

SOCIÉTÉ  
GÉOLOGIQUE  
DU  
NORD

Données nouvelles  
sur le  
PALÉOZOÏQUE de l'EUROPE OCCIDENTALE

ANNALES

Tome XCVI

1976

*4<sup>me</sup> trimestre*

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD  
BOITE POSTALE 36  
59650 VILLENEUVE D'ASCQ

# SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

## Extraits des Statuts

### Article 2.

— Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.

— La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.

— La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel (1).

### Article 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

## Extraits du Règlement Intérieur

§ 7. — Les Annales et leur supplément constituent le compte rendu des séances.

§ 13. — Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un même auteur, ne peut dépasser le total de 10 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

§ 17. — Les notes et mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés aux Annales doivent être remis au Secrétariat le jour même de leur présentation. A défaut de remise dans ce délai, ces communications prennent rang dans une publication postérieure.

§ 18. — Les Mémoires sont publiés par fascicules après décision du Conseil.

## Avertissement

La Société Géologique du Nord ne peut en aucun cas être tenue pour responsable des actes ou des opinions de ses membres.

## Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse en tête des épreuves du bon à tirer.

## Cotisations et Abonnements (à la date du 1<sup>er</sup>-1-1977)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques (2) .....	15,00 F	70,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques .....	15,00 F	75,00 F

FRANCE et ETRANGER : Abonnement des non-membres : 140,00 F.

Pour tous renseignements et règlements, s'adresser à : Secrétariat S.G.N., Sciences de la Terre,  
B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq — Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 5247

## ANNALES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entiers aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément. Leur liste figure en fin de fascicule.

Tomes I à LXXXV (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII) 140,00 F.  
Tomes LXXXVI et suivants (manque XCI) ..... 155,00 F.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée Générale du 10 Janvier 1974.

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (40,00 F).

SOCIÉTÉ  
GÉOLOGIQUE  
DU  
NORD

Données nouvelles  
sur le  
PALÉOZOÏQUE de l'EUROPE OCCIDENTALE

ANNALES

Tome XCVI

1976

4<sup>me</sup> trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD  
BOITE POSTALE 36  
59650 VILLENEUVE D'ASCQ

## CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1976 —

<i>Président d'Honneur</i> .....	M. G. WATERLOT
<i>Président</i> .....	M. l'Abbé HEDDEBAUT
<i>Premier Vice-Président</i> .....	M. M. WATERLOT
<i>Vice-Présidents</i> .....	M. P. CELET M. G. SOULIEZ
<i>Secrétaire</i> .....	M. J.J. FLEURY
<i>Secrétaire-Adjoint</i> .....	M. F. LETHIERS
<i>Déléguée aux Publications</i> ....	M <sup>me</sup> Paule CORSIN
<i>Trésorier</i> .....	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i> .....	M. J.L. MANSY
<i>Conseillers</i> .....	M. A. DALINVAL M. J. PAQUET M. J. SOMMÉ M. I. GODFRIAUX M. Cl. DEZOBRY M. J. DERCOURT

A N N A L E S  
D E L A  
S O C I É T É G É O L O G I Q U E D U N O R D

Société fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 Juin 1873

---

**Secrétariat : Société Géologique du Nord**  
Sciences de la Terre, Boîte Postale 36, 59650 Villeneuve d'Ascq  
Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 5.247

---

---

## Avant-propos

par C. HEDDEBAUT

Président 1976

*Qu'il me soit permis, au début de ce volume, de situer le but que s'était assigné la Société Géologique du Nord en organisant la réunion des 4 et 5 Novembre 1976. Les Sciences géologiques ont connu ces derniers temps un regain d'activité et, en quelque sorte un nouveau départ, avec l'établissement de plus en plus ferme de la Théorie des Plaques et de la Tectonique globale. Quelles que soient les réserves que suscitent encore bien des hypothèses qui leur sont liées, il semble que les Sciences de la Terre tiennent là une théorie féconde susceptible d'intégrer une somme de faits jusqu'alors isolés dans l'espace et le temps. Nous sommes convaincus pourtant que cela ne rend pas inutile la poursuite des objectifs plus classiques des Sciences géologiques. Au contraire, le succès même des théories nouvelles rend cette poursuite plus urgente et plus passionnante puisque nous disposons maintenant d'hypothèses de travail susceptibles d'éclairer la multitude des faits patiemment récoltés. C'est pourquoi il nous a semblé bon que soit rassemblée une série de données nouvelles en biostratigraphie et en paléogéographie concernant le Paléozoïque de notre continent, au moins de sa partie occidentale. Ce faisant, nous nous situons d'ailleurs dans la tradition de la Société Géologique du Nord qui s'est illustrée particulièrement, depuis ses origines, dans l'étude des terrains paléozoïques. C'est dans le même esprit d'une fidélité, plus urgente que jamais au terrain, que nous avons voulu jumeler cette rencontre avec une excursion dans le Boulonnais (\*), où des travaux récents ont fait apparaître de nouveaux affleurements.*

---

(\*) Cette excursion, dirigée par Mademoiselle BRICE et Monsieur COLBEAUX, a montré aux participants, outre quelques affleurements classiques du Primaire du Boulonnais, une nouvelle coupe dans le Dévonien entre Caffiers et Ferques. Les données de cette coupe ont fait l'objet d'une note parue récemment dans nos Annales (D. BRICE et coll., p. 135).

*Je remercie, au nom de la Société Géologique du Nord, tous ceux qui ont réservé un accueil favorable à notre initiative. Le nombre et la variété des communications qui suivent montrent que le thème proposé a suscité en lui-même beaucoup d'intérêt. Il prouve également que des sociétés régionales comme la nôtre ont encore un rôle positif à jouer dans le développement des Sciences de la Terre. C'est un précieux encouragement pour elles.*

*J'exprime également ma reconnaissance à Monsieur le Président de l'Université des Sciences et Techniques de Lille qui a bien voulu honorer de sa présence une partie de la réunion ainsi que tous les services de l'Université qui ont contribué à la réussite de cette rencontre.*

————— « » —————

## Essai de synthèse du Cambrien de l'Ardenne

par A. BEUGNIES (\*), P. DUMONT (\*\*), F. GEUKENS (\*\*\*), G. MORTELMANS (\*\*)  
et M. VANGUESTAINE (\*\*\*\*)

*Summary.* — Just between Thuringerwald and Wales, Ardenne with its Cambrian outcrops of Brabant, Stavelot, Rocroi, Serpont and Givonne, has not to be neglected in any problem of paleogeography of Western Europe during Lower Paleozoic. Recent discoveries of "Acritarchs" in cambrian rocks of Ardenne give the possibility, for the first time, to use a biostratigraphical subdivision and to correlate the cambrian series of Ardenne with the other ones of neighbouring regions. All along the cambrian times, the Ardenne-basin is located between a continental area in the North and an other one in the South that govern nature and distribution of detrital materials in the marine basin. During Lower Cambrian main parts of deposits are trapped in the Brabant basin but during Middle Cambrian axial zone of sedimentation is displaced towards the South so that during Upper Cambrian, the Brabant region is emerged while the deposits are confined in the southern parts of Ardenne.

A mi-chemin entre le Pays de Galles et la Thuringe, l'Ardenne géologique avec ses massifs du Brabant, de Stavelot, de Rocroi, de Serpont et de Givonne, constitue un jalon important pour les reconstitutions paléogéographiques de l'Europe occidentale au Paléozoïque inférieur.

Grâce aux études micropaléontologiques récentes (Vanguestaine, 1973, 1974), on peut à présent comparer, sur des bases biostratigraphiques réelles, les séries cambriennes de l'Ardenne à leurs homologues des régions voisines et tenter d'en dégager les caractères essentiels à l'échelle de l'Europe occidentale.

### I. — LE CAMBRIEN DES RHENIDES

Dans le cadre des Rhénides (fig. 1), les grandes aires d'affleurement des formations cambriennes se situent, d'Ouest en Est :

— au Pays de Galles, depuis le Caernarvonshire au Nord jusqu'au Pembrokeshire au Sud

en passant par l'aire principale d'Harlech et la zone bordière orientale avec ses affleurements plus réduits du Shropshire, des Malvern-Hills et de Nuneaton ;

— en Normandie, depuis le Cotentin au Nord, jusqu'au Maine au Sud ;

— en Bretagne moyenne, dans les synclinaux du Sud de Rennes ;

— en Ardenne, avec les massifs du Brabant et de la Haute-Ardenne ;

— dans l'Odenwald et le Spessart, où les séries cambriennes revêtent un faciès métamorphique ;

— en Thuringe, depuis la région de Schwarzburg à l'Ouest jusqu'à la Frankenwald à l'Est.

Les faciès sédimentaires peuvent se répartir entre trois groupes :

— un faciès marin continu essentiellement terrigène, sans interruption majeure du début à la fin du Cambrien,

— un faciès marin lacunaire, où les séries marines sont interrompues par d'importantes lacunes ou par des épisodes épicontinentaux,

— un faciès continental, généralement représenté par des accumulations conglomératiques.

(\*) Laboratoire de Minéralogie, Faculté Polytechnique, Mons.

(\*\*) Laboratoire de Géologie, Université Libre de Bruxelles.

(\*\*\*) Geologisch Instituut, Katholiek Universiteit, Leuven.

(\*\*\*\*) Institut de Paléobotanique, Université de Liège.

Note déposée le 4 Novembre 1976.

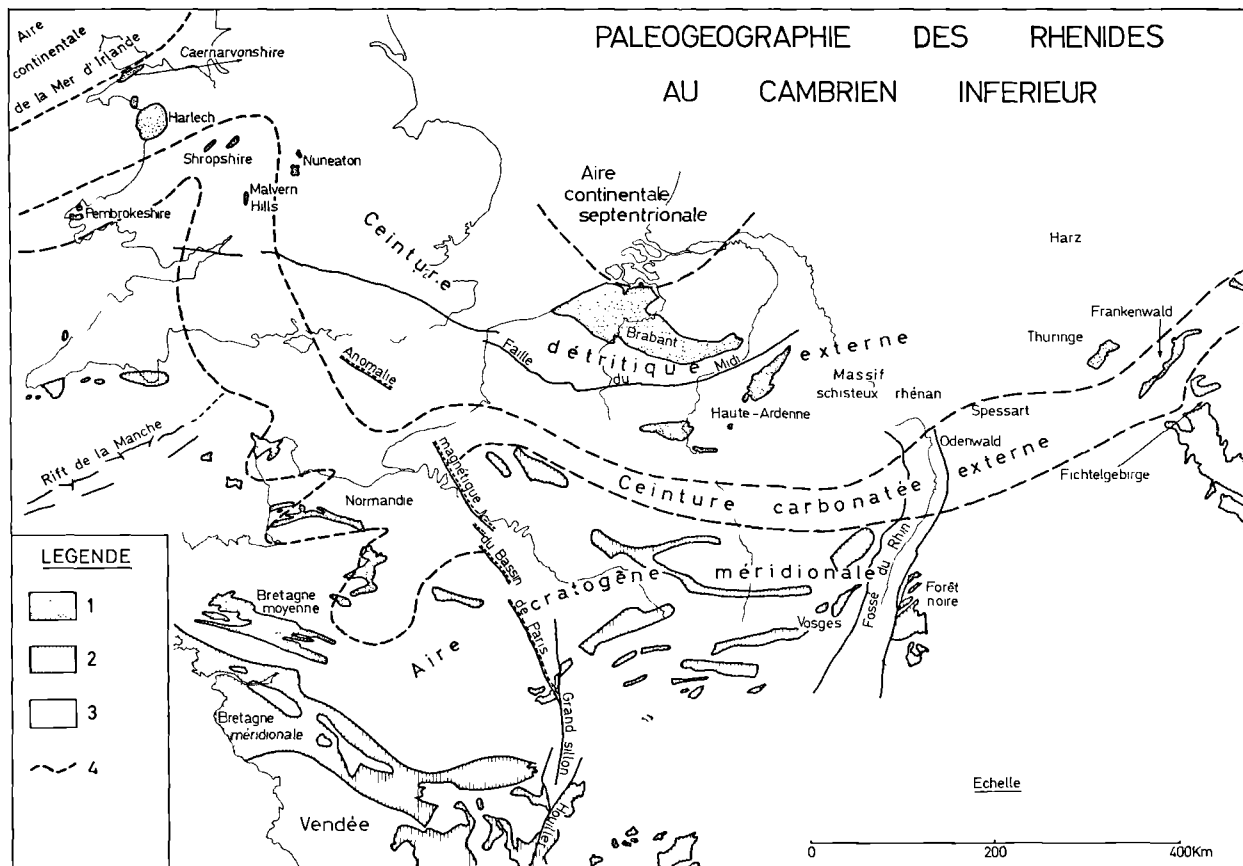


Fig. 1. — Paléogéographie des Rhénides au Cambrien inférieur.

- |   |                                |
|---|--------------------------------|
| 1. - Zone d'affleurement de formations cambriennes, | 3. - Formation postcambrienne. |
| 2. - Socle précambrien métamorphisé.                | 4. - Limite de faciès.         |

Le faciès marin continu couvre le Nord du Pays de Galles, la région de Nuneaton, l'Ardenne et la Thuringe. Les sédiments arénopéliques s'y accumulent sur plusieurs milliers de mètres (3.500 m dans le dôme d'Harlech, 2.300 m en Haute-Ardenne, 1.300 m dans la région de Nuneaton, un millier de m en Thuringe) et recèlent une faune de Trilobites et de Brachiopodes qui fait cependant défaut en Ardenne.

Le faciès marin lacunaire occupe le Pembrokeshire (absence du Cambrien terminal et lacune à la base du Cambrien moyen), le Shropshire (lacune au Cambrien supérieur), la Normandie et le Maine où le Cambrien inférieur est seul bien représenté, la Frankenwald où l'on ne connaît que les séries méso-cambriennes. Les dépôts, débutant parfois par un conglomérat

en discordance sur un socle précambrien (Pays de Galles, Normandie), contiennent fréquemment des horizons calcaires (Shropshire, Malvern-Hills, Normandie, Frankenwald) et atteignent des épaisseurs extrêmement variables en des points peu éloignés les uns des autres (500 à 2.700 m en Normandie, 200 à 400 dans le Shropshire, 1.400 m dans le Pembrokeshire).

Le faciès continental n'est bien connu que dans les synclinaux du Sud de Rennes où les conglomérats pourprés colmatent les paléocreux de la surface topographique postcadomienne (Cogné, 1974).

Les zones à faciès marin continu se distribuent dans une aire allongée d'Ouest en Est, formant la ceinture septentrionale détritico-externe (Doré, 1974) se prolongeant jusqu'aux



Monts de Sainte Croix en Bohême, ceinture qui s'adosse au Nord à une aire continentale dont l'existence est rendue nécessaire par la répartition et la nature des sédiments éocambriens gallois et brabançons.

Dans le Nord du Pays de Galles, en effet, les séries cambriennes s'amincissent rapidement vers la bordure septentrionale du Caernarvonshire (Bennison et Wright, 1969) où les formations conglomératiques de base reposent en discordance sur un socle précambrien (Smith et George, 1948). Dans le Brabant, la fréquence des sédiments arkosiques au "Cambrien inférieur" et l'existence de figures de courant à polarité Nord-Sud (Mortelmans, 1955) impliquent l'existence d'un *continent septentrional*.

Les zones à faciès marin lacunaire bordent vers le Sud, la ceinture terrigène pour former la *ceinture carbonatée externe du Cambrien inférieur* (Doré, 1974) qui constitue en fait la marge épicontinentale d'une *aire cratogène méridionale* où la sédimentation se confine à quelques bassins intracontinentaux comme ceux de la Bretagne moyenne et de la Vendée. Mais, pour l'essentiel, l'aire cratogène méridionale se caractérise par des affleurements étendus du socle précambrien métamorphisé, depuis le Fichtelgebirge et les Monts métallifères à l'Est (Dorn, 1960) jusqu'à l'extrémité méridionale de la Cornouailles à l'Ouest (Bennison et Wright, 1969), en passant par la Forêt Noire et les Vosges (Von Eller et Sittler, 1974), le socle cristallin enfoui sous le Bassin de Paris (Lienhardt, 1961) et le Massif armoricain (Cogné, 1974). Le socle cristallin ainsi délimité (fig. 1) apparaît affecté de grands accidents comme les failles tertiaires du fossé rhénan à l'Est, le Grand Sillon Houiller du Massif central français (Grolier et Letourneur, 1968) prolongé vers le Nord-Ouest par l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (Wéber, 1973 ; Lefort et Wéber, 1974) et le rift de la Manche occidentale (Gérard, 1974 ; Lefort, 1972). Comme le jeu cisailant sénestre du Grand Sillon Houiller, amorcé dès le Westphalien, a atteint une amplitude de 60 km, le rivage septentrional de l'aire cratogène méridionale, tel qu'il est représenté à l'Est de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (fig. 1), devait originellement se situer plus au Sud, dans le prolongement du rivage normand au Cambrien inférieur (Doré, 1969, 1972).

Bordé au Nord et au Sud par une aire continentale, le domaine marin des Rhénides,

à l'époque cambrienne, devait sans doute s'ouvrir au Nord-Ouest vers le profond bassin scandinave et à l'Est vers le bassin polono-estonien, entre lesquels des relations fauniques ont pu être établies sur la base des Trilobites (Termier, 1964) et des Acritarches (Vanguetaine, 1973).

Au Cambrien inférieur, la mer des Rhénides transgresse sur ses deux marges continentales, comme on peut le constater au Nord, le long du rivage du Caernarvonshire (Smith et George, 1948) et au Sud dans le Pembrokeshire (Pringle et George, 1948), la bordure orientale du Pays de Galles (Pocock et Whitehead, 1948) et la Normandie (Doré, 1966, 1972).

Au Cambrien moyen, la mer régresse en Normandie, tandis qu'elle poursuit sa transgression vers le Nord-Ouest au Pays de Galles (Smith et George, 1948) et vers le Nord en Ardenne (Ancion, 1933 ; Beugnies, 1960). La régression normande s'accompagne d'un volcanisme à caractère explosif et aérien qui se manifeste dans l'Est du Massif armoricain, depuis le Maine jusqu'en Vendée (Cogné, 1974 ; Chevalier et Doré, 1970).

## II. — LE CAMBRIEN DE L'ARDENNE

Le Paléozoïque inférieur de l'Ardenne (fig. 2) affleure dans la zone axiale des structures anticlinales de premier ordre, engendrées par l'orogénèse hercynienne. Ce sont, du Nord au Sud :

— le Massif du Brabant, constitué de couches cambro-siluriennes (jusqu'au Ludlowien inférieur inclus), disparaissant sous la discordance couvino-givétienne au Sud et recouvert en majeure partie par des formations cénozoïques ;

— la bande silurienne du Condroz, constituée de sédiments siluro-ordoviciens (du Trémadocien au Ludlowien supérieur) ;

— les zones anticlinales de la Haute-Ardenne avec les massifs cambriens de Rocroi, de Serpont et de Givonne et le Massif cambro-ordovicien de Stavelot, disparaissant à leurs bordures sous la discordance gedinnienne.

### 1) Stratigraphie du Cambrien de la Haute Ardenne.

En Haute-Ardenne, le Cambrien est représenté par 2.200 m de phyllades, de quartzites et

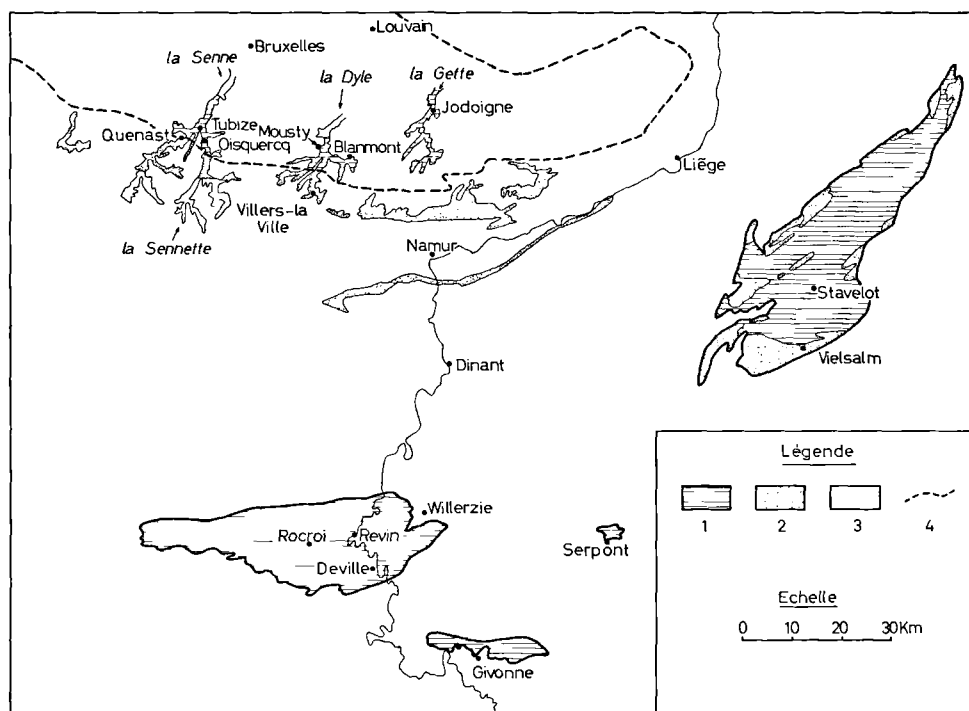


Fig. 2. — Le Paléozoïque inférieur en Ardenne.

1. - Cambrien.
2. - Siluro-Ordovicien.
3. - Post-Silurien.
4. - Limite probable du Cambrien brabançon sous la couverture cénozoïque.

de quartzophyllades en couches concordantes, sans lacune apparente (\*), ni conglomérats. La limite supérieure a pu être fixée dans le Massif de Stavelot où le Trémadocien inférieur à *Diclyonema flabelliforme* (Salmien inférieur des géologues belges) fait suite en concordance au Cambrien (Malaise, 1874 ; Dewalque, 1874 ; Graulich, 1948 et 1963 ; Geukens, 1950, 1954), sauf dans les parties les plus méridionales où des observations plus récentes (Geukens, 1963, 1976) font état d'une discordance à la base du Trémadocien, discordance soulignée par un horizon conglomératique.

La limite inférieure ne peut être fixée, les formations infra-cambriennes n'ayant jamais été formellement reconnues en affleurement ou en

(\*) La possibilité d'une lacune dans le Revinien de Rocroi est cependant indiquée par les microfossiles (Vanguetaine, 1973).

sondage. On ne peut cependant pas écarter la possibilité d'un âge infracambrien pour les couches les plus anciennes avec, dans ce cas, un passage continu vers le haut aux formations cambriennes bien datées (Mortelmans, 1976).

Si l'on excepte les empreintes d'*Oldhamia radiata*, localement présentes dans les couches phylladeuses de la partie inférieure, le Cambrien ardennais ne recèle aucun témoin de macrofaune susceptible d'établir une biostratigraphie, de sorte que les subdivisions traditionnellement adoptées ont une valeur purement lithostratigraphique. C'est ainsi qu'on distingue un groupe inférieur de roches claires (blanches, vertes, rouges ou violacées) ou *Devillien* (de Deville, dans la vallée de la Meuse) exposé sur 200 à 400 m en Haute-Ardenne et un groupe supérieur de roches noires ou *Revinien* (de Revin, dans la vallée de la Meuse) totalisant près de 2.000 m d'épaisseur (fig. 3).

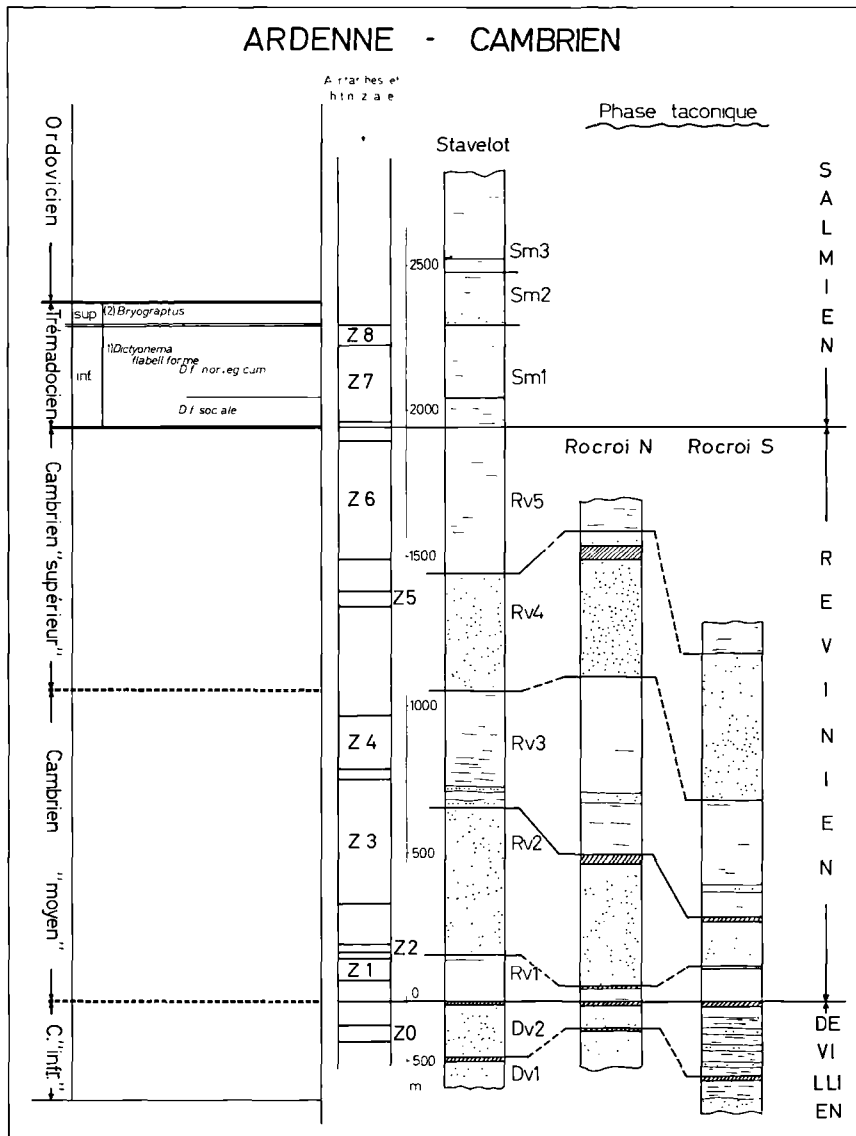


Fig. 3. — Stratigraphie du Cambrien de la Haute-Ardenne.  
 Traits horizontaux : phyllades dominants. — Points : quartzites dominants.  
 Traits obliques : veine ardoisière.

Dans le *Devollien* du Massif de Rocroi, on distingue (Waterlot, 1937 ; Beugnies, 1963) une formation inférieure, celle des quartzites à grain fin et des phyllades verts de la Longue-Haie (Dv1) couronnée par la veine ardoisière Sainte-Anne et une formation supérieure, celle des quartzites plus grossiers des Quatre Fils

Aymon (Dv2) qui se termine par la veine ardoisière de la Renaissance dont le toit a été choisi comme limite conventionnelle entre le Devillien et le Revinien.

Le *Revinien* du même massif débute par la formation des phyllades de transition (Rv1, de 30 à 100 m) dont les teintes vont du vert à la

partie inférieure au gris sombre à la partie supérieure, formation qui est couronnée par la veine des Peureux. Au Rv1 succède la formation des quartzites de la Roche à Sept Heures (Rv2, de 150 à 450 m) couronnée par la veine de la Folie, la formation des phyllades sériciteux d'Anchamps (Rv3, de 400 à 600 m), la formation des quartzites en gros bancs de la Petite Commune (Rv4, de 500 m), enfin la formation des phyllades des Vieux Moulins de Thilay (Rv5). Cette dernière est incomplète dans le Massif de Rocroi où elle est tronquée par la discordance gedinnienne, mais elle atteint une puissance de 500 m dans le Massif de Stavelot où elle est recouverte en concordance apparente par les couches trémadociennes (Geukens, 1950a).

Récemment (Vanguetaine, 1973, 1974), un premier inventaire d'Acritarches a conduit à reconnaître dans le Cambrien ardennais, 7 zones biostratigraphiques (zone 0 à zone 6, fig. 3) qui ont permis de valider les corrélations lithostratigraphiques, d'une part, et de repérer la position des séries ardennaises vis-à-vis de la zonation à Trilobites, d'autre part. C'est ainsi qu'on peut attribuer le Devillien supérieur (Dv2) à la zone à *Holmia* du Cambrien inférieur et les formations Rv4 et Rv5 marquées par les zones 5 et 6 au Cambrien supérieur.

Pour Vanguetaine (1974, p. 81), l'âge des zones intermédiaires 1 à 4 paraît moins évident et pourrait être : cambrien inférieur et/ou cambrien moyen pour les zones 1 à 3 et cambrien moyen ou supérieur pour la zone 4. En première approximation, nous choisirons de fixer un âge cambrien moyen pour les zones 1 à 4, c'est-à-dire pour les formations Rv1, Rv2 et Rv3.

Grâce à la zonation par Acritarches, d'une part, aux corrélations lithostratigraphiques, d'autre part, on reconnaît aisément la présence du Cambrien supérieur (850 m) dans le Massif de Serpont (Beuquies, 1960 ; Geukens et Richter, 1961), du Cambrien moyen (950 m avec zones 3 et 4 présentes d'après Vanguetaine, 1973) et supérieur (550 m) dans le Massif de Givonne (Beuquies, 1960 a) ; de la presque totalité du Cambrien dans le Massif de Rocroi (2.200 m marqués par les zones 0 à 2, 4 et 5) et la totalité du Cambrien (2.500 m marqués par les zones 0 à 6), le Trémadocien inférieur (zones 7 et 8) et l'Ordovicien moyen dans le Massif de Stavelot (Corin, 1926 ;

Renard, 1927 ; Ancion, 1933 ; Graulich, 1949 ; Geukens, 1950 ; Vanguetaine, 1973). Entre autres contributions, la découverte de microfossiles dans le Massif de Givonne (Vanguetaine, 1973) a permis d'infirmier définitivement son attribution, soit au Cambrien inférieur (Graulich, 1954 ; Fourmarier et Graulich, 1957), soit à l'Ordovicien inférieur (Waterlot, 1959).

## 2) Stratigraphie du Cambrien du Massif du Brabant.

Dans le Brabant, les séries du Paléozoïque inférieur, généralement cachées sous une couverture cénozoïque, n'affleurent que dans les vallées de la Senne, de la Sennette, de la Dyle et de la Gette. La structure générale du socle brabançon est celle d'un anticlinorium à noyau cambrien dont le flanc méridional montre, en apparente concordance du Nord au Sud, des séries ordoviciennes puis siluriennes. Dans le noyau cambrien, on distingue un groupe inférieur de roches claires quartzitiques, arkosiques, phylladeuses et silteuses contenant plusieurs gîtes d'*Oldhamia antiqua* et *Oldhamia radiata* dans sa partie supérieure et comparable de ce fait au Devillien de la Haute-Ardenne. Il lui succède, en continuité, un ensemble phylladeux et silteux gris verdâtre à gris bleuté constituant la formation d'Oisquercq ; celle-ci offre beaucoup d'analogies avec la formation Rv1 de Rocroi ou de Stavelot mais n'a encore livré aucune microflore.

Dans les vallées de la Senne et de la Sennette, la formation d'Oisquercq, épaisse de plusieurs centaines de m, vient buter par faille (Mortelmans, 1955 ; Legrand, 1968) contre les quartzophyllades noirs de Quenast à microfossiles ordoviciens ou contre les quartzophyllades de Virginal à microfossiles trémadociens (Vanguetaine, 1976) mais, nulle part, n'affleurent des roches noires d'aspect revinien comparables à celles de la Haute-Ardenne. Dans la vallée plus orientale de la Dyle, la formation d'Oisquercq, apparemment plus réduite (R. et P. Anthoine, 1942 ; Mortelmans, 1955 ; Legrand, 1968) paraît être surmontée en concordance par une série de roches noires surtout pélitiques, constituant la formation de Mousty dont l'épaisseur, difficile à évaluer, peut être estimée à environ 500 m. Il lui succède, vers le Sud, les quartzophyllades noirs de Chevlipont (100 à 140 m) à *Dictyonema flabelliforme* (Lecompte, 1948-1949) dont l'âge trémadocien inférieur est

confirmé par les associations d'Acritarches qu'ils renferment (Martin, 1968).

Vers le haut, les quartzophyllades trémado-ciens, à dominante pélitique, passent à des quartzophyllades plus arénacés, grossiers et micacés (quartzophyllades de Villers-la-Ville) dont l'âge arénigien supérieur - llanvirnien inférieur a pu être déterminé récemment grâce à leurs assemblages d'Acritarches (Martin, 1975). Les acquis paléontologiques infirment la stratigraphie établie par R. et P. Anthoine (1942) et conduisent à assimiler la formation de Mousty à tout ou partie du Revinien, d'autant plus que le seul assemblage significatif d'Acritarches reconnu dans des roches noires à faciès de Mousty, recoupées au sondage de Louvain, se rapporte à la zone 1 de l'extrême base du Cambrien moyen (Vanguetaine, 1973).

Comparativement au Revinien de la Haute-Ardenne, la formation de Mousty se singularise par sa puissance réduite (500 m), la prédominance des sédiments pélitiques et la diversité des faciès parmi lesquels on reconnaît des schistes à nodules et strates manganésifères, des ampélites à bancs phtanitiques et des quartzophyllades à stratifications entrecroisées. Compte tenu de leur importance relative, de leurs aires d'extension et de leur position stratigraphique équivalente, les formations de Mousty et d'Oisquerq pourraient représenter deux faciès différents du Revinien brabançon (Fourmarier, 1920), le premier étant seul représenté à l'Ouest (Oisquerq), le second étant largement prépondérant à l'Est (Mousty).

La Vallée de la Gette, où les affleurements sont plus dispersés, entame le massif brabançon dans sa partie centrale et montre un large développement de quartzites silteux gris à gris-bleu, rangés dans la formation de Blanmont; ils sont assimilables, par leur faciès, aux quartzites de la Longue-Haie à Rocroi ou de Hourt à Stavelot (Dv1). Notons toutefois, que les quartzites de Blanmont pourraient encore représenter un faciès latéral à grain plus fin de la formation Dv2 de Tubize (Legrand, 1968) ou constituer des lentilles au sein d'assises devilliennes à dominante phylladeuse à quartzophylladeuse (Mortelmans, 1976).

Les quartzites de Blanmont ceinturent au Sud, à l'Ouest et au Nord-Ouest, un noyau de quartzites et de phyllades noirs (formation de Jodoigne) très comparables, lithologiquement,

aux phyllades micacés de la formation d'Anchamps à Rocroi (Rv3). Toutefois, comme les phyllades à magnétite si caractéristiques du Devillien supérieur du Brabant n'existent nulle part entre les roches noires de Jodoigne et les quartzites de Blanmont (Raynaud, 1952), plusieurs auteurs considèrent la formation de Jodoigne comme la plus ancienne du Cambrien de l'Ardenne (de la Vallée-Poussin, 1930; Raynaud, 1952; Mortelmans, 1955) alors que d'autres, sur la base d'une similitude lithologique, l'attribuent au Revinien (Fourmarier, 1920; Graulich, 1954; Legrand, 1968).

Comme les recherches d'Acritarches dans la formation de Jodoigne sont restées vaines jusqu'à présent (Vanguetaine, 1973), le problème de sa position stratigraphique reste entier.

### 3) Le magmatisme cambrien de l'Ardenne.

Dans l'ensemble des aires cambriennes de l'Ardenne, seuls les Massifs de Stavelot et de Rocroi recèlent des roches magmatiques de nature diabasique ou microgranitique, enclavées dans les séries cambriennes ou trémado-ciennes et se présentant généralement en gisements concordants (\*). L'âge de leur mise en place constitue un problème difficile à résoudre dont nous exposons brièvement les données actuellement acquises.

Dans le *Massif de Stavelot*, des observations récentes (Geukens, 1976) ont permis de montrer l'existence de galets de roches éruptives dans le conglomérat qui jalonne localement la base des couches trémado-ciennes. On peut donc affirmer que tout ou partie des roches éruptives du *Massif de Stavelot* résulte d'un volcanisme qui s'est manifesté au cours du Cambrien supérieur pour se terminer, d'après Geukens (1976), au Trémadocien inférieur.

Dans le *Massif de Rocroi* où l'allure intrusive des sills de diabase et de microgranite a été reconnue de longue date (de Lapparent, 1909), on peut affirmer que l'activité magmatique est postérieure à la formation Rv4 du Cambrien supérieur (zone 5 à Acritarches) où se localise l'horizon diabasique stratigraphiquement

---

(\*) Dans le Brabant, il faut toutefois signaler le dyke dioritique du Champ Saint Véron à Lembecq, intrusif dans les arkoses de Tubize; il n'est pas totalement exclu qu'il puisse représenter le seul témoin accessible d'un magmatisme cambrien à dominante basique (Denayer et Mortelmans, 1954).

le plus élevé (Beugnies, 1963). Par ailleurs, on a pu établir une filiation génétique certaine entre les microgranites et les roches à quartz dihexaédrique du Franc-Bois de Willerzie qui affleurent au voisinage de la discordance gedinnienne, à la limite orientale du Massif (Beugnies, Charlet, 1970). Les roches de Willerzie représentent en fait une coulée rhyolitique au sein d'un complexe conglomératique volcano-sédimentaire raviné par la formation fossilifère gedinnienne de Mondrepuits (Dumont et Hanon, 1975). Le volcanisme de Willerzie, qui représente la manifestation extrusive du magmatisme exprimé sous forme d'intrusions dans le Massif de Rocroi, se situe par conséquent, dans le temps, entre le Cambrien supérieur (zone 5) et le Gedinnien inférieur (schistes de Mondrepuits) à une époque qui reste encore à préciser mais qui pourrait correspondre au Cambrien terminal comme à Stavelot.

#### 4) Paléogéographies cambriennes de l'Ardenne.

L'Ardenne appartient à la ceinture septentrionale détritique externe du Cambrien des Rhénides, adossée, au Nord comme au Sud, aux aires continentales précédemment définies.

Au cours du *Cambrien inférieur*, la sédimentation arénopélitique du Devillien supérieur Dv2 se répartit entre trois faciès (fig. 4) :

— dans le Brabant occidental et central, un faciès arkosique et grauwackeux grossier (arkose de Tubize), duquel les phyllades ne sont pas exclus,

— dans le Brabant oriental, le Massif de Stavelot et la partie septentrionale du Massif de Rocroi, un faciès quartzofeldspathique ou quartzitique ne comportant que quelques niveaux microconglomératiques,

— dans la partie méridionale du Massif de Rocroi, un faciès quartzophylladeux.

La distribution des zones isopiques implique la proximité, au nord de l'actuel Massif du Brabant, du *continent septentrional* et s'accorde avec la polarité N-S des courants, déduite de l'allure des ripple-marks et des stratifications obliques relevée dans les sédiments devilliens (Mortelmans, 1955).

L'analyse par thermoluminescence naturelle des arkoses et quartzites devilliens (Charlet, 1966) permet encore de mettre en évidence une double origine pour le matériel détritique. Dans

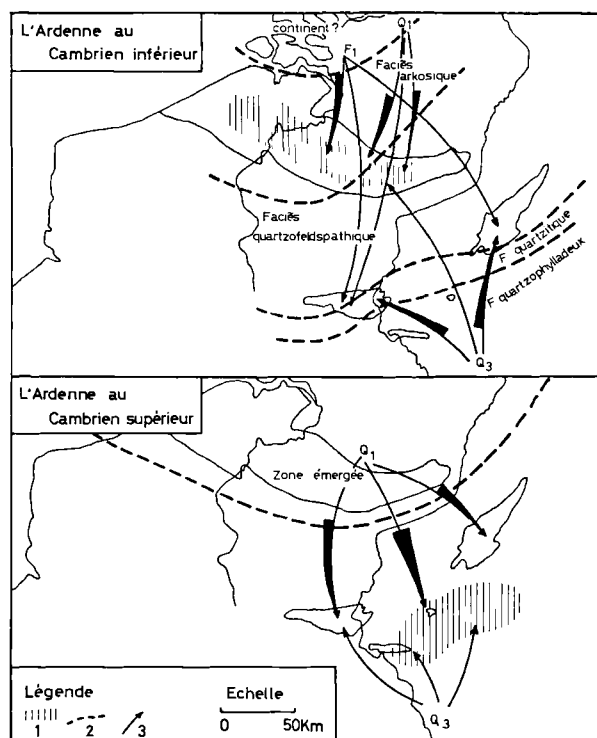


Fig. 4. — Paléogéographies cambriennes de l'Ardenne.

1. - Zone où la subsidence a été maximale.
2. - Limite de faciès.
3. - Polarité des apports.

le Brabant, l'apport est dominé par un feldspath F1 et un quartz Q1 ; en Haute-Ardenne, par contre, le feldspath F1 est fréquemment associé à un quartz de type Q3.

Les études plus récentes en thermoluminescence artificielle ainsi qu'en microthermoluminescence (Charlet, 1969, 1970, 1971) montrent en outre que l'apport détritique, tant dans le Brabant qu'en Haute-Ardenne, résulte en fait d'un mélange de quartz Q1 et Q3 en proportion variable d'un point à l'autre du bassin ; les quartz Q3 en proportion faible dans le Brabant sont par contre fréquents dans le massif de Rocroi et largement dominants dans le massif de Stavelot. Compte tenu de la paléogéographie cambrienne des Rhénides, l'origine du quartz Q3 serait à rechercher dans l'aire *cratogène méridionale*. La puissance des dépôts, de 100 à 250 m dans les Massifs de la Haute-Ardenne et supérieure à 1.000 m dans le Bra-

bant, témoigne d'une subsidence plus accusée du domaine brabançon ; ce caractère est sans doute à l'origine des turbidites et de la répétition des séquences granoclassées (Mortelmans, 1955).

Au cours du *Cambrien moyen*, la sédimentation, très active en Haute-Ardenne (plus de 1.000 m), garde un caractère arénopélitique avec le même quartz du type Q3 (Charlet, 1969) provenant toujours de l'aire cratogène méridionale ; cette aire devait être en voie de sur-recton si l'on tient compte de la régression normande (Doré, 1972) et des mouvements transgressifs de la mer vers le NW dans le Massif de Rocroi (Beugnies, 1960, 1963) et vers le NE dans le Massif de Stavelot (Ancion, 1933). Dans le Brabant, au contraire, la sédimentation plus réduite (500 m), de nature exclusivement pélitique et silteuse, développée dans un milieu oxydant à l'Ouest et nettement plus réducteur à l'Est, témoigne de la fermeture progressive du bassin en bordure du continent septentrional pénéplané et stabilisé.

Au cours du *Cambrien supérieur*, la sédimentation semble confinée à la Haute-Ardenne où elle est tributaire d'un apport terrigène caractérisé par le quartz Q1 en provenance du continent septentrional (Charlet, 1969) et de sa marge brabançonne émergée. Toutefois, dans le Massif de Rocroi, un apport sporadique de quartz Q3 est connu (Charlet, 1969) et dans les parties

les plus méridionales du bassin, actuellement représentées par le Massif de Givonne, on enregistre des décharges plus grossières en provenance de l'aire cratogène méridionale (Beugnies, 1976).

La zone axiale du bassin de subsidence s'aligne sur l'extrême sud de l'Ardenne où la formation Rv4 est plus phylladeuse que quartzitique et où la formation Rv5 réalise ses puissances maximales (Beugnies, 1960).

Dans leur succession, les paléogéographies cambriennes de l'Ardenne retracent l'évolution d'un bassin inséré entre deux aires continentales, l'une au Nord, l'autre au Sud, qui conditionnent la nature et la distribution des apports détritiques. Elles rendent compte de la migration de l'axe de subsidence localisé dans le Brabant au Cambrien inférieur, passant en Haute-Ardenne au Cambrien moyen avec, finalement, retrait de la mer du domaine brabançon au Cambrien supérieur.

L'histoire cambrienne de l'Ardenne s'achève avec l'implantation en marge du continent septentrional, d'un arc volcanique dont témoignent les coulées dacitiques de Stavelot et la transgression généralisée de la mer au Trémadocien inférieur, transgression dont les dépôts quartzofeldspathiques mettent en jeu des apports nouveaux Q2 et F2 (Charlet, 1969), issus d'une région plus interne du continent septentrional.

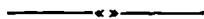
#### BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANCION Ch. (1933). — Stratigraphie du Revinien dans la partie centrale du Massif de Stavelot. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 56, p. 332-344.
- 2) ANTHOINE R. et P. (1942). — Les assises de Mousty et de Villers-la-Ville du Bassin inférieur de la Dyle. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 66, Mem., p. 53-180.
- 3) BENNISON M. et WRIGHT A.E. (1969). — The geological history of the British Isles. Londres, édit Ed. Arnold.
- 4) BEUGNIES A. (1960). — Stratigraphie comparée du Cambrien des Massifs ardennais. *Bull. Soc. belge Géol.*, 69, p. 91-106.
- 5) BEUGNIES A. (1960a). — Le Massif cambrien de Givonne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 83, Mém., p. 1-40.
- 6) BEUGNIES A. (1963). — Le Massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 270.
- 7) BEUGNIES A. (1976). — Structure et métamorphisme du Paléozoïque de la région de Muno, un secteur-clef du domaine hercynien de l'Ardenne. *Ann. Mines de Belg.*, p. 481-509.
- 8) BEUGNIES A. et CHARLET J.M. (1970). — Sur l'âge hercynien des microgranites du Massif cambrien de Rocroi. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 93, p. 341-451.
- 9) CHARLET J.M. (1966). — La thermoluminescence des roches quartzofeldspathiques. Application à l'étude des séries sédimentaires détritiques ; intérêt dans la datation des granites. Thèse F.P.Ms. *Bull. B.R.G.M.*, 1969, 2<sup>e</sup> s., n° 2, p. 51-97 et n° 3, p. 11-60.
- 10) CHARLET J.M. (1969). — Utilisation des courbes de thermoluminescence artificielle dans l'étude des séries sédimentaires détritiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XI, p. 287-297.
- 11) CHARLET J.M. (1970). — Le photomètre de thermoluminescence, son intérêt dans les applications de la TL à la géologie. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XC, 1, p. 23-31.
- 12) CHARLET J.M. (1971). — Analyse par thermoluminescence d'échantillons du sondage du Grand Halleux. Document inédit du laboratoire de Minéralogie, Faculté polytechnique de Mons.

- 13) CHEVALIER B. et DORE F. (1970). — Interstratification des éruptions volcaniques du Massif d'Ecouves (Orne) dans les formations du Cambrien régional. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 101, 61-77.
- 14) COGNE J. (1974). — Le Massif armoricain. In J. Debelmas « Géologie de la France ». Paris, Doin, édit.
- 15) CORIN F. (1926). — La stratigraphie et la tectonique du Massif devillien de Grand-Halleux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 49, Mem., p. 26-66.
- 16) DENAEYER M.E. et MORTELMANS G. (1954). — Les roches éruptives. In « Prodrôme d'une description géologique de la Belgique ». Société géol. Belg., p. 747-792.
- 17) DEWALQUE G. (1874). — Sur la corrélation des formations cambriennes de la Belgique et du Pays de Galles. *Bull. Ac. r. Belg.*, 2<sup>e</sup> s., 37, p. 596-598.
- 18) DORE Fr. (1969). — Les formations cambriennes de Normandie. *Thèse de Doctorat*, Faculté des Sciences, Caen.
- 19) DORE Fr. (1972). — La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> sér., 14, p. 79-83.
- 20) DORE Fr. (1974). — L'Europe moyenne cambrienne : les modèles sédimentaires, leur zonalité et leur contrôle. Rennes, Colloque intern. Chaîne varisque.
- 21) DORN P. (1960). — Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart.
- 22) DUMONT P. et HANON M. (1975). — Données nouvelles sur la nature et la position stratigraphique des porphyroïdes du Franc-Bois de Willerzie (Ardennes Belges). 94<sup>e</sup> Congrès, Ass. fr. avanc. Sc., Bruxelles.
- 23) FOURMARIER P. (1920). — La tectonique du Brabant et des régions voisines. *Mém. Ac. r. Belg.*, Cl. Sc., 2<sup>e</sup> s., t. IV, fasc. VI.
- 24) FOURMARIER P. et GRAULICH J.M. (1957). — Observations nouvelles sur la partie nord-orientale du Massif de Givonne. *Bull. Cl. Sc. Ac. r. Belg.*, 5<sup>e</sup> s., 43, p. 590-596.
- 25) GAIBAR-PUERTAS C. et HOGE E. (1951). — Description et interprétation provisoire de quelques observations géomagnétiques et géologiques effectuées sur le Massif de Serpont. *Bull. Soc. belge Géol.*, 60, p. 374-397.
- 26) GERARD A. (1974). — La tectonique du socle sous la Manche occidentale d'après les données du magnétisme aéroporté. *Bull. B.R.G.M.*, 2<sup>e</sup> série, n° 2.
- 27) GEUKENS F. (1950). — Quelques nouveaux gîtes à *Dictyonema flabelliforme* dans le Massif de Stavelot. *Bull. Soc. belge Géol.*, 59, p. 163-169.
- 28) GEUKENS F. (1950). — Contribution à l'étude de la partie nord-ouest du Massif cambrien de Stavelot. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 16.
- 29) GEUKENS F. (1954). — Quelques remarques au sujet de la répartition des *Dictyonema flabelliforme* dans le Massif cambrien de Stavelot (Belgique). *Congr. Géol. int., Alger*, XV, p. 45-52.
- 30) GEUKENS F. (1963). — Contact Revinien-Salmien dans le Massif de Stavelot. *Bull. Soc. belge Géol.*, 72, p. 35-42.
- 31) GEUKENS F. (1976). — L'âge des roches éruptives dans le Massif de Stavelot. *Ann. Soc. géol. Belg.* (A paraître).
- 32) GEUKENS F. et RICHTER D. (1961). — Problèmes géologiques dans le Massif de Serpont (Ardennes). *Bull. Soc. belge Géol.*, 70, p. 196-213.
- 33) GRAULICH J.M. (1949). — Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques des environs de Spa. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 72, M., p. 93-124.
- 34) GRAULICH J.M. (1954). — Le Cambrien-Trémadocien. In Prodrôme d'une description géologique de la Belgique (21-38). *Soc. géol. Belg.*, Liège.
- 35) GRAULICH J.M. (1963). — Position stratigraphique du *Dictyonema flabelliforme sociale* dans le Massif de Stavelot. *Bull. Soc. belge Géol.*, 72, p. 379-383.
- 36) GROLIER J. et LETOURNEUR J. (1968). — L'évolution tectonique du Grand Sillon Houiller du Massif Central français. 23<sup>e</sup> int. géol. congr., I, p. 107-116.
- 37) de LAPPARENT J. (1909). — Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. Paris, Gauthier-Villars.
- 38) LECOMPTE M. (1948). — Existence du Trémadocien dans le Massif du Brabant. *Bull. Cl. Sc. Ac. r. Belg.*, 5<sup>e</sup> s., 34, p. 677-687.
- 39) LECOMPTE M. (1949). — Découverte de nouveaux gîtes à *Dictyonema flabelliforme* dans le Trémadocien du Massif du Brabant. *Bull. Inst. r. Sc. nat. Belgique*, 25, n° 45.
- 40) LEFORT J.P. (1972). — Le socle anté-mésozoïque de la Manche occidentale et son évolution à la fin du Paléozoïque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 129-132 (comptes rendus).
- 41) LEFORT J.P. et WEBER C. (1974). — Le socle anté-permien sous le bassin anglo-franco-belge, d'après les données géophysiques. Essai de corrélation entre les massifs hercyniens périphériques. *Colloque International sur la Chaîne varisque*. Rennes.
- 42) LEGRAND R. (1968). — Le Massif du Brabant. *Serv. Géol. Belg.*, Mém. 9.
- 43) de MAGNEE I. et ANCIAUX P. (1945). — Note préliminaire sur le métamorphisme à grenats du Brabant. *Bull. Soc. belge de Géol.*, 54, p. 77-74.
- 44) de MAGNEE I. et RAYNAUD J. (1944). — Etude magnétique de la tectonique du Cambrien du Brabant à l'Est de Court-Saint-Etienne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 67, Mém., p. 495-546.
- 45) LIENHARDT M.J. (1961). — Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du socle anté-permien du Bassin de Paris. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXI, p. 233-241.
- 46) MALAISE C. (1874). — Sur l'âge de quelques couches du terrain ardennais des environs de Spa. *Bull. Ac. r. Belgique*, 2<sup>e</sup> s., 37, p. 800-801.



- 47) MARTIN Francine (1968). — Les Acritarches de l'Ordovicien et du Silurien belges. Détermination et valeur Stratigraphique. *Mém. Inst. r. Sc. nat. Belgique*, 160.
- 48) MARTIN Francine (1975). — Acritarches du Cambro-ordovicien du Massif du Brabant, Belgique. *Bull. Inst. r. Sc. nat. Belgique*, Sciences de la Terre (sous presse).
- 49) MÖBUS G. (1974). — Caractéristiques de la zone saxothuringienne de l'Orogène varisque d'Europe moyenne. *Colloque international sur la Chaîne varisque*, Rennes.
- 50) MORTELMANS G. (1955). — Considérations sur la structure tectonique et la stratigraphie du massif du Brabant. *Bull. Soc. belge Géol.*, 64, p. 179-218.
- 51) MORTELMANS G. (1976). — Le groupe devillien : Cambrien ou Précambrien ? *Ann. Mines Belg.* (à paraître).
- 52) POCOCK R.W. et WHITEHEAD T.H. (1948). — British regional geology. The Welsh Borderland. *Dep. Sc. and Ind. Res.*, London.
- 53) PRINGLE J. et GEORGE T.N. (1948). — British regional geology South Wales. *Geol. Surv. and Mus. Dep. Sc. Ind. Res.*, London.
- 54) RAYNAUD J. (1952). — Contribution magnétique à la connaissance géologique du Massif de la Gette. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 75, p. 283-291.
- 55) RENARD E. (1927). — Le Massif devillien de Falize-Ligneuville. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 50, p. 111-116.
- 56) SMITH B. et GEORGE T.N. (1948). — British regional geology North Wales. *Dep. Sc. and Ind. research*, London.
- 57) TERMIER H. et G. (1964). — Les temps fossilifères. I. - Paléozoïque inférieur. Paris, Masson.
- 58) DE LA VALLEE-POUSSIN J. (1930). — Contribution à l'étude du massif cambrien dans les vallées de la Dyle et de la Gette. *Mém. Inst. Geol. Univ. Louvain*, VI, 3.
- 59) VANGUESTAINE M. (1973). — Etude palynologique du Cambro-ordovicien de Belgique et de l'Ardenne française. *Thèse de Doctorat*, Faculté des Sciences, Liège.
- 60) VANGUESTAINE M. (1974). — Espèces zonales d'Acritarches du Cambro-Trémadocien de Belgique et de l'Ardenne française. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 18, p. 63-82.
- 61) VANGUESTAINE M. (1976). — Age des quartzophyl-lades zonaires de Virginal et de Quenast (Massif du Brabant, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.* (à paraître).
- 62) VON ELLER J.P. et SITTNER C. (1974). — Les Vosges et le Fossé rhénan. In « La Géologie de la France » par J. Debilmas, Doin, édit., Paris.
- 63) VON GAERTNER H.R. (1974). — Le seuil cristallin entre le Rhénohercynien et le Saxothuringien et sa continuation vers l'Est et vers l'Ouest. *Colloque intern. Chaîne varisque*, Rennes.
- 64) WATERLOT G. (1937). — Sur la stratigraphie et la tectonique du Massif cambrien de Rocroi. *Bull. serv. carte géol. France.*, 39, n° 195.
- 65) WATERLOT G. (1959). — Sur la présence d'un galet de schiste à *Dichograptide* (*Tretragraptus*) dans les alluvions de la Meuse à Mézières (Ardennes) et sur la possibilité de l'appartenance du Massif de Givonne à l'Ordovicien inférieur. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXIX, p. 6-18.
- 66) WEBER C. (1973). — Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris, d'après les données géophysiques. *Bull. B.R.G.M.*, sect. 2, n° 3, p. 219-343.





## L'apport de Graptolites de la Zone à *G. teretiusculus* dans la datation de faunes benthiques lusitano-armoricaines

par J.L. HENRY (\*), M. MELOU (\*\*), J. NION (\*), F. PARIS (\*), M. ROBARDET (\*),  
D. SKEVINGTON (\*\*\*) et D. THADEU (\*\*\*\*)

**Sommaire.** — A l'Ordovicien, la faune et la succession lithologique du Synclinal de Buçaco (Portugal) et de l'extrémité occidentale du Synclinorium médian armoricain (presqu'île de Crozon) montrent une identité remarquable. Dans ces deux unités, la présence de Graptolites de la Zone à *G. teretiusculus* confirme que les faunes benthiques qui leur sont associées, sont bien parfaitement contemporaines et appartiennent au Llandeilo inférieur. Dans le domaine ibéro-armoricain, en l'absence de Graptolites, l'extension stratigraphique limitée de ces faunes benthiques permettra de les utiliser à des fins de datation. Ces résultats clarifient en partie les corrélations entre l'Ordovicien lusitano-armoricain et les stratotypes britanniques.

**Summary.** — During Ordovician times, the faunas and lithological successions of the Buçaco syncline (Portugal) and the western part of the "Synclinorium median armoricain" were identical. In both regions the occurrence of Graptolites of the *G. teretiusculus* Zone confirms that the associated benthic faunas are completely contemporaneous and of lower Llandeilo age. The restricted stratigraphical distribution of these benthic faunas will be useful for dating ibero-armoricain Ordovician successions, even when Graptolites are lacking. The correlations between the lusitano-armoricain Ordovician stratigraphy and the British Standard series are improved by the new data given in this paper.

### INTRODUCTION

Les difficultés de datation des formations ordoviciennes du Massif Armoricain par comparaison avec les stratotypes des Iles Britanniques, comme celles des corrélations avec les séries types de Bohême (Havlíček et Marek, 1973), ont déjà été soulignées à plusieurs reprises (Henry et Philippot, 1968 ; Robardet, 1973 ; Lindström et al., 1974 ; Babin et al., 1976). En effet, les faunes benthiques (Trilobites, Ostracodes, Bivalves, Brachiopodes) sont, au niveau spécifique, différentes, non seulement

de celles de Grande-Bretagne, mais aussi de celles de Bohême. Dans la mesure où la phylogénie et la vitesse d'évolution de ces Invertébrés restent encore mal connues, on comprend qu'ils n'apportent pas d'éléments décisifs. La solution, au moins dans l'état présent des recherches, ne peut provenir, dans le cas de formations à dominante terrigène, que des fossiles ou microfossiles pélagiques tels que les Graptolites ou les Chitinozoaires.

Dans l'ensemble du Massif Armoricain, grâce à la présence de Didymograptidés à branches pendantes, l'attribution au Llanvirn de la totalité ou d'une partie de certaines formations ordoviciennes [Formations d'Urville en Normandie, de Postolonnec et d'Andouillé dans le Synclinorium médian, de Traveusot au Sud de Rennes (Philippot, 1950)] ne soulève guère de discussions. Toutefois, les subdivisions en Llanvirn inférieur et Llanvirn supérieur ne peuvent encore être établies et la position des limites inférieure et supérieure de cette série reste floue et conventionnelle.

(\*) Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, Laboratoire C.N.R.S. ; Laboratoire de Paléontologie et de Stratigraphie, Université de Rennes, B.P. 25 A, 35031 Rennes Cedex.

(\*\*) Laboratoire de Paléontologie, Université de Bretagne Occidentale, Avenue Le Gorgeu, 29283 Brest Cedex.

(\*\*\*) Department of Geology, Memorial University, St John's, Newfoundland, Canada.

(\*\*\*\*) Laboratório de Geologia, Instituto Superior Técnico, Lisboa 1, Portugal.

Note déposée le 4 Novembre 1976.

Pour le reste de l'Ordovicien, les datations précises sont exceptionnelles : mentionnons l'attribution au Caradoc inférieur de la base de la Formation de Kermeur (Henry et *al.*, 1974) et celle de la partie supérieure de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille à l'Ashgill (Skevington et Paris, 1975). A ce sujet, et compte tenu de la rareté et de la pauvreté des faunes de Graptolites, et aussi de l'absence presque totale de faciès calcaires susceptibles de livrer des Conodontes, on ne peut qu'insister sur l'intérêt des assemblages de Chitinozoaires (travaux en cours de Paris) qui sont particulièrement riches dans l'Ordovicien armoricain et portugais.

Malgré ces quelques données précises, la plus grande incertitude demeurerait pour la majeure partie de l'Ordovicien "moyen" armoricain et, au cours du développement des recherches, diverses interprétations se sont succédées, relatives à la datation des formations et à l'emplacement des limites stratigraphiques (voir bibliographie in Babin et *al.*, 1976). En particulier, l'extension admise pour le Llandeilo a considérablement varié selon les auteurs. Aucune des interprétations proposées ne présentait d'argument décisif et n'avait donc valeur de démonstration. Le problème ne pouvait qu'être, pour l'instant, être résolu que par la découverte de Graptolites.

Les analogies ou similitudes existant entre les successions ordoviciennes du Massif Armoricaire et de la Péninsule Ibérique, signalées de longue date (Barrois, 1892 ; Kerforne, 1901 ; ...) ont été précisées à plusieurs reprises (voir bibliographie in Henry et *al.*, 1974). Dans le contexte "ibéro-armoricaire", l'exemple le plus frappant est celui de l'identité remarquable (fig. 1) de l'Ordovicien du Synclinal de Buçaco (Portugal) et de celui de l'extrémité occidentale du Synclinorium de Chateaulin (Synclinorium médian armoricaire). Cette identité, qui concerne non seulement le déroulement du phénomène sédimentaire (succession, lithofaciès et puissance des formations), mais également la composition et la distribution verticale des faunes benthiques (Trilobites, Ostracodes, Bivalves, Brachiopodes) et des assemblages de micro-organismes (Acritarches et Chitinozoaires), a fait l'objet de publications récentes (Henry et Morzadec, 1968 ; Henry et Thadeu, 1971 ; Henry et *al.*, 1974 ; Melou, 1976). Devant l'évidence de cette identité de lithologie et de faune, toute donnée relative à l'une des unités géogra-

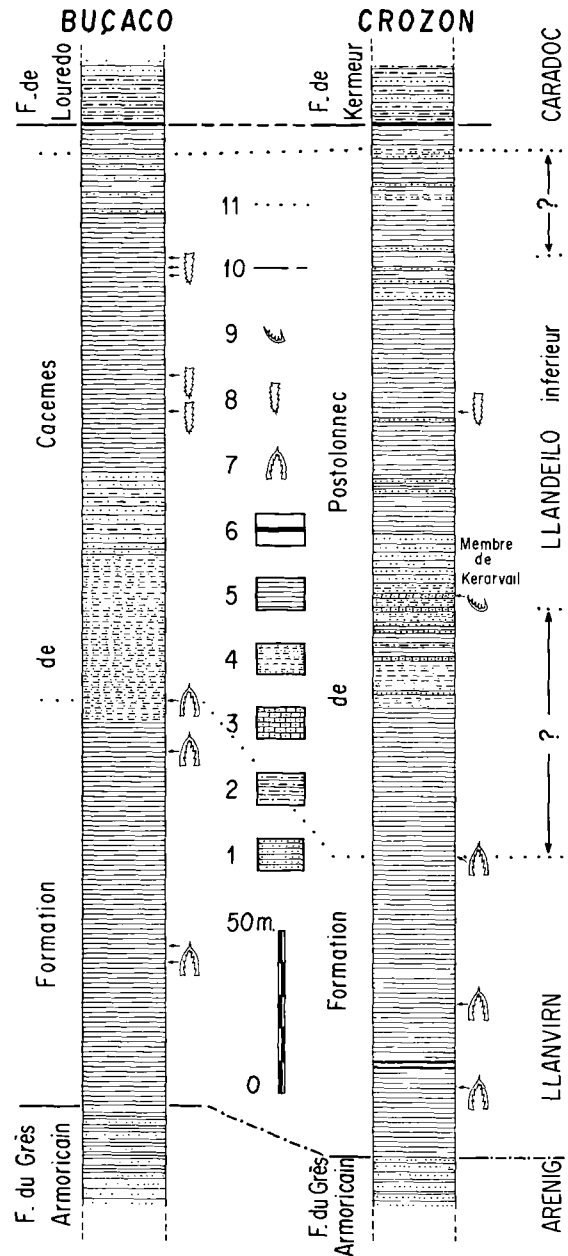


Fig. 1. — Les Formations de Cacemes et de Postolonnec : lithologie ; répartition des Graptolites et des Conodontes.  
 Légende : 1, quartz-arénite. — 2, quartz-wakes. — 3, quartz-wakes calcaires. — 4, alternances de siltstones et de quartz-wakes. — 5, siltstones. — 6, banc chlorito-phosphaté. — 7, Didymograptidé à branches pendantes. — 8, Diplograptidé. — 9, Conodontes. — 10, limite de formation. — 11, limite stratigraphique et corrélation.

priques peut guider les recherches dans l'autre.

En ce qui concerne le Llandeilo, un premier élément fondamental a été apporté par Mitchell (1974) : dans une publication essentiellement consacrée aux unités lithologiques et aux Brachiopodes de l'Ordovicien du Buçaco, cet auteur signale la présence, dans la moitié supérieure de la Formation de Cacemes ("Schistes à *Homalonotus oehlerti*" sensu Delgado, 1908), de *Gymnograptus linnarssoni*. Ce Graptolite caractérise, en Scandinavie, la Zone à *Glyptograptus teretiusculus* (Jaanusson, 1960 ; Berry, 1964) et même plus particulièrement sa partie inférieure, parfois érigée (Hede, 1951) en Zone à *G. linnarssoni*. La découverte de cette espèce indiquait de façon très ponctuelle l'existence de Llandeilo inférieur (sensu Williams et al., 1972) dans la Formation de Cacemes. Il restait à reconnaître l'extension réelle de ce Llandeilo inférieur dans l'ensemble de la formation.

## I. — LES GRAPTOLITES DE LA PARTIE SUPERIEURE DES FORMATIONS DE CACEMES ET DE POSTOLONNEC

Au Portugal et dans le Massif Armoricaïn, les recherches entreprises ont conduit à la découverte de plusieurs niveaux à Graptolites (déterminations Skevington) ; ces nouvelles données permettent de fixer une épaisseur minimale (45 m environ) au Llandeilo inférieur du Synclinal de Buçaco et, dans les deux régions, de dater les associations de fossiles benthiques (Trilobites, Ostracodes, Bivalves, Brachiopodes) qui accompagnent ces Graptolites.

### 1) Les gisements du Synclinal de Buçaco.

Les Graptolites examinés (Skevington) proviennent tous de la moitié supérieure de la Formation de Cacemes. Les échantillons, dans leur majorité, ont été recueillis dans une coupe située le long de la route Luso-Penacova (du km 46,5 au km 46,6). Dans cette coupe, les cinq niveaux à Graptolites repérés sont respectivement situés à 88 m, 76 m, 45,5 m, 43 m et 41 m sous le banc chlorito-phosphaté qui marque la base de la Formation de Louredo. Les deux premiers horizons (88 et 76 m) livrent uniquement *Gymnograptus linnarssoni* Tullberg M S (Moberg) et les trois derniers (45,5, 43 et 41 m)

renferment respectivement des formes déterminées : ? *Orthograptus propinquus* (Hadding), *Glyptograptus* cf. *cernuus* Jaanusson et *Glyptograptus teretiusculus* (Hisinger) sensu Berry, 1964.

Dans une autre coupe, le long de la route Luso-Penacova, à l'entrée du village de Cacemes, nous avons récolté *Glyptograptus* cf. *cernuus* Jaanusson à 52 m sous la base de la Formation de Louredo.

D'autres gisements sont encore connus dans la partie supérieure de la Formation de Cacemes : à "Fonte da Horta" (km 47,4 de la route Luso-Penacova), à Palheiros (600 m à l'Est de la chapelle) et dans la coupe de "Casqueiró à Santo Antonio do Cantaro" (couche 17). Ces trois gisements n'ont livré que des exemplaires de *G. linnarssoni* ; les échantillons provenant des deux derniers gisements appartiennent aux collections du Laboratório de Geologia de l'Instituto Superior Técnico (Lisboa).

### 2) Les gisements de la presqu'île de Crozon.

Quelques fragments de Diplograptidés ont déjà été signalés dans la Formation de Postolonnec mais leur position stratigraphique et géographique imprécise ne permet pas de les utiliser. Par contre, l'horizon à *Gymnograptus linnarssoni*, que nous avons découvert dans la falaise de Postolonnec, est bien localisé : il se situe à 40 m au-dessus du dernier banc gréseux du Membre de Kerarvail.

## II. — ETUDE PALEONTOLOGIQUE ET SIGNIFICATION STRATIGRAPHIQUE

*Gymnograptus linnarssoni* Tullberg M S (Moberg) (fig. 2 a-d) : de légères différences ont été notées entre les spécimens lusitano-armoricaïn et scandinaves. Elles portent sur la largeur maximale du rhabdosome et sur le nombre de thèques par centimètre (\*). Il ne semble cependant pas que ces différences soient significatives et l'attribution des formes du Buçaco et de Crozon (malgré l'état de conservation médiocre de ces dernières) à *G. linnarssoni* paraît tout à fait justifiée.

(\*) Largeur maximale du rhabdosome : Buçaco, 2,3 à 2,4 mm ; Région d'Oslo : 2,5 à 2,65 mm (Berry, 1964).

Nombre de thèques par cm : Buçaco, 11,5 à 14 ; Scandinavie, 16 selon Berry (1964) ; 14 à 16, rarement 13, généralement 15 selon Bulman (1953).

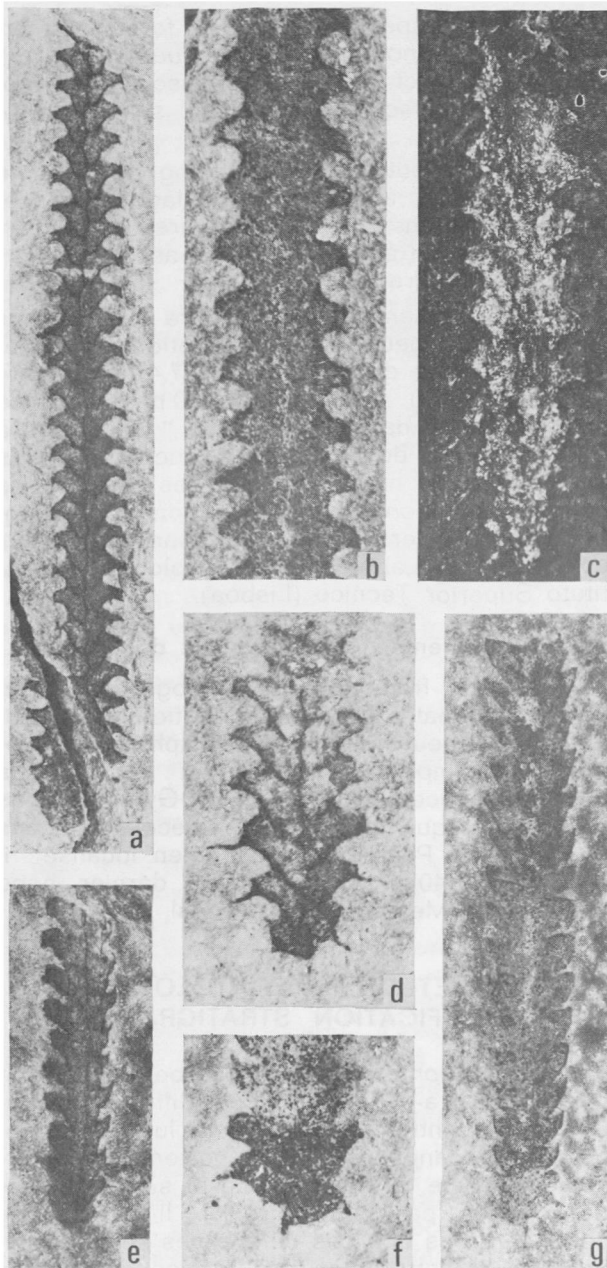


Fig. 2. — Graptolites du Portugal et du Massif Armoricain.

a, b, d : *Gymnograptus linnarssoni* Tullberg MS (Moberg) ; coupe en bordure de la route Luso-Penacova (km 46,5-46,6) Portugal ; partie supérieure de la Formation de Cacemes (88 m du sommet). a : Gr. = 5. I.G.R. 20444 ; b : Gr. = 10. I.G.R. 20445 ; d : Gr. = 10. I.G.R. 20448.  
 c : *Gymnograptus linnarssoni* Tullberg MS (Moberg) ; coupe de Postolonnec (Massif Armoricain) ; partie supérieure de la Formation de Postolonnec (39 m au-dessus du Membre de Kerarvail) ; Gr. = 10. I.G.R. 20498.

? *Orthograptus propinquus* (Hadding) : malgré une disposition légèrement oblique dans le sédiment et les difficultés d'observation des détails de la partie proximale, les exemplaires recueillis peuvent être rapportés avec doute à *Orthograptus propinquus* (Hadding).

*Glyptograptus teretiusculus* (Hisinger) *sensu* Berry (1964) (\*) : les deux exemplaires récoltés dans le Synclinal de Buçaco sont des fragments distaux de rhabdosomes dont les caractéristiques (thèques et dimensions) se placent dans les limites de variation données par Berry (1964, p. 147-151, Pl. 15, fig. 4-6) pour *Glyptograptus teretiusculus*.

*Glyptograptus cf. cernuus* Jaanusson (fig. 2 f-g) : le matériel recueilli dans le Synclinal de Buçaco possède bien les caractères spécifiques de *G. cernuus*. Une assimilation complète à cette espèce reste délicate : l'illustration fournie par Jaanusson (1960, fig.-texte 6 et Pl. 3, fig 9) correspond à un spécimen réduit à sa partie proximale et ne comportant que les trois premières thèques de chaque côté.

Si l'on considère la répartition stratigraphique actuellement connue des espèces scandinaves, citées précédemment, *G. linnarssoni* est limité à la seule Zone à *Glyptograptus teretiusculus* (Hede, 1951, p. 59 et tabl. 4 ; Jaanusson, 1960, p. 339). D'après Berry (1964, p. 150 et 153), *Glyptograptus teretiusculus* et *Orthograptus propinquus* apparaissent à la partie supérieure du Llanvirn (Zone à *D. purchisoni*) et persistent dans le Llandeilo inférieur (Zone à *G. teretiusculus*) de la région d'Oslo. Quant à *Glypto-*

(\*) *G. teretiusculus* (Hisinger), une des espèces de Graptolites ordoviciens les plus communément citées, est une des plus mal connues. Le type de l'espèce de Hisinger, figuré par Tullberg (1881, Pl. 2, fig. 1), n'est qu'un fragment de rhabdosome. Parmi les descriptions ultérieures, celle de Berry, fondée sur du matériel de la région d'Oslo, est l'une des plus récentes et des plus complètes ; elle a donc servi de référence dans le présent travail.

e : ? *Orthograptus propinquus* (Hadding) ; coupe en bordure de la route Luso-Penacova (km 46,5-46,6) Portugal ; partie supérieure de la Formation de Cacemes (45,5 m du sommet de la formation) ; Gr. = 5. I.G.R. 20441.  
 f et g : *Glyptograptus cf. cernuus* Jaanusson ; coupe en bordure de la route Luso-Penacova (km 47,150).  
 f : Gr. = 10. I.G.R. 20439 ; détail de la partie proximale de la contre-empreinte (g) ;  
 g : Gr. = 5. I.G.R. 20438.

*graptus cernuus*, il a été décrit en Suède, dans le "Furudal Limestone" du Llandeilo inférieur (Jaanusson, 1960, p. 324-325). En conséquence, on doit rapporter la partie supérieure des Formations de Cacemes et de Postolonnec, livrant des Graptolites connus dans la Zone à *G. teretiusculus*, au Llandeilo inférieur tel qu'il est défini par Williams et al. (1972).

### III. — LES FAUNES BENTHIQUES DES FORMATIONS DE CACEMES ET DE POSTOLONNEC

Au Buçaco et à Crozon, certains taxons de la faune benthique, représentée presque exclusivement par des Trilobites, Ostracodes, Bivalves et Brachiopodes, ont une répartition verticale limitée à tout ou partie de l'intervalle daté par des Graptolites de la Zone à *teretiusculus* (fig. 3). Ils pourront donc, en l'absence de Graptolites, servir à caractériser le Llandeilo inférieur dans le domaine ibéro-armoricain et dans le Synclinorium médian en particulier.

Ces associations de faunes benthiques du Llandeilo inférieur diffèrent sensiblement de celles qui sont connues à la partie inférieure des Formations de Postolonnec et de Cacemes dans des niveaux datés du Llanvirn par des Didymograptidés. En effet, si certaines espèces à large répartition stratigraphique (*Neseuretus tristani* s.l.; *Plaesiacomia oehlerti*, *Colpocoryphe rouaulti*, *Primitia simplex*, *Tetradella busacensis*,...) sont à la fois présentes dans le Llanvirn et dans le Llandeilo inférieur, d'autres, par contre, sont localisées, soit au Llanvirn (*Ctenobolbina hispanica*, *Cacemia riberoi*, *Eodalmanitina destombesi nava*), soit au Llandeilo inférieur (*Crozonaspis struvei*, *Morgatia hupei*, *Eodalmanitina destombesi destombesi*, *Ctenobolbina ribeiriana*, *Ctenobolbina* sp. 2, *Pseudulrichia* sp. 1, *Eurychilina* sp., *Heterorthina morgatensis*, *H. kerfornei*, *Crozonorthis musculosa*). En fait, certaines de ces espèces sont plus particulièrement représentées à la partie supérieure de l'ensemble daté du Llandeilo inférieur par les Graptolites (fig. 3), tels les Trilobites *Morgatia hupei*, *Crozonaspis struvei*, *Eodalmanitina destombesi destombesi*, les Ostracodes *Ctenobolbina ribeiriana*, *Eurychilina* sp. et le Brachiopode *Apollonorthis bussacensis*.

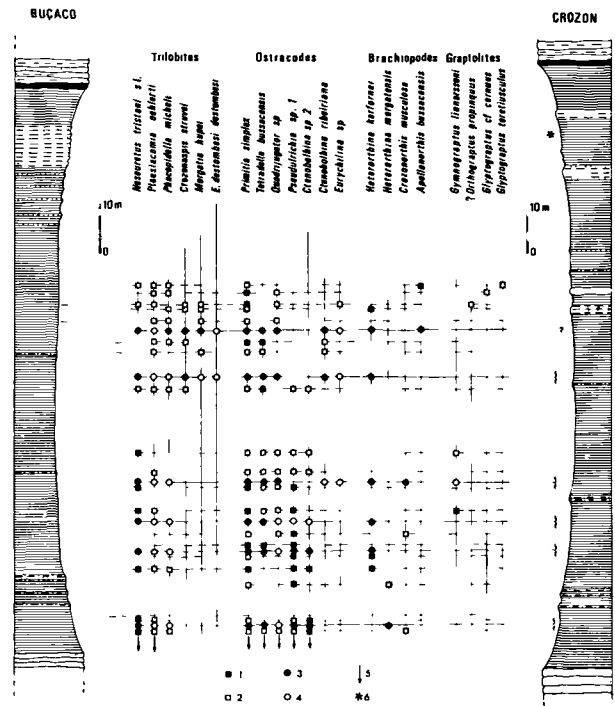


Fig. 3. — Répartition des Graptolites et de quelques espèces significatives de la faune benthique, dans la partie supérieure des Formations de Postolonnec et de Cacemes (d'après la coupe de la plage de Postolonnec en Crozon et la coupe de la route Luso-Penacova, du km 46,5 au km 46,6, au Buçaco).

Légende (pour la lithologie, voir fig. 1) : Buçaco : 1, espèce dominante ou abondante. — 2, espèce présente. — Crozon : 3, espèce dominante ou abondante. — 4, espèce présente. — 5, espèce également connue dans la partie inférieure des Formations de Postolonnec et de Cacemes. — 6, présence de *Marrolithus bureaui*.

### IV. — L'EXTENSION DU LLANDEILO DANS LES FORMATIONS DE POSTOLONNEC ET DE CACEMES

Pour importante qu'elle soit, la découverte de Graptolites de la Zone à *G. teretiusculus* ne saurait résoudre, loin s'en faut, tous les problèmes stratigraphiques que posent les successions ordoviciennes du Synclinal de Buçaco et du Synclinorium médian armoricain. Ainsi, la limite inférieure du Llandeilo ne peut être placée avec précision dans l'intervalle (100 m au Buçaco ; 135 m à Postolonnec) qui sépare les der-

niers représentants connus du genre *Didymograptus* et le premier niveau ayant livré *G. linnaarssoni*. Toutefois, les Conodontes découverts en presque-île de Crozon à 7 m sous les premiers bancs massifs du Grès de Kerarvail indiquent déjà la Zone à *G. teretiusculus* du Llandeilo inférieur (Lindström et al., 1974 ; Lindström, 1976, p. 514). En conséquence, l'épaisseur des couches qui ne peuvent pour l'instant, sur des critères paléontologiques, être attribuées au Llanvirn ou au Llandeilo inférieur, est restreinte à 60 m environ à Postolonnec (\*).

Quant au Llandeilo moyen et supérieur, leur existence n'est toujours pas démontrée dans le Synclinal de Buçaco comme dans le Synclinorium médian armoricain. Cependant, si ces subdivisions stratigraphiques sont effectivement présentes dans les successions étudiées, elles ne peuvent correspondre qu'à une faible épaisseur de sédiments. En effet, dans la Formation de Cacemes, leur puissance ne saurait excéder la quarantaine de mètres qui sépare le dernier horizon à *G. teretiusculus* du banc chlorito-phosphaté marquant la base de la Formation de Louredo et qui appartient déjà au Caradoc inférieur (\*\*). (Henry et al., 1974). Les assemblages de Chitinozoaires (Paris, travaux en cours) restreignent encore cette épaisseur, puisque les derniers mètres de la Formation de Cacemes livrent déjà des formes connues dans le banc chlorito-phosphaté.

A Crozon, le sommet de la Formation de Postolonnec comporte deux petites masses argilo-silteuses séparées par quelques bancs de grès micacés (fig. 3). Il s'agit des "schistes à *Marrolithus bureau*" surmontés par les "schistes du Veryac'h". La faune des "schistes à *M. bureau*", malgré une originalité due à la présence de ce Trinucleidé, n'en conserve pas moins des affinités avec les assemblages du Llandeilo inférieur puisque des espèces comme *N. tristani*, *Ph. micheli*, y persistent (\*\*\*) . Mais, s'il paraît raisonnable de considérer les "schistes à *M. bureau*" comme appartenant

au Llandeilo s. l. [le sous-genre *Neseuretus* (*Neseuretus*) est inconnu dans le Caradoc], il est encore prématuré d'affirmer qu'il s'agit de Llandeilo inférieur, moyen ou supérieur.

En ce qui concerne la faune benthique des "schistes du Veryac'h", nettement différente des assemblages connus dans le reste de la Formation de Postolonnec, de nombreux arguments incitent à la rapporter au Caradoc. On y trouve des représentants de genres et sous-genres [*Dalmanitina* (*Dalmanitina*),...] qui ne sont connus que dans le Caradoc et des formes, telles *Colpocoryphe lennieri*, présentes dans le banc chlorito-phosphaté (Caradoc inférieur) de la base des Formations de Kermeur et de Louredo. Les Ostracodes, eux aussi, diffèrent totalement des assemblages connus dans le reste de la Formation de Postolonnec : l'apparition du genre *Ceratopsis* coïncide avec la disparition des formes plus anciennes.

Au vu de ces divers arguments, il semble bien que, à Crozon, la limite Llandeilo-Caradoc doit être placée entre les "schistes à *Marrolithus bureau*" et les "schistes du Veryac'h", en accord avec les conceptions antérieures.

Ainsi, dans les deux synclinaux, les arguments disponibles concordent et suggèrent que la limite Llandeilo-Caradoc se situe vers le sommet des Formations de Postolonnec et de Cacemes, à une dizaine de mètres au-dessous de leur limite supérieure.

## CONCLUSION

En dépit de la persistance de problèmes de limites stratigraphiques, les Graptolites de la Zone à *teretiusculus* démontrent sans ambiguïté l'existence de Llandeilo inférieur dans les deux unités géologiques étudiées. Les faunes benthiques associées, ainsi datées, deviennent des outils précieux, utilisables, en l'absence de

(\*) La présence de *D. artus* (détermination Skevington) à une trentaine de mètres sous le Grès de Kerarvail, dans la coupe du Veryac'h en Camaret, réduit encore l'intervalle d'incertitude (Melou, 1976).

(\*\*) Ainsi que nous l'avons déjà dit (Henry et al., 1974), et contrairement à l'opinion de Mitchell (1974, fig. 4) qui rapportait au Llandeilo, non seulement la partie supérieure de la Formation de Cacemes, mais également la plus grande partie de la Formation de Louredo, sus-jacente.

(\*\*\*) Dans le gisement de La Touche à Andouillé (partie orientale du Synclinorium médian armoricain), on connaît, associés à *Marrolithus bureau*, des Trilobites (*Pl. oehlerti*, *Ph. micheli*, *N. tristani*,...), des Ostracodes (*C. ribeiriana*, *Eurychilina* sp., *Tetradella bussacensis*, *Quadrijugator* sp.) et des Brachiopodes (*Aegiromena mariana*, *H. kerfornei*, *A. bussacensis*) très abondants dans le Llandeilo inférieur et même, pour certains, déjà présents dès le Llanvirn.



Graptolites, pour caractériser le Llandeilo inférieur du domaine ibéro-armoricain. Ces résultats clarifient en partie les corrélations entre l'Ordovicien armoricain ou ibérique et les stratotypes britanniques. Enfin, le fait que des Graptolites et des Chitinozoaires (de type pélagique), surtout connus pour l'instant dans la province baltique, apparaissent dans le domaine ibéro-

armoricain, au cours de l'Ordovicien, implique la possibilité de communications "trans-océaniques" entre ces deux aires de sédimentation. La distance qui séparait ces deux domaines restait cependant trop importante pour qu'une influence mutuelle puisse se traduire au sein des communautés benthiques baltes et ibéro-armoricaines.

#### BIBLIOGRAPHIE

- 1) BABIN C. et al. (1976). — The Ordovician of the Armorican Massif (France). In Basset M.G. (éd.), p. 359-385. *The Ordovician system: proceedings of a Palaeontological Association symposium, Birmingham, September 1974*, 696 p. University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff.
- 2) BARROIS Ch. (1892). — Mémoire sur la distribution des Graptolites en France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XX, p. 75-193. Lille.
- 3) BERRY W.B.N. (1964). — The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 16. Graptolites of the *Ogygiocaris* series. *Norsk geol. Tidsskr.*, 44, p. 61-170. Oslo.
- 4) BULMAN O.M.B. (1953). — Some graptolites from the *Ogygiocaris* series (4 a $\alpha$ ) of the Oslo district. *Arkiv för Min. och Geol.*, 1, 17, p. 509-517. Stockholm.
- 5) DELGADO N.F. (1908). — Système silurique du Portugal. Etude de stratigraphie paléontologique. *Mém. Com. Serv. géol. Portugal*, 245 p. Lisboa.
- 6) HAVLICEK V. et MAREK L. (1973). — Bohemian Ordovician and its international correlation. *Casopis Mineral. Geol.*, 18, p. 225-232. Praha.
- 7) HEDE J.E. (1951). — Boring through Middle Ordovician-Upper Cambrian in the Fågelsång district, Scania (Sweden). *Lunds Univ. Årsskrift*, N.F., 2, 76, 7, p. 1-84. Lund.
- 8) HENRY J.L. et MORZADEC P. (1968). — Sur la présence du sous-genre *Phacopidella* (*Prephacopidella*) Destombes, 1963 (Trilobite) dans les schistes ordoviens du Portugal. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 5, p. 158-160, Paris.
- 9) HENRY J.L., NION J., PARIS F. et THADEU D. (1974). — Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (serra de Buçaco) et du massif Armoricain : essai de comparaison et signification paléogéographique. *Com. Serv. géol. Portugal*, LVII, p. 303-352, Pl. I-X. Lisboa.
- 10) HENRY J.L. et PHILIPPOT A. (1968). — Nouvelles découvertes paléontologiques dans l'Ordovicien moyen d'Ille-et-Vilaine. *C.R. Ac. Sc.*, 266, p. 2187-2189, 1 pl. Paris.
- 11) HENRY J.L. et THADEU D. (1971). — Intérêt stratigraphique et paléogéographique d'un microplancton à Acritarches découvert dans l'Ordovicien de la Serra de Buçaco (Portugal). *C.R. Ac. Sc.*, 272, p. 1343-1346, 2 pl. Paris.
- 12) JAANUSSON V. (1960). — Graptoloids from the Ontikan and Viruan (Ordov.) Limestones of Estonia and Sweden. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 38, p. 289-366, Pl. I-V. Uppsala.
- 13) KERFORNE F. (1901). — Etude de la région silurique occidentale de la presqu'île de Crozon. *Thèse*, 234 p. Rennes.
- 14) LINDSTROM M., RACHEBŒUF P.R. et HENRY J.L. (1974). — Ordovician Conodonts from the Postolonnec Formation (Crozon peninsula, Massif Armoricain) and their stratigraphic significance. *Geologica et Palaeontologica*, 8, p. 15-28, 2 pl. Marburg.
- 15) LINDSTROM M. (1976). — Conodont palaeogeography of the Ordovician. In Basset M.G. (éd.), p. 501-522. *The Ordovician system: proceedings of a Palaeontological Association symposium, Birmingham, September 1974*. 696 p. University of Wales Press and National Museum of Wales. Cardiff.
- 16) MELOU M. (1975). — Le Genre *Heterorthis* (*Brachiopoda*, *Orthida*) dans la Formation des Schistes de Postolonnec (Ordovicien) Finistère, France. *Geobios*, 8, 3, p. 191-208, Pl. 20-24. Lyon.
- 17) MELOU M. (1976). — *Orthida* (*Brachiopoda*) de la Formation de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France. *Geobios*, 9, 6, Lyon (sous presse).
- 18) MITCHELL W.I. (1974). — An outline of the stratigraphy and palaeontology of the Ordovician rocks of Central Portugal. *Geol. Mag.*, 111, 5, p. 385-396. Pl. 1. London.
- 19) PHILIPPOT A. (1950). — Les Graptolites du Massif Armoricain. Etude stratigraphique et paléontologique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 8, 295 p. Rennes.
- 20) ROBARDET M. (1973). — Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif Armoricain au Paléozoïque. *Thèse*. (N° d'enregistrement au CNRS : AO 8533), 553 p. Paris.
- 21) ROBARDET M., HENRY J.L., NION J., PARIS F. et PILLET J. (1972). — La Formation du Pont-de-Caen (Caradocien) dans les synclinaux de Domfront et de Sées (Normandie). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCII, p. 117-137. Lille.
- 22) SKEVINGTON D. et PARIS F. (1975). — Les Graptolites de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille (Ordovicien supérieur du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. France*, 7, XVII, 2, p. 260-266. Paris.
- 23) TULLBERG S.A. (1881). — On the graptolites described by Hisinger and the older Swedish authors. *Bihang till Kungl. Svensk. vetenskaps-Akad. Handl.*, 6, 13.
- 24) WILLIAMS A., STRACHAN I., BASSETT D.A., DEAN W.T., INGHAM J.K., WRIGHT A.D. et WHITTINGTON H.B. (1972). — A Correlation of Ordovician rocks in the British Isles. *Geol. Soc., Spec. Rep.*, 3, p. 1-74. London.



## Brachiopodes Chonetacea et Crinoïdes des Formations du Faou et de Montguyon (Dévonien inférieur du Massif Armoricain)

par J. LE MENN (\*) et P.R. RACHEBŒUF (\*)

(Planches XXIV à XXXI)

*Sommaire.* — L'étude biostratigraphique de la Formation du Faou (Synclinorium de Châteaulin) et celle de Montguyon (Synclinorium de Laval) nous a permis de reconnaître 12 espèces de Brachiopodes Chonetacea, dont deux nouvelles, et 29 espèces de Crinoïdes, dont quatre sont inédites. La biozonation fine ainsi établie permet de bonnes corrélations entre les deux formations tandis que la comparaison avec d'autres régions conduit à préciser la limite Siegenien-Emsien dans le Massif Armoricain.

*Summary.* — The biostratigraphical study of the Faou Formation (Châteaulin Synclinorium) and the Montguyon Formation (Laval Synclinorium) allows us to recognize 12 species of Chonetacean Brachiopods and 29 species of Crinoids. Correlations between the two studied formations are established on detailed biozonation. Siegenian-Emsian boundary in the Armorican Massif is placed after discussion and comparisons with the surrounding areas.

### I. — INTRODUCTION STRATIGRAPHIQUE

Les grauwackes de décalcification qui surmontent les calcaires du Dévonien inférieur dans le Synclinorium médian armoricain étaient rapportées, dans leur ensemble, au Siegenien supérieur et à l'Emsien inférieur.

En 1942, Renaud distinguait trois niveaux dans les "grauwackes" du Finistère, reprenant en partie les subdivisions de Collin (1912) basées sur des critères biostratigraphiques. Renaud précisait que les trois subdivisions du Finistère étaient difficiles à reconnaître dans le Synclinorium de Laval mais que, comme dans le Synclinorium de Châteaulin, il était possible de distinguer un "niveau intermédiaire" caractérisé par un mélange de faunes siegeniennes et emsiennes.

Ces dernières années, des unités lithostratigraphiques ont été décrites. Dans le Finistère, la Formation du Faou, définie ici, repose sur les

calcaires de la Formation de l'Armorique et est surmontée par la Formation de Reun ar C'Hrank. Dans le Synclinorium de Laval, la Formation de Montguyon surmonte la Formation de Saint-Cénére constituée de schistes et de calcaires.

Dans un premier temps, les recherches paléontologiques et biostratigraphiques ont été effectuées séparément sur les Crinoïdes de la Formation du Faou dans la Rade de Brest (Le Menn, 1970) et sur les Chonetacea de la Formation de Montguyon dans le Synclinorium de Laval (Rachebœuf, 1976).

L'extension géographique de nos recherches respectives nous conduit à compléter l'inventaire de ces deux groupes d'Invertébrés dans ces formations, à préciser la répartition verticale des espèces et à établir des corrélations entre les extrémités occidentale et orientale du Massif Armoricain. Par ailleurs, la comparaison des faunes de Brachiopodes avec celles d'autres régions, l'Aragon (Espagne) en particulier, permet d'y proposer une limite, encore approximative, entre les étages Siegenien et Emsien.

---

(\*) Laboratoire de Paléontologie, Université de Bretagne Occidentale, 6, Avenue Le Gorgeu, 29279 Brest-Cedex.

Note déposée le 4 Novembre 1976.

## 1) LES FORMATIONS

Nous donnons ici la définition de la Formation du Faou et apportons des modifications à celle de Montguyon.

