

LES GROUPES DE CANAVEILLES ET DE JUJOLS ("PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR") DES PYRÉNÉES ORIENTALES ARGUMENTS EN FAVEUR DE L'ÂGE ESSENTIELLEMENT CAMBRIEN DE CES SÉRIES

par

Bernard LAUMONIER

Mots-clés : Groupe de Canaveilles, Groupe de Jujols, Précambrien, Cambrien, Ordovicien inférieur, Ordovicien supérieur, Lithostratigraphie, Discordance, Pyrénées orientales.

Résumé : Le Paléozoïque inférieur des Pyrénées orientales est formé de deux séries détritiques, de bas en haut : 1) le groupe de Canaveilles, présumé cambrien, série variée à intercalations carbonatées (à la base surtout), plagioclasiques (moitié inférieure) et microconglomératiques (moitié supérieure); 2) le groupe de Jujols, présumé ordovicien inférieur, série monotone et finement rythmique. Mais : 1) l'Ordovicien supérieur est nettement discordant sur ces deux groupes; 2) la base des schistes de Jujols présente des faciès analogues à ceux du Cambrien moyen de la Montagne Noire (pélites vertes à nodules calcaires); 3) les groupes de Canaveilles et de Jujols ressemblent, respectivement, aux ensembles détritiques du Cambrien inférieur (séries assez gréseuses au sommet, schisto-grauwackeuses avec des marbres vers la base) et du Cambrien moyen-supérieur (séries schisto-gréseuses verdâtres) des régions voisines; 4) rien n'évoque l'Ordovicien inférieur gréseux ou volcanogène de ces régions. Il paraît donc possible d'envisager que le groupe de Canaveilles soit Cambrien inférieur (Précambrien à sa base ?) et le groupe Jujols Cambrien moyen-supérieur; l'Ordovicien inférieur (sauf peut-être la base du Trémadocien) manquerait alors totalement dans cette partie des Pyrénées, à cause de la discordance de l'Ordovicien supérieur. Ainsi réinterprété, le Paléozoïque inférieur pyrénéen s'intègre parfaitement dans l'évolution générale de la branche méditerranéenne de l'orogène hercynien.

The Canaveilles and Jujols groups (Lower Paleozoic of the Eastern Pyrenees, France, Spain). Are they both mainly Cambrian in age ?

Keys words : Canaveilles group, Jujols group, Precambrian, Cambrian, Lower Ordovician, Upper Ordovician, Lithostratigraphy, Unconformity, Eastern Pyrenees.

Abstract : In the Eastern Pyrenees, Lower Paleozoic is usually subdivided in two siliciclastic series, from bottom to top : 1) a diversified series with calcareous (near the bottom), plagioclastic (lower half) and microconglomeratic (upper half) levels, the Canaveilles group, supposed to be Cambrian; 2) a fine monotonous and thinly rhythmic series, the Jujols group, supposed to be Lower Ordovician. But : 1) Upper Ordovician rests unconformably upon both groups; 2) the Canaveilles and Jujols groups look like respectively, clastic Lower Cambrian (sandy series often with pelites, grauwackes and marbles underneath) and Middle-Upper Cambrian (greenish alternating shales and sandstones) of neighbouring areas; 3) the lowermost part of Jujols group is similar to the lower Middle Cambrian of those areas (green pelites with calcareous nodules); 4) no formation recalls the sandy or tuffaceous Lower Ordovician of other areas. Thus, we suggest that Canaveilles group may be Upper Precambrian ? - Lower Cambrian and the Jujols group Middle-Upper Cambrian in age and that Lower Ordovician is missing in the Eastern Pyrenees, in consequence of the Upper Ordovician unconformity. Interpreted in such a way, it is possible to insert without difficulty the Pyrenean Lower Paleozoic in the evolution of the mediterranean part of the Hercynian orogen.

I. — INTRODUCTION

Dans les Pyrénées orientales, les terrains affectés par l'orogénèse hercynienne sont constitués par un ensemble de paragneiss et d'orthogneiss surmontés de formations sédimentaires plus ou moins métamorphiques (Guitard, 1970).

L'âge cadomien de certains métagranites (gneiss œillés G2 [Guitard, 1970] du massif du Canigou) de l'ensemble gneissique est bien établi par la géochronologie : 580 Ma par la méthode U-Pb sur zircons (Vitrac-Michard et Allègre, 1975). Les relations entre les gneiss et les métasédiments sus-jacents sont clairement celles d'un socle et de sa couverture (Guitard, 1970). Plus précisément, une discordance cartographique nette, bien visible dans les Albères (Autran et coll., 1966), le massif du Canigou, mais peut-être aussi l'Agly et le massif de l'Aston, sépare la majeure partie des gneiss (constituant le socle *s.s.*) d'un ensemble formé par d'autres gneiss ("gneiss de transition"), souvent minces, surmontés en parfaite concordance

par les métasédiments; ces gneiss de transition appartiennent donc à la base de la couverture (Laumonier et Guitard, 1986). *A priori*, leur âge peut être précambrien terminal ou plus récent.

La partie sédimentaire de la couverture est divisée (Cavet, 1957, 1958) en un Paléozoïque inférieur, azoïque, et un Paléozoïque supérieur, fossilifère, débutant à l'Ordovicien supérieur, à l'Ashgillien (Cavet, 1957) ou au Caradocien (Hartvelt, 1970; Robert, 1980; ...).

Le Paléozoïque inférieur, à dominante schisteuse, a été subdivisé par Cavet (1957) en deux groupes ("séries") : à la base le groupe de Canaveilles, à lithologie variée (gréso-pélites à intercalations de carbonates, tuffites, ampélites...), et au sommet le groupe de Jujols, monotone, gréso-pélimitique, "flyschoidé". Ces groupes sont séparés par l'horizon carbonaté de Thuir d'Evol-Valcèbollère (Laumonier et Guitard,

1986). Le groupe de Canaveilles est lui-même subdivisé en trois formations : formation de Canaveilles à la base, de Cabrils au milieu et d'Evol au sommet (Laumonnier et Guitard, 1986). On peut encore définir une formation de Carança (gneiss de transition et métasédiments associés) qui constituerait la base d'un groupe de Canaveilles *s.l.* Selon Cavet (1957), on doit distinguer, dans le groupe de Jujols, des "schistes de Jujols inférieurs" (schistes de Jujols *s.s.*), argilo-silteux, et des "schistes de Jujols supérieurs", traditionnels avec l'Ordovicien supérieurs, plus grossiers, à intercalations de micropoudingues, de calcaires et de volcanites ("Porphyrite").

On attribue très généralement un âge "cambro-ordovicien" (Cambrien et Ordovicien inférieur) au Paléozoïque inférieur, sans exclure que son extrême base puisse être précambrien terminal; plus précisément, on affecte *grosso modo* un âge

cambrien au groupe de Canaveilles et un âge ordovicien inférieur au groupe de Jujols (Fontboté, 1948; Cavet, 1957; ...).

La découverte de restes (en mauvais état toutefois...) de grands Chitinozoaires dans la formation de Canaveilles (Konzalova et coll., 1982), indiquant pour ces terrains un âge ordovicien inférieur ou plus récent, inciterait toutefois à penser que le Cambrien n'est que très faiblement représenté dans les Pyrénées. *A contrario*, l'objet de la présente étude est de discuter la possibilité que le Paléozoïque inférieur soit cambrien pour l'essentiel, et qu'il y ait une lacune de l'Ordovicien inférieur. L'argumentation repose essentiellement sur la mise en évidence d'une importante discordance de l'Ordovicien supérieur sur les groupes de Canaveilles et de Jujols, et sur la comparaison de ces groupes avec les séries datées des régions voisines.

II. — GRANDES LIGNES DE LA LITHOSTRATIGRAPHIE DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR (figs 1 et 2).

Reprenant et étendant les résultats de Cavet (1957), Laumonnier et Guitard (1986) ont proposé une vue d'ensemble de la lithostratigraphie et de la répartition du Paléozoïque inférieur depuis le massif de la Pallaresa à l'Ouest jusqu'à la Méditerranée. Des données nouvelles permettent de modifier ce schéma sur plusieurs points. On trouvera donc ci-dessous une brève description de la lithostratigraphie du Paléozoïque inférieur, un texte plus complet étant donné dans la "Synthèse des Pyrénées", en cours de réalisation par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières et el Instituto Geologico y Minero de Espana. Seuls les résultats nouveaux, concernant la formation d'Evol et les "schistes de Jujols supérieurs", seront quelque peu détaillés.

A. Le groupe de Canaveilles (*s.l.*).

1. — Il débute par la **formation de Carança**, ensemble essentiellement gneissique (gneiss de transition) dont le caractère le plus souvent ortho-dérivé, le gisement stratiforme et l'hétérogénéité parfois très grande, ainsi que l'association à des méta-sédiments, invitent à y voir, à l'origine, une formation volcanique (métarhyolites), volcano-clastique ou, localement, volcano-sédimentaire et même sédimentaire.

2. — Il se poursuit par le groupe de Canaveilles *s.s.* (*sensu* Cavet [1957]), qui est caractérisé par la diversité des lithofaciès qu'il renferme :

— lithotypes sédimentaires ("schistes de Canaveilles") : grésopélites plus ou moins pyriteuses et carbonées, sombres et noires ou verdâtres, ou au contraire claires, gris plombé ou même blanches; "schistes carburés" (métasapropélites noires); grésopélites plus ordinaires, grises, bleutées ou verdâtres; quartzites clairs, parfois noirs; microconglomérats, parfois conglomérats; marbres calcaires ou dolomitiques, grès carbonatés et calcschistes...

— lithotypes volcano-sédimentaires : grauweekes plus ou moins calcaireuses, grésopélites à yeux plagioclasiques millimétriques ("gneiss granulés" [Guitard, 1970]), grès plagioclasiques plus fins ("microgranulés" [Guitard, 1970])...

— lithotypes volcano-détritiques, basiques (orthoamphibolites : métatholéites) ou acides : gneiss clairs, leptynites et "porphyroïdes" (métatufs rhyolitiques ou rhyodacitiques).

La base du groupe est très métamorphique (micaschistes péliques à cordiérite et andalousite, roches à silicates calciques dérivant de marnes, de grès carbonatés ou de grauweekes calcaireuses...) (Guitard, 1970).

Ces lithofaciès s'organisent verticalement en séquences métriques à hectométriques, plus ou moins homogènes, les plus épaisses formant des unités cartographiables; certaines constituent de bons niveaux-repères (marbres et "schistes carburés", souvent étroitement associés, le niveau noir étant généralement situé sous le niveau carbonaté; horizons volcano-sédimentaires...).

