

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 2 (2^{me} série), Fascicule 3
parution 1993

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

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 des 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 auteur, ne peut dépasser le total de 8 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

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

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

§ 18. - Les Mémoires sont publiés par fascicule 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 du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1993)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques ^{(2) (3)}	40,00 F	160,00 F T.T.C.	200,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	40,00 F	180,00 F T.T.C.	220,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E.: 365,00 F H.T. — ÉTRANGER : 420,00 F

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entières aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII)..... 200,00 F H.T.

Tomes LXXX à XCV (manque XC)..... 270,00 F H.T.

Tomes XCVI à CV 330,00 F H.T.

Tome CVI 385,00 F H.T.

TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1 (Tomes I à XX) - Table 2 (Tomes XX à XXX) - Table 3 (Tomes XXXI à XL) - Table 4 (Tomes XLI à LXXIX) 50,00 F H.T.

Table 5 (Tomes LXXX à CIX) par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires) 29,00 F H.T.

Ecorché géologique infra mésozoïque (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.)..... 50,00 F H.T.

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

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (80,00 F), soit un total de 120,00 F

(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (120,00 F), soit un total de 160,00 F.

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 2 (2^me série), Fascicule 3
parution 1993

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1993 —

<i>Président</i>	M. J. FERRIÈRE
<i>Premier Vice-Président</i>	M. C. CRAMPON
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M ^{me} Cl. DELCAMBRE - BROUSMICHE M ^{lle} B. TESSIER
<i>Conseillers</i>	M. F. ROBAZYNSKI M. F. GUILLOT M. M. DEBUYSER M. C. DUPUIS M. D. VACHARD M. J.N. PROUST
<i>Secrétaire</i>	M. J.F. DECONINCK
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. B. BEAUVIÈRE
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

Comité d'organisation scientifique de ce fascicule :

MM. CHARVET, FERRIERE, LYS et MONOD

M^{mes} BROUSMICHE-DELCAMBRE et CORSIN

STRUCTURE, SÉDIMENTOLOGIE ET MINÉRALOGIE DES ARGILES DES FORMATIONS DE BEAULIEU ET D'HYDREQUENT (DEVONNIEN SUPERIEUR DU BAS BOULONNAIS)

Structure, sedimentology and clay mineralogy of Beaulieu and hydrequent formations
(Upper Devonian, bas Boulonnais, Northern France)

par A. LEFRANCOIS(*), J.-F. DECONINCK(*), J.-L. MANSY(*) et J.-N. PROUST(*)

RESUME. — Les formations argileuses de Beaulieu (Frasnien inférieur) et d'Hydrequent (Frasnien supérieur-Famennien) sont étudiées à la fois sur le plan structural et sédimentologique.

Des trois unités structurales classiquement distinguées, la plus septentrionale, objet de l'étude, comporte la succession stratigraphique la plus complète. Les séries montrent des signes de chevauchement du Sud vers le Nord repris par des failles subverticales.

Les dépôts essentiellement argileux sont interstratifiés avec des dépôts silteux présentant de nombreuses figures de tempêtes.

Les cortèges argileux dominés par l'illite et la chlorite, ainsi que la nature très évoluée de la matière organique, traduisent une évolution diagénétique nette de l'ensemble des formations. La diagénèse paraît au moins en partie provoquée par un enfouissement tectonique des séries d'au moins 2000 m. Les relations qui unissent l'évolution diagénétique aux différentes configurations structurales sont discutées.

ABSTRACT. — *During the lower Frasnian and upper Frasnian-lower Famennian, the Boulonnais close to Marquise is characterized by offshore deposits. Sedimentary series of the two periods comprise the Beaulieu and Hydrequent Formations. Three structural units are distinguished in the paleozoic outcrops of this area. The present study takes place in the northern unit which shows the most complete stratigraphic column. The series have been affected by overthrusting offset by subvertical faults. The argillaceous deposits are interstratified with silty levels of storm deposits with Hummocky Cross Stratification. The clay mineral assemblages dominated by illite and chlorite, as well as the maturity nature of the organic matter, suggest a diagenetic evolution of the formations as a whole. Diagenesis seem to be induced by a tectonic burial of about 2,000 m. Relationships between diagenetic evolution and tectonic settings are discussed.*

I. — INTRODUCTION, METHODES D'ETUDES

Les formations du massif paléozoïque de Ferques (Bas-Boulonnais) ont donné lieu à de nombreuses études d'ensemble. Cependant, certaines formations pélitiques n'ont pas été étudiées tant sur le plan structural de détail que sur l'évolution des faciès sédimentaires couplée à une étude minéralogique. Nous considérons ici deux séries à dominante pélitique, les Formations de Beaulieu (*p.p.*) et d'Hydrequent. L'observation des détails structuraux des affleurements permet de réaliser un plan d'échantillonnage cohérent et de tenir compte des redoublements de séries ou des lacunes d'observation. Les coupes ont été levées banc à banc et les faciès silteux, gréseux et carbonatés, étudiés grâce à la technique des "peel-sections" (Cibaj, 1991). Les assemblages minéralogiques argileux sont étudiés par diffraction des rayons X sur pâtes orientées. Trois diffractogrammes sont systématiquement réalisés; dans les

conditions naturelles (séchage à l'air), après saturation par l'éthylène-glycol puis après chauffage à 490°C pendant deux heures. Les proportions des minéraux argileux sont estimées avec une marge d'erreur de 5% (Holtzapffel, 1985). Les teneurs moyennes en feuillets de smectite des interstratifiés illite/smectite gonflants à 17 Å après traitement à l'éthylène glycol sont déterminées grâce à la méthode d'Inoue *et al.*, (1989).

II. — CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE:

Les Formations de Beaulieu (Frasnien inférieur) et d'Hydrequent (Frasnien supérieur-Famennien basal) du Bas Boulonnais, affleurent au sein du massif paléozoïque de Ferques (fig. 1). Du Sud au Nord, trois unités structurales y sont distinguées: l'unité d'Hydrequent et l'unité du Haut

(*) Laboratoire de Dynamique sédimentaire et structurale. URA 719 CNRS, Université de Lille I, S.N.5, 59655 Villeneuve d'Ascq, CEDEX. Note présentée le 4 Décembre 1991 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 13 Janvier 1993.

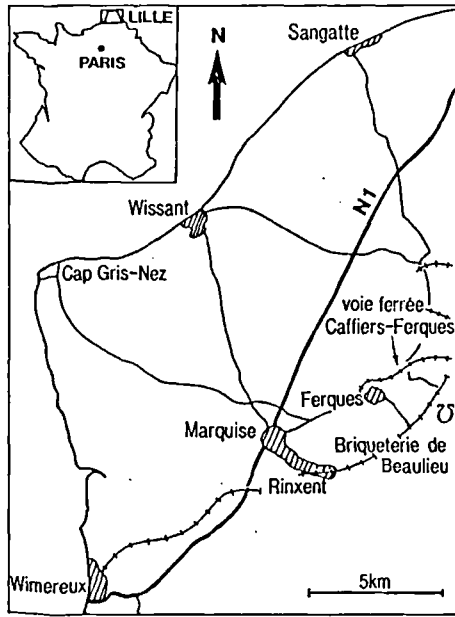
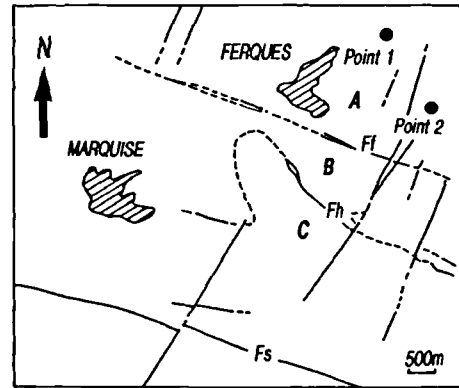


Fig. 1. — Localisation géographique du domaine d'étude.

Location map



A : AUTOCHTONE DE FERQUES
 B : UNITE DU HAUT-BANC
 C : UNITE D'HYDREQUENT

Ff : FAILLE DE FERQUES
 Fh : FAILLE D'HYDREQUENT
 Fs : FAILLE DE SLACK-EPITRE

POINTS 1 ET 2 : AFFLEUREMENTS ETUDIES

Fig. 2. — Les différentes unités structurales du massif paléozoïque de Ferques (modifié d'après la carte géologique de Marquise au 1:50000)

Structural units of the Paleozoic massif of Ferques (modified after geologic map of Marquise - 1:50000)

Banc, toutes deux à caractère allochtone chevauchant du Sud vers le Nord sur l'unité dite "autochtone" de Ferques (fig. 2). La série stratigraphique du Dévonien supérieur est la plus complète et la moins tectonisée dans "l'autochtone" de Ferques. Nous y avons donc privilégié l'étude de deux coupes: la coupe de la tranchée de la voie ferrée Caffiers-Ferques où affleure la Formation de Beaulieu et les affleurements de la carrière de l'ancienne briqueterie de Beaulieu où la Formation d'Hydrequent est bien exposée (fig. 2).

La Formation de Beaulieu est constituée de trois Membres. De la base au sommet on distingue le Membre de Cambresèque (environ 80 m), le Membre des Noces (environ 20 m) et le Membre des Pâtures (environ 100 m). Le Membre de Cambresèque comporte un terme "a" calcaire à la base (10 m) et un terme "b" (objet de l'étude) pélitique (70 m). La Formation d'Hydrequent, d'une épaisseur estimée à 110 m, est également représentée par une série pélitique. La position stratigraphique de ces séries par rapport à l'échelle standard des conodontes est présentée sur la colonne synthétique du Dévonien de Ferques (Brice *et al.*, 1979) (fig 3).

III. — ASPECT STRUCTURAL

1) Coupe de la voie ferrée Caffiers-Ferques.

a) versant SE:

La Formation de Blacourt affleure sur 124 m. Les calcaires du Membre Bastien sont présents jusqu'au deuxième niveau à *Scoliopora* (Brice *et al.*, 1979). La limite méridionale de cette formation est caractérisée par une faille inverse notée F2, de vergence Sud opposée à la vergence du chevauchement général (fig. 4). Des surfaces striées subverticales de direction générale N-S sont visibles sur les

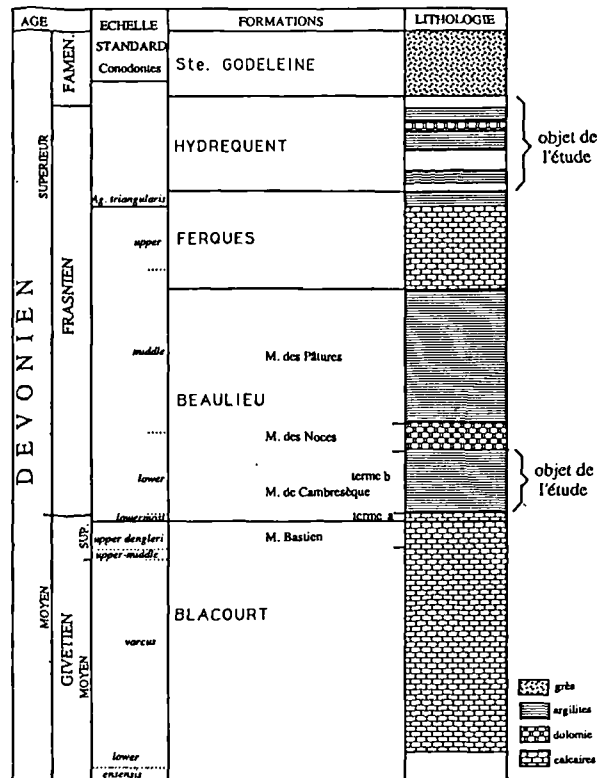


Fig. 3. — Stratigraphie simplifiée du Dévonien de Ferques (modifié d'après Brice *et al.*, 1979)
 Simplified stratigraphic column of the Devonian of Ferques (modified after Brice *et al.*, 1979)

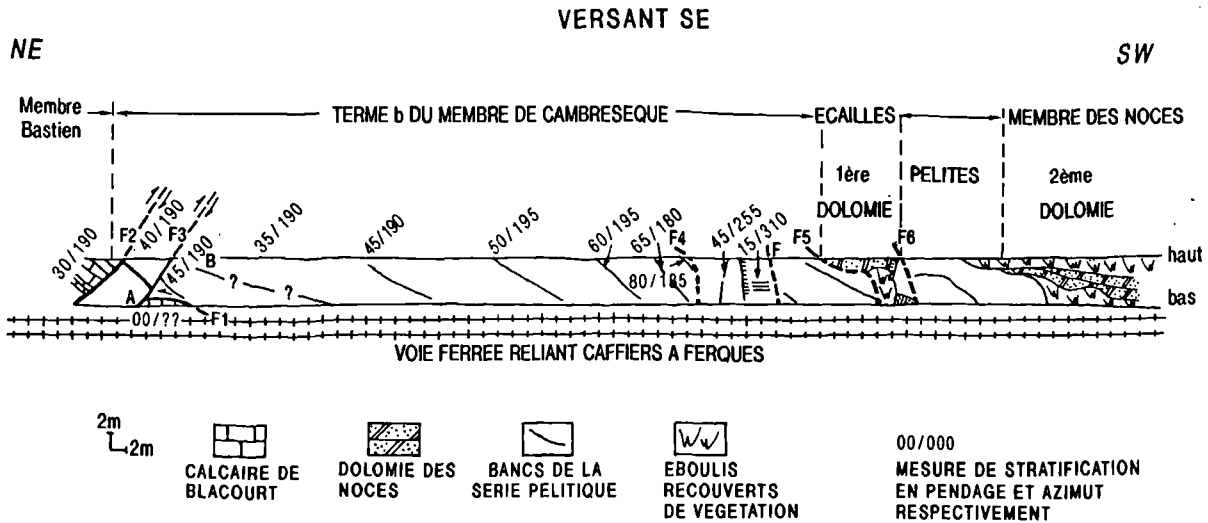


Fig. 4. — Schéma synthétique du Membre de Cambresèque dans la tranchée Caffiers-Ferques.

Synthetic sketch of the Member of Cambresèque in the railway between Caffiers and Ferques.

bancs calcaires au niveau de cette faille et indiquent des mouvements subhorizontaux dextres, sénestres et des mouvements subverticaux inverses. Le terme a (calcaires de la Cédule) du Membre de Cambresèque n'affleure pas. La série débute avec des niveaux argileux appartenant au terme b (Brice, 1988).

Quatre mètres après la fin du Membre Bastien (Formation de Blacourt), une nouvelle faille F3 met en vis à vis deux bancs silteux de nature différente et à figures sédimentaires issues de modes de dépôt distincts (les bancs B.12 et B.21, voir § Faciès). Au mur de F3, l'affleurement permet de voir en contact anormal (F1) le terme b (du Membre de Cambresèque) sur un banc de calcaire massif à stratification subhorizontale et n'appartenant pas à ce terme mais dont l'origine précise reste indéterminée. Ce banc est interrompu au niveau de la faille F3 et n'affleure que sur 2 m à la base du versant SE.

La faille F4 se marque par un remplissage d'argile bleue très plastique, d'une épaisseur de 5 cm environ. La stratification change ensuite rapidement d'azimut puis reprend un pendage vers le Sud jusqu'au niveau dolomitique. La première passée dolomitique, après 93 m d'argilites prédominantes, arrive en contact par faille (F5) sous forme sableuse au sommet de la tranchée et sous forme de banc massif à la base mais légèrement décalé vers le SW. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de dire ce qu'il y a entre ces 2 points. La limite SW du premier niveau dolomitique, manifestement morcelé, présente un contact par faille (F6) à nouveau concrétisé par un niveau d'argile bleue non carbonaté et très plastique.

La stratification dans les niveaux d'argilites qui séparent la première passée dolomitique de la seconde (Membre des Nocés) est très contournée, plissée. Le contact avec la deuxième dolomie n'est pas visible.

b) versant NW:

La Formation de Blacourt sur ce versant affleure sur 134 m. Les niveaux calcaires du sommet de la formation sont interrompus plus tôt que sur le versant SE puisque le

deuxième niveau à *Scoliopora* est absent (Brice, com. pers.). Le terme a du Membre de Cambresèque est également absent sur ce versant. Il manque donc au moins 8 m de série par rapport au versant SE.

Le contact entre les derniers bancs calcaires et les premiers niveaux du Membre de Cambresèque n'est pas visible. L'affleurement du premier niveau de dolomie est limité par 2 contacts: un contact faiblement incliné (15°) à la base de la dolomie et un contact par faille (F5). Le contact SW de ce premier niveau de dolomie présente un contact par faille similaire (F6). Les argilites qui séparent les deux affleurements de dolomie présentent en leur sein un banc carbonaté particulièrement plissé. Le contact avec le deuxième affleurement de dolomie n'est pas visible mais les argilites sont présentes sur au moins 18 à 20m.

c) Discussion

Les principaux éléments structuraux sont constitués d'un chevauchement à vergence Nord, de failles inverses à vergence Sud, de failles subverticales et d'un "écaillage".

Le chevauchement à vergence Nord est mis en évidence par le contact (F1) des argilites sur le banc calcaire massif du versant SE au point A (fig. 4).

Les failles inverses à vergence Sud sont reconnaissables par les failles F2 et F3 de direction N110°. De même orientation que les chevauchements à vergence Nord des unités allochtones sur l'unité paraautochtone du massif paléozoïque de Ferques, ce sont des contacts à vergence Sud qui pourraient être interprétés comme des rétrochevauchements tardifs (F3 recoupant F1).

Les failles subverticales sont représentées par les plans striés d'orientation N 15° ou N 345° à la limite des calcaires du Membre Bastien indiquant des failles à jeu inverse, d'autres à jeu décrochant dextre et d'autres à jeu décrochant dextre.

L'ensemble interprété comme un écaillage mis en place lors du chevauchement vers le Nord est figuré par

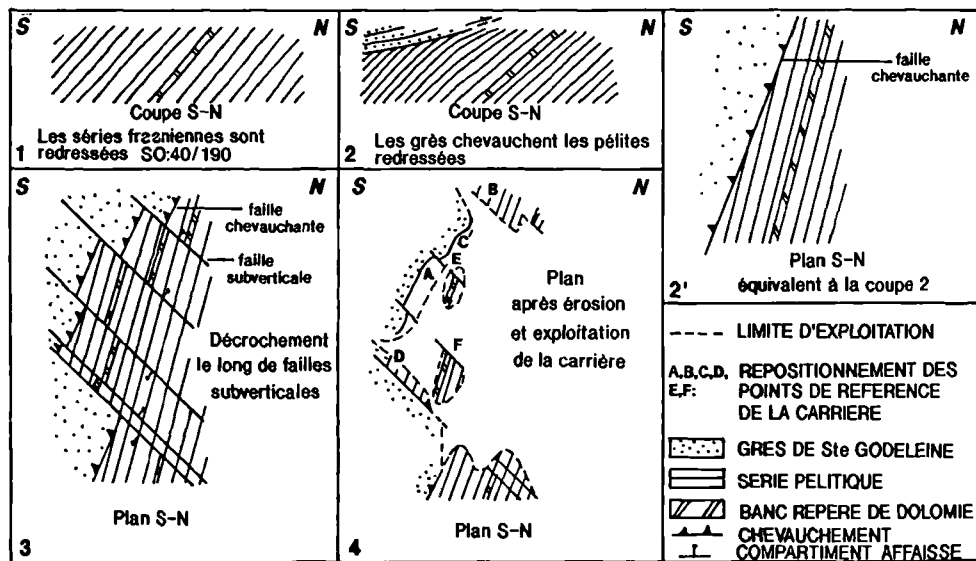


Fig. 5. — Chronologie des structures observées.

Succession of the different structures

l'ensemble du "compartiment faillé", particulièrement chahuté, (fig. 4) et des argilites précèdent le deuxième affleurement de dolomie. Les limites de cet ensemble restent cependant difficiles à interpréter, le mouvement ne semblant pas cohérent d'un côté à l'autre de la tranchée.

2) L'ancienne carrière de la briqueterie de Beaulieu.

a) Observation macroscopique

La limite basale de la Formation d'Hydrequent avec la Formation de Ferques n'affleure pas dans cette carrière. L'analyse structurale repose sur un marqueur constitué par un banc de dolomie épais d'environ 1,8 m situé au niveau du tiers supérieur de la série essentiellement pélitique (fig. 5).

Les coupes levées au passage entre les argilites d'Hydrequent et les grès de S^{te} Godeleine montrent des différences. Au SSW de la carrière, les coupes sont orientées EW. Les derniers niveaux de la Formation d'Hydrequent présentent au point A (fig. 5) un banc phosphaté (présence de dents de poissons) à oolithes ferrugineuses. Il est situé juste sous quelques 10 cm d'argilites sous les premiers bancs gréseux de la Formation de S^{te} Godeleine. Au point C, les derniers niveaux de la Formation d'Hydrequent sous les grès de S^{te} Godeleine sont constitués uniquement d'argilites. Sur le versant Est de la carrière vers l'extrémité Sud, la coupe est orientée NNE-SSW (point D, fig. 5). Le passage Formation d'Hydrequent-Formation de S^{te} Godeleine est de nature tectonique. En effet, l'orientation avantageuse de la coupe permet d'observer de petites écailles qui accompagnent le chevauchement. Des niveaux d'argiles bleues très plastiques marquent le passage de failles "plates" au pendage apparent d'environ 10° qui tronquent les bancs de la Formation d'Hydrequent. Au point D, on remarque aussi un nouveau banc de dolomie n'ayant pas été décrit jusqu'à présent dans la littérature. L'appartenance de ce niveau à la Formation d'Hydrequent reste cependant à démontrer puisqu'il a pu être apporté par le

chevauchement et provenir de niveaux stratigraphiquement plus élevés dans la série. Sur le versant Ouest (point B, fig. 5), la série pélitique présente quelques différences de constitution et laisse apparaître à son sommet à l'extrémité SW une série de petits plis de direction d'axe N110° à N120° à pendage de 10° vers le NW. Sur ce même affleurement on note vers le sommet une horizontalisation de la stratification. Les grès de la Formation de S^{te} Godeleine ne sont pas présents au dessus des pélites d'Hydrequent sur ce versant. L'aplanissement de la série pélitique à l'approche des grès de S^{te} Godeleine est également visible sur un petit front de taille orienté NS réalisé sur la paroi sud de la carrière (point E, fig. 5).

Des failles à composante décrochante décalent le banc repère de dolomie (fig. 5). L'existence de ces failles subverticales est également montrée par la présence au niveau du banc repère de dolomie d'un plan de faille à nouveau souligné dans les pélites par un niveau d'argile bleue très plastique. Un banc gréseux est intercalé dans les pélites en contact avec la dolomie. Les grès de S^{te} Godeleine présentent un pendage général de 15 à 20° dans l'azimut 210° avec quelques variations locales.

Comme dans la tranchée de chemin de fer où affleure la Formation de Beaulieu, on distingue dans la carrière deux types de contacts tectoniques:

- une faille chevauchante, relativement plate limitant des niveaux pélitiques subhorizontaux près des chevauchements.

- des failles subverticales, postérieures au chevauchement, qui ont décalé les structures. Cependant, on ne peut exclure la possibilité, pour expliquer ces décalages, de simples failles normales ou inverses agissant sur des niveaux à stratification relativement redressée et donnant après érosion une impression de jeu décrochant. La composante verticale est à prendre en compte puisque des failles de ce type ont été observées et interprétées dans la tranchée de la voie ferrée Caffiers-Ferques.

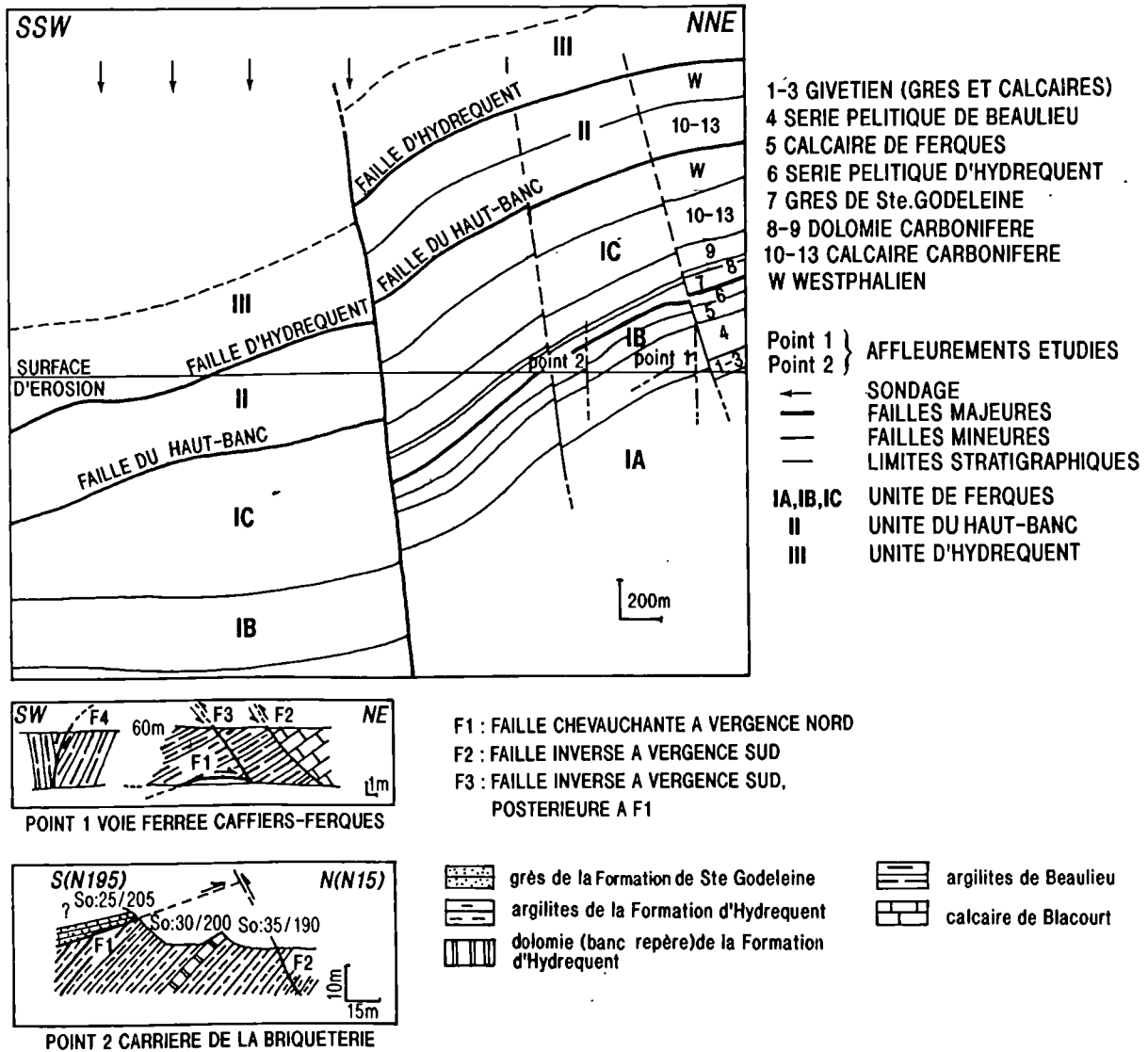


Fig. 6. — Coupe structurale-schématique d'ensemble.

