

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome C

1980

2^{me} 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 cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un même auteur, ne peut dépasser le total de 10 pages, 1 planche similité 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^{er}-1-1981)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT	TOTAL
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques (2)	20,00 F	105,00 F	125,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	20,00 F	120,00 F	140,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE : 240,00 F — ETRANGER : 280,00 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 entiers aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément. Leur liste figure en fin de fascicule.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII) 170,00 F.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI) 220,00 F.
Tomes XCVI et suivants 240,00 F.

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

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (58,00 F).
IRIS - LILLIAD - Université Lille 1

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome C

1980

2^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1980 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. G. WATERLOT
<i>Président</i>	M. J. LEPLAT
<i>Premier Vice-Président</i>	M. J. CHARVET
<i>Vice-Présidents</i>	M. B. CLÉMENT
	M. J. MANIA
<i>Secrétaire</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. B. HOYEZ
<i>Directeur de la Publication</i> .	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. J.L. MANSY
<i>Conseillers</i>	M ^{lle} D. BRICE
	M. Ch. DELATTRE
	M. M. WATERLOT
	M. J.M. CHARLET
	M. J. SOMMÉ
	M. P. CELET

COMITE DE LECTURE

— 1980 —

M^{me} 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
D E L A
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, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 52-47

Compte rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 2 AVRIL 1980

Présidence de M. José LEPLAT, Président

En ouvrant la séance, Monsieur le Président fait procéder à l'élection de nouveaux membres :
M. Eric HOULGATE, 55, rue du Château, à 29200 Brest, présenté par M. J. Leplat et M^{me} Pelhate.
M. Philippe RICHARD, 28, rue du 8 Mai 1945, à 59171 Hornaing, présenté par MM. J. Leplat et J.M. Dégardin.

Communication orale

P. CAULIER. — Données nouvelles sur la géologie et l'hydrogéologie dans la région de Saint-Amand.

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 7 MAI 1980

Présidence de M. José LEPLAT, Président

Monsieur le Président fait d'abord procéder à l'élection de nouveaux membres :
M. A. VADET, Docteur Vétérinaire, 47, Boulevard Eurvin, à 62200 Boulogne-sur-Mer, présenté par MM. A. Blicck et B. Mistiaen.
M. Jean-François RAOULT, Professeur, Laboratoire de Géologie structurale, U.E.R. des Sciences de la Terre, Université de Lille I, présenté par M. P. Celet et M^{me} Paule Corsin.

Communications orales

G. COURTY. — Présence de berthiérine dans le minerai de fer llanvirnien d'Halouze (Orne).
D. LAURENTIAUX et F. LAURENTIAUX-VIEIRA. — Nouveau Pachytylopside (Insecte Protorthoptère) du Westphalien inférieur belge.
D. LAURENTIAUX et F. LAURENTIAUX-VIEIRA. — Les blattes Dictyomylicridae du Stéphanien de Commeny (France). Réinterprétation et dimorphisme sexuel (*).

(*) Note publiée dans notre prochain fascicule.

SEANCE ORDINAIRE DU 4 JUIN 1980

Présidence de M. José LEPLAT, Président

Après l'élection d'un nouveau membre :

M. Jean-Paul BASSOULET, Laboratoire de Micropaléontologie. Université Pierre et Marie Curie, 4, Place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05, présenté par MM. J.J. Fleury et F. Thiébault.

Monsieur le Président donne la parole à M. K. NAKAMURA, Professeur à l'Université de Tokyo, qui présente une conférence ayant pour titre : *Aperçu sur la géologie du Japon*.

Communications orales

H. CHAMLEY, M. DEYNOUX, C. ROBERT et B. SIMON. — La sédimentation argileuse du Précambrien terminal au Dévonien dans la région du Hodh (Bassin cratonique de Taoudeni, Sud-Est mauritanien).

J.P. BASSOULET, P. DE WEVER, J.J. FLEURY et F. THIEBAULT. — Précisions sur la série stratigraphique de la nappe du Pinde de la presqu'île de Koroni (Péloponnèse méridional, Grèce) : l'âge des Radiolarites (Dogger-Crétacé supérieur).

P. BLANQUART. — Etude géologique préliminaire de la haute vallée de l'Esera (Province de Huesca, Espagne) (*).

Communication écrite

J. DEUNFF. — Observations préliminaires sur le paléophytoplancton de la coupe de Caffiers (Givétien-Frasnien du Boulonnais, France).

3

(*) Note publiée dans notre prochain fascicule.

Présence de berthiérine dans le minerai de fer llanvirnien d'Halouze (Orne)

par Georges COURTY (*)

Résumé. — L'étude aux rayons X (diffractogrammes) montre que la phase silicatée du minerai d'Halouze est constituée essentiellement de berthiérine.

Abstract. — As indicated by X-ray analysis (diffractograms), the main silicate phase component of the oolitic Halouze ironstone (Normandy) is berthierine (chamosite).

Le synclinal paléozoïque de Domfront-Mortain bifurque en donnant une branche septentrionale : le synclinal La Ferrière aux Etangs-Halouze. A l'extrémité Nord-Ouest de ce dernier synclinal, se situe le gisement de fer oolithique d'Halouze où la couche de minerai est interstratifiée dans les shales llanvirniens. Rappelons qu'à Halouze, au-dessus d'un grès du mur à mésostase de silicate et de sidérite, la formation ferrifère llanvirnienne offre successivement un faciès silicaté basal, un ensemble oxydé partagé en deux épisodes par un horizon silicaté médian, un faciès intermédiaire et un niveau silicaté sommital (Courty, 1965, 1979).

Comme dans tous les gisements du minerai de fer oolithique du Llanvirnien normand, le silicate est présent au sein de chacun des faciès du gisement d'Halouze. Il est abondamment représenté dans les faciès silicatés, que cette abondance même caractérise et où il est primaire et associé à de la sidérite diagénétique. Le faciès intermédiaire, où de l'oligiste secondaire s'est développé par halmyrolyse dans les oolithes, est pareillement riche en silicate qui fut le constituant originel de celles-ci comme de la matrice. Enfin, en ce qui concerne les faciès oxydés, l'oligiste, dans les enveloppes d'oolithes, est prédominant mais du silicate y apparaît : les deux constituants sont synchrones et primaires (Courty, 1978) ; en même temps, le ciment est riche en phyllites ; naturellement de la sidérite diagénétique est présente, comme également, du reste, dans le faciès intermédiaire.

Le développement même de cette phase silicatée conduit à chercher quelle est sa nature minéralogique précise. Les silicates des minerais de fer oolithiques sont toujours des phyllosilicates mais des déterminations fines ont permis d'y reconnaître plusieurs familles : la *berthiérine* (ou chamosite des Anglo-Saxons) (Brindley,

1949, 1951 ; Brindley et Youell, 1953 ; Orcel *et al.*, 1949 ; Caillère et Hénin, 1951, 1959, 1963) ; des *chlorites vraies* (Orcel *et al.*, 1949 ; Caillère et Hénin, 1951, 1959, 1963) ; des *chlorites gonflantes* (Caillère et Hénin, 1963) ; des *nontronites* dont Delaloye (1966) a montré l'existence dans le minerai de Chamoson.

Pour connaître l'identité exacte des phyllites du minerai d'Halouze, nous avons étudié les diffractogrammes de rayons X d'une vingtaine d'échantillons prélevés dans tous les faciès mentionnés ci-dessus. Ces diagrammes ont été effectués sur des agrégats orientés (obtenus par sédimentation), à l'état naturel, glycolé et chauffé. La température adoptée a été le plus souvent 550° C mais certains échantillons ont été chauffés à 450° C ; enfin, pour quelques-uns, on a procédé à un diagramme supplémentaire sur du minerai traité à 600° C.

Deux constatations préliminaires s'imposent :

a) Les caractères de la phase silicatée que révèlent les diffractogrammes sont sensiblement les mêmes pour les échantillons des divers faciès : silicatés, intermédiaire ou oxydés. Ainsi il n'apparaît pas de différences, dans la nature de cette phase, en fonction des associations minéralogiques diverses où elle se trouve engagée : présence ou absence d'oligiste, nature primaire ou secondaire de cet oxyde.

b) Le diagramme du produit glycolé est, pour chacun des échantillons de minerai, analogue à celui du produit naturel. On n'enregistre, avec l'éthylène-glycol, aucun déplacement des pics de la phase silicatée. Il est donc possible d'affirmer d'emblée que nous n'avons ni chlorite gonflante, ni nontronite. Nous pouvons, par contre, être en présence de berthiérine ou de chlorite vraie. Rappelons que la berthiérine, de grand espacement réticulaire proche de 7 Å, a une structure Te-Oc ou 1/1 et qu'elle est sensiblement trioctaédrique ; quant à la chlorite, d'espacement basal voisin de 14 Å, elle est de type Te-Oc-Te-Oc ou 2/1/1.

(*) Laboratoire de Géologie stratigraphique de l'Université de Lille I.

Note présentée le 7 Mai 1980 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 4 Mars 1981.

La phase silicatée montre une série de pics qui pourraient bien être ceux d'une *berthiérine* : une réflexion intense variant selon les échantillons entre 7,10 et 7,02 Å ; une réflexion faible, et généralement assez diffuse, autour de 4,65 Å ; une réflexion forte de 3,53 à 3,51 Å ; des réflexions moyennes au voisinage de 2,51 Å et de 2,12-2,13 Å ; et, aux grands angles, des réflexions autour de 1,76 Å et de 1,55 Å. Il faut y ajouter un pic vers 2,68 Å, qui apparaît généralement dans les diffractogrammes des faciès silicatés et même intermédiaire ; mais ce pic est masqué dans les diagrammes des faciès oxydés, lorsque l'oligiste s'y manifeste, par la réflexion d'intensité maximale (2,69 Å) de ce dernier ; ceci vaut d'ailleurs également pour la réflexion vers 2,51 Å des phyllites et un autre pic de l'oxyde.

Mais un doute s'élève immédiatement, quant à la nature de *berthiérine* de cette phase silicatée, lorsqu'on constate qu'un nombre important de diffractogrammes du produit naturel offrent un petit pic, d'intensité très faible, qui se situe, selon les échantillons, entre 13,9 et 14,5 Å. L'existence de ce pic pourrait conduire à considérer que nous avons affaire à une *chlorite vraie*. En effet, Grim (1953) note que, dans les chlorites riches en fer, les réflexions de premier ordre (14 Å) et de troisième ordre (4,7 Å) sont faibles, tandis que celles de second ordre (7 Å) et de quatrième ordre (3,5 Å) sont fortes. Caillière et Hénin (1963) soulignent que, chez de telles chlorites ferrifères, la réflexion de premier ordre est très faible, parfois même à peine décelable. Enfin, dans les premiers travaux faits en France sur les phyllites des minerais de fer, Orcel *et al.* (1949) et Caillière et Hénin (1951) fondent la distinction entre *berthiérines* et *chlorites vraies* sur l'absence de réflexion à 14 Å chez les premières et sa présence chez les chlorites vraies ; cette présence peut d'ailleurs se révéler surtout sur le diagramme du produit chauffé quand elle est, comme on vient de le dire, à peine visible sur le diffractogramme du produit naturel.

Néanmoins, en ce qui concerne le minerai llanvirnien d'Halouze, un certain nombre de faits prouvent que la phase silicatée est essentiellement du type *berthiérine* :

1) Orcel *et al.* (1949), Caillière et Hénin (1951, 1963) ont fait remarquer que les chlorites se différencient par un grand renforcement de la réflexion à 14 Å si on les chauffe autour de 550°, alors que les autres réflexions (00l) sont fortement affaiblies. Cette intensité considérablement accrue de la réflexion à grand espacement réticulaire est un caractère distinctif des chlorites ; elle correspond à la déshydratation du feuillet brucitique, qui se situe entre 450 et 500° pour les types de chlorites très ferrifères (Caillière et Hénin, 1963). Quant aux *berthiérines*, le chauffage fait disparaître la réflexion à 7 Å en même temps que les autres réflexions car ces phyllites sont décomposées autour de 550°-600° (Deer *et al.*, 1962, vol. 3, p. 136). Or, les nombreux

diffractogrammes d'échantillons chauffés du minerai d'Halouze ne nous ont jamais montré un renforcement quelconque du pic à 14 Å ; la majorité offre une diminution de cette réflexion ; certains montrent un pic de hauteur inchangée et, inversement, dans quelques-uns, le pic disparaît. Les pics, qu'on observait sur le produit naturel à 7 Å - 3,52 Å - 2,51 Å, sont fortement affaiblis et ils le sont plus à 550° qu'à 450° : mais ce caractère est à attendre aussi bien des *berthiérines* que de certaines chlorites. En outre, ces pics sont, sur les diagrammes des produits chauffés, fortement décalés vers des angles plus grands, les espacements réticulaires devenant nettement plus faibles ; ceci tend à montrer qu'on est, à 550°, près de la destruction du réseau et s'accorde mieux avec des *berthiérines* qu'avec des chlorites dont la structure reste stable jusqu'à une température nettement supérieure à celle-ci. Enfin, les quelques diffractogrammes exécutés sur des échantillons chauffés à 600° n'offrent pratiquement plus de pics de phyllosilicate et ceci prouve qu'il s'agit bien de *berthiérine*.

2) L'absence, sur les diffractogrammes du produit naturel, d'un pic vers 4,7 Å indique que nous n'avons pas affaire à une chlorite, les réflexions (003) des chlorites se situant généralement entre 4,77 et 4,70 Å. Les diagrammes révèlent, au contraire, un pic vers 4,65 Å, et qui varie, avec l'échantillon, entre 4,63 et 4,68 Å : ce pic correspond à une *berthiérine*. Les travaux de Brindley (1951) et Brindley et Youell (1953) montrent l'existence, chez les *berthiérines*, d'une réflexion vers 4,67-4,68 Å, qui s'abaisse à 4,54 Å pour une *berthiérine* entièrement ferrique obtenue artificiellement. Nous pouvons même dire que nous sommes généralement en présence, à Halouze, d'une *berthiérine* à la fois ferrique et ferreuse, en raison de l'espacement réticulaire, propre à cette réflexion, qui est le plus souvent légèrement inférieur à 4,68 Å.

3) Bien que Dunoyer de Segonzac (1969, p. 255-256) constate une certaine instabilité au chauffage des chlorites diagénétiques, on se rappellera un critère souligné par Lucas (1962, p. 21) : à 550°, si les chlorites des argiles montrent une disparition des réflexions d'ordre pair, on remarque encore pratiquement des réflexions autour de 14 Å et de 4,7 Å. Or, sur nos diagrammes des produits chauffés, le plus souvent la réflexion, observée vers 4,65 Å sur le produit naturel, devient indécélable. Ceci confirme que le pic vers 4,65 Å du minerai non chauffé est bien la réflexion (020) d'une *berthiérine* et non la réflexion (003) d'une chlorite ; il est normal qu'une telle réflexion (020), de faible intensité pour le produit non chauffé, disparaisse par chauffage, étant donné qu'on constate, par ce processus, un affaiblissement considérable de la réflexion de plus grande intensité, vers 7 Å.

4) A elle seule, une faible réflexion à 14 Å n'est nullement l'indication d'une chlorite. Ce point est souligné, à la suite des données de Caillière et Hénin

(1951), par Brindley (p. 136), qui note qu'une telle réflexion peut être due à une impureté. Dans le tableau des réflexions caractéristiques des berthiérines (Brown, 1961, p. 124), on enregistre, pour l'une d'entre elles, celle du minerai de fer de Wabana, la trace d'une raie à 14 Å. Brindley fait observer que, pour avoir une chlorite, il faut qu'à la réflexion à 14 Å s'adjoignent des réflexions moyennement fortes de 3^e et 5^e ordres (4,70 Å et 2,83 Å). Or, comme nous l'avons fait remarquer plus haut, la réflexion vers 4,70 Å est absente. En outre, on n'observe jamais la réflexion (005) des chlorites vers 2,83 Å ; aucun des diffractogrammes des minerais au naturel ne nous a révélé l'existence d'un pic quelconque correspondant à une telle réflexion. Ceci montre bien que dans le minerai d'Halouze nous n'avons pas affaire à une chlorite mais à une berthiérine ; ceci indique, de surcroît, que la réflexion, très faible, observée vers 14 Å sur la majorité des diffractogrammes, n'est nullement imputable à la présence d'un phyllosilicate du type chlorite.

En conclusion, alors qu'on considère classiquement (Caillère et Hénin, 1959, 1963 ; Millot, 1964) que, dans les minerais de fer paléozoïques de Normandie, les phyllites sont des chlorites vraies, la phase silicatée du minerai normand d'Halouze est essentiellement de la berthiérine. Trois points sont à souligner. D'abord, il est remarquable que ce soit toujours le même phyllosilicate qui participe à des associations minéralogiques différentes. Ensuite, cette berthiérine est, en général, à la fois ferrique et ferreuse. Enfin, les diffractogrammes montrent l'absence, à Halouze, de kaolinite, alors que celle-ci est signalée dans le minerai de Northampton (Taylor, 1949 ; Cohen, 1952), non seulement dans les oolithes silicatées, mais surtout dans les oolithes limonitisées où l'on admet que la transformation de berthiérine en goethite provoquerait son apparition. Une telle absence n'a rien de remarquable pour le faciès oxydé, où berthiérine et oligiste sont synchrones, puisqu'il s'agit alors d'un processus de genèse très différent de

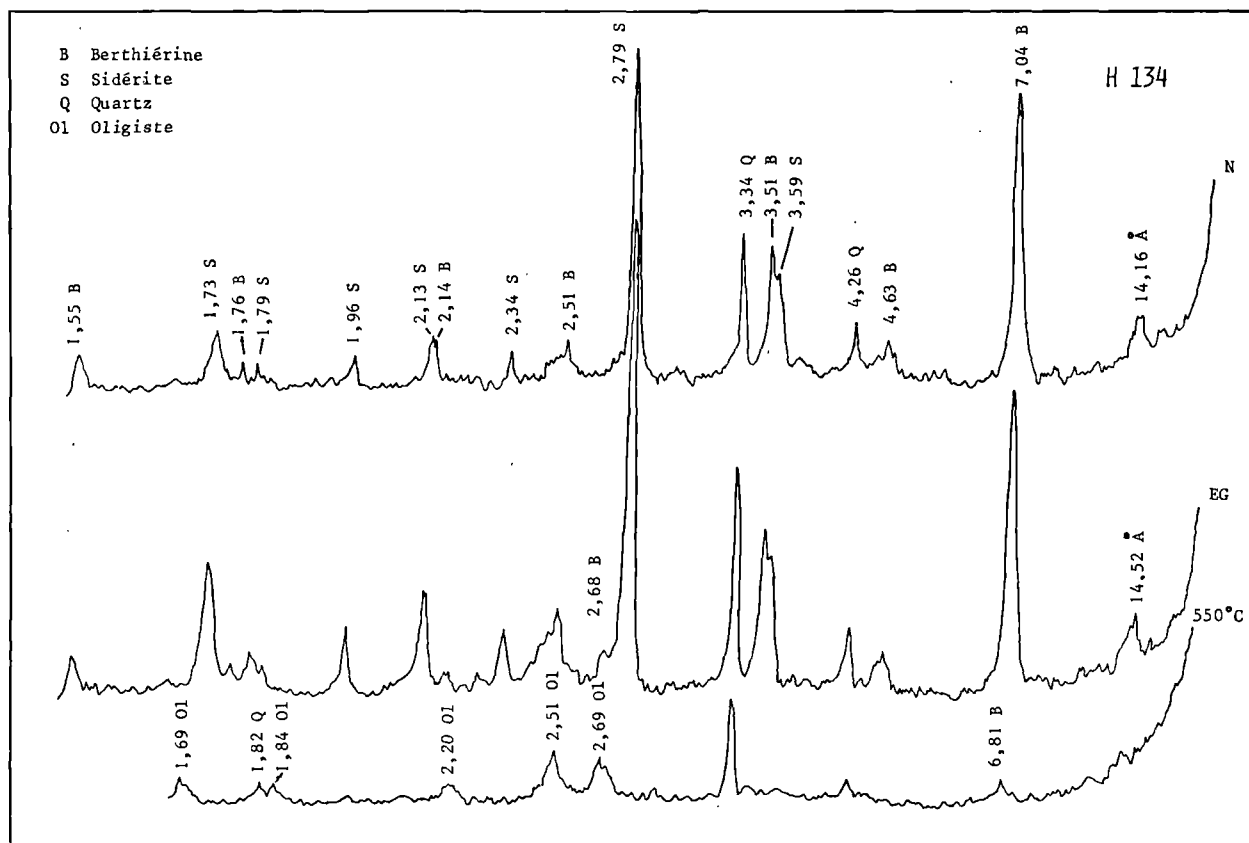


Fig. 1. — Diffractogrammes d'un échantillon du minerai d'Halouze (faciès silicaté basal), au naturel (N), glycolé (EG) et chauffé à 550° C.

celui envisagé par ces auteurs anglais ; mais elle est plus curieuse en ce qui concerne le faciès intermédiaire où de l'oligiste secondaire se forme par halmyrolyse à partir de berthierine : elle conduit à penser que les conditions physico-chimiques ont, ici, été différentes de celles qui, dans le minerai de Northampton, ont amené la transformation de berthierine en goethite et il est bon, à ce propos, de se rappeler que, d'un côté, on

aboutit à l'oligiste anhydre et, de l'autre, à cet hydrate qu'est la goethite.

Remerciements. — Les diffractogrammes ont été réalisés au Laboratoire de Minéralogie de l'U.E.R. des Sciences de la Terre de l'Université de Lille I par M. J.P. Leclercq, sous la direction de M. le Professeur J. Prouvost. Je les en remercie très vivement.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BRINDLEY G.W. (1949). — Mineralogy and crystal structure of chamosite. *Nature*, 164, p. 319-320.
- 2) BRINDLEY G.W. (1951). — The crystal structure of some chamosite minerals. *Miner. Mag.*, 29, p. 502-525.
- 3) BRINDLEY G.W. et YOUELL R.F. (1953). — Ferrous chamosite and ferric chamosite. *Miner. Mag.*, 30, p. 57-70.
- 4) BROWN G. (1961). — The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. *Mineralogical Society of Great Britain* (Londres).
- 5) CAILLERE S. et HENIN S. (1951). — Observations on the chlorites of iron ores. *Clay Min. Bull.*, vol. 1, n° 5, p. 134-137.
- 6) CAILLERE S. et HENIN S. (1959). — Les phyllites des minerais de fer sédimentaires et leurs conditions de genèse. *XX^{me} Congr. Geol. Internat. Mexico* (1956), Comité international pour l'étude des argiles, p. 9-20.
- 7) CAILLERE S. et HENIN S. (1963). — Minéralogie des argiles. Masson (Paris).
- 8) COHEN E. (1952). — The nature of silicates and carbonates of iron in the Northampton sand ironstone of central England. *XIX^{me} Congr. Geol. Internat. Alger* (1952). Symposium sur les gisements de fer du monde, t. II, p. 466-471.
- 9) COURTY G. (1965). — Granuloclasses inverses, granuloclasses directs et faciès minéralogique dans le minerai de fer d'Halouze (Orne). *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 260, p. 2020-2023.
- 10) COURTY G. (1978). — Relations de l'oligiste et du silicate dans les oolithes du faciès oxydé du minerai de fer normand. *6^{me} Réunion. Ann. Sc. de la Terre, Orsay* (1978).
- 11) COURTY G. (1979). — Caractères paléogéographiques du milieu de formation de la couche principale du minerai de fer ordovicien normand. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCIX, p. 481-486.
- 12) DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1962). — Rock-forming minerals, vol. 3, Sheet silicates, Longmans (Londres).
- 13) DELALOYE M.F. (1966). — Contribution à l'étude des silicates de fer sédimentaires. Le gisement de Chamoson (Valais). *Thèse Genève*, 71 p.
- 14) DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969). — Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, n° 29, 320 p.
- 15) GRIM R.E. (1953). — Clay mineralogy. Mac Graw Hill (New-York).
- 16) LUCAS J. (1962). — La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, n° 23, 202 p.
- 17) MILLOT G. (1964). — Géologie des argiles. Masson (Paris).
- 18) ORCEL J., HENIN S. et CAILLERE S. (1949). — Sur les silicates phylliteux des minerais de fer oolithiques. *C.R. Ac. Sc., Paris*, t. 229, p. 134-135.
- 19) TAYLOR J.H. (1949). — Petrology of the Northampton sand ironstone formation. *Mem. Geol. Survey of Great Britain*.

————— « » —————

Observations préliminaires sur le paléophytoplancton de la coupe de Caffiers (Givétien - Frasnien du Boulonnais, France)

par Jean DEUNFF (*)

(Planches III et IV)

Résumé. — L'étude palynologique, banc par banc, des schistes et calcaires du Frasnien de la coupe de Caffiers (Boulonnais), vient de livrer un riche microbios à test organique. 47 espèces ont été mises en évidence et 6 d'entre elles sont nouvelles pour la systématique.

Ce travail, étayé par d'autres fossiles, montre qu'il existe des relations entre les assemblages du Boulonnais et ceux que l'on observe dans le Dévonien supérieur des Etats-Unis, du Canada et de la Belgique.

Abstract. — In the Frasnian shales and limestones from Caffiers (Boulonnais, France) rich and well-preserved assemblages of organic-walled microplankton were observed.

In the section from Caffiers, worked out bed after bed, 47 species of organic-walled microphytoplankton are described. The assemblages show relationship to other Upper Devonian microphytoplankton from United-States, Canada and Belgium.

I. — INTRODUCTION

Dans un travail d'équipe sur la biostratigraphie du Boulonnais, des précisions nouvelles ont récemment été obtenues à propos de la datation de deux formations appartenant à la série de Ferques : la Formation, givétienne, de Blacourt et celle de Beaulieu, frasnienne. Parmi les groupements paléontologiques retenus dans cette étude figuraient : les Brachiopodes (Spiriferida), les Conodontes, les Spores et le microplankton (Brice *et al.*, 1979). Une première partie du matériel destiné à la recherche du paléoplancton a été recueillie au sommet de la Formation de Blacourt (Givétien supérieur), la deuxième partie dans la Formation de Beaulieu (partie inférieure du Frasnien). Enfin, les prélèvements se sont terminés dans la Formation de Ferques, également frasnienne (tableau I).

Le traitement chimique appliqué au matériel a révélé dans certains niveaux la présence d'un abondant plancton excellemment conservé, en particulier dans les bancs K, O et Q. La matière organique, souple et transparente, s'est délicatement colorée à partir du procédé métachromatique de Sabrazès.

(*) Laboratoire de Paléontologie, Université de Bretagne occidentale, 6, Avenue Le Gorgeu, 29283 Brest Cedex (France), GRECO n° 130007 associé au C.N.R.S.

Note présentée le 4 Juin 1980 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 4 Mars 1981.

L'étude qualitative a permis de mettre en évidence 22 genres (1 nov. gen.) et 47 espèces dont 6 nouvelles. Cet aspect qualitatif montre qu'il existe plusieurs ressemblances entre le paléophytoplancton du Boulonnais et celui des Etats-Unis (Wicander *et al.*, 1974, 1977), ainsi qu'avec celui de quelques formations famenniennes de Belgique (Stockmans et Willière, 1962, 1969 ; Vanguetaine, 1978).

Parmi les travaux traitant des microfossiles organiques du Dévonien supérieur, qui viennent d'être cités, l'étude de la coupe de Caffiers est la seule à pouvoir s'appuyer sur des prélèvements de terrain recueillis banc par banc. A cet égard, il a donc été possible d'en confronter les résultats avec les données fournies par la macrofaune (Brice *et al.*, 1979).

II. — ESPECES PHYTOPLANCTONIQUES FOSSILES OBSERVEES DANS LA COUPE DE LA TRANCHEE DE CHEMIN DE FER CAFFIERS - FERQUES

Craterisphaeridium inuncans nov. gen. nov. sp.

Cymatiosphaera nebulosa (Dff.)

? *C. cf. parvicarina* Wic.

C. cubus Dff.

C. vespertilio Dff.

C. cornifera Dff.

Dailydium quadridactylites (Stapl.)