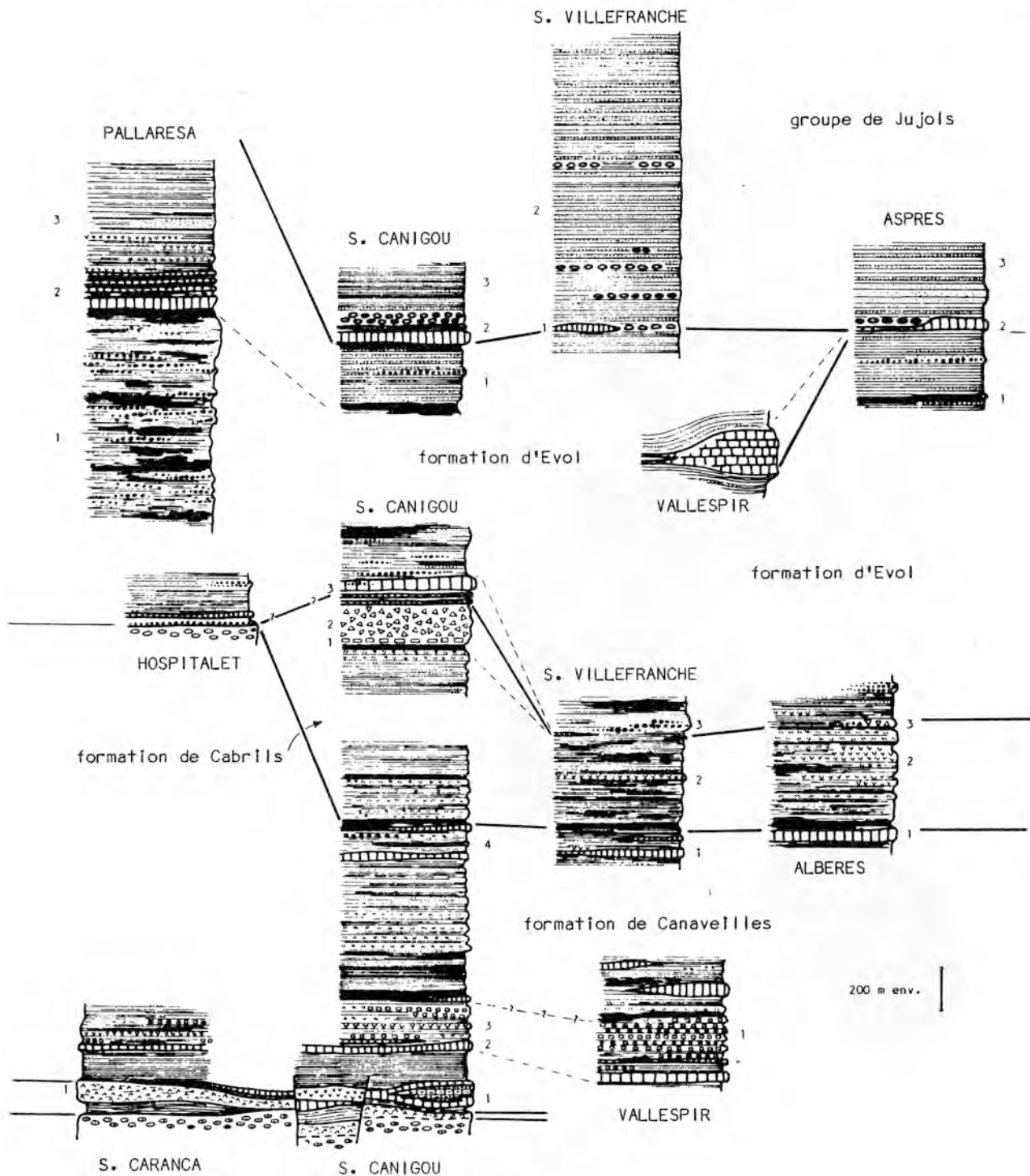
3. — A la périphérie du massif du Canigou, le groupe de Canaveilles *s.s.* peut se subdiviser en trois formations (Laumonnier et Guitard, 1986).

3-1. La formation de Canaveilles.

Elle est caractérisée par la relative fréquence des horizons carbonatés, cinq environ dont certains (le premier ou "marbre de base", le second et le dernier niveau surtout) ont une extension régionale. C'est la formation la plus variée dans le détail; sur le versant sud du massif du Canigou, on peut y individualiser une douzaine d'horizons grésopélitiques, volcano-sédimentaires et carbonatés (Baetens, 1988). De brutales variations d'épaisseur et de faciès, à la base de la formation, peuvent être dues à des failles synsédimentaires (fig. 1); c'est près de la base également que se rencontrent les leptynites et les métatholéites. Bien repré-

Fig. 1: Lithostratigraphie semi-schématique du Paléozoïque inférieur de la zone axiale des Pyrénées orientales. Cette figure juxtapose quelques portions de colonnes lithostratigraphiques destinées à illustrer l'organisation verticale et la variabilité latérale des séries du Paléozoïque inférieur. Une description plus complète et détaillée sera donnée dans la Synthèse géologique des Pyrénées, B.R.G.M. éd., en préparation. - SUD CANIGOU (bas). Juste au Sud du granite de Costabonne; coupe de référence pour la base de la formation de Canaveilles. 1 : marbre de base (niveau de La Preste-Costabonne); 2 : 2^e niveau carbonaté (horizon du col de Siern); 3 : horizon de la Plane (série grésopélitique à granulés et leptynite)...; 4 : marbres d'Espinabell. - SUD CARANÇA. Nord de Ribes-de-Fraser. Les gneiss de la formation de Carança (1) sont séparés de ceux du socle par des micaschistes. - VALLESPIR (bas). 1 : gneiss granulés du Tech, puissants de 200 m au moins. SUD CANIGOU (milieu). Aux environs du col d'Arès. Grand développement des niveaux volcano-sédimentaires du haut de la formation de Cabrils (1 : gneiss granulés de Fabert; 2 : horizon conglomératique du Pic de la Clape) et de l'horizon carbonaté de la base de la formation d'Evol (3 : niveau du Puig Sec). - SUD SYNCLINAL DE VILLEFRANCHE. Formation de Cabrils. 1 : niveau carbonaté de Tuévol; 2 : porphyroïde de Touroi; 3 : microconglomérats d'Evol. - ALBERES. 1 : marbre de Col de Banyuls; 2 : porphyroïdes de la Tour de Carroig; 3 : conglomérat de Cerbère. - DÔME DE PALLARESA. 1 : formation d'Evol, membre inférieur (série microconglomératique de la moitié nord du massif); 2 : membre médian, bien développé au centre du massif (niveau de Lladorre), plus mince au Nord (de part et d'autre du granite de Bassiès); 3 : membre supérieur, formant toute la moitié sud du massif. - MASSIF DE L'HOSPITALET. Est du massif (vallée d'Orlu). La base (?) de la formation d'Evol est constituée par un banc microconglomératique et un banc de marbre, métriques. - SUD CANIGOU (haut). Au Sud du Puigmal. Coupe de référence du passage du groupe de Canaveilles au groupe de Jujols. 1 : membre supérieur de la formation d'Evol, terminé par un niveau de marbre; 2 : pérites vertes à nodules calcaires (niveau de Valcèbollère); 3 : schistes de Jujols. - SUD SYNCLINAL VILLEFRANCHE (haut). 1 : niveau-limite de Thuir (marbre et nodules calcaires); 2 : schistes de Jujols, épais, à niveaux à nodules calcaires. - VALLESPIR (haut). Surépaisseur brutale (d'origine récifale probablement) du niveau de Thuir d'Evol, qui atteint plusieurs centaines de mètres aux gorges de la Fou, près d'Arles-sur-Tech. - ASPRES. 1 : niveau limite entre les membres inférieur et supérieur de la formation d'Evol; 2 : niveau de Coubris; 3 : schistes de Jujols.

Fig. 1: Schematic lithostratigraphy of Lower Paleozoic of Eastern Pyrenees.



socle orthogneissique	marbres	grésopélites ordinaires	quartzites
volcanites acides (f. Carança)	gneiss à silicates calciques	g.p. subcarburées	grès plagioclasiques (microgranulés)
volcanites acides	nodules carbonatés	schistes carburés	gneiss granulés
		argilo-siltites rubanées	brèches volcano-détritiques
			microconglomérats



Fig. 2: Carte géologique simplifiée du Paléozoïque inférieur des Pyrénées orientales. Cette carte montre clairement la transgression du groupe de Canaveilles du SE (Canigou) vers le NW (Aston), le grand développement de la formation d'Evol dans les régions occidentales et la discordance de l'Ordovicien supérieur, matérialisée par la disparition du groupe de Jujols vers le NW.

Fig. 2: Simplified geologic map of Lower Paleozoic of Eastern Pyrenees.

sentée de la Méditerranée à la Cerdagne (Albères, massifs du Cap de Creus, du Roc de France et du Canigou, Conflent), la formation de Canaveilles disparaît brusquement vers l'Ouest entre les massifs gneissiques de la Carança et de Montlouis.

3.2. La formation de Cabrils.

Elle forme une tranche généralement dépourvue de marbres mais riche en horizons sombres ou noirs, "subcarburés" ou "carburés" (un niveau carburé, près de la base, est très constant), aux altérations rouille, jaunes et vertes spectaculaires. Elle renferme de puissants porphyroïdes (dans les Albères surtout) et, à son sommet, un conglomérat à éléments siliceux et schisteux à matrice plagioclasique et carbonatée (horizon du Pic de la Clape), remaniant des "granulés", connu du Cap de la Creus à la Cerdagne en passant par le Sud du massif du Canigou. Légèrement plus étendue que la précédente, la formation de Cabrils est connue jusqu'au massif de Montlouis, qu'elle ne dépasse pas vers l'Ouest.

Ces deux premières formations sont remarquables par la persistance d'une composante détritico-plagioclasique, fine ou grossière ("granulés"), y compris dans les niveaux pélitiques; cette composante traduit probablement l'existence d'un volcanisme plus ou moins lointain, situé sans doute au Sud du domaine (les faciès les plus grossiers se trouvent au Sud du massif du Canigou); elle semble ne pas exister dans la formation d'Evol et les schistes de Jujols sus-jacents (Baetens, 1988). En revanche, les porphyroïdes, parfois épais dans la formation de Cabrils (Albères), sont connus aussi dans la formation d'Evol (cf. *infra*).

3-3. La formation d'Evol.

Elle est caractérisée par le développement, dans la partie inférieure surtout, des faciès gréseux : quartzites et "microconglomérats"; ce sont des grès ou des quartzwackes plus ou moins carbonatés à yeux millimétriques de quartz limpide, parfois bleuté, très typique, dont l'origine (purement épiciastique peut-être, ou volcanoclastique plus probablement) n'est pas toujours claire; de rares passées franchement conglomératiques (à dragées de quartz blanc ou parfois limpide) s'y associent, à la base de la formation surtout; des clastes noirs (pélitiques ?) sont fréquents dans ces roches, qui ont une tendance arkosique (présence de grands feldspaths potassiques altérés...). Parfois, les quartz limpides se rencontrent dans d'autres roches que des grès : pélites, schistes carburés ou même marbres. L'apparition de ces lithotypes coïncide sensiblement avec la disparition des faciès "granulés". Lorsque les microconglomérats sont abondants (Nord des Aspres, du Conflent, massifs de l'Aston et de la Pallaresa), ils sont généralement associés à des schistes de Canaveilles typiques, sombres ou souvent blancs. Quand ils sont rares (Albères, Sud du Massif du Canigou et du massif de la Pallaresa), la formation d'Evol est plutôt représentée par des pélites ou des grés-pélites finement varvées ou plus grossièrement rubanées, gris-bleuté ou verdâtres (faciès transitionnels avec celui des schistes de Jujols sus-jacents), mais encore parfois sombres ou pyriteuses : un niveau noir, plus ou moins carbonaté, souligne souvent l'extrême sommet de la formation.

La formation d'Evol est connue partout, de la Méditerranée à la Pallaresa; dans les massifs de l'Aston (où elle est mince) et de l'Hospitalet, elle repose directement sur les gneiss, soulignant clairement le caractère transgressif du groupe de Canaveilles du Sud-Est vers le Nord-Ouest (Laumonier et Guitard, 1986); dans le massif de l'Hospitalet, elle débute par un niveau de microconglomérat à quartz bleuté suivi d'un niveau de marbre très constant (Van den Eeckhout, 1986; Autran, à par.). Dans le massif de la Pallaresa, elle prend une épaisseur considérable (plusieurs km certainement).