Schematic structural section

b) Observation microscopique

En lames minces, trois orientations préférentielles de minéraux (en particulier de phyllites détritiques) sont fréquemment observées dans les bancs silteux des deux séries étudiées. Ces orientations préférentielles de phyllites (plus rarement de quartz) restent à priori énigmatiques puisqu'on ne voit de marques évidentes ni de schistosité, ni de dissolution - recristallisation, ni de colonne d'échappement de fluide. Par ailleurs, on ne connaît pas de mode de dépôt permettant d'orienter des minéraux suivant trois plans simultanément. Nous évoquerons cependant la similitude de l'arrangement des phyllites dans ces niveaux avec celui des phyllites dans des niveaux de flysch quartzeux de l'Ordovicien supérieur de Guineacor Creek présenté par Morrill (1979). Pour cet auteur, ce sont des réorientations causées par un raccourcissement perpendiculaire au litage. Cette similitude mettrait en avant les effets potentiels du raccourcissement provoqué par le chevauchement dont l'existence a été montrée précédemment. Si les orientations

préférentielles des phyllites sont effectivement liées à ce raccourcissement, la calcite de remplissage devrait présenter des figures de déformation, en tant que matériau très sensible à ce type de phénomène, mais ce n'est pas le cas. A ce propos il faut également signaler que la calcite de remplissage n'est présente que dans les bancs silteux situés dans la Formation de Beaulieu et sous le banc repère de dolomie de la Formation d'Hydrequent. Compte tenu de cette remarque, la calcite de remplissage n'a aucune raison de s'être mise en place après le raccourcissement (ce qui aurait pu expliquer qu'elle ne fût pas marquée par une hypothétique schistosité).

Dans des niveaux du Frasnien et du Famennien de l'Avesnois le même type d'orientations préférentielles a été observé (Lefrançois, 1990) mais dans ce cas, les orientations ont été associées à une schistosité. Dans ces niveaux comme dans les bancs silteux étudiés ici, seuls les phyllites et quelques grains de quartz semblaient affectés par ces orientations. Par analogie avec les observations de

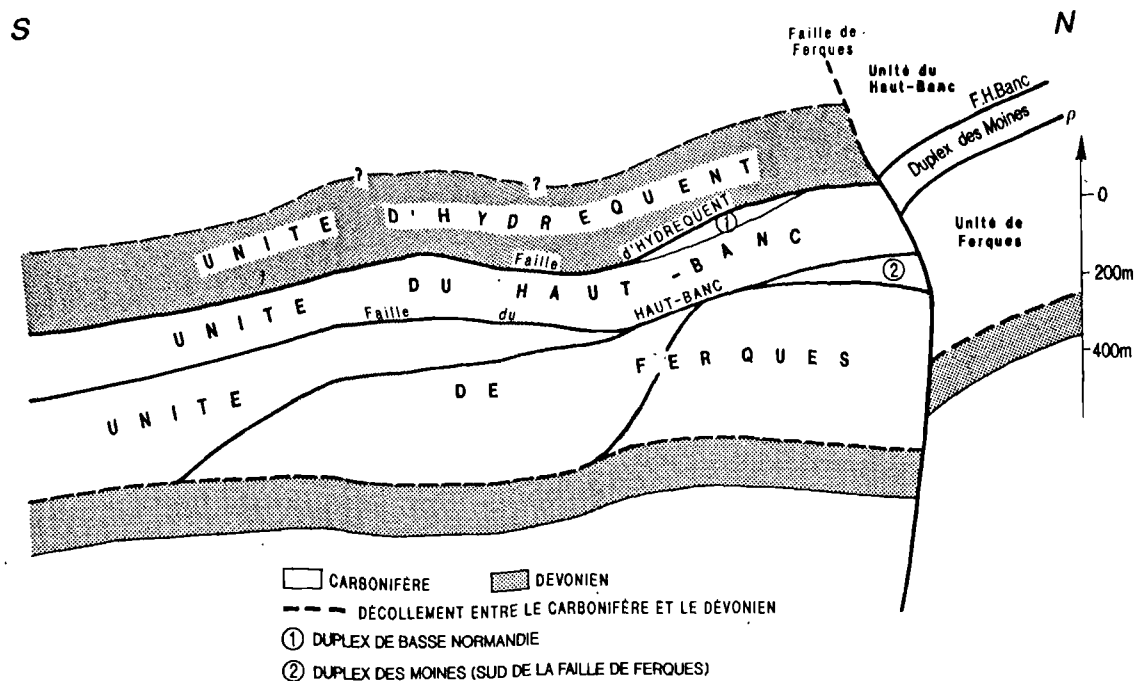


Fig. 7. — Les principales unités structurales du Boulonnais

Main structural units of the Boulonnais

Morritt (1979) et avec les observations réalisées dans l'Avesnois, nous proposons d'associer ces orientations aux prémices d'une mise en place de schistosité. L'absence de figures de déformation évidente sur la calcite de remplissage reste une énigme pour l'instant.

c) Conclusions

Les failles situées à la base du Membre de Cambresèque et au sommet de la Formation d'Hydrequent entraînent des suppressions ou des redoublements par écaillages. Le terme d'"autochtone" de Ferques devrait être modifié en raison de la présence de chevauchements dans cette "unité", on lui préférera le terme de parautochtone. L'unité de Ferques étant affectée par le même type de chevauchement que les unités du Haut Banc et d'Hydrequent situées plus au Sud, on peut estimer une épaisseur d'enfouissement tectonique d'au moins 2000 m au dessus des sites étudiés (fig. 6). Enfin, la mise en évidence d'une amorce de schistosité montre l'importance des mouvements tectoniques et de l'enfouissement subi par ces séries. Une coupe interprétative régionale est proposée (fig. 7) impliquant la présence d'une faille de Ferques à rejet important.

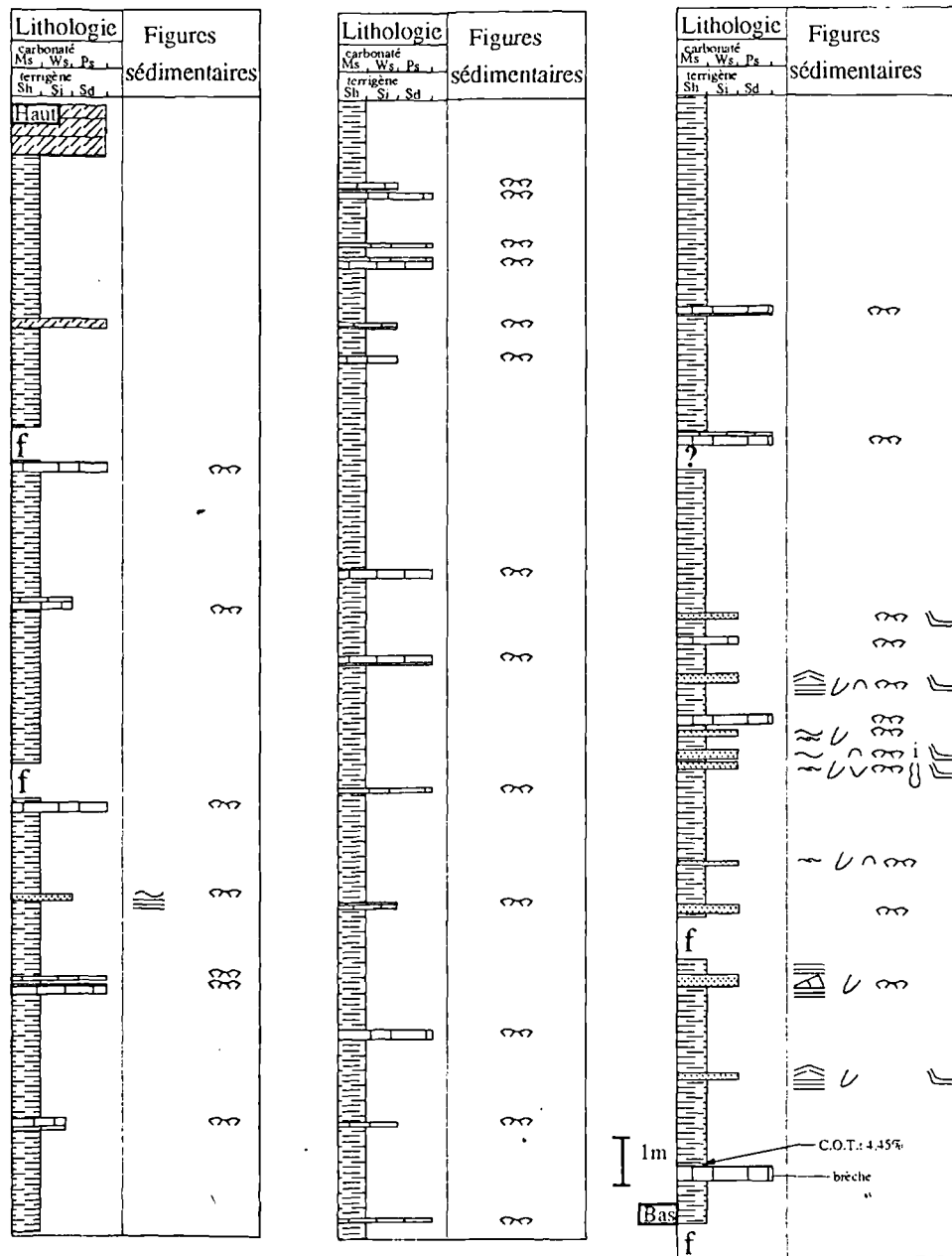
IV. — ETUDE DES FACIES SEDIMENTAIRES

1) Formation de Beaulieu

La Formation de Beaulieu (fig. 8) présente deux faciès principaux. A la base, sur environ 10m, elle est constituée d'une alternance de niveaux argileux épais de 0,5 à 1,5 m et de bancs silteux épais de 2 à 10 cm (fig. 9). Les bancs silteux lenticulaires présentent une extension latérale de 10

à 20 mètres. Leur base présente de nombreuses figures d'érosion en sillons et gouttières ou en creux et dômes (figures d'érosion dans les 3 dimensions) (Bridges, 1972; Whitaker, 1973; Aigner & Futterer, 1978; Birken Majer, 1979; Greensmith *et al.*, 1980; Guillocheau, 1983). Les laminations internes sont ondulées en mamelons (Harms *et al.*, 1975 et 1982; Brenchley *et al.*, 1982; Guillocheau, 1983; Brenchley, 1985 et 1989) et recoupées par des surfaces d'érosion en dômes et creux jalonnées de figures de bioturbation subverticales (terriers) qui traduisent un arrêt de sédimentation (fig. 10). Ces structures sont caractéristiques de dépôts de tempêtes en milieu marin franc (Harms *et al.*, 1975 et 1982; Brenchley *et al.*, 1986; Guillocheau, 1988). L'importance d'interstrates pélitiques sans structure interne, la présence de larges sillons à fond plat et de rares gouttières, le faible indice de lenticularité des niveaux silteux et leur bonne continuité latérale permet de situer l'environnement de dépôt dans le terme médian de l'offshore supérieur (Guillocheau, 1988).

Ces dépôts sont recouverts par 60 m d'alternance d'argilites d'une épaisseur de 2 à 3 m et de bancs carbonatés épais de 1 à 5 cm qui présentent à leur base des surfaces d'érosion très irrégulières avec des incisions dans les niveaux sous jacents ne dépassant pas 1 cm. La disposition variable des tests de Brachiopodes et des pièces d'encrines suggère un caractère remanié des bancs. Ces bancs sont lenticulaires et d'extension latérale supérieure à celle offerte par l'affleurement. Cependant, la coupe permet parfois d'observer la limite d'une lentille et le début d'une autre 50 cm à 1 m plus loin latéralement. La grande épaisseur des niveaux argileux entre les bancs, l'importante extension latérale et le caractère remanié des éléments figurés, nous amène à proposer un environnement de dépôt situé dans le terme distal de l'offshore supérieur. Le changement brutal de la lithologie des bancs par rapport à ceux du premier faciès



Légende:

- ≡ laminations sub-planes
- ≡ ridges symétriques de vague
- ≡ ridges de courant
- ≡ litage oblique en mamelon (HCS)
- ≡ litage très faiblement oblique
- ≡ flute mark
- ≡ load mark
- ≡ sillon d'érosion
- ≡ contact érosif
- ≡ terrier vertical
- ≡ terrier horizontal

- bioturbation
- i intense
- m modérée
- f faille
- ? lacune d'observation

- argile
- silt
- calcaire
- dolomie

terrignène:

- Sh shale
- Si siltstone
- Sd sandstone

carbonaté:

- Ms mudstone
- Ws wackestone
- Ps packstone

Fig. 8. — Colonne lithostratigraphique du terme b du Membre de Cambresèque de la Formation de Beaulieu (Frasnien inférieur).

Lithostratigraphic column of the term b of the Cambresèque Member (Beaulieu formation, early Frasnian)

décrit implique une modification de la source des apports sédimentaires.

En résumé, le Membre de Cambresèque de la Formation de Beaulieu correspond à des dépôts d'offshore supérieur

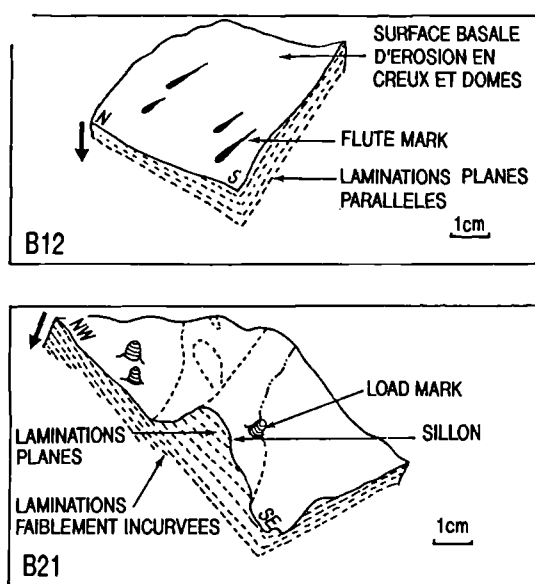


Fig. 9. — Principales figures sédimentaires observées à la surface inférieure des bancs.

Main sedimentary structures observed at the lower surface of beds.

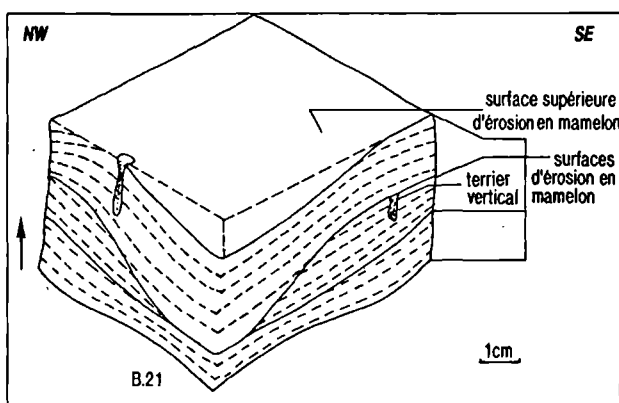


Fig. 10. — Type de stratification (hummocky cross stratification) observées dans la Formation de Beaulieu.

Hummocky cross stratification observed in the Beaulieu formation.

situés dans le terme médian à la base et dans le terme distal au sommet traduisant un caractère transgressif.

2) Formation d'Hydrequent

La Formation d'Hydrequent, dont 58 m affleurent dans la carrière de la briqueterie de Beaulieu sur les 110 m estimés au total, présente également deux faciès principaux (fig. 11). A sa base, sur une trentaine de mètres, une alternance d'argilites et de bancs silteux similaire au premier faciès décrit dans la Formation de Beaulieu correspond à un environnement de terme médian d'offshore supérieur mais probablement plus proche du terme proximal en raison d'une moindre extension latérale des lentilles silteuses. Ces faciès sont recoupés au sommet par un banc repère de dolomie dont le caractère secondaire a été mis en évidence par une étude en cathodoluminescence (Lefrançois, 1991).

La dolomie est surmontée par une alternance d'argilites et de bancs silteux et gréseux fins. Les bases de bancs sont de nature érosive en creux et dômes et les laminations internes sont faiblement ondulées. Les toits de bancs sont de nature érosive généralement en creux et dômes recoupant les laminations internes. Les bancs sont lenticulaires et les lentilles nettement séparées les unes des autres. Latéralement, leur extension est inférieure à une dizaine de mètres. La granulométrie plus importante, le type de lamination, la lenticularité des bancs silto-gréseux et la persistance d'une importante quantité de pélites entre les bancs de ce faciès permet d'envisager des dépôts intermittents de tempêtes situés dans le terme proximal de l'offshore supérieur (Guillocheau *et al.*, 1988). Un niveau phosphaté à oolithes et oncolithes ferrugineuses remaniées est présent dans la partie supérieure de la formation (fig. 11).

En résumé, de la base au sommet de la Formation d'Hydrequent on passe d'un environnement de terme médian d'offshore supérieur à un environnement de terme proximal d'offshore supérieur traduisant une tendance générale à caractère régressif.

V. — MINÉRALOGIE DES ARGILES

1) Résultats

A) Membre de Cambresèque de la Formation de Beaulieu

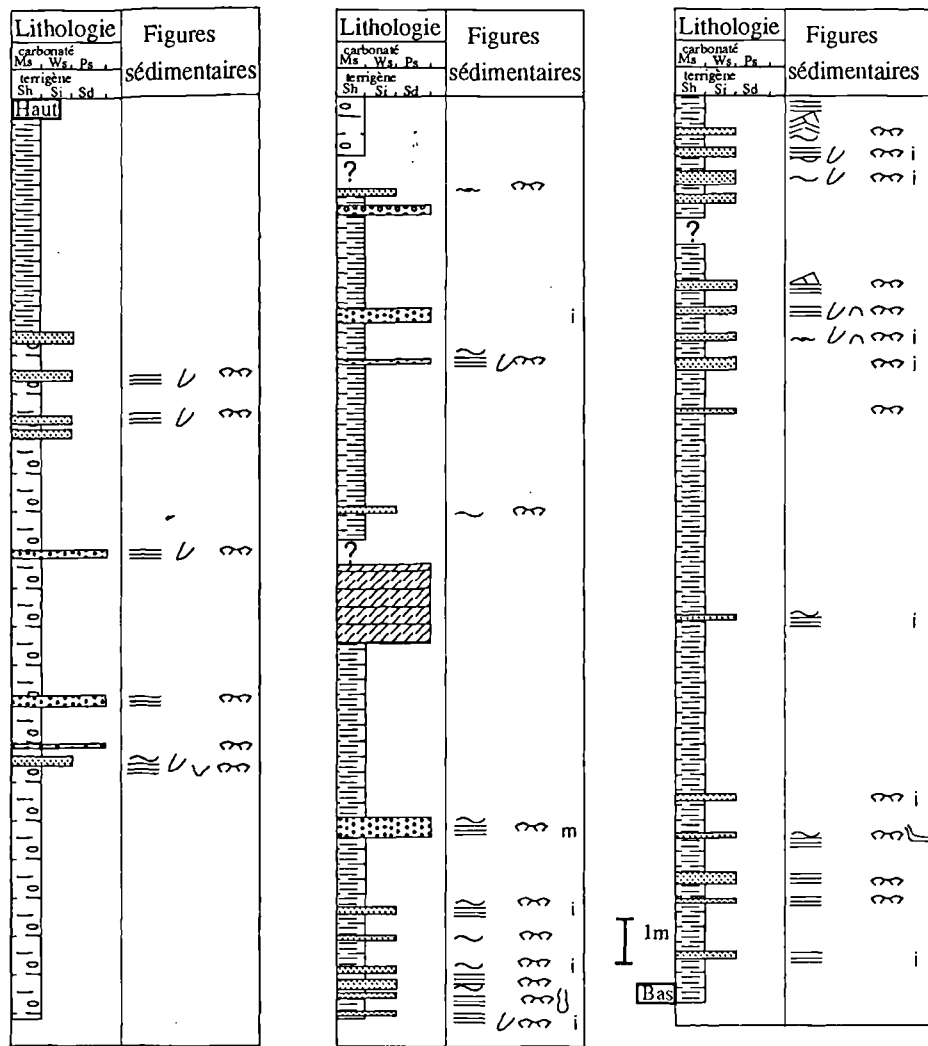
Les cortèges argileux (fig. 12) sont essentiellement constitués d'illite (60% en moyenne) associée à des proportions moindres de chlorite (20-25%) et à des interstratifiés irréguliers variés. La kaolinite n'est présente que dans les niveaux silto-gréseux ou carbonatés ainsi que dans les argiles bleues très plastiques qui matérialisent les passages de failles et encadrent les bancs très poreux. La dickite est également détectée dans certains de ces niveaux. De très faibles proportions de vermiculite et interstratifiés illite/smectite sont également présentes.

La cristallinité de l'illite varie de 0,35 à 0,45°2θ de la base au sommet de la série. La kaolinite est très bien cristallisée.

b) Formation d'Hydrequent

La Formation d'Hydrequent (fig. 13) présente des cortèges argileux très voisins de ceux du Membre de Cambresèque mais les teneurs en chlorite diminuent parallèlement à une augmentation de vermiculite de la base au sommet de la formation. Les proportions de l'ensemble chlorite + vermiculite sont à peu près constantes (environ 25%) sur la totalité de la coupe. La kaolinite est encore abondante dans les niveaux poreux et présente en très faibles proportions dans les argiles imperméables du sommet de la formation. Comme dans la Formation de Beaulieu, certains niveaux contiennent de la dickite.

En résumé, les cortèges argileux des deux formations sont peu différents. La vermiculite plus abondante et dont les teneurs augmentent vers le sommet dans la Formation d'Hydrequent ainsi que la présence de faibles proportions de kaolinite dans les argiles brunes constituent les seules différences notables entre les deux formations.



Légende:

- | | | |
|--|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> ≡ laminations sub-planes ~ rides symétriques de vague ~ rides de courant ~ litage oblique en mamelon (HCS) ~ litage très faiblement oblique ~ flute mark ~ load mark ~ sillon d'érosion (gouttière) ~ contact érosif ~ terrier vertical ~ terrier horizontal | <ul style="list-style-type: none"> bioturbation i intense m modérée ? lacune d'observation argile argile noduleuse (compaction) silt grès dolomie oolithes ferrugineuses et dents de poissons | <p>terrigené:</p> <ul style="list-style-type: none"> Sh shale Si siltstone Sd sandstone <p>carbonaté:</p> <ul style="list-style-type: none"> Ms mudstone Ws wackestone Ps packstone |
|--|---|---|

Fig. 11. — Colonne lithostratigraphique de la formation d'Hydrequent (Frasnien supérieur-Famennien).
Lithostratigraphic column of the Hydrequent formation (Late Frasnian-Famennian).

2) Discussion

a) *Rôle de la lithologie.*

Dans les niveaux gréseux et carbonatés, la kaolinite est très abondante. Des observations au microscope électronique à balayage montrent qu'elle est localisée dans les pores de la roche et qu'elle se présente sous forme de

petites plaquettes hexagonales disposées en éventail (Lefrançois, 1991). Ceci indique que la kaolinite est néoformée (Wilson & Pittman, 1977; Kisch, 1983). Une transformation de l'illite (et/ou de la chlorite) en kaolinite peut être envisagée car une simple néoformation devrait conduire à une diminution relative semblable des autres espèces minérales (Millot et Kulbicki *in* Millot, 1964).

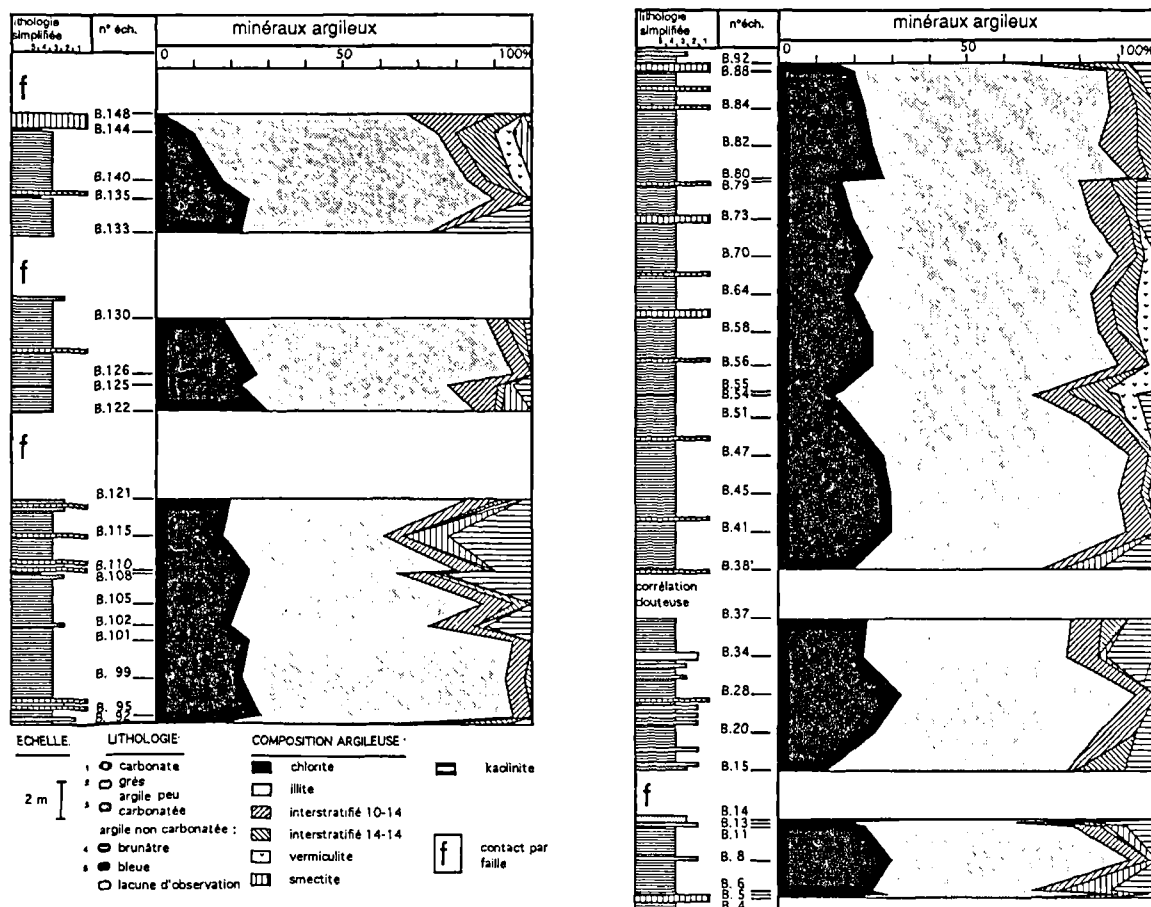


Fig. 12. — Minéralogie des argiles du terme b du Membre de Cambresèque.
Clay mineralogy of the term b of the Cambresèque member.

b) Rôle de l'enfouissement :

Les cortèges minéralogiques dominés par l'illite et la chlorite bien cristallisées suggèrent l'influence d'une diagenèse d'enfouissement. Celle-ci s'exprime également par la rareté des minéraux gonflants, la diversité des interstratifiés irréguliers et par le relais de la vermiculite par la chlorite du haut vers le bas de la Formation d'Hydrequent (Chilingar et Larsen, 1983). L'analyse par pyrolyse Rock-Eval de deux échantillons riches en matière organique, l'un situé au sommet de la Formation de Blacourt, l'autre à la base de la Formation de Beaulieu confirme la forte évolution du sédiment. Les Tmax atteignent 453°C (tableau 1), ce qui indique un enfouissement minimum de 2000m (en considérant un gradient géothermique normal et en excluant l'influence tectonique sur l'état d'évolution de cette matière organique). L'origine de la matière organique (m.o.) ne peut être déterminée avec les diagrammes du type "Van Krevelen" en raison de sa trop grande maturité. Quelle que soit cette origine, l'enfouissement subi ne peut être inférieur à 2000 m. En effet, replacés dans des diagrammes généraux de la profondeur en fonction du Tmax, on obtient pour une m.o. de type I un enfouissement de plus de 6000 m (Tissot *et al.*, 1978); pour une m.o. de type II plus de 2600 m (Tissot *et al.*, 1971); pour une m.o. de type III entre 2100 et 2500 m d'enfouissement (Albrecht *et al.*, 1976).