Givetien sup.		Frasnien (partie inférieure)										Lithologie (Brice & al. 1979)				
Formation de Blacourt					Formation de Beaulieu					Ferques						
τ ϕ Ι Η C					κ Γ Σ Ζ Ο Ψ					ο π θ ς C		Palynologie				
Repartition verticale du paleoplankton dans la coupe de Caffiers (Boulonnais)	•••••	•												•	<i>Cymatiosphaera nebulosa</i>	
	•													•••	<i>Daillydium quadridactylites</i>	
	•													•	<i>Polyedryxium robustum</i>	
		•													•••	<i>P. evolutum</i>
		•													•••	<i>Micrh. spinoglobosum</i>
		•													••••	<i>Solisphaeridium astrum</i>
		•													•••	<i>Stellinium comptum</i>
		•													••••	<i>Polyedryxium tectum</i>
			•												•••	<i>Veryhachium tetraedron</i>
			•												•	<i>Cymatiosphaera cubus</i>
			•												•	<i>C. vespertilio</i>
			•												••	<i>Diexallophasis remota</i>
			•												••	<i>Unellium ampullium</i>
			•												••	<i>Cymatiosphaera cornifera</i>
			•												•••	<i>Guttatisphaeridium pandum</i>
			•												•••	<i>Micrh. stellatum</i>
			•												••••	<i>Veryhachium roscidum</i>
			•												••	<i>V. trispinosum</i>
															••	<i>Gorganisphaeridium absitum</i>
															••	<i>Elektoriskos dolos</i>
															•	<i>Winwaloesusia distracta</i>
															•	<i>Palacanthus signum</i>
															••	<i>Daillydium foveolatum</i>
															••••	<i>Multiplicisphaer. anastomosis</i>
															••••	<i>Polyedryxium multifrons</i>
															•••	<i>P. pharaonis</i>
															•••	<i>Craterisphaeridium unicans</i>
															•••	<i>Duvernay. tenuicingulata</i>
															•	<i>Solisphaeridium clavum</i>
															•	<i>Duvernay. angelae</i>
														•••	<i>Hapsidopalla exornata</i>	
														••	<i>Navifusa minuta</i>	
														••	<i>Veryhachium cruciellatum</i>	
														•	<i>V. polyaster</i>	
														•••	<i>Solisphaeridium depilatum</i>	
														•	<i>Tunisphaeridium</i> sp.	
														•	<i>Duvernay. krauseli</i>	
														••	<i>Polyedryxium oppidum</i>	
														••	<i>Veryhachium arctatum</i>	
														•••	<i>Maranhites brasiliensis</i>	
														•	<i>Villosacapsula inculta</i>	
	•	•			•	•								•	<i>Leiosphaeridia / Tasmanites</i>	
	•	•••	•		•	•								•••	Spores	
														••	Chitinozoaires	
		•												•	Scolécodontes	
	■														Matière organique	

Tableau I.

D. foveolatum nov. sp.
Diexallophasis remota (Dff.)
Duvernaysphaera angelae Dff.
D. krauselii Dff.
D. tenuicingulata Stapl.
Elektoiskos dolos Wic.
Gorgonisphaeridium absitum Wic.
G. crinigerum nov. sp.
G. cf. plerispinosum Wic.
Guttatisphaeridium pandum Wic.
Hapsidopalla exornata (Dff.)
Maranhites brasiliensis (Br.)
Micrhystridium adductum Wic.
M. cf. coronatum Wic.
M. spinoglobosum Stapl.
Multiplisphaeridium anastomosis Wic.
M. ramusculosum Dff.
M. stellatum Dff.
Navifusa minuta (Dff.)
Palacanthus signum (Dff.)
Polyedryxium (cf. *cuboides*) ?
P. evolutum Dff.
P. multifrons Dff.
P. oppidum n. sp.
P. pharaonis (Dff.)
Solisphaeridium astrum Wic.
S. cf. folliculum Wic.
S. depilatum nov. sp.
Stellinium comptum (Stapl.)
Uncinisphaera lappa Wic.
Veryhachium cruciellatum Dff.
V. polyaster Stapl.
V. cf. pyramis Dff.
V. roscidum Wic.
V. reductum (Dff.)
V. tetraedron Dff.
V. arctatum nov. sp.
Villosacapsula inculta (Dff.)
Winwaloesusia distracta Dff.

III. — MENSURATIONS ET DESCRIPTIONS DES ESPECES PUBLIEES

CRATERISPHAERIDIUM nov. gen.

Espèce-type : *Craterisphaeridium inuncans* nov. sp.

DERIVATIO NOMINIS : du latin *crater-is* = cratère.

Diagnose : « Coque centrale sphéroïdale, creuse, paraissant formée d'une seule couche organique d'épaisseur variable. Celle-ci supporte des processus nombreux, creux, comportant des élargissements à la base en forme de racines. L'extrémité distale des processus est formée d'un bouquet flexible de filaments généralement recourbés. La surface des processus révèle une série de crêtes annelées partant de la base jusqu'au sommet. La coque présente une sculpture fovéolée ».

CRATERISPHAERIDIUM INUNCANS nov. sp.

(Pl. III, fig. 1 et 24 ; Pl. IV, fig. 1 à 4)

DERIVATIO NOMINIS : du latin *inuncans* : tirant avec un crochet.

HOLOTYPE : Pl. IV, fig. 1, LPB n° 3122, F 120-18-3-386.

LOCUS TYPICUS : Coupe de la tranchée de chemin de fer Caffiers-Ferques (Boulonnais).

STRATUM TYPICUM : Formation de Beaulieu, partie moyenne de la coupe, niveau O, Frasnien inférieur.

PARATYPES : Pl. III, fig. 1 et 24.

MATÉRIEL : Plusieurs dizaines d'individus.

Diagnose : « Coque sphéroïdale creuse à paroi apparemment simple mais d'épaisseur variable. Son diamètre varie entre 40 et 50 μ m. La surface de la coque est fovéolée et ses cavités, formant un reticulum assez lâche, sont polygonales, irrégulières, et mesurent réellement 0,7 à 1,3 μ m de diamètre intérieur. Les parois reliant les dépressions polygonales atteignent 0,25 μ m d'épaisseur. Toutefois, celles-ci s'élargissent à la base des processus en formant des " racines " de soutien ».

Les processus, au nombre de 20 à 35 - (25), mesurent 7 à 10 μ m de long et 0,8 à 1 μ m de large, ils se terminent par trois ou quatre filaments d'environ 3 μ m de long recourbés à leur extrémité en crochet. Toute la surface des processus apparaît au microscope à balayage recouverte de crêtes sinueuses plus ou moins parallèles ; celles-ci entourent le tronc de ces processus jusqu'à leur extrémité distale.

Remarques.

La sculpture de la coque et des processus différencie *Craterisphaeridium* d'*Hapsidopalla* Playford, 1977 et de *Puteoscardium* Wic. et Loeblich. Chez le spécimen du Boulonnais, la sculpture réticulée est beaucoup plus serrée que chez *Hapsidopalla*, la longueur des processus est différente et surtout la sculpture particulière ornant le tronc des processus n'apparaît pas sur les espèces américaines. Notons aussi de curieuses formations organiques à la surface de la coque, d'allure polygonale ; elles s'adaptent souvent aux dimensions de la sculpture fovéolée mais leur appartenance réelle au système sculptural n'a pas pu encore être démontrée.

GORGONISPHAERIDIUM CRINIGERUM nov. sp.

(Pl. III, fig. 2)

DERIVATIO NOMINIS : du latin *crinigerus* : chevelu.

HOLOTYPE : Pl. III, fig. 2, LPB n° 3114.

LOCUS TYPICUS : Coupe de Caffiers-Ferques (Boulonnais), niveau O.

STRATUM TYPICUM : Formation de Beaulieu, partie moyenne de la coupe, Frasnien inférieur.

PARATYPES : EJ13, J453, niveau Q.

MATÉRIEL : Une dizaine d'individus dans les niveaux O et Q.

Diagnose : « Coque sphérique lisse à une seule couche organique de 30 à 35 μ de diamètre supportant une trentaine de processus (30-35) creux, effilés et

lisses de $20\ \mu$ de long et d'environ $2\ \mu$ à $2,5\ \mu$ de largeur à la base. Les processus communiquent librement avec la partie interne de la coque. Son aspect très chevelu différencie cette espèce de *Guttatisphaeridium* dont les processus sont plus dispersés ».

STELLINIUM COMPTUM Wicander et Loeblich, 1977
(Pl. III, fig. 3)

Coque polyédrique à contour quadratique en coupe optique. "Diamètre" de la coque $20\ \mu$; 6 processus creux de $15\ \mu$ de long.

MULTIPLICISPHAERIDIUM RAMUSCULOSUM
(Defl., 1945)
(Pl. III, fig. 4)

Coque sphérique, diamètre : $25\ \mu$; 5 à 6 processus ramifiés de 40 à $55\ \mu$ de long.

UNELLIUM AMPULLIUM Wicander, 1974
(Pl. III, fig. 5)

Coque sphérique de $20\ \mu\text{m}$ de diamètre, ornée de nombreux processus creux effilés de $10\ \mu\text{m}$ de long. L'un des processus possède une base très nettement élargie.

DUVERNAYSPHAERA TENUICINGULATA
(Staplin, 1961)
(Pl. III, fig. 6, 8 et 11)

Coque circulaire renflée de $25\ \mu\text{m}$ de diamètre, ornée d'une membrane périphérique soutenue par des épaisissements de $5\ \mu\text{m}$ de haut.

VERYHACHIUM ROSCIDUM Wicander, 1974
(Pl. III fig. 7 et 12)

Coque triangulaire de $20\ \mu\text{m}$ de hauteur dont les angles s'effilent en processus creux de $20\ \mu\text{m}$ de long, légèrement épineux vers leur extrémité.

NAVIFUSA MINUTA (Deunff, 1954)
(Pl. III, fig. 9)

Coque subcylindrique plus ou moins étirée aux extrémités. Longueur : $70\ \mu\text{m}$, largeur : $40\ \mu\text{m}$.

POLYEDRYXIUM BATHYASTER Deunff
(Deunff, 1961)
(Pl. III, fig. 10)

Coque : $40\ \mu\text{m}$, hauteur des membranes : 5 à $7\ \mu\text{m}$.

DUVERNAYSPHAERA STELLATA Deunff, 1964
(Pl. III, fig. 11)

Coque polygonale : 15 à $20\ \mu\text{m}$, hauteur de la membrane périphérique : 7 à $12\ \mu\text{m}$.

VERYHACHIUM POLYASTER Staplin, 1961
(Pl. III, fig. 14)

Diamètre de la coque : $20\ \mu\text{m}$; 6 processus creux de 20 à $25\ \mu\text{m}$ de long.

VERYHACHIUM TRISPINOSUM (Eisenack, 1938)
(Pl. III, fig. 15)

Coque triangulaire : $20\ \mu\text{m}$ de hauteur. Longueur des processus : $10\ \mu\text{m}$.

SOLISPHAERIDIUM ASTRUM Wicander, 1974
(Pl. III, fig. 16 et 18; Pl. IV, fig. 6 et 7)

Pl. III, fig. 16, diamètre de la coque : $18\ \mu\text{m}$; longueur des processus : $12-15\ \mu\text{m}$, 10 à 12 processus. Fig 18, diamètre de la coque : $15-17\ \mu\text{m}$; longueur des processus : $15\ \mu\text{m}$, 10 à 12 processus. Pl. IV, fig. 6 et 7, diamètre de la coque : $25\ \mu\text{m}$, longueur des processus : $15\ \mu\text{m}$.

TUNISPHAERIDIUM cf. *CAUDATUM*
Deunff et Evitt, 1968
(Pl. III, fig. 17)

Diamètre de la coque : 40 à $45\ \mu\text{m}$, longueur des appendices : voisine de $10\ \mu\text{m}$.

SOLISPHAERIDIUM DEPILATUM nov. sp.
(Pl. III, fig. 19)

DERIVATIO NOMINIS : du latin *depilatus* : dégarni, chauve.
HOLOTYPE : Pl. III, fig. 19, LPB 3114.

LOCUS TYPICUS : Coupe de Caffiers-Ferques (Boulonnais).
STRATUM TYPICUM : Formation de Beaulieu, partie moyenne de la coupe, niveau O, Frasnien inférieur.

PARATYPES : E 32-4 et K 48-2 : niveau O.

MATÉRIEL : Une dizaine d'individus.

Diagnose : « Coque sphéroïdale lisse de $20\ \mu\text{m}$ de diamètre, ornée de 6 à 8 appendices effilés lisses. Ceux-ci sont creux et communiquent avec l'espace interne de la coque, ils mesurent 15 à $20\ \mu\text{m}$ de long. Quatre appendices se trouvent dans le même plan. L'espèce se différencie de *Solisphaeridium astrum* par la rareté de ses processus ».

CYMATIOSPHAERA NEBULOSA Deunff, 1954
(Pl. III, fig. 20)

Diamètre de la coque : 25 à 27 μm . Hauteur des champs polygonaux : 4 à 5 μm .

DAILYDIUM FOVEOLATUM nov. sp.
(Pl. III, fig. 21)

DERIVATIO NOMINIS : du latin *fovea* : fosse, trou.

HOLOTYPE : Pl. III, fig. 21, LPB 3116.

LOCUS TYPICUS : Coupe de Caffiers-Ferques (Boulonnais).

STRATUM TYPICUM : Formation de Beaulieu, partie moyenne de la coupe, niveau Q, Frasnien inférieur.

PARATYPE : F 44-3, niveau O.

MATÉRIEL : Quelques individus dans les niveaux Q et O.

Diagnose : « Coque sphérique de 15 à 18 μm à double paroi, sculpture fovéolée, munie de 3 tubercules (parfois 4) membraneux élargis à la base et rendus rigides par un renforcement. Longueur des tubulures : 15 à 20 μm , largeur : 10 μm . Diffère de *D. quadridactylites* par l'ornementation et la structure de la coque ».

POLYEDRYXIUM EVOLUTUM Deunff, 1955
(Pl. III, fig. 22)

Coque polyédrique de 35 à 50 μm de diamètre. Hauteur des membranes et fleurons angulaires : 5 à 7 μm .

POLYEDRYXIUM OPPIDUM nov. sp.
(Pl. III, fig. 23)

DERIVATIO NOMINIS : du latin *oppidum-i* : ville forte, ouvrage fortifié.

HOLOTYPE : Pl. III, fig. 23, LPB 3116.

LOCUS TYPICUS : Coupe de Caffiers-Ferques (Boulonnais).

STRATUM TYPICUM : Formation de Beaulieu, partie moyenne de la coupe, niveau Q, Frasnien inférieur.

PARATYPE : O 32, niveau O.

MATÉRIEL : 3 ou 4 individus dans les niveaux O et Q.

Description.

Coque polyédrique à section quadratique de 50 μm de côté, munie de 6 appendices creux à l'extrémité distale ouverte en fleuron. Quatre appendices sont disposés dans un même plan et deux autres sont placés perpendiculairement à ce dernier, des crêtes relient les appendices entre eux. Longueur des appendices : environ 20 μm , largeur du fleuron terminal : 4 à 6 μm .

VERYHACHIUM ARCTATUM nov. sp.
(Pl. IV, fig. 5)

DERIVATIO NOMINIS : du latin *arctatus* : rétréci, réduit.

HOLOTYPE : Pl. IV, fig. 5, LPB

LOCUS TYPICUS : Coupe de Caffiers-Ferques (Boulonnais).

STRATUM TYPICUM : Formation de Beaulieu, partie moyenne de la coupe, niveau Q, Frasnien inférieur.

PARATYPES : (EG 80, niveau Q) Q 30, LPB.

Diagnose : « Coque triangulaire à surface lisse possédant trois longs appendices flexibles, creux communiquant librement avec la cavité interne. Les trois processus montrent, à partir de leur extrémité distale et sur les 2/3 de leur longueur, de faibles granulations. Hauteur de la coque : 25 à 27 μm . Longueur des processus : 45 à 55 μm , largeur à proximité de la base : 2 μm ».

Remarques.

L'analyse du microplancton de la coupe de Caffiers dans le Boulonnais semble présenter, dès l'étude préliminaire, plusieurs aspects intéressants. C'est ainsi qu'elle offre, pour l'une des premières fois, la possibilité de compléter, dans le Dévonien supérieur et grâce à un échantillonnage banc par banc, des données fragmentaires jusqu'ici recueillies à partir d'éléments de sondages ; ces derniers étant parfois mal situés par rapport aux stratotypes. Il est assez surprenant de constater la rareté des publications sur lesquelles il est possible de s'appuyer.

En ce qui concerne le Boulonnais, les résultats obtenus grâce au microplancton peuvent être confrontés non seulement avec les Conodontes mais encore avec les Brachiopodes et les Spores.

Mais si l'on demeure dans un domaine plus général, il convient de remarquer que la valeur stratigraphique des assemblages microplanctoniques du Dévonien supérieur est moindre que pour les séries du Paléozoïque inférieur. Autrement dit, peu d'espèces "guides" peuvent être délimitées au regard de celles qui caractérisent d'autres zones plus anciennes. Les marqueurs paléoplanctoniques, à partir du Dévonien moyen, sont des exceptions et seuls des ensembles de microfossiles peuvent être utilisés avec succès dans la recherche d'une datation.

Le cas de "*Dailydium quadridactylites*" est significatif à cet égard. Ce phytoplancton fut remarqué à plusieurs reprises dans le Dévonien supérieur de plusieurs régions et notamment dans le Famennien inférieur belge (Stockmans et Willière, 1969). Vanguetstaine, à propos du sondage de Tohogne, en Belgique, attribue la présence de ce microfossile, dans le Famennien supérieur, à un remaniement éventuel. En fait, si l'on tient compte des données fournies par l'étude du Boulonnais, il est facile de constater que cette espèce, déjà bien représentée dans le Frasnien inférieur, n'est pas can-

tonnée au seul Famennien mais semble avoir sa zone d'apparition dans le Givétien supérieur où quelques représentants ont été mis en évidence (Formation de Blacourt, Caffiers).

Quant à la présence du genre *Tunisphaeridium*, elle permet d'autres remarques. Dans leur "Katalog der fossilen Dinoflagellaten...", 1973", Eisenack et Cramer ont cru pouvoir affirmer à propos de l'espèce *Tunisphaeridium caudatum* Deunff et Evitt observée en Tunisie : «...The species was reported by Deunff from undifferentiated Upper Devonian of Tunisian. The "Devonian" is in fact Ludlovian to basal lower Gedinnian. Part of Deunff's definition apparently covers *T. caudatus* ».

Je tiens à faire remarquer ici que ce jugement a été émis sans que le spécimen incriminé ait été examiné, ni sa localisation stratigraphique vérifiée. Il convient donc de confirmer à nouveau que l'organisme décrit

en 1968 (p. 12, fig. 9 à 11) appartient bien au moins au passage Dévonien moyen à supérieur malgré une erreur d'impression de la légende : "Gedinnien..." p. 12 pour Dévonien moyen supérieur (Tunisie, sondage MG1, environs de 2 150 m Givétien-Frasnien). D'ailleurs, les autres paléoplanctontes accompagnant *Tunisphaeridium* dans la même préparation appartiennent incontestablement à cette partie du Dévonien : *Navifusa bacillum* (Deunff), *N. procera* (Deunff), *Polyedryxium pharaonis* (Deunff), *P. talus* Deunff, *P. evolutum* Deunff, *Duvernaysphaera stellata* Deunff, *Estiastrea dilatoseella* Wicander, *Cymatiosphaera cubus* Deunff, *Palacanthus le danoisi* (Deunff) et *Daillydium quadridactylites* (Staplin).

La présence de *Tunisphaeridium* dans le Frasnien du Boulonnais, en appuyant la constatation de 1968, vient confirmer la présence du genre à la partie supérieure du Dévonien.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BRICE D., BULTYNCK P., DEUNFF J., LOBOZIAK S. et STREEL M. (1978). — Données biostratigraphiques nouvelles sur le Givétien et le Frasnien de Ferques (Boulonnais, France). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVIII, p. 325-344.
- 2) DEUNFF J. et EVITT (1968). — *Tunisphaeridium*, a new Acritarch genus from the Silurian and Devonian. *Stanford Univ. publ. Geol. Sci.*, V. XII, 1, p. 1-13.
- 3) EISENACK A., CRAMER F. et DIEZ RODRIGUEZ M.C. (1973). — Katalog der Fossilen Dinoflagellaten Hystrichosphären und verwandten Mikrofossilien. Bd. III, Acritarchia, vol. 1, p. 1059.
- 4) STAPLIN F.L. (1961). — A reef controlled distribution of Devonian microplankton in Alberta. *Palaeontology*, vol. 4, p. 392-424.
- 5) STAPLIN F.L., JANSONIUS J. et POCOCK S.A. (1965). — Evaluation of some Acritarchous Hystrichosphere genera. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 123, p. 167-201.
- 6) STOCKMANS F. et WILLIERE Y. (1969). — Acritarches du Famennien inférieur. *Mém. Acad. Roy. Belge Cl. Sci.*, vol. 38, p. 1-63.
- 7) VANGUESTAINE M. (1978). — Acritarches du Famennien supérieur du sondage de Tohogne (Belgique) et corrélation biostratigraphique transcontinentale. *Palynologia*, Pub. Internat. Palynol. Symposium, Léon, p. 481-488.
- 8) WICANDER E.R. (1974). — Upper Devonian - Lower Mississippian Acritarchs and Prasinophycean algae from Ohio (USA). *Palaeontographica B*, vol. 148, fasc. 1-3, p. 9-43.
- 9) WICANDER E.R. et LOEBLICH A.R., Jr. (1977). — Organic-walled microphytoplankton and its stratigraphic significance from the Upper Devonian Antrim Shale, Indiana (USA). *Palaeontographica B*, vol. 160, fasc. 4-6, p. 129-165.

EXPLICATION DES PLANCHES

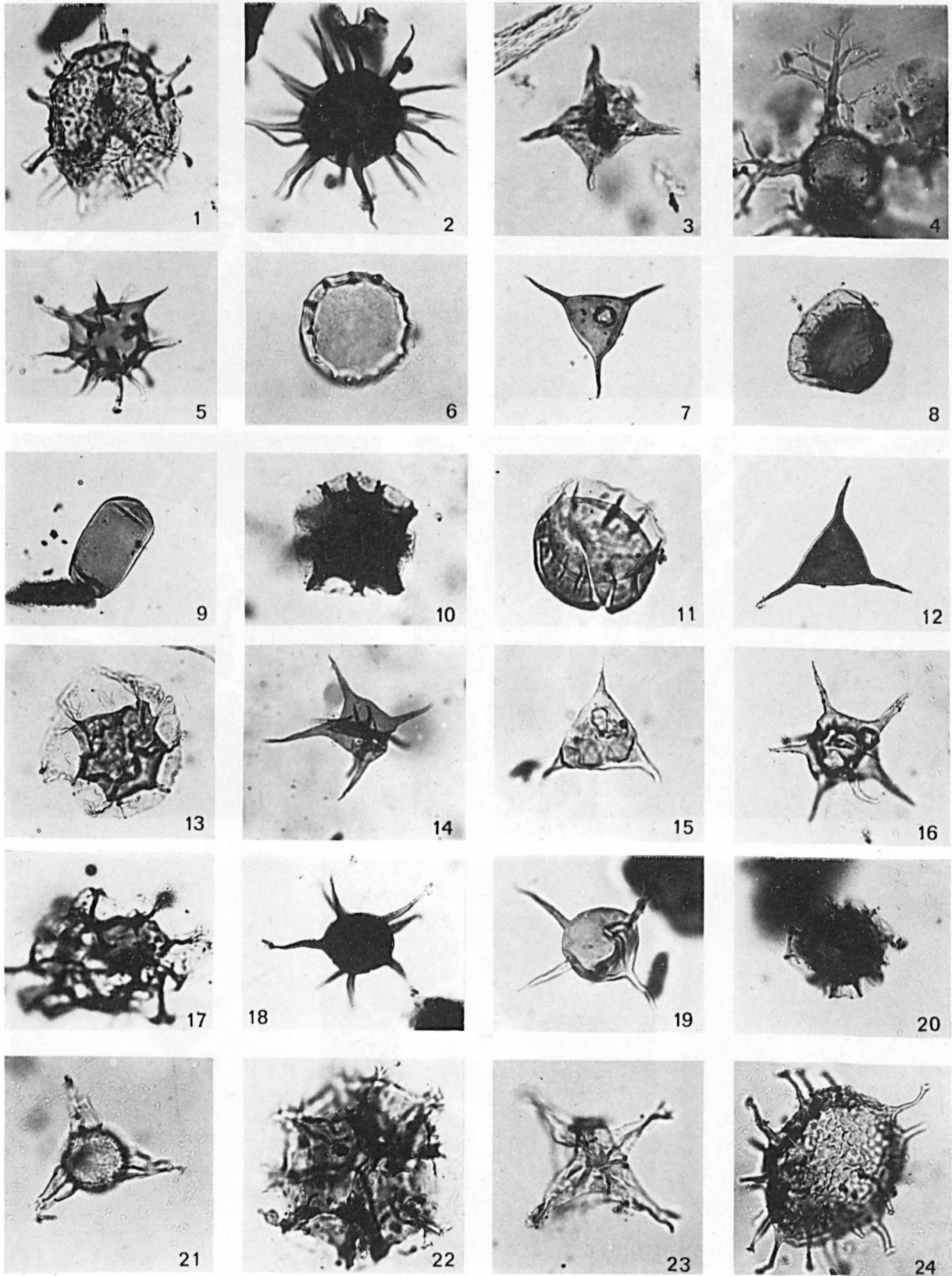
PLANCHE III

- Fig. 1. — *Craterisphaeridium inuncans* nov. gen, nov. sp.
Paratype; Formation de Beaulieu, niveau Q - V 55-4. Gr. = 650. LPB 3117.
- Fig. 2. — *Gorgonisphaeridium crinigerum* nov. sp.
Formation de Beaulieu, niveau O - K 24-4.
Gr. = 500. Holotype, LPB 3114.
- Fig. 3. — *Stellinium comptum* Wic. et Loeb.
Formation de Beaulieu, niveau O - R 43-3.
Gr. = 500. LPB 3114.
- Fig. 4. — *Multiplicisphaeridium ramusculosum* (Defl.).
Formation de Beaulieu, niveau O - F 26-3.
Gr. = 500. LPB 3114.
- Fig. 5. — *Unellium ampullium* Wic.
Formation de Beaulieu, niveau Q - S 24-1.
Gr. = 650. LPB 3119.

- Fig. 6. — *Duvernaysphaera tenuicingulata* Stapl.
Formation de Beaulieu, niveau Q - K 27-3.
Gr. = 650. LPB 3118.
- Fig. 7. — *Veryhachium roscidum* Wic.
Formation de Beaulieu, niveau O - W 46.
Gr. = 500. LPB 3115.
- Fig. 8. — *Duvernaysphaera tenuicingulata* Stapl.
Formation de Beaulieu, niveau O - G 50-2.
Gr. = 650. LPB 3115.
- Fig. 9. — *Navifusa minuta* (Dff.).
Formation de Beaulieu, niveau Q - E 43.
Gr. = 150. LPB 3118.
- Fig. 10. — *Polyedryxium Bathyaster* Dff.
Niveau O - K 38. Gr. = 500. LPB 3114.
- Fig. 11. — *Duvernaysphaera tenuicingulata* Stapl.
Formation de Beaulieu, niveau Q - E 45.
Gr. = 650. LPB 3119.
- Fig. 12. — *Veryhachium roscidum* Wic.
Formation de Beaulieu, niveau O - G 27-1.
Gr. = 500. LPB 3115.
- Fig. 13. — *Duvernaysphaera stellata* Dff.
Formation de Beaulieu, niveau O - D 19.
Gr. = 650. LPB 3115.
- Fig. 14. — *Veryhachium polyaster* Stapl.
Formation de Beaulieu, niveau O - K 47-3.
Gr. = 500. LPB 3114.
- Fig. 15. — *Veryhachium trispinosum* (Eis.).
Formation de Beaulieu, niveau Q - S 36-4.
Gr. = 650. LPB 3120.
- Fig. 16. — *Solisphaeridium astrum* Wic.
Formation de Beaulieu, niveau O - T 29-2.
Gr. = 650. LPB 3115.
- Fig. 17. — *Tunisphaeridium* cf. *caudatum* Dff. et Evitt.
Formation de Beaulieu, niveau O - G 34-1.
Gr. = 500. LPB 3121.
- Fig. 18. — *Solisphaeridium astrum* Wic.
Formation de Beaulieu, niveau O - R 47-4.
Gr. = 650. LPB 3115.
- Fig. 19. — *Solisphaeridium depilatum* nov. sp.
Formation de Beaulieu, niveau O - D 32-4.
Gr. = 650. LPB 3114.
- Fig. 20. — *Cymatiosphaera nebulosa* (Dff.).
Formation de Beaulieu, niveau O - Z 20-4.
Gr. = 650. LPB 3115.
- Fig. 21. — *Daillydium foveolatum* nov. sp. Holotype.
Formation de Beaulieu, niveau Q - F 36.
Gr. = 650. LPB 3116.
- Fig. 22. — *Polyedryxium evolutum* Dff.
Formation de Beaulieu, niveau Q - Y 36-3.
Gr. = 650. LPB 3119.
- Fig. 23. — *Polyedryxium oppidum* nov. sp. Holotype.
Formation de Beaulieu, niveau Q - P 38.
Gr. = 500. LPB 3116.
- Fig. 24. — *Craterisphaeridium inuncans* nov. gen. nov. sp.
Paratype; Formation de Beaulieu, niveau Q - H 42.
Gr. = 650. LPB 3117.

