être observés des Ostréidés, des Crinoïdes et des Pectinidés. Les Ostréidés montrent fréquemment une silicification partielle de type "beckite", caractérisée par l'apparition d'anneaux concentriques de Quartzine-lutecite, qui remplace la micro-structure feuilletée de l'ectostratum.

4.3.3.4. - Interprétation sédimentologique

L'interprétation sédimentologique du Carixien de la Rambla del Salto intéresse exclusivement la partie supérieure de la Fm. Cuevas Labradas.

Le contexte général dans lequel se produit la sédimentation de ces matériaux correspond à une plate-forme épicontinentale carbonatée de type rampe homoclinale. Les sédiments de l'unité A correspondent à des dépôts de la zone interne de la rampe, de faible profondeur, mais en dessous de la zone d'action normale des vagues, avec développement de faciès "mud-supported". Au sein de cette zone interne pourraient être distinguées deux sous-zones, d'après le contenu biologique, qui reflètent des degrés de confinement différents. Sporadiquement, l'action de tempêtes provoquerait la sédimentation de minces niveaux "grains supported". La proximité de zones de plus forte énergie sur la rampe se traduit par l'apparition de couches de grainstones oncolithiques attribuables à des dépôts de delta de reflux de marée.

Les caractéristiques de l'unité B reflètent un changement dans les conditions du milieu sédimentaire, attribuables à une baisse, probablement rapide, du niveau marin, avec apparition de faciès de replat de marée, conduisant à l'émersion. Avec l'unité C réapparaît la sédimentation de matériaux typiques d'un replat de marée sous climat humide et d'une rampe interne, accompagnée de cycles peu épais en général, de type "shallowing upward", et de sédiments de plage. La Fm. Cuevas Labradas se termine par une surface d'arrêt de sédimentation développée sur des matériaux subtidaux.

Dans l'ensemble, la partie supérieure du Carixien montre une tendance générale régressive qui présente son paroxysme à plusieurs mètres au-dessus de la limite Carixien-Domérien. Les derniers mètres de la Formation présentent de nouveau des faciès intertidaux à subtidaux, peu profonds.

L'évolution diagénétique des sédiments du Carixien s'effectue à la faveur d'une succession de milieux diagénétiques que l'on peut, d'une manière générale, synthétiser dans les étapes suivantes : marin phréatique, probablement de courte durée, météorique phréatique sous-saturé en carbonate calcique et météorique phréatique saturé, correspondant à la dernière étape enregistrée. La diagenèse profonde n'a guère laissé d'empreinte excepté celle de quelques joints stylolithiques. La présence de silice dissoute dans le milieu diagénétique, probablement biogénique, se traduit par la silicification partielle qui affecte essentiellement les Crinoïdes et les Lamellibranches à coquille calcique originelle. Elle se produirait dans un milieu météorique phréatique. Le caractère très sélectif de la silicification peut être expliqué par l'apparition de produits organiques de décomposition au sein de certains grains squelettiques qui pourraient être à l'origine d'un microenvironnement favorable à la silicification.

4.3.4. - LE DOMERIEN

4.3.4.1. - Lithologie

Le Domérien de la Sierra Palomera est représenté par les formations "Marnes grises de Cerro del Pez" et "Calcaires bioclastiques de Barahona", définies par A. Goy et al. (op. cit.). D'un point de vue lithologique, on peut y distinguer quatre ensembles dont le premier "D" correspond à la Fm. Cerro del Pez tandis que les trois autres "E" à "G", correspondent à la Fm. Barahona (Fig. 5) :

- D. (62-97)-10,5 m. Marnes et marno-calcaires gris d'aspect feuilleté, en couches de 0,05 à 0,80 m d'épaisseur, intercalés de calcaires noduleux de 0,15 à 0,50 m. Parmi les calcaires, les termes "mud-supported", sont plus fréquents que les termes "grain-supported".
- E. (98-146)-11,5 m. Calcaires gris teintés de jaune, d'aspect noduleux, en couches de 0,2 à 0,5 m, admettant de fines intercalations de marnes et marno-calcaires feuilletés. Les packstones à bioclasts et matrice microbioclastique sont dominants. A la partie inférieure, les wackestones sont dominants. A la partie supérieure, ce sont en revanche les rudstones.
- F. (147-152)-3,5 m. Calcaires gris à nodules de silex, d'aspect noduleux, en couches pouvant atteindre 1,2 m d'épaisseur, formées de rudstones à Gryphaea et packstones subordonnés.
- G. (153-189)-12,5 m. Calcaires de couleur grise à beige, en couches de 0,1 à 1 m, intercalés de quelques fins niveaux marneux.

Les termes les plus fréquents correspondent à des wackestones. Dans la partie inférieure apparaissent aussi, toutefois, des packstones. L'unité est coiffée par deux surfaces ferrugineuses.

4.3.4.2. - Biostratigraphie

Au-dessus de la couche à Aegoceras, la présence de Fuciniceras cf. portisi (FUCINI), F. brevispiratum (FUCINI), et Matteiceras monestieri (FISHER), dans les premiers mètres de l'unité D (c. 65-75), caractérise le Domérien inférieur basal. L'association de F. cf. portisi et M. monestieri avec le Zeilléridé Plesiothyris verneuilli (DESL.), est considérée comme appartenant à la zone Stokesi, subzone Monestieri (M.J. COMAS-RENFIGO, 1982) : position semblable à celle qu'occupent ces Ammonites dans la Cordillère Cantabrique orientale, où elles ont été rencontrées avec Amaltheus stokesi (SOWERBY), après le premier enregistrement de cette espèce (J.C. BRAGA et al., 1985). L'association de Protogrammoceras cf. lusitanicum CHOFFAT-MOUTERDE et Fieldingiceras fieldingii (REYN.), reconnue entre les couches 81 et 86 caractérise la zone Stokesi, subzone celebratum. Parmi les Brachiopodes du Domérien inférieur, on peut citer, outre P. verneuilli déjà nommé, Zeilleria (Z.) mariae meridiana DELANCE, Tetrahynchia tetrahedra (SOW.), Gibbirhynchia muirwoodae AGER, G. amalthei (QUENSTEDT), Lobohyris punctata (SOW.), et L. subpunctata (DAVIDSON).

Dans la partie moyenne du Domérien (unités E et F) on n'a pas rencontré d'Ammonites et les Brachiopodes sont, en général, plus rares que dans l'ensemble antérieur. Outre L. punctata et L. subpunctata réparties dans tout le Domérien et le Toarcien inférieur, on trouve Tetrahynchia subconcinna (DAVID), T. tetrahedra (SOW.), Gibbirhynchia thorncombiensis (BUCKMAN) et G. amalthei (QUENSTEDT).

Emaciatoceras emaciatum (CATULO) de la couche 177 de l'unité G caractérise la zone Spinatum, subzone Hawskerense. Au-dessus de sa surface, les premiers Dactilioceras reconnus proviennent de la partie supérieure de la couche 187. Entre les deux niveaux à Ammonites ont été recueillies Liospiriferina alpina (OPPEL), L. alpina falloti CORROY, Zeilleria (Z.) sarthacensis sarthacensis (D'ORB.), Z. (Z.) mariae mariae (D'ORB.), Z. (Z.) indentata (SOW.), Z. (Z.) quadrifida (LAM.), T. subconcinna (BUCKMAN), T. tetrahedra (SOW.) et "Rhynchonella" dumbletonensis DAVIDSON in Dubar, 1931, Brachiopodes caractéristiques eux aussi du Domérien supérieur.

4.3.4.3. - Analyse des faciès

Dans l'unité "D" nous avons distingué les faciès ci-après :

a) Marnes (mudstones argileux). Elles apparaissent en couches d'épaisseur variable, oscillant entre 0,05 et 0,80 m, avec une épaisseur plus forte dans la partie moyenne de l'unité. D'après le contenu faunistique, nous pouvons distinguer deux sous-faciès. Le premier est caractérisé par la rareté et/ou la faible diversité des fossiles, essentiellement épibiontes. Le second renferme une faune abondante et diversifiée avec des Pectinidés de grande taille, des Ostréidés, Plicatula, des Mitylidés, Pleuromya, Pholadomya, des Térébratulidés et, dans quelques niveaux, des Ammonites. L'épifaune a tendance à se présenter en masses denses, discontinues, tandis que les endobiontes montrent une distribution plus variée. La microfaune est riche en Foraminifères nodosariidés, avec, parfois, des sclerites d'holoturies. La bioturbation est intense, avec abondance des tubes horizontaux, surtout au toit des assises.

Il s'agit de dépôts considérés comme subtidaux, sédimentés au-dessous,

du niveau d'action des vagues, dans des conditions de très basse énergie. Le premier sous-faciès correspondrait à des fonds de milieu restreint tandis que le second représenterait la sédimentation sur des fonds à circulation aisée, en contexte de plate-forme ouverte turbide ("turbid open shelf").

b) Wackestones à bioclats, généralement bioturbés, à tubes horizontaux et verticaux. Ils contiennent des fossiles tels que des plaques et des radioles d'Oursins, des Crinoïdes, des Térébratulidés, des Pectinidés, des Ostréidés, Gryphaea, Pholadomya et des Ammonites dans certaines couches. Les Foraminifères Nodosariidés et Ammodiscidés. Les Crinoïdes et Gryphaea montrent une silicification naissante.

Ce sont des sédiments subtidaux, déposés au-dessous du niveau d'action des vagues, sur des fonds à circulation aisée, correspondant à une plate-forme ouverte et limpide ("clear open shelf").

c) Packstones à bioclats, plus ou moins lavés, contenant parfois des peloïdes et des intraclats, généralement très bioturbés. Ils renferment des fossiles abondants et variés tels des Crinoïdes, Gryphaea, des Pectinidés, et des Ostréidés, Pholadomya, des Bélemnites, des Ammodiscidés et des Nodosariidés en débris. On peut parfois observer des reliques de lamines entrecroisées de petite échelle, presque toujours très diffuses à cause de la bioturbation. Les bioclats révèlent des enveloppes micritiques irrégulières dues à l'action d'Algues et/ou de champignons. Dans quelques couches les grains présentent une génération de ciment précoce fibreux. Les fragments de Crinoïdes peuvent être partiellement silicifiés par de la Quartzine-lutecite.

Il s'agirait de dépôts subtidaux affectés par les vagues et/ou les courants (bien que de manière intermittente et avec des effets modérés sur le fond), sur une plate-forme ouverte et limpide. Dans les niveaux de packstones les mieux lavés peuvent être observés des ciments fibreux formés dans un milieu diagénétique marin phréatique, postérieurement à la formation des enveloppes micritiques.

Ces types lithologiques se regroupent pour former des séquences. Le terme basal est constitué de mudstones argileux passant progressivement à des wackestones et des packstones. Fréquemment s'observent des séquences incomplètes dans lesquelles le terme supérieur (packstone) manque. Parfois les séquences se terminent par des surfaces ferrugineuses et on peut même déduire l'existence de phénomènes érosifs antérieurs à la sédimentation du cycle suivant, comme semble le montrer la présence, au toit de quelques séquences, de Pholadomya sectionnées, en position de vie. Ainsi, les séquences semblent s'achever, au moins dans quelques cas, par des périodes d'arrêt de sédimentation et même d'érosion. On peut aussi observer des surfaces érosives irrégulières, séparant le terme intermédiaire de wackestone du terme supérieur de packstone. Les caractéristiques des surfaces considérées montrent que le sédiment sous-jacent, érodé, présentait déjà un certain degré de lithification.

Dans les unités "E", "F" et "G" (Fm. Barahona) ont été distingués divers faciès à partir des caractéristiques lithologiques des sédiments. Certains faciès ont été à leur tour divisés en fonction de leur contenu paléontologique. Il faut néanmoins souligner qu'il existe des termes de transition entre la quasi totalité de ces faciès et sous-faciès.

a) Marnes (mudstones et wackestones argileux). Elles apparaissent en général en couches fines, plus fréquentes dans la partie basse de l'unité E et dans la partie moyenne de l'unité G. Quelques niveaux sont pauvres en macrofossiles alors que ces derniers sont abondants et variés dans d'autres horizons. Dans l'unité E les couches marneuses renferment des Térébratulidés, des Echinodermes, des Foraminifères Nodosariidés et des Lamellibranches épi et endobiontes qui, en général, sont plus abondants à l'approche du toit des niveaux marneux. Dans l'unité G on trouve en outre des Rhynchonellidés, des Zeilléridés et des Spiriférinidés.

Ces marnes correspondent à des dépôts subtidaux, sédimentés au-dessous du niveau d'action des vagues, dans un contexte de plate-forme turbide.

b) Wackstones à bioclasts avec une matrice micritique et microbioclastique. Fréquents à la partie inférieure de l'unité E et dans l'unité G. On peut distinguer divers sous-faciès :

- Wackestones à Ammonites, accompagnées de Bélemnites, de Brachiopodes, d'Echinodermes, de Lamellibranches épi et endobiontes, de Bivalves à coquille fixe et de Foraminifères Nodosariidés. La bioturbation est, en général, intense.

- Wackestones à Rhynchonellidés et Térébratulidés qui contiennent aussi des fragments d'Echinodermes, de Lamellibranches épi et endobiontes, de Bivalves à coquille fixe, de Bélemnites et de Nodosariidés. La bioturbation est intense. Dans la partie moyenne de l'unité G, la présence de Rhizocorallium est fréquente.

- Wackestones à Térébratulidés qui, dans l'unité E, sont accompagnés essentiellement de Lamellibranches épibiontes et, dans l'unité G, de Bélemnites et Lamellibranches endobiontes. Dans les deux cas abondent les plaques et radioles d'Echinodermes, les Crinoïdes, les Gastéropodes tandis que les Bivalves à coquille fine sont rares.

Assez fréquemment, les coquilles montrent des perforations (borings) et des enveloppes micritiques en général très fines. Les Crinoïdes et les Lamellibranches à coquille calcitique peuvent être partiellement silicifiés, avec développement de sphérulites de quartzine-lutecite. Les coquilles instables ont été dissoutes et remplies par une première génération, peu développée, de petits cristaux rhomboédriques de calcite et par une deuxième génération de ciment "équant" de calcite faiblement ferreuse.

Il s'agit de dépôts subtidaux, sédimentés au-dessous du niveau d'action des vagues, dans un contexte de plate-forme ouverte limpide, en divers sous-milieus à différents degrés de restriction. Ils pourraient épisodiquement être soumis à l'action de courants, en général faibles.

c) Packstones. Ce sont les faciès les plus fréquents dans l'ensemble de la Fm. Calizas bioclasticas de Barahona. On a distingué deux sous-faciès :

- Packstones et Rudstones à Térébratulidés et Crinoïdes. On y trouve aussi fréquemment des Bélemnites et des Lamellibranches parmi lesquels des épibiontes comme les Pectinidés, les Ostréidés et Gryphaea. Ces textures de bioturbation sont très abondantes.

- Packstones parfois assez lavés, à Crinoïdes et Lamellibranches. Restes en général très fragmentés et parfois assez arrondis.

Les coquilles montrent souvent des perforations et des enveloppes micritiques un peu plus développées que dans le faciès antérieur. On y trouve, surtout dans les zones les mieux lavées, les ciments en forme d'accroissements syntaxiaux autour des fragments d'Echinodermes présentant parfois un caractère poecilitique. Les coquilles de composition primitive instable se sont dissoutes et les cavités ont été occupées par un ciment "équant" de calcite un peu ferreuse. Les Pectinidés, Ostréidés et Crinoïdes sont intensément silicifiés. Dans les niveaux de packstones bien lavés peut être démontré le fait que la compaction antérieure à la lithification dût être modérée, bien que de nature à produire l'interpénétration et la rupture de quelques bioclasts.

On les interprète comme des dépôts subtidaux sédimentés au-dessous, mais près du niveau d'action des vagues, dans une plate-forme limpide.

d) Rudstones à Gryphaea et nodules de Silex. Ce sont des faciès caractéristiques de l'unité F. La matrice est de nature microbioclastique, plus ou moins lavée. Malgré la présence de Pectinidés, Gastéropodes et Bélemnites, les coquilles entières ou fragmentées de Gryphaea sont très largement dominantes. Les coquilles montrent des perforations et les enveloppes micritiques sont fréquentes. Dans les zones les mieux lavées s'observe l'existence de deux générations de ciment. La première est formée de petits cristaux de calcite rhomboédrique tandis que la seconde est constituée de calcite "équante". La silicification des Gryphaea par la quartzine-lutecite est très intense. Par ailleurs s'individualisent des nodules de silex de morphologie variée, en général de petite taille (0,10 - 0,20 m), orientés parallèlement à la stratification.

Il s'agit de dépôts subtidaux de plate-forme limpide, sédimentés au-dessous, mais très près, du niveau d'action des vagues.

L'étude détaillée de la distribution verticale de ces faciès ne nous a pas permis de vérifier l'existence de séquences bien définies, bien que dans l'unité E puissent s'observer certaines séquences de type : marnes-wackstones-packstones noduleux-packstones massifs, qui pourraient correspondre à des unités de type "shallowing upward".

4.3.4.4. - Interprétation sédimentologique

Le passage des matériaux carbonatés du Carixien à ceux, marno-calcaires, du Domérien est très brusque et correspond à une augmentation rapide de la profondeur et par conséquent à l'arrivée de matériaux terrigènes fins sur la plate-forme. L'accroissement de la profondeur pourrait être fondamentalement dû à une augmentation brusque de la subsidence qui aurait provoqué le début de l'inondation de la plate-forme carbonatée du Carixien et sa transformation, au Domérien, en une plate-forme de type "incipiently drowned". Ceci indique que l'enfoncement ne fut pas très fort et que le fond put se maintenir au sein de la zone euphotique, à production de carbonates suffisante pour maintenir le taux moyen d'accumulation à un niveau relativement élevé.

La plate-forme épicontinentale domérienne serait aussi de type rampe homoclinale. Le secteur de la Sierra Palomera correspondrait à la zone externe, peu profonde, de la rampe. Dans ce contexte se déposeraient les séquences "shallowing upward" qui constituent l'unité D (Fm. Cerro del Pez). Elles reflè-

teraient une baisse de profondeur liée au fait que le taux de sédimentation serait supérieur à la subsidence. Entre chaque séquence se produirait une augmentation de la profondeur, généralement rapide, liée aux oscillations eustatiques et/ou aux pulsations subsidentes du substrat.

En accord avec les données obtenues sur des rampes homoclinales actuelles telles la côte arabe du Golfe Persique, on peut estimer que les sédiments de la Fm. Cerro del Pez se déposèrent à des profondeurs pouvant osciller entre 15 et 40 m.

Les unités E, F et G, correspondant à la Fm. Barahona, se déposeraient dans un contexte général semblable, avec toutefois une influence moindre des terrigènes et une plus faible bathymétrie. La grande extension superficielle qu'occupe cette formation, les variations faibles et graduelles que montrent ses faciès et la faible hétérochronie de l'ensemble, semblent appuyer l'existence d'un modèle de dépôt de grande extension à très faibles variations dans les caractéristiques environnementales. Ces unités correspondraient à une vaste zone de transition entre les rampes interne et externe. La profondeur baisserait au cours de la sédimentation de l'unité E, comme conséquence d'un taux de sédimentation supérieur à la subsidence. Cette tendance serait paroxysmale dans la partie supérieure de l'unité considérée et dans l'unité F où la profondeur pourrait être estimée entre 15 et 25 m. L'unité G reflète une augmentation progressive de la profondeur et un retour à des conditions de rampe externe peu profonde. Au toit de l'unité F apparaît une surface d'arrêt de sédimentation et de possible érosion, mis en évidence par un enrichissement en fer et une bioturbation intense. Les Pholadomya en position de vie y abondent.

Durant la majeure partie du Domérien, dans la Sierra Palomera, les conditions régnant sur le fond furent favorables au développement d'une macro et d'une microfaune abondantes et, en général, variées.

L'histoire diagénétique des matériaux du Domérien débute avec une diagénèse phréatique marine, mise en évidence par l'apparition d'enveloppes micritiques et parfois, dans l'unité D, par des ciments fibreux sous-marins. Elle se poursuit dans un milieu météorique phréatique par la dissolution des coquilles instables, la précipitation de ciments calcitiques rhomboédriques et la formation de ciments syntaxiaux autour des fragments d'Echinodermes. Dans ce milieu se produirait la silicification, particulièrement intense dans l'unité F. L'existence de matériaux volcaniques d'âge domérien dans des secteurs relativement voisins tels que celui de Sarrion, pourrait être en relation avec l'enrichissement du milieu en silice. Enfin se produirait, dans un milieu diagénétique plus profond, la précipitation de calcite "équante", légèrement ferreuse, dans les cavités de dissolution des coquilles.

