

SOCIÉTÉ  
GÉOLOGIQUE  
DU  
NORD

---

ANNALES

Tome CIV

1984

*3<sup>me</sup> trimestre*

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD  
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

# SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE 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 l'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 cotisations 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 simill 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>-1-1983)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques (2) .....	30,00 F	135,00 F T.T.C.	165,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques .....	30,00 F	150,00 F T.T.C.	180,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE : 300,00 F H.T. — ETRANGER : 350,00 F

Pour tous renseignements et règlements, s'adresser à : Secrétariat S.G.N., Sciences de la Terre,  
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex — Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 5247

## ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entières 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 LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII)	190,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI) .....	255,00 F H.T.
Tomes XCVI et suivants .....	300,00 F H.T.

(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 (60,00 F).

SOCIÉTÉ  
GÉOLOGIQUE  
DU  
NORD

---

ANNALES

Tome CIV

1984

*3<sup>me</sup> trimestre*

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD  
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1984 —

<i>Président</i> .....	M. V. PRUDHOMME
<i>Premier Vice-Président</i> .....	M. E. MÉRIAUX
<i>Vice-Présidents</i> .....	M. H. CHAMLEY M. I. GODFRIAUX
<i>Conseillers</i> .....	M. J. LEPLAT M. F. THIÉBAULT M <sup>me</sup> D. BRICE M. J. CHARVET M. C. DELATTRE M. A. BLIECK
<i>Secrétaire</i> .....	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Secrétaire-Adjoint</i> .....	M. C. BECK
<i>Directeur de la Publication</i> .	M <sup>me</sup> Paule CORSIN
<i>Trésorier</i> .....	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i> ....	M. J.L. MANSY

---

COMITE DE LECTURE

— 1984 —

M<sup>me</sup> Paule CORSIN, Directeur de la publication  
M. J.M. CHARLET  
M. Ch. DELATTRE  
M. P. CELET  
M. I. GODFRIAUX

# A N N A L E S

DE LA

## SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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, B.P. 36, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex

Tél. (20) 91.92.22 (postes 2140 et 2132) — C.C.P. Lille 52-47 Y

---

### Compte rendu de l'activité de la Société

#### SEANCE EXTRAORDINAIRE DU 7 NOVEMBRE 1984

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président

L'ordre du jour appelle la nouvelle tarification des cotisation et abonnement aux Annales pour 1985. Les propositions du Conseil d'Administration de la Société sont les suivantes :

	Cotisation	Abonnement T.T.C.	Total
France et Bénélux .....	30,00 F	135,00 F	165,00 F
Autres Pays .....	30,00 F	150,00 F	180,00 F

Pour les organismes, le prix d'abonnement proposé est :

France : 300,00 F H.T. ; Etranger : 350,00 F.

Le quorum n'étant pas atteint, ces propositions seront mises au vote à la prochaine séance ordinaire.

#### SEANCE ORDINAIRE DU 7 NOVEMBRE 1984

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président

Monsieur Prudhomme ouvre la séance ordinaire en faisant part des distinctions honorifiques remises à certains membres de la Société pour l'année 1984 :

- le Prix Pierre Pruvost de la Société Géologique de France à M. Jean-Jacques FLEURY ;
- la Médaille Gosselet de la Société des Sciences, de l'Agriculture et des Arts de Lille à Made-moiselle Charlotte VINCHON.

A ces lauréats, la Société Géologique du Nord adresse ses sincères félicitations.

Monsieur le Président annonce ensuite le décès de M. Dominique BOULANGER, Professeur de Géologie à Amiens, survenu le 26 septembre 1984.

L'Assemblée procède ensuite à l'élection d'un nouveau membre :

M. Amar KHATIR, étudiant du Laboratoire de Géologie structurale de l'U.E.R. des Sciences de la Terre. Université de Lille I. présenté par MM. J.F. Raoult et J.M. Dégardin.

#### Communications orales

- H. COULON, P. DEBRABANT et C. LEFEVRE. — Transition basalte-sédiment en Atlantique Nord (\*).
- A. BOUQUILLON, H. CHAMLEY, P. DEBRABANT et A. PIQUÉ. — Etude minéralogique et géochimique des forages de Jeumont et Epinoy (Paléozoïque du Nord de la France).
- J.M. DÉGARDIN et P. DE WEVER. — Découverte de Radiolaires siluriens dans les Pyrénées centrales espagnoles.

#### Communications écrites

- J. PILLET. — Contribution à l'étude des Trilobites de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire : Cyclopygidae et Isocolidae (\*).
- C. TRIBOULET et Y. BASSIAS. — Origine magmatique et géodynamique des métavolcanites associées aux phyllades, Péloponnèse oriental (Grèce) (\*).

---

(\* ) Cette communication sera présentée dans le prochain fascicule.

## Radiolaires siluriens dans les Pyrénées centrales espagnoles

### Silurian radiolarians in Spanish central Pyrenees

par Jean-Marie DEGARDIN (\*) et Patrick DE WEVER (\*\*)

(Planche X)

**Résumé.** — La région de Sallent de Gallego constitue la seconde localité actuellement connue au monde qui a livré des Radiolaires d'âge silurien. Ils ont été trouvés dans des nodules carbonatés datés du Ludlowien supérieur par des Conodontes. Des Graptolites récoltés dans les schistes sous-jacents permettent de préciser la chronostratigraphie du Silurien.

**Abstract.** — *The Sallent de Gallego area represent the second locality insofar as known, where silurian radiolarians are observed. They have been found within carbonate nodules of the Upper Ludlowian age as indicated by Conodonts. Graptolites from the underlying schists allow to precise the silurian chronostratigraphy.*

#### INTRODUCTION

Dans les Pyrénées centrales espagnoles, les terrains siluriens sont classiquement représentés par une importante série monotone de schistes noirs carbonés renfermant vers le sommet des intercalations carbonatées (Dalloni, 1910; Destombes et Vaysse, 1947; Clin, 1959; Waterlot, 1961; Mirouse, 1962; Wensink, 1962; Dégardin, 1978). Les pélites noires, depuis longtemps datées par une faune de Graptolites (Barrois, 1892, 1901), se sont sédimentées du Llandovérien moyen au Ludlowien supérieur (Buchroithner *et al.*, 1975; Dégardin, 1978). Les niveaux carbonatés à *Cardiola interrupta* Sowerby, souvent rapportés au Wenlockien, se rencontrent également au Ludlowien supérieur et au Pridolien (Dégardin et Waterlot, 1974; Dégardin et Paris, 1978; Buchroithner, 1979).

Dans le secteur étudié, les terrains du Silurien terminal renferment en outre un niveau de nodules carbonatés datés du Pridolien par une faune de Conodontes et d'Ostracodes (Dégardin et Lethiers, 1982).

L'objet du présent travail est de signaler, pour la première fois, la présence de Radiolaires dans le Silurien des Pyrénées, dans un niveau carbonaté parfaitement localisé dans la série stratigraphique par la présence de Graptolites et de Conodontes. Ce gisement

est le deuxième actuellement connu au monde où des Radiolaires de cet âge ont été trouvés; le premier est situé en Allemagne (Stürmer, 1966).

#### I. — SITUATION GEOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

L'affleurement des terrains d'âge silurien supérieur dans lequel sont observés les nodules calcaires fossilifères est situé sur la carte topographique de Sallent de Gallego au 1/50.000, sur le territoire de la commune de Hoz-de-Jaca (fig. 1). Localisé à 1 km au Nord du village, dans la vallée du rio San Lorenzo, le gisement a pour coordonnées :

x : 21,87 ; y : 31,11 ; altitude : 1.140 m

Comme les autres affleurements du Silurien, celui-ci est de faible étendue et limité par des dépôts morainiques. Les couches ont une direction N 120° et un pendage général de 80° SW.

La coupe levée sur la rive gauche du Rio San Lorenzo montre, de l'Est vers l'Ouest :

— 30 m de schistes noirs à patine d'altération de teinte ocre jaunée dont les trois derniers mètres renferment de rares nodules carbonatés d'une vingtaine de centimètres de diamètre ;

(\*) Laboratoire de Géologie fondamentale, U.E.R. des Sciences de la Terre, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(\*\*) Laboratoire de Stratigraphie, C.N.R.S. - L.A. 319, Université P. et M. Curie, T. 15-16 E/4, 4. Place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

Note présentée le 7 Novembre 1984 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Mars 1985.

- 1 m de calcaires noirs, en bancs à la base puis se délitant en boules au sommet ;
- 2 m de schistes noirs à nodules carbonatés dans lesquels ont été récoltés des Graptolites, en particulier *Monograptus flemingi flemingi* (Salter, 1852) indiquant la zone 31 du Wenlockien supérieur ;
- 1,5 m de calcaires noirs en bancs réguliers de 30 à 40 cm de puissance ;
- 3 m de calcaires noduleux, à nombreuses tiges d'Encrines alternant avec des pélites noires ;
- 0,30 m de calcaire ;
- 15 m de pélites avec nombreuses boules carbonatées qui ont livré des Radiolaires, des Ostracodes et des Conodontes. Parmi ces derniers, nous avons reconnu *Hindeodella equidentata* Rhodes, 1953, *Ligonodina salopia* Rhodes, 1953, *Neoprioniodus multififormis* Walliser, 1954, *Ozarkodina ziegleri ziegleri* Walliser, 1957, *Polygna-*

*thoides siluricus* Branson et Mehl, 1933, *Spathognathodus inclinatus* (Rhodes, 1953), *Spathognathodus primus* (Branson et Mehl, 1933), *Symprioniodina silurica* Walliser, 1964.

La présence de *Polygnathoides siluricus* Branson et Mehl, 1933, Conodonte de biozone, indique la base du Ludlowien supérieur (fig. 2).

## II. — LES RADIOLAIRES OBSERVES

Ils ont été dégagés en même temps que les Conodontes par attaque à l'acide acétique dilué d'un nodule calcaire (échantillon G.223, fig. 1).

Leur conservation est certes médiocre mais permet cependant de faire deux types de remarques concernant

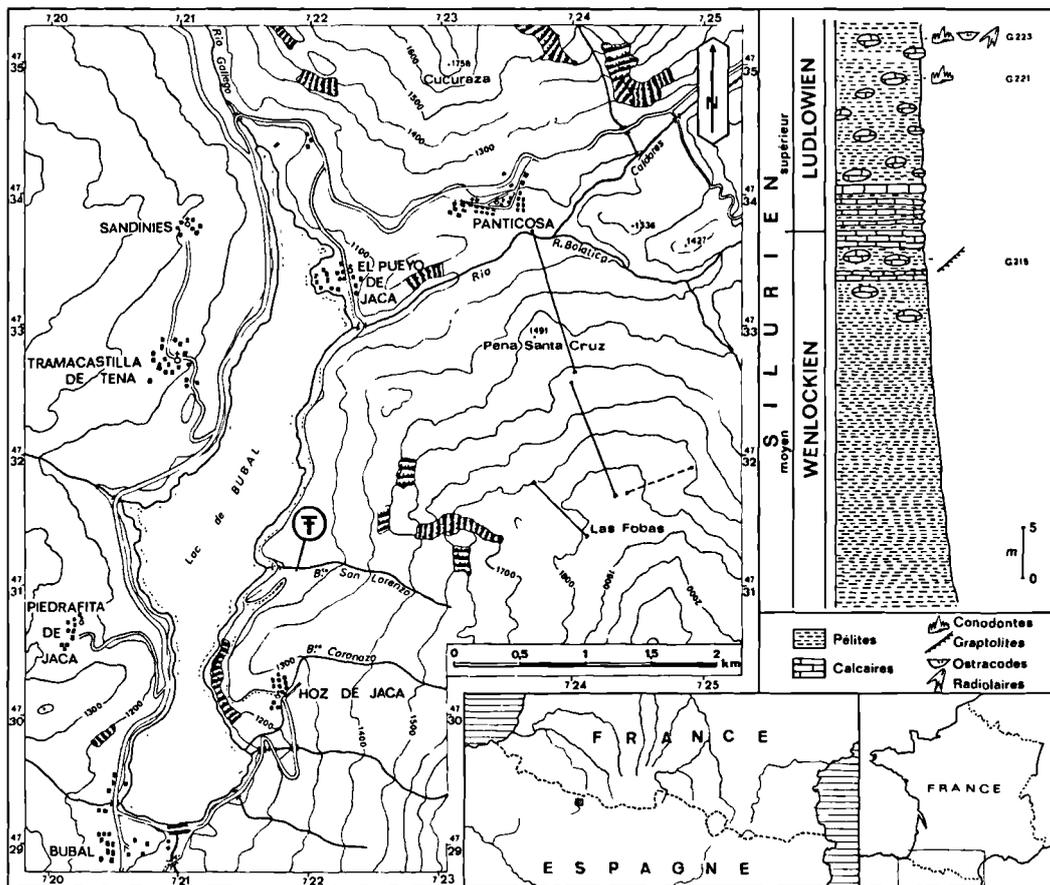


Fig. 1. — Localisation géographique et position stratigraphique des échantillons fossilifères.

Fig. 1. — Location and stratigraphic position of fossiliferous samples.

l'une, leur taxonomie, l'autre, leur mode de reproduction.

L'attribution spécifique n'est pas possible actuellement, non en raison de leur qualité de conservation mais parce que ce type de forme n'est pas encore cité dans la littérature existante. En effet, l'allure générale évoque celle illustrée sous l'appellation « *gen. sp. indet.* » par Futurani (1983) dans l'Ordovicien du Japon ou rappelle un *Albaillellidae*. Cependant, la présence de trois prolongations distales et leur disposition conduit à les rapprocher de certains *Palaeoscenidium* (tel *Palaeoscenidium cladophorum* Deflandre) qui possèdent trois pieds et un corps central campanulé de développement variable (Nazarov et Ormiston, 1983) correspondant à des adaptations écologiques ou à une évolution au cours du temps (*ibid.*). La partie proximale, au contraire, évoque fortement un *Pseudoalbaillella*, impression renforcée par 1) la forme et la disposition des barrettes visibles proximale lorsque la coque patagiée est cassée (Pl. X, fig. 5, 7, 8, 9, 12), 2) le contour en vue latérale : un côté étant rectiligne à faiblement arqué, l'autre étant légèrement sigmoïde (convexe dans la partie proximale, concave vers l'extrémité distale de la coque patagiée). Enfin, cette forme peut, au nombre de prolongations distales près, évoquer aussi un *Follicucullus*.

Le fait de ne pouvoir identifier ce type de forme au Silurien n'est pas très surprenant dans la mesure où elles sont encore mal connues, n'ayant guère été décrites jusqu'alors ; seules celles du Tournaisien de Vendée ont en effet fait l'objet d'une étude morphologique et

encore s'agit-il d'observations en lame mince et non sur spécimens dégagés étudiés au microscope électronique à balayage (Deflandre et Ters, 1966, 1970).

On notera enfin que tous les individus trouvés dans l'échantillon sont de même type, ce qui est rare chez les Radiolaires. Ceci résulte-t-il d'une niche écologique particulière, d'un tri sédimentaire, ou enfin d'un tri subjectif du manipulateur du résidu ?

Plusieurs spécimens présentent, sur l'une des épines distales (et seulement là), un corps subconique de même type que la coque patagiée mais plus petit qu'elle. La disposition est systématiquement la même : la partie pointue de ce corps plus petit dirigée vers l'apex. Cette structure est problématique mais évoque fortement le type de reproduction par scissiparité bloquée, c'est-à-dire squelettogénèse avant la fin de la reproduction végétative. Un tel phénomène a déjà été évoqué, dans le Cénozoïque, par Kling (1971) et, dans le Mésozoïque, par De Wever et Miconnet (1985, pour *Parvicingula dhimenaensis* où quatre individus étaient groupés en étoile).

### CONCLUSIONS

Dans la région de Sallent de Gallego, la sédimentation des nodules carbonatés semble beaucoup plus répandue que dans le reste des Pyrénées. Déjà signalé au Wenlockien supérieur dans les Pyrénées centrales et orientales, les nodules carbonatés se sont formés, dans la région de Hoz de Jaca, dès le Wenlockien

Biozonation des Conodontes	SILURIEN								N° Ech.
	moyen				supérieur				
	WENLOCKIEN		LUDLOWIEN		PRIDOLIEN				
HOZ DE JACA (Pyrénées Espagnoles)	sagitta	crassa	ploeck.	silur.	latia.	crispus	eosteir.		
<i>Hindeodella equidentata</i>									G223
<i>Ligonodina salopia</i>									G223
<i>Neoprioniodus multiformis</i>									G223
<i>Ozarkodina ziegleri ziegleri</i>									G223
<i>Polygnathoides siluricus</i>									G223
<i>Spathognathodus inclinatus inclinatus</i>									G221
<i>Spathognathodus primus</i>									G223
<i>Symprioniodina silurica</i>									G223

Fig. 2. — Age des échantillons G 223 et G 221 fourni par les Conodontes.

Pour chaque espèce rencontrée est donnée sa répartition stratigraphique. La coexistence des différentes formes limite l'âge à une seule biozone du Ludlowien supérieur.

Fig. 2. — Age determination of samples G 223 and G 221 by Conodontes.

For each found species is given its stratigraphic range. The co-occurrence of different forms restrict the age to one biozone of the Upper Ludlowian.

supérieur jusqu'au Pridolien (Dégardin et Lethiers, 1982). Dans le secteur étudié, il faut remarquer que la limite entre sédimentation carbonatée et sédimentation pélitique n'est jamais brutale mais qu'il existe souvent des nodules carbonatés ou des calcaires noduleux avant l'installation des calcaires francs.

L'observation de Radiolaires dans un niveau parfaitement daté de la base du Ludlowien supérieur est

un jalon important pour l'étude de cette faune, très mal connue avant le Dévonien.

*Remerciements.* — Cette étude, menée dans le cadre du PICG n° 187 de l'UNESCO, a été financée par le C.N.R.S. - LA 319. Les photos au microscope électronique à balayage ont été faites sur un ISI Super IIIA (Laboratoire de Paléobotanique, U.S.T.L.) appartenant au Centre Commun de Mesures de l'Université des Sciences et Techniques de Lille.

### BIBLIOGRAPHIE

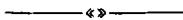
- 1) BARROIS Ch. (1892). — Distribution des Graptolites en France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XX, p. 75-191. Lille.
- 2) BARROIS Ch. (1901). — Note sur les Graptolites de la Catalogne et leurs relations avec les étages graptolitiques de France. *Bull. Soc. Géol. France*, 4<sup>e</sup> série, t. I, p. 637-646. Paris.
- 3) BUCHROITHNER M.F. — (1979). — Conodonten stratigraphische Untersuchungen im Silur und Devon der Ost- und Zentralpyrenaen (Conodont stratigraphic investigations in the Silurian and Devonian of the Eastern and Central Pyrenees). *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, (5), p. 268-283. Stuttgart.
- 4) BUCHROITHNER M., JAEGER H. et HOLZER H.L. (1975). — Das gemeinsame Vorkommen von Graptolithen und Conodonten in einem Ludlow-Profil des Synklinorium von Feixa-Castellas-Españent (Zentralpyrenaen, Prov. Lerida, Spanien). *Mitt. Osterr. Geol. Ges.*, t. LXVIII, p. 39-49. Wien.
- 5) CLIN M. (1959). — Etude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys. *Thèse Fac. Sciences Nancy et Mém. B.R.G.M.*, vol. XXVII, p. 1-324, Pl. I-XXVII.
- 6) DEFLANDRE G. et TERS M. (1966). — Sur l'âge Cambro-Silurien des terrains anciens de la Vendée littorale. *C.R. Ac. Sc.*, 262 D, p. 339-342. Paris.
- 7) DEFLANDRE G. et TERS M. (1970). — Présence de microplancton silurien fixant l'âge des ampélites associées aux phtaniques de Brétignolles (Vendée). *C.R. Ac. Sc.*, 270 D, p. 2161-2166.
- 8) DEGARDIN J.M. (1978). — Etude stratigraphique et paléogéographique du Silurien de la région de Benasque (Pyrénées centrales espagnoles). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVIII, p. 51-58. Lille.
- 9) DEGARDIN J.M. et LETHIERS F. (1982). — Une microfaune (Conodonta Ostracoda) dans le Silurien terminal des Pyrénées centrales espagnoles. *Revista española de Micropaleontología*, Vol. XIX, p. 335-358, 2 pl. Madrid.
- 10) DEGARDIN J.M. et PARIS F. (1978). — Présence de Chitinozoaires dans les calcaires siluro-dévonien de la Sierra Negra (Pyrénées centrales espagnoles). *Geobios*, n° 11, fasc. 5, p. 769-777, 1 pl. Lyon.
- 11) DEGARDIN J.M. et WATERLOT M. (1974). — Découverte de Conodontes du Dévonien inférieur dans les schistes « carburés » de la vallée de Benasque (Province de Huesca, Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, t. 278, p. 705-707. Paris.
- 12) DESTOMBES J.P. et VAYSSE A. (1947). — Sur le Gothlandien de la vallée de la Pique (Haute-Garonne). *Bull. Soc. géol. France*, 5<sup>e</sup> série, t. XVII, p. 403-409. Paris.
- 13) DE WEVER P. et MICONNET P. (1985). — Datations directes des Radiolarites du Bassin de Lagonegro (Lucanie, Italie méridionale). Implications et conséquences. *Revista Espag. Micropal.* (à paraître).
- 14) FUTURANI H. (1983). — Middle Paleozoic Palaeoscenediidae (Radiolaria) from Mont Yokokura. Shikoku, Japan. Part. I. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan*, N.S. 130, p. 96-116, Pl. XXI-XXVII.
- 15) KLING S.A. (1971). — Dimorphism in Radiolaria. *Proceed. of the 11nd Plankton. Conf.*, Roma (1970), p. 663-672.
- 16) MIROUSE R. (1962). — Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Mém. Carte géol. Fr.*, p. 1-451, Pl. 1-XVI. Paris.
- 17) NAZAROV B.B. et ORMISTON A.R. (1983). — Upper Devonian (Frasnian) radiolarian fauna from the Gogo Formation, Western Australia. *Micropaleontology*, vol. 29, n° 4, p. 454-466.
- 18) STÜRMER W. (1966). — Das Wachstum silurischer Sphaerellarien und ihre spatteren Chemischen Umwandlungen. *Paläont., Z.*, 40, 3/4, p. 257-261.
- 19) WATERLOT M. (1961). — Contribution à l'étude de la série stratigraphique gothlandienne et antégothlandienne de la vallée du rio Esera (Province de Huesca, Espagne). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXI, p. 73-78. Pl. V. Lille.
- 20) WENSINK H. (1962). — Paleozoic of the upper Gallego and Ara Valleys, Huesca province (Spanish Pyrenees). *Estudios geologicos*, vol. XVIII, n° 1-2, p. 1-74. Madrid.

EXPLICATION DE LA PLANCHE X(\*)

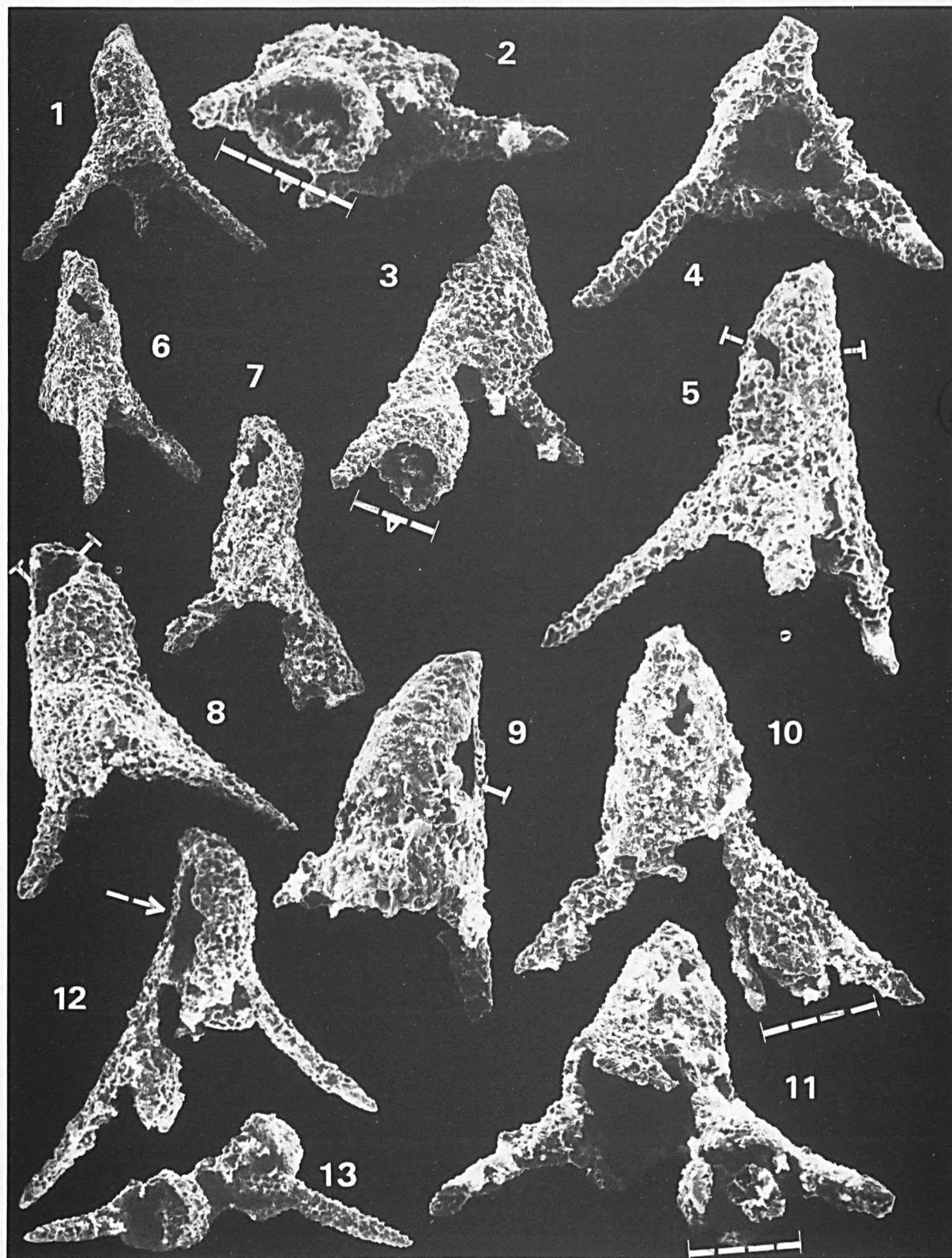
- Fig. 1. — Spécimen dégagé possédant encore ses trois pieds. On notera l'aperture distale clairement individualisée; cl. 8264-24, Gr. = 150.
- Fig. 2. — Même spécimen, en vue subparallèle à l'axe général d'allongement; cl. 8261-08, Gr. = 200.
- Fig. 3. — Même spécimen, vue subperpendiculaire à l'axe proximo-distal; cl. 8261-09, Gr. = 250. La petite forme (résultat probable d'une morphogenèse précoce lors de la scissiparité, voir texte) est soulignée par un tireté.
- Fig. 4. — Même spécimen, vue subparallèle à l'axe général d'allongement montrant l'aperture distale triangulaire et les trois pieds qui prolongent les coins distaux de la coque; cl. 8261-10, Gr. = 300.
- Fig. 5. — Même spécimen, vue subperpendiculaire à l'axe proximo-distal montrant la dissymétrie de contour: l'un est subrectiligne (flèche de droite), l'autre légèrement sigmoïde (flèche de gauche). On notera que l'une des épines (celle du côté rectiligne) prolonge la coque sans en modifier le contour. L'autre, au contraire, fait un angle avec elle; cl. 8261-11, Gr. = 200.
- Fig. 6. — Spécimen dont l'un des pieds (celui du côté rectiligne) est cassé, les deux autres sont obliques par rapport au contour de la coque. On voit au centre l'amorce du patagium; cl. 8260-22, Gr. = 150.
- Fig. 7. — Spécimen formant un (autre) squelette plus petit sur l'un de ses pieds (voir texte); cl. 8260-14, Gr. = 150.
- Fig. 8. — Spécimen dont la coque apicale cassée laisse voir les barettes: l'une (flèche de gauche) est rectiligne jusqu'à l'apex, l'autre (flèche de droite) est arquée; cl. 8260-06, Gr. = 200.
- Fig. 9. — Spécimen dont la coque apicale cassée laisse apparaître la barrette rectiligne dans une partie plus distale que sur la fig. B (flèche); cl. 8261-13, Gr. = 300.
- Fig. 10. — Même spécimen, en vue latérale; cl. 8261-17, Gr. = 250.
- Fig. 11. — Même spécimen, en vue subparallèle à l'axe général d'allongement montrant une coque annexe (voir sous les fig. 2 et 3 et dans le texte) sur l'un des pieds (repérée par un segment en tireté); cl. 8261-16, Gr. = 300.
- Fig. 12. — Même spécimen, en vue latérale; cl. 8260-18, Gr. = 200.
- Fig. 13. — Même spécimen, en vue subparallèle à l'axe général d'allongement montrant une coque annexe (voir sous les fig. 2 et 3 et dans le texte) sur l'un des pieds. On notera l'une des barettes bien visible là où la coque est cassée (flèche); cl. 8260-19, Gr. = 200.

---

(\*) Toutes les photos ont été prises au microscope électronique à balayage sur spécimens dégagés. Les photos ont été tirées par O. Fay (Université P. et M. Curie, Paris). Pour chaque figure sont donnés, après les commentaires, le numéro de cliché (des collections de P. De Wever) et le grossissement. Pour l'attribution taxonomique, on se reportera au texte où celle-ci est discutée.









## Le contrôle des peuplements de brachiopodes : comparaison des données du Jurassique et de l'Actuel

### The control of the brachiopod-communities : a comparison between Jurassic and Recent data

par Yves ALMÉRAS(\*) et Serge ELM I(\*)

*Résumé.* — La production primaire organique est un facteur important conditionnant (et ayant conditionné) l'installation et le développement des brachiopodes. Sa répartition dépend de la physiographie des bassins et de l'existence d'une circulation océanique profonde (et verticale) bien établie. Les autres facteurs limitant les peuplements sont : l'importance des apports terrigènes, l'énergie élevée du milieu, la nature du substrat, la compétition avec d'autres organismes filtreurs et la stratégie adaptative des espèces.

*Abstract.* — *In the tethyan domain, the jurassic brachiopods were represented by abundant specimens of varied species in the epicontinental biotas. They were very scarce or missing in the large epioceanic basins as well as in smaller subsiding umbilicus or on the more or less steep slopes of the paleoreliefs.*

*The recent brachiopods are distributed according to three main kinds of bathymetric intervals :*

- 1. Shallow water species ranging from the intertidal zone to the edge of the continental shelf (down to 300-340 m) : examples around New Zealand, Western Scotland and the Mediterranean.*
- 2. Species living in a larger bathymetric interval (0-1 500 m) : South Indian Ocean, Western South American Coast, subantarctic part of the South Atlantic.*
- 3. Abyssal species of the Gulf of Gascogne, living between 1 000 and 4 000 m.*

*A comparison with the geographical distribution of the primary fertility allows us to state that the deeper biotas of brachiopods are in connexion with high fertility zones. This high production compensates the losses caused by the decomposition of the organic matter, sinking through deep oceanic waters. This process provides a great input of dissolved organic matter on the bottom. The distribution of this matter can depend largely on downwelling circulation, as can be also the dispersion of larvae.*

*The application of this actualistic model to the Jurassic allows to hypothesize that shallow or suspended basins developed on the passive margins, should have been low fertility zones. The organic matter was abundant on the continental shelves, which were the main ways of faunal exchanges (ammonites, brachiopods). The Callovian of the western margin of the Subalpine Basin (Vivarais-Cévennes border) shows that the communities were controlled by the physiography as well as by the food supplies.*

*The primary organic production should have been the main controlling factor of the settling and of the development of the brachiopod-communities. It depends on the physiography but also on the deep oceanic circulation. Terrigenous supplies, rate of sedimentation, high energy level, nature of the substrate, competition with other filter-feeding organisms, adaptative strategies of the species, are also limitative controls.*

---

(\*) Département des Sciences de la Terre, Université Cl. Bernard, Lyon, et Centre de paléontologie stratigraphique et paléocéologie associé au C.N.R.S. (LA 11), 27-43, boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cedex (France).

Note présentée le 7 Mars 1984 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Mars 1985.

## INTRODUCTION

La comparaison de la répartition bathymétrique des brachiopodes aux époques jurassique et actuelle révèle une grande différence en ce qui concerne le peuplement des zones profondes. Les recherches sur les brachiopodes jurassiques en liaison avec le contexte tectono-sédimentaire de leur habitat d'une part, les observations récentes sur la bathymétrie des brachiopodes actuels d'autre part, apportent des éléments susceptibles de résoudre cette apparente contradiction.

### I. — LES BRACHIOPODES JURASSIQUES DU DOMAINE MESOGÉEN

Nos études ont porté sur la bordure vivaro-cévenole, la Provence et l'Algérie occidentale (fig. 1); elles ont montré que ces brachiopodes sont représentés par des espèces variées riches en individus dans les biotopes épicontinentaux (facilité de dispersion larvaire et de colonisation des espèces). Au contraire, ils sont rares ou absents dans les bassins larges, épiocéaniques (vastes domaines de mer ouverte, en distension, mais sans plancher océanique), sur le fond des ombilics subsidés et des bassins étroits, ainsi que sur les pentes plus ou moins raides des paléoreliefs (Alméras et Elmi, 1983).

Une illustration complémentaire de cette relation entre les peuplements de brachiopodes et l'environnement est fournie par l'étude des variations du Callovien de la région de la Voulte-sur-Rhône, sur la partie nord de la bordure vivaro-cévenole.

Les dépôts de la fin du Callovien inférieur (sous-zone à *Posterius*, zone à *Gracilis*, n° 45, Elmi, 1967) montrent le passage de faciès ferrugineux de pied de pente, avec brachiopodes, à des faciès marneux de bassins à rares brachiopodes (fig. 2). La région correspond à une bordure de seuil (haut-fond de Saint-Cierge-la-Serre). Les gisements ferrugineux se situent contre des failles, qui ont probablement joué dès la période sédimentaire. Ils sont composés (coupes du ravin des Mines; Elmi, 1967, fig. 56, n° 3 à 5) du "minerai oolithique" (fig. 2, n° 1), qui est un packstone de composition très irrégulière (micrite à biomicrite), avec association d'éléments locaux, pélagiques (filaments — sections de posidonomyes — spicules de spongiaires, radiolaires) et de matériaux néritiques, déplacés (oolithes et oncolithes ferrugineux et phosphatés essaimés, entroques et radioles d'échinodermes). Les oncolithes sont fréquemment dilacérées et déformées; les oolithes sont du type micritique bien connu en bordure des hauts-fonds du domaine mésogéen (Jenkyns, 1972). On note aussi la présence de grains de quartz déchiquetés et de fragments calcaires centimétriques de plus en plus abondants à proximité de la faille. L'abondance de fer dénote la proximité du littoral ou d'une zone haute nourricière. La macrofaune est abondante et variée dans ces calcaires déposés dans un milieu d'énergie

modérée. On y trouve aussi bien des bivalves fixés (*Chlamys*, *Camptonectes*), des cidaridés, des brachiopodes (*Rhynchonelloidella spathica*, *Robustirhynchia tenuiformis*) que des ammonites platycônes (*Chanasia*). Dans les gisements intermédiaires (fig. 2, n° 2), de faciès similaires, mais moins riches en oolithes, les brachiopodes se raréfient. Leurs derniers représentants existent dans les calcaires à oolithes phosphatées (fig. 2, n° 3). Les composants néritiques disparaissent. La transition avec les faciès de bassin se fait par l'intermédiaire de niveaux condensés à fossiles phosphatés noirs (fig. 2, n° 4) (Elmi, 1967, p. 282-283), qui contiennent une faune d'ammonites très diversifiée (platycônes, oxycônes, sphérocoques). Enfin, le domaine de bassin (fig. 2, n° 5) correspond à des calcaires argileux (couches des Assions) et à des alternances marnes-calcaires (couches des Vans), qui sont des pelmicrites à filaments, riches en spicules et en radiolaires, mais sans brachiopodes. Toutefois, quelques rares petits exemplaires de *Dorsoplicathyrus dorsoplicata* existent dans les marnes sous-jacentes (couches de Naves). On voit ainsi que les brachiopodes se raréfient, puis disparaissent en se rapprochant du centre du bassin. Les célèbres gisements de brachiopodes du Bajocien supérieur et Bathonien inférieur d'Ardèche occupent une situation paléogéographique et paléotectonique tout à fait comparable (La Pouza, Pont des Etoiles au pied du haut-fond de Saint-Cierge; La Clapouze au pied du seuil de l'Escrinet; Montchaud au pied du haut-fond de la Cézarenque). Au contraire, le domaine épicontinental de la plate-forme orientale française (Jura, Mâconnais) est favorable à l'installation et au développement des peuplements de brachiopodes (Alméras, 1971).

Les particularités écologiques du secteur des Mines de La Voulte se poursuivent dans l'Oxfordien inférieur. On y remarque l'absence des Phylloceratidés, qui, dans les faciès de bassin, constituent entre 75 et 94 % des peuplements (gisements du Chénier). Corrélativement, le pourcentage des Cardioceratidés passe de 40 à 1,25 %.

Des exemples similaires à celui du Callovien inférieur ardéchois, sont bien connus dans le Domérien et surtout dans le Toarciens du Portugal (Mouterde *et al.*, 1979; Mouterde et Rocha, 1983). Les communautés de brachiopodes sont abondantes et diversifiées dans la zone de transition entre domaine émergé et bassin, où elles sont associées à une riche faune de bivalves. A l'inverse, elles sont rares ou absentes dans le domaine de bassin à céphalopodes.