### a) La Formation du Faou.

Le terme de "Grauwacke du Faou", créé par Barrois (1877), a été employé dans de nombreux travaux sur le Dévonien de la partie occidentale du Massif Armoricaïn. Cette subdivision, qui combine des caractères biostratigraphiques et pétrographiques, est abandonnée en faveur d'une unité basée uniquement sur les critères lithologiques, suivant les recommandations de la Sous-commission Internationale de Stratigraphie. La partie terminale de la Formation de la Grauwacke du Faou et sa limite supérieure ont fait l'objet d'une publication récente (Le Menn et al., 1976), mais aucune description de l'ensemble de l'unité n'a été donnée. Nous nous proposons de compléter ici cette définition. La Formation de la Grauwacke du Faou désigne, dans le Synclinorium de Châteaulin, un ensemble de grès calcaireux et micacés en bancs centimétriques à décimétriques, le plus souvent décalcifiés à l'affleurement ("grauwacke") alternant avec des schistes et qui surmonte la Formation des Schistes et Calcaires de l'Armorique. La coupe située sur la côte au Nord-Ouest du Village de Seillou en Rosnoën est choisie comme localité de référence. La base est exposée dans l'estran (niveaux  $E_1$  à  $E_n$ ) et la partie supérieure en falaise ( $F_1$  à  $F_{12}$ ). Dans cet affleurement, la puissance de la formation est de 70 m. La limite supérieure coïncide avec la base de la subdivision  $F_{13}$  appartenant à la Formation des Schistes et Grauwackes de Reun ar C'Hrank. Le contact entre ces deux unités s'observe également dans les coupes de l'île d'Arun en Rosnoën, de Landévennec et de Reun ar C'Hrank en Lanvéoc. La zone de passage avec la Formation des Schistes et Calcaires de l'Armorique n'étant pas visible à Seillou, nous proposons la côte nord de la Pointe de l'Armorique en Plougastel-Daoulas comme coupe complémentaire. La limite inférieure de la Formation du Faou est placée à la base du niveau 89 à l'Armorique, où les couches présentent un développement plus important des schistes avec intercalations de petits bancs calcaireux. Rappelons que la Grauwacke de Landévennec à "Leptaena" bouei définie par Collin (1912),

correspond à la partie supérieure de la Formation du Faou (Le Menn et al., 1976).

### b) La Formation de Montguyon.

La coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne) a été désignée précédemment comme localité de référence (Rachebœuf, 1976). Cette formation, qui surmonte les calcaires de la Formation de Saint-Cénére, est caractérisée par l'apparition d'éléments détritiques grossiers ; c'est un ensemble essentiellement schisteux dans lequel s'intercalent, avec un développement variable, des bancs de grès calcaireux, généralement décalcifiés à l'affleurement et des bancs de grès micacés décimétriques. Cette succession admet des récurrences carbonatées organo-détritiques épaisses d'une dizaine de mètres au maximum.

Les modifications apportées ici concernent l'extension de la Formation de Montguyon dans la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve. Dans cette dernière, la limite inférieure de la Formation est abaissée de 40 mètres "en puissance". Elle coïncide avec le sommet des calcaires massifs de la Formation de Saint-Cénére qui ont été exploités dans la carrière à l'Est du bourg (niveau B).(fig. 1c). Cette limite inférieure s'accorde mieux avec la définition même de la formation qui inclut maintenant tous les bancs de grès calcaireux alternant avec des schistes qui constituent la partie nord de la coupe.

Vers le haut, la limite de la formation est placée au sommet du niveau  $C_{13}$  constitué de schistes dans lesquels s'intercalent des niveaux de calcaires argileux lenticulaires décamétriques. Ainsi définie, l'épaisseur de la Formation de Montguyon atteint 200 m environ à Saint-Pierre-sur-Erve au lieu de 140 m précédemment ; à Montguyon, la formation est épaisse de 100 m environ, mais sa partie supérieure n'y est pas exposée. Cette différence de puissance est due non seulement à l'absence de la partie supérieure de la formation à Montguyon, mais aussi à une sédimentation plus rapide à Saint-Pierre-sur-Erve et au fait que les limites des formations de Saint-Cénére et de Montguyon ne sont pas synchrones à Saint-Pierre-sur-Erve et à Montguyon. La coupe de Saint-Pierre-sur-Erve est plus complète que celle de Montguyon mais les affleurements y sont discontinus ; pour cette raison, il a paru préférable de retenir la localité de Montguyon pour coupe de référence, celle

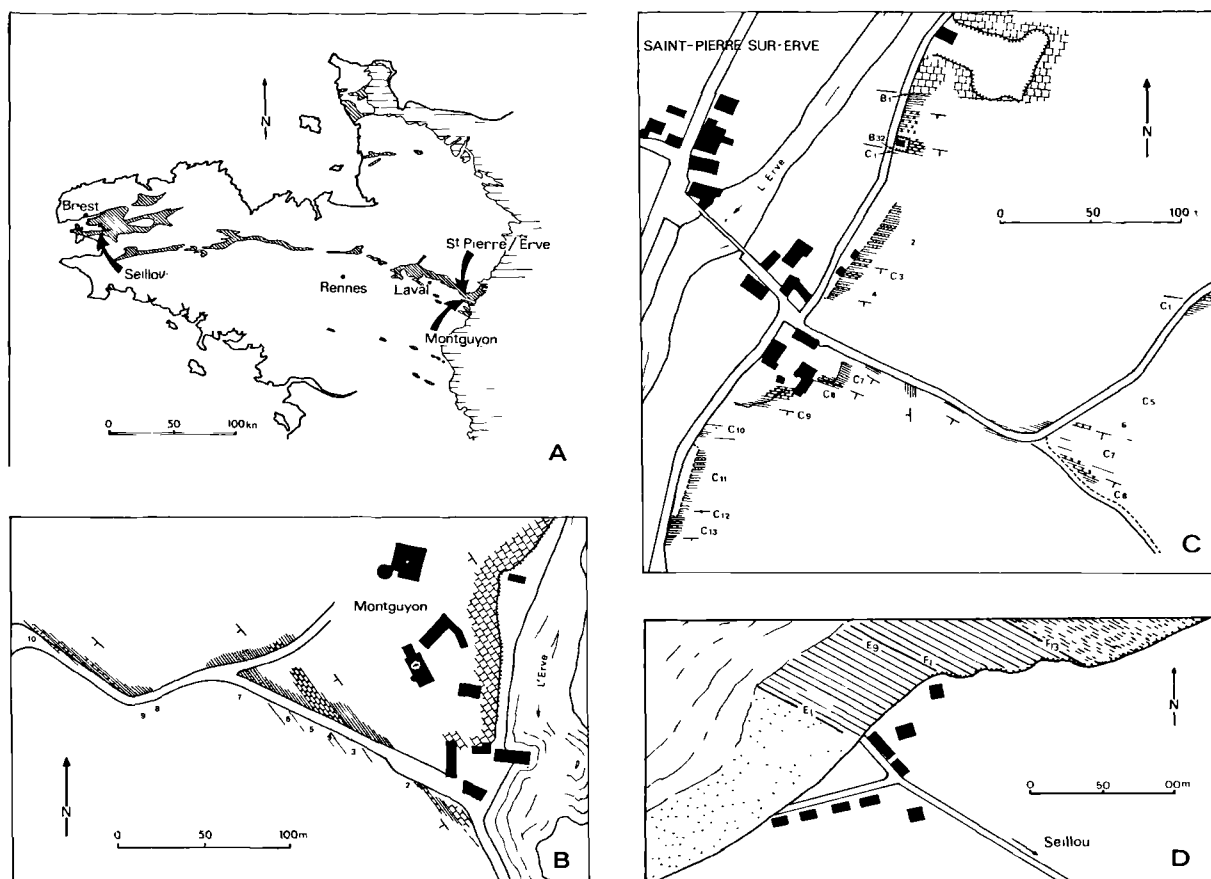


Fig. 1. — Localisation des coupes étudiées. A : Dans le Massif Armoricain, l'extension des affleurements dévoniens est figurée en hachures. — B, C, D : Plans détaillés des affleurements.

de Saint-Pierre-sur-Erve constituant une localité complémentaire.

## 2) BIOZONATION ET CORRELATIONS

### A) Répartition des Brachiopodes Chonetacea.

Des 12 espèces de Chonetacea reconnues dans les trois coupes étudiées, une seule paraît restreinte à celle de Seillou-en-Rosnoën (*Chonetes seillouensis* n. sp.), les autres espèces étant communes aux synclinoriums de Château-lin et de Laval. Toutefois, des variations souvent importantes, tant dans les proportions relatives des espèces que dans l'extension de leur biozone, apparaissent entre ces deux régions du Synclinorium médian.

Dans la coupe de Seillou-en-Rosnoën (Finistère), trois associations de Chonetacea peuvent être distinguées. La première est représentée essentiellement par *Plebejochonetes aulnensis* n. sp. (niveaux E<sub>1</sub> à F<sub>2</sub>) qu'accompagnent *Strophochonetes (Ctenochonetes)* sp. 1 (E<sub>1</sub>), *Plebejochonetes* sp. 3 (F<sub>2</sub>) et *Plebejochonetes* sp. 4 (E<sub>7</sub>). Cet assemblage débute dès le niveau E<sub>1</sub> et s'étend jusqu'au sommet du niveau F<sub>2</sub>.

La seconde association comprend, par ordre d'importance décroissante, *Plebejochonetes* sp. 1 (F<sub>3</sub> à F<sub>7</sub>), *Chonetes seillouensis* n. sp. (F<sub>5</sub>), *S. (Ctenochonetes) aremoricensis* (F<sub>4</sub> à F<sub>6</sub>), *Plicanoplia aulerciana* (F<sub>5</sub>-F<sub>6</sub>), *P. ervensis* (F<sub>5</sub>) et *Eodevonaria (Renaudia) mainensis* (F<sub>5</sub>). Cette association s'étend depuis la base du niveau F<sub>4</sub> jusqu'au sommet du niveau F<sub>6</sub>.

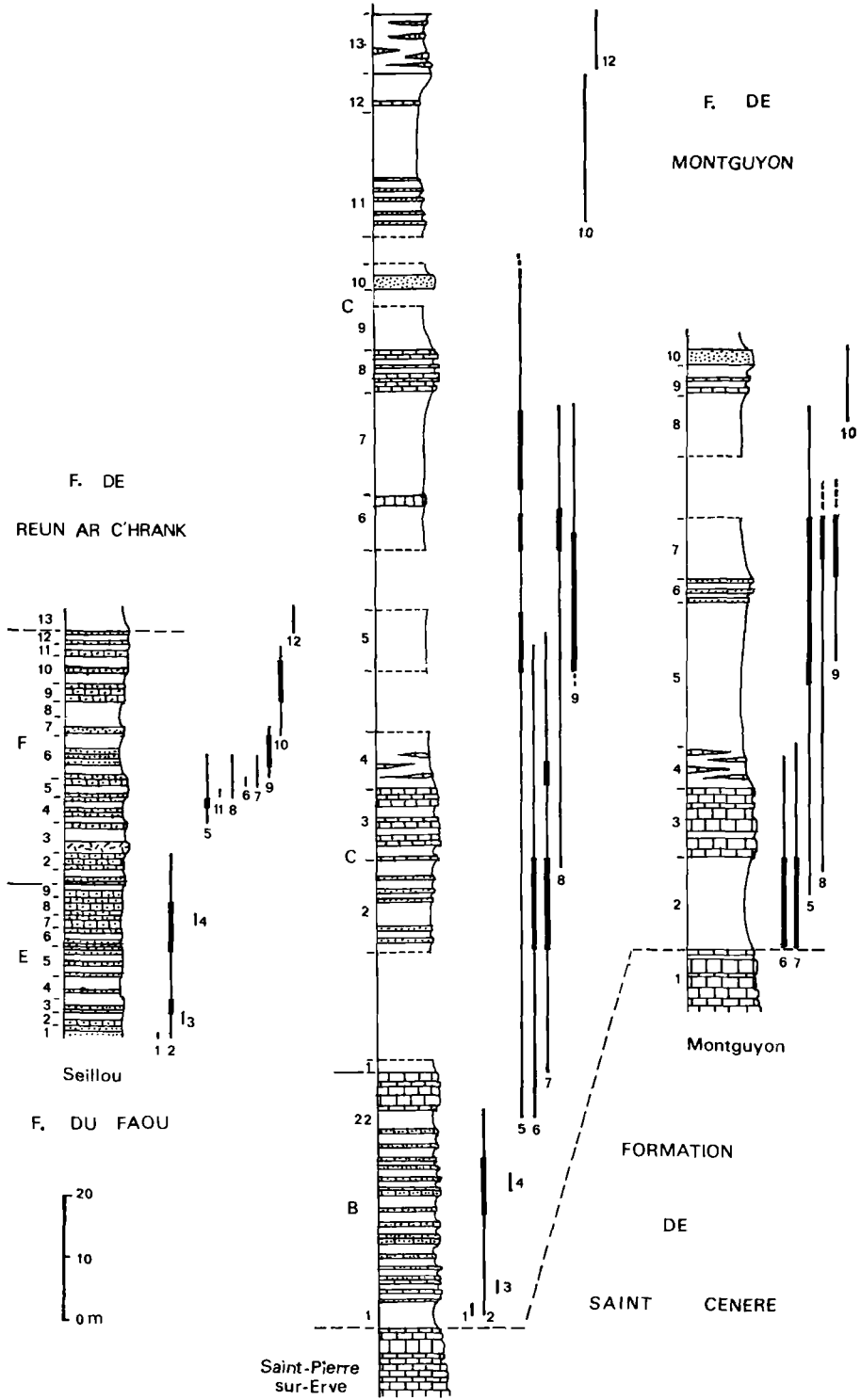


Fig. 2

Enfin la dernière association, la plus pauvre, depuis la base du niveau F<sub>7</sub>, renferme encore *Plebejochonetes* sp. 1. Ces trois assemblages se retrouvent dans la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (Mayenne). La première, du banc B<sub>1</sub> au banc B<sub>22</sub>; la seconde apparaît dès le banc B<sub>22</sub> et se poursuit jusqu'au niveau C<sub>10</sub> de la coupe. Cette association montre quelques différences avec son homologue de la coupe de Seillou-en-Rosnoën; en plus de son extension beaucoup plus grande [rapport de 1 à 9 entre les deux coupes (fig. 2)], on note l'apparition presque simultanée des espèces *aremoricensis*, *aulerciana* et *mainensis* alors que les deux dernières apparaissent plus tardivement à Seillou. A l'inverse, *Plicanoplia ervensis* apparaît avant les espèces *aulerciana* et *mainensis* dans la coupe de Seillou.

A Saint-Pierre-sur-Erve, la troisième association s'étend du niveau C<sub>11</sub> jusqu'au niveau C<sub>13</sub>.

Dans la coupe de Montguyon, la première association n'a pas été reconnue; dans cette localité, les espèces qui la caractérisent n'ont pu être trouvées dans les calcaires massifs qui constituent le sommet de la Formation de Saint-Cénére. La deuxième association débute dès les premières intercalations argileuses qui surmontent les calcaires. L'ordre d'apparition des espèces est comparable à celui observé à Saint-Pierre-sur-Erve. Elle s'étend du niveau 2 au niveau 8. La troisième association est incomplète: sa partie inférieure seule a été reconnue avec *Eodevonaria* sp. 1 du niveau 8 au niveau 10.

En dépit des incertitudes qui peuvent affecter les observations (échantillonnage, conservation insuffisante, lacune de sédimentation, etc...), il est à noter que, mises à part quelques variations, les trois associations étudiées se retrouvent très semblables aux deux extrémités du Synclinorium médian armoricain, Synclinorium de Châteaulin et Synclinorium de Laval.

En 1976, l'un de nous (P.R.R.) avait défini les corrélations dans le Dévonien inférieur du Synclinorium de Laval. L'une d'elles, la troisième, était fondée sur 3 espèces du genre *Plebejochonetes* et comprenait *Plebejochonetes œhlerti* Rachebœuf, 1976, *P. pinguis* Rachebœuf, 1976 et *P. sp. 2*. Une confusion avait été faite alors entre les espèces *œhlerti* et sp. 2. L'espèce *œhlerti* n'est pas représentée dans les niveaux étudiés de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve; il s'agit de l'espèce décrite ici sous le nom d'*aulnensis* n. sp.

La quatrième corrélation, fondée en 1976 sur la biozone à *E. (Renaudia) mainensis* dans la Formation de Montguyon, n'est guère satisfaisante à Seillou où l'espèce *mainensis* est peu abondante et restreinte à la partie supérieure du niveau F<sub>5</sub>. Pour ces raisons, il paraît préférable d'utiliser le terme d'associations correspondant à des assemblages spécifiques.

Ainsi, cinq associations sont actuellement définies pour le Dévonien inférieur du Synclinorium médian armoricain (Rachebœuf, 1976). L'association A<sub>1</sub> ne comprend qu'une espèce: *S. (Strophochonetes) jouannensis* Garcia-Alcade et Rachebœuf. Elle caractérise la partie inférieure des calcaires de la Formation de Saint-Cénére (Synclinorium de Laval) et de la Formation de l'Armorique (Synclinorium de Châteaulin). L'association A<sub>2</sub> qui la surmonte comprend les espèces *boblayei* (Verneuil, 1850), *tenuicostatus* (Ehler, 1877) et *davousti* (Ehler, 1887). L'association A<sub>3</sub> ne groupe que des espèces du genre *Plebejochonetes* et un *Strophochonetinae* indéterminé; elle caractérise le sommet des calcaires du Dévonien inférieur et la base des Formations de Montguyon et du Faou par ordre d'apparition: *Plebejochonetes pinguis*, *P. œhlerti*, *P. aulnensis*, *S. (Ctenochonetes) sp. 1*, *Plebejochonetes sp. 3* et *P. sp. 4*. Il s'agit ici de l'association de la base des formations étudiées dans ce travail. Viennent ensuite les associations A<sub>4</sub> et A<sub>5</sub>.

Fig. 2. — Distribution verticale des Brachiopodes Chonetacea dans les trois coupes étudiées; la biozone de chaque espèce est schématisée par un trait continu épaisi aux niveaux où l'espèce est plus abondante.

A, Seillou. — B, Saint-Pierre-sur-Erve. — C, Montguyon.

1, *S. (Ctenochonetes) sp. 1*. — 2, *Plebejochonetes aulnensis*. — 3, *P. sp. 3*. — 4, *P. sp. 4*. — 5, *S. (Ctenochonetes) aremoricensis*. — 6, *E. (Renaudia) mainensis*. — 7, *Plicanoplia aulerciana*. — 8, *Pl. ervensis*. — 9, *Plebejochonetes sp. 1*. — 10, *Eodevonaria sp. 1*. — 11, *Chonetes seillouensis*. — 12, *Plicanoplia sp. 1*.

Les lignes en tireté schématisent les limites des formations.

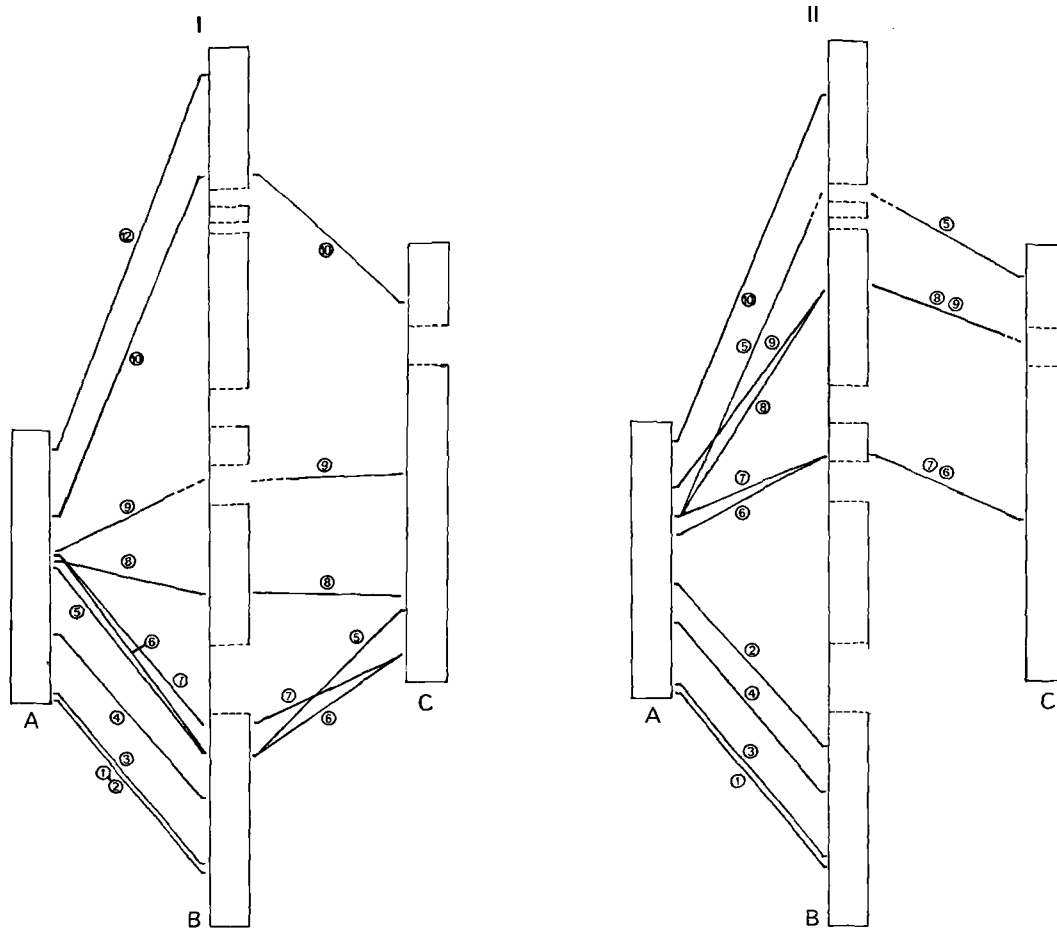


Fig. 3. — Représentation schématique des corrélations esquissées d'après l'apparition (I) et la disparition (II) de chaque espèce de Chonetacea dans les coupes étudiées.

A, Seillou. — B, Saint-Pierre-sur-Erve. — C, Montguyon

- 1, *S. (Ctenochonetes) sp. 1.* — 2, *Plebejochonetes aulnensis.* — 3, *P. sp. 3.* — 4, *P. sp. 4.*  
 — 5, *S. (Ctenochonetes) armoricensis.* — 6, *E. (Renaudia) mainensis.* — 7, *Plicanoplia aulerciana.* — 8, *P. ervensis.* — 9, *Plebejochonetes sp. 1.* — 10, *Eodevonaria sp. 1.*

Seules les espèces communes à deux coupes au moins ont été prises en considération.

## B) Répartition des Crinoïdes.

### a) Coupe de Seillou.

Une première étude de la coupe de Seillou (Le Menn, 1970) avait abouti à la distinction de trois zones basées sur les associations de columnales. Depuis, de nombreuses prospections ont permis de cerner avec plus de précision la répartition des espèces et ont conduit à modifier le schéma initial.

Les premières subdivisions  $E_1$  et  $E_2$  renferment de petites pièces pédonculaires mais l'état de conservation très médiocre n'en autorise

aucune détermination. Les premières formes identifiables ont été recueillies en  $E_3$ : *Seilloucrinus simplex* et *Pentacauliscus armoricanus*. Cette dernière espèce y est abondante et se continue dans la moitié inférieure d' $E_4$ . La partie supérieure de cet horizon est marquée par de nouvelles apparitions: *Hexacrinites ? regularis*, *H. ? minimus*, *H. ? conicus*, *Botryocrinus montis-guyonensis* et *Diamenocrinus primaevus*. L'acmé d'*H. minimus* se situe vers la partie terminale d' $E_4$  où les columnales des autres espèces demeurent rares. Dans les subdivisions d' $E_7$  à  $E_8$ , on rencontre une grande



abondance d'articles d'*Hexacrinites ? regularis* associées aux autres espèces d'*Hexacrinites ?* Les premières columnales d'*Aulnocrinus renaudae* et d'*Eurax opercularis* proviennent des couches E<sub>9</sub>. *Diamenocrinus primaevus*, présente dès la partie supérieure d'E<sub>4</sub>, devient plus commune dans les bancs E<sub>9</sub> et prend un développement considérable en F<sub>1</sub> et F<sub>2</sub> où elle est associée à *Seilloucrinus simplex*, *Aulnocrinus renaudae* et *Botryocrinus montis-guyonensis* principalement. La partie supérieure de la Formation du Faou est marquée par l'abondance des columnales de *Seilloucrinus verneuili* (apparue en F<sub>3</sub>) et de *Botryocrinus montis-guyonensis*. Notons la présence de trois espèces : *Asperocrinus multituberculatus*, *Pentacauliscus montguyonensis*, *Anthinocrinus eugeniae ?* dont l'extension limitée aux couches F<sub>7</sub> constitue un niveau repère. Dans ces bancs se trouve la faune dite "des monstres", formée de très grands Brachiopodes Strophoménides et Spiriférides. La partie terminale de la Formation voit l'extinction de *Seilloucrinus verneuili* en F<sub>11</sub> et l'apparition en F<sub>12</sub> d'une espèce indice *Asperocrinus minimus* accompagnée d'*Hexacrinites ? tenuicrenulatus*, puis, dans la base de la Formation de Reun ar C'Hrank (F<sub>13</sub>), *Cyclocaudex eodevonicus* et *Anthinocrinus spinonodosus*.

D'après ces données, on peut donc reconnaître dans la Formation du Faou cinq associations de columnales d'extension plus ou moins limitée :

1) association à *Pentacauliscus armoricanus* recouvrant la partie basale de la coupe de Seillou (E<sub>3</sub> et partie inférieure d'E<sub>4</sub>). Cette espèce a été reconnue dans la coupe nord de la Pointe de l'Armorique (N 101-102) ;

2) association à *Hexacrinites ? regularis* répartie dans les subdivisions E<sub>5</sub> à E<sub>9</sub> à Seillou ;

3) association à *Diamenocrinus primaevus* limitée à la partie moyenne de la Formation (Seillou F<sub>1</sub> et F<sub>2</sub>) ;

4) association à *Seilloucrinus verneuili* représentée dans la partie supérieure de la coupe (F<sub>3</sub>-F<sub>11</sub>) et comportant un horizon repère (F<sub>7</sub>) à *Asperocrinus multituberculatus*, *Anthinocrinus ?* et *Pentacauliscus montguyonensis* ;

5) association à *Asperocrinus minimus* débutant dans les couches terminales de la Formation du Faou (F<sub>12</sub>) et se poursuivant dans la base de la Formation de Reun ar C'Hrank.

#### b) Coupe de Saint-Pierre-sur-Erve.

Dans les bancs grésomiacés situés à quelques mètres de la limite inférieure de la Formation de Montguyon, apparaissent *Pentacauliscus armoricanus* et *Seilloucrinus simplex*, puis *Botryocrinus montis-guyonensis*. La première espèce ne dépasse pas le niveau B<sub>22</sub>. A la base des couches C<sub>1</sub>, se rencontre une association formée d'*Exaesiodyscus salviensis*, d'*Anthinocrinus rotundilobus* et d'*Asperocrinus aff. minimus*. L'extension verticale de ces espèces ne peut pas être précisée à Saint-Pierre-sur-Erve du fait de la discontinuité de la coupe. Il paraît probable que cette espèce débute dans les calcaires sous-jacents car un affleurement situé plus à l'Est de la coupe a livré l'espèce indice *Exaesiodyscus salviensis*. Les bancs inférieurs du niveau C<sub>2</sub> renferment des columnales dont l'état de conservation est médiocre ; cependant, nous avons identifié *Seilloucrinus simplex*, *Botryocrinus montis-guyonensis*, *Aulnocrinus renaudae* et *Eurax opercularis*. Quelques articles attribuables à *Diamenocrinus* ont été récoltés mais leur appartenance spécifique ne peut être déterminée à cause de leur mauvaise fossilisation. *Seilloucrinus verneuili* apparaît dans la partie supérieure de C<sub>2</sub> et se poursuit jusqu'à la subdivision C<sub>11</sub>. Dans le niveau C<sub>8</sub>, *Asperocrinus multituberculatus* a été reconnue mais les deux espèces qui lui sont associées à Seillou n'ont pas été recueillies. Les schistes à lentilles calcaires renferment des columnales d'*Asperocrinus minimus*, d'*Hexacrinites ? tenuicrenulatus*, d'*Anthinocrinus cf. spinonodosus* et de *Cyclocaudex eodevonicus* ainsi que des Trilobites d'affinité hercynienne rappelant les niveaux F<sub>12</sub> et F<sub>13</sub> de Seillou.

Quatre associations se succèdent donc dans la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve :

1) association à *Pentacauliscus armoricanus* localisée à la base de la coupe jusqu'à B<sub>22</sub> ;

2) association à *Exaesiodyscus salviensis* limitée au niveau C<sub>1</sub> ;

3) association à *Seilloucrinus verneuili* recouvrant les couches C<sub>2</sub> à C<sub>11</sub> avec l'horizon à *Asperocrinus multituberculatus* C<sub>8</sub> ;

4) association à *Asperocrinus minimus* correspondant à la subdivision C<sub>13</sub>.

#### c) Coupe de Montguyon.

La base de la Formation de Montguyon débute par l'association à *Exaesiodyscus sal-*

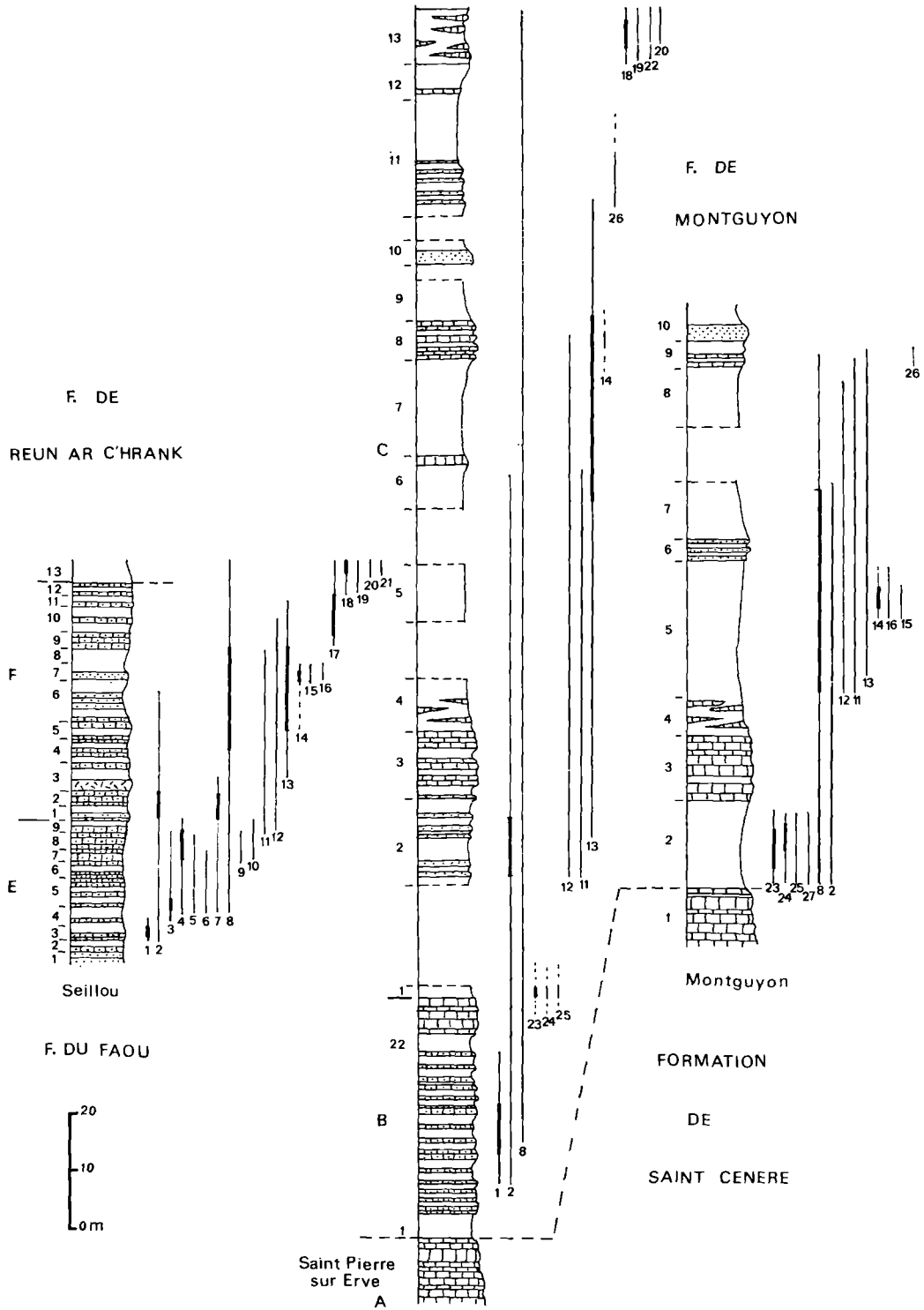


Fig. 4

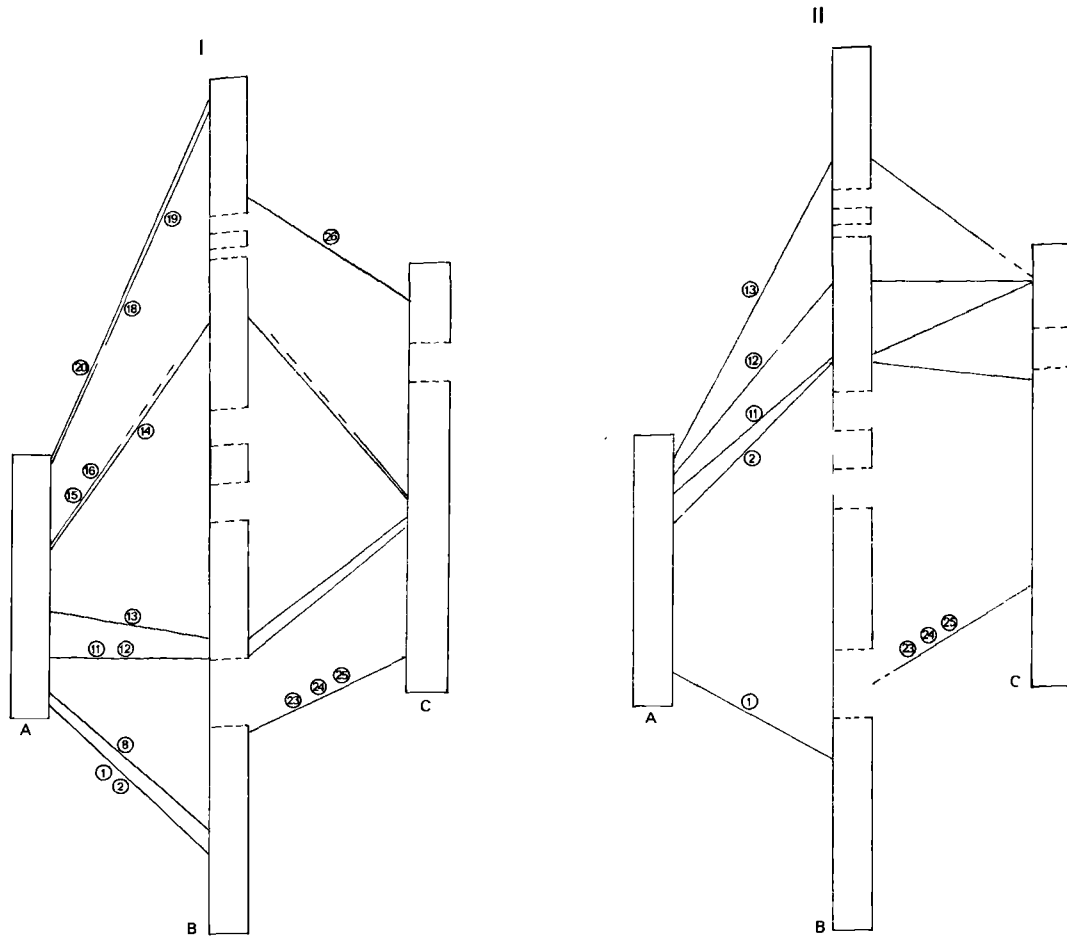


Fig. 5. — Corrélatons d'après l'apparition (I) et la disparition (II) des espèces de Crinoïdes. A, coupe de Seillou. — B, coupe de Saint-Pierre-sur-Erve. — C, coupe de Montguyon.

viensis. Les niveaux 3 et 4 n'ont livré qu'un petit nombre de columnales d'ailleurs mal conservées. La partie supérieure (niveaux 5 à 9) renferme les formes associées à *Seilloucrinus verneuili* avec l'horizon à *Asperocrinus multituberculatus* dans la partie moyenne de la

subdivision 5. Les espèces de la zone terminale de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (C<sub>13</sub>) n'ont pas été recueillies à Montguyon.

L'étude de la répartition des columnales de Crinoïdes montre qu'il existe une différence

Fig. 4. — Répartition verticale des Crinoïdes. La biozone des espèces est figurée par un trait continu; le trait renforcé correspond aux niveaux où les espèces sont le mieux représentées. Les lignes en tireté représentent les limites des formations.

- 1, *Pentacauliscus armoricanus*. — 2, *Seilloucrinus simplex*. — 3, *Hexacrinites ? minimus*. — 4, *Hexacrinites ? regularis*. — 5, *Hexacrinites ? depressus*. — 6, *Hexacrinites ? conicus*. — 7, *Diamenocrinus primaevus*. — 8, *Botryocrinus montis-guyonensis*. — 9, *Hexacrinites ? brevicrenellatus*. — 10, *Hexacrinites ? celticus*. — 11, *Eurax opercularis*. — 12, *Aulnocrinus renaudae*. — 13, *Seilloucrinus verneuili*. — 14, *Asperocrinus multituberculatus*. — 15, *Anthinocrinus eugeniae ?*. — 16, *Pentacauliscus montguyonensis*. — 17, *Diamenocrinus floreus*. — 18, *Asperocrinus minimus*. — 19, *Hexacrinites ? tenuicrenulatus*. — 20, *Cyclocaudex eodevonicus*. — 21, *Anthinocrinus spinodosus*. — 22, *Anthinocrinus cf. spinodosus*. — 23, *Exaesioidiscus salviensis*. — 24, *Asperocrinus aff. minimus*. — 25, *Anthinocrinus rotundilobus*. — 26, *Diamenocrinus aff. floreus*. — 27, *Asperocrinus annulatus*.

dans la succession des associations dans la partie inférieure de la Formation de Montguyon et de celle du Faou. Dans le Synclitorium de Châteaulin, *Exaesioidiscus salviensis* et les espèces accompagnantes n'ont pas été trouvées ; d'un autre côté, les ensembles à *Hexacrinites ? regularis* et à *Diamenocrinus primaevus* n'ont pas été identifiés. Cependant, on ne peut pas exclure totalement la présence de cette dernière espèce dans la région orientale du Massif Armoricaïn si l'on tient compte de la pauvreté des coloniales dans les niveaux 3 et 4 de la coupe de Montguyon, de la discontinuité de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve et de l'existence des coloniales attribuables au genre *Diamenocrinus* mais non déterminables spécifiquement dans les couches inférieures C<sub>2</sub> de cette localité. On assiste, en revanche, à une homogénéisation des faunes de Crinoïdes dans la partie supérieure des Formations de Montguyon et du Faou et dans la partie basale de la Formation de Reun ar C'Hrank.

### C) Corrélations.

Les Brachiopodes Chonetacea et les coloniales de Crinoïdes donnent des résultats biostratigraphiques convergents qui permettent d'établir de bonnes corrélations entre les coupes étudiées. A la base des "grauwackes" de la Formation du Faou et de la Formation de Montguyon, on note la présence simultanée de *S. (Ctenochonetes) sp. 1* et de *Plebejochonetes aulnensis* dans les niveaux E<sub>1</sub> de Seillou et B<sub>1</sub> de Saint-Pierre-sur-Erve. Bien que la limite inférieure de la Formation du Faou ne soit pas exposée à Seillou en Rosnoën, on peut avancer que seule l'extrême base de la formation manque ici, par comparaison avec la coupe de la Pointe de l'Armorique où ces deux espèces apparaissent à 4 m environ au-dessus des calcaires de la Formation de l'Armorique.

L'extinction de *P. aulnensis* permet une corrélation entre le niveau F<sub>2</sub> de la coupe de Seillou et le niveau B<sub>22</sub> de Saint-Pierre-sur-Erve ; la biozone de cette espèce a une extension verticale très semblable dans ces deux localités.

Cette première corrélation est confirmée par l'apparition à Seillou (niveau E<sub>3</sub>) et à la partie inférieure de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve de *Pentacauliscus armoricanus* et de *Seilloucrinus simplex*.

D'après ces données, on peut considérer comme d'âge équivalent la base de la Formation du Faou et celle de la Formation de Montguyon à Saint-Pierre-sur-Erve.

A Montguyon, la formation débute plus tardivement puisque, dès la base, s'y rencontrent *Exaesioidiscus salviensis* (connu dans le niveau C<sub>1</sub> de Saint-Pierre-sur-Erve), *Plicanoplia aulerciana* et *E. (Renaudia) mainensis* qui apparaissent dans le niveau B<sub>22</sub> à Saint-Pierre-sur-Erve. L'extinction de ces deux Chonetacea respectivement au sommet du niveau F<sub>5</sub> et au milieu du niveau F<sub>6</sub> de la coupe de Seillou, permet une bonne corrélation avec le niveau C<sub>5</sub> de Saint-Pierre-sur-Erve et la limite des niveaux 4 et 5 de Montguyon.

*Seilloucrinus verneuili* apparaît dans le niveau F<sub>3</sub> à Seillou, en C<sub>2</sub> à Saint-Pierre-sur-Erve et à la partie inférieure du niveau 5 de Montguyon. *Asperocrinus multituberculatus* apparaît dans le niveau F<sub>7</sub> de Seillou ; il se retrouve en C<sub>8</sub> à Saint-Pierre-sur-Erve et dans la partie supérieure du niveau 5 de Montguyon. En F<sub>7</sub> également débute à Seillou, *Eodevonaria sp. 1*, connue aussi à la base du niveau C<sub>11</sub> de Saint-Pierre-sur-Erve et dans le niveau 8 de la coupe de Montguyon. Cette forme se poursuit jusqu'au sommet des niveaux F<sub>12</sub> de Seillou et C<sub>12</sub> de Saint-Pierre-sur-Erve.

La partie terminale de la Formation de Montguyon à Saint-Pierre-sur-Erve (niveau C<sub>13</sub>) peut être parallélisée avec les tout derniers bancs des grauwackes de la Formation du Faou et la base de la Formation de Reun ar C'Hrank. Dans ces niveaux, les Chonetacea ne sont représentés que par *Plicanoplia sp. 1*, les Crinoïdes par *Asperocrinus minimus*, *Hexacrinites ? tenuicrenulatus*, *Cyclocaudex eodevonicus*, tandis qu'apparaît une faune à caractère hercynien marquée, constituée notamment de Trilobites et de Dacryoconarides (Le Menn et al., 1976).

Les tableaux de corrélation (fig. 2) font apparaître des variations de puissance importantes entre la portion de la coupe de Seillou comprise entre les niveaux F<sub>3</sub> à F<sub>6</sub> et leurs équivalents des coupes de Montguyon et de Saint-Pierre-sur-Erve. A Seillou, ces niveaux sont très riches en Bryozoaires (en particulier F<sub>3</sub>) ; la présence de ces organismes d'eaux assez agitées s'accorde avec une sédimentation lente, irrégulière, sous une faible épaisseur d'eau ; l'occurrence de nodules phosphatés

dans le niveau  $F_{12}$  de la coupe de Seillou, indice d'un caractère transgressif (?) (Le Menn et *al.*, 1976), vient à l'appui de conditions de dépôts très littorales.

### 3) STRATIGRAPHIE

Les Grauwackes de décalcification qui surmontent les calcaires du Dévonien inférieur dans le Synclinorium médian armoricain ont été rapportées au Siegenien supérieur et à l'Emsien.

En 1975, d'après les déterminations des Spiriférides et des Conodontes de la Formation de Montguyon, dans la coupe de Montguyon (Mayenne), la partie supérieure de l'affleurement (niveaux 9 et 10) était rapportée, avec réserve, à l'Emsien inférieur, la majeure partie de la coupe ainsi que le sommet de la Formation de Saint-Cénére étant encore d'âge siegenien supérieur (Macurda et Rachebœuf).

En 1976, Le Menn et *al.* datent de la partie supérieure de l'Emsien inférieur (base du Zlichovien dans l'échelle bohémienne) les niveaux  $F_{12}$  et  $F_{13}$  de la coupe de Seillou en Rosnoën, d'après l'étude des Trilobites et des Dacryoconarides essentiellement.

Enfin, en 1976, une étude du genre *Leptaenopyxis* dans le Dévonien du Massif Armoricain conduisait l'un de nous (P.R.R.) à attribuer un âge emsien inférieur aux niveaux  $F_{10}$  et  $F_{11}$  de la coupe de Seillou par comparaison avec l'Erslochgrauwacke du Harz en Allemagne occidentale (Jahnke, 1971) et avec la base des couches de Mariposas en Aragon (Carls, 1971).

Les extractions de Conodontes, qui n'avaient livré que de maigres renseignements dans la coupe de Montguyon, se sont avérées très décevantes à Saint-Pierre-sur-Erve, à l'exception du sommet de la Formation de Montguyon.

Trois extractions effectuées sur trois niveaux carbonatés de la base du niveau  $C_{18}$  ont livré la faune suivante, de bas en haut :

1° *Polygnathus lenzi* Klapper, *Ozarkodina denckmanni* Ziegler, *Neoprioniodus* sp., *Belodella* sp., *Hindeodella* sp.

2° *Panderodus* sp., *Belodella* sp., *Spathognathodus* gr. *steinhornensis*, *Icriodus* sp.

3° *Polygnathus lenzi* Klapper, 1965, *Spathognathodus steinhornensis* Ziegler 1956, *Belodella* sp., *Neoprioniodus* sp., *Icriodus* sp., *Neopanderodus* sp., *Plectospathodus* sp., *Trichonodella* sp. (Déterminations Weyant).

Ces trois échantillons donnent un âge correspondant au sommet de l'Emsien inférieur ou

à la base de l'Emsien supérieur au niveau  $C_{13}$  de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve. Ce niveau renferme également une faune de Trilobites parmi lesquels se retrouvent des genres hercyniens tels *Odontochile* et *Platyscutellum*. Il peut être corrélé avec le niveau  $F_{12}$  de la coupe de Seillou en Rosnoën (Le Menn et *al.*, 1976).

En ce qui concerne les Brachiopodes, il est intéressant de noter l'apparition du genre *Acrospirifer* (*A. fallax*) dans le niveau  $F_5$  de Seillou, dans le niveau  $C_6$  de Saint-Pierre-sur-Erve et à la base du niveau 5 de Montguyon. *Arduspirifer* gr. *arduennensis* apparaît en  $F_9$  à Seillou, dans le niveau  $C_{11}$  à Saint-Pierre-sur-Erve et le niveau 8 à Montguyon. Enfin, *Leptaenopyxis kerfornei* est connue du niveau  $F_8$  au niveau  $F_{11}$  à Seillou, dans le niveau  $C_8$  à Saint-Pierre-sur-Erve et dans les niveaux 7 et 8 à Montguyon. En Aragon, *Acrospirifer* e.g. *fallax* apparaît dans le niveau  $d_{3b}\beta$  des couches de Santa-Cruz (Siegenien supérieur) et se poursuit jusqu'en  $d_{4a}$  des couches de Mariposas, c'est-à-dire dans la partie supérieure de l'Emsien inférieur. *Arduspirifer* e.g. *arduennensis* s'étend du sommet du niveau  $d_{3c}$  jusqu'au niveau  $d_4$  des couches de Mariposas.

Les données stratigraphiques fournies par les Brachiopodes Chonetacea résultent également des comparaisons faites entre les biozones des espèces communes au Massif Armoricain et à l'Aragon. Des espèces étudiées dans ce travail, trois ont été reconnues avec certitude en Aragon : *S. (Ctenochonetes) aremoricensis* Rachebœuf, 1976 connue du niveau  $d_{3a}\gamma$  au niveau  $d_{3b}\gamma$  de la Formation de Santa-Cruz ; *Plicanopia aulerciana* Rachebœuf, 1976 du niveau  $d_{3a}\beta_1$  au niveau  $d_{3b}\gamma$  et *E. (Renaudia) mainensis* Rachebœuf, 1976 du niveau  $d_{3a}\beta_1$  au niveau  $d_{3a}\gamma$  de la même formation. Selon Carls (1969), ces trois espèces de la Formation de Santa-Cruz ont un âge siegenien supérieur à emsien inférieur, la limite Siegenien-Emsien se situant vraisemblablement entre les niveaux  $d_{3b}\beta$  et  $d_{3b}\gamma$ .

La faune de l'Erslochgrauwacke (Harz) d'âge emsien inférieur montre également des similitudes avec la partie supérieure (à partir du niveau  $F_4$ ) de la coupe de Seillou en Rosnoën (Jahnke, 1971).

Les résultats obtenus par la comparaison des Brachiopodes sont résumés dans le tableau-fig. 6. Ils ne reposent que sur des données très

incomplètes. Cependant, par analogie avec de Seillou, environ à la limite des niveaux 4 et 5 de Montguyon et dans le niveau C<sub>5</sub> de l'Aragon, la limite Siegenien-Emsien est placée approximativement entre les niveaux F<sub>5</sub> et F<sub>6</sub> Saint-Pierre-sur-Èrve.

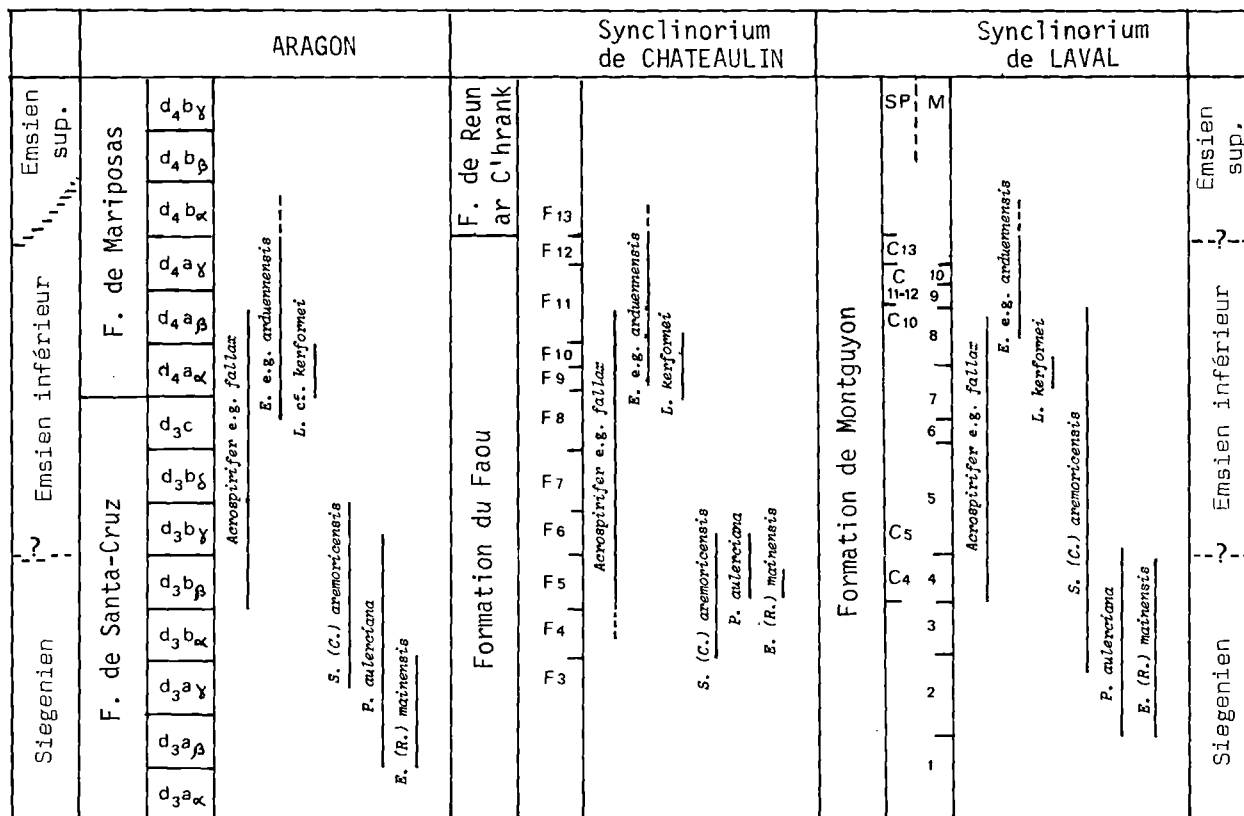


Fig. 6. — Essai de corrélation stratigraphique entre le Dévonien inférieur d'Aragon (Espagne) et les coupes étudiées. L'échelle des puissances n'est pas respectée; les trois coupes ont été conventionnellement disposées en prenant pour unité-repère la répartition de *Acrospirifer e.g. fallax* en Aragon.

## II. — ETUDE SYSTEMATIQUE

### 1) BRACHIOPODES CHONETACEA (P.R.R.)

Dans ce travail, seules les espèces nouvelles du Finistère et de la Mayenne sont décrites de façon détaillée. Pour des observations plus complètes sur les espèces déjà décrites, je renvoie le lecteur à mon travail de 1976. Le manque de données relatives à l'évolution et à la spécialisation chez les Chonetacea, s'ajoutant à des variations intraspécifiques sou-

vent importantes, m'incite à utiliser encore largement la nomenclature ouverte.

#### Terminologie et méthodes d'étude utilisées.

La terminologie descriptive employée ici est celle que j'ai définie en 1976. Un nouveau type morphologique d'épines est décrit pour le genre *Chonetes* Fischer de Waldheim, ce sont les épines orthomorphes obliques géciculées.

L'utilisation des diagrammes Longueur/largeur réalisés à partir des mesures effectuées sur les valves pédonculaires ne donne guère de bons renseignements qu'au niveau générique ; elle est insuffisante pour séparer les espèces. A cette fin les diagrammes tenant compte du nombre de côtes de l'ornementation externe en fonction de la longueur de la valve, bien que souvent fastidieux à réaliser, donnent de meilleures indications.

En 1975, Chatterton a publié de tels diagrammes en prenant pour paramètre la largeur de la valve pédonculaire et non pas la longueur. Les observations que j'ai pu faire montrent qu'il est plus fréquent d'observer la longueur de la valve que la largeur, les extrémités latérales des valves pédonculaires étant plus souvent incomplètes.

Pour tout le matériel étudié, la fossilisation est souvent grossière et les épines ne sont pas souvent conservées, ce qui ne m'a pas permis d'établir des diagrammes de répartition des épines sur le bord postérieur de la valve pédonculaire.

### Classification des espèces étudiées

- Superfamille Chonetacea Bronn, 1862
  - Famille Chonetidae Bronn, 1862
    - Sous-famille Chonetinae Bronn, 1862
      - Genre *Chonetes* Fischer de Waldheim, 1830
        - Chonetes seillouensis* n. sp.
      - Genre *Plebejochonetes* Boucot et Harper, 1968
        - Plebejochonetes aulnensis* n. sp.
        - Plebejochonetes* sp. 1
        - Plebejochonetes* sp. 3
        - Plebejochonetes* sp. 4
    - Sous-famille Strophochonetinae Muir-Wood, 1962
      - Genre *Strophochonetes* Muir-Wood, 1962
        - Sous-genre *S. (Ctenochonetes)* Rachebœuf, 1976
          - S. (Ctenochonetes) aremoricensis* Rachebœuf, 1976
          - S. (Ctenochonetes)* sp. 1
- Famille Anopliidae Muir-Wood, 1962
  - Genre *Plicanoplia* Boucot et Harper, 1968
    - Plicanoplia aulerciana* Rachebœuf, 1976
    - Plicanoplia ervensis* Rachebœuf, 1976
    - Plicanoplia* sp. 1
- Famille Eodevonariidae Sokolskaja, 1960
  - Genre *Eodevonaria* Breger, 1906
    - Eodevonaria* sp. 1
  - Sous-genre *E. (Renaudia)* Rachebœuf, 1976
    - E. (Renaudia) mainensis* Rachebœuf, 1976

Famille CHONETIDAE Bronn, 1862  
Sous-famille CHONETINAE Bronn, 1862

Genre *CHONETES* Fischer de Waldheim, 1830

Espèce-type : *Terebratulites sarcinulatus* Schlotheim, 1820.

En 1968, Boucot et Harper créent le genre *Plebejochonetes* (espèce-type *Chonetes plebeja* Schnur, 1853) qui se différencie de *Chonetes* Fischer de Waldheim par une ornementation externe beaucoup plus forte, constituée de costae qui n'atteignent souvent pas la commissure antérieure de la coquille ; chez *Chonetes* s. str., l'ornementation est constituée de costellae. En 1976 (p. 36-37), j'ai émis des réserves quant à la valeur systématique de ce critère ornemental et j'ai écrit que si ces deux genres étaient réellement différents, des investigations approfondies s'avéraient nécessaires pour les caractériser. La découverte de *Chonetes seillouensis* n. sp. m'a conduit à reprendre mes observations sur l'espèce-type *sarcinulatus* ainsi que sur d'autres formes inédites appartenant au genre *Chonetes*.

Parmi les caractères externes, deux méritent d'être retenus pour différencier *Plebejochonetes* et *Chonetes* : l'ornementation externe et la morphologie des épines. Chez *Chonetes*, l'ornementation externe de la valve pédonculaire est constituée de costellae ou de capillae qui se multiplient souvent par bifurcation. A partir de la moitié de la longueur de la coquille « adulte » chez quelques espèces, dont l'espèce-type *sarcinulatus*, on observe une augmentation rapide du nombre de côtes qui s'abaissent en même temps qu'elles se rétrécissent jusqu'au bord antérieur de la coquille. De ce fait, le pourtour de la coquille présente souvent une ornementation beaucoup plus fine qu'au niveau du crochet ; de plus, cette ornementation peut être plus ou moins oblitérée par les lignes de croissance. Chez *Plebejochonetes*, l'ornementation externe est constituée de costae souvent irrégulières qui se multiplient par dichotomie et par intercalation.

La morphologie des épines semble être un caractère distinctif plus important ; chez *Plebejochonetes*, les épines sont du type orthomorphe oblique ( $\alpha$  varie de 60 à 30°) et elles sont situées dans le plan qui contient les commissures de la coquille. Chez *Chonetes*, les épines n'ont été que rarement observées et parfois décrites comme étant très courtes. En réalité,

les observations effectuées sur du matériel provenant de la localité-type de l'espèce-type *sarcinulatus* (Rammelsberg près de Gosslar, Harz) révèlent que les épines appartiennent à un type particulier d'épines orthomorphes obliques géniculées ; très près de leur base, les épines se rebroussement vers la valve dorsale ; elles sont ainsi contenues dans un plan qui fait un angle voisin de 60° avec celui qui contient les commissures de la coquille (Pl. XXIV, fig. 12). Ce caractère se retrouve tout à fait identique chez *Ch. seillouensis* n. sp. (Pl. XXIV, fig. 11), chez une espèce inédite de la Formation Moniello (Asturies) ainsi que chez plusieurs espèces actuellement à l'étude de l'Emsien et de la base du Dévonien moyen.

L'attribution au genre *Chonetes* des formes précitées repose essentiellement sur l'examen des structures internes de la valve brachiale. Il semble donc qu'on puisse considérer la morphologie des épines comme étroitement liée aux structures dorsales internes dans le génotype.

Chez *Chonetes*, les structures internes montrent, à la valve pédonculaire, un septum médian long et dépassant souvent la moitié de la longueur de la valve ; les dents sont courtes, larges, épaisses, subrectangulaires et souvent fortement striées. A la valve brachiale, le processus cardinal est robuste, proéminent et possède un myophore quadrilobé ; les deux lobes médians du myophore dépassent nettement vers l'arrière les lobes latéraux ; par ailleurs, les lobes médians sont séparés par un profond sillon qui entame largement le processus. Les cristae internes sont plus réduites et les andridia font un angle moins ouvert vers l'avant que chez *Plebejochonetes*. Les septa accessoires sont souvent moins développés et parfois absents chez *Chonetes*.

Un nombre encore accru d'observations permettra sans doute prochainement d'établir les diagnoses détaillées des deux genres.

*CHONETES SEILLOUENSIS* n. sp.  
(Pl. XXIV, fig. 1 à 11)

**Derivatio nominis** : de la localité-type Seillou en Rosnoën (Finistère).

**Holotype** : valve brachiale décalcifiée, LPB n° 3924, Pl. XXIV, fig. 7.

**Locus typicus** : affleurement de la grève au Nord-Ouest de Seillou en Rosnoën (Finistère), base du niveau Fs.

**Stratum typicum** : Formation du Faou.

**Paratypes** : Une cinquantaine de spécimens décalcifiés, souvent incomplets, numérotés LPB 3923, 3925 à 3953, dont les échantillons figurés Pl. XXIV, fig. 1 à 6 et 8 à 11.

**Matériel** : Une cinquantaine de valves pédonculaires et brachiales décalcifiées et souvent fragmentaires provenant de la localité-type.

**Diagnose** : « Une espèce du genre *Chonetes* présentant les particularités suivantes : coquille faiblement concavo-convexe, allongée transversalement. Ornementation constituée de capillae qui se multiplient d'abord par dichotomie, puis par intercalation à la valve pédonculaire. Les épines, au nombre de 4 à 5 de chaque côté du crochet, sont du type orthomorphe oblique géniculé. Le septum médian ventral est grand, sa longueur est égale ou légèrement supérieure à la demi-longueur de la valve.

A la valve brachiale, les cristae internes sont courtes, droites et étroites. Les cristae externes sont élevées. Les septa accessoires sont très réduits ou absents ».

**Description.**

a) *Morphologie externe.* — Coquille faiblement concavo-convexe, allongée transversalement (rapport L/l moyen voisin de 0,7) dont la largeur maximale se situe au tiers de la longueur de la coquille mesurée à partir du crochet. Pour 12 coquilles dont la longueur est inférieure ou égale à 10 mm, le rapport L/l est égal à 0,715 ; au-delà de 10 mm, le rapport calculé est égal à 0,636 pour 14 coquilles. Ornementation rayonnante constituée de capillae étroites et élevées à sommet arrondi, séparées par des sillons intercostaux arrondis et plus étroits. Les capillae se multiplient d'abord par bifurcation ; les intercalations apparaissent progressivement vers la commissure. A 5 mm du crochet, on compte de 16 à 20 capillae dans un intervalle de 5 mm mesuré perpendiculairement au plan de symétrie de la valve. Le long de la commissure, chez les individus dont la longueur est supérieure à 20 mm, on compte de 17 à 23 capillae dans un intervalle de 5 mm. L'interarea ventrale est peu élevée et faiblement apsacline ; sur son bord postérieur sont implantées 4 à 5 épines du type orthomorphe oblique géniculé de chaque côté du crochet ; seule la région proximale des épines a pu être observée. L'interarea dorsale est presque catacline. Le pseudodeltidium est petit et convexe ; le chilidium est réduit mais présent.



b) *Morphologie interne.* — A la valve pédonculaire, le septum médian atteint au moins la moitié de la longueur de la valve ; étroit et élevé dans sa région postérieure, il s'abaisse progressivement vers l'avant ; sa section, rectangulaire près du crochet, devient alors triangulaire. Il divise un champ musculaire large où les empreintes adductrices n'ont pu être distinguées ; les empreintes des muscles diducteurs sont limitées vers l'arrière par les crêtes postérieures de la valve ; droites, les crêtes divergent vers l'avant d'un angle voisin de 130° à 140°. Les empreintes des muscles diducteurs sont largement ouvertes vers l'avant où elles sont mal délimitées. Les dents cardinales sont robustes, épaisses, allongées transversalement et obliques par rapport au plan de l'interarea.

A la valve brachiale, le processus cardinal est proéminent vers l'arrière, élevé et divisé par un myophragme étroit et profond. Le myophore est quadrilobé. Vers l'avant, le processus est supporté par le septum médian qui est étroit, peu élevé et dont la longueur est comprise entre la moitié et les deux tiers de la longueur de la valve. Les cristae internes sont courtes et hautes ; elles sont étroites et surplombent les fossettes dentales à leur bord postérieur ; elles divergent suivant un angle de 110° à 120° vers l'avant. Les fossettes dentales sont limitées vers l'arrière par des cristae externes hautes et épaisses. Les anderidia sont longs et étroits ; ils divergent vers l'avant d'un angle compris entre 30 et 35°. Les septa accessoires sont peu ou pas individualisés, souvent remplacés par des rangées d'endospines qui ne fusionnent pas totalement. L'intérieur de la valve porte de fortes endospines ; la périphérie de la valve est finement striée, les stries étant constituées par de fines capillae, chacune d'elles portant de très fines endospines disposées sur une seule file.

#### Ontogenèse de la coquille.

Les individus juvéniles qui ont été récoltés permettent de faire quelques observations : à la valve pédonculaire, les structures internes sont très atténuées ; les variations ne portent que sur le développement du septum médian dont la longueur est environ le quart de celle de la valve chez les spécimens dont la coquille, isodiamétrique, atteint une dimension de 2 mm. A la valve brachiale, chez les individus jeunes,

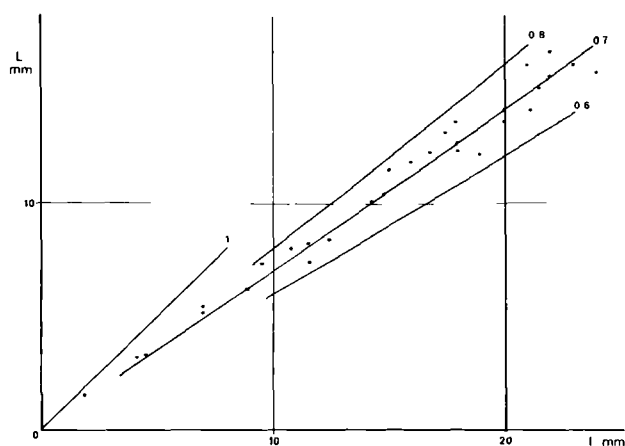


Fig. 7. — Diagramme Longueur/largeur établi d'après les mesures effectuées sur 30 valves pédonculaires de *Chonetes seillouensis* n. sp. provenant du niveau F<sub>3</sub> de la coupe de Seillou en Rosnoën.

le septum médian et les septa accessoires ne sont pas développés. L'intérieur de la valve ne montre que des files radiales d'endospines ; seule la périphérie de la valve est déjà marquée par la fine striation radiale.

#### Discussion.

*Chonetes seillouensis* n. sp. se différencie de *Chonetes sarcinulatus* (Schlotheim, 1820) par son ornementation externe, dans la région postérieure de la coquille en particulier, et par les structures internes des deux valves. L'ornementation externe est plus fine dans la région postérieure de la coquille et elle atteint toujours la commissure. Le septum ventral est beaucoup plus long chez *Ch. seillouensis* que chez l'espèce-type *sarcinulatus*. A la valve brachiale, les cristae internes sont beaucoup plus réduites chez l'espèce du Massif Armoricain, elles sont droites et s'élargissent à leur extrémité alors que chez *Ch. sarcinulatus*, elles sont épaisses et concaves vers l'arrière. Les endospines sont plus grosses, moins nombreuses et souvent disposées plus irrégulièrement chez l'espèce *seillouensis* que chez *Ch. sarcinulatus*.

#### Répartition.

*Ch. seillouensis* n'est connue que dans le Finistère à Seillou (base du niveau F<sub>3</sub>).

Genre *PLEBEJOCHONETES*  
Boucot et Harper, 1968

Espèce-type : *Chonetes plebeja* Schnur, 1853.

*PLEBEJOCHONETES AULNENSIS* n. sp.  
(Pl. XXV, fig. 1 à 10)

Partim 1976. *Plebejochonetes* sp. 2. Rachebœuf, p. 45-46,  
Pl. 2, fig. 1, 4, 6.

**Derivatio nominis :** Du nom de la rivière Aulne.

**Holotype :** Valve brachiale décalcifiée, LPB n° 3968, figuré  
Pl. XXV, fig. 3.

**Locus typicus :** Affleurement de la grève au nord-ouest de  
Seillou en Rosnoën (Finistère). Niveau E.

**Stratum typicum :** Formation du Faou, niveau E<sub>1</sub> à F<sub>2</sub> de la  
coupe de Seillou.

**Paratypes :** Environ 50 valves brachiales et pédonculaires  
décalcifiées, numérotées LPB n° 3962 à 3967 et 3969  
à 3980.

**Matériel :** Une centaine de valves isolées et décalcifiées  
provenant de la coupe de Seillou en Rosnoën et  
une vingtaine de valves de la coupe de Saint-Pierre-  
sur-Erve.

**Diagnose :** « Une espèce du genre *Plebejochonetes* présentant les particularités suivantes : coquille faiblement concavo-convexe, allongée transversalement, ornée de 50 à 80 costellae pour une longueur de la coquille supérieure à 7 mm. Les costellae se multiplient d'abord par intercalation, puis par dichotomie. Au moins 6 paires d'épines du type orthomorphe oblique :  $\alpha$  compris entre 30 et 60°. Le septum ventral est court et étroit. Le champ musculaire ventral est bien marqué. Les empreintes des muscles adducteurs sont elliptiques et relativement grandes par rapport à celles des muscles diducteurs. Les dents sont à peu près aussi longues que larges, arrondies à leur extrémité antérieure. A la valve brachiale, le septum médian est réduit, il est encadré par une paire de septa accessoires qui prennent naissance entre le septum médian et le bord interne des muscles adducteurs antérieurs. Un alvéole est parfois développé entre le processus cardinal et le septum médian ».

**Description.**

a) *Morphologie externe.* — Coquille faiblement concavo-convexe, allongée transversalement (rapport L/l voisin de 0,7 ; rapport H/L de l'ordre de 0,15 pour les coquilles de longueur

égale ou supérieure à 10 mm). L'ornementation externe est constituée de costellae arrondies, séparées par des sillons intercostaux plus étroits que les côtes. Les costellae se multiplient par bifurcation dans la région médiane de la coquille ; sur les flancs de la valve pédonculaire, on observe de 2 à 4 intercalations sur chacun des flancs de la coquille. Sur le pourtour de la valve, pour une longueur supérieure à 10 mm, la quasi-totalité des costellae est affectée par les bifurcations. A la valve brachiale, les intercalations sont rares. L'interarea de la valve pédonculaire est apsacline et environ deux fois plus haute que l'interarea brachiale qui est hypercline. Le pseudodeltidium est triangulaire, étroit et fortement convexe. Les plaques chilidiales sont longues et étroites, largement ouvertes vers l'arrière. Les épines sont du type orthomorphe oblique ; 5 à 6 épines sont implantées sur le bord postérieur de la valve pédonculaire de chaque côté du crochet ; elles font un angle  $\alpha$  variant de 60 à 30° depuis le crochet jusqu'aux extrémités cardinales de la coquille.

b) *Morphologie interne.* — A la valve pédonculaire, le septum médian ne dépasse pas le tiers de la longueur de la valve ; il est étroit et très élevé ; il sépare les empreintes des muscles adducteurs dont le contour est elliptique. Les empreintes des muscles diducteurs sont larges et triangulaires. Les crêtes postérieures de la valve divergent vers l'avant suivant un angle de 130°. Les dents cardinales sont longues, étroites, épaisses et arrondies à leur extrémité antérieure. Toute la surface interne de la valve pédonculaire, à l'exception des empreintes des adducteurs et de la partie postérieure des empreintes des diducteurs, est marquée par l'ornementation externe ; les endospines sont nombreuses ; disposées sur une seule rangée rayonnante correspondant aux sillons intercostaux de l'ornementation externe, leur disposition devient plus diffuse vers le pourtour de la valve, ceci coïncidant avec les nombreuses bifurcations qui affectent les costellae à la périphérie de la coquille. A la valve brachiale, le septum médian ne dépasse pas le milieu de la valve ; il est étroit et peu élevé ; à son extrémité postérieure, il est parfois séparé du processus cardinal par un alvéole large mais souvent peu profond. Les anderidia, très étroits, divergent vers l'avant d'un angle voisin de 50°. Une paire de septa accessoires bien

développés faisant entre eux un angle ouvert vers l'avant compris entre 15 et 20° ; une, exceptionnellement deux files d'endospines sont intercalées entre les septa accessoires et le septum médian ; le développement des endospines situées immédiatement à l'extérieur des septa accessoires peut simuler une seconde paire de septa accessoires qui restent toujours moins développés que la première paire. Les cristae internes sont très courtes ; au niveau de leur fusion avec le processus cardinal, l'alvéole provoque leur rebroussement vers l'arrière et forme une petite expansion aliforme qui surplombe chacune des fossettes dentales. Les cristae externes sont étroites et souvent réduites. Le processus cardinal est court et trapu ; il est divisé en deux par un profond sillon ; le myophore est quadrilobé ; les deux lobes médians sont environ deux fois plus longs que les lobes latéraux, la surface interne de la valve est ornée d'endospines disposées en rangées rayonnantes simples comme à la valve pédonculaire, excepté à la périphérie de la valve où de nombreuses endospines s'intercalent entre les rangées préexistantes.

### Discussion.

C'est avec *Plebejochonetes œhlerti* Rachebœuf, 1976 de la Formation de Saint-Cénére (Mayenne) que l'espèce *aulnensis* offre le plus d'affinités ; elle montre parfois en effet, à la valve pédonculaire, une costella médiane flanquée de côtes intercalées mais ces dernières naissent beaucoup plus près du crochet que chez *P. œhlerti*. Les structures internes des valves pédonculaires sont également très voisines entre les deux espèces. Elles diffèrent cependant par le développement relatif des empreintes des muscles adducteurs et diducteurs et par la morphologie des dents. C'est au niveau des structures brachiales internes qu'apparaissent d'importantes différences ; chez *P. aulnensis*, le septum médian est plus réduit, il existe une seule paire de septa accessoires grêles prenant naissance entre le septum médian et le bord interne des muscles adducteurs antérieurs, les empreintes des muscles adducteurs postérieurs sont plus marquées et plus profondes, les endospines sont alignées, il n'y a jamais développement des crêtes brachiales, ni individualisation de plate-forme brachiale ; l'extrémité postérieure du processus cardinal est plus étroite, enfin les lobes médians du myophore

sont beaucoup plus développés que chez *P. œhlerti*.

### Répartition géographique et stratigraphique.

*Plebejochonetes aulnensis* n. sp. est présente du niveau E<sub>1</sub> au niveau F<sub>2</sub> de Seillou. A Saint-Pierre-sur-Erve, cette forme est moins abondante, elle a été recueillie dans les niveaux B5 à B18 de la base de la Formation de Montguyon.

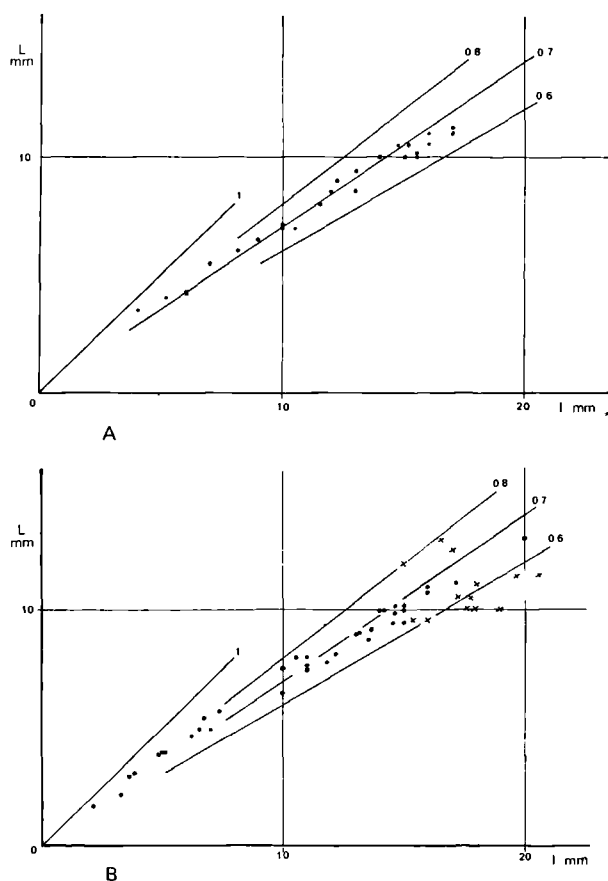


Fig. 8. — Diagramme Longueur/largeur établi d'après les mesures effectuées sur la valve pédonculaire de deux espèces du genre *Plebejochonetes*.

A, *Plebejochonetes aulnensis* n. sp. : 25 coquilles provenant du niveau E<sub>3</sub> de la coupe de Seillou. — B, *Plebejochonetes* sp 1 : 36 coquilles provenant du niveau F<sub>3</sub> de la coupe de Seillou (points) et 13 coquilles provenant du niveau 7 de la coupe de Montguyon (croix).

*PLEBEJOCHONETES* sp. 1 Rachebœuf, 1976  
(Pl. XXVI, fig. 1-12)

1976. *Plebejochonetes* sp. 1. Rachebœuf, p. 44-45, Pl. 2, fig. 7-11.

**Description.**

a) *Morphologie externe.* — Coquille concavo-convexe, allongée transversalement (rapport L/l voisin de 0,7 ; rapport H/L voisin de 0,25 pour les coquilles de longueur égale ou supérieure à 10 mm). L'ornementation externe est constituée de costae souvent irrégulières, arrondies, séparées par des sillons intercostaux de même largeur ou moins larges, dont les flancs sont presque verticaux. Dans un intervalle de 5 mm mesuré à 5 mm du crochet, on compte de 8 à 12 costae avec un maximum à 10. Les costae se multiplient par intercalation et par bifurcation ; dans la région moyenne de la coquille, on observe fréquemment 1 à 2 intercalations alors que les bifurcations affectent plutôt les flancs et le pourtour de la valve pédonculaire. A la valve brachiale, les costae se multiplient par intercalation. L'interarea de la valve pédonculaire est apsacline ; elle est peu élevée. Celle de la valve brachiale est fortement hypercline ou catacline. Le pseudodeltidium est large et faiblement convexe ; les plaques chilidiales sont petites. Les épines sont du type orthomorphe oblique ; au maximum 5 épines sont implantées sur le bord postérieur de la valve pédonculaire, de chaque côté du crochet ;  $\alpha$  est compris entre 15 et 20° pour les épines les plus externes qui ont été observées.

b) *Morphologie interne.* — A la valve pédonculaire, le septum médian est très réduit ; sa longueur ne dépasse pas le 1/5 de la longueur totale de la valve ; les empreintes musculaires sont peu ou pas marquées ; les dents cardinales sont un peu plus larges que longues, tronquées à leur extrémité antérieure ; l'intérieur de la valve est marqué par l'ornementation externe. A la valve brachiale, le septum médian est étroit et réduit ; il n'y a pas d'alvéole bien développé. Les anderidia font un angle compris entre 45 et 50° ; ils sont étroits, longs et élevés ; ils ne fusionnent pas avec la base du processus cardinal. Les septa accessoires sont en réalité constitués par la fusion, par leur base, des endospines et ne correspondent pas à de véritables expansions lamellaires. Toute la surface interne de la valve est marquée par l'ornemen-

tation externe qui forme des costae sur lesquelles les endospines sont disposées en quinconce sur deux ou trois rangées ; elles se multiplient sur le pourtour de la valve. Les cristae internes sont courtes, élevées et droites ; elles divergent vers l'avant suivant un angle compris entre 140 et 155°. Les cristae externes sont peu développées. Les empreintes des muscles adducteurs antérieurs et postérieurs sont mal individualisées. Le processus cardinal est petit ; le myophore est quadrilobé.

**Discussion.**

*Plebejochonetes* sp. 1 se différencie de *P. aulnensis* n. sp. par une ornementation externe plus grossière, constituée de costae au lieu de costellae et par sa convexité. Au niveau des structures internes, les deux espèces se différencient par le développement des septa accessoires, du septum médian, la morphologie des cristae internes et l'absence d'alvéole chez *Plebejochonetes* sp. 1.

En 1976, j'ai évoqué la possibilité que la forme déterminée *Plebejochonetes* sp. 1 de Montguyon et Saint-Pierre-sur-Erve puisse appartenir à l'espèce *buchoti* Renaud, 1942. La mauvaise conservation du matériel de la localité-type de *buchoti* rend difficile la révision de cette espèce.

Le matériel récolté dans la partie supérieure de la coupe de Seillou présente quelques différences avec les spécimens de la Mayenne : ces variations affectent principalement la morphologie des structures internes des deux valves. Le matériel de la Mayenne est de plus grande taille que celui du Finistère et il n'est pas impossible que ces variations correspondent à des modifications ontogénétiques ou bien à des variations intraspécifiques. L'ornementation est très semblable dans les deux cas (fig. 9), de même que la distribution des épines sur le bord postérieur de la valve pédonculaire et il ne paraît pas raisonnable actuellement de distinguer ces deux formes.

**Répartition géographique et stratigraphique.**

*Plebejochonetes* sp. 1 est une forme abondante à la partie supérieure de la Formation de Montguyon à Montguyon et à Saint-Pierre-sur-Erve. Dans la Formation du Faou (Finistère), elle a été récoltée depuis la partie supérieure du niveau F<sub>1</sub> jusqu'au niveau F<sub>8</sub> de la coupe de Seillou en Rosnoën.

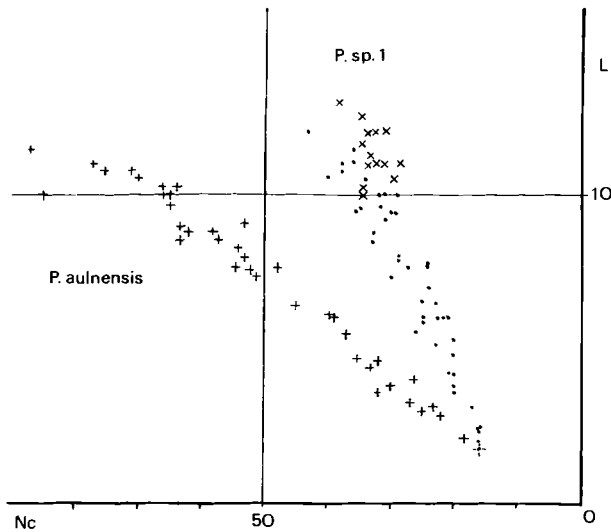


Fig. 9. — Diagramme Longueur/Nombre total de côtes de l'ornementation externe de la valve pédonculaire établi pour deux espèces du genre *Plebejochonetes*. Pour *P. sp. 1*, les spécimens provenant du niveau 7 de la coupe de Montguyon sont figurés par une croix.

### *PLEBEJOCHONETES* sp. 3

(Pl. XXVI, fig. 10-12 et Pl. XXVII, fig. 1-2)

**Matériel :** Une dizaine de spécimens de la coupe de Seillou : 20 valves isolées, incomplètes et déformées provenant de la base de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve.

#### Description.

Coquille faiblement concavo-convexe, peu allongée transversalement, ornée de fortes côtes arrondies qui se multiplient par intercalation dans la région médiane et par bifurcation sur les flancs. Au maximum cinq épines obliques de chaque côté du crochet.

Les structures internes de la valve pédonculaire sont très restreintes et ne montrent qu'un septum médian large, court et peu élevé, atteignant un peu plus du quart de la longueur de la valve : les empreintes musculaires ne sont pas visibles.

A la valve brachiale, le septum médian est réduit ; le processus cardinal est trapu ; les septa accessoires et les cristae internes, courtes et basses, s'atténuent au cours de l'ontogénèse ; tout l'intérieur de la valve est marqué par les costae externes ; à l'emplacement des

sillons intercostaux de l'ornementation externe sont implantées des endospines disposées sur plusieurs rangées.

#### Discussion.

Les caractères de l'ornementation, joints à la morphologie des épines et aux structures internes des valves, me font rapporter cette forme au genre *Plebejochonetes*. La déformation des spécimens de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve et la grossière conservation de ceux de la coupe de Seillou ne permettent pas de préciser les relations au niveau spécifique. De plus, dans les deux localités, cette forme est peu abondante.

#### Répartition géographique et stratigraphique.

Dans la coupe de Seillou, *Plebejochonetes* sp. 3 n'a été récoltée que dans le niveau E<sub>2</sub> ; à Saint-Pierre-sur-Erve, elle paraît localisée dans des schistes, à 3 m au-dessus de la base de la Formation de Montguyon (niveau B2).

### *PLEBEJOCHONETES* sp. 4

(Pl. XXV, fig. 11-13)

Partim 1976. *Plebejochonetes* sp. 2. Rachebœuf, p. 45-46, Pl. 2, fig. 2-3.

**Matériel :** Une dizaine de spécimens déformés récoltés dans la coupe de Seillou et 6 coquilles recueillies dans la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve.

#### Description.

Coquille allongée transversalement à profil fortement concavo-convexe, ornée de costellae qui se multiplient par bifurcation vers la périphérie de la coquille. L'interarea pédonculaire est faiblement apsacline. L'interarea brachiale, le pseudodeltidium, les épines n'ont pas été observés. Les structures internes de la valve pédonculaire montrent un septum médian très court et des dents réduites ; les champs musculaires sont peu distincts, à l'exception des adducteurs qui sont étroits et allongés.

A la valve brachiale, le septum médian atteint les 2/3 de la longueur de la valve : il est flanqué d'une ou deux paires de septa accessoires robustes et élevés. Les anderidia sont courts et élevés : ils forment un angle ouvert de 90° environ vers l'avant. Les empreintes des muscles adducteurs postérieurs sont triangulaires et profondes ; celles des adducteurs anté-

rieurs sont larges et courtes, trapézoïdales. Les cristae internes sont peu élevées et s'élargissent rapidement en même temps qu'elles s'abaissent vers les extrémités postéro-latérales de la valve. Le processus cardinal est large et court ; le myophore n'a pas été observé.

#### Discussion.

Par sa convexité, *Plebejochonetes* sp. 4 rappelle *Plebejochonetes* sp. 1, elle s'en distingue cependant par son ornementation qui se multiplie uniquement par bifurcation mais, aussi et surtout, par les structures internes de la valve brachiale. Les anderidia font un angle plus ouvert vers l'avant ; les septa accessoires sont plus robustes ; les cristae internes sont mal individualisées dans la région proximale et enfin les endospines sont plus fortes, moins nombreuses, dispersées en files rayonnantes.

#### Répartition géographique et stratigraphique.

*Plebejochonetes* sp. 4 a été recueillie dans le niveau E<sub>7</sub> de la coupe de Seillou et dans le banc B12 de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve.

#### Sous-famille STROPHOCHONETINAE

Genre *STROPHOCHONETES* Muir-Wood, 1962  
Sous-genre *STROPHOCHONETES*  
(*CTENOCHONETES*) Rachebœuf, 1976

Espèce-type : *S. (Ctenochonetes) aremoricensis* Rachebœuf, 1976.

#### *STROPHOCHONETES (CTENOCHONETES)* *AREMORICENSIS* Rachebœuf, 1976 (Pl. XXVIII, fig. 11)

v. 1976. *S. (Ctenochonetes) aremoricensis*. Rachebœuf, p. 57-61, Pl. 4, fig. 9-20 et Pl. 5, fig. 1-10.

Cette espèce est commune dans les niveaux argileux de la Formation de Montguyon dans le Synclinorium de Laval. Dans la coupe de Seillou en Rosnoën, elle est fréquente dans les grès micacés du niveau F<sub>4</sub> ; elle n'a pas été rencontrée dans le niveau F<sub>5</sub> mais quelques exemplaires bien conservés ont été recueillis à la partie inférieure du niveau F<sub>6</sub>. L'espèce *aremoricensis* est bien représentée dans d'autres affleurements de la Formation du Faou, notamment dans la coupe de l'Armorique (Presqu'île de Plougastel).

#### *STROPHOCHONETES (CTENOCHONETES)* sp. 1 (Pl. XXVIII, fig. 9-10)

Un petit nombre de spécimens d'une espèce de Strophochonetinae a été recueilli récemment à la partie inférieure de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (niveau B1) et à la base de la coupe de Seillou en Rosnoën (niveau E<sub>1</sub>). Ces individus se différencient de l'espèce *aremoricensis* par leurs dimensions mais aussi et surtout par les structures internes de la valve brachiale ; les différences portent essentiellement sur le développement du septum médian, les cristae internes et la morphologie du processus cardinal ; cependant, le petit nombre d'exemplaires récoltés dans la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve et la mauvaise conservation des spécimens provenant de la coupe de Seillou en Rosnoën ne permettent pas de préciser les relations entre cette forme et l'espèce *aremoricensis* et incitent à la laisser momentanément en nomenclature ouverte.

#### Famille ANOPLIIDAE Muir-Wood, 1962

Genre *PLICANOPLIA* Boucot et Harper, 1968

#### *PLICANOPLIA AULERCIANA* Rachebœuf, 1976 (Pl. XXVIII, fig. 5)

v. 1976. *Plicanoplia aulerciana*. Rachebœuf, p. 64-66, Pl. 6, fig. 17-20 et Pl. 7, fig. 1-11.

Cette espèce est limitée à la partie inférieure de la Formation de Montguyon dans le Bassin de Laval. Dans la Formation du Faou, elle a été rencontrée depuis la partie supérieure du niveau F<sub>5</sub> jusqu'à la partie inférieure du niveau F<sub>6</sub> dans la coupe de Seillou en Rosnoën ; c'est dans le niveau F<sub>5</sub> (partie moyenne et supérieure) qu'elle est cependant la plus abondante ; comparativement au Synclinorium de Laval, elle n'est cependant représentée que par un petit nombre d'individus.

#### *PLICANOPLIA ERVENSIS* Rachebœuf, 1976 (Pl. XXVIII, fig. 1 à 4)

v. 1976. *Plicanoplia ervensis*. Rachebœuf, p. 66-68, Pl. 7, fig. 12-25 et Pl. 8, fig. 1-2.

Une dizaine de spécimens de cette espèce ont été récoltés dans les niveaux F<sub>5</sub> et F<sub>6</sub> de la coupe de Seillou en Rosnoën. Ils sont en

tous points semblables aux spécimens recueillis dans la partie supérieure de la Formation de Montguyon dans le Synclinorium de Laval.

*PLICANOPLIA* sp. 1  
(Pl. XXVIII, fig. 6 à 8)

Cette forme a été rencontrée dans le niveau F<sub>13</sub> de la coupe de Seillou en Rosnoën et dans le niveau C<sub>13</sub> de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve. C'est une espèce de petite taille, fortement concavo-convexe, dont l'ornementation externe est constituée de 9 à 10 côtes arrondies, simples et peu élevées. La morphologie interne des deux valves est très proche de celle de *P. auleriana*. Cette espèce n'est connue que par une dizaine de spécimens incomplets et déformés.

Famille EODEVONARIIDAE Sokolskaja, 1960

Genre EODEVONARIA Breger, 1906

Espèce-type : *Chonetes arcuatus* Hall, 1857.

*EODEVONARIA* sp. 1  
(Pl. XXVII, fig. 1 à 8)

1976. *Eodevonaria* sp. Rachebœuf, p. 71, Pl. 9, fig. 1-2.

**Matériel :** 40 valves isolées, décalcifiées et souvent fragmentaires, recueillies au sommet de la Formation du Faou à Seillou en Rosnoën. Une dizaine de spécimens ont été recueillis dans les coupes de Montguyon et Saint-Pierre-sur-Erve.

**Description.**

a) *Morphologie externe.* — Coquille fortement concavo-convexe à contour presque semi-circulaire (rapport L/l compris entre 0,6 et 0,7). La hauteur est environ égale à la demi-longueur de la coquille. L'ornementation externe est constituée de fines capillae étroites et à faible relief qui se multiplient surtout par bifurcation. Les épines n'ont pu être observées. L'interarea pédonculaire est étroite et environ quatre fois plus haute que l'interarea brachiale.

b) *Morphologie interne.* — A la valve pédonculaire, le septum médian est au moins égal à la demi-longueur de la valve, il peut atteindre les deux-tiers de cette longueur. Robuste et élevé dans sa partie postérieure, il se rétrécit et s'abaisse au niveau du bord postérieur des empreintes des muscles adducteurs ; sa hau-

teur diminue ensuite progressivement jusqu'à son extrémité antérieure. Les muscles adducteurs sont développés et laissent des empreintes ovales à semi-circulaires ouvertes à leur extrémité antérieure où elles sont prolongées par de forts troncs vasculaires. Les empreintes des muscles diducteurs sont lisses ou finement striées ; elles sont arrondies vers l'avant ; leur bord postéro-latéral est limité par des crêtes postérieures robustes et élevées qui font un angle de 110° à 120° ouvert vers l'avant.

A la valve brachiale, le septum médian est large et élevé ; sa longueur est environ les deux tiers de celle de la valve ; les anderidia, longs, étroits et élevés, divergent de 30 à 35° vers l'avant. Les cristae internes sont élevées, droites, étroites près de la base du processus cardinal ; elles s'élargissent progressivement en même temps qu'elles s'abaissent jusqu'à leurs extrémités latérales. Le processus cardinal n'a pu être observé. Le bord postérieur de la valve porte des denticules courtes. Pas de septa accessoires véritables ; parfois un plus grand développement des endospines au niveau de l'extrémité antérieure du septum médian, de part et d'autre de celui-ci.

**Structure de la coquille.**

Deux valves brachiales décalcifiées, récoltées dans la coupe de Seillou en Rosnoën, montrent des structures originales qui justifient une description détaillée et un essai d'interprétation.

Un de ces spécimens (LPB 3993) (Pl. XXVII, fig. 8) est de petite taille (L. : 7,6 mm : l. : 12 mm). Toute la surface du moule externe de la valve brachiale montre de nombreuses petites "épines" disposées en files radiales dont la densité correspond à celle des capillae de l'ornementation externe. Ces "épines" sont obliques par rapport à la surface de la valve et orientées d'arrière en avant. L'empreinte de la face interne de la valve montre les mêmes structures, à l'exception de la région du champ musculaire et de la plate-forme brachiale ; sur cette empreinte, les "épines" sont obliques par rapport à la surface interne de la valve et elles sont orientées d'avant en arrière. En juxtaposant les deux empreintes de la valve, les "épines" apparaissent comme le remplissage de petits canaux obliques qui traversent toute l'épaisseur de la valve. Le diamètre des moules de ces canaux varie de 0,1 à 0,2 mm ; il peut avoir été augmenté, par

rapport au diamètre des structures initiales qui ont été moulées, par l'apport de dépôts minéraux divers. Le nombre des canaux varie de 9 à 12 dans un intervalle de 3 mm mesuré parallèlement à chaque pli. La fossilisation de ces structures implique un remplissage par le sédiment très fin des canaux qui traversent la coquille avant dissolution de celle-ci. Après destruction du périostracum, ces canaux devaient être ouverts à leurs extrémités. Dans la région du champ musculaire et de la plate-forme brachiale où leurs moulages sont absents, les canaux étaient vraisemblablement obturés, à l'intérieur de la valve, par des dépôts de coquille secondaire.

Le test des coquilles de Brachiopodes est pseudoponctué ou endoponctué. Les endoponctuations sont généralement perpendiculaires à la face interne de la coquille où elles sont ouvertes. Leur diamètre est plus petit que le diamètre des moulages observés ici. Les pseudoponctuations ont une orientation semblable à celle des structures décrites ici. Elles correspondent à des déflexions coniques de coquille secondaire. Elles possèdent parfois, dans leur région axiale une taléole cylindrique de calcite granuleuse. A l'intérieur de la valve, les pseudoponctuations correspondent aux endospines.

Les études faites par Brunton (British Museum) sur la structure de la coquille des Chonetacea n'ont rien révélé de comparable aux observations faites chez *Eodevonaria* sp. 1. Les Chonetacea ont une coquille pseudo-ponctuée.

Deux hypothèses peuvent être formulées pour tenter d'interpréter les structures décrites ci-dessus. On peut admettre que la coquille d'*Eodevonaria* était ponctuée et non pseudo-ponctuée, ce qui conférerait aux Eodevonariidae une position systématique originale au sein des Chonetacea. Mais on peut aussi solliciter une fossilisation originale au cours de laquelle une dissolution précoce du cylindre de calcite granuleuse qui constitue le taléole serait intervenue avant que ne débute la dissolution de la coquille permettant ainsi le remplissage de la pseudo-ponctuation évidée.

Des observations semblables ont été faites sur des spécimens du genre *Eodevonaria* provenant d'autres localités et de niveaux stratigraphiques différents du Dévonien du Massif Armo-

ricain. Ces échantillons sont cependant moins démonstratifs que celui figuré ici ; les perforations sont en effet partiellement moulées, ceci pouvant être en relation avec la granulométrie du sédiment.