Dans la moitié ouest du domaine plus particulièrement, la formation d'Evol peut être subdivisée en trois membres, organisation qui avait déjà été pressentie par Llopis-Llado (1965) au Sud du Massif de l'Hospitalet, en Andorre.

a. — Un **membre inférieur**, série grésopélitique souvent sombre, microconglomératique généralement, très puissante dans

le massif de la Pallaresa (Pilas-Estats series [Zandvliet, 1960] *p.p.*). Au Nord-Ouest de l'Aston, le haut de cette série était rapporté arbitrairement, selon nous, à l'Ordovicien supérieur (Casteras et coll., 1969). Autour du massif de Montlouis, en Cerdagne, au Sud du massif du Canigou, il s'agit d'une série plus pélitique, grise ou verdâtre, pauvre en microconglomérats. Au Sud du massif du Canigou et dans le massif du Cap de Creus, la base est marquée par un horizon carbonaté (horizon du Puig Sec) puissant et varié (alternances schisto-calcaires, marbres massifs, calcaires à quartz limpides...).

b. — Un **membre médian**, carbonaté, microconglomératique et noir (schistes carburés, siltites noires), avec des porphyroïdes grossiers à son toit. Il se suit du massif de la Pallaresa (horizon de Lladorre = Lleret-Bayau series [Zandvliet, 1960]), où il est en série inverse, jusqu'au Nord du massif de Montlouis en passant par l'Ouest (horizon de Ransol [Zwart, 1965; Van den Eeckhout, 1986]) et le Sud (Autran, à par.) du massif de l'Hospitalet; il existe aussi à l'Ouest du massif de l'Aston (Besson, inédit, in Synthèse des Pyrénées). C'est vraisemblablement lui, à notre avis, que l'on retrouve plus au Nord, en série normale cette fois, dans des niveaux carbonatés situés à l'Est (horizon d'Artiès, au Sud de Vicdessos) et à l'Ouest (horizon de Gêrac [Colchen et coll., 1979; ...]) du granite de Bassiès, niveaux non datés mais plutôt attribués à l'Ordovicien supérieur (Casteras et coll., 1969; Bodin et coll., à par.).

c. — Un **membre supérieur**, qui forme une série grésopélitique (Pilas-Estats series [Zandvliet, 1960] *p.p.*) souvent rubanée, claire, gris-bleuté, à rare microconglomérats, souvent riche en quartzites blancs autour du massif de l'Hospitalet; il est plus épais, gris ou verdâtre et plus pélitique dans la moitié Sud du massif de la Pallaresa (où il a été corrélaté, de manière erronée, à la formation de Cabrils [Laumonier et Guitard, 1986]); il présente, vers sa base, des porphyroïdes fins. Cette série, plus mince, se suit jusqu'au Sud-Ouest du massif du Canigou (coupe de la crête du Puigmal), où elle est clairement située sous l'horizon de Thuir d'Evol-Valcèbollère qui fait la limite avec le groupe de Jujols, et donc sous les schistes de Jujols avec lesquels on pourrait la confondre.

Cette organisation tripartite se retrouve, selon nous, dans les massifs nord-pyrénéens centraux dans lesquels une grande partie de la série anté-silurienne appartiendrait donc à la formation d'Evol. Dans la Barousse, les Calcaires du Collantique (de Villechenous, 1980) renferment des microconglomérats typiques et séparent une série sombre inférieure d'une série claire supérieure. Dans l'Arize, le terme médian est détritico-microconglomératique, localement volcano-sédimentaire (Castaing, 1972) et carbonaté. Dans les massifs de Saint-Barthélémy et des Trois-Seigneurs, on pourrait n'avoir que la série sombre inférieure, comme c'est le cas au Nord du massif de l'Aston.

Dans le confluent, le membre supérieur, peu épais, est mal séparé du membre inférieur, le terme médian n'étant pas individualisé. Dans les Aspres, la distinction redevient nette : la partie supérieure, verte en général et qui renferme un mince niveau conglomératique, y est bien développée (Laumonier, 1987); elle est séparée de la partie inférieure microconglomératique par un horizon carbonaté peu épais.

En direction des Pyrénées centrales, des corrélations peuvent être cherchées avec les séries "cambro-ordoviciennes" des régions de Pierrefite (Dagallier, 1980/81; ...) de Bagnères de Luchon (Cacard, 1984) et du Pic de Maubermé (Boissonnas, 1972; Pouit, 1986), par exemple. On y décrit en effet des formations à quartzites et microconglomérats, localement à conglomérats et porphyroïdes, rappelant fortement le membre inférieur de la série d'Evol. On y trouve aussi des horizons carbonatés qui ne sont pas sans évoquer l'horizon de Lladorre; c'est le cas du calcaire de Bentaillou (sableux, à quartz limpide, associé à des siltites noires et des schistes carburés), qui pourrait donc n'être ni Dévonien ni Ordovicien supérieur,

ainsi que cela est débattu depuis longtemps, mais serait beaucoup plus ancien, comme cela a parfois été suggéré (Autran et Guitard, 1955) (ce point sera développé ailleurs).

B. Le groupe de Jujols.

Une donnée nouvelle, dont les conséquences importantes seront développées plus loin, est que les "schistes de Jujols supérieurs" de Cavet (1957) appartiennent en réalité au groupe de Canaveilles et que, par conséquent, le groupe de Jujols constitue une série beaucoup plus homogène, réduite aux "schistes de Jujols inférieurs" de Cavet.

1. — Attribution des "schistes de Jujols supérieurs" au groupe de Canaveilles.

Les terrains fossilifères de l'Ordovicien supérieur ("schistes troués" ou "grauwacke à Orthis" des auteurs) sont très souvent précédés par un conglomérat grossier, parfois très épais, monogénique généralement : le Conglomérat du Caradoc des auteurs (Rabassa conglomerate des Pyrénées de l'Andorre [Hartvelt, 1970]). Dans les Aspres (Cavet, 1957) et au Sud du massif du Canigou (Abril-Hurtado, 1972; Robert, 1980; Munoz et Sabat, 1981; Munoz, 1985), des volcanites et des volcano-clastites ("Porphyrite"...) sont aussi présentes dans l'Ordovicien supérieur, vers la base surtout.

Dans les Aspres, selon Cavet (1957) et Llac (1968), les premières occurrences de la Porphyrite sont interstratifiées dans les "schistes de Jujols supérieurs" et associés à des micropoudingues qui annoncent le conglomérat du Caradoc sus-jacent. Ceci constituerait un puissant argument pour attribuer le groupe de Jujols à l'Ordovicien inférieur, voire au Caradocien pour son sommet, puisqu'il y aurait passage progressif et continu à l'Ordovicien supérieur daté.

Cependant, il est possible (Laumonier, 1987) d'interpréter la lithostratigraphie des Aspres d'une manière différente. En effet, les affleurements de Porphyrite sont associés à des conglomérats grossiers de type Caradoc plus souvent qu'on ne le pensait jusqu'alors, ce qui permet de les rapporter à l'Ordovicien supérieur. D'autre part, les "schistes de Jujols supérieurs" sont, à notre avis, à rapporter en bloc à la formation d'Evol, donc au groupe de Canaveilles, les micropoudingues n'étant pas autre chose que les microconglomérats à quartz limpide si typiques de cette formation (on les trouve associés aux mêmes schistes blancs...). Le niveau carbonaté de Coubris, qui sépare les "schistes de Jujols inférieurs" et "supérieurs", correspond, quant à lui, à l'horizon de Thuir d'Evol-Valcèbollère. Enfin, la Porphyrite n'est pas interstratifiée dans cet ensemble mais repose sur ses différents termes.

Déjà, dans le Nord du Conflent, les schistes à microconglomérats de la région de Conat avaient été réinterprétés d'une manière identique (Laumonier, 1975).

Ainsi, nulle part dans les Pyrénées orientales, on ne peut mettre en évidence, sous l'Ordovicien supérieur, l'existence d'une formation grésopélitique plus ou moins grossière ("schistes de Jujols supérieurs") qui ferait suite en continuité aux schistes de Jujols *s.s.*

2. — Le groupe de Jujols est donc presque exclusivement formé par des quartzo-phyllades rubanées gris-vert ("schistes de Jujols") (Laumonier et Guitard, 1986), qui forment une série argilo-silteuse dont la grande monotonie n'est guère rompue que par la présence, vers la base, de niveaux de nodules calcaires associés, en Cerdagne (versant sud du Puigmal), à des pélites vert vif (pélites versicolores de Valcèbollère [Cavet, 1957]); des horizons à nodules carbonatés et siliceux sont bien développés dans la région d'Olette (Laumonier, 1975). Bien

que certains horizons verdâtres de la formation d'Evol semblent très comparables aux schistes de Jujols (cf. *supra*), on doit souligner l'absence complète, dans le groupe de Jujols, des lithotypes si caractéristiques du groupe de Canaveilles et jamais complètement absents de la formation d'Evol : microconglomérats, marbres, schistes "carburés" ou "subcarburés" et porphyroïdes.

Ainsi redéfini, le groupe de Jujols n'existerait que dans une partie seulement du domaine étudié : Aspres, Conflent, massif du Canigou (schistes de Planolas [Fontboté, 1948] du versant espagnol), Cerdagne, Est du massif de l'Hospitalet, massif de l'Orri. Dans les massifs de l'Hospitalet, de l'Aston et de la Pallaresa : dans ces régions, tous les terrains situés sous l'Ordovicien supérieur, et précédemment corrélés aux schistes de Jujols (Hartvelt, 1970; Zwart, 1979; Van den Eeckhout, 1986; ...), appartiennent en fait au groupe de Canaveilles (Laumonier et Guitard, 1986), plus précisément à la formation d'Evol (cf. *supra*), bien que les schistes rubanés du membre supérieur de cette formation puissent ressembler aux schistes de Jujols. Sous le terme de Seo Formation (Hartvelt, 1970), les auteurs hollandais ont donc regroupé artificiellement des terrains appartenant aux groupes de Canaveilles (formation d'Evol du massif de la Pallaresa) et de Jujols (schistes de Jujols du dôme de l'Orri); imprécis et somme toute synonyme de Paléozoïque inférieur, ce terme de Seo Formation paraît pouvoir être abandonné.

C. Conclusions.

1. — Antérieurement, les séries grésomicroconglomératiques (Aspres, massif de la Pallaresa...) étaient pour la plupart considérées, explicitement ou non, comme situées au-dessus des "schistes de Jujols *s.s.*" A notre sens au contraire, elles appartiennent toutes à la formation d'Evol, comme cela est particulièrement net dans le Conflent. Elles sont donc situées en-dessous des schistes de Jujols et ne sauraient en aucun cas assurer la transition entre le groupe de Jujols et l'Ordovicien supérieur. Cette disposition revêtira toute son importance lorsque l'on comparera les séries pyrénéennes avec celles des autres régions.

2. — On retiendra l'opposition entre un groupe de Canaveilles, épais de 2000 à 4000 m, série à lithologie très variée, généralement sombre, parfois noire (milieu plus ou moins anoxique), et un groupe de Jujols, épais de 1000 à 2000 m, monotone série claire (sédiments plus oxydés), verdâtre, finement rythmique. Il faut souligner également le caractère "intermédiaire" du sommet du groupe de Canaveilles (membre supérieur de la formation d'Evol).

La géochimie (Baetens, 1988) montre qu'une coupure assez nette sépare, au Sud du massif du Canigou au moins, les formations de Canaveilles et de Cabrils d'un côté de la formation d'Evol et du groupe de Jujols de l'autre. Cette coupure reflète l'extinction des apports plagioclasiques, signe d'un volcanisme certainement important et de nature intermédiaire à acide, et le développement de grès et microconglomérats qui indiquent l'intervention d'une source mature et/ou de volcanisme acide. Les sédiments, très immatures ou, au contraire, très matures associés respectivement à ces sources se superposent à une sédimentation de type shale-grauwacke très banale et très constante qui confère au contraire une homogénéité certaine aux groupes de Canaveilles et de Jujols.