PLANCHE IV

- Fig. 1 à 4. — *Craterisphaeridium inuncans* nov. gen. nov. sp. Espèce-type. Boulonnais, coupe de Caffiers. Formation de Beaulieu. Frasnien inf., niveau O.
1. - F 120-18-3-386. Gr. = 3600.
 2. - F 120-18-3-387. Gr. = 8000.
 3. - F 120-18-3-385. Gr. = 1150.
 4. - F 120-18-3-388. Gr. = 10800. LPB 3122.
- Fig. 5. — *Veryhachium arctatum* nov. sp.
Holotype. Boulonnais, coupe de Caffiers. Formation de Beaulieu. Frasnien inférieur, niveau Q - Q 30. Gr. = 500. LPB 3121.
- Fig. 6 et 7. — *Solisphaeridium astrum* Wic.
Boulonnais, coupe de Caffiers. Formation de Beaulieu. Frasnien inférieur, niveau O.
6. - F 120-18-3-393. Gr. = 900.
 7. - F 120-18-3-394. Gr. = 3600. LPB 3122.
- (Clichés pris au microscope électronique de la Faculté des Sciences par M. Butor).



La sédimentation argileuse du Précambrien terminal au Dévonien dans la région du Hodh (bassin cratonique de Taoudeni, Sud-Est mauritanien)

par Hervé CHAMLEY (*), Max DEYNOUX (**), Christian ROBERT (***) et Bernard SIMON (**)

(Planche V)

Résumé. — Les cortèges argileux complexes identifiés dans le Précambrien terminal et le Paléozoïque inférieur du Hodh sont détritiques, à l'exception des argiles à kaolinite développées secondairement dans certains grès poreux. Les variations de ces cortèges ont des causes essentiellement climatiques et géodynamiques. Durant la période glaciaire de l'Ordovicien terminal, les matériaux argileux sont d'origine proche, riches en smectite et préservés de l'altération. En dehors de cette période, ils sont d'origine plus lointaine, diversifiés et modérément altérés.

Abstract. — Clay assemblages of uppermost Precambrian and early Paleozoic of Hodh area (SE Mauritania, Africa) are complex and mainly detrital, excepted for kaolinite clay secondarily developed in some porous sandstones. Mineralogical variations chiefly depend on geodynamic and climatic changes. During glacial stages of the uppermost Ordovician, clay materials have a local origin, are rich in smectite and poorly or not altered. During other periods their origin is more distant, they are more diversified and moderately altered.

I. — INTRODUCTION

A) CADRE GEOGRAPHIQUE.

Au sein du bassin cratonique de Taoudeni, la région du Hodh constitue la partie orientale d'une vaste cuvette ensablée, l'Aouker, limitée au Nord et à l'Est par un ensemble de falaises en arc de cercle passant par Ganéb, Tichit, Aratane, Oualata et Néma (fig. 1). Cette étroite bande d'affleurements, longue d'environ 600 km, comprend des terrains dont l'âge s'échelonne du Précambrien terminal supposé au Dévonien fossilifère. L'ensemble est pris en écharpe, dans la partie orientale, par des dépôts grés-argileux du Continental intercalaire.

La stratigraphie de la région du Hodh, esquissée par divers auteurs (Furon, 1928, 1933 ; Monod, 1958 ;

(*) Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie, ERA CNRS n° 764, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(**) Laboratoire de Géologie dynamique et LA CNRS n° 132 "Etudes géologiques ouest-africaines", Université d'Aix-Marseille III, Centre de St-Jérôme, 13397 Marseille Cedex 4.

(***) Laboratoire de Géologie marine, LA CNRS n° 41, Centre d'Océanographie, Luminy, 13288 Marseille Cedex 2.

Note présentée le 4 Juin 1980 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 4 Mars 1981.

Delpy, 1954, 1967 ; Marchand, 1954, 1955 ; Michoud, Desmidt et Gramont, 1963), a fait l'objet d'études systématiques récentes (Deynoux et Simon, 1977 ; Deynoux, 1978). Cette stratigraphie est résumée dans la fig. 2 où sont aussi proposées les principales corrélations avec la coupe type du bassin de Taoudeni définie par Trompette (1973) en Adrar.

1) La formation du Hodh.

Epaisse en moyenne de 150 à 200 m, elle est constituée par des argilites finement litées, vertes, plus ou moins silteuses et feldspathiques, fréquemment traversées de filons ou sills de dolérites. Elle affleure à l'Ouest de Ganéb en pied de falaise, disparaît vers l'Est sous les dunes de l'Aouker, et réapparaît au Sud de Oualata où elle constitue l'essentiel de la falaise et de la plaine de Néma. Avec les silixites qu'elle surmonte dans la région de Néma et sur le pourtour du massif de l'Afollé, elle représente la sédimentation marine qui succède à la glaciation du Précambrien terminal et qui, en Adrar de Mauritanie (groupe de Téniaïgouri), s'achèverait vers 590 MA (Clauer, 1976).

2) La formation de Dakhlet Barda.

Elle comprend, sur une épaisseur de 100 à 150 m, des siltstones argileux violines, feldspathiques, parfois carbonatés, avec des intercalations de grès fins à très fins et de dolomies calcaires contenant quelques stro-

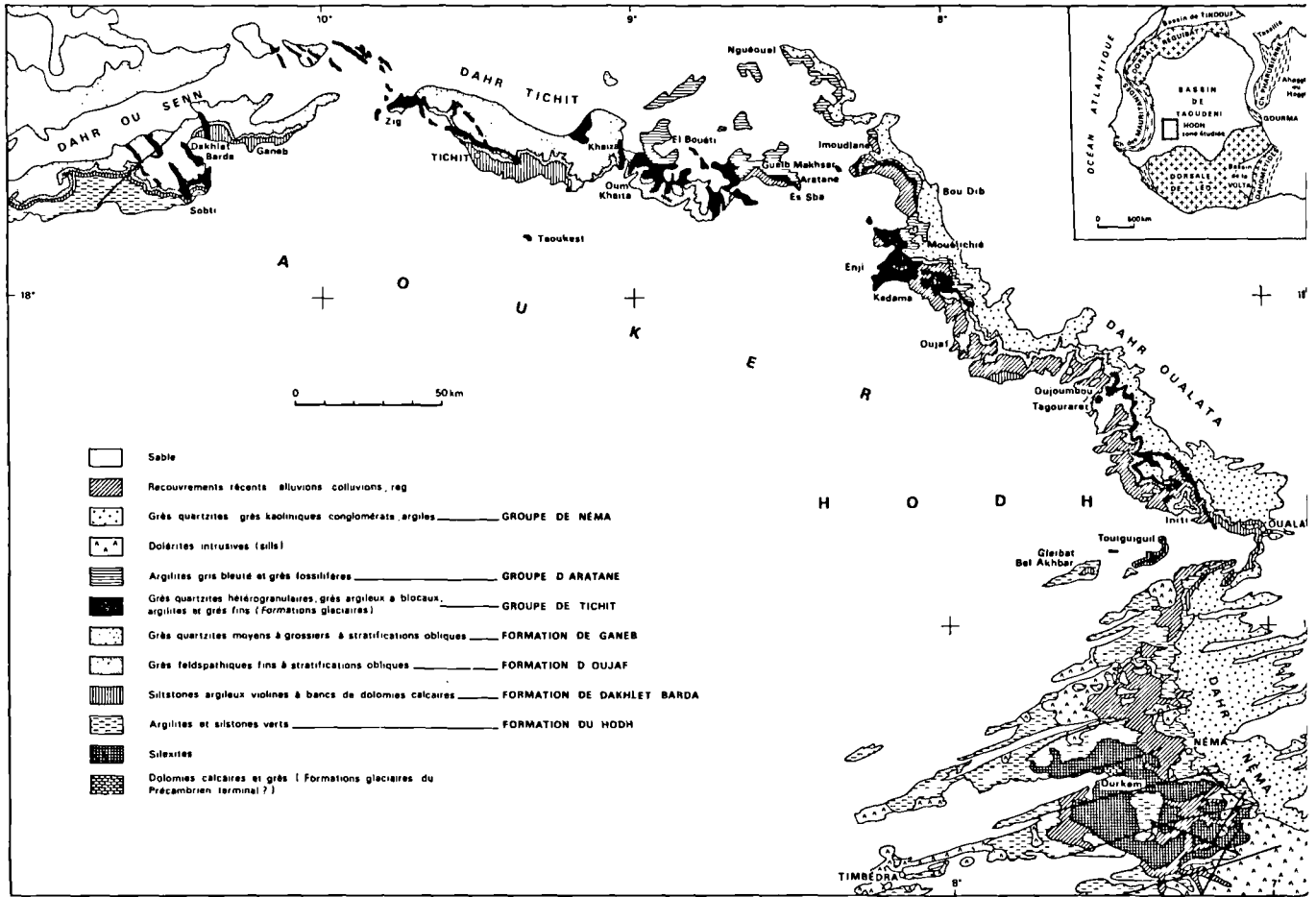


Fig. 1. — Carte géologique de la falaise du Hodh (Sud-Est mauritanien) (interprétation photogéologique B. Simon).

matolites. Le passage entre cette formation et celle du Hodh sous-jacente est progressif. On passe d'une sédimentation argileuse franchement marine à une sédimentation plus gréseuse à caractères épicontinentaux, voire lagunaires (présence de trémies de sel), de plus en plus prononcés. La formation de Dakhlet Barda affleure dans les régions de Ganeb et Tichit, et près de Oualata.

3) La formation d'Oujaf.

Elle regroupe des grès feldspathiques fins, de couleur beige-verdâtre, mais qui sont mauves vers la base de la formation où le passage avec la formation de Dakhlet Barda est progressif. Ces grès, comme ceux de la formation de Ganeb sus-jacente, ont un caractère continental prononcé avec des stratifications obliques de toutes tailles, le plus souvent organisées en gouttières. La formation affleure dans la plus grande partie

des falaises du Hodh, sauf au Sud de Oualata, et son épaisseur varie de 100 à 170 m.

4) La formation de Ganeb.

Elle comprend des grès-quartzites moyens à grossiers, massifs, blanchâtres, à stratifications obliques, dont l'épaisseur atteint localement 170 m. Présente surtout dans la moitié occidentale de la région étudiée, elle se distingue nettement de celle d'Oujaf par l'augmentation de la granularité et la diminution des feldspaths.

5) Le groupe de Tichit.

Il réunit des dépôts glaciaires de la fin de l'Ordovicien, dont l'épaisseur maximale est de l'ordre de 200 m. Ils reposent en discordance de ravinement sur les formations antérieures, depuis la formation de Ganeb

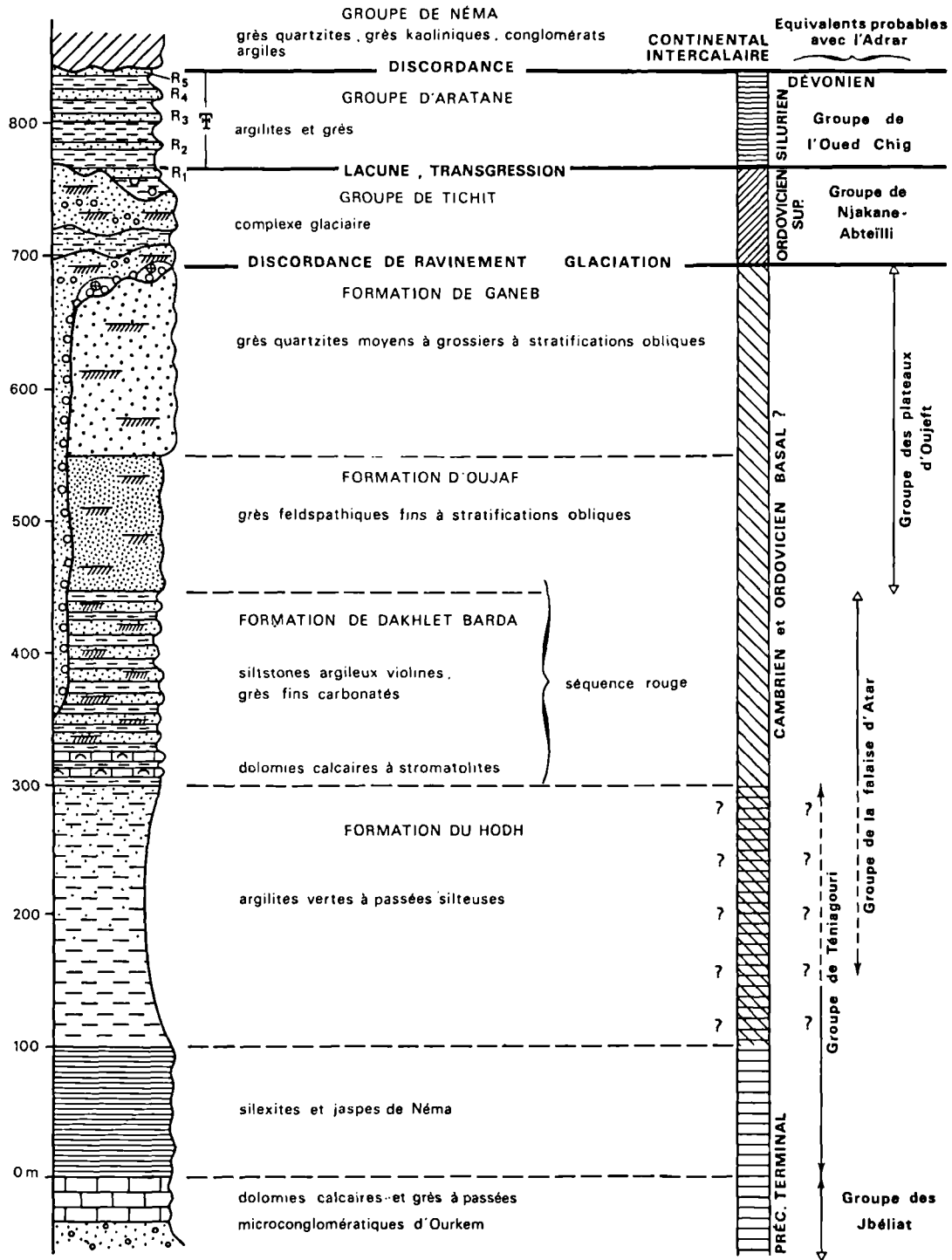


Fig. 2. — Coupe lithostratigraphique schématique des formations sédimentaires du Hodh entre Ganeb et Néma (Sud-Est mauritanien).

à l'Ouest jusque vers la base de la formation de Dakhlet Barda à l'Est. Les formations qui composent ce groupe sont, de par la complexité du phénomène glaciaire, de nature, d'épaisseur et d'extension très variables. Les discordances internes sont nombreuses et on ne peut en donner ici qu'un condensé stratigraphique.

— *Les termes inférieurs*, à caractères continentaux, sont surtout représentés dans la moitié occidentale du Hodh. Ils comprennent des grès ruiniformes à grandes stratifications obliques organisés en larges chenaux plurikilométriques, des grès argileux bien lités, et des grès argileux microconglomératiques à blocaux. Les grès argileux à blocaux sont des tillites terrestres directement déposées par les glaciers. Les grès ruiniformes et les grès argileux correspondent aux épandages de produits de remaniement, lors des périodes de recul glaciaire.

— *Les termes supérieurs* correspondent à une sédimentation glaciaire marine, plus régulière, localisée dans la moitié orientale du Hodh. Ils comprennent successivement :

- 1) des grès légèrement argileux, parfois feldspathiques ;
- 2) des argilites gréseuses microconglomératiques à blocaux (tillites aquatiques) ;
- 3) des grès feldspathiques fins formant une barre repère (R₁) ;
- 4) des argilites gréseuses ou silteuses à passées microconglomératiques à blocaux, passant insensiblement à des argilites à graptolites voisinant avec des galets striés lâchés par les glaces flottantes ;
- 5) une seconde barre de grès feldspathiques fins (R₂).

6) Le groupe d'Aratane.

Il n'affleure que dans la zone centrale : il disparaît par érosion vers l'Ouest et se trouve raviné par le Continental intercalaire vers l'Est. Epais de 100 à 130 m, il débute par des argilites à graptolites du Silurien basal, qui marquent la transgression généralisée post-glaciaire. Par la suite, la sédimentation se diversifie régionalement : principalement gréseuse à l'Ouest, elle est essentiellement argileuse vers l'Est avec seulement quelques barres gréseuses repères (R₃, R₄, R₅). Les trois quarts inférieurs du groupe d'Aratane contiennent une faune riche en graptolites du Llandovery inférieur, alors que des Brachiopodes du Dévonien moyen (Emsien) ont été trouvés dans les derniers mètres d'argilites et dans le banc repère R₅. Cela suppose l'existence d'une discordance (érosion ou lacune), qui pourrait se situer au niveau du banc repère R₄.

B) CONDITIONS D'ETUDE.

L'étude minéralogique de la fraction argileuse des formations du Hodh a été menée dans le but de contribuer aux reconstitutions paléogéographiques, en particulier pour ce qui concerne les formations glaciaires fini-ordoviciennes. Ce travail complète celui

déjà réalisé dans la partie nord-ouest du bassin de Taoudeni, en Adrar (Chamley *et al.*, 1977), sur les formations du Précambrien supérieur et les dépôts glaciaires et post-glaciaires du Précambrien terminal. On a ainsi une image de l'évolution de la sédimentation argileuse dans le bassin de Taoudeni depuis environ un milliard d'années jusque vers 370 millions d'années avant l'époque actuelle.

Le bassin de Taoudeni est demeuré stable depuis environ 1 600 MA, ses dépôts n'ont été que faiblement enfouis et n'ont pas subi de contraintes thermo-dynamiques importantes, de même que plus au Nord dans le bassin de Polignac (Dunoyer, 1969). Les mécanismes propres à la diagenèse d'enfouissement et au métamorphisme y ont été nuls ou très atténués. Par ailleurs, l'abondance des faciès argileux s'oppose aux circulations secondaires de solutions (Millot, 1964), et il est probable que les modifications minérales des argiles après le dépôt ont été limitées.

Les analyses portent sur 192 échantillons provenant de coupes réparties tout au long des falaises du Hodh. Les techniques utilisées sont la diffraction des rayons X sur des agrégats orientés de particules non calcaires inférieures à 2 μ m et, pour les principaux faciès minéralogiques identifiés, la microscopie électronique par transmission.

Le détail des résultats obtenus est donné par Deynoux (1978). Dans le présent travail, les échantillons ont été regroupés en cinq coupes synthétiques (fig. 3) permettant de faire apparaître les résultats relatifs aux données d'ensemble, à la distribution stratigraphique et à la répartition géographique des cortèges argileux.

II. — NATURE DES ASSEMBLAGES ARGILEUX

La fraction argileuse des roches qui constituent les falaises du Hodh est marquée par une grande diversité minéralogique (fig. 3). Les minéraux argileux présents comprennent : la chlorite, l'illite, la smectite, la vermiculite, la kaolinite, la pyrophyllite et des interstratifiés variés appartenant aux types illite-smectite, illite-vermiculite, chlorite-smectite, chlorite-vermiculite et vermiculite-smectite. Les interstratifiés comportant des feuillets à comportement de smectite ont une répartition plus large que les autres. Ces différents minéraux, dont l'abondance relative varie considérablement selon l'âge et parfois le lieu, présentent des cristallinités très variables. Les interstratifiés sont le plus souvent irréguliers mais apparaissent localement en empilements réguliers de feuillets, notamment dans les termes supérieurs du groupe de Tichit et dans le groupe d'Aratane. Les minéraux associés aux argiles sont le quartz et les feldspaths ainsi que, localement, la goethite, la lépidocrocite, la barytine, la dolomite et les amphiboles.

Cette diversité minéralogique est tout à fait comparable à celle que l'on peut relever dans les sédiments continentaux et marins d'âge quaternaire ou actuel

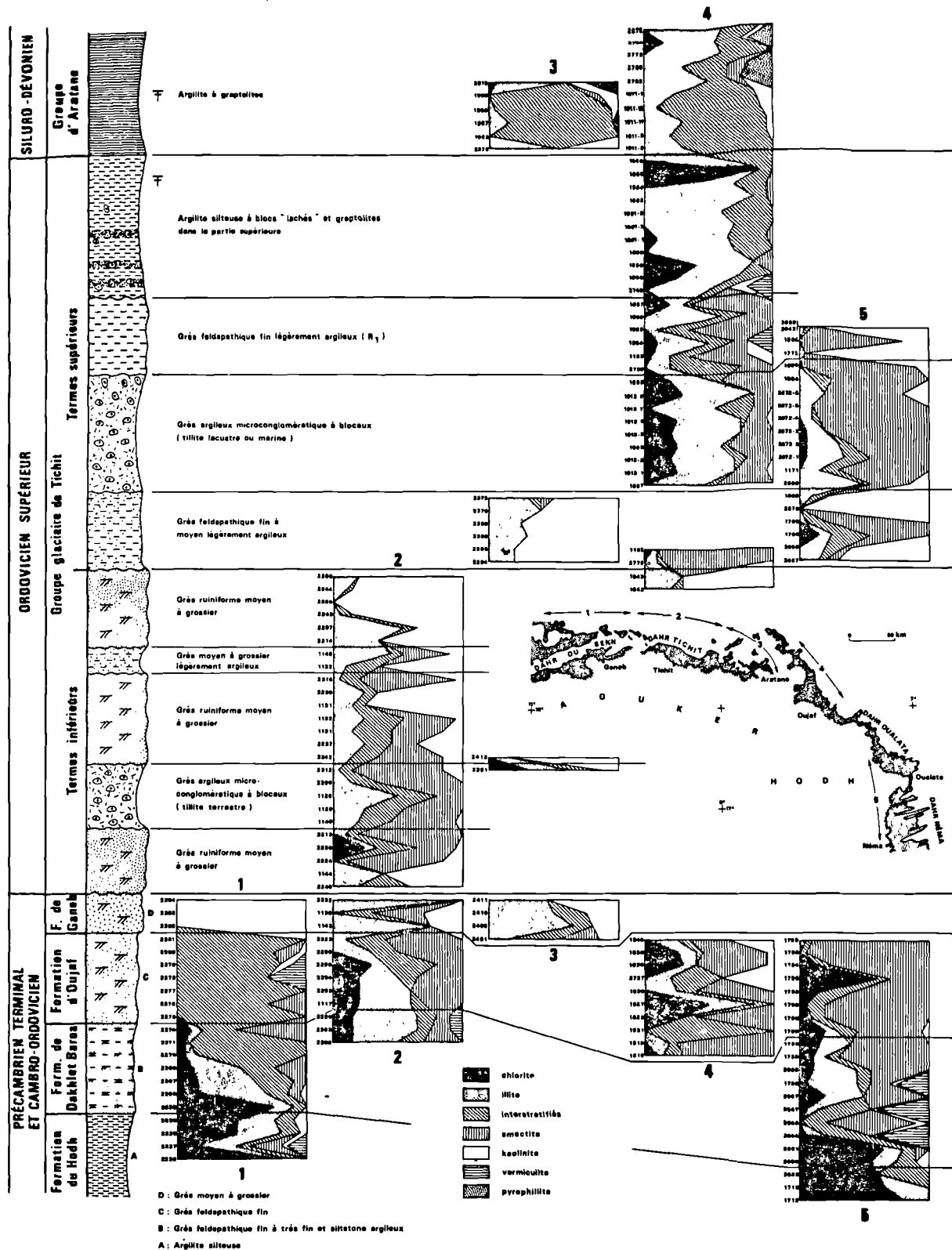


Fig. 3. — Minéralogie de la fraction argileuse des formations sédimentaires du Précambrien terminal et du Paléozoïque dans le Hodh (Sud-Est mauritanien).

N.B. - Les épaisseurs figurées dans le log n'ont rien à voir avec la réalité, mais sont fonction de l'espace occupé par la représentation graphique des argiles par niveaux.

(Chamley, 1971). De plus, le degré de cristallisation variable des différentes espèces et la présence parfois abondante de minéraux tels que la smectite, la kaolinite, la vermiculite et les interstratifiés irréguliers, montrent que les roches étudiées n'ont pas été soumises à des contraintes thermodynamiques importantes (Dunoyer, 1969). Cela confirme la quasi-absence de diagenèse avec l'enfouissement ou le vieillissement. Les conditions de formation des minéraux ont sans doute été peu différentes des conditions récentes, comme c'est déjà le cas pour les formations plus anciennes du Précambrien supérieur de la partie Nord-Ouest du bassin, en Adrar (Chamley *et al.*, 1977).

Il résulte de cette diversité minéralogique et de la grande variabilité du degré de cristallisation des minéraux, que l'essentiel de la fraction argileuse est hérité des vieux bassins alluvionnaires du Précambrien terminal, de l'Ordovicien et du Siluro-Dévonien. Cette importance des actions mécaniques en regard des manifestations diagénétiques *s.l.* est confirmée par l'indépendance fréquente qui existe entre la minéralogie des argiles et la lithologie. Les formations glaciaires et celles qui les environnent, au lieu d'indiquer des changements minéralogiques notables *in situ* (Stewart et Michelson, 1976), indiquent surtout des changements survenus à l'amont de la zone d'accumulation, durant les processus d'altération et d'érosion précédant le transport et le dépôt. Des résultats analogues sont retrouvés dans divers dépôts glaciaires d'âge pléistocène (Martin, 1963 ; Alimen et Caillère, 1964 ; Quigley et Dreimanis, 1972 ; Tiercelin et Chamley, 1975).

Un seul minéral simple paraît lié de manière assez systématique à un faciès lithologique constant. Il s'agit de la kaolinite, développée de manière préférentielle dans des grès grossiers (formation de Ganeb et grès ruiniformes du groupe de Tichit) (fig. 3). Il est probable que ce minéral a ici une origine au moins partiellement secondaire, par action des eaux migrant au cours des âges dans les pores des grès. Un tel processus est fréquent, et a du reste été décrit dans des séries cambro-ordoviciennes du Sahara central (Kulbicki et Millot, 1960). La kaolinite apparaît ainsi comme un minéral en partie diagénétique, dont l'histoire s'est déroulée à des périodes mal définies, postérieures au dépôt. Il est possible que certains interstratifiés réguliers ou sub-réguliers des formations gréseuses soient également dérivés de telles circulations secondaires obliques ou horizontales.

III. — DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE DES MINÉRAUX ARGILEUX

A) LA FORMATION DU HODH.

Les argilites du Hodh, qui affluent largement à l'Ouest et au Sud-Est, sont caractérisées par l'abondance de la chlorite et de l'illite (Pl. V, A), accompagnées ou non de petites quantités d'interstratifiés irréguliers, de smectite, de vermiculite, voire de kaolinite.

L'état de cristallisation des minéraux est variable, de moyen à bon.