Les exemplaires du genre *Eodevonaria* dont je dispose sont, soit décalcifiés, soit recristallisés ou encore silicifiés. Il ne m'a donc pas été possible de retrouver les structures *in situ* dans la coquille. Aucun phénomène semblable n'a encore été signalé chez les Chonetacea et des investigations nouvelles seront nécessaires pour préciser leur origine et leur rapport avec les structures connues.

### Discussion.

La mauvaise conservation du matériel (souvent fragmentaire ou déformé) empêche toute comparaison détaillée au niveau spécifique. Il faut noter la ressemblance de cette forme avec les figurations d'*Eodevonaria dilatata* publiées par Boucot et Harper (1968, Pl. 27, fig. 12-14), cependant aucune de ces formes ne paraît comparable au matériel provenant de la localité-type qui sera prochainement révisé.

### Répartition géographique et stratigraphique.

*Eodevonaria* sp. 1 est connue des niveaux F<sub>7</sub> à F<sub>11</sub> de Seillou. Dans la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve, cette forme a été trouvée dans les niveaux C11 et C12. A Montguyon, sa présence a été reconnue du niveau 8 au niveau 10.

#### Sous-genre *EODEVONARIA* (*RENAUDIA*) Rachebœuf, 1976

Espèce-type : *E. (Renaudia) mainensis* Rachebœuf, 1976

#### *EODEVONARIA* (*RENAUDIA*) *MAINENSIS* Rachebœuf, 1976 (Pl. XXVII, fig. 9-10)

v. 1976. *E. (Renaudia) mainensis*. Rachebœuf, p. 72-74, Pl. 9, fig. 3-15 et Pl. 10, fig. 1-8.

Cette forme, très commune à la partie inférieure de la Formation de Montguyon, paraît beaucoup plus rare dans la partie occidentale du Synclinorium médian armoricain. Dans la coupe de Seillou en Rosnoën, elle a été rencontrée dans le niveau F<sub>5</sub> de la Formation du Faou.



## 2) CRINOIDES (J. L. M.)

Les Crinoïdes de la Formation de la Grauwacke du Faou ayant fait l'objet de travaux antérieurs (Le Menn, 1970 ; Le Menn et *al.*, 1976), seules les principales caractéristiques morphologiques seront exposées dans la présente note. Les nouvelles recherches sur la Formation de Montguyon apportent des données complémentaires à la connaissance du genre *Seiloucrinus* et notamment sur les tendances éleuthérozoïques qui se manifestent chez *Seiloucrinus concentricus*. La découverte de fragments pédonculaires dans la coupe de Montguyon montre que les columnales isolées du niveau F<sub>7</sub> de la coupe de Seillou, attribuées initialement à *Pentacauliscus armoricanus* ? d'après la morphologie de la facette et de segments de tige, appartiennent à *Pentacauliscus montguyonensis* n. sp. Trois nouvelles espèces, provenant de la partie inférieure de la Formation de Montguyon, sont définies : *Anthinocrinus rotundilobus*, *Asperocrinus annulatus* et *Exaesioidiscus salviensis*. Le matériel étudié et figuré est déposé dans les collections du Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Bretagne Occidentale à Brest (LPB).

### Sous-classe CAMERATA

Wachsmuth et Springer, 1885

Ordre DIPLOBATHRIDA Moore et Laudon, 1943

Sous-ordre EUDIPLOBATHRINA Ubaghs, 1953

### Famille RETEOCRINIDAE

Wachsmuth et Springer, 1885

Genre *DIAMENOCRINUS* Ehlert, 1891

Espèce-type : *Diamenocrinus jouani* Ehlert, 1891.

*DIAMENOCRINUS PRIMAEVUS* Le Menn, 1970  
(Pl. XXXI, fig. 1-6)

1970. *Diamenocrinus primaevus*. Le Menn, p. 14, Pl. I à III.

### Description.

Capsule dorsale de grande taille, subcylindrique, à plaques ornementées de nervures rayonnantes ; appareil brachial développé à nombreuses ramifications ; pédoncule hétéromorphe.

Base formée de cinq infrabasales petites, hexagonales et de cinq basales tuberculées dont quatre sont pentagonales ; basale posté-

rieure tronquée au sommet pour recevoir la primanale. Radiales pentagonales à grosse nervure médiane se poursuivant sur les brachiales fixées. Rayons constitués de deux IBr puis de deux files de 8 à 10 IIBr fixées. Bras libres au-dessus de la II Ax.

Aires interradianales déprimées, composées d'une première plaque hexagonale surmontée de trois colonnes de plaquettes. Interradius postérieur comportant une série anale de 7 à 8 éléments hexagonaux. Aires interbrachiales localisées entre les IIBr, formées d'une première plaque hexagonale surmontée de deux files de six plaques.

Appareil brachial très développé, constitué de troncs brachiaux bisériés. Articles cunéiformes, renflés du côté de l'insertion pinnulaire. Chaque rayon présente quatre ramifications de type hétérotome exotome. Pinnules longues grêles, composées d'articles quadrangulaires devenant plus courts et dilatés dans la région distale.

Pédoncule nettement hétéromorphe à nodales saillantes. La section étoilée dans la région proximale devient progressivement pentagonale dans la partie moyenne, puis circulaire dans la zone distale. Nodales à large épifacette, séparées par 5 cycles d'internodales ; facette articulaire des columnales percée d'un petit lumen pentagonal entouré d'une aréola à cinq branches lancéolées. Crêtes articulaires fines, disposées en chevrons entre les lobes de l'aréola. Partie distale du pédoncule pouvant s'enrouler en crosse.

### Rapports et différences.

*D. primaevus* se distingue de l'espèce-type *D. jouani* Ehl. par sa forme subcylindrique, sa taille plus importante et surtout par la composition des zones interradianales et interbrachiales à plaques plus nombreuses. *D. gonatodes* (Müller) présente un calice plus renflé à la base et des zones interradianales réduites à deux colonnes de plaques.

### Répartition.

Formation de la Grauwacke du Faou ; coupe de Seillou (niv. E<sub>5</sub>-F<sub>2</sub>), Ile de Terenez, Ile d'Arun en Rosnoën ; coupe nord de la Pointe de l'Armorique en Plougastel-Daoulas.

*DIAMENOCRINUS FLOREUS* Le Menn, 1976  
1976. *Diamenocrinus floreus*. Le Menn, p. 48, Pl. 9, fig. 5-6.

#### Description.

Cette espèce est basée uniquement sur les caractères du pédoncule. Type hétéromorphe à larges nodales délimitant des segments internodaux constitués de cinq cycles de columnales. Nodales pentagonales, pourvues d'une épifacette à côtés concaves, leur donnant une allure pentalobée. Priminternodales à épifacette plus réduite que les nodales. Facette articulaire et lumen pentagonaux ; lobe de l'aréola jointif à leur base, côtés subparallèles aux extrémités arrondies ; crenularium composé de crêtes fines et courtes dessinant des chevrons dans les zones interpétaloïdes.

#### Rapports et différences.

*D. primaevus* et *D. gonatodes* présentent des facettes articulaires dont les lobes de l'aréola sont isolés à leur base, lancéolés et aux extrémités aiguës. Les côtés des nodales de *D. floreus* présentent des concavités leur donnant un aspect pentalobé qui n'existe pas chez *D. primaevus*.

#### Répartition.

Partie supérieure de la Formation du Faou et base de la Formation de Reun ar C'Hrank : coupes de Seillou (F<sub>9</sub>-F<sub>13</sub>), de l'île d'Arun en Rosnoën ; coupe de Reun ar C'Hrank en Lanvéoc et coupe de Landévennec.

#### *DIAMENOCRINUS* aff. *FLOREUS*

#### Description.

Les nodales recueillies dans la partie supérieure de la Formation de Montguyon présentent une morphologie caractéristique de *Diamenocrinus*, mais le matériel n'est pas suffisamment abondant, ni bien conservé pour en faire une détermination spécifique. Les nodales ont une forme pentalobée rappelant *D. floreus* ; cependant, en l'absence de facette articulaire bien fossilisée, il est impossible d'attribuer les columnales à cette espèce.

#### Répartition.

Partie supérieure de la Formation de Montguyon ; coupes de Saint-Pierre-sur-Erve (C<sub>11</sub>) et de Montguyon (niveau 9).

Ordre MONOBATHRIDA Moore et Laudon, 1943  
Sous-ordre TANOACRININA  
Moore et Laudon, 1943

Famille HEXACRINITIDAE Bassler, 1938

Genre *HEXACRINITES* Austin et Austin, 1843

Espèce-type : *Platycrinus interscapularis* Philips, 1841.

#### *HEXACRINITES* ? *BREVICRENELLATUS*

Le Menn, 1970

(Pl. XXVIII, fig. 15 ; Pl. XXIX, fig. 6)

1970. *Hexacrinites* ? *brevicrenellatus*. Le Menn, p. 26, Pl. IV, fig. 4-5.

#### Description.

Columnales faiblement biconcaves, surface externe droite et lisse ; lumen de petite taille, pentagonal ou circulaire entouré d'un périlumen étroit et peu élevé, portant une fine crénulation. Aréola circulaire à surface concave ; crêtes articulaires courtes et peu nombreuses.

#### Rapports et différences.

*H. ? brevicrenellatus* se reconnaît aisément des autres espèces de la Grauwacke du Faou par la présence d'une aréola et de crêtes articulaires réduites à la périphérie de la facette.

#### Répartition.

Formation de la Grauwacke du Faou. Coupe de Seillou, de l'île d'Arun en Rosnoën, côte nord de la Pointe de l'Armorique en Plougastel-Daoulas.

#### *HEXACRINITES* ? *CELTICUS* Le Menn, 1970

(Pl. XXIX, fig. 5)

1970. *Hexacrinites* ? *celticus*. Le Menn, p. 36, Pl. IV, fig. 6-7.

#### Description.

Facette articulaire plane ou légèrement concave à lumen pentagonal ; périlumen très réduit ; crenularium formé de crêtes fines, peu nombreuses, séparées par des crêtes intercalaires à la périphérie.

#### Rapports et différences.

*H. ? celticus* se distingue d'*H. ? regularis* par une concavité plus faible de la facette articulaire, un périlumen très étroit et par un nombre plus réduit de crêtes articulaires.

### Répartition.

Formation de la Grauwacke du Faou. Coupe de Seillou (E<sub>5</sub>-E<sub>8</sub>), Ile d'Arun en Rosnoën ; coupe nord de la Pointe de l'Armorique en Plougastel-Daoulas.

*HEXACRINITES ? CONICUS* Le Menn, 1970  
(Pl. XXVIII, fig. 16-17)

1970. *Hexacrinites ? conicus*. Le Menn, p. 28, Pl. V, fig. 9-10.

### Description.

Facette concave de forme conique en moule externe ; lumen pentagonal à subcirculaire limité par un périlumen étroit ; crêtes articulaires peu nombreuses, larges, rectilignes, rarement dichotomes.

### Rapports et différences.

*H. ? depressus* se reconnaît d'*H. ? conicus* par la forme en cloche des moules externes et par des crêtes articulaires plus fines et mal individualisées autour du périlumen.

### Répartition.

Formation du Faou. Coupe de Seillou en Rosnoën (E<sub>5</sub>-E<sub>8</sub>) ; Pointe Est de la grève de Reun ar C'Hrank en Lanvéoc.

*HEXACRINITES ? DEPRESSUS* Le Menn, 1970  
(Pl. XXVIII, fig. 24-25)

1970. *Hexacrinites ? depressus*. Le Menn, p. 34, Pl. V, fig. 7-8.

### Description.

Columnale biconcave, à surface externe faiblement bombée près du bord proximal (?) ; lumen pentagonal entouré d'un périlumen élevé portant de petites crêtes sur le bord supérieur ; zone interne du crénularium courbe, zone externe plane. Crêtes articulaires fines, nombreuses et mal individualisées dans la zone centrale.

### Rapports et différences.

*H. ? depressus* ressemble à *H. mamillatus* Yelt. et Dubat. par la forme en cloche des moules externes des facettes articulaires, mais elle en diffère par des crenellae plus fins et par l'absence d'épifacette.

### Répartition.

Formation de la Grauwacke du Faou. Seillou (E<sub>4</sub>-E<sub>8</sub>) ; Ile d'Arun en Rosnoën ; Pointe est de la grève de Reun ar C'Hrank en Lanvéoc.

*HEXACRINITES ? MINIMUS* Le Menn, 1970  
(Pl. XXVIII, fig. 21-23)

1970. *Hexacrinites ? minimus*. Le Menn, p. 29, Pl. V, fig. 4-6.

### Description.

Pédoncule homéomorphe à faiblement hétéromorphe, de petit diamètre. Les nodales, un peu plus élevées que les internodales, ne portent ni épifacette, ni insertion cirrale. Lumen pentagonal entouré d'un périlumen ; crénularium à crêtes fines, rarement ramifiées ; présence de courtes crêtes intercalaires à la périphérie.

### Rapports et différences.

*H. ? minimus* se rapproche d'*H. ? humilicarinatus* Yelt. par la morphologie de la facette, mais elle s'en éloigne par sa taille réduite et la faible concavité de la surface articulaire.

### Répartition.

Formation de la Grauwacke du Faou. Coupe de Seillou en Rosnoën (E<sub>4</sub>-E<sub>8</sub>).

*HEXACRINITES ? REGULARIS* Le Menn, 1970  
(Pl. XXVIII, fig. 12-14)

1970. *Hexacrinites ? regularis*. Le Menn, p. 24, Pl. IV, fig. 8-11.

### Description.

Pédoncule homéomorphe, de taille moyenne à columnales biconcaves ; lumen pentagonal limité par un périlumen à bord supérieur crénelé ; crêtes articulaires nombreuses, s'élargissant vers la périphérie où quelques-unes peuvent se dichotomiser.

### Rapports et différences.

La facette articulaire de *H. ? regularis* présente des analogies avec *H. ? humilicarinatus* Yelt., mais elle en diffère par son périlumen plus étroit et l'absence de carène sur la surface externe des columnales.

### Répartition.

Formation de la Grauwacke du Faou. Coupes de Seillou (E<sub>4</sub>-F<sub>1</sub>), de l'Ile de Terenez, de l'Ile

d'Arun en Rosnoën ; coupe nord de la Pointe de l'Armorique en Plougastel-Daoulas ; Pointe est de la grève de Reun ar C'Hrank en Lanvéoc.

*HEXACRINITES ? TENUICRENULATUS*  
Le Menn, 1976

1976. *Hexacrinites ? tenuicrenulatus*. Le Menn, p. 49, Pl. IX, fig. 10-12.

**Description.**

Pédoncule de petite taille, hétéromorphe, constitué d'internodales à trois columnales. Nodales légèrement plus élevées que les internodales et pourvues d'une carène située dans la moitié inférieure de la surface externe. Facette articulaire concave à lumen subpentagonal entouré d'un périlumen denticulé à son sommet. Crêtes articulaires fines (de 34 à 44) rarement subdivisées.

**Rapports et différences.**

*H. ? tenuicrenulatus* se distingue d'*H. ? regularis* par sa taille plus faible, par ses crêtes articulaires plus fines et par la présence d'une carène sur la surface externe.

**Répartition.**

Partie terminale de la Formation de la Grauwacke du Faou et base de la Formation des Schistes et Grauwackes de Reun ar C'Hrank, coupe de Seillou en Rosnoën (F<sub>12</sub>-F<sub>13</sub>), coupe de Reun ar C'Hrank en Lanvéoc, Landevennec. Formation de Montguyon, Coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (niveau C<sub>13</sub>).

Genre *ÆHLERTICRINUS* Le Menn, 1975

Espèce-type : *Æhlerticrinus seillouensis* Le Menn, 1975.

*ÆHLERTICRINUS SEILLOUENSIS*  
Le Menn, 1975

1975. *Æhlerticrinus seillouensis*. Le Menn, p. 246, Pl. XXIII, fig. 1-4.

**Description.**

Capsule dorsale cupuliforme à côtés peu divergents vers la face orale ; section du calice hexagonale à la hauteur des radiales ; ornementation composée de crêtes primaires longitudinales et de crêtes secondaires disposées perpendiculairement aux sutures des plaques. Base

faiblement convexe composée de trois basales égales. Radiales dépourvues d'échancrure sur le bord supérieur ; primibrachiales ornementées d'un tubercule sur le bord dorsal ; aires interradiales constituées de 9 plaquettes disposées en trois files. Pédoncule hétéromorphe à columnales basses séparées par des nodales pourvues d'épifacettes et portant un verticille de 6 à 8 cirres ; internodes composées de quatre cycles d'internodales ; cirres longues, grêles et présentes sur les premières nodales. Appareil brachial et tegmen inconnus.

**Rapports et différences.**

Cette espèce se différencie d'*O. sculptus* Le Menn par son ornementation et par l'absence d'échancrure à la partie supérieure des radiales. L'ornementation et la composition des aires interradianales permettent de faire la distinction entre *O. wachsmuthi* (Ehler) et *O. seillouensis*.

**Répartition.**

Formation de la Grauwacke du Faou, grève de Seillou (face au camping) ; Formation de Montguyon, coupe de Montguyon (niveau 7).

Sous-ordre GLYPTOCRININA Moore, 1952

Famille MELOCRINITIDAE Bassler, 1938

Genre *CTENOCRINUS* Bronn, 1840

Espèce-type : *Ctenocrinus typus* Bronn, 1840.

*CTENOCRINUS* sp. A  
(Pl. XXX, fig. 17-18)

**Description.**

Le matériel comprend deux fragments de thèques dont l'un, très réduit, ne montre que la partie supérieure d'un rayon et la portion proximale du bras. La description ci-dessous repose essentiellement sur l'autre exemplaire constitué de trois rayons et de la partie proximale de l'appareil brachial et du pédoncule.

La capsule dorsale est conique (hauteur : 12,2 mm), à plaques ornementées de nervures rayonnantes et aux angles déprimés. Les basales sont peu élevées en vue latérale (hauteur : 1,8 mm). Elles sont surmontées de radiales (hauteur : 2,9 mm) à contour heptagonal. Chaque rayon comprend deux lBr : la première hexagonale (h. : 2,7 mm) et la seconde heptagonale

(h. : 2,5 mm) en position axillaire. Les rayons se subdivisent en deux branches formées, chacune, de deux IIBr. La IIBr<sub>2</sub>, en position axillaire, porte sur le côté de l'interrayon un rameau externe et sur le bord intérieur du rayon le rameau interne très fort. Les troncs brachiaux internes deviennent jointifs au niveau de la IIIBr<sub>2</sub>. Les articles ont ensuite une disposition alterne (fig. 10).

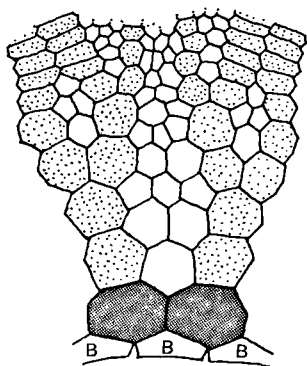


Fig. 10. — Diagramme partiel de la capsule dorsale de *Ctenocrinus* sp. A.

B, basale. — En grisé : les radiales. — En pointillé : les brachiales fixées.

Les aires interradales sont faiblement déprimées entre les rayons. Elles sont formées d'une première plaque hexagonale servant de support à deux autres plaques surmontées d'une rangée de trois éléments à la hauteur des IAX. Les aires se rétrécissent à partir de la IIBr<sub>1</sub> où se trouvent deux interradales suivies de trois autres. La partie supérieure est composée de deux files verticales puis de trois colonnes dans la zone comprise entre les IIIBr. Les zones intersecundibrachiales sont déprimées et comportent cinq plaquettes dont la forme et la disposition sont données par la fig. 10. Il existe de cinq à six intertertibrachiales entre les rameaux externes et internes. L'autre fragment de calice présente des zones intersecundibrachiales réduites à trois plaques (Pl. XXX, fig. 18). Les troncs brachiaux sont incorporés à la capsule dorsale jusqu'au IIIBr<sub>4</sub> à IIIBr<sub>5</sub>. Les articles de rameaux internes sont séparés par une suture finement crénelée. Les articles constituant les rameaux externes se distinguent des interradales et interbrachiales par une taille légère-

ment plus grande et par une convexité plus forte. Un segment de bras montre que les ramules sont séparés par deux articles brachiaux.

La partie proximale du pédoncule reliée au calice mesure 10,5 mm. Elle est de type hétéromorphe à section circulaire. Les deux premiers internodes sont formés de trois cycles d'internodales et les suivants de quatre cycles. Les nodales et les priminternodales se reconnaissent des autres columnales par la présence d'une épifacette.

#### Rapports et différences.

L'état fragmentaire du matériel ne permet pas d'établir toutes les caractéristiques morphologiques de cette capsule dorsale, mais la comparaison avec les nombreuses espèces décrites met en évidence les particularités suivantes :

- zones interradales à nombreuses plaques,
- partie proximale des bras incorporée au calice,
- présence de plaques intertertibrachiales,
- zones intersecundibrachiales de trois à cinq plaques.

On ne peut accorder qu'une valeur systématique très relative à ce dernier caractère. Les Crinoïdes Camerata, dont la capsule dorsale est constituée d'un grand nombre de plaques, présentent des variations intraspécifiques des zones interbrachiales et même sur les rayons d'un calice. Cette variation individuelle existe également chez *Ctenocrinus œhlerti* Jaekel qui montre une zone brachiale à cinq plaques alors que les autres n'en possèdent que trois. Goldring (1923) signale la présence d'une seule plaque dans un rayon de *Ct. pachydactylus* (Conrad) tandis que les autres en comportent normalement quatre.

Les espèces ardenno-rhénales se différencient aisément de la forme de Montguyon par leurs capsules dorsales plus simples dont les aires interradales ont leurs plaques disposées en deux files verticales ; le nombre d'interradales pouvant se réduire à six chez *Ct. acutior* Schmidt. Les aires intersecundibrachiales sont généralement peu développées et parfois même inexistantes (*Ct. rhenanus* Follmann, *Ct. rhenanoides* Schmidt). Les troncs brachiaux sont peu ou pas incorporés à la capsule dorsale.

Les affinités sont plus marquées entre notre exemplaire et *Ct. pachydactylus* (Conrad) et *Ct. nobilissimus* (Hall). Ces espèces américaines présentent des aires interradiales et interbrachiales plus développées que les formes ardenno-rhénanes. La partie proximale de l'appareil brachial est reliée à la capsule dorsale par des intertertibrachiales. *Ctenocrinus* sp. A se rapproche surtout de *Ct. œhlerti* Jaekel (= *Ctenocrinus* sp. C Ehlert, 1891) provenant des grauwackes de décalcification de Pont-aux-Bouchers, près de Néhou (Manche) : plaques interradiales nombreuses, zones intersecundi-brachiales bien développées et présence de plaques intertertibrachiales. Cependant, le matériel de Montguyon en diffère par une disposition plus régulière des interradiales et par la taille plus réduite.

**Répartition.**

Formation de Montguyon : coupe de Montguyon (niveau 7).

Sous-classe INADUNATA  
Wachsmuth et Springer, 1885  
Ordre CLADIDA Moore et Laudon, 1943  
Sous-ordre DENDROCRININA Bather, 1899

Famille BOTRYOCRINIDAE  
Wachsmuth et Springer, 1886

Genre *BOTRYOCRINUS* Angelin, 1878

Espèce-type : *Botryocrinus ramosissimus* Angelin, 1878.

***BOTRYOCRINUS MONTIS-GUYONENSIS***  
Delpey, 1942  
(Pl. XXIX, fig. 7-13)

- v. 1942. *Botryocrinus montis-guyonensis*. Delpey, p. 45, fig. 1-5.
- v. 1970. *Botryocrinus montis-guyonensis*. In Le Menn, p. 38, Pl. V, fig. 11-14.
- v. 1976. *Botryocrinus montis-guyonensis*. In Le Menn, p. 50, Pl. 9, fig. 7.

**Description.**

La découverte de deux nouveaux exemplaires dans la coupe de Montguyon permet de compléter la morphologie de la capsule dorsale.

Calice cupuliforme, élevé, à côtés faiblement divergents vers la face orale. Plaques calicinales aux angles déprimés. Ce dernier

caractère, peu marqué sur l'holotype de taille plus grande, indique que ces exemplaires représentent probablement des stades juvéniles. Cercle des infrabasales haut, bien visible latéralement. Radianale petite, quadrangulaire, en contact latéral avec l'anale X surmontée d'une autre anale de taille voisine. Radiale à facette articulaire en fer à cheval dont la surface articulaire est inclinée vers l'extérieur (type "angustary" de Moore et Strimple, 1973). Appareil brachial ramifié au-dessus des IBr<sub>3</sub> donnant dix rameaux principaux unisériés, portant des ramules à disposition alterne. Premiers articles des ramules longs à surface externe arrondie sur le côté proximal devenant anguleuse vers le bord distal. Les structures caractéristiques décrites par Delpey sur l'holotype n'ont pas été observées en l'absence de la plus grande partie de l'appareil brachial et de ramules complets. Remarquons cependant que la partie proximale des bras du matériel type présente la même morphologie que les nouveaux exemplaires. Les articles brachiaux ne deviennent cunéiformes que dans la partie moyenne et distale des bras. L'aspect dentiforme des articles des ramules de l'holotype n'est réalisé que dans la partie moyenne et distale. Dans la région proximale, ces articles ont une forme semblable à ceux observés sur le nouveau matériel.

Partie proximale du pédoncule reliée au calice, de type hétéromorphe à trois cycles d'internodales ; section étoilée, surface externe des columnales faiblement bombée à tubercules angulaires.

En millimètres	LPB	LPB
	4063 A	4063 B
Hauteur calice .....	4,4	3,8
Diamètre base .....	2,5	2
Hauteur IB .....	1,2	1,05
Hauteur B .....	2,2	1,75
Hauteur R .....	2	1,9
Hauteur IBr <sub>1</sub> .....	1,2	—
Hauteur IBr <sub>2</sub> .....	1,05	—
Hauteur IAx .....	1,4	—

Fragments de pédoncule et columnales isolés : tige hétéromorphe à section étoilée, pentagonale ou circulaire, à trois cycles d'internodales ; surface externe des columnales bombée portant cinq tubercules dans la zone médiane. Facette articulaire plane à symétrie pentamère ; canal axial pentagonal ; lobes de l'aréola spa-

tulés, insérés sur les côtés du lumen ; crêtes articulaires nombreuses dessinant de 3 à 7 chevrons dans les zones interpétaloïdes, devenant arquées sur les bords des branches de l'aréola, puis droites dans l'axe des pentamères ; proxicolonnales à section étoilée, pourvues de courtes crêtes articulaires peu nombreuses.

#### Rapports et différences.

La morphologie du calice permet de différencier *B. montis-guyonensis* des espèces rhénanes *B. patellaris* Haarmann et *B. irregularis* Haarmann par leur forme plus évasée, par les plaques épaisses pourvues d'une ornementation de fortes nervures. *B. schultzei* Haarmann et *B. pachydactylus* (Sandberger) se distinguent de l'espèce armoricaine par la structure de l'appareil brachial dont les ramifications interviennent tardivement au-dessus de la 4<sup>e</sup> à la 8<sup>e</sup> lBr. Chez *B. consolidatus* Schmidt, les nombreuses subdivisions des bras se produisent, au contraire, au-dessus des lBr<sub>2</sub> très courtes et dans la région proximale.

#### Répartition.

Formations du Faou, de Reun ar C'Hrank et de Montguyon.

Genre *GASTROCRINUS* Jaekel, 1895

Espèce-type : *Poteroicrinus patulus* Müller, 1859.

*GASTROCRINUS* sp. A  
(Pl. XXX, fig. 10)

#### Description.

Le matériel se compose d'un seul fragment de sac anal mesurant 21 mm de hauteur sur 9,5 mm de large. Il est constitué de cinq files de plaques hexagonales dont la hauteur varie de 1,10 mm à 1,30 mm. L'ornementation est formée d'une nervure médiane verticale et d'une forte côte horizontale.

La taille importante, le nombre de colonnes de plaques et l'ornementation permettent d'attribuer ce fragment de sac anal au genre *Gastrocrinus*. En l'absence de capsule dorsale, aucune détermination spécifique ne peut être donnée. L'ornementation des plaquettes, par l'existence d'une crête horizontale, tend à rapprocher l'exemplaire de Montguyon de *G. dahmeri* Schmidt. Notons cependant que la nervure médiane de cette espèce est mal individualisée

dans la moitié supérieure du sac anal et que les dimensions sont plus réduites.

#### Répartition.

Formation de Montguyon ; coupe de Montguyon, niveau 7.

Sous-classe et ordre inconnus  
Groupe PENTAMERI Moore et Jeffords, 1968

Famille KUZBASSOCRINIDAE Stukalina, 1975

Genre *AULNOCRINUS* Le Menn, 1970

Espèce-type : *Aulnocrinus renaudae* Le Menn, 1970.

*AULNOCRINUS RENAUDA* Le Menn, 1970  
(Pl. XXX, fig. 3-5)

1970. *Aulnocrinus renaudae*. Le Menn, p. 43, Pl. VI, fig. 2-8.

#### Description.

Pédoncule à section pentagonale près du calice devenant circulaire dans la région moyenne et distale. Internodes constitués de trois cycles d'internodales ; surface externe des colonnes droite et lisse ; facette articulaire concave dans la zone centrale percée d'un lumen étoilé ou pentagonal. Aréola à dix branches concaves limitées par dix faisceaux de deux à trois crêtes articulaires. Disticolonnales pourvues d'une zone périphérique plane.

#### Répartition.

Formation de la Grauwacke du Faou : coupe de Seillou (E<sub>9</sub>-F<sub>10</sub>), Ile de Terenez, Ile d'Arun en Rosnoën ; ferme de Perros en Hanvec. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon (niveau 5-9), Saint-Pierre-sur-Erve (C<sub>2</sub>-C<sub>3</sub>).

Famille PENTACAULISCIDAE  
Moore et Jeffords, 1968

Genre *PENTACAULISCUS*  
Moore et Jeffords, 1968

Espèce-type : *Pentacauliscus nodosus* Moore et Jeffords, 1968.

*PENTACAULISCUS ARMORICANUS*  
Le Menn, 1970  
(Pl. XXXI, fig. 7-9)

1970. *Pentacauliscus armoricanus*. Le Menn, p. 54, Pl. VIII, fig. 8-10.

### Description.

Pédoncule de type hétéromorphe à 4 cycles de columnales à section pentagonale ; tubercules annulaires bien développés sur les nodales, priminternodales et secundinternodales et présentant un profil dissymétrique, l'extrémité se trouvant orientée vers la suture intercolumnale. Suture finement crénelée. Facette articulaire plane à lumen pentagonal. Aréola constituée de cinq branches lancéolées dirigées vers les angles du pédoncule et aboutissant presque au bord de la facette. Crêtes articulaires nombreuses, courtes aux extrémités des lobes de l'aréola, devenant courbes sur les bords et dessinant des chevrons dans les zones interpétaloïdes.

### Rapports et différences.

*P. armoricanus* présente de nombreuses analogies avec l'espèce-type *P. nodosus*, mais elle en diffère par des crenulae plus forts, par la taille plus importante et la forme des tubercules.

### Répartition.

Formation de la Grauwacke du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (E<sub>3</sub>-E<sub>4</sub>), coupe nord de la Pointe de l'Armorique en Plougastel-Daoulas. Formation de Montguyon, coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (subdivision B).

### *PENTACAULISCUS MONTGUYONENSIS* n. sp. (Pl. XXX, fig. 12-16)

v. 1970. *Pentacauliscus armoricanus* ? Le Menn, p. 56, Pl. VIII, fig. 5-7.

**Derivatio nominis** : De la localité de Montguyon.

**Holotype** : Fragment pédonculaire LPB 4067, Pl. XXX, fig. 12.

**Locus typicus** : Coupe de Montguyon (niv. 5) en Cheméré-le-Roi (Mayenne).

**Stratum typicum** : Formation de Montguyon.

**Paratype** : Facette articulaire LPB 2010, Pl. XXX, fig. 16.  
Fragment de pédoncule LPB 4038, Pl. XXX, fig. 15.

**Matériel** : 18 moules externes de facettes articulaires et 3 fragments pédonculaires.

**Diagnose** : « Fragments de pédoncule caractérisés par des tubercules angulaires cunéiformes ; facette à lobes de l'aréola étroits, lancéolés et fortement concaves sur les nodales ; crêtes articulaires nombreuses et peu élevées ».

### Description.

Le pédoncule se compose de segments internodaux à cinq cycles de columnales. Les nodales se distinguent des internodales par un diamètre supérieur, une hauteur plus importante et par des tubercules angulaires plus volumineux. Les trois premiers cycles d'internodales sont pourvus de tubercules dont la taille décroît en fonction de l'épaisseur des columnales. Ces tubercules angulaires présentent un aspect cunéiforme en vue latérale et un profil symétrique par rapport au plan médian de la columnale. Ils sont jointifs sur les côtés des nodales puis deviennent limités aux angles des prim- et secundinternodales pour former de simples renflements angulaires sur les tertinternodales.

Les facettes présentent un contour pentagonal à surface plane incisée par les branches de l'aréola. Celles-ci sont étroites, lancéolées aux extrémités, disposées près du bord externe des angles de la facette. Le canal axial est pentagonal, de taille moyenne, localisé dans la dépression centrale constituée par la convergence des branches de l'aréola. Les crêtes articulaires sont nombreuses (de 25 à 32 par pentamère) peu élevées et relativement fines. Dans les zones interpétaloïdes, elles sont arquées et dessinent de trois à quatre chevrons. Vers la terminaison des branches de l'aréola, elles deviennent courtes et moins courbées. Les proxicolumnales (région proximale du pédoncule) présentent une morphologie différente des columnales de la partie moyenne et distale du pédoncule. Les branches de l'aréola sont proportionnellement plus larges et ont des extrémités moins aiguës. Les crêtes articulaires sont moins nombreuses (16 à 19 par pentamère) plus courtes, dessinant un à deux chevrons dans les zones interpétaloïdes.

### Rapports et différences.

Les columnales décrites ci-dessus avaient été attribuées sous réserve, en l'absence de données sur la constitution du pédoncule à *Pentacauliscus armoricanus* ? (Le Menn, 1970). La découverte de segments pédonculaires dans la coupe de Montguyon montre qu'il s'agit d'une forme bien distincte par la composition des internodes et la morphologie externe. *P. armoricanus* se différencie par les internodes à quatre cycles de columnales et par des tubercules angulaires plus renflés et recourbés vers



l'extrémité distale de la tige. Bien qu'offrant des caractères très proches, la facette de cette espèce se distingue de *P. monguyonensis* n. sp. par la taille plus importante de son lumen et par des lobes de l'aréola plus larges et moins concaves.

#### Répartition.

Formation de la Grauwacke du Faou, coupe de Seillou (F<sub>7</sub>) ; Formation de Montguyon, coupe de Montguyon (niveau 5).

Famille ANTHINOCRINIDAE  
Schewtschenko, 1966

Genre ANTHINOCRINUS Stukalina, 1961

Espèce-type : *Anthinocrinus ludlowicus* Stukalina, 1961.

ANTHINOCRINUS SPINONODOSUS  
Le Menn, 1976

1976. *Anthinocrinus spinonodosus*. Le Menn, p. 51, Pl. IX, fig. 1-3.

#### Description.

Pédoncule de taille moyenne, à section pentagonale de type hétéromorphe ; internodes composés de trois cycles d'internodales ; tubercules angulaires prolongés par une pointe orientée vers l'extrémité distale et bien différenciés sur les nodales et priminternodales. Facette articulaire percée d'un canal axial pentagonal à subcirculaire ; branches de l'aréola aux extrémités arrondies, dirigées vers les angles de la columnale. Crénularium à crêtes fines au nombre de 12 à 16 entre deux lobes de l'aréola ; présence de deux chevrons dans les zones interpétaloïdes.

#### Rapports et différences.

Les facettes articulaires d'*A. acutulus* Dubat. et d'*A. quinqueangularis* Dubat. présentent de nombreuses analogies avec l'espèce armoricaine. La distinction entre les trois formes repose sur la morphologie externe du pédoncule, très particulière chez *A. spinonodosus* par l'allure et le développement des tubercules angulaires.

Des columnales isolées du niveau C<sub>13</sub> de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve, dont la facette offre des caractères semblables à ceux décrits ci-dessus, sont attribuées à *Anthinocrinus* cf.

*spinonodosus* en l'absence de fragments pédonculaires.

#### Répartition.

Base de la Formation de Reun ar C'Hrank, coupe de Reun ar C'Hrank en Lanvéoc ; coupe de Seillou (F<sub>13</sub>). Partie terminale de la Formation de Montguyon, coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (niveau C<sub>13</sub>) pour *A.* cf. *spinonodosus*.

ANTHINOCRINUS EUGENIAE ?  
Yeltyscheva et Dubatolova, 1967  
(Pl. XXX, fig. 6)

#### Description.

Petites columnales de forme subcirculaire à pentagonale, pourvues de petits tubercules angulaires. Facette articulaire constituée d'une aréola à 5 lobes à côtés subparallèles aux extrémités tronquées ; lumen pentagonal de taille moyenne ; crénularium très réduit composé de crêtes articulaires droites au nombre de 4 à 6 par zone interpétaloïde.

#### Rapports et différences.

Les facettes articulaires d'*A. eugeniae* Yelt. et Dubat. présentent une grande similitude avec celles recueillies dans le Massif Armoricaïn mais le manque de données sur la morphologie externe ne permet pas de conclure avec certitude à l'identité des deux formes.

#### Répartition.

Formation de la Grauwacke du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (F<sub>7</sub>). Formation de Montguyon, coupe de Montguyon (niveau 5) en Cheméré-le-Roi.

ANTHINOCRINUS ROTUNDILOBUS n. sp.  
(Pl. XXXI, fig. 13-15)

**Derivatio nominis** : Aréola à lobes ronds.

**Holotype** : Moule externe, columnale LPB 4029, Pl. XXXI, fig. 14.

**Stratum typicum** : Formation de Montguyon.

**Paratypes** : LPB 4030 ; LPB 4031, Pl. XXXI, fig. 15 ; LPB 4033, Pl. XXXI, fig. 13 ; LPB 4034.

**Matériel** : 22 fragments de pédoncules et columnales isolées.

**Diagnose** : « Pédoncule hétéromorphe à section circulaire ; columnales pourvues d'une épifacette ; insertions cirrales présentes sur les nodales ; aréola à larges lobes arrondis ; crénularium réduit ».

### Description.

Les fragments de tige sont de type hétéromorphe à trois cycles d'internodales. Les nodales se distinguent aisément des autres columnales par leur hauteur importante, par une épifacette plus développée et par des traces d'insertions cirrales (de 2 à 5) sur la surface externe. Sur les fragments proximaux, l'épifacette est plus réduite et porte sur la partie médiane quelques petits tubercules.

N° Ech.	Diam. column.	Diam. facette	Diam. lumen	2R aréola	2R crenul.	Indice facette	Indice lumen	Indice aréola	Indice crenul.
4036G	2.40	1.90	0.40	1.00	0.50	79.1	21	52.6	26.3
4031	2.60	2.00	0.60	1.00	0.40	76.9	30	50	20
4035A	2.75	2.10	0.40	1.20	0.50	76.3	19	57.2	23.8
4035E	2.75	2.00	0.35	1.10	0.55	72.7	17.5	55	22.5
4036D	-	1.90	0.25	1.10	0.55	-	13.1	57.9	28.9
4036B	3.00	2.00	0.35	1.20	0.45	66.6	17.5	60	22.5
4035D	3.00	2.00	0.30	1.20	0.50	66.6	15	60	25
4032	-	2.10	0.35	1.10	0.65	-	16.5	52.3	30.9
4036E	-	2.10	0.45	1.20	0.45	-	21.4	57.1	21.4
4035B	3.00	2.10	0.40	1.40	0.30	70	19	66.6	14.3
4029	3.00	2.10	0.40	1.20	0.50	70	19	57.2	23.8
4035C	-	2.75	0.80	1.40	0.55	-	29	50.9	20

Moyenne  $\bar{x}$  columnale : 2.81.

Ecart type  $s$  : 0.22.

Intervalle de confiance : 2.62 - 3.

Moyenne  $\bar{x}$  facette : 2.08.

Ecart type  $s$  : 0.22.

Intervalle de confiance : 1.94 - 2.22.

Tableau I. — Mesures (en millimètres)  
d'*Anthinocrinus rotundilobus* n. sp.

La surface externe, plane sur les proximal-columnales et les secundinternodales, devient concave sur les nodales et les disticolumnales. Le lumen varie d'une forme étoilée à circulaire. Les lobes de l'aréola, très larges et pétales, occupent presque toute la facette sur les proximal-columnales, réduisant le crénularium à une simple denticulation à la périphérie. Sur les disticolumnales, les crêtes articulaires atteignent un développement plus important. Deux crêtes plus fortes s'insèrent entre les lobes de l'aréola tandis que 3 à 5 crêtes s'intercalent entre le bord externe de la facette et les lobes.

### Rapports et différences.

*A. minimus* Yelt. et Dubat. présente des caractères très proches de la nouvelle espèce : larges lobes pétales, crêtes articulaires courtes, limitées à la périphérie de la facette ; mais elle se reconnaît par l'existence d'une zone lisse et plane séparant l'aréola du crénularium.

### Répartition.

Formation de Montguyon, coupe de Montguyon (niveau 2) et de Saint-Pierre-sur-Erve (C<sub>1</sub>).

Groupe CYCLICI Moore et Jeffords, 1968

Famille EURACIDAE Moore et Jeffords, 1968

Genre *EURAX* Moore et Jeffords, 1968

Espèce-type : *Eurax ethas* Moore et Jeffords, 1968.

*EURAX OPERCULARIS* Le Menn, 1970  
(Pl. XXX, fig. 11)

1970. *Eurax opercularis*. Le Menn, p. 51, Pl. VII, fig. 4-5.

### Description.

Columnale à contour réniforme, à surface externe droite et lisse ; présence d'insertions cirrales aux deux angles du pédoncule recouvrant la nodale et les deux internodales adjacentes ; facette articulaire à canal axial réduit et recouverte d'un crénularium à crêtes relativement fortes, peu nombreuses et disposées en éventail suivant le grand axe de la facette ; accroissement du nombre de crêtes, soit par dichotomie, soit par intercalation.

### Rapports et différences.

L'espèce armoricaine se rapproche beaucoup d'*E. eugenes* Moore et Jeffords par la forme des columnales et la disposition des crêtes articulaires. Elle s'en éloigne par des crêtes plus fortes, moins nombreuses et par la taille et le mode d'insertion des cirres.

### Répartition.

Formation de la Grauwacke du Faou, coupe de Seillou (E<sub>9</sub> à F<sub>9</sub>) ; Formation de Montguyon, coupe de Montguyon (niv. 5-9) et de Saint-Pierre-sur-Erve (C<sub>2</sub>-C<sub>6</sub>).

Famille ASPEROCRINIDAE Stukalina, 1975

Genre *ASPEROCRINUS* Stukalina, 1975

Espèce-type : *Asperocrinus giganteus* Stukalina, 1975.

*ASPEROCRINUS MULTITUBERCULATUS*  
(Le Menn), 1970  
(Pl. XXX, fig. 7-9)

v. 1970. *Hexacrinites ? dentatus multituberculatus*. Le Menn, p. 32, Pl. V, fig. 1-3.

### Description.

Tige hétéromorphe, cylindrique ; surface externe portant une ornementation de gros tubercules dans la partie médiane, de deux cercles de petites nodosités insérées près du bord distal et proximal de la columnale ; sur les nodales, présence de petites crêtes disposées verticalement entre les tubercules médians.

Facette articulaire formée d'un lumen très réduit entouré d'un large périlumen peu élevé et d'un crénularium à côtes peu nombreuses et rectilignes. Aréola absente ou mal individualisée.

### Rapports et différences.

*A. minimus* se différencie aisément d'*A. multituberculatus* par son diamètre très faible et par son aréola bien développée. La morphologie de la facette rapproche *A. echinatus* Yelt. et Dubat. de la forme armoricaine mais l'ornementation externe de cette dernière permet de faire la distinction entre les deux.

### Répartition.

Formation de la Grauwacke du Faou, coupe de Seillou (F<sub>7</sub>), Formation de Montguyon, coupe de Montguyon (niveau 5) et de Saint-Pierre-sur-Erve (C<sub>5</sub>).

### *ASPEROCRINUS MINIMUS* Le Menn, 1976

1976. *Asperocrinus minimus*. Le Menn, p. 51, Pl. VIII, fig. 4-6.

### Description.

Columnales de faible diamètre n'excédant pas 3 mm ; pédoncule homéomorphe pourvu de cirres radiculaires ; surface externe ornementée d'un anneau médian de 5 à 12 tubercules ; facette articulaire concave à lumen réduit à la taille d'une piqûre d'épingle ; périlumen présent, mal individualisé sur les proxicolonnales ; aréola à surface lisse occupant le tiers de la facette ; crénularium à crenulae droits, peu nombreux (14 en moyenne), élevés sur le bord externe.

### Rapports et différences.

La comparaison entre *A. minimus* et *A. echinatus* Yelt. et Dubat. montre que cette dernière espèce a une facette articulaire plus concave, des crenellae plus nombreux et ne possède pas d'aréola.

### Répartition.

Partie terminale de la Formation de la Grauwacke du Faou et Formation des Schistes et Grauwackes de Reun ar C'Hrank : coupe de Seillou (F<sub>12</sub>-F<sub>13</sub>) ; Formation de Montguyon : coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (C<sub>13</sub>).

### *ASPEROCRINUS* aff. *MINIMUS*

(Pl. XXVIII, fig. 18-20)

### Description.

Dans la partie inférieure de la Formation de Montguyon ont été recueillies des columnales dont les caractères morphologiques sont très proches de ceux d'*A. minimus* : faible diamètre ne dépassant pas 3 mm, présence d'une aréola et nombre peu élevé de crêtes articulaires. Toutefois, les facettes en diffèrent par un périlumen mal individualisé ou absent et par une concavité peu prononcée, voire inexistante.

### Répartition.

Formation de Montguyon, coupe de Montguyon (niveau 2) et de Saint-Pierre-sur-Erve (C<sub>1</sub>).

### *ASPEROCRINUS ANNULATUS* n. sp.

(Pl. XXXI, fig. 10-12)

**Derivatio nominis** : Anneau concave autour du périlumen.

**Holotype** : Facette articulaire LPB 4037, Pl. XXXI, fig. 10.

**Locus typicus** : Coupe de Montguyon en Cheméré-le-Roi (Mayenne).

**Stratum typicum** : Formation de Montguyon.

**Paratypes** : LPB 4038, Pl. XXXI, fig. 11 ; LPB 4039, Pl. XXXI, fig. 12 ; LPB 4040 ; LPB 4041.

**Matériel** : 15 moules externes de columnales.

**Diagnose** : « Espèce caractérisée par une forte concavité de la facette, par une taille moyenne, par un périlumen élevé entouré par une dépression annulaire ; crêtes articulaires fortes ».

### Description.

L'absence de segments de pédoncule ne permet pas d'établir si la tige est homéomorphe ou hétéromorphe. La surface externe porte, comme toutes les espèces d'*Asperocrinus*, un cercle de tubercules (6 à 12) sur la partie moyenne. Les facettes présentent une forte concavité accentuée par une dépression annulaire entourant le périlumen. Celui-ci est cylindrique,

élevé et percé à son sommet par un petit canal axial circulaire. Les crêtes articulaires (11 à 17) s'élèvent progressivement vers la périphérie.

N° Ech.	Diam. Facette	Diam. Lumen	2R Périlum.	2R Ann.	2R Crenul.	Indice Lumen	Indice Périlum.	Indice Ann.	Indice Crenul.
4042F	2.10	0.20	0.50	0.50	0.90	9.5	23.8	23.8	43.8
4042E	2.10	0.25	0.50	0.50	0.85	11.9	23.8	23.8	40.4
4042B	2.10	0.20	0.50	0.50	0.90	9.5	23.8	23.8	43.8
4042C	2.50	0.25	0.60	0.60	1.05	10	24	24	42
4042A	3.20	-	-	-	1.20	15	-	-	37.5
4042D	3.20	0.25	0.80	0.70	1.45	7.8	25	21.3	45.3
4039	3.40	0.30	0.80	0.70	1.60	8.8	23.5	20.5	47.1
4038	4	0.35	0.75	0.70	2.20	8.7	18.7	17.5	55
4041	4.10	0.40	0.80	0.70	2.20	9.7	19.5	17.1	53.6
4037	4.50	0.40	0.90	0.80	2.40	8.8	20	17.7	53.3
4040	5.10	0.35	1	0.85	2.90	6.8	19.6	16.6	56.86

Moyenne  $\bar{X}$  : 3.30.  
Ecart type s : 1.39.  
Intervalle de confiance  $\bar{X} \pm t_{95}$  : 2.61 - 3.99.

Tableau II. — Mesures (en millimètres) d'*Asperocrinus annulatus* n. sp.

**Rapports et différences.**

*A. annulatus* se reconnaît des autres espèces par la forte concavité de la facette et par son périlumen cerné d'une dépression.

**Répartition.**

Formation de Montguyon, coupe de Montguyon (niveau 2).

Famille EXAESIODISCIDAE  
Moore et Jeffords, 1968

Genre *EXAESIODISCUS*  
Moore et Jeffords, 1968

*EXAESIODISCUS SALVIENSIS* n. sp.  
(Pl. XXXI, fig. 16-20)

**Derivatio nominis :** De *Salvia*, nom latin de Sauges, près de Montguyon.

**Holotype :** Moule externe facette articulaire LPB 4012, Pl. XXXI, fig. 18.

**Locus typicus :** Coupe de Montguyon (niv. 2) en Cheméré-le-Roi (Mayenne).

**Stratum typicum :** Formation de Montguyon.

**Paratypes :** LPB 4014, Pl. XXXI, fig. 16 ; LPB 4015, Pl. XXXI, fig. 17 ; LPB 4016, Pl. XXXI, fig. 19 ; LPB 4017, Pl. XXXI, fig. 20.

**Matériel :** 56 moules externes de columnales et 9 fragments de pédoncules.

**Diagnose :** « Pédoncule fortement hétéromorphe à columnales plates ; nodales pourvues d'une large épifacette et d'une ornementation épineuse ; facette articulaire plane ou peu concave comportant une aréola à surface légèrement granuleuse ; présence d'insertions cirrales sur quelques nodales ».

**Description.**

Les segments internodaux se composent de trois cycles d'internodales très plates à surface externe bombée. Les nodales se distinguent par leur hauteur plus importante et par la présence d'une épifacette développée portant des épines à la périphérie. Quelques nodales montrent des traces de cirres disposées sur la région médiane des columnales. Ces insertions cirrales, de

N° Ech.	Diam. Column.	Diam. Facette	Diam. Lumen	2R Aréol.	2R Crenul.	Indice Facette	Indice Lumen	Indice Aréol.	Indice Crenul.
4025D	1.75	1.10	0.30	0.50	0.30	62	27	45	27
4025E	2.25	1.30	0.40	0.40	0.50	57.7	30.7	30.7	38.4
4024C	2.25	1.40	0.40	-	-	62.2	8.5	-	-
4026C	2.25	1.90	0.50	0.90	0.50	84	26.3	47.3	26.3
4013B	2.40	1.60	0.50	0.60	0.50	66.6	31.2	37.5	31.2
4015	2.60	1.60	0.40	0.50	0.70	61.5	25	31.25	43.75
4022A	2.75	1.25	0.35	0.60	0.30	45.5	28	48	24
4014	3	1.90	0.50	0.90	0.50	63.3	26.3	47.3	26.3
4023A	3.10	2.40	0.70	0.90	0.80	77.4	29.1	37.5	33.3
4022C	3.10	2.50	0.60	0.80	1.10	80.6	24	32	44
4027B	3.25	2.00	0.60	0.80	0.60	61.5	30	40	30
4026B	3.25	2.25	0.70	0.80	0.75	69.2	31.1	35.5	33.3
4028A	3.40	2.25	0.60	1.25	0.40	66.1	26.6	55.5	17.7
4016	3.50	3	0.50	-	-	85.71	16.6	-	-
4023E	3.60	2.40	0.75	0.80	0.85	66.6	31.2	33.3	35.4
4026A	3.60	2.50	0.80	-	-	69.4	32	-	-
4022D	3.75	1.90	0.50	0.90	0.50	50.6	26.3	47.3	26.3
4024A	3.75	2.25	0.50	1.20	0.55	60	22.2	53.3	24.4
4026E	3.90	2.25	0.80	0.90	0.55	57.6	35.5	40	24.4
4022E	3.90	2.25	0.70	0.95	0.60	57.6	31.1	42.2	26.6
4024B	4	2.25	0.70	0.55	1	56.2	31.1	24.4	44.4
4023C	4.10	2	0.50	-	-	48.7	25	25	-
4013A	4.15	2.50	0.90	1.00	0.60	60.2	35	40	25
4027C	4.25	2.10	0.50	0.80	0.80	41.4	23.8	38.1	38.1
4024E	4.40	2.50	0.75	1.25	0.50	56.8	30	50	20
4025C	4.50	2.60	0.80	-	-	57.7	30.7	-	-
4024C	4.50	2.80	0.70	1.20	0.90	62.2	25	42.8	32.1
4012	5.20	2.80	0.60	1.20	1.00	53.8	21.4	42.8	35.7
4023B	5.40	2.80	0.60	-	-	51.8	28.5	-	-
4027A	5.60	2.60	0.60	1.20	0.80	46.4	23	46.1	37
4025A	5.60	3.10	0.60	1.20	1.30	55.3	19.3	38.7	41.9
4022B	6	3	0.90	0.90	1.20	50	30	30	40

Moyenne  $\bar{X}$  columnale : 3.72  
Ecart-type s : 1.07  
Intervalle de confiance : 3.34 - 4.10  
Moyenne  $\bar{X}$  facette : 2.22  
Ecart-type s : 0.525  
Intervalle de confiance : 1.96 - 2.48

Tableau III. — Mesures (en millimètres) d'*Exaesioidiscus salviensis* n. sp.

nodales. La découverte de nouveaux segments de tiges montre qu'il n'existe pas de différenciation d'internode et que cette espèce appartient, en définitive, au type homéomorphe. Cette observation m'amène à modifier la diagnose originale et à la remplacer par la suivante.

**Nouvelle diagnose du genre :** « Pédoncule hétéromorphe ou homéomorphe à section circulaire ; partie distale pouvant se recourber en crochet avec des columnales cunéiformes ; surface externe des articles convexe ; facette articulaire plane ou concave à lumen de petite taille entouré d'un large crénularium à nombreuses crêtes fines ; périlumen et aréola absents ».

**SEILLOUCRINUS SIMPLEX** Le Menn, 1970

(Pl. XXIX, fig. 1-4)

1970. *Seilloucrinus simplex*. Le Menn, p. 48, Pl. VII, fig. 1-3.

**Description.**

Pédoncule homéomorphe à section circulaire, de taille moyenne à grande, pouvant présenter des zones de courbure. Columnale à surface externe convexe ; facette des proxicolunales à forte concavité s'atténuant sur les mési- et disticolunales ; surface articulaire très simple recouverte d'un crénularium à crêtes articulaires fines et nombreuses ; crenulae se divisant trois à quatre fois ; présence de crêtes intercalaires aux points où se produisent les divisions ; lumen circulaire très réduit, parfois excentré (cf. holotype).

**Rapports et différences.**

Voir *S. verneuili*.

**Répartition.**

Formation de la Grauwacke du Faou, coupe de Seillou (E<sub>3</sub>-F<sub>0</sub>). Formation de Montguyon (niveau 2-7) et de Saint-Pierre-sur-Erve (B à C<sub>7</sub>).

**Description.**

Pédoncule hétéromorphe, constitué d'internodes à trois columnales ; surface externe convexe et lisse ; articles pouvant atteindre des tailles exceptionnelles (37 mm) ; facette articulaire plane à petit lumen circulaire ; crénularium composé de nombreuses crêtes dont le mode d'accroissement est comparable à celui de *S. simplex* ; présence de un à trois sillons circulaires sur la facette.

Les nouvelles récoltes apportent des données complémentaires sur la constitution de l'extrémité distale de la tige. Des fragments pédonculaires recourbés en forme de crochet, indiquant un mode de vie libre, ont été recueillis dans des gisements répartis de la rade de Brest à la Sarthe, dans un horizon stratigraphique renfermant des Brachiopodes de grande taille, connu sous le nom de "niveau des monstres".

Les observations ci-dessous ont été effectuées sur les trois exemplaires les mieux conservés dont deux proviennent du niveau 6 de Saint-Pierre-sur-Erve et l'autre de Joué-en-Charnie. Les fragments de pédoncule présentent un enroulement dans le plan de symétrie, sauf l'un d'eux qui est affecté d'une légère torsion. Le diamètre décroît rapidement (voir tableau ci-dessous) vers l'extrémité distale. En vue latérale, ces fragments rappellent *Ammonocrinus* par la présence de columnales cunéiformes. On peut distinguer deux types d'articles : les uns aboutissant à l'ombilic de la spire et les autres, plus courts, limités à l'extérieur de la courbe. Ces derniers alternent avec les précédents dans la zone de courbure maximale, mais cette succession devient plus irrégulière vers l'extrémité distale. Cet organe, par sa forme, indique un mode de vie libre ou sessile et devait servir de dispositif d'ancrage sur des organismes fixés (Crinoïdes, Brachiopodes, Bryozoaires, Algues...).

**SEILLOUCRINUS VERNEUILI**

(Cailliaud), 1861

(Pl. XXIX, fig. 14-16 ; Pl. XXX, fig. 1-2)

1861. *Poteriocrinus verneuili*. Cailliaud, p. 334.

1889. *Poteriocrinus verneuili*. Cailliaud-Ehlert, p. 785, Pl. XXI, fig. 4a.

1970. *Seilloucrinus concentricus*. Le Menn, p. 49, Pl VIII, fig. 1-2.

	LPB 4070	LPB 4071	LPB 4069
Diamètre columnale proximale . . . .	27,5	28,5	29
Diamètre columnale terminale . . . .	9	8	13
Nombre de columnales . . . . .	19	18	20
Nombre de columnales n'atteignant pas l'ombilic . . . . .	9	8	6

forme ovale à subcirculaire, sont au nombre de cinq et entaillent l'épifacette jusqu'au bord externe de la facette.

La surface articulaire, plane sur la plupart du matériel, peut présenter une concavité discrète sur certaines nodales. Le canal axial circulaire ou faiblement pentalobé est entouré d'une aréola à surface finement granuleuse. Le crénularium est formé de crêtes articulaires nombreuses (35 à 60), étroites, courtes et droites. Sur certaines nodales, on observe que les crêtes se prolongent jusqu'au lumen par de fines stries qui ne sont décelables qu'au fort grossissement.

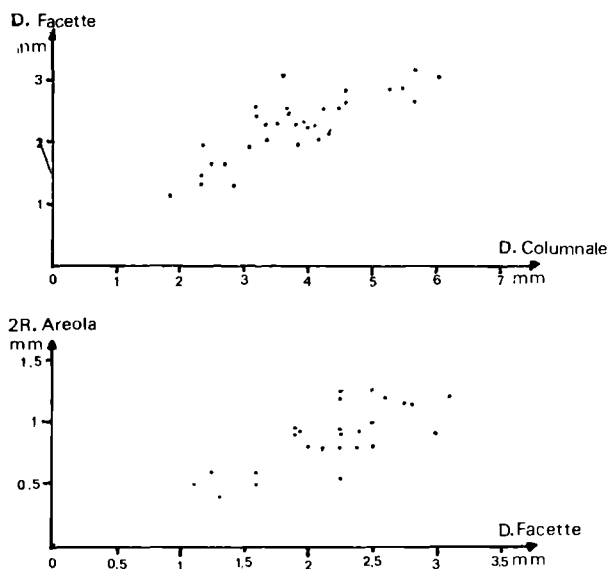


Fig. 11. — Diagrammes de dispersion d'*Exaesiodyscus salviensis*.

#### Rapports et différences.

La nouvelle espèce se distingue d'*E. acutus* Moore et Jeffords par son épifacette moins développée et d'*E. truncatus* Moore et Jeffords par son lumen plus réduit et par sa hauteur plus faible. *E. salviensis* n. sp. présente le plus d'affinités avec *E. minutus* Moore et Jeffords dont elle diffère cependant par une concavité moindre des facettes articulaires des nodales et par la présence d'une ornementation épineuse.

#### Répartition.

Formation de Montguyon, coupes de Montguyon (niveau 2) et de Saint-Pierre-sur-Erve (C<sub>1</sub>).

#### Famille CYCLOMISCHIDAE

Moore et Jeffords, 1968

#### Genre CYCLOCAUDEX

Moore et Jeffords, 1968

Espèce-type : *Cyclocaudex typicus* Moore et Jeffords, 1968.

#### CYCLOCAUDEX EODEVONICUS Le Menn, 1976

1976. *Cyclocaudex eodevonicus*. Le Menn, p. 52, Pl. IX, fig. 14.

#### Description.

Espèce caractérisée par un pédoncule hétéromorphe de taille relativement faible ; insertion de cirres sur les nodales et les deux internodales contiguës ; facette articulaire faiblement concave à petit lumen circulaire entouré d'un crénularium à crêtes articulaires bifurquées ; crêtes intercalaires prenant naissance au point où se produit la division des crêtes.

#### Rapports et différences.

L'absence d'aréola et de périlumen permet de rapprocher *C. eodevonicus* des coloniales "juvéniles" de *C. plenus* Moore et Jeffords. La forme armoricaine se reconnaît par sa taille plus petite et par des crêtes articulaires qui se divisent à une distance plus grande du canal axial.

#### Répartition.

Formation des Schistes et Grauwackes de Reun ar C'Hrank, coupe de Reun ar C'Hrank (niveau 10-14) ; Formation de Montguyon, coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (C<sub>1.3</sub>).

#### Famille SEILLOUCRINIDAE Le Menn, 1970

#### Genre SEILLOUCRINUS Le Menn, 1970

Espèce-type : *Seilloucrinus simplex* Le Menn, 1970.

#### Discussion.

Le pédoncule de *Seilloucrinus* est considéré comme hétéromorphe dans la première diagnose générale. Ce caractère est très marqué pour *S. verneuli* qui présente des nodales et des internodales bien individualisées. La morphologie externe de *S. simplex* a été établie d'après un seul fragment pédonculaire dont certaines coloniales ont une hauteur plus faible permettant de les interpréter comme des inter-

### Rapports et différences.

*S. verneuili* se distingue de *S. simplex* par sa taille généralement plus grande, par son pédoncule hétéromorphe à trois internodales, et par la présence de sillons sur la facette articulaire.

### Répartition.

Formation du Faou, nombreux affleurements de la rade de Brest. Formation de Montguyon, coupes de Saint-Pierre-sur-Erve (C<sub>2</sub> à C<sub>11</sub>) et Montguyon (niveau 5-9), Joué-en-Charnie (Sarthe).

### BIBLIOGRAPHIE

- 1) BABIN C. et coll. (1973). — Le Dévonien du Massif Armoricain. *Bull. Soc. géol. France* (1972), 7, t. XIV, p. 94-109, Paris.
- 2) BARROIS C. (1877). — Le terrain dévonien de la rade de Brest. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. IV, p. 95-105, Lille.
- 3) BOUCOT A.J. et HARPER C.W. (1963). — Silurian to lower middle Devonian Chonetacea. *Journ. Paleont.*, v. 42, n° 1, p. 143-176, Tulsa.
- 4) BREGER C.L. (1906). — On *Eodevonaria*, a new subgenus of *Chonetes*. *Amer. Journ. Sci.*, t. 22, p. 534-536, New Haven.
- 5) BRUNTON C.H.C. (1972). — The shell structure of Chonetacean Brachiopods and their ancestors. *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol.*, v. 21, n° 1, p. 1-26, London.
- 6) CAILLAUD F. (1861). — Sur l'existence de la faune troisième silurienne dans le Nord-Est du département de la Loire-Inférieure. *Bull. Soc. géol. France*, 2, t. XVIII, p. 330-337, Paris.
- 7) CARLS P. (1971). — Stratigraphische Übereinstimmungen in höchsten Silur und tieferen Unter-Devon zwischen Keltiberien (Spanien) und Bretagne (Frankreich) und das Alter des Grès de Gdumont (Belgique). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, n° 4, p. 195-212, Stuttgart.
- 8) CARLS P. et GANDL J. (1969). — The lower Devonian of the Eastern Iberian Chains (N.E. Spain) and the distribution of the Spiriferacea, Acastavinae and Asteroptyginae. *Int. Symp. Devonian System*, II, p. 453-464, Calgary.
- 9) CHATTERTON B.D.E. (1973). — Brachiopods of the Murrumbidgee Group, Taemas, New South Wales. *Bull. Bur. miner. Res., Geology and Geophysics*, n° 137, p. 1-146, Canberra.
- 10) CLOSSET J. (1970). — *Ctenocrinus arduennensis* (Crinoidea, Camerata), espèce nouvelle du Dévonien inférieur de la Belgique. *Bull. Soc. Sci. nat. Belg.*, v. 46, n° 29, p. 1-17, Bruxelles.
- 11) COLLIN L. (1912). — Etude de la région dévonienne occidentale du Finistère. *Thèse. Imp. Bourgeon*, Brest, 470 p.
- 12) DELPEY G. (1942). — Description d'un nouveau Crinoïde du Dévonien français : *Botryocrinus montisguyonensis* nov. sp. *Bull. Soc. géol. France*, 5, t. VII, p. 15-19, Paris.
- 13) DUBATOLOVA Y.A. (1964). — Morskikh liliy devona Kuzbassa. *Akad. Nauk SSSR, Sibirisk. Otdel.*, 152 p., Moscou.
- 14) DUBATOLOVA Y.A., YELTYSCHEVA R.S. et MODZALEVSKAIA E. (1967). — Morskije liliy devona i nijnego carbona dalinego Vostoka. *Akad. Nauk SSSR, Sibirisk. Otdel.*, 72 p. Moscou.
- 15) EHRENBERG K. (1922). — Über eingerollte Pelmatozoenstiele und ihre Beziehungen zur Sellilität. *Acta Zoologica*, v. 3, p. 271-305, Stockholm.
- 16) JAHNKE H. (1971). — Fauna und Alter der Erbsloch grauwacke (Brachiopoden und Trilobiten, Unter-Devon, Rheinisches schiefergebirge und Harz). *Göttingen Arb. Geol. Paläont.*, n° 9, p. 1-105, Göttingen.
- 17) LE MENN J. (1970). — Les Crinoïdes du Siegenien supérieur de la rade de Brest. *Thèse offset*, Brest, 107 p., 8 pl.
- 18) LE MENN J. (1975). — Un nouveau genre d'Hexacrinitiidae (Crinoidea, Camerata). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCV, p. 243-250, Pl. XXII-XXIII.
- 19) LE MENN J., PLUSQUELLEC Y., MORZADEC P. et LARDEUX H. (1976). — IncurSION hercynienne dans les faunes rhénanes du Dévonien inférieur de la rade de Brest (Massif Armoricain). *Palaeontographica*, A, n° 153, p. 1-61, Stuttgart.
- 20) MACURDA D.B. et RACHEBŒUF P.R. (1975). — Devonian and Carboniferous spiraculate Blastoids from Brittany (France). *Journ. Paleont.*, v. 49, n° 5, p. 845-855, Tulsa.
- 21) MOORE R.C. et JEFFORDS R.M. (1963). — Classification and nomenclature of fossil crinoids based on studies of dissociated parts of their columns. *Univ. Kansas Paleont. Contrib.*, Echinodermata 9, p. 1-86, Lawrence.
- 22) MUIR-WOOD H. (1962). — On the morphology and classification of the Brachiopod suborder Chonetoidea. *Mem. Brit. Mus. (Nat. Hist.)*, London.
- 23) MUIR-WOOD H. (1965). — *Chonetidina* in Williams et coll. *Brachiopoda: Treatise on Invertebrate Paleontology. Univ. Kansas Press et Geol. Soc. Amer.*, part. H, p. 412-438, Lawrence.
- 24) RACHEBŒUF P.R. (1976). — Chonetacea (Brachiopodes) du Dévonien inférieur du Bassin de Laval (Massif Armoricain). *Palaeontographica*, A, n° 152, p. 14-89, Stuttgart.
- 25) RACHEBŒUF P.R. (1976). — Le genre *Leptaenopyxis* (Brachiopoda, Leptaenidae) dans le Dévonien du Massif Armoricain (France). *Geobios*, 9, n° 6, p. 719-739, Lyon.
- 26) RENAUD A. (1942). — Le Dévonien du Synclinorium médian Brest-Laval. I. Stratigraphie ; II. Paléontologie. *Mém. Soc. géol. miner. Bretagne*, t. 7, 623 p. Rennes.

- 27) RENAUD A. (1962). — Etude de quelques Spirifères de Reun ar C'Hrank (Finistère). *Palaeontographica*, A, Symposiums Band Internationalen Arbeitstagung über die Silur/Devon. - Grenze und die Stratigraphie von Silur und Devon Bonn-Bruxelles, 1960, p. 216-221.
- 28) SCHEWTSCHENKO T.V. (1966). — Morskije lily iz verxnesiluriskix i nijnedevonskix otlojeni ugo - zapadnogo Tian-Tshania i ix stratigrafitcheskoe znatchenie. *Trudy Ouprov. Geol. Sov. minist. tadjikstie SSSR. Paleont. Stratig.*, n° 2, p. 123-188, Moscou.
- 29) SCHMIDT W.E. (1941). — Die Crinoiden des Rheinischen Devons. Teil II. *Abhandl. Reichs. Bodenf.*, H. 182, Berlin, 253 p.
- 30) STUKALINA G.A. (1975). — Morskije lily in Kharakteristika fauni progranitchnix sloev silura i devona tsentralnogo Kazakhstana. *Materiali po Geologii Tsentralnogo Kazakhstana*, t. XII, p. 133-150, Moscou.
- 31) UBAGHS G. (1952). — *Ammonicrinus Springer*, Crinoidea Flexibilia du Dévonien moyen d'Allemagne. *Senckenbergiana*, v. 33, p. 203-226, Frankfurt am Main.

#### EXPLICATION DES PLANCHES

##### Planche XXIV

Fig. 1 à 11. — *Chonetes seillouensis* n. sp. Formation du Faou. Niveau F<sub>3</sub> de la coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).

1. - Paratype. V. péd., moulage lat. LPB 3944. Gr. = 2.
2. - Paratype. V. péd., moulage lat. LPB 3947. Gr. = 2.
3. - Paratype. V. br., moulage lat. LPB 3945. Gr. = 2.
4. - Paratype. V. péd., moulage lat. LPB 3950. Gr. = 2.
5. - Paratype. V. péd. (a : moule interne ; b : moulage latex). LPB 3944. Gr. = 2.
6. - Paratype. V. péd. inc., moule lat. LPB 3948. Gr. = 2.
7. - Holotype. V. br., moulage lat. LPB 3924. Gr. = 2.
8. - Paratype. V. br. inc., moule lat. LPB 3946. Gr. = 2.
9. - Paratype. V. br. juv., moule lat. LPB 3951. Gr. = 4.
10. - Paratype. V. br. im., moule lat. LPB 3944. Gr. = 2.
11. - Paratype. V. péd. inc., moulage latex ; vue de détail de deux épines sur le bord postérieur de la coquille (a : vue dorsale ; b : vue postérieure montrant le rebroussement des épines vers la valve brachiale). LPB 3928. Gr. = 5.

Fig. 12 à 14. — *Chonetes sarcinulatus* (Schlotheim). Festenburger Schichten, Rammelsberg près Gosslar (localité-type) Harz. Emsien supérieur. IGR 3535.

12. - Moule interne de valve pédonculaire. Les canaux internes des épines sont conservés. (a : vue d'ensemble, Gr. = 2 ; b : vue de détail du bord postérieur de la valve montrant les épines qui s'enfoncent dans le sédiment. Gr. = 4).
13. - Moule interne de valve pédonculaire. Gr. = 2.
14. - Intérieur de valve brachiale et ornementation externe d'une valve pédonculaire, moulage latex. Gr. = 2.

##### Planche XXV

Fig. 1 à 10. — *Plebejochonetes aulnensis* n. sp. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère) (fig. 1 à 6) et Formation de Montguyon (Mayenne), coupe de St-Pierre-sur-Erve (fig. 7 à 10).

1. - Paratypes. V. péd. moulage lat. LPB 3965. Gr. = 3.
2. - Paratype. V. péd. (a : moule interne ; b : moulage latex). LPB 3971. Gr. = 3.
3. - Holotype. V. br., moulage latex. (a : face dorsale ; b : face ventrale). LPB 3968. Gr. = 3.

4. - Paratype. V. br., moulage lat. LPB 3975. Gr. = 3.
5. - Paratypes. V. br., moule lat. LPB 3974. Gr. = 3.
6. - Paratype. V. péd., moule int. LPB 3978. Gr. = 2,5.
7. - Valve péd., moulage latex. IGR 3883. Gr. = 2,5.
8. - Valve brach., moulage latex. IGR 3887. Gr. = 2,5.
9. - Valve pédonculaire, moule interne (a : vue dorsale ; b : vue postérieure). IGR 3886. Gr. = 2,5.
10. - Valve brach., moulage latex. IGR 3884. Gr. = 3.

Fig. 11 à 13. — *Plebejochonetes* sp. 4. Formation du Faou. Niveau E<sub>3</sub> de la coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).

11. - Valve péd., moulage lat. LPB 4000. Gr. = 3.
12. - Valve péd., moulage latex (a : vue dorsale ; b : vue latérale). LPB 3999. Gr. = 3.
13. - Valve brach., moulage latex (a : face externe ; b : face interne). LPB 4001. Gr. = 3.

##### Planche XXVI

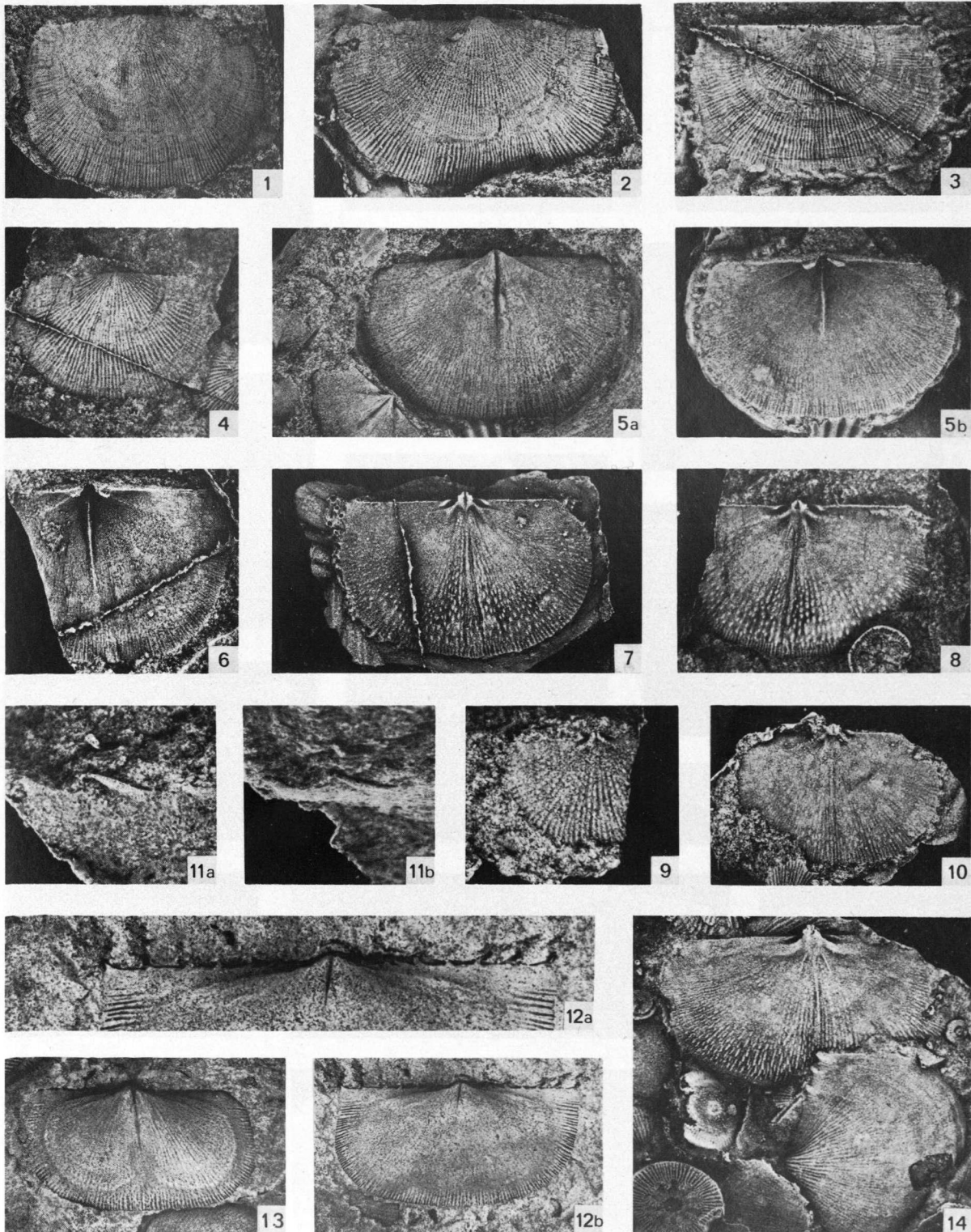
Fig. 1 à 9. — *Plebejochonetes* sp. 1. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère) (fig. 1 à 7) et Formation de Montguyon, coupe de Montguyon (Mayenne) (fig. 8 et 9).

1. - Valve péd., moulage latex. LPB 3987. Gr. = 3.
2. - Valve péd., moulage latex. LPB 3983. Gr. = 3.
3. - Valve péd. (a : moule interne ; b : moulage latex). LPB 3982. Gr. = 3.
4. - Valve brach., moulages latex (a : face externe ; b : face externe). LPB 3985. Gr. = 3.
5. - Valve brach., moulage latex. LPB 3981. Gr. = 3.
6. - Valves péd. et valve brach. juvén., moulage latex. LPB 3984. Gr. = 5.
7. - Valve péd. juvén., moule interne. LPB 3986. Gr. = 5.
8. - Valve péd. (a : moulage latex ; b : moule interne). IGR 3383. Gr. = 3.
9. - Valve brach., moulage latex. IGR 3383. Gr. = 3.

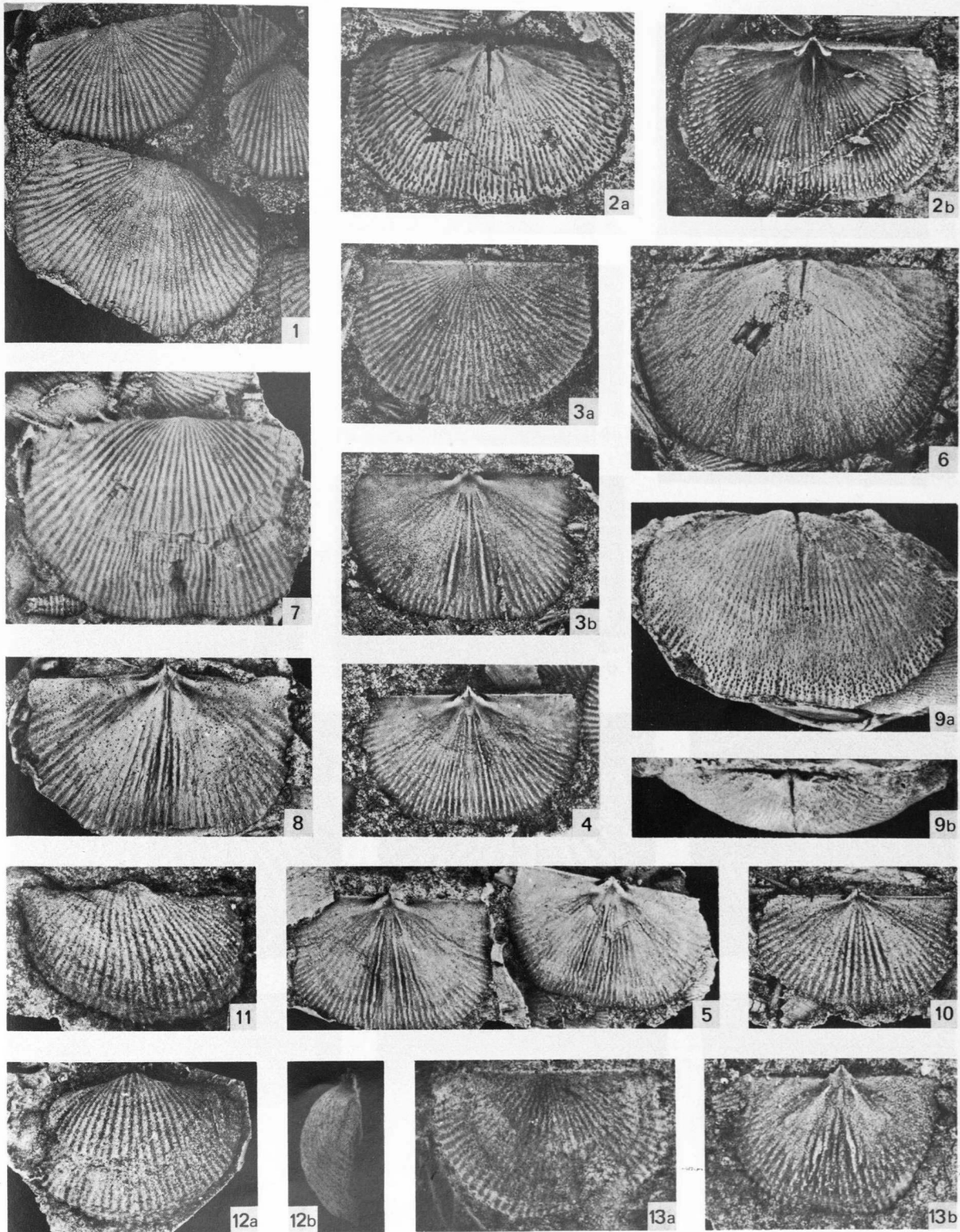
Fig. 10 à 12. — *Plebejochonetes* sp. 3. Formation de Montguyon, coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (Mayenne).

10. - Valve péd., moulage latex. LPB 3996. Gr. = 3.
11. - Moule interne de valve péd. LPB 3998. Gr. = 3.
12. - Valve péd., moulage latex. LPB 3997. Gr. = 3.

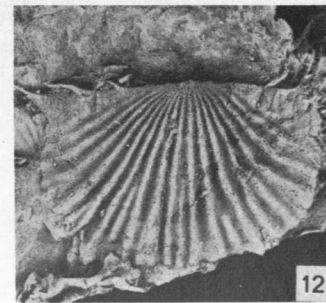
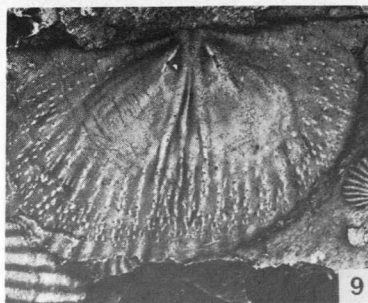
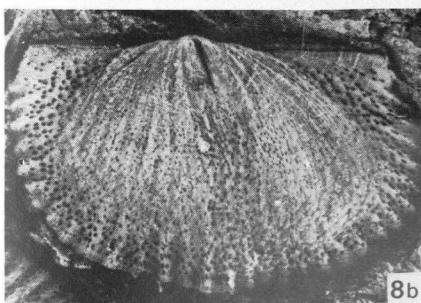
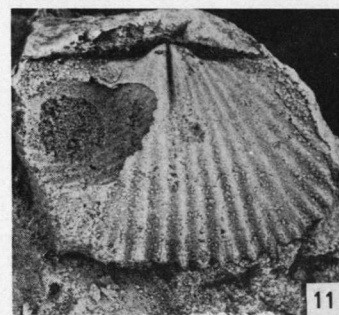
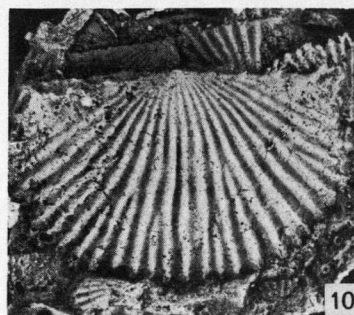
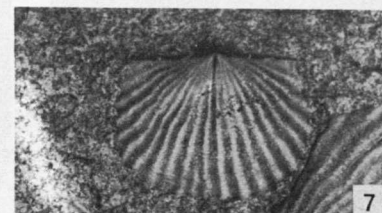
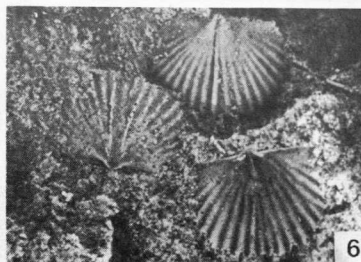
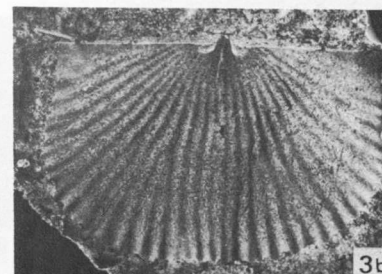
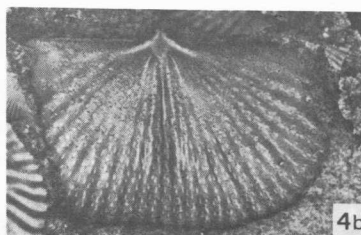
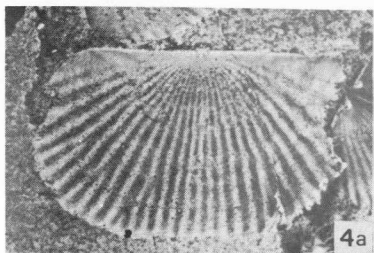
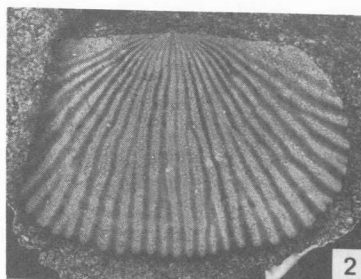
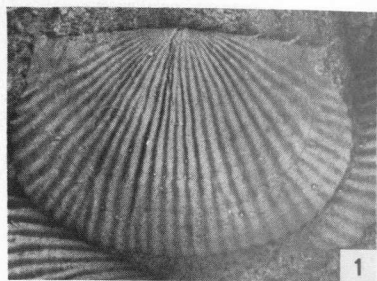




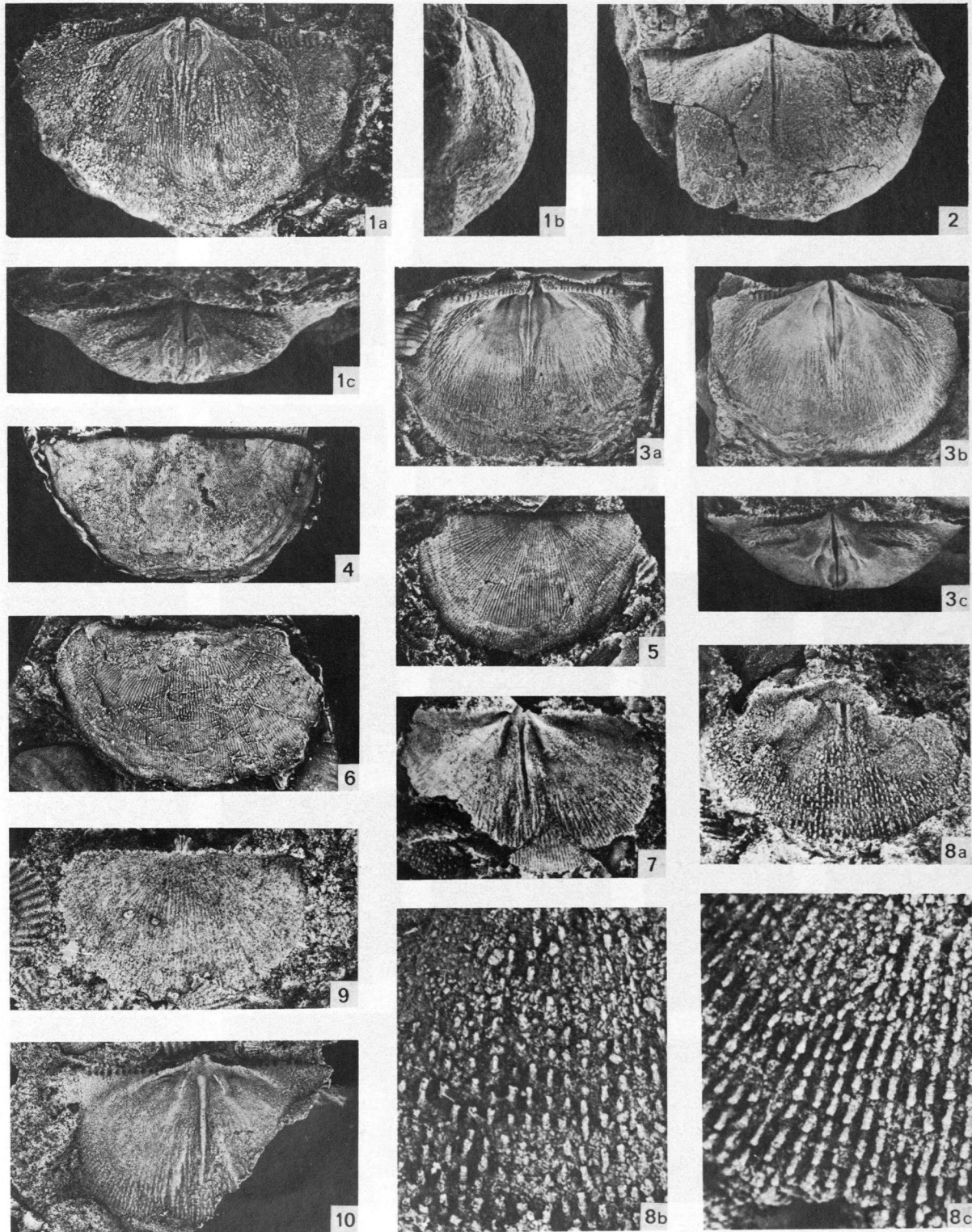






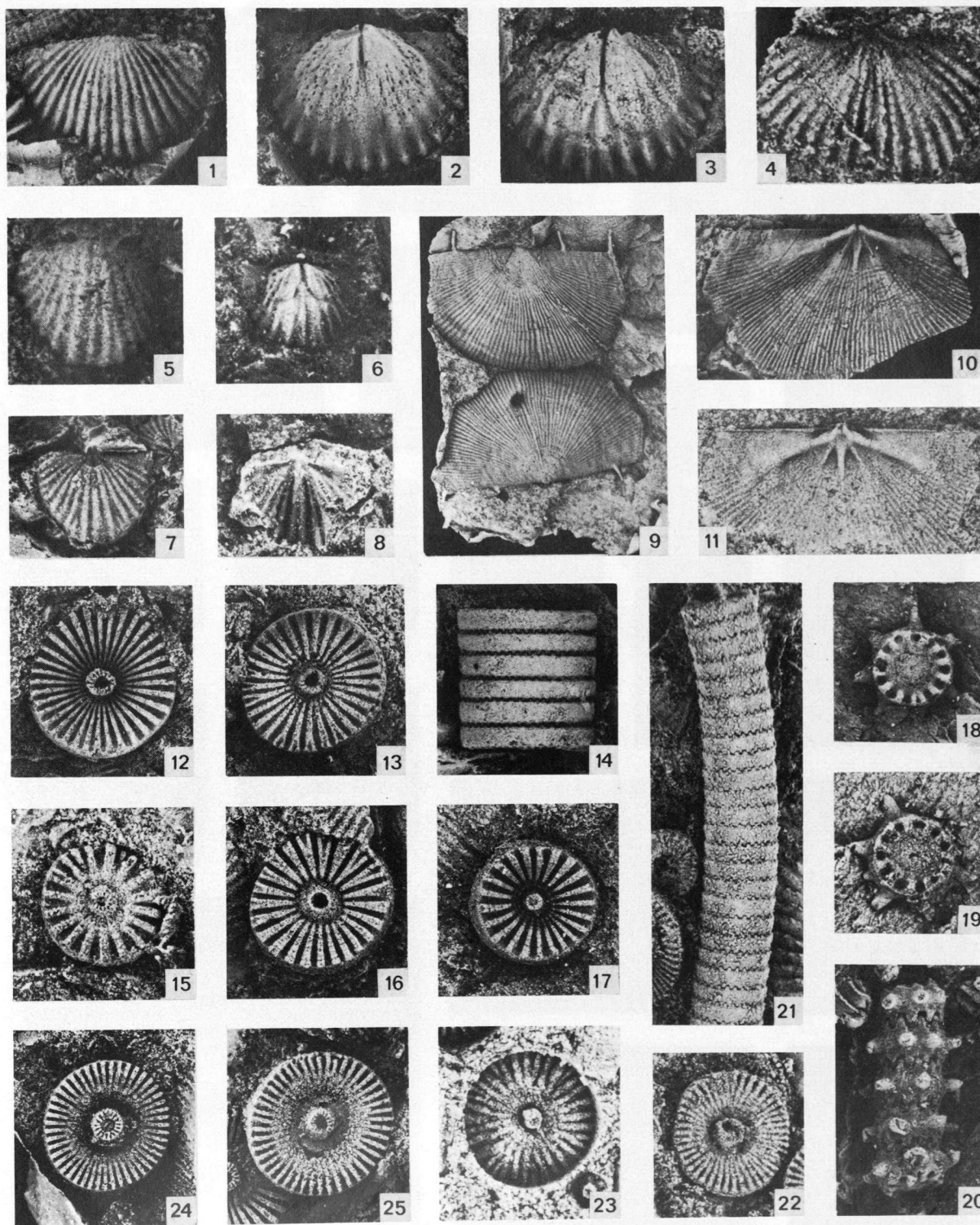




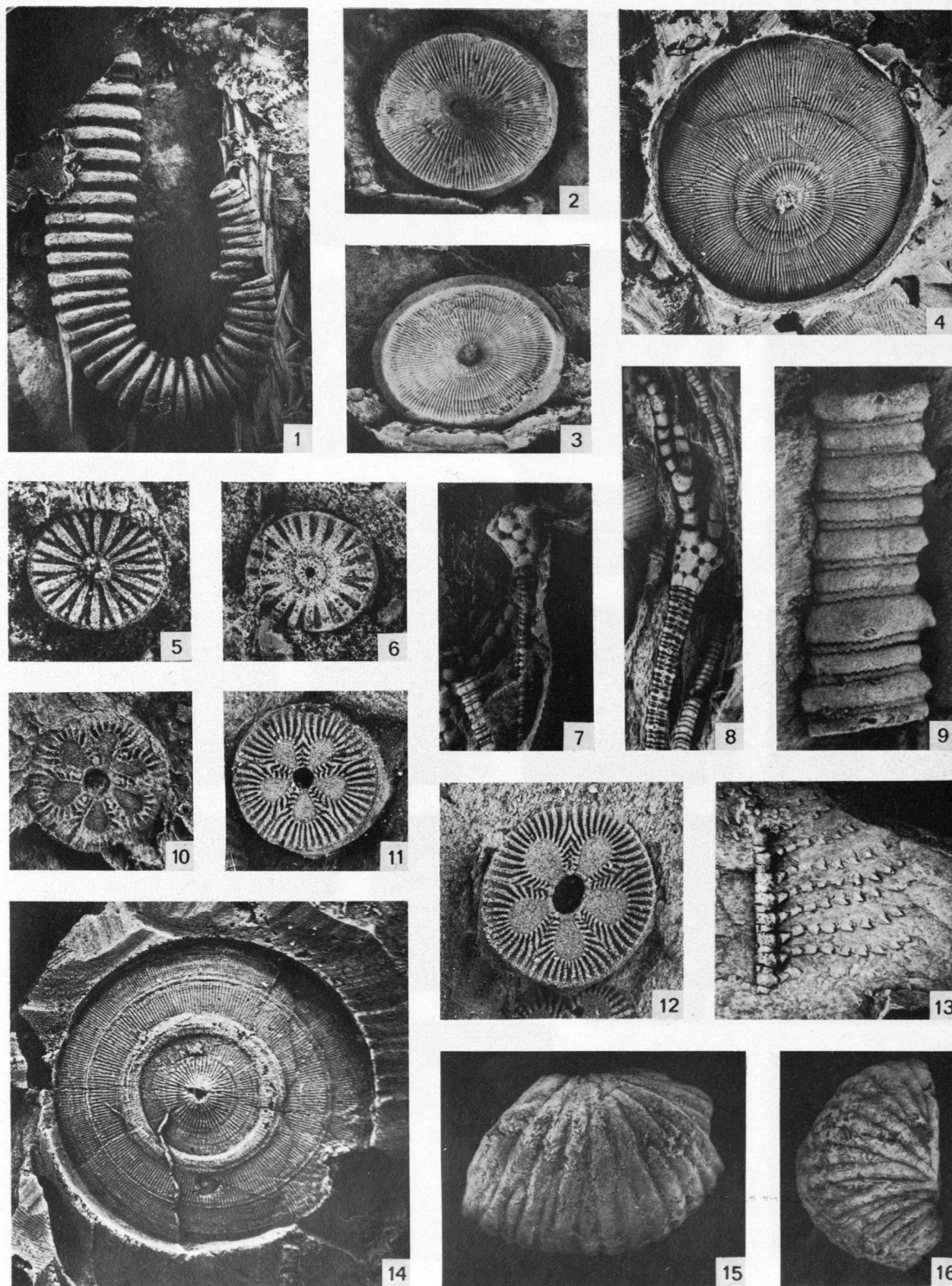




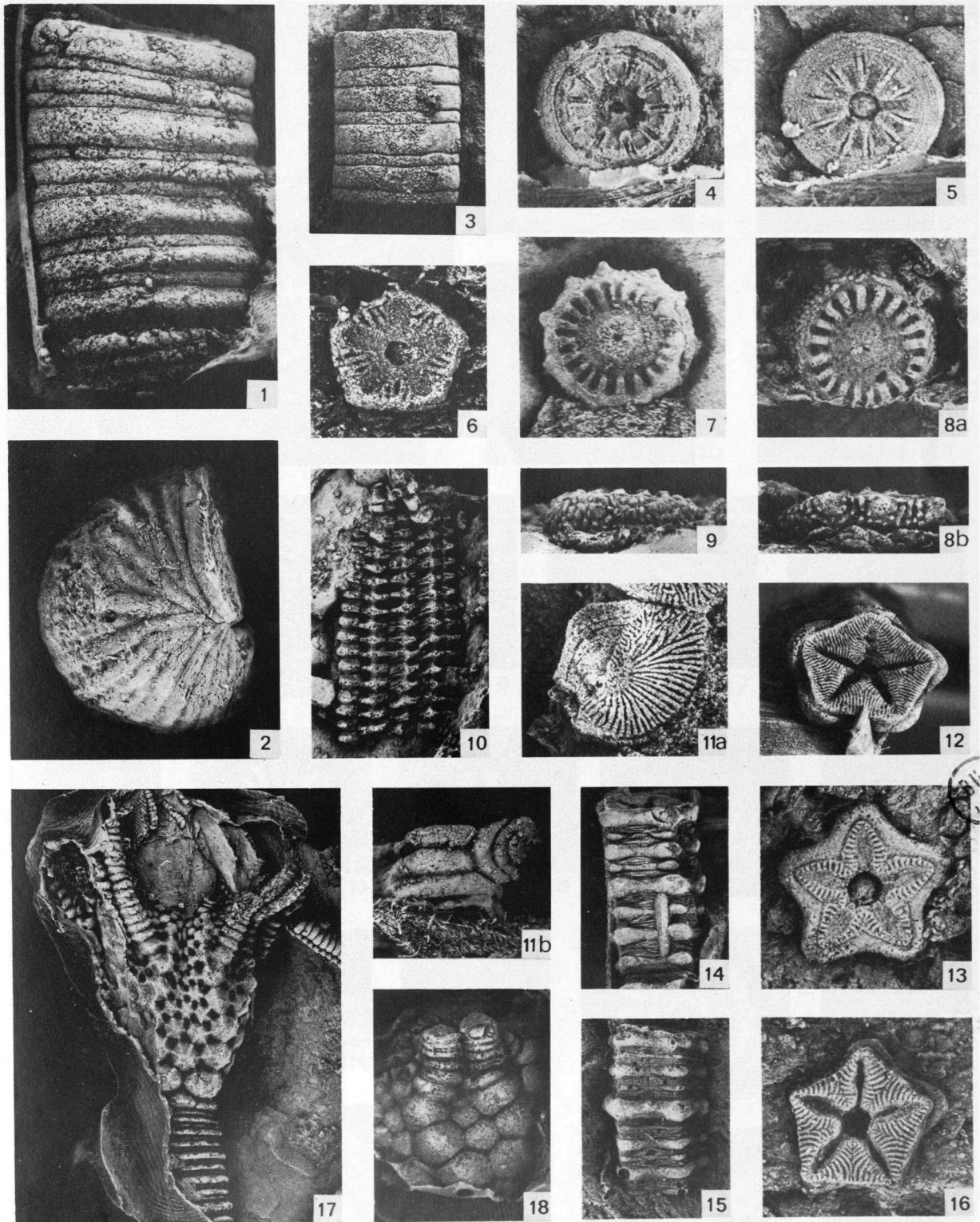




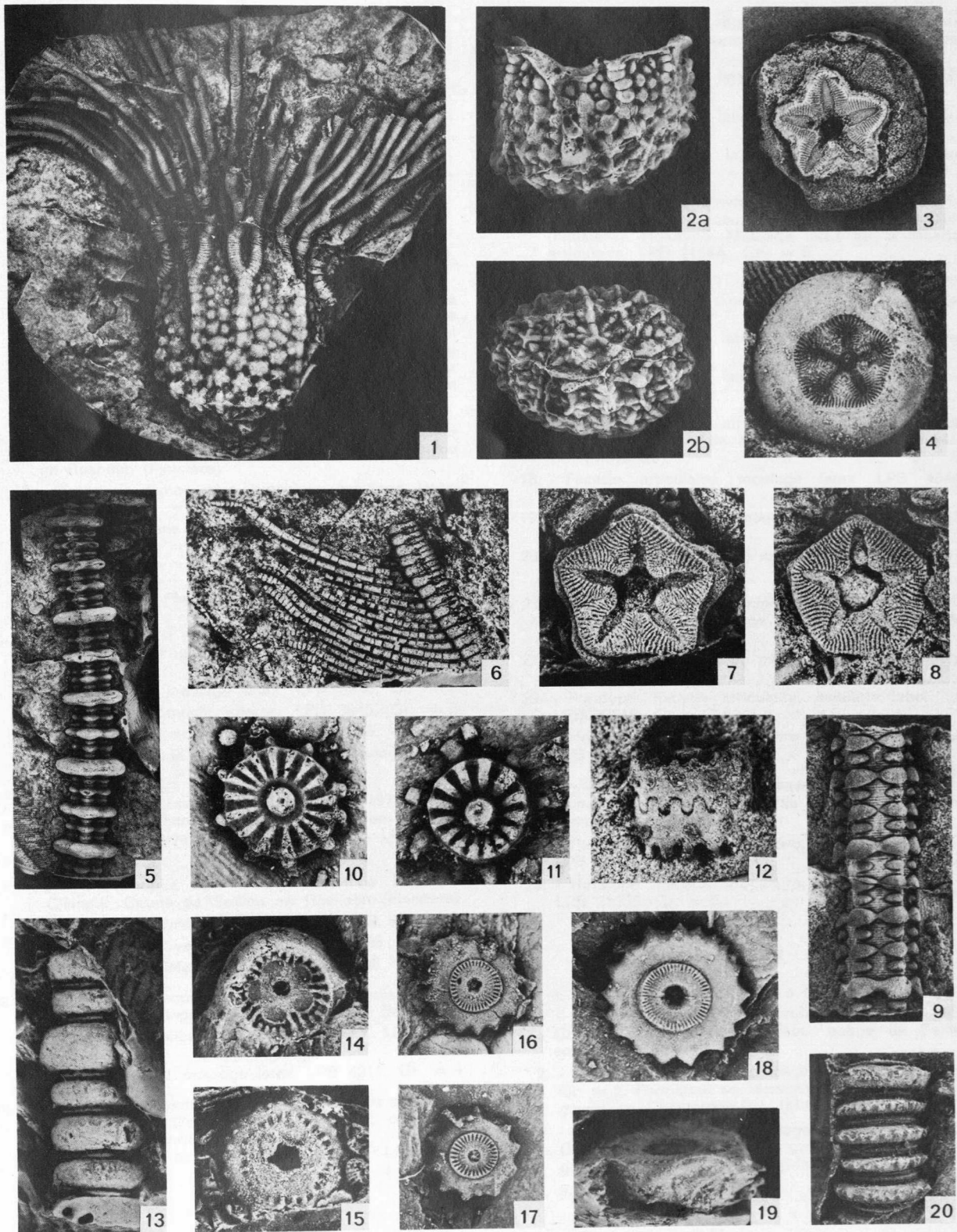
















**Planche XXVII**

- Fig. 1 à 8. — *Eodevonaria* sp. 1. Formation du Faou. Coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
1. - V. péd., moule interne (a : vue d'ensemble ; b : vue latérale ; c : vue postér.). LPB 3990. Gr. = 2.
  2. - V. péd., moule interne. LPB. 3992. Gr. = 2.
  3. - V. péd. (a : moulage latex du moule interne ; b : moule interne ; c : vue postérieure du moule interne). LPB 3991. Gr. = 2.
  4. - V. péd., moulage latex. LPB 3988. Gr. = 2.
  5. - V. brach., moule externe. LPB 3989. Gr. = 2.
  6. - Moule externe de valve brach. LPB 3994. Gr. = 2.
  7. - V. brach., moule externe. LPB 3989. Gr. = 2.
  8. - Valve brachiale incomplète (a : empreinte de la face interne, Gr. = 4 ; b : vue détaillée de la face interne montrant le remplissage des « canaux » qui traversaient le test, Gr. = 12 ; c : vue détaillée du moule externe de la même valve, Gr. = 12). Sur les deux photos, le bord postérieur de la coquille est en haut des photos. LPB 3993.
- Fig. 9-10. — *Eodevonaria (Renaudia) mainensis* Rachebœuf, 1976. Formation du Faou. Coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
9. - Extérieur d'une valve brachiale, moulage latex. LPB 3995. Gr. = 2.
  10. - Intérieur d'une valve brachiale, moulage latex. LPB 3995. Gr. = 2.

