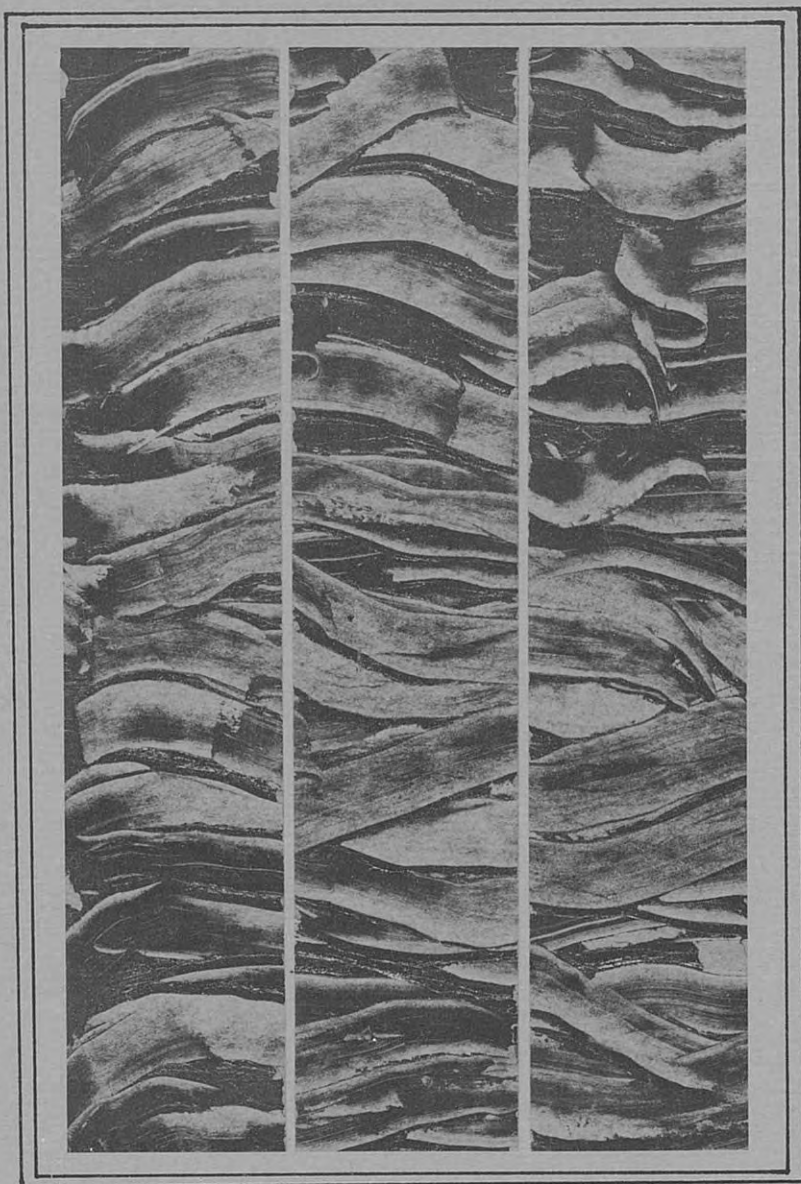


STRATA

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

série 1: Communications



Vol. 3 - 1987

S T R A T A

Série 1, Vol. 3

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

S O M M A I R E

B. PEYBERNES & P.J. COMBES - Le problème de la limite Jurassique-Crétacé dans les Pyrénées occidentales entre Lourdes et Saint-Jean-Pied-de-Port ; cadre stratigraphique et géodynamique des bauxites basco-béarnaises	p. 5
Ph. FAURE - Le Lias des Pyrénées basco-béarnaises françaises, approche biostratigraphique et sédimentologique	p. 27
G. FIXARI - Systèmes-experts et Sciences de la Terre. Principes et Applications	p. 49
E.-J. DEBROAS - Le Flysch à Fucoides d'Uchentein témoin d'un escarpement turonno-sénonien inférieur de la paléofaille nord-pyrénéenne, Pyrénées centrales, France	p. 77
J. MAGNE, Y. GOURINARD & M.J. WALLEZ - Comparaison des étages du Miocène inférieur définis par stratotypes ou par zones paléontologiques . .	p. 95
Résumés des Publications du Laboratoire (1985-1986)	p. 109
Communications Scientifiques à des Colloques, Réunions (1985-1986)	p. 123
Thèses soutenues au Laboratoire (1985-1986)	p. 125

**LE PROBLEME DE LA LIMITE JURASSIQUE-CRETACE
DANS LES PYRENEES OCCIDENTALES ENTRE LOURDES ET SAINT-
JEAN-PIED-DE-PORT ; CADRE STRATIGRAPHIQUE ET
GEODYNAMIQUE DES BAUXITES BASCO-BEARNAISES**

Bernard PEYBERNES* et Pierre -Jean COMBES**

RESUME

Dans les Pyrénées Occidentales, entre Lourdes et Saint-Jean-Pied-de-Port (feuilles à 1/50.000 de Lourdes, Oloron-Sainte-Marie, Laruns-Somport et Tardets-Sorholus), la limite Jurassique - Crétacé se marque partout par une lacune stratigraphique d'ampleur croissante vers le SW et ponctuellement soulignée par des dépôts d'altérites. Les termes les plus anciens de la série éocétacée anté-aptienne ne sont représentés qu'au Nord, avec les formations d'Estibette (Hauterivien ? à Barrémien basal), de Rébénacq (Barrémien inférieur) et les "Calcaires à Annélides" (Barrémien supérieur à Bédoulien basal) qui se biseautent mutuellement vers le Sud par on-lap côtier. Sur les gradins les plus externes de la marge nord-ibérique prédécoupée en baïonnette par des failles synsédimentaires N40-60 / N120-140, les altérites débutent dans le Kimméridgien (Sudou) et ne dépassent pas l'Aptien supérieur, période pendant laquelle le jeu des accidents est le plus spectaculaire (genèse des "Brèches d'Arhansus"). En conclusion sont comparées les altérites de la marge nord-ibérique (Béarn et Pays Basque) et celles de la marge européenne (Corbières, Ariège) sous leur double aspect chronologique et géodynamique.

Mots clés :

Jurassique - Crétacé basal - Altérites - Bauxites - Béarn - Pays Basque - Pyrénées.

ABSTRACT

In the Western part of Pyrenees, between Lourdes and Saint-Jean-Pied-de-Port (Lourdes, Oloron-Sainte-Marie, Laruns-Somport and Tardets-Sorholus 1/50.000 sheets), the Jurassic-Cretaceous boundary corresponds everywhere to a stratigraphic gap, growing to the South, and locally underlined by alteration deposits (bauxites and argillites). The oldest marine terms of the Early Cretaceous ante-aptian sequence are only present to the North of this region with the Estibette (Hauterivian ? to earliest Barremian), Rébénacq (early Barremian) and Serpulit limestone (late Barremian to earliest Bedoulian) formations, successively on-lapping to the South. On the most external steps of the North Iberian stable margin, delimited by a network of N40-60 / N120-140 synsedimentary faults, the deposition of bauxites begins in the Kimmeridgian (Sudou) and does not exceed late Aptian (Gargasian), period of genesis of the spectacular "Arhansus Breccia", induced by the motion of the previously cited synsedimentary faults. As conclusion, the various alteration deposits known on the North-Iberian margin (Bearn and Basque country) and the European margin (Ariège, Corbières) are compared from a double geodynamic and chronologic point of view.

Key words :

Jurassic - Earliest Cretaceous - Alteration deposits - Bauxites - Bearn - Basque Country - Pyrenees.

* *Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie - Université Paul-Sabatier, 39 allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cédex. (R.C.P. 663 et Groupement scientifique "Téthys").*

** *Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Géologie des Gîtes Minéraux, Place E. Bataillon, 34060 Montpellier, Cédex.*

1. - INTRODUCTION

Sur le territoire des feuilles à 1/50.000 de Lourdes, Oloron - Sainte-Marie, Laruns-Somport et Tardets-Sorholus, les affleurements du Jurassique et du Crétacé inférieur se répartissent d'une part dans la Zone Nord-Pyrénéenne (Rébénacq, Bielle-Lurbe, Montagne du Rey etc...) et, d'autre part, dans la Zone des Chaînonns Béarnais (Pibeste-Estibette, Ourdinse, Bergon, Sarrance, Layens, Sudou, Arhailles etc...) que séparent un système d'accidents crustaux jalonnés par des secteurs à métamorphisme atténué et des copeaux de socle paléozoïque, de lherzolite et de flysch ardoisier albien (J. Canérot, B. Peybernès & R. Ciszak, 1978). Au Crétacé inférieur, l'ensemble des deux zones correspond à la marge nord-ibérique (fig. 1) du domaine pyrénéen en cours de rifting, la marge européenne étant repoussée plus au Nord, sous l'actuel Bassin d'Aquitaine (B. Peybernès 1982 a et b ; B. Peybernès et P. Souquet, 1984 ; R. Curnelle et P. Dubois, 1986). Dans cette partie de la chaîne, la limite Jurassique-Crétacé se marque partout par une lacune de plus en plus importante vers le Sud Ouest, ponctuellement soulignée par la formation ou le dépôt d'altérites, bauxites et argilites (P.-J. Combes et B. Peybernès, 1987), qui s'interposent vers le Sud entre un mur jurassique de plus en plus ancien et un toit éocrétacé de plus en plus récent.

Dans la présente note, après avoir défini les termes qui constituent la base de la série crétacée, nous examinerons, sur le territoire des différentes cartes à 1/50.000 de la région, les relations entre Jurassique, Crétacé et altérites dont la présence est liée à la bordure nord de la marge nord-ibérique. Cela nous amènera ensuite, en conclusion, à préciser le cadre dynamique de la mise en place des altérites.

2. - LES TERMES DE BASE DE LA SERIE CRETACEE

Les termes éocrétacés les plus anciens de la série anté-aptienne n'existent que dans les unités structurales les plus septentrionales. Nous y distinguons trois formations superposées se biseautant successivement en direction du Sud-Sud-Ouest : la **formation d'Estibette**, la **formation de Rébénacq** et celle des "**Calcaires à Annélides**", respectivement corrélées avec les unités stratigraphiques W (Wealdien : Hauterivien ? à Barrémien basal), U1 (Barrémien inférieur) et U2 (Barrémien supérieur à Bédoulien basal), définies plus à l'Est (B. Peybernès, 1976) au sein d'une série plus marine, plus complète et mieux datée.

2.1. La formation d'Estibette (ou "Grès de l'Estibette")

Attribuée à l'Hauterivien ? - Barrémien basal, cette formation a sa localité-type sur le flanc sud du Pic de l'Estibette sur la feuille de Lourdes (H. Capdecorme et al., in J. Bouroullec et R. Deloffre, 1970). Il s'agit d'un complexe fluvio-deltaïque "wealdien" (10 à 15 m en moyenne), de grès ferrugineux, pouvant raviner localement et même remanier les dolomies tithoniques sous-jacentes (M. Villanova, 1962). Ces grès renferment parfois des débris de Gastéropodes et de Lamellibranches (Y. Godechot, 1962). Ponctuellement, à Rébénacq, s'intercale au sommet de la formation une passée décamétrique de marnes ligniteuses à Charophytes du Barrémien basal (voir plus loin). Considérée par les géologues de la S.N.E.A.(P.) comme la base, "transgressive", de leur "unité sédimentologique N II" et rapportée de ce fait au Barrémien, la formation d'Estibette présente un faciès original pour les Pyrénées proprement dites. Bien datée par le haut et de caractère fluvio-deltaïque, elle ne doit pas être tenue pour l'équivalent latéral des formations berriasiennes (à valanginiennes) suivantes : - Les "grès et argiles de Nay" (J. Bouroullec et R. Deloffre, 1970) des forages d'Aquitaine, datés par les Charophytes (Perimneste horrida Harris) du Berriasien et par les Nannofossiles du Valanginien (unité NF. ob) ;

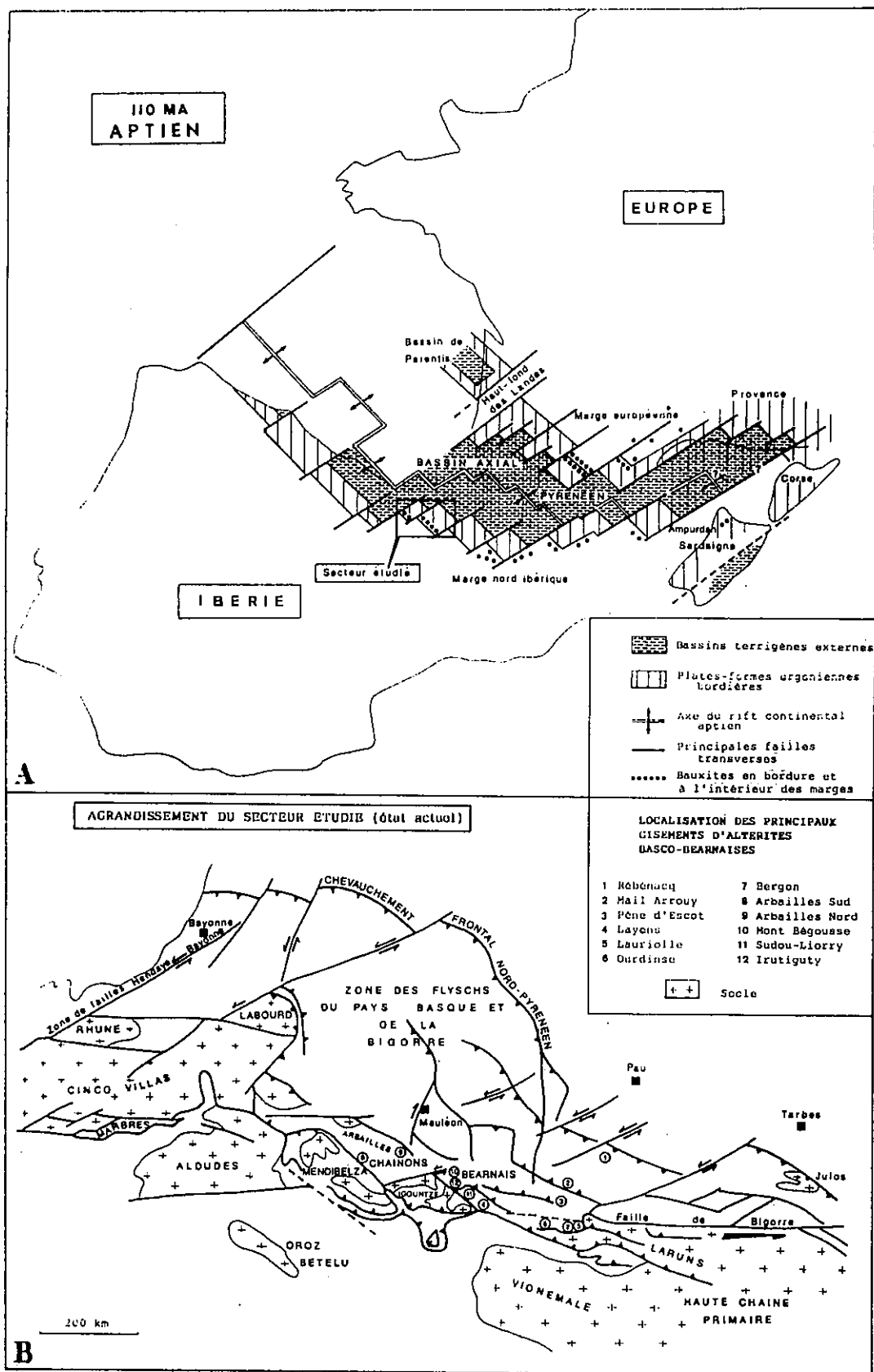


Fig. 1 - A. Essai de reconstitution palinspastique des deux marges du domaine pyrénéen en cours de rifting à l'Aptien inférieur (110 M.A.) et situation des altérites sur les marges européennes et nord-ibérique (d'après B. Peybernès, 1982 a et b ; position de l'Ibérie par rapport à l'Europe d'après D.G. Masson et P.R. Miles, 1984) ; B. Carte de répartition actuelle des principaux gisements d'altérites basco-béarnaises (cadre structural d'après B. Peybernès et P. Souquet, 1984).

A. Attempt of palinspastic reconstitution of the two margins of the Pyrenean realm during its rifting phase (Early Aptian, 110 M.A.) and localization of the alteration deposits on the European and North-Iberian margins (according to B. Peybernès, 1982 a and b) ; position of Iberia compared to Europe according to D.G. Masson and P.R. Miles, 1984). B. Map of actual situation of the main bauxitic layers from Bearn and Basque Country (structural frame after B. Peybernès and P. Souquet, 1984).

- Les "Calcaires roux à lignites" (unité N2 in B. Peybernès, 1976) connus en affleurement dans la partie orientale des Pyrénées franco-espagnoles et relevant du passage Berriasien-Valanginien.

Cette formation apparaît cartographiquement discordante sur divers termes jurassiques (exemple : SW du Pic Perdigos, feuille de Lourdes, Y. Godechot 1962). Il n'existe pas dans la région étudiée de dépôt éocrétacé plus ancien (hormis les altérites difficilement datables). L'aire de répartition de la formation d'Estibette couvre le Sud de la feuille de Lourdes et l'Est de la feuille d'Oloron (J. Bouroullec et R. Deloffre, 1962).

2.2. La formation de Rébénacq (ou "Calcaires noirs de Rébénacq")

Rapportée au Barrémien inférieur, cette formation est de définition nouvelle. Sa localité-type se situe au SW de Rébénacq (feuille d'Oloron), le long de la R.N. 134 bis, au lieu-dit "La Marbrerie". Elle s'agence en une mésoséquence d'ouverture comportant sur 55 à 68 m, deux membres successifs : a) Calcaires noirs inter à supratidaux (40 m environ). Il s'agit de mudstones, riches en matière organique, renfermant, outre des bird's eyes et des mud-cracks, quelques Charophytes, des Gastéropodes saumâtres et des Miliolles. La surface des bancs est parfois soulignée par des fins horizons ligniteux.

Cette assise est l'homologue des "Calcaires à Characées d'Estibeaux" d'Aquitaine que J. Bouroullec et R. Deloffre (1970) rapportent au Barrémien. Certains faciès saumâtres de l'unité U1 des Pyrénées centrales et orientales ("Calcaires à Charophytes du Montsech", "Calcaires mixtes à Charophytes et Orbitolinidés de Combe-Longue") en constituent l'équivalent latéral probable ;

b) Calcaires graveleux subtidaux, parfois oolithiques, à Dasycladacées (Pseudoactinoporella fragilis Conrad, Cylindroporella barnesii Elliott, C. sugdeni Elliott, Salpingoporella muehlbergii Lorenz, S. melitae Rad., S. gr. melitae-genevensis, S. genevensis Conrad, Heteroporella ? paucicalcareia Conrad, Acicularia sp.) et Foraminifères benthiques dont Paleodictyoconus cuvillieri (Foury) (in A. Poignant, 1964, pl. III, 2), Choffatella decipiens Schlumb., Pfenderina globosa Foury, Nautiloculina cretacea Peyb., Cuneolina henooni Dalbiez, Vercorsella arenata Arnaud-Vanneau, Novallesia distorta A-V, Glomospira urgoniana A-V, grosses Trocholina sp., Quinqueloculina histri Neagu, Quinqueloculina sp., Triloculina sp., Pyrgo elliptica Iov., Cornuloculina ? sp., Massilina texasensis Cush., Earlandia ? conradi A-V, Mayncina bulgarica Laug, Peyb. et Rey, Dobrogelina sp. et Haplophragmoides cf. globosus Lozo. Par son faciès, ce membre supérieur de la formation de Rébénacq s'apparente aux "Calcaires à Algues de Clermont" (J. Bouroullec & R. Deloffre, 1970), dont l'attribution au Barrémien s'appuie sur l'identification de Paleodictyoconus cuvillieri (op. cit., p. 425, n° 19), et aux "Calcaires Urgo-barrémiens" (U1) du domaine oriental, étagés sur une grande partie de la biozone à Pal. cuvillieri (Barrémien inférieur) (B. Peybernès, 1976). L'aire de répartition de la formation de Rébénacq, complète ou non, s'étend sur le Sud de la feuille de Lourdes (où seule sa base est représentée par un mince banc de calcaires noirs à Charophytes), la feuille d'Oloron et le NW de la feuille de Tardets (Arbailles Nord). Aucun dépôt valanginien ou hauterivien comparable aux "Calcaires graveleux à Pfenderines" (N3) ou aux "Calcaires jaunes à Bryozoaires" (N4) des Pyrénées centrales et orientales ne s'interpose entre les formations d'Estibette et de Rébénacq que sépare une nette discontinuité pouvant coïncider avec une lacune.

Il semble donc que cette extrémité des Pyrénées ait été exondée pendant une grande partie du Valanginien et de l'Hauterivien, certaines altérites que nous allons décrire pouvant s'être formées pendant cette période d'émersion.

2.3. La formation des "Calcaires à Annélides"

On la considère comme d'âge Barrémien supérieur à Bédoulien basal. Non détaillée ici, cette formation sub - à intertidale se retrouve, sans variations de faciès notables, sur toute l'étendue de la Chaîne (U2) et dans les forages d'Aquitaine (voir les descriptions de A. M. Cassou, 1968 ; J. Bouroullec et R. Deloffre,

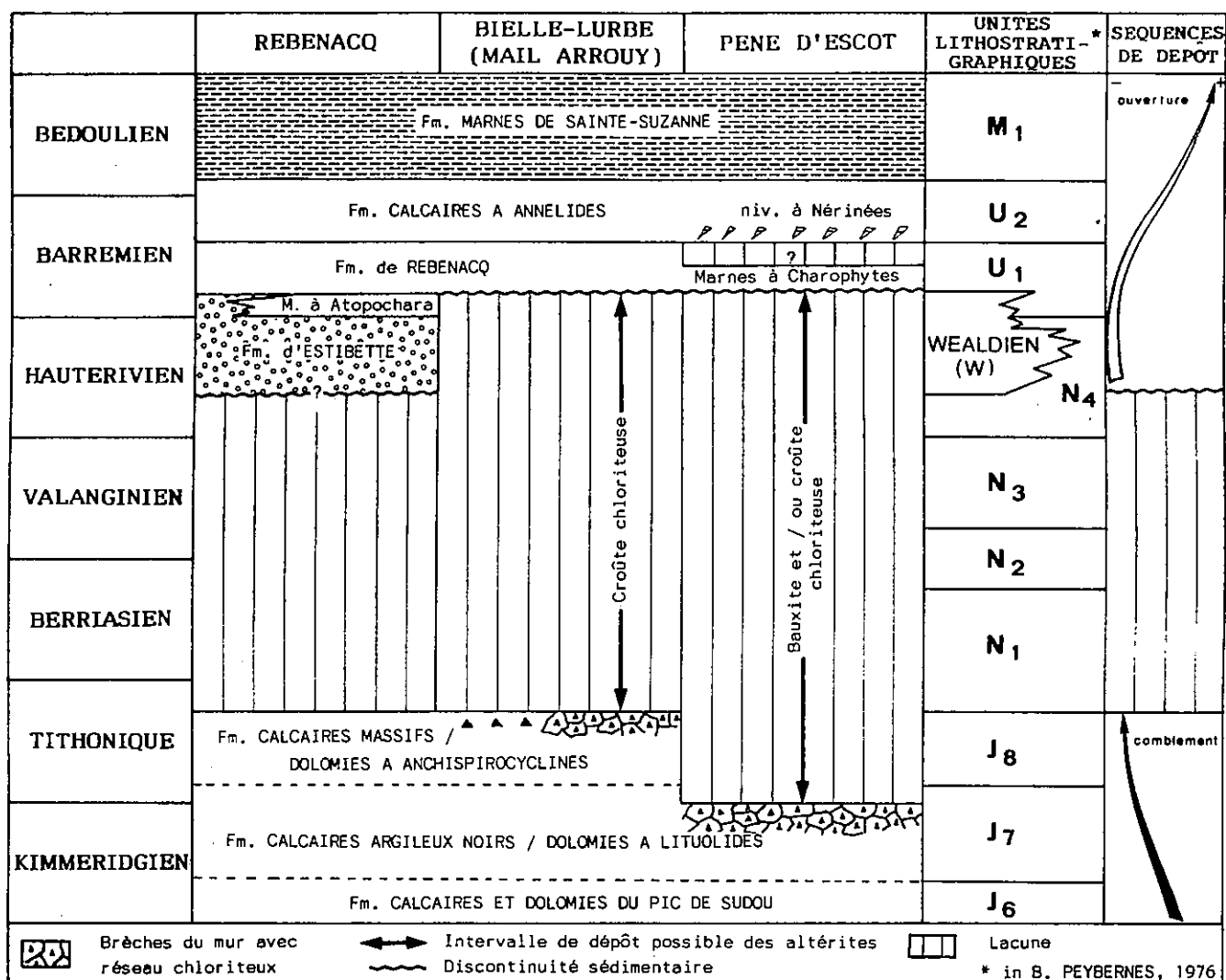


Fig. 2 - Cadre stratigraphique des altérites de la feuille d'Oloron-Sainte-Marie

Stratigraphic position of alteration deposits indicated on the Oloron-Sainte-Marie sheet.

1970 ; B. Peybernès, 1976). Elle correspond à une mésoséquence d'ouverture sur plateforme proximale passant, soit graduellement, soit par l'intermédiaire d'un fond-durci, aux "Marnes de Sainte-Suzanne" sus-jacentes. Sur le plan biostratigraphique, sa base se marque approximativement par l'apparition des premières Palorbitolina lenticularis (Blum). Au Pays Basque et en Béarn, la répartition spatiale des "Calcaires à Annélides" se calque à peu près sur celle de la formation Rébénacq.

3. - FEUILLE D'OLORON SAINTE-MARIE (fig. 2)

3.1. Pic de Rébénacq

Affleurement jurassique et éocétacé le plus septentrional du secteur étudié, le Pic de Rébénacq est un pli-faille anticlinal chevauchant vers le Nord le flysch mésocétacé par l'intermédiaire d'une lame de Keuper. Sur les dolomies tithoniques (unité J8), s'observent successivement :

1/ - **Unité N2, Formation d'Estibette** : bimésoséquence positive-négative, comportant, de bas en haut, 20 m de grès quartzo-ferrugineux, à rares stratifications obliques, 10 - 15 m de marnes ligniteuses et de marno-calcaires gréseux (RN 134 bis), à Charophytes [dont d'abondantes Munieria baconica et, surtout, une association du Barrémien probablement très inférieur dont Atopochara trivolvus triquetra - Nodoso-clavator adnatus et sp. aff. Flabellochara harrissi (dét. C. Martin Closas)], et, enfin, 8 m de grès ferrugineux altérés,

2/ - **Unité U1, Formation de Rébénacq (Barrémien inférieur)**: voir paragraphe précédent,

3/ - **Unité U2, "Calcaires à Annélides" (Barrémien supérieur à Bédoulien basal)** (25 - 30 m), riches en Palorbitolina lenticularis et Choffatella decipiens.

3.2. Chaînon de Bielle-Lurbe (Mail Arrouy)

Ce chaînon correspond à un pli-faille anticlinal réduit à son seul flanc nord chevauchant vers le sud le flysch ardoisier albien du Barescou (J. Canérot, B. Peybernès et R. Ciszak, 1978). Les termes de base du Crétacé affleurent dans la classique coupe de l'Ourteau où ils succèdent aux dolomies tithoniques (unité J8). Ces dernières admettent vers le haut quelques passées schisteuses et sont affectées, sur 3 à 4 m, par une bréchification, probablement karstique, peu poussée qui n'a rien à voir avec la "Brèche-limite" des Corbières (B. Peybernès, 1976) dont on pensait avoir identifié ici un témoin occidental (J. Canérot et al., 1978). Au-dessous viennent les termes décrits ci-après :

1/ - **Altérites** : le long de la route forestière, la place des altérites est occupée par 0,30 m de marnes ligniteuses à rares pisolithes resédimentés. Latéralement, cet horizon passe à une véritable croûte bauxitique où seraient remaniés selon M. Laroche (1973) quelques fossiles marins (Miliolites, Choffatelles, Coprolithes) au sein d'une matrice chlorito-ferrugineuse. Au Pic Escurets, plus à l'Est, cette même croûte est remplacée par 5 m de "Brèches multicolores" (J. Canérot, 1964), à matrice chlorito-ferrugineuse et pisolithique, intercalées entre les dolomies tithoniques bréchifiées (mais sans réseau chloriteux) et les calcaires à Charophytes de la formation de Rébénacq. Vers l'Est, au-delà du Gave d'Ossau, sur le flanc sud de la Montagne du Rey (Bois de Coussau) s'intercalent entre le Jurassique (J8) et le Barrémien (U1) plusieurs dizaines de mètres de grès et quartzites ferrugineux appartenant à la formation d'Estibette bien développée sur la feuille de Lourdes.

2/ - **Unité U1, Formation de Rébénacq (Barrémien inférieur)**. Ce sont 2 à 3 m de calcaires noirs, supratidaux, à Charophytes, Gastéropodes laguno-lacustres, bird's eyes et cailloux noirs, suivis par 6 m de calcaires noirs en bancs massifs

renfermant de rares Dasycladales. La formation se biseaute latéralement tout au long du chaînon.

3/ - Unité U2, "Calcaires à Annélides" (Barrémien supérieur à Bédoulien basal) (15 à 20 m), à Palorbitolines, Choffatelles et Ostréidés.

3.3. Anticlinal de Sarrance

Sur le flanc nord de cet anticlinal Est-Ouest recoupé par le Gave d'Aspe, au pied de la Pène d'Escot, le Kimméridgien (unité J7) se termine par un niveau décamétrique fortement bréchifié ayant subi les effets du métamorphisme pyrénéen. Un réseau chloriteux en isole les éléments : calcaires micritiques recristallisés, dolomies rousses et paquets de schistes verdâtres fortement étirés. Au-dessus viennent les termes suivants :

1/ - **Altérites.** Au lieu-dit "La Capessa", la brèche à réseau chloriteux passe à une bauxite vert-sombre dont les pisolithes parfois fragmentés, orientés et souvent aplatis et la matrice, riche en débris sub-anguleux de quartz, ont subi une forte chloritisation probablement diagénétique. Ce niveau, épais de 0,80 m maximum, latéralement discontinu, devient plus carbonaté vers la partie supérieure, de teinte plus claire et s'enrichit en nombreux petits chloritoïdes non orientés. Une telle bauxite vraisemblablement détritique (présence de quartz et de pisolithes cassés et usés) pourrait provenir de l'érosion de bauxites plus méridionales. Elle a été affectée postérieurement à son dépôt par une importante chloritisation et par le métamorphisme thermique pyrénéen (chloritoïdes).

2/ - **Unité U1, Formation de Rébénacq (Barrémien inférieur).** Nous assimilons, avec doute, à cette unité 4 à 5 m de marno-calcaires noirs, à rares Charophytes, au sein desquels J. Canérot (1964) a décrit un mince horizon de brèches multicolores.

3/ - **Unité U2 "Calcaires à Annélides" (Barrémien supérieur à Bédoulien basal) (25 m),** comportant 3 termes : a) une barre de 4 m de calcaires massifs à *Palorbitolina lenticularis* (rares), *Choffatella decipiens*, *Everticyclammina hedbergi* Maync, *Cuneolina* gr. *laurentii* - *camposaurii*, *Mayncina bulgarica* et *Patellina* sp. A la base s'intercale le niveau-repère à Nérinées, reconnu par J. Canérot (1964) ; b) 10 m de marno-calcaires et marnes à *P. lenticularis*, Annélides, Brachiopodes et Ostréidés ; c) 10 - 12 m de marno-calcaires jaunes, plus massifs, à Palorbitolines et Annélides.

Sur le flanc sud de l'anticlinal de Sarrance, les "Marnes de Sainte-Suzanne" du Bédoulien reposent sur un Kimméridgien fortement érodé (J. Canérot et al., 1978).

3.4. Chaînon du Layens

Tout contre le Massif d'Igountze, le Chaînon du Layens correspond à un empilement de systèmes de plis couchés au Nord (J.P. Paris, 1969) affectant la série mésozoïque.

1/ - Dans l'unité anticlinale inférieure, les "Calcaires récifaux à Floridées encroûtantes" du Clansayésien "inférieur" (unité U4c in B. Peybernès, 1976) sont cartographiquement discordants, soit sur les "Calcaires d'Aussurucq" du Dogger (appelés aussi "Calcaires à Microfilaments", unités J1 à J4), soit sur les "Calcaires et Dolomies du Pic de Sudou" (Oxfordien à Kimméridgien inférieur) comme, par exemple dans le Bois de Labay (rive gauche du Gave d'Aspe). Toutefois, à l'Ouest du Bois de Layens, dans la coupe du Gave d'Issaux, s'intercale entre Jurassique et Gargasien ? - Clansayésien une puissante masse (150 m) de calcaires argileux noirs, à Annélides et Dasycladales (*S. muehbergii*, *C. barnesii*) que nous rapportons à l'unité U2, c'est-à-dire

à un équivalent des "Calcaires à Annélides", exceptionnellement développés.

2/ - Dans l'unité anticlinale supérieure (sommet du Layens), ces mêmes "Calcaires récifaux à Floridées encroûtantes" (U4c), limités à leurs assises les plus jeunes, riches en Floridées de Vimport (Agardhiellopsis cretacea Lem. et Paraphyllum primaevum Lem.), reposent sur les "Calcaires et dolomies du Pic de Sudou", directement ou par l'intermédiaire de deux niveaux décimétriques, rarement superposés : a) soit un cordon d'altérites rouges, signalées par J.P. Paris (1969), qui s'est avéré correspondre à une crôte chloriteuse bréchifiée, à éléments anguleux de calcaires kimméridgiens, pisolithes chloritisés et matrice ferrugineuse. Cet horizon rappelle la brèche rouge du Pic d'Escurets (Mail-Arrouy) ; b) soit une microbrèche à éléments de quartz, calcaires jurassiques et débris d'Orbitolines, liés par une matrice ligniteuse. Parfois les éléments sont sub-arrondis et dépassent 2 cm de diamètre. On a là un équivalent très ponctuel des "Brèches d'Arhansus" (Gargasien supérieur) reconnues dans les Arbailles (B. Peybernès et B. Garot, 1984).

4. - FEUILLE DE LARUNS - SOMPORT

Au Sud de la feuille d'Oloron, la feuille de Laruns-Somport ne présente pas les unités néocomiennes et barrémiennes reconnues plus au Nord. Comme dans le Chaînon du Layens, les calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur transgressent le Jurassique (Dogger ou base du Malm), le contact étant jalonné par un mince horizon discontinu de bauxites pisolithiques. Celles-ci ont été identifiées en trois localités :

1/ - **Pentes méridionales du Pic de Lauriolle**, en montant au Col de Las Arques. Le premier terme de la série éocétacée sus-jacente correspond à une épaisse formation de brèches polygéniques aptiennes, récemment décrites par J. Canérot et F. Delavaux (1986), qui pourraient être un possible équivalent des "Brèches d'Arhansus" des Arbailles.

La bauxite, étudiée sur un seul échantillon, est de teinte brun-gris, très riche en assez gros pisolithes gris-clair, (3 à 7 mm de diamètre) parfois jointifs, répartis d'une manière isotrope. Ce faciès, à diaspoire constamment présent, particulièrement dans les nombreuses fissures de retrait, pauvre en fragments de pisolithes, et sans orientation, pourrait appartenir à une bauxite formée sur place comparable au type Ariège (P.-J. Combes, 1969) mais en milieu vraisemblablement plus réducteur (absence de boehmite et d'hématite, le plus souvent associées au diaspoire dans les bauxites ariégeoises).

2/ - **Flanc nord du Plateau d'Ourdinse** où une bauxite pisolithique signalée sur la notice de la feuille à 1/80 000 de Mauléon s'intercale entre les "Dolomies callovo-oxfordiennes" et les "Calcaires à Pseudochoffatella cuvillieri" (unité U4b, Gargasien supérieur) (J. Canérot et al., 1978).

3/ - **Versant occidental du Pic de Bergon**, unité la plus méridionale de la Zone des Chaînon Béarnais. Les bauxites, identifiées uniquement dans les éboulis, semblent provenir du contact entre les "Calcaires d'Aussurucq" (Dogger) et les "Calcaires récifaux à Floridées encroûtantes" (Clansayésien inférieur).

L'échantillon examiné, de teinte brunâtre, à pisolithes gris-vert, présente une matrice chlorito-ferrugineuse à petits nodules et des vacuoles remplies de diaspoires néoformés montrant la poursuite de l'altération postérieurement au dépôt. Les pisolithes souvent cassés et composites, avec fissures de retrait polyphasées à diaspoire dans un fond chloriteux, sont en partie détritiques.

5. - FEUILLE DE TARDETS - SORHOLUS

5.1. Synclinal des Arbailles

Le synclinal des Arbailles est un synclinal fortement dissymétrique comportant un flanc nord à faible pendage et série jura-crétacée épaisse et, au contraire, un flanc sud redressé (et même parfois renversé) à série beaucoup plus réduite en raison d'une plus large lacune entre Jurassique et Crétacé inférieur (J. Delfaud, 1969 et 1979, B. Peybernès et B. Garot, 1984).

1/ - **La série du flanc nord.** Le Barrémien (U1 - U2) y repose sur le Malm (Oxfordien ou Kimméridgien) avec interposition ponctuelle d'altérites ferrugineuses pisolithiques. Le long de la piste du Col de Zuharry au Pic de Belchou, les "Calcaires du Pic de Belchou" (Kimméridgien, unités J6-7) sont directement surmontés, sans altérites intermédiaires, par une dizaine de mètres de calcaires noirs à Charophytes représentant la base de la formation de Rébénacq (U1), suivis par 30 à 40 m de "Calcaires à Annélides" (U2), à Choffatella decipiens, Pal. lenticularis, Everticyclammina hedbergi Huîtres et Brachiopodes (fig. 3). La formation de Rébénacq s'épaissit sensiblement vers l'Est et atteint 50 m au Bois d'Ithé au SW d'Aussurucq (R. Bousquet, 1961). C'est là que cet auteur, puis M. Laroche (1973), ont signalé la présence des blocs d'altérites précitées (Fontaine Nébélé, chemin des granges d'Ithé) semblant avoir rempli, avant leur récent déchaussement, des poches au sommet du Kimméridgien. Vers l'Ouest, la formation de Rébénacq se biseaute sous les "Calcaires à Annélides" qui, au niveau des Palombières d'Hosta (feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port) surmontent directement les "Marnes d'Hosta" (Oxfordien, unité J5).

2/ - **La série du flanc sud.** Un mince cordon discontinu d'altérites sous forme d'argiles jaunes, à rares pisolithes, y marque la limite Jurassique - Crétacé, entre un mur rapporté au Dogger et un toit d'âge Gargasien supérieur (B. Peybernès et B. Garot, 1984).

a) - Le mur des altérites correspond à des niveaux de "Calcaires d'Aussurucq" de plus en plus anciens du NW vers le SE : Bajocien inférieur au moins (zone à Sowerbyi) à Chiponea (Nord de Lécumberry, feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port) ; passage Toarcien-Aalénien au Col d'Arhansus (où le Bajocien précité se retrouve à l'état de blocs résédimentés dans les "Brèches d'Arhansus" sus-jacentes). Par endroits, notamment sur le versant sud du Pic de Béhorleguy (Ilharéko Lepoa), le mur carbonaté des altérites apparaît fortement bréchifié (J. Megard-Galli et al., 1984) avec des brèches de type 1 décrites par P.-J. Combes et B. Peybernès en 1987.

Cette formation se manifeste par un premier réseau de fentes, cavités de dissolution décimétriques et brèche d'effondrement, à sédiment interne silteux argilo-carbonaté fin, parfois finement laminé, comparable au karst précoce peu évolué au mur de certaines bauxites grecques (P.-J. Combes, 1978). Ce premier système, développé sous la paléosurface des altérites sur quelques mètres à plus de 10 mètres, est en grande partie réutilisé par un deuxième système qui altère le précédent, avec apparition d'argiles carbonatées ocre-jaune, et se raccorde vers le haut aux argilites ocre remplissant la paléosurface originelle (paléo-lapiaz à cavités de 0,5 - 1m). Cette altération, contemporaine de la mise en place des argilites, pourrait indiquer que ces dernières proviennent d'une altération in situ. Leur composition, calcite-chlorite-illite ouverte - diaspore, déterminée par diffractométrie peut correspondre en effet à une ancienne marne ou argilite carbonatée en partie ferrallitisée comme on en connaît dans les zones de bordure littorale en Ariège ou dans le Maestrazgo (Nord-Est de l'Espagne) (P.-J. Combes, 1969). Notons enfin que, localement, la superposition des deux systèmes de dissolution karstique au mur des altérites peut provoquer, après effondrement - dissolution, l'accumulation de brèches à éléments subanguleux pluricentimétriques à décimétriques cimentés par des argilites ocre. Ce type 2 à blocs isolés, par accentuation de la dissolution à partir du type 1 à réseau de fentes et cavités anastomosées, d'importance réduite, est beaucoup mieux représenté en Ariège (P.-J. Combes et B. Peybernès, 1981) et en Grèce (P.-J. Combes, 1969) où il est également associé à la paléosurface karstique pré-bauxitique. Une étude systématique du mur des altérites devrait permettre de mettre en évidence une extension plus importante du type 2 dans les Pyrénées Basco-Béarnaises.

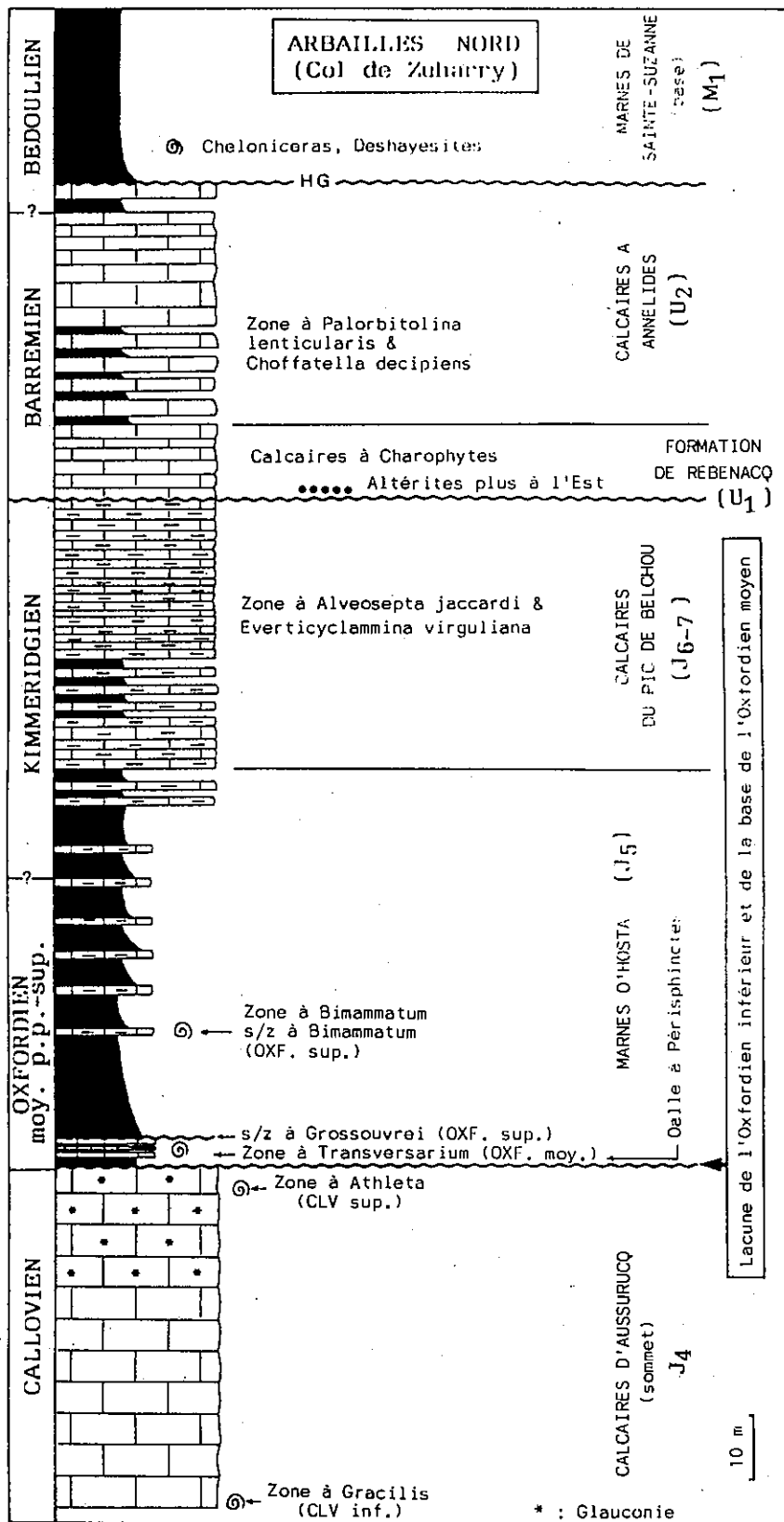


Fig. 3 - La série stratigraphique anté-aptienne du flanc nord du synclinal des Arbaillies. (Zones d'Ammonites du Jurassique d'après D. Marchand, B. Peybernès, J. Rey et J. Thierry, inédit).

The ante-aptian stratigraphic sequence out-cropping on the Northern limb of Arbaillies syncline (Jurassic Ammonite Zones from D. Marchand, B. Peybernès, J. Rey and J. Thierry, unpublished).

b) - Le toit des altérites est constitué soit par la formation des "Brèches d'Arhansus", soit par la formation des "Marnes noires du Lichançumendy" (J. Delfaud, 1969 et 1979), équivalent latéral des "Marnes et marno-calcaires ligniteux à Pseudochoffatella cuvillieri" (U4b) sud-pyrénéens (B. Peybernès, 1976). Ces deux formations du toit peuvent être rattachées au Gargasien supérieur (biozone à Ps. cuvillieri, B. Peybernès et B. Garot, 1984). Les "Brèches d'Arhansus", définies dans les Arbailles au Col d'Arhansus (B. Peybernès et P. Souquet, 1984 ; B. Peybernès et B. Garot, 1984), atteignent une puissance de 50 m au maximum (Artz Ainharrri). Il s'agit d'un complexe marin, grano-classé (grano-décroissant) agencé en plusieurs (jusqu'à 35) séquences métriques positives comportant : des brèches à base ravinante ---> des micro-brèches (souvent absentes) ---> des pélites et marno-calcaires ligniteux à Pseudochoffatelles et Mésorbitolines. Les spectaculaires variations d'épaisseur constatées sur quelques km (P.-J. Combes et B. Peybernès, 1987) semblent liées au jeu de failles synsédimentaires NE-SW parfois visibles sur le terrain.

5.2. Chaîrons du Lichançumendy et de l'Ahargou

La structure de ce chaînon sigmoïde correspond au flanc nord d'un anticlinal moulé sur la faille d'Atherey, paléocisaillement sénestre NE-SW limitant au NW le massif d'Igountze. Sur les flancs du Lichançumendy (Chapeau de Gendarme) et de la Montagne d'Ahargou, séparés par la vallée du Saison, les "Brèches d'Arhansus" surmontent les "Calcaires d'Aussurucq" fortement bréchifiés (fig. 4). On ne connaît pas d'altérites en place entre les deux formations sauf, peut-être, à l'extrémité orientale de l'Ahargou (M. Laroche, 1973).