La coupure entre ces deux ensembles est soulignée aussi par le puissant (jusqu'à 500 m) conglomérat du toit de la formation de Cabrils ainsi que par les conglomérats à dragées de quartz et, parfois, éléments calcaires de la base de la formation d'Evol, dans le Conflent.

III. — RELATIONS ENTRE LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR ET L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR : LA DISCORDANCE DE L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR (figs 2 et 3).

A. Discordance de l'Ordovicien supérieur sur le Paléozoïque inférieur.

Pour nombre d'auteurs (Cavet, 1957; Zwart, 1979...), l'Ordovicien supérieur succède en concordance et en continuité au Paléozoïque inférieur. Cependant, une discordance angulaire, voire cartographique, entre les deux ensembles a été décrite à plusieurs reprises sur le versant espagnol, à l'Ouest de l'Andorre (discordance "pallaresique") (Llopis-Lladó, 1965) et au Sud du massif du Canigou (Santanach-Prat, 1972, 1974; Munoz, 1985); une discordance cartographique a aussi été évoquée dans les Aspres (Ravier et coll., 1975).

L'attribution à la formation d'Evol de séries précédemment rapportées au groupe de Jujols (cf. *supra*), et l'absence du groupe de Jujols suggèrent la possibilité d'une importante discordance dans les massifs de la Pallaresa, de l'Aston et de l'Hospitalet d'une part (Laumonier et Guitard, 1986), dans les Aspres d'autre part (Laumonier, 1987).

Au Nord du massif de la Pallaresa, le contact entre le Paléozoïque supérieur (Dévonien) et la formation d'Evol est souvent tectonique (Donnot et Guérangé, 1974). Notons cependant que l'on observe, sous ce contact, des lambeaux de Silurien et de schistes troués asghilliens, mais pas de schistes de Jujols; le Conglomérat de Caradoc, discontinu, pourrait reposer normalement sur la série microconglomératique (Moret et Weyant, 1986; ...). Autour du granite de Bassiès, au Nord du massif de l'Aston, le contact se fait entre Silurien et formation d'Evol, avec ou sans Ordovicien supérieur intercalé (contact normal, avec lacune de l'Ordovicien supérieur, ou tectonique?). En revanche, dans le Sud du massif de la Pallaresa (région de Llavorsi) et le Sud-Ouest du massif de l'Hospitalet (région de Tor) d'une part, dans les Aspres d'autre part, l'Ordovicien supérieur (Conglomérat ou Porphyrite) est toujours en contact normal avec le Paléozoïque inférieur (bien que le Siluro-Dévonien sus-jacent soit largement décollé au niveau du Silurien, dans les Aspres). Malgré ces quelques complications, une importante discordance de l'Ordovicien supérieur semble probable dans toutes ces régions. Cette discordance entraîne, probablement par érosion anté-Ordovicien supérieur, la lacune du groupe de Jujols, localement dans les Aspres, d'une manière généralisée dans le massif de la Pallaresa.

Dans les autres régions, les schistes de Jujols sont toujours présents et souvent épais. Dans le Conflent, l'Ordovicien supérieur paraît concordant sur les schistes de Jujols (Laumonier, 1975). Au Sud du massif du Canigou (Santanach-Prat, 1972, 1974; Munoz, 1985), une discordance angulaire se traduit par des variations dans la direction des linéations hercyniennes mais elle reste modérée puisqu'elle n'entraîne pas la disparition complète des schistes de Jujols (Robert, 1980; Guitard et Laumonier, 1986). Certaines particularités structurales des schistes de Jujols du massif de l'Orri, interprétées comme l'effet de plis hercyniens "anté-schisteux" (Speksnijder, 1987) pourraient bien être l'indice d'une discordance angulaire de l'Ordovicien supérieur semblable à celle décrite à l'Ouest de l'Andorre par Llopis-Lladó (1965).

C'est donc la partie nord-ouest du domaine étudié, et plus accessoirement les Aspres, qui présentent une nette discor-

dance entre Ordovicien supérieur et Paléozoïque inférieur, avec lacune du groupe de Jujols et d'une partie de la formation d'Evol. De plus, la lacune du groupe de Jujols pourrait exister également dans les massifs nord-pyrénéens centraux (Barousse, Arize...) et, peut-être, l'Agly.

B. Comparaisons avec les régions voisines.

Il n'est pas exceptionnel d'observer, dans les régions situées au Nord et à l'Est des Pyrénées que les séries, souvent volcanogènes, débutant par des conglomérats puissants, de l'Ordovicien supérieur sont discordantes sur des terrains plus anciens, soit cambriens, soit ordovicien inférieur.

En *Sardaigne méridionale*, les conglomérats discordants, longtemps datés de la base de l'Ordovicien (discordance "sarde"), sont maintenant attribués à l'Ordovicien supérieur (Arthaud, 1970; Carmignani et coll. 1981; Carmignani et coll. 1982; Vai et Coccozza, 1986). Ils reposent sur des terrains dont l'âge va du Cambrien moyen au Trémadocien et peut-être l'Arénigien: formation de Cabitza (Barca et coll., 1987), formation de San Vito (Pittau Demelia et Del Rio, 1982).

Dans les nappes du *versant sud de la Montagne Noire*, c'est généralement le Siluro-Dévonien qui repose en discordance sur des termes variés de l'Ordovicien ou du Cambrien, jusqu'au Cambrien inférieur dans la nappe du Minervo (Gèze, 1949). Cette discordance "médio-paléozoïque" fait que l'Ordovicien supérieur est peu fréquent dans cette région. Quand il existe cependant, il est lui-même discordant sur des termes variés de l'Ordovicien et du Cambrien (Gèze, 1949).

Dans les schistes X de la zone axiale de la *Montagne Noire*, l'équivalent probable de l'Ordovicien supérieur pourrait être la série du Roc Suzadou (Issard, 1984), qui repose en discordance sur une série dont l'âge est discuté (cf. *infra*).

Dans le *Mouthoumet* (Bessières et Schulze, 1984), l'Ordovicien supérieur, ou les terrains qui lui sont rapportés, reposent sur des termes variés mais tous d'âge trémadocien.

C. Conclusion.

Une discordance de l'Ordovicien supérieur sur le Cambro-Ordovicien semble donc être la règle dans les régions méditerranéennes; elle entraîne la lacune d'au moins l'Ordovicien "moyen". Par contre, dans les autres régions, l'Ordovicien supérieur (quand il n'est pas absent: Nord de la Montagne Noire, Albigeois, Sierra de la Demanda) ne paraît pas discordant (Asturies [Pérez-Estaún, 1978]; chaîne ibérique en général [Julivert, 1987]; massifs basques, Aquitaine [Paris et Robardet, 1985; Bourrouilh et coll., 1985]). Il succède alors à un Ordovicien inférieur complet (avec un Ordovicien "moyen" souvent épais).

Une conséquence de cette discordance, souvent notable, de l'Ordovicien supérieur sur un Paléozoïque inférieur parfois ancien et qu'il n'est plus possible d'admettre *a priori* la présence de l'Ordovicien inférieur (sous la forme de schistes de Jujols par exemple) dans la moitié orientale des Pyrénées.

IV. — COMPARAISON DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR PYRÉNÉEN AVEC LE CAMBRO-ORDOVICIEN DES RÉGIONS VOISINES (fig. 3).

A. Le groupe de Canaveilles : Précambrien supérieur ? - Cambrien inférieur.

1. Dans la *Montagne Noire* une opposition très nette existe entre les nappes du versant sud, renfermant un Cambro-Ordovicien épais, bien daté, mais sensiblement différent du Paléozoïque inférieur pyrénéen, et les schistes X de la zone axiale, azoïques mais beaucoup plus évocateurs des séries pyrénéennes.

Un premier élément de corrélation, essentiel, a été mis en avant par Cavet (1957) : c'est la ressemblance entre la base du groupe de Jujols (pélites versicolores de Valcèbollère de la Cerdagne (Cavet, 1957) et les schistes à Paradoxides de la base du Cambrien moyen du versant sud de la *Montagne Noire* (mêmes schistes verts à nodules calcaires...) : ce rapprochement implique un âge cambrien inférieur pour le groupe de Canaveilles et cambrien moyen-supérieur et/ou ordovicien inférieur pour le groupe de Jujols.

Dans les nappes du versant sud de la *Montagne Noire* et dans les monts de l'Est de Lacaune, la partie supérieure du Cambrien inférieur commence par les Alternances grés-carbonatées (K1-2 des auteurs) et se termine par les puissants Calcaires à Archéocyathes (K2 des auteurs), qui passent vers le haut aux "niveaux troués" à Paradoxides (Gèze, 1949; Donnot et Guérangé, 1978). Les calcaires massifs qui, dans le Vallespir surtout (Sud des Pyrénées orientales), constituent l'essentiel de l'horizon de Thuir d'Evol-Valcèbollère pourraient être l'équivalent, réduit, des Calcaires à Archéocyathes; on doit en effet noter que, dans le Vallespir, l'épaisseur de ce niveau peut dépasser largement la centaine de mètres. On sait par ailleurs que l'épaisseur des Calcaires à Archéocyathes diminue rapidement au Nord de la *Montagne Noire* (Donnot et Guérangé, 1978).

Dans ces conditions, les Grès de Marcory (partie inférieure du Cambrien inférieur, K1 des auteurs; en réalité, seule la partie supérieure de la série, à dominante gréseuse, est datée) du versant sud de la *Montagne Noire* seraient l'équivalent de tout ou partie du groupe de Canaveilles. Malgré les différences certaines, on peut remarquer que la partie inférieure, dominante schisteuse, des Grès de Marcory (dont la base réelle est inconnue) renferme quelques niveaux carbonatés ou noirs (Ferret et coll., 1983) que l'on est tenté de mettre en parallèle avec ceux du groupe de Canaveilles. Par ailleurs, les Grès de Marcory sont d'abord très plagioclasiques (grauwackes et surtout grès volcano-détritiques (Issard, 1986), caractère qui rappelle l'abondance des roches plagioclasiques ("granulées"...)) des formations de Canaveilles et de Cabrils; puis ils deviennent moins sodiques et plus "arkosiques" vers le haut, ce que l'on peut relier en partie (Issard, 1986), tout comme peut-être les microconglomérats de la formation d'Evol, à un volcanisme acide plus ou moins lointain (ils renferment d'ailleurs des niveaux à quartz limpides [Guérangé, 1987, comm. pers.]). Ce caractère "arkosique" se retrouve (Issard, 1986) dans les Alternances

grés-carbonatées, qui pourraient donc être, *pro parte*, l'équivalent du sommet de la formation d'Evol; l'horizon carbonaté de Lladorre du milieu de la formation d'Evol, avec ses microconglomérats, pourraient ainsi correspondre, soit à la base des Alternances, soit à la base des Grès de Marcory. La présence d'un niveau noir phosphaté dans l'horizon de Lladorre est également évocateur du Cambrien inférieur carbonaté du Nord de la *Montagne Noire*, qui renferme vers son sommet de tels niveaux (Donnot et Guérangé, 1978).