La chlorite pourrait résulter de l'altération de roches éruptives basiques (Millot, 1964). Des épisodes volcaniques sont connus au Précambrien terminal dans les zones mobiles pan-africaines situées à la périphérie du craton. Une influence volcanique est suggérée, dans le bassin de Taoudeni :

— par certaines associations et transformations minérales observées dans les dolomies calcaires à barytine de la partie supérieure des formations glaciaires (travaux de Nahon et Paquet en cours) ;

— par l'abondance de la silice dans les dépôts marins post-glaciaires (Trompette, 1973) ;

— par l'intercalation dans ces mêmes dépôts de niveaux présentant des caractères de tufs volcaniques (Deynoux, 1978).

Cette hypothèse paraît toutefois secondaire car, aussi bien dans la formation du Hodh que dans les dépôts équivalents du groupe de Ténigouri en Adrar (Chamley *et al.*, 1977), la chlorite n'est que rarement associée à de la smectite, minéral plus souvent lié au volcanisme. En outre, il est rare que l'altération des roches volcaniques conduise à l'apport d'une quantité importante de chlorite dans le sédiment (Millot, 1964 ; Chamley, 1980). En revanche, la chlorite est systématiquement associée à de l'illite, minéral rarement lié au volcanisme. De plus, ces dépôts transgressifs succèdent à une vaste glaciation durant laquelle les altérations ont été réduites et les minéraux primaires préservés. Il est donc probable que, comme pour le groupe de Ténigouri en Adrar (Chamley *et al.*, 1977), les composants argilux de la formation du Hodh traduisent pour l'essentiel l'érosion d'un socle lointain. Il s'agirait ici de la dorsale Réguibat, située à proximité du centre de l'inlandsis du Précambrien terminal, faiblement altérée puis érodée à la suite de la fonte des glaces. Une partie de l'érosion peut être d'origine glaciaire, les minéraux ayant été retenus dans les glaces puis redistribués lors de la fonte.

B) LES FORMATIONS DE DAKHLET BARDA, OUIJAF ET GANEB.

Au-dessus de la formation du Hodh, les dépôts attribués au Cambro-Ordovicien ont un grain plus grossier et un caractère continental plus marqué, au fur et à mesure que l'on approche de la discordance de base des formations glaciaires fini-ordoviciennes (groupe de Tichit). Parallèlement, s'observe une diminution des minéraux primaires comme la chlorite et l'illite, au bénéfice de la smectite de cristallinité variable, des interstratifiés irréguliers (Pl. V, B) et de la vermiculite.

Le changement minéralogique observé peut avoir deux causes, dont les effets s'additionneraient :

— Changement dans l'origine géographique de l'alluvionnement détritique. Vers la fin de la sédimen-

tation marine du Précambrien terminal (formation du Hodh et groupe de Téniaouri en Adrar) se produit l'événement orogénique majeur pan-africain : la plateforme ouest-africaine bascule, et les sédiments qui, auparavant, provenaient en majorité du Nord sont alors drainés du Sud-Est. Dans l'ensemble du bassin de Taoudeni, une sédimentation continentale à dominante rouge succède à la sédimentation marine à dominante verte. Les minéraux argileux des premiers sédiments cambro-ordoviciens pourraient refléter ce changement morphologique profond, notamment par l'apparition de la smectite.

— Changement dans le climat continental moyen. Le développement des interstratifiés irréguliers et de la vermiculite, la cristallinité parfois moyenne à médiocre de la smectite, pourraient traduire une accentuation modérée de l'altération continentale sous l'effet de climats plus tempérés et humides qu'auparavant, provoquant une dégradation ménagée des espèces minérales du substratum. Une telle explication climatique est probable pour la formation de Dakhlet Barda, riche en pélites peu propices aux transformations postérieures au dépôt (Millot, 1964). Il en est de même pour la formation d'Oujaf, pourtant constituée de sédiments gréseux mais assez fins et peu perméables. En revanche, dans la formation de Ganeb, le développement de la kaolinite paraît correspondre davantage à une modification diagénétique qu'à une action climatique précédant la sédimentation (cf. § II).

C) LE GROUPE DE TICHIT.

Les faciès glaciaires *s.l.* du groupe de Tichit, très complexes et changeants du point de vue lithologique, présentent dans l'ensemble une minéralogie des argiles ordonnée, mais différente selon que l'on considère les termes inférieurs continentaux ou les termes supérieurs marins.

1) Les termes inférieurs.

Ils ont une minéralogie des argiles très semblable à celle des formations sur lesquelles repose le groupe de Tichit. Ils sont marqués par l'abondance relative de la smectite de cristallinité variable qui, dans les faciès les plus grossiers, fait place à de la kaolinite secondaire (Pl. V, C et D). La présence d'une quantité importante de smectite dans des faciès détritiques de démantèlement, et à une époque où le recouvrement glaciaire a été maximum (Deynoux, 1978), constitue un argument en faveur de l'origine proche du minéral. En effet, l'inlandsis ordovicien a été très développé sur le socle précambrien, riche en minéraux primaires, situé au Sud du bassin de Taoudeni, et a probablement contrarié l'érosion de ces régions lointaines (dorsale de Léo). La dissociation de l'appareil glaciaire à proximité du Hodh, attestée par l'imbrication de tillites et dépôts divers a, en revanche, favorisé l'érosion du substratum local dont la smectite paraît constituer un marqueur. Nous avons déjà constaté, à propos de

la glaciation du Précambrien terminal, la relation qui existe entre les argiles des dépôts glaciaires continentaux et celles de leur substratum immédiat (Chamley *et al.*, 1977).

2) Les termes supérieurs.

Moins hétérogènes et plus riches en fraction argileuse, ils montrent une réapparition en quantité notable de la chlorite, associée à une augmentation de l'illite, cependant que l'abondance de la smectite diminue. Les interstratifiés demeurent présents, la vermiculite et la kaolinite sont rares. Cette diversification minéralogique du cortège argileux, jointe à l'homogénéisation relative de la lithologie, suggère une provenance plus lointaine des sédiments, favorable à la diversification des roches mères et aux tris mécaniques.

Ces changements sont liés à la fonte progressive de l'inlandsis fini-ordovicien, qui autorise l'érosion des roches lointaines riches en illite et chlorite, jusqu'aux roches recouvertes par la calotte de glace. Les produits de cette érosion sont dispersés à la faveur de la transgression eustatique fini et post-glaciaire. Les eaux marines occupent d'abord les zones en creux, figurées par les termes supérieurs du groupe de Tichit, puis l'ensemble du domaine où se déposent les sédiments du groupe d'Aratane.

Le mécanisme géodynamique ainsi suggéré par les variations des assemblages argileux, et notamment par l'apparition de la chlorite et de l'illite dans les dépôts marins fini ou post-glaciaires, est semblable à celui qui a été envisagé à propos du Précambrien terminal (formation du Hodh et groupe de Téniaouri; Chamley *et al.*, 1977). Au Précambrien terminal, il s'agit d'un inlandsis venu du Nord qui découvre progressivement les séries cristallines de la dorsale Réguibat. A la fin de l'Ordovicien, c'est un inlandsis venu du Sud-Est qui, lors de sa fusion, met à jour les séries à illite et chlorite de la dorsale de Léo.

D) LE GROUPE D'ARATANE.

Les dépôts marins siluro-dévonien du groupe d'Aratane sont caractérisés par deux particularités minéralogiques de la fraction argileuse. D'une part les édifices interstratifiés, variés et souvent sub-réguliers, sont présents en abondance (Pl. V, E). Ils représentent probablement le témoignage d'altérations continentales ménagées, survenues après les périodes glaciaires en même temps que s'effectuait la remontée du niveau marin. Les produits de cette altération ont sans doute été érodés au fur et à mesure du temps et incorporés aux sédiments, dont la nature très argileuse les a protégés d'évolutions diagénétiques notables.

D'autre part, le groupe d'Aratane montre la présence occasionnelle de pyrophyllite (Pl. V, F), minéral généralement né par métamorphisme dans l'anchizone (Dunoyer, 1969). Dans les sédiments étudiés, la répartition de la pyrophyllite est indépendante du niveau,

de l'enfouissement et de la lithologie. Elle ne paraît pas avoir été formée sur place, au contraire du cas des argilites siluriennes et dévoniennes du Sahara algérien (Chenneaux et Dunoyer, 1967 ; Chenneaux *et al.*, 1970). En effet, il n'existe ici aucun indice de métamorphisme, lié à un enfouissement notable ou à un événement orogénique. La pyrophyllite est donc probablement détritique et, reprise par les courants marins, provient sans doute de l'érosion de secteurs légèrement métamorphisés dont la localisation n'est pas connue. Notons que les interstratifiés réguliers identifiés dans le groupe d'Aratane pourraient avoir une origine similaire.

IV. — DISTRIBUTION GEOGRAPHIQUE

Les corrélations minéralogiques en fonction du lieu sont difficiles à établir dans la région du Hodh. En effet la continuité des affleurements des diverses formations rencontrées n'est pas assurée sur l'ensemble de la région, soit à cause des recouvrements récents, soit du fait de l'érosion contemporaine des dépôts (discordances de ravinement) et ultérieure.

De telles corrélations sont cependant possibles pour la formation d'Oujaf qui affleure pratiquement partout de Ganeb à Oualata, et à un degré moindre pour la formation de Dakhlet Barda. On remarque (fig. 3) que la smectite est en moyenne plus abondante à l'Est, cependant que les interstratifiés irréguliers sont plus abondants à l'Ouest. Vers la partie centrale, les minéraux primaires, illite et chlorite, sont plutôt favorisés. Cette diversification n'est pas liée à une variation lithologique systématique et sa cause est incertaine. Il pourrait s'agir de conditions locales déterminées par les modalités de l'érosion continentale :

— alluvionnement en éventail depuis le Sud ou le Sud-Est comme l'indiquent les stratifications obliques, avec sédimentation différentielle dans les zones de bordures (décantation de smectite ou d'interstratifiés) ;

— apports en provenance de régions méridionales de pétrographie différente, dans lesquelles, respectivement, l'un et l'autre des assemblages minéralogiques domineraient. Bien que vers l'Est on s'approche de la zone mobile des Dahomeyides, une intervention du volcanisme dans les secteurs orientaux plus riches en smectite semble peu probable, le minéral étant de cristallinité très variable, plutôt médiocre à moyenne.

En ce qui concerne les termes glaciaires inférieurs du groupe de Tichit, ils affleurent largement dans la région de Tichit (zone 2, fig. 3), formant une bande de

près de 80 km de longueur, parallèle à la direction supposée du déplacement des glaces. On peut être surpris de trouver dans ces dépôts glaciaires continentaux de lithologie très variable, une grande uniformité dans la nature et la proportion relative des minéraux argileux (la kaolinite, d'origine surtout secondaire, mise à part). En fait, dans toute la région existent dans le substratum anté-glaciaire les mêmes espèces dans des proportions comparables, ce qui prouve l'héritage local des dépôts glaciaires stricts (tillites) et de remaniement.

V. — CONCLUSION

La sédimentation argileuse au Précambrien terminal et au Paléozoïque dans le Sud-Est mauritanien est marquée par la diversité des espèces minérales et par leur origine essentiellement détritique. Seuls les faciès gréseux et poreux témoignent de modifications minérales importantes après le dépôt, par développement de kaolinite à la faveur des circulations d'eaux. Les variations des cortèges argileux survenues au cours du temps sont sous la dépendance essentielle de facteurs climatiques et géodynamiques, qui se succèdent en déterminant des cycles minéralogiques.

Au cours des périodes de maximum glaciaire de la fin de l'Ordovicien (termes inférieurs du groupe de Tichit), les sédiments déposés sont d'origine locale et préservés de l'altération, souvent riches en smectite comme le substratum immédiat ; les assemblages argileux sont peu diversifiés bien que la lithologie soit très variable. En périodes de transgression fini et post-glaciaire (formation du Hodh au Précambrien terminal et termes supérieurs du groupe de Tichit à la fin de l'Ordovicien), les apports sont plus diversifiés et d'origine plus lointaine ; les minéraux, modérément altérés, comprennent davantage de chlorite et d'illite, issues des socles anciens (dorsale Réguibat au Nord dans le premier cas, dorsale de Léo au Sud et à l'Est dans le second).

Les réchauffements climatiques qui suivent les périodes glaciaires (formations de Dakhlet Barda, Oujaf et Ganeb au Cambro-Ordovicien, groupe d'Aratane au Siluro-Dévonien), se manifestent dans les cortèges argileux par une diminution des minéraux primaires (illite, chlorite) au bénéfice de la vermiculite, des interstratifiés irréguliers et de la smectite de cristallinité variable.

Ainsi, la région du Hodh livre-t-elle un nouvel exemple de l'utilisation des minéraux argileux, dans des séries anciennes peu modifiées après le dépôt, comme marqueurs des climats, des sources sédimentaires et des cycles géographiques passés.

* * *

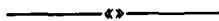
BIBLIOGRAPHIE

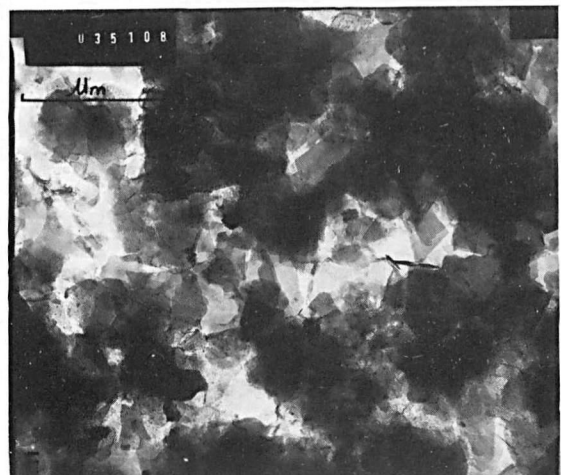
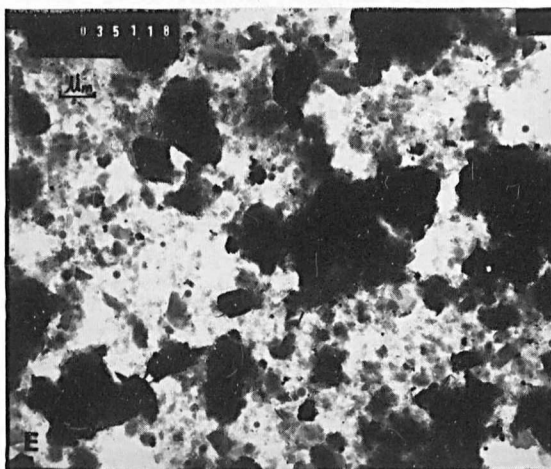
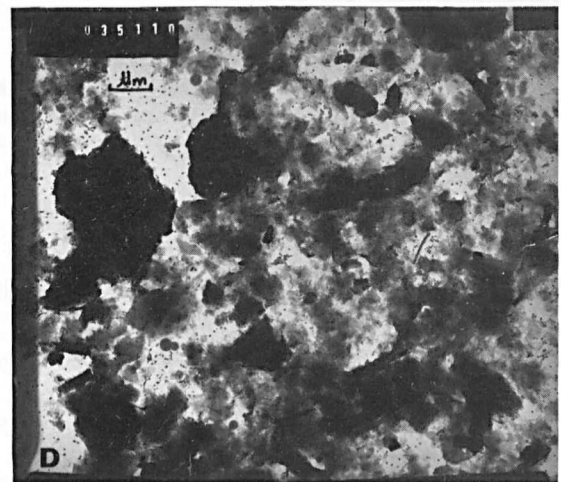
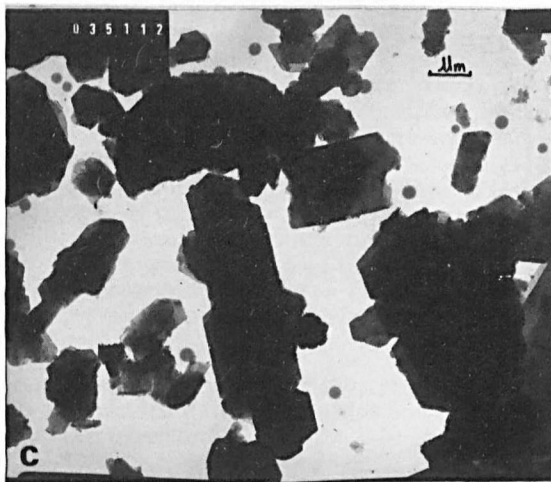
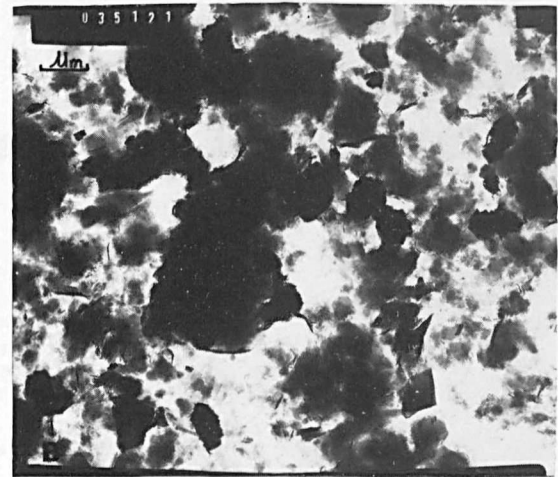
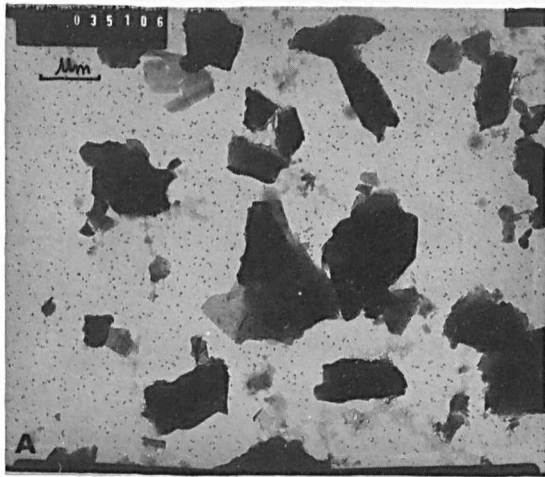
- 1) ALIMEN H. et CAILLÈRE S. (1964). — Caractérisation des nappes quaternaires des Pyrénées de la Bigorre et du Béarn par leurs minéraux argileux et essai d'interprétation climatique. *Rev. Géogr. pyrén. Sud-Ouest*, t. 35, p. 373-396.
- 2) CHAMLEY H. (1971). — Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. *Sci. Géol. Mém.*, t. 35. 225 p.
- 3) CHAMLEY H. (1980). — Clay sedimentation and paleoenvironment in Daito Ridge area since the early Eocene (North-Western Philippine Sea, Leg 58. D.S. D.P.). In Klein G. de V., Kobayashi K. et al., *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., U.S. Governm. Print Off.*, vol. 58. p. 683-693.
- 4) CHAMLEY H., DEYNOUX M., GIROUD D'ARGOUD G. et TROMPETTE R. (1977). — Minéraux argileux des formations glaciaires et de leur substratum dans le Précambrien supérieur de l'Adrar de Mauritanie (Afrique occidentale). *Sci. Géol. Bull.*, vol. 30, p. 207-227.
- 5) CHENNEAUX G. et DUNOYER DE SEGONZAC G. (1967). — Etude pétrographique de la pyrophyllite du Silurien et du Dévonien au Sahara. Répartition et origine. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, Strasbourg, vol. 20. p. 195-210.
- 6) CHENNEAUX G., DUNOYER DE SEGONZAC G. et PETRACCO F. (1970). — Genèse de la pyrophyllite dans le Paléozoïque du Sahara occidental. *C.R. Ac. Sc.*, t. 270. p. 2405-2411.
- 7) CLAUER N. (1976). — Chimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, t. 45, 256 p.
- 8) DELPY J. (1954). — Rapport de fin de campagne 1952-1953-1954. *Rapp. inéd. Dir. féd. Min. Géol. A.O.F.*, Dakar, vol. 12, 59 p.
- 9) DELPY J. (1967). — Etudes géologiques dans l'Adrar et le Tagant (République Islamique de Mauritanie). *Rap. inéd. Ministère Développement R.I.M., Dir. Min. Géol.*, Nouakchott. 257 p.
- 10) DEYNOUX M. (1978). — 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, Sci. nat., Aix-Marseille III*, 554 p. plus annexes.
- 11) DEYNOUX M. et SIMON B. (1977). — Stratigraphy of the Upper Precambrian and Lower Palaeozoic in South-east Mauritania. Correlations with other regions in the Taoudeni Basin. New evidence regarding the glaciations of the Late Precambrian and Upper Ordovician. *9th intern. Coll. Afr. Geol.*, Göttingen, Abstracts, p. 27-28.
- 12) DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969). — Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, Strasbourg, vol 29, 320 p.
- 13) FURON R. (1928). — Observations géologiques dans le Hodh (cercle de Néma), Soudan français. *C.R. Ac. Sc.*, D, t. 187, p. 354-355.
- 14) FURON R. (1933). — Essai sur l'évolution structurale de l'Afrique occidentale. *Bull. Agence générale des Colonies*, vol. 293, p. 1037-1066.
- 15) KULBICKI G. et MILLOT G. (1960). — L'évolution de la fraction argileuse des grès pétroliers cambro-ordoviciens du Sahara central. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, vol. 13, p. 147-156.
- 16) MARCHAND J. (1954). — Rapport de fin de campagne 1953-1954 en Mauritanie. *Rapp. inéd. Dir. féd. Min. Géol. A.O.F.*, Dakar, 55 p.
- 17) MARCHAND J. (1955). — Rapport de fin de campagne 1954-1955 en Mauritanie. *Rapp. inéd. Dir. féd. Min. Géol. A.O.F.*, Dakar, 29 p.
- 18) MARTIN A. (1963). — Les dépôts fluvio-glaciaires du Bas-Dauphiné: leurs minéraux argileux, leur radioactivité. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 5, p. 538-540.
- 19) MICHOUUD P., DESMIDT P. et GRAMONT M. (1963). — Reconnaissance de la partie centrale du bassin de Taoudeni (novembre 1961 - avril 1962). *Rap. inéd. Soc. afr. Pétr. (S.A.P.)* 4571 R, 139 p. plus annexes.
- 20) MILLOT G. (1964). — *Géologie des argiles*. Masson, Paris. 499 p.
- 21) MONOD T. (1958). — Majâbat al-koubrâ. Contribution à l'étude de l'« Empty Quater » ouest-saharien. *Mém. Inst. fr. Afr. noire*, Dakar, vol. 52, 406 p.
- 22) QUIGLEY R.M. et DREIMANIS A. (1972). — Weathered interglacial green clay at Port Talbot, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 9, p. 991-1000.
- 23) STEWART M.T. et MICKELSON D.M. (1976). — Clay mineralogy and relative age of tills in North-Central Wisconsin. *J. Sed. Petrol.*, vol. 40, p. 200-205.
- 24) TIERCELIN J.J. et CHAMLEY H. (1975). — Minéraux argileux du Pléistocène glaciaire et inter-glaciaire de Laragne-Sisteron (Alpes de Haute-Provence). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, D, t. 280, p. 2293-2296.
- 25) TROMPETTE R. (1973). — Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. *Trav. Lab. Sc. Terre St-Jérôme*, Marseille, B7, 702 p.

EXPLICATION DE LA PLANCHE V

ELECTRO-MICROGRAPHIES

- Fig. A. — Formation du Hodh (éch. 1715). Chlorite et illite.
- Fig. B. — Formation de Dakhlet Barda (éch. 2271). Edifices interstratifiés, accompagnés de peu de chlorite et d'illite.
- Fig. C. — Groupe de Tichit (éch. 2670). Kaolinite très abondante.
- Fig. D. — Groupe de Tichit (éch. 2672-5). Smectite très abondante, illite, traces de kaolinite.
- Fig. E. — Groupe d'Aratane (éch. 1911-11). Edifices interstratifiés, illite, peu de kaolinite.
- Fig. F. — Groupe d'Aratane (éch. 2819). Illite, pyrophyllite, kaolinite, peu de chlorite.





Nouveau Pachytylopside (Insecte Protorthoptère) du Westphalien inférieur belge

par Daniel LAURENTIAUX (*) et Francine LAURENTIAUX-VIEIRA (**)

Résumé. — Présentation du genre nouveau *Protopachytylopsis* (Insectes Protorthoptères), établi d'après une aile antérieure complète provenant du Westphalien A de Belgique. Ce fossile, attribué à une forme archaïque de *Pachytylopsidae* Handlirsch, 1904, permet de réinterpréter la nervation mésothoracique (seule connue jusqu'ici) de ce groupe discuté et d'en dégager les tendances évolutives dans le cadre de la famille.

Abstract. — Descriptive mention of the new genus *Protopachytylopsis* (Protorthopterous Insects) based upon a finely preserved mesothoracic wing from the Westphalian A of Belgium. This fossil is assigned to an archaic representative of the questioned *Pachytylopsidae* Handlirsch, 1904. New understanding of the venational pattern of the pachytylopsid fore-wings (only known) and explanation of the evolutionary trend within the family.

Bien que leur découverte remonte à plus d'un siècle (*Pachytylopsis persenairei* De Borre, 1875) et soit parmi les premières d'Insectes carbonifères, les *Pachytylopsidae* restent mal connus et seulement, jusqu'ici, par quelques empreintes d'ailes antérieures fragmentaires et souvent médiocres. Ce groupe d'Insectes protorthoptères paraît rare et géographiquement localisé. Tous les fossiles répertoriés proviennent du Westphalien de Belgique (bassin de Mons) et ont été répartis en deux genres : *Pachytylopsis* De Borre, 1875 (incl. *Palorthopteron* Handlirsch, 1904) et *Symballophlebia* Handlirsch, 1904.

Des cinq espèces rapportées à *Pachytylopsis* (Pruvost, 1930-1933), seules *P. persenairei* De Borre, 1875 (génotype), *melas* (Handlirsch) 1904 et *dorlodoti* Pruvost, 1930, fort voisines, sont d'appartenance générale non douteuse. L'attribution aux *Pachytylopsidae* de *Symballophlebia* (monotypique) reste équivoque.

Dans ce contexte paléontologique pauvre et précaire, le nouveau genre *Protopachytylopsis* fournit une contribution intéressante, bien qu'il ne soit représenté, lui aussi, que par une aile mésothoracique, mais entière et parfaitement conservée (fig. 1). Sa localisation stratigraphique (Westphalien A) en fait le plus vieux terme connu de la lignée. Les caractéristiques de sa nervation se situent dans l'ascendance immédiate de *Pachyty-*

lopsis. Enfin, la topographie nervuraire, nettement indiquée, révèle la complexité du système cubital des ailes antérieures des *Pachytylopsidae* et l'organisation de leur région anale.

Ordre PROTORTHOPTERA

Famille PACHYTYLOPSIDAE Handlirsch, 1904
(emend. 1919)

Généritype : *Protopachytylopsis leckwycki* nob.

PROTOPACHYTYLOPSIS LECKWYCKI n. sp.

Espèce nommée en hommage à la mémoire du Dr. William Van Leckwyck, en gratitude de son amicale coopération.

ORIGINE ET HORIZON. — Bassin Houiller de Charleroi (Belgique). Charbonnage de Tergnée-Aiseau-Prezle, siège de Tergnée à Farciennes, étage 120 m. nouveau Sud à 110 m au puits Panama ; schistes à 0 58 m au toit du sillon supérieur de Veinette Anglaise (***) ; massif du Gouffre.

Assise de Charleroi, tiers inférieur de la zone de Genck. Westphalien inférieur (Wn 1c).

COLLECTION. — Institut Royal de Sciences Naturelles de Bruxelles (Belgique) ; coll. Ass. Et. Pal. Str. Houillères, échantillons n° I.G.321 (empreinte complète d'aile et contre-empreinte de la base alaire). Diplotype.

(***) Faciès et conditions du gîte *in* Leckwyck (Van) W. et coll. (1951), p. 110-111 ; Insecte : fragment d'aile, p. 111, n° d'ordre 112 ; Pl. IIIa.

(*) Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de Reims. B.P. 347, 51062 Reims Cedex.

(**) Centre de Géologie Générale et Minière, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 60, Boulevard Saint-Michel, 75272 Paris Cedex 06.

Note présentée le 7 Mai 1980 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 4 Mars 1981.