En Provence, les brachiopodes sont abondants dans les assises du Carixien au Bajocien moyen, à l'exception des époques de forts apports terrigènes fins ou de haute énergie (Alméras et Moulan, 1982). Cette période est caractérisée par un régime marin franc de plateau continental. Par contre, au cours du Bajocien supérieur et du Bathonien inférieur, un régime de bassin (alternances marnes-calcaires) s'établit et les brachiopodes disparaissent. Ce n'est qu'à partir du Bathonien moyen, lorsque le bassin se comble et que

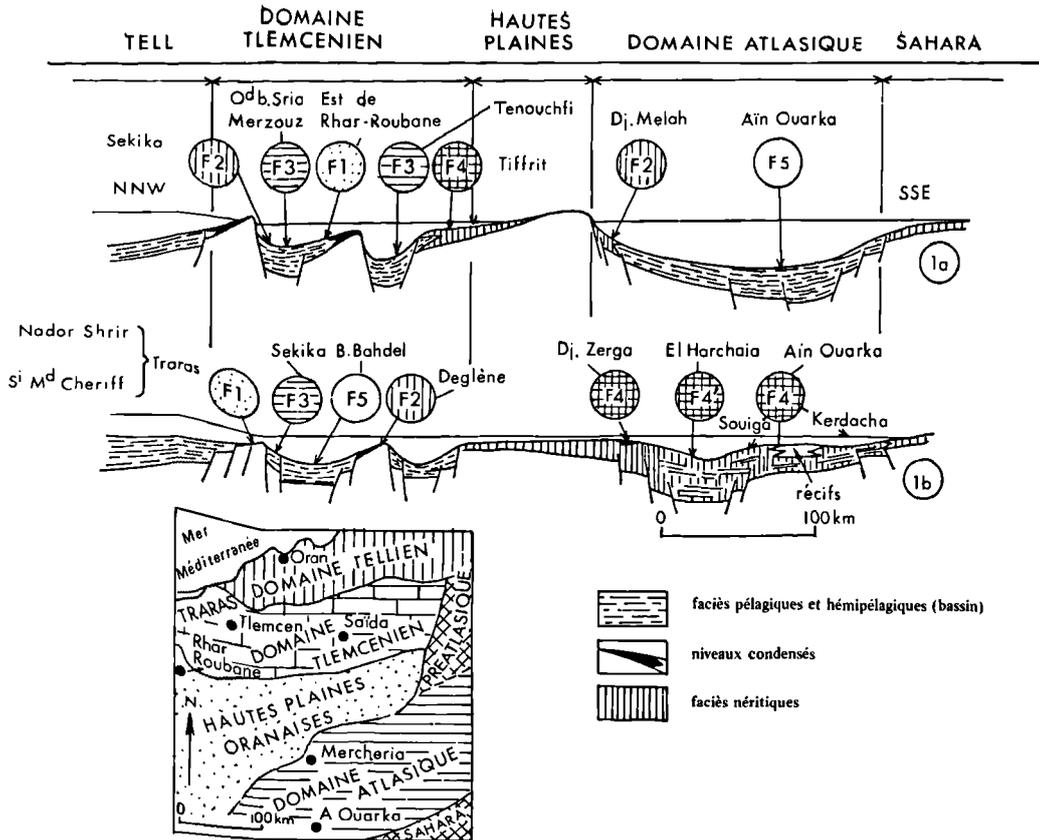


Fig. 1. — Répartition des peuplements de brachiopodes et d'ammonites au cours du Toarcien (1a) et au cours du Bajocien supérieur-Bathonien moyen (1b) en Oranie (Algérie Occidentale).

1 a - Au Toarcien : F1 (parties basses des plates-formes épicontinentales). Brachiopodes : exemplaires peu nombreux de quelques espèces (*Sphaeroidothyris*, *Goniothyris*, *Pseudogibbirhynchia*) ; ammonites : peuplements variés (*Hildoceras*, *Dactylioceras*), mais sans *Phylloceras*, ni sphérocoques. — F2 (pentes). Brachiopodes rares ou remaniés (*Propygope*, *Spiriferinidés*) ou peuplements monospécifiques (exemplaires abondants de *Stolmorhynchia*) ; ammonites diversifiées (*Harpoceras*, *Hildoceras*, *Dactylioceras*, *Phylloceras*, rares *Lytoceras*). — F3 (ombilics subsidents). Brachiopodes : absence presque générale (quelques rares exemplaires nains de *Propygope*) ; ammonites : mêmes peuplements que F2, avec parfois tendance au nanisme. — F4 (plates-formes carbonatées externes en voie de submersion). Brachiopodes : exemplaires abondants d'espèces variées (*Sphaeroidothyris*, *Loboathyris*, *Telothyris*, *Stolmorhynchia*, *Homoeorhynchia*, *Pseudogibbirhynchia*) ; rares ammonites platycônes (*Hildoceras*, *Grammoceras*). — F5 (bassins larges). Pas de brachiopodes, pas d'organismes sessiles ; faunes d'ammonites diversifiées, mais généralement déséquilibrées (serpenticônes bien représentés : *Dactylioceras*, *Lytoceras* parfois très abondants).

1 b - Au Bajocien supérieur - Bathonien moyen : F1. Brachiopodes : nombreux exemplaires de quelques espèces (*Burmirhynchia*, *Formosarhynchia*, *Gnathorhynchia*) ; ammonites : peuplements variés et discontinus, *Phylloceras* rares ou absents. — F2 (pentes et bordures de horst). Brachiopodes : exemplaires peu nombreux de quelques espèces (*Burmirhynchia*, *Formosarhynchia*, *Linguithyris*) ; ammonites diversifiées avec *Oppellidés* dominants et absence des *Phylloceratidés* et des *Morphoceratidés*. — F3 (ombilics subsidents) et F5 (bassins). Pas de brachiopodes ; peuplements d'ammonites variés mais déséquilibrés, abondance des *Phylloceras* et des *Oranicerases*, présence des *Morphoceras* et des *Lytoceras*. — F4 (plates-formes externes et bordures de récifs). Brachiopodes : exemplaires et espèces rares (*Burmirhynchia* et *Kutchirhynchia*) ; ammonites absentes ou rares (*Ermoceras*, *Spiroceras*, *Cadomites*). — F4' (bassins en voie de comblement). Brachiopodes : exemplaires nombreux d'espèces variées (*Burmirhynchia*, *Formosarhynchia*, groupe *Holcothyris* - *Cererithyris*, *Rugitela*) ; ammonites : faune assez variée, parfois à cachet local (*Oranicerases*) (adapté d'après Almérás & Elmi, 1983).

Fig. 1. — Distribution of the brachiopod and ammonite communities in the Toarcian (1a) and in the Upper Bajocian - Middle Bathonian (1b) of Oranie (Western Algeria).

1 a - Toarcian : F1 (on the open shelves). Brachiopods : a few specimens of rare species (*Sphaeroidothyris*, *Goniothyris*, *Pseudogibbirhynchia*) ; ammonites : varied communities (*Hildoceras*, *Dactylioceras*) ; absence of *Phylloceratids* and spherocoques. — F2 (on the steep slopes). Brachiopods very scarce or reworked in syndepositional breccias (*Propygope*, *Spiriferinids*), or monospecific communities (numerous specimens of *Stolmorhynchia*) ; abundant and diversified ammonites (*Harpoceras*, *Hildoceras*, *Dactylioceras*, *Phylloceras*, scarce *Lytoceratids*). — F3 (in the small subsiding umbilicus). Brachiopods were missing at the exception of some dwarf specimens of *Propygope* ; ammonites as F2, sometimes with dwarf shells. — F4 (on the shallow shelves). Brachiopods : abundant specimens of varied species (*Sphaeroidothyris*, *Loboathyris*, *Telothyris*, *Stolmorhynchia*, *Homoeorhynchia*, *Pseudogibbirhynchia*) ; ammonites : very scarce platycônes (*Hildoceras*, *Grammoceras*). — F5 (in the largest basins). Brachiopods and sessile benthos were absent ; diversified but unbalanced ammonite faunas (numerous serpenticônes — *Dactylioceras* —, *Lytoceras* sometimes very abundant).

1 b - Upper Bajocian - Middle Bathonian : F1 (on the lower part of the continental shelf at the transition between the slope and the basin). Brachiopods : abundant specimens of some species (*Burmirhynchia*, *Formosarhynchia*, *Gnathorhynchia*) ; ammonites : varied and discontinuous communities, *Phylloceras* scarce or missing. — F2 (along the border of the shoals and rises). Brachiopods represented by few plurispecific specimens (*Burmirhynchia*, *Formosarhynchia*, *Linguithyris*) ; diversified ammonites with abundant *Oppellids*, *Phylloceratids* and *Morphoceratids* were missing. — F3 (in the subsiding umbilicus) and F5 (in the largest basins). Brachiopods were absent ; varied but unbalanced ammonite communities, with abundant *Phylloceras* and *Oranicerases*, *Morphoceratids* and *Lytoceras* were present. — F4 (outer shelves and vicinity of reefs). Brachiopods : rare specimens and species (*Burmirhynchia* and *Kutchirhynchia*) ; ammonites : scarce or missing (*Ermoceras*, *Spiroceras*, *Cadomites*). — F4' (in the vanishing basins, at the top of filling-up sequences leading to neritic conditions). Brachiopods : numerous specimens of varied species (*Burmirhynchia*, *Formosarhynchia*, *Holcothyris* - *Cererithyris* group, *Rugitela*) ; ammonites : varied faunas with, sometimes, specialized forms (*Oranicerases*). (From Almérás & Elmi, 1983).

des conditions néritiques s'installent progressivement, que les peuplements de brachiopodes réapparaissent dans les calcaires à polypiers et dans les calcaires à oncolithes.

## II. — LES BRACHIOPODES ACTUELS

Les études récentes montrent trois types de répartition bathymétrique.

### 1) Espèces vivant à de faibles profondeurs (0 à — 300 m).

Nous prendrons comme exemples les mers de Nouvelle-Zélande et d'Ecosse.

a) *Les études sur les brachiopodes autour de la Nouvelle-Zélande.* Cette région est l'une des plus riches (Aldridge, 1981; Chapman et Richardson, 1981; Grange *et al.*, 1981; Richardson, 1981, 1981 a et b; Richardson et Mineur, 1981; Rudwick, 1962 a; Stewart, 1981); les études ont été faites dans la zone intertidale et sur le plateau continental jusqu'à des profondeurs de — 340 m, correspondant aux escarpements rocheux de certains fjords et à des bras de mer à fond vaseux. Les principales espèces examinées sont *Notosaria nigricans* (Sow.), *Liothyrella neozelanica* Thomson, *Pumilus antiquatus* Atkins, *Amphithy-*

*ris buckmani* Thomson, *A. richardsonae* Campbell et Flemine, *Girothyris mawsoni* Thomson, diverses espèces du genre *Neothyris* dont *N. lenticularis* (Deshayes), *Terebratella inconspicua* Sow. et *T. sanguinea* (Leach). La plupart vivent, en pourcentages variables d'individus, mais sans modifications morphologiques des coquilles, soit fixées à une grande variété de substrats (paroi ou fond rocheux, coquilles, tubes de serpules, algues), soit ancrées sur des graviers coquilliers, sur des fonds sableux ou vaseux, dans des zones parcourues par des courants faibles ou forts (il suffit que les larves puissent se fixer). L'importance du type de pédoncule dans la répartition spatiale des espèces a également été mise en évidence: la variabilité du pédoncule semble dépendre du substrat (Richardson, 1979, 1981c).

b) *En Ecosse.* C'est dans le détroit de Mull et le bras de mer de Lorne, entre l'île de Kerrera et la côte SW de l'île de Mull (Curry, 1982), que les populations de *Terebratulina retusa* (L.) sont les plus abondantes; elles se situent entre — 100 et — 200 m, la profondeur maximale étant — 220 m. Dans le bras de mer de Lorne, les térébratulines sont le plus souvent (90 %) fixées, par un pédoncule ramifié à son extrémité, à des moules *Modiolus modiolus* (L.), qui forment des amoncellements denses sur les pentes à substrat vaseux. *T. retusa* ne colonise pas les biotopes intertidal et tidal peu profond (quelques exemplaires seulement ont été collectés vers — 3 m et entre — 10 et — 20 m) à

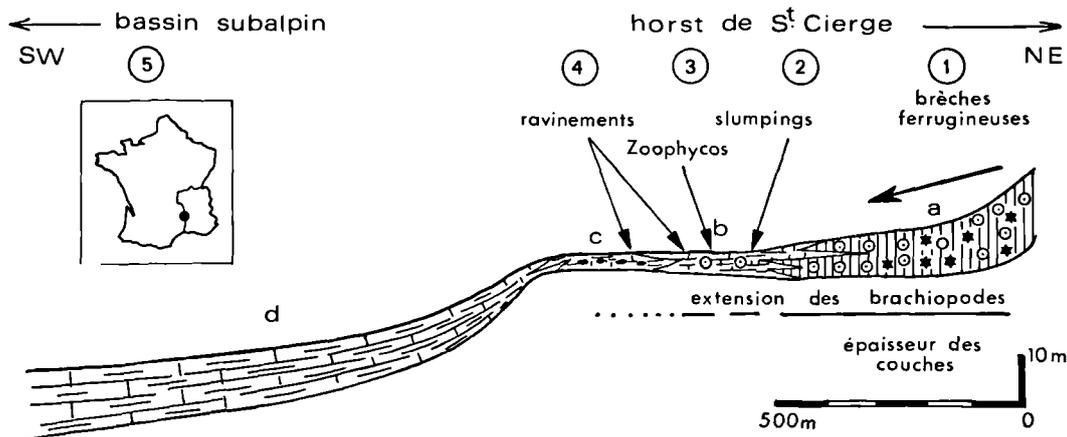


Fig. 2. — Répartition des brachiopodes à la fin du Callovien inférieur (zone à *Gracilis*) dans le secteur de *La Voulte-sur-Rhône* region (Ardèche department, France).

a, minerai oolithique riche en entroques. — b, micrites à oolithes phosphatées. — c, micrites à fossiles phosphatés noirs. — d, calcaires argileux et alternances marnes-calcaires. La flèche indique la direction d'apport des oolithes. N<sup>os</sup> 1 à 5: voir le texte.

Fig. 2. — *Distribution of the brachiopods in the Gracilis zone of the Lower Callovian of the La Voulte-sur-Rhône (Ardèche department, France).*

a, oolitic and crinoidal ironore. — b, micrites bearing phosphatic oolites. — c, micrites with black phosphatic fossils. — d, alternating marls and limestones. The arrow indicates the direction of oolitic supplies.

cause de la compétition avec d'autres organismes (les balanes sont particulièrement abondantes) et à cause des fluctuations journalières de la température. Par contre, dans les biotopes à *T. retusa*, la faune est appauvrie en autres organismes épibenthiques sessiles qui seraient en concurrence directe avec les brachiopodes pour l'espace et la nourriture.

## 2) Espèces colonisant un intervalle bathymétrique plus important (0 à — 1.500 m).

Il s'agit de brachiopodes de la Méditerranée (dont une partie de la faune peut être rangée dans l'ensemble bathymétrique précédent), brachiopodes du Sud de l'Océan Indien, de l'Antarctique et de la côte Ouest de l'Amérique du Sud.

a) *En Méditerranée* (Logan, 1979). Les brachiopodes sont rares dans la zone infralittorale (0 à — 40 m), où on ne les trouve que dans les biotopes à l'abri de la lumière (sous les surplombs, dans les anfractuosités). C'est dans la zone circa-littorale moins éclairée, entre — 40 et — 200 m et jusque sur le bord du plateau continental, que les espèces peu profondes (trois espèces d'*Argyrotheca*, *Lacazella mediterranea*, *Megathiris truncata*) et les espèces eurybathyales (*Crania anomala*, *Megerlia truncana*, *Gryphus vitreus*, *Terebratulina retusa* et deux espèces de *Platidia*) se rencontrent le plus fréquemment. Les formes eurybathyales existent jusqu'à près de — 1.000 m. Plusieurs types de biotopes avec des caractéristiques sédimentologiques différentes (coralligène, détritique, vaseux, rocheux, etc...) sont colonisés. Les espèces peu profondes montrent une répartition spatiale fragmentée avec des niches riches en individus (parfois plusieurs centaines de coquilles au m<sup>2</sup>), ce qui nous semble lié à une dispersion larvaire limitée (voir Webb, Logan et Noble, 1976). Les brachiopodes paraissent absents à partir de — 1.500 m, à la fois sur les substrats indurés et sur les substrats vaseux, ce qui suggère une insuffisance des apports nutritionnels. Il faut aussi signaler que les espèces d'*Argyrotheca* qui vivent dans les biotopes épicontinentaux ont des lophophores petits et simples, de type schizolophe bilobé, tandis que les formes eurybathyales ont des lophophores plus grands et plus complexes de types plectolophe ou spirolophe. Ce développement du lophophore constitue indiscutablement une adaptation pour filtrer une nourriture moindre dans des eaux plus profondes.

b) *Dans le Sud de l'Océan Indien*, les brachiopodes ont été collectés dans 120 stations autour et entre les îles subantarctiques du Prince Edouard, Marion, Crozet, Kerguelen, Heard ainsi qu'au Sud (Walkers Bank) et au Sud-Est (Samper Bank) de Madagascar (Cooper, 1981). Les espèces les plus fréquentes sont *Aerothyris kerguelensis* (93 stations) et *Platidia marionensis* (28 stations), les autres formes n'ont été trouvées que dans 1 à 6 stations. La profondeur des récoltes varie entre — 1 m et — 930 m, elle atteint

même — 1.500 m pour *Platidia marionensis* et pour *Pelagodiscus atlanticus* (fig. 3), cette dernière existant dans tous les océans sauf l'Océan Arctique et ce jusqu'à — 6.160 m (Zézina, 1970). En moyenne, la profondeur se situe rarement en dessous de — 400 m, la fréquence maximum étant comprise entre — 100 et — 200 m (fig. 3). *Aerothyris kerguelensis* a été trouvée dans 75 niveaux bathymétriques régulièrement étagés de — 1 m à — 930 m. La faune de brachiopodes du Sud de l'Océan Indien est un mélange de genres que l'on trouve autour du Japon, des Philippines, de la Nouvelle-Zélande, de l'Australie, dans la Méditerranée, l'Atlantique Est, la mer des Caraïbes et l'Afrique du Sud-Est (Cooper, 1981, p. 4).

c) *Dans les eaux subantarctiques de l'Atlantique Sud*, on retrouve le même intervalle bathymétrique de colonisation chez les brachiopodes récoltés dans cette région, autour des îles Shetland, de la Géorgie du Sud, des îles Sandwich du Sud et dans la mer de Nouvelle-Ecosse, ainsi que sur la côte Ouest de l'Afrique (Golfe de Guinée) (Cooper, 1982). Autour des îles Shetland et Sandwich, on trouve même des espèces abyssales appartenant aux genres *Abyssothyris* et *Notorygmia*. Elles ont été collectées jusqu'à près de — 4.000 m. Les espèces du genre *Liothyrella* sont épicontinentales et eurybathyales (fig. 4). Les genres *Liothyrella* et *Pelagodiscus* sont les seuls taxons communs avec la faune du Sud de l'Océan Indien.

## 3) Espèces abyssales du Golfe de Gascogne.

La plupart des spécimens des campagnes Biogas et Polygas proviennent de fonds étagés entre — 1.000 et — 4.500 m. Seules les coquilles des campagnes Thalassa ont été ramassées sur des fonds dont la profondeur est le plus souvent inférieure à — 1.000 m (Cooper, 1981a). Sur ces derniers, on a fréquemment trouvé *Crania anomala*, *Terebratulina retusa*, *Gryphus vitreus*, *Platidia anomioides* qui sont connues en Méditerranée, à des profondeurs équivalentes (Logan, 1979). *Megerlia truncata*, qui est aussi une espèce eurybathyale, a été signalée dans une seule station. Les espèces vivant jusqu'à — 2.500 m et en dessous, sont *Pelagodiscus atlanticus* (récoltée dans 26 stations), *Cryptopora gnomon* (5 stations), *Hispanirhynchia cornea* (10 stations), *Macandrevia novangliae* (11 stations) et *Dallina septigera* (10 stations) (fig. 5).

*En résumé*, par comparaison avec les brachiopodes jurassiques, les brachiopodes actuels occupent un intervalle bathymétrique très étendu (— 1 à — 6.000 m au moins). Suivant les taxons, il y a des milieux et des profondeurs préférentiels depuis le plateau continental jusqu'aux zones abyssales. Certaines formes sont épicontinentales [*Liothyrella*, *Megathiris*, *Argyrotheca*, *Lacazella* : de 0 à — 400 m ; voir aussi les brachiopodes récoltés sur le plateau continental argentin de l'Atlantique (Cooper, 1973, p. 7-9) et sur le bord nord de l'Océan Indien (Cooper, 1973a, p. 3)] ; d'autres formes

	Canal de Mozambique	Sud de Madagascar	Côtes Afrique Sud	Prince Edouard	Ile Marion	Iles Crozet	Iles Kerguelen	Ile Heard
<i>Pelagodiscus atlanticus</i> (KING, 1868)*			5013			1500		
<i>Crania</i> sp.		40-43						
<i>Cryptopora boettgeri</i> HELMCKE, 1939*			366-3045					
<i>Pemphixina pyxidata</i> (DAVIDSON, 1880)							172-585	900
<i>Bastholia arnaldi</i> COOPER, 1981		380						
<i>Eucalathis magna</i> COOPER, 1981								790
<i>Eucalathis costellata</i> COOPER, 1981		380-635						
<i>Eucalathis rotundata</i> COOPER, 1981		185-360						
<i>Eucalathis fasciculata</i> COOPER, 1973	1080-1280							
<i>Chlidonophora chuni</i> BLOCKMANN, 1903	1280-1600							
<i>Agulhasia davidsoni</i> KING, 1871			57-366					
<i>Terebratulina</i> sp.	110		86					
<i>Gryphus africanus</i> COOPER, 1973			366					
<i>Xenobrochus australis</i> COOPER, 1981								790
<i>Xenobrochus anomalus</i> COOPER, 1981				257-280	204-460			
<i>Dallithyrus ? dubia</i> COOPER, 1981		380						
<i>Liothyrella moseleyi</i> (DAVIDSON, 1878)						110		
<i>Liothyrella</i> sp.								
<i>Dyscolia ? radiata</i> COOPER, 1981		620-635				263-412		
<i>Platidia marionensis</i> COOPER, 1981				246-570	138-460	150-1500	90-105	
<i>Platidia anomioides</i> (SCACCHI & PHILIPPI, 1844)			82-165					
<i>Compsoria suffosa</i> COOPER, 1973	62-135							
<i>Megerlia gigantea</i> (DESHAYES, 1863)		86-600						
<i>Aerothyris kerguelenensis</i> (DAVIDSON, 1878)				45-570	1-232	25-930	90-585	6-15
<i>Aerothyris</i> cf. <i>A. macquariensis</i> (THOMSON, 1918)					31			
<i>Nipponithyrus afra</i> COOPER, 1973	740-960							
<i>Ecnomiosa inexpectata</i> COOPER, 1981						1500		
<i>Kraussina rubra</i> (PALLAS, 1766)			82-366					
<i>Thecidellina minuta</i> COOPER, 1981		80-380						

Fig. 3. — Répartition géographique et bathymétrique (en mètres) des brachiopodes actuels dans le Sud de l'Océan Indien (établie d'après les données de Cooper, 1973, p. 6-9 ; 1973a, p. 3-4 et 1981, p. 6-10). \* = espèces profondes.

Fig. 3. — Geographical and bathymetric distribution (in meters) of the Recent brachiopods in the South Indian Ocean (data from Cooper 1973, 1973a and 1981).

	Côte chilienne du Pacifique	Terre de Feu	Côte argentine de l'Atlantique	Iles Shetland du Sud	Iles Orcades du Sud	Géorgie du Sud	Iles Sandwich du Sud	Ile Elephant Scotia Sea Antarctique	Ile Anvers
<i>Pelagodiscus atlanticus</i> (KING, 1868)*				1437					
<i>Cryptopora gnomon</i> (JEFFREYS, 1869)*			2740						
<i>Neorhynchia strebelli</i> (DALL, 1908)*	4483-4513								
<i>Terebratulina kiiensis</i> DALL & PILSBRY, 1891	780-925								
<i>Abyssothyris wyvillei</i> (DAVIDSON, 1878)*				3715-3752					
<i>Abyssothyris</i> cf. <i>elongata</i> COOPER, 1972*				3715-3752					
<i>Abyssothyris</i> sp. (COOPER, 1982, pl. 2, fig. 8 - 12)*							3038-3349		
<i>Abyssothyris</i> sp. (COOPER, 1973, pl. 9, fig. 23-25)*			6179						
<i>Liothyrella uva</i> (BRODERIP, 1834)	86-108	55-947	82-642						
<i>Liothyrella expansa</i> COOPER, 1982					225-265				
<i>Liothyrella forsteri</i> COOPER, 1982								220-240	
<i>Liothyrella georgiana</i> FOSTER, 1974						261-270	121-228		
<i>Liothyrella hendleri</i> COOPER, 1982							416-612		
<i>Liothyrella notorcadensis</i> (JACKSON, 1912)							122-480		180-200
<i>Liothyrella ? vema</i> COOPER, 1982						732-814			
<i>Platidta davidsoni</i> (DESLONGCHAMPS, 1855)			595-642						
<i>Macrandrevia americana</i> (DALL, 1890)	112-1480			1430			1052-1071	204-250	440-480
<i>Macrandrevia</i> sp. (COOPER, 1982, pl. 5, fig. 28-31)							1052-1071		
<i>Notorygmia</i> sp. (COOPER, 1982, pl. 2, fig. 3)*				3715-3752					
<i>Magellania venosa</i> (SOLANDER, 1789)	24-247	71-1362	22-157						
<i>Terebratella dorsata</i> (GMELIN, 1790)	24-263	75-207	82-198						
<i>Syntomaria curiosa</i> COOPER, 1982							161-486		
<i>Dyscritosia secreta</i> COOPER, 1982						66-872			

Fig. 4. — Répartition géographique et bathymétrique (en mètres) des brachiopodes actuels au large des Côtes Sud de l'Amérique du Sud et dans les eaux subantarctiques de l'Atlantique Sud (établie d'après les données de Cooper, 1973, p. 6-9 et 1982, p. 3-25). \* = espèces profondes.

Fig. 4. — Geographical and bathymetric distribution (in meters) of the Recent brachiopods on the Western and Southern South American Coasts and in the subantarctic part of the South Atlantic (data from Cooper, 1973 and 1982).

sont profondes (*Pelagodiscus*, *Neorhynchia*, *Abyssothyris*, *Chlidonophora*, *Notorygmia*: de — 1.500 m à — 5.000 m), mais la plupart vivent à des profondeurs intermédiaires (*Crania*, *Hemithyris*, *Gryphus*, *Terebra-*

*tulina*, *Macandrevia*, *Platidia*: de — 200 à — 2.000 m). Enfin, des espèces peuvent coloniser des fonds étagés sur plusieurs milliers de mètres (*Cryptopora gnomon*, *Hispanirhynchia cornea*, *Chlidonophora chuni*: de — 1.000 à — 4.000 m).

	Golfe de Gascogne	Hors Golfe de Gascogne
<i>Pelagodiscus atlanticus</i> (KING, 1868)*	2006-4825	538-6100
<i>Crania anomala</i> (MULLER, 1776)	137-580	
<i>Crania anomala turbinata</i> (POLI, 1795)	310-1080	511-825
<i>Cryptopora gnomon</i> (JEFFREYS, 1869)*	1870-2864	1190-4060
<i>Hispanirhynchia cornea</i> (FISCHER)*	994-3645	822-2018
<i>Terebratulina retusa</i> (LINNE, 1758)	137-1000	
<i>Terebratulina retusa emarginata</i> (RISSO, 1826)	310-1210	
<i>Eucalathis ergastica</i> FISCHER & OEHLERT, 1890	580-1080	460-1226
<i>Eucalathis tuberata</i> (JEFFREYS, 1878)	600-1180	616-2995
<i>Gryphus vitreus</i> (BORN, 1778)	280-2170	73-2700
<i>Gryphus ? cooperi</i> d'HONDT, 1976	452-850	
<i>Dallithyris ? aff. Dallithyris ? sphenoides</i> (JEFFREYS, 1878, non PHILIPPI, 1844)	1331	400-2000
<i>Platidia anomioides</i> (SCACCHI & PHILIPPI, 1844)	380-1050	
<i>Megerlia truncata</i> (LINNE, 1767)	137-550	16-555
<i>Megerlia echinata</i> (FISCHER & OEHLERT, 1890)	1000	
<i>Pantellaria monstruosa</i> (SCACCHI, 1838)	411-580	411-1068
<i>Macandrevia cranium</i> (MULLER, 1776)	280-1080	
<i>Macandrevia novangliae</i> DALL, 1920	1331-2338	1837-2174
<i>Fallax dalliniformis</i> ATKINS, 1960	1331	
<i>Dallina septigera</i> (LOVEN, 1846)	800-2338	
<i>Dallina parva</i> COOPER, 1981 a	860-910	

Fig. 5. — Répartition bathymétrique (en mètres) des brachiopodes actuels dans le Golfe de Gascogne (établie d'après les données de Cooper, 1981a, p. 3-7).

Comparaison avec certains intervalles bathymétriques connus ailleurs. \* = espèces profondes.

Fig. 5. — Bathymetric distribution (in meters) of the Recent brachiopods in the Gulf of Gascogne (data from Cooper, 1981a). Comparison with some bathymetric intervals known elsewhere.

### III. — REPARTITION BATHYMETRIQUE DES BRACHIOPODES

*Comment expliquer qu'elle soit plus étendue chez les formes actuelles que chez les formes jurassiques ?*

Pour essayer de répondre à cette question, il nous faut analyser les facteurs responsables de la répartition bathymétrique actuelle des brachiopodes, puis celle du Jurassique et envisager ensuite les changements des paléoenvironnements ayant permis de passer de la situation au Jurassique à la situation actuelle.

#### 1) Explications de la répartition bathymétrique actuelle des brachiopodes.

Le développement des brachiopodes, organismes marins sessiles suspensivores, est lié à l'existence d'une fixation stable dans des zones de faible sédimentation assurant des concentrations en matière organique en suspension relativement fortes et permettant la dispersion des larves (Curry, 1981). Au premier abord, la nourriture des brachiopodes dépend de deux sources de production primaire chlorophyllienne (nous n'envisagerons pas ici la production primaire bactérienne chémo-autotrophe liée aux sources hydrothermales océaniques; Roux, 1983): la matière organique détritique provenant du continent et le phytoplancton (diatomées, dinoflagellés...) de la zone photique. Or, en général, toutes deux se raréfient lorsque augmente la distance à la côte et que l'on passe aux océans ouverts (Jørgensen, 1966). La production primaire disponible est très faible dans les milieux océaniques profonds par rapport aux zones épicontinentales: 50 g de carbone/m<sup>2</sup>/an en moyenne contre 100 g (Levinton, 1982). Ce n'est qu'en surface, dans les zones d'upwelling, qu'elle peut atteindre 300 g. Dans ces zones, le taux de matière organique est augmenté grâce aux remontées, principalement le long des côtes occidentales des continents, d'une circulation profonde d'eaux froides riches en éléments nutritifs. Ainsi, la répartition de la production primaire organique permet d'expliquer le développement des brachiopodes dans le domaine épicontinental. Par contre, il n'en va pas de même pour les espèces vivant plus profondément dans les océans.

Une explication peut être trouvée dans la nature de l'alimentation des brachiopodes, qui a fait l'objet de nombreuses discussions. A côté des partisans d'une nourriture composée de phytoplancton et de matière organique en suspension (Rudwick, 1962, 1962a; Curry, 1981), d'autres chercheurs ont montré :

1°) que la matière organique existe à toutes les profondeurs (Szekielda, 1968);

2°) que la partie dissoute semble constituer la part essentielle de la matière organique dans les eaux profondes (Szekielda, 1968; Fürsich et Hurst, 1974);

3°) que l'essentiel de la nourriture des brachiopodes peut correspondre à des particules colloïdales ou dissoutes alors que le plancton n'en constitue qu'une partie infime (Mac Cammon, 1969).

Plusieurs auteurs se sont efforcés de concilier ces deux points de vue, qui ne sont contradictoires qu'en apparence. Cowen (1971) a remarqué que la plupart des zones à brachiopodes sont caractérisées par des productions très saisonnières de plancton. Pour lui, la nourriture phytoplanctonique et les substances organiques colloïdales ou dissoutes sont toutes deux utilisées, mais en proportions variables suivant les biotopes, leur latitude, la bathymétrie et les saisons ("source de nourriture alternée") (voir aussi Steele-Petrovic, 1976). Pour Fürsich et Hurst (1974), le phytoplancton est la nourriture utilisée lorsqu'il existe en concentrations suffisantes; dans le cas contraire, cette insuffisance est compensée par la matière organique dissoute. Mais, de toutes façons, les brachiopodes sont tributaires du phytoplancton, puisque la matière organique dissoute provient finalement de la production primaire phytoplanctonique. Dans le même ordre d'idées, Schopf (1969) a suggéré une différence dans le mode de vie entre les Ectoproctes de plate-forme et les Ectoproctes de mer profonde: les premiers se nourriraient de phytoplancton alors que les seconds utiliseraient la matière organique contenue dans les sédiments. Pourquoi n'en serait-il pas de même pour les brachiopodes? (\*)

Or, si l'on compare la géographie de la production primaire organique à la surface des océans (Duvigneaud, 1980; Roux, 1983) avec la répartition bathymétrique actuelle des brachiopodes, on remarque que les biotopes à brachiopodes les plus profonds correspondent aux zones de forte production organique (fig. 6). Celle-ci permet ainsi de compenser les pertes dues à la décomposition de la matière organique dans son lent enfoncement à travers la tranche d'eau des océans profonds et d'avoir, sur le fond des océans, un réservoir important de matière organique dissoute ou colloïdale. La minéralisation de la matière organique est d'ailleurs surtout importante dans les premières centaines de mètres (Valentine, 1973; Vörös, 1973).

(\*) Les recherches de Suchanek et Levinton (1974) semblent confirmer cette hypothèse. En effet, ces auteurs ont observé que le tube digestif des brachiopodes (et des bivalves) vivant en eau profonde contenait un fort pourcentage de particules inorganiques et peu de phytoplancton. A l'inverse, ce dernier était prédominant (diatomées, dinoflagellés) dans le tube digestif des formes d'eau peu profonde (50 à 70 % de particules organiques).

Par ailleurs, comme le taux de la décomposition augmente avec le temps, les courants rapides de downwelling (qui se produisent dans les zones de convergence des courants) fournissent aux fonds océaniques la seule production limitée de matière organique en suspension (Valentine, 1973) en même temps qu'une plus grande quantité de carbone organique dissous. Ces courants favorisent aussi la dispersion larvaire à partir des plateaux continentaux.

En résumé, la colonisation par les brachiopodes actuels d'étages bathymétriques plus profonds qu'au Jurassique, nous semble pouvoir s'expliquer par l'existence de zones de haute production primaire organique et par l'établissement d'une circulation profonde permettant la réalisation des phénomènes d'upwelling et de downwelling (voir aussi Ager, 1975, p. 23).

Enfin, en réponse aux mauvaises conditions nutritionnelles, certains dispositifs adaptatifs peuvent exister. Ils sont anatomiques (développement du lophophore; cas de certaines espèces eurybathyales de Méditerranée) ou morphologiques (plis, large sinus, ailes). Ils permettent une augmentation de la capacité d'entrée et de filtrage d'une nourriture appauvrie dans des eaux profondes. Ces dispositifs adaptatifs étaient également présents au cours des temps géologiques. C'est ainsi que Fürsich et Hurst (1974) ont montré que les *Spiriferida* et les *Pentamerida*, qui avaient les lophophores les plus complexes, étaient prédominants dans les milieux profonds alors que les *Orthida*, les *Strophomenida* et les *Rhynchonellida*, à lophophore plus simple, étaient plus communs dans les milieux en eaux peu profondes. Enfin, lorsque des formes avec lophophores moins complexes occupaient des eaux plus profondes, il y avait diminution de la taille des individus (voir aussi Nomura et Hatai, 1936).

## 2) Explications de la répartition bathymétrique plus limitée (moins profonde) des brachiopodes au Jurassique.

Il faut tout d'abord avoir à l'esprit que les éventuels sédiments du domaine océanique profond ne sont pas conservés. En ce qui concerne les bassins épiocéaniques de marge passive, on peut penser à première vue que les brachiopodes auraient pu vivre sur leur fond et qu'ils n'auraient pas été fossilisés par suite de la dissolution *post-mortem* de leurs coquilles (une fois dépourvues de leur périostracum cuticulaire protecteur). Il ne peut en être ainsi, car les caractères physiographiques des bassins étudiés, à l'exemple de la bordure vivaro-cévenole, ne permettent pas d'envisager des fonds situés sous la profondeur de compensation des carbonates. C'est le cas des alternances marnes-calcaires du Jurassique (par exemple, Callovien du bassin subalpin, Toarcien-Bathonien des zones subindes d'Oranie). D'autre part, les faciès du milieu épiocéanique renferment des rostrés de bélemnites alors que les coquilles de brachiopodes sont absentes.

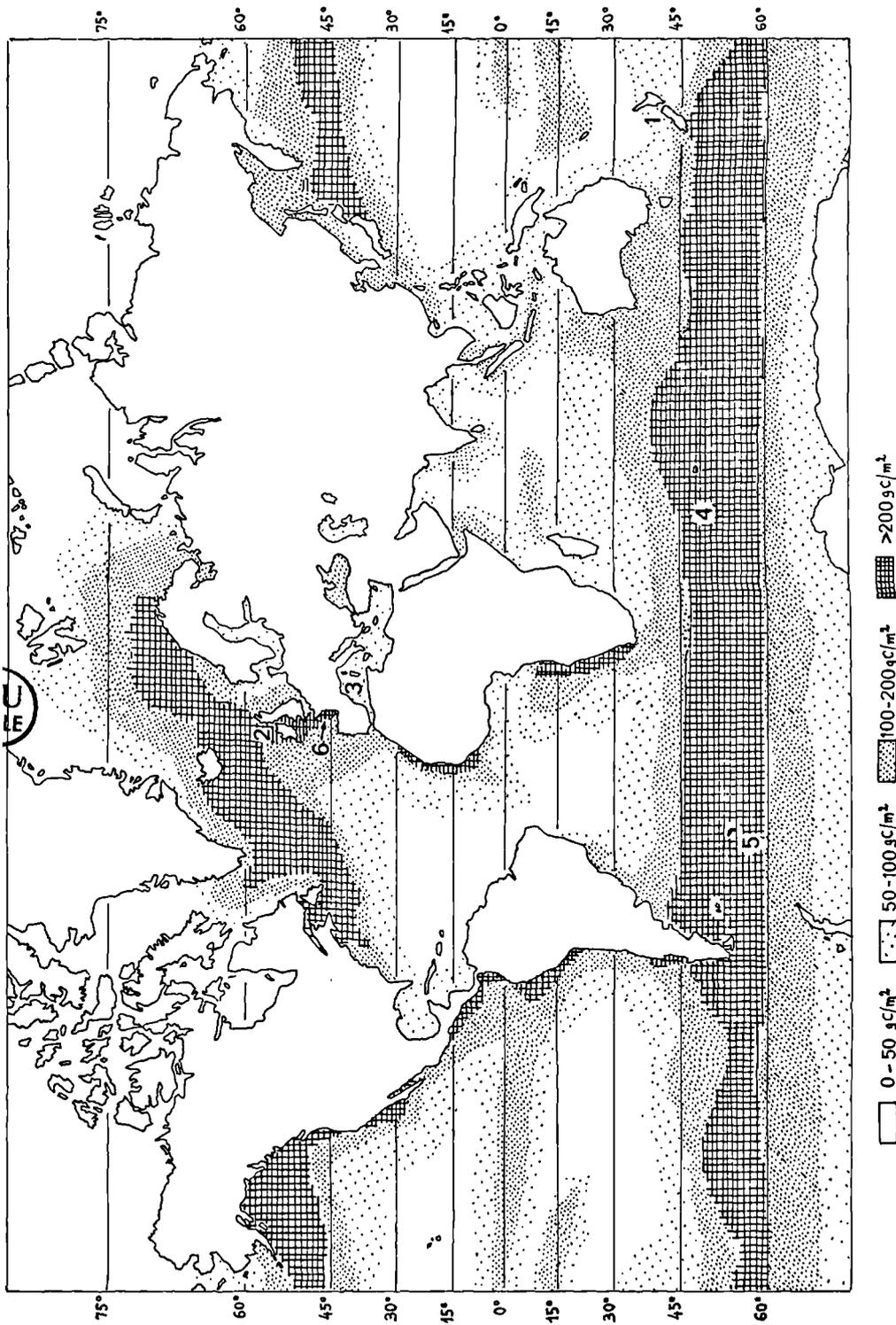


Fig. 6. — Situation des stations à brachiopodes actuels citées dans le texte, comparé à la répartition de la production primaire organique à la surface des océans (d'après Duvigneaud, 1980).