Les terrains sédimentaires situés au dessus de la Formation d'Hydrequent comprennent les formations d'âge Carbonifère (environ 700 m) les couches jurassiques (400 m) et le Crétacé (250 m). L'enfouissement sédimentaire total est donc voisin de 1500 m ce qui paraît insuffisant pour expliquer la maturité de la m.o. et les assemblages argileux dominés par l'illite et la chlorite.

En revanche l'étude structurale de ce secteur du massif paléozoïque de Ferques montre que le système en écaillés superposées suggère un recouvrement tectonique des terrains primaires de l'ordre de 2000 m. Il semble donc que l'influence diagénétique révélée par l'étude combinée des argiles et de la matière organique résulte davantage de la structuration du massif paléozoïque de Ferques que d'un enfouissement sédimentaire simple.

c) Rôle de l'héritage :

Le rôle des influences détritiques sur la constitution des cortèges minéralogiques n'apparaît pas clairement en raison des empreintes diagénétiques diverses décrites ci-dessus. La kaolinite présente dans les argiles brunes du sommet de la Formation d'Hydrequent a vraisemblablement une origine détritique. Sa présence s'accorde avec le caractère régressif du sommet de cette formation. Il est

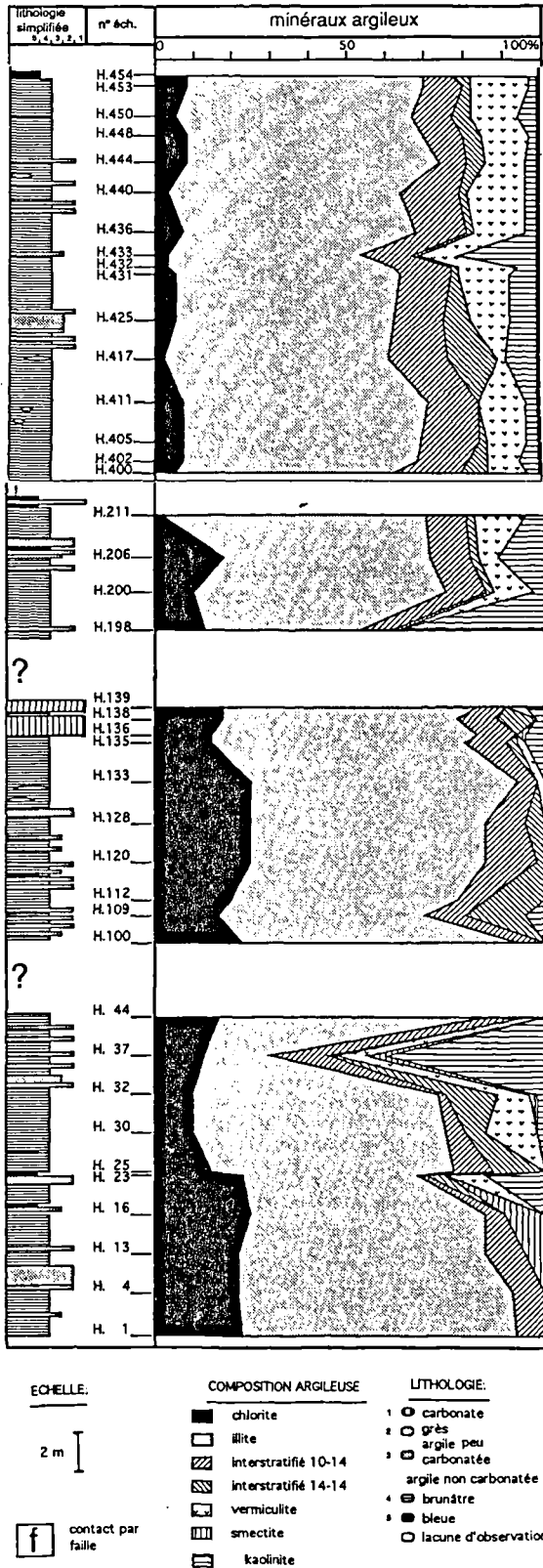


Fig. 13. — Minéralogie des argiles de la Formation d'Hydrequent.

Clay mineralogy of the Hydrequent formation.

également vraisemblable qu'une partie des illites et chlorites soit d'origine détritique. Ces minéraux

	Tmax	C.O.T.	I.H.	I.O.
unités	°C	%	mg/g	mg/g
B.0.	453	1,5	115	14
B.5.	453	4,5	165	5

Tableau I. — Principaux résultats de l'analyse de la matière organique par pyrolyse Rock Eval.

Table 1. — Main characteristic of the organic matter analysed by Rock Eval pyrolysis.

proviendraient de l'érosion d'un massif cristallin tel que le Massif du Brabant. La présence de tourmaline et de zircon reconnus au cours de l'observation microscopique des bancs silteux et silto-gréseux corrobore cette hypothèse.

VI. — CONCLUSION

L'analyse structurale a montré que les affleurements de la voie ferrée Caffiers-Ferques et de l'ancienne carrière de la briqueterie de Beaulieu présentent des caractères d'allochtonie dont le degré reste à préciser. L'agencement structural des séries suggère un enfouissement tectonique important. L'analyse des faciès conduit à situer les dépôts dans l'offshore supérieur pour l'ensemble des deux séries étudiées en raison de l'importance des dépôts argileux entre les minces bancs ± lenticulaires silteux, carbonatés ou silto-gréseux mis en place par les tempêtes.

L'analyse de la fraction argileuse et de la matière organique suggère l'influence marquée de plusieurs événements diagénétiques liés à un enfouissement minimal de 2100 m. Cet enfouissement ne peut être que tectonique. Les néoformations argileuses sont liées aux circulations de fluide dans les roches poreuses et aux voisinages de contacts anormaux.

Remerciements: Nous tenons à remercier particulièrement Mlle Denise Brice et M. Bruno Mistiaen qui nous ont guidé sur le terrain et fait part de leurs connaissances du Dévonien du Boulonnais.

BIBLIOGRAPHIE

- AIGNER T. & FUTTERER E. (1978).- Kolk-Töpfe und Rinnen (potand gutter casts) im Muschelkalk. Anzeiger für Wattenmeer ? - *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, vol. 156, p. 285-304
- ALBRECHT P., VANDENBROUCKE M. & MANDENQUE M. (1976).- Geochemical studies on the organic matter from the Douala Basin (Cameroon). I. Evolution of the extractable organic matter and the formation of petroleum.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 40, p.791-799
- BIRKENMAJER K. (1979).- Channelling and orientation of rugose corals in shallow-marine lower Permian of south Spitsbergen - *Studia Geologica Polonica*, LX, p. 45-56
- BONTE A. (1971).- Marquise - HATRIVAL J.N.: coordinateur - *Carte géologique détaillée de la France* - I.G.N. (Eds) - 1 carte.
- BRENCHLEY P.J. & NEWALL G. (1982).- Storm influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England.- *J. Sed. Pet.*, vol. 52, p. 1257-1269
- BRENCHLEY P.J. (1985).- Storm influenced sandstone beds.- Gordon and Breach Science Publishers, U.K., *Modern Geology*, vol. 9, p. 369-396
- BRENCHLEY P.J. (1989).- Storm sedimentation, *Geology Today*, p. 133-137
- BRENCHLEY P.J., ROMANO M. & GUTIÉRREZ-MARCO J.C. (1986).- Proximal and distal Hummocky cross stratified facies on a wide ordovician shelf in Iberia. In: "Shelf sands and sandstones", *Can. Soc. Pet. Geologists*, Knight and McLean (Eds), Memoir II, p. 241-255
- BRICE D., COLBEAUX J.P., MISTIAEN B. & ROHART J.CL. (1979).- Les formations dévoniennes de Ferques (Bas-Boulonnais, France). *Ibid*, 98: p.307-325
- BRICE D. (coord.) (1988).- Le Dévonien de Ferques. Bas Boulonnais.- D.Brice (Ed), collection "Biostratigraphie du paléozoïque", 522p.
- BRIDGES P.H. (1972).- The significance of tool marks on a silurian erosional furrow - *Geol. Mag.*, vol. 109, p. 405-410
- CIBAJ I. (1991).- Application of a modified peel-section technique to the study of siliciclastic rocks.- *Geologie en Mijnbouw*, 70, p. 235-241
- GREENSMITH J.T., RAWSON P.F. & SHALABY S.E. (1980).- An association of minor fining upward cycles and aligned gutter marks in the middle Lias (lower Jurassic) of the Yorkshire coast - *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, vol. 42, p. 525-538
- GUILLOCHEAU F. (1983).- Les dépôts de tempêtes. Thèse doct., inédite, Univ. Bretagne Occidentale, 223 p.
- GUILLOCHEAU F. & HOFFERT M. (1988).- Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme: le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, Sér.II, p. 1909-1916.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. & WALKER R.G. (1975).- Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences.- S.E.P.M. Short course n°2, U.S.A., 161p.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B. & WALKER R.G. (1982).- Structures and sequences in clastic rocks.- S.E.P.M. Short course n°9, U.S.A., 249p.
- HOLTZAPFFEL T. (1985).- Les minéraux argileux.- S.G.N., Publi. n°12, 136p.
- INOUE A., BOUCHET A., VELDE B. & MEUNIER A. (1989).- Convenient technique for estimating smectite layer percentage in randomly interstratified illite / smectite minerals - *Clays and clay minerals*, vol. 37, n°3, p. 227-234
- KISCH H.J. (1983).- Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks.- *Dev. sedimentology* 25 B, G.Larsen & G.V.Chilingar (Eds), Elsevier, p. 289-495
- LEFRANÇOIS A. (1990).- Cartographie dans les séries du Frasnien-Famennien du secteur de Reugnies à Beaumont (Auge dinantaise-Avesnois).- Mémoire de Maîtrise, inédit, Univ. Lille-I, 26p., 10 annexes & 1 carte.
- LEFRANÇOIS A. (1991).- Sédimentologie, minéralogie des argiles et structures des formations de Beaulieu et d'Hydrequent (Dévonien du Boulonnais).- Mémoire D.E.A., inédit, Univ. Paris XI (Orsay), 69p. & 2 annexes.
- MILLOT G. (1964).- Géologie des argiles.- Masson, 499p.
- MORRITT R.F.C. (1979).- Structural analysis of paleozoic rocks near Taralga in "Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics" - G.J.Borradaile, M.B.Baily & C.Mc.A.Powell (Eds), Springer & Verlag, Berlin, p. 46-49
- TISSOT B., CALIFET-DEBYSER Y., DEROO G. & OUDIN JL. (1971).- Origin and evolution of hydrocarbons in Early Toarcian Shales, Paris Basin, France.- *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 55, p. 2177-2193
- TISSOT B., DEROO G. & HOODS A. (1978).- Geochemical study of the Uinta Basin: formation of petroleum from the Green River Formation.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 42, p. 1469-1485
- WHITAKER J.H. MC. D. (1973).- "Gutter casts", a new name for scour and fill structures ; with examples from the Llandoveryan of Ringerike and Malmöya, southern Norway - *Norsk Geol. Tidsskr.*, vol. 53, p. 403-417
- WILSON M.D. ET PITTMAN E.D. (1977).- Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis.- *J. Sed. Pet.*, vol. 47/1, p. 3-31

AGE AND MEGAFACIES SEDIMENTARY ENVIRONMENTS OF SHIPU LIMESTONE IN XIANGSHAN COUNTY, ZHEJIANG (CHINA)

Age et environnements sédimentaires du calcaire de Shipu dans le comté de Xiangshan, Zhejiang

CHEN Qishi (*) and YE Xiaodan (*)

(Plate V)

Abstract. — According to paleontological information (Gastropods, Ostracods, Diatoms, Calcareous microfossils, Serpulids, Stromatolites and Spores and pollen grains), isotopic dating and geochemistry etc., it is considered that the Shipu Limestone (East Zhejiang) is of Mesozoic age and probably early Cretaceous. Lithologically it corresponds to the early Cretaceous Tiantai Group of Zhejiang.

These marine-continent transitional facies strata are clearly distinguished for the first time in the Jurassic-Cretaceous volcanic sedimentary rock series in the Southeast China. Its megafacies environment was frequently influenced by seawater. It probably belongs to the alluvial fan delta subfacies and tide zonebay-lagoon subfacies in marine-to-land transitional environment.

It is also the first time that the presence of a reefoid limestone block mass, composed of tube-like fossils of Serpulids and stromatolites is demonstrated in the Shipu Limestone strata. This reefoid limestone mass provides an important clue to look for oil-source beds and reefbody type reservoirs in Cretaceous period along the coastal area of Southeast China and in East China Sea. It also provides significant new material supporting the existence of ancient East China Sea. It will allow precisising the distribution of Cretaceous marine and marine-continent transitional facies strata under early Tertiary strata in Zhejiang-Fujian region and on the continental shelf of East China Sea, and will permit analyzing the Cretacic transgression in the whole area.

Résumé. — Compte tenu de l'information fournie par les données paléontologiques (Gastéropodes, Ostracodes, Diatomées, microfossiles calcaires, Serpulidés, Stromatolites, Spores et grains de pollen), par les datations isotopiques, les données géochimiques, etc., il apparaît que le Calcaire de Shipu (Est du Zhejiang) est d'âge mésozoïque, et probablement Crétacé inférieur. Au point de vue lithologique, il correspond au Groupe de Tiantai reconnu dans le Zhejiang, d'âge Crétacé inférieur.

Ces strates, à faciès de passage marin-continent, sont clairement mises en évidence pour la première fois dans les séries volcano-sédimentaires du Jurassique-Crétacé dans le Sud Est de la Chine. Le faciès global indique un environnement fréquemment influencé par les eaux marines. Pris en détail les faciès précisent que l'on est dans un domaine de transtion entre un fan delta alluvial et un lagon d'arrière barrière.

C'est aussi la première fois que la présence d'un ensemble calcaire de type récifal, constitué de tubes du type Serpulidés et de Stromatolites, est mise en évidence dans les strates du Calcaire de Shipu. Cette masse calcaire récifale constitue un guide important pour la reconnaissance des roches mères et des réservoirs d'hydrocarbures dans le Crétacé des zones côtières du Sud Est de la Chine et dans la Mer de Chine orientale. Cette découverte apporte également de nouvelles données significatives supportant l'existence d'une ancienne Mer de Chine orientale. Elle permettra de préciser la distribution des faciès marins et de transition mer-continent d'âge Crétacé, sous les strates du Tertiaire ancien dans l'aire Zhejiang-Fujian et sur le plateau continental de la Mer de Chine orientale. Elle permettra également d'analyser la transgression crétacée sur l'ensemble de la région.

I. — INTRODUCTION

Shipu Limestone spreads from Shatangwan, 3 km northwest of Shipu town, through the beach of Pinyan to Luobushan islet in Xiangshan county of Zhejiang, where its crop covers less than 1 km² (fig. 1).

Shipu Limestone has been controverted about its age

and lithofacies since it was discovered in the 1950's. The following proposals have been propounded :

1) Early Late Palaeozoic (D-C), which may imprint Silurian (Structure study Group of Institute of Geology of CAGS, 1976) ;

2) Late Palaeozoic (Cao Ruiji, 1969-1974 ; Zhejiang Brigade of Petroleum Geology, 1974)(**);

(*) Institute of Petroleum Geology, Zhejiang

(**) This opinion results from the fossils identified by Cao Ruiji (1969-1974).

Note présentée le 11 Mars 1992 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 13 Janvier 1993.

3) Mesozoic Cretaceous, and intracontinental lacustrine (Chen Qishi and Ju Tianyin *et al.*, 1961(*); Zhejiang Brigade of Petroleum Geology, 1980)**);

4) Cenozoic Eocene, and paralic (Fu, 1984).

It is therefore greatly significant to define the age and lithofacies of Shipu Limestone for the study of coastal geologic structures and analysis of Mesozoic volcano-sedimentary rock series in southeast China as well as for the basement of East China Sea shelf. It is also important for further exploration of hydrocarbons and mineral resources in these areas.

The discovery in 1983 by Chen Qishi of a complete Gastropod fossil in lithologic section (Pl. V, fig. 18 [Arrow]) provides a new information for further dating of Shipu Limestone. Another inspiring result was also obtained by the Zhejiang Institute of Petroleum Geology. A deep investigation was made on Shipu Limestone to resolve this key problem during study of hydrocarbon evaluation of Mesozoic and Cenozoic basins in Zhejiang-Fujian from 1985-1987. The results about the age and megafacies environment of Shipu Limestone will be hereafter discussed.

II. — REGIONAL GEOLOGICAL SETTING

Shipu limestone, facing the sea on the east, is surrounded by pyroclastic rocks of Lower Cretaceous Tiantai Group and granite intrusion body (fig. 2). Lithological characters of Shipu limestone: lower part consisting of tuffaceous conglomerates, sand-gravel rocks, grits interbedded with crystalloclastic and vitric tuffs and some siltstones; the top of this part is composed of thin-bedded siliceous mudstones and silty mudstones. The horizontal microstratification is dense in this strata; upper part consisting of four different sizes of sedimentary cycles, made up of tuffaceous sandstones, sandgravel rocks, sandstones, siltstones, thin-bedded siliceous mudstones and limestones. This limestone shows middle-thick or reef masses spread along the strata. The reef mass limestone contains many stromatolites and tube-like fossils.

The strata of Shipu limestone lies to the active continental margin of West Pacific Ocean. It belongs to the belt of magmatic activity in Yanshan episode. It can be divided into several stages with different kinds of veins, such as felsite-porphyrries (Early stage) intruded by quartz-porphyrries and rhyolites (middle stage), the quartz-porphyrries crosscut by diabase veins (late stage).

III. — DISCUSSION ON AGE

1) Animal and Plant fossils

a) Stromatolites

Abundant stromatolites exist in Shipu Limestone. According to the examination by Cao (1987), there are

Pseudogymnosolenaceae stromatolites (Pl. V, fig. 7-8) and Strato-Columnar stromatolites (Pl. V, fig. 9). The former are widespread in Pre-Cambrian strata from northern China but their distribution and geologic background for younger strata are not clear. The latter are common in Mesozoic and Cenozoic strata. Cao (1987) reported that there is a similarity between stratiform to strato-columnar stromatolites from Early Cretaceous Qinshankou Formation in Songliao Basin and strato-columnar stromatolites from Shipu Limestone in Xiangshan of Zhejiang.

b) Tube-like fossils (*Serpulidae*)

They are also abundant in Shipu Limestone. *Acerrotrupa* sp. (Pl. V, fig. 1-2, 18) and *Sinoditrupe* sp. (Pl. V, fig. 3-4, 19) were supplied by Fu (1984). These genera were discovered mainly in the 2nd Formation Early Eocene Funing Group (Jiangsu). Numerous reports from China and all-over the world have shown that this kind of fossils are common in Tertiary. They have been reported from Buxin Formation in Sanshui Basin (Guangdong), Xialiushi Formation in Hengyang Basin and Yuanjiang Group in Yuanjiang Say (Hunan), Bianqiao Group and Sahejie Formation in Jiyang Say (Shandong) and Qimugen Formation (Xinjiang) domestically, as well as from Tertiary strata in Vicentin Basin (Italy), Wien Basin (Austria), Paris Basin (France), London Basin (England), northern part of Germany and Eastern Europe (Yu and Wang, 1981 and 1983). However, *Serpulidae* tube-like fossils were not clearly documented from Early Cretaceous. An important progress was made in 1980. Tube-like fossils of *Serpulidae* were discovered from Guanton Formation at Suqin in Xinchang county (Pl. V, fig. 5-6) (data from ZBOPG, 1980)(***). Chen Xueshi and Xu Beimei (1986)(****) demonstrated that these fossils are similar to those from Shipu Limestone, and they both occur in reefoid siliceous marl. The reefoid siliceous marl overlays Chaochuan Formation containing early Cretaceous Gastropoda, such as *Lioplacodes* aff. *cholnokyi*, *Campeloam tani*, *Viviparus onogoensis*, *V. keisyoensis* and *Bilhyina nakutoensis*. It is conformable with lower member of Guantou Fm. containing early Cretaceous bivalves: *Plicatounio* (*P.*) *multiplicatus* and early Cretaceous plant fossils: *Ruffordia goepperti*, *Onychiopsis* cf. *elongata*, *Zamiophyllum buchianum*, *Brachyphyllum obesum*, *B.* cf. *manillare*, *Sphenolepis* sp., *Pseudofrenelopsis papillosa* etc.. Thus, the tube-like fossils may both range in age from early Cretaceous to Eogene. Consequently the age of Shipu Limestone may likely be Cretaceous rather than Eogene, and this will be supported by results of isotopic dating mentioned below.

c) Diatoms

Only one species of diatom was examined with SEM. Yang (1986)(****) identified it as *Rhaphoneis* cf. *surirella* (Zbr.) (Pl. V, fig. 16-17). It has little stratigraphic implication due to its marine occurrence in modern coast. However, as a fossil, the earliest time record on diatom was Cretaceous (Haq, 1980; Brasjer, 1980) and Jurassic (?). Hence, this discovery indicates that the age of Shipu Limestone is not earlier than Mesozoic.

(*)Report of geologic examination from Shipu-Loubushan Island, in Xiangshan county of Zhejiang Province.

(**)Zhejiang Brigade of Petroleum Geology, 1980. Zhejiang Petroleum Geology, No. 2.

(***)Zhejiang Brigade of Petroleum Geology (ZBOPG), 1980, Zhejiang Petroleum Geology, 1980, NO 2.

(****)Lithologic thin section material identified by Chen Xueshi and Xu Beimei.

(*****)Fossil material identified by Yang Jingrong.

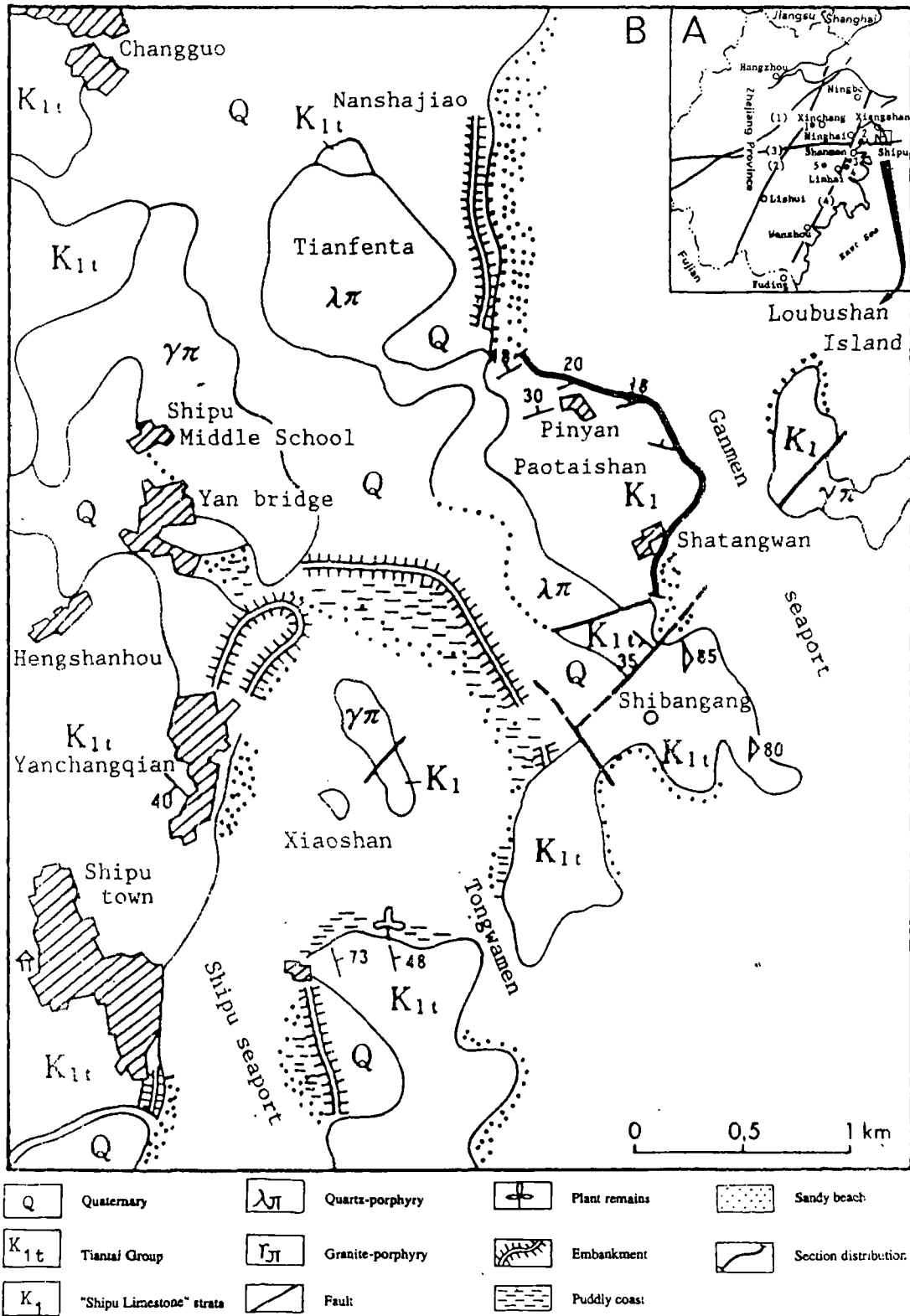


Fig. 1. — A : Distribution of observational localities in Zhejiang province (China) ;
 B : Location of Shipu Limestone on a geological sketched map.

(1) Shaoxing-Jiangshan deep fracture ; (2) Lishui-Zhenghe deep fracture ; (3) Yanglin-Shipu fault ; (4) Zhenhai-Wenzhou fault ; 1. Suqin in Xinchang county ; 2. Nanwan in Ninghai county ; 3. Lijin in Shanmen county ; 4. Longzhushan in Linhai county ; 5. Xiaoling in Linhai county.

