

LE LIAS DES PYRÉNÉES

Tome I

Philippe FAURÉ

Laboratoire de Dynamique des Bassins sédimentaires
39 allées Jules Guesde
Université Paul-Sabatier, Toulouse III

THÈSE DE DOCTORAT
de l'Université Paul-Sabatier – Toulouse III
soutenue le 28 juin 2002

LE LIAS DES PYRÉNÉES

Tome II

Philippe FAURÉ

Laboratoire de Dynamique des Bassins sédimentaires
39 allées Jules Guesde
Université Paul-Sabatier, Toulouse III

THÈSE DE DOCTORAT
de l'Université Paul-Sabatier – Toulouse III
soutenue le 28 juin 2002

LE LIAS DES PYRÉNÉES

Tome I

Philippe FAURÉ

Laboratoire de Dynamique des Bassins sédimentaires
39 allées Jules Guesde
Université Paul-Sabatier, Toulouse III

THÈSE DE DOCTORAT
de l'Université Paul-Sabatier – Toulouse III
soutenue le 28 juin 2002

Avant-Propos

Qu'il me semble loin, et à la fois si près, le jour où, découvrant sur le haut d'un placard de la maison familiale, une boîte de minéraux, laissée là par un grand-père antiquaire, allait naître chez le gamin de douze ans que rien ne prédisposait aux sciences de la nature et de la terre, un intérêt grandissant pour la Géologie.

La passion est venue ensuite, quand, aux cotés d'un "érudit local", je parcourais les collines et les garrigues de mes si chères Corbières. Il avait compris la nature et acquis au fil d'une vie d'observation, ce sens du temps que les géologues d'expérience possèdent seuls. Des phénomènes naturels les plus spectaculaires aux infimes indices laissés par la vie au cours des âges (du Cambrien au Néolithique). Il m'a appris l'essentiel :

Jean BURGAT. Je dédie cet ouvrage à sa mémoire.

Ainsi se dessina un attrait grandissant pour les fossiles et leur histoire. Il conduira plus tard à en étudier plus particulièrement un groupe, jusqu'à l'obsession : les ammonites. A l'âge où se détermine le futur d'une vie, les oracles prévoyant dans la Géologie un avenir des plus incertains, il se décida que je ne lui consacrerai pas ma vie. Le recul que me donnent ces années ne m'autorisent plus à leur en vouloir, j'ai gagné la liberté de mener mes propres recherches.

Elles n'allaient pas tarder à s'imposer à moi, choix de la destinée, ou du surnaturel, j'ouvrais sa thèse sur le Lias des Pyrénées et m'intéressais à ses coupes, alors que, presque jour pour jour, son auteur rendait son dernier souffle :

Gaston DUBAR. J'adresse cette seconde dédicace à sa mémoire.

Ma rencontre avec B. PEYBERNÈS fut décisive. En quelques minutes, il jetait les bases de ce qui allait devenir le sujet de cette thèse. Le Groupe Français du Jurassique venait dans les Pyrénées. A cette occasion, il aurait été utile de faire revivre les coupes de DUBAR, si possible de réactualiser les données du Lias, éventuellement d'en étudier les coupes, encore peu connues, du versant sud des Pyrénées. En quelques semaines, ne comptant ni son temps, ni son énergie, il me montrait, au cours de nombreuses sorties sur le terrain, tout ce qu'il savait d'un sous-système dont il venait, dans sa thèse, d'étudier les couches sus-jacentes. Je rends hommage à son intuition, à sa générosité, à son énergie et à sa hauteur de vue. Grâce à lui, j'ai "traversé" la Méditerranée. Je regrette sincèrement que les charges professionnelles et des soucis familiaux ne lui permettent pas de siéger dans ce jury.

Plusieurs rencontres ont ensuite été déterminantes :

Monsieur l'Abbé R. MOUTERDE m'a fait profiter de son immense connaissance des ammonites du Lias, n'hésitant pas à m'accompagner sur le terrain pour lever certaines ambiguïtés. Qu'il soit remercié, ainsi qu' Madame C. RUGET, pour la chaleur de leur accueil. Avec eux, j'ai réalisé que l'équipe de recherche pouvait rimer avec famille, pour le plus grand bénéfice de la paléontologie. Plusieurs publications sont nées de cet élan.

Je rencontrais à cette occasion J.-L. DOMMARGUES, naturaliste idéal, qui conversait avec les ammonites comme avec les oiseaux. De nombreuses sorties dans les Pyrénées m'ont initié à sa méthode de travail, quasi "archéologique". Je lui sais gré d'avoir accepté de vérifier mes déterminations d'ammonites du Lias moyen. Je lui témoigne ici toute mon amitié.

R. CUBAYNES m'associa à sa révision du Lias du bas-Quercy. Mon infidélité aux Pyrénées dura plusieurs années, mais ce fut pour leur plus grand bénéfice ultérieur. Ce terrain m'ouvrait à de nouvelles disciplines comme la paléoécologie et l'étude séquentielle. Le travail d'équipe, l'approche multidisciplinaire et la permanence des discussions m'ont attaché à ce terrain. Avec l'aide de son "solide" coup de marteau, nous avons pu tester les possibilités de la biochronologie basée sur les faunes d'ammonites. Je trouvais également en lui une amitié sûre et fidèle.

Monsieur Y. ALMÉRAS accepta d'emblée de déterminer les indispensables brachiopodes et, ainsi, d'endosser une grande partie des résultats biostratigraphiques. Au fil de notre collaboration et de plusieurs campagnes de terrain se tissa une amitié solide et sincère. Je lui dois la rédaction d'un imposant mémoire : "Les Brachiopodes du Lias des Pyrénées". Cette fructueuse et amicale collaboration a encore plusieurs projets en préparation.

Monsieur J. CANEROT m'apprirent par plusieurs campagnes de terrain à apprécier la beauté sauvage des Sierras Ibériques et Sud-Catalanes et je noue, depuis, une véritable passion pour ce pays, ses paysages et ses Hommes. Une amicale pensée va vers ses élèves, H. CADILLAC et M. RAHAL avec qui j'ai plusieurs fois enduré les rigueurs du climat.

J.P. NICOLLIN, a patiemment étudié les foraminifères benthiques des Pyrénées, collectés lors de plusieurs campagnes de terrain. Ses résultats sont consignés dans plusieurs publications.

Malgré des études trop bien engagées dans une autre discipline, les démons de la géologie me permirent, par le biais d'équivalences tardives, de passer d'un statut d'amateur à celui de "professionnel". J'ai pu, pendant ces années de Maîtrise, profiter pleinement de l'enseignement de mes maîtres, les Professeurs P. SOUQUET, J. REY, M. DURAND-DELGA. Le DEA fut ensuite la première occasion de synthétiser des données encore disparates, préfigurant le travail d'aujourd'hui. Je salue ici mes camarades de promotion, Lydie, Annie, Georges (mon infatigable compagnon de terrain

des débuts), Jean-Claude, Thierry (fidèle au Jurassique depuis, que j'ai toujours autant de plaisir à rencontrer sur ses terres du Quercy)... La salle des thèses était alors trop petite pour nous contenir tous.

Il fallait bien ensuite que les études médicales entreprises me rattrapent. Ce fut, pour la géologie, une longue parenthèse, des études parisiennes, une (autre) thèse, une spécialisation passionnante, une fonction d'enseignant - chercheur en CHR, une équipe, des publications... Je rend ici hommage à mes maîtres :

- Monsieur le Professeur P. BESSOU, physiologiste éminent et chercheur passionné, seul dans la confiance, il m'a incité, par son éclectisme incroyable, à cultiver l'ambivalence.
- Messieurs les Professeurs J. FABRE et G. DELSOL, anatomopathologistes au CHR Purpan de Toulouse, ont déterminé ma carrière et mon avenir. Le présent mémoire me fera-t-il pardonner quelques unes de mes infidélités à la Pathologie ?

L'impulsion donnée par la Synthèse géologique des Pyrénées donna un nouveau souffle à mes travaux ensommeillés. Ce travail engagé par le B.R.G.M., fut pour moi l'opportunité de rassembler, de classer et de synthétiser les données de terrain. Avec la conviction que cette tribune suffirait à décrire, de façon "définitive", le Lias des Pyrénées, je menais ce travail avec une motivation particulière. Il fut livré en 1993. Quatre années passèrent avant que je ne réalise qu'il ne verrait jamais le jour. La déception fut à la hauteur du découragement. Ils m'ont permis de rebondir et, dans un sursaut, d'offrir ces volumes après 5 années de rédaction.

Je remercie ici tous les spécialistes avec lesquels j'ai travaillé et dont l'aide a été précieuse :

Messieurs les Professeurs B. LAURIN et J.H. DELANCE, du Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Dijon, m'ont fourni d'importantes déterminations de brachiopodes pyrénéens et sardes.

Mademoiselle BRICE, du Laboratoire de géologie de l'Université Catholique de Lille, m'a ouvert toute grande la collection G. DUBAR (Lille) et permis, avec la complicité de l'Abbé MOUTERDE, de prélever plusieurs spécimens dont certains sont ici figurés.

Monsieur B. LATHULIERE a accepté d'examiner les rares madréporaires du Lias pyrénéen.

J.G. ASTRUC et Th. PELISSIER, avec l'aide du "Spéléo-secours du Lot", m'ont aidé à lever plusieurs coupes périlleuses du Haut-Aragon.

Mes amis C. LEZIN, A. IMBERT, le Bigourdan, J.L. VAUDIN, E.J. DEBROAS, R. CISZACK, m'ont montré tout ce qu'ils savaient de leur terrain et fourni de nombreuses ammonites à déterminer.

Je ne saurais assez remercier S. DEBRAND-PASSARD, l'élan et les discussions suscités par la Synthèse Géologique des Pyrénées, sans lesquels cette rédaction n'aurait vraisemblablement pas eu lieu.

Je salue aussi la compétence et l'amitié de nombre des membres du Groupe Français d'Études du Jurassique, en particulier Mesdames M. HANZO et A. LEFAVRAIS-RAYMOND, Monsieur D. MARCHAND et Messieurs les Professeurs S. ELMI, R. ENAY, P. HANTZPERGUE, J. THIERRY et H. TINTANT.

Le Groupe Espagnol du Mésozoïque, notamment, Messieurs les Professeurs A. GOY et G. MELENDEZ, m'ont également chaque fois réservé le meilleur accueil. Madame le Professeur M.J. COMAS-RENGIFO me fait l'honneur et l'amitié de participer à ce jury.

Et tous ceux qui ont manifesté de l'intérêt pour l'élaboration de ce projet : Messieurs les Professeurs L. BONNET, P. CUGNY et J.M. VILA, Messieurs M. BILOTTE, B. ANDREU, A. CHARRIERE et J.-P. PARIS, du Barétous à d'amicales relations à Castres.

Je ne saurais oublier l'ensemble des membres du Laboratoire de Géologie : Madame FILHASTRE, mon lien avec ce laboratoire, que je remercie du fond du cœur pour sa disponibilité sans limite, sa gentillesse et la confiance qu'elle a toujours placée en moi ; P. EICHENE, pour les conseils qu'elle m'a prodigués tout au long de la mise en forme de ce mémoire ; F. RONCHINI pour son aide efficace, en particulier lors de l'important travail de dactylographie du volume sur les Brachiopodes du Lias, et V. FOURNIER. Monsieur FILHASTRE a, toujours de bon cœur, confectionné de nombreuses plaques minces et mis à ma disposition des outillages sur lesquels il veillait pourtant jalousement. Pour tout cela je le remercie chaleureusement en lui souhaitant de profiter d'une retraite heureuse et active.

Je n'oublie pas non plus mes dévouées assistantes du Centre de Pathologie, M.L. SALUSTE, A.M. FRUITET et C. ANDRES, quotidiennement mises à contribution et sans lesquelles il m'aurait été difficile d'être sur tous les "fronts", Jean-Benoît, et tous mes amis non géologues, ils sont trop nombreux pour les citer tous, avec une amicale pensée pour les VTTistes (Marc, Patrice, Gilles, Thibault, Dominique,...).

Enfin, je tiens spécialement à remercier Marie-Claude, Pierre-Adrien et Etienne, qui ont accepté mes nombreuses escapades "sur le terrain" et ont eu l'immense mérite de supporter les longues heures que je passais à la rédaction. Sans oublier mes beaux-parents, mes soeurs, mes beaux-frères et mon oncle, le Professeur André MAZER, le grand inspireur, esprit passionné constamment en éveil. Mes pensées se tournent aussi vers ma mère et je ne peux finir sans évoquer la mémoire de mon père, disparu alors que commençait cette rédaction. Je leur dédie ce travail.

Castres, Mars 2002

Cet ouvrage a fait l'objet d'une thèse de Doctorat. J'ai le plaisir de rendre hommage aux personnalités qui ont accepté de participer à ce jury :

Monsieur S. ELMI, Professeur à l'Université Claude-Bernard de Lyon, a toujours montré une attention bienveillante à l'avancement de mes recherches. Son avis d'éminent spécialiste des ammonites du Toarcien m'a été particulièrement précieux et je lui suis reconnaissant d'avoir chaque fois défendu nos conceptions. Je le remercie et lui témoigne une profonde et respectueuse reconnaissance.

Monsieur P.C. de GRACIANSKY, Professeur à l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris m'a fait le grand honneur de siéger à mon jury de thèse. Sa stature scientifique internationale est une importante caution pour ce travail. Avec lui, je suis heureux de rendre hommage à la mémoire de son père qui a marqué toutes les générations de dermatopathologistes dont je suis.

Monsieur J. CANEROT, Professeur à l'Université Paul-Sabatier de Toulouse m'a, à plusieurs reprises, fait profiter de sa grande connaissance des Chaînes ibéro-catalanes et des Pyrénées occidentales. Sa qualité reconnue de géologue de terrain se double d'un incomparable sens des contacts humains. Je le remercie pour sa lecture critique et constructive du manuscrit et ses chaleureux encouragements. Il me fait l'immense plaisir de présider ce jury.

Madame M.J. COMAS-RENGIFO, Professeur à l'Université Complutense de Madrid, spécialiste incontournable du Lias de la Péninsule Ibérique, a répondu d'emblée et avec gentillesse à l'invitation à siéger à ce jury, perpétuant la longue tradition d'amitié et de collaboration qui unit depuis toujours les deux versants des Pyrénées.

Monsieur l'Abbé R. MOUTERDE, Directeur Honoraire CNRS, Facultés Catholiques de Lyon, me fit le grand honneur de m'accueillir dans son laboratoire et de me communiquer un peu de son immense expérience de la paléontologie des ammonites. Aujourd'hui, il me fait le redoutable honneur de siéger à ce jury ; honneur car sa réputation de spécialiste de Céphalopodes du Lias est internationalement reconnue ; redoutable, car, dernier élève de Gaston DUBAR, par delà le Lias et les Ammonites, il incarne l'esprit du maître venant ici juger sa postérité.

Monsieur Y. ALMÉRAS, Maître de Conférence, Université Claude-Bernard de Lyon, a effectué un travail "inhumain" de préparation, de détermination et d'analyse des brachiopodes liasiques des Pyrénées. Ces résultats sont consignés dans un important volume, les "Brachiopodes du Lias des Pyrénées", ouvrage que l'on peut considérer comme le 3^{ème} tome de cette thèse. Il a spontanément accepté de passer de longues heures sur ce manuscrit. Je ne pouvais trouver juge aussi compétent et pointilleux et ami plus sincère. Je ne saurais trop le remercier d'avoir accepté de siéger à ce jury.

Monsieur J. REY, Professeur à l'Université Paul-Sabatier de Toulouse, m'a accueilli dans son équipe et initié aux disciplines nouvelles de la stratigraphie séquentielle. Il m'a été permis dans son équipe d'exprimer mes compétences dans la paléontologie des ammonites. Il a toujours été très attentif à l'avancement de mes recherches, qu'elles portent sur le Quercy ou sur les Pyrénées, a accepté de diriger ce travail et m'a vivement encouragé à le soutenir. Sa disponibilité à mon égard m'apparaissait déjà sans limites avant qu'il n'entreprenne la lourde tâche d'en critiquer le manuscrit. Directeur de la revue Strata, il a accepté la publication de ce mémoire. Je lui en suis très reconnaissant.

La dactylographie (Word), la réalisation des figures (Canvas), la mise en page et les planches photographiques numériques (Nikon Coolpix 950, Photoshop et Illustrator) sont réalisées par l'auteur sur Macintosh 6900, puis G3-350.

RÉSUMÉS

	page
RÉSUMÉ	1
ABSTRACT	3
RESUMEN	5

RÉSUMÉ

Ce travail regroupe l'ensemble des données recueillies au terme d'une révision stratigraphique du Jurassique inférieur (Hettangien à Toarcien) et du Dogger inférieur (Aalénien) des deux versants de la Chaîne pyrénéenne, entre le Golfe du Lion et le Golfe de Gascogne, à l'exclusion des affleurements sud-pyrénéens de la Basse-Navarre. Les séries homologues de la Sardaigne nord-occidentale (Nurra) et des Chaînes côtières catalanes septentrionales sont examinées à titre de comparaison.

Ce territoire se situe sur la zone mobile qui sépare la plaque ibérique de l'ensemble lithosphérique européen. Il sera déformé par l'orogénèse pyrénéenne et, ensuite, disjoint par l'ouverture du Golfe du Lion.

Plusieurs objectifs ont orienté nos travaux :

- 1 - Reconnaissance de la succession lithostratigraphique permise par le levé de près de 250 coupes, définition des unités, Formations et Membres, qui la composent et identification des discontinuités qui les séparent.
- 2 - Établissement d'échelles parallèles fournies, pour les principales, par les ammonites et les brachiopodes, mais également par les bivalves, les gastéropodes et les foraminifères benthiques. Les assemblages d'ammonites s'intègrent parfaitement dans le cadre zonal et sous-zonal standard adopté en Europe occidentale. 74 biohorizons élémentaires présents sur l'ensemble de la région aquitano-ibérique ont pu être identifiés. La zonation obtenue à l'aide des brachiopodes est applicable (à l'exception du Carixien) à l'ensemble des marges nord et sud de la Téthys occidentale. L'évolution des microfaunes benthiques montre les mêmes tendances évolutives que dans les autres régions de l'Europe occidentale.
- 3 - Corrélation des événements sédimentaires à l'échelle du Membre lithostratigraphique et réalisation, de l'Hettangien à l'Aalénien supérieur, de cartes paléogéographiques, outils indispensables à la reconstitution de l'histoire liasique des Pyrénées.

L'application des principes de la stratigraphie séquentielle permet de subdiviser le Lias et le Dogger inférieur en 28 séquences de dépôt de 3^{ème} ordre regroupées en 4 cycles du 2^{ème} ordre au sein d'un cycle transgressif-régressif de 1^{er} ordre (Norien à Aalénien inférieur) :

- Le Cycle transgressif-régressif du Norien-Sinémurien se déroule en totalité dans les environnements margino-littoraux peu ou pas atteints par les maxima de transgression enregistrés sur les marges de la Téthys. La transgression de l'Hettangien conduit à la mise en place d'une plate-forme au Sinémurien suivie, à la fin du Lotharingien moyen, d'un maximum de régression avec arrêt généralisé de la sédimentation.
- Le Cycle transgressif-régressif du Lotharingien supérieur-Carixien permet l'installation définitive de conditions de plate-forme externe. Le maximum de la transgression est atteint avec la sous-zone Luridum, période durant laquelle la première submersion de la plupart des hauts-fonds est totale. Le comblement de la zone à Davoei conduit au maximum régressif de la sous-zone à Stokesi (Zone à Margaritatus).
- Le Cycle transgressif-régressif du Domérien est déterminé par un approfondissement brutal du domaine et la généralisation de la sédimentation terrigène (sous-zones à Subnodosus et à Gibbosus). Le comblement de la paléotopographie est presque total à la zone à Spinatum alors que s'installe une plate-forme carbonatée. La limite Domérien – Toarcien correspond à un maximum régressif.
- Le Cycle transgressif-régressif du Toarcien-Aalénien est organisé en deux périodes :
 - *La première* (Toarcien inférieur à supérieur *pars*) n'est pas représentée par des dépôts dans les Pyrénées audoises alors que le reste du domaine connaît le développement d'une plate-forme infra-littorale caractérisée, de la zone à Tenuicostatum à la sous-zone à Sublevisoni (zone à Bifrons), par l'abondance des communautés de brachiopodes. Elle est suivie par une période de vacuité sédimentaire et de condensation des dépôts [sous-zone à Bifrons à sous-zone à Fallaciosum (zone à Thouarsense) ou zone et sous-zone à Pseudoradosa selon les localités].
 - *La deuxième*, initiée par des phénomènes extensifs, inaugure, à la partie supérieure de la sous-zone à Pseudoradosa, une nouvelle période de la sédimentation terrigène et de remplissage sédimentaire. Le comblement de l'aire de dépôt centro-pyrénéenne permet la progradation des dépôts marneux appartenant aux zones à Aalensis et à Opalinum. Le comblement conduit à l'installation de la plate-forme de l'Aalénien moyen, avec un maximum de régression à Aalénien supérieur (zone à Concavum), limite supérieure de notre étude, où il détermine l'émergence de la partie orientale du domaine pyrénéen.

La confrontation des données paléogéographiques montre qu'il existe des relations étroites entre les dépôts liasiques des deux versants des Pyrénées. La meilleure mise en correspondance des dispositifs décrits s'accommode d'un décalage de l'Ibérie vers l'Ouest d'au moins une centaine de kilomètres (mais inférieur à 200 km). Aucune donnée sédimentologique ne suggère la proximité d'un accident longitudinal transformant actif, situé sur l'emplacement de l'orogène. Les parties orientale et centrale des Pyrénées liasiques sont affectées par une structuration "cévenole" dominante en rapport avec la distension ligurienne alors que, dans leur partie occidentale, cette direction interfère avec celle d'une distension subméridienne qui préfigure l'ouverture du Golfe de Gascogne.

En élargissant le cadre de notre étude à l'ensemble de la marge ouest-téthysienne, nous avons pu partout confirmer le caractère ouest-européen très accusé des assemblages d'ammonites. Toutefois, du Carixien au Domérien moyen, la région ibérique fait preuve d'un isolement relatif alors que le Languedoc se situe bien sur une "Zone de transition" faunique entre les provinces euro-boréale et téthysienne. Cette tendance tend à s'inverser à partir du Domérien supérieur.

Enfin, l'étude paléontologique regroupe la description de 228 espèces d'ammonites (*Ammonoidea*), regroupées en 86 genres et sous-genres. Le genre *Septimaniceras* (*Ammonitina*, *Dactylioceratidae*) est nouvellement décrit.

Mots-clés : Lias, Pyrénées, Ammonites, Brachiopodes, Marge ouest-téthysienne

ABSTRACT

The present study collates the entire data gathered throughout a stratigraphic revision of the inferior Jurassic (Hettangian to Toarcian) and inferior Dogger (Aalenian) slopes of the Pyrenean range, between the Gulf of Lyon and the Gulf of Gascony, excepting the south Pyrenean outcrop of Low Navarre. For comparison, examinations of the northwestern Sardinian homologous series (Nurra) and the northern coastal Catalan ranges have also been performed.

This territory is situated in a mobile zone which separates the Iberian plaque and the whole European lithosphere. Deformation of this territory has occurred by Pyrenean orogenesis with subsequent disjoining caused by the opening of the Gulf of Lyon.

The main objectives of the study were as follows :

- 1 - Recognition of a lithostratigraphic succession enabled by a survey of around 250 sections, unit definitions, Formation and composition of its Members, and identification of the discontinuities which separates them.
- 2 - Establishment of parallel scales principally for ammonites and brachiopods, but also for bivalves, gastropods and benthic foraminifers. The assembly of ammonites integrates perfectly in the zonal and subzonal standard adopted in western Europe. 74 elementary biohorizons present throughout the Aquitano-Iberic region were identified. The zoning obtained by virtue of the brachiopods is applicable (with the exception of the Carixian) to both northern and southern margins of western Tethys. The evolution of the benthic microfauna is similar to that observed in other western European regions.
- 3 - A correlation was made of sedimentation events on the scale of the lithostratigraphic member and production of paleogeographic plans, which are fundamental for the reconstitution of the liasic history of the Pyrenees.

Application of sequential stratigraphic principles allows the Lias and inferior Dogger to be subdivided into 28 depositional sequences of the third order, which are assembled in four second order cycles, within a transgressive regressive first order cycle (Norian to inferior Aalenian) :

- The Norian-Sinemurian transgressive regressive cycle occurs in restricted, intertidal to supratidal, environments which may or may not be affected by the peak transgressions recorded on the Tethys margins. The Hettangian transgression leads to Sinemurian carbonated platform formation, followed, at the end of the middle Lotharingian, by maximal regression with generalised ceasing of sedimentation.

- The superior Lotharingian-Carixian transgressive regressive cycle, allowed the definitive installation of external platform conditions. Maximal transgression is attained with the Luridum subzone, during which period a complete first submersion of its highlands occurred. Sil in filling in the Davoei zone led to full regression of the Stokesi subzone (Margaritatus subzone).

- The Domerian transgressive regressive cycle is determined by a brutal increase in depth accompanied by generalised accumulation of mudstones (Subnodosus and Gibbosus subzones). The general silting up of the basin led to the carbonated platform of the Spinatum zone. The Domerian-Toarcian limit corresponds to a regression maximum.

- The Toarcian-Aalenian transgressive regressive cycle is organised in two periods :

- *The first period* (inferior Toarcian to superior *pars*) is not represented by deposits in the Eastern Pyrenees, but the remainder of the area is subject to the development of an infracoastal platform from the Tenuicostatum zone to the Sublevisoni subzone (Bifrons zone) characterised by abundant brachiopod communities. Ensues a period of sediment starvation [Bifrons to Fallaciosum subzones (Thouarsense zone) or Pseudoradiosa zone and subzone depending upon its location].

- *The second period*, initiated by extensive phenomena, has unveiled a new period of filling with thick marlstone accumulation in the superior Pseudoradiosa subzone. Silting up of the central Pyrenean basin has allowed progradation of marlstone deposits during the Aalensis and Opalinium zones. This filling has led to the formation of a middle Aalenian platform, with maximal regression in the superior Aalenian (Concavum zone), the upper limit of the present investigation, which determines the emersion of the eastern Pyrenean domain.

A comparison of the paleographic data shows a distinct relationship between the liasic deposits on both slopes of the Pyrenees. The best data correlation indicates a shift to the west of Iberia by over a hundred kilometres (but less than 200). No sedimentation data were found which suggested the proximity of an active transforming longitudinal accident in the Pyrenees. The eastern and central sectors of the Pyrenees are affected by dominant 'cevenole-type' structuring linked to regional distension, whereas in the western Pyrenees, this direction interferes with that of the Gulf of Gascony.

In broadening the study objectives to include the western Tethysian margin, we have confirmed the marked western European character of the ammonite assemblages. Nevertheless, from the Carixian to the middle Domerian, the Iberic region is relatively isolated whereas the Languedoc is situated in a faunal 'transition zone' between the Euro-Boreal and Tethysian provinces. This propensity inverts from the superior Domerian.

Finally, the palaeontological study amalgamates the description of 288 ammonite species (*Ammonoidea*), regrouped in 86 genera and subgenera. The novel *Septimaniceras* genus (*Ammonitina*, *Dactylioceratidae*) is described.

Keywords : Lias, Pyrenees, ammonites, brachiopods, western Tethysian margins.

Traduction Gareth W. JOHN

RESUMEN

Este trabajo reúne todos los datos recogidos a cabo de una revisión estratigráfica del Jurásico inferior (Hettangiense - Toarciense) y el Dogger inferior (Aalenense) de los dos vertientes de la Cadena Pirineica, entre el Golfo del León y el Golfo de Vizcaya, siendo excluidos los afloramientos sur-pirineicos de Baja Navarra. Las series homologas de Cerdenia noroccidental (Nurra) y de las Cadenas costeras catalanas han sido incluidas como zonas de comparación.

El territorio estudiado se sitúa en la zona móvil desarrollada entre la placa ibérica y el conjunto litosférico europeo. Se encuentra deformado por la orogénesis pirineica y, después, roto por la apertura del Golfo del León.

Varios objetivos orientarán nuestras investigaciones :

- 1 - Reconocimiento de la serie litoestratigráfica obtenida a lo largo de cerca de 250 cortes levantados, definición de las unidades, formaciones y miembros incluidos y identificación de las discontinuidades relacionadas.
- 2 - Establecimiento de escalas paralelas esencialmente proporcionadas por ammonites y brachiopodos, lo mismo que por bivalvos, gasteropodos y foraminíferos bentónicos. Las asociaciones de ammonites se integran perfectamente en el cuadro zonal y subzonal standard, adoptado en Europa occidental. 74 biohorizontes elementarios presentes sobre toda la región aquitano-iberica han sido indentificados. La zonación proporcionada por los brachiopodos puede ser aplicada (excepto por el Carixiense) en todo el dominio correspondiente a los márgenes norte y sur del Tethys occidental. La evolución de las microfauas benticas muestra las mismas tendencias evolutivas que en las otras regiones de Europa occidental.
- 3 - Correlación de los eventos sedimentarios a escala de miembro litoestratigráfico y realización desde el Hettangiense hasta el Aalenense superior de mapas paleogeográficos necesarios para la reconstrucción de la historia liásica del Pirineo.

La aplicación de los principios de la estratigrafía secuencial permite subdividir el Lias y el Dogger inferior en 28 secuencias de depósito de tercer orden unidas en 4 ciclos de segundo orden dentro de un ciclo transgresivo-regresivo de primer orden (Noriense-Aalenense inferior) :

- El ciclo transgresivo-regresivo del Noriense-Sinemuriense se desarrolla en totalidad en los ambientes margino-litorales poco o no alcanzados por los máximos de transgresión registrados en los márgenes del Tethys. La transgresión del Hettangiense llega, en el Sinemuriense, al desarrollo de una plataforma seguido al final del Lotharingiense medio, por un máximo de regresión con paro generalizado de sedimentación.
- El ciclo transgresivo-regresivo del Lotharingiense superior-Carixiense permite la instalación definitiva de condiciones de plataforma externa. El máximo de transgresión queda alcanzado en la subzona de Luridum, periodo de total sumersión de casi todos los altos fondos. El relleno de la zona de Davoei llega a un máximo regresivo en la subzona de Stokesi (zona de Margaritatus).
- El ciclo transgresivo-regresivo del Domeriense parece determinado por una rápida profundización del dominio de estudio y la generalización de la sedimentación terrígena (subzonas de Subnodosus y de Gibbosus). El relleno de la paleotopografía queda casi completo en la zona de Spinatum mientras se instala una plataforma carbonatada. El límite Domeriense-Toarciense corresponde a un máximo regresivo.
- El ciclo transgresivo-regresivo del Toarciense-Aalenense presenta una organización en dos periodos :
 - *El primero* (Toarciense inferior a superior por parte) no queda representado por depósitos en los Pirineos del Alto Aude mientras que el resto del dominio conoce el desarrollo de una plataforma infralitoral, caracterizada, desde la zona de Tenuicostatum hasta la subzona de Sublevisoni (zona de Bifrons), por la abundancia de comunidades de brachiopodos. Sigue un periodo de vacuidad sedimentaria y de condensación de depósitos [desde la subzona de Bifrons hasta la subzona de Fallaciosum (zona de Thouarcense) o zona y subzona de Pseudoradosa según las localidades].

- *El segundo*, iniciado por fenómenos extensivos, inaugura, en la parte superior de la subzona de Pseudoradosa, un nuevo periodo de sedimentación terrígena y de relleno sedimentario. El desarrollo de la zona de depósito centro-pirineico conduce a la progradación de sedimentos margosos indicando las zonas de Aalensis y de Opalinum. El relleno llega a la instalación de la plataforma del Aalenense medio, con máximo de regresión en el Aalenense superior (zona de Concavum), límite superior de nuestro estudio, donde determina la emersión de la parte oriental del dominio pirineico.

La confrontación de los datos paleogeográficos muestra estrechas relaciones entre los depósitos liásicos de los dos vertientes de los Pirineos. La mejor correlación de los dispositivos descritos indica un traslado de Iberia hacia el oeste de cien kilómetros por lo menos (pero inferior a los 200 kilómetros). Ningún dato sedimentológico no sugiere la presencia de un accidente longitudinal transformante activo, situado en el sitio del Pirineo. Las partes oriental y central de la cadena quedan afectadas por una estructuración "cevenol" dominante, relacionada con la distensión ligura mientras que en los Pirineos occidentales esta dirección parece combinada con una distensión submeridiana relacionada con la próxima apertura del Golfo de Bizcaya.

Ensanchando nuestra zona de estudio al conjunto del margen oeste-Tethysiano, llegamos a la confirmación del carácter oeste-europeo muy acusado de las asociaciones de ammonites. Sin embargo, desde el Carixiense hasta el Domeriense medio, la región ibérica parece relativamente aislada mientras que el Languedoc se sitúa sobre una zona de tránsito faunístico entre las provincias euro-boreal y tethysiana. Esta tendencia se invierte en el Domeriense superior.

Palabras Llabes : Lias, Pirineos, Ammonites, Brachiopodos, Margen oeste-tethysiano.

Traduction Joseph CANEROT

SOMMAIRE

INTRODUCTION

LE CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL	11
LE DOMAINE D'ETUDE - LES PROBLÈMES ABORDÉS	11
LE CADRE GÉOGRAPHIQUE	13
LE CADRE STRUCTURAL	13
LE CADRE STRATIGRAPHIQUE ET SES LIMITES	23
LES MÉTHODES D'ÉTUDE	28
HISTORIQUE DES RECHERCHES	34

LE LIAS INFÉRIEUR (HETTANGIEN A LOTHARINGIEN)

LES ÉTAGES ET LA ZONATION CLASSIQUE PAR LES AMMONITES	45
LE CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	47
LA TRANSITION TRIAS SUPÉRIEUR-LIAS	48
L'HETTANGIEN	48
LA FORMATION DE L'ARIZE	48
LE COMPLEXE ÉVAPORITIQUE DU LIAS INFÉRIEUR	58
SYNTHÈSE	66
LE SINEMURIEN	72
LA PLATE-FORME CARBONATÉE DU SINÉMURIEN : LA FORMATION HAUTS-DE-NARBONNE	72
LE DÉBUT DE LA FRAGMENTATION DE LA PLATE-FORME DU SINÉMURIEN : LA FORMATION MONTREDON-DES-CORBIÈRES	84
SYNTHÈSE	91

LE LIAS MOYEN (PLIENSBACHIEN)

L'ÉTAGE PLIENSBACHIEN. LA ZONATION CLASSIQUE PAR LES AMMONITES	96
DESCRIPTIONS RÉGIONALES	101
PYRÉNÉES LANGUEDOCIENNES	101
LE DÉCOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	102
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	105
SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	167
PYRÉNÉES CENTRALES	174
LE DÉCOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	174
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	177
SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	237
PYRÉNÉES OCCIDENTALES	243
LE DÉCOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	244
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	246
SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	282
PYRÉNÉES MÉRIDIENNALES	289
LE DÉCOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	290
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	292
SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	331
COMPARAISONS	339
CHAÎNONS BASCO-CANTABRIQUES	340
BASSIN D'AQUITAINE	340
CHAÎNES CÔTIÈRES CATALANES	341
SARDAIGNE	344
SYNTHÈSE DE L'ÉTUDE DU PLIENSBACHIEN DES PYRÉNÉES	351

LE TOARCIEN ET L'AALÉNIEN	367
L'ÉTAGE TOARCIEN. LA ZONATION CLASSIQUE PAR LES AMMONITES	369
L'ÉTAGE AALÉNIEN. LA ZONATION CLASSIQUE PAR LES AMMONITES	374
DESCRIPTIONS RÉGIONALES	377
PYRÉNÉES LANGUEDOCIENNES	377
LE DÉCOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUES	378
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	380
SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	346
PYRÉNÉES CENTRALES	443
LE DÉCOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	444
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	445
SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	482
PYRÉNÉES OCCIDENTALES	489
LE DÉCOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	490
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	492
SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	519
PYRÉNÉES MÉRIDIIONALES	525
LE DÉCOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	526
ÉTUDE RÉGIONALE DÉTAILLÉE	528
SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	569
COMPARAISONS	579
CHAÎNONS BASCO-CANTABRIQUES	580
BASSIN D'AQUITAINE	580
CHAÎNES CÔTIÈRES CATALANES	580
SARDAIGNE	583
SYNTHÈSE DE L'ÉTUDE DU TOARCIEN ET DE L'AALÉNIEN DES PYRÉNÉES	585
RÉSULTATS	601
RÉSULTATS BIOSTRATIGRAPHIQUES	603
LES AMMONITES	603
LES BRACHIOPODES	615
LES BIVALVES	621
LES GASTÉROPODES	625
LES PETITS FORAMINIFÈRES BENTHIQUES	625
LES GRANDS FORAMINIFÈRES BENTHIQUES	630
LES ALGUES	630
STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE	633
RÉSULTATS PALÉOGÉOGRAPHIQUES	653
LE CADRE DE L'ÉVOLUTION GEODYNAMIQUE	653
LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU DOMAINE PYRÉNÉEN	658
LES PYRÉNÉES LIASIQUES, DOMAINE COMPRIS ENTRE DEUX "MARGES" MOBILES	663
RÉSULTATS PALÉOBIOGÉOGRAPHIQUES	668
PALÉOBIOGÉOGRAPHIQUES DES AMMONITES	669
PALÉOBIOGÉOGRAPHIE DES BRACHIOPODES	681
CONCLUSION GÉNÉRALE	685
HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU DOMAINE PYRÉNÉEN DU LIAS A L'AALÉNIEN	686
ÉTUDE PALÉONTOLOGIQUE DES AMMONITES	693
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	735
LISTE DES FIGURES	755
PLANCHES	761

INTRODUCTION

LE CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL

I - LE DOMAINE D'ÉTUDE - LES PROBLÈMES ABORDÉS

II - LE CADRE GÉOGRAPHIQUE

III - LE CADRE STRUCTURAL

IV - LE CADRE STRATIGRAPHIQUE ET SES LIMITES

LES MÉTHODES D'ÉTUDES

HISTORIQUE DES RECHERCHES

LE CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL

I - LE DOMAINE D'ÉTUDE - LES PROBLÈMES ABORDES	11
II - LE CADRE GÉOGRAPHIQUE	13
III - LE CADRE STRUCTURAL	13
A - L'ORGANISATION STRUCTURALE DE LA CHAÎNE PYRÉNÉENNE	13
1 - L'organisation générale de la chaîne :	13
2 - Les aspects particuliers :	16
a - Le Tronçon catalan :	16
b - Le Tronçon central (navarro-languedocien) :	17
c - Le Tronçon basco-béarnais entre "failles" de Bigorre et "faille" de Pamplona :	18
d - Le Tronçon basco-béarnais à l'Ouest de la "faille de Pamplona". L'Arc Basque :	18
3 - La structure profonde des Pyrénées	18
4 - Le prolongement éventuel de la chaîne vers l'Est :	19
B - LE BLOC CORSO-SARDE	20
C - LES CHAÎNES CATALANES	22
IV - LE CADRE STRATIGRAPHIQUE ET SES LIMITES	23
A - DÉFINITION ET LIMITES DU LIAS	23
1 - DÉFINITION DU LIAS	23
2 - LA LIMITE INFÉRIEURE DU LIAS	23
3 - LA LIMITE SUPÉRIEURE DU LIAS	23
B - LES DIVISIONS DU LIAS	24
1 - LA DIVISION EN ÉTAGES	24
2 - LA DIVISION EN ZONES	24

LE CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL

I - LE DOMAINE D'ÉTUDE - LES PROBLÈMES ABORDÉS

Notre domaine d'étude s'étend aux deux versants de la chaîne pyrénéenne, entre le Golfe du Lion méditerranéen et le Golfe de Gascogne. Les affleurements sud-pyrénéens de Basse-Navarre, qui relèvent de l'ensemble cantabrique, ne seront que ponctuellement évoqués à titre de comparaison.

Dépassant le cadre géographique des Pyrénées, nous avons étendu nos investigations au Lias, encore peu connu, de la Sardaigne occidentale et des Chaînes Côtières Catalanes des provinces de Barcelone et de Tarragone (fig. 1).

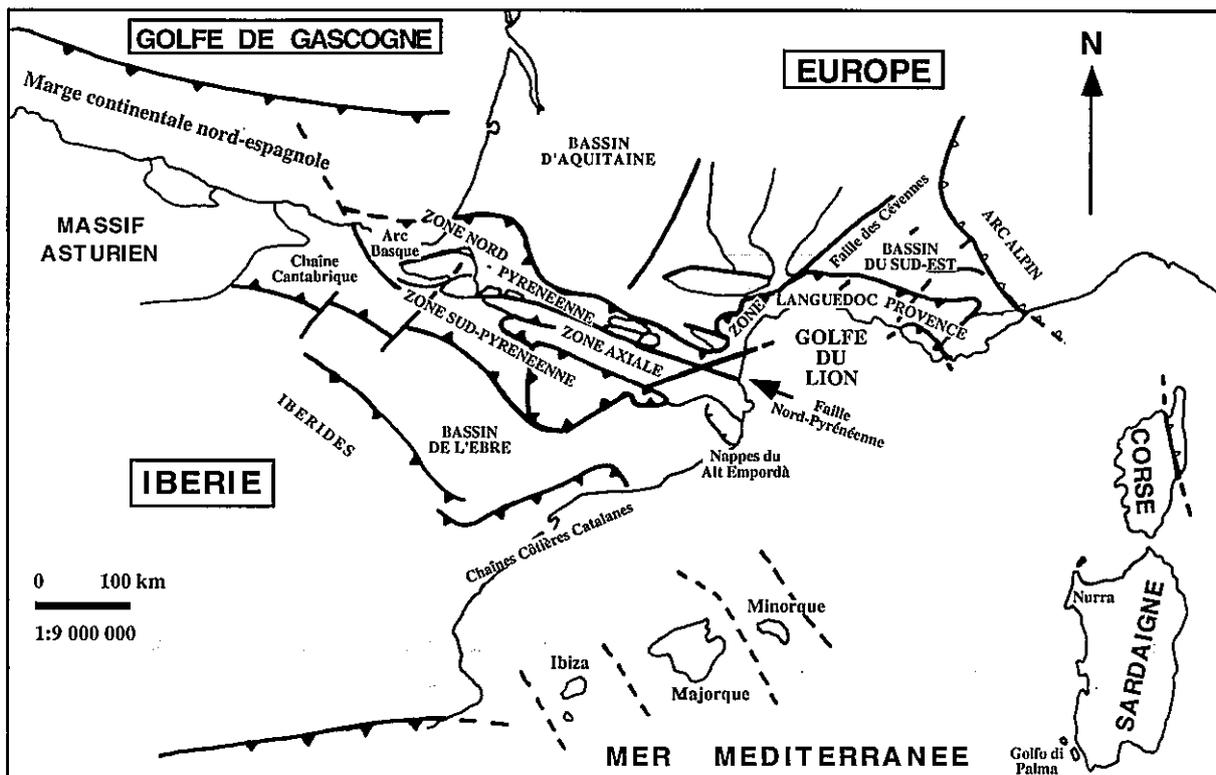


Fig. 1 : Le système pyrénéo-provençal. Les grands traits structuraux.

Ce territoire est ainsi situé de part et d'autre de la zone de mobilité qui sépare deux plaques lithosphériques (fig. 2) :

- Au Nord, l'extrémité méridionale de la plaque européenne considérée comme stable et immobile,
- Au Sud, l'Ibérie, micro-plaque dont les mouvements résultent à la fois de la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie et de l'ouverture de l'Atlantique nord. La surrection de la Chaîne des Pyrénées et l'ouverture du Golfe de Gascogne en sont les conséquences. De plus, la partie orientale de ce domaine est disjointe par l'ouverture, à l'Oligo-Miocène, du bassin de la Méditerranée occidentale.

L'étude du Jurassique inférieur des Pyrénées devra ainsi tenir compte des distorsions tectoniques qui l'ont affecté. Plusieurs objectifs ont guidé nos recherches :

- Le premier consistait à reconnaître toutes les étapes qui jalonnent la séquence d'ouverture du Lias des Pyrénées. Cette étude est fondée :

Sur l'établissement d'un cadre chronostratigraphique à haute résolution fourni par les outils de calage biostratigraphique que sont, pour les plus importants, les ammonites et les brachiopodes.

Sur la reconnaissance de la succession lithologique et la définition des unités lithostratigraphiques, formations et membres, qui la composent, ainsi que des discontinuités qui les limitent.

Sur l'examen systématique des paramètres sédimentologiques et paléocéologiques, l'inventaire de la biophase permettant en particulier une approche de la connaissance des milieux de dépôt et de leur évolution dans le temps.

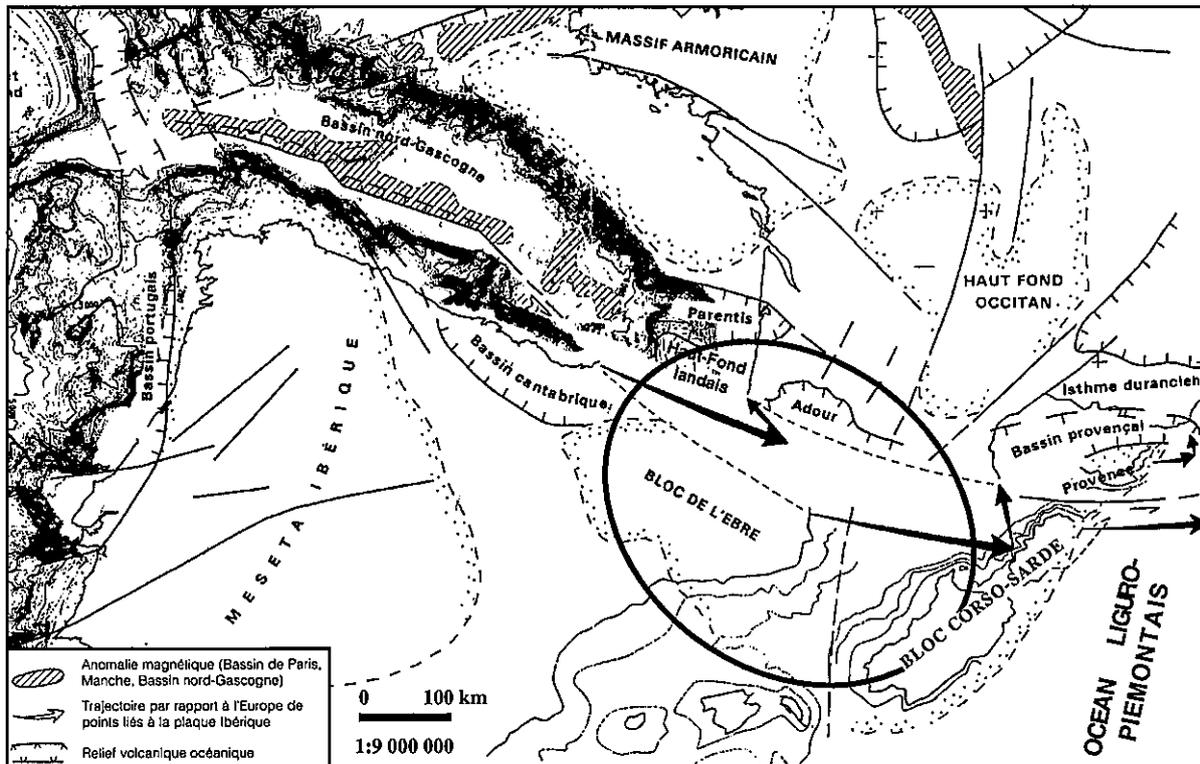


Fig. 2 : Reconstruction des plaques avant l'ouverture océanique du golfe de Gascogne et la séparation des marges continentales. Bassins, hauts-fonds et principales fractures (situation vers 110-120 Ma), d'après J.-L. OLIVET (1996). Encadré : territoire approximatif de notre étude.

- Le second devait permettre une reconstitution paléogéographique de l'ensemble du domaine pyrénéen. Cette étude, effectuée à l'échelle de la séquence de dépôt, fournissant des réponses aux questions suivantes :

Existe-t-il des relations paléogéographiques entre les deux versants de la chaîne et de façon plus générale entre les domaines de sédimentation aquitain, languedocien et ibérique ?

Quelles sont les relations entre le domaine pyrénéen proprement dit et les régions situées plus à l'Est autour de l'actuel bassin de la Méditerranée occidentale, comme la Sardaigne, les Baléares ou les Chaînes Catalanes. Comment se positionnent des jalons lithosphériques comme la Sardaigne ou les Baléares au Jurassique inférieur ?

Quel est le rôle joué, au Jurassique inférieur, par la Faille Nord-Pyrénéenne des auteurs ? Existe-t-il un déplacement longitudinal le long de cet accident ? Quels sont son amplitude et son âge ?

Quelles sont les influences paléobiogéographiques subies par le domaine pyrénéen et quelles sont ses particularités ?

Le secteur étudié est situé en relais entre les domaines océaniques naissants, ligure et atlantique. Quelle est l'influence respective de ces deux entités sur la géodynamique de la région pyrénéenne ? Relève-t-elle, au Lias, d'une polarité téthysienne, atlantique, ou des deux à la fois ?

II - LE CADRE GÉOGRAPHIQUE

La Chaîne des Pyrénées se dresse sur près de 450 km de long entre la plaine d'Aquitaine et la plaine de l'Ebre, selon une direction N.NW-S.SE. Dissymétrique, son versant nord étroit, 10 à 15 km, s'oppose à un versant sud large qui s'étale sur une soixantaine de kilomètres (fig. 1).

Sur le versant nord des Pyrénées, le Lias est partout représenté selon une ou plusieurs bandes d'affleurements. Il est absent dans les Pyrénées catalanes où le Crétacé supérieur apparaît transgressif sur le socle hercynien.

Sur le versant sud des Pyrénées, le Lias n'est présent que dans une zone comprise entre le Rio Esera (Aragon) et le Rio Llobregat (Catalogne) et, de façon très localisée, dans la région de Gérone (Alt Empordà) (fig. 3). Partout ailleurs, les sédiments jurassiques ont été décapés par des érosions anté-crétacées.

Nous aurons surtout à étudier le Lias en région de moyenne et de basse montagne. La nature des roches, au caractère essentiellement marneux, et la densité du couvert végétal ne permettent généralement pas de larges affleurements, en particulier sur le versant nord des Pyrénées soumis à des influences océaniques prononcées, à l'exception de quelques talus de pistes forestières récemment tracées. Les conditions climatiques méditerranéennes plus ou moins arides qui règnent dans les Pyrénées audoises (Corbières) et dans les Pyrénées méridionales sont plus propices à une étude détaillée et au recueil des faunes en place.

Le Lias n'est que rarement projeté à plus de 1700 m d'altitude dans le versant nord des Pyrénées (La Frau et Port de Saleix, dans les Pyrénées ariégeoises, Pic de Bergon, dans les Pyrénées béarnaises méridionales). Nous le retrouvons par contre plusieurs fois à plus de 2300 m d'altitude dans les Pyrénées méridionales (Turbón dans le Haut-Aragon, Pic de Pedraforca dans la Haute-Catalogne).

III - LE CADRE STRUCTURAL

A - L'ORGANISATION STRUCTURALE DE LA CHAÎNE PYRÉNÉENNE

Allongée entre le Golfe de Gascogne et le Golfe du Lion, la chaîne pyrénéenne résulte de la collision de l'extrémité sud-orientale de la plaque eurasiatique et de la micro-plaque ibérique. Elle se prolonge à l'Ouest dans les chaînes basco-cantabriques et à l'Est, au delà de la double virgation des Corbières et du Bas-Languedoc, dans les chaînons plissés de Montpellier et de Basse Provence. La longueur totale de cette zone plissée avoisine 1000 km de long (fig. 1 et 3).

1 - L'organisation générale de la chaîne :

La chaîne constitue un édifice à double déversement, de part et d'autre d'un accident majeur, la *Faille Nord-Pyrénéenne*, qui sépare un étroit couloir plissé, enraciné, dépendant de la marge aquitaine, d'une large zone méridionale, écaillée vers le Sud, qui appartient à la marge nord de la plaque ibérique. Les grandes zones structurales suivantes sont distinguées tout le long de l'orogène, du Nord au Sud (fig. 1 et 3) :

- **La Zone Nord-pyrénéenne** : Essentiellement représentée par un matériel mésozoïque plissé, elle inclue en particulier les flyschs du Crétacé supérieur et des horsts paléozoïques déracinés, les massifs nord-pyrénéens. Sa frange méridionale est occupée par une mince bande de terrains métamorphiques, la *Zone Interne Métamorphique*. Elle coïncide avec l'axe de la fosse du flysch ardoisier albien et est considérée comme l'axe tectorogénique de la chaîne. Elle chevauche son avant-pays au Nord, le long de l'*Accident Frontal Nord-Pyrénéen*.
- **La Zone Axiale ou Haute Chaîne Primaire** : Ainsi définie parce qu'elle porte les plus hauts sommets pyrénéens (Pic d'Aneto, 3404 m), elle constitue l'ossature paléozoïque de la chaîne montagneuse. Elle est découpée en une succession de chevauchements à vergence méridionale.
- **La Zone Sud-pyrénéenne** : C'est la couverture décollée de la Zone Axiale. Elle est faite d'unités méso-cénozoïques déracinées, impliquées dans de larges nappes de recouvrement qui s'amortissent dans le Tertiaire du bassin de l'Ebre.