1, Nouvelle-Zélande. — 2, côtes occidentales de l'Écosse. — 3, Méditerranée. — 4, Sud de l'Océan Indien. 5, eaux subantarctiques de l'Atlantique Sud. — 6, Golfe de Gascogne.

Fig. 6. — Situation of the Recent brachiopods localities referred in the text compared with the geographical distribution of the primary fertility (from Duvigneaud, 1980).

1, New Zealand. — 2, Western Scotland Coast. — 3, Mediterranean. — 4, South Indian Ocean. — 5, subantarctic part of the South Atlantic. — 6, Gulf of Gascogne.

A ce stade du raisonnement, il nous paraît important de faire intervenir les processus de dispersion larvaire. En effet, les brachiopodes ont un comportement différent de celui observé chez de nombreux bivalves, gastéropodes et échinodermes actuels dont les larves téléplaniques connaissent une longue période pélagique. Il peut alors en résulter une dispersion transocéanique (Scheltema, 1977) et, donc, des échanges génétiques permettant une large répartition géographique des espèces. Le développement des brachiopodes actuels est, au contraire, très bref avec un stade planctonique ne dépassant pas 1 ou 2 jours. Il est possible de supposer que ces conditions n'ont pas fondamentalement changé depuis le Mésozoïque. Dans ces conditions, une seule génération ne peut coloniser des milieux plus profonds que le domaine épicontinental, d'autant que les courants n'assurent pas une dispersion rectiligne des larves et que des courants parallèles à la côte déplacent vers celle-ci les larves prêtes à se fixer. La seule possibilité de coloniser des milieux profonds pour les brachiopodes jurassiques consistait dans l'établissement progressif de nombreuses populations successives. Cette possibilité semblait exister si l'on tient compte des observations faites chez la plupart des espèces benthiques de mollusques actuels (Scheltema, 1977) et chez *Terebratella inconspicua* (Percival, 1944). En effet, les premiers stades du développement larvaire se situent près de la surface tandis que les derniers stades montrent un phototropisme négatif et un géotropisme positif ; ainsi les larves, avant fixation, peuvent venir se placer juste au-dessus du fond. Il existe un autre mécanisme adaptatif favorisant cette implantation progressive : comme d'autres larves d'invertébrés sessiles, les larves de brachiopodes peuvent différer leur fixation (en allongeant la durée du développement) si le substrat ne leur convient pas ou si la tranche d'eau est trop épaisse pour atteindre le fond (Rudwick, 1970). Malgré ces potentialités de dispersion observées actuellement, les brachiopodes jurassiques n'ont pas (ou peu) colonisé les milieux de type bassin. Ainsi, leur dispersion vers l'Est, à partir de la bordure vivaro-

cévenole, fut-elle contrariée pendant le Jurassique moyen par la largeur du bassin de Die-Laragne (fig. 7).

La transposition du modèle actuel décrit précédemment à l'époque jurassique laisse à penser que les bassins suspendus et les bassins étroits de marge passive étaient des zones de faible concentration primaire organique. D'autre part, le régime des grands courants océaniques n'était pas établi au Jurassique en Méditerranée (obstacles, climat défavorable) et la circulation profonde d'eaux froides responsable des phénomènes d'upwelling et de downwelling n'existait pas (Roux, 1983). Ainsi, le benthos sessile dépendait essentiellement de la production photosynthétique continentale et littorale. Celle-ci était rare dans les bassins et abondante sur les plateaux continentaux, si bien que les contraintes s'exerçant sur la dispersion larvaire le long des côtes et dans les mers épicontinentales étaient peu nombreuses : direction et vitesse des courants, temps de reproduction et durée de la vie larvaire pélagique constituaient les facteurs déterminant la dispersion des larves et la répartition géographique des espèces. Le franchissement des barrières écologiques peu nombreuses (après la dislocation des plates-formes carbonatées) était relativement facile. Les espèces à larves planctoniques tendaient constamment à coloniser de nouvelles régions. C'est ce qui explique que les migrations de faunes de brachiopodes et d'ammonites, au Jurassique inférieur et moyen, se soient faites sur les plateaux continentaux, le long des masses continentales émergées (Almèras et Elmi, 1983).

### 3) Passage de la situation au Jurassique à la situation actuelle.

Pendant le Jurassique et le Crétacé inférieur, la largeur des bassins en Méditerranée (fig. 7) semble constituer un obstacle à la dispersion des brachiopodes à partir des biotopes épicontinentaux, obstacle d'autant plus efficace qu'il n'y a pas de véritable circulation

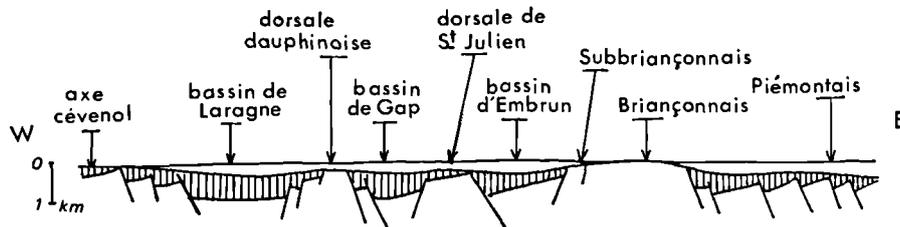


Fig. 7. — La marge continentale européenne vers la fin de l'épisode de basculement (« rifting ») Rhétien-Bathonien. Les hachures représentent les sédiments rhéto-bathoniens. D'après Lemoine (1983), la largeur du bassin devait être de l'ordre de 400 à 600 km. L'échelle verticale est donnée à titre d'indication [Adapté d'après de Graciansky *et al.* (1979) et Lemoine (1983)].

Fig. 7. — The European continental margin at the end of the rhaetian-bathonian rifting. The rhaetian-bathonian sediments are represented by hatches. According to Lemoine (1983), the total width of the basin was about 400 to 600 km. [From de Graciansky *et al.* (1979) and Lemoine (1983)].

océanique profonde. L'évolution du bassin Atlantique à la limite Crétacé/Eocène permet de mieux comprendre le passage à la situation actuelle. Il est admis qu'il y a eu refroidissement à partir du Crétacé supérieur. "La phase d'érosion et de non-dépôt [qui met fin à la phase de confinement profond (cf. black-shales du Crétacé inférieur)] correspond à l'établissement de la circulation profonde, grâce à la séparation de l'Europe et de l'Amérique au Crétacé, puis du Groënland et de l'Europe au Paléocène. Cette séparation a pour effet de fournir une source d'eau froide importante au bassin. Une circulation semblable à la circulation actuelle s'est établie" (Pautot et Le Pichon, 1974, p. 421-422). De même, l'instauration récente, après le Miocène, d'une circulation profonde dans le domaine mésogéen a engendré des courants (Lacombe *et al.*, 1974) qui ont pu amener de la matière organique dans les zones profondes, situées au pied des talus continentaux et même dans les zones abyssales. La dispersion larvaire et la colonisation des espèces à partir des marges des bassins (installation progressive des peuplements vers des milieux plus profonds au fur et à mesure de la formation du bassin) ont été ainsi facilités et on aboutit à la situation actuelle d'occupation des fonds sur un intervalle bathymétrique plus étendu qu'au Jurassique et qu'au Crétacé. Toutefois, les concentrations en matière organique sont actuellement faibles en Méditerranée (Szekielda, 1968), ce qui explique que les brachiopodes, y compris les espèces eurybathyales, aient leur maximum de fréquence sur les plateaux continentaux (Logan, 1979).

Enfin, les biotopes épicontinentaux peu profonds peuvent ne plus être actuellement colonisés par les brachiopodes (cas de *Terebratulina retusa* au large des côtes occidentales de l'Ecosse) à cause de la compétition avec d'autres organismes fixés comme les balanes (Curry, 1982) ou avec les gastéropodes ou les bivalves. Ces derniers possèdent d'ailleurs de meilleures adaptations physiologiques que les brachiopodes : branchies assurant un filtrage plus puissant de l'eau que le lophophore, piégeage et transport plus efficaces de la nourriture vers la bouche, capacités digestives plus importantes des bivalves par rapport aux brachiopodes dont le tractus digestif est morphologiquement plus simple et anatomiquement beaucoup moins différencié (Steele-Petrovic, 1979).

## CONCLUSIONS

La production primaire organique semble être (et avoir été) un facteur important conditionnant l'installation et le développement des peuplements de brachiopodes. Sa répartition dépend de la physiographie et de l'existence d'une circulation océanique profonde bien établie permettant les phénomènes d'upwelling et de downwelling. Les autres facteurs limitant les peuplements de brachiopodes sont l'importance des apports terrigènes (vitesse de sédimentation), l'énergie élevée du milieu, la nature du substrat, la compétition avec d'autres organismes filtreurs, la stratégie adaptative des espèces (voir Almeras et Moulan, 1982 et 1983).

## BIBLIOGRAPHIE

- 1) AGER D.V. (1975). — The Jurassic World Ocean (with special reference to the North Atlantic). In Jurassic Northern North Sea Symposium. *Norwegian Petroleum Soc.*, p. 1-43, 8 fig.
- 2) ALDRIDGE A.E. (1981). — Intraspecific variation of shape and size in subtidal populations of two Recent New Zealand articulate brachiopods. *New Zealand Journal of Zoology*, 8, p. 169-174. 2 fig., 2 tabl.
- 3) ALMERAS Y. (1971). — Les *Terebratulidae* du Dogger dans le Mâconnais, le Mont d'Or lyonnais et le Jura méridional. Etude systématique et biostratigraphique. Rapports avec la paléocéologie. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, 39 (1970), 690 p., 185 fig., 91 tabl., 211 pl.
- 4) ALMERAS Y. et MOULAN G. (1982). — Les *Terebratulidae* liasiques de Provence. Paléontologie, biostratigraphie, paléocéologie, phylogénie. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 86, 365 p., 119 fig., 22 pl.
- 5) ALMERAS Y. et ELMIS S. (1983). — Fluctuations des peuplements d'ammonites et de brachiopodes en liaison avec les variations bathymétriques pendant le Jurassique inférieur et moyen en Méditerranée occidentale. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, Modena, 21, 2-3, (1982), p. 169-188, 4 fig., Pl. 1-3.
- 6) ALMERAS Y. et MOULAN G. (1983). — Influence des paléoenvironnements sur la phylogénie des brachiopodes : exemple des *Terebratulidae* du Lias provençal (France). *Geobios*, Lyon, 16, 2, p. 243-248. 2 fig.
- 7) CHAPMAN B.E. et RICHARDSON J.R. (1981). — Recent species of *Neothyris* (*Brachiopoda* : *Terebratulinae*). *New Zealand Journ. of Zoology*, 8, p. 157-161. 2 fig.
- 8) COOPER G.A. (1973). — *Vema's Brachiopoda* (Recent). *Smithson. Contrib. Paleobiol.*, Washington, 17, 51 p., 5 fig., 9 pl.
- 9) COOPER G.A. (1973a). — New *Brachiopoda* from the Indian Ocean. *Smithson. Contrib. Paleobiol.*, Washington, 16, 42 p., 1 fig., 8 pl.
- 10) COOPER G.A. (1981). — *Brachiopoda* from the Southern Indian Ocean (Recent). *Smithson. Contrib. Paleobiol.*, Washington, 43, iv. + 93 p., 30 fig., 14 pl.
- 11) COOPER G.A. (1981a). — *Brachiopoda* from the Gull of Gascogne, France (Recent). *Smithson. Contrib. Paleobiol.*, Washington, 44, 35 p., 5 fig., 3 pl.

- 12) COOPER G.A. (1982). — New Brachiopods from the Southern Hemisphere and *Cryptopora* from Oregon (Recent). *Smithson, Contrib. Paleobiol.*, Washington, 41, 43 p., 4 fig., 7 pl.
- 13) COWEN R. (1971). — The food of articulate brachiopods - a discussion. *Journ. Paleont.*, Tulsa, 45, 1, p. 137-139.
- 14) CURRY G.B. (1981). — Variable pedicle morphology in a population of the Recent brachiopod *Terebraulina septentrionalis*. *Lethaia*, Oslo, 14, p. 9-20, 5 fig.
- 15) CURRY G.B. (1982). — Ecology and population structure of the Recent brachiopod *Terebratulina* from Scotland. *Palaeontology*, Londres, 25, 2, p. 227-246, 8 fig., 7 tabl.
- 16) DUVIGNEAUD P. (1980). — La synthèse écologique (2<sup>e</sup> édit.). *Doim édit.*, Paris, 380 p.
- 17) ELMI S. (1967). — Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 19, 1 : p. 1-256, fig. 1-52 ; 2 : p. 257-507, fig. 53-107 ; 3 : p. 509-845, fig. 108-206 ; 17 pl.
- 18) FÜRSICH F.T. et HURST J.M. (1974). — Environmental factors determining the distribution of brachiopods. *Palaeontology*, Londres, 17, 4, p. 879-900, 8 fig.
- 19) GRACIANSKY P.C. de, BOURBON M., CHARPAL O. de, CHENET P.Y. et LEMOINE M. (1979). — Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 7, XXI, 5, p. 663-674, 6 fig.
- 20) GRANGE K.R., SINGLETON R.J., RICHARDSON J.R., HILL P.J. et del MAIN W. (1981). — Shallow rock-wall biological associations of some southern fiords of New Zealand. *New Zealand Journ. Zool.*, 8, p. 209-227, 8 fig.
- 21) JØRGENSEN C.B. (1966). — Biology of Suspension Feeding. *Pergamon Press édit.*, Oxford.
- 22) LACOMBE H. et al. (1974). — Processus de formation des eaux océaniques profondes, en particulier en Méditerranée occidentale. *Colloq. intern. C.N.R.S.*, Paris, 215.
- 23) LEMOINE M. (1983). — Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes occidentales : naissance et évolution d'une marge continentale passive. In : Livre jubilaire G. Lucas. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 7, p. 346-361, 6 fig.
- 24) LEVINTON J.S. (1982). — Marine Ecology. *Prentice-Hall Inc. édit.*, Englewood Cliffs, N.J., U.S.A., 526 p., nb. fig. et tabl.
- 25) LOGAN A. (1979). — The Recent *Brachiopoda* of the Mediterranean Sea. *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*, 72, 1434, 112 p., 22 fig., 10 pl.
- 26) McCAMMON H.M. (1969). — The food of articulate brachiopods. *Journ. Paleont.*, Tulsa, 43, 4, p. 976-985, 1 fig.-texte, 2 tabl.
- 27) MOUTERDE R., ROCHA R.B., RUGET Ch. et TINTANT H. (1979). — Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Ciencias da Terra (U.N.L.)*, Lisboa, 5, p. 29-52, 20 fig.
- 28) MOUTERDE R. et ROCHA R.B. (1983). — Le Lias de la région de Rio de Couros (Nord de Tomar). *Boll. Soc. géol. Portugal*, Lisbonne (vol. hom. Prof. D.C. Teixeira), XXII (1980-81), p. 209-220, 3 fig., 2 pl.
- 29) NOMURA S. et HATAI K. (1936). — A note concerning data on the bathymetric range of certain marine animals and remarks on the geology of the Neogene formations in northeast Honsyu, Japan and their depth of sedimentation as indicated by the fossil fauna. *Saito Ho-on Kai Museum Research Bull.*, 9, 10, p. 245-248, p. 273-286, p. 287.
- 30) PAUTOT G. et LE PICHON X. (1974). — Résultats scientifiques du programme Joides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, XV (1973), p. 403-425, 14 fig.
- 31) PERCIVAL E. (1944). — A contribution to life-history of the brachiopod *Terebratella inconspicua* Sowerby. *Trans Roy. Soc. New Zealand*, 74, 1, p. 1-23.
- 32) RICHARDSON J.R. (1979). — Pedicle structure of Articulate Brachiopods. *Journ. Roy. Soc. New Zealand*, Wellington, 9, 4, p. 415-436, 13 fig.
- 33) RICHARDSON J.R. (1981). — Brachiopods in mud : resolution of a Dilemma. *Science*, U.S.A., 211, 4487, p. 1161-1163, 3 fig.
- 34) RICHARDSON J.R. (1981a). — Recent brachiopods from New Zealand - background to the study cruises of 1977-79. *New Zealand Journ. Zool.*, 8, p. 133-143, 1 fig.
- 35) RICHARDSON J.R. (1981b). — Distribution and orientation of six articulate brachiopod species from New Zealand. *New Zealand Journ. Zool.*, 8, p. 189-196, 3 fig.
- 36) RICHARDSON J.R. (1981c). — Brachiopods and pedicles. *Palaeobiology*, Chicago, 7, 1, p. 87-95, 2 fig.
- 37) RICHARDSON J.R. et MINEUR R.J. (1981). — Differentiation of species of *Terebratella* (*Brachiopoda* : *Terebratellinae*). *New Zealand Journ. Zool.*, 8, p. 163-167, 2 fig.
- 38) ROUX M. (1983). — De la biogéographie historique des océans aux reconstitutions paléobiogéographiques : tendances et problèmes illustrés par des exemples pris chez les Echinodermes bathyaux et abyssaux. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 7, XXIV, 5-6, p. 907-916, 6 fig., 1 tabl.
- 39) RUDWICK M.J.S. (1962). — Filter-feeding mechanisms in some brachiopods from New Zealand. *Journ. Zool.*, Londres, 44, p. 592-615.
- 40) RUDWICK M.J.S. (1962a). — Notes on the ecology of brachiopods in New Zealand. *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, (Zoology), Wellington, 1, p. 327-335, 3 fig.
- 41) RUDWICK M.J.S. (1970). — Living and Fossil Brachiopods. *Hutchinson Univ. Library édit.*, Londres, 197 p.
- 42) SCHELTEMA R.S. (1972). — Reproduction and dispersal of bottom dwelling deep-sea invertebrates : a speculative summary. Reprinted from : « Barobiology and the experimental Biology of the deep sea » (R.W. Brauer, édit.). In : *Woods Hole Oceanographic Inst.*, Woods Hole. Collected reprints for 1972, 1, contrib. n° 2669, p. 57-66, fig. 12, 2 tabl.

- 43) SCHELTEMA R.S. (1972a). — Dispersal of larvae as a means of genetic exchange between widely separated populations of shoal-water benthic invertebrate species. Extr. « 5th European marine Biol. Symposium Padua ». In *Woods Hole Oceanographic Inst.*, Woods Hole. Collected Reprints for 1972, 1, contrib. n° 2596, p. 101-114, 5 fig., 1 tabl.
- 44) SCHELTEMA R.S. (1975). — Biological interactions determining larval settlement of marine Invertebrates. Reprinted from « *Thalassia Jugoslavica* », 10, 1/2, (1974), p. 263-296, 2 fig., 7 tabl. In *Woods Hole Oceanographic Inst.*, Woods Hole, Collected Reprints for 1975, 1, contrib. n° 2969.
- 45) SCHELTEMA R.S. (1977). — Dispersal of marine invertebrates organisms: paleobiogeographic and biostratigraphic implications. In Kauffman E.G. and Hazel J.E.: Concepts and methods of Biostratigraphy. *Dowden, Hutchinson et Ross édit.*, Stroudsburg, p. 73-108, 12 fig, 6 tabl.
- 46) SCHOPF T.J.M. (1969). — Geographic and depth distribution of the Phylum *Ectoprocta* from 200 to 6.000 m. *Proc. Am. Philos. Soc.*, 113, p. 464-474.
- 47) STEELE-PETROVIĆ H.M. (1976). — Brachiopod food and feeding processes. *Palaeontology*, Londres, 19, 3, p. 417-436, 1 fig., 1 tabl.
- 48) STEELE-PETROVIĆ M. (1979). — The physiological differences between articulate brachiopods and filter-feeding bivalves as a factor in the evolution of marine level-bottom communities. *Palaeontology*, Londres, 22, 1, p. 101-134, 1 fig.
- 49) STEWART I.R. (1981). — Population structure of articulate brachiopod species from soft and hard substrates. *New Zealand Journ. Zool.*, 8, p. 197-207, 6 fig.
- 50) SUCHANEK T.H. et LEVINTON J. (1974). — Articulate brachiopod food. *Journ. Paleont.*, Tulsa, 48, 1, p. 1-5, 1 fig., 1 tabl.
- 51) SZEKIELDA K.H. (1968). — The transport of organic matter by the bottom water of the oceans. *2nd European Symposium on Marine Biology* (Bergen, 24-28 august 1967). *Sarsia*, Oslo, 34, p. 243-252. 6 fig., 1 tabl.
- 52) VALENTINE J.W. (1973). — Evolutionary paleoecology of the marine biosphere. *Prentice Hall, Inc., édit., Englewood Cliffs*, New Jersey, 511 p., nb. fig.
- 53) VÖRÖS A. (1973). Speculations on food supply and bathymetry in the mediterranean jurassic sea. *Ann. Univ. scient. Budapest, « R. Eötvös », sér. Géol.*, 16, p. 213-220, 1 fig., 2 tabl.
- 54) WEBB G.R., LOGAN A. et NOBLE J.P.A. (1976). — Occurrence and significance of brooded larva in a Recent brachiopod, Bay of Fundy, Canada. *Journ. Paleont.*, Tulsa, 50, 5, p. 869-871, 1 tabl.
- 55) ZEZINA O.N. (1970). — Brachiopod distribution in the recent ocean with reference to problems of zoogeographic zoning. *Paleont. Zh.*, S.S.S.R., 1970, 2, p. 3-17. Trad.: *Paleont. Journ.*, Washington, 1970, 4, 2, p. 147-160, 6 fig., 2 tabl.

— « » —

# Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien du synclinal d'Oulad Abbou (Meseta marocaine occidentale)

## Manifestations volcaniques au Silurien

### Stratigraphic datas about upper Ordovician and Silurian in Oulad Abbou syncline (Western Moroccan Meseta)

### Volcanic manifestations in Silurian

par Jean-Jacques CORNÉE (\*), Christian COSTAGLIOLA (\*\*), Hubert LEGLISE (\*\*),  
Solange WILLEFERT (\*\*\*) et Jacques DESTOMBES (\*\*\*)

*Résumé.* — La coupe de l'Oued Cheguigua montre un Ordovicien supérieur probable réduit (80 m max.), surmonté d'un Silurien peu épais (140 m max.) compris entre le Llandovery supérieur et la base de la 4<sup>e</sup> série du Silurien (limite  $e\beta 1/e\beta 2$ ). Ce Silurien est constitué d'un ensemble volcano-sédimentaire marin avec épanchements de laves, signe d'un magmatisme « calédonien » apparemment cantonné au NW marocain.

*Abstract.* — *The Oued Cheguigua section shows a reduced probable upper Ordovician (80 m max.), overlaid by thin Silurian (140 m max.) dated between upper Llandovery and 4th Silurian Series ( $e\beta 1/e\beta 2$  boundary). Silurian is marine and volcano-sedimentary in type, with lavas showing « caledonian » volcanism located in NW of Morocco.*

#### I. — INTRODUCTION

Le synclinal d'Oulad Abbou est situé à 60 km au SSW de Casablanca (fig. 1). Il fait partie d'un vaste ensemble structural hercynien, le « môle côtier » (Michard, 1976 ; Piqué, 1981), constitué de terrains paléozoïques d'au moins 6.000 m d'épaisseur (Allix, 1978) dont l'âge s'étend du Cambrien inférieur au Dévonien supérieur (Gigout, 1951 ; Huvelin, 1977). Cet ensemble est affecté d'amples plis kilométriques subméridiens dont le synclinal d'Oulad Abbou, et correspond à la marge occidentale peu déformée de l'orogène hercynien au Maroc.

En Meseta côtière occidentale, le Silurien a été découvert par Gigout (1951). Sur la base de récoltes de plusieurs gisements fossilifères de la région d'Oulad Abbou, il signale l'existence du Llandovery moyen-supérieur, du Wenlock inférieur et du Ludlow. A la

suite de recon.aisances à but pétrolier, le Silurien a été considéré comme débutant par le Ludlow inférieur-moyen, directement transgressif sur l'Ordovicien (Backer *et al.*, 1965 ; Kergomard, 1970). Ces auteurs mentionnaient en outre la présence de « roches vertes » dans le Silurien du flanc ouest du synclinal d'Oulad Abbou, interprétées comme des « lamprophyres » puis des « basaltes aériens ». Cette particularité nous a conduit à réétudier la coupe du Silurien de l'Oued Cheguigua où les affleurements sont parmi les meilleurs de la région (x : 254,9 ; y : 283,65 ; fig. 2).

#### II. — LA COUPE DE L'OUED CHEGUIGUA

Sur le flanc ouest du synclinal d'Oulad Abbou, Gigout (1951) puis Destombes (1971) ont montré que l'Ordovicien, au-dessus des quartzites d'El Hank (Cambrien moyen), était représenté par six formations litho-

(\*) L.A. n° 132 « Etudes Géologiques Ouest-africaines », 13397 Marseille Cedex 13 (France).

(\*\*) O.N.A.R.E.P., D.E.P./D.G.S., 4, Avenue de France, Agdal, Rabat (Maroc).

(\*\*\*) Service de la carte géologique. Ministère de l'Energie et des Mines, Agdal, B.P. 6208. Rabat (Maroc).

Note présentée le 6 Juin 1984 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Mars 1985.

logiques silteuses ou quartzitiques dont l'âge s'étend de l'Arenig inférieur au Caradoc probable. La coupe étudiée débute, à la base, dans la « Série argilo-gréseuse » de Destombes (1971, p. 250) attribuée au Llanvirn supérieur / Llandeilo; elle se termine, au sommet, dans les premiers niveaux calcaires du Dévonien inférieur (Gigout, 1951; Hollard, 1967). Nous avons ainsi relevé (fig. 3):

a) Une formation tendre de *siltstones* et de *grès très fins* bioturbés, micacés, à patine vert sale. Lorsque les affleurements sont frais, la roche présente un aspect caractéristique marqué par une alternance de lamines plus ou moins lenticulaires gréseuses blanches et argilo-silteuses noirâtres. Dans ce faciès s'intercalent des bancs décimétriques de grès-quartzites saccharoïdes. Ces derniers sont datés, à 20 m du sommet de la formation, du Llanvirn supérieur / Llandeilo par des brachiopodes (*Atlantida amplexomya*, dét. prov., *Redonia*?

sp.) et des fragments de trilobites (*Eohomalonotus* sp., *Crozonaspis* sp.), récoltés dans le déblai d'un puits (x: 254,8; y: 284,05; dét. J. Destombes). D'après Allix (1978), cette formation aurait 80 m d'épaisseur.

b) Une formation dure, constituée de *grès-quartzites grossiers* à microconglomératiques, massifs, à rides de courant et stratifications obliques. Une poche grésocarbonatée, à 27 m du sommet, contient des brachiopodes mal conservés (Caradoc ??). Cette même barre est rapportée au Caradoc probable à 6 km au Sud, dans l'Oued Targa (Destombes, 1971; fig. 2), par des brachiopodes et des bryozoaires. L'épaisseur de cette formation est de 62 m.

c) Sur 21,50 m, la suite de la coupe n'est pas visible, excepté à 8 m au-dessus de « b » où une fouille a révélé la présence de calcaires dolomitiques d'âge inconnu.

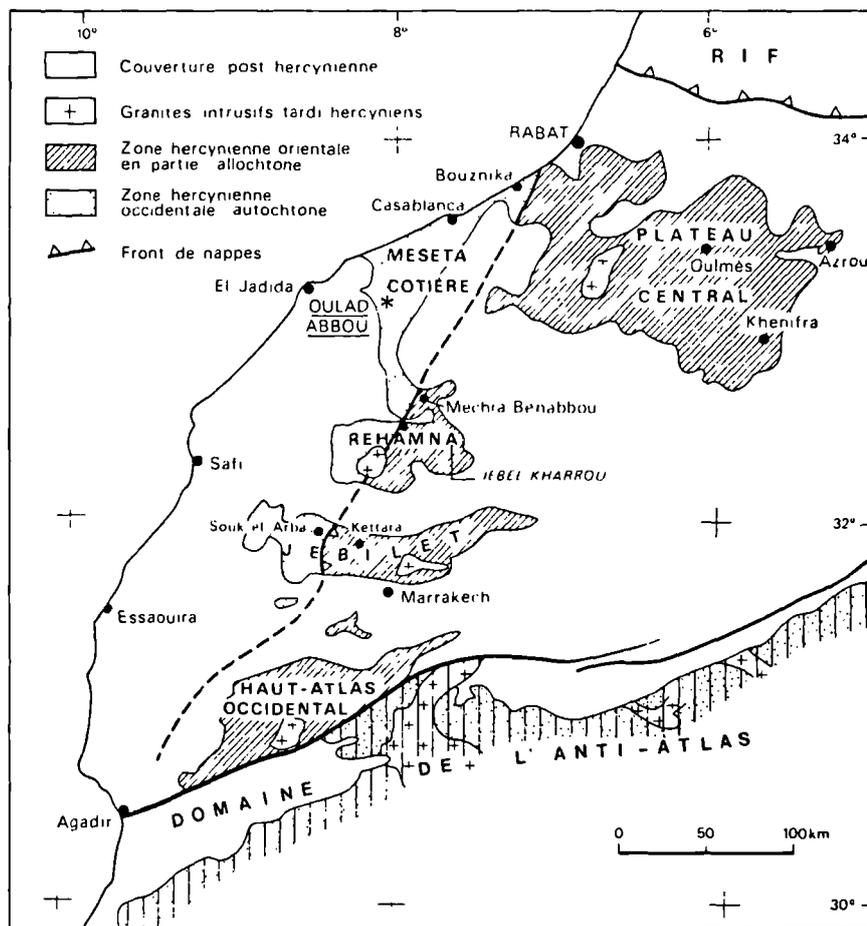


Fig. 1. — Situation du secteur étudié dans le Nord-Ouest marocain.  
 Fig. 1. — Place of the studied area in northwestern Morocco.

d) Une formation détaillée sur la fig. 3, volcano-sédimentaire, marine, avec des intercalations de laves. Cette formation est datée du Télychien inférieur à la base du log détaillé, et du Gorstien / Ludfordien supérieur jusqu'à la base de la 4<sup>e</sup> série du Silurien (limite  $e\beta 1/e\beta 2$ ; tabl. I) de 35 m à 67 m au-dessus. La partie supérieure de la coupe, jusqu'à 90 m, n'est pas datée.

D'un point de vue lithologique, quatre groupes de faciès ont été distingués dans cette formation :

1<sup>o</sup> Des calcaires ocre, bioclastiques et gréseux, rubanés, contenant des débris d'entroques, de brachiopodes, de bryozoaires, de trilobites et d'éponges. Les éléments détritiques, concentrés dans des lits, sont essentiellement représentés par du quartz (30 % max.), des plagioclases ( $An < 30$ , 5 % max.), des micas (5 %) et des fragments de laves (peu abondants). Les plagioclases sont des microlithes généralement brisés mais parfois encore intacts avec des extrémités « plumées ».

Dans la partie inférieure de la coupe et surtout à proximité des laves, ces calcaires sont siliceux et contiennent quelques vacuoles à remplissage phylliteux fibroradié (bulles de dégazage ?).

2<sup>o</sup> Des siltstones et des argilites silteuses, siliceux, en plaquettes, à rares microlithes de plagioclases et rares vacuoles phylliteuses. Ces faciès renferment des fragments de graptolites ainsi que des débris de bryozoaires, d'entroques, d'éponges (?), d'algues (?) et des écailles de gigantes-tracés.

3<sup>o</sup> Des lydiennes beiges à noires, en lits centimétriques, à très rares microlithes de feldspaths. Ces roches sont fréquentes à la base des laves, mais se retrouvent aussi à leur sommet et en minces intercalations dans les deux groupes de faciès précédemment décrits (1 et 2).

4<sup>o</sup> Des laves vacuolaires, vertes, en coulées de 0,20 à 2 m d'épaisseur parfaitement concordantes avec la stratification. Dans certains cas, le classement des vacuoles selon leur diamètre indique la polarité. Dans ces laves sont intercalées des lentilles stratifiées de calcaires ocre et de lydiennes qui montrent que les coulées se sont épanchées pendant la sédimentation. Cette caractéristique pourrait expliquer l'abondance de silice dans l'environnement immédiat. Au microscope, la texture des laves est de type microlithique fluidal à trachytique (Bard, 1980). Les microlithes de plagioclases ( $An \leq 30$ ), dont l'orientation marque la fluidalité

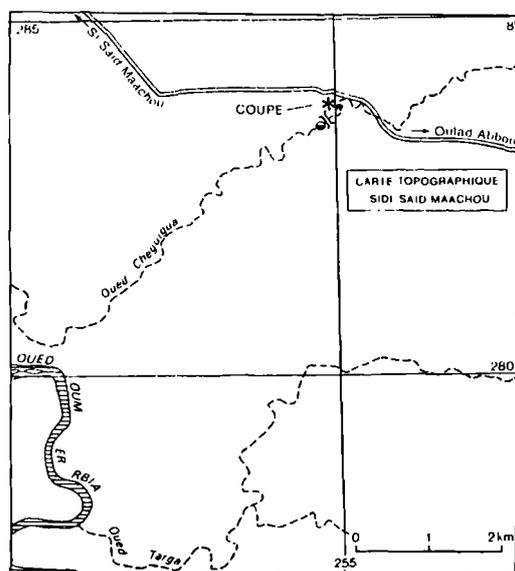


Fig. 2. — Localisation de la coupe de l'Oued Cheguigua.  
Fig. 2. — Localization of the Oued Cheguigua cross-section.

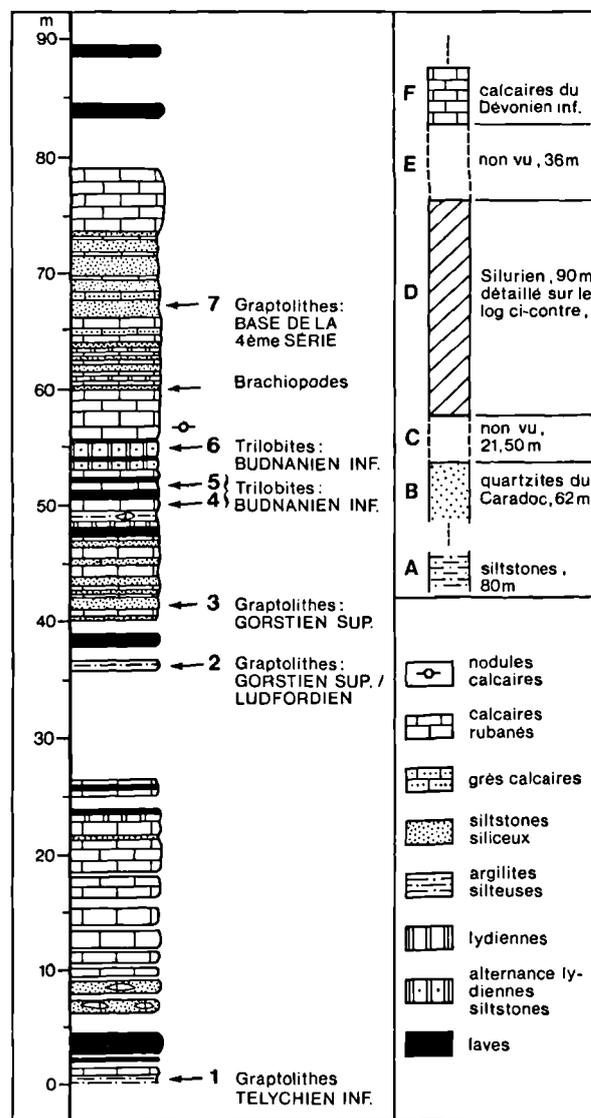


Fig. 3. — Log du Silurien de l'Oued Cheguigua.  
Fig. 3. — Oued Cheguigua silurian succession.

de la roche, ont souvent des extrémités « plumeuses » (figures de trempe) comme ceux de même composition observés dans les calcaires ocre (faciès 1). Les phénocristaux sont peu abondants (2 mm max.; An 10 à 30). Les vacuoles de la roche (0.1 à 1 cm), sont plus ou moins amygdalaires et vésiculées. Trois types de remplissages secondaires y ont été relevés: calcite + matériaux ferrugineux; gerbes phylliteuses + chlorite + épidote (rare); feldspaths (?). Le quartz n'est pas exprimé. Le fond de la roche (30 %) est un verre opaque envahi de minéraux d'altération. Ces laves sous-marines ont pu être spilitisées comme le suggère leur minéralogie; les analyses chimiques en cours permettront de déterminer plus précisément leur nature. L'épaisseur affleurante de cette formation est de 90 m.

Sur le plan stratigraphique, nous avons récolté des graptolites (dét. Willefert) et des trilobites (dét. Destombes) dans sept niveaux, numérotés de bas en haut de 1 à 7 sur la fig. 3 :

- 1: *Pseudoplegmatoraptus obesus* (Lapworth), *Monograptus priodon* (?) (Bronn.), *M. discus* (Tornquist), *M. runcinatus* (?) (Lap.), *Pristiograptus nudus* (Lap.), *Spirograptus turriculatus* (Barrande), *Sp. proteus* (?) (Barr.), *Monoclimacis* cf. *griestoniensis* (Nicol), Télychien inf.;
- 2: *Saetograptus fritschii linearis* (Bouček), Gorstien supérieur/Ludfordien;
- 3: *Neodiversograptus nilsonni* (Lap.), *Bohemograptus bohemicus* (Barr.), *Pristiograptus dubius* (Suess), *Monoclimacis haupti* (Kühne), *M. micropoma* (Jaekel), *Saetograptus fritschii* (Perner), *Cucullograptus aversus rostratus* (Urbanek), Gorstien supérieur;
- 4 et 5: *Cromus* cf. *beaumonti* (Barr.), *Metacalymene baylei* (Barr.), Budnanien inférieur;
- 6: *Metacalymene baylei* (Barr.), Budnanien inférieur;
- 7: *Monoclimacis* gr. *ultimus* (Perner), base de la 4<sup>e</sup> Série.

e) Sur 36 m à nouveau la coupe n'est pas visible.

f) Une formation dure de calcaires bioclastiques massifs datés de la base du Dévonien (Gigout, 1951; Backer *et al.*, 1965; Hollard, 1967). Dans l'Oued Targa, cette barre repose directement sur le Ludfordien (eβ1 sup., Backer *et al.*, 1965; Hollard, 1967).