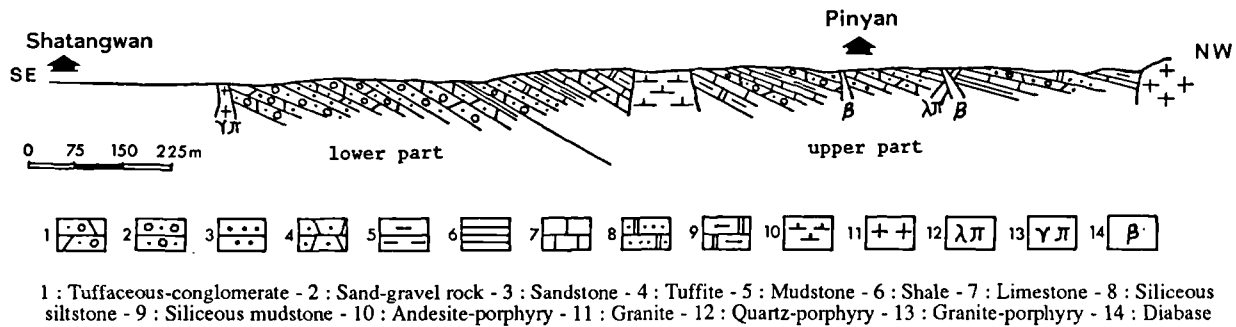


Fig. 2. — Measured profile of Shipu limestone from Shatangwan-Pinyan in Shipu town of Xiangshan county, Zhejiang.

d) *Calcareous microfossils*

There were observed only with SEM and suspected to be Coccolithophorida (Pl. V, fig. 20-21) under a configuration which occurred as early as Early Jurassic and was fully flourishing in Cretaceous-Tertiary. It is commonly believed that calcareous nannoplanktons are Mesozoic though later studies have demonstrated that they are also present in Carboniferous-Permian and even in Devonian strata from south China (Hou and Tian *et al.*, 1983). Thus, this information is more or less significant to date Shipu Limestone.

e) *Ostracoda*

There are four horizons of Shipu Limestone yielding ostracoda. Analysis cannot be done owing to strong silification of the rock. A few ostracods were obtained occasionally and identified as *Darwinula* sp. (Kang Yuyi and Zhong Xiaochun, 1986)* (Pl. V, fig. 15). Unfortunately they have a too long existence in geological time (from Ordovician ? late Carboniferous to present) for biostratigraphic purpose.

f) *Gastropoda*

Gastropoda from Shipu Limestone were identified to be Neritopsidae (Pl. V, fig. 10-11), *Ammicola* ? sp. (Pl. V, fig. 13-14) and Bitynidae (Pl. V, fig. 12) by Yu Wen, Pan Huazhang and Gu Heling 1986(*). These taxa extend from Triassic to Cretaceous. Although they are poorly preserved and unlikely to be classified into genus or species, it is certain that they are not Palaeozoic.

g) *Spores and pollen grains*

Analysed by the Geological Department of Beijing University (1986) and identified by Wang Hianceng (1986), the palynological assemblage is dominated by *Abiespollenites*, *Cedripites*, *Tsugaepollenites*, *Piceapollenites* and *Laricoidites* with *Pterisporites* and *Polypodiaceasporites*. No angiosperm pollens were observed. Most of Gymnosperm are high-cold genera. Despite the fact that it was not possible to give a precise age to this assemblage, it is clearly post-Palaeozoic.

The information carried by animal and plant fossils mentioned above allows us to conclude that the age of Shipu Limestone is very likely Mesozoic (and more precisely probably Jurassic-Cretaceous), rather than Palaeozoic.

2) *Isotopic dating*

Isotopic dating by K-Ar and Rb-Sr methods has shown that varied isotopic values of veins inserted in Shipu Limestone range among 73 Ma (sillite), 86 Ma (diabase), 91 Ma (quartz-felsite), 93 Ma (quartz-felsite), 96 Ma (granite-porphiry), 98 Ma (rhyolite), 103 Ma (rhyolite) and 113 Ma (felsite-porphiry). It indicates that the age of Shipu Limestone is at least earlier than late Cretaceous and cannot be Eogene. We determined isotopic dating of the ignimbrites in Tiantai Group to be 114 Ma besides these. The age of Shipu limestone is the same with that of Tiantai Group.

3) *Regional geology*

The regional geological survey and the field investigation have revealed that the volcanico-sedimentary rock series interbedded with limestone (or marl), which occur at Lijin in Shanmen county, Longzhushan in Linhai county, Nanwan in Ninghai county etc., is the same horizon as Shipu Limestone. We collected a large number of Gastropoda, Bivalvia and Ostracoda fossils at Lijin and Nanwan. Being identified by the Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, these fossils include : *Brotiopsis* sp., *Lioplaeades* sp., *Melanoides* sp., *Nakamuraia* sp. and *Sphaerium* sp. The first one mentioned is the index of Middle-Late Early Cretaceous strata in East Asia and China, and others are also common in Early Cretaceous strata. There, the age of the strata containing these fossils is undoubtedly Early Cretaceous. Moreover it can be noticed that the strata at Nanwan are quite similar to Shipu Limestone in lithologic association. These strata are situated to the West of Shipu Limestone and both lie on the Yanglin-Shipu fault belt.

In conclusion, all the above data prove that the age of Shipu Limestone is clearly Mesozoic, and more probably Early Cretaceous. The unit might correspond to Tiantai Group (Lower Cretaceous).

(*)Fossil materials identified by Kang Yuyi and Zhong Xiaochun, Yu Wen, Pan Huazhang and Gu Heling.

IV. — ENVIRONMENTAL SETTING

Two main explanations about the environment of Shipu Limestone megafacies have been proposed for a long time : the lacustrine versus the paralic. It is worth examining what is afforded on this point by the newly reported data.

1) Paleontology

The ecological type of the fossils from Shipu Limestone falls into the following possibilities : (a) continental, including Gastropoda, Ostracoda and spores and pollen grains ; (b) marine-paralic, including Serpulidae, Diatom and Stromatolite and (c) marine, including ultraplankton-Coccolituus (?). The latter two possibilities are more largely analysed below. A brief comment will be given here on the first kind of possible environment, based mainly on the palynological assemblage. The Gymnosperm pollen-grains predominate in the assemblage, specially with high-cold conifer types. For example, *Abies* grows on the high mountain regions above 1500 m ; *Picea*, *Tsuga* and *Larix* spread out in mountainous areas above 1000 m. Besides, there are a number of *Cedrus* and fern spores (*Pterisporites* and *Polypodiaceasporites*), reflecting subtropic conditions. Therefore, the assemblage displays features of subtropic high-mountain conifer forests and indicates that there were high-mountains and hills around Shipu at that time (Early Cretaceous).

a) The tube-like fossils of Serpulidae

Acerotrupa and *Sinoditrupa*, belonging to Serpulidae of Polychaete (Polychaeta Sedentaria), Annelida, exist in limestone and marls of Shipu Limestone.

Biologists Wu and Chen (1963), Zhang, Zhang and Wu (1963) mentioned that Serpulidae mainly live in seas. In China they live in littoral zones, lagoons, river mouths and estuaries linking with seas. Having studied their sedimentary environment and palaeogeography, palaeontologists and geologists, such as Yu and Wang (1981, 1983), Yan *et al.* (1979), Tang *et al.* (1979), and Li and Jiang (1986) also interpreted that the global geographical distribution of Serpulidae fossils (and their associated fossils) in term of marine, brackish-water estuaries, river mouths or some environment affected by sea water.

According to the ecological environment of Serpulidae, we may infer that Shipu Limestone is a depositional product of the littoral-sublittoral zones or ancient estuaries where the environment was greatly affected by sea water.

b) Stromatolites

A large quantity of stromatolites (including oncolites) exists in Shipu Limestone strata. According to the study of Longan (1964) and Hoffman (1976) who researched the modern stromatolites, we suggest that the environments forming stromatolites were limited to a littoral zone and a sublittoral zone.

In the last years, a considerable progress has been made in the study of stromatolite fossils in China. For example, Liang *et al.* (1984) studied stromatolite Pseudogymnosolenaceae from Precambrian carbonate rocks. They suggested that the fossils are common in

noncirculating perched zone or low-current zone, mostly in the deeper water of sublittoral zone. We cannot exclude the possibility of occurrence in the off-shore supralittoral or littoral zones. Cao (1987) studied strato-columnar stromatolites from Qinshankou Formation in Songliao Basin. Taking into account the Sr/Ca ratios, he suggested that there were passages between ancient lake-basin and sea, or that the ancient lake-basin suffered short-time incursions involving formation of stromatolites. We may infer that the environment of Shipu Limestone was roughly the same.

c) The kinds and numbers of marine fossils are quite few in Shipu Limestone.

Rhaphoneis cf. surirella (Zbr.) is a modern coastal marine taxon. Coccolithophorida (?) belong to eurymarine ultraplankton, from which only a few species live in both environments of fresh and brackish water. In addition, a questionable Foraminifera was found in a petrographic slide. Foraminifera used to be considered as the indicator of marine facies. However recent research shows that their significance as marine indicator might be doubtful, especially when genera and species of Foraminifera are very monotonous and deformed.

Based on afore-said ecological analysis, we now know that only small quantities of marine organisms were discovered in Shipu Limestone, but a big amount of dominant living things are related with sea water and intergrown with continental fossils. Consequently, the megafacies of Shipu Limestone should be included in paralic facies, at least as a depositional product continuously affected by sea water.

2) Division of facies by geochemistry

Geochemical indices are also significant for the recognition of sedimentary environment.

a) The content of trace elements and their ratios (Tab. I)

Tab. I shows that the content of element B has not attained the value of the marine index, but the content of element Sr has reached paralic to marine index, the content of element Ga has just or nearly attained to paralic index. Most of Sr/Ba ratios are in range of 0.46-0.61 (paralic index). Only a few get to > 1 (attain 9). Analysis of X-ray fluorescence spectrography shows that the Sr/Ba ratios in the limestone are > 1 (i.e. 12, 17 and 23) and attain the marine index.

b) Sedimentary phosphate method (Tab. II)

Content values of the component of phosphatic calcium may sensitively reflect the saltness of water. Based on analysis in practice work by Tongji University (Shanghai), the value from fresh water is 0.6 and that from marine deposits is 0.8-0.9. The value from Shipu Limestone strata ranges from 0.96 to 1 which corresponds to marine index. According to the standard index on the symposium of brackish water classification in Venice in 1958, the saltness is 5 ‰ for "Low salt water" environment and 5-10 ‰ for the environment of "Brackish water" (i.e., medium salt water environment). The saltness is one of the major characters distinguishing marine water from continental water. The former is commonly 35 ‰, and the latter is

Specimen	Lithology	Layers	Content of Microelements (ppm)								Elements ratio		Locality
			B	Sr	Ga	Cr	V	Ba	Sr/Ba	B/Ga			
ZMshi-1	mudstone		< 10	163	19.1	20.9	9.8	1194	0.14	0.52	Shipu, Xiangshan		
ZMshi-7-P2	mudstone	7	17	238.6	6.5		82.7	729.8	0.33	2.61			
-23-1	mudstone	23	11.6	661.0	12.5	35.5	96.6	1080	0.61	0.93			
-23-2	mudstone	23	< 10	1014	11.1	34.7	89.1	1695	0.61	0.90			
-32	mudstone	32	< 10	468	9.4	52.5	85.1	1012	0.46	1.06			
-33	mudstone	33	20.4	955	12.2	28.2	186	1510	0.63	1.67			
-39-P3	mudstone	39	25	718.1	3.9		77.4	2192.2	0.33	6.41			
-42	mudstone	42	11.8	2720	20.9	41.7	211	300	9.07	0.54			
*Zpf-809	Limestone	33		269				15	17.93				
-8011	Limestone	39		297				24	12.38				
-805	Limestone	Luobushan		116				35	23.20				
Nin-1mc.	mudstone	Nanwan	14.3	260	17.2			1230	0.21	0.83	Ninghai		
Shan-1mc.	mudstone	Lijin	15.1	460	16.0			1890	0.24	0.94	Shanmen		
Xin-1mc.	mudstone	Shuqin	32.4	665	3.1			525	1.27	10.45	Xinchang		
Lin-1mc.	mudstone		23.7	27.0	30.6			400	0.07	0.77	Xiaolin, Lin Hai		
-2mc.	mudstone	Linxia-cheng	35.5	444	25.1			477	0.94	1.41			
-3mc.	mudstone		< 10	88.4	28.2			796	0.11	0.35			
-4mc.	mudstone		< 10	11.9	11.9			280	0.11	0.84			

*Zpf-809, 8011, 805. Limestones analysed by X-ray fluorescence spectrograph.

Table I. — Table showing trace elements in Shipu Limestone to adjacent strata

generally lower than 0.5 % (5 ‰). By the saltness analysis we have learned that the formation water of Shipu Limestone has reached marine water in saltness.

volcanic rock. Correlation with values of the typical marine volcanic SM (Tab. III) implies $Na_2O > K_2O$ and $K_2O/Na_2O < 1$.

c) *Lithochemical data*

Section examination and lithochemical analysis have shown that the pyroclastic rock in the Shipu Limestone strata is dacitic volcanocrystal tuff (data from Shi and Liu, 1983). The data from them reveal 66.03 of SiO_2 , 16.55 of Al_2O_3 , 0.41 of Fe_2O_3 , 1.78 of FeO , 5.18 of Na_2O , 4.03 of K_2O . These values are between alkali-lime and calc-alkali series, and are deemed to be indication of island arc-type

The analysis data obtained from collection of volcanoclasts in Shipu Limestone are listed in Table IV. Although both of Na_2O and K_2O are rather approximating in content.

The above-mentioned unstability of geochemical indices reflects the unstability of the sedimentary environment of Shipu Limestone strata which might be paralic or coastal.

Specimens number	Corresponding $FePO_4$ gramme molecular number	Corresponding $CO_3(PO_4)_2$ gramme molecular number	Component of phosphatic calcium (Ca/Fe+Ca)	Saltness (S %)
ZMshi-1	0.18	6.27	0.97	34
ZM 17	0.15	0.105	0.45	12.7
ZMshi-23-1	0.60	13.07	0.96	33.0
-23-2	0.90	22.91	0.96	33.0
-32	0.18	17.10	0.99	35.0
-33	0.38	19.34	0.98	34.0
ZM 49	0.18	3.49	0.95	33.1
ZMshi-42	0.10	22.61	1.00	35.0
Nin-mc.1	0.06	6.06	0.99	35.0
Shan-mc.	0.05	42.77	1.00	35.0
Xin-mc.1	0.043	6.02	0.99	35.0
Lin-mc.1	1.02	0.48	0.32	8.8
-mc.2	1.55	0.47	0.23	5.4
-mc.3	1.58	0.10	0.06	0.0
-mc.4	0.56	0.15	0.21	4.6

Table II. — Table of sedimentation phosphate method (spm) saltness of Shipu Limestone strata and adjacent areas

Characters	Crystal tuff in "Shipu Limestone"	Marine volcanic rock
K_2O/N_2O	< 1	< 1
$FeO+Fe_2O_3/MgO$	lower	generally lower
Colour	green, darkgreen, greygreen, etc.	green, darkgreen by decomposition of marine water
Bedding structure	gentle	gentle
Intergrowth sedimentary facies	intergrowth of tuff with siliceous rock tightly ; and both transiting to connection ; siliceous rock with marine limestone, jasper and siliceous tuff	interbedded with marine rock, richly bearing siliceous sediments, e.g., jasper rock, siliceous rock and siliceous tuff

Table III

Specimen number	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O/Na ₂ O	FeO+Fe ₂ O ₃ /MgO
ZMshi-0-1	4.62	4.42	3.17	1.45	3.40	4.31	1.05	5.32
-17	2.45	2.22	0.86	0.94	1.01	2.77	1.10	4.04
-17-2	4.38	2.86	3.05	2.08	2.23	1.80	1.53	1.59
-31-P ₁	5.98	4.66	3.58	1.32	1.09	0.34	1.28	1.23
-36-P ₂	4.19	3.57	1.83	2.31	2.23	2.62	1.17	1.64
-40-P ₁	5.38	5.02	2.39	1.45	1.17	0.56	1.07	0.99
-44-P ₁	3.86	3.66	2.11	0.82	0.74	2.46	1.05	4.28

Table IV. — Component content and ratios of volcanoclasts in Shipu Limestone strata

d) *The ecological and geochemical environment of Paraclupea chetungensis*

In the 1970's, Zhang and Zhou (1977, 1978) pointed out that *Paraclupea* is a type of fossil fish related with marine water, because it was reported from marine strata in Xiaoling of Linhai, Ninghai (Zhejiang) and Anxi (Fujian). In other areas of the world, it was also mainly found in marine and littoral strata. It was thus tempting to test how sedimentary environments might be affected by sea water in coastal Zhejiang-Fujian deposits. We collected 4 rock samples containing trace elements and sedimentary phosphate in the layer that yield *Paraclupea* and the over and underlying layers in Xiaolin for geochemical analysis. The results (see Tabl. I and II) show that they are all of typical continental sedimentation except one sample. In the light of geographical distribution of double-armoured herrings in China, it might be a sort of migrating fish (Li, 1984). Xiaolin Basin was likely to be an epicontinental lake-basin connected with sea (but sea water could not have reached it), which is supported by continental fossils, such as a lot of plant fossils, abundant fresh water fish *Mesoclupea*, and *Estheria*, *Ostracoda* from the basin.

Production of *Paraclupea* in Ninghai has another implication: the component of phosphatic calcium (Ca/Fe+Ca) and saltness (S ‰) (see Tabl. I and II) indicate that it should be in marine environment. However, numerous continental animal fossils (Gastropoda, Bivalvia, *Ostracoda*, etc.) are reported from the basin. Thus the Ninghai Basin was probably an epeiric continental basin continuously affected by sea water during deposition.

Paraclupea is also reported from Anxi (Fujian). This area is likely to be in a similar environment as Ninghai Basin, but geochemical analysis is lacking.

e) *Tiantai Group in Lijin of Shanmen county* yields a lot of oncolites (Pl. V, fig. 22) and abundant Gastropoda fossils. The trace elements of Tiantai Group show that it is continental, while sedimentary phosphate is marine (see Tabl. I and II). Guantou Formation in Shuqin of Xinchang county contains reefoid limestone lumps of the tube-like *Serpulidae* fossils. The content of both trace elements and sedimentary phosphate in Guantou Formation have reached the level of marine sedimental environment, besides it

contains continental fossils Bivalvia, Gastropoda and abundant plant fossils. All this shows that sea water reached coastal areas of Zhejiang and Fujian Provinces during early Cretaceous. It can be inferred that ancient East China sea may have existed to the east of Zhejiang-Fujian seacoast (i.e. the present location of the East China Sea and Taiwan strait) during early Cretaceous.

V. — GEOLOGICAL SIGNIFICANCE OF SHIPU LIMESTONE

1. — Since the paper "Geological new knowledge of Xiangshan Shipu and Fujian coastal regions" was published in the 1970's by Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, the conclusion that the Shipu Limestone is late Palaeozoic has been extensively quoted by geotectonists. Both Li (1981) and Zhang (1981) recognized the coastal Zhejiang as being "Eugeosyncline deposition - Variscan geosyncline"; Li, Zhou and Wu (1982) also mentioned that Palaeozoic metamorphic rocks appear along the coastal areas of eastern Zhejiang. Shi and Liu (1983) considered these areas as a set of Palaeozoic sedimentary formations of eugeosyncline volcanoclastic-siliceous rocks in Palaeozoic. Liu (1986)(*) considered the Shipu Limestone to be a volcano-siliceous rocks series formed in late Palaeozoic, a eugeosyncline deposition, which was an allochthonous terrain drifting and collaged on the continental margin of East China Sea in late Mesozoic.

Now we can define the age of Shipu Limestone as Mesozoic (most probably Early Cretaceous), consequently it is impossible to regard Shipu Limestone as an allochthonous terrain and to classify the coastal areas of Zhejiang as a Variscan geosyncline. It is necessary to undertake new studies to evidence whether Variscan-Indo-Sinian geosyncline or Caledonian geosyncline exists, or if both exist, below the Jurassic-Cretaceous volcano-sedimentary series.

2. — It is the first record of paralic strata in the series of Jurassic-Cretaceous volcanic-sedimentary in Southeast China. In connection with the discoveries of Cretaceous Ammonoids from wells in Yulin-Peigan (Taiwan) and from Cretaceous paralic strata in Taiwan strait(**), it becomes

(*)Geological Society of Jiangsu Province, 1986. Bulletin Assoc. Geol.

(**)Zhejiang Institute of Petroleum Geology, 1985. Taiwan Petroleum Geology Newsletter. NO. 1.

highly significant to look for the presence of ancient East China Sea to analyse the distribution of paralic strata underneath the basement of East China Sea Shelf or Early Tertiary strata and to determine whether marine transgression occurred during Cretaceous along the Zhejiang-Fujian seacoast.

3. This new interpretation of Shipu Limestone is of prime importance for search of hydrocarbon. A great number of data available in literature have proved that on such a point the most favourable plays in Mesozoic-Cenozoic strata are : (a) paralic belt beside sea-coasts and lakes ; (b) sedimentary rocks containing tube-like fossils of Serpulidae of Polychaeta and reefbodies containing tube-like fossils of Serpulidae and algae (or other fossil remains). Shipu Limestone strata are paralic and contain abundant tube-like fossils of Serpulidae, which are composed with algae stromatolites or only

Pseudogymnosolenaceae stromatolites as reefoid limestone lumps. This will be helpful in the search for Oil-source rocks, Oil reservoirs reefbodies Serpulidae and paralic belts.

Based on the studies during recent years, Serpulidae appear to have lived commonly in littoral and sublittoral zones near coast. Thus the distribution of tube-like fossils will provide us some new data for determining the situation of the ancient marine coast during Cretaceous.

Acknowledgements : The authors are greatly thankful to Wei Min for translation of this paper from Chinese into English.

We are much indebted to Dr. D. Vachard (URA 1365, Lille) for his many helpful suggestions when reviewing the first draft of this paper and to Mme R. Netter (URA 1365, Lille) for typing the manuscript and all the tables.

Revisors : Chen Qishi and Zhao Guoxian.

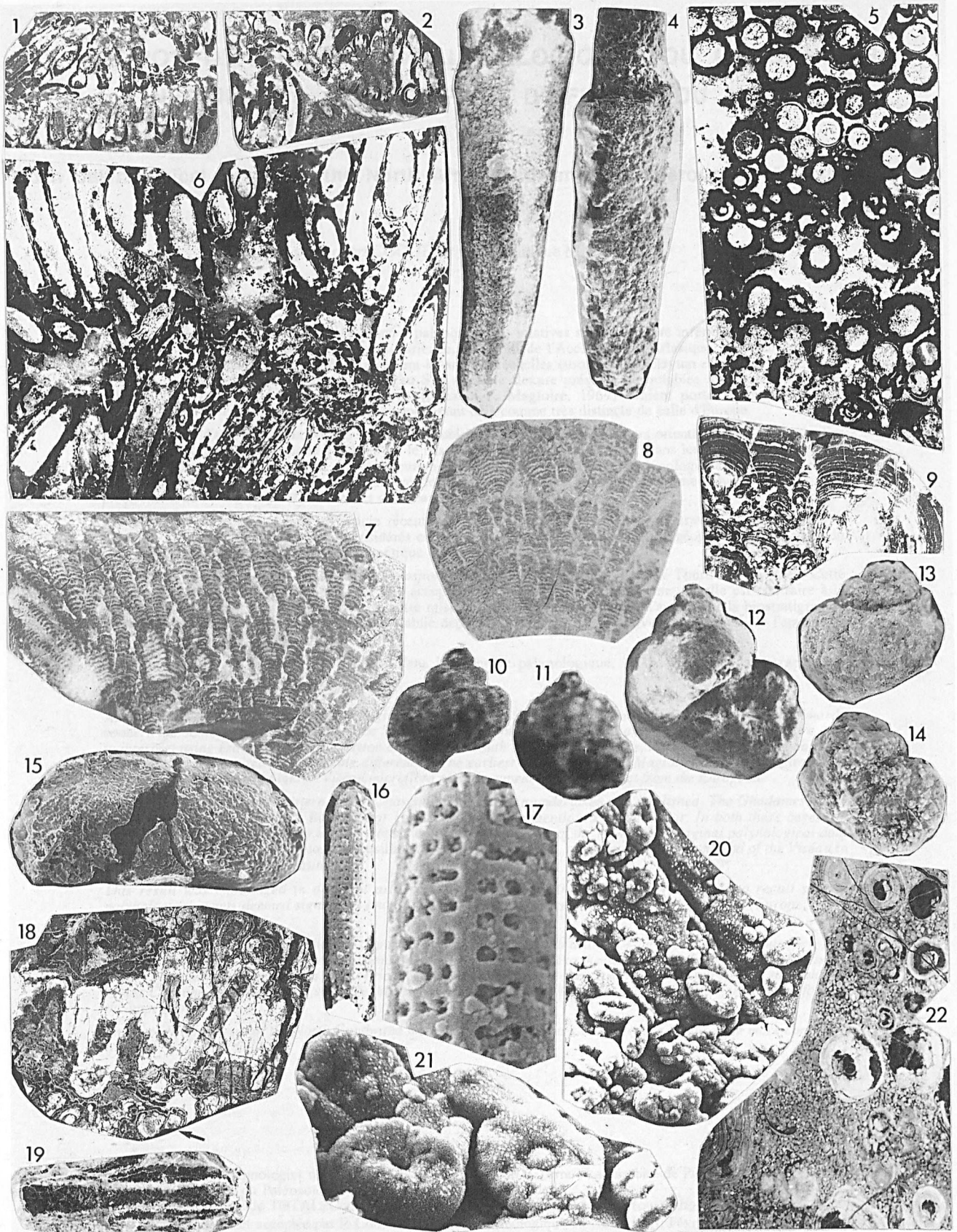
BIBLIOGRAPHY

- BRASJER, M.D., (1980). — Microfossils. [Translated by Hao Yichun *et al.*, 1986]. Geology Press.
- CAO Ruiji, (1987). — Environmental significance of Stromatolite from Cretaceous Qingshankou Formation in Songliao Basin, NE China. *Acta Palaeontologica Sinica*, 26(5).
- FU Sulei, (1984). — Age of the limestone near Shipu, Xiangshan, Zhejiang. *J. Stratigraphy*, 8(2).
- HAQ, B.U., (1980). — Calcareous nannoplankton. In B.U. Haq & A. Boersma, Introduction to marine micropalaeontology. Elsevier, New York.
- HOFFMAN, P.F., (1976). — Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, western Australia. In M.R. Walter, ed., Stromatolite. Elsevier, Amsterdam : 261-271.
- HOU Kui & TIAN Xingyou *et al.*, (1983). — The discovery of Devonian coccoliths in South China. *Scientia Geologica Sinica*, 4.
- LI Chunyu & ZHANG Zhimeng, (1981). — In Jiqin HUANG & Chunyu LI, The papers of geotectology in China and neighbour regions. Geology Press.
- LI Daoqi, (1984). — A discussion on the environment of large facies of Paleocene Taizhou and Funing Formations in the Northern Jiangsu Basin. *Acta Geologica Sinica*, 58(1).
- LI Luling, ZHOU Fuhong and WU Qida, (1982). — A primary study about the characteristic and origin of the deep structure of East China sea depression. *Marine Geology Research*, 2(1).
- LI Zhongmo & JIANG Zonglong, (1986). — Approach to the seawater entering passageway of Early Tertiary continental basins in Eastern China. Selected papers from 13th and 14th annual conventions of Palaeontological Society of China. *Anhui Science and Technology Publishing House*.
- LIANG Yuzuo, CAO Ruiji, ZHANG Luyi *et al.*, (1984). — Stromatolite Pseudogymnosolenaceae from upper Precambrian. *Geology Press*.
- LONGAN, B.W. *et al.*, (1964). — Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geol.*, 72 : 68-83.
- SHI Yangshen & LIU Shouhe, (1983). — A research on the basement structure of the Mesozoic volcanics in Zhejiang-Fujian Province coastal region. *Proc. 2nd Chinese Oceanological and Limnological Science Conf.*, Science Press.
- Structure Group, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, (1976). — The geological new knowledge of Xiangshan Shipu and Fujian Fuding coastal regions. *Research of Geology and Minerals*, 1.
- TANG Tianfu, XUE Yaosong, CHOU Yangkang, (1979). — Environment and stratigraphic significance of forming Early Tertiary biogenetic limestone in the coastal region, Eastern China. *The papers of Mesozoic and Cenozoic Red Layer, South China*. Science Press.
- WU Baoling, (1980). — Oil and tube-like fossils. *Marine Science*, 1.
- WU Baoling, CHEN Mu, (1963). — The initial report of researching the fresh water and brackish water. *Polychaeta of Annelia of China marine and Limnology*, 5(1).
- YAN Qinshang, ZHANG Goudong *et al.*, (1979). — Marine inundation and related sedimentary environment of Funing Group (Lower Palaeogene), in Jiangsu Plain. *Acta Geologica Sinica*, 53(1).
- YU Changmin and WANG Huiji, (1981). — Some tube-like fossils from Early Tertiary of northern Jiangsu. *Acta Palaeontologica Sinica*, 20(5).
- YU Changmin and WANG Huiji, (1983). — Polychaeta tube-like fossils. *Acta Palaeontologica Sinica*, 22(6).
- ZHANG Er, ZHANG Hanyin and WU Baoling, (1963). — Economic zoogeography Sinica - Polychaeta of Annelida. *Science Press*.
- ZHANG Miman & ZHOU Jiajian, (1977). — On late Mesozoic fossil fishes from Zhejiang Province, China. Institute of Vertebrate Palaeontology and Palaeoanthropology, Academia Sinica, Series A, Monograph, 12, Science Press.
- ZHANG Miman & ZHOU Jiajian, (1978). — On the fossil fishes in Mesozoic and Cenozoic oil-bearing strata from East China and their sedimentary environment. *Vertebrata Pan Asiatica*, 16(4).