**Planche XXVIII**

- Fig. 1-4. — *Plicanoplia ervensis* Rachebœuf, 1976. Formation du Faou. Coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
1. - Valve péd., moulage latex. LPB 3945. Gr. = 5.
  2. - Valve péd., moule interne. LPB 3945. Gr. = 5.
  3. - Valve péd., moule interne. LPB 3945. Gr. = 5.
  4. - Intérieur d'une valve brachiale, moulage latex. LPB 4003. Gr. = 5.
- Fig. 5. — *Plicanoplia aulerciana* Rachebœuf, 1976. Formation du Faou. Coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère). Valve péd., moulage latex. LPB 4009. Gr. = 12.
- Fig. 6-8. — *Plicanoplia* sp. 1. Formation de Reun ar C'Hrank, Coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
6. - Valve péd., moule interne. LPB 4004. Gr. = 6.
  7. - Extérieur de valve brachiale. LPB 4005. Gr. = 6.
  8. - Valve brachiale incomplète. LPB 4006. Gr. = 6.
- Fig. 9-10. — *S. (Ctenochonetes)* sp. 1. Formation de Montguyon, coupe de St-Pierre-sur-Erve (Mayenne).
9. - Valves pédonculaires, moulage latex. LPB 4010. Gr. = 4.
  10. - Valve brach., moulage latex. LPB 4011. Gr. = 4.
- Fig. 11. — *Strophochonetes (Ctenochonetes) aremoricensis* Rachebœuf, 1976. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère). Valve brach. incompl. moulage latex. LPB 4002. Gr. = 4.

- Fig. 12-14. — *Hexacrinites ? regularis* Le Menn, 1970. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
12. - Holotype. Moulage latex de la facette articulaire. LPB 2135A. Gr. = 5.
  13. - Paratype. Moulage latex de la facette articulaire. LPB 2136A. Gr. = 5.
  14. - Paratype. Moulage latex de fragment pédonculaire. LPB 2137A. Gr. = 2,5.
- Fig. 15. — *Hexacrinites ? brevicrenellatus* Le Menn, 1970. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère). Holotype. Moulage latex de la facette articulaire. LPB 2155A. Gr. = 5.
- Fig. 16-17. — *Hexacrinites ? conicus* Le Menn, 1970. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
16. - Paratype. Moulage latex de la facette articulaire. LPB 2081. Gr. = 5.
  17. - Holotype. Moulage latex de la facette articulaire. LPB 2080. Gr. = 5.
- Fig. 18-20. — *Asperocrinus* aff. *minimus*. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).
18. - Facette articulaire, moulage latex. LPB 4044. Gr. = 7,5.
  19. - Facette articulaire, moulage latex. LPB 4043. Gr. = 7,5.
  20. - Fragment pédonculaire, moulage latex, LPB 4047. Gr. = 7,5.
- Fig. 21-23. — *Hexacrinites ? minimus* Le Menn, 1970. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
21. - Paratype. Fragment de pédoncule, moulage latex. LPB 2091A. Gr. = 5.
  22. - Paratype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 2091B. Gr. = 7,5.
  23. - Holotype. Facette articulaire, moule externe. LPB 2089A. Gr. = 7,5.
- Fig. 24-25. — *Hexacrinites ? depressus* Le Menn, 1970. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
24. - Paratype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 2152D. Gr. = 5.
  25. - Holotype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 2135F. Gr. = 5.

**Planche XXIX**

- Fig. 1-4. — *Seilloucrinus simplex* Le Menn, 1970.
1. - Fragment pédonculaire, moulage latex. LPB 4053. Gr. = 1,5. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
  2. - Facette articulaire, moulage latex. LPB 4054. Gr. = 2. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).
  3. - Facette articulaire, moulage latex. LPB 4055. Gr. = 2. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).

4. - Holotype. Facette artic., moule externe, LPB 2030. Gr. = 5. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
- Fig. 5. — *Hexacrinites ? celticus* Le Menn, 1970. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère). Paratype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 2153A. Gr. = 5.
- Fig. 6. — *Hexacrinites ? brevicrenellatus* Le Menn, 1970. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère). Paratype. Moulage latex de la facette articulaire. LPB 2156. Gr. = 5.
- Fig. 7-13. — *Botryocrinus montis-guyonensis* Delpey, 1942. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).
7. - Capsule dorsale vue par l'interradius postérieur, moulage latex. LPB 4063B. Gr. = 2,5.
8. - Capsule dorsale et portion proximale des bras, moulage latex. LPB 4063A. Gr. = 2.
9. - Fragment de pédoncule, moulage latex. LPB 4064. Gr. = 5.
10. - Facette articulaire présentant une hexamérie, moulage latex. LPB 4066. Gr. = 5.
11. - Facette articulaire, moulage latex. LPB 4065B. Gr. = 5.
12. - Facette articulaire, moulage latex. LPB 4065A. Gr. = 5.
13. - Holotype. Fragment d'appareil brachial, moulage latex. LPB 1301. Gr. = 2,5
- Fig. 14-16. — *Seillocrinus verneuili* (Cailliaud), 1861.
14. - Facette articulaire, moule externe. LPB 2048. Gr. = 2. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
15. - Fragment de pédoncule, partie distale recourbée. LPB 4070. Gr. = 1. Formation de Montguyon, coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (Mayenne).
16. - Fragment de pédoncule partie distale recourbée. LPB 4071. Gr. = 1. Joué-en-Charnie (Sarthe).
- Fig. 6. — *Anthinocrinus eugeniae* ? Yelt. et Dubat., 1967. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère). Facette articulaire, moulage latex. LPB 2024. Gr. = 7,5.
- Fig. 7 - 9. — *Asperocrinus multituberculatus* (Le Menn) 1970.
7. - Moulage latex de la facette articulaire. LPB 4067. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).
8. - Holotype. (a : facette articulaire, moulage latex, Gr. = 5 ; b : surface externe montrant l'ornementation, moulage latex. Gr. = 7,5). LPB 2001. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
9. - Surface externe de columnale, moulage latex. LPB 4056. Gr. = 7,5. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).
- Fig. 10. — *Gastrocrinus* sp. A. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne). Fragment de sac anal, moulage latex. LPB 4074. Gr. = 2.
- Fig. 11. — *Eurax opercularis* Le Menn, 1970. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère). Holotype (a : surface articulaire, moulage latex : b : vue latérale montrant l'insertion cirrale, moulage latex). LPB 2125. Gr. = 5.
- Fig. 12-16. — *Pentacauliscus montguyonensis* n. sp.
12. - Holotype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 4067. Gr. = 3. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).
13. - Facette articulaire de la région proximale du pédoncule, moulage latex. LPB 2015A. Gr. = 10. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
14. - Holotype. Fragment de pédoncule en vue latérale. moulage latex. LPB 4067. Gr. = 2. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).
15. - Paratype. Fragment de pédoncule en vue latérale, moulage latex. LPB 4068. Gr. = 3. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).
16. - Paratype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 2010. Gr. = 7,5. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
- Fig. 17-18. — *Ctenocrinus* sp. A. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).
17. - Caps. dorsale, moulage latex. LPB 4072. Gr. = 2.
18. - Fragment de capsule dorsale montrant la constitution des aires interbrachiales, moulage latex. LPB 4073. Gr. = 2.

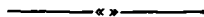
### Planche XXX

- Fig. 1 - 2. — *Seillocrinus verneuili* (Cailliaud), 1861.
1. - Fragment de pédoncule, moulage latex. LPB 2049. Gr. = 2. Formation du Faou, coupe nord de la pointe de l'Armorique en Plougastel-Daoulas (Finistère).
2. - Fragment de pédoncule, partie distale recourbée. LPB 4069. Gr. = 1. Formation de Montguyon, coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (Mayenne).
- Fig. 3 - 5. — *Aulnocrinus renaudae* Le Menn, 1970. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
3. - Paratype. Fragment de pédoncule, moulage latex. LPB 2069. Gr. = 2,5.
4. - Paratype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 2073. Gr. = 3.
5. - Holotype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 2062. Gr. = 5.

### Planche XXXI

- Fig. 1 - 6. — *Diamenocrinus primaevus* Le Menn, 1970. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
1. - Paratype. Capsule dorsale et appareil brachial, moulage latex. LPB 1250. Gr. = 1.

2. - Holotype. (a : capsule dorsale vue par l'inter-radius CD ; b : calice vu par la base, moulage latex). LPB 1249. Gr. = 1.
  3. - Facette articulaire internodale et nodale. LPB 1258A. Gr. = 3.
  4. - Nodale, moulage latex. LPB 1252. Gr. = 5.
  5. - Paratype. Fragment proximal de pédoncule, moulage latex. LPB 1253. Gr. = 1.
  6. - Fragment d'appareil brachial montrant les pinules, moulage latex. LPB 1255A. Gr. = 5.
- Fig. 7 - 9. — *Pentacauliscus armoricanus*, Le Menn, 1970. Formation du Faou, coupe de Seillou en Rosnoën (Finistère).
7. - Holotype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 2109. Gr. = 5.
  8. - Paratype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 2110. Gr. = 5.
  9. - Paratype. Fragment de pédoncule en vue latérale, moulage latex. LPB 2111. Gr. = 3.
- Fig. 10-12. — *Asperocrinus annulatus* n. sp. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).
10. - Holotype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 4037. Gr. = 5.
  11. - Paratype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 4038. Gr. = 5.
  12. - Paratype. Surface externe de columnales, moulage latex. LPB 4039. Gr. = 5.
- Fig. 13-15. — *Anthinocrinus rotundilobus* n. sp. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).
13. - Paratype. Fragment de pédoncule en vue latérale, moulage latex. LPB 4033. Gr. = 5.
  14. - Holotype. Facette articulaire, moulage latex. LPB 4029. Gr. = 7,5.
  15. - Paratype. Facette articulaire de proxicolumnale, moulage latex. LPB 4031. Gr. = 7,5.
- Fig. 16-20. — *Exaesioidiscus salviensis* n. sp. Formation de Montguyon, coupe de Montguyon en Chéméré-le-Roi (Mayenne).
16. - Paratype. Nodale. moulage latex. LPB 4014. Gr. = 5.
  17. - Paratype. Nodale. moulage latex. LPB 4015. Gr. = 5.
  18. - Holotype. Nodale. moulage latex. LPB 4012. Gr. = 5.
  19. - Paratype. Nodale présentant des insertions circales, moulage latex. LPB 4016. Gr. = 5.
  20. - Paratype. Fragment de pédoncule en vue latérale, moulage latex. LPB 4017. Gr. = 5.





## Distribution et extension stratigraphique des récifs à “*Phillipsastrea*” dans le Frasnien de l'Ardenne

par M. COEN (\*), M. COEN-AUBERT (\*\*) et P. CORNET (\*\*\*)

**Résumé.** — Trois associations successives ont été mises en évidence au sein des faunes coralliennes de la partie supérieure du Frasnien : la première, caractérisée par *Frechastraea pentagona carinata* ; la seconde, à *F. pentagona micrastraea* et *Phillipsastrea ananas ananas* ; la troisième, à *F. pentagona pentagona* et *lowaphyllum*.

L'article recense toutes les données acquises à cet égard sur les récifs du massif de la Vesdre, du bassin de Dinant et quelques gîtes de la bordure méridionale du bassin de Namur. Les auteurs s'attachent en particulier à certains édifices choisis parmi les plus représentatifs du massif de Philippeville : Vodelée (Petit Mont), Les Bulants et Beauchâteau. La carrière de Beauchâteau fait en même temps l'objet d'une étude sédimentologique originale, tandis que la succession proposée se trouve confrontée en chaque point avec celle des Conodontes.

**Summary.** — Three stratigraphically significant coral associations have been distinguished in the upper part of the Frasnian : the first is characterized by *Frechastraea pentagona carinata* ; the second by *F. pentagona micrastraea* and *Phillipsastrea ananas ananas* ; and the third by *F. pentagona pentagona* and *lowaphyllum*.

The paper reviews and synthesizes all available data on this subject as regards the reefs of the Vesdre massif and the Dinant basin, as well as for some points on the southern flank of the Namur basin. Particular attention is paid to certain of the most representative reefs of the Philippeville massif : Vodelée (Petit Mont), Les Bulants and Beauchâteau. The Beauchâteau quarry is also described from a sedimentological viewpoint. As far as is possible, the proposed coral succession is compared with that of the Conodonts.

Le présent travail rassemble et met à jour toutes les données — les unes inédites, les autres dispersées dans différentes études régionales — acquises sur les récifs à “*Phillipsastrea*” du massif de la Vesdre et du bassin de Dinant. Hors quelques touches au bord sud, le bassin de Namur, où ces faciès sont d'ailleurs généralement peu développés, et l'Entre-Sambre-et-Meuse occidental échappent momentanément à nos investigations. Nous pensons néanmoins être en mesure de présenter, en la matière, un outil de travail précis et suffisamment éprouvé.

(\*) Chargé de Recherches du F.N.R.S., Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Louvain, Place L. Pasteur 3, B - 1348 Louvain-la-Neuve.

(\*\*) Département de Paléontologie, Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Rue Vautier 31, B - 1040 Bruxelles.

(\*\*\*) Labofina, Chaussée de Vilvorde 98-100, B - 1120 Bruxelles.

Note déposée le 4 Novembre 1976.

### I. — LES CORAUX

Trois associations successives de *Frechastraea* Scrutton, 1968, *Phillipsastrea* d'Orbigny, 1849 et *lowaphyllum* Stumm, 1949 se relaient au sein des différents niveaux récifaux passés en revue.

Dans le premier assemblage (faune 1) domine incontestablement *Frechastraea pentagona carinata* Scrutton, 1968 que rejoignent sur le tard *F. limitata* (Edwards et Haime, 1851), *F. pentagona micrastraea* (Peneke, 1904) et *Phillipsastrea ananas ananas* (Goldfuss, 1826). Les deux dernières espèces sont davantage caractéristiques de l'association suivante (faune 2) tant en milieu de biostrome qu'en milieu de bioherme ; *Frechastraea limitata* et *Phillipsastrea macrommata* (Roemer, 1855) leur sont localement associés. Dans le troisième assemblage (faune 3), on reconnaît partout *Frechastraea pentagona pentagona* (Goldfuss, 1826) avec éventuellement

*lowaphyllum rhenanum* (Schlüter, 1880), *l. sp.* décrit par l'un de nous [Coen-Aubert (1974)], *Frechastraea pentagona minima* (Rozkowska, 1953), *F. pentagona micrommata* (Roemer, 1852), *F. n. sp.* correspondant à *Phillipsastrea kaisini* Tsien, 1975 (\*), *Phillipsastrea ananas veserensis* Coen-Aubert, 1974 et *Ph. hennahi* (Lonsdale, 1840).

Les premiers *Frechastraea* succèdent eux-mêmes de façon généralement brutale à une faune d'*Hexagonaria* Gürich, 1896 parmi lesquels *H. davidsoni* (Edwards et Haime, 1851) et *H. n. sp.* correspondant à *Hexagonaria mae* Tsien, 1975 (\*). En guise de transition, ces deux taxa peuvent être accompagnés localement (Neuville, Vodelée) de l'un ou l'autre spécimen de *Scruttonia bowerbanki* (Edwards et Haime, 1851) ou de *Frechastraea cf. philipsastraeiformis* (Moenke, 1954).

La plupart des représentants mentionnés des genres *Frechastraea*, *Phillipsastrea* et *lowaphyllum* ont été décrits et figurés dans un récent travail de systématique (Coen-Aubert, 1974). Nous limiterons toutefois la détermination de *Frechastraea pentagona pentagona* aux échantillons les plus conformes au Lectotype de l'espèce, c'est-à-dire ceux dont les septa restent relativement minces dans le dissépiementarium et présentent par contre une dilatation plus ou moins marquée en bordure du tabularium, donnant lieu assez souvent à la formation d'une muraille interne. Les autres colonies, englobées précédemment dans la variabilité de *F. pentagona pentagona*, sont désormais attribuées à *F. pentagona micrastraea* et se distinguent du premier taxon par leurs septa uniformément épaissis dans tout le dissépiementarium. Une certaine dilatation en fuseau s'observe parfois à la partie interne de celui-ci, mais ces formes ne présentent jamais de véritable muraille interne.

Il convient également de noter que les carènes, qui sont relativement fréquentes chez les *F. pentagona carinata* récoltés dans les calcaires noduleux, sont sensiblement plus rares dans les colonies provenant des récifs de marbre rouge. D'un point de vue évolutif, on relève d'autre part l'extension très progressive des septa majeurs vers l'intérieur du tabularium au

fur et à mesure que l'on s'élève dans l'échelle stratigraphique, alors qu'ils demeurent systématiquement limités au dissépiementarium chez les premiers représentants de la sous-espèce.

Une fois atteint le stade où tous les septa majeurs se prolongent jusqu'au voisinage de l'axe des polypierites, *F. pentagona carinata* semble avoir donné naissance, d'une part à *F. pentagona micrastraea* par la disparition des carènes et, d'autre part, à *F. limitata*, par le développement plus accusé de celles-ci. C'est vraisemblablement de *F. pentagona micrastraea* que dérive *F. pentagona pentagona* par l'importance croissante de la dilatation interne des septa qui, dans les cas ultimes, donne lieu à la formation d'une muraille interne. Ce dernier caractère est d'ailleurs général dans d'autres taxa plus évolués du troisième assemblage tels que *F. pentagona minima*, *F. pentagona micrommata* et *F. n. sp.*

Signalons cependant que *F. cf. philipsastraeiformis*, par ailleurs fort proche de *F. pentagona carinata* et dont cette sous-espèce descend probablement, a d'ordinaire les septa épaissis en fuseau dans la partie interne du dissépiementarium et fréquemment aussi les septa majeurs qui s'étendent jusqu'au voisinage de l'axe des polypierites. Chez *F. pentagona micrommata* et *F. n. sp.*, tous les septa sont à nouveau restreints au dissépiementarium.

Parmi les formes à grands calices, *Phillipsastrea ananas ananas* est vraisemblablement issu du genre *Hexagonaria* à la fois par la simplification de la structure de la paroi, qui passe d'un habitus cérioïde à un habitus pseudo-cérioïde, et par l'apparition sporadique de dissépiments en fer à cheval là où existait déjà une rangée de dissépiments plus bombés, comme c'est le cas notamment chez *H. n. sp.* Telle est également la filiation suggérée, entre autres, par Pickett (1967). *Phillipsastrea ananas ananas* a ensuite évolué en *Ph. ananas veserensis* par la limitation de la dilatation en fuseau des septa aux abords immédiats du tabularium.

## II. — LES CONODONTES

En termes de Conodontes, le problème qui nous occupe se situe au niveau de la zone à *Ancyrognathus triangularis* supérieure (sensu Coen, 1973) et de la zone à *Palmatolepis gigas* supérieure que caractérise *Ancyrognathus asym-*

(\*) Nouvelle espèce figurée par l'auteur et dont la description paraîtra dans un prochain Mémoire de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain.

*metricus*. La zone à *P. gigas* inférieure n'a pas été reconnue.

L'apparition d'*Ancyrognathus asymmetricus* est intéressante à cerner, qui marque la base du Frasnien supérieur (Mouravieff, 1974, Exc. F 5). La coexistence des deux espèces d'*Ancyrognathus* à la partie inférieure de la zone à *P. gigas* supérieure, jointe à la grande rareté du *Palmatolepis gigas* lui-même, impose cependant de considérer avec prudence certaines occurrences isolées. La fig. 1 tient compte des corrections qu'il convient d'apporter à cet égard à certaines publications antérieures.

### III. — DISTRIBUTION REGIONALE

Le point de départ de nos recherches se situe dans le massif de la Vesdre où les trois associations décrites ci-dessus se distribuent en trois niveaux distincts (Coen-Aubert, 1974 ; Coen et Coen-Aubert, 1976).

Le premier niveau, qui vient directement au contact des calcaires stratifiés à *Stromatopores*

et *Hexagonaria* de type "F2h", prend un développement considérable dans la partie occidentale du massif où s'observe dès lors le passage progressif de la faune 1 à la faune 2 (Embourg, Chaudfontaine, Streupas et Kinkempois). Un second biostrome, avec la faune 2, est le plus typiquement représenté dans la Vesdre moyenne et passe vers l'ouest à des calcaires algaires (Chaudfontaine) localement dolomitisés (Colonsière) ; c'est le faciès sous lequel nous le retrouverons dans le bassin de Namur. Le troisième épisode corallien, représenté par des calcaires noduleux rouges ou verts et auquel participe le genre *lowaphyllum*, est, lui aussi, le mieux individualisé dans la partie centrale du massif, entre Pepinster et Les Surdents (\*).

On trouve l'équivalent du premier niveau à "*Phillipsastrea*" de la Vesdre tout au long du bord sud du bassin de Namur où il marque la

(\*) Il est possible que cet horizon reprenne de l'importance en territoire allemand, le type de *I. rhenanum* = *Darwinia rhenana* Schlüter, 1880 provenant précisément de cette région (Stolberg).

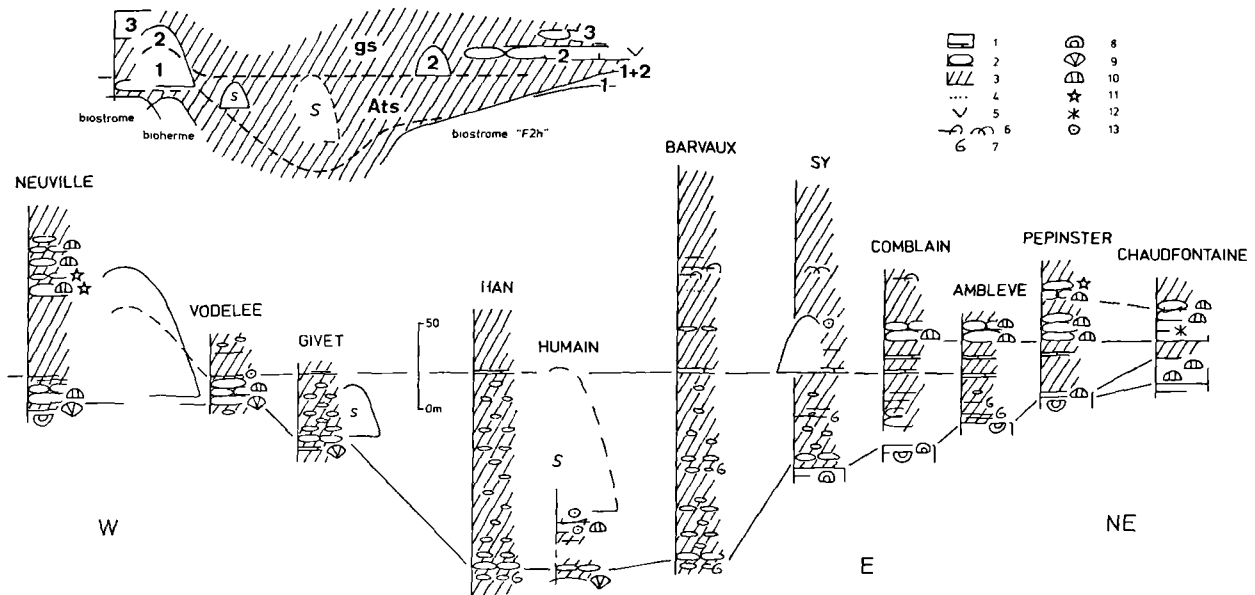


Fig. 1. — Sélection de coupes et schéma général de la distribution des faunes.

Légende : 1, calcaire. — 2, calcaire noduleux. — 3, schiste. — 4, grès. — 5, dolomie. — 6, lumachelles. — 7, Brachiopodes. — 8, Stromatopores. — 9, *Hexagonaria*. — 10, *Scruttonia*, *Frechastrea* ou *Phillipsastrea*. — 11, *lowaphyllum*. — 12, Algues. — 13, Crinoides. — S, *Stromatactis*. — 1, 2 et 3, faunes coralliennes correspondantes. — Ats, zone à *Ancyrognathus triangularis* supérieure. — gs, zone à *Palmatolepis gigas* supérieure.

base de la formation d'Aisemont de Lacroix (1974). La faune (faune 1) est particulièrement riche à Landelies, bien que l'horizon connaisse en fait son meilleur développement dans le lambeau d'Engis. La coupe d'Engis est à cet égard très proche de celle de Chaudfontaine. Le second biostrome a fait place derechef à des calcaires algaires qui vont se trouver progressivement envahis par la dolomitisation en direction occidentale (Lacroix, *op. cit.*). A Landelies cependant, cette unité est restée calcaire, avec l'un ou l'autre *Frechastraea limitata* (faune 2), trahissant les affinités quelque peu plus méridionales de ce massif (Coen, 1976).

A Hony, à l'extrémité nord-est du **bassin de Dinant**, la succession demeure très comparable à celle observée dans le massif de la Vesdre. On retrouve les deux premiers niveaux à "*Phillipsastrea*" auxquels font suite plusieurs bancs noduleux avec *Frechastraea cf. limitata* et *F. cf. pentagona micrommata*. Au-delà, s'intercalent encore dans les schistes deux ou trois lentilles calcaires à rares coraux parmi lesquels *F. pentagona pentagona* et *Phillipsastrea ananas veserensis*.

Le niveau 1 n'est pas autrement représenté dans l'est du bassin. Il se retrouve pauvrement développé dans la vallée de la Meuse (Coen-Aubert et Coen, 1975), mieux à Gerpennes et reprend de l'importance dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, dans des coupes comme celle de Gourdinne (carrières Saint-Antoine) ou de Lanefte (Lecompte, 1960) dont nous n'avons malheureusement que peu d'échantillons.

Jusqu'ici, les Conodontes ne fournissent guère que des indications isolées qui ne permettent en aucun cas de cerner une limite précise, hormis toutefois celle du Famennien : 45 m au-dessus du dernier épisode récifal à Hony (15 m seulement au-delà des derniers coraux isolés dans les schistes) contre 65 m aux Surdents.

Le second biostrome à "*Phillipsastrea*" subsiste seul dans la vallée de l'Amblève et à Comblain-la-Tour (unité j de Coen, 1975). Dans la vallée du Hoyoux (Coen-Aubert, 1973) et plus à l'ouest, le même horizon n'est plus guère construit que tout au sommet, mais demeure le domaine exclusif de la faune 2. Il fait place vers le sud à des biohermes de marbre rouge.

On relève une quinzaine de lentilles de ce type entre Hamoir et Barvaux, bâties elles aussi

à l'intervention de la faune 2. Ces récifs s'édifient au départ d'une sole commune, laquelle se perpétue loin au sud où elle se trouve souligner la base du Frasnien supérieur ("F3") marquée par l'apparition d'*Ancyrognathus asymmetricus*. La limite est bien établie à Lessive, près de Han-sur-Lesse. *Ag. asymmetricus* a également été recueilli à Marche-en-Famenne et à Sy (Dusar, communication personnelle). La faune de la sole, le cas échéant, est celle des récifs. En-dessous vient une épaisseur variable de schistes plus ou moins noduleux relevant de la zone à *Ancyrognathus triangularis* supérieure. Les importants édifices à *Stromatactis* de la région de Humain et ceux plus modestes de Givet (Fort Condé, p. ex.) se situent dans cette zone qui passe de 45 m à Sy à plus de 100 m dans le sud-est du bassin, pour retomber ensuite à moins de 40 m à Givet et ne plus correspondre, dans le massif de Philippeville, qu'à une dizaine de mètres de calcaires nodulaires.

Le développement exceptionnel des récifs de marbre rouge au sein du **massif de Philippeville** a motivé l'étude détaillée de trois carrières, choisies parmi les plus remarquables : la carrière du Petit Mont à Vodelée, rendue classique par les travaux de Dumon (1932, 1957 et 1964), celle des Bulants, au droit de la tranchée du chemin de fer de Neuville revue récemment par Coen et Coen-Aubert (1976) et celle de Beauchâteau à Senzeilles.

Latéralement au récif du **Petit Mont**, le chemin d'accès à l'ancien chantier Hennekinne montre, de bas en haut (fig. 2, 1) :

Schistes noduleux, en contact par faille avec des schistes fins, noirâtres, attribués par Dumon au "F2e" (?) .....	1 à 2 m
Calcaire nodulaire, l'une ou l'autre lentille bioclastique, quelques très beaux <i>Hexagonaria</i> ( <i>H. davidsoni</i> et <i>H. n. sp.</i> ), <i>Scruttonia bowerbanki</i> et Tabulés .....	4,8 m
Calcaire nodulaire à rares <i>Frechastraea</i> ( <i>F. cf. phillipsastreaeiformis</i> et <i>F. pentagona carinata</i> ) .....	1,5 m
La même roche, passant à des schistes au sommet, avec une très riche microfaune de la zone à <i>Ancyrognathus triangularis</i> supérieure qui atteste du caractère condensé de la série .....	9 m
Calcaire bioclastique à <i>Ag. asymmetricus</i> .....	0,8 m
Schistes à rares nodules .....	16 m
Schistes plus résolument noduleux, sur un banc à petits intraclastes de calcaire rouge ....	13 m



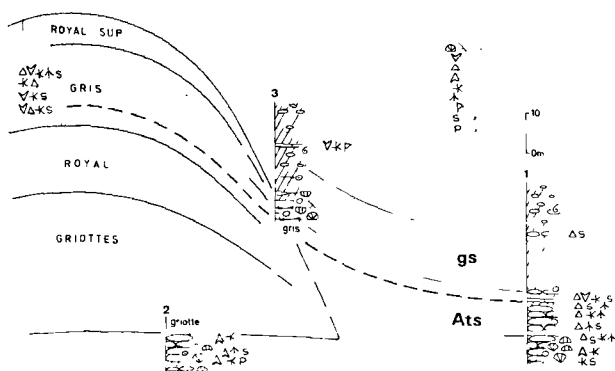


Fig. 2. — Coupe schématique du récif du Petit Mont à Vodelée.

Légende : 1, Tabulés massifs et branchus. — 2, *Ancyrognathus asymmetricus*. — 3, *Ag. triangularis triangularis*. — 4, *Ag. triangularis euglypheus*. — 5, *Ancyrodella curvata*. — 6, *A. nodosa*. — 7, *Palmatolepis gigas*. — 8, *P. subrecta*. — 9, *P. punctata*. — Autres symboles : Fig. 1.

A la base du gisement, la rampe du nord au sud (2) recoupe, elle aussi, les couches à coraux, la griotte débutant au niveau d'apparition d'*Ancyrognathus triangularis triangularis*.

Le banc à intraclastes permet par ailleurs une corrélation sûre entre le chemin d'accès et la tranchée de la carrière Hennekinne (3) où les calcaires bioclastiques sous-jacents atteignent 4 m d'épaisseur et constituent un véritable talus d'éboulement au contact du marbre gris.

La distribution des faunes au sein du récif confirme le relief considérable — de l'ordre de 40 m — acquis par celui-ci au début du Frasnien supérieur. *Frechastraea pentagona carinata* (faune 1) domine dans la griotte inférieure. Dans le marbre gris et le royal supérieur, on recueille au contraire, associés à *Ancyrognathus asymmetricus*, *F. pentagona micrastraea* et *Phillipsastrea ananas ananas* qui se retrouvent dans les talus, et *Ph. macrommata* (faune 2).

La carrière des **Bulants** est ouverte dans le flanc d'une lentille redressée à la verticale et érodée plus qu'à moitié, dont l'étude complète néanmoins très utilement celle de Vodelée. A la base vient la faune 1, reconnue par ailleurs dans la tranchée du chemin de fer (unité b de Coen et Coen-Aubert, *op. cit.*). A mi-hauteur environ, le passage de la faune 1 à la faune 2 couvre une épaisseur d'une dizaine de mètres

où l'on trouve encore *Frechastraea pentagona carinata* associé à *F. pentagona micrastraea* et *Phillipsastrea ananas ananas*. La faune 2 subsiste seule à la partie supérieure du récif, dès lors qu'apparaît *Ancyrognathus asymmetricus*.

La carrière de **Beauchâteau** enfin (fig. 3) concerne un édifice probablement très important (\*) dont fut seule exploitée la partie supérieure. Le gisement est en plat, ou peu s'en faut, et les faciès latéraux particulièrement bien dégagés.

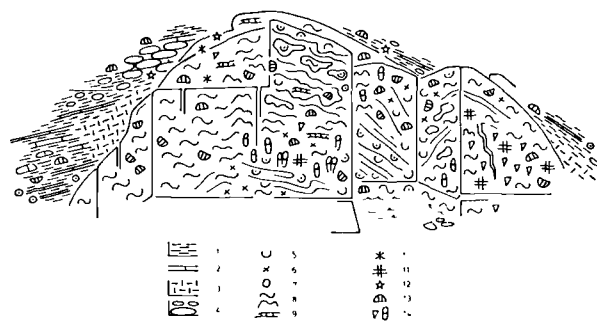


Fig. 3. — La carrière de Beauchâteau, à Senzeilles (Hauteur : 25 m environ).

Légende : 1, schiste. — 2, calcaire stratifié. — 3, accumulation de débris (talus). — 4, nodules calcaires. — 5, bioclastes. — 6, débris. — 7, Crinoïdes. — 8, organismes lamellaires (Tabulés, Algues, Bryozoaires). — 9, Stromatopores laminaires. — 10, amas algaires (stromatolithiques). — 11, Spongiaires. — 12, *lowaphyllum*. — 13, "*Phillipsastrea*". — 14, Rugueux solitaires - fasciculés.

A la base du panneau central s'observent des structures de slumping dans des coulées organoclastiques alternant avec des niveaux plus argileux. Cette paroi recoupe donc un flanc du dôme le long duquel ont glissé des amas de débris provenant d'une zone supérieure plus centrale. L'abondance des fragments et la présence de buissons peu fragmentés de *Phacelophyllum* indique que ces organismes colonisaient la partie centrale du "mud mound" où ils constituaient peut-être les principaux fixateurs de sédiments. Vers la droite (sud-est), les coulées de débris sont recouvertes de Rugueux

(\*) Outre les quelque 25 m de griotte visibles à l'affleurement, un sondage, réalisé dans le centre de la carrière, a encore traversé 18 m de marbre royal (renseignement aimablement communiqué par Dumon). Un tel développement des stades supérieurs est tout à fait exceptionnel.

solitaires en position de vie, bien développés en hauteur, qui semblent avoir prospéré à la base du flanc antérieur de l'édifice. Vers la gauche (nord-ouest), ce sont essentiellement des Tabulés lamellaires qui assurent la fixation des sédiments, tandis qu'en hauteur, le cœur du récif est occupé par une sorte de lagon montrant des amas arrondis de sédiments bioclastiques mélangés à des dépôts schisteux dans lesquels ils s'impriment en "load-cast". La partie tout à fait supérieure de la lentille (au-dessus de la paroi sciée) est de teinte plutôt grise et se caractérise par la relative abondance des Stomatopores laminaires aux côtés de curieuses structures algaires riches en fragments de *Renalcis*.

Le passage aux schistes envasants se fait très différemment d'un côté ou de l'autre. Il apparaît nettement tranché sur la droite où le calcaire massif est flanqué par une accumulation de fragments de constructeurs constituant un cône d'éboulis directement recouvert par les schistes. Sur la gauche, au contraire s'intercale une épaisse série de minces niveaux crinoïdiques surmontés par des bancs plus épais de débris de toutes sortes noyés dans une matrice fortement crinoïdique.

La dissymétrie de ces dépôts, ainsi que la distribution des faciès dans le récif lui-même nous portent à croire que le versant le plus exposé était orienté au sud-est, tandis que les dépôts bioclastiques stratifiés se formaient du côté abrité, vers le nord-ouest.

Un exemplaire de *lowaphyllum rhenanum* a été recueilli dans la partie grise du sommet. Peut-être l'un ou l'autre *Frechastraea* du même niveau manifeste-t-il également certaines tendances évolutives dans le mode de dilatation des septa. Dans l'ensemble cependant, tant le récif que les talus sont le domaine de la faune 2. Postérieurement se sont déposés des schistes, voire des calcaires (au nord), plus ou moins noduleux avec *Frechastraea pentagona pentagona* et accessoirement *F. pentagona minima*, *Phillipsastrea hennahi*, *lowaphyllum rhenanum* et *I. sp.*, toutes formes caractéristiques de la faune 3 et qui autorisent de paralléliser ces couches avec l'unité d de la tranchée de Neuville.

## CONCLUSIONS

La première association de coraux (faune 1) correspond à la zone à *Ancyrognathus triangularis* supérieure ("F2ij"). La faune 2 s'en dégage progressivement et subsiste seule dans la zone à *Palmatolepis gigas* supérieure ("F3") où elle est relayée, à mi-hauteur environ, par la faune 3.

Les récifs concernés sont donc, dans l'ensemble, sensiblement plus jeunes au nord qu'au sud, comme l'avait d'ailleurs suggéré Tsien dès 1971. Distinguant seulement les formes à muraille interne de celles qui en sont dépourvues, cet auteur situe cependant trop haut la limite "F2-F3" et sous-estime l'importance des édifices du massif de Philippeville.

D'âge strictement "F2j", il n'est guère, outre évidemment le niveau 1, que les récifs à *Stromatocystis* du bord sud du bassin de Dinant. Ceux de la bordure orientale, le biostrome équivalent au bord nord et les deux biostromes les plus élevés du massif de la Vesdre appartiennent entièrement au Frasnien supérieur.

Les gros biohermes du massif de Philippeville bénéficièrent au départ d'une sédimentation très ralentie et acquièrent un relief parfois considérable, qui a pu être mesuré assez précisément à Vodelée. La plupart connurent pourtant un déclin rapide imputable à la recrudescence des apports terrigènes dès le début du Frasnien supérieur. D'aucuns subsistèrent plus tardivement, tel celui de Beauchâteau, qui présente un développement particulier des stades supérieurs.

« Le phénomène corallien s'est encore prolongé longtemps après que les conditions de milieu eurent cessé d'être favorables à l'édification de constructions résistantes » (Delhaye, 1908, p. 250)... pour donner lieu aux schistes et calcaires noduleux colonisés par la faune 3. Nous nous écartons sur ce point des schémas proposés par Tsien (1975, fig. 1, tableau et h.-t.) qui subordonnent à cet horizon un second niveau de biohermes. Il est probable néanmoins que les reliefs récifaux subsistants aient joué un rôle dans la répartition de ce faciès.

\* \* \*

BIBLIOGRAPHIE

- 1) COEN M. (1973). — Faciès, Conodontes et stratigraphie du Frasnien de l'Est de la Belgique, pour servir à une révision de l'étage. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 95, p. 239-253.
- 2) COEN M. (1975). — Le Frasnien de la bordure orientale du bassin de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 97, p. 67-103.
- 3) COEN M. (1976). — Le Frasnien. In Le lambeau de poussée hercynien de la Tombe (Ardenne belge), par A. Beugnies. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVI, p. 69-71.
- 4) COEN M. et COEN-AUBERT M. (1976). — Conodontes et coraux de la partie supérieure du Frasnien dans la tranchée du chemin de fer de Neuville (massif de Philippeville, Belgique). *Bull. Inst. r. Sc. nat. Belgique*, t. 50 (Sc. Terre), n° 8.
- 5) COEN-AUBERT M. (1973). — Le Givétien et le Frasnien de la vallée du Hoyoux. *Serv. Géol. Belgique*, Prof. Paper, n° 6.
- 6) COEN-AUBERT M. (1974). — Représentants des genres *Phillipsastrea* d'Orbigny, 1849, *Billingsastraea* Grabau, 1917 et *lowaphyllum* Stumm, 1949, du Frasnien du massif de la Vesdre et de la bordure orientale du bassin de Dinant. *Bull. Inst. r. Sc. nat. Belgique*, t. 49 (Sc. Terre), n° 8.
- 7) COEN-AUBERT M. et COEN M. (1975). — Le Givétien et le Frasnien dans la vallée de la Meuse, de Taifer à Yvoir (bord nord du bassin de Dinant). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 97, p. 499-524.
- 8) DELHAYE F. (1908). — Etude de la formation des récifs de marbre rouge à *Rhynchonella cuboides*. (Note préliminaire). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 35, p. 243-253.
- 9) DUMON P. (1932). — Compte rendu de l'excursion du 11 juin 1932 aux carrières de marbre rouge de Vodelée et de Soulme. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 47, p. 118-128.
- 10) DUMON P. (1957). — Note sur les marbres rouges en Belgique. *Publ. A. I. Ms.*, 1957, (3), p. 1-41.
- 11) DUMON P. (1964). — La géologie des carrières (2<sup>e</sup> partie). *Le Mausolée*, revue mensuelle des Arts et Techniques des Roches de Qualité (Givors, France), n°s 336, 337 et 340.
- 12) LACROIX D. (1975). — Sur la stratigraphie du Méso-dévonien et du Frasnien au bord sud du Synclinorium de Namur. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 97, p. 11-21.
- 13) LECOMTE M. (1960). — Compte rendu de la session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, consacrée à l'étude du phénomène récifal dévonien dans la partie occidentale du bassin de Dinant et du bassin de Namur, du 25 au 28 septembre 1959. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 83.
- 14) MOURAVIEFF A. (1974). — Excursion F. *Guidebook Intern. Symposium on Belgian micropal. limits from Emsian to Viséan*. Namur, September 1974.
- 15) PICKETT J. (1967). — Untersuchungen zur Familie Phillipsastreidae (*Zoantharia rugosa*). *Senck. Leth.*, Bd. 48, p. 1-89.
- 16) TSIEN H.H. (1971). — The Middle and Upper Devonian reef-complexes of Belgium. *Petr. Geol. Taiwan*, n° 8, p. 119-173.
- 17) TSIEN H.H. (1975). — Introduction to the Devonian reef development in Belgium. *Guidebook 2d Intern. Symposium on fossil corals and reefs*. Paris, September 1975. Exc. C.



## La Formation des Schistes de Porsguen (Dévonien supérieur de la rade de Brest, Massif Armoricaïn) Lithologie, flore, faune

par C. BABIN (\*), D. GOUJET (\*\*), H. LARDEUX (\*\*\*), A. LEJAL-NICOL (\*\*\*\*),  
F. LETHIERS (\*\*\*\*\*), P. MORZADEC (\*\*\*), Y. PLUSQUELLEC (\*) et M. WEYANT (\*\*\*\*\*)  
(Planches XXXII à XXXV)

*Sommaire.* — Une description lithologique et paléontologique exhaustive de la Formation des Schistes de Porsguen (Dévonien supérieur du Finistère, Massif Armoricaïn) est donnée à l'occasion de nouvelles découvertes (Conodontes, Tentaculites) qui permettent d'en préciser l'extension verticale; la signification de cette formation dans l'évolution paléogéographique du Massif Armoricaïn est abordée.

*Summary.* — An exhaustive lithological and paleontological description of the Schistes de Porsguen Formation (Upper Devonian of the Finistère, Armorican Massif) is presented with the opportunity of new discoveries (Conodonts, Tentaculites) which allow to precise its vertical extent; the interest of this formation in the paleogeographical evolution of the Armorican Massif is shown.

Le Dévonien supérieur de la presqu'île de Porsguen en Plougastel-Daoulas, dans la rade de Brest (Finistère), est connu depuis un siècle puisque Barrois en fournit la première citation en 1877. La complexité structurale de cette presqu'île (fig. 2) justifie les hésitations des premières attributions stratigraphiques (Barrois, 1877, 1888). En 1889 pourtant, Barrois rapporte au Famennien les faciès bitumineux de la rade de Brest qu'il nomme alors Schistes de Rostellec. Des travaux ultérieurs ont répertorié les affleu-

rements de ces schistes bitumineux et établi des listes fauniques (Collin, 1912; Renaud, 1942). Des prospections plus récentes ont fourni de nouveaux documents paléontologiques dont certains ont conforté — contrairement aux conceptions des auteurs cités — l'interprétation de ces faciès comme témoins d'une régression néodévonienne (Babin, 1963; Babin et Plusquellec, 1965; Babin, 1966; Babin et Clausen, 1967; Babin et Lejal, 1968; Babin, Didier et Jonin, 1968). Simultanément, il était reconnu à Porsguen que la succession dévonienne ne se terminait pas avec les faciès bitumineux, mais qu'elle admettait encore quelques niveaux de schistes gris et limonitiques à Goniatites du Famennien II et de schistes beiges à Trilobites d'abord considérés comme du Famennien V (Babin, 1966; Babin et al., 1968; Babin et al., 1972), mais dont l'âge famennien inférieur est désormais établi (Morzadec et Babin, 1976). Cependant, on a fait coïncider jusqu'alors en Finistère, sans preuve déterminante, le début de la sédimentation bitumineuse avec la base du Famennien; cette simplification résulte des difficultés rencontrées dans le lever des suc-

(\*) Laboratoire de Paléontologie, Université de Bretagne Occidentale, 6, Avenue Le Gorgeu, 29279 Brest Cedex.

(\*\*) Institut de Paléontologie, Muséum National d'histoire Naturelle, 8, rue de Buffon, 75005 Paris.

(\*\*\*) Laboratoire de Paléontologie et de Stratigraphie, Institut de Géologie, Université de Rennes, Avenue du Général Leclerc, 35031 Rennes Cedex.

(\*\*\*\*) Laboratoire de Paléobotanique, Université de Paris VI, 12, rue Cuvier, 75006 Paris.

(\*\*\*\*\*) Laboratoire de Géologie, Université des Sciences et Techniques de Lille, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq.

(\*\*\*\*\*\*) Laboratoire de Géologie, Université de Caen, Esplanade de la Paix, 14032 Caen Cedex.

Note déposée le 4 Novembre 1976.

cessions ; le matériel bitumineux, éminemment incompetent, est en effet particulièrement tectonisé (superposition de déformations continues et de fracturations) et injecté d'essaims filoniens. Cette assimilation d'un changement faciétal avec une division chronostratigraphique restait néanmoins peu satisfaisante et incertaine. Les nouvelles prospections menées par l'un de nous (P. M.) pour préciser l'âge de la limite inférieure de la formation, ont apporté de nouveaux éléments ; simultanément, la poursuite des récoltes dans les faciès bitumineux et dans les schistes superposés a fourni des documents paléontologiques complémentaires. Nous sommes ainsi en mesure de présenter désormais une description plus complète et cohérente de la Formation de Porsguen en élargissant sa définition, en précisant son extension stratigraphique et en fournissant un inventaire paléontologique plus complet.

## I. — LA LITHOLOGIE

Après divers aléas et acceptions de la désignation Schistes de Porsguen, nous proposons de placer dans cette formation tout un ensemble essentiellement schisteux dans lequel les variations de lithologie et de couleur à l'affleurement permettent de distinguer trois membres tous visibles, au moins partiellement, à Porsguen. L'établissement de la succession détaillée doit être complété par l'examen de plusieurs affleurements de la rade de Brest (fig. 1).

### 1) Le membre inférieur : les Schistes kéra-bitumineux.

Le passage des Schistes de Traonlions aux Schistes de Porsguen n'est visible dans aucune coupe. Les niveaux les plus inférieurs connus

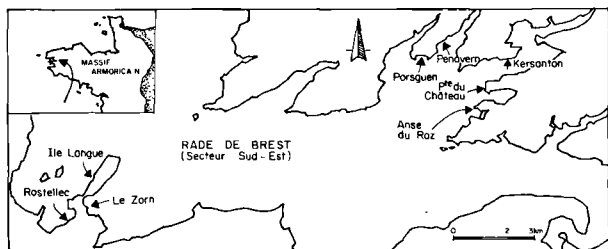


Fig. 1. — Localisation des principaux gisements des Schistes de Porsguen dans la Rade de Brest.

sont représentés par des schistes noirs micacés dans lesquels se rencontrent localement (Rostellec, Le Zorn, Penavern) de très gros sphéroïdes calcaires fossilifères (1,50 m de diamètre), riches en matière organique et en pyrite et contenant 75 % de carbonates à la calcimétrie. Certains de ces sphéroïdes montrent un système de craquelures qui évoquent des fentes de dessiccation. A Rostellec et au Zorn, quelques bancs calcaires décimétriques, dont certains sont de véritables "ptéropodites", surmontent les schistes à sphéroïdes. Les anciens affleurements carbonatés de l'île Longue pourraient correspondre à ce niveau (Collin, 1929) mais sont aujourd'hui inaccessibles. Dans l'Est de la rade de Brest, les faciès carbonatés sont remplacés par des schistes noirs.

Au-dessus, dans l'ensemble des affleurements, l'essentiel du membre est représenté par des schistes noirs très riches en carbone organique (4,3 % sur roche totale), à nodules silico-pyriteux fossilifères maintes fois décrits. La puissance du membre inférieur, très difficile à évaluer, semble supérieure à 50 m.

### 2) Le membre moyen : les Schistes gris.

Ils succèdent au faciès bitumineux par un passage progressif décelable sur l'estran de la partie ouest de la grève de Porsguen et ne sont connus que dans cette localité. Ce membre se distingue du précédent par sa couleur plus claire liée à une moindre teneur en matière organique, par l'absence de nodules et par une stratification bien exprimée grâce à de nombreux bancs silteux centimétriques dont le réseau de diaclases minéralisées en limonite confère à l'ensemble un aspect très caractéristique. La partie inférieure du membre livre une faune de Goniatites pyritisées. La puissance de ces Schistes gris est estimée à une dizaine de mètres.

### 3) Le membre supérieur : les Schistes beiges.

La succession Schistes gris - Schistes beiges s'observe à Porsguen, seule localité où ce membre est reconnu. Ce faciès argileux, dont la couleur varie du beige au gris, admet quelques niveaux finement zonés. La faune y est rare. Leur puissance dépasse probablement 20 m mais la limite supérieure de la formation n'est pas précisée, aucun terme sus-jacent n'étant connu dans la rade de Brest.

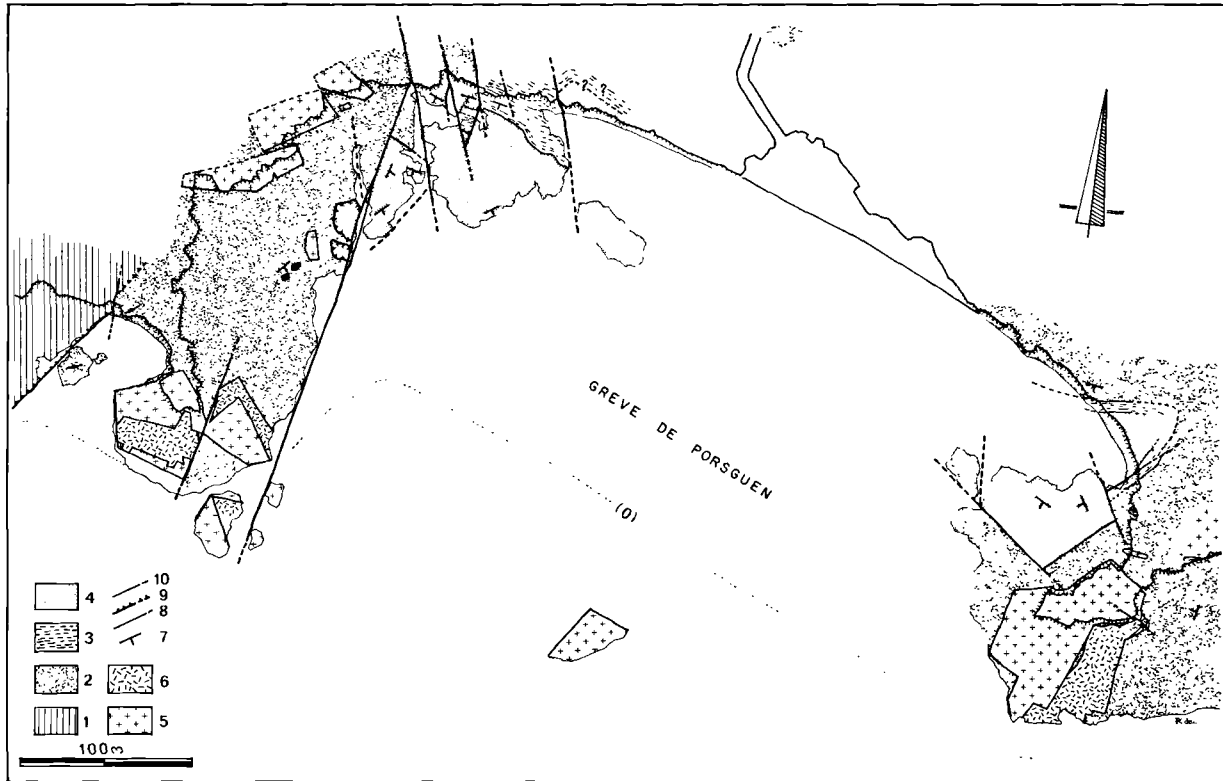


Fig. 2. — Carte géologique détaillée de la grève de Porsguen.

1, Schistes de Traonlors (Frasnien). — 2, 3, 4, Schistes de Porsguen. — 2, Schistes kéra-bitumineux (les zones hachurées correspondent à des faciès douteux). — 3, Schistes gris. — 4, Schistes beiges. — 5, Microgranite. — 6, Kersantite. — 7, Signe de pendage. — 8, Contour géologique. — 9, Chevauchement. — 10, Faille.

## II. — LA MACROFLORE

Depuis la première récolte signalée (Babin, 1963), les macrorestes de la paléoflore ont été systématiquement recherchés (\*). La description détaillée de cette flore sera donnée ultérieurement (A. L.-N.), mais on en trouvera une liste commentée à la fin de la présente note. A l'exception d'*Archaeocalamites* présent dans les Schistes gris, toutes les espèces citées proviennent des nodules silico-pyriteux du membre inférieur. Cette flore (Pl. XXXII) apporte des données intéressantes dans divers domaines.

### 1) Paléoécologie et paléoclimatologie.

L'étude des fragments végétaux semble indiquer un climat chaud et sec avec, éventuelle-

(\*) Les collectes récentes sont dues en particulier à MM. Mazeas, Croguennec et Levenez, que nous remercions.

ment, une saison de pluies. Les axes de *Lepidodendropsis*, *Protolpidodendropsis*, *Leptophloeum* et *Protolpidodendron* récoltés, portent des coussinets foliaires dépourvus de parichnos (canaux aérifères). Chez les Lycophytes du Carbonifère supérieur, la présence de ces parichnos est interprétée comme preuve d'un environnement particulièrement humide ; leur absence, chez ces formes dévoniennes, paraît donc impliquer un faible degré d'humidité du milieu. Les Paléophyllales étaient, selon Hæg (1942), des plantes adaptées à un climat sec, comme le prouve l'aspect de leurs feuilles particulièrement résistantes ; cependant, les autres parties de la plante étant rarement connues, cet auteur pense qu'il n'est pas exclu que ces végétaux aient eu une partie basale immergée. Cela suggère que cette végétation ait pu se développer non loin de cours d'eau ou de lacs.

Dans ce gisement, il a été récolté de nombreux fragments d'axes, non identifiables, de quelques centimètres de diamètre, à structures extrêmement mal conservées ou complètement disparues. Les tiges de ces plantes étaient donc probablement constituées de tissus fragiles avec des structures ligneuses très réduites. Il a été fait des coupes anatomiques dans des axes de Lycophytes déjà arborescentes de cette même époque, elles montrent un massif ligneux réduit, alors que les écorces, aux tissus moins résistants, occupent une place importante. Il semble donc que cette végétation se soit fossilisée non loin de l'endroit où elle croissait, sa constitution ne permettant pas un long transport dans l'eau ; des terres émergées (continent ou îles) devaient donc être proches.

## 2) Stratigraphie et paléophytogéographie.

Les plantes fossiles des Schistes de Porsguen ont été rencontrées, pour certaines d'entre elles, uniquement dans le Dévonien supérieur d'Amérique du Nord et du Spitzberg (*Leptophloeum*, *Protolpidodendropsis*, *Platyphyllum*). Les autres ont été trouvées, soit dans le Dévonien moyen (*Protolpidodendron*), soit jusqu'au Carbonifère inférieur (*Archaeocalamites*, *Pothocites*) dans des localités d'Europe, d'Amérique du Nord, d'Asie et d'U.R.S.S. (voir tableau I). Cette répartition suggère une certaine homogénéité climatique pour l'ensemble du continent Nord-Atlantique durant le Dévonien supérieur.

Espèces récoltées à Porsguen	Répartition stratigraphique	Répartition géographique
<b>LYCOPHYTES</b>		
<i>Leptophloeum rhombicum</i>	Dévonien supérieur	Maine (USA), Canada.
<i>Protolpidodendropsis</i> ou "nova"	Dévonien supérieur	Spitzberg.
<i>Protolpidodendropsis</i> "frederici"	Dévonien supérieur	Silésie, Allemagne, Canada.
<i>Protolpidodendropsis</i> sp.	Dévonien moyen.	Europe occidentale, URSS, Chine, Australie, Amérique du Nord.
<i>Lepidodendropsis</i> <i>africanus</i>	Dévonien supérieur/ Carbonifère inférieur	Djado (Afrique du Nord).
<b>SPHENOPHYTES</b>		
<i>Archaeocalamites</i> sp.	Dévonien supérieur Carbonifère inférieur	Europe, Asie, Amérique du Nord, Groenland, Spitzberg.
<i>Pothocites</i> sp.	Dévonien supérieur Carbonifère inférieur	Grande-Bretagne.
<b>PALEOPHYLLES</b>		
<i>Platyphyllum brownianum</i>	Dévonien supérieur	Maine (USA).
<i>Platyphyllum</i> sp.	Dévonien moyen Dévonien supérieur	Spitzberg, Allemagne, Ecosse.
<i>Taxites</i> n. sp.	Dévonien supérieur	
<i>Campylites</i> n. sp.		

Tableau I. — Tableau récapitulatif des plantes fossiles récoltées dans les Schistes de Porsguen.

## III. — LA MACROFAUNE

La faune du membre inférieur des Schistes de Porsguen fut dès les premiers travaux (Barrois, 1889 ; Collin, 1912) établie dans ses grandes lignes. Dominée par les Mollusques (Bivalves et Céphalopodes), elle comporte de nombreux Ostracodes, Tentaculites et de très rares Brachiopodes auxquels viennent s'ajouter un Trilobite et un Actinoptérygien (cf. Etude systématique de la flore et de la faune) découverts récemment. La faune des membres moyen (Goniatites et Bivalves) et supérieur (Trilobites, Ostracodes) est rare.

### 1) Les Mollusques.

L'ensemble de la faune malacologique (Pl. XXXIII) ayant été décrit antérieurement (Babin, 1963, 1966), on se limitera ici à un bref rappel commenté de ses éléments.

Les Bivalves sont essentiellement des Cryptodontes et des Ptéroides. Parmi les premiers, le genre *Buchiola* est représenté par plusieurs espèces. *B. retrostriata* (Von Buch) et/ou *B. prumiensis* (Steininger) se trouvent en abondance à Rostellec (SF 37) et au Zorn (Zorn 17 A) où quelques rares individus attribuables à *B. palmata* (Goldfuss) les accompagnent. Ces trois espèces sont citées dans le Frasnien supérieur du Massif ardenno-rhénan ; elles persistent, en rade de Brest, dans les niveaux plus élevés des Schistes kéra-bitumineux à Porsguen.

Parmi les Ptéroides, *Posidonia venusta* (Münster) constitue l'espèce la plus classique ; rare à Rostellec (SF 37), elle devient par la suite l'élément dominant des faunes de Bivalves des Schistes kéra-bitumineux (Zorn 21, Penavern, Porsguen, Ile Longue...) et se maintient dans les deux membres supérieurs de la formation. D'autres Ptéroides sont représentés par de rares individus généralement indéterminables spécifiquement ; citons notamment *Prosochasma* sp. (Zorn 17 A), *Lunulicardium* sp. (nodules des schistes kéra-bitumineux à Porsguen), *Mytilarca* sp. et *Leptodesma* sp. (Schistes kéra-bitumineux et Schistes gris à Porsguen). Ces formes n'ont pas de signification stratigraphique précise ; on doit noter cependant que les 11 "espèces" néo-dévonienne de *Prosochasma*, citées par Beushausen (1895), proviennent toutes de l'Adorfen dans le Massif rhénan.



La faune de Céphalopodes comporte Nautiloïdes orthocônes, Bactritides et Goniatites. Les Nautiloïdes recueillis jusqu'alors restent indéterminables. Les Bactritides sont abondants dans tous les niveaux bitumineux (Rostellec SF 37, Zorn 17, Zorn 21, Porsguen, Ile Longue...), plus rares dans les Schistes gris, mais leur état de conservation n'en permet qu'exceptionnellement la détermination ; *Lobobacrites* sp. aff. *ellipticus* (Frech) a été signalée dans les Schistes kéra-bitumineux à Porsguen, l'espèce *ellipticus* est une forme du Nedhenien en Rhénanie.

Les Goniatites représentent l'élément malacologique le plus intéressant pour la stratigraphie. Au Zorn, le niveau 17 A recèle *Tornoceras*

(*Tornoceras*) sp. et *T. (Aulatornoceras)* sp. Les Tornocératidés restent communs dans les concrétions des Schistes kéra-bitumineux où ils sont représentés par *T. (A.) auris* (Qüenstedt) et *T. (A.) keyserlingi* Müller, mais aussi par *Lobotornoceras* cf. *bilobatum* Wedekind dont la présence suggère le Famennien ; cet âge se trouve confirmé par celle du genre *Cheiloceras* avec *C. circumflexum* (Sandberger) et/ou *C. verneuili* (Münster) (ces deux espèces étaient abondantes, en particulier aux gisements de l'Ile Longue, mais les exemplaires recueillis sont dépourvus de toute trace de sutures). Dans la partie inférieure des Schistes gris à Porsguen, une importante faune de Goniatites, ferrugineuse et médiocrement conservée, comporte *Lobotornoceras* cf. *bilobatum*, *Cheiloceras circumflexum*, *C. ovatolobum* Babin et *Sporadoceras primaevum* Schindewolf ; elle permet d'attribuer également ce membre moyen au Famennien II.

## 2) Les Tentaculites.

Les Tentaculites des Schistes de Porsguen (Pl. XXXIII) se rapportent aux Homocténides et plus précisément au genre *Homoctenus*, dont l'apogée se place au Frasnien. A cette époque, ce genre est répandu en Europe et en Afrique du Nord où il abonde dans certains faciès calcaires ou schisteux. Il est néanmoins connu dès l'Eifelien en Allemagne, en Bohême, en Pologne et dans le Massif Armoricain. Il ne semble pas avoir été reconnu dans des formations rapportées avec certitude au Famennien.

Les spécimens des Schistes de Porsguen se rencontrent en grande abondance dans les sphéroïdes où ils sont parfois pyritisés et dans les bancs calcaires de la base de la formation. Trois gisements ont livré des Homocténides : à Rostellec (SF 37) *Homoctenus tenuicinctus* (Roemer), à Penavern *H. cf. tenuicinctus* ; au Zorn (Zorn 17 A) *H. ultimus derkaouaensis* Lardoux. La répartition stratigraphique d'*H. tenuicinctus* a été bien précisée en Thuringe par Zagora (1964) qui l'a récoltée dans la partie supérieure de l'Adorfien moyen et dans la partie inférieure de l'Adorfien supérieur [Frasnien I  $\beta(\gamma)$ - $\delta$ ]. Le même auteur a montré que cette espèce était relayée par *H. ultimus* qui caractérisait ainsi la partie tout à fait supérieure de l'Adorfien (Frasnien I  $\delta$ ). Les spécimens de Rostellec (SF 37) seraient donc plus anciens que ceux de Zorn 17 A ; ceux de Penavern montrent des caractères intermédiaires.

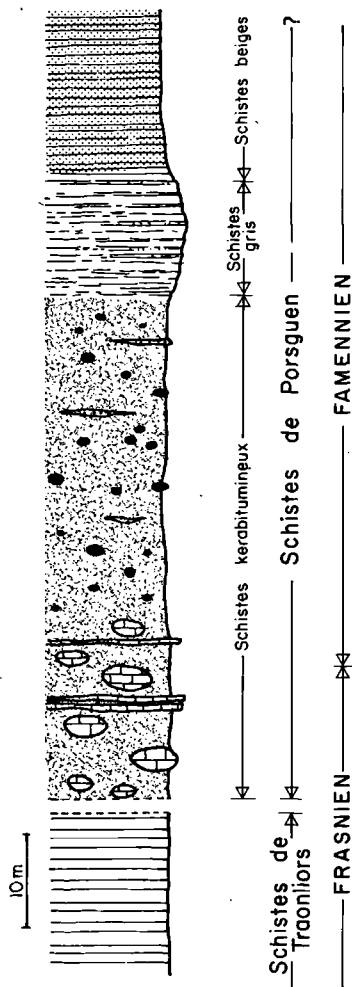


Fig. 3. — Colonne stratigraphique synthétique de la Formation des Schistes de Porsguen (puissances estimées).

### 3) Les Trilobites.

Deux espèces de Trilobites sont connues dans la Formation des Schistes de Porsguen :

— à la base, dans les sphéroïdes calcaires du membre inférieur de l'anse de Rostellec (SF 37) *Neocalmonia (Bradocryphaeus) fiacrensis* n. sp., espèce dont le degré d'évolution plus élevé que celui des espèces du Frasnien inférieur, la situe vers la fin de la lignée des Asteroptyginae qui s'éteint au Frasnien supérieur ;

— au sommet, dans les Schistes beiges de la grève de Porsguen, un Phacopinae aveugle, *Trimercephalus caecus* (Gurich) du Famennien II. *Trimercephalus caecus* a fait récemment l'objet d'une publication (Morzadec et Babin, 1976), et seule, la nouvelle espèce *Neocalmonia (Bradocryphaeus) fiacrensis* n. sp. est étudiée ici (cf. Etude systématique de la flore et de la faune).

### 4) Les Ostracodes.

Bien que nombreux, la plupart des restes d'Ostracodes (Pl. XXXIII) sont à l'état de moules internes ou d'empreintes de moules internes. Seules quelques espèces des genres *Richterina* et *Entomoprimitia* montrent une ornementation. Les Ostracodes observés appartiennent aux Entomozoïdæ Pribyl et sont réputés pélagiques. Les spécimens identifiables proviennent tous des sphéroïdes calcaires de Rostellec (SF 37) ; on peut citer : *Richterina (Richterina) striatula* (Richter) s. l. (Frasnien supérieur pour la forme présente ici), *Richterina (Volkina) zimmermanni* (Volk) (Frasnien supérieur), *Entomoprimitia ex gr. splendens* (Waldschmidt) (Frasnien supérieur).

*Entomozoe (Richteria) serratostrata* (Sandberger), citée par Collin (1912, p. 262) dans les Schistes bitumineux de l'île Longue et de Porsguen (Famennien inférieur) n'a pas été reconnue, mais certains moules internes pourraient correspondre à cette espèce.

Jusqu'à ces dernières années, il était admis que ces Entomozoïdés caractérisaient des "zones profondes" ou "dépressions" du milieu marin. On y voyait une confirmation dans la finesse du sédiment. Il semble actuellement que ces Entomozoïdés pélagiques avaient un test fragile qui se décomposait rapidement dans un environnement turbulent et oxygéné ; seul un milieu boueux et réducteur a pu permettre leur fossilisation, c'est de toute évidence le cas ici.

Du point de vue biostratigraphique, cette faune se situe dans le Frasnien supérieur (dol $\delta$ ) avec toutefois quelques réserves, compte tenu de la nomenclature ouverte des déterminations.

## IV. — LA MICROFAUNE

Seuls les Conodontes ont été étudiés (Pl. XXXV) ; ils proviennent des sphéroïdes et des bancs calcaires de la base de la formation dans les gisements suivants : Rostellec [SF 37 : bancs calcaires à Tentaculites (T) et à Goniates (G)], Penavern et le Zorn (Zorn 17 A, sphéroïde ; Zorn 17 B, banc calcaire ; Zorn 21, sphéroïde). Les résultats de l'analyse sont regroupés dans le tableau II qui fait ressortir d'emblée l'existence de deux associations distinctes, l'une étant caractérisée par l'abondance d'*Ancyrodella curvata*, forme typiquement frasnienne, l'autre par la présence de *Palmatolepis minuta*. Dans le premier groupe, le genre *Ancyrognathus* est représenté par deux espèces ayant une extension séparée. En définitive, l'existence de trois faunes distinctes est mise en évidence :

- 1) faune à *Ancyrognathus triangularis*,
- 2) faune à *Ancyrognathus asymmetricus*,
- 3) faune à *Palmatolepis minuta*.

### 1) Faune à *Ancyrognathus triangularis*.

C'est la faune des bancs calcaires de Rostellec. Sa composition est sensiblement identique dans le banc à Tentaculites et dans celui à Goniates. Elle est dominée par l'abondance d'*Ancyrodella curvata*, *Palmatolepis subrecta*, *Icriodus symmetricus* et *Polygnathus gr. dubius*. La présence d'*Ancyrognathus triangularis* permet de préciser la position de ces calcaires. Dans la subdivision élaborée par Ziegler (1962, 1971), cette espèce s'étend sur la zone à *Ancyrognathus triangularis* et la zone à *Palmatolepis gigas* inférieure qui lui succède, ce qui correspond à l'intervalle dol $\gamma$ -dol $\gamma/\delta$  de l'étage à *Manticoceras*.

### 2) Faune à *Ancyrognathus asymmetricus*.

Un nodule calcaire provenant de Penavern en Plougastel a livré une association très voisine de la précédente par sa composition générale. La différence la plus significative est l'absence d'*Ancyrognathus triangularis*, espèce relayée ici par *Ancyrognathus asymmetricus*. Il faut donc assigner à cet échantillon un niveau

stratigraphique légèrement supérieur à celui des bancs calcaires de Rostellec, car *A. asymmetricus* est cantonné dans la zone à *Palmatolepis gigas* supérieure, soit dans le dol $\delta$ .

ETAGES	FRASNIEN			FAMEN.		
	dol $\gamma$	dol $\delta$	dol $\delta$ ou dol $\gamma$	dolla		
ZONES A	Ancyrognathus triangularis a	Palmatolepis gigas inférieure	Palmatolepis gigas supérieure	Palmatolepis triangularis supérieure		
CONODONTES			a	Palmatolepis crepida		
Echantillons	SF 37 T	SF 37 G	PENA VERN	ZORN 17A	ZORN 17B	ZORN 21
Especies						
<i>Palmatolepis perlobata</i>					•	•
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i>					•	•
<i>Palmatolepis minuta</i>					•	•
<i>Polygnathus nodocostatus</i>					•	•
<i>Polygnathus</i> sp. sp.					•	•
<i>Soutula bipernata</i>					•	•
<i>Ozarkodina lacera</i>					•	•
<i>Ozarkodina</i> sp.					•	•
<i>Hibbardella</i> sp.					•	•
<i>Falcodus</i> sp.					•	•
<i>Ancyrognathus asymmetricus</i>			•			
<i>Polygnathus xylus</i>			•			
<i>Polygnathus webbi</i>				•		
<i>Icriodus alternatus</i>				•		
<i>Icriodus symmetricus</i>	•	•	•	•		
<i>Palmatolepis subrecta</i>	•	•	•	•		
<i>Ancyrodella curvata</i>	•	•	•	•		
<i>Ancyrognathus triangularis</i>	•	•	•	•		
<i>Ozarkodina</i> sp. sp.	•	•	•	•		
<i>Bryantodus</i> sp.	•	•	•	•		
<i>Hibbardella separata</i>	•	•	•	•		
<i>Hibbardella curita</i> ?	•	•	•	•		
<i>Neoprioniodus alternatus</i>	•	•	•	•		
<i>Neoprioniodus armatus</i>	•	•	•	•		
<i>Ligonodina</i> sp.	•	•	•	•		
<i>Nothognathella</i> sp.	•	•	•	•		
<i>Hindeodella</i> sp.	•	•	•	•		
<i>Hibbardella tumida</i>	•	•	•	•		
<i>Polygnathus</i> gr. <i>dubius</i>	•	•	•	•		
<i>Enantiognathus lipperti</i>	•	•	•	•		•

Tableau II.

### 3) Faune à *Palmatolepis minuta*.

Les niveaux Zorn 17 B et Zorn 21 de l'anse du Fret ont livré deux petites faunes nettement distinctes des deux précédentes. Elles sont caractérisées par la présence de *Palmatolepis minuta* associée soit à *Palmatolepis perlobata* (Zorn 17 B), soit à *Palmatolepis tenuipunctata* (Zorn 21). Ces trois formes apparaissent pour la première fois à la base de la zone à *Palmatolepis triangularis* supérieure, niveau postérieur au dol $\delta$ , d'après Ziegler. *Palmatolepis tenuipunctata* ne dépasse pas, vers le haut, la zone à *Palmatolepis crepida* supérieure (dolla).

L'échantillon Zorn 17 A correspond à un sphéroïde prélevé sensiblement au même niveau que Zorn 17 B. Les Conodontes qu'il contient sont cependant différents. *Ancyrodella curvata* et *Palmatolepis subrecta*, qui y sont abondants, rappellent les calcaires de Rostellec. De ces derniers, Zorn 17 A diffère par l'absence du genre *Ancyrognathus* et par la présence de *Polygnathus webbi* et d'*Icriodus alternatus*.

L'extension d'*Ancyrodella curvata* ne dépasse pas, vers le haut, la zone à *Palmatolepis triangularis* inférieure, c'est-à-dire le dol $\delta$ .

En résumé, les Conodontes démontrent, pour les "milieux noirs", l'existence d'au moins trois niveaux stratigraphiques distincts, que l'on peut respectivement rapporter aux horizons dol $\gamma$  (Rostellec), dol $\delta$  (Penavern) et dolla (Zorn 17 B et 21), les deux premiers d'âge frasnien, le dernier appartenant à la base du Famennien.

## CONCLUSIONS

Malgré les mauvaises conditions d'affleurement, nous avons pu établir la succession des différents faciès au sein de la formation des Schistes de Porsguen et montrer l'existence à la base de celle-ci d'un niveau à sphéroïdes et bancs calcaires dont la riche faune de Conodontes et Tentaculites permet de préciser la stratigraphie. On reconnaît, de la base au sommet, la succession suivante :

— Zone dol $\gamma$  à *Ancyrognathus triangularis*, *Homoctenus tenuicinctus*, *Buchiola retrostriata*, rares *Posidonia venusta*, *Neocalmonia* (*Bradocryphaeus*) *fiacrensis*, dans les sphéroïdes et bancs calcaires de Rostellec (SF 37).

— Zone dol $\delta$  à *Ancyrognathus asymmetricus*, *Homoctenus* cf. *tenuicinctus* dans les sphéroïdes calcaires de Penavern.

— Zone dol $\delta$  à *Polygnathus webbi*, *Icriodus alternatus*, *Homoctenus ultimus derkaouaensis*, *Tornoceras* sp., *Buchiola retrostriata*, *Prosochasma* sp. dans les sphéroïdes calcaires du Zorn (Zorn 17 A).

— Zone dolla à *Palmatolepis minuta* et *P. tenuipunctata*, nombreuses *Posidonia venusta*, *Cheiloceras* sp., dans les bancs calcaires (Zorn 17 B) et les sphéroïdes calcaires (Zorn 21) du Zorn. Il faut remarquer à ce niveau la disparition des Tentaculites.

— L'absence de Conodontes dans les faciès qui succèdent aux derniers niveaux carbonatés (dolla) ne permet pas de les dater avec précision ; toutefois, la présence de *Cheiloceras circumflexum*, *Lobotornoceras cf. bilobatum* dans les Schistes kéra-bitumineux à nodules silico-pyriteux et dans les Schistes gris, indique un âge famennien II.

— Les Schistes beiges à *Trimeroccephalus caecus* peuvent être attribués au Famennien II ou peut-être III.

Dans la Rade de Brest, la limite Frasnien Famennien se place donc au sein des niveaux carbonatés de la base des Schistes de Porsguen.

L'examen des sédiments et des faunes conduit enfin à quelques conclusions concernant l'environnement. Le climat sec et chaud à éventuelle saison de pluie qui caractérise alors la

région ouest-armoricaine souligne l'appartenance de celle-ci au domaine du Continent Nord-Atlantique durant le Dévonien supérieur. Par ailleurs, l'abondance des macrorestes de végétaux fragiles indique la proximité d'une aire continentale. Cela s'accorde avec les faciès marins réducteurs, de type vasière de plate-forme, à faune marine dominée par les organismes pélagiques et épiplanctoniques.

Tout cet ensemble s'intègre parfaitement dans le schéma d'une régression généralisée de la mer armoricaine, probablement amorcée dès le Frasnien inférieur, liée aux premiers mouvements varisques. La mer paraît se retirer d'Est en Ouest (Babin et Paris, 1973) mais les relations du bassin finistérien avec l'océan européen ne sont pas élucidées ; les faunes sont identiques par la plupart de leurs éléments à celles du Massif Schisteux Rhénan et de l'Afrique du Nord, cela suppose donc la persistance de communications faciles avec ces régions.

## ETUDE SYSTEMATIQUE DE LA FLORE ET DE LA FAUNE

### I. — MACROFLORE (A. L.-N.)

#### Les Lycophytes.

1) *Leptophloeum rhombicum* Dawson, 1862 (Pl. XXXII, fig. 1).

C'est un axe portant des coussinets foliaires contigus, losangiques, en disposition verticillée, à peu près deux fois plus larges que hauts, munis d'une cicatrice ponctiforme à leur sommet.

2) *Protolepidodendropsis frickei* Gothan et Zimmermann, 1937 (Pl. XXXII, fig. 4).

L'axe porte des coussinets foliaires losangiques, en disposition pseudo-verticillée et en files verticales. Chaque coussinet est trois fois plus haut que large et porte une cicatrice foliaire apicale.

3) *Protolepidodendropsis pulchra* Høeg, 1942 (Pl. XXXII, fig. 5).

Les échantillons rencontrés correspondent à la base d'un tronc qui, antérieurement, portait le nom de *Bergeria mimerensis*. Ce sont

des coussinets foliaires losangiques dont les bases sont légèrement recouvertes par les extrémités des coussinets situés immédiatement au-dessous.

4) *Protolepidodendron* sp.

Petit fragment d'axe (Babin et Plusquellec, 1965, Pl. I, fig. 4) portant des coussinets foliaires arrondis à leur sommet, effilés à leur partie inférieure et munis d'une cicatrice foliaire circulaire.

#### Les Sphénophytes.

1) *Archaeocalamites* sp. (Pl. XXXII, fig. 9).

Fragments d'axes costulés longitudinalement. Les côtes droites et parallèles n'alternent pas aux nœuds.

2) *Pothocites* sp. (Pl. XXXII, fig. 6 et 7).

Ce sont des appareils reproducteurs d'*Archaeocalamites*. Ces fragments de cônes portent des sporophylles munies ou non de bractées.

### Les Paléophyllales.

1) *Platyphyllum brownianum* Dawson, 1882 (Pl. XXXII, fig. 3).

Ce sont de grandes feuilles fragmentaires, en éventail, à nervation parallèle plus ou moins accentuée et ramifiée.

2) *Platyphyllum* sp.

Les fragments de feuilles ont une nervation moins marquée que dans l'espèce précédente.

### Genres qui ne sont placés dans aucun groupe précis.

1) *Tancrea* Stockmans, 1948 (Pl. XXXII, fig. 2).

Ce genre correspond à des axes ramifiés dichotomiquement et striés longitudinalement, ils portent des feuilles dressées obliquement. Nous avons ici une nouvelle espèce du genre.

2) *Carpolithes* Schlotheim (Pl. XXXII, fig. 8).

Ce genre de fruit est fréquent à tous les étages. Ceux de Porsguen sont d'assez grande taille et cupulés pour la plupart.

## II. — MACROFAUNE

### A) Les Trilobites (P. M.).

Famille DALMANITIDAE Vogdes, 1890  
Sous-famille ASTEROPYGINAE Delo, 1935

Genre NEOCALMONIA Pillet, 1969

Espèce-type : *Neocalmonia quadricosta* Pillet, 1969.

Sous-genre NEOCALMONIA  
(BRADOCRYPHEUS) Haas et Mensink, 1970

Espèce-type : *Cryphaeus supradevonicus* Frech, 1888.

NEOCALMONIA (BRADOCRYPHEUS)  
FIACRENSIS n. sp.

(Pl. XXXIV, fig. 1 à 3)

**Derivatio nominis** : de Saint-Fiacre, localité près de laquelle se trouve le gisement-type.

**Holotype** : pygidium figuré Pl. XXXIV, fig. 1 a-d, IGR 10063.

**Locus typicus** : gisement SF 37, nodules noirs dans l'estran à l'ouest du Port de Rostellec, presqu'île de Crozon (Finistère).

**Stratum typicum** : base de la Formation de Porsguen, Fras-nien supérieur dolγ-δ.

**Paratype** : pygidium figuré Pl. XXXIV, fig. 3 a-b, IGR 10064.

**Matériel** : 2 fragments de cranidium, 1 hypostome, 7 pygidiums plus ou moins complets tous de la localité-type.

**Diagnose** : « Une nouvelle espèce du sous-genre *Neocalmonia* (*Bradocryphaeus*) Haas et Mensink, 1970, caractérisée par un pygidium présentant une épine médiane large à la base, nettement plus courte que la cinquième paire d'épines latérales, 5 paires d'épines latérales larges à la base, carénées. La longueur des quatre premières croît régulièrement d'avant en arrière, la quatrième est deux fois plus longue que la première, la cinquième paire d'épines, beaucoup plus courte, ne dépasse que très légèrement vers l'arrière l'extrémité de la troisième paire ».

### Description.

Les deux fragments de cranidiums récoltés dans les mêmes nodules que les pygidiums ne permettent aucune description du céphalon.

L'hypostome est très allongé, peu bombé, bord buccal droit avec un petit mucron de chaque côté. Sillon postérieur droit bien marqué ainsi que les sillons latéraux. Maculae bien visibles, hypostome lisse. Thorax inconnu.

**Pygidium** : le rapport Longueur/largeur est de 3/4 (sans les épines). Le rachis en relief est formé de 12 anneaux avec un tubercule médian. Les 4 anneaux antérieurs occupent la moitié de la longueur totale du rachis. Les sillons dorsaux sont fortement divergents jusqu'au cinquième anneau du rachis, puis deviennent subparallèles. Les plèvres sont horizontales jusqu'au niveau du renflement des côtes pleurales puis elles s'inclinent. Cinq paires de côtes pleurales, courbes antérieurement, devenant rectilignes postérieurement. La segmentation est de type *supradevonica*. La bande pleurale postérieure est deux fois plus large que l'antérieure et présente un tubercule vers sa partie distale, elle se prolonge dans l'épine pygidiale latérale correspondante. La description des épines pygidiales est donnée dans la diagnose.

### Discussion.

Cette nouvelle espèce d'Asteropyginae, par sa segmentation pygidiale, la disposition et le nombre de paires d'épines pygidiales, est à placer dans le sous-genre *Neocalmonia* (*Bradocryphaeus*) Haas et Mensink, 1970. Elle a des affini-

tés avec *Neocalmonia (Bradocryphaeus) psilus* Haas, 1970, du Givetien des Asturies (Espagne), mais s'en sépare par la longueur des épines pygidiales. *Neocalmonia (Bradocryphaeus) hispanica* (Richter, 1926), du Frasnien de la région d'Almaden (Espagne), est voisine de l'espèce armoricaine mais s'en éloigne par la longueur plus grande de l'épine médiane et des épines latérales plus grêles.

L'espèce qui semble la plus proche par le rapport de longueur des épines entre elles et par leur disposition est *Neocalmonia (Bradocryphaeus) supradevonica* (Frech, 1888) du Frasnien inférieur de Belgique. Cependant, les épines de la forme belge, à section presque circulaire, sont proportionnellement plus longues et plus grêles.

Le sous-genre, signalé en Espagne, en Ardennes, en Allemagne et en Afghanistan, de l'Eifelien au Frasnien, était inconnu dans le Massif armoricain. La position stratigraphique des différentes espèces frasnienne de ce sous-genre n'est pas toujours donnée avec précision, mais il semble que *Neocalmonia (Bradocryphaeus) fiacrensis* n. sp. soit actuellement l'espèce la plus récente. Dans le Massif armoricain, *Neocalmonia (Bradocryphaeus) fiacrensis* n. sp. est également le dernier représentant de la sous-famille Asteropyginae, si bien développée pendant tout le Dévonien dans le Synclinorium médian armoricain. Du point de vue évolutif, si *Neocalmonia (Bradocryphaeus) fiacrensis* n. sp., espèce très élevée dans le Frasnien, présente encore cinq paires d'épines pygidiales latérales caractéristiques du sous-genre *Neocalmonia (Bradocryphaeus)*, elle montre cependant par certains caractères, en particulier la diminution générale de la longueur des épines, la segmentation pleurale et la section triangulaire des épines pygidiales, de grandes affinités avec certaines espèces de *Neocalmonia (Neocalmonia)* Pillet, 1969.

Tout se passe comme si, à partir d'une souche commune et suivant l'évolution générale des Asteropyginae, sous-famille qui s'éteint au sommet du Frasnien, la réduction, puis la disparition de la cinquième paire d'épines pygidiales latérales se faisait plus rapidement et dès le Frasnien inférieur dans la lignée de *Neocalmonia (Neocalmonia)* que dans celle de *Neocalmonia (Bradocryphaeus)* où ce stade n'est pas atteint, même chez des espèces du Frasnien supérieur.

## B) Les Poissons (D. G.).

### ACTINOPTERYGII Ordre PALEONISCIFORMES

Famille PALEONISCIDAE (\*) Vogt, 1852

Genre et espèce indéterminés  
(Pl. XXXIV, fig. 4)

Des deux restes de Vertébrés découverts à ce jour dans les Schistes de Porsguen, le premier (Pl. XXXIV, fig. 4 a-b) est représenté par une nageoire caudale incomplète, en empreinte sur un demi nodule.