4.3.5. - LE TOARCIE

4.3.5.1. - Lithologie

Le Toarcien de la Rambla del Salto est représenté fondamentalement par la Formation "Alternancia de margas y calizas de Turmiel", définie par A. Goy et al. (op. cit.). Les dernières couches de la Fm. Barahona sont également attribuables au Toarcien, de même que les couches basales de la Fm. "Carbonatada de Chelva", définie par A. Goy et J.J. Gomez (1979), qui apparaît au-dessus de la Fm. Turmiel.

On peut y distinguer sept unités fondées sur les caractéristiques lithologiques (Fig. 9) :

- H. (190-200)-6 m. Marnes grises à tons verdâtres et jaunâtres, en couches pouvant atteindre 1,2 m d'épaisseur, fréquemment intercalées de calcaires (0,1 m), formant une alternance de couches fines. Dans les niveaux calcaires dominant les wackestones. Les Packstones irrégulièrement lavés sont moins fréquents.
- I. (201-208)-2 m. Alternance, en couches fines, de 0,05 à 2,2 m, de calcaires gris teintés de jaune et de rouge et de marnes grises. L'aspect est noduleux et irrégulier jusqu'à la partie supérieure. Les calcaires sont de type wackestones.
- J. (209-273)-8 m. Marnes de teinte rose, en couches de 0,05 à 0,2 m, alternant avec des calcaires de 0,05 à 0,1 m. L'ensemble présente un caractère rythmique. Dans les niveaux calcaires les termes wackestones sont dominants.
- K. (274-364)-35 m. Alternance rythmique de marnes grises d'aspect feuilleté et de calcaires de couleur grise teintée de jaune. Parmi les calcaires dominant les mudstones. Les wackestones sont moins fréquents.
- L. (365-399)-6,5 m. Alternance de marnes grises feuilletées et de calcaires gris teintés de jaune, d'aspect noduleux. Les calcaires sont de type "mud-supported".
- M. (400-433)-6 m. Alternance de marnes grises, feuilletées et de calcaires gris teintés de jaune, d'aspect noduleux. Les couches oscillent entre 0,05 et 0,3 m. Les termes calcaires sont des wackestones et des mudstones.
- N. (434-462)-6-7 m. Calcaires gris teintés de jaune, en couches de quelques 0,25 m, admettant de rares et fines intercalations marneuses. Les packstones et wackestones sont dominants. Une surface ferrugineuse couronne l'ensemble.

4.3.5.2. - Biostratigraphie

La limite inférieure du Toarcien se situe entre la couche 177 qui renferme Emaciatoceras emaciatum CATULLO et la partie supérieure de la couche 187 à Dactylioceras (Eodactylites) et Paltarpites aff. paltus BUCK.

L'étude biostratigraphique détaillée des couches qui constituent les unités H à M a déjà été réalisée par M.J. Comas-Rengifo et A. Goy (1978). Nous transcrivons ci-après, avec de légères modifications, les principaux résultats obtenus dans ce travail.

La zone Tenuicostatum a été reconnue par la présence de Dactylioceras (Eodactylites), Dactylioceras (Orthodactylites), Paltarpites et Protogrammoceras madagascariense (THEVENIN).

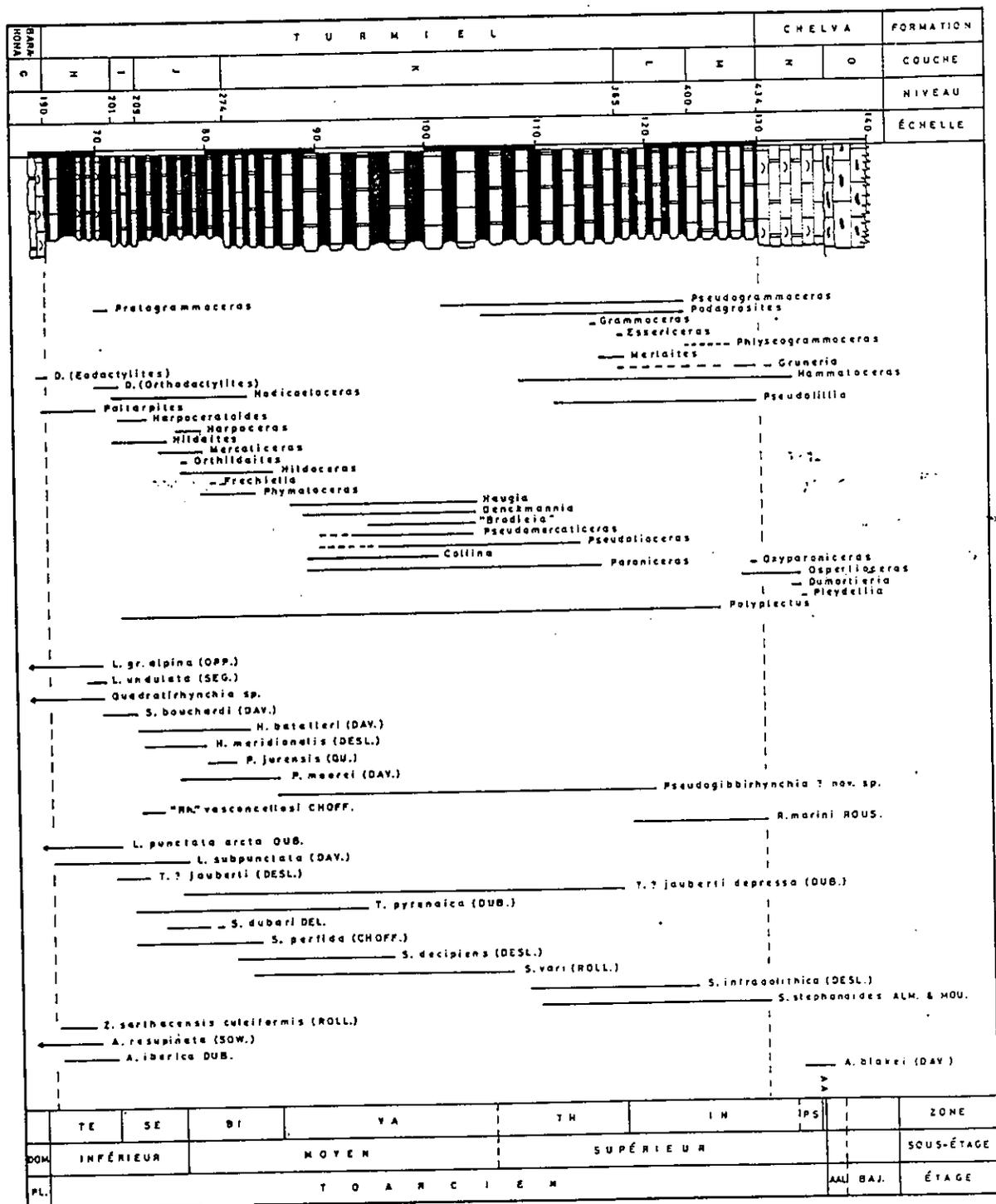


Fig. 9 - Série stratigraphique des matériaux du Toarcien.

L'association de Dactylioceras (Eodactylites) mirabile FUCINI, Dactylioceras (Eodactylites) pseudocommune FUCINI, Paltarpites aff. paltus BUCKMAN et Paltarpites paltus BUCKMAN, caractérise la partie inférieure de la zone Tenuicostatum (subzone Mirabile). L'association de Dactylioceras (Orthodactylites) semicelatum (SIMPSON) et Protogrammoceras madagascariense (THEV.) caractérise la partie supérieure de la zone Tenuicostatum (subzone semicelatum).

La zone Serpentinus a été reconnue par la présence de Harpoceratoides, Hildaites, Harpoceras, Nodicoeloceras, etc... La limite inférieure a été située près du toit de la couche 200 coïncidant avec l'apparition de Harpoceratoides cf. strangewaysi (SOW.), associée à Harpoceratoides cf. alternatus (SIMPSON), Hildaites spp. et Polyplectus pluricostatus HAAS. Cette faune, ainsi que celle des couches supérieures : Harpoceratoides cf. maghrebense GUÉX, Hildaites serpentiniiformis BUCKMAN, H. gr. borealis (SEEB.), H. serpentinus (REIN.), H. cf. levisoni (SIMP.), H. aff. subserpentinus BUCK., H. cf. gyrale (BUCK.), Nodicoeloceras sp. et Polyplectus pluricostatus HAAS, caractérise la sous-zone Strangewaysi. Les couches correspondant à la partie supérieure de la zone Serpentinus sont peu fossilifères par comparaison avec les antérieures. C'est pourquoi la limite inférieure de la sous-zone Falcifer est difficile à établir. On a recueilli : Nodicoeloceras crassoides (SIMPSON), Mercaticeras cf. aptum (BUCK.) et Harpoceras cf. falcifer (SOW.), appartenant probablement à cette sous-zone.

La zone Bifrons correspond approximativement à l'intervalle stratigraphique du genre Hildoceras. Le début de cette zone a été situé au niveau d'apparition des Hildoceras de la couche 237. L'association de Hildoceras sublevisoni FUCINI, avec H. sublevisoni raricostatum MITZ., H. cf. caterinii MERLA, H. tethysi GECZI, H. crassum MITZ., Orthildaites sp. Mercaticeras umbilicatum BUCK, Harpoceras cf. subplanatum (OPPEL) (c. 237-254) et l'association de Hildoceras lusitanicum MEISTER avec H. crassum MITZ., H. apertum GABILLY et Frechiella sp. (couches 255-263), caractérisent la sous-zone Sublevisoni. L'association de Hildoceras bifrons (BRUG.) avec H. bifrons angustisiphonatum PRINZ, Nodicoeloceras sp. et Phymatoceras spp. caractérise la sous-zone Bifrons. L'espèce Hildoceras semipolatum BUCKMAN (couches 294-296) caractérise la sous-zone Semipolatum.

La zone Variabilis a été reconnue par la présence de Haugia, Denckmannia, "Brodieia", Pseudomercaticeras, Pseudolioceras, Pseudogrammoceras, Collina, etc... La limite inférieure peut être située entre la couche 296, à Hildoceras semipolatum BUCK. et la couche 300 à Haugia du groupe de Haugia variabilis (D'ORB.). La faune de Paroniceras sp., Denckmannia malagna (DECK.), Haugia gr. variabilis (D'ORB.), Collina sp., Pseudomercaticeras sp., et "Brodieia" sp., caractérise la sous-zone Variabilis. La sous-zone Illustris débute avec l'apparition de Pseudogrammoceras, dans la partie supérieure de la couche 332, fréquentes à partir de la couche 336. Elle est caractérisée par Denckmannia tumefacta BUCKMAN, Haugia gr. illustris (DENCK.), Pseudogrammoceras aratum (BUCK.) Ps. subregale PINNA, Ps. cf. frantzi (REYNES), "Brodieia" retrogradata MERLA et "B." aff. bayani (MON.). La sous-zone Vitrosa (Gabilly et al., 1971) n'a pas encore pu être individualisée.

La zone Thouarcense a été reconnue grâce à la présence d'abondants Pseudogrammoceras du groupe de Ps. bingmanni (DENCK.), Podagrosites, Grammoceras, Pseudolioceras, Merlites, Essericeras, etc.. La limite inférieure est imprécise. Dans la couche 338 apparaissent les premiers Podagrosites du groupe de Podagrosites latescens (SIMPSON). Dans la couche 340 ont été recueillis

les premiers exemplaires attribuables à Pseudogrammoceras bringmanni (DENCK.), mais cette espèce n'est guère fréquente avant la couche 342. L'association de Pseudogrammoceras bringmanni (DENCK.) avec Ps. subregale PINNA, Ps. struckmanni (DENCK.), Ps. muelleri (DENCK.), Podagrosites latescens latescens (SIMP.), Pseudolioceras wurtembergeri (DENCK.), et Hammatoceras cf. costatum GABILLY, caractérise la sous-zone Bringmanni, Grammoceras aff. penestriatulum BUCK., Pseudogrammoceras cf. doerntense (DENCK.), Ps. gr. differens ERNST, Ps. subquadratum BUCK., Merlites gradutus (MERLA), M. alticarinatus (MERLA) et Hammatoceras cf. costatum GAB. caractérisent la sous-zone thouarsense. Essericeras cf. fascigerum (BUCK.), Pseudogrammoceras gr. differens ERNST, Podagrosites, latescens pseudogrunowi GUEX et Gruneria ? bayani (DUMORT.), caractérisent la sous-zone Fascigerum.

La zone Insigne a été reconnue par la présence de Pseudogrammoceras du groupe de Ps. fallaciosum (BAYLE), Hammatoceras, Pseudolillia, Gruneria, Osperlioceras, etc... Elle débute dans la couche 364 qui contient Pseudogrammoceras fallaciosum (BAYLE). Cette espèce associée à Hammatoceras gr. insigne (ZIETEN) et Polyplectus discoïdes (ZIETEN) (couches 364 - 378) caractérise la sous-zone Fallaciosum. Hammatoceras speciosum JANESCH, H. gr. insigne (ZIETEN), Podagrosites gr. podagrosium (MONEST.) et l'association de Pseudolillia emiliana (REYNES) avec Phlyseogrammoceras ? sp., Polyplectus discoïdes (ZIETEN) et Gruneria gr. gruneri (DUMORT.) (couches 396 - 428), caractérisent la sous-zone Insigne. Dans la quasi totalité de cette sous-zone Pseudolillia emiliana (REYNES) est fréquente tandis que les récoltes de Hammatoceras et de Gruneria, en général nombreuses dans la Cordillère Ibérique, y sont, pour le moment, rares.

La zone Pseudoradiosa a été reconnue par la présence de Dumortieria gr. levesquei (D'ORB.), Hammatoceras pachu, BUCKMAN et Osperlioceras aff. authelini (MONESTIER). La limite inférieure est imprécise. On n'a pas rencontré d'Ammonites entre les couches 434 et 445. Les premières Dumortieria apparaissent dans la couche 446.

La zone Aalensis est pauvrement représentée dans la Rambla del Salto et dans la coupe d'Aguatón, située à 4,5 km au NW de celle qui a été étudiée, où a été recueillie Cotteswoldia sp. En revanche à Buena, quelques kilomètres plus au Nord, les sédiments de la zone Aalensis ont pour le moins 6 m d'épaisseur et contiennent des Ammonites caractéristiques des sous-zones Mactra, Aalensis et Buckmanni.

4.3.5.3. - Analyse des faciès

En raison du caractère essentiellement rythmique des unités "H" à "M", constituées d'alternances de marnes et de calcaires, nous avons préféré réaliser l'analyse en considérant les alternances comme des faciès hétérolithiques.

D'après les caractéristiques lithologiques et le contenu fossile nous avons distingué les faciès suivants :

a) Marnes (mudstones argileux) à rares et fines intercalations de calcaires marneux "mud-supported". Elles contiennent une faune variée qui comprend des Ammonites, des Terebratulidés, des Rhynchonellidés, des Echinodermes, des Lamellibranches épi et endobiontes superficiels et profonds, des Foraminifères Nodosariidés, etc...

Il s'agit de dépôts subtidaux sédimentés sur une plate-forme ouverte

turbide, au-dessous du niveau d'action des vagues, en milieu bien aéré où les conditions hydrodynamiques étaient tranquilles.

b) Alternance de marnes (mudstones et wackestones argileux) et de calcaires de type wackestones et parfois, packstones. Ces assises contiennent une faune abondante et diversifiée tant dans les niveaux marneux que dans les calcaires. Les Ammonites, les Bélemnites et les Bivalves à coquille fine y abondent. On y rouve aussi des épibiontes tels que les Nodosariidées, les Gastéropodes, les Ostréidés et les Pectinidés, et des endobiontes superficiels comme Trigonia et profonds comme Pholadomya. La bioturbation est intense, avec apparition de Thalassinoides dans quelques couches.

L'interprétation est semblable à celle des faciès antérieurs, bien que les niveaux de packstones puissent indiquer un niveau d'énergie un peu plus élevé, en relation probable avec une profondeur moindre.

c) Alternance de marnes (Mudstones argileux) et de calcaires de type "mud-supported" à Ammonites et Bivalves à coquille fine fréquents. Elle est caractérisée par l'absence ou la rareté des organismes benthoniques qui, lorsqu'ils apparaissent, sont de type épibionte.

Il s'agit de dépôts de plate-forme ouverte à basse énergie, sédimentés dans un milieu relativement restreint et/ou à substrat instable rendant difficile la colonisation du fond.

d) Alternance rythmique de calcaires (mudstones) et de marnes (mudstones argileux) où les calcaires sont prédominants. Les Ammonites ne sont guère fréquentes. On y trouve des épibiontes comme les Bryozoaires, les Spongiaires, les coraux solitaires, les Brachiopodes, les Lamellibranches et les Nodosariidés. On rencontre en proportion moindre des endobiontes superficiels comme les Trigonies. Les structures de type Zoophycus sont assez fréquentes.

Ces couches correspondent à des sédiments de plate-forme ouverte. L'absence d'endobiontes profonds signifie que l'Oxygénation devait diminuer rapidement au-dessous de l'interphase eau-sédiment.

e) Packstones et wackestones très bioturbés. Ils apparaissent exclusivement dans l'unité N. Ils contiennent des Brachiopodes, des Gastéropodes, des Lamellibranches, des Echinodermes et des Nodosariidés. Les Ammonites sont rares. Dans quelques couches s'observent des restes diffus de structures tractives, bien masquées par la bioturbation.

On les interprète comme des sédiments de plate-forme limpide, peu profonde, d'énergie modérée, déposés près du niveau de base d'action des vagues, et probablement soumis à l'action des courants.

Les fragments de Lamellibranches qui apparaissent dans les faciès b et c montrent des perforations et des enveloppes micritiques. Les coquilles instables de Lamellibranches ont été dissoutes, avec précipitation postérieure dans les pores des moules, de calcite "équante" un peu ferreuse. Assez fréquemment peuvent s'observer des remplissages congruents de micrite et un ciment "équant" chez les Brachiopodes.

4.3.5.4. - Interprétation sédimentologique

Après le début du Toarcien et comme conséquence de l'élévation

relative du niveau de la mer, se produit l'inondation de la rampe domérienne accompagnée d'une diminution de la production de carbonates et du déplacement des faciès bioclastiques vers les bordures du bassin. Ainsi débute une étape sédimentaire caractérisée par le dépôt de matériaux terrigènes fins et de boues calcaires où prédominent nettement les processus de décantation. Le modèle sédimentaire correspond à une nouvelle rampe homoclinale, dans laquelle la Sierra Palomera occuperait la zone externe durant la majeure partie du Toarcien.

Durant les zones Tenuicostatum et Serpentinum se déposent des matériaux au sein desquels les faciès a et b sont dominants, correspondant à des sédiments de rampe externe trouble, bien aérée, qui permet le développement d'une faune benthonique abondante et diversifiée. Les conditions hydrodynamiques seraient tranquilles, comme c'est le cas sur des fonds situés au-dessous du niveau de l'action des vagues, bien qu'en certains moments l'agitation ait pu être un peu plus forte. La profondeur de dépôt peut osciller entre 20 et 50 m.

Dans la zone Bifrons se produit une augmentation de la bathymétrie (50-100 m ?) qui se reflète dans l'apparition du faciès c. Ce changement s'accompagne d'un appauvrissement dans l'aération du fond, ce qui rend difficile le développement des organismes benthoniques.

Au cours de la zone Variabilis se produit un accroissement dans la production de carbonates, peut être en relation avec une baisse dans les apports terrigènes fins. Les conditions d'oxygénation sur le fond s'améliorent et permettent le développement de la faune benthonique, assez peu abondante il est vrai, mais diversifiée (faciès d).

Les sédiments des zones Thouarsense et Insigne reflètent une normalisation progressive des conditions d'aération sur le fond, en relation probable avec une diminution de la profondeur (bien que toujours établie au-dessous du niveau d'action des vagues. Ils correspondent en grande partie au faciès b.

Les zones Pseudoradiosa et Aalensis sont représentées par les sédiments de faciès et qui correspondent à des dépôts de rampe externe, sur la zone de transition avec la zone interne, de faible profondeur et propre, sédimentés près du niveau de base de l'action des vagues, sous l'action de courants.

Le taux moyen d'accumulation sédimentaire pour le Toarcien, avec toutes les limites et incertitudes que comporte ce genre de calcul, peut être estimé à quelques 2 cm/1000 ans en moyenne, avec une augmentation (4 cm/1000 ans) durant la zone Variabilis et une baisse (0,45 cm/1000 ans) pour les deux dernières zones du Toarcien.

4.3.6. - CONCLUSIONS

Dans le Lias de la Rambla del Salto affleurent des matériaux d'âge Carixien à Toarcien, correspondant aux formations Cuevas Labradas, Cerro del Pez, Barahona et Turmiel.

On peut y distinguer trois séquences de dépôt qui correspondent approximativement au Carixien, au Domérien et au Toarcien.