EXPLANATION OF PLATE V (*)

- Fig. 1. — *Acerrotrupa* sp. Vertical tangential polished section.
Fig. 2. — *Acerrotrupa* sp. Transverse polished section.
Fig. 3. — *Sinoditrupa* sp. Cone like tube body.
Fig. 4. — *Sinoditrupa* sp. Cone like tube body.
Fig. 5. — *Sinoditrupa* sp. Transverse thin section, Gr.= x 2.
Fig. 6. — *Sinoditrupa* sp. Vertical tangential section, Gr.= x 2.
Fig. 7. — *Pseudogymnosolenaceae*. Vertical polished section.
Fig. 8. — *Pseudogymnosolenaceae*.
Fig. 9. — *Microstutiferma*.
Fig. 10. — *Neritopsidae*. Gr.= x 5.
Fig. 11. — *Neritopsidae*. Gr.= x 5.
Fig. 12. — *Bithynidae*. Gr.= x 7.
Fig. 13. — *Amnicola* sp. Gr.= x 5.
Fig. 14. — *Amnicola* sp. Gr.= x 5.
Fig. 15. — *Darwinula* sp. Gr.= x 5.
Fig. 16. — *Raphoneis* cf. *surirella* (Zbr.), SEM, Gr.= x 2500.
Fig. 17. — *Raphoneis* cf. *surirella* (Zbr.), SEM, Gr.= x 10000.
Fig. 18. — *Serpulinae*. Vertical section, Gr.= x 2.
Fig. 19. — *Serpulinae*. Thin section, Gr.= x 3.
Fig. 20. — *Coccolithophorida*. SEM, Gr.= x 3100.
Fig. 21. — *Coccolithophorida*. SEM, Gr.= x 6500.
Fig. 22. — Bioclastic, oncolitic oolitic limestone.

(*) Collections : Zhejiang Institute of Petroleum Geology.



A PROPOS D'ÉVÉNEMENTS PALYNOLOGIQUES DU CARBONIFÈRE INFÉRIEUR (= MISSISSIPIEN) D'AFRIQUE DU NORD

On palynological events in the North African Lower Carboniferous (= Mississippian)

par Robert COQUEL(*) et Dominique MASSA(**)

RESUME. — En Afrique du Nord, les données palynologiques relatives au Carbonifère inférieur (= Mississippien) concernent essentiellement la plate-forme saharienne. Au Nord de l'Accident Sud Atlasique, seuls des résultats partiels ont été publiés. Ils s'interprètent aisément à partir des échelles européennes (Clayton *et al.*, 1977). Le vaste domaine de la plate-forme saharienne situé au Sud de cette flexure présente de notables différences avec ces échelles de références. Les premiers travaux (Lanzoni & Magloire, 1969) avaient porté sur le Grand Erg occidental d'Algérie. La microflore viséenne apparaissait déjà comme très distincte de celle d'Europe.

Ultérieurement d'autres travaux ont été entrepris et publiés. Ils concernaient le Sahara oriental. Citons en particulier le bassin de Rhadamès (Massa *et al.*, 1980) et le bassin d'Illizi (Attar *et al.*, 1980). Dans les deux cas, un contrôle biostratigraphique rigoureux avait été antérieurement établi. Une des données palynologiques originales parmi beaucoup d'autres, soulignait l'arrivée tardive de *Lycospora pusilla* sur la plate-forme saharienne, soit plus précisément au sommet du Viséen dans les deux bassins de Rhadamès et d'Illizi.

Ce résultat a été contesté dans un article récent (Clayton *et al.*, 1990). L'objet de ce travail est l'évocation de plusieurs événements palynologiques considérés comme importants et de large extension géographique, au cours du Carbonifère (Europe, Afrique du Nord, Amérique du Nord).

Ces auteurs ont généralisé l'apparition de *Lycospora pusilla* au voisinage de la limite Tournaisien-Viséen. Cette conclusion est inexacte. Elle ne peut pas être acceptée pour la plate-forme saharienne car elle est contraire à la réalité de faits précis et publiés. Le but de notre mise au point consistera à mettre l'accent sur la biostratigraphie classique du Carbonifère inférieur saharien, établie depuis très longtemps. La preuve sera apportée de l'apparition tardive de cette forme au Viséen terminal.

Ainsi se trouve être à nouveau confirmée dans le domaine palynologique, la spécificité de la marge Nord-Gondwane durant le Carbonifère inférieur.

ABSTRACT. — *In North Africa, palynological data relating to the Lower Carboniferous (= Mississippian) primarily concern the Saharan platform. North of the South Atlas fault, only partial results have been published, which are easy to interpret using European scales (Clayton et al., 1977). South of this major flexure, the vast domain of the Saharan platform is characterized by noticeable differences. The earliest work (Lanzoni & Magloire, 1969) concentrated on the Great Western Erg in Algeria. Viséan microflora already appear as quite distinct from the European.*

*Other work, involving the Eastern Sahara, has subsequently been undertaken and published. The Ghadames Basin (Massa et al., 1980) and Illizi Basin (Attar et al., 1980) may be mentioned in particular. In both these cases, an accurate biostratigraphic survey had previously been carried out. One of the many other original palynological data pointed to the late arrival of *Lycospora pusilla* on the Saharan platform, or more precisely at the end of the Viséan in both the Ghadames and Illizi basins.*

This result was challenged in a recent article (Clayton et al., 1990), the object of which is to recall several palynological events deemed significant and of wide geographical extent, during the Carboniferous (Europe, North Africa, North America).

*These authors have generalized the first appearance of *Lycospora pusilla* near the Tournaisian-Viséan boundary. This conclusion is hardly the correct one. It cannot be accepted with respect to the Saharan platform as it contradicts the reality of definite published facts. Our review will aim at emphasizing the standard biostratigraphy of the Saharan Lower Carboniferous which has very long been established. Proof will be given of the late appearance of this form in the uppermost Viséan.*

The specific character of the North Gondwana margin during the Lower Carboniferous is thus once more confirmed in the palynological field.

(*) Université des Sciences et Technologies de Lille - U.F.R. des Sciences de la Terre - Laboratoire de Paléobotanique - URA CNRS 1365 : Paléontologie et Paléogéographie du Paléozoïque - 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex.

(**) Docteur-ès-Sciences. Retraité de TOTAL, Compagnie Française des Pétroles - 6, rue J.J. Rousseau - 92150 Suresnes.

Note présentée le 1^{er} Avril 1992 et acceptée par le Conseil de la Société Géologique du Nord, le 10 Février 1993

I. — INTRODUCTION

Les nombreuses études palynologiques sur le Dévonien terminal-Carbonifère inférieur d'Europe occidentale ont mis en évidence plusieurs événements palynologiques (apparitions - extinctions) majeurs. Parmi ces différents événements, Clayton *et al.* (1990) ont retenu :

- (1) l'extinction de *Retispora lepidophyta* très près de la limite Dévonien-Carbonifère,
- (2) l'apparition de *Spelaeotriletes pretiosus* au Tournaisien moyen,
- (3) l'apparition de *Lycospora pusilla* au voisinage immédiat de la limite Tournaisien-Viséen,
- (4) l'apparition de *Tripartites vetustus* au Viséen supérieur,
- (5) l'apparition des pollens monosaccates dès le Namurien le plus inférieur,
- (6) l'extinction de *Tripartites vetustus* et *Rotaspora* spp. au Namurien inférieur.

Ces événements ont également été reconnus dans diverses régions de la Laurasia qui constituait probablement au Carbonifère inférieur une seule et vaste province floristique.

Les comparaisons entre les microflores laurasiennes et celles de la plate-forme saharienne se sont toujours avérées délicates. Les travaux de Lanzoni & Magloire (1969) sur le Grand Erg occidental (Sahara algérien) avaient déjà souligné certaines particularités de la microflore saharienne, notamment au cours du Viséen.

Les événements : (1) l'extinction de *Retispora lepidophyta*, (2) l'apparition de *Spelaeotriletes pretiosus* et (5) l'apparition des pollens monosaccates, se retrouvent au Sahara. Pour ces événements un bon synchronisme existe entre la Laurasia et la plate-forme saharienne. Il n'en va pas de même pour les trois autres points.

Notre souci sera donc de caractère partiellement rectificatif. Nous examinerons plus particulièrement l'apparition de *Lycospora pusilla*, microspore produite par des Lépidodendracées, famille de végétaux essentiellement euraméricains. Quant à *Tripartites vetustus* et *Rotaspora* spp. ils sont trop rares pour correspondre à des événements majeurs au Sahara. Signalons que les *Tripartites* n'ont été mentionnés que dans le Bassin d'Illizi (Candilier 1979, pl. 5, fig. 10, 12 ; Attar *et al.* 1980, pl. 3, fig. 5).

La question fondamentale est de déterminer s'il y a bien eu synchronisme entre des événements reconnus dans différentes régions du globe. Pour cela il faut s'appuyer sur des séries dont la biostratigraphie est bien établie. En ce qui concerne la plate-forme saharienne, Clayton *et al.* (1990) n'ont guère évoqué le cadre biostratigraphique dans lequel les travaux sporologiques ont été réalisés.

Pour mener à bien l'étude des événements palynologiques en Afrique du Nord, il faut considérer d'une part la province située au Nord de la flexure atlasique, et d'autre part la région saharienne qui appartient au craton africain (marge Nord-Gondwana).

II. — PROVINCE NORD-ATLASIQUE

Les données palynologiques de la province Nord-Atlasique, non prise en considération par Clayton *et al.*

(1990), sont peu nombreuses. Elles concernent essentiellement la Méséta marocaine (Marhoumi 1984, Loboziak *et al.* 1990). Le matériel, très altéré, rend les déterminations délicates et les associations décrites sont pauvres. La palynologie a été utilisée dans cette région en tant qu'outil de datation, l'absence ou la persistance de taxons d'intérêt biostratigraphique n'ayant pas fait l'objet d'une tentative d'explication. C'est ainsi que l'absence de *Tripartites* dans le Viséen supérieur de la coupe de Tafechna et dans le complexe volcano-sédimentaire de Tazekka (Marhoumi 1984) n'est pas interprétée, alors qu'en Europe il s'agit d'un taxon classique présent dans les assemblages du Viséen supérieur-Namurien inférieur. La persistance dans la coupe de l'Oued Zemrine de *Vallatisporites vallatus* dans des niveaux situés, d'après la microfaune, au voisinage immédiat de la limite V2a-V2b (Moliniacien-Livien), n'a pas fait l'objet d'interprétation (Loboziak *et al.* 1990). Rappelons qu'en Europe cette espèce disparaît au voisinage immédiat de la limite Tournaisien-Viséen.

Malgré ces incertitudes dues en partie au médiocre état de conservation des spores, la microflore du Carbonifère inférieur de la Méséta marocaine s'interprète aisément d'après les échelles de référence européennes.

Au Sud de la flexure sud-atlasique il n'en va pas de même.

III. — PLATE-FORME SAHARIENNE

Depuis une quarantaine d'années, les différents bassins sédimentaires intracratoniques d'Afrique du Nord (fig. 1) ont tous fait l'objet d'explorations pétrolières. Leurs "dépo-centres" correspondent pour chacun d'entre eux à des séries carbonifères sub-tabulaires.

Nous considérerons dans cette étude les bassins pour lesquels des travaux palynologiques ont été publiés. Depuis la première zonation proposée par Lanzoni & Magloire (1969) pour le Dévonien terminal-Carbonifère inférieur du Grand Erg occidental, d'autres travaux entrepris sous l'instigation des pétroliers ont vu le jour. Citons ceux axés sur des recherches palynologiques relatives au Bassin de Rhadamès (Massa *et al.* 1980; Coquel *et al.* 1988), au Bassin d'Illizi (Attar *et al.* 1980) et de Cyrénaïque (Clayton & Loboziak 1985; Loboziak & Clayton 1988).

1) Le bassin de Colomb-Béchar.

a) Données biostratigraphiques :

Le Bassin de Colomb-Béchar constitue actuellement la référence de base pour l'étude biostratigraphique du Carbonifère de la plate-forme saharienne, car d'une part le Carbonifère présente à l'affleurement des épaisseurs importantes (5 500 mètres du Strunien au Moscovien), et d'autre part les datations y sont classiques.

Les Ammonoïdés sont présents dès le Famennien terminal (To VI à *Wocklumeria*) puis dans le Tournaisien inférieur (Faune à *Gattendorfia*). Le Tournaisien supérieur très fossilifère a livré des *Merocanites*, des *Pericyclus* et des *Muensteroceras*.

Dès la base du Viséen apparaît la trilogie *Beyrichoceras*, *Sagittoceras*, *Goniatites*, qui se retrouve tout au long du Viséen moyen et du Viséen supérieur (Pareyn, 1961 ; Lemosquet *et al.* 1985).

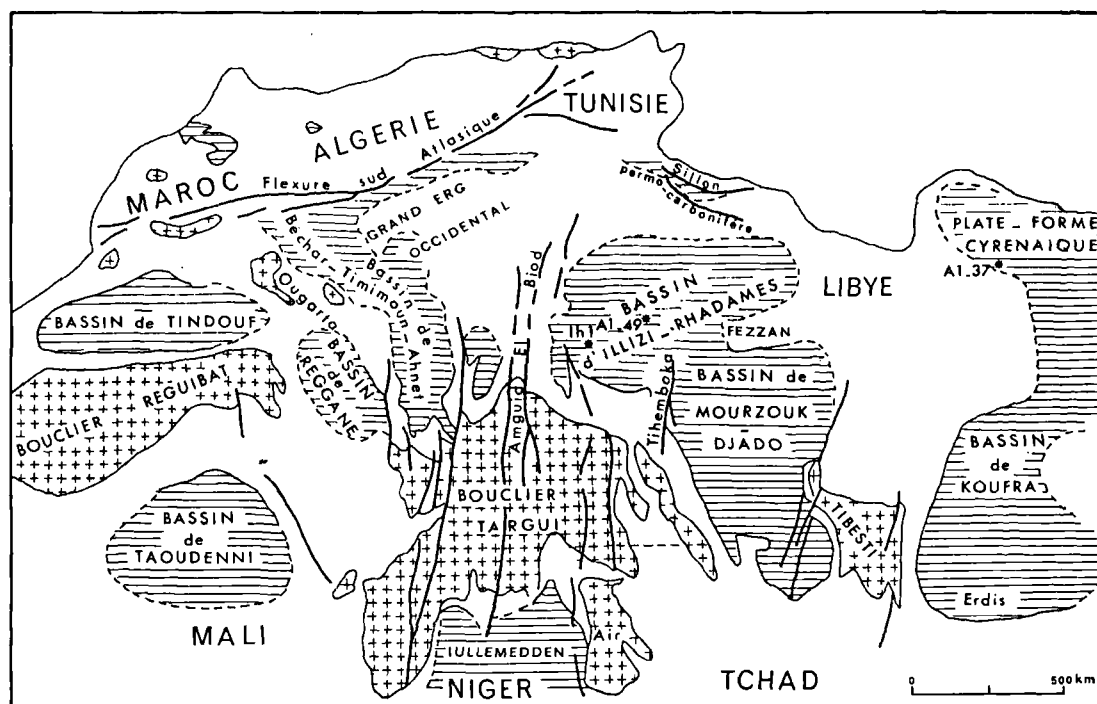


Fig. 1. — Situation des principaux bassins carbonifères d'Afrique du Nord, avec report des trois sondages cités dans cette note (Ih1, A1-49, A1-37).

Situation of the main Carboniferous basins in North Africa, with the location of the three boreholes quoted in this paper (Ih1, A1-49, A1-37).

Si l'on retient la zonation par Conodontes (Weyant, 1985), la succession stratigraphique est tout aussi précise. Cet auteur a mis en évidence une première biozone à *Siphonodella sulcata* et *Siphonodella crenulata* du Tournaisien inférieur surmontée de la zone à *Scaliognathus anchoralis* et *Doliognathus latus* du Tournaisien supérieur. Puis les zones à *Paragnathodus homopunctatus* et *Gnathodus bilineatus* se poursuivent au sein des épaisses formations viséennes. On notera que la limite entre Tournaisien supérieur et Viséen inférieur, fixée par Conodontes, est parfaitement tranchée.

Ce bref résumé montre que le Carbonifère inférieur (= Mississippien) est étudié en détail. Il y a consensus parmi les géologues sahariens pour accepter ces résultats.

b) *Données palynologiques :*

Les études sur le Carbonifère inférieur de cette région et de tout l'Ouest algérien sont relativement anciennes (Lanzoni & Magloire 1969). Elles ont certes été établies dans un cadre lithologique et biostratigraphique correct, mais ancien. Les comparaisons avec les résultats palynologiques récents sont assez délicates.

Dans le Grand Erg occidental, Lanzoni & Magloire ne mentionnent pas la présence de lycospores dans le Viséen (partie supérieure des argiles de Timimoun, grès d'Ahrhad, partie inférieure des calcaires de Bahmer). L'absence de ce taxon, mais également des *Tripartites* et *Schulzospora* ainsi que l'abondance d'une spore pseudosaccate (spore monolète n° 2874 in Lanzoni & Magloire) inconnue en Europe occidentale avaient surpris lors de la publication, la plateforme saharienne étant, selon les schémas classiques, rapportée à la province euraméricaine.

L'absence de lycospores dans le Viséen s'interprète difficilement. Elles sont probablement présentes dans le Viséen supérieur des calcaires de Bahmer, mais par suite de leur rareté elles ont pu ne pas être décelées lors des premières investigations. Au vu des résultats obtenus dans les bassins d'Ilizi et de Rhadamès, cette hypothèse est très vraisemblable.

2) **Les bassins d'Ilizi et de Rhadamès.**

a) *Données biostratigraphiques :*

Le Carbonifère couvre une importante surface dans ce secteur du Sahara oriental, qu'il s'agisse de zones d'affleurements ou de leur extension subsurface. En fait, les deux bassins d'Ilizi et de Rhadamès ne constituent qu'une seule unité structurale que l'on peut appeler "Bassin d'Ilizi-Rhadamès" (fig. 1).

Les recherches d'hydrocarbures y ont été intensives et l'on peut affirmer que la stratigraphie du Système Carbonifère a peu à peu abouti à des données nombreuses, diversifiées et fiables.

Historiquement c'est la coupe dite de Polignac/Ohanet qui fit l'objet de travaux très poussés. Dès 1960, les découvertes paléontologiques déterminantes étaient faites (Dubois, 1960). Nous emprunterons à l'article de Legrand-Blain (1985) les données stratigraphiques essentielles pour le seul intervalle qui concerne notre travail (fig. 2).

L'épaisseur totale du Carbonifère marin est ici de l'ordre de 900 à 1050 m.

En Libye, la coupe-type du Carbonifère présente l'avantage d'avoir été établie sur un sondage pétrolier bien

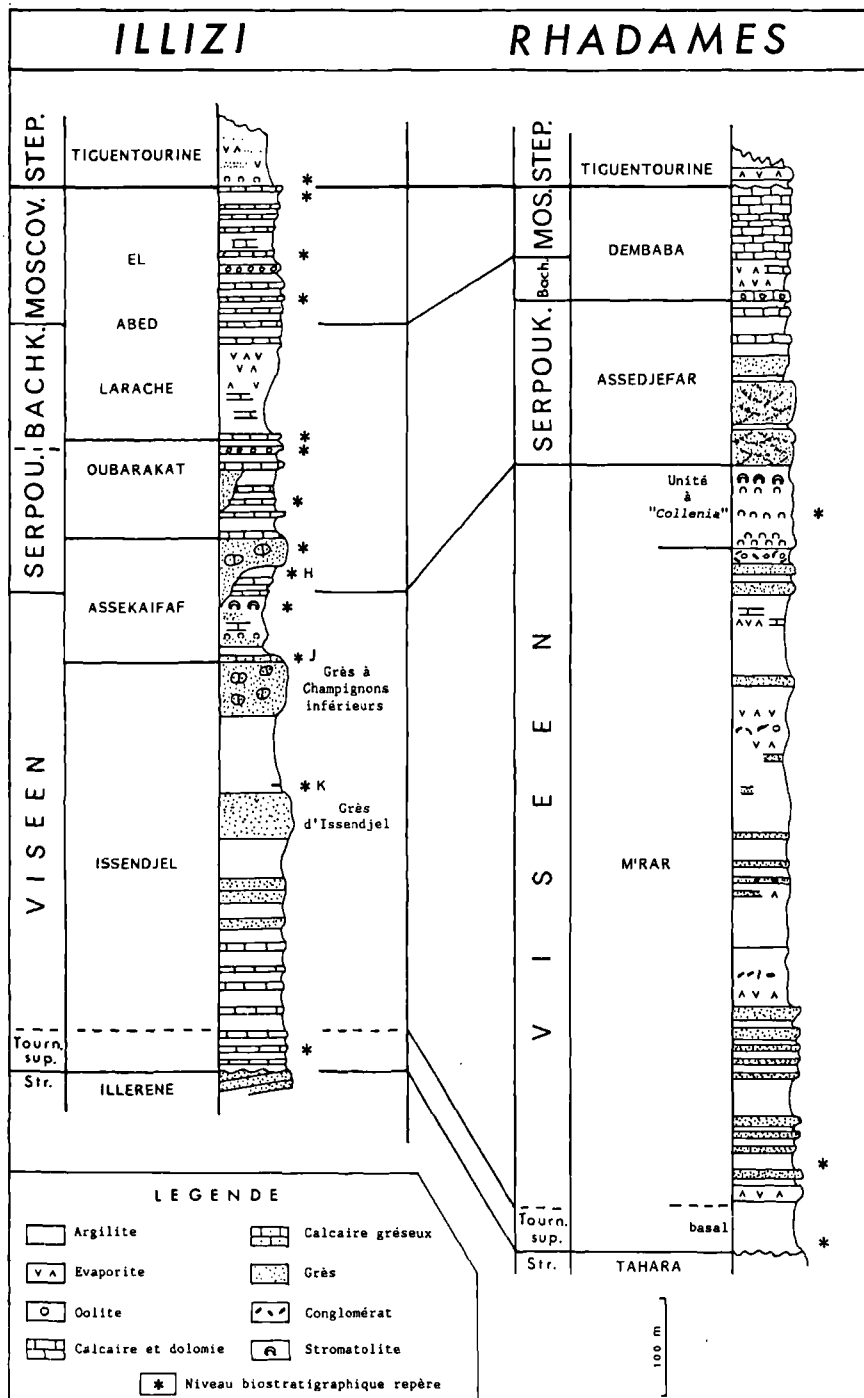


Fig. 2. — Corrélation entre les coupes types du Carbonifère des bassins d'Illizi (d'après Legrand-Blain, 1985) et de Rhadamès (d'après Massa, 1988).

Correlation between the Carboniferous type sections in the Illizi and Ghadames basins (after Legrand-Blain, 1985, and Massa, 1988, respectively).

carotté (A1-49) correctement corrélié avec une coupe de surface toute proche. C'est la coupe FA, dite d'Aouinet-Ouenine/Dembaba (Massa & Termier 1974 ; Massa 1988). La puissance totale du Carbonifère marin dans la coupe-type est comprise entre 990 et 1080 m.

On notera grosso modo les équivalences faciologiques entre les formations d'Issendjel-partie inférieure d'Assékaïfaf (Illizi) et de M'Rar (Rhadamès).

C'est avec le Tournaisien supérieur que se manifeste la toute première transgression marine généralisée de type eustatique. Dans le bassin de Rhadamès, elle a été parfaitement datée à partir d'Ammonoïdés *Muensteroceras* (*M. rotella*, *M. cf. crassum*) et des Conodontes (Weyant & Massa 1985). Dans le bassin d'Illizi, la faune indique également un âge Tournaisien supérieur. Elle comprend de nombreux Brachiopodes et *Pericyclus* sp. y a été signalé.

Plus haut, dans la série d'Illizi, un niveau particulier a livré *Muensteroceras subglobosum*, *Beyrichoceras hodderense*, *B. e.g. obtusum*... Toutes ces formes indiquent (Pareyn 1961) la limite Viséen inférieur/Viséen supérieur. Ce niveau (fig. 2, niveau "K" de la CEP) est latéralement très constant, il a pu être suivi de coupe en coupe sur une centaine de kilomètres (fig. 2 in Dubois 1960). *Beyrichoceras hodderense* est également présente près de la frontière Algéro-Libyenne (coupe de Tin Hieddan), dans la partie moyenne de la Formation M'Rar.

Deux autres sous-unités présentent également une bonne continuité au sein de la Formation d'Issendjel : il s'agit des "grès d'Issendjel" et des "grès à Champignons inférieurs" que l'on retrouve plus au Nord du Bassin d'Illizi, au niveau des sondages de Tinrhert.

Plus haut dans la série (partie inférieure de la Formation d'Assékaïfaf *pro parte*, sommet de la Formation M'Rar), se retrouvent dans les deux bassins des "Horizons à *Collenia*", excellents repères régionaux latéralement constants. Leur attribution au Viséen supérieur est sûre du fait de la présence de *Goniatites striatus* trouvée au niveau des affleurements, mais également dans le sondage Ihansatène 1 (Ih1) au centre du Bassin d'Illizi (Durif 1959). On se situe même dans le

Viséen sommital (V3c) vu la présence dans un horizon fossilifère sus-jacent (fig. 2, niveau "H" de la CEP) de *Cravenoceras* sp., *Anthracoceras* sp. et *Neoglyphioceras* sp., trilogie datant la base du Namurien A (= Serpoukhovien inférieur) et strict équivalent stratigraphique de la Biozone 5 de Libye occidentale (Massa & Vachard 1979).

En bref, grâce à ces marqueurs biostratigraphiques, d'ailleurs antérieurement publiés, il est possible d'affirmer :

(1) que la limite Tournaisien supérieur/Viséen inférieur est fixée dans les deux bassins avec une précision de plus ou moins 50 m,

(2) que de 200 à 500 m de sédiments séparent la base du Viséen inférieur du Viséen supérieur daté.

Il existe une remarquable correspondance entre les coupes de terrain et les données subsurface.

b) *Données palynologiques :*

C'est dans l'ensemble Illizi-Rhadamès que les résultats les plus précis et les plus fiables pour tout le Carbonifère de la plate-forme saharienne ont été établis.

IHANSATENE 1 (Ih1)	
805-815 m : Limite Viséen-Namurien	
* 821 m	<i>Goniatites striatus</i> - Viséen terminal
* 835,70-836,60 m	Présence de <i>Lycospora pusilla</i>
* 892 m	Niveau inférieur à <i>Collenia</i>
* 910-911 m	Absence de <i>Lycospora pusilla</i>
* 921,55-922,55 m	Absence de <i>Lycospora pusilla</i>
* 972 m	Base des grès à Champignons inférieurs : Viséen supérieur
1125-1145 m : Limite Tournaisien-Viséen	

Tabl. I. — Sondage Ihansatène 1 (Ih1). Niveaux biostratigraphiques repères et répartition de *Lycospora pusilla*.