### III. — CONCLUSION

#### 1) Dans l'Oued Cheguigua.

L'Ordovicien supérieur (Caradoc probable) n'y est représenté que par une soixantaine de mètres de détritiques grossiers. Au-dessus, le passage au Silurien, constitué de sédiments marins peu profonds, détritiques, calcaires et volcanosédimentaires avec des laves sous-marines, n'a pas été observé. Ce Silurien n'a été daté que sur 67 m, du Télychien inférieur jusqu'à la base de la 4<sup>e</sup> série, sans que la Série du Wenlock n'ait été reconnue. Le reste de la coupe n'est pas daté, faute de fossiles ou d'affleurements, et l'épaisseur maximale possible du Silurien est de 140 m entre les quartzites du Caradoc probable et les calcaires du Dévonien. Cette coupe présente de grandes analogies avec celle

de l'Oued Targa (fig. 2 et 4), sur le même flanc du synclinal d'Oulad Abbou, où ont été reconnus des laves, des lydienes, des siltstones et des calcaires ocre dont l'âge ne dépasse pas le Ludfordien (Backer *et al.*, 1965; Kergomard, 1970, obs. pers.).

#### 2) Comparaison avec d'autres coupes du NW marocain.

a) En Meseta occidentale, les coupes connues sont différentes dans le môle côtier (fig. 1) :

— à l'Est de Casablanca (région de Ben Slimane), la succession est la suivante (Destombes *et al.*, 1966; Willefert, 1966; Destombes, 1971): 150 m de quartzites du Caradoc supérieur; 110 m de Silurien argileux avec intercalations calcaires, daté pour la partie de la coupe comprise entre 30 m et 110 m de l'Homérien à la 4<sup>e</sup> Série;

— dans la région d'Oulad Saïd, entre Oulad Abbou et Mechra Ben Abbou, le forage OS1 a montré un Silurien très réduit, argileux, où l'Homérien-Gorstien repose directement sur le Rhuddanien A3 (Destombes *et al.*, sous presse).

b) Dans la zone orogénique (zone hercynienne orientale, fig. 1), le Silurien est très disloqué et aucune coupe continue n'est connue à proximité du môle côtier :

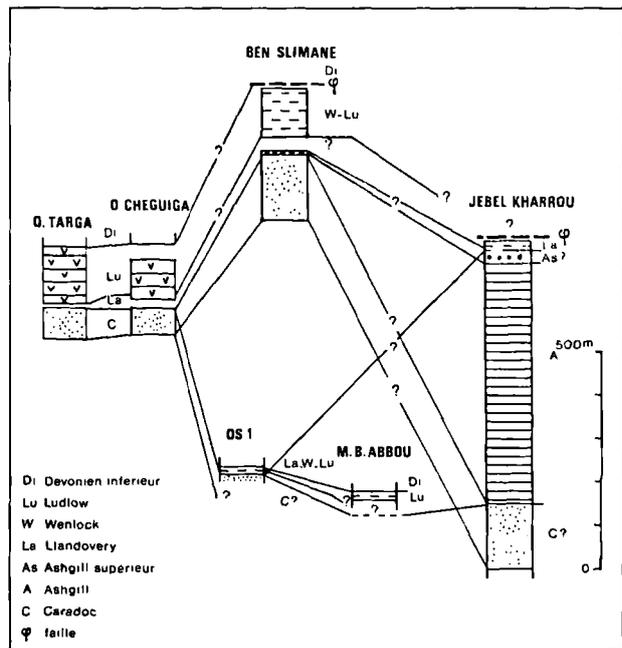


Fig. 4. — Logs synthétiques de l'Ordovicien supérieur et du Silurien dans le NW marocain.

Fig. 4. — General successions of Upper Ordovician and Silurian in northwestern Morocco.

— à l'Est de Mechra Ben Abbou (Rehamna du Nord), le Ludlow a été reconnu sous un faciès d'ampélites et d'argilites silteuses violacées à bancs calcaires qui passe en continuité au Dévonien inférieur (Lochkovien inférieur ; Gigout, 1955 ; Holland *et al.*, 1982) ;

— la coupe du flanc sud du Jebel Kharrou (Rehamna orientales) montre : 150 m de quartzites du Caradoc probable, 500 à 600 m d'argilites avec des grès calcaires de l'Ashgill, 30 m de quartzites et grès microconglomératiques à cachet glacio-marin distal (Ashgill supérieur ?) et une vingtaine de mètres d'ampélites noires du Fronien supérieur - Télychien inférieur (Gigout 1951 ; Destombes, 1971 ; Hollard *et al.*, 1982 ; Destombes *et al.*, 1982 ; Cornée, 1982). Un nouveau gisement, au pied sud du Jebel Kharrou (x : 283,3 ; y : 206,85), dans des argilites blanches, renferme des graptolites du Télychien supérieur (dét. Willefert, 1983). Une faille plate interrompt cette coupe, qui ne dépasse donc pas le Llandovery.

De ces comparaisons, il ressort que les faciès de l'Ordovicien supérieur et du Silurien varient rapidement d'une coupe à l'autre dans le NW marocain, tant à

l'intérieur du môle côtier qu'entre celui-ci et la zone orogénique à l'Est. De même, le Silurien n'a pas partout un âge identique et des datations dans les zones d'invisibilité seront nécessaires pour apprécier plus justement ces différences (fig. 4).

Le Silurien du flanc ouest du synclinal d'Oulad Abbou est donc le seul endroit au Maroc où ont été reconnues des manifestations volcaniques avec certitude. Il appartient à une aire paléogéographique particulière d'extension inconnue où s'exprime un magmatisme « calédonien ». Cet événement paléogéographique devra être intégré dans la reconstitution tectonique hercynienne de l'Ouest marocain : les bassins ordovicien supérieur et silurien ont été raccourcis par des chevauchements précoces (Muller *et al.*, 1983 ; Muller *et al.*, 1984), des coulissages (Piqué *et al.*, 1980 ; Piqué, 1981) et des chevauchements tardifs (Rais Assa *et al.*, 1983), peut-être même à l'intérieur du môle côtier où de grandes failles directionnelles sont connues depuis longtemps (Gigout, 1951, 1954).

Les auteurs remercient P. Huvelin (Rabat) et J. Muller (Marseille), qui ont critiqué le manuscrit.

SERIES	ETAGES	STRATOTYPES	Zones de GRAPTOLITES
4ème Série non encore nommée	?	?	<i>transgrediens</i> <i>gr. ultimus?</i>
Série de Ludlow	Ludfordien	District de Ludlow	<i>leintwardinensis</i>
	Gorstien		<i>tumescens</i> <i>nilssoni s.l.</i>
Série de Wenlock	Homérien	District de Wenlock	<i>ludensis</i>
	Sheinwoodien		<i>lundgreni</i> <i>ellesae</i> <i>centrifugus</i>
Série de Llandovery (provisoire)	Télychien Fronien Idwien Rhuddanien (provisoire)	District de Llandovery	<i>crenulata</i>  ?

Tableau I. — Hiérarchie chronostratigraphique actuelle du Silurien (sous-commission de stratigraphie, nov. 1983, d'après Holland, 1982).

Table I. — Chronostratigraphic succession of Silurian (stratigraphy sub-commission, nov. 1983, in Holland, 1982).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ALLIX P. (1978). — Coupes lithologiques mesurées dans les bassins paléozoïques de la Meseta côtière entre Imfout et Oulad Abbou, Maroc. Rapport de mission juillet-septembre 1978. *Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme*, Marseille, Fr., sér. X, 28, 18 p., 24 fig.
- 2) BACKER H., GENDROT C. et NEGRONI P. (1965). — Stratigraphie du Silurien, Dévonien et Carbonifère inférieur dans la région du bord sud de la Meseta marocaine. *Bur. Rech. Part. min.*, Rabat, inédit.
- 3) BARD J.P. (1980). — Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson, éd., Paris, 192 p.
- 4) CORNÉE J.J. (1982). — Etude lithostratigraphique et tectono-métamorphique des Rehamna sud-orientales. Plissements et nappes. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Meseta marocaine. *Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme*, Marseille, Fr., sér. B, 20, 175 p., 104 fig., 7 pl.
- 5) DESTOMBES J. (1971). — L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, Paris, 73, p. 237-263.
- 6) DESTOMBES J. et JEANNETTE A. (1966). — Mémoire explicatif de la carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca au 1/50.000. Régions de Mohammedia, Bouznika et Ben Slimane. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 180, p. 1-82.
- 7) DESTOMBES J., GUEZOU J.C., HOEPFFNER C., JENNY P., PIQUE A. et MICHARD A. (1982). — Le Primaire du massif des Rehamna s. str.; problèmes de stratigraphie de séries métamorphiques. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, 303, p. 35-70.
- 8) DESTOMBES J., HOLLARD H. et WILLEFERT S. (sous presse). — Lower Paleozoic rocks of Morocco. In « Lower Paleozoic rocks of the world ». Edit. Ch. Holland, Wiley intern. publ., London.
- 9) GIGOUT M. (1951). — Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 86, t. I et II, 506 p.
- 10) GIGOUT M. (1954). — Carte géologique de la Meseta, entre Settât et Mazagan : Doukkala et Chaouia occidentale, au 1/200.000. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 75.
- 11) GIGOUT M. (1955). — Recherches géologiques à Mechra Ben Abbou. *Trav. Inst. Sci. chérifien*, Rabat, sér. géol. géogr. phys., 4, 149 p.
- 12) HOLLARD C. (1982). — *Episodes*, vol. 3, p. 21-23.
- 13) HOLLARD H. (1967). — Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental. *Intern. symp. Devonian syst.*, vol. 1, p. 203-244, Calgary.
- 14) HOLLARD H., MICHARD A., JENNY P., HOEPFFNER C. et WILLEFERT S. (1982). — Stratigraphie du Primaire de Mechra-Ben Abbou, Rehamna. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, 303, p. 13-34.
- 15) HUVELIN P. (1977). — Etude géologique et géologique du massif hercynien des Jebilet. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 232 bis, 308 p., 3 cartes.
- 16) KERGOMARD D. (1970). — Contribution à l'étude du Siluro-Dévonien du Maroc occidental. *Bur. Rech. Part. min.* Rabat, inédit.
- 17) MICHARD A. (1976). — Eléments de géologie marocaine. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, 252, 408 p.
- 18) MULLER J., RAIS ASSA R. et CORNÉE J.J. (1983). — Evolution du segment hercynien de la Meseta marocaine. Styles, âge et origine des nappes. *12<sup>e</sup> Coll. géol. africaine*, Tervuren. 5-8 avril 1983, p. 70.
- 19) MULLER J. et SOUGY J. (1984). — Restitution des structures hercyniennes de la Meseta marocaine avant les charriages : trois images successives marquant l'évolution du segment plissé. P.I.C.G., projet n° 27. Rabat, août-septembre 1983, résumé des communications, p. 25.
- 20) PIQUE A. (1981). — Un segment de chaîne intracontinentale : la Meseta marocaine nord-occidentale. Influence des fractures du socle précambrien sur la sédimentation et la déformation de la couverture paléozoïque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 7, t. XXIII, 1, p. 3-10.
- 21) PIQUE A., JEANNETTE D. et MICHARD A. (1980). — The western Meseta shear zone, a major and permanent feature of the hercynian belt in Morocco. *Internat. Conf. Shear zones*, Barcelona, 1979 et *Structural geology*, 2, p. 55-61.
- 22) RAIS ASSA R., CORNÉE J.J., MULLER J. et SOUGY J. (1983). — Les unités allochtones du massif des Rehamna. Maroc hercynien. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, sér. II, t. 296, p. 783-786.
- 23) WILLEFERT S. (1966). — Liste raisonnée des graptolites siluriens récoltés en Meseta côtière à l'Est de Casablanca et discussion critique de quelques espèces. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 180 bis, p. 83-102.

« »

# Le Paléozoïque anté-carbonifère de la zone de Meguma, en Nouvelle-Ecosse (provinces maritimes canadiennes)

## Comparaison avec l'Europe occidentale et implications paléogéographiques

### Ante-carboniferous paleozoic formations of the Meguma Zone (Nova Scotia, Maritime Provinces, Canada)

### Comparison with Western Europe and paleogeographic implications

par Emmanuel BOUYX (\*), Marc BOUCARUT (\*), Michel CLIN (\*) et Jelle ZEILINGA DE BOER (\*\*)

*Résumé.* — Ce travail est divisé en trois parties. La première consiste en une description stratigraphique du Paléozoïque anté-carbonifère de la zone de Meguma qui, en Nouvelle-Ecosse, apparaît déformé et granitisé lors de l'orogénèse acadienne. La seconde, en une analyse des principales analogies qu'il nous semble possible de retenir entre cette série et diverses séquences du Paléozoïque ouest-européen. La troisième est consacrée à une revue et à une discussion des différentes interprétations relatives à la paléoposition, durant le Paléozoïque ancien, des secteurs actuellement représentés par la zone de Meguma.

La stratigraphie comparée des séries concernées permet d'envisager, en conclusion, que leur zone de dépôt ait appartenu, durant le Paléozoïque ancien, à un vaste domaine épicrotonique unissant divers secteurs européens (Ibérie, Europe moyenne *pro parte*) et est-américains (zone de Meguma en particulier) à la périphérie septentrionale du Gondwana.

*Abstract.* — *This work is divided in three parts. In the first part, we describe the ante-carboniferous stratigraphy of the Meguma Zone. In the second part, we analyse the main similarities that, we believe, exist between this serie and various ante-carboniferous sequences of Western Europe. In the third part, we review and discuss different interpretations concerning the paleogeographic location, during the Lower Paleozoic, of the areas now corresponding to the Meguma Zone.*

*The comparative stratigraphy of these series permit us to conclude that their areas of deposition were part of a large epicratonic domain linking several european (Iberia, part of Western Europe) and east-american (particularly the Meguma Zone) domains on the northern edge of Lower Paleozoic Gondwanaland.*

Dans la plupart des reconstitutions paléogéographiques à la fin du Paléozoïque, qu'elles soient fondées sur des corrélations entre les orogènes péri-atlantiques, l'adaptation géométrique des continents ou l'interprétation de données paléomagnétiques (Choubert, 1935 ; Bullard *et al.*, 1965 ; Smith *et al.*, 1973 ; Dewey, 1974 ; Le Pichon *et al.*, 1977 ; Westphal, 1977 ; Scotese *et al.*, 1979 ; Owen, 1983, etc...), Terre-Neuve et la Nouvelle-

Ecosse sont disposées à l'Ouest de la Péninsule Ibérique et du Nord-Ouest de l'Afrique (fig. 1). Avant l'ouverture mésozoïque de l'Atlantique, les Appalaches septentrionales apparaissent ainsi dans le prolongement sud-occidental des Calédonides d'Irlande, de Grande-Bretagne et de Scandinavie. L'orogène ainsi constitué est considéré comme résultant de la fermeture d'un domaine océanique (Wilson, 1966 ; Dewey, 1969) qui,

(\*) Institut de Géodynamique, Université de Bordeaux III, 33405 Talence Cedex.

(\*\*) Department of Earth and Environmental Sciences, Wesleyan University, Middletown, Connecticut 06457 USA.

Note présentée le 7 Novembre 1984 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Mars 1985.

durant le Paléozoïque ancien, séparait les masses eurafricaines du continent nord-américain, ce qui permet d'expliquer les ressemblances lithostratigraphiques et les affinités faunistiques constatées depuis le siècle dernier, entre les deux rives de l'Atlantique actuel : quelques secteurs du continent nord-américain, correspondant à la marge orientale du paléo-océan « proto-atlantique », comportent en effet un Paléozoïque inférieur épicontinental à dominante schisto-gréseuse et à faunes de type « atlantique » ou « méditerranéen » qui apparaît à la fois très proche du Paléozoïque inférieur eurafricain et fondamentalement différent de celui qui, au-delà de ce domaine océanique, se déposait sur les plates-formes qui bordaient alors la Laurentia. Tel est le cas, dans les provinces maritimes canadiennes, du Paléozoïque ancien de la partie orientale de Terre-Neuve et de celui de la Nouvelle-Ecosse.

Mais si d'étroites relations paléogéographiques sont généralement admises, pour les temps paléozoïques, entre divers domaines européens ou africains et ceux constituant aujourd'hui la bordure orientale des Appalaches, par contre, de nombreux problèmes demeurent quant à la paléoposition de ces derniers durant le Paléozoïque ancien. Celle de la zone de Meguma, partie

méridionale de la Nouvelle-Ecosse séparée du reste de la province par l'accident de Cobequid-Chedabucto, a notamment fait l'objet de diverses hypothèses. Dans cette optique, la présente note a pour objet de souligner les similitudes remarquables que l'on peut constater entre le Paléozoïque anté-carbonifère de cette zone et celui de divers secteurs européens.

## 1. — LE PALEOZOIQUE ANTE-CARBONIFERE DE LA PARTIE MERIDIONALE DE LA NOUVELLE-ECOSSE (ZONE DE MEGUMA)

### A) LA ZONE DE MEGUMA DANS LES APPALACHES SEPTENTRIONALES.

Les Appalaches septentrionales comportent (fig. 2) cinq grandes zones structurales (Williams, 1978 ; Williams et Max, 1980) dont les quatre premières sont particulièrement bien distinguées à Terre-Neuve. Il s'agit de la *zone de Humber* (zone 1 de la fig. 2) qui constitue la partie occidentale de l'île et correspondait, durant le Paléozoïque ancien, à une plate-forme carbonatée située à l'Ouest de l'océan « proto-atlantique » (ou « Iapetus ») ; de la *zone de Dunnage* (2), dont les

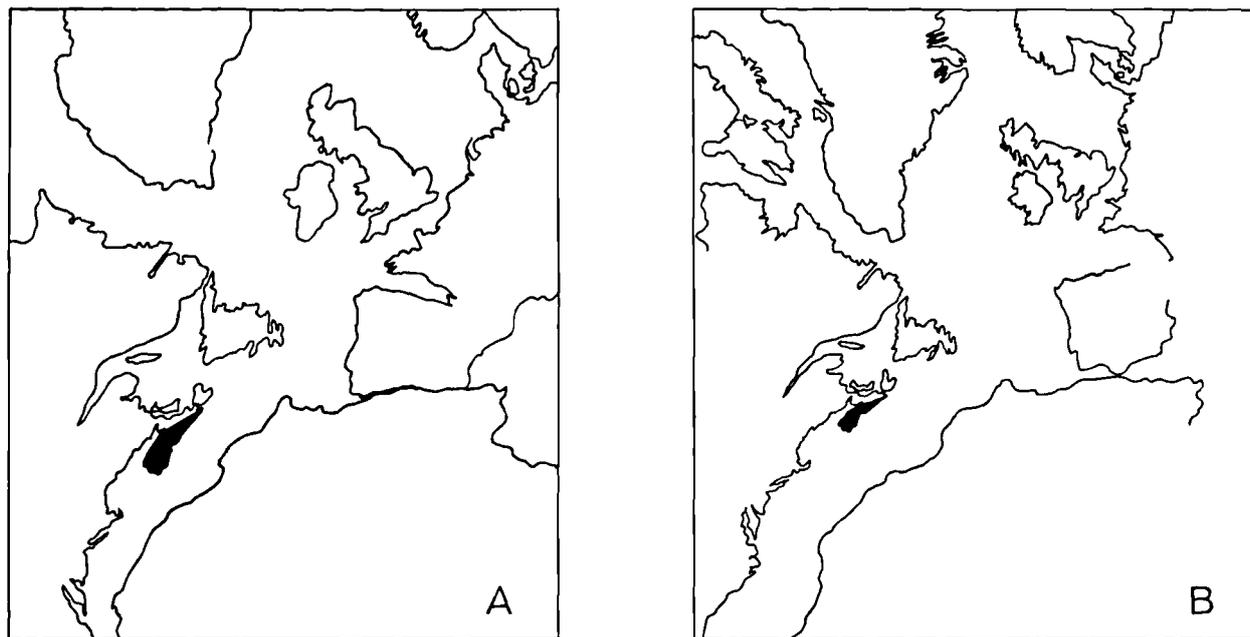


Fig. 1. — Exemples de reconstitutions paléogéographiques avant l'ouverture de l'Atlantique. Positions relatives des domaines nord-américains, nord-ouest africains et ouest-européens. A : d'après Choubert, 1935. — B : d'après Le Pichon *et al.*, 1977. En noir : la zone de Meguma.

Fig. 1. — Examples of paleogeographic reconstructions before the opening of the Atlantic ocean. Relative location of North American, Northwestern African and West European domains. A : According to Choubert, 1935. — B : according to Le Pichon and al., 1977. In black : The Meguma zone.

séries ophiolitiques représentent les traces de ce paléocéan; de la zone de Gander (3) à sa marge orientale, et de la zone d'Avalon (4), plate-forme disposée à l'Est du domaine océanique correspondant à la zone de Dunnage.

Ces quatre zones ont des équivalents probables reconnus dans les Calédonides et se prolongent vers le Sud-Ouest, au Nouveau-Brunswick et en Nouvelle-Ecosse (fig. 2), la limite entre les zones de Gander et d'Avalon étant précisée par la géophysique dans le Golfe du Saint-Laurent (Haworth et Lefort, 1979).

L'accident de Cobequid-Chedabucto (« Minas geo-fracture » de Keppie, 1982) marque la limite sud de la zone d'Avalon. Il la sépare d'une cinquième zone, la zone de Meguma (5) qui constitue la partie méridionale de la Nouvelle-Ecosse, et dont on ne connaît actuellement d'équivalent, ni à Terre-Neuve, ni en Europe, mais dont le Paléozoïque anté-carbonifère présente, on le verra, d'incontestables affinités avec celui de l'Ouest européen.

## B) LES GRANDS TRAITES GEOLOGIQUES DE LA ZONE DE MEGUMA.

Cette zone (fig. 3) comporte trois grands ensembles géologiques (Ami, 1900; Woodman, 1904; Powers, 1916; Bell, 1929; Crosby, 1962; Taylor, 1965, 1967,

1969; Schenk, 1971; Smitheringale, 1973; Keppie, 1977a, 1979):

### 1) Une série marine, à dominante détritique.

Cette série, du Cambrien (?) au Dévonien inférieur, déformée et granitisée lors de l'orogénèse acadienne (niv. 1 à 6 de la colonne de la fig. 4), sera décrite plus en détail dans le paragraphe suivant.

### 2) Un bassin carbonifère.

Il est discordant sur les terrains précédents et comporte d'épaisses formations continentales (niv. 7 de la fig. 4) auxquelles succèdent des dépôts marins alternant avec des dépôts continentaux (carbonates, évaporites et grès, niv. 8) suivis de nouvelles couches détritiques (niv. 9), l'ensemble est interprété (Keppie, 1977a) comme un bassin intra-cratonique dont le développement se serait arrêté à un stade initial de rifting.

### 3) Un bassin mésozoïque.

Discordant sur le Carbonifère, il comporte des terrains détritiques continentaux et des basaltes mis en place à la limite du Trias et du Jurassique (niv. 10). A l'exception de sa limite nord, affectée par le jeu de l'accident de Cobequid-Chedabucto, ce bassin de la

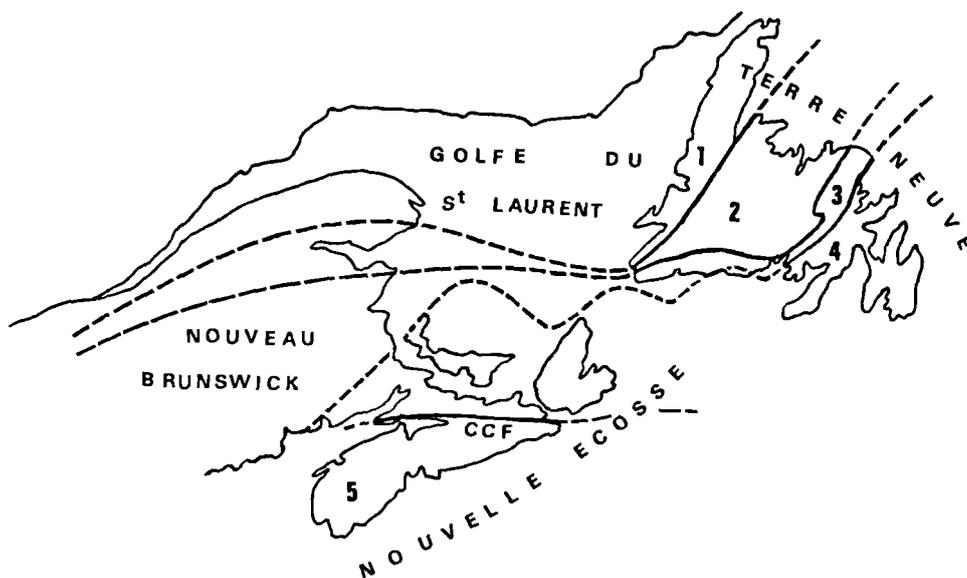


Fig. 2. — Schéma de localisation des principales zones structurales des Appalaches septentrionales (adapté de Williams, 1978; Haworth et Lefort, 1979; Williams et Max, 1980). CCF: accident de Cobequid-Chedabucto.

Fig. 2. — The main structural zones of Northern Appalachian range (adapted from Williams, 1978; Haworth and Lefort, 1979; Williams and Max, 1980). CCF: Cobequid-Chedabucto fault.

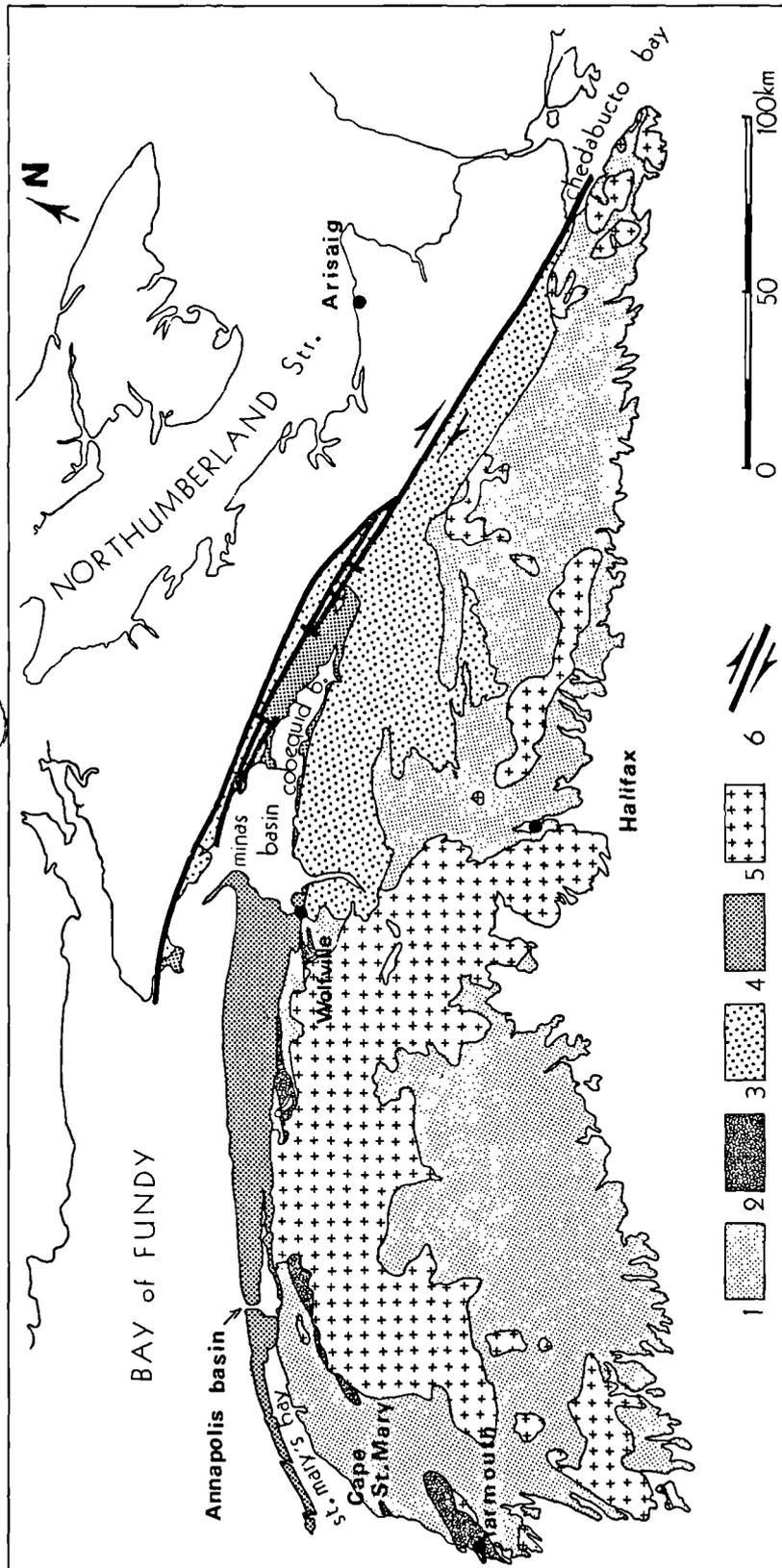


Fig. 3. — Esquisse géologique de la zone de Meguma (adapté de Geological Map of Nova Scotia, Compiled by J. Duncan Keppie, 1979), 1, Cambrien/Ordovicien inférieur (niv. 1 et 2 de la colonne stratigraphique de la fig. 4). — 2, Ordovicien sup. (?) /Silurien/Dévonien inférieur (niv. 3 à 6). — 3, Carbonifère (niv. 7 à 9). — 4, Trias sup./Jurassique inf. (niv. 10). — 5, Granites (en grande majorité acadiens). — 6, accident de Cobequid-Chedabucto.

Fig. 3. — Sketch map of the Meguma zone (adapted from Geological Map of Nova Scotia, Compiled by J. Duncan Keppie, 1979), 1, Cambrian/Lower Ordovician (lev. 1 and 2 of fig. 4). — 2, Upper Ordovician (?) /Silurian/Lower Devonian (lev. 3 to 6). — 3, Carboniferous (lev. 7 to 9). — 4, Upper Triassic/Lower Jurassic (lev. 10). — 5, Granites (mostly acadian). — 6, Cobequid-Chedabucto fault.

baie de Fundy est à peine déformé. Il appartient à la série des bassins continentaux du « Newark group » qui, sur 2.000 km environ, jalonnent les Appalaches de la Caroline du Nord jusqu'à la Nouvelle-Écosse et se sont individualisés lors de phénomènes distensifs préluant à l'ouverture de l'Atlantique.

### C) LE PALEOZOÏQUE ANTE-CARBONIFÈRE DE LA ZONE DE MEGUMA.

Il comporte (niv. 1 à 6, fig. 4) : les Goldenville et Halifax formations (niv. 1 et 2) qui constituent le « groupe de Meguma » rapporté au Cambrien/Ordovicien inférieur ; les White Rock, Kentville et New Canaan formations (niv. 3, 4, 5) rapportées à l'Ordovicien supérieur (?) / Silurien ; la Torbrook formation (niv. 6) à faunes du Dévonien inférieur.

#### 1) Le « Groupe de Meguma ».

Le Paléozoïque ancien de la région débute par les puissantes et monotones assises détritiques du « groupe de Meguma » auxquelles correspondent la grande majorité des affleurements sédimentaires de la zone (fig. 3). On y distingue deux formations de lithologie différente :

##### a) *Goldenville formation* (niv. 1 de la fig. 4).

La base de cette formation est inconnue. Elle comporte, sur plusieurs milliers de mètres de puissance, des grauwackes en gros bancs souvent granoclassées alternant avec des pélites gréseuses plus ou moins fines. On y rencontre également quelques niveaux bréchiques et de minces horizons conglomératiques tantôt lenticulaires, tantôt soulignant la base de certains bancs de grauwackes.

##### b) *Halifax formation* (niv. 2).

De lithologie plus fine et d'une puissance estimée à plus de 3.000 m, elle est faite pour l'essentiel de couches détritiques rubanées, d'épaisseur décimétrique, correspondant à des successions de lits silto-sableux et argilo-silteux. On y reconnaît aussi localement quelques niveaux de grès calcareux (Taylor, 1969) et, vers le sommet, quelques minces bancs ferrugineux (Smitheringale, 1973) ainsi que des niveaux conglomératiques (Lane, 1976).

Alors que des restes de Graptolites pouvant correspondre à l'Ordovicien inférieur ont été signalés dans la Goldenville formation (Schenk, 1970), la Halifax formation a livré, en diverses localités, *Dictyonema* cf. *flabelliforme* du Tremadoc (Crosby, 1962, Smitheringale, 1973, etc...) ainsi que des Acritarches tremadociens (in Keppie, 1977a). Sur la base de ces rares indications paléontologiques et compte tenu de l'âge Ordovicien supérieur (?) / Silurien des couches suivant

tes, on admet (Crosby, 1962 ; Taylor, 1969 ; Smitheringale, 1973) que la Goldenville formation pourrait correspondre soit à l'Ordovicien inférieur soit à des terrains plus anciens, la Halifax formation étant de toute façon rapportée à l'Ordovicien inférieur. Le « Groupe de Meguma » dans son ensemble représenterait un Cambro-Ordovicien dont les limites inférieure et supérieure ne sont actuellement pas encore précisées, la possibilité de l'appartenance au Précambrien supérieur de la partie la plus inférieure de la formation ayant également été envisagée (Schenk, 1971).

Au vu de ses caractéristiques sédimentologiques (monotonie et puissance des bancs, présence de granoclassements et de brèches de slumping, etc...), on considère généralement que la Goldenville formation est faite de sédiments relativement profonds accumulés sous l'action de courants de turbidité et pourrait correspondre à des dépôts de cône sédimentaire profond (cf. Schenk, 1970 à 1983). La Halifax formation, en revanche, résulterait d'une sédimentation de moindre profondeur, le changement de faciès constaté de l'une à l'autre traduisant une évolution dont le terme sera atteint avec le dépôt des couches néritiques de l'Ordovicien supérieur (?) / Silurien. Compte tenu de leur signification bathymétrique (Seilacher, 1967), la présence de *Scolithes* dans la Goldenville formation (Taylor, 1969) pourrait toutefois indiquer qu'une partie de celle-ci correspondrait déjà à des dépôts peu profonds.

#### 2) L'Ordovicien supérieur (?) / Silurien.

Il s'agit de terrains qui font suite au Groupe de Meguma et apparaissent à la faveur de structures synclinales d'orientation ENE-WSW. Leurs affleurements, nettement moins étendus que ceux de la Goldenville et de la Halifax Formations, sont localisés suivant une bande discontinue depuis la région de Wolfville, à l'Ouest du bassin de Minas, jusqu'à celle de Yarmouth, ainsi que dans le secteur du Cap St Mary (fig. 3). On y distingue trois formations pouvant admettre des passages latéraux entre elles.

##### a) *White Rock Formation*.

Cette formation (niv. 3 de la fig. 4) dont l'épaisseur augmente considérablement d'Est en Ouest, comporte diverses roches détritiques vraisemblablement déposées sous une faible tranche d'eau, ainsi que des niveaux volcaniques acides et basiques.

Dans la région de Wolfville (Crosby, 1962) où cette formation mesure quelques dizaines de mètres d'épaisseur, elle est représentée par deux horizons quartzitiques que séparent des couches schisto-gréseuses de même faciès que celles de la Halifax formation. Dans le secteur de Fales river, à mi-distance entre le bassin de Minas et celui d'Annapolis, sa partie visible débute par quelques dizaines de mètres de roches volcaniques acides (« rhyolitic tuff member ») qui pourraient cor-

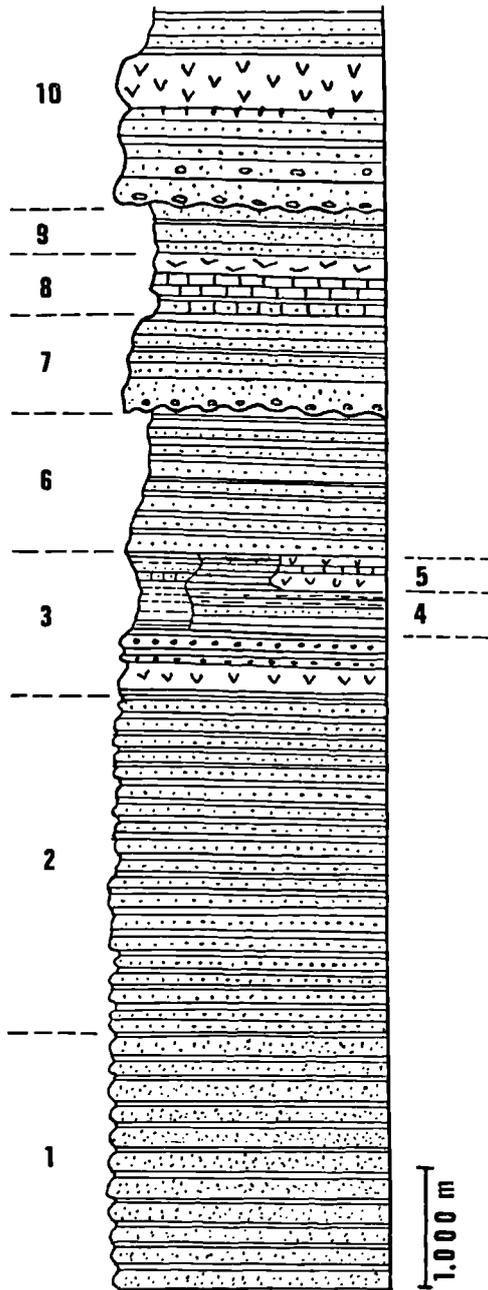


Fig. 4. — Stratigraphie de la zone de Meguma. Colonne synthétique établie à partir de Crosby (1962), Taylor (1965, 1967, 1969), Schenk (1971), Smitheringale (1973), Keppie (1977). Explications dans le texte.