La séquence Carixienne (Fm. Cuevas Labradas), dont seule la partie supérieure a été étudiée, inclut des sédiments de la zone interne d'une plate-

forme épicontinentale de type rampe. La progradation des dépôts littoraux correspondant à des faciès de replat de marée sous climat humide, parvient à provoquer une possible émergence enregistrée à plusieurs mètres au-dessous de la limite avec la Fm. Cerro del Pez.

La séquence domérienne (Fm. Cerro del Pez et Fm. Barahona) débute avec l'inondation de la rampe antérieure à la suite d'une brusque augmentation de la profondeur. Le contexte général de la sédimentation est celui d'une plate-forme épicontinentale de type rampe homoclinale. Dans le secteur de la Sierra Palomera, se déposent des matériaux correspondant à la zone externe de la rampe, proche de la zone de transition avec la rampe interne.

La séquence toarcienne (Fm. Turmiel) débute aussi avec l'inondation de la rampe préexistante. Le milieu général de sédimentation correspond toujours à une plate-forme épicontinentale de type rampe homoclinale, avec dépôt des matériaux sur la zone externe. L'évolution de la sédimentation montre un caractère régressif dans le Toarcien supérieur.

4.4. - LE DOGGER ET LE MALM DE LA SIERRA PALOMERA (Teruel) (S. FERNANDEZ-LOPEZ ; G. MELÉNDEZ et L. SEQUEIROS) (Traduction J. CANEROT).

Résumé

Dans la Sierra Palomera, l'Aalénien est représenté par une série marine réduite, de milieu peu profond, au sein de laquelle les zones Opalinum, Murchisonae et Concavum ont été mises en évidence.

Le Bajocien, épais (micrites à silex de plate-forme externe) a fourni des associations s'étalant de la zone Sowerbyi à la zone Parkinsoni. Le Bathonien et le Callovien, beaucoup moins puissants, sont représentés respectivement par des calcaires oolithiques, de haute énergie et des micrites de milieu protégé.

Des oolithes ferrugineuses caractérisent la sédimentation condensée du Callovien supérieur (zone Athleta) à la base de l'Oxfordien moyen (zone Antecedens).

A l'Oxfordien moyen et supérieur se déposent des calcaires à Spongiaires de plate-forme externe. Des marnes noires représentent le Kimmeridgien inférieur. La limite Oxfordien-Kimmeridgien est soulignée par une surface de remaniement.

A partir de la subzone kimmeridgienne à Desmoïdes, des apports terrigènes soulignent le passage progressif, par l'intermédiaire d'une séquence de comblement, d'un milieu de plate-forme externe à un milieu de plaine marécageuse, plus restreint.

4.4.1. - INTRODUCTION

Dans le présent article, nous exposons la succession stratigraphique des matériaux du Jurassique moyen et supérieur de la Sierra Palomera et apportons des données biostratigraphiques nouvelles étayées par les associations successives d'Ammonites que nous avons reconnues.

La situation géographique des affleurements mentionnés dans le texte est représentée sur la fig. 10 et nous indiquons ci-après leurs coordonnées géographiques respectives :

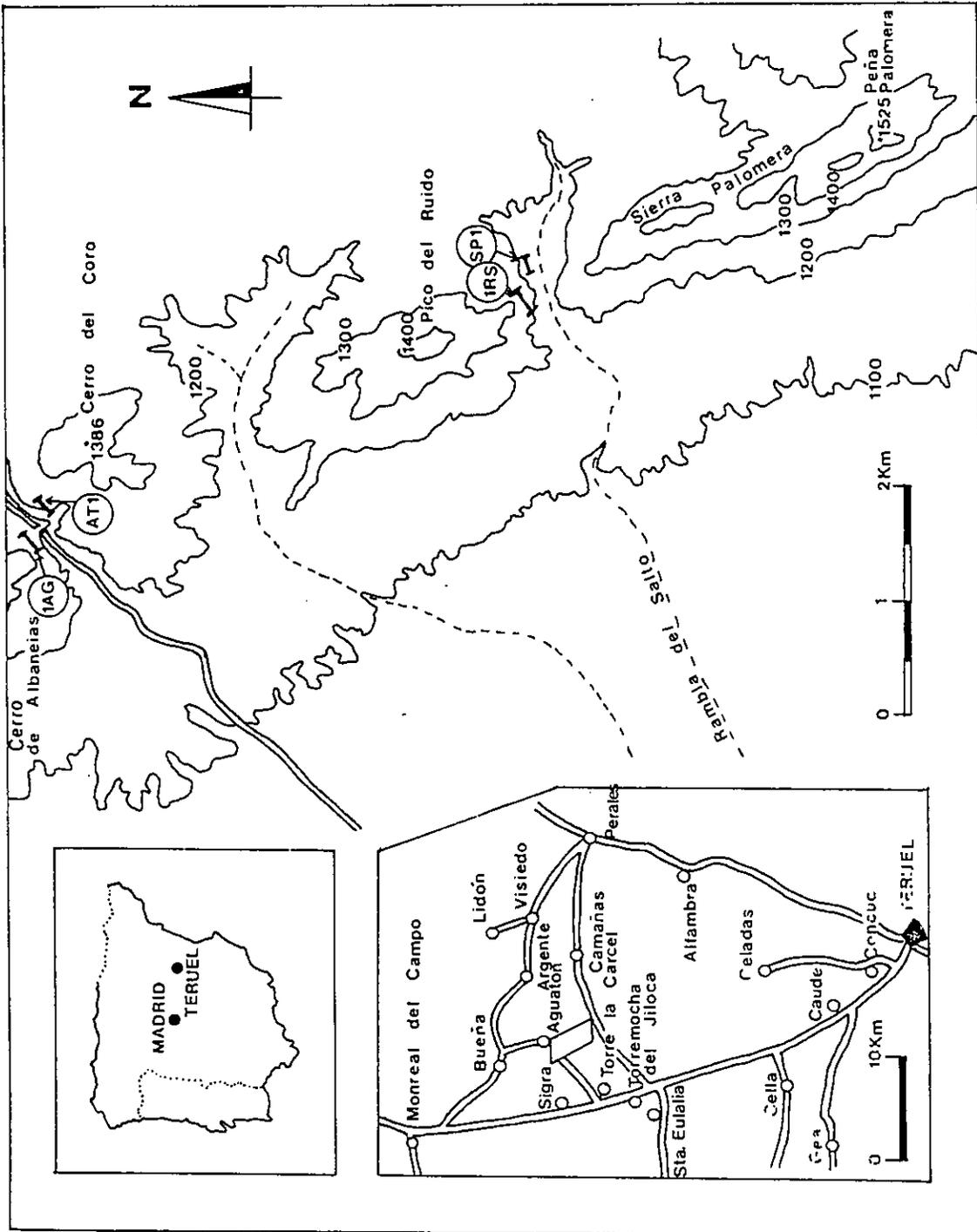


Fig. 10 - Situation géographique des affleurements mentionnés dans le texte.

- Dans le versant droit de la Rambla del Salto et à gauche du sentier qui conduit de Torre la Carcel à l'Ermite de la Virgen del Castillo :
Affleurement I RS (808.500 - 672.250).

Affleurement SP.1 (808.900 - 672.250).

- Entre le Cerro de Albancias et le Cerro del Coro, à côté du Tunnel de la route de Torre la Carcel à Aguaton, à 7,5 km environ du premier village :

Affleurement I AG (806.500 - 676.500)

Affleurement AT.1 (806.700 - 676.500).

4.4.2. - HISTORIQUE

Les matériaux du Jurassique inférieur de la Sierra Palomera qui affleurent dans la Rambla del Salto ont été étudiés par A. Dereims (1898, fig. 27) et, au cours des dernières années, par A. Arche et al. (1977) et M.J. Comas Rengifo et al. (1978). Toutefois, la série du Jurassique moyen et supérieur de cette région n'avait pas fait l'objet d'études préliminaires jusqu'à la publication de la feuille n° 541 (26-21, Santa Eulalia) du Mapa Geologico de Espana (J.L. Ramirez et al. 1983) dans laquelle on fait référence aux unités lithostratigraphiques les plus importantes qui puissent être observées à Aguaton.

4.4.3. - STRATIGRAPHIE - SEDIMENTOLOGIE

4.4.3.1. - Aalénien

Dans la Sierra Palomera, la limite Jurassique inférieur-moyen correspond à une surface de remaniement, qui contient localement des oxydes de fer concentrés, au-dessous de laquelle existent des matériaux de la zone Aalensis (Toarcien supérieur) avec notamment Pleydellia sp. L'épaisseur des matériaux aaléniens oscille entre 2,5 et moins de 0,5 m (fig. 11).

Dans la Rambla del Salto on rencontre la succession stratigraphique suivante :

RS2 (0,40 m). Banc de calcaire microcristallin, localement biodétritique, grisâtre à jaunâtre, à textures et structures de bioturbation abondantes (à la base de la couche les Thalassinoïdes sont fréquents) et macrofossiles nombreux, accumulés ou resédimentés : Lamellibranches, Brachiopodes, Crinoïdes, Bélemnites et Ammonites. Nous avons reconnu divers exemplaires de Leioceras sp. et Tmetoceras sp., qui correspondent à la zone Opalinum. Les surfaces de stratification de ce banc sont des surfaces de remaniement, localement perforées et chargées en concentrations d'oxydes de fer.

RS4. (0,20 - 0,30 m). Un banc de calcaires microcristallins, localement biodétritiques, à rares oolithes ferrugineuses dispersées, brun grisâtre, à textures de bioturbation et macrofossiles fréquents (accumulés, resédimentés ou réélaborés) : Lamellibranches, Crinoïdes, Brachiopodes, Bélemnites, Spongiaires, Gastéropodes et Ammonites. L'existence d'exemplaires resédimentés appartenant à Brasilia spp. et Spinammatoceras cf. pugnax (VACEK) permet d'attribuer ces matériaux à la zone Murchisonae.

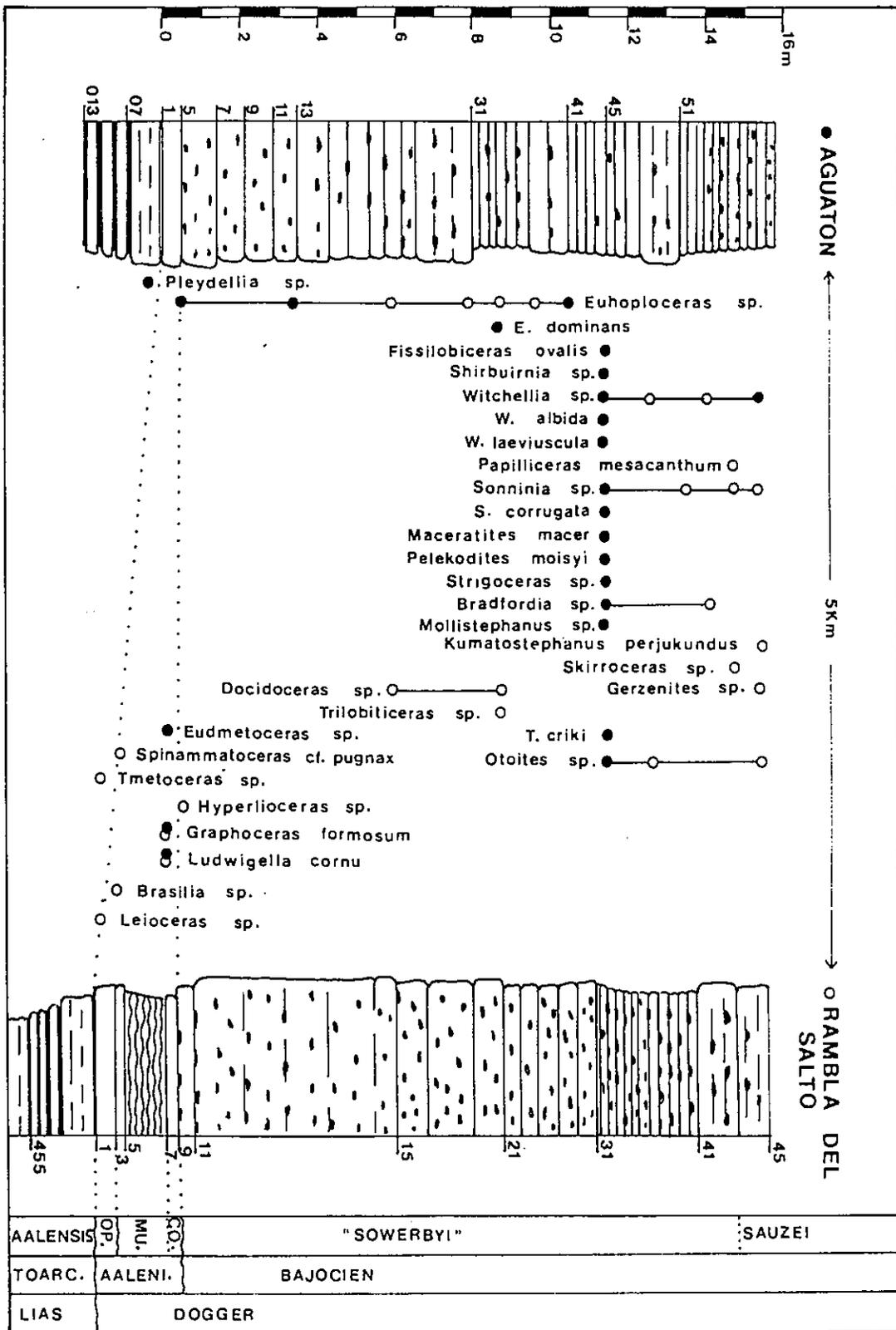


Fig. 11 - Correlation biostratigraphique entre les matériaux du passage Lias-Dogger de la Rambla del Salto et de Aguaton.

RS6. (1-1,5 m). Calcaires microcristallins, gris-bleuté, en couches de 5 à 15 cm d'épaisseur, admettant de fines intercalations marneuses. Surfaces de stratification irrégulières et discontinues. Macrofossiles rares et en majorité resédimentés : Lamellibranches, Crinoïdes et Brachiopodes. Les textures et structures de bioturbation sont abondantes.

RS8. (0,20-0,50 m). Un banc de calcaires microcristallins, localement biodétritiques et à rares oolithes ferrugineuses dispersées. Brun grisâtre. Textures de bioturbation et macrofossiles fréquents (accumulés, resédimentés ou réélaborés) : Lamellibranches, Brachiopodes, Crinoïdes, Bélemnites, Gastéropodes et Ammonites. Nous avons reconnu divers exemplaires resédimentés qui correspondent à la zone Concavum : Graphoceras formosum (BUCKMAN) et Ludwigella cornu BUCKMAN. Les deux surfaces de stratification qui délimitent ce banc sont des surfaces de remaniement, localement perforées et riches en oxydes de fer concentrés. Un exemplaire réélaboré de Hyperlioceras sp. provenant du niveau de remaniement supérieur (RS9) a été déterminé. De ce fait, le niveau considéré se rapporte à la zone Sowerbyi.

A Aguadopn, on ne rencontre que deux niveaux de remaniement (1 AG 1 et 1 AG 5) qui encadrent un banc de calcaires microcristallins, brun rougeâtre, localement biodétritiques et à rares oolithes ferrugineuses dispersées, riches en macrofossiles (resédimentés ou réélaborés) : Lamellibranches, Brachiopodes, Crinoïdes, Bélemnites, Gastéropodes et Ammonites. Les Ammonites resédimentées correspondent à la zone Concavum : Graphoceras formosum (BUCKMAN), Ludwigella cornu BUCKMAN et Eudmetoceras sp.

En conclusion, la limite Lias-Dogger, dans la Sierra Palomera, correspond localement à une lacune stratigraphique qui comprend au moins les zones Opalinum et Murchisonae. La sédimentation aalénienne atteint son extension régionale maximum durant la zone Concavum. Dans l'ensemble, ces matériaux aaléniens constituent une séquence condensée. Ils durent probablement se former dans des environnements marins très peu profonds, soumis à l'action des courants de fond.

4.4.3.2. - Bajocien

Les sédiments bajociens atteignent une puissance supérieure à 100 mètres et se trouvent constitués de calcaires microcristallins, grisâtres, riches en nodules de silex. Les couches présentent fréquemment des épaisseurs comprises entre 10 et 40 cm, les surfaces de stratification sont parallèles et leur continuité latérale dépasse souvent plusieurs centaines de mètres. Les textures et les structures de bioturbation sont abondantes, notamment les Zoophycus. Les macrofossiles sont généralement rares excepté dans quelques niveaux de remaniement : Lamellibranches, Brachiopodes, Spongiaires, Crinoïdes, Echinides, Bélemnites et Ammonites. Malgré la rareté des fossiles, les Ammonites reconnues permettent de préciser les différentes biozones successives de la base de la zone "Sowerbyi" (subzone Discites) jusqu'à la zone Parkinsoni (cf. fig. 12).

Ces sédiments durent se former dans des milieux marins de plate-forme externe, peu profonds et parfois confinés.

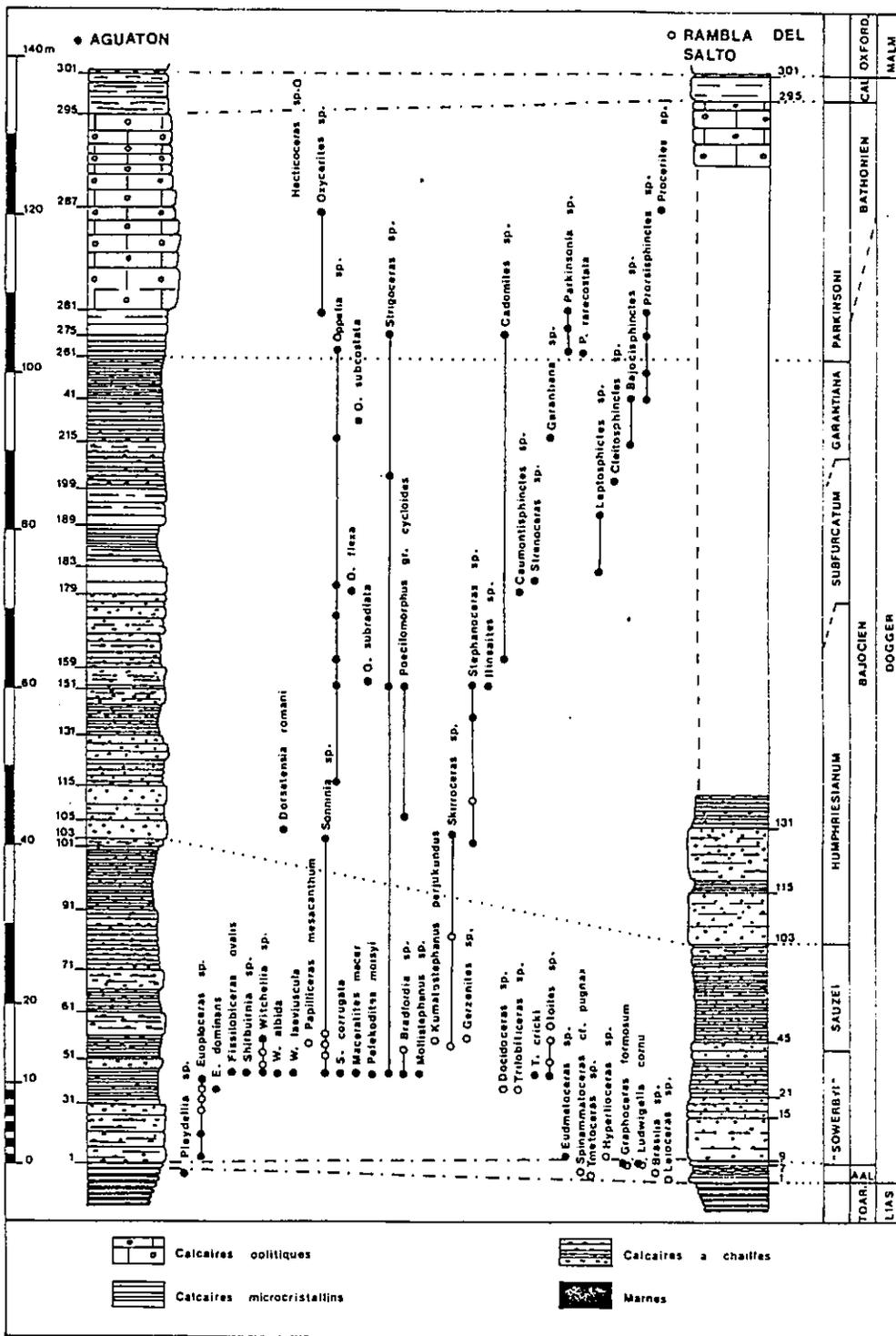


Fig. 12 - Séries stratigraphiques du Dogger d'Aguatón et de la Rambla del Salto.