Nouveau Pachytyloptide (Insecte Protorthoptère) du Westphalien inférieur belge

par Daniel LAURENTIAUX (*) et Francine LAURENTIAUX-VIEIRA (**)

Résumé. — Présentation du genre nouveau *Protopachytyloptis* (Insectes Protorthoptères), établi d'après une aile antérieure complète provenant du Westphalien A de Belgique. Ce fossile, attribué à une forme archaïque de *Pachytyloptidae* Handlirsch, 1904, permet de réinterpréter la nervation mésothoracique (seule connue jusqu'ici) de ce groupe discuté et d'en dégager les tendances évolutives dans le cadre de la famille.

Abstract. — Descriptive mention of the new genus *Protopachytyloptis* (Protorthopterous Insects) based upon a finely preserved mesothoracic wing from the Westphalian A of Belgium. This fossil is assigned to an archaic representative of the questioned *Pachytyloptidae* Handlirsch, 1904. New understanding of the venational pattern of the pachytyloptid fore-wings (only known) and explanation of the evolutionary trend within the family.

Bien que leur découverte remonte à plus d'un siècle (*Pachytyloptis persenairei* De Borre, 1875) et soit parmi les premières d'Insectes carbonifères, les *Pachytyloptidae* restent mal connus et seulement, jusqu'ici, par quelques empreintes d'ailes antérieures fragmentaires et souvent médiocres. Ce groupe d'Insectes protorthoptères paraît rare et géographiquement localisé. Tous les fossiles répertoriés proviennent du Westphalien de Belgique (bassin de Mons) et ont été répartis en deux genres : *Pachytyloptis* De Borre, 1875 (incl. *Palorthopteron* Handlirsch, 1904) et *Symballophlebia* Handlirsch, 1904.

Des cinq espèces rapportées à *Pachytyloptis* (Pruvost, 1930-1933), seules *P. persenairei* De Borre, 1875 (génotype), *melas* (Handlirsch) 1904 et *dorlodoti* Pruvost, 1930, fort voisines, sont d'appartenance générique non douteuse. L'attribution aux *Pachytyloptidae* de *Symballophlebia* (monotypique) reste équivoque.

Dans ce contexte paléontologique pauvre et précaire, le nouveau genre *Protopachytyloptis* fournit une contribution intéressante, bien qu'il ne soit représenté, lui aussi, que par une aile mésothoracique, mais entière et parfaitement conservée (fig. 1). Sa localisation stratigraphique (Westphalien A) en fait le plus vieux terme connu de la lignée. Les caractéristiques de sa nervation se situent dans l'ascendance immédiate de *Pachyty-*

loptis. Enfin, la topographie nervuraire, nettement indiquée, révèle la complexité du système cubital des ailes antérieures des *Pachytyloptidae* et l'organisation de leur région anale.

Ordre PROTORTHOPTERA

Famille PACHYTYLOPSIDAE Handlirsch, 1904
(emend. 1919)

Généritype : *Protopachytyloptis leckwycki* nob.

PROTOPACHYTYLOPTIS LECKWYCKI n. sp.

Espèce nommée en hommage à la mémoire du Dr. William Van Leckwyck, en gratitude de son amicale coopération.

ORIGINE ET HORIZON. — Bassin Houiller de Charleroi (Belgique). Charbonnage de Tergnée-Aiseau-Presle, siège de Tergnée à Farciennes, étage 120 m. nouveau Sud à 110 m au puits Panama ; schistes à 0 58 m au toit du sillon supérieur de Veinette Anglaise (***) ; massif du Gouffre.

Assise de Charleroi, tiers inférieur de la zone de Genck. Westphalien inférieur (Wn 1c).

COLLECTION. — Institut Royal de Sciences Naturelles de Bruxelles (Belgique) ; coll. Ass. Et. Pal. Str. Houillères, échantillons n° 1.G.321 (empreinte complète d'aile et contre-empreinte de la base alaire). Dипotype.

(*) Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de Reims, B.P. 347, 51062 Reims Cedex.

(**) Centre de Géologie Générale et Minière, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 60, Boulevard Saint-Michel, 75272 Paris Cedex 06.

Note présentée le 7 Mai 1980 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 4 Mars 1981.

(***) Faciès et conditions du gîte in Leckwyck (Van) W. et coll. (1951), p. 110-111 ; Insecte : fragment d'aile, p. 111, n° d'ordre 112 ; Pl. IIIa.

Description.

Aile mésothoracique gauche (fig. 1 et 2A), trois fois et demie plus longue (30 mm) que large (8,5 mm). Apex arrondi. Bord externe légèrement courbe (*) avec costale (Co+) bien marquée jusqu'au point d'aboutissement de la sous-costale.

Architecture nervuraire dominée par une saillance prononcée de R1 et CuA. Texture très membraneuse. Système intercalaire ténu, subscalariforme à transverses faibles souvent un peu flexueuses, s'irrégularisant en réseau polygonal lâche dans l'aire sous-costale et les espaces larges de la région sub-centrale de l'aile.

Sc(—) rectiligne terminé sur Co aux deux tiers de la longueur alaire; aire sous-costale large à la base, triangulée dans sa partie distale; nervation pectinée (une quinzaine de branches simples). Absence de toute structure pré- ou postcostale.

R₁(+) indivisé atteignant l'extrémité du bord antérieur. Rs(—) isolé du tronc radial (R+) vers le premier quart de l'aile; branche principale parallèle au radius *s. str.*, émettant vers l'arrière à partir du milieu de l'aile, cinq rameaux (les trois premiers successivement et tardivement bifide, trifide et bifide, les deux ultimes simples). Nervation sectoriale occupant tout l'apex et le débordant légèrement du côté postérieur.

Champ médian bas (MP—). Ramifications en deux groupes (externe à trifidie tardive, interne quadrifide). Veine-mère à concavité nette dans sa partie distale (MP libre), convexe dans sa portion proximale (M+CuA) étroitement proche de R. Au point d'individualisation de la médiane (environ au cinquième de la

(*) Le fléchissement du bord costal à l'extrémité de Sc apparaissant sur l'empreinte résulte en fait d'un petit pli transverse.

longueur de l'aile) divergence vers l'arrière d'un court tronçon nervuraire maintenant la convexité initiale et attribuable sans équivoque à CuA₁(+).

Entre le tronc médio-cubital (M+CuA₁) et CuP (simple et bien caractérisé par sa concavité), présence de la seconde branche (longitudinale) du cubitus antérieur (CuA₂+), veine également *haute* venant en jonction de CuA₁ libre et prolongée au-delà pour constituer la veine-mère, très saillante et rectiligne, des ramifications cubitales.

Aire cubitale antérieure (CuA+) triangulaire, peu étendue (terminaison au milieu du bord interne), avec sept rameaux postérieurs non divisés et en disposition pectinée.

Zone anale peu développée, sans ébauche d'élargissement (parfaite continuité du bord interne rectiligne et relèvement basal régulier). Présence de deux uniques anales parallèles à CuP. A₁ positive, non rapprochée du cubitus postérieur.

Discussion et affinités.

1° Structures médio-cubitales.

La nervation mésothoracique des *Pachytylopsidae* n'avait été jusqu'ici interprétée qu'en fonction de sa répartition graphique. L'excellente fossilisation de cette nouvelle aile permet d'apprécier sans ambiguïté, sous éclairage convenable, les hauteurs nervuraires et de mettre en évidence une structure médio-cubitale plus complexe et plus spécialisée que celle jusqu'ici admise (fig. 3).

L'homogénéité topographique des branches médianes *uniformément basses* et la concavité de la veine-mère à leur origine amènent à homologuer cet ensemble à MP(—). La bipartition en deux groupes nervuraires (suggestifs a priori de MA et MP) est apparemment



Fig. 1. — *Protapachytylopsis leckwicki* n. gen. et sp. (diplotype) (Gr. = 4.5). Aile mésothoracique gauche. Charbonnages de Tergnée-Aiseau-Presle (Belgique). Farciennes, siège de Tergnée, toit de Veinette Anglaise, Westphalien A (zone de Genck).

(Topographie nervuraire en valeur inversée par effet d'éclairage).

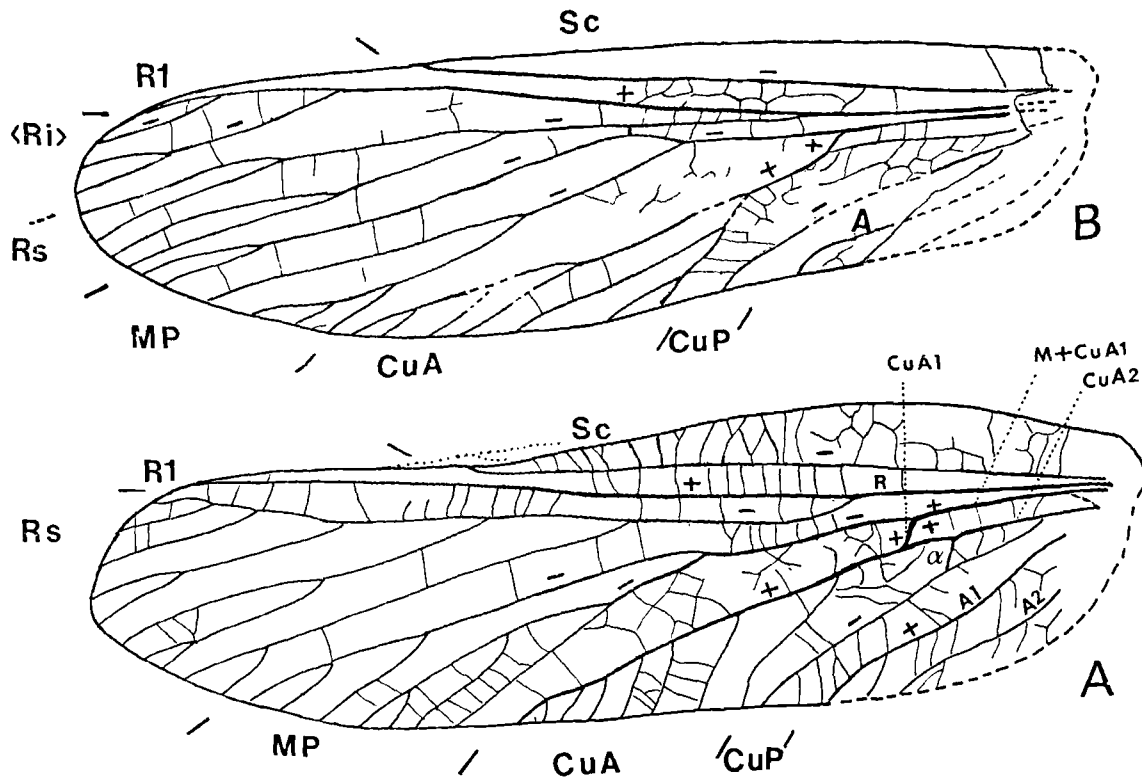


Fig. 2. — Calques alaires orientés de *Protopachytyloopsis leckwicki* n. gen. et sp. (A), Charbonnages de Tergnée-Aiseau-Prezle, toit de Veinctte Anglaise, zone de Genck, Westphalien A (diplotype) (Gr. = 4) et de *Pachytyloopsis persenairei* De Borre, 1875 (B), Charbonnages de Petite Sorcière à Jemmappes, Westphalien C (diplotype) (Gr. = 3,33).

constante chez toutes les formes rapportées à la famille (Pruvost, 1930-1933). L'attribution du groupe externe à la médiane antérieure ne peut être qu'hypothétique. Elle impliquerait d'admettre un abaissement secondaire ni contrôlable, ni argumenté par les seules données paléontologiques, l'existence de MA ne pouvant être établie que par la convexité fondamentale de cette veine, comme il en est chez les Paléoptères. Cette bipartition doit certainement être retenue pour la diagnose de la famille, sans la caractériser exclusivement. Elle est manifeste chez de nombreux Protorthoptères, mais ordinairement, le petit nombre de fossiles d'une même espèce ne permet guère d'apprécier les éventuelles variations individuelles et la possibilité de transfert de rameaux, ce qui serait une indication d'un système effectivement monogène. Le problème des homologies de la nervation médiane des Protorthoptères et ses difficultés d'interprétation ont déjà été exposées (Carpenter, 1966, p. 51-55). La richesse et les modalités des ramifications interviennent comme critère spécifique.

Le départ nervuraire longitudinal immédiatement externe à CuP(—) et en base de la veine-mère des branches secondaires du cubitus antérieur (CuA+), étant distinctement haut, ne peut que faire partie de ce système. D'autre part, le bref tronçon de veine oblique naissant à l'origine de MP libre (bien marquée par un changement net et ponctuel de hauteur) conserve la convexité du tronçon initial dont il diverge. Il ne peut donc pas s'agir d'un élément attribuable (et nécessairement par position) à MP ou MP *pro parte* (Sharov, 1962 ; "anastomose médio-cubitale" Pruvost, 1930). Son appartenance au cubitus antérieur s'avère incontestable.

La seule interprétation possible et sans autre alternative au regard des hauteurs nervuraires, force à admettre une duplicité d'origine (à l'entrée dans l'aile proprement dite) du cubitus antérieur. La branche externe CuA₁(+) d'abord fusionnée à MP en constitution d'un tronc basal médio-cubital convexe, s'isole temporairement en élément indépendant oblique de

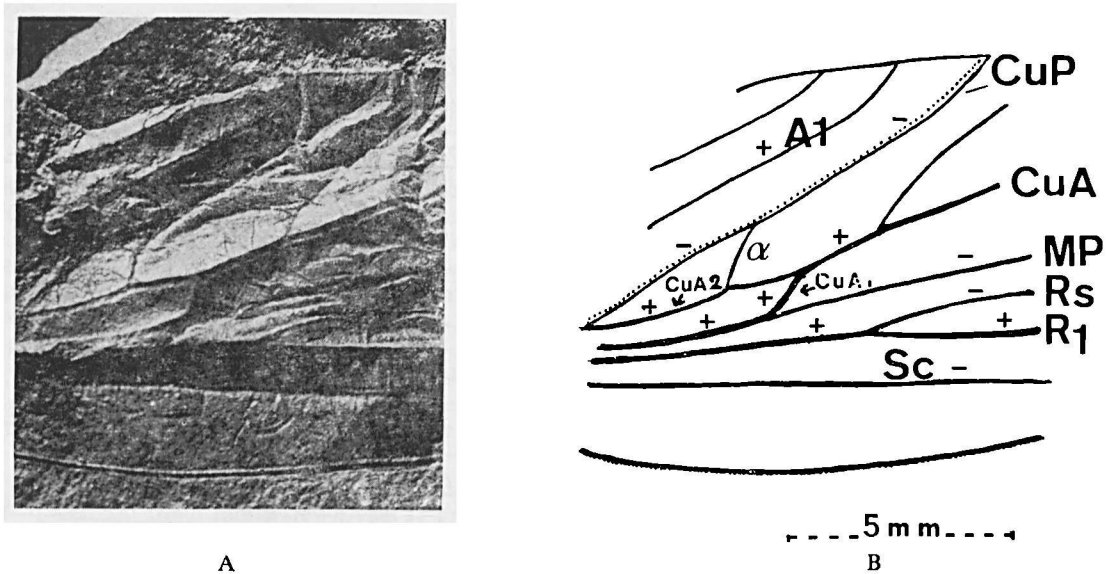


Fig. 3. *Protopachytylopsis leckwicki* n. g. et n. sp. (aile antérieure gauche; diptotype): structure médiocubitale. Photographie (A) de la région pré-centrale de l'empreinte (Gr. = 6) et dessin explicatif (B). Compte tenu de l'éclairage, la photographie a été inversée pour restituer, en vraie valeur, les hauteurs nervuraires. A noter la forte saillance de R₁, le brusque changement de topographie lors de l'individualisation de la médiane et le maintien par CuA₁ de la convexité du tronc médio-cubital.

même convexité, puis rejoint la branche postérieure CuA, pour former avec celle-ci et en son prolongement la veine-mère ramifiée de CuA. La notation de la fig. 2A rend compte de ces homologies.

La même structure nervuraire se reconnaît sur l'aile-type de *P. persenairi* malgré un affaiblissement du contraste des hauteurs en rapport avec une fossilisation moins propice à leur observation. La robustesse de Co et la forte convexité de R₁ sont bien indiquées, mais la saillance de CuA apparaît bien moins prononcée qu'il n'en est chez le diptotype de *Protopachytylopsis*. A priori, l'identification de CuA₂ comme veine positive serait plus incertaine; par contre, le changement brusque de topographie au niveau d'individualisation de MP concave et le maintien de la convexité du tronc médio-cubital par CuA₁ sont évidents.

Chez *Protopachytylopsis*, la course de CuA₂ présente, avant la jonction à CuA₁, une inflexion légère mais nette et il en part une veinule plutôt neutre (α fig. 2A et 3B) rejoignant CuP. Cette veinule se distingue bien des transverses intercalaires et ne semble pas pouvoir être confondue avec l'une d'elles renforcée. Il faut sans doute y voir un véritable élément nervuraire, ce que l'infléchissement de CuA₂ à son origine paraît bien confirmer. Si l'interprétation n'est pas abusive, il pourrait s'agir, soit d'une branche de CuA, affaiblie (ramification proximale de CuA), soit plus probablement de la branche externe du cubitus postérieur (CuP₁) d'abord fusionné avec CuA₂. En ce

cas, la veine nettement concave CuP correspondrait en fait à CuP₂, avec constitution d'un triangle basal CuA₂ - CuP₁ / CuP₁ / CuP₂ (fig. 4).

2" Affinités génériques.

La comparaison (fig. 2) des calques alaires de *Pachytylopsis persenairi* et de *Protopachytylopsis leckwicki* fait nettement ressortir les analogies et les différences des neivations mésothoraciques des deux genres.

L'absence de ramifications sur R₁ et de toute union de Rs et de la médiane caractérise *Protopachy-*

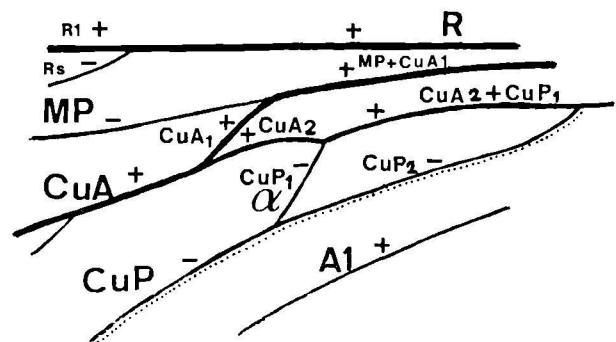


Fig. 4. — *Protopachytylopsis*. Interprétation de la structure médiocubitale mésothoracique (explication dans le texte, p. 86).

tylopsis. Ces aspects traduisent d'évidence une condition nervuraire plus primitive (défaut de spécialisation). D'aucuns pourraient y voir des arguments suffisants pour exclure des *Pachytylopsiidae* le genre *Protopachytylopsis* et créer pour celui-ci une famille nouvelle (encore monotypique). Il nous paraît préférable, tant les deux genres sont en continuité, d'élargir l'acception des *Pachytylopsiidae*, la famille ainsi comprise gagnant en homogénéité phylétique ce qu'elle perd en rigueur systématique.

Tous les caractères connus de *Pachytylopsis* (restreint au groupe d'espèces *persenirei* - *melas* - *dorlodoti*) peuvent se déduire de ceux de *Protopachytylopsis*.

a) Le radius *s. str.* des *Pachytylopsis* comporte, dans tous les cas, des ramifications internes distales, le Rs apparent, peu fourni, n'admettant que trois ou quatre terminaisons marginales en position sous-apicale. Au contraire, chez *Protopachytylopsis* au R_1 simple (primitif) fait suite un secteur plus riche en branches principales, avec individualisation plus précoce (milieu de l'aile) de la première. Il est clair que cette nervulation du R_1 de *Pachytylopsis* (Ri, fig. 2B) est en réalité faite des branches distales d'un type initial et non spécialisé comme il en est du Rs de *Protopachytylopsis* (dont les modalités de détail sont probablement et au moins *pro parte* d'essence spécifique). Ce transfert a amené un appauvrissement relatif de Rs et son rejet du côté interne.

b) Chez *Pachytylopsis*, la médiane (groupe externe) et Rs sont reliés par un bref élément anastomosique. Cette union est très nette chez *persenirei* (Handlirsch, 1904, p. 14 et 15, Pl. VI, fig. 23). Pruvost (1930, p. 154, Pl. V, fig. 1) la mentionne chez *dorlodoti*. Elle est probable chez *melas* (Pruvost, 1930, Pl. V, fig. 2) bien que d'observation plus difficile sur l'empreinte-type. Il s'agit là d'une disposition non aléatoire et significative du genre, comme l'avait déjà indiqué Handlirsch (1904, p. 14). Elle s'accompagne d'ailleurs et en tous ces cas, d'une évidente géniculation de la branche médiane externe (avec espacement Rs - M très réduit à ce niveau). Ce court élément anastomosique se distingue bien, par sa force, des trabécules intercalaires. Il correspond en localisation (fig. 2) au départ de la proximale du Rs de *Protopachytylopsis* et pourrait bien en figurer le reliquat. Rs se trouverait réduit d'autant chez *Pachytylopsis* par la perte de cette "proximale" devenue incomplète. Toutefois (bien que l'interprétation nous paraisse improbable par suite de cette localisation et de la géniculation médiane), il pourrait ne s'agir que d'une transverse secondairement renforcée. Par contre, chez *Protopachytylopsis*, il n'y a rien de tel, ni aucune ébauche d'union. L'intervalle Rs - MP reste homogène, sans approximation des deux systèmes, ni inflexion particulière de la branche médiane externe.

c) La rectitude de CuA, la moindre extension du champ cubital antérieur, la simplicité et la pectination

de ses ramifications sont conformes à ce que l'on attend de la primitivité de ce système.

d) Sans affirmer une conclusion qui ne pourrait être validée que par un échantillonnage nombreux, la différence de taille alaire a peut-être quelque signification, les formes initiales étant d'ordinaire plus petites (c'est le cas de *Protopachytylopsis*) que leur descendance.

Pour le reste, et sauf pour ce qui résulte des modifications précédentes (élargissement distal de l'espace R_1 - Rs, accentuation de l'intervalle M - CuA chez *Pachytylopsis*), les analogies entre ces deux types d'ailes sont sensibles. Il faut en particulier retenir la même morphologie alaire, l'équivalente extension sous-costale, la similitude des systèmes intercalaires, et probablement une semblable organisation de la région anale.

L'observation du système intercalaire chez *P. persenirei* (il n'est guère visible chez *P. melas* et *dorlodoti*) est difficile, mais ce que l'on en voit est comparable à celui de *Protopachytylopsis*. Les "nervules transverses irrégulières et confuses" mentionnées par Handlirsch (1904, p. 14, Pl. VI, fig. 23) chez *P. persenirei* résultent en fait, pour l'essentiel et surtout dans la partie distale de l'empreinte, d'un froissement de la membrane.

La primitivité relative de la nervation mésothoracique de *Protopachytylopsis leckwycki* est en accord avec son antériorité stratigraphique (Westphalien A), les *Pachytylopsis* indiscutables du groupe génotypique provenant du Westphalien C (probablement tous de la zone de Maurage). La localisation des deux genres (et en succession) dans la même région houillère est peut-être significative et non le seul fait du hasard des récoltes.

L'estimation des rapports (éventuels) de *Protopachytylopsis* et des autres formes attribuées aux *Pachytylopsiidae* et aux *Thoronyssidae* (*) ne peut être que conjecturale. Celles-ci ne nous sont connues que par des empreintes alaires trop partielles et des nervations incertaines. La présence d'un reticulum intercalaire homogène sur toute l'aile les différencierait déjà, au moins génériquement. Rien n'indique qu'un tel système intercalaire résulte du type existant chez *Protopachytylopsis* et *Pachytylopsis persenirei*, ou puisse être à son origine. Il s'agit probablement de deux modalités indépendantes.

L'attribution de *Symballophebia* Handlirsch, 1904 aux *Pachytylopsiidae* n'a jamais été contredite. L'union de Rs et de la médiane, par coalescence ponctuelle paraît même prolonger la tendance indiquée chez *Pachytylopsis*. Toutefois, bien des incertitudes demeurent quant à ses caractères nervuraires et à son appar-

(*) nom. emend. pro *Thoronyssidae* Handlirsch, 1919 (Sharov, 1962).

tenance à cette famille. La partie basale de l'aile manque chez l'échantillon unique. Le relèvement du bord interne indiqué par Pruvost (1930, Pl. VI, fig. 1a) — ce qui amène la quasi nullité du système anal — ne correspond qu'à la limite de l'empreinte fossile et non à celle de l'aile. En contradiction avec la reconstitution qu'il en donne en 1930, cet auteur considère en 1933 (p. 139), que le genre *Symballophlebia* ne diffère de *Pachytyloopsis* que "par la plus grande extension du champ anal, l'aile étant de forme triangulaire très élargie vers sa base". En tous cas, son hypothèse qu'il pourrait s'agir d'une aile métathoracique de *Pachytyloopsis* reste sans fondement. Par ailleurs, la "courbure caractéristique du bord antérieur" (Pruvost, 1939, p. 156) semble être également artificielle et ne pas correspondre — à en juger par la photographie publiée (Pruvost, 1930, Pl. VI, fig. 1) — à la marge alaire, au moins pour la partie distale. Il est fort probable que Sc se prolonge au-delà de ce qui est indiqué par Pruvost. Handlirsch (1904, Pl. VI, fig. 26) supposait déjà une sous-costale longue et considérait que le bord externe n'était que partiellement conservé. La présence de branches distales en face interne de R_1 est hypothétique. L'empreinte montre clairement le développement dans l'intervalle $R_1 - R_s$ d'une nervulation apparemment d'origine intercalaire. La nervure supposée libre en ramification de R_1 (Pruvost, 1930, Pl. VI, fig. 1a) a toute chance d'appartenir à cette nervulation dont elle ne se distingue nullement pour ce que l'on en voit.

En conclusion, rien ne permet de valider le rattachement de *Symballophlebia* aux *Pachytylopsidae*.

La présence d'un R_1 ramifié a été l'argument directeur pour le rattachement générique des espèces *stainieri* Pruvost, 1930 et *corneti* Pruvost, 1933, étant admis a priori qu'il s'agissait d'une disposition significative de la nervation pachytylopside. Selon Guthörl (1934), chez *Thoronysis* (Von Ammon) 1903 (*Thoronysidae*), R_1 serait ramifié.

Pachytyloopsis stainieri Pruvost, 1930 (p. 156, Pl. V, fig. 3 et 3a) n'est pas classifiable.

Pachytyloopsis corneti Pruvost, 1933, du Westphalien B de Belgique, est une espèce fondée sur une moitié distale d'aile. Ce qui est connu inciterait plutôt à un rapprochement de *Thoronysis* (également du Westphalien B; Sarre) malgré des différences (génériques?): densité du reticulum, terminaison de la longue sous-costale, richesse sectoriale.

Thoronysis, d'abord classé dans les *Pachytylopsidae* (Handlirsch, 1906, p. 139), devait être ensuite isolé dans les *Thoronysidae* Handlirsch, 1919 (p. 544, sub. nom. *Thoronysididae*) dont il est encore le seul représentant, les deux familles étant supposées voisines. Cette différenciation systématique paraît justifiée. Si un apparentement existe, il ne peut être que dans une lointaine ascendance commune. Même cette conclu-

sion exigerait d'autres arguments nervuraires (et anatomiques), en particulier la connaissance précise de la structure médio-cubitale.

Pour s'en tenir aux limites de notre propos — et indépendamment d'autres différenciations comme la morphologie alaire, le reticulum intercalaire, la richesse anale, etc... — l'extension de Sc (caractère archaïque) excluerait déjà *Thoronysis* de la descendance de *Propachytyloopsis*, forme incontestablement initiale des *Propachytylopsidae*.

C'est là une indication que la présence d'un R_1 ramifié est une disposition qui, bien que remarquable, a pu être acquise indépendamment (parallélisme ou convergence) et n'est pas significative des seuls pachytylopsides.

3° Affinités générales.

La petite famille des *Pachytylopsidae* reste jusqu'ici isolée. Elle figure, semble-t-il, une brève lignée du complexe proporthoptère (*), indépendante et sans descendance, apparemment de faible expansion géographique et stratigraphique.