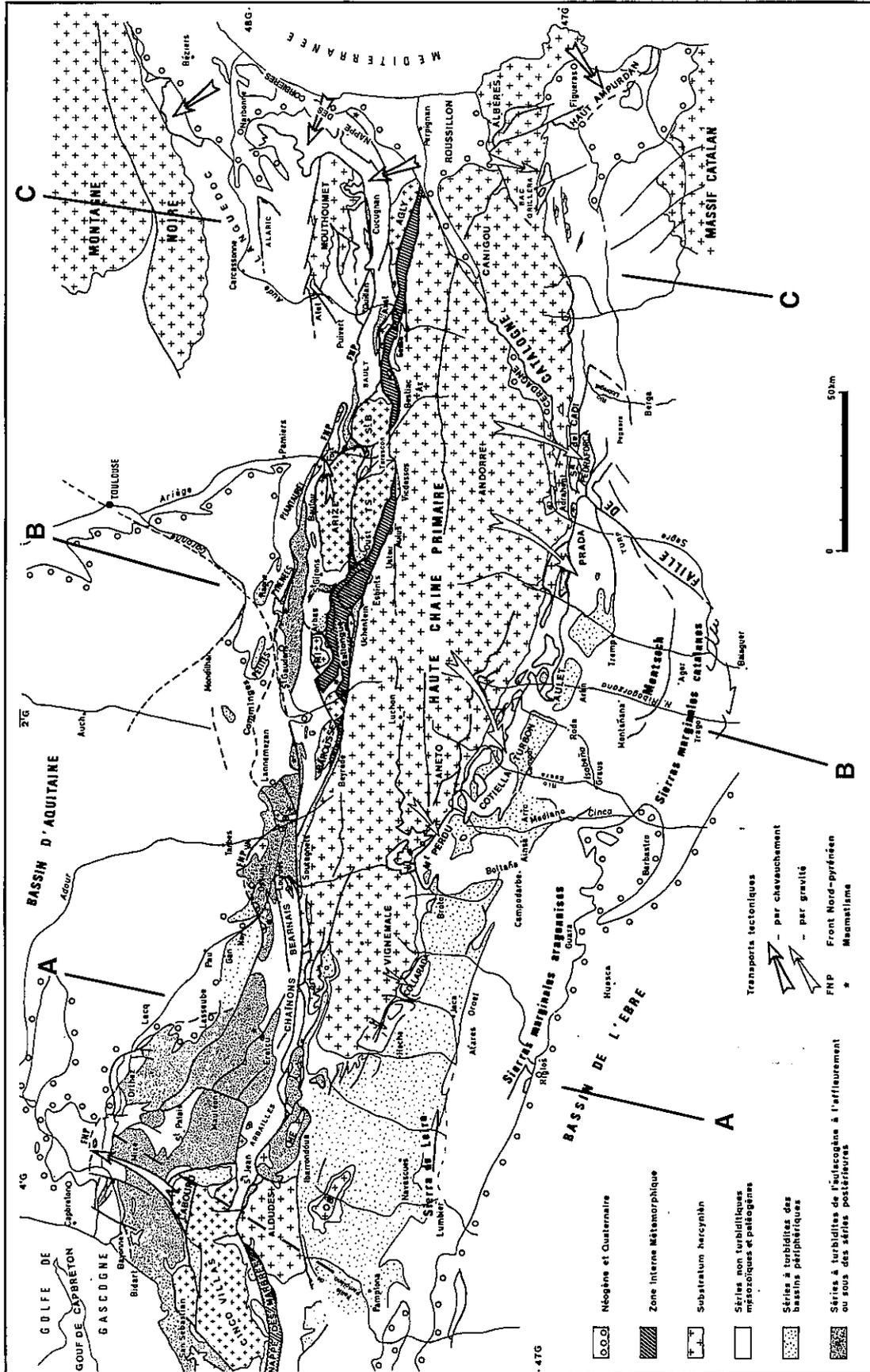
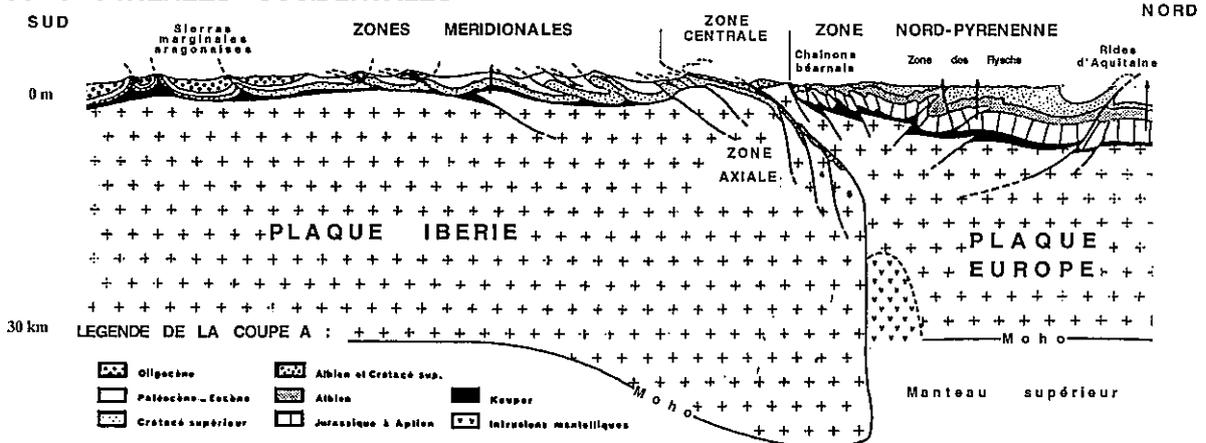
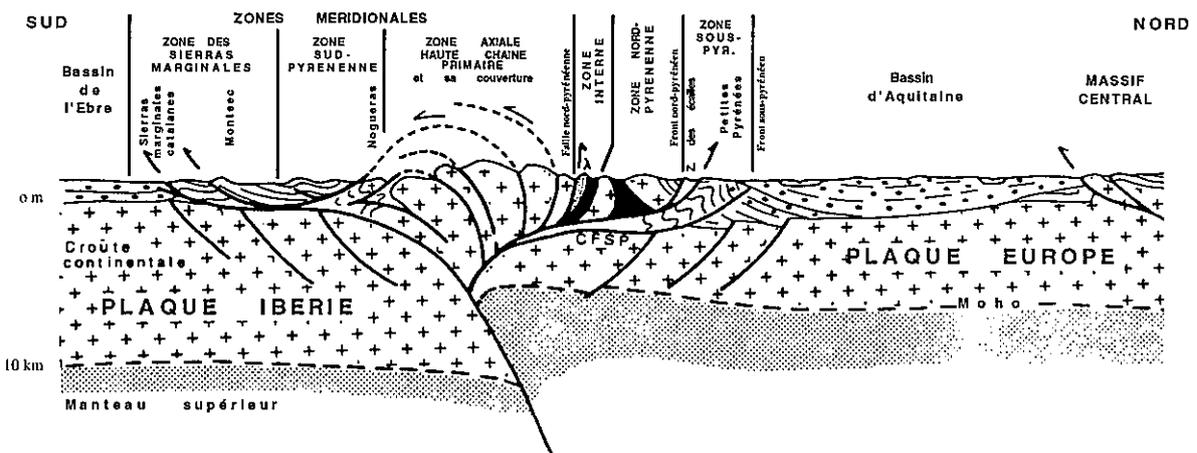


Fig. 3 : Carte structurale de la chaîne des Pyrénées, d'après P. SOUQUET et E.-J. DEBROAS (1979), modifiée.

A : PYRENEES OCCIDENTALES



B : PYRENEES CENTRALES



C : PYRENEES ORIENTALES

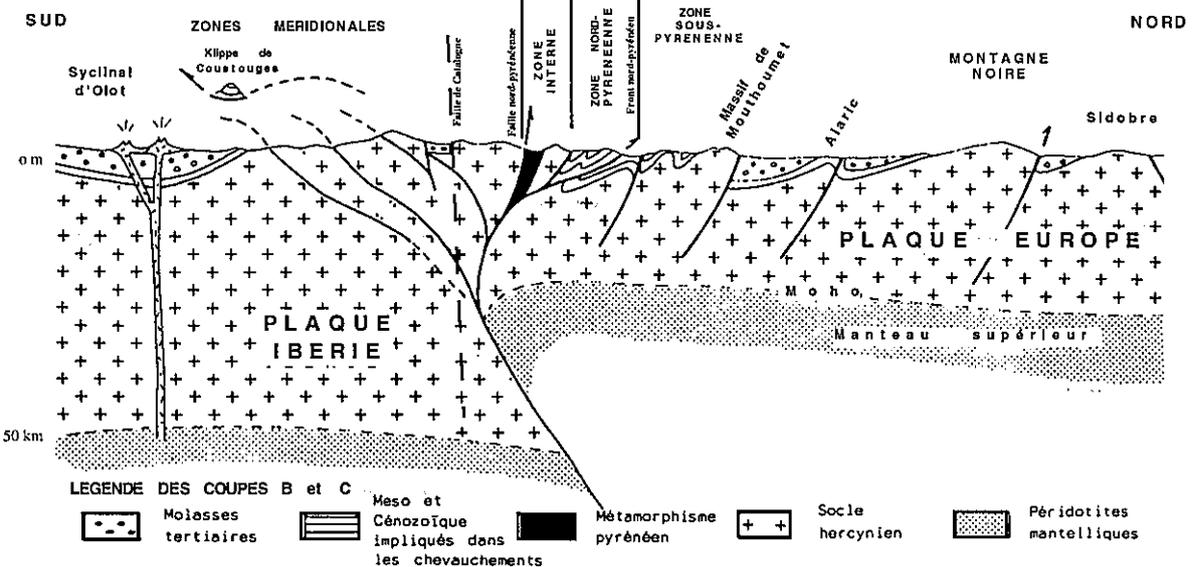


Fig. 4 : Coupes transversales montrant l'organisation générale de la chaîne pyrénéenne et les différentes unités structurales : A : Pyrénées occidentales entre "faille" de Bigorre et "faille" de Pamplona, d'après P.C. VELASQUE et L. DUCASSE (1987) ; Pyrénées centrales ; C : Pyrénées orientales d'après B. PEYBERNES et P. SOUQUET (1991).

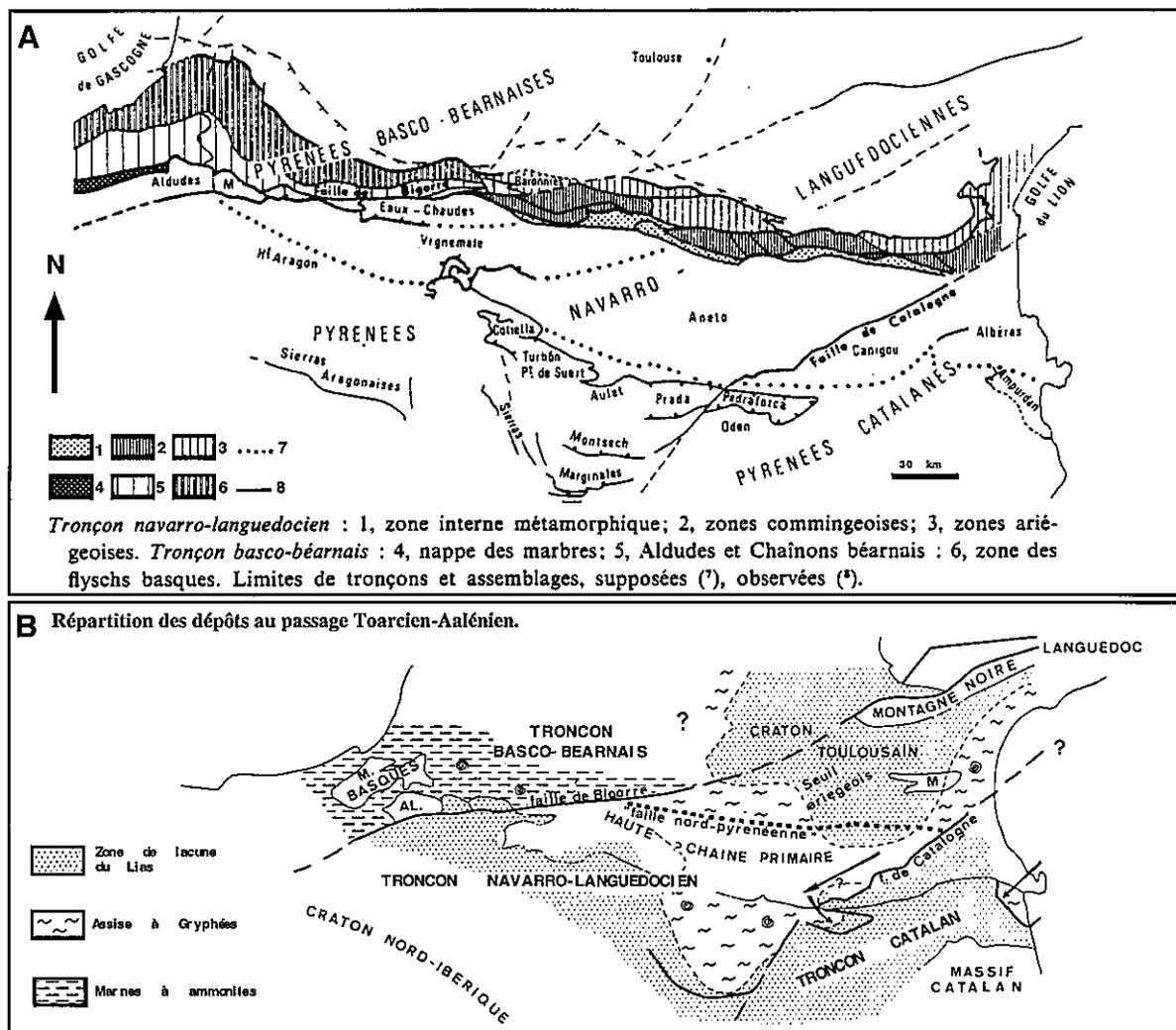


Fig. 5 : Les tronçons obliques par rapport à l'allongement de la chaîne. A : interprétation structurale des trois tronçons de la chaîne des Pyrénées d'après P. SOUQUET et F. MEDIAVILLA (1976) ; B : La répartition des dépôts au passage Toarcien-Alénien sur les tronçons des Pyrénées d'après B. PEYBERNES (1978). Noter la disposition oblique des zones isopiques.

2 - Les aspects particuliers :

L'analyse structurale des Pyrénées amène à distinguer plusieurs tronçons de chaîne séparés par des zones de fracture complexe de direction N40°E. à N80°E., obliques par rapport à l'allongement principal de la chaîne (fig. 5A-B). Chacun présente des caractéristiques stratigraphiques propres (B. PEYBERNES et P. SOUQUET, 1975 ; B. PEYBERNES, 1976, 1978). Par exemple, le tronçon central, ou navarro-languedocien, montre au Crétacé inférieur une polarité téthysienne marquée, alors que le tronçon basco-béarnais sera dès le Jurassique supérieur soumis aux influences prédominantes de l'Atlantique (fig. 5B).

Les études sédimentologiques et structurales conduisent à distinguer dans chacun de ces tronçons, des zones isopico-structurales parallèles à l'allongement de la chaîne. Le schéma suivant est proposé par P. SOUQUET *et al.* (1975, 1977) (fig. 6) :

a - Le Tronçon catalan :

Il est situé à l'Est du fossé oblique axé sur la faille de Cerdagne ou faille de Catalogne (fig. 5-6). Il ne comporte que des unités de marge sud :

- Le socle hercynien présente une couverture néocrétacée et tertiaire autochtone souvent épaisse bien exprimée dans la Sierra de Cadi et les écaillés d'Amélie-les-Bains et de Masarach. Le Jurassique y est absent.
- Des *Écaillés paraautochtones*, témoins allochtones peu épais déplacés sur le Trias vers le Sud (nappes de Coustouges et de Castell de Bac Grillera).
- Les *Nappes du Alt Empordà* : Ensemble allochtone chevauchant vers le Sud-Ouest l'Eocène de la vallée du Ter. Les deux lobes de Mongri et de Figueres sont les seuls à renfermer des terrains jurassiques.

	TRONÇON BASCO-BEARNAIS	TRONÇON CENTRAL	TRONÇON CATALAN	
Zone Sous pyrénéenne	Rides d'Aquitaine	Zone Sous-pyrénéenne		UNITÉS SEPTENTRIONALES
	Unité d'Orthez	Zone des Écailles sous-pyrénéennes		
Zone Nord-pyrénéenne	Zone des Flyschs du Pays Basque et de Bigorre	Zone Nord-pyrénéenne		
	Zone du Massif Basque et de l'Anticlinorium de Biscaye			
Axe orogénique	Nappe des Marbres	Zone Interne Métamorphique		
	Zone des Chaînon Béarnais	Écailles bordières de la Haute chaîne	Haute Chaîne Primaire	UNITÉS MÉRIDIONALES
Couverture décollée		Zone Sud-pyrénéenne	Zone de Pedraforca	
		Zone des Sierras Marginales	Nappes du Alt Empordà	

Fig. 6 : Les zones structurales des Pyrénées.

b - Le Tronçon central (navarro-languedocien) :

Il est compris entre la faille de Catalogne et le faisceau des failles de Bigorre (fig. 5-6). La totalité des unités tectoniques de marge sud et nord des Pyrénées y sont représentées. Les unités décollées situées au Sud et à l'Est du massif de Mouthoumet (Corbières) lui sont rapportées.

Les unités septentrionales :

- **La Zone Interne Métamorphique** : Depuis la plaine du Roussillon à la vallée de l'Adour, elle jalonne la Haute Chaîne Primaire de dépôts métamorphiques au niveau desquels le Lias est généralement bien représenté.

- **Les Zones Nord-pyrénéennes** : Les unités structurales s'y organisent autour de massifs paléozoïques déracinés à couverture jurassique épaisse (d'Est en Ouest, les massifs de l'Agly, de Bessède-de-Sault, du Saint-Barthélemy, des Trois-Seigneurs, de l'Arize, de Milhas, de Chaum et de Férrère). Dans les unités les plus méridionales situées au voisinage de la Zone Interne, la série liasique est parfois métamorphique, comme dans le "Bassin" de Tarascon et sur la couverture du massif de l'Agly. Les unités les plus septentrionales chevauchent plus ou moins largement leur avant-pays. C'est particulièrement le cas de la couverture de l'Arize au niveau du Pech de Foix, du chaînon de Galamus au niveau du Pech de Bugarach ou encore de la Nappe des Corbières orientales dont la flèche de recouvrement est estimée à plus de 70 km.

Le Lias y est absent entre la vallée de l'Aude et la Cluse de Péréille.

Le Chevauchement Frontal Nord-pyrénéen qui la limite au Nord est jalonné d'écailles à matériel le plus souvent paléozoïque, dont certaines renferment cependant un peu de Jurassique (unité du Roc Pouyrit, écailles du Volp).

- **La Zone Sous-pyrénéenne et la Zone des Écailles sous-pyrénéennes** : Surtout constituées de Crétacé supérieur et de Tertiaire, elles chevauchent l'autochtone du Synclinal de Carcassonne et de la Zone Pré-

pyrénéenne au niveau du Chevauchement Frontal Sous-pyrénéen. Le Lias n'y est bien représenté que sur la couverture méridionale du massif paléozoïque de Mouthoumet.

Les unités méridionales : On sépare du Nord vers le Sud :

- *Les Écailles bordières de la Haute Chaîne Primaire* : Étroites et discontinues, elles jalonnent la bordure nord de la chaîne primaire. Seules les écailles de Gesse – Niort-de-Sault (Aude) et de Vialette (Hautes-Pyrénées) renferment du Lias.

- *La Zone Sud-pyrénéenne* : La couverture mésozoïque méridionale de la Haute chaîne y est décollée sur un matelas de Keuper. Elle est bordée au Nord par la bande triasique des Nogueras. Son extrémité orientale, Nappe de Pedraforca, est charriée sur le Tronçon catalan des Pyrénées. A l'Ouest, elle se prolonge dans la couverture néocrétacée de la Haute Chaîne. Le Lias n'y est largement représenté qu'à l'Est du cours du Rio Esera.

- *La Zone des Sierras Marginales* : Elle est séparée de la Zone Sud-pyrénéenne par le Synclinal de Tresproust prolongé à l'Ouest par le Synclinal de l'Aragon. Plusieurs ensembles distincts sont séparés (P. SOUQUET, 1967 ; B. PEYBERNES, 1976) :

. *Les Sierras Marginales Catalanes septentrionales* allongées de la Serra de Turp au Montsec de l'Estall, à l'Ouest duquel le Jurassique disparaît.

. *Les Sierras Marginales Catalanes méridionales* correspondant aux massifs de San Mamet, de Sant Jordi et du Mont-Roig. Le Lias disparaît progressivement à l'Ouest de la zone diapirique des Avellanes.

. *Les Sierras Marginales Aragonaises* situées au Sud du Synclinal de l'Aragon. Le Sénonien y repose généralement sur du Keuper. Le Lias n'y est connu qu'au niveau du pointement de San Felice (Ouest de Riglos)(L. CAREZ, 1910 ; M.-J. COMAS RENGIFO *et al.*, 1989).

c - Le Tronçon basco-béarnais entre "failles" de Bigorre et "faille" de Pamplona :

Il comporte les mêmes unités structurales que les Pyrénées centrales (fig. 6). Il est cependant caractérisé par l'enfouissement progressif de la Haute Chaîne Primaire et par la disparition, en profondeur, de la Zone Interne Métamorphique et de la Faille Nord-Pyrénéenne. On distingue :

Des unités septentrionales, Zone des flyschs du Pays Basque et de Bigorre, chevauchant l'avant-pays de la marge aquitaine. Le Lias y est exceptionnellement porté à l'affleurement.

Des unités méridionales, Zone des Chaînonns béarnais et des massifs paléozoïques associés d'Igouze et de Mendibelza (Zone centrale de L. DUCASSE *et al.*, 1986), chevauchant la Haute Chaîne selon un front majeur à vergence sud. Le Lias y est largement représenté.

d - Le Tronçon basco-béarnais à l'Ouest de la "faille de Pamplona". L'Arc Basque :

Il assure, à l'extrémité occidentale de la chaîne, la jonction entre les structures émergées des Pyrénées et la zone de subduction de la marge nord-ibérique (fig. 6-7). A l'Ouest de la "transformante" de Pamplona, on assiste à une désorganisation de l'architecture classique en double éventail de la chaîne et à la disparition de la continuité des unités structurales décrites dans le Tronçon navarro-languedocien (L. DUCASSE *et al.*, 1986 ; Ph. RAZIN, 1989). On distingue (fig. 6-7) :

Des unités septentrionales :

- *La Nappe des Marbres* : Bande synclinale à matériel mésozoïque métamorphisé dans laquelle il est possible de reconnaître une nouvelle émergence de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées.

- *L'Anticlinorium de Biscaye* : Vaste structure anticlinoriale architecturée sur l'ensemble des massifs paléozoïques basques (Massifs de Cinco Villas et du Labourd), encore appelé le *Massif Basque*.

- *La Zone des Flyschs du Pays Basque* : Unités à matériel flysch, à vergence nord, situées dans la continuité de la Zone Nord-pyrénéenne. Le Lias n'y affleure pas.

Des unités méridionales. Le Synclinorium de Biscaye : Unités à vergence nord relevant pourtant de la marge nord-ibérique. Elles sont limitées au Sud par le Front de chevauchement "sud-pyrénéen" et passent latéralement aux Chaînes Cantabriques. Ce secteur ne fait pas partie de notre territoire d'étude.

3 - La structure profonde des Pyrénées

Elle a été l'objet de nombreuses interprétations. Les données géophysiques (E.C.O.R.S. PYRÉNÉES TEAM, 1988) ont récemment montré, dans les Pyrénées centrales, le plongement de la plaque ibérique sous l'Europe selon une surface inclinée de 20° à 30° vers le Nord (fig. 4A-C). La profondeur du Moho passe ainsi de 50 km à la verticale de la Haute Chaîne à une vingtaine de kilomètres à la verticale de la Faille Nord-Pyrénéenne. La Haute Chaîne est découpée en un système d'écailles à pendage nord. Le Front Nord-Pyrénéen présente un pendage sud prononcé.

La zone interne des Pyrénées, avec son métamorphisme et ses multiples pointements de roches ultramafiques, se situe en regard d'un important rejet du Moho. Cette donnée est à elle seule un élément fondamental en faveur d'un système décrochant dont l'activité a précédé la phase compressive.

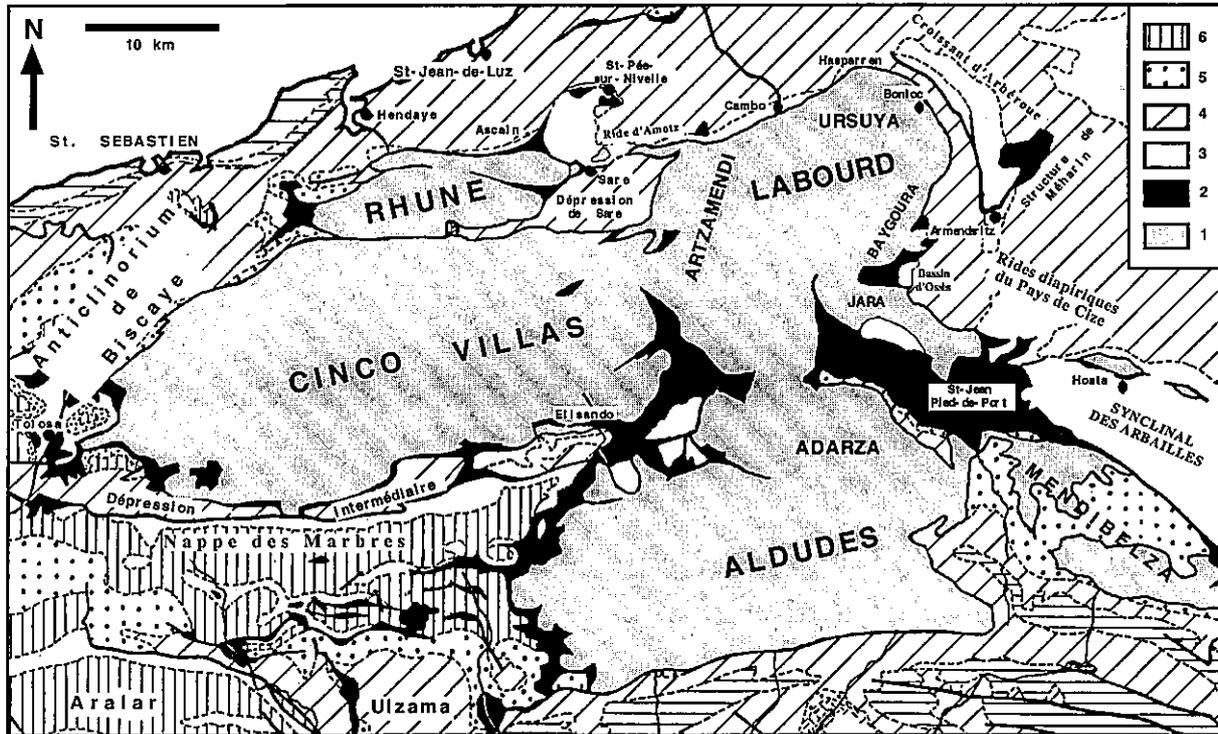


Fig. 7 : Schéma structural des Pyrénées occidentales à l'Ouest de la "faille" de Pamplona. Légende. 1 : Paléozoïque ; 2 : Permo-Trias ; 3 : Jurassique ; 4 : Crétacé inférieur ; 5 : Albien ; 6 : Crétacé supérieur.

4 - Le prolongement éventuel de la chaîne vers l'Est :

Le problème du prolongement de la chaîne des Pyrénées vers l'Est a fait l'objet de nombreuses discussions (M. DURAND DELGA, 1980 ; F. ARTHAUD et M. SEGURET, 1981 ; G. BOILLOT *et al.*, 1984 ; P. GUENOC *et al.*, 1994). Sa résolution est rendue difficile par l'enfouissement du substratum sous les dépôts quaternaires du Golfe du Lion. Les forages et, surtout, les données de sismique réfraction réalisées dans le cadre du programme E.C.O.R.S. (B. VOOGDT *et al.*, 1991) en ont récemment permis une meilleure compréhension (fig. 8A-B). Toutes les données actuelles sont bien synthétisées par P. GENNOC *et al.* (2000).

Les unités nord-pyrénéennes ayant subi la virgation des Corbières se raccordent aux plis à matériel mésozoïque décollés sur le Trias de l'arc languedocien (arc de Saint-Chinian et plis de Montpellier)(fig. 8A), entraînant la dénudation "tectonique" du socle paléozoïque de la région côtière du Golfe du Lion. L'identification, en sondages, de successions inverses et de chevauchements confirme l'existence, au niveau de la plate-forme côtière occidentale du golfe, de structures pyrénéennes tangentielles (fig. 8B). Aucune ne semble toutefois se prolonger à l'Est de la Faille de Nîmes et de son prolongement méridional. Des plans obliques pouvant correspondre à des chevauchements apparaissent sur les profils sismiques de la partie centrale du golfe (P. GENNOC *et al.*, 1994, 2000). Le rôle de toutes ces structures lors de l'extension oligocène est vraisemblable (C. GORINI *et al.*, 1991). La Faille Arlésienne semble avoir séparé les structures languedociennes de l'orogène provençal proprement dit.

La Zone Axiale des Pyrénées ne semble pas se prolonger de façon évidente dans le Paléozoïque du Golfe du Lion (F. ARTHAUD et M. SEGURET, 1981 ; F. ARTHAUD *et al.*, 1980/81). Aucun terrain métamorphique comparable n'y est en effet identifié (P. GENNOC *et al.*, 2000).

Aucune structure Est-Ouest ne prolonge l'axe orogénique des Pyrénées à l'Est du Roussillon. Qu'en est-il alors de la Faille Nord-Pyrénéenne, que la plupart des auteurs élèvent au rang de fracture majeure de l'écorce terrestre ? Trois hypothèses principales sont avancées :

- 1 - La Faille Nord-Pyrénéenne est décrochée par l'accident des Cévennes (F. ARTHAUD et M. MATTAUER, 1972) ou se poursuit sans décalage notable, cachée par le prisme des dépôts oligocènes, sur la bordure méridionale du bloc paléozoïque du Golfe du Lion (F. ARTHAUD et M. SEGURET 1981 ; F. ARTHAUD *et al.*, 1980/81). La séparation du bloc corso-sarde se produirait plus tard le long de cet accident. Il faudrait alors chercher son prolongement entre la Corse et le massif des Maures.

Dans cette hypothèse, cette fracture ne semble provoquer aucun décalage significatif des lignes isopiques du Paléozoïque et du Jurassique de la Sardaigne nord-occidentale et de la Basse Provence (C. MONLEAU, 1986). Cet accident, frontière de deux plaques lithosphériques n'est, à ce jour, pas mis en évidence par la géophysique.

2 - La Faille Nord-Pyrénéenne s'interrompt à l'Est de Perpignan et est transformée par le faisceau sénestre de la Faille des Cévennes (M. DURAND DELGA, 1980) ou du faisceau de la Faille de Nîmes (C. CORNET, 1977).

3- La Faille Nord-Pyrénéenne est décalée par une fracture de direction NW-SE, "zone transformante" catalane de P. GENNOC *et al.* (2000). Cet accident permet, lors de l'orogénèse pyrénéenne, un mouvement différentiel entre l'Ibérie et le Bloc corso-sarde et explique la non continuité des structures tangentielles entre les deux plaques (vergence méridionale au niveau du Tronçon catalan des Pyrénées, vergence nord en Sardaigne et en Provence).

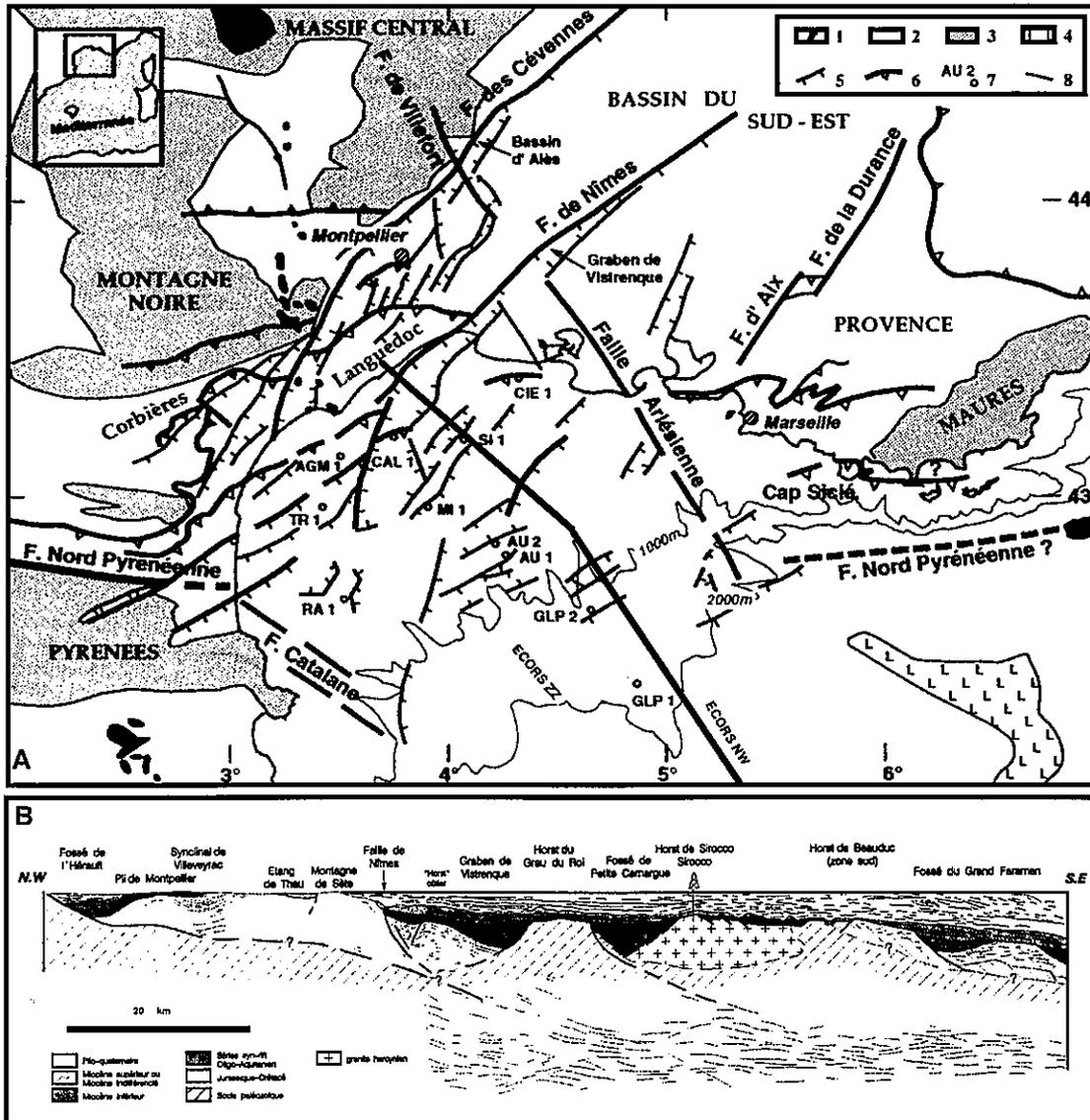


Fig. 8 : Les grands traits structuraux du Golfe du Lion d'après P. GUENNOC *et al.* (1994).

A : Domaines géotectoniques et failles principales. Localisation des sondages. *Légende* : 1. volcanisme ; 2 : Méso- et Cénozoïque ; 3 : Paléozoïque ; 4 : évaporites ; 5 : failles normales ; 6 : chevauchements tertiaires ; 7 : puits offshore ; 8 : profil sismique.

B : Profil sismique du domaine sud-occidental, depuis les bassins languedociens jusqu'au Graben central (bassin des Cathares).

B - LE BLOC CORSO-SARDE

La Corse et la Sardaigne constituent un micro continent "isolé" entre les deux ovales océaniques provençal et thyrrénien. L'ensemble est chevauché sur sa marge nord orientale par les unités allochtones de la Corse alpine (M. DURAND DELGA, 1980) (fig. 9).

L'hypothèse de la rotation du bloc corso-sarde, déjà admise par E. ARGAND (1922), est maintenant bien établie par un faisceau d'arguments géologiques (W. ALVAREZ *et al.*, 1974 ; G. CHABRIER et G. MASCLE, 1975) et géophysiques (M. WESTPHAL *et al.*, 1976), bien synthétisés par M. DURAND DELGA (1980) et G. BOILLOT *et al.*, (1984).

Ce mouvement fait suite à l'importante phase de tectonique distensive (rifting) qui affecte la bordure méridionale de l'Europe à l'Oligocène. Il est à l'origine de l'effondrement de la bordure languedocienne, de la création des bassins de Valence et de Provence et permet l'élaboration d'un véritable arc insulaire unissant les blocs corse, sarde, baléaire et kabyle. La migration de la micro-plaque corso-sarde et l'accrétion océanique au niveau du bassin ligure résulte, au Miocène inférieur, de la subduction de la plaque apulienne sous l'Europe. La dissociation de l'ensemble est plus tard exagérée par la création de l'ovale océanique thyrrénien.

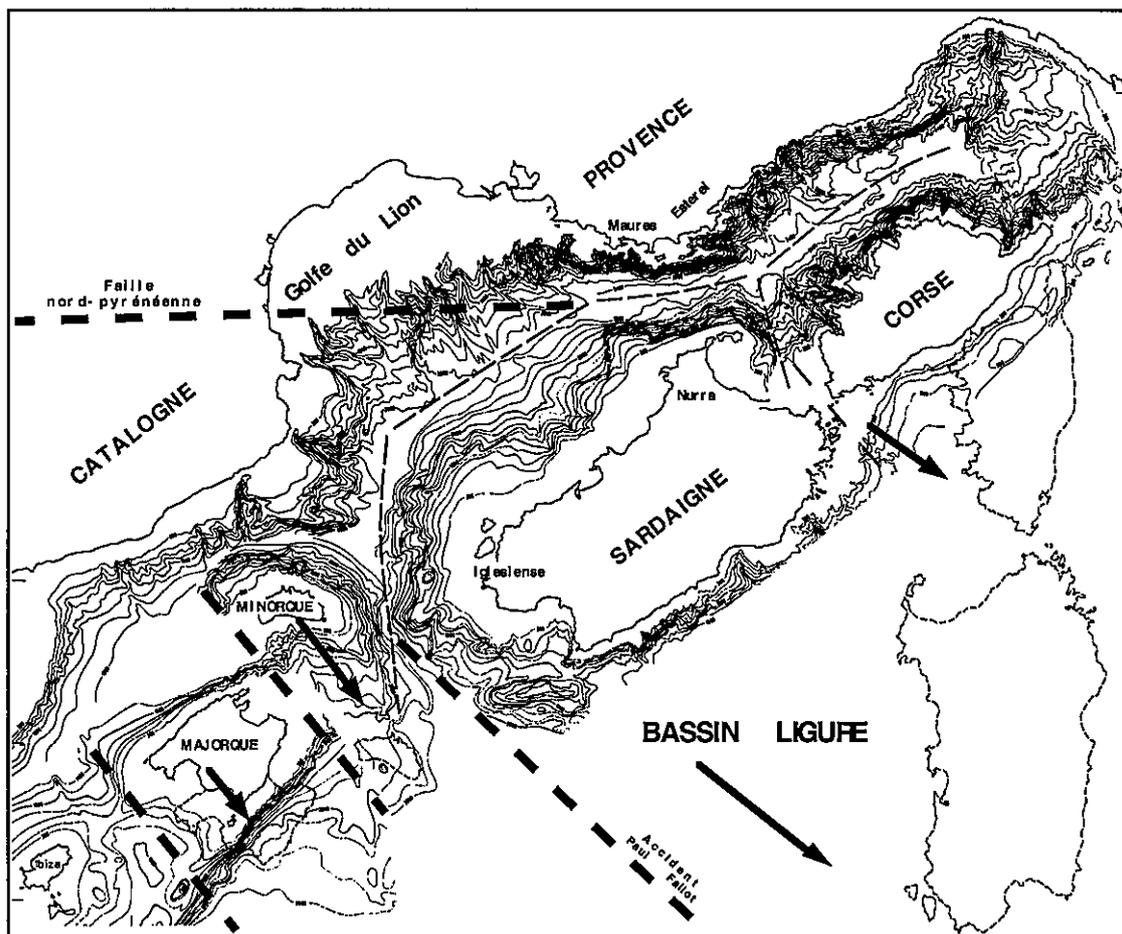


Fig. 9 : Position de la Corse, de la Sardaigne et des Baléares par rapport au continent européen, avant l'ouverture océanique du Golfe du Lion. Situation au début du Miocène après la distension oligocène des marges, d'après J.-L. OLIVET (1996).

L'âge de cette séquence est bien établi (elle est figée entre 18 et 19 Ma) et sa cinématique est assez bien connue. Le paléomagnétisme indique des rotations anti-horaires de 30° pour la Corse et de 60° pour la Sardaigne, depuis le Permien. Ces angles sont compatibles avec l'emboîtement des talus continentaux (M. WESTPHAL *et al.*, 1973). Tous les auteurs s'accordent ainsi pour situer le pôle de rotation de la micro-plaque aux alentours de Gênes (W. ALVAREZ *et al.*, 1974) et pour placer la Sardaigne au Sud des massifs provençaux des Maures et de l'Estérel (M. WESTPHAL *et al.*, 1976 ; M. DURAND DELGA, 1980)(fig. 9). Cette disposition est confirmée par les données de la paléogéographie du Jurassique qui suggèrent un rapprochement des faciès entre la Provence et le Nord-Ouest de la Sardaigne (Ph. FAURE et B. PEYBERNES, 1983), d'une part, entre l'Arc de Nice et la Sardaigne centro-orientale, d'autre part (C. MONLEAU, 1986).

Un consensus se dégage quant à la cinématique tertiaire de la micro-plaque. Son évolution anté-rift oligocène et son comportement lors de l'orogénèse pyrénéenne ne peuvent cependant être retracés avec précision. Le bloc corso-sarde a-t-il toujours été solidaire de la plaque ibérique au cours de son histoire comme le montrent la plupart des reconstructions (voir J.-L. OLIVET, 1996) ? Si tel est le cas, il a subi les mêmes

mouvements de translation qu'elle. A-t-il pu faire partie d'un ensemble lithosphérique plus oriental l'associant au bloc de Provence et du Languedoc ? Ce problème rejoint celui de l'interprétation du prolongement oriental de l'orogène pyrénéen et de la Faille Nord-pyrénéenne.

Les Iles Baléares se situent structuralement dans le prolongement méridional de l'édifice corso-sarde. La distension oligocène du bassin de Valence induit des décalages transformants plus ou moins prononcés entre les différentes îles (fig. 9) (A. MAUFFRET, 1979). Un décrochement dextre identique, de l'ordre 70 km d'amplitude, permet de placer Minorque dans un avant-pays de la Chaîne Bétique (M. DURAND DELGA, 1980), l'accident transformant Paul Fallot aurait, au nord de cette île, permis la rotation de l'ensemble corso-sarde.

Ainsi l'ensemble constitué par les blocs corso-sarde et baléaire a subi, postérieurement à l'orogénèse alpine, une fragmentation liée à des phénomènes d'extension provoqués par la rotation de l'ensemble africo-apulien. Des unités aujourd'hui éloignées telles la Sardaigne nord-occidentale et la Provence, ou la Sardaigne sud-occidentale, Minorque et les Chaînes Côtières Catalanes, étaient proches paléogéographiquement au Jurassique.

C - LES CHAÎNES CATALANES

Seule leur extrémité septentrionale est intéressée par notre étude. Les Chaînes Côtières Catalanes forment un édifice intra-cratonique allongé, sur environ 300 km de longueur, entre le bassin de l'Ebre et la Méditerranée qu'elles atteignent aux abords de Barcelone (fig. 10). Leurs plis, de direction générale N 60°E, se raccordent au Sud-Ouest avec les plis, de direction N130°E, de la branche nord-occidentale des Ibérides (J. CANEROT, 1981). L'ensemble de la couverture y est affecté de plis en échelon souvent largement décollés sur le Trias et plus ou moins fortement chevauchants vers le Nord-Ouest, comme les Nappes de Llaberia.

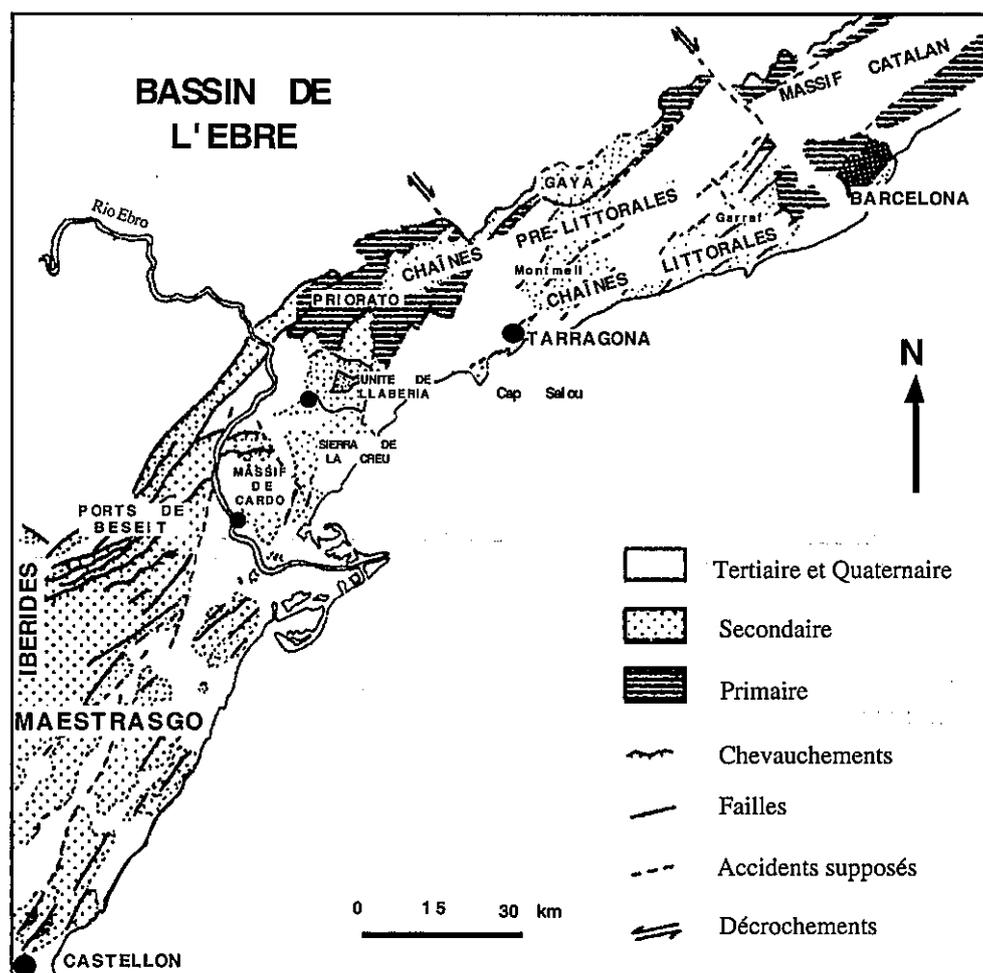


Fig. 10 : Carte géologique schématique des Chaînes Côtières Catalanes, d'après J. CANEROT (1981).

IV - LE CADRE STRATIGRAPHIQUE ET SES LIMITES

A - DÉFINITION ET LIMITES DU LIAS

1 - DÉFINITION DU LIAS

Le terme de Lias apparaît dans la littérature scientifique anglaise de la fin du 18^{ème} siècle. Des auteurs comme J. PHILLIPS, J.C. SOWERBY, ou encore M. SIMPSON, l'utilisent pour souligner un caractère pétrographique habituel du Jurassique inférieur, fait d'alternances de marne et de calcaire (layers). Ils l'opposent habituellement à l'"Oolithe" qui correspondait aux termes supérieurs, plus carbonatés, du Jurassique.

A. BRONGIARD introduit le terme de Lias en France. Il est utilisé par A. DUFRENOY et L. ELIE DE BEAUMONT dans leur manuel d'explication de la carte géologique de France (de 1830 à 1848), pour qui il désigne, selon l'interprétation anglaise, la partie inférieure des terrains jurassiques. Dès lors, les stratigraphes divisent les temps jurassiques en deux périodes, ou groupes, ayant tous deux valeur de système à part entière : le Lias, à la base, l'Oolithique, au sommet.

Cette hiérarchie des temps jurassiques est la plus couramment utilisée pendant la deuxième partie du 19^{ème} siècle. A. LEYMERIE (1856, 1881), A. D'ARCHIAC (1847, 1859), A.F. NOGUES (1855, 1862) et H. MAGNAN (1872) l'utilisent notamment dans les Pyrénées. G. DUBAR l'utilise également en 1925, dans son étude sur les Pyrénées françaises.

Dans sa synthèse sur les Pyrénées, L. CAREZ (de 1903 à 1909) donne au Lias un sens différent et le réduit à la valeur de sous-système, au même titre que l'Infralias de A. LEYMERIE (1881).

E. HAUG (1910), dans son traité de Géologie, adopte, pour les temps jurassiques, une division tripartite en Jurassique inférieur, Jurassique moyen et Jurassique supérieur qui est encore utilisée actuellement. Le Lias désigne clairement le sous-système synonyme de Jurassique inférieur.

2 - LA LIMITE INFÉRIEURE DU LIAS

Sa position est longtemps restée dépendante de la conception donnée par les auteurs à "l'étage" Infralias (A. LEYMERIE, 1838). Nous exposerons plus loin (p. 45) quelles ont été les étapes de sa définition.

Conformément aux résolutions du 1^{er} Colloque international sur le Jurassique tenu à Luxembourg en 1962 sous les auspices de la Commission de l'U.I.C.G., cette limite est clairement située entre les étages Rhétien (C. W. GUMBEL, 1861) et Hettangien (E. RENEVIER, 1864).

Repères paléontologiques :

Le Lias débute ainsi avec l'apparition à l'Hettangien de la famille des Psilocératacés (*Ammonitina*) et le développement du genre *Psiloceras*.

Dans le domaine pyrénéen, en l'absence de céphalopodes, les repères sont fournis par les bivalves (G. DUBAR, 1922, 1925 et in F. DALBIEZ *et al.*, 1959), les microflores (in R. CURNELLE, 1983) et les microfaunes (B. PEYBERNES *et al.*, 1988 ; M. FRECHENGUES et B. PEYBERNES, 1992). La précision donnée par ces faunes est cependant insuffisante pour permettre de tracer avec fiabilité la limite Trias - Lias dans les Pyrénées.

Cette limite est conventionnellement placée par G. DUBAR entre l'épisode laguno-marin du Rhétien et la première formation carbonatée qui sous-tend le Lias, qu'il rapporte à l'Hettangien inférieur (Formation de l'Arize, Dolomie de Carcans). Le diachronisme d'une telle limite de faciès est démontré en Aquitaine par R. CURNELLE (1983, p. 95). Il est également plausible à l'échelle du domaine pyrénéen.

La totalité de cette première formation carbonatée est, par convention, rattachée au Trias supérieur dans les Ibérides et les Chaînes Catalanes (Formation de Imon) (A. GOMEZ et A. GOY, 1979). Dans les Pyrénées, les microfaunes semblent permettre d'attribuer, au moins, sa partie inférieure au Trias supérieur.

3 - LA LIMITE SUPÉRIEURE DU LIAS

La limite supérieure du Lias est étroitement liée aux fluctuations de l'interprétation de l'étage Aalénien et de ses limites. Nous rappellerons plus loin quelles ont été les étapes de sa définition.

Depuis le Colloque du Jurassique de Luxembourg (1962), elle est placée sous la zone à Opalinum, unité correspondant par définition à la durée d'extension du genre *Leioceras*.

Dans le domaine pyrénéen, la limite Lias-Dogger correspond toujours à un changement lithologique important matérialisé par la réapparition de la sédimentation carbonatée en milieu de plate-forme externe.

B - LES DIVISIONS DU LIAS

1 - LA DIVISION EN ÉTAGES

A. DUFRENOY (1841), ou D'ARCHIAC (1847) divisaient le Jurassique inférieur en deux périodes, le Lias inférieur et le Lias supérieur. La division tripartite, encore utilisée de nos jours en Lias inférieur - Lias moyen - Lias supérieur, est issue de la première division du Jurassique en étages géologiques introduite par A. D'ORBIGNY (1842, 1849, 1850) en Sinémurien, Liasien et Toarcien.

Ces trois divisions sont introduites dans la terminologie pyrénéenne dès 1859 par A. D'ARCHIAC et, surtout, utilisées par A.F. NOGUES (1962). Elles sont, pour la plupart, encore en vigueur. Seul le terme de **Liasien**, ne dérivant pas d'un nom de localité, est ensuite remplacé par A. OPPEL (1858) par le terme synonyme de **Pliensbachien**. L'**Hettangien** est défini plus tard par E. RENEVIER (1864).

L'étage **Cymbien** créé par A. LEYMERIE (1881) pour désigner la moitié supérieure du Lias moyen (futur Domérien) et l'**Epilias**, partie supérieure du Toarcien "caractérisée par *Gryphaea sublobata*" (1881, p. 390), ne connaissent pas le même succès et ne sont pas adoptés par les stratigraphes.

D'autres divisions, proposées ultérieurement, ont été conservées avec une valeur de sous-étage. C'est le cas du **Lotharingien** (E. HAUG, 1910) qui correspond à la moitié supérieure du Sinémurien, du **Carixien** (W.D. LANG, 1913) et du **Domérien** (G. BONARELLI, 1894) qui se partagent le Pliensbachien. **Whitbien** et **Yeovillien**, sous-étages du Toarcien proposés par S. BUCKMAN (1910) ne sont pas adoptés par les géologues français.

2 - LA DIVISION EN ZONES

a - Les zones d'ammonites (fig. 11) :

La fragmentation des aires continentales et la multiplication des niches écologiques permettent, au Lias, une véritable explosion évolutive des ammonites qui fournissent ainsi un incomparable outil de datation relative des dépôts.

A. OPPEL (1856-58) crée la première échelle biochronologique basée sur des successions d'ammonites. Il subdivise le Jurassique en 33 zones qui sont pour la plupart reprises par E. HAUG, dans son *Traité de Géologie* (1910), et utilisées comme telles au début du siècle par les stratigraphes, notamment par G. DUBAR (1925).

L.F. SPATH (1942), puis W.T. DEAN, D.T. DONAVAN et M.K. HOWARTH (1961) proposent le premier essai de synthèse de zonation par les ammonites du Lias anglais.

Cette échelle est ensuite adaptée aux séries françaises par le Groupe Français du Jurassique (G.F.E.J.) et affinée à l'échelle de l'horizon élémentaire d'ammonites (R. MOUTERDE *et al.*, 1971).

Les résultats obtenus depuis, en Europe continentale, par M. CORNA, J.-L. DOMMERGUES, C. MEISTER, S. ELMI et L. RULLEAU, permettent un nouvel amendement de cette échelle. Les divisions en ont été exposées en 1991, lors du 3^{ème} Symposium International sur la Stratigraphie du Jurassique de Poitiers, puis à nouveau amendées par le Groupe Français du Jurassique (E. CARIOU et P. HANTZPERGUE, coord. 1997). Ces divisions, valables dans les limites du domaine paléobiogéographique nord-ouest européen, sont toutes applicables à notre domaine d'étude. Notre découpage tiendra également compte des subdivisions à caractère plus local utilisées dans la Péninsule ibérique par A. GOY et son équipe (M.J. COMAS RENGIFO, 1985 ; A. GOY et G. MARTINEZ, 1989).

Les échelles radiochronologiques (GRADSTEIN *et al.*, 1995) nous montrent que le Lias a duré environ 25 millions d'années (par exemple le Lotharingien a duré environ 3 Ma, le Carixien 4 Ma, le Domérien, 3 Ma, le Toarcien, 7 à 8 Ma). Il faut ainsi accepter qu'une zone d'ammonite ait pu durer en moyenne 1 à 1,5 Ma et une sous-zone, 100.000 à 500.000 années. La durée d'un horizon d'ammonite, durée qui correspond à l'acmé d'une espèce, pourrait ainsi être de moins de 200.000 ans au Lotharingien, de moins de 180.000 ans au Carixien, de moins de 160.000 ans au Domérien et de moins de 250.000 ans au Toarcien, soit une durée de l'ordre d'une paraséquence sédimentaire, toujours largement inférieure à celle d'un cycle transgressif-régressif de 3^{ème} ordre.

b - Les zones de brachiopodes (fig. 11) :

La valeur biostratigraphique des brachiopodes est actuellement reconnue et étayée par les échelles biozonales proposées principalement par Y. ALMERAS, A. BOULLIER et B. LAURIN (1990, 1997), A. GOY, M.J. COMAS RENGIFO et F. GARCIA JORAL (1984) et Y. ALMERAS et Ph. FAURE (2000).