4.4.3.3. - Bathonien

Au-dessus des calcaires microcristallins, localement biodétritiques qui renferment des fossiles de la zone parkinsoni apparaissent quelques 25 m de calcaires oolithiques et biodétritiques, gris blanchâtre. Les couches sont généralement massives (0,40 à 1 m), localement lenticulaires et pourvues de laminations entrecroisées. Les textures de bioturbation sont fréquentes. Les macrofossiles abondent, quoique en majorité resédimentés : Crinoïdes, Bryozoaires, Lamellibranches, Brachiopodes, Bélemnites, Oursins et Spongiaires. Dans la partie moyenne de l'unité, nous avons identifié divers exemplaires de Procerites spp. et Oxycerites sp.. C'est pourquoi ces matériaux correspondent, au moins en partie au Bathonien.

Du point de vue sédimentologique, les dépôts peuvent être considérés comme formés dans des milieux marins peu profonds et très agités, dans lesquels se développent des dunes subaquatiques.

4.4.3.4. - Callovien

Au toit des calcaires oolithiques apparaît une surface de remaniement localement perforée et pourvue de pâtes ferrugineuses de faible extension. Au-dessus, 3 à 5 m de calcaires microcristallins localement biodétritiques et souvent dolomités, gris brunâtre, en couches épaisses ou massives, à textures et structure de bioturbation fréquentes. Les fossiles sont cependant rares : Lamellibranches, Crinoïdes et Gastéropodes. Il s'agit de sédiments formés dans des milieux marins, protégés de l'action des vagues et des courants de fond, dans lesquels la venue de coquilles d'Ammonites issues d'autres domaines paraît malaisée. Bien que les exemplaires rencontrés soient indéterminables au niveau spécifique, ils correspondent probablement au Callovien. La discontinuité stratigraphique, matérialisée par une superficie de remobilisation qui sépare ces matériaux des calcaires oolithiques sous-jacents, peut correspondre à la discontinuité régionale du passage Bathonien-Callovien qui a été mise en évidence dans d'autres secteurs de la Cordillère Ibérique (cf. H. Mensink et D. Mertmann, 1984 ; J.J. Gomez, 1979 ; P.F. Bulard et al., 1974).

4.4.3.5. - Callovien supérieur - Oxfordien inférieur (fig. 13).

Au toit de l'ensemble massif de calcaires gris s'observe une surface irrégulière à perforation et oxydes de fer. Au-dessus apparaît un niveau de 0,3 - 0,4 m de calcaire jaune à oolithes ferrugineuses, relativement homométriques (0,5 - 1,5 mm Dm), au sein duquel peuvent être distinguées quatre couches séparées par des surfaces nettes. Dans les couches SP/00-b et SP/00-c ont été recueillis des éléments qui peuvent être rapportés au Callovien supérieur, zone Athleta, avec : ? Kosmoceras sp. ind., Hecticoceras (Orbignyeras) cf. trezeense (GER. et CONT.), et Peltoceras cf. athleta (PHILLIPS), associés à d'autres qui caractérisent les zones Claromontanus (i.e. Prososphinctes gr. sequeirosi : B.R.-LEW.), Paturattensis et peut être Antecedens, de l'Oxfordien moyen. Les exemplaires, coquilles généralement resédimentées, présentent toujours le même type de remplissage : calcaire oolithique. La formation d'oolithes dut débuter dans le Callovien supérieur, ou peut-être moyen, et se poursuivre jusqu'à l'Oxfordien moyen, en régime de sédimentation très faible et irrégulière. Les données faunistiques semblent confirmer l'existence d'une discontinuité intraoolithique maximum, correspondant aux zones ? Lamberti et Mariae.

4.4.3.6. - Oxfordien moyen et supérieur (fig. 4).

Au-dessus du niveau d'oolithes ferrugineuses s'observe un ensemble de 7 m d'épaisseur de calcaires gris jaunâtre à fréquentes surfaces riches en oxydes de fer concentrés. Ils sont stratifiés en bancs réguliers, d'épaisseur décimétrique (10-70 cm) et admettent des intercalations marneuses progressivement plus importantes vers le haut. Ils contiennent des Spongiaires abondants (fréquemment entiers, en position de vie ou en équilibre mécanique maximum), des Crinoïdes (fragments d'articles), Brachiopodes, Bivalves, Bélemnites et Ammonites plus rares et quelques Gastéropodes. Dans les 3 m inférieurs, les calcaires massifs, dans cette localité ou à Aguaton, ont livré de rares Ammonites déterminables, Perisphinctes (Dichotomosphinctes) et Perisphinctes (Otosphinctes), appartenant à la zone Transversarium, subzone Wartae. Au-dessus, les associations successives d'Ammonites permettent de mettre en évidence la subzone Schilli et les zones Bifurcatus (subzones Stenocycloides et Grossouvrei) et Bimammatum (subzones Hypselum et Bimammatum). Le niveau supérieur de cette unité (niveau SP.22), constitue un horizon de remaniement dans lequel ont été recueillis des éléments caractéristiques des subzones ? Bimammatum, Hauffianum et Planula, avec prédominance, dans les environs de la localité de Buena, de Sutneria cf. praecursor DIET. et, à Aguaton, celle de quelques éléments attribuables aux sous-zones Planula et Galar. Les différents témoins de réélaboration présentés par quelques éléments de la zone Bimammatum au sein de ce niveau (remplissage distinct de la matrice de la couche 22, orientation différente dans la couche etc...) indiquent la référence de la couche n° 22 à la zone Planula.

4.4.3.7. - Kimmeridgien inférieur

Au-dessus du niveau 22 correspondant aux calcaires à Spongiaires, on observe un ensemble de 17 m d'épaisseur de marnes grises à beige, parfois intercalées de calcaires marneux à la partie inférieure et de calcaires gréseux à la supérieure. Son contenu faunistique est extrêmement faible : accumulations locales de Bivalves. Dans la partie inférieure ont été recueillis de rares fragments d'Orthosphinctes (Ardescia). Ces éléments sont un peu plus abondants à Aguaton et surtout à Buena, où ces premiers niveaux de calcaires marneux ont fourni Orthosphinctes (Ardescia) et Orthosphinctes (Lithacosphinctes) cf. evolutum (QUENSTEDT), qui peuvent appartenir à la zone Platynota, subzone Desmoïdes. Ensuite s'observe une succession de calcaires et marnes en plaquettes faiblement détritiques (plus de 30 m visibles), correspondant à la formation "Ritmita Calcareo de Loriguilla". Dans cette unité on n'a pas rencontré d'Ammonites, bien que certains auteurs (P.F. Bulard, 1972 ; O. Geyer, com. orale) y aient cité la présence de Ataxioceras en d'autres secteurs de la Cordillère Ibérique.

4.4.4. - CONCLUSIONS

Dans la Sierra Palomera, la limite Lias-Dogger correspond localement à une lacune stratigraphique qui comprend au moins les zones Opalinum et Murchisonae. Dans l'ensemble, les matériaux aaléniens constituent une séquence condensée qui ne dépasse pas 3 m d'épaisseur, au sein de laquelle peuvent être représentés des sédiments des zones Opalinum, Murchisonae et Concavum, formés dans des milieux marins très peu profonds soumis à l'action des courants de fond. C'est avec la zone Concavum que la sédimentation aalénienne occupa la plus grande extension régionale.

Les sédiments bajociens sont représentés par plus de 100 m de calcaires microcristallins à nodules de silex, formés dans des milieux marins de plate-forme externe, peu profonds et parfois confinés. Malgré la rareté des fossiles, les associations d'Ammonites rencontrées permettent de caractériser les différentes biozones successives depuis la base de la zone "Sowerbyi" jusqu'à la zone Parkinsoni.

Le Bathonien est représenté par des calcaires oolithiques qui atteignent quelques 25 m d'épaisseur, formés dans des milieux marins peu profonds et très agités, dans lesquels se développèrent des dunes subaquatiques.

Au Callovien correspondent des calcaires microcristallins, localement dolomitisés, qui ne dépassent pas 5 m d'épaisseur. Il s'agit de sédiments formés dans des milieux marins, protégés de l'action des vagues et des courants de fond, où arrivèrent seulement quelques coquilles d'Ammonites en provenance d'autres domaines lointains.

Entre le Callovien supérieur (zone Athleta) et la base de l'Oxfordien moyen (zone Antecedens) se met en place la formation des oolithes ferrugineuses. La sédimentation fut probablement faible et irrégulière en milieu agité, où les processus de remaniement furent importants.

L'Oxfordien moyen et supérieur sont représentés par des calcaires à Spongiaires, plus ou moins ferrugineux, en bancs massifs, intercalés de marnes. La limite Oxfordien-Kimmeridgien correspond probablement à un niveau de remaniement et coïncide approximativement avec la limite entre les calcaires à Spongiaires et les marnes. Pour le moment, sa position exacte ne peut néanmoins être précisée. Les matériaux se déposèrent dans un milieu marin, typique d'une plate-forme externe.

A partir de la subzone Desmoïdes s'opère une réactivation généralisée de la sédimentation avec accroissement notable des apports terrigènes, parallèlement à une réduction drastique du contenu paléontologique des matériaux. Les dépôts s'organisent en une séquence de comblement allant de conditions de plate-forme externe jusqu'à des conditions de plaine maréale, plus restreinte (J.M. Calvo, E. Gil et G. Melendez, 1985).

Remerciements

Les auteurs désirent exprimer leur remerciement au Dr. R. Tarkowski pour ses observations et commentaires sur le texte et sur la faune du Callovien supérieur-Oxfordien inférieur.

*
* *

BIBLIOGRAPHIE

- ARCHE A., COMAS-RENGIFO M.J., GOMEZ J.J. et GOY A. (1977). Evolucion vertical de los sedimentos carbonatados del Lias medio y superior en Sierra Palomera (Teruel). Estudios Geol., v. 33, p. 571-574, 2 fig. Madrid.
- BRAGA J.C., COMAS-RENGIFO M.J., GOY A. et RIVAS P. (1985). Le Pliensbachien dans la chaîne cantabrique orientale entre Castillo Pedroso et Reinosa (Santander, Espagne). Les Cahiers de l'Institut Catholique de Lyon, n° 14, p. 69-83, 2 fig. 2 lams.
- BULARD P.F. (1972). "Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique, sur la bordure du bassin de l'Ebre. Thèse Sc. Nice 1972, 353 pp. 100 figs. 39 Pl.
- BULARD P.F., GOMEZ J.J., THIERRY J., TINTANT H. & VIALARD P. (1974). La discontinuité entre Jurassique moyen et Jurassique supérieur dans les Chaînes Ibériques. C. R. Acad. Sci. Paris, 278, sér. D, pp. 2107-2100, 1 fig. Paris.
- CALVO J.M., GIL E., MELENDEZ G. (in litt.), Géobios, 1985.
- COMAS-RENGIFO M.J. (1982). El Pliensbachien de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid. 594 pp. 82 fig., 18 lams.
- COMAS-RENGIFO M.J. et GOY A. (1978). El Pliensbachien y Toarciense en la Rambla del Salto (Sierra Palomera, Teruel). Grupo Esp. Mesoz. : Juras C.I., 1978 (extraido guia exc.), 11 pp., 4 fig., Madrid.
- DEREIMS A. (1898). Recherches géologiques dans le sud de L'Aragon. Ann. Hébert, t. 2, p. vii + 199. Thèse Doct. Fac. Sci. Paris.
- FERNANDEZ LOPEZ S. (1985). Criterios elementales de reealaboracion tafonomica en ammonites de la Cordillera Ibérica. Acta Geologica Hispanica, 19, 2. Barcelona.
- FERNANDEZ LOPEZ S. (1984). Nuevas perspectivas de la Tafonomia evolutiva : tafosistemas y asociaciones conservadas. Estudios geol., 40, pp. 215-224, 2 figs. Madrid.
- GOMEZ J.J. (1978). El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Iberica. Seminarios Estratigr., (Monogr.), 4 (1979), 683 p., 118 figs., 9 lams. (Dpto. Estratigrafía). Univ. Complutense de Madrid.
- GOMEZ J.J. & GOY A. (1977). Estudio de las facies relacionadas con un montículo de origen volcanico en el Jurásico medio de Caudiel (Castellon). VIII Congr. nac. Sedimentología, Oviedo.
- GOMEZ J.J. et GOY A. (1979a). Las unidades litoestratigraficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. Estudios Geol., v. 35, p. 569-598, 20 fig., 3 lam. Madrid.

- GOY A., COMAS-RENGIFO M.J. et GARCIA-JORAL F. (1984). The Liassic Brachiopods of the Iberian Range (Spain) : Stratigraphic distribution and biozonation. Int. symp. Jurassic Stratigraphy (Erlangen, 1984), vol. I, p. 227-250, 3 fig.
- GOY A., GOMEZ J.J. et YEBENES A. (1976). El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. Estudios Geol., v. 32, p. 391-423, 16 fig., 6 lam. Madrid.
- MENSINK H. & MERTMANN D. (1984). Diskontinuitäten im Unter-Callovium der nordwestlichen Keltiberischen Ketten (Spanien). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 167, 2, pp. 189-223, 12 Figs. Stuttgart.
- ORTI CABO F. & SANFELIU MONTOLIO T. (1971). Estudio del volcanismo jurásico de Caudiel (Castellón) en relación con procesos de lateritización condensación y silicificación de la serie calcárea. Inst. Investig. geol. Dip. Prov. Barcelona, 26 pp. 21-34, 9 figs. Barcelona.
- ORTI CABO F. & VAQUER NAVARRO R. (1980). Volcanismo jurásico del sector valenciano de la Cordillera Ibérica. Distribución y trama estructural. Acta Geologica Hispanica, 15, 5, pp. 127-130, 2 figs. Barcelona.
- RAMIREZ J.I., OLIVE A., MOISSENET E. et GABALDON V. (1983). Mapa Geológico Nacional. Esc. 1/50.000 (2a Serie). Explicación de la hoja nº 541 (Santa Eulalia) I.G.M.E.
- YEBENES A., GOY A. et COMAS-RENGIFO M.J. (1985). Brachiopod shell beds in the Carixian of the Iberian Range (Spain) 6th. European Regional Meeting of Sedimentology I.A.S. (Lleida 85) Abstract volume, p. 702-704.

*
*
*



5. QUATRIEME JOURNEE (JIV) :

Région de Galve et de Calanda (Teruel)

*(Le Malm carbonaté et le passage Jurassique - Crétacé
dans le bassin ibérique central).*

L'itinéraire suivi au cours de cette dernière journée d'excursion nous conduira, de Teruel à Alcaniz, à travers la zone septentrionale plissée du "Maestrazgo turolense" et du Bas-Aragon.

La matinée sera consacrée à l'observation de la série jura-crétacée du synclinal de Galve (60 km au Nord de Teruel) et plus particulièrement à l'étude des couches de passage du Jurassique supérieur (faciès marins, carbonatés, du Kimmeridgien) au crétacé inférieur (faciès terrigènes, margino-littoraux, du Barrémien). Une attention spéciale sera portée aux faunes célèbres de Vertébrés (Sauropodes) du gisement de Las Zabacheras.

Nous traversons ensuite la région minière (lignites albo-aptiens) d'Escucha et Utrillas où s'individualise le front de chevauchement de Portalrubio-Ejulve-Alcorisa, avant d'atteindre, au Nord de Mas de las Matas, les coupes étudiées dans le courant de l'après-midi.

Ces coupes nous permettront de suivre l'évolution des faciès marins, carbonatés, au sein du Jurassique supérieur. L'un des intérêts de cette série est de présenter des faunes d'Ammonites couvrant l'intervalle Oxfordien moyen Tithonique basal.

5.1. - LE JURASSIQUE SUPERIEUR DETRITIQUE - CARBONATE DU SYNCLINAL DE GALVE (Teruel)

(M. DIAZ- MOLINA A. YEBENES, A. GOY et J.L. SANZ), (Traduction J. CANEROT).

Résumé

Dans la partie axiale du synclinal de Galve, le passage du Jurassique au Crétacé est représenté par une série essentiellement terrigène de plus de 900 m d'épaisseur, au sein de laquelle ont été identifiées 6 unités définies par leurs associations de faciès.

La première unité (Kimmeridgien moyen et supérieur), présente des dépôts de lagon, sans apports terrigènes notables. La seconde (Portlandien), comporte une alternance de sédiments carbonatés et terrigènes de faciès "Purbeck", déposés dans une baie proche du lagon carbonaté. La troisième, mal datée (Jurassique ou Crétacé ?) malgré la présence de restes de Sauropodes, est représentée par des conglomérats, grès et argiles, déposés sur un replat boueux de marée. La quatrième unité, rapportée au Barrémien inférieur à partir des restes des Vertébrés et des Characées qu'elle a livrés, comporte des calcaires associés à des marnes qui représenteraient un milieu de lagon côtier, baigné par des eaux douces ou saumâtres. La cinquième, nouvellement formée de terrigènes, est également riche en vertébrés (Archosaures), connus dans le Crétacé inférieur. Les deux sous-unités (5 I et 5 II) qui la composent, traduisent l'évolution d'un système fluvial de faible sinuosité à un système de plaine deltaïque soumise à l'influence des marées. Enfin la dernière unité comporte des terrigènes et des carbonates marquant le retour à des environnements de lagon. Les Characées recueillies lui confèrent un âge barrémien.

L'évolution des faciès est interprétée comme liée à la progradation et au déplacement latéral d'un système deltaïque dont l'alimentation en terrigènes serait essentiellement due à une réactivation tectonique associée à la flexuration de l'aulacogène ibérique.

5.1.1. - INTRODUCTION - HISTORIQUE

Dans des régions très étendues de la Cordillère Ibérique, le Jurassique marin carbonaté supporte une succession stratigraphique très épaisse, constituée de sédiments siliciclastiques et carbonatés. Cette succession, loin d'être continue, comporte de nombreuses discontinuités stratigraphiques ou ruptures. Son toit est défini par l'apparition des sédiments essentiellement marno-calcaires du Crétacé supérieur.

Dans l'axe du Synclinal de Galve (fig. 1) peuvent être observés 900 m de cette succession surtout terrigène, dont l'âge recouvre une partie du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Dans la figure 2 ont été représentés schématiquement les premiers 600 m de succession stratigraphique qui s'appuient sur la Fm. "Calizas con oncolitos de Higuieruelas". Au sein de cette série ont été identifiées 5 unités d'épaisseur variable, définies par leurs associations de faciès. L'analyse sédimentologique de ces associations permet de mettre en évidence des différences notables entre les milieux de sédimentation de chacun de ces ensembles.

La localité de Galve est connue dans la littérature géologique par la grande abondance de restes d'Archosaures qui apparaissent tout au long des 600 m analysés. Les vestiges d'Archosaures se rencontrent dans des sédiments de milieux différents : dans le remplissage des chenaux, dans les dépôts de débordement, dans les plaines d'inondation, sur le lagon côtier, le replat de marée et dans les sédiments de baie (M. Diaz et al., 1984).

Au-dessus de la Fm. Higuieruelas, les faciès terrigènes-carbonatés appartenant au Jurassique ont un développement notable, supérieur à 200 m au Nord de Teruel (F. Gautier, 1968 ; C. Felgueroso Coppel y J. Ramirez del Pozo, 1971).

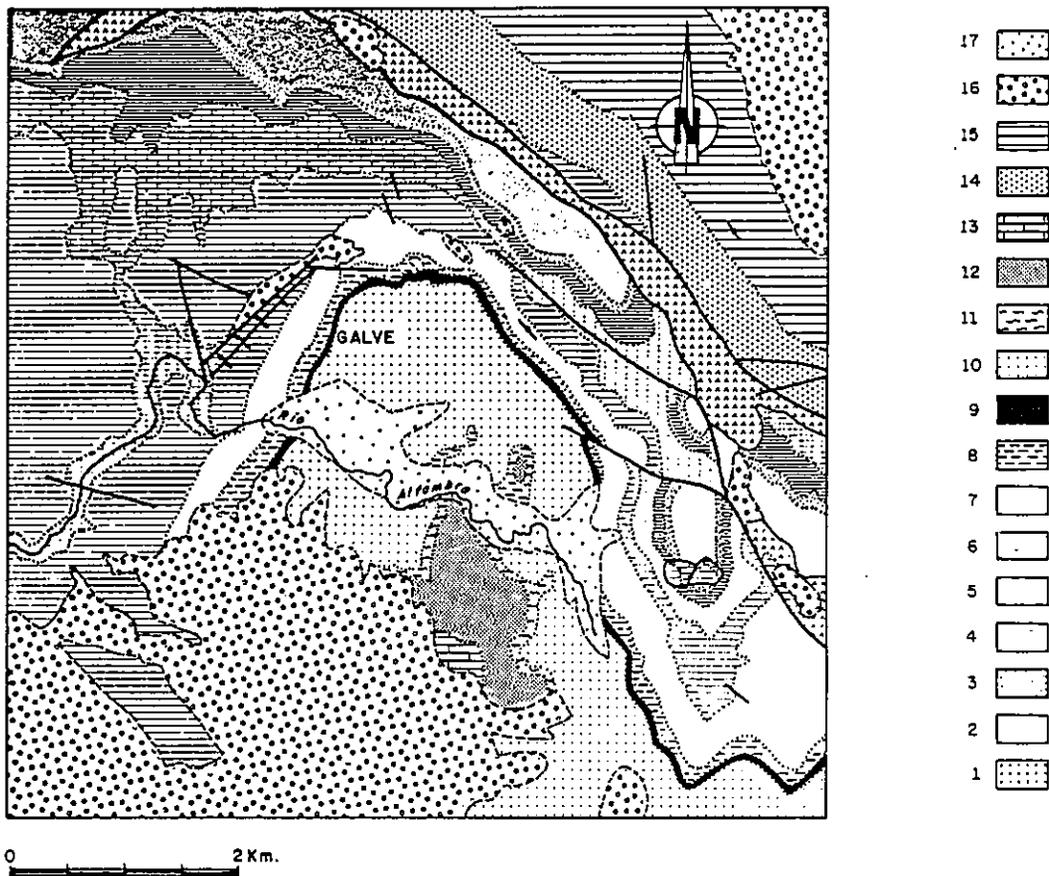


Fig. 1 - Carte de localisation des séries jura-crétacées étudiées dans le synclinal de Galve.