La connaissance des ailes métathoraciques et de structures anatomiques, lèvera sans doute l'incertitude phylétique, mais la nervation mésothoracique n'ébauche aucune tendance particulière en direction de types anciens ou modernes d'Orthoptères, Plécoptères ou de Dictyoptères. L'interprétation première (De Borre) qui voulait y voir des locustoïdes (*Pachytyle*) est depuis longtemps abandonnée.

Sharov (1962) a rangé les *Pachytylopsidae* dans ses *Cacurgidea* (ordre *Paraplecoptera*) à côté de types nervuraires fort divers. Cette superfamille est, selon toute probabilité, un groupement hétérogène et artificiel dont la valeur systématique est difficilement défendable.

La monographie de formes protorthoptères nouvelles et la révision de types déjà décrits font apparaître en des cas de plus en plus nombreux, la complexité des structures médio-cubitales mésothoraciques. Leur diversité fournit des critères importants de classification, mais leur signification phylétique échappe encore, dans la difficulté de fixer (à partir d'un trop petit nombre d'exemples) la nature mono ou polyphylétique et l'évolution de telles spécialisations nervuraires. Ainsi, le type offert par *Protopachytyloopsis* et les *Pachytylopsidae* est autre que ceux des *Cacurgidae* ou des *Anthraconeuridae*. Il serait plus comparable à celui que Carpenter (1966) admet chez les *Blattinopsidae*, mais le reste de la nervation mésothoracique ne fournit aucune preuve de parenté. La possibilité de convergence ou de parallélisme, même pour de telles spécialisations, ne saurait être, dès l'abord, écartée.

(*) Ordre *Protorthoptera* dans la compréhension que lui donne Carpenter (1966).

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) CARPENTER F.M. (1966). — The Lower Permian Insects of Kansas. Part 11, The Orders Protorthoptera and Orthoptera. *Psyche*, vol. 73, n° 1, p. 46-88.
- 2) GUTHÖRL P. (1934). — Die Arthropoden aus dem Carbon und des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes. *Abh. Preuss. Geol. Landes. N.F.*, vol. 164, (*Thoronyssididae* : p. 98-100, fig. 57, Pl. 17, fig. 1).
- 3) HANDLIRSCH A. (1904). — Les Insectes Houillers de la Belgique. *Mem. Mus. Roy. Hist. Nat. de Belgique*, t. III, (*Pachytylopsiidae* : p. 14-16, Pl. V, fig. 24 ; Pl. VI).
- 4) HANDLIRSCH A. (1908). — Die Fossilen Insekten. *Ed. Engelman. (Pachytylopsiidae* : p. 138-140, Pl. XIV, fig. 8-11).
- 5) HANDLIRSCH A. (1919). — Revision der Paläozoischen Insekten. *Ak. Wiss. Wien, Math. Nat. Kl. Denk*, t. 96, (*Pachytylopsiidae, Thoronyssididae* : p. 544).
- 6) LAURENTIAUX D. et LAURENTIAUX-VIEIRA F. (1979). — Un type singulier d'Insecte protorthoptéroïde du Westphalien supérieur du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCIX, p. 407-413.
- 7) LECKWYCK (Van) W. et coll. (1951). — Etude géologique du bassin houiller de Charleroi. La concession Tergnée-Aiseau -Presle (première partie). *Ass. Et. Pal. Strat. Houillères*, Publ n° 9, 166 p.
- 8) PRUVOST P. (1930). — La Faune continentale du terrain houiller de la Belgique. *Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. de Belgique*, Mém. 44 (*Protorthoptera* : p. 153-156, Pl. V et VI, fig. 1).
- 9) PRUVOST P. (1933). — Description d'un Insecte fossile du terrain houiller de la Belgique (*Pachytylopsiis corneti* nov. sp.). *Ann. Soc. Sc. Bruxelles*, t. III B, p. 138-141.
- 10) SHAROV A.G. (1962). — Ordre Paraplecoptera. *Osnovy Paleontologii, Ak. Nauk. URSS (Cacurgidea*, p. 112).

«»

Précisions sur la série stratigraphique de la nappe du Pinde-Olonos de la presqu'île de Koroni (Péloponnèse méridional - Grèce) : l'âge des Radiolarites - (Dogger - Crétacé supérieur)

par F. THIEBAULT (*), P. DE WEVER (*), J.J. FLEURY (*) et J.P. BASSOULET (**)

Résumé. — Dans la série du Pinde-Olonos de la presqu'île de Koroni, la datation, directe et indirecte, des jaspes à radiolaires met en évidence la permanence de cette sédimentation siliceuse depuis le Dogger jusqu'au Sénonien inférieur (environ 70 M.A.).

La production de silice biogène semble variable au cours du temps et maximale pendant deux périodes : Dogger-Malm et Vraconien-Sénonien inférieur. Ces particularités soulignent l'importance des facteurs locaux quant au contrôle de la sédimentation dans le bassin du Pinde-Olonos.

Abstract. — In the Koroni peninsula (Greece), direct and indirect datations of radiolarian cherts from the Pindos-Olonos zone show a large chronological extension of the siliceous sedimentation, from Dogger to Early Senonian time (about 70 M.Y.).

The production of biogenic silica probably changed along the time and was maximum during the Dogger-Malm and the Vraconian-Early Senonian. These results point to the importance of local features on the modalities of sedimentation in the Pindos-Olonos basin.

I. — CADRE STRUCTURAL ET PALEOGEOGRAPHIQUE GENERAL

Le sillon du Pinde-Olonos est une zone paléogéographique hellénique externe dont la série sédimentaire mésozoïque peu épaisse se caractérise par des faciès pélagiques hypersiliceux (Radiolarites) ou calcaires (Calcaires en Plaquettes d'âge Sénonien). Trois épisodes terrigènes s'additionnent et s'imposent à cette sédimentation pélagique fondamentale, le premier au Trias supérieur (Négris, 1908a et b ; Terry, 1969 et 1970 *in* Aubouin *et al.*, 1970), le deuxième du Tithonique-Berriasien à la limite Santonien-Campanien (le Premier Flysch du Pinde de Aubouin, 1959, voir analyse *in* Fleury, 1980), le dernier enfin, au cours du Maestrichtien et à l'Eocène (Aubouin, 1959 ; Dercourt, 1964 ; Fleury, 1970).

Les séries de transition entre le domaine pindique et les domaines plus externes sont rares en Grèce continentale et en Péloponnèse. Nous citerons : l'unité

du Megdovas en Grèce continentale (Fleury, 1976 a et b), les écaïlles de Brostovitsa-Panopoulou en Péloponnèse septentrional (Izart, 1976). En Crète, la série d'Ethia marque classiquement le passage de la zone du Pinde à la sous-zone de Tripolitza par ses faunes et l'âge de son flysch.

Du côté interne, des travaux récents ont mis en évidence une liaison nette entre la partie interne de la zone du Pinde et la partie externe de la zone du Parnasse (Ardaens, 1978 ; Celet, 1979) séries du Vardoussia, de Dorikon, de Kokkinourakos et de Penteoria. L'existence d'une telle transition apporte une réponse à l'interrogation formulée par Aubouin *et al.* (1979) quant à la disposition relative du Pinde et du Parnasse.

Le matériel de la zone pindique, éjecté de son sillon à la fin de l'Eocène, forme une vaste nappe charriée sur des zones plus externes : zone de Gavrovo-Tripolitza et zone ionienne. Cette nappe est elle-même recouverte dans sa partie interne par la zone du Parnasse ou par des unités plus internes.

La structure de la nappe du Pinde est apparemment assez simple. Elle est formée d'écaïlles dans sa partie occidentale et plissée dans sa partie orientale. On estime en première approximation que la structuration du matériel pindique n'a pas modifié profondément la disposition paléogéographique originale des séries constituant les différentes écaïlles.

(*) U.E.R. Sciences de la Terre. Equipe de Recherche Associée au C.N.R.S. 764. Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(**) Faculté des Sciences de Poitiers. Laboratoire de Géologie sédimentaire et structurale, 86200 Poitiers.

Note présentée le 4 Juin 1980 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 4 Mars 1981.

II. — LA SERIE DU PINDE-OLONOS EN PELOPONNESE

La série présentée se rattache dans ses grands traits à celle qui affleure en Grèce continentale du S et au NW du Péloponnèse dans le "Système des Ecailles" défini par Dercourt (1964). Jusqu'à présent, un certain nombre de termes ont été définis et reconnus dans cette série du Pinde-Olonos du Péloponnèse septentrional :

1° La formation terrigène du Trias supérieur dont le soubassement est inconnu et qui est datée du Trias supérieur (Négris, 1908 a et b ; Terry, 1969 ; Tsofiias, 1972 ; Flament, 1973 ; Dercourt *et al.*, 1974).

2° Les Calcaires de Drimos (Trias Supérieur à Lias) (Dercourt *et al.*, 1974).

3° Les Pélites de Kasteli (Lias supérieur - Dogger) (Dercourt *et al.*, 1974).

4° Les Radiolarites. L'âge de cette série pélagique hypersiliceuse est borné inférieurement par celui des Pélites de Kasteli. Il n'existe pas de borne supérieure précise en Péloponnèse en raison de l'absence, dans les séries décrites jusqu'à présent, des Calcaires à Calpionelles qui, en Grèce continentale, marquent en général le sommet des Radiolarites *s. str.* (Fleury, 1974, 1975). L'absence de cet excellent repère complique évidemment l'interprétation des contacts sommitaux entre les Radiolarites et les termes plus récents.

5° Des pélites rouges à radiolaires associées parfois à des passées arénacées ("Premier Flysch") d'importance très variable (Dercourt, 1964).

6° Le "Premier Flysch". Les seules données susceptibles de borner supérieurement la période de dépôt des radiolarites sont fournies par les fossiles livrés par des brèches associées à cet ensemble détritique indiquant un âge cénomani à plus récent (Dercourt, 1964 ; Maillot, 1973).

7° Les Calcaires en Plaquettes (Sénonien).

8° Les Couches de Passage (Paléocène).

9° Le "Second Flysch" (Paléocène).

III. — PRECISIONS APPORTEES PAR L'ETUDE DES SERIES PINDIQUES DE LA PRESQU'ILE DE KORONI ET DES KLIPPES DE KALAMATA

Phillipson (1891-1892) fut le premier à identifier et cartographier au 1/300.000 les séries pindiques de cette région. Renz (*in* Négris, 1908b) y découvrit le Trias près du village de Bouboukaki. Fytrolakis (1971) en proposa une carte au 1/50.000 sans apporter de nouvelles données stratigraphiques. Notre étude porte sur l'examen de profils levés par Thiébault dans les écailles pindiques de la presqu'île de Koroni et dans les klippes pindiques affleurant à l'E de Kalamata (fig. 1).

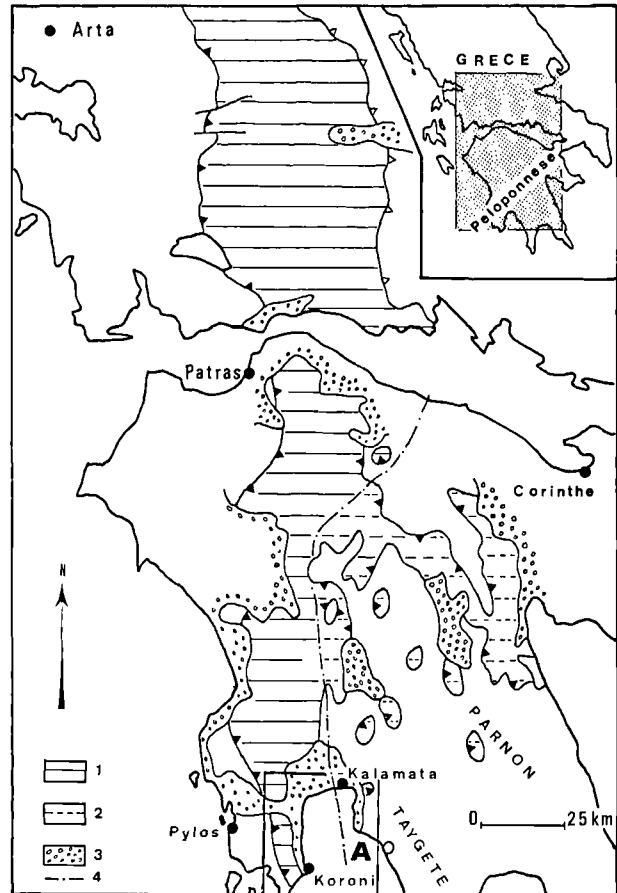


Fig. 1. — Localisation géographique du secteur étudié.

1. Pinde de Grèce continentale et du "Système des écailles" en Péloponnèse.
2. Pinde d'Arcadie.
3. Néogène.
4. Limite entre Pinde du "Système des écailles" et Pinde d'Arcadie.

A. Zone correspondant à la figure 3A.

Elle montre que, comparable à celle du Péloponnèse septentrional dans ses grands traits, la série pindique de la presqu'île de Koroni est caractérisée par le développement des Radiolarites *s. str.* jusqu'à une période relativement récente. Les descriptions qui suivent porteront donc uniquement sur les affleurements observés permettant d'éclairer cette question.

A) DESCRIPTION DE QUELQUES PROFILS.

1) Coupe à l'E de Mathia : l'âge de la base des Radiolarites.

Ce profil a été levé à l'E de Mathia (coupe 1, fig. 2 et 3A) : le long de la route Mathia-Achlado-kambos (coupe 1, fig. 2). A l'E immédiat de Mathia

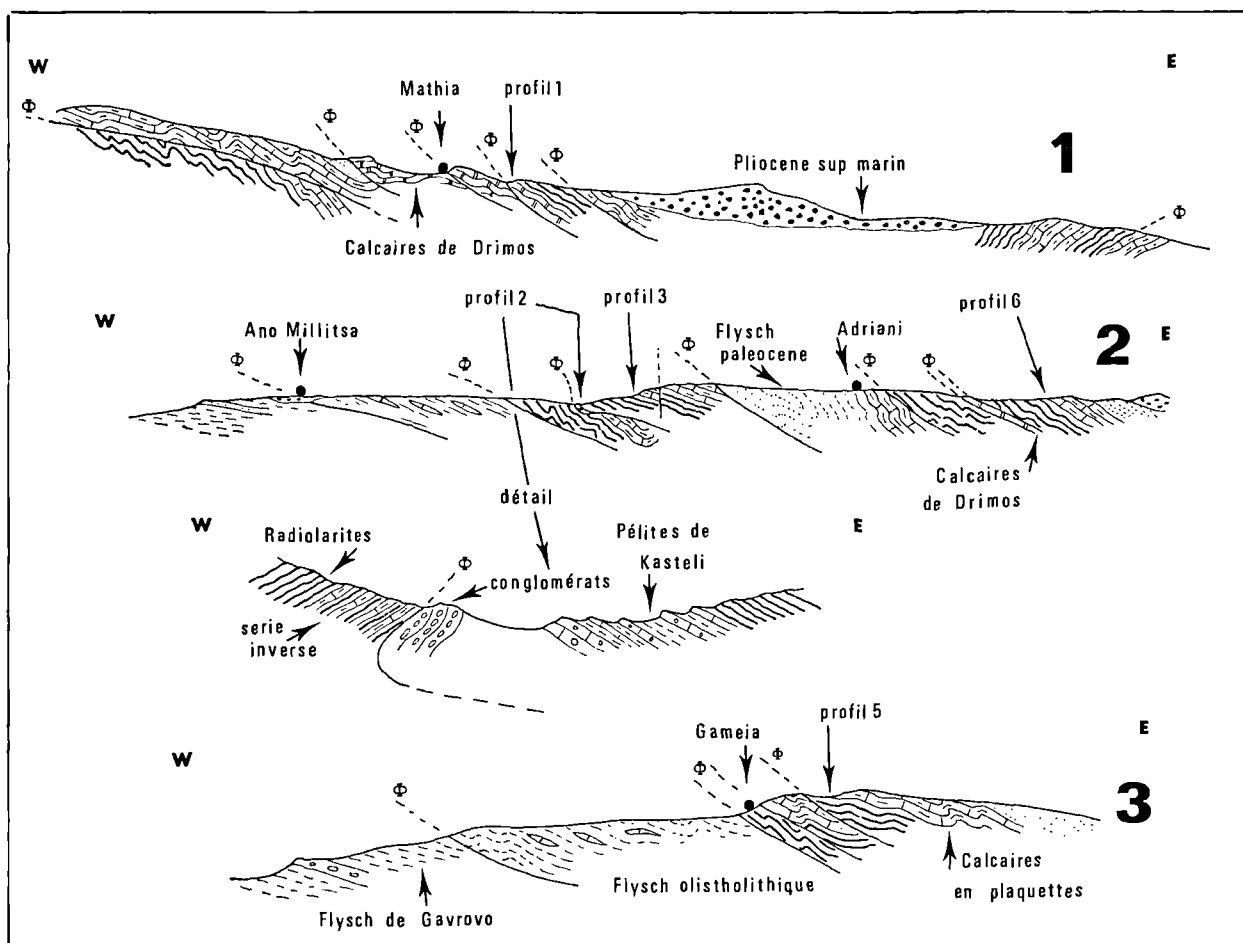


Fig. 2. — Coupes géologiques repérées figure 3A.
Coupes 1, 2, 3: 1 cm = 375 m; Détail "profil 2" (entre 2 et 3): 1 cm = 4,5 m.

affleure une première écaïlle formée de calcaires à filaments plus ou moins riches en bancs siliceux (Calcaires de Drimos) d'âge triasique à leur base. Elle est elle-même chevauchée à l'E par une masse importante de radiolarites ayant conservé leur semelle stratigraphique de calcaires et pélites (Profil 1, coupe 1, fig. 2). Nous y avons relevé de bas en haut et de l'W vers l'E la succession suivante (profil 1, fig. 3B) :

1a) *Partie supérieure des Calcaires de Drimos* (Trias supérieur - Lias).

On y observe des passées (1 m d'épaisseur environ) de calcaires sublithographiques blancs en dalles alternant avec des horizons plus épais de calcaires cristallins en gros bancs. Ces derniers sont des isocalcarénites à bioclastes (débris d'échinodermes), oolithes micritisées et rares lithoclastes de paléovolcanite verdâtre.

1b) *Les Pélites de Kasteli* (Lias? - Jurassique moyen).
Il s'agit de pélites rouges ou jaunâtres, renfermant des bancs plus résistants de faciès variables.

A la base et dans la partie moyenne, dominent des bancs minces de micrite à radiolaires. Ils sont remplacés vers le haut soit par des conglomérats polygéniques, soit par des isocalcarénites à nodules de silicite.

Les conglomérats ne renferment que des galets attribuables à la série pindique elle-même.

Les isocalcarénites sont semblables à celles des Calcaires de Drimos mais nous ont livré : *Lucasella cayeuxi* (Lucas) et *Mesoendothyra croatica* Gusic.

1c) *Alternance de bancs de jaspe à radiolaires et de très fines passées de pélites siliceuses.*

2) **Coupes à l'E d'Ano-Millitsa : précisions sur l'âge de la base des Radiolarites.**

A l'E d'Ano-Millitsa, le long de la route conduisant à Adriani, affleure tout d'abord un flysch pélitique riche en bancs de calcarénite. Il est chevauché par une écaïlle de radiolarites.

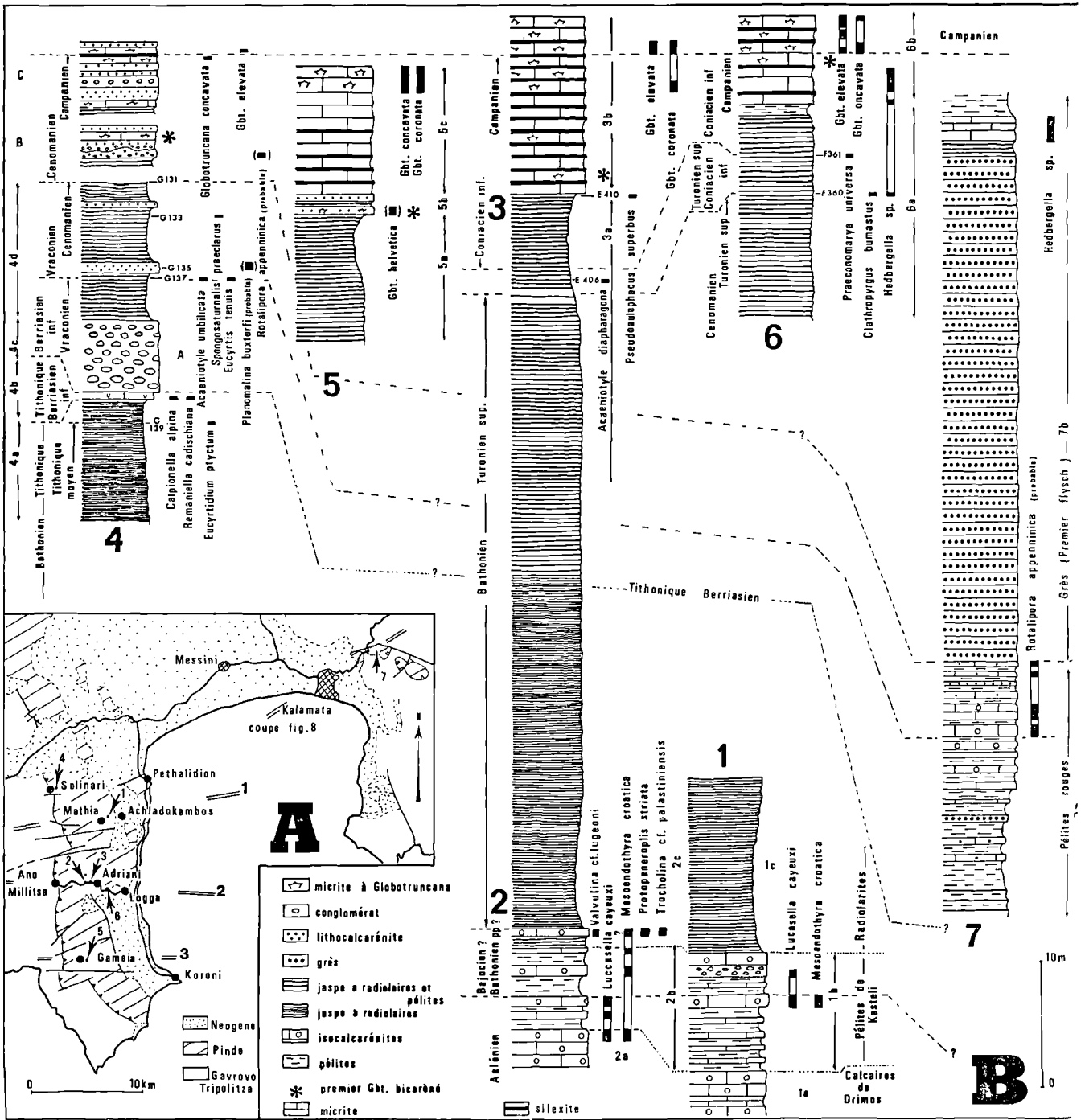


Fig. 3A. — Localisation des profils étudiés et des coupes géologiques des figures 2 et 8.

Fig. 3B. — Profils lithostratigraphiques étudiés.

Celles-ci sont elles-mêmes chevauchées par des radiolarites présentant leur soubassement calcaropélique (profil 2, coupe 2, fig. 2 et 3). Nous avons en fait rassemblé des observations faites en plusieurs points.

Nous avons ainsi pu observer la succession suivante de bas en haut (profil 2, fig. 3B) :

2a) *Partie supérieure des Calcaires de Drimos* (Jurassique moyen) :

- une quinzaine de mètres d'isocalcarénites plus ou moins riches en bioclastes dont : *Lucasella cayeuxi* très probable, *Haurania* sp., *Boueina* sp. et *Thaumatoporella* sp. On notera l'existence d'un banc de 50 cm de conglomérats polygéniques semblables à ceux décrits précédemment ;
- une lacune d'observation (10 à 20 m) ;
- 2 m d'isocalcarénites à *Lucasella cayeuxi*, probable, *Mesoendothyra croatica*, *Spiroconulus* sp. ?, des lituolidés et *Thaumatoporella* sp.

2b) *Les Pélites de Kasteli* (Jurassique moyen) :

7 m environ de pélites jaunâtres renfermant de nombreuses passées plus ou moins épaisses d'isocalcarénites fossilifères : *Lucasella cayeuxi*, probable, *Mesoendothyra croatica*, *Haurania* sp. et morceaux d'algues solénoportacées.

2c) *Les Radiolarites*.

Elles sont formées par des bancs de silexite jaunâtre (jaspe à radiolaires) de quelques centimètres d'épaisseur séparés par de fins interlits de pélites siliceuses. A l'extrême base de ces jaspes, un banc d'isocalcarénite silicifiée nous a livré : *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Trocholina* cf. *palastiniensis* Henson et *Mesoendothyra croatica*, *Valvulina lugeoni* Septfontaine.

3) *Profil à l'E d'Ano-Millitsa : sommet des Radiolarites*.

Les radiolarites précédentes forment à l'Est du repère 2 (fig. 2) la base d'un ressaut couronné par les Calcaires en Plaquettes. Leur épaisseur peut être estimée à 60 m environ. Thiébaud a pu observer après un orage extrêmement violent, le passage stratigraphique progressif (parfaitement nettoyé par la pluie) de ces Radiolarites aux Calcaires en Plaquettes sus-jacents au niveau de la route (profil 3, coupe 2, fig. 2 et 3A). Nous aurions là par conséquent une coupe continue dans les radiolarites, si tant est qu'il n'existe aucune disharmonie importante à l'intérieur de celles-ci. Au sommet de ces radiolarites, on observe la succession suivante de bas en haut et d'Ouest vers l'Est (profil 3, fig. 3B) :

3a) *Les Radiolarites*.

10 m de jaspes à radiolaires séparés par des interlits de pélites siliceuses. Ces radiolarites sont vertes à la base puis deviennent rouges dans les quatre derniers mètres. Un premier échantillon E 406 (situé profil 3, fig. 3B) nous a livré la microfaune suivante de radiolaires : *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Acanthocircus hueyi* (Pessagno), *Alievium superbum* (Squinabol) gr., *Archaeo-*

dictyomitra sp., *Cavaspongia* sp. aff. *C. antelopensis* Pessagno, *Crucella cachensis* Pessagno, *Crucella* sp. cf. *C. corralitoensis* Pessagno, *Holocryptocanium* sp., *Orbiculiforma* sp., *Praeconocaryomma universa* Pessagno, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), ? *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *Spongosaturnalis* sp. aff. *S. campbelli* Foreman, *Spongosaturnalis* sp., *Stichomitra* sp., *Thanarla veneta* (Squinabol).

Un second échantillon E 410 (situé profil 3, fig. 3B) : *Praeconocaryomma* sp., *Pseudoaulophacus superbus* (Squinabol) *sensu* Riedel et Sanfilippo, 1974, *Pseudodictyomitra carpatica* Loznyiak, *Thanarla veneta* (Squinabol).

3b) *Les Calcaires en Plaquettes*.

Une quinzaine de mètres de calcaires sublithographiques en dalle, gris ou roses, plus ou moins riches en lits centimétriques irréguliers de silexite rouge.

Les cinq premiers mètres n'ont livré que des *Globotruncana* sp. bicarénées indéterminables.

Le sommet nous a livré *G. coronata* Bolli et *G. elevata* (Brotzen).

4) *Coupes de Solinari*.

Le profil suivant a été levé à l'E de Solinari (localité 4, fig. 3A) dans une écaïlle de radiolarites coincée entre une écaïlle de flysch olistolithique à l'W et une écaïlle de calcaires en plaquettes à l'E.

Cette masse de radiolarites est diverticulée en trois unités A, B et C (fig. 4).

α) *Unité A :*

La succession est la suivante de bas en haut (profil 4, fig. 3B - fig. 5) :

4a) *Les jaspes à radiolaires "inférieurs"*.