Le brachiopode est un outil de datation incontournable. Il s'accommode de milieux de vie très variés et ses populations sont présentes dans des environnements aussi divers que la plate-forme distale ou la plate-forme carbonatée proximale, là même où les autres marqueurs, comme les ammonites, sont peu abondants ou totalement absents.

La précision chronologique fournie, loin d'égaliser celle donnée par les ammonites, peut cependant atteindre le million d'année, soit, à certaines périodes, la valeur d'une sous-zone d'ammonite, durée qui correspond, en moyenne, à la durée d'une séquence sédimentaire de 3ème ordre. L'impossibilité de déterminer de façon fiable un exemplaire isolé et la nécessité, chaque fois, du recueil de larges populations, sont cependant un obstacle à l'utilisation courante de ces échelles biozonales.

c - Les autres zonations :

D'autres zonations, également synthétisées par le Groupe Français d'études du Jurassique (E. CARIOU et P. HANTZPERGUE, coord. 1997), soulignent la valeur biostratigraphique des foraminifères ou encore, des nannofossiles.

ETAGES	SOUS-ETAGES	BIOZONATION STANDARD	
		ZONES D'AMMONITES	ZONES DE BRACHIOPODES
TOARCIEN		LUGDUNENSIS	Stroudithyris infraoolithica et Stroudithyris stephanoides
		PSEUDORADIOSA	
		DISPANSUM	
		THOUARSENSE	
		VARIABLES	Zone d'intervalle (pas de brachiopodes)
		BIFRONS	Sphacroidothyris vari
		SERPENTINUM	Homocorhynchia batalleri et Telothyris jauberti
		TENUICOSTATUM	L. fallofi et A. iberica
PLIENSBACHIEN	DOMERIEN	SPINATUM	Quadratrhyynchia quadrata et Zeilleria (Z.) quadrifida
		MARGARITATUS	Gibbirhynchia liasica
	CARIKIEN	DAVOEI	Cirpa briseis
		IBEX	Gibbirhynchia curviceps
		JAMESONI	
		SINEMURIEN	LOTHARINGIEN
OXYNOTUM			
OBTUSUM			
	SEMICOSTATUM		Zeilleria (Z.) vicinalis
	BUCKLANDI		
	ROTIFORME		
HETTANGIEN		ANGULATA	Zeilleria (Z.) perforata
		LIASICUS	
		PLANORBIS	

Fig. 11 : Les étages, sous-étages du Lias et la zonation standard par les ammonites (E. CARIOU et P. HANTZPERGUE, coord. 1997) et les brachiopodes (Y. ALMERAS et Ph. FAURE, 2000).

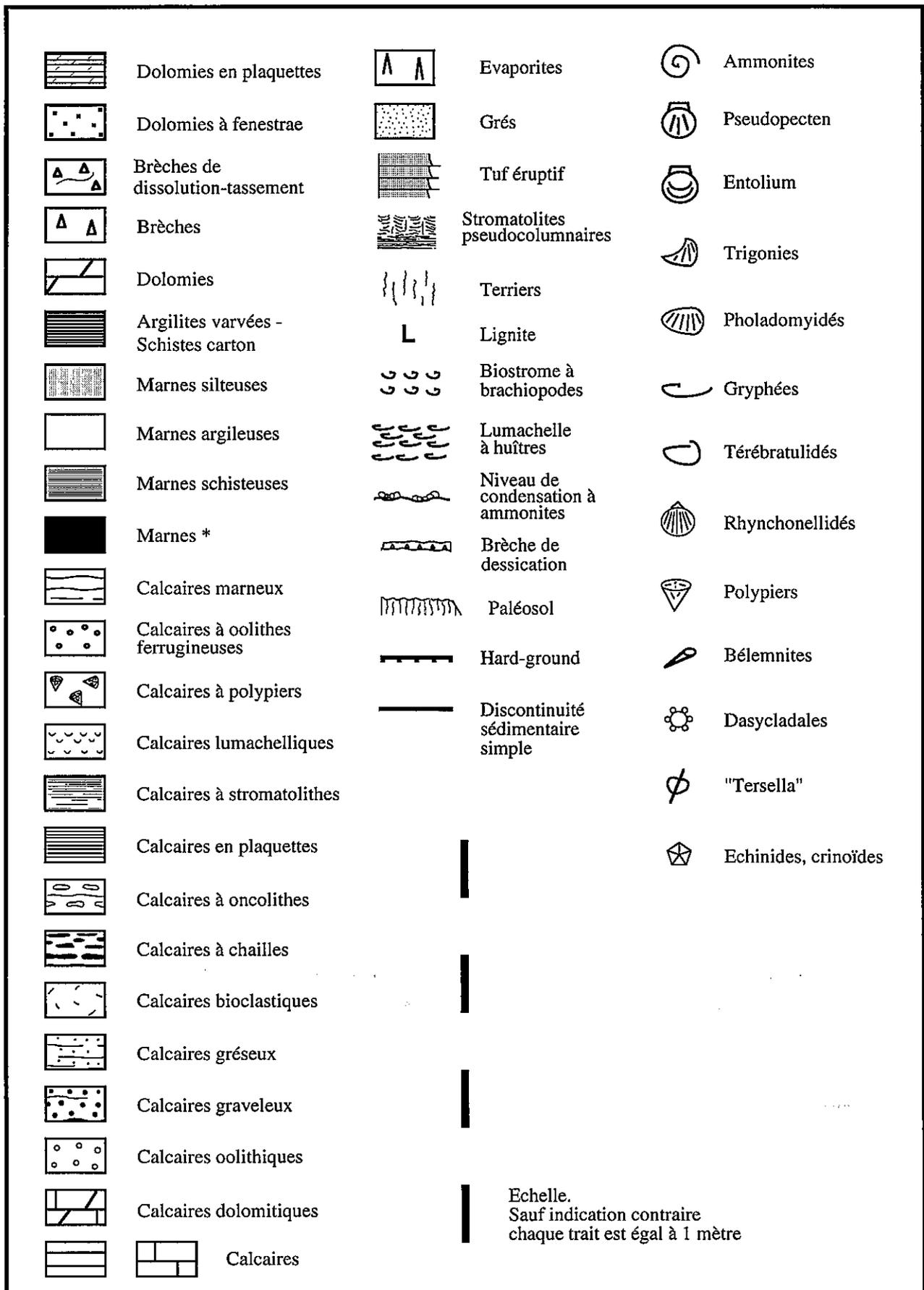


Fig. 12 : Légende commune à toutes les coupes.

(*) pour des raisons techniques ce figuré peut, sur certaines coupes, remplacer les trois précédents.

LES MÉTHODES D'ÉTUDES

I - L'ANALYSE BIOSTRATIGRAPHIQUE	28
II - L'ANALYSE DES PALÉOENVIRONNEMENTS	28
III - L'ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	28
Les unités lithostratigraphiques :	28
Les discontinuités sédimentaires :	29
IV - L'ANALYSE SÉQUENTIELLE	29
A - L'analyse lithoséquentielle :	29
B - La stratigraphie faciologique :	30
C - La stratigraphie séquentielle :	30
1 - Les cortèges sédimentaires :	30
2 - Les surfaces :	30
3 - Profil des séquences :	31
4 - Méthode utilisée :	31
5 - Les outils biologiques :	32
6 - Cadre chronostratigraphique fourni par la stratigraphie séquentielle, au Lias :	33
7 - Méthodologie	33

LES MÉTHODES D'ÉTUDES

I - L'ANALYSE BIOSTRATIGRAPHIQUE

Elle repose sur la récolte en place de tous les organismes, en particulier les ammonites et les brachiopodes, dont la valeur biostratigraphique est soulignée plus haut et dont les successions sont confrontées aux échelles standard (E. CARIOU et P. HANTZPERGUE, coord. 1997).

Le contenu des divisions zonales et sous-zonales basées sur la succession des ammonites, sera exposé dans chaque chapitre, en insistant sur les éléments fauniques réellement représentés dans les confins méridionaux de l'Europe (Aquitaine, Languedoc et région ibéro-pyrénéenne). Nous proposerons ensuite un découpage en horizons biostratigraphiques élémentaires utilisables dans la région ibéro-pyrénéenne.

Nous n'insisterons pas sur la succession et la valeur biostratigraphique des brachiopodes qui ont été récemment analysées dans les Pyrénées par Y. ALMERAS et Ph. FAURE (2000).

Nous discuterons de la valeur, au moins locale, des foraminifères et des mollusques lamellibranches et gastéropodes récoltés dans l'aire pyrénéenne.

II - L'ANALYSE DES PALÉOENVIRONNEMENTS

Elle découle de l'étude sédimentologique et paléocéologique des milieux de dépôts. Elle est permise par l'analyse de biocénoses et, lorsque cela a été possible, par l'étude des microfaciès.

Les environnements que nous aurons à étudier se situent dans le domaine paléogéographique de la plate-forme épicontinentale, zone comprise entre la ligne de paléo-rivage et le talus continental. La granulométrie, l'hydrodynamisme et l'analyse qualitative des biocénoses permettent de distinguer des environnements étendus de la plate-forme proximale à la plate-forme distale.

La terminologie suivante nous permettra, tout au long de ce travail, de désigner les étages paléocéologiques suivants :

- **Étage supralittoral** : Paléomilieu continental non aquatique situé au-dessus de la ligne de rivage.
- **Étage médiolittoral** : Étage soumis à une alternance d'émersion et d'immersion dans la zone de balancement des marées.
- **Étage infralittoral** : Totalement immergé, cet étage s'étend de la limite de la basse-mer à la limite inférieure des algues photophyles (15-20 m à 60-80 m de profondeur selon les climats et la turbidité des eaux).
- **Étage circalittoral** : Étage le plus profond et le moins éclairé du système littoral, il atteint le talus continental.

III - L'ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

L'examen objectif de la colonne sédimentaire repose sur l'identification des unités lithostratigraphiques qui la composent et des discontinuités qui les découpent :

Les unités lithostratigraphiques :

Leur inventaire et leur hiérarchisation se situent à plusieurs niveaux :

- **La Formation** : C'est un ensemble lithologique d'échelle cartographique, aisément identifiable sur le terrain, possédant des caractéristiques communes de litho- ou de biofaciès. La Formation est définie, selon les résolutions du Comité Français de Stratigraphie (J. REY, 1997), en fonction d'une coupe et d'une localité-type bien repérable sur une carte à grande échelle.

Ce niveau hiérarchique s'étend généralement à la totalité des grands domaines paléogéographiques qui forment la trame de notre travail (Pyrénées languedociennes, P. centrales, P. occidentales, P. méridionales, Sardaigne), parfois, à plusieurs d'entre eux.

- **Le Membre** : Cette unité lithostratigraphique de rang inférieur nous permet de subdiviser la Formation. Le Membre est rarement corrélable d'un domaine paléogéographique à l'autre. Il permet de souligner l'évolution lithologique et les passages latéraux de faciès pouvant se produire au sein de la Formation, à l'intérieur d'un même domaine.

Leur dénomination repose sur un type de faciès et/ou un contenu paléontologique caractéristique, assorti, ou non, de la référence à une localité-type, pouvant alors éventuellement correspondre à un lieu-dit.

- **La Couche** : Plus petite unité individualisée, il s'agit d'un lit ou d'un ensemble de lits, d'épaisseur généralement infra-métrique, dont la dénomination - Dalle, Assise, Banc, Niveau... - est associée à un caractère de faciès (Oolithe, le plus souvent) ou à un contenu paléontologique (Dalle à *Montlivaultia*, Assise à *Cuersithyris*, Banc à *Sphaeroidothyris*,...). Une localité-type (Niveau du Saint Sauveur, Oolithe du Roc de Caralp,...) sera parfois ajoutée.

Les discontinuités sédimentaires :

Ce sont des ruptures dans la régularité de la sédimentation. L'arrêt de sédimentation qu'elles enregistrent peut être plus ou moins long. Le changement de lithofaciès qu'elles engendrent les fait le plus souvent choisir comme limite de deux unités lithostratigraphiques, quelque soit son rang (Formation, Membre, Couche). Lorsqu'elles n'entraînent aucun changement de lithofaciès (discontinuités intra-marnes ou intra-calcaires), leur repérage, plus difficile, nécessite un examen approfondi des caractères sédimentologiques et paléocéologiques de la colonne sédimentaire et une étude des séquences de dépôt.

L'étude d'une vaste aire géographique comme la marge ouest-téthysienne permet une hiérarchisation des discontinuités. Certaines sont générales ou régionales, alors que d'autres, parfois localement mieux marquées dans la sédimentation, n'ont qu'une emprise locale.

Nous décrirons successivement leur extension, leur âge et leur morphologie, sans toutefois discuter, dans un premier temps, de leur signification en terme de stratigraphie séquentielle.

Leur numérotation comportera une lettre - **I** pour le Lias inférieur, **M** pour le Lias moyen, **S** le pour Lias supérieur et **D** pour le Dogger - suivie d'une numérotation, de la plus ancienne à la plus récente, numérique pour les discontinuités générales les plus évidentes sur le terrain, alphanumérique pour les discontinuités peu marquées et/ou d'extension locale.

Exemples : **Discontinuité I3** : Troisième discontinuité générale du Lias inférieur.

Discontinuité Sb : Deuxième discontinuité locale du Lias supérieur.

IV - L'ANALYSE SÉQUENTIELLE

A - L'analyse lithoséquentielle :

L'analyse des séquences d'objets (A. LOMBARD, 1956) permet une étude objective de l'évolution stratonomique, sédimentologique et paléocéologique d'une colonne sédimentaire. Les séquences lithostratigraphiques individualisées sont limitées par des discontinuités séquentielles correspondant à un changement brutal du caractère de la sédimentation et/ou à une lacune plus ou moins longue de la sédimentation. Une hiérarchie en superséquences, mégaséquences, mésoséquences et séquences élémentaires est admise.

- **Les superséquences et les mégaséquences** sont induites par des variations globales, au long terme, des conditions sédimentologiques. Leur grande amplitude dans le temps comme dans l'espace, leur permet d'être corrélées sur une vaste surface, comme l'aire pyrénéenne.

Les différents travaux effectués sur le Lias péri-aquitain s'accordaient pour individualiser deux superséquences, **jLI** transgressive, et **jLII** régressive (Ph. FAURE, 1983, 1985, 1987, 1993 ; R. CUBAYNES *et al.*, 1989) constituées par l'emboîtement de quatre mégaséquences de dépôt, soit deux séquences transgressives L1 et L2 et deux séquences klüpféliennes L3 et L4 délimitées par des discontinuités générales ou régionales.

- **Les mésoséquences** sont l'échelon le plus utile en raison de leur amplitude décamétrique. Leur corrélation et leur hiérarchisation apparaissent cependant difficiles, voire impossibles, sur une aussi grande étendue que l'aire pyrénéenne.

Par exemple, douze mésoséquences étaient individualisées dans le Quercy (R. CUBAYNES *et al.*, 1989), neuf dans les Corbières (Ph. FAURE, 1984), six dans les Pyrénées méridionales (Ph. FAURE, 1984) et quatre, seulement, dans les Pyrénées Basques (Ph. FAURE, 1987).

De plus, les limites mésoséquentielles fluctuaient d'un domaine à l'autre avec les passages latéraux de faciès, la hiérarchisation différente des Formations et des Membres lithostratigraphiques et la disparition, l'atténuation ou la collision des discontinuités qui les limitaient.

L'absence d'adéquation entre les séquences lithoclinales et la réponse sédimentaire aux variations cycliques relatives du niveau eustatique est bien établie (J. REY et R. CUBAYNES, 1991), ainsi l'identification des

mésoséquences lithoclinales n'implique aucune interprétation de causalité à une échelle globale.

Ainsi, contrairement à toutes nos publications antérieures, nous n'aborderons pas l'étude des ensembles lithologiques, en les étudiant sous un abord lithoclinal et lithoséquentiel. Cette approche s'avère, en effet, bien insuffisante lorsqu'il s'agit de corrélérer et de hiérarchiser des ensembles lithologiques et les discontinuités qui les limitent, à une échelle dépassant les limites d'un bassin ou de la marge d'un bloc.

B - La stratigraphie faciologique :

Elle repose sur l'étude sédimentologique et paléocéologique pure des dépôts (Comité Français de Stratigraphie, 1997). L'unité de référence est l'**unité génétique**. Elle correspond à un cycle élémentaire de variation du milieu de sédimentation en réponse à une variation de l'espace disponible pour la sédimentation. L'unité génétique comporte une phase de progradation, puis une phase de rétrogradation. Elle est comprise entre deux surfaces d'inondation maximale. Cette approche nécessite une identification précise des caractéristiques sédimentologiques et paléocéologiques et de leur évolution.

Dans notre étude, cette approche à "haute résolution" est applicable à l'étude de certaines coupes des dépôts médio-littoraux du Lias inférieur. L'absence, durant cette période, de tout marqueur biostratigraphique et l'impossibilité de corrélérer les unités génétiques d'une coupe à l'autre, à fortiori, sur une aussi grande étendue que le domaine pyrénéen, sont des obstacles majeurs à l'utilisation de cette méthode.

C - La stratigraphie séquentielle :

La démarche de la stratigraphie séquentielle permet une interprétation de l'évolution sédimentaire d'une plate-forme par l'identification des séquences lithologiques engendrées par les cycles successifs de montée puis de baisse relative des eaux (P. R. VAIL *et al.*, 1977, 1987). Elle dérive des développements de la stratigraphie sismique. L'identification des séquences est permise par l'appréciation de la géométrie d'ensemble des dépôts : organisation tridimensionnelle des corps sédimentaires et appréciation des passages latéraux de faciès qui les affectent à l'échelle du bassin.

L'unité de base est la séquence de dépôt de 3^{ème} ordre. Elle est divisée en cortèges sédimentaires séparés par des surfaces de discontinuité, l'ensemble de la séquence étant compris entre deux surfaces majeures de baisse des eaux. La séquence comprend quatre types de cortèges génétiquement liés dont l'organisation lithologique et faciologique apparaissent une réponse à l'évolution, dans le temps, de l'espace potentiellement disponible pour la sédimentation entre le fond marin et la surface de la mer. Cet espace apparaît régi par trois facteurs principaux :

- La subsidence (ou le soulèvement) d'origine tectonique.
- L'importance de l'afflux sédimentaire.
- La variation eustatique, montée ou descente relative du niveau de la mer à l'échelle globale.

1 - Les cortèges sédimentaires (fig. 13):

- **Le cortège de bas niveau marin** : Déposé au delà de la plate-forme et dans le bassin lorsque le niveau marin baisse, il est associé à des figures d'érosion du prisme de dépôt de la séquence sous-jacente. Il est assez rarement représenté dans les Pyrénées.
- **Le cortège de bordure de plate-forme** : Il est caractérisé par des dépôts de faible tranche d'eau sédimentés, en période de bas-niveau marin, dans les parties les plus basses de la plate-forme.
- **Le cortège transgressif (intervalle transgressif)** : Il est lié à la montée des eaux. C'est un corps sédimentaire aggradant, dont la disposition rétrogradante des bancs témoigne d'un ennoisement de la plate-forme et d'un approfondissement du milieu.
- **Le cortège de haut niveau marin (prisme de haut niveau)** : Déposé en période de stabilité, puis de baisse lente des eaux, ce corps sédimentaire recouvre la totalité de la plate-forme. Son architecture d'abord aggradante, puis progradante, devient oblique, ce qui traduit une avancée purement latérale des sédiments alors qu'il ne se crée plus d'espace disponible.

2 - Les surfaces (fig. 13) :

- **La limite de séquence ou discontinuité de baisse brutale des eaux (LS)** : C'est une discontinuité de type 1 si l'émersion de la plate-forme a été totale. Elle est de type 2, si celle-ci n'a été que partielle.
- **La surface de transgression (ST)** : Le changement lithologique brutal qu'elle engendre est généralement bien visible, ce qui la fait souvent choisir comme limite de Formation lithologique. Sur cette surface commence le dépôt du cortège rétrogradant transgressif. Elle est généralement diachrone à l'échelle régionale.

- La surface basale de progradation ou surface d'inondation maximale (SIM) : Située au point d'inversion du cycle, elle sépare l'intervalle transgressif du prisme de haut-niveau marin et coïncide avec une phase de vacuité sédimentaire. Son expression est très variée - simple lacune stratigraphique, niveau de condensation de faune, niveau oolithique, surface ferrugineuse - et surtout fonction de l'épaisseur de la tranche d'eau sous laquelle elle se produit et de la position de l'observation sur la plate-forme. La lacune qu'elle engendre augmente en effet en direction du bassin. Cette surface est l'isochrone le plus étendu.

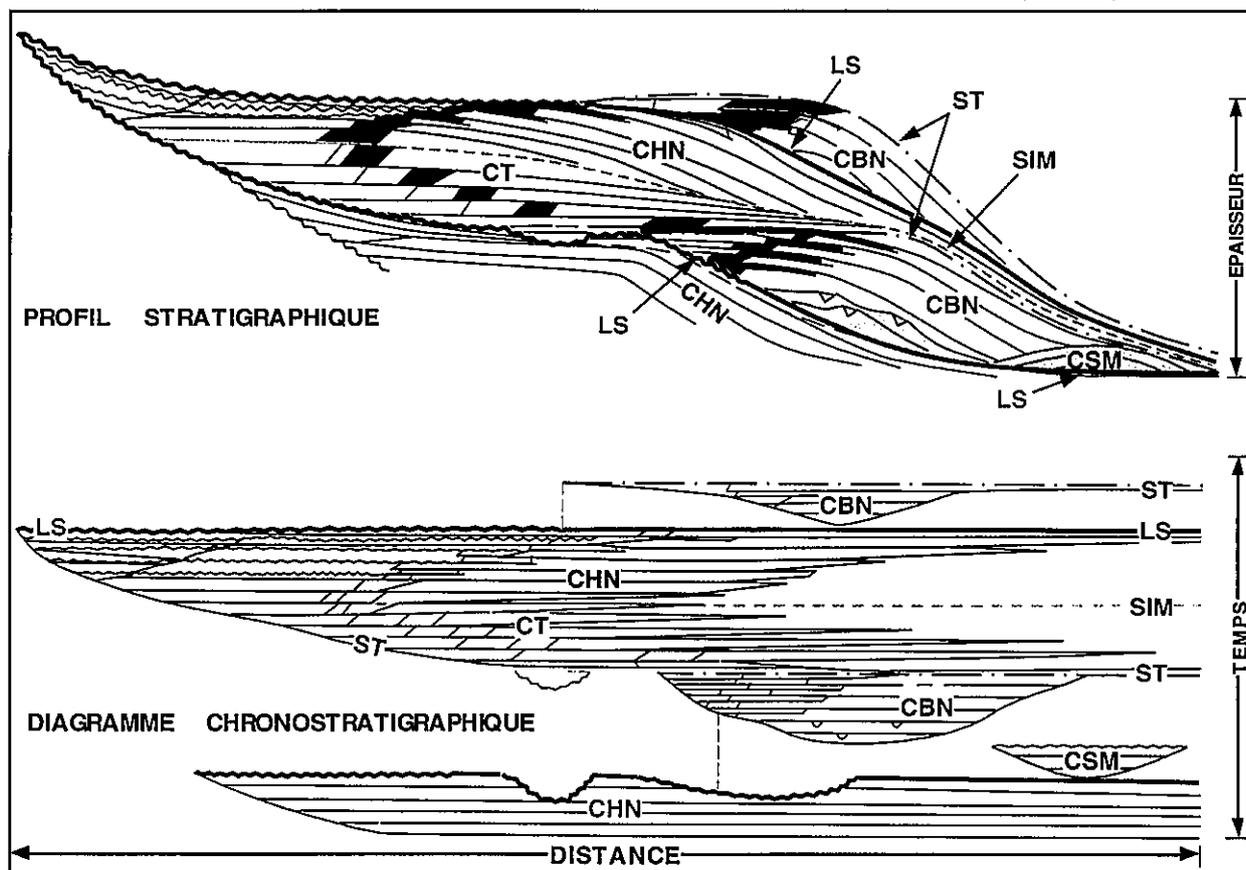


Fig. 13 : Diagramme chronostratigraphique, d'après P.R. VAIL *et al.*, 1977. LS : limite de séquence ; ST : surface de transgression ; SIM : surface d'inondation maximale ; CBN : cortège de bas-niveau ; CT : cortège transgressif ; CHN : cortège de haut-niveau ; CSM cône sous-marin.

3 - Profil des séquences :

Il est dépendant de la position qu'occupe la séquence à l'intérieur de cycles d'ordre inférieur (T. JACQUIN *et al.*, 1992).

- Pendant les périodes de régression au deuxième ordre, on reconnaît :

- Une phase de remplissage (infilling) : Elle suit le maximum d'inondation de la phase précédente. Les sédiments s'accumulent dans l'espace laissé disponible. Les dépôts de bas-niveau sont modérément progradants.
- Une phase de progradation (forestepping) : Les cortèges de bas niveau marin relatif des séquences de 3ème ordre sont progradants. Ils sont bien plus développés dans les bassins que ceux de haut-niveau.

- Pendant les périodes de transgression, on distingue :

- Une phase d'aggradation : Elle suit le maximum de régression du cycle et se caractérise par un faible taux de sédimentation avec des cortèges de haut-niveau marin plus étendus et plus épais sur la plate-forme.
- Une phase de rétrogradation (backstepping) : Les dépôts de haut-niveau sont peu épais mais leur extension est maximale sur la plate-forme.

4 - Méthode utilisée :

Cette méthode d'identification des unités stratigraphiques et de leurs cortèges, privilégiant l'étude de la géométrie des dépôts et de leur répartition en trois dimensions trouve tout son intérêt dans l'analyse des dépôts de plate-forme externe du Lias moyen et supérieur des Pyrénées. Elle permet, avec l'étude sédimentologique et paléocéologique des sédiments, une approche pragmatique de l'identification des cortèges sédimentaires :

. Un cortège sédimentaire de période de bas-niveau marin relatif ne sera pas représenté sur une zone de haut-fond, alors que son épaisseur sera parfois considérable dans les secteurs les plus subsidents.

. Les niveaux d'inondation maximale et les prismes de haut-niveau marin relatif seront les plus largement représentés, en particulier sur les zones de haut-fond et dans la partie haute de la plate-forme, où leur empilement constituera la seule représentation sédimentaire. Dans ces zones, chaque limite supérieure de séquence est alors confondue avec la surface de transgression ou avec le maximum d'inondation de la séquence suivante.

. Chaque séquence de dépôt détermine un biseau d'aggradation côtière dont le déplacement du bassin vers la plate-forme, fournit des indications sur l'évolution de la bathymétrie.

Cette approche nécessite ainsi une vaste aire d'étude, comportant à la fois des zones effondrées plus ou moins subsidentes et des zones de haut-fond relatif à sédimentation plus réduite. Parce qu'elle implique une causalité à une large échelle, cette méthode est la seule utilisable à l'échelle du domaine pyrénéen.

Elle nécessite un calage biostratigraphique rigoureux, le plus précis possible. Celui-ci a été rendu possible par l'omniprésence des ammonites et par la possibilité d'effectuer des corrélations à l'échelle de l'Horizon, soit une durée bien inférieure à celle d'une séquence de 3^{ème} ordre (voir p. 24). Les brachiopodes fournissent également d'intéressantes lignes isochrones à l'échelle du bassin.

Ont été des obstacles à l'identification des séquences, des cortèges et des discontinuités :

- Un contexte sédimentaire uniformément terrigène.
- L'absence ou l'insuffisance des jalons biostratigraphiques.
- L'altération des terrains par la tectonique et le métamorphisme.
- Les mauvaises conditions d'affleurement qui règnent fréquemment en zone de basse montagne.

5 - Les outils biologiques :

Les ammonites :

Classiquement inféodées aux cortèges transgressifs, ces organismes pélagiques, peu influencés par le milieu, sont présents dans des environnements assez variés dans lesquels ils parviennent parfois à l'état d'exemplaires flottés et transportés par les courants. Nous les trouverons ainsi dans tous les types de cortèges et leur abondance sera surtout fonction du taux de sédimentation. Pour cette raison, les niveaux de condensation à ammonites correspondront fréquemment à des surfaces d'inondation maximale.

Les relations entre répartition des faunes d'ammonites et niveau eustatique ont été rarement étudiées (R. MOUTERDE *et al.*, 1990 ; J.-L. DOMMERGUES et C. MEISTER, 1991). Ce travail nous montrera que les périodes de haut-niveau marin sont plus favorables à la dissémination des faunes et au développement de faunes ubiquistes, alors que certaines périodes de bas-niveau marin relatif peuvent voir se développer des phénomènes d'endémisme (Ph. FAURE, 1993).

Les brachiopodes :

Ils sont présents dans tous les types de milieu et de cortège sédimentaire, mais leur valeur biostratigraphique reste inférieure à la résolution donnée par les ammonites (p. 25).

Une autre démarche est fondée sur la constatation que les brachiopodes se regroupaient en "niveaux-repère", véritables biostromes, le plus souvent mono- ou oligospécifiques, bien repérables sur une coupe par l'abondance des coquilles. L'"Assise à *Cuersithyris*", le "Banc à *Sphaeroidothyris*", relèvent de ce type de répartition. Leur isochronie et leur valeur de repère biochronologique ont pu être vérifiés à une échelle aussi large que celle de l'aire pyrénéenne. Ils ont autorisé l'établissement de nouvelles corrélations stratigraphiques dans des niveaux dépourvus d'ammonites.

Le lien entre l'abondance des brachiopodes et une surface d'inondation maximale a déjà été souligné (J.-P. GARCIA *et al.*, 1996). Le changement de régime sédimentaire engendré par l'inversion de la tendance eustatique accompagne une induration du substrat et une diminution du flux sédimentaire qui apparaissent temporairement favorables au développement d'abondantes communautés de brachiopodes. Il apparaît également significatif qu'un renouvellement, souvent total, des associations de deux niveaux repères successifs, s'effectue selon le même rythme que les cycles transgressifs-régressifs de 3^{ème} ou de 4^{ème} ordre.

Les autres organismes benthiques (bivalves, gastéropodes, échinides, madréporaires) :

Ils sont habituellement des marqueurs des paléoenvironnements et leur valeur biochronologique apparaît le plus souvent difficile à exploiter. Leur abondance, liée à la bathymétrie, à l'intensité du flux sédimentaire, à la qualité du substrat et à l'évolution sédimentologique, en font cependant d'excellents outils de détermination des cortèges sédimentaires.

A l'instar des brachiopodes, ces organismes peuvent constituer de véritables niveaux-repères à haute valeur biochronologique. L'"Assise à Gryphées" du Toarcien supérieur, parfaitement isochrone (sous-zone à *Macra*) à

l'échelle des Pyrénées comme du bassin d'Aquitaine (R. CUBAYNES *et al.*, 1989) en fournit un bon exemple. Par contre, d'autres fluctuent dans le temps. C'est le cas de la "Dalle à *Montlivaultia*" qui, avec des conditions paléocologiques identiques, fluctue entre la sous-zone à Jamesoni (Carixien inférieur) et la sous-zone à Maculatum (Carixien supérieur).

6 - Cadre chronostratigraphique fourni par la stratigraphie séquentielle, au Lias :

A l'intérieur du mégacycle transgressif – régressif (dit pangéen) qui recouvre la totalité du Mésozoïque et du Cénozoïque, on peut reconnaître l'emboîtement de deux ordres de cycles (T. JACQUIN *et al.*, 1994) :

- Des cycles dits de premier ordre, dont la durée est supérieure à 50 millions d'années, rythmés par des périodes de régression majeure, à l'échelle planétaire. La totalité du Lias, entre le Norien supérieur (Trias supérieur) et la fin de l'Aalénien (zone à *Concavum*), est inscrite dans l'un d'entre eux, le Cycle ligure (P.-C. de GRACIANSKY *et al.*, 1998).

- Des cycles transgressifs - régressifs dits de second ordre, dont la durée est comprise entre 3 et 30 millions d'années. Ils sont inscrits entre deux périodes de régression du second ordre. D'origine tectono-eustatique, ils résultent de la réorganisation itérative de la paléogéographie à l'échelle d'un bassin soumis à des contraintes qui lui sont propres, par exemple liées à l'histoire du rifting téthysien ou atlantique. La régression accompagne une phase d'extension avec basculement de blocs. Elle est suivie par une période de transgression du second ordre, résultant de l'action combinée de la subsidence thermique et des variations eustatiques de l'océan mondial.

Dans le Lias, sont reconnus quatre cycles transgressifs-régressifs de second ordre séparés par des maximums de régression (P.C. de GRACIANSKY *et al.*, 1998) :

- Cycle n° 1. Norien terminal à Sinémurien inférieur.
- Cycle n° 2. Sinémurien supérieur à Carixien terminal.
- Cycle n° 3. Domérien à Toarcien basal.
- Cycle n° 4. Toarcien basal à Aalénien supérieur.

- Des cycles dits de troisième ordre ou "séquences-cycles" et des paraséquences, d'une durée comprise entre 0,4 et 1,5 million d'années. C'est l'échelon utile utilisé dans cette étude, en raison de l'échelle métrique ou décimétrique des séquences sédimentaires subordonnées. Leur âge et leurs limites sont communs à l'histoire d'un bassin ou d'un craton.

Les connaissances acquises dans le bassin anglo-parisien (U.B. HAQ *et al.*, 1987 ; M. RIOULT *et al.*, 1991), le bassin subalpin (P.C. de GRACIANSKY *et al.*, 1993) et le Quercy (J. REY *et al.*, 1991, 1995) et les données plus récemment synthétisées à l'échelle de la marge ouest-téthysienne (P.C. de GRACIANSKY *et al.*, 1998), seront un incontournable outil de comparaison. 27 séquences de 3ème ordre sont individualisées par ces auteurs entre le bassin subalpin et la plate-forme de la Mer du Nord.

7 - Méthodologie

En accord avec les travaux antérieurs (P.C. de GRACIANSKY *et al.*, 1998), les séquences seront désignées selon les règles suivantes :

- Deux lettres correspondent à l'abréviation de l'étage dans lequel se situe sa limite inférieure, même si l'essentiel des dépôts la concernant se situe dans un étage plus récent (Pl : Pliensbachien ; To : Toarcien ; Aa : Aalénien).
- Un chiffre permet de les numéroter de la plus ancienne à la plus récente.

Sauf indication contraire, tous les âges fournis dans ce travail (âge des limites de séquences, des discontinuités...) font référence au cadre biozonal standard, à l'échelon de la sous-zone d'ammonites.

Avertissement : Les séquences de dépôts du Pliensbachien, du Toarcien et de l'Aalénien se déroulent en totalité dans des milieux de plate-forme externe. Les organismes, en particulier en ammonites, nous permettent des datations à l'échelle du biohorizon, facilitant ainsi les corrélations entre les quatre grandes régions qui constituent le cadre de notre étude (Pyrénées languedociennes, Pyrénées centrales, Pyrénées occidentales et Pyrénées méridionales). Dans ces chapitres, le plan sera identique : exposé de la succession lithostratigraphique synthétique dans chacun des domaines, description analytique de la lithologie et du contenu biostratigraphique des coupes ; synthèse des données paléogéographiques, à l'échelle de chacun des domaines considérés, puis en les intégrant dans un schéma d'évolution géodynamique portant sur l'ensemble du domaine pyrénéen.

Le Lias inférieur (Hettangien, Sinémurien) ne fait pas l'objet, dans ce travail, de la même profondeur d'analyse et le plan sera différent. Les milieux de plate-forme interne margino-littorale ne permettent aucune datation nécessaire à l'établissement de corrélations et les méthodes sédimentologiques telles que la stratigraphie génétique, ne sont pas l'objet de notre travail. Ainsi, nous limiterons-nous à l'établissement d'un cadre lithostratigraphique, à la description des coupes-types et à l'exposé des variations principales des faciès.

HISTORIQUE DES RECHERCHES

I - LE VERSANT NORD DES PYRÉNÉES	35
Les précurseurs (le XIX ème siècle) :	35
La période des premières grandes synthèses régionales (début du XX ème siècle aux années 1920) :	36
G. DUBAR :	36
L'après DUBAR :	38
II - LE VERSANT SUD DES PYRÉNÉES	39
Les précurseurs (fin du XIX ème siècle) :	39
Les premières monographies régionales (1910 à 1950) :	40
Les acquisitions récentes (1950 à nos jours) :	40
III - LA SARDAIGNE	41

HISTORIQUE DES RECHERCHES

I - LE VERSANT NORD DES PYRÉNÉES

On trouvera dans la synthèse de L. CAREZ (Géologie des Pyrénées françaises, de 1903 à 1909) un important travail de compilation des travaux qui, des origines à 1905, ont conduit de l'identification et à la description du Lias dans le versant nord des Pyrénées. G. DUBAR (1925) en complète, jusqu'aux années 20, la revue détaillée. Nous y renvoyons le lecteur et ne ferons ici qu'en résumer les étapes :

Les précurseurs (le XIX^{ème} siècle) :

En 1823, J. de CHARPENTIER place le premier dans le Jurassique les imposantes couches carbonatées que l'on croyait avant lui appartenir au terrain de transition. En 1827, A. DUFRENOY situe clairement dans le Lias le calcaire à bélemnites qu'il observe en de nombreux points de la chaîne des Pyrénées et en fournit la première coupe synthétique:

- Assise inférieure du Lias "à l'état de dolomie et à l'apparence d'une brèche".
- Calcaire à bélemnites "de la partie supérieure du Lias".
- Argiles micacées passant à un grès à *Ammonites planorbis*, correspondant à l'oolithe inférieure.
- Assise inférieure du calcaire dolomitique.

Il attribue en particulier au Lias supérieur les gypses et le sel des Pyrénées et affirme que leur dépôt est postérieur aux assises carbonatées du Lias inférieur. C'est aussi l'opinion de MARCEL DE SERRE (1836). Tous deux seront suivis par de nombreux auteurs dont le chef de file sera A. D'ARCHIAC.

P. JOURNAL (1830, 1832), A. BOUE (1833) et O. ROLLAND du ROQUAN (1844) découvrent les premières faunes qui permettent d'établir la présence du Lias dans la partie orientale de la chaîne, les Corbières et la basse vallée de l'Aude, tandis que H. COQUAND (1837), CROUZET et DE FREYSINET (1853) identifient respectivement le Lias dans les Pyrénées centrales et les Pyrénées Basques.

Les premiers travaux biostratigraphiques détaillés de A.F. NOGUES, dans les Corbières (1857) et de A. LEYMERIE dans les Pyrénées centrales (1856), permettent à A. D'ARCHIAC d'établir en 1856, dans "l'Histoire des Progrès de la Géologie", la première succession stratigraphique synthétique du Lias des Pyrénées. En 1859, il réunit ses notes (de 1855 à 1857) à celles de A.F. NOGUES et de E. DUMORTIER, dans un mémoire sur la géologie des Corbières. L'ensemble de la série est alors rapporté au seul "Etage supérieur du Lias".

Dans ses nombreuses publications s'échelonnant de 1856 à 1865, A.F. NOGUES applique les conceptions de A. D'ARCHIAC. Dans sa synthèse de 1862 (a), il reconnaît dans le Jurassique des Corbières, les trois étages du Lias définis un peu plus tôt par A. D'ORBIGNY (1850), du plus ancien au plus récent :

- 4ème étage, Sinémurien : Marnes gypseuses et gypses.
- 3ème étage, Sinémurien : Calcaires ferrugineux et calcaires magnésiens, grès, dolomies inférieures.
- 2ème étage, Liasien : Calcaires à térébratules, marnes grises à pentacrines et calcaires à peignes.
- 1er étage, Toarcien : Calcaires marneux à *Gryphaea mccullochii*, marnes à ammonites.

Une assise de Calcaires bleuâtres à brachiopodes, se divisant en plaquettes, qui couronne le Toarcien des environs de Névian, assure la transition entre le Lias et l'Oolithe inférieure qui est représentée par des dolomies noires. Il serait disposé à créer pour elle un nouvel étage, 2 ans avant l'introduction de l'Aalénien par E. MAYR.

Conformément aux conceptions anciennes de A. DUFRENOY et de A. D'ARCHIAC, et vraisemblablement abusé par les superpositions anormales du secteur de Durban et par les mélanges tectoniques de la région de Tuchan, il persiste à considérer les argiles gypsifères des Corbières comme du Lias modifié : " Les ophites paraissant la cause principale qui a produit les gypses et les marnes gypseuses ; ces deux roches sont donc le résultat d'un métamorphisme..." (A.-F. NOGUES, 1962c, p. 13).

La découverte du niveau à *Avicula contorta*, successivement dans l'Ariège, en 1865 par l'abbé J.J. POUËCH (in A. d'ARCHIAC) et G. CAPELLINI (1866), puis à l'Ouest de Boutenac (Aude), par H. MAGNAN (1868), dans les "calcaires en petites couches et en plaquettes", permet d'inclure définitivement dans le Keuper, la formation gypsifère des Corbières.

A partir de 1860, les études se concentrent sur les Pyrénées centrales : A. LEYMERIE (1862-63), F. GARRIGOU (1865), E. HEBERT (1867), G. BLEICHER (1870) et H. MAGNAN (1872, 1874) découvrent et décrivent le Lias de l'Ariège et fournissent les premières coupes de la région de Saint-Girons et de Foix. Un peu plus tard paraît la thèse de P. SEIGNETTE (1880). En 1882, la réunion de la Société géologique de France à Foix fait

mieux connaître la série liasique du Pech Saint-Sauveur et apporte des éléments nouveaux de datation dans l'Infralias (H. HEBERT, 1882 ; J.J. POUËCH, 1882).

Nous citerons ensuite les travaux de E. FROSSARD (1867 à 1873) dans les Hautes-Pyrénées et, surtout, le mémoire posthume de A. LEYMERIE (1881) qui rectifie ses coupes des Pyrénées de la Haute-Garonne. Il distingue un nouvel étage, l'Epilias, qu'il intercale entre le Lias proprement dit et les couches dolomitiques du Jurassique.

La thèse de M. VIGUIER (1887) sur les Corbières et les Pyrénées audoises aura le mérite de bien séparer les assises du Trias et du Rhétien des couches carbonatées du Lias inférieur, et de fournir un cadre biostratigraphique nouveau dans le Lias moyen et supérieur.

À cette période débutent réellement les recherches dans les Pyrénées occidentales. P. W. STUART-MENTEATH (1881 à 1894) et J. SEUNES (1887, 1890) découvrent et décrivent le Lias du Pays Basque français et du Béarn.

La période des premières grandes synthèses régionales (début du XX^{ème} siècle aux années 1920) :

J. ROUSSEL publie en 1893 une étude embrassant la totalité du versant nord de la chaîne pyrénéenne, à l'Est de la Garonne. La succession synthétique qu'il fournit en 1903-04 ne sera dès lors plus modifiée que dans le détail :

- Rhétien : Plaquettes de calcaire à *Avicula contorta*. A ce niveau, il découvre dans l'Ariège et décrit pour la première fois les tufs volcaniques de Ségalas.
- Hettangien : Calcaire épais et rubané.
- Sinémurien : Calcaire bréchoïde dont le ciment s'isole fréquemment sous forme de dolomie ou de cargneule.
- Charmouthien : Calcaires marneux et marnes passant par endroits à des grès.
- Toarcien : Marnes fossilifères et calcaire marneux passant par une transition ménagée à la dolomie du Jurassique.

Plus de cinquante ans après leur première identification par A. DUFRENOY (1833), les deux assises du Lias sont repérées et suivies par A. LACROIX (1891, 1894) tout au long de la zone métamorphique des Pyrénées.

Dans sa thèse sur les Corbières orientales, L. DONCIEUX (1903) reprend en partie les anciennes attributions de A.F. NOGUES (1862) et de M. VIGUIER (1887). Il admet par contre l'absence du Sinémurien et place les couches à gryphées (du Toarcien supérieur) dans le Lias moyen. L'essentiel des calcaires de l'Oolithique est ainsi placé dans le Lias moyen, avec les conséquences cartographiques qui en découlent.

C. DEPERET (1901, 1903) et O. MENGEL (1904) reconnaissent et décrivent à peu près en même temps le Lias des Pyrénées orientales.

A ce moment débutent réellement les nombreux travaux de L. CAREZ sur le versant nord des Pyrénées. Ses publications portent successivement sur la stratigraphie du Jurassique de l'Ariège (1897 à 1903), des Hautes-Pyrénées (1894 à 1903), du Béarn (1904 à 1910) et du Pays Basque (1909-10).

De 1903 à 1909, il réalise, dans la Géologie des Pyrénées Françaises, un important travail de compilation des travaux antérieurs et consigne ses observations personnelles. En 1910 et 1912, il en donne le résumé et reconnaît, dans le Lias, les étages suivants :

- Infralias : Calcaires compacts intercalés, dans l'Est de la chaîne, de marnes vertes et de lumachelles à *Avicula contorta*.
- Lias inférieur : Calcaires et brèches, sans fossile.
- Lias moyen : Marnes fossilifères à l'Est de la chaîne, qui deviennent calcaires et peu fossilifères vers l'Ouest.
- Lias supérieur : Marnes fossilifères dans les Corbières, calcaires moins fossilifères vers l'Ouest de la chaîne.

Dans le même temps, M. BERTRAND, dans ses études sur le style tectonique des Pyrénées, évoque plusieurs fois la stratigraphie du Jurassique (1901 à 1906-07). L'identité des séries homologues des Chaînes subalpines et de Provence l'amène à considérer l'aire de dépôt pyrénéenne comme une dépendance du géosynclinal subalpin.

Les études se font dès lors plus rares. M. FOURNIER fait mieux connaître de 1905 à 1907 le Jurassique basco-béarnais entre la Nive et la vallée d'Aspe. M. LONCHAMBON (1912 à 1913) reprend, au travers de l'étude du métamorphisme, la description du Jurassique marmoréen des Pyrénées centro-orientales.

G. DUBAR :

G. DUBAR réalise la seule étude de synthèse sur le Lias nord-pyrénéen. Cette monographie constitue encore une référence incontournable dont la précision du cadre biostratigraphique reste à ce jour inégalée.

Le détail et l'objectivité des observations de terrain consignées dans sa thèse (publiée dès 1925 et soutenue en 1926) et les publications annexes (de 1920 à 1930), fournissent encore, plus de soixante-dix ans après, des indications toujours utilisables sur le terrain, sur des coupes qui devaient alors bénéficier, notamment en zone de basse et moyenne montagne, de meilleures conditions d'affleurement que de nos jours. En voici résumées les principales acquisitions :

Acquisitions à caractère général :

- Malgré l'absence de faune très significative, il attribue les grandes formations du Lias inférieur à l'Hettangien et au Sinémurien (G. DUBAR, 1920, 1924b, 1925). Cet usage n'a jamais été remis en question :

- Usage de l'Hettangien inférieur pour la première Formation carbonatée surmontant les argiles versicolores du Trias (G. DUBAR, 1920, 1925, p. 259).
- Attribution à l'Hettangien supérieur des brèches et des évaporites, au Sinémurien des dolomies et calcaires "vacuolaires". Les calcaires oolithiques qui les surmontent sont rapportés au Lotharingien.

- Il identifie la plupart des zones d'ammonites alors en vigueur (E. HAUG, 1910) entre le Lotharingien supérieur et l'Aalénien supérieur. Voici la zonation qu'il adopte pour le Lias fossilifère dans sa thèse (1925) :

Dans le Lotharingien :

- Zone à *Echioceras raricostatum* : Il l'individualise dans le Massif des Arbaillies (Pyrénées atlantiques) et les Corbières (Nord de Montredon-des-Corbières, p. 69).
- Zone à *Deroceras armatum* : Il la signale dans les Corbières orientales (Sud-Est de Néviau, p. 118, p. 263). Cette zone est actuellement rattachée à la zone à *Raricostatum*.

Dans le Charmouthien :

- Zone à *Polymorphites jamesoni* : Bien représentée d'un bout à l'autre de la chaîne, elle est caractérisée par l'abondance des polypiers du genre *Montlivaultia*.
- Zone à *Liparoceras striatum*, *Phylloceras loscombi* et *Coeloceras centaurus* : Ces ammonites sont représentatives de l'actuelle zone à *Ibex* (Carixien moyen).
- Zone à *Deroceras davoei* et *Aegoceras capricornu*.
- Zone à *Amaltheus margaritatus* et à *Grammoceras* : Elle est bien caractérisée par des *Amaltheus* et des *Arietoceras*. Il séparera plus tard les niveaux à *Harpoceratinae* (*Protogrammoceras*, *Fucinoceras*) qui caractérisent habituellement la base de la zone (G. DUBAR, 1961, p. 245-247).
- Zone à *Amaltheus spinatus* : Elle est particulièrement riche en *Pecten aequivalvis*, *Terebratula jauberti* et *Rhynchonella capitula* (= *Homozorhynchia batalleri*), caractérisent le sommet de la zone.

Dans le Toarcien : Les zones à *Harpoceras falciferum* et *Hildoceras levisoni*, à *Hildoceras bifrons* et à *Lytoceras jurense*.

Dans l'Aalénien :

- Zone à *Dumortieria levesquei* : Seulement identifiée dans les Pyrénées Basques.
- Zone à *Pleydellia aalensis* et *Lioceras opalinum* : Les couches à gryphées des Pyrénées centrales et orientales se situent à ce niveau. A suite de A. LEYMERIE, il les rapproche du taxon *Gryphaea* (*G.*) *sublobata* DESH.
- Zone à *Ludwigia murchisonae* : Elle est nouvellement mise en évidence dans les Corbières orientales (environs de Bouquignan, p. 174), mais elle est surtout développée dans les Pyrénées Basques.

- Il effectue une étude comparative des faciès du Lias dans de nombreuses localités du Sud de la France (Alpes, Provence, vallée du Rhône, Languedoc, Aquitaine), d'Espagne et du Portugal et propose une reconstitution paléogéographique et biogéographique d'ensemble (G. DUBAR, 1925 et 1927). Il oppose notamment au Lias moyen comme au Lias supérieur, un faciès jurassien présent dans l'Est de la Chaîne, et un faciès basque qui caractérise l'extrémité occidentale des Pyrénées :

Le faciès jurassien comporte, au Lias moyen, une trilogie sédimentaire calcaire marneux - marnes schisteuses - calcaires à *Pecten* et, au Toarcien, des marnes à ammonites pyriteuses que G. DUBAR (1925, 1928) rapproche de celles des Grands Causses de l'Aveyron.

Le faciès basque est uniformément représenté par des alternances régulières de lits marno-calcaires et de marnes à Ammonites "sans assise épaisse de marne, sans lacune ni changement brusque dans la sédimentation" (1925, p. 235)

- Il met en évidence la présence, dans les Pyrénées centrales, d'éléments fauniques particuliers aux régions méridionales que P. CHOFFAT (1880) désigne sous l'appellation de "faciès espagnol à brachiopodes". Il délimite l'influence de cette bioprovince caractérisée notamment dans les Pyrénées par *Pecten lacazei*, *P. acuticosta*, *Terebratula jauberti*, *T. vari*, *Rhynchonella* cf. *capitulata* (= *H. batalleri*). A l'Est, cette faune n'atteint pas l'Aude. Vers l'Ouest, elle disparaît aux abords du Massif de Sudou.

- Il fournit une coupe du Lias de la vallée du Sègre (Zone Sud-pyrénéenne) et constate la similitude des faciès et des faunes avec le Lias de l'Ariège (1925, p. 229 et p. 239). Il affirme l'impossibilité de placer "... au Lias une terre émergée, reste de l'ancienne chaîne hercynienne, sur la région axiale des Pyrénées, car elle aurait mis obstacle à la propagation des faunes liasiques d'Espagne en France" (G. DUBAR, 1928, p. 140).

- Il individualise au sommet de la barre calcaire du Lias moyen de l'Ariège, des Pyrénées centrales et de la vallée du Segre, la présence d'une assise à *Terebratula jauberti* et *T. vari* qu'il place, en 1922 comme en 1925, au sommet de la zone A. *Spinatus*. S'il signale localement la coexistence d'*Hildoceras bifrons* et de *Terebratula jauberti* (Lescure, p. 190 ; Rebouc, p.197), il ne reconnaît son âge Toarcien qu'à la lumière de ses propres travaux sur les Brachiopodes de Catalogne méridionale (1931). Il rectifie les attributions dans sa note de 1932 (voir aussi, 1928, p. 139 et note infra-paginale). La succession des brachiopodes du Toarcien inférieur-moyen qu'il nous donne alors est la suivante, de bas en haut :

- Niveau à *Rhynchonella bouchardi* (Toarcien inférieur).
- Niveau à *Terebratula jauberti* et *Rhynchonella* nov. sp. (= *R. vasconcellosi*) (Toarcien moyen, zone à Bifrons).

- Niveau à *Terebratula jauberti* et var. *pyrenaica*, *Rhynchonella batalleri* (Toarcien moyen, zone à Bifrons).
- Niveau à *Terebratula decipiens* et var. *vari* (Toarcien moyen, zone à Bifrons).
- Dans une annexe peu connue de sa thèse (p. 244 à p. 255), il décrit sommairement les dépôts correspondant à la base du Dogger du flanc nord des Pyrénées. Il reconnaît ainsi la présence du Bajocien dans les Corbières (G. DUBAR, 1924a et b, 1925, p. 244) et décrit une série continue de l'Aalénien au Bathonien dans les chaînons qui bordent la vallée d'Aspe (Pyrénées atlantiques). Il reprend également l'étude des coupes du Jurassique moyen - supérieur des Arbailles. C'est également dans sa thèse (1925, p. 252) qu'il décrit pour la première fois le Kimméridgien des Asturies (environs de Rivadesella).
- Dans l'annexe paléontologique de sa thèse, il passe en revue l'essentiel des faunes et les complète parfois d'une description sommaire. Sa description paléontologique détaillée des brachiopodes préfigure sa spécialisation ultérieure. Sa description du groupe des *Terebratula punctata* - *subpunctata* et des *Terebratula davidsoni* fait encore autorité.

Remarques à caractère local :

- Le Lias des Pyrénées de l'Ariège fait l'objet de l'étude la plus minutieuse (1920, 1922, 1925a,b, 1932). G. DUBAR, convalescent, séjourne en effet assez longuement à Foix au lendemain de la guerre de 1914-18 et effectue une recherche très approfondie d'une série liasique alors peu connue. Il démêle notamment la stratigraphie du Lias moyen-supérieur (G. DUBAR, 1922), étudie la répartition des sédiments et fournit les premières reconstitutions d'une paléogéographie très changeante (1925a et b). Il cartographie également la répartition des Tufs hettangiens inférieurs de l'Ariège et étudie les rapports avec les formations qui en constituent le mur (érosion du Rhétien entre Ségalas et Lescure).
- Il constate l'extension de l'épisode volcano-clastique hettangien et rapporte nouvellement à cet horizon les minerais de fer exploités dans les Pyrénées Basques. Pour cette région, la terminologie de "Tuf de Dubar" est devenu un usage courant (J. BOURROULLEC et R. DELOFFRE, 1969).
- Il rétablit la position, dans la base de l'Aalénien (*sensu* E. HAUG), des couches à "*Gryphaea sublobata*" (G. DUBAR, 1924a) et propose une nouvelle cartographie du Lobe de Bizanet (Corbières) (G. DUBAR, 1924b).
- Contrairement aux interprétations antérieures de H. MAGNAN (1872, 1874) et de L. ROUSSEL (1893), il nie la présence de couches inférieures au "Marnes rouges du Keuper" dans les Corbières méridionales et persiste à voir dans la région du Mont Tauch la superposition tectonique de deux faciès du seul Rhéto-Hettangien, le "faciès de Tuchan", au-dessous (actuellement rapporté au Trias inférieur et moyen), et le "faciès de Boutenac", au-dessus (seul rapporté actuellement à la base du Lias) (1925, p. 28). Son interprétation, mise en doute la même année par O. MENGEL (1925) et L. BARRABE (1925), allait être définitivement écartée par l'identification dans les Corbières d'une trilogie sédimentaire classique du Trias germanique (L. BARRABE, 1931, 1933) et l'identification formelle du Muschelkalk à *Coenothyris vulgaris* dans des calcaires du Nord de Durban-Corbières, alors rapportés à l'Hettangien par G. DUBAR (L. BARRABE, 1943).