1. faciès Keuper ; 2. Fms. Cortes de Tajuna, Cuevas Labradas et Barahona ; 3. Fm. Turmiel ; 4. Fm. Chelva ; 5. Fm. Loriguilla ; 6. Fm. Higuieruelas ; 7. Jurassique supérieur détritico-carbonaté (unité 2 de la fig. 2) ; 8, 9, 10 et 11 correspondent respectivement aux unités détritiques et carbonatées du Crétacé inférieur plus récentes que les précédentes ; 15 représentent les calcaires, marno-calcaires et dolomies du Crétacé supérieur ; 16 et 17 illustrent respectivement les sédiments tertiaires et quaternaires.

5.1.2. - SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

La partie la plus élevée de la Fm. Higuieruelas (unité 1, fig. 2) s'organise en couches de grainstones oolithiques, très bioturbées au toit, à bioclastes de Bivalves, Foraminifères, Coraux et Echinodermes. Ces faciès ont été interprétés comme des "shoals" stabilisés dans un milieu de lagon sans apports de sédiments terrigènes (M. Diaz et al., 1984).

L'unité 2 (fig. 2) est formée par une alternance de niveaux carbonatés et terrigènes. Sa puissance est de 210 m dans le Synclinal de Galve. L'épaisseur maximum des niveaux carbonatés est de 7 m. Ils sont constitués d'une superposition de couches d'épaisseur variable, généralement formées de grainstones et wackestones à contenu en quartz détritique très variable. Les horizons formés de sédiments terrigènes sont plus épais. Ils sont constitués de marnes, argiles, limons, grès et conglomérats. Cet ensemble lithologique est décrit et discuté plus en détail dans le texte relatif au "faciès Purbeck". Le milieu général de sédimentation déduit pour cet ensemble de faciès, est celui d'une baie comprise dans un lagon de plate-forme.

L'épaisseur de l'unité 3 est de 85 m. On y rencontre surtout des argiles et des limons. Les matériaux terrigènes les plus grossiers sont des grès et parfois des conglomérats. La géométrie habituelle des grès est celle de couches fines (5 à 30 cm) et lenticulaires, formées de "ripples". Dans la matrice des sédiments plus fins ont aussi été préservées des dunes. Dans les couches de grès la bioturbation est intense avec, toutefois, présence de stratifications entrecroisées, de rides grimpantes et de rides de vagues. Les argiles et limons sont massifs, parfois bioturbés, riches en concrussions calcaires et couleurs liées à l'hydromorphisme. Cette unité a été interprétée comme représentant un replat boueux de marée.

L'unité 4 (fig. 2) est constituée de 24 m de sédiments. La succession stratigraphique est formée d'une superposition de séquences composées d'un terme marneux, contenant parfois des nodules carbonatés et de micrites qui présentent fréquemment des structures prismatiques ou colonnaires. Le passage entre ces deux termes peut être graduel. Ces faciès pourraient correspondre à un milieu de lagon côtier, peu profond, baigné d'eau douce à saumâtre et temporairement asséché.

Au-dessus de l'unité 4 apparaît un ensemble lithologique qui atteint une puissance de 340 m (unité 5, fig. 2). L'analyse des faciès de cette unité a conduit à la distinction de deux sous-unités. L'unité 5I comprend des argiles, des grès et des conglomérats. Les sables et graves remplissent des chenaux dans lesquels les courants tractifs unidirectionnels ont été dominants. L'épaisseur du remplissage des chenaux oscille entre 60 cm et 10,5 m. On y rencontre surtout une aggradation continue, formée d'un coset unique ou bien de la superposition verticale d'unités de comblement tabulaires qui sont généralement formées d'un seul coset à stratification entrecroisée, planaire ou courbe. Parmi les autres structures présentes dans le remplissage des chenaux, citons la stratification entrecroisée à petite échelle et la stratification de foreset. Les séquences "fining upward" sont très rares et le remplissage des chenaux s'achève souvent par un coset à stratification entrecroisée de grande échelle, formé de sable de dimension intermédiaire (entre sable fin et sable grossier). On y trouve enfin des couches fines de grès, interprétées comme des dépôts de débordement.

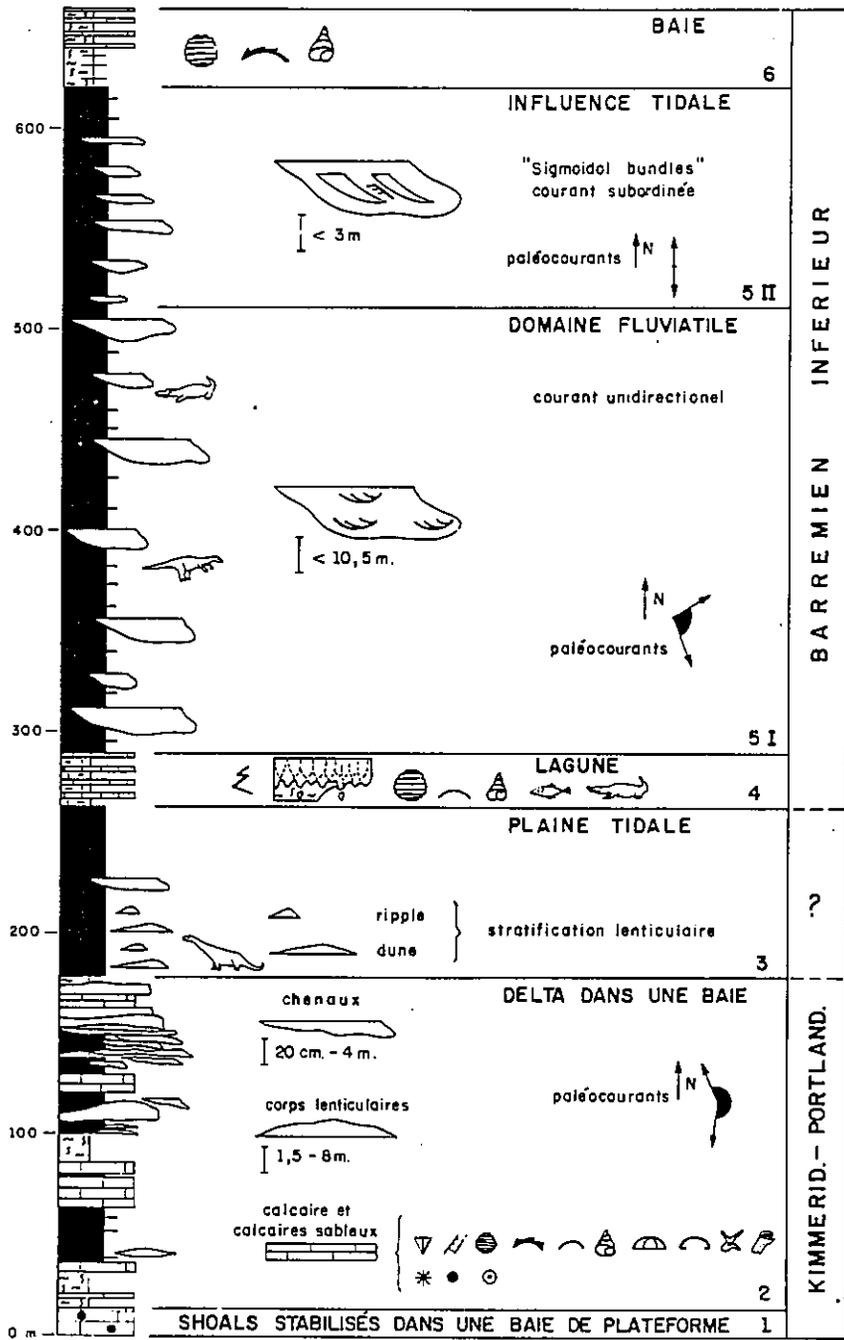


Fig. 2 - Résumé d'une partie de la série stratigraphique reconnue dans la partie centrale du synclinal de Galve, allant du Jurassique supérieur (toit de la Fm. Calizas oncolíticas de Higuera) jusqu'à une partie des sédiments d'âge barrémien.

La sous-unité 5II est caractérisée par un contenu en sédiments marneux plus important, par l'apparition de stratifications lenticulaires, la diminution des épaisseurs des remplissages de chenaux et par la présence de structures qui indiquent l'activité des marées (fig. 2).

La sous-unité 5I a été interprétée (M. Diaz et al., 1984) comme un système fluvial formé de chenaux de faible sinuosité, multiples, sans doute distributeurs. Les paléochenaux de la sous-unité 5I évoluent verticalement, dans la sous-unité 5II, vers une plaine deltaïque soumise aux marées. Le système de chenaux multiples montre verticalement une diminution notable de l'épaisseur du remplissage (4,5 m pour l'épaisseur maximum), interprétée comme correspondant à une diminution de la profondeur des chenaux vers l'aval. Ce type d'évolution fut déjà déduit de l'étude de systèmes alluviaux continentaux (P. Friend, 1978). Il semble avoir réalisé une grande partie de son développement longitudinal au sein de l'unité 5, avant de rencontrer le niveau de base marin.

Les faciès plus distaux de ce système de dépôt sont présents dans l'unité 6. Cette unité est formée de conglomérats, grès, argiles, marnes et calcaires. Les conglomérats et grès remplissent des chenaux contenant des Ostréidés. Ils se présentent aussi en couches fines. Les calcaires sont des mudstones et des wackestones qui renferment des Ostréidés et des Gastéropodes. Les marnes correspondent au type lithologique le plus abondant. Elles offrent fréquemment une stratification lenticulaire. Cet ensemble de faciès est interprété comme représentant des sédiments de lagon (M. Diaz et al., 1984).

5.1.3. - CONTENU FOSSILE

L'unité 1, qui correspond à la partie supérieure de la Fm. Higuieruelas, contient Alveosepta jaccardi, Nautiloculina oolithica, Everticyclammina virguliana, Kurnubia palastiniensis, Pseudocyclammina, Cayeuxia, Salpingoporella, etc... Cette association correspond à la partie moyenne ou supérieure du Kimmeridgien.

Dans l'unité 2 a été identifiée l'association de Foraminifères ci-après : Pseudocyclammina gr. lituus, Anchispirocyclina lusitanica et Rectocyclammina arrabidensis, qui pourrait indiquer un âge portlandien.

Au sein de l'unité 3 ont été recueillis des restes de Sauroïdes. Ils proviennent des niveaux de base, de la localité connue sous le nom de "Las Zabacheras" (A. de Lapparent, 1960 ; J.L. Sanz, 1982 ; J.L. Sanz et al., 1984). Les pièces rencontrées ont été interprétées comme appartenant aux Braquiosaurinae qui présentent une distribution stratigraphique allant du Jurassique moyen au Crétacé inférieur, ce qui ne permet pas de donner un âge précis à ce gisement.

Dans l'unité 5 ont été recueillis des Unionidés. La faune d'Archosaures identifiée en différents horizons est la suivante : Iguanodon bernissartensis, I. cf. mantelly, Bernissartia sp., et cf. Valdosaurus sp.. Le Dinosauré ornithopode Iguanodon constitue l'une des formes les plus abondantes de la faune de Tétrapodes du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur européen. Les Iguanodontidés sont les Dinosaurés nettement dominants dans les gisements espagnols d'âge crétacé inférieur (J.L. Sanz, 1984). L'une des découvertes les plus surprenantes de l'unité 5 est un exemplaire jeune du crocodile Bernissartia (A. Buscalioni et al., 1984) au lieu-dit "Cerrada Roya", dans une carrière d'argiles.

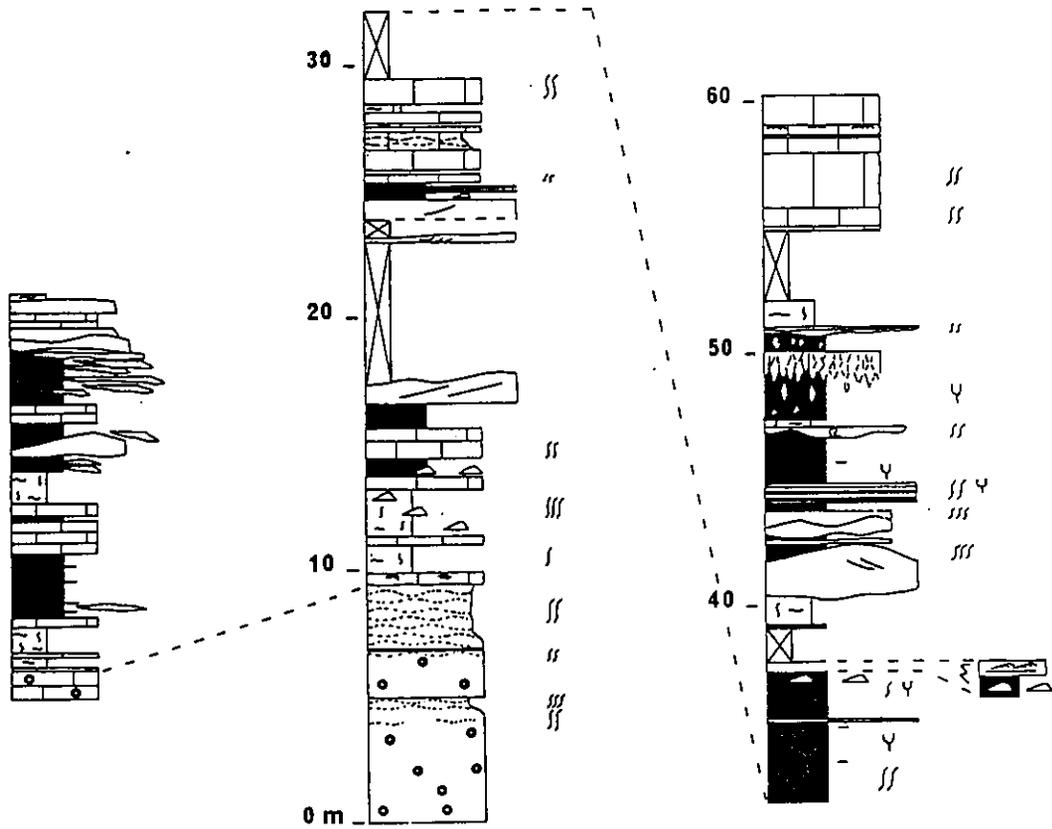


Fig. 3 - Série stratigraphique des sédiments de la base du Jurassique supérieur détritico carbonaté.

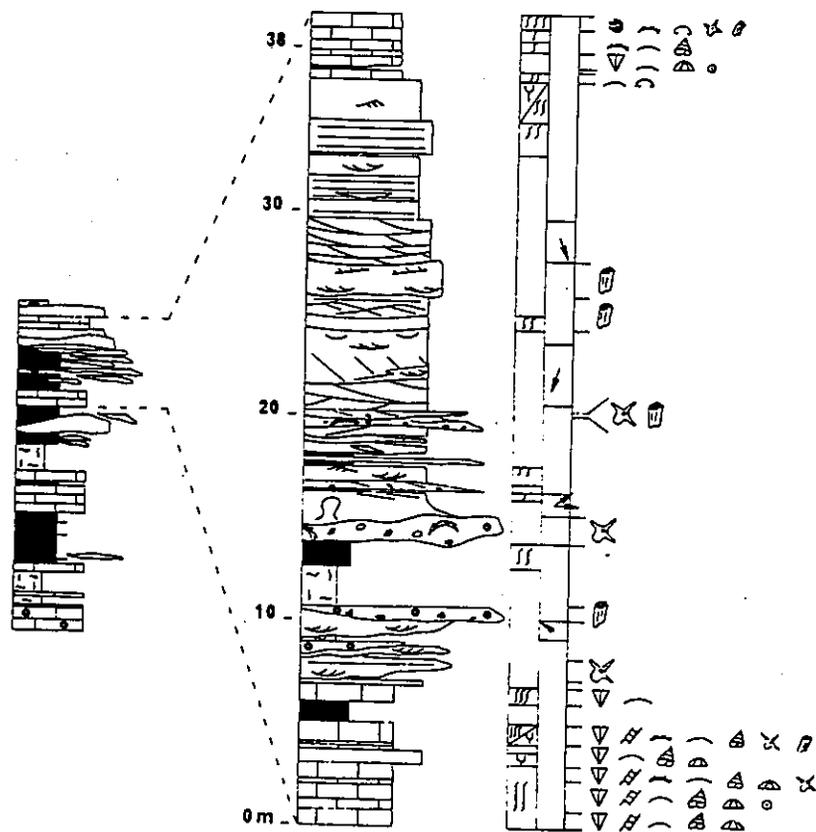


Fig. 4 - Série stratigraphique du toit de la succession du Jurassique supérieur détritico-carbonaté.

Nous pensons que ce spécimen pourrait apporter des informations sur le passage du stade évolutif méso-suguienne au stade eosuguienne. Le petit dinosaure hypsilodontidé Valdosaurus (M. Sanz et al., 1984) a été identifié à partir de deux fragments fémoraux.

Enfin dans l'unité 6 a été reconnue la même association de Characées que dans l'unité 4, outre Clypeator combei et Tolypella sp.. Cette association est également commune dans le Barrémien inférieur de la Cordillère Ibérique.

Le gisement de Las Zabacheras

Cet emplacement a livré les restes les plus complets d'un Dinosaure Sauropode connu en Espagne, avec les gisements de l'Aptien inférieur de Morella (J.V. Santafe et al., 1981 ; J.L. Sanz et al., 1982). Le Sauropode de Las Zabacheras est un Braquio-Sauriné dont les premiers restes (éléments du squelette appendiculaire) furent décrits par A. de Lapparent en 1960). J.L. Sanz (1982) publie une pièce dentaire qu'il rapporte à cette même forme. Il s'agit d'une dent dont le degré d'usure est relativement élevé. La dentine exposée dans la région mésiale de l'extrémité présente de remarquables sillons produits par un matériau trophique dur. Les caractéristiques de cette pièce sont très semblables à celles du génotype Brachiosaurus, connu dans la formation Morrison et dans les couches de Tendaguru. Du matériel nouveau appartenant à ce Sauropode est en cours d'étude (collection J.M. Herrero, Galve). Il s'agit d'un fémur, une scapule, un isquion, une phalange unguale et cinq vertèbres caudales.

5.1.4. - LE JURASSIQUE DETRITIQUE - CARBONATE

La limite entre la Fm. Higuieruelas et les faciès terrigéno-carbonatés de l'unité 2 (fig. 2), est située approximativement dans un intervalle de 4 m de série stratigraphique. La transition se caractérise par l'apparition de matériel terrigène qui contamine les couches de carbonates et par la présence de niveaux marneux à stratification lenticulaire.

La succession du Jurassique détritico-carbonaté du Synclinal de Galve peut être divisée en 6 cycles d'épaisseur variable, comprise entre 9 et 36 m, formés par deux termes : l'un, au sein duquel prédominent les couches de carbonates et l'autre dans lequel prédominent les sédiments terrigènes.

Les termes carbonatés de ces cycles présentent des épaisseurs maximum comprises entre 6 et 7 m et montrent une continuité latérale dans les affleurements du synclinal de Galve. Entre les couches de carbonates se trouvent interstratifiées des couches de grès calcaireux.

Les termes des cycles au sein desquels prédominent les matériaux terrigènes ont une épaisseur minimum de 6 m et maximum de 29 m. Les corps les plus puissants (grès et conglomérats) offrent une géométrie de chenal ou lenticulaire.

Le passage entre les "faciès Purbeck" (unité 2 de la figure 2) et l'unité 3 est brusque. L'unité sus-jacente aux faciès Purbeck se caractérise par la prédominance de la couleur rouge, l'absence de niveaux carbonatés, la rareté des paléochenaux et la relative abondance de couches fines de grès et de stratification lenticulaire.