Fig. 4. — Stratigraphic succession of the Meguma zone. Synthetic column after Crosby (1962), Taylor (1965, 1967, 1969), Schenk (1971), Smitheringale (1973), Keppie (1977). See text.

respondre à des ignimbrites, suivis de roches basiques (« basalt member ») avec des coulées dont certaines montrent quelques structures en pillow lavas. Elle se termine par quelques centaines de mètres de roches détritiques avec des horizons schisto-gréseux et quartzitiques (« double quartzite member ») correspondant vraisemblablement à ceux de Wolfville. Au Sud du bassin d'Annapolis, où elle dépasse les mille mètres de puissance, les niveaux détritiques de sa partie supérieure renferment (coupe de Bear river, Smitheringale, 1973) quelques minces lentilles de grès calcareux qui ont livré une faune du Ludlow. Dans un grès calcareux à Encrines de l'un de ces niveaux, nous avons découvert, au Nord de Bear River, quelques débris de Vertébrés, actuellement en cours d'étude, parmi lesquels Goujet a reconnu divers fragments d'Acanthodiens ainsi qu'une écaille de Thélodonte dont la présence confirme l'appartenance au Silurien terminal de ces niveaux. Au Cap St Mary comme dans la région de Yarmouth, où sa puissance estimée serait de 4 à 5.000 m, les niveaux quartzitiques sont encore présents mais ce sont les roches volcaniques (rhyolites, andésites, basaltes, tufs acides et basiques) qui constituent l'essentiel de la formation.

Les rares faunes recueillies dans la partie supérieure de la White Rock formation témoignent de son appartenance au Silurien (Smitheringale, 1973). Sans preuves paléontologiques, l'éventualité d'un âge ordovicien supérieur est envisagée pour sa partie basale, puisqu'elle repose sur l'Ordovicien inférieur de la Halifax formation. Dans la mesure où les conditions d'observations permettent d'en juger, le contact entre les deux formations semble concordant, ce qui traduirait ici l'absence de véritables déformations liées à l'orogénèse taconique, alors que celle-ci a marqué intensément une grande partie des Appalaches septentrionales. Des discontinuités sont toutefois signalées au Cap St Mary (Taylor, 1965) comme à l'Ouest de Fales river (Smitheringale, 1973) entre la partie supérieure de la Halifax formation et le « rhyolitic tuff member ». Elles pourraient correspondre, selon les auteurs qui les ont observées, à une période d'émersion et d'érosion qui, en liaison avec les événements taconiques, aurait précédé la mise en place des rhyolites.

Cet âge ordovicien supérieur serait enfin cohérent avec les hypothèses relatives à l'éventuelle origine glaciaire d'une partie de la composante détritique de la White Rock formation : les niveaux conglomératiques parfois présents à l'extrême sommet de la Halifax formation (Lane, 1976) sont en effet interprétés (Schenk, 1972) comme des diamictites d'origine glacio-marine. Dans cette optique, la très vaste distribution des niveaux détritiques surincombants de la White Rock formation pourraient résulter (Lane, 1976) de la transgression glacio-eustatique qui aurait succédé à un épisode glaciaire qu'il conviendrait de mettre en parallèle (Schenk, 1972) avec la glaciation ordovicienne du Sahara.

b) *Kentville et New Canaan formations.*

Il s'agit de deux formations à faune silurienne qui n'ont été distinguées que dans la partie orientale de la zone de Meguma où elles sont considérées comme des équivalents latéraux de la partie supérieure de la White Rock formation.

La première (niv. 4 de la fig. 4) est représentée par une série grésopélitique fine, puissante de 600 m environ, qui affleure à l'Ouest du bassin de Minas (Crosby, 1962) et dans la région de Torbrook où elle a livré des Graptolites du Ludlow (Smitheringale, 1973).

La seconde (niv. 5), décrite par Crosby (1962) au Sud-Ouest de Wolfville, correspond à des brèches sédimentaires marines à éléments volcaniques et à ciment calcareux qui, sur au moins 300 m d'épaisseur, sont associées à des assises grésopélitiques et à quelques coulées. Elle pourrait représenter un équivalent latéral de la partie supérieure de la Kentville formation.

3) **Le Dévonien inférieur.**

Au Sud du bassin d'Annapolis et dans le secteur de Torbrook, le cœur du synclinal paléozoïque ancien est occupé par la *Torbrook formation* (niv. 6 de la fig. 4), d'âge dévonien inférieur, qui représente le niveau le plus élevé du Paléozoïque anté-carbonifère de la région.

Il s'agit (Taylor, 1969; Smitheringale, 1973; Jensen, 1976) d'une formation dont la puissance est estimée à plus de 1.300 m et qui débute par des assises grésos-quartzitiques auxquelles succède un ensemble toujours à dominante détritique mais de lithologie plus diversifiée avec des bancs de grès et de quartzite alternant avec des pélites gréseuses, des argilites et des niveaux carbonatés. Elle succède en continuité aux couches siluriennes de la Kentville ou de la White Rock formation avec passage graduel des unes à l'autre par enrichissement progressif en bancs gréseux et quartzitiques. On y reconnaît de nombreux horizons fossilifères qui ont livré d'abondantes faunes du Gédinien, du Siégénien et peut-être de l'Emsien inférieur et qui seraient d'affinités rhénanes (Boucot, 1960). Ces faunes, ainsi que l'abondance des traces biologiques et certaines structures sédimentaires caractérisent un environnement marin épicontinental, tandis que la partie supérieure de la formation, avec des niveaux à plantes indiquant la proximité d'un rivage, traduit une tendance à l'émersion. La Torbrook formation, enfin, comporte des niveaux de grès ferrugineux et quelques horizons de minerai de fer oolithique qui ont été localement exploités.

Le Paléozoïque anté-carbonifère de la zone de Meguma correspond donc pour l'essentiel à une sédimentation marine à dominante détritique. Il débute par de puissantes assises vraisemblablement déposées à une relative profondeur (groupe de Meguma au moins *pro parte*) auxquelles succède une série néritique

plus diversifiée comportant éventuellement des discontinuités locales peut-être liées à la phase tectonique et des niveaux qui pourraient témoigner, selon divers auteurs, de l'influence de la glaciation ordovicienne. Dans l'ensemble peu fossilifère, Dévonien inférieur excepté, cette série est en outre caractérisée par le développement d'un volcanisme bien diversifié et localement prédominant.

Ces formations apparaissent ainsi fondamentalement différentes de celles qui ont été décrites dans les zones qui correspondaient, à l'époque, à des domaines de plates-formes situées à l'Ouest de l'océan proto-atlantique (zone de Humber à Terre-Neuve, par ex.) et qui étaient fréquemment le siège d'une sédimentation à dominante carbonatée. C'est en revanche avec le Paléozoïque anté-carbonifère des principaux domaines cratoniques situés à l'Est du Iapetus qu'il convient de les comparer.

II. — **LE PALEOZOIQUE ANTE-CARBONIFERE DE LA ZONE DE MEGUMA COMPARE A CELUI DE DIVERS SECTEURS EUROPEENS**

Le problème de la paléoposition des secteurs actuellement représentés par la zone de Meguma n'est pas résolu puisque au gré des interprétations (cf. *infra*, III<sup>e</sup> partie) ils apparaissent tantôt liés à la zone d'Avalon (elle-même souvent raccordée à une partie de l'Europe), tantôt disposés à la périphérie du Gondwana du Paléozoïque ancien. D'où l'intérêt du recours aux enseignements de la stratigraphie comparée pour évaluer les possibilités de relations entre ces domaines et les principaux ensembles paléogéographiques de l'époque (Laurentia, domaines européens, Gondwana).

Dans cette optique, la comparaison des successions lithologiques permet de mettre en évidence, entre le Paléozoïque anté-carbonifère de la zone de Meguma et celui d'une grande partie de l'Europe moyenne et méridionale, d'incontestables similitudes que paraissent confirmer quelques données paléobiogéographiques.

A) **COMPARAISON DES SUCCESSIONS LITHOLOGIQUES.**

Relativement difficiles à discerner au niveau du « groupe de Meguma », ces ressemblances apparaissent plus nettement à celui de l'Ordovicien supérieur (?) / Silurien et sont particulièrement marquées au niveau du passage Silurien-Dévonien et à celui du Dévonien inférieur.

1) **Le groupe de Meguma.**

Toute recherche de stratigraphie comparée impliquant le groupe de Meguma se heurte aux difficultés résultant de l'imprécision des attributions stratigraphi-

ques du groupe, fondées sur des hypothèses construites à partir de la seule présence du Trémadoc. Les formations de ce groupe semblent toutefois présenter des ressemblances relativement étroites avec certaines séquences du Cambro-Ordovicien européen.

a) *Goldenville formation.*

Trois schémas comparatifs peuvent être évoqués selon la valeur stratigraphique qu'en l'absence de données paléontologiques on peut attribuer à cette formation.

— Si la Goldenville formation représentait le Cambrien dans son ensemble, le caractère exclusivement détritique du Cambrien de la zone de Meguma le différencierait de celui de nombreux secteurs européens (Sudètes occidentales, Normandie, Montagne Noire, Nord de la Meseta ibérique, Andalousie, Sardaigne...) constituant (Doré, 1974) la « ceinture carbonatée externe » et la « plate-forme asturo-sarde » et dont le Cambrien inférieur comporte de puissants niveaux carbonatés (dolomies à Stromatolithes, calcaires à *Archaeocyathus*...). Par contre, des équivalents possibles de la Goldenville formation pourraient être recherchés dans le Cambrien de la « ceinture détritique externe » (Doré, 1974), domaine correspondant à la zone rhéno-hercynienne et à la partie nord de la zone saxo-thuringienne et se prolongeant éventuellement en Pays de Galles. A l'intérieur de ce domaine, où le Cambrien comporte souvent (Pologne, Thuringe, Frankenwald) de riches faunes d'Invertébrés, à la différence de celui de la zone de Meguma, c'est essentiellement avec le Cambrien des Ardennes (Devillien et Revinien à tendance flyschöide que surmonte, comme en Nouvelle-Ecosse, un Trémadocien à *Dictyonema flabelliforme*) que la Goldenville formation présenterait les plus grandes analogies lithologiques et sédimentologiques. De même, le Cambrien détritique du Pays de Galles et celui du Sud de l'Irlande (zone de Leinster) sont généralement faits d'alternances de greywackes, siltstones, slates et quartzites qui, sur plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, présentent fréquemment des faciès turbiditiques susceptibles d'évoquer aussi la Goldenville formation.

— Si elle ne correspondait qu'au seul Cambrien supérieur, la Goldenville formation pourrait aussi représenter l'équivalent de nombreuses séries détritiques qui font suite au Cambrien inférieur et moyen ou précèdent l'Ordovicien dans divers secteurs européens : alternances schisto-gréseuses du Najerilla à Trilobites du Cambrien supérieur dans la Sierra de la Demanda (Colchen, 1967) ; Oville formation de la zone cantabrique ; partie inférieure des « Cabos series », formation détritique de plusieurs milliers de mètres de puissance qui, dans la zone des Asturies occidentales et du Leon, représente le Cambrien moyen et supérieur et l'Ordovicien inférieur (Julivert *et al.*, 1980) ; schistes et quartzites qui occupent le cœur des anticlinaux paléozoïques et sont rapportés hypothétiquement au Cambrien moyen et supérieur dans les Pyrénées centrales (Clin, 1959) ;

alternances schisto-gréseuses qui précèdent les grès à *Gruziana* dans les massifs paléozoïques basques (Heddebaut, 1973) ; formation schisto-gréseuse du Barroubio dans la Montagne Noire, etc...

— Dans l'hypothèse, enfin, où la partie basale du groupe de Meguma comprendrait également du Précambrien supérieur (Schenk, 1971), il faudrait souligner les étroites ressemblances qui existent entre la lithologie de la Goldenville formation et celle des terrains anté-ordoviciens de la zone centre-ibérique : « complexe des schistes et grauwackes anté-ordoviciens » du Portugal ou « schistes de l'Alcudia » des Provinces de Ciudad Real et de Badajoz, en Espagne. Ces derniers (Bouyx, 1970), en particulier, sont pour l'essentiel rapportés au Précambrien supérieur mais pourraient aussi comporter éventuellement une part de Cambrien. Ils sont faits en grande partie d'alternances rythmiques de schistes et de grauwackes granoclassés de faciès flysch. De faciès comparables, les deux séries diffèrent toutefois par la nature de leurs rapports avec l'Ordovicien sus-jacent : en zone centre-ibérique, en effet, l'Ordovicien inférieur est transgressif et discordant sur les « schistes de l'Alcudia » tandis qu'en Nouvelle-Ecosse, les couches à faune trémadocienne succèdent en continuité à la Goldenville formation.

b) *Halifax formation.*

Dans le Massif armoricain comme en zone centre-ibérique, l'Ordovicien inférieur est représenté par une puissante formation détritique épicontinentale faite de grès, schistes gréseux et quartzites. Décrite sous les termes de « grès armoricain » ou de « quartzite à *Cruziana* » en raison de l'abondance des pistes de ce type qu'elle renferme, cette formation, qui est souvent précédée d'un ensemble de conglomérats, grès et pélites rouges pouvant représenter le Trémadoc, est rapportée à l'Arénig. Elle correspond à une reprise de la sédimentation après lacune de tout ou partie du Cambrien. On connaît également dans le Paléozoïque ancien de nombreux autres secteurs européens (zone cantabrique, Chaîne celtibérique, Massifs paléozoïques basques, Corse, Sardaigne...) des assises à dominante gréseuse qui, en raison de leur encadrement stratigraphique, des *Cruziana* qu'elles ont livré ou de leur simple ressemblance avec les « grès armoricains » sont également rapportées à l'Ordovicien inférieur.

Les puissantes et monotones successions de shales et siltstones rubanés qui constituent la partie ordovicienne du groupe de Meguma semblent difficilement comparables aux séries gréseuses à *Cruziana* de l'Ouest européen. Dans certaines zones européennes, toutefois, ces dernières font place à des alternances schisto-gréseuses à tendance plus ou moins flyschöide dont les lithofaciès pourraient se rapprocher de ceux de la Halifax formation. C'est notamment le cas dans la zone des Asturies occidentales et du Leon, avec la partie supérieure des « Cabos series » (Julivert *et al.*, 1980) ; dans les Pyrénées centrales, avec la partie vraisemblablement ordovicienne des séries grésopéli-

tiques anté-caradociennes du Luchonnais (Clin, 1959) et les séries flyschoides anté-caradociennes des vallées d'Aran et de Benasque (Arche, 1971); dans les Pyrénées orientales, avec les « schistes de Jujols » (Cavet, 1957) qui correspondent aussi à une série grésopélimitique attribuée à l'Ordovicien; dans le Massif du Mouthoumet, avec un « flysch schisto-gréseux » (Ovtracht, 1960) qui a livré des Acritarches trémadociens (Baudelot et Bessière, 1977); dans le versant méridional de la Montagne Noire, avec une formation schisto-gréseuse flyschoides à *Cruziana* et à Trilobites et Graptolites du Trémadoc et de l'Arenig qui, selon les lieux, apparaît transgressive sur le Cambrien inférieur ou repose sans discontinuité sur le Cambrien le plus élevé.

L'Ordovicien inférieur des Ardennes comporte des formations détritiques qui semblent encore plus directement comparables à celles de la Halifax formation: dans le Brabant et le massif de Stavelot, en effet, le passage du Revinien (Cambrien supérieur) au Trémadoc s'effectue progressivement avec des alternances de pélites à *Dictyonema flabelliforme* et de fines arénites constituant le Salmien, cette sédimentation détritique se poursuivant durant l'Arenig puis le Llanvirn. De même, en Allemagne, le Paléozoïque ancien de la zone rhéno-hercynienne comporte des couches à *Dictyonema* qui font suite au Cambrien de la « ceinture détritique externe » et correspondent vraisemblablement à l'Ordovicien inférieur de la zone de Meguma. Dans le Pays de Galles, au Nord du front hercynien, une partie des séries à dominante pélimitique qui ont livré des Graptolites du Trémadoc et comportent des assises plus gréseuses à faciès turbiditique peut aussi évoquer la Halifax formation.

Il est aussi possible de rechercher d'autres équivalents de la Halifax formation et plus généralement de l'ensemble du groupe de Meguma, dans d'autres secteurs européens où l'intervention du métamorphisme hercynien et l'imprécision des attributions stratigraphiques qui en résultent rendent plus aléatoires les comparaisons et corrélations à distance. Dans certaines zones, en effet, et plus particulièrement en Europe du Sud où la sédimentation ordovicienne est à caractère détritique et flyschoides dominant (Bourrouilh *et al.*, 1980), une partie des schistes cristallins considérés comme paléozoïques anciens correspondent à des séries métadétritiques dont la lithologie et la sédimentologie paraissent assez proches de celles de la Halifax ou de la Goldenville formation. On peut citer, à titre d'exemple: une série métasédimentaire de caractère flyschoides attribuée au Cambro-Ordovicien ou au Cambrien et faite d'alternances de niveaux gréseux, grésopélimitiques et schisteux qui surmonte les orthogneiss dans le massif des Maures (Seyler et Boucarut, 1978); les schistes quartzeux à microorganismes cambro-ordoviciens de certains massifs cristallins externes des Alpes franco-italiennes, diverses formations métadétritiques attribuées au Paléozoïque ancien dans la bordure sud du Massif Central français, etc...

Il faut enfin remarquer que les minces horizons ferrugineux localement signalés (Smitheringale, 1973) vers le sommet de la Halifax formation présentent un intérêt particulier: ils occupent en effet une position stratigraphique très comparable à celle des niveaux ferrugineux qui apparaissent au sein du Paléozoïque ouest européen, notamment en zone centre-armoricaine, dans ou au sommet des grès armoricains; en Normandie et dans le Maine, à la base du Llanvirn; en Pologne, dans le Llanvirn supérieur des Monts de Sainte Croix (Tomczyk, 1971); en Allemagne, à la limite du Llanvirn et du Llandeilo dans l'Ordovicien de type thuringien (Sdzuy, 1971); dans divers secteurs de la Meseta ibérique (Cabo de Penas, en zone cantabrique; synclinal de Truchas et Sierra de Caurel, dans la zone des Asturies et du Leon...), etc... C'est là un élément de comparaison particulièrement suggestif entre le groupe de Meguma et ses possibles équivalents européens.

## 2) L'Ordovicien supérieur (?) / Silurien.

L'ensemble lithologique constitué par les White Rock, Kentville et New Canaan formations présente de remarquables analogies avec l'Ordovicien supérieur et le Silurien de divers secteurs européens. Sans entrer dans les détails, on mentionnera ici les principaux éléments de convergence qui ressortent de la comparaison des séries correspondantes.

### a) Lithologie des formations.

Comme en Europe occidentale, l'Ordovicien supérieur (?) / Silurien de la zone de Meguma est caractérisé par la dominante détritique des sédiments (ce qui le distingue de celui qui affleure dans les zones correspondant à l'époque aux plates-formes situées à l'Ouest du Iapetus), par la rareté des épisodes carbonatés, ainsi que par l'abondance du volcanisme.

En outre, la White Rock formation comporte des niveaux gréseux ou quartzitiques (« double quartzite member » des secteurs de Wolfville ou de Fales river, par exemple) dont les successions lithologiques ouest-européennes sont souvent des équivalents aux mêmes niveaux stratigraphiques: Grès de May en Normandie; grès de Kermeur (presqu'île de Crozon) ou formation de Saint-Germain en l'Île (bassin de Laval) dans le synclinorium médian armoricain; « Cuarcita de Canteras » et « Cuarcita del criadero » (Espagne centrale) ou « grès de Louredo » (Portugal) en zone centre-ibérique, etc...

### b) Milieu de dépôt.

Dans tous les cas, les caractères lithologiques et sédimentologiques des séries concernées permettent d'estimer que leur dépôt s'est effectué sous une faible tranche d'eau dans des domaines de plates-formes épicontinentales. A cet égard, on observera que le moindre développement, en zone de Meguma, des faciès ampéliteux à Graptolites caractéristiques du

Silurien ouest européen (où ils sont d'ailleurs interprétés comme des dépôts peu profonds) ne traduit vraisemblablement pas de différences notables dans la bathymétrie, mais plutôt des différences dans la quantité des apports terrigènes.

c) *Indices d'instabilité liés à la phase taconique.*

Comme cela est envisagé pour la zone de Meguma, l'Ordovicien ouest-européen comporte fréquemment des lacunes de sédimentation, parfois même des discontinuités qui sont mises en relation avec la phase taconique. Ces faits sont particulièrement nets en Europe du Sud avec, par exemple : la lacune intra-ordovicienne que souligne, en Montagne Noire, le caractère conglomératique du Caradoc et la discordance cartographique de la série Caradoc-Dévonien ; la discordance des conglomérats de Rabassa (Caradoc) sur les séries de Canaveille et de Jujols des Pyrénées orientales (Santanach Prat, 1972) et celle des conglomérats du Caradoc ou celle du Silurien sur des schistes ardoisiers et des quartzites attribués à l'Infrapaléozoïque en Andorre (Llopis Llado, 1965) ; la discordance d'un conglomérat d'âge caradoc possible sur des grès et quartzites attribués à un Ordovicien probable en Corse dans la région de Galeria (Baudelot *et al.*, 1976) ; le rajeunissement qui vient d'être récemment envisagé (Naud, 1984) en Sardaigne pour la phase sarde qui pourrait se situer entre l'Ordovicien inférieur et l'Ordovicien supérieur et non à la limite Cambrien-Ordovicien. On connaît de tels faits dans d'autres secteurs de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale et notamment dans les Ardennes (phase « ardennaise » intra-ordovicienne, revue *in* Michot, 1980), en Allemagne (dislocation épirogénique entre Llandeilo et Caradoc dans le Frankenveld) et dans de multiples secteurs des domaines ibéro-armoricains : émergence supposée en Normandie pour expliquer les phénomènes érosifs indispensables à la constitution des « pélites à fragments » (Dangeard et Doré, 1971) ; lacune de la base du Llandovery en zone centre-armoricaine (Paris *et al.*, 1980) ; absence d'une partie plus ou moins importante suivant les lieux de l'Ordovicien moyen en zone cantabrique (Julivert *et al.*, 1980) et dans une partie de la zone centre-ibérique (Hamann *et al.*, 1982) en Espagne comme au Portugal.

d) *Le volcanisme.*

Les manifestations volcaniques décrites dans le Paléozoïque anté-carbonifère de l'Europe occidentale hercynienne correspondent souvent à un volcanisme tholéitique de type intra-plaque accompagnant des mouvements de distension affectant un domaine continental (cf. pour la France Boyer *et al.*, 1979 ; Bébian *et al.*, 1980). Les émissions acides y sont toutefois bien représentées et, dans nombre de cas, ce volcanisme apparaît à un niveau stratigraphique correspondant à celui de la White Rock formation, qu'il s'agisse de la zone centre-armoricaine (« tufs et calcaires de Rosan » du Caradoc-Asghill), de la zone cantabrique (ensemble volcano-sédimentaire de l'Ordovicien supérieur du Cabo

de Penas, Julivert et Truyols, 1972), de celle des Asturies occidentales et du Leon (dans le synclinal de Truchas, Matte, 1964, par exemple), de la zone centre-ibérique (Sierra Morena en particulier, cf. Saupé, 1973), de la Montagne Noire, des Pyrénées, de la Sardaigne et possiblement de divers domaines affectés par le métamorphisme hercynien dans les Maures (Seyler et Boucarut, 1979), le Massif Central français, etc...

Comme cela est vraisemblablement le cas pour les émissions acides de la base de la White Rock formation, certaines de ces manifestations volcaniques ont été parfois mises en relation avec une émergence liée à la phase taconique évoquée ci-dessus, notamment dans le versant méridional de la Montagne Noire où les conglomérats du Caradoc remanient des rhyolites issues d'un volcanisme qui surmonte l'Ordovicien inférieur.

De plus il est parfois signalé, en Europe occidentale, une succession d'événements volcanologiques comparable à celle des secteurs de la zone de Meguma où des émissions acides de type aérien précèdent des émissions basiques sous-aquatiques (Smitheringale, 1973, p. 25, 27, 28). De ce point de vue, la succession décrite dans le Bas-Limousin, où les « porphyroïdes de Génis » (méta-ignimbrites à composition de rhyolite alcaline) précèdent les « schistes verts de Génis » (métabasites) est assez démonstrative, bien qu'elle se situe vraisemblablement dans un éventail stratigraphique plus large que celui de la White Rock formation (du Trémadoc au Dévonien inf., Guillot, 1981). De même, le cas de la Sierra Morena orientale où les émissions basiques ordoviciennes sont précédées de cinérites qui apparaissent au-dessus des grès armoricains et correspondent à un volcanisme acide de type explosif et aérien (Tamain, 1971) et peut-être aussi le cas de la presqu'île de Crozon, où des tufs rhyolitiques, ponces et brèches dacitiques ont été identifiés sous les coulées basiques de la formation de Rosan (Thonon, *in* Guillocheau et Rolet, 1982) évoquent, avec d'autres et toute proportion gardée, ce qui apparaît dans les secteurs de la zone de Meguma où les roches à texture vitroclastique (« ash fall » ou « ash flow », Smitheringale, 1973, p. 27) du « rhyolitic tuff member » précèdent les coulées sous-aquatiques du « basalt member ».

e) *Le problème de la glaciation ordovicienne.*

Diverses formations de l'Ordovicien européen sont interprétées comme des dépôts glacio-marins dont l'origine serait en relation avec la glaciation ordovicienne du Sahara (cf. Beuf *et al.*, 1971 ; Dangeard et Doré, 1971 ; Frakes, 1979 ; Legrand, 1983, etc...). C'est notamment le cas des « pélites gréseuses à fragments polyédriques » (Dangeard et Doré, 1971) ou « tillite de Feuguerolle » (Doré et Le Gall, 1972) qui, en Normandie, sont comprises entre le Caradoc inférieur et les schistes siluriens et remanient des calcaires de l'Asghill (Weyant *et al.*, 1977) ; des « schistes du Cosquer » (Hamoumi *et al.*, 1981) ; des « Lederschiefer »

asghilliens de Thuringe ; des « pélites à fragments » de l'Ordovicien supérieur des Monts de Tolède (Robardet *et al.*, 1980) et de niveaux similaires signalés au Portugal, en Galice et dans les chaînes celtibériques.

Si la White Rock formation a effectivement enregistré les effets de la glaciation ordovicienne (Schenk, 1972 ; Lane, 1976), les traces de cette glaciation décelées en Thuringe, dans le Massif armoricain et dans la Meseta ibérique constitueraient une analogie de plus entre le Paléozoïque ancien ouest-européen et celui de la zone de Meguma.

### 3) Le passage siluro-dévonien et le Dévonien inférieur.

A ce niveau, les ressemblances entre la stratigraphie de la zone de Meguma et celle d'une partie de l'Europe occidentale apparaissent des plus étroites. Dans divers secteurs européens, en effet, on assiste à un passage continu entre le Silurien et un Dévonien inférieur détritique et carbonaté de faciès identique à celui de la Torbrook formation et comportant parfois comme elle des horizons ferrugineux.

#### a) Le passage siluro-dévonien.

Au Sud de la frange calédonienne (Ardennes...) de l'Europe hercynienne, la continuité de sédimentation est, à quelques exceptions près (une partie de la Montagne Noire, par ex.), la règle dans les secteurs concernés. Mais elle s'y réalise selon deux types de faciès.

— Dans les secteurs péri-méditerranéens (par ex. Province de Séville, Minorque, Sardaigne, Alpes carniques, Algérie) et une partie de l'Allemagne, le passage siluro-dévonien correspond essentiellement à des faciès fins (schistes ampéliteux à Graptolites au sein desquels apparaissent souvent des calcaires à Orthocères). De la Thuringe au Nord du Sahara, ces zones constituent (Jaeger et Robardet, 1979) le « domaine de la Paléotéthys » dont les faciès sont à l'évidence différents de ceux de la Torbrook formation pour la période considérée.

— Il existe par contre de nombreux secteurs où le Dévonien débute par une sédimentation détritique grossière amorcée dès le Silurien par l'apparition progressive de niveaux gréseux au sein des ampélites à Graptolites. Bien qu'elle ait été souvent arbitrairement fixée au début de la « barre » gréseuse qui s'individualise parfois dans le paysage (par ex. le « mur quartziteux » de la Montagne Noire ou le « quartzite de base du Dévonien » de la Sierra Morena), la position exacte de la limite entre les deux systèmes ne peut être déduite de critères lithologiques au sein des couches « siluro-dévonienne ». Un passage progressif de ce type, identique à celui qui s'effectue dans la zone de Meguma se rencontre notamment dans les régions suivantes :

*Massif armoricain* (Babin *et al.*, 1972) : dans tous les secteurs où il peut être observé, le passage du Silurien au Dévonien est continu par l'intermédiaire d'une sédimentation détritique de plate-forme : faciès gréseux du Pridoli

et du Gédinnien datés par Graptolites et microfaunes en Normandie ; formation des « schistes et quartzites de Plougastel » surmontée par les « grès de Landevenec » dans la région de Brest et formations équivalentes du reste du synclinorium médian armoricain, etc...

*Massifs paléozoïques basques* (Massifs des Aldudes et de Mendibelza, par ex.) : ici, les grès, quartzites et dolomies du Siégenien font suite à une série schisto-gréseuse siluro-gédinnienne (Heddebaut, 1973).

*Montagne Noire* : la situation y est plus compliquée dans la mesure où le Dévonien inférieur, débordant les domaines intéressés par la transgression silurienne, repose souvent directement sur le Paléozoïque ancien, soulignant ainsi la lacune taconique. Dans les secteurs où il succède en continuité au Silurien (Geze, 1949), sa partie inférieure accuse toujours une tendance plus ou moins détritique avec des dolomies gréseuses, des grès calcaires à faune du Gédinnien (Hoffman et Puschmann, 1967) et même, localement, les quartzites du fameux « mur quartziteux ».

*Meseta ibérique* : le passage continu du Silurien au Dévonien y est décrit depuis le début du siècle (par ex. Groth, 1911, pour la Sierra Morena). Le Dévonien inférieur y comporte généralement des assises à dominante gréseuse s'individualisant progressivement au dessus des schistes à Graptolites siluriens. On peut citer ici, par exemple, les « grès de Furada » et les « grès de San Pedro », des Asturies et du Leon, dont la base est silurienne, auxquels succèdent des couches à faune gédinnienne et qui sont considérés (Comte, 1934, 1936) comme l'équivalent des « schistes et quartzites de Plougastel » du Massif armoricain ; les « quartzites de base » du Dévonien en Sierra Morena (Almela *et al.*, 1962) à faune du Siégenien (Puschmann, 1970) que précèdent des alternances schisto-gréseuses au sein desquelles s'effectue le passage siluro-dévonien (Saupté, 1973) ; la « Luesma formation » qui, dans les Monts Celtibériques, correspond (Carls et Gandl, 1967) à des grès, quartzites et schistes à faune du Gédinnien inférieur et succède en transition continue au Silurien.

#### b) Le Dévonien inférieur.

On sait que le Dévonien inférieur ouest-européen correspond le plus souvent (Erben et Zagora, 1967) soit à un « faciès rhénan » à dominante détritique surtout présent dans le Sud de l'Angleterre, la Belgique, le Nord de la France et de l'Allemagne, soit à un « faciès hercynien » ou « bohémien » à dominante argilo-carbonatée largement répandue au Sud du précédent. Dans certaines zones, toutefois, il présente un caractère intermédiaire entre ces deux faciès, ou bien apparaît constitué, sur une même verticale, par des alternances de couches à faciès rhénan et de couches à faciès bohémien, comme c'est par exemple le cas dans les Monts celtibériques (Carls et Gandl, 1967).

Bien qu'elles admettent un certain nombre d'intercalations carbonatées, les couches à dominante détritique qui font suite aux assises du passage siluro-dévonien en zone de Meguma s'apparentent vraisemblablement au faciès rhénan ou, pour certains niveaux, à une combinaison (ou à une alternance) des faciès rhénan et bohémien. Il s'agit en tout cas d'une série épicontinentale, très fossilifère et dont les horizons de

minéral de fer oolithique doivent correspondre à ceux qui apparaissent, au même niveau stratigraphique, dans divers secteurs européens : minéral siégenien (Poncet, 1963) d'origine oolithique de Dielette, en Normandie ; minéral de fer oolithique des couches de Furada, en zone cantabrique (Radig, 1962) ou du Gédinnien inférieur des Monts celtibériques (Carls et Gandl, 1967). La Torbrook formation, enfin, a livré des faunes d'affinités rhénanes (Boucot, 1960), ce qui confirme, à l'évidence, ses liens avec le Dévonien inférieur épicontinental européen.

#### 4) Vue d'ensemble.

D'incontestables analogies entre la succession lithologique décrite dans le Paléozoïque anté-carbonifère de la partie méridionale de la Nouvelle-Ecosse et celles de l'Ouest européen ressortent de cette étude comparative. Si aucune succession européenne n'apparaît rigoureusement semblable, du Cambrien au Dévonien inférieur, à celle de la zone de Meguma, on retrouve en effet, pour chaque terme de cette dernière, des niveaux similaires dans divers secteurs européens. Par sa puissance, sa monotonie, sa composition pétrographique et ses caractéristiques sédimentologiques, le groupe de Meguma apparaît proche des assises détritiques du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur de la zone rhéno-hercynienne (et peut-être aussi de certaines formations affectées par le métamorphisme hercynien dans le Massif Central, en Provence cristalline ou dans quelques noyaux hercyniens des chaînes alpines). Il semble par contre assez différent de celui des domaines ibéro-armoricains et d'autres secteurs européens où la lithologie cambro-ordovicienne est plus diversifiée avec, par exemple, des horizons carbonatés cambriens (calcaires à *Archaeocyathus* du Cambrien inférieur de Normandie, Montagne Noire, Espagne, Sardaigne...) et des grès arénigiens (« grès armoricains ») dont les Goldenville et Halifax formations ne semblent pas comporter d'équivalents. Par contre, les ressemblances avec ces domaines se précisent à partir de l'Ordovicien supérieur(?) / Silurien. Elles ressortent d'une lithologie globalement comparable ; de l'existence de niveaux arénacés (« double quartzite member ») dont l'Ordovicien supérieur des domaines ibéro-armoricains comporte de probables équivalents ; d'une importance comparable du volcanisme bimodal ; de la présence de discontinuités diverses vraisemblablement liées à la phase taconique ; de l'apparition éventuelle en zone de Meguma de traces de la glaciation ordovicienne identifiées en Espagne et dans le Massif armoricain ; d'un passage siluro-dévonien continu et s'effectuant suivant des modalités identiques pour aboutir, en zone de Meguma comme dans les domaines ibéro-armoricains, à un Dévonien inférieur épicontinental détritique, parfois carbonaté et à niveaux ferrugineux.

En outre, le Paléozoïque inférieur ouest-européen est également affecté par les principaux événements tecto-orogéniques reconnus en zone de Meguma, qu'il

s'agisse des manifestations magmatiques dont témoigne l'importance du volcanisme ordovicien-silurien ; des effets de l'orogénèse taconique, généralement discrets mais présents dans les deux cas (s'ils apparaissent mieux établis en Europe occidentale, cela tient vraisemblablement aux mauvaises conditions d'observation des rares affleurements concernés visibles en zone de Meguma) ; de l'importance de l'orogénèse acadienne dont les déformations, le métamorphisme et les granitisations caractérisent, du point de vue structural, la zone de Meguma comme la zone ligéro-moldanubienne (par ex. Autran et Cogné, 1980).

Au risque de déborder des limites chronologiques de cette étude, on peut enfin remarquer que l'individualisation du bassin carbonifère de Minas, en zone de Meguma, procède de distensions post-acadiennes et anté-viséennes dont on retrouve de probables équivalents avec des phénomènes distensifs dont l'importance mérite d'être soulignée (Boucarut *et al.*, en préparation) en Europe occidentale.

Il convient maintenant de confronter les résultats de cette approche lithostratigraphique avec les rares indications paléontologiques dont on peut disposer.

#### B) LES DONNEES PALEOBIOGEOGRAPHIQUES.

Bien qu'il soit dans l'ensemble peu fossilifère, le Paléozoïque anté-carbonifère de la zone de Meguma a livré quelques faunes permettant d'y reconnaître le Trémadoc, le Silurien et le Dévonien inférieur..

##### 1) Le Trémadoc.

L'aire de répartition de *Dictyonema flabelliforme*. Graptolite caractéristique de la « province atlantique » (Skewington, 1973) dont la présence identifie le Trémadoc dans le groupe de Meguma, dépasse largement les secteurs évoqués ci-dessus puisqu'elle s'étend de la Scandinavie au Nord de l'Afrique. On notera que cette espèce est plus particulièrement signalée, dans l'Europe occidentale hercynienne, là où le faciès des couches qui les renferment se rapproche le plus de ceux de la Halifax formation (Ardenne, par exemple).

##### 2) Le Silurien.

Les indications les plus précises résultent de la présence de *Monograptus nilssoni* et de *M. colonus* dans la Kentville formation et de celle d'une écaille de Thélodonte que nous avons découverte vers le sommet de la White Rock formation. En outre, la partie supérieure de la White Rock formation et ses équivalents latéraux (Kentville et New Canaan formations, fig. 4) ont livré de petites faunes de Crinoïdes, Mollusques et Brachiopodes également rapportés au Silurien.

L'aire de répartition de *Monograptus nilssoni* et de *M. colonus* comprend, comme c'était déjà le cas pour

*Dictyonema flabelliforme*, une grande partie de l'Europe occidentale et le Nord de l'Afrique (Maroc, Sahara...). Ces deux espèces sont caractéristiques du Ludlow inférieur de la région de Ludlow, dans le Shropshire, à l'Est du Pays de Galles. Pour les régions qui nous intéressent, la présence de l'une et/ou l'autre est notamment reconnue en Meseta ibérique, en Normandie, dans les Ardennes, les Pyrénées, le Massif du Moutoumet, les Alpes carniques...

Le reste de la faune comprend (Smitheringale, 1973) des Lamellibranches : *Modiolopsis* sp., *Actinopteria* sp., *Nuculites* cf. *cawdori* (Sowerby); des Gastéropodes : *Hormotoma* sp., *Plectonotus* cf. *trilobatus* (Sowerby); des Orthocératidés : *Orthoceras* sp., *Kionoceras* cf. *angulatum* (Wahlenberg); des Crinoïdes : *Scyphocrinites* sp. et des Brachiopodes : *Camarotechia* sp., *Delthyris* cf. *crispa* (Davidson) ainsi que des débris de Crinoïdes et de Tabulés et un Brachiopode pentaméride de type *Conchidium* de la New Canaan formation (Crosby, 1962).