1/ - Le **Dogger** admet à son sommet jusqu'à 15 à 20 m d'horizons bréchifiés au sein desquels nous avons défini des "brèches de type 3" (P.-J. Combes et B. Peybernès, 1987) comportant exclusivement des blocs subanguleux et subarrondis de "Calcaires d'Aussurucq", parfois de grande taille, liés par une matrice micritique par places oolithique. Bien représentée, la chlorite s'y exprime soit dans un réseau anastomosé, soit dans les oolithes et les pisolithes présents dans la matrice ou des filons clastiques à microfaune marine (Lagénidés). Le contact avec les calcaires sous-jacents apparaît irrégulier et peut évoquer une surface de ravinement. Ces brèches se localisent dans des panneaux décamétriques limités par des failles synsédimentaires subverticales NE-SW. Nous interprétons ce type 3 comme issue de la déstabilisation (induite par le jeu des paléofailles précitées) puis du glissement en masse vers l'aval de blocs d'une brèche karstique moins évoluée (type 2) observée, par exemple, mais avec un faible développement, plus à l'Est au Pic de Sudouet à l'Ouest sur le flanc sud des Arbailles.

2/ - Les "**Brèches d'Arhansus**" (Gargasien supérieur) sus-jacentes n'avaient pas été précédemment distinguées des brèches de type 3 par B. Peybernès et B. Garot (1984). Elles s'en différencient toutefois par leur nette organisation séquentielle comparable à celle des brèches homologues de la localité-type (P.-J. Combes et B. Peybernès, 1987). Atteignant 10 m au plus, la formation s'articule selon les lieux en 2 à 8 séquences stratodécroissantes d'épaisseur variable. Dans les intervalles conglomératiques de base apparaissent remaniés, outre une forte proportion de blocs de "Calcaires d'Aussurucq", des blocs de "Calcaires à microrhythmes" du Sinémurien, d'ophite triasique et de quartzites ferrugineux paléozoïques. Vers le haut, les brèches passent progressivement aux "Marnes noires du Lichançumendy" (Gargasien supérieur) qui, sur plus de 20 m, admettent encore quelques récurrences finement détritiques (vallée du Saison). Les "Brèches d'Arhansus" du Lichançumendy cachètent des accidents qui décalent le mur jurassique et sont elles-mêmes affectées par certains de ces accidents rejoignant pendant leur dépôt (et même après).

5.3. Chaîrons d'Irutiguty

Sur la rive gauche de la vallée du Barlanès, la série jura-crétacée dessine un anticlinal sigmoïde moulé sur un faisceau de cisaillements NE-SW connu sous le nom "d'accident transverse du Barlanès". Au Col d'Irutiguty, où seul un flanc

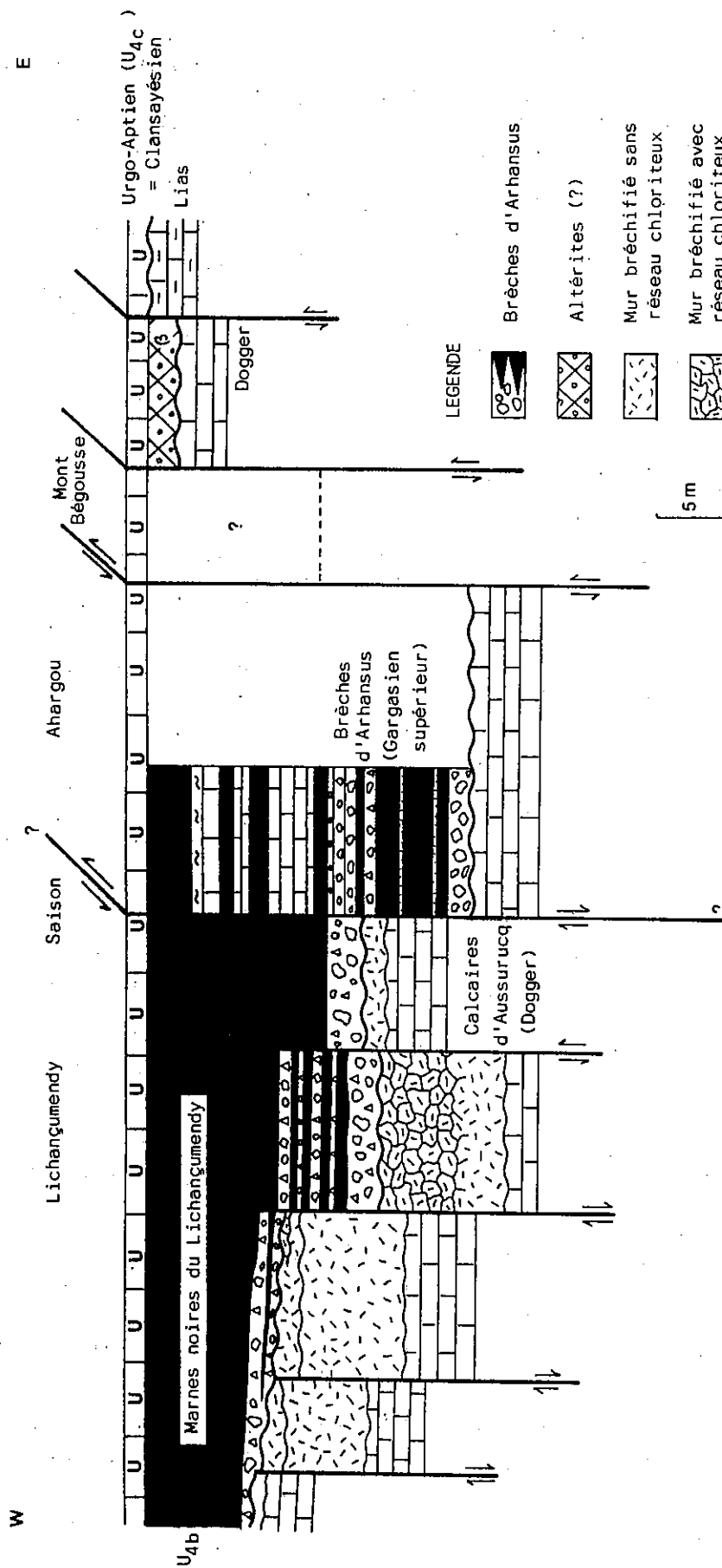


Fig. 4 - Les horizons bréchifiés dans les "Calcaires d'Aussurucq" (Dogger) et les "brèches d'Arhansus" (Gargasien supérieur) sur le flanc sud du Lichançumendy.

Brecciated levels within the "Aussurucq limestones" (Dogger) and the "Arhansus breccia" (Upper Gargasien) on the Southern side of the Lichançumendy mountain.

du pli est conservé, la série apparaît nettement réduite et assez comparable à celle du Lichançumendy, avec toutefois absence totale de brèches et, au contraire, présence d'altérites bien développées. Sur les "Calcaires d'Aussurucq" du mur, couronnés par une mince croûte ferrugineuse, viennent 10 m d'argilites, ocre ou brunâtres, à chlorite-kaolinite, qui s'organisent en 3 ou 4 séquences métriques. A la partie supérieure, l'une d'entre elles est scoriacée, à moules internes de Gastéropodes et débris de bois. Son faciès et sa composition minéralogique à kaolinite-gibbsite-goethite correspondent à l'altération d'une ancienne argile ligniteuse et pyriteuse vraisemblablement déposée, comme en Ariège où des niveaux analogues sont connus, dans des zones littorales basses (P.-J. Combes, 1969). Au toit affleurent les "Marnes noires du Lichançumendy" (unité U4b) dont les premiers bancs plus carbonatés, situés à 2 m de la base, renferment l'association Pseudochoffatella cuvillieri - Orbitolinopsis reticulata Moullade et Peyb., du Gargasien supérieur.

5.4. Chaînon du Pic de Sudou - Soum de Liorry

Ce chaînon est constitué par une série monoclinale, subverticale à franchement renversée, limitée au Sud par l'accident bordier septentrional du Massif d'Igountze et de sa couverture albienne (fig. 5). La limite Jurassique-Crétacé y est marquée sur la feuille de Tardets par plusieurs "poches" de bauxite mentionnées depuis longtemps dans la littérature. Nous avons relevé les trois coupes décrites ci-après, échelonnées d'Est en Ouest et séparées par des accidents Nord-Sud à NE-SW. (fig. 5).

1/ - **Coupe 1** (à mi-pente, dans le couloir d'éboulis du versant occidental du Pic de Sudou, rive gauche du Vert d'Arette).

Dans cette coupe s'observent deux bauxites superposées, B1 et B2, séparées par un banc de calcaire jurassique. a) Le mur de la première bauxite B1, renversé, correspond à des calcaires clairs, micritiques, en petits bancs. Leur sommet apparaît plus ou moins bréchifié sur 1 m environ, avec un réseau chloriteux peu important couronné par une croûte chlorito-ferrugineuse.

Cette brèche, irrégulièrement représentée latéralement et dans l'ensemble assez peu développée, peut être assimilée à une brèche d'effondrement-dissolution de la paléo-surface karstique, parfois mal consolidée, à blocs monogéniques et subanguleux de teinte localement rougeâtre (type 2, P.-J. Combes et B. Peybernès, 1987). L'âge de ce mur principal est controversé. Il est attribué au Callovo-Oxfordien sur la notice de la feuille de Tardets ; nous le rapportons plutôt au Kimméridgien inférieur (J6). Il correspond en effet à la formation des "Calcaires du Pic de Sudou" (200 m) qui repose sur les "Calcaires d'Aussurucq" (Aalénien à Callovien) et admet deux horizons fossilifères superposés autorisant une datation approximative :

- à la base, des niveaux graveleux à Trocholina gr. palastiniensis Henson et Trocholina gigantea Péliissié et Peyb., d'âge Oxfordien (B. Peybernès, 1976) ;

- à 50 m du sommet, des niveaux graveleux sub-récifaux (Nérinées, Polypiers), à Labyrinthina mirabilis Weynschenk (J.-P. Paris, 1964) et Audienusina sp., qui indiquent le Kimméridgien (inférieur ?). b) La première Bauxite B1 repose sur son mur renversé par l'intermédiaire de 40 cm d'argilites jaunes à rares pisolithes. Cette bauxite, épaisse de 2 à 3 m, apparaît massive et pisolithique. Ces pisolithes, de 0,5 à 1 cm de diamètre, de teinte verdâtre, abondent ; ils sont fréquemment cassés ce qui s'accorde avec une origine détritique et envahis par de gros cristaux de chlorite fibro-radiée masquant la structure originelle complexe où dominent les fissures de retrait et les vacuoles de diaspore dans un fond micro-cristallin chloriteux. La matrice est une pâte chlorito-ferrugineuse à partir de laquelle tendent à s'individualiser des nodules avec un réseau irrégulier de fentes et vacuoles à diaspore néoformé indiquant la poursuite de l'altération après le dépôt. Au sommet, le passage progressif au banc de calcaire oolithique sus-jacent se fait par l'intermédiaire d'un horizon décimétrique finement chloriteux.

c) Le toit de la bauxite B1 (et, en même-temps, le mur de la seconde bauxite B2) apparaît constitué par un banc de 1,20 m de calcaire oolithique clair, d'aspect bréchoïde

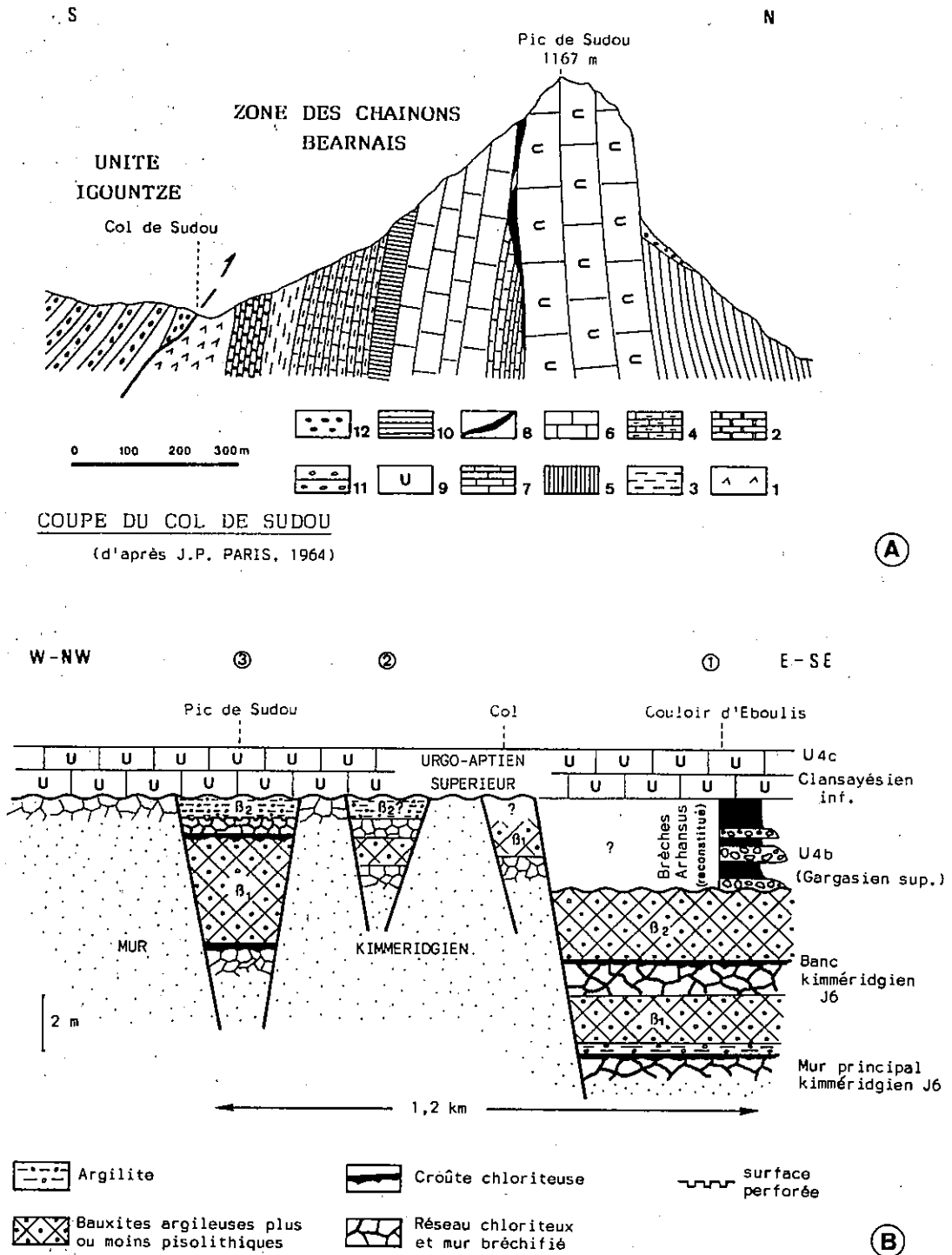


Fig. 5 - A: Coupe du Pic de Sudou (d'après J.P. Paris, 1964) et B: essai de reconstitution des gisements de bauxite.
Légende : 1. Keuper ; 2. Lias inférieur ; 3. Lias moyen-supérieur ; 4. Dogger inférieur ; 5. Bathonien supérieur à Callovien ; 6. Callovo-Oxfordien ; 7. Kimméridgien ; 8. Bauxite ; 9. Clansayésien ; 10. Albien inférieur ; 11. Albien supérieur ; 12. éboulis.

A: Cross-section of the Sudou Peak (after J.P. Paris, 1964) ; B: attempt of reconstitution of the bauxite layers.

du fait de la présence d'un fin réseau chlorito-ferrugineux. Il renferme des Nérinées, Cayeuxia sp., Valvulina lugeoni Septfontaine et Audienusina fourcadei Bernier, association qui évoque le Kimméridgien.

d) La seconde bauxite, B2, est épaisse (3 m au moins), massive, pisolithique et de faciès comparable à la bauxite inférieure B1. Dans le couloir d'éboulis qui lui fait suite dans la coupe, s'observent des blocs de "Brèches d'Arhansus" à éléments de calcaires Kimméridgiens (analogues aux calcaires du mur principal et du banc métrique intercalé entre B1 et B2) et matrice micro-gréseuse et ligniteuse à Pseudochoffatella cuvillieri et Orbitolina (Mesorbitolina) sp.

La coupe 1. révèle donc le caractère polyphasé du gisement avec, à la base, une bauxite B1 intra-kimméridgienne et, au-dessus, une bauxite B2 formée entre le Kimméridgien et le Gargasien supérieur.

2/ - **Coupe 2** (à proximité du Col de Sudou). Sur le mur principal kimméridgien viennent : a) une bauxite pisolithique (équivalent de B1), limitée à quelques blocs déchaussés ; b) un banc de 50 - 60 cm de calcaire noir à gris bleuté, de faciès récifal (riche en Polypiers et en Nérinées) et renfermant Audienusina fourcadei, Mesoendothyra cf. croatica Gušić, Everticyclammina sp. et Cayeuxia sp. La base du banc apparaît bréchifiée, les fissures étant remplies par une matrice argileuse jaune. L'ensemble du banc, attribué au Kimméridgien, peut être considéré comme le prolongement latéral du banc oolithique, intercalé entre B1 et B2 dans la coupe 1. c) un mètre d'altérites, mal visibles (équivalent de B2 ?), recouvertes par le toit aptien ("Calcaires récifaux à Floridées encroûtantes, unité U4c, Clansayésien "inférieur").

3/ - **Coupe 3** (flanc occidental du Pic de Sudou). Une petite poche bauxitique montre successivement : a) le mur principal kimméridgien, constitué par des calcaires graveleux et des calcaires fins, à Polypiers, Thamatoporella parvovesiculifera Raineri et Cayeuxia sp. Son sommet est bréchifié sur quelques dm, le front de bréchification apparaissant sécant par rapport au pendage. Le mur est couronné par une épaisse (10 - 20 cm) croûte chloriteuse verte, à base ravinante et discordante. b) une bauxite pisolithique massive (4 m), homologue probable de la bauxite B1 ; c) un banc de 60 m de calcaire oolithique bleuté, fortement bréchifié (réseau chloriteux). Ce calcaire renferme une riche association kimméridgienne : Alveosepta jaccardi (Schrodt), Audienusina fourcadei Bernier, Conicospirillina basiliensis Mohler, Labyrinthina mirabilis Weynschenk, Kurnubia gr. palastiniensis Henson, Trocholina gr. alpina Lenpold, Everticyclammina sp., Cayeuxia sp. et Lenticulina sp. Ce calcaire repose sur la bauxite B1 par l'intermédiaire d'une croûte chlorito-ferrugineuse ; sa surface supérieure correspond à une nette discontinuité, perforée par des Pholades ; d) 50 cm à 1 m d'argilites jaunes, équivalent probable de B2, directement surmontées par les calcaires urgoniens.

Entre les coupes précédemment décrites, les calcaires urgoniens (U4c, Clansayésien "inférieur") reposent, en l'absence d'altérites, soit sur le mur principal kimméridgien soit sur le banc kimméridgien intermédiaire entièrement bréchifié. Il s'agit alors d'une brèche à éléments sub-arrondis de calcaires [à Nérinées, Polypiers, Cladocoropsis, Mesoendothyra cf. croatica, Everticyclammina cf. virguliana (Koech.), Cayeuxia etc...] et matrice argileuse jaune.

6. - CONCLUSIONS

6.1. Mise en place de la séquence-type des altérites basco-béarnaises

Chaque gradin nord-ibérique présentant, avec ses particularités, la même logique dans la mise en place des faciès bréchifiés du mur, des altérites et du toit, liés au fonctionnement du réseau de failles synsédimentaires N 40-60/N 120 - 140, (fig. 1), on peut reconstituer une séquence-type intégrant les principaux

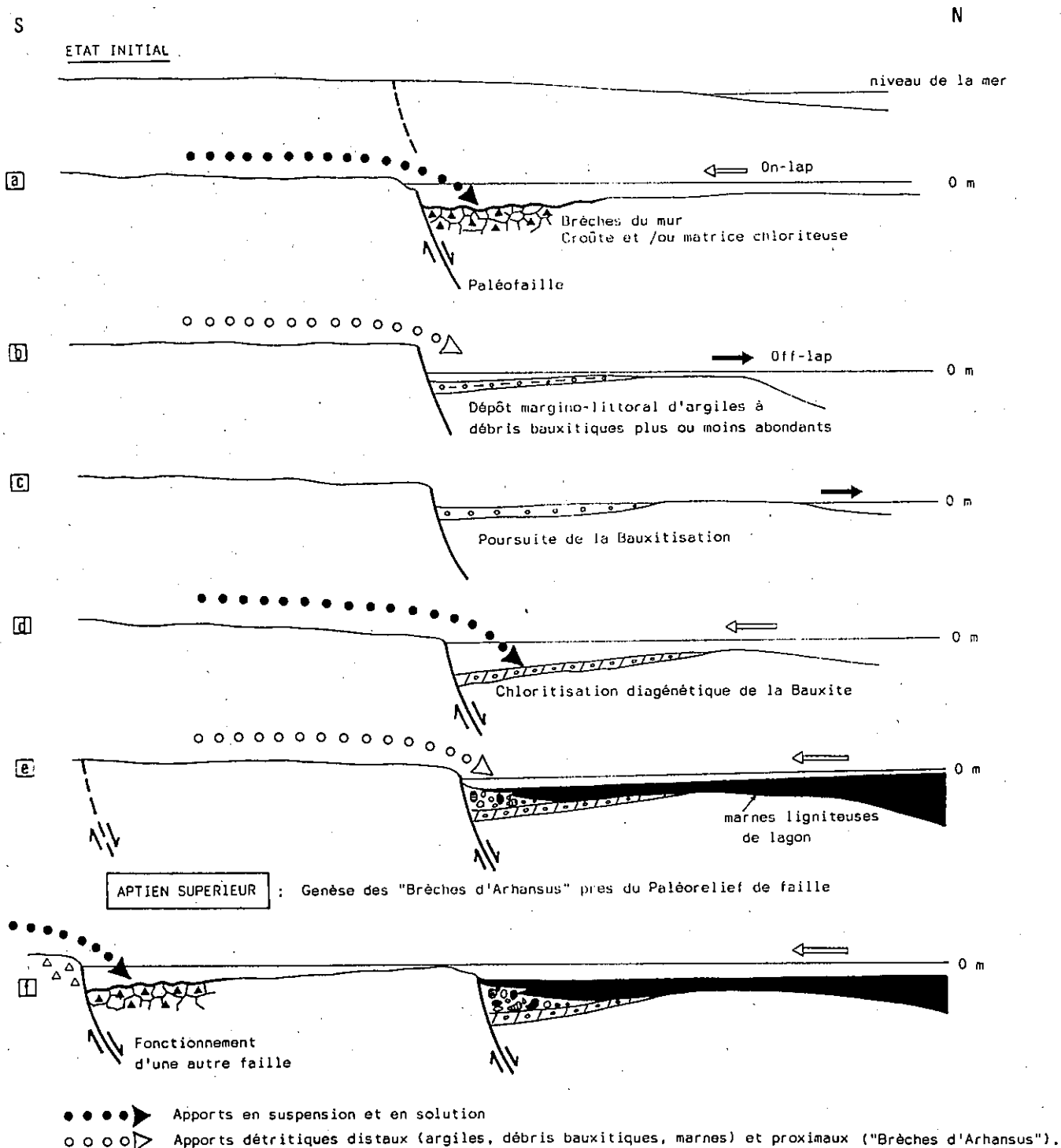


Fig. 6 - Reconstitution de la séquence-type de mise en place des altérites et faciès associés en faisant intervenir le jeu des failles synsédimentaires (N40 - 60 / N120 - 140) de la paléomarge nord-ibérique (d'après P.J. Combes et B. Peybernès, 1987).

Reconstitution of the type depositional sequence leading to the genesis of alteration deposits and associated facies thanks to the motion of growth faults (N40 - 60 / N120-140) of the North-Iberian palaeomargin (P.J. Combes and B. Peybernès, 1987).

faciès (P.-J. Combes et B. Peybernès, 1987 et fig. 6) et pouvant se répéter en raison du caractère polyphasé de la marge :

- a) apparition d'une paléo-faille et fracturation connexe, bréchification, ennoyage, formation de la matrice et de croûtes chloriteuses ;
- b)- c) dépôt d'argiles et/ou d'éléments bauxitiques avec poursuite possible de la bauxitisation à la faveur d'une régression temporaire ;
- d) fonctionnement de la paléo-faille, enfouissement du gradin, transgression, chloritisation diagénétique comme en a). L'âge de ces premières phases se situe dans l'intervalle Kimméridgien - Barrémien ;
- e) dépôt des "Brèches d'Arhansus" (Gargasien supérieur) ;
- f) apparition d'une autre faille délimitant un nouveau gradin puis transgression amorçant un nouveau cycle.

Cette séquence-type peut être incomplète (par exemple : peu ou pas de bauxite) ou plus complexe (par exemple, au stade c, des oscillations peuvent déterminer la genèse d'altérites superposées : deux bauxites séparées par un banc de calcaire kimméridgien au Sudou, séquences d'argilites à Irutiguty). Dans cette reconstitution dynamique, les altérites se forment donc sur un système de gradins et de blocs dont le fonctionnement débute à l'air libre et qui sont progressivement submergés par une transgression hétérochrone venue du Nord-Est. Le jeu des compartiments se progageant du NE vers le SW et du NW vers le SE selon le tracé en baïonnette de la marge (fig. 1), l'âge des bauxites varie dans le même sens.

6.2. Diachronisme, unité et diversité des altérites à l'échelle pyrénéenne

La fig. 7 révèle l'extrême variabilité chronologique des altérites pyrénéennes et la superposition de plusieurs épisodes bauxitiques dans un même gisement. Si les altérites de la marge nord-ibérique se cantonnent, dans les Pyrénées Basco-Béarnaises, à l'intervalle Kimméridgien - Barrémien (prouvé), avec extension possible, vers le haut, au Gargasien pour les unités structurales les plus méridionales (B2 de Sudou, Layens, Bergon), celles de la plupart des gisements de la marge européenne se sont déposées dans l'intervalle Oxfordien - Albien supérieur au moins.

L'âge jurassique (intra-Kimméridgien) n'est paléontologiquement prouvé qu'en un point (Sudou) ; toutefois rien ne permet de l'exclure ailleurs, là où la marge d'incertitude entre Jurassique et Crétacé demeure importante.

L'âge éocén de la plupart des bauxites pyrénéennes semble à l'inverse bien établi. Dans les Corbières (Brézou), l'intervalle chronostratigraphique le plus étroit correspond au Barrémien supérieur à Bédoulien supérieur. Dans l'Ariège, où des bauxites jurassiques ou crétacées anté-barrémiennes pourraient exister (Canals - Cluse de Péreille), le phénomène altéritique se poursuit jusque dans l'Albien moyen et même légèrement au-delà (Combe de Lé, Baychet, etc...). Il s'avère difficile de dater les altérites déposées dans les secteurs les plus externes de la Chaîne (Boutenac pour la marge européenne, Sierras Marginales pour la marge nord-ibérique), entre un mur jurassique d'âge varié (du Lias inférieur au Kimméridgien) et un toit néocén allant du Turonien élevé au Santonien. La présence d'horizons argileux à pollens (P.-J. Combes, 1969 ; B. Peybernès, 1976) suggère ponctuellement (Boada) un âge au moins post-valangien, au plus post-Barrémien supérieur/Bédoulien.

Cette apparente diversité dans la durée des lacunes bauxitiques montre en réalité, à vaste échelle, une unité entre les marges ibérique et européenne. Des deux côtés en effet les lacunes augmentent en allant vers l'intérieur des cratons : les murs sont plus anciens et les toits plus récents du Nord vers le Sud côté ibérique, du Sud vers le Nord côté européen. Cette symétrie de part et d'autre du rift pyrénéen au Crétacé est déterminée par le fonctionnement centrifuge de gradins sur lesquels viennent se déposer (et y poursuivre ou non leur

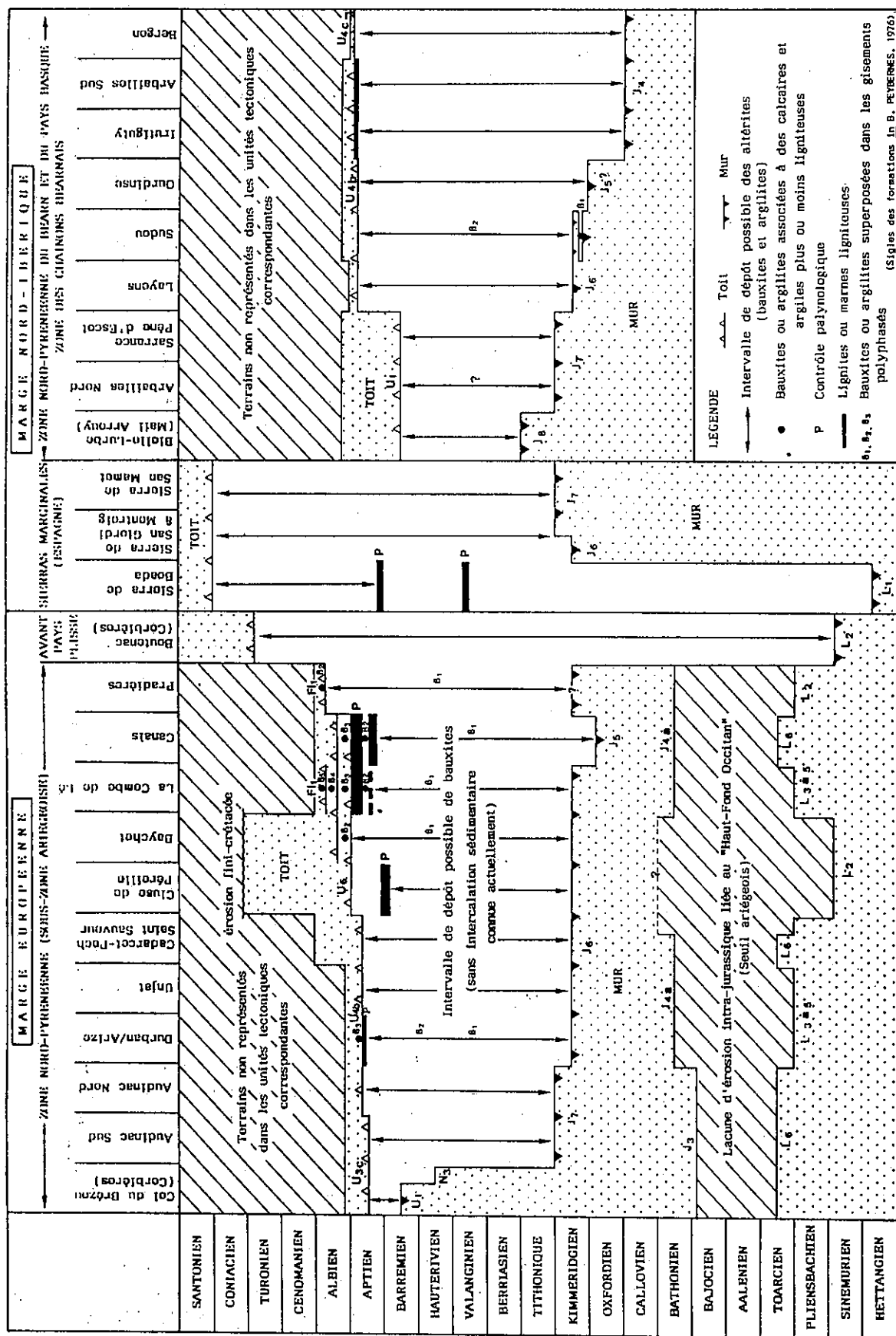


Fig. 7 - Cadre stratigraphique des Bauxites pyrénéennes (sigles des unités lithostratigraphiques repris de B. Peybernès, 1976).

Stratigraphic board of the Pyrenean bauxites. (Initials of lithostratigraphic units from B. Peybernès, 1976).

évolution ferrallitique) les produits plus ou moins altérés des roches diverses de l'arrière-pays.

Si l'on compare maintenant à une échelle plus réduite l'environnement géodynamique des altérites sur les deux marges du domaine pyrénéen, des différences apparaissent (P.-J. Combes et B. Peybernès, 1987). Les bauxites ariégeoises se sont déposées dans un contexte paléotectonique comparable (P.-J. Combes et B. Peybernès, 1981) mais avec des rejets plus importants entre les gradins. Les brèches du mur existent aussi mais le ciment est généralement fait d'argilites rouges : il s'agit de brèches d'effondrement - dissolution continentales, recouvertes et cimentées en milieu oxydant ou faiblement réducteur par les argilites sus-jacentes. A la différence du Pays-Basque et du Béarn, on n'observe pas en Ariège de matrice et de croûte chloriteuse. Le jeu assez rapide des gradins explique probablement le développement moindre des bauxites occidentales et leur richesse en chlorite. La rareté de ces bauxites par rapport aux argilites pourrait être due, en effet, à une durée d'altération faible dans des conditions topographiques défavorables : niveau très bas, nappe aquifère proche de la surface (milieu réducteur). D'autre part, après leur mise en place, les bauxites rapidement noyées en milieu marin protégé et réducteur ont pu subir une chloritisation diagénétique. Par contre, les bauxites ariégeoises sont beaucoup plus développées, leur épaisseur plus importante et leur richesse en hydroxydes d'aluminium traduit une plus longue durée d'altération au-dessus du niveau de la nappe. La présence de boehmite, associée au diaspoire, y indique des conditions moins réductrices. Elles devaient se situer plus en amont dans le paysage sédimentaire que celles des Pyrénées Basco-Béarnaises occupant une position d'extrême bordure littorale, beaucoup plus sensible à l'enfoncement des gradins où venaient s'accumuler, dans des conditions peu favorables à la poursuite de l'altération, les produits issus de la paléomarge nord-ibérique ferrallitisée.

Remerciements

Nous remercions bien vivement le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, en particulier B. Guérangé, pour l'appui financier qui nous a permis de réaliser les études de terrain dans le cadre de la "Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées".

F. Ronchini et P. Eichène ont assuré la mise au net de ce travail. D. Marchand et J. Thierry (Univ. de Dijon) nous ont accompagné sur le terrain (Arbailles) et ont déterminé les Ammonites des "Calcaires d'Aussurucq". M. Martin Closas (Univ. de Montpellier) a déterminé les Charophytes de la "formation de l'Estibette".

BIBLIOGRAPHIE

- BOUROULLEC J. et DELOFFRE R. (1970) - Interprétation sédimentologique et paléogéographique par microfaciès du Crétacé inférieur basal d'Aquitaine Sud-Ouest. Bull. Centre Rech. Pau. - SNPA, 4, 2, p. 381-429.
- BOUSQUET R. (1961) - Etude géologique de la Haute-Bidouze et de ses annexes. Thèse Doct. 3ème Cycle, Univ. de Toulouse, 186 p. (ronéotypé).
- CANEROT J. (1964) - Contribution à l'étude géologique des Chaîns nord-pyrénéens compris entre les vallées d'Aspe et d'Ossau (B.P.). Thèse Doct. 3ème Cycle, Univ. de Toulouse, 199 p. (ronéotypé).

- CANEROT J. et DELAVALUX F. (1986) - Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des Chaînon Béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). Remise en question de la signification des Lherzolites du sommet du Sarailié. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 302, ser. II, 15, p. 951-956.
- CANEROT J., PEYBERNES B. et CISZAK R. (1978) - Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la Zone des Chaînon Béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XX, n° 5, p. 673-676.
- Carte Géologique de la France à 1/50.000è (feuilles de Tardets-Sorholus, Saint-Jean-Pied-de-Port, Oloron Sainte-Marie et Lourdes) et à 1/80.000è (feuille de Mauléon).
- CASSOU A.M. (1968) - La formation des "Marnes de Sainte-Suzanne" et ses faciès latéraux en Aquitaine occidentale. Bull. C.R. Pau, SNPA, 2, 2, p. 263-281.
- COMBES P.-J. (1969) - Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Thèse Sc. Nat. Univ. Montpellier, Mém. C.E.R.G.H., III - IV, 1 vol., 375 p.
- COMBES P.-J. (1978) - Karst précoce et karst secondaire du troisième horizon de bauxite dans la zone du Parnasse (Grèce). I.C.S.O.B.A., 4 th. int. Congr. (Athens, 1978), vol. 1, p. 101-113.
- COMBES P.-J. et PEYBERNES B. (1981) - Le gisement de la Combe-de-Lé (Pyrénées ariégeoises) en 1981 : description, observations et remarques nouvelles sur une bauxite de type Ariège à mise en place polyphasée. Eclogae Geol. Helvetiae, 74/3, p. 587-602.
- COMBES P.-J. et PEYBERNES B. (1987) - Les altérites et les brèches des Pyrénées Basco-Béarnaises liées à l'évolution polyphasée de la marge passive nord-ibérique au Jurassique et au Crétacé inférieur. C.R. Acad. Sc. Paris. (sous-press).
- CURNELLE R. et DUBOIS P. (1986) - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est). Bull. Soc. Géol. France, (8), t. II, n° 4, p. 529-546.
- DELFAUD J. (1969) - Essai sur la Géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen pendant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse Doct. Sc. Nat., Bordeaux, 875 p. (ronéotypé).
- DELFAUD J. (1979) - Le Jurassique des Pyrénées Occidentales de la Garonne à l'Océan. Cahiers de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour, 7 (ronéotypé).
- GODECHOT Y. (1962) - Contribution à l'étude géologique des chaînon nord-pyrénéens aux confins du Béarn et de la Bigorre. Thèse Doct. 3ème Cycle, Univ. de Toulouse, 146 p. (ronéotypé).
- LAROCHE M. (1973) - Etude pétrographique et géochimique des dépôts résiduels argilo-bauxitiques et argileux de la région des Pyrénées Atlantiques. Thèse Doct. 3ème Cycle, Univ. de Paris VI, 150 p. (ronéotypé).
- MASSON D. G. et MILES P. R. (1984) - Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America. Marine Geology, 56, p. 279-287.

- MEGARD-GALLI J., GOTTIS M., DELFAUD J. et BODEUR Y. (1984) - Multiples épisodes de bréchification, indices de mouvements tectoniques syn-sédimentaires dans le Jurassique et le Crétacé inférieur du flanc sud du massif des Arbailles (Pyrénées Nord-Occidentales). 10^e R.A.S.T., Bordeaux, 1984, p. 389.
- PARIS J.-P. (1964) - Etude d'une partie du massif d'Igountze et de ses abords septentrionaux en Barétous et Basse-Soule. Thèse Doct. 3^{ème} Cycle, Univ. de Toulouse, 170 p. (ronéotypé).
- PARIS J.-P. (1969) - Observations géologiques dans la région du Pic de Layens (Basses Pyrénées). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 105, 3-4, p. 270 - 277.
- PEYBERNES B. (1976) - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse Doct. Sc. Nat., 459 p., imp. C.R.D.P., Toulouse.
- PEYBERNES B. (1982a) - Evolution spatio-temporelle des plates-formes carbonatées et des bassins terrigènes dans le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles. Cretaceous Research, 3, p. 57-68.
- PEYBERNES B. (1982b) - Création puis évolution de la marge nord-ibérique des Pyrénées au Crétacé inférieur. Cuadernos de Geologia Iberica, 8, p. 983-1000.
- PEYBERNES B. et SOUQUET P. (1984) - Basement blocks and tectosedimentary evolution of the Pyrenees during Mesozoic times. Geol. Mag., Cambridge, vol. 121, p. 397-405.
- PEYBERNES B. et GAROT B. (1984) - Les brèches d'écroulement aptiennes, témoins de la paléomarge nord-ibérique du domaine pyrénéen dans la zone des Chaînon Béarnais. Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse, t. 120, p. 51-60.
- POIGNANT A. (1965) - Révision du Crétacé inférieur en Aquitaine occidentale et méridionale. Thèse Doct. Sc. Nat., Univ. Paris VI, 317 p., Imp. Grevin & fils, Lagny.
- VILLANOVA M. (1962) - Contribution à l'étude géologique de la région de Lourdes et du Chaînon Pibeste-Estibette. Thèse Doct. 3^{ème} Cycle, Univ. de Toulouse, 173 p. (ronéotypé).

LE LIAS DES PYRENEES BASCO-BEARNAISES FRANCAISES. APPROCHE BIOSTRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

Philippe FAURE *

RESUME

Les dépôts du Lias des Pyrénées basco-béarnaises s'agencent en une mégaséquence d'ouverture déterminée principalement par une remontée eustatique. Elle s'organise en quatre mégaséquences L1 à L4 constituées par cinq formations et treize membres séparés par des discontinuités régionales ou générales. Les deux premières sont transgressives (Hettangien à Lotharingien), les deux suivantes sont des séquences de comblement de type klüpfélien (Carixien à Aalénien). Elles s'inscrivent dans un cadre biostratigraphique précis, basé notamment sur la découverte d'abondantes faunes d'Ammonites.

Mots clés :

Lias - Pyrénées basco-béarnaises - Pyrénées atlantiques - Analyse biostratigraphique - Etude séquentielle.

ABSTRACT

The basco-bearnean Lias shows an opening megasequence marked by eustatic transgression arranged in four megasequences L1 to L4 subdivided in five formation and thirty members that are separated by regional or general discontinuities. The two first are transgressive (Hettangian to Lotharingian) ; the following two are regressive, of the klüpfelian type (Carixian to Aalenian). They are chronologically well characterized by the discovery of several Ammonite level.

Key words :

Lias - Basco-bearnean Pyrénées - Pyrénées atlantiques - Biostratigraphical analysis - Sequential analysis.

** Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie - Université Paul-Sabatier - 39, allées Jules Guesde, 31062 Toulouse Cédex.*

1. - INTRODUCTION

Les Pyrénées basco-béarnaises comportent sur le versant français un Jurassique et notamment un Lias bien développé qui constitue dans l'Est de notre territoire d'étude (fig. 1) l'ossature de chaînons subméridiens partiellement décollés sur le Trias marneux (Zone des Chaînons béarnais). A l'Ouest, (région comprise entre la Haute vallée de la Bidouze et la Nive) les affleurements du Lias sont plus dispersés et sont tantôt associés à la couverture mésozoïque décollée de massifs hercyniens nord-pyrénéens (Massifs du Labourd, de Cinco Villas et de Baygoura), tantôt accompagnent des structures diapiriques (Armen-daritz, Rides de Sebescun, Bustince ou Jaxu).

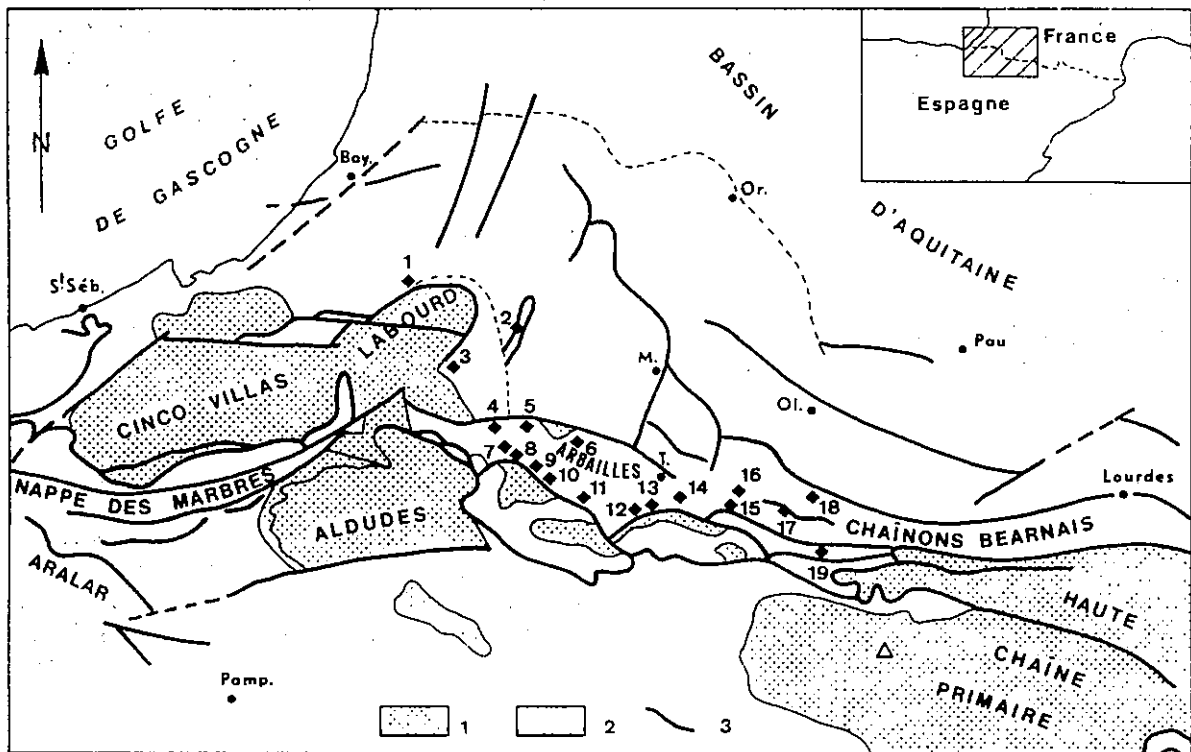


Fig. 1 - Les Pyrénées basco-béarnaises, schéma structural et répartition des coupes citées dans le texte.

Légende : 1. Socle primaire ; 2 : Couverture post-hercynienne ; 3 : Principaux accidents tectoniques.

Coupes étudiées : 1 : Cambo-les-Bains ; 2 : Armendaritz ; 3 : Ossès ; 4 : Sarraquette ; 5 : Pic de Belchou ; 6 : Col de Categorena (Etchecortia) ; 7 : Lecumberry (Chapoenea) ; 8 : Mendive ; 9 : Pic Behorlegy ; 10 : Col d'Apanice ; 11 : Col d'Ahhrensus ; 12 : Bostmendy ; 13 : Mont Laramendy ; 14 : Licq Atherey ; 15 : Pic de Sudou, Ouest ; 16 : Pene Arrouye ; 17 : Trone du Roy ; 18 : Mail Arrouil ; 19 : Plateau d'Ourdense.

The basco-bearnean Pyrénées, geological sketch and localization map.

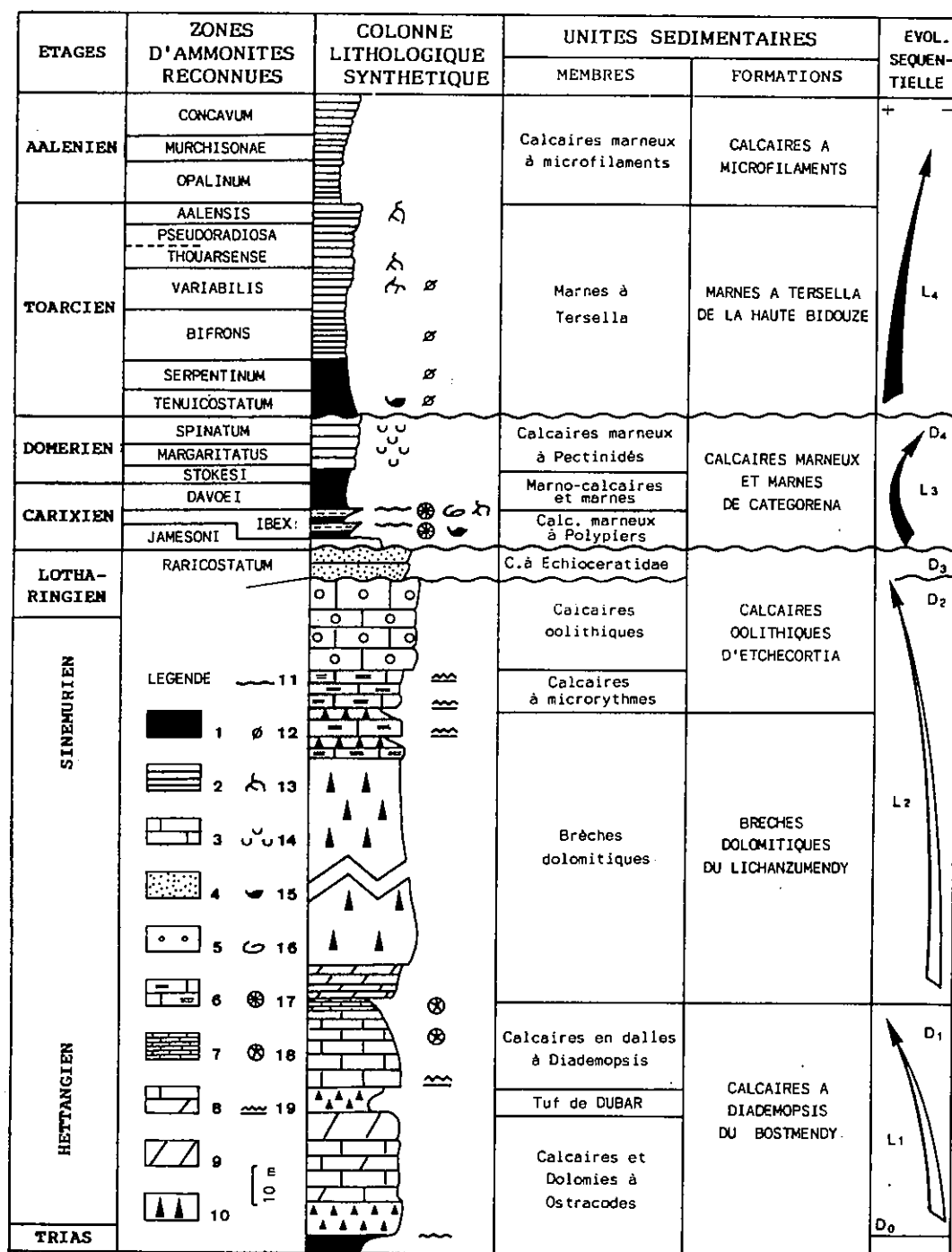


Fig. 2 - Coupe synthétique du Lias basco-béarnais ; biozonation et évolution séquentielle.