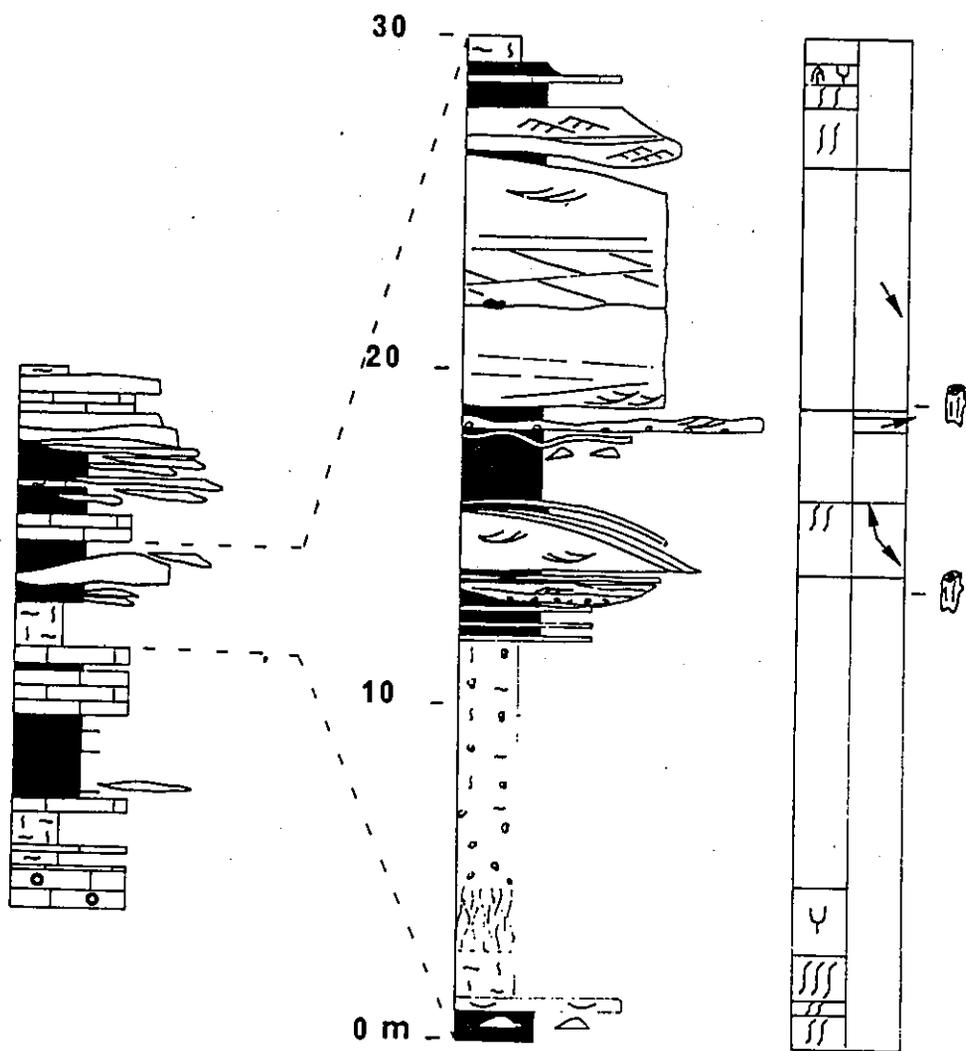


Fig. 5 - Série stratigraphique d'un ensemble de sédiments terrigènes dans lequel sont présents des corps sableux lenticulaires.

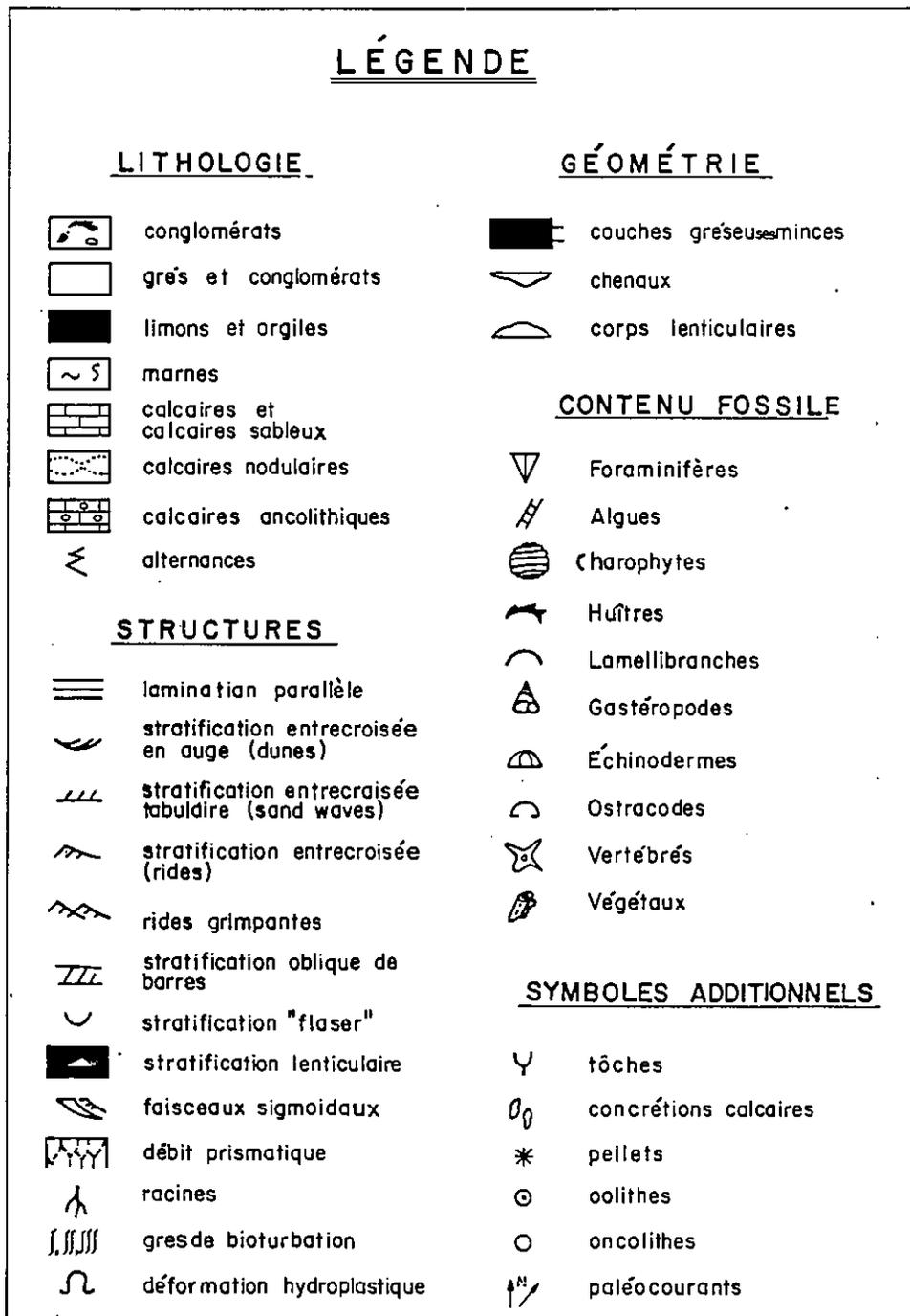


Fig. 6 - Légende commune aux figures 2 - 3 - 4 et 5.

5.1.4.1. - Les différents types de sédiments terrigènes

On peut distinguer deux grands groupes de sédiments terrigènes : les sédiments massifs et ceux qui présentent des structures tractives. Les sédiments massifs correspondent aux marnes, aux argiles, aux silts et aux grès très fins. Ils constituent la matrice qui englobe (ou s'inter-stratifie avec une structure lenticulaire) les couches de grès, les paléochenaux et les corps lenticulaires de grès.

Dans les sédiments massifs les couleurs vertes et rouges dominent. On trouve en outre des terres gris et d'autres dont les couleurs peuvent être attribuées à des processus d'hydromorphisme. Ils présentent parfois de la bioturbation, des nodules de carbonate ou des niveaux de carbonatation accompagnée de structures prismatiques, en relation probable avec des processus édaphiques.

Les niveaux moins puissants de grès sont ceux qui forment les strates lenticulaires et les couches d'épaisseurs variables, comprises entre 0,7 et 1 m, parfois cimentées par du carbonate. Dans ces couches la lamination parallèle est fréquente de même que les rides grimpanes, la stratification entrecroisée à petite échelle et la stratification "flaser". Parfois elles sont complètement bioturbées. Ces faciès se trouvent souvent associés verticalement en constituant normalement des séquences formées de dépôts à stratification lenticulaire et des dépôts gréseux au sein desquels prédomine la stratification "flaser". Les séquences se répètent verticalement en intervalles d'épaisseur variable qui peuvent atteindre 7 m. Elles sont interprétées comme des sédiments de replat de marée.

Les corps de conglomérats et de grès, à géométrie de chenal ou lenticulaire, sont différents les uns des autres. Ces différences se retrouvent tant dans les épaisseurs que dans les faciès.

- Les paléochenaux

L'épaisseur minimum du remplissage des chenaux est de 20 cm. Son épaisseur moyenne oscille entre 2 et 4 m et sa puissance maximum n'a pu être déterminée. La difficulté vient du fait que les affleurements présentent des chenaux imbriqués qui pourraient constituer le remplissage d'un chenal majeur ou bien être en partie une superposition de chenaux individuels. Cet aspect n'a pas pu être résolu dans tous les cas.

les conglomérats sont fréquents à la base du remplissage des chenaux. Ils atteignent des épaisseurs maximum de 80 cm et peuvent alterner avec des faciès gréseux. La composition des conglomérats englobe celle de tous les types de sédiments rencontrés dans la série stratigraphique, outre des Ostréidés, des Oncolithes, des fragments de végétaux et d'ossements de vertébrés. Ceci paraît indiquer que les conglomérats se sont formés aux dépens des matériaux du bassin sédimentaire lui-même. Bien que parfois apparaissent des lamines, ces conglomérats sont en général massifs et limités par des surfaces convexes.

Outre les conglomérats, le remplissage des chenaux comporte des grès dans lesquels apparaissent les structures ci-après : Lamination parallèle (dans le sable fin), stratification entrecroisée à grande échelle, plane et courbe, stratification entrecroisée à petite échelle, rides grimpanes et lamination de foreset interprétée en raison de son échelle, comme représentant la structure

interne de barres sableuses. L'épaisseur maximum des barres observées est de 2 m.

Le remplissage des chenaux peut être bioturbé et "édaphisé" à son sommet. On y trouve aussi fréquemment une déformation hydroplastique et une fluidification.

Dans les chenaux dont l'épaisseur de remplissage oscille entre 20 cm et 1 m, la stratification entrecroisée à petite échelle, à structure unique est dominante. Toutefois on y rencontre aussi des séquences "fining upward" qui débutent par un niveau de conglomérats. Dans le remplissage de ces chenaux apparaissent des surfaces d'érosion qui limitent les unités de comblement. Ces surfaces sont concavo-convexes.

Dans d'autres exemples de paléochenaux isolés prédomine l'accrétion verticale. Le remplissage présente alors des unités de dépôt tabulaires superposées, limitées par des surfaces horizontales (photo 1, Pl. II).

Les chenaux imbriqués atteignent des épaisseurs de 14 m. Dans ces dépôts les séquences "fining upward" ne sont pas fréquentes. Les surfaces faiblement concavo-convexes constituent un autre aspect caractéristique.

Dans les corps chenalisés des faciès Purbeck du synclinal de Galve prédominent les courants unidirectionnels bien que dans quelques exemples se manifeste une influence de courants de marée. Cette influence se traduit par la présence de stratification sigmoïdale (E. Mutti et al., 1984), formée par des "tidal bundles" à "bottons sets" très développés (J.H. Van Den Berg, 1980).

- Les corps lenticulaires

Les corps lenticulaires présentent des épaisseurs comprises entre 1,5 et 8 m et des largeurs de 2,5 à 100 m. Ils sont formés de sable moyen à fin, à lamination parallèle (sable de dimension moyenne) à stratification entrecroisée à petite échelle et lamination convexe. La lamination convexe apparaît limiter le toit de l'un de ces corps.

Les corps lenticulaires peuvent être considérés comme représentant l'aspect le plus problématique dans l'interprétation de ces faciès car leur géométrie est parfois d'origine nettement sédimentaire tandis que dans d'autres cas elle semble liée à un processus érosif (photo 2, Pl. II). Bien que dans les deux cas le résultat géométrique soit semblable, les corps lenticulaires de géométrie de dépôt se distinguent de ceux qui présentent une géométrie secondaire, d'origine érosive, par le fait que les premiers livrent une accrétion interne conforme à la géométrie externe. Au sein de ces dépôts la succession verticale des structures ne présente pas de tendance séquentielle tandis que ceux qui sont interprétés comme résultant d'érosion présentent aussi des cicatrices internes d'ablation. La base des corps lenticulaires est une surface érosive, normalement horizontale ou de tendance horizontale qui peut présenter un "lag" formé essentiellement de restes végétaux.

Dans les corps lenticulaires de plus grande extension latérale, la direction des paléocourants est approximativement parallèle à leur allongement. C'est la raison pour laquelle la géométrie relativement horizontale que présente la base de ces dépôts pourrait être due au fait qu'il s'agit de sections parallèles

au flux qui transportait le sédiment. Ces exemples présentent des caractéristiques qui peuvent être en partie intégrées dans un modèle de sédimentation fluviale : base érosive, cicatrices d'érosion internes et structures tractives unidirectionnelles. La géométrie lenticulaire externe est limitée par une surface irrégulière à profil localement concave, pouvant être interprétée comme résultant d'une érosion produite par l'encaissement de chenaux sur le corps sableux. Cette interprétation pourrait être étayée par le fait que l'on rencontre aussi des paléochenaux à remplissage sableux, imbriqués, au toit des corps lenticulaires. Les chenaux qui érodèrent probablement le toit des corps lenticulaires présenteraient une direction locale nettement oblique à celle de ces derniers dont ils érodent le comblement. L'érosion au toit de ces dépôts pourrait avoir été liée à la dynamique fluviale d'une plaine deltaïque.

Les corps lenticulaires à géométrie de dépôt forment un groupe de plus petite échelle dans l'ensemble des corps lenticulaires, avec une hauteur maximum de 2,5 m. Ces exemples sont rares. C'est pourquoi leur interprétation peut donner lieu à discussion. Toutefois, l'abondance des structures de courant et la présence de bases érosives nous incitent à interpréter quelques uns de ces corps comme des reliques de dépôts fluviatiles, des barres de chenaux qui ont été abandonnées avant que leur comblement ne fût assuré. L'abandon de chenaux expliquerait aussi la présence de restes de conglomérats et de grès relativement tabulaires malgré une base et un toit érosifs. La géométrie tabulaire du dépôt pourrait coïncider avec une coupe longitudinale de chenal.

5.1.4.2. - Les différents types de sédiments carbonatés

Les termes carbonatés apparaissent en couches, en général de grande continuité latérale, dont les épaisseurs varient entre 0,10 et 2 m.

Leurs caractéristiques en ce qui concerne la composition et la texture sont variables. On peut différencier quatre faciès fondamentaux à partir de la texture de dépôt, du contenu fossile et du contenu en quartz détritique. Les termes de transition entre ces différents faciès sont fréquents et il existe aussi des termes intermédiaires entre les sédiments carbonatés et les terrigènes.

Ces faciès sont les suivants :

A) Wackstones argileux à bioclastes, Characées, Lamellibranches, Gastéropodes et Ostracodes. Parfois apparaissent, associés à ce faciès, des niveaux de grainstone à pellets et bioclastes dont le contenu fossile est identique. On les interprète comme des sédiments déposés dans des mares d'eau douce.

B) Packstones à Wackstones à péloïdes et bioclasts, Echinodermes, Lamellibranches, Algues Chlorophycées et Foraminifères arénacés. La micritisation des bioclasts est très intense et il est possible que de nombreux péloïdes correspondent à des particules entièrement micritisées. Les sédiments sont fortement bioturbés. On les interprète comme des dépôts marins subtidaux, de salinité normale, accumulés dans des zones peu profondes.

C) Packstones riches en quartz terrigène, à péloïdes et bioclasts. La proportion de quartz à grain fin à très fin varie entre 7 et 30 %. Le contenu fossile comprend des Lamellibranches, des Foraminifères arénacés et des Ostracodes. La bioturbation est intense. Il s'agit de sédiments subtidaux déposés dans des eaux plus profondes, influencées par l'arrivée de terrigènes d'eau douce.

D) Grainstones à bioclasts et grains à enveloppes oolithiques. Parmi les restes organiques les plus fréquents apparaissent des Lamellibranches, des Algues Chlorophycées, des Serpulinés et des Foraminifères arénacés. Le contenu en quartz, de grain très fin, varie entre 4 et 10 %. Les bioclasts et les grains de quartz peuvent présenter des enveloppes oolithiques. Bien que la bioturbation soit intense, des restes de structures tractives telles que les laminations entrecroisées de petite échelle ont été conservées. On les interprète comme des sédiments marins déposés dans des eaux très peu profondes, soumises à l'action de courants et/ou des vagues.

Dans l'ensemble, le milieu de dépôt des sédiments carbonatés correspondrait à une baie développée dans la partie interne d'une plate-forme carbonatée très peu profonde.

Dans les secteurs et/ou périodes moins affectés par le système deltaïque, dans la baie, se déposèrent les faciès de type B. Les faciès C correspondraient à des sédiments déposés dans des zones proches du littoral, affectés par des courants tractifs. Dans les secteurs davantage influencés par les embouchures des chenaux distributeurs se déposeraient les faciès C. Les faciès A se déposeraient dans des étendues d'eau douce établies sur la plaine littorale proprement dite.

On voit aussi apparaître, en relation avec les termes sédimentaires carbonatés, des grès calcaires à grain fin en couches de 20 à 60 cm d'épaisseur. Ils présentent une bioturbation intense. Cependant on peut parfois observer des vestiges de structures tractives comme la lamination parallèle et la lamination entrecroisée à petite échelle. Il s'agit de sédiments d'embouchure des chenaux distributeurs, profondément modifiés par la bioturbation.

5.1.5. - DISCUSSION - CONCLUSIONS

Le passage de la plate-forme carbonatée (Fm. Higuieruelas) à la plate-forme mixte (Jurassique détritique - carbonaté) représente un changement dans la sédimentation dont la caractéristique la plus évidente est l'apport de matériaux terrigènes dans le bassin. Cette arrivée se produit comme conséquence de la réactivation tectonique associée à la période de perturbation de l'étape de flexure de l'aulacogène ibérique (R. Capote et al., 1982).

Les types de sédiments terrigènes des cycles sont interprétés comme des dépôts de plaine deltaïque. Dans cette plaine, les processus fluviaux dominaient, malgré l'influence réelle des marées. Les chenaux de la plaine deltaïque offraient une basse sinuosité ; ils étaient actifs et abandonnés. Les différences de profondeur et de largeur entre les chenaux qui se traduisent dans les géométries et les épaisseurs de leur remplissage tout au long de la succession, peuvent indiquer que le système de dépôt était formé de chenaux distributeurs multiples. Ces chenaux furent soumis à des modifications fréquentes qui provoquèrent leur abandon et l'érosion des dépôts préliminaires. On interprète les couches de grès fin, généralement massives et bioturbées qui s'interstratifient dans les sédiments carbonatés de la baie comme des dépôts d'embouchure de ces chenaux. Cette interprétation est distincte de celle qui a été antérieurement proposée (M. Diaz et al., 1984).

La progradation et/ou le déplacement latéral du système deltaïque serait responsable de la distribution horizontale des faciès carbonatés. Les

sédiments de baie peuvent être interprétés comme déposés sous très faible tranche d'eau. Par conséquent, l'alternance des sédiments de plaine deltaïque avec ceux de baie ne doit pas impliquer une oscillation très accusée du niveau de la mer. La superposition verticale des deux groupes de faciès peut être expliquée par des progradations temporelles de la plaine deltaïque suivies d'un arrêt, au moins dans des aires localisées. La subsidence et/ou la compaction pourrait avoir conditionné l'invasion suivante de l'environnement de baie sur ces dépôts.

5.2. - LE JURASSIQUE SUPERIEUR DE CALANDA (Province de Teruel) (F. ATROPS et G. MELENDEZ)

Résumé

Ce travail comprend l'étude biostratigraphique des matériaux du Jurassique supérieur des environs de Calanda (Chaînes Ibériques Nord-orientales) dans plusieurs affleurements entre Calanda et Mas de las Matas. La limite Callovien-Oxfordien est marquée par une importante lacune affectant le Callovien moyen et supérieur et l'Oxfordien inférieur et moyen (p.p.). Les associations successives d'Ammonites reconnues permettent de caractériser les différentes biozones de l'Oxfordien moyen et supérieur et du Kimmeridgien, le Tithonique basal ayant été caractérisé également par des Ammonites. Les successions d'Ammonites sont tout à fait semblables à celles observées dans d'autres régions d'Europe méridionale (province sous-mésogéenne).