Là encore, il s'agit souvent de formes à vaste répartition géographique que l'on rencontre effectivement dans les secteurs européens qui nous intéressent mais bien au-delà (Amérique du Nord au-delà des zones de Meguma et d'Avalon, Europe du Nord, Nord de l'Afrique et pour certains Asie ou même Australie). C'est notamment le cas pour les Brachiopodes dont les faunes présentent au Silurien un cosmopolitisme en net contraste avec leur provincialisme marqué durant une partie du Dévonien (Boucot, 1960). Les faciès à *Conchidium*, par exemple, sont particulièrement développés dans le Silurien supérieur de l'Asie arctique et de l'Asie centrale. L'apparition de *Scyphocrinites*, au contraire, pourrait avoir une certaine signification. Signalé dans le Missouri, en Gaspésie et dans la partie occidentale de Terre-Neuve, ce Crinoïde est en effet particulièrement abondant dans une zone qui s'étend de l'Europe moyenne au Nord de l'Afrique (« province à *Scyphocrinites* » de H. et G. Termier, 1964) où il apparaît dans des lentilles de calcaires à Orthocères qui s'individualisent au sein des schistes à Graptolites du Silurien supérieur : Bohême, Pologne, Normandie, province de Séville où les calcaires qui les renferment font suite aux schistes à *Monograptus nilssoni* et *M. colonus* (Jaeger et Robardet, 1979), Pyrénées, Kabylie, Maroc, Sahara septentrional... La présence, dans la Kentville formation, de *Scyphocrinites* et d'Orthocères associés à des Graptolites de la zone 33 et à des formes diverses dont la présence est également reconnue dans les domaines appartenant à la « province à *Scyphocrinites* » pourrait ainsi conférer aux faunes siluriennes de la zone de Meguma un certain cachet « eurafricain ». Toutefois, la présence de Thélodontes dans le sommet de la White Rock formation implique (Bouyx et Goujet, 1985), au Silurien supérieur, une certaine proximité entre la zone de Meguma et les domaines nord-atlantiques, terres d'élection de ces formes au Silurien.

### 3) Le Dévonien inférieur.

La Torbrook formation a livré d'abondantes faunes du Gédinnien et du Siegenien/Emsien inférieur dont les formes les plus intéressantes sont les Brachiopodes d'affinités rhénanes (Boucot, 1960) de la sous-province rhénane-bohémienne (Boucot *et al.*, 1968).

Cette sous-province fait partie de la province du vieux monde qui, avec la province appalachienne et la province melvinok africaine, représente l'un des trois grands ensembles paléobiogéographiques distingués à partir des faunes de Brachiopodes (Boucot *et al.*, 1968) pour le Dévonien inférieur et moyen. Elle correspond à l'Europe moyenne et méridionale et au Nord de l'Afrique. Les faunes y sont présentes au sein d'un faciès rhénan à dominante terrigène développé au Sud de l'Angleterre, en Belgique, dans le Nord de la France et de l'Allemagne et en Pologne, et d'un faciès bohémien développé au Sud du précédent. Bien qu'à ces deux faciès correspondent certaines particularités faunistiques, une grande partie de la sous-province comporte un mélange de formes d'affinités rhénanes et d'affinités bohémiennes (cf. Boucot *et al.*, 1968, fig. 2) comme en Espagne, dans le Massif armoricain ou le Nord de l'Afrique. Quoi qu'il en soit, les affinités rhénanes des Brachiopodes de la Torbrook formation permettent au moins d'estimer que la zone de Meguma était, durant le Dévonien inférieur, en relation relativement étroite avec l'ensemble Europe occidentale/Nord de l'Afrique, à la limite de la province appalachienne et de celle du Vieux Monde.

En confirmant les ressemblances déjà constatées, à partir de la simple comparaison des successions lithologiques, entre le Paléozoïque anté-carbonifère de la zone de Meguma et celui d'une grande partie de l'Europe moyenne et méridionale, les indications relatives aux faunes trémadocienne, silurienne et dévonienne de cette zone conduisent à envisager les problèmes des relations éventuelles entre ces différents domaines durant la période de dépôt des séries concernées.

### III. — IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

Dans les Appalaches septentrionales, la zone de Meguma constitue un domaine singulier. On ne lui connaît pas de prolongements dans le reste de la chaîne. Son Paléozoïque anté-carbonifère est pour l'essentiel représenté par un Cambrien/Ordovicien inférieur de faciès inconnu dans les zones voisines. Un grand accident la sépare de la zone d'Avalon qui lui est actuellement contiguë, tandis qu'il est impossible, en raison de la présence des bassins carbonifère et mésozoïque à la limite des deux zones, de déterminer quelles étaient leurs relations durant le Paléozoïque inférieur et moyen. D'où la diversité des solutions adoptées quant à la position des secteurs actuellement représentés par la zone de Meguma durant le Paléozoïque ancien.

## A) LES DIFFERENTES INTERPRETATIONS DE LA ZONE DE MEGUMA.

Dans certains des modèles d'évolution géodynamique et reconstitutions paléogéographiques actuellement publiés, la zone de Meguma apparaît intégrée dès l'aube du Paléozoïque dans le même ensemble géotectonique que la zone d'Avalon. Dans les autres, au contraire, elle en est primitivement séparée par un espace océanique, les deux zones ne se réunissant qu'au terme de la disparition de cet océan durant l'orogénèse acadienne. Ainsi, les principales interprétations successivement proposées sont les suivantes :

### 1) Un sillon intracratonique de la zone d'Avalon (Dewey, 1969).

Définie à Terre-Neuve, où elle constitue la partie orientale de l'île, la zone d'Avalon correspond à un domaine de plate-forme à la marge orientale du Iapetus. Elle comporte un socle précambrien supérieur (Hadrynien) qui est souvent comparé au Briovérien du Massif Armoricaire et qui supporte une série d'âge paléozoïque ancien et de type épicontinental, présentant de grandes similitudes avec le Paléozoïque ancien de divers secteurs européens. A l'Ouest de Terre-Neuve, la zone d'Avalon se poursuit (fig. 2) en Nouvelle-Ecosse, dans l'île du Prince-Edouard et dans le Sud du Nouveau-Brunswick. Vers l'Est, elle se prolongerait (Dewey, 1969, fig. 1) en mer d'Irlande, en Angleterre (Pays de Galles, Midlands...), dans le Massif armoricaire, la Belgique et le Nord de la France..

Selon cette interprétation, les sédiments de la Goldenville et de la Halifax formation se seraient accumulés dans un sillon individualisé dans la plate-forme d'Avalon. Selon Rodgers (1970) dont l'interprétation lie également la zone d'Avalon à celle de Meguma, ils se seraient déposés en bordure sud-orientale de cette plate-forme.

Mais la position de la zone d'Avalon durant le Paléozoïque ancien est elle-même discutée. Pour certains auteurs, elle correspondrait alors à un domaine épicontinental proche de la bordure septentrionale du Gondwana (cf. Dean, 1976, fig. 5) ; pour d'autres, à des domaines épicontinentaux reliés à l'Europe moyenne, séparés de l'Europe du Nord par un océan méditerranéen (Whittington et Hugues, 1972) et du Gondwana par une Proto-Téthys ouverte dès le Briovérien supérieur (Cogné et Wright, 1980). Pour d'autres, enfin, la plate-forme d'Avalon aurait appartenu, avec ses prolongements nord-américains et européens, à un microcontinent disposé, durant le Paléozoïque ancien, entre les plaques américaine et eurafricaine (par ex. Williams et Stevens, 1974 ; Rast, 1980 ; Williams et Max, 1980).

### 2) Un fragment de la bordure proto-atlantique du craton africain (Schenk, 1971).

Dans cette interprétation, fondée sur une comparaison de la géologie des Appalaches septentrionales

avec celles du Nord-Ouest de l'Afrique, une grande partie des provinces maritimes canadiennes serait d'origine africaine : les domaines cratoniques constitutifs de la zone d'Avalon correspondraient à un microcontinent détaché de l'Afrique durant le Précambrien supérieur et situé, durant le Paléozoïque ancien, dans l'océan proto-atlantique qui séparait alors le Gondwana de l'Europe et de l'Amérique du Nord. Le groupe de Meguma représenterait le produit d'une sédimentation turbiditique dont le matériel proviendrait du bouclier saharien et correspondrait à des dépôts de cône sédimentaire profond accumulés au large de la Meseta marocaine, en bordure du craton africain. Ces éléments d'origine africaine auraient été incorporés au continent nord-américain du fait de la fermeture de l'océan proto-atlantique et de la collision entre l'Afrique et l'Amérique du Nord durant l'orogénèse acadienne. Puis la Nouvelle-Ecosse fut séparée de son continent d'origine après l'ouverture mésozoïque de l'Atlantique.

### 3) Un élément périgondwanien d'origine sud-américaine.

Dans un certain nombre de reconstitutions du Paléozoïque ancien, la Nouvelle-Ecosse est encore disposée à la périphérie du Gondwana, mais beaucoup plus à l'Ouest, en bordure du bouclier sud-américain (Mc Kerrow et Ziegler, 1972 ; Smith *et al.*, 1973 ; Keppie, 1977b ; Scotese *et al.*, 1979). Comme dans l'interprétation précédente, sa position actuelle dans les Appalaches septentrionales résulterait du déplacement des grandes masses continentales (dont les positions relatives sont d'ailleurs variables selon les reconstitutions proposées) et de la fermeture des espaces océaniques pré-taconique et pré-acadien. Pour Keppie (1977 a et b) par exemple, elle résulterait de la collision entre la zone de Meguma et celle d'Avalon durant l'orogénèse acadienne, à la suite de la disparition du « Theic ocean » (Mc Kerrow et Ziegler, 1972) lors du rapprochement Amérique du Nord - Gondwana.

### 4) Un élément de la « plaque armorique ». (Van der Voo, 1979).

La zone de Meguma pourrait enfin correspondre à la bordure sud-ouest d'une « plaque armorique » (Van der Voo, 1979 ; Van der Voo *et al.*, 1980) qui aurait été constituée par une partie de l'Europe moyenne et méridionale (Sud de l'Angleterre, France, Espagne...), le Maroc et une partie des provinces maritimes canadiennes (plate-forme d'Avalon et ses prolongements). Ce bloc cratonique, dont les éléments actuellement dispersés se reconnaissent de part et d'autre de l'Atlantique actuel, aurait occupé, avant la fermeture du Iapetus, une position intermédiaire entre les trois grands cratons (Baltica, Laurentia et Gondwana) qui bordaient alors le Proto-Atlantique. D'origine gondwana, mais détachée du Gondwana dès le

Paléozoïque inférieur, la « plaque armorique » aurait progressivement dérivé vers le Nord pour rejoindre le bouclier baltique lors de l'orogénèse calédonienne, sa bordure occidentale s'étant préalablement réunie à la Laurentia lors de l'orogénèse taconique.

## B) DISCUSSION.

En l'absence de traces incontestables d'une suture acadienne (peut-être masquée par les formations carbonifères et mésozoïques de la baie de Fundy), les caractères géochimiques des volcanites et des plutons de la zone de Meguma (Keppie, 1977 a) et un ensemble de données géophysiques (Lefort, 1981) permettent effectivement d'envisager la présence d'une frontière de plaques entre les zones de Meguma et d'Avalon. Les modèles impliquant l'existence d'un espace océanique pré-acadien entre les deux zones peuvent donc être considérés au même titre que les autres. Reste à examiner dans quelle mesure les enseignements de la stratigraphie comparée seraient compatibles avec chacune des hypothèses évoquées ci-dessus.

Deux possibilités sont à envisager puisque, pour les uns la zone de Meguma est considérée comme liée dès l'origine à celle d'Avalon (Dewey, 1969; Rodgers, 1970; Van der Voo, 1979) et que pour les autres elle aurait été située à la périphérie du Gondwana durant le Paléozoïque ancien (Schenk, 1971; Mc Karrow et Ziegler, 1972; Smith *et al.*, 1973; Keppie, 1977 b; Scotese *et al.*, 1979). L'une et l'autre apparaissent compatibles avec les affinités européennes que révèle la comparaison du Paléozoïque anté-carbonifère de la zone de Meguma avec des formations correspondantes de l'Europe moyenne et méridionale.

### 1) Possibilités d'affinités stratigraphiques européennes de la zone d'Avalon et possibilités d'affinités stratigraphiques entre les zones d'Avalon et de Meguma.

La géologie de la plate-forme d'Avalon présente nombre de points communs avec celle de divers secteurs européens. Le Précambrien supérieur y est représenté par un socle hadrymien souvent comparé au Briovérien et granité comme lui juste avant le Cambrien (le granite de Holyrood, mis en place vers 585 ± 15 M.A., apparaît contemporain du plutonisme finicadomien daté à 580 - 600 M.A. en Normandie). La couverture paléozoïque, réduite à un Cambro-Ordovicien dont les affleurements sont d'extension limitée, comporte notamment : des séries gréseuses du Cambrien supérieur/Ordovicien inférieur dont les faciès sont très voisins de ceux du Pays de Galles et du Nord de l'Espagne et renferment, avec *Cruziana semiplicata* du Cambrien supérieur/Trémadoc et *Cruziana furcifera* de l'Ordovicien inférieur, les mêmes assemblages de pistes bilobées (Seilacher et Crimes, 1969); un niveau de minerai de fer oolithique qui, apparaissant dans l'Ordovicien inférieur du Wabana group (à Bell Island,

dans Conception Bay) occupe une place sensiblement égale à ceux du Massif armoricain, de Thuringe, du Nord de l'Espagne, etc...; un ensemble de faunes qui, selon Dean (1976, p. 241), « suggèrent des relations étroites et probablement une proximité géographique avec des formes comparables du Pays de Galles, du Sud-Ouest de l'Europe et des régions méditerranéennes ».

De même, en Nouvelle-Ecosse, les prolongements de la zone d'Avalon dans l'île de Cap Breton et la partie septentrionale de la province (fig. 2) sont constitués par un socle hadrymien qui supporte une série paléozoïque bien diversifiée dont certaines formations présentent aussi d'étroites similitudes lithologiques et faunistiques avec des formations européennes correspondantes (cf. par ex. Boucot *et al.*, 1974).

Il est aussi possible d'envisager des correspondances entre le Paléozoïque anté-carbonifère de la zone de Meguma et celui de la zone d'Avalon puisque dans les deux zones on note la présence d'un important volcanisme ancien encadré de séries détritiques d'âge et de lithologie souvent comparables. Dans la région d'Arisaig (Boucot *et al.*, 1974), au Nord-Ouest d'Antigonish (localisation sur la carte de la fig. 3) par exemple, la partie visible de la série débute par les couches détritiques du « Browns Mountain Group » qui, avec des bancs hématitiques, apparaissent comme l'équivalent du Wabana Group de Terre-Neuve et représentent un Ordovicien inférieur susceptible de correspondre à la Halifax formation. Elle se poursuit par un ensemble volcanique (« Bear Brook volcanic Group ») andésitique et rhyolitique, formé en grande partie d'ignimbrites et dont l'encadrement stratigraphique est le même que celui des volcanites de la White Rock formation (où des ignimbrites sont aussi décrites) puisque, succédant à l'Ordovicien inférieur, il est lui-même surmonté par le Silurien du « Arisaig Group ». Ce dernier correspond à un ensemble de formations marines de lithologie variée (shales, siltstones, grès calcaires, etc...) qui paraissent correspondre au Silurien de la zone de Meguma (partie supérieure de la White Rock, Kentville et New Canaan formations). Il a livré des faunes d'Invertébrés du Wenlock, du Llandovery et du Ludlow ainsi que, vers le sommet (Moydart formation), des restes d'Acanthodiens et de Thélodontes (Boucot *et al.*, 1974, p. 137). Puis des couches détritiques marines réalisent, comme en zone de Meguma, un passage progressif et continu au Dévonien puisqu'elles ont livré des faunes du Pridoli et du Gédinnien inférieur. Viennent ensuite des assises détritiques rouges dont les faciès et les faunes démontrent qu'elles correspondent à la partie inférieure des « Old Red sandstones » britanniques.

Les corrélations envisagées (Boucot, in Boucot *et al.*, 1974) entre l'Ordovicien et le Silurien de cette région et ceux de la vallée d'Annapolis constituent donc un bon exemple des ressemblances susceptibles d'apparaître entre le Paléozoïque anté-carbonifère de la zone

d'Avalon et celui de la zone de Meguma à l'appui des hypothèses impliquant une proximité géographique entre ces deux zones durant le Paléozoïque ancien. A cet égard, la découverte au sommet de la White Rock formation d'éléments de Poissons et d'Agnathes (Bouyx et Goujet, 1985) dont la présence est également reconnue dans la partie supérieure du « Arisaig group » semble particulièrement significative.

## 2) Possibilités d'affinités africaines ou latino-américaines de la zone de Meguma.

Cependant, les données stratigraphiques ne contredisent pas les hypothèses proposant une origine gondwanienne pour la zone de Meguma puisque le Paléozoïque anté-carbonifère de cette zone apparaît également proche de celui du Nord-Ouest de l'Afrique et peut-être même de celui de divers secteurs latino-américains.

— Avec le Nord-Ouest africain, les similitudes sont nombreuses. Ainsi Schenk (1971) peut-il envisager, du Précambrien supérieur au Mésozoïque, un modèle d'évolution géodynamique basé sur une origine africaine de la partie orientale des Provinces Maritimes Canadiennes. Comme dans la zone de Meguma, le Paléozoïque anté-carbonifère y est à dominante détritique. On y reconnaît des horizons ferrugineux oolithiques d'âge ordovicien inférieur [dans l'Anti-Atlas et la Meseta marocaine notamment (Roch, 1950; Destombes, 1954, 1962)] et siégénien [dans la Meseta marocaine (Destombes, 1954) ou le Zemmour, au Sahara occidental (Sougy, 1964), par exemple] qui apparaissent dans la série au même niveau qu'en Nouvelle-Ecosse. L'Ordovicien supérieur comporte des assises gréseuses, gréso-argileuses et gréso-conglomératiques, généralement rapportées à l'Asghill, qui surmontent une discordance de ravinement attribuée à une érosion glaciaire et qui sont elles-mêmes de nature glaciaire (cf. Destombes, 1968, pour les « grès du 2° Bani » dans l'Anti-Atlas; Sougy et Lécorché, 1963; Deynoux, 1980, pour le « groupe du Garat el Hamoueid » dans le Zemmour; Deynoux, 1980, pour le complexe glaciaire du « groupe de Tichit » du Hodh, dans le Sud-Est mauritanien; Beuf *et al.*, 1971, pour la « formation de Tamadjert », à la périphérie du Hoggar, etc...). Des possibilités de correspondances ont d'ailleurs été envisagées (Schenk, 1971, 1972) entre les assises gréseuses de la White Rock formation, pour lesquelles une origine en rapport avec le phénomène glaciaire a été proposée (Schenk, 1972; Lane, 1976) et celles de l'Ordovicien supérieur marocain, ces faits traduisant la proximité de la calotte glaciaire qui devait alors recouvrir une grande partie du bouclier saharien. Il est enfin remarquable de constater que les faunes les plus significatives identifiées en zone de Meguma (cf. *supra*) sont aussi connues dans le Nord-Ouest africain qui faisait également partie de la « province atlantique » à *Dictyonema flabelliforme*, de la « province à *Scyphocrinites* », puis de la sous-province rhénane et bohémienne ».

— Avec l'Amérique latine, les ressemblances sont moins directement perceptibles. En accord avec le modèle de Mc Kerrow et Ziegler (1972) ou les reconstitutions de Scotese *et al.* (1979), certaines correspondances sont toutefois envisagées (Keppie, 1977 b) entre les faits les plus marquants de l'évolution stratigraphique et structurale de la zone de Meguma et les faits contemporains de divers secteurs de l'Amérique centrale et du Nord de l'Amérique du Sud. Pour le seul Paléozoïque ancien, on notera que celui de la bordure des boucliers guyanais et brésilien présente effectivement un certain nombre de caractères qui le rapprochent de ceux de la bordure septentrionale du bouclier africain et de l'Europe moyenne et méridionale : il est comme eux, à dominante détritique; il a vraisemblablement enregistré les effets de la glaciation fini-ordovicienne puisque « l'horizon glaciaire de Zapla » dans le Nord de l'Argentine et le Sud de la Bolivie (Ahlfeld, 1946) et les formations de la Sierra Grande et de Pimenteira dans le Nord-Est du Brésil (cf. Frakes, 1979) sont interprétés comme des dépôts d'origine glaciaire. D'un point de vue faunistique, enfin, la présence en Amérique latine de formes « atlantiques » ou « méditerranéennes » souvent mélangées à des formes « pacifiques » traduit l'existence de liaisons plus ou moins étroites entre les domaines latino-américains et eurafricains (cf. sur ce point Termier et Termier, 1964; Skevington, 1973; Whittington, 1973; Dean, 1976...). Les boucliers guyanais, brésiliens et africain étant alors réunis dans le même ensemble gondwanien, il est probable que les domaines épicontinentaux de la bordure septentrionale du Gondwana constituaient le lieu privilégié de ces échanges.

## IV. — CONCLUSIONS

Les affinités à la fois européennes et périgondwaniennes que semble présenter le Paléozoïque anté-carbonifère de la partie méridionale de la Nouvelle-Ecosse ne sont contradictoires qu'en apparence. Il suffirait, pour en comprendre les raisons, d'admettre que les domaines cratoniques actuellement situés en Europe moyenne et méridionale et dont le Paléozoïque anté-carbonifère nous est apparu si proche de celui de la zone de Meguma, faisaient eux aussi partie de la bordure septentrionale du Gondwana ou en étaient relativement proches durant la période de dépôt des séries concernées.

Cette disposition, généralement admise pour le Précambrien supérieur, est aussi envisagée pour le Paléozoïque ancien (cf. Termier et Termier, 1974, 1977, 1979; Dean, 1976; Keppie, 1977 b; Scotese *et al.*, 1979; Babin *et al.*, 1980; Blaise et Bouyx, 1980 a et b; Bouyx, 1981; Rau et Tongiorgi, 1981; Cocks et Fortey, 1982, etc...). Elle est en accord avec quelques données paléomagnétiques relatives à la position de l'arc ibéro-armoricain qui se serait situé, durant l'Ordovicien, à proximité du Gondwana (Perroud, 1982).

Mais ce sont essentiellement des données lithostratigraphiques et paléobiogéographiques qui paraissent la justifier compte tenu des affinités qu'elles révèlent entre les faciès et les faunes du Paléozoïque anté-carbonifère de l'Europe moyenne et méridionale et ceux des formations correspondantes du pourtour des boucliers du Gondwana septentrional (cf. Termier et Termier, 1964, 1974, 1979; Dean, 1976; Babin *et al.*, 1980; Blaise et Bouyx, 1980 a et b, etc...).

En particulier, la répartition des séries cambro-ordoviciennes à *Cruziana* sur les domaines considérés démontre le développement du même type de sédimentation gréseuse épicontinentale depuis l'Europe moyenne jusqu'aux plates-formes arabo-africaines (Spjeldnaes, 1961; Termier et Termier, 1964; Crimes, 1975) et même jusqu'à celles de l'Afghanistan central (Blaise et Bouyx, 1980 a); les minerais de fer de l'Ordovicien et du Dévonien inférieur, comme on l'a déjà indiqué, se reconnaissent aussi bien en Europe moyenne qu'au Maroc ou au Sahara occidental; les effets de la glaciation ordovicienne du Sahara atteignent la Meseta ibérique, la Normandie et l'Allemagne, tandis que l'uniformité des faciès siluriens à Graptolites sur l'ensemble des domaines considérés pourrait correspondre à une transgression eustatique consécutive à la déglaciation fini-ordovicienne; les faciès « téthysiens » des couches du passage siluro-dévonien s'étendent indifféremment de l'Europe du Sud au Nord de l'Afrique, etc...

Les données paléontologiques sont encore plus suggestives. Comme c'est d'ailleurs le cas pour la majorité des espèces rencontrées en zone de Meguma, de très nombreuses formes sont en effet communes au Nord de l'Afrique et à l'Europe moyenne et méridionale au sein de mêmes provinces paléobiogéographiques unissant la bordure du craton africain à ces domaines européens: « faune téthysienne » pour les Trilobites du Cambrien inférieur (Theokritoff, 1979); « province méditerranéenne » à *Neuseretus tristani* (Spjeldnaes, 1961) ou « faune à *Selenopeltis* » (Whittington, 1973) pour ceux de l'Ordovicien inférieur; « province méditerranéenne » pour les Acritarches de l'Ordovicien inférieur (Martin, 1982) comme pour les Brachiopodes ordoviciens (Havlicek, 1976); « sub-province méditerranéenne » (Boucek, 1972) ou « province atlantique » (Skevington, 1973) pour les Graptolites ordoviciens; « faune de type sarde » (Dégardin, 1980) pour ceux du Silurien; « province à

Amphorides » puis « province à *Scyphocrinites* » pour les Cystidés ordoviciens et siluro-dévonien (Termier et Termier, 1964); « sous-province rhénane et bohémienne » (Boucot *et al.*, 1968) pour les Brachiopodes dévonien, etc...

A la notion de « Proto-Téthys » à caractère océanique dont l'existence est souvent invoquée entre le Gondwana et l'Europe moyenne pour expliquer la géodynamique de l'orogène hercynien, cet ensemble de données autorise donc à substituer celle d'un domaine épicontinental prolongeant le craton gondwanien jusqu'en Europe moyenne. En outre, l'apparition de formes caractéristiques de l'Europe du Nord dans le Paléozoïque anté-carbonifère médio-européen ou est-américain (cas des Thélodontes au Silurien supérieur notamment) conduit à envisager une certaine proximité entre la périphérie de cet ensemble péri-gondwanien et les domaines nord-atlantiques. Dès le Paléozoïque ancien, cette plate-forme périgondwanienne, à laquelle devaient appartenir les éléments constitutifs de la « plaque armorique », était affectée de phénomènes distensifs dont témoigne un volcanisme bimodal abondant mais qui conserve généralement un caractère intracratonique. Rien n'autorise cependant à rejeter a priori la possibilité que ces phénomènes distensifs aient parfois entraîné l'individualisation d'espaces à caractère océanique dans le domaine proto-téthysien. Mais dans cette hypothèse, avancée par divers auteurs, il ne pourrait s'agir que d'espaces dont l'ampleur serait restée suffisamment limitée pour n'avoir entraîné aucune différenciation paléobiogéographique majeure entre le craton africain et les plates-formes méditerranéennes et médio-européennes qui en dépendent.

Avec un Paléozoïque anté-carbonifère évoquant aussi bien celui de l'Europe moyenne et méridionale que celui de la bordure nord-ouest du craton africain, la zone de Meguma s'inscrit donc naturellement dans cet ensemble périgondwanien dont la limite septentrionale devait se situer, en Europe occidentale, au-delà des domaines ibéro-armoricaux.

*Remerciements.* — Les auteurs tiennent à exprimer leur reconnaissance à tous ceux qui ont facilité leur séjour et les ont guidés dans les Provinces maritimes Canadiennes et plus particulièrement à J. Duncan Keppie, du Nova Scotia Department of Mines (Halifax, Nova Scotia).

\* \* \*

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AHLFELD F. (1946). — Geología de Bolivia. *Rev. Museo de la Plata*, (n. sér.), Sec. Geol., t. III, p. 5-370.
- 2) ALMELA A., ALVARADO E., COMA C., FELGUEROSO C. et QUINTERO I. (1962). — Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 73, p. 193-227.
- 3) AMI H.M. (1900). — Synopsis of the Geology of Canara. *Proc. Trans. Roy. Soc. Canada*, n. sér., vol. 6, sect. 4, p. 137-225.
- 4) ARCHE A. (1971). — Las facies « flysch » del Ordovícico en el sector central de los Pirineos. *Seminarios de Estratigrafía*. Univ. Complutense, Madrid, n° 7, p. 39-41.
- 5) AUTRAN A. et COGNE J. (1980). — La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *26<sup>e</sup> Congrès Géol. Intern.*, Paris, 1980, Coll. C 6, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIX, p. 90-111.
- 6) BABIN C., CAVET P., LARDEUX H., MORZADÉC P., PARIS F., PONCET J. et RACHÉBEUF P. (1972). — Le Dévonien du Massif Armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIV, p. 94-109.
- 7) BABIN C., COCKS L.R.M. et WALLISER H. (1980). — Faciès, faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe. *26<sup>e</sup> Congrès Géol. Intern.*, Paris, 1980, Coll. C 6, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIX, p. 191-202.
- 8) BAUDELOT S. et BESSIERE G. (1977). — Données palynostratigraphiques sur le Paléozoïque inférieur du Massif du Moutoumet (Hautes Corbières, Aude). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVII, p. 21-25.
- 9) BAUDELOT S., DOUBINGER J., DURAND DELGA M. et VELLUTINI P. (1976). — Caractéristiques et âges des cinq cycles paléozoïques du Nord-Ouest de la Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, n° 5, p. 1221-1228.
- 10) BEBIEN J., GAGNY Cl. et ROCCI G. (1980). — La place du volcanisme dévono-dinarien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. *26<sup>e</sup> Congrès Géol. Intern.*, Paris, 1980, Coll. C 6, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIX, p. 213-225.
- 11) BELL W.A. (1929). — Horton-Windsor District, Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada*, Mem. 155, 268 p.
- 12) BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O. de, ROGNON P., GABRIEL O. et BENNACEF A. (1971). — Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. *Publ. Inst. Fr. Pétrole, Sci. et Techn. Pétrole*, n° 18, Technip, Paris, 464 p.
- 13) BLAISE J. et BOUYX E. (1980 a). — Remarques sur le Paléozoïque inférieur de quelques secteurs de l'Afghanistan central et des domaines ibéro-armoricains : stratigraphie comparée et implications paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), t. XII, fasc. 1, p. 63-76.
- 14) BLAISE J. et BOUYX E. (1980 b). — Les séries cambro-ordoviciennes à Cruziana et le problème de l'extension septentrionale des plates-formes « périgondwaniennes » durant le Paléozoïque inférieur. *C.R. Ac. Sc.*, t. 291, sér. D, p. 793-796.
- 15) BOUCEK B.V. (1972). — The Paleogeography of Lower Ordovician Graptolite Faunas : a possible evidence of Continental Drift. *24<sup>e</sup> Int. Geol. Congr.*, Section 7, p. 266-271.
- 16) BOUCOT A.J. (1960). — Implication of Rhenish Lower Devonian brachiopods from Nova Scotia. *21<sup>e</sup> Congrès Géol. Intern.*, p. 12, p. 129-137.
- 17) BOUCOT A.J., DEWEY J.F., DINELEY D.L., FLETCHER R., FYSON W.K., GRIFFIN J.G., HICKOX C.F., Mc KERRROW W.S. et ZIEGLER A.M. (1974). — Geology of the Arisalg Area, Antigonish County, Nova Scotia. *Geol. Soc. America*, Sp. Paper 159.
- 18) BOUCOT A.J., JOHNSON J.G. et TALENT J.A. (1968). — Lower and Middle Devonian Faunal Provinces based on Brachiopoda. *Intern. Symp. Devonian Syst.*, *Alberta Soc. Petrol. Geol. Calgary*, Canada, 1967, vol. II, p. 1239-1254.
- 19) BOURROUILH R., COCOZZA T., DEMANGE M., DURAND DELGA M., GUEIRARD S., GUITARD G., JULIVERT M., MARTINEZ F.J., MASSA D., MIROUSE R. et ORSINI J.B. (1980). — Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée. *26<sup>e</sup> Congrès Géol. Intern.*, Paris, 1980, Coll. C 6, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIX, p. 119-128.
- 20) BOUYX E. (1970). — Contribution à l'étude des formations anté-ordoviciennes de la Meseta méridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 73, 263 p.
- 21) BOUYX E. (1981). — Remarques sur la limite septentrionale du Gondwana durant les temps paléozoïques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIII, n° 6, p. 553-563.
- 22) BOUYX E. et GOUJET D. (1935). — Découverte de Vertébrés dans le Silurien supérieur de la zone de Meguma, en Nouvelle-Ecosse (Canada). Implications paléogéographiques (à paraître).
- 23) BOYER C., AUTRAN A., AUVRAY B., GUILLOT P.L. et LE GALL J. (1979). — Bilan et synthèse des paléovolcanismes anté-dévoniens en France. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXI, p. 695-700.
- 24) BULLARD E.C., EVERETT J.E. et SMITH A.G. (1965). — The fit of the continents around the Atlantic. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 250, p. 41-51.
- 25) CARLS P. et GANDL J. (1968). — The Lower Devonian of the Eastern Iberian chains (NE Spain) and the distribution of its *Spiriferaceae*, *Acastavinae* and *Asteropyginae*. *Intern. Symp. Devonian Syst.*, *Alberta Soc. Petrol. Geol. Calgary*, Canada, 1967, vol. II, p. 453-464.
- 26) CAVET P. (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (ct. de stratigraphique et paléontologique). *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LV, n° 254, 216 p.
- 27) CHOUBERT B. (1935). — Recherches sur la genèse des chaînes paléozoïques et antécambriennes. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (1), vol. VIII, fasc. 1, p. 5-50.
- 28) CLIN M. (1959). — Etude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys. *Thèse Sc.*, Nancy, 324 p. ronéo. et *Mém. B.R.G.M.*, n° 27 (1964), 379 p.
- 29) COCKS L.R.M. et FORTEY R.A. (1982). — Faunal evidence for oceanic separation in the Palaeozoic of Britain. *J. geol. Soc. London*, vol. 139, p. 465-478.
- 30) COGNE J. et WRIGHT A.E. (1980). — L'orogène cadomien. *26<sup>e</sup> Congrès Géol. Intern.*, Paris, 1980, Coll. C 6, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIX, p. 29-55.
- 31) COLCHEN M. (1967). — Sur la présence du Cambrien supérieur à « Prochuangia » et à « Chuangia » dans la Sierra de la Demanda (Logrono), Espagne. *C.R. Ac. Sc.*, t. 264, série D, p. 1667-1690.
- 32) COMTE P. (1934). — Sur les couches intermédiaires entre le Silurien et le Dévonien dans les Asturies. *C.R. Ac. Sc.*, t. 198, p. 1164-1166.
- 33) COMTE P. (1936). — La série dévonienne du Leon. *C.R. Ac. Sc.*, t. 202, p. 337-338.
- 34) CRIMES T.P. (1975). — The stratigraphical significance of traces fossils. In Frey R.W. (ed) « The study of traces fossils », Springer-Verlag, p. 109-130.
- 35) CROSBY D.G. (1962). — Wolfville Map-Area, Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada*, Mem. 325, 67 p.
- 36) DANGEARD L. et DORE F. (1971). — Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. *Mém. B.R.G.M.*, t. 73, p. 119-128.
- 37) DEAN W.T. (1976). — Some aspects of ordovician correlation and trilobite distribution in the Canadian Appalachians ; In Basset M.G. (ed.) « The Ordovician System », *Proceed. Palaeont. Ass. Symp.* (1974), University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, p. 227-250.
- 38) DEGARDIN J.M. (1980). — La faune à Graptolite de type sarde : son extension stratigraphique et sa répartition géographique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. C, p. 119-129.
- 39) DESTOMBES J. (1954). — Sur la présence du Llanvirn à minéral de feroolithique dans l'anticlinal de Tiffet (Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 13, p. 294-296.

- 40) DESTOMBES J. (1962). — Stratigraphie et paléogéographie de l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc) : un essai de synthèse. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. IV, p. 453-460.
- 41) DESTOMBES J. (1963). — Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2<sup>e</sup> Bani, Achgill supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc. *C.R. Ac. Sc.*, t. 267, série D, p. 684-686.
- 42) DEYNOUX M. (1920). — Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable. *Thèse Sc.*, Aix-Marseille, 1978. *Trav. Lab. Sci. Torre St-Jérôme, Marseille*, (B), n° 17, 554 p.
- 43) DEWEY J.F. (1969). — Evolution of the Appalachian-Caledonian Orogen. *Nature*, vol. 222, p. 124-129.
- 44) DEWEY J.F. (1974). — The geology of the Southern Termination of the Caledonides. In Nairn A.E.M. et Stethel F.C. (eds.) « The ocean basins and margins », vol. 2, Plenum Press, New York, p. 205-231.
- 45) DORE F. (1977). — L'Europe moyenne cambrienne, les modèles sédimentaires, leur zonalité, leur contrôle. In « La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale ». *Coll. Intern. C.N.R.S.* (Rennes, 1974), n° 243, p. 143-156.
- 46) DORE F. et LE GALL J. (1972). — Sédimentologie de la « Tillite de Feugueroles » (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIV, p. 199-211.
- 47) ERBEN H.K. et ZAGORA K. (1968). — Devonian of Germany. *Intern. Symp. Devonian Syst. Alberta Soc. Petrol. Geol. Calgary, Canada*, 1967, vol. 1, p. 53-68.
- 48) FRANKS L.A. (1979). — Climates throughout Geologic Time. Elsevier, 310 p.
- 49) GEZE B. (1949). — Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. Géol. France*, n° 62, 215 p.
- 50) GROTH J. (1911). — Sur le Primaire de la Sierra Morena. *C.R. Ac. Sc.*, t. 152, p. 231-232.
- 51) GUILLOCHEAU F. et ROLET J. (1982). — La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire ; relations tectonique-sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), t. XIV, fasc. 2, p. 45-62.
- 52) GUILLOT P.L. (1981). — La série métamorphique du Bac-Limousin : de la vallée de l'Isle à la vallée de la Corrèze, le socle en bordure du bassin Aquitain. *Thèse Sc.*, Orléans, 591 p.
- 53) HAMMAM W., ROBARDET M. et ROMANO M. (1982). — The Ordovician System in Southwestern Europe. *Intern. Union Geol. Sciences*, publ. n° 11, 47 p.
- 54) HAMOUMI N., LE RIBAULT L. et PELHATE A. (1981). — Les schistes du Cosquer (Ordovicien supérieur, Massif armoricain occidental) : une formation glacio-marine à la périphérie d'un inlandsis ordovicien. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIII, n° 3, p. 279-286.
- 55) HAVLICEK V. (1976). — Evolution of ordovician brachiopod communities in the Mediterranean province. In Basset M.C. (ed.) « The Ordovician System », *Proceed. Palaeont. Ass. Symp.* (1974), University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, p. 349-358.
- 56) HAWORTH R.T. et LEFORT J.P. (1979). — Geophysical evidence for the extent of the Avalon zone in the Atlantic Canada. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 16, p. 552-567.
- 57) HEDDEBAUT Cl. (1973). — Etudes géologiques dans les Massifs Paléozoïques Basques. *Thèse Sc.*, Lille, 263 p. ronéo.
- 58) HOFFMANN T. et PUSCHMANN H. (1967). — Contribution à l'étude du Dévonien inférieur des Monts de Cabrières (Montagne Noire, Hérault). *C.R. Ac. Sc.*, t. 264, série D, p. 2873-2875.
- 59) JAEGER H. et ROBARDET M. (1979). — Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la province de Séville (Espagne). *Géobios*, n° 12, fasc. 5, p. 687-714.
- 60) JENSEN L.R. (1976). — The Torbrook Formation. *Maritime Seds.*, vol. 12, p. 107-118.
- 61) JULIVERT M., MARTINEZ F.J. et RIBEIRO A. (1980). — The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. *26<sup>e</sup> Congrès Géol. Intern.*, Paris 1980, Coll. C 6, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIX, p. 132-158.
- 62) JULIVERT M. et TRUYOLS J. (1972). — La coupe du Cabo Penas, une coupe de référence pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne. *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 6, p. 241-243.
- 63) KEPPIE J.D. (1977a). — Tectonics of Southern Nova Scotia. *Nova Scotia Dept. Mines, Paper* 77-1, 34 p.
- 64) KEPPIE J.D. (1977 b). — Plate Tectonic Interpretation of Palaeozoic World Maps (with Emphasis on Circum-Atlantic Orogens Southern Nova Scotia). *Nova Scotia Dept. Mines, Paper* 77-3 47 p.
- 65) KEPPIE J.D. (1979). — Geological map of Nova Scotia, Scale 1 : 500.000. *Nova Scotia Dept. Mines and Energy*, Halifax N.S.
- 66) KEPPIE J.D. (1982). — The Minas Geofracture. In St-Julien P. and Beland J. (eds.) « Major Structural Zones and Faults of the North Appalachian », *Geological Ass. Canada, Sp. Paper* 24, p. 233-260.
- 67) LANE T.E. (1976). — Stratigraphy of the White Rock Formation. *Maritime Seds.*, vol. 12, p. 87-106.
- 68) LEFORT J.P. (1981). — La limite méridionale de la Laurussia entre la Floride et le Bassin d'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIII, n° 6, p. 565-570.
- 69) LEGRAND P. (1983). — Réflexions sur la paléoclimatologie au Paléozoïque inférieur. Un exemple, l'Ordovicien. *Bull. Inst. géol. Bassin d'Aquitaine*, n° 34 et *C.N.R.S., Cahiers du Quatenaire*, n° spéc. 1983, p. 87-113.
- 70) LE PICHON X., SIBUET J.C. et FRANCHETEAU J. (1977). — The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, vol. 38, n° 3-4, p. 169-209.
- 71) LLOPIS LLADO N. (1965). — Sur le Paléozoïque inférieur de l'Andorre. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. VII, n° 4, p. 652-659.
- 72) MARTIN F. (1982). — Some aspects of late Cambrian and early Ordovician acritarchs. In Basset M.G. and Dean W.T. (eds.) « The Cambrian-Ordovician boundary : sections, fossil distributions and correlations », *National Museum of Wales, Geological Series*, n° 3, Cardiff, p. 29-40.
- 73) Mc KERROW W.S. et ZIEGLER A.M. (1972). — Palaeozoic Oceans. *Nature, Phys., Sci.*, vol. 240, p. 92-94.
- 74) MATTE P. (1964). — Sur le volcanisme du synclinal de Truchas (NW de l'Espagne). *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 57-59.
- 75) MICHOT P. (1980). — Belgique. In « Géologie des pays européens. France, Belgique, Luxembourg ». Dunod, Paris, p. 458-576.
- 76) NAUD G. (1984). — Rajeunissement de l'âge de la phase paléozoïque inférieure et distension cambro-ordovicienne en Sardaigne. *10<sup>e</sup> Réunion. ann. Sci. Terre*, Bordeaux, p. 413.
- 77) OVTRACHT A. (1960). — Paléogéographie du massif du Moutoumet (Aude, France). *21<sup>e</sup> Congrès Géol. Internat.*, pt. 12, p. 52-64.
- 78) OWEN H.C. (1983). — Atlas of Continental displacement 200 MA to present. Cambridge Univ. press.
- 79) PARIS F., RICKARDS R.B. et SKEVINGTON D. (1980). — Les assemblages de Graptolites du Llandovery dans le Synclinorium de Ménez-Beilair (Massif Armoricain). *Géobios*, n° 13, fasc. 2, p. 153-171.
- 80) PERROUD H. (1982). — Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc ibéro-armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), t. XIV, fasc. 1, p. 1-114.
- 81) PONCET J. (1963). — Précision sur la position stratigraphique du minéral de fer dévonien de Dielette (Manche). *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 47-49.
- 82) POWERS S. (1916). — The Acadian Triassic. *J. Geol.*, vol. 25, p. 1-26, 105-122, 254-268.
- 83) PUSHMANN H. (1970). — Eine Paläogeographie des Devon auf der Iberischen Halbinsel. *Z. dtsh. geol. Gesellsch.*, Bd. 120 (1968), p. 107-118.