Dans les Monts de l'Est de Lacaune (Donnot et Guérangé, 1978; Guérangé-Lozes et Alsac, 1986), les Grès de Marcory (dont seule la partie supérieure est visible) sont chargés en niveaux volcano-détritiques à quartz pyroclastique tandis qu'un puissant volcanisme acide se développe à leur sommet ("blaviérites"; localement, ce volcanisme se poursuit jusqu'à la base du Cambrien moyen et prend la place du Cambrien inférieur carbonaté. On est ainsi tenté de mettre en parallèle ce volcanisme avec, d'une part les porphyroïdes des formations d'Evol et, d'autre part, avec le grand développement des séries grés-pélitiques à microconglomérats de type Evol dans les Pyrénées (dans la motié nord de la zone axiale surtout), mais aussi dans la *Montagne Noire*, dans l'Albigeois (Mezindi, 1985) où elles renferment de puissants tufs rhyolitiques (porphyroïde de Requista...) et où elles sont corrolées aux Grès de Marcory (Guérangé-Lozes et Alsac, 1986), ainsi que dans les Cévennes (Rochette, 1984) où leur âge est absolument inconnu.

Il ressort de cette discussion que l'on peut globalement comparer les Grès de Marcory à la formation d'Evol (la partie inférieure des Grès de Marcory évoquant déjà les formations de Canaveilles et de Cabrils) et, peut-être, les Alternances grés-carbonatées avec la partie supérieure de la formation d'Evol, le tout étant situé sous les calcaires massifs, de développement très inégal selon les endroits, qui surmontent cette séquence à dominante détritique et volcano-détritique.

2. Les schistes X de la zone axiale de la *Montagne Noire* évoquent davantage encore le Paléozoïque inférieur des Pyrénées orientales (Demange, 1982; Demange et coll., 1986).

Au Sud-Ouest du massif, au-dessus des orthogneiss œillés de Nore, à valeur de socle, la base de la série du Cabardès (Léger, 1981) est formée par des micaschistes; puis viennent les gneiss (métavolcanites acides) de l'Orbiel; au-dessus se développe le reste de la série, le plus souvent sombre, dans lequel on peut distinguer un ensemble inférieur varié (formation du Mas de Rieu), et un ensemble supérieur (formation de Verdère) plus monotone, grés-pélitique, se terminant par des grauwackes et des tuffites grossières (volcanisme acide). Une succession analogue se retrouve dans la série de Saint Pons (Demange, 1982). Il en est de même plus au Nord, dans la série de Salvétat, où les gneiss de Murat, équivalents des gneiss de l'Orbiel, sont datés à 530 ± 15 Ma (*in* Demange, 1982); dans ce secteur, la série se complète vers le bas par une formation (partie inférieure de la formation de Puech Plo)

Fig. 3 : Corrélations lithostratigraphiques proposées. L'échelle verticale est approximative; les principaux niveaux carbonatés sont figurés en noir. - Monts de Toledo. Alc < : Alcudien inférieur; Alc > : Alcudien supérieur; F : niveau de Fuentes; P : formation de Pusa; AT : grès de Azorejo et de Tánanes; cA : calcaires à Archéocyathes. - Zone Ouest Asturies-Leon. N : série de Narcea; C : calcaires et dolomies de Candana; H : grès de Herrera; cA : calcaires à Archéocyathes; O-IC < : grès d'Oville et série de los Cabos, partie inférieure. - Sierra de la Demanda. sA : schistes d'Anguiano; A : conglomérats d'Anguiano; P : grès de Puntón; M : calcschistes de Mansilla; G : schistes du Gatón; V : grès de Viniegra; N : alternances de Najerilla. - Pyrénées, zone axiale (Pallaresa-Hospitalet à l'Ouest, Canigou (Sud) à l'Est). gH : gneiss de l'Hospitalet; gC : gneiss du Canigou; Cr : formation de Carança; Ca : formation de Canaveilles; Cb : formation de Cabrils; E < : membre inférieur de la formation d'Evol; L : niveau de Lladorre; E > : membre supérieur de la formation d'Evol; TE : niveau de Thuir d'Evol; V : niveau de Valcèbollère; sJ : schistes de Jujols. - Mouthoumet. - Montagne noire, versant sud. gM < : Grès de Marcory, partie inférieure; gM > : Grès de Marcory, partie supérieure; Agc : Alternances grés-carbonatées; cA : calcaires à Archéocyathes; sP : schistes à Paradoxides; B : formation de Barroubio; fo : flysh ordovicien. - Montagne Noire, zone axiale. gN : gneiss de Nore; SPC < : série de Saint-Pons-Cabardès, partie inférieure; SPC > : série de Saint-Pons-Cabardès, partie supérieure. - Monts de Lacaune. gM : Grès de Marcory; Agc : alternances grés-carbonatées; cA : calcaires à Archéocyathes; SGV : "schisto-gréseux vert"; SN : série noire. - Albigeois. SGV : "schisto-gréseux vert"; SN : série noire. - Sardaigne méridionale. B : formation de Bithia; N : formation de Nebida; G : formation de Gonessa; C : formation de Cabitza (partie inférieure); SV : formation de San-Vito.

Fig. 3 : Suggested lithostratigraphic correlations.

essentiellement grauwackeuse, localement carbonatée, sur laquelle le reste de la série pourrait être discordant (Demange, 1982). La série du Cabardès se poursuit, sans changement notable, jusqu'à l'Est du dôme de l'Espinoise (Herrera Urbina, 1987).

Il est très tentant de rapprocher les gneiss de Murat-Orbiel des gneiss de transition des Pyrénées, malheureusement non datés (mais qui sur le versant espagnol du massif du Canigou sont parfois séparés des gneiss du socle *s.s.* par des métapélites [Santanach Prat, 1974; Laumonier et Guitard, 1986]) ou d'un niveau analogue situé plus haut, au-dessus du marbre de base (au Nord de Setcasas, sur le versant Sud du massif du Canigou).

Selon Arthaud (1970), Issard (1984) et Demange et coll. (1986), il faudrait corréliser la série de Saint-Pons-Cabardès avec l'ensemble du Cambro-Ordovicien des nappes du versant sud de la Montagne Noire, les niveaux carbonatés de la formation de Mas de Rieu représentant le Cambrien inférieur carbonaté et les gneiss de l'Orbiel, les "blaviérites". Cependant, la formation de Mas de Rieu évoque beaucoup, par ses intercalations carbonatées, graphiteuses et volcano-détritiques (de type "granulés"), les formations de Canaveilles et de Cabrils des Pyrénées, tandis que la formation de Verdrière serait plutôt à rapprocher, à notre avis, de la formation d'Evol par la présence de niveaux à clastes de quartz limpide et de niveaux sombres. Les données géochimiques disponibles (Issard, 1984; Baetens, 1988) semblent compatibles avec ce schéma. Le volcanisme acide qui termine la série du Cabardès trouverait alors, dans cette hypothèse, son équivalent approximatif dans les porphyroïdes de la formation d'Evol ou dans les "blaviérites" du sommet des Grès de Marcory ou des Alternances des Monts de Lacau. Dans ces conditions, le Cambrien inférieur carbonaté K2 n'existerait pas dans les schistes X (à cause sans doute de la discordance anté-Ordovicien supérieur).

La série de Saint-Pons-Cabardès, comme son équivalent le groupe de Canaveilles, aurait ainsi un âge cambrien inférieur uniquement. On doit souligner que Ferret et coll. (1973) aboutissent, pour les schistes X, à une conclusion identique, pour des raisons d'ordre paléogéographique et structural.

3. Le Cambrien inférieur, daté ou supposé, des régions voisines ne vient pas contredire ces propositions.

En *Sardaigne sud-occidentale* (Arthaud, 1970; Carmignani et coll., 1981; Carmignani et coll., 1982; Vai et Cocozza, 1986), le Cambrien inférieur daté est fondamentalement identique à celui des nappes du versant sud de la Montagne Noire : grésopélites, de plus en plus carbonatées vers le haut (formation de Névida), surmontées par les calcaires massifs de la formation de Gonessa. Il fait suite (en discordance?) à une série schisteuse et turbiditique, la formation de Bithia, qui renferme à sa base des niveaux carbonatés et feldspathiques (ainsi que des conglomérats) et qui repose probablement sur un socle gneissique.

Dans la *Sierra de la Demanda* (Colchen, 1974), sous le Cambrien inférieur carbonaté (dolomie de Mansilla et de San Anton) se trouve une série détritico (Grès du Punton et de Barbadillo del Pez) assez grossière, arkosique (700 m environ), conglomératique à la base (conglomérats d'Anguiano) et dépourvue de niveaux carbonatés; elle repose sans discordance visible sur les schistes d'Anguiano, qui seraient précambriens.

Une disposition analogue s'observe plus à l'Ouest, dans les *Asturies* (zones cantabrique et ouest-asturo-léonienne) (Matte, 1968; Pérez-Estaún, 1978). Les calcaires de Lancara et de Vegadeo (100 m à 250 m) surmontent une série détritico épaisse de 500 à 200 m (Grès de Herreria et de Candana, massifs et microconglomératiques, à tendance arkosique (Oele, 1964) et qui devient de plus en plus schisteuse vers l'Ouest. Généralement, cette série renferme vers sa base un horizon calcaréo-dolomitique (calcaires et dolomies de Candana, 50 à 150 m) et elle repose en discordance sur les nappes pré-

cambriennes de Narcea par l'intermédiaire de conglomérats.

Dans la *zone ibérique centrale* espagnole (Montes de Tolédo, région de Salamanca...), du fait de la discordance de l'Ordovicien (cf. *infra*), le Cambrien inférieur certain (Grès de Azorejo et de Tames, très matures, suivis par les calcaires à Archaeocyathes de Navalucillos et de Tames) n'affleure que rarement au sommet d'un "Complexe Schisto-Grauwackeux" (San José, 1984; Bernado de Sousa, 1984; ...). Ce Cambrien inférieur surmonte en concordance une série schisteuse, grauwackeuse à la base et plus pélitique au sommet : la formation de Pusa (1500 m environ) des Monts de Tolédo, qui débute par un horizon (niveau de Fuentes) de schistes noirs et de marbre se présentant sous la forme d'un olistostrome; la formation Aldeatejada (2000 m), à dolomies bréchiques, de la région de Salamanca en est l'équivalent... Cette séquence repose, par une base érosive (Peláez et coll., 1986) sur l'Alcudien supérieur, série épaisse de 2000 m environ, grauwackeuse et turbiditique, qui renferme des conglomérats volcano-sédimentaires puissants (conglomérats de Torijelo) à sa partie supérieure, et des niveaux décamétriques de schistes noirs et marbres (calcaires de Villarta) à sa partie moyenne. Ces niveaux carbonatés ont une grande extension (formation de Pastores de la région de Ciudad Rodrigo; formation de Bateiras du Portugal [Bernardo de Sousa, 1983];...). L'Alcudien supérieur repose en discordance majeure, soit sur d'autres formations métasédimentaires, l'Alcudien inférieur (qui forme alors la base du Complexe schisto-grauwackeux), soit sur un socle gneissique (Miranda do Douro...).

Plus vers le SW (*zone d'Ossa-Morena*), le Cambrien inférieur, gréseux, sans niveau carbonaté à sa base, repose en forte discordance sur l'Alcudien par l'intermédiaire d'une série très volcanogène (andésites, grès volcano-sédimentaires) (Herranz et coll., 1977)...