Légende : 1. Marnes ; 2. Alternances marno-calcaires - marne ; 3. Calcaire ; 4. Calcaire marneux gréseux ; 5. Calcaire oolithique ; 6. Calcaire à microrhythmes ; 7. Calcaire en plaquettes ; 8. Calcaire dolomitique ; 9. Dolomie ; 10. Brèches ; 11. Discontinuité sédimentaire avec hard-ground ; 12. Tersella ; 13. Thallassoides ; 14. Pectinidés ; 15. Brachiopodes ; 16. Gryphées ; 17. Polypiers solitaires ; 18. Débris d'Echinides ; 19. Stromatolithes.

- Lithological section of the basco-bearnean Lias ; biostratigraphy and sequential evolution.

Le Lias constitue la composante inférieure transgressive du cycle sédimentaire jurassique de 5ème ordre. Cette ouverture marine apparaît déterminée par une importante remontée eustatique (Hallam, 1981) et elle se manifeste au sein d'une mégaséquence de 4ème ordre (Cubaynes et al., 1984).

Stuart-Menteath (1881) identifie pour la première fois le Lias moyen et supérieur dans les Pyrénées basques à Sare, Cambo et dans la forêt des Arbailles. Plus tard, Seunès (1887), puis Roussel (1903, 1904) décrivent aux abords de Cambo de bas en haut : une série de marnes schisteuses à Pecten aequivalvis du Lias moyen surmonté par un Toarcien marno-calcaire à Ammonites bifrons, A. aalensis et A. munchisonae. Les puissantes dolomies sous-jacentes sont encore attribuées au seul Trias.

Fournier (1905, 1907 - 1908) rapporte le premier ces assises au Sinémurien et cite dans la vallée d'Aspe Echioceras raricostatum. Carez (1910) affine ces données lors de l'établissement des contours de la feuille de Mauléon au 1/80 000è.

L'essentiel des données biostratigraphiques concernant le Lias basco-béarnais revient à Dubar lors de son travail de synthèse sur le Lias nord-pyrénéen (1925). Il distingue notamment :

- Au sein des Calcaires de base à Diademopsis (Hettangien inférieur), un niveau de brèches ferrugineuses attribué auparavant par Fournier (1905) au Trias ; il le parallélise avec le Tuf de Rimont.

- Au sommet des Calcaires oolithiques sinémuriens, un Lotharingien supérieur bien daté au Nord d'Ahaxe par Vermiceras tardecrescens [Zone à Raricostatum].

- Dans la puissante série marneuse sus-jacente, les cinq zones d'Ammonites alors connues en Europe dans le Charmouthien : Zone à Polymorphites jamesoni riche en Montlivaultia ; Zone à Liparoceras striatum ; Zone à Aegoceras capricornu et Deroceras davoei ; Zone à Amaltheus margaritatus ; Zone à Amaltheus spinatus ; dans le Toarcien : Zone à Harpoceras falciferum ; Zone à Hildoceras bifrons enfin Zone à Dumortieria et Pleydellia aalensis. Il reconnaît enfin l'Aalénien à Ludwigia munchisonae.

Dubar souligne le premier la grande régularité des dépôts et l'uniformité des faciès accusant seulement un approfondissement progressif en direction de l'océan. Il insiste de plus sur l'absence, dans ce secteur des Pyrénées, des discontinuités sédimentaires repérées à l'Est de la vallée de l'Ossau. Ces constatations lui permettent d'individualiser un faciès basque reconnu plus tard comme caractéristique du tronçon basco-béarnais des Pyrénées (Souquet & Mediavilla, 1976) qu'il oppose au faciès jurassien développé plus à l'Est (1925, 1927).

Ultérieurement le Jurassique inférieur ne fait l'objet que d'études synthétiques ou ponctuelles dépourvues de toute observation biostratigraphique. Parmi ces travaux, nous citerons ceux de Lamare (1936, 1953) qui souligne l'identité de ces dépôts avec le Lias de Basse Navarre ; de Henry (1959), puis Bousquet (1961) et Galharague (1966) sur le Jurassique de la région de Tardets. Clin & al. (1967) et Delfaut & Henry (1967) découpent la série liasique en 4 grands rythmes sédimentaires ; L1, régressif (Hettangien), L2 et L3 transgressifs, enfin L4 régressif à nouveau. Ils reconnaissent à la suite de Henry (1959) une zone subméridienne de hauts-fonds : "zone à Tardets" active dès le Lias moyen se caractérisant par une accumulation de brèches (brèches d'Ahransus) qui seront attribuées plus tard au seul Crétacé (Peybernès et Garot, 1984).

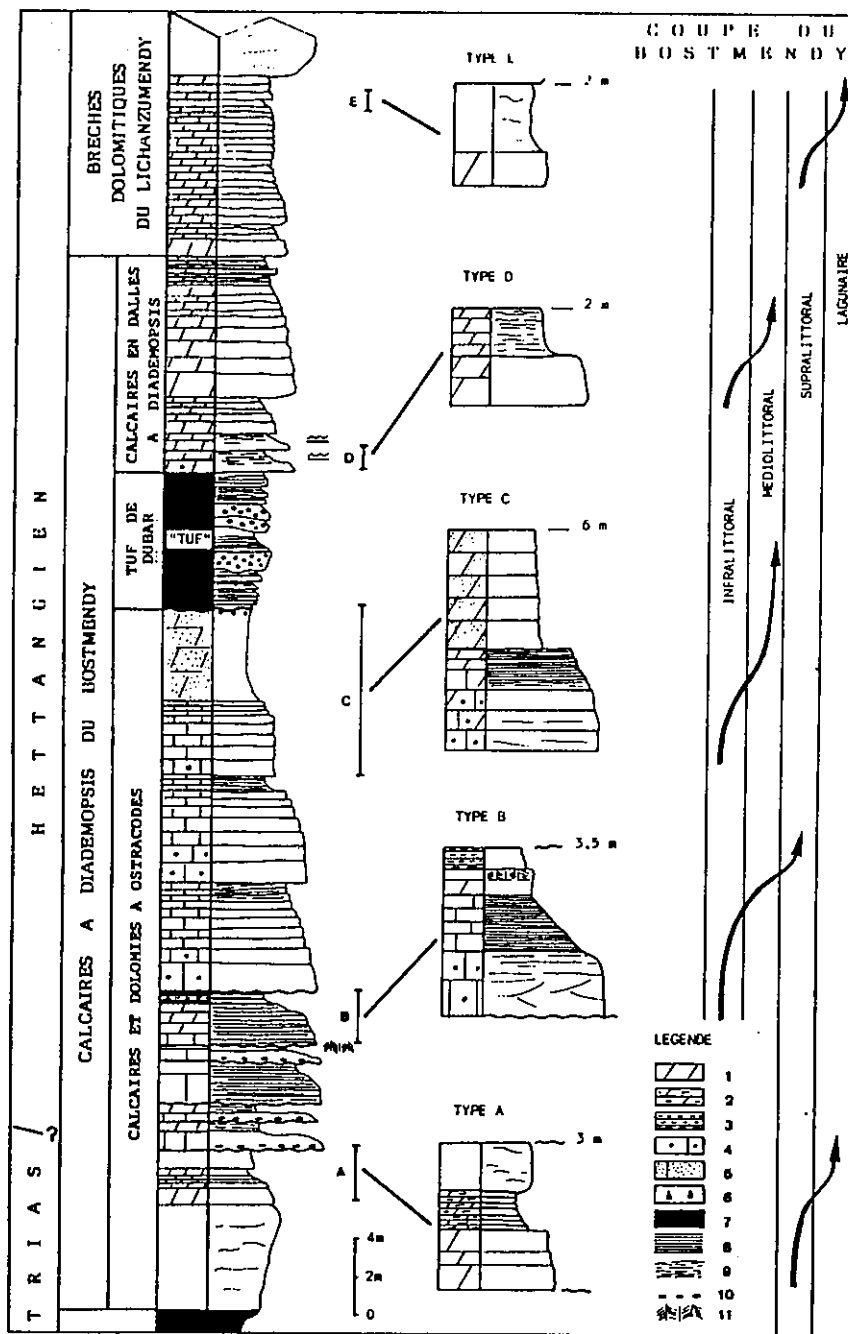


Fig. 3 - Formation des Calcaires à Diademopsis du Bostmendi ; coupe du Bostmendi ; séquences types et environnements sédimentaires (de gauche à droite).

Légende : 1. Dolomies ; 2 : Dolomies argileuses ; 3. Marnes dolomitisées ; 4. Calcaire graveleux ; 5. Calcaire dolomitique à fenestrae ; 6. Brèches de dissolution ; 7. Argiles ; 8. Lamines mécaniques ; 9. Stromatolithes ; 10. Galets mous ; 11. Brèches de disséca-tion.

- Bostmendi Diademopsis limestones ; Bostmendi section ; characteristics sequences and sedimentary landscape.

La série Eojurassique est ici découpée en cinq formations sédimentaires composées elles-mêmes de membres. Nous proposons ensuite un découpage en quatre mégaséquences (3ème ordre) séparées par des discontinuités régionales ou générales (fig. 2) pour lesquelles nous préciserons les environnements sédimentaires.

2. - DESCRIPTION DES DIFFERENTES FORMATIONS INDIVIDUALISEES

2.1. Formation des Calcaires à Diademopsis du Bostmendy

Il s'agit d'un ensemble essentiellement carbonaté (65 m d'épaisseur) compris entre les Marnes versicolores du Trias et les brèches dolomitiques de l'Hettangien, pour lequel nous proposons la dénomination de Formation des Calcaires à Diademopsis du Bostmendy.

Dubar désignait (1925) ce premier ensemble sous le nom de Calcaires à Diademopsis ; puis Bouroullec et Deloffre (1969) à la suite de Henry (1959) font de cette série la Formation des Calcaires à Ostracodes en proposant comme coupe type celle de la Pène Arrouye. A notre sens, cette coupe est trop tectonisée (laminage des termes inférieurs) et incomplète (érosion des termes supérieurs) pour être utilisée comme référence.

C'est au Sud du Chaînon du Bostmendy (Ouest de Licq Athérey), aux abords du Cayolar de Olhaberria, que la série est la plus complète ; elle comporte là deux membres carbonatés superposés (Calcaires et dolomies à Ostracodes puis Calcaires en dalles à Diademopsis) séparés par un épisode volcano-détritique bien connu depuis Dubar (1925).

2.1.1. Membre des Calcaires et dolomies à Ostracodes (37 m)

Ces Calcaires et dolomies blanchâtres, en bancs massifs, formant relief dans le paysage, débutent sans transition (discontinuité Do) sur les Marnes versicolores triasiques par 6 m de brèches monogéniques dont les éléments dolomitiques sont granocroissants. Cet épisode témoigne vraisemblablement de la dissolution d'évaporites pré-existantes. Il est suivi par une série calcaréodolomitique stratifiée constituée par la superposition (fig. 3) de séquences sédimentaires tidales d'échelle métrique qui évoluent dans les domaines marins infra puis supra littoraux. Trois types de séquences élémentaires sont individualisés ; à la base du membre, elles vont d'un milieu médiolittoral à un environnement supralittoral d'ambiance évaporitique (type A) (fig. 2) ; plus haut, les séquences (type B) 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). Vers le sommet du membre, l'organisation séquentielle devient plus difficile à reconnaître ; les environnements s'échelonnent (type C) (fig. 2) de l'infralittoral (dolomies à fantômes d'oolithes) au médiolittoral (dolomies à voiles cryptalgaires, puis dolomies à fenestrae) et constituent des amorces de séquences de type sebkha. La dernière séquence est interrompue par l'épisode volcano-clastique.

2.1.2. Le tuf de Dubar (7 m)

Cet épisode, mis en parallèle depuis Dubar avec le Tuf de Rimont en Ariège (1925) est connu par ailleurs à un niveau équivalent en Aquitaine méridionale (Artières et Durif, 1961), et occidentale (Tuf de Cazaliou), dans les Pyrénées centrales (Delfaud, 1968, et méridionales (Peybernès et Papon, 1968)

et plus à l'Ouest dans la vallée de la Bidassoa (Lamare, 1936).

Il débute localement par un banc métrique de brèches polygéniques (Ouest du massif des Arbailles) auquel font suite (seul représenté sur la coupe du Bostmendy) des séquences grano-décroissantes (fig. 3) parfois chenalisées et correspondant à des épandages successifs de détritiques silteux en milieu marin. Vers le sommet du membre, ces séquences se complètent à leur base par des accumulations bréchiques dont le ciment très ferrugineux a depuis longtemps donné lieu à des exploitations d'Oligiste (entre Ancille à l'Ouest et Montory à l'Est).

2.1.3. Le membre des Calcaires en dalles à Diademopsis (11 m)

Ces calcaires disposés en bancs décimétriques à centimétriques, globalement stratodécroissants, avec vers le sommet de fines intercallations marneuses noires bioclastiques contiennent des radioles de Diadematisés.

L'organisation en séquences est nette à la base ; elles se réalisent principalement dans des environnements médiolittoraux avec à la base des dolomicrites massives (fig. 3) s'enrichissant ensuite en lamines cryptalgaires vers le sommet. Ces séquences montrent ensuite une dérive transgressive avec apparition de terme de base infralittoraux (Oodolomicrosparite à radioles d'Echinides) et disparition au sommet des termes médiolittoraux.

2.1.4. Age de la formation

En l'absence de tout marqueur biostratigraphique, ces dépôts sont attribués au seul Hettangien inférieur par analogie avec des équivalents latéraux mieux datés : Dolomie de Carcans (Dalbiez et al., 1959), Dolomie du Maillet (Cubaynes et al., 1984). Curnelle (1983) leur donne un âge Rhétien dans le centre du bassin d'Aquitaine. Un tel diachronisme ne semble pas apparaître à l'échelle du versant Nord des Pyrénées ; si l'on en juge par la constance à un niveau bien déterminé de l'épisode des "tufs".

2.1.5. Evolution latérale

Remarquablement constante dans les Pyrénées occidentales, la formation atteint son épaisseur maximale à l'Ouest de la vallée du Saison (65 m) ; elle se réduit vers l'Ouest (25 m à Mendive) et vers l'Est (30 m à Licq Athérey) mais sa composition reste inchangée. La puissance du Tuf de Dubar varie de façon parallèle (3,5 m à Ahaxe à l'Ouest, 3 m à la Pene Arrouye à l'Est). Les concentrations ferrugineuses prédominent dans les zones les plus condensées (Ancille, Mt Laramendy, Mt Muruche, Mt Begousse) (2 à 3 m d'épaisseur).

Plus à l'Est (Mail Arrouil, Bois du Layens, Ourdense) la formation est oblitérée par la tectonique.

2.2. **Formation des brèches dolomitiques du Lichanzumendy** (Bouroullec et Deloffre, 1969)

Cette épaisse formation dolomitique bréchifiée encore appelée brèche calcaréo-dolomitique ou pseudo-brèche rose saumon (Bousquet, 1961) correspond au marbre rouge du Lichanzumendy de Dubar (1925).

Sa puissance, toujours importante (80 à 100 m), en fait un élément majeur de l'ossature des massifs du Bostmendy au Lichanzumendy.

Dans sa partie inférieure, la formation est représentée par des dolomies beiges à stratification assez nette, sans organisation séquentielle visible (9 - 10 m au Mt Bostmendy) puis se complète vers le sommet par l'apparition de niveaux de brèches intra-formationelles. Sa partie moyenne et supérieure est constituée par une masse de brèches grises polygéniques, parfois cargneulisées. Les éléments (dolomicrites ou dolosparites à pseudomorphoses de gypse), de tailles irrégulières, ont été antérieurement fragmentés. Localement (flanc Sud du Mt Bostmendy, Mt Muruche et Laramendy) apparaît une mégabrèche dont les blocs atteignent plusieurs mètres cubes. Ces blocs sont constitués par une accumulation d'éléments bréchiques non classés.

Au sommet les dépôts s'ordonnent en séquences sédimentaires nettement caractérisées ; les termes inférieurs carbonatés signalent le nouveau développement des lamines cryptalgaires en milieu médiolittoral. Le terme supérieur est constitué par une brèche dolomitique (brèche de dissolution - tassement) qui souligne des recurrences évaporitiques successives.

2.2.1. Age et origine des brèches

C'est sans argument paléontologique que ces dépôts sont attribués depuis Dubar (1925) à l'Hettangien (supérieur). Cette formation a depuis longtemps fait l'objet de nombreuses études sédimentologiques tant dans les Pyrénées (Delfaud et Henry, 1967) qu'en sondages sur la marge Nord pyrénéenne (Artières et Durif, 1961 ; Bouroullec et Deloffre, 1969) et le bassin d'Aquitaine (Curnelle, 1983).

Tous ces auteurs s'accordent à voir dans ces brèches un équivalent latéral après dissolution progressive de la zone à Anhydrite qui se développe largement dans le bassin d'Aquitaine (jusqu'à 800 m d'épaisseur). Cette dissolution s'effectuerait par ravinement progressif de sédiments évaporitiques en bordure d'un bassin salifère subsident (Bouroullec et al., 1979 ; Curnelle, 1983). Cette dissolution avec mouvement de collapse s'associe vraisemblablement à des glissements latéraux occasionnés par l'instabilité du fond sur la marge du bassin. Ce mécanisme déjà invoqué par Curnelle (1983) et Canérot et al. (1984), serait à l'origine des accumulations de brèches plus ou moins resédimentées, observées localement (100 - 120 m sur le flanc Sud du Mt Laramendy), associé à des réductions d'épaisseur (40 m à Mendive ou au Pic Lichanzumendy), voire de lacunes complètes (Col d'Ahransus).

2.3. Formation des Calcaires oolithiques d'Etchecortia

(Bouroullec et Deloffre, 1969)

Ces calcaires, de couleur claire, en bancs généralement massifs constituent un relief particulièrement visible au-dessus des Dolomies bréchiques. Le Pays Basque ne nous a fourni qu'une coupe complète (coupe de Licq Atherey, sur la rive droite du Saison). La coupe classique d'Etchecortia (Col de Categorena), (Henry, 1959), n'intéresse que la partie supérieure de la formation. Nous individualisons 3 membres successifs qui matérialisent le passage sous l'influence de la remontée eustatique, de faciès tidalitiques infra à médio-littoraux (Calcaires à microrhythmes) à des faciès de plate-forme externe (Calcaires oolithiques, puis Calcaires à Echioceratidae).

2.3.1. Le membre des Calcaires à microrhythmes (8 - 10 m)

Arbitrairement nous faisons coïncider sa limite inférieure avec la disparition des niveaux de brèches de dissolution. Ces Calcaires sont constitués par la

répétition de séquences tidales de comblement bien connus par ailleurs (Cubaynes et al., 1984) ; ces séquences montrent une succession de faciès caractérisant d'abord l'étage infra-littoral (grainstone oolithique riche en gravelles), puis les étages médio-littoraux (mudstone laminé associé à une activité stromatolithique intense), puis supra-littoraux (brèche de dessiccation).

2.3.2. Le membre des Calcaires oolithiques (25 m)

La limite inférieure du membre, vraisemblablement diachrone, correspond à l'apparition de puissantes barres oolithiques. A Licq Atherey, ces Calcaires montrent la succession de séquences granodécroissantes dont le terme inférieur (Oobiosparite riche en débris de Lamellibranches, Dasycladales et Encrines) est parfois ravinant ou chenalisé. Les termes suivants appartiennent toujours à un milieu infra-littoral (Oosparite puis pelmicrosparite) avec un hydrodynamisme qui diminue progressivement (disparition des lamines mécaniques - apparition des oncolithes). Sur le flanc Nord du synclinal des Arbailles (col de Categorena - Belchou) les dernières séquences du membre se complètent à leur sommet par des calcaires lités (micrite mudstone) en bancs onduleux qui sont interrompus par des hard grounds successifs préfigurant la discontinuité D2 qui surmonte partout le membre.

2.3.3. Le membre des Calcaires à Echioceratidés (4 m, Col de Categorena)

Ce sont des calcaires marneux (biopelmicrite) et des calcaires un peu gréseux (Peltoobiomicrosparite) agencés en séquences d'énergie croissante de type klüpfélien. Ce changement de régime sédimentaire accompagne la première ouverture marine franche déterminée par une accélération rapide de la remontée eustatique et voit l'apparition de nombreux organismes benthiques (Madreporaires, gastéropodes, Entolium, Brachiopodes, crinoides) et d'Ammonites (Paltechioceras sp. au Col de Categorena, Paltechioceras tardecrescens [Hauer] in Dubar, 1925 au NE d'Ahaxe) du Lotharingien supérieur [Zone à Raricostatum, sous zone à Aplanatum].

2.3.4. L'évolution latérale

Les Calcaires à "microrythmes" sont remarquablement constants à la base de la Formation (9 m au Mail Arrouil et au Sud de l'Ourdense) ; ils correspondent à une période d'homogénéisation paléogéographique. Les Calcaires oolithiques montrent une amorce de différenciation avec des puissances maximales au Nord des Arbailles (60 m à Categorena et Belchou) et de nettes réductions d'épaisseur vers le Sud (5 m au Bostmendy) et à l'Est (25 m à Licq Atherey puis 20 m au Sud du plateau de l'Ourdense).

La différenciation s'accroît avec les Calcaires à Echioceratidés et, on peut alors opposer des zones subsidentes centrées sur le Nord du massif des Arbailles (4 m à Categorena) où pénètrent les Ammonites lotharingiennes et des zones de plateforme carbonatée peu profonde où ces dépôts sont absents (Licq Atherey ou très réduits (1 m de Calcaire oolithique au Mail Arrouil - 0,60 m de calcaire graveleux de très haute énergie riche en galets de dimensions centimétriques à Cambo les Bains).

Ce dernier membre est partout interrompu par un hard ground (discontinuité D3).

2.4. Formation des calcaires marneux et marnes de Categorena

Nous avons individualisé 4 membres sur la coupe du Col de Categorena et sur le versant NW du Pic de Belchou (Fig. 4) :

- Les calcaires à Cuersithyris
- Les calcaires marneux à Polypiers et à Gryphées
- Les marno calcaires noduleux et marnes
- Les calcaires marneux à Pectinidés.

2.4.1. Les calcaires à Cuersithyris (1,20 m)

Cette unité correspond à une seule séquence métrique d'énergie croissante reposant sur le hard-ground ferrugineux qui tronque le Lotharingien supérieur. Elle débute par des calcaires marneux un peu gréseux, massifs (biopelmicrospare wackstone à packstone) riches en débris d'organismes brisés et en Brachiopodes dont : Cuersithyris davidsoni (Haime) et Gibbirhynchia curviceps (Quenstedt). Ce banc est surmonté par une succession de hard-grounds dont les surfaces sont riches en thanatocenoses de Belemnites, Gastéropodes, débris de Gryphées.

La faune de brachiopodes à laquelle s'associent localement de rares Ammonites (Polymorphites bronni (Roem. - Quenst.) au Pic de Belchou) suggère un âge Carixien inférieur [Zone à Jamesoni].

Latéralement, les dépôts correspondant à cette séquence se réduisent vers l'Ouest (Pic de Belchou ; 20 cm de calcaire bioclastique à Montlivaultia et Spirifina, 80 cm à Cambo). Vers l'Est, le membre semble disparaître à l'Est de la vallée du Saison (quelques cm au N de Licq Athérey) et n'est plus représenté dans les chaînons béarnais (Mail Arrouil, Layens, Ourdense, Bergon) - (fig. 4).

2.4.2. Les calcaires marneux à Polypiers (Montlivaultia) et à Gryphées (6m)

Ils sont disposés en alternances décimétriques de calcaire marneux biodétritique et de marne beige. Ils s'organisent, tout particulièrement sur la coupe du Pic de Belchou où le membre présente une épaisseur plus réduite (4m), en séquences régressives métriques. Le terme inférieur (biomicrite mudstone et marnes) est riche en Belemnites, Gryphaea cymbium en position de vie et Lamellibranches fouisseurs (Pholadomies). Le terme supérieur, plus massif et riche en Quartz et spicules contient des Gryphées et des polypiers solitaires (Montlivaultia) ; il est surmonté par un hard-ground karstifié rayonné par la séquence sus-jacente. Localement (Col de Categorena) une de ces séquences est terminée par un niveau de remaniement à Oolites ferrugineuses, Belemnites, Entolium, Pholadomies et rares Ammonites Acanthopleuroceras gr. lepidum (Tutch. & True) - (fig. 4).

Toutes les faunes d'Ammonites caractérisent la Zone à Ibex du Carixien moyen : Beaniceras centaurus (d'Orb.) à 2 m de la base, puis A. lepidum (T. & T.) à 4 m. [sous-zone à Vadani]. Quelques C. davidsoni existent encore à la base de ce membre au Col d'Apanice.

Le membre se réduit vers l'Ouest (4 m au Pic de Belchou ; 2,5 m à Cambo) et vers l'Est (70 cm à Licq Athérey) où les faciès, très bioclastiques sont très riches en oolites ferrugineuses et Montlivaultia resédimentés. Au-delà, dans les Chaînons béarnais, un banc unique de calcaires oolithiques à Montlivaultia repose sur le hard-ground qui clôture les calcaires oolithiques d'Etche-

cortia. Ce niveau repère ne s'observe pas au Nord d'Aydius (Chaînon d'Ourdense) (fig. 4).

2.4.3. Les marno-calcaires noduleux et marnes (9 - 10 m)

Ce membre montre l'apparition progressive de la sédimentation marneuse et témoigne de l'accélération de l'approfondissement. Il est caractérisé à sa base par une alternance rythmique : marne beige - marno-calcaire noduleux riche en faune : *Pholadomies*, *Pectinidés*, *Gibbirhynchia* de petite taille et *Ammonites* du Carixien supérieur : *Aegoceras sparsicosta* (True.) et *A. Maculatum* (Y. & B.) [Zone à Davoei ; sous-zone à *Maculatum*].

Au-dessus, apparaissent des marnes beiges et quelques bancs noduleux subordonnés. La faune, moins abondante, comporte essentiellement des *Gibbirhynchia* naines et des *Ammonites* : *A. maculatum* (Y. & B.) et *Productylioceras aurigeriense* (Dommergues, Fauré et Mouterde) [sous-zone à *Maculatum*]. Plus-haut, ces dépôts appartiennent au Domérien inférieur avec *Protogrammoceras* (*Matteiceras*) *nitescens* (Y. & B.), puis *Fieldingiceras* sp. [Zone à *Stokesi*], (fig. 4).

Latéralement, l'unité s'observe avec des puissances et un faciès équivalent à Mendive, au Col d'Apanice, au Pic de Belchou (9 m). Elle s'épaissit vers Cambo (17 m) et Ossès à l'Ouest, avec une augmentation de la bathymétrie soulignée par de riches successions d'*Ammonites* du passage Carixien - Domérien (Est d'Otseguia) avec : *Protogrammoceras* (P.) *occidentale* Dommergues. Vers l'Est (Chaînon béarnais), la réduction d'épaisseur importante (5 m au Mail Arrouil ; 2 m au N d'Aydius) accompagne l'apparition de faciès plus carbonatés (Mail Arrouil) et bioclastiques ferrugineux à *Belemnites* et *Pectinidés* (Ourdense) (fig. 4).

2.4.4. Les Calcaires marneux à Pectinidés (15 m)

Le membre est constitué par une alternance rythmique de bancs de calcaires marneux décimétriques et de marnes feuilletées plus ou moins luma-chelliques s'enrichissant vers le sommet en *Pseudopecten* (P.) *aequalvis*. Il est clôturé par un hard-ground ferrugineux à valeur régionale, [Discontinuité D4]. Deux termes superposés s'individualisent ; ils ont livré notamment au Pic de Belchou une faune abondante (fig. 4) :

. Des alternances rythmiques inférieures de calcaires marneux en bancs épais (25 à 50 cm) et de marnes feuilletées s'agencant en séquences de 2^{ème} ordre stratocroissantes (9 m). La faune est constituée de *Belemnites*, *Pseudopecten* peu abondant, *Pholadomies*, quelques brachiopodes (*Lobothyris subpunctata* (Dav.), *Gibbirhynchia*, *Zeilleria*) et *Ammonites* (*Amaltheus subnodosus* à 4 m de la base) [Domérien moyen, zone à *Margaritatus*, sous-zone à *Subnodosus*].

. A la partie supérieure, des Calcaires bioclastiques roux à *Pseudopecten* et à *Belemnites* montrent la répétition de séquences élémentaires granodécroissantes comprenant deux termes : un terme inférieur carbonaté (biomicrite) luma-chellique ; un terme supérieur marneux, raviné par la séquence sus-jacente, riche en *Pseudopecten*, *Entolium*, *Chlamys* et *Ammonites*. Ces niveaux très luma-chelliques témoignent de dépôts infra-littoraux peu profonds avec une énergie hydrodynamique modérée qui augmente progressivement puis diminue ensuite 2 m avant le hard-ground ferrugineux qui la clôture. Les séquences élémentaires sont analogues aux taphoséquences de "rampe" (Cubaynes, 1986) connues à un niveau équivalent en Aquitaine orientale.

Cet ensemble contient à sa base des Ammonites appartenant au sommet du Domérien moyen [zone à *Margheritatus*] : *Amaltheus margaritatus* (Montf.) ; *A. gibbosus* (Simps.), *Arietoceras algovianum* (Oppel) [sous-zone à *Gibbosus*].
A 3 m du sommet : *Pleuroceras solare* (Phil.) très abondant associé à *Neolioceratoides* gr. *hoffmanni* (Gemm.), *Tauromeniceras* gr. *elisa* (Fuc.) [Domérien supérieur, zone à *Spinatum*, sous-zone à *Solare*] et *Zeilleria quadrifida* (Lam.).

Le membre des calcaires marneux à Pectinidés s'observe avec une remarquable constance sur toutes coupes étudiées (Cambo, Col d'Apanice, Mendive, Chapoenea, SE et NW de Sarrasquette, Iholdy). Vers l'Est, au-delà du Sudou, on observe une importante réduction d'épaisseur alors qu'apparaissent des calcaires bioclastiques roux en bancs ondulés à *Belemnites*, *Pseudopecten* et rares Ammonites (2 m au Mail Arrouil avec *Pleuroceras solare* ; 1,5 m au N d'Aydius) (fig. 4).

Le membre est partout interrompu par un hard-ground (discontinuité D4) et représente un épisode de comblement dont l'énergie décroît au sommet ; ici aussi la rupture énergétique précède la rupture sédimentaire.

2.5 Formation des marnes et marno-calcaires à Tersella de la Haute Bidouze

Elle repose sur le hard-ground Domérien par 20 cm d'argiles schisteuses noires varvées à faciès "schiste-carton" dont les minces lits sont criblés de débris de Lamellibranches (*Leda*, *nucula*, Gastéropodes (*Amberleya*) et brachiopodes nains (*Gibbirhynchia*). Ce mince horizon qui contient au Pic de Belchou les premières Ammonites toarciennes ; *Eodactylites* sp. [zone à *Tenuicostatum*, sous-zone à *Paltus*], apparaît ici encore comme le témoignage de la transgression toarcienne (Cubaynes et Fauré, 1986) - (fig. 5). Le reste de la formation peut se subdiviser ainsi sur le flanc Sud de l'anticlinal de la Haute Bidouze (Pic de Belchou et Col de Categorena) :

a) - marnes riches en débris bioclastiques et *Gibbirhynchia* avec *Paltarpites* sp. [sous-zone à *Paltus*], (2 m).

b) - marnes beiges et marno-calcaires à rares bancs subordonnés (7 m) riches en Dasycladales : *Tersella querciensis*, Cubaynes & Deloffre dont les éléments restent en connexion et témoignent de conditions infra-littorales de dépôt relativement peu profonds avec un hydrodynamisme modéré. Les Ammonites (fig. 5) appartiennent à la zone *Tenuicostatum* [sous-zone à *Semicelatum*] et à la zone à *Serpentinum* [sous-zone à *Elegantulum* et *pseudoserpentinum*].

c) - marnes beiges et marno-calcaires en alternance rythmique, toujours riches en *Tersella* associées à des *Plagiostoma* et Ammonites nombreuses caractérisant la zone à *Bifrons* (sous-zone à *Sublevisoni*, *Lusitanicum* et *Bifrons*).

d) - calcaires marneux en bancs décimétriques en alternance avec des lits centimétriques de marnes, organisés en séquences stratocroissantes, à *Tersella* moins nombreuses et rares Ammonites de la zone à *Variabilis* (sous-zone à *Illustris*), (10 m).

Le reste de la succession ne peut être observé qu'au Col de Categorena ou au SE d'Ossès. A partir de la Zone à *Variabilis* les *Tersella* se raréfient, puis disparaissent. Les bancs marno-calcaires montrent de nombreuses empreintes de pistes ou de terriers (*Thalassoides*).

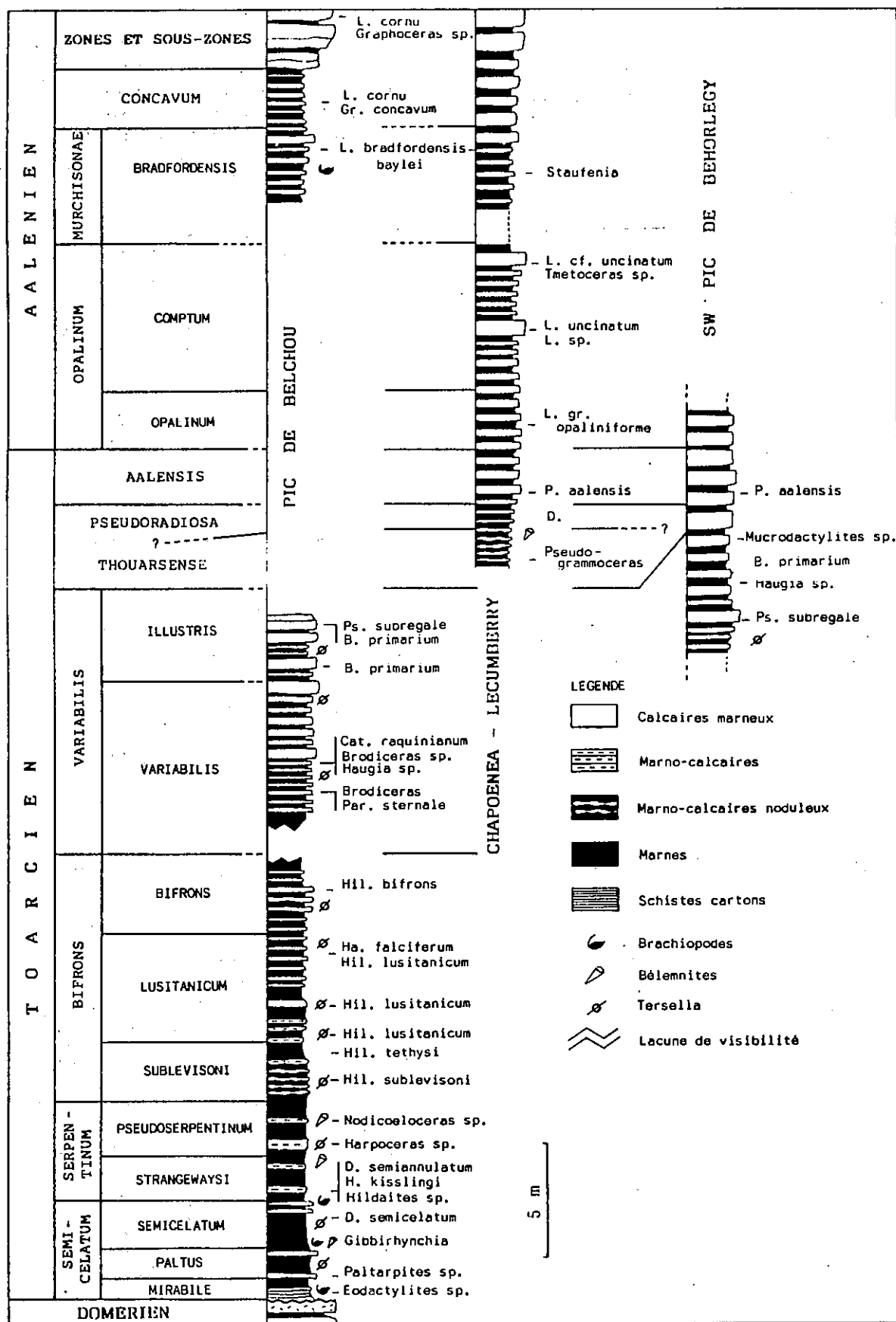


Fig. 5 - Le Toarcien du Massif des Arbailles

The Arbailles Toarcien

Sont représentées dans ces niveaux : les zones à Thouarsense (sous-zone à Bingmanni) (4 - 5 m d'épaisseur) puis les zones à Pseudoradosa et à Aalensis (3 - 4 m). Ces dernières sont matérialisées par des dépôts dont l'épaisseur diminue de façon importante au Sud du synclinal des Arbailles (1 m au nord de Lecumberry et au SW du Pic Behorlegy) (fig. 5).

La suite de la série montre une succession rythmique très uniforme de calcaires marneux en bancs massifs alternant avec des lits de marnes feuilletées qui se chargent progressivement en microfilaments : la formation des Calcaires à microfilaments.

Ces bancs possèdent une organisation en séquences stratocroissantes successives dont les termes évoluent tous dans les domaines marins externes infra à circa-littoraux.

Sans rupture sédimentaire visible, ils fournissent dès la base des Ammonites à la zone à Opalinum [sous-zone à Opalinum et à Comptum] (15 m d'épaisseur à Chapoena), puis de la zone à Murchisonae [sous-zones à Haugi et Bradfordense]. Avec la zone à Concavum apparaissent des faciès plus carbonatés riches en Belemnites, Brachiopodes et Ammonites : Graphoceras concavum (Sow.), G. (Ludwigiella) cornu (Buck.) (fig. 5).

3. - DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES ET PALEOBIOGEOGRAPHIQUES

Les séries du Lias inférieur restent en l'absence de toute faune caractéristique, de datation très imprécise. Les limites d'étage sont fixées arbitrairement aux limites de formation.

Nous mettons en évidence depuis le Lotharingien supérieur [zone à Rari-costatum] à l'Aalénien supérieur [zone à Concavum] la succession des principales zones d'Ammonites définie en Europe occidentale (Mouterde et al., 1971), complétant ainsi les récoltes anciennes de Dubar (1925).

Toutes ces faunes d'Ammonites appartiennent au domaine paléobiogéographique nord-ouest européen. Seuls quelques éléments caractérisant la province téthysienne apparaissent ponctuellement (zone à Spinatum, Domérien supérieur) au Nord du massif des Arbailles (Tauromeniceras ; Lioceratoides). Au Carixien inférieur, les Brachiopodes (Cuersithyris davidsoni) et certaines Ammonites (Prodactylioceras aurigeriense) montrent que la région basco-béarnaise était largement ouverte vers les domaines Nord-ibériques et Est-pyrénéens (Dommergues et al., 1984).

4. - ORGANISATION SEQUENTIELLE

Les dépôts du Lias des Pyrénées occidentales forment une mégaséquence d'ouverture principalement déterminée par une remontée eustatique accentuée ponctuellement par des phénomènes distensifs (Lotharingien supérieur, Carixien). La série Eojurassique a pu ainsi être découpée en 5 formations sédimentaires s'organisant en 4 mégaséquences séparées par 4 discontinuités générales ou régionales (fig. 2) :

. Séquence L1 (Hettangien inférieur pro parte) : cette première séquence ne comporte qu'une seule formation (Calcaires à Diademopsis du Bostmendi), elle montre l'évolution de dépôts d'ambiance évaporitiques (marnes triasiques)

vers des dépôts infra à supra-littoraux.

. Séquence L2 (Hettangien pro parte - lotharingien) : elle montre l'évolution de dépôts de plate-forme interne confinée médio à supra-littorale (formation des Brèches du Lichanzumendy) vers des dépôts de plate-forme infra-littorale qui s'ouvre progressivement aux influences de la mer externe (formation des Calcaires oolithiques d'Etchecortia). Elle est couronnée par la discontinuité D3 (fig. 2).

. Séquence L3 (Carixien à Domérien) : cette mégaséquence présente une succession d'ensemble de type klüpfefien et ces dépôts sont regroupés dans une unique formation (formation des Calcaires marneux et marnes de Categorena). Elle se caractérise dès sa base par la généralisation de l'ouverture aux influences externes déjà amorcée localement au Lotharingien supérieur (Nord du massif des Arbailles). Elle évolue toute entière dans le domaine infra-littoral et prend généralement une allure cyclique bien délimitée par deux discontinuités sédimentaires provinciales ; ces dépôts sont regroupés dans une unique formation surmontée par la discontinuité D4 (fig. 2).

. Séquence L4 (Toarcien à Dogger) : c'est une séquence régressive qui marque dès sa base le maximum de la transgression eustatique. Globalement de type klüpfefien, elle préside d'abord au dépôt d'une épaisse série marno-carbonatée de plate-forme distale infra à circa-littorale (formation des Marnes et marno-calcaires à Tersella de la Haute Bidouze puis Marno-calcaires et calcaires à filaments. Elle évolue ensuite à partir du Bathonien vers des faciès de plate-forme externe carbonatée (formation des Calcaires d'Aussurucq) sans discontinuité apparente et trouve son aboutissement dans le Callovien.

5. - EVOLUTION SEDIMENTAIRE

Deux périodes à signification paléogéographique différentes sont successivement reconnues ; elles matérialisent les étapes de la transgression, puis le comblement progressif de l'aire de dépôt.

5.1. La plate-forme carbonatée du Lias inférieur (Hettangien à Sinémurien)

La première transgression liasique entraîne à l'Hettangien inférieur (séquence L1) la submersion par une mer épicontinentale peu profonde plus ou moins confinée des aires margino-littorales triasiques. Cette évolution se lit au travers de séquences tidales de comblement et préside au remplacement de dépôt de plate-forme interne plus ou moins confinée (membre des Calcaires et Dolomies à Ostracodes) par des dépôts de plate-forme protégée peu profonde qui s'ouvre progressivement aux influences marines (Calcaires en dalles à Diademopsis). Cette évolution est associée à un épisode volcanoclastique (Tuf de Dubar) lié à un volcanisme de type trachytique (Durand et Thiebaud, 1970).

L'Hettangien supérieur voit le départ d'une nouvelle séquence transgressive (séquence L2) marquée à sa base par le développement de la sédimentation évaporitique associée à une importante subsidence de l'aire de dépôt. L'évolution diagénétique (dissolution progressive) ainsi que l'instabilité sédimentaire de cette zone située en bordure du bassin d'Aquitaine subsident (Curnelle, 1983) entraînent la mobilisation latérale (Mass flow) de ces sédiments qui s'accumulent localement en amas de brèches plus ou moins chaotiques (Mt Laramendy) et disparaissent par place (Col d'Ahransus). Avec le Sinémurien réapparaissent progressivement

des faciès plus ouverts de plate-forme proximale caractérisée au début par une importante activité stromatolithique (membre des Calcaires à microrhythmes), puis par le développement de barres et de dunes de haute énergie (membre des Calcaires oolithiques). Cette évolution s'effectue au travers de séquences grano-décroissantes dont la superposition illustre une lente dérive transgressive. Après une première discontinuité régionale (D2), le Lotharingien supérieur montre avec le membre des Calcaires à Echioceratidés, un changement de style séquentiel (séquence grano-croissante de type klüpfélien). Cette période correspond au premier approfondissement notable de l'aire de dépôt et à l'ouverture véritable vers le large ; elle se traduit notamment par :

- . l'apparition des premières faunes benthiques de mer ouverte (Brachiopodes, Pectinidés) et l'arrivée des premières Ammonites (Echioceratidés) ;

- . une première différenciation paléogéographique en rapport avec une tectonique distensive en blocs basculés entraînant une réactivation des marges du bassin et les premiers apports du détritique fin.

Cette manifestation de la crise lotharingienne correspond à une importante accélération de la remontée eustatique et elle est contemporaine de la première phase d'accrétion océanique luguro-piémontaise et de la création d'un premier plan d'eau Atlantique. Cette période transgressive est clôturée par une discontinuité générale (discontinuité D3).

5.2. La plate-forme distale du Lias marneux (Carixien - Toarcien)

La transgression marine qui succède à la crise lotharingienne voit une longue période de stabilité et d'homogénéisation relative des dépôts qui sont principalement soumis aux variations eustatiques (séquence L3 et L4). Seul le Carixien inférieur et moyen semblent encore soumis au rejeu distensif des structures héritées du Lotharingien ; le Carixien supérieur puis le Domérien inférieur (membre des Marno-calcaires noduleux et marnes) voient un important approfondissement de l'aire de dépôt avec une homogénéisation relative des conditions de sédimentation. A partir du Domérien moyen et supérieur (membre des Calcaires marneux à Pectinidés) un comblement relatif du bassin induit une diminution sensible de la profondeur du dépôt. Cette évolution régressive, de type klüpfélien, (séquence L3) est clôturée par une discontinuité générale (discontinuité D4) qui reflète la transgression eustatique du Toarcien et qui est suivie par un bref épisode de sédimentation de faciès "Schiste carton".

Le Toarcien inférieur et moyen montre des dépôts de vases argilo-carbonatées de plate-forme distale infra-littorale relativement peu profonde avec le développement en zone photique des prairies à Dasycladales (Tersella quercien-sis), des Brachiopodes nains (Gibbirhynchia) et des Ammonites. Ces dépôts très homogènes se poursuivent jusque dans le Bajocien supérieur avec les Calcaires marneux à microfilaments.

Aucune des ruptures sédimentaires connues par ailleurs dans le Toarcien ou l'Aalénien ne se retrouve ici, soulignant encore la stabilité remarquable de la région Ouest-pyrénéenne au Lias.

6. - EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Les dépôts du Lias inférieur (mégaséquence L1 et L2) sont caractérisés par une uniformité des faciès et des environnements sur une vaste plate-forme peu profonde, protégée, située sur la marge méridionale d'un domaine plus subsident septentrional, le Bassin d'Aquitaine. L'instabilité du substratum est marquée localement par des accumulations bréchiques de l'Hettangien associées localement à des réductions de puissance de la formation d'Etchecortia (Sud du massif des Arbailles).