Des radiolarites verdâtres sans interlit de pélites siliceuses. Un échantillon (G 139, fig. 5) nous a livré la microfaune de radiolaires suivante : *Sphaerostylus lanceola* (Parona) gr. dont *S. lanceola* forme "ancestrale" de Riedel et Sanfilippo 1974, *Acanthocircus trizonalis*

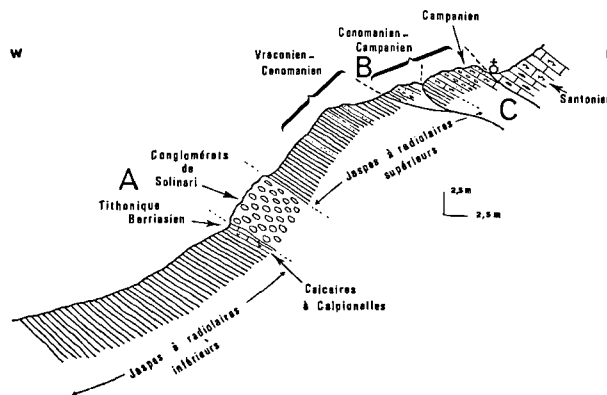


Fig. 4. — Diverticulés A, B, C de Solinari.

(Ruest) emend. Foreman, *Xiphosphaera* sp. cf. *X. aculeata* Parona, *Parvicingula boesii* (Parona), *Eucyrtidium ptyctum* Riedel et Sanfilippo, *Archaeospongoprimum imlayi* Pessagno ?, *Sethocapsa* sp. *S. cetia* Foreman et *Archaeodictyomitra apiaria* (Ruest).

4b) *Les calcaires à calpionelles.*

1 m de calcaires sublithographiques verdâtres, micrite fossilifère à calpionelles, passant vers le haut à une micrite à radiolaires. Elle renferme : *Calpionella alpina* Lorenz et *Remaniella cadischiana* (Colom) (Dét. Azema).

4c) *Les conglomérats de Solinari.*

7 ou 8 m de conglomérats polygéniques assez mal classés. Les galets sont très variés : micrite à radiolaires, micrite à radiolaires calcitisés, calcaires à filaments soudés entre eux, isosparite, micrite à *Calpionella alpina* Lorenz et *Crassicolaria parvula* remaniées. On y observe en outre de nombreux galets de calcaires néritiques évoquant les calcaires de Tripolitza : isosparite à *Triasina hantkeni*, isosparite à *Involuntina* sp. et

Sigmoilina sp. (Dét. Zaninetti), biomicrite à *Paleodasycladus* sp. et *Haurania* sp.

4d) *Les jaspes à radiolaires supérieurs.*

12 m de radiolarites rougeâtres en bancs centimétriques séparés par des interlits de pélites rouges et contenant quelques passées de litharénites pratiquement totalement silicifiées. Seuls restent identifiables les lithoclastes de silicite.

Un échantillon (G 137, fig. 5) nous a livré une riche microfaune de radiolaires : *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Acaeniotyle umbilicata* (Ruest), *Acaeniotyle* sp. (à quatre épines), *Acanthocircus trizonalis* (Ruest) emend. Foreman, *Alievium helenae* Schaaf, ? *Crucella irwini* Pessagno, *Eucyrtis micropora* (Squinabol), *Eucyrtis tenuis* (Ruest), *Holocryptocanium astiensis* Pessagno, *Lithomelissa* sp., *Mita magnifica* Pessagno, *Novixitus mclaughlini* Pessagno, *Orbiculiforma* sp., *Praeconocaryomma* sp. aff. *P. mamillaria* Pessagno, *Praeconocaryomma* sp., *Pseudoctyomitra lilyae* (Tan Sin Hok) emend., *Rhopalocanium* sp. ?, *Rhopalosyringium* sp. aff.

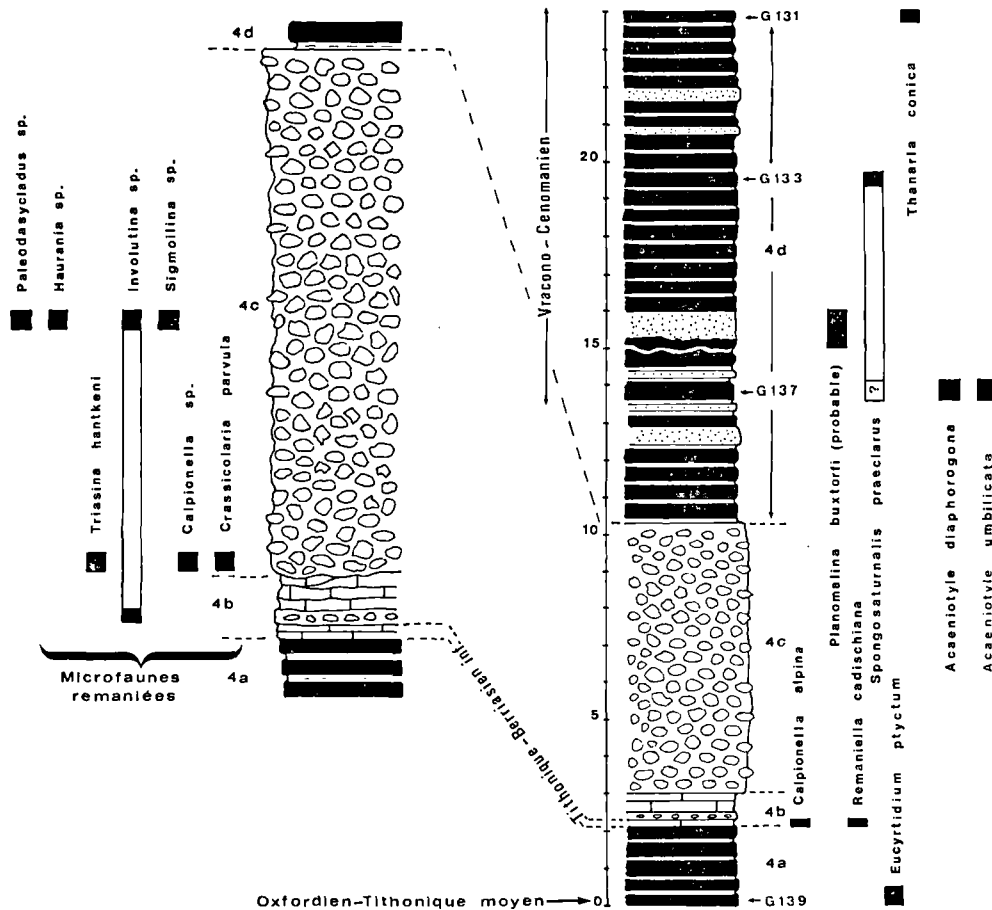


Fig. 5. — Profil lithostratigraphique de la diverticulation A de Solinari.

R. antirhopum Riedel et Sanfilippo, *Spongopyle* gr. *insolita* Kozlova, *Spongosaturnalis preclarus* Foreman, *Spumellaria* gen. et sp. indet., *Staurosphaera amplissima* Foreman, *Thanarla praeveneta* Pessagno. *Thanarla* sp. aff. *T. elegantissima* (Cita). *Triactoma* sp. cf. *T. echiodes* Foreman, *Triactoma* sp. (à trois longues épines), *Trirabs rhododactylus* Baumgartner, *Trirabs* sp., *Ultranapora durhami* Pessagno, *Ultranapora praespinifera* Pessagno.

L'échantillon (G 133, fig. 5) nous a livré la microfaune de radiolaires suivante: *Acaeniotyle* sp., *Archaeodictyomitra* spp., *Archaeospongoprunum* sp., *Dictyomitra* spp., *Praeconocaryomma* sp., *Pseudocrucella* sp. A. Baumgartner, *Spongosaturnalis preclarus* Foreman, *Staurosphaera amplissima* Foreman (?), *Staurosphaera glebulosa* Foreman, *Trirabs rhododactylus* Baumgartner.

L'échantillon (G 131, fig. 5): *Thanarla conica* (Aliev), *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman.

Lors de l'attaque de ce dernier échantillon, un fragment de litharénite associé nous a fourni un fragment de conodonte: *Prioniodina* (*Cypridodella*) *mulleri* (Tatge) (Dét. Vrielynck).

L'un des bancs de calcarénites (échantillon G 135, fig. 5) contient de nombreux bioclastes dont: *Globigerinelloides* sp., *Ticinella* sp. et *Planomalina buxtorfi* très probable.

β) Unité B :

Elle présente (profil 4, fig. 3B - fig. 6) à sa base 50 cm à 1 m de jaspes rouges à radiolaires séparés par des interlits de pélites rouges.

Viennent ensuite 3 m environ de brèches, micro-brèches et litharénites polygéniques granoclassées dont la base ravine souvent le banc précédent. Parmi les débris de roches, on peut identifier: des micrites à *Hedbergella* sp., des pelsparites, des micrites à isoclastes encroûtés, des isosparites à miliolidés et des morceaux de silixites. Quelques bioclastes restent identifiables: *Rotalipora* sp., *Rotalipora appenninica* probable, *Hedbergella* sp. et *Globotruncana* sp. bicarénées.

γ) Unité C :

Elle débute (C, profil 4, fig. 3B - fig. 7) par 50 cm environ de jaspes à radiolaires séparés par des interlits de pélites rouges. Au-dessus de celles-ci, viennent 5 m environ de brèches, microbrèches et litharénites semblables aux précédentes sauf qu'elles ne contiennent apparemment pas de débris de calcaires néritiques.

Dans cette série s'intercalent de fines passées de calcaires sublithographiques roses ou grisâtres, à *Globotruncana*. De bas en haut :

G 122: *Globotruncana coronata* Bolli, *G. angusticarinata* Gandolfi probable,

G 124: *Globotruncana renzi* Gandolfi probable,

G 129: *Globotruncana coronata*, *G. concavata* (Brotzen),

G 130: *Globotruncana elevata*.

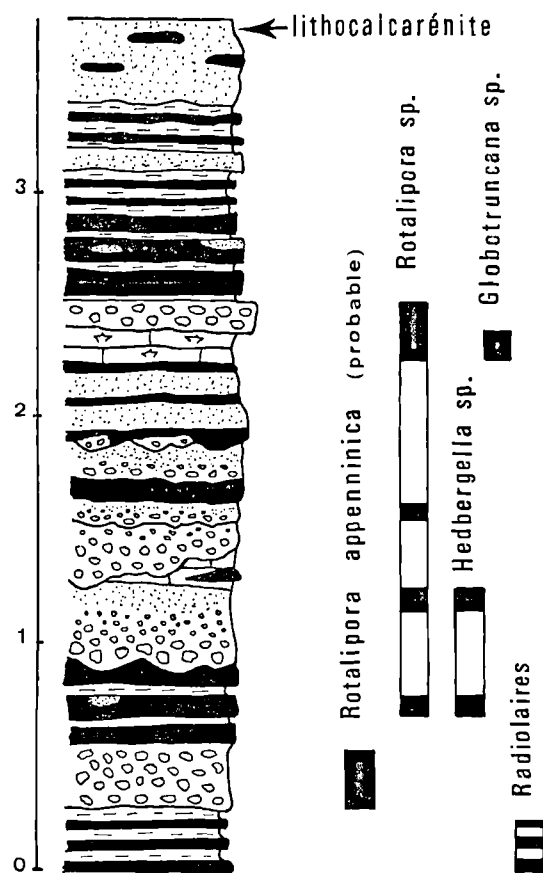


Fig. 6. — Profil lithostratigraphique de la diverticulum B de Solinari.

5) Coupe à l'E de Gameia.

Le village de Gameia est construit sur des radiolarites. Celles-ci sont chevauchées à l'E par une écaille de calcaires en plaquettes sénoniens. Ces derniers sont eux-mêmes chevauchés à l'E par une écaille beaucoup plus importante montrant d'W en E la succession stratigraphique suivante: Radiolarites, Calcaires en Plaquettes et Second Flysch du Pinde (localité 5, coupe 3, fig. 2 et 3A). Au passage Radiolarites - Calcaires en Plaquettes, nous avons pu relever la succession suivante, de bas en haut et d'W en E (profil 5, fig. 3B) :

5a) Les Radiolarites.

Alternance de bancs centimétriques de radiolarites verdâtres (jaspe à radiolaires) et de lits pélitiques.

5b) Calcarénites silicifiées.

2 m d'une alternance de calcarénites rougeâtres silicifiées séparées par de minces lits de pélites rouges. Les éléments figurés sont variables: isoclastes (oolites micritisées), lithoclastes de micrite fossilifère. Parmi les

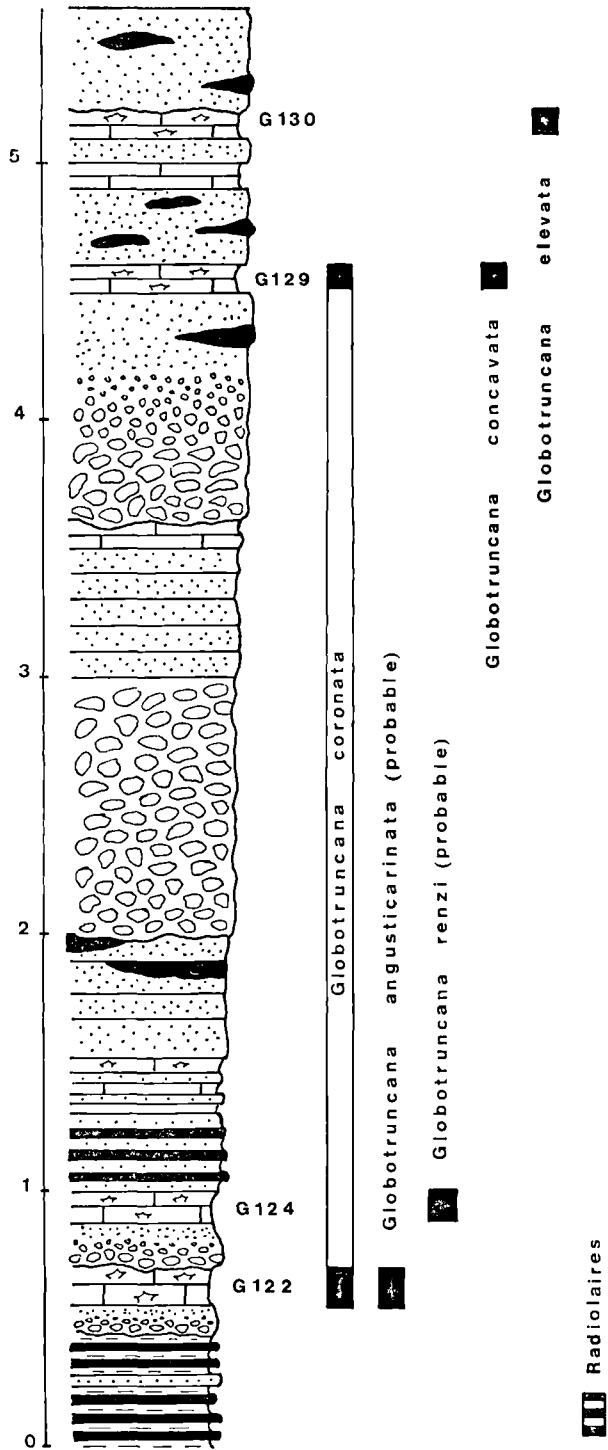


Fig. 7. — Profil lithostratigraphique de la diverticulum C de Solinari.

bioclastes, nous avons pu identifier : des débris de rudistes, *Orbitolina* sp., *Globotruncana renzi* probable, *Globotruncana helvetica* Bolli, *Hedbergella* sp.

5c) *Les Calcaires en Plaquettes.*

Cette formation débute par 9 m environ de calcaires sublithographiques roses ou gris, plus ou moins riches en nodules ou bancs irréguliers de silixite. Ces biomicrites peuvent renfermer : *Hedbergella* sp. et des *Globotruncana* sp. bicarénées. Viennent au-dessus 2 m de calcaires sublithographiques argileux blanchâtres à nodules de silixites et riches en Globotruncanidés. Parmi ceux-ci, nous citerons : *Globotruncana coronata*, *Globotruncana sigali* Reichel probable, *Globotruncana concavata*, *Globotruncana* sp. gr. *stuarti* (*elevata* ou *stuartiformis*).

6) *Coupe à l'E d'Adriani.*

Le long de la route Adriani-Loggia affleure au niveau du repère 6 (coupe 3, fig. 2 et 3A) une belle coupe dans des radiolarites passant vers le haut aux Calcaires en Plaquettes (profil 6, fig. 3B). Nous y avons observé de bas en haut et de l'W vers l'E la succession suivante :

6a) *Les Radiolarites.*

Une vingtaine de mètres de jaspes à radiolaires rougeâtres ou jaunâtres bien lités en bancs d'épaisseur irrégulière (au maximum 30 cm) séparés par des interlits de pélites à radiolaires. Deux échantillons ont fourni des radiolaires déterminables.

- Le premier F 360 : *Archaeodictyomitra sliteri* Pessagno, *Clathropyrgus bumastus* Riedel et Sanfilippo, *Pseudodictyomitra carpatica* Loznyiak, *Dictyomitra torquata* gr. Foreman, *Eucyrtis* sp. aff. *E. micropora* (Squinabol), *Hemicyrtocapsa tuberosa* Dumitrica, *Parvicin-gula* sp., *Thanarla veneta* (Squinabol), g. sp. indet. (cf. *Artostrobium tina*). La forme trouvée ici correspond dans l'ensemble à *A. tina* mais n'a pas la disposition des pores en rangées transversales typiques du genre. Une *Hedbergella* a également été trouvée dans cet échantillon.

- Le second F 361 : *Alievium superbium* (Squinabol), *Alievium* sp. cf. *A. gallowayi* (White), *Alievium* sp., *Archaeodictyomitra vulgaris* Pessagno, *Archaeodictyomitra* sp. aff. *A. apiaria* (Ruest), g. sp. indet. (cf. *Archeospongoprimum tehamaensis* Pessagno). La forme générale est dans l'ensemble, celle de *A. tehamaensis* mais la coque est ici épaisse et à larges pores, *Crucella cachensis* Pessagno, *Pseudodictyomitra carpatica* Loznyiak, *Dictyomitra duodecimcostata* gr. (Squinabol), *Dictyomitra formosa* Squinabol, *Dictyomitra torquata* gr. Foreman, *Dictyomitra* sp. aff. *D. lacrimula*, *Eucyrtis bulbosus* Renz, *Praeconocaryomma universa* Pessagno, *Praeconocaryomma* sp., *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *Pseudoaulophacus* sp., *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Stichomitra asymbatos* gr. Foreman, g. sp. indet. (cf. *Patulibracchium californiensis* ou *P. ungalae*).

Cette formation présente à son sommet une passée de pélites rouges (1 m d'épaisseur environ).

6b) *Les Calcaires en Plaquettes.*

5 à 6 m de calcaires sublithographiques blancs, en dalles décimétriques et à lits de silexite rose. Une lacune d'observation d'un mètre environ interrompt cette succession. Elle n'est accompagnée d'aucun broyage des roches adjacentes et d'aucun signe extérieur du passage d'un accident tectonique.

Les seuls fossiles identifiables dans ces micrites sont : *Hedbergella* sp. et *Globotruncana coronata*. Puis viennent 4 m de calcaires blanc-grisâtre, argileux à nombreux lits de silexite noire. Ces biomicrites se révèlent riches en Globotruncanidés : *Globotruncana concavata* sl., *Globotruncana elevata*, *Globotruncana tarfayaensis* Lehmann probable, *Globotruncana fornicata* Plummer. *Globotruncana coronata*.

7) *Coupe des klippes à l'E de Kalamata.*

A l'E de Kalamata, dans les collines situées au SW de Chanakia, affleurent deux klippes de matériels pindiques (fig. 1). La route Kalamata-Sparte permet de relever une coupe assez précise (fig. 8).

La klippe la plus orientale montre à l'affleurement des grès ("Premier Flysch du Pinde") surmontant des pélites rouges et des calcarénites. Nous avons pu y relever le profil suivant de bas en haut (profil 7, fig. 3B) :

7a) *Les pélites rouges.*

Cette formation débute par 10 m au moins de pélites rouges contenant de rares passées centimétriques de jaspes à radiolaires ou de calcarénites silicifiées. L'un de ces bancs nous a livré *Rotalipora* sp.

Ces pélites rouges se chargent vers le haut en nombreux bancs décimétriques de biocalcarénites et quelques bancs de grès. Ces grès sont des litharénites riches en lithoclastes calcaires accompagnés de rares débris de radiolarites, de serpentines, de roches volcaniques et de schistes.

Quelques bancs de biocalcarénites nous ont livré *Rotalipora appenninica* probable et *Orbitolina* sp.

7b) *Le "Premier Flysch du Pinde".*

Il s'agit d'une masse relativement épaisse (40 m environ) de grès verdâtres en gros bancs (50 cm à 1 m d'épaisseur). Le faciès le plus répandu est celui des litharénites à phase de liaison de calcite spathique.

A son extrême sommet s'observent : 1 m environ de pélites rouges contenant des bancs de jaspes rouges à radiolaires ; 1 à 2 m de calcaires en plaquettes lie-de-vin ou blancs (micrite à *Hedbergella* sp.) ; 2 m de marnes jaunâtres.

B) *AGE DES FORMATIONS ETUDIÉES.*

1) *Calcaires de Drimos (partie supérieure) et Pélites de Kasteli.*

La répartition de *Lucasella cayeuxi* se situe dans l'intervalle Toarcien terminal - Bajocien, celle de *Mesoendothyra croatica* de l'Aalénien au Bathonien, celle de *Protopenneroplis striata* de l'Aalénien au Tithonique (Bassoulet et Fourcade, 1979).

Les associations observées suggèrent donc un âge Toarcien à Bajocien inférieur pour la partie supérieure des Calcaires de Drimos, un âge Bajocien inférieur à Bathonien pour les Pélites de Kasteli.

2) *Les formations siliceuses radiolaritiques.*

Les coupes étudiées semblent montrer le synchronisme apparent de l'installation de la sédimentation radiolaritique dans la région de Koroni.

L'association *Protopenneroplis striata*, *Trocholina* cf. *palastiniensis*, *Valvulina* cf. *lugeoni* suggère un âge Dogger (Bathonien ?) pour la base de la formation radiolaritique (Bassoulet et Fourcade, 1979).

Quant à la série des radiolarites s. l., la présence ou l'absence des calcaires à calpionelles nous amène à diviser l'ensemble des coupes étudiées dans la région de Koroni en deux lots :

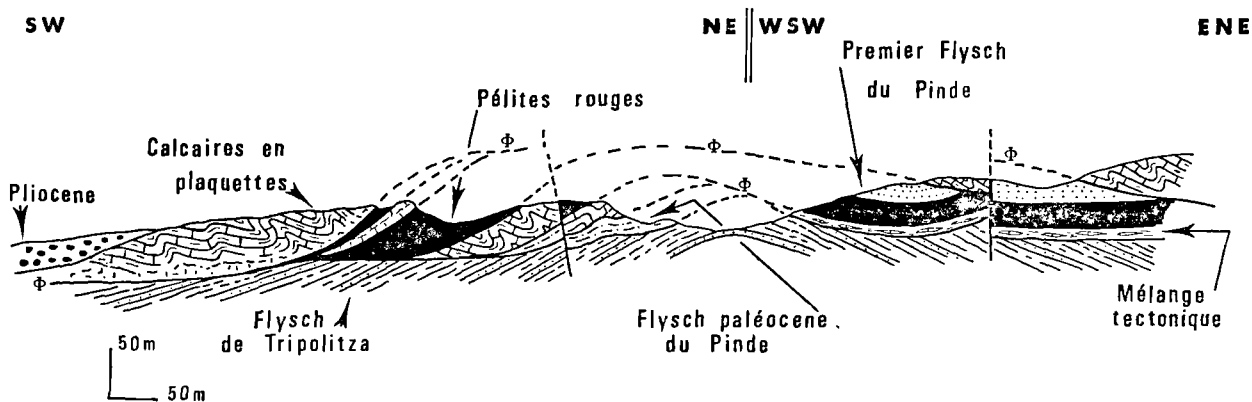


Fig. 8. — Coupe géologique des klippes orientales de Kalamata.

— le premier lot correspond aux coupes de Solinari caractérisées par la présence des Calcaires à Calpionelles;

— le second lot rassemble les coupes de Gameia et Adriani dans lesquelles nous n'avons jamais observé ces Calcaires à Calpionelles.

a) Les coupes de Solinari.

Elles permettent de définir les formations suivantes :

— Les jaspes à radiolaires "inférieurs" (coupe 4). C'est une série (relativement épaisse, au moins 15 m) de jaspes verdâtres à radiolaires, située entre les pélites de Kasteli (cf. *supra*) et les Calcaires à Calpionelles. Il s'agit donc d'un épisode sédimentaire holosiliceux compris entre le Bathonien (cf. *supra*) et le Tithonique-Berriasien inférieur. L'âge fourni par l'association de radiolaires de l'échantillon G 139 (Oxfordien supérieur - Tithonique moyen, cf. Baumgartner *et al.*, 1980 et tableau I) confirme parfaitement la valeur de cette borne supérieure.

— Les conglomérats de Solinari: puissante barre de rudites polygéniques. Elle est formée par le mélange de nombreux galets de calcaires (fortement hétérochrones) de Tripolitza, et de morceaux souvent anguleux (hétérochrones et isochrones) d'origine pindique.

— Les jaspes à radiolaires "supérieurs". Ils résultent d'une sédimentation holosiliceuse fondamentale à laquelle s'additionne une sédimentation discontinue de litharénites constituées par le mélange de lithoclastes isopiques (les

plus nombreux - hétérochrones et isochrones) et de lithoclastes hétéropiques d'origine tripolitzaïque, sans qu'apparaisse ici d'hétérochronie franche.

La répartition stratigraphique des différentes espèces de radiolaires reconnues dans les échantillons G 137, 133 et 131 nous conduit (tableau I) à proposer un âge Albien supérieur - Cénomaniens pour les strates concernées (4d, fig. 5). La présence de *Planomalina buxtorfi* très probable (G 135, profil 3, fig. 3) suggère un âge Vraconien (ou plus récent) pour la base de cet ensemble (Sigal, 1977).

L'unité B de Solinari (fig. 6) montre durant le Cénomaniens-Turonien, et peut-être le début du Sénonien, une sédimentation de turbidites essentiellement calcaires, masquant totalement la sédimentation siliceuse. Celle-ci subsiste certainement et fournit la silice nécessaire au développement des silicifications observées.

L'unité C (fig. 7) de Solinari débute par une récurrence de jaspes à radiolaires qui réapparaissent dès que la sédimentation clastique calcaire diminue d'intensité. Cet épisode marque vraisemblablement la fin de cette sédimentation siliceuse homogène car ensuite, lorsque cette sédimentation calcaroclastique cesse, ce sont des micrites à *Globotruncana* qui marquent les périodes de sédimentation pélagique.

La fin de la sédimentation radiolaritique est ici mal datée: Turonien à Sénonien.

Age		Espèces														
		JURASSIQUE sup	TITHONIQUE	BERRIASIEN	VALANGINIEN	HAUTERIVIEN	BARREMIEN	APTIEN	ALBIEN	CÉNONANIEN	TURONIEN	CONIACIEN	SANTONIEN	CAMPANIEN	MAESTRICHIEN	
F 360 361	{	<i>Alievium superbum</i>														
		<i>Crucella cachensis</i>														
		<i>Clathropyrgus bumastus</i>														
		<i>Dictyomitra duodecimcostata</i>														
		<i>» torquata gr.</i>														
G 131 133 137	{	<i>Praeconocaryomma universa</i>														
		<i>Pseudoaulophacus lenticulatus</i>														
		<i>Pseudodictyomitra pseudomacrocephala</i>														
		<i>Acaeniatyle diaphorogona</i>														
G 139	{	<i>» umbilicata</i>														
		<i>Archaedictyomitra lacrimula</i>														
		<i>Crucella messinae</i>														
		<i>Eucyrtis tenuis</i>														
		<i>Pseudodictyomitra lilyae</i>														
		<i>Spongosaturnalis preclarus</i>														
G 139	{	<i>Pantanelium lanceola</i>														
		<i>Eucyrtidium ptyctum gr.</i>														
		<i>Archaespongoprunum imlayi</i>														

Tableau I. — Répartition stratigraphique des radiolaires significatifs.
Age des échantillons : 1. proposé, 2. probable.

b) *Les coupes de Gameia et d'Adriani Est.*

Dans ce domaine, les faciès des jaspes radiolaires dominant entre les pélites de Kasteli et les Calcaires en Plaquettes. Nous n'y avons jamais observé l'horizon des calcaires à Calpionelles, ni d'intercalations notables de rudites ou de litharénites calcaires; en outre, les pélites rouges ne forment jamais de passées homogènes importantes.