L'après DUBAR :

On comprendra ainsi qu'aucune des grandes synthèses à caractère géologique régional n'apporte, après les observations de G. DUBAR, de précision supplémentaire quant à la biostratigraphie du Lias. On trouvera cependant quelques indications propres à faciliter les études ultérieures dans les travaux de P. VIENNOT (1922 à 1928) et de P. LAMARE (1936 à 1962) dans les Pyrénées occidentales, de M. CASTERAS (1939 à 1948) dans les Pyrénées centro-orientales et des multiples publications de L. BARRABE (1922 à 1944) sur les Corbières orientales.

Nous ferons les mêmes observations en évoquant les études de géologie régionale effectuées dans les années 1960 à 1980 sur le versant nord des Pyrénées dans le cadre de thèses de spécialités. La plupart reprennent les coupes et les découpages biostratigraphiques établis par G. DUBAR, une cinquantaine d'années auparavant.

La recherche pétrolière :

La découverte, depuis 1939, d'hydrocarbures sur la marge nord-pyrénéenne (Saint-Marcet) va donner un nouvel élan à l'étude du Mésozoïque pyrénéen. Son analyse va bénéficier de nouveaux outils, comme la micropaléontologie et l'interprétation des microfaciès, et de nouvelles conceptions de la dynamique sédimentaire, comme la méthode lithostratigraphique et l'analyse séquentielle.

Les sondages de la société R.A.P., dont l'étude est synthétisée par A. ARTIERE et P. DURIF (1961), nous donnent une première comparaison des séries de subsurface et des affleurements étalonnés par G. DUBAR (1925) ou, plus récemment, par J. HENRY (1959) dans les Arbailles. Ils montrent la grande extension des tufs volcaniques hettangiens, avec un dépôt-centre situé dans la région de Gimont (Gers).

À peu près en même temps sont publiés les résultats des sondages d'ESSO-REP implantés en Gironde (J. MAGNE et R.M. SERONIE-VIVIEN, 1960 ; J. MAGNE *et al.*, 1961). Ils apportent, pour les séries de subsurface, un

découpage en trois formations dont l'usage se perpétue :

- La Dolomie de Carcans : Ensemble dolomitique bien daté de l'Hettangien inférieur (F DALBIEZ *et al.*, 1959).
- La Zone à Anhydrite : Épais complexe évaporitique témoin d'un régime sublagunaire à l'Hettangien - Sinémurien.
- La Zone à Filaments : Dépôts marneux à "filaments", rares dans le Charmouthien, qui deviennent abondants dès le Toarcien.

Les géologues de la société S.N.P.A. effectuent ensuite les premières synthèses lithostratigraphiques et sédimentologiques du Jurassique à l'échelle de l'Aquitaine et de la marge nord-pyrénéenne (J. BOURROULLEC et R. DELOFFRE, 1969 ; A. BARTHE et J. STEVAUX 1971 ; J. BOURROULLEC *et al.*, 1974). Elles permettent de saisir le dispositif paléogéographique bassinale calqué sur l'actuel Bassin d'Aquitaine au sein duquel se déposent plus de 1000 m d'évaporites durant le seul Lias inférieur. Pendant ce temps, les travaux sur le Jurassique moyen-supérieur de J. DELFAUD (1969, 1972) permettaient de comparer ces résultats et les données de terrain recueillies sur les bordures pyrénéenne et nord-aquitaine. Les conceptions paléogéographiques exprimées (J. DELFAUD et J. HENRY, 1967 ; J. DELFAUD, 1974) sont dans leurs grandes lignes valables dès le Lias (Ph. FAURE, 1981 ; 1982).

Les publications plus tardives de R. CURNELLE (R. CURNELLE *et al.*, 1980, 1982, 1986 ; R. CURNELLE, 1983) synthétisent l'ensemble des données et précisent la paléogéographie de l'ensemble sud-aquitain, en intégrant l'histoire géologique de la Chaîne pyrénéenne dans celle d'un grand bassin. Il suggère le diachronisme des premiers niveaux carbonatés du Lias (Dolomie de Carcans) dont l'âge évoluerait du Rhétien moyen à supérieur à l'Hettangien, du centre vers les bordures du bassin. Aucune donnée n'est cependant fournie sur les étages supérieurs du Lias aquitain.

Les acquisitions récentes :

Aucune n'intéresse notre domaine d'étude. Elles permettent cependant d'en mieux situer les limites. Parmi les plus marquantes nous retiendrons :

- L'identification du Dogger dans les Corbières (J. BERTRAND-SARFATI, 1964 ; J. HUGUET *et al.*, 1970), puis dans l'ensemble des Pyrénées centro-orientales (L. BRUN *et al.*, 1969 ; B. PEYBERNES, 1970 à 1976).
- La datation et la subdivision micropaléontologique du Trias dans les Pyrénées (B. PEYBERNES *et al.* 1988).

Nous constaterons que, depuis les années 30, malgré l'abondance des jalons biostratigraphiques qu'elles comportent, l'attention des géologues de "surface", comme celle des géologues pétroliers, s'est rarement portée sur les séries à dominante terrigène du Lias moyen et supérieur, vraisemblablement trop bien étalonnées par G. DUBAR et trop monotones au plan sédimentologique. Ce sont les séries de plate-forme carbonatée du Jurassique moyen-supérieur, certes mal connues et mal datées auparavant, et, dans une moindre mesure, les couches dolomitiques et évaporitiques du Trias et du Lias inférieur, qui ont bénéficié de l'essentiel des techniques et méthodologies nouvelles.

Nous avons entrepris, depuis 1980, une révision d'ensemble du Lias des deux versants pyrénéens, intégrant la biostratigraphie et l'étude sédimentologique (Ph. FAURE, 1980 1981, 1984, 1987, 1993) à la lumière des données récentes de la biostratigraphie des ammonites (J.-L. DOMMERGUES *et al.*, 1982 à 1985), des brachiopodes (Y. ALMERAS et Ph. FAURE, 1990 à 2000) et des foraminifères (J.-P. NICOLLIN *et al.*, 1993, 1997).

II - LE VERSANT SUD DES PYRÉNÉES

Les précurseurs (fin du XIX ème siècle) :

A. LEYMERIE (1869) signe la première identification du Lias dans le versant sud des Pyrénées. Il reconnaît au débouché des gorges du Sègre et plus au sud, entre Oliana et Coll de Nargo, un Lias dont la composition lui apparaît en tous points superposable à celle qu'il connaît dans les Pyrénées françaises :

- 1 - "Étage du Gypse".
- 2 - Infralias non fossilifère.
- 3 - Cymbien fossilifère, à brachiopodes qu'il a déjà observé sur le versant Nord des Pyrénées (*T. punctata*, *subpunctata* et *jauberti*).
- 4 - Superlias à *Gryphaea sublobata* et *Rhynchonella epiliasina* (= *Rhynchonelloidea ruthenensis*).

Les dolomies noires fétides lui paraissent "s'intercaler dans le Lias même". Il se base sur une coupe effectuée quelques années auparavant au niveau de la Noguera Pallaresa par DE VERNEUIL et DE KEYSERLING (1861) pour affirmer l'absence de Lias à l'Ouest du cours de cette rivière.

On doit à L.-M. VIDAL les premières descriptions systématiques du Lias sud-pyrénéen. Il en reconnaît les termes et caractérise paléontologiquement le Lias moyen et supérieur dans la région des Nogueras, dans la vallée du Sègre ainsi que dans la Sierra du Montsec d'Ager (L.-M. VIDAL, 1875). Il remarque que le Lias inférieur, s'il existe, doit être représenté par les dolomies et calcaires compacts non fossilifères sous-jacents. On lui doit également l'identification du Lias dans la région de l'Empordà (province de Gerone)(L.-M. VIDAL, 1886) et dans les Sierras

Marginales (L.-M. VIDAL, 1898). En 1899, il fournit une coupe détaillée du Lias de Camarasa et attribut les gypses du Sant Jordi au seul Keuper.

L'établissement de la Carte géologique d'Espagne (1881, 1895 à 1907) permet à L. MALLADA d'identifier le Lias jusqu'au niveau du cours de la Noguera Ribagorçana. Il signale son absence plus à l'Ouest.

L. CAREZ (1881) visite à son tour le Lias moyen et supérieur des affleurements de la vallée du Sègre. J. ROUSSEL (1897-98, puis 1904) souligne encore la ressemblance des faciès du Lias des deux versants des Pyrénées.

Les premières monographies régionales (1910 à 1950) :

Dès ses premiers travaux sur les Pyrénées espagnoles, M. DALLONI délimite parfaitement l'extension des dépôts du Lias moyen et supérieur qu'il identifie successivement dans le Haut-Aragon, le Montsec de Aragon (M. DALLONI, 1910) et dans la zone des Nogueras (M. DALLONI, 1913). Les limites d'affleurement du Lias ne seront plus modifiées.

Les premières investigations débutent à cette même période dans l'Est de la Chaîne. O. MENGEL (1910) place dans l'Infralias les calcaires en plaquettes et des cargneules superposées au Trias gypsifère du secteur de Pobla de Lillet et de Falgars. La découverte du Rhétien fossilifère à *Avicula contorta* par C. JACOB *et al.* (1927) viendra ensuite confirmer cette attribution. Les travaux de G. ASTRE (de 1924 à 1938) lui permettent d'identifier et de délimiter les dépôts du Lias moyen - supérieur dans le secteur des nappes de Pedraforca. Il constate par contre l'absence du Lias dans le Sierra de Cadi, le Crétacé supérieur reposant directement sur les marnes du Keuper, sans interposition de tout dépôt d'âge jurassique.

La monographie de M. DALLONI correspond, en 1930, à la plus grande avancée dans la connaissance du Lias sud-pyrénéen. De ses nombreuses coupes (Pont de Suert, Cerro de Miraveto, Hostalets, Coscollet, Camarasa, Montsec de Meià), il extrait un nombre impressionnant de fossiles, notamment d'ammonites, qui lui permettent d'adopter le découpage suivant :

- **Lias inférieur** : Calcaires, dolomies et brèches sans fossile.

- **Lias moyen** :

Pliensbachien : Couches à *Polymorphites jamesoni* et *Tropidoceras maugenesti*.

Domérien :

a. Couches à *Lytoceras fimbriatum*, *Deroceras davoei*, *Microceras capricornus* et *Grammoceras normannianum*.

b. Couches à *Sequenziceras algovianum*, *S. boscense* et *S. capellinii*.

c. Couches à *Amaltheus spinatus*.

- **Lias supérieur** :

Toarcien :

a. Couches à *Hildoceras bifrons*, *H. levisoni*, *H. serpentinum* et *H. falciferum*.

b. Couches à *Dactyloceras commune*.

c. Couches à *Hammatoceras insigne*, *Grammoceras fallaciosum* et *Haugia variabilis*.

Aalénien :

a. Couches à *Harpoceras opalinum*, *Grammoceras distans*, *Dumortieria radians* et *Pleydellia aalensis*.

b. Couches à *Gryphaea sublobata* et *Gryphaea beaumonti*

Il délimite l'extension du Lias vers l'Est et donne quelques indications sur le Lias de l'Empordà (province de Gerone) qui seront complétées par M. SAN MIQUEL DE CAMARA et L. SOLE SABARIS (1932), puis par H. AUSCHER (1934).

La richesse des faunes du Lias moyen et supérieur permet à G. DUBAR (1931) une importante étude paléontologique des brachiopodes de la région de Camarasa que lui a adressé J. R. BATALLER. Les holotypes de *Terebratula jauberti* (DESL.) var. *pyrenaica* et var. *leymerielli* en proviennent.

J.-R. BATALLER (1934) illustre à son tour des faunes liasiques, essentiellement toarciennes, de diverses localités (Montec, environs de Camarasa et d'Ager, Pont de Suert, Coll d'Arnat, Tuixén, Gosol), provenant des collections de L.M. VIDAL et A. MARIN.

G. ASTRE (1938) reconnaît à son tour les trois biozones d'ammonites du Lias moyen dans le secteur du Pedraforca : zones à Davoei, à Margaritatus et à Spinatus. Il constate, au Toarcien, le pullulement des brachiopodes, dont les formes, avec quelques lamellibranches, lui paraissent héritées d'espèces du "mésolias ... appartenant à la même province paléobiogéographique que le midi de la France (versant nord des Pyrénées, Grésigne, Provence) et le reste de l'Espagne, jusqu'au Maroc".

Les acquisitions récentes (1950 à nos jours) :

L'instabilité politique, en Espagne, explique, à partir des années 30, l'absence de travail de terrain. Dans les années 50, débutent des études de géologie régionale ou de cartographie. Parmi elles nous citerons les travaux de J.M. RIOS (1951) sur la Serra de Prada et de P. HUPE (1954), sur le Haut-Aragon. Une mention spéciale revient à la

synthèse de B. GUERIN-DESJARDIN et M. LATREILLE (1961) dont la mise au point cartographique sur la région du Pic de Pedraforca découle, de 1959 à 1960, des travaux des élèves de l'E.N.S.P.M.

Un certain nombre de thèses de spécialité viennent ensuite alimenter les données biostratigraphiques fournissant des précisions à caractère plus local. C'est le cas des travaux de A. BAUDRIMONT (1961) et de P. GALTIER (1961) dans le secteur de Coll de Nargo, de P. BASSOULET (1962) dans le Montsec, de L. FORTIN (1963) dans les Sierras Marginales méridionales, de J. ROSELL SANUY (1967) dans la Zone Sud-pyrénéenne et de J.-P. PAPON (1969) dans le Haut-Aragon. Les élèves de l'école de Leyde (P.H.W. MEY, K.J. NAGTEAAL, P.J.C. ROBERTI et J.J.A. HARTEVELT, 1968) étudient la bordure Sud de la Zone Axiale des Pyrénées et rappellent sommairement la composition du Jurassique sud-pyrénéen dont l'ensemble est intégré dans une unique unité lithostratigraphique, la Formation Bonansa.

P.F. BULARD et J.-H. DELANCE (1968) mettent en évidence le Lias moyen et supérieur marno-calcaire sur les marges du Trias des Avellanes (région d'Os de Balaguer), dans une zone où il n'avait jamais été cartographié (P. SOUQUET, 1967, J.-P. GUIRAUDET, 1962). J.-H. DELANCE (1969) décrit la faune de brachiopodes. Il réaffirme son appartenance à la "bioprovince espagnole" de P. CHOFFAT (1880) et ses similitudes avec les faunes décrites par G. DUBAR (1931) au Sud du Bassin de l'Ebre. *Sphaeroidothyris dubari* DELANCE y est nouvellement décrite.

Les années 1970 voient le retour des études biostratigraphiques et sédimentologiques plus systématiques du Mésozoïque sud-pyrénéen et des synthèses régionales :

B. PEYBERNES et J.-P. PAPON (1968) précisent la stratigraphie du Jurassique de la Zone Sud-pyrénéenne, entre la Noguera Ribagorçana et l'Esera. Ils découvrent dans l'Hettangien inférieur aragonais, le niveau de tuf volcanoclastique homologue du Tuf de Ségalas et soulignent la similitude des faciès du Lias des deux versants des Pyrénées.

L. SOLE-SUGRANES (1970) précise la biostratigraphie de nombreuses coupes du Lias des nappes de Pedraforca. Il constate la transgression du Lias, d'Ouest en Est, mais estime que ses limites d'affleurement correspondent à une limite d'érosion, rien ne permettant de supposer l'existence d'une zone d'émergence toute proche.

M. DELMAS, A. GARRIDO, L.-M. RIOS (1971), A. GARRIDO MEGIAS A. et RIOS ARAGUES L.M. (1972) et surtout A. GARRIDO MEGIAS A. dans sa thèse (1973) synthétisent les connaissances accumulées par les recherches de la société E.N.P.A.S.A. et découpent le Lias inférieur calcaréo-dolomitique en unités lithologiques informelles :

- Brèche ferrugineuse (équivalente du Tuf de Ségalas).
- Calcaires à ostracodes.
- Brèche dolomitique.
- Calcaires lithographiques et dolomies.
- Calcaires oolithiques.

B. PEYBERNES (1976) synthétise les données antérieures et fournit les premiers éléments de datation du Dogger et des couches de transition avec les assises marneuses liasiques.

La thèse de J. POCOVI (1978) sur les Sierras Marginales méridionales, une des dernières monographies de géologie régionale soutenue dans la région sud-pyrénéenne, sert de substrat aux observations à caractère biostratigraphique et paléontologique de S. CALZADA qui établit une première échelle parallèle basée sur les associations de brachiopodes (S. CALZADA, 1981 a et b).

Dans le cadre d'une révision stratigraphique de l'ensemble du Lias des Pyrénées, nous avons entrepris depuis 1980 l'étude d'ensemble du Lias sud-pyrénéen et proposé un découpage lithostratigraphique et séquentiel que nous approfondissons ici (Ph. FAURE, 1980, 1984, 1993).

X. RAMON (1989) reprend, sans le modifier, le découpage du Lias inférieur de ses prédécesseurs et englobe la subtotalité du Lias marneux (Carixien à Toarcien supérieur *pro parte*) dans une seule et unique formation sédimentaire informelle, la Formation des Marno-calcaires et Calcaires lumachelliques. Les marnes noires du Toarcien sont intégrées dans la Formation des Calcaires à oncolithes. Au sein du mégacycle sédimentaire, il reconnaît six séquences majeures de dépôt, limitées par sept discontinuités. Tous ces événements sont replacés dans le cadre des variations eustatiques proposées par HAQ *et al.* (1987).

III - LA SARDAIGNE

A. de LA MARMORA (1875) identifie, puis cartographie le premier le Jurassique de la Nurra sarde. Il reconnaît en particulier un "niveau-repère à *Ostrea obliquata*" aux environs d'Alghero. Ses récoltes, examinées par G. MENEGHINI, sont pour l'essentiel attribuées à l'Oolithe (Jurassique moyen). A. FUCINI (1894, 1899) confirme cet âge sur des fossiles récoltés par M. LAVISATO au Monte Timidone. Il est de plus le premier à constater l'affinité "anglo-germanique" de ces faunes et souligne l'absence de fossiles communs entre la Nurra et l'Italie.

Pour K. DENINGER, qui fait en 1907 le point des travaux antérieurs, "l'horizon à *Gryphea obliquata*" qui

surmonte directement les marnes gypseuses du Keuper, représenterait un niveau assez élevé du Dogger, le Lias et le Dogger (Oolithe inférieure) étant totalement inexistantes.

C.F. PARONA (1910) est le premier à reconnaître l'âge liasique du niveau repère à gryphées. Il crée une espèce nouvelle : *Liogryphaea franchii* n. sp.

La première étude lithostratigraphique de détail des différents termes du Jurassique de la Nurra est celle d'A.M. OOSTERBAAN (1936). Il distingue, de façon synthétique, au-dessus des argiles bariolées du Keuper :

- 1 - Rhétien : Calcaires et dolomies.
- 2 - Lias inférieur : Lumachelle repère à gryphées, puis calcaires gris bleuâtres.
- 3 - Lias supérieur : Calcaires gris à rognons de silex, puis calcaires dolomitiques massifs gris et ocre qui lui fournissent *Rhynchonella ? tetrahedra* SOW. et *Terebratula* sp. ainsi que des ammonites de l'Aalénien, *Dumortieria subundulata*, *D. sp.* et ? *Ludwigia* sp.
- 4 - Dogger : Grés et microconglomérats à ciment calcaire, puis calcaires oolithiques et pisolithiques.

L'étude micropaléontologique permet à G. CHABRIER et G. MASCLE (1975), puis à G. CHABRIER et E. FOURCADE (1976) d'affiner les attributions stratigraphiques de ces séries essentiellement carbonatées de plate-forme. Sur le flanc oriental du Monte Timidone, ils reconnaissent, au-dessus des argiles vertes du Keuper :

- 1 - Hettangien : Dolomies et cargneules (50 m).
- 2 - Lias inférieur et moyen : Dolomies à entroques dont le toit est constitué par l'horizon à *Gryphaea franchii* PARONA.
- 3 - Toarcien supérieur : Epaisse série carbonatée (200 m) d'oosparites, intrasparites et calcaires à oncolithes, dans laquelle ils citent, du gisement d'A.M. OOSTERBAAN : *Dumortieria pseudoradiosa* (BRANCO), *D. cf. prisca* BUCK., *Cotteswoldia ? sp.*, *Pseudopolyplectus ? sp.* et cf. *Pseudogrammoceras padagrosom* MONEST., ammonites du Toarcien supérieur (zones à *Pseudoradiosa* et à *Aalensis*).
- 4 - Dogger, caractérisé, sans changement notable de faciès, par l'association *Timidonella sarda* - *Lucasella cayeuxi*.

Nous fournissons (Ph. FAURE, 1982 ; Ph. FAURE et B. PEYBERNES, 1983), un découpage du Lias de la Nurra en plusieurs ensembles lithostratigraphiques et proposons un nouveau cadre biostratigraphique dans lequel plusieurs niveaux du Carixien, ainsi que le Toarcien moyen et supérieur, sont nouvellement identifiés. Ces formations, séparées par des discontinuités sédimentaires à caractère local, s'organisent en deux mégaséquences majeures : la première (Trias à Carixien) est à tendance transgressive, la suivante (Carixien à Dogger), de type régressif. Nous esquissons ensuite une reconstitution paléogéographique à l'échelle de l'ensemble de la marge ouest-téthysienne et soulignons les similitudes des faciès existant entre la Nurra sarde et les séries homologues de la "Nappe du bord de mer varois" (M. ARNAUD et C. MONLEAU, 1979).

Les recherches de C. MONLEAU (1985, 1986) lui permettent de préciser ces analogies de faciès et de compléter le découpage lithostratigraphique et séquentiel de l'ensemble du Jurassique de la Nurra. Le Domérien moyen et le Toarcien inférieur à brachiopodes y sont identifiés.

LE LIAS INFÉRIEUR

(HETTANGIEN A LOTHARINGIEN)

Le cycle sédimentaire du Lias inférieur (Hettangien et Sinémurien) se déroule en totalité dans un milieu de plate-forme interne soumis à des dépôts évaporitiques ou carbonatés, peu favorables à l'épanouissement et à la conservation des organismes benthiques.

Aucun élément de datation ne permet ainsi l'établissement de corrélations précises entre les séries sédimentaires étudiées dans les différentes régions des Pyrénées, une telle étude nécessitant l'utilisation approfondie de méthodes telles que la sédimentologie et la stratigraphie génétique, qui ne sont pas l'objet de notre travail⁽¹⁾.

Nous fixerons, dans ce chapitre, un cadre lithostratigraphique utilisable dans l'ensemble des Pyrénées. Après la définition des unités lithologiques et la description des coupes-types s'y rapportant, nous exposerons, de façon très synthétique, les variations latérales des faciès dominants et les caractéristiques propres à chacune des régions pyrénéennes considérées :

- Pyrénées languedociennes⁽²⁾ (Corbières orientales, Corbières méridionales, Fenouillèdes, Agly).
- Pyrénées centrales (Pays de Sault, Pays d'Olmes, Pays de Foix, Sabarthès, Couserans, Comminges⁽³⁾, Baronnies, Bigorre orientale, Haut-Adour).
- Pyrénées occidentales (Bigorre occidentale⁽⁴⁾, Béarn⁽⁵⁾, Pays Basque).
- Pyrénées méridionales (Haut-Aragon, Haute-Catalogne, Alt Empordà).

A titre de comparaison, le Lias inférieur de Sardaigne nord-occidentale (Nurra) et des Chaînes Côtières Catalanes fera l'objet d'une même approche.

Nous synthétiserons ensuite les données paléogéographiques et essayerons de les intégrer dans un schéma d'évolution géodynamique valable à l'échelle de l'ensemble du domaine pyrénéen.

(1) Voir avertissement, p. 33.

(2) Le terme de Languedoc est compris dans son sens géographique actuel correspondant au Languedoc méditerranéen et excluant le Roussillon (à l'exception du secteur de l'Agly) et l'Ariège. Dans notre étude, il exclut également, à l'Ouest, les Pyrénées audoises du Pays de Sault.

(3) Les limites de l'ancien diocèse du Comminges incluait également la Vallée d'Aure.

(4) La Bigorre occidentale correspond au Pays de Lourdes.

(5) Le Béarn (Ossau, Vallée d'Aspe, Barétous) est limité à l'Ouest par la vallée du Vert de Barlanès.

SOMMAIRE

LES ÉTAGES ET LA ZONATION CLASSIQUE PAR LES AMMONITES	45
LA LIMITE INFÉRIEURE DU LIAS ; A PROPOS DE L'INFRALIAS	45
L'HETTANGIEN	46
LE SINEMURIEN	46
LE CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	47
LA TRANSITION TRIAS SUPÉRIEUR - LIAS	48
L'HETTANGIEN	48
I - LA FORMATION DE L'ARIZE	48
A - DÉFINITION	48
B - LA SÉRIE-TYPE DES PYRÉNÉES ARIÉGEOISES ET DES CORBIÈRES MÉRIDIIONALES	50
C - DESCRIPTION RÉGIONALE	50
1 - CORBIÈRES ORIENTALES	50
2 - PYRÉNÉES DU COMMINGES ET DE LA BIGORRE (DU SALAT A LA VALLÉE D'OSSAU)	53
3 - PYRÉNÉES BASCO-BÉARNAISES (A L'OUEST DE LA VALLÉE D'OSSAU)	53
4 - PYRÉNÉES MÉRIDIIONALES	56
D - COMPARAISONS	56
II - LE COMPLEXE ÉVAPORITIQUE DU LIAS INFÉRIEUR	58
A - DÉFINITION	58
B - DESCRIPTION RÉGIONALE	59
1 - PYRÉNÉES LANGUEDOCIENNES	59
2 - PYRÉNÉES CENTRALES (DE L'ARIÈGE A LA BIGORRE ORIENTALE)	59
3 - PYRÉNÉES DE LA BIGORRE OCCIDENTALE ET DU BÉARN	62
4 - PYRÉNÉES BASQUES	62
5 - PYRÉNÉES MÉRIDIIONALES	63
C - COMPARAISONS	65
III - SYNTHÈSE DE L'ÉTUDE DE L'HETTANGIEN	66
A - ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE	66
B - SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET GÉODYNAMIQUE	67
LE SINÉMURIEN	72
I - LA PLATE-FORME CARBONATÉE DU SINÉMURIEN : LA FORMATION HAUTS-DE-NARBONNE	72
A - DÉFINITION	72
B - LA SÉRIE-TYPE DES PYRÉNÉES LANGUEDOCIENNES	72
C - DESCRIPTION RÉGIONALE	76
1 - PYRÉNÉES ARIÉGEOISES (DE LA CLUSE DE PÉREILLE A LA VALLÉE DU SALAT)	76
2 - PYRÉNÉES DU COMMINGES ET DE LA BIGORRE ORIENTALE (DU SALAT AU GAVE DE PAU)	76
3 - PYRÉNÉES DE LA BIGORRE OCCIDENTALE ET DU BÉARN (DU GAVE DE PAU AU SAISON)	79
4 - PYRÉNÉES BASQUES (DE LA VALLÉE DU SAISON A L'OCÉAN)	81
5 - PYRÉNÉES MÉRIDIIONALES	81
D - COMPARAISONS	83
II - LA FORMATION MONTREDON-DES-CORBIÈRES	84
A - DÉFINITION DE LA FORMATION MONTREDON-DES-CORBIÈRES	85
B - DESCRIPTION RÉGIONALE	85
1 - LA SÉRIE -TYPE DU LOBE DE BIZANET	85
2 - LOBE DE FONTJONCOUSE	88
3 - ZONE DES ÉCAILLES DE LA BERRE	88
4 - UNITÉS INTERNES DE LA NAPPE DES CORBIÈRES	89
5 - ZONE NORD-PYRÉNÉENNE (CHAÎNON DE GALAMUS)	89
6 - ZONE SOUS-PYRÉNÉENNE (COUVERTURE DU MASSIF DE MOUTHOMET)	90
C - LES ÉQUIVALENTS LATÉRAUX DE LA FORMATION MONTREDON	90
III - SYNTHÈSE	91
A - ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE	91
B - SYNTHÈSES PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET GÉODYNAMIQUE	92

LES ÉTAGES ET LA ZONATION CLASSIQUE PAR LES AMMONITES

LA LIMITE INFÉRIEURE DU LIAS ; A PROPOS DE L'INFRALIAS

A. D'ORBIGNY (1849, 1850) faisait débiter le Lias avec son étage Sinémurien, situé entre le Saliférien (Trias) et le Liasien, devenu plus tard Pliensbachien (A. OPPEL, 1858). Ce découpage est introduit par A. F. NOGUES dans les Pyrénées (1862).

Dès l'annonce de leur découverte par l'Abbé POUËCH dans l'Ariège (A. D'ARCHIAC, 1865), les Couches à *Avicula contorta* sont incluses dans le Lias, dans un niveau que D'ARCHIAC désigne sous le nom de "quatrième étage du Lias" (1865), et que la plupart des auteurs désigneront ensuite sous le terme d'**Infralias**.

Un historique de la définition de l'**Infralias** (fig. 14) :

Le terme est introduit par A. LEYMERIE en 1838, qui désigne sous ce nom la partie inférieure du système Jurassique située entre les couches triasiques et le Lias inférieur à Gryphées arquées. A. d'ORBIGNY (1850) estime à juste raison qu'il s'agit là d'un synonyme de son étage Sinémurien. Mais les définitions données ensuite par les auteurs sont très variables.

E. DUMORTIER (1864) a une conception élargie de l'**Infralias** auquel il rattache nettement les couches à *Avicula contorta*, futur étage Rhétien, et les deux zones d'A. OPPEL à *Ammonites planorbis* et *A. angulatus*, futur étage Hettangien. Cette conception est suivie par P. REYNES (1868) dans les Causses aveyronnais.

Une conception plus restrictive est apportée par H. MAGNAN. Cet auteur découvre en 1867 le niveau à *Avicula contorta* dans les Corbières et dans la région de Saint-Chinian et leur applique le terme d'**Infralias**. Dans sa définition de 1868, il étend ensuite clairement sa conception de l'étage "aux assises carbonatées fossilifères sus-jacentes précédant les dolomies et des brèches du Lias inférieur -" ... calcaires en petites couches à *Avicula contorta* et à petits gastéropodes du niveau de l'*Ammonites planorbis*." (1872, p. 59), niveaux correspondant, à la fois, au Rhétien actuel et aux couches inférieures carbonatées de l'Hettangien.

Il est suivi par la majorité des auteurs qui ont étudié le Jurassique des Pyrénées centrales et surtout de l'Ariège comme DE LACVIVIER (1882, 1884), HEBERT (1882) et l'abbé POUËCH (1882). Ce découpage est adopté par L. CAREZ dans les années 1903-1905, puis par G. DUBAR jusqu'en 1920.

Une autre attitude est suivie par L. DONCIEUX (1903) et L. CAREZ (1906 et 1908), qui restreignent leur conception de l'**Infralias** aux seuls niveaux à *Avicula contorta*.

D'Orbigny, 1849, 1850	Leymerie, 1838	Dumortier, 1864	Renevier, 1864	Magnan, 1868	Carez, 1906-08	Dubar, 1920	Dubar, 1925	Coll. Lias, 1962
	Sinémurien	Sinémurien	Sinémurien	Sinémurien	Sinémurien	Sinémurien	Sinémurien	Sinémurien
Sinémurien	Infralias	Infralias	Hettangien	Hettangien	Hettangien	Hettangien	Hettangien supérieur	Hettangien
?			?	Rhétien	Infralias	Infralias	Infralias	
Saliférien	Trias	Trias	Trias	Trias	Trias	Trias	Trias	Rhétien
								Norien
								TRIAS

Fig. 14 : La limite Trias-Lias (en gras) et les différentes interprétations de l'**Infralias** (données bibliographiques).

Définitions du Rhétien et de l'Hettangien :

Le terme d'Hettangien est proposé en 1864 par E. RENEVIER afin de clarifier la nomenclature et de remplacer le terme d'Infralias, dont la dénomination ne dérive pas d'un nom de localité. Il sépare du nouvel étage les niveaux à *Avicula contorta* pour lesquels il préconise l'utilisation du Rhétien, terme nouvellement créé par C. W. GUMBEL, en 1861, dans les Alpes bavaroises. Ce découpage, diversement suivi par les stratigraphes, n'est introduit qu'en 1893 par J. ROUSSEL dans la nomenclature du Jurassique des Pyrénées.

L. CAREZ se rallie à partir de 1909 au découpage de E. RENEVIER et le terme d'Infralias disparaît de la nomenclature des étages pyrénéens. Par sa commodité, il restera ponctuellement employé par certains auteurs, avec une acception variable, intégrant (R. CURNELLE, 1983) ou non les Formations dolomitiques et les évaporites actuellement rapportées à l'Hettangien (A. ARTIERES et P. DURIF, 1961).

L'étage Rhétien sera ensuite rattaché au Trias conformément aux résolutions du 1er Colloque international sur le Jurassique tenu à Luxembourg en 1962 sous les auspices de la Commission de Stratigraphie du Congrès Géologique International.

L'HETTANGIEN

L'étage est choisi en référence au Grès d'Hettange (Hettange-Grande, Moselle). On lui attribue, de façon plus générale, toutes les couches situées entre les niveaux à *Avicula contorta* et le Sinémurien à gryphées arquées. Cette série, dont la richesse paléontologique est remarquable, correspondent cependant à un faciès littoral gréseux très particulier, qui, s'il est riche en lamellibranches et gastéropodes (O. TERQUEM, 1855), ne renferme pas suffisamment de céphalopodes pour permettre une biozonation précise.

Les études ultérieures (S. GUERIN, 1961) ont de plus montré que les couches-type sont peu représentatives de l'étage, puisque limitées dans leurs affleurements au seul Hettangien supérieur. La nécessité de définir un parastratotype a conduit plus tard S. ELMI et R. MOUTERDE, (1984) à décrire une nouvelle série-type dans les séries épaisses et riches en ammonites de la bordure occidentale du Bassin Sub-alpin (région d'Aubenas et de Privas, Ardèche).

Ainsi défini, l'Hettangien débute au-dessus des bancs à *Rhaetavicula contorta* avec l'apparition du genre *Psiloceras* (*P. psilonotum*). Il est subdivisé en trois zones (W. T. DEAN *et al.*, 1961 ; R. MOUTERDE *et al.*, 1971 ; S. ELMI et R. MOUTERDE, 1984 ; R. MOUTERDE et M. CORNA, 1997) :

La zone à Planorbis est calquée sur l'extension des *Psiloceratidae* appartenant aux genres *Psiloceras* et *Caloceras*. Au sommet apparaît le genre *Curviceras*.

La zone à Liasicus est marquée à sa base par l'épanouissement du genre *Whaeneroceras*. La zone correspond à l'extension stratigraphique du genre *Alsatites*.

La zone à Angulata correspond à l'acmé des *Schlotheimia*.

Aucune de ces subdivisions n'est caractérisée par des ammonites dans le domaine ibéro-pyrénéen où l'étage est essentiellement représenté par des séries calcaréo-dolomitiques de plate-forme interne et des évaporites.

G. DUBAR (1925) apporte la meilleure description de la composition de l'étage et de ses limites. Son découpage en Hettangien inférieur et Hettangien supérieur, adopté pour la commodité de son exposé, correspond à une réalité lithostratigraphique, mais ne repose en rien sur des bases biostratigraphiques (1925, p. 19). Ces niveaux n'ont, en effet, fourni que des lamellibranches dépourvus de valeur biostratigraphique. Des microflores permettent de rapporter à l'Hettangien les épaisses séries de brèches dolomitiques qui leur sont sus-jacentes et qui passent latéralement, en subsurface, à des évaporites.

La limite supérieure de l'étage n'est également pas définie paléontologiquement. Elle coïncide, par convention, avec l'apparition de faciès oolithiques de plate-forme externe à algues dasycladacées et les premières faunes authentiquement sinémuriennes avec le brachiopode *Zeilleria* (*Z.*) *vicinalis*.

LE SINEMURIEN

Le terme de Sinémurien est introduit en 1849 par A. D'ORBIGNY dans son Cours élémentaire de paléontologie, puis clairement défini en 1850 dans la Paléontologie française (p. 566) où il est proposé comme synonyme de Lias inférieur. Il inclut toutes les assises correspondant à l'Infralias de A. LEYMERIE (1833) ainsi que la totalité des couches à Gryphées Arquées. Dans cette acception, il est introduit et utilisé dans les Corbières dès 1862 par A.F. NOGUES. E. RENEVIER (1864) en détache ensuite à sa base l'Hettangien, en remplacement du terme ambigu d'Infralias.

Dans son traité de 1910, E. HAUG utilise le terme de Lotharingien pour désigner la moitié supérieure du Sinémurien. Il est utilisé dans ce sens par G. DUBAR, dans les Pyrénées (1925). Cette nouvelle division n'est cependant pas adoptée par la communauté scientifique anglo-saxonne (W.T. DEAN *et al.*, 1961). Par souci de simplification et d'uniformisation de la nomenclature, les colloques sur le Lias de Chambéry de 1960 et sur le Jurassique de Luxembourg de 1962 proposent de la rabaisser au rang de sous-étage. La moitié inférieure du Sinémurien ne reçoit pas de dénomination propre.

En l'absence de faune caractéristique, l'usage du terme Sinémurien reste très limité dans les Pyrénées (J. ROUSSEL, 1893). Certains auteurs, comme L. DONCIEUX (1903), vont jusqu'à mettre en doute son existence dans les Corbières orientales, le Lias inférieur étant alors uniquement représenté, au-dessus de l'Infralias, par l'Hettangien.

G. DUBAR (1925) en développe l'usage. Sans argument paléontologique formel, il rattache à cet étage toutes les formations carbonatées comprises entre les dolomies bréchiques rapportées à l'Hettangien et les calcaires fossilifères du

Lias moyen. Il est le premier à identifier formellement le Lotharingien supérieur dans les Arbailles (Pyrénées basques françaises) avec *Vermiceras tardecrescens* (1925, p. 114). Nous avons récemment identifié et précisé la biostratigraphie du Lotharingien terminal dans les Corbières orientales (Ph. FAURE 1981).

SOUS-ETAGES	ZONES	SOUS-ZONES	HORIZONS
SINEMURIEN SUPERIEUR (LOTHARINGIEN)	RARICOSTATUM	Aplanatum	Tardecrescens
		Macdonnelli	Meigeni
		Raricostatum	Boehmi
			Crassicostatum
			Raricostatum
			Rhodanicum
		Densinodulum	Edmundi
Delicatum			
	OXYNOTUM		
	OBTUSUM		
SINEMURIEN INFERIEUR	TURNERI		
	SEMICOSTATUM		
	BUCKLANDI		

Fig. 15 : La zonation standard du Sinémurien. Sous-zones et horizons du Lotharingien (M. CORNA *et al.*, 1997).

BIOZONATION :

La zonation du Sinémurien par les ammonites est celle des standards établis par R. MOUTERDE *et al.* (1971) et M. CORNA, J.-L. DOMMERGUES, C. MEISTER et R. MOUTERDE (1997)(fig. 15) :

- **Le sous-étage Sinémurien inférieur** : Il n'est pas caractérisé paléontologiquement par des ammonites dans le domaine pyrénéen. Sa limite inférieure est marquée par l'apparition des *Arietitidae*. Il est subdivisé en quatre zones d'ammonites :

La zone à Rotiforme correspond à l'évolution d'*Arietitidae* serpenticônes des genres *Vermiceras* et *Metophioceras*.

La zone à Bucklandi est caractérisée par la présence des genres *Coroniceras* et *Arietites*.

La zone à Semicostatum correspond au début de l'acmé des *Arnioceras*. Ils s'associent à des *Paracorniceras* et *Agassiceras*.

La zone à Turneri est définie en Europe moyenne par l'association des genres *Caenisites*, *Euaggassiceras* et *Arnioceras*.

- **Le sous-étage Lotharingien** : Il débute en Europe moyenne avec l'apparition du genre *Asteroceras* et est divisé en trois zones. Dans le domaine pyrénéen, les ammonites n'apparaissent localement (bassins basco-cantabrique et languedocien) qu'à partir de la sous-zone à Raricostatum. Trois zones d'ammonites sont distinguées :

1 - La zone à Obtusum connaît l'acmé des *Asteroceratinés* (genres *Asteroceras*, *Eparietites*).

2 - La zone à Oxynotum correspond strictement à l'expansion des genre *Oxynoticeras* s. s.

3 - La zone à Raricostatum correspond au règne des *Echioceratidae*. Sa subdivision se superpose à la succession des genres *Plesechioceras*, *Echioceras*, *Leptechioceras*, *Paltechioceras*. Quatre sous-zones sont ainsi individualisées :

a - La sous-zone à Densinodulum, période de la première expansion des *Echioceratidae* primitifs (genre *Plesechioceras*).

b - La sous-zone à Raricostatum, acmé des *Echioceratidae* à faible densité de costulation appartenant au genre *Echioceras* s.s. Quatre horizons sont séparés par J.-L. DOMMERGUES (1993). L'horizon supérieur, représenté par les premiers *Paltechioceras* du groupe de *P. boehmi* (HUG), est identifié dans les Corbières orientales et le Pays Basque.

c - La sous-zone à Macdonnelli est essentiellement peuplée de *Leptechioceras* appartenant aux groupes des *L. meigeni* et *L. macdonnelli*.

d - La sous-zone à Aplanatum est bien caractérisée par la présence assez uniforme de grands *Paltechioceras* évolués, à costulation rigide, appartenant au groupe de *Paltechioceras tardecrescens* (HAUER). Les *Gleviceras* et *Eoderoceras* gr. *armatum* (SOW.) sont présents durant toute la sous-zone mais restent peu abondants en Europe moyenne.

Ces faunes précèdent les populations à *Apoderoceras* et à *Tetraspidoceras* dont la présence marque sans ambiguïté la base du Pliensbachien.

LE CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Durant la période Hettangien – Sinémurien, l'absence d'élément de datation avant le Lotharingien supérieur ne permet pas de corrélation efficace entre les unités lithologiques observables sur le terrain. La monotonie des faciès et leur grande extension géographique autorisent l'utilisation d'une terminologie simplifiée reposant sur la définition de trois formations principales étendues à l'ensemble du domaine pyrénéen. Leur description détaillée apparaîtra au cours de l'étude descriptive régionale. Nous en exposons les grandes lignes dans le fig. 16 .

LA TRANSITION TRIAS SUPÉRIEUR - LIAS

Les couches de passage entre les pélites gypsifères à faciès Keuper (Norien supérieur) et la barre carbonatée avec laquelle on fait classiquement débiter l'Hettangien (G. DUBAR, 1925) n'ont à ce jour pas fait l'objet d'une étude systématique synthétique. Elles sont attribuées au Rhétien depuis la découverte par H. MAGNAN (1867) de *Rhaetavicula contorta* (PORTL.). Des palynoflores et des foraminifères benthiques sont depuis venus confirmer cette attribution dans la portion orientale de la chaîne (Corbières, Ariège) (B. PEYBERNES *et al.*, 1988), ainsi que dans son versant sud (Zone de Pedraforca, dans le secteur de Pobla de Lillet) (C. JACOB *et al.*, 1927 ; S. BAUDELLOT et J. TAUGOURDEAU-LANZ, 1986).

Dans les Corbières et dans l'Ariège où ils sont particulièrement développés, ces dépôts de transition sont rangés dans la **Formation Boutenac** (B. PEYBERNES *et al.*, 1988). Ils se présentent sous la forme d'une alternance de pélites bariolées et de bancs de carbonates inter- à supra-tidaux ou de dolomies à passées gréseuses et/ou lumachelles que M. FRECHENGUES (1992) subdivise en cinq Membres : les *Calcaires gréseux de La Caune*, les *Calcaires de Barrylongue*, les *Pélites du Pont-du-Brabet*, les *Calcaires gréseux de Saint-Chinian* et les *Calcaires de Galamus*. Nous rattacherons cette dernière unité, plus nettement carbonatée, à la Formation sus-jacente.

L'HETTANGIEN

I - LA FORMATION DE L'ARIZE

Partout où elle a été observée, à l'affleurement comme en subsurface, la base du Lias inférieur calcaréo-dolomitique, est marquée par une assise plus ou moins développée (20 m, environ, jusqu'à 70 m) de carbonates massifs, irrégulièrement dolomitisés et parfois bréchifiés : la **Formation de l'Arize**.

Cette terminologie est utilisée de façon informelle par M. FRECHENGUES *et al.* (1992), en référence aux séries de la couverture décollée du massif nord-pyrénéen de l'Arize. C'est en effet dans ce secteur, situé entre Lavelanet, à l'Est, et Saint-Girons, à l'Ouest, que les dépôts correspondants sont les plus développés et les mieux exposés.

A - DÉFINITION

Assise carbonatée ou calcaréo-dolomitique, souvent massive et en ressaut topographique (sans préjuger de son âge et des possibles "diachronismes" qui l'affectent) assurant la transition entre les pélites bariolées triasiques et les Brèches calcaréo-dolomitiques ou les évaporites du Lias inférieur.

Deux ensembles lithologiques distincts sont généralement séparés avec à la base, une barre calcaréo-dolomitique épaisse et massive, les "**Calcaires blancs massifs**" et au sommet, une assise de dolomies ou de calcaires lités, les "**Calcaires en dalles**". Nous en décrivons le détail dans les différentes régions considérées dans ce chapitre et décrivons une coupe-type dans chacune d'entre elles. Un épisode volcano-clastique, les **Tufs de Ségalas**, s'interstratifie en Ariège, dans le Membre carbonaté inférieur. Dans les Pyrénées Basques et le Haut-Aragon, il se place exactement entre les deux unités lithologiques.

Appellations synonymes :

G. DUBAR (1925) désignait dans les Pyrénées ce premier ensemble carbonaté liasique sous le nom de "Calcaires à Diademopsis", dénomination que nous reprenons lors de notre étude sur les Pyrénées méridionales (Ph. FAURE, 1984).

Dans les Pyrénées basques, J. HENRY (1959), puis J. BOURROULEC et R. DELOFFRE (1969) le désignent sous l'appellation de "Formation des Calcaires à Ostracodes de la Pène Arrouye". Nous proposons plus tard la coupe du Bostmendiette (Ouest de Tardets-Sohorlu) comme référence (Ph. FAURE, 1987).

Âge de la Formation :

Dans les Pyrénées françaises, cette première formation du Lias est attribuée depuis G. DUBAR (1921, 1922, 1925) à l'Hettangien inférieur. Dans les Pyrénées espagnoles, elle est rapportée au Rhétien et l'usage est de faire commencer le Lias avec la "Brèche ferrugineuse" (niveau équivalent au Tuf de Ségalas).

Les microfaunes rhétiennes identifiées à la base de la Formation, dans les Pyrénées languedociennes, semblent confirmer, au moins en partie, ce point de vue (B. PEYBERNES *et al.*, 1988).

Cependant, aucune microfaune d'âge hettangien ne permet de fixer la limite supérieure du Trias et l'abondance, dans les niveaux moyens et supérieurs de la Formation, des lamellibranches connus à un niveau identique dans l'Hettangien bien daté de l'Est et du Nord-Est de la France, est remarquable (O. TERQUEM, 1869 ; E. DUMORTIER, 1864) : *Liostrrea sublamellosa* et *Placunopsis alpina* dans les Corbières orientales (J.-M. VILA, 1964), *Dymiopsis emmerichi*, *Modiolus scalprum*, *Anomia schafhautli*, *Ostrea palmetta* et *Liostrrea sublamellosa* dans l'Ariège, *Corbula ludovicæ* dans les Pyrénées basques (G. DUBAR, 1925).

Une même datation à l'Hettangien, reposant toujours sur des associations de bivalves, est fournie pour les équivalents latéraux de la Formation, comme la Dolomie du Maillet de la bordure Est-Aquitaine (*Parallelodon hettangiensis*, *Cuneigervillia rombica* et *Modiolus hillanus* (R. CUBAYNES *et al.*, 1984) et la Dolomie de Carcans de l'Aquitaine centrale (*Eotrapezium porrectum*, *E. cf. germari*) (F. DALBIEZ *et al.*, 1959).

L'étude des palynoflores, tout en confirmant le plus souvent cet âge hettangien, permet de nuancer ce point de vue en suggérant l'existence d'un "diachronisme" de la Formation équivalente de Carcans, dont l'âge semble s'échelonner du Rhétien moyen au Rhétien supérieur et enfin à l'Hettangien inférieur, depuis le dépôt-centre du Bassin aquitain en direction de ses marges (R. CURNELLE, 1983). On ne peut totalement exclure l'existence d'un "diachronisme" identique à l'échelle de la marge nord-pyrénéenne.

Limites (fig. 16) :

La limite inférieure de la Formation, **discontinuité IO** est franche mais rarement observable dans le détail car le plus souvent mobilisée par la tectonique tangentielle.

Au sommet de la Formation, une **discontinuité II**, également assez marquée, sépare les "Calcaires en dalles", des Brèches dolomitique du Lias inférieur. Son caractère est cependant vraisemblablement exagéré par les phénomènes de dissolution, d'écroulement et de tassement qui affectent les dépôts brèchiques sus-jacents. Des déplacements sédimentaires en masse sont possiblement à l'origine des phénomènes "d'érosion" qui ont été bien décrits par G. DUBAR dans le Pech de Foix (secteur de Baragne) (1925). La discontinuité est peu visible et la transition plus progressive dans les secteurs ne comportant pas de brèches de dissolution à la base de l'Hettangien (Bostmendiette, Ecaille de Gesse - Niort-de-Sault, par exemple).

Une **discontinuité Ia**, post-rhétienne ou intra-Hettangien inférieur sépare les deux Membres de la Formation de l'Arize (Membres de Galamus et Calcaires en dalles de Leychert). Dans les Pyrénées Basques et les Pyrénées méridionales, cette discontinuité constitue le mur du Tuf de Ségalas.

ÉTAGES	FORMATIONS	Membres lithostratigraphiques			
		Pyrénées occidentales	Pyrénées méridionales	Pyrénées centrales	Pyrénées languedociennes
SINEMURIEN	FORMATION MONTREDON	(Calcaires argileux à Echiocératidés)			FORMATION MONTREDON
	HAUTS-DE-NARBONNE	"Calcaires oolithiques"	"Calcaires à microrhythmes"		"Calcaires oolithiques"
HETTANGIEN	BRÈCHES DOLOMITIQUES	Dolomies litées			
		Évaporites du Mont-Roig	Brèches dolomitiques		Dolomies massives
	ARIZE	Calcaires en dalles de Leychert			
RHETIEN		Tuf de Ségalas	Tuf de Ségalas		
		Calcaires blancs massifs de Galamus			
		BOUTENAC			

Fig. 16 : Les unités lithostratigraphiques du Trias terminal - Lias inférieur des Pyrénées.

B - LA SÉRIE-TYPE DES PYRÉNÉES ARIÉGEOISES ET DES CORBIÈRES MÉRIDIIONALES

Dans toute cette aire géographique, comprise entre Paziols, à l'Est, et la Forêt de Larroque, à l'Ouest, la Formation de l'Arize montre une succession lithologique et des faciès identiques (fig. 17). L'épisode des tufs y est présent à l'Ouest de Cadarcet.

Les coupes-type (fig. 17) :

Les coupes de Montels et de Leychert, sur la couverture décollée du massif de l'Arize, et la coupe des Gorges de Galamus (Sud de Cubières-sur-Cinobles) dans les Corbières méridionales, permettent une description type de la Formation de l'Arize. Elle comporte :

- 1 - **Membre de Galamus (10-15 m)** : Au niveau de la coupe de référence (coupe des gorges de Galamus, au Sud de Cubières, Corbières méridionales) (M. FRECHENGUES, 1992), il s'agit de calcaires dolomitiques clairs en bancs assez massifs, très peu fossilifères. Certains niveaux sont laminés de films stromatolithiques. Le calme de la sédimentation est parfois troublé par des épandages oolithiques de haute énergie.
- 2 - **Tuf de Ségalas** : A Ségalas et à Montels, on observe un tuf volcanique vert sombre, à grains ovoïdes contenant des blocs anguleux de roches calcaires et volcaniques ainsi que des scories et des bombes. Nous renvoyons le lecteur aux descriptions pétrographiques et chimiques de A. LACROIX (1896), C. DURAND et J. THIEBAUD (1970) et R. CURNELLE et B. CABANIS (1989).
- 3 - **Membre de Leychert (4-6 m)** : Au Nord de Leychert, cette assise correspond à l'empilement stratocroissant de bancs calcaires centimétriques à décimétriques séparés par des lits d'argile feuilletée noire riche en matière organique et par des niveaux charbonneux ou bitumineux. Les surfaces de bancs sont habituellement criblées de radioles et de plaques d'un échinide que G. DUBAR (1922, 1925) rapporte à *Diademopsis globus*. Les lamellibranches y sont aussi assez abondants (*Dyniopsis emmerichi*, *Modiolus scalprum*, *Anomia schafhautli*, *Ostrea palmetta* et *O. sublamellosa*).

L'évolution latérale (fig. 17):

Le Membre de Galamus présente peu de variations de faciès et d'épaisseur (10 à 15 mètres). Dans l'Ariège, les dépôts du Tuf de Ségalas viennent clairement s'interstratifier dans la partie médiane haute du Membre.

Le Tuf de Ségalas connaît son épaisseur maximale entre Ségalas et Rimont (Ariège). Dans ce secteur les accumulations volcano-clastiques peuvent dépasser 100 m d'épaisseur. Le démantèlement de l'assise carbonatée inférieure de la Formation de l'Arize leur permet de reposer sur les marnes rhétiennes à *Bactryllium* (Ségalas) ou, directement sur les pélites triasiques et l'ophite associée (Castelnau-Durban).

Latéralement, l'épaisseur du Tuf décroît rapidement.

Vers l'Ouest : 10-15 m à l'Ouest de Rimont, 4 m à Lescure. Au delà, le niveau du Tuf est matérialisé par une assise d'argile ferrugineuse ocre représentant un faciès d'altération (8 m entre Aillières et Monteillas, 7 m entre Moulis et Eychel, 3 m entre Agert et Balagué) ou par un niveau de brèches ferrugineuses (coupe des Baydous, au Sud de Clermont-sur-Arize).

Vers l'Est, l'épaisseur du Tuf décroît régulièrement (3 à 4 m à La Bastide-de-Sérou, 8 m à la Tour du Loup, 5-6 m à Montels, 4 m à Saint-Martin-de-Caralp).