- 84) RADIG F. (1962). — Zur Stratigraphie des Devon in Asturien (Nordspanien). *Geol. Rundschau*, Bd. 51, hf. 1, p. 249-267.
- 85) RAST N. (1980). — The Avalonian plate in the Northern Appalachians and Caledonides. In Wones D.R. (ed.) « The Caledonides in the USA ». Dept. Geol. Sci., Virginia Polytechnic and State University, Mem. n° 2, p. 63-66.
- 86) RAU A. et TONGIORGI M. (1981). — Some problems regarding the paleozoic paleogeography in Mediterranean Western Europe. *Journ. of Geology*, vol. 89, n° 6, p. 663-673.
- 87) ROBARDET M., VEGAS R. et PARIS F. (1980). — El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica. *Stud. Geol. Salamanticensis*, XVI, p. 103-121.
- 88) ROCH E. (1950). — Histoire stratigraphique du Maroc. *géol. Maroc, Notes et Mém.*, n° 80, 437 p.
- 89) RODGERS J. (1970). — The tectonics of the Appalachians. Wiley-Interscience, New-York, 271 p.
- 90) SANTANACH PRAT P.F. (1972). — Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta geol. Hisp.*, Año VII, n° 5, p. 129-132.
- 91) SAUPE F. (1973). — La géologie du gisement de mercure d'Almaden (province de Ciudad Real, Espagne). *Sciences de la Terre*, Mém. n° 29, 342 p.
- 92) SCHENK P.E. (1970). — Regional variation of the flysch-like Meguma Group (Lower Paleozoic) of Nova Scotia, compared to recent sedimentation of the Scotian Shelf. *Geol. Ass. Canada, Sp. paper 7*, p. 127-153.
- 93) SCHENK P.E. (1971). — Southeastern Atlantic Canada, North-western Africa and Continental Drift. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 8, p. 121E-122E.
- 94) SCHENK P.E. (1972). — Possible Late Ordovician Glaciation of Nova Scotia. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 9, p. 95-107.
- 95) SCHENK P.E. (1980). — Paleogeographic implications of the Meguma Group, Nova Scotia, - a chip of Africa? In Wones D.R. (ed.) « The Caledonides in the USA ». Dept. Geol. Sci., Virginia Polytechnic and State University, Mem. n° 2, p. 27-30.
- 96) SCHENK P.E. (1983). — The Meguma Terrane of Nova Scotia - an aid in trans-Atlantic correlation. In Schenk P.E. (ed.) « Regional Trends in the Geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide Orogen. NATO ASI Series, ser. C, vol. 116, p. 121-130.
- 97) SCOTSE C.R., BAMBACH R.K., BARTON C., VAN DER VOO R. et ZIEGLER A.M. (1979). — Paleozoic base maps. *Journ. of Geology*, vol. 87, n° 3, p. 217-277.
- 98) SDZUY K. (1971). — The Ordovician in Bavaria. *Mém. B.R.G.M.*, t. 73, p. 379-390.
- 99) SEILACHER A. (1967). — Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, vol. 5, n° 5-6, p. 413-428.
- 100) SEILACHER A. et CRIMES T.P. (1969). — « European » Species of Trilobite Burrows in Eastern Newfoundland. In Kay M. (ed.) « North Atlantic Geology and Continental Drift ». *Am. Ass. Petr. Geol.*, Mem. 12, p. 145-148.
- 101) SEYLER M. et BOUCARUT M. (1978). — Données nouvelles sur la lithostratigraphie du massif des Maures le long d'un transverse Réal Martin - Grimaud. *Bull. B.R.G.M.*, (2<sup>e</sup> sér.), Sect. 1, n° 1, p. 3-18.
- 102) SEYLER M. et BOUCARUT M. (1979). — Existence d'un paléovolcanisme alcalin et transitionnel dans le massif hercynien des Maures (Var). Etude géochimique des amphibolites et résultats préliminaires concernant les leptynites. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXI, n° 1, p. 11-21.
- 103) SKEVINGTON D. (1973). — Ordovician Graptolites. In Hallam A. (ed.) « Atlas of Palaeobiogeography », Elsevier, p. 27-35.
- 104) SMITH A.G., BRIDEN J.C. et DREWRY G.E. (1973). — Phanerozoic world maps. In Hugues N.F. (ed.) « Organisms and continents through time ». *Spec. Pap. Palaeont.*, n° 12, p. 1-42.
- 105) SMITHERINGALE W.G. (1973). — Geology of part of Digby, Bridgetown, and Gaspereau Lake map-areas, Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada, Mem.* 375, 78 p.
- 107) SOUGY J. (1964). — Les formations paléozoïques du Zemmour noir (Mauritanie septentrionale). Etude stratigraphique, pétrographique et paléontologique. *Thèse Sc.*, Nancy, 1961 et *Ann. Fac. Sc. Univ. Dakar*, t. 15, 695 p.
- 107) SOUGY J. et LECORCHE J.P. (1963). — Sur la nature glaciaire de la base de la série de Garat el Hammoueid (Zemmour, Mauritanie septentrionale). *C.R. Ac. Sc.*, t. 256, p. 4471-4474.
- 103) SPIELDNAES N. (1961). — Ordovician climatic zones. *Norsk Geol. Tid.*, vol. 41, p. 45-77.
- 109) TAMAIN G. (1971). — L'Ordovicien est-marianique (Espagne). Sa place dans la province méditerranéenne. *Mém. B.R.G.M.*, t. 73, p. 403-416.
- 110) TAYLOR F.C. (1965). — Silurian stratigraphy and Ordovician-Silurian relationships in Southwestern Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada, Paper* 64-13, 24 p.
- 111) TAYLOR F.C. (1967). — Reconnaissance geology of Shelburne map-area, Queens, Shelburne and Yarmouth Counties, Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada, Mem.* 349, 83 p.
- 112) TAYLOR F.C. (1969). — Geology of the Annapolis - St Marys bay map-area Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada, Mem.* 358, 65 p.
- 113) THEOKRITOFF C. (1979). — Early Cambrian provincialism and biogeographic boundaries in the North Atlantic region. *Lethaia*, vol. 12, p. 281-295.
- 114) TERMIER H. et TERMIER G. (1964). — Les Temps fossilifères. I. - Paléozoïque inférieur, Masson, Paris, 669 p.
- 115) TERMIER H. et TERMIER G. (1974). — Distribution des faunes marines dans le Sud de la Téthys et sur la bordure septentrionale du Gondwana au cours du Paléozoïque supérieur. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 97, p. 387-446.
- 116) TERMIER H. et TERMIER G. (1977). — Quelques définitions du Gondwana. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVII, p. 259-264.
- 117) TERMIER H. et TERMIER G. (1979). — Histoire de la Terre. P.U.F., Paris, 430 p.
- 118) TOMCZYK H. (1971). — The Arenigian transgression in Poland and its relation to earlier formations. *Mém. B.R.G.M.*, t. 73, p. 423-430.
- 119) VAN DER VOO R. (1979). — Paleozoic assembly of Pangea: a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 60 p. 241.
- 120) VAN DER VOO R., BRIDEN J.C. et DUFF B.A. (1980). — Late Precambrian and Paleozoic paleomagnetism of the Atlantic-bordering continents. 26<sup>e</sup> Congrès Géol. Intern., Paris, 1980, Coll. C6, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIX, p. 203-212.
- 121) WESTPHAL M. (1977). — Configuration of the magnetic field and reconstruction of Pangaea in the Permian period. *Nature*, vol. 267, p. 136-137.
- 122) WEYANT M., DORE F., LE GALL J. et PONCET J. (1977). — Un épisode calcaire asgillien dans l'Est du Massif armoricain: incidences sur l'âge des dépôts glacio-marins fini-ordoviciens. *C.R. Ac. Sc.*, t. 284, série D, p. 1147-1149.
- 123) WHITTINGTON H.B. (1973). — Ordovician Trilobites. In Hallam A. (ed.) « Atlas of Palaeobiogeography », Elsevier, p. 10-18.
- 124) WHITTINGTON H.B. et HUGUES C.P. (1972). — Ordovician geography and faunal provinces deduced from Trilobites distribution. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, B 263, p. 235-278.
- 125) WILLIAMS H. (1978). — Tectonic lithofacies map of the Appalachian Orogen Memorial University of Newfoundland, Map n° 1, St John's, Canada.
- 126) WILLIAMS H. et MAX M.D. (1980). — Zonal subdivision and regional correlation in the Appalachian-Caledonian Orogen. In Wones D.R. (ed.) « The Caledonides in the USA », Dept. Geol. Sci., Virginia Polytechnic and State University, Mem. n° 2, p. 57-62.
- 127) WILLIAMS H. et STEVENS R.K. (1974). — The Ancient Continental Margin of Eastern North America. In Burk A.A. et Drake C.L. (eds) « The Geology of Continental Margins », Springer-Verlag, New-York, p. 781-796.
- 128) WILSON J.T. (1966). — Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, vol. 211, p. 676-681.
- 129) WOODMAN J.E. (1904). — Nomenclature of the Gold-bearing Metamorphic Series of Nova Scotia. *Amer. Geol.*, vol. 33, p. 99-111.

## Étude minéralogique et géochimique des forages de Jeumont et Épinoy (Paléozoïque du Nord de la France)

### Mineralogical and geochemical study of Jeumont and Epinoy boreholes (Paleozoic formations of Northern France)

par Anne BOUQUILLON (\*), Hervé CHAMLEY (\*), Pierre DEBRABANT (\*) et Alain PIQUÉ (\*\*)  
(Planche XI)

**Résumé.** — Les données minéralogiques, géochimiques et microchimiques obtenues sur le Dévonien et le Carbonifère des forages profonds de Jeumont et Epinoy, reflètent une évolution diagénétique, voire anchimétamorphique. Cette évolution ne s'est pas produite *in situ*. Contemporaine de la déformation synschisteuse dans les niveaux allochtones du bassin de Dinant, elle précède l'épisode tectonique représenté par le jeu chevauchant de la Faille du Midi. Elle apparaît par ailleurs souvent insuffisante, en particulier dans la série carbonifère autochtone, pour effacer toutes les empreintes des environnements contemporains du dépôt : tectonique, morphologie, climat. Elle est en outre associée localement à d'autres effets diagénétiques, principalement liés à la porosité et à la fracturation, notamment au niveau de la Faille du Midi.

**Abstract.** — *Mineralogical, geochemical and microchemical (microprobe) investigations carried on Devonian-Carboniferous sediments from two deep holes drilled in the North of France, point to the existence of a diagenetic and perhaps very low grade metamorphic evolution. This evolution occurred contemporaneously with the cleavage formation, prior to the Late Hercynian thrust along the « Faille du Midi », in the allochthonous formations of Dinant Basin, and not in the underlying Basin of Namur. Some tectonic, morphologic and climatic remnants of the paleoenvironments are still recognizable, more or less deformed by the diagenetic influences, which also include local changes favored by high porosity and fracturation.*

#### I. — INTRODUCTION

L'un des objectifs retenus en 1983 dans le cadre du programme national « Géologie profonde de la France » concerne l'étude du chevauchement nord-varisque (Faille du Midi), qui sépare deux synclino-riums à terrains siluriens à carbonifère supérieur : le Bassin de Dinant au Sud, le Bassin de Namur au Nord. Les recherches, principalement destinées à mieux connaître la structure de ce chevauchement majeur de l'Europe du Nord-Ouest, comprennent également des aspects stratigraphiques, sédimentologiques et diagénétiques (Laveine, Coord., 1984). On se propose, ici, de

regrouper les faits et éléments d'interprétation relatifs à l'étude minéralogique et géochimique de deux forages profonds, réalisés dans le Nord de la France à Jeumont (1963) et à Epinoy (1983) (fig. 1, tabl. I). Ces forages, distants d'environ 60 km, ont recoupé diverses formations dévoniennes et carbonifères des Bassins de Dinant et de Namur, séparés par la Faille du Midi.

Cent-quarante échantillons provenant de carottes et surtout de cuttings (80 pour Jeumont 1, 60 pour Epinoy 1), régulièrement répartis au long des forages, ont été analysés (Bouquillon, 1984). Les techniques utilisées comprennent la diffraction des rayons X principalement appliquée à l'étude des fractions argileuses

(\*) Sédimentologie et Géochimie, E.R.A. 764 C.N.R.S., U.E.R. des Sciences de la Terre, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(\*\*) Institut de Géologie, Université Louis Pasteur, 67084 Strasbourg Cedex.

Note présentée le 7 Novembre 1984 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 29 Avril 1985.

(pâtes orientées), la spectrométrie d'absorption atomique (éléments majeurs et en traces, dosés sur la roche totale et sur la fraction argileuse  $< 2 \mu\text{m}$ ), l'analyse chimique ponctuelle à l'aide d'une microsonde électronique CAMEBAX (Debrabant *et al.*, 1984), et l'observation microscopique de lames minces orientées. L'étude minéralogique a été appliquée à la totalité des échantillons, l'étude chimique, microchimique et microtectonique à des échantillons sélectionnés en fonction de leur minéralogie ou de leur position dans le forage.

## II. — FORAGE DE JEUMONT 1

Les terrains, traversés sur 4.938 m d'épaisseur, s'étendent du Gédinnien supérieur (Dévonien inférieur) au Westphalien A (Carbonifère supérieur), avec présence de Couvinien et Givétien à la fois au-dessous et au-dessus de la Faille du Midi (localisée vers 2.400 m). La lithologie est dominée par des argilites, des siltstones et des grès, avec d'importantes formations calcaires au Givétien, au Frasnien et au Dinantien.

### 1) Résultats d'ensemble.

Les assemblages argileux sont caractérisés par la prépondérance des illites et des chlorites (60 à 100 % des minéraux argileux), souvent bien cristallisés. L'abondance relative de ces minéraux varie selon les niveaux et parfois selon la lithologie (chlorites plus abondantes dans les grès). Elle est indépendante de la profondeur et ne présente pas de changement significatif au niveau de la Faille du Midi (fig. 2). L'absence de gradient minéralogique dans le forage, en fonction de l'enfouissement, se retrouve sur le plan géochimique : si la composition de la roche totale permet aisément de préciser les différences chimiques entre les principaux types lithologiques, la composition de la fraction argileuse est homogène et ne montre pas, en particulier, d'accroissement important du potassium avec la profondeur (tabl. II).

La cristallinité de l'illite (largeur à mi-hauteur, en  $1/10 \ 2\theta \text{ Cu}$ , du pic à 10 Å, essai glycolé) est généralement bonne et ne présente pas de modification continue de ses valeurs au long du forage (fig. 2).

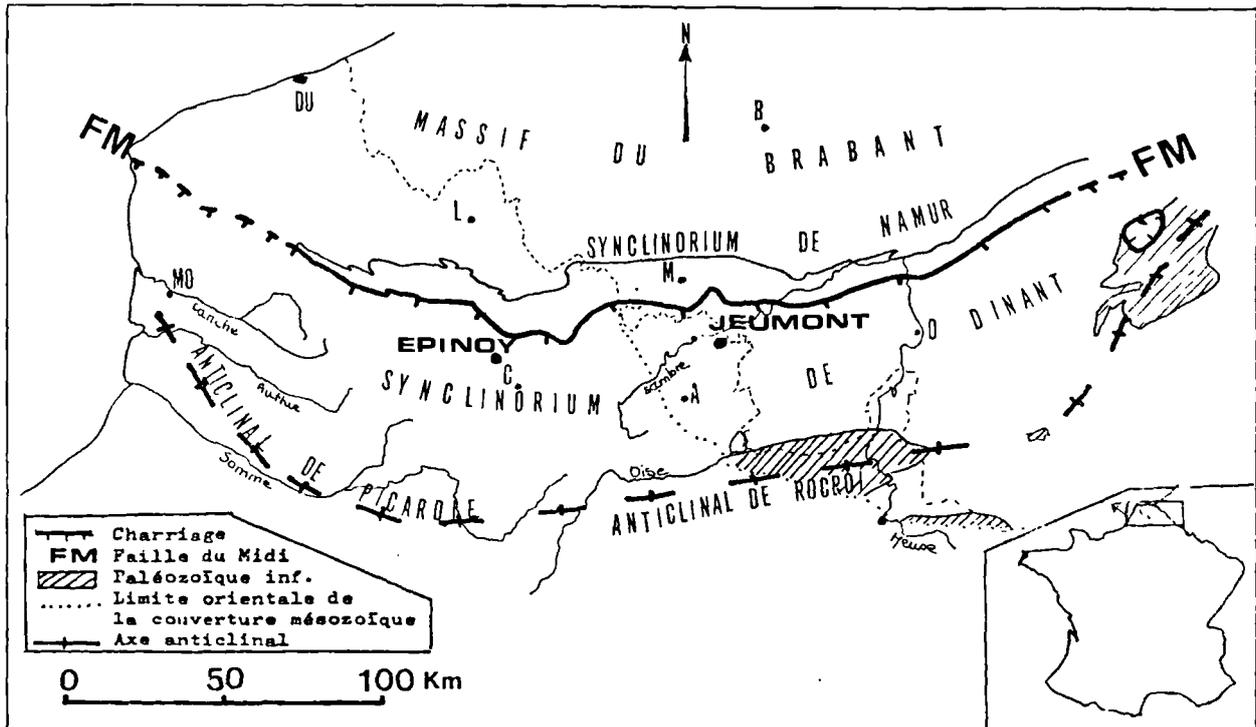


Fig. 1. — Carte de situation.

A : Avesnes. — B : Bruxelles. — C : Cambrai. — D : Dinant. — DU : Dunkerque.  
L : Lille. — M : Mons. — MO : Montreuil.

Fig. 1. — Location map.

Il en est de même pour la cristallinité de la chlorite (mesure sur le pic à 14 Å). La cristallinité de l'illite est en moyenne moins bonne dans les formations inférieures du Bassin de Namur que dans celles sus-jacentes du Bassin de Dinant, et elle montre une amélioration rapide vers le haut au voisinage de la Faille du Midi. Dans chaque unité structurale, la cristallinité de l'illite tend grossièrement à s'améliorer vers le bas, dans les formations les plus anciennes (Gédinnien pour le Bassin de Dinant, Dinantien à Couvinien pour le Bassin de Namur).

D'autres minéraux argileux accompagnent l'illite et la chlorite. Les interstratifiés irréguliers illite-vermiculite, illite-smectite, chlorite-vermiculite ou chlorite-smectite sont très fréquents, en faible abondance. Les smectites (0-25 %) et les kaolinites (0-10 %) sont

présentes durant le Couvinien et le Givétien au-dessus de la Faille du Midi, durant le Dinantien et le Namurien Westphalien A au-dessous. Des interstratifiés sub-réguliers complexes existent en outre dans les calcaires et dolomies dinantiens. Les minéraux associés aux argiles comprennent principalement le quartz et des feldspaths, parfois de la lépidocrocite et de la goéthite (Dévonien inférieur).

L'étude microstructurale a porté sur la reconnaissance de la présence du clivage schisteux, déterminé à lithologie plus ou moins constante (shales, grés-pélites et marnes) et sur l'observation qualitative de la morphologie de la fabrique tectonique ainsi créée (Pl. XI). La schistosité est fréquente dans la série supérieure (Dévonien inférieur et moyen du bassin de Dinant). Là, les observations microscopiques montrent que les

Sociétés (année)	FORAGE DE JEUMONT 1			FORAGE D'EPINOY 1		
	COFSEEP (1963)			C.F.P. - B.P. - A.G.I.P. - S.N.E.A.P. (1983)		
Profondeur atteinte	4938,1m			3952m		
Techniques de forage	Boue (bentonite) - Mousse - Air - Eau			Boue (Rhodopol)		
Matériel recueilli	Cuttings - 30 carottes			Cuttings - 7 carottes		
Lithologie	<u>Formations du bassin de DINANT</u>					
	12,5m- 405m	GIVETIEN	Calcaire			
	405m- 450m	COUVINIEN	Idem			
	450m-1340m	ENSIEN	Shales, grès, silt-stones	159m-2102m	DEVONIEN INF.	Grès
	1340 m-1875m	SIEGENIEN	Idem			
	1875 m-2400m	GÉDINNIEN SUP.	Idem			
	2400m	<u>FAILLE DU MIDI</u>				2100m
	<u>Formations du bassin de NAMUR</u>					
	2400 m-3625m	NAMURIEN et WESTPHALIEN A	Shales, grès siltstones	2102m -2222m	GIVETIEN	Calcaire
	3625 m-4345m	DINANTIEN	Calcaire - Dolomie	2222m -2315,5m	FRASNIEN	Idem
	4345 m-4600m	FAMENNIEN	Argilites, grès siltstones	2315,5m-2317m	FAMENNIEN et STRUNIEN	Argilites, grès
	4600 m-4800m	FRASNIEN	Calcaire, siltstones	2317m -2750m	TOURNAISIEN	Calcaire, dolomie
	4800 m-4900m	GIVETIEN	Calcaires	2750m -3289m	VISEEN	Calcaire, dolomie anhydrite
	4900 m-4938,1	COUVINIEN	Calcaire, shales	3289m -3351m	SILURIEN	Calcaire
				3351m -3434,1m	STRUNIEN	Calcaire, anhydrite
			3434,5m-3575m	VISEEN	Idem	
			3575m -3952m	NAMURIEN	Argilites	

Tableau I. — Caractères généraux des forages étudiés.

Table I. — General data on Jeumont and Epinoy boreholes.

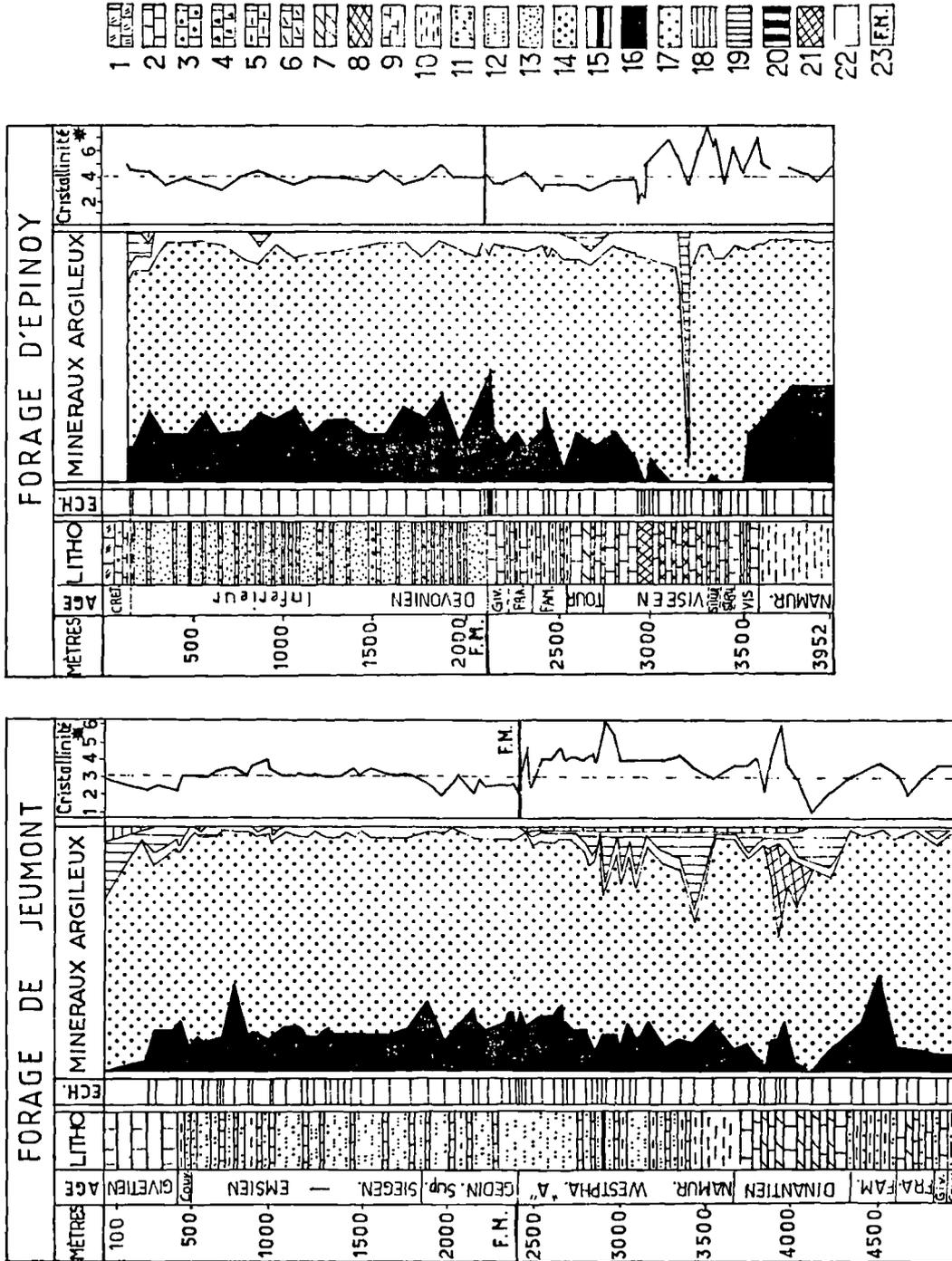


Fig. 2. — Forage de Jeumont 1 et Epinoy 1. Stratigraphie, lithologie et minéralogie de la fraction sédimentaire argileuse. 1. Boues calcaires. — 2. Calcaires. — 3. Biomicrites. — 4. Calcaires bréchiques. — 5. Calcaires argileux. — 6. Calcaires dolomitiques. — 7. Dolomies. — 8. Anhydrite. — 9. Marnes. — 10. Argilites. — 11. Shales. — 12. Siltstones. — 13. Grès fins. — 14. Grès grossiers. — 15. Veine charbonneuse. — 16. Chlorite. — 17. Illite. — 18. Kaolinite. — 19. Smectite. — 20. Talc. — 21. Interstratifiés sub-réguliers. — 22. Interstratifiés irréguliers. — 23. Faille du Midi. \* Cristallinité de l'illite en  $1/10^{\circ}2\theta$

Fig. 2. — Jeumont 1 and Epinoy 1 boreholes: Stratigraphy, lithology and clay mineralogy. \* Crystallinity index of illite ( $1/10^{\circ}2\theta$  Cu K $\alpha$ )

DONNÉES DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE LA ROCHE TOTALE - FORAGE D'EPINOY 1

Ech.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Sr	Co	Cu	Pb	V
250	75,4	1,98	0,46	0,40	0,20	0,28	0,07	ND	0,39	19	137	11	3	48	26	92	30	20	ND
950	78,4	10,20	1,60	1,86	0,74	1,68	0,38	ND	3,90	379	515	32	121	78	63	108	13	20	50
1451	67,7	14,70	2,66	2,69	0,75	2,65	0,50	ND	5,10	973	100	40	90	61	79	143	13	23	70
1760	71,3	11,67	1,46	2,49	0,63	1,98	0,35	ND	4,39	999	179	40	65	107	74	76	22	23	50
1850	72,4	11,25	3,37	2,11	1,32	1,85	0,35	ND	3,52	1252	174	38	59	105	95	150	38	58	50
1950	77,6	11,01	1,26	1,06	0,33	2,91	0,34	ND	3,30	284	74	31	38	63	68	131	18	23	30
2050	67,6	16,05	0,32	1,41	0,73	2,97	0,54	ND	7,79	2604	389	63	54	47	121	123	34	34	90
2078,6	60,8	23,04	ND	1,47	0,80	4,22	0,88	ND	5,99	694	121	79	58	84	121	210	119	15	13
2097	68,9	15,12	0,72	1,34	0,66	2,67	0,50	ND	7,76	1604	168	81	52	32	100	165	56	27	80
2100	68,4	15,04	0,61	1,53	0,76	2,70	0,52	ND	7,74	2830	142	70	55	80	105	194	58	24	80
2105	67,5	14,75	1,14	1,54	0,74	2,70	0,51	ND	7,38	3103	153	71	53	47	105	225	44	24	80
2150	27,0	6,81	29,32	2,57	0,22	1,63	0,15	ND	3,26	947	95	20	32	42	216	151	21	32	40
2320	49,0	14,68	11,28	2,26	0,58	3,01	0,47	ND	6,35	1230	116	43	47	76	163	101	46	21	80
2409,5	37,7	10,36	20,36	2,84	0,66	3,41	0,28	ND	4,25	473	100	31	38	58	226	86	27	33	50
2800	6,8	1,26	44,99	3,94	0,12	0,32	0,05	ND	1,11	505	158	2	28	39	410	75	18	38	10
3200	17,0	0,24	36,26	8,15	0,04	0,09	ND	ND	0,05	42	63	112	14	8	75	7	6	16	ND
3250	4,9	0,55	48,54	0,79	0,03	0,11	ND	ND	0,22	53	42	10	10	9	5950	73	6	17	ND
3302,1	50,9	1,58	23,84	0,49	0,05	0,26	0,05	ND	0,27	79	89	30	ND	9	1352	63	7	15	ND
3350	5,6	0,61	46,34	0,69	0,04	0,09	ND	ND	0,07	63	42	9	17	12	5350	68	9	30	ND
3360	4,5	0,58	45,34	0,88	0,05	0,15	ND	ND	0,05	74	58	11	14	13	6413	87	9	29	ND
3400	1,9	0,27	44,24	1,15	0,03	0,10	ND	ND	0,10	47	74	4	8	9	1936	110	5	19	ND
3500	2,1	0,32	50,04	0,74	0,03	0,06	ND	ND	0,11	95	58	5	22	14	1194	96	9	31	ND
3750	58,0	17,73	1,97	2,46	0,75	2,85	0,56	ND	6,88	2167	179	89	67	117	195	131	48	41	130

DONNÉES DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE LA ROCHE TOTALE - FORAGE DE JEUMONT

Ech.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Sr	Co	Cu	Pb	V
12,5	4,5	0,59	49,62	0,68	0,06	0,17	0,03	ND	0,53	142	105	1	40	28	289	175	6	45	30
1970	71,5	14,45	1,40	1,93	0,64	2,18	0,44	ND	6,02	558	200	38	132	169	84	133	9	9	90
2066	69,3	14,24	1,51	2,14	0,70	2,42	0,45	ND	6,39	568	142	43	164	221	74	166	8	20	100
2140	77,1	10,49	0,21	2,72	0,74	1,60	0,29	ND	8,56	368	289	41	105	144	110	197	13	16	50
2170	71,6	12,51	2,14	1,53	0,77	2,16	0,35	ND	5,13	589	205	41	57	114	79	185	20	14	90
2214	65,9	14,50	3,42	2,29	0,75	2,39	0,48	ND	6,63	994	153	57	75	122	116	242	9	11	110
2356	67,2	13,03	3,34	2,82	0,49	2,12	0,40	ND	5,14	968	153	57	67	129	137	109	49	23	90
2402	64,3	10,06	7,92	2,06	0,57	1,74	0,28	ND	4,57	226	121	43	62	115	126	174	17	43	170
2446	71,9	15,48	1,28	2,30	0,55	2,58	0,49	ND	8,55	1678	163	100	85	123	216	167	50	53	150
3410	63,6	16,96	0,62	2,00	1,10	2,77	0,69	ND	6,69	999	174	60	136	203	147	143	46	156	150
3816	2,1	0,38	49,32	1,66	0,04	0,09	0,02	ND	0,23	79	68	2	41	25	352	99	7	37	ND
3842	6,6	2,32	43,53	3,88	0,09	0,39	0,0	ND	1,14	226	169	15	39	39	384	160	27	2000	60
3900	1,6	0,36	51,79	0,86	0,04	0,07	ND	ND	0,23	95	53	3	80	47	421	102	6	39	20
3946	3,2	0,77	30,46	19,6	0,07	0,15	0,03	ND	0,62	237	42	2	27	18	110	47	7	36	ND
4002	3,6	1,23	29,05	18,85	0,08	0,24	0,04	ND	0,56	142	105	4	91	42	132	82	8	78	ND
4100	ND	0,17	46,27	6,77	0,04	0,04	ND	ND	0,34	63	37	ND	21	17	221	102	6	28	ND
4196	ND	0,15	38,89	11,43	0,04	0,05	ND	ND	0,36	47	68	ND	63	27	153	62	6	54	ND

DONNÉES DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE LA FRACTION FINE - FORAGE DE JEUMONT

Ech.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Sr	Co	Cu	Pb	V
680	49,4	25,98	0,99	3,93	0,52	4,50	0,65	ND	10,31	268	163	63	140	195	121	59	ND	20	160
760	56,2	18,78	0,49	2,02	0,27	2,92	0,46	ND	16,34	899	200	92	147	112	79	141	2	41	100
840	51,4	28,02	0,14	2,24	0,54	3,96	0,57	ND	9,02	499	174	66	90	121	105	25	6	23	140
1776	49,7	26,64	2,84	2,65	0,77	3,66	0,65	ND	9,23	310	147	62	230	356	100	54	5	20	150
1970	52,7	26,88	0,30	2,54	0,74	3,58	0,68	ND	7,90	247	137	50	101	126	84	37	2	8	120
2066	52,7	26,18	0,15	3,12	0,88	4,22	0,79	ND	10,27	279	126	63	117	159	84	50	7	17	130
2140	54	26,04	0,05	2,82	1,16	3,70	0,63	ND	9,37	389	158	76	110	175	105	32	13	28	120
2170	53,2	26,40	0,11	2,18	1,11	4,67	0,79	ND	8,05	300	110	60	90	169	100	39	11	21	120
2214	51,3	25,58	0,19	2,90	0,75	3,66	0,7	ND	9,51	352	132	73	120	195	95	36	10	14	140
2386	50,4	26,12	0,88	4,13	0,49	4,45	0,79	ND	7,65	384	174	83	118	238	68	35	24	20	150
2402	51	25,18	0,11	6,49	0,59	4,79	0,65	ND	9,10	337	163	73	194	444	63	31	21	53	200
2446	54	24,46	0,77	2,66	0,55	4,40	ND	ND	7,87	537	263	87	97	271	147	ND	32	69	ND
D	43,6	23,78	0,42	2,45	0,58	3,92	ND	ND	5,39	184	237	112	170	267	137	ND	49	23	73
4392	49	21,20	2,86	5,50	0,39	5,72	0,71	ND	5,47	153	195	79	144	275	47	3	28	123	13
4482	47	20,76	0,48	5,27	0,55	4,69	0,69	ND	8,29	221	284	65	88	181	58	32	21	43	12
4576	51,1	26,00	0,27	2,75	0,46	6,33	0,66	ND	7,83	268	121	49	94	120	84	26	10	15	10

Tableau II (Annexe). — Principales données géochimiques des forages de Jeumont et Epinoy.

Table II (Appendix). — Main geochemical data in Epinoy and Jeumont boreholes.

minéraux phylliteux et le quartz tendent à se disposer parallèlement aux plans de schistosité et elles suggèrent que, comme ailleurs en Ardenne (Piqué *et al.*, 1984), une part notable de la croissance des phyllosilicates et donc leur agradation diagénétique, voire anchimétamorphique, était contemporaine du plissement synschisteux. Dans la série inférieure du bassin de Namur, par contre, la schistosité est le plus souvent absente et la seule fabrique décelable à l'échelle microscopique est le litage stratigraphique. Dans les niveaux d'âge couvinien, les plus profonds atteints par le forage, la fabrique sédimentaire est accentuée par une importante dissolution qui s'est exercée perpendiculairement au plan du litage stratigraphique. L'évolution de ces niveaux traduit donc ici une diagenèse d'enfouissement.