5.2.1. - INTRODUCTION - HISTORIQUE

Le Jurassique supérieur des environs de Calanda a fait l'objet d'étude par de nombreux auteurs, depuis le travail classique de A. Dereims (1898). On peut remarquer entre les plus importants ceux de P.F. Bulard (1971, 1972), P.F. Bulard et al. (1971), Ph. Marin (1977), O.F. Geyer et F. Pelleduhn (1979). La présence dans cette région d'un Kimmeridgien à Ammonites, plus spécialement des Zones à Platynota et Hypselocyclum a été signalée plusieurs fois, bien que les données stratigraphiques et paléontologiques restaient imprécises. Récemment nous avons étudié (F. Atrops & G. Melendez, 1984) en détail la succession faunistique du Kimmeridgien dans cette localité à l'affleurement du "Val de la Piedra" (CVP. 1 - fig. 7), en citant pour la première fois la présence de matériaux attribuables au Tithonique basal (Zone à Hibonotum). En plus, l'Oxfordien de la région de Calanda a fait l'objet d'une étude dans la thèse de Doctorat de l'un de nous (G. Melendez 1984).

Dans ce travail sont décrits les matériaux et les successions faunistiques de l'Oxfordien dans les affleurements CA.1, CA.2, et CA.3 (fig. 8), situés le long de la route locale qui relie Calanda et Mas de las Matas (fig. 7). Le Kimmeridgien a été étudié dans l'affleurement de Val de la Piedra (CVP.1), situé dans les reliefs qui dominent ce ravin au Km 10 de la même route, et a été signalé par nous comme la coupe-type pour le Kimmeridgien de cette région.

5.2.2. - STRATIGRAPHIE

5.2.2.1. - Oxfordien

Dans les environs de Calanda l'Oxfordien est représenté par un ensemble de calcaires gris-jaunâtre, ou rougeâtre (affleurement CA.3) qui, normalement, ne dépassent pas les 7 m d'épaisseur, stratifiés en bancs réguliers, de 10 à 40 cm avec des intercalations marneuses d'épaisseur centimétrique, puis décimétrique (à la partie supérieure). La macrofaune est normalement abondante: Spongiaires, Crinoïdes, Brachiopodes, Lamellibranches. Les Ammonites sont normalement plus rares, bien que dans quelques niveaux de remaniement elles puissent être localement plus abondantes. D'autres macrofossiles (Echinides, Gastéropodes, Bélemnites) sont plus exceptionnels. Les successions d'Ammonites observées permettent de mettre en évidence dans ces matériaux les biozones successives d'Ammonites de l'Oxfordien moyen et supérieur : Zone à Transversarium, (sous-Zones à Wartae et à Schilli), Bifurcatus (sous-Zones à Stenocycloïdes et à Grossouvrei), Bimammatum (sous-Zones à Hypselum, Bimammatum, et ? Hauffiaunum), et Planula (sous-Zones à Planula et Galar). La succession détaillée des faunes d'Ammonites est exposée dans la figure 8.

- Affleurement CA.1

Dans le km 7.4 de la route qui relie Calanda et Mas de las Matas les matériaux du Callovien et de l'Oxfordien affleurent, presque verticaux, perpendiculaires à la route, entre deux failles de direction générale NW-SE. Au-dessus d'un ensemble de presque 10 m d'épaisseur des calcaires rouges en bancs épais, qui ont été attribués partiellement au Callovien (P.F. Bulard et al., 1971), on peut observer un niveau de 5 à 20 cm d'épaisseur de calcaires beige rougeâtre à oolithes ferrugineuses où l'on a trouvé de rares Ammonites attribuables au Callovien inférieur. Puis vient un intervalle de 6 m de calcaires gris-beige, glauconieux, stratifiés en bancs réguliers de 10 à 40 cm, avec des intercalations de marnes grises, progressivement plus épaisses vers le sommet. La macrofaune est relativement fréquente (Spongiaires, Crinoïdes). Les Ammonites sont extrêmement peu abondantes, n'ayant été trouvés que de rares échantillons d'Orthosphinctes (Orth.) gr. polygyratus (REINECKE) au sommet de la série calcaire (= niveau CA.1/44). Ce niveau finit avec une surface irrégulière où l'on observe des concentrations d'oxyde de fer et des perforations occasionnelles.

Au-dessus des calcaires glauconieux vient une vire marneuse de 0.8 à 1 m d'épaisseur où l'on n'a pas trouvé d'Ammonites. Ensuite, dans les premiers bancs de la série suivante, de calcaires jaunes lithographiques, on a trouvé un échantillon d'Orthosphinctes (Ardescia) desmoides (WEGELE). Ces calcaires lithographiques sont interrompus dans cet affleurement par une faille.

- Affleurement CA.2

En remontant vers le NW, sur à peu près 500 m, par le ravin de la "Fuente del Rincon", au même point de l'affleurement CA.1, on peut voir les calcaires gris-jaunâtre du Dogger, qui forment une forte corniche, et ensuite, les calcaires beiges à jaune clair de l'Oxfordien -Kimmeridgien.

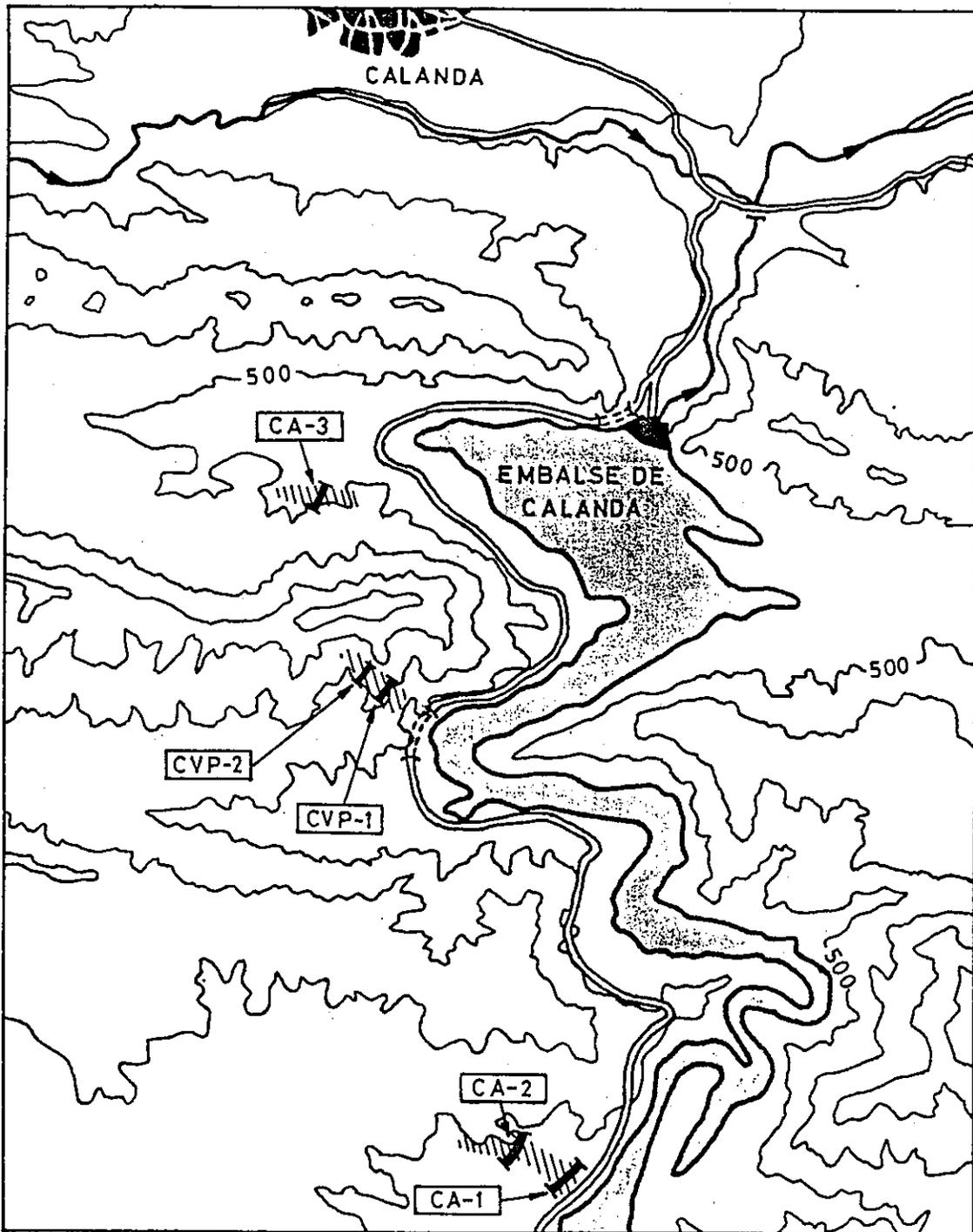


Fig. 7 - Situation géographique des affleurements étudiés

Au-dessus du niveau oolithique (niveau CA.2/00), de 20 cm de calcaire rougeâtre avec de grosses oolithes ferrugineuses, et avec de rares Ammonites du Callovien inférieur vient une série de 5 m de calcaires gris-beige, glauconieux stratifiés en bancs réguliers de 10 à 40 cm, avec de petites intercalations plus délitées, d'épaisseur normalement centimétrique. Les bancs ont été numérotés de 2 (= premier niveau calcaire) à 50 (= dernier banc avant l'intervalle marneux supérieur). La macrofaune est relativement abondante : Spongiaires, Crinoïdes, Lamellibranches, Brachiopodes. Les Ammonites sont plus rares, bien que dans certains niveaux elles puissent être localement plus fréquentées. Les niveaux 48 et 50, avec d'abondants fragments et/ou des moules partiels d'Ammonites, peuvent offrir un aspect lumachellique.

• Oxfordien moyen

Entre les niveaux CA.2/2 et CA.2/20 les associations successives d'Ammonites étudiées ont permis de caractériser les différentes biozones de l'Oxfordien moyen. La zone à Antecedens pourrait être représentée dans le niveau CA.2/2 où l'espèce Passendorferia (Pass.) tenuis (ENAY) a été ramassée. Le niveau CA.2/4, avec Ochetoceras canaliculatum (V.BUCH), doit être déjà assigné à la Zone à Transversarium, sous-Zone à Wartae. Entre les niveaux CA.2/8 et CA.2/10 on a trouvé Larcheria des groupes Schilli (OPPEL)-subschilli (LEE) avec des Trimarginites (? gr. stenorhynchus (OPPEL)), c'est une association qui caractérise de façon générale la sous-zone à Schilli, de la zone à Transversarium.

Entre les niveaux CA.2/10 et CA.2/16 on a trouvé de fréquents échantillons de Perisphinctes (Dichotomoceras) d'enroulement évolutive et de taille moyenne, proches de P.(D)stenocycloides SIEMIRADZKI, avec Trimarginites gr. stenorhynchus (OPPEL) et Glochiceras sp., qui différencient la zone à Bifurcatus, sous-zone à Stenocycloides. Remarquons l'absence des représentants des Dichotomoceras de grande taille (= gr. bifurcatoides ENAY), ce qui pourrait indiquer l'existence d'une lacune, correspondante à l'horizon basal de cette sous-zone (= Horizon à bifurcatoides, G. Meléndez, 1984) dans cette localité. Les niveaux 18 et 20 ont déjà livré de fréquents échantillons de P. (Dichotomoceras) des groupes bifurcatus (QUENSTEDT)-crassus ENAY, à petite taille, c'est à dire des formes qui, dans les Chaînes Ibériques, caractérisent la sous-zone à Grossouvrei.

• Oxfordien supérieur

Les niveaux CA.2/20 à CA.2/32 n'ont livré que de rares exemplaires d'Ochetoceras des groupes raixense-basseae FRADIN. Donc, cet intervalle pourrait être encore assigné à la sous-zone à Grossouvrei, ou bien, à la partie inférieure de la zone à Bimammatum (= sous-zone à Hypselum). En faveur de cette dernière interprétation viendrait la disparition brutale observée des représentants du genre Perisphinctes (Dichotomoceras), ce qui arrive normalement à la partie basale de la zone à Bimammatum. Entre les niveaux CA.2/36 et CA.2/44 on a ramassé quelques exemplaires d'Ochetoceras marantianum (D'ORBIGNY), avec quelques formes d'Orthosphinctes (Orthosphinctes) et Orth. (Pseudorthosphinctes), avec quelques rares exemplaires de Physodoceras. Cet intervalle doit donc être déjà assigné aux sous-zones Bimammatum et Hauffianum, la limite exacte entre celles-ci ne pouvant, pour le moment, pas être tracée.

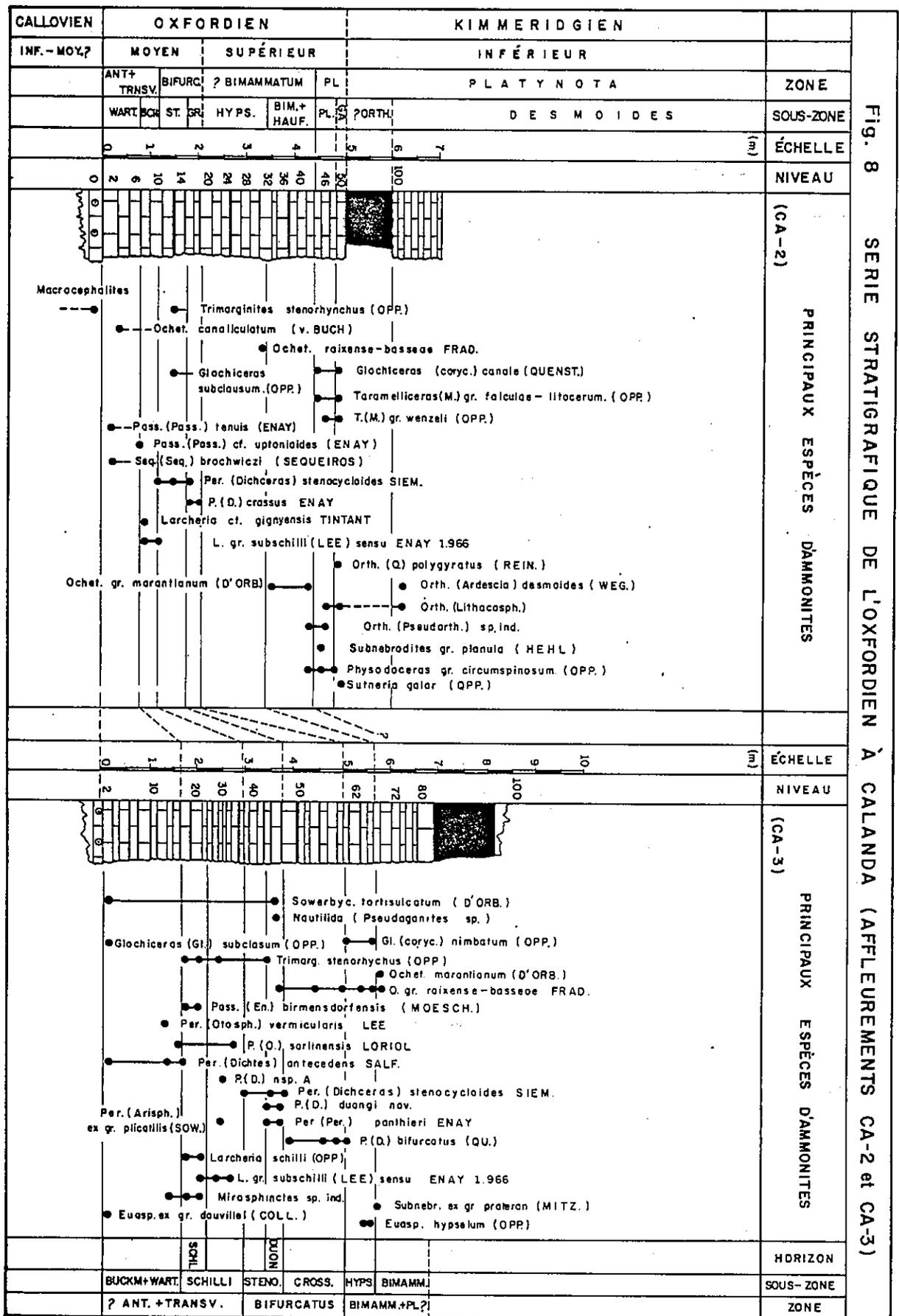


Fig. 8 SERIE STRATIGRAPHIQUE DE L'OXFORDIEN À CALANDA (AFFLEUREMENTS CA-2 et CA-3)

Les niveaux CA.2/46 et CA.2/48, de calcaire marneux, glauconieux, ont livré une macrofaune très abondante : Brachiopodes, Lamellibranches, et de nombreuses Ammonites, la plupart fragmentaires. Notons quelques exemplaires de Subne broditex proches du groupe de S. planula (HEHL), permettant de caractériser la zone à Planula. On a trouvé, en outre, de nombreux exemplaires de Taramelliceras (Metahaploceras), des groupes litocerum-falculae (OPPEL) ; Glochiceras (Lingulaticeras), Orthosphinctes et Physdoceras gr. circumspinosum (OPPEL).

Au dernier niveau (CA.2/50), couronné par une surface irrégulière avec des concentrations locales d'oxydes de fer et de probables traces de remaniement (des moules fracturés, orientation et remplissage différents des fossiles, etc...), on remarque avec un ensemble faunistique tout à fait comparable au précédent, la présence d'Orthosphinctes (Orth.) polygyratus (REINECKE), et Sutneria galar (OPPEL), ce qui permet déjà de placer ce niveau dans la sous-zone à Galar.

La limite Oxfordien-Kimmeridgien ne peut pas être située exactement en raison de l'absence, jusqu'à présent, de Sutneria platynota (REINECKE). Cependant, la présence dans l'intervalle marneux supérieur, dans les environs de cette localité, de quelques représentants d'Orthosphinctes polygyratus morphotype pseudopolyplocoïdes GEYER pourrait justifier déjà d'assigner cet intervalle au Kimmeridgien basal (zone à Platynota, sous-zone à "Orthosphinctes", Atrops 1982). Les calcaires lithographiques susjacentes avec Sutneria platynota (REINECKE) et Orth. (Ardescia) desmoides (WEGELE) sont, par conséquent rapportés à la sous-zone à Desmoides.

- Affleurement CA.3

Il se trouve au bord du chemin vicinal qui relie la route de Calanda-Mas de las Matas et Foz Calanda. Dans le versant S. d'une des écailles de chevauchement qui affectent les matériaux mésozoïques dans cette région, peuvent être observées les couches verticales de l'Oxfordien, d'une couleur rouge vif. Elles forment de grandes dalles avec de grandes surfaces d'exposition, permettant donc une bonne exploitation des bancs.

A la base de cette série rouge, on voit un niveau d'affleurement médiocre, de 20-25 cm de calcaire beige-jaunâtre (oobiomcrite à filaments), avec de petites oolithes ferrugineuses, d'environ 1 mm de diamètre. Il a livré de rares exemplaires de Macrocephalites sp.. Ensuite vient une série de 6,5-7 m de calcaires rouges, en bancs réguliers, avec des surfaces ondulées et de 15-30 cm d'épaisseur, et avec de minces intercalations plus délitées beige-rouge. La macrofaune est abondante dans toute la série : Spongiaires, Crinoïdes, Echinidés, Lamellibranches et Brachiopodes. Les Ammonites sont normalement fréquentes, localement plus abondantes. Les couches ont été numérotées de 2 à 80, de façon semblable à celle de la coupe CA.2. Les associations d'Ammonites étudiées ont permis de caractériser les différentes biozones de l'Oxfordien moyen et supérieur (zone à Bimammatum).

. Oxfordien moyen

Entre les niveaux CA.3/2 et CA.3/14 ont été ramassés quelques échantillons, de détermination douteuse, qui pourraient être interprétés comme des

Dichotomosphinctes, proches de quelques morphotypes densicostés de Per.(Dichtes)antecedens SALFELD (in Enay 1966). Par conséquent, ces niveaux pourraient être assignés encore à la zone à Antecedens, de l'Oxfordien moyen. Cependant les arguments ne sont pas encore suffisamment concluants. Les niveaux CA.3/14 à CA.3/18 ont déjà livré de fréquents Per.(Otosphinctes) des groupes vermicularis LEE-sorlinensis LORIOL, ce qui permet d'attribuer ces couches à la zone à Transversarium, sous-zone à Wartae, malgré l'absence jusqu'à présent, de l'espèce index : Per.(Dichtes) wartae BUKOWSKI. Au niveau CA.3/18 on a ramassé Larcheria schilli (OPPEL). Ce genre devient très abondant entre les niveaux CA.3/18 et CA.3/38, sa présence permettant de limiter avec précision la sous-zone à Schilli. L'espèce L. schilli OPPEL est spécialement fréquente aux niveaux 18 à 22. Au-dessus on trouve surtout des formes de taille plus grande, proches de L. subschilli (LEE). Cela permet de distinguer localement, dans cette localité, les deux Horizons définis récemment pour cette sous-zone par l'un des auteurs (G. Melendez, 1984).