4. La position stratigraphique de la base de l'ensemble du Cambrien inférieur est souvent problématique, les fossiles y étant rares (Acritarches, traces diverses). Il est très possible que la partie inférieure carbonatée soit, en partie au moins, précambrienne dans certaines régions : ce pourrait être le cas des schistes X de la Montagne Noire (Fournier-Vinas et Debat, 1970) et de la formation de Bithia en Sardaigne (Pittau Demelia et Del Rio, 1982). Dans le Nord-Ouest de l'Espagne, les calcaires de Candana pourraient être, eux aussi, précambriens (Dozy, 1983). En Espagne centrale, la limite entre Précambrien et Cambrien semble se faire à l'intérieur de la formation de Pusa (Brasier et coll., 1979), l'Alcudien supérieur étant franchement précambrien (Vendien). Ceci paraît cohérent avec l'âge absolu des orthogneiss sur lesquels repose le Complexe Schisto-Grauwackeux au Portugal et en Espagne : 618 ± 9 Ma pour les orthogneiss de Miranda de Douro (Lancelot et coll., 1986), 570 ± 14 Ma pour l'orthogneiss de Sisargas (Allegret et Iglesias Ponce de Leon, 1986). Ce sont des âges analogues à ceux des orthogneiss du massif du Canigou (580 Ma); on peut donc raisonnablement envisager un âge précambrien terminal pour une partie du groupe de Canaveilles, surtout si l'on retient un âge récent (540 ± 10 Ma) (Odin, 1986) pour la base du Cambrien.

5. Conclusion. Il est remarquable de constater que, dans des régions aussi diverses, il existe généralement, sous les horizons carbonatés à Archaeocyathes (K2 et K1-2 de la Montagne Noire), une série gréseuse et microconglomératique, souvent grossière (conglomérats à la base), mature, à tendance arkosique (Grès de Marcory; formation d'Evol; Grès de Herreria et d'Azorelo...) et donc l'âge Cambrien inférieur est généralement bien établi. Cette série peut reposer, directement ou presque, sur un "socle" précambrien (massif de l'Aston-Hospitalet, Sierra de la Demanda, Asturies...) ou faire suite, en concordance, à une série plus immature, schisto-grauwackeuse (plagioclasique), parfois turbiditique, et riche en niveaux carbonatés et noirs, à sa partie inférieure principalement (schistes X; formations de Bithia, de Cabrils et de Canaveilles, de Pusa; formation de Bateiras...) série dont la

base, dans certaines régions au moins, est déjà précambrienne, probablement. Il existe donc, dans bien des régions, deux horizons à niveaux carbonatés, nettement séparés par des formations gréseuses au sommet, schisteuses et grauwaackeuses à la base; cette organisation se retrouve assez clairement, semble-t-il, dans les Pyrénées orientales.

B. Le groupe de Jujols :

Cambrien moyen-supérieur, pour l'essentiel ?

1. Au dessus du niveau-repère des schistes verts à nodules calcaires de la base du Cambrien moyen se développe, dans la plupart des régions, une série à dominante détritique, d'âge cambrien moyen-supérieur à ordovicien basal, le plus souvent dépourvue de niveaux volcano-détritiques ou volcaniques.

Localement, la base de cette série est gréseuse : grès et quartzites blancs du Sud de la Montagne Noire (quartzites de Ferrals) et de la Sierra de la Demanda (grès de Viniëgra de Abajo [Colchen, 1974]). Puis viennent des formations grésopélitiques fines, souvent rubanées, verdâtres en général, de type "flysch distal", à rares lentilles calcaires, bien décrites dans les nappes du versant sud de la Montagne Noire (formation schisto-gréseuse de Barroubio [Gèze, 1949], surtout constituée de "schistes verts à intercalations millimétriques de grès" dans la nappe du Minervo [Léger, 1981]), dans l'Est des Monts de Lacaune ("schisto-gréseux vert" [Donnot et Guérangé, 1978]) et l'Albigeois (série schisto-gréseuse verte de la nappe de Saint Salvi de Carcavès [Guérangé-Loze et Alsac, 1986]), en Sardaigne (formations de Cabitza de l'Iglesiente et de San Vito du Sarrabus, dont le sommet date du Trémadocien [Barca et coll., 1987; Pittau Demelia et Del Rio, 1982]) et dans la Sierra de la Demanda (alternances grésoschisteuses du Najerilla [Colchen, 1974]). Les faciès sont un peu différents, plus gréseux notamment, dans la zone cantabrique (Grès d'Oville [Oele, 1964]) et surtout dans la zone ouest-asturienne (moitié inférieure de la puissante série de los Cabos, qui va jusqu'à l'Arénigien [Pérez-Estaún, 1978]); ils redeviennent typiques à l'Ouest de cette dernière zone ("schistes verdâtres à fines intercalations quartzitiques" [Matte, 1968]; formation de Carballa [Dozy, 1983]).

Par son caractère le plus souvent rythmique et sa finesse (alternances milli à centimétriques d'argilites et de siltites, les grès étant plus rares), par l'absence de faciès volcano-détritiques, feldspathiques, microconglomératiques et sapropélitiques si fréquents dans l'ensemble détritique du Cambrien inférieur et par la rareté des volcanites et des faciès carbonatés (sous forme de lentilles isolées, ou de nodules donnant des schistes "troués"), l'ensemble détritique du Cambrien moyen-supérieur des régions citées ci-dessus ressemble beaucoup aux schistes de Jujols. Rappelons que ce groupe, formé essentiellement de quartzo-phyllades rubanées, présente à sa base des schistes gréseux ou pélites "troués" à nodules calcaires en Cerdagne (niveau de Valcèbollère) et au Sud du Conflent; aucune trace de volcanisme n'a été repérée dans cette série.

2. Au Sud de la Montagne Noire, ces formations sont surmontées par les grès et quartzites ("Dentelle") de la base du Trémadocien, qui inaugurent la série ordovicienne (Gèze, 1949); au Nord de la Montagne Noire, la série ordovicienne, au-dessus du "schisto-gréseux vert", démarre au Trémadocien moyen (Fournier-Vinas et Donnot, 1977). Dans le Mouthoumet également, des schistes rubanés datés du Trémadocien et qui ont un faciès identique à celui des schistes de Jujols sont surmontés par des volcanites et un flysch lui-même trémadocien (Bessière, 1987). Dans ces régions, ces faciès gréseux sont séparés des séries de type Jujols par des schistes rouges et verts.

Dans la Sierra de la Demanda, les alternances du Najerilla sont surmontées par un Trémadocien grésoschisteux (Colchen, 1974). Il en est de même dans la zone ouest-asturienne, où cependant la transition est moins brutale (Pérez-Estaún, 1978).

Par comparaison avec ces régions, rien ne paraît donc s'opposer à ce que le groupe de Jujols appartienne à l'ensemble détritique du Cambrien moyen-supérieur, lequel peut inclure la base du Trémadocien. Rappelons en effet qu'on observe jamais, entre les schistes de Jujols et l'Ordovicien supérieur, des grès massifs ou grossiers qui évoqueraient la base *s.l.* de l'ensemble de l'Ordovicien inférieur telle qu'elle est connue ailleurs : il est vraisemblable que le sommet du groupe manque.

Les schistes de Jujols sont plus épais (1 000 à 2 000 m) que les formations du Cambrien moyen-supérieur de la Montagne Noire ou de la Sardaigne (quelques centaines de mètres); cependant, dans la Sierra de la Demanda, le Cambrien moyen-supérieur dépasse 1 000 m d'épaisseur (Colchen, 1974), de même que dans la zone ouest-asturienne (Matte, 1968; Pérez-Estaún, 1978) et plus à l'Ouest (Dozy, 1983).

3. On doit naturellement envisager l'hypothèse que le Cambrien moyen-supérieur soit très réduit dans les Pyrénées et que les schistes de Jujols (sauf les niveaux verts de la base peut-être) appartiennent à l'Ordovicien inférieur. Des séries grésopélitiques, "flyschoides", de cet âge sont en effet connues, dans les nappes du versant sud de la Montagne Noire en particulier (Gèze, 1949). Dans une variante de cette hypothèse, c'est l'horizon carbonaté et phosphaté de Lladorre, au milieu de la formation d'Evol, qui serait l'équivalent du Cambrien inférieur carbonaté, tandis que l'horizon de Thuir d'Evol-Valcèbollère serait à corrélérer avec un niveau carbonaté situé vers la limite Cambrien-Ordovicien au Sud de la Montagne Noire et dont le faciès peut rappeler celui du Cambrien moyen (Courjault-Radé, 1987)...

Mais, comme on l'a souligné plus haut, l'ensemble de l'Ordovicien inférieur, Trémadocien et surtout Arénigien, est plus gréseux que les schistes de Jujols : Mouthoumet, massifs basques (où l'Arénig est connu [Dégardin, 1979] au sommet d'une puissante série de quartzites et de schistes siliceux à Bilobites [Le Pochat, 1974]); il peut même être conglomératique (Sierra de la Demanda [Colchen, 1974]) ou au contraire schisteux et noir (Nord de la Montagne Noire [Guérangé-Lozes et Alsac, 1986]); un volcanisme basique et/ou acide est connu dans le Mouthoumet, l'Albigeois... Enfin, il n'est pas décrit de lacune du Cambrien moyen-supérieur là où est connu l'Ordovicien inférieur daté, sauf naturellement si cet Ordovicien inférieur repose sur des terrains plus anciens (discordance "sarde"), d'âge cambrien inférieur (Nord de l'Albigeois [Guérangé-Lozes et Alsac, 1986]), voire précambrien (certaines régions de Sardaigne centrale [Vai et Coccozza, 1986] et d'Espagne [Pérez-Estaún, 1978; Herranz et coll., 1977; ...]). Pour toutes ces raisons, cette hypothèse nous paraît peu satisfaisante.

Il en va de même pour l'hypothèse selon laquelle les schistes de Jujols représenteraient une série compréhensive allant du Cambrien moyen à l'Ordovicien inférieur inclus. Même dans les Asturies, où l'Ordovicien inférieur fait suite de manière assez progressive au Cambrien (série de los Cabos), il est nettement plus gréseux (Pérez-Estaún, 1978). En Espagne centrale, des séries qui évoquent les schistes de Jujols (Formation de Dejesosa [Bernardo de Sousa, 1983]) et dont l'âge est mal connu (Cambrien supérieur? Trémadocien?) sont généralement recouvertes en discordance par le Quartzite armoricain, réputé arénigien (Mc Dougall et coll., 1987; ...); mais par endroits, un Trémadocien moyen et supérieur grossier, rouge, épais (jusqu'à 1 000 m) est connu sous le Quartzite armoricain (Moreno et coll., 1976).

4. Conclusion : S'il est difficile, en l'absence de données paléontologiques, d'exclure avec certitude la présence du Trémadocien dans le groupe de Jujols, il nous paraît très improbable que cette série puisse atteindre l'Arénigien, et encore moins l'Ordovicien "moyen". Il nous semble donc cohérent

avec ce qu'on connaît des autres régions de considérer que le groupe de Jujols est d'âge cambrien moyen-supérieur et que le sommet (Trémadocien *p.p.* ?) du groupe, ainsi que le reste

de l'Ordovicien inférieur, puissent manquer totalement dans les Pyrénées orientales, du fait d'une érosion anté-Ordovicien supérieur.

V. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

1. — Contrairement à la classique attribution au Cambro-Ordovicien du Paléozoïque inférieur pyrénéen (le groupe de Canaveilles étant cambrien et le groupe de Jujols ordovicien inférieur), il nous paraît préférable, par comparaison avec les séries des régions voisines, d'affecter un âge uniquement cambrien à l'ensemble de ce Paléozoïque inférieur, le groupe de Canaveilles étant cambrien inférieur (éventuellement précambrien terminal pour sa base) et le groupe de Jujols cambrien moyen-supérieur; le passage entre les deux groupes daterait de la base du Cambrien moyen (Cavet, 1957).