Ihansatène 1 borehole (Ih1). Biostratigraphic marker bands and the distribution of Lycospora pusilla.

Parmi les nombreux forages du Bassin d'Illizi étudiés par Candilier (1979), Ihansatène 1 (Ih1) présente un intérêt particulier. Il occupe une position géographique intermédiaire entre les affleurements du Sud et les sondages de Tinrhert. En outre, il est bien corrélé avec les séries types. Les premières *Lycospora pusilla* ont été identifiées à 835,70-836,60 m (Tabl. I). Elles sont très rares et localisées près de la base de leur biozone. L'apparition de ce taxon se situe dans le bassin d'Illizi à l'extrême sommet de la Formation d'Issendjel, vers la base d'une série argilo-calcaire à *Collenia* (nomenclature lithologique CEP). Cette nomenclature adoptée par Candilier (1979) et Attar *et al.* (1980) n'est plus guère utilisée. Pratiquement on considère que le toit des "grès à Champignons inférieurs" marque la limite supérieure de la Formation d'Issendjel (fig. 2), la Formation d'Assékaïfaf débutant dès lors avec le banc grés-carbonaté de la base de la série à *Collenia*. (= niveau "J" de la CEP). Selon cette optique, les lycospores apparaissent dans la partie inférieure de la Formation d'Assékaïfaf (*pro parte*).

Concernant le bassin de Rhadamès, la microflore du Viséen supérieur a été étudiée dans le sondage de référence A1-49 (Massa *et al.* 1980). *Lycospora pusilla* y apparaît à 1152-1155 m à la base de l'Unité à *Collenia*. C'est la Biozone 4 d'âge V3c (Massa & Vachard, 1979).

Pour conclure précisons que l'arrivée tardive, au Viséen terminal, de *Lycospora pusilla*, dans l'ensemble Illizi-Rhadamès, est un fait rigoureusement établi. La conclusion de Clayton *et al.* (1990, p. 82) selon laquelle "The first appearance of *Lycospora pusilla* is an important palaeobotanical event which approximates to the Tournaisian-Viséan boundary" ne peut s'appliquer à ces deux bassins.

3) *Cyrénaïque.*

Une publication importante, réalisée sous la direction de Thusu et de Owens (1985) concerne la continuation en

Libye Nord orientale du Western Desert Basin égyptien, à cheval sur la région frontalière Libye/Egypte (fig. 1).

C'est par conséquent des données subsurface d'un très vaste bassin saharien n'ayant pas encore fait l'objet de publication qui se trouvent disponibles pour la communauté géologique.

La particularité de cet ouvrage est la suivante : compte tenu de la spécialisation de l'équipe de chercheurs, c'est une palynostratigraphie, prise dans un sens large, qui est proposée pour tout l'intervalle stratigraphique allant du Paléozoïque inférieur au Mésozoïque.

Nous ne considérerons ici que le seul Carbonifère pour lequel une étude plus approfondie a été réalisée en 1988 par Loboziak & Clayton. Il était intéressant de contrôler, ne fut-ce qu'à postériori, la précision des datations palynologiques proposées. Un seul sondage pouvait être étudié. Il s'agissait de A1-37 foré en 1959-1960. Il se situe au centre de la Cyrénaïque (fig. 1).

Son étude se poursuit, mais la progression du travail conduit à modifier très sensiblement la palynostratigraphie proposée. En effet, les microfaunes présentes permettent de définir une biozonation complète du Carbonifère. Dix biozones se succèdent, depuis le Tournaisien supérieur jusqu'au Carbonifère supérieur inclusivement (Vachard *et al.*, 1993).

Cette brève mention était nécessaire pour préciser à partir d'une biostratigraphie rigoureuse la position stratigraphique exacte de *Lycospora pusilla*.

Données palynologiques :

En 1990 Clayton *et al.* (p. 81) citant le travail de 1988 (Loboziak & Clayton) évoquent l'apparition de cette espèce : "... the first appearance of *L. pusilla* was considered by Massa *et al.* (1980), Coquel *et al.* (1988), Loboziak & Clayton (1988) and Coquel & Latrèche (1989) to occur only in the late Viséen". Cependant dans leur publication de 1988, Loboziak & Clayton ne mentionnaient pas dans leur palynozone RT (*Prolycospora rugulosa-Spelaotriletes triangulus* Biozone), ni dans les palynozones sus-jacentes, la présence de *Lycospora pusilla*. La présence de ce taxon dans le Carbonifère inférieur de la Cyrénaïque demeure, d'après les données de la littérature, très douteuse.

A propos du sondage A1-37, les microfaunes conduisent à modifier sensiblement plusieurs attributions stratigraphiques proposées par Loboziak & Clayton (1988). Ainsi l'intervalle 7941-7960' se situe, d'après la microfaune, dans le voisinage immédiat de la limite Tournaisien-Viséen, alors que Loboziak & Clayton l'avaient attribué au "Late Viséen". Dans cet intervalle aucun *Lycospora* n'est signalé. Nous avons pu effectuer une étude palynologique de ce sondage. Bien que ponctuels nos résultats montrent que l'apparition de ce taxon ne se situe pas au voisinage de la limite Tournaisien-Viséen, mais qu'elle se place au Viséen terminal.

En guise de conclusion on peut affirmer que l'arrivée tardive au Viséen terminal de *Lycospora pusilla* sur la plate-forme saharienne est parfaitement établie. Il est probable que dans la zone de transition, au niveau de la flexure atlasique, les influences euraméricaines ont dû se manifester plus tôt et conduire à une apparition plus précoce des *Lycospora* qu'à Illizi-Rhadamès. Cette répartition en

fonction de l'éloignement de la province laurasienne productrice des lycosporés est très vraisemblable. Dans le core drill de référence de Bahmer, Lanzoni & Magloire (1969) ne signalent pas de lycosporés dans le Viséen supérieur des calcaires de Bahmer. Sa position très méridionale dans le Grand Erg occidental peut expliquer sinon l'absence du moins la très grande rareté de ce taxon qui, de ce fait, aurait pu ne pas être observé.

Bien que hors du cadre de ce travail, une brève comparaison avec la microflore du Carbonifère inférieur du bassin de l'Amazone (Loboziak *et al.* 1991) est intéressante. Ces auteurs mettent l'accent sur le caractère euraméricain de la microflore, avec en particulier l'arrivée des *Lycospora* spp. dans des terrains qu'ils rapportent au Tournaisien supérieur. Cette interprétation pose un problème. Il y aurait dans ce bassin apparition au Tournaisien supérieur du grain de pollen praecolpate *Schopfipollenites ellipsoïdes*, alors que ce taxon débute au Viséen terminal-Namurien basal tant en Europe que sur la plate-forme saharienne (Illizi-Rhadamès). L'hypothèse qui consiste à considérer une apparition synchrone (à l'échelle des temps géologiques) de ce grain de pollen en Europe, au Sahara et en Amazonie n'a pas été envisagée. En l'absence d'un contrôle des datations palynologiques, l'hypothèse ci-dessus formulée ne peut être écartée. Elle conduit à placer au Viséen terminal-Namurien basal l'arrivée des lycosporés dont *Lycospora pusilla* dans le bassin de l'Amazone.

IV. — CONCLUSION

La palynostratigraphie est certes un outil précieux pour la définition et la compréhension des diverses provinces floristiques. Toutefois, l'expérience a prouvé que les microflores carbonifères de la plate-forme saharienne sont nettement différentes de celles de l'Europe occidentale où furent établies les échelles palynologiques de référence (Clayton *et al.* 1977). Leur stricte application dans le domaine saharien ne peut que conduire à des datations erronées, en particulier dans l'intervalle Viséen-Moscovien. Dans le domaine de la plate-forme saharienne seuls les organismes marins - en particulier *Goniatites*, Foraminifères et Conodontes - ont permis, par le biais de biozonations, de parvenir à ce que l'on pourrait appeler la "Vérité Stratigraphique Essentielle". Ce n'est qu'à partir de "cette vérité" qu'un calage des échelles palynologiques devient possible, permettant dès lors de les utiliser à des fins biostratigraphiques.

Pour mener à bien l'étude des événements palynologiques, il a donc été nécessaire de travailler dans un cadre biostratigraphique fiable. Des décalages parfois importants entre les biozones établies en Laurasia et celles établies sur la marge Nord du Gondwana ont pu ainsi être mis en évidence. Plusieurs exemples illustrent ces décalages : celui des *Lycospora* est l'un des plus caractéristiques.

Ces microspores ne sont décelées qu'à partir du Viséen terminal des bassins Illizi-Rhadamès alors que depuis la base du V3 elles constituaient en Europe un élément quantitativement important des associations palynologiques.

La fermeture progressive de la Téthys à l'Ouest (fig. 3) conduit à exonder dès le Serpoukhovien les bassins de Tindouf et de Taoudenni (Conrad 1985). On assiste dès lors

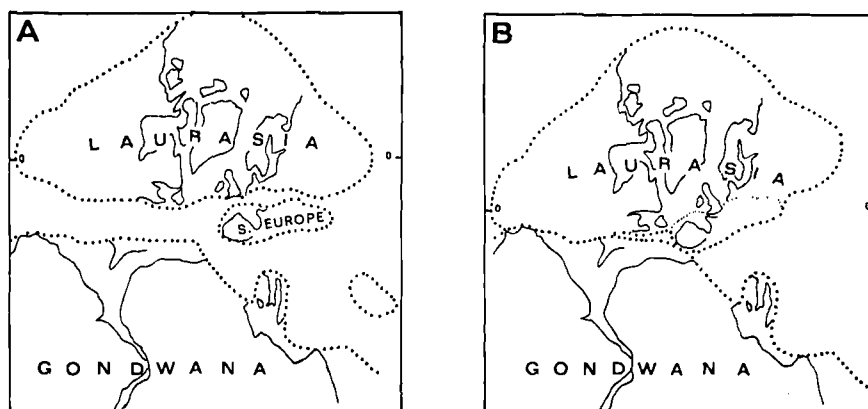


Fig. 3. — Position respective de la Laurasia et du Gondwana.
A : au Carbonifère inférieur - B : au Carbonifère supérieur (d'après Johnson & Tarling, 1985).

Respective positions of Laurasia and Gondwana. A : Early Carboniferous - B : Late Carboniferous (after Johnson & Tarling, 1985).

au Maroc et dans l'Ouest algérien à l'arrivée d'une végétation de type euraméricain qui sera particulièrement bien implantée au Westphalien supérieur dans les bassins du Sud Oranais (Jongmans & Deleau 1951, Migier 1982). Dans ces régions, les associations palynologiques seront alors largement dominées par les lycosporés (Coquel 1985). Plus au Sud-Est les bassins d'Illizi et de Rhadamès resteront essentiellement soumis aux influences gondwaniennes : les *Lycospora* demeurent rares.

La sélection par le transport a également affecté les mégasporés produits par les Lépido-dendracées

euraméricaines. Ces mégasporés (forme à gula) ne sont pas mentionnées dans les associations du Viséen terminal-Serpoukhovien d'Illizi-Rhadamès où d'autres espèces sont présentes (Candilier *et al.* 1982). De taille beaucoup plus grande que les microsporés, leur transport par le vent et les eaux est plus limité.

L'étendue marine trop importante entre la marge Nord du Gondwana et la Laurasia constitue une barrière difficilement franchissable, pour de nombreux taxons laurasiens au cours du Viséen (*Lycospora*, *Tripartites*, *Triquitrites*, *Schulzospora*).

BIBLIOGRAPHIE

- ATTAR A., FOURNIER J., CANDILIER A.M. & COQUEL R. (1980). — Etude palynologique du Dévonien terminal et du Carbonifère inférieur du Bassin d'Illizi (Fort-Polignac) Algérie. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 35, n° 4, p. 585-619.
- CANDILIER A.M. (1979). — Etude palynologique du Dévonien terminal et du Carbonifère inférieur du Bassin d'Illizi (Fort-Polignac) Algérie. Thèse 3ème cycle, 106 p., Univ. Lille.
- CANDILIER A.M., COQUEL R. & LOBOZIAK S. (1982). — Mégasporés du Dévonien terminal et du Carbonifère inférieur des bassins d'Illizi (Sahara algérien) et de Rhadamès (Libye occidentale). *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 183, p. 83-107.
- CARTE GEOLOGIQUE DE L'ALGERIE (1965). — Illizi (Fort de Polignac). Ech. 1/500 000. Centre de Recherches sur les Zones Arides. Auteurs : A. Bonnet, P. Dubois & G. Busson - CNRS - Paris.
- CLAYTON G., COQUEL R., DOUBINGER J., GUEINN K.J., LOBOZIAK S., OWENS B. & STREEL M. (1977). — Carboniferous miosporés of Western Europe : illustration and zonation. *Med. Rijks Geol. Dienst.*, vol. 29, p. 1-71.
- CLAYTON G. & LOBOZIAK S. (1985). — Early Carboniferous (Early Viséan-Serpoukhovian) Palynomorphs. *J. Micropalaeontology*, vol. 4, part 1, p. 83-91 (Thusu & Owens eds).
- CLAYTON G., LOBOZIAK S., STREEL M., TURNAU E. & UTTING J. (1990). — Palynological events in the Mississippian (Lower Carboniferous) of Europe, North Africa and North America. *Courier Forsch. Inst. Senck.*, vol. 130, p. 79-84.
- COMPAGNIES PETROLIERES (1960). — Colloque de Stratigraphie saharienne du Carbonifère. Rapport Intersociétés Compagnies Pétrolières. Chambourcy, 21-23 Septembre 1959.
- CONRAD J. (1985). — Stratigraphic and structural framework (in Carboniferous of the World, II). I.U.G.S. Publ. n° 20, p. 303-306 (published by I.G.M.E. and Adaro, Madrid).
- COQUEL R. (1985). — Microflores (in Carboniferous of the World, II). I.U.G.S. Publ. n° 20, p. 381-386 (published by I.G.M.E. and Adaro, Madrid).
- COQUEL R., DOUBINGER J. & MASSA D. (1988). — Nouvelles données palynologiques sur l'intervalle Carbonifère Viséen/Moscovien, Bassin de Rhadamès (Libye). Comparaison avec les bassins sahariens, appréciations des influences gondwaniennes et euraméricaines. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 43, n° 1, p. 3-16.
- DUBOIS P. (1960). — Le Carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e sér., t. 2, p. 94-97.
- DURIF P. (1959). — Observations micropaléontologiques (Foraminifères) sur le Carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac (Sahara oriental). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e sér., t. 1, p. 163-165.
- I.U.G.S. (1985). — The Carboniferous of the World II, North Africa. I.U.G.S. Publ. n° 20, p. 229-447 (published by I.G.M.E. and Adaro, Madrid).
- JOHNSON G.A.L. & TARLING O.H. (1985). — Continental convergence and closing seas during the Carboniferous. *C.R. 10e Congr. Int. Strat. Géol. Carb.*, vol. 4, p. 163-168, Madrid 1983.

- JONGMANS W.J. & DELEAU P. (1951). — Les bassins houillers du Sud Oranais. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, 1e sér., n° 13, p. 7-48.
- LANZONI E. & MAGLOIRE L. (1969). — Associations palynologiques et leurs applications stratigraphiques dans le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur du Grand Erg occidental (Sahara algérien). *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 24, n° 4, p. 441-469.
- LEGRAND-BLAIN M. (1976). — Lithostratigraphie du Carbonifère marin du bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental) : les formations d'Assékaïfaf et de l'Oued Oubarakat. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, Alger, t. 67, 3-4, p. 108-113.
- LEGRAND-BLAIN M. (1980). — Le Carbonifère marin du bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental). Mise au point stratigraphique. *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 3, p. 81-83.
- LEGRAND-BLAIN M. (1985). — Illizi Basin (in Carboniferous of the World, II). I.U.G.S. Publ. n° 20, p. 329-333 (published by I.G.M.E. and Adaro, Madrid).
- LEMOUQUET Y., CONRAD J. & MANGER W.L. (1985). — Ammonoids (in Carboniferous of the World, II). I.U.G.S. Publ. n° 20, p. 367-372 (published by I.G.M.E. and Adaro, Madrid).
- LOBOZIAK S. & CLAYTON G. (1988). — The Carboniferous palynostratigraphy of northeast Libya (in Subsurface Palynostratigraphy of Northeast Libya). El-Amauti *et al.* (eds), p. 129-149.
- LOBOZIAK S., STREEL M., CAPUTO M.V. & MELO J.H.G. (1991). — Evidence of west european defined miospores zones in the Uppermost Devonian and Lower Carboniferous of the Amazonas Basin (Brazil). *Géobios*, t. 24, fasc. 1, p. 5-11.
- LOBOZIAK S., VACHARD D., FADLI D. & STREEL M. (1990). — Datation par miospores et Foraminifères du Tournaïen et du Viséen de l'Oued Zemrine (Massif des Mdakra, Maroc). *J. African Earth Sci.*, vol. 11, n° 1-2, p. 113-118.
- MARHOUMI M.R. (1984). — Etudes palynologiques des séries dinantiennes de la Méséta marocaine. Conséquences stratigraphiques et structurales. Thèse 3ème cycle, 111p., Univ. Strasbourg.
- MASSA D. (1988). — Paléozoïque de Libye occidentale. Stratigraphie et Paléogéographie. Thèse d'Etat, 2 vol., 504 p., Univ. Nice.
- MASSA D., COQUEL R., LOBOZIAK S. & TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1980). — Essai de synthèse stratigraphique et palynologique du Système Carbonifère en Libye occidentale. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 99, p. 429-442.
- MASSA D., TERMIER H. & TERMIER G. (1974). — Le Carbonifère de Libye occidentale. Stratigraphie, paléontologie. *Notes et Mém. Comp. Fr. Pétroles*, n° 11, p. 139-206.
- MASSA D. & VACHARD D. (1979). — Le Carbonifère de Libye occidentale. Biostratigraphie et Micropaléontologie. Position dans le domaine téthysien d'Afrique du Nord. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 34, n° 1, p. 3-65.
- MIGIER T. (1982). — Profil uworow westfalu c-o basenu Mezarif W algérii. *Biul. Inst. Geol.*, t. 4, p. 23-69.
- PARREYN C. (1961). — Les massifs carbonifères du Sahara Sud-Oranais. I : Stratigraphie et tectonique. II : Paléontologie stratigraphique. *Publ. Centre Rech. Sahar., Géol.*, 1, p. 1-326 (I), p. 1-244 (II).
- REMACK-PETITOT M.L. (1960). — Contribution à l'étude des Conodontes du Sahara (bassins de Fort-Polignac, d'Adrar-Reggane et du J. Béchar), comparaison avec les Pyrénées et la Montagne Noire. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e sér., t. 2, p. 240-262.
- THUSU B. & OWENS B. (1985). — Palynostratigraphy of North-East Libya (1985). *J. Micropalaeontology*, vol. 4, part 1, p. 1-182 (Thusu & Owens, eds).
- VACHARD D., MASSA D. & STRANK A.R.E. (1993). — Le Carbonifère du sondage A1-37 (Cyrénaïque, Libye) : analyse biostratigraphique, conséquences paléogéographiques. *Rev. Micropaléontologie*, vol. 36, p. 165-186.
- WEYANT M. (1985). — Conodonts (in Carboniferous of the World, II). I.U.G.S. Publ. n° 20, p. 364-367 (published by I.G.M.E. and Adaro, Madrid).
- WEYANT M. & MASSA D. (1985). — Conodontes du Carbonifère de Libye occidentale. *C.R. 10e Congr. Int. Strat. Géol. Carb.*, vol. 1, p. 83-98, Madrid 1983.

BARRANCA D'OLINALA (GUERRERO) : UNE COUPE DE REFERENCE POUR LE PERMIEN DU MEXIQUE CENTRAL ; ETUDE PRELIMINAIRE

The Olinalá gorge (Guerrero) : a representative section of the Late Permian in México ;
preliminary study

La sección de Olinalá (Gro.) : su importancia para el conocimiento del Pérmico de
México

par Daniel VACHARD (*), Adan OVIEDO (**), Antonio FLORES DE DIOS (***), Rodolfo MALPICA (****),
Palmira BRUNNER (****), Martin GUERRERO (***) & Blanca Estela BUITRON (*****)

(Planches VI, VII et VIII)

RESUME. — La Formation permienne d'Olinalá (Guerrero, Mexique) est l'objet d'une révision biostratigraphique. Les microfaunes, microflore et microfaciès carbonatés sont décrits. Des précisions sont données sur les Fusulinoïdes : *Rauserella*, "Reichelina", *Parafusulina* et *Codonofusiella*. Si la partie inférieure de la Formation semble appartenir au Wordien (Guadalupien moyen), sa partie supérieure est sûrement d'âge capitanién (Guadalupien supérieur). Les Fusulinoïdes indiquent des affinités paléogéographiques avec le Texas (USA) et Las Delicias (Coahuila, Mexique) ; ce qui est en accord avec certaines données paléomagnétiques.

ABSTRACT. — *The biostratigraphy of the Late Permian Olinalá Formation (Guerrero, Mexico) is revised. Microfacies and carbonate microflora and microfauna are described. Precisions about Fusulinoids Rauserella, "Reichelina", Parafusulina, Codonofusiella are given. If the lower part of the formation probably belongs to the Wordian (Middle Guadalupian), the upper part of the formation surely is Capitanian (Upper Guadalupian) in age. Fusulinoids indicate close relationships with Texas (USA) and Las Delicias (Coahuila, Mexico), and this is coherent with some paleomagnetic data.*

RESUMEN. — *Se presenta una revisión de las capas del Pérmico que existen en Olinalá (Estado de Guerrero, México). Las microfacies y las microfaunas y microfloras carbonatadas son descritas. Se dan nuevas precisiones sobre los Fusulinidos : Rauserella, "Reichelina", Parafusulina y Codonofusiella. La parte inferior de la Formación puede tener una edad wordiana (Guadalupeano medio), pero la parte superior pertenece ciertamente al Capitaniano (Guadalupeano superior). Las afinidades paleobiogeográficas indicadas por los Fusulinidos están con Texas (E.U.A.) y el afloramiento de Las Delicias (Norte de México). Se confirman ciertos datos paleomagnéticos ya establecidos.*

I. — INTRODUCTION

La Formation d'Olinalá fut découverte conjointement par Corona-esquivel (1981) et Flores de Dios & Buitrón (1982). La priorité des deux rapports est difficile à établir ; la publication de 1981 parut en fait en 1983 (M. Grajales Nishimura, comm. pers.), quant à l'autre travail, il n'est pas certain qu'il s'agisse d'une publication au sens

habituellement donné à ce terme (voir code de Nomenclature Zoologique).

Nous avons pensé qu'en ce cas la priorité revenait au travail local, c'est-à-dire à celui de Flores de Dios, et avons préféré le nom de Formation d'Olinalá à celui de Formation Los Arcos ; en raison de ce choix nous reproduisons (fig. 1) la carte de Flores de Dios & Buitrón (1982), avec toutes les imperfections d'un document princeps.

(*) Université Sciences et Technologies Lille - UFR Sciences Terre, Labo. Paléobotanique, Bât. SN5, URA 1365 du CNRS - 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex (France).

(**) PEMEX, Torre Ejecutiva, 11o Piso, Marina Nacional N° 329, A.P. 53-141, México D.F. C.P. 11320 (Mexique).

(***) Escuela Regional de Ciencias de la Tierra - Universidad Autónoma de Guerrero - A.P. 197 - Taxco, Gro. (Mexique).

(****) Instituto Mexicano del Petroleo (IMP), Subdirección de Tecnología de Exploración, Eje Central Lázaro Cárdenas N° 152, A.P. 14-805, 07730 México D.F. (Mexique).

(*****) Departamento de Paleontología, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria - Deleg. Coyoacán - 04510 México D.F. (Mexique).

Note présentée le 5 Mars 1992 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 10 Février 1993.

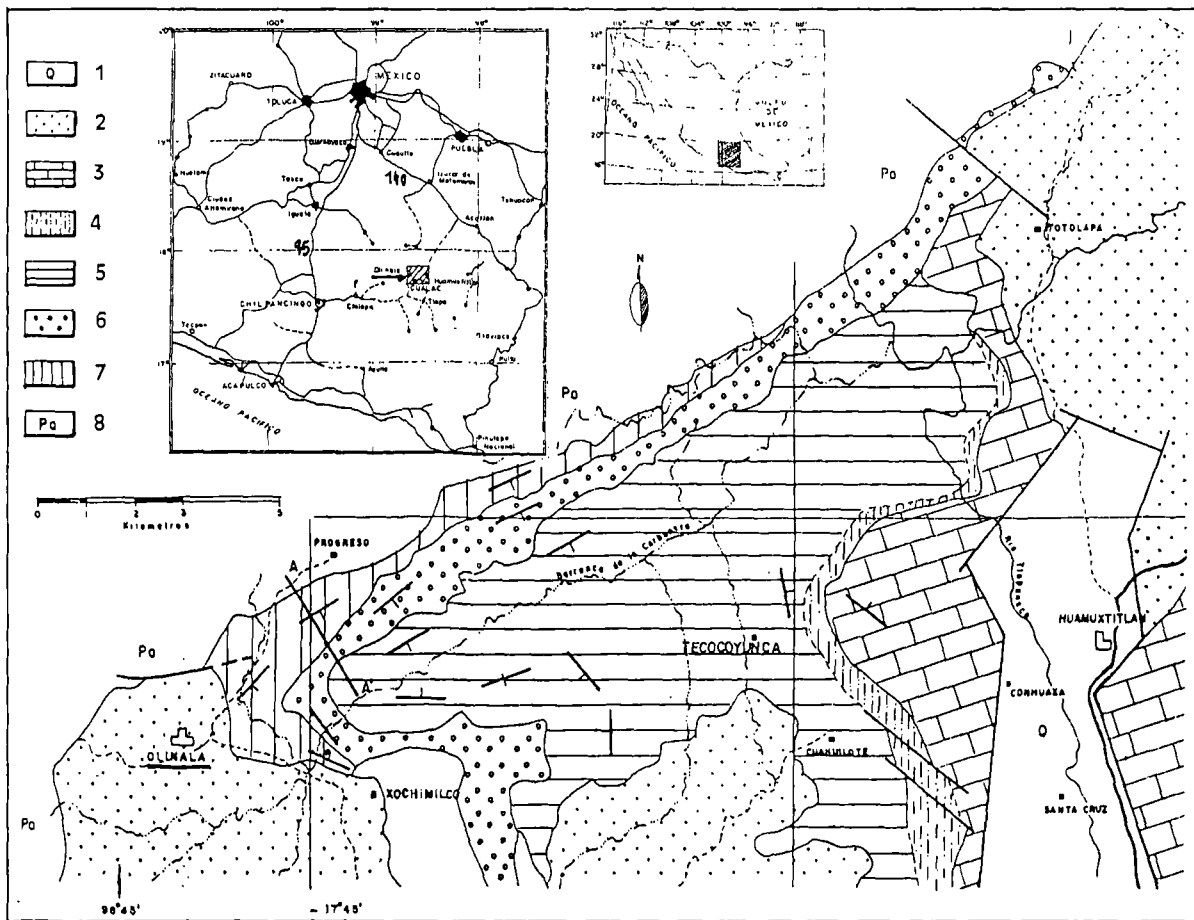


Fig. 1. — Carte de localisation de la région d'Olinalá (Guerrero) et des affleurements permien étudiés ; 1 : Alluvions quaternaires ; 2 : Couches rouges du Tertiaire ; 3 : Crétacé calcaire (Formation Morelos) ; 4 : Crétacé terrigène ; 5 : Groupe Tecocoyunca (Dogger) ; 6 : Conglomérat Cualac ; 7 : Formation d'Olinalá ; 8 : Complexe Acatlán (d'après Flores de Dios & Buitrón, 1982).