A l'Est de Cadarcet, le matériel volcano-clastique est absent et le niveau du Tuf s'exprime par un niveau décimétrique de brèches polygéniques à ciment argilo-carbonaté fortement teinté par les oxydes de fer. Cette couche est particulièrement visible sur les coupes situées à l'Est de Foix (coupes de Caraybat, Soula, Leychert, Restouil, Coulzonne) et dans l'Écaille de Montségur.

Le Membre des Calcaires en dalles de Leychert présente son faciès de "schistes bitumineux" le plus typique dans le Pech de Foix et dans le Pech Saint-Sauveur (entre Leychert et Rimont). Il passe latéralement, dans le Pays d'Olmes (Freychenet, Montségur), le Pays de Sault (Aunat) et dans les Corbières méridionales, à une superposition de dalles carbonatées décimétriques séparées par des joints argileux.

C - DESCRIPTIONS RÉGIONALES

1 - CORBIÈRES ORIENTALES

La coupe de référence (fig. 18) : Coupe de la carrière de la Combe Baichère, à l'Ouest de Boutenac, dans les Corbières septentrionales.

- 1 - **Membre de Galamus (14,5 m)** : Assise carbonatée, généralement en relief, constituée de bancs calcaréo-dolomitiques métriques compacts. Dans le détail, chacun de ces bancs reflète un agencement en séquences. Chacune débute par un fin niveau de remaniement à galets mous, se poursuit par des épandages oolithiques (oolosparite) à lamines obliques d'énergie modérée. Dans les niveaux dolomitiques supérieurs (dolomicrite ou dolosparite à fenestrate) se devinent des lamines planes d'origine plus vraisemblablement stromatolithique. Au sommet du Membre, plusieurs bancs de calcaires oolithiques très bioclastiques matérialisent une ouverture du milieu de dépôt et des conditions de haute énergie. Le niveau du Tuf est absent.
- 2 - **Membre de Leychert (3 m)** : La totalité du Membre s'intègre dans une unique séquence régressive, avec de bas en haut : calcaires lumachelliques à galets mous - calcaires oolithiques laminés - plaquettes centimétriques de calcaires bioclastiques dont les surfaces présentent quelques rares radioles de *Diademopsis*, en alternance avec des lits de marnes beiges indurées -

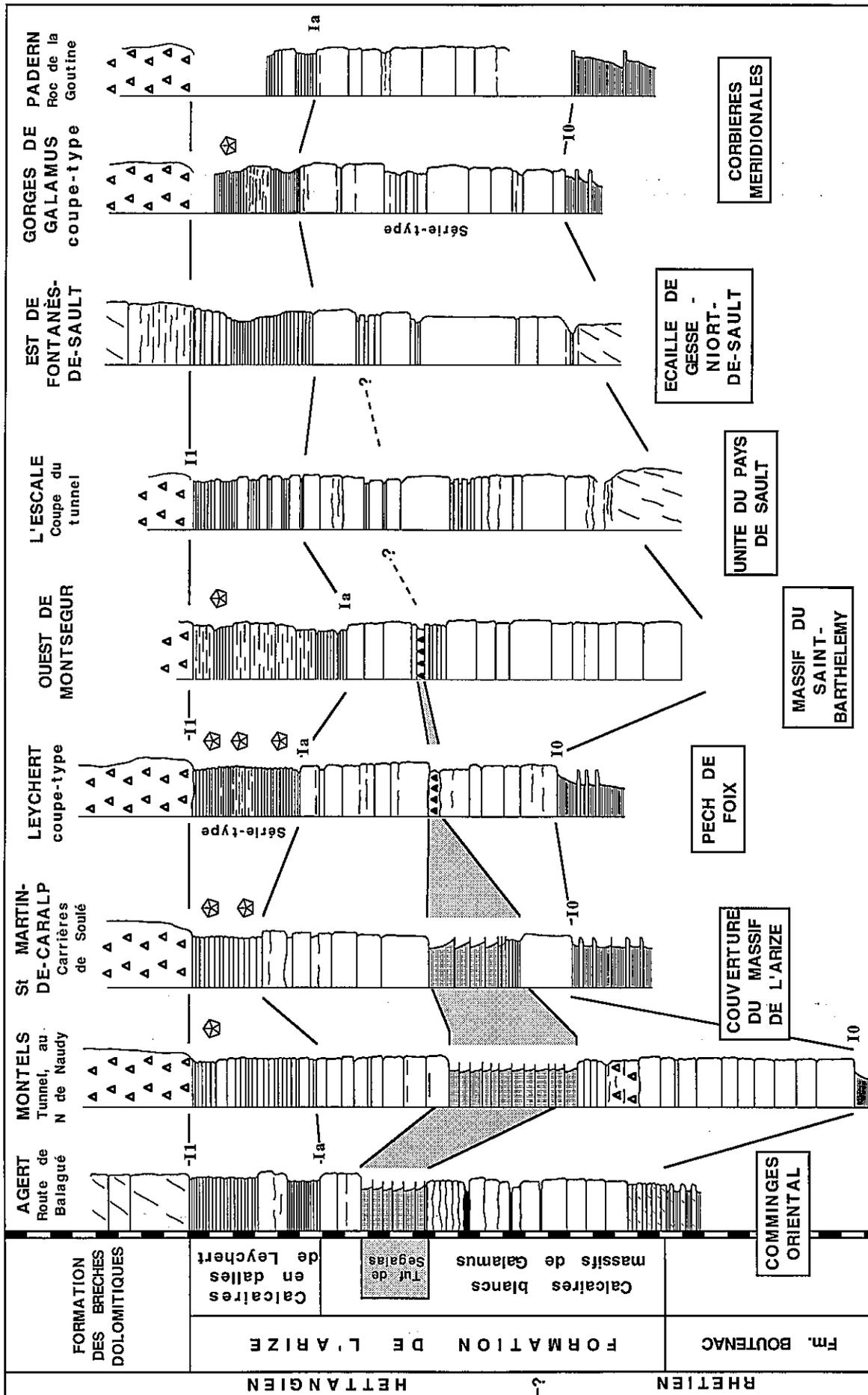


Fig. 17 : La Formation de l'Arize des Corbières méridionales (chaînon de Galamus, Aude) aux Pyrénées ariégeoises (couverture du Massif de l'Arize). Légende commune, p.26, fig. 12).

– calcaires argileux dolomitiques bioturbés – arrêt de sédimentation sur lequel repose la masse des dolomies du Lias inférieur. Cette séquence est dédoublée dans la coupe voisine de la Bergerie de Saint-Pierre (Sud de Montredon-des-Corbières).

L'évolution latérale (fig. 18) :

Le Membre de Galamus voit son épaisseur légèrement réduite dans la Nappe des Corbières (10 à 12 m dans les secteurs de Narbonne et de Durban-Corbières), mais les faciès d'alternances fluctuantes de calcaires oolithiques plus ou moins bioclastiques et de dolomies laminées ou à fenestree se retrouvent d'un bout à l'autre de la région considérée.

Le Membre de Leychert perd, en dehors du massif de Boutenac, son faciès classique à plaquettes carbonatées à radioles d'échinides. Dans la Nappe des Corbières (coupes du Pech d'Ornaisons et de la Bergerie de Saint-Pierre, à Montredon-des-Corbières), ce sont les calcaires argileux noduleux en plaquettes qui prédominent, en alternances avec des lits de marnes beiges très bioturbés. Dans le Lobe de Fontjoncouse et dans les Ecailles de la Berre (coupe de la Caune, à Durban-Corbières), il s'agit de calcaires lités francs à débris de lamellibranches.

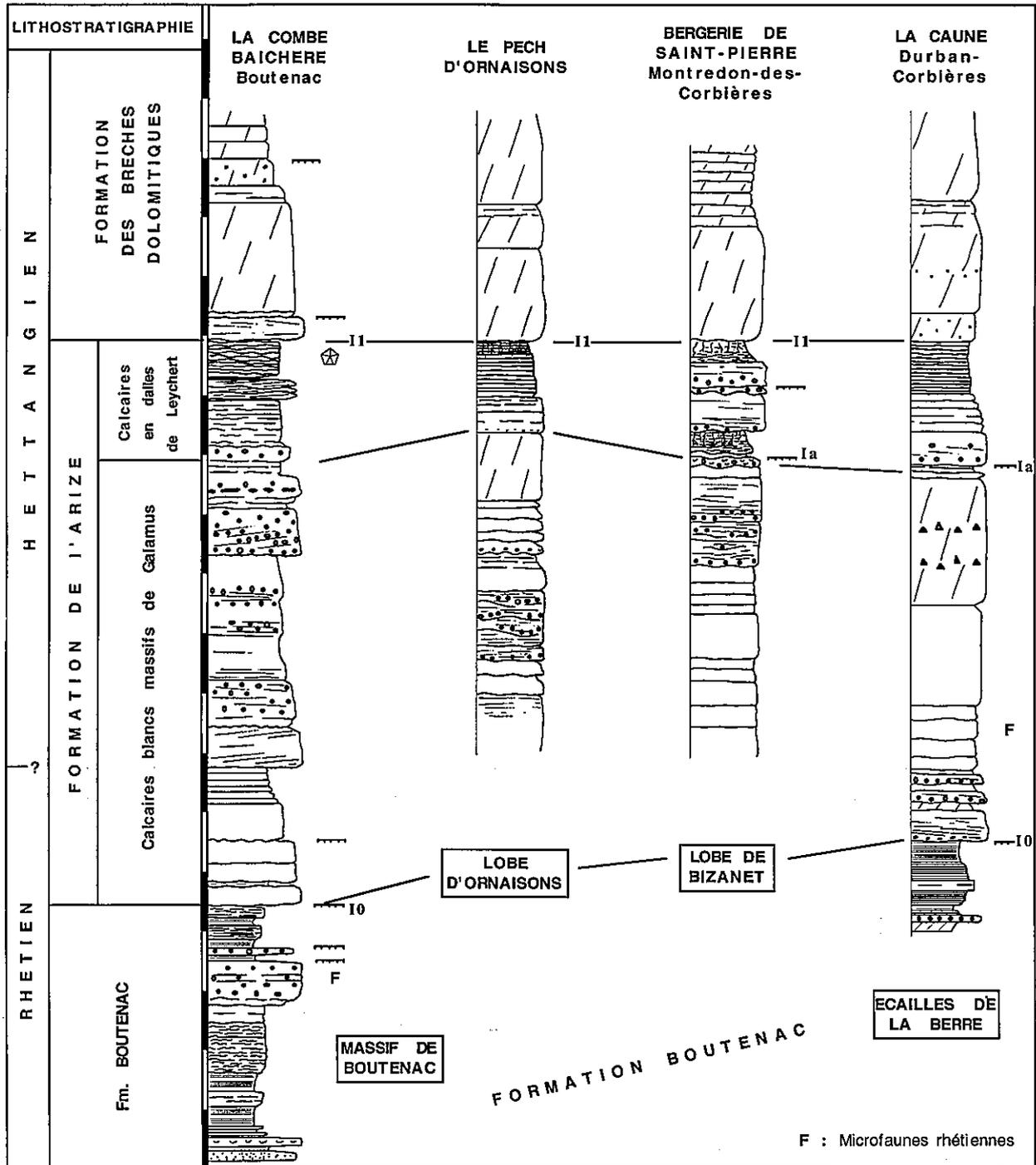


Fig. 18 : La Formation de l'Arize dans les Corbières orientales (Aude). Légende commune à toutes les coupes, p. 26, fig. 12.

2 - PYRÉNÉES DU COMMINGES, DE LA BIGORRE ET DU BÉARN ORIENTAI (DU SALAT A LA VALLÉE D'OSSAU)

La coupe de référence de la Vallée d'Aure (Comminges occidentale) (fig. 19):

Aux abords de la Vallée d'Aure, la Formation est exceptionnellement respectée par la tectonique. Les coupes de Cap de Tuou (Est de Rebouc) et du Col d'Estivère permettent d'établir la succession type :

- 1 - **Membre de Galamus (13 m)** : Calcaires dolomitiques bien stratifiés à lamines cryptalgaires, reposant directement sur les marnes vertes triasiques.
- 2 - **Tuf de Ségalas (6,5 m)** : Il est mis en évidence à Rebouc par J. DELFAUD (1968). Il comporte deux assises volcano-clastiques distinctes séparées par un banc de calcaires dolomitiques laminés dont le faciès est identique à celui de l'assise carbonatée inférieure. La couche inférieure (2,5 m) débute par une brèche polygénique à éléments appartenant au calcaire sous-jacent. La couche supérieure (3 m) est un tuf verdâtre fin, bien stratifié.
Au niveau du Col d'Estivère, il est très altéré et ferrugineux et a donné lieu à plusieurs exploitations de minerais.
- 3 - **Membre de Leychert (18 m)** : Dolomies bréchiques noires, mal stratifiées, passant à des dolomies litées.

L'évolution latérale (fig. 17 et 19):

Dans le Comminges, la Formation disparaît sous la plupart des chevauchements pyrénéens. Elle n'est bien identifiée qu'à Agert (Ariège occidentale, unité de la Forêt de Larroque et de Balaguères) où elle présente le même faciès que celui du secteur de l'Arize. Le Tuf de Ségalas y est représenté sur 3 m d'épaisseur (fig. 17). Dans le massif du Pic du Gar (coupe du Col d'Espouts), elle est représentée par 15 m de calcaires dolomitiques lités, assez massifs. Le niveau de Tuf y est toujours absent.

Dans la Bigorre (Ouest de la Vallée d'Aure), les sédiments correspondants à la Formation sont largement remplacés par de la brèche (fig. 19) :

- Dans les Baronnies (Bigorre orientale), elle est très difficile à séparer des cargneules et des "Calcaires chamois" triasiques d'une part, des brèches dolomitiques du Lias inférieur, d'autre part, entre lesquels elle s'intercale.
- Dans le massif de la Forêt de Très-Crouz (Sud de St-Pé-de-Bigorre), elle est encore très difficile à individualiser, au sein des imposantes accumulations de brèches polygéniques (Brèches du Larbaban) qui dominent le ravin de la Génie-Braque et jalonnent les pointements de Trias ophitique des anticlinaux du secteur des Génies.
- Dans l'anticlinal d'Espiaube (fig. 19), la Formation est plus clairement représentée par 20-25 m de calcaires dolomitiques passant plus ou moins latéralement à des brèches, surmontées par des calcaires lités qui témoignent de l'existence, dans ce secteur, du Membre de Leychert.

3 - PYRÉNÉES BASCO-BÉARNAISES (A L'OUEST DE LA VALLÉE D'OSSAU)

La coupe de référence du Bostmendiette (fig. 20):

Elle est relevée au Sud du Chañon du Bostmendiette (Ouest de Licq Athérey), aux abords du Cayolar de Olhaberrria. Nous reprenons ici l'exposé des principaux caractères sédimentologiques déjà exposés par Ph. FAURE (1987). Les trois membres lithostratigraphiques sont clairement séparés :

- 1 - **Membre de Galamus (37 m)** : Assise de calcaires et de dolomies blanchâtres, en bancs massifs, formant relief dans le paysage ("Calcaires et dolomies à Ostracodes" de Ph. FAURE, 1987). Le Membre débute, sans transition (discontinuité Io), sur les marnes versicolores triasiques, par 6 m de brèches de la dissolution monogéniques granocroissantes à éléments dolomitiques. Au-dessus, ses bancs expriment la superposition de séquences sédimentaires d'échelle métrique. Toutes évoluent dans les domaines marins infra- puis supralittoraux. Trois types de séquences élémentaires sont individualisés :
A la base du Membre, elles vont d'un milieu supralittoral (dolomicrite) à un environnement supralittoral d'ambiance évaporitique (marnes dolomitiques, puis brèches de dissolution).
Dans la partie moyenne du Membre, les séquences évoluent de l'étage infralittoral (épandage oolithique riche en intraclasts) à l'étage médiolittoral (dolomicrite à lamines cryptalgaires), puis supralittoral (argiles plus ou moins dolomitisées).
Au sommet du Membre, l'organisation séquentielle devient plus difficile à reconnaître. Les environnements s'échelonnent de l'étage l'infralittoral (dolomies à fantômes d'oolithes) à l'étage médiolittoral (dolomies à voiles cryptalgaires, puis dolomies à fenestreae) et constituent des amorces de séquences de type sebkha. La dernière séquence est tronquée par l'épisode des tufs.
- 2 - **Tuf de Ségalas (7 m)** : Cet épisode est mis en évidence par G. DUBAR (1925) qui le parallélise avec le "Tuf éruptif de Ségalas" de l'Ariège (1925). Il est constitué de séquences grano-décroissantes plus ou moins chenalisées; correspondant à autant d'épandages de détritiques silteux en milieu sous-marin.
Au sommet du Membre, les séquences se complètent à leur base par des accumulations bréchiques dont le ciment ferrugineux a été fréquemment exploité (en particulier entre Aincille, à l'Ouest, et Montory, à l'Est).
- 3 - **Membre de Leychert (11 m)** : Calcaires disposés en bancs décimétriques à centimétriques, globalement stratodécroissants, avec, vers le sommet, de fines intercalations de marnes ferrugineuses, lie-de-vin, souvent très bioclastiques, contenant des radioles de Diadematisés ("Dalle à *Diademopsis*" des auteurs). Les séquences de dépôt témoignent d'une lente dérive transgressive avec apparition (fig. G) à leur base d'un terme infralittoral à radioles d'échinides et disparition, à leur sommet, des termes médiolittoraux à lamines cryptalgaires.

Le sommet du Membre est masqué par la discordance des brèches aptiennes.

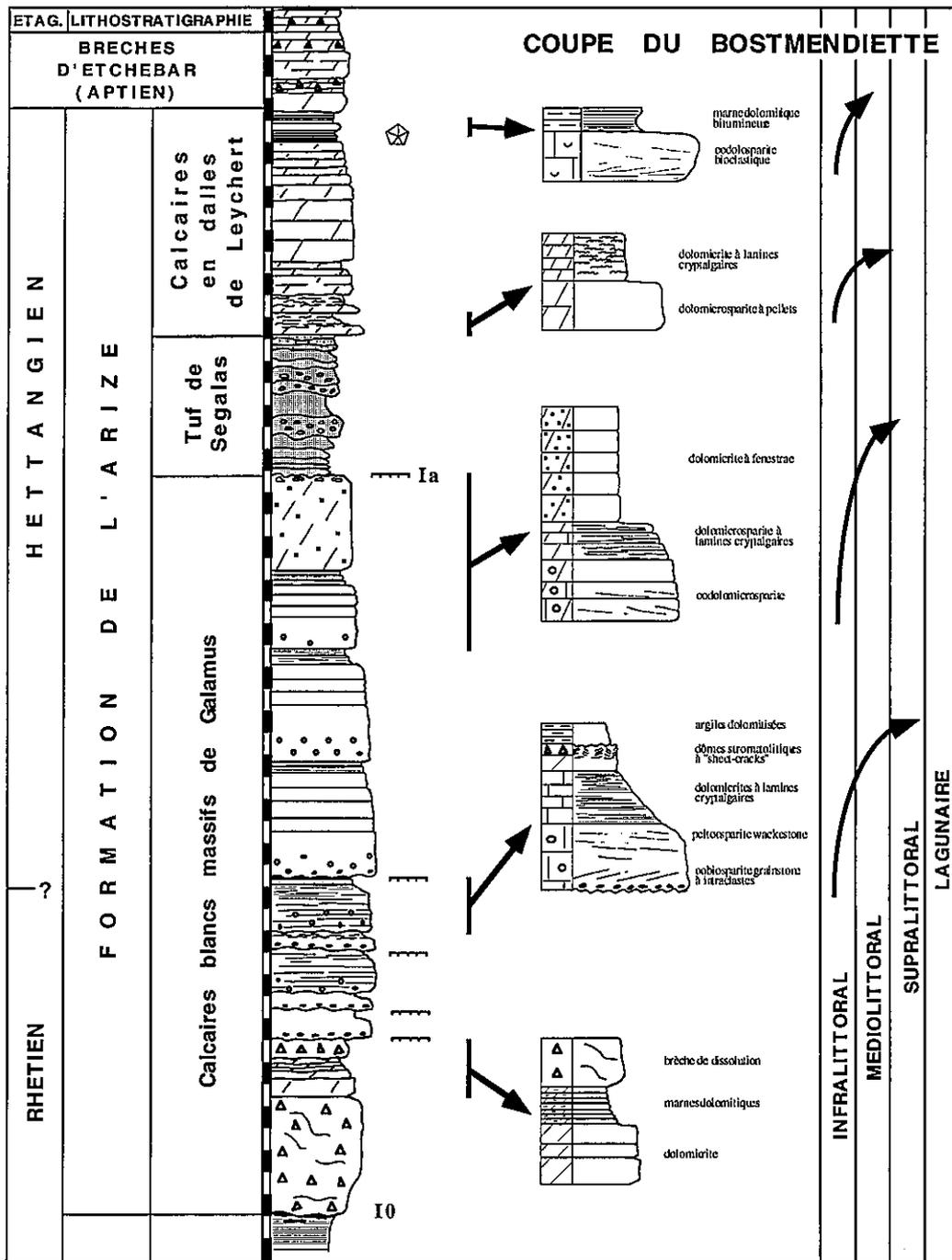


Fig. 20 : La coupe de référence du Bostmendiette (Ouest de Licq-Athérey). Légende, p. 26, fig. 12.

L'évolution latérale (fig. 19) :

La Formation de l'Arize atteint son épaisseur maximale, dans les Pyrénées Basques, entre le plateau de Beloscare et la vallée du Saison (60 m environ). Elle se réduit vers l'Ouest (25 m à Mendive) et vers l'Est (30 m environ de Licq Athérey au massif du Layens) mais sa composition reste remarquablement uniforme

Dans les chaînons béarnais situés à l'Est de la vallée d'Aspe (massifs du Mail Arrouy, de Sarrance - Trône du Roi, de l'Ourdinse), la Formation, généralement largement oblitérée par la tectonique, n'est que rarement identifiée. Le témoin du Col de Cotcharas (fig. 19) (massif du Bergon) montre une même succession. Des brèches se font plus abondantes dans l'épisode calcaréo-dolomitique inférieur.

Le Tuf de Ségalas montre son épaisseur maximale sur le versant méridional des Arbailles : 6 à 7 m dans le Bostmendiette, le Mont Muruche, le Larramendy et le Lichanzumendy (Chapeau de Gendarme, Sud de Tardets). Elle varie de façon parallèle à celle de la Formation :

Vers l'Ouest : 4 m entre Mendive et Lecumberry, 3,5 m à Ahaxe, Sarasquette, 3 m à Hosta, 4 m à Aincille et Bascassan où des lentilles de minerai de fer ont été exploitées, 3 m aux abords de St-Jean-Pied-de-Port et d'Irouléguy, 5 m dans la haute-vallée de la Bidassoa (P. LAMARE, 1936).

Vers l'Est : 4 m le long de la Montagne d'Ahargou, 2 m au Mt Begousse (Sud de Montory), 3 m du col d'Irutiguty au Pas de Estes (Sud de Barlanès), 3 m sur les hauteurs de la Pene Blanque et de la Pene Arrouye (Est de Barlanès), 3,5 m dans le massif du Soum d'Ire (fig. 19) et 5 m environ dans le massif du Layens où il est nouvellement identifié au niveau du Col de Bergout (fig. 19). Les concentrations ferrugineuses prédominent dans les zones les plus condensées (Mt Larramendy, Mt Muruche, Mt Begousse) (2 à 3 m d'épaisseur). Le Tuf semble disparaître totalement à l'Est de la vallée d'Aspe.

4 - PYRÉNÉES MÉRIDIIONALES

La coupe de référence (fig. 21) :

La coupe d'Obarra (Vallée de l'Isábena, Haut-Aragon) sert de référence. Une coupe identique peut être relevée dans le massif du Turbón (Barranco de San Adrian). La succession et les faciès sont identiques à ceux des Pyrénées Basques françaises. Sur 40 à 45 m d'épaisseur, la **Formation de l'Arize** comporte deux ensembles carbonatés séparés par l'épisode des tufs :

- 1 - **Membre de Galamus (22 m)** : Ce sont les Calcaires inférieurs de M. DELMAS *et al.* (1971). Calcaires dolomitiques en bancs compacts, assez réguliers, de texture généralement micritique, parfois agencés en séquences métriques stratodécroissantes séparées par un joint de marnes noires. Au sommet du Membre, des passées oolithiques et des niveaux de tempestite témoignent d'une nette augmentation de l'énergie du milieu.

Une surface ferrugineuse limite le Membre à son sommet. Cette discontinuité fixe la base du Lias selon la conception de M. DELMAS *et al.* (1971).

La microfaune, peu diversifiée, est représentée par quelques ostracodes et frondiculaires ne permettant pas de datation précise. Elle est rapportée à la partie terminale du Trias par A. GARRIDO-MEGIAS et RIOS ARAGÜES (1972).

- 2 - **Tuf de Ségalas (10 m)** : Cette assise identifiée par B. PEYBERNES et J.-P. PAPON (1968), correspond à la "Brèche ferrugineuse" de M. DELMAS *et al.*, 1971, A. GARRIDO MEGIAS et L.M. RIOS ARAGÜES (1972), A. GARRIDO-MEGIAS (1973) et X. ROBLES (1989). Il s'agit d'alternances de sédiments détritiques silteux lités, rouges 'lie de vin' et de brèches polygéniques à éléments calcaires ou volcaniques.

- 3 - **Membre de Leychert (8 à 10 m)** : Cette unité, "Calcaires à ostracodes" de M. DELMAS *et al.* (1971), est composée de calcaires dolomitiques noir à stratification régulière et débit en plaquettes centimétriques. A la partie supérieure du Membre, apparaissent des lits de marnes bitumineuses noires.

Les fossiles sont rares. Quelques radioles de *Diademopsis* confirment l'équivalence avec l'unité sédimentaire homologue du versant nord des Pyrénées (Ph FAURE, 1984).

L'évolution latérale (fig. 21) :

Dans la partie occidentale de la Sierra du Montsec, la succession est identique. Le Tuf atteint une dizaine de mètres d'épaisseur au Nord d'Àger (Montsec d'Ares)(fig. 21). A Montfalcó (Montsec d'Estall), il démantèle une partie du Membre de Galamus sous-jacent et repose en discordance sur les pélites vertes du Rhétien (M. DELMAS *et al.*, 1971 ; A. GARRIDO-MEGIAS et RIOS ARAGÜES, 1972). Au Sud de Tolva, 5 à 6 m de Tuf microbréchiq ue "lie de vin" très disharmonique accompagnent une dizaine de mètres de calcaires dolomitiques et de calcaires microlités appartenant au Membre de Leychert. Le Crétacé discordant à brachiopodes (*Sellithyris*) et échinides surmonte cet ensemble.

A Mediano, la Formation de l'Arize atteint 70 m d'épaisseur et le Tuf, 8 m (A. GARRIDO MEGIAS, 1973). Les sondages effectués dans la région de Grauss montrent qu'il est en réalité présent dans l'ensemble de la partie occidentale de la Zone Sud-pyrénéenne (A. GARRIDO MEGIAS et L.M. RIOS ARAGÜES, 1972).

Dans la Zone de Pedraforca, les coupes d'Alinyà, du Rasos de Peguera (coupe du Cap de la Cabana) et des environs de Pobla-de-Liliet montrent une succession et des faciès identiques (fig. 21). Le niveau du Tuf y est absent.

Dans les Sierras Marginales méridionales, la Formation de l'Arize est constituée, sur 15 m d'épaisseur, par des alternances de dolomies litées ou laminées et de calcaires dolomitiques oolithiques compacts dont le faciès rappelle celui de la "Formation des Dolomies litées de Imon" des Chaines ibériques (A. GOY *et al.*, 1976) ou des Catalanides.

Dans le Alt Empordà, l'affleurement le plus complet est celui de Llers. La base de la série comporte un niveau de dolomies reposant directement sur les marnes versicolores à faciès Keuper (C. LLOMPART *et al.*, 1984).

Dans les nappes de Castell de Bac Grillera, la Formation est représentée par 15 à 25 m de dolomies litées (A. ESTEVEZ, 1968a).

D - COMPARAISONS

RÉGION BASCO-CANTABRIQUE

La transition Trias-Jurassique s'effectue, de façon progressive, au sein d'un ensemble de calcaires dolomitiques et de dolomies bréchiq ues, recouvert par 10 à 30 m de calcaires noirs, localement dolomitiques, à stratifications centimétriques régulières et dont les bancs sont parfois bitumineux (H. DAHM, 1965), homologue du Membre de Leychert.

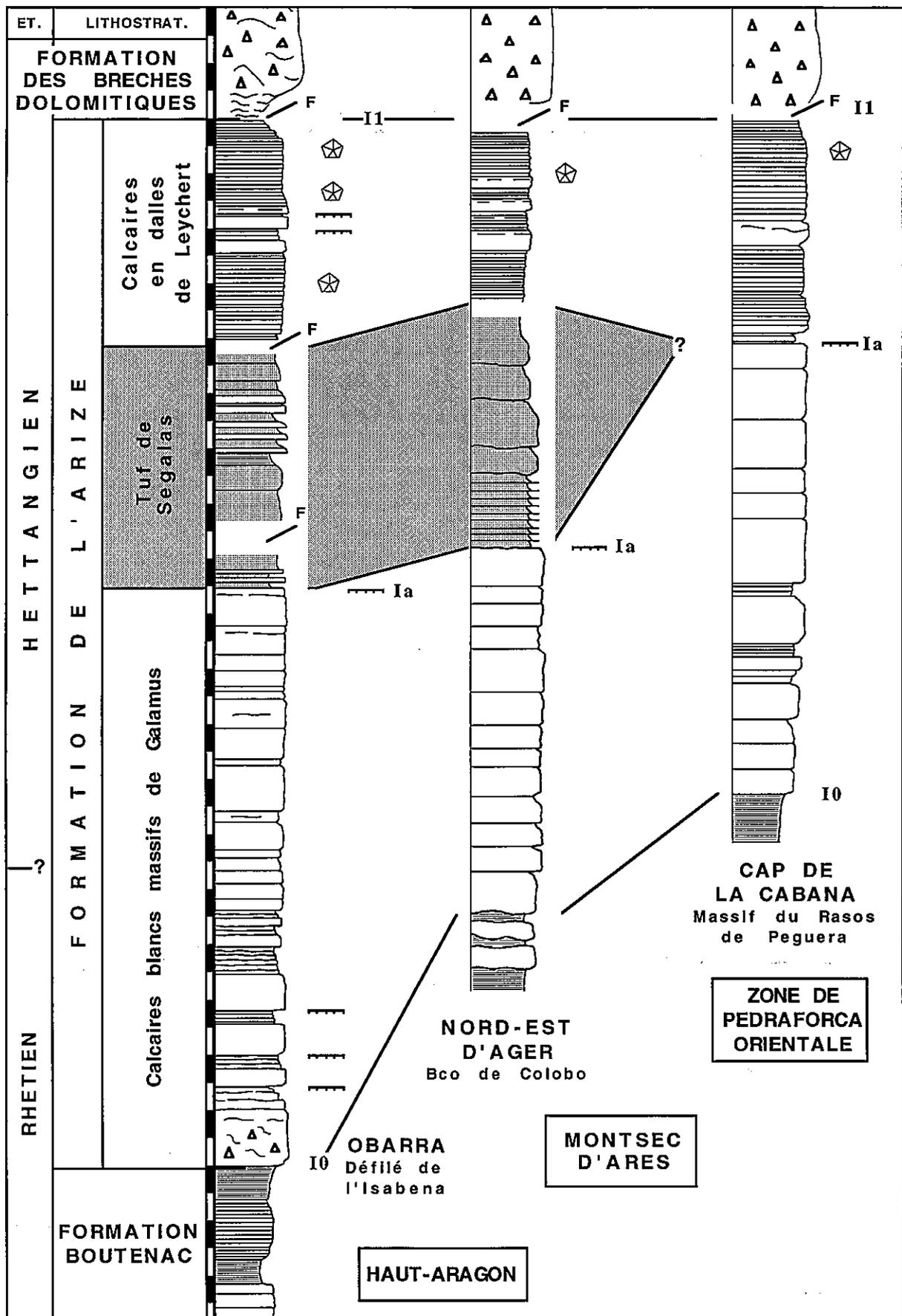


Fig. 21 : La Formation de l'Arize dans les Pyrénées méridionales. Légende commune à toutes les coupes, p. 26, fig. 12.

BASSIN D'AQUITAINE

La Formation de Carcans : La "Formation dolomitique de Carcans", bien connue grâce à l'exploration pétrolière, recouvre le Trias, soit directement, soit par l'intermédiaire d'une assise d'argiles et de carbonates alternants. Au centre du bassin une vingtaine de mètres de dolomies sont associées à de l'anhydrite et à du sel. A sa périphérie, la Formation, plus carbonatée et plus compacte, comporte des niveaux de calcaires oolithiques.

Cette évolution latérale des faciès apparaît calquée sur un "diachronisme" global de la série dont l'âge évolue, selon les données de la palynologie, du Rhétien moyen, dans le centre du bassin, à l'Hettangien, sur sa bordure. Ce même âge hettangien est fourni par la faunule de lamellibranches des sondages de Maubuisson 1 et de Saint-Martin du Bois 1) (F. DALBIEZ *et al.*, 1959).

Le Tuf : Un tuf volcanique, équivalent du Tuf de Segalas ou de la "Brèche de Cazaliou", est révélé par la plupart des sondages effectués dans la partie méridionale de l'Aquitaine. Son épaisseur peut atteindre une centaine de mètres à la verticale de Gimont (A. ARTIERE et P. DURIF, 1961). Il se présente habituellement sous la forme d'une assise de sédiments volcano-clastiques, plus rarement, de brèches à éléments carbonatés et produits volcaniques, plus rarement d'une niveau d'argile rouge (R. CURNELLE et B. CABANIS, 1989).

Pour ces auteurs, un "diachronisme" centrifuge identique à celui de la Formation de Carcans affecterait également le Tuf. Celui-ci est en effet localement associé à la lumachelle à *Rhaetavicula contorta* du Rhétien. Nous rappellerons qu'une disposition identique existe en Ariège, où, par suite d'un démantèlement de son substratum, le Tuf hettangien peut reposer sur divers niveaux, y compris sur le Norien.

CHAÎNES CÔTIÈRES CATALANES

Dans les Ports de Beseit, de Cardò et dans la Serra de la Creu, la Formation de l'Arize a pour équivalent un quinzaine de mètres de dolomies grises bien stratifiées, en bancs de 20-30 cm d'épaisseur, que nous rapportons à la Formation homologue de Imon (H. CADILLAC *et al.*, 1981).

La Formation est encore bien reconnaissable dans la Nappe de Llaveria et dans la Serra de Prades où la séquence liasique débute par 40 m de calcaires et dolomies litées à lits oolithiques et stromatolithiques. La discontinuité I1 y est très nette, avec une allure érosive notée par J. GINER (1978).

II - LE COMPLEXE ÉVAPORITIQUE DU LIAS INFÉRIEUR

Deux Formations, expression de la même entité lithostratigraphiques, sont distinguées : la **Formation des évaporites du Mont-Roig** (unité équivalente de la "Zone à Anhydrite" repérée en subsurface) présente à l'affleurement dans les seules Sierras Marginales méridionales catalanes (Pyrénées méridionales), et la **Formation des Brèches dolomitiques** (dénomination non conforme aux règles de classification lithostratigraphique utilisée en raison de sa large utilisation par les géologues), dont l'extension géographique dépasse les limites du seul domaine pyrénéen.

A - DÉFINITION**Âge et limites :**

On ne dispose à ce jour d'aucun élément fiable de datation de la Formation. Depuis les travaux de G. DUBAR (1925), il est d'usage de l'attribuer à l'Hettangien. La Formation est généralement séparée de la Formation de l'Arize par une discontinuité lithologique assez nette, **discontinuité I1**, au niveau de laquelle sont parfois décrits des phénomènes d'érosion (Pech de Foix, G. DUBAR, 1925, p. 86 ; Chaînes Catalanes, J. GINER, 1978).

La première barre oolithique de la Formation Hauts-de-Narbonne (Sinémurien) en constitue la limite supérieure. Cette limite, **discontinuité I2**, est généralement bien marquée à l'affleurement comme en subsurface où elle constitue un repère lithologique facile à mettre en évidence (repère Eloi des géologues pétroliers est-aquitains). On distingue au sein du Complexe évaporitique hettangien :

La Formation des Évaporites du Mont-Roig (J. POCOVI, 1978) :

Dans les Sierras Marginales méridionales, seule région où la Formation est présente à l'affleurement (Serra du Mont-Roig et de Sant Jordi), elle correspond à une accumulation, souvent épaisse (150 à 400 m), de lits de gypse, d'anhydrite, de brèches et de fins niveaux argileux gris qui leur donnent un aspect plus ou moins rubané.

Les séquences élémentaires se déroulent dans un milieu de plate-forme intertidale à supratidale confinée, de type sebkha côtière, sur laquelle coexistaient une sédimentation carbonatée et la précipitation d'évaporites. Elles comportent les termes suivants, de bas en haut : dolomies à pseudomorphoses de gypse - gypse ou anhydrite compact ou intercalé de brèches de dissolution - argiles dolomitiques grises.

Ces dépôts évaporitiques passent latéralement et verticalement aux brèches de dissolution qui caractérisent la Formation suivante.

la Formation des Brèches dolomitiques :

Elle a fait l'objet de nombreuses études sédimentologiques, aussi bien dans les Pyrénées (J. DELFAUD et HENRY, 1967) qu'en sondages sur la marge nord-pyrénéenne (A. ARTIERES et P. DURIF, 1961 ; J. BOURROULEC et R. DELOFFRE, 1969) et dans le Bassin d'Aquitaine (R. CURNELLE, 1983).

Il s'agit d'une masse de 50 à 150 m de brèches monogéniques très massives, non stratifiées, souvent cargneulisées, à éléments non triés de dolomie ou de calcaire dolomitique, dans un ciment dolomitique, localement argileux. Dans les Pyrénées languedociennes, on distingue trois Membres suivants, Les **Dolomies grises massives** (fig. 22), Les **Brèches dolomitiques** (fig. 22) et les **Dolomies litées** (fig. 23). Le dernier Membre révèle toujours une intense activité stromatolithique.

B - DESCRIPTION RÉGIONALE

1 - PYRÉNÉES LANGUEDOCIENNES

La série-type des Corbières (fig. 22-23) :

Dans la Nappe des Corbières orientales et les Corbières méridionales, les coupes les plus représentatives sont celles du Pech d'Ornaisons (Ornaisons) (fig. 22), du Pech Montredon (Montredon-des-Corbières) (fig. 23), de la Bergerie de Saint-Pierre (Montredon-des-Corbières), de la Caune (Durban-Corbières) et de la Serre de Gauja (Feuilla). La **Formation des Brèches dolomitiques** montre la même accumulation de 150 à 200 mètres de brèches calcaréo-dolomitiques de dissolution, massives, mal ou non stratifiées et fortement cargneulisées. Les trois Membres sont bien individualisés :

Dolomies grises massives (fig. 22) : Dolomies, stratifiées, en épais bancs compacts, non bréchifiés, dans lesquels on peut parfois reconnaître l'agencement séquentiel suivant, de haut en bas :

- Dolomie à *fenestras*
- Dolomie à lamines cryptalgaires
- Dolomicrite varvée

Tous ces termes évoluent du domaine infralittoral au domaine médiolittoral.

Brèches dolomitiques (fig. 22) : Série bréchique dont l'organisation séquentielle devient difficile à saisir. Les coupes les plus favorables des Corbières montrent la superposition de séquences binaires plurimétriques comportant, de haut en bas (fig. 22) :

- Dolomies massives ou à lamines cryptalgaires
- Alternances de dolomies à *fenestras* ou pseudomorphoses et de brèches monogéniques de dissolution - tassement non ou mal stratifiées.

Ces séquences, évoluant du domaine médiolittoral au domaine supralittoral, évoquent une sédimentation de sebkha côtière périodiquement envahie par la mer. La dissolution de son terme supérieur anhydritique provoquerait la bréchification sur place des termes non évaporitiques, puis leur tassement.

Dolomies litées (fig. 23) : La réduction progressive de la phase bréchique permet, à nouveau, d'observer des alternances bien stratifiées de dolomies à stromatolithes et un nombre réduit de lits de brèches. La sédimentation évolue de façon transgressive, au travers d'une dizaine de séquences métriques dont les termes se décalent progressivement du domaine médio- à supralittoral d'ambiance évaporitique vers le domaine infra- à médiolittoral.

L'épaisseur et le développement des faciès bréchiques de la Formation témoignent de la dissolution d'épaisses séries évaporitiques. La bréchification pourrait résulter de la déstabilisation de ces dépôts, sur une marge active située en bordure du bassin salifère bas-languedocien (S. DEBRAND-PASSARD et S. COURBOULEIX., 1984).

L'évolution latérale :

Dans le Massif de Boutenac (coupe du vallon de Barrylongue) et à l'extrémité occidentale du chaînon de Galamus (coupe du Col de Souls), comme dans l'Ecaille de Gesse - Niort-de-Sault (coupe d'Aunat, Pays de Sault), la Formation montre une forte réduction des termes bréchiques et devient essentiellement dolomitique.

Ce changement de faciès résulte de l'absence de dépôt d'évaporites sur cette zone qui correspondait au Seuil de Carcassonne de R. CURNELLE et P. DUBOIS (1986).

2 - PYRÉNÉES CENTRALES (DE L'ARIÈGE A LA BIGORRE ORIENTALE)

A l'Ouest du cours de l'Aude, la Formation est à nouveau particulièrement développée. Au méridien de Montségur, elle comporte déjà une centaine de mètres de brèches calcaréo-dolomitiques.

La série de référence de la couverture de l'Arize :

Dans le massif du Pech de Foix, la Formation est particulièrement développée. Les accumulations bréchiques, bien visibles entre Leychert et Baragne et entre Caraybat (Roc Sainte-Julie) et le Col de Porte Pa, atteignent 180 à 200 m d'épaisseur. On distingue habituellement les Membres suivants (coupes non figurées) :

- **Brèches dolomitiques** : Masse non stratifiée de brèches monogéniques cargneulisées.

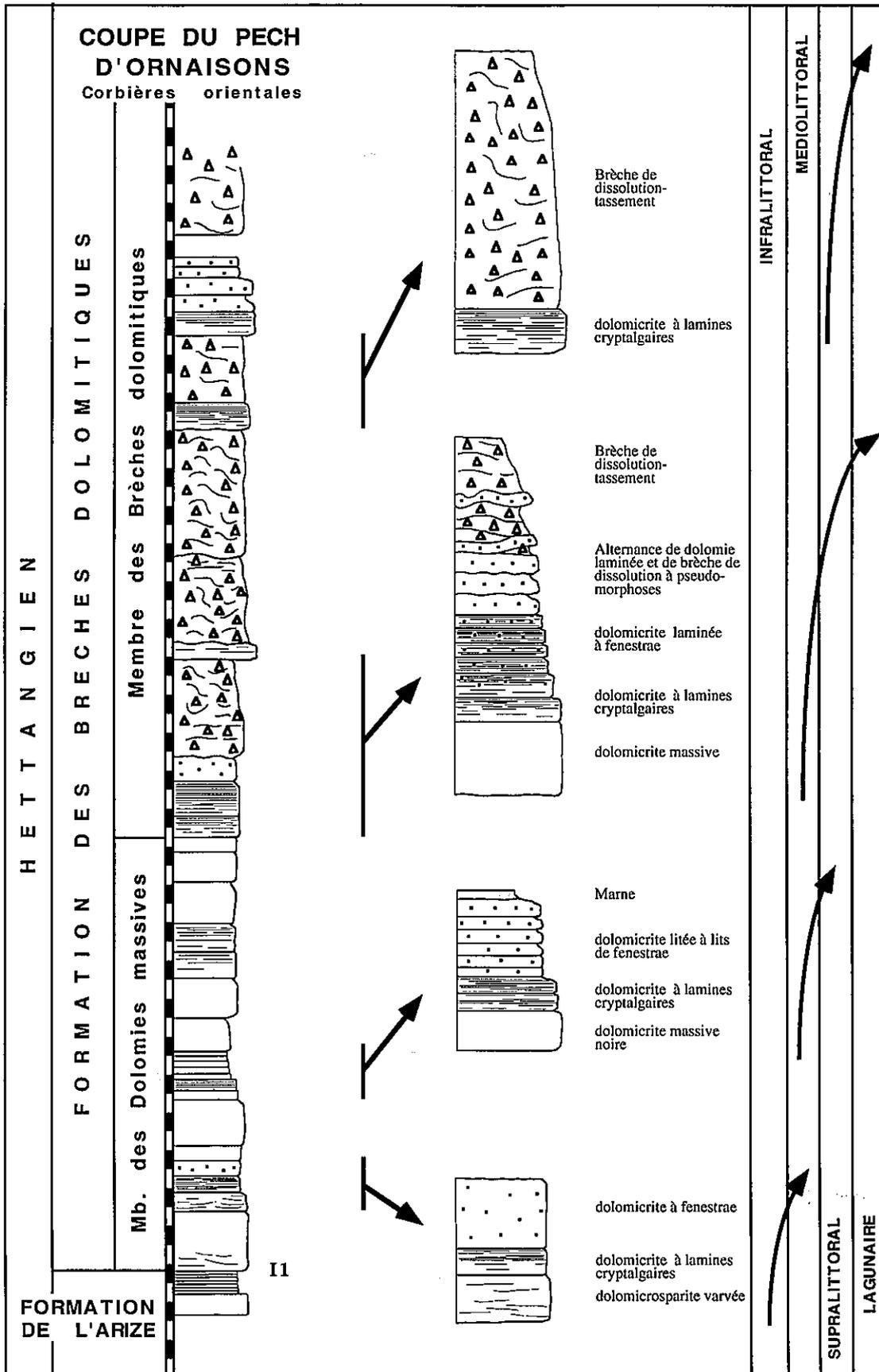


Fig. 22 : La Formation des Brèches dolomitiques (partie inférieure). Coupe du Pech d'Ornaisons (Ornaisons, Aude). Séquences-type et environnements. Légende commune à toutes les coupes, p. 26, fig. 12.

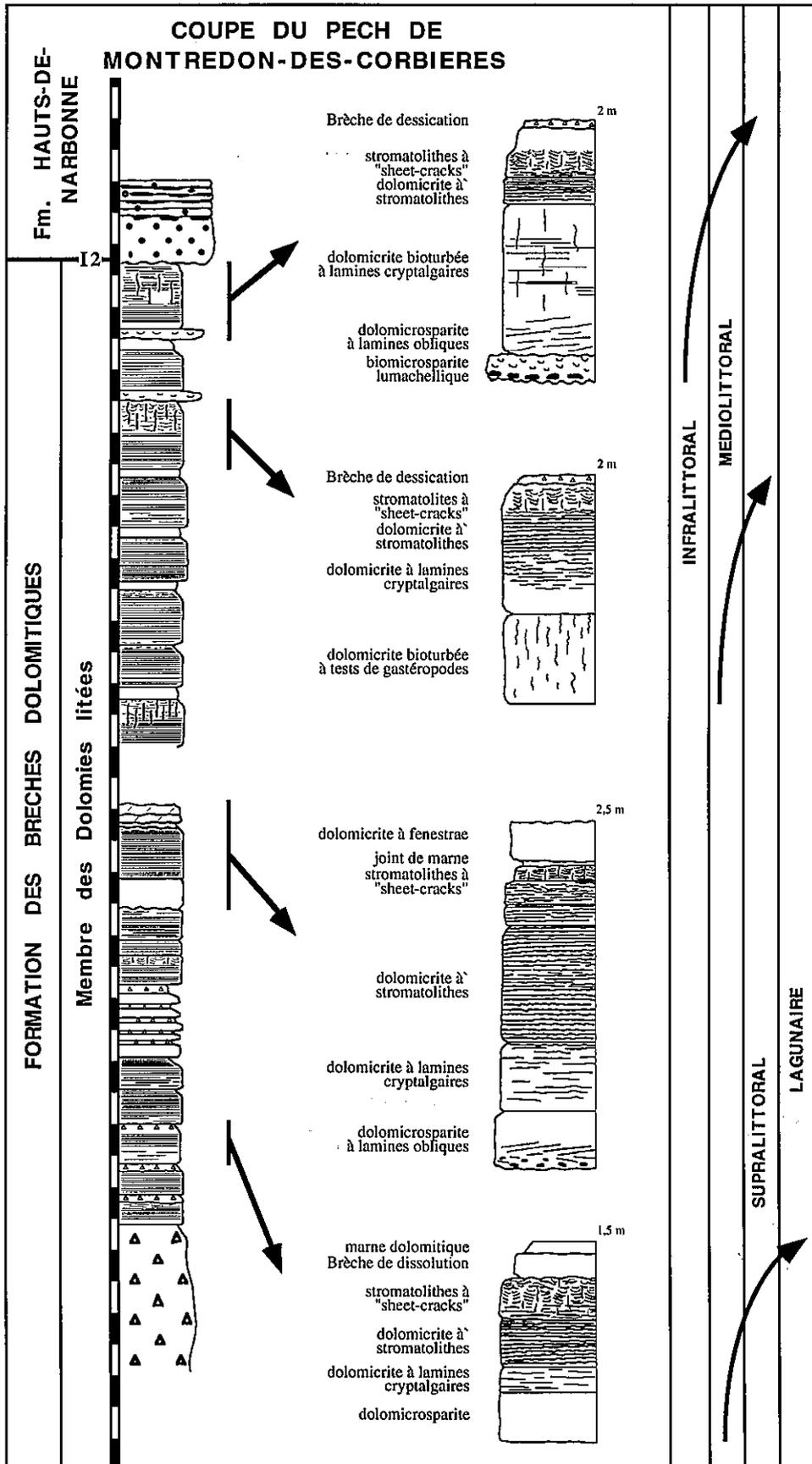


Fig. 23 : Le Membre des Dolomies litées (Formation des Brèches dolomitiques). Coupe du Pech Montredon (Montredon-des-Corbières). Séquences-type et environnements.

- **Dolomies litées (environ 20 m)** : Dolomies claires, bien stratifiées, ordonnées en séquences régressives dont tous les termes – dolomies grenues massives – dolomies litées à stromatolithes – évoluent dans un même milieu médiolittoral.

Cette succession est interrompue par la première barre calcaréo-dolomitique de la Formation Haut-de-Narbonne (discontinuité I2).

A l'Ouest de la cluse de l'Ariège, l'épaisseur de la Formation reste importante (150 m dans le massif du Pech Saint-Sauveur, de Vernajouls à Baulou, 150 m à La Bastide-de-Sérou, à Brouzenac et aux environs d'Aillières). On observe sa réduction sensible en direction de l'Ouest (80 à 100 m à Lescure et à l'Ouest d'Eycheil) et du Sud, dans le bassin de Tarascon (80 m à Gourbit, Lapège et à l'Ouest de Verdun).

La puissance de la Formation dans la région de Foix témoigne de l'épaisseur de la série évaporitique pré existante et du caractère particulièrement subsident de cette zone où il faut voir la continuité des séries de l'Aquitaine méridionale.

Les données de subsurface montrent la même accumulation bréchique selon un axe Nord-Sud parallèle à la marge occidentale du Seuil de Carcassonne. L'instabilité tectonique de cette zone située en bordure du bassin salifère de l'Aquitaine serait à l'origine, à la fois, de la dissolution des évaporites et de la bréchification, mais aussi des accumulations de brèches le long de la marge orientale du bassin.

L'évolution latérale :

Dans le Comminges, la Formation, essentiellement bréchique, montre une épaisseur moindre, variant dans des proportions peu significatives d'une unité tectonique à l'autre : 50 m dans l'anticlinal d'Urau et sur la couverture du massif de Milhas (coupe à l'Ouest de Planque), 70 m à Sengouagnet (coupe du Col de Buret), 80 m dans le massif du Cagire (coupe de la piste des Cnes d'Arguenos) et au Sud de Portet d'Aspet (coupe des Rochers de Giraude), 70 m sous le Pic du Gar, 50 m à Nistos, au Col d'Estivère et dans la Vallée d'Aure (coupe de Rebouc).

Dans les Baronnies, le ciment de la Brèche dolomitique apparaît fortement teinté par les oxydes de fer. L'épaisseur moyenne de la Formation n'est plus que de 40 à 50 m (coupes de l'Artigueluz et du Col de Beyrède). Des accumulations bréchiques localisées pouvant, cependant, dépasser une centaine de mètres d'épaisseur (coupe de la Fontaine de Craste, à l'Est d'Aste ; coupe au Nord du Col de L'Oueil Lusent) évoquent l'existence, dans ces secteurs, de paléo-pentes, au voisinage d'accidents actifs.

En Bigorre, l'épaisseur des brèches varie entre 70 et 80 m dans le massif du Monné et 60 et 70 m au Pic de la Clique à l'Ouest duquel la Formation disparaît totalement sous la discordance du Crétacé.

3 - PYRÉNÉES DE LA BIGORRE OCCIDENTALE ET DU BÉARN

En Bigorre occidentale, la Formation est particulièrement puissante dans le massif du Pibeste, où elle montre l'accumulation localisée de 150-200 m de brèches calcaréo-dolomitiques (coupes d'Agos-Vidalos et de l'Arboretum d'Ouzous).

Au Sud de St Pé-de-Bigorre, 70 à 80 m de brèches tapissent les parois du cirque des Génies (Forêt de Très-Crouz). La Formation repose le plus souvent sur les pélites du Trias, voire sur l'Ophite. A sa base, les brèches sont polygéniques et remanient des éléments de calcaires et de dolomies vraisemblablement issus du démantèlement de la Formation de l'Arize, mais aussi des schistes verts et des blocs d'ophite du Trias. La dissolution des évaporites hettangiennes s'est ici accompagnée d'un transport latéral et de la constitution, à la base du Lias inférieur, d'une pseudo-brèche tectonique issue du démantèlement de la Formation évaporitique mais aussi des dépôts sous-jacents (Formation de l'Arize, pélites et ophites du Trias). Plus haut, le faciès de brèches dolomitiques observés à l'Est réapparaissent.

Dans le Béarn, la Formation montre son faciès habituel de brèches dolomitiques monogéniques plus ou moins cargneulisées : 30 m dans le massif du Moule de Jaut et dans l'Aire anticlinale du Baset (coupe du Pic Merdanson), 30 à 40 m à Sarrance (coupe du Bois du Sayquet), 60 m sous le Pic de Mousté (massif de l'Ourdinse), 20 m sous le Pic Mail Arrouy.

4 - PYRÉNÉES BASQUES

La Formation a surtout été étudiée sur les deux versants du synclinal des Arbailles où elle est successivement désignée sous les termes de "Marbre rouge du Lichançumendy" (G. DUBAR, 1925), "Pseudo-brèche rose saumon" (J.-D. GUIGNARD, 1957 ; R. BOUSQUET, 1961) et "Brèche dolomitique du Lichançumendy" (J. BOUROLLEC et R. DELOFFRE, 1969 ; Ph. FAURE, 1987).