La différenciation paléogéographique amorcée au Lotharingien supérieur permet d'opposer durant le Lias moyen (séquence L3), (fig. 6) :

- une aire subsidente centrée sur le Nord du massif des Arbailles (Haute Bidouze) et le bassin d'Ossès (couverture du massif de Baygoura).
- une aire de plate-forme stable orientale coïncidant avec l'actuelle zone des Chaînes Béarnaises (massifs du Layens, Mail Arrouil, Ourdense et Bergon).

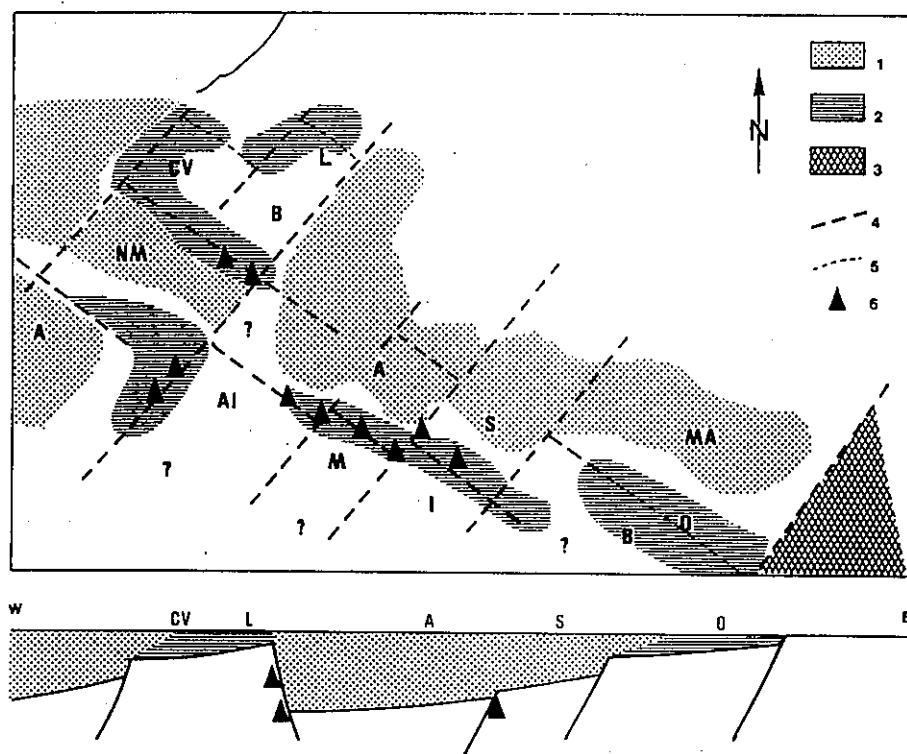


Fig. 6 - Essai de reconstitution paléogéographique des dépôts du Lias moyen (Carixien moyen et supérieur) et coupe subméridienne de la région des Pyrénées basco-béarnaises à cette même période.

Légende : 1. Faciès marneux de plate-forme externe ; 2. faciès carbonaté à sédimentation réduite ; 3. Lacune totale de dépôt ; 4. Principaux accidents ; 5. Limite approximative des "blocs" paléozoïques ; 6. Localisation des affleurements de tuf hettangien.
A. Aralar ; NM. Nappe des Marbres ; CV. Massif de Cinco Villas ; L. Massif du Labourd
B. Massif de Baygoura ; AI. Massif des Aldudes ; M. Mendibelza ; I. Igouze ; A. Arbailles ; S. Sudou ; B. Bergon ; O. Ourdense ; MA. Mail Arrouil.

- Sketch of the basco-bearnean area during the middle Lias (middle and inferior Carixian).

- . des zones de haut-fond plus occidentales (couverture du massif du Labourd et (?) régions des rides triasiques (Armendaritz - Sebesun - Jaxu) homologues vraisemblables des zones à série réduite constituant la couverture sud-occidentale du massif de Cinco Villas (Lamare, 1936) et de la vallée du Batzan (Dubar, 1930).

- . enfin, des séries se réduisant en direction du Sud (Sud du massif des Arbailles ; Lichanzumendy), mais ces séries sont souvent très affectées par la tectonique.

Le Lias supérieur (Toarcien) est une période d'homogénéisation des faciès (séquence L4) durant laquelle les structures pré-existantes s'estompent. Des réductions d'épaisseur sont observées sur le versant Sud des Arbailles durant le Toarcien supérieur (Lecumberry, Pic Behorlegy ; Col d'Apanice et d'Ahransus) ; aucune intercalation brèche synsédimentaire n'a formellement été reconnue. Il semble qu'encore au Toarcien le dispositif paléogéographique coïncide avec la marge stable d'une zone plus subsidente située plus au Nord. Aucune structure subméridienne ne vient perturber la sédimentation liasique aux abords de Tardets.

7. - CONCLUSION

Cette étude fournit tout d'abord un cadre biostratigraphique précis depuis le Lotharingien supérieur (Zone à *Raricostatum*) à l'Aalénien supérieur (Zone à *Concavum*).

La série sédimentaire liasique est découpée en 5 formations sédimentaires composées elles-mêmes de membres ; trois d'entre elles sont ici définies ; les formations des calcaires à *Diademopsis* du Bostmendy (Hettangien inférieur), des calcaires marneux et marnes de *Categorena* (Carixien - Domérien), enfin des marnes à *Tersella* de la Haute Bidouze (Toarcien).

Ces formations s'organisent en quatre mégaséquences séparées par des discontinuités sédimentaires régionales.

Deux grandes périodes paléogéographiques peuvent être successivement individualisées :

- . une sédimentation de plate-forme proximale correspondant à 2 séquences transgressives de 3ème ordre : L1 (Hettangien inférieur) et L2 (Hettangien à Lotharingien), (fig. 2).

- . une sédimentation de plate-forme distale infra à circa-littorale correspondant à 2 séquences de comblement de type klupfélien pendant lesquelles la transgression eustatique atteint son maximum L3 (Carixien - Domérien) et L4 (Toarcien).

La séquence L4 se poursuit durant le Dogger et assure le retour à des conditions de plate-forme carbonatée proximale (Calcaires d'Aussurucq).

Le Lias basco-béarnais constitue ainsi une mégaséquence d'ouverture. Celle-ci s'inscrit dans le contexte général à cette période d'une importante remontée eustatique. Ce mouvement est accentué par des phases de distension localisées (Lotharingien supérieur - Carixien, Toarcien supérieur) liées au rifting préfigurant dès le Lias, l'ouverture océanique Liguro-piémontaise et Atlantique.

Ces mouvements épirogéniques connus par ailleurs (Grands Causses, Bordure ardéchoise, Pyrénées centrales, Quercy) sont responsables de mouvements tectoniques synsédimentaires en panneaux basculés limités par des accidents tardihercyniens à l'origine de la différenciation paléogéographique de l'aire étudiée à ces époques (fig.6).

BIBLIOGRAPHIE

- ARTIERES A. et DURIF P. (1961) - Le Lias en Aquitaine orientale. Coll. Lias Français, Mém. B.R.G.M., n° 4, p. 737-742.
- BOUROULLEC J. et DELOFFRE R. (1969) - Interprétation sédimentologique et paléogéographique des micro-faciès jurassiques du Sud-Ouest Aquitain. Bull. C.R.P., SNPA, 3, 2, p. 287-328.
- BOUROULLEC J., DELFAUD J. & DELOFFRE R. (1979) - Les mégaséquences d'ouverture du Lias aquitain : cycle évaporitique et alternance marno-carbonatées. Symp. "Sédimentation jurassique W Européen", ASF., Publ. sp. n° 1, p. 247 - 266, 1 pl.
- BOUSQUET R. (1961) - Etude géologique de la Haute-Bidouze et de ses annexes. Thèse Doct. 3ème Cycle, Toulouse, 186 p. (ronéotypé).
- CANEROT J., FAURE Ph. & RAHAL M. (1984) - Les brèches liasiques du massif du Desierto de las Palmas : organisation, origine et place dans l'évolution de l'aulocogène ibérique. 5ème Cong. Eur. Sédimentologie, Marseille.
- CAREZ L. (1910) - Etudes géologiques sur la feuille de Mauléon (Basses-Pyrénées). Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 4, t. X, p. 73-90, 2 pl.
- CLIN M., DELFAUD J., GOTTIS M., MULLER J. & ROGER P. (1967) - Contribution à la Géologie du massif de la forêt des Arbailles (Pyrénées occidentales). C.R. Acad. Sc. Paris, t. CCLX, p. 181-183.
- CUBAYNES R. (1986) - Le Lias du Quercy méridional : études lithologiques, biostratigraphiques, paléoécologiques et sédimentologiques. Thèse Doct. Etat, Toulouse, Strata, série 2, vol. 6, 574 p. 201 fig., 36 pl.
- CUBAYNES R., BOUTET C., DELFAUD J. & FAURE Ph. (1984) - La mégaséquence d'ouverture du Lias quercynois (bordure Sud-Ouest du massif Central français). Bull. Centre Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine, Pau. 8, 2, p. 333-370, 18 fig., 5 Pl.
- CUBAYNES R. et FAURE Ph. (1986) - Les Schistes carton du Quercy, témoins de la transgression toarcienne. Doc. Bur. Rech. Géol. Min., n° 110, p. 215-230, 6 fig.
- CURNELLE R. (1983) - Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau. 7, 1, p. 69-99, 16 fig.

- DALBIEZ F., DUBAR G. & SERONIE-VIVIEN (1959) - Sur l'âge de la dolomie de Carcans. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., Paris, p. 11-12.
- DELFAUD J. et HENRY J. (1967) - Evolution des bassins jurassiques dans la zone des Pyrénées occidentales. Actes Soc. Linnéenne de Bordeaux, Cong. spécial A.F.A.S., p. 75-80.
- DUBAR G. (1925) - Etude sur le Lias des Pyrénées françaises. Mém. Soc. Géol. Nord, Lille, t. IX, mém. n° 1, 332 p., 51 fig., 7 pl.
- DUBAR G. (1927) - Les mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le NW de l'Espagne aux temps jurassiques. C.R. XIV^e Cong. Géol. Int., 1926, Madrid, 7 p., 1 fig.
- DUBAR G. (1930) - Lias et Jurassique du Batzan (Haute vallée de la Bidassoa, Espagne). Bull. Soc. Géol. Fr., 4^e Sér., t. XXX, pp. 589-608, Pl. LX-LXI.
- DURAND C. et THIEBAUT J. (1970) - Sur la nature pétrographique des tufs volcaniques hettangien de la bordure septentrionale du massif de l'Arize (Ariège). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 270, p. 1216-1218.
- FOURNIER E. (1905) - Etudes géologiques sur la partie occidentale de la Chaîne des Pyrénées. Bull. Soc. Géol. Fr. Paris, t. V, p. 699-723.
- FOURNIER E. (1907-1908) - Etude sur les Pyrénées basques (Basses Pyrénées, Navarre et Guipuzcoa). Bull. Carte Géol. Fr. Paris, n° 121, t. XVIII, p. 491.
- GALHARAGUE J. (1966) - Etude géologique de la zone de Relais des massifs d'Igouze et de Mendibelza (Basses-Pyrénées). Thèse Doct. 3^{ème} Cycle, Toulouse. (ronéotypée) -
- HALLAM A. (1981) - A revised sea level curve for the early Jurassic. J. Geol. Soc., London. 138, p. 735-743, 3 fig.
- HENRY J. (1959) - Etude stratigraphique du Jurassique et de base du Crétacé inférieur entre la Vallée de la Bidouze et la Vallée de l'Ouzom. Rapport S.N.P.A., R.G., 239, 20 p. 20 pl.
- LAMARE P. (1936) - Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne Mém. Soc. Géol. Fr., Paris, N.S., t. XII, n° 27, 462 p. 305 fig., 7 pl.
- LAMARE P. (1953) - Présentation de la feuille St-Jean Pied de Port de la Carte Géologique de la France au 1/80 000^e (2^e édition, 1953) avec remarques sur la structure de son territoire et de ses abords. Bull. Carte Géol. Fr., Paris, p. 76-121, 2 fig., 1 carte.
- MOUSTERDE R., ELMI S., GABILLY J. & MATTEI J. (1971) - Les zones du Jurassique en France. C.R. somm. Soc. Géol. France, Paris, p. 1 - 9.
- PEYBERNES B. et PAPON J.P. (1968) - Etude stratigraphique des terrains antécénomaniens entre la Noguera Ribagorçana et l'Esera (Pyrénées aragnoises, Espagne). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 104, fasc. 3 - 4, p. 333-349, 3 pl., 3 fig.

- PEYBERNES B. et GAROT B. (1984) - Les brèches d'écroulement aptiennes, témoins de la paléomarge nord-ibérique du domaine pyrénéen dans la zone des Chaînonns béarnais. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 120, p. 51-60, 6 fig.
- ROUSSEL J. (1903 - 1904) - Tableau stratigraphique des Pyrénées. Bull. Centre Géol. Fr. Paris, n° 97, p. 23 - 142, 3 pl.
- SEUNES J. (1887) - Note préliminaire sur la Géologie des Basses-Pyrénées. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 3ème sér., t. XV, p. 732-734.
- SEUNES J. (1890) - Recherches géologiques sur les terrains secondaires et l'Eocène inférieur de la région sous-pyrénéenne du SW de la France. Thèse, Paris, Ann. Mines 8è sér., t. XVIII, 250 p., 7 fig., 9 pl., 1 carte.
- SOUQUET P. et MEDIAVILLA F. (1976) - Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées. C.R. Acad. Sci. Paris, sér. D., 282, p. 2139 - 2142.
- STUART-MENTEATH P.W. (1881) - Note préliminaire sur la Géologie des Pyrénées de la Navarre, du Guipuzcoa et du Labourd. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 3ème sér., IX, p. 158 - 160.
- STUART-MENTEATH P.W. (1887) - Sur la constitution géologique des Pyrénées. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 3è sér., XVI, p. 22-56.

Remerciements. -

Nous remercions Mr le Professeur J. REY pour sa lecture critique du manuscrit, Mr l'abbé R. MOUTERDE qui a déterminé les Ammonites aaléniennes et R. CUBAYNES pour ses précieux conseils et son aide efficace sur le terrain.

SYSTEMES-EXPERTS ET SCIENCES DE LA TERRE

Principes et Applications

Georges FIXARI*

RESUME

Les systèmes-experts, programmes informatiques d'un nouveau genre, tirent partie des techniques et des méthodes de l'intelligence artificielle pour résoudre des problèmes pour lesquels une expertise peut être formalisée. Ces systèmes tentent de reproduire les processus cognitifs qu'un expert humain met en jeu avant de prendre des décisions. Capables d'expliquer leur raisonnement et de justifier leurs conclusions, les systèmes-experts ouvrent de nouvelles perspectives en repoussant ainsi les limites de la connaissance.

Cet article s'adresse aux non-informaticiens en général et aux spécialistes des Sciences de la Terre en particulier : à tous ceux qui, désireux d'actualiser leurs connaissances, souhaitent en savoir un peu plus sur les systèmes-experts. Tout d'abord, après une approche des divers aspects de la représentation de la connaissance, les systèmes-experts seront abordés dans leur architecture, leur variété et leur fonctionnement. Enfin, quelques exemples d'application à divers problèmes géologiques seront présentés : les systèmes PROSPECTOR (géologie minière), LITHO, SECOFOR, ELFIN (géologie pétrolière) et EXPAL (micropaléontologie). Les Sciences de la Terre font partie des domaines d'application les plus dynamiques et les plus avancés vis à vis du développement des systèmes-experts. Alors, ne négligez pas cette importante révolution technologique !

Mots clés :

Intelligence artificielle - Systèmes-experts - Géologie - Représentation des connaissances - Base de connaissance - Moteur d'inférence - Cycle de base - Applications géologiques - Informatique.

ABSTRACT

Expert systems are software programs that use artificial intelligence techniques and methods to help solve problems in which expertise can be formalized. Decision-making procedures included in knowledge-based systems are often modeled after the cognitive processes by which human experts make decisions. Be able to explain their reasoning and to justify their conclusions, expert systems promises to open new dimensions in the way that they extend the boundaries of knowledge.

This paper is addressed to the non-experts who would like to keep their general knowledge up to date and to know a little more about expert systems. First, before presenting various aspects of knowledge representation (formalisms and quality), expert systems (structure, types and functioning) are dealt with successively. Second, some important applications to the geological problems are discussed. Such systems include PROSPECTOR (mineral geology), LITHO, SECOFOR, ELFIN (petroleum geology) and EXPAL (micropaleontology). Geology is one of the

* 38 rue Berthomé - 33400 Talence (France).

leading fields for application of expert system. So, don't fail this major technological breakthrough !

Key words :

Artificial intelligence - Expert systems - Knowledge-based systems - Geology - knowledge representation - knowledge base - Inference engine - Basic cycle - Geological applications - Data processing.

1. - INTRODUCTION

L'Intelligence Artificielle, spécialisée dans le traitement logique des informations, cherche à analyser et à reproduire le comportement humain dans l'accomplissement de tâches intelligentes.

Les systèmes-experts correspondent à l'une des premières applications vraiment opérationnelles de l'intelligence artificielle. Leur objet est de simuler le raisonnement d'un expert humain confronté à un problème précis dans un domaine particulier. Inventés il y a une quinzaine d'années, les systèmes-experts prennent actuellement un essor considérable, mais restent encore trop souvent la chose gardée de quelques spécialistes.

Cet article, ne vise qu'à sensibiliser le géologue à l'intérêt de ces programmes informatiques d'un nouveau genre, en lui apportant des informations de portée générale et en abordant quelques applications dans le domaine des Sciences de la Terre. Nous nous excusons auprès des spécialistes de l'Intelligence Artificielle des simplifications, inévitables dans ce genre d'exposé.

. Le chapitre II évoque les principes généraux de la représentation de la connaissance au moyen de techniques de l'Intelligence Artificielle ;

. Le chapitre III décrit l'architecture d'un système-expert type ;

. Le chapitre IV aborde le fonctionnement d'un système-expert (cycle de base) et présente les caractéristiques principales des divers types de systèmes.

. Le chapitre V est consacré à quelques exemples de systèmes-experts appliqués aux Sciences de la Terre.

. Trois bibliographies spécifiques font suite à la conclusion.

. Un index alphabétique renvoie le lecteur à la définition de chacun des termes indexés.

Remarque : les auteurs ayant le plus inspiré le contenu des divers chapitres sont cités entre parenthèses, au début de chacun d'eux.

2. - LA CONNAISSANCE

[BONNET, 1984 - Collectif, 1985 - FARRENY, 1985 - GONFRAN, 1984].

Les programmes d'intelligence artificielle reposent davantage sur le savoir que sur des capacités à essayer tout et n'importe quoi : leur utilisation fonctionnelle exige donc une excellente formalisation pour exprimer, codifier et disposer des connaissances à exploiter. Ces dernières pouvant prendre des formes très diverses : règles d'expertise, lois, règles de stratégie opérationnelle, défini-

2.1. Représentation de la connaissance

L'intelligence artificielle part du principe que toute connaissance humaine peut se décomposer en une série de règles logiques et élémentaires et que tout expert humain structure sa connaissance par accumulation de règles. La représentation ou **typologie des connaissances** peut prendre plusieurs formes : règles de production, métaconnaissances et réseaux sémantiques.

2.1.1. Les règles de production

La règle de production, forme d'expression la plus répandue, se compose de deux parties :

- 1) - les **conditions ou prémisses** nécessaires pour que la règle s'applique (**déclencheurs**) ;
- 2) - les **conséquences** de l'application de cette règle (**corps**).

Conditions-----> Actions

Déclencheur 1 + Déclencheur 2----> Action 1 + Action 2

Une règle de production s'exprime de façon déclarative sous la forme :

SI Conditions ALORS Conséquences

c'est-à-dire telle que l'expert humain a l'habitude de l'exprimer, ce qui facilite la capture des unités de savoir.

Par exemple : SI grès ALORS roche détritique.

Les connaissances représentées sous la forme de règles sont de nature heuristique. L'écriture de règles traduisant des connaissances relativement complexes utilise la combinaison syntaxique des ET et des OU.

Par exemple : des marnes noires OU des calcaires marneux dans lesquels on trouve des Ammonites du genre Hildoceras ET de l'espèce bifrons datent du Toarcien ET non de l'Oxfordien.

sera traduit par : SI marnes noires OU calcaires marneux ET genre = Hildoceras ET espèces = bifrons ALORS âge = Toarcien ET âge <> Oxfordien.

Deux types de règles de production sont utilisées : l'une fondée sur le **Calcul des Propositions**, l'autre sur la **Logique du Premier Ordre**.

Dans l'exemple ci-dessus, la règle s'applique directement aux faits : cas typique du Calcul des propositions.

La Logique du Premier Ordre, au contraire, utilise des variables et des quantificateurs : la règle s'applique à toute une classe de faits.

Par exemple : le prédicat ERE SECONDAIRE, défini par

ERE SECONDAIRE (X) : << X appartient à l'ère secondaire >>

sera VRAI si l'argument X = JURASSIQUE ou Toarcien

sera FAUX si l'argument X = CAMBRIEN ou Burdigalien.

En introduisant la notion de variable, la logique du premier ordre permet d'exprimer de façon plus souple et plus satisfaisante de nombreuses assertions impossibles à traduire par le simple calcul des propositions. Ces deux formalismes ne permettent de créer que des systèmes-experts très limités puisqu'ils supposent des raisonnements absolument rigoureux (VRAI ou FAUX).

2.1.2. Les métaconnaissances

Les **métaconnaissances**, connaissances sur la manière d'exploiter les connaissances ["fil d'Ariane" de G.W. Leibniz (1646-1716)], sont représentées sous la forme de règles particulières appelées **métarègles**. De nature procédurale, elles peuvent, par exemple, exprimer la priorité des règles :

S I la condition 1 est vraie, ALORS s'intéresser à la condition 2 puis à la 3, SINON s'intéresser à la condition 3 puis à la condition 2.

S I l'on possède des diagraphies à haute résolution, ALORS regarder d'abord celles-ci SINON s'intéresser aux diagraphies classiques.

Remarquons que les performances d'un système-expert dépendront fortement de la qualité des métarègles que l'on y aura introduites.

2.1.3. Les réseaux sémantiques

Les réseaux sémantiques interviennent dans la représentation interne (intrinsèque à l'ordinateur) de la connaissance. Ils traduisent celle-ci sous forme d'arborescence, c'est-à-dire sous forme d'ensembles constitués de noeuds (objets ou concepts) et d'arcs reliant ces noeuds (traduction des relations entre les précédents). Les réseaux, vides au départ, sont continuellement corrigés, modifiés et mis à jour au cours de l'analyse.

Prenons un exemple illustrant la notion de hiérarchie : les Céphalopodes comprennent des Dibranchiaux (Bélemnites, Sépioïdés, Teuthoïdés et Octopodes), des Tétrabanchiaux (Nautiloïdés) et des Ammonoïdés. Parmi eux, les Bélemnites et les Ammonoïdés sont exclusivement fossiles.

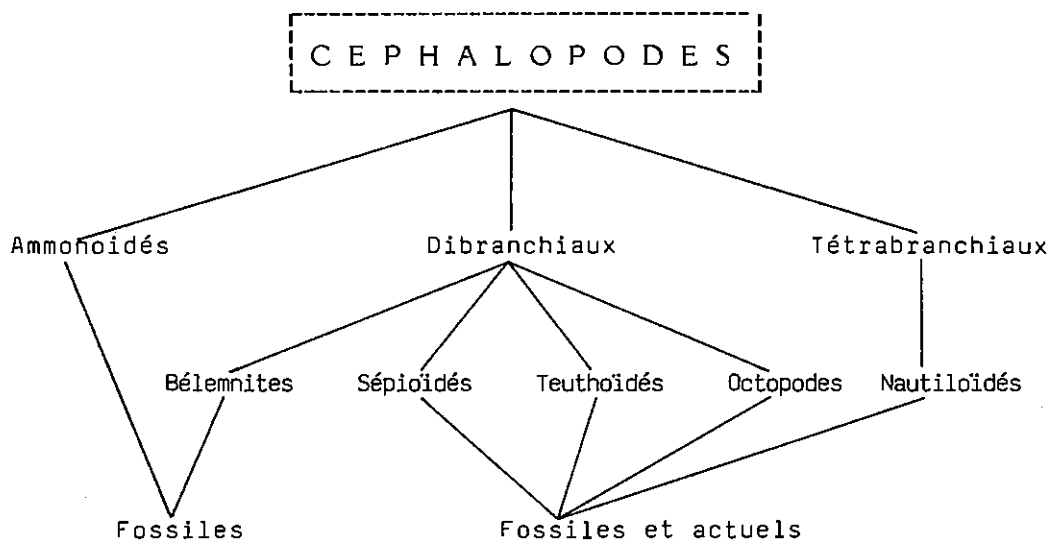


Fig. 2 - Exemple de réseau sémantique

Example of semantic network.

2.2. Amélioration de la représentation de la connaissance

2.2.1. Métaconnaissance et stratégies de résolution

La possibilité de déclencher plusieurs règles à partir d'un même fait peut aboutir rapidement à une explosion combinatoire des voies de résolution du problème. Dans le cas d'un système utilisant plusieurs centaines de règles, la réponse peut être fournie après un laps de temps inacceptable.

. Une première solution consiste à introduire des **règles stratégiques** traduisant les métaconnaissances afin de privilégier certaines règles.

. Une deuxième solution consiste à sélectionner la ou les voies les plus appropriées à déclencher dans chaque cas. Pour ce faire, les experts du domaine considéré auront enrichi les règles de production au moyen de **facteurs de vraisemblance** : coefficients traduisant le degré de certitude d'aboutir à une conséquence en présence des conditions de la règle concernée. Sans aucune base théorique, ces facteurs peuvent avoir une connotation statistique, toutefois ils proviennent le plus souvent de l'expérience accumulée par l'expert : c'est donc une notion très informelle.

En présence de ces facteurs de vraisemblance, le système-expert déclenchera de préférence les règles de production ayant la plus forte probabilité de réalisation, c'est-à-dire celles dont le facteur sera le plus élevé.

. Une troisième solution repose sur la **notion de contexte** qui permet de ranger les objets du domaine expertisé en classes définies par un ensemble de propriétés ou d'affinités. Les règles se réfèrent alors aux contextes : le système gagne en rapidité et en efficacité.

Par exemple, les règles peuvent être classées en contextes Stratigraphie, Sédimentologie, Diagraphies, Paléontologie, ...

Les systèmes-experts les plus élaborés intègrent ces trois solutions. Les règles de production s'y expriment sous forme de Triplets :

< Contexte, Attribut, Facteur de vraisemblance >

Par exemple : < Stratigraphie, Paléogène, 55 >

indiquera que la règle concerne le contexte Stratigraphie, que son attribut est Paléogène et que son facteur de vraisemblance est de 55 % (quand ses prémisses sont réalisées).

2.2.2. Le raisonnement approché

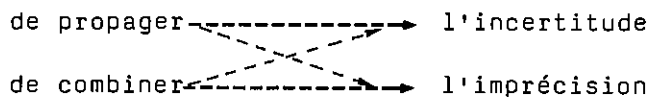
Nous venons de voir que les systèmes-experts permettent d'affecter globalement un facteur de vraisemblance aux règles de production, mais il est également possible d'affecter aux variables des règles de production (prémisses ou conséquences) des pourcentages spécifiques. Il sera ainsi possible de raisonner sur des situations incertaines et de propager l'incertitude tout au long du raisonnement. Devant plusieurs choix, le système-expert optera pour l'hypothèse la plus vraisemblable par rapport au degré de certitude de réalisation des prémisses.

L'introduction poussée du "peut-être" dans le raisonnement nécessite de gérer l'incertitude et l'imprécision.

L'**incertitude** correspond au degré de véracité ou de fausseté d'une information (par exemple : il est possible que la roche-mère corresponde aux marnes organiques du Jurassique moyen) tandis que dans l'**imprécision**, seul le contenu de l'information est imprécis (par exemple : le réservoir constitué par les sables de l'Albien représente un volume compris entre 0,7 et 1,5 millions de m³).

Traditionnellement, la première était approchée par le calcul des probabilités tandis que la seconde était abordée par le calcul d'erreurs. Devant l'insuffisance de ces méthodes classiques, une nouvelle technique, la **théorie des possibilités** permet de modéliser plus fidèlement ce degré d'incertitude au sein des systèmes-experts (pour plus de précisions, se reporter aux articles de Martin-Clouaire R. et Prade H., 1984 et de Lebailly J. et al., 1986).

Cette théorie développée par une équipe de l'ENSEEIH de Toulouse permet



2.2.3. Le contrôle du raisonnement

Il est rapidement apparu indispensable de détecter dans les règles, toutes les incohérences et les contradictions, en particulier parmi les facteurs de vraisemblance qui sont souvent attribués de façon arbitraire et informelle. A cet effet, de nombreux systèmes de contrôle ont été développés.

L'introduction du maximum de cas d'exception et de raretés rencontrés par l'expert au cours de sa carrière permet également d'éviter des raisonnements fantaisistes de la part du système-expert.

Enfin, les systèmes-experts ont l'avantage de pouvoir expliciter leur raisonnement comme le ferait un expert. L'utilisateur peut non seulement vérifier s'il est d'accord avec la solution proposée, mais également élever son niveau de compétence en reprenant pas à pas le raisonnement du système.

2.2.4. L'apprentissage

Les systèmes-experts sont évolutifs : ils peuvent suivre à tout moment l'évolution des connaissances dans leur domaine d'application sans que cela ne nécessite la réécriture de programmes informatiques. Ils sont également parfois auto-évolutifs, c'est-à-dire qu'ils sont capables d'acquérir de nouvelles connaissances au fur et à mesure de leur utilisation.

3. - ARCHITECTURE D'UN SYSTEME-EXPERT

[BONNET, 1984 - Collectif, 1985 - FARRENY, 1984b, 1985 - GONDRAN, 1984].

3.1. Introduction

Alors que dans les programmes classiques (dits "procéduraux") la connaissance est mélangée aux instructions permettant de l'utiliser, dans les systèmes-experts la représentation des connaissances mises en oeuvre est totalement séparée des algorithmes de résolution qui les utilisent.

Ainsi, l'organisation des systèmes-experts repose sur deux parties indépendantes : une base de connaissance et un moteur d'inférence (fig. 3), auxquelles sont adjoints divers modules destinés à une meilleure convivialité entre le

système et l'utilisateur non informaticien (interface de langage naturel, entre autres).

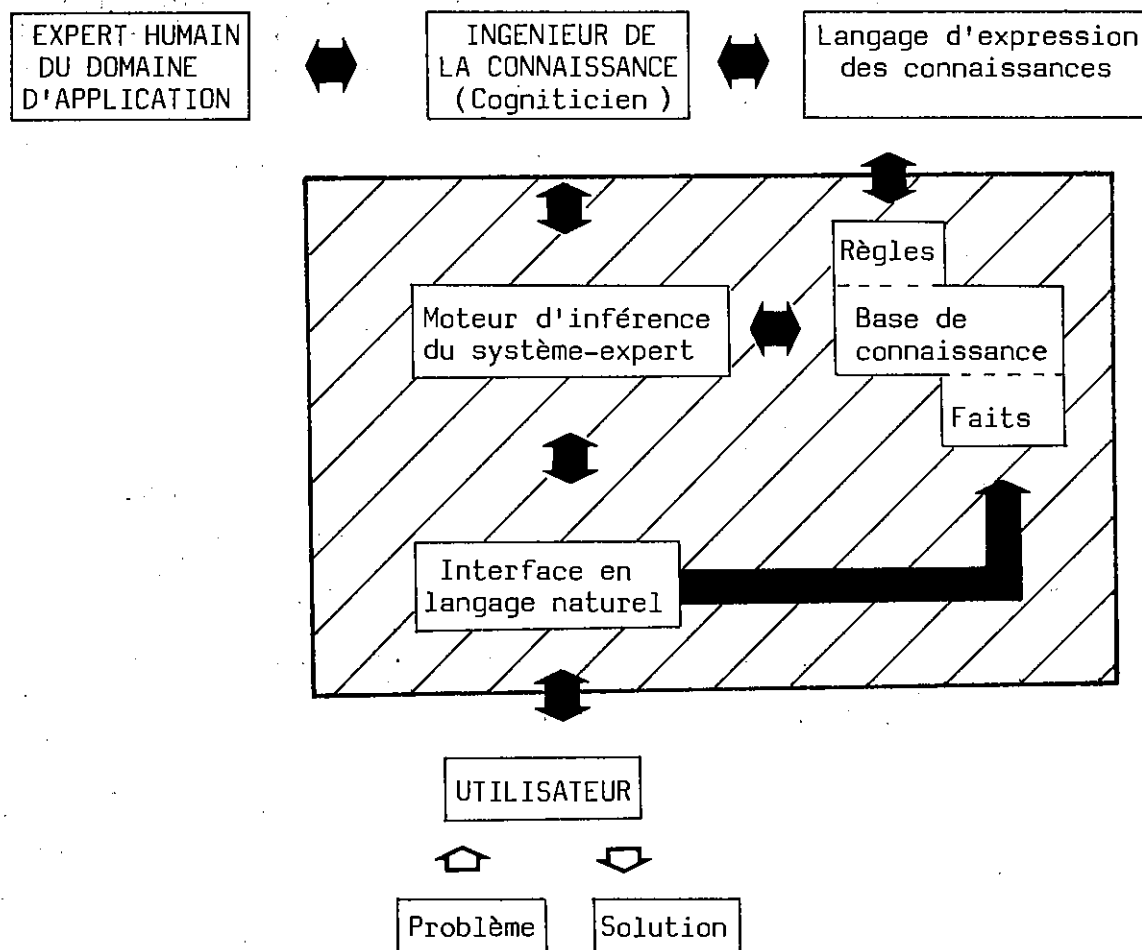


Fig. 3 - Organisation générale d'un système-expert type et de son environnement

How users interact with an expert system and its environment.

3.2. La base de connaissance

La base de connaissance, spécifique au domaine d'application du système, mémorise la connaissance des experts. Elle comporte un ensemble de règles (la base de règles) et un ensemble de faits (la base de faits). Alors que dans les bases de données classiques, la presque totalité de la connaissance est représentée par des faits, dans les systèmes-experts elle l'est par des règles. Cette connaissance est saisie sous forme "déclarative" (sous forme de "grains" de connaissance), sans ordre ni préférence, avec la possibilité d'en ajouter ou d'en enlever sans que cela ne perturbe le raisonnement du programme.

La base de faits (dynamique et temporaire) contient les informations communiquées par l'utilisateur au début et au cours de la session d'utilisation ainsi que les conclusions intermédiaires ou finales que le système a pu déduire durant cette session. La base de faits se comporte comme une mémoire de travail temporaire : elle contient à chaque instant ce que le système sait sur le cas étudié

et elle s'enrichit au fur et à mesure du raisonnement.

La base de règles (statique et permanente) renferme les informations communiquées par l'expert lors de l'installation du système-expert pour son domaine d'application. Elle doit être conçue par et pour l'expert.

Exemple : la classification de Dunham (1962) pourra être traduite par les règles suivantes :

```
R1 - SI Grains < 10 % ET Grains non jointifs ET Boue ALORS Mudstone
R2 - SI Grains > 10 % ET Grains non jointifs ET Boue ALORS Wackstone
R3 - SI Boue > 10 % ET Grains jointifs . . . . . ALORS Packstone
R4 - SI Boue < 10 % ET Grains jointifs . . . . . ALORS Grainstone
R5 - SI Roche construite . . . . . ALORS Boundstone
```

3.3. Le moteur d'inférence

Le **moteur d'inférence** ou **interpréteur** construit dynamiquement les raisonnements en enchaînant des **inférences** (inductions ou déductions) à partir des faits communiqués au système et par exploitation des connaissances contenues dans la base.

Le moteur d'inférence est indépendant du domaine sur lequel porte le système. Cette caractéristique a été très largement exploitée pour ouvrir le système initial sur d'autres applications puisqu'il suffit simplement de changer de base de connaissance. Nous ne citerons pour exemple que la lignée des systèmes-experts d'applications issue du moteur d'un système d'aide au diagnostic médical MYCIN :

```
PUFF . . . . . maladies pulmonaires
HEADMED . . . . . psycho-pharmacologie
SACON . . . . . construction mécanique
DART . . . . . diagnostic de pannes d'ordinateurs
SECOFOR . . . . . diagnostic d'incidents de forage
LITHO . . . . . détermination de lithofaciès
PDS . . . . . contrôle de processus
TOM . . . . . diagnostic de maladies de la tomate, etc....
```

En l'absence d'une base de connaissance, l'association d'un moteur d'inférence et de ses diverses interfaces (langage naturel, représentation des connaissances, ...) constitue ce que l'on appelle un **système général**. Selon les cas, le système général est préexistant au choix d'une application, orienté vers une famille d'applications ou bien dégagé d'une application.

Cycliquement, le moteur d'inférence :

- Evalue l'état courant de la base de connaissance, c'est-à-dire qu'il détermine les règles à déclencher en comparant le contenu de la base des faits à celui de la base des règles.
- Exécute les actions décrites par les règles déclenchées.

Remarquons que l'interpréteur infère parce que la conclusion d'une règle est considérée comme un fait inédit susceptible d'être une nouvelle prémisse d'une règle : le système-expert raisonne de façon **réursive**.

3.4. Les modules d'interface

Les modules d'interface assurent le dialogue entre l'homme et la machine. Ces programmes n'ont aucune influence directe sur la valeur des raisonnements mais leur rôle est primordial puisqu'ils rendent accessibles les systèmes-experts à des non-spécialistes.

Citons à titre indicatif l'interface de langage naturel, les modules de détection et de correction de fautes d'orthographe, le module de mise en forme des réponses, ...

L'interface de langage naturel (fig. 4), par exemple, permet à l'utilisateur de dialoguer avec le système-expert en langage naturel. A cet effet, on dispose de langages de programmation spécifiques à l'intelligence artificielle comme LISP, PROLOG, PASCAL, LOGO, BASIC récursif, ...

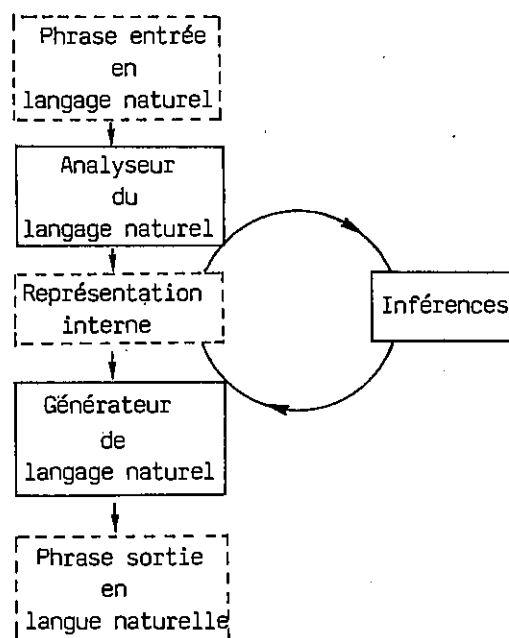


Fig. 4 - Représentation simplifiée de l'interprétation du langage naturel
(in : Bonnet, 1984, p. 43)

Simplified diagram of the natural language interpretation.

La réalisation des interfaces de dialogue homme-machine en langage naturel, très dépendante des travaux théoriques sur les manières de représenter les raisonnements humains, se heurte à des difficultés encore mal surmontées ; heureusement, la limitation du domaine d'expertise et donc du contexte, rend moins complexe l'interprétation du langage naturel.

Par exemple, le terme "carotte" prononcé par un cuisinier, désigne probablement le légume ; en revanche, dans la bouche d'un géologue, ce mot a plus de chances d'évoquer l'échantillon de roche prélevé au cours d'un forage.

Les techniques les plus répandues pour l'interprétation du langage naturel sont proches de celles des systèmes-experts. La base de connaissance est cette fois constituée de mots employés dans le domaine concerné et d'instructions spécifiques permettant de lever les ambiguïtés.

3.5. Quelques exigences pour un système opérationnel

Jusqu'à présent, les systèmes-experts étaient essentiellement développés sur de gros systèmes informatiques : ils étaient puissants et sophistiqués mais particulièrement onéreux, voire inabordables. I.D.C. - International Data Corp. - estimait le coût actuel d'un poste de travail sur l'un de ces gros systèmes à 50.000\$ (source : Doucet B. in Nicola et Badel, 1987).

Actuellement, ce coût a été fortement réduit puisqu'un système performant (micro-ordinateur + logiciel expert) revient à moins de 7.000\$. Notons à ce propos que le coût du matériel ne cesse de diminuer mais que celui de l'écriture du logiciel reste élevé.

Bien que plus accessible au grand public, l'aventure des systèmes-experts demande beaucoup de prudence ; nous ne prendrons pour preuve que le nombre très restreint des systèmes-experts ayant atteint le stade opérationnel : quelques dizaines pour plusieurs centaines de projets et de maquettes ayant vu le jour.

Les conditions à remplir pour atteindre ce stade sont sévères :

Il convient de distinguer les difficultés liées à la construction du moteur d'inférence ou des interfaces de dialogue Homme-Machine et celles liées à la réalisation des bases de connaissance. La première catégorie intéresse plutôt l'informaticien tandis que la deuxième concerne plus directement l'utilisateur des systèmes-experts (comme le géologue) ; pour cette raison nous nous intéresserons uniquement à cette dernière.

La base de connaissance est la clé d'un système-expert car celui-ci ne produira de résultats intéressants que si elle contient, pour un domaine donné, des connaissances aussi précises, aussi complètes et détaillées que celles d'un expert du même domaine. La base des prototypes actuels comporte couramment entre 500 et 1000 règles. On en prévoit au moins 10 fois plus dans l'avenir.

En premier lieu, l'écriture de la base, opération très longue, fastidieuse et très coûteuse, sera réalisée de préférence par un seul expert reconnu afin d'éviter les querelles autant académiques que stériles. Cet expert devra posséder une grande connaissance théorique mais également pratique. Il transcrira toute ses connaissances dans le (ou les) formalisme (s) approprié (s) puis les testera, les évaluera et les corrigera.

Dans un deuxième temps, la base de connaissance fera l'objet d'un consensus d'experts validant son contenu.

Au fur et à mesure des progrès réalisés dans le domaine d'application, la base de connaissance devra obligatoirement être mise à jour tout en veillant à la conservation de sa cohérence (éviter les circularités, les redondances et les contradictions de règles). Cette phase du travail est facilitée par l'utilisation d'outils d'aide à l'acquisition de la connaissance.

Pour le bon fonctionnement de la base, les règles seront indépendantes les unes par rapport aux autres afin d'éviter "les effets de bord" sur les autres règles. Elles seront aussi de nature déclaratives, c'est-à-dire qu'elles seront l'expression d'une relation, d'une situation ou d'un fait et ne préjugeront pas de l'utilisation qui en sera faite.

L'utilisateur veillera à bien choisir les métarègles afin d'éviter l'exploration de toutes les solutions possibles avant d'arriver au but. Il fera également particulièrement attention à la cohérence de l'attribution des coefficients de vraisemblance (souvent attribués de façon arbitraire), en particulier dans le cas d'une base élaborée par plusieurs experts.

La véritable expertise étant celle qui va au-delà des généralités, il s'efforcera d'introduire tous les cas d'exception et les raretés rencontrées durant sa carrière d'expert (la base se composera d'un coeur de règles générales associé à un ensemble de règles plus spécifiques). La circonscription à un domaine de connaissance très restreint permettra de plus de limiter à quelques centaines de mots le vocabulaire minimal permettant de décrire toutes les situations envisageables.

En règle générale, trois classes de systèmes-experts sont distinguées en fonction de la performance de la représentation des connaissances - de la moins performante vers la plus performante :

- les ~~systèmes-experts~~ d'ordre 0 qui n'utilisent que des affirmations (logique propositionnelle) ;
- les ~~systèmes-experts~~ d'ordre 0+ qui intègrent des variables (logique du premier ordre) ;
- les ~~systèmes-experts~~ d'ordre 1 qui utilisent des relations entre les entités, (des variables, des prédicats, des actions et le traitement de coefficients de certitude).

Un ~~système-expert~~ fermé, c'est-à-dire conçu pour fonctionner uniquement en mode exploitation, n'est modifiable que par son programmeur et il ne peut servir que dans le contexte pour lequel il a été créé.

La mise sur le marché grand-public, des produits de l'Intelligence artificielle intéresse plutôt des **systèmes ouverts** également appelés **outils de développement**. De tels systèmes consistent en un ensemble de "logiciels prêts à recevoir des connaissances afin de devenir un système-expert, en un mot, c'est "une coquille" qu'il faut remplir" (Benchimol et al., 1986, p. 129). Utilisables dans de multiples situations, les outils de développement n'exigent pour leur mise en oeuvre qu'un personnel et un budget relativement modeste.

4. - CYCLE DE BASE D'UN SYSTEME-EXPERT

[BONNET, 1984 - FARRENY, 1985 - GONORAN, 1984].

4.1. Principe

En simplifiant à l'extrême : le moteur d'inférence analyse une à une chaque règle de la base de connaissance et compare chaque prémisse de la règle en cours au contenu de la base de faits. Si l'une des prémisses appartient à la base de faits, le moteur va chercher s'il n'existe pas d'autres faits coïncidant avec les autres prémisses de la règle. Si c'est le cas, il ajoute la conclusion de la règle à la base de faits comme fait nouveau ou il l'exécute s'il s'agit d'une action, puis il passe à une autre règle.

Dans le cas où une règle n'est pas déclenchable, il passe à la règle suivante, quitte à revenir plus tard à la règle laissée pour compte. Chaque fait nouveau relance l'exploration de la base de connaissance.

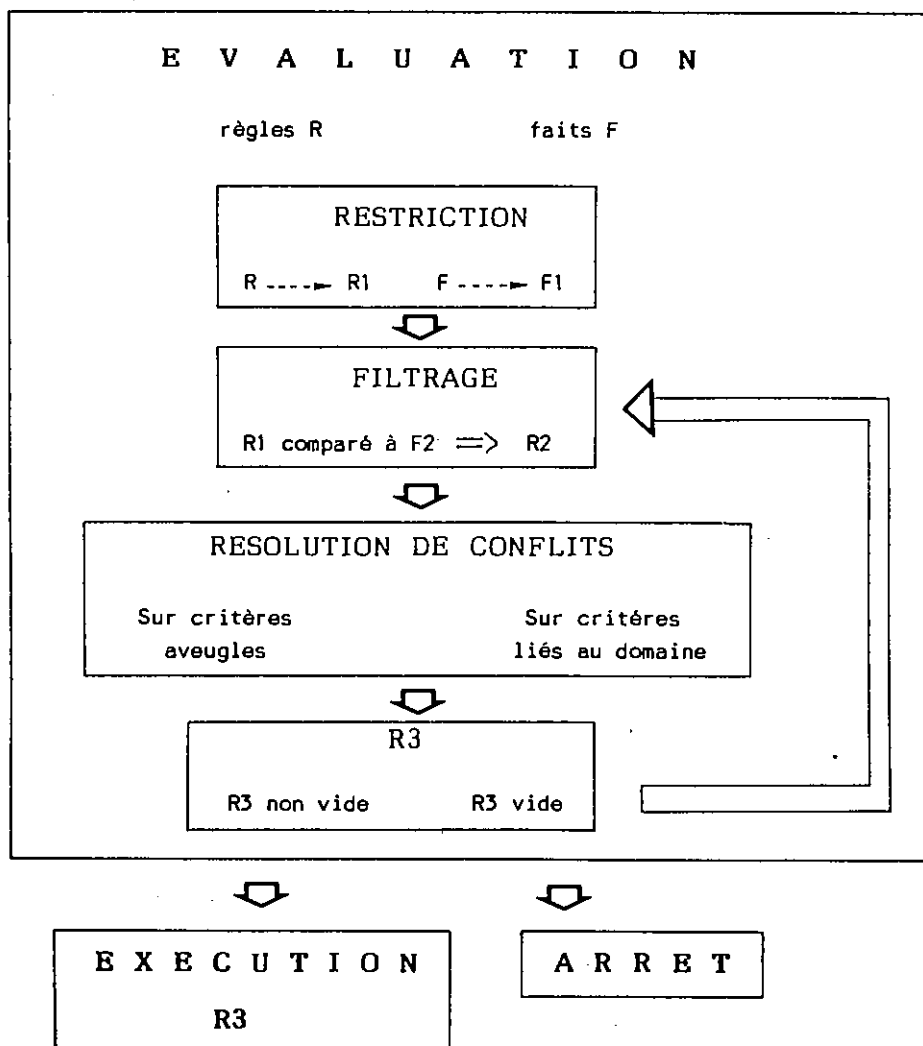


Fig. 5 - Cycle de base d'un système-expert

Basic cycle of an expert system.