2) Discussion.

L'abondance des illites et des chlorites, ainsi que leur bonne cristallinité d'ensemble, suggèrent l'intervention d'une action diagénétique marquée sur les argiles (Dunoyer, 1969 ; Kish, 1983), du reste argumentée par l'existence assez fréquente d'une schistosité dans la série supérieure (Piqué. *in* Raoult, Coord., 1984). Cette influence diagénétique présente toutefois des caractères très particuliers. D'une part, elle précède obligatoirement la dernière phase de mise en place structurale responsable de la disposition tectonique actuelle, puisque aucun gradient continu n'existe *in situ* au long du forage et que les formations inférieures sont moins évoluées que les supérieures : aucune diagenèse argileuse d'enfouissement n'a affecté le secteur de Jeumont après l'orogénèse hercynienne (Carbonifère supérieur). Les modifications diagénétiques ont nécessairement affecté les minéraux argileux de ce secteur au moment de phases antérieures de structuration et de métamorphisme.

D'autre part, la diagenèse argileuse demeure d'intensité modérée, puisque des minéraux essentiellement caractéristiques de domaines géodynamiques externes, comme les smectites et les kaolinites, subsistent à des niveaux variés, en particulier les plus profonds (jusqu'à plus de 4.000 m). Il en résulte que certains témoigna-

ges, certes déformés, peuvent subsister au travers des cortèges argileux, sur les types d'environnements ayant régné lors du dépôt des sédiments. Ainsi :

— Au Dévonien inférieur (Gédinnien à Emsien), l'abondance des minéraux primaires et les bonnes cristallinités de l'illite témoignent surtout de l'intervention diagénétique, voire anchimétamorphique, dans la série supérieure ; mais il n'est pas possible d'exclure l'expression complémentaire d'une érosion active directe, sans pédogenèse notable, de roches modifiées et structurées par l'orogénèse calédonienne (cf. ci-dessous : IV).

— Au Couvinien et au Givétien, les smectites et kaolinites sont bien représentées dans le Bassin de Dinant alors qu'elles sont quasiment absentes du Bassin de Namur : cette différence peut résulter d'origines détritiques différentes (ex. Bassin de Namur tributaire d'apports en provenance des reliefs du Brabant, plus déclives et/ou plus métamorphisés que ceux de la Paléo-Ardenne), ou à des mécanismes de sédimentation différentielle.

— Au Frasnien et surtout au Famennien, l'abondance remarquable des illites et chlorites pourrait refléter une reprise de l'érosion active des socles, corrélative de la régression importante qui accompagne l'activité tectonique dans les Calédonides scandinaves (Michot, 1980, p. 547).

— Au Namurien et au Westphalien enfin, la présence de niveaux à smectites associées à un peu de kaolinite, suggère l'existence de périodes favorables à la genèse de sols de climat chaud (Millot, 1964). L'alternance de ces niveaux avec des passées dépourvues de smectites pourrait traduire un contexte tectonique instable avec des reprises périodiques d'érosion, du reste attesté par les études structurales (Colbeaux *et al.*, 1977).

3) Niveaux particuliers.

a) Zone de passage de la Faille du Midi. Caractérisé par la présence de kaolinite en traces et par une illite en moyenne moins bien cristallisée qu'au-dessus, les niveaux situés au-dessous de la Faille du Midi ne

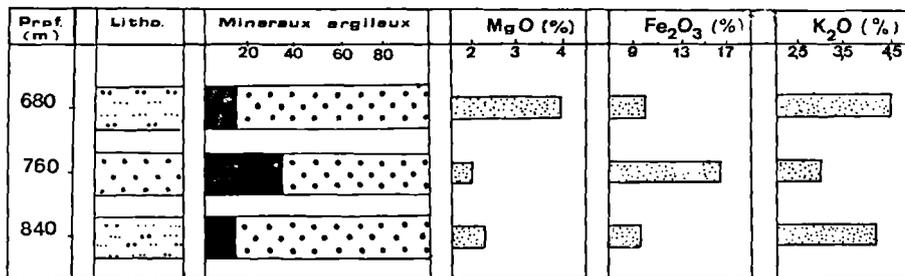


Fig. 3. — Jeumont. Géochimie comparée de la fraction fine de shales (680 et 840 m) et de grès (760 m) emsiens.

Fig. 3. — Jeumont borehole : Compared geochemistry of the clay fraction of emsian shales (680 and 840 m) and sandstones (760 m).

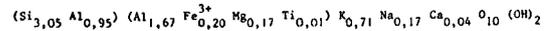
présentent pas de limite géochimique très tranchée. On observe des changements caractéristiques des teneurs en Na<sub>2</sub>O, Zn, Co, V, Mn et MgO, entre les cotes — 2.140 et — 2.446 m (tabl. III), ce qui traduit l'existence d'une zone faillée complexe plutôt que d'une faille unique, et s'accorde avec les données bibliographiques récemment regroupées (Becq-Giraudon, Coord., 1984). L'augmentation marquée en manganèse et en magnésium au niveau de la faille correspond certainement à une amélioration des circulations d'eaux dans la zone broyée, favorisant les précipitations d'oxydes métalliques.

b) *Dolomies et calcaires dinantiens*. La présence, restreinte aux calcaires et dolomies du Dinantien, d'interstratifiés sub-réguliers complexes à composants de type illite, chlorite, smectite, parfois vermiculite, correspond à des niveaux où la liaison calcium-strontium est faible et où Ca et Mg sont en antagonisme. Ceci traduit une évolution post-sédimentaire de ces roches carbonatées (Kinsman, 1969; Renard, 1978; Rabineau, 1983). Le caractère très localisé et le milieu magnésien caractéristique de ces développements argileux suggèrent la prépondérance d'une intervention diagénétique précoce, en milieu sédimentaire confiné (Lucas, 1962), suivie de modifications mineures sous l'effet de la diagénèse d'enfouissement.

c) *Alternances shales-grès*. Les formations du Dévonien inférieur (Gédinnien, Siegénien, Emsien) et du Famennien comportent fréquemment des niveaux alternants silto-argileux et gréseux, dont les plus grossiers sont systématiquement enrichis en chlorites. Le caractère très ferrifère de ces chlorites par rapport à celles des shales est illustré par l'analyse géochimique. Trois séries d'échantillons du Dévonien inférieur et du Famennien, comprenant chacune deux niveaux de shales et un niveau intermédiaire gréseux, montrent en effet une augmentation systématique de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans les grès,

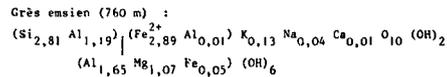
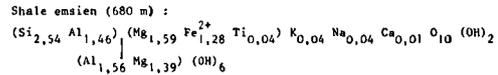
aux dépens notamment du potassium (K<sub>2</sub>O) des illites (ex. fig. 3).

L'examen à la microsonde (fig. 4) montre que les illites sont dans l'ensemble peu variables. Leur formule structurale est très proche de celle des illites classiques (tabl. II, Annexe) (Deer *et al.*, 1963). Le calcul conduit à la formule suivante :



Le fait de retrouver des illites comparables quels que soient l'âge, la profondeur et la lithologie, permet de penser qu'elles sont essentiellement héritées.

En revanche, les chlorites présentent diverses formules structurales, très généralement caractérisées dans les grès par un caractère ferrifère plus marqué (tabl. II, Annexe), comme le montrent les deux exemples moyens suivants :



Cette variation géochimique, parallèle à celle de la lithologie et n'affectant nettement qu'une seule famille minérale, résulte certainement d'une évolution diagénétique tardive. On peut penser que le milieu poreux des grès a favorisé les circulations de solutions sous pression et permis des transformations d'argiles détritiques en chlorites diagénétiques. Ce mécanisme paraît voisin de celui identifié dans les bancs calcaires des alternances marno-calcaires du Crétacé inférieur du domaine vocontien, dans les Alpes externes (Bouquillon, 1984; Deconinck, 1984).

Notons que les chlorites des shales comprennent divers termes intermédiaires entre un pôle trioctaédrique (Fe, Mg) et un pôle dioctaédrique (Al) : cette variété des chlorites n'existe pas dans les grès, ce qui s'accorde avec l'interprétation d'une homogénéisation diagénétique. On remarque par ailleurs, au Famennien, l'existence d'une famille d'illites et chlorites hypersiliceuses, dans les tétraèdres desquelles les substitutions de Si par Al sont faibles : ce fait constitue un indice supplémentaire en faveur d'une évolution diagénétique modérée (Foscolos et Kodama, 1974), et conforte l'interprétation d'une intervention tectonique sur la présence des abondantes illites et chlorites du Dévonien supérieur. Notons enfin l'existence probable de diffusions secondaires *per descensum* (cf. chap. II, 2) :

1) pour le fer des shales sous-jacents aux grès, dont les teneurs sont généralement plus fortes que dans les shales sus-jacents ; ceci est particulièrement net dans les chlorites (fig. 4) ;

2) pour le magnésium qui est enrichi dans les alternances famenniennes situées sous les calcaires et dolomies du Dinantien.

ECH. mètres	Na <sub>2</sub> O *	Zn *	Co *	V *	Mn *	MgO **
2140		247 PPM	208 PPM		479 PPM	2.65
2170	0.75 %			85 PPM		%
2214		148 PPM	150 PPM		1217 PPM	4.42
2386	0.54 %			150 PPM		%
2402						
2446						

Tableau III. — Forage de Jeumont. Données géochimiques moyennes au voisinage de la Faille du Midi.  
+ : Roche totale. ++ : Fraction fine.

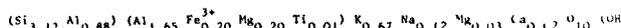
Table III. — Jeumont borehole. Geochemical data around the Midi Fault.  
+ : Bulk material. ++ : Clay fraction.

### III. — FORAGE D'EPINOY 1

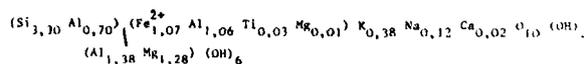
Les formations paléozoïques, traversées sur 3.952 m d'épaisseur, comprennent, au-dessus de la Faille du Midi située à 2.100 m, des grès durs du Dévonien inférieur. Au-dessous, les séries, en bonne partie écaillées et inversées, sont constituées de terrains dévoniens, carbonifères et même siluriens, dominés par des calcaires souvent à anhydrite, des dolomies et, plus rarement, des argilites et siltstones (Famennien, Namurien) (tabl. I).

### 1) Résultats d'ensemble et interprétation.

Comme à Jeumont, les illites (70-90 %) et les chlorites (10-30 %) constituent la plus grande partie des minéraux argileux (fig. 2). Les proportions de ces minéraux, particulièrement élevées, ne varient pas de manière progressive au long du sondage, comme c'est du reste le cas pour les éléments chimiques majeurs et en traces des niveaux de lithologie comparable (tabl. II). Les illites ont une composition peu variable, identifiée à partir des données de la microchimie :



La cristallinité de l'illite ne présente aucune amélioration avec la profondeur croissante, elle est au contraire la moins élevée en-dessous de 3.000 m de profondeur et ne montre pas de changement significatif au niveau de la Faille du Midi. Les chlorites, dont la teneur en fer est variable (augmentation dans le Namurien basal et au niveau de la Faille du Midi), ont une tendance nettement dioctaédrique (alumineuse) :



Certaines chlorites ont toutefois une tendance tri-octaédrique plus marquée, comme à Jeumont.

Les autres minéraux argileux comprennent des interstratifiés irréguliers variés et ubiquistes, en faible abondance, des smectites très localisées (Viséen, Tournaisien, Dévonien) et parfois de la corrensite et du talc (Viséen), ou de la kaolinite (sommet du Dévonien inférieur). Les minéraux associés aux argiles sont les mêmes qu'à Jeumont, avec en outre du gypse, sans doute issu de l'hydratation de l'anhydrite, dans les calcaires viséens à évaporites.

L'interprétation générale de ces résultats est très comparable à celle qui a été proposée pour le forage de Jeumont. L'empreinte de la diagenèse sur les minéraux argileux apparaît assez marquée, mais elle n'est pas clairement liée à l'enfouissement, semble antérieure à la phase tardive de l'orogénèse hercynienne responsable de la disposition structurale majeure, et n'a pas totalement effacé le témoignage des événements contemporains du dépôt (persistance de minéraux issus de phénomènes propres aux conditions de la surface).

### 2) Niveaux particuliers.

a) *Zone de passage de la Faille du Midi.* Non différenciés par la composition minéralogique des argiles ni par la cristallinité de l'illite, les ensembles sédimentaires situés de part et d'autre de la Faille du Midi sont clairement séparés par la lithologie (grès surmontant des calcaires) et également par la géochimie : le magnésium et le potassium présentent une augmentation relative dans les séries inférieures (tabl. II). Par ailleurs, la zone de passage proprement dite est caractérisée par des teneurs en fer particulièrement élevées (7,32 % de  $Fe_2O_3$ , contre 3,48 % de moyenne générale), du

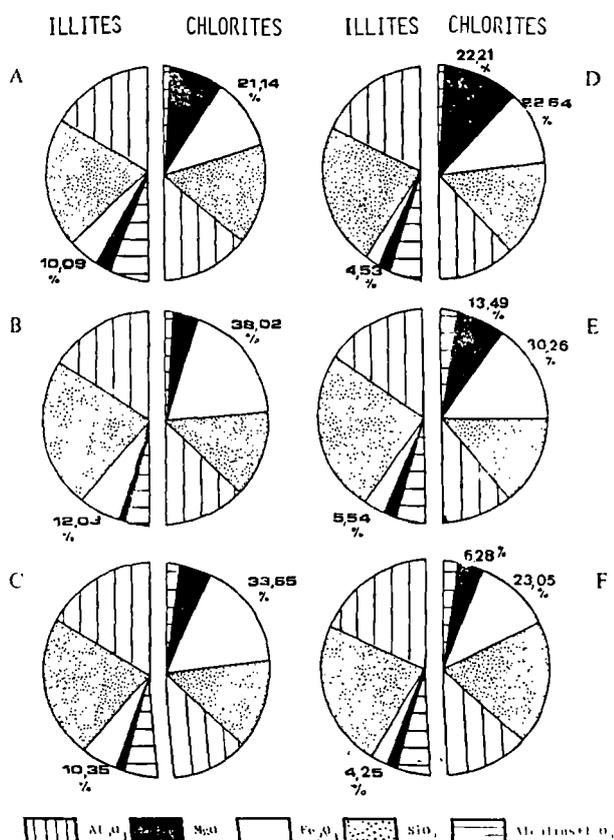


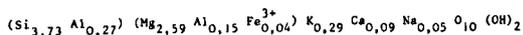
Fig. 4. — Microchimie. Comparaison des chlorites et des illites dans les alternances shales-grès du Dévonien inférieur et du Famennien (moyennes rapportées à des pourcentages pondéraux; demi-cercle = 100 % des oxydes considérés).

A : Shales emsiens (— 680 m) ou siltstones siegiéniens (— 1.776 m). — B : Grès emsien (— 760 m) ou grès siegiénien (— 1.886 m). — C : Shales emsiens (— 840 m) ou siltstones gédinniens (— 1.970 m). — D : Argilites famenniennes (— 4.392 m). — E : Argilites + grès famenniennes (— 4.482 m). — F : Shales famenniennes (— 4.576 m).

Fig. 4. — Microchemical data: Comparison of illites and chlorites from Lower Devonian and Famennian shales-sandstones alternations (average values of weight-percentages. 1/2 circle = 100 % of considered oxides).

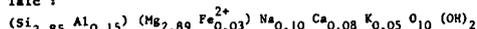
reste également exprimées par l'analyse diffractométrique et microchimique des chlorites. Il s'agit certainement d'une zone de passage préférentiel des eaux, propice aux précipitations métalliques et aux transformations minérales secondaires. Du reste, l'analyse microstructurale en lames minces montre, de part et d'autre de la Faille du Midi, une fracturation intense accompagnée de dissolutions et recristallisations et qui reprend les structures antérieures.

b) *Calcaires et dolomies à évaporites du Viséen.* Les niveaux viséens sont marqués par l'abondance du strontium, associé à la présence de célestine dans la roche totale. Vers 3.200 m de profondeur, des échantillons riches en magnésium (8,15 % MgO) et en lithium (112 ppm) contiennent des smectites très bien cristallisées qui, localement, constituent jusqu'à 90 % de la fraction argileuse. Il s'agit de minéraux hypermagnésiens de type stévensite-saponite (analyses à la microsonde) :

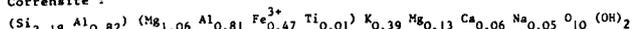


Ces smectites sont parfois associées à du talc à faibles substitutions tétraédriques, ainsi qu'à de la corrensite (interstratifié régulier chlorite-smectite), dont les formules structurales peuvent également être établies à partir des données microchimiques :

Talc :



Corrensite :



Enfin, quelques particules de type chlorite gonflante (Caillère *et al.*, 1982), non identifiées par diffraction des rayons X, paraissent associées à ces minéraux.

Le problème se pose de l'origine sédimentaire ou diagénétique de cet assemblage minéralogique et géochimique singulier, dont certains composants ont déjà été identifiés dans d'autres localités viséennes du Nord de la France (Avesnois, Boulonnais : Crasquin, 1983). En effet, si le talc est généralement associé à la diagénèse profonde et à l'anchizone (Dunoyer, 1969), il est aisément remanié à l'état détritique dans les formations superficielles sédimentaires (ex. Guenot, 1970), comme la plupart des minéraux d'origine profonde. La corrensite est associée soit à des milieux sédimentaires confinés, carbonatés magnésiens et/ou évaporitiques (ex. Lucas, 1962), soit à des étapes de la diagénèse d'enfouissement (Dunoyer, 1969 ; Kisch, 1983). Quant aux smectites magnésiennes, si elles sont le plus souvent attribuées à une genèse sédimentaire en milieu ionique concentré et évaporatoire (ex. Trauth, 1977), elles peuvent également naître en profondeur, dans des milieux carbonatés isolés et soumis à des pressions élevées (ex. Wilson *et al.*, 1968) ; par ailleurs, les smectites ferro-magnésiennes semblent résister mieux que les autres smectites aux illitisations liées à l'enfouissement (Bcles et Franck, 1979). La présence très locale des smectites magnésiennes, leur association

avec un milieu carbonaté magnésien et évaporitique, la présence locale dans la même région d'une faune d'Ostracodes caractéristique de milieux de salinité variable (Crasquin, 1983 ; Bouquillon, 1984), conduisent à privilégier l'hypothèse d'une genèse en milieu sédimentaire confiné. Lors de l'enfouissement, les minéraux de la surface auraient subsisté dans l'environnement magnésien originel, qui aurait pu favoriser le développement diagénétique ultérieur de corrensite et de talc.

#### IV. — COMPARAISON DES DEUX FORAGES CONCLUSIONS

Bien que distants de seulement 60 km et situés dans un contexte géologique voisin (fig. 1), les forages de Jeumont 1 et Epinoy 1 se prêtent difficilement aux comparaisons détaillées. Ils diffèrent en effet considérablement par divers aspects :

1) lithologie : dominance de siltstones et argilites dans le premier cas, de grès et calcaires dans le second ;

2) stratigraphie : présence et répartition en grande partie différentes des étages du Dévonien et du Carbonifère ;

3) biostratigraphie : faunes d'Ostracodes fréquentes à Epinoy, absentes à Jeumont (Bouquillon, 1984), ce qui rend les corrélations difficiles ;

4) tectonique : séries des Bassins de Dinant et Namur superposées de manière normale à Jeumont, séries du Bassin de Namur en grande partie écaillées et renversées à Epinoy.

Ces différences, qui traduisent la complexité considérable des structures régionales profondes (Becq-Giraudon, Coord., 1984 ; Raoult, Coord., 1984), expliquent les différences observées sur les plans minéralogique et géochimique. L'abondance plus grande des illites et chlorites à Epinoy, l'établissement plus aisé d'une stratigraphie minéralogique à Jeumont en partie interprétable en termes de paléoenvironnements, la présence d'espèces minérales et de caractères chimiques distincts dans les milieux confinés du Carbonifère inférieur dans les deux forages, le reflet différent de la zone de passage de la Faille du Midi, constituent autant d'expressions de ce fait et s'opposent à une comparaison minéralogique et géochimique détaillée et, par conséquent, à des interprétations de signification régionale.

Les différences constatées entre les deux forages s'observent à toutes échelles. A titre d'exemple, les données géochimiques obtenues à la microsonde sur les illites et les chlorites ont été comparées, pour deux échantillons de mêmes âge, lithologie et profondeur (fig. 5). Il s'agit de grès du Dévonien inférieur, situés à 1.770 m de profondeur à la fois à Jeumont et à Epinoy, dans les formations du Bassin de Dinant. On constate que les illites sont plus ferrifères à Jeumont. Quant aux chlorites, comparées sur la base de couches

tétraédriques de même composition, elles sont de tendance plus trioctaédrique à Jeumont (fer plus abondant), de tendance plus dioctaédrique à Epinoy (aluminium plus abondant). Cette différence suppose une évolution due à la diagenèse d'enfouissement, plus marquée à Epinoy qu'à Jeumont (Kossovskaya et Drits, 1970; Foscolos et Kodama, 1973; Kisch, 1983), ce que suggère *a priori* la richesse particulière en illites et chlorites bien cristallisées du premier forage. Néanmoins, l'apparition de chlorites alumineuses peut également s'expliquer par la transformation diagénétique de kaolinite (Müller, *in* von Engelhardt *et al.*, 1962), minéral nettement plus fréquent à Epinoy qu'à Jeumont. Enfin, des fixations précoces de fer peuvent avoir lieu de manière variée en fonction des différences de perméabilité des roches. Ceci conduit à souligner la difficulté qui existe pour parvenir à différencier la part de l'héritage et celle de la diagenèse, dans des régions où l'érosion active de roches diagénisées ou endogènes livre à la sédimentation superficielle des minéraux d'origine profonde. L'exemple de divers domaines péri-montagneux actuels (ex. Chamley et Portier, 1974) montre la prudence qui s'impose lors de l'interprétation des domaines sédimentaires anciens, comme ceux du Paléozoïque, tributaires de l'érosion des massifs tectonisés du Nord-Ouest de l'Europe.

En dépit des divergences soulignées ci-dessus, des ressemblances globales existent entre les forages de Jeumont et d'Epinoy :

1) La diagenèse liée à l'enfouissement sédimentaire et/ou par raccourcissement tectonique s'observe dans les deux cas, mais elle s'est exercée pour l'essentiel avant le jeu chevauchant de la Faille du Midi.

2) Les effets de la diagenèse n'ont pas totalement effacé l'empreinte des environnements originels, en partie préservés au sein des assemblages argileux et chimiques (présence de smectites, kaolinites, interstratifiés irréguliers...): érosion active et activité tectonique au Frasnien-Famennien et sans doute au Dévonien inférieur, développement de sols de climat chaud au Namurien-Westphalien, existence de milieux évaporatoires à sédimentation chimique au Dinantien.

3) Certains niveaux du Viséen paraissent refléter particulièrement l'action successive et cumulée des facteurs du paléoenvironnement et de la diagenèse d'enfouissement, par la coexistence de minéraux issus de milieux confinés superficiels (smectites hyper-magnésiennes) et profonds (corrensite, talc).

4) D'autres effets diagénétiques sont liés aux circulations de fluides interstitiels dans les horizons perméables (précipitation de fer), particulièrement au niveau de la zone fracturée de la Faille du Midi, qu'ils aident ainsi à caractériser.

*Remerciements.* — Nous remercions vivement J. Leplat et G. Souliez, qui ont facilité l'échantillonnage du forage de Jeumont au B.R.G.M. de Lille-Lezennes, ainsi que les Sociétés C.F.P., B.P., A.G.I.P. et S.N.E.A.(P) qui ont autorisé l'étude du récent forage d'Epinoy I et la publication des résultats. L'échantillonnage et la consultation des données du forage d'Epinoy ont été rendus possibles grâce à MM. Desbordes, Laumondais, Le Goc (C.F.P. Paris), M<sup>me</sup> Decruz, MM. Bourdon, Cravatte, Dalaine (C.F.P. Bordeaux) et M. Rouchy (Muséum, Paris). L'étude effectuée à Lille a particulièrement bénéficié de l'aide de P. Recourt. L'aide financière a été assurée par un contrat géré par J.P. Laveine, dans le cadre du programme national « Géologie profonde de la France, 1983 ».

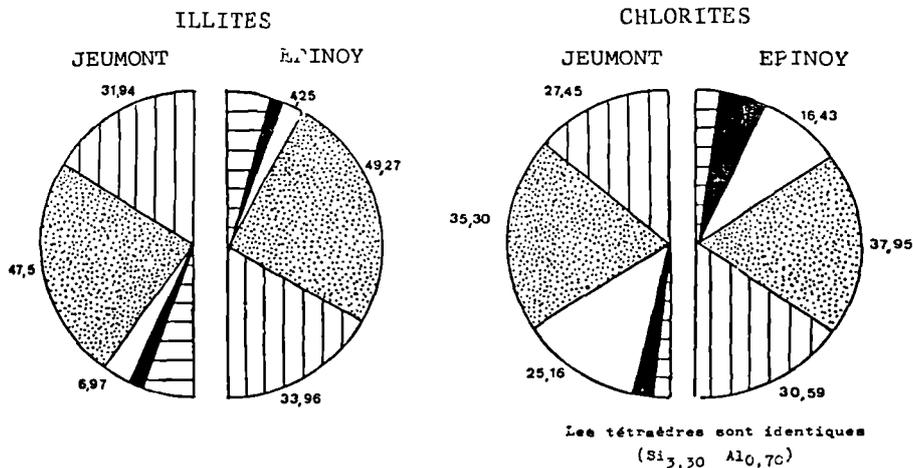


Fig. 5. — Microchimie. Comparaison d'illites et de chlorites du Dévonien inférieur, dans les forages de Jeumont et Epinoy, à profondeur identique (1.770 m). (demi-cercle = 100 % des oxydes considérés). (Voir légende fig. 4).

Fig. 5. — Microchemical data: Comparison of Lower Devonian illites and chlorites from Epinoy and Jeumont boreholes. (Samples originate from same depths: 1.770 m). 1/2 circle = 100 % of considered oxides.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BECQ-GIRAUDON J.F., Coord. (1984). — Compilation critique des acquis bibliographiques. *Actes Coll. Géol. prof. France*, Paris, sept. 1984, thème 1, 9 p., dact. + ann.
- 2) BOLES J.R. and FRANKS G.S. (1979). — Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas. Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *J. Sediment. Petrol.*, 49, 1, p. 55-70.
- 3) BOUQUILLON A. (1984). — Stratigraphie, paléoenvironnement et diagenèse dans le Primaire sédimentaire des forages profonds du Nord de la France. *D.E.A. Lille*, 51 p. dact.
- 4) CAILLÈRE S., HENIN S. et RAUTUREAU M. (1982). — *Minéralogie des argiles. II. - Classification et nomenclature*. Masson Ed., Paris, 189 p.
- 5) CHAMLEY H. et PORTIER J. (1974). — Minéraux argileux de roches, sols et sédiments fluviatiles dans le bassin versant de l'Ubaye (Alpes de Haute-Provence). *Bull. Gr. franç. Argiles*, 26, p. 127-138.
- 6) COLBEAUX J.P., BEUGNIES A., DUPUIS C., ROBASZYNSKI F. et SOMMÉ J. (1977). — Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVII, p. 191-222, 27 fig., 1 tabl.
- 7) CRASQUIN S. (1983). — Ostracodes viséens du Nord de la France (Etude paléontologique et analyse de la fraction argileuse). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CII, p. 191-204.
- 8) DEBRABANT P., DELBART S. et LEMAGUER D. (1985). — Microanalyses géochimiques de minéraux argileux. Application à l'étude de quelques sédiments prélevés en Atlantique Nord, à la base des forages du D.S.D.P. *Clay Miner.*, 20, p. 125-145.
- 9) DECONINCK J.F. (1984). — Sédimentation et diagenèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur - Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpin (France - Sud-Est). Comparaison avec le domaine atlantique nord. *Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lille*, 150 p. + ann.
- 10) DEER W.A., HOWIE R.A. and ZUSSMAN J. (1963). — *Rock Forming Minerals. III. - Sheet silicates*. Longmans Ed., Londres, 270 p.
- 11) DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969). — Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 29, 320 p.
- 12) FOSCOLOS A.E. et KODAMA (1974). — Diagenesis of clay minerals from lower Cretaceous shales of Northeastern British Columbia. *Clays Clay miner.*, 22, p. 319-336.
- 13) GUENOT B. (1970). — Etude d'un minéral argileux du type interstratifié talc-saponite trouvé dans le Précambrien du Congo Kinshasa. *Bull. Gr. franç. Argiles*, 22, p. 97-104.
- 14) KINSMAN D.J.J. (1969). — Interpretation of Sr<sup>2+</sup> concentrations in carbonate minerals and rocks. *J. sedim. Petrol.*, 39, 2, p. 485-508.
- 15) KISCH H.J. (1983). — Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, 2, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, p. 289-494.
- 16) KOSOVSKAYA A.G. and DRITS V.A. (1970). — The variability of micaceous minerals in sedimentary rocks. *Sedimentology*, 15, p. 81-101.
- 17) LAVEINE J.P. Coord. (1984). — Recherches stratigraphiques dans le Nord de la France. *Actes Coll. Géol. prof. France*, Paris, sept. 1984, thème 1, 8 p. dact. + ann.
- 18) LUCAS J. (1962). — La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 23, 201 p.
- 19) MICHOT P. (1964). — Belgique: Introduction à la géologie générale. Excursion 211 A. 26<sup>e</sup> Congr. géol. intern., G 16. Livret-guide.
- 20) MILLOT G. (1964). — *Géologie des argiles. Altérations, sédimentologie, géochimie*. Masson Ed., Paris.
- 21) PIQUE A., HUON S. et CLAUER N. (1984). — La schistosité hercynienne et le métamorphisme associé dans la vallée de la Meuse, entre Charleville-Mézières et Namur (Ardennes franco-belges). *Bull. Soc. belge Géol.*, 93, p. 55-70.
- 22) RABINEAU J.M. (1983). — Contribution à l'étude sédimentologique des carbonates du bassin franco-belge de Namur (Hainaut, Belgique). *Rapp. int. C.F.P.*
- 23) RAOULT J.F., Coord. (1984). — Structures liées à la Faille du Midi et aux chevauchements nord-varisques. *Actes Coll. Géol. prof. France*, Paris, sept. 1984, thème 1, 25 p. dact.
- 24) RENARD M. (1978). — Teneurs en strontium, manganèse, fer et composition isotopique de l'oxygène et du carbone des carbonates des Legs 47b (site 398 D) et 48 (site 400 A). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XX, 4, p. 429-439.
- 25) TRAUTH N. (1977). — Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). *Sci. géol. Mém.*, Strasbourg, 49, 195 p.
- 26) VON ENGELHARDT W., MÜLLER G. and KOMER H. (1962). — Dioktaedrischer Chlorit (« Sudoit ») in Sedimenten des Mittleren Keupers von Plochingen (Württ.). *Naturwissenschaften*, 49, 9, p. 205-206.
- 27) WILSON M.J., BAIN D.C. and MITCHELL W.A. (1968). — Saponite from the dalradian metalimestones of NE Scotland. *Clays Clay Miner.*, 7, p. 343-349.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XI (\*)

Fig. 1. — Les minéraux phylliteux (mica blanc et chlorite) sont disposés parallèlement à la schistosité, soulignée par ailleurs par l'aplatissement des grains de quartz. Cette déformation des grains de quartz, essentiellement due à un mécanisme de dissolution-cristallisation, s'accompagne du développement, en ombres de pression sur ces grains, de barbes de micas dont l'emplacement est indiqué par des flèches

475 m : Emsien.

Fig. 1. — *The sheet silicates (white micas and chlorites) and the quartz flatness parallel the schistosity. The quartz deformation results from a dissolution-crystallization process and is accompanied by the development of pressure shadows and small mica growths (see the arrow).*

475 m : Emsian.

Fig. 2. — La plupart des minéraux phylliteux détritiques (micas blancs et biotites dégradées) sont orientés, avec des minéraux opaques, parallèlement aux plans de schistosité dont la trace est ici parallèle à la plus grande dimension du cliché. D'autres minéraux phylliteux détritiques, microplissés, sont disposés dans le litage stratigraphique.

2.230 m : Gédinnien.

Fig. 2. — *Most of the detrital sheet silicates (white micas and degraded biotites) show specific orientations, together with opaque minerals. The orientation*

*parallels the metamorphic foliation. Other detrital microfolded sheet silicates lay in the stratigraphic bedding.*

2.230 m : Gedinnian.

Fig. 3. — Comme dans l'exemple précédent (fig. 2), la seule fabrique visible est le litage stratigraphique. La conservation des structures organiques les plus fines témoigne de l'absence de recristallisations et de néoformations minérales importantes.

4.827 m : Couvinien.

Fig. 3. — *The only fabric consists of the stratigraphic bedding. The conservation of the finest organic structures points to the lack of noticeable neoformations and recrystallizations.*

4.827 m : Couvinian.

Fig. 4. — La fabrique visible ici, dont la trace est parallèle à la plus grande dimension du cliché, est le litage stratigraphique. On ne discerne aucune trace d'une schistosité oblique sur la fabrique sédimentaire.

4.912 m : Couvinien.

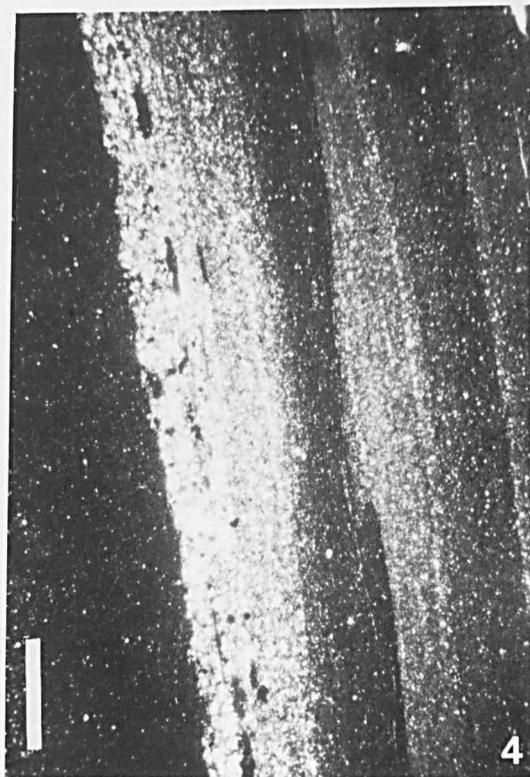
Fig. 4. — *The stratigraphic bedding, parallel to the largest size of the picture, is the only obvious feature. Note the absence of schistosity.*

4.912 m : Couvinian.

---

(\*) Pour tous les clichés, la longueur de la barre échelle représente environ 500  $\mu$ m.

(\*) Scale : About 500  $\mu$ m.





Sont en vente au Siège de la Société :

#### MEMOIRES (\*)

<b>Tome I, n° 1.</b> — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain créacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.	336,00 F.
n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.	252,00 F.
n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	36,00 F.
<b>Tome IV, n° 1.</b> — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	90,00 F.
<b>Tome VI, n° 1.</b> — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutleri</i> B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	85,00 F.
n° 2. — J. GOSSELET et al., <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2	336,00 F.
n° 3. — V. COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.	156,00 F.
<b>Tome VII, n° 1.</b> — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.	102,00 F.
<b>Tome VIII, n° 2.</b> — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	120,00 F.
<b>Tome IX, n° 1.</b> — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées Françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	432,00 F.
n° 2. — G. FOURNIER et al., <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	96,00 F.
<b>Tome X, n° 2.</b> — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	180,00 F.
<b>Tome XII.</b> — D. LEMAITRE, <i>Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Anceis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	336,00 F.
<b>Tome XIII.</b> — P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	252,00 F.
<b>Tome XIV.</b> — G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	84,00 F.
<b>Tome XV.</b> — J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.	180,00 F.
<b>Tome XVI.</b> — A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i>	250,00 F.

#### FASCICULES SPECIAUX (\*)

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1)	85,00 F.
« Centenaire de la S.G.N. » (T. XC, fasc. 4)	100,00 F.
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3)	70,00 F.
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1)	200,00 F.
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4)	150,00 F.
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1)	150,00 F.
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières »	150,00 F.

#### PUBLICATIONS (\*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F.
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	150,00 F.
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F.
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F.
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F.
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridionale</i>	185,00 F.
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	180,00 F.
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F.
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F.
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptéridiennes du Bassin Houiller Sarro-Lorrain</i>	200,00 F.
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F.

<i>Esquisse géologique du Nord de la France</i> , par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires)	29,00 F.
<i>Ecorché géologique infra-mésozoïque</i> (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.)	50,00 F.

#### SERIE DOCUMENTATION (Pochettes de 6 Diapositives avec notice) (\*\*)

Les membres abonnés 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.

(\*) Tous les prix sont indiqués hors taxe.

(\*\*) La liste des séries de diapositives peut être demandée au Secrétariat de la S.G.N.

# SOMMAIRE

Tome CIV

1984

3<sup>me</sup> trimestre

---

	pages
J.M. DEGARDIN et P. DE WEVER. — Radiolaires siluriens dans les Pyrénées centrales espagnoles .....	121
Y. ALMERAS et S. ELMI. — Le contrôle des peuplements de brachiopodes : comparaison des données du Jurassique et de l'Actuel .....	127
— J.J. CORNEE, Ch. COSTAGLIOLA, H. LEGLISE, S. WILLEFERT et J. DESTOMBES. — Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien du synclinal d'Oulad Abbou (Meseta marocaine occidentale). Manifestations volcaniques au Silurien .....	141
E. BOUYX, M. BOUCARUT, M. CLIN et J. ZEILINGA DE BOER. Le Paléozoïque anté-carbonifère de la zone de Meguma, en Nouvelle-Ecosse (provinces maritimes canadiennes). Comparaison avec l'Europe occidentale et implications paléogéographiques .....	147
A. BOUQUILLON, H. CHAMLEY, P. DEBRABANT et A. PIQUE. Etude minéralogique et géochimique des forages de Jeumont et Epinoy (Paléozoïque du Nord de la France) .....	167

© 1985 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

Toute reproduction, même partielle, de cet ouvrage est interdite. Une copie ou reproduction par quelque procédé que ce soit, photographie, microfilm, bande magnétique, disque ou autre, constitue une contrefaçon passible des peines prévues par la loi du 11 mars 1957 sur la protection des droits d'auteur.

Imprimé en France (Printed in France)