La coupe de référence de la vallée du Saison :

Au Sud de Tardets, deux Membres lithostratigraphiques sont à nouveau distingués (coupe non figurée) :

- 1 - **Brèches dolomitiques (30 m)** : A la base, une dizaine de mètres de dolomies beiges litées ne montrant pas d'organisation séquentielle évidente, se complètent de niveaux de brèches calcaréo-dolomitiques, puis d'une masse de brèches grises mono- et polygéniques à éléments irréguliers et anguleux de dolomicrite ou de dolosparite à pseudomorphoses de gypse.
- 2 - **Dolomies litées (15 m)** : Dolomies bien ordonnées en séquences dont les termes inférieurs voient le développement des lamines cryptalgaires en milieu médiolittoral et dont le terme supérieur est constitué par une brèche dolomitique (brèche de dissolution - tassement) soulignant des récurrences évaporitiques successives.

L'évolution latérale :

Les variations d'épaisseur de la Formation (30 à 80 m) sont difficiles à interpréter en terme de paléogéographie car trop conditionnées par l'intensité de la tectonique.

Du Gave de Lourdios à la vallée du Saison, l'épaisseur de la Formation est d'une trentaine de mètres (25 m au Soum d'Ire, au Sudou, au Col d'Iritiguty ; 30 m à Barneix et au Sud de Tardets).

À l'Ouest de la vallée du Saison, la série bréchique du Lias semble atteindre une centaine de mètres dans les massifs du Larramendy, du Muruche, du Bostmendiette et dans les environs du plateau de Beloscare. Cette épaisseur est majorée par la présence sus-jacente d'une brèche non classée dont les blocs peuvent atteindre plusieurs mètres cubes. Cette mégabrèche, d'âge postérieur au Jurassique, le Brèche d'Etchebar, remanie en effet des éléments appartenant au Lias moyen-supérieur et au Dogger (J.-L. LENOBLE et J. CANEROT, 1993).

Plus à l'Ouest, son épaisseur se stabilise aux environs de 50 à 70 m (50 m au niveau du Bois de Mayrule, 70 m à Mendive, à Lecumberry, au Col de Categorena et à Hosta).

5 - PYRÉNÉES MÉRIDIIONALES

Les évaporites, habituellement présente en subsurface (synclinal de Graus-Tremp), sont exceptionnellement portées à l'affleurement dans les Sierras Marginales méridionales. Ailleurs, elles sont essentiellement dolomitiques et bréchiques, comme sur le versant nord des Pyrénées.

Les coupes-type du Mont-Roig et du Sant Jordi (fig. 24) :

Les coupes les plus complètes du Complexe évaporitique hettangien se situent, au Nord de Camarasa, sur les versants méridionaux du Mont-Roig et du Sant Jordi (fig. 24). On distingue les termes suivants :

Formation Mont-Roig : Ces dépôts de gypses et d'anhydrite, exceptionnellement portés à l'affleurement, ont successivement été rapportés au Keuper (L.-M. VIDAL, 1898) et au Rhétien (P. MISCH, 1934 ; L. FORTIN, 1971). Leur âge hettangien et leur équivalence avec la "Zone à anhydrite" du bassin d'Aquitaine sont admis par M. DELMAS *et al.* (1971).

Leur épaisseur est maximale à l'aplomb du Mont-Roig (400 m). Elle n'est plus que de 150 m au niveau du Sant Jordi où la Formation passe latéralement et verticalement aux Brèches dolomitiques.

Formation des Brèches dolomitiques (65 à 80 m). On distingue les unités lithologiques suivantes :

- 1 - **Brèches monogéniques dolomitiques (30 à 40 m) :** Assise compacte de brèches calcaréo-dolomitiques monogéniques, mal stratifiées, cargneulisées et dépourvues de toute organisation séquentielle interne.
- 2 - **Dolomies bréchiques (25 à 30 m)** (fig. 24) : 3 à 4 séquences décamétriques, de type sebkha, comportant chacune les niveaux suivants, de bas en haut : Dolomie massive à quelques *fenestras* et voiles cryptalgaires (0,5 à 1 m) – Dolomie litée, argileuse, à stromatolithes (1,5 à 5 m) – Dolomie bréchique massive (2 à 5 m).
- 3 - **Dolomies litées (10 m)** (fig. 24) : Ensemble calcaréo-dolomitique bien stratifié correspondant à l'empilement de 7 à 8 séquences tidales sensiblement identiques, dont les termes se déroulent en milieu médio- ou supralittoral. La séquence la plus représentative montre les niveaux suivants, de bas en haut : Dolomicrite ou peldolomicrosparte massive (0,50 m) – dolomicrite bioturbée à voiles cryptalgaires (0,50) – dolomicrite litée à stromatolithes (0,5 à 0,8 m) – marne dolomitique avec niveau de brèche témoignant d'une émergence (0,15 cm).

L'ensemble revêt globalement une allure transgressive. La discontinuité I2 interrompt cette alternance.

L'évolution latérale :

Dans les Sierras Marginales, l'affleurement des évaporites hettangiennes apparaît très localisé. L'épaisseur de la Formation Mont-Roig n'est plus que de 50 à 80 m dans les chaînons plus occidentaux du secteur d'Os de Balaguer et de Ivars de Noguera (coupe du Matamala). Elle est absente plus à l'Est, dans la Serra de Boada. Les érosions anté-crétacées empêchent son observation dans les chaînons méridionaux du secteur de St Llorenç de Montgai. Par contre, elle est largement représentée dans la dépression de l'Ebre où de nombreux sondages l'ont traversé sur 160 à 230 m (Lopin-1, Ballobar, Sariñena et Ebro-2), voire 350 à 400 m (Bujaraloz-1 et Benabarre-1) (X. RAMON, 1989).

Les Brèches dolomitiques sont, partout ailleurs, seules représentées à l'affleurement. L'abondance des nodules d'anhydrite et des pseudomorphoses, en particulier dans les sondages (M. DELMAS *et al.* 1971), et leur passage latéral et vertical évident, à l'affleurement, aux Evaporites du Mont-Roig, justifient leur nature de brèches de dissolution (J. POCOVI, 1978 ; Ph. FAURE, 1984).

Dans le Montsec, une série essentiellement bréchique, semble se réduire légèrement vers l'Ouest (40 m au Coll de Peralba, Montsec de Rùbiès, 20-25m à Ager, Montsec d'Ares), pour s'épaissir nettement ensuite (80 m à Mediano et à San Felices)

Dans la Zone de Pedraforca, les coupes du secteur de Gardiola, de Pobra de Lillet (coupes des Barranco de la Fau et Regatell) et de San Salvador de la Vedella (coupe du Puig de Reu) montrent un ensemble non stratifié de 100 à 150 m de brèches monogéniques, très disharmoniques, sur lesquelles le Crétacé supérieur discordant est peu tectonisé. Cet aspect évoque l'existence d'une structuration anté-crétacée, avec dissolution des évaporites et fluage des bancs, possiblement à proximité d'une structure diapirique préexistante qui pourrait être matérialisée par le Trias de la

dépression de Serchs. Les secteurs plus septentrionaux de l'unité du Pic de Pedraforca montrent le même type de brèches et de cargneules très massives dont les accumulations peuvent atteindre 100 à 150 m d'épaisseur dans les secteurs de Fornóls et de Josa de Cadi.

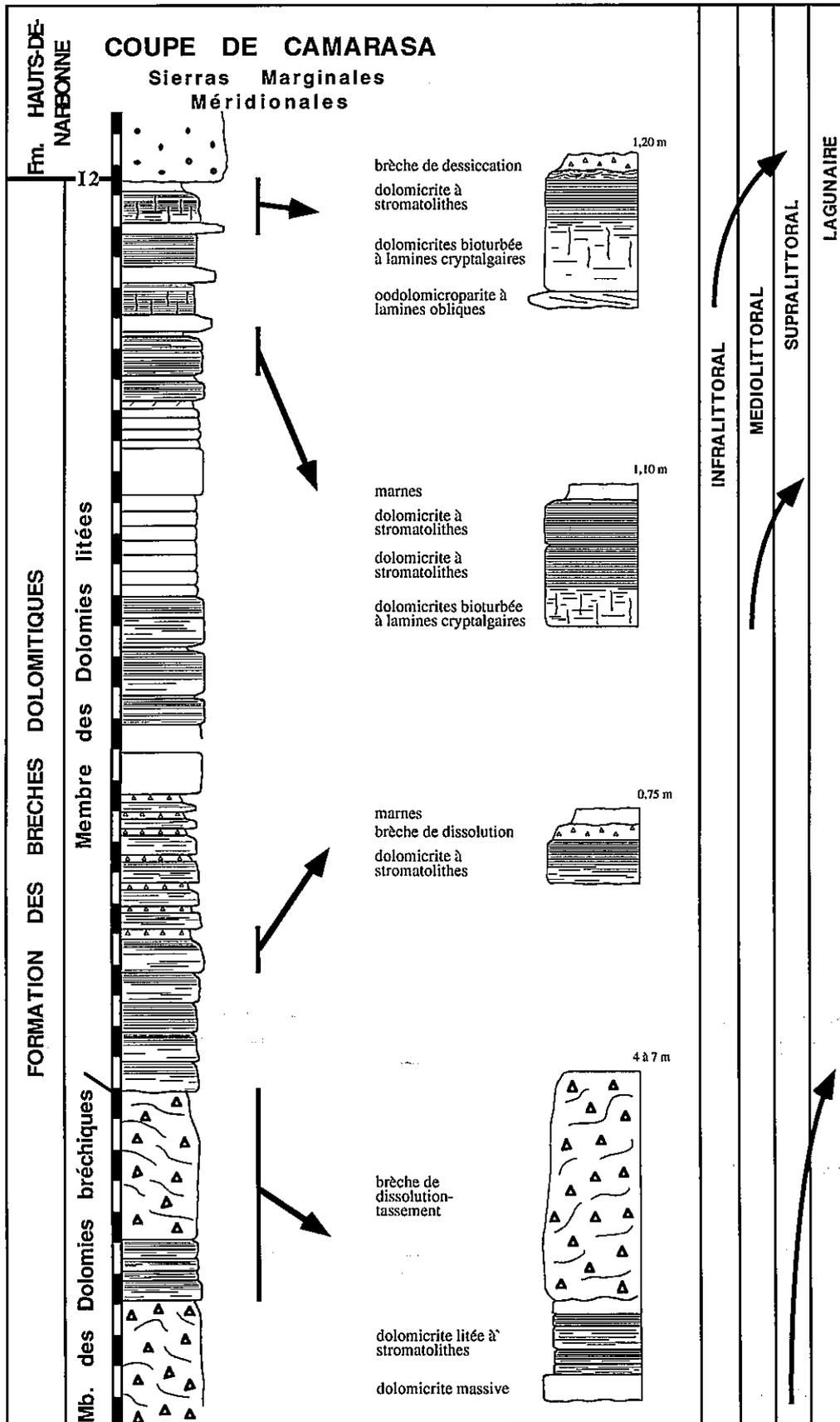


Fig. 24 : La Formation des Brèches dolomitiques. Coupe du Mont Sant Jordi, au Nord de Camarasa. Séquences remarquables et environnements. Légende commune à toutes les coupes, p. 26, fig. 12.

Dans la Zone Sud-pyrénéenne, la Formation comporte 50 m environ de brèches dolomitiques cargneulisées admettant à leur sommet une assise de calcaires dolomitiques à stromatolithes (coupes de Pont de Suert, d'Obarra et du Barranco de San Adrian, massif du Turbón).

Dans la nappe du Alt-Empordà, la Formation est encore présente sous son seul faciès bréchiq.

Dans les nappes de Castell de Bac Grillera, elle est représentée par une accumulation disharmonique de 60 m à 160 m de brèches cargneulisées (A. ESTEVES, 1968a).

C - COMPARAISONS

SECTEUR OCCIDENTAL

Une centaine de mètres de calcaires dolomitiques et des brèches dolomitiques monogéniques, "Obere dolomitische kalkserie" (H. DAHM, 1965) ou "Formation de Cortes de Tajuna (J.-C. BRAGA *et al.*, 1988) est attribué à l'Hettangien, sans argument paléontologique. Des pseudomorphoses d'évaporites sont visibles à l'affleurement (J. RAMÍREZ DEL POZO, 1971) confirmant leur nature de brèches de dissolution d'évaporites préexistantes. Comme dans le domaine pyrénéen, des laminations cryptalgaires apparaissent à leur sommet.

BASSIN D'AQUITAINE

Dans la partie orientale du bassin, le Complexe évaporitique est exprimé par l'accumulations de brèches calcaréo-dolomitiques et de marnes (400 à 500 m à Plagnes et à Avensac) (A. ARTIERE et P. DURIF, 1961).

Dans la partie centrale et méridionale du bassin, la Formation, "Zone à Anhydrite" des géologues pétroliers, est essentiellement constituée d'alternances rythmiques de dolomies, d'anhydrite et de sel. Elle atteint 900 m d'épaisseur au Sud d'une ligne Arcachon - Muret. Ces dépôts se disposent en séquences élémentaires d'épaisseur variable, se répétant une soixantaine de fois et se regroupant en trois mégacycles (A. BARTHE et J. STEVAUX, 1971).

Plusieurs lithologies distinctes s'ordonnant en auréoles régulières (J. STEVAUX et E. WINNOCK, 1974). Au coeur du bassin, dans la zone d'épaisseur maximale, le terme salifère des séquences est prédominant ; à sa périphérie, s'individualise une zone à dominante anhydritique ; enfin, à proximité des bordures du bassin, les dolomies et les brèches prédominent. Il existe une réduction concomitante des épaisseurs.

Des phénomènes locaux peuvent modifier ce schéma général. La circulation des eaux météoriques ont pu entraîner des phénomènes de dissolution pouvant aboutir, dans la partie orientale du bassin et sur "l'Axe de Mont-de-Marsan", à d'importantes accumulations de brèches. Un phénomène identique a certainement affecté l'ensemble de la bande d'affleurement pyrénéenne (J. STEVAUX et E. WINNOCK, 1974).

CHAÎNES CATALANES

Le Complexe évaporitique, Formation Cortes de Tajuna (A. GOY *et al.*, 1976), est constitué de dolomies bréchiques sans stratification apparente, secondairement cargneulisées, puis de dolomies bréchoïdes alternant avec des dolomies massives. Dans la Serra de Prades la Formation correspond à une centaine de mètres de brèches mal stratifiées, particulièrement disharmoniques (J. GINER, 1978). Elle est également présente, avec un faciès identique, dans la Serra de Garraf (ESTEBAN et JULIA, 1973).

SARDAIGNE. LA NURRA

L'"horizon à *Gryphea obliquata*" qui surmonte directement les marnes gypseuses du Keuper est rapporté au Jurassique moyen par A. de LA MARMORA (1875) et K. DENINGER (1907). C.F. PARONA (1910) reconnaît son âge liasique et crée l'espèce nouvelle *Liogryphaea franchii*. A.M. OOSTERBAAN (1936) distingue, au-dessus des argiles bariolées du Keuper, des Calcaires et des dolomies, attribués au Rhétien et place les Calcaires gris bleuâtres sus-jacents ainsi que la lumachelle repère à gryphées dans le Lias inférieur.

L'étude micropaléontologique de G. CHABRIER et G. MASCLE (1975) et de G. CHABRIER et E. FOURCADE (1976) ne permet pas d'affiner les attributions stratigraphiques. Sur le flanc oriental du Monte Timidone, ces auteurs attribuent à l'Hettangien une cinquantaine de mètres de dolomies et de cargneules surmontant les argiles vertes du Keuper.

L'Hettangien, et peut-être la base du Sinémurien, se présentent sous le même faciès de dolomies et de brèches de dissolution (Ph. FAURE et B. PEYBERNES, 1983), défini ici comme **Formation Monte Correda** :

Coupe-type : Versant nord-occidental du Monte Correda.

Définition : Ensemble dolomitique d'une centaine de mètres d'épaisseur compris entre les argilites versicolores du Keuper et une coupure lithologique nette le séparant habituellement des couches lumachelliques de l'Assise à *Liogryphaea franchii* qui marque le début la Formation Monte Timidone sus-jacente.

La Formation est constituée de brèches dolomitiques monogéniques secondairement cargneulisées, de dolomies cristallines, ou de dolomicrites laminées, qui témoignent d'un paléoenvironnement confiné sur une plate-forme interne évaporitique subsidente. On peut séparer les ensembles suivants, de la base, au sommet :

- Calcaires dolomitiques et marnes vertes (10 à 15 m).
- Dolomies et calcaires dolomitiques en bancs massifs (20 m).
- Dolomies bréchiques (50 m) : Cargneules rosées, pulvérulentes, compactes, sans stratification apparente. La dissolution d'une série évaporitique est très vraisemblablement à l'origine de ce complexe bréchiq.

- **Dolomies litées à stromatolithes (20 m) :** Dolomicrites laminées bien organisées en séquences, caractérisées par le fort développement des films stromatolithiques.
- **Dolomies litées sombres (5 m).**

III – SYNTHÈSE DE L'ÉTUDE DE L'HETTANGIEN

A - ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE

L'évolution sédimentologique des dépôts de l'Hettangien des Pyrénées s'est effectuée en trois étapes successives s'intégrant dans un cycle transgressif – régressif du second ordre. La succession des évènements est identique sur toute l'étendue des domaines pyrénéen et aquitain (R. CURNELLE, 1983). On distingue :

1 - Une phase pré-évaporitique :

Cette période est représentée par les dépôts carbonatés et dolomitiques de la Formation de l'Arize, dans le domaine pyrénéen, et par la Formation de Carcans, dans le Bassin d'Aquitaine.

L'étude sédimentologique révèle la lente dérive transgressive des milieux de dépôts. La lagune du Rhétien supérieur cède la place à une plate-forme carbonatée au niveau de laquelle dominent d'abord les environnements médiolittoraux. Au sommet de la Formation, le Membre des Calcaires en dalles représente un premier maximum de la transgression. Il s'accompagne d'une diversification de la biophase (G. DUBAR, 1920, 1925) témoins d'un début d'ouverture et d'environnements de plate-forme infralittorale.

2 - Une phase évaporitique :

La période est caractérisée par un confinement accusé et par le dépôt de sédiments évaporitiques, associant dolomies à stromatolithes, gypses, anhydrite et sel, en des proportions variables, au sein de séquences dont les termes évoluent dans des environnements médio- à supralittoraux de type sebkha côtière.

L'analyse séquentielle nous montre, lorsqu'elle est possible (Corbières orientales, Sierras Marginales méridionales), une évolution d'abord régressive pendant laquelle la proportion d'évaporites (ou de brèches de dissolution) augmente progressivement, puis une période de stabilisation pendant laquelle les évaporites s'accumulent sous l'effet d'une subsidence active, enfin une phase transgressive qui voit la diminution progressive de la phase évaporitique des sédiments.

Cette phase est la période d'individualisation de grands bassins hérités du Trias. Ces vastes cuvettes connaissent des accumulations sédimentaires atteignant 1000 m dans le Bassin d'Aquitaine, 400 à 500 m dans le Bassin de l'Ebre.

A l'affleurement, sont observées des accumulations irrégulières de brèches calcaréo-dolomitiques dans lesquelles on peut à voir un équivalent latéral, après dissolution progressive, des sédiments évaporitiques connus en subsurface. Nous rappellerons la genèse de ces brèches et leur comportements possibles selon le cadre tectonique :

La signification des brèches

La genèse des brèches hettangiennes peut être dissociée en cinq stades évolutifs (J CANEROT, Ph. FAURE et M. RAHAL, 1985 ; J. CANEROT, 1989) (fig. 25) :

- **Stade 1 : Dissolution des évaporites.** Les brèches de dissolution, monogéniques, à éléments anguleux, se disposent en amas discontinus au sommet de séquences conservant leur stratification originelle. Des pseudomorphoses peuvent rappeler l'existence de dépôts gypseux secondairement dissous.
- **Stade 2 : Fracturation, plissement disharmonique.** Un réseau de plus en plus dense de fractures affecte les bancs qui perdent ainsi graduellement leur individualité. Le déplacement horizontal, "banc par banc" s'accompagne parfois de plissements disharmoniques d'amplitude décimétrique à métrique. Leur caractère de brèche, monogénique, n'est pas remis en cause.
- **Stade 3 : Collapse.** Les brèches deviennent massives, compactes et fréquemment polygéniques. L'ancienne stratification n'est plus soulignée que par des vestiges de lamination. Cette bréchification accusée semble caractériser des effondrements répétés, en masse, sous l'effet de la dissolution (et de la disparition de matériaux évaporitiques probablement abondants au sein des dépôts originels de l'Hettangien).
- **Stade 4 : Accumulations bréchiques.** Les brèches, massives, polygéniques, affectées à maintes reprises par la fracturation, s'organisent en amas lenticulaires (pluri-décamétriques) au sein desquels des figures de slumping traduisent des déplacements horizontaux non négligeables.
Phénomènes de collapse et d'accumulations bréchiques traduiraient, par l'importance du drainage impliqué, la création de pente en relation avec le jeu d'accidents ou de flexures sous-jacentes.
- **Stade 5 : Cargneulisation.** Il traduit un phénomène de dissolution récente des brèches dolomitiques en rapport avec des circulations d'eau.

3 - Une phase post-évaporitique :

Elle est représentée par la disparition progressive de la phase évaporitique et de la composante bréchique dans le Membre des Dolomies litées.

Cette période est surtout caractérisée par le développement des tapis stromatolithiques dans des vases médio- à supralittorales comme en témoigne l'abondance des figures de dessiccation et la persistance de pseudomorphoses de gypse ou de lits de *fenestrae*.

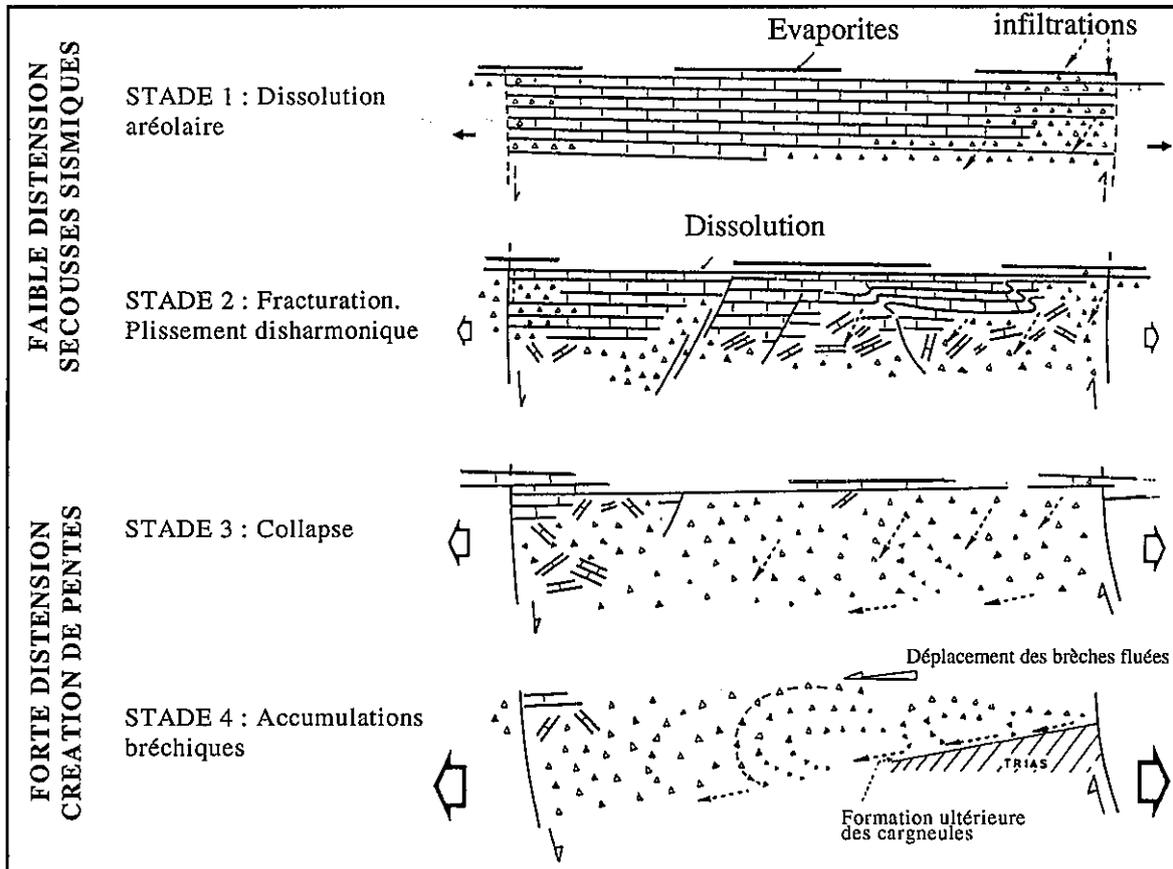


Fig. 25 : Évolution possible du processus de bréchiqfication, dans le Lias inférieur des Pyrénées, dans l'ordre chronologique, du stade 1 au stade 4, d'après J. CANEROT (1989).

B - SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET GÉODYNAMIQUE :

1 - La Formation de l'Arize :

Les données acquises en subsurface dans le Bassin d'Aquitaine nous montrent l'image d'un bassin subsident (fig. 26). Les faciès de la Formation de Carcans s'organisent de façon concentrique autour d'un centre comportant des évaporites, les bordures connaissant une sédimentation carbonatée et/ou dolomitique (R. CURNELLE, 1983). Les apports détritiques se limitent à la bordure nord-orientale du bassin.

Cette disposition concentrique n'est pas contredite par les données observées sur la bordure nord-pyrénéenne où il existe une même zonation des faciès (fig. 26) :

- Dans les Pyrénées centrales (en particulier entre la Vallée d'Aure et la Vallée d'Aspe), l'abondance des brèches est remarquable dans la partie inférieure de la Formation (Brèches du Larbaste *pro parte*). La carte d'isopaques nous enseigne que cette zone se situe dans une position centrale par rapport à l'ombilic de subsidence maximale de la Formation de Carcans (R. CURNELLE, 1983) (fig. 26). Les dépôts de la Formation de l'Arize, à dominante ici évaporitique, ont pu y être affectés par la dissolution, voire par un transport latéral sur la marge méridionale du bassin.

- Les faciès les plus carbonatés et les plus "ouverts" de la Formation de l'Arize se situent à contrario en situation périphérique par rapport au bassin. Le faciès le plus externe des Calcaires en dalles est, par exemple, représenté des Corbières méridionales à l'Ariège, à l'Est de la Chaîne, et de la Vallée d'Aspe au Massif Basque, à l'Ouest de la Chaîne.

Une disposition identique existe dans les Pyrénées méridionales où les faciès carbonatés identiques du Membre des Calcaires en dalles intéressent la totalité de la Zone Sud-pyrénéenne (du Pedraforca au Haut-Aragon et au Montsec), mais disparaissent dans les Sierras Marginales méridionales au profit de faciès dolomitique et d'évaporites.

La palynologie nous a montré le lien entre la zonation faciologique de la Formation de Carcans et le "diachronisme" des dépôts à l'échelle globale de la Formation (R. CURNELLE, 1983). Nous rappelons que la Formation de l'Arize peut être affectée d'un même phénomène à l'échelle de la bordure nord-pyrénéenne.

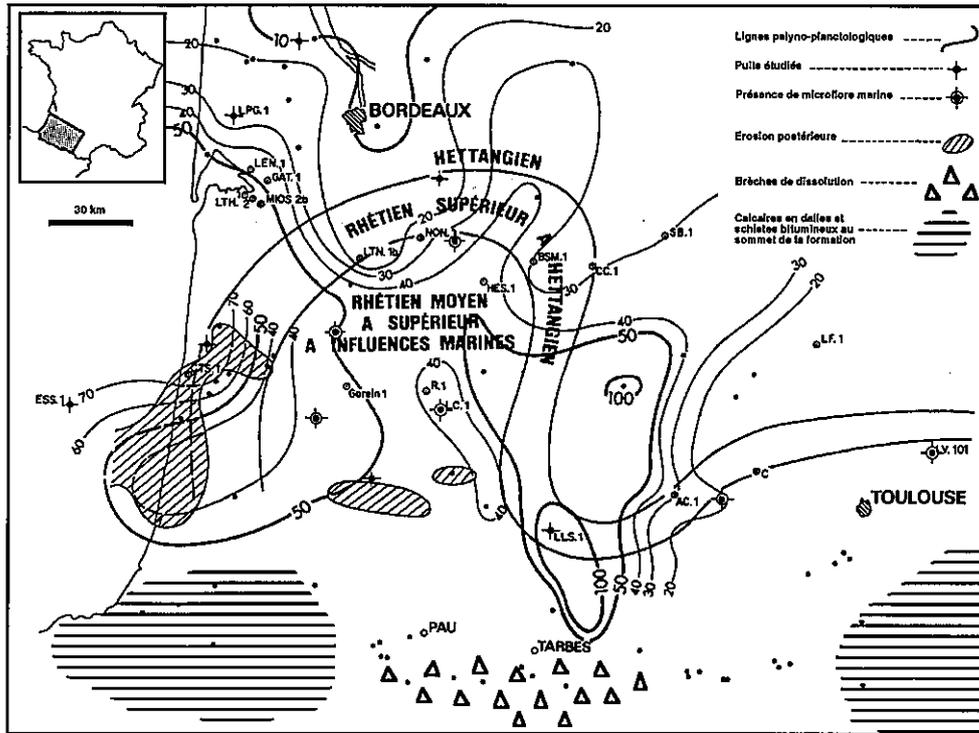


Fig. 26 : Éléments remarquables de la paléogéographie de la Formation de l'Arize sur la bordure nord des Pyrénées. Comparaison avec la courbe des isopaques et l'âges de la Formation de Carcans en subsurface (d'après R. CURNELLE, 1983).

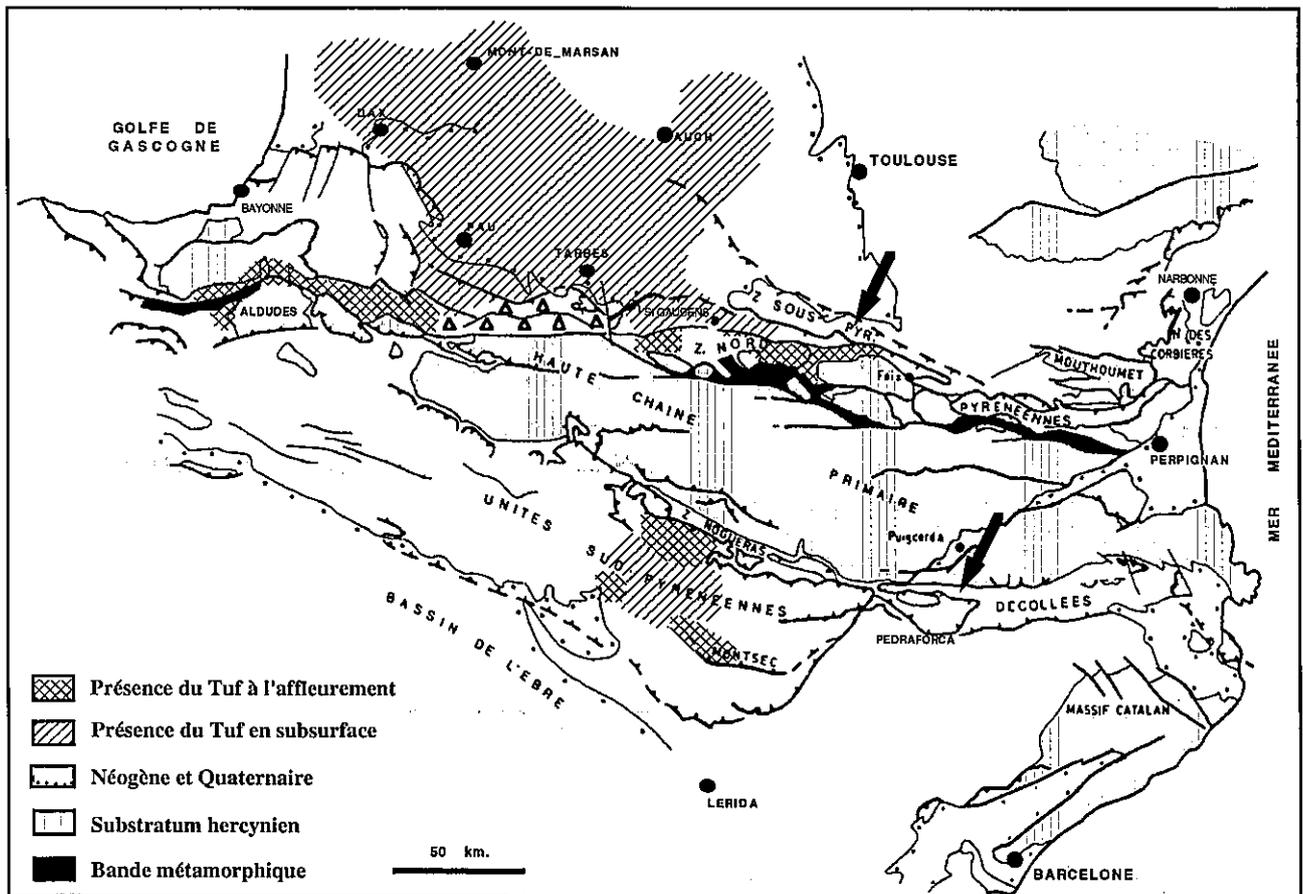


Fig. 27 : Répartition géographique des Tufs de l'Hettangien (les flèches repèrent, au Rhétien, les témoins les plus occidentaux des lumachelles à *Rhaetavicula contorta*, sur chaque versant de la chaîne).

2 - Le Tuf de Ségalas :

Répartition géographique :

Sur la bordure nord-pyrénéenne, le dépôt-centre du Tuf de Ségalas (fig. 27) s'exprime dans plusieurs régions disjointes : l'Ariège (de la cluse de l'Ariège à la vallée du Salat), le Comminges (au niveau de la Vallée d'Aure) et les Pyrénéens basques (de la Vallée d'Aspe à la haute-vallée de la Bidassoa).

Dans les Pyrénées méridionales, un second dépôt-centre intéresse le Haut-Aragon, la partie occidentale du Montsec et une partie du Synclinal de Graus-Tremp.

Âge du Tuf :

L'absence de repère paléontologique fiable ne permet pas, à l'examen des seuls affleurements, de statuer sur l'hypothèse d'un "diachronisme" de l'épisode volcano-clastique évoqué par R. CURNELLE et B. CABANIS (1989). Plusieurs constatations peuvent cependant être exposées :

- Dans l'Ariège, le Tuf de Ségalas s'intercale dans la partie supérieure du Membre des Calcaires (inférieurs) de Galamus.
- Dans les Pays Basque et le Haut-Aragon, le Tuf de Ségalas se place, par contre, entre les deux Membres de la Formation, Dolomies et calcaires inférieurs, d'une part, et Calcaires en dalles, d'autre part.
- Dans la Vallée d'Aure, le Tuf de Ségalas comporte deux épisodes volcano-clastiques que sépare un épisode de reprise de la sédimentation carbonatée.

Ainsi, nous pouvons formuler l'hypothèse, difficilement vérifiable, que deux épisodes volcaniques, au moins, aient, l'un intéressé la partie orientale de la Chaîne (le plus ancien), l'autre les Pyrénées Basques et aragonaises (le plus récent).

Signification géodynamique des Tufts de l'Hettangien

Des divergences existent quant à l'origine et la nature des émissions volcano-clastiques. Volcanisme indépendant ou expression extrusive de la mise en place des sills ophitiques dans les pélites du Keuper. Cette conception était celle de A. LACROIX (1896), soutenue ensuite par H. TAZIEFF (conférence à la SNEAP, 1967). Elle est également celle de A. GARRIDO MEGIAS et L. M. RIOS ARAGÜES (1972). Des arguments géochimiques sont récemment venus argumenter cette conception (R. CURNELLE et B. CABANIS, 1989).

- En faveur de cette hypothèse :

- La faible teneur des tufts et des ophites en Ta et Nb semble suggérer une origine commune des deux volcanismes (R. CURNELLE et B. CABANIS, 1989) ;
- Un lien cartographique semble lier l'extension spatiale des ophites et des tufts (R. CURNELLE et B. CABANIS, 1989) ;
- Le léger métamorphisme subi par le toit des intrusions et leur nature grenue semblent compatibles avec la formation de sills sous couverture sédimentaire (J. STEVAUX et E. WINNOCK, 1974 ; R. CURNELLE et B. CABANIS, 1989) ;
- Le métamorphisme de contact des calcaires du Rhétien, ou de l'Hettangien inférieur, plusieurs fois observé en sondage en Aquitaine (R. CURNELLE et B. CABANIS, 1989) et dans le bassin de l'Ebre (A. GARRIDO MEGIAS et L. M. RIOS ARAGÜES, 1972).

- Contre cette hypothèse :

- La richesse en potassium des tufts serait, selon C. DURAND et J. THIEBAUD (1970), l'expression d'un volcanisme explosif trachytique (magmatisme alcalin ou calco-alcalin potassique), très différent de celui des "ophites" du Keuper ;
- La présence d'ophite remaniée dans une brèche qui sous-tend la Formation de l'Arize dans le massif du Cagire (M. FRECHENGUES *et al.*, 1992) ;
- La disposition des "ophites" en larges coulées remplissant les zones les plus déprimées de la paléotopographie (J. STEVAUX et E. WINNOCK, 1974) ;
- L'allure plus ou moins interstratifiée et l'âge partout identique de la position stratigraphique des "ophites" triasiques. Elles sont en particulier absentes des sédiments plus récents que les évaporites du Keuper (J. STEVAUX et E. WINNOCK, 1974) ;
- L'improbabilité de voir un volcanisme dont la composante effusive est confinée à un niveau lithostratigraphique unique alors que son expression extrusive est seule émise au-dessus d'une couche sédimentaire non lithifiée qui pouvait par endroit ne pas dépasser une dizaine de mètres (Formation de Carcans et Formation de l'Arize).

Il semble que malgré une signature géochimique identique, la contemporanéité des tufts et des ophites n'apparaisse en rien établie et qu'aucun argument géologique ne permette d'affirmer l'âge Rhétien supérieur - Hettangien supérieur de l'émission des dolérites triasiques.

3 - La Formation des Brèches dolomitiques (fig. 28) :

A l'affleurement, l'uniformité des faciès est de mise et la différenciation paléogéographique difficile à interpréter sans l'éclairage fourni par les données de subsurface sur les deux versants de la Chaîne.

Données de sondages (fig. 28) :

A l'Hettangien, les sondages nous montrent la présence, de part et d'autre de la Chaîne, de deux bassins subsidents à remplissage évaporitique, présentant une organisation concentrique des dépôts autour d'un dépôt-centre salifère.

- Un bassin aquitain d'orientation N140 qui semble se refermer au Sud, à l'emplacement de la Chaîne pyrénéenne, Il est recoupé par des axes subsidents N50-60 comme de le fossé Pau-Tarbes, dont le remplissage évaporitique approche mille mètres d'épaisseur (R. CURNELLE *et al.*, 1980),

- Un bassin sud-pyrénéen correspondant à une gouttière étroite d'orientation N60, à remplissage également évaporitique, largement ouvert sur le bassin de l'Ebre.

Donnée fournies par les affleurements :

La stricte équivalence entre série à anhydrite, en subsurface, et brèches de dissolution, à l'affleurement, est actuellement admise. Cette donnée nécessite de nuancer fortement l'image d'une zone haute située sur l'emplacement de la chaîne, séparant deux bassins subsidents distincts à remplissage évaporitique.

- Aucun élément ne permet en effet d'affirmer une fermeture réciproque des bassins de l'Aquitaine et de l'Ebre sur l'emplacement des Pyrénées. Ces deux bassins évoluent de façon identique et relativement synchrone et il apparaît impossible de dissocier leur histoire.

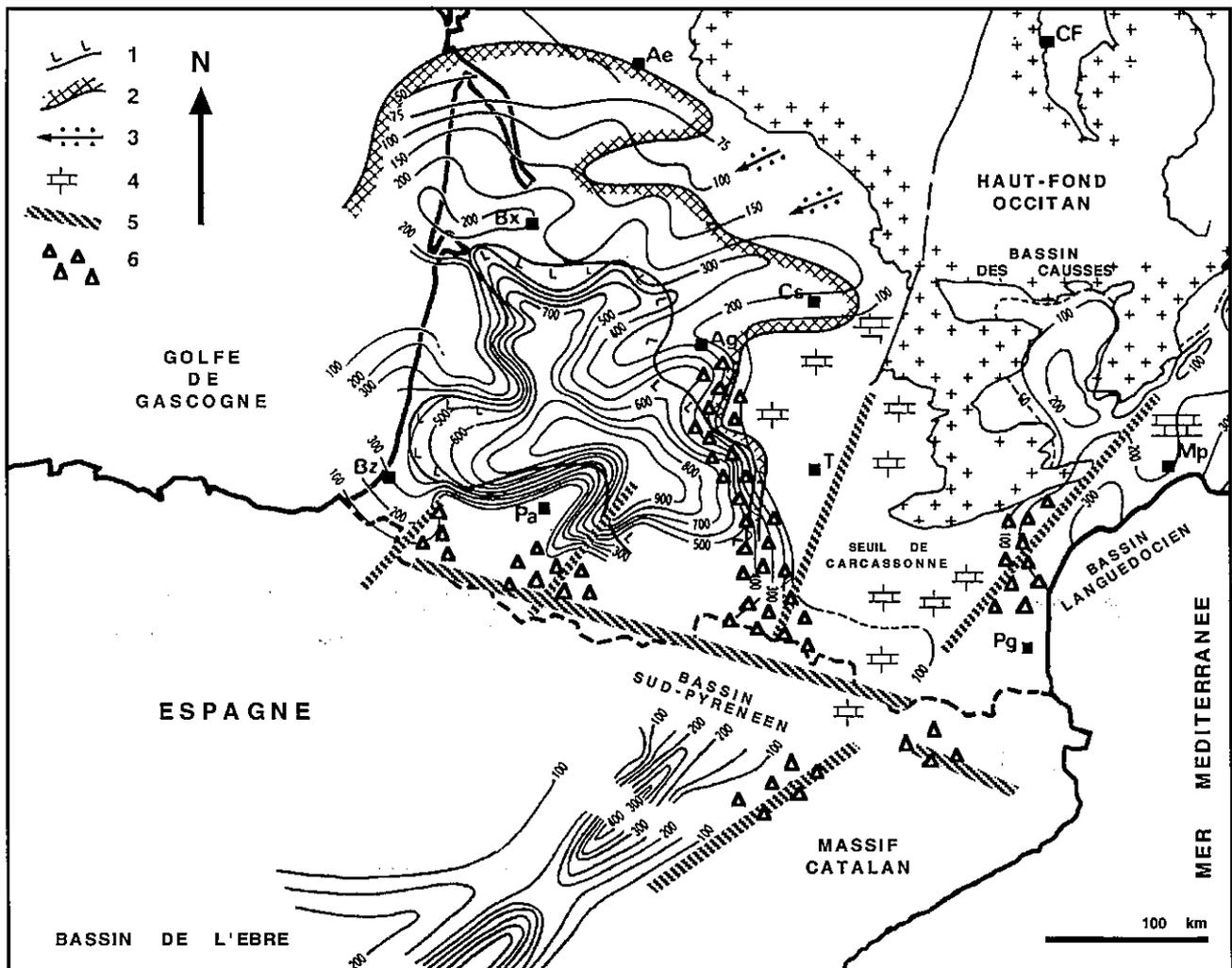
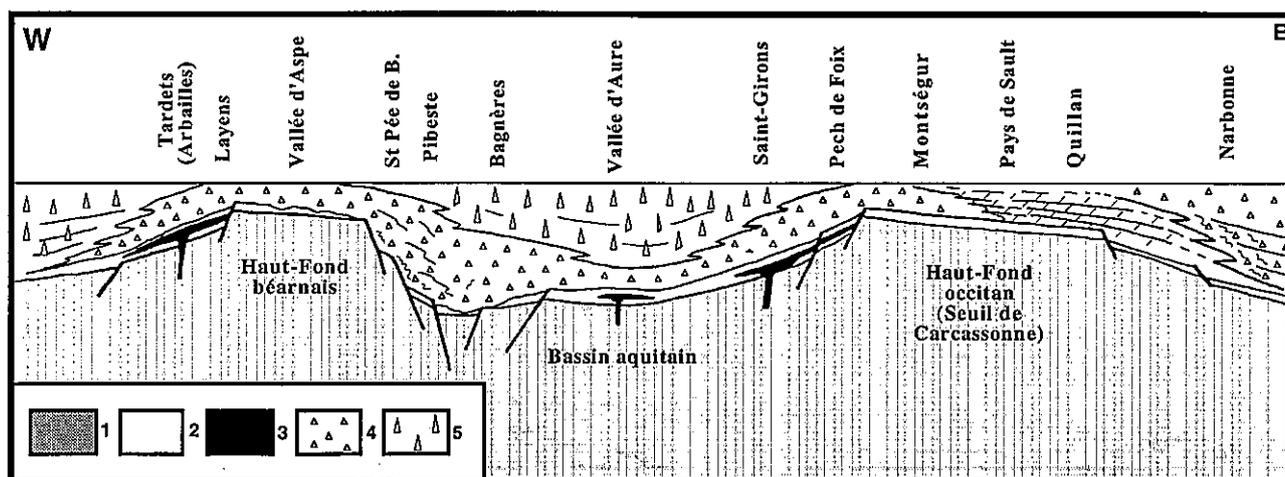


Fig. 28 : Isopaques de la Formation des Brèches dolomitiques dans le Bassin d'Aquitaine et dans le Bassin sud-pyrénéen. d'après R. CURNELLE (1983), modifié. Paléogéographie et principaux lithofaciès. Légende : 1 : limite externe du bassin salifère ; 2 : limite d'extension de l'anhydrite ; 3 : sens des apports détritiques ; 4 : faciès calcaréo-dolomitique non bréchique de la Formation ; 5 : Principales flexures ayant pu influencer la sédimentation ; 6 : répartition des principales zones d'accumulation bréchique.

- Nombre d'hypothèses peuvent permettre expliquer la dissolution des évaporites à l'emplacement des Pyrénées : des circulations d'eau en rapport avec une fracturation récente, des phénomènes diapiriques, un ravinement progressif des sédiments évaporitiques, collapse et vraisemblables glissements latéraux occasionnés par l'instabilité du fond sur une zone mobile située à cheval sur deux plaques lithosphériques.
- Nombre d'entités paléogéographiques reconnues en sondage ont leur traduction au niveau de la bordure pyrénéenne (fig. 28 et 29) :
 - . De fortes épaisseurs de brèches plus ou moins resédimentées sont observées en sondage en Aquitaine orientale, où elles s'alignent selon une direction subméridienne NW-SE Muret – Castelsarrasin (520 m à Avensac) (J. BOURULLEC *et al.*, 1979) et s'adosent sur la marge orientale du bassin d'Aquitaine. De telles accumulations sont mises en relation avec la mobilité post-hercynienne de la faille de Villefranche (R. CURNELLE, 1983).
 - Les accumulations bréchiques de l'Ariège (jusqu'à 200 m dans le Pech de Foix) se situent à peu près dans le prolongement sud de cette zone (fig. 28 et 29).
 - Les brèches des Corbières orientales résulteraient d'un même processus de dissolution – collapse – accumulation, sur la marge occidentale du bassin salifère du Bas-Languedoc. La mobilité, au Lias inférieur, d'accidents post-hercyniens de famille cévenole est encore évoquée (fig. 28 et 29).
 - Un même raisonnement permet d'expliquer les accumulations bréchiques de la région des nappes de Bac Grillera et de la Zone de Pedraforca orientale.
 - . Le même phénomène d'accumulation bréchique syntectonique est vraisemblablement à l'origine des accumulations bréchiques observées dans les Pyrénées occidentales de part et d'autre d'une structure en horst (Haut-fond béarnais) détectée en subsurface (J. STEVAUX et E. WINNOCK, 1974 ; R. CURNELLE *et al.*, 1980). Cette structure semble délimitée par des accidents actifs comme la "faille de Pamplona", à l'Ouest (L. DUCASSE *et al.*, 1986) et la "faille de Lugagnan" à l'Est (J. CANEROT, 1987) respectivement responsables des accumulations bréchiques des Arbaïlles (Pyrénées Basques) et de la Formation des brèches polygéniques des Génies ("Brèches du Larbastan") et, surtout, du secteur du Pibeste où elles avaient été initialement attribuées au Crétacé (Carte géologique au 1/50 000).
 - . L'extrémité méridionale du Haut-fond occitan (Seuil de Carcassonne de R. CURNELLE et P. DUBOIS, 1986) s'exprime à contrario dans la région de Lavar, dans le secteur de la Grésigne et les Corbières septentrionales (Massif de Boutenac) par les dépôts dolomitiques où les évaporites sont absentes. Les mêmes faciès se retrouvent sur la bordure pyrénéenne entre les Corbières méridionales et le Pays de Sault (Escale de Gesse – Niort-de-Sault, en particulier).

Fig. 29 : Coupe Est-Ouest de l'Hettangien de la bordure nord des Pyrénées. Les grandes lignes de la



paléogéographie. Légende : 1 : socle primaire ; 2 : Formation de l'Arize ; 3 : Tuf de Ségalas ; 4 : Brèches dolomitiques ; 5 : Anhydrite en Aquitaine.

Implications géodynamiques et paléogéographiques (fig. 28 et 29) :

L'étude de ces dispositifs dans la région pyrénéenne donne l'image, à l'Hettangien, de la juxtaposition de bassins étroits à subsidence active très importante et remplissage évaporitique et de structures en horst (comme le Haut-fond béarnais) séparés par des flexures subméridiennes jalonnées d'accumulations syndé debates de brèches de dissolution. Ce dispositif s'organise de part et d'autre de l'extrémité méridionale du Haut-fond occitan, aire à sédimentation dolomitique pure. Tous ces faits suggèrent une tectonique en blocs basculés liée à une phase d'extension E-W, que l'on peut mettre en relation avec un début de rifting ligurien.

A l'emplacement des futures Pyrénées, on peut évoquer l'existence d'une zone d'instabilité sédimentaire générant dissolution, collapse et accumulation syndé debate de brèches sur les flancs de blocs basculés de faible extension géographique ou de structures majeures comme le Haut-fond occitan.

Il n'existe aucune preuve de l'existence d'une barrière paléogéographique susceptible d'isoler le Bassin d'Aquitaine du Bassin sud-pyrénéen.

LE SINÉMURIEN

Durant le Sinémurien *s. s.*, la dérive transgressive permet le dépôt d'une série carbonatée de plate-forme, relativement homogène à l'échelle du domaine pyrénéen. Les calcaires à lamines cryptalgaires ou algaires bien stratifiés caractérisent la base de l'étage, tandis que les barres oolithiques prédominent son sommet.

Nous en définirons la série-type dans les Corbières orientales (Pyrénées languedociennes), les coupes étant souvent plus complètes et mieux exposées. La diversité des environnements nous permettra aussi d'appréhender la totalité des environnements de dépôt du Sinémurien.

I - LA PLATE-FORME CARBONATÉE DU SINÉMURIEN : LA FORMATION HAUTS-DE-NARBONNE

A - DÉFINITION

Ensemble carbonaté d'une soixantaine de mètres d'épaisseur dont le relief s'intercale entre les niveaux tendres représentés par les Brèches dolomitiques de l'Hettangien et dépôts argilo-calcaires du Pliensbachien.

Distribution et appellations antérieures :

La Formation existe, avec des faciès identiques, sur l'ensemble du domaine pyrénéen. Quand elle porte la marque d'une importante activité stromatolithique, elle justifie les qualificatifs de "Calcaire rubané" (J. BOURROULLEC et R. DELOFFRE, 1969 ; B. PEYBERNES *et al.*, 1978) ou de "Calcaires à microrhythmes" (J. REY, B. PEYBERNES et Ph. FAURE, 1981). Ailleurs, les calcaires oolithiques prédominent. Les appellations "Calcaires oolithiques et graveleux" (J. BOURROULLEC et R. DELOFFRE, 1969) ou "Calcaires oolithiques à Dasycladacées" (Ph. FAURE, 1987) sont alors utilisées.

Limites et âge de la Formation:

La limite inférieure est définie par le remplacement, au niveau de la discontinuité I2, des dolomies à stromatolithes intercalées de brèches par les premiers bancs de calcaires blancs oolithiques. Cette limite, non datée avec précision et d'âge vraisemblablement variable, précède, dans les Corbières orientales, des calcaires à chailles dont l'âge sinémurien est bien établi par le brachiopode *Zeilleria (Z.) vicinialis* (SCHLOTH.).

La limite supérieure de la Formation correspond à une discontinuité régionale, généralement bien marquée par un hard-ground intra-lotharingien, discontinuité I3. La Formation est datée à son sommet par de nombreux organismes sinémuriens comme les brachiopodes *Prionorhynchia belemnica* (QUENST.), *Spiriferina betacalcis* (QUENST.) et *Zeilleria (Z.) quaiosensis* (CHOFFAT) et les algues dasycladacées *Palaeodasycladus barrabei* (LEB. et LEM.) et *Uragiella liasica* (LEB. et LEM.). Dans les Corbières et le Pays Basque, l'Horizon à Boehmi (zone et sous-zone à *Raricostatum*) la recouvre.

Les discontinuités Ib et Ic, intra-sinémuriennes, divisent dans les Corbières orientales la Formation Hauts-de-Narbonne en trois séquences distinctes.

Découpage lithostratigraphique :

Dans les Pyrénées languedociennes, les sédiments à dominante oolithique s'agencent en trois ensembles distincts, Membre du Four à chaux de Montredon, Membre du Petit Guimont et Membre du Villa-de-Fargues, calqués sur l'évolution de trois mésoséquences successives qu'il est possible de corréler de proche en proche.

Dans les Pyrénées centro-occidentales et méridionales, on observe, par contre, deux types de faciès :

- Des tidalites médio- à supralittorales à stromatolithes, encore appelées "Calcaires à microrhythmes".
- Des faciès oolithiques infralittoraux de haute énergie, les "Calcaires oolithiques".

Ces faciès se succèdent habituellement dans le temps, sous l'influence de la remontée eustatique. Ils fournissent alors un bon repère "cartographique", à valeur locale et sont, par commodité, élevés au rang de Membre lithostratigraphique : Membre des Calcaires à microrhythmes et le Membre des Calcaires oolithiques.

Ils sont également très intriqués, passant latéralement l'un à l'autre, en fonction des conditions de la géodynamique locale (subsidence, tectonique). Les événements sont généralement impossibles à corréler d'une coupe à l'autre de façon fiable, sur une aussi vaste aire géographique que les Pyrénées.

B - LA SÉRIE-TYPE DES PYRÉNÉES LANGUEDOCIENNE (CORBIÈRES)

Elle est exposée dans sa totalité aux abords des Hauts-de-Narbonne (Ouest de Narbonne), suivant la crête du Villa-de-Fargues qui s'étend entre le point 124 et la carrière située au Sud du Pain de Sucre du Pastouret (fig. 30). Les coupes des carrières du Four à Chaux de Montredon-des-Corbières (fig. 31) et du Petit Guimont (fig. 30) (Sud de Fontjoncouse) permettront d'en compléter l'étude sédimentologique.