D'après ses dimensions, et par comparaison avec les autres Paléoniscides, cette nageoire, fortement hétérocerque, appartenait à un poisson qui devait atteindre une quarantaine de centimètres de longueur totale. Cette grande taille n'est atteinte, à ma connaissance, que dans le genre *Cheirolepis* (Lehman, 1947) parmi les Paleonisciformes dévoniens.

Cette empreinte (Pl. XXXIV, fig. 4a) est conservée de façon très inégale selon les régions ; le pédoncule caudal, le bord du lobe supérieur et le lobe ventral sont relativement nets et permettent d'observer quelques détails ; en revanche, la surface du lobe écaillé dorsal est à peine discernable, tout au plus peut-on deviner la direction générale des rangées obliques d'écaillés qui le recouvrent.

Le pédoncule caudal est recouvert de petites écaillés rhombiques disposées en rangées obliques vers l'arrière et le bas. Le bord dorsal, mal conservé au niveau antérieur de l'empreinte, passe vers l'arrière, à une série de fulcres nombreux et très longs, qui recouvrent l'avant du lobe supérieur de la nageoire. Sur le pédoncule caudal, l'ornementation des écaillés est difficile à apprécier, même sur le moulage latex réalisé à partir de l'empreinte. Cependant, sur l'un des fulcres, la face externe est visible et présente

(\*) La classification employée jusqu'ici est celle préconisée par Moy-Thomas et Miles (1971) qui incluent dans les Paleoniscidae des formes comme *Stegotrachelus*, *Moythomasia*, *Rhadinichthys*, *Commentrya*, *Paramblypterus*, etc... (v. également Lehman, 1966 ; Berg, Kazantseva, Obruchev, 1964) qui sont souvent séparées en familles indépendantes regroupant peu de genres (v. Gardiner, 1967).

un revêtement pratiquement lisse et une dépression longitudinale nette (Pl. XXXIV, fig. 4b).

Sous la rangée de fulcres, l'étendue du lobe écaillé peut être appréciée grâce aux structures adjacentes (bordure dorsale et base des lépidotriches postéroventraux). Quoique incomplet sur le fossile, puisque son empreinte atteint le bord externe du nodule, il apparaît très long et relativement étroit.

Le lobe ventral est représenté par l'éventail des lépidotriches ; ces derniers sont très serrés et composés d'articles nombreux et courts, dès la base des rayons. L'extrémité du lobe inférieur manque sur le fossile mais, d'après la limite indiquée par la pointe des lépidotriches dans la région moyenne, la caudale devait posséder un contour postérieur profondément échancré. Signalons enfin que, vers l'extrémité présumée du lobe écaillé dorsal, existe une série d'empreintes allongées, d'aspect tubulaire sur le moulage qui, par leur forme et leur emplacement, pourraient correspondre soit à des restes de l'endosquelette, soit à des fulcres déplacés vers le bas ; l'état du fossile ne permet pas de trancher entre ces deux possibilités.

Si l'on se reporte à la définition des Palaeoniscidae, telle que la formulent Moy-Thomas et Miles (1971), les caractères distinctifs de cette famille sont :

- 1) la présence d'écaillés rhombiques ;
- 2) des nageoires impaires terminées en pointe et bordées de fulcres ;
- 3) une nageoire caudale hétérocercue profondément échancrée à l'arrière ;
- 4) un suspensorium oblique.

Les trois premiers de ces caractères se retrouvent sur cette caudale et justifient son attribution aux Palaeoniscidae. Par ailleurs, certains traits relevés dans la description, comme la grande taille des fulcres, et la petitesse des écaillés, de même que le nombre des lépidotriches et la brièveté des articles qui les composent, sont des caractères que l'on retrouve chez les représentants les plus anciens de cette famille (*Stegotrachelus*, Woodward et White, 1926, *Moythomasia* Jessen, 1968) ; le fort développement des fulcres se retrouve d'ailleurs dans une autre famille dévonienne, les Cheirolepididae (Lehman, 1947, fig. 17).

Le fragment de caudale décrit ici correspond vraisemblablement à une forme nouvelle mais, étant donné son état fragmentaire et l'absence d'autres spécimens, il ne m'a pas semblé nécessaire de créer un nom nouveau. Malgré son intérêt limité dans les domaines anatomique et taxinomique, la découverte de Porsguen est néanmoins importante car, à ma connaissance, c'est la première fois qu'un Palaeoniscidae est récolté en France dans des couches anté-carbonifères. Or, s'ils ont été rencontrés dans quelques localités d'Asie (Janvier, 1974), d'Europe, d'Amérique du Nord et d'Australie (Gardiner et Miles, 1975, Table I et II), les Actinoptérygiens dévoniens demeurent encore rares et tout indice de leur présence mérite d'être signalé.

PLACODERMI  
Ordre ARTHRODIRA

INCERTI SUBORDINIS

Ce second fragment de Vertébré (LPB 4112) correspond à la région centrale d'une plaque dermique. Bien que l'os lui-même soit en mauvais état, l'on peut y reconnaître une couche superficielle tuberculée et une couche moyenne trabéculaire à canalicules rayonnants, caractéristiques des Placodermes. Le modelé externe de la plaque et la position du centre de radiation laissent à penser qu'il pourrait s'agir de la plaque ventro-latérale antérieure, l'un des composants du plastron de l'armure du tronc. Il est toutefois impossible de l'affirmer car aucun des bords naturels du fossile n'est conservé.

L'ornementation, dont l'empreinte en négatif est très nette sur la contrepartie du nodule, se compose de tubercules fins. Ils sont dans l'ensemble assez espacés et dispersés irrégulièrement sur toute la surface de la plaque. Parfois plus serrés, ils se disposent en séries méandri-formes comprenant au maximum une dizaine de tubercules alignés. Ce type d'ornementation se retrouve dans plusieurs ordres de Placodermes (Stensiö, 1969), mais il n'est fréquent sous cet aspect que chez les Arthrodires, le plus important de tous par le nombre de taxa reconnus.

Une détermination plus précise est actuellement impossible à faire à partir de l'unique fossile disponible ; il devait néanmoins être cité pour que l'étude de la faune de Porsguen soit exhaustive.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BABIN C. (1963). — Faciès et faune malacologique du Famennien de Porsguen (Finistère). *Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 1961, N.S. 1-2, p. 65-102, Pl. I-V.
- 2) BABIN C. (1963). — Sur la validité de deux localités-types du Dévonien du Finistère. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, IV, p. 129-130.
- 3) BABIN C. (1966). — Mollusques Bivalves et Céphalopodes du Paléozoïque armoricain. *Thèse*, 471 p., XVIII pl. I.C.A., Brest.
- 4) BABIN C., CAVET P., LARDEUX H., MORZADEC P., PARIS F., PONCET J., RACHEBŒUF P. (1972). — Le Dévonien du Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, 7<sup>e</sup>, XIV, p. 94-109.
- 5) BABIN C., CHAUVEL J., CHAUVEL J.J., HENRY J.L., LE CORRE C., MORZADEC P., NION J., PHILIPPOT A., PLUSQUELLEC Y., RENAUD A. (1968). — Le Paléozoïque antécarbonifère de Bretagne (France). Résultats récents et problèmes actuels. *Casopis Miner. Geol.*, 13, 3, p. 261-278.
- 6) BABIN C. et CLAUSEN C.D. (1967). — Une nouvelle forme du groupe de *Lobobactrites ellipticus* (Frech, 1897) dans le Famennien de Porsguen (Finistère). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXVII, p. 17-19, Pl. I.
- 7) BABIN C., DIDIER J., JONIN M. (1968). — Un laccolithes de microgranite en rade de Brest : l'Île Longue. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1, 3, p. 1-8, 1 pl.
- 8) BABIN C., LEJAL A. (1968). — Sur la présence de *Lepidodendropsis africanum* Lejal, 1967 dans le Famennien du Finistère. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXVIII, 3, p. 129-134, Pl. XI.
- 9) BABIN C., PARIS F. (1973). — Découverte du Dévonien supérieur dans le synclinorium du Ménez Bélaïr (Massif Armoricain). Implications paléogéographiques. *C.R. Ac. Sc.*, t. 276, sér. D, p. 2129-2132.
- 10) BABIN C., PLUSQUELLEC Y. (1965). — Sur la profondeur des mers dévoniennes dans l'Ouest du Finistère. *Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 1962-63, N.S., p. 1-8, Pl. I.
- 11) BARROIS Ch. (1877). — Note sur le terrain dévonien de la rade de Brest. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. IV, p. 19-105.
- 12) BARROIS Ch. (1888). — Constitution géologique de l'Ouest de la Bretagne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XVI, p. 9.
- 13) BARROIS Ch. (1889). — Note sur l'existence du terrain dévonien supérieur à Rostellec (Finistère). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XVI, p. 132-142.
- 14) BERG L.S., KAZANTSEVA A.A., OBRUCHEV D.V. (1967). — Superordre Paleonisci. In : " *Osnovii Paleontologii* " 11. *Agnatha, Pisces*. ed. D.V. Obruchev, pp. 336-370 (en russe).
- 15) BEUSHAUSEN L. (1895). — Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon. *Abh. König. Preuss. Geol. Land.*, N.F. 17, p. 1-514, Pl. I-XXXVIII.
- 16) BOUREAU E. (1964). — Les Sphénophytes, in *Traité de Paléobotanique*, III, p. 1-544 (Masson, Paris).
- 17) CARRUTHERS W. (1872). — Notes on fossil Plants from Queensland Australia. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 28, p. 350-382, 2 pl.
- 18) CHALONER W., BOUREAU E. (1967). — Les Lycophytes, in *Traité de Paléobotanique*, II, p. 437-805 (Masson, Paris).
- 19) COLLIN L. (1912). — Etude de la région dévonienne occidentale du Finistère. *Thèse*, 470 p., 2 pl., Brest.
- 20) COLLIN L. (1929). — Etude géologique de l'Île Longue (rade de Brest). *Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 1926, 7, 3/4, p. 216-223.
- 21) DAWSON J. (1862). — On the Flora of the Devonian Period in North Eastern America. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XVIII, p. 296-330, Pl. XII-XVII.
- 22) DAWSON J. (1863). — Further observations of the Devonian Plants of Maine, Gaspé and New-York. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XIX, p. 458-469, Pl. XVII-XIX.
- 23) FURON R. (1972). — Eléments de Paléoclimatologie " De l'Enseignement à la Recherche ". *Sciences de la Terre*, p. 1-216, 24 fig.-texte (Vuibert, Paris).
- 24) GANDL J. (1972). — Die Acastavinae und Asteropyginae (Trilobita) Keltiberiens (NE - Spanien). *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*, 530, p. 1-184, Pl. 1-15.
- 25) GARDINER B.G. (1967). — Further notes on Paleoniscoid fishes with a classification of the chondrostei. *Bull. Brit. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, 14, (5), p. 143-206.
- 26) GARDINER B.G., MILES R.S. (1975). — Devonian fishes of the Gogo Formation, western Australia. In : *Colloques int. Cent. Nat. Rech. scient.*, 218, p. 73-79.
- 27) HAAS W. (1970). — Zur Phylogenie und Systematik der Asteropyginae und Beschreibung einiger neuer Arten (Phacopacea, Trilobita). *Senckenbergiana lethaea*, 51, 2/3, p. 97-131, Pl. 1-4.
- 28) HAAS W., MENSINK H. (1970). — Asteropyginae aus Afghanistan (Trilobita). *Abh. Akad. Wiss. Lit., math.-naturwiss. Kl.*, 1969, 6, p. 155-211, Pl. 1-5.
- 29) HØEG O. (1942). — The downtonian and devonian Flora of Spitzbergen. *Skrift. Norges Svalbard-og Ishavs Unders.*, 8, p. 1-228, Pl. 1-62.
- 30) JANVIER P. (1974). — Preliminary report on late Devonian fishes from central and eastern Iran. *Geol. Surv. Iran*, rept. 31, p. 5-47.
- 31) JESSEN H.L. (1968). — *Moythomasia nitida* Gross und *M. cf. striata* Gross, devonische Paleonisciden aus dem oberen Plattenkalk der Bergisch-Gladbach Paffrather Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). *Palaeontographica* (A), 128, p. 87-114.
- 32) KIDSTON R. (1883). — On the affinities of the genus *Pothocites* Paterson with the description of a specimen from Glencartholm. *Eskdale Ann. Mag. Nat. Hist.*, 5, 11, p. 297-314, Pl. XII.
- 33) LARDEUX H. (1969). — Les Tentaculites d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord. *Cahier Paléont.*, p. 1-238, Pl. I-LII (C.N.R.S., Paris).
- 34) LEHMAN J.P. (1966). — Actinopterygii. In J. Piveteau : *Traité de Paléontologie*. 4. (3), p. 1-242 (Paris, Masson).



- 35) LEHMAN J.P. (1947). — Description de quelques exemplaires de *Cheirolepis canadensis* (Whiteaves). K. Svenska. Vetensk. Akad. Handl., (3), 24, p. 1-40.
- 36) MORZADEC P., BABIN C. (1976). — Présence de *Trimercephalus caecus* (Gurich 1896) (Trilobita, Phacopidae) dans le Famennien inférieur du Finistère : Intérêt stratigraphique et paléogéographique. *Géobios.*, 9, 3, p. 367-371, Pl. I.
- 37) MOY-THOMAS J.A., MILES R.S. (1971). — Palaeozoic fishes, 2nd ed., XI + 259 p., Chapman and Hall Ltd, London.
- 38) PILLET J. (1969). — Un nouveau genre de Trilobite dévonien en Afghanistan : *Neocalmonia* nov. gen., Calmoniinae, Trilobite. *C.R. somm. S.G.F.*, 5, p. 144-145.
- 39) PILLET J., DE LAPPARENT A.F. (1970). — Description de Trilobites ordoviciens, siluriens et dévoniens d'Afghanistan. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 1969, LXXXIX, p. 323-333, Pl. XXXIV-XXXIX.
- 40) RENAUD A. (1942). — Le Dévonien du Synclinorium médian Brest-Laval. *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, VII, 1, p. 1-184 ; 2, p. 1-439, Pl. I-XIV.
- 41) RICHTER R. et E. (1926). — Die Trilobiten des Oberdevons. Beitrag zur Kenntnis devonischer Trilobiten IV. *Abh. preus. geol. Landesanstalt.*, 99, p. 1-314, Pl. 1-12.
- 42) SCHWEITZER H. (1965). — Über *Bergeria mimerensis* und *Protolepidodendropsis pulchra* aus dem Devon Westspitzbergens. *Palaeontographica*, B, 115, p. 117-138.
- 43) STENSIÖ E.A. (1969). — Elasmobranchiomorphi Placodermata Arthrodires, in J. Piveteau, *Traité de Paléontologie*, 4, (2), p. 71-692.
- 44) STOCKMANS F. (1948). — Végétaux du Dévonien supérieur de la Belgique. *Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique*, 110, p. 1-85, Pl. 1-54.
- 45) VERNEUIL E. de, BARRANDE J. (1855). — Description des fossiles trouvés dans les terrains silurien et dévonien d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. *Bull. Soc. Géol. France*, (2), 12, p. 964-1025, Pl. 23-29.
- 46) WOODWARD A.S., WHITE E.J. (1926). — The fossil fishes of the old Red Sandstone of the Shetland Islands. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, 54, p. 567-572.
- 47) ZIEGLER W. (1962). — Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abh. hess. L. Amt. Bodenforsch.*, 38, p. 1-166, 18 fig., 11 tab., 14 pl.
- 48) ZIEGLER W. (1971). — Conodont stratigraphy of the European Devonian. In Sweet W.C. et Bergström S.M. ed. : *Symposium on Conodont Biostratigraphy*, *Geol. Soc. Amer.*, *Mém.* 127, p. 227-284, 3 fig., 6 tabl.

#### EXPLICATION DES PLANCHES

##### Planche XXXII

Les échantillons des fig. 1 à 8 proviennent des grèves entre la pointe Est de Porsguen et Penavern en Plougastel (Finistère) ; Schistes kéra-bitumineux à nodules silicopyriteux, Famennien II.

L'échantillon figuré en 9 provient de la grève de Porsguen en Plougastel, Formation de Porsguen, Schistes gris, Famennien II.

- Fig. 1. — *Leptophloeum rhombicum* Dawson, 1862. LPB 4075. Gr. = 1,8.
- Fig. 2. — *Tancrea* Stockmans, 1948. LPB 4085. Gr. = 0,8.
- Fig. 3. — *Platyphyllum brownianum* Dawson, 1882. LPB 4086. Gr. = 0,7.
- Fig. 4. — *Protolepidodendropsis frickei* Gothan et Zimmermann, 1937. LPB 426. Gr. = 2.
- Fig. 5. — *Protolepidodendropsis pulchra* Høeg, 1942. LPB 4076. Gr. = 2.
- Fig. 6, 7. — *Pothocites* sp. LPB 4078. Gr. = 0,8.
- Fig. 8. — *Carpolithes* Schlottheim. LPB 4081. Gr. = 0,8.
- Fig. 9. — *Archaeocalamites* sp. LPB 4084. Gr. = 1.

##### Planche XXXIII

- Fig. 1. — *Richterina* (R.) *striatula* s. l., vue latérale. Gr. = 30.
- Fig. 2. — *Entomoprimitia* ex. gr. *splendens*, valve droite. Gr. = 30.
- Fig. 3. — *Bertilionella* ex. gr. *materni*, empreinte de moule interne. Gr. = 30.

Ces trois échantillons proviennent de la grève de Rostellec en Crozon (SF 37), sphéroïde calcaire de la base des Schistes de Porsguen, Frasnien supérieur.

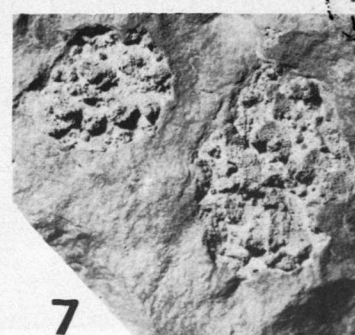
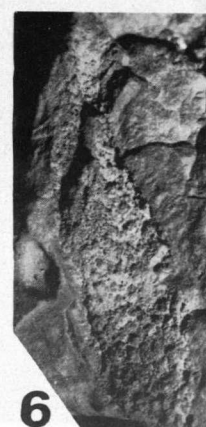
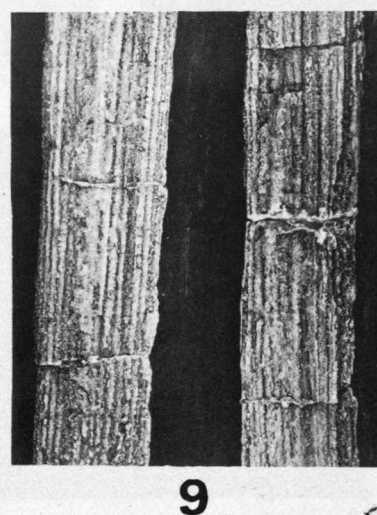
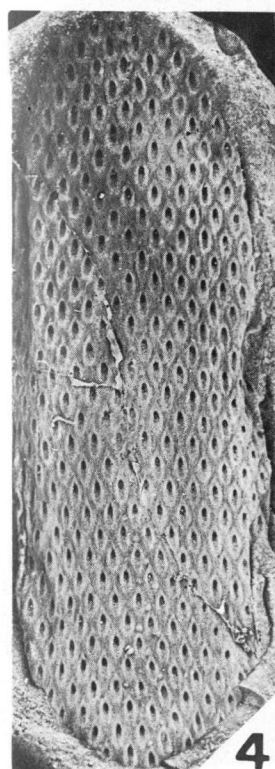
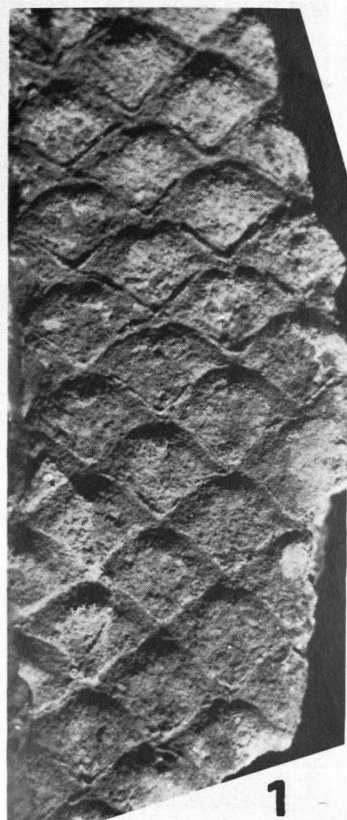
- Fig. 4-6. — *Homoctenus tenuicinctus* (Roemer). Grève de Rostellec en Crozon (SF 37T). Banc calcaire de la base des Schistes de Porsguen, Frasnien supérieur.
4. - lame mince. Gr. = 120.
5. - lame mince. Gr. = 120.
6. - lame mince. Gr. = 40.
- Fig. 7. — *Prososchasma* sp. Grève du Zorn, Zorn 17 A, sphéroïdes calcaires de la base des Schistes de Porsguen, Frasnien supérieur. LPB 4113. Gr. = 2,5.
- Fig. 8. — *Posidonia venusta* (Münster) 1840. Grève de Porsguen, Nodule silicopyriteux des Schistes kéra-bitumineux, Famennien II. LPB 4118. Gr. = 2,5.
- Fig. 9. — *Cheiloceras circumflexum* (Sandberger) 1850. Grève de Porsguen, Schistes gris, Famennien II. LPB 4120. Gr. = 4.
- Fig. 10. — *Cheiloceras ovatoobum* Babin, 1966. Grève de Porsguen, Schistes gris, Famennien II. LPB 4121. Gr. = 4.
- Fig. 11. — *Lobotornoceras* cf. *bilobatum* Wedekind, 1908. Grève de Porsguen ; nodule silicopyriteux des Schistes kéra-bitumineux, Famennien II. LPB 3565. Gr. = 1,4.
- Fig. 12. — *Tornoceras* sp., *Buchiola retrostriata* (Von Buch) 1832 et Bactritidé indéterminé. Grève du Zorn, Zorn 17 A, sphéroïdes calcaires de la base des Schistes de Porsguen, Frasnien supérieur. LPB 4114. Gr. = 4.

##### Planche XXXIV

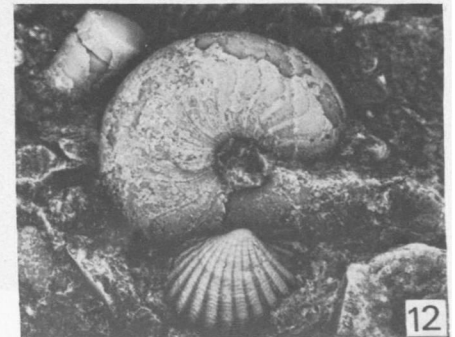
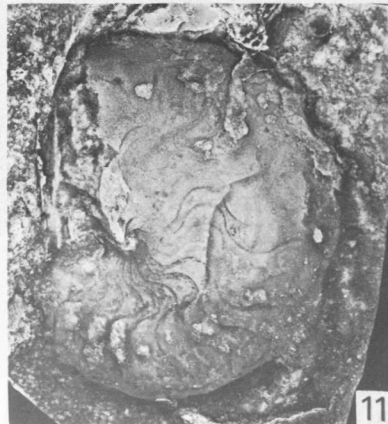
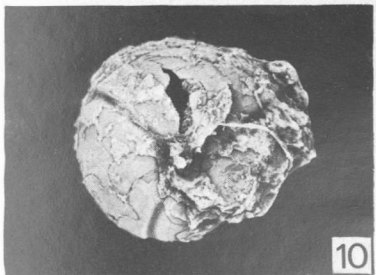
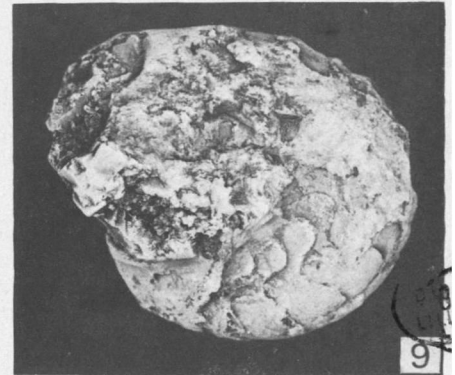
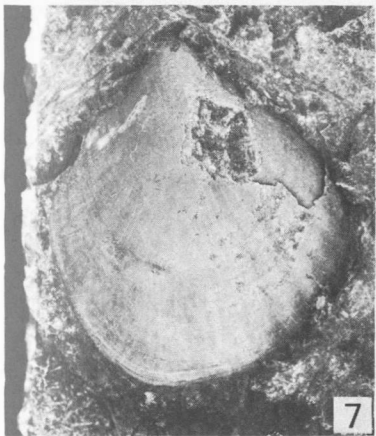
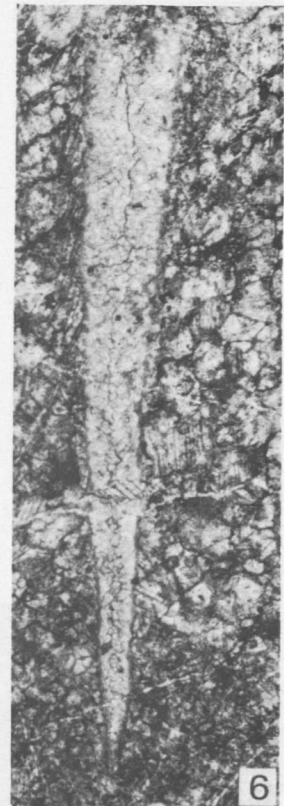
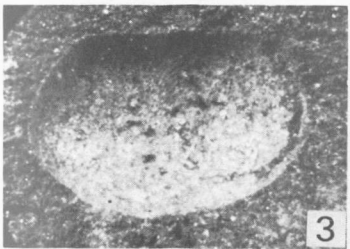
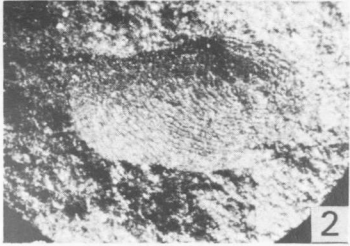
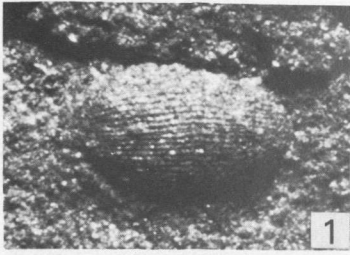
- Fig. 1-3. — *Neocalmonia* (*Bradocryphaeus*) *fiacensis* n. sp. Gisement SF 37. Port de Rostellec en Crozon, sphéroïde calcaire de la base des Schistes de Porsguen, Frasnien supérieur. Gr. = 4.

1. - Holotype, pygidium : a, vue dorsale ; b, vue postérieure ; c, moulage latex vue dorsale ; d, moulage latex vue de trois-quarts dorsale. IGR 10063.
  2. - Hypostome, moulage latex : a, vue de face ; b, vue de profil. IGR 10065.
  3. - Paratype, pygidium, moulage latex : a, vue dorsale de la carapace ; b, vue dorsale, moule interne. IGR 10064.
- Fig. 4. — *Paleoniscidae* indéterminé, nageoire caudale. Grève Est de la pointe Est de Porsguen en Plou-gastel, Schistes kéra-bitumineux à nodules silico-pyriteux, Famennien II. LPB 4111.
- a. - Vue d'ensemble du moulage latex. Gr. = 1,5.
  - b. - Détail de l'ornementation externe d'une écaille fulcrale du même spécimen. Gr. = 6.
- Planche XXXV**
- Tous les échantillons proviennent des sphéroïdes ou des bancs calcaires de la base des Schistes de Porsguen. Toutes les figures au Gr. = 30.
- Fig. 1-2. — *Ozarkodina lacera* Helms. Grève du Zorn en Crozon, Zorn 17 B.
- Fig. 3-4. — *Polygnathus webbi* Stauffer. Grève du Zorn, Zorn 17 A.
- Fig. 5, 8. — *Hibbardella aurita* (Sannemann) ? Rostellec en Crozon. SF 37T.
- Fig. 6. — *Enantiognathus lipperti* (Bischoff). Rostellec. SF 37T.
- Fig. 7. — *Falcodus* ? sp. Grève du Zorn, Zorn 17 B.
- Fig. 9, 16, 24. — *Polygnathus* gr. *dubius* Hinde. 9, 24 : Rostellec SF 37T ; 16 : SF 37G.
- Fig. 10. — *Polygnathus xylus* Stauffer. Penavern en Plou-gastel.
- Fig. 11. — *Icriodus alternatus* Branson et Mehl. Grève du Zorn, Zorn 17 A.
- Fig. 12. — *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl. Rostellec. SF 37T.
- Fig. 13. — *Hibbardella separata* Branson et Mehl. Rostellec, SF 37T.
- Fig. 14-15. — *Ancyrognathus asymmetricus* Ulrich et Bassler. Penavern.
- Fig. 17-18. — *Polygnathus nodocostatus* Branson et Mehl. Grève du Zorn, Zorn 21.
- Fig. 19. — *Polygnathus* sp. Grève du Zorn, Zorn 17 B.
- Fig. 20-21. — *Ancyrodella curvata* Branson et Mehl. 20 : Rostellec, SF 37T ; 21 : Penavern.
- Fig. 22-23. — *Ancyrognathus triangularis* Youngquist. Rostellec, SF 37T.
- Fig. 25-27. — *Palmatolepis minuta* Branson et Mehl. Grève du Zorn, Zorn 21.
- Fig. 28-30. — *Palmatolepis tenuipunctata* Sannemann. Grève du Zorn, Zorn 21.
- Fig. 31-33. — *Palmatolepis subrecta* Miller et Youngquist. 33 : Rostellec, SF 37T ; 32 : Rostellec, SF 37G ; 31 : Penavern.
- Fig. 34. — *Palmatolepis perlobata* Ulrich et Bassler. Grève du Zorn, Zorn 17 B.

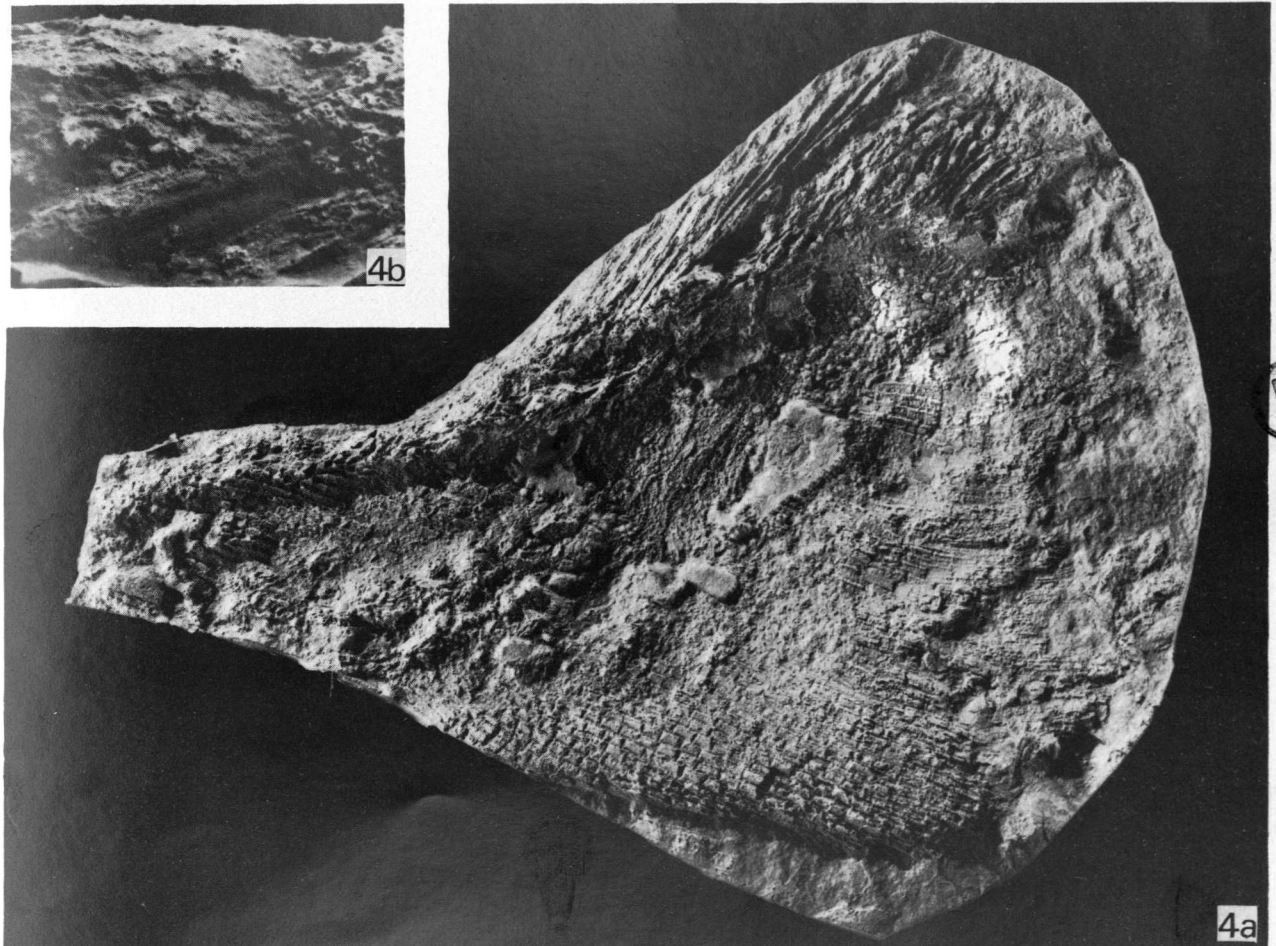
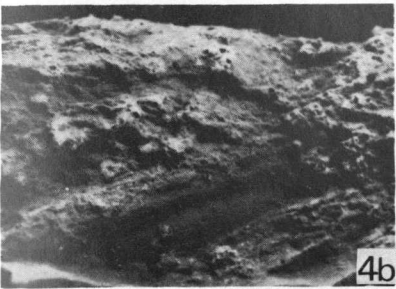
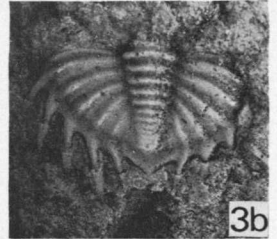
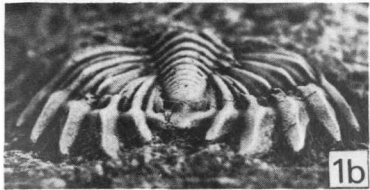
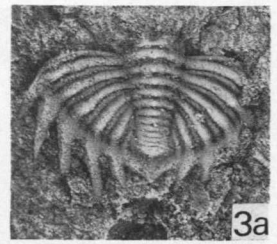
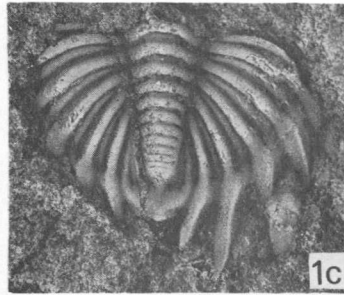
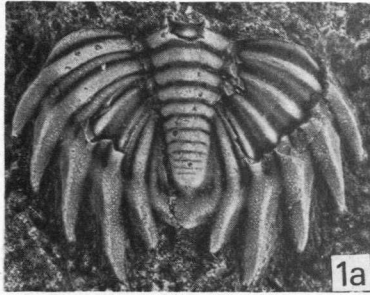
« »





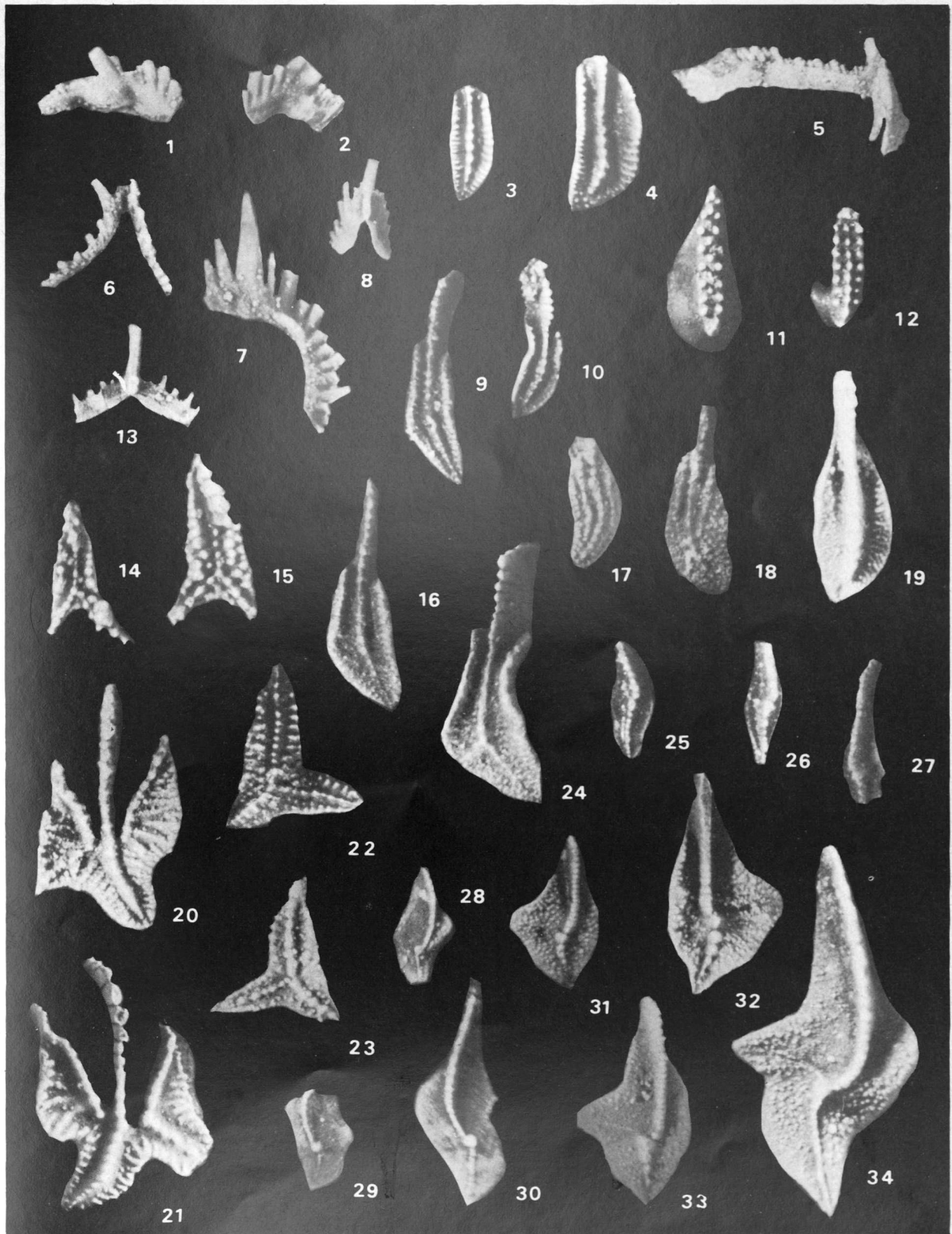














## Palaeozoic accretion of Western Europe

by G.A.L. JOHNSON (\*)

*Summary.* — During the Palaeozoic Western Europe was formed by accretionary processes caused by continental drift in a global tectonics setting. Two phases of accretion can be recognised. First during the late Lower Palaeozoic, when the closing of the Proto-Atlantic Ocean was in the final stages, northern Europe was formed by the welding of the North American - Greenland land mass with the Baltic Shield. The second phase of accretion took place towards the end of the Upper Palaeozoic when the Mideuropean Ocean was in its final closing stages. At this time Hercynian Europe was rafted northwards and welded to north Europe to complete the Palaeozoic European land mass. It is uncertain whether Hercynian Europe was a single continental plate or a series of several microcontinents; evidence for more than one continental plate is increasing.

A broad geographical setting emerges of several independent continental plates lying to the south of the Baltic Shield during the Lower Palaeozoic. These microplates coalesced under global tectonics processes in two phases to form Western Europe, north of the Alpine front, before the close of the Palaeozoic.

*Sommaire.* — Pendant le Paléozoïque, l'Europe occidentale se constitue par un processus d'accumulation des plaques. Ce processus, provoqué par le mouvement continental dans un milieu de tectonique globale, montre deux phases. La première se situe pendant le Paléozoïque inférieur quand la Proto-Atlantique est presque fermée, le nord de l'Europe étant formé par la liaison de l'Amérique du Nord et du Bouclier baltique. La deuxième phase a lieu presque à la fin du Paléozoïque supérieur avant la fermeture de la mer de l'Europe moyenne. A cette époque, l'Europe hercynienne se déplace vers le nord, se joint à l'Europe du nord et complète ainsi le massif émergé de l'Europe paléozoïque. On ne sait pas si l'Europe hercynienne correspondait à une seule plaque, ou si elle était constituée par une série de microcontinents; il est actuellement de plus en plus évident qu'il faut considérer plus d'une plaque.

Il semble qu'il y ait eu, pendant le Paléozoïque inférieur, plusieurs plaques indépendantes dans le continent se situant au sud du Bouclier baltique. Ces microplaques se sont unies, dans un processus de tectonique globale, en deux phases, pour former la partie de l'Europe de l'Ouest qui se situe au Nord de la Chaîne Alpine, ceci avant la fin du Paléozoïque.

The gradual or periodic accretion of the Continent of Europe about the ancient Baltic Shield was fiercely expounded by Professor Stille (1924) and had wide acceptance for many years. There were difficulties with the original hypothesis concerned with similarities of the basement rocks throughout the region, which led Rutten (1969) to reject the theory. Had Professor Rutten been able to apply the global tectonics mechanism of continental drift which has only been perfected during the 1970's, he would doubtless have been more cautious in finally rejecting Stille accretion theory. Using the global tectonics mechanism the accretion

of Europe owing to periodic collision of mobile continental plates can be amply demonstrated.

The application of the global tectonics mechanism of continental drift has given new precision and reality to palaeogeographical reconstructions. Continental drift has had adherents for several centuries. Early suggestions by Sir F. Bacon in his 'Novum Organum' (1620) and François 'Placet' (1658) noted the correspondence between the coast of South America and Africa. Later geological evidence was found to support the idea of separated continents culminating in the concept of the evolution of the continents (Wegener, 1924 and du Toit, 1937).

By the 1920's there was a substantial amount of evidence that the continents had divided and

---

(\*) University of Durham, England.  
Note déposée le 4 Novembre 1976.

drifted apart, but the mechanism of drift movement was unknown. Holmes (1928, 1929) began to resolve this problem by suggesting continental movement was by convection currents in the earth's interior. This driving force is basically correct. Evidence of continental movement was augmented by palaeomagnetic data during the 1950's and in the 1960's palaeomagnetic studies of the rocks of the ocean floor provided the evidence for ocean floor spreading (Vine and Matthews, 1963). With a mechanism for drift the reality and significance of continental movement became widely accepted.

Reconstruction of past continent and ocean relationships has been made possible by applying detailed stratigraphical evidence in the global tectonics setting. At least two oceans surrounding Europe appear to have been closed by the approach of mobile continental plates, one in the Lower Palaeozoic and one in the Upper Palaeozoic. The collision of Europe with each of the mobile plates caused orogeny and continental accretion. In this modern geotectonic setting the accretion theory of Stille is supported and given new significance.

## I. — LOWER PALAEOZOIC ACCRETION

A review of faunal evidence led Wilson (1966) to suggest that a Proto-Atlantic ocean separated the northwestern and southwestern forelands of the Caledonian/Appalachian orogenic belt. Later Dewey (1969) elaborated Wilson's theory in terms of modern global tectonics and proposed a model in which the Proto-Atlantic ocean crust was progressively destroyed along down-thrusting zones of subduction (Benioff Zones) at the margins of the Proto-Atlantic (text-fig. 1a) until, at the end of the Lower Palaeozoic, the ocean was eliminated. This model satisfies the stratigraphical and faunal evidence well. The significance of faunal provincialism is reviewed by Dewey, Rickards and Skevington (1970) who describe trilobite and graptolite faunas which are distinct and characteristic of each side of the Proto-Atlantic. On the northwestern side, North America with Greenland and parts of Newfoundland, Ireland, Scotland and Norway is characterised by complex Ordovician deformation and metamorphism and has Ordovician Bathyrud trilobite faunas. On the southwestern side a foreland region, stabilized by the late Precam-

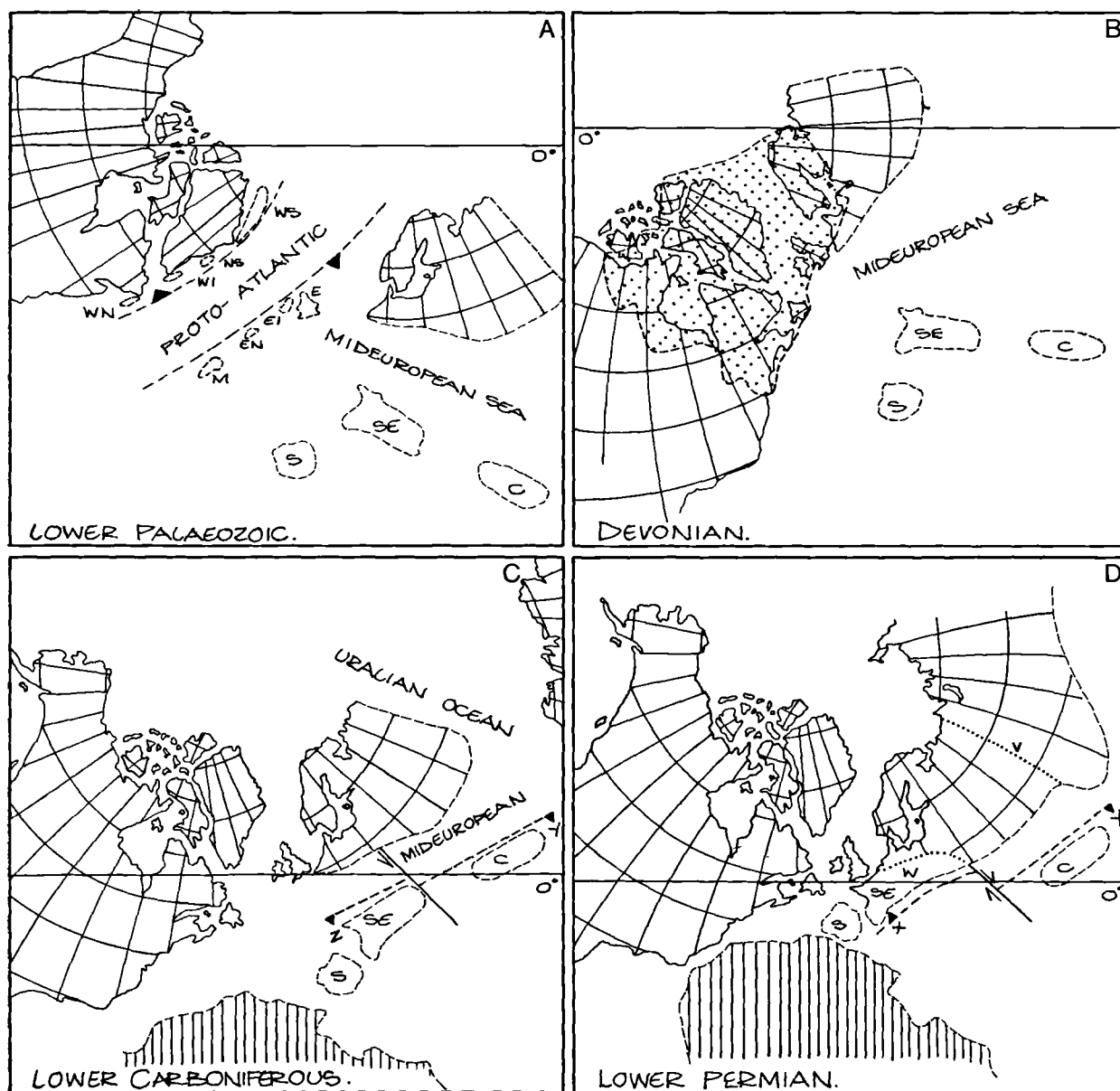
brian, has Ordovician Selenopeltid trilobites. These contrasting regions, with different faunal provinces and structural histories, are separated by a central belt characterized by Siluro-Devonian orogeny that Wilson (1966), Dewey (1969) and subsequent authors believe to represent a closed-up Proto-Atlantic ocean.

Disposition of certain slices of continental crust on the margins of the Proto-Atlantic has been clarified by detailed analysis of Ordovician trilobite faunas by Whittington (1966) and Whittington and Hughes (1972) as is shown on text-fig. 1a. In the Lower Ordovician evolution in each province seems to have been mainly independent, but in the Upper Ordovician progressive merging of provinces took place as barriers causing isolation broke down. Study of brachiopods (Williams, 1969a and b) generally support the trilobite evidence and suggest that the loss of faunal provincialism in part be attributed to the closing of the Proto-Atlantic.

The Siluro-Devonian orogeny, which resulted from the collision of the opposing sides of the Proto-Atlantic, fused North America with Greenland to the Baltic Shield. In this way the great continent of Laurasia was formed that first emerged as the Old Red Sandstone continent during the Devonian (text-fig. 1b). North Europe forms the northwest extremity of this continent. Laurasia survived until the Mesozoic but it was split, on northwesterly new sutures, at the formation of the present-day Atlantic. The present western margin of North Europe was acquired by accretion of continental crust, derived from the opposite side of the Proto-Atlantic, at the time of the Siluro-Devonian collision orogeny. This event is believed to be complex with the rafting together of smaller micro-plates, such as Britain, as well as major continental masses.

## II. — UPPER PALAEOZOIC ACCRETION

Throughout the Lower Palaeozoic three microcontinents of Spain, Southern Europe and Caucasus appear to have been separated from Northern Europe by the Mideuropean Sea (text-fig. 1A). This sea was proposed by Whittington and Hughes (1972) on evidence based on Ordovician trilobite provinces. McKerrow and Zeigler (1972), called it the Palaeozoic Rheic ocean,



Text-fig. 1. — Tentative palaeogeographical reconstructions showing the development of Europe by two phases of continental accretion during the Palaeozoic.

A, Lower Palaeozoic, mainly after Wittington and Hughes (1972), with emendations. — B, C and D, Upper Palaeozoic partly after Johnson (in press b), position of microcontinents is mainly arbitrary. Stipple ornament indicates the Old Red Sandstone continent, vertical shading on north Africa. — C, Caucasus plate. — E, England. — EI, East Ireland. — EN, East Newfoundland. — M, Parts of Maritime Canada and New England, U.S.A. — NS, Scotland. — S, Spain. — SE, South Europe plate. — V, Uralian suture. — W, Lizard line suture. — WN, West Newfoundland. — WI, North-west Ireland. — WS, West Scandinavia. — X, Tethys line suture. — Y, Lizard line subduction zone continued eastwards. — Z, Lizard line subduction zone.

and Johnson (1973a and b ; in press a and b) refers to it as the Mideuropean ocean. Its presence it suggested in the Silurian (Zeigler, 1970) and it is known in the Devonian. During the Carboniferous part of the this sea-way is believed to have closed causing a mild collision orogeny near the end of the period (Asturic). The eastern part of the Mideuropean Sea survived into the Mesozoic (Johnson, in press b) and finally closed when the Causasus plate was rafted against the Russian Platform causing a restricted orogeny (Cimmeridian). The Palaeozoic accretion of Europe was completed by the Asturic collision orogeny that rafted south Europe against eastern Laurasia (text.-fig. 1 C and D). Proof of this complicated series of events comes from structural, stratigraphical and palaeogeographical considerations which will be described in the following sections.

*Structure and Stratigraphy* : Palaeozoic Europe is divisible into a series of east-west structural belts that have been widely recognized since the work of Kossmatt (1927). In the north the paralic shelf in front of the Caledonian mountain chains forms a distinct structural belt over Britain and stretches eastwards on the margin of the Baltic Shield. This shelf was a region of instability during the Devonian and Carboniferous, but earth movements were mainly epeirogenic rather than orogenic. In the Devonian much of this shelf was emergent and formed the lowlands and foothills of the Old Red Sandstone continent. This was a period of erosion and at least one kilometre appears to have been eroded from the Devonian foothills before the beginning of the Carboniferous (Johnson, in press b). Crustal thinning caused by this erosion may have played a significant part in bringing about instability and igneous activity on the shelf. Throughout the Carboniferous the shelf tended to sink with early marine transgression of the region followed by widespread clastic deltas derived from the north and development of deep basins of sedimentation. Igneous activity, with the extrusion of alkaline basaltic magma, was widespread. No significant orogenic movements affected the shelf until the late Carboniferous (Asturic) when strong folding took place in the south as a result of mild collision of the south European Plate with Laurasia (text.-fig. 1 C and D).

The central or Hercynian belt of Europe lies in the position of the mountain chains uplifted

during the Carboniferous ; it is terminated on the south by the Alpine front. In this belt three major zones have been recognized on contrasting tectonic history and stratigraphy (Kossmatt, 1927 ; Aubouin, 1965). The Rheno-Hercynian zone in the north is characterized by culm facies that indicate shallowing conditions of deposition northwards. Devonian and Carboniferous deposits were laid down without break and orogenic activity is restricted to the late Carboniferous. This zone has similar depositional and tectonic history to the northern shelf.

The central part of the Hercynian belt is called the Saxo-Thuringian zone and has been divided into two parts (Aubouin, 1965). The northern part continues the culm sedimentation of the adjoining Rheno-Hercynian zone, but with no sediments older than Dinantian. On the south a metamorphosed Precambrian shelf is overlaid by folded Lower Palaeozoic and shallow water Devonian. The Carboniferous is transgressive with shallow and deeper water Dinantian lying unconformably below continental Westphalian and Stephanian. The southern shelf part of the Saxo-Thuringian zone is marginal with the Moldanubian zone which forms the southern part of the Hercynian belt. This is a region of ancient continental crust dominated by metamorphosed Precambrian basement, below folded Lower Palaeozoic rocks. Devonian and Dinantian deposits are shallow water sediments and culm and overlain unconformably by late Carboniferous continental limnic facies. A fragment of a southern paralic shelf against the Moldanubian axis occurs in the Moravian-Silesian basin of Czechoslovakia and Poland (Johnson, in press b). An almost complete succession of marine Devonian carbonates, Dinantian culm and Namurian cyclothem are overlain by continental Upper Namurian and Westphalian. The shoreline lay to the south and marine facies thicken northwards.

The change in structural history is particularly striking from north to south across Palaeozoic Europe. The northern belt is free from orogenic activity until the Late Carboniferous, Asturic movements. The southern belts are involved with a late Devonian Brittonic folding and with the climactic mid-Carboniferous (Sudetic) orogeny which formed the Hercynian mountain chains. The region is not affected by the Asturic movements ; in the limnic basin of the Moldanubian axis Permian follows Carboniferous without break. The change in structural history across

Europe takes place along an east-west line at the junction between the Rheno-Hercynian and the Saxo-Thuringian zone's. It is a region of intensive basic igneous activity with ophiolites and later post-orogenic Hercynian granites. The Lizard complex of southwest England lies on this line and has been identified as an ophiolite sequence that was once part of the oceanic crust (Bromley, 1975). Further east Anderson (1975) has interpreted the Harz Mountains as a mass of ophiolite and oceanic rocks which were brought into their present position in a Carboniferous age subduction zone. He suggests that the zone of subduction migrated north-westwards during the Carboniferous and that oceanic crust, moving relatively south-east, was consumed in a zone dipping towards the south-west. The tentative recognition of Carboniferous age subduction at the margin of the Rheno-Hercynian zone, together with the presence of ophiolite complexes further to the west, is evidence of a Late Palaeozoic age consuming plate margin running generally east and west across Europe; this has been called the Lizard line (Johnson, in press a).

*Palaeogeography* : When late Carboniferous facies are plotted on the map of Europe a long narrow seaway is proved running east and west along the Hercynian belt as was shown by Trueman (1946). Long narrow seaways between sizeable continental masses are evidence of the position of closed-up oceans. Thus the anomalous close juxtaposition of the paralic shorelines at each side of this sea is satisfactorily explained, in the global tectonics setting, by the closing of the intervening Mideuropean sea by consumption of oceanic crust along the Lizard line subduction zone. Faunal evidence supports the closing pattern of this ocean, for, on evidence of goniatites, this seaway connection from east to west failed during the Namurian and after this eastern and western stocks of goniatites deve-

loped independently (Ramsbottom, 1971 ; Johnson, 1973a).

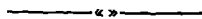
The Sudetic, mid-Carboniferous, orogeny appears to be intimately connected with the closing of the Mideuropean Sea. The orogeny was identified as Andean in type by Nicolas (1972). This fits well with the position of the Hercynian chains adjacent to the Lizard line subduction zone which dipped southwards below the margin of the South Europe plate. It is uncertain whether the South Europe plate is a single microcontinent or a series of coalesced fragments of continental crust that were originally separated by stretches of the Mideuropean Sea. Evidence of Hercynian blueschist facies with lavas in southern Brittany suggest subduction in this region, which is well south of the Lizard line (Carpenter and Civetta, 1976). Formation of Hercynian subplates during the closing of the Mideuropean Sea has also been suggested by Lorenz (1976). It is possible that when more evidence has been marshalled the South Europe plate may well prove to be a coalesced archipelago rather than a single microcontinent.

The Palaeozoic accretion of Europe was terminated by the Asturic collision orogeny during late Carboniferous times. As late Carboniferous subduction on the Lizard line came to an end northward compression formed a new zone of subduction on the south side of the South Europe plate. This is believed to have developed at the margin of the Tethys ocean and is called the Tethys Line (Nicolas, 1972 ; Floyd, 1972 ; Laurent, 1972 ; Riding, 1974). It is a northward dipping subduction zone thrusting below Hercynian Europe that may have generated some part of the later igneous activity (fig. 1 D). Active subduction on the Lizard line during the Devonian and Carboniferous followed by subduction on the Tethys line during the Permian, seems from our present knowledge, to best explain the geological history of Hercynian Europe.

#### BIBLIOGRAPHY

- 1) ANDERSON T.A. (1975). — Carboniferous Subduction Complex in the Harz Mountains, Germany. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, p. 77-82.
- 2) AUBOUIN J. (1965). — *Geosynclines*. Amsterdam, 335 p.
- 3) BROMLEY A.V. (1975). — Tin mineralization of Western Europe : is it related to crustal subduction? *Trans. Instn. Min. Metall.* (sect. B. Appl. earth sci.), 84, p. B 28-30.
- 4) CARPENTER M.S.N. and CIVETTA L. (1976). — Hercynian high pressure/low metamorphism temperature in the Ile de Groix Blueschists. *Nature, Lond.*, 262, p. 276-277.
- 5) DEWEY J.F. (1969). — Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen. *Nature, Lond.*, 222, p. 124-129.

- 6) DEWEY J.F., RICKARDS R.B. and SKEVINGTON D. (1970). — New light on the age of Dalradian deformation and metamorphism in western Ireland. *Norsk. geol. Tidsskr.*, 50, p. 19-44.
- 7) du TOIT A.L. (1937). — *Our Wandering Continent*. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- 8) FLOYD P.A. (1972). — Geochemistry, Origin and tectonic Environment of the Basic and Acidic Rocks of Cornubia, England. *Proc. geol. Ass. Lond.*, 83, p. 385-404.
- 9) HOLMES A. (1928). — Radioactivity and continental drift. *Geol. Mag.*, 65, p. 236-238.
- 10) HOLMES A. (1929). — Radioactivity and Earth Movements. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 18, p. 559-606.
- 11) JOHNSON G.A.L. (1973a). — Closing of the Carboniferous Sea in Western Europe. In: *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences* (eds. D.H. Tarling and S.K. Runcorn). London, Vol. II, p. 845-850.
- 12) JOHNSON G.A.L. (1973b). — Discussion of «Tectonic Environment of South-West England». *Proc. geol. Ass. Lond.*, 84, p. 237-239.
- 13) JOHNSON G.A.L. (In press a). — Location of the Hercynian suture in Europe. *C.R. 8th Congr. Int. Strat. Geol. Carbonif.*, Moscow, 1975.
- 14) JOHNSON G.A.L. (In press b). — European plate movement during the Carboniferous. In *Evolution of the Earth's Crust.* (ed. D.H. Tarling), London.
- 15) KOSSMATT F. (1927). — Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abhandl. Sächs. Geol. Landesanstalt*, 1, p. 1-39.
- 16) LAURANT R. (1972). — The Hercynides of south Europe - a model. *24th Int. Geol. Congr., Montreal*, 3, p. 363-370.
- 17) LORENZ V. (1976). — Formation of Hercynian subplates possible causes and consequences. *Nature, Lond.*, 262, p. 374-377.
- 18) McKERROW W.S. and ZIEGLER A.M. (1972). — Palaeozoic Oceans. *Nature, phys. Sci. Lond.*, 240, p. 92-94.
- 19) NICOLAS A. (1972). — Was the Hercynian Orogenic Belt of Europe of the Andean type? *Nature, Lond.*, 236, p. 221-223.
- 20) RAMSBOTTOM W.H.C. (1971). — Palaeogeography and goniatite distribution in the Namurian and early Westphalian. *C.R. 6th Congr. Int. Strat. Geol. Carbonif.*, Sheffield, 1967, Vol. IV, p. 1395-1400.
- 21) RIDING R. (1974). — A model of the Hercynian foldbelt. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 24, p. 125-135.
- 22) RUTTEN M.G. (1969). — *The Geology of Western Europe*. Elsevier, Amsterdam, 520 p.
- 23) STILLE H. (1924). — *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Borntraeger, Berlin, 443 p.
- 24) TRUEMAN Sir Arthur (1946). — Stratigraphical Problems in the Coal Measures of Europe and North America. *Quart. J. geol. Soc. Lond.*, 102, xlix.
- 25) VINE F.J. and MATTHEWS D.H. (1963). — Magnetic Anomalies over oceanic ridges. *Nature, Lond.*, 199, p. 947-949.
- 26) WILLIAMS A. (1969a). — Ordovician faunal provinces with reference to brachiopod distribution. In *The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales* (ed. A. Wood). Cardiff: University of Wales.
- 27) WILLIAMS A. (1969b). — Ordovician of the British Isles. In *North Atlantic - Geology and continental drift. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 12, p. 236-264.
- 28) WEGENER A. (1924). — *The origin of continents and oceans*. Methuen, London.
- 29) WILSON J.T. (1966). — Did the Atlantic close and then re-open? *Nature, Lond.*, 211, p. 676-681.
- 30) WITTINGTON H.B. (1966). — Phylogeny and distribution of Ordovician trilobites. *J. Paleont.*, 40, p. 696-737.
- 31) WITTINGTON H.B. and HUGHES C.P. (1972). — Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution. *Phil. Trans. Roy. Soc., B*, 263, p. 235-278.
- 32) ZIEGLER A.M. (1970). — Geosynclinal development of the British Isles during the Silurian Period. *J. Geol.*, 78, p. 445-479.





## Les "Schistes Aquisgrana" à Ostracodes du Dévonien supérieur-terminal en Sierra Morena orientale (Espagne)

par Jean-Luc CHARPENTIER (\*), Francis LETHIERS (\*\*\*) et Guy TAMAIN (\*)

(Planche XXXVI)

**Sommaire.** — Dans la Formation Campana de la Sierra Carolina, le passage Dévonien-Carbonifère était mal connu jusqu'ici. La découverte récente d'Ostracodes pélagiques dans un niveau : les "Schistes Aquisgrana", révèle l'existence du Famennien supérieur-Strunien dans cette partie méridionale de la Meseta ibérique. Une paléogéographie sans interruption de sédimentation est donc probable dans cette formation.

**Summary.** — In the Campana Formation of the Sierra Carolina, the Devonian-Carboniferous boundary was still unknown. The recent discovery of a pelagic Ostracods fauna in the "Schistes Aquisgrana" horizon shows the existence of the Upper Famennian-Strunian in the Southern Iberian Meseta. Also, there is probably a paleogeographical scheme without an interruption in the sedimentation for this formation.

La Sierra Morena constitue la bordure méridionale de la Meseta ibérique.

Dans sa partie orientale se trouve notamment, au pied de la Sierra Carolina, le champ filonien tardi-varisque de Los Guindos, élément septentrional du fameux district minier plombo-argentifère de Linares-La Carolina, dans le Nord de la province de Jaén (fig. 1).

### I. — HISTORIQUE DES RECHERCHES

#### 1) Du siècle dernier à 1960.

En 1883-1884, Mallada Pueyo crut pouvoir distinguer, dans le Paléozoïque de la province de Jaén, du "Silurien" (\*\*\*) et du "Cambrien".

Ce dernier, "daté" par simple analogie lithologique avec des faciès plus occidentaux, était représenté par des schistes très brillants et comme *satinés*, gris-verdâtre ou bleutés à l'affleurement, alternant avec des grauwackes qui passent très localement à un fin conglomérat (à galets de lydienne), et s'étendant entre le "Silurien" (\*\*\*) et le batholite granitique de Los Pedroches ou le Trias, voire le Miocène.

(\*) Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, 504, Faculté des Sciences de Paris-Sud, 91405 Orsay.

(\*\*) Laboratoire de Géologie Appliquée, Université de Lille I, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq.

(\*\*\*) Selon l'ancienne terminologie, c'est-à-dire : Ordovicien + "Gothlandien" (notre Silurien actuel).

Note déposée le 4 Novembre 1976.



Fig. 1. — Carte de situation du district minier de Linares - La Carolina.

En grisé : Précambrien et Paléozoïque de la Meseta ibérique.

De Alvarado (1922, 1923 et 1926) souligna cependant l'absence totale de critères paléontologiques pour attribuer ces schistes satinés au Cambrien.

Pour Hernandez Pacheco (1926) et Puig de la Bellacasa (1926) par contre, tout le Paléozoïque de la province était ordovicien.

En 1923-1926, Henke trouva une empreinte de coquille striée et des restes de plantes indéterminables dans des niveaux schisteux ainsi que des articles de tiges d'Encrines dans les horizons conglomératiques, et compara ses

trouvailles à celles de Carbonell T. F. (1926 a, b, c, et d) dans la province voisine de Cordoue. Il eut le grand mérite de rapporter l'ensemble de ces formations — ses "*Strates Campana*", qu'il définit dans le cours moyen et inférieur du rio de la Campana, à Los Guindos (au Nord de La Carolina) — au Culm (?) cf. Dinantien (1926).

Ultérieurement, Fernandez y Menendez Valdes et al. (1930-1931) découvrirent dans les grès ferrugineux décalcifiés du Cabezo de San Pablo et de la Cabeza del Castillo (près du Cortijo de la Alcolehuela) — stratigraphiquement situés entre le Silurien fossilifère et les dites "*Strates Campana*", et affleurant à une vingtaine de kilomètres à l'Est de La Carolina — une riche faune qu'ils attribuèrent à un Dévonien inférieur de faciès rhénan.

Les auteurs de la Carte géologique de la province de Jaén, au 1/400.000<sup>e</sup> (I.G.M.E., 1945), figurèrent un autre affleurement dévonien entre le rio Guadalen et la Casa de Cristalinas, au Nord-Ouest de Santisteban del Puerto.

## 2) De 1960 à nos jours.

Dès 1961, l'un d'entre nous (G. T.) avait été intrigué par la situation, *apparemment au sein des "*Strates Campana*",* de quartzites lenticu-

laires à l'Ouest et Nord-Ouest d'El Centenillo, près de Los Guindos.

Or, Henke (1926) avait attribué leurs homologues du Sud de Los Guindos au dernier terme du Cycle ordovicien, et les voyait chevaucher les "*Strates Campana*".

Des recherches appropriées, dans les parages nord-occidentaux d'El Centenillo (Cerro del Juego de Bolos, Casa de Nava-la-Rubia, Casa de Mora et Casa de Ministivel), montrèrent la nette interstratification (fig. 2) de ces quartzites dans une partie relativement inférieure des schistes satinés. Furent alors définis (Tamain et Péran, 1967 ; Péran et Tamain, 1967) les termes de "*Formation Campana*", pour l'ensemble situé au-dessus du Silurien ou du Dévonien inférieur ; "*Quartzites Campana*", pour les seuls quartzites et grès en lentilles interstratifiées dans la partie inférieure de la "*Formation Campana*"; tandis qu'était conservé le terme de "*Strates Campana*" (Henke, 1926), pour tous les membres lithostratigraphiques de ladite formation autres que ces quartzites (tab. I). Enfin, l'ensemble schisto-grauwackeux à conglomérats intraformationnels était mis en parallèle avec le Culm viséen de l'Europe méridionale : Montagne Noire, province pyrénéenne, Corse...

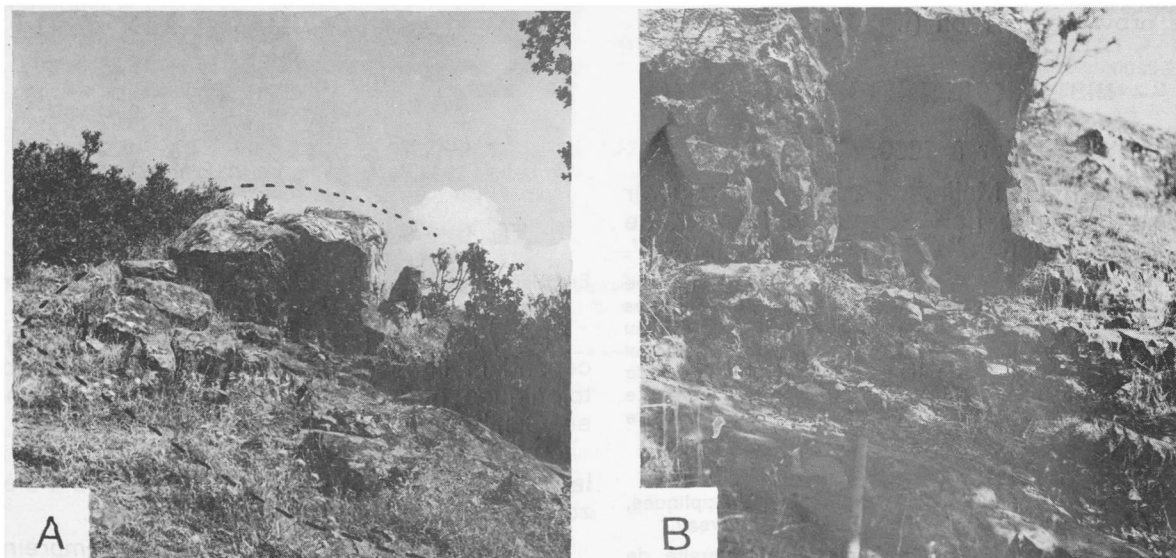


Fig. 2. — Lentille de "*Quartzites Campana*" des alentours immédiats de la Casa de Mora (NO d'El Centenillo). Lentille de grès et grès-quartzite, de couleur plutôt sombre ; des passées plus fines, schisteuses et grésoschisteuses s'y observent.

A : Vue d'ensemble.

B : Vue de détail.

échelle stratigraphique		CEINTURE PYRITEUSE IBERIQUE (L.J.G. Schermerhorn, 1971)	SIERRA MORENA ORIENTALE	
sup.	VISEEN	"CULM" - à rares conglomérats	"COMPLEXE DE FACIES FLYSCH, DE TYPE CULM" - à niveaux de plantes - à conglomérats intraformationnels (à galets de lydienne)	F O R M A T I O N
		"COMPLEXE VOLCANO-SILICEUX" - à jaspes, radiolarites - à kératophyres, tufs	"SCHISTES A NIVEAUX SILICEUX" - à radiolarites - avec témoins microscopiques d'une lointaine activité volcanique ex- plosive, acide	
TOURNAISIEN		- à basites, spilites, et très rares hyperbasites		
STRUNIEN	Tn1a	"GROUPE DES PHYLLITES - QUARTZITES"	"QUARTZITES CAMPANA"  "SCHISTES" { - "SCHISTES A UISGRANA" SURTINES { - faciès INFERIEURS" { normal	
FAMENNIEN	Fa2 Fa1			
FRASNIEN		?	?	
			Complexe à dominante gréseuse	

Tableau I. — Position stratigraphique de la Formation Campana et corrélation avec la Ceinture pyriteuse du Sud-Ouest ibérique

Dans les régions plus orientales, l'équipe de Münster apporta une contribution importante.

Ainsi, dans les secteurs du Cabezo de San Pablo et de la Alcolehuela, Butenweg (1968) mit notamment en évidence, au-dessus du Dévonien inférieur (Siegénien et cf. Emsien) en continuité apparente avec le Silurien sous-jacent et en-dessous de notre "Formation Campana", du Frasnien très fossilifère.

Parallèlement, la faune des grès ferrugineux décalcifiés de la Cabeza del Castillo-Alcolehuela faisait l'objet d'une nouvelle détermination et son âge était daté, avec une meilleure précision, du Frasnien inférieur à inférieur-moyen (Drot, 1968, in Tamain, 1972).

Mais plusieurs problèmes restaient posés, tels que la part des interférences tectoniques, l'importance de la phase (épirogénique) reussienne, la nature du passage du Frasnien au Carbonifère, l'existence ou l'absence de la phase orogénique bretonne, le problème du Tournaisien, etc.

Certains litho-faciès du Juego-de-Bolos et de Ministivel (El Centenillo) furent retrouvés au Sud de Torre Alver (Aldeaquemada), ce qui permet de dire que la "Formation Campana", viséenne dans sa partie supérieure, était néo-dévonienne dans sa partie inférieure (Poupon et Tamain, 1969).

Par contre, d'autres litho-faciès semble, sur le terrain, se retrouver indifféremment à plusieurs niveaux, ce qui limite évidemment la valeur des analogies d'ordre purement lithofacial (Tamain, 1972).

En 1974, l'un de nous (J.L. C.) découvrit un niveau à Ostracodes dans les schistes immédiatement sous-jacents aux "Quartzites Campana" du Sud de Los Guindos : leur détermination et attribution chronostratigraphique (F. L.) éclaire d'un jour nouveau le Paléozoïque supérieur est-marianique et, notamment, le passage du Dévonien au Carbonifère.

## II. — CONTEXTE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

### 1) La " Formation Campana ".

Dans la région d'El Centenillo-Los Guindos, où elle a été définie, elle repose directement sur les " Schistes à *Monograptidés* " siluriens, ou bien, parfois, sur des niveaux à dominante gréseuse cf. éodévoniens.

De fructueuses corrélations ont pu être établies avec le Paléozoïque supérieur du Sud-Ouest ibérique, principalement de la ceinture pyriteuse de Huelva-Rio Tinto (Tamain, 1972). Ultérieurement précisées lors de l'excursion qui suivit la réunion de la Commission Internationale de la Carte Géologique de l'Europe (Madrid, Octobre 1974), ces corrélations suggèrent aujourd'hui un nouveau découpage de ladite formation (tab. I).

#### a) Les schistes satinés inférieurs.

Ladite formation débute, en effet, par plusieurs dizaines de mètres de schistes noirs, ardoisiers, satinés à l'affleurement, et admettant des passées schisto-gréseuses et gréseuses milli- à centimétriques : par exemple, sur la rive occidentale de l'arroyo de Valbueno, au pied de la Casa de Ministivel (O d'El Centenillo).

Au Sud de Torre Alver (Aldeaquemada), à moins de 200 m à l'Est-Sud-Est du Cortijo de Baldomero, fut jadis localisé (Tamain, 1972) un niveau de schistes fins, tendres, brun à ocre brûlé à l'affleurement, à *Conchostracés* indéterminables, et situé en-dessous de l'équivalent local des " *Quartzites Campana* ".

#### b) Les " Quartzites Campana ".

Originellement définis à l'Ouest et Nord-Ouest d'El Centenillo, ils ont été retrouvés : d'abord, au Sud de Los Guindos ; puis, plus à l'Est, au Sud d'Aldeaquemada et en Sierra Morena extrême-orientale ; enfin, plus à l'Ouest, au Nord de la Virgen de la Cabeza, en bordure du batholite de Los Pedroches.

Ils sont constitués par des quartzites et des grès, aux teintes très variables (généralement sombres), et admettant localement des passées schisteuses à schisto-gréseuses. Leur allure est lenticulaire et caractérisée par de brusques variations de puissance et de faciès (fig. 2), ce qui explique la grande discontinuité de leurs affleurements et, aussi, la difficulté de relier les diverses lentilles entre elles, comme à la Casa de Mora (NNO d'El Centenillo) (fig. 3).

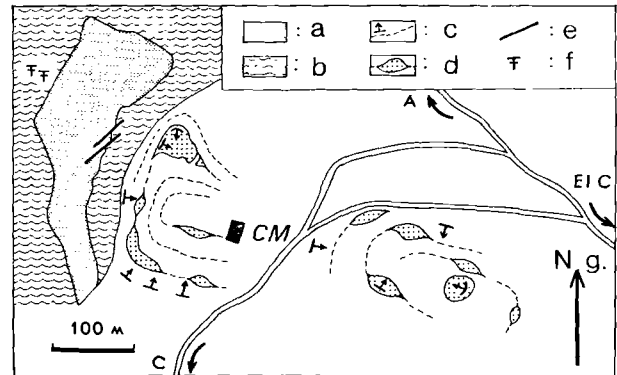


Fig. 3. — Les lentilles de " Quartzites Campana " de la zone de la Casa de Mora (NO d'El Centenillo).

a, OrdoVICIEN (" Quartzites supérieurs "). — b, Silurien. — c, " Formation Campana ". — d, " Quartzites Campana ". — e, failles. — f, gites fossilifères.

El C. : vers El Centenillo. — A : vers l'ancien puits d' " Avetarda ". — C : vers La Colonia. — C.M. : Casa de Mora.

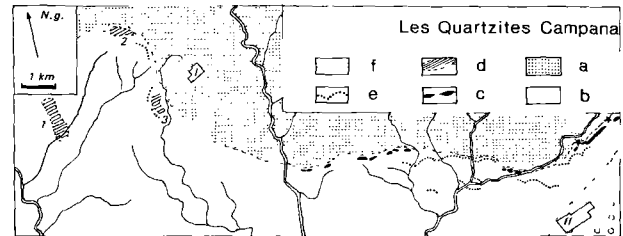


Fig. 4. — Carte de situation des " Quartzites Campana " d'El Centenillo - Los Guindos.

a, OrdoVICIEN et Silurien. — b, " Formation Campana ", — c, lentilles de " Quartzites Campana ". — d, ensembles de lentilles de " Quartzites Campana ". — e, conglomérats intraformationnels (à galets de lydienne) de la partie inférieure du complexe à flysch. — f, couverture récente (Trias et Miocène).

Les étoiles signalent les deux gites à Ostracodes.

(à partir de Tamain, 1967).

Dans la région d'El Centenillo-Los Guindos, les " *Quartzites Campana* " dessinent une telle guirlande discontinue au large de la limite " *Schistes à Monograptidés* " - " *Formation Campana* " (fig. 4).

#### c) Les schistes à niveaux siliceux.

Ces schistes et alternances schisto-gréseuses plutôt fines renferment de petits niveaux radiolaritiques :

tel celui, épais de 3-4 cm à peine, brunâtre à ocre brun, affleurant sur la sente d'El Centenillo aux arroyos de

Garfan et de Posada-Vieja, à quelques dizaines de m au NO-NNO au-delà du haut cours de l'arroyo de Valbueno.

Leur puissance n'est pas connue avec précision : de plusieurs dizaines de m (au moins) à 100 ou 200 m, voire plus ?

d) *Le Complexe de faciès flysch, de type Culm.*

Ce complexe comprend des schistes, des schistes grauwaqueux, des grauwaques et des conglomérats intraformationnels (Henke, 1926 ; Tamain et Péran, 1967 ; Péran et Tamain, 1967 ; Fuganti, 1968 ; Tamain, 1972).

Les schistes, fissiles et silteux, constituent, avec les schistes grauwaqueux et les grauwaques fines ou grossières, des séquences granoclassées, rythmées, présentant de fréquents rubanements et, localement, des stratifications entrecroisées.

Les conglomérats intraformationnels, d'allure lenticulaire, se situent toujours près des ensembles lithostratigraphiques précédents (fig. 4). Ils contiennent notamment des galets de lydienne (riche en Radiolaires), de rares articles d'Encrines (arrachées à leurs prairies, balayées par les "avalanches" de matériel détritique grossier, disloquées et démembrées durant le transport), des fragments d'Algues, de Bryozoaires, de Tétracoralliaires et de Lamelibranches, ainsi que des *Fusulinacea* sp.

Des niveaux schisteux à schisto-grauwaqueux ont livré des restes végétaux (Henke, 1926 ; Charpentier, 1976). Le principal gisement connu est situé au Nord de Los Alarcones, au bord même de la route d'El Centenillo à Los Escoriales (par "La Colonia") ; il a fourni d'abondants débris flottés de tiges et de tissus ligneux, plutôt mal conservés et silicifiés, d'*Archaeocalamites radiatus* Brongn. : comme le genre *Archaeocalamites* s'est développé essentiellement au Dinantien, sa fréquence ici indique vraisemblablement cette époque, bien que l'espèce *A. radiatus* Brongn. ait survécu jusqu'au Namurien inférieur (Danzé, 1967, in Tamain, 1972).

2) *Remarque.*

A la suite de Carbonell T. F. (1926) à Cordoue et de Henke (1926) à Los Guindos, et jusqu'à une date très récente, l'ensemble des terrains correspondant à la "Formation Campana" était très classiquement considéré comme caractérisé à la fois par une sédimentation de faciès flysch, et par un âge jugé d'abord cf. dinantien, puis néodévono-dinantien.

En fait, cette formation comprend au moins deux complexes bien distincts : l'un, schisteux à schisto-gréseux, avec des grès-quartzites et des niveaux siliceux ; l'autre, schistograuwaqueux, à conglomérats intraformationnels, d'âge viséen *pro parte*.

III. — LES "SCHISTES AQUISGRANA"

Ces schistes ont été individualisés tout récemment (1974) au Sud de Los Guindos (Charpentier, 1976).

En deux endroits, ils ont livré de nombreuses empreintes d'Ostracodes, dont seule l'ornementation externe nous est donc parvenue.

Ils présentent le même lithofaciès que le niveau schisteux à Conchostracés du Cortijo de Baldomero, au Sud de Torre Alver (Aldeaque-mada).

1) *Localisation des gîtes fossilifères.*

a) *Le premier gisement* (fig. 5) se trouve à quelque 250 m au Sud-Est du Castillo, dit encore Castillo de la Rosa ou de Las Navas (au NNO de Las Navas de Tolosa), en bordure de la route menant précisément à l'ancien groupe minier de "La Rosa".

Ses coordonnées sont les suivantes :  $x = 3^{\circ} 35' 37''$  ;  $y = 38^{\circ} 17' 55''$  [carte topographique au 1/50.000<sup>e</sup>, n° 19-35 (884), La Carolina, édit. 1967].

b) *Le second gisement* est situé à peu près à mi-pente de la colline que contourne la grande boucle de la route de terre de La Carolina au groupe minier de "La Aquisgrana", à 200 m au Sud-Est de ce dernier.

Ses coordonnées sont les suivantes :  $x = 3^{\circ} 36' 37''$  ;  $y = 38^{\circ} 17' 50''$  (*Ibid.*).

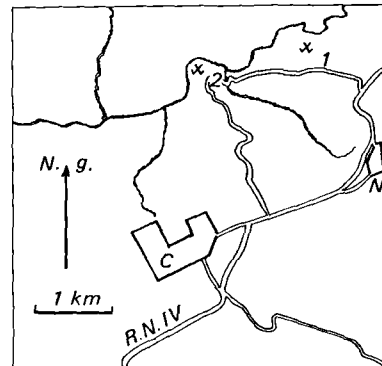


Fig. 5. — Carte de situation des gîtes à Ostracodes. 1 : au SE de l'ancienne mine du "Castillo". — 2 : au SE de l'ancienne mine d' "Aquisgrana". C : La Carolina. — N : Las Navas de Tolosa.

## 2) Position stratigraphique.

Il fut impossible de relever la moindre coupe détaillée tant soit peu continue dans l'un ou l'autre de ces deux gisements.

Par contre, la tranchée de l'ancienne voie ferrée de La Carolina-El Centenillo fournit, juste au Sud des groupes miniers de "La Rosa" et de "La Aquisgrana", une belle coupe dans la partie haute des schistes satinés inférieurs et dans les "Quartzites Campana" sus-jacents qui s'établit ainsi, de haut en bas (fig. 6) :

- 13 : de 60,00 à 57,50 m : alternances schisto-gréseuses, ocre jaune à verdâtre, à Orthocératidés à la base ;
- 12 : de 57,50 à 56,50 m : banc massif de quartzite gris-vert rosé ;
- 11 : de 56,50 à 54,40 m : fines alternances à dominante gréseuse, rouge-violacé, à nombreux Orthocératidés ;
- 10 : de 54,40 à 53,60 m : banc massif de quartzite blanc-gris, d'épaisseur variable ;

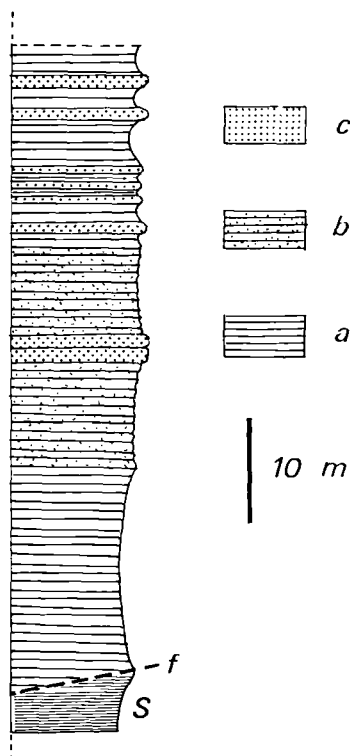


Fig. 6. — Coupe de référence des "Schistes Aquisgrana". S, schistes du Silurien. — a, schistes rouges. — b, alternances de schistes et de quartzites (en petits bancs). — c, quartzites en bancs massifs. — f, faille.

- 9 : de 53,60 à 49,60 m : psammites et schistes, rouge violacé ;
- 8 : de 49,60 à 45,40 m : alternances de schistes bruns (à Orthocératidés) et de quartzites blancs à beiges (à ichnites diverses, pistes et traces de fousissage) ;
- 7 : de 45,40 à 42,30 m : alternances grése-schisteuses, finement litées, rouges ;
- 6 : de 42,30 à 41,30 m : bancs massifs de quartzites verts, gris et rouges, à interlits schisteux ;
- 5 : de 41,30 à 40,30 m : schistes très fins, rouges ;
- 4 : de 40,30 à 32,10 m : alternances de quartzites vert-sombre à brun-noir (en 15 bancs de 5-6 cm chacun), de grès à grain grossier, et de schistes jaunâtres ;
- 3 : de 32,10 à 30,00 m : ensemble de deux gros bancs (de 1 m chacun) de quartzite gris-vert, séparés par des schistes rouge-violacé (10 cm) ;
- 2 : de 30,00 à 20,00 m : alternances de bancs (de 15-20 cm chacun) de quartzites et de niveaux schisteux (de 10 cm chacun) ;
- 1 : de 20,00 à 0,00 m : ensemble de schistes très fins, brun-rouge, identiques aux schistes fossilifères des deux gîtes de référence, et admettant à son sommet de petites lentilles (de 20 à 30 cm de puissance chacune) quartzitiques.

Ces formations sont en contact, par une faille (fig. 6 f), avec les schistes noirs andalousitiques du Silurien, métamorphique (S.).

## 3) Biostratigraphie.

Les schistes orangés des deux gisements fossilifères portent de nombreux restes d'Entomozoïdés. Il s'agit d'empreintes de l'ornementation externe de ces Ostracodes Myodocopida qu'on découvre en délitant la roche. Trois espèces sont reconnues jusqu'ici.

### *RICHTERINA (RICHTERINA) STRIATULA*

(Richter, 1848)

(Pl. XXXVI, fig. 3-4)

Cette espèce, de loin la plus abondante, est ubiquiste et connue depuis la Chine du Sud, la plate-forme russe, la Pologne, la Thuringe, le Massif ardenno-rhénan jusqu'au Massif armoricain et l'Angleterre. Dans son sens strict, sa répartition va du Famennien supérieur basal jusqu'au Carbonifère basal.

**RICHTERINA (MATERNELLA) HEMISPHERICA**  
(Richter, 1848)  
(Pl. XXXVI, fig. 2)

Cette espèce a été signalée en Allemagne, dans le Massif armoricain et l'Angleterre. Elle se localise du Famennien supérieur au Strunien (= Tn1a *sensu* Conil et Lys, 1970).

**RICHTERINA (MATERNELLA) cf. EXORNATA**  
(Matern, 1929)  
(Pl. XXXVI, fig. 1)

L'espèce *R. (M.) exornata*, connue en Allemagne, se répartit dans le Famennien supérieur et peut-être dans le Strunien (= Tn1a *sensu* Conil et Lys, 1970).

L'âge des "Schistes Aquisgrana" donné par ces trois espèces est donc Famennien supérieur-Strunien (Fa2-Tn1a), ce qui correspond aux zones à *Clymenia* et *Wocklumeria* (toV-toVI). Cette découverte constitue la première référence biostratigraphique de Dévonien supérieur-terminal en Sierra Morena orientale et alentour.

#### 4) Considérations paléo-écologiques et implications paléo-géographiques.

Ces Entomozoïdés, au mode de vie réputé pélagique, se rencontrent souvent dans des faciès lutitiques, qui contiennent en outre des petits Lamellibranches, des Orthocératidés..., comme c'est pratiquement le cas en Sierra Carolina. Il semble que leur test fragile se conservait sous forme d'empreintes lorsque le milieu de sédimentation était peu oxygéné, voire réducteur.

Ainsi, le Dévonien supérieur-terminal est-marianique apparaît caractérisé — avec les schistes satinés inférieurs — par un milieu de sédimentation calme, peu oxygéné et apparemment d'une certaine profondeur de dépôt, qui va se charger progressivement — avec l'apparition des premiers termes de "Quartzites Campana" — en apports détritiques épisodiques : preuve d'une légère, et très précoce, instabilité du fond sous-marin. Autrement dit, après la grande homogénéité — depuis les Monts de Tolède jusqu'aux Hautes Sierras méridionales (dont fait partie la Sierra Carolina), et depuis l'Atlantique jusqu'aux confins extrême-orientaux de la Sierra Morena, c'est-à-dire sur presque 200 km × 600 km — des sédimentations ordovicienne, silurienne..., et peut-être même éodévo-

nienne (?), toutes de caractère peu profond, nous aurions là, à la fin du Dévonien, les premiers témoins du début d'organisation — avec enfoncement du fond sous-marin, apparition de dépressions éphémères, préparation des futures « fosses à Culm »... — de ce qui va devenir une partie active de la zone mobile varisque ouest-européenne.

#### 5) Corrélations.

Malgré la pauvreté de la "Formation Campana" est-marianique en macrofossiles et la faible spécificité de ceux-ci, des essais de corrélations par analogie biostratigraphique et lithofaciale, avaient été néanmoins tentés récemment (Tamain, 1972, t. 1, p. 345-346 et t. II, p. 507-518 ; Charpentier, 1976, p. 35-37) : c'est pourquoi la précision apportée par les Ostracodes revêt ici la plus grande importance.

a) *Corrélations avec la Ceinture pyriteuse du Sud-Ouest ibérique.*

Elles sont résumées dans le tableau I.

b) *Corrélations avec le Massif armoricain (France).*

D'autres corrélations, à la fois plus générales et partielles, peuvent être établies.

Dans le bassin de Laval (Pelhatte, 1967), le complexe à Culm est bien développé ; il comprend notamment :

— un terme inférieur (Dévonien supérieur ?) qui repose directement sur le Couvinien ;

— un terme supérieur, détritique (Viséen supérieur) ;

ces deux termes sont, il est vrai, séparés par une sédimentation calcaire.

Dans le bassin de Châteaulin, il est fait état (Conquéré, 1966 ; Sagon, 1966 et 1969 ; Boyer, 1976) d'un volcanisme dinantien, polymorphe, qui n'est pas sans rappeler — au point de vue pétrographique — celui de la Ceinture pyriteuse ibérique.

### CONCLUSION

La découverte des présents Ostracodes révèle l'existence du Famennien supérieur-Strunien en Sierra Morena orientale.

Ainsi donc, ici, la "Formation Campana" est bien d'âge néodévono-dinantien et la limite Dévonien-Carbonifère passe au-dessus des

“Schistes Aquisgrana” : peut-être même, par référence au Sud-Ouest ibérique, entre les “Quartzites Campana” et les “Schistes à niveaux siliceux”.

Cette découverte, d'autre part, infirme l'hypothèse d'une lacune du Famennien au Tournaisien (Butenweg, 1968). En effet, aucune discontinuité n'a, à ce jour, été décelée au sein de la “Formation Campana” et, jusqu'à présent,

rien ne prouve qu'il y en ait une entre celle-ci et le Frasnien inférieur à inférieur-moyen sous-jacent.

Ainsi, aucune anomalie, aucune discordance angulaire — introduite par une quelconque phase (orogénique) bretonne, au sens où elle a été définie, à l'origine, à la limite du Dévonien et du Carbonifère — n'est décelable en ces terres marianiques.

## BIBLIOGRAPHIE

### I. — GEOLOGIE REGIONALE

#### 1) Sierra Morena orientale et centrale.

- 1) ALVARADO A. de (1922). — Note sur les plissements hercyniens et la formation filonienne du massif Est de la Sierra Morena. *XIII<sup>e</sup> Congr. Géol. Internat.*, Bruxelles, p. 441-484.
- 2) ALVARADO A. de (1923). — Region Este de Sierra Morena. *Bol. Inst. Geol y Min. España*, 3<sup>e</sup> sér., t. XLIV, IV, p. 299-445, Madrid.
- 3) BUTENWEG. P. (1968). — Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Provinz Jaén, Spanien). *Münsters. Forschung. z. Geol. u. Paläont.*, H. 6, Münster.
- 4) CARBONELL A. (1926a). — Nota sobre la clasificación geologica de los estratos paleozoicos en la Sierra Morena. *Revista minera*, 01-01-1926, Madrid.
- 5) CARBONELL A. (1926b). — Nota sobre los estratos paleozoicos en la Sierra Morena. *Bol. Ext. XIV Congr. Geol. Internat.*, Madrid.
- 6) CARBONELL A. (1926c). — Depositos considerados como cambricos en el Sur de España, que deben pasar al Culm y al Devoniano. Contribución al estudio de las series paleozoicas de la Sierra Morena. *C.R. XIV Congr. Géol. Internat.*, 20 p., Madrid (1927).
- 7) CARBONELL A. (1926d). — La linea tectonica del Guadalquivir. *XIV Congr. Géol. Internat.*, guia de la excursion A-4, Madrid.
- 8) CHARPENTIER J.L. (1976). — Géologie et métallogénie de la Sierra Carolina (Jaén, Espagne). *Thèse 3<sup>e</sup> Cycle*, Fac. Sc. Paris-Sud, 1 vol. ronéo., 156 p. 55 fig., 1 dépl., 1 carte h.-t., Labo. Géol. Struct. et Appl., 504 - Orsay (inédit).
- 9) DUPUY de LOME E., NOVO y F. CHICARRO P. de (1926). — Guías geológicas de las líneas ferreas de España : Madrid-Sevilla. *XIV Congr. Géol. Intern.*, Madrid.
- 10) FERNANDEZ y MENENDEZ VALDES A., ALVARADO A. de, MESEGUER J. (1931). — Memoria explicativa de la Hoja geologica n° 885, *Santisteban del Puerto*, 1/50.000°. *Instituto Geologico y Minero de España*, Madrid.