Le moteur s'arrête soit quand la réponse à la question posée est trouvée soit quand il n'est plus possible de déduire quelque chose des règles : le problème est alors insoluble (le système-expert est tout-à-fait capable de répondre "je ne sais pas").

De façon plus précise, l'exploration de la base de connaissance s'effectue suivant deux phases : une phase d'évaluation et une phase d'exécution (fig. 6).

4.1.1. La phase d'évaluation

a) - la restriction

Cette étape a pour but de minimiser le volume de travail du système-expert en permettant à celui-ci de ne comparer que des sous-ensembles restreints de règles (R1) et de faits (F1). La sélection s'effectue soit sur des critères liés au domaine d'expertise, soit sur des critères généraux.

b) - le filtrage

Cette étape permet de constituer le sous-ensemble de règles R2 par comparaison des déclencheurs des règles R1 avec la base de faits F1.

c) - la résolution de conflit

Il y a conflit lorsque plusieurs règles sont applicables pour une situation donnée. Comment et laquelle choisir ?

Les conflits éventuels entre les règles R2 seront résolus soit :

- * sur des critères aveugles
 - respect d'un ordre fortuit des règles,
 - priorité aux règles qui ont le moins servi,
 - priorité aux règles les moins complexes.

- * sur des critères liés au domaine
 - règles les moins coûteuses,
 - règles les plus prometteuses,
 - règles les plus fiables.

4.1.2. La phase d'exécution

Si R3 n'est pas vide, il y a mise en oeuvre des actions définies par le corps de (s) règle (s) présente (s) dans R3.

Si R3 est vide, trois cas se présentent en fonction du type de moteur :

- a/ - Arrêt : le moteur est dit à **régime de contrôle irrévocable**.
- b/ - Recherche d'autres règles à déclencher dans l'ensemble R2 d'un cycle antérieur, sans initialisation des effets des règles antérieures.
- c/ - Recherche d'autres règles mais avec remise en cause des effets des règles antérieures : le moteur est alors dit à **régime de contrôle par tentatives**.

Remarquons bien que l'arrêt du moteur peut-être réalisé soit en phase d'évaluation (intrinsèque au moteur), soit en phase d'exécution (par exécution d'une règle).

4.2. Types de moteurs d'inférence

Plusieurs types de moteurs d'inférence sont distingués selon la manière dont s'effectue l'examen des différentes règles dans la base de connaissance : suivant un chaînage-avant, un chaînage-arrière ou un chaînage mixte.

4.2.1. Le chaînage-avant

Dans ce cas, les faits de la base de faits sont considérés comme établis et l'on en déduit les implications. Pour chaque règle, les prémisses sont vérifiées et l'action qui leur est liée est exécutée si elles appartiennent à la base de faits.

Le chaînage-avant est bien adapté au raisonnement déductif (lorsque partant de plusieurs faits, le but à atteindre n'est pas connu).

Le raisonnement se développe :

- soit **en largeur** : sélection de toutes les règles déclenchables dans la base de faits avant toute exécution. La restriction porte sur les faits ;
- soit **en profondeur** : les règles déclenchables dans la base de faits sont exécutées au fur et à mesure. La restriction porte sur les règles.

Les moteurs à chaînage-avant sont monotones et à régime irrévocable. Leur base de faits évolue physiquement et les effets du déclenchement d'une règle ne sont jamais remis en cause.

4.2.2. Le chaînage-arrière

Dans ce cas, l'idée essentielle est de fournir un but à atteindre. Le système-expert vérifie l'existence de règles dans lesquelles la variable "fait" est une conclusion. Si de telles règles existent, il cherche à vérifier leurs prémisses et ainsi de suite.

Le moteur d'inférence regarde donc, à partir du but à atteindre, quelles sont les variables que l'on devrait connaître, ces dernières devenant autant de résultats intermédiaires à atteindre. Ce chaînage, généralement le plus performant, est particulièrement bien adapté au raisonnement démonstratif ou inductif (quand on désire vérifier que le résultat découle en tout ou partie des faits de départ).

Ici, le raisonnement se développe en profondeur, mais il existe des variantes.

Les moteurs à chaînage-arrière sont monotones et à régime par tentatives. Leur base de faits reste physiquement constante et il y a remise en cause des effets du déclenchement d'une règle.

4.2.3. Le chaînage mixte

En règle générale, les systèmes-experts combinent le chaînage-avant et le chaînage-arrière. Ils gagnent ainsi en efficacité.

Les moteurs à chaînage mixte sont le plus souvent non monotones, à régime par tentatives et développent d'abord leur raisonnement en profondeur.

Par exemple : SI A et SI B alors C correspondra

en chaînage-avant : SI conditions A et B réalisées ALORS conséquence C

en chaînage-arrière : SI conclusion C alors quelles conditions ?
pour que C soit vrai, il faut que A et B le soient.

5. - SYSTEMES-EXPERTS APPLIQUES AUX SCIENCES DE LA TERRE

5.1. Introduction

Dans le domaine des Sciences de la Terre, les données comportent souvent un degré d'imprécision et d'incertitude qui exige la mise en oeuvre de systèmes de vérifications très complexes et très onéreux. En dépit de cela, les Sciences de la Terre ont toujours été privilégiées car les implications économiques sont capitales.

Diverses applications ont vu le jour, notamment en géologie minière, en géologie pétrolière, en micropaléontologie, en paléontologie des Vertébrés, en vulcanologie, ...

Les principales caractéristiques des systèmes abordés dans ce chapitre sont regroupées dans le tableau 1 :

Nom	Date	Langage	Réalisation	Thème	Auteurs de référence
PROSPECTOR	1978	LISP	Stanford Research Institute (S.R.I.)	Géologie minérale	DUDA et al., 1979
LITHO	1981	LISP	Schlumberger-France	Interprétation de diagraphies	BONNET et al., 1982-1983
DIPMETER ADVISOR	1981		Schlumberger-USA		DAVIS et al., 1981
SECOFOR	1982	LISP	Elf-Aquitaine-Pau	Incidents de forage	COURTEILLE et al., 1983
DRILLING ADVISOR		LISP	Teknowledge Elf-Aquitaine-Pau		HOLLANDER et al., 1983
ELFIN	1984	LISP	Elf-Aquitaine-Pau E.N.S.E.E.I.H.T. U.P.S. Toulouse	Recherches de voies de migrations d'hydrocarbures	MARTIN-CLOUAIRE 1984-1985
SIMMIAS	1981	PASCAL PL1	Elf-Aquitaine-Pau Univ. Paris VI		PERROT et al., 1984 LAURIERE et al., 1981
EXPAL	1986	PASCAL	I.D.S. Genève	Identification paléontologique	BEIGHTOL & CONRAD 1986-1987

Tab. 1 - Quelques systèmes-experts appliqués aux Sciences de la Terre.

Some expert systems applied on Earth Science.

5.2. Quelques exemples

5.2.1. PROSPECTOR [BONNET, 1984 - FARRENY, 1985]*

Elaboré par deux chercheurs du STANFORD RESEARCH INSTITUTE (S.R.I.-U.S.A.), PROSPECTOR est un système de consultation appliqué à la prospection minière. Son but est d'aider le géologue à évaluer l'intérêt présumé d'un site. Sa première application, en février 1980, porta sur l'évaluation de gisements de molybdène déjà connus dans la région du Mont Tolmar (zone Est de l'Etat de Washington). Le système-expert suggéra l'existence de deux gisements séparés alors que jusqu'ici un seul d'entre eux était connu et exploité. Ce résultat très encourageant fut l'une des premières occasions de convaincre les industriels de l'utilité et des capacités des systèmes-experts.

A titre indicatif, signalons que PROSPECTOR comporte 1600 règles et que sa base de connaissance renferme, à la fois des connaissances géologiques sur la prospection des minerais de molybdène et une description des principaux gisements de molybdène existant de par le monde.

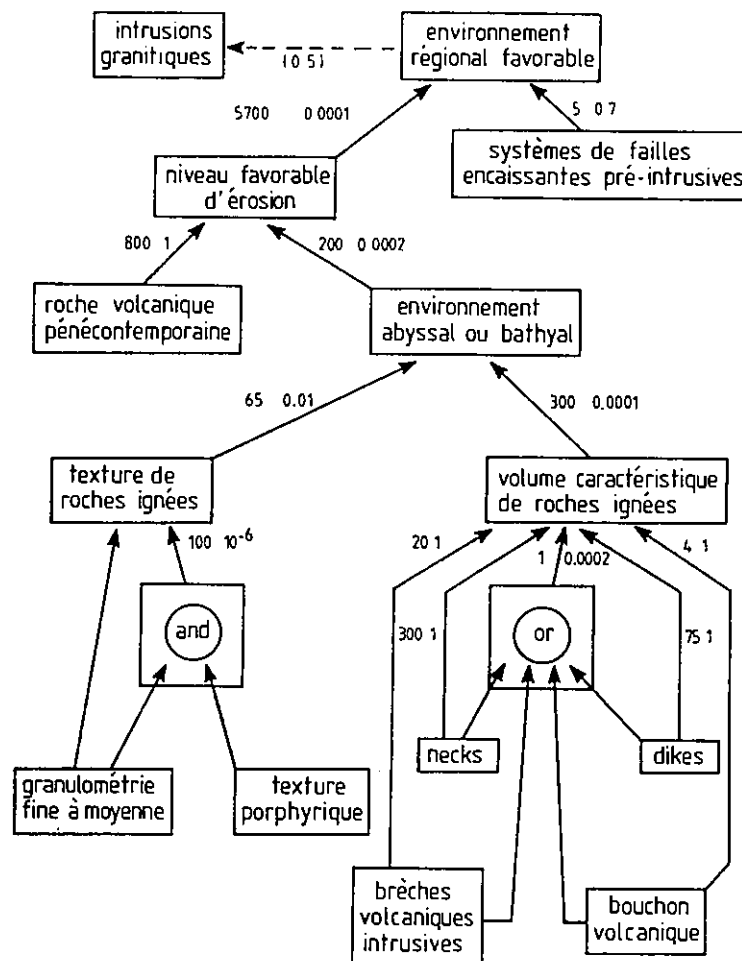


Fig. 6 - Portion du réseau d'inférences dans PROSPECTOR (traduit de Duda)
(in : Bonnet, 1984, p. 208)

One part of inference network into PROSPECTOR.

* (les publications sur lesquelles nous nous sommes basés pour ce chapitre sont signalées entre parenthèses au début de chaque exemple).

Dans ce système-expert l'incertitude, portant soit sur les données soit sur la force des inférences, est prise en compte. Les données du problème à résoudre sont rentrées au début des consultations, sous forme de phrases simples en langage naturel, puis sont analysées par une grammaire sémantique (Analyseur LIFER). L'interactivité du système permet l'introduction d'informations complémentaires ainsi que l'obtention d'explications à tout moment de la consultation.

5.2.2. LITHO [BONNET, 1984 - FARRENY, 1985].

Le système-expert LITHO, développé en 1981 par Schlumberger-France, interprète des diagraphies différées d'une manière proche de celle du géologue, c'est-à-dire par la détermination des lithofaciès les plus plausibles. Cette détermination s'appuie sur :

- la prise en compte de toutes les diagraphies :
rayon-gamma, résistivité, densité, sonique, ...
- l'analyse morphologique des diagraphies :
les données, de nature symbolique et obtenues visuellement par un analyste de diagraphies, sont entrées sous forme de réponses à des questions posées à l'utilisateur.

Ces dernières sont relatives à :

- . la forme des courbes ("pic argileux" sur le γ -Ray)
 - . la présence de rampes, plateaux (pour la radioactivité, la résistivité, la densité)
 - . l'activité des couches géologiques (pour la polarisation spontanée)
 - . la modulation des entrées par des facteurs de crédibilité.
- une base de règles comportant :
500 règles de production et ayant la syntaxe d'EMYCIN (le système général de diagnostic médical à partir duquel il a été initialement conçu).

Exemple de la règle n° 008 (In : BONNET, 1984, p. 218) :

SI il existe un plateau sur la courbe γ -ray
ET SI le niveau de radioactivité est $<$ à 40 A.P.I.

ALORS il y a une très forte probabilité (0,8) que la zone étudiée soit une zone propre c'est-à-dire avec une très faible teneur en argile.

En plus des règles portant sur les diagraphies, LITHO possède une base de connaissance relative à des informations extérieures (ne provenant pas des mesures diagraphiques). Il est ainsi possible d'aboutir à des conclusions très riches comme par exemple l'âge des couches traversées et de discriminer des lithologies possédant des électrofaciès très semblables (silexite et quartzite par ex.).

Le pilotage du traitement numérique des diagraphies différées par le traitement symbolique des données extérieures, restreint l'éventail possible des lithofaciès à reconnaître et, par là même, augmente l'efficacité du système. Les connaissances extérieures (données contextuelles géologiques) sont subdivisées en 8 catégories :

- 1 - Géographie (provinces géologiques, bassins, champs, puits ...)
- 2 - Stratigraphie (ères, époques, systèmes, étages, zones, ...)
- 3 - Paléontologie (fossiles, ...)
- 4 - Sédimentologie (turbidites, chenaux, récifs, ...)
- 5 - Pétrographie (calcaires, grès, basaltes, ...)
- 6 - Minéralogie (quartz, feldspaths, pyroxènes, ...)
- 7 - Pétrophysique (porosité, perméabilité, saturation, ...)
- 8 - Tectonique (plissements, pendages, types de subsidence, ...).

LITHO possède également une importante base de connaissance taxinomique relative aux données extérieures. Grâce à elle, il peut accéder à des informations plus générales que les seules données entrées par l'utilisateur.

Supposons par exemple que la règle n° 128 débute par la prémisse 1 "Si l'ère géologique est le Secondaire" mais que l'utilisateur de LITHO entre comme fait "la période géologique est le Jurassique" : la règle n° 128 sera tout de même déclenchée car le système est capable d'interpréter que le Jurassique fait partie du Secondaire.

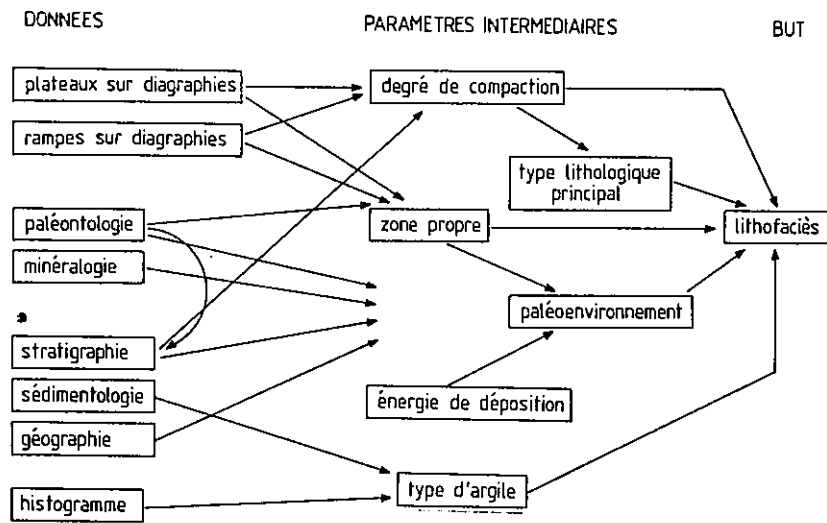


Fig. 7 - Différentes étapes de raisonnement dans LITHO (in : Bonnet, 1984, p. 212).

Different stages into LITHO reasoning.

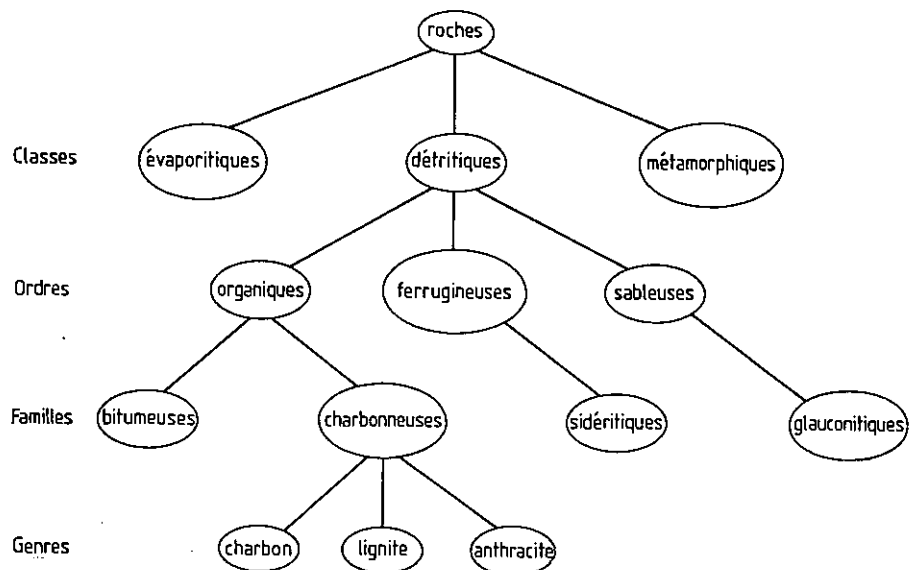


Fig. 8 - Fragment de la taxinomie pétrographique dans LITHO (in : Bonnet, 1984, p. 211).

One part of the petrographical taxonomy employed into LITHO.

- SI : 1) il existe un ou plusieurs plateaux sur la courbe FDC, ET
2) il existe un ou plusieurs plateaux sur la courbe CNL, ET
3) il existe un ou plusieurs plateaux sur la courbe BHC, ET
4) la porosité globale de la zone est inférieure à 10 % ;

ALORS : il existe une évidence suggestive (0,5) que la formation géologique de la zone est globalement tassée.

Fig. 9 - Exemple de règle de LITHO
(in : Farreny, 1985, p. 74).

Example of rule into LITHO.

Signalons qu'un autre système-expert DIPMETER ADVISOR, développé sur un modèle différent de celui de LITHO par Schlumberger - USA (1981), permet de réaliser les mêmes tâches.

5.2.3. SECOFOR [FARRENY, 1985].

SECOFOR, en cours de développement chez ELF-AQUITAINE (PAU), est destiné au diagnostic d'incidents de forage. Fort de 350 règles en 1982, il détecte les pannes de trépan sur les plates-formes de forage pétrolier off-shore, en recherche les causes et propose un remède. Il permet ainsi de pallier à l'absence d'experts en cas d'incidents techniques. Associé à un système robotisé il devrait, à son stade de développement final, effectuer lui-même les réparations nécessaires tout en immobilisant le moins longtemps possible la plate-forme. L'adaptabilité de SECOFOR reste cependant très limitée car son utilisation concerne des domaines très spécifiques.

Une première version, réalisée avec l'aide de la Teknowledge (société américaine d'ingénierie pour l'intelligence artificielle), à partir du moteur KS 300 (lui-même dérivé de EMYCIN), est connue sous le nom de DRILLING ADVISOR.

5.2.4. ELFIN [FARRENY, 1985 - TRANSFERT, 1985].

Le système ELFIN, développé en 1984 par ELF-AQUITAINE (Pau, L.S.I.) en association avec des chercheurs de l'Ecole Nationale Supérieure d'Electrotechnique, d'Electronique, d'Informatique et d'Hydraulique de Toulouse (E.N.S.E.E.I.H.T.) et de l'Université Paul-Sabatier de Toulouse, a pour but de rechercher les voies de migration des hydrocarbures, depuis des roches-mères jusqu'aux roches réservoirs.

ELFIN traite les mêmes problèmes que le système SIMMIAS (voir ci-après), mais il a été développé dans un souci marqué de spécificité puisqu'il ne concerne que le strict raisonnement des migrations.

La base de connaissance, en grande partie tirée de SIMMIAS, comporte des connaissances factuelles (telle roche est imperméable) ainsi que des connaissances obtenues par déduction (tel aquifère est en relation avec tel autre). Les règles sont constituées par la formulation d'un savoir topologique et géologique sur les migrations.

ELFIN intègre quatre développements importants : le raisonnement spatial, la raisonnement approché, le contrôle du raisonnement et un système d'explications.

. Le raisonnement spatial :

Il permet au système d'organiser continuellement sa connaissance en une structure symbolique, schématisée sous la forme d'une arborescence (réseau sémantique) dont les racines seraient la roche-mère et dont les feuilles constitueraient les pièges ; le tronc et les branches figurant les voies de migrations.

. Le raisonnement approché :

Issu de la théorie des possibilités, il permet au "système ELFIN" de prendre en compte et de quantifier l'imprécis et l'incertain.

. Le contrôle du raisonnement :

Il consiste en une confrontation permanente entre des règles et des métarègles et il permet à ELFIN d'exploiter le plus rationnellement possible des connaissances contenues dans les règles.

. Le système d'explication :

Il permet à ELFIN de présenter et de justifier à tout moment les différentes étapes du raisonnement proposé.

LA LOGIQUE D'ELFIN

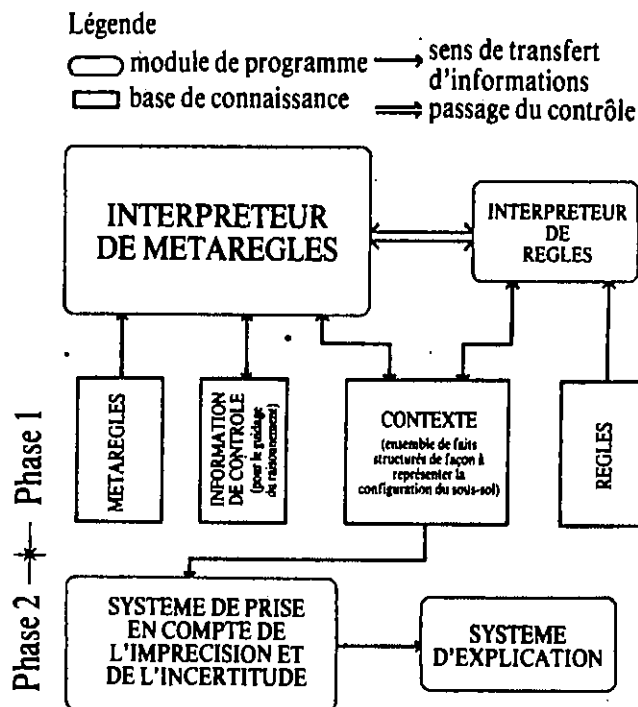


Fig. 10 - Schéma de la logique d'ELFIN
(in : Transfert, 1985, p. 7).

Diagram of the ELFIN logic.

Le système SIMMIAS, développé en 1981 à partir du moteur SNARK par Elf-Aquitaine (Pau) en collaboration avec l'Université Paris VI, est comparable au système ELFIN dans la mesure où il traite du même problème, cependant sa conception a été basée sur des domaines d'applications plus généraux et il n'intègre pas encore le raisonnement approché (ou approximatif).

5.2.5. EXPAL [BEIGHTOL & CONRAD, 1986 et 1987].

EXPAL, conçu par INTEGRATED DECISION SYSTEMS (I.D.S. Genève) (contribution d'un Géologue-Micropaléontologiste et d'un Informaticien) constitue un programme d'identification et de classification dans le domaine paléontologique. Prochainement disponible avec la base de données DASYBASE relative aux Algues vertes calcaires de l'ordre des Dasycladales (base en cours d'élaboration, prévue pour 1988), il devrait bientôt être étendu à d'autres groupes de microfossiles.

Notons que parmi les divers systèmes-experts abordés dans ce chapitre, seul EXPAL est destiné à être installé sur un support informatique tout public : un micro-ordinateur compatible équipé d'un disque fixe d'au moins 10 Mégaoctets (un disque dur de 20 Mégaoctets étant cependant recommandé pour bénéficier d'une certaine souplesse d'utilisation).

Ce système-expert représente une aide à la détermination des taxons à laquelle le spécialiste peut faire appel pour conforter son analyse.

La description cohérente et objective des spécimens à expertiser (selon la terminologie botanique en usage chez les Dasycladales aussi bien actuelles que fossiles) est l'aboutissement d'une interrogation sous forme de questions orientées au fur et à mesure des réponses. Ces questions se réfèrent à 340 descripteurs dont 20 paramètres numériques et 42 paramètres dimensionnels). Les descripteurs font essentiellement référence à la morphologie des organismes (thalle, enveloppes calcifiées, ramifications, organes fertiles et cystes éventuels) et non pas à des concepts purement taxinomiques. A titre indicatif, la description d'une espèce requiert l'introduction de 25 à 50 descripteurs ce qui, selon les auteurs du système, demande environ 10 à 15 minutes pour une espèce simple et jusqu'à 40 minutes pour une espèce complexe.

La base de règle renferme environ 220 règles de décisions présentées sous forme d'une question assortie d'un choix de réponses. L'articulation du système permet toutefois de ne passer en revue qu'une cinquantaine de règles au plus. Le système comporte un ensemble de données contextuelles (extension stratigraphique, distribution géographique et environnement de dépôt), une liste de synonymes et de citations importantes ainsi qu'un répertoire de références bibliographiques.

EXPAL fera appel à la base de données DASYBASE uniquement consacrée à l'ordre des Dasycladales. La base renferme la plupart des espèces paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques (plus de 600 espèces et genres référencés parmi les 800 identifiés à ce jour). Ce nombre peut augmenter régulièrement puisque les utilisateurs ont la possibilité de mettre à jour les références bibliographiques (sous leur propre responsabilité). L'introduction ou la modification des données est facilitée par un module de traitement de texte incorporé au programme. Les données sont relatives soit à la description de types soit à celle de spécimens de bonne qualité. Les illustrations prendront la forme d'un catalogue de reproductions avec classement alphabétique suivant la nomenclature Linéenne.

La comparaison automatique de la description des spécimens de Dasycladales à déterminer avec tout ou partie de DASYBASE permet la sélection des espèces, individus et groupe d'individus possédant des caractéristiques communes. Le répertoire créé est classé en fonction du facteur de similitude rattaché à chacun d'entre eux.

Exemple de session d'utilisation (traduite de Beightol & Conrad, 1986 et 1987) :

Description du spécimen à déterminer :

- Q - Quelle partie de la plante ?
R - Section de thalle
- Q - Contour du thalle ?
R - Cyindrique
- Q - Diamètre extérieur du thalle ?
R - 1.000 microns
- Q - Type d'enveloppe calcaire ?
R - Revêtement individuel des organes
- Q - Description pétrographique ?
R - Cristaux imbriqués de calcite incolore
- Q -
R -
- Q - Description des ramifications de premier ordre (R1) ?
R - Libre et renflé
- Q - Disposition de R1 ?
R - Verticillé
- Q - Nombre de R1 sur un verticille ?
R - 12
- Q - Orientation de R1 ?
R - Horizontal
- Q - Extrémité distale de R1 ?
R - Ouverte et non calcifiée
- Q -

Au terme de la procédure d'analyse, un tri séparé (caractères discriminants et fourchettes d'âge), basé sur un dictionnaire incorporé au programme, intervient avant la comparaison proprement dite avec DASYBASE :

- Q - Intervalle stratigraphique ?
R - Crétacé

TRAITEMENT (sur un total de 24 descripteurs) :

RESULTAT :

24 descripteurs couvrant :

100.0 % de *Heteroporella* ? *paucicalcare*
85.6 % de *Clypeina* ? *solkani*
...
62.2 % de *Cylindroporella* *arabica*
...

Heteroporella ? *paucicalcare*

Extension : Hauterivien sup. - Barrémien
Acmé : Barrémien inf.
Pays : France, Espagne, Suisse
Environnement : Marin peu profond, marin ouvert
Remarques : . . .

6. - CONCLUSION

On estime à une centaine le nombre de systèmes-experts opérationnels et ce chiffre augmente sans cesse car de nombreuses entreprises sont tentées par l'aventure ("actuellement, plus de la moitié des 500 plus grandes entreprises mondiales se sont lancées dans des projets d'intelligence artificielle d'un type ou d'un autre" - Nicola et Badel, 1987).

Les déconvenues ne sont pas rares car il est actuellement pratiquement impossible de connaître, à l'avance, les performances d'un système-expert. En contrepartie, ces systèmes informatiques d'un nouveau genre ont de très nombreux atouts : ils sont à la fois évolutifs, explicatifs, auto-formateurs et conviviaux.

D'autres atouts moins évidents peuvent aussi être évoqués :

- par leur développement, les systèmes experts impliquent celui des bases de connaissances ce qui amène à centraliser les informations relatives à un domaine précis comme par exemple celui des Sciences de la Terre. Le besoin incessant de s'informer sera donc en grande partie assouvi et l'expert pourra accéder à de très nombreuses données toujours actualisées et de très bonne qualité.

- dans le domaine des Sciences de la Terre, la grande aventure des systèmes-experts aura indirectement pour conséquence d'obliger les scientifiques à tenir un discours géologique plus cohérent. Une meilleure concertation entre spécialistes pourra être envisageable et l'échange du savoir sera facilité, notamment par l'utilisation d'un langage communautaire, homogène, épuré de bon nombre d'ambiguïtés et en partie remodelé par l'emploi des systèmes-experts.

BIBLIOGRAPHIE

BONNET A. (1984) - L'intelligence artificielle - Promesses et Réalités. Inter-éditions, 271 p.

Collectif (1987) - La Recherche en intelligence artificielle. La Recherche, Coll. Points, série Sciences, Editions du Seuil, 373 p.

Collectif (1985) - TIFY - Comprendre l'Informatique. Tome 4 : "les Robots, les Systèmes-experts, la prospective". Alp et Cie Edit., pp. 273-304.

CORDIER M. O. (1984) - Les Systèmes-experts. La Recherche, n° 151, pp. 60-70.

FARRENY H. (1982) - Des puits de Science qu'on peut sonder. Science et Vie, numéro spécial, n° 138, pp. 68-75.

FARRENY H. (1984a) - LISP. Coll. ABC des langages, Masson Editeur, 120 p.

FARRENY H. (1984b) - L'intelligence artificielle. In : L'état des Sciences et Techniques. Coll. La Découverte - Maspéro - Boréal Express, Edition 1983-1984, pp. 274-279.

FARRENY H. (1985) - Les systèmes-experts - Principes et exemples. Coll. Techniques avancées de l'Informatique, Cepadues Editions, 254 p.

- GALLAIRE H. (1985) - La représentation des connaissances. La Recherche, Octobre 1985.
- GANASCIA J. G. (1985) - La conception des systèmes-experts. La Recherche, Octobre 1985.
- GONDRAN M. (1984) - Introduction aux systèmes-experts. Eyrolles Ed., Paris, 98 p.
- LEBAILLY J., MARTIN-CLOUAIRE R. et PRADE H. (1986) - Use of fuzzy logic in a rule-based system in Petroleum Geology. In : Artificial Intelligence : applications of qualitative reasoning. Proc. G.S.I. Inter. Conf. on Business Applications of Approximate Reasoning. Paris, Sanchez E. et Zadeh L.A. Ed. Pergamon Press. 8 - 10 Janvier 1986.
- NICOLA J. M. et BADEL P. H. (1987) - Intelligence artificielle : bien plus qu'une évolution mineure. Bureaux et Systèmes, n° 1, 1987, p. 35-39.
- ROSENTHAL-SABROUX C. et SCHLIENGER D. (1984) - Projet de Système-expert volcanologue. 10ème R.A.S.T., Bordeaux, Soc. Géol. Fr. ; Edit. Paris, p. 485.
- TRANSFERT (1985) - ELFIN. Magazine d'Information sur la Recherche, l'Innovation et les nouvelles Techniques, Toulouse, p. 7.

BIBLIOGRAPHIE DE REFERENCE DES SYSTEMES-EXPERTS

DECRIITS DANS LE CHAPITRE 5

- BEIGHTOL D. S. et CONRAD M. A. (1986 - 1987) - DASYBASE and EXPAL - a new approach for paleontological analysis. Plaquettes éditées par Integrated Decision Systems, Genève, 6 p. et 6p.
- BONNET A. et DAHAN C. (1983) - Oil-well data interpretation using expert system and pattern recognition techniques. Proc. 8th Int. Joint. Conf. Artificial Intelligence, Karlsruhe, Aug. 8-12, pp. 185-189.
- BONNET A., HARRY J. et GANASCIA J.G. (1982) - LITHO : un système-expert inférant la géologie du sous-sol. Technique et Science Informatique, Vol. 1 n° 5, pp. 393-402.
- COURTEILLE J. M., FABRE M. et HOLLANDER C. R. (1983) - An advanced solution : the drilling advisor SECOFOR. 58 th Annual Technical Conf. and Exhibition, San Francisco.
- DAVIS R., AUSTIN H., CARLBOM I., FRAWLEY B., PRUCHNICK P., SNEIDERMAN R. et GILREATH J. A. (1981) - The DIPMETER ADVISOR : interpretation using expert system and pattern recognition technique, 6th Int. Joint. Conf. Artificial Intelligence, Vancouver, 1981, pp. 846-849, Vancouver.
- DUDA R., GASCHING J. et HART P. (1979) - Model design in the PROSPECTOR consultant system for mineral exploration. In Expert Systems in the Micro-Electronic Age. Michi D. Ed., Edinburgh Univ. Press, pp. 153-167.

- HOLLANDER C. R., IWASAKI Y., COURTEILLE J. M. et FABRE M. (1983) - Trends and Applications Conference. Washington.
- LAURIERE J. L. et PERROT A. (1981) - Représentation et utilisation des connaissances dans l'industrie pétrolière. 1ères journées AFCET-ADI Systèmes-experts, Avignon.
- MARTIN-CLOUAIRE R. (1984) - Une approche système-expert et théorie des possibilités appliquée en géologie pétrolière. Thèse de 3ème cycle, Univ. Paul-Sabatier, Toulouse.
- MARTIN-CLOUAIRE R. (1985) - Un système-expert capable de raisonnement spatial : l'approche ELFIN développée pour un problème de géologie pétrolière. Proc. 5ème AFCET "Congrès Reconnaissance des Formes & Intelligence Artificielle". Grenoble, Nov. 27-29, pp. 955-962.
- PERROT A., LEBAILLY J. et COURTEILLE J. M. (1984) - The ELFIA project at Elf-Aquitaine. Pattern Recognition Letters, 2, (6), pp. 433-437.

BIBLIOGRAPHIE COMPLEMENTAIRE

Nous donnons ici quelques références supplémentaires dans le but d'aider les lecteurs éventuellement désireux d'approfondir certaines notions particulières relatives aux systèmes-experts.

- BENCHIMOL G., LEVINE P. et POMEROL J. C. (1986) - Systèmes-experts dans l'entreprise. Ed. Hermès.
- BONNET A. (1981) - Applications de l'Intelligence Artificielle : les systèmes-experts. RAIRO Informatique, Vol. 15, n° 4, pp. 325-341.
- BONNET A., HATON J. P. et TRUONG-NGOC J.M. (1986) - Systèmes-experts - vers la maîtrise technique. Interéditions.
- BONNET A. et DAHAN C. (1983) - Oil-well data interpretation using expert system and pattern recognition techniques. Proc. 8th Int. Joint. Conf. Artificial Intelligence. Karlsruhe, Aug. 8-12, pp. 185-189.
- FARRENY H. (1983) - Les systèmes-experts : principes d'organisation et fonctionnement, aperçu sur quelques réalisations. Informatique et gestion, n° 142-143, pp. 52-57, 66-72.
- LAURIERE J.L. (1982) - Représentation et utilisation des connaissances. Technique et Science Informatique, n° 1-2, pp. 25-42.
- LAURIERE J. L. et PERROT A. (1981) - Représentation et utilisation des connaissances dans l'industrie pétrolière. 1ères journées AFCET-ADI Systèmes-Experts, Avignon.
- MARTIN-CLOUAIRE R. et PRADE H. (1984) - Managing uncertainty and imprecision in Petroleum Geology. Sciences de la Terre. Série Informatique.
- PINSON S. (1981) - Représentation des connaissances dans les systèmes-experts RAIRO informatique, Vol. 15, n° 4, pp. 343-367.

INDEX

Apprentissage	8	Filtrage	15
Base de Connaissance	10	Imprécision	8
Base de Faits	10	Incertitude	8
Base de Règles	10	Inférence	10
Calcul des propositions	5	Interface de langage naturel	11
Chainage-avant	16	Interpréteur	10
Chainage-arrière	16	LITHO	20
Chainage mixte	16	Logique du premier ordre	5
Cogniticien	4	Métaconnaissance	6
Condition	5	Métarègle	6
Conséquence	5	Moteur d'inférences	10
Contexte	7	Prémisse	5
Contrôle du raisonnement	8	PROSPECTOR	19
Corps de la règle	5	Raisonnement approché	7
Cycle de base	15	Récursivité	11
Déclencheur de la règle	5	Règle de production	5
Développement en largeur	16	Règle stratégique	7
Développement en profondeur	16	Réseau sémantique	6
DIPMETER ADVISOR	21	Résolution de conflits	15
DRILLING ADVISOR	22	Restriction	15
ELFIN	22	SECOFOR	22
Evaluation	15	SIMMIAS	23
Exécution	15	Système général	11
EXPAL	23	Théorie des possibilités	8
Facteur de vraisemblance	7	Typologie des connaissances	5

**LE FLYSCH A FUCOIDES D'UCHENTAIN
TEMOIN D'UN ESCARPEMENT TURONO-SENONIEN INFÉRIEUR
DE LA PALEOFAILLE NORD-PYRENEENNE,
PYRENEES CENTRALES, FRANCE**

Elie -Jean DEBROAS*

RESUME

L'étroite et longue écaille synclinale d'Uchentein (1 km x 20) jalonne un segment EW de la Faille nord-pyrénéenne dans les Pyrénées centrales. Une nouvelle cartographie de cette écaille permet de montrer : d'une part, qu'elle comporte des calcaires récifaux de l'Albien supérieur, et donc latéralement équivalents du Flysch Noir albo-cénomaniens de la zone nord-pyrénéenne, et d'autre part, qu'elle est essentiellement constituée par un Flysch à Fucoïdes turono-sénonien inférieur épais (env. 1000 m) et dans lequel des calcschistes, situés au Nord en direction du bassin flysch nord-pyrénéen sont remplacés latéralement par des brèches, situées au Sud le long de l'escarpement synsédimentaire du plus méridional des accidents de la Faille nord-pyrénéenne. Cette paléofaille turono-sénonienne n'a fonctionné qu'en faille normale comme l'indique la conservation d'un contact entre des brèches granitiques et le massif de granite pourvoyeur. Cependant, il apparaît que de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur la zone de failles EW qui constitue la Faille nord-pyrénéenne près d'Uchentein a fonctionné essentiellement en décrochement senestre car elle est à l'origine d'une marge ibérique du bassin flysch nord-pyrénéen rectiligne, étroite et fossilisée en "uplap" par 3 à 4000 m de brèches.

Mots clés :

Flysch - Brèches - Calcaires urgoniens - Albien - Cénomaniens - Turonien - Sénonien inférieur - Faille nord-pyrénéenne - Ariège.

ABSTRACT

The long and narrow synclinal slice of Uchentein (1 km X 20) lay out an EW segment of the North Pyrenean Fault in Central Pyrenees. A new cartography of this slice enables us to identify reef limestones of the upper Albian and therefore laterally equivalent to the albo-cenomanian Flysch Noir of the North Pyrenean Zone, and also enables us to see that it essentially consists of a thick turono-lower senonian Flysch à Fucoïdes (approximately 1000 meters)

* *Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, Université Paul-Sabatier, 39 allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cédex.*

Contribution à la R.C.P. 663 "Environnements tectosédimentaires de plates-formes et de marges anciennes" présentée à la Société Géologique de France le 30 Mai 1985 lors de la séance spécialisée "Genèse et évolution des bassins sédimentaires en contexte compressif décrochant".

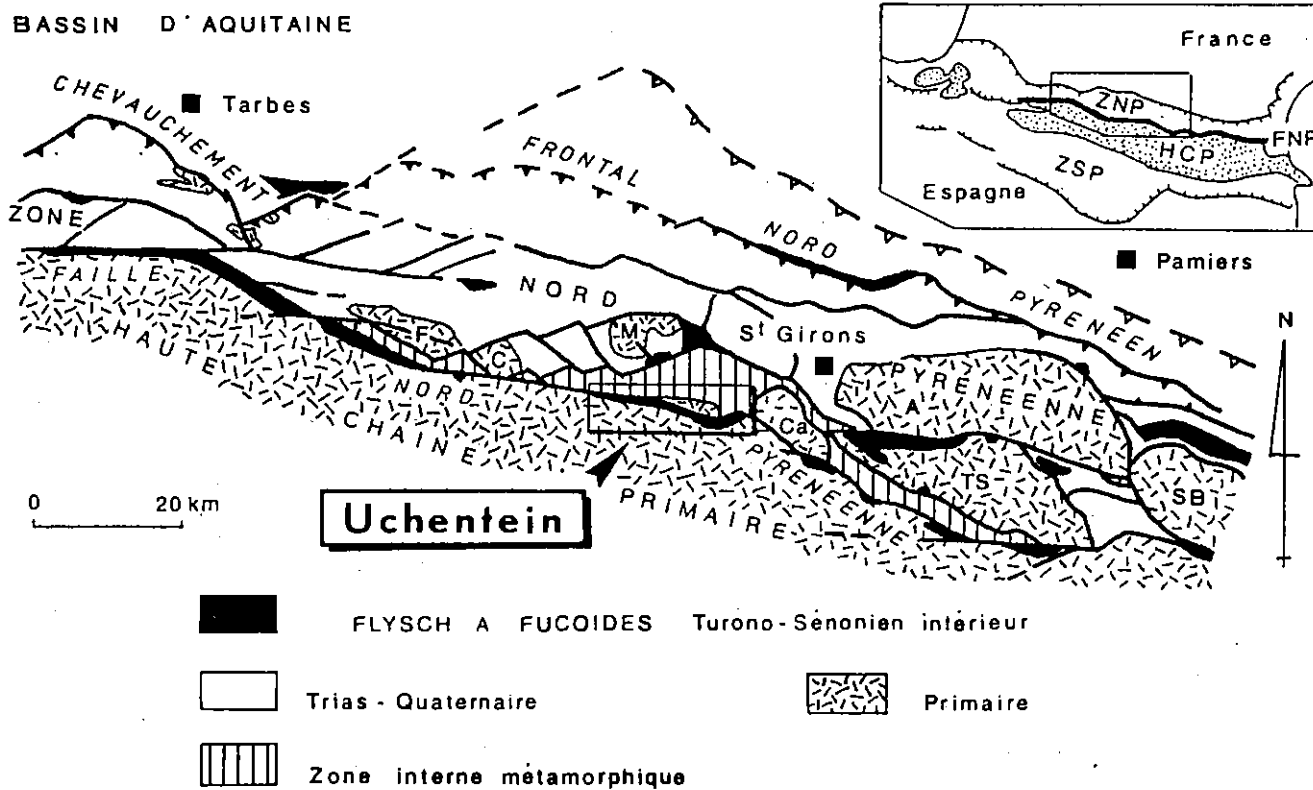


Fig. 1 - Schéma structural du versant nord des Pyrénées centrales montrant la localisation du Flysch à Fucoïdes d'Uchentein le long d'un segment EW de la Faille nord-pyrénéenne.

Principaux massifs primaires de la zone nord-pyrénéenne : A. Arize ; Ca. Castillon ; C. Chaum (Barousse orientale) ; F. Ferrère (Barousse occidentale) ; M. Milhas ; SB. Saint-Barthélémy ; TS. Trois-Seigneurs.

Structural sketch map of the north central Pyrenees, showing the situation of the Uchentein Flysch à Fucoïdes along a E-W segment of the North Pyrenean fault.

Main primary massif of the North Pyrenean zone : A. Arize ; Ca. Castillon ; C. Chaum (Barousse orientale) ; F. Ferrère (Barousse occidentale) ; M. Milhas ; SB. Saint-Barthélémy ; TS. Trois-Seigneurs.

in which calcareous schists situated to the north, towards the North-Pyrenean Flysch Basin grade laterally into breccias situated to the south, along the synsedimentary scarp of the most southern accident of the North Pyrenean Fault. From the remaining contact between granitic breccias and the granitic purveyor massif, we can tell that this turono-senonian paleo-fault worked only as a normal fault. It appears however that, from the upper Albian to lower Senonian, the EW faults zone forming the North Pyrenean Fault near Uchentein worked essentially as a left lateral strike slip as it created an iberic margin of the North Pyrenean Flysch basin straight, narrow and fossilized by the uplap of 3 to 4000 meters of breccias.

Key words : Flysch - Breccias - Urgonian limestones - Albian - Cenomanian - Turonian - Lower Senonian - North Pyrenean Fault - Ariège.

1. - INTERET DE LA PALEOFAILLE NORD-PYRENEENNE DANS LA REGION D'UCHENTAIN

La Faille nord-pyrénéenne des Pyrénées centrales est une zone de failles étroite et bien individualisée qui sépare la zone nord-pyrénéenne de la haute chaîne primaire. Elle est jalonnée d'écailles, les "écailles bordières de la haute chaîne", qui sont constituées de Primaire ou de Secondaire légèrement métamorphique, schistosé et essentiellement représenté par un Flysch à Fucoïdes turono-sénonien inférieur. Son rôle paléogéographique et paléotectonique, majeur au cours du Crétacé moyen et supérieur, est habituellement déduit de sa position entre le bassin des flyschs nord-pyrénéens et la plate-forme ibérique des calcaires sud-pyrénéens ainsi que des accumulations bréchiques ou des érosions qui l'accompagnent [Boillot, 1984]. Actuellement des données de géologie régionale plus précises permettent de détailler son fonctionnement synsédimentaire.