Un âge ordovicien est indiqué par Konzalova et coll. (1982) pour l'horizon-limite entre les formations de Canaveilles et de Cabrils (il ne peut s'agir, contrairement à ce qu'écrivent ces auteurs, du sommet du groupe de Canaveilles). Cet âge, qui conduit à rapporter à l'Ordovicien presque tout le Paléozoïque inférieur pyrénéen, rend difficile, sinon impossible, une comparaison avec les séries des autres régions. Donc, tant que cet âge n'aura pas été confirmé, il nous semble préférable de ne pas en tenir compte, surtout si l'on note que les autres recherches de microfossiles ont jusqu'à présent complètement échoué, en particulier dans les schistes de Jujols (Cocchio, 1981), pourtant beaucoup moins métamorphiques (épizone légère), et qui montrent dans leur partie supérieure des traces d'origine organique ("Fucoïdes" [Cavet, 1957], terriers [Laumonier, 1975; Robert, 1980]); il en a été de même pour le niveau de schistes carburés situé au toit de la formation d'Evol au Nord du Conflent (B.R.G.M., inédit) et pour les niveaux carbonatés (assimilés ici au niveau de Lladorre; cf. *supra*) au Nord-Ouest du massif de l'Aston (J.F. Moret, comm. pers.). Pourtant, seules des données paléontologiques précises pourront confirmer ou infirmer l'hypothèse présentée ici.

2. — Dans les Pyrénées et, plus généralement, dans la partie péri-méditerranéenne de la chaîne hercynienne, il est ainsi possible de distinguer, dans l'ensemble du Cambrien *s.l.* (Précambrien terminal - Cambrien - Trémadocien basal ?), deux termes détritiques, séparés par un terme carbonaté de la fin du Cambrien inférieur.

a) — Le terme détritique inférieur (Précambrien terminal - Cambrien inférieur), correspond au groupe de Canaveilles des Pyrénées. C'est une série variée dans laquelle on peut distinguer deux séquences.

— La séquence inférieure (formations de Canaveilles et de Cabrils des Pyrénées; formation de Mas de Rieu de la Montagne Noire, de Bithia en Sardaigne, de Pusa en Espagne...) est schisteuse, localement conglomératique, parfois turbiditique, et riche en niveaux noirs, en niveaux carbonatés (vers la base surtout), ainsi qu'en grauwackes et grès plagioclasiques traduisant une influence volcanique constante; elle renferme aussi des métatholémies. Il est possible que la limite Précambrien-Cambrien se trouve à l'intérieur de cette séquence. Elle peut manquer dans certains secteurs; quand elle existe, elle peut être précédée par une formation formée surtout de volcanites acides (formation de Carança des Pyrénées orientales...), qui constitue la base de la couverture discordante du socle sous-jacent, ou bien, en Espagne centrale, faire suite à l'Alcudien supérieur dont elle n'est peut-être pas séparée par une discordance nette.

— La séquence supérieure (formation d'Evol des Pyrénées; Grès de Marcory, formation de Verdrière en Montagne Noire; Grès de Puntón, de Herrerria, d'Azorejo en Espagne), forme une série schisto-gréseuse plus mature, à tendance arkosique, peu volcanogène (porphyroïdes) et qui renferme souvent des

microconglomérats à quartz limpide. Elle peut surmonter en continuité la séquence précédente (Pyrénées orientales, Sardaigne, Montagne Noire ?). Elle peut aussi reposer en discordance, directement (massif de l'Aston, Sierra de la Demanda...) ou avec un niveau carbonaté interposé (massif de l'Hospital, Asturies...), sur un "socle" précambrien; souvent alors, elle est très gréseuse. Cette séquence date probablement du Cambrien inférieur.

b) — Le terme carbonaté intermédiaire (fin du Cambrien inférieur) pourrait être représenté dans les Pyrénées par des calcaires massifs (niveau de Thuir d'Evol) qui seraient l'équivalent des Calcaires Archéocyathes des autres régions, et par le sommet de l'ensemble détritico inférieur (parties moyenne et haute de la formation d'Evol) des Pyrénées qui pourrait correspondre *grosso modo* aux Alternances grès-carbonatées qui souvent précèdent les calcaires.

c) — Le terme détritico supérieur (Cambrien moyen-supérieur et Trémadocien *p.p.* parfois), qui correspond au groupe de Jujols des Pyrénées, est une série monotone, fine, argilo-silteuse, rythmique, non volcanogène généralement; elle est plus gréseuse toutefois là où elle est très épaisse (Asturies). A sa base, les schistes verts à nodules calcaires (horizon de Valcèbollère) que l'on retrouve dans la plupart des régions ("schistes à Paradoxides" de la Montagne Noire) constituent le meilleur élément de corrélation entre les séries du Paléozoïque inférieur.

L'ensemble de l'Ordovicien inférieur, détritico, manquerait dans la zone axiale des Pyrénées et probablement les massifs nord-pyrénéens (mais pas dans les massifs basques), du fait de l'importance discordance de l'Ordovicien supérieur qui peut reposer jusque sur le Cambrien inférieur et supprimer le groupe de Jujols. Cette discordance, typique des régions méditerranéennes, est sans doute la conséquence d'une érosion anté-Ordovicien supérieur (à la limite Ordovicien "moyen" - Ordovicien supérieur ?) liée à des mouvements épirogéniques (à l'origine de discordances cartographiques) et, localement au moins, à des plis plus marqués (Aspres [Laumonier, 1987]) déterminant des discordances angulaires. Dans les domaines où cette discordance est faible ou nulle (Espagne, Portugal, bassin d'Aquitaine), l'Ordovicien inférieur et "moyen" est bien développé et souvent épais.

3. — En Espagne centrale (Montes de Toledo...), l'ensemble du Cambrien inférieur forme un cycle tectono-sédimentaire représentant la colmatation d'un sillon turbiditique (formation de Pusa) et l'installation d'une plate-forme, d'abord silicoclastique (Grès d'Azorejo), puis carbonatée (Calcaires à Archaeocyathes). L'Alcudien supérieur sous-jacent correspond à un cycle analogue (la plate-forme carbonatée étant représentée par les Calcaires de Villarta) d'âge entièrement précambrien (Vendien) (Capote et coll., 1977; Vilas et coll., 1986). Dans les autres régions, ces séquences seraient incomplètes et moins bien différenciées vers la base. C'est ainsi qu'au Nord de l'Espagne et dans les Pyrénées centrales, seule serait représentée la plate-forme du cycle cambrien inférieur, d'abord silicoclastique (Grès de Puto et de Herrerria; formation d'Evol) puis carbonatée. Ailleurs (Pyrénées orientales, Montagne Noire, Sardaigne), la série commencerait plus tôt, les formations à niveaux carbonatés, noirs et volcano-sédimentaires (formations de Canaveilles et de Cabrils, de Mas de Rieu, de Bithia) correspondant logiquement à la base du cycle supérieur et en partie peut-être au cycle inférieur (Alcudien supérieur). Globalement, on observe dans les régions concernées par cette étude, au Vendien

principalement, d'abord à une sédimentation très diversifiée dans des conditions variées (plate-forme morcelée, entrecoupée de sillons et de zones émergées) et instables (olistostromes, turbidites, failles synsédimentaires, volcanisme...) suggérant un contexte distensif, puis la généralisation de la plate-forme au cours du Cambrien inférieur, l'uniformité maximale étant atteinte lors de l'épisode des Calcaires à Archaeocyathes de la fin du Cambrien inférieur. Ensuite, le détritisme revient avec les fines séries rythmiques du Cambrien moyen-supérieur, ce qui peut correspondre à un approfondissement de la plate-forme. Cette évolution est rompue vers la limite Cambrien-Ordovicien par la "phase" sarde (émersions, plissements, érosions, en Espagne surtout) qui inaugure l'ensemble de l'Ordovicien inférieur.

La possibilité de faire entrer sans difficulté les séries pyrénéennes dans cette évolution constitue, selon nous, un argument important en faveur des âges proposés ici pour ces séries, et permet d'affirmer, ce qui n'a d'ailleurs rien de surprenant, que le domaine pyrénéen ne diffère pas fondamentalement, à cette époque, des autres secteurs de la branche méditerranéenne de l'orogène hercynien.

REMERCIEMENTS : Certaines des observations utilisées dans cet article ont été effectuées à l'automne 1987 avec MM. Antran, Bessière, Bourrouilh, Carreras et Guérangé. En tant que rapporteurs, MM. Durand-Delga et Guérangé ont permis d'améliorer une première version de ce texte. L'auteur tient donc à remercier toutes ces personnes pour leur aide précieuse.