Séquence I. Membre des Calcaires à silex du Four à chaux de Montredon :

Description de la coupe-type (fig. 31) : Cette première assise (14,5 m), d'évolution régressive, fait suite à la première véritable inondation de la plaine margino-littorale. Elle évolue au travers de deux séquences élémentaires de comblement et est limitée par la discontinuité Ib. La séquence inférieure, la plus complète, offre la succession suivante de bas en haut :

- 1 - Calcaires oolithiques à algues dasycladacées, d'abord compacts (0,60 m) puis en dalles à lits de chailles (1,5 m) correspondant à des oobiomicrosparites à lamines irrégulières planes ou obliques marquant une assez forte énergie dans le domaine infra- à médiolittoral. La première inondation, très brutale, s'accompagne, au niveau de la discontinuité I3, d'un ravinement et de la présence, avec les oolithes et les gravelles, de nombreux lithoclastes de dolomie claire ou de dolomie laminée appartenant au toit de la dernière séquence des "Dolomies litées".
- 2 - Calcaires oolithiques massifs finement laminés à chailles, en lits ou en rognons isolés (5,5 m). Il s'agit d'oobiosparites et oobiomicrosparites graveleuses à lithoclastes et nombreux organismes (échinodermes, algues dasycladacées) du domaine infra-littoral. Ces lits peuvent être chenalisés. Ils sont souvent séparés par des surfaces ferrugineuses.
- 3 - Calcaires bioturbés (biomicrite mudstone) (1,80 m) à lamines irrégulières marquant la persistance d'un hydrodynamisme faible dans le domaine médiolittoral. L'accentuation et la régularité de la lamination trahit, au sommet de cette assise, plusieurs tentatives d'installation de voiles stromatolithiques.
- 4 - Calcaires (micrite mudstone) (2 m) à lamines stromatolithiques bien organisées en microséquences conformes à la description de J. REY *et al.* (1981) : lamines planes - lamines ondulées avec structures pseudocolumnnaires interrompues par une surface de réactivation, puis lamines irrégulières détruites par la bioturbation et l'abondance des terriers à remplissage micritique.
- 5 - Calcaires ou dolomies (mudstone) compacts, à "bird-eyes" (au niveau de la séquence supérieure, ce terme est traversé par des terriers de 0,4 à 0,5 m de profondeur à remplissage biodétritique appartenant à la séquence suivante).
- 6 - Croûte dolomitique centimétrique plus ou moins bréchifiée, témoin de dessiccation. Elle est largement ravinée par la séquence sus-jacente.

D'évolution régressive, cet enchaînement de faciès correspond assez typiquement à une séquence stromatolithique telles qu'elle est bien décrite dans les environnements de marais maritime par J. REY *et al.* (1981) et par R. CUBAYNES *et al.* (1984).

L'évolution latérale de la séquence I dans les Pyrénées languedociennes (fig. 30 et 31) :

- Dans le massif de Boutenac (coupes de la Lause - Laval, de Barrylongue et de Roque Sestière - les Ollieux), la séquence (5 m) est en subtotalité constituée de calcaires à lits de chailles développés dans le domaine infralittoral. Des pelmicrosparites microlitées à spicules (3 m) passent à des bancs épais d'oosparite graveleuse à encrines, dasycladacées (*Uragiella liasica*), débris de mollusques (nérinées) et de polypiers (*Isastrocoenia*, *Heterastrea*, *Opplismillia* in COMBES, 1964), puis à des microsparites à lamines ondulées témoignant de la persistance d'une assez fort hydrodynamisme dans le domaine médiolittoral.

Un même organisation existe dans les **Ecailles de la Berre** (coupe du Séreu, au Sud de Ripaud) (fig. 30).

- Dans le **Lobe de Fontjoncouse** (coupe du Petit Guimont), la séquence débute par une première barre de calcaires oolithiques et graveleux (2 m) suivie de 2 m de calcaires laminés à lits de chailles (2 m)(fig. 31). Le terme supérieur de la séquence (6 m) témoigne d'un environnement durablement protégé du domaine medio-, puis supralittoral : Micrite à voiles algaires - micrites à "bird-eyes" - dolomies à *fenestras* - brèches de dessiccation.

- Dans les **Corbières méridionales** [coupe de la Serre de Gauja, à Feuilla (fig. 31), coupe du Roc de la Goutine à Padern, coupe du Col de Boussac, à Montgaillard (fig. 30)], la séquence est toujours bien reconnaissable (8 m à 10 m d'épaisseur). La barre de calcaires (oobiosparite graveleuse) à lithoclastes, bioclastes divers et algues dasycladacées abondantes, se réduit fortement. Ses termes médio- à supralittoraux correspondent à la superposition de plusieurs séquences du même type, souvent incomplètes, dont la succession virtuelle voit se succéder des microsparites à lamines mécaniques, des mudstones à lamines algaires planes et des dolomies massives occasionnellement recouvertes par une surface karstique ou un paléosol.

Séquence II. Membre des Calcaires du Petit Guimont :

Description de la coupe-type (fig. 30) :

Cet ensemble voit la superposition de plusieurs séquences analogues à celles décrites dans l'ensemble inférieur. L'augmentation progressive de la phase des calcaires oolithiques par rapport aux calcaires laminés témoigne d'une dérive transgressive globale. La **discontinuité Ic** la limite au sommet.

Dans la coupe du Petit Guimont (Sud de Fontjoncouse) (fig. 30), cet ensemble débute par un barre compacte (2,5 m) de calcaires (oosparite graveleuse) à lithoclastes et nombreux bioclastes. Lui fait suite un enchaînement de séquences métriques le plus souvent incomplètes, dont le type évolue dans les domaines infra- à supralittoraux. De haut en bas :

- Lits de marnes ligniteuses à débris charbonneux.
- Micrite ou dolomicrite à bird-eyes, brèche de dessiccation ou arrêt de sédimentation ondulé et ferrugineux.
- Micrite à voiles algaires témoins de tentatives d'installation des stromatolithes.
- Microsparite à lamines planes ou entrecroisées.
- Lit d'oosparites graveleuses à encrines succédant à un niveau de remaniement rarement chenalisé.

L'évolution latérale de la séquence II dans les Pyrénées languedociennes (fig. 30) :

- Dans le **Lobe de Bizanet** (coupe du Villa-de-Fargues), la première séquence élémentaire est la seule à se compléter d'un mudstone à voiles stromatolithiques. Le reste de l'unité est, par contre, largement envahie par les faciès oolithiques en bancs compacts, métriques, reflétant un agencement en séquences grano-décroissantes essentiellement développées dans le domaine infralittoral, avec de bas en haut : niveau de remaniement - oobiosparites ou des oobiomicrosparites à lamines

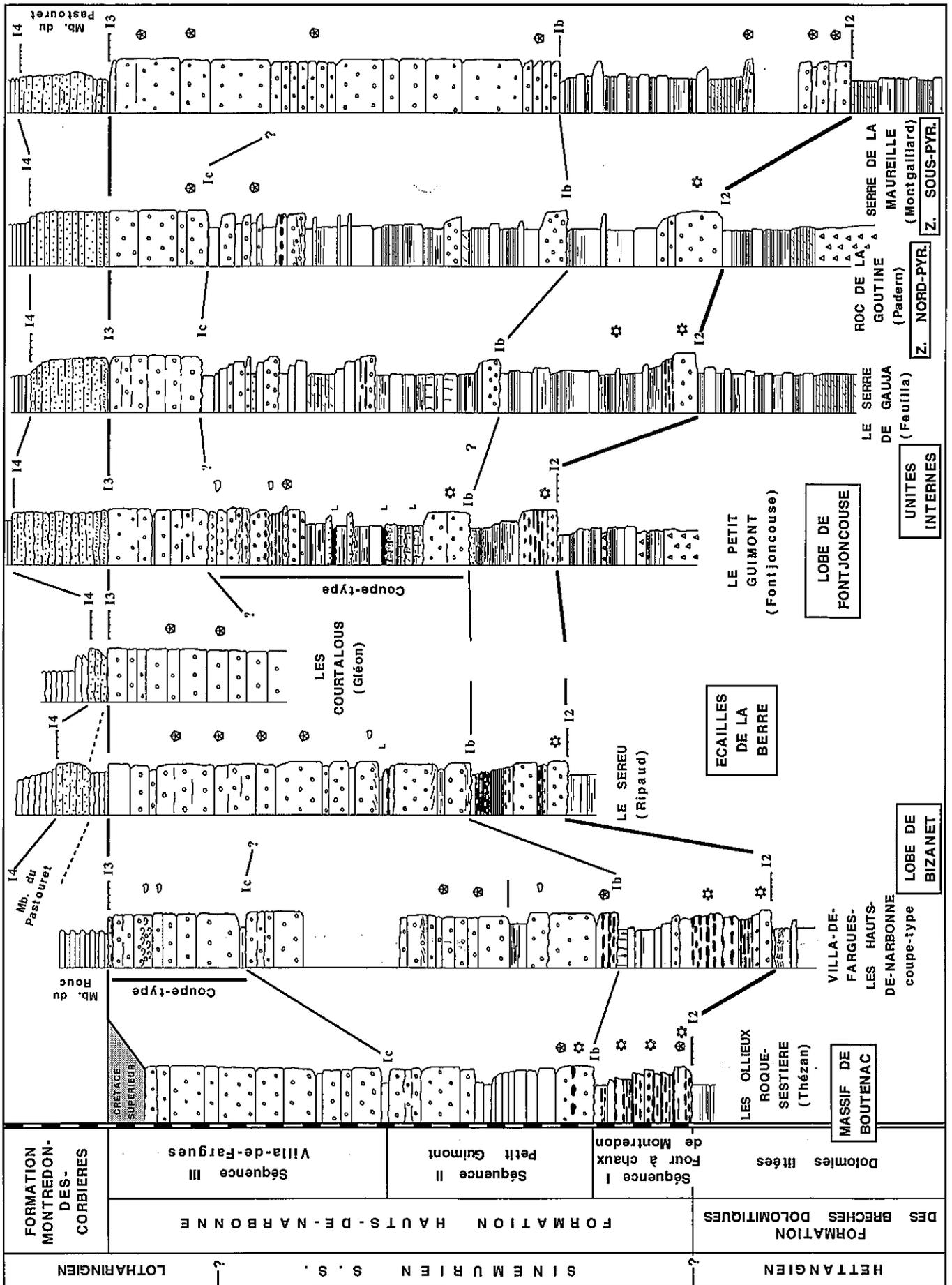


Fig. 30 : La Formation Hauts-de-Narbonne dans les Corbières : Évolution lithologique latérale de la Formation du Massif de Boutenac, à la Nappe des Corbièresaux (lobes de Bizanet, de Fontjoncouse et unités internes), aux Écailles de la Berre, à la Zone Nord-pyrénéenne et à la couverture mésozoïque du massif de Mouthoumet. Légende commune à toutes les coupes p. 26.

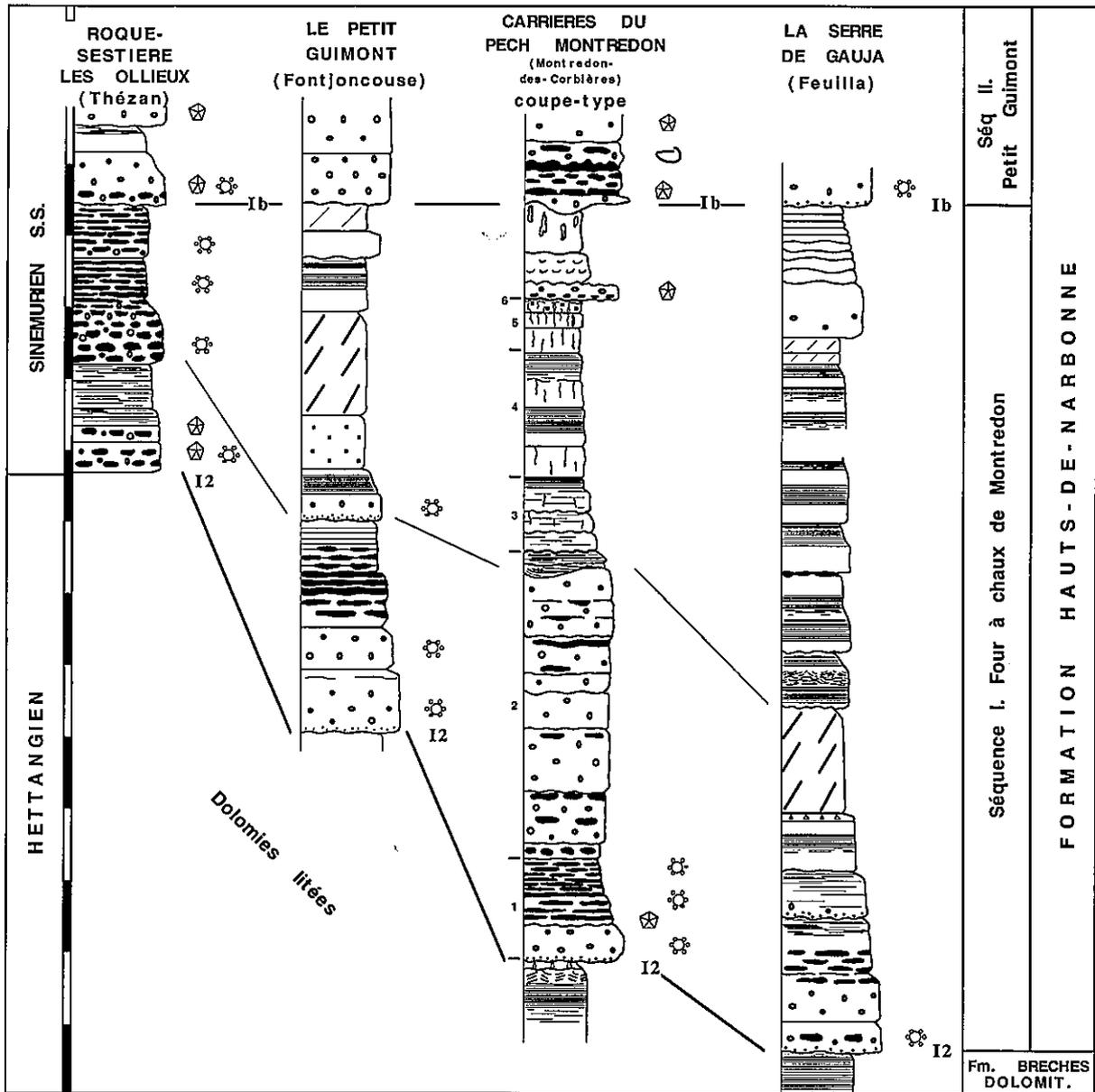


Fig. 31 : Évolution latérale de la séquence I, Membre du Pech Montredon (Formation Hauts-de-Narbonne) dans les Corbières septentrionales et orientales. Légende commune à toutes les coupes, p. 26, fig. 12.

entrecroisées riches en lithoclastes et fragments de mollusques, de brachiopodes (zeilléries, spiriférines), gastéropodes, encrines et algues dasycladacées - oopeltsparites ou des oopeltmicrosparites.

- Dans les Massif de Boutenac (coupe des Ollieux), les Écailles de la Berre (coupe du Sereu) et la couverture du Massif de Mouthoumet (coupe de la Serre de la Maureille), la totalité de l'unité est envahie par les faciès oobioclastiques en épais bancs compacts. Les dasycladales *Uragiella liasica* et *Paleodasycladus barrabei* y sont particulièrement nombreuses avec *Acicularia elongata aquitanica* et des *Cayeuxia*.
- Dans les Corbières méridionales (coupes de la Serre de Gauja et du Roc de la Goutine), 2 à 3 séquences montrent un fort développement de leurs termes médiolittoraux. Les plus complètes débutent par un fin niveau oolithique ou graveleux, parfois à chailles. Les stromatolithes plans ou pseudocolumnaires se développent surtout dans les premières séquences, alors que les micrites bioturbées prédominent au sommet de l'unité, illustrant à nouveau la lente dérive transgressive des milieux de dépôt.
- Dans le Chaînon de Galamus, à l'Ouest du Grau de Maury, le remplacement encore plus poussé, dans les séquences élémentaires, des termes oolithiques par des niveaux micritiques à lamines stromatolithiques témoigne d'environnements dominants plus internes.

Séquence III. Membre des Calcaires oolithiques du Villa-de-Fargues :

Description de la coupe-type (fig. 30) :

Elle correspond à la dernière barre carbonatée de l'ensemble sinémurien, la plus massive et la plus indurée (15 m). Les bancs s'ordonnent en séquences élémentaires dont la granulométrie et l'énergie croissante du milieu illustrent la progradation des dépôts. L'unité est encadrée par deux discontinuités ferrugineuses très nettes (discontinuités Ic et I3).

Lorsqu'elle est complète, la séquence-type montre l'enchaînement des faciès infralittoraux suivants, de haut en bas :

- Lits irréguliers, plus ou moins chenalisés, d'oosparite grossière à stratifications obliques, lithoclastes et grains de quartz.
- Oosparite graveleuse massive, rarement à chailles. Ce faciès est parfois très riche en faune, en particulier en encrines, brachiopodes [(*Prionorhynchia belemnica* (QUENST.), *Spiriferina betacalcis* (QUENST.) et zeilléries)], polypiers hexacoralliaires et algues dasycladacées.
- Oobiomicrosparite à laminations planes ou entrecroisées.
- Banc de biomicrites ou de biomicrosparites.
- Fin lit de marnes beiges qui épouse les irrégularités du banc sous-jacent,

L'évolution latérale de la séquence III dans les Pyrénées languedociennes (fig. 30) :

- **Dans le Lobe de Fontjoncouse** (coupe du Petit Guimont) et les **Corbières méridionales** (coupes de la Serre de Gauja et du Roc de la Goutine), il s'agit d'une barre très massive de 8 à 10 m de calcaires oolithiques légèrement gréseux, à stratification peu visible, toujours très en relief dans le paysage. La discontinuité I3 est bien marquée, mais n'offre pas de traduction sédimentologique évidente à l'examen de détail (absence de hard-ground). Les premiers termes gréso-oolithiques de la Formation Montredon-des-Corbières sus-jacente sont habituellement dolomités et recristallisés.
- **Dans le massif de Boutenac** (coupe des Ollieux), les **Ecailles de la Berre** (le Séreu, au Sud de Ripaud) et sur la **couverture du Massif de Mouthoumet** (Serre de la Maureille, à Montgaillard, le Roc de Masse, à Massac), la coalescence des niveaux oolithiques appartenant aux séquences II et III concourt à l'important épaissement du Membre des "Calcaires oolithiques" qui atteint une quarantaine de mètres d'épaisseur.
- **Dans le Chañon de Galamus**, à l'Ouest du Grau de Maury, la composante oolithique et l'épaisseur des dépôts associés à la séquence III se réduisent corrélativement (4 m au Col de Souls, 1,5 m au Col de Saint-Louis).

C - DESCRIPTION RÉGIONALE

1 - PYRÉNÉES ARIÉGEOISES (DE LA CLUSE DE PÉREILLE A LA VALLÉE DU SALAT)

La coupe de référence du Pech de Foix (fig. 32 et 33) :

La coupe du Col de Porte Pa fera référence. La Formation Hauts-de-Narbonne n'y est représentée que par le faciès "Calcaires à microrhythmes" (20 à 25 m) (fig. 33) :

L'organisation séquentielle, toujours très nette, correspond à l'empilement de séquences régressives dont le type est déjà décrit dans les Pyrénées languedociennes. A la base de la Formation et dans sa partie moyenne, la séquence-type évolue du sable oolithique infralittoral à une brèche de dessiccation ou à un paléosol du domaine supralittoral. Elle y est caractérisée par le fort développement des stromatolithes dont tous les types d'organisation (plan, pseudo-columnaire, algal-chip) sont identifiés.

Dans la partie supérieure de la Formation, les séquences sont marquées, à leur base, par l'abondance des organismes [(encrines, petites huîtres, brachiopodes dont *Prionorhynchia belemnica* (QUENST.)], alors qu'à leur sommet la prédominance de biomicrites irrégulièrement laminées témoigne d'un hydrodynamisme modéré, dans le domaine médiolittoral.

Cette évolution globalement transgressive est la traduction de la remontée eustatique. La discontinuité I3 est toujours bien marquée par une surface ondulée.

L'évolution latérale (fig. 32) :

Dans le Pays de Sault (coupe du Col de Dent, au Nord de Bessède-de-Sault) et le Pays d'Olmes (coupe du Pog de Montségur) (non figurées), la Formation, identique, ne comporte qu'une assise de "Calcaires à Microrhythmes".

Au nord du Massif de l'Arize, à l'Ouest de Cadarcet, une barre de "Calcaires oolithiques" apparaît au sommet de la Formation. Son épaisseur, inférieure à 2 m jusqu'à Suzan, augmente progressivement vers l'Ouest (4 m à Faux, 5 m à Sales, au Sud de Clermont-sur-Arize). Elle augmente aussi vers le Sud (8 m à Gourbit, Ouest de Tarascon).

Dans le secteur de Saint-Girons (coupes de la Coumerague, de Sabart et de Cloutets), la Formation atteint 15 à 20 m d'épaisseur. Elle est surtout constituée de bancs compacts de biopelmicrosparites et de biomicrites, rarement oolithiques, témoignant d'une diminution de l'hydrodynamisme.

2 - PYRÉNÉES DU COMMINGES ET DE LA BIGORRE ORIENTALE (DU SALAT AU GAVE DE PAU)

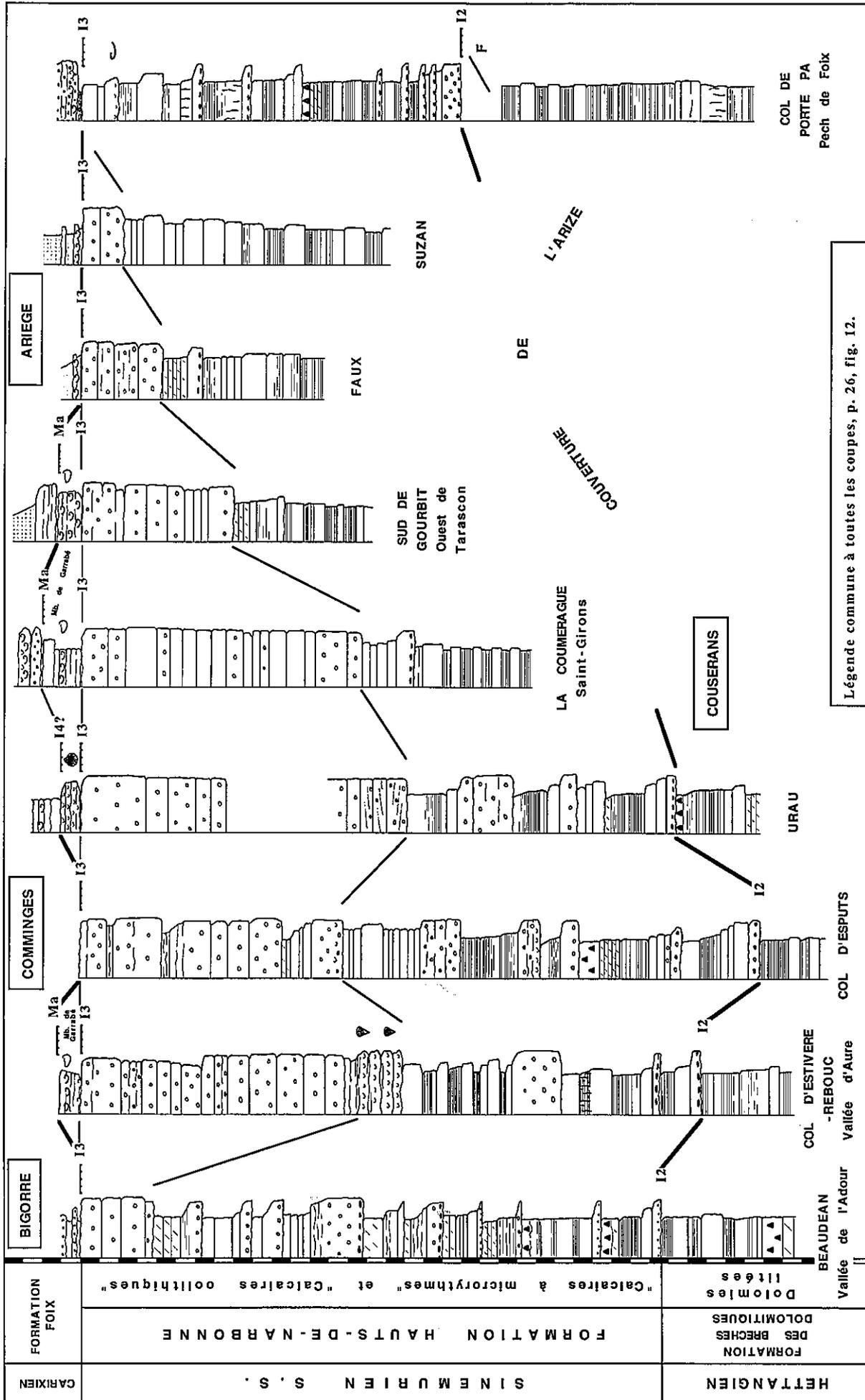
Les coupes de référence de la Vallée d'Aure (fig. 32 et 34) :

Elle est relevées sur les coupes du Col d'Estivère (fig. 37), de Cap de Tuoula (coupe de la voie ferrée) et de Rebouc (coupe le long de la R.D. 929). Les deux composantes de la Formation Hauts-de-Narbonne sont représentées :

Membre des Calcaires à microrhythmes (20-25 m) : L'organisation en séquences régressives y est particulièrement nette et marquée par l'intensité de l'activité stromatolithique (fig. 34) (J. REY *et al*, 1981).

A la base du Membre, les séquences évoluent surtout dans le domaine médiolittoral : microsparite bioturbée - micrite à voiles algaires - stromatolithes plans ou ondulés. Plus haut, elles se complètent, à leur base, d'un terme infralittoral plus ou moins épais, correspondant à un épandage de sables oolithiques et de lithoclastes arrachés à leur substratum.

Membre des Calcaires oolithiques (16 m) : Plusieurs barres compactes de calcaires oolithiques, un peu gréseux, plus ou moins chenalisés, à encrines et niveaux lumachelliques dans lesquels s'imbriquent des fragments de lamellibranches, de brachiopodes et de polypiers solitaires.



Légende commune à toutes les coupes, p. 26, fig. 12.

Fig. 32 : La Formation Hauts-de-Narbonne dans les Pyrénées centrales : Évolution lithologique latérale de la Formation des Pyrénées ariégeoises (couverture de l'Arize) aux Pyrénées de la Bigorre (vallée de l'Adour).

L'évolution latérale (fig. 32) :

Dans le Comminges (coupes d'Urau et du Col d'Espuits) (fig. 32), les deux faciès de la Formation sont représentés dans des proportions à peu près identiques.

Dans le Baronnies (coupes de l'Oueil Lusent et du Val d'Asté) et la Bigorre (coupes du Val d'Enfer et de Beaudéan) (fig. 32), on observe une nouvelle diminution de l'épaisseur des "Calcaires oolithiques" (3 m à Beaudéan) qui passent latéralement à des faciès de type "Calcaires à microrhythmes" bien organisés en séquences dont les termes supérieurs, les plus régressifs, comportent des voiles algales.

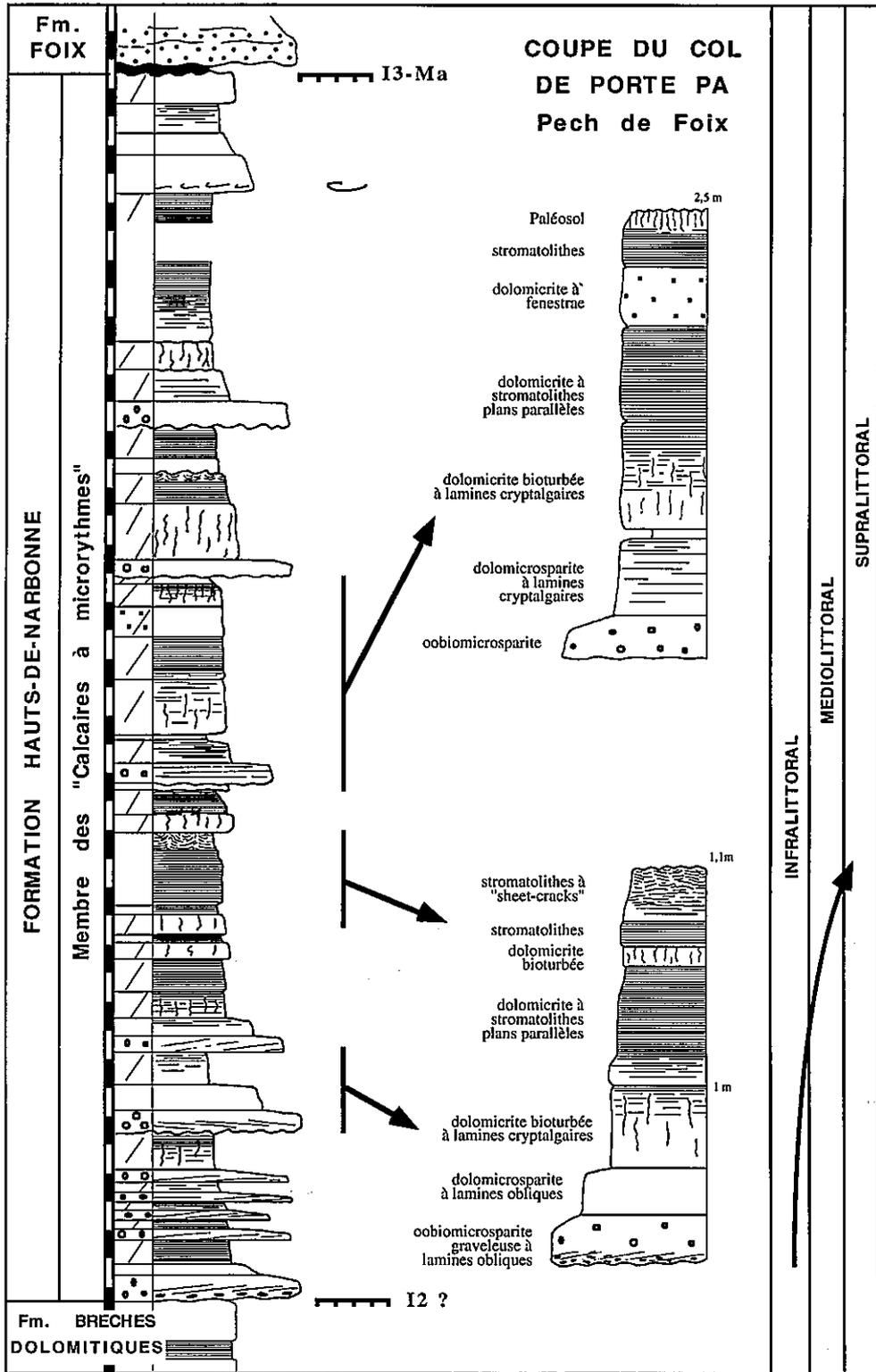


Fig. 33 : La Formation Hauts-de-Narbonne : Coupe du Col de Porte Pa, à l'Est de Foix (Pech de Foix). Légende commune à toutes les coupes, p. 26, fig. 12.

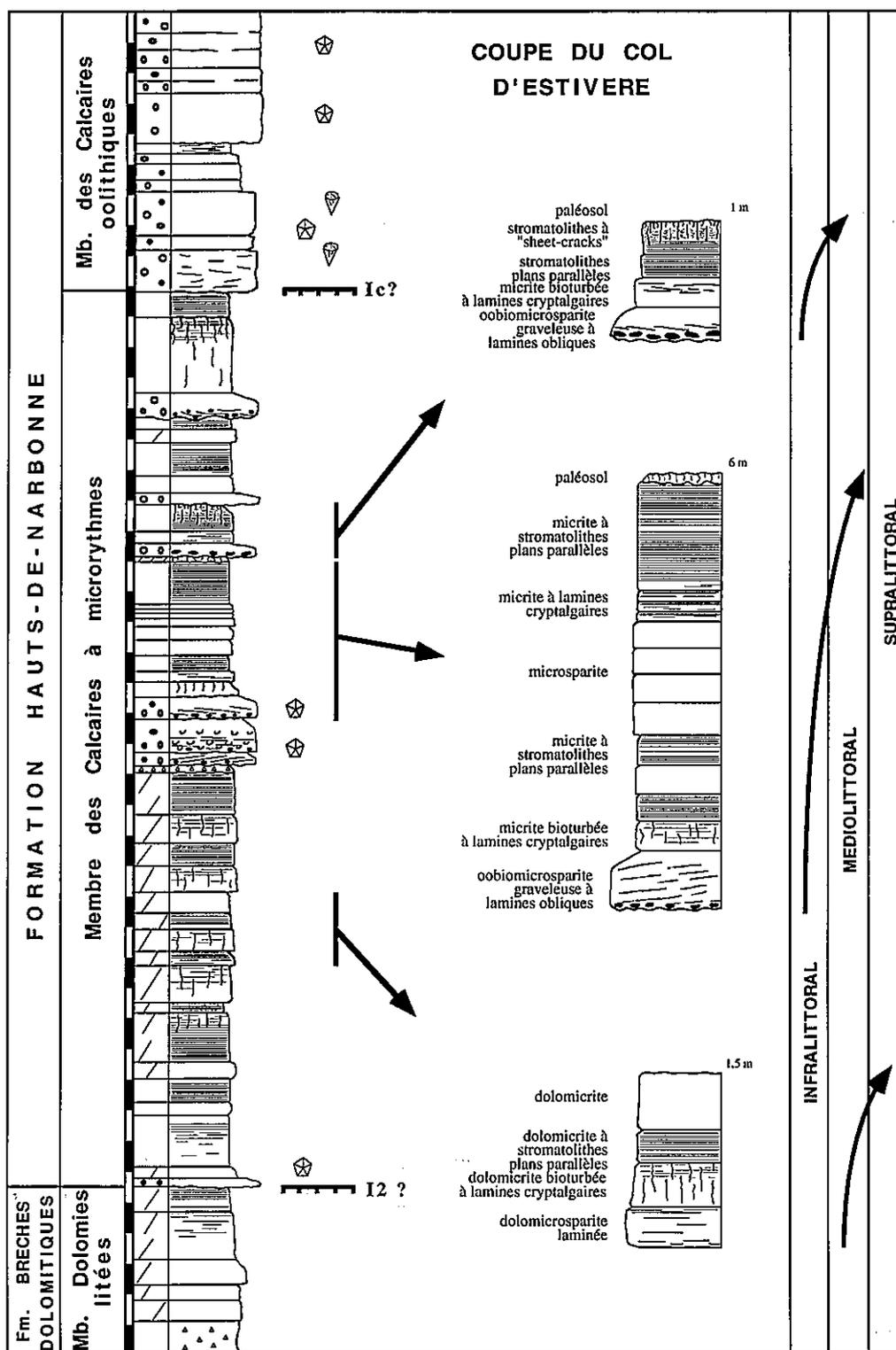


Fig. 34 : La Formation Hauts-de-Narbonne : Le Membre des "Calcaires à microrhythmes" au niveau de la coupe du Col d'Estivère, à l'Est de Rebouc (Vallée d'Aure). Légende commune à toutes les coupes, p. 26, fig. 12.

3 - PYRÉNÉES DE LA BIGORRE OCCIDENTALE ET DU BÉARN (DU GAVE DE PAU AU SAISON)

La coupe de référence du Mail Arrouy (fig. 35) :

L'ensemble de la série est bien exposé au Nord du Cap de la Sauidié. L'unité inférieure des Calcaires à microrhythmes est probablement représenté par une dizaine de séquences régressives : calcaires oolithiques ou oobioclastiques – calcaires ou dolomies laminées à stromatolites, impossibles à séparer du Membre sous-jacent des Dolomies litées. Le Membre des Calcaires oolithiques (26 m) est organisé comme suit, de bas en haut :

- 1 - Plusieurs bancs de calcaires oolithiques lumachelliques forment une première barre carbonatée massive (7 m). Le dernier banc est une micrite à polypiers silicifiés et moules de gastéropodes. Ce faciès pourrait résulter du démantèlement d'un récif de voisinage.
- 2 - Alternances rythmiques de bancs de calcaires laminés légèrement bioclastiques et de calcaires micritiques (6 m).
- 3 - Calcaires à encrines formant une seconde barre très compacte (11 m) au sein de laquelle alternent, en séquences grano-croissantes, des pelmicrosparites et des oobiosparites à laminations planes ou obliques.

L'évolution latérale (fig. 35) :

De la Bigorre occidentale au Béarn, l'épaisseur totale de la Formation varie peu (35 m au Pic Merdanson, dans l'Aire anticlinale du Baset, 30 m dans l'Ourdinse et à Sarrance). On assiste, cependant, à la substitution progressive des faciès de barre oolithiques à des faciès de type "Calcaires à microrhythmes" dans lesquels se développent à nouveau largement les stromatolithes. Ainsi, le Membre des Calcaires oolithiques passe de 4,5 m dans le massif du Pibeste (Sud de Lourdes) à 26 m dans les massifs du Mail Arrouy et de l'Ourdinse (Vallée d'Aspe).

Dans l'Aire anticlinale du Baset (Pic Merdanson), l'ensemble carbonaté supérieur de la Formation apparaît secondairement dolomitisé.

4 - PYRÉNÉES BASQUES (DE LA VALLÉE DU SAISON A L'OcéAN)

La coupe de référence du versant méridional des Arbailles (fig. 35) :

La Formation des Calcaires oolithiques et graveleux d'Etchecortia a été définie au voisinage du Col de Categorena par HENRY (1959) et J. BOURROULLEC et R. DELOFFRE (1969). Une coupe plus accessible et mieux exposée peut être relevée sur la rive droite du Saison, en aval de Licq-Athérey (fig. 35). La coupe du Bois de Mayrule (fig. 35) permet des observations identiques. Comme au Mail Arrouy, les "Calcaires à microrhythmes" sont impossibles à séparer des couches à stromatolithes appartenant au Membre des Dolomies litées. La Formation Hauts-de-Narbonne est en totalité représentée par le faciès "Calcaires oolithiques" :

Barre de 25 à 30 m de calcaires oolithiques en bancs épais et compacts dans lesquels prédominent les oobiosparites graveleuses à lithoclastes et bioclastes de lamellibranches, d'algues dasycladacées et d'encrines. Ces sédiments de haute énergie persistante dans le domaine infralittoral s'agencent parfois en séquences grano-décroissantes complétées à leur sommet par des oomicrosparite ou des pelmicrosparite à niveaux d'ooïdes de cyanophycées, toujours déposées dans un milieu infralittoral. A la partie supérieure de la Formation, l'évolution grano-croissante de la plupart des séquences témoigne d'un début de progradation des corps sédimentaires.

Cette forte augmentation de la phase oolithique résulte, pour l'essentiel, d'un passage latéral des faciès et de la permanence, dans la région du Massif Basque, des environnements de plate-forme de haute énergie.

L'évolution latérale (fig. 35) :

Sur le versant nord des Arbailles, la Formation se complète à son sommet par des calcaires lités (micrite mudstone) en bancs onduleux dans lesquels apparaissent les premières faunes benthiques de mer ouverte (crinoïdes, *Entolium*) et, tout au sommet (Col de Categorena, niv. 99), de rares *Echioceras*, de petite taille évoquant, par le style de leur costulation, *Paltechioceras boehmi* (HUG), ammonites de la base de la zone à *Raricostatum*.

Dans le secteur du Massif Basque, le Membre des Calcaires oolithiques s'épaissit encore (une quarantaine de mètres à Cambo-les-Bains) (fig. 35) avec des faciès oolithiques de haute énergie dominants.

5 - PYRÉNÉES MÉRIDIONALES

La Formation Haut-de-Narbonne est partout bien représentée par ses deux faciès principaux, "Calcaires à microrhythmes", prédominant à sa base, et "Calcaires oolithiques" formant, au sommet, une barre plus ou moins puissante. L'ensemble est sensiblement équivalent à la Formation des Calcaires et dolomies de Cuevas Labradas définie dans les Chaînes ibériques par A. GOY *et al.* (1976). Le hard-ground de la discontinuité I3 est toujours bien marqué.

La coupe de référence des Sierras Marginales méridionales :

La coupe du Mont Sant Jordi, au Nord de Camarasa, nous a montré les meilleures conditions d'affleurements et la plus grande diversité de paléoenvironnements. On distingue (fig. 36) :

Membre des Calcaires à microrhythmes (25 m) : Sa base est marquée, sur la discontinuité I2, par une première barre bimétrique de calcaires oolithiques à lamines entrecroisées. Le retour rapide à des conditions de plaine tidale protégée détermine ensuite le développement des calcaires à laminations stromatolithiques. L'agencement en séquences métriques de comblement y est particulièrement net, de haut en bas :

- Algal-chip et brèche de dessiccation.
- Micrite massive, souvent épaisse, à stromatolithes réguliers, plans ou ondulés.
- Micrite ou dolomicrite mudstone bioturbée à voiles algaires.
- Pelmicrosparite à lamines irrégulières.

Plus haut, la dérive transgressive s'exprime par l'apparition, à la base des séquences, de fins chenaux ravinants d'oosparite à lithoclastes, alors que des calcaires à lamines irrégulières se substituent progressivement aux bancs de stromatolithes.

Membre des Calcaires oolithiques (9 m) : Barre en relief, reposant sur une discontinuité habituellement nette (discontinuité Ic ?). Elle est constituée par l'empilement d'une quinzaine de bancs de calcaires oolithiques et graveleux (oosparite ou oobiosparite) de haute énergie, à faune fragmentée, très diversifiée : débris de lamellibranches, oursins, polypiers, foraminifères, algues codiacées (*Cayeuxia liasica*) et dasycladacées (*Palaeodasycladus barrabei*, *Acicularia elongata aquitanica*). Les bancs s'agencent en séquences de comblement plus ou moins ravinantes à leur base, elles mêmes sont ravinées à leur sommet par la séquence suivante.

L'évolution latérale (fig. 36) :

Dans le Haut-Aragon, le Membre des Calcaires oolithiques est nettement développé. Les coupes du Casternui, à l'Est de Bonansa (fig. 36) et de la Coma, au Nord de Calvera, montrent 25 à 30 m de calcaires oobioclastiques disposés en deux barres très compactes séparées par une récurrence de calcaire laminé à quelques voiles algaires.

Dans le Montsec (coupes non figurées du Col de Peralba, à Santa Maria de Meià et de Àger) et dans la Zone de Pedraforca (coupes de Josa de Cadi et d'Els Porxos) (fig. 36), on observe une même prédominance des "Calcaires oolithiques". On peut ainsi évoquer l'existence, comme sur le versant nord des Pyrénées, d'une passage latéral des "Calcaires à microrhythmes", qui sont partout bien développés dans les Sierras Marginales méridionales, à des faciès de barres oolithiques de haute énergie qui envahissent la quasi totalité de la Formation dans les unités sud-pyrénéennes plus septentrionales.

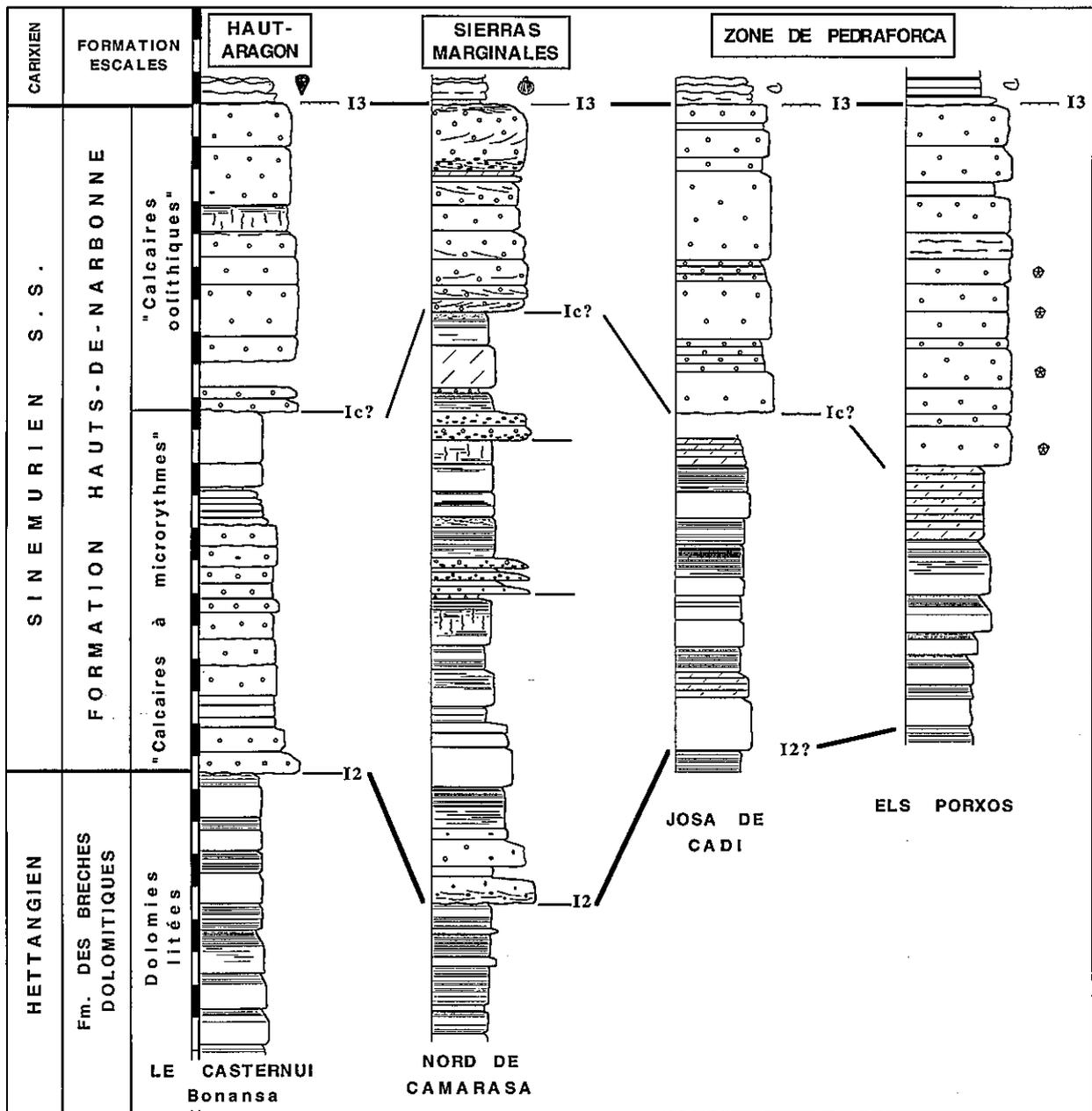


Fig. 36 : La Formation Hauts-de-Narbonne dans les Pyrénées méridionales : Évolution lithologique latérale de la Formation, du Haut-Aragon, aux Sierras Marginales méridionales et à la Zone de Pedraforca. Légende, fig. 12.

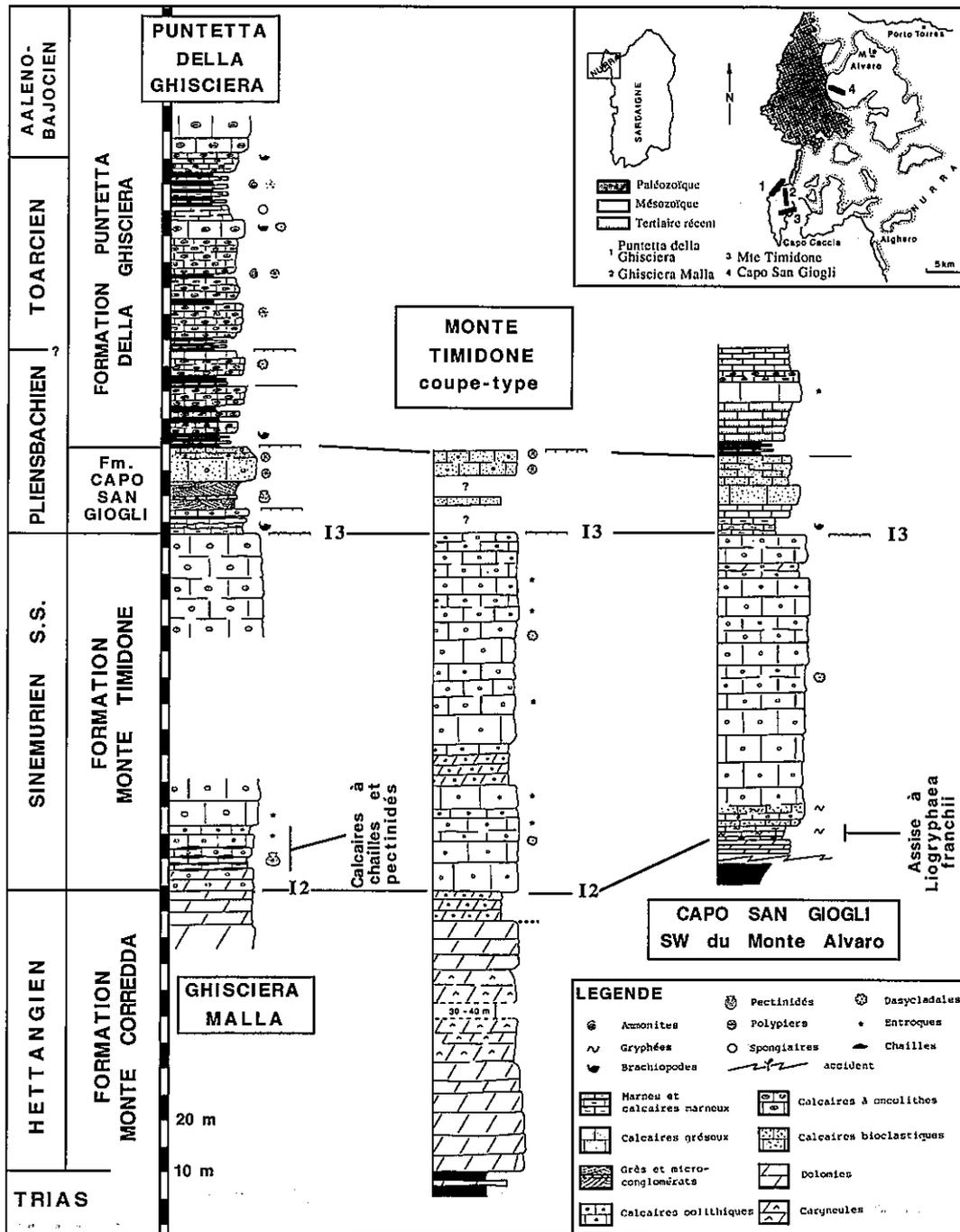


Fig. 37 : Le Lias inférieur de la Nurra (Sardaigne nord-occidentale). La Formation Monte Corredda (Hettangien) et la Formation Monte Timidone (Sinémurien). Schéma de localisation et colonnes stratigraphiques synthétiques des principales coupes (d'après Ph. FAURE et B. PEYBERNES, 1983, modifié).

D - COMPARAISONS

SARDAIGNE NORD-OCCIDENTALE (NURRA)

Le Sinémurien présente un faciès dominant de "Calcaires oolithique" (Ph. FAURE et B. PEYBERNES, 1983). La série de la presqu'île du Capo Caccia permet de définir :

La Formation du Monte Timidone (fig. 37) :

Coupe-type : Elle se situe à l'aplomb de la vigie, sur le versant oriental du Monte Timidone (Capo Caccia). La coupe de Capo San Giogli (Sud-Ouest du Monte Alvaro) permet de compléter les observations.

Définition : Complexe carbonaté épais de 80 à 90 m, constitué de calcaires blancs en bancs très compacts, parfois plurimétriques, compris entre les dolomies de la Formation du Monte Corredda et la discontinuité I3 qui le sépare des niveaux biodétritiques de la Formation Puntetta de la Ghisciera.

Le faciès dominant correspond à des sparites grainstones, graveleuses et oolithiques, à éléments oncolithisés, à

laminations obliques, parfois secondairement dolomitisés. Les organismes benthiques, abondants, relèvent d'un environnement de plate-forme externe ou de barre oolithique : polypiers, encrines, algues (*Palaeodasycladus*, *Thaumatoporella*, *Cayeuxia*) et petits foraminifères dont *Haurania amiji* HENSON, *Vidalina martana* FARINACCI, *Trocholina cf. turris* FRENTZEN, *Ophthalmidium* et lenticulines (déterminations B. PEYBERNES).

Le sommet de la Formation est marqué par la densité de la biophase : encrines silicifiées, échinides, gastéropodes et lamellibranches. L'abondance des madréporaires coloniaux, des polypiers et des spongiaires témoigne d'un environnement pararéefal.

Subdivisions (fig. 37) : Les termes de transition méritent seuls, à l'extrême base de la Formation, d'être distingués. Leur faciès paléogéographiquement différencié, traduit toujours des influences plus prononcées de la mer ouverte à la base du Sinémurien :

- **L'Assise à *Liogryphaea franchii*** : Couche métrique de calcaires argileux noduleux lumachelliques à gryphées brisées. Elle est surtout individualisée dans le secteur de la baie de Porto Conte et autour du Monte Alvaro où elle est seule représentée à la base de la Formation (coupes de San Giogli) (fig. 37).

- **Le Membre des calcaires à chailles et pectinidés** : Il n'existe que dans le secteur du Capo Caccia (coupe de la Ghisciera Malla) (fig. 37) où il correspond à 6 m de calcaires bioclastiques roux, un peu gréseux, à pectinidés. Cette assise montre parfois une dolomitisation très accusée issue de l'épigénisation du calcaire à oncolithes qui lui est sus-jacent.

Ce faciès traduit l'existence d'influences marines plus marquées dans la Nurra sud-occidentale (Ph. FAURE et B. PEYBERNES, 1983). Un même schéma paléogéographique existe également au Toarcien (C. MONLEAU, 1985).

Âge : L'abondante microfaune ne permet pas de préciser l'âge Sinémurien donné dès la base de la Formation par les *Liogryphaea franchii* PARONA (C. MONLEAU, 1983).

RÉGION BASCO-CANTABRIQUE

Le Sinémurien carbonaté, "Obere kalkserie" de H. DAHM (1969) ou Formation de Cuevas Labradas de J.-J. GOMEZ et A. GOY (1979) comporte, comme dans les Pyrénées, deux assises distinctes. A leur base, des "Calcaires à microrhythmes" régulièrement organisés en séquences stromatolithiques, au sommet, des "Calcaires oolithiques" compacts. Le sommet de la Formation coïncide approximativement avec la limite Sinémurien s.s. - Lotharingien. Le Lotharingien est identifié à la base des alternances marnes - calcaires argileux noirs (Groupe Ablanquejo de J.-J. GOMEZ et A. GOY, 1979) et bien daté par des ammonites appartenant aux zones à *Obtusum* (*Asteroceras*) (J.-C. BRAGA *et al.*, 1988), à *Oxynotum* (*Oxynoticeras* gr. *choffati*) (H. DAHM, 1965) et à *Raricostatum* (*Leptechioceras*, *Echioceras*, *Paltechioceras*) (H. DAHM, 1965 ; J.-C. BRAGA *et al.*, 1988).

En Navarre (Sierra de Aralar, Guipuzcoa, Vallée de Batzan), ces couches sont toutefois absentes (G. DUBAR, 1930 ; P. LAMARE, 1936), tout comme en Basse-Navarre française (Ph. FAURE, 1987), elles passent latéralement au faciès "Calcaires oolithiques" de la Formation Hauts-de-Narbonne.