La région d'Uchentein, située le long du segment EW de la Faille nord-pyrénéenne qui traverse les Pyrénées centrales au SW de Saint-Girons (fig.1), fournit un exemple démonstratif du fonctionnement de cette faille de l'Albien au Sénonien inférieur. Premièrement, car c'est le seul segment des Pyrénées centrales où, sur 3 km de large et sur près de 20 km de long, cette faille est constituée de 3 accidents subverticaux qui du Nord vers le Sud séparent : a) une zone interne métamorphique (partie méridionale métamorphisée et schistosée de la zone nord-pyrénéenne) large et caractérisée par le développement du Flysch Noir albo-cénomanién ; b) une écaille primaire correspondant au petit massif de Sérau ; c) une écaille secondaire constituée par le Flysch à Fucoïdes d'Uchentein et par son substratum ; d) la bordure septentrionale de la haute chaîne primaire [Ravier et al., 1968 ; Ricateau et Choukroune, 1970 ; Souquet, 1971]. Deuxièmement, car on sait déjà : a) que pendant l'Aptien et l'Albien inférieur les 3 accidents précités étaient inactifs, les formations de cet âge conservées de part et d'autre étant identiques (Marnes à Deshayesites, Calcaires urgo-aptien supérieur et Marnes à Hypacanthoplites ; Peybernès 1976 et 1979) ; b) que au cours de l'Albo-Cénomanién le plus septentrional des accidents a eu un rejet vertical supérieur à 3000 m et un rejet horizontal senestre de 5 à 15 km, [Debroas, 1987] ; c) qu'au Turono-Sénonien inférieur le Flysch à Fucoïdes se déposait alors que le métamorphisme thermique pyrénéen et les premiers plissements synschisteux affectaient le Flysch Noir et son substratum [Debroas, 1976 ; 1987]. Troisièmement, car il ne restait plus à établir que l'activité synsédimentaire du plus méridional des accidents pendant le Turono-Sénonien inférieur. Ce dernier point est donc l'objectif principal de cette note qui est consacrée à une révision lithostratigraphique du Flysch à Fucoïdes d'Uchentein et de son substratum mais qui conduit aussi à caractériser une marge ibérique du bassin flysch

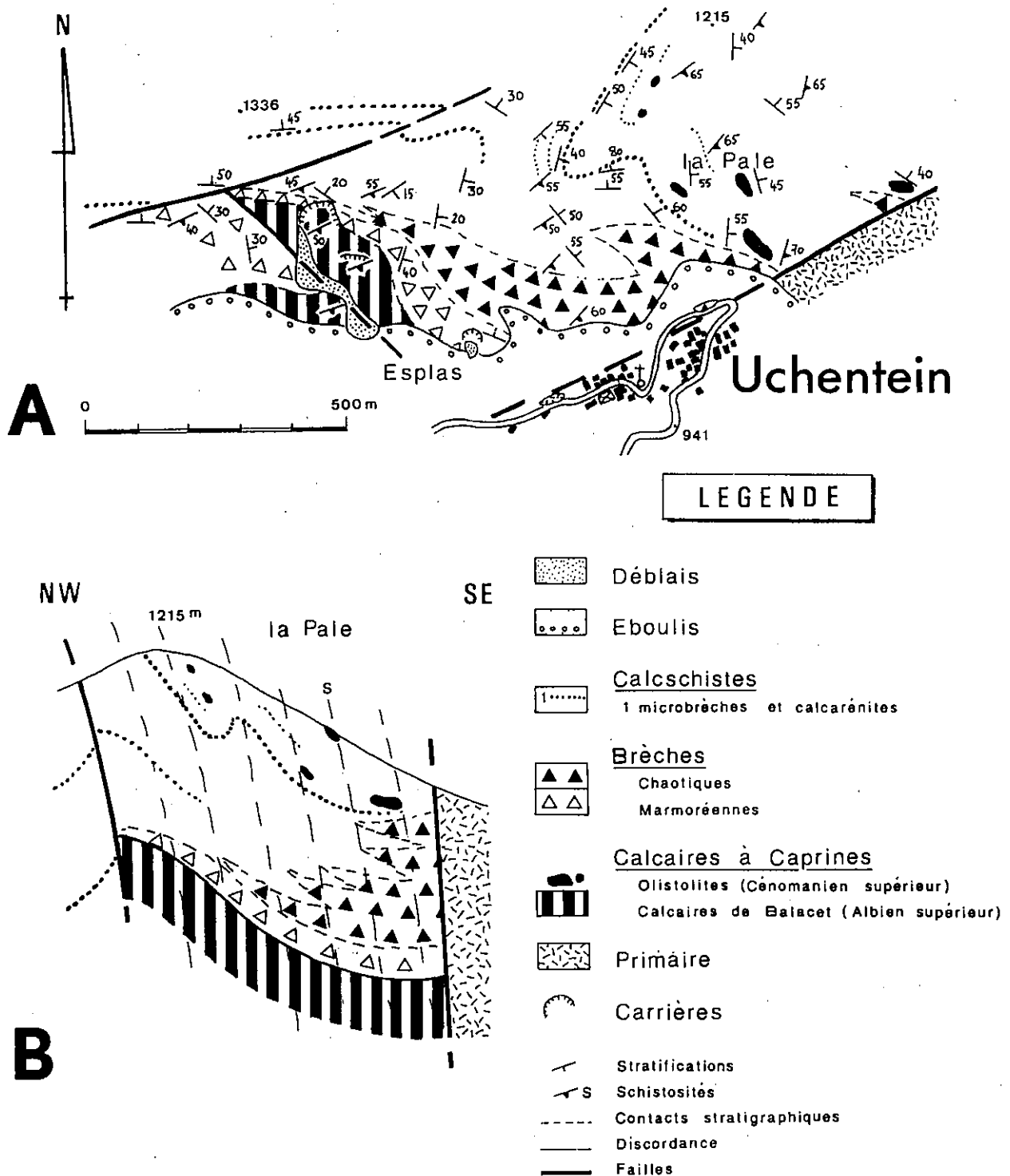


Fig. 2 - Carte géologique détaillée des abords septentrionaux du village d'Uchentein (A) et coupe structurale interprétative correspondante (B).

Detailed geological map of the northern surroundings of Uchentein village (A) and corresponding interpretative structural cross-section (B).

nord-pyrénéen en décrochement le long du segment EW de la Faille nord-pyrénéenne.

2. - STRUCTURE ET CONSTITUTION DE L'ECAILLE D'UCHENTAIN

L'écaille d'Uchentein est constituée de diverses formations carbonatées anté-cénomaniennes, de brèches réputées cénomaniennes et de Flysch à Fucoïdes qui s'agencent en un synclinal étroit et long (1 km sur 20), droit à déjeté au Nord [Raguin et al., 1949 ; Castéras, 1950, Castéras et al., 1950] et affecté par une schistosité synmétamorphique [Mattauer et al., 1964 ; Ricateau et Choukroune, 1970].

Les formations anté-cénomaniennes sont représentées au Sud du massif de Sérau par le complexe calcaréo-dolomitique du Jurassique moyen et supérieur, la brèche limite, des calcaires berriasiens à Trocholines, les Marnes à Deshayesites de l'Aptien inférieur et les Calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur à rudistes et floridées [Peybernès, 1976]. Les brèches polygéniques sont remarquables pour leur développement important ainsi que par la taille souvent énorme et la variété de leurs éléments (calcaires, dolomies, schistes du Primaire supérieur ; granite, poudingues, grès, pélites et ophite du Trias ; calcaires et dolomies jurassiques et éocétacés) ; il s'agit soit de "brèches chaotiques" très polygéniques et à matrice pélitique verte ou violacée, soit de "brèches marmoréennes" à éléments et matrice carbonatée auxquelles sont associés des calcaires rosés à Caprines [Dalloni, 1938 ; Castéras, 1950 ; Souquet, 1971]. Le Flysch à Fucoïdes est essentiellement constitué par des calcschistes qui alternent avec des calcaires gréseux et dans lesquels s'intercalent quelques gros bancs de microbrèches et de calcaires gréseux ainsi que des lentilles de calcaires gris à Caprines et Prealvéolines du Cénomaniens supérieur ; son âge turono-sénonien inférieur est déduit des abondantes Pithonelles et surtout des quelques globotruncanidés bicarénés qu'il renferme [Souquet, 1971].

Mais, à la suite d'interprétations contradictoires, il restait encore à établir d'une part, la nature et l'âge des calcaires à Caprines associés aux brèches marmoréennes et, d'autre part, les relations des calcschistes avec les brèches chaotiques. Dans ce but, une cartographie détaillée (1/10.000è) a été consacrée aux abords d'Uchentein (fig. 2) alors que la partie de l'écaille d'Uchentein située au Sud du massif de Sérau a fait l'objet d'une cartographie à 1/50.000è (fig. 4).

3. - PRECISIONS SUR LES CALCAIRES A

CAPRINES ASSOCIES AUX BRECHES MARMOREENNES

3.1. Rappel historique

Les calcaires à Caprines associés aux brèches marmoréennes ont été exploités jusqu'en 1976 dans la grande carrière qui domine les villages d'Uchentein et de Balacet. Il s'agit de marbres beiges à rosés, veinés et tachetés de blanc, massif pour le "Balacet" et bréchique pour l'"Escalettes" qui est composé exclusivement d'éléments de Balacet liés par des calcschistes verdâtres ou violacés, peu abondants, [Anonyme, 1959]. Riches en Caprines et surtout en Polypiers, ces marbres correspondent à un calcaire récifal qui était attribué au Cénomaniens à cause de ses analogies avec le calcaire marmoréen à Caprina adversa

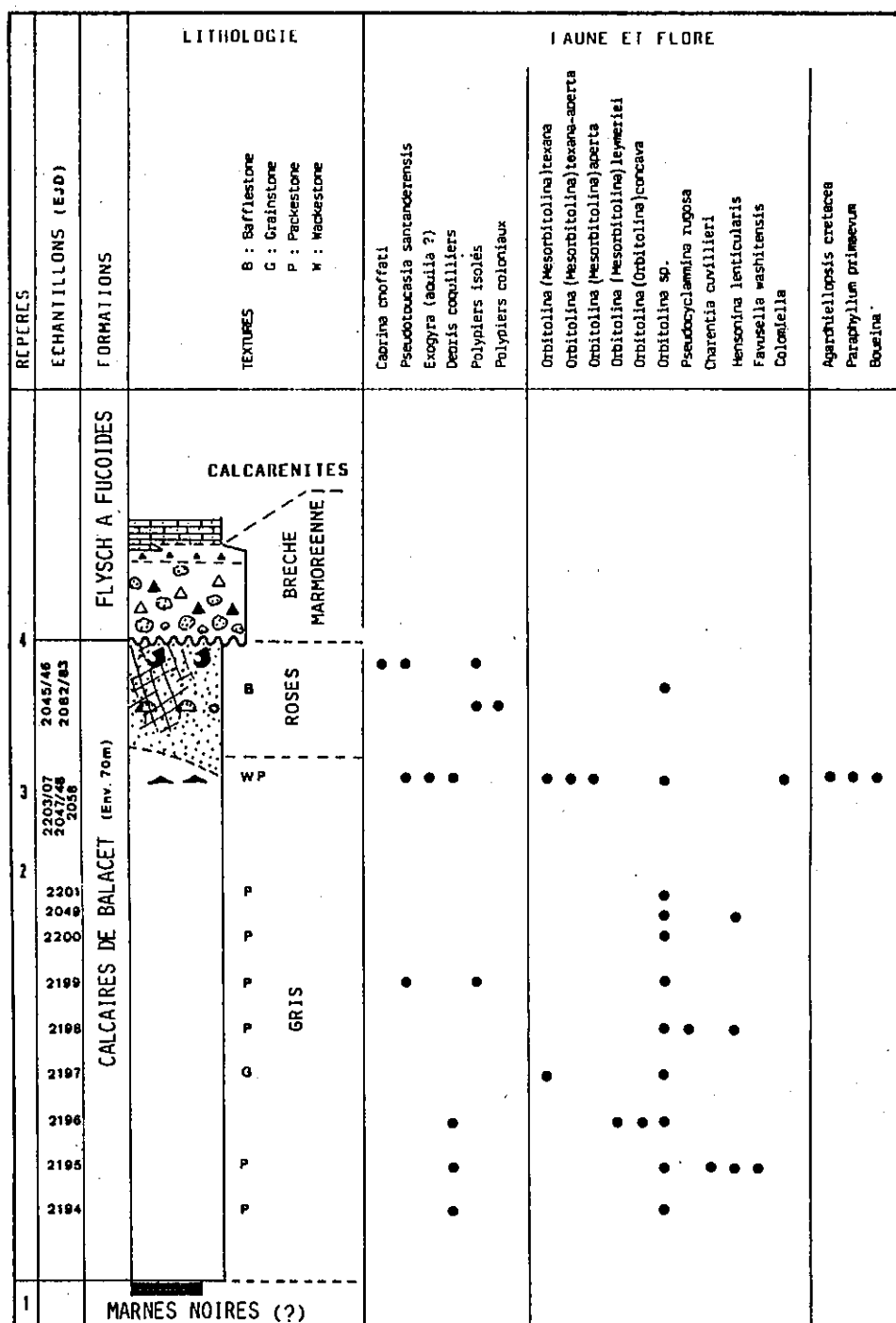


Fig. 3 - Coupe stratigraphique des calcaires urgo-albiens supérieurs de Balacet (Repères : 1. intersection du chemin d'accès à la carrière d'Uchentein par l'Ouest et du ravin d'Esplas ; 2. escalier en béton à la base de la paroi occidentale de la carrière ; 3. plancher de la carrière au pied de la paroi septentrionale ; 4. sommet de la paroi orientale.

Stratigraphic cross-section of upper urgo-albian limestones of Balacet (Landmark : 1. Intersection of the path leading to Uchentein quarry from the West and of the ravine of Esplas ; 2. concrete stairs at the base of the western wall of the quarry ; 3. bottom of the quarry at the foot of the northern wall ; 4. top of the Eastern wall.

de Sarrancolin (Hautes-Pyrénées) ; mais, contrairement au Calcaire de Sarrancolin qui forme une barre bien individualisée, ce calcaire était interprété comme une lentille récifale formée et démantelée sur place au sein de brèches marmoréennes qui étaient ainsi tenues pour cénomaniennes [Dalloni, 1938 ; Castéras, 1950 ; Souquet, 1971].

Depuis, ces calcaires à Caprines ont été assimilés à des calcaires urgoniens d'âge albien supérieur [Debroas inédit, in Peybernès, 1982] puis, associés avec des calcaires gris qu'ils surmontent et qualifiés de "Calcaires de Balacet", ils ont été considérés comme un équivalent latéral du Flysch Noir albo-cénomarien de la zone interne qui en remanie de nombreux blocs [Debroas, 1987] ; les observations qui suivent permettent de détailler et d'illustrer cette nouvelle interprétation.

3.2. Nouvelles observations

Les parois de la carrière de marbre montrent actuellement :

- que les 2 variétés de marbre coloré (Balacet et Escalettes) sont indissociables car leur limites, leur extension et leur position relative s'avèrent difficiles à préciser ;

- que le calcaire gris, massif et non exploité, occupe le fond et l'Ouest de la carrière où il apparaît sous les marbres colorés dont il est séparé par un changement de teinte rapide mais sans discontinuité de sédimentation ni variation de texture ;

- que les brèches marmoréennes polygéniques qui renferment des éléments de Balacet (mais jamais d'Escalettes), ne sont visibles qu'au sommet des parois N et E où elles surmontent les marbres colorés par l'intermédiaire d'une surface irrégulière qui souligne cette importante discontinuité de sédimentation.

La carte détaillée des abords d'Uchentein (fig. 2) confirme la position des calcaires gris puis colorés sous les brèches marmoréennes car ils apparaissent dans le coeur d'un anticlinal enveloppé par les brèches ("ant. de la carrière"). De plus, des marnes noires azoïques et vraisemblablement d'âge aptien inférieur, ont été découvertes sous les calcaires gris ; mais comme elles affleurent ponctuellement dans le ravin d'Esplas encombré par les déblais de la carrière elles n'ont pas pu être représentées sur la carte. Les calcaires gris et rosés appartiennent donc à une barre de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (estimée à 70 ou 80 m en l'absence de stratification interne) qui est bien individualisée entre 2 discontinuités, la supérieure déjà mentionnée sous les brèches et, l'inférieure, moins remarquable, qui correspond à un contact net avec les marnes (fig. 3).

La variété de la faune, de la flore et des textures des calcaires, observée le long de la coupe W-E fournie par le chemin d'accès à la carrière par l'Ouest (fig. 3) confirme les faciès urgoniens et l'âge albien supérieur de cette barre. Les calcaires gris inférieurs sont des packstones bioclastiques riches en orbitolines variées (Mesorbitolina texana, M. texana-aperta, M. aperta, M. leymeriei, Orbitolina concava) associées à d'autres micro-organismes benthiques (Pseudocyclammina rugosa, Charentia cuvillieri, Hensonina lenticularis) ou pélagiques (Favusella washitensis, Colomiella), à de rares algues (Agardhiellopsis cretacea, Paraphyllum primaevum, Boueina) et enfin à de nombreux débris coquilliers indéterminables ; ils correspondent ainsi aux dépôts d'une plate-forme carbonatée infralittorale d'âge albien supérieur (biozone à M. gr. texana-aperta) et ils sont donc assimilables aux "calcaires urgo-albiens supérieurs" définis dans les Pyrénées [Peybernès, 1976]. Les calcaires rosés supérieurs sont construits (texture bafflestone) par des coelentères, isolés ou coloniaux, associés à des rudistes isolés

(*Caprina choffati*, *Pseudotoucasia santanderensis*) ; ils sont ainsi semblables aux dépôts des hauts fonds récifaux d'âge albien supérieur reconnus dans les Pyrénées, les Ibérides et au Portugal [Bilotte et al., 1978 ; Rey et al., 1977].

La carte schématique à 1/50.000^e (fig. 4) indique enfin que ces calcaires urgo-albiens supérieurs se rencontrent également d'une part dans la butte de Castet, entre Uchentein et Balacet, où ils sont encadrés (tectoniquement ?) par des grès rouges triasiques au N et par des dolomies noires jurassiques au Sud et, d'autre part, au N. d'Irazein où ils apparaissent au contact de grès rouges et probablement comme des olistolites emballés à la base des brèches marmoréennes

3.3. Conclusions

Les calcaires à Caprines associés aux brèches marmoréennes appartiennent donc au substratum de ces brèches et non à un récif cénomanien lenticulaire développé et démantelé dans leur masse ; ils constituent en effet le sommet de la puissante barre de calcaires urgoniens d'âge albien supérieur, les Calcaires de Balacet, qui séparent les brèches marmoréennes des marnes attribuables à l'Aptien inférieur. En conséquence, l'attribution classique des brèches marmoréennes au Cénomanien n'est plus envisageable que d'après leur position entre les calcaires albiens supérieurs de Balacet et les calcschistes turono-sénonien inférieurs du Flysch à Fucoïdes, et ainsi elle reste à confirmer par d'autres arguments.

4. - NOUVELLE DEFINITION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU FLYSCH A FUCOIDES

4.1. Rappel historique

Le Flysch à Fucoïdes correspondait jusqu'à présent aux 150 à 200 m de calcschistes, intercalés de microbrèches et de calcaires cénomaniens, qui surmontaient les brèches chaotiques et marmoréennes, dites de "base", dans le coeur d'un synclinal d'Uchentein aux flancs bréchiques également développés [Castéras et al., 1951]. Les brèches chaotiques étaient alors placées sous les brèches marmoréennes [Raguin et al., 1950 ; Souquet, 1971] et rapportées au Vraconnien et au Cénomanien inférieur [Peybernès, 1976].

Cependant, cette interprétation était depuis longtemps contredite par des observations inédites effectuées à proximité d'Uchentein et qui signalaient au contraire : d'une part, une superposition des brèches chaotiques aux brèches marmoréennes, ces dernières surmontant elles-mêmes les carbonates anté-cénomaniens [Abadie, 1956 ; Harang, 1970] et, d'autre part, une interstratification du sommet des brèches chaotiques avec la base des calcschistes [Abadie, 1956]. De nouvelles observations s'imposaient donc pour vérifier le bien-fondé de l'une ou l'autre de ces interprétations.

4.2. Nouvelles observations

La carte détaillée des abords d'Uchentein (fig. 2, A et B) fait apparaître :

- que les calcschistes occupent largement un synclinal de La Pale dépourvu de flanc sud et dont l'axe plonge d'environ 45° vers le NE et, même, qu'ils enveloppent le coeur calcaire et bréchique de l'anticlinal de la carrière ;
- que leur épaisseur conservée dans ce synclinal est voisine de 500 m ;

- que sur toute cette épaisseur ils sont remplacés latéralement par les brèches chaotiques qui jalonnent l'accident méridional de la Faille nord-pyrénéenne ;

- que les calcaires gris à Caprina adversa et Prealveolina cretacea du Cénomanién supérieur correspondent à des olistolites de dimensions variables (qq. décimètres à qq. décamètres) qui sont isolés ou associés dans des niveaux privilégiés.

La carte schématique de la partie orientale de l'échelle d'Uchentein (fig. 4) et les coupes interprétatives correspondantes (fig. 5) confèrent aux observations précédentes une valeur régionale qui se traduit par les faits suivants :

- les calcschistes occupent des plis dissymétriques à flanc sud réduit (syn. du Mail Blanc) ou absent (syn. du Mail des Morènes) ou bien dépourvus de flanc nord (syn. du Pic de Nédé) sauf toutefois dans le classique synclinal du Col de l'Arraing qui est symétrique ;

- l'épaisseur maximale des calcschistes atteint pratiquement un millier de mètres dans le synclinal du Mail Blanc ;

- le passage latéral, du Nord vers le Sud, des calcschistes aux brèches qui se vérifie grâce aux nombreuses intercalations de calcschistes dans les brèches, est particulièrement bien visible dans le synclinal du Mail Blanc alors qu'ailleurs la superposition des calcschistes aux brèches reste la plus apparente à cause du fort redressement des couches (syn. du Mail des Morènes et du Pic de Nédé) ;

- les olistolites de calcaires du Cénomanién supérieur sont toujours présents (Sud de Ruech et Tuc Saint-Jean) mais de plus ils sont accompagnés de nombreux autres olistolites de poudingues triasiques (Nord du Pic de Nédé) ou de granite (Est du Mail Blanc) qui étaient jusqu'à présent associés aux "brèches de base" mais qui en réalité s'intercalent dans les calcschistes au sein de nombreux niveaux bréchiques lenticulaires.

4.3. Conclusions

Les brèches de l'échelle d'Uchentein constituent donc essentiellement un équivalent latéral méridional des calcschistes turono-sénoniens inférieurs et non uniquement leur "brèche de base" ; en effet si les brèches marmoréennes se placent bien entre le substratum carbonaté anté-cénomanién et les calcschistes, les brèches chaotiques s'interstratifient au contraire avec ces derniers et sur toute leur hauteur.

En conséquence, il apparaît que le Flysch à *Fucoïdes* turono-sénonien inférieur d'Uchentein est bien plus épais qu'on ne l'avait envisagé (env. 1000 m contre 150 à 200 m) et qu'au lieu d'un seul il est constitué par deux membres qui se remplacent latéralement : au Nord, ce sont les "Calcschistes d'Uchentein" situés vers le bassin flysch et, au Sud, ce sont les "Brèches de Bordes", marmoréennes ou chaotiques, situées le long de l'accident méridional de la Faille nord-pyrénéenne (fig. 4 et 5).

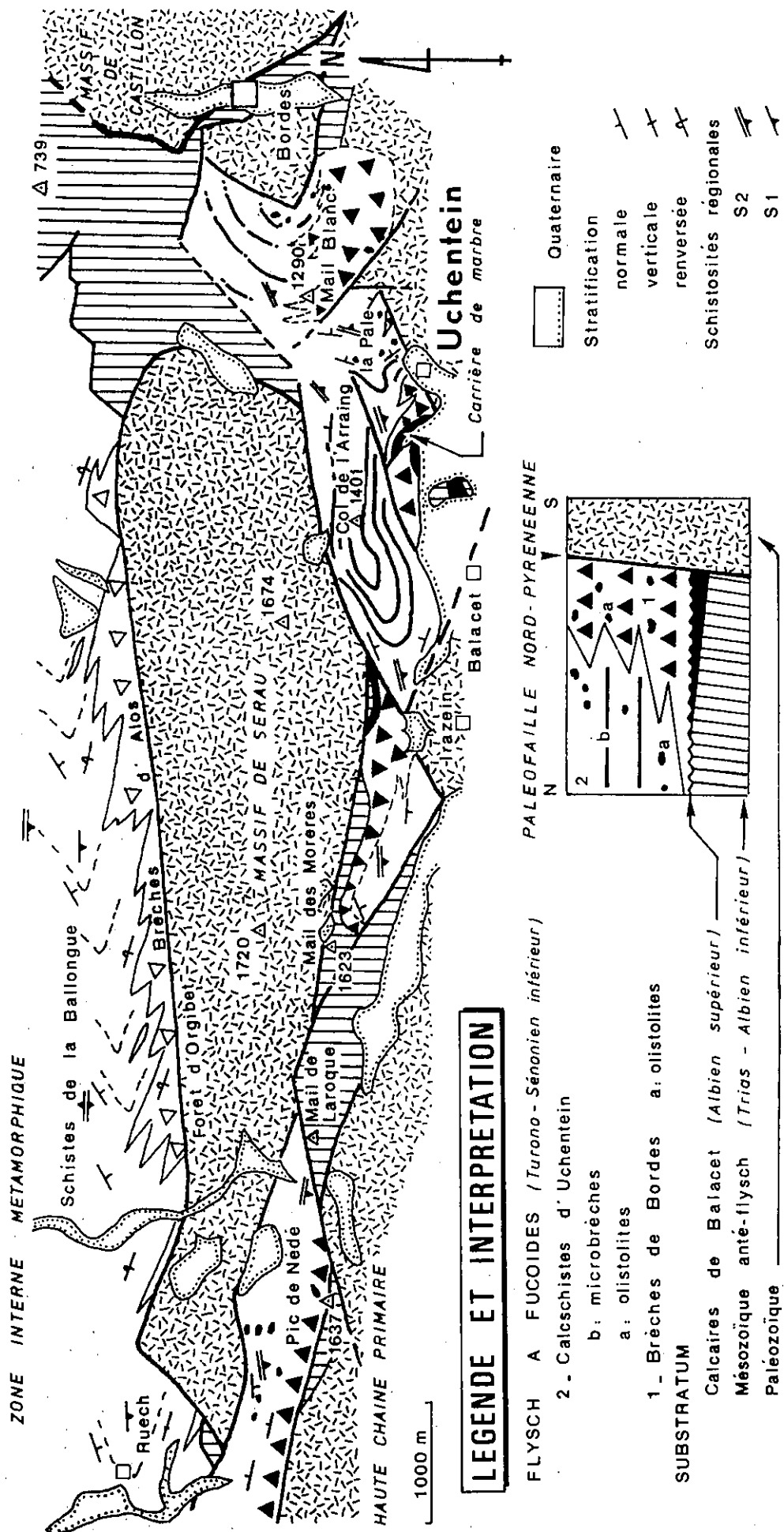


Fig. 4 - Carte géologique schématique de l'échelle synclinale d'Uchentein au Sud du massif primaire de Sérau.

Schematic geological map of the synclinal slice of Uchentein south of the primary massif of Sérau.

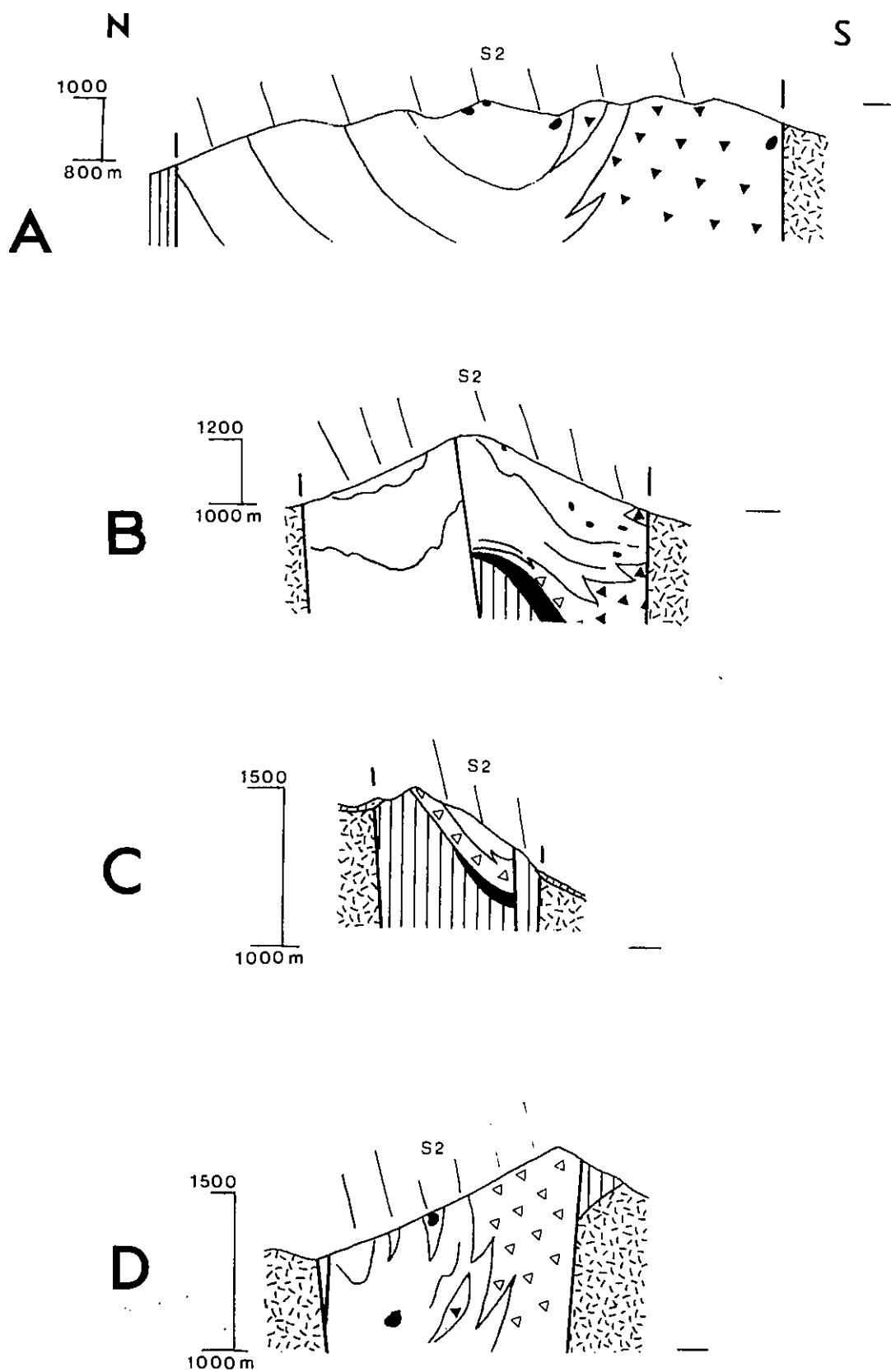


Fig. 5 - Coupes structurales interprétatives de l'écaille synclinale d'Uchentein au niveau des synclinaux du Mail Blanc (A), de la Pale et du Col de l'Arraing (B), du Mail des Morères (C) et du Pic de Nédé (D).
Interpretative structural cross-section of the synclinal slice of Uchentein near the synclines of Mail Blanc (A), of la Pale and of Arraing pass (B), of Mail des Morères and of the Pic de Nédé (D).

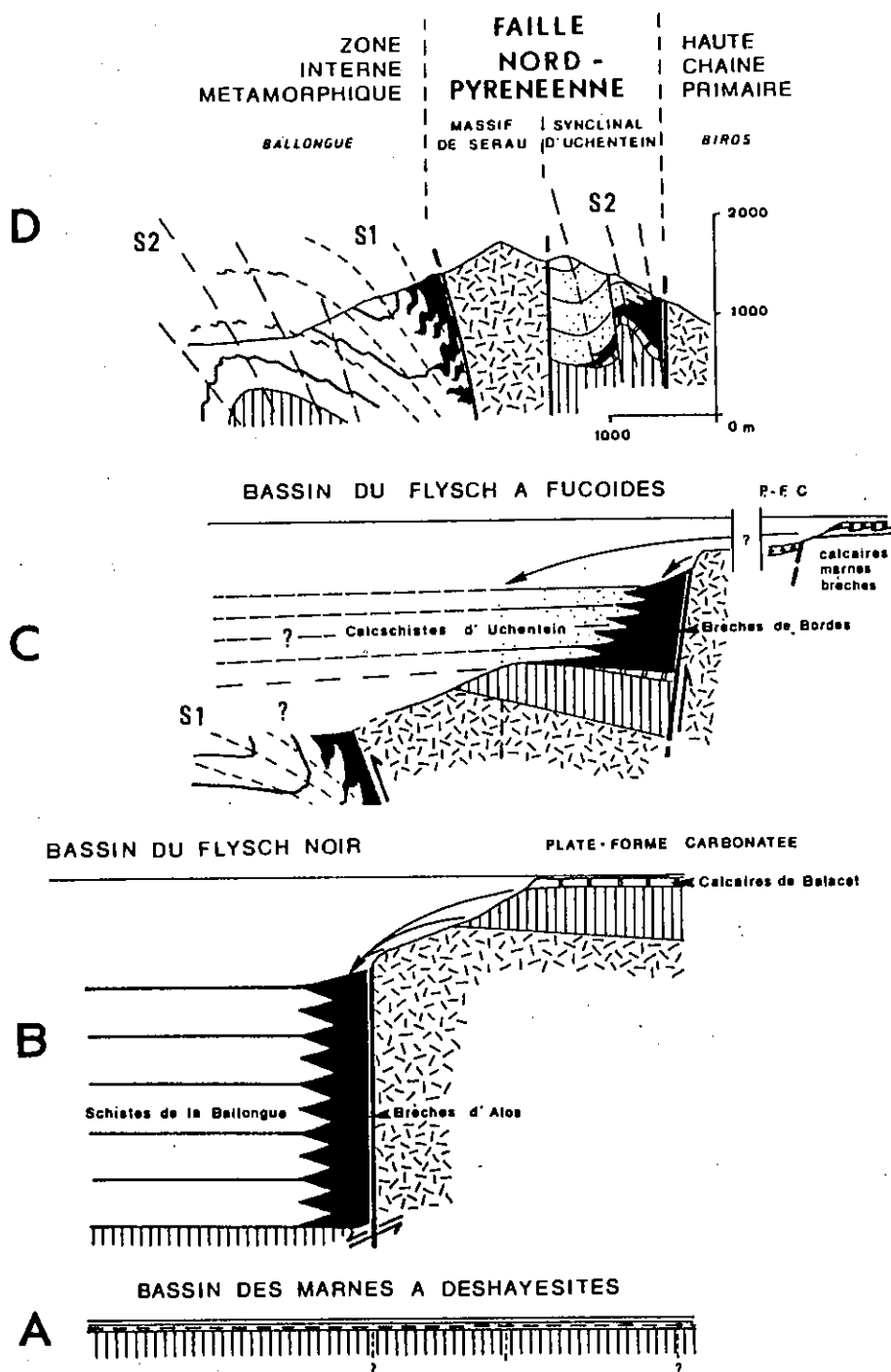


Fig. 6 - Essai de reconstitution du fonctionnement de la Faille nord-pyrénéenne sur la transversale des écaïlles d'Uchentein et de Sérau pendant l'Aptien inférieur (A), l'Albo-Cénomannien (B), le Turono-Sénonien inférieur (C) et l'état actuel (D).

Attempt to reconstitute the functioning of the North Pyrenean fault on the cross-section of the slices of Uchentein and Sérau during Lower Aptian (A), Albo-Cenomanian (B), Lower Turono-Senonian (C) and at present-day (D).

5. - IDENTIFICATION DE L'ESCARPEMENT TURONO-SENONIEN INFERIEUR DE LA PALEOFAILLE NORD-PYRENEENNE

L'activité synsédimentaire de l'accident méridional de la Faille nord-pyrénéenne jalonné par les brèches était jusqu'à présent tenue pour vraconnienne et cénomaniennne alors que pendant le Turono-Sénonien inférieur les calcschistes du Flysch à Fucoïdes semblaient cacheter cet accident et signer un recul vers le Sud de la marge ibérique d'un bassin-flysch nord-pyrénéen en cours d'élargissement généralisé [Souquet et Debroas, 1980].

Maintenant, grâce à la nouvelle définition du Flysch à Fucoïdes et de son substratum calcaire, il est clair :

- que cet accident n'a joué qu'après l'Albien supérieur et essentiellement au cours du Turono-Sénonien inférieur pendant le dépôt du Flysch à Fucoïdes ;

- qu'il détermine un escarpement non négligeable responsable de la formation des Brèches de Bordes et de la séparation entre le bassin flysch nord-pyrénéen et le bord septentrional démantelé (olistolites de calcaires cénomaniens, débris de calcaires et foraminifères turono-sénonien inférieurs) de la plate-forme carbonatée ibérique s'élargissant vers le Sud [Simo, 1986] - (fig. 6 C) ;

- qu'il s'agit d'un accident particulièrement actif à l'origine d'un escarpement abrupt, rajeuni en permanence, fossilisé par les brèches selon un dispositif en uplap [Brown et Fischer, 1977] et dont le rejet vertical est au moins égal à l'épaisseur maximum du Flysch à Fucoïdes (env. 1000 m. ; fig. 6 C) ; de plus, il n'a aucun rejet horizontal notable comme l'indique le contact depuis longtemps remarqué entre les seules brèches à matériel granitique du synclinal du Mail Blanc et le granite du massif de Bordes [Castéras, 1950].

6. - CONSEQUENCES SUR LE FONCTIONNEMENT SYNSEDIMENTAIRE DU SEGMENT EW DE LA FAILLE NORD-PYRENEENNE

L'identification de l'escarpement turono-sénonien inférieur de l'accident méridional de la Faille nord-pyrénéenne complète les données déjà acquises sur le fonctionnement synsédimentaire de la Faille nord-pyrénéenne à partir de l'Aptien Albien inférieur. On peut ainsi établir concrètement que le segment EW de la Faille nord-pyrénéenne jalonné par les écaillés d'Uchentein et de Sérau déterminait une marge ibérique du bassin flysch nord-pyrénéen caractérisée par :

- l'accumulation de brèches polygéniques à éléments énormes qui sur 3 à 4000 m fossilisent en uplap les escarpements de ses paléofailles ;

- son allure rectiligne sur au moins 20 km et vraisemblablement plus du double ;

- sa très faible largeur de 3 km au maximum ;

- son fonctionnement permanent de l'Albien supérieur (accident nord ; fig. 6 B) au Sénonien inférieur (accidents nord et sud ; fig. 6C).

De plus, grâce à sa position stationnaire, il apparaît que cette marge ibérique de la région d'Uchentein se distingue nettement des autres marges du bassin flysch nord-pyrénéen qui durant la même époque s'élargissent soit vers le Nord comme la marge aquitaine dans les Pyrénées centrales [Dubois et Seguin,

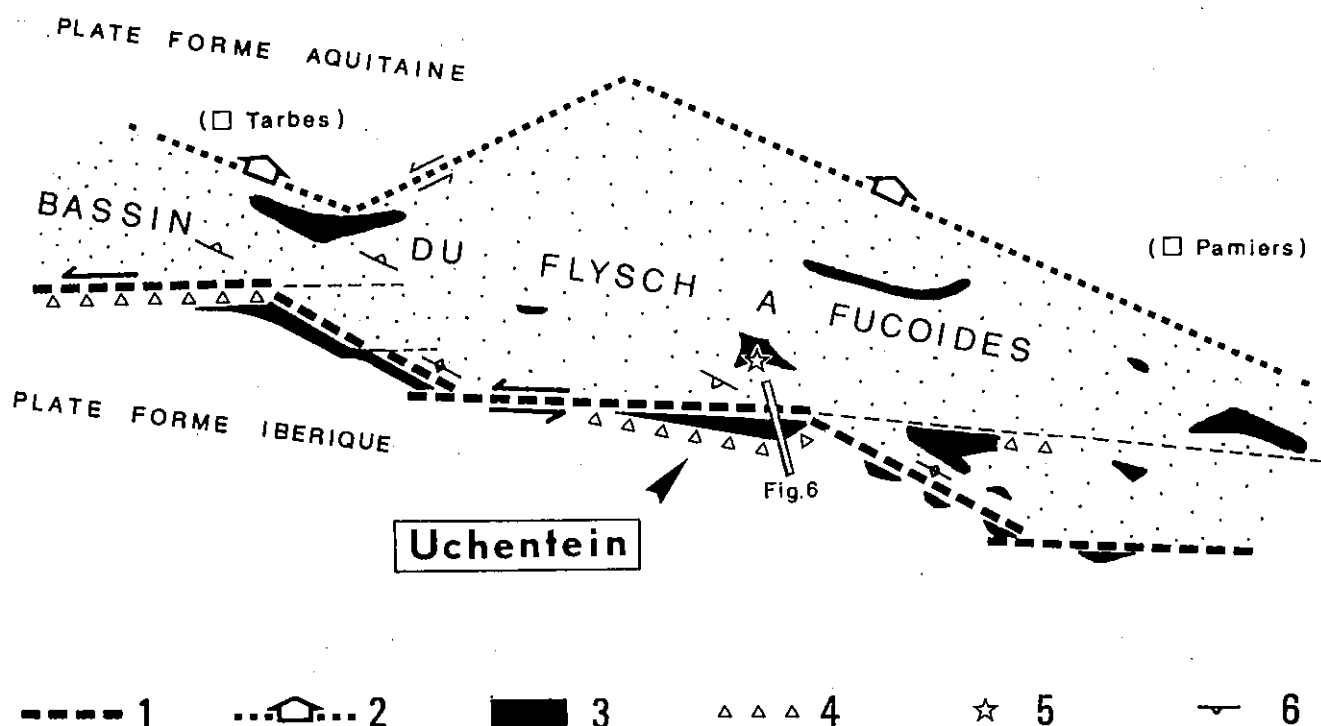


Fig. 7 - Localisation du Flysch à Fucoïdes d'Uchentein sur la marge ibérique transpressive du bassin flysch nord-pyrénéen (bassin du Flysch à Fucoïdes).
Légende : 1. marge ibérique le long de la Faille nord-pyrénéenne ; 2. marge aquitaine en cours d'élargissement vers le Nord ; 3. affleurements actuels du Flysch à Fucoïdes ; 4. Principales accumulations bréchiques ; 5. déformation synsédimentaire du Flysch d'Arbas ; 6. schistosité synmétamorphique du substratum du Flysch à Fucoïdes (S1 du Flysch Noir albo-cénomaniens et des carbonates antérieurs).

Situation of Uchentein Flysch à Fucoïdes along the transpressive iberic margin of the North Pyrenean flysch basin (Flysch à Fucoïdes basin). 1. Iberic margin along the North Pyrenean fault ; 2. Aquitaine margin widening toward the North ; 3. Today Flysch à Fucoïdes outcrops ; 4. main body of breccias ; 5. synsedimentary deformation of the Arbas Flysch à Fucoïdes ; 6. synmetamorphic cleavage of the Flysch à Fucoïdes basement (S1 of the albo-cenomanian Flysch Noir and previous carbonates).

1978 ; Bilotte et al., 1987] soit vers le Sud comme la marge ibérique dans les Pyrénées occidentales [Souquet, 1984 ; Ducasse et al., 1986].

La présence dans la région d'Uchentein d'une telle marge ibérique à la fois stationnaire, étroite, rectiligne, jalonnée de brèches et encore liée à des accidents subverticaux s'accorde avec un jeu senestre de la Faille nord-pyrénéenne au sein de la zone transformante nord-pyrénéenne [Choukroune et Mattauer, 1978 ; Boillot, 1986]. Ce mouvement s'effectue d'abord en transtension pendant la genèse du bassin flysch par coalescence des fossés du Flysch Noir albo-cénomaniens [Debroas, 1984 b, 1987] puis en transpression au cours de l'élargissement de ce bassin vers le Nord [Dubois et Seguin, 1978] et des déformations syn-sédimentaires du Flysch à Fucoïdes turono-sénouien inférieur [Debroas, 1984 a] ou des premiers plissements symmétamorphiques et synschisteux de son substratum (Flysch Noir et carbonates antérieurs) le long de la Faille nord-pyrénéenne (fig. 7) - [Debroas 1976, 1985, 1986]. L'amplitude de ce décrochement senestre le long du segment EW de la Faille nord-pyrénéenne et de son prolongement oriental dans la zone nord-pyrénéenne constatée au niveau du socle hercynien (entre les massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs), [Soula et al., 1986] et du Flysch Noir albo-cénomaniens (Ballongue, au Nord d'Uchentein), [Debroas 1987] est d'une quinzaine de kilomètres.

Remerciements

Ils s'adressent tout particulièrement à M. Bilotte qui a parcouru les abords d'Uchentein pour examiner in situ les rudistes albiens et céno-maniens, à B. Peybernès qui a déterminé les microorganismes albiens, à Y. Filhastré qui a confectionné la centaine de plaques minces nécessaire à cette étude et à A. Debroas et F. Ronchini qui ont respectivement réalisé l'illustration et la dactylographie du manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- ABADIE J. (1956) - Contribution à l'étude du front de la zone axiale au Sud de la vallée de la Bouigane. Diplôme d'Etudes Supérieures, Toulouse, 69 p., 1 carte 1/20.000ème
- ANONYME (1959) - Escalettes et Balacet. Le Mausolée, n° 279, p. 1563-1570.
- BILOTTE M., CANEROT J., PEYBERNES B., REY J. & SOUQUET P. (1978) - Associations micropaléontologiques et biozonation au passage Albien-Cénomaniens dans les Pyrénées, les Chaînes ibérique et catalane, le Portugal. Géologie Méditerranéenne, t. V, N° 1, p. 47-54, 1 fig., 2 tab.
- BILOTTE M., DEBROAS E.-J., BABY P., CROUZET G., DERAMOND J., BONNE-MAISON M. & GIOT D. (1987) - Rôle des chevauchements nord-pyrénéens et des massifs de l'Arize et du Saint-Barthélémy dans l'évolution tecto-sédimentaire et la structure des bassins flyschs du Crétacé. Programme Géol. Profonde France, III, thème 6, Doc. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, sous-presse.
- BOILLOT G. (1984) - Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées. In G. Boillot Ed. Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, Masson Paris, pp. 5 - 81.

- BOILLOT G. (1986) - Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. Tectonophysics, 129, p. 243-255, 5 fig.
- BROWN L. F. et FISHER W. L. (1977) - Seismic - Stratigraphic interpretation of depositional systems : examples from Brazilian Rift and Pull-apart Basins. In : Payton C.E. Ed., Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem. 26, pp. 213-248.
- CASTERAS M. (1950) - Extension de la couverture cénomaniennne sur la feuille de Bagnères-de-Luchon, Bull. de la Carte Géol. de Fr., t. XLVIII, n° 231, p. 417-434.
- CASTERAS M., DALLONI M. & RAGUIN E. (1951) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80.000ème (avec notice explicative), n° 252, Bagnères-de-Luchon.
- CHOUKROUNE P. et MATTAUER M. (1978) - Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaisons avec des modèles actuels. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XX, pp. 689-700.
- DALLONI M. (1938) - Transgression du Cénomanienn sur la Zone Primaire axiale des Pyrénées ariégeoises. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 206, série D, p. 195.
- DEBROAS E.-J. (1976 b) - Nouvelles observations sur les relations entre métamorphisme et tectonique dans les terrains secondaires des Pyrénées. C.R. Acad. Sc., Paris, D, 283, pp. 1707-1710.
- DEBROAS E.-J. (1984 a) - Déformation précoce du Flysch à Fucoides d'Arbas (Zone nord-pyrénéenne, Haute-Garonne). 10ème Réun. Ann. Sci. Terre, Bordeaux, p. 170. Livre en dépôt à la Soc. Géol. France.
- DEBROAS E.-J. (1984 b) - Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales. Réun. Sédimentation et Tectonique, Assoc. Sédimentol. Fr. et Soc. Géol. Fr., 17-18 déc. 1984, Paris ; Strata, Toulouse, 1985, 1, 2, pp. 99-106.
- DEBROAS E.-J. (1985) - Genèse et début de l'évolution du bassin flysch nord-pyrénéen des Pyrénées centrales (Albien moyen à Sénonien inférieur). Séance spécialisée Soc. Géol. Fr., "Genèse et évolution des bassins sédimentaires en contexte compressif décrochant", 30-31 Mai 1985, Paris.
- DEBROAS E.-J. (1986) - Structure des terrains mésozoïques et cénozoïques in notice de la feuille de Bagnères-de-Bigorre, Carte Géol. France 1/50.000e, 1053, Bur. Rech. Géol. Min., Orléans.
- DEBROAS E.-J. (1987) - Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomanienn de la Ballongue (Zone nord-pyrénéenne, France). Bull. Soc. Géol. France, (8), III, sous-pressé.
- DUBOIS P. et SEGUIN J.-C. (1978) - Les flyschs crétacés et éocène de la zone commingéoise et leur environnement. Bull. Soc. Géol. France, (7), XX, p. 657-671, 11 fig.
- DUCASSE L., VELASQUE P. C. & MULLER J. (1986) - Glissement de couverture et panneaux basculés dans la région des Arbailles (Pyrénées occidentales) : un modèle évolutif crétacé de la marge nord-ibérique à l'Est de la transformante de Pamplona. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 303, série II, p. 1471-1482, 3 fig.