Fig. 1. — Location map of Olinalá area (Guerrero, México) and studied Permian outcrops. 1 to 8 : see explanations in french.

Fig. 1. — Mapa geológico del área de Olinalá (Guerrero) y localización de los afloramientos estudiados en el Pérmico. 1-8 : véase las explicaciones en francés.

Olinalá est un village de "La Montaña" de l'Etat de Guerrero connu par son artisanat de bois de linaloy laqué. On y accède soit par la CF 95 (Mexico-Acapulco) à partir de Chilpancingo, soit par la CF 140, qui passe au Sud de Puebla et traverse les localités de Cuautla, Izúcar de Matamoros et d'Acatlán, un peu plus rapide, cette route est moins bonne car elle contraint à traverser certains cours d'eau.

La Formation d'Olinalá affleure à l'est et au nord-est de la localité d'Olinalá, vers Progreso et Xochimilco sur les flancs du synclinal de la Carbonera. Elle surmonte en discordance le Complexe métamorphique paléozoïque d'Acatlán et est elle-même ravinée par le conglomérat de Cualac, un ensemble de chenaux divagants d'âge jurassique probable. Au-dessus viennent des formations du Jurassique moyen (Groupe de Tecocoyunca), du Crétacé inférieur (Formation Morelos) et des séries volcano-clastiques et continentales du Tertiaire (fig. 1).

En Novembre 1991, trois des auteurs (D.V., R.M. et P.B.) ont revu et rééchantillonné la coupe, guidés par A. Oviedo. Des discussions nombreuses ont également eu lieu à Taxco avec A. Flores de Dios. Plusieurs centaines de lames

minces des collections de l'I.M.P., de la PEMEX, de l'Escuela de Ciencias de la Tierra de Taxco et de l'Université de Lille ont été examinées entre Novembre 1991 et Mars 1992.

II. — LITHOSTRATIGRAPHIE.

La colonne lithostratigraphique schématique, correspondant au trait de coupe AA' de la fig. 1, comprend les unités suivantes (fig. 2) :

1) Le complexe Acatlán.

La Formation d'Olinalá repose sur un substratum structuré et métamorphisé : le Complexe Acatlán. Celui-ci comprend plusieurs séries qui ont été décrites par Ortega-Gutierrez (1978). Dans la région d'Olinalá affleurent des métagrauwackes et des métagabbros (Corona-Esquivel 1981). L'épaisseur du Complexe atteint plusieurs milliers de mètres.

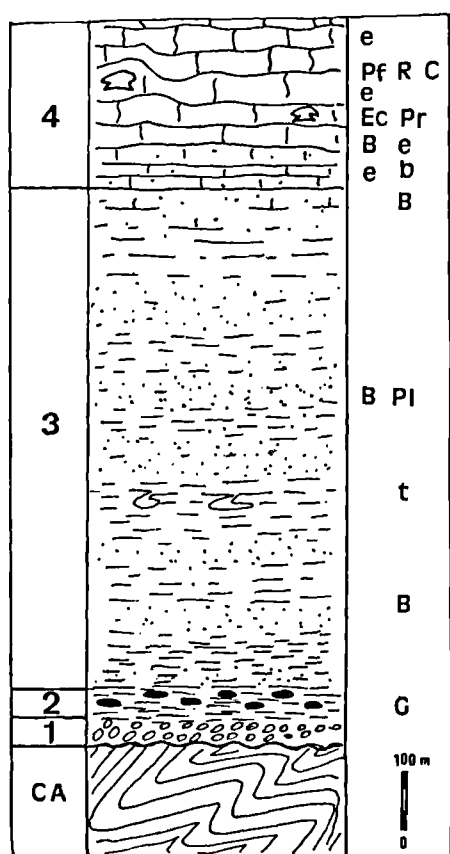


Fig. 2. — Colonne lithologique schématique correspondant à la coupe AA' de la Fig. 1. G = Goniatites, B = Brachiopodes, PI = Plantes terrestres, e = entroques, b = Bryozoaires, Ec = Calcisponges, Pr = Brachiopodes prorichtofénoïdes, C = Codonofusiella, R = Rauserella, pf = petits Foraminifères, t = terriers.

Fig. 2. — Schematic lithological column corresponding to AA' section of Fig. 1. G = Goniatites, B = Brachiopods, PI = terrestrial plants, e = Crinoids, b = Bryozoa, Ec = Calcisponges, Pr = Prorichtofenids Brachiopods, C = Codonofusiella, R = Rauserella, pf = smaller Foraminifera, t = borings.

Fig. 2. — Columna litológica esquemática en relación con la sección AA' de la Fig. 1. G = Goniatítidos ; B = Braquiópodos, PI = Macroflora, e = Crinoïdes, b = Briozoarios, Ec = Esponjas calcáreas, Pr = Braquiópodos Prorichtofénidos, C = Codonofusiella ; R = Rauserella ; pf = pequeños Foraminíferos ; t = Bioturbaciones.

2) Formation d'Olinálá.

Sa puissance est de 1300 m environ selon A. Oviedo.

a) "Le conglomérat de base".

Il est exposé dans le lit des arroyos près du village d'Olinálá. Sa stratonomie et sa lithologie ont été décrites en détail par Corona-Esquivel (1981). Nos observations nous conduisent à interpréter les dépôts comme une séquence A de Mutti, c'est-à-dire un dépôt de coulée boueuse en milieu marin relativement profond.

b) Les "black shales" à nodules.

Ce terme comprend 50 à 60 m d'argilites noires à rares passées de grès fins (15 cm maximum) contenant d'abondants nodules de silts indurés (5 à 22 cm) dans

lesquels nos prédécesseurs ont recueilli les Goniatites *Agathiceras rothi*, *Stachebceras freschi*, *Waagenoceras* sp., ou plus rarement des Bivalves et des Brachiopodes.

Il s'agit d'argilites sombres riches en matière organique apparemment de type "black shales" (tels que redéfinis par Ryan & Cita 1977, p. 211) surtout connus au Crétacé inférieur le long des marges continentales des Océans Indien et Atlantique. Ces argilites sont considérées comme les membres distaux de séquences deltaïques et ne doivent pas être confondues avec des sapropels pélagiques déposés au cours d'O.A.E. (oceanic anoxic events). Une interprétation semblable a été donnée récemment pour des séries à Goniatites permienne du Nevada (Spinosa *et al.*, 1989).

c) Les argilites noirâtres.

D'abord pélitique, cet ensemble passe à des alternances d'argilites de couleur gris sombre et de grès de couleur plus claire en couches plus ou moins épaisses. Les microfaciès révèlent quelques Calcivertellidés, des fragments de Brachiopodes et des spicules d'Éponges, ainsi que des microstratifications obliques, des dispositions "cone in cone", et des bioturbations correspondant sur le terrain à des terriers de type *Planolites* Nicholson, 1873 emend. Pemberton & Frey, 1982.

L'épaisseur totale est de 900 m environ. Au voisinage des niveaux calcaires sus-jacents, les argilites noires s'enrichissent en coquilles blanchâtres de Brachiopodes

d) Calcaires en gros bancs.

La partie supérieure de la coupe montre une épaisse série (300 m environ) de calcaires de couleur grise, en bancs décimétriques à métriques, séparés par des lits argileux, et dont les surfaces sont ondulantes. Ces calcaires sont plus sableux vers la base. Ils contiennent ensuite de nombreux Crinoïdes, Gastéropodes, Coraux solitaires et Brachiopodes assez bien conservés. Ils sont alors accumulés par des courants et semblent parfois turbiditiques.

Les microfaciès de ces couches sont de trois types :

— Grès calcaires à Brachiopodes, Crinoïdes et Bryozoaires avec de rares Coraux et des Stromatolithes (?) ou peut-être des croûtes algaires de type "*Archaeolithophyllum lamellosum*", telles qu'elles ont été figurées par Wahlman (1988, fig. 4A-C, E).

— Encrinites (packstones très riches en Crinoïdes) à rares Bryozoaires et *Tubiphytes*.

— Packstones et rudstones à Bryozoaires et Crinoïdes, parfois à Gastéropodes, fragments de Calcisponges et d'Ostracodes et à rares *Tubiphytes*, *Parachaetetes*, *Endothyra*, *Climacammina*, juvénaria de *Rauserella* et de *Parafusulina*, *Calcivertella* et *Geinitzina*.

Nous avons découvert quelques pâtés récifaux, faiblement individualisés à l'intérieur des bancs calcaires. Ce sont des bindstones et des bafflestones construits par des Calcisponges, des Prorichtofénidés et des Bryozoaires et piégeant de la boue carbonatée. Celle-ci renferme localement des *Codonofusiella* sur l'importance desquelles nous allons revenir.

Les quatre types de microfaciès accumulés et construits correspondent probablement à une séquence virtuelle et

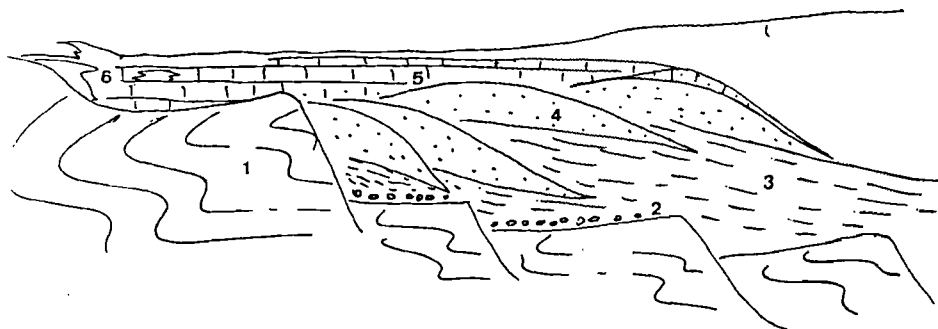


Fig. 3. — Reconstitution hypothétique de l'enchaînement des dépôts (sans échelle).

1) Complexe Acatlan. 2) Coulées de débris de socle. 3) "Black shales" à Goniatites. 4) Lobes argilo-gréseux de pentes deltaïques. 5) Tractionnites ou tempestites calcaires. 6) Constructions calcaires.

Fig. 3. — Possible succession of Permian deposits (without scale).

1) Acatlan Complex. 2) Debris flow containing reworked material from the Acatlan Complex. 3) Black shales with Goniatites. 4) Argillaceous and sandy lobes of deltaic slopes. 5) Carbonate tractionites or tempestites. 6) Calcareous build-ups.

Fig. 3. — Reconstitución hipotética de las secuencias de depósitos (sin escala).

1) Complejo Acatlán. 2) Depósitos de flujo de escombros con elementos del substrato. 3) "Black shales" con Goniatítidos. 4) Lóbulos arcillosos y areniscosos de talud deltaico. 5) Tractionitas o tempestitas calcáreas. 6) Construcciones calcáreas.

donc à une répartition latérale des environnements de dépôt. On peut reconstituer un transect comportant (fig. 3) : des dépôts littoraux avec les grès calcaires à Brachiopodes, puis les constructions récifales, les packstones-rudstones bioclastiques et enfin les encrinites peut-être turbiditiques.

III. — LISTE DES MICRO-ORGANISMES

Les calcaires en gros bancs ont livré l'association composite suivante :

1) Algues.

Tubiphytes obscurus Maslov, 1956 ; *Parachaetetes* sp. ; *Girvanella* sp. ; *Aeolisaccus* sp. ; n. gen. aff. *Hormathonema*.

2) Petits Foraminifères.

Neoendothyra sp. 1 ; *Climacammina* sp. ; *Globivalvulina* ex gr. *bulloides* (Brady, 1876) ; *G.* ex gr. *cyprica* Reichel, 1945 ; *G.* ex gr. *vonderschmitti* Reichel, 1945 ; *Abadehella* ex gr. *coniformis* Okimura & Ishii in Okimura et al., 1975 ; *Tetrataxis* sp. ; *Calcivertella* sp. ; *Calcitornella heathi* Cushman & Waters, 1928 ; *Hedraites* sp. ; *Hemigordius* cf. *harltoni* Cushman & Waters, 1928 ; *Geinitzina* (= *Lunucammina*) *postcarbonica* Spandel, 1901 ; n. gen. aff. *Geinitzina* ; *Fronicularia* (?) spp. ; *Protonodosaria* (?) sp. ; *Nodosaria* spp.

3) Fusulinoïdes.

Schubertella ex gr. *australis* Thompson & Miller, 1949 ; *Codonofusiella extensa* Skinner & Wilde, 1955 ; *Rauserella erratica* DUNBAR, 1944 ; *Parafusulina bosei* Dunbar & Skinner, 1937.

4) Commentaires.

Les Cyanobactéries plus ou moins problématiques sont représentées par trois taxons : *Tubiphytes*, *Aeolisaccus* rattaché depuis peu à ce groupe (Chuvashov et al., 1987), et

un taxon inédit rappelant le genre *Hormathonema*, tel que Masse l'a figuré (1979 : pl. 1, fig. 7). Les fragments de la Solenoporacée *Parachaetetes* sont assez fréquents.

Les Foraminifères Microgranulaires ne livrent que cinq genres ; trois sont cosmopolites et sans grande valeur stratigraphique : *Climacammina*, *Globivalvulina* et *Tetrataxis* ; ils ont de plus colonisé l'Amérique du Nord dès le Carbonifère ; deux autres, *Abadehella* et *Neoendothyra*, sont beaucoup plus intéressants et posent le problème d'une migration "tardive", au Permien supérieur, de ces taxons du Vieux Monde (Moyen-Orient, Japon) vers le Nouveau Monde.

Les Porcelanés sont représentés par quelques Calcivertellidés et des Hemigordiopsidés. Les Hyalins sont des Nodosarioïdes assez diversifiés mais peu nombreux.

Les Fusulinoïdes comprennent trois Schubertelloïdes et un Schwagerinoïde. Ils seront discutés pour leur valeur biostratigraphique.

IV. — DATATION DES TERRAINS

1) Ages radiométriques.

Dans le Complexe Acatlán local, des âges de 328 ± 6 Ma ont été mesurés dans les schistes (A. Oviedo, comm. pers.), ce qui correspondrait à peu près au sommet du Viséen.

2) Microfossiles.

1) Les Calcivertellidés contenus dans les argilites ne sont pas caractéristiques d'un étage ; ils se rencontrent dans le Pennsylvanien comme dans le Permien.

2) Dans les calcaires, Algues, Nodosarioïdes et Calcivertellidés indiquent le Permien sans autre précision. Des microfaciès bioconstruits, semblables à ceux qui ont été observés, se rencontrent aussi bien dans le Permien supérieur du Capitan Reef que dans le Permien inférieur du Texas (Wahlman 1988) et peut-être dans l'Artinskien de

l'Oural (Chuvashov 1983, p. 199). On note ici l'absence des *Archaeolithoporella* si abondantes dans les récifs du Permien supérieur du Vieux Monde (Razgallah & Vachard 1991), mais ce trait n'est pas forcément lié à l'isolement géographique car dans le Permien terminal chinois, à Laolongdong, la participation des Archéolithoporelles aux pâtes récifales est sujette à grande variation (Fan *et al.* 1990 ; tabl. 4, p. 53).

Parafusulina bosei est très rare, elle n'est représentée dans la collection de Lille que par un seul individu complet (Pl. VIII, fig. 19). Trois formes adultes typiques existent dans le matériel d'A. Flores de Dios (Taxco). L'espèce apparaît au Roadien (Wilde, 1990), probable équivalent du Bolorien (ex-Artinskien supérieur), et se maintient dans le Guadalupien.

Rauserella erratica est difficile à reconnaître parce qu'elle n'apparaît le plus souvent que sous forme d'individus immatures, c'est-à-dire de juvenaria assez similaires à des *Reichelina* et spécialement à "*Reichelina lamarensis*" Skinner & Wilde, 1955. Nous proposons d'interpréter cette prétendue espèce comme un stade jeune de *Rauserella*. Ceci a pour conséquence d'exclure le genre *Reichelina* des régions indigènes d'Amérique du Nord, et de le cantonner uniquement aux "terrains suspects", ce que Stevens *et al.* (1991) avaient déjà supposé pour de vraies *Reichelina* de la Californie. A Olinalá quelques coquilles entières permettent une détermination correcte et l'assimilation de ces juvenaria reichelinoides à *Rauserella erratica* (Pl. VI, fig. 12).

Codonofusiella n'existe que très rarement dans les calcaires d'Olinalá mais avec une abondance notable (Pl. VI, fig. 18-21 ; Pl. VII, fig. 1-9 ; matériel A. Oviedo, Pemex). C'est un marqueur qui donne au calcaire d'Olinalá un âge

guadalupien supérieur, équivalent de celui de la Formation Lamar au Texas (Skinner & Wilde 1955 ; Wilde 1975). Ce niveau, qui renferme une Yabéine primitive, est équivalent du Murghabien terminal ou du Midien inférieur de l'Ancien Monde. La *Codonofusiella* découverte ici a été difficile à déterminer spécifiquement. Nous avons opté pour *Codonofusiella extensa*, mais il pourrait aussi s'agir de *Codonofusiella paradoxica*. Nos spécimens pouvaient correspondre aux deux taxons, c'est celui figuré Pl. VII, fig. 1 qui nous a permis de trancher. D'après Wilde (1990, fig. 9) *Codonofusiella paradoxica* appartient à la zone PG 5 datée entre 253,5 et 252 Ma et *C. extensa* à la zone PG 6 comprise entre 252 et 251 Ma.

3) Macrofossiles.

Les déterminations de Flores de Dios & Buitrón (1982), de Silva (1991) et celles inédites fournies à A. Oviedo permettent d'établir la liste de macrofossiles suivante :

Plantes terrestres : Restes de Lycopodiales arborescentes ; *Pecopteris* sp.

Brachiopodes : *Dictyoclostus depressus* (Cooper) ; *Composita* sp. ; *Paranorella* aff. *imperialis* ; *Wellerella* sp. ; *Orbiculoidea* aff. *missouriensis* (Shumard) ; *Cancrinella* sp. ; *Composita grandis* Cooper.

Goniatites : *Adrianites* sp. ; *Agathiceras frechi* ; *Stacheoceras rothi* ; *Waagenoceras* sp.

Lamellibranches : *Promytilus* sp.

Echinodermes : *Cyclocaudex costatus* Moore & Jeffords ; *Heterostelechus jeffordsi* Miller.

TAXONS	ETAGES NORD-AMÉRICAINES		GUADALUPIEN			
	WOLFCAMPIEN	LEONARDIEN	ROA DIEN	WORDIEN	CAPITANIEN	
	288,5	274,5	260	258	253,5	251
<i>Parafusulina bosei</i>						
<i>Rauserella erratica</i>						
<i>Codonofusiella extensa</i>						
<i>Agathiceras</i>						
<i>Stacheoceras rothi</i>						
<i>Waagenoceras</i>						
TAXONS	ETAGES TETHYSIENS		MURGHABIEN			
	ASSELIEN + SAKMARIEN	IAHTASHIEN	BOLORIEN	KUBERGANDIEN	MURGHABIEN	
	290	273	265	260	255 N	250 M I D I E

Fig. 4. — Tableau de répartition des principaux taxons de Foraminifères et de Goniatites situant la base de la Formation d'Olinalá (à Goniatites) au Guadalupien moyen (Wordien) ou le sommet (à Foraminifères) au Guadalupien supérieur (Capitanien). Sources bibliographiques : Tellez-Giron & Nestell 1983, Brunner 1984, Wilde 1990, Waterhouse 1976, Fontaine *et al.* 1986, Termier & Termier 1970, Termier *et al.* 1972, Spinosa & Nassichuk 1971.

Fig. 4. — Repartition table of the main Foraminifera and Goniatites taxa showing the Wordian age (Middle Guadalupian) of the base of the series and the Capitanian age of the summit.

Fig. 4. — Repartición estratigráfica de los principales taxones de Foraminíferos y Goniatítidos mostrando que la parte inferior de la sección, con Goniatítidos, está de edad wordiana (Guadalupeano medio), y la parte superior, con Foraminíferos, de edad guadalupeana superior.

Il se pourrait que la partie inférieure de la formation, et en particulier les black shales, soit d'un âge un peu plus ancien que le terme calcaire daté par *Codonofusiella*, car le Wordien (= Guadalupien moyen) est la seule période où les différents genres de Goniatites se rencontrent conjointement. Le niveau de plus grande abondance de *Stacheoceras rothi* Miller & Furnish, 1940 se situe même dans le Léonardien des Glass Mountains au Texas (Termier *et al.* 1972). Selon Spinosa & Nassichuk (1971, p. 90) *Stacheoceras*, connu de l'Artinskien au Djouffien, est "particulièrement abondant et bien conservé dans les roches d'âge guadalupien". Ces auteurs citent aussi une association à *Stacheoceras*, *Waagenoceras* et *Agathiceras* de Colombie Britannique qui serait d'âge wordien. Waterhouse (1976, p. 137) recense de même un assemblage wordien où les trois genres sont réunis à *Neocrimites* et *Propinacoceras*. La présence de *Waagenoceras* pourrait aussi indiquer un âge semblable au Murghabien moyen-supérieur du Vieux Monde (Kotlyar *et al.* 1991). On se souviendra que le génotype de *Stacheoceras*, *S. mediterraneum*, fut décrit au Sosio (Sicile, Italie) dans des niveaux qui sont probablement d'âge murghabien moyen ou à la rigueur murghabien moyen/supérieur (Vachard & Miconnet 1990 ; Vachard, Decrouez & Clift 1993). Or, selon Kotlyar (1989, p. 212) les trois genres *Waagenoceras*, *Stacheoceras* et *Adrianites* sont présents dans ce Murghabien de Sicile. Ceci pose en définitive le problème de la corrélation entre le Wordien et le Murghabien.

V. — COMPARAISONS PALEOBIOGEOGRAPHIQUES

Les Fusulinoïdes de l'association microfaunistique des calcaires d'Olinalá se retrouvent :

- 1/ dans les Guadalupe Mountains (Wilde 1986a et 1986b), où l'âge indiqué est le Roadien, et où l'on trouve *Parafusulina bosei*, *Rauserella* sp. et une *Abadehella* non signalée mais visible dans certaines publications (par exemple dans le coin supérieur gauche de la fig. 4, pl. 2 de Wilde 1986a).

- 2/ dans l'Ouest du Texas, dans la Formation Lamar, qui contient "*Reichelina*" *lamarensis* (juvenarium probable de *Rauserella erratica*) et *Codonofusiella extensa*.

- 3/ à Las Delicias (Etat de Coahuila), dans la Formation de La Difunta, avec *Parafusulina bosei* et *Rauserella erratica* (Tellez-Giron & Nestell 1983, Brunner 1984).

Ces relations indiquent que la paléoprovince à Fusulinoïdes, qui est connue dans le Sud des Etats-Unis (Texas, Arizona, New-Mexico) et le Nord du Mexique

(Sonora, Chihuahua, Coahuila), s'étend jusqu'au Mexique centro-méridional. On manque d'éléments de comparaison pour indiquer si les gisements nouvellement découverts dans l'Etat de Puebla, donc également au centre du Mexique, appartiennent ou non à cette province. La Formation Cuxtepeque (Enciso de la vega 1988) présente beaucoup de ressemblances mégaséquentielles : coulées boueuses basales à quartz (80%) et fragments de roches métamorphiques (5%), suivies de séries argilo-gréseuses probablement deltaïques, puis de calcaires gris souvent crinoïdiques, mais cette fois également "oolithiques" et à petites chailles. Cependant son association à *Skinnerella gruperaensis* Thompson & Miller et *Parafusulina durhami* Thompson & Miller plaide pour un âge léonardien (= iahtashien) et surtout pour une affinité avec les séries permienne des Chiapas, du Guatemala et du Belize.

Inversement les couches de San Salvador Patlanoaya, également dans l'Etat de Puebla, contiennent des *Triticites* et *Parafusulina* (Brunner 1987) qui évoquent plutôt la province USA-Nord du Mexique.

La liaison faunistique entre la région d'Olinalá, le Nord du Mexique et le Sud des Etats-Unis s'accorde avec les résultats paléomagnétiques de Urrutia-Fucugauchi & Moran (1985), qui indiquaient en effet qu'il n'y a pas eu de rotations significatives de ce qu'ils appelaient le "Terrain Mixtèque" par rapport au reste de l'Amérique du Nord. Ces auteurs remarquaient cependant que cette conclusion impliquait des divergences significatives avec bon nombre de modèles proposés pour la Pangée, qui montrent une claire superposition du Mexique et de l'Amérique du Sud. D'autant plus qu'ils citaient une référence (Gose & Sanchez-Barreda 1981) mentionnant que des mesures faites dans la série permienne de Nochixtlán (Oaxaca) permettaient de supposer que le "Terrain Oaxaca" était également stable par rapport à l'Amérique du Nord.

Soulignons pour terminer que ces Fusulinoïdes du Guadalupien supérieur sont les plus méridionaux qu'on connaisse en Amérique. En effet, le groupe manque complètement en Amérique du Sud, en Amérique centrale et même au Sud du Mexique. Ceci pourrait s'expliquer par un simple contrôle climatique car les Fusulinoïdes, sténothermes chauds, ne franchiraient pas cette barrière, et dans ce cas l'Etat de Guerrero se situerait par 30° de latitude sud au Permien supérieur.

Remerciements : Les auteurs remercient les directions de PEMEX et de l'I.M.P. d'avoir autorisé la parution de ce travail. Ils ont bénéficié de l'assistance technique de Thérèse Colve, Jean Carpentier et Mostafa Berkhli de l'Université de Lille. Ils témoignent leur reconnaissance à Messieurs Maurice Lys (Orsay) et Olivier Monod (Orléans) pour la relecture du manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- BRUNNER P. (1984). — Catalogo de microfósiles índice del Paleozoico, Jurásico superior-Cretácico y microfácies del Paleozoico de México. *Inst. Mex. Petrol., Explorac.*, parte 1, tomo I, 120 p.
- BRUNNER P. (1987). — Microfacies y microfósiles de las rocas carbonatadas del Paleozoico de San Salvador Patlanoaya, Puebla México. *Rev. Somexpal.*, 1, 1, p. 98-112, 6 pl.
- CHUVASHOV B. (1983). — Permian Reefs of the Urals. *Facies*, 8, p. 191-212, pl. 31-33, Erlangen.
- CHUVASHOV B.I., LOUTCHININA V.A., SHUYSKYI B.P. (1987). — Algues calcaires fossiles (morphologie, systématique, méthodes d'étude). *Publications "Nauka" Sibirsk. Otdel.*, 224 p., 24 pl., Novosibirsk.
- CORONA-ESQUIVEL R.J.J. (1981 paru 1983). — Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, Noreste del Estado de Guerrero. *Revista Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geol.*, 5, 1, p. 17-24, 7 fig.
- DUNBAR C.O. & SKINNER J.W. (1937). — Permian Fusulinidae of Texas ; in *The Geology of Texas*, 3, 2. *Bull. Univ. Texas Bureau Econ. Geol. Techn.*, 3701, p. 517-825.