BASSIN D'AQUITAINE

L'ensemble carbonaté du Sinémurien est attribué, en subsurface, à la Formation des Calcaires oolithiques et graveleux d'Etchecortia par J. BOURROULLEC et R. DELOFFRE (1969). Les "Dolomies rubanées" et les "Calcaires à microrhythmes" dominent à la base, alors que de puissantes barres de "Calcaires oolithiques" se placent à son sommet. Cette série rappelle à la fois celle du Comminges et celle du Quercy.

CHAÎNES CÔTIÈRES CATALANES

Le Sinémurien, toujours carbonaté, des Ports de Beseit et de Cardó, est rapporté à la Formation Cuevas Labradas (60 à 90 m) (H. CADILLAC *et al.*, 1981). La partie inférieure de la Formation est constituée de dolomies, calcaires et calcaires dolomitiques à rares bioclastes de lamellibranches, gastéropodes et fantômes d'oolites (25 m). Sa partie supérieure correspond à une épaisse barre compacte de calcaires micritiques, peu fossilifères (25 à 50 m). La discontinuité I3 est partout bien marquée par un hard-ground.

II - LE DÉBUT DE LA FRAGMENTATION DE LA PLATE-FORME DU SINÉMURIEN : LA FORMATION MONTREDON-DES-CORBIÈRES

La Formation Hauts-de-Narbonne est partout tronquée par une surface durcie qui témoigne d'un arrêt plus ou moins long de la sédimentation (discontinuité I3). Entre cette surface et les bancs argilo-calcaires qui matérialisent, au Pliensbachien, une reprise généralisée de la sédimentation, s'interpose une assise sédimentaire discontinue que l'on peut attribuer au Lotharingien supérieur.

Dans les Pyrénées languedociennes (Corbières), ces dépôts s'expriment par une vingtaine de mètres de calcaires gréseux que l'on regroupe dans la Formation Montredon-des-Corbières. Des dépôts équivalents, plus réduits, existent dans les Pyrénées occidentales (Banc à *Leptechioceras*, Calcaires à *Echioceratidés*). Le Lotharingien est totalement absent dans les Pyrénées centrales et méridionales.

A - DÉFINITION DE LA FORMATION MONTREDON-DES-CORBIÈRES

La Formation est uniquement présente dans les Pyrénées languedociennes (Nappe des Corbières et Zone Nord-pyrénéenne orientale). Elle disparaît à l'Ouest du méridien du Grau de Maury.

Le Lotharingien supérieur est longtemps resté méconnu dans les Pyrénées, en particulier dans les Corbières orientales où L. DONCIEUX (1903, p. 45), L. BARRABÉ (1923-24), G. DUBAR (1925) et J. HUGUET (1967) ont tous admis que le "Charmouthien" recouvrait directement les Calcaires oolithiques du Sinémurien.

G. DUBAR cite pourtant *Vermiceras* à l'Ouest de Montredon-des-Corbières et identifie, par ailleurs, la "zone à Armatum" dans les calcaires roux gréseux du secteur de Néviau, "un niveau supérieur de cette assise (lui a fourni) hors-place, un fragment de grand *Deroceras armatum* SOW." (*Eoderoceras armatum* figuré ci-après pl. 3, fig. 1a, b). Selon la conception de l'époque, il place cette ammonite à l'extrême base du Charmouthien. Son âge Lotharingien terminal est maintenant bien établi (J.-L. DOMMERGUES, 1993).

Dans sa thèse de spécialité, J.-P. DAGNAC (1965) méconnaît le Lotharingien supérieur du Pastouret dont il récolte cependant de nombreuses ammonites déterminées comme "*Aegoceras capricornus* (SCHLOTH.)" (détermination erronée de *Leptechioceras* sp.) (collections de l'Université Paul Sabatier, Toulouse).

De nouvelles récoltes d'ammonites nous permettent de rapporter la Formation Montredon-des-Corbières au Lotharingien supérieur (Ph. FAURE, 1981).

Âge : Nous reconnaissons aujourd'hui les sous-zones à *Raricostatum* (horizon à *Boehmi*), à *Macdonnelli* et à *Aplanatum*. Dans le Lobe de Bizanet, son sommet livre cependant *Apoderoceras* sp. (Nord du Plan du Bosc) et les premières *Gibbirhynchia curviceps* (QUENST.), fossiles relèvent du Carixien basal (zone à *Jamesoni*, sous-zone à *Taylori*, horizon probable à *Nodogigas*).

Limites : La Formation est comprise entre la **discontinuité I3** intra-lotharingienne qui clôture le Lias inférieur calcaire et la **discontinuité I4** située à l'extrême base du Carixien (intra-Taylori, dans le Lobe de Bizanet).

Définition : La Formation évolue, au sein d'une séquence de comblement, de Calcaires argileux de milieu de plate-forme distale, à des calcaires gréseux roux de plate-forme externe peu profonde. Deux Membres sont distingués :

Le Membre des Calcaires argileux du Rouc : Calcaires argileux stratocroissants intercalés, au sommet, de lits gréseux correspondant à des épandages biodétritiques de haute énergie. Cette assise, d'âge Lotharingien supérieur, sous-zone à *Raricostatum*, horizon à *Boehmi*, est limitée par une discontinuité Id post-sous-zone à *Raricostatum*.

Son extension géographique se limite au Lobe de Bizanet de la Nappe des Corbières (fig. 41). Elle est ponctuellement identifiée dans le Lobe de Fontjoncouse (coupe Est de la Roquette, à l'Ouest de Fontjoncouse) et dans les Ecailles de la Berre (coupe du Séreu). Elle disparaît plus au Sud.

Le Membre des Calcaires gréseux du Pastouret : Une dizaine de mètres de calcaires gréseux bioclastiques roux d'énergie croissante, plus ou moins oolithiques au sommet, résultant d'un épandage de sédiments bioclastiques assez grossiers sur une plate-forme marine infra-littorale de faible profondeur soumise à un fort hydrodynamisme. L'ensemble est attribué au Lotharingien supérieur, sous-zones à *Macdonnelli* et à *Aplanatum*.

Cette assise, correspond, dans **Lobe de Fontjoncouse (partie méridionale)** et les **Corbières méridionales**, à une barre compacte d'une dizaine de mètres de calcaires gréseux plus ou moins oolithiques qu'il est parfois difficile de séparer des Calcaires oolithiques de la Formation Haut-de-Narbonne sous-jacente.

B - DESCRIPTION RÉGIONALE

1 - LA SÉRIE -TYPE DU LOBE DE BIZANET

Les coupes-type du Lobe de Bizanet (fig. 38) :

La Carrière du Rouc (Sud-Est de Montredon-des-Corbières) (fig. 38) : Le Lotharingien et le Carixien inférieur sont bien exposés dans plusieurs carrières ouvertes dans la colline du Rouc. La série monoclinale, plongeant régulièrement de 15 à 20° vers l'Est, s'ennoie sous les molasses de l'Oligocène (les marnes toarciennes signalées sur la feuille de Narbonne 1/50.000 n'ont pu être retrouvées). Au-dessus de la discontinuité I3, la **Formation Montredon-des-Corbières** comporte :

● **Calcaires argileux du Rouc (série-type) (11 m) :**

- 5 m (niv. 10-12) : Calcaires argileux beiges clairs, très fins, disposés en bancs stratocroissants ondulés ou noduleux de 15 à 25 cm d'épaisseur, séparés par des joints argileux ou gréseux ferrugineux. La faune, peu abondante, se compose de *Modiols*, d'*Entolium*, de rares gryphées et des brachiopodes de petite taille dont *Lobothyris* sp. et *Zeilleria* (*Z.*) *vicinalis* (SCHLOTH.) (niv. 10). Au sommet de cette assise (niv. 11), *Paltechioceras boehmi* (HUG), se rapporte au Lotharingien supérieur, zone à *Raricostatum*, sous-zone et horizon à *Boehmi*.

Ce premier ensemble est couronné par une surface ferrugineuse ondulée parsemée de débris de pectinidés, dont les irrégularités ainsi que les multiples terriers qui la creusent sont colmatés par un sédiment gréseux ferrugineux grossier.

- 4 m (niv. 13-16) : Calcaires argileux beiges bioturbés disposés en bancs compacts de 40 à 50 cm d'épaisseur, à lamination interne plane parallèle. Les irrégularités de la surface des bancs sont colmatées par des passées gréseuses rousses plus ou moins érosives de 5 à 12 cm d'épaisseur. *Modiolus scalprum* SOW. est fréquent, avec *Lobothyris* sp. (niv. 15-16).

- 2 m (niv. 17-19) : Calcaires argileux noduleux fins, beiges, sans fossiles, surmontés par une discontinuité Id franche, ondulée et discrètement érosive.

● Calcaires gréseux du Pastouret (8,5 m) : Deux assises distinctes sont séparées par une discontinuité mineure.

- 4 m (niv. 20-23) : Grés calcaireux roux en bancs assez compacts délimités par des surfaces ondulées ferrugineuses. Ils s'organisent en séquences élémentaires d'énergie croissante à termes inférieurs de biomicrite calcaire bioturbée, perforée de nombreux terriers à remplissage biodétritique, et termes supérieurs gréseux à lamines obliques.

Cette assise est couronnée par plusieurs bancs de calcaires gréseux à stratifications entrecroisées, plus ou moins érosifs à leur base. Une discontinuité sédimentaire mineure la surmonte.

- 4,5 m (niv. 24-26) : Calcaires gréseux roux en gros-bancs massifs organisés en séquences binaires d'énergie décroissante, avec de bas en haut : calcaires gréseux en bancs séparés par des joints gréseux - Calcaires argileux roux en bancs ondulés séparés par des joints argilo-gréseux.

La faune y est alors plus abondante ; *Entolium*, bélemnites, quelques *Lobothyris* sp. et, au sommet du Membre, les premières *Gibbirhynchia curviceps* (QUENST.) (niv. 26). La discontinuité sédimentaire I4 est peu marquée.

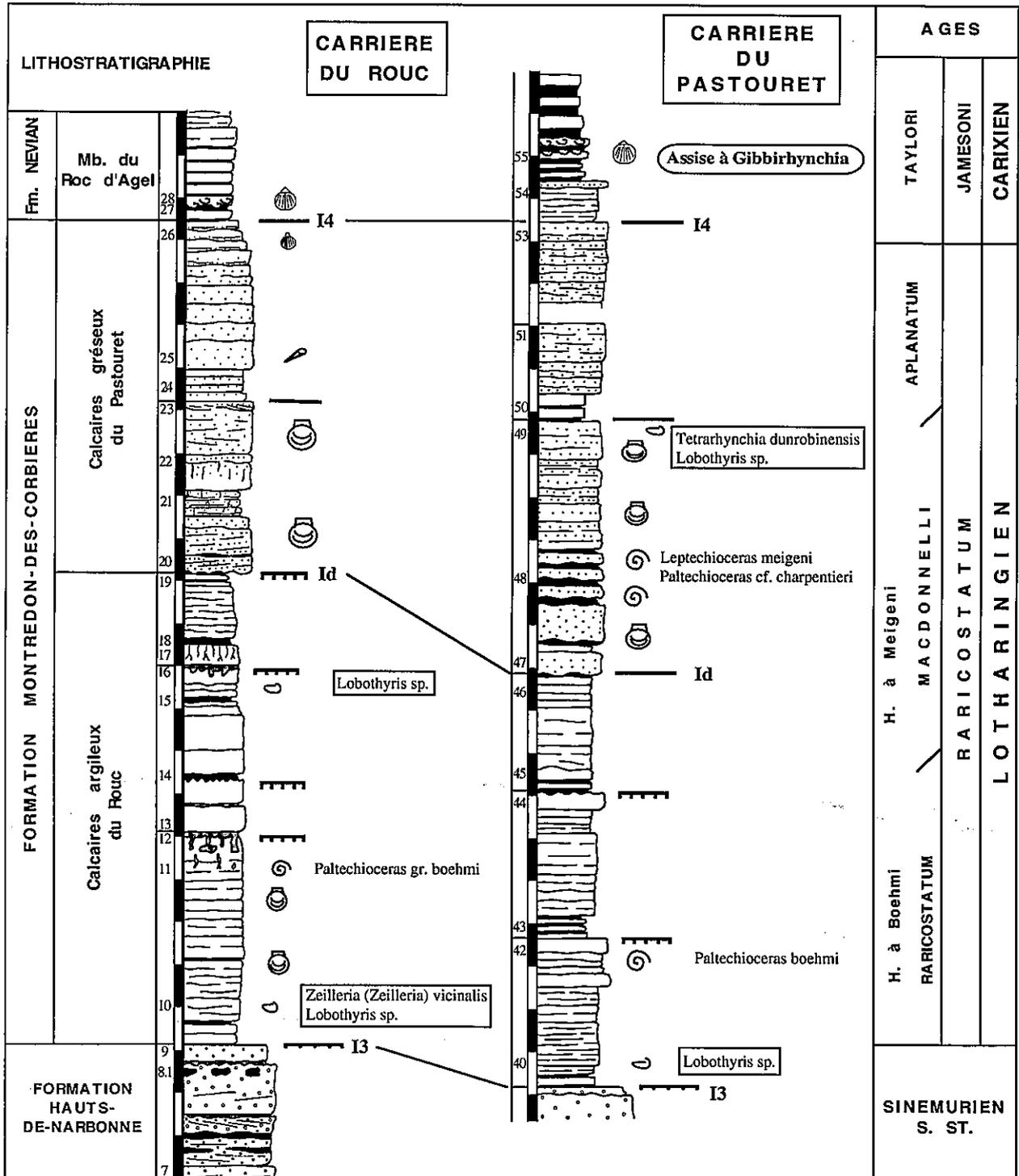


Fig. 38 : La Formation Montredon-des-Corbières. Coupes-type de la carrière du Rouc, à Montredon-des-Corbières et de la Carrière du Pastouret, à l'Ouest de Narbonne (Lobe de Bizanet). Légende, p. 26, fig. 12.

La Carrière du Pastouret (fig. 38) : Les couches sont particulièrement bien exposées dans une carrière abandonnée située au Sud du Pain de Sucre du Pastouret (point 115). Elles font suite, en série normale (pendage de 30° vers le Nord-Ouest), aux "Calcaires oolithiques" du Sinémurien qui constituent la crête du Villa-de-Fargues.

La discontinuité I3 est une surface plane, soulignée par un horizon biodétritique ferrugineux à encrines surmonté par un lit centimétrique de marnes jaunâtres. Au dessus, la **Formation Montredon-des-Corbières** comporte :

● **Calcaires argileux du Rouc (9,5 m) :**

- 3,5 m (niv. 40-42) : Calcaires argileux beiges, fins, en bancs ondulés de 15 à 20 cm séparés par des joints centimétriques de marnes beiges ou noires feuilletées à débris ligniteux. Cette assise globalement stratocroissante, est surmontée par un banc de calcaires biodétritiques graveleux qui témoigne d'une augmentation passagère de l'énergie du milieu de sédimentation. Les faunes sont représentées par des *Lobothyris sp.* oblongues de petite taille (niv. 40). Un *Paltechioceras boehmi* (HUG) provient de la partie supérieure (zone à *Raricostatum*, sous-zone à *Boehmi*).
- 3,5 m (niv. 43-44) : Séquence stratocroissante, d'énergie également croissante, comportant, de bas en haut, des calcaires argileux fins riches en *Modiolus scalprum* SOW., en bancs séparés par de fins niveaux de marnes grises, puis des Calcaires argileux intercalés de lits gréseux et bioclastiques ferrugineux assez grossiers à bioclastes d'entrouques et de bivalves. Les surfaces de bancs, ondulées et ferrugineuses, témoignent de ralentissements successifs ou d'arrêts de la sédimentation.
- 2 m (niv. 45-46) : Calcaires argileux en bancs réguliers, très ondulés, de 15 à 20 cm d'épaisseur séparés par des joints détritiques gréseux. Le dernier banc est raviné par les calcaires gréseux de l'unité sus-jacente (discontinuité Id).

● **Calcaires gréseux du Pastouret (série-type) (10,5 m) :**

- 6 m (niv. 47-49) : Calcaires gréseux roux en bancs ondulés, formant une barre assez massive au sein de laquelle se dessine une organisation en séquences élémentaires d'énergie croissante. Le faciès prédominant correspond à un calcaire bioclastique à entrouques et débris de lamellibranches soulignant une lamination interne oblique. Les bancs sont habituellement séparés par un joint argilo-calcaire tendre. Leur face inférieure est ondulée, souvent ravinante, et il existe quelques chenalisations à remplissage biodétritique. Leur surface supérieure est plane et correspond à un arrêt de sédimentation.

Cette organisation s'efface progressivement au profit d'une superposition assez homogène de bancs ondulés de calcaires gréseux assez grossiers à chailles.

Les ammonites sont assez abondantes à la base de l'assise (niv. 48) : *Leptechioceras meigeni* (HUG) et *Paltechioceras cf. charpentieri* (SHAFH.) (sous-zone à *Macdonnelli*). Les brachiopodes sont plus fréquents à son sommet (niv. 49) : *Lobothyris sp.* et *Tetrarhynchia dunrobinensis* (ROLLIER), avec d'assez nombreux bivalves, parmi lesquels : *Pseudopecten (P.) aequivalvis* (SOW.), *Chlamys (C.) textoria* (SCHLOTH.), *Entolium (E.) lunare* (ROEM.) et *Pseudolimea pectinoides* (SOW.).

- 2,25 m (niv. 50-51) : Calcaires gréseux roux en bancs ondulés de 15 à 20 cm d'épaisseur, à surfaces assez grossièrement détritiques. Ils sont agencés en une séquence stratocroissante, d'énergie également croissante.
- 2,25 m (niv. 52-53) : Calcaires gréseux roux plus finement gréseux en bancs ondulés, devenant noduleux au sommet de la Formation.

La discontinuité sédimentaire I4 correspond à un changement brutal de la sédimentation, sans surface durcie évidente.

Autres coupes et localités remarquables du Lobe de Bizanet :

Au Roc d'Agel (Sud de Névia), le lit du ruisseau d'Estric permet une coupe identique de la Formation Montredon-des-Corbières, déjà décrite par A.-F. NOGUES (1862) et G. DUBAR (1924, 1925). Le **Membre du Rouc** (10 m environ) livre des bivalves fouisseurs (*Modiolus*) et des *Lobothyris* au contour ovale allongé, indéterminables spécifiquement. La discontinuité Id, déjà identifiée par G. DUBAR (1924, p.103) se traduit par la présence d'une ou de plusieurs surfaces perforées superposées. Le **Membre du Pastouret** (10 m environ) renferme des horizons lumachelliques lenticulaires à débris de lamellibranches silicifiés (*Gryphaea*, *Entolium*). Quelques chailles sont présentes au sommet. Le sommet de la Formation est marqué par la présence d'un niveau à *Gryphaea obliquata* (SOW.) et *Gibbirhynchia curviceps* (QUENST.) silicifiés. La discontinuité sédimentaire I4 est encore ici assez peu apparente.

A la Peyrière, l'examen des larges surfaces d'affleurement, nous a encore permis de récolter, au sommet de la Formation, d'abondantes *Gibbirhynchia curviceps* (QUENST.).

Au Nord du Plan du Bosc, un niveau assez élevé de cette assise nous a aussi fourni un *Eoderoceratidae* mal conservé pouvant correspondre à un *Apoderoceras sp.*, forme caractérisant le Carixien basal (zone à *Jamesoni*, sous-zone à *Taylori*).

A l'Est des ruines de Piquet, La Formation Montredon-des-Corbières affleure bien dans la tranchée du chemin de Saint-Antoine. Le **Membre du Rouc** correspond à 7 à 8 m de bancs de Calcaires argileux clairs non fossilifères, séparés par des joints centimétriques de marnes feuilletées ferrugineuses. Le **Membre du Pastouret**, affleurant largement sur le flanc nord de la colline cotée 76, montre une quinzaine de mètres de calcaires gréseux gris, assez compact. Comme à l'Est de Névia, *Gibbirhynchia curviceps* (QUENST.) est présent à son sommet.

A la Caguille (fig. 39) (Nord-Est de Bizanet), Les calcaires sinémuriens émergent, à la faveur de failles, de la dépression des marnes toarciennes de la Caguille. Le lambeau calcaire situé à l'Ouest immédiat de la route de Saint-Antoine est entaillé par plusieurs carrières. La Formation Montredon-des-Corbières y offre une épaisseur réduite (10 m). On distingue, avec un pendage de 50° vers le Sud-Ouest :

- **Calcaires argileux du Rouc (4 m)(niv. 1-2) :** Calcaires argileux beiges, stratocroissants agencés en trois parasequences limitées par des surfaces ondulées. Les termes inférieurs sont essentiellement argileux alors que les bancs admettent au sommet un nombre croissant d'intercalations de calcaires détritiques gréseux roux. La discontinuité Id est franche.

- **Calcaires gréseux du Pastouret (6 m)(niv. 3-5)** : Double barre de calcaires gréseux roux en bancs d'épaisseur irrégulière, séparés par des joints ondulés. Ils acquièrent un débit noduleux au sommet du Membre. Ils n'existent pas d'organisation séquentielle interne évidente. La discontinuité I4 est une surface d'arrêt de sédimentation ferrugineuse bien dégagée par une surface structurale, directement surmontée par un biostrome à *Gibbirhynchia curviceps* (QUENST.) (niv. 6).

2 - LOBE DE FONTJONCOUSE

A la Serre d'Albas (fig. 39) (Nord de la cote 346, au Nord-Est d'Albas), une carrière située au départ de la piste qui monte à l'ancienne décharge du canton de Durban, fournit une bonne coupe de la **Formation Montredon-des-Corbières**. La discontinuité I3 est une surface ferrugineuse plane, qui tronque les "Calcaires oolithiques" du Sinémurien. **Le Membre du Pastouret est seul représenté** :

- 2,5 m : Calcaires en bancs compacts organisés en deux séquences d'énergie croissante (biomicrite mudstone à la base et biomicrosparite packstone-grainstone à grains de quartz, au sommet) surmontées par des discontinuités peu marquées.
- 6,5 m : Empilement régulier de bancs ondulés, jointifs, de calcaires roux packstone à grainstone, riches en lithoclastes, grains de quartz anguleux hétérométriques, bioclastes d'échinodermes et de lamellibranches et sections de *Verneuillinoïdes mauritii* TERQ. et de *Glomospira sp.*
- 2,5 m : Calcaires assez grossiers, en petits bancs ondulés, à laminations obliques ou entrecroisées, correspondant à une oobiosparite grainstone sableuse à abondants lithoclastes. Quelques *Rhynchonellidae* au test silicifié sont présentes. Un lit de chailles y est présent.
- 4 à 5 m : Succession régulière de bancs de calcaire packstone ou grainstone à grains de quartz et bioclastes de lamellibranches et de foraminifères dont *Verneuillinoïdes mauritii* TERQ. et des *Nodosaridae*.

Une faille met en contact la Formation avec les Calcaires argileux beiges à *G. curviceps* (QUENST.) du Membre du Roc d'Agel (Carixien inférieur).

Au **Petit Guimont (fig. 39)**, 800 m au Sud-Est de Fontjoncouse, une carrière abandonnée située sur le revers oriental de la colline du Petit Guimont, nous montre, une coupe identique du **Membre du Pastouret** (environ 20 m). A sa base, la discontinuité I3, peu apparente, est surmontée par plusieurs bancs de calcaires gréseux dolomités. Le niveau-repère à *Gibbirhynchia curviceps* (QUENST.) qui marque, par convention, la base du Carixien, en jalonne le sommet.

A l'**Est de la Roquette** (Ouest de Fontjoncouse), la Formation est plus réduite (6,5 m). Elle apparaît aussi plus complète puisque le Membre du Rouc y est ici représenté par 3,5 m de Calcaires argileux, sans fossile.

Le Formation n'est complète, avec ses deux Membres du Rouc et du Pastouret, que dans le secteur nord-occidental du Lobe de Fontjoncouse (Ouest de Fontjoncouse). Partout ailleurs, elle est essentiellement représentée par des calcaires gréseux attribuables au seul Membre du Pastouret.

3 - ZONE DES ÉCAILLES DE LA BERRE

Au **Séreu (fig. 30 et 39)** (Sud de Ripaud), le Sinémurien est bien exposé sur le flanc normal d'un synclinal couché (colline cotée 110), en aval d'une carrière exploitée le long de la R.D. 611. Les deux Membres de la Formation Montredon-des-Corbières sont ici présents (fig. 39) :

- **Membre du Rouc (4 à 5 m environ)** : Calcaires argileux micritiques, clairs, peu affleurants, en bancs décimétriques réguliers. Cette série n'a pas fourni de fossile. La discontinuité Id est franche et ondulée.
- **Membre du Pastouret (12 m environ)**, divisés en deux assises distinctes séparées par une discontinuité mineure :
 - 6 à 7 m, environ : Calcaires gréseux gris à patine rousse, à grains de quartz laiteux et stratifications obliques, évoluant vers une succession plus régulière de bancs onduleux décimétriques de calcaires gréseux.
 - 5,5 m : Calcaires biodétritiques gréseux assez massifs organisés en une séquence stratocroissante dont l'énergie globalement croissante, permet le passage de biomicrites wackestone-packstone litées à des biosparites grainstones massives, sableuses, riches en dragées de quartz laiteux dont la taille peut dépasser 0,5 cm de diamètre. Il existe quelques test de gryphées silicifiées, de rares bélemnites et des sections de brachiopodes (rhynchonellidés, spiriféridés) (niv. 8).

La discontinuité I4 est soulignée par un fin niveau ferrugineux.

La Carrière des Courtalous (fig. 30) (Nord de Gléon), ouverte sur le flanc oriental de l'Anticlinal de Gléon, montre un Sinémurien subhorizontal, paradoxalement peu faillée, compte-tenu de la complexité du contexte tectonique (A. CHARRIERE, 1979). La discontinuité I3 est plane et bien marquée. La Formation Montredon-des-Corbières, ici réduite à 3 m d'épaisseur, est constituée de calcaires gréseux gris, sans fossiles (biomicrosparites et sparites sableuses à laminations obliques et entrecroisées) appartenant au seul **Membre du Pastouret**. Ils se disposent en bancs séparés par des joints ondulés peu marqués, parfois ferrugineux et correspondant à des arrêts transitoires de la sédimentation. A son sommet, la discontinuité I4 est une surface plane.

Au Sud de Ripaud, la Formation Montredon-des-Corbières est représentée par ses deux Membres, comme dans la partie nord-occidentale du Lobe de Fontjoncouse.

Dans le secteur de Gléon, elle est très peu épaisse (3 m) et n'est plus représentée que par le Membre du Pastouret.

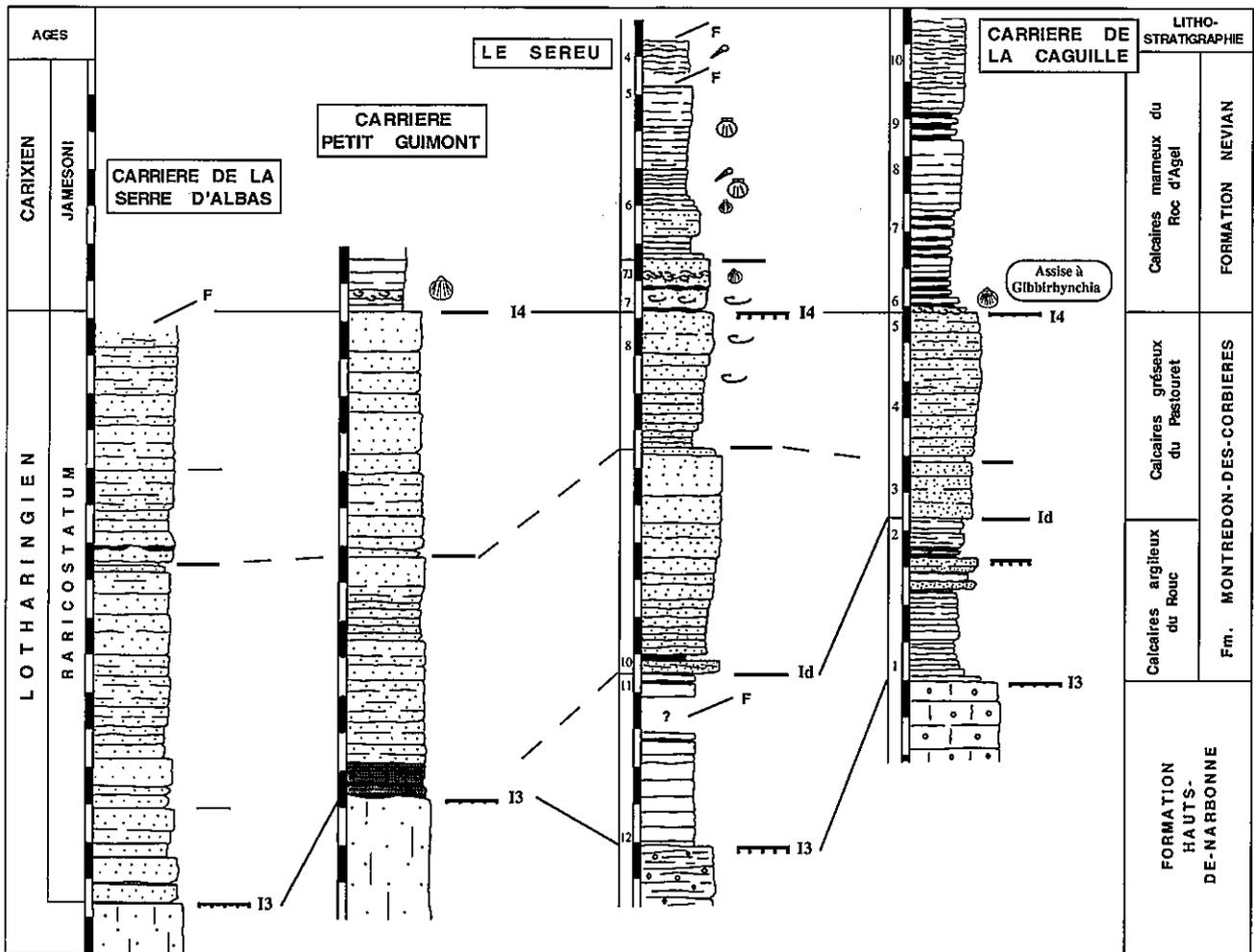


Fig. 39 : La Formation Montredon-des-Corbières. Coupes de la Serre d'Albas (Nord-Est d'Albas), du Petit Guimont (Sud-Est de Fontjoncouse), du Séreu, au Sud de Ripaud et de la Caguille, au Nord-Est de Bizanet.

4 - UNITÉS INTERNES DE LA NAPPE DES CORBIÈRES

A l'Est de Fraisse-des-Corbières, la Formation Montredon-des-Corbières affleure bien sur le flanc oriental de la Serre, au lieu-dit Les Miraciels. 4 à 5 m de calcaires clairs à grains de quartz détritiques en bancs assez massifs de 50-70 cm d'épaisseur se rapportant au seul Membre du Pastouret. A leur base, comme dans le Lobe de Fontjoncouse, ils subissent une dolomitisation secondaire sur 2 m d'épaisseur.

Au Nord de Feuilla (fig. 30), la Formation est plus développée (15 m environ). A la Serre de Gauja (Ouest du point 221), elle est encore uniformément constituée de calcaires gréseux gris en bancs compacts de 20 à 35 cm d'épaisseur. Les discontinuités I3 et I4 qui encadrent la Formation apparaissent ici seulement marquées par un changement rapide du régime sédimentaire.

A Treilles et au Pech de l'Abelanet (Nord-Est de Fitou), la Formation montre le même faciès dominant de calcaires gréseux clairs du Membre du Pastouret.

Au Sud-Ouest de Leucate (Sud de Courbatières et Devès), elle correspond à 2,5 m de calcaires gréseux blancs.

A Tautavel, 1 km au Sud du village, le long de la route de Cases-de-Pène (fig. 70), la Formation Montredon-des-Corbières (5 m d'épaisseur) forme, avec les "Calcaires oolithiques" du Sinémurien, un ensemble compact de calcaires gréseux blancs au sein duquel la discontinuité I3 est peu visible. La discontinuité I4 est une surface plane bien marquée.

A l'Est de Calce (coupe de la Coume d'en Flasse), la Formation correspond encore à 3 à 4 m de calcaires gréseux (fig. 70). La discontinuité I4 est mobilisée par la tectonique tangentielle.

Dans les Zones externes et internes de la Nappe des Corbières, la Formation Montredon-des-Corbières est représentée par le seul Membre des Calcaires gréseux du Pastouret.

5 - ZONE NORD-PYRÉNÉENNE (CHAÎNON DE GALAMUS)

A Padern (fig. 30), le sentier des bergeries de Témèzou contourne à l'Est le Roc de la Goutine dans une profonde tranchée qui entaille les calcaires du Lias inférieur et la partie inférieure du Lias moyen. Au-dessus de la barre des

"Calcaires oolithiques" compacts du Sinémurien, sans discontinuité très marquée entre les deux Formations, la Formation Montredon-des-Corbières correspond à une dizaine de mètres de calcaires gréseux gris à patine rousse, sans fossile, en bancs ondulés de 20 à 30 cm, appartenant au seul Membre du Pastouret. A leur sommet, une rupture sédimentaire peu marquée matérialise vraisemblablement la discontinuité I4, post-lotharingienne.

Dans le vallon d'Escrabiès (Le Crabiés), une coupe identique (non figurée) peut être relevée le long de la piste de la métairie. 6 à 7 m de calcaires gréseux gris à patine rousse en bancs ondulés sont intercalés de lits argilo-gréseux à rares encrines et débris de brachiopodes silicifiés.

A Cucugnan (coupes du versant nord de la Roque del Castel et du Grau de Maury) (fig. 80), la discontinuité I3 est matérialisée par une surface condensée, ondulée, parsemée de fragments de bivalves, de gastéropodes et de rares bélemnites, sur laquelle repose un niveau de remaniement très bioclastique à galets mous et débris de gastéropodes. Ce lit est surmonté par 3 m de calcaires biodétritiques bioturbés, d'énergie croissante, en bancs ondulés, que l'on peut rapporter à la Formation Montredon-des-Corbières. La discontinuité I4 est peu marquée.

A l'Ouest du Grau de Maury, aucune des coupes relevées (Col de Souls, Gorges de Galamus, Pla de Lagal, Parahous-Grand)(non figurées) ne nous a permis d'identifier de témoins de la Formation Montredon-des-Corbières. Au Col de Saint-Louis et au Pont de la Fau (Sud de St-Paul-de-Fenouillet), la Formation est absente (fig. 81).

Dans la Zone Nord-pyrénéenne, la Formation Montredon-des-Corbières est encore représentée par le seul Membre du Pastouret. Cette assise se réduit fortement à l'Ouest du Grau de Maury (Cucugnan), puis disparaît à l'Ouest des Gorges de Galamus.

6 - ZONE SOUS-PYRÉNÉENNE (COUVERTURE DU MASSIF DE MOUTHOMET)

A Durban-Corbières (massif de la Pinède), 2 m de calcaire argileux silteux, sans fossile, doivent représenter la Formation Montredon-des-Corbières (fig. 72).

Au Sud-Ouest de Tuchan, la Formation est également présente au niveau de l'écaille de la Caune d'Anders, sur les pentes méridionales du Sarrat Redon (fig. 73). Il s'agit d'une barre compacte de 2 m de calcaires gréseux à patine rousse, sans fossile, limitée au sommet par la discontinuité I4 (post-lotharingienne).

A Montgaillard (fig. 30), la Formation est à nouveau bien développée entre le Col de Boussac et le flanc de la Serre de La Maureille où elle est entaillée par le chemin forestier qui cours le long du Ruisseau de Tistoulet. Une dizaine de mètres de calcaires gréseux clairs, en bancs ondulés assez compacts, à sections de brachiopodes silicifiés appartenant au seul Membre du Pastouret, sont surmontés par la discontinuité I4, ici bien marquée par une rupture lithologique (fig. 75).

A Massac, le chemin forestier du Clots des Bacs, recoupe une série liasique hachée de failles, permettant des observations fragmentaires. Entre les "Calcaires oolithiques" massifs, homogènes ou finement laminés du Sinémurien et les calcaires argileux noduleux et marnes à quelques pholadomyes de la Formation Néviau, on peut relever sur 1,5 m d'épaisseur (fig. 75) :

- 1 m : Deux bancs de calcaires oolithiques bioclastique à stratifications ondulées, agencés en deux séquences d'énergie décroissante se décomposant en deux termes : 1 - Oobiosparite graveleuse à encrines et laminations obliques. 2 - Oosparite oolithique homogène.
- 0,4 m : Calcaires gris oopeltmicrosparites surmontés par un arrêt de sédimentation ondulé (discontinuité I4 ?).
- 0,15 m : Banc de calcaire gris, très grossier, à entroques, dont la surface supérieure correspond à une nouvelle discontinuité sédimentaire.

L'absence de couches correspondant à la Formation Montredon-des-Corbières apparaît ici remarquable, alors que la Formation existe au Col de Boussac, quelques kilomètres plus à l'Est. Il semble que la série carixienne soit également amputée de ses assises les plus inférieures correspondant au Membre du Roc d'Agel. L'hypothèse d'une suppression d'origine tectonique ne peut cependant être éliminée.

Sur la Zone Sous-pyrénéenne, nous retrouvons la même disposition que sur la Zone Nord-pyrénéenne. La Formation Montredon-des-Corbières qui était bien développée dans le secteur oriental (environs de Montgaillard), semble disparaître totalement à l'Ouest de Massac.

C - LES ÉQUIVALENTS LATÉRAUX DE LA FORMATION MONTREDON

Les dépôts d'âge Lotharingien supérieur sont rares et pelliculaires, en dehors des Pyrénées languedociennes. Dans les Pyrénées occidentales, nous leur attribuons quelques bancs de calcaires à ammonites que nous plaçons en équivalence de la Formation Montredon-des-Corbières.

Dans le Béarn occidental, le "Banc à Leptechioceras", identifié sur la seule coupe du Cap de la Saudié (massif du Mail Arrouy)(fig. 35) est une assise métrique de calcaires biomicrites à gastéropodes et sections de *Leptechioceras* gr. *meigeni*. de la sous-zone à Macdonnelli (zone à *Raricostatium*). Il s'interpose entre les "Calcaires oolithiques" et la "Dalle à *Montlivaultia*" du Lias moyen.

Dans le Pays Basque oriental, le Membre des Calcaires à Echioceratidés, seulement identifié dans les Arbailles nord-occidentales (coupe du Col de Catagorena) (fig. 35), correspond à 2 à 5 m de calcaires argileux beiges (biopelmicrite ou oobiopelmicrosparite), parfois un peu gréseux ou bioclastiques, riches en organismes benthiques (madréporaires, gastéropodes, *Entolium*, crinoïdes) (fig. 35). Cette assise livre de rares ammonites du Lotharingien supérieur (zone à *Raricostatum*, sous-zone à *Aplanatum*) (*Leptechioceras* sp., pl. 2, fig. 10 ; *Paltechioceras tardecrescens* (HAUER) in DUBAR, 1925 au N.E. d'Ahaxe, figuré pl. 2, fig. 11) .

Le Membre se réduit fortement en direction de l'Ouest (2 m au de Pic de Belchou et à Mendive, 1 m au Nord-Est d'Ahaxe). A Cambo-les-Bains (fig. 35) il n'est plus représenté que par 0,60 m de calcaires graveleux de très haute énergie riches en lithoclastes et galets mous de dimensions centimétriques. Il est absent partout ailleurs, en particulier sur le versant méridional des Arbailles (secteur de Tardets)(coupe de Licq-Athérey, fig. 35) et dans la Haute-vallée de la Bidaxoa.

Dans les Pyrénées centrales, le Lotharingien supérieur qui avait disparu à l'Ouest du Grau de Maury (Corbières méridionales), reste absent dans les Pyrénées ariégeoises, le Comminges et la Bigorre. Toutefois, au niveau de la Vallée d'Aure (coupe de Rebouc), un brachiopode du Lotharingien supérieur [*Prionorhynchia belemnica* (QUENST.)] est présent à la base des couches de transition du Sinémurien au Pliensbachien.

Dans les Pyrénées méridionales, aucun témoin de Lotharingien supérieur n'est identifié et la citation par P. BASSOULLET (1962) d'un *Echioceratidae* dans le Montsec (environs de l'Ametlla de Montsec), reprise par A. GARRIDO-MEGIAS (1973), n'a pu être confirmée ou vérifiée en collection.

En dehors des Pyrénées languedociennes, des témoins du Lotharingien supérieur équivalents de la Formation Montredon-des-Corbières sont seuls identifiés dans les Pyrénées occidentales où ils sont représentés par des dépôts pelliculaires à ammonites de la zone à Raricostatum (sous-zones à Macdonnelli et à Aplanatum).

III - SYNTHÈSE

Le Sinémurien pyrénéen est le témoin de la constitution, puis de la fragmentation d'une plate-forme carbonatée margino-littorale.

A - ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE

1 – Instauration d'un régime de sédimentation carbonaté :

La Formation Haut-de-Narbonne voit, globalement, la succession de deux types de faciès élevés, pour la commodité du découpage lithostratigraphique, au rang de Membres, les "Calcaires à microrhythmes" et les "Calcaires oolithiques".

- Le Membre des "Calcaires à microrhythmes" prolonge tout d'abord les conditions qui prévalaient avec le dépôt des "Dolomies litées" de l'Hettangien terminal. Les évaporites, ou tout phénomène de dissolution ou de bréchification, disparaissent en sommet de séquence, alors qu'apparaissent, en base de séquence, des termes infralittoraux oolithiques.

La sédimentation rythmique montre la répétition de séquences de comblement caractérisées par un développement persistant des tapis stromatolithiques. Leurs termes évoluent principalement dans le domaine médiolittoral, en trois phases principales (J. REY *et al.*, 1981 ; R. CUBAYNES, 1984) : Augmentation brutale de la tranche d'eau due à une saccade de subsidence ou à une inondation d'origine eustatique – progradation – colmatage. Une émergence transitoire peut précéder le démantèlement du sommet de la séquence par le dépôt de la séquence suivante.

- Le Membre des "Calcaires oolithiques" résulte de la généralisation des milieux, à la fois plus ouverts et plus profonds, de plate-forme infralittorale. La faiblesse de la subsidence et la forte agitation du milieu génèrent des épandages de sables oolithiques et bioclastiques, parfois érigés en barres ou en barrières.

Dans la partie inférieure et moyenne du Membre, les séquences élémentaires montrent une énergie décroissante pouvant aboutir, dans les zones les plus protégées, à la récurrence de faciès laminés avec tentatives de réinstallation des stromatolithes.

A sa partie supérieure, les séquences, d'énergie le plus souvent croissantes, prennent un type klüpfélien qui illustre la progradation des systèmes sédimentaires. Les organismes benthiques de mer ouverte, en particulier les brachiopodes, les crinoïdes et les pectinidés (*Entolium*) se font plus nombreux.

L'évolution sédimentologique de la Formation Hauts-de-Narbonne traduit une évolution transgressive, vraisemblablement due à une élévation constante, durant le Sinémurien, du niveau eustatique moyen.

2 – Diversification relative des faciès :

Un épisode quasi généralisé d'émergence clôtur le dépôt des barres oolithiques du Sinémurien (s.s.)(discontinuité I3) On ne peut exclure l'existence, à ce niveau, de lacunes de dépôt ou de phénomènes localisés d'érosion.

La Formation Montredon-des-Corbières et ses équivalents latéraux témoignent, à partir du Lotharingien supérieur, d'un changement radical du style de la sédimentation. On peut observer dans les Pyrénées languedociennes et occidentales :

- L'installation de conditions de plate-forme distale définitivement ouverte aux influences marines externes, comme en témoigne l'implantation des brachiopodes et l'apparition des premières ammonites ;
- L'apparition d'une sédimentation argilo-carbonatée ou terrigène, localement nourrie par l'abondance des matériaux détritiques arrachés aux aires restées émergées.

Ces phénomènes résultent d'une accélération rapide de la remontée eustatique et d'une structuration des paysages d'origine tectonique.

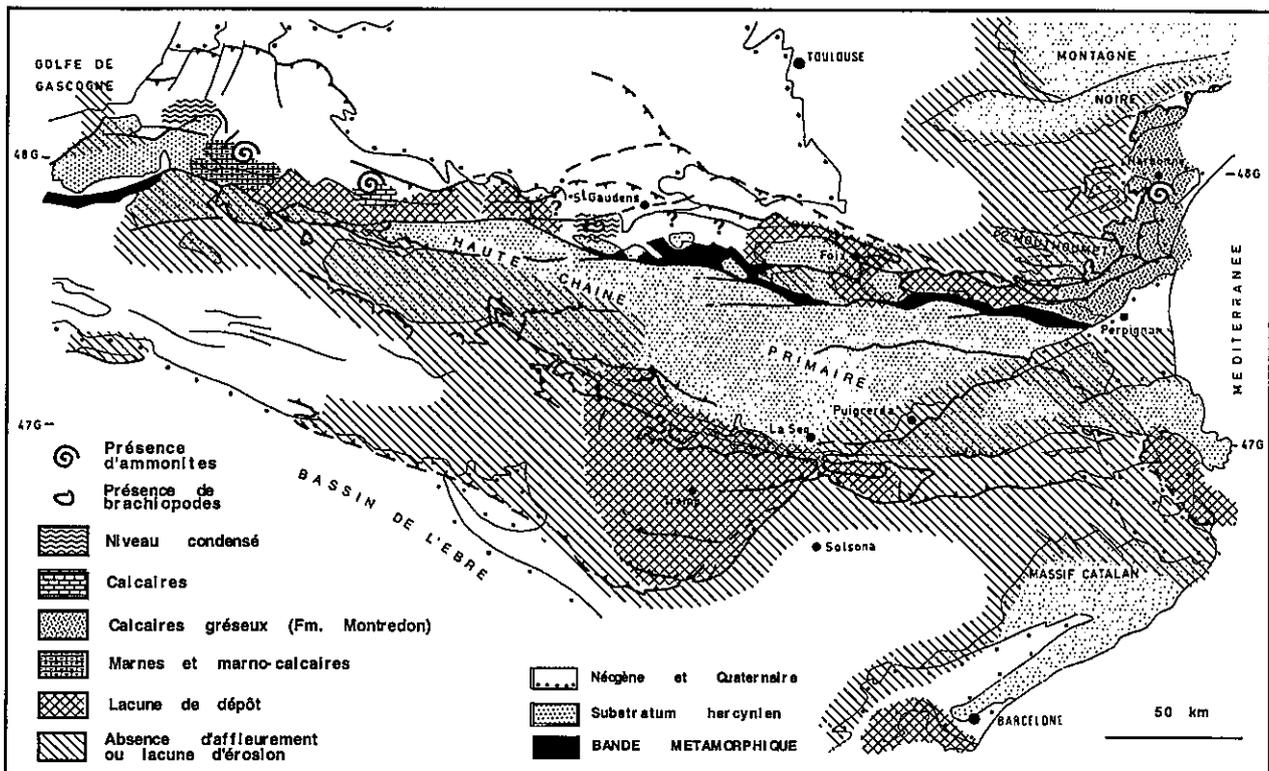


Fig. 40 : Paléogéographie du Lotharingien supérieur des Pyrénées. Répartition des dépôts de la Formation Montredon-des-Corbières et de ses équivalents dans les Pyrénées.

B - SYNTHÈSES PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET GÉODYNAMIQUE

La plate-forme carbonatée du Sinémurien traduit une nette homogénéisation des milieux de sédimentation et, à l'affleurement comme en subsurface, l'atténuation apparente des traits paléogéographiques qui marquaient l'Hettangien.

1 - La Formation Haut-de-Narbonne :

La Formation nous donne l'image d'une plate-forme carbonatée margino-littorale très uniforme, parcourue de chenaux oolithiques délimitant des lagunes à la limite de l'émergence, au niveau desquelles s'épanouissent les stromatolithes. Dans ce contexte, d'infimes dénivellations suffisent à induire d'importantes modifications des faciès principaux, alors que la physionomie globale de la plate-forme est peu variable et apparaît assez uniformément plate. On peut ainsi expliquer les passages latéraux entre le faciès "Calcaires à microrhymes" et le faciès "Calcaires oolithiques", le premier étant associé aux aires de haut-fond relatif, peu ou pas touchées par les saccades d'inondation, le second se développant largement sur les larges plates-formes qui les séparent et sur leurs marges. Les structures paléogéographiques identifiées se superposent sensiblement aux dispositifs qui prévalaient antérieurement (fig. 28, 29) :

Les hauts-fonds relatifs :

- Haut-fond occitan, exprimé, entre le méridien de Galamus et le Pech de Foix, par une aire de plate-forme margino-littorale non atteinte par les barres oolithiques du Sinémurien (voir fig. 32).
- Haut-fond de Bigorre qui voit, à l'Ouest de la vallée de la Neste, la disparition progressive des faciès de barre oolithique (voir fig. 32) et leur réapparition progressive dans les chaînons béarnais, à l'Ouest de l'Adour (voir fig. 35).

Les aires de plate-forme oolithique. Elles se situent principalement :

- Sur la marge occidentale du bassin languedocien, exprimées par la série allochtone des Corbières orientales et la couverture de l'actuel massif de Mouthoumet au niveau de laquelle les faciès de calcaires oolithiques sont prépondérants (voir fig. 30).

- A l'Ouest de la Chaîne (Pyrénées Basques), où l'on note l'épaississement progressif des faciès oolithiques depuis le Pibeste, jusque dans la zone du Massif basque (voir fig. 35) ;
- Dans la partie centrale de la chaîne, selon une "cuvette" symétrique qui s'étend, sur le versant nord des Pyrénées, de l'Ariège occidentale à la Bigorre orientale (voir fig. 32), et sur le versant sud, de la Zone de Pedraforca au Montsec et au Haut-Aragon.

La plate-forme du Sinémurien marque une nette homogénéisation de la paléogéographie. Les dispositifs paléogéographiques, bien que très émoussés, montrent la persistance de la structuration héritée de l'Hettangien et permettent de conclure à la permanence, durant le Sinémurien, d'une distension de direction Est-Ouest.

2 - La Formation Montredon-des-Corbières :

Le Lotharingien supérieur s'affirme comme la phase de transition, qui prélude à l'installation définitive de conditions de plate-forme externe distale. Cette période s'accompagne d'un remodelage plus ou moins profond de la paléogéographie (fig. 40 et 41), expression pour certains d'une véritable "crise lotharingienne" (J. GABILLY, 1976, p. 11).

La reprise de sédimentation s'effectue, à partir des régions restées en relation avec les grandes structures bassinales du Sud de l'Europe :

- A partir de la sous-zone à *Raricostatum* (horizon à *Boehmi*) dans les Corbières orientales (fig. 41A), à proximité de la terminaison languedocienne du Bassin du Sud-Est de la France.
- A partir de la sous-zone à *Macdonnelli* dans le Béarn et de la sous-zone à *Aplanatum* dans les Arbailles (Pays basque), en relation avec la terminaison orientale du Bassin basco-cantabrique (fig. 40).
- Au Lotharingien terminal (non daté pas ammonites) dans les Pyrénées centrales (Vallée d'Aure), en relation avec le Bassin d'Aquitaine. Dans cette région, le mêmes conditions de dépôt auraient perduré dans le Carixien inférieur (fig. 40).

Ailleurs, le Lotharingien supérieur est érodé ou ne s'est pas déposé et la sédimentation ne reprendra qu'avec la zone à *Jamesoni* (Carixien inférieur)(fig. 40). C'est le cas dans toutes les Pyrénées méridionales.

Cette discordance stratigraphique s'accompagne de la reprise de l'érosion sur les terres restées émergées et de l'enfoncement relatif d'aires de dépôt très limitées dans l'espace par rapport à leur marge. Ce phénomène témoigne d'une phase de réactivation de la structuration tectonique en extension. Elle ne sera totalement exprimée qu'avec le Carixien inférieur, avec la formation de blocs basculés à l'échelle de la Chaîne, en rapport avec un allongement distensif Est-Ouest (voir p. 360).

Ces résultats sont conformes à ceux obtenus en Aquitaine orientale (A. LEFAVRAIS-RAYMOND et G. LAFURIE, 1980 ; R. CUBAYNES *et al.*, 1984), dans les Grands-Causse (A. MICHARD *et al.*, 1979) ainsi que sur la bordure ardéchoise (S. ELMI, 1990).

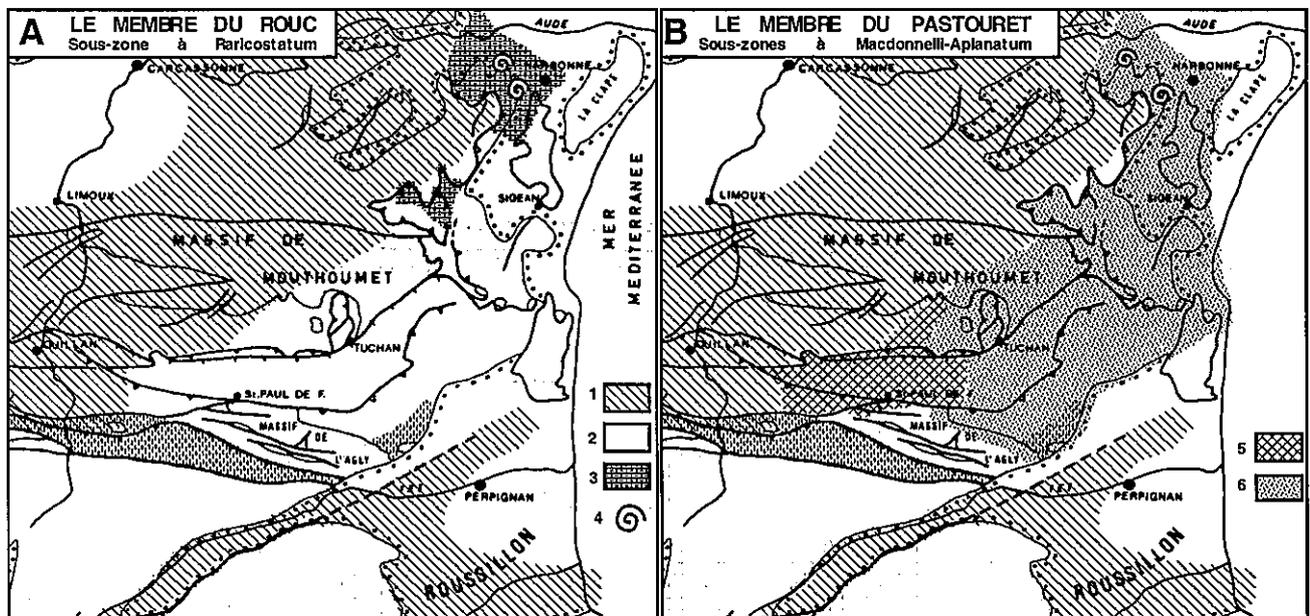


Fig. 41 : Paléogéographie de la Formation Montredon-des-Corbières dans les Corbières. Cartes de répartition et faciès des Membres du Rouc (A) et du Pastouret (B). Légende : 1 – Absence de dépôt par lacune d'érosion ; 2 – zones où le Membre du Rouc est absent sous le Membre du Pastouret ; 3 – faciès marne et calcaires argileux ; 4 – Présence d'ammonites ; 5 – lacune de dépôt du Membre du Pastouret (et de l'ensemble de la Formation Montredon) ; 6 – faciès de calcaire gréseux.