- 11) FUGANTI A. (1967). — Ricerche geologiche e minerarie nella parte orientale della Sierra Morena (Andalusia, Spagna). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 86, p. 703-713, 9 fig.
- 12) FUGANTI A. (1968). — Ricerche stratigrafiche, petrografiche e strutturali nella zona mineraria di Linares (Spagna meridionale). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 87, p. 677-711, 20 fig., 1 tabl., carte dépl.
- 13) MALLADA PUEYO L. (1884). — Reconocimiento geologico de la provincia de Jaén. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. XI, 55 p., 1 carte h.-t. coul., Madrid.
- 14) HENKE W. (1926). — Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén, Spanien). [Mit einer palaeontologisch-stratigraphischen Mitteilung von A. Born]. *Abhandl. Senckenberg. natürl. Gesells.*, Bd. XXXIX, H. 2, p. 185-204, 1 carte dépl. coul., Frankfurt-am-Main.  
Traduit en espagnol : a) Guia de la excursion A-3, *XIV Congr. Géol. Internat.*, Cia Minero-Metallurgica de Los Guindos édit., La Carolina, 1926 ; b) Aportación a la Geologia de Sierra Morena en la parte Norte de La Carolina (Jaén) [con un informe paleontologico-estratigrafico por A. Born]. *Public. extranj. Geol. Esp.*, t. VII, n° 2, p. 71-99, 1 carte dépl. coul., C.S.I.C., Instit. Invest. Geol. “Lucas Mallada”, Madrid, 1953.
- 15) HEREZA J., ALVARADO A. de (1926). — Les gisements métallifères de Linares et Huelva. *XIV Congr. Géol. Internat.*, excursion A-3, Madrid.
- 16) HERNANDEZ PACHECO E. (1926). — La Sierra Morena y la llanura bética (Sintesis geologica). *XIV Congr. Géol. Internat.*, I.G.M.E., Madrid.
- 17) HERNANDEZ PACHECO E., PUIG de la BELLACASA N. (1926). — Guia geologica de Despeñaperros (Sierra Morena). *XIV Congr. Geol. Internat.*, I.G.M.E., Madrid.
- 18) HERNANDEZ SAMPELAYO P. (1935). — El sistema cambriano. *Explic. Nuevo Mapa Geol. España*, al 1/1.000.000°, Mém. I.G.M.E., Madrid.
- 19) INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (I.G.M.E.). (1889). — Mapa geologico de España, al 1/400.000°, n° 44, Provincia de Jaén, *Com. Mapa Geol. Esp.*
- 20) INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1945). — Mapa geologico de España, al 1/400.000°, n° 44, Provincia de Jaén, 2<sup>e</sup> édit.



- 21) KETTEL D. (1968). — Zur Geologie der östlichen Sierra Morena in Grenz bereich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien). *Münsters. Forsch. z. Geol. u. Paläont.*, H. 8, Münster.
- 22) PERAN M. (1971). — Contribution à l'étude de la géologie de la région de Venta de Los Santos (Jaén, Espagne). *Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Fac. Sc. Paris-Sud, Labo. Géol. Struct. et Appl.*, 504-Orsay (inédit).
- 23) PERAN M., TAMAIN G. (1967). — La "Formation Campana" dans le Nord de la province de Jaén (Espagne). *C.R. Ac. Sc., Paris, sér. A, t. 265, p. 844-847, 1 carte.*
- 24) POUPON G. (1971). — Contribution à l'étude géologique de la région d'Aldeaguemada (Jaén, Espagne). *Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Fac. Sc. Paris-Sud, Labo. Géol. Struct. et Appl.*, 504-Orsay (inédit).
- 25) POUPON G., TAMAIN G. (1969). — Les "Quartzites Campana" et le Néodévonien est-marianique (Espagne). *C.R. Ac. Sc., Paris, sér. D, t. 268, p. 475-478, 2 fig.*
- 26) RICHTER P. (1967). — Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andres (östliche Sierra Morena, Spanien). *Münsters. Forschung. z. Geol. u. Paläont.*, H. 3, Münster.
- 27) TAMAIN G. (1972). — Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). *Arch. origin. C.N.R.S., A.O. 7335, Paris, 12 Juin 1972. Thèse Doc. ès-Sciences, Fac. Sc. Paris-Sud, 7 Déc. 1972, 3 vol., 1052 p., 90 fig., nombr. tabl., 27 pl. photo., 935 référ. biblio.*
- 28) TAMAIN G., PERAN M. (1967). — Geologie fondamentale et appliquée de la haute vallée du Rio Pinto (Ouest du Centenillo, Jaén, Espagne). *Trav. Lab. Géol. Struct. et Appl. - G.R.G., ronéo., 49 p. 36 fig., 3 tabl., 3 diagr., 3 coupes, 4 cartes dépl., Paris (inédit).*
- 2) **Ceinture pyriteuse du Sud-Ouest Ibérique.**
- 29) PRUVOST P. (1912). — Sur la présence de fossiles d'âge dévonien supérieur dans les "Schistes à Nereites" de San Domingo. *Com. Serv. Géol. Portugal*, t. IX, p. 58-68. Lisboa.
- 30) PRUVOST P. (1914). — Observations sur les terrains dévoniens et carbonifères du Portugal et sur leur faune. *Com. Serv. Géol. Portugal*, t. X, p. 1-21 (29 Déc. 1913). Lisboa.
- 31) SCHERMERHORN L.J.G. (1970). — Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal. *Geol. en Mijnbouw*, vol. 49 (6), p. 439-450, 2 cartes, 1 fig.
- 32) SCHERMERHORN L.J.G. (1971). — An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite belt. *Bol. Geol. y Min., t. LXXXII, fasc. III-IV, p. 239-268, 3 fig., 1 tabl., I.G.M.E., Madrid.*
- 33) TEIXEIRA C. (1954). — Notas sobre Geologia de Portugal. O sistema Permo-Carbonico. Lisboa, 1954, 55 p.
- 3) **Massif armoricain.**
- 34) BOYER C. (1968). — Mise en évidence d'ignimbrites dans le Culm du Bassin de Laval (Massif armoricain). *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, p. 68.
- 35) BOYER C. (1976). — Les grandes périodes d'activité volcanique au cours des temps paléozoïques dans les Massifs armoricain et central. *Bull. B.R.G.M., 2<sup>e</sup> sér., sect. I, n° 1, p. 3-24, 6 fig.*
- 36) CONQUERE F. (1966). — La série spilitique intrusive dévonienne de Bolazec et ses liens pétrogénétiques avec le volcanisme dinantien de la région de Huelgoat (Nord-Finistère). *C.R. Ac. Sc., Paris, t. 262, p. 1406-1409.*
- 37) CONQUERE F., OVTRACHT A. (1963). — Volcanisme dinantien de la bordure septentrionale du Synclinal de Châteaulin (région de Huelgoat, Finistère). *C.R. Ac. Sc., Paris, t. 257, p. 2689-2691.*
- 38) PELHATTE A. (1967a). — Le Carbonifère inférieur du Bassin de Laval, Massif armoricain. *Thèse Doct. ès Sciences. Rennes, 315 p., 81 fig., 17 pl. photo.*
- 39) PELHATTE A. (1967b). — Stratigraphie et paléogéographie du Carbonifère inférieur du Bassin de Laval, Massif armoricain. *VI<sup>e</sup> Congr. Internat. Stratigr. Géol. Carbonifère, Sheffield, 11-16 Septembre 1967, vol. IV, p. 1349-1358, 1 tabl., 2 cartes. 1971.*
- 40) SAGON J.P. (1966a). — Orogenèse hercynienne précoce et volcanisme dans le Sud-Est du Bassin de Châteaulin (Côtes-du-Nord). *91<sup>e</sup> Congr. Nation. Soc. Sav., sect. Sc., t. II, p. 299-311, 1 tabl., Rennes, 1967.*
- 41) SAGON J.P. (1966b). — Précisions sur le volcanisme acide dinantien à l'Ouest de la butte Saint-Michel (région de Saint-Martin-des-Près, Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VIII, p. 766-768, 1 tabl., 2 photos.*
- 42) SAGON J.P. (1967). — Sur la complexité du volcanisme dinantien dans la partie orientale du Bassin de Châteaulin : découverte d'une série spilitite-kérotophyre dans la région de Saint-Martin-des-Près (Côtes-du-Nord). *C.R. Ac. Sc., Paris, t. 264, p. 1561-1564, 1 fig.*
- 43) SAGON J.P. (1969). — Le volcanisme dinantien dans la partie orientale du Bassin de Châteaulin : région de Saint-Martin-des-Près, Allineuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XI, p. 561-573, 4 fig. 2 grands tabl., 1 pl.*
- II. — ENTOMOZOÏDES
- 44) GOODAY A.J. (1974). — Ostracod ages from the upper Devonian purple and green slates around Plymouth. *Proc. Ussher Soc., vol. 3, part. 1, p. 55-62, 1 fig., 1 tabl.*
- 45) GROOS-UFFENORDE H. et UFFENORDE H. (1974). — Zur Mikrofauna im höchsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon im nördlichen Sauerland. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., vol. 102, p. 58-87, 5 pl., 7 fig., 5 tabl.*
- 46) GRUENDEL J. (1962). — Zur Phylogenetik und Taxonomie der Entomozoidae (Ostracoda) unter Ausschluss der Bouciinae. *Geologie, 11<sup>e</sup> ann., vol. 10, p. 1184-1203, 11 fig.*
- 47) LETHIERS F. (1975). — Les Entomozoidés (Ostracodes) du faciès Matagne dans le Frasnien sud-occidental de l'Ardenne. *Géobios, n° 8, fasc. 2, p. 135-138, 2 fig.*
- 48) MATERN H. (1929). — Die Ostracoden des Oberdevons. I. *Abh. preuss. geol. Landesanst., N.F. 118, 100 p., 5 pl.*
- 49) RABIEN A. (1954). — Zur Taxonomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. *Abh. hess. Land. Bodenforsch., vol. 9, 268 p., 5 pl., 4 tabl., 7 fig.*

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXXVI

Ostracodes des "Schistes Aquisgrana", Sierra Carolina  
(Sierra Morena orientale, Espagne).

Fig. 1. — *Richterina (Maternella) cf. exornata* (Matern,  
1929). Gr. = 45.  
Gisement 1, El Castillo. MEB.

Fig. 2. — *Richterina (Maternella) hemispherica* (Richter,  
1848). Gr. = 30.  
Gisement 2, La Aquisgrana. MEB et microscope  
photonique.

Fig. 3-4. — *Richterina (Richterina) striatula* (Richter, 1848).  
MEB.

3. - Gisement 2, La Aquisgrana.

a : vue d'ensemble, Gr. = 40 ;

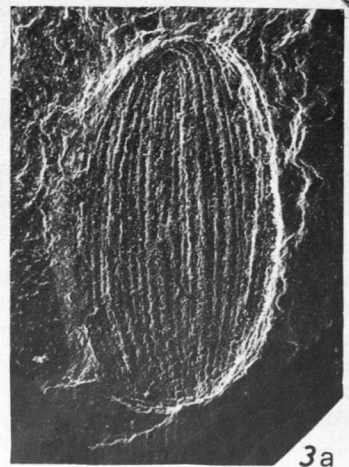
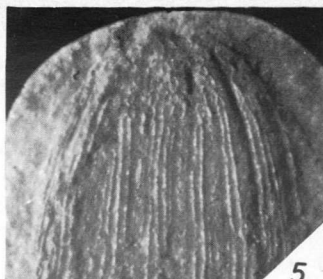
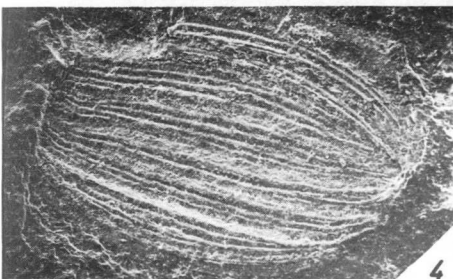
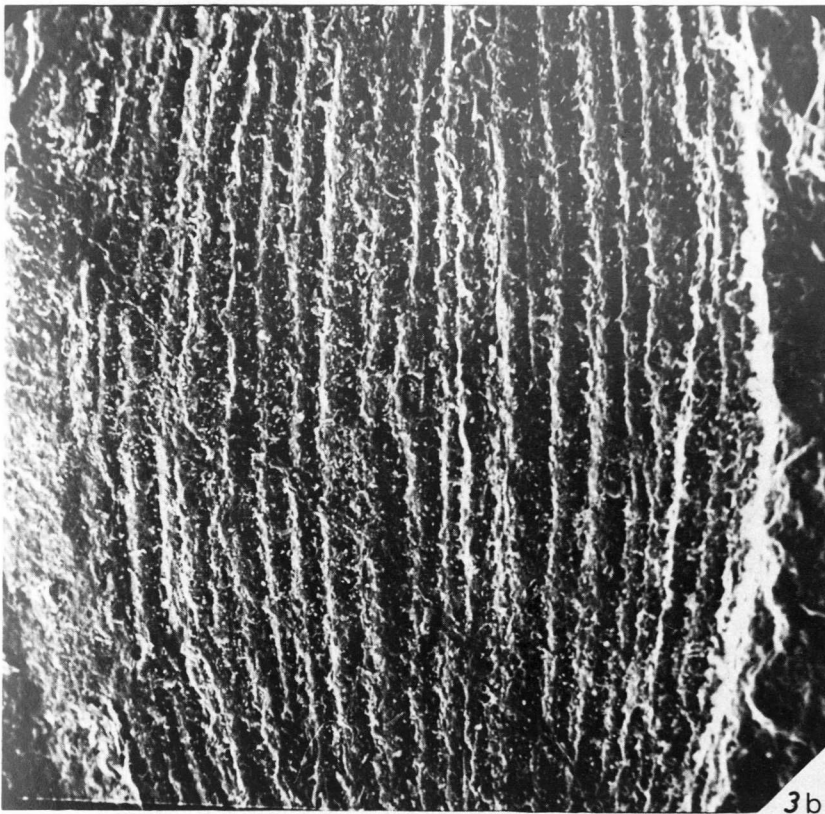
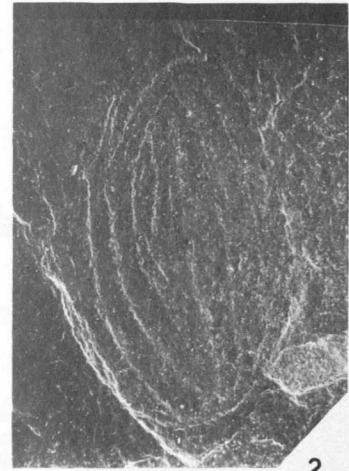
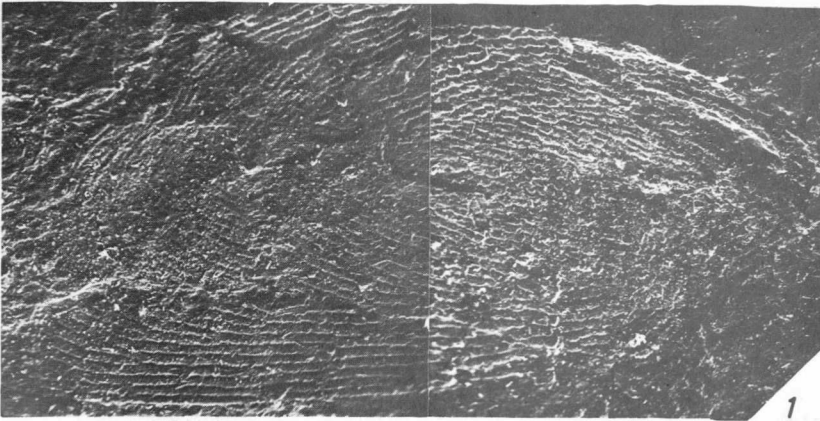
b : détail de la région centrale montrant quel-  
ques bifurcations et intercalaires entre les  
côtes parallèles ainsi qu'une trace "en échar-  
pe" de la schistosité, Gr. = 155.

4. - Gisement 1, El Castillo. Gr. = 30.

Fig. 5. — *Richterina (Richterina) striatula* (Richter, 1848) ?  
Gr. = 45. Côtes irrégulières se résolvant en une  
sorte de réticulation vers l'extrémité. Mauvaise  
conservation ?

Gisement 1, El Castillo.

————— « » —————





## Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique (\*)

par R. CONIL (\*\*), E. GROESSENS (\*\*\*) et H. PIRLET (\*\*\*\*)

*Sommaire.* — Ce travail explicite et illustre de nouvelles divisions du Dinantien classique de la Belgique. Des zones à Foraminifères et à Conodontes sont définies ; de nouveaux étages sont proposés. Ces éléments sont appliqués à un tableau de corrélations internationales (USA, Europe occidentale, Turquie, URSS).

*Summary.* — This work details and illustrates new divisions of the classic Dinantian of Belgium. Foraminiferan zones and Conodont zones are defined ; new stages are proposed. These elements are applied to a chart of international correlation (USA, W. Europe, Turkey, URSS).

### INTRODUCTION

La comparaison de nombreuses coupes du Dinantien d'Europe et du Mississippien des Etats-Unis avec le Dinantien traditionnel de la partie centrale du Synclinorium de Dinant nous amène à considérer celui-ci comme un site unique par son accessibilité, par la possibilité d'y trouver une succession complète dans un rayon de quelques kilomètres, par la richesse de ses zones paléontologiques se succédant régulièrement, par la variété de ses faciès. Les nombreuses publications consacrées au Dinantien de la Belgique en ont fait d'autre part le site le mieux connu sous les aspects paléontologi-

ques et lithologiques ; il a d'ailleurs été utilisé mondialement comme référence depuis le siècle dernier et l'état actuel des connaissances en micropaléontologie permet encore d'accroître la précision des corrélations (Bouckaert et Streel, 1974).

Aucune lacune stratigraphique n'est connue de la base au sommet du Dinantien là où il a été défini, c'est-à-dire dans la région même de Dinant. Il faut savoir que, le Dinantien de cet endroit étant plissé, la plupart des coupes sont tronquées à leur base ou à leur sommet, ou affectées par une brèche dynamique. Cependant, la juxtaposition de ces coupes nombreuses et se recouvrant stratigraphiquement permet de reconstituer sans difficulté une échelle complète du Dinantien.

Le phénomène de la " Grande Brèche " dynamique du Dinantien a pu être élucidé ; elle ne constitue pas un niveau stratigraphique et doit donc être exclue de la colonne stratigraphique du Dinantien type (Pirlet, 1972).

Le présent travail a pour but de clarifier certaines imprécisions de nomenclature, d'incidence pratique mineure dans les corrélations, et d'adapter l'échelle biostratigraphique et chronostratigraphique du Dinantien à la finesse des zones paléontologiques qui s'y succèdent plutôt qu'à sa durée chronologique.

---

(\*) La présente note est une mise au point, corrigée et complétée par les stratotypes du Dinantien de la Belgique, d'un travail qui a fait l'objet d'une publication dans *Mededelingen Rijks Geologische Dienst, N.S., Vol. 27, n° 3*, intitulée : *Dinantian rocks in the subsurface North of the Brabant and Ardenno-Rhenisch massifs in Belgium the Netherlands and the Federal Republic of Germany.*

(\*\*) Université Catholique de Louvain, Institut Géologique. Laboratoire de Paléontologie, Place Louis Pasteur, 3, B-1348 Louvain-la-Neuve (Belgique).

(\*\*\*) Service géologique de Belgique, rue Jenner, 13, B-1040 Bruxelles (Belgique).

(\*\*\*\*) Université de Liège, Laboratoire de Géologie, B-4000 Sart Tilman, par Liège I (Belgique).

Note déposée le 4 Novembre 1976.

Les limites chronostratigraphiques choisies coïncident exactement ou presque avec des limites traditionnelles qui ont longuement fait leurs preuves et servi mondialement de repères ; seule leur hiérarchie a parfois été modifiée dans le but de faire correspondre, dans la région type, les divisions chronostratigraphiques avec des zones de grande extension mondiale et de rendre ainsi plus aisée la corrélation des nouveaux étages. Dans la pratique, la précision des corrélations atteint ainsi un degré très satisfaisant par rapport à la durée des unités comparées. L'acquis des auteurs anciens, en particulier dans le domaine des macrofaunes peut être transféré sans difficulté dans les divisions nouvelles et garde toute sa valeur.

## I. — CHARTE BIOSTRATIGRAPHIQUE DU DINANTIEN TYPE

Le Dinantien type peut être aisément divisé en zones à Foraminifères et en zones à Conodontes, que nous désignerons par de nouveaux symboles :

— la première lettre, D ou C, indique le Système dans lequel la zone atteint son développement maximum. Elle ne signifie pas du tout que cette zone soit restreinte au Dévonien ou au Carbonifère ;

— la deuxième lettre, c ou f, nous renseigne s'il s'agit de zones à Conodontes ou à Foraminifères ;

— le chiffre indique la position relative de la zone dans le Système ;

— la lettre grecque indique la sous-zone.

Les trois premiers éléments du symbole peuvent aussi être remplacés par le guide équivalent :  $Cc1\gamma = Siphonodella \gamma$ .

En Europe occidentale, les zones à Foraminifères tournaisiens étant relativement pauvres, ne permettent pas d'établir des subdivisions aussi précises qu'en Europe orientale : la zone à *Chernyshinella* est divisée en sous-zones provisoires, tandis que la zone à *Tournayella* n'a pas encore été divisée.

Un problème analogue existe pour les zones à Conodontes dans la plus grande partie du Viséen.

Les extensions stratigraphiques possibles sont figurées par des lignes interrompues. Les apparitions et les disparitions utilisées pour définir les zones sont figurées par des triangles.

### A) Zones à Foraminifères.

Dans la région type du Dinantien, ces zones ont été établies en 1964 par Conil et Lys, avec la collaboration de Pirlet pour la partie supérieure du Viséen. Elles n'ont subi depuis lors que des améliorations mineures ; seules leur hiérarchie et leur désignation sont amendées dans le présent travail.

Df1 : Zone à *Nanicella*.

Egalement caractérisée par la présence des *Semitextulariidae*.

Df2 : Zone à *Septatournayella* et à tournayelles primitives.

Ces guides se développent après la dispartition des *Nanicella* et des *Semitextulariidae*.

Df3 : Zone à *Quasiendothyra*.

Zone basée sur l'apparition du genre guide. L'accroissement de la taille et la différenciation des parois de *Quasiendothyra* permettent une division en sous-zones basée sur l'apparition des caractères.

*Septabrunsiina kingirica*, *Tournayellina beata* et *Paracaligelloides florennensis* apparaissent dans le Df3 $\delta$ . *Quasiendothyra kobeitusana* (et *Quasiendothyra konensis*) indiquent la base de la sous-zone  $\epsilon$ . *Endothyra parakosvensis struniana* est commune, tandis qu'apparaissent *Septabrunsiina comblaini* et les grandes *Klubovella*.

Cf1 : Zone à *Chernyshinella*.

Zone caractérisée par le développement et l'épibole de *Chernyshinella glomiformis*, rare dans la partie terminale de la zone précédente. De nombreux *Endothyridae* et *Tournayellidae* ont des loges "chernyshinellides". Apparitions de septa renflés et plus tard de projections basales chez les endothyres.

Cette zone est interrompue en Europe occidentale et orientale par des niveaux défavorables (zone à uniloculaires ou Cf1 $\alpha'$ ), caractérisés par l'épibole de *Septabrunsiina rudis*.

Cf2 : Zone à *Tournayella*.

Développement de grandes *Tournayella* montrant, par la différenciation des parois, le passage aux *Forschiinae*. Développement des endothyres avec des dépôts basaux puissants et de tournayellides similaires.

En comparaison avec l'Europe orientale, cet assemblage est très pauvre et restreint à un seul horizon en Europe occidentale.

Cf3 : Zone à *Tetrataxis - diversa*.

Apparition des premiers *Tetrataxidae*, d'*Eotextularia diversa* et de *Lugtonia monilis*. Cette zone est chronologiquement plus réduite, mais a l'avantage d'être plus ou moins équivalente à la zone à *anchoralis*, d'extension mondiale (Cc3).

Cf4 : Zone à *Eoparastaffella*.

Apparition quasi contemporaine d'*Eoparastaffella*, de *Dainella* et de *Valvulinella*. *Pachysphaerina pachysphaerica* peut aussi indiquer le début du Viséen. Importantes migrations venant principalement d'Europe

orientale (*Brunsia*, *Spinoendothyra*). *Eoendothyranopsis* et *Loeblichia fragilis* apparaissent dans la zone. *Endospiroplectamma* a son épibole dans le même intervalle. *Eblanaia michoti* est également un guide du Cf4 $\alpha$  en Europe occidentale.

Les Archaediscidae et *Plectogyranopsis menneri solida* indiquent la base de la sous-zone suivante. Les algues *Koninckopora inflata* et *K. tenuiramosa* apparaissent à la base du Cf4 $\delta$ .

Cette zone forme une unité par les caractères primitifs des Archaediscidae et des Fusulinacées et par leur association avec les *Dainella* et des endothyres particulières.

Cf5 : Zone à *Koskinotextularia - nibelis*.

Les Palaeotextulariidae à ouverture criblée et *Quasiendothyra* (?) *nibelis* apparaissent au moment où une nouvelle faune succède à l'assemblage primitif de la zone à *Eoparastaffella*. Beaucoup d'*Archaediscus* ont un enroulement sigmoïdal et, en règle générale, les derniers tours de toutes les espèces tendent à devenir évolutives (stade *involutus* passant au stade *concausus*). Apparition d'*Endothyranopsis* primitives et développement de *Lituotubella glomospiroides*, *Forschiella*, *Endothyra omphalota* et de grandes *Globoendothyra*. *Nodosarchaediscus* (*Nodosarchaediscus*), très rare dans le Cf4 $\delta$ , peut être commun dans la partie terminale de la zone.

Cf6 : Zone à *Asperodiscus*.

Un étoilement initial apparaît chez les Archaediscidae (*Asperodiscus* et *Nodasperodiscus*). La première manifestation du phénomène n'est pas facile à déceler dans la succession, aussi la base de la zone a-t-elle été désignée en un point précis : la base du V3b $\alpha$  de Pirllet, 1968. L'apparition d'*Endothyra spira*, de grands *Archaediscus* et de *Vissariotaxis compressa* est également caractéristique.

La première apparition de *Nodosarchaediscus incertus* peut distinguer la sous-zone  $\beta$ .

La sous-zone  $\gamma$  est spécialement caractérisée par l'apparition de *Bradyina rotula*, *Cribrostomum*, *Howchinia bradyina*. De rares *Asteroarchaediscus*, des *Archaediscus* au stade *angulatus*, des *Pseudoendothyra* bien développées, *Palaeotextularia* ex gr. *longiseptata*, *Biseriella*, *Endothyranopsis crassus*, *Ianischewskina* et d'autres guides comme *Saccaminopsis carteri* et *Fasciella kisilla* peuvent également contribuer à l'identification de cette sous-zone.

Les sous-zones  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  ont la même signification que celles utilisées par Pirllet en 1968.

L'apparition de *Warnantella*, *Loeblichia paraammonoides*, *Euxinella* ex gr. *efremovi*, le développement des petits *Asteroarchaediscus* et la première grande abondance de petits *Nodosarchaediscus* sont les caractères principaux permettant l'identification de la sous-zone  $\delta$ . La partie supérieure de cette sous-zone n'est pas connue en Belgique.

Cf7 : Zone à *Eosigmoilina*.

La présence du guide caractérise l'extension de la zone. Il est associé à *Monotaxinoides* qui pourrait apparaître plus tôt (Montagne Noire, Vachard). Les guides suivants peuvent également aider à reconnaître la zone dès sa partie inférieure : *Howchinia*

avec structure tubulaire ombicale. *Loeblichia minima*, *Eostaffella prostproikensis*, *Eostaffella paraprovae*, *Eostaffella pseudostruvei*, *Pseudoendothyra illustria* et *Pseudoendothyra globosa*.

En Europe occidentale, les assemblages sont endémiques et peuvent seulement être reconnus par la grande abondance d'*Asteroarchaediscus* et par la présence des *Archaediscus* et *Ammarchaediscus* au stade *tenuis*.

Cf8 : Zone à *Millerella*.

Non encore découverte en Europe occidentale.

Cf9 : Zone à *Pseudostaffella antiqua*.

Découverte dans le Nord de la France par Lys.

*N.B.* - Il est remarquable de constater que les limites de certaines zones à Foraminifères coïncident pratiquement avec celles des zones à Conodontes.

Dans des séquences continues et en présence d'évolution progressive, les limites ont été désignées dans des coupes de références (Bouckaert et Streel, 1974).

## B) Zones à Conodontes.

Zones à *costatus*.

Le "Famennien terminal", incluant le Calcaire d'Etrœungt et le banc massif et souvent oolithique qui forme la base du Calcaire d'Hastière, a livré une faune qui permet d'établir le parallélisme avec les zones créées par Ziegler (1962-1969) et repérées mondialement. Ces couches contiennent en effet un certain nombre de genres et espèces caractéristiques : *Bispathodus costatus*, *Bi. aculeatus plumulus*, le genre *Patrognathus* (les deux derniers cités se retrouvant jusque dans le "Tn2bc" du Synclinorium de Namur), *Bisp. aculeatus aculeatus*, *Protognathodus kockeli* et *Prot. meischneri* ainsi que les derniers représentants des genres typiquement dévonien : *Icriodus* et *Pelekysgnathus*. Il existe également à ce niveau de nombreux *Polygnathus* et *Pseudopolygnathus*.

Une révision récente de certaines de ces formes a abouti à la description de *Polygnathus streeli* Dreesen, Dusar et Groessens, 1976, de *Polygnathus paprothae*, *Pseudopolygnathus conili* et *Pseudopolygnathus graulichii* Bouckaert et Groessens, 1977.

Cc1 : Zone à *Siphonodella*.

La topozone couvre toutes les formations, depuis le Calcaire d'Hastière, sauf son extrême base, jusqu'aux Calcschistes de Maredsous. *Siph. cooperi* apparaît dans la partie inférieure du Calcaire d'Hastière (Tn1b $\alpha$ ) suivie de près par les premières *Siphonodella*

*obsoleta* (Tn1b $\gamma$ ). De ces deux espèces, seule *S. obsoleta* est abondante ; on la trouve en association avec *Polygnathus inornatus* et *Pseudopolygnathus dentilineatus* ; cette dernière évolue pour donner naissance à *Pseudopolygnathus primus* qui se maintient dans la partie inférieure de la zone suivante. Les autres espèces de cette association disparaissent brusquement dans le premier banc du Calcaire d'Yvoir.

Dans de nombreux autres pays, le genre *Siphonodella* a permis la création d'une série de zones biostratigraphiques basée sur les différentes espèces du genre. Dans le Synclinorium de Dinant, les seules subdivisions actuellement possibles sont basées sur l'apparition, au sein de cette zone, des premiers représentants de *Siphonodella cooperi* ( $\alpha$ ), de *Siphonodella obsoleta* ( $\beta$ ) et du genre *Gnathodus* ( $\gamma$ ).

Dans le Synclinorium de Namur, des conditions écologiques particulières ont permis le développement d'une faune plus variée, comprenant, outre les guides cités : *Siphonodella quadruplicata*, *Clydagnathus*, de nombreux *Patrognathus* et *Bispathodus aculeatus plumulus*, ainsi qu'une faune riche de *Polygnathus* et *Pseudopolygnathus*.

Cc2 : Zone à *Polygnathus communis carina*.

Topozone caractérisée par la présence de *Pol. communis carina*. Cette sous-espèce est apparue en Belgique peu après l'extinction du genre *Siphonodella* ; ses premiers représentants se distinguent par la présence de rides parallèles à la lame alors que ces rides formées de nodules alignés prennent plus tard une orientation oblique par rapport à celle-ci. Cette forme est extrêmement commune et représente souvent plus de 80 % des Conodontes extraits.

C'est au sein de cette unité que se situe également l'épibole de *Pseudopolygnathus multistriatus*, espèce qui, associée à *Gn. semiglaber*, a donné son nom à une zone américaine (Collinson, Scott et Rexroad, 1962). Le genre *Gnathodus* prend son essor dans cette zone mais l'apparition des espèces est difficile à déceler en raison de la présence de nombreuses formes intermédiaires. Nous voyons également apparaître en Belgique les premiers représentants de *Pseudopolygnathus triangulus*. L'épibole de *Ps. triangulus pinnatus* se situe au sommet de cette zone alors que celle de *Ps. triangulus triangulus* est un peu plus récente ; cette sous-espèce est également moins fréquente.

La zone à *carina* de l'Ivorien peut être subdivisée en un certain nombre d'unités, selon l'association avec d'autres Conodontes très caractéristiques.

Cc2 $\alpha$ . Sous-zone à *Dollymae hassi* et *Dollymae* sp. A Voges.

Topozone basée sur la présence, assez peu commune il faut le reconnaître, des *Dollymae* à double rangée de denticules sur la lame libre.

Cette sous-zone, ou zonule, est restreinte à la partie basale de la zone à *Pol. communis carina*.

Cc2 $\beta$ . Sous-zone à *Spathognathodus* cf. *bultyncki*. Topozone caractérisée par la présence de la forme caractéristique qui lui a donné son nom. Elle débute pratiquement dans le Synclinorium de Namur au niveau du "délit à la terre bleue" (limite conven-

tionnelle Tn3b/Tn3c) pour se terminer dans les calcaires à cherts de la formation de Malon-Fontaine.

Cc2 $\gamma$ . Sous-zone à *Spathognathodus bultyncki*.

Cette sous-zone, qui se surimpose à la précédente au sein d'une lignée évolutive (Austin et Groessens, 1972), est caractérisée par la présence de *Spathognathodus bultyncki*. Cette unité se termine à l'apparition de *Dollymae bouckaerti*. Les spécimens juvéniles de *D. bouckaerti* se confondent facilement avec *Sp. bultyncki* ; il n'est pas, dès lors, exclu de retrouver cette dernière espèce dans la sous-zone suivante.

Cc2 $\delta$ . Sous-zone à *Dollymae bouckaerti*.

Topozone caractérisée par la présence de *Dollymae bouckaerti*. Cette espèce étant ubiquiste en Europe et d'extension verticale très réduite, la sous-zone proposée est le meilleur repère actuellement disponible. C'est au sommet de cette unité qu'a été découvert le Nouveau Genre B Groessens (1971), ainsi que les formes de transition entre ce dernier et *Staurognathus*.

Cc3 : Zone à *Scaliognathus anchoralis*.

Topozone caractérisée par la présence d'un guide de répartition mondiale, *Sc. anchoralis*. Les épiboles de *Gnathodus simplicatus* et de *Pseudopolygnathus longiposticus* se situent au sein de cette zone. Les épiboles de *Polygnathus bischoffi* et de *Gnathodus texanus pseudosemiglaber* se situent au sommet de cette unité et se prolongent dans l'unité suivante. C'est au sein de cette zone que se rencontrent les derniers représentants de *Polygnathus communis communis*. Cette espèce, très commune, était apparue au cours du Dévonien supérieur. Le genre *Pseudopolygnathus* disparaît progressivement, à l'exception de *Pseudopolygnathus longiposticus* rencontré dans des unités lithologiques attribuées traditionnellement à la base du Viséen (Dendre, Ourthe).

Trois sous-zones ont été créées au sein de la Zone à *Sc. anchoralis*.

Cc3 $\alpha$ . Sous-zone à *Doliognathus latus*.

Topozone caractérisée par la présence de l'espèce qui lui a donné son nom. Il existe un léger décalage entre la base de cette sous-zone et la base de la Zone à *anchoralis*.

De rares spécimens d'*Eotaphrus burlingtonensis* ont été trouvés dans cette sous-zone. Il existe donc localement une oappelzone.

Cc3 $\beta$ . Sous-zone à *Eotaphrus burlingtonensis*.

Caractérisée par la partie de la topozone de l'espèce guide située au-dessus de l'oappelzone mentionnée plus haut.

Cc3 $\gamma$ . Sous-zone à *Scal. anchoralis* seul.

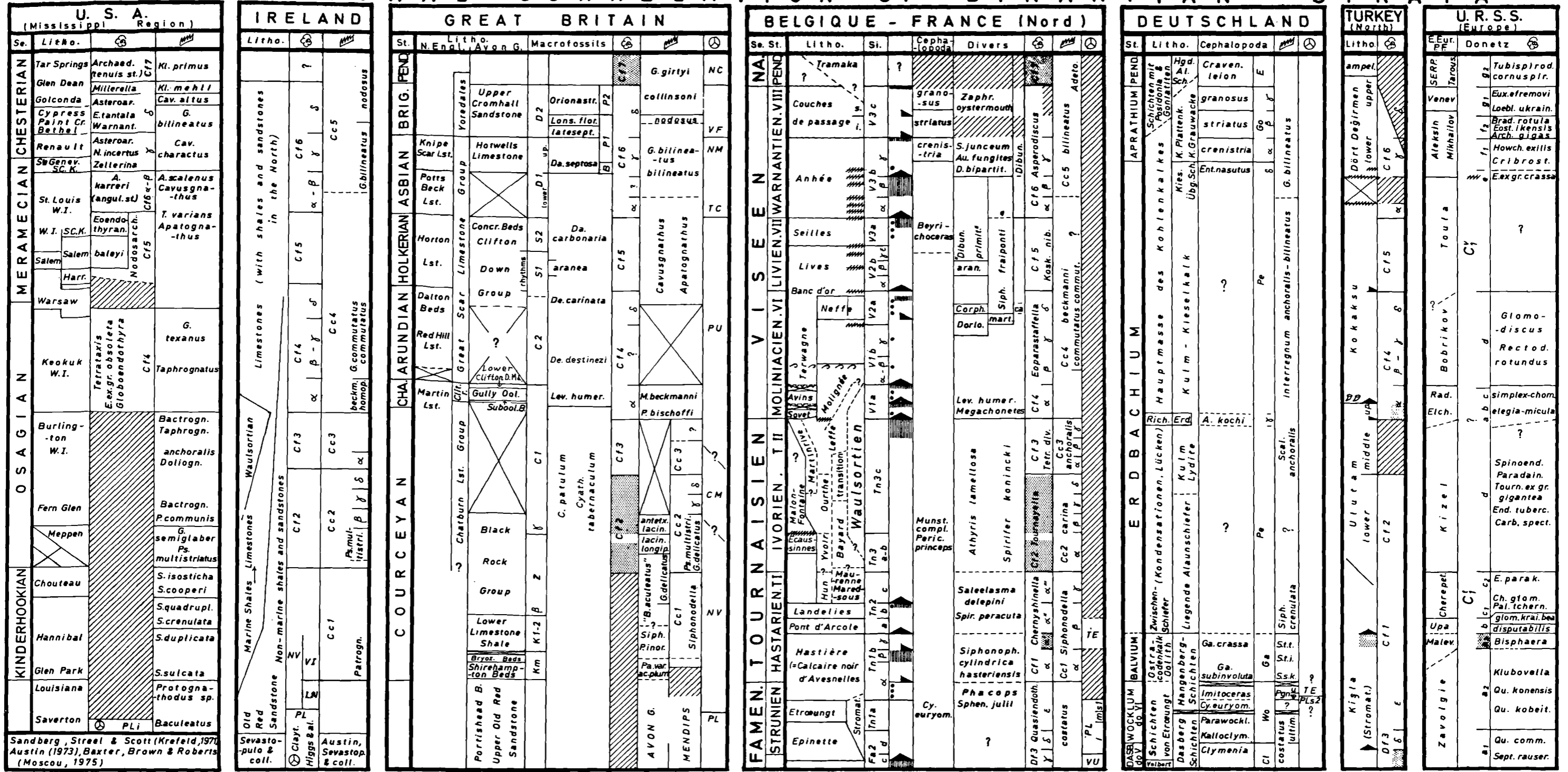
Interzone située entre les derniers *Eotaphrus* et les premiers *Mestognathus*.

Cc4 : Zone à *Mestognathus beckmanni*.

Cette unité biostratigraphique, dont la base coïncide pratiquement avec la base du Viséen dans la coupe type de Dinant, est caractérisée par la présence de *Mestognathus beckmanni* sans qu'il soit possible à l'heure actuelle de préciser sa limite avec la zone à *bilineatus*.



# INTERNATIONAL CORRELATION OF DINANTIAN STRATA



Conit R., Austin R., Bless M., Dill N., Groessens E., Lees A., Longstaey P., Lys M., Paproth E., Pirllet H., Poty E., Ramsbottom W.H.C., Sevastopulo G.

LOUVAIN - LA - NEUVE, 1976 b  
Réalisé avec l'aide du F.N.R.S.

Tableau I



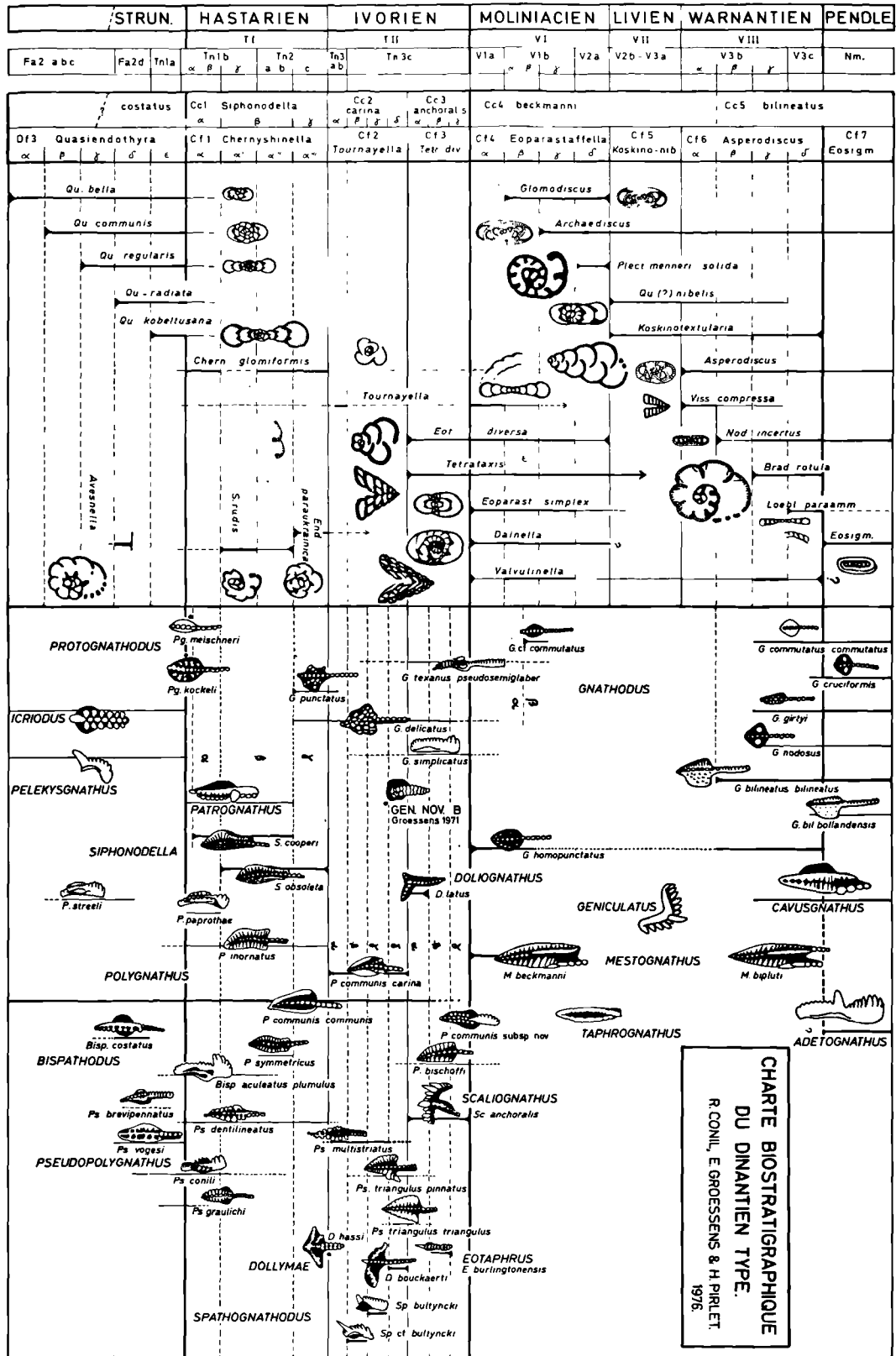


Tableau II

La partie inférieure de cette zone correspond avec les épiboles de *Gnathodus texanus pseudosemiglaber* et de *Polygnathus bischoffi*. Ces deux formes sont associées à *Gnathodus simplicatus* et à *Gnathodus homopunctatus*. A la base du V1b, daté par *Archaeodiscidae*, apparaît une forme, caractérisée par une lame large surmontant une cavité basale étroite et allongée, que nous avons dénommée *Gnathodus cf. commutatus*.

Remarquons qu'au sein de cette zone, la faune s'appauvrit considérablement pour disparaître presque entièrement dans la partie médiane des couches à *Glomodiscus*. Seuls ont été trouvés à ce jour des représentants du genre *Taphrognathus*.

Cc5 : Zone à *Gnathodus bilineatus*.

Dans la partie terminale du Warnantien, les Conodontes réapparaissent progressivement pour aboutir à une riche faune de *Gnathodus*, associée à *Mestognathus bipluti* et *Cavusgnathus cristatus*. Une révision des moments d'apparition de ces différentes formes est envisagée, mais ne pourra conduire, étant donné l'interzone précitée, qu'à l'établissement d'une zonation locale dépendant du rétablissement des conditions favorables au développement des Conodontes.

Signalons enfin l'apparition du genre *Adetognathus* dans l'Encrinite de Tramaka (Austin et al., 1974).

## II. — NOUVELLE DIVISION EN ETAGES DU DINANTIEN TYPE

### Hastarien. T I.

Base :

*Hastière*, sentier des Vignes, sur la rive gauche de la Meuse, au NE de l'église d'Hastière-Lavaux : base du premier lit calcschisteux du Calcaire d'Hastière, reposant sur un gros banc avec oolithes qui en forme la partie tout à fait inférieure (Bouckaert et Streel, 1974, C2b).

Coupes de référence :

- Carrière de Maurenne (*Ibid.*, C3) et coupe de la route de Dinant à Yvoir (*Ibid.*, B2, 2) qui en montrent le sommet de l'Hastarien sous des faciès différents.
- Coupe d'Insemont, ancienne localité type du Calcaire d'Hastière, montrant en particulier la partie médiane de l'Hastarien, c'est-à-dire les Schistes à *peracuta* (Conil, 1964, p. 28-31, fig. 5).
- Coupe du pont-rail d'Anseremme, montrant à proximité de Dinant l'évolution rythmique de la plus grande partie de l'Hastarien (*Ibid.*, C1).

Puissance : 80 m.

Cet étage, reconnaissable mondialement par ses Conodontes, comprend pratiquement le Tn1b et tout le Tn2 de la littérature antérieure. Les différences (1,50 m à la base ; 0,45 m au sommet) ne portent que sur des bancs pauvres en macrofaunes, limitant des couches beaucoup plus riches.

### Ivorien. T II.

Base :

Yvoir, route de Dinant, sur la rive gauche de la Meuse, en aval du pont ; base d'une couche de calcschiste à coraux, épaisse de 75 cm et recouvrant le premier banc à chert (45 cm) du Calcaire d'Yvoir (Groessens et Conil, 1973).

Coupes de référence :

— Vallée de la Molinee, route montant vers Salet (Bouckaert et Streel, 1974, B6).

On y voit la partie supérieure de l'Ivorien, particulièrement riche en Conodontes.

Puissance : 85 m.

L'Ivorien commence à 0,45 m au-dessus de la base du Calcaire d'Yvoir.

La coupe de la gare d'Ivoir, située vis-à-vis de la coupe de la route, sur l'autre rive, offre un parfait parallélisme dans tous les détails sédimentaires (*Ibid.* B1).

### Moliniacien. V I.

Base :

Vallée de la Molinee, route montant vers Salet ; base des premières plaquettes de calcaire marmoréen noir surmontant le Calcaire de Leffe ; un lit de kaolinite apparaît 67 cm plus haut (Bouckaert et Streel, 1974, B6).

Coupes de référence :

— Rocher du Bastion-carrière Lambert, au Sud de Dinant, sur la rive droite de la Meuse. Stratotype de l'assise de Dinant de Dupont (*Ibid.*, B3).

— Lisogne, route menant des Fonds de Leffe vers le village. Partie supérieure de l'étage, riche en coraux (Conil et Naum, 1977).

— Lives, escarpement en bordure de la grand'route de Namur à Huy (Bouckaert et Streel, 1974, A1).

Puissance : 270 m.

La limite choisie correspond à la base du Viséen définie par Dupont au synclinal de Freyr et à la base de l'assise de Dinant définie par le même auteur au rocher du Bastion (*Ibid.* B3 et B5). L'intervalle compris entre la base du premier banc de calcaire noir et le lit de kaolinite renferme, à Freyr, les premiers *Mestognathus* guides du Viséen et des lits coquilliers qui ont très vraisemblablement fourni à Dupont son argument paléontologique (*Spirifer bisulcatus*).

La base du Viséen marquée par ces repères sédimentaires ne peut être que synchrone ou différer par des détails mineurs par rapport aux puissances totales, si l'on s'en réfère à la distribution des Conodontes guides.

La définition de Dupont, renforcée par les travaux de Conil et Groessens est donc strictement conservée.

### Livien. V II.

#### Base :

Lives, escarpement qui domine la grand'route de Namur à Huy, à l'est immédiat des grandes carrières de Lives, sur la rive droite de la Meuse ; base du Banc d'Or de Bachant (lit conglomératique à pâte schisteuse), au pied de l'escarpement (Bouckaert et Streel, 1974, A1).

#### Coupes de référence :

— Tramaka, carrières situées à l'origine de la route de Couthuin. Faciès rythmiques, riches en Foraminifères appartenant aux derniers assemblages de la zone à *Koskinotextularia-nibelis*. L'extrême sommet du Livien est absent à cet endroit (*Ibid.*, A2).

— Namèche (Gaurre), grandes falaises dominant la grand'route de Namur à Huy, sur la rive droite de la Meuse.

La partie supérieure du Livien y est complète, comme à Lives (Pirlet, 1968, Pl. V).

Puissance : 150 m.-

### Warnantien. V III.

#### Base :

Vallée du Samson, ancienne carrière du Camp de César à Thon-Samson ; base des gros bancs organoclastiques foncés qui surmontent les calcaires beiges algaires du sommet du Livien. Un mètre plus bas, mince niveau de cinérite (Bouckaert et Streel, 1974, A3).

#### Coupes de référence :

— Warnant. Ancienne carrière De Jaiffe et coupe du vicinal en contrebas. Coupe traditionnelle décrite par Demanet en 1938 (*Ibid.*, A5).

— Anhée, moulin situé à l'embouchure de la Molignée face au pont d'Yvoir, sur la rive gauche de la Meuse (*Ibid.*, A4).

Puissance : 120 m.

Il existe peut-être une lacune à la base du Namurien à Warnant, où les premières goniatites du Nanumien (zone E2a1) se trouvent à 5 m au-dessus des derniers bancs du Warnantien bien daté par goniatites. On observe à cet endroit 5 m de schistes gréseux sans fossiles entre le Dinantien et le Namurien daté.

## III. — CORRELATIONS INTERNATIONALES DU DINANTIEN

Le tableau I met en juxtaposition les échelles de plusieurs régions remarquables de référence avec le Dinantien type révisé. Les corrélations sont suggérées par la position relative des unités en regard des divisions du Dinantien type. La date 1976b est justifiée par de légères améliorations apportées depuis la mise à l'impression dans le volume *Meded. Rijks Geol. Dienst*, n. s., 27, (3) : base de la sous-zone à cf. *bultyncki* ; partie inférieure du Viséen en U.R.S.S. ; Iles britanniques.

Des abréviations ont été utilisées pour simplifier la mise en page des tableaux ; la plupart sont suffisamment explicites ou connues pour éviter leur mention dans la liste explicative ci-après.

### EXPLICATION DES ABREVIATIONS UTILISEES DANS LES TABLEAUX I ET II

#### 1) Stratigraphie, lithologie et localisations

Ampel.	Ampelite	Lst.	Limestone
B.	Beds	Malev.	Malevka
Brig.	Brigantian	Ool.	Oolite
Bryoz. B.	Bryozoan Beds	Paint Cr.	Paint Creek
Cha	Chadian	Pend.	Pendleian
Clit. r.	Clitheroe reef (Waulsortian)	Rad.	Radaev
Concr. Beds	Concretionary Beds	Rich.	Richrather Kalk
Dasb.	Dasberg	Sal.	Salem
E. eur. P.F.	East European Platform	SC. K.	South Central Kentucky
Elch.	Elchov	Se.	Serie
Erd.	Erbacher Kalk	Serp.	Serpukhovien
Harr.	Harrodsburg	Si.	Sigles
Hgd. Al. Sch.	Hangende Alaunschiefer	St.	Stage
Kies. Ubg. Sch.	Kieselige Übergangsschichten	Ste Genev.	Ste Genevieve
K. Grauwacke	Kulm-Grauwacke	Stromat.	Couches à stromatopores
K. Plattenk.	Kulm-Plattenkalk	Subool. B.	Suboolitic Beds
		Tarous.	Taroussa
		W. I.	Western Indiana

	<b>2) Macrofossiles</b>		
aranaea	<i>Lithostrotion aranea</i>	Kosk.-nib.	<i>Koskinotextularia-Quasiendothyra (?) nibelis</i>
Au.	<i>Aulophyllum</i>	Loebl. ukrain.	<i>Loeblichia ukrainica</i>
A. kochi	<i>Ammonellipsites kochi</i>	N. incertus	<i>Nodosarchaediscus incertus</i>
ca.	<i>Delepinea carinata</i>	Nodosarch.	<i>Nodosarchaediscus (Nodosarchaediscus)</i>
Cy. euryom.	<i>Cymaclymenia euryomphala</i>	Pal. tchern.	<i>Palaeospiroplectamina tchernyshinensis</i>
Caninoph.	<i>Caninophyllum</i>	Paradain.	<i>Paradainella</i>
Cyath.	<i>Cyathoclesia</i>	Qu. comm.	<i>Quasiendothyra communis</i>
Corph.	<i>Corphalia</i>	Qu. kobeit.	<i>Quasiendothyra kobeitusana</i>
Da.	<i>Davidsonia</i>	Rectod. rotundus	<i>Ammarchaediscus (Rectodiscus) rotundus</i>
De.	<i>Delepinea</i>	Sept. rauser.	<i>Septatournayella rauserae</i>
" Dibun. primit. "	" <i>Dibunophyllum primitifs</i> "	s:implex-chom.	<i>Eoparastaffella simplex - Dainella chomatica</i>
D. bipart.	<i>Dibunophyllum bipartitum</i>	Spinoend.	<i>Spinoendothyra</i>
Dorlo.	<i>Dorlodotia</i>	Tetr.-div.	<i>Tetrataxis - Eotextularia diversa</i>
Ent.	<i>Entogonites</i>	Tourn. ex gr. gigantea	<i>Tournayella ex gr. gigantea</i>
latesept.	<i>Diphyphyllum lateseptatum</i>	Tubispirod. cornuspir.	<i>Tubispirodiscus cornuspiroides</i>
Lev. humer.	<i>Levitusia humerosa</i>	Warnant.	<i>Warnantella</i>
Lons. flor.	<i>Lonsdaleia floriformis</i>		
mart.	<i>Siphonodendron martini</i>		
Munst. compl.	<i>Munsterocera complanatum</i>		
Orionastr.	<i>Orionastraea</i>		
Peric.	<i>Pericyclus</i>		
S. ou Siph.	<i>Siphonodendron</i>		
Siphonoph.	<i>Siphonophyllia</i>		
Sphen.	<i>Sphenospira</i>		
Spir. peracuta	<i>Spiriferellina peracuta</i>		
Zaphr. oystermouth.	<i>Zaphrentoides oystermouthensis</i>		
	<b>3) Foraminifères</b>		
A. karreri (angul. st.)	<i>Archaediscus (Arch.) karreri</i> at the <i>angulatus</i> stage	A.	<i>Apatognathus</i>
Arch. gigas	<i>Archaediscus gigas</i>	acul. plum.	<i>Bispathodus aculeatus plumulus</i>
Archaed. (tenuis st.)	<i>Archaediscus</i> at the <i>tenuis</i> stage	Adeto.	<i>Adetognathus</i>
Asteroar.	<i>Nodosarchaediscus (Asteroarchaediscus)</i>	antetx.	<i>Gnathodus antetexanus</i>
baleyi	<i>Globoendothyra baleyi</i>	B.	<i>Bispathodus</i>
Carb. spect.	<i>Carbonella spectabilis</i>	Bactrogn.	<i>Bactrognathus</i>
Ch. glom.	<i>Chernyshinella glomiformis</i>	beckm.	<i>Mestognathus beckmanni</i>
Cribrost.	<i>Cribrostomum</i>	Cav.	<i>Cavusgnathus</i>
disputabilis	<i>Chernyshinella disputabilis</i>	Doliogn.	<i>Doliognathus</i>
E. ex gr. crassa	<i>Endothyranopsis ex gr. crassa</i>	G.	<i>Gnathodus</i>
E. ex gr. obsoleta	<i>Endothyra ex gr. obsoleta</i>	homop.	<i>Gnathodus homopunctatus</i>
E. para	<i>Endothyra parakosvensis</i>	Kl.	<i>Kladognathus</i>
E. tantala	<i>Endothyra tantala</i>	lacin.	<i>Polygnathus lacinatus</i>
elegia-micula	<i>Endothyra elegia - Dainella micula</i>	longip.	<i>Pseudopolygnathus longiposticus</i>
End. tuber.	<i>Endothyra tuberculata</i>	nodosus	<i>Gnathodus nodosus</i>
Eoendothyran.	<i>Eoendothyranopsis</i>	P.	<i>Polygnathus</i>
Eost.	<i>Eostaffella</i>	P. inor.	<i>Polygnathus inornatus</i>
Eux. efremovi	<i>Euxinella efremovi</i>	Patrogn.	<i>Patrognathus</i>
glom. krai. bea.	<i>Chernyshinella glomiformis - Septabrunsiina krainica - Tournayellina beata</i>	Pa. var.	<i>Patrognathus variabilis</i>
Howch.	<i>Howchinia</i>	Pgn.	<i>Protognathodus</i>
		Ps.	<i>Pseudopolygnathus</i>
		S. & Siph.	<i>Siphonodella</i>
		S. s. k.	<i>Siphonodella sulcata - Protognathodus kockeli</i>
		S. t. i.	<i>Siphonodella - Pseudopolygnathus triangulus inaequalis</i>
		S. t. t.	<i>Siphonodella - Pseudopolygnathus triangulus triangulus</i>
		T. & Taphrogn.	<i>Taphrognathus</i>
		ultim.	<i>Bispathodus ultimus</i>
			<b>4) Conodontes</b>

#### BIBLIOGRAPHIE

- 1) AUSTIN R.L., CONIL R., GROESSENS E. et PIRLET H. (1974). — Etude biostratigraphique de l'encrinite de Tramaka. *Bull. Soc. belg. Géol.*, t. 83, fasc. 2, p. 113-129, Pl. 3.
- 2) AUSTIN R.L. et GROESSENS E. (1972). — The origin and evolution of the middle Dinantian conodont genera *Doliognathus*, *Dolymma*, *Scaliognathus*, and *Staurognathus*, and related forms. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 95, fasc. 2, p. 229-238, 2 fig., 1 pl.
- 3) BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., BOUZET Ph., CONIL R., CORNET P., FAIRON-DEMANET M., GROESSENS E., LONGERSTAEY P.J., MESSEN J.P.M.Th., PAPROTH E., PIRLET H., STREEL M., van AMERON H.W.J., and WOLF M. (1976). — Dinantian rocks in the subsurface North of the Brabant and Ardenno-Rhenish Massifs in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, N.S. 27, (3), 81-195.

- 4) BOUCKAERT J. et STREEL M. (1974). — International Symposium on belgian micropaleontological limits. *Serv. géol. Belg.*, guidebook.
- 5) BOUCKAERT J., CONIL R., DELMER A., GROESSENS E., MORTELMANS G., PIRLET H., STREEL M. et THOREZ J. (1971). — Aperçu géologique des Formations du Carbonifère belge. *Serv. géol. Belg.*, P.P. 1971, n° 12, p. 1-89, fig. 1-16.
- 6) BOUCKAERT J. et GROESSENS E. (1977). — *Polygnathus paprothae*, *Pseudopolygnathus conili*, *Pseudopolygnathus graulichii* (Conodonta): espèces nouvelles à la limite Dévonien-Carbonifère. *Ann. Soc. Géol. Belg.* (in presse).
- 7) CONIL R. et LYS M. (1964). — Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois). *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, XXIII.
- 8) CONIL R., avec la collaboration de M. LYS et E. PAPROTH (1964). — Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur (Révision des limites sous l'aspect micropaléontologique). Comité National de Géologie, in *Acad. Roy. Belg., Cl. Sc.*, Mém. 4<sup>o</sup>, 2<sup>e</sup> sér., XV, fasc. 4.
- 9) CONIL R., GROESSENS E. et LYS M. (1973). — Etude micropaléontologique de la Tranchée d'Yves-Gomezée (Tn3c-V1-V2, Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 82, fasc. 1, p. 201-239, 1 fig., 6 pl.
- 10) CONIL R. et NAUM C. (1977). — Les foraminifères du Viséen moyen V2a aux environs de Dinant. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 99, p. 109-142.
- 11) CONIL R. et LYS M. (1977). — Les transgressions dinantiennes et leur influence sur la dispersion et l'évolution des foraminifères. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, (vol. jub. F.J. Kaisin).
- 12) DEJONGHE L., DELMER A. et GROESSENS E. (1976). — Découverte d'Anhydrite dans les formations anté-namuriennes du sondage de Saint-Ghislain. Note préliminaire. *Bull. Acad. royale de Belg.*, (Classe des Sciences), Séance du 10-1-1976.
- 13) DREESEN R., DUSAR M. et GROESSENS E. (1976). — Biostratigraphy of the Yves-Gomezée Road Station (Upper Famennian). *Serv. géol. Belg.*, P.P. 1976, n° 6, p. 1-20, Pl. 13.
- 14) GROESSENS E. (1974). — Distribution des Conodontes dans le Dinantien de la Belgique. *Int. Symp. Belg. Micropal. limits*. Ed. *Serv. géol. Belg.*, Publ. n° 17.
- 15) GROESSENS E. (1974). — Hypothèses concernant l'évolution de Conodontes utiles à la biostratigraphie du Dinantien. *Int. Symp. Belg. Micropal. limits*. Ed. *Serv. géol. Belg.*, n° 16, p. 1-16, fig. 6.
- 16) GROESSENS E. (1975). — Etude des Conodontes du Tournaisien du bord nord du synclinorium de Namur. VIII<sup>e</sup> Congr. Int. Géol. Str. Carbonif.
- 17) GROESSENS E. et CONIL R. (1973). — La formation du Bocq à Yvoir. Les Foraminifères du Tournaisien supérieur. *Serv. géol. Belg.*, Prof. paper, n° 5.
- 18) GROESSENS E., CONIL R. et LEES A. (1973). — Problèmes relatifs à la limite du Tournaisien et du Viséen en Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 82, fasc. 1, p. 17-50, 12 fig., 5 pl.
- 19) GROESSENS E. et NOEL B. (1974). — Etude litho- et biostratigraphique du Rocher du Bastion et du Rocher Bayard à Dinant. *Int. Symp. Belg. Micropal. limits*. Ed. *Serv. géol. Belg.*, Publ. n° 15.
- 20) PIRLET H. (1968). — La sédimentation rythmique et la stratigraphie du Viséen supérieur V3b, V3c inférieur dans les synclinoriums de Namur et de Dinant. *Acad. roy. Belg., Cl. Sc.*, Mém. 4<sup>o</sup>, 2<sup>e</sup> s., XVII, 4.
- 21) PIRLET H. (1972). — La "Grande Brèche" viséenne est un olistostrome. Son rôle dans la constitution du géosynclinal varisque en Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 95, p. 53-134.
- 22) VACHARD D. (1977). — Etude stratigraphique et micropaléontologique (algues et foraminifères) du Viséen de la Montagne Noire (Hérault, France). *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*. (vol. jub. F.J. Kaisin).





## Algues et pseudo-algues du Viséen - Serpoukhovien du Sud de la France

par Daniel VACHARD (\*)

**Sommaire.** — Les algues et pseudo-algues sont abondantes dans les calcaires du Carbonifère inférieur du Sud de la France (Montagne Noire, Pyrénées). Plusieurs travaux récents y ont décrit des genres et des espèces nouvelles. Les dasycladacées, les oujgaliides et les moravaminides comportent de nombreux éléments originaux. Dans la présente communication sont analysées différentes associations. Elles s'échelonnent du Viséen inférieur (V1b) au Serpoukhovien. Des données biostratigraphiques nouvelles sont mises en évidence et des précisions paléocéologiques sont apportées.

**Summary.** — Numerous algae and pseudo-algae occur in the Lower Carboniferous of Southern France. They are summarized with special reference to the biostratigraphical and ecological inferences which can be drawn from them. Their stratigraphical distribution among the formations from the Lower Viséan to the Serpoukhovian is comprehensively described.

### INTRODUCTION

En plus des foraminifères qui n'y sont souvent qu'un constituant accessoire, les calcaires du Paléozoïque supérieur contiennent une foule de micro-organismes qu'on a assez systématiquement, mais sans preuves, rattachés aux algues.

Des recherches plus approfondies sont actuellement en cours afin de préciser la véritable nature de ces fossiles, leur valeur stratigraphique et leurs conditions de développement. En Montagne Noire et dans les Pyrénées, ces pseudo-algues sont nombreuses. La microflore algale est, elle aussi, abondante et variée. Les genres de dasycladacées sont particulièrement intéressants et permettront sans doute de préciser certaines lignées évolutives de ce groupe.

Cette première mise au point présentera des résultats biostratigraphiques et paléocéologiques.

#### I. — GISEMENTS ETUDIÉS

On trouvera la localisation précise de ces gisements dans les mémoires de Vachard (1974) et de Perret (1971). Tous les gisements viséens

sont situés dans la partie orientale de la Montagne Noire géologique (Hérault) et les calcaires serpoukhoviens dans les Pyrénées Centrales (Hautes Pyrénées).

- V1b : cote 243 ;
- V2a : Entre-deux-Puechs (nappe du Mont Peyroux) et secondes griottes (écaillés de Cabrières) ;
- V2b : Partie inférieure des calcaires à colonnes (nappe du Mont Peyroux) ; et bancs de dessus (écaillés de Cabrières) ;
- V3a : Partie supérieure des calcaires à colonnes et calcaires à chailles de Valuzières ;
- V3b $\alpha$  : Sommet des calcaires à colonnes (Coumiac - Les Granges) et calcaires roses de Valuzières ;
- V3b $\beta$  : Lentilles calcaires de Roquessels et des pentes des collines de Mounio, Tourière, Valuzières, Mentaresses ;
- V3b $\gamma$  "inférieur" : Lentilles calcaires de Cabrières (Japhet) et de Vailhan ;
- V3b $\gamma$  "supérieur" : Roquemailère, Mentaresses, Roc de Murviel, Roc du Cayla, etc. ;
- V3c inférieur : Roque de Loup (Vailhan), pentes de Batailles ;
- Serpoukhovien (= "Namurien" basal) : Ardengost.

On n'a pas identifié de gisements à micro-fossiles du V3c supérieur.

#### II. — LES GROUPES REPRÉSENTÉS

##### 1) Liste systématique.

- a) *Algues rouges solénoportées* :  
*Solenopora* sp., *Parachaetetes* sp.

(\*) Institut de Géologie IGAL, 21, rue d'Assas, 75270 Paris Cedex 06.

Note déposée le 4 Novembre 1976.

b) **Algues bleues-vertes :**

*Girvanella* ex gr. *wetheredi* Chapman, 1908, G. ex gr. *media* Johnson, 1966, G. *ducii* Wethered, 1890, *Mitchelldeania nicholsoni* Wethered, 1886, *M. distans* (Conil et Lys, 1964), *Ortonella furcata* Garwood, 1914, O. aff. *furcata* Garwood, 1914, *Garwoodia* cf. *gregaria* (Nicholson, 1888), *Hedstroemia* n. sp., *Stylocodium rhopaloides* Derville, 1931, *Aphralysia caprariae* Mamet et Roux, 1975, *Polymorphocodium lapparenti* Derville, 1931, spongiostromides.

c) **Algues vertes :**

Codiacées, *Orthrosiphon* cf. *saskatchewanense* Johnson et Konishi, 1956 ; *dasycladales*, *Vermiporella* n. sp. ; *Rhabdoporellaceae* indét., *Epimastopora macropora* (Maslov, 1956), *Coelosporella wetheredi* Wood, 1940, *Columbiapora* n. sp., *Nanopora anglica* Wood, 1964, *Anatolipora carbonica* Konishi, 1956, n. gen. aff. *Anatolipora*, *Cabrieropora pokorny* Mamet et Roux, 1975, *Eovelebitella occitanica* Vachard, 1974, *Windsoporella* (?) *tulayae* (Chanton, 1972), *Masloviporella* n. sp.

d) **Algues (?) :**

*Koninckopora tenuiramosa* Wood, 1942, *K. inflata* (de Koninck, 1842), *K. cf. mortelmansi* Mamet, 1973, *Renalcis turbitus* Wray, 1967, *Petschoria* (?) sp., *Globochaete* sp., *Rectangulina* sp., "*Baccanella floriformis*" Pantic, 1971.

e) **Calcisphères et parathuramminidés :**

*Archaesphaera* (= *Eotuberitina*, = *Diplosphaerina*) ex gr. *inaequalis* (Derville, 1931), *Tuberitina bulbacea* Galloway et Harlton, 1928, n. gen. aff. *Tubeporina*, *Radiosphaera basiliica* Reitlinger, 1957, R. sp., *Asterosphaera pulchra* Reitlinger, 1957, *Calcisphaera* (= *Paleocancellus*) *cancellata* Williamson, 1880, *Pachysphaerina pachysphaerica* (Pronina, 1963), *P. polydermoides* (Conil et Lys, 1964), *Pachythuramina sarcosphaera* Vachard, 1977, *Neoarchaesphaera* sp., *Polyderma* (?) sp., *Eovoluntina* (?) sp., *Polysphaerinella bulla* (Conil et Lys, 1968) Mamet, 1973, *Vicinesphaera squalida* Antropov, 1950, *Parathuramina* ex gr. *suleimanovi* Lipina, 1950, *P.* ex gr. *dagmarae* Suleimanov, 1945, *Hemithuramina fimbriata* (Howchin, 1888) Mamet, 1973 *Irregularina* (?) n. sp., *Paracaligelloides* (?) n. sp., *Paracaligella* sp.

f) **Moravamminides moravamminidés :**

*Moravamina* cf. *carbonica* Fomina, 1960, *Moravamina* n. sp., *Pseudokamaena* aff. *armstrongi* Mamet in Petryk et Mamet, 1972, *Evlania* (?) sp., "*Palaeoberesella lahuseni*" (Moeller, 1879), *Exvotarissella index* (Ehrenberg, 1854), *Kamaenella* sp.

g) **Moravamminides (?) beresellidés :**

*Uraloporella aurivella* Vachard, 1977, "*Beresella*" precursor Vachard, 1977, *Dvinella* (?) n. sp.

h) **Aoujgaliides :**

*Stacheia* (?) n. sp., *Stacheia marginulinoides* Brady, 1876, *Fourstonella fusiformis* (Brady, 1876), *Sinustacheoides* n. sp., *Stacheoides polytrematoides* (Brady, 1876), *S. papillata* Cummings, 1955, *S. tenuis* Petryk et Mamet, 1972, *Valuzieria sescenti* Termier et Vachard, 1977, *Aoujgalia variabilis* Termier, 1950, *Epistacheoides* sp., *Epistacheoides* (?) *richi* Termier et Vachard, 1977, *Epistacheoides* (?) n. sp., *Roqueselsia radians* Termier et Vachard, 1977, *Ungdarella uralica* Maslov, 1956.

i) **Pharétrones :**

*Fasciella kizilia* Ivanova, 1973, *Praedonezella cespeformis* Koulik, 1973, *Calcifolium okense* Shvetsov et Birina, 1935.

j) **Incertae sedis (Métazoaires probables) :**

*Saccaminopsis carteri* (Brady, 1871), *Draffania* sp., *Asphaltina* sp.

2) **Tableau de répartition.**

Voir page ci-contre.

3) **Importance quantitative des différents groupes.**

On constate que les algues rouges sont très rares. Les algues bleues-vertes, toujours présentes, restent accessoires. Les algues vertes et surtout les dasycladacées peuvent devenir abondantes à partir du V3by. Les calcisphères et les parathuramminidés sont toujours habituels. Les moravamminides sont parfois assez communs, mais peu diversifiés en genre et en espèces. Les aoujgaliides associés aux *Fasciella* et/ou aux *Praedonezella* peuvent parfois pulluler.

4) **Remarques sur la classification adoptée.**

a) On continue à admettre que les solénoporacées sont des algues rouges ;

b) Les genres *Ortonella*, *Garwoodia*, *Hedstroemia*, *Stylocodium* et *Aphralysia*, d'après leur type de paroi, de croissance et d'habitus, sont rapprochés des algues bleues-vertes plutôt que des codiacées ;

c) Les *Koninckopora*, à cause de leur type de paroi, sont écartées des Dasycladacées. Leur nature algaire est possible ;

d) Des affinités algaires sont généralement supposées pour les genres *Renalcis*, *Petschoria*, *Globochaete*, *Rectangulina*, mais elles sont douteuses. "*Baccanella floriformis*" n'est pas un corpuscule algair calcifié, c'est une concrétion qui pourrait résulter d'une action algair ou bactérienne ;

e) Le rassemblement calcisphères-parathuramminidés est probablement un ensemble hétérogène de protozoaires et/ou de protophytes. Les attributions de tout ou partie de ces organismes, soit aux foraminifères, soit aux algues vertes, sont difficiles à prouver et, bien sûr, s'infirmement mutuellement ;



f) Les bérésellidés peuvent s'assimiler aux moravamminides ;

g) Les genres *Fasciella*, *Praedonezella* et *Calcifolium*, tous trois décrits comme algues rouges et/ou vertes, sont interprétés comme des fibres de pharétrones. Le groupe que forment les trois genres paraît assez homogène ;

h) Les genres *Saccamminopsis*, *Draffania*, *Asphaltina*, à cause de leur type de paroi et de leur habitus, sont peut-être des métazoaires.

### III. — FAITS BIOSTRATIGRAPHIQUES NOUVEAUX

- Les genres *Orthriosiphon* et *Columbiapora* atteignent le Serpoukhovien.
- Deux espèces de dasycladacées sont caractéristiques du Viséen terminal : *Eovelebitella occitanica* et *Cabrieropora pokorny*.
- L'apparition des dasycladacées *Epimastopora macropora* et *Masloviporella* n. sp. se situe au Serpoukhovien. Il semble en être de même dans l'Oural du Sud (Koulik, 1973).
- Les *Renalcis* se maintiennent dans les niveaux élevés du Viséen. Ce genre paraissait s'éteindre au Tournaisien inférieur, où son homologue avait reçu le nom de *Shuguria* (Chuvashov, 1965).
- Existence de "*Baccanella floriformis*", dont la répartition paraissait limitée au Trias.
- Représentants viséens de la calcisphère dévono-tournaisienne *Asterosphaera pulchra*.
- Formes primitives de bérésellidés, *Uraloporella* (= *Samarella*) et *Dvinella* (?), famille dont les membres n'étaient connus qu'à partir du Carbonifère moyen.
- Grande diversité des aoujgaliides ayant permis plusieurs créations : *Sinustacheoides* n. sp., *Valuzieria sescenti*, *Epistacheoides* (?) *richi*, *Roquesselsia radians*.  
Autre point intéressant : l'abondance des *Ungdarella* dès le V3b $\beta$ , leur apparition se situant sans doute au V3b $\alpha$ .
- Les *Fasciella* (= *Shartymophycus*) ont un rôle constructeur parfois important (V3b $\gamma$ ). On remarquera qu'elles apparaissent au V2a. Les *Praedonezella* se manifestent pour la première fois au V3b $\beta$  et elles sont rapidement communes (V3b $\gamma$ -Serpoukhovien).

Les *Calcifolium* sont très abondants dans le Serpoukhovien des Pyrénées. Le genre n'est pas présent dans le Viséen de Montagne Noire bien que des écotypes lamellaires de *Praedonezella* partagent sa forme. Ceux-ci ne montrent jamais de spicules et, par là, sont distincts (correction à l'article de Perret et Vachard, 1975).

### IV. — DONNEES PALEOECOLOGIQUES

#### 1) Les communautés à *Pachysphaerina-Moravamina*.

Du V1b au V2b s'imposent des communautés à *Pachysphaerina-Moravamina*. Elles sont presque toujours pauvres en formes, mais selon l'importance des facteurs limitants (essentiellement liés à la relative profondeur, à l'éloignement des côtes, etc.), elles peuvent être divisées en trois sous-communautés. Chacune est définie par un troisième genre caractéristique : *Globochaete*, *Parathuramina* ou *Asterosphaera*.

a) La sous-communauté à *Globochaete* est la plus nettement "pélagique". C'est celle d'une plate-forme externe. Elle est contenue dans des wackestones argileux et ferrugineux du V1b et du V2a. Les espèces accompagnatrices des trois chefs de files sont très peu variées. On peut noter à ce propos que le plancton océanique et même néritique (au sens biologique, voir Pérès et Devèze, 1963) ne dispose d'aucune forme carbonatée pullulante entre le Dévonien supérieur (Famennien) et le Jurassique supérieur (Tithonique), de la perte des tentaculitoïdes styliolinidés à l'apparition des calpionelles. Les *Globochaete* cependant se maintiendront et se retrouveront dans le Secondaire.

b) La sous-communauté à *Parathuramina* : hormis les chefs de files, on trouve diverses calcisphères et des *Paracaligella* sp. La profondeur est un peu plus faible que précédemment. Le milieu est soustrait aux apports terrigènes. Les calcaires sont des grainstones à pellètes du V1b et du V2a. Une salinité anormale peut être un facteur limitant expliquant nanisme et rareté des organismes, mais ce milieu biologiquement restreint n'a pas un caractère lagunaire. Il se réalise à une certaine distance des côtes (sinon en haute mer) comme en témoignent ses étroites relations avec des calcaires noduleux de type griotte.

c) La sous-communauté à *Asterosphaera* : elle est plus proche des côtes que les deux précédentes. On la trouve dans des wackestones/grainstones du V2a et du V2b. Elle indique probablement une vie dans la partie supérieure d'une plate-forme externe, où les facteurs limitants tendent à se réduire. A preuve, la relative fréquence des genres *Girvanella*, *Koninkopora* et *Fasciella* dont la présence conjuguée sera plutôt, dans les périodes suivantes, un indice de milieu infratidal de plate-forme interne.

## 2) Les communautés infralittorales à algues et ischyrosponges.

Du V3a au V3b $\alpha$  et au V3b $\beta$ , la Montagne Noire finit par devenir un vaste champ d'épandage où se déversent des apports continentaux, sables et argiles, principalement fluviatiles. A la faveur de reliefs sous-marins plus ou moins stables s'installent des barres protégeant des lagons. Ces milieux donnent respectivement des grainstones et des wackestones. A l'exception des spongiostromides (voir ci-dessous), le rôle direct des constructeurs est faible dans l'élaboration des barres, c'est-à-dire de barrières résistantes soumises à forte turbulence. Les coraux, en particulier, sont très effacés.

Un seul affleurement, celui de Japhet à Cabrières, a une disposition un peu plus complexe. En plus d'une barre à grainstones et d'un lagon, on y trouve un platier avec des terriers ouverts, et, localement, des rangées de polypiers. Le vieux nom de ce gisement, l'Echarpe à l'Espagnole, indique bien qu'il s'agit d'un petit biostrome.

Ces différents habitats ont abrité plusieurs communautés :

a) La communauté à *Sinustacheoides-Koninkopora* qui comporte souvent des *Mitcheldeania nicholsoni* et parfois des *Hedstroemia*. On la trouve dans des wackestones/grainstones à pellétoïdes, agrégats et bioclastes du V3a.

b) La communauté à *Fasciella/Praedonezella-Ungdarella*. A partir du V3b $\beta$ , les *Ungdarella* typiques s'imposent, surtout dans les lagons. Les *Fasciella* prospèrent dans tous les milieux, aussi bien les barres oolithiques ou pseudo-oolithiques, les platiers ou les lagons. *Praedonezella* supplante *Fasciella* à partir du V3b $\gamma$  et occupe sans doute une niche écologique voisine sinon identique. Souvent, ces communautés comportent de nombreux aoujgaliïdes et moravammini-

des ; de petites dasycladacées y sont accessoires : *Anatolipora*, aff. *Anatolipora*, *Nanopora* et *Cabrieropora*. Les gisements existent dans le V3b $\alpha$ , V3b $\beta$ , V3b $\gamma$ , V3c inférieur et au Serpoukhovien.

c) La communauté à dasycladacées. C'est dans le V3b $\gamma$  et le Serpoukhovien qu'elles sont le plus riches, aussi bien sur les barres que dans les lagons. Les constituants sont au Viséen *Eovelebitella*, *Coelosporella*, *Nanopora*, *Anatolipora*, aff. *Anatolipora*, *Cabrieropora* et *Windsporella* (?), et au Serpoukhovien *Epimastopora*, *Columbiapora*, *Masloviporella*, etc. Des algues bleues-vertes remaniées, des moravamminides et des aoujgaliïdes les accompagnent en grand nombre.

d) La communauté à *Calcifolium-Dvinella* (?). Les deux genres ont, dans certains microfaciès du Serpoukhovien, une supériorité écrasante et sont formateurs de roches. Ils se développent dans un milieu abrité. Les rares formes qui les accompagnent sont *Nanopora*, *Praedonezella* et *Polysphaerinella*.

## 3) Les communautés à spongiostromides.

Les spongiostromides sont les seules formes de vie à avoir établi de véritables appareils construits, c'est-à-dire des récifs au sens strict, dans le Carbonifère inférieur du Sud de la France.

C'est au V3b $\beta$ , V3b $\gamma$  et V3c inférieur que ces constructions s'implantent. Des lagons riches en microfossiles leur sont inféodés. Les bâtis proprement dits n'abritent guère de micro-organismes, on y trouve cependant un certain nombre de commensaux très typés probablement sciaiphiles : *Renalcis turbitus*, aff. *Tubeporina* et *Archaesphaera*.

Dans un cas, à Tourière, dans un milieu qui paraît intermédiaire entre le bâti à spongiostromides et le lagon, des épibioses complexes se réalisent. Les encroûtements où alternent *Stylocodium* et *Praedonezella* prédominent.

## 4) Renseignements sur les composantes du milieu.

a) *Turbulence* : d'après les variabilités de la turbulence, on constate, pour un groupe comme celui des dasycladacées, qu'à une énergie forte (grainstones de Japhet) correspond une certaine diversité des espèces et qu'à une énergie faible (wackestones de Vailhan ou de Roque-

maillère) correspond la prédominance d'une espèce, le plus souvent *Eovelebitella occitanica*.

b) *Salinité* : toujours normale, apparemment, sauf peut-être pour les communautés à *Pachysphaerina - Moravammina*, qui montrent une convergence avec les microfaciès lagunaires (pseudosparite, pellètes bien calibrés, nanisme des foraminifères, rareté des métazoaires) mais dont le contexte lithologique et régional prouve qu'il s'agit de dépôts relativement profonds et éloignés des côtes (intrication avec des calcaires noduleux de type "griottes" au V1b et au V2a).

c) *Température* : assez chaude.

d) *Bathymétrie* : très faible pour la plupart des communautés. On sait que les dasyclada-

cées actuelles prospèrent sous une faible tranche d'eau. La communauté à *Pachysphaerina - Moravammina* s'est développée à la profondeur la plus forte.

## CONCLUSION

Cette mise au point est destinée à servir d'élément de comparaison aux études des algues et des pseudo-algues téthysiennes. L'inventaire et la zonation provisoires esquissés ici seront alors précisés avec profit. Un objectif sera l'exploration systématique des stratotypes belges, ou de régions très favorables comme la Grande-Bretagne ou le Maroc. La recherche de l'attribution systématique exacte des pseudo-algues doit aussi être un but.

## BIBLIOGRAPHIE

- 1) CHUVASHOV B.I. (1965). — (Foraminifères et algues du Dévonien supérieur du versant occidental de l'Oural moyen et méridional). *Akad. Nauk SSSR, Oural. Filial, Tr. Inst. geol.*, 74, p. 3-153, 29 pl. (Sverdlovsk).
- 2) KOULIK E.L. (1973). — (Algues) in Einor O.L.: (Stratigraphie et faunes [sic] du Carbonifère de la rivière Shartym). *Izdat. Obed. "Vichtcha Shkola"*, p. 39-49, Pl. 1-4 (Lvov).
- 3) MAMET B. (1963). — Sur les microfaciès calcaires du Viséen de la Montagne Noire (France). *Revue de Micropal.*, 11, 3, p. 121-136, 5 pl.
- 4) MAMET B. et ROUX A. (1974). — Sur quelques algues tubulaires scalariformes de la Téthys paléozoïque. *Revue de Micropal.*, 17, 3, p. 134-156, 7 pl.
- 5) MAMET B. et ROUX A. (1975a). — Dasycladacées dévoniennes et carbonifères de la Téthys occidentale. *Revista de Micr.*, 7, 2, p. 245-295, 13 pl.
- 6) MAMET B. et ROUX A. (1975b). — Algues dévoniennes et carbonifères de la Téthys occidentale. *Revue de Micropal.*, 18, 3, p. 134-187, 15 pl.
- 7) PERES J.M. et DEVEZE L. (1963). — Océanographie biologique et biologie marine. II: La vie pélagique. *Presses Univ. Fr.*, 550 p.
- 8) PERRET M.F. (1971). — Les calcaires carbonifères d'Ardengost (Hautes-Pyrénées). *Thèse, Toulouse*, 158 p., 32 pl.
- 9) PERRET M.F. et VACHARD D. (1975). — Sur l'appartenance du genre *Calcifolium* (Algae auct.) aux Pharètrones (Porifera). *C.R. Ac. Sc.*, 280, p. 2649-2652, 1 fig.
- 10) PERRET M.F. et VACHARD D. (1977). — Algues et pseudo-algues des calcaires serpoukhoviens d'Ardengost (Hautes-Pyrénées, France). *Annales de Paléont.*, (à paraître).
- 11) TERMIER G. et H. et VACHARD D. (1977). — Etude comparative de quelques ischyrosponges. *Géologie méditerranéenne* (sous presse).
- 12) VACHARD D. (1974a). — Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique (algues et foraminifères) du Dévonien-Carbonifère inférieur de la partie orientale du versant méridional de la Montagne Noire (Hérault, France). *Thèse, Paris*, 2 vol., 406 p., 20 fig., 28 pl.
- 13) VACHARD D. (1974b). — Sur les dasycladacées métaspondyles "vestibulaires", à propos d'un de leurs représentants viséens: *Eovelebitella occitanica* n. gen., n. sp. *C.R. Ac. Sc.*, 279, p. 1855-1858.
- 14) VACHARD D. (1977). — Le Viséen de la Montagne Noire. *Mém. Inst. géol. Louvain, Livre jubilaire Kaisin* (sous presse).
- 15) VILLAIN J.M. (1974). — Le Maastrichtien dans sa région type. Etude stratigraphique et micropaléontologique. *Thèse, Paris*, 2 vol., 197 p., 31 fig., 25 pl. (voir p. 131-132, fig. 24, Pl. 23, fig. 6-7).
- 16) VILLAIN J.M. (1975). — "Calcisphaerulidae" (Incertae sedis) du Crétacé supérieur du Limbourg (Pays-Bas), et d'autres régions. *Palaeontographica A*, 149, p. 193-242, 9 pl. (voir p. 206, tabl. 7, Pl. 7, fig. 6-7).

————— « » —————

## Valorisation par microfaunes du Bashkirien inférieur (Namurien B) (sous-zone R<sub>2</sub>) dans le Bassin Houiller du Nord de la France (groupes de Douai et Valenciennes)

par Maurice LYS (\*)

(Planche XXXVII)

**Sommaire.** — Dans le niveau à *Reticuloceras metabilingue* Wright et *R. wrighti* Hudson déterminés par Chalard et dont la découverte en 1960 apportait une importante précision dans l'histoire paléogéographique du bassin Houiller du Nord de la France, la présence de Fusulinidés telles que *Pseudostaffella* (*Ps. antiqua*, *Ps. compressa*), *Eostaffella acuta*, ou autres groupes de Foraminifères typiques tels *Asteroarchaediscus postrugosus*, *Eolasio-discus donbassicus*, etc. dans les bancs calcaires associés, nous fournit une confirmation de l'âge Namurien B (sous-zone R<sub>2</sub>), ces microfaunes n'ayant jamais été rencontrées jusqu'à présent en Europe occidentale. Elles marquent à la fois l'ultime témoin de Foraminifères caractérisant les niveaux marins du Namurien en Europe occidentale (Bassin Cantabrique mis à part), un biotope proche des biotopes de mers sub-tropicales et les relations que nous pouvons supposer directement ou indirectement avec des provinces orientales du Donetz-Donbass ou Sahariennes (bassin de Bechar), où le Bashkirien inférieur (Nam. B) succède sans discontinuité au Viséen et au Serpukhovien (Nam. A).

**Summary.** — The discovery in 1960 of the *Reticuloceras metabilingue* Wright and *R. wrighti* Hudson horizon, determined by Chalard, added important precision to the paleogeographic history of the Coal Basin of N. France. The presence within this horizon of Fusulinids such as *Pseudostaffella* (*Ps. antiqua*, *Ps. compressa*), *Eostaffella acuta*, or other typical groups of Foraminifera such as *Asteroarchaediscus postrugosus*, *Eolasio-discus donbassicus*, etc. within the associated calcareous beds, has confirmed the Namurian age (sub-zone R<sub>2</sub>). These microfaunas have not previously been found in W. Europe. Their presence constitutes not only the final traces of marine Namurian faunas in W. Europe (apart from those of the Cantabrian Basin), but also a biotope close to that of sub-tropical seas. We presume the direct or indirect relationships with the eastern Donetz-Donbass or Saharian (Bechar Basin) provinces where Lower Bashkirian (Nam. B) conformably overlies the Serpukhovian (Nam. A).

Dans le but de valoriser les horizons marins du Namurien du Nord de la France, nous avons, en 1962 (8), indiqué les microfaunes (Foraminifères et Conodontes) que nous avons rencontrés dans quelques échantillons qui nous avaient été aimablement confiés par le Service Géologique des Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais (H.B.N.P.C.).

Nous tenons à remercier particulièrement Chalard de nous avoir procuré un échantillonnage complémentaire important prélevé dans ce même horizon marin de Sessevalle qu'il a

décrit avec Dalinval en 1960 (3), et d'avoir attiré notre attention sur les niveaux comparables de la Fosse St. Mark. Un plus grand nombre de plaques minces a pu être analysé, ce qui nous a permis cette fois de trouver une association beaucoup plus riche et très caractéristique.

### Fosse de Sessevalle (Groupe de Douai).

Ce gisement en bordure NE du groupe est situé à environ 2 km NE de Somain, à mi-distance entre Douai et Valenciennes. Dans le prolongement de la bowette NE à l'étage 440 et à 130 m sous le niveau Westphalien de la Passée de Laure, Dalinval a prélevé à notre intention à la cote 1081 le banc calcaire immé-

(\*) Laboratoire de Géologie Historique, 504, Faculté des Sciences, 91405 Orsay.

Note déposée le 4 Novembre 1976.

diatement sous-jacent aux schistes à Goniatices. L'horizon schisteux, de 20 cm d'épaisseur, décrit par Chalard et Dalinval (3), renferme *Reticuloceras metabilingue* Wright et *R. wrighti* Hudson. Il s'agit d'un même ensemble appartenant à l'assise de Flines (Namurien B, sous-zone R<sub>2</sub>). Le banc calcaire crinoïdique, de 43 cm d'épaisseur, a été analysé, après dissolution acétique pour les Conodontes, et au moyen de 25 plaques minces (ML 8095, ML 8489) pour les Foraminifères. Il s'agit d'un calcaire bioclastique à Crinoïdes et Brachiopodes. De nombreuses algues existent (dont *Donezella lutugini* Maslov, *Yukonella* ?).

*D. lutugini* a une répartition sommet Namurien A (zone H sup.) et au-delà. Quelques sections de tests d'Ostracodes, et de rares Conodontes (*Idiognathodus* sp.). De très nombreux Foraminifères, très variés en genres et espèces, nous permettent de préciser très exactement le niveau stratigraphique confirmant parfaitement celui que donnent les Goniatices.

Une liste globale comprenant toutes les espèces rencontrées tant à Sessevalle qu'à St. Mark et une comparaison entre ces deux gisements permettent de se rendre compte de la richesse de ce biotope, compte tenu de quelques variations dues au faciès (voir plus loin). Mentionnons cependant dès maintenant et à propos de Sessevalle les formes que nous considérons comme caractéristiques :

*Glomospira subquadrata*, *Eolasiiodiscus donbassicus*, *Endothyra bashkirica*, *Endothyra spirilliniformis*, *E. spirilliniformis evoluta*, *Eostaffella* (*E. acuta*, *E. acutissima*, *umbonata*, *E. pseudostruvei angusta*, *E. pseudostruvei chomatifera*), *Pseudostaffella* (*Ps. antiqua*, *Ps. gr. antiqua*, *Ps. compressa*, *Ps. aff. variabilis*), *Archaeodiscus* (*A. donetzianus*, *A. itinerarius*), *Neoarchaeodiscus* (*N. akchimensis*, *N. angulatus*, *N. timanicus*), *Asteroarchaeodiscus* (*A. gregorii acutiformis*, *A. postrugosus* abondantes).

#### Fosse St. Mark (Groupe de Valenciennes).

Ce gisement est situé à 5 km environ à l'WNW de Denain (WSW de Valenciennes), à peu de distance (5 km) de la fosse de Sessevalle. Dans la bowette Sud à l'étage 930, ont été faits des prélèvements systématiques dans des bancs calcaires d'épaisseur variable (25-50 cm) répartis entre les cotes 23 et 159 m dans le Namurien B à *Reticuloceras*. Le détail de cette coupe est donné par Chalard (2) (p. 227-229 et Pl. XLVI).

— Dans le banc à 23-27 m, "calcaire du Tournant" (éch. J.C. 23, ML 8555-8561) de 50 cm

d'épaisseur à *Reticuloceras davisii* et *Homoceras striolatum*, daté Namurien B (R<sub>1</sub> sommet) par Chalard, seul l'échantillon ML 8558 (J.C. 23 D) a été favorable. Il s'agit d'un calcaire crinoïdique légèrement microdétritique qui ne renferme que des sections incomplètes ou juvenaria d'*Archaeodiscus* cf. *donetzianus* Sosnina. Sa présence confirme l'âge Namurien B (zone R).

— Dans le banc à 65 m, la "dolomie de St. Mark" (éch. J.C. 65, ML 8562, 8563) de 28 cm d'épaisseur, associée à des schistes à *P. ophthalmoides*, datée R<sub>1</sub>, n'a livré aucune microfaune.

— Dans le banc à 90 m, banc à *Productus* cf. *corrugatus* (éch. J.C. 90, ML 8564, ML 8565) de 25 cm d'épaisseur, daté passage R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> par Chalard, seul l'échantillon ML 8564 (J.C. 90 B), calcaire crinoïdique très détritique à fragments épars de Crinoïdes et Brachiopodes, renferme *Endothyra spirilliniformis* (Br. et Pot.) conforme à l'âge Namurien B (R).