La base des radiolarites est assez précisément datée du Dogger (cf. *supra*).

Les microfaunes de radiolaires fournissent ensuite des datations très homogènes.

En effet, l'échantillon E 406 (coupe Est d'Ano-Millitsa - profil 3, fig. 3 - 10 m sous les calcaires en plaquettes) et les échantillons F 360 et F 361 (coupe Est d'Adriani - profil 6, fig. 3 - 10 et 5 m sous les calcaires en plaquettes) fournissent un âge comparable. La répartition stratigraphique des différentes espèces de radiolaires reconnues dans ces échantillons nous conduit à proposer pour leur âge les bornes communes suivantes: Turonien supérieur - Santonien et précisément le Coniacien inférieur si les âges proposés par Pessagno (1976) pour *Alievium superbum* et *Praeconocaryomma universa* en Californie se trouvent vérifiés dans d'autres régions.

La fin de la sédimentation radiolaritique *s. str.* serait donc d'âge Turonien terminal à plus récent. Un examen superficiel de la figure synthétique 3 suggère une hétérochronie de la fin de cette sédimentation holosiliceuse. Mais, en fait, la présence de *Globotruncana helvetica* à la base des calcaires en plaquettes de Gameia ne permet pas de conclure. En effet, ce microfossile trouvé dans des calcarénites peut être remanié. Nous n'avons donc aucune preuve de l'hétérochronie de ce phénomène mais, a contrario, l'homogénéité des datations des échantillons E 406 et F 360, 361 semble militer pour un certain synchronisme.

3) **Les pélites rouges et les grès des klippes de Kalamata.**

La limite des faciès pélitiques et des faciès gréseux est datée du Vracono-Cénomani.

Cette succession est comparable à celle qui est ordinairement observée entre les Radiolarites et les Calcaires en Plaquettes en Péloponnèse septentrional. C'est localement l'équivalent latéral des Radiolarites de la région de Koroni. Le sommet de cette série est ici d'âge inconnu. Immédiatement au Nord, dans le Mont Ithome, Terry (1969) a pu le dater du Coniacien supérieur - Santonien inférieur.

C) CONSEQUENCES.

Les profils étudiés ci-dessus montrent clairement que, dans une portion du sillon pindique, la *sédimentation radiolaritique ne cesse nullement au Jurassique*

supérieur comme en Grèce continentale. Dans une partie du secteur étudié, elle apparaît même comme un phénomène sédimentaire d'une durée très importante, allant du Bathonien au Coniacien inférieur, c'est-à-dire durant 70 millions d'années environ. En comparaison, la durée de la sédimentation radiolaritique *s. str.* peut être estimée à 40 millions d'années en Grèce continentale. Du point de vue chronostratigraphique, les radiolarites du Pinde de la presqu'île de Koroni sont les équivalents des radiolarites *s. str.*, des calcaires à calpionelles et des pélites rouges à radiolaires (ou du "Premier Flysch" lorsque celui-ci existe) du Pinde-Olonos de Grèce continentale.

Les Calcaires à Calpionelles apparaissent ici comme un horizon sédimentaire très peu épais d'existence très locale et même exceptionnelle. Ce fait peut, bibliographie à l'appui, être généralisé à l'ensemble du Péloponnèse. En outre, dans le secteur de Solinari, cette sédimentation carbonatée pélagique éphémère précède exactement les conglomérats de Solinari.

Deux interprétations sont possibles quant à ces derniers.

La première consiste à les banaliser et à en faire l'équivalent des nombreux horizons de brèches et microbrèches cités à la même époque dans la partie externe du Pinde-Olonos (Aubouin, 1959; Dercourt, 1964; Caron, 1975; Izart, 1976). Mais le contenu des conglomérats de Solinari n'est pas banal. Ces derniers renferment en effet des galets de calcaires triasiques et liasiques de Tripolitza qui n'ont jamais été cités dans les brèches et microbrèches ci-dessus. En outre, Tataris, Maragoudakis et Orphanos (1970) ont signalé, dans le Tripolitza interne (carte de Paralio Astros) au N de Leonidion, l'existence de conglomérats à galets de dolomies et calcaires dolomitiques de Tripolitza à la limite Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.

Le synchronisme apparent de l'épandage de conglomérats sur la marge externe du Pinde et sur la partie la plus interne connue à l'affleurement de la sous-zone de Tripolitza est remarquable. Ces deux particularités ne militent guère en faveur de notre première option interprétant les galets de calcaires néritiques de la série pindique de Solinari comme les simples produits d'une sédimentation sous-marine liés à l'activité sismique de faille normale jalonnant la limite des deux zones isopiques. Par ailleurs, ces conglomérats n'évoquent pas les éboulis sous-marins sismiques très hétérogranulaires connus à la base des failles normales affectant actuellement le mur interne de l'arc égéen et observés par l'un d'entre nous (F. T.) lors de la mission Cyanheat 1979.

Il est tentant, au contraire, de considérer ces conglomérats comme le fruit d'une érosion ayant affecté l'extrême bord interne de la plate-forme de Tripolitza. L'existence, dès la base, de galets contenant des faunes triasiques indiquerait une faible épaisseur de la série calcaire mésozoïque post-triasique et

anté-Crétacé de cette partie très interne de la sous-zone de Tripolitza.

Nous suggérons donc une liaison entre l'apparition des Calcaires à Calpionelles et une épirogenèse finijurassique - éocrétacée affectant le bord tout à fait interne de la sous-zone de Tripolitza. Il peut s'agir d'un contrecoup dans le domaine externe de la tectogenèse de même âge affectant les zones les plus internes. Cette liaison constituerait une preuve du contrôle épirogénique (bathymétrie du fond sous-marin) de la sédimentation dans cette partie externe du domaine pindique à cette époque.

Le caractère très local de cette épirogenèse (bord interne de Tripolitza) expliquerait bien le caractère exceptionnel des calcaires à Calpionelles. Ils n'apparaîtraient que dans la partie la plus externe du sillon pindique dont la profondeur aurait été temporairement réduite.

Les turbidites litharénitiques s'intercalant ensuite dans les radiolarites et les calcaires en plaquettes de Solinari, traduisent une logique sédimentaire différente, car elles ne contiennent pas de lithoclastes hétérotypiques nettement hétérochrones.

Une activité sismique notable devait déstabiliser les manteaux de sédiments néritiques en équilibre instable sur le bord interne de la sous-zone de Tripolitza. Il en résultait des courants de turbidité pouvant éroder, lors de leur mise en place, les séries pindiques bathymétriquement plus profondes. La sédimentation est alors sous contrôle bathymétrique et sismique. Le fait que des radiolarites *s. str.* aient été datées du Vracono-Cénomaniens, du Turonien et du Coniacien, prouve l'absence du Premier Flysch dans cette zone du sillon du Pinde. L'absence de tout sédiment terrigène à cette époque est donc un fait original et non le résultat d'érosions tectoniques.

L'existence de ce Premier Flysch pindique, bien développé à l'E (klippe de Kalamata), au NE (Mont Ithome - Terry, 1969) et au N (région de Kiparissia - Mansy, 1969) renforce le caractère local et original de la sédimentation au Crétacé supérieur dans le domaine pindique de Koroni.

Si l'on tente de tracer une limite séparant le domaine sans premier flysch et avec premier flysch, on constate qu'elle est certainement oblique sur les directions structurales et en particulier sur le front du Pinde, front d'érosion sans signification paléogéographique.

Il est vraisemblable que le domaine pindique de Koroni se trouvait protégé de l'invasion terrigène par un relief sous-marin contrecarrant ainsi l'effet en creux induisant cette invasion. Nous ferons remarquer enfin que l'arrivée de matériaux terrigènes "basiques" dans la même région, à l'E et au N, n'est liée à aucune dégénérescence de la sédimentation radiolaritique près de Koroni. Cette observation infirmerait par conséquent

l'hypothèse d'un lien génétique entre l'arrivée de débris clastiques basiques et la disparition de la sédimentation siliceuse dans le sillon du Pinde (Mpodozis-Marin, 1977).

La disparition de cette sédimentation radiolaritique s'effectue durant le Crétacé supérieur. Pour un certain nombre de profils (Gameia, Adriani), ce phénomène semble synchrone et s'effectuer avant le Campanien.

D) COMPARAISON AVEC LA GRECE CONTINENTALE.

La différence essentielle entre les séries pindiques de la presqu'île de Koroni et les séries pindiques externes de Grèce continentale est certainement l'absence quasi systématique, ou la réduction à un horizon centimétrique, des Calcaires à Calpionelles dans le premier cas. Nous avons vu plus haut que cette caractéristique peut être étendue à toutes les séries pindiques du Péloponnèse. Or ces Calcaires à Calpionelles constituent un horizon bien développé en Grèce continentale (10 à 50 m) d'âge Tithonique supérieur à Berriasien supérieur (Flcury, 1974).

Pour expliquer ce changement important de sédimentation au Jurassique supérieur en Grèce continentale, la plupart des auteurs (Bosellini et Winterer, 1975 ; Mpodozis-Marin, 1977) invoquent une augmentation importante de la profondeur du NCC (2.000 m environ) à cette époque, liée à l'explosion du nanoplancton calcitique durant l'Eocrétacée (Bosellini et Winterer, 1975) et/ou à l'augmentation de la détriticités dans le sillon pindique (Mpodozis-Marin, 1977).

Ce modèle peut s'appliquer au sillon pindique péloponnésien si, d'emblée et originellement, celui-ci présentait un très net excès de profondeur vis-à-vis de son homologue en Grèce continentale. Une telle hypothèse n'est pas irréaliste, elle demande simplement à être précisée par d'autres travaux faisant appel à d'autres méthodes.

Nous avons dit précédemment que dans la presqu'île de Koroni, l'apparition exceptionnelle des Calcaires à Calpionelles pourrait être liée à un mouvement épirogénique, c'est-à-dire très probablement à une diminution brève et temporaire de la profondeur du fond sous-marin.

Quelles que soient les réponses que l'on apportera aux différences existant entre le Pinde de Grèce continentale et celui du Péloponnèse, la seule existence de ces différences a une signification qu'il ne faut pas négliger. Elles indiquent que le contrôle de la sédimentation dans le sillon pindique ne dépend pas seulement de paramètres généraux mais aussi des paramètres régionaux et locaux.

En Grèce continentale, les jaspes à Radiolaires sont exceptionnels et ne constituent jamais la fraction dominante des sédiments déposés pendant le Crétacé

inférieur et le Crétacé supérieur basal ("Marnes rouges à Radiolaires").

Comme l'indiquent Steinberg *et al.* (1977), les pélites à radiolaires et les jaspes associés de Grèce continentale n'ont probablement pas une signification paléogéographique très différente de celle des jaspes à radiolaires d'âge Jurassique et, par analogie, de celle des jaspes à radiolaires d'âge Crétacé de la presqu'île de Koroni qui renferment d'ailleurs une proportion non négligeable de pélites rouges. Elles marquent simplement, vis-à-vis de ces dernières, un net ralentissement de la production de silice biogène, beaucoup plus diluée par le composant terrigène fin qui accompagne son dépôt. Ce ralentissement très net de la sédimentation siliceuse biogène expliquerait en outre la faiblesse de l'épaisseur de ces pélites rouges.

A ce propos, nous devons souligner un trait commun important entre les observations faites en Grèce continentale et celles concernant la série A de Solinari (cf. fig. 5). On remarquera en effet que les premiers niveaux datés rapidement (11 m) au-dessus des Calcaires à Calpionelles (Tithonique supérieur - Berriasien inférieur) ont fourni des microfaunes d'âge Vraconien-Cénomaniens. Or, il est vraisemblable que la mise en place des conglomérats de Solinari a été un phénomène relativement rapide. Par conséquent, l'essentiel de la sédimentation durant la période allant du Berriasien moyen à l'Albien moyen serait représentée par 3 à 4 m de radiolarites pélitiques. La série A de Solinari témoignerait soit d'une lacune de sédimentation, soit d'un ralentissement extrêmement important de la sédimentation (4 m en 25 M.A.) contrastant fortement avec la vitesse de sédimentation durant la période suivante vracono-cénomaniens (10 m minimum en 10 M.A.). Constatant un phénomène analogue en Grèce continentale, Mpodozis-Marin (1977) a émis l'hypothèse d'une absence possible de sédimentation durant pratiquement tout le Néocomien. Notre étude n'apporte pas d'éléments nouveaux permettant d'infirmier ou de confirmer une telle hypothèse. Elle indique malgré tout que cette très faible épaisseur des sédiments néocomiens semble indépendante de l'existence d'une épaisse série de calcaires à Calpionelles.

Les différences de productivité de silice biogène entre le Pinde de Grèce continentale et celui du Péloponnèse méridional ne seraient donc importantes que durant la période allant du Vraconien au Coniacien (20 M.A.). Dans l'état actuel de nos connaissances, elles peuvent s'expliquer par la paléogéographie, malgré les faibles différences paléolatitudinales séparant les régions incriminées qui, à l'époque, étaient proches de l'équateur. En effet, de nos jours, la production de silice biogène varie très rapidement lorsqu'on s'éloigne de la zone équatoriale étroite de production maximale des radiolaires.

Mais la pérennité du phénomène nous paraît difficilement compatible avec le mouvement relatif de

l'Apulie et de l'Equateur durant cette longue période allant du Berriasien au Coniacien.

Il faut donc imaginer une explication plus locale. Il faut admettre que l'évolution paléogéographique de cette région a induit (peut-être à la suite de l'épirogenèse fini-jurassique-éocétacé?) une morphologie sous-marine locale associée à des courants et des phénomènes de "upwelling" fournissant à la zone euphotique la silice dissoute dans les eaux du bassin pindique qui joue alors le rôle de réservoir de silice. Nous aurions là éventuellement un bassin local tout à fait comparable au golfe de Californie, théâtre du même phénomène de nos jours (Calvert, 1966).

Le caractère singulier du bassin pindique de Koroni est renforcé par l'absence générale de tout matériel détritico-terrigené attribuable au premier flysch pourtant connu à proximité, ce qui suggère une aire de sédimentation protégée par des reliefs sous-marins locaux de l'invasion massive des particules détritiques. Par conséquent, le facteur minimum gouvernant la sédimentation semble bien être la morphologie sous-marine du bassin pindique de Koroni.

Quant à l'apparition des calcaires en plaquettes sénoniens et la disparition corrélative de la sédimentation siliceuse, elles seraient liées, en Grèce continentale, à une brusque descente du NCC "associée (génétiquement ou non) à l'invasion détritico-terrigené du sillon du Pinde" (Mpodozis-Marin, 1977).

En Péloponnèse méridional, on peut relever trois faits. Le premier est la coexistence dans l'espace et durant une longue période de faciès radiolaritique et de faciès terrigènes du Premier Flysch (cf. *supra*). Le deuxième est le synchronisme grossier existant entre la disparition de ces deux faciès. Le troisième est qu'à grande échelle et en admettant une vitesse de sédimentation continue, le remplacement des radiolarites *s. str.* par les Calcaires en Plaquettes semble un phénomène synchrone antérieur au Campanien.

CONCLUSION

En dernière analyse, nous pouvons affirmer que :

- 1° durant la période allant du Bathonien au Sénonien, dans le Pinde de la presqu'île de Koroni, la sédimentation radiolaritique est le phénomène sédimentaire dominant, la dilution toujours faible par des pélites rouges ou non augmentant du Jurassique au Crétacé supérieur ;
- 2° son remplacement au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur par une sédimentation carbonatée (Calcaires à Calpionelles) est exceptionnel, très local et vraisemblablement provoqué par une remontée du fond sous-marin.

Remerciements. — Ce travail a bénéficié du soutien financier du Centre National de la Recherche Scientifique : ATP-IPOD n° 4228.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ARDAENS R. (1978). — Géologie de la chaîne du Vardoussia. Comparaison avec le massif du Koziakas (Grèce continentale). *Thèse 3^{me} cycle*, Lille, 234 p.
- 2) AUBOUIN J. (1959). — Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie. (Thèse, Paris, 1958). *Ann. Géol. Pays Hell.*, 1^{re} série, vol. X, 483 p.
- 3) AUBOUIN J., BONNEAU M., CELET P., CHARVET J., CLEMENT B., DEGARDIN J.M., DERCOURT J., FERRIERE J., FLEURY J.J., GUERNET C., MAILLOT H., MANIA J., MANSY J.L., TERRY J., THIEBAULT F., TSOFLIAS P. et VERRIEZ J.J. (1970). — Contribution à la Géologie des Hellénides: le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique sub-pélagonienne. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XC. Rapport des travaux du Centenaire 1870-1970, p. 227-306.
- 4) AUBOUIN J., LE PICHON X., WINTERER E. et BONNEAU M. (1979). — Les Hellénides dans l'optique de la Tectonique des Plaques. VI. *Coll. Rég. Egéennes*. Athènes, 1977. Proceed III, p. 1333-1354.
- 5) BASSOULET J.P. et FOURCADE E. (1979). — Essai de synthèse de répartition de Foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mésogéen. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 69-71.
- 6) BAUMGARTNER P.O., DE WEVER P. et KOCKER R. (1980). — Correlation of Tethyan Late Jurassic. Early Cretaceous Radiolarian Events. *Cahiers de Micropaléontologie*, t. 2, p. 23-72.
- 7) BOSELLINI R. et WINTERER E.L. (1975). — Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. *Geology*, vol. 3/5, p. 279-283.
- 8) CALVERT S.E. (1966). — Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the gulf of California. *Soc. Geol. Amer. Bull.*, vol. 77, p. 569-596.
- 9) CARON D. (1975). — Sur la géologie du Pinde méridional: les Monts Lakmon (Épire, Grèce), la série des Radiolarites. *Thèse 3^{me} cycle*, Paris, 119 p.
- 10) CELET P. (1979). — Les bordures de la zone du Parnasse (Grèce). Evolution paléogéographique au Mésozoïque et caractères structuraux. *VI^{me} Coll. Rég. Egéennes*. Athènes, 1977. Proceed. II, p. 725-740.
- 11) DERCOURT J. (1964). — Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional (Thèse. Paris, 1964). *Ann. Géol. Pays Hell.*, 1^{re} sér., t. XV, 417 p.
- 12) DERCOURT J., FLAMENT J.M., FLEURY J.J. et MEILLIEZ F. (1974). — Stratigraphie des couches situées sous les radiolarites de la zone du Pinde-Olonos (Grèce): le Trias supérieur et le Jurassique inférieur. *Ann. Geol. Pays Hell.*, t. 25, 1973, p. 397-406.
- 13) FLAMENT J.M. (1973). — De l'Olonos au Chelmos: étude géologique d'un secteur de la nappe du Pinde-Olonos. *Thèse 3^{me} cycle*, Lille, 206 p.
- 14) FLEURY J.J. (1970). — Sur les modalités d'installation du flysch du Pinde, au passage Crétacé-Eocène (Grèce continentale et Péloponnèse septentrional). *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. XII, p. 1110-1117.
- 15) FLEURY J.J. (1974). — Précisions sur la série de la Nappe du Pinde: l'âge des "Radiolarites" (Dogger-Malm) et des "Marnes rouges à radiolaires - Premier Flysch" (Eocrétacé - Sénonien basal) (Grèce). *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 278, p. 201-204.
- 16) FLEURY J.J. (1975). — Le "Premier Flysch du Pinde", témoin de l'ensemble des événements orogéniques mésozoïques anté-crétacé supérieur ayant affecté les Hellénides internes (Grèce). *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 281, p. 1459-1461.
- 17) FLEURY J.J. (1976a). — Unité paléogéographique originale sous le front de la nappe du Pinde-Olonos: l'Unité de Megdovas (Grèce continentale). *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 282, p. 25-28.
- 18) FLEURY J.J. (1976b). — De Lamia à Messolonghi. La nappe du Pinde-Olonos et l'Unité du Megdovas. In Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce (septembre 1976). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, n° 1, p. 53-60.
- 19) FLEURY J.J. (1980). — 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. *Soc. géol. Nord*, Publ. n° 4.
- 20) FYTROLAKIS N. (1971). — Geologische Untersuchungen in Provinz von Pylias (Messénien - Peloponnes). *Ann. Géol. Pays Hell.*, t. 23, p. 57-122.
- 21) IZART A. (1976). — Etude géologique d'un secteur du Péloponnèse Nord-Occidental (Grèce): la carte de Goumeron. *Thèse 3^{me} Cycle*, Lille I, 196 p.
- 22) MAILLOT H. (1973). — Etudes faciologiques, sédimentologiques, ébauches d'études stratonomiques et séquentielles de la Formation d'Andritsena (Péloponnèse occidentale, Grèce). *Thèse 3^{me} Cycle*, Lille, 131 p.
- 23) MANSY J.L. (1969). — Etude géologique des Monts de Kiparissia (Messénie, Grèce). *D.E.A.* Lille, 75 p.
- 24) MPODOZIS-MARIN C. (1977). — Etude géologique de la région d'Agapha (zone du Pinde, Evritanie, Grèce). Essai de classification géochimique des sédiments hypersiliceux marins. *Thèse 3^{me} Cycle*, Paris, 245 p.
- 25) NEGRIS P. (1908a). — Composition de la nappe charriée du Péloponnèse au mont Ithome (Messénie). *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 147, p. 316-318.
- 26) NEGRIS P. (1908b). — Sur la répartition des Halobies dans le Péloponnèse occidentale. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 147, p. 1008-1010.
- 27) PESSAGNO E.A. Jr., (1976). — Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. *Micropaleontology*, Spec. Publ., 2.

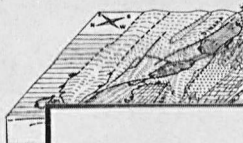
- 28) PHILLIPSON A. (1891-1892). — Der Peloponnes, 642 p., R. Friedländer Sohn, Berlin.
- 29) SIGAL J. (1977). — Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. *Géologie méditerranéenne*, vol. IV, 2, p. 99-108.
- 30) STEINBERG M., DESPRAIRIES A., FOGELGE-SANG J.F., MARTIN A., CARON D. et BLANCHET R. (1977). — Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques : une comparaison. *Sedimentology*, t. 24, p. 547-563.
- 31) TATARIS A., MARANGOUDAKIS N. et ORPHANOS G. (1970). — Carte géologique au 1/50 000 de Paralion-Astros. I.G.R.S.
- 32) TERRY J. (1969). — Etude géologique d'un secteur de la Messénie septentrionale (Grèce). *D.E.A.*, Lille, 112 p.
- 33) TSOFLIAS P. (1972). — Sur la présence de Trias détritique dans la série du Pinde-Olonos, en Péloponnèse septentrional (province d'Achaïe, Grèce). *C.R. somm. S.G.F.*, fasc. 2, p. 77-78.

—————«»—————

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
Publication n° 1

Jean CHOROWICZ

Étude géologique des Dinarides
le long de la
structure transversale Split-Karlovac
(Yougoslavie)



SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
Publication n° 2

Jacques CHARVET

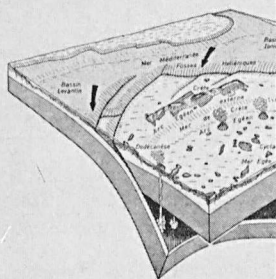
Essai sur un orogène alpin
Géologie des Dinarides
au niveau de la
transversale de Sarajevo
(Yougoslavie)



SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
Publication n° 3

Jacques ANGELIER

NEOTECTONIQUE
DE
L'ARC EGÉEN



S. G. N.
6965 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex
— 1979 —

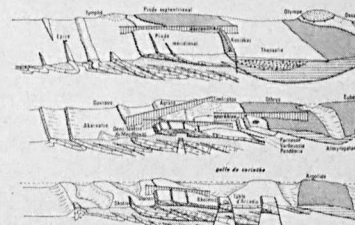
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
Publication n° 4

Jean-Jacques FLEURY

Les zones de
Cavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos
(Grèce continentale et Péloponnèse du Nord)

Evolution d'une plate-forme et d'un bassin
dans leur cadre alpin

Volume I



S. G. N.
6965 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex
— 1980 —

Ces fascicules sont en vente (*) au Siège de la Société Géologique du Nord,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex

Publication n° 1. — J. Chorowicz	130,00 F.
Publication n° 2. — J. Charvet	150,00 F.
Publication n° 3. — J. Angelier	140,00 F.
Publication n° 4 (2 volumes). — J.J. Fleury	175,00 F.
Publication n° 5 (2 volumes). — M. Cousin	175,00 F.

(*) Les membres abonnés de la S.G.N. bénéficient d'une réduction de 20 % sur un exemplaire de chacune de ces publications.

Sont en vente au Siège de la Société :

MEMOIRES

Tome I , n° 1. - 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 Pensylvanie</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.
Tome IV , n° 1. - J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	90,00 F.
Tome VI , n° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl. ..	85,00 F.
n° 2. - J. GOSSELET, Ch. BARROIS, M. LERICHE, A. CREPIN, P. PRUVOST, G. DUBOIS, <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. (Fasc. 1 épuisé). Fasc. 2	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.
Tome VII , n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.	102,00 F.
Tome VIII , n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria. Observations géologiques et hydrologiques sur le plateau et la falaise au Sud de Boulogne-sur-Mer</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	120,00 F.
Tome IX , n° 1. - G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	432,00 F.
n° 2. - Dom Grégoire FOURNIER et P. PRUVOST, <i>Description des poissons élasmobranchés du marbre noir de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	96,00 F.
Tome X , n° 2. - J.W. LAVERDIERE, <i>Contribution à l'étude des terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	180,00 F.
Tome XII . — D. LE MAITRE, <i>Etude sur la Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	336,00 F.
Tome XIII . — P. BRICHE, P. DANZE-CORSIN et J.P. LAVEINE, <i>Flore infraliasique du Boulonnais (Macro- et Microflore)</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	252,00 F.
Tome XIV . — G. WATERLOT, <i>Les Gigantostrocés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	84,00 F.
Tome XV . — J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.	180,00 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.

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.

<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.

SÉRIE DOCUMENTATION (Pochettes de 6 Diapositives avec notice)

Série I . — Paysages du Nord de la France au cours des temps géologiques	30,00 F.
Série II . — Aperçu sur les microfaciès de la craie	30,00 F.
Série III . — Les Nannofossiles calcaires de la craie	30,00 F.
Série IV . — Pétrographie des Houilles	30,00 F.
Série V . — La flore houillère. 1° les plantes à feuilles de Fougères	30,00 F.
Série VI . — Les étapes de la Préhistoire	30,00 F.
Série VII . — Reconstitution de Vertébrés sans mâchoires (« Agnathes ») du Primaire	30,00 F.
Série VIII . — Le gisement paléolithique de Blache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). - 1) Les fouilles et le cadre stratigraphique	35,00 F.
Série IX . — Le gisement paléolithique de Blache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). - 2) Les vestiges humains, l'industrie lithique et la grande faune	35,00 F.

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.

SOMMAIRE

Tome C

1980

2^{me} trimestre

	pages
G. COURTY. — Présence de berthiérine dans le minerai de fer llanvirnien d'Halouze (Orne) ..	61
J. DEUNFF. — Observations préliminaires sur le paléophytoplancton de la coupe de Caffiers (Givétien-Frasnien du Boulonnais, France)	65
H. CHAMLEY, M. DEYNOUX, C. ROBERT et B. SIMON. La sédimentation argileuse du Précambrien terminal au Dévonien dans la région du Hodh (bassin cratonique de Taoudeni, Sud-Est mauritanien)	73
— D. LAURENTIAUX et F. LAURENTIAUX-VIEIRA. Nouveau Pachytylopside (<u>Insecte</u> Protorthoptère) du <u>Westphalien</u> inférieur belge	83
F. THIEBAULT, P. DE WEVER, J.J. FLEURY et J.P. BASSOULET. — Précisions sur la série stratigraphique de la nappe du Pinde-Olonos de la presqu'île de Koroni (Péloponnèse méridional - Grèce) : l'âge des Radiolarites - (Dogger - Crétacé supérieur)	91

© 1981, 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)