- HARANG C. (1970) - Le Crétacé supérieur du synclinal d'Uchentein et du bassin d'Orgibet (Pyrénées Ariégeoises). Thèse 3ème Cycle Sciences, Toulouse, 1 carte 1/20.000ème.
- MATTAUER M., PROUST F. & RAVIER J. (1964) - Remarques sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 129-130.
- PEYBERNES B. (1976) - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée, Thèse Sciences, Toulouse, 459 p., 149 fig., 42 pl.
- PEYBERNES B. (1980) - L'Urgonien des Pyrénées : essai de synthèse. Géobios, Lyon, Mém. sp. n° 3, p. 79-87.
- PEYBERNES B. (1982) - Création puis évolution de la marge nord-ibérique des Pyrénées au Crétacé inférieur. Cuadernos Géol. Ibérica, Madrid, 8, pp. 987-1004.
- RAGUIN E., CASTERAS M. & FONTAN J. B. (1950) - Sur l'extension de la couverture posthercynienne au Sud de la vallée de la Bouigane (Ariège). C.R. Acad. Sc., Paris, D, t. 230, p. 106-108.
- REY J., BILOTTE M. & PEYBERNES B. (1977) - Analyse biostratigraphique et paléontologique de l'Albien marin d'Estremadura (Portugal). Géobios, Lyon, n° 10, p. 369-493, 3 fig., 3 pl.
- RICATEAU R. (1969) - Compléments sur l'étude géologique de la partie sud du permis comminges. Rapport interne Soc. Nat. Elf.-Aquitaine (Prod.), Mission-France, Boussens.
- RICATEAU R. et CHOUKROUNE P. (1970) - Les conséquences structurales de la présence de Crétacé supérieur dans la zone nord-pyrénéenne ariégeoise. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 6, p. 190-192.
- SIMO A. (1986) - Carbonate platform depositional sequences, upper cretaceous, South central Pyrenees (Spain). Tectonophysics, 129, p. 205-231, 14 fig.
- SOUQUET P. (1971) - Le Crétacé supérieur nord-pyrénéen entre les vallées de l'Ariège et du Gers (Pyrénées centrales). C.R. 96ème Cong. Nat. Soc. Sav. Toulouse, Sc., II, pp. 223-237.
- SOUQUET P. & DEBROAS E.-J. (1980) - Tectorogenèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. In : Autran A. & Dercourt J. Eds, Géologie de la France, 26ème Congrès Géol. Int., Coll. C7, Paris 1980, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 107, pp. 213-233.
- SOUQUET P. (1984) - Les cycles majeurs du Crétacé de la paléomarge ibérique dans les Pyrénées. Strata, Toulouse, série 1, vol. 1, p. 45-70, 14 fig.
- SOULA J.-C., LAMOUROUX P., VIALARD P., BESSIERE G., DEBAT P. & FERRET B. (1986) - The mylonite zones in the Pyrenees and their place in the alpine tectonic evolution. Tectonophysics, 129, p. 115-147.

COMPARAISON DES ETAGES DU MIOCENE INFERIEUR

DEFINIS PAR STRATOTYPES OU PAR ZONES PALEONTOLOGIQUES

Jean MAGNÉ*, Yves GOURINARD et M.-José WALLEZ**

RESUME

On compare les grade-datations des limites des stratotypes aquitanien et burdigalien avec les datations dans l'échelle de temps géomagnétique des biozones correspondantes.

Mots clés :

Aquitaniien - Burdigalien - Stratotypes - biozones - plancton - vertébrés - grade-datations - échelle de temps géomagnétique.

ABSTRACT

Previous definitions of the Aquitanian and Burdigalian were based on stratotypes. Advances in biozonation then led to the definition of these stages in terms of sets of paleontological zones (plankton and Vertebrata). Geomagnetic dating methods have provided absolute ages for these biozones whereas the limits of the stratotypes were obtained by grade-dating method. These data permit a better comparison between stratotype-based and biozone-based definitions of the Aquitanian and Burdigalian.

The Aquitanian defined by the M1 biozone of Berggren [1985] thus approximately corresponds to the reference cross-section of Carry ; its lower limit is 1 Ma below that of the Mayer-Eymar stratotype and its upper limit is 1, 2 Ma below that of Mayer-Eymar. The duration of the Aquitanian, as defined by the A - zone of Aguilar (based on rodents), is about twice as long as that of the stratotype.

The Burdigalian, according to this work, is now located in the absolute time scale more accurately than we did previously. The Burdigalian as defined by Berggren [1985] thus begins 1, 2 Ma before the Burdigalian of the Bordeaux area.

Key words :

Aquitanian, Burdigalian, stratotypes, biozones, plankton, Vertebrata, grade-dating, geomagnetic time scale.

* Laboratoire de Géologie méditerranéenne, associé au C.N.R.S. n° 145, Université Paul-Sabatier, 38, rue des Trente-six-Ponts, 31400 Toulouse ;

** Laboratoire de Géologie et Géochronologie, Université Paul-Sabatier, 118, route de Narbonne, 31062 Toulouse Cédex.

1. - INTRODUCTION

Les stratotypes aquitaniens et burdigaliens ont été définis dans des régions où les sédiments contiennent fort peu de plancton. De ce fait, lorsque les échelles de planctoniques ont été créées, on savait peu de chose des foraminifères planctoniques ou des nannofossiles présents dans les sédiments de ces stratotypes. On n'était donc pas en mesure de placer avec précision ces stratotypes dans les échelles planctoniques. On se contenta alors d'approximations en identifiant par exemple l'Aquitaniens aux zones N4 et N5 de Blow et le Burdigalien aux zones N6 et N7. C'était encore une opinion courante en 1974 [Berggren et Van Couvering, 1974]. Il faut noter que de telles définitions de l'Aquitaniens et du Burdigalien ne prétendaient pas être indépendantes des stratotypes.

Depuis, divers travaux ont pu préciser un peu ces rapports entre stratotypes et zones planctoniques. Ainsi, pour ne citer que des exemples récents, Poignant et Pujol, [1979], ainsi que Muller et Pujol, [1979], ont pu montrer que le stratotype aquitaniens de Mayer-Eymar correspond à peu près à l'intervalle de temps commun à la zone N4 de Blow et à la zone NN1 de Martini, avec peut-être une légère incursion dans la zone N5 ; ils ont aussi montré que le stratotype burdigalien, défini dans le ravin de Saucats, débute vers la base des zones N5 et NN2 et atteint peut-être, sinon probablement, la base de la zone N6.

De tels résultats ont été pris en compte par les micropaléontologistes qui ont publié des tableaux géochronologiques de ces périodes. Cependant ces spécialistes ne définissent plus désormais les étages à partir des stratotypes, auxquels ils attribueraient des zones paléontologiques. Au contraire, ils définissent les étages à partir d'une somme de zones paléontologiques, et constatent seulement ensuite que de tels étages correspondent, ou non, aux stratotypes. C'est le cas par exemple de Berggren et al., [1985]. Ce changement du mode des définitions stratigraphiques était inévitable, car les anciens stratotypes ne sont souvent pas jointifs : il peut y avoir quelques lacunes ou recouvrements. Plusieurs propositions ont d'ailleurs été faites pour redéfinir les stratotypes afin de faire disparaître ces difficultés [Demarcq, 1980] et on essaye maintenant de créer des stratotypes de limites qui les éviteraient.

Tant que ces propositions et tentatives n'auront pas abouti, il existera simultanément plusieurs sortes de définitions de ces étages stratigraphiques. Il est donc devenu important, pour leur usage dans les reconstitutions géologiques, de bien préciser les correspondances de ces définitions diverses, mais malheureusement désignées par un seul et même nom.

Les travaux micropaléontologiques déjà cités ont entrepris ces comparaisons. Nous croyons possible de préciser ces premiers résultats au moyen de la grade-datation [Gourinard, 1983 et 1984]. En effet, les échelles chronologiques d'inversions magnétiques ont permis de dater en millions d'années les zones planctoniques, grâce à l'étude des carottes de sédiments océaniques où inversions magnétiques et plancton peuvent être simultanément observés. Il suffit donc de comparer ces datations numériques des limites des échelles planctoniques aux datations numériques des extrémités des stratotypes obtenues par grade-datation. La correspondance des stratotypes et des zones planctoniques est ainsi établie avec une bonne précision ; en effet, les repérages dans l'échelle géomagnétique se font généralement avec une précision de l'ordre de la centaine de milliers d'années et les repérages par grade-datation sont souvent presque aussi précis. Naturellement il s'agit là d'une précision exprimée en écart-type de la mesure ; il convient de multiplier ces valeurs par 2 pour définir les intervalles de confiance à 5% d'erreurs probables.

Il est intéressant aussi de situer chronologiquement les échelles continentales de rongeurs par rapport aux stratotypes et aux échelles planctoniques. On utilise pour cela les gisements de rongeurs qui sont localisés dans des strates continentales encadrées de strates marines ou même parfois dans des strates marines littorales. Des comparaisons avec les zones de foraminifères planctoniques ont ainsi été faites [Aguilar, 1982 ; Aguilar *et al.*, 1986]. Des comparaisons avec les stratotypes ont aussi été obtenues [Gourinard *et al.*, 1987a et 1987b] en estimant les âges numériques des gisements de rongeurs d'après les grade-datations des strates marines liées à ces gisements.

Le présent travail a pour but de faire le point en ce qui concerne ces comparaisons entre échelles paléontologiques marines ou continentales et stratotypes du Miocène inférieur.

2. - LA CHRONOLOGIE DES STRATOTYPES ET DES GISEMENTS DE RONGEURS D'APRES LES GRADE-DATATIONS

2.1. Chronologie des stratotypes

La colonne 11 du tableau II situe dans l'échelle du temps absolu (colonne 12) le stratotype aquitainien de Mayer-Eymar, la coupe de référence de Carry souvent considérée comme un néostratotype aquitainien, le stratotype bordelais du Burdigalien et son stratotype rhodanien. Tous ces âges ont déjà été discutés *in* [Gourinard *et al.*, 1985 et 1987a]. Ils sont les conséquences de grade-datations publiées sous ces références et dont certaines ont été répétées ici (colonnes 2 et 5) parce qu'elles contribuent aussi à la chronologie des gisements de rongeurs. On a aussi ajouté dans les colonnes 2 et 5 quelques grade-datations sans conséquences directes pour les buts de cette note mais qui peuvent être utiles dans des études régionales. Les caractéristiques de toutes ces grade-datations (nomenclature, localisation, résultats) sont répertoriées dans le tableau I qui regroupe donc des grade-datations inédites et d'autres déjà publiées. On n'y a pas reporté celles qui concernent la vallée du Rhône, qu'on pourra trouver dans [Gourinard *et al.*, 1985] et [Wallez *et al.*, 1987]. La légende et les rubriques de ce premier tableau suffisent à sa compréhension.

Dans cette colonne 11 seule la position de la limite Burdigalien-Langhien ne provient pas d'une grade-dation. Elle est en effet placée par convention à l'apparition des préorbulines et la date de cette apparition d'après les échelles chronologiques géomagnétiques, après quelques variations (cf. II), est maintenant placée à - 16,3 M.a. [Berggren *et al.*, 1985].

2.2. Chronologie des gisements de rongeurs

Les colonnes 3 et 4 du tableau II fournissent la position chronologique de quelques uns des gisements de rongeurs (et parfois d'autres vertébrés) aquitains (colonne 3) ou languedociens et provençaux (colonne 4). Certains de ces gisements sont en liaison avec des sédiments datés des colonnes 2 et 5. Par exemple les fossiles de Sos sont emballés dans un sédiment marin contenant des foraminifères planctoniques et dont l'âge a fait l'objet d'une grade-dation ; l'âge des rongeurs de Sos est donc directement connu. D'autres gisements de vertébrés sont postérieurs (ou antérieurs) à un sédiment daté parce qu'on les trouve au-dessus (ou au-dessous) de ce sédiment dans une coupe continue ou dans deux coupes corrélées entre elles ; on a alors une limite inférieure (ou supérieure) de leur âge. Ces relations chronologiques de simultanéité, de postériorité ou d'antériorité sont figurées sur le tableau II par les tracés des flèches

qui joignent le gisement paléontologique en question et le sédiment daté qui lui est lié.

Dans le cas particulier du gisement de Beaulieu on dispose de 14 datations potassium-argon [Baubron et Donville, 1975] d'un basalte antérieur au gisement. Les dents de rongeurs étaient en effet contenues dans des couches superposées à une coulée de basaltes doléritiques au-dessus d'une zone d'altération du basalte. Rappelons que l'âge de ce basalte était fixé par les auteurs cités à $- 17,8 \pm 0,5$ M.a. et qu'il a été mesuré sur 7 échantillons provenant aussi bien de la coulée doléritique que d'une coulée sous-jacente de basaltes à nodules de péridotites. Les deux épanchements se sont donc succédés dans un temps suffisamment bref pour être compris dans l'incertitude analytique : à la précision du potassium-argon, ils sont contemporains. Les auteurs signalent cependant aussi un échantillon ayant fourni un âge plus vieux : - 20 M.a. Or cet échantillon appartient à la coulée supérieure. Une "isochrone monogénique" de cet échantillon s'étant présentée comme une droite d'ordonnée à l'origine 312 (pente correspondant à un âge compris entre -17,5 et -19,5 M.a.), il est manifeste que cet échantillon contient de l'argon 40 hérité et ne doit donc pas être pris en considération. Des mesures récentes [Bandet Y., non publié], incluant de nouveaux échantillons, ont d'ailleurs donné un âge voisin de - 18 M.a., ce qui correspond d'autant mieux au premier résultat que le changement des constantes de désintégration, intervenu en 1979, conduit à vieillir les premières mesures d'à peu près 0,27 M.a. En définitive, on doit donc en conclure que les vertébrés de Beaulieu sont plus récents que - 18 M.a., cette datation étant affectée d'un intervalle de confiance à 95 % de probabilité de moins de 0,5 M.a. (mesures très nombreuses).

Si on s'en tenait à ces seuls gisements reliés à des sédiments datés par grade-datation ou à une coulée de basalte daté au K-Ar, les positions chronologiques de la plupart d'entre eux ne seraient fixées que dans des intervalles plus ou moins grands, suivant la répartition des âges "butoirs". Dans ces intervalles, les âges peuvent "glisser" entre ces butoirs.

Mais les paléontologues ont reconnu entre les gisements précédents un nombre plus ou moins grand de stades évolutifs différenciables et représentés dans d'autres gisements. Comme de tels stades doivent être séparés par une certaine durée, 0,2 ou 0,3 M.a. au minimum, pour pouvoir être effectivement différenciés, il suffit d'intercaler les gisements correspondant à ces stades entre les gisements liés à des datations, pour que les possibilités de glissement des âges diminuent beaucoup et, dans certains cas, disparaissent complètement. Sur le tableau II, ces gisements intercalés ont été placés suivant leurs stades d'évolution, et sont transcrits entre parenthèses.

Ainsi constituée, la succession chronologique des gisements de vertébrés est fixée dans ses grandes lignes ; naturellement il faudrait encore préciser les positions de quelques gisements, par exemple Gans, Aillas et Cocumont dans l'Aquitainien, La Brète ou Caunelles dans le Burdigalien inférieur, etc...

Les justifications des principales liaisons utilisées ci-dessus ont déjà été fournies dans des publications précédentes [Gourinard et al., 1985 ; 1987a et 1987b]. Rappelons néanmoins les circonstances géologiques de deux de ces liaisons. D'abord la présence sous la localité d'Estrepouy d'argiles marines à huîtres qui ont fourni l'échantillon M5 à miogypsines ; l'âge obtenu à partir de cette population de Miogypsina globulina constitue donc bien une limite inférieure pour les vertébrés d'Estrepouy ; comme en outre, immédiatement sous ces argiles affleure un calcaire lacustre qu'on peut suivre en continuité cartographique jusqu'au gisement de Laugnac, lui-même contenu dans une lentille ligniteuse située entre deux bancs de ce calcaire, la même datation constitue donc du même coup une limite supérieure pour l'âge des vertébrés de Laugnac [Gourinard et al., 1987b]. Ensuite rappelons aussi que les vertébrés de Balizac sont contenus dans

des séries lacustres sous-jacentes à des grès dits "Grès de Bazas supérieurs" qui ont fourni les échantillons M9 et T49 [Gourinard *et al.*, 1987a] ; ainsi se trouve fixée la limite supérieure à l'âge des vertébrés de Balizac signalée dans le tableau II ; il faut cependant noter que les études géologiques régionales [Drooger, 1964] ont établi que le calcaire lacustre de Balizac est l'équivalent latéral du calcaire lacustre qui termine la série aquitanienne du stratotype de Mayer-Eymar ; par conséquent, ce calcaire lacustre est aussi antérieur au sédiment marin du Péloua qui a donné un âge de - 20,6 M.a. grâce à l'échantillon T1, et postérieur au sédiment marin de Lariey qui a donné un âge de - 21 M.a. grâce à l'échantillon T50.

3. - LA CHRONOLOGIE DES ZONES PALEONTOLOGIQUES

D'APRES LES ECHELLES GEOMAGNETIQUES

3.1. Zones planctoniques

Les colonnes 7, 8 et 9 du tableau II indiquent les situations chronologiques des zones planctoniques classiques de Blow (colonne 7), Martini (colonne 8) et Berggren (colonne 9). Cette chronologie est celle de Berggren *et al.*, [1985], pour la colonne 9 et pour les parties droites des colonnes 7 et 8. Les parties gauches de ces colonnes utilisent la chronologie du leg 42 A. On voit que les écarts qui existent entre ces estimations sont généralement de quelques centaines de milliers d'années, ne dépassant qu'une fois, et de peu, le million d'années.

Ces écarts peuvent être la conséquence de deux sortes d'incertitudes : des incertitudes dans l'étalonnage de l'échelle des inversions du champ magnétique et des incertitudes dans l'échantillonnage paléontologique ou dans la définition des types paléontologiques.

Depuis quelques années, la première cause d'incertitude, liée à l'inexactitude de l'échelle de chronologie géomagnétique, tend à s'amenuiser beaucoup, du moins pour le Néogène. En effet, un nombre croissant de datations potassium-argon a pu être intégré dans ces échelles magnétiques [Ness *et al.*, 1980]. Il apparaît donc que désormais, pour cette période, on ne doit plus s'attendre à des modifications supérieures à un tout petit nombre de centaines de milliers d'années, disons 2 ou 3. C'est ce qui vient de se passer pour l'âge de la limite inférieure du Langhien, limite définie par l'apparition des *Praeorbulina* (nomenclature ancienne excluant l'espèce *sicana*). On a déjà indiqué (cf. I, 1) que cette limite venait de rajeunir de 0,2 M.a.

Quant à la seconde cause d'incertitude, d'origine paléontologique, elle tient à ce que, d'une carotte à une autre, la "première apparition" de telle ou telle espèce peut varier par suite des aléas du prélèvement ou, parfois, par suite de la difficulté de définition d'un "type paléontologique", lorsque l'apparition de ce type se fait graduellement. Sauf peut-être pour les nannofossiles, il ne semble pas que ces causes d'incertitude puisse encore conduire à des modifications de plus de 0,5 M.a.

3.2. Zones de rongeurs (d'après Aguilar)

Dans sa thèse Aguilar [1981] a proposé une échelle de rongeurs du Miocène. Un certain nombre des gisements étudiés étant en relation avec des sédiments marins, cet auteur a aussi établi une chronologie de cette échelle en millions d'années en passant par l'intermédiaire de la chronologie des zones de Blow [Aguilar, 1981 et 1982].

Dans cette échelle la zone la plus ancienne, dite A, englobe les gisements depuis celui de Cap Janet jusqu'à celui d'Estrepouy inclusivement. En 1981 et 1982, Aguilar situait cette zone entre - 25 M.a. environ et - 22,5 ou 23 M.a., date retenue pour Estrepouy en se fondant sur une datation potassium-argon de glauconies récoltées dans une couche sous-jacente à un gisement de rongeurs de Lisbonne correspondant au niveau d'Estrepouy [Antunes *et al.*, 1973].

Tout récemment, à l'occasion de découvertes paléontologiques nouvelles [Aguilar *et al.*, 1986], l'âge d'Estrepouy a été fortement rajeuni par le même auteur et placé entre - 19,5 et - 20 M.a., l'argument de la datation K-Ar étant abandonné. Cet âge K-Ar est effectivement critiquable à deux points de vue. D'abord sa validité n'est pas assurée car il provient de l'analyse d'une glauconie recueillie dans un sédiment marin sous-jacent aux couches continentales à vertébrés et rien ne permet d'affirmer que ces deux sédiments se sont succédés dans un intervalle de temps réduit. Ensuite cette datation est très douteuse par le fait qu'elle a été effectuée sur une glauconie contenant seulement 4,5 % de potassium [Odin, 1982]. Il ne serait donc pas étonnant qu'elle contienne de l'argon radiogénique hérité, un tel héritage étant une circonstance normale dans le développement des grains verdis jusqu'à élimination du substrat, c'est-à-dire jusqu'à édification complète du nouveau réseau cristallin, laquelle correspond à des teneurs en potassium nettement supérieures.

Ce rajeunissement du niveau d'Estrepouy ne peut que nous satisfaire car il rapproche considérablement la datation d'Aguilar de la nôtre. La grade-datation M5 (-19 M.a.) que nous avons obtenue dans la coupe même du site d'Estrepouy et au-dessous du gisement de vertébrés [Gourinard *et al.*, 1987b] oblige cependant à poursuivre encore un peu ce rajeunissement. Mais le chemin qui reste à parcourir est peu de choses par rapport à celui qui a déjà été parcouru, à peine le tiers.

Dans le tableau II, la colonne 6 indique ces positions chronologiques des zones A, B et C (base) d'Aguilar, à droite d'après cet auteur, et à gauche, d'après nous.

4. - CONCLUSION

LES ETAGES A DEFINITION PALEONTOLOGIQUE COMPARES AUX ETAGES A DEFINITION STRATOTYPIQUE.

Les subdivisions de la colonne 10 du tableau II situent les étages Aquitaniens et Burdigaliens définis d'après les zones planctoniques.

Ainsi l'Aquitaniens considéré comme défini par la zone N4 de Blow, définition qui fut très utilisée il y a dix ou quinze ans, a son sommet à - 22 M.a. ; mais sa base est devenue bien trop ancienne depuis qu'on a trouvé des Globigerinoides contemporains de faunes typiquement oligocènes [G.F.E.N., 1974]. Nos grade-datations indiquent d'ailleurs des âges pouvant atteindre - 27 M.a. à partir de Globigerinoides (T59, colonne 2 du tableau II).

Berggren a fait disparaître cette difficulté en créant sa zone M1. En fondant la définition de l'Aquitaniens sur cette zone M1 on obtient un Aquitaniens qui s'étend de - 23,7 à - 22.

Pour le Burdigalien, les définitions paléontologiques à partir des zones de Blow et de Berggren sont confondues car la base de la zone N5 de Blow correspond à la base de la zone M2 de Berggren. D'autre part, le sommet du Burdi-

galien, dans sa conception actuelle, correspond à une convention : l'apparition des Praeorbulina.

Cette échelle de Berggren a été acceptée par le Comité de Géochronologie comme échelle-étalon pour la Décade de Géologie Nord-Américaine (DNAG). Il est donc important de bien remarquer que le Burdigalien de cette échelle commence 1,2 M.a. avant le début de la transgression marine qui a déposé les stratotypes des régions bordelaise et rhodanienne, en plein milieu du stratotype aquitainien de Mayer-Eymar. Par contre cet Aquitainien suivant M1 correspond sensiblement à la coupe de Carry.

Reste enfin à examiner les relations de l'Aquitainien et de la biozone de rongeurs dite A par Aguilar. Si cet auteur s'en était simplement tenu à proposer de définir l'Aquitainien par sa zone A, on n'aurait eu là qu'une nouvelle proposition de convention stratigraphique qui, une fois établie la validité de l'échelle biochronologique, ne prêtait plus à discussion. En acceptant une telle convention on n'introduirait dans la stratigraphie aucune erreur, ni de principe ni de fait. Il en résulterait seulement une situation un peu piquante : il n'y aurait plus de Burdigalien dans la région bordelaise.

Mais les intentions de l'auteur de cette proposition ne se bornent pas à une telle définition conventionnelle. Il affirme en outre que l'âge attribué au sommet de sa zone A est aussi l'âge du sommet de l'Aquitainien marin, situé très peu au-dessus de la base de N5 de Blow. En effet, selon lui [Aguilar, 1981, p. 132] on doit lier le niveau d'Estrepouy et la limite N4 - N5 parce que, à Lisbonne, le gisement de rongeurs dit de l'Université Catholique, contemporain d'Estrepouy, est situé immédiatement sous un niveau marin dans lequel on a noté l'association de Globigerinoides primordius et de G. subquadratus, association qu'il juge caractéristique de la base de N5.

A cause de cette liaison approximative entre la limite A - B et la limite N4 - N5, il nous est donc maintenant proposé [Aguilar et al., 1986] non seulement de remonter la limite A - B d'environ - 22,5 à environ - 19,5 (cf. II, 2), mais aussi de remonter de la même façon la limite des zones N4 - N5 de Blow. Or cette nouvelle datation de la limite N4 - N5 présente un écart de plus de 2 millions d'années avec les très nombreux résultats concordants obtenus par la magnéto-stratigraphie dans les carottes océaniques; résultats maintenant à peu près fixés, comme on l'a déjà noté (II, 1). Et ce désaccord n'a rien d'étonnant car la coexistence de Globigerinoides primordius et G. subquadratus n'aurait été observé qu'en cet endroit ; Blow lui-même (1967) limitait l'extension de G. primordius à N4 et à l'extrême base (the early part) de N5 et ne faisait débiter G. subquadratus qu'au milieu ou au sommet de N5 (from within the middle to later parts of zone N5). Les deux taxons sont ainsi bien séparés dans le temps. On doit donc s'interroger sur la détermination de G. primordius dont on sait d'ailleurs qu'il appartient à une lignée à évolution graduelle, passant progressivement à G. immaturus puis à G. trilobus [Scott, 1968].

Pour toutes ces raisons il faut rejeter la conception suivant laquelle l'Aquitainien s'étendrait de - 25 à environ - 19,5 M.a., comme la zone A des rongeurs, et suivant laquelle la limite N4 - N5 devrait, en conséquence, être placée à environ - 20 M.a.

N°	Carte	Lambert III		SÉDIMENT ET LIEU-DIT	N	I ± i	T ± t
		X	Y				
I. AQUITAINE							
T 39	1742	415.15	168.80	Faluns de Manciet (Gers)	30	23.5 + 0.9	16.0 ± 0.2
T 40	1741	426.40	195.90	Faluns de Sos-Matillon (Lot-et-Garonne)	30	23.6 + 1.0	
T 41	1842	451.40	178.00	Faluns du Mas d'Auvignon (Gers)	30	23.4 + 0.9	
T 42	1841	446.30	184.60	Faluns de Caussens (Gers)	25	23.5 + 1.1	
T 43	1642	405.50	172.00	Faluns de Panjas (Gers)	28	23.5 + 1.2	16.0 ± 0.1
T 44	1742	413.55	172.90	Faluns de Saubrigues (Gers)	30	23.5 + 1.1	
T 45	1544	353.00	139.95	Faluns de Sallespisse (Pyrénées-Atlantiques)	34	23.7 + 0.8	
T 46	1343	305.55	152.10	Marnes de Saubrigues à Jantic (Landes)	30	24.3 + 0.8	
T 47	1443	334.75	154.50	Faluns de Mimbaste (Arreyvert, Landes)	30	35.2 + 1.0	18.8 ± 0.15
M 4	1443	334.70	154.49	Faluns de Mimbaste (Arreyvert, Landes)	30	40 + 4	~ 18
T 48	1443	334.45	154.52	Faluns de Mimbaste (Larribère-Estrade, Landes)	30	35.2 + 1.2	18.8 ± 0.2
M 5	1841	448.55	194.10	Marnes à <u>Ostrea aginensis</u> sup. d'Estrepouy (Gers)	31	29 + 3	~ 19
T 3	1537	366.16	265.50	Faluns ante-sallomaciens de Lassime (Gironde)	30	36.6 + 0.8	19.1 ± 0.1
T 2	1537	366.50	265.30	Faluns de Pont-Pourquey (Gironde)	30	38.0 + 0.6	19.4 ± 0.1
M 6	1541	380.75	193.20	Faluns du Moulin-Carreau (Saint-Avit, Landes), sommet	30	31 + 2.5	~ 18.5
M 7	1541	380.75	193.20	Faluns du Moulin-Carreau (Saint-Avit, Landes), près de la base	30	24 + 2.5	~ 19.5
M 8	1541	380.75	193.20	Faluns du Moulin-Carreau (Saint-Avit, Landes), à la base	31	27 + 3	~ 19.5
M 9	1639	378.00	246.65	Grès de Bazas sup. à Balizac (Gironde)	31	14 + 3	~ 20
T 49	1639	378.00	246.65	Grès de Bazas sup. à Balizac (Gironde)	30	39.5 + 1.2	19.8 ± 0.2
T 1	1537	369.75	266.20	Faluns du Péloua (Gironde)	30	42.9 + 0.5	20.6 ± 0.1
T 50	1537	369.60	266.40	Faluns de Lariet (Gironde)	30	45.0 + 0.8	21.0 ± 0.1
T 51	1537	370.00	267.30	Faluns de Bernachon (Gironde)	30	46.0 + 1.0	21.3 ± 0.15
T 52	1537	373.00	269.00	Marnes de Labrède (Gironde)	30	52.0 + 1.0	22.7 ± 0.15
T 53	1342	324.32	166.45	Sables d'Estoti (Landes)	24	56.2 + 1.3	23.7 ± 0.2
T 54	1343	303.70	148.85	Marnes de Haut-Bernet (Landes)	30	64.1 + 0.85	25.6 ± 0.1
T 55	1343	316.35	149.10	Marnes de Saint-Etienne-d'Orthe (Landes)	30	64.1 + 0.8	25.6 ± 0.1
T 56	1343	321.35	149.95	Marnes de Belus (Landes)	20	65.2 + 1.3	25.8 ± 0.2
T 57	1343	315.20	161.35	Marnes d'Escornebœu-Lespeyrères (Landes)	30	66.0 + 0.7	26.0 ± 0.1
T 58	1343	315.60	161.00	Marnes d'Escornebœu-marnière (Landes)	21	66.9 + 0.7	26.3 ± 0.1
T 59	1343	315.25	160.90	Marnes d'Escornebœu-ferme (Landes)	30	71.1 + 1.0	27.2 ± 0.15

I I . B A S - L A N G U E D O C						
T 60	2544	668.30	124.42	Marnes de Laval (près Thézan, Hérault)	20	24.9 ± 1.2
T 61	2544	667.80	124.25	Marnes de Thézan-lès-Béziers (Hérault)	30	21.6 ± 0.6
T 17	2843	748.60	161.10	Marnes d'Aigues-Vives (Gard)	30	27.9 ± 0.9
T 62	2743	719.80	144.60	Marnes du carrefour de Bionne (Juvignac, Hérault)	20	28.0 ± 2.5
T 16	2843	749.50	161.40	Marnes de la Butte-des-Pins (Mus, Gard)	30	28.4 ± 0.6
T 15	2743	717.10	144.45	Marnes du Chateau-Saint-Martin (Hérault)	30	29.8 ± 0.6
T 63	2743	718.80	147.65	Sables de Caunelles (Hérault), sommet	30	31.8 ± 0.7
T 64	2743	718.80	147.65	Sables de Caunelles (Hérault), milieu	30	35.1 ± 0.5
I I I . P R O V E N C E						
M 3	3145	826.40	118.11	Calcaires gréseux de la formation de Sausset (B.-du-R.)	30	-73 ± 12
M 2	3145	826.50	118.10	Grès du Rouveau (Bouches-du-Rhône)	29	-90 ± 10
T 38	3145	826.75	118.15	Marnes de la Vaquette (Bouches-du-Rhône)	30	54 ± 0.8
M 1	3145	829.35	118.20	Sables de Barqueroute (Bouches-du-Rhône)	30	-138 ± 7
						22.2 ± 0.4
						23.0 ± 0.4
						23.2 ± 0.1
						23.7 ± 0.2

TABLEAU I. - Liste des grade-datations.

Les numéros (N°) précédés de la lettre T sont relatifs à des grade-datations obtenues à partir de la lignée de Globigerinoides trilobus ; ceux précédés de la lettre M, à partir de la lignée des Miogypsiniidae.

T1 à T 37 ont déjà été publiés sous les numéros 1 à 37 [GOURINARD et al. 1985] [WALLEZ et al. 1987] ; T 39 à T 44 ont déjà été publiés sans numérotation in [MAGNÉ et al. 1985] ; M 1, M 2, M 9, T 38, T 49 à T 53 et T 55 à T 59 ont déjà été publiés in [GOURINARD et al. 1987a] sous les numéros respectifs 12, 14, 4, 13, 5, 3, 2, 11, 10, 9, 8, 7 et 6 ; M 3 et M 5 ont déjà été cités sans numérotation respectivement in [WALLEZ et al. 1987] et [GOURINARD et al. 1987b]. Dans ces publications antérieures, certains écarts-types des mesures les plus anciennes ont été surévalués (écarts-types sur les distributions au lieu des moyennes et valeurs arrondies).

Dans le cas des Miogypsiniidae la courbe d'étalonnage change assez brusquement de pente entre -18 et -21 M.a. Les datations correspondantes sont donc peu précises (écart-type ≥ 0.4 M.a. remplacé par le signe ~).

A. - CHRONOLOGIES PROPOSEES D'APRES LES GRADE-DATATIONS				B. - AUTRES CHRONOLOGIES		C. - CONVENTIONS STRATIGRAPHIQUES					
AQUITAINE		REGIONS MEDITERRANEENNES		Plancton		Etages définis d'après:					
Sédiments-marins grade-datés:	de vertébrés liés ou (intercalés)	Sédiments marins grade-dates et un basalte date K-Ar	Rondeurs	Mar-tini	Berg-gron	certaines zones paléontologiques	les stratotypes Ma.				
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
T Ma.											
16	Sables fauves (T 39 à 43) Faluns de Sallespisse (T 45) Marnes de Saubrigues (T 46)	(Sansan) → Sos (La Romieu)		Marnes de Leval (T 60) Marnes de Thézan (T 61) Marnes d'Aigues-Vives (T 17) Marnes de Mus (T 16)	C	NN 5 pars	NN 5	M 6	se s s e i o n 6	Langhien pars	-16
17				Marnes de St Martin (T 15)		NN 4	NN 4	M 3	BURDIGALIEN	B U R D I G A L I E N = Helvétien bernois	-17
18	Faluns de St Avit (M 6)		Beaulieu (Serre de Verges)	Basalte de Beaulieu (K-Ar) Sables de Caunelles (T 63)	B	NN 3	NN 3		BURDIGALIEN	moyen = supérieur selon Dépéret (Rhône)	-18
19	Faluns de Mimbaste (T 47-48 M 4) Marnes à O. aginensis (M 5) Faluns de Lessime (T 3) Faluns de Pont-Pourquey (T 2) Faluns de St Avit (M7 ; M8)	Estrepouy → Laugnac (La Brète)		Sables de Caunelles (T 64)		NN 2	NN 2	M 2	BURDIGALIEN	précoce = inférieur selon Dépéret (Bordelais et Rhône)	-19
20	Grès de Bazas (T 49 ; M 9) Faluns du Péloua (T 1)				A	NN 5	NN 5		BURDIGALIEN		-20

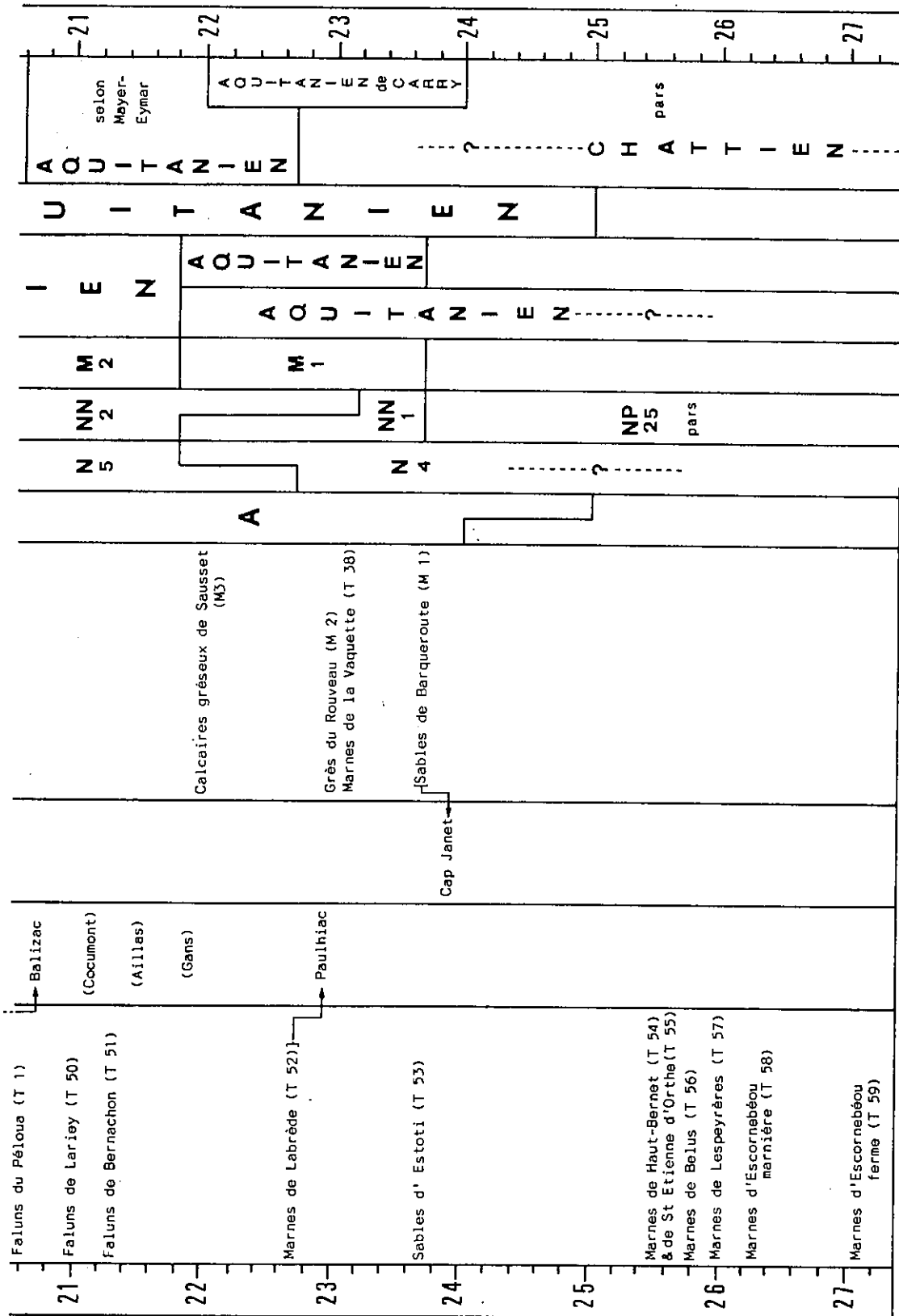


TABLEAU II. - Chronologie des sédiments marins et des gisements de vertébrés continentaux (cf. texte)
Comparaisons des zones paléontologiques et des stratotypes.

REFERENCES

- AGUILAR, J.-P. (1981) - Evolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée occidentale. Thèse Sciences Montpellier (USTL), 1981.
- AGUILAR J.-P. (1982) - Biozonation du Miocène d'Europe occidentale à l'aide des Rongeurs et corrélations avec l'échelle stratigraphique marine. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 294, S. II, p. 49-54.
- AGUILAR J.-P., CALVET M. et MICHAUX J. (1986) - Découvertes de faunes de micro-mammifères dans les Pyrénées-Orientales (France) de l'Oligocène supérieur au Miocène supérieur ; espèces nouvelles et réflexions sur l'établissement des échelles continentale et marine. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 303, S. II, p. 755-760.
- ANTUNES M.T., GINSBURG L., TORQUATO J.R. et UBALDO M.L. (1973) - Age des couches à Mammifères de la basse vallée du Tage (Portugal) et de la Loire moyenne (France). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 277, B, p. 2313-2316.
- BAUBRON J.-C., DONVILLE B., MAGNÉ J. et WALLEZ M.-J. (1975) - Datation absolue du volcanisme de Beaulieu (Bouches-du-Rhône, France). Conséquences stratigraphiques. B.S.G.F., (7), XVII, n° 5, p. 773-776.
- BERGGREN W. A. & VAN COUVERING J. A. (1974) - The Late Neogene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 16, 1-2, October 1974.
- BERGGREN W. A., KENT D. V., FLYNN J. J. & VAN COUVERING J. A. (1985) - Cenozoic Geochronology. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 96, p. 1407-1418, nov. 1985.
- BLOW W.H. (1967) - Late middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, vol. I, p. 199-421, 54 pl.
- DEMARCO G. (1980) - Le stratotype du Burdigalien. Les étages français et leurs stratotypes. Mém. B.R.G.M., Orléans, n° 109, p. 272-273, 3 fig.
- DROOGER C.W. (1964) - Les transgressions du Miocène inférieur en Aquitaine. Instituto "Lucas Mallada" C.S.I.C. (España), Cursos y Conferencias, IX, p. 51-59.
- GOURINARD Y. (1983) - Quelques vitesses d'évolution observées dans des lignées de Foraminifères néogènes. Utilisations chronologiques. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 297, sér. II, p. 269-272.
- GOURINARD Y. (1984) - Géochronologie et corrélations des séries sédimentaires. Géochronique, n° 11, p. 7.
- GOURINARD Y., MAGNÉ J., RINGEADÉ M. & WALLEZ M.-J. (1985) - Chronologie numérique de l'étage Burdigalien. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 301, sér. II, p. 715-720.
- GOURINARD Y., MAGNÉ J., RINGEADÉ M. & WALLEZ M.-J. (1987a) - Application de la méthode paléontologique de "grade-datation" à l'étage Aq-

tanien (Miocène inférieur). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 304, S. II, p. 729-733.

GOURINARD Y., MAGNÉ J. & WALLEZ M.-J. (1987b) - Présence de la mer burdigalienne dans le centre de l'Aquitaine. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 123.

GROUPE FRANÇAIS D'ETUDE DU NEOGENE (1974) - Etude biostratigraphique des gisements d'Escornebéou (Aquitaine méridionale, France). Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 59, 86 p.

MULLER C. et PUJOL C. (1979) - Etude du nannoplancton calcaire et des Foraminifères planctoniques dans l'Oligocène et le Miocène en Aquitaine (Fr.). Géol. Méditer., t. VI, n° 2, p. 357-368.

NESS G., LEVI S. & COUCH R. (1980) - Marine Magnetic Anomaly Timescales for the Cenozoic and Late Cretaceous : A Précis, Critique and Synthesis. Reviews of Geophysics and Space Physics, vol. 18, n° 4, p. 753-770.

ODIN G. S. (1982) - How to measure glaucony ages. Numerical Dating in Stratigraphy, John Wiley.

POIGNANT A. et PUJOL C. (1979) - Les stratotypes du Bordelais (Bassin d'Aquitaine, France) : Aquitanien et Burdigalien, le "Sallomacien". Leur microfaune et leur position biostratigraphique. Annales Géol. Pays Helléniques, H.S., fasc. II, p. 993-1001.

SCOTT G.H. (1968) - Globigerinoides in the Aquitanian-Burdigalian of SW France. Giornale di Geologia (2) XXV, fasc. 2, Bologna.

WALLEZ M.-J., MAGNÉ J., GOURINARD Y. & DEMARCQ G. (1987) - Nouvelles grade-datations de sédiments burdigaliens des régions rhodaniennes. Géol. Méditer., sous-presse.

PUBLICATIONS DU LABORATOIRE

1985 -

BASSOULET J.P., FOURCADE E. & PEYBERNES B. (1985) - Paléobiogéographie des grands Foraminifères benthiques des marges néo-téthysiennes au Jurassique et au Crétacé inférieur. Bull. Soc. géol. France, (8), t. I, n° 5, p. 699-713.

Résumé :

Cette étude donne la répartition géographique de quelques grands Foraminifères à structures et parois internes complexes au Jurassique et au Crétacé inférieur dans la Néo-Téthys, de Gibraltar au Pamir. Cet état actuel de nos connaissances, établi sur les cartes de Dercourt et al. [1985], est toutefois très provisoire du fait de la connaissance insuffisante de certaines régions.

La dispersion de ces organismes benthiques a été influencée par les nombreux facteurs du paléoenvironnement, les possibilités adaptatives plus ou moins grandes de ces formes aux différents milieux, les barrières climatiques ou morphologiques, les transgressions, etc.

Au Lias moyen, les Orbitopselles et les autres Foraminifères qui leur sont classiquement associés sont connus sur toute la bordure nord de la plaque africaine, de l'Oman au Maroc, ainsi que dans l'ensemble italo-dinarique et dans le Taurus. Ces associations caractérisent la marge sud-néo-téthysienne. Au Lias supérieur et au Dogger inférieur, les grands Foraminifères se raréfient, mais Gutnicella cayeuxi peut constituer un marqueur qui a une distribution géographique assez proche de celle des Orbitopselles. Au Bathonien, on assiste à une explosion des Foraminifères, tant du point de vue spécifique que générique. Ce phénomène peut être lié à l'extension considérable des plates-formes carbonatées. On distingue alors une province nord-néo-téthysienne à Orbitamina elliptica et une province sud-néo-téthysienne à Satorina apuliensis. D'autres Foraminifères, par contre, ont un cosmopolitisme très large. L'identité des associations entre la Tunisie, le Taurus et le bloc italo-dinarique est nette. Au Malm, malgré leur abondance, les Lituolidae ne permettent pas de mettre en évidence des provinces paléobiogéographiques bien nettes. Au Valanginien également, il n'y a pas de distinction entre le peuplement des marges nord et sud de la Néo-Téthys, si l'on met à part l'individualisation de la province pyrénéo-provençale ou catalane, à Valdanchella, d'orientation SW-NE. De l'Hauterivien au Barrémien, la province à Orbitolinopsis capuensis fait ressortir les liaisons étroites entre l'Afrique du Nord et l'ensemble italo-dinarique. On note également la pérennisation de la province catalane avec l'association à Valserina. La province sud-néo-téthysienne peut encore être reconnue à l'Aptien supérieur et à l'Albien grâce aux associations à Archaealveolina puis à Simplorbitolina ? bronnimani. Jusqu'à la fin du Crétacé inférieur, le Constantinien, la Tunisie et le bloc italo-dinarique ont eu un peuplement analogue. L'Ibérie possède de plus en plus, dès le Néocomien, un provincialisme bien marqué, en outre, elle paraît avoir été, dès le Lias, une voie de passage qui a constitué une zone d'interférence entre Foraminifères nord et sud-néo-téthysiens.

BILOTTE M. & PHILIP J. (1985) - Les faunes de Rudistes du Crétacé supérieur Charentais du chantier de l'autoroute "L'Aquitaine". Cretaceous Research, 6, 79-84.

Résumé :

Alors que le Cénomaniens et le Turonien sont nettement individualisés par les faunes de Rudistes, le Sénonien dans son ensemble est mal daté. Si la non caractérisation des étages Coniacien et Santonien est liée à l'absence de repère du groupe, il n'en est pas de même pour la partie sommitale de la coupe où l'incertitude de la datation (Campanien sup. ? - Maastrichtien ?) est liée à la récolte d'une faune encore mal étalonnée.

BILOTTE M., VILLATTE J., TAMBAREAU Y., BESSIERES G., BABINOT J.-F. & LETHIERS F. (1985) - Journée d'étude des Ostracodologistes de la langue française dans les Hautes-Corbières (11 Mai 1984) - Bulletin de la Société d'Etudes Scientifiques de l'Aude - Tome LXXXV, p. 13-47.