— Dans le banc à 159 m, la "dolomie de Casimir", présumée par Chalard d'âge Namurien B (R<sub>2</sub>). Il s'agit d'un banc de 25 cm d'épaisseur (éch. J.C. 159, ML 8566, ML 8567); c'est en fait un calcaire dolomitique, bioclastique, à Crinoïdes et Brachiopodes. La microfaune est très abondante et très caractéristique dans les deux échantillons (10 plaques minces examinées). Si la partie supérieure (ML 8567) de ce banc présente un nombre d'espèces moindre que la partie inférieure (ML 8566), il ne peut être question de les séparer; ils appartiennent tous deux au Namurien B (sous-zone R<sub>2</sub>) en raison des espèces critères *Eostaffella acutissima umbonata* Kireeva, *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Pseudostaffella compressa* (Rauscher), *Archaeodiscus donetzianus* Sosnina, *Neoarchaeodiscus akchimensis* (Gr. et Leb.), *Neoarchaeodiscus angulatus* (Sosnina), *Asteroarchaeodiscus postrugosus* (Reitl.).

Ceci confirme donc bien que la "dolomie de Casimir" est du même âge que le niveau calcaire de la fosse de Sessevalle étudié dans cette note.

#### ETUDE MICROPALÉONTOLOGIQUE

Si l'on utilise les subdivisions en usage en 1975 pour les formations marines du Carbonifère inférieur et moyen en URSS (plate-forme russe et bassin du Donetz),



le Namurien A (zone à *Eumorphoceras* [E<sub>1</sub>, E<sub>2</sub>]) et zone à *Homoceras* (H) correspond au Serpukhovien.

le Namurien B (zone à <i>Reticuloceras</i> [R <sub>1</sub> , R <sub>2</sub> ])	} Bashkirien
le Namurien C (zone à <i>Cancelloceras</i> [G <sub>1</sub> ])	
le Westphalien A (zone à <i>Brannoceras-Gastrioceras</i> )	
le Westphalien B (zone à <i>Diaboloceras</i> )	

La biozonation par Foraminifères situerait notre niveau de la sous-zone R<sub>2</sub> au Bashkirien inférieur dans la biozone à *Pseudostaffella antiqua*.

Nous référant à la liste globale ci-après des microfaunes que nous avons rencontrées dans ce niveau, nous constatons en effet une fréquence relativement grande et une étonnante diversité, notamment dans les genres *Endothyra*, *Eostaffella*, *Pseudostaffella*, *Archaeodiscus* et autres.

ALGUES : *Donezella lutugini* Maslov ; *Stacheioides* sp. ; *Kamaena* sp. ; *Komia* sp. ; *Yukonella* ?

FORAMINIFERES : *Archaeosphaera inaequalis* (Derville) ; *Eotuberitina reitlingerae* Mikl. Mclay ; *Tuberitina bulbacea* Gall. et Harlton ; *Earlandia vulgaris vulgaris* (R.C. et Reitl.) ; *Earlandia vulgaris minor* R. Cern. ; *Glomospira elegans* Lipina ; *Glomospira subquadrata* Pot. et Vak. ; *Tolypamina* sp. ; *Palaeotextularia* sp. ; *Deckerella* sp. ; *Tetrataxis acutiformis* Pot. ; *Tetrataxis angusta* Viss. ; *Tetrataxis parviconica* Lee et Chen ; *Tetrataxis submedia* Brazhn ; *Globivalvulina moderata* Reitl. ; *Globivalvulina scaphoidea* Reitl. ; *Eolasiiodiscus donbassicus* Reitl. ; *Endothyra bashkirica* (Pot.) ; *Endothyra bowmani* Phillips ; *Endothyra bowmani maxima* (Br. et Pot.) ; *Endothyra spirilliniformis* (Br. et Pot.) ; *Endothyra spirilliniformis evoluta* Reitl. ; *Bradyina cribrostomata* Rauser et Reitl. ; *Endostaffella efremovi* (Vdov. et Rost.) ; *Eostaffella acuta* Gr. et Lebedeva ; *Eostaffella acutissima umbonata* Kir. ; *Eostaffella postmosquensis evoluta* Pot. ; *Eostaffella pseudostruvei* (Rauser et Bel.) ; *Eostaffella pseudostruvei angusta* Kireeva ; *Eostaffella pseudostruvei chomatifera* Kireeva ; *Eostaffella varvariensis* Br. et Pot. ; *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) ; *Pseudostaffella gr. antiqua* (Dutk.) ; *Pseudostaffella compressa* (Rauser) ; *Pseudostaffella aff. compressa* (Rauser) ; *Pseudostaffella aff. variabilis* Reitlinger ; *Archaeodiscus convexus* Grozd. et Leb. ; *Archaeodiscus gr. convexus* Grozd. et Leb. ; *Archaeodiscus donetzianus* Sosnina ; *Archaeodiscus cf. donetzianus* Sosnina ; *Archaeodiscus aff. donetzianus* Sosnina ; *Archaeodiscus itinerarius* Schlykova ; *Archaeodiscus subcylindricus compacta* Man. ; *Neoarchaeodiscus akchimensis* (Grozd. et Leb.) ; *Neoarchaeodiscus angulatus* (Sosnina) ; *Neoarchaeodiscus aff. angulatus* (Sosnina) ; *Neoarchaeodiscus incertus* (Grozd. et Leb.) ; *Neoarchaeodiscus latispiralis* (Gr. et Leb.) ; *Neoarchaeodiscus aff. latispiralis* (Gr. et Leb.) ; *Neoarchaeodiscus cf. paraangulatus* Man. ; *Neoarchaeodiscus timanicus* (Reitl.) ; *Neoarchaeodiscus aff. timanicus* (Reitl.) ; *Asteroarchaeodiscus bashkiricus* (Kr. et Th.) ; *Asteroarchaeodiscus gr. bashkiricus* (Kr. et Th.) ; *Asteroarchaeodiscus gregorii acutiformis* Gr. et Leb. ; *Asteroarchaeodiscus postrugosus* (Reitl.) ; *Asteroarchaeodiscus cf. postrugosus* (Reitl.) ; *Asteroarchaeodiscus aff. postrugosus* (Reitl.) ; *Asteroarchaeodiscus rugosus* (Rauser) ; *Asteroarchaeodiscus aff. rugosus* (Rauser) ; *Astero-*

*archaeodiscus subbashkiricus* (Reitl.) ; *Asteroarchaeodiscus gr. subbashkiricus* (n. sp. ?).

#### OSTRACODES.

A propos de cet ensemble, quelques observations peuvent être apportées notamment sur la répartition stratigraphique de certaines espèces et les conclusions qui en découlent.

*Donezella lutugini* n'apparaît guère avant le sommet de la zone H, tant en URSS qu'au Sahara.

*Glomospira subquadrata* (même apparition) est très rare.

*Eolasiiodiscus donbassicus*, excellent critère dès la zone E<sub>2</sub>, est ici représentée en plusieurs exemplaires (Pl. XXXVII, fig. 2).

Parmi les *Endothyra*, citons *Endothyra bashkirica* (Pl. XXXVII, fig. 4), apparaissant à la zone R et surtout *Endothyra spirilliniformis* apparaissant à l'extrême sommet de la zone H mais que l'on peut considérer comme typique à partir de la zone R. Elle constitue avec *Endothyra spirilliniformis evoluta* un excellent critère du Bashkirien depuis la zone R.

*Bradyina cribrostomata*, caractéristique par sa taille et sa paroi nettement alvéolaire, existe en fait depuis E<sub>1</sub>. Relativement rare dans nos régions, elle est cependant pour nous un élément valable de ce biotope.

Parmi les Fusulinidés primitifs, les OZAWA-NELLIDAE sont représentés par *Eostaffella* d'une part, et *Pseudostaffella* d'autre part. Nous n'avons pas observé de genres tels que *Millerella* et *Seminovella* qui, cependant, existent nettement dans les biotopes du Bashkirien inférieur R<sub>2</sub>, tant au Sahara qu'au Donbass.

*Eostaffella* renferme ici sept espèces parmi lesquelles nous signalerons *E. acutissima umbonata*, *E. postmosquensis evoluta*, *E. pseudostruvei chomatifera* (Pl. XXXVII, fig. 6), apparaissant au Bashkirien zone R, auxquelles nous joindrons *E. pseudostruvei angusta* plus précoce (sommet de la zone E (Pl. XXXVII, fig. 8). Toutes ces formes sont reconnaissables, soit à leur forme effilée, soit à leurs *chomata*. Elles sont relativement bien représentées dans le niveau étudié.

*Pseudostaffella* a été reconnu sous trois espèces différentes : *Ps. antiqua* (Pl. XXXVII, fig. 9), *Ps. compressa* (Pl. XXXVII, fig. 11), *Ps. aff. variabilis*. Néanmoins, à côté de formes typiques, nous avons reconnu des formes que nous rangeons dans le groupe *antiqua*

(Pl. XXXVII, fig. 10) (en raison de leurs paramètres, de la forme des *chomata*, de leur prololocus) mais dont les sections sont parfois mal orientées. Il existe une espèce que nous ne pouvons rattacher qu'à *Ps. variabilis* (forme affine). Ceci nous amène à penser que nous sommes certainement dans la zone  $R_2$  mais vers le sommet, en raison de l'extension de *Ps. variabilis*, d'apparition plus proche de la zone  $G_1$  que les deux autres. A noter que *Ps. compressa* existe bien dès la zone  $R_2$  associée à *Ps. antiqua*.

L'autre remarque que nous apporterons à propos des *Pseudostaffella* est d'ordre écologique. Elles se trouvent ici en relative abondance effectivement dans le banc associé à *Reticuloceras metabilingue* et non dans la zone  $R_1$ . La valeur stratigraphique de *Pseudostaffella antiqua* est donc bien précise, son apparition caractérisant la sous-zone  $R_2$ ; ce fait a été constaté également au Sahara (bassin de Bechar) et en URSS.

Les ARCHAEDISCIDAE nous ont fourni, de leur côté, une très grande diversité de sous-genres et espèces qu'une étude ultérieure se propose de valoriser. Une relative abondance d'individus nous a permis en effet de dénombrer :

- 3 espèces d'*Archaeodiscus*,
- 7 espèces de *Neoarchaeodiscus*,
- 5 espèces d'*Asteroarchaeodiscus*.

La figuration de toutes ces espèces typiques ou affines se révèle impossible dans le cadre de cet article, faute de place.

Nous ferons cependant quelques remarques au sujet de certaines espèces.

*Archaeodiscus convexus* persiste bien à travers le Namurien A et atteindra ici le Bashkirien inférieur.

*Archaeodiscus donetzianus* à mode d'enroulement caractéristique est relativement fréquente (Pl. XXXVII, fig. 12). Elle apparaît à la zone R.

*Archaeodiscus itinerarius*, d'apparition  $V_3$  ou  $R_2$  selon les auteurs, a été rencontrée en quelques exemplaires (Pl. XXXVII, fig. 13).

*Neoarchaeodiscus akchimensis*, critère du  $R_2$  (Pl. XXVII, fig. 15), est proche de *A. convexus*, n'étaient-ce les tours internes très différents.

*Neoarchaeodiscus timanicus* constitue, avec la précédente, une partie du biotope digne d'être

retenue. Très caractéristique par la forme lenticulaire, le type d'enroulement rappelant *A. karrieri*, puis devenant plani-spiralé évolutive au dernier tour. Elle débute à la zone R (Pl. XXXVII, fig. 16, 18).

*Neoarchaeodiscus angulatus* (Pl. XXXVII, fig. 14), plus précoce ( $E_2$ ), n'en demeure pas moins une forme caractéristique par sa tendance à devenir plani-spiralée et la forme aplatie à bords parallèles. Elle est assez fréquente dans notre matériel.

*Neoarchaeodiscus incertus*, présente dès le Viséen supérieur ( $V_3c$ ), se raréfie au Bashkirien inférieur (nous n'en avons trouvé qu'un exemplaire) ; nous supposons que sa présence, signalée dans des niveaux plus récents, est sujette à caution.

*Asteroarchaeodiscus* est bien représenté, tant par des espèces plus banales et moins précises, telles *Aster. bashkiricus* (Pl. XXXVII, fig. 19), *Aster. rugosus* (Pl. XXXVII, fig. 20), que par des espèces de répartition plus stricte. En effet, *Aster. gregorii acutiformis* (apparition  $R_2$ ) est rare ; beaucoup plus fréquente et très caractéristique par son dernier tour plani-spiralé, *Aster. postrugosus* (Pl. XXXVII, fig. 21-23) demeure une espèce critère du Bashkirien inférieur (elle peut apparaître dès le sommet de la zone H).

En conclusion d'ordre stratigraphique, la présence d'*Eostaffella* (*E. acutissima umbonata*, *E. postmosquensis evoluta*), *Endothyra* (*E. bashkirica*, *E. spirilliniformis evoluta*), *Pseudostaffella* (*Ps. antiqua*, *Ps. compressa*) ainsi que *Archaeodiscus donetzianus*, *Neoarchaeodiscus* (*N. akchimensis*, *N. timanicus*) et *Asteroarchaeodiscus* (*Ast. gregorii acutiformis*, *Ast. postrugosus*) suffit à prouver la présence du Bashkirien inférieur  $R_2$ .

Il n'est pas envisageable d'admettre un niveau plus récent étant donné le type d'évolution des *Pseudostaffella* [qui n'atteint pas ici le stade d'évolution de *Ps. groupe gorskyi* (*Ps. praegorskyi* et *Ps. gorskyi*) propres au Namurien C (zone à *Cancelloceras*) et au Bashkirien supérieur].

## CONCLUSIONS

### 1) Comparaisons des biotopes du Bashkirien inférieur de Sessevalle et de St. Mark.

Négligeant quelques particularités dues aux variations de faciès locaux et sans grande im-

portance stratigraphique, telles *Eotuberitina*, *Tuberitina*, *Tetrataxis*, etc., notons la présence à Sessevalle de :

*Eostaffella acuta*, *E. pseudostruvei angusta*, *E. var-variensis*, *Pseudostaffella* aff. *variabilis*, *Neoarchaediscus incertus*, *Asteroarchaediscus subbashkiricus*,

toutes ces espèces n'ayant pas été recensées à St. Mark.

Inversement, certaines espèces n'existent qu'à St. Mark :

*Globivalvulina scaphoidea*, *Endothyra spirilliniformis evoluta*, *Eostaffella postmosquensis evoluta*, *Neoarchaediscus subcylindricus compacta*, *N. latispiralis*, *Asteroarchaediscus gregorii acutiformis*.

Il ne faut pas, toutefois, apporter à cette légère différence de biotope trop d'importance ; seule l'analyse objective détaillée nous a conduit à la signaler.

## 2) Comparaisons avec d'autres bassins.

Il nous paraît intéressant de comparer le biotope du Nord de la France avec ceux que nous connaissons du Sahara (7) ou du Donetz (1, 9).

— Au Sahara, dans le bassin de Béchar, Legrand-Blain (5) signale le banc à *Reticuloceras metabilingue* et *Homoceratoides fortelirifer* dans le Tagnana III. Il s'agit bien de la zone R<sub>2</sub>.

Notre étude (7) de ce niveau de Tagnana III nous montre l'existence de :

*Beresellae*, *Eolasiodiscus donbassicus*, *Millerella* (*Seminovella*) *elegantula*, *Pseudostaffella antiqua*, *Asteroarchaediscus* (*A. bashkiricus*, *A. gregorii*, *A. postugosus*).

Nous retrouvons donc un biotope en partie comparable.

— En URSS, dans le Donetz, Brazhnikova (1) et Manukhalova (9) définissent le niveau c<sub>1</sub> ne<sub>1</sub> (zone IV) du Bashkirien inf. (zone R) grâce à des biotopes où nous retrouvons une grande partie des espèces du Nord de la France, avec les *Eostaffella*, *Asteroarchaediscus*, *Pseudostaffella* ; toutefois *Millerella*, *Seminovella*, divers *Tetrataxis* y sont présents. La microfaune

du Donetz occidental semble relativement plus proche de Sessevalle que celle du Donetz oriental. On y trouverait, dans un tableau analytique comparatif, une très grande analogie de biotope et de formes critères.

Que peut-on déduire de ces comparaisons au point de vue paléogéographique ?

Les dépôts du Bashkirien inférieur du Nord de la France relevaient d'un régime de type plate-forme littorale avec une microfaune en grande partie benthique ; *Pseudostaffella* est pour nous la preuve d'une mer de régime subtropical mais son apparition dans notre région (ce genre avec son espèce *Ps. antiqua* est la base d'un phylum dont l'évolution jusqu'à la fin du Moscovien est devenue classique) et sa disparition dans le même niveau R<sub>2</sub> sont pour nous l'ultime témoin micropaléontologique d'une communication de la mer au Bashkirien avec des régions plus orientales ou plus méridionales.

A notre connaissance, il n'existe pas en Europe occidentale de dépôts marins avec microfaune du Bashkirien inférieur, mis à part ceux du Bassin Cantabrique. Les associations semblent là correspondre pour le Rio Rubagon (loc. P. 54 van Ginkel) à un Bashkirien supérieur (présence de *Profusulinella*) et pour le Rio Pisurga à un Bashkirien (Nam. C) (loc. P. 76 van Ginkel) (présence de *Pseudostaffella* gr. *gorskyi*). Il faut chercher les niveaux correspondants de Bashkirien inférieur, soit dans les bassins orientaux (Turquie, région de Bademli), URSS (Donetz et Bashkirie), soit dans les bassins sahariens (Béchar). Par quelle voie a pénétré ce biotope, formé de "nouveautés" telles que *Pseudostaffella*, s'installant dans le bassin houiller du Nord de la France en bordure littorale ou dans un golfe ? Nous pensons pour notre part à une communication par un large chenal rejoignant l'Oural et le Donetz à travers l'Europe centrale.

Cette hypothèse implique de retrouver la trace de cette mer du Bashkirien en direction orientale !

\* \* \*

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BRAZNIKHOVA N.E. et al. (1967). — Horizons marqueurs à microfaunes des dépôts Carbonifères et Permians de la dépression Dnieper-Donetz. *Ac. Sci. Ukraine CCR, Inst. Geol. Naukova Dumka, Kiev*, p. 1-224, Pl. I-LIX.
- 2) CHALARD J. (1960). — Contribution à l'étude du Namurien du Bassin Houiller du Nord de la France. *Études Géol. (H.B.N.P.C.)*, III. - Stratigr., 1<sup>o</sup> fasc. (Thèse).
- 3) CHALARD J. et DALINVAL A. (1960). — Découverte de *Reticuloceras metabilingue* Wright et de *R. wrighti* Hudson au siège de Sessevalle du groupe de Douai des H.B.N.P.C. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXX, p. 5-10.
- 4) CONIL R. et LYS M. (1964). — Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois). *Mem. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XXIII, p. 1-372, Pl. I-XLII.
- 5) LEGRAND-BLAIN M. (1967). — Précisions sur la stratigraphie de la série des calcaires du Djebel Béchar (Namurien-Moscovien) à l'Est de Béchar (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), IX, p. 298-306.
- 6) LYS M. (1964). — La microfaune dans ses applications à la stratigraphie du Carbonifère. *Conférence Génér. 5<sup>e</sup> Congr. Intern. Strat. Carb.*, Paris, 1963, C.R., vol. 1, p. 189-202.
- 7) LYS M. (1975). — Micropaléontologie (Foraminifères) des formations marines du Carbonifère Saharien. *8<sup>e</sup> Congrès Intern. Strat. Carbonifère*, Moscou, 1975. C.R. (sous presse). (Résumé en anglais).
- 8) LYS M., MAUVIER A. et SERRE B. (1962). — Note préliminaire sur les microfaunes du Namurien du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXII, p. 117-121.
- 9) MANUKALOVA M.F. et al. (1969). — Atlas des foraminifères du Carbonifère moyen dans la dépression Dnieper-Donetz. *Inst. Geol. Ukraine, Trudy*, Leningrad, p. 1-288, 69 pl.
- 10) PAREYN Cl. (1961). — Les massifs carbonifères du Sahara Sud-Oranais. *Publ. C.R. Sahariennes*, sér. Géol., n<sup>o</sup> 1, Paris, t. I, 325 p., t. II, 244 p., 28 pl.
- 11) RAUSER-CERNOUSSOVA D.M. et al. (1951). — Les Fusulinidés du Carbonifère moyen de la Plate-forme Russe et des régions adjacentes. *Inst. Géol. Ac. Sc., URSS*, p. 1-371, Pl. I-LVIII.
- 12) REITLINGER E.A. (1950). — Foraminifères des dépôts du Carbonifère moyen de la Plate-forme Russe à l'exclusion de la famille des Fusulinidae. *Trav. Inst. Geol. Acad. Sc. URSS*, 126, Ser. Géol., 47, 125 p., 22 pl.

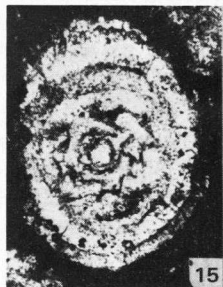
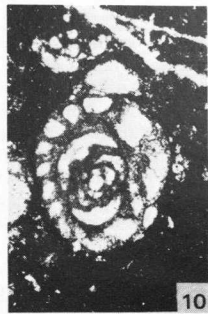
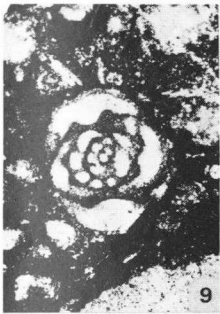
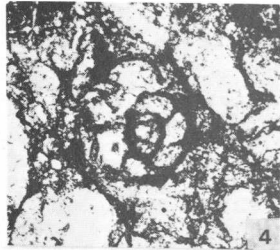
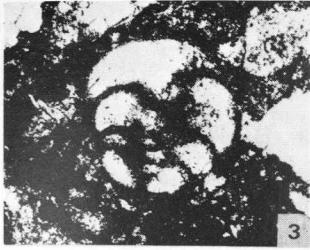
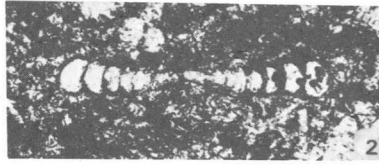
EXPLICATION DE LA PLANCHE XXXVII (\*)

- |  |   |
|--|---|
| <p>Fig. 1. — <i>Tetrataxis acutiformis</i> Potievskaja. Gr. = 80. Ech. Sessevalle ML 8489 h. - pl. m. 5. Cliché R.C. 10.687.</p> <p>Fig. 2. — <i>Eolasiodiscus donbassicus</i> Reitlinger. Gr. = 140. Ech. Sessevalle ML 8095. - pl. m. 1. Cliché R.C. 10.825.</p> <p>Fig. 3. — <i>Globivalvulina scaphoidea</i> Reitlinger. Gr. = 80. Ech. St. Mark ML 8566. - pl. m. 4. Cliché R.C. 10.885.</p> <p>Fig. 4. — <i>Endothyra bashkirica</i> (Potievskaja). Gr. = 80. Ech. Sessevalle ML 8489 h. - pl. m. 6. Cliché R.C. 10.874.</p> <p>Fig. 5. — <i>Endothyra bowmani maxima</i> (Br. et Pot.). Gr. = 75. Ech. St. Mark ML 8566. - pl. m. 2. Cliché R.C. 10.883.</p> <p>Fig. 6. — <i>Eostaffella pseudostruvei chomatifera</i> Kireeva. Gr. = 80. Ech. St. Mark ML 8567. - Pl. m. 5. Cliché R.C. 10.876.</p> <p>Fig. 7. — <i>Eostaffella acuta</i> Grozdilova et Lebedeva. Gr. = 80. Ech. Sessevalle ML 8489 m. - pl. m. 3. Cliché R.C. 10.866.</p> | <p>Fig. 8. — <i>Eostaffella pseudostruvei angusta</i> Kireeva. Gr. = 80. Ech. St. Mark ML 8567. - pl. m. 4. Cliché R.C. 10.877.</p> <p>Fig. 9. — <i>Pseudostaffella antiqua</i> (Dutkevitch). Gr. = 80. Ech. St. Mark ML 8566. - pl. m. 4. Cliché R.C. 10.890.</p> <p>Fig. 10. — <i>Pseudostaffella gr. antiqua</i> (Dutkevitch). Gr. = 80. Ech. St. Mark ML 8566. - pl. m. 4. Cliché R.C. 10.889.</p> <p>Fig. 11. — <i>Pseudostaffella compressa</i> (Rauser). Gr. = 80. Ech. St. Mark ML 8566. - pl. m. 4. Cliché R.C. 10.888.</p> <p>Fig. 12. — <i>Archaeodiscus donetzianus</i> Sosnina. Gr. = 150. Ech. Sessevalle ML 8489 h. - pl. m. 5. Cliché R.C. 10.815.</p> <p>Fig. 13. — <i>Archaeodiscus itinerarius</i> Schlykova. Gr. = 150. Ech. St. Mark ML 8566. - pl. m. 4. Cliché R.C. 10.800.</p> <p>Fig. 14. — <i>Neoarchaeodiscus angulatus</i> (Sosnina). Gr. = 150. Ech. Sessevalle ML 8489 h. - pl. m. 6. Cliché R.C. 10.809.</p> <p>Fig. 15. — <i>Neoarchaeodiscus akchimensis</i> (Grozdilova et Lebedeva). Gr. = 150. Ech. St. Mark ML 8567. - pl. m. 1. Cliché R.C. 10.832.</p> |
|--|---|
- (\*) Les plaques minces (pl. m.) sont conservées dans la collection M. Lys (M.L.). Les clichés photographiques ont été obtenus grâce à l'obligeance du Professeur R. Conil, de l'Université de Louvain-la-Neuve (Belgique).

- Fig. 16. — *Neoarchaediscus* aff. *N. timanicus* (Reitlinger). Gr. = 150. Ech. Sessevalle ML 8489 b. - pl. m. 2. Cliché R.C. 10.822.
- Fig. 17. — *Asteroarchaediscus* gr. *subbashkiricus* (Reitl.). (n. sp. ?). Gr. = 150. Ech. Sessevalle ML 8489 h. - pl. m. 5. Cliché R.C. 10.811.
- Fig. 18. — *Neoarchaediscus timanicus* (Reitl.). Gr. = 150. Ech. Sessevalle ML 8489 m. - pl. m. 3. Cliché R.C. 10.816.
- Fig. 19. — *Asteroarchaediscus bashkiricus* (Krestovnikov et Theodorovitch). Gr. = 140. Ech. St. Mark ML 8567. - pl. m. 6. Cliché R.C. 10.828.
- Fig. 20. — *Asteroarchaediscus rugosus* (Rauser). Gr. = 160. Ech. Sessevalle ML 8489 h. - pl. m. 6. Cliché R.C. 10.808.
- Fig. 21. — *Asteroarchaediscus* cf. *A. postrugosus* (Reitl.). Gr. = 150. Ech. Sessevalle ML 8489 b. - pl. m. 1. Cliché R.C. 10.810.
- Fig. 22. — *Asteroarchaediscus postrugosus* (Reitlinger). Gr. = 150. Ech. Sessevalle ML 8489 h. - pl. m. 2. Cliché R.C. 10.849.
- Fig. 23. — *Asteroarchaediscus postrugosus* (Reitlinger). Gr. = 150. Ech. Sessevalle ML 8489 h. - pl. m. 1. Cliché R.C. 10.827.











## Place du plutonisme dans le contexte paléogéographique du Viséen des Vosges méridionales

par Michel COULON (\*)

*Sommaire.* — Après avoir rappelé les grands traits de l'évolution du Viséen des Vosges méridionales, il est montré l'importance de certaines limites paléogéographiques sur la mise en place des plutonismes monzonitique et granitique bien séparés chronologiquement. La liaison plutonisme-volcanisme est alors étudiée à la lumière des aires de répartition des intrusions et des centres d'émissions. Cette étude aboutit à une paléogéographie générale du Viséen supérieur des Vosges méridionales. Les grandes limites paléogéographiques apparaissent alors comme des zones affectées lors de la phase tectonique intra-viséenne par des mouvements à forte composante verticale. Cette phase se traduit par des compressions et des distensions, régissant la mise en place du plutonisme.

*Summary.* — After a summary of the geological evolution in the viséan times, we are going to show, there is an important relationship, between paleogeographical limits and monzonitic and granitic intrusions, clearly separated in viséan history. The plutonism-volcanism relation has been studied, in connection with the geographical distribution of intrusions and emissive centers. This general investigation gives an overall view of paleogeography in upper viséan times in the Southern Vosges. The main paleogeographical limits appear, like areas affected by very important upward and downward movements, during this intra-viséan tectonic phase. This phase produces compressions and distensions, ruling the plutonical intrusions.

### INTRODUCTION

L'objet de cette note est de montrer comment le plutonisme viséen, dans les Vosges méridionales, est dirigé, quant à sa mise en place, par des phénomènes tectoniques, déterminant aussi la paléogéographie.

La connaissance du contexte paléogéographique permet ainsi une meilleure compréhension de l'évolution du plutonisme ; tectonique, plutonisme et paléogéographie apparaissent alors interdépendants.

Le secteur étudié (fig. 1) s'étend de la vallée de l'Ognon, au Nord de Lure, jusqu'à Thann, où il se limite par la Faille vosgienne.

#### 1. — EVOLUTION GENERALE DU VISEEN DANS LES VOSGES MERIDIONALES

La division en Viséen inférieur et Viséen supérieur est avant tout lithostratigraphique et

(\*) Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences de Reims. Laboratoire de Géologie régionale de Nancy.

Note déposée le 4 Novembre 1976.

ne résulte pas essentiellement de considérations biostratigraphiques. Elle est imposée par l'existence d'une phase tectonique (Coulon, Fourquin, Paicheler et Point, 1975a), séparant ces deux sous-étages et induisant un changement radical du magmatisme et de l'ambiance paléogéographique.

#### A) LE VISEEN INFERIEUR.

Il comporte une sédimentation marine à dominante pélitique, associée à un volcanisme de type spilite-kératophyre ; il s'agit de deux lignées magmatiques acide et basique, dont les origines sialique et simique ont été démontrées pour l'ensemble des Vosges méridionales (Stussi, 1967, 1970 ; Fourquin, 1973).

On distingue deux ensembles :

— l'ensemble le plus ancien, caractérisé par une sédimentation marine détritique considérable avec intercalations volcaniques (spilites, diabases, kératophyres et tufs kératophyriques) ; il comprend la série de Plancher-Bas, affectée d'une schistosité intense (Fourquin, 1973) et la

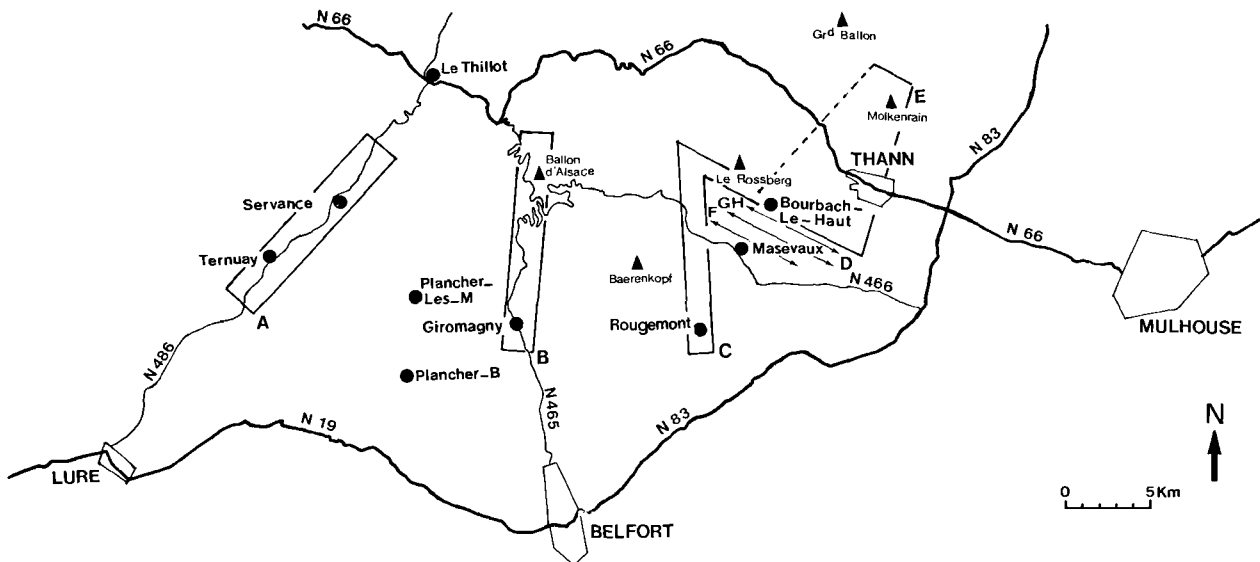


Fig. 1. — Situation géographique du secteur étudié.  
Les cinq zones A, B, C, D, E, correspondent aux cinq parties de la fig. 3.

série d'Oderen, qualifiée de série à cyclothèmes (Gagny, 1962) ;

— l'ensemble terminal, essentiellement volcanique (spilites, diabases, kératophyres, tufs kératophyriques et brèches pyroclastiques à ciment rhyolitique), seul l'ultime épisode montre une sédimentation détritique ; il s'agit de la série de Malvaux (Fourquin, 1973).

#### B) LE VISEEN SUPERIEUR.

La phase tectonique, survenant à l'issue du Viséen inférieur, entraîne la discordance du Viséen supérieur sur le Viséen inférieur (Coulon, 1973). Elle est génératrice de paléoreliefs déterminant la répartition et la nature des dépôts volcaniques et sédimentaires ultérieurs (Coulon, Fourquin, Paicheler et Point, 1975b). Conséquence de cette phase tectonique, un magmatisme calco-alcalin se développe durant le Viséen supérieur ; il s'exprime dans le plutonisme des Ballons (syenodiorites, monzonites et granites) et dans le volcanisme (labradorites, latites et rhyolites).

La tendance générale est une émergence par oscillations, aboutissant à une exondation définitive, réalisée précocement dans le secteur nord-oriental (série de Thann), plus tardivement dans le secteur sud-occidental (série de Giromagny).

Le terme de série de Thann est apparu lors de la subdivision du Culm des Vosges en grande série (Gagny, 1968 ; Ruhland, 1961, 1965). La série de Giromagny a été définie par les travaux de Fourquin (1969, 1973). Ultérieurement, il est apparu que la série de Thann correspondait aux termes de la base de la série de Giromagny, développés vers l'Est de façon spectaculaire (Coulon, Fourquin, Paicheler et Point, 1975a).

## II. — SITUATION ET AGE DU PLUTONISME

### A) REPARTITION DES DIFFERENTS FACIES PLUTONIQUES.

Le plutonisme viséen est connu dans le massif des Ballons par le granite porphyroïde à biotite et amphibole, bordé au Sud et au Nord par un cortège de diorites, de syénodiorites et de monzonites (Guérin, 1967), prolongé à l'Est par l'apophyse monzonitique de Sewen.

Les monzonites, connues jusqu'à l'apophyse de Sewen, se poursuivent en profondeur vers l'Est ; elles apparaissent dans les copeaux tectoniques, ramenés dans des niveaux supérieurs par les failles accidentant la région du Rossberg (fig. 2 - 1'), puis elles réaffleurent à Bourbach-le-Haut, où leur caractère hypovolcanique expri-

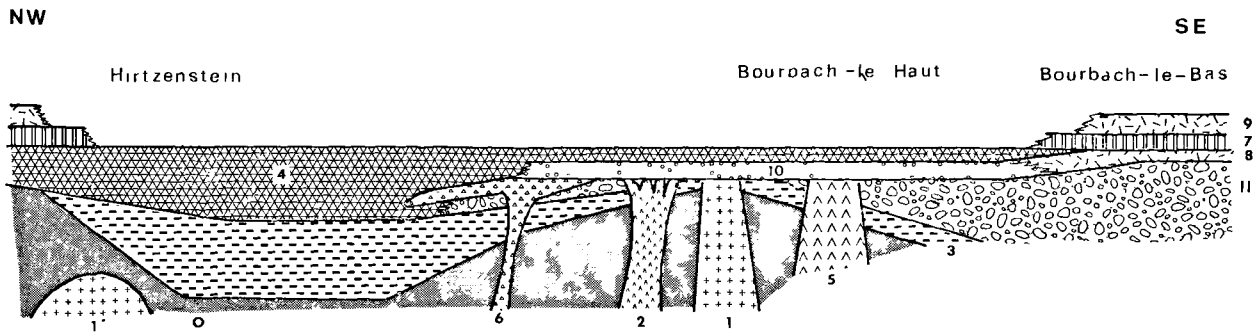


Fig. 2. — Lithostratigraphie de la région de Bourbach-le-Haut.

0 : série d'Oderen (Viséen inférieur). — 1 : monzonites hypovolcaniques. — 1' : prolongement oriental profond de la monzonite de Sewen. — 2 : trachy-labradorites hypovolcaniques (hypovolcanisme vert). — 3 : labradorites. — 4 : latites. — 5 : orthophyres (= trachytes). — 6 : trachy-labradorites effusives. — 7 : latites quartzifères et rhyolites latitiques. — 8 : ignimbrites inférieures. — 9 : ignimbrites supérieures. — 10 : volcano-sédimentaire. — 11 : grauwackes.

me un plutonisme plus superficiel (\*). A partir de cette localité, ce plutonisme de faible profondeur s'oriente selon un nouvel alignement à N45, il donne lieu à une série d'intrusions jusqu'à la Kohlschlag, ferme située au Nord du Molkenrain.

Ces intrusions se répartissent en quatre groupements géographiques :

- le groupement du vallon du Bourbach, au Nord de Bourbach-le-Haut, (point type : x = 950.925, y = 322.425),
- le groupement du versant Est du Thanner Hübel, (point type : x = 951.700, y = 324.050),
- le groupement du Sud-Ouest du Freundstein, (point type : x = 957.275, y = 329.275),
- le groupement de la Kohlschlag, au Nord du Molkenrain, (point type : x = 958.750, y = 330.950).

Le groupement de la Kohlschlag marque la limite septentrionale du plutonisme monzonitique hypovolcanique ; plus au Nord, il ne subsiste que les faciès hypovolcaniques de la lignée volcanique (hypovolcanisme vert de Gagny, 1968 et de Stussi, 1970).

## B) CHRONOLOGIE DU PLUTONISME.

### 1) Etat antérieur des connaissances.

Les résultats antérieurs sont évidemment relatifs aux plutonites du massif des Ballons.

(\*) Il a été montré par des considérations géochimiques, que les faciès hypovolcaniques calco-alcalins se répartissent entre une lignée volcanique (trachy-labradorites) et une lignée plutonique (monzonites) (Coulon, 1976a).

Ils portent sur l'ensemble syénodiorites-monzonites, retrouvé en éléments dans les brèches pyroclastiques du Crémillot, deuxième épisode de la Série de Giromagny (Fourquin, 1966). La mise en place du cortège de bordure des Ballons est remarquablement bien cernée puisqu'il recoupe la série de Malvaux (Viséen inférieur terminal), mais est repris en élément dans l'épisode du Crémillot situé assez bas dans la série de Giromagny.

D'autre part, l'antériorité de ces faciès par rapport au granite des Ballons a été clairement démontrée par les faciès de réaction du granite à son contact avec le cortège de bordure des syénodiorites et monzonites (Mouillac, 1974).

### 2) Datation lithostratigraphique du plutonisme monzonitique de Bourbach-le-Haut.

#### a) Lithostratigraphie de la région de Bourbach-le-Haut.

Après le dépôt des labradorites (3) (\*), premier épisode du Viséen supérieur, sur la série d'Oderen (0), les premiers dépôts de la période du Crémillot sont des latites (4) au Nord-Ouest ou des grauwackes (11) puissamment représentées vers le Sud-Est. Les faunes de Bourbach-le-Haut, situées pour l'essentiel dans ces grauwackes, sont datées du V3a ou b (Coulon, Fourquin, Heddebaut et Paicheler, 1975). Les grauwackes sont surmontées à l'Est

(\*) Pour la signification des chiffres entre parenthèses de ce paragraphe, se reporter à la légende de la figure 2.

par des ignimbrites rhyolitiques (8), passant latéralement à des niveaux volcano-sédimentaires tout d'abord microbréchiques, puis bréchiques et conglomératiques (10). Cet épisode volcano-sédimentaire est alimenté à l'Ouest par la poursuite des émissions latitiques (4) qui, finalement, recouvrent les niveaux volcano-sédimentaires (10), ou les ignimbrites (8).

Les émissions latitiques (4) prennent une extension verticale importante :

— elles débutent corrélativement au dépôt des grauwackes (11),

— elles se poursuivent durant le dépôt des niveaux volcano-sédimentaires (8),

— elles recouvrent finalement ces niveaux (8).

A ce volcanisme latitique fait suite un volcanisme plus acide de latites quartzifères et de rhyolites latitiques (7). La série se termine par des ignimbrites rhyolitiques à hornblende verte (9), recouvrant toute la région.

Tous ces dépôts font partie intégrante de l'épisode du Crémillot (Coulon, Fourquin, Pachelier et Point, 1975a) qui, avec les labradorites, forme ici la série de Thann.

#### b) Les intrusions de la région de Bourbach-le-Haut.

Diverses intrusions recoupent la base du Viséen de Bourbach-le-Haut :

— des orthophyres (5) et trachy-labradorites (6) (porphyre vert antique de Bourbach-le-Haut) percent les grauwackes ; ils donnent lieu à des épanchements au toit des grauwackes et s'intercalent dans les coulées latitiques (4) ;

— des trachy-labradorites (2) équivalents minéralogiques des trachy-labradorites (6), mais à granulométrie plus fine, constituant un chevelu filonien très dense ; il s'agit du faciès hypovolcanique vert défini par Gagny (1968) ;

— des monzonites (1), équivalentes à celles de la bordure des Ballons mais présentant un caractère hypovolcanique.

Toutes ces intrusions recoupent les grauwackes (11) et sont recouvertes par les niveaux volcano-sédimentaires (10) qui en remanient des éléments.

### 3) Nouvelles données obtenues sur la feuille de Giromagny au 1/50.000<sup>e</sup>.

#### a) Lithostratigraphie de la base de la série de Giromagny.

C'est dans le secteur oriental de la feuille de Giromagny (fig. 3, bloc B) qu'a été défini l'épisode du Crémillot (Fourquin, 1973) ; il s'agit de dépôts volcano-sédimentaires (9) (\*) marins avec intercalations de trachy-labradorites (6) (Porphyre vert antique de Belfahy).

Plus à l'Ouest, dans la vallée de l'Ognon (fig. 3, bloc A), on note la disparition des labradorites et l'épisode du Crémillot se complique avec apparition à sa base d'orthophyres (7) (étroiture de Ternuay) équivalents des orthophyres de Bourbach-le-Haut, et très localement au Sud des dépôts d'ignimbrites rhyolitiques (3) conservées sur le paléorelief formé alors par la série de Plancher-Bas. (Coulon, 1976b).

Les éléments syénodioritiques se retrouvent assez fréquemment dans le volcano-sédimentaire du Crémillot : il s'agit surtout de faciès à refroidissement rapide décrits par Guérin (1967) au contact des syénodiorites avec leur encaissant.

Des intrusions de trachy-labradorites (6) recoupent la série de Malvaux (Viséen inférieur terminal), dans sa partie métamorphisée, à l'Est de Servance (bloc A, x = 926.250, y = 322.250) et dans la haute vallée de la Savoureuse (bloc B) (Fourquin, 1965).

#### b) Action du thermométamorphisme sur le Viséen.

A l'Ouest (fig. 3, bloc A), le thermométamorphisme intéresse la série de Malvaux et l'épisode du Crémillot (volcano-sédimentaire et orthophyres).

La forte intensité se traduit surtout dans les paragenèses des roches basiques (ouralitisations des pyroxènes des spilites et trachy-labradorites de Servance) et par une induration générale de l'ensemble des faciès métamorphisés.

A l'Est, à partir de la vallée de la Savoureuse (fig. 3, blocs B et C), l'intensité du thermométamorphisme devient nettement plus faible (auréole plus restreinte, simple renforcement des caractères splitiques, disparition de l'indura-

(\*) Pour la signification des chiffres entre parenthèses de ce paragraphe, se reporter à la légende de la figure 3.

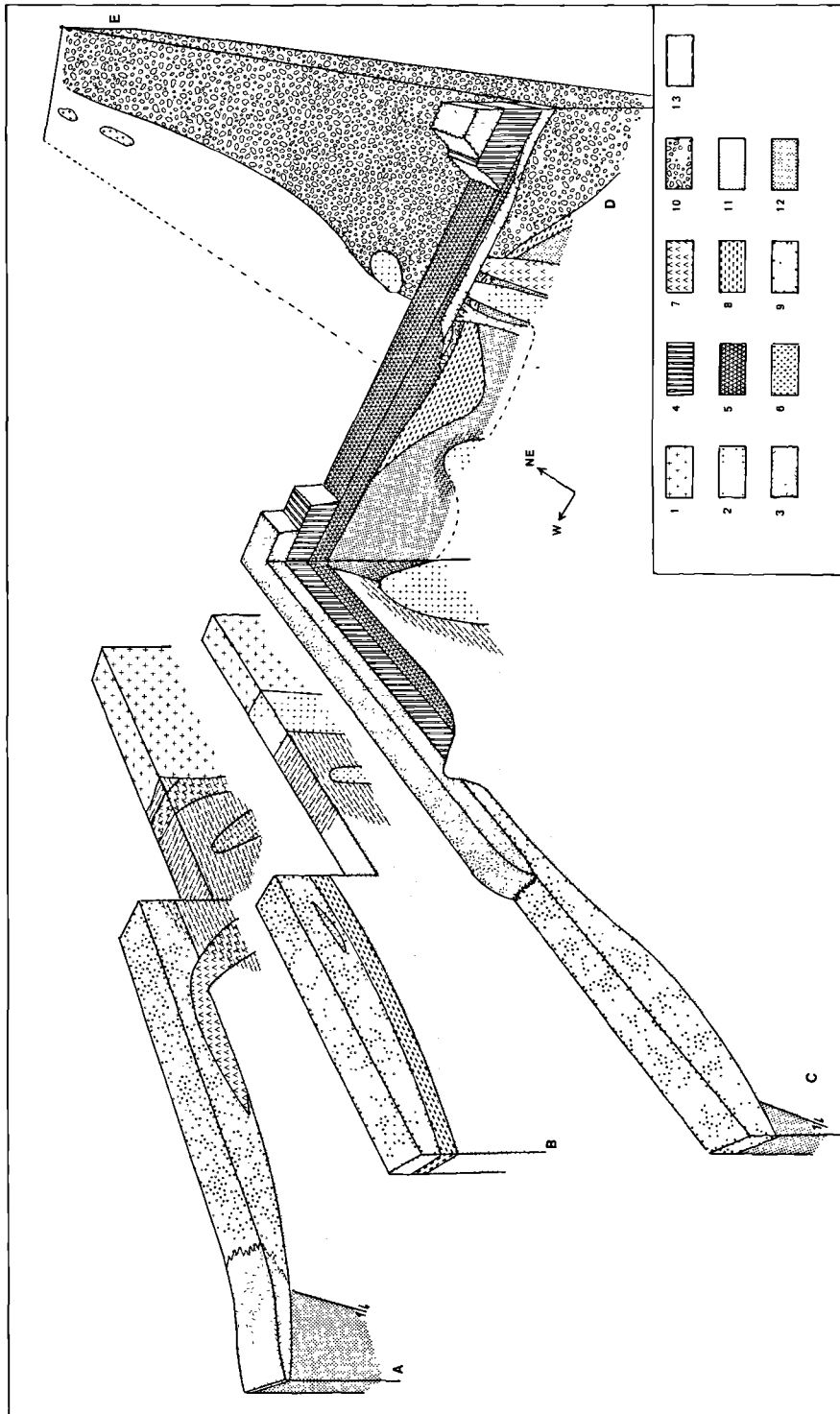


Fig. 3. — Evolution lithostratigraphique, paléogéographique, tectonique, plutonique et volcanique des Vosges méridionales à l'issue de la période du Crémillot.

Viséen supérieur. - 1 : granite. — 2 : syénodiorites et monzonites. — 3 : ignimbrites inférieures et supérieures. — 4 : latites quartzifères et rhyolites latitiques. — 5 : latites. — 6 : trachy-labradorites. — 7 : trachytes (orthophyres). — 8 : labradorites. — 9 : volcanosédimentaire. — 10 : grauwackes.

Viséen inférieur. - 11 : série de Malvaux. — 12 : série d'Oderen au Nord et de Plancher-Bas au Sud. — 13 : auréole métamorphique.

tion) ; l'intrusion trachy-labradoritique de la vallée de la Savoureuse est épargnée par le métamorphisme (Fourquin, 1973).

c) *Indices d'un décalage chronologique conséquent entre plutonisme syénodioritique et monzonitique et plutonisme granitique.*

La forte intensité du thermométamorphisme occidental (fig. 3, bloc A) est due au contact direct du granite avec le Viséen. Le volcanosédimentaire à éléments syénodioritiques et les intrusions trachy-labradoritiques sont métamorphisés. Par contre, vers l'Est, à partir de la Savoureuse (fig. 3, blocs B et C), la faible intensité du métamorphisme s'explique par l'existence d'un obstacle à la propagation du rayonnement thermique constitué par un cortège syénodioritique et monzonitique de bordure déjà considérablement refroidi. Le thermométamorphisme de l'encaissant ne serait dû pour l'essentiel qu'à la mise en place des syénodiorites et monzonites subcontemporaines de l'intrusion trachy-labradoritique de la Savoureuse (fig. 3, bloc B), préservée ultérieurement du thermométamorphisme du granite par l'écran du plutonisme de bordure.

Une hypothèse sur l'importance de la durée, séparant plutonismes monzonitique et granitique, peut alors être proposée par comparaison avec l'histoire du domaine de Bourbach-le-Haut. Cette durée pourrait être équivalente au temps nécessaire à la mise à jour par érosion des monzonites de Bourbach-le-Haut, pendant la période du Crémillot. En effet, dans l'histoire de cette période, c'est seulement à partir de cet instant qu'apparaît le volcanisme ignimbrétique, considéré comme l'expression volcanique du magma générateur du granite des Ballons (Gagny, 1968 ; Stussi, 1970).

### III. — LE PLUTONISME MONZONITIQUE DANS L'HISTOIRE PALEO GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR ORIENTAL

#### A) HISTOIRE PALEO GEOGRAPHIQUE DE LA REGION DE BOURBACH-LE-HAUT DURANT LA PERIODE DU CREMILLLOT.

La reconstitution historique de l'épisode sera réalisée à partir de l'évolution latérale et verticale de trois zones paléogéographiques, représentées à trois étapes essentielles de la chronologie de cet épisode sous forme de schémas

paléogéographiques (fig. 3, blocs C, D, E ; fig. 4, 5 et 6).

La zone F correspond à l'axe Houppach-Wegscheid ; la zone G s'étend du massif du Buchberg au Brandeskopf, en englobant la partie occidentale du domaine de Bourbach-le-Haut (Ouest du méridien de Bourbach-le-Haut) ; la zone H débute à Bourbach-le-Bas, englobe le domaine de Bourbach-le-Haut et se termine dans le secteur du Hirtzenstein-Rossberg.

#### 1) Première période :

*Dépôt des grauwackes (11), début des épanchements de latites (4) - volcanisme trachy-labradoritique (6) et hypovolcanisme trachy-labradoritique (6 et 2), volcanisme et hypovolcanisme trachytique (5), hypovolcanisme monzonitique (1).*

Cette période (fig. 4) débute par l'individualisation vers le Sud-Est et le Nord-Est (blocs G et H) d'un bassin où une sédimentation saccadée est responsable de bancs (métriques à pluridécamétriques) de grauwackes grossières (lutites à arénites) et de grauwackes-lutites (11).

En bordure du bassin, ces niveaux recèlent à Bourbach-le-Haut une faune datée Viséen 3a ou b (Coulon, Fourquin, Heddebaut et Paicheler, 1975). La bordure du bassin présente aussi des faciès calcareux localement calcaires, enrichis en matière organique et dégageant une odeur d'H<sub>2</sub>S, indice d'un milieu réducteur.

Les grauwackes-lutites passent latéralement à des charbons, largement représentés dans la formation. La fin de la sédimentation grauwackeuse est marquée par l'apparition de faciès blancs, fins, très silicifiés ; ils sont riches en indices d'émersion (figures de dessiccation, ripples-marks, traces de gouttes de pluie et d'impacts divers...) et renferment des sacs sporangiaux avec leurs spores, qui n'ont subi apparemment qu'un très faible transport. Ces faciès blancs renferment aussi une macroflore particulièrement bien conservée (Corsin, Coulon, Fourquin, Paicheler et Point, 1973).

Au Nord, le régime marin persiste, mais la sédimentation grauwackeuse est remplacée par des épanchements de latites (4) ; localement, l'absence complète des caractères typiques du volcanisme sous-marin, laisse supposer l'émersion par accumulation de matériaux effusifs.

A Houppach (bloc G), le domaine latitique déborde davantage vers le Sud, où il s'appuie

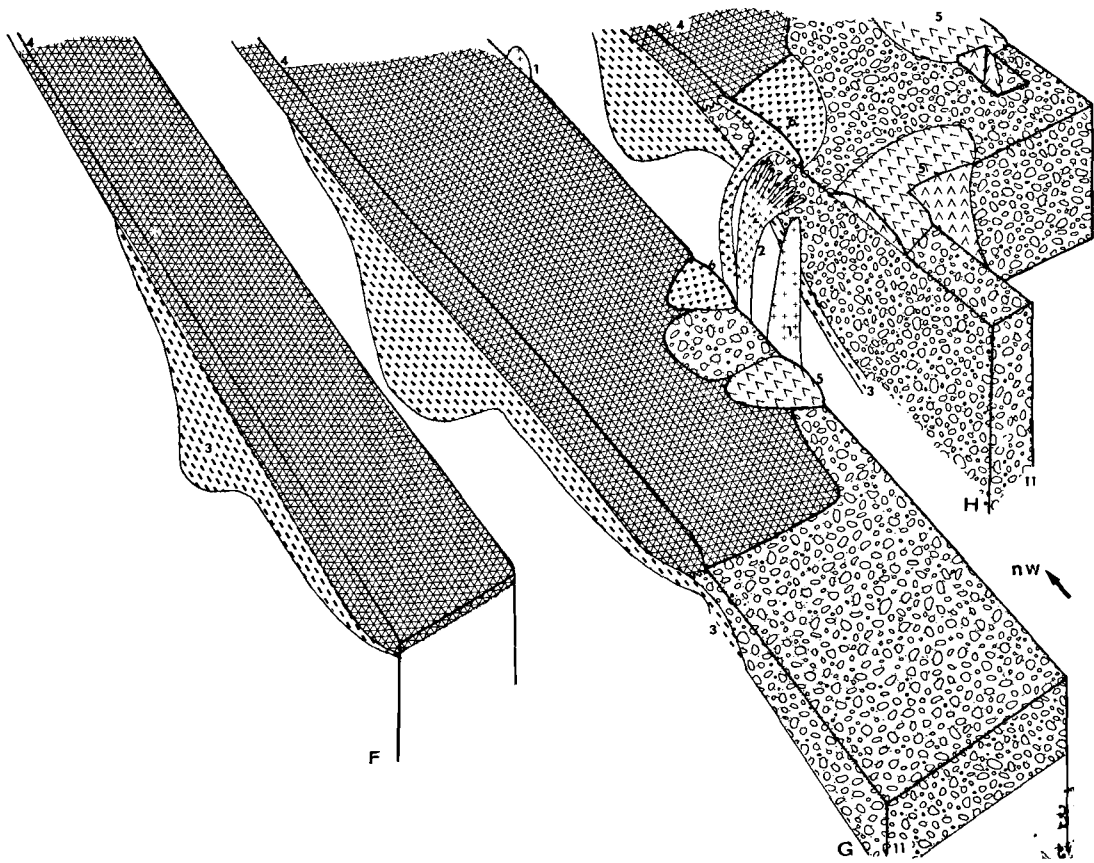


Fig 4. — Représentation paléogéographique du domaine de Bourbach-le-Haut à l'issue de la première période du Crémillot.  
1 : monzonites. — 2 : trachy-labradorites (hypovolcanisme vert). — 3 : labradorites. — 4 : latites. — 5 : trachytes. — 6 : trachy-labradorites effusives. — 7 : latites quartzifères et rhyolites latitiques. — 8 : ignimbrites inférieures. — 9 : ignimbrites supérieures. — 10 : volcano-sédimentaire. — 11 : grauwackes.

sur l'envoyage oriental d'un paléorelief reconnu plus à l'Ouest (ride du Dennenbourg) (Coulon, Fourquin, Paicheler et Point, 1975b). *L'orientation de cette ride est donc Est-Ouest.*

A l'issue de la sédimentation grauwackeuse, plusieurs venues éruptives recoupent les terrains de la zone bordière du bassin subsident grauwackeux :

- intrusions monzonitiques (1).
- mise en place du chevelu filonien trachy-labradoritique (2) appelé hypovolcanisme vert,
- montées et épanchements des trachy-labradorites (6) et des trachytes (5).

Le volcanisme latitique (4) fonctionne durant cette période, il recouvrira ultérieurement une partie des épanchements.

## 2) Deuxième période :

*Mise à jour des intrusions - poursuite du volcanisme latitique (4) - première éruption ignimbritique (8) - dépôts de brèches, conglomérats et de microbrèches volcano-sédimentaires (10).*

Dans la région de Bourbach-le-Haut (bloc H), la zone des intrusions, aire de séparation de deux domaines à subsidence différentielle (domaine latitique subcontinentalisé - bassin des

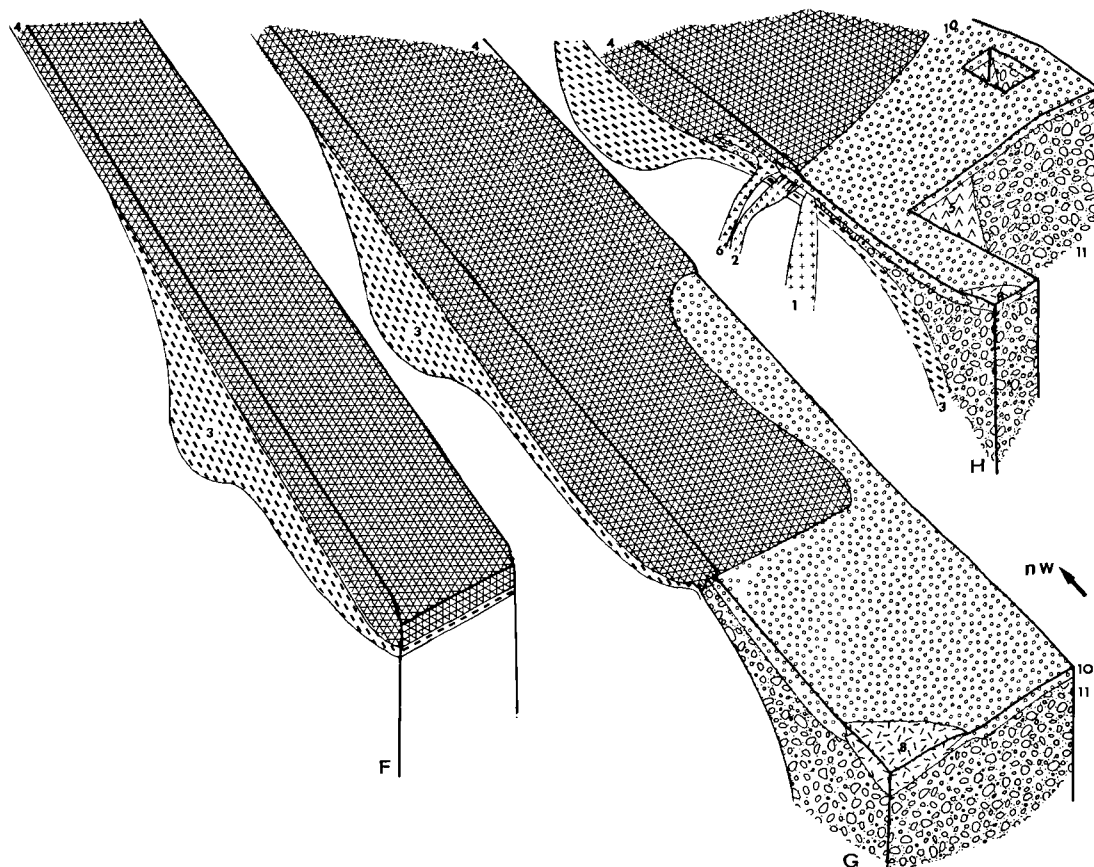


Fig. 5. — Représentation paléogéographique du domaine de Bourbach-le-Haut à l'issue de la deuxième période du Crémillot.

1 : monzonites. — 2 : trachy-labradorites (hypovolcanisme vert). — 3 : labradorites. — 4 : latites. — 5 : trachytes. — 6 : trachy-labradorites effusives. — 7 : latites quartzifères et rhyolites latitiques. — 8 : ignimbrites inférieures. — 9 : ignimbrites supérieures. — 10 : volcano-sédimentaire. — 11 : grauweekes.

grauweekes très subsident) est le siège d'une *érosion intense*, mettant à jour les monzonites (1) et les trachy-labradorites hypovolcaniques (2), écimant les protrusions trachytiques (3) en les isolant des zones d'épanchements partiellement conservées (fig. 5).

Cette érosion semble se cantonner à la frontière entre le domaine subcontinentalisé des grands épanchements latitiques (4) et le bassin grauweekeux fortement subsident.

L'activité latitique (4) se poursuit et participe directement ou indirectement à l'alimentation des brèches, conglomérats et microbrèches (10),

qui recouvrent alors les diverses intrusions mises à jour (ces niveaux renferment des éléments trachytiques, trachy-labradoritiques et monzonitiques).

Au Sud (blocs H et G), les microbrèches passent latéralement à des ignimbrites (8), indicatrices de zones subémergées à émergées, permettant la conservation des critères ignimbritiques. Les éléments contenus dans ces microbrèches (10), reflètent leur situation paléogéographique (abondance des éléments trachytiques à Bourbach-le-Haut, importance des clastes d'origine ignimbritique à Bourbach-le-Bas).



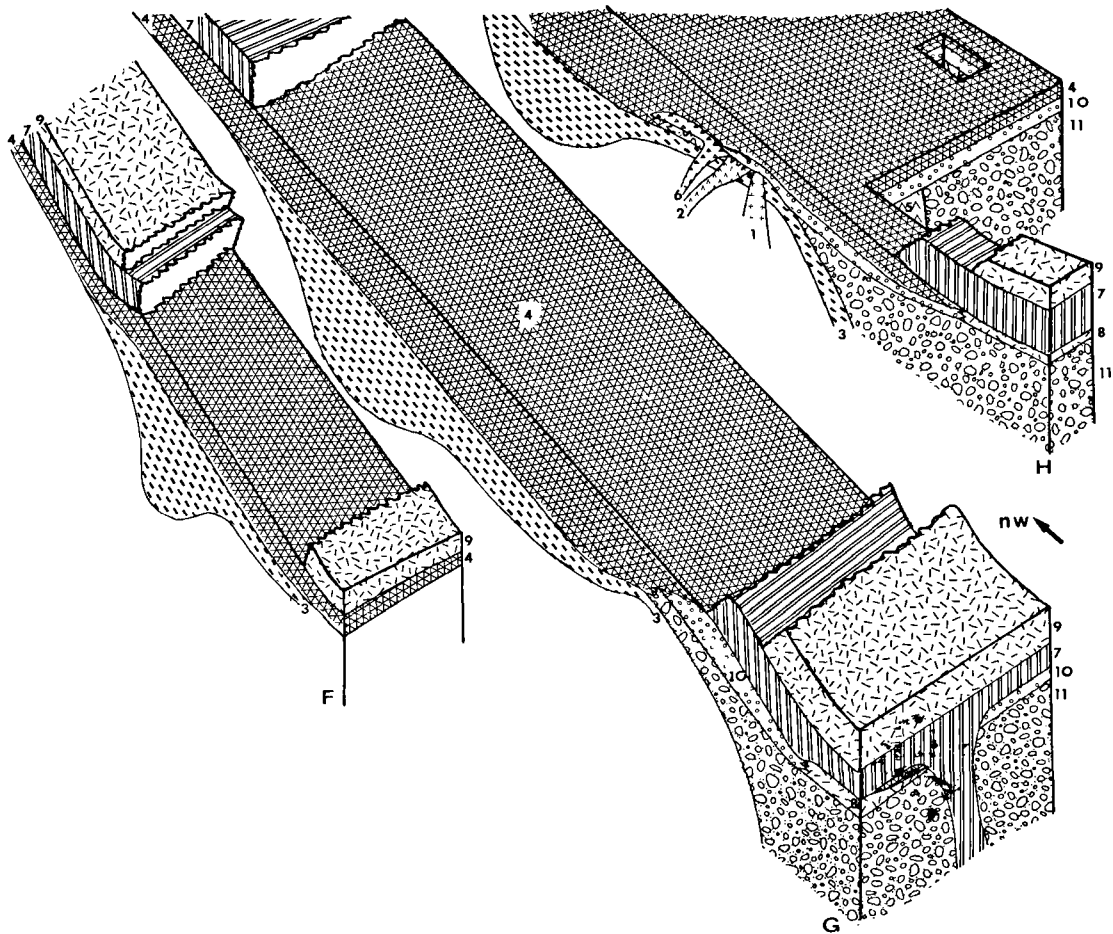


Fig. 6. — Représentation paléogéographique du domaine de Bourbach-le-Haut à l'issue de la troisième période du Crémillot.

1 : monzonites. — 2 : trachy-labradorites (hypovolcanisme vert). — 3 : labradorites. — 4 : latites. — 5 : trachytes. — 6 : trachy-labradorites effusives. — 7 : latites quartzifères et rhyolites latitiques. — 8 : ignimbrites inférieures. — 9 : ignimbrites supérieures. — 10 : volcano-sédimentaire. — 11 : grauwackes.

Vers le Sud-Ouest (bloc F), l'activité latitique débutée lors de la première période se poursuit de façon analogue.

### 3) Troisième période :

*Fin des épanchements de latites (4) - protrusions et effusions des rhyolites latitiques et des latites quartzifères (7) - émissions ignimbritiques terminales (9).*

A la fin de la sédimentation des microbrèches (10), la tendance à l'émersion s'accen-

tue (fig. 6). Les latites (4) débordent leur ancien domaine et viennent recouvrir les niveaux volcano-sédimentaires (10) et les ignimbrites (8).

La tendance à l'émersion se confirme par les nouveaux épanchements de latites quartzifères et de rhyolites latitiques (7). Dans le domaine du Buchberg (bloc G), les latites quartzifères (7) recoupent les terrains inférieurs et s'épanchent sur les latites (4) discontinues, sur les ignimbrites (8) et sur les microbrèches (10). Au Sud-Ouest, la terminaison orientale de la

ride du Dennenbourg, induit la réduction d'épaisseur du volcanisme (7), uniquement représenté par une mince bande de rhyolites latitiques (bloc F). Au Nord-Ouest (blocs F et G), le volcanisme (7) reprend un développement important sous la forme de latites quartzifères et de coulées homogènes ou bréchiques de rhyolites latitiques.

L'émergence complète et définitive est enfin réalisée avec le dépôt des ignimbrites terminales (9), qui produit un ennoyage généralisé.

#### B) PARTICULARITE DE LA POSITION PALEO-GEOGRAPHIQUE DE L'ALIGNEMENT MONZONITIQUE (BOURBACH-LE-HAUT - KOHLSCHLAG).

Le bassin subsident grauwackeux, décrit précédemment à Bourbach-le-Haut, se prolonge vers le Nord-Est, jusqu'au massif du Molkenrain (Coulon, Fourquin, Paicheler et Point, 1975a). L'alignement monzonitique à N 45 correspond à la charnière existant entre le bassin subsident et un paléorelief occidental.

Cet alignement monzonitique se situe donc sur une zone de distension, site privilégié des intrusions monzonitiques, trachy-labradoritiques et trachytiques.

#### IV. — LE CHEMINEMENT MONZONITIQUE DU GRANITE DES BALLONS AU CENTRE EMISSIF IGNIMBRITIQUE DU MOLKENRAIN

Granite des Ballons et Ignimbrites rhyolitiques sont les deux expressions d'une même entité magmatique (Gagny, 1968 ; Stussi, 1970).

Par contre, les aires de répartitions sont différentes, les ignimbrites se développant à l'Est du granite, jusqu'au Molkenrain, considéré comme très proche des grands centres émissifs (Gagny, 1968 ; Coulon, Fourquin, Paicheler, Point, 1975a).

Les diverses intrusions monzonitiques (fig. 3), suivies depuis leur contact avec le granite des Ballons jusqu'au Molkenrain, définissent un jalonnement plutonique, entre le batholite granitique et les grands centres émissifs ignimbristiques.

Ce jalonnement s'oriente tout d'abord d'Ouest en Est, entre le granite du Ballon d'Alsace et Bourbach-le-Haut, il est bordé au Sud par une

ride paléogéographique, consécutive à la phase tectonique Viséen inférieur-Viséen supérieur (bloc C), puis il prend l'orientation N 45 de Bourbach-le-Haut à la Kohlschlag, qui en marque la limite.

La profondeur du plutonisme monzonitique décroît d'Ouest en Est :

— depuis les faciès très grenus de la bordure du granite, mis en place sous une couverture viséenne peu érodée (série de Malvaux complète),

— en passant par la monzonite de Sewen, recoupant des terrains très entamés par l'érosion consécutive à la phase tectonique intra-viséenne,

— jusqu'à Bourbach-le-Haut, où les faciès hypovolcaniques traversent les labradorites et les grauwackes de la série de Thann (Viséen supérieur).

Il apparaît ainsi une analogie entre le plutonisme monzonitique de plus en plus superficiel vers l'Est et le comportement de l'entité magmatique, génératrice du granite à l'Ouest et source d'émissions ignimbristiques à l'Est.

#### V. — SYNTHESE TECTONIQUE PALEO-GEOGRAPHIQUE ET PLUTONIQUE

La phase tectonique Viséen inférieur - Viséen supérieur (fig. 3) marque fortement la paléogéographie en induisant la formation de paléoreliefs, séparés par des dépressions, futurs bassins subsidents, où s'accumulent tout d'abord les labradorites (premier épisode du Viséen supérieur) ; la disparition de ces labradorites souligne la proximité des paléoreliefs (Coulon, Fourquin, Paicheler et Point, 1975b ; Coulon, 1976b).

Au Sud, la montée tectonique considérable de la série de Plancher-Bas (mouvement supérieur au kilomètre, voire même pluri-kilométrique) transforme ce domaine en paléorelief ; la série de Plancher-Bas chevauche alors au Nord la série de Malvaux par l'intermédiaire d'un accident qui traverse tout le Sud des Vosges, de Ternuay à Rougemont-le-Château (blocs A et C). Ultérieurement, cet accident est cacheté par des dépôts appartenant à l'épisode du Crémillot (Coulon, 1976b).

Au Nord de cet accident fondamental, la série de Malvaux (Viséen inférieur terminal)

reste intégralement représentée ; c'est seulement dans la haute vallée de la Doller (bloc C), que la discordance du Viséen supérieur sur le Viséen inférieur se manifeste par le biseau complet de la série de Malvaux sur une distance inférieure à trois kilomètres.

La série de Malvaux ne réapparaît qu'au Nord du Molkenrain, dans l'axe N 45 du bassin subsident grauwaqueux plus méridional. Dans ce secteur, la puissance de la série de Malvaux est considérable, sa disparition brutale vers l'Ouest (à la Kohlschlag) ne peut qu'être due à l'existence d'une faille consécutive à la phase tectonique Viséen inférieur - Viséen supérieur. Cette faille de la Kohlschlag, apparaît aussi comme un accident fondamental, puisqu'elle induit vers le Sud la flexure de la marge du bassin subsident grauwaqueux (blocs D et E) et l'alignement monzonitique N 45.

*Au contraire du grand accident inverse, Ternuay - Rougemont-le-Château, la faille de la Kohlschlag joue normalement, la série de Malvaux étant piégée par l'effondrement, amorce du phénomène de subsidence.*

Toutes ces considérations précisent le mécanisme de la phase tectonique Viséen inférieur - Viséen supérieur, qui individualise de grands domaines, séparés par des zones à forte activité tectonique ; cette activité se manifeste par des mouvements à composante verticale importante.

Le trait majeur est une phase de compression responsable de l'accident Ternuay - Rougemont-le-Château, orienté N 100 et de la ride Dennenbours-Houppach (fig. 3, bloc C ; fig. 4,

5 et 6) d'orientation analogue. Cette orientation se retrouve aussi dans l'axe de mise en place du batholite des Ballons et de la monzonite de Sewen, située au Nord de la ride paléogéographique Dennenbourg-Houppach.

L'existence d'un môle septentrional rigide, actuellement recouvert par la série allochtone du Markstein et affleurant durant tout le Viséen (Coulon, Fourquin, Paicheler et Point, 1975a) peut expliquer la distension responsable de l'effondrement de la Kohlschlag ; en effet, il a suffi d'un léger mouvement de ce môle en direction du Nord (les poussées venant du Sud), pour produire une distension sur son bord sud-oriental. Cette distension, se propageant vers le Sud-Est, a ainsi induit l'implantation du bassin grauwaqueux, la montée des monzonites hypovolcaniques et a favorisé la création des principaux centres d'émissions ignimbritiques ; la plus grande partie du volcanisme de la série de Thann a peut-être même été induite par cette distension.

Le plutonisme se comporte donc comme un marqueur directionnel de la phase tectonique Viséen inférieur - Viséen supérieur, phase caractérisée par des mouvements de compressions. L'existence d'un môle rigide, affleurant durant tout le Viséen, a entraîné la création d'une distension qui a favorisé le cheminement du plutonisme monzonitique. Ce cheminement monzonitique suit ainsi les grandes limites paléogéographiques : Ride du Dennenbourg-Houppach et marge du bassin grauwaqueux, déterminées par la phase tectonique Viséen inférieur - Viséen supérieur. Le caractère tardi-tectonique du plutonisme est ainsi clairement établi.

#### BIBLIOGRAPHIE

- 1) CORSIN P., COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C. et POINT R. (1973). — Etudes de la flore de la série de Giromagny (Viséen supérieur des Vosges méridionales). Comparaison avec les flores du Culm des Vosges. *Sci. Géol. Bull.*, 26, 1, p. 43-68.
- 2) COULON M. (1973). — La discordance du Viséen supérieur dans les Vosges méridionales. *Réunion annuelle des Sciences de la Terre*, Paris, p. 143.
- 3) COULON M. (1976a). — Contribution au tectorogène varisque dans les Vosges méridionales (région de Masevaux - Bourbach-le-Haut). *D.E.S. Fac. Sci., Reims*, 81 p., 20 pl. et texte.
- 4) COULON M. (1976b). — Evolution du Viséen entre les vallées du Rahin et de l'Ognon (Vosges méridionales). Existence d'une zone à comportement de linéament. Note déposée le 14 juin, *Bull. Soc. Géol. Fr.*
- 5) COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C. (1975a). — Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges méridionales. II - Le Culm de la région comprise entre Giromagny et Bourbach-le-Bas (partie occidentale de la feuille à 1/50.000° de Thann). *Sci. Géol. Bull.*, 28, 2, p. 109-139.
- 6) COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C. et POINT R. (1975b). — Contribution à la connaissance stratigraphique du Culm des Vosges méridionales. *Ann. Univ. A.R.E.R.S., Reims*, 13, p. 39-46.
- 7) COULON M., HEDDEBAUT C., FOURQUIN C. et PAICHELER J.C. (1975). — Mise au point sur l'âge des faunes de Bourbach-le-Haut et sur la chronologie des différentes séries du Culm des Vosges du Sud. *Sci. Géol. Bull.*, 28, 2, p. 141-148.

- 8) FOURQUIN C. (1965). — Sur la découverte de porphyre akéritique dans les Vosges méridionales. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 260, p. 1693-1695.
- 9) FOURQUIN C. (1966). — Données géologiques précisant l'âge des différentes phases de mise en place du Ballon d'Alsace (Vosges méridionales). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 262, p. 1509-1512.
- 10) FOURQUIN C. (1969). — Observation sur l'histoire et la stratigraphie antésudètes des Vosges méridionales. *C. R.Ac. Sc.*, Paris, 269, p. 6-9.
- 11) FOURQUIN C. (1973). — Contribution à la connaissance du tertogène varisque dans les Vosges méridionales. I - Le Culm de la région de Giromagny. *Sci. Géol. Bull.*, 26, 1, p. 3-42.
- 12) GAGNY C. (1962). — Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 15, p. 139-160.
- 13) GAGNY C. (1968). — Pétrogénèse du granite des Crêtes (Vosges méridionales, France). *Thèse Fac. Sci. Nantes*, 546 p.
- 14) GUERIN H. (1967). — Les faciès de bordure du granite des Ballons. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 20, 1, p. 37-58.
- 15) MOUILLAC J. (1974). — Géologie du granite des Ballons et de ses minéralisations cuivre-molybdène associées (Vosges méridionales). *Thèses Univ. Nancy I*, 201 p.
- 16) RUHLAND M. (1961). — Itinéraire d'excursion géologique dans le Primaire des Vosges méridionales entre les vallées de la Lauch et de la Thur. *Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar*, 50, p. 7-20.
- 17) RUHLAND M. (1965). — Itinéraire d'excursion géologique dans les Vosges hercyniennes entre les vallées de la Thur et la Doller. *Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar*, 52, p. 16-28.
- 18) STUSSI J.M. (1967). — Eléments nouveaux sur le volcanisme des Vosges méridionales. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 264, p. 2978-2981.
- 19) STUSSI J.M. (1970). — Le volcanisme associé au Culm des Vosges méridionales: tendances évolutives générales et géochimie de l'uranium et du thorium. *Thèse Fac. Sci., Nancy*.

« »

## Sur les calcaires du Carbonifère inférieur du Nord de Cordoue (Espagne) et leur âge viséen supérieur d'après la microfaune

par Michel CROUSILLES (\*), Christophe DIXSAUT (\*), Maurice LYS (\*\*), et Guy TAMAIN (\*)

(Planche XXXVIII)

*Sommaire.* — Les formations calcaires, qui s'étendent au Nord et Nord-Est de Cordoue (Espagne), dans le Sud de la Meseta ibérique, ont livré, près d'Adamuz et de Villaharta, une microfaune relativement abondante et variée qui permet de leur attribuer un âge Viséen supérieur (V<sub>3b</sub> supérieur - V<sub>3c</sub>) à Namurien basal (E<sub>1</sub>).

Ces résultats situent donc avec précision l'âge de l'épisode carbonaté qui caractérise, ici, la sédimentation dinantienne de faciès flysch, en bordure de la Meseta.

Des considérations d'ordre paléogéographique local sont également évoquées dans le cadre du Sud ibérique.

*Summary.* — The calcareous intercalations of the lower Carboniferous, in the North and North-East of Cordoba (in the south part of the Iberian Meseta) contain an abundant and varied microfauna which indicates an Upper Visean (upper V<sub>3b</sub>-V<sub>3c</sub>) to lower Namurian (E<sub>1</sub>).

### I. — INTRODUCTION

Tout à fait dans le Sud de la Meseta ibérique (fig. 1), aux confins de la Sierra Morena centrale et de l'Ossa Morena, les différentes unités litho-structurales s'allongent en étroits domaines selon la direction varisque majeure WNW-ESE.

Le Paléozoïque supérieur y est bien représenté, notamment par des formations carbonatées connues depuis Adamuz jusqu'à Granja de Torre Hermosa.

Parmi celles-ci, on peut distinguer un premier ensemble, dit d'Adamuz-Villaharta, dont les diverses occurrences se répartissent en quatre bandes (fig. 2 a, b, c et d) et qui a été affecté par les phases de plissement majeur et de méta-

morphisme général varisques. Seul cet ensemble retiendra ici notre attention.

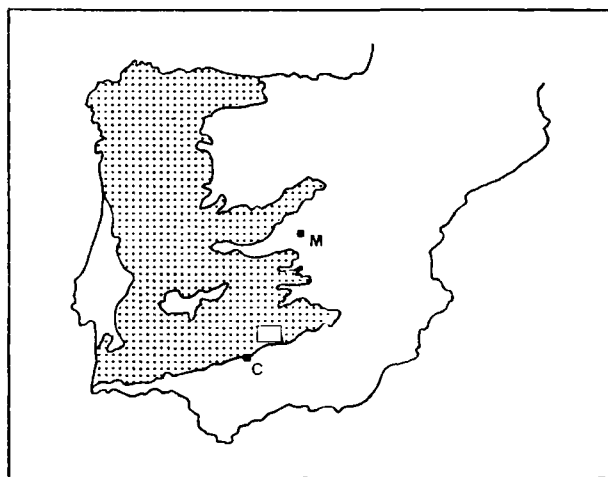


Fig. 1. — Situation de la région étudiée.  
En pointillés : Précambrien et Paléozoïque de la Meseta ibérique.

(\*) Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, 504, Faculté des Sciences, 91405 Orsay.

(\*\*) Laboratoire de Géologie Historique, 504, Faculté des Sciences, 91405 Orsay.

Note déposée le 4 Novembre 1976.

Disons toutefois qu'un deuxième ensemble affleure de Belmez à Granja de Torre Hermosa et que, avec le houiller productif du bassin de Peñarroya-Belmez, il appartient au cycle tardivarisque, postérieur aux dites phases de déformation. Son âge a été donné comme namuro-westphalien par les uns, et comme uniquement westphalien par les autres.

## II. — L'ENSEMBLE CARBONATE D'ADAMUZ - VILLAHARTA

Les diverses occurrences le constituant sont interstratifiées dans une série monotone de schistes noirs à vert-sombre, avec des passées gréseuses à grés-quartzitiques peu épaisses (5 à 10 cm), qui peut évoquer localement une sédimentation de faciès flysch et dont la puissance n'est pas connue du fait de la grande complexité structurale de cette région.

### 1) La bande septentrionale du moyen Guadalbarbo.

Elle est recoupée par la route de Villaharta à Pozoblanco, à 5 km en ligne droite au Nord de la première localité (fig. 2, a).

L'affleurement-type, de coordonnées :  $x = 04^{\circ} 52' 52''$  ;  $y = 38^{\circ} 11' 12''$ , se trouve d'ailleurs sur le bord oriental de cette route, en face du *cortijo* situé juste au Sud de la Villa San Juan.

#### a) Caractères macroscopiques.

L'affleurement-type est une masse lenticulaire interstratifiée dans des schistes vert-sombre, puissante de 6 m au maximum, et présentant localement une stratification en bancs décimétriques.

Le calcaire, gris, à patine noirâtre, présente une texture bréchique caractérisée ; la taille des clastes permet de distinguer un faciès plutôt grossier et un faciès plus fin, fréquemment associés d'ailleurs.

#### b) Caractères microscopiques.

La roche (éch. n° 17-K) (fig. 2) apparaît constituée essentiellement de clastes, cimentés par de la calcite.

Ceux-ci peuvent être, d'après leur taille, leur morphologie et leur nature lithologique, rangés en deux groupes :

— les éléments millimétriques, représentant 25 % du volume des clastes, en matériau non carbonaté (schiste noir : 5 % ; grès micacé et quartzite plutôt sombre : 20 %) identique à l'encaissant, légèrement roulés et témoignant d'un certain transport ;

— les éléments centimétriques, représentant 75 % dudit volume, calcaires (partiellement oolithiques) et fossilifères, aux contours anguleux suggérant une fracturation suivie d'une cimentation pratiquement *in situ*.

Il y a aussi de la pyrite tardive.

### 2) La bande intermédiaire d'Adamuz.

Elle est recoupée par la route d'Adamuz à Villanueva de Cordoba, à 1 km à vol d'oiseau au Nord de la première bourgade.

L'affleurement-type, de coordonnées :  $x = 04^{\circ} 34' 00''$  ;  $y = 38^{\circ} 02' 32''$ , correspond à l'ancienne carrière située juste à l'embranchement de la route allant à Montoro.

Le problème se pose encore de relier cette suite d'affleurements à la bande du bas Varas (fig 2, b) ou bien à celle de Villaharta-Nord du barrage du Guadalmellato (fig 2, c).

#### a) Caractères macroscopiques.

L'affleurement-type est constitué par un calcaire massif, gris, à patine plutôt claire, d'une puissance atteignant les 30 m, et formé de bancs épais (1-5 m chacun).

Des polypiers et des fragments de crinoïdes sont visibles à l'œil nu sur les surfaces météorisées et d'éclatement mécanique.

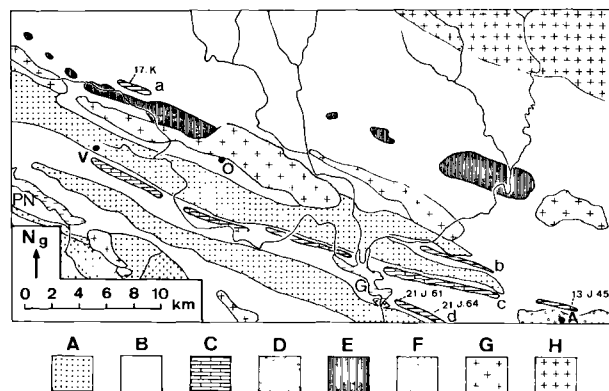


Fig. 2. — Carte géologique de la région étudiée. (à partir de la Carte géologique au 1/200.000° n° 69, Pozoblanco. I.G.M.E., Madrid, 1971).

A : Précambrien. — B : Paléozoïque supérieur. — C : calcaires du Viséen supérieur à Namurien basal. — D : Trias et Miocène. — E : ligne ultrabasitique du Varas-Guadalbarbo. — F : complexe magmatique de Los Ojuelos. — G : granites varisques. — H : batholite granitique tardivarisque de Los Pedroches.

A : Adamuz. — O : Obejo. — V : Villaharta. — G : barrage du Guadalmellato. — P.N : barrage du Puente Nuevo. a, b, c et d : différentes bandes à occurrences carbonatées.

b) *Caractères microscopiques.*

En lame mince (éch. n° 13-J-45) (fig. 2), on observe des vestiges fossiles, ainsi que de très rares grains de quartz détritique et petits clastes millimétriques de quartzite fin, dans une matrice calcaréo-pélimitique.

La recristallisation y est peu importante, hormis quelques veinules de calcite. Ici encore, la pyrite est tardive.

3) **La bande méridionale de Peñas Rubias.**

Elle vient mourir au pied SE du barrage de Guadalmellato.

Les deux affleurements-types ont, respectivement, pour coordonnées :  $x = 04^{\circ} 42' 02''$  ;  $y = 38^{\circ} 02' 18''$  (échantillon n° 21-J-61), et  $x = 04^{\circ} 41' 22''$  ;  $y = 38^{\circ} 02' 07''$  (échantillon n° 21-J-64).

Le premier se trouve à 200 m à l'Est du *cortijo* de Peñas Rubias, le second à 1 km au NE du *cortijo* du Retamelejo (fig. 2, d).

a) *Caractères macroscopiques.*

Les affleurement-types sont constitués par un calcaire massif, gris, à patine claire voire rousse : comme à Peñas Rubias.

b) *Caractères microscopiques.*

Ce calcaire (éch. nos 21-J-61 et 21-J-64) (fig. 2) est caractérisé par sa richesse en rhomboédres de dolomite et une certaine teneur en argile.

La recristallisation de la calcite est, ici, plus importante que dans les calcaires précédents.

III. — **CONTENU PALEONTOLOGIQUE ET AGE DES CALCAIRES**

La détermination des différents vestiges fossiles (Pl. XXXVIII) rencontrés dans trois de ces faciès a été effectuée par l'un de nous (M. L.). Les résultats ont été portés dans le tableau I.

Remarquons d'abord que :

— *Archaeodiscus convexus* Gr. et Lebedeva est daté du  $V_3c$  et surtout du Namurien de base ;

— *Eolasiodiscus priscus* (Brazhn. et Jarz.), d'après ce que l'on en sait au Sahara, n'a jamais été trouvé dans le Viséen alors qu'il est bien développé au Namurien basal  $E_1$ .

— *Eolasiodiscus curvus* (Potievskaja) caractérise également le Namurien  $E_1$ .

Il apparaît ainsi que :

— les espèces contenues dans les clastes anguleux du calcaire bréchiq ue du moyen Guadalbarbo datent du Viséen supérieur  $V_3b-V_3c$ , cet âge étant aussi — comme tout porte à le croire — celui du calcaire bréchiq ue lui-même ;

— celles du calcaire massif d'Adamuz datent du Viséen supérieur  $V_3c$  ;

— celles, enfin, du calcaire de Peñas Rubias datent du Namurien basal  $E_1$ .

Au point de vue paléo-écologique, on peut dire que :

— les espèces du calcaire bréchiq ue (localement oolithique) appartiennent au benthos de plate-forme, en milieu très littoral (la formation des oolithes ne requérant qu'une très faible couche d'eau, de l'ordre de quelques mètres seulement), dans des eaux quelque peu agitées qui ne laissent ni les bryozoaires, ni les foraminifères entièrement intacts ;

— le calcaire d'Adamuz est différent du précédent en ce qu'il correspond à un faciès davantage ouvert à la mer (ne serait-ce que par la présence des radiolaires) ;

— le calcaire de Peñas Rubias est encore plus différent, son faciès étant lui aussi, avec ses radiolaires, largement ouvert à la mer.

IV. — **CORRELATIONS DANS LE SUD IBERIQUE**

Nous présentons à la suite un certain nombre de formations carbonatées qui, dans le Sud de la Meseta ibérique comme dans le domaine alpin du Bétique, se trouvent dans un contexte litho-stratigraphique identique, analogue, proche ou comparable.

1) **Le Dinantien du rebord de la Meseta, de Cordoue à Montoro.**

a) *Au Nord de Cordoue.*

Jadis, l'un des nombreux bancs calcaires (à schistes intercalés) du talus de la route de Cordoue à Almaden, au p. k. 2, avait livré des polypiers : il n'a plus été retrouvé.

Dans les parages du sanctuaire de N.D. de Linares et du *cortijo* de Velasco Alto, à 6 km

	17-K	13-J-45	21-J-61
<b>ALGUES</b>			
<i>Girvanella ducii</i> Wethered .....	—		
<i>Nanopora</i> sp. ....	—		
<i>Cabrieropora</i> sp. ....	—		
<b>“ CALCISPHERES ”</b>			
<i>Asterosphaera</i> cf. <i>pulchra</i> Reitlinger .....	—		
<i>Hemithuramina</i> cf. <i>fimbriata</i> .....	—	—	
<i>Archaeosphaera inaequalis</i> (Derville) .....	—		
<i>Pachysphaerina pachysphaerica</i> (Pronina) .....	—		
<i>Pachysphaerina dervillei</i> (Conil et Lys) .....	—		
<i>Polysphaerinella bulla</i> (Conil et Lys) .....	—		
<b>FORAMINIFERES</b>			
<i>Eotuberitina reitlingerae</i> Mikl.-Maclay .....	—		
<i>Earlandia vulgaris vulgaris</i> (R.C. et Reitlinger) ....		—	
<i>Earlandia vulgaris minor</i> Rauser .....		—	
<i>Earlandia elegans</i> (R.C. et Reitlinger) .....		—	
<i>Ammodiscus buskensis</i> Brazhnikova .....	—		
<i>Saccaminopsis carteri</i> Brady .....		?	—
<i>Lituotubella glomospiroides magna</i> R.C. ....	—	—	
<i>Forschiella prisca</i> Mikhailov .....		—	
<i>Cribrostomum obliquum</i> Conil et Lys .....	—		
<i>Deckerella gracilis</i> Reitlinger .....		—	
<i>Tetrataxis angusta</i> Vissarionova .....			—
<i>Globoendothyra globulus</i> Eichwald .....			
<i>Endothyranopsis crassus</i> (Brady) .....		—	
<i>Endothyra similis</i> Rauser et Reitlinger .....		—	
<i>Omphalotis omphalota</i> (Rauser et Reitlinger) ....		—	
<i>Omphalotis omphalota minima</i> (R. et Reitl.) .....		—	
<i>Janichevskina orbiculata</i> (Ganelina) .....			
<i>Eolasiiodiscus priscus</i> (Brazhn. et Jarz.) .....			—
<i>Eolasiiodiscus curvus</i> (Potievskaja) .....			—
<i>Mediocris breviscula</i> (Ganelina) .....		—	
<i>Pseudoendothyra angulata</i> (Rauser) .....	—	—	
<i>Pseudoendothyra</i> sp. ....	—		
<i>Archaeodiscus convexus</i> Gr. et Lebedeva .....		—	—
<i>Archaeodiscus clarus latus</i> Conil et Lys .....	—		
<i>Archaeodiscus krestovnikovi</i> R. Cernousova .....	—		
<i>Pseudoammodiscus</i> sp. ....	—		
<b>RADIOLAIRES</b>			
<b>Divers et “ Incertae sedis ”</b>			
<i>Stacheoides</i> sp. ....	—		
<i>Ungdarella uralica</i> .....	—		
<i>Kamenaella</i> sp. ....	—	—	
<i>Koninckopora inflata</i> (de Koninck) .....	—		
<i>Koninckopora tenuiramosa</i> Wood .....	—	—	
<i>Fasciella kizilica</i> Ivanova .....	—		
<i>Praedonezella</i> sp. ....	—		
<i>Hexaphyllia</i> sp. ....	—		

Tableau I

au Nord de Cordoue, le flysch viséen montre, de haut en bas, la succession suivante :

— schistes brun-rouge, avec un banc calcaire ocreux très fossilifère : à brachiopodes (*Productus giganteus*, *P. fimbriatus*, *P. semireticulatus*, *P. scabrisculus*, *P. punctatus*, *P. aculeatus* ?...), lamellibranches, goniatites, trilobites (*Philipsia derbyensis* Mart., *Griffithides acanthices* Wood), etc. ;

— calcaires cristallins, marno-calcaires noirs, calcschistes et schistes calcaireux ;

— conglomérat à éléments fins ;  
— brèche à clastes angulaires calcaires (schisteux et grauwackeux, rares) ;... (Cabanas, 1964).

Au Cerro de los Pradillos (traversé par le tunnel de la voie ferrée de Cordoue-Peñarroya), s'observe la coupe suivante (de haut en bas) :

— schistes, à nodules et occurrences calcaires ;  
— schistes, avec grauwackes ;



— schistes et calcaires noirs, ou ensemble fossilifère de calcaires noirs et de grès calcaréo-ferrugineux : à *Gigantoproductus praemoderatus*, *Avonia* sp.,... coralliaires,... du Viséen ;

- conglomérat à galets bien roulés ;
- conglomérat à éléments (de quartzite, grès, schiste, calcaire noir) très peu roulés ;
- schistes avec grauwackes ;
- schistes et quartzites alternants ;
- quartzites ;... (Cabanas, 1964).

**b) Au Puente Mocho.**

Dans cette partie du cours inférieur du Guadalquivir, le Viséen est représenté, une fois encore, par le flysch schisto-grauwackeux de type Culm.

Celui-ci admet des masses lenticulaires (de 6 à 8 m de puissance) d'un calcaire oolithique noir, fétide, riche en articles de crinoïdes (Hernandez Pacheco et Cabanas, 1970).

**c) Au Nord de Villafranca de Cordoba.**

Le Viséen reposerait, ici, directement sur le Dévonien moyen (I.G.M.E., 1973).

Ce Viséen est recoupé par la route de Villafranca de Cordoba à Adamuz. Il est formé d'un ensemble de schistes, grès et grauwackes qui admet, dans sa partie inférieure semble-t-il, de nombreux bancs (jusqu'à 18 m pour le plus puissant) de calcaire et de calcschistes alternant avec un conglomérat à éléments calcaires dans un ciment également calcaire (Hernandez Pacheco et Cabanas, 1970).

Le calcaire, parfois cristallin, est gris-bleuté, fétide et généralement riche en fragments de crinoïdes. Près du barrage du Guadalquivir, il a livré des foraminifères, des bryozoaires, des échinodermes et divers mollusques,... qui seraient datés de la limite Viséen-moyen - Viséen supérieur (I.G.M.E., 1973).

**d) Au Nord de Montoro.**

Un banc calcaire à crinoïdes est connu dans les schistes du croisement du vieux chemin de Montoro à Venta de Cardaña avec le chemin de la Cuesta del Jarragute à Zarragute (Carbonell, 1926).

**2) Le Dinantien situé au Nord du batholite de Los Pedroches.**

**a) En Sierra Morena orientale.**

On peut, par exemple, prendre comme référence de cette grande région, le cycle néodévono-dinantien de la zone d'El Centenillo - Los Guindos, près de La Carolina.

De haut en bas :

- complexe schisto-grauwackeux de faciès flysch, de type Culm :
  - à niveaux de plantes flottées (*Archeocalamites radiatus* Brongniart),

- à conglomérats intraformationnels lenticulaires (à *Fusulinacea* sp., fragments d'algues, de bryozoaires, de lamellibranches, articles de crinoïdes,... à nombreux clastes et galets, notamment de lydienne à radiolaires),

attribué au Viséen supérieur ou au Viséen supérieur et Namurien basal ;

- schistes à niveaux siliceux :
  - à radiolarites ;
  - à témoins microscopiques d'une lointaine activité volcanique, explosive, acide ;
- "Quartzites Campana" ;
- schistes satinés inférieurs :
  - avec, au sommet, les "Schistes Aquisgrana" à Ostracodes du Famennien supérieur - Strunien Fa-Tria [(Henke, 1926 ; Tamain, 1972 ; Charpentier et coll., 1976).

Ce cycle néodévono-dinantien ne renferme pas, que l'on sache, d'occurrences carbonatées... au moins dans ces régions-là. Mais nous allons voir qu'il y a des exceptions.

**b) En Sierra Morena centrale.**

Tout d'abord dans ses confins orientaux, des bancs de calcaire riche en entroques ont été

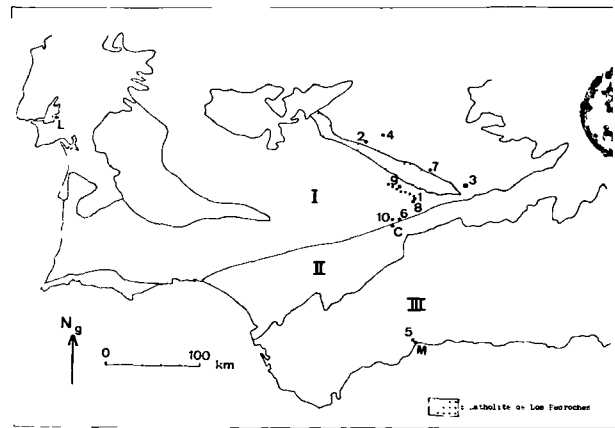


Fig. 3.

I : Meseta ibérique. — II : Dépression du Guadalquivir. III : Domaine bétique.

+++ : Alignement ultrabasique du Varas-Guadalbarbo. C : Cordoue. — L : Lisbonne. — M : Malaga.

1 : Adamuz-Peñas-Rubias. — 2 : Belalcazar. — 3 : Centenillo-Los Guindos. — 4 : Guadalmez. — 5 : La Peluca. — 6 : Puente Mocho. — 7 : Venta de Azuel. — 8 : Villafranca de Cordoba. — 9 : Villaharta. — 10 : P.k. 8 de la voie ferrée Cordoue-Peñarroya.

jadis signalés, interstratifiés dans des schistes, à l'Est de la Venta de Azual (I.G.M.E., 1931, p. 22 et 23).

Maintenant vers l'Estrémadure, plusieurs occurrences carbonatées sont connues dans le Synclinal de Guadalmez (Almela et coll., 1962) :

— niveau calcaire à Spiriféridés très abondants, *Philipsia cliffordi* Wood,... au sein des schistes gris à mauves et très argileux du p. k. 299 de la voie ferrée de Madrid-Badajoz, près du rio Guadalmez ;

— banc calcaire dans un ensemble mal daté de schistes et de schistes argileux, à fins horizons gréseux à marneux du Dinantien qui affleure juste au Nord de la boucle très fermée que dessine le rio Guadalmez près du chemin de la Solana ;

— calcaires à *Michelinoceras* sp., *Gomphoceras* sp., *Goniatites cyclolobus* Phill., encaissés dans le même ensemble que précédemment et rapportés au Dinantien, des parages de l'île de Balanejo, près du chemin de la Solana.

Enfin, la zone la plus favorisée à cet égard est celle du Nord de Belcazar (Carbonell, 1926 ; Almela et coll., 1962) ;

— au p. k. 30 de la route de Villanueva del Duque à Cabeza del Buey, dans les parages de la Dehesa Boyal et de la Huerta del Tabaco : calcaires à entroques, calcaires partiellement oolithiques, calcaires ocreux,... liés à des brèches à éléments schisteux, à des grès à plantes flottées (*Calamites* sp.), à des conglomérats, localement à des grauwackes,... ;

— à la casa de la Jaraba : calcaires dans des schistes à niveaux psammitiques ;

— à "La Caleruela" : calcaires noirâtres, caverneux et fétides, à crinoïdes ;

— au Nord des "Pajares de Picarazas" : calcaires oolithiques fétides, calcaires et schistes calcareux à crinoïdes, et conglomérat siliceux ;

— à 800 m de la bifurcation vers la gare de Belcazar : lentille (puissante d'à peine 2 m) d'un calcaire oolithique rosâtre à *Polypora* cf. *subquadrata* Toulou, *Thamnopora* sp., et articles de crinoïdes ;

— etc.

En fait, toutes ces occurrences carbonatées restent à étudier dans le détail et leur âge précis à déterminer.

### 3) Considérations diverses.

On ne connaît pas d'affleurement de ce cycle néodévonodinantien au Nord d'une ligne Guadalmez - El Centenillo - Los Guindos.

Y a-t-il eu toutefois sédimentation à cette époque au Nord de cette ligne, puis érosion complète ? Si tel avait été le cas, cette dernière aurait eu nécessairement lieu avant le Stéphanien B-C puisque, dans le bassin houiller de

Puertollano (Ciudad Real), un sondage mécanique, après avoir traversé ledit Stéphanien productif, entra dans l'Ordovicien plissé... directement sous-jacent (de Alvarado et Menendez Puget, 1930).

En fait, des arguments d'ordre structural nous portent à croire que cette sédimentation n'a pas eu lieu.

Autre remarque importante est l'absence de toute occurrence carbonatée, au Viséen supérieur, dans la ceinture pyriteuse du Sud-Ouest ibérique : jusqu'à présent, des calcaires (à conodontes) sont seulement connus dans le Viséen inférieur (Van den Boogaard et Schermerhorn, 1975).

### 4) Les calcaires du Viséen supérieur de Malaga (Bétique).

Il convient de rappeler ici l'existence, dans le flysch schisto-grauwackeux du Culm dévonodinantien de la région de Malaga, et plus particulièrement de "La Peluca", d'un conglomérat formé — aux côtés de galets très émousés de roches de natures variées (parmi lesquelles des lydiennes, peut-être ?) — de gros blocs d'un calcaire gris-bleu à crinoïdes, polypiers et foraminifères datés, eux, du Viséen supérieur voire du Viséen supérieur au Namurien de base (Boulin et Lys, 1968).

## V. — CONCLUSION

La datation précise des populations de foraminifères de trois occurrences carbonatées du Nord et Nord-Est de Cordoue débouche sur une nouvelle vision de l'évolution paléogéographique — et, donc, tectonique — de cette région-clé du Sud de la Meseta ibérique. En effet, on peut maintenant fort bien concevoir que la bande du moyen Guadalbarbo (fig. 2, a) a correspondu à un haut-fond ou à une ride quasi émergée pendant le Viséen supérieur V<sub>3</sub>b - V<sub>3</sub>c, qu'il en fut de même avec la branche intermédiaire d'Adamuz un peu plus tard durant le V<sub>3</sub>c, puis avec la bande méridionale de Peñas Rubias pendant le Namurien E<sub>1</sub>, tandis que l'ouverture à la mer progressait.

En d'autres termes, nous avons là la preuve d'une nouvelle migration spatio-temporelle, du NNE vers le SSW, du front de mobilisation

varisque (ici, des tendances à la surrection), élément supplémentaire à l'analyse fine de l'élément linéaire de Cordoue-Los Pedroches.

D'autre part, la relative abondance d'occurrences carbonatées rapportées au Culm viséen, dans certaines régions (Villafranca de Cordoba, Belalcazar, Guadalmez...), laisse déjà entrevoir,

par comparaison avec les implications tectoniques que l'on vient de présenter, tout l'intérêt que l'on pourra tirer de leur étude.

Enfin, ces calcaires bréchiques, noirs, à entroques..., constituent l'un des premiers ponts jetés entre le Paléozoïque de la Meseta ibérique et celui du Bétique.

#### BIBLIOGRAPHIE

- 1) ALVARADO A. de et MENENDEZ PUGET L. (1930). — Pizarras bituminosas. Datos obtenidos en el sondeo nº 1 de Puertollano. *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, vol. 52, p. 251-291.
- 2) ALMELA A., ALVARADO M., COMA J., FELGUEROSO C. et QUIINTERO I. (1962). — Estudio geológico de la region de Almaden. *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, LXXIII, p. 193-327.
- 3) BOOGAARD M. van den et SCHERMERHORN L.J.G. (1975). — Conodont faunas from Portugal and SW Spain. *Scripta Geol.*, 28, 2, 36 p.; 3, 7 p.
- 4) BOULIN J. et LYS M. (1968). — Nouveaux repères paléontologiques dans le Carbonifère des Monts de Malaga (Espagne méridionale). *C.R. Ac. Sc.*, t. 266, sér. D, p. 1561-1563.
- 5) CABANAS R. (1964). — Contribucion al estudio del Carbonifero de los alrededores de Cordoba. Dos nuevos yacimientos fosilíferos del Viseense superior. *Bol. Inst. Est. Astur.*, 6 p.
- 6) CARBONELL T.F. A. (1926). — Depositos considerados como cambrios en el Sur de España, que deben pasar al Culm y al Devoniano. Contribucion al estudio de las series paleozoicas de la Sierra Morena. XIVº Congr. Géol. Internat., Madrid, 1926, 19 p.
- 7) CHARPENTIER J.L., LETHIERS F. et TAMAIN G. (1976). — Les "Schistes Aquisgrana" à Ostracodes du Famennien supérieur-Strunien en Sierra Morena orientale (Espagne). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVI, fasc. 4, p. 000-000, Pl. XXXVII.
- 8) HENKE W. (1926). — Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina. *Abhandl. Senckenb. Naturf. Gesells.*, XXXIX, 2, p. 185-204.
- 9) HERNANDEZ PACHECO F. et CABANAS R. (1970). — Notas estratigraficas de la provincia de Cordoba. El carbonifero y sus brechas de pendiente del talud submarino. *Bol. Real Soc. Español. Hist. Natur.*, (Geol.), t. 68, p. 165-169.
- 10) INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (I.G.M.E.) (1971). — Mapa geológico de España, al 1/200.000º, nº 69, Pozoblanco, 1º édit.
- 11) INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (I.G.M.E.) (1973). — Mapa geológico de España, al 1/50.000º, nº 923, Cordoba, 1º édit.
- 12) TAMAIN G. (1972). — Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). *Arch. origin. C.N.R.S. A.O.* 7335, Paris, 12 Juin 1972, Thèse Doct. Sc. Fac. Sc. Orsay, 7 Décembre 1972, 3 vol.
- 13) TAMAIN G. (1975). — Mégatectonique, linéaments et fracturation profonde dans la Meseta ibérique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, XVII, 4, p. 375-391.

\* \* \*

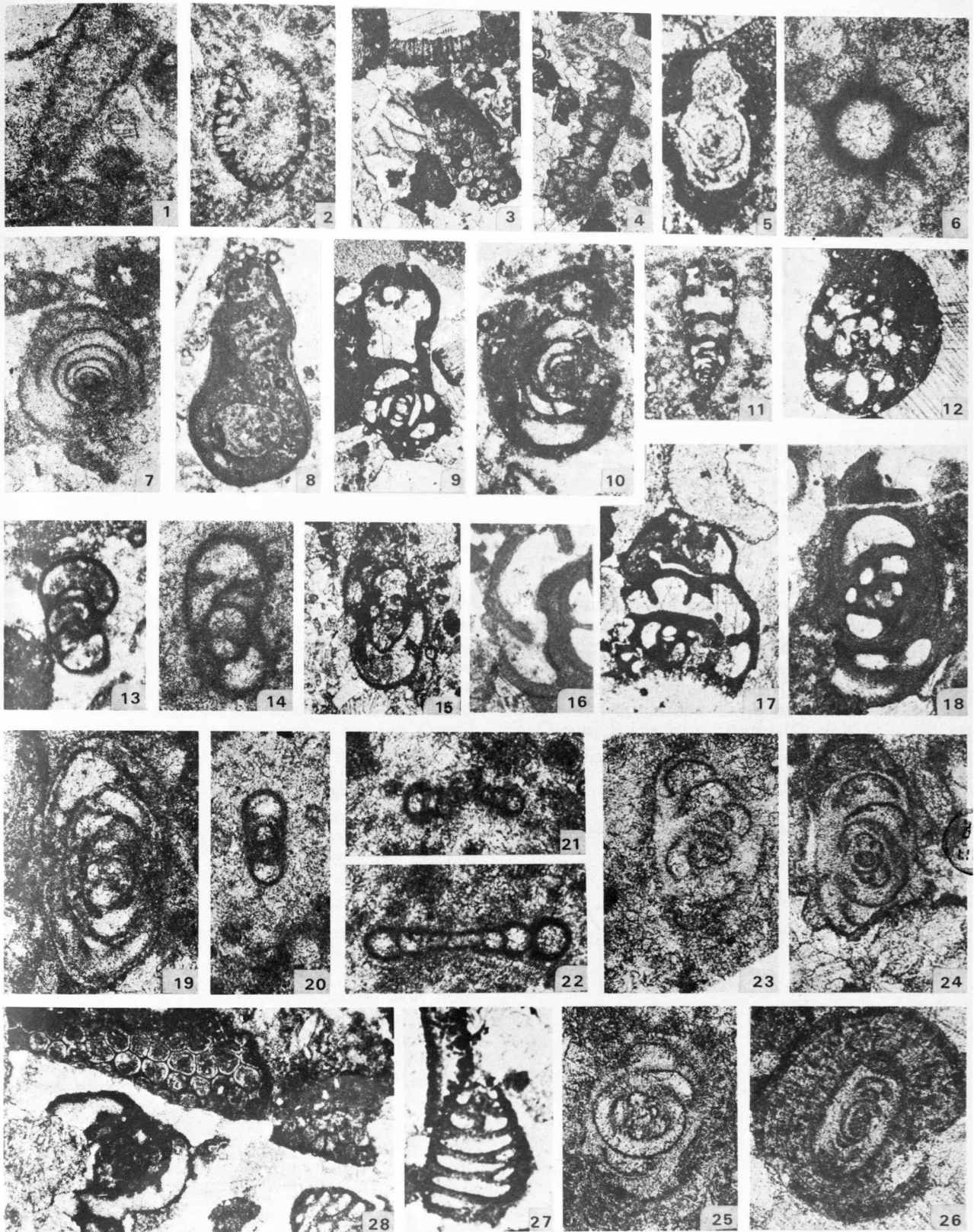
EXPLICATION DE LA PLANCHE XXXVIII (\*)

- Fig. 1. — *Cabrieropora* sp. Gr. = 68.  
Fig. 2. — *Koninckopora minuta* Weyer. Gr. = 16.  
Fig. 3. — *Koninckopora pruvosti* Güvenc. Gr. = 22.  
Fig. 4. — *Koninckopora tenuiramosa* Wood. Gr. = 22.  
Fig. 5. — *Fasciella kizilia* Ivanova. Gr. = 22.  
Fig. 6. — *Parathuramina suleimanovi* Lipina. Gr. = 90.  
Fig. 7. — *Ammodiscus buskensis* Brazhnikova. Gr. = 68.  
Fig. 8. — *Lituotuba ? enormica* Brazh. et Rost. Gr. = 16.  
Fig. 9. — *Lituotubella glomospiroides magna* Rauser.  
Gr. = 22.  
Fig. 10. — *Forschiella prisca* Mikhailov. Gr. = 22.  
Fig. 11. — *Deckerella* aff. *gracilis* Reitlinger. Gr. = 16.  
Fig. 12. — *Endothyranopsis crassus* (Brady). Gr. = 32.  
Fig. 13-14. — *Endothyra similis* R. et Reitlinger.  
13 : Gr. = 33 ; 14 : Gr. = 88.
- Fig. 15. — *Janichevskina orbiculata* (Ganelina). Gr. = 22.  
Fig. 16-17. — *Omphalotis omphalota* (Rauser et Reitlinger).  
16 : détail de paroi. Gr. = 40.  
17 : Gr. = 35.  
Fig. 18. — *Omphalotis omphalota minima* (Rauser et Reitl.).  
Gr. = 68.  
Fig. 19. — *Pseudoendothyra angulata* Rauser. Gr. = 88.  
Fig. 20. — *Mediocris breviscula* (Ganelina). Gr. = 68.  
Fig. 21. — *Eolasiodiscus priscus* (Brazh. et Jarzeva).  
Gr. = 88.  
Fig. 22. — *Eolasiodiscus curvus* (Potievskaja). Gr. = 88.  
Fig. 23-24. — *Archaediscus clarus latus* Conil et Lys.  
Gr. = 90.  
Fig. 25. — *Archaediscus convexus* Grozd. et Lebedeva  
Gr. = 86.  
Fig. 26. — *Archaediscus krestovnikovii* Rauser. Gr. = 80.  
Fig. 27. — *Tetrataxis angusta* Vissarionova Gr. = 22.  
Fig. 28. — *Lituotubella glomospiroides* Gr. = 22.  
*Tetrataxis* aff. *paraminima* Vissarionova.  
Gr. = 22  
*Koninckopora tenuiramosa* Wood. Gr. = 22.

(\*) Echantillon 17 K (fig. 1, 3, 4, 7, 9, 12, 15, 16, 19, 24, 26, 28). Echantillon 13 J (fig. 2, 5, 6, 8, 10, 11, 13, 14, 20, 23, 25). Echantillon 21 J (fig. 21, 22).

Les plaques minces sont déposées dans la collection M. Lys. Clichés photographiques des auteurs.

« »





## Quelques remarques au sujet de la répartition des faunes d'Ostracodes carbonifères dans la Chaîne Cantabrique

par L. SANCHEZ DE POSADA (\*)

**Sommaire.** — La révision des données publiées jusqu'alors sur les Ostracodes carbonifères de la Chaîne Cantabrique, ainsi que les résultats toujours inédits de l'examen d'échantillons appartenant à d'autres localités, montrent l'existence dans la région de deux types majeurs d'ensembles : l'un d'eux caractérisé par la présence presque exclusive d'éléments benthoniques et nectobenthoniques (Hollinellidae, Paraparchitacea, Bairdiacea et Healdiacea notamment), et l'autre caractérisé par la présence d'abondants éléments pélagiques et nectoniques avec des formes quelquefois fortement épineuses.

**Resumen.** — La revisión de datos previamente publicados sobre los Ostrácodos carboníferos de la Cordillera Cantábrica junto con los resultados aun inéditos del estudio de varias localidades muestran la existencia en esta región de dos tipos mayores de asociaciones : uno caracterizado por la presencia casi exclusiva de elementos bentónicos y nectobentónicos (Hollinellidae, Paraparchitacea, Bairdiacea y Healdiacea fundamentalmente) y otro caracterizado por la aparición de abundantes elementos pelágicos y nectónicos constatándose en algunos casos la existencia de formas fuertemente espinosas.

L'étude des Ostracodes du Carbonifère de la Chaîne Cantabrique n'a commencé que très récemment. Jusqu'à 1965, personne ne s'était occupé de ce groupe. Seul, Barrois (1882) avait décrit une espèce du Carbonifère cantabrique sous le nom d'*Entomis grand'euryi*. L'année 1965 marque le démarrage des études sur les Ostracodes de cette époque avec les travaux de Bless. Maintenant, la bibliographie est déjà abondante : Bless (1965, 1966, 1967, 1968, 1969, 1970), Bate (1968), Jordan et Bless (1970), Sanchez de Posada et Bless (1971), Bless et Sanchez de Posada (1973), Becker et Bless (*in* Becker et *al.*, 1975). La plupart des espèces décrites appartiennent au Westphalien supérieur.

Des fouilles récentes de formations peu connues quant à leur faune ostracodologique ont donné des résultats intéressants par la découverte d'un certain nombre d'espèces, soit nouvelles pour la littérature, soit inconnues jusqu'à présent dans la Chaîne Cantabrique. Leur description est en cours. Cette communication propose une vue d'ensemble de l'état actuel des recherches.

(\*) Département de Paléontologie, Faculté des Sciences, Oviedo (Espagne).

Note déposée le 4 Novembre 1976.

Les formations carbonifères dont nous nous occupons sont les suivantes : Formation Vegamian, Formation Genicera, Formation Valdeteja, Formation Olleros et Couches Olaja, Formation San Emiliano, Formation La Camocha, Couches du Meré, Formations Lena et Sama, Formation La Ojosa, Formation Sierra Corisa.

Ces formations montrent une diversité considérable en ce qui concerne les associations

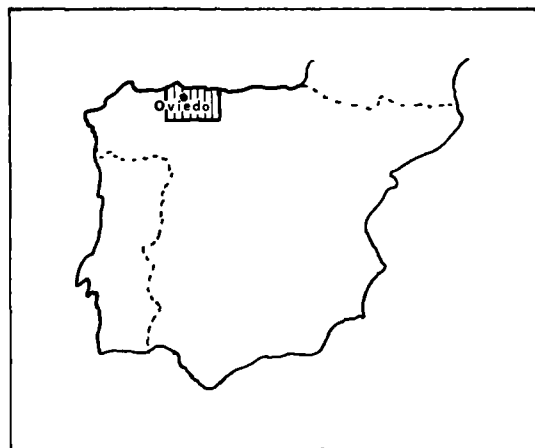


Fig. 1

faunistiques. Néanmoins, il faut avertir qu'il serait prématuré de tirer des conclusions générales de ces résultats, étant donné le faible nombre de gisements fossilifères de certaines formations.

### 1) Formation Vegamian.

Cette formation, décrite par Comte (1959), est incontestablement d'âge tournaisien. Les Ostracodes connus jusqu'à présent ont été décrits par Jordan et Bless (1970), qui ont établi à Genicera (Léon) une association avec *Kirkbya* sp., *Amphissites* sp., *Kloedenia* ? sp., *Triplacera* aff. *trapezoidalis* Grundel, *Tricornina* sp., *Acratia* sp., *Healdia* sp., *Richterina* (R.) aff. *laticornis* Rabien, *Maternella geniceraensis* Jordan et Bless.

Nous avons étudié récemment des associations provenant de deux nouveaux gisements à Oseja de Sajambre et à Tolibia de Abajo (Léon), où l'on peut identifier des espèces appartenant aux genres *Kirkbya*, *Amphissites*, *Shishaella* ?, *Graphiactylis*, *Kloedenia*, *Richterina* ainsi que quelques *Entomozoidae* indéterminables génériquement. A Oseja, les horizons à lutites noires fournissent presque exclusivement d'abondants *Entomozoidae* associés à quelques individus du genre *Kirkbya*, tandis que les niveaux ayant une certaine teneur en calcaire montrent une faune plus variée. Cette observation s'accorde avec les données de Jordan et Bless (1970).

Des associations identiques à celles de la Formation Vegamian ont été décrites dans le Harz et en Belgique entre autres par Matern (1929), Kummerow (1939), Rabien (1954, 1960), Rabien et Rabitz (1958), Grundel (1962, 1963), Blumenstengel (1968), Leuritz et Ziegler (1970) ainsi que par Sanchez de Posada et Bless (1974) et, d'autre part, en Chine par Hou (1954) et en URSS par Tschigova (1967) et Martinova (1968).

### 2) Formation Genicera.

Cette formation, décrite par Barrois (1882), et établie formellement par Wagner et al. (1971), est d'âge viséen. Jusqu'à présent, une seule espèce, *Bairdia wagneri* Bate, avait été décrite de cette formation à Teverga (Oviedo). Nos recherches dans cette même localité ont permis d'y ajouter une nouvelle forme : *Kirkbya* sp.

Evidemment, ce nombre très réduit de découvertes ne permet pas l'établissement des comparaisons avec des gisements d'autres régions.

### 3) Formation Valdeteja.

La partie supérieure du Calcaire de Montagne (ou "des canyons", Barrois, 1882) constitue d'après Wagner et al. (1971) la Formation Valdeteja, d'âge probablement namurien C. Jusqu'à présent, aucun Ostracode n'avait été cité de cette formation.

Nous avons prélevé dans la partie supérieure du Stratotype à Valdeteja (Léon) trois échantillons avec une microfaune ostracodologique silicifiée [niveau de *Chaoiella* et voisins, cf. Winkler Prins (1971)] dans laquelle on a déterminé :

*Kirkbya* ? aff. *reflexa* Girty, *Amphissites* (A.) sp., *Roundyella* aff. *nodomarginata* Bradfield, *Acanthoscapha* cf. *kahlleitensis* Blumenstengel et plusieurs espèces de *Kirkbya*, *Tricornina*, *Bairdia* (*Bairdia*), *Bairdia* (*Rectobairdia*), *Berounella*, *Cypridinella* ?, *Cypridinellina* ? et *Discoidella*.

Il faut souligner l'existence de *Tricornina*, *Acanthoscapha* et *Berounella*, formes très rares ou seulement découvertes jusqu'à présent au-dessus du Dinantien.

La relative abondance de *Kirkbya* et la présence de *Myodocopida* sont des traits communs à la faune accompagnant les *Entomozoidae* de Genicera et du Dévonien supérieur et Dinantien de l'Allemagne. Le cachet de cette faune ferait croire à un âge plutôt plus ancien. On peut la comparer probablement aux faunes du magnafaciès hercynien au sens d'Erben et Zagora.

### 4) Formation Olleros et Couches d'Olaya.

Ces deux unités lithostratigraphiques ont été établies par Wagner et al. (1971), avec une position chronostratigraphique partiellement équivalente à celle du Calcaire de Montagne (Couches d'Olaya, passage à la formation sous-jacente).

Becker et Bless (*in* Becker et al., 1975) ont décrit des niveaux rapportés au Namurien A avec une espèce d'Entomozoïde : *Truyolsina tuyolsi*. La faune associée est constituée exclusivement ou presque, par des Entomozoïdés et des Céphalopodes. Le faciès et la faune de ces formations sont comparés par Becker et al. aux "Cypridinenschiefer" du Rheinischen Schiefergebirges.

### 5) Formation San Emiliano.

Cette formation a été datée d'âge bashkiriien par Van Ginkel (1965). Wagner (1959) y a



découvert au sommet une flore du Namurien-Westphalien A.

Nous y avons reconnu pour la première fois des Ostracodes dans la région de Teverga (Oviedo) : routes d'Entrago à Villamayor et de la Plaza à Villanueva. Ce sont :

*Bairdia* (*Orthobairdia*) aff. *insolens* (Cooper), *B.* (*Cryptobairdia*) cf. *coryelli* (Roth et Skinner), *Healdia* aff. sp. B de Bless, Jordan et Michel, *Asturiella limburgensis* Bless, A. cf. *calveri* Bless et *Pseudobythocypris pediformis* (Knight).

L'ensemble de cette formation est identique à celui des niveaux marins de la formation La Camocha avec lequel il y a coïncidence partielle d'âge. On peut même indiquer quelques espèces communes :

*Bairdia* (*Orthobairdia*) aff. *insolens* (Cooper), *B.* (*Cryptobairdia*) cf. *coryelli* (Roth et Skinner), *Asturiella limburgensis* Bless, A. cf. *calveri* Bless et *Pseudobythocypris pediformis* (Knight).

Dans ses grands traits, la faune de Teverga peut être comparée à celle des horizons marins des formations Lena et Sama, d'âge légèrement plus récent.

## 6) Formation La Camocha.

L'exploitation de houille de La Camocha est située dans un synclinal dont l'âge a été pendant longtemps objet de discussions. Les données chronostratigraphiques les plus récentes sont dues à Neves (1964), avec une analyse de miospores de l'ensemble compris entre les couches N et 25 ; d'après lui, il s'agit de couches du Namurien A au Westphalien B.

Jusqu'à présent, un seul Ostracode avait été cité de cette formation : *Hollinella* (*Praehollinella*) *avonensis* (Latham, 1932) (cf. Bless, 1969 ; Bless et Jordan, 1972).

Nous avons échantillonné divers niveaux se situant quelques mètres au-dessous de la couche B jusqu'à la couche 39 ; les Ostracodes suivants y ont été reconnus :

*Hollinella* (*Praehollinella*) aff. *camoni* (Bless), *H.* (*Keslingella*) cf. *radiata* (Jones et Kirkby), *Kirkbya waltheri* Omara et Gramann, *Amphissites* (A.) *centronotus* (Ulrich et Bassler), *Roundyella simplicissima* (Knight), *Sansabella* cf. *reversa* Copeland, *Bairdia* (*Orthobairdia*) aff. *insolens* (Cooper), *B.* (*Cryptobairdia*) cf. *coryelli* (Roth et Skinner), *Carbonita* cf. *pungens* (Jones et Kirkby), *Healdia* cf. sp. A Bless, Jordan et Michel, *Healdia* cf. sp. B Bless, Jordan et Michel, *Healdia* sp. D Bless, Jordan et Michel, *Healdia* cf. sp. G Bless, *Asturiella limburgensis* Bless, *Asturiella* cf. *Calveri* Bless, *Pseudobythocypris pediformis* (Knight), *Cavelina* cf. *cummingsi* Payne, ainsi que plusieurs espèces appartenant aux genres *Jordanites*, *Kirkbyella* (*Berdanella*), *Geisina* ?, *Hypotetragona*, *Paraparchites* ?, *Monoceratina*.

La faune apparaît donc typiquement caractérisée par une grande abondance d'éléments benthoniques et nectobenthoniques, d'eau douce, saumâtres ou marins. Les groupes prédominants dans les niveaux marins sont les *Hollinellidae*, *Kirkbyacea Roundyella*, *Bairdiacea* et *Healdiacea*. Les genres *Geisina* et *Carbonita* sont présents dans les niveaux d'eau douce ou saumâtre.

Cette faune est comparable à celle décrite dans la plupart des niveaux marins du Carbonifère de l'Europe et du Mississipien, Pennsylvanien et Permien de l'Amérique du Nord.

## 7) Couches de Meré.

Martinez-Garcia (1971) découvrit un gisement fossilifère de grand intérêt à Meré, dans l'Est des Asturies. Ce niveau a été daté, d'après les Céphalopodes, comme Morrovien inférieur (Namurien B) par Wagner-Gentis (*in* Moore et al., 1971).

Il s'agit d'une faune conservée sous la forme de moulages, totalement décalcifiés, dans des schistes à grains fins. Parmi les Ostracodes, nous avons trouvé des espèces appartenant aux genres *Tetrasacculus*, *Kirkbya*, *Psilokirkbyella* ?, *Tricornina* (*Tr.*), *Tr.* (*Bohemina*), *Bairdia*, *Acratia*, *Graphiadactyllis*, *Orthonaria* ? et *Rectoplacera* ?

Les éléments les plus intéressants sont : *Tetrasacculus*, *Tricornina*, *Psilokirkbyella*, *Orthonaria* ? et *Rectoplacera* ?, qui caractérisent des niveaux plus anciens en Amérique du Nord, Grande-Bretagne et surtout en Allemagne de l'Est.

C'est avec les faunes du faciès à calcaires noduleux du Dévonien supérieur et du Dinantien que la Faune de Meré présente les rapports les plus nets si l'on considère l'abondance des formes très épineuses inconnues dans les niveaux plus élevés. Une faune identique a été décrite dans le Dévonien supérieur du NE de Léon (Bless et Michel, 1960) et une autre est en cours de publication (Becker, comm. pers.). Des associations du même type ont été localisées dans le Sud-Ouest de l'Espagne et au Sud du Portugal (Bless, comm. pers.) dans le Dévonien supérieur. La seule faune à formes épineuses du Carbonifère supérieur est celle de Valdeteja, précédemment citée, bien qu'elle soit localisée dans des calcaires avec des taxons différents de ceux de Meré.

Seuls les genres *Kirkbya*, *Bairdia* et *Acratia*, présents à Meré, ont été décrits dans des niveaux équivalents. L'ensemble de la faune ferait plutôt penser à un âge plus ancien (Dinantien ?), mais l'existence des Céphalopodes est concluante du point de vue chronostratigraphique. On peut donc se demander si cette faune ne représente pas seulement qu'un ensemble endémique dans une région isolée.

### 8) Formations Lena et Sama.

Ces formations sont connues depuis l'époque de Barrois (1882) et leur reconnaissance formelle a été effectuée par Van Ginkel (1965). Grâce à la flore reconnue dans divers niveaux charbonneux, on a pu déduire que l'ensemble de ces deux formations comprend tout le Westphalien.

Bless (1965, 1967, 1968) a étudié les Ostracodes de la Formation Lena, y reconnaissant :

*Hollinella* (*H.*) *crisinae* Bless, *Jordanites crisinae* Bless, *Sansabella romeini* Bless, *Bairdia* cf. *kingii* Reuss, *Bairdia* sp., *Acratia garrisonensis* (Upson), *Macrocypris menardensis* Harlton, *Healdia* sp. F Bless.

Les recherches de Bless ont été effectuées surtout dans le Bassin Central des Asturies. Nous avons effectué des recherches dans d'autres endroits et entre autres, dans une localité située quelque 400 m au-dessus du Calcaire Massif à Coballes (Oviedo). Ce gisement a fourni *Amphissites* (*A.*) sp., *Kellettina* sp., *Roundyella simplicissima* (Knight), *Bairdia* (*B.*) sp., *Bairdia* (*Orthobairdia*) sp., *Healdia* sp. et d'autres formes indéterminables.

La plupart des Ostracodes du Carbonifère de la Chaîne Cantabrique appartiennent à la formation Sama. Bless (1967, 1968, 1970) et Sanchez de Posada et Bless (1971) ont décrit :

*Bicornella* ? *asturica* Sanchez de Posada et Bless, *Hollinella* (*H.*) *crisinae* Bless, *H.* (*H.*) *hispanica* Bless, *H.* (*H.*) *micheli* Bless, *H.* (*H.*) *philonenae* Bless, *H. Praehollinella camoni* (Bless), *H.* sp. A Bless, *Jordanites rawihingili* Bless, *J. crisinae* Bless, *J. hoonei* Bless, *Kirkbya* cf. *waltheri* Omara et Gramann, *Kirkbya* spp. *Amphissites* cf. *centronotus* (Ulrich et Bassler), *Roundyella* cf. *simplicissima* (Knight), *Hypotetragona symmetrica* Bless, *Hypotetragona* sp., *Moorites* sp., *Geisina* sp., *Geisina* sp., *Knoxina* sp., *Paraparchites cantelii* Bless, *Paraparchites* sp. A Bless, *Bairdia broweri* Bless, *B. solatarris* Bless, *B.* sp. A Bless, *B.* spp., *Acratia garrisonensis* (Upson), *Macrocypris menardensis* Harlton, *M.* sp. A Bless, *Bairdiacypris haydenbranchensis* (Payne), *Healdia* sp. E Bless, *Healdia* sp. G Bless, *Healdia* sp. H Bless, *Asturiella calveri* Bless, *A. fernandezi* Bless, *A. horowitzi* Bless, Gen. A sp. 1 Sanchez de Posada et Bless, *Cavellina* cf. *cummingsi* Payne, *Cypridina pieriki* Bless, *Cypridina* su. A Bless, *Rhombina* ? sp., *Cyprisurcella papillosa* Sanchez de Posada et Bless, *Discoidella* sp.

Comme on l'a dit plus haut, la faune de La Camocha ressemble étroitement à celle des Formations Lena et Sama.

Dans ces formations, Bless a décrit quelques biofaciès comparables à ceux établis par Elias (1937) dans le Permien du Kansas, et par Boger (1964), dans le Westphalien A de la Ruhr (cf. Bless, 1970 ; Van Ameron et al., 1970).

### 9) Formation La Ojosa.

Cette formation a été établie par Wagner et Varker (1971) dans la vallée du Pisuerga (Palencia). Son âge semble aller du Westphalien D à la base du Cantabrien.

Nous y avons étudié deux échantillons contenant des Ostracodes. Le premier de ces échantillons a été recueilli à Casavegas (Palencia) et a fourni *Hollinella* sp., *Bairdia* sp., *Acratia* sp., *Cypridinella* ? sp. et *Cyprisurcella* ? sp. L'autre provient de Verdeña et renferme : *Hollinella* sp., *Acratia* sp., *Healdia* sp., *Pseudobythocypris* sp., *Paraparchitacea* et *Cypridinella* ? sp.

Bien que l'on connaisse peu de gisements fossilifères dans cette formation, il apparaît qu'il s'agit de niveaux montrant une certaine abondance d'éléments benthoniques et nectobenthoniques coexistant avec des Cypridinea.

### 10) Formation Sierra Corisa.

Cette formation a été décrite par Nederlof et De Sitter (1957), qui lui attribuent un âge Westphalien D - Cantabrien inférieur.

Nous y avons étudié deux échantillons provenant du col d'Herreruela de Castilleria (San Cebrian) et de Brañosera (Palencia). La première localité appartient à des niveaux datés comme Westphalien D et a fourni :

*Hollinella* (*H.*) aff. *crisinae* Bless, *Jordanites* sp., *Kirkbya* cf. *punctata* Kellett, *Amphissites* (*A.*) *centronotus* (Ulrich et Bassler), *Glyptopleurina* sp., *Bairdia* sp. et *Healdia* sp.

Dans la seconde, d'âge Podolskien ou Myachkovien basal, on a reconnu *Entomozoe* (*Richteria*) sp. et *Cypridinella* ? sp.

L'association d'Herreruela de Castilleria comprend uniquement des éléments benthoniques et nectobenthoniques qui permettent une comparaison avec les niveaux marins de La Camocha, San Emiliano, Lena et Sama. La faune de Brañosera, bien que pauvrement représentée, montre des éléments peu fréquents dans les couches de cet âge.

### Conclusions

Une vue d'ensemble des faunes ostracodologiques du Carbonifère de la Chaîne Cantabrique nous permet de différencier nettement deux types d'associations : l'une d'elles est représentée par des éléments pélagiques et nectoniques avec des formes très épineuses, accompagnées de formes benthoniques en nombre limité (notamment *Kirkbyacea* et *Bairdiacea*) et l'autre est constituée exclusivement ou presque par des éléments benthoniques ou nectobenthoniques parmi lesquels il faut noter des *Hollinellidae*, *Paraparchitacea* et *Healdiacea* (y compris le genre *Asturiella*) avec une sculpture réduite.

Le premier type peut être comparé aux faunes d'Ostracodes décrites dans le Magnafaciès rhénan. Il est représenté principalement par les associations du Namurien et du Westphalien A inférieur de La Camocha et Teverga, du Westphalien supérieur du Bassin central des Asturies et de la Formation Sierra Corisa (faune d'Herrerueta de Castillera). Quelques faciès de distribution plus restreinte ont été différenciés par Bless (1970) et Bless et Winkler Prins (in Van Ameron et al., 1970).

Le second type peut être comparé aux faunes décrites dans le Magnafaciès hercynien. Ce type

apparaît représenté dans des niveaux d'âges divers : Tournaisien de Genicera et Tolibia, Namurien C de Valdeteja, Namurien B de Meré, Namurien A de la Formation Olleros - Couches d'Olaja, Westphalien D de Brañosera. On peut y distinguer au minimum deux groupes différents : l'un d'eux est caractérisé par l'abondance des *Entomozoidae* et, en général, d'Ostracodes appartenant aux *Myodocopida* ; l'autre est dominé par l'abondance des Ostracodes fortement épineux.

Des associations de transition (Westphalien D ou Cantabrien de Casavegas) seraient caractérisées par des éléments benthoniques et nectobenthoniques (*Hollinellidae* notamment) associés à des formes nectoniques (*Cypridinacea*).

Bien que l'on ne puisse discuter en détail de la position précise des groupes intermédiaires, il semble que la présence de ces deux types puisse rester bien établie. En fait, deux mêmes types d'ensembles faunistiques ont été établis récemment dans le Dévonien supérieur - Dinantien de l'Europe occidentale par Becker et Bless (1974). Leur schéma semble s'accorder en principe avec les données du Carbonifère de la Chaîne Cantabrique. Seule la découverte des nouveaux éléments pourrait confirmer la validité de ces résultats préliminaires.

### BIBLIOGRAPHIE

- 1) AMERON H.W.J. Van, BLESS M.J.M. et WINKLER PRINS C.F. (1970). — Some paleontological and stratigraphical aspects of the Upper Carboniferous Sama Formation (Asturias, Spain). *Med. Rijks Geol. Dienst., N.S.*, n° 21, p. 9-79, Pl. 1-10.
- 2) BARROIS Ch. (1882). — Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. 2, n° 1.
- 3) BATE R.H. (1968). — A new bairdiid ostracod from the Carboniferous of Spain. *J. Nat. Hist.*, v. 2 (1), p. 111-115.
- 4) BECKER G. et BLESS M.J.M. (1974). — Ostracode stratigraphy of the Ardenno-Rhenisch Devonian and Dinantian. *C. R. Internat. Symp. on Belgian Micropal. limits*. Namur, 1974. Publ. n° 1, 52 p., 50 pl.
- 5) BECKER G., BLESS M.J.M., KULLMANN J. (1975). — Oberkarbohnische Entomozoen-Schiefer im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *N. Jb., Geol. Paläont., Abh.* 150, (1), p. 92-110, 5 fig.
- 6) BLESS M.J.M. (1965). — On two new species of marine ostracodes in the Carboniferous of Spain. *Leidse Geol. Med.*, deel 33, p. 177-182.
- 7) BLESS M.J.M. (1966). — *Carbonita agnes* (Jones) from the coal Mine "Sabero", Leon (Spain). *Nots. y Coms. Inst. Geol. y Miner. España*, n° 90, p. 93-98.
- 8) BLESS M.J.M. (1967). — On the marine beds of some cyclothems in the Central Carboniferous Basin of Asturias with special reference to their ostracode fauna. *Inst. Geol. y Miner. España*, n° 99/100, p. 91-134.
- 9) BLESS M.J.M. (1968). — On two hollinid ostracode genera from the Upper Carboniferous of Northwestern Spain. *Leidse Geol. Med.*, deel 43, p. 157-212, Pl. 1-10.
- 10) BLESS M.J.M. (1969). — On a case of dimorphism in the last juvenile stage of a hollinid ostracode from the Namurian B-C of the La Camocha Mine (Gijón, N. Spain). *Brev. Geol. Asturica*, año XV, n° 3, p. 31-38.
- 11) BLESS M.J.M. (1970). — Environments of some Upper Carboniferous coal basins (Asturias, Spain; Limburg, Netherlands). *C. R. 6<sup>me</sup> Congr. Internat Stratigraph. Géol. Carbonifère*, v. II, p. 503-516.
- 12) BLESS M.J.M., JORDAN H. (1972). — Ostracodes of the family Hollinellidae. *Med. Rijks Geol. Dienst. Sér. C*, vol. 3, n° 1, p. 1-83, 35 pl.

- 13) BLESS M.J.M., MICHEL M.P. (1967). — An ostracode fauna from the Upper Devonian of the Gildar-Monto Region (NW Spain). *Leidse Geol. Med.*, deel 39, p. 269-271.
- 14) BLESS M.J.M., SANCHEZ DE POSADA L.C. (1973). — Sobre la aparición de ostracodos neotónicos en la Cordillera Cantábrica. *Brev. Geol. Asturica*, año XVII, nº 2, p. 25-30, 1 pl.
- 15) BLUMENSTENGEL (1959). — Über Oberdevonische Ostracoden und ihre stratigraphische Verbreitung in Gebiet Zwischen Saafeld und dem Kamm des Thüringens Waldes. *Freib. Forsch.*, Heft C 72, p. 53-107, Pl. 1-2.
- 16) COMTE P. (1959). — Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 60, 440 p.
- 17) ERBEN H.K. et ZAGORA K. (1967). — Devonian of Germany. *C. R. Internat. Symposium on Devonian System*, Calgary, 1967. *Alberta Soc. Petr. Geol.*, p. 53-68.
- 18) GINKEL A.C. Van (1965). — Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Med.*, deel 34, 225 p., 53 pl.
- 19) GRUNDEL J. (1961). — Zur Taxionomie der Ostracoden der Gattendorfiastuffe Thüringens. *Freib. Forsch.*, C 151, p. 51-105, 4 pl.
- 20) GRUNDEL J. (1961). — Zur Biostratigraphie und Fazies der Gattendorfiastuffe in Mittel-Deutschland unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden. *Freib. Forsch.*, H.C. 111, p. 52-173, 14 pl.
- 21) GRUNDEL J. (1963). — Ostracoden aus dem Cu II vom Südsaum des Rhürkarbons (Nordlich Wuppertal). *Freib. Forsch.*, H.C. 164, p. 93-104. Pl. 1-3.
- 22) KOCH M., LEURITZ K. et ZIEGLER W. (1970). — Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. *Fortschr. Geol. Rheinld u. Westf.*, Band 17, p. 679-732, Pl. 1-10.
- 23) MARTINEZ GARCIA E. (1971). — The age of the Caliza de Montaña in the eastern Cantabrian Mountains. *Trab. Geol.*, nº 3, p. 267-276.
- 24) MATERN H. (1929). — Die ostracoden des Oberdevons. I. Teil: Aparchitidae, Primitiidae, Zygobolbidae, Beyrichiidae, Kloedenellidae, Entomidae. *Abh. preuss. geol. L-Anst.*, N.F., Heft 118, 100 p, 5 pl.
- 25) MOORE L.R., NEVES R., WAGNER R.H. et WAGNER-GENTIS C.H.T. (1971). — The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanin area of northern Leon. *Abh. preuss. geol. L-Anst.*, p. 307-363, Pl. 1-8.
- 26) NEDERLOF M.H. et SITTER L.V. de (1957). — La cuenca carbonifera del rio Pisuerga (Palencia). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 68, 44 p.
- 27) NEVES R. (1964). — The stratigraphic significance of the small sporeassemblages of the La Camocha Mine (Gijón, N. Spain). *C. R. 5<sup>me</sup> Congr. Stratigr. Géol. Carbonifère*, t. III, p. 1229-1238, Pl. 1-3.
- 28) RABIEN A. (1954). — Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, Heft 9, 268 p., 5 pl.
- 29) RABIEN A. (1960). — Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, Band 3, (1), p. 61-106, 3 pl.
- 30) RABIEN A. et RABITZ A. (1958). — Das Ober-Devon von Meschede. *Notizbl. hess. L.-Amt. Bodenforsch.*, Band 86, p. 159-184, 3 pl.
- 31) SANCHEZ DE POSADA L.C. et BLESS M.J.M. (1971). — Una microfauna del Westphaliense C de Asturias. *Rev. Esp. Micropaleont.*, v. III, nº 2, p. 193-204, 2 pl.
- 32) SANCHEZ DE POSADA L.C. et BLESS M.J.M. (1974). Preliminary note on the Lower Carboniferous ostracods from Aprath (F.R.G.). *C. R. Internat. Symp. Belgian Micropaleont. Limits*, Namur, 1974, Publication nº 2, 5 p., 2 pl.
- 33) TSCHIGOVA V.A. (1967). — Ostracodes des couches de passage entre le Dévonien et le Carbonifère de la Plate-forme Russe. *Trudy VNII*, vol. 49, p. 1-256, Pl. 1-15 (en russe).
- 34) WAGNER R.H. (1959). — Flora fossil y estratigraphia del Carbonifero en España NW y Portugal N. *Estudios geolog.*, v. 35/36 (15), p. 393-420.
- 35) WAGNER R.H., WINKLER PRINS C.F. et RIDING R.E. (1971). — Lithostratigraphic units of the Lower part of the Carboniferous in Northern Leon, Spain. *Trab. Geol.*, nº 4, p. 603-663, Pl. 1-3.
- 36) WAGNER R.H. et VARKER W.J. (1971). — The distribution and development of Post-Leonian strata (Upper Westphalian D, Cantabrian, Stephanian A) in northern Palencia, Spain. *Trab. Geol.*, nº 4, p. 533-601, Pl. 1-2.
- 37) WINKLER PRINS C.F. (1971). — The road section east of Valdeteja with its continuation along the arroyo de Barcaliente (Curueno valley, Leon) (with a "note on *Leonardophyllum leonense* nov. sp." by G.E. De Groot). *Trab. Geol.*, nº 4, p. 677-686, 2 pl.

## Les faunes pélagiques du Dévonien moyen de Léon (versant méridional des Montagnes Cantabriques, NO de l'Espagne)

par J.L. GARCIA-ALCALDE et M.A. ARBIZU (\*)

*Sommaire.* — Le Dévonien de la province de Léon se présente, en général, sous un faciès marin, de faible profondeur. Quelquefois, pourtant, le type des sédiments et le contenu faunistique des couches y offrent l'aspect des vrais dépôts pélagiques. A Huergas de Gordon (SE de La Pola de Gordon) notamment, la formation Huergas (Dévonien moyen), intègre plusieurs dépôts de cette classe, constitués par des schistes noduleux (et des minces lits calcaires) renfermant des faunes très caractéristiques à Anarcestidés, Tentaculites Dacryoconaridés, Brachiopodes Articulés et Inarticulés, Trilobites, Tabulés, Conodontes et Ostracodes surtout.

Ces faunes permettent d'apporter des nouvelles précisions sur l'extension et sur les limites des étages du Dévonien moyen dans la région considérée, ainsi que sur la dispersion verticale et géographique de certains taxa.

*Resumen.* — El Devónico de la provincia de León muestra, en general, facies marinas de escasa profundidad. En ocasiones, sin embargo, la litología y el contenido faunístico ofrecen el aspecto de verdaderos depósitos pelágicos. En Huergas de Gordon (SE de La Pola de Gordon), en particular, la formación Huergas (Devónico medio), comprende varios niveles de dicho tipo, con pizarras nodulosas (y débiles lechos calcáreos), encerrando faunas muy características constituidas, sobre todo, por Anarcestidos, Tentaculites dacryoconáridos, Braquiópodos Articulados e Inarticulados, Trilobites, Tabulados, Conodontos y Ostrácodos.

Estas faunas permiten la aportación de nuevas precisiones sobre la extensión y límites de los pisos del Devónico medio en la region considerada, así como sobre la repartición temporal y geográfica de algunos de los taxones presentes.

La "Formation Huergas", ainsi dénommée par Comte (1936a), est constituée par 230 à 300 m de schistes gréseux bruns, de grès plus ou moins ferrugineux, de plusieurs couches calcaires et, quelquefois, d'ensembles de schistes noduleux d'épaisseur variable.

Cette formation est la seule, dans la province de Léon, à se placer totalement dans le Dévonien moyen ; en effet, la formation précédente, celle de Santa Lucia, correspond à l'Emsien supérieur-Couvinien inférieur, tandis que la formation suivante, celle de Portilla, appartient au Givétien-Frasnien.

Pour la plupart, les paléontologues n'ont pas prêté beaucoup d'attention à cette formation, réputée comme peu fossilifère par rapport aux riches faciès coquilliers et récifaux des forma-

tions carbonatées qui l'encadrent. Pourtant, presque tous ces niveaux renferment des faunes et, souvent, les couches contiennent de véritables lumachelles à Brachiopodes articulés et inarticulés, Bryozoaires, Bivalves, Tentaculites Dacryonocaridés, etc...

Tant par ses traits lithologiques que par la nature de ses faunes, la formation Huergas s'éloigne du type de faciès asturo-léonais (Brouwer, 1962, 1964) et se rattache plutôt au "Mischfazies" (Erben, 1962) dans lequel alternent roches et fossiles au cachet détritique et pélagique.

L'extension latérale des dépôts pélagiques n'est pas très grande. Leur interprétation comme appartenant à des "dépressions locales comparables à celles qui existent dans la plupart des mers épicontinentales actuelles" (Comte, 1959) demeure donc plausible.

Le développement maximum des faciès pélagiques du Dévonien moyen de la province de

(\*) Département de Paléontologie, Faculté des Sciences, Oviedo (Espagne).

Note déposée le 4 Novembre 1976.

Léon semble s'être produit aux alentours du village de Huergas de Gordon (feuille n° 103, La Pola de Gordon, Carte topographique de l'Institut Géographique et Cadastral d'Espagne, échelle : 1/50.000<sup>e</sup>).

Dans cette région, où l'épaisseur de la formation Huergas est environ de 300 m, les 100 m inférieurs au moins renferment d'abondants épisodes pélagiques dans des schistes fins noduleux.

Une partie de ces couches était déjà connue par Comte (1936a, 1936b, 1936c) qui y cita une faune composée notamment de Bivalves et Goniatites, parmi lesquels *Anarcestes subnautilinus* Beyrich, à la base de la formation et *Anarcestes rouvillei* Koenen, au sommet. Kullmann (1960) redéfinit ces espèces, uniquement du point de vue nomenclature, respectivement comme *Anarcestes (Latanarcestes) noeggerati* (Buch) et *Cabrioceras rouvillei* (Koenen).

Du fait de la présence de ces formes, la plupart des auteurs ultérieurs ayant mentionné d'une façon ou d'une autre la formation Huergas, admettent pour elle l'âge couvinien établi par Comte (1936a), sauf pour son sommet qui serait givétien à cause de la présence de *Cabrioceras rouvillei*.

Durant nos recherches sur le Dévonien des environs de Huergas de Gordon, nous avons tenté, d'une part, de retrouver les exemplaires originaux d'Anarcestidés cités par Comte, et, d'autre part, de préciser la situation des couches dans lesquelles ils furent trouvés. Le succès de nos recherches fut relatif car les échantillons originaux semblent perdus et nous ne sommes pas parvenus à retrouver l'horizon à

"*Anarcestes*" *rouvillei* du sommet de la formation Huergas. Toutefois, nous avons pu localiser trois niveaux à Goniatites et d'autres fossiles dont la nature apporte des précisions nouvelles sur l'extension et, plus concrètement, sur la limite des étages du Dévonien moyen dans la région considérée, ainsi que sur la distribution spatiale de certains taxa.

Les affleurements où se trouvent ces niveaux à Goniatites (au Nord de la route Huergas de Gordon-Llombera, entre Huergas de Gordon et une exploitation des éboulis calcaires, 200 m à l'Est du cimetière du village) sont, en partie discontinus car les éboulis de la formation Santa Lucia recouvrent presque toute la zone. Par ailleurs, de nombreux systèmes de failles conjuguées, à faible déplacement, recoupant en diagonale les couches dévoniennes (fig. 2), rendent parfois difficile l'établissement de la succession. Toutefois, la position stratigraphique des affleurements indiqués sur cette figure, le sommet de la formation Santa Lucia étant pris comme repère, reste mesurable avec une grande marge de fiabilité.

1) **Affleurement n° 1.** — Nord du noyau urbain de Huergas de Gordon, près des derniers bâtiments du village.

Le contact avec la formation Santa Lucia, ainsi que les 30-35 m de base de la formation Huergas y sont bien nets. La succession comprend des schistes foncés, noduleux, des schistes "carburés" un peu micacés et quelques bancs de schistes gréseux.

La faune est assez riche dans quelques-unes de ces couches. Entre 1 à 4 m au sommet de la formation Santa Lucia, nous avons récolté des Trilobites : *Psychopyge* sp., *Phacops* sp. et des Proetidés indéterminables ; des Bivalves : *Buchiola* cf. *sexcostata*, *Buchiola* sp., *Cardiola*

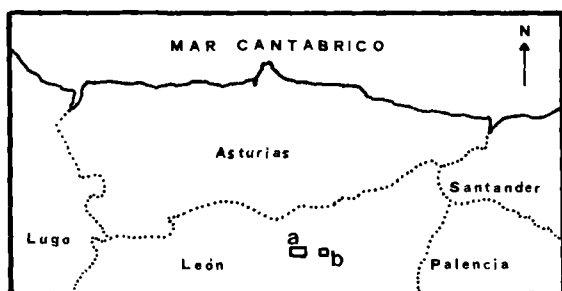


Fig. 1. — Situation des régions étudiées.  
a : Région de Huergas de Gordon.  
b : Région de Llama de Colle-Veneros.

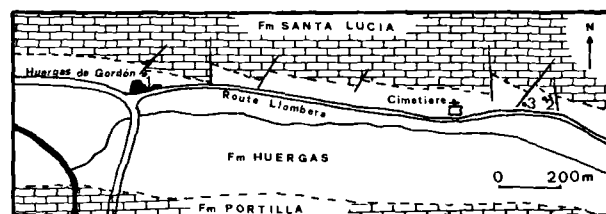


Fig. 2. — Situation des affleurements de la formation Huergas (1, 2, 3) aux environs de Huergas de Gordon.

(?) sp. et *Leiopteria* sp.; des Gastéropodes : *Euomphalus* sp.; des Tentaculites Dacryoconaridés : *Styliolina* sp.; de rares Goniatites : *Anarcestes* sp.; des Nautiloïdés orthoconiques et des Hyolithidés (\*).

2) **Affleurement n° 2.** — Près de l'angle oriental de l'exploitation des éboulis, 250 m à peu près à l'Est du cimetière de Huergas de Gordon.

Les couches plus basses visibles en cet endroit restent à 10 m de la formation Santa Lucia et les plus hautes, à 13-14 m. Il s'agit de schistes noduleux foncés, dont la faune dominante est constituée de Tentaculites Dacryoconaridés : *Striatostyliolina* cf. *roemeri* Bouček et *Styliolina* sp. Les Goniatites, représentés par *Werneroceras* sp., y sont très rares et l'on trouve aussi, disséminés dans l'ensemble, des articles de Crinoïdes.

3) **Affleurement n° 3.** — 100 m à l'OSO de l'affleurement n° 2, dans l'angle occidental de l'exploitation des éboulis, sous la ligne électrique (fig. 2 et 3).

Cet affleurement isolé n'a que 2 à 2,50 m de puissance visible et pas plus de 1 m d'extension latérale. La présence d'une faille NNE-SSO qui déplace les couches du sommet de la formation Santa Lucia dans l'horizontale 30 m environ, a bouleversé la succession dans cet endroit, affectant le pendage et la direction des couches.

Le trajet de la faille n'est pas bien net à cause des éboulis. La distance stratigraphique de l'affleurement au sommet de la formation Santa Lucia serait d'environ 50 m si la faille se place à l'Est et de 100 m si elle se place à l'Ouest. La dernière possibilité reste la plus probable d'après le sens du déplacement des lèvres de la faille dans les couches supérieures de la formation Santa Lucia.

(\*) La détermination de l'Anarcestidé *Cabriero-ceras* est due au Dr J. Kullmann, de Tübingen (Allemagne de l'Ouest). Les autres déterminations reviennent : pour les Trilobites, au Dr M.A. Arbizu ; pour les Ostracodes, au Dr L.C. Sanchez de Posada ; pour les Conodontes, à M<sup>me</sup> S. Garcia ; pour les Coraux, à M. F. Soto ; pour les autres formes, au Dr J.L. Garcia-Alcalde. M<sup>me</sup> S. Garcia, MM. Arbizu, Garcia-Alcalde, Sanchez de Posada et Soto sont membres du Département de Paléontologie de l'Université d'Oviedo (Espagne).

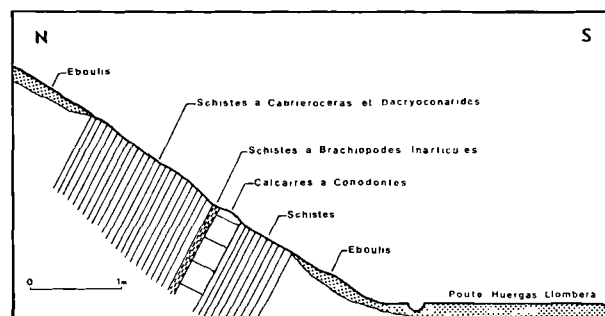


Fig. 3. — Coupe dans l'affleurement n° 3 (Région de Huergas de Gordon).

La faune y est abondante, surtout à l'état de moules limonitisés ou pyriteux, bien que certains Brachiopodes, Bivalves et Ostracodes conservent encore, en partie, leurs coquilles.

La succession débute par des schistes bleuâtres ou bleu-vert foncé, micacés, fins et durs, parfois noduleux (1,50 m). Dans cet ensemble, on peut distinguer :

a) l'horizon de base à Goniatites : *Cabriero-ceras* sp. et *Anarcestes* sp. ; Brachiopodes articulés : *Echinocoelia* sp. et Chonétidés ; Bivalves : *Buchiola* cf. *sexcostata*, *Buchiola* sp., *Leiopteria* sp. et *Panenka* sp. ; Tentaculites Dacryoconaridés : *Nowakia* sp. et *Styliolina* sp. ; Trilobites : *Psychopyge* sp., *Kayserops* sp. et *Phacops* sp. ; et Ostracodes : *Entomozoe* (*Rich-teria*) sp. et *Ponderodictya* sp. ;

b) les couches suivantes à Brachiopodes articulés : *Echinocoelia* sp., *Productella* sp., *Douvillina* sp., Chonétidés et Ambocoeliidés indéterminables ; Bivalves : *Buchiola* cf. *sexcostata* et *Panenka* sp. ; Gastéropodes : *Euomphalus* sp. ; Tentaculites Dacryoconaridés : *Nowakia* sp., *Styliolina* sp. et *Striatostyliolina* sp. ; Tabulés : *Pleurodictyum* sp. ; Ostracodes : *Ponderodictya* sp. et quelques Eridostracés ; avec également des articles de Crinoïdes et des Hyolithidés.

Au-delà de ces couches, on trouve un niveau très mince (6 cm) de schistes fins, légèrement gréseux, micacés et calcaireux, montrant une très grande accumulation de coquilles et débris de coquilles, partiellement préservées de Brachiopodes inarticulés Craniidés qui constituent la faune dominante et de rares Brachiopodes articulés : *Leptathyris* sp. et *Ambocoeliidés* indéterminables ; Goniatites : *Anarcestes* sp. et Gastéropodes : *Euomphalus* sp.

Ensuite vient un lit calcaire, bleu foncé, très dur, un peu gréseux (0,23 m) à nombreux Brachiopodes articulés, lisses et petits, un peu dissous : *Leptathyris* sp. (très abondant) et *Echinocoelia* sp. (rare). Les Conodontes sont peu abondants ; il s'agit de : *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde morphotype  $\gamma$  Bultynck, *Icriodus* cf. *nodosus* (Huddle) et *Hindeodella* sp.

L'affleurement se termine avec 0,60 m de schistes bleu vert, fins, gréseux et calcarifères, assez durs et très peu fossilifères.

En ce qui concerne l'interprétation chronostratigraphique, il faut souligner à la base de l'affleurement n° 3 la présence de *Cabriero-ceras* sp., car ce genre semblait, jusqu'à présent, être restreint au Givétien. Les autres formes reconnues ne sont pas si explicites mais l'association *Echinocoelia/Leptathyris*, ainsi que la population de Conodontes (trouvées dans le banc calcaire supérieur) sont principalement fréquentes dans le Givétien bien qu'ils peuvent apparaître déjà depuis le Couvinien supérieur.

La présence, dans les schistes bleuâtres, de Trilobites comme *Kayserops* et *Psychopyge* et du Tabulé *Pleurodictyum*, qui n'avaient jamais été trouvés au-dessus du Couvinien, pourrait indiquer le début du Givétien et, presque, les couches de passage Couvinien-Givétien.

Cette conclusion s'oppose à celle de Comte admise pratiquement par tous les auteurs ultérieurs qui, à cause de la présence d' "*Anarcestes* " *rouvillei*, plaçait la base du Givétien dans la région de Huergas de Gordon, près du sommet de la formation Huergas. Elle diverge, encore plus, de celle de Mohanti (1972), qui, à la suite d'une interprétation tout à fait particulière de la signification de certaines associations des Brachiopodes, place la limite Eifélien-Givétien au sein de la formation Portilla.

Le fait que la limite Couvinien-Givétien dans la région considérée se trouve beaucoup plus bas que l'on croyait préalablement, s'accorde mieux, d'ailleurs, avec les renseignements que l'on possède sur l'âge des couches inférieures de la formation Portilla. En effet, la base de cette formation, au Sud de Huergas de Gordon, serait déjà d'âge givétien supérieur, si on y considère la présence de Conodontes de la zone *varcus* (*Polygnathus varcus*, *P. xylus*, etc.) et de *Icriodus*

*eslaensis eslaensis* (S. Garcia, comm. pers.), ainsi que la présence, 25 m au-dessus, de Brachiopodes Cyrtospiriféridés. Si le début du Givétien s'était produit, comme Comte (1936a) le pensait, dans le sommet même de la formation Huergas, l'épaisseur du Givétien dans la coupe de référence serait anormalement faible par rapport au reste des affleurements de la région des Asturies et du Léon.

Quant à la nature et à la répartition des faunes mentionnées, il faut souligner l'abondance des Tentaculites Dacryoconaridés qui, à notre connaissance, n'avaient jamais été cités auparavant dans la région. Les Ostracodes Entomozoidés, représentés par d'assez nombreux exemplaires d'*Entomozoe* (*Richteria*) sp. n'avaient pas été trouvés, jusqu'à présent, dans le Dévonien espagnol (Sanchez de Posada, comm. pers.). Il en est de même pour les Brachiopodes *Leptathyris* et *Echinocoelia* et pour l'Anarcestide *Werneroceras*.

Un nouveau développement des faciès pélagiques dans la formation Huergas se constate plus à l'Est, dans la bande qui passe près du village de Llama de Colle et Veneros (\*) (feuille n° 104, Boñar, de la carte topographique de l'Institut Géographique et Cadastral d'Espagne, échelle 1/50.000<sup>e</sup>) ; il a lieu, cette fois-ci, dans la partie supérieure de la formation, au niveau de schistes noduleux identiques à ceux de la région de Huergas de Gordon.

Au Sud de Llama de Colle, n'affleurent que les derniers 60 à 70 m de la formation ; les autres couches y sont recouvertes en discordance par le Stéphanien du bassin de Sabero. Dans des nodules recueillis environ entre 30 et 50 m, à peu près de la base de la formation Portilla, nous avons récolté des Bivalves : *Buchiola* sp., *Leiopteria* sp., *Cardiola* (?) sp. ; Tentaculites Dacryoconaridés : *Nowakia* sp., *Styliolina* sp. et *Striatostyliolina* sp. et des Trilobites : *Phacops* sp. Actuellement, ces faunes ne nous permettent pas d'aboutir à des conclusions sur l'âge des couches.

(\*) Cette bande comprend les " Schistes de La Collada de Llama " dont la détermination de l'âge amena une controverse historique entre de Prado, de Verneuil et Barrois, controverse résolue par Comte (1936c) qui raccorda ces schistes aux couches supérieures de la formation Huergas.

\* \* \*



BIBLIOGRAPHIE

- 1) BOUČEK B. (1964). — The Tentaculites of Bohemia. *Acad. Sci. Czechosl.*, 215 p., 40 pl., 4 pl., 36 fig.
- 2) BROUWER A. (1962). — Deux types faciels dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques. *Brev. Geol. Asturica*, Año VI, n° 1-4, p. 49-51.
- 3) BROUWER A. (1964). — Deux faciès dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques méridionales. *Brev. Geol. Asturica*, Año VIII, n° 1-4, p. 3-10.
- 4) COMTE P. (1936a). — La série dévonienne du Léon (Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, 202, p. 337-339.
- 5) COMTE P. (1936b). — Le Dévonien moyen et supérieur du Léon (Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, 202, p. 1198-1200.
- 6) COMTE P. (1936c). — Les schistes de la Collada de Llama et les schistes de Huergas (Léon, Espagne). *C.R. somm. S.G.F.*, (5), 6, p. 138-139.
- 7) COMTE P. (1959). — Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mém. Inst. Geol. Min. España*, 60, 440 p., 4 pl.
- 8) ERBEN H.K. (1962). — Zur analyse und Interpretation der rheinischen und hercynischen Magnafacies des Devons. *Symp. Silur/Devon-Grenze*, 1960, p. 42-61, fig. 1 à 6, Pl. 1-2.
- 9) KULLMANN J. (1960). — Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Akad. Wiss. u. Lit.*, 7, p. 457-559, 9 pl., 20 fig.
- 10) LARDEUX H. (1969). — Les Tentaculites d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord. *Cah. Paléont., C.N.R.S.*, 238 p., 148 fig., 52 pl., 17 tabl.
- 11) MILLER A.K., FURNISH W.M. et SCHINDEWOLF O.H. (1957). — Paleozoic Ammonoidea. In *Treat. Invert. Paleont.*, (L) Mollusca, 4, p. 11-79, 123 fig.
- 12) MOHANTI M. (1972). — The Portilla formation (Middle Devonian) of the Alba syncline, Cantabrian Mountains, prov. Leon, Northwestern Spain : carbonate facies and Rhynchonellid paleontology. *Leid. Geol. Med.*, 48, p. 135-205, 37 fig., 10 pl.
- 13) RUZHENTSEV V.E. (1960). — Principes de systématique, système et phylogénie des Ammonoidea paléozoïques. *Trud. Pal. Inst. SSSR.*, 83, 350 p., 128 fig., 1 tab. (Trad. n° 3279 B.R.G.M.).

———— « » ————



## TABLE DES MATIÈRES

### 1976

---

#### Activité de la Société

- Elections pour le renouvellement du Conseil d'Administration, p. 3.  
Elections de nouveaux membres, p. 4, 6, 77, 175.  
Séances ordinaires de la Société : 8 Janvier 1976, p. 4 ; 5 février 1976, p. 4 ; 4 mars 1976, p. 6 ; 8 avril 1976, p. 77 ; 6 mai 1976, p. 175 ; 10 juin 1976, p. 175.  
Assemblée générale, p. 4.

#### Discours

- M. J. PAQUET, p. 4.  
M. l'Abbé HEDDEBAUT, p. 4.

#### Table des Planches

- Pl. I et II. — Algues calcaires éodévoniennes du bassin de Laval (note de J. PONCET, p. 12).  
Pl. III. — *Terebratula terebratula* (Linné, 1758) et *Phapsirhynchia sanctapaulensis* Pajaud (note de D. PAJAUD, p. 106).  
Pl. IV. — *Neophlycticeras destombesi* Amedro et *N. prisca* (Casey) (note de F. AMEDRO, p. 112).  
Pl. V et VI. — Microspores d'Europe occidentale et de Pologne (note de S. LOBOZIAK et coll., p. 170).  
Pl. VII. — Etude microscopique du Muschelkalk d'Aquitaine méridionale (note de D. BOULANGER et J. QUEMENEUR, p. 192).  
Pl. VIII, IX et X. — Caractères exoscopiques de quartz provenant de grès glauconieux des Sicani et du Numidien (note de B. HOYEZ et L. LE RIBAUT, p. 196).  
Pl. XI. — Détails ultramicroscopiques de nodules polymétalliques (note de H. MAILLOT et P. DEBRABANT, p. 204).  
Pl. XII. — Etude sédimentologique du Houiller de La Machine (note de L. COUREL et coll., p. 224).  
Pl. XIII. — Nouvelles espèces de Brachiopodes du Dévonien supérieur d'Afghanistan (note de D. BRICE et M. FARISAN, p. 232).  
Pl. XIV à XVI. — *Nemejcopteris feminaeformis* (Schlotheim) (note de Cl. BROUSMICHE, p. 238).

- Pl. XVII et XVIII. — Foraminifères et faciès du Permien de l'Oman (note de Ch. MONTENAT et coll., p. 258).
- Pl. XIX. — Algues et pseudo-Algues du Permien de l'Oman (note de Ch. MONTENAT et coll., p. 258).
- Pl. XX à XXIII. — Spongiaires, Ectoproctes et Brachiopodes du Permien de l'Oman (note de Ch. MONTENAT et coll., p. 258).
- Pl. XXIV à XXXI. — Brachiopodes et Crinoïdes du Dévonien inférieur de Bretagne (note de J. LE MENN et P. RACHEBŒUF, p. 324).
- Pl. XXXII. — Paléoflore du Dévonien supérieur de la Rade de Brest (note de C. BABIN et coll., p. 346).
- Pl. XXXIII à XXXV. — Macrofaune du Dévonien supérieur de la Rade de Brest (note de C. BABIN et coll., p. 346).
- Pl. XXXVI. — Ostracodes des " Schistes Aquisgrana " (Espagne) (note de J.L. CHARPENTIER et coll., p. 362).
- Pl. XXXVII. — Microfaune du Bashkirien inférieur du Nord de la France (note de M. LYS, p. 386).
- Pl. XXXVIII. — Microfaune du Carbonifère inférieur du Nord de Cordoue (Espagne) (note de M. CROUSILLES et coll., p. 406).

#### Table alphabétique des Auteurs

- F. AMEDRO. — Une nouvelle espèce d'Ammonite : *Neophlycticeras (Eotropitoides) destombesi* nov. sp. (Lyelliceratidae) de l'Albien de Wissant (Boulonnais), p. 107.
- F. AMEDRO et J. MANIA. — L'Aptien du Boulonnais, p. 207.
- M.A. ARBIZU. — Voir J.L. GARCIA-ALCALDE et M.A. ARBIZU, p. 413.
- C. BABIN, D. GOUJET, H. LARDEUX, A. LEJAL-NICOL, F. LETHIERS, P. MORZADEC, Y. PLUSQUELLEC et M. WEYANT. — La Formation des Schistes de Porsguen (Dévonien supérieur de la rade de Brest, Massif Armoricaïn). Lithologie, flore, faune, p. 333.
- A. BEUGNIES. — Le lambeau de poussée hercynien de la Tombe (Ardenne belge), p. 27.
- A. BEUGNIES, P. DUMONT, G. MORTELMANS, F. GEUKENS et M. VANGUESTAINE. — Essai de synthèse du Cambrien de l'Ardenne, p. 263.
- F. BIGEY. — Voir D. BRICE et coll., p. 135.
- D. BOULANGER et J. QUEMENEUR. — Etude stratigraphique et sédimentologique du Muschelkalk en Aquitaine méridionale, p. 185.
- D. BRICE, P. BULTYNCK, J.P. COLBEAUX, F. LETHIERS, B. MISTIAEN, J.C. ROHART et F. BIGEY. — Une nouvelle coupe dans le Dévonien de Ferques (Boulonnais, France), p. 135.
- D. BRICE et M. FARSAN. — Brachiopods from the upper Devonian of Robat-e-Pai (Afghanistan). Discovery of the genera *Ladogia* Nalivkin, 1941 and *Eoparaphorhynchus* Sartenauer, 1961 (Rhynchonellida), p. 225.
- C. BROUSMICHE. — Précisions sur les organes reproducteurs de *Nemejcopteris feminaeformis* (Schlotheim), p. 233.

- P. BULTYNCK. — Voir D. BRICE et coll., p. 135.
- J.L. CHARPENTIER, F. LETHIERS, G. TAMAIN. — Les “ Schistes Aquisgrana ” à Ostracodes du Dévonien supérieur terminal, en Sierra Morena orientale (Espagne), p. 353.
- P. CHOTIN. — Essai d'interprétation du Bassin Andin chiléno-argentin mésozoïque en tant que bassin marginal, p. 177.
- M. COEN, M. COEN-AUBERT et P. CORNET. — Distribution et extension stratigraphique des récifs à “ *Phillipsastrea* ” dans le Frasnien de l'Ardenne, p. 325.
- M. COEN-AUBERT. — Voir M. COEN et coll., p. 325.
- J.P. COLBEAUX. — Voir D. BRICE et coll., p. 135.
- R. CONIL, E. GROESSENS et H. PIRLET. — Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique, p. 363.
- R. COQUEL. — Voir S. LOBOZIAK et coll., p. 157.
- P. CORNET. — Voir M. COEN et coll., p. 325.
- M. COULON. — Place du plutonisme dans le contexte paléogéographique du Viséen des Vosges méridionales, p. 387.
- L. COUREL, P. FEUILLEE, F. SEDDOH, J.M. STORZ et P. VETTER. — Données sédimentologiques et pétrographiques sur le Houiller de La Machine (Nièvre). Importance de la diagénèse, p. 217.
- M. CROUSILLES, Ch. DIXSAUT, M. LYS et G. TAMAIN. — Sur les calcaires du Carbonifère inférieur du Nord de Cordoue (Espagne) et leur âge Viséen supérieur d'après la microfaune, p. 399.
- P. DEBRABANT. — Voir H. MAILLOT et P. DEBRABANT, p. 199.
- † A.F. de LAPPARENT. — Voir Ch. MONTENAT et coll., p. 239.
- Ch. DELATTRE, F. LECLERCQ et M. WATERLOT. — Sur le Dévonien de Matringhem-Vincy (Pas-de-Calais, France), p. 21.
- P. DE WEVER. — Données stratigraphiques nouvelles sur la série de Tripolitza : du Trias à l'Eocène (Péloponnèse septentrional, Grèce), p. 79.
- Ch. DIXSAUT. — Voir M. CROUSILLES et coll., p. 399.
- P. DUMONT. — Voir A. BEUGNIES et coll., p. 263.
- B. DUTHOIT, R. HAZEBROUCK et J. PAQUET. — Influence de l'eau sur les propriétés mécaniques de craies, p. 13.
- M. FARSAN. — Voir D. BRICE et M. FARSAN, p. 225.
- J. FERRIERE. — Sur la signification des séries du massif de l'Othrys (Grèce continentale orientale) : la zone isopique maliaque, p. 121.
- P. FEUILLEE. — Voir L. COUREL et coll., p. 217.
- J.L. GARCIA-ALCALDE et M.A. ARBIZU. — Les faunes pélagiques du Dévonien moyen de Léon (versant méridional des Montagnes Cantabriques, NO de l'Espagne), p. 413.
- F. GEUKENS. — Voir A. BEUGNIES et coll., p. 263.
- D. GOUJET. — Voir C. BABIN et coll., p. 333.
- E. GROESSENS. — Voir R. CONIL et coll., p. 363.

- R. HAZEBROUCK. — Voir B. DUTHOIT et coll., p. 13.
- J.L. HENRY, M. MELOU, J. NION, F. PARIS, M. ROBARDET, F. SKEVINGTON et D. THADEU.  
— L'apport de Graptolites de la Zone à *G. teretiusculus* dans la datation de faunes benthiques lusitano-armoricaines, p. 275.
- B. HOYEZ. — Précisions stratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques sur les massifs de flysch au Nord de Medjana (Wilaya de Sétif, Algérie), p. 89.
- B. HOYEZ et L. LE RIBAUT. — Caractères exoscopiques de quartz provenant de grès numidiens tyrrhéniens et de grès glauconieux de Sicile centro-occidentale, p. 193.
- A. JACHOWICZ. — Voir S. LOBOZIAK et coll., p. 157.
- G.A.L. JOHNSON. — Paleozoic accretion of western Europe, p. 347.
- H. LARDEUX. — Voir C. BABIN et coll., p. 333.
- F. LECLERCQ. — Voir Ch. DELATTRE et coll., p. 21.
- A. LEJAL-NICOL. — Voir C. BABIN et coll., p. 333.
- J. LE MENN et P. RACHEBŒUF. — Brachiopodes Chonetacea et Crinoïdes des formations du Faou et de Montguyon (Dévonien inférieur du Massif Armoricaïn), p. 283.
- L. LE RIBAUT. — Voir B. HOYEZ et L. LE RIBAUT, p. 193.
- F. LETHIERS. — Voir D. BRICE et coll., p. 135.
- F. LETHIERS. — Voir C. BABIN et coll., p. 333.
- F. LETHIERS. — Voir J.L. CHARPENTIER et coll., p. 353.
- S. LOBOZIAK, R. COQUEL et A. JACHOWICZ. — Stratigraphie du Westphalien d'Europe occidentale et de Pologne à la lumière des études palynologiques (microspores), p. 157.
- M. LYS. — Voir Ch. MONTENAT et coll., p. 239.
- M. LYS. — Valorisation par microfaunes du Bashkirien inférieur (Namurien B - sous-zone R<sub>2</sub>) dans le Bassin Houiller du Nord de la France (groupes de Douai et de Valenciennes), p. 379.
- M. LYS. — Voir M. CROUSILLES et coll., p. 399.
- H. MAILLOT et P. DEBRABANT. — A propos des critères essentiels ordonnant la composition chimique des nodules océaniques polymétalliques, p. 199.
- J. MANIA. — Un exemple d'analyse automatique par ordinateur des rabattements des nappes d'eau souterraine : application à l'hypothèse de Theis, p. 113.
- J. MANIA. — Voir F. AMEDRO et J. MANIA, p. 207.
- M. MELOU. — Voir J.L. HENRY et coll., p. 275.
- B. MISTIAEN. — Voir D. BRICE et coll., p. 135.
- Ch. MONTENAT, † A.F. de LAPPARENT, M. LYS, H. et G. TERMIER et D. VACHARD. — La transgression permienne et son substratum dans le Jebel Akhdar (Montagnes d'Oman, Péninsule Arabique), p. 239.
- G. MORTELMANS. — Voir A. BEUGNIES et coll., p. 263.
- P. MORZADEC. — Voir C. BABIN et coll., p. 333.
- J. NION. — Voir J.L. HENRY et coll., p. 275.

- D. PAJAUD. — Les Brachiopodes du Pliocène I de la Sierra de Santa Pola (Sud d'Alicante, Espagne) : *Terebratula terebratula* (Linné, 1758) et *Phapsirhynchia sanctapaulensis* nov. gen., nov. sp., p. 99.
- J. PAQUET. — Voir B. DUTHOIT et coll., p. 13.
- F. PARIS. — Voir J.L. HENRY et coll., p. 275.
- H. PIRLET. — Voir R. CONIL et coll., p. 363.
- J. PONCET. — Description de quelques Algues calcaires éodévoniennes du Bassin de Laval (Est du Massif armoricain), p. 7.
- Y. PLUSQUELLEC. — Voir C. BABIN et coll., p. 333.
- J. QUEMENEUR. — Voir D. BOULANGER et J. QUEMENEUR, p. 185.
- P. RACHEBŒUF. — Voir J. LE MENN et P. RACHEBŒUF, p. 283.
- M. ROBARDET. — Voir J.L. HENRY et coll., p. 275.
- J.C. ROHART. — Voir D. BRICE et coll., p. 135.
- L. SANCHEZ DE POSADA. — Quelques remarques au sujet de la répartition des faunes d'Ostracodes carbonifères dans la Chaîne Cantabrique, p. 407.
- F. SEDDOH. — Voir L. COUREL et coll., p. 217.
- D. SKEVINGTON. — Voir J.L. HENRY et coll., p. 275.
- J.M. STORZ. — Voir L. COUREL et coll., p. 217.
- G. TAMAIN. — Voir J.L. CHARPENTIER et coll., p. 353.
- G. TAMAIN. — Voir M. CROUSILLES et coll., p. 399.
- H. et G. TERMIER. — Voir Ch. MONTENAT et coll., p. 239.
- D. THADEU. — Voir J.L. HENRY et coll., p. 275.
- D. VACHARD. — Voir Ch. MONTENAT et coll., p. 239.
- D. VACHARD. — Algues et pseudo-algues du Viséen - Serpoukhovien du Sud de la France. p. 373.
- M. VANGUESTAINE. — Voir A. BEUGNIES et coll., p. 263.
- P. VETTER. — Voir L. COUREL et coll., p. 217.
- M. WATERLOT. — Voir Ch. DELATTRE et coll., p. 21.
- M. WEYANT. — Voir C. BABIN et coll., p. 333.

————— « —————





## ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Liste des fascicules disponibles en vente séparée jusqu'à épuisement du stock (\*)

			Le fascicule
Tome IX	(1881-82)	fascicules 1, 2, 4 et 5	36,00 F.
Tome XI	(1883-84)	fascicules 1, 4	48,00 F.
Tome XIII	(1885-86)	fascicules (1-2), 3, 4, 6	36,00 F.
Tome XIV	(1886-87)	fascicules 1, (2-3), 4	48,00 F.
Tome XV	(1887-88)	fascicules 1, 2, (5-6)	48,00 F.
Tome XVI	(1888-89)	fascicules 1, 5, 6	36,00 F.
Tome XVII	(1889-90)	fascicules 4, 5, 6	36,00 F.
Tome XVIII	(1890)	fascicule 3	48,00 F.
Tome XIX	(1891)	fascicules 2, (3-4), (5-6)	48,00 F.
Tome XXII	(1894)	fascicule 3	48,00 F.
Tome XXIII	(1895)	fascicules 1, 4	48,00 F.
Tome XXVI	(1897)	fascicules 1, 2, 4	48,00 F.
Tome XXVII	(1898)	fascicules 3, 4	48,00 F.
Tome XXVIII	(1899)	fascicules 1, 3, 4	48,00 F.
Tome XXIX	(1900)	fascicules 2, 4	48,00 F.
Tome XXX	(1901)	fascicules 1, 2, 3, 5	36,00 F.
Tome XXXI	(1902)	fascicules 1, 3, 4	48,00 F.
Tome XXXII	(1903)	fascicules 1, 2, 4	48,00 F.
Tome XXXIII	(1904)	fascicules 2, 3	48,00 F.
Tome XXXIV	(1905)	fascicules 1, 2, 4	48,00 F.
Tome XXXV	(1906)	fascicule 4	48,00 F.
Tome XXXVI	(1907)	fascicule 4	48,00 F.
Tome XXXVII	(1908)	fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome XXXVIII	(1909)	fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome XL	(1911)	fascicules 3, 4	48,00 F.
Tome XLI	(1912)	fascicules 1, 2, 4	48,00 F.
Tome XLII	(1913)	fascicules 3, 4	48,00 F.
Tome XLIII	(1914)	fascicules 2, (3-4)	56,00 F.
Tome XLV	(1920)	fascicule 2	48,00 F.
Tome XLIX	(1924)	fascicules 1, 3	56,00 F.
Tome L	(1925)	fascicule 2	66,00 F.
Tome LI	(1926)	fascicules 2, 3, 4	48,00 F.

(\*) Les Annales de la Société géologique du Nord sont normalement en vente par tomes entiers (voir tarif couverture). Cependant un certain nombre de fascicules sont actuellement disponibles et seuls vendus séparément. Selon la décision du Conseil du 11 avril 1974, leur prix varie en fonction de celui du volume complet.

			Le fascicule
			—
Tome LII	(1927)	..... fascicule 1	72,00 F.
Tome LIII	(1928)	..... fascicule 2	48,00 F.
Tome LIX	(1934)	..... fascicules 2, 3	56,00 F.
Tome LX	(1935)	..... fascicule 2	86,00 F.
Tome LXI	(1936)	..... fascicule 2	86,00 F.
Tome LXII	(1937)	..... fascicule 1	86,00 F.
Tome LXIII	(1938)	..... fascicule 2	86,00 F.
Tome LXIV	(1939)	..... fascicule 2	86,00 F.
Tome LXVI	(1946)	..... fascicule 2	86,00 F.
Tome LXVII	(1947)	..... fascicule 2	86,00 F.
Tome LXVIII	(1948)	..... fascicules 1, 3	56,00 F.
Tome LXIX	(1949)	..... fascicule 2	86,00 F.
Tome LXXI	(1951)	..... fascicules 2, 3	56,00 F.
Tome LXXIV	(1954)	..... fascicules 1, 3	56,00 F.
Tome LXXV	(1955)	..... fascicules 2, 3	56,00 F.
Tome LXXVI	(1956)	..... fascicules 1, 2	56,00 F.
Tome LXXVIII	(1958)	..... fascicules 2, 3	56,00 F.
Tome LXXIX	(1959)	..... fascicules 1, 2	56,00 F.
Tome LXXX	(1960)	..... fascicules 2, 4	48,00 F.
Tome LXXXI	(1961)	..... fascicules 1, 2	56,00 F.
Tome LXXXII	(1962)	..... fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome LXXXIII	(1963)	..... fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome LXXXIV	(1964)	..... fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome LXXXV	(1965)	..... fascicules 3, 4	48,00 F.
Tome LXXXVI	(1966)	..... fascicules 1, 2, 3	54,00 F.
Tome LXXXVII	(1967)	..... fascicules 1, 2, 3	54,00 F.
Tome LXXXVIII	(1968)	..... fascicules 1, 2, 4	54,00 F.
Tome LXXXIX	(1969)	..... fascicules 1, 2, 4	54,00 F.
Tome XC	(1970)	..... fascicules 2, 3, 4	54,00 F.
Tome XCI	(1971)	..... fascicule 4	54,00 F.
Tome XCII	(1972)	..... fascicules 1, 2, 3	54,00 F.

#### FASCICULES SPECIAUX

Fascicule « Géologie du Nord de la France » (Tome LXXXIX, fascicule 1)	55,00 F.
Fascicule « Centenaire de la S.G.N. » (Tome XC, fascicule 4)	80,00 F.
Fascicule « Rupture des roches et massifs rocheux » (Tome XCV, fascicule 3)	55,00 F.

## MEMOIRES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

<b>Tome I :</b>	
Mémoire N° 1. - Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p. ....	280,00 F.
Mémoire N° 2. - P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pensylvanie</i> , 1882, 178 p. ....	210,00 F.
Mémoire N° 3. - R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p. ....	30,00 F.
<b>Tome II. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice</i>, 1882 ....</b>	<b>épuisé</b>
<b>Tome III. — Ch. BARROIS, <i>Faune du Calcaire d'Erbray</i>, 1889 .....</b>	<b>épuisé</b>
<b>Tome IV :</b>	
Mémoire N° 1. - J. GOSSELET, <i>Etude sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl. ....	75,00 F.
Mémoire N° 2. - L. CAYEUX, <i>Etude micrographique des terrains sédimentaires</i> , 590 p., 10 pl. ....	épuisé
<b>Tome V. — M. LERICHE, <i>Etude des Poissons fossiles du Nord de la France et régions voisines</i>, 1906 ..</b>	<b>épuisé</b>
<b>Tome VI :</b>	
Mémoire N° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl. ....	72,00 F.
Mémoire N° 2. - J. GOSSELET, Ch. BARROIS, M. LERICHE, A. CREPIN, P. PRUVOST, G. DUBOIS, <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. (Fasc. 1 épuisé). Fasc. 2 .....	280,00 F.
Mémoire N° 3. - V. COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl. ....	130,00 F.
<b>Tome VII :</b>	
Mémoire N° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl. ....	85,00 F.
Mémoire N° 2. - A. CARPENTIER, <i>Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France</i> , 1913	épuisé
<b>Tome VIII :</b>	
Mémoire N° 1. - G. DUBOIS, <i>Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France</i> , 1923	épuisé
Mémoire N° 2. - Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria. Observations géologiques et hydrologiques sur le plateau et la falaise au Sud de Boulogne-sur-Mer</i> , 1929, 50 p., 5 pl. ....	100,00 F.
<b>Tome IX :</b>	
Mémoire N° 1. - G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl. ....	360,00 F.
Mémoire N° 2. - Dom Grégoire FOURNIER et P. PRUVOST, <i>Description des poissons élasmodontes du marbre noir de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl. ....	80,00 F.
<b>Tome X :</b>	
Mémoire N° 1 - A. CARPENTIER, <i>La flore wealdienne de Féron-Glageon (Nord)</i> , 1927 .....	épuisé
Mémoire N° 2. - J.W. LAVERDIERE, <i>Contribution à l'étude des terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl. ....	150,00 F.
<b>Tome XI. — A. DUPARQUE, <i>Structure microscopique des charbons du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais</i>, 1934 .....</b>	<b>épuisé</b>
<b>Tome XII. — D. LE MAITRE, <i>Etude sur la Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i>, 1934, 268 p., 18 pl. ....</b>	<b>280 00 F.</b>
<b>Tome XIII. — P. BRICHE, P. DANZE-CORSIN et J.P. LAVEINE, <i>Flore infraliasique du Boulonnais (Macro- et Microflore)</i>, 1963, 145 p., 11 pl. ....</b>	<b>210,00 F.</b>
<b>Tome XIV. — G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i>, 1966, 23 p., 5 pl. ....</b>	<b>70,00 F.</b>

### ESQUISSE GEOLOGIQUE DU NORD DE LA FRANCE

par J. GOSSELET

Fascicule I (Terrains primaires), Fascicule II (Terrains secondaires), Fascicule III (Terrains tertiaires) ....	épuisés
Fascicule IV (Terrains quaternaires) .....	24,00 F.
<b>Carte géologique du Département du Nord au 1/320 000° (par J. GOSSELET, M. LERICHE, H. DOUXAMI)</b>	<b>35,00 F.</b>
<b>Ecorché géologique infra-mésozoïque (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M.), COPESEP et S.N.P.A.) .....</b>	<b>35,00 F.</b>

### SERIE DOCUMENTATION (Pochettes de 6 Diapositives avec notice)

<b>Série I. — Paysages du Nord de la France au cours des temps géologiques .....</b>	<b>25,00 F.</b>
<b>Série II. — Aperçu sur les microfaciès de la craie .....</b>	<b>25,00 F.</b>
<b>Série III. — Les Nannofossiles calcaires de la craie .....</b>	<b>25,00 F.</b>
<b>Série IV. — Pétrographie des Houilles .....</b>	<b>25,00 F.</b>
<b>Série V. — La flore houillère. 1° Les plantes à feuilles de Fougères .....</b>	<b>25,00 F.</b>
<b>Série VI. — Les étapes de la Préhistoire .....</b>	<b>25,00 F.</b>

Les membres bénéficient d'une réduction de 20% sur un exemplaire de chacune de ces publications.  
Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

# SOMMAIRE

Tome XCVI

4<sup>me</sup> trimestre

---

C. HEDDEBAUT. — Avant-propos .....	261
A. BEUGNIES, P. DUMONT, F. GEUKENS, G. MORTELMANS et M. VANGUESTAINE. — Essai de synthèse du Cambrien de l'Ardenne .....	263
J.L. HENRY, M. MELOU, J. NION, F. PARIS, M. ROBARDET, D. SKEVINGTON et D. THADEU. — L'apport de Graptolites de la Zone à <i>G. teretiusculus</i> dans la datation de faunes benthiques lusitano-armoricaines .....	275
J. LE MENN et P.R. RACHEBŒUF. — Brachiopodes Chonetacea et Crinoïdes des For- mations du Faou et de Montguyon (Dévonien inférieur du Massif Armoricaïn) ..	283
M. COEN, M. COËN-AUBERT et P. CORNET. — Distribution et extension stratigra- phique des récifs à " <i>Phillipsastrea</i> " dans le Frasnien de l'Ardenne .....	325
C. BABIN, D. GOUJET, H. LARDEUX, A. LEJAL-NICOL, F. LETHIERS, P. MORZADEC, Y. PLUSQUELLEC et M. WEYANT. — La Formation des Schistes de Porsguen (Dévonien supérieur de la rade de Brest, Massif Armoricaïn). Lithologie, flore, faune	333
G.A.L. JOHNSON. — Palaeozoic accretion of Western Europe .....	347
J.L. CHARPENTIER, F. LETHIERS et G. TAMAIN. — Les "Schistes Aquisgrana" à Ostra- codes du Dévonien supérieur-terminal en Sierra Morena orientale (Espagne) ..	353
R. CONIL, E. GROESSENS et H. PIRLET. — Nouvelle charte stratigraphique du Dinan- tien type de la Belgique .....	363
D. VACHARD. — Algues et pseudo-algues du Viséen-Serpoukhovien du Sud de la France	373
M. LYS. — Valorisation par microfaunes du Bashkirien inférieur (Namurien B) (sous- zone R <sub>2</sub> ) dans le Bassin Houiller du Nord de la France (groupes de Douai et Valenciennes) .....	379
M. COULON. — Place du plutonisme dans le contexte paléogéographique du Viséen des Vosges méridionales .....	387
M. CROUSILLES, C. DIXSAUT, M. LYS, et G. TAMAIN. — Sur les calcaires du Car- bonifère inférieur du Nord de Cordoue (Espagne) et leur âge viséen supérieur d'après la microfaune .....	399
L. SANCHEZ DE POSADA. — Quelques remarques au sujet de la répartition des faunes d'Ostracodes carbonifères dans la Chaîne Cantabrique .....	407
J.L. GARCIA-ALCALDE et M.A. ARBIZU. — Les faunes pélagiques du Dévonien moyen de Léon (versant méridional des Montagnes Cantabriques, NO de l'Espagne) ..	413