Entre les niveaux CA.3/38 et CA.3/60 on trouve d'abondants représentants de Per.(Dichotomoceras), avec différentes formes de Sowerbyceras, Trimarginites, et Glochiceras, permettant de bien caractériser la Zone à Bifurcatus. La succession d'espèces de Dichotomoceras permet de distinguer facilement les deux sous-zones classiques, à Stenocycloides et à Grossouvrei. La première est représentée entre les niveaux 38 et 48, où l'on a récolté Per. (Dichceras) stenocycloides avec d'abondants représentants de Per. (Dichceras) duongi MELENDEZ qui caractérisent l'Horizon supérieur de cette sous-zone. Remarquons aussi l'absence, à ce jour, de l'Horizon basal, à bifurcatoides, caractérisé par les formes de grande taille de l'espèce Per. (Dichceras) bifurcatoides ENAY.

Entre les niveaux 48 et 60 on trouve des Dichotomoceras des groupes bifurcatus (QUENSTEDT) - crassus ENAY avec des nombreux Ochetoceras des groupes raixense-basseae FRADIN, caractérisant la sous-zone à Grossouvrei.

. Oxfordien supérieur

Du niveau 62 jusqu'à 68 on a récolté, avec des Glochiceras des groupes tectum - nimbatum (OPPEL) et de fréquents Ochetoceras des groupes raixense-basseae FRADIN, quelques exemplaires d'Euaspidoceras hypselum (OPPEL), en même temps que les représentants du genre Perisphinctes semblent disparaître de façon brutale. Cet intervalle est, donc, attribué à l'Oxfordien supérieur, zone à Bimammatum, sous-zone à Hypselum. La sous-zone à Bimammatum a été caractérisée dans les niveaux 68 à 72, où l'on a ramassé Ochetoceras marantianum (D'ORBIGNY), et quelques représentants de Subnebrodites proches du groupe proteron (NITZOPOULOS). Dans les niveaux supérieurs (CA.3/72 à CA.3/80), les mauvaises conditions d'affleurement et la pauvreté de faune d'Ammonites rendent impossible la caractérisation de l'Oxfordien terminal ou la position exacte de la limite Oxfordien-Kimmeridgien.

Au-dessus de la série calcaire vient un intervalle argilo-marneux, rougeâtre, de 1.5 m d'épaisseur maximum, lenticulaire, qui pourrait être l'équivalent de celui décrit aux affleurements CA.1 et CA.2, rapporté au Kimmeridgien basal. La faune d'Ammonites dans cet intervalle est réduite à quelques fragments, identifiés comme Orthosphinctes (?) sp.

5.2.2.2. - Kimmeridgien - Tithonique inférieur

Le Kimmeridgien de la région de Calanda a fait le sujet d'une récente étude détaillée par les auteurs (F. Atrops G. Meléndez 1984). La coupe de Val de la Piedra, située sur la bordure Sud du "Macizo del Morron", dans la corniche qui descend jusqu'au tunnel du km. 10 de la même route de Calanda à Mas de las Matas, désignée comme coupe-type pour cette région, offre une bonne vue d'ensemble du Kimmeridgien-Tithonique inférieur de cette aire.

- Kimmeridgien inférieur

La vire marneuse surmontant le calcaire à Spongiaires de l'Oxfordien est déjà rapportée à la zone à Platynota, sous-zone à Orthosphinctes par la présence d'Orthosphinctes (Ortho.) polygyratus, morphotype pseudopolyplocoïdes GEYER et Nebrodités hospes (NEUMAYR).

Au-dessus de l'Intervalle marneux, vient une série de 10 m d'épaisseur de calcaires beige-jaunâtre, à l'aspect lithographique (niveaux 10 à 30-b), en bancs réguliers, de 15 à 110 cm avec de minces intercalations marneuses. Ces bancs ont livré une abondante faune d'Ammonites, qui caractérise le Kimmeridgien inférieur, zones à Platynota et à Hypselocyclum. L'espèce Sutneria platynota (REINECKE) a été récoltée à la partie inférieure de la série. Au sommet (niveau 30-b), on a trouvé une association qui caractérise déjà la Zone à Divisum (fig. 9).

La sous-zone à Desmoides est représentée entre les niveaux 10 et 16 où l'on a trouvé d'abondants Orthosphinctes (Ardescia) desmoides desmoides (WEGELE), Orth. (Ard.) desmoides quenstedti ATROPS, Orth. (Ard.) enayi ATROPS et Orth. (Lithacosphinctes) pseudoachilles (WEGELE). Cette association permet de caractériser nettement l'Horizon à Enayi.

La sous-zone à Guilherandense est reconnue entre les niveaux 17 et 19, au-dessus du niveau où ont été ramassés les premiers Ataxioceras (Schneidia). L'espèce Atax. (Schn.) guilherandense ATROPS est présente, avec différentes formes d'Ataxioceras (Parataxioceras) et Atax. (Ataxioceras), typiques de cette sous-zone.

Entre les niveaux 20 et 27 les Ammonites deviennent notamment plus rares. On n'a trouvé que certaines formes de Taramelliceras et quelques Ataxioceras essentiellement comparables à ceux de la sous-zone à Guilherandense. Dans les niveaux 28 à 30-a (1 m d'épaisseur), avec des surfaces de stratification irrégulières, la macrofaune devient plus abondante. Les Ammonites présentent des états de conservation différents, et sont orientées dans toutes les directions. On a trouvé, avec Sutneria cyclodorsata (MOESCH), un ensemble d'espèces d'Ataxioceras qui permettent de caractériser la zone à Hypselocyclum (sous-zone à Lothari). On remarque spécialement la présence d'Ataxioceras (Atax.) hypselocyclum hypselocyclum (FONTANNES), Atax. (Paratax.) lothari lothari (OPPEL), Atax. (Paratax.) hippolyttense ATROPS, avec les premiers Crussoliceras et Garnierisphinctes, déjà présents à la partie supérieure de cette zone (F. Atrops, 1982). Les remarques concernant l'état de conservation des fossiles et la morphologie des couches font qu'on ne peut pas exclure la possibilité de remaniements dans ces niveaux. Ces remaniements ne sont néanmoins pas nettement démontrés.

L'association rencontrée au niveau 30-b, couronné par une surface perforée très nette, comprend des nombreux Crussoliceras et Garnierisphinctes, qui permettent de bien caractériser la zone à Divisum.

- Kimmeridgien supérieur - Tithonique inférieur

Ils sont représentés dans une épaisse série de 50 m de marnes blanches ou beiges à la base, et de calcaires gris-orange, très compacts, avec de fines intercalations marneuses qui forment un fort ressaut au-dessus de la série des calcaires jaunes du Kimmeridgien inférieur (fig. 9).

L'intervalle marneux inférieur (12,5 m), avec de fréquents Aspidoceras acanthicum (OPPEL) et Progeronia (Hugueninsphinctes) des groupes licitor (FONTANNES) - breviceps (QUENSTEDT), est assigné à la zone à Acanthicum.

Ensuite, la série des calcaires gris, massifs, de presque 40 m d'épaisseur, forme une forte falaise, visible depuis la route. L'association trouvée dans les 7 m inférieurs est de nature tout à fait semblable à la précédente. Notons la présence de Sutneria cyclodorsata (MOESCH). Au-dessus, viennent 20 m de calcaires semblables, stratifiés en bancs épais. La présence de Taramelliaceras klettgovianum (WURTTENBERGER), et de Sutneria eumela (D'ORBIGNY) permet d'individualiser la zone à Eudoxu.

Au-dessus, le niveau 88-b, un gros banc de calcaires marneux, a livré différentes espèces de Lithacoceras (Lithacoceras), Lith. (Subplanites) et Lith. (Virgalithacoceras) qui caractérisent déjà le Tithonique basal (zone à Hibonotum). Par conséquent les derniers bancs de cette épaisse série calcaire sont rapportés au Tithonique.

5.2.3. - CONCLUSIONS

Dans le secteur de Calanda-Mas de las Matas, le Jurassique supérieur s'est développé sous faciès calcaire. Il s'agit du seul secteur des Chaînes Ibériques où le Tithonique à Ammonites a été reconnu jusqu'à présent.

Les matériaux oxfordiens montrent une remarquable réduction d'épaisseur par rapport à d'autres régions proches des Chaînes Ibériques (G. Meléndez, 1984). Cependant, les associations successives d'Ammonites reconnues permettent de caractériser la plupart des zones et sous-zones de l'Oxfordien moyen et supérieur. D'autre part, les données paléontologiques ont permis de mettre en évidence une importante lacune, généralisée dans toutes les Chaînes Ibériques (G. Meléndez, 1984), et qui dans cette localité, affecte le Callovien moyen et supérieur et l'Oxfordien inférieur et moyen (p.p.). La sédimentation est réétablie à l'Oxfordien moyen, plus probablement avec la zone à Transversarium, sous-zone à Wartae.

L'Oxfordien terminal est représenté dans un niveau de remaniement où, associées à quelques éléments caractéristiques de la sous-zone à Galar, ont été trouvées des formes appartenant aux sous-zones ? Hauffianum et Planula. Cependant, ces dernières montrent des évidences probables de remaniement. L'intervalle marneux susjacent, qui constitue l'équivalent latéral de la Formation des "Marnes de Sot de Chera", doit déjà être rapporté au Kimmeridgien basal (zone à Platynota, sous-zone à Orthosphinctes).

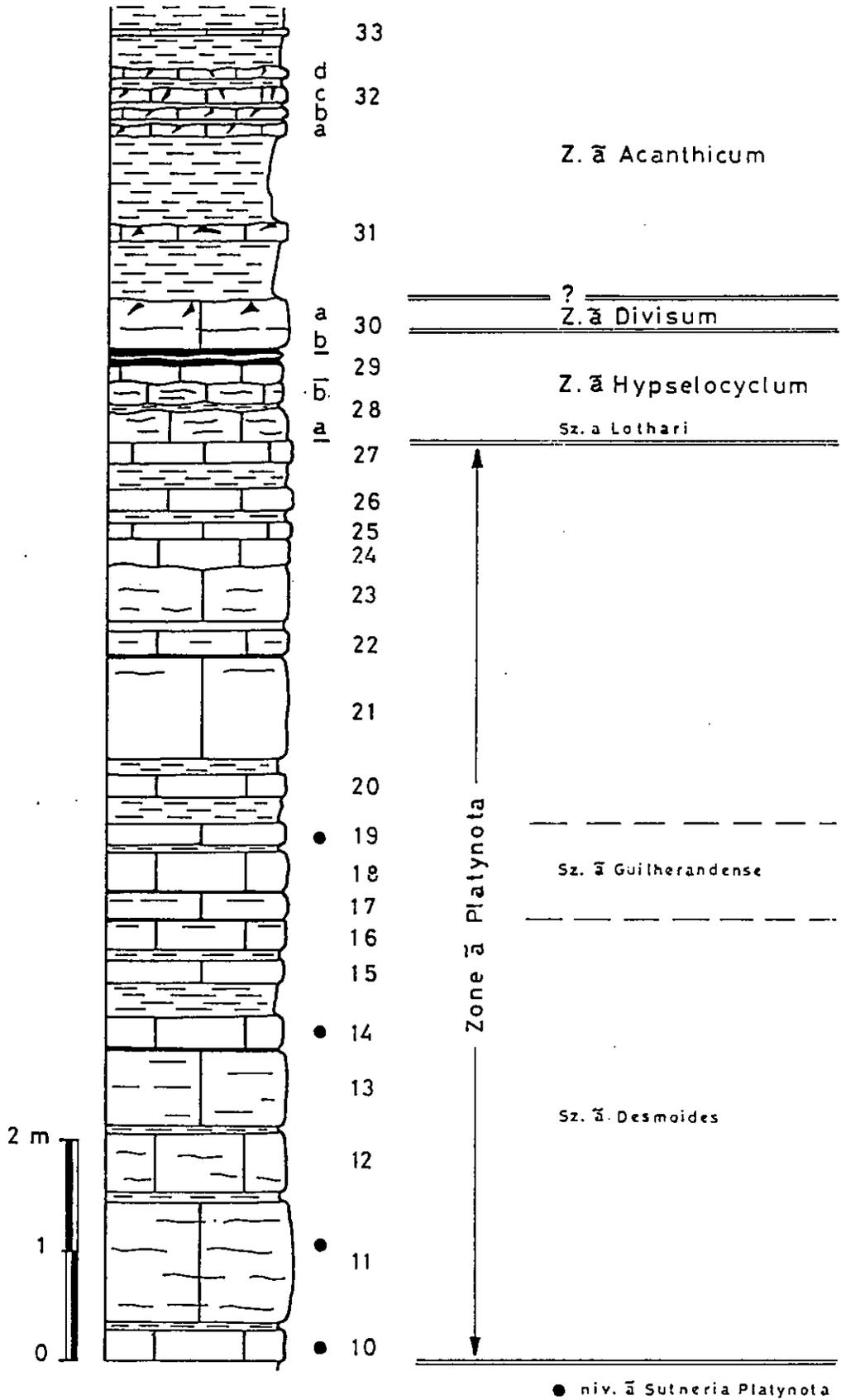


Fig. 9 - Série stratigraphique de Val de la Piedra : CVPI (Kimmeridgien inférieur).

Le reste du Kimmeridgien inférieur est représenté par des calcaires jaune clair, lithographiques. La zone à *Platynota* présente un développement plus important, les trois sous-zones établies par F. Atrops (1982) dans le SE de la France ayant été bien reconnues. Les zones à *Hypselocyclum* et à *Divisum* sont moins développées et n'ont pu être caractérisées que partiellement. Les couches où elles sont mises en évidence pourraient correspondre à des niveaux de remaniement.

Le Kimméridgien supérieur, moins riche en faune, est représenté par une série très épaisse, bien que les niveaux à Ammonites soient généralement rares. La Zone à *Beckeri* n'a pas encore été caractérisée avec certitude, par Ammonites.

Les associations d'Ammonites rencontrées dans le Kimmeridgien de Calanda sont bien semblables à celles connues traditionnellement dans le SE de la France et dans le Sud de l'Allemagne (Souabe-Franconie). La succession d'Ataxioceratinae montre également de grandes similitudes avec celles récemment décrites par F. Atrops (1982) dans le SE de la France. Les mêmes ensembles spécifiques et les mêmes processus évolutifs y ont en effet été reconnus (F. Atrops & G. Meléndez, 1984).

Remerciements

Ce travail a été réalisé grâce à l'aide financière de l'Instituto de Estudios Turolenses (IET), Teruel.

*
* *

BIBLIOGRAPHIE

- ATROPS F. (1979-82) "La Sous-Famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimmeridgien inférieur du Sud-Est de la France. Systématique, évolution, chronostratigraphie des genres Orthosphinctes et Ataxioceras". Doc. Lab. Géol. Lyon, 83, 463 pp. 64 fig. 54 Tabl. 45 Pl.
- ATROPS F., MELENDEZ G. (1984). "Kimmeridgian and Lower Tithonian of the Calanda-Bergé Region (Iberian Chain, Spain) : Some Biostratigraphic remarks" Int. symp. Jur. Str. Erlangen 1984.
- BULARD P.F. (1971) "La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure NE des Chaînes Ibériques", Cuad. Geol. Ib. 2, pp. 425-438.
- BULARD P.F. (1972) "Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)". Thèse offset 2 vol. 702 pp., 100 fig. 39 Pl. Nice.
- BULARD P.F., CANEROT J., GAUTHIER F., VIALARD P. (1971) "Le Jurassique de la partie orientale des chaînes ibériques. Aperçu stratigraphique et paléobiogéographique". Cuad. Geol. Ib. 2, pp. 333-344.
- BUSCALIONI A., BUFFETAUT E. y SANZ J.L. (1984) : An immature specimen of the crocodylian Bernissartia from the Lower Cretaceous of Galve (Province of Teruel, Spain). Paleontology 27 (4) : 809-813. London.
- CAPOTE R., DIAZ-MOLINA M., GABALDON V., GOMEZ J.J., SANCHEZ DE LA TORRE L., RUIZ P., ROSELL J., SOPENA A., y YEBENES A. (1982) : Evolucion sedimentologica y tectonica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Temas Geologico-Mineros, 5, T I, 290 pp., T II, 100 figs. Madrid.
- DEREIMS A. (1898) "Recherches géologiques dans le Sud d'Aragon". Thèse Paris. Ann. Str. Pal. Lab. Géol. Fac. Sc. Paris, 11, 199 pp., 46 fig., 2 cartes. Lille.
- DIAZ M., YEBENES A., GOY A. y SANZ J.L. (1984) : "Landscapes inhabited by Upper Jurassic-Lower Cretaceous archosaurs (Galve, Teruel, Spain). Third Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Short Papers. 67-72, Tübingen.
- FELGUEROSO COPPEL C. y RAMIREZ DEL POZO J. (1971) : Estratigrafia del Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo). Cuad. Geol. Ibér., 2 : 439-488, 5 - 7 lams. Madrid.
- FRIEND P. (1978) : Distinctive features of some ancient river systems, in Miall, A.D., ed., Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, 531-542.

- GAUTIER F. (1968) : Sur la stratigraphie et les faciès du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au Nord de Teruel (Espagne). C.R. Somm. Soc. géol. France, 2, 43-44, Paris.
- GEYER O.F., PELLEDUHN R. (1979) "Sobre la estratigrafia y la facies espongiolítica del Kimmeridgiense de Calanda (Prov. Teruel)". Cuad. Geol. 10, 1981, pp. 67-72, 4 Figs.
- LAPPARENT A.F. DE (1960) : Los dos dinosaurios de Galve. Teruel. 24, 177-197.
- MARIN Ph. (1977) "Macropaleontologia", in : MAGNA, 1/50.000, Hojas 494 (Calanda) y 495 (Castelseras). IGME.
- MELLENDEZ G. (1984) "El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica. I. Bioestratigrafía, II. Paleontología : (Perisphinctidae, Ammonoidea)". Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid 825 pp. 75 figs. 62 lams.
- MUTTI E., ALLEN G.P. y ROSELL J. (1984) : Sigmoidal cross stratification and sigmoidal bars : depositional features diagnostic of tidal sandstones, 5 th European Regional Meeting of Sedimentology, I.A.S. Abstracts, 312-313. I.A.S. Marseille.
- SANTAFE J.V., CASANOVAS M.L., SANZ J.L. y CALZADA S. (1981 : Un nuevo yacimiento de Dinosaurios en el Apteniense inferior de Morella (Castellon). Acta Geol. Hisp. 16 (3), 139-143. Barcelona.
- SANZ J.L. (1982). A Sauropod Dinosaur tooth from the Lower Cretaceous of Galve (Province of Teruel, Spain), Geobios 15 (6), 943-949. Lyon.
- SANZ J.L. (1984) : Las faunas españolas de dinosaurios I Congreso Esp. de Geología 1, 497-947. Lyon.
- SANZ J.L., CASANOVAS M.L., SANTAFE J.V. y CALZADA S. (1982) : II Paleontología. En : "Geología y Paleontología (Dinosaurios) de las Capas Rojas de Morella (Castellon, España). Dip. Prov. Castellon y Dip. Barcelona, pp. 71-169.
- SANZ J.L., BUSCALIONI A., CASANOVAS M.L. y SANTAFE J.V. (1984) : The archosaur fauna from the Upper Jurassic/Lower Cretaceous of Galve (Teruel, Spain). Third Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Short Papers, 207-210. Tübingen.
- VAN DEN BERG J.H. (1980) : Field course guidebook in the SW Netherlands. Comparative Sedimentology Division. Rijksumiversiteit Utrech. 67 pp.



PLANCHE I

1. - Photo panoramique montrant le toit de la Fm. "Calizas oncolíticas de Higuieruelas" et la succession de sédiments détritiques carbonatés du Jurassique supérieur. Au fond, à droite, le village de Galve.
2. - Un aspect des termes carbonatés. Observer l'organisation géométrique en couches de ces sédiments et leur continuité latérale.
3. - Couche formée de grainstone à bioclastes, riche en sections de coquilles de Lamellibranches.

PLANCHE II

1. - Paléochenal dont le remplissage est formé par une superposition d'unités tabulaires.
2. - Faisceaux sigmoïdaux dans le remplissage d'un chenal.
3. - Corps lenticulaires d'origine érosive.



Editeur : Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie,
Université Paul Sabatier, 31062 TOULOUSE Cédex, France.

Directeur de la publication : Jacques REY

ISSN : 0761 - 2443

Dépôt légal 3^e Trimestre 1985.