BIBLIOGRAPHIE

- ABRIL HURTADO J. 1972 — Estudio geológico del borde axial pirenaico entre Rocabrana y el Riutort (Gerona). *Bol. Geol. Min.*, LXXXIII; 457-496.
- ALLEGRET A. & IGLESIAS PONCE DE LEON M. 1986 — Nouveau témoin d'un socle "cadomien" dans le NW de la Péninsule ibérique. 11^e Réunion. Sci. Terre, 3.
- AUTRAN A. (à paraître) — Notice Carte géol. Fr. au 1/50000, Montlouis.
- AUTRAN A., FONTEILLES M. & GUITARD G. 1966 — Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique anté-hercynien dans le massif des Albères (Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263: 317-320.
- AUTRAN A. & GUITARD G. 1955 — Stratigraphie du Paléozoïque inférieur de la zone axiale pyrénéenne au Sud de Saint-Girons. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 261: 969-971.
- BAETENS E. 1988 — Etude de l'environnement géologique du gisement de Costabonne (Pyrénées catalanes). *Thèse Doct. Géol. Rech. min., ENS Mines, Paris*.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M., PILLOLA L. & PITTAU DEMALIA P. 1987 — Datation de l'Ordovicien inférieur par Dictyonema flabelliforme et Acritarches dans la partie supérieure de la formation "cambrienne" de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie): conséquences géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, (II): 1109-1113.
- BERNARDO DE SOUSA M. 1984 — Considerações sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozoico inferior. *Cuad. Geol. Iberica*, 9: 9-36.
- BERNARDO DE SOUSA M. 1983 — Litostratigrafia do CXG. Coupo do Douro (NE Portugal). *Mem. Not. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 95: 3-63.
- BESSIERE G. 1987 — Modèle d'évolution polyorogénique d'un massif hercynien: le massif de Mouthoumet (Pyrénées audoises). *Thèse Doct., Toulouse*.
- BESSIERE G. & SCHULZE H. 1984 — Le massif du Mouthoumet (Aude, France): nouvelle définition des unités structurales et essai d'une reconstitution paléogéographique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXVI; 885-894.
- BODIN J., GUERANGE B., GUERANGE-LOZES J. & LEDRU P. (à paraître) — Données nouvelles sur le Paléozoïque de la bordure nord du dôme de la Pallaresa (Pyrénées ariégeoises/France et Haute Noguera Pallaresa/Espagne). Etude biostratigraphique et mise en évidence de nappes hercyniennes précoces. Ouvrage à la mémoire du Dr. Faurai Sans (*Serv. géol. Catalunya*).
- BOISSONNAS J. 1972 — Notice Carte géol. Fr. au 1/50000, Pic de Maubermé.
- BOURROUILH R. & coll. 1985 — Essai de corrélation du Paléozoïque caché sous l'Aquitaine. *Doc. B.R.G.M.*, 95/7: 37/98.
- BRASIER M.D., PEREJÓN A. & SAN JOSÉ A. 1979 — Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios geol.*, 35: 379-383.
- CACARD A. 1984 — Etude géologique et métallogénique des formations paléozoïques de la région de Juzet de Luchon, Pyrénées centrales (Hte Garonne). *Thèse Doct. Géol. appl., Besançon*.
- CASTAING C. 1972 — Microtectonique de l'Arize centrale métamorphique (Pyrénées ariégeoises). *Thèse 3^e cycle, Univ. Toulouse*.
- CAPOTE R., CASQUET C., FERNÁNDEZ-CASALS M.J., MORENO F., NAVIDAD M., PEINADO M. & VEGAS R. 1977 — The Precambrian in the Central Part of the Iberian massif. *Est. Geol.*, 33: 343-355.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. 1982 — Lineamenti del basamento sardo. Guida alla Geologia del Paleozoico sardo, *Soc. geol. It.*: 11-23.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. 1981 — Structural and paleogeographic lineaments of the variscan cycle in Sardinia. *Geol. Mijnbouw*, 60: 171-181.
- CASTERAS M., DESTOMBES J.P. & RAGUINE E. 1969 — Notice Carte géol. Fr. au 1/50000, Vicdessos.
- CAVET P. 1957 — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 55, 254: 303-518.
- CAVET P. 1958 — Sur la stratigraphie du Paléozoïque inférieur dans les Pyrénées orientales et dans les régions voisines. In Les relations entre Précambrien et Cambrien. Problèmes des séries intermédiaires. *Coll. Intern. C.N.R.S.*, LXXXVI: 77-89.
- COCCHIO A.M. 1981 — Microfiores des séries du Paléozoïque inférieur du massif de Mouthoumet. Etude systématique et comparaison avec les séries des Pyrénées orientales et de la Montagne Noire. *Thèse 3^e cycle, Univ. Toulouse*.
- COLCHEN M. 1974 — Géologie de la Sierra de la Demanda. Burgos-Logrono (Espagne). *Mem. Inst. Geol. Minero Espana*, 85.
- COLCHEN M., DOMMANGET A. & WEYANT M. 1979 — Les séries ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes dans les hautes vallées du Salat, d'Ossès et du Garbet. Zone axiale des Pyrénées ariégeoises. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 288, (D): 1007-1010.
- COURJAUULT-RADE P. 1987 — Evolution tectono-sédimentaire du Cambrien supérieur et des couches de transition avec l'Ordovicien inférieur (Trémadoc) dans la nappe du Minervois (versant sud de la Montagne Noire, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 288, (III): 293-296.
- DAGALLIER G. 1980/81 — L'environnement volcano-sédimentaire et les minéralisations à Fe-Zn-Pb de l'Ordovicien terminal de Pierrefitte-Nestales (Hautes-Pyrénées, France). *Sci. Terre*, XXIV, 3/4: 261-366.
- DEGARDIN J.-M. 1979 — Découverte du genre *Phyllograptus* (Graptolites) dans l'Ordovicien des Pyrénées atlantiques: conséquences stratigraphiques. *Géobios*, 12: 321-329.
- DEMANGE M. 1982 — Etude géologique du massif de l'Agout, Montagne Noire, France. *Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI*.
- DEMANGE M., ISSARD H. & PERRIN M. 1986 — Rapports entre la zone axiale de la Montagne Noire et les nappes du versant sud au sud-ouest du massif (Minervois et Cabardès - Aude, Hérault). *Géol. Fr.*, 3: 281-292.
- DONNOT M. & GUERANGE B. 1978 — Le synclinorium cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de l'Est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault). *Bull. B.R.G.M.*, (1), 4: 333-363.
- DONNOT M. & GUERANGE B. 1974 — Problème Ordovicien-Dévonien dans la haute Noguera Pallaresa (Val d'Aran, Pyrénées espagnoles). *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1: 27.
- DOZY J.J. 1983 — The geology of the region to the southeast of Lugo (N.W. Spain). *Leidse geol. Meded.*, 52: 513-524.
- FERRET B., COURJAUULT-RADE P. & LELUBRE M. 1983 — Arguments paléogéographiques et structuraux en faveur de l'attribution des "schistes X" de la Montagne Noire (Aude, Hérault) au Cambrien inférieur 1 (K1). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, (II): 1195-1198.
- FONTBOTE J.M. 1948 — Sobre la presencia de terrenos cámbricos en el Valle de Ribas (Pirineos catalanes). *Est. geol.*, 8: 209-220.

- FOURNIER-VINAS C. & DEBAT P. 1970 — Présence de micro-organismes dans les terrains métamorphiques précambriens (schistes X) de l'Ouest de la Montagne Noire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII: 351-355.
- FOURNIER-VINAS C. & DONNOT M. 1977 — Présence d'Acritarches dans l'Ordovicien inférieur et le Cambrien des Monts de l'Est de Lacaune (Aveyron). Versant nord de la Montagne Noire. *Bull. B.R.G.M.*, (1), 2: 121-129.
- GEZE B. 1949 — Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 62, 215 p.
- GUERANGE-LOZES J. & ALSAC C. 1986 — Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. *Géol. Fr.*, 3: 309-338.
- GUIARD G. 1970 — Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. B.R.G.M.*, 63, 317 p.
- HARTEVELT J.J.A. 1970 — Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 45: 167-236.
- HERRANZ P., SAN JOSÉ M.A. & VILAS L. 1977 — Ensayo de correlación des Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel. *Est. geol.*, 33: 327-342.
- ISSARD H. 1984 — Comparaison lithostratigraphique, géochimique et structurale entre la zone axiale et les nappes du versant sud de la Montagne Noire dans le district aurifère de Salsigne (Aude, France). *Thèse Doct.-Ing.*, E.N.S. Mines, Paris.
- KONZALOVA M., CASAS J.M., FONTBOTE J.M. & SANTANACH P. 1982 — Nouvelles données micropaléontologiques sur le Paléozoïque inférieur de la zone axiale des Pyrénées catalanes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 294, (II): 869-874.
- LANCELOT J., ALLEGRET A. & IGLESIAS PONCE DE LEON M. 1986 — Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 325-337.
- LAUMONIER B. 1975 — Contribution à l'analyse structurale de la série de Jujols sur le flanc sud du Synclinal de Villefranche (Pyrénées orientales, France). *Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI*.
- LAUMONIER B. 1987 — Révision de la lithostratigraphie du Paléozoïque inférieur des Aspres, à l'Est du massif du Canigou: conséquences stratigraphiques et structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, (II): 611-614.
- LAUMONIER B. & GUITARD G. 1986 — Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, (III): 473-478.
- LEGER M. 1981 — Les minéralisations du district filonien de Labastide-Esparbairénque (Aude, France) dans leur contexte géologique. *Thèse Doct.-Ing.*, ENS Mines, Paris.
- LE POCHAT G. 1974 — Notice Carte géol. Fr. au 1/50000, Iholdy.
- LLAC F. 1968 — Contribution à l'étude tectonique et microtectonique du Paléozoïque des Aspres, couverture est du massif du Canigou (P. O.). *Thèse 3^e cycle, Univ. Paris*.
- LLOPIS LLADÓN 1965 — Sur le Paléozoïque inférieur de l'Andorre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VII: 652-659.
- MATTE P. 1968 — La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Géologie alpine*, 44: 157-280.
- MC-DOUGALL N., BRECHLEY P.J., REBELO J.A. & ROMANO M. 1987 — Fans and fan deltas precursors to the Armorican Quartzite (Ordovicien) in western Iberia. *Geol. Mag.*, 124: 347-359.
- MEYZINDI C. 1985 — La jonction Albigeois cristallin-Rouergue cristallin (Tarn-Aveyron) et son interprétation géodynamique dans l'évolution du Massif central français. *Thèse, Univ. Bordeaux III*, 348 p.
- MORENO F., VEGAS R. & MARCOS A. 1976 — La edad de las series ordovicicas y cambrias relacionadas con la discordancia "sardica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, Espana). *Breviora geol. Asturica*, 20: 8-16.
- MORET J.F. & WEYANT M. 1986 — Datation de l'Emsien-Dévonien moyen des calcaires de Campaüs et des schistes d'Escala-Alta, équivalents occidentaux de la "série de Salau" (zone axiale pyrénéenne, Haute Noguera-Pallaresa, province de Lerida, Espagne). Conséquences structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, (III): 353-356.
- MUNOZ J.A. 1985 — Estructura alpina i hercyniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental. *Thèse Doct.*, Univ. Barcelona.
- MUNOZ J.A. & SABAT F. 1981 — El Paleozoico prehercynia de la Serra Cavallera (Ripollès). *Rev. Inv. geol.*, 35: 43-59.
- ODIN G.S. 1986 — Recent advances in Phanerozoic time-scale calibration. *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)*, 59: 103-110.
- PARIS F. & ROBARDET M. 1985 — Evolution des affinités entre le Paléozoïque caché sous l'Aquitaine et les formations armoricaines contemporaines. *Doc. B.R.G.M.*, 95/7: 11-20.
- PELÁEZ J.R., VILAS L., HERRANZ P., PEREJON A. & GARCIA-HIDALGO J.F. 1986 — Nouvelles données sur la discordance intraprecambrienne dans la vallée de l'Alcudia (Massif ibérique méridional, Espagne). *11^e Réunion. Sci. Terre*, p. 145.
- PEREZ-ESTAÚN A. 1978 — Estratigrafia y estructura de la rama S. de la zona asturoccidentalleonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 92.
- PITTAU DEMELIA P. & DEL RIO M. 1982 — Acritarchi e loro significato stratigrafico nelle successioni paleozoiche della Sardegna. Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. *Soc. geol. It.*: 33-35.
- POUIT G. 1986 — Les minéralisations Zn-Pb exhalatives de Bentailou et de l'anticlinorium paléozoïque de Bosost (Pyrénées ariégeoises, France). *Chron. Rech. min.*, 485: 3-16.
- ROBERT J.F. 1980 — Etude géologique et métallogénique du Val de Ribes sur le versant espagnol des Pyrénées catalanes. *Thèse 3^e cycle, Univ. Besançon*.
- ROCHETTE J.M. 1984 — Niveaux volcaniques et minéralisations antimonières en Cévennes. *Thèse 3^e cycle, Univ. Paris 6*.
- SANTANACH P.F. 1972 — Estudio tectónico del Paleozoico inferior del Pirineo entre Cerdanya y el rio Ter (resumen). *Acta Geol. Hisp.*, VII, 2: 44-49.
- SANTANACH P.F. 1974 — Estudi tectonic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el Riu Ter. *Fund. Salvador Vives Casajuana, Barcelona*.
- SAN JOSE M.A. 1984 — Los materiales anteordovicinos del anticlinal de Navalpino (Provincias de Badajoz y Ciudad Real, Espana Central). *Cuad. Geol. Iberica*, 9: 81-117.
- SPEKSNIJDER A. 1987 — The detection and significance of early deformation in the southern Variscan Pyrenees, Spain; implications for regional Paleozoic structural evolution. *Geol. Rund.*, 76: 451-476.
- VAI G.B. & COCOZZA T. 1986 — Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II: 95-114.
- VAN DEN EECKHOUT B. 1986 — A case study of a mantled gneiss antiform: the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraiectina*, 45, 193 pp.
- VILAS L., SAN JOSÉ M.A., GARCIA-HIDALGO J., PELÁEZ J.R., HERRANZ P. & PIEREN A. 1986 — Modèle évolutif du bassin précambrien terminal-Cambrien inférieur dans la région de Toledo-Ciudad Real-Extremadura (Espagne). *11^e Réunion. Sci. Terre*, p. 183.
- DE VILLECHENOUS F. 1980 — Géologie de la partie occidentale du massif varisque de la Barousse (Pyrénées centrales). *Thèse 3^e cycle, Univ. Toulouse*.
- VITRAC-MICHARD A. & ALLEGRE C.J. 1975 — 238U-206Pb, 235U-207Pb systematics on Pyrenean basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51: 205-212.
- ZANDVLIET J. 1960 — The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 25: 1-128.
- ZWART H.J. 1965 — Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees. Sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain. 1/50000. *Leidse geol. Meded.*, 33: 191-254.
- ZWART H.J. 1979 — The geology of the central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 50, 1: 1-74.

Note déposée le 27 octobre 1987.

Manuscrit définitif accepté le 24 avril 1988.