- DUNBAR C.O. (1944). — Permian and Pennsylvanian (?) fusulines ; in R.E. King *et al.* : Geology and Paleontology of the Permian Area Northwest of Las Delicias, Southwestern Coahuila, Mexico. *Spec. Papers Geol. Soc. America*, 52, p. 35-48.
- ENCISO DE LA VEGA S. (1988). — Una nueva localidad permica con Fusulinidos en Puebla. *Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, 7, 1, p. 28-34.
- FAN JIANGSONG, RIGBY J.K. & QI JINGWEN (1990). — The Permian Reefs of South China and comparisons with the Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains, West Texas and New Mexico. *Brigham Young University Geology Studies*, 36, p. 16-55, 11 pl.
- FLORES DE DIOS L.A. & BUITRON B.E. (1982). — Revision y aportes a la estratigrafía de la Montaña de Guerrero. *Univ. Auton. Guerrero, Ser. tecnico-científica*, 12, p. 3-28.
- GOSE W.A. & SANCHEZ-BARRERA L.A. (1981). — Paleomagnetic results from Southern Mexico. *Geof. Inter.*, 20, 3, p. 163-176.
- KOTLYAR G.V. (1989). — Correlation of Upper Permian deposits in the Tethys Realm. *C.R. 11e Congr. Internat. Strat. Géol. Carbon.*, Beijing 1987, 2, p. 211-215.
- KOTLYAR G.V., KROPACHEVA G.S. & PRONINA G.P. (1991). — Upper Permian zonal scales of the South USSR and possibilities of their correlation. *Saito Ho-On Kai Spec. Publ.*, 3, Proceedings of Shallow Tethys 3, Sendai 1990, p. 353-358.
- MASSE J.P. (1979). — Schizophytoïdes du Crétacé inférieur, caractéristiques et signification, écologique. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 3, 2, p. 685-703, 3 fig., 3 pl.
- ORTEGA-GUTIERREZ F. (1978). — Estratigrafía del Complejo Acañán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, 2, p. 112-131.
- PEMBERTON S.G. & FREY R.W. (1982). — Trace fossil nomenclature and the *Panolites-Palaeophycus* dilemma *Journ. Paleont.*, 56, 4, p. 843-881, 5 pl.
- RAZGALLAH S. & VACHARD D. (1991). — Systématique et biosédimentologie des algues conductrices permianes *Tubiphytes* et *Archaeolithoporella* suivant l'exemple du Jebel Tebaga (Murghabien de Tunisie). *Paleontographica, Abt B*, 221, 5-6, p. 171-205.
- RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1977). — Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation. *Marine Geology*, 23, p. 197-215.
- SILVA PINEDA A. (1991). — Consideraciones sobre los conjuntos paleoflorísticos de México y sus implicaciones paleoclimáticas. *Somexpal.*, 3o Congreso Nac. Pal., Resúmenes, p. 64-69.
- SKINNER J.W. & WILDE G.L. (1955). — New Fusulinids from the Permian of West Texas. *Journ. Paleont.*, 29, 6, p. 927-940, pl. 89-95.
- SPINOSA C. & NASSICHUK W.W. (1971). — The Permian Ammonoid *Stacheoceras* discovered on Ellesmere Island, Canadian Arctic. *G.S.C. Bull.*, 197, p. 89-93.
- SPINOSA C., SNYDER W.S. & SCHWARZ D.L. (1989). — Lower Permian Ammonoid biostratigraphy, Dry Mountain Trough, Nevada, Western North America : importance for basin analysis and paleogeographic reconstructions. *C.R. 11e Congr. Internat. Strat. Géol. Carbon.*, Beijing 1987, 2, p. 251-264.
- STEVENS C.H., LUKEN M.D. & NESTELL M.K. (1991). — The Upper Permian Fusulinids *Reichelina* and *Parareichelina* in Northern California : evidence for long-distance tectonic transport ; In Cooper J.D. & Stevens C.H. : Paleozoic Paleogeography of the Western United States. II : *Pacific Section SEPM*, 67, p. 635-642.
- TELLEZ-GIRON C. & NESTELL M. (1983). — Microfacies y zonificación del Pérmico de Las Delicias, Coahuila, Mexico. *Revista IMP.*, 15, 3, p. 6-23, Pl. 1-11.
- TERMIER H. & TERMIER G. (1970). — Ammonoïdes de l'Artinskien (= Zygarien) dans la montagne de Bamyan (Afghanistan). *Ann. Soc. géol. Nord*, 90, 2, p. 93-100, pl. 9.
- TERMIER H., TERMIER G., DESPARMET R. & MONTENAT C. (1972). — Les Ammonoïdes du Permien (Kubergandien) de Tezak (Afghanistan central). *Ann. Soc. géol. Nord*, 92, p. 105-115, pl. 13-17.
- URRUTIA FUCUGAUCHI J. & MORAN ZENTENO D.J. (1985). — Resultados paleomagnéticos preliminares del Paleozoico superior de Olinalá, Guerrero y sus implicaciones tectónicas. *VII Congr. Latinoamer. Geología*, Bogota (1985) et *Inst. Geofísica UNAM*, 59, 14 p., 4 fig.
- VACHARD D. & MICONNET P. (1989). — Une association à Fusulinoïdes du Murghabien supérieur au Monte Facito (Apennin méridional, Italie). *Rev. Micropaléont.*, p. 297-318, 4 pl., Paris.
- VACHARD D., DECROUEZ D. & CLIFT P. (1993). — Une association à *Pseudodunbarula* (Fusulinoïde) du Permien supérieur (Djoulfien) remaniée dans le Jurassique d'Argolide (Grèce). *Revue Paléobiologie*, Genève (à paraître).
- WAHLMAN G.M. (1988). — Subsurface Wolfcampian (Lower Permian) shelf-margin reefs in the Permian Basin of West Texas and Southeastern New Mexico. *Midcontinent SEPM Special Publication*, N° 1, p. 177-204.
- WATERHOUSE J.B. (1976). — World Correlations for Permian Marine Faunas. *Univ. Queensland Papers, Dept. Geol.*, 7, 2, 232 p.
- WILDE G.L. (1975). — Fusulinid defined Permian stages. In : Permian Exploration, Boundaries and Stratigraphy. *West Texas Geol. Soc. & Permian Basin Section, SEPM Publ.*, N° 75-65, p. 67-83, 16 fig.
- WILDE G.L. (1986a). — Stratigraphic relationship of the San Andres and Cutoff Formations, Northern Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas. In Moore G.E. & Wilde G.L. : Lower and Middle Guadalupian Facies, Stratigraphy and Reservoir Geometries, San Andres/Grayburg Formations, Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas. *Permian Basin Section SEPM Publ.*, N° 86-25, p. 49-63, 5 pl.
- WILDE G.L. (1986b). — An important occurrence of Early Guadalupian (Roadian) Fusulinids from the Cutoff Formation, Western Guadalupe Mountains, Texas. In Moore G.E. & Wilde G.L. : Lower and Middle Guadalupian Facies, Stratigraphy and Reservoir Geometries, San Andres/Grayburg Formations, Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas. *Permian Basin Section, SEPM Publ.*, N° 86-25, p. 65-68.
- WILDE G.L. (1990). — Practical Fusulinid Zonation : the species concept, with Permian basin emphasis. *West Texas Geological Society Bulletin*, 29, 7, p. 5-34.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Tous les grossissements des Pl. VI et VII sont de 72 à l'exception de la figure 12 (Planche VI) (Gr. = x 17).

PLANCHE VI

Fig. 1, 13 à 15. — *Abadehella* ex gr. *coniformis* Okimura & Ishii in Okimura *et al.*, 1975.
1 - Section sublongitudinale - A42-OPA 314.

13 - Section longitudinale rappelant *A. pauciseptata* (Wang, 1974) - A42-OPA 314.
14 - Autre section semblable à *A. pauciseptata* (Wang, 1974) - A42-OPA 314.
15 - Section subtransverse partielle - A42-OPA 314.

Fig. 2. — *Geinitzina postcarbonica* Spandel, 1901
Section sublongitudinale - A34- OPA 317

Fig. 3. — *Geinitzina* (?) sp.
Section sublongitudinale - A40-OPA 309

Fig. 4-5, 11-12. — *Rausarella erratica* Dunbar, 1944.
4 - Section transverse oblique - Avec *Hemigordius* - A42-OPA314.
5 - Section axiale d'un juvénarium - A46-OPA 320.
11 - Section transverse également reichelinoïde - A39-OPA 307.
12 - Section axiale adulte - A39- OPA 308

Fig. 6. — *Calcitornella heathi* Cushman & Waters, 1928.
A39-OPA 307

Fig. 7. — *Globivalvulina* ex gr. *cyprica* Reichel, 1945.
Section subtransverse - A42-OPA 314

Fig. 8. — *Globivalvulina* ex gr. *bulloides* Brady, 1876.
Section subaxiale - A42-OPA 314

Fig. 9-10. — *Schubertella* ex gr. *australis* Thompson & Miller, 1949.
9 - Section axiale - A41-OPA 311.
10 - Section transverse - A41-OPA 311

Fig. 16. — *Climacammina* sp.
Section subaxiale oblique - A40-OPA 309

Fig. 17. — *Parachaetetes* sp.
Détail d'un thalle recristallisé - A36-OPA 299

Fig. 18 à 21. — *Codonofusiella extensa* Skinner & Wilde, 1955
18 - Section subaxiale - A41-OPA 311.
19 - Section subtransverse - A41-OPA 31.
20 - Section tangentielle - A41-OPA 31.
21 - Section subtransverse - A41-OPA 311

PLANCHE VII

Fig. 1 à 9. — *Codonofusiella extensa* Skinner & Wilde, 1955
1 - Section subtransverse montrant la longue hampe et le départ enroulé - A41-OPA 311
2 - Deux individus en section oblique - A41-OPA 311
3 - Deux individus, l'un à gauche montrant l'enroulement initial, l'autre la plus longue hampe observée - A41-OPA 311
4 - Section oblique montrant le départ de la hampe - A41-OPA 314
5 - Section axiale montrant le plissement septal - A41-OPA 314
6 - Section transverse équatoriale dans la partie enroulée - A41-OPA 314
7 - Section axiale oblique - A41-OPA 311
8 - Individu tératogénique - A41-OPA 311
9 - Section transverse - A41-OPA 310

PLANCHE VIII

Fig. 1.- *Neoendothyra* sp. 1
Section axiale - A39-OPA 308. Gr. = x 72.

Fig. 2-3.- *Globivalvulina* ex gr. *vonderschmitti* Reichel, 1945
2 - Section subtransverse - A42-OPA 314. Gr. = x 72.
3 - Section subtransverse montrant très nettement la double paroi - A42-OPA 314. Gr. = x 72.

Fig. 4.- *Protonodosaria* (?) sp.
Section sublongitudinale - A38. Gr. = x 72.

Fig. 5.- *Nodosaria* sp. 1
Section longitudinale - A37. Gr. = x 72.

Fig. 6.- *Fronicularia* (?) sp. 1
Section oblique - A39-OPA 308. Gr. = x 72.

Fig. 7.- *Abadehella* ex gr. *coniformis* Okimura & Ishii in Okimura *et al.*, 1975 (section transverse ; en haut à gauche) et *Globivalvulina* ex gr. *bulloides* (Brady, 1876) (section oblique ; en bas à droite) - A42-OPA 314. Gr. = x 72.

Fig. 8.- n. gen. aff. *Hormathonema*
Deux sections - A36-OPA 298. x17.

Fig. 9.- *Globivalvulina* ex gr. *bulloides* (Brady, 1876)
Section subtransverse - A42-OPA 314. Gr. = x 72.

Fig. 10.- *Hedraites* sp.
Section du tube montrant les puits de la paroi - A39-OPA 308. Gr. = x 72.

Fig. 11.- *Nodosaria* sp. 2
Section longitudinale - A42-OPA 314. Gr. = x 72.

Fig. 12-13.- *Hemigordius* cf. *harltoni* Cushman & Waters, 1928
12 - Section subtransverse - A42-OPA 314. Gr. = x 72.
13 - Section axiale - A42-OPA 314. Gr. = x 72.

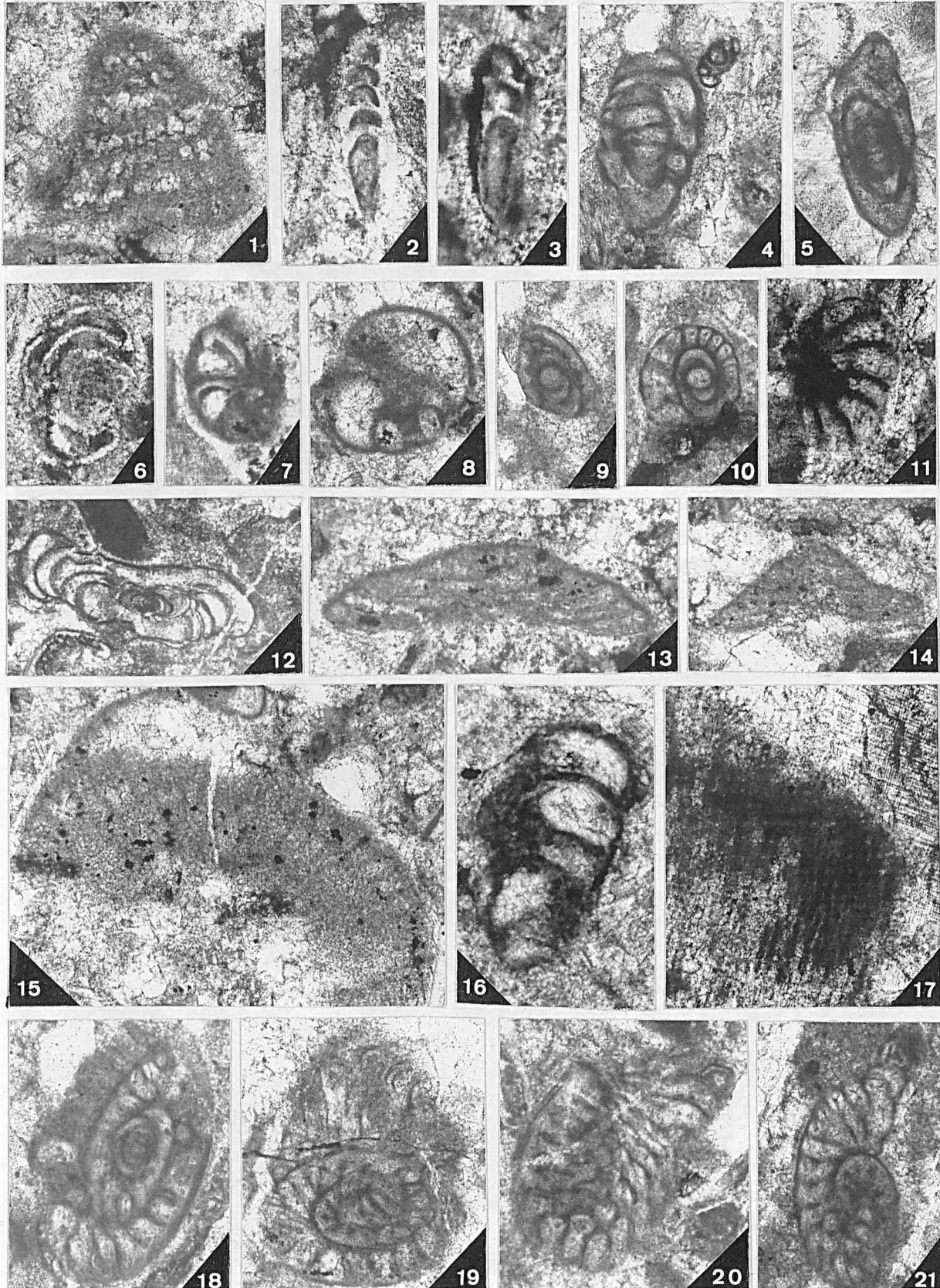
Fig. 14.- *Fronicularia* (?) sp. 2
Section oblique - A40-OPA 309. Gr. = x 72.

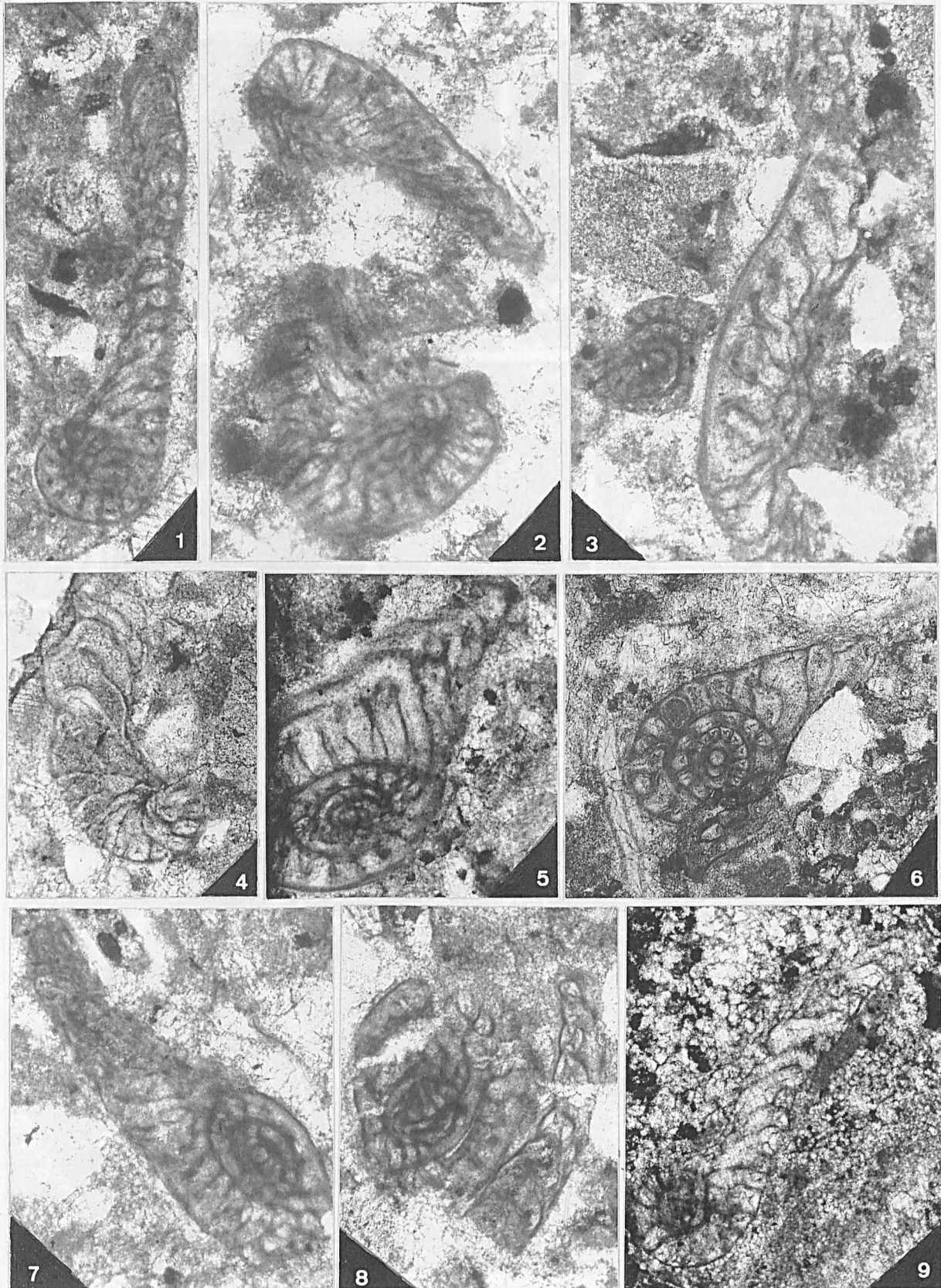
Fig. 15-16.- *Rausarella erratica* Dunbar, 1944
Deux sections subaxiales écrasées.
15 - A42-OPA 314 (1). x17.
16 - A42-OPA 314 (2). x17.

Fig. 17.- *Tubiphytes obscurus* Maslov, 1956 (à gauche) et *Parachaetetes* sp. (à droite). Deux fragments de colonies - A36-OPA 303. x17.

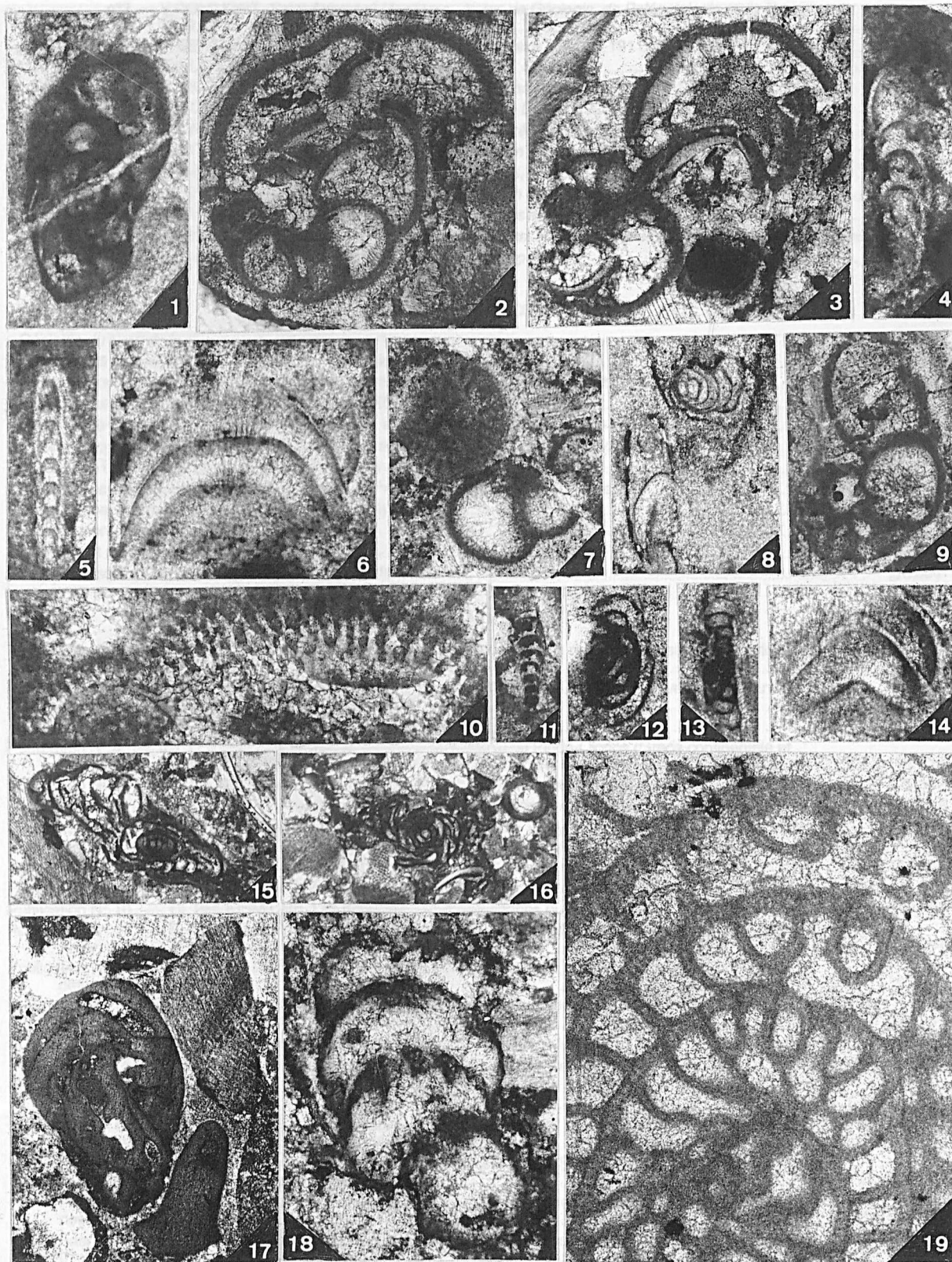
Fig. 18.- *Climacammina* sp.
Section sublongitudinale - A42-OPA 314 . Gr. = x 72.

Fig. 19.- *Parafusulina bosei* Dunbar & Skinner, 1937
Section subtransverse (vue partielle) - OL3a + OL3b. Gr. = x 72.





Tome I n° 1. — Ch. BRANCO. Recherches sur le terrain crétacé de l'Argonne et de l'Alsace, 1878, 228 p. — 1878
n° 2. — P. FRAZER. Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie, 1892, 176 p. — 1892
n° 3. — R. BRANCO. Mémoires sur la Sibirie, par Aptina, 1892, 24 p. — 1892
Tome IV n° 1. — L. BRANCO. Études sur les fossiles de Spatar Vénus, 1894, 63 p., 7 pl. — 1894
Tome VI n° 1. — P. BRANCO. Études géologiques de l'Alsace, 1907, 36 p., 4 pl. — 1907
n° 2. — BRANCO. Études géologiques de l'Alsace, 1912-1920, Fasc. 1. — 1912



Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.....	336,00 F
	n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.....	252,00 F
	n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.....	36,00 F
Tome IV	n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Vermeulli</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 et al., <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2.....	336,00 F
	n° 3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.....	156,00 F
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</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. — G. FOURNIER et al., <i>Poissons élasmobranches de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.....	96,00 F
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.....	180,00 F
Tome XII	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.....	336,00 F
Tome XIII	— P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.....	252,00 F
Tome XIV	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantotrachés 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
Tome XVI	— A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la gènèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.....	250,00 F

FASCICULES SPÉCIAUX (*)

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1).....	85,00 F
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3).....	70,00 F
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	200,00 F
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4).....	150,00 F
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1).....	150,00 F
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières » (T. CII, fasc. 2).....	150,00 F
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3).....	250,00 F
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2).....	125,00 F
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2).....	300,00 F
« Actualisation de quelques thèmes géologiques » (T. CVI, fasc. 4).....	125,00 F
« Géologie et aménagement régional » (T. CIX, fasc. 2).....	T.T.C. 250,00 F
« Le Nord et son environnement géologique. » (T. 2, 2 ^{me} série, fasc. 1).....	175,00 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 Saravejo (Yougoslavie)</i>	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridional</i>	185,00 F
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	180,00 F
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Héliénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Omineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	125,00 F
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i>	T.T.C. 100,00 F
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly ; traitement informatique des microanalyses chimiques</i>	T.T.C. (les 3 fasc.) 360,00 F
Fascicule 1, <i>Le Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées Orientales). Evolution tectono-métamorphique. Exemple d'un amincissement crustal polyphasé</i>	T.T.C. 150,00 F
Fascicule 2, <i>Etude conceptuelle, fonctionnelle et organique d'un système de traitement informatique des microanalyses chimiques</i>	T.T.C. 110,00 F
Fascicule 3, <i>Noti c e et carte géologique en couleurs au 1/25000 du Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées Orientales)</i>	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i>	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i>	150,00 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.
(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.)

SOMMAIRE

Tome 2 (2^{me} série), Fascicule 3

parution 1993

	pages
Anne LEFRANÇOIS, Jean-François DECONINCK, Jean-Louis MANSY et Jean-Noël PROUST. — Structure, sédimentologie et minéralogie des argiles des formations de Beaulieu et d'Hydrequent (Dévonien supérieur du Bas Boulonnais).....	123
CHEN Qishi and YE Xiaodan. — Age and megafacies sedimentary environments of Shipu Limestone in Xiangshan County, Zhejiang (China).....	135
Robert COQUEL et Dominique MASSA. — A propos d'événements palynologiques du Carbonifère inférieur (= Mississipien) d'Afrique du Nord	145
Daniel VACHARD, Adan OVIEDO, Antonio FLORES DE DIOS, Rodolfo MALPICA, Palmira BRUNNER, Martin GUERRERO et Blanca Estela BUITRON. — Barranca d'Olinala (Guerrero) : une coupe de référence pour le Permien du Mexique central ; étude préliminaire	153

© 1993 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'auteurs.

Imprimé en France (Printed in France)