Résumé :

La VIII^{ème} réunion du groupe, organisée par l'une de nous (Y.T.), s'est déroulée les 10 et 11 Mai 1984. Après une journée d'information et de débat qui s'est tenue à l'Université Paul-Sabatier de Toulouse, les ostracodologistes ont participé à une excursion qui leur a fourni la possibilité exceptionnelle de récolter des faunes fossiles du Primaire, du Secondaire et du Tertiaire des diverses formations géologiques qui constituent les Hautes-Corbières. C'est la présentation de la géologie du secteur parcouru et la description des principales faunes d'Ostracodes qui y ont été découvertes qui font l'objet de cet article dont voici le sommaire :

1. Itinéraire
2. Carte géologique du secteur parcouru par G. Bessière, M. Bilotte, Y. Tambareau et J. Villatte.
3. Le Paléozoïque du Massif de Mouthoumet par G. Bessière et F. Lethiers.
4. Le Crétacé supérieur du synclinal de Rennes-les-Bains par M. Bilotte et J.-F. Babinot.
5. Le Tertiaire du synclinal de Couiza-Arques par Y. Tambareau et J. Villatte.

CANEROT J. (1985) - La chaîne alpine des Ibérides (Espagne) : un exemple d'évolution sédimentaire et tectonique intraplaque. Arch. Sc. Genève, Vol. 38, Fasc. 1, pp. 37-62.

Résumé :

L'évolution sédimentaire et tectonique des Ibérides (Chaîne ibérique et Chaîne catalane) est étroitement liée aux déformations de la plaque ibérique (ou Ibérie) dans son ensemble. Ces déformations ont été commandées par les mouvements rotationnels relatifs des plaques ouest européenne et africaine. Elles se sont traduites par des coulissements le long des cassures fondamentales N 140 et N 60 qui, probablement depuis la fin du cycle hercynien, découpent l'Ibérie en blocs amygdalaires de dimensions variables.

C'est ainsi que les déplacements de la plaque africaine, successivement vers le SE, l'Est, le NE et le Nord, ont déterminé la création du rift ibérique au Trias et au Jurassique, sa conversion en un sillon complexe, de type aulacogène, au Crétacé inférieur et sa fermeture au Crétacé supérieur (période anté-orogénique). De même la collision fini-crétacée et tertiaire des plaques africaine, ouest-européenne et ibérique s'est accompagnée de l'écrasement de cette dernière, entraînant la surrection des Ibérides et leur plissement par réactivation des coulisements sur les anciennes cassures N 140 et N 60, puis l'ouverture probable du Golfe de Valence (périodes syn et post-orogéniques).

L'évolution géodynamique des Ibérides implique néanmoins des mouvements de faible amplitude qui confèrent à la chaîne les caractères d'un orogène intraplaque.

LEPICARD B., BILOTTE M., MASSIEUX M., TAMBAREAU Y. & VILLATTE J. (1985) - Faunes et Flores au passage Crétacé-tertiaire en faciès continental dans les Petites Pyrénées (zone sous-pyréenne). Géobios, n° 18, fasc. 6, p. 787-800, 3 fig., 2 tab., 2 pl.

Résumé :

Une étude sédimentologique et un inventaire paléontologique détaillés du Calcaire lithographique de l'Anticlinal d'Aurignac (Haute-Garonne) ont permis de l'attribuer au Paléocène et donc de confirmer le diachronisme de cette formation carbonatée depuis les Corbières où elle est crétacée, jusqu'aux Petites Pyrénées où elle est tertiaire. Une étude descriptive des Characées, Ostracodes et Mollusques continentaux a été entreprise. La comparaison de ces flores et de ces faunes avec celles du Maastrichtien supérieur pyrénéen et provençal montre un appauvrissement des populations en nombre et en diversité ainsi qu'un changement dans leur composition spécifique. Par contre on constate une remarquable continuité au niveau générique qui exclut tout renouvellement spectaculaire de ces faunes limniques et terrestres à la limite Crétacé-Tertiaire.

MASSIEUX M., BILOTTE M., TAMBAREAU Y. & VILLATTE J. (1985) - Données préliminaires sur les Charophytes du Campanien et du Maastrichtien du versant nord-pyrénéen. 110^e Congrès des Sociétés savantes, Montpellier, Sciences, fasc. V, p. 79-86.

Résumé :

Une étude préliminaire des flores de Charophytes du Crétacé supérieur continental du versant nord des Pyrénées permet de mettre en évidence deux flores principales, l'une à Characées dans le Campanien, l'autre à Characées et Clavatoracées dans le Maastrichtien. Une espèce maastrichtienne persiste à la base du Paléocène.

MOULLADE M., PEYBERNES B., REY J. & SAINT-MARC P. (1985) - Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of Early and Mid-Cretaceous Mesogean Orbitolinids (Foraminiferida). Journal of Foraminiferal Research, v. 15, n° 3, p. 149-158, pl. 1-2.

Résumé :

La synthèse des informations microbiostratigraphiques les plus récentes permet de préciser la valeur stratigraphique des principaux Orbitolinidés mésogéens du Crétacé inférieur et moyen et de proposer une biozonation valable totalement ou partiellement pour la plupart des pays circum-méditerranéens. La combinaison des cartes de répartition géographique de ces Orbitolinidés et des données paléogéographiques mises à jour en tenant compte de la dérive des blocs continentaux nous amène à faire la part du facteur paléogéographique au sein du groupe des facteurs limitants qui régissent la distribution de ces Foraminifères benthiques. Ainsi sont individualisées des provinces à Orbitolinidés liées soit à la plaque européenne, soit à la plaque africaine et à ses promontoires arabe et italien.

PEYBERNES B., ALMERAS Y., BEN YOUSSEF M., KAMOUN F., MELLO J., REY J. & ZARGOUNI F. (1985) - Nouveaux éléments de datation dans le Jurassique du Sud-Tunisien (Plate-forme Saharienne). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 300, Série II, n° 3.

Résumé :

La découverte de nouveaux éléments de datation (Brachiopodes, Echinides, Ammonites, Foraminifères benthiques, Dasycladacées) dans le Jurassique du Dahar et du Tebaga de Médenine (Plate-forme Saharienne) permet d'affiner la biostratigraphie antérieure et de conclure à l'âge vraisemblablement bathonien du premier terme de la transgression méso-jurassique, qui recouvre en discordance le Permien du Tebaga de Médenine.

PEYBERNES B. & PELISSIE Th. (1985) - Essai de reconstitution de la paléogéographie des dépôts contemporains de la fin du rifting téthysien avant la transgression bathonienne sur le "Haut-fond Occitan" (SW de la France). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 301, Série II, n° 8.

Résumé :

La reconstitution paléogéographique du "Haut-fond Occitan" pendant le Oogger révèle l'importance des structurations anté-bathonniennes (horsts et grabens, blocs basculés, subsidence différentielle dans les séquences synrift) liées au rifting de la marge occidentale de la Téthys ligure. Les deux seuils NE-SW, où la discordance se marque le mieux, se rejoignent plus au Sud sur le futur domaine pyrénéen.

SERONIE-VIVIEN M., COLIN J.P., FREUDENTHAL T., MOREAU P. & REY J. (1985) - Le Crétacé Supérieur de l'Autoroute A 10 - Historique de l'étude et Synthèse des Résultats. Cretaceous Research, 6, 3 - 14.

Résumé :

Une étude pluridisciplinaire a été engagée à l'initiative du Groupe Français du Crétacé et en collaboration avec le "Working Group on Coniacian-Maastrichtian Stages". Elle a porté sur divers tronçons de coupes s'étageant du Cénomaniens au Sénonien supérieur, entre Saintes et Mirambeau (Charente-Maritime). L'essentiel des résultats stratigraphiques fournis par l'étude des différents groupes paléontologiques (foraminifères, ostracodes, nannoplancton, dinoflagellés, céphalopodes, bivalves, gastropodes, échinodermes, brachiopodes, bryozoaires, spongiaires) est présenté. En particulier, le Turonien moyen, le Santonien et le Campanien de la Champagne Charentaise sont bien identifiés.

SOUQUET P. (1985) - Place des Hauts-Fonds dans l'évolution des Bassins Complexes : exemple des Pyrénées au Mésozoïque. Colloque "Géodynamique des Seuil et des Hauts Fonds", Poitiers 1985. *Bull. Section des Sciences*, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, Paris, T. IX, p. 67-78, 6 fig.

Résumé :

A l'échelle des cycles tectoniques, les hauts-fonds dépendent de la géométrie du bassin et leur enchaînement obéit à la logique de la tectonique des plaques. A l'échelle des séquences de dépôt, les hauts-fonds dépendent de la topographie du bassin et sont contrôlés par la tectonique locale, la subsidence, les variations du niveau de la mer, la croissance sédimentaire et l'érosion.

SOUQUET P. & PONS Ph. (1985) - Allochtonie du massif nord-pyrénéen de l'Arize : hypothèse d'un chevauchement sur une série turbiditique d'âge sénonien. Colloque National - Programme Géologie Profonde de la France, Thème 6, *Documents B.R.G.M.*, n° 95 - 6, p. 19-27, 3 fig.

Résumé :

Dans ce rapport de fin de programme sont utilisés les résultats de recherches :
· sur la stratigraphie de la couverture mésozoïque du massif de l'Arize (Jurassique - Eocétacé), qui s'est formée en position péricratonique sur la marge européenne ;
· sur la stratigraphie des flyschs sénoniens de Nalzen, du Bastié et de La Jeanne, qui se sont formés dans un même bassin d'avant-pays, au Nord du front nord-pyrénéen ;
· sur la structure de ces flyschs et leurs relations tectoniques avec le massif de l'Arize.

En conclusion se dégage une hypothèse : le massif de l'Arize et sa couverture chevauchent une série flysch d'âge sénonien dont les témoins apparaissent latéralement en position renversée.

SOUQUET P., DEBROAS E.-J., BOIRIE J.-M., PONS Ph., FIXARI G., ROUX J.-C., DOL J., THIEULOY J.-P., BONNEMAISON M., MANIVIT H. & PEYBERNES B. (1985) - Le Groupe du Flysch Noir (albo-cénomaniens) dans les Pyrénées. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 9, 1. 183-252, 14 fig., 4 tabl., 10 pl.

Résumé :

Le Groupe du Flysch Noir (n.gr.) constitue la première série à turbidites (sensu lato) du cycle alpin des Pyrénées. Il se localise dans la Zone de cisaillement du versant nord de la chaîne et représente un faciès synorogénique de bassin de décrochement sur la frontière des plaques Europe - Ibérie au Crétacé moyen (Albien moyen à Cénomaniens inférieur, soit dans un court intervalle de temps : autour de 100 MA B.P.). L'étude lithostratigraphique, à l'échelle de la chaîne, permet de distinguer trois formations : les Poudingues de Mendibelza (série conglomératique et pélito-gréseuse), la Formation de Tardets n. form. (série pélito-gréseuse et conglomératique) et la Formation de Duilhac n. form. (série marneuse et bréchique). L'étude régionale détaillée concerne la moitié occidentale des Pyrénées où les formations de Mendibelza et de Tardets sont subdivisées en nouveaux membres et datées par Ammonites, Cocolithes et Foraminifères.

Le Flysch Noir comprend trois mégaséquences, respectivement datées de l'Albien moyen, de l'Albien supérieur et du Vraconnien-Cénomanién inférieur. La première est limitée, à sa base, par une surface de discordance et d'érosion qui résulte de la création de fossés de décrochement à sédimentation gravitaire. La deuxième par une discontinuité qui correspond au développement de dépôts de type turbidite dans des fossés élargis. La troisième mégaséquence est limitée par une surface de discordance et un onlap turbiditique qui marquent l'accentuation de la tectonique en décrochement sur la bordure ibérique du bassin.

Les séries turbiditiques sont dans l'ensemble pauvres en grès et plutôt riches en pélites et brèches ; leurs matériaux sont immatures. Ceci indique une provenance proche et une prédominance de sources locales. Les milieux de dépôt n'étaient pas très profonds sous le rebord de la plate-forme ; ils étaient réducteurs, notamment à l'origine, puis progressivement plus ouverts et quelque peu carbonatés. D'après les relations géométriques entre les membres et avec le substratum et d'après les associations de faciès, le Flysch Noir est interprété comme un prisme turbiditique de remplissage de bassin sous contrôle morpho-tectonique. Il associe des systèmes turbiditiques qui se rapprochent du type talus - bassin ("slope - apron systems"), prédominants avec talus abrupts et mobiles, et du type canyon - cône ("canyon - fan systems"), avec des cônes de petites dimensions et à faible efficacité de transport. Les Ammonites, pour la première fois récoltées en grand nombre, permettent des datations précises, notamment pour certaines zones et même sous-zones, plus particulièrement fossilifères dans le bassin : Zones à Dentatus, à Inflata et à Dispar. Les exemplaires les plus significatifs font l'objet d'une étude paléontologique. Le Nannoplancton calcaire, nouvellement découvert n'est abondant qu'au sommet du Flysch Noir dans le Vraconnien-Cénomanién inférieur (Zone à Eiffelithus turrisseiffeli) et, au-dessus, dans le flysch carbonaté du Cénomanién (Zone à Lithraphidites acutum). Les associations sont comparables à celles des plates-formes distales du domaine mésogéen.

Les Foraminifères et les Algues sont rares et mal conservés dans le Flysch Noir. Ils se répartissent dans trois principaux types de dépôts : 1) blocs albiens, à Algues Floridées de Vimport, resédimentés dans divers conglomérats des mégaséquences I et II ; 2) calcarénites turbiditiques de la mégaséquence III (Maysonnave), à Orbitolinidés de la sous-zone à Orbitolina (O.) durand-dalgai SCHROEDER (Vraconnien supérieur) et Dasycladales ; 3) hémipélagites d'âge variable, argileuses (Duilhac), à Foraminifères planctoniques de la Zone à Ticinella breggiensis (GANDOLFI) (Albien supérieur) ou calcaires, à Colomielles (Albien supérieur) ou à Pithonelles primitives (Vraconnien).

1986

BEN YOUSSEF M. & PEYBERNES B. (1986) - Données micropaléontologiques et biostratigraphiques nouvelles sur le Crétacé inférieur marin du Sud-Tunisien. Journal of African Earth Sciences, Vol. 5, n° 3, pp. 217-231.

Résumé :

L'analyse micropaléontologique détaillée du Crétacé inférieur marin du Sud-Tunisien (Chaîne des Chotts et Plate-forme Saharienne) révèle :

(1). L'âge Barrémien supérieur-Bédoulien basal du premier terme (base de la formation "Orbata") de la transgression éocrétacée recouvrant les sables et argiles fluvio-deltaïques de la formation "Sidi Aich" et du "Wealdien" saharien ;

(2). la lacune d'extension variable d'une plus ou moins grande partie de l'Aptien et de la base de l'Albien. Elle se limite au Clansayésien pro parte/Albien inférieur à moyen (?) dans la Chaîne des Chotts à l'intervalle Bédoulien moyen-Albien inférieur à moyen (?) sur la Plate-forme Saharienne ;

(3). l'âge gargasien des sables fluvio-deltaïques couronnant la formation "Orbata" dans la Chaîne des Chotts ;

(4). l'âge Albien moyen (?) et/ou surtout supérieur du premier terme de la transgression albiennaise, les "Couches à Knemiceras" constituant la base de la formation "Zebbag". Nous proposons en conclusion une biozonation du Crétacé inférieur marin du Sud-Tunisien fondée sur les Orbitolinidés et les Dasycladales et posons le problème des relations paléobiogéographiques entre les Plaques Africaine et Apulienne, au niveau de la Tunisie, pendant le Crétacé inférieur.

BILOTTE M. & DURANTHON F. (1986) - Gisements de dinosaures du Nord-Est des Pyrénées. [avec la participation de CLOTTES P. & RAYNAUD C.] - Annales du Muséum d'Histoire Naturelle de Toulouse, p. 151-160.

CANEROT J., CUGNY P., PEYBERNES B., RAHHALI I., REY J. & THIEULOUY J.P. (1986) - Comparative study of the Lower and Mid-Cretaceous sequences on different maghrebien shelves and basins. Their place in the evolution of the North African Atlantic and Neotethysian margins. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 55 - 213-232 - Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.

Résumé :

The Lower and Mid-Cretaceous sequences known from Morocco (coastal Essaouira - Agadir-Safi Basin and Eastern Rif Foreland), in Western Algeria (Daïa Mountains) and finally in Southern Tunisia (Chott Range and Saharian Shelf) are presented from a biostratigraphic and sedimentologic view point.

This work shows, for the period considered, common features in the geodynamic evolution of the different regions, such as :

- generalization of the carbonate facies in the Early Cretaceous (Berriasian) and at the end of the Mid-Cretaceous (Cenomanian-Turonian) times ;

- delineation of important discontinuities in the Valanginian and Bedoulian times.

This evolution gives evidence of an undeniable influence of eustatism in this Northern part of Africa.

Nevertheless, detailed differences allow us to distinguish :

- an "Atlantic-type" evolution characterized by discontinuities with gaps (Safi) or sudden variations of thickness (Essaouira - Agadir) at the Berriasian/Valanginian boundary, related to the Neocimmerian rifting and block-faulting phase. Later on, this evolution is underlined by a progressive acceleration of subsidence at the Aptian-Albian boundary, due to the removal of the mid-oceanic doming ;
- a "Neotethysian-type" evolution (Eastern Rif Foreland, Western Algeria and Southern Tunisia) where local tectonic movements have probably generated the rapid growth of the external marly Bedoulian basins and the spreading of the Wealdian-type (Valanginian to Barremian) and Utrillas (Albian) terrigenous depositional systems. The latest event is linked to the Austrian tectonic phase responsible of variable gaps towards the Aptian to Albian transition.

CANEROT J. et DELAVAL F. (1986) - Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). Remise en question de la signification des lherzolites du sommet de Sarailié. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 302, sér. II, n° 15, p. 951-956.

Résumé :

Les caractères essentiels de l'évolution alpine de la marge nord-ibérique des chaînons béarnais sont présentés à partir d'observations de détail réalisées dans les secteurs du Pic de Lauriolle et du sommet de Sarailié. Cette évolution paraît étroitement dépendante du comportement des blocs qui découpent cette marge.

Durant le Jurassique et le Crétacé inférieur, la distension régionale N-S conduit à l'effondrement progressif de la marge en cours d'individualisation, avec basculement des blocs à la faveur de failles normales NW-SE et mouvement décrochant (dextre ?) suivant les cassures SW-NE. Au Tertiaire, les serrages N-S déterminent le rejeu en failles inverses, puis en chevauchements vers le SW, des accidents NW-SE et en décrochements sénestres des cassures SW-NE.

Les lherzolites qui jalonnent les accidents chevauchants sont subautochtones et séparées du Mésozoïque voisin par des surfaces de fracture, précédemment interprétées à tort [4] comme surfaces de transgression. Leur mise en place impliquerait une mise à nu à la faveur de certaines failles mésozoïques NW-SE (failles listriques), puis une expulsion au sein de la couverture jurassico-crétacée lors des phases compressives cénozoïques.

CISZAK R., MAGNE J. & PEYBERNES B. (1986) - Interprétation du complexe chaotique "triasique" d'Oranie (Algérie occidentale) comme un olistrome sénonien localement réinjecté dans les accidents alpins. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 302, Série II, n° 6. p. 357-362.

Résumé :

Le complexe chaotique d'Oranie, antérieurement attribué au Trias, est assimilé à un olistostrome intrasénonien (Maastrichtien) pouvant être localement remobilisé dans des accidents syn-à post-miocènes. Cette nouvelle interprétation s'inscrit dans un faisceau de présomptions qui, à l'échelle des Maghrebides, pourraient remettre en question l'allochtonie d'un certain nombre d'unités telliennes.

DOMMERGUES J.L., FAURE Ph. & PEYBERNES B. (1986) - Le Lotharingien inférieur du Djebel Oust (Tunisie) ; description d'Ammonites nouvelles (Asteroceratinae, Arieticeratinae). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 302, Série II, n° 17. p. 1111-1116.

Résumé :

L'étude du Jurassique du Djebel Oust (Dorsale tunisienne) a permis la mise en évidence d'une faune originale du Lotharingien inférieur (Zone à Obtusum). Elle comporte essentiellement des Asteroceratinae remarquables par leur morphologie suboxycône ou oxycône. Deux de ces formes sont décrites ici, Parasteroceras rakusi nov. gen., nov. sp. et Oxynoticeroides simplicatum nov. gen., nov. sp., ainsi qu'un Arieticeratiné nouveau : Arnioceras fieldingiceroides nov. sp.

DURAND-DELGA M. & PEYBERNES B. (1986) - Reconstitution d'une succession mésozoïque de type sardo-provençal en Corse méridionale par l'étude de galets des conglomérats tertiaires de la région de Porto-Vecchio. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 303, Série II, n° 9. p. 843-850.

Résumé :

Les conglomérats éocènes (?) de la Chiappa, à l'E de Porto-Vecchio, comportent des galets de roches carbonatées, où l'on caractérise micropaléontologiquement : le Rhétien-Hettangien, le Lias moyen-? supérieur, le Dogger, le Malm-Néocomien inférieur, le Barrémien à Orbitolinidés et surtout le Turono-Sénonien inférieur à débris de Rudistes. Ces faciès de plate-forme sont semblables à ceux du NW de la Sardaigne (Nurra). Ils ont dû se déposer à une certaine distance à l'W de Porto-Vecchio. Cette colonne reconstituée diffère nettement de la série de Sardaigne et Corse orientales, déposée sur la marge alpine de la Téthys : ainsi aucun décalage important entre Corse et Sardaigne ne semble s'être produit lors de la rotation corso-sarde à l'Oligo-Miocène.

FAURE Ph. & PEYBERNES B. (1986) - Biozonation par Ammonites et essai de corrélation des séries réduites liasiques de la "Dorsale Tunisienne". Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse, 122, 41-49.

Résumé :

Dans les chaîons jurassiques de la "Dorsale Tunisienne" et les djebels satellites, l'intervalle Rhétien (?) / Hettangien - Bajocien pro parte correspond à une bimégaséquence transgressive-régressive, nettement réduite en épaisseur et entrecoupée de lacunes à partir du Lotharingien. L'ensemble est subdivisé en quatre formations lithologiques formellement définies et en seize biozones d'Ammonites successives. Cette biozonation nouvelle permet les corrélations de djebel à djebel ; elle révèle l'existence de deux lacunes majeures (l'une au Lotharingien moyen ?/supérieur, l'autre au Carixien supérieur - Domérien inférieur) dans certains djebels à série particulièrement réduite. En conclusion, l'intérêt paléobiogéographique des taxons et biozones reconnus dans la dorsale est discuté.

KENNEDY W.J., BILOTTE M., LEPICARD B. & SEGURA F. (1986) - Upper Campanian and Maastrichtian ammonites from the Petites-Pyrénées, southern France. Eclogae geologicae Helvetiae, Vol. 79, n° 3, p. 1001-1037.

Résumé :

Dans les zones sous-pyrénéennes, les dépôts du Campanien supérieur et du Maastrichtien des Petites-Pyrénées ont livrés plusieurs petites mais importantes faunes d'Ammonites où se mêlent affinités téthysiennes et boréales, en association avec des nannofossiles et des Foraminifères benthiques et planctoniques et grâce auxquels il est possible de proposer des corrélations avec l'étage Maastrichtien. Dans les anticlinaux de Plagne et de Saint-Martory-Saint-Marcet, les Marnes de Plagne ont donné un unique spécimen de l'espèce nord-américaine Hoploscaphites pumilis Stephenson 1941 associé à une nannoflore de la Zone à Ceratolithoides aculeus. Le niveau de transition entre les Marnes de Plagne et le Calcaire nankin sus-jacent renferme Sphenodiscus ubaghsi de Grossouvre 1984, Pseudo kossmaticeras tercense (Seunes 1891) et Baculites leopoliensis Nowak 1908, mais il n'y est pas associé de microfaune ou de microflore bien caractéristique ; le niveau de transition est considéré comme Maastrichtien inférieur en raison de sa position au-dessus des Marnes de Plagne dont la partie sommitale appartient déjà à la Zone à Globotruncana contusa du Maastrichtien inférieur. Dans l'anticlinal de Blajan-Bazordan les Marnes bleues de Saint-Loup contiennent une remarquable association du Maastrichtien supérieur avec Hoploscaphites constrictus (J.Sowerby 1817) et Eubaculites lyelli (D'Orbigny 1847), quelques rares Anapachydiscus fresvillensis (Seunes 1890), Saghalinites sp. et Baculites vertebralis Lamarck 1801, ainsi que de très nombreux Foraminifères parmi lesquels Orbitoides (S.) gensacicus (Leymerie 1851), Lepidorbitoides socialis (Leymerie 1851), Orbitoides apiculata Schlumberger 1901 et Siderolites calcitrapoides Lamarck 1801. La partie sommitale de cette formation livre des formes d'Hoploscaphites constrictus (var. crassus Lopuski 1911) qui sont caractéristiques de la partie supérieure du Maastrichtien supérieur, Zone à Belemnella casimirovensis du domaine boréal ; elles sont associées au Coccolithophoridé Micula mura (Martini 1961). La forme crassus de l'H. constrictus est aussi présente dans la formation des Marnocalcaires jaunes.

NEUMANN C. et CANEROT J. (1986) - Remaniements gravitaires à l'articulation entre plate-forme et bassin dans l'Aptien des Ibérides orientales (Province de Castellon, Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 303, sér. II, p.203-206.

Résumé :

La découverte de remaniements gravitaires (écroulements de blocs et coulées boueuses) gargasiens à l'articulation entre plate-forme et bassin, près de Benicasim (Ibérides orientales, Espagne), confirme le jeu distensif d'accidents synsédimentaires appartenant à la zone de failles N 140 d'Ateca - Castellon.

PEYBERNES B., CISZAK R. & CUGNY P. (1986) - La transgression mésocrétacée sur le Haut-Fond de Saïda (avant-pays tellien, Algérie Occidentale). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 122, 51-63.

Résumé :

L'analyse comparative de plusieurs coupes du Crétacé de la Zone Prétellienne d'Oranie révèle le brusque biseau d'une grande partie du Crétacé inférieur (Berriasien exclu) en direction de l'Est sur le Haut-fond de Saïda, paléostructure héritée du Jurassique

(ancien môle de Tiffrit). A partir d'une série épaisse et quasi-continue du Berriasien au Turonien dans les Monts de Daïa, on passe dans les Monts de Frenda-Tiaret à une série réduite, le Crétacé moyen reposant directement sur le Tithonique/Berriasien pro parte. Le premier terme de l'on-lap mésocrétacé correspond aux grès rouges fluvio-deltaïques de l'Albien (supérieur ?) dont le faciès rappelle celui des grès d'Utrillas (Espagne). Les termes marins sus-jacents s'ordonnent en une mégaséquence transgressive où se succèdent sur une plate-forme non-barrée des environnements terrigènes littoraux (marnes à Huîtres du Cénomanién) et des environnements plus ouverts (marnes à Echinides et calcaires du Turonien). L'étude paléoécologique qualitative et quantitative (Analyse Factorielle des Correspondances) permet enfin de caractériser les associations biologiques reconnues dans la séquence céno-mano-turonienne (macrofaune, Foraminifères et Algues) et de préciser leurs relations avec les paléoenvironnements précités.

PUIGDEFABREGAS C. & SOUQUET P. (1986) - Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. In : E. Banda and S.M. Wickham (Editors), The Geological Evolution of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129 : 173-203.

Abstract :

Tectonic deformation in the Pyrenees is the result of an essentially continuous process which has a discontinuous effect in the style of deformation and consequently, in the sedimentary record. Tecto-sedimentary discontinuities can be correlated on a regional scale, allowing the differentiation of tecto-sedimentary cycles and depositional sequences. The relations between tectonics and sedimentation in the Pyrenees are expressed in the Mesozoic and Tertiary cyclicity.

Ten tecto-sedimentary cycles have been distinguished. They are controlled by basin-forming and basin-modifying tectonics (rifting, wrenching, convergence) and are related to different successive basin-types.

A first group of cycles corresponds to the episodic rifting : post-Hercynian interior fracture basin (cycle 1), spreading of the Ligurian Ocean (cycle 2), spreading of the central North Atlantic Ocean (cycle 3) and rifting of the Bay of Biscay in the context of the rotation of Iberia (cycle 4). A second group corresponds to the opening of the North Atlantic Ocean and to the change in the trajectory of Iberia along a W-E direction (cycle 5). The third group corresponds to prevailing wrench conditions grading from strike-slip plate displacement (cycle 6) to progressive oblique convergence (cycle 7). The fourth group of cycles (8, 9 and 10) corresponds to the generalization of convergence conditions ; cycle 8 is the transition from wrench to foreland basin ; cycle 9 corresponds to the development of migrating foreland basins in relation to thrust sheet emplacement ; cycle 10 includes the unconformable clastic wedge ahead of the last thrust.

These tecto-sedimentary cycles include one or several depositional sequences in which sedimentation is controlled by the interrelations between local tectonics, subsidence, eustasy and sediment supply. The analysis and definition of these sequences is given for the Cretaceous and Tertiary cycles. The depositional sequences from the Cretaceous wrench basin are essentially related to eustasy (sea level rise) together with subsidence during cycle 6, and wrench structuring during cycle 7. The depositional sequences from the foreland basins (cycles 8, 9 and 10) are related to changes in the type of basin.

REY J. (1986) - Micropaleontological assemblages, paleoenvironments and sedimentary evolution of Cretaceous deposits in the Algarve (Southern Portugal). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 55 - 233-246 - Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.

Résumé :

The Cretaceous of the Algarve comprises some lithostratigraphic units (carbonatic in shallow-water environments, siliciclastic in estuarine or fluvial areas) which are essentially dated by their micropaleontological assemblages which contain calpionellids, lituolids, orbitolinids, dasycladacean algae, charophytes. The formations are interpreted in the following terms : one regressive - transgressive cycle (late Oxfordian-basal Valanginian), two regressive sequences (Hauterivian-Barremian, Bedoulian) and one transgressive sequence (Gargasian - middle Cretaceous), separated by three major discontinuities at the base of the Valanginian, lower Bedoulian and upper Bedoulian. The sedimentary evolution and the geometry of deposits are controlled by various geodynamic factors the influence of which is analyzed : the relative changes of sea level are the main factor which determines the repartition of the formations in the different isotopic zones ; the rate of subsidence on this passive continental margin (well marked during the Aptian and Albien) and sedimentary influxes increasing during the Hauterivian-Barremian contribute to the vertical regressive or transgressive evolutions. Orogenic movements occur only in the Neocomian, near a diapiric area. These factors record, on the south portuguese continental shelf, different stages of the history of the Northern Atlantic : the Neocomian and the Bedoulian riftings induces major discontinuities and sedimentary gaps. The beginning of the expansion of the Northern Atlantic determines the increasing of subsidence during the Aptian and Albien.

REY J., FONTAINE P. & JIMENEZ M.C. (1986) - Relations entre changements des paléomilieus et fluctuations des caractères évolutifs chez des Foraminifères benthiques éocènes. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 10 - 2 - 369-382, 7 fig.

Résumé :

Les variations du degré d'évolution moyen de lignées d'Alveolinidae (A. ellipsoidalis) et de Nummulitidae (N. fraasi, N. deserti) dans des coupes stratigraphiques du Minervois et des Corbières peuvent être mises en relation avec des déplacements latéraux des biotopes, déterminant sur une verticale plusieurs passages de populations centrales évoluées à des populations marginales archaïques du biospace local. Ces fluctuations de la structure des espèces rendent compte de la dynamique de l'aire de sédimentation, mais elles affaiblissent la valeur chronostratigraphique de ces Foraminifères benthiques puisque des populations à caractères primitifs se superposent fréquemment à des populations plus évoluées.

SEGONZAC G., PEYBERNES B. & RAHHALI I. (1986) - Les Algues du "Calcaire rosé de Timahdite" (Eocène inférieur) dans le Moyen-Atlas (Maroc) : description d'Halimeda nana Pia, 1932, dans sa localité-type et son paléo-environnement. Journal of African Earth Sciences, Vol. 5, n° 5, pp. 501-507.

Résumé :

Les couches à Halimeda nana Pia contiennent dans la localité-type de Timahdite (Moyen-Atlas, Maroc) de nombreuses Dasycladales mal conservées et incomplètes telles que Broeckella, Dissocladella, Neomeris, Acicularia, des débris de Zittelina, Carpenterella et des Bornetellées non déterminables, ainsi qu'un fragment d'Archaeolithothamnium égaré au milieu de toutes ces Algues vertes. Ces couches appartiennent à l'assise du "Calcaire rosé de Timahdite" précédemment étudié par Pia et al. (1932, Notes et Mém., Serv. Géol. Maroc, 20, 13-18) et située au sein d'une formation qui, attribuée à l'intervalle Paléocène-Lutétien, occupe l'axe du synclinal d'El Koubbat.

VILLATTE J., TAQUET Ph. & BILOTTE M. (1986) - Nouveaux restes de dinosauriens dans le Crétacé terminal de l'anticlinal de Dreuilhe. Etat des Connaissances dans le domaine sous-pyrénéen. Annales du Muséum d'Histoire Naturelle de Toulouse, p. 89-98.

Résumé :

Des restes osseux d'Hypselosaurus priscus et de Rhabdodon priscum ont été découverts dans l'anticlinal de Dreuilhe, près de Lavelanet (Ariège). Ils confirment l'existence de ces Dinosauriens dans la partie occidentale du domaine sous-pyrénéen à la fin du Crétacé. Dans l'état actuel des recherches, la faune de Dinosauriens de ce domaine, répartie en cinq genres et deux espèces, est très analogue à celle connue en Languedoc et en Provence au Campanien et au Maastrichtien.

RESUMES DE COMMUNICATIONS SCIENTIFIQUES

A DES COLLOQUES, REUNIONS

1985

- CANEROT J. & PURSER B. (1985) - Comparison of Liasic Rifting in the eastern Iberides (Spain and Neogene Rifting in the Red Sea. 6th European Regional Meeting of Sedimentology, I.A.S. Lleida 85.
- DEBROAS E.-J. (1985) - Genèse et début de l'évolution du bassin Flysch nord-pyrénéen des Pyrénées centrales (Albien moyen à Sénonien inférieur). "Genèse et évolution des bassins sédimentaires en contexte compressif décrochant". Séance spécialisée Soc. Géol. Fr., organisée par le Groupe-ment Scientifique GENEBASS, 30-31 Mai, Paris.
- EL ARABI H., CANEROT J. & CHARRIERE A. (1985) - Données stratigraphiques et sédimentologiques nouvelles sur le Lias du Causse moyen atlasique (région d'Imouzzet-Ifrane, Maroc). 5ème Conférence Scientifique du P.I.C.-G. 183. Marrakech.
- REY J., CANEROT J., ROCHER A., TAJ-EDDINE K. & THIEULOY J.P. (1985) - Le Crétacé inférieur sur le versant nord du Haut-Atlas (région d'Imi N' Tanout et Amizmiz) : données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. Note présentée à la 5ème Conférence Scientifique du P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O. n° 183, Marrakech, 1985.
- REY J., CANEROT J., PEYBERNES B., RAHHALI I., TAJ-EDDINE K. & THIEULOY J.P. (1985) - Le Crétacé inférieur de la région d'Essaouira : données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. Note présentée à la 5ème Conférence Scientifique du P.I.C.G. - U.N.E.S.C.O. n° 183, Marrakech, 1985.
- SOUHEL A., CANEROT J. & ANDREU B. (1985) - Précisions stratigraphiques et sédimentologiques sur le Jurassique moyen - supérieur et le Crétacé inférieur - moyen du synclinal d'Ait Attab (Haut-Atlas Central - Maroc). Note présentée oralement à la 5ème Conférence Scientifique du P.I.C.G. 183, Marrakech (Maroc), Sept.-Oct. 1985.

1986

- CANEROT J. (1986) - Relations tectonique-sédimentation en régime distensif sur la marge mésozoïque Ouest-téthysienne des Ibérides orientales (Espagne). Colloque "Séquences sédimentaires et facteurs de l'environnement". Réunion Soc. Géol. Fr., Perpignan.
- CANEROT J. (1986) - Tectonique distensive et basculements synsédimentaires de blocs sur diverses marges Ouest-téthysiennes au Mésozoïque. Exemples atlasique ibérique et pyrénéen. XIe Congreso nacional de Sedimentología, Barcelona.
- CANEROT J., EL ARABI H. & SOUHEL A. (1986) - Tectonique distensive mésozoïque en blocs basculés sur les marges Ouest-téthysiennes : exemples du Moyen et Haut-Atlas. - Congrès de Sedimentologie, Rabat (Maroc).
- CISZAK R. & PEYBERNES B. (1986) - Distinction de plusieurs Flyschs crétacés dans les massifs du littoral oranais (Algérie). 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand.
- DEBROAS E.-J. (1986) - Développement du métamorphisme dans les fossés flyschs albo-cénomaniens des Pyrénées centrales. 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand.
- LODS H. & SOUQUET P. (1986) - Modèle de dépôt pour les écoulements de sédiments par gravité de grand volume. 11ème R. S.T., Clermont-Ferrand.
- NEUMANN C. (1986) - Tectonique distensive et sédimentation à l'articulation plate-forme - bassin : exemple de l'Aptien du Maestrazgo oriental (Ibériques orientales, Espagne). XIe Congreso nacional de Sedimentología, Barcelona.
- REY J. (1986) - La mesure de taux évolutifs de grands Foraminifères benthiques permet-elle d'évaluer l'écoulement du temps ? - Réunion Sp. Soc. Géol. France, "La sédimentation et le temps", Paris.
- SOUQUET P. (1986) - Discontinuités globales et séquences de dépôt : exemple du Crétacé supérieur des Pyrénées. Colloque "Séquences sédimentaires et facteurs de l'environnement". Réunion Soc. Géol. Fr., Perpignan.
- SOUQUET P. & LODS H. (1986) - Modèles de faciès de Débrites et Turbidites de grand volume. 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand.
- SOUQUET P., ESCHARD R. & LODS H. (1986) - Facies Sequences & Downcurrent Changes in large volume Debris and Turbidity Flow deposits. Examples from Cretaceous Pyrenean Flysch "Brèche de Campo" (Spain) and "Megaturbidites basco-béarnaises", France. A.A.P.G. Annual Convention, Atlanta.

THESES SOUTENUES AU LABORATOIRE
DE GEOLOGIE SEDIMENTAIRE ET PALEONTOLOGIE

Années 1985 - 1986

BILOTTE M. (1985) - Le Crétacé supérieur des plates-formes Est-pyrénéennes.
Thèse doct. Etat, Sciences. Strata, Toulouse, série 2, vol. 5, 438 p. 121
fig., 53 tab.

Résumé :

Le présent travail consigne l'ensemble des données analytiques et synthétiques obtenues lors de la révision stratigraphique, sédimentologique et paléontologique du Crétacé supérieur des plates-formes Est-pyrénéennes. Le mémoire est divisé en 4 parties :

- La première partie correspond à la présentation du canevas structural. Le domaine d'étude couvre la partie septentrionale, française, du tronçon Navarro-languedocien et le tronçon Catalan, franco-espagnol ; sur le tronçon Navarro-languedocien, subdivisé en 3 compartiments - Alaric, Mouthoumet et Plantaurel - Petites Pyrénées - il n'intéresse essentiellement que les zones externes : zones Sub-ariégeoises, des Ecailles sous-pyrénéenne, Sous-pyrénéennes sensu stricto ; le tronçon Catalan est tout entier inclu dans l'étude.

- La deuxième partie traite de l'analyse stratigraphique et sédimentaire des dépôts, du Cénomanien au Maastrichtien ; elle débouche sur des reconstitutions paléogéographiques.

Données biostratigraphiques. - L'utilisation chrono ou biostratigraphique d'un large éventail d'organismes - Ammonites, Rudistes, Foraminifères planctoniques et benthiques - débouche sur la réalisation d'une échelle biostratigraphique intégrée, originale pour le domaine étudié.

D'un point de vue biologique, le fait le plus marquant est la disparition massive de la biophase benthique à la fin du Cénomanien et son renouvellement dans l'intervalle Turonien-Maastrichtien, avant la nouvelle crise de la fin du Crétacé. Evolutions sédimentaires. - Depuis le (Vraconien) - Cénomanien jusqu'au Maastrichtien, les principales étapes de cette évolution sont :

. Le comblement au Vraconien-Cénomanien inférieur des structures nées de l'orogénèse albienne (mégaséquence A) ;

. Le cycle sédimentaire du Cénomanien moyen-Turonien (cycle B) : il se décompose en une mégaséquence transgressive - Cénomanien moyen - supérieur - (connue à l'échelle globale) avec pour conséquence la mise en eau d'immenses étendues de plate-forme devenant le siège d'une sédimentation carbonatée ; une méga-séquence régressive - Turonien - qui s'achève par le retour sur la plate-forme d'une sédimentation terrigène très littorale.

. Le cycle sédimentaire du Coniacien-Maastrichtien (cycle C) ; il débute par une transgression qui se développe au moins sur le Coniacien-Santonien inférieur ; l'amorce de la régression s'effectue de façon diachrone, plus précocement à l'Est (Santonien supérieur sur le Mouthoumet) qu'à l'Ouest (Maastrichtien supérieur dans les Petites Pyrénées). Cette évolution rend compte de la fermeture structurale et sédimentaire du sillon sous-pyrénéen, lors du rapprochement des plaques Europe et Ibérie.

La paléogéographie Est-pyrénéenne. - Par rapport aux connaissances de la décennie précédente, le présent travail apporte la preuve du prolongement oriental, au moins jusqu'à la dislocation Catalane, du sillon sous-pyrénéen (cette extension est actuellement oblitérée par les effets d'une tectonique tangentielle pyrénéenne). En raison du comblement progressif, de l'Est vers l'Ouest, de ce sillon à partir du Campanien, puis de sa fermeture tectonique et sédimentaire, au cours du Maastrichtien, se crée durant cette période un axe de communication Téthys - Atlantique, au niveau du tronçon Catalan : le détroit des Aspres. Cet axe sera à son tour comblé à la fin du Maastrichtien.

- La troisième partie concerne l'étude des Formations à Rudistes. Celles-ci sont essentiellement des bioconstructions complexes du type récif banc ou récif de plate-forme. La délimitation géométrique et géographique des corps récifaux au sein de leur encaissant permet, dans bien des cas, de lier la morphologie des constructions aux déformations de la plate-forme. Les constructions à Rudistes apparaissent alors comme de bons marqueurs de l'histoire géodynamique des bassins sédimentaires.

- La quatrième partie est exclusivement paléontologique. Elle concerne :
- Les Rudistes Hippuritidae pour lesquels un essai de phylogénèse et une classification sont proposés ; une nouvelle espèce est aussi décrite.

- Les Foraminifères benthiques : pour 55 espèces sont livrées des informations chrono et biostratigraphiques, paléocéologiques. Pour les Orbitolininae un essai de phylogénèse est proposé. Enfin, les répartitions pyrénéennes de ces espèces sont confrontées à celles qui leur sont habituellement reconnues dans le domaine téthysien : ceci permet de voir qu'il existe un réel synchronisme de ces répartitions au Cénomanién supérieur et au Maastrichtien supérieur, c'est-à-dire à 2 périodes où les évolutions des domaines de plate-forme sont identiques à l'échelle globale en raison de la transgression cénomaniénne puis de la régression maastrichtienne.

LAGIER Y. (1985) - Recherches sédimentologiques sur des dépôts calcaires profonds. (Exemples du Crétacé supérieur des Pyrénées). Thèse 3^e cycle - Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 208 p., 33 fig., 62 pl.ph., 1 tab.

Dans le Crétacé supérieur des Pyrénées deux exemples de dépôts carbonatés et profonds sont étudiés. 1. - La Brèche de Campo, d'âge campanien, se situe dans la partie centrale du versant Sud de la chaîne. L'analyse des faciès et l'étude photogéologique établissent l'existence de deux ensembles distincts confinés au sein de deux dépressions entaillées dans le substratum (Calcaires d'Aguas Salenz) : le corps sédimentaire de l'Esera, correspond à des brèches à matériaux transportés de la plate-forme en eau profonde, au bas du talus, par un chenal d'alimentation ; le corps de Viu se caractérise par des dépôts grossiers, de type cône sous-marin, accumulés au bas du talus après un transit court dans un chenal de grande dimension. La source des matériaux est localisée sur le talus et la plate-forme de la marge ibérique. 2. - Les Mégaturbidites basco-béarnaises sont des couches catastrophiques et exceptionnelles, identifiées dans le flysch turono-coniacien du versant Nord des Pyrénées occidentales. Elles présentent un degré de maturité élevé ; elles se sont mises en place dans des environnements de plaine sous-marine et de frange de cône, sur le plancher d'un bassin profond. Elles sont interprétées comme des enregistrements d'une activité sismique et de fluctuations d'un niveau marin élevé. La source principale des matériaux est localisée sur la plate-forme de la marge européenne.

LEPICARD B. (1985) - Le Crétacé terminal et le Paléocène basal dans les Petites Pyrénées et les dômes annexes. - Biostratigraphie, Sédimentologie. Thèse 3^e cycle, Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 276 p., 127 fig., 25 pl.

Résumé :

Une révision systématique des séries du Campano-Maastrichtien et du Paléocène inférieur des Petites Pyrénées et des Dômes annexes a été abordée sous les aspects biostratigraphiques et lithostratigraphiques. Les résultats de ce travail ont des implications : de **portée régionale** ; datation précise des formations du Crétacé terminal, confirmation de l'âge paléocène des Calcaires lithographiques, proposition de nouvelles corrélations, interprétation de l'évolution géodynamique du domaine considéré ; - de **portée plus générale** concernant : - la biostratigraphie du Crétacé terminal : les différentes échelles biostratigraphiques, Ammonites de la zone à Hoploscaphites constrictus, Nannofossiles, Foraminifères planctoniques sont comparées et étalonnées ; certaines échelles de Foraminifères benthiques sont testées ; - la limite Crétacé - Tertiaire est située avec précision, elle coïncide, avec une baisse du niveau marin et un changement climatique (aridification) ; d'un point de vue paléontologique, elle se marque par un renouvellement limité des paléofaunes et paléoflores continentales ; la disparition des peuplements faunistiques marins est ici, avant tout, liée à un changement radical des milieux de sédimentation.

PAUTAL L. (1985) - Populations fossiles. Associations micropaléontologiques et paléoenvironnements de séries deltaïques ilerdiennes des Corbières (Aude - France). Thèse de 3^e cycle - Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 288 p., 130 fig., 22 tab., 4 pl. ph., 2 pl. ht.

Résumé :

L'étude des séries ilerdiennes de Caunettes-en-Val et de Coustouge (Corbières) a été abordée sous les aspects stratigraphique, sédimentologique, taxonomique et paléoécologique. Trois formations informelles datées de l'Ilerdien inférieur à moyen par le Nanoplancton, les Foraminifères planctoniques et benthiques ont été distinguées. La description de séquences et associations de faciès-types a confirmé l'appartenance des dépôts à l'environnement deltaïque (prodelta, front de delta) et aux environnements latéraux associés (plate-forme littorale, baies, lagunes). 49 genres et 38 espèces de Foraminifères ont été répertoriés (proches des peuplements du Bassin de Tremp - Espagne). La structure de la population et des associations a montré les changements des peuplements microfaunistiques suivant les divers milieux définis. Les méthodes quantitatives (Analyse Factorielle des Correspondances) réalisées sur l'ensemble de la faune ont permis d'affiner l'interprétation, mettant en évidence les principaux facteurs régissant la répartition des organismes (lithologie et hydrodynamisme, salinité, bathymétrie et éclaircissement).

Ce mémoire propose une reconstitution de séquences-paysages et de schémas paléoécologiques théoriques pour des séries ilerdiennes à dominante